

Première sortie géologique de l'AVG sur le Jurassique du littoral vendéen

« De Saint-Jean d'Orbestier au Veillon »

Dimanche 7 avril 2019

avec André POUCKET et Patrick BOHAIN, membres de l'AVG



À l'issue de l'orogénèse varisque à la fin du Carbonifère, il y a 290 millions d'années, tous les continents sont rassemblés en une Pangée. Un seul océan, la Panthalassa, recouvre le globe en formant un large golfe : la Mésogée, entre deux masses continentales : le Gondwana et la Laurasia. La Vendée fait partie du domaine structural de l'Armorica qui, avec l'ouest européen, se situe sur la marge continentale de la Laurasia au fond du golfe mésogéen. Au Permien, la Pangée commence à se disloquer le long de grandes fractures transcurrentes héritées de la collision varisque et des fossés du Carbonifère supérieur. C'est particulièrement le cas dans l'arcature du golfe où la Laurasia se découpe en trois blocs : la Laurentia, la Baltica et la Sibéria-Angara (**Fig. 1**). Ces fractures structurent l'Armorica et donc la Vendée en marge de la Laurentia. Ce sont les failles armoricaines NW-SE qui vont rejouer au Jurassique. Au Permien, cette tectonique a généré un magmatisme lamprophyrique qui nous a légué les dykes de minette de Sion-sur-l'Océan et de la pointe du Payré. Au Trias, la tectonique transtensive devient franchement extensive. Gondwana, Laurentia et Baltica commencent à se séparer. Leurs marges continentales au bord du golfe mésogéen se creusent de fossés tectoniques aussitôt envahis par les eaux marines. Le fond du golfe devient une mer épicontinentale parsemée de grandes îles comme l'Armorica et le Massif Central (**Fig. 2**). Une importante activité volcanique intracontinentale se manifeste, comme dans l'Estérel, mais n'atteint pas la Vendée. En même temps, la Mésogée se fracture et des rifts océaniques apparaissent. L'océan alpin ou Téthys est en formation. Nous sommes à -200 millions d'années.

C'est alors que le climat se réchauffe par la conjonction de différents facteurs, astronomiques et paléogéographiques. Le niveau de la mer monte rapidement. C'est la transgression du Jurassique. Elle arrive en Vendée dès le début de l'Hettangien et vient du sud. Elle va occuper un bassin étroit en arrière du littoral atlantique qui n'existait pas encore, en allant de Jard-sur-Mer à Brem-sur-Mer et en passant à l'est des Sables-d'Olonne (**Fig. 3**).

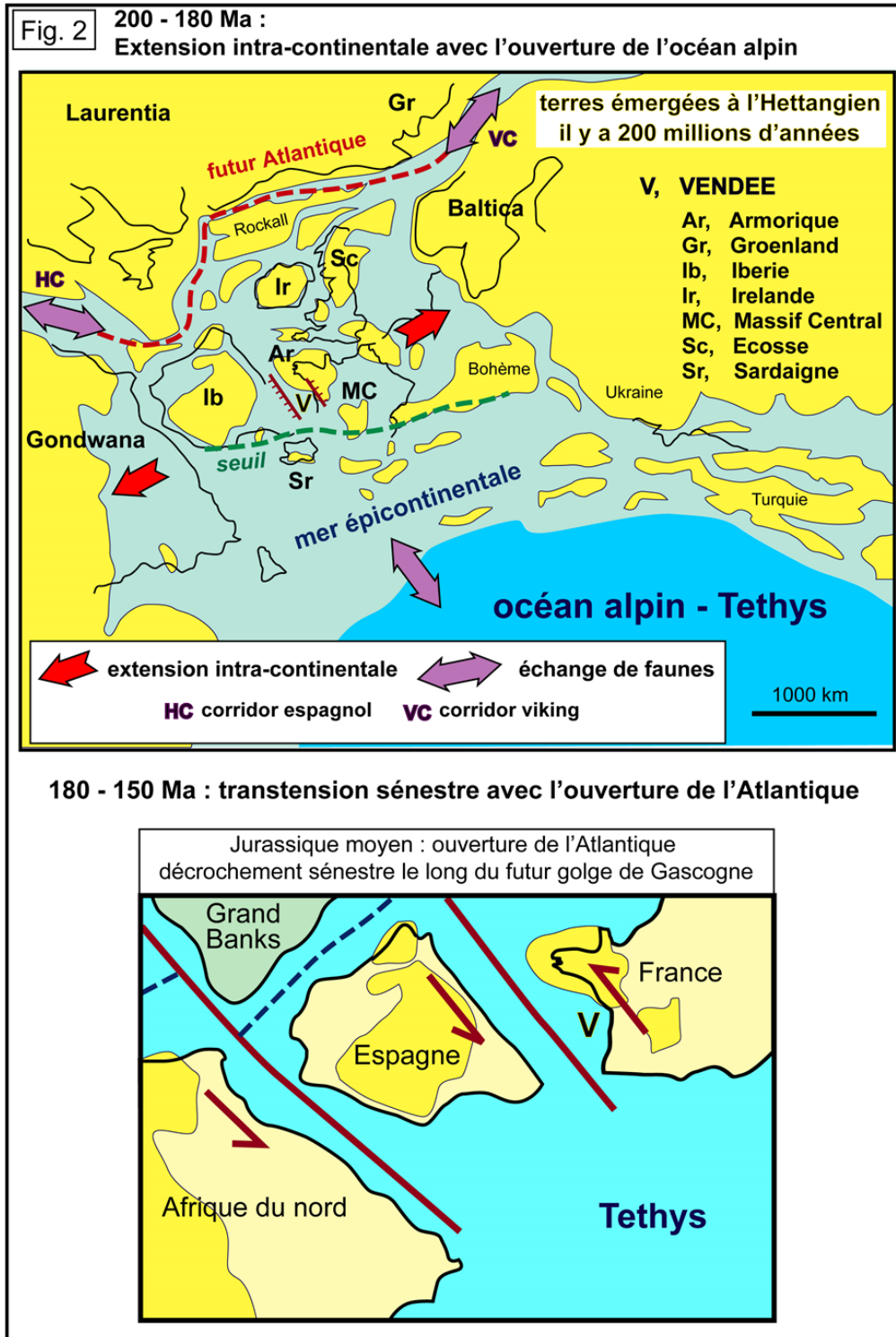
La tectonique extensive produit des failles normales orientées WNW-ESE et NW-SE tout en réactivant les fractures armoricaines dont les plus importantes sont celles du bassin de Chantonnay. Ces failles sont pentées alternativement vers le nord-est ou le sud-ouest. Elles créent des demi-grabens lorsqu'elles sont seules, et des grabens par jeux synthétiques de plusieurs fractures. Sur le littoral vendéen, la faille directrice est celle qui va du sud-est, à l'embouchure du Payré pour aboutir au nord-ouest, au nord de Sauveterre et au sud du Havre de La Gachère (**Fig. 3**). Cette faille est pentée vers le nord-est. Elle passe par Bourgenay, Les Sarts, La Salle-Roy et Cayola où elle est la plus visible sur la côte. C'est la faille de Bourgenay - La Gachère. Elle présente plusieurs décalages dextres orientés NNW-SSE qui correspondent à la réactivation des grands décrochements permien, le plus spectaculaire étant celui des Sarts.

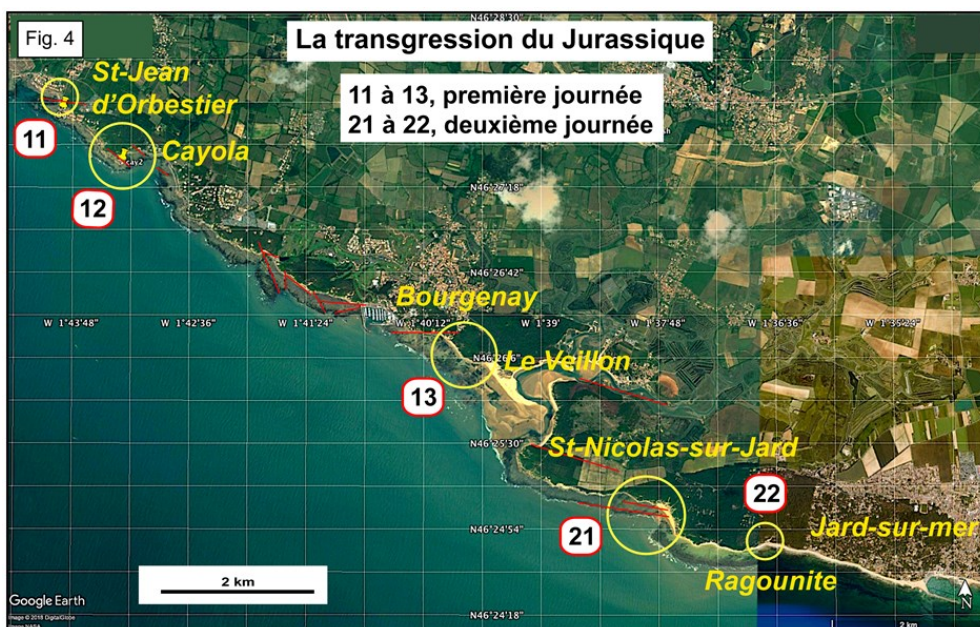
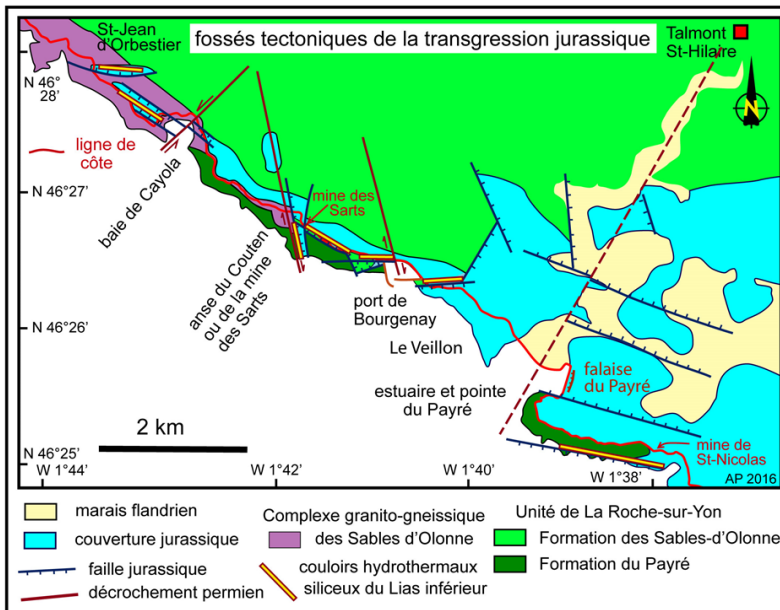
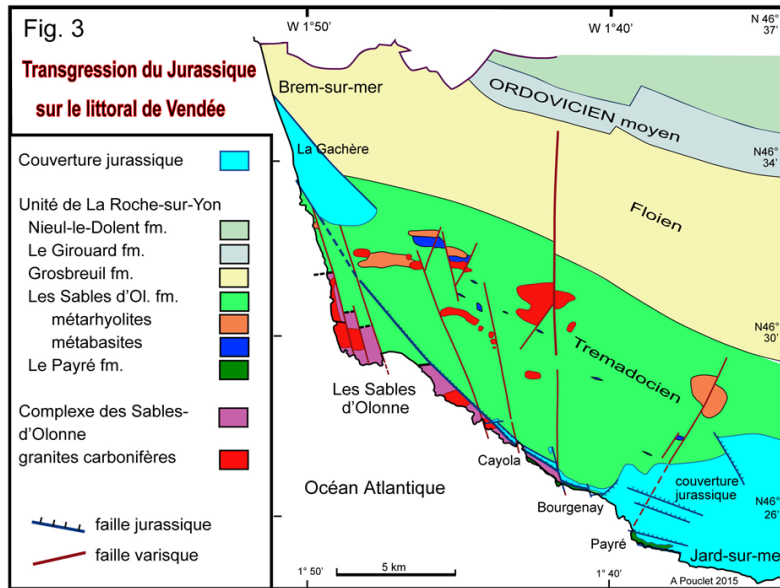
Le développement de ce système de fractures est de l'ordre de 23 km. Les failles associées et plus ou moins parallèles ont un pendage vers le sud-ouest et donnent lieu à la formation de petits horsts et grabens larges de plusieurs centaines de mètres sur quelques kilomètres d'extension.

Cette tectonique ravive les reliefs, ce qui entraîne par érosion fluviale, d'importants apports détritiques sur la marge continentale et dans les nouveaux bassins structuraux. Ainsi commence la sédimentation jurassique.

Les deux sorties de terrain de l'AVG organisées le 7 avril et le 19 mai 2019, avaient pour but d'observer la structure, la sédimentologie et la stratigraphie des formations sédimentaires transgressives du Jurassique entre les Sables-d'Olonne et Jard-sur-Mer (**Fig. 4**).





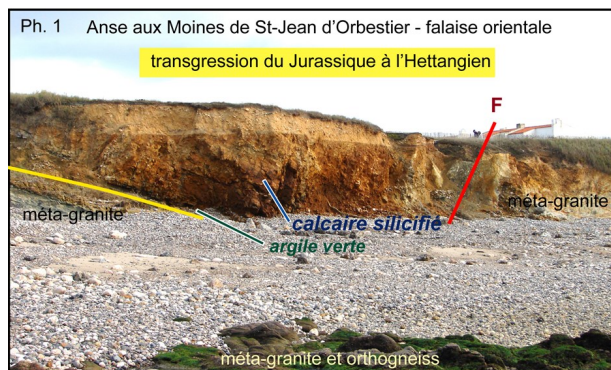


Première sortie géologique De Saint-Jean-d'Orbestier au Veillon

La première sortie permet, d'une part, d'observer la disposition structurale des premières formations transgressives, et, d'autre part, d'obtenir une stratigraphie complète pour l'Hettangien. La journée commence dans l'**Anse aux Moines** de Saint-Jean-d'Orbestier (**Fig. 4, site 11**). Puis nous nous rendons à la **pointe ouest de la Baie de Cayola** en traversant le bois de Saint-Jean et longeant une partie de la côte (**site 12**). Nous allons ensuite dans l'**Anse de La République (site 13)**, au sud-est de Bourgenay pour des observations sur l'estran et la côte rocheuse du port de Bourgenay à la plage du Veillon.

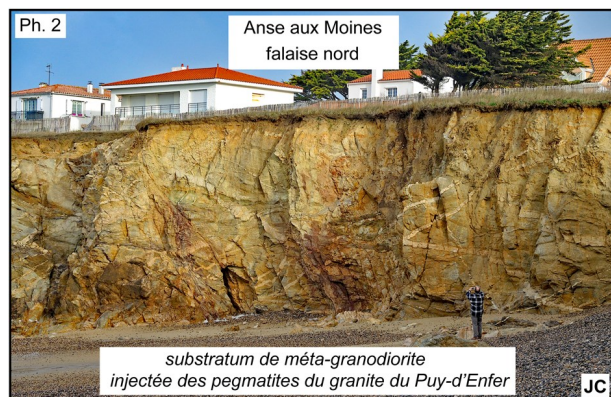
1. L'Anse aux Moines, un demi-graben jurassique

Directement au sud de l'abbaye de Saint-Jean-d'Orbestier, l'Anse aux Moines est le résultat d'une intense fracturation jurassique orientée N 110°. Large d'environ 200 m, l'anse est cernée de rochers granitiques avec une grève de galets sur la rive orientale (**Fig. 5a, Ph. 1 à 3**). C'est dans la falaise de cette rive que des strates du Jurassique sont préservées dans une structure faillée (**Fig. 5b et 6**). L'anse a conservé une écluse à poissons qui pourrait encore être utilisée.



1.1. Contexte géologique

La formation rocheuse est constituée de méta-granites et méta-granodiorites foliés, migmatisés et largement intrudés de filons de pegmatite émanant d'un pluton granitique sous-jacent (**Ph. 2 et 3**).

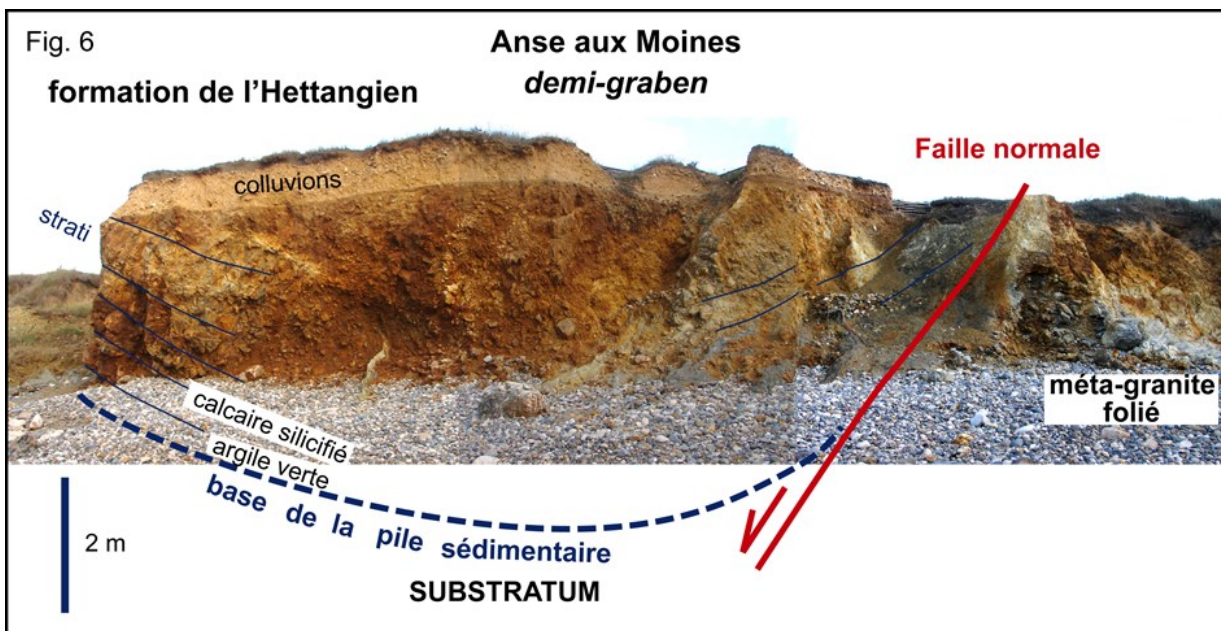
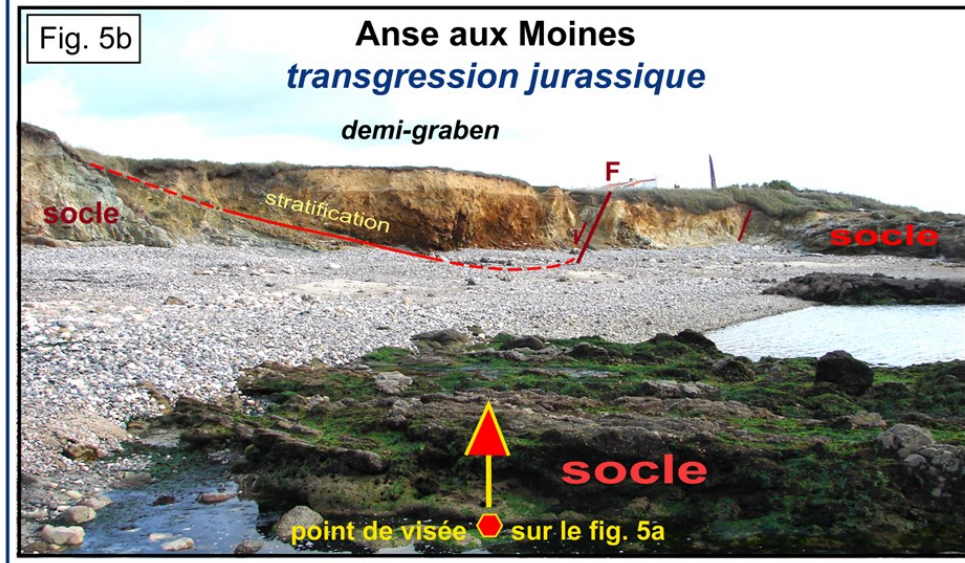
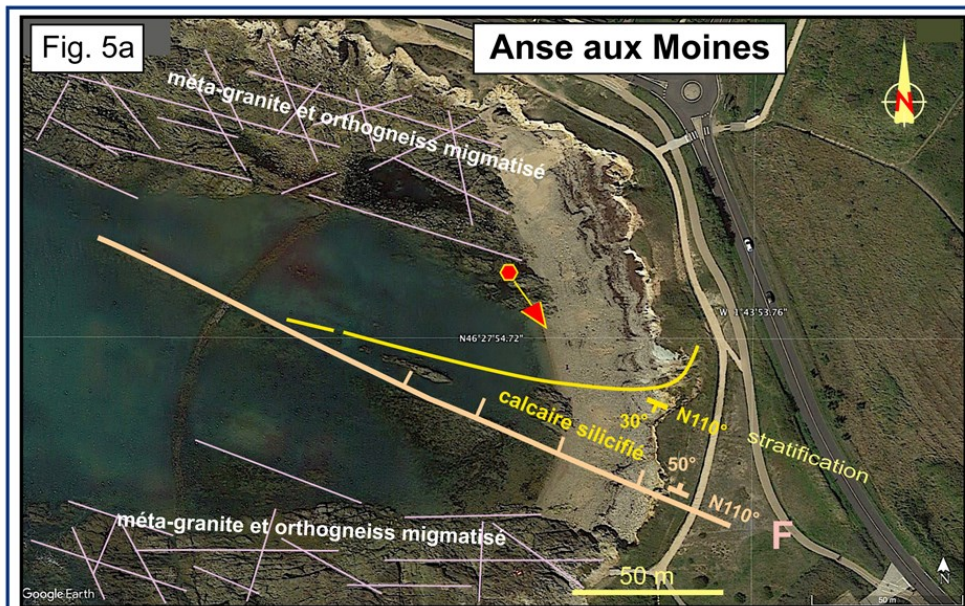


Par endroits, la roche ressemble à un orthogneiss migmatitique, mais elle a été modifiée essentiellement par l'infiltration de fluides pegmatitiques et non par anatexie d'un liquide granitique. Ces fluides silico-alumineux potassiques ont été extraits d'un massif granitique en cours de cristallisation qui doit se situer actuellement à une centaine de mètres au-dessous. Les recrystallisations thermo-métamorphiques en filonnets et imprégnations de quartz, microcline, muscovite, tourmaline, grenat et disthène sont caractéristiques des coupes pneumatolytiques qui se développent au-dessus des massifs granitiques lors de leurs mises en place dans l'écorce moyenne. Ce sont les apophyses de ce massif qui affleurent au Puy-d'Enfer, au Château-d'Olonne et à La Chaume un peu plus au nord. Elles sont datées vers 320 Ma. La formation de ce substratum de nature méta-granitique appartient au Complexe des Sables-d'Olonne. Ce Complexe provient du plancher du bassin de La Roche-sur-Yon dont la base est attribuée au Cambrien supérieur. Nous retrouvons cette formation méta-plutonique à Noirmoutier et à l'île d'Yeu où elle a été datée à 530 Ma, du Cambrien inférieur.

Tout le substratum présente une fracturation en diaclases conjuguées NNW-SSE et NE-SW (**Fig. 5a**). Mais c'est la fracturation jurassique WNW-ESE qui se superpose à la fabrique du socle relatif et structure tout le littoral. De fait, cette fracturation a joué verticalement le long d'une faille normale majeure. Cette faille traverse obliquement l'Anse aux Moines et passe au travers de la falaise du côté sud-est. On observe dans la falaise méta-granitique, depuis le bord sud, une série de fractures parallèles et pentées vers le nord, puis le plan de faille apparaît souligné par une brèche tectonique remaniant des filons de quartz (**Fig. 5b et 6, Ph. 1**). Ce plan est orienté N 110° et penté de 50° vers le nord. C'est la partie effondrée de cette faille qui est occupée par des bancs de calcaire silicifié que nous attribuons à l'Hettangien.

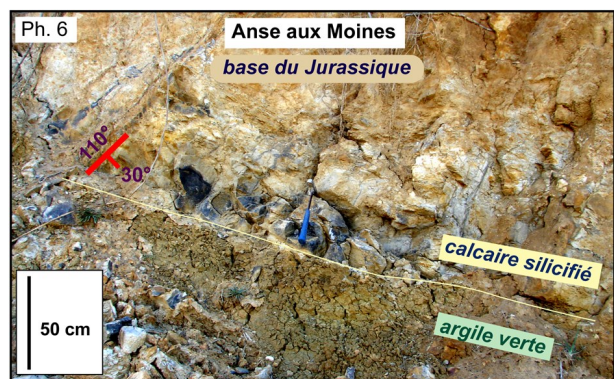
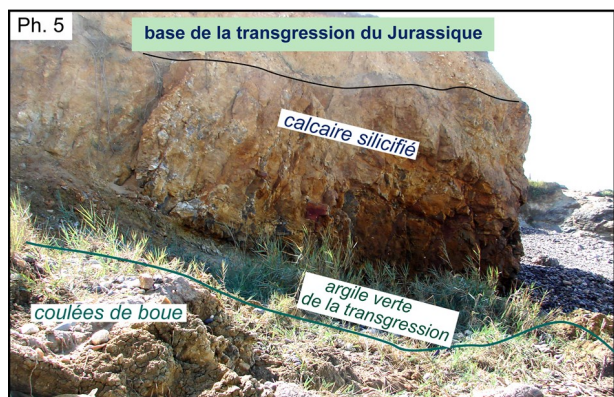
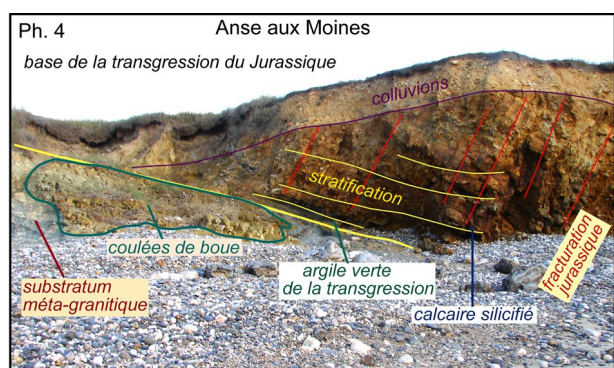
1.2. Formation du Jurassique

Les strates de calcaire silicifié, d'épaisseur décimétrique, sont orientées N 110° avec un pendage variable vers le sud. Elles affleurent sur une largeur de 30 m dans la falaise sud-est en armant toute la hauteur de la falaise dans la partie moyenne, soit sur un peu plus de



3 m de puissance, mis à part l'épanchement des colluvions superficielles. Vers le nord, elles reposent directement sur un substratum granitique fortement altéré en arénite quartzo-feldspathique et argile bleue. Le contact de base de la pile sédimentaire est en partie masqué par des coulées de boue actuelles de terrain argilo-arénitique (Ph. 4 et 5). Il apparaît constitué par un banc d'argile verte épais de 60 à 80 cm, puis par du calcaire silicifié bleuté (Ph. 6). Toute la pile est ensuite faite de calcaire silicifié ferruginisé.

Cette sédimentation de la séquence transgressive est similaire à celle de tous les autres sites où affleure la base de la sédimentation hettangienne, avec une ou plusieurs couches d'argile verte et des bancs gréseux et conglomératiques (Cayola, Bourgenay, Payré).



1.3. Structure

Il n'y a pas de faille du côté nord qui aurait un pendage vers le sud en réponse à la faille du sud à pendage nord. Nous voyons donc un demi-graben constitué d'une seule

faille normale, avec un basculement vers le sud du remplissage sédimentaire qui a glissé le long du plan de faille (Fig. 5b et 6).

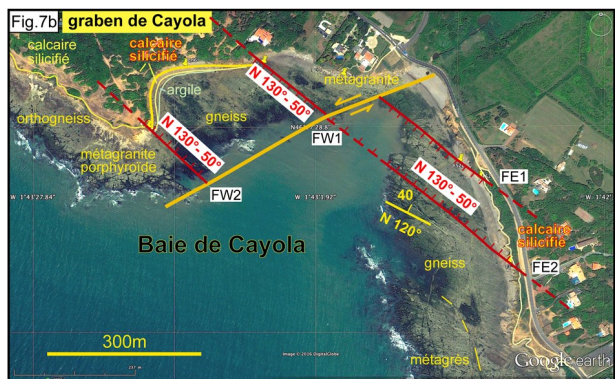
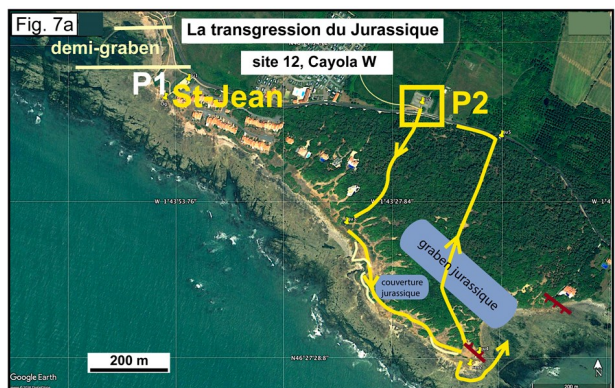
En allant vers l'estran, des rochers de calcaire silicifié affleurent jusqu'à 90 m de la plage. Puis ce sont des méta-granites. Le demi-graben se termine en biseau au milieu de l'anse. En allant vers les terres, les blocs de calcaire silicifié parsèment les champs et les bords de falaise tout le long du littoral jusqu'à Cayola.

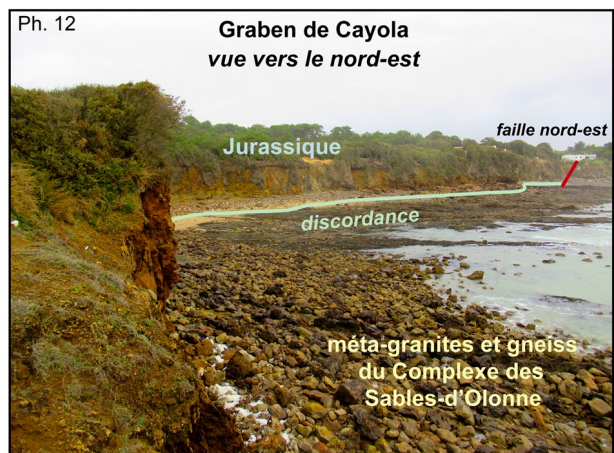
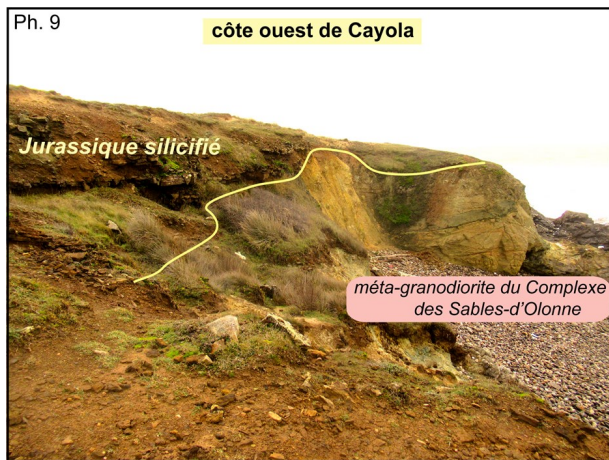
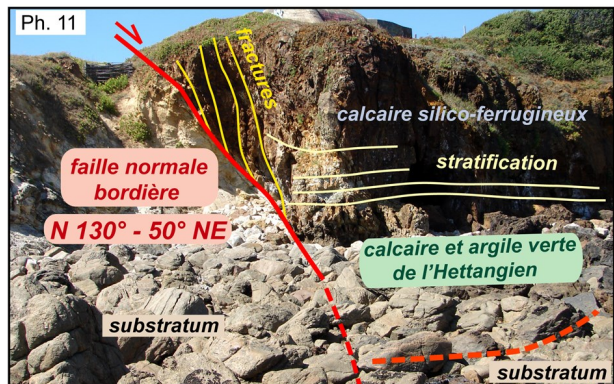
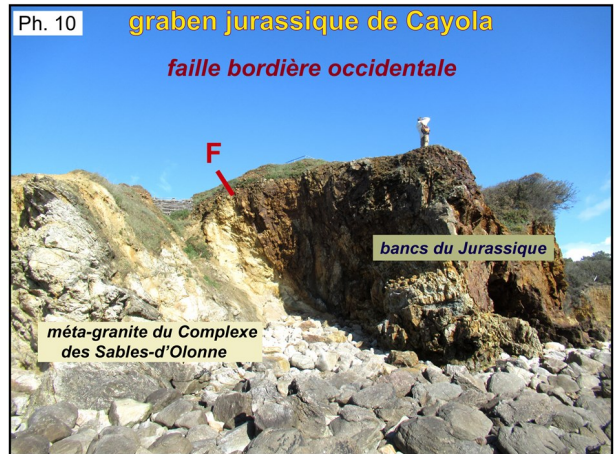
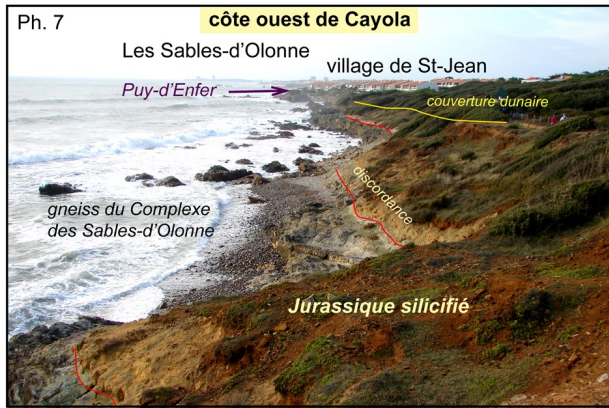
La transgression jurassique s'est donc étendue sur toute la région.

Le demi-graben de l'Anse aux Moines ou de Saint-Jean résulte d'une tectonique locale ayant succédé à la transgression et au dépôt du Lias Inférieur, comme nous le verrons par la suite. L'orientation N 110° de ce fossé est un peu oblique par rapport à la direction générale N 130° des grabens du Jurassique du littoral vendéen (Fig. 3). Mais le substratum méta-granitique présente une importante structuration sub-équatoriale bien antérieure au Jurassique. La petite structure du demi-graben a sans doute été guidée par la fracturation ancienne.

2. La Baie de Cayola, un graben du Lias inférieur

Traversant le bois Saint-Jean au sud-est de l'Anse aux Moines, nous atteignons la côte rocheuse sous le village de Saint-Jean (Fig. 7, Ph. 7). La falaise escarpée est encore constituée par les méta-granites et orthogneiss du Complexe des Sables-d'Olonne. Or, tout le haut de la falaise nous offre un placage de calcaire silicifié d'épaisseur métrique que recouvre la dune éolienne (Ph. 8 et 9). C'est la discordance du Jurassique que nous suivons jusqu'à la pointe nord-ouest de la Baie de Cayola.





2.1. Contexte géologique et structural

À la pointe de Cayola, à l'aplomb du blockhaus, une importante faille normale signale la bordure d'un fossé tectonique orienté NW-SE (Fig. 7b, Ph. 10 et 11).

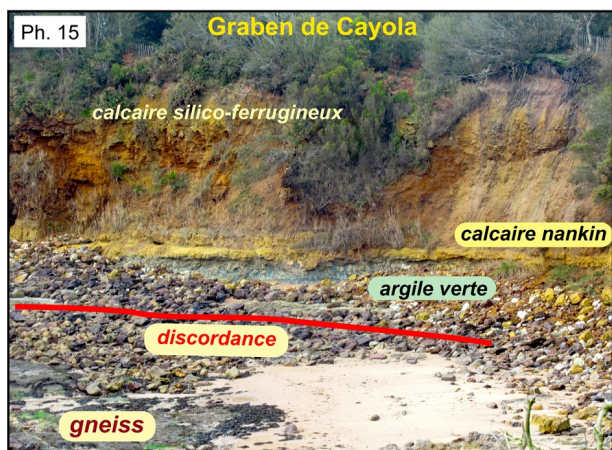
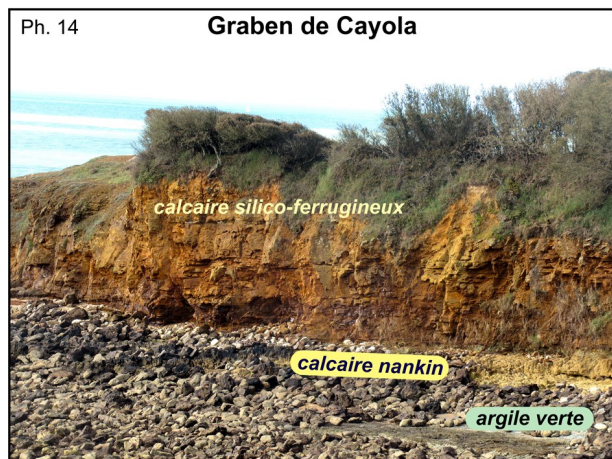
Large de 250 m, ce fossé est limité par deux failles normales synthétiques orientées N 130° à pendages de 40° à 50°, avec un jeu de 5 à 6 m. Il est occupé par des strates du Jurassique sub-horizontales.

C'est un graben simple à fond plat. La falaise nord-ouest de la baie de Cayola recoupe tout le graben transversalement, en affleurement remarquable (Ph. 12 et 13). Le substratum est constitué de méta-granites et de gneiss du Complexe des Sables-d'Olonne.



2.2. Formation du Jurassique

Le remplissage du graben montre la totalité des formations de l'Hettangien et une partie de celles du Pliensbachien (Ph. 14 et 15). Ces formations sont modérément silicifiées, la silicification semblant venir de l'ouest. La base hettangienne est typiquement une couche d'argile verte avec des passées grés-conglomératiques. Elle est surmontée par le calcaire nankin puis par une alternance de bancs calcaires et de niveaux marneux ou argileux sur la partie inférieure de la falaise. La partie moyenne est faite de strates de calcaires silico-ferrugineux. Nous verrons cette stratigraphie plus détaillée et indemne de toute transformation au sud de Bourgenay, en allant de l'Anse de La République au Veillon et à l'estuaire du Payré. La partie supérieure montre également des bancs de calcaire silicifié que nous attribuons au Pliensbachien d'après leur contenu paléontologique (voir la synthèse paléontologique).

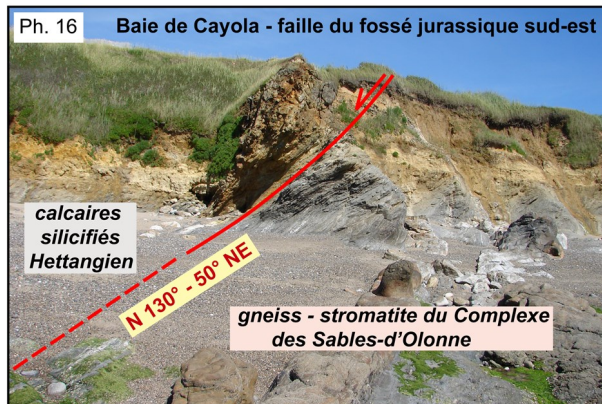


2.3. Structure

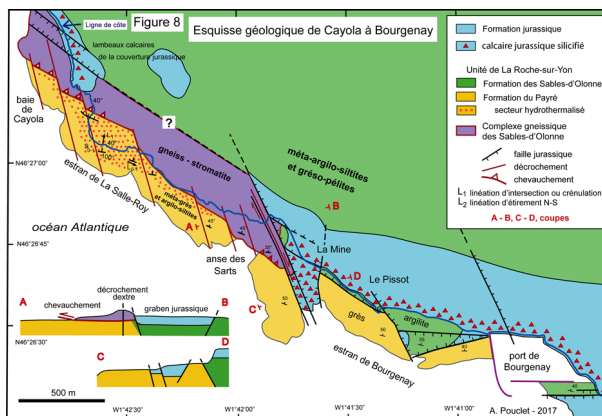
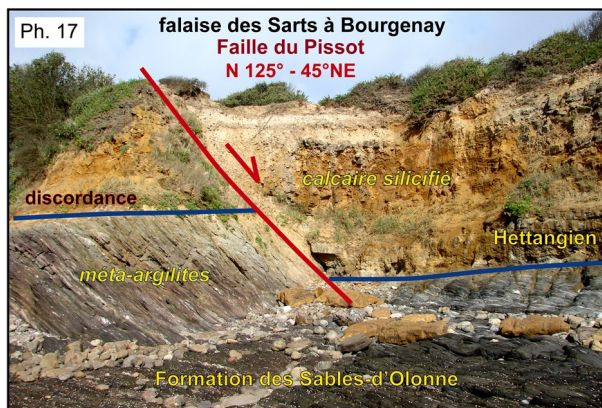
Le graben de Cayola se prolonge vers le nord-ouest jusqu'au demi-graben de l'Anse aux Moines (Fig. 3). La couverture des sables dunaires nous prive d'information sur ce point.

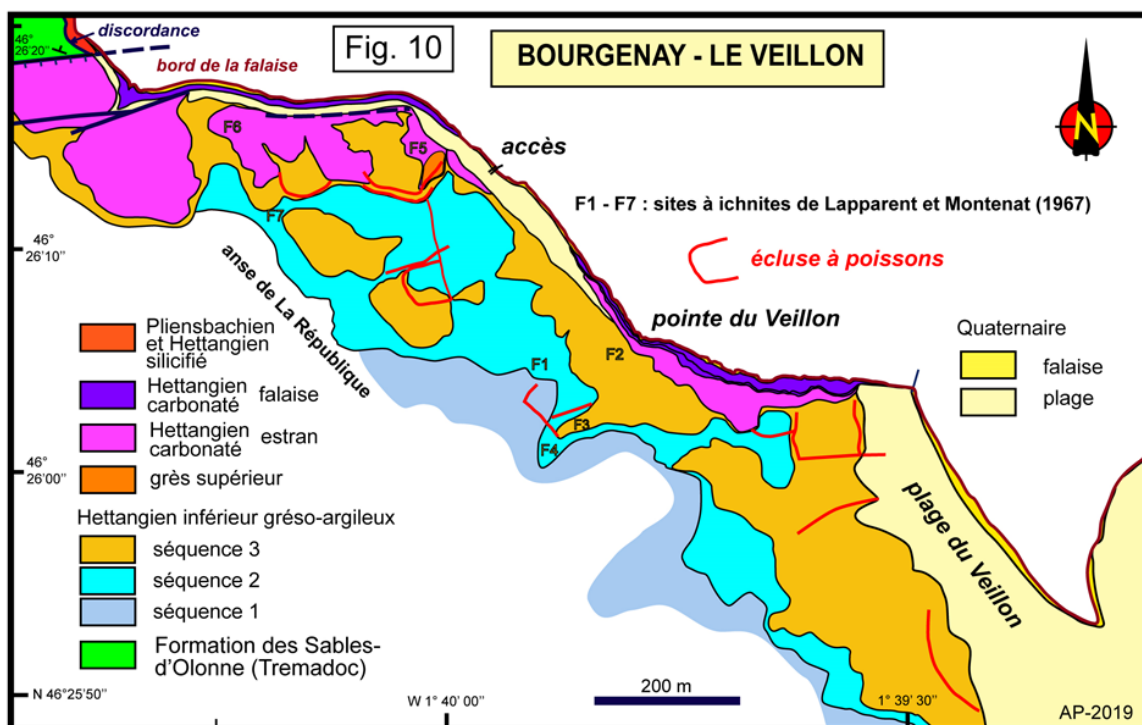
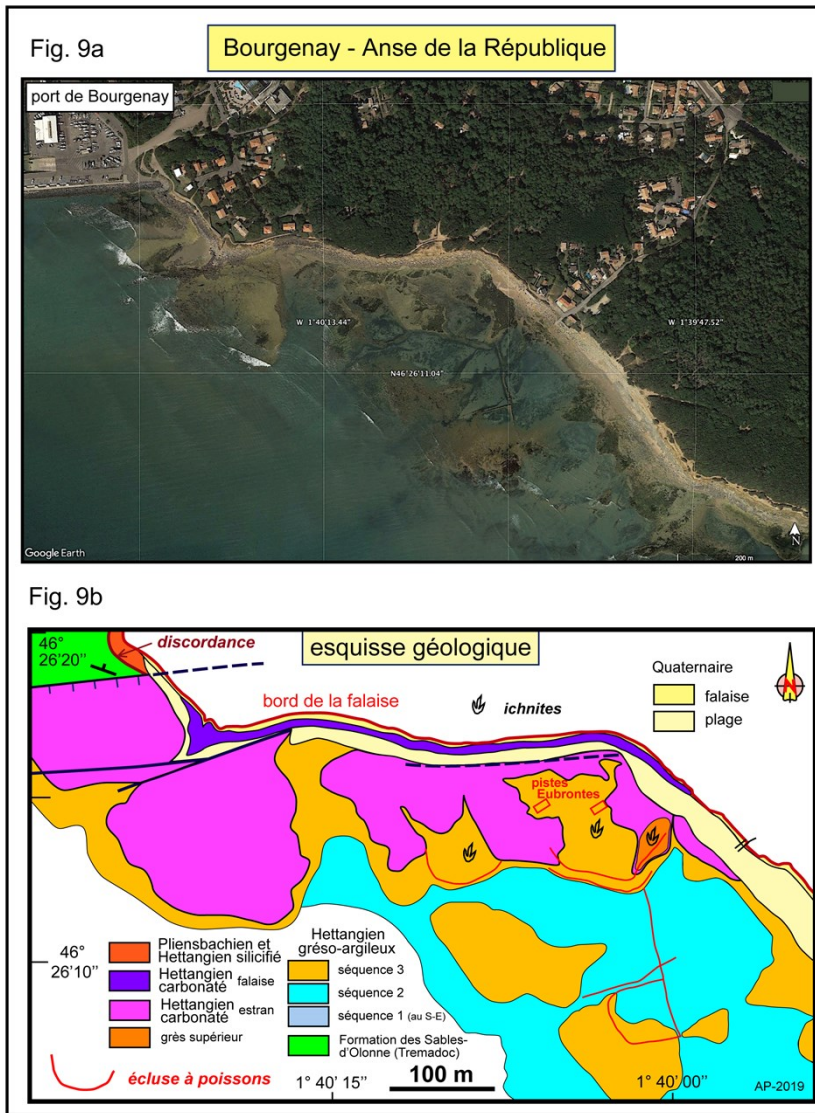
Vers le sud-est, le graben est interrompu dans la baie de Cayola par un décrochement sénestre NE-SW (Fig. 7b). Il apparaît dans la falaise orientale de la baie, mais il est beaucoup plus étroit et la faille du bord sud-ouest montre un basculement des strates indiquant une évolu-

tion vers un demi-graben avec amortissement en biseau reprenant la tectonique de l'Anse aux Moines (Ph. 16). Ces observations sont en faveur d'un jeu simultané des failles normales et du décrochement.



Plus au sud, les structures faillées du Jurassique s'observent dans l'Anse de la Mine des Sarts et sur la falaise allant de cette anse au port de Bourgenay, comme illustré sur la figure 8 de l'esquisse géologique allant de la Baie de Cayola à Bourgenay. On retrouve un fossé tectonique toujours orienté NW-SE et localisé en arrière de la rive océane, à l'identique du graben de Cayola. La bordure SW est une belle faille normale NW-SE pentée de 40° à 50° vers le NE. Cette faille est visible sur la côte lorsqu'elle recoupe un éperon de la falaise (Ph. 17). Le remplissage sédimentaire de l'Hettangien et du Pliensbachien est silicifié depuis la bordure SW.





Après un décrochement dextre au niveau de Bourgenay, cette bordure silicifiée se retrouve le long de la jetée du port, jusqu'à une nouvelle faille majeure qui limite un grand bassin sédimentaire allant de l'Anse de La République à l'estuaire du Payré, nommé le Bassin du Veillon.

C'est l'objet du troisième site d'observation.

3. L'Anse de La République et Le Veillon - Sur la piste des dinosaures

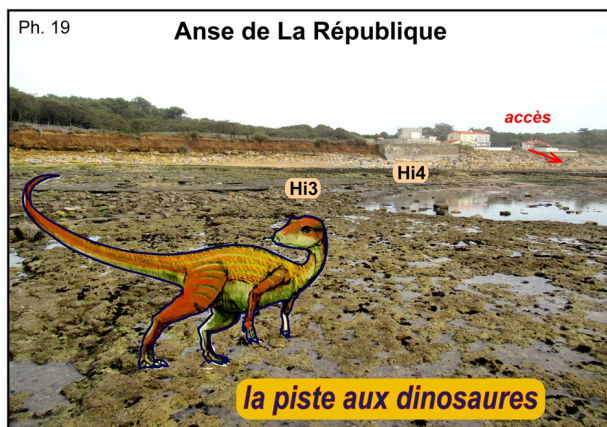
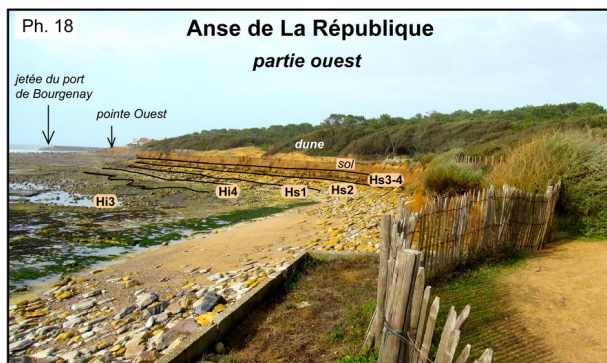
L'Anse de La République de Bourgenay est connue par les nombreuses empreintes de pas de Reptiles sur des dalles de grès littoraux qui initient la transgression du Jurassique. Nous rejoignons ce site en traversant Bourgenay en direction du Veillon et en prenant l'impasse de la République à l'orée de la forêt du Veillon (Fig. 4, site 13).

3.1. Contexte stratigraphique et structural

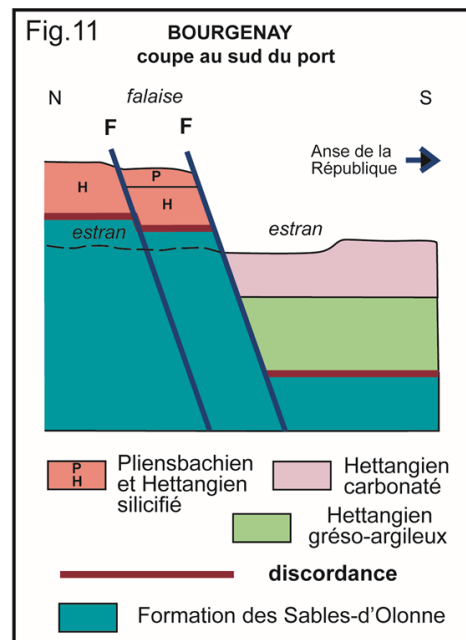
L'Anse de La République est située immédiatement au sud du port de Bourgenay. Elle comprend une falaise escarpée assez élevée (3 à 5 m) et un large estran rocheux (Fig. 9).

Cet estran se développe vers l'est, au bas d'une petite falaise, jusqu'à la plage du Veillon (Fig. 10).

C'est là où affleurent les formations de la base du Jurassique, empilées horizontalement et dépourvues de toutes transformations importantes, comme de la silicification qui affecte la plupart des panneaux du Lias local (Ph. 18, 19, 20 et 21).



En réalité, cet espace heureusement préservé est limité au nord par une faille normale majeure sensiblement orientée ouest-est et qui passe à 60 m au sud de la jetée du port. Cette faille bien visible sur l'estran sépare des méta-argilites plissées, au nord, des bancs carbonatés horizontaux, au sud (Fig. 11). Elle est pentée de 50° vers le sud avec un rejet estimé à une dizaine de mètres. Une faille mineure lui est associée parallèlement à quelques mètres au nord. Une autre faille de même orientation passe à 100 m au sud au travers des calcaires de l'estran et du bas de la falaise du nord de l'anse, sans jeu important.



Les méta-argilites ont une schistosité parallèle à la stratification orientée NW-SE à pendage de 50° vers le NE. Elles appartiennent à la partie inférieure de la Formation des Sables-d'Olonne de l'Unité de La Roche-sur-Yon, laquelle affleure également sur l'estran à l'ouest de Bourgenay et au pied de la falaise allant de Bourgenay à l'Anse des Sarts (**Fig. 8**). Cette formation est datée du Trémadocien, premier étage de l'Ordovicien.

Au sud de la grande faille normale du port de Bourgenay, nous voyons donc un bassin sédimentaire qui s'étend de l'Anse de La République au Veillon et que l'on retrouve sur la rive gauche de l'estuaire du Payré, avec une autre petite falaise dominée par des bancs calcaires et marneux sub-horizontaux. Ces bancs sont limités au sud par une faille normale WNW-ESE à pendage NNE passant au nord de la pointe du Payré (**Fig. 3**). Cette faille met en contact les bancs du Jurassique avec les méta-grès de la Formation du Payré, montrant un litage et une schistosité parallèle, orientés NW-SE et pentés de 40° à 50° au NE. Ces méta-grès appartiennent à la base de l'Unité de La Roche-sur-Yon datée du Furonien (ex-Cambrien supérieur). Ainsi, ce bassin jurassique que nous appelons « Bassin du Veillon » est large d'environ 1 km, pour une orientation WNW-ESE. Mais il s'étale dans la basse vallée du Payré sur plus de 2 km. Les strates gréseuses de base au Veillon sont attribuées au Rhétien et à l'Hettangien, selon Lapparent et Montenat (1967). Les dépôts carbonatés sus-jacents sont clairement de l'Hettangien avec une lithologie bien corrélée régionalement sur toute la marge du Bassin d'Aquitaine. Comme il n'y a pas de hiatus entre les grès inférieurs et les calcaires supérieurs mais des interstratifications et des récurrences, que la sédimentation gréseuse a été rapide et brève et suivie sans interruption par les calcaires, nous plaçons la base détritique dans le même ensemble sédimentaire que les calcaires de l'Hettangien.

Ainsi, toute la pile sédimentaire de l'Anse de La République et du Veillon est datée de l'Hettangien.

3.2. Formations du Jurassique

3.2.1. Stratigraphie du Bassin du Veillon

Les bonnes conditions d'affleurement et l'absence de toutes transformations autres qu'une diagenèse d'enfouissement et une dolomitisation syn- à tardi-sédimentaire permettent de dresser facilement le log stratigraphique. Un log lithologique est illustré sur la **figure 12**. Les séquences lithologiques sont cartographiées sur les **figures 9 et 10** déjà citées. La puissance totale de la formation avoisine la dizaine de mètres et se répartit en deux membres : un *membre argilo-gréseux* dans la moitié inférieure noté Hi (Hettangien inférieur en terme de stratigraphie) et un *membre carbonaté* dans la moitié supérieure noté Hs (Hettangien supérieur). Les niveaux détritiques du membre inférieur occupent l'estran. Les niveaux carbonatés supérieurs forment les bancs du haut estran et toute la falaise.

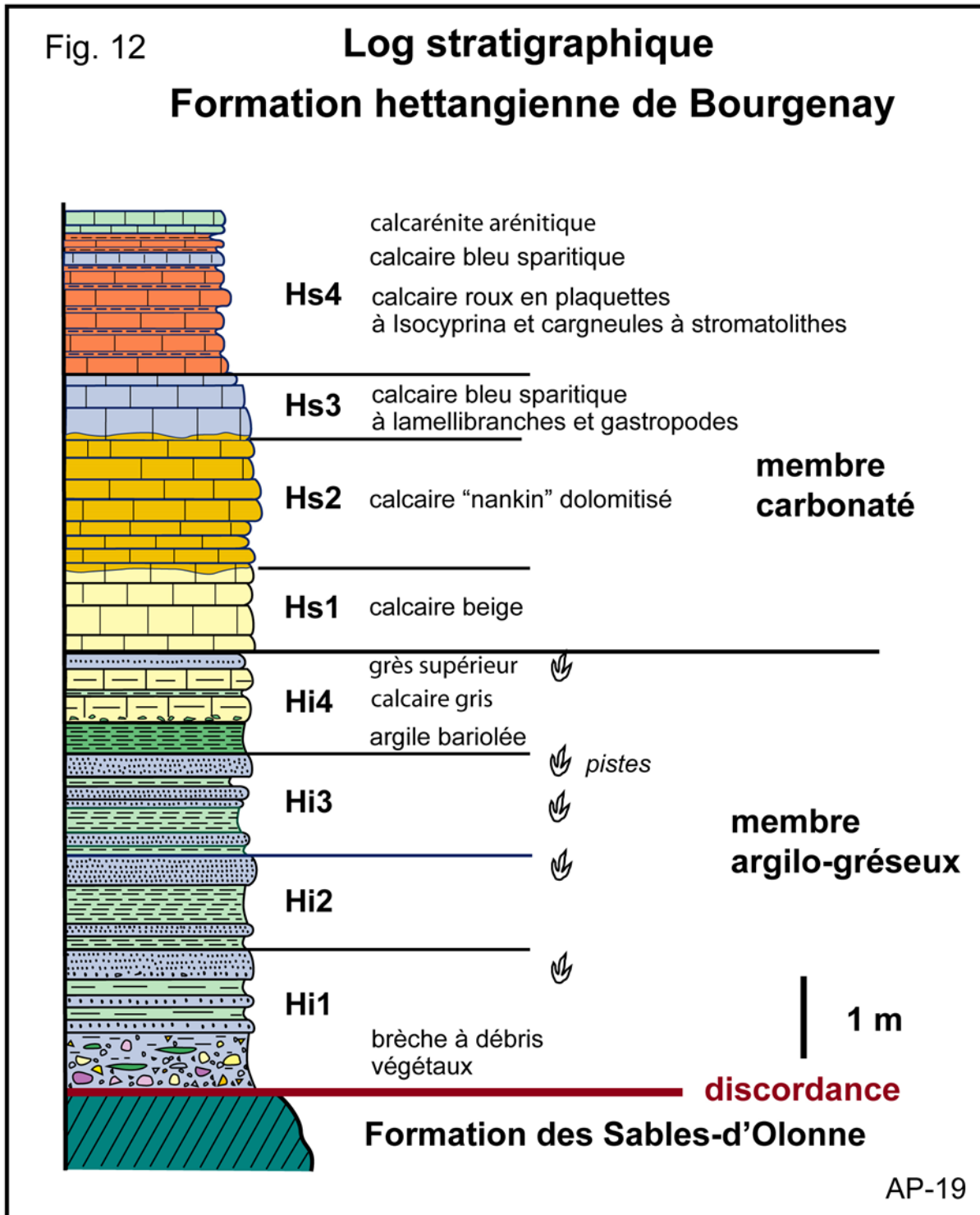
- Le *membre argilo-gréseux* est une succession de séquences comprenant un dépôt d'argile recouvert par du sable qui est rapidement grésifié avec de minces intercalations de calcaires gréseux micritiques très fins.

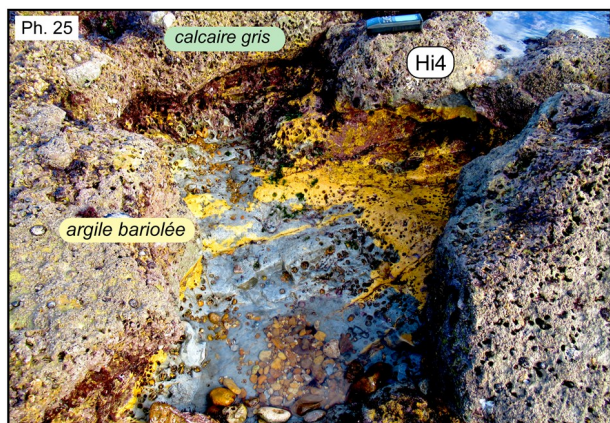
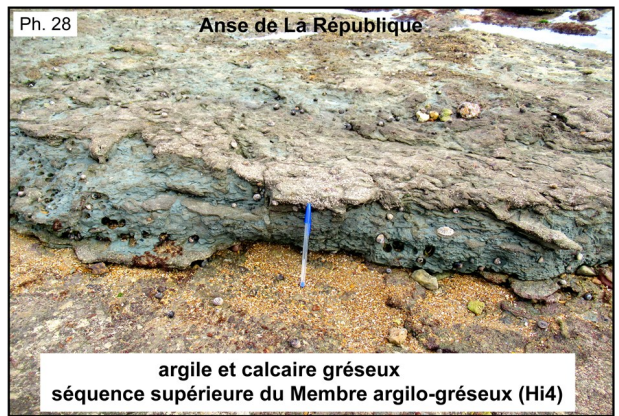
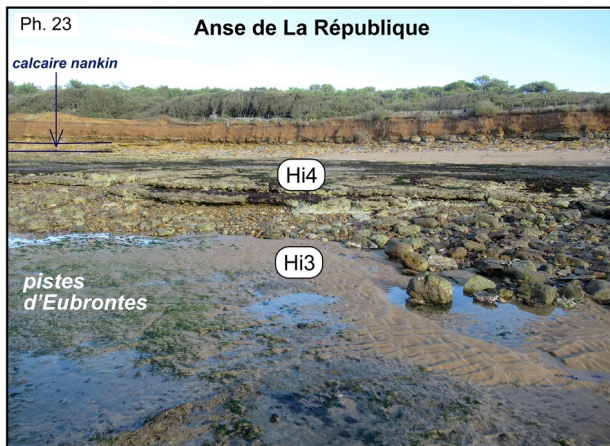
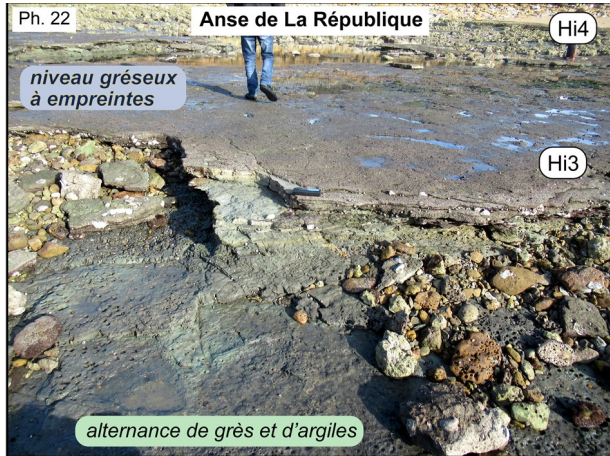
* Pour les besoins de la cartographie, nous distinguons quatre séquences majeures, Hi1 à 4, se terminant par un banc gréseux épais facile à délimiter sur l'estran. Le substratum de ce dépôt sédimentaire n'a pas été observé, mais il est connu dans les autres sites de la transgression du Jurassique, de Saint-Jean-d'Orbestier à l'Anse de Saint-Nicolas, avec les formations du Complexe des Sables-d'Olonne et celles de la base de l'Unité de La Roche-sur-Yon (**Fig. 3**). Le substratum de l'Anse de La République est celui qui apparaît dans le compartiment voisin de Bourgenay avec les métapélites de la Formation des Sables-d'Olonne.

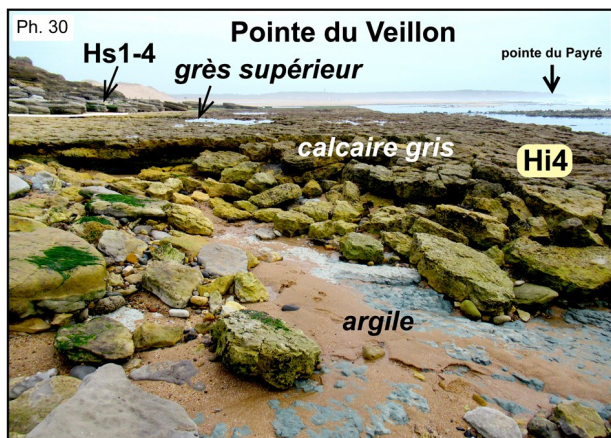
* La première séquence Hi1 occupe le bas estran (**Fig. 10**). Elle est visible aux plus basses marées. Elle commence par un dépôt détritique grossier hétérogène et non classé à fragments rocheux grésopélitiques, galets de quartz, gravier quartzo-feldspathique et sable dans une matrice argileuse d'importance variable. Ce dépôt est riche en gros fragments de débris ligniteux parfois pluridécimétriques avec des troncs et des rameaux de Coniférales arborées de la famille des Cheirolepidiacées (*Brachyphyllum*, *Hirmeriella*, *Pagiophyllum*), attribués à la base du Lias (Thévenard et al., 2003). Il correspond à la destruction d'une couverture végétale par des arrivées torrentielles dans une basse plaine alluviale. Il est recouvert en biseau par des petits niveaux d'argile puis par un banc de grès indiquant des phases d'inondation et d'érosion des reliefs bordiers.

* Les deux séquences suivantes Hi2 et 3 sont similaires avec des alternances argile-grès surmontées par un banc de grès plus épais traduisant la continuation des phases d'inondation et d'érosion en rapport avec des variations du niveau de base en milieu estuarien et des aléas climatiques (**Ph. 22 et 23**).

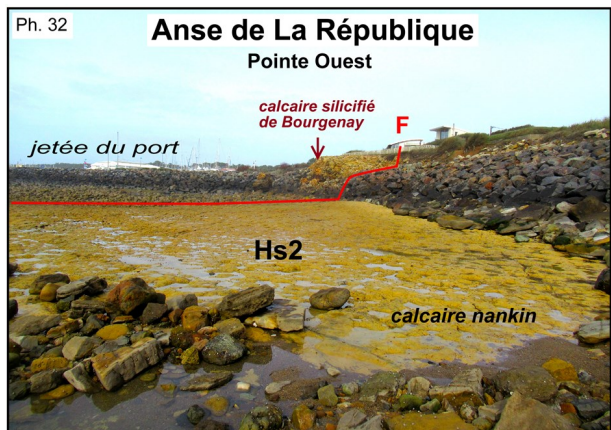
* La quatrième séquence Hi4 débute par une strate d'argile bariolée orangée, verte et violacée épaisse de 20 à 30 cm (**Ph. 24 et 25**). Cette coloration annonce un changement chimique du milieu et des conditions d'oxydo-réduction avec un apport d'eaux marines. De fait, l'argile est recouverte par un calcaire gréseux avec un passage graduel par précipitation de poches calcaires en choux-fleurs dans une matrice argileuse (**Ph. 26 et 27**). Nous entrons alors résolument dans la phase de transgression marine venant envoyer une marge littorale sans grands reliefs. Deux bancs décimétriques de calcaire gréseux se déposent avec une intercalation argileuse (**Ph. 28**). Puis le calcaire est recouvert par un niveau centimétrique de grès (**Ph. 29**). Ce niveau est singularisé comme le « grès supérieur », car il n'y a plus de dépôt purement gréseux dans le membre supérieur. C'est le niveau supérieur des empreintes de pas de Reptiles. Toutefois, Lapparent et Montenat (1967) signalent des empreintes dans une intercalation détritique des calcaires supérieurs de la petite falaise du Veillon (**Fig. 10, F2**). Par une simple corrélation, nous pensons qu'il s'agit du placage du grès supérieur sur le calcaire gréseux Hi4, puisque le calcaire beige et le calcaire nankin Hs1 et 2 sont au-dessus dans la petite falaise (**Ph. 30**). C'est le même niveau où Bécaud (2007) a trouvé des traces, sur la rive gauche du Payré. Il n'y aurait pas d'empreintes de Reptiles dans le membre carbonaté, mais seulement dans les formations détritiques du membre argilo-gréseux.







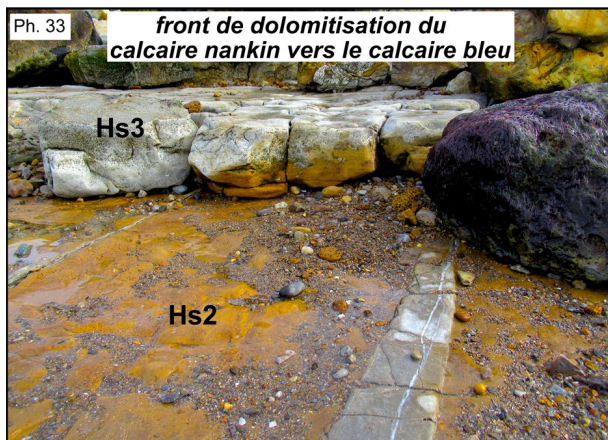
- Le membre carbonaté supérieur débute par un calcaire fin en bancs décimétriques. C'est un calcaire compact, beige clair et sans fossiles visibles (Ph. 31 et 32). Il est surmonté par le calcaire dolomitique dit « nankin » du fait de sa couleur jaune vif caractéristique.



En réalité le passage du calcaire de base au calcaire nankin correspond à un changement de couleur irrégulier au travers d'un banc (Ph. 33).

Il n'a pas de signification stratigraphique et peut se situer régionalement à des niveaux différents. On observe un front de dolomitisation qui se propage au sein d'une pile carbonatée sur deux à trois mètres de puissance. Cette transformation indique une concentration saline du milieu lagunaire avec une forte activité du magné-

sium dans les eaux imprégnant les boues carbonatées du fond du bassin. L'environnement lagunaire s'étendait sur toute la marge transgressive du Lias inférieur, puisque l'on trouve le calcaire nankin sur toute la bordure du Bassin jurassique Aquitain, du sud de la Vendée aux Deux-Sèvres et jusqu'au Limousin.

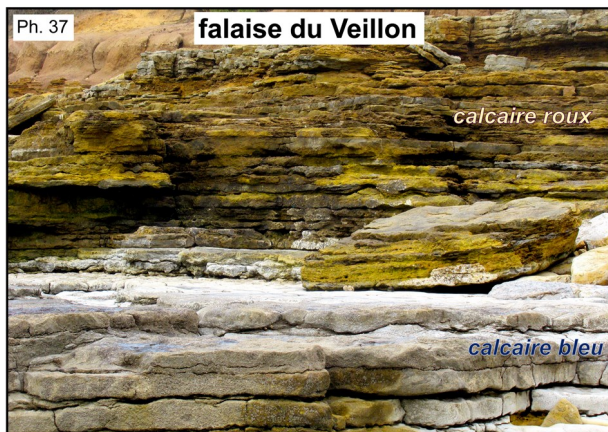


La dolomitisation prend fin avec le dépôt d'un calcaire franchement marin, calcitisé et riche en petits Gastéropodes et Bivalves (*Loxonema*, *Coelostyna*, *Cyprina*, *Gervillea*, *Arcomya*) (Ph. 34, 35 et 36) indiquant l'ouverture au domaine océanique. C'est le calcaire sparitique bleu.

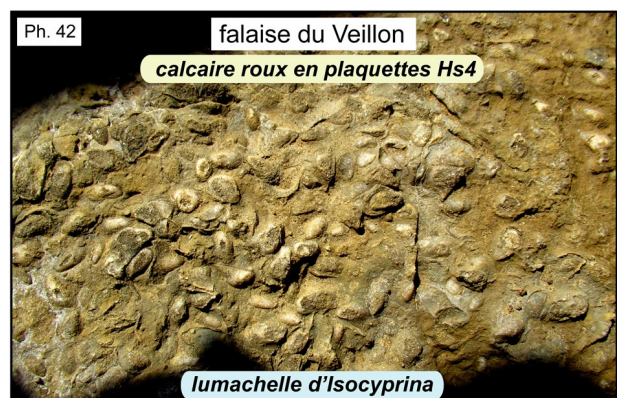
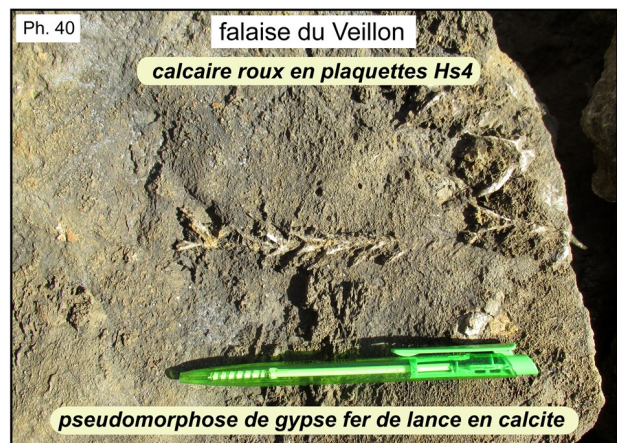
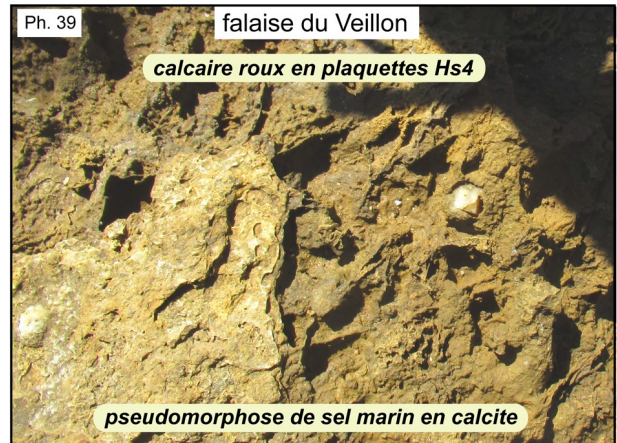




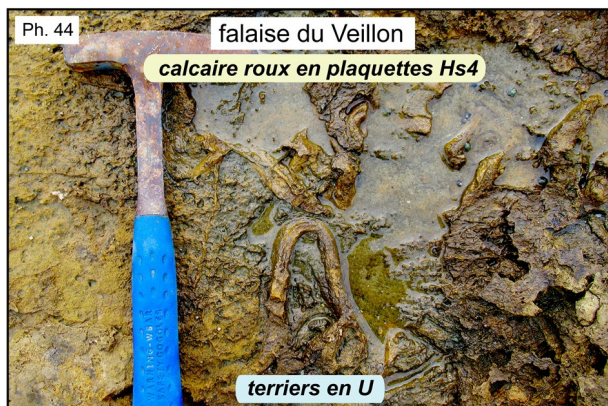
Le milieu change de nouveau au-dessus du calcaire bleu et de façon drastique, avec le dépôt d'un calcaire ferrugineux en plaquettes (Ph. 37). Ces strates calcaires imprégnées d'hydroxydes de fer sont cagneulisées.



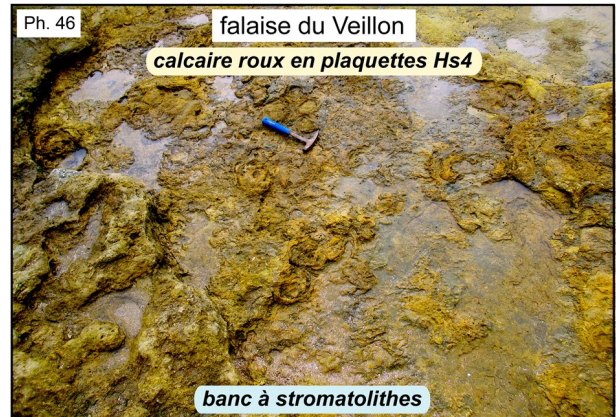
Elles montrent des rides de plage et des pseudomorphoses calcitisées de cubes de sel marin (NaCl) et de gypse en fer de lance (Ph. 38, 39 et 40). Ces caractéristiques sédimentologiques indiquent un environnement tidal sous climat aride avec forte évaporation et apports ferrugineux depuis un continent latéritisé. Les plaquettes calcaires sont particulièrement riches en coquilles de petits Bivalves du genre *Isocyprina* (autrefois appelé *Trapezium*) et d'espèce voisine de *germari* (Ph. 41 et 42). Dans l'est de la Vendée et les Deux-Sèvres, Cossmann (1904) signale la présence de *Trapezium laevigatum* et de *Trapezium occidentale*, mais leur position stratigraphique dans l'Hettangien ou le Sinémuro-Pliensbachien n'est pas claire d'après Bécaud (2007).



Dans le calcaire roux en plaquettes, on observe ainsi une faune abondante de petits individus de Bivalves mais pauvre en espèces, ce qui correspond à un milieu confiné et presque anoxique avec peu de nutriments. Ces Lamellibranches sont fossilisés dans leur milieu de vie sur un estran vaseux intertidal, en compagnie d'organismes fouisseurs qui ont laissé de nombreux terriers en U sub-horizontaux longs de 5 à 10 cm (Ph. 43 et 44).



L'environnement lagunaire hypersalin est encore attesté par le développement de bancs de Stromatolithes en dômes décimétriques tout à fait caractéristiques (Ph. 45, 46 et 47).

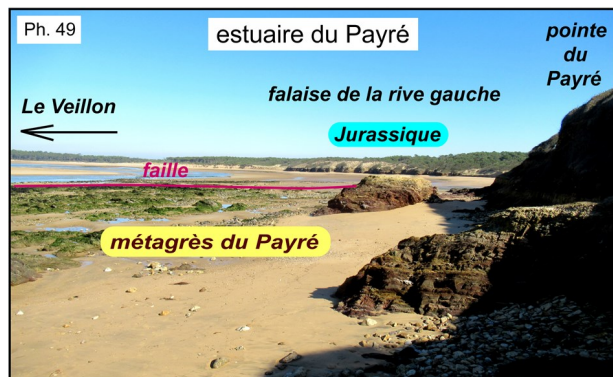


Après un dernier épisode de transgression marine laissant un petit banc de calcaire sparitique bleu, le dépôt d'une calcarénite riche en éléments détritiques grésopélitiques (Ph. 48) marque un net épisode de régression qui clôture l'histoire hettangienne comme le montre la coupe de l'estuaire du Payré (Fig. 12).



3.2.2. Complément stratigraphique du Sinémuro-Pliensbachien du Payré

Sur la rive gauche de l'estuaire du Payré, soit en face de la plage du Veillon, une falaise calcaire ferme une petite anse en arrière de la pointe du Payré (Fig. 3, Ph. 49).



La pointe du Payré est constituée par les grès métamorphisés de la Formation du Payré qui est la formation basale de l'Unité de la Roche-sur-Yon. C'est un horst tectonique limité par deux failles orientées WNW-ESE, l'une au sud, sur l'estran rocheux, et l'autre au nord, en bordure de la vallée marécageuse du Payré. Le horst est coiffé des premiers niveaux de la transgression du Jurassique qui forment le haut de la falaise sur toute la bordure sud. Du côté nord, ces strates sont abaissées par la faille bordière et elles se placent dans la continuité du Bassin du Veillon (Fig. 13). Sur le bas estran de l'estuaire du Payré, on retrouve des bancs de calcaire nankin (Ph. 50) et de calcaire gréseux portant des empreintes de pas de Reptiles (Bécaud, 2007). Le calcaire roux en plaquettes apparaît au bas de la falaise de la rive gauche. Il est surmonté stratigraphiquement par les strates du Sinémuro-Pliensbachien (Fig. 14).



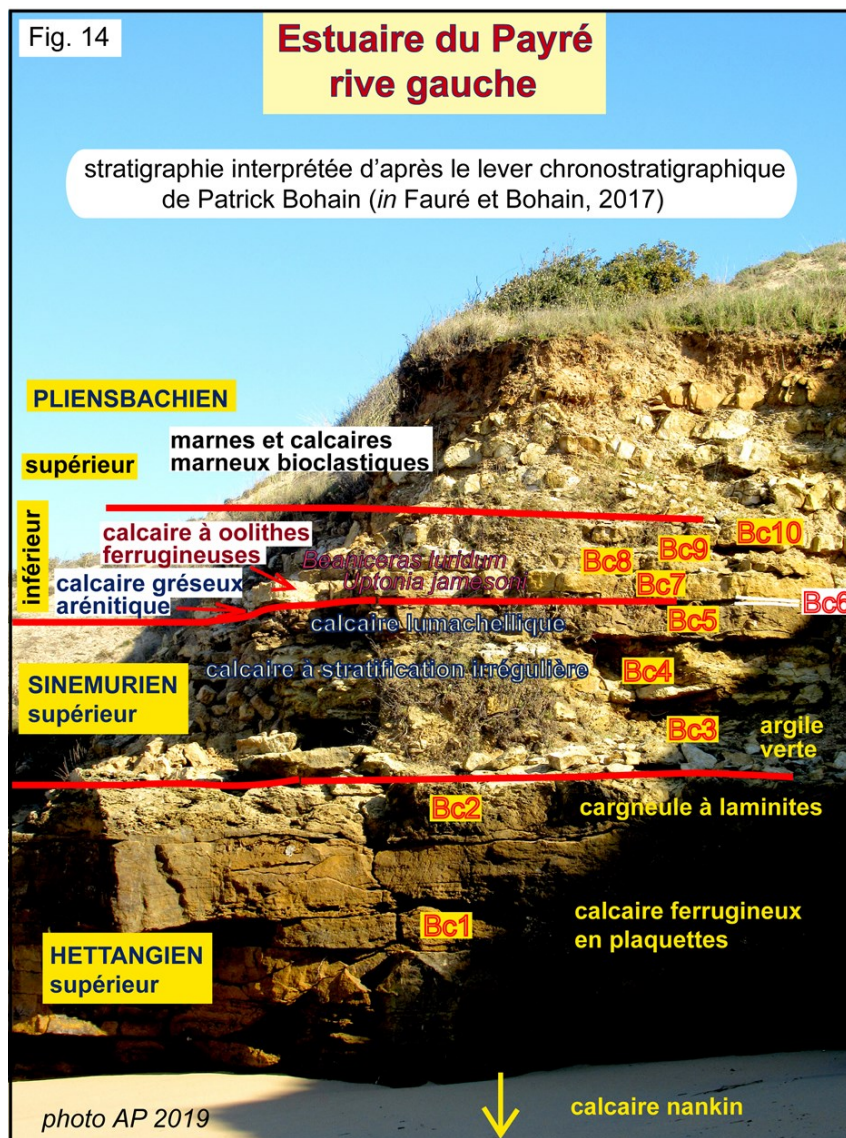
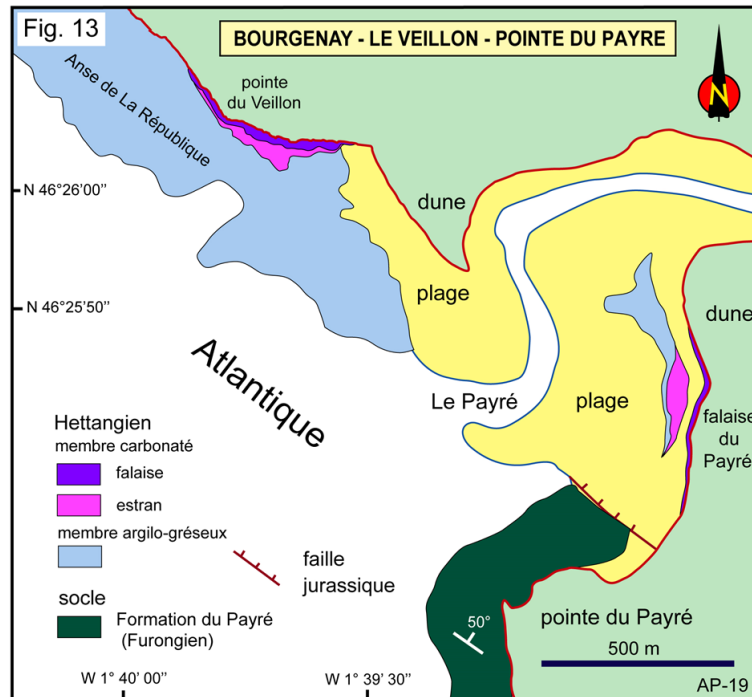
Comme toutes les formations du Bassin du Veillon, ces strates sont indemnes de toutes transformations. Grâce à une étude paléontologique récente de Patrick Bohain (in Fauré et Bohain, 2017), il est maintenant possible de compléter précisément la stratigraphie du Lias inférieur du littoral vendéen.

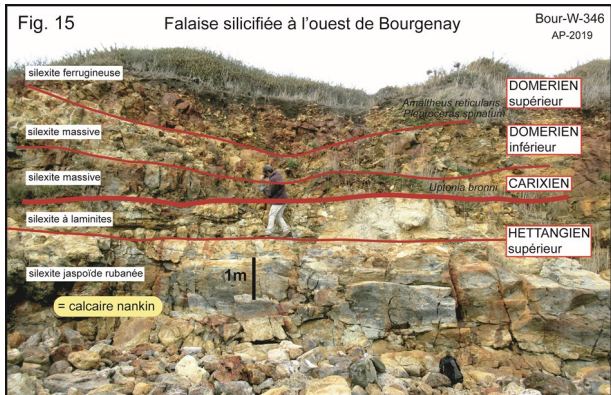
Au Veillon, l'Hettangien se termine par un faciès régressif (Ph. 48). Au Payré, les calcaires en plaquettes et les carneules (Bc1 et 2, Fig. 14) identiques à ceux du Veillon sont recouverts par un petit niveau détritique à débris de calcaire et d'arénite gréseuse, puis par une épaisse couche d'argile verte sableuse (Bc3). Nous corrélerons le niveau détritique avec la calcarénite gréseuse sommitale du Veillon. L'argile est un dépôt terrigène. Elle est surmontée par des petits bancs centimétriques de calcaire à stratification irrégulière, puis par un calcai-

re lumachellique (Bc4 et 5). Immédiatement au-dessus, une discontinuité sédimentaire est marquée par un calcaire gréseux riche en débris arénitiques indiquant un arrêt de la sédimentation marine et un apport détritique du continent (Bc6). La sédimentation marine reprend avec un calcaire à oolithes ferrugineuses (Bc7) renfermant *Uptonia jamesoni*, une Ammonite témoin de la base du Pliensbachien. Nous en déduisons que les strates sous-jacentes du calcaire à lumachelle et du calcaire mal stratifié doivent être attribuées au Sinémurien, et très probablement au Sinémurien supérieur, par corrélation avec le calcaire « caillebotte » (ayant l'aspect de caillebotte Welsch - 1903), localisé aux confins de la Vendée et des Deux-Sèvres et daté par Branger (2007) dans la zone à *Raricostatum*, sous-zone à *Macdonnelli*. Dans notre interprétation, le banc d'argile Bc3 peut correspondre au Sinémurien inférieur avec régression marine et lacune sédimentaire. Cependant une confusion persiste entre les calcaires lumachelliques du Sinémurien, Bc5, et ceux de l'Hettangien supérieur, Bc1, de la figure 14. En effet, dans l'Infralias des Deux-Sèvres, entre Niort et Saint-Maixent-l'École, il ne semble pas y avoir de lacune entre le calcaire nankin de l'Hettangien et le calcaire caillebotte du Sinémurien supérieur. Le passage se fait par des calcaires oolithiques qui pourraient occuper la position des calcaires roux en plaquettes du Bassin du Veillon, lesquels, de ce fait, pourraient être datés du Sinémurien inférieur. Mais cette interprétation implique qu'on ne tienne aucun compte du niveau d'argile verte. Donc, nous ne la retenons pas. En Vendée et dans les Deux-Sèvres, malgré de nombreuses recherches depuis le XIXe siècle, aucune faune du Sinémurien inférieur n'a été découverte. La lacune du Sinémurien inférieur nous semble bien démontrée. Au Payré, le Sinémurien supposé est directement surmonté par le Pliensbachien, après une brève interruption de la sédimentation. Il forme une séquence nettement détachée de l'Hettangien par le banc d'argile. Le terme de Sinémuro-Hettangien, parfois suggéré, ne semble donc pas justifié.

Au-dessus du Sinémurien, le banc à *Uptonia jamesoni* est surmonté par des bancs calcaires à intercalations marneuses (Bc8, 9 et 10) datés du Pliensbachien inférieur ou Carixien par les Ammonites. La séquence supérieure de calcaires marneux et de marnes renferme une faune du Pliensbachien supérieur ou Domérien. Ainsi se termine localement le log du Bassin du Veillon. Mais le remplissage jurassique du bassin se poursuit dans la vallée du Payré.

A l'ouest de Bourgenay, il importe de signaler que les formations sédimentaires de l'Hettangien-Pliensbachien mises en évidence dans le compartiment structural Bassin du Veillon se retrouvent dans le compartiment allant de Bourgenay à l'Anse des Sarts, où elles ont été silicifiées (P. Bohain, in Fauré et Bohain, 2017, et données inédites) (Ph. 51). Nous en donnons une interprétation préliminaire sur la base des restes d'Ammonites (Fig. 15). En effet, la silicification a parfaitement préservé la texture initiale des sédiments. Tous les organismes fossiles, Mollusques divers, Brachiopodes, Bélemnites et Ammonites ont été moulés par la silice avec une grande finesse. Ces moulages sont en meilleur état que dans le calcaire, car la silice résiste à l'érosion.





À l'ouest du port de Bourgenay, la pile silicifiée repose en discordance sur les méta-argilites de la Formation des Sables-d'Olonne. C'est la même disposition que nous avons signalée dans le petit panneau de calcaire silicifié en limite de la jetée sud du port et de la faille normale bordant le Bassin du Veillon.

3.2.3. Les ichnites de l'Hettangien du Veillon

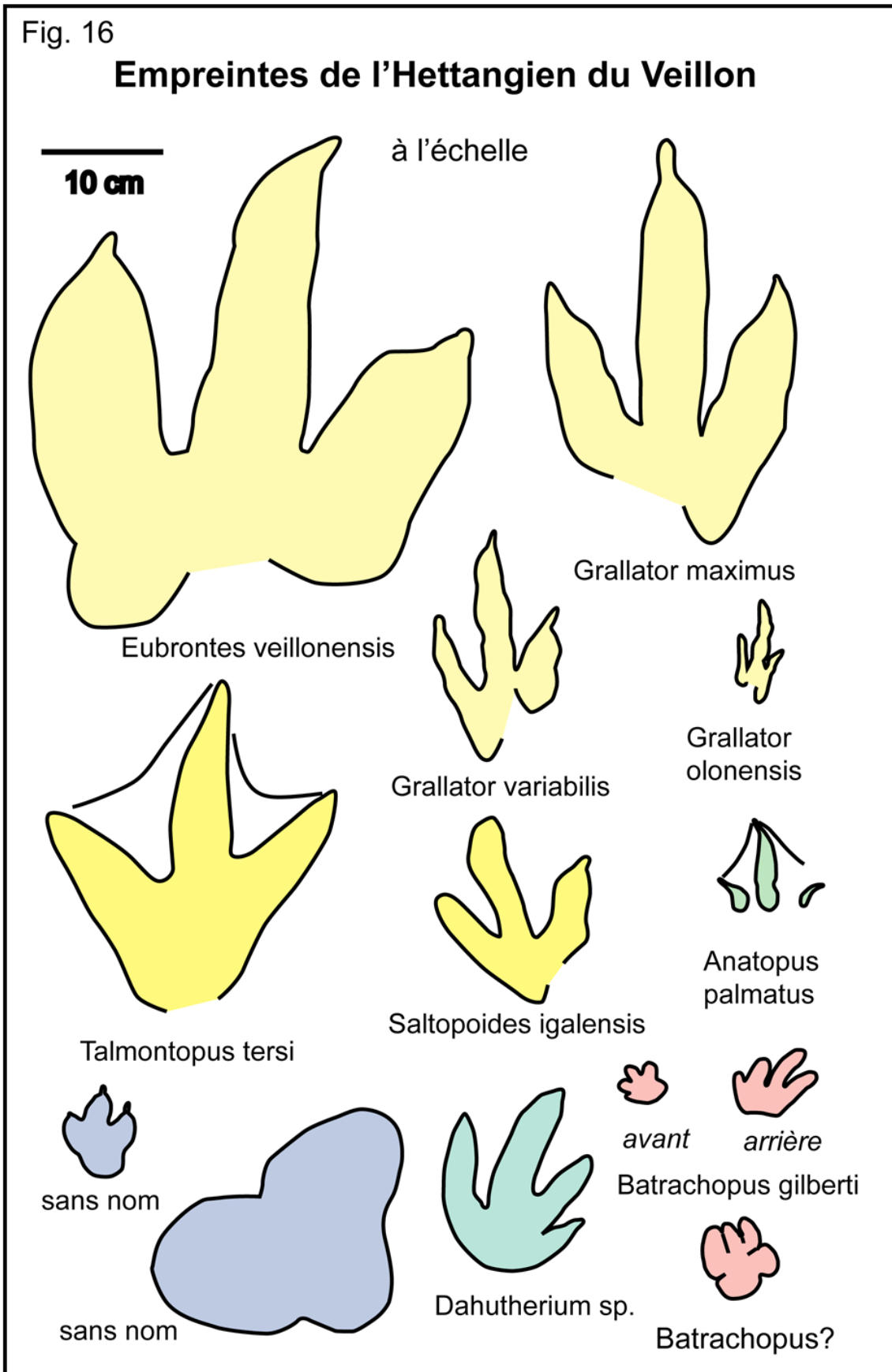
Ce sont les empreintes de pas de Reptiles qui font la célébrité du Veillon. Elles ont été laissées par le passage d'une faune de Reptiles bipèdes et quadrupèdes, carnivores et herbivores, dans une basse vallée à l'embouchure d'un fleuve. Cette aire estuarienne où les eaux divaguent était initialement un marécage. Elle fut d'abord recouverte par un épandage détritique grossier provenant de l'érosion de la marge continentale, en réponse à un événement climatique et/ou tectonique majeur. Puis des argiles et des sables d'origine continentale se déposent alternativement, lors de phases de crues et de décharges alluviales, lors de variations climatiques saisonnières. Les traces de pas sont imprimées dans la boue ou la vase sableuse. Elles sont plus ou moins profondes en fonction de la consistance de la boue et du poids de l'animal. Elles sont préservées soit par de l'argile colmatant un creux dans un sable argileux, soit par du sable qui recouvre la vase et va se grésifier. On obtient soit une empreinte en creux, dite positive, dans le grès, par dégagement de l'argile, soit une empreinte en relief, dite négative, en soulevant la dalle de grès couvrant une couche d'argile.

Toutes les strates du membre argilo-gréseux montrent des empreintes appelées « ichnites ». Ainsi, chaque petit banc de grès qui apparaît en contre-jour sur la photo 52 de l'estran du Veillon possède son lot d'empreintes.

De la base vers le sommet des séquences sédimentaires, nous voyons les mêmes empreintes faites par les mêmes espèces animales. L'ensemble du site à ichnites ne semble recouvrir qu'une faible période de temps. Les empilements d'argiles et de sables se font rapidement. Seuls les dépôts carbonatés peuvent représenter des durées séculaires.

L'étude détaillée des empreintes a été faite par Lapparent et Montenat (1967). Ces auteurs leur ont donné des noms de genres et d'espèces dont certains se rapportent à des ichnites connues et d'autres sont nouveaux. Ce sont des ichnogenres, c'est-à-dire des noms donnés à des empreintes et non de noms d'animaux fossiles. C'est par références aux études antérieures que ces empreintes ont été attribuées à divers groupes de Reptiles, Dinosauriens ou autres, voire d'Amphibiens. On sait en effet qu'il est généralement impossible d'attribuer une empreinte à un animal fossilisé. Les conditions de fossilisation des organismes nécessitent un enfouissement rapide dans un bassin sédimentaire. Or ce n'est pas là que l'on trouve les empreintes, mais sur une marge littorale à sédimentation superficielle où la fossilisation de l'animal est impossible. En clair, on ne trouve jamais l'animal fossilisé à côté de ses empreintes de pas. Il y a cependant une exception à cette règle. C'est celle du gisement triasique du Connecticut aux Etats-Unis où on a trouvé quelques restes osseux avec les traces de pas. Il faut donc examiner les pattes du fossile pour imaginer les empreintes qu'elles pourraient faire. On trouve alors beaucoup d'espèces animales qui pourraient produire les mêmes formes d'empreintes. En 1967, le nombre d'espèces fossiles connues ayant pu être contemporaines des traces du Veillon était déjà important. Actuellement, après de nombreuses découvertes, ce nombre peut être multiplié par dix.

Les critères de détermination reposent sur les dimensions, le rapport longueur / largeur, le nombre de doigts avec leur forme ; leur disposition et leur écartement, la présence de phalanges, de pelotes et de griffes de formes variées ainsi que la présence et la forme de talons. L'empreinte varie selon que l'animal marche ou court. Elle dépend naturellement de la consistance et de la finesse de grain du substratum. Dans une boue molle, l'empreinte est profonde, mais brouillée par un rebord de vase. Un critère important est la longueur et la disposition des enjambées lorsqu'on trouve une piste. L'ampleur de l'enjambée est le rapport de la longueur entre deux pas et la taille de l'empreinte.



Elle varie le plus souvent entre 3 et 5, entre un marcheur et un coureur. Pour une même taille de pas et une même allure, elle dépend de la longueur du membre.

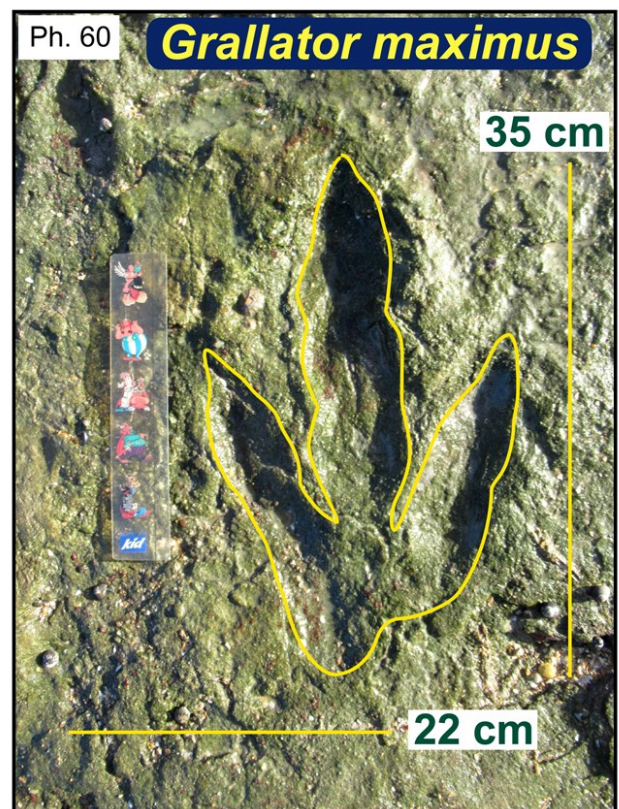
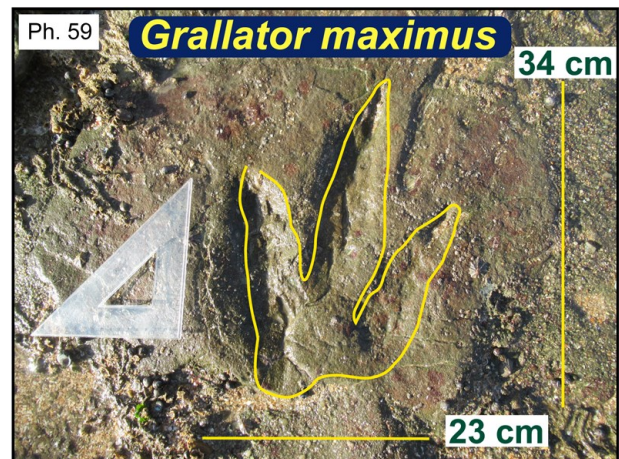
La grande majorité des traces est due à des Reptiles bipèdes tridactyles. Dans ce groupe, deux genres prédominent, *Eubrontes* et *Grallator*. Un autre genre est peu abondant, *Saltopoides* et deux autres sont rares, *Talmontopus* et *Anatopus*. Un deuxième groupe montre des traces distinctes de pattes avant et arrière, donc de quadrupèdes. Un seul genre, *Batrachopus*, est bien représenté. Un second genre, *Dahutherium*, connu uniquement par deux empreintes, est douteux. On voit également beaucoup d'empreintes non déterminées, dont certaines, très larges avec des lobes arrondis, sont qualifiées d'« éléphantoides » et pourraient se rapporter à des grands Dinosauriens Sauropodes quadrupèdes et herbivores. Les traces de queues sont assez rares et on ne sait pas exactement à quels types elles se rapportent, mais probablement à des *Grallators*.

Nous décrivons brièvement les espèces, les données détaillées étant dans le mémoire de Lapparent et Montenat (1967), avec un court rappel dans Montenat et Bessonnat (2003). Voir également une synthèse intéressante sur les traces de pas du Mésozoïque en France dans Gand et al. (2007). Nous reportons sur la **figure 16** quelques empreintes typiques en respectant leurs dimensions relatives.

- *Eubrontes* est la plus grande empreinte atteignant souvent une longueur de 40 cm (**Ph. 53 à 56**). C'est aussi la plus large et la plus profonde avec trois doigts très épais, peu écartés et un petit talon marqué d'un seul côté. Une profondeur de trace de 3 à 4 cm est fréquente. Le doigt médian est à peine plus long. Les phalanges sont peu marquées. Les trois doigts sont armés d'une forte griffe, ce qui en fait un prédateur très probablement théropode. Les pistes correspondent à des enjambées moyennes de 3,4 (rapport espacement / dimension des empreintes), avec les pieds droit et gauche un peu écartés par rapport à la ligne médiane (**Ph. 57 et 58**). Cela nous indique un animal assez corpulent marchant tranquillement, ce qui le rapproche du groupe des Carnosauriens aux formes lourdes. Nous sommes au début du Jurassique, le célèbre Tyrannosaure n'apparaîtra qu'au Crétacé supérieur, dans 130 millions d'années. Mais on peut imaginer un Théropode semblable, de 3 m de haut et de 2 à 3 tonnes.

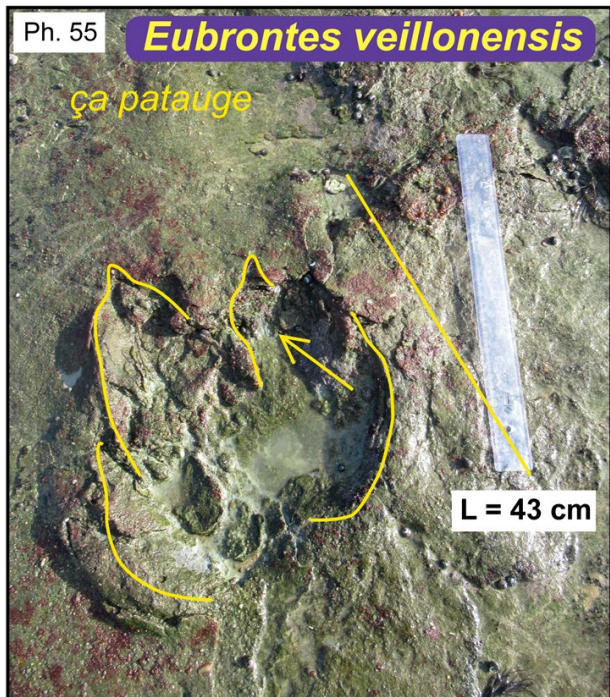
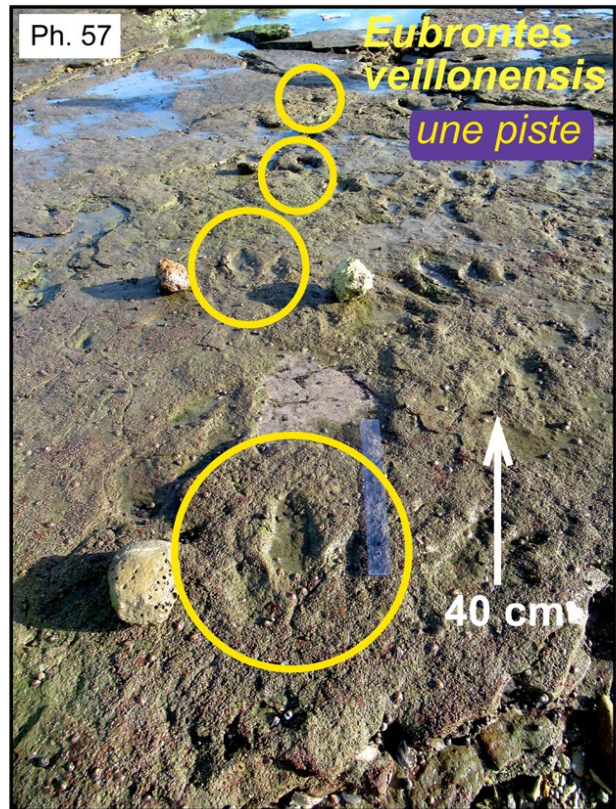
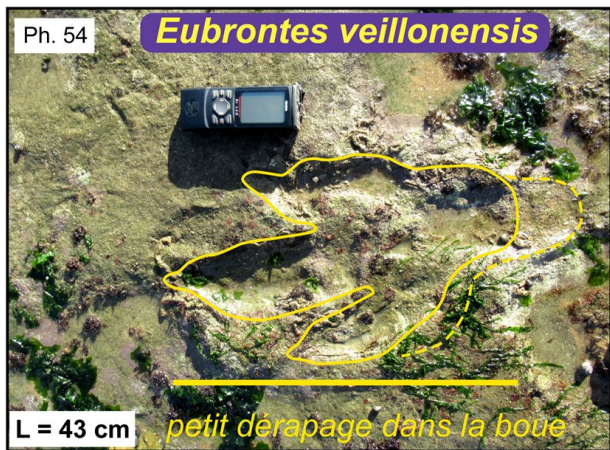
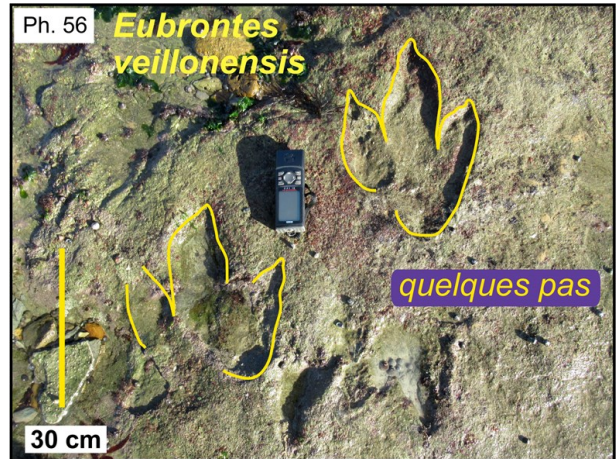
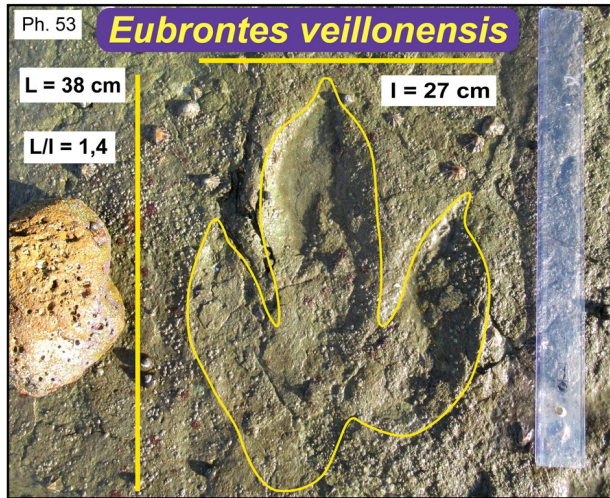
Le grand nombre d'empreintes a permis de préciser les caractéristiques de ces traces (dimensions de leurs différentes parties, leurs rapports). Quelques autres espèces d'*Eubrontes* sont connues dans des formations de même âge de par le monde, mais aucune ne présente des proportions aussi grandes que les traces du Veillon, ce qui justifie le nom spécifique nouveau de *veillonensis* (= du site du Veillon).

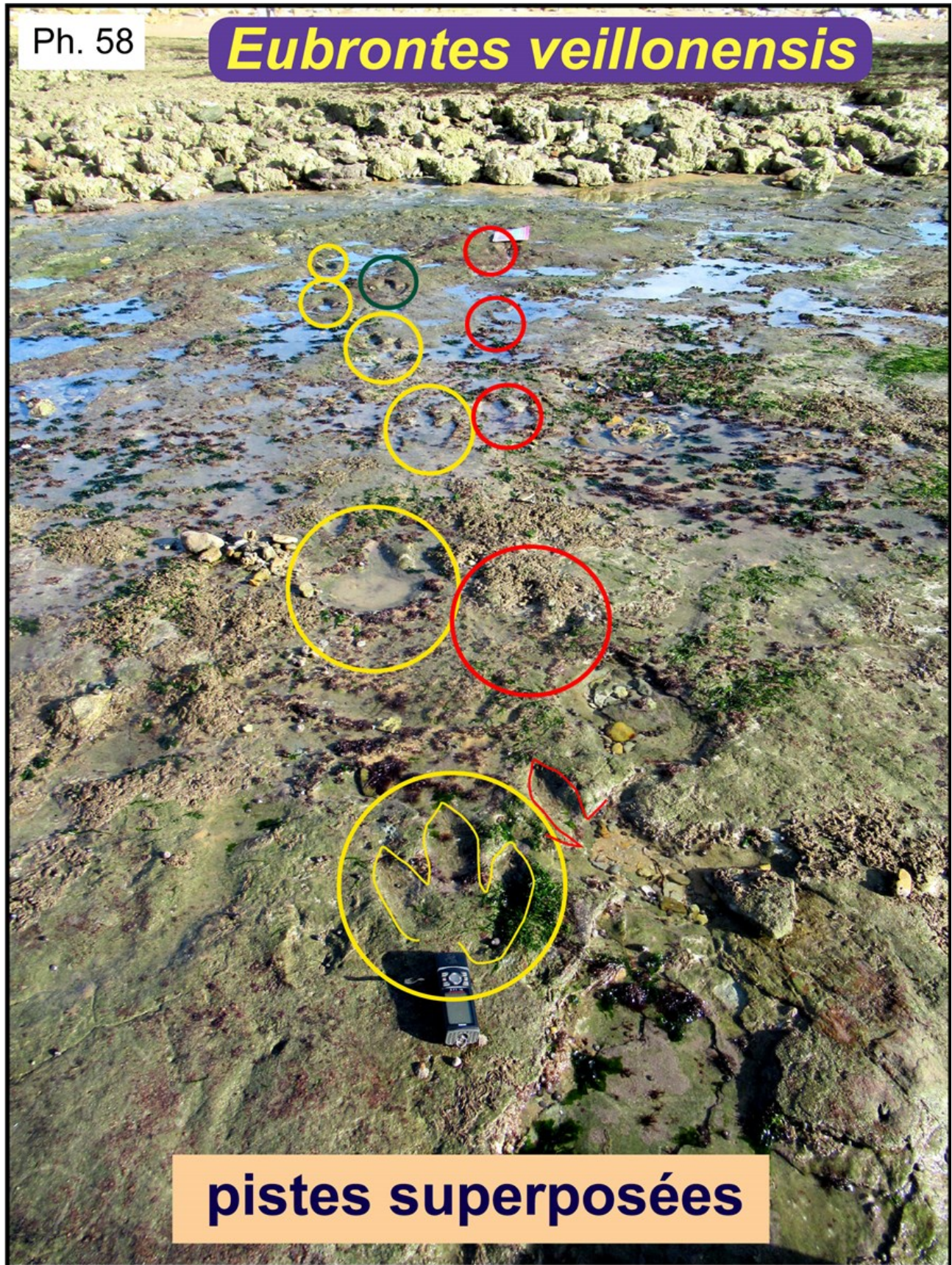
- *Grallator* est très reconnaissable avec des doigts fins, longs et peu écartés, et des phalanges bien marquées (**Ph. 59 et 60**). Le doigt médian est nettement plus long. Le talon est peu marqué et d'un seul côté, caractère d'un animal coureur. Les trois doigts sont pourvus d'une griffe acérée, attribut d'un chasseur carnivore et sans doute un Théropode.

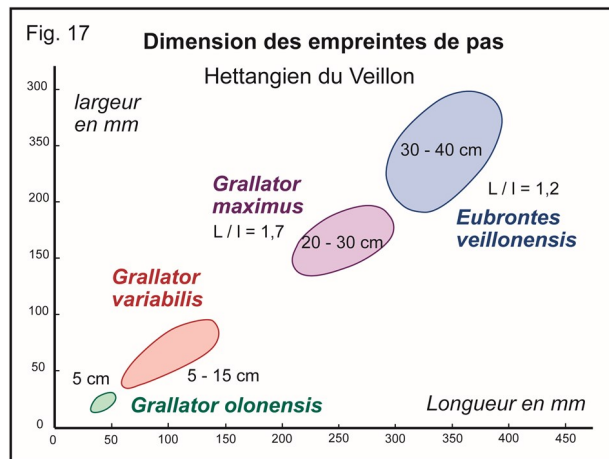


Les empreintes de *Grallator* montrent un large éventail de dimensions. On sait que les Reptiles ont une croissance continue. On peut donc imaginer que les petites traces sont celles de juvéniles et les grandes, celles des adultes. Il est aussi possible qu'il y ait eu un dimorphisme sexuel, ce qui serait une deuxième cause des variations de taille. Le grand nombre d'empreintes a permis de porter sur un diagramme longueur versus largeur une quantité suffisante de mesures pour en tirer des informations statistiques.

Sur la **figure 17** dessinée à partir des figures 8 et 13 de Lapparent et Montenat (1967), pour les *Grallators* et les *Eubrontes*, nous voyons des nuages de points clairement distincts avec des solutions de continuité, particulièrement dans la population des *Grallators*, ce qui ne serait pas le cas si les traces appartenaient à des individus petits et grands d'une même espèce.







Il y aurait donc peut-être trois espèces nouvelles : *olonensis* (celle d'Olonne), *variabilis* (dont la taille est la plus variable) et *maximus* (dont la taille est la plus grande).

Les Grallators devaient être des chasseurs s'attaquant à des proies en rapport avec leurs tailles, à la manière des Raptors, comme le pseudo-vélociraptor mis en scène avec beaucoup d'imagination dans « Jurassic Park » et « Jurassic World ». En effet, les pistes nous montrent de longues enjambées de rapport entre 4 et 5, disposées sur une même ligne, ce qui indique un animal pourvu de grandes jambes et se déplaçant rapidement. Cette caractéristique se retrouve chez plusieurs Dinosauriens du groupe des Cœlurosauriens.

- *Saltopoides* montre trois doigts asymétriques avec un petit talon, le doigt opposé au talon étant plus écarté. Le doigt médian est un peu plus long. On ne voit guère de phalanges ni de pelotes. Les griffes sont assez bien détachées, ce qui en fait un animal prédateur. Une piste montre de très longues enjambées qui s'expliqueraient par un déplacement par bonds d'un pied sur l'autre, ce qui suppose des membres longs et une allure très élançée. Cette hypothèse a inspiré le nom de genre de l'animal, mais ne repose sur l'examen que d'une seule piste. C'est probablement un Dinosaurien Cœlurosaurien de forme agile comme les Grallators. On ne connaît aucun équivalent sur les sites contemporains d'ichnites. C'est donc un genre nouveau et une espèce nouvelle, *igalensis*, en référence à l'Institut de Géologie Albert de Lapparent (IGAL), mais qui reste très peu documentée.

- *Talmontopus* est décrit sur la base de trois contre-empreintes. C'est une trace plutôt grande, avec trois doigts écartés et effilés et un fort talon arrondi. On ne voit pas de griffes. Sur une empreinte, il y aurait une vague trace d'une palmure entre les doigts. On note certaine ressemblance avec les traces attribuées aux Iguanodonts beaucoup plus tardifs, bien que de plus petite dimension. Mais sans équivalence précise avec une ichnite connue, c'est un nouveau genre, du site de Talmont, et une nouvelle espèce *tersi*, en hommage à Mireille Ters. C'était sans doute un Dinosaurien Ornithopode bipède herbivore, d'assez grande taille. Il pouvait être chassé par les Eubrontes et les grands Grallators.

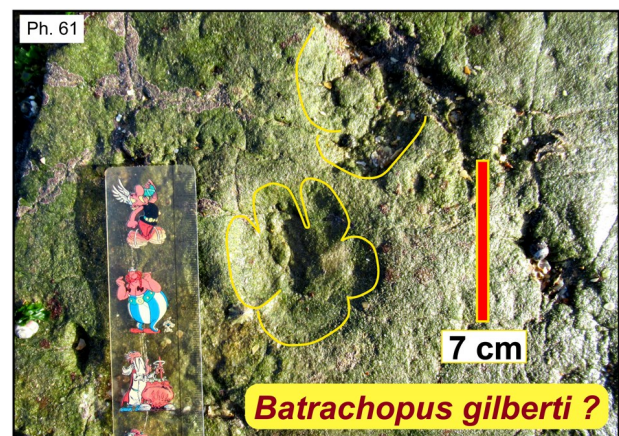
Anatopus est connu par trois traces isolées qui montrent trois doigts écartés avec le doigt médian très allongé. Il

semble bien y avoir une palmure tendue entre les doigts. Le doigt central, à trois phalanges, est terminé par une griffe effilée. Les doigts latéraux, à une seule phalange, portent également une griffe. Il n'y a pas de talon. Ces quelques traces originales, de nature avienne, n'ont été rapprochées à aucune ichnite connue. C'est donc un nouveau genre, à patte de canard, et une nouvelle espèce dite *palmatus*, sans grande originalité.

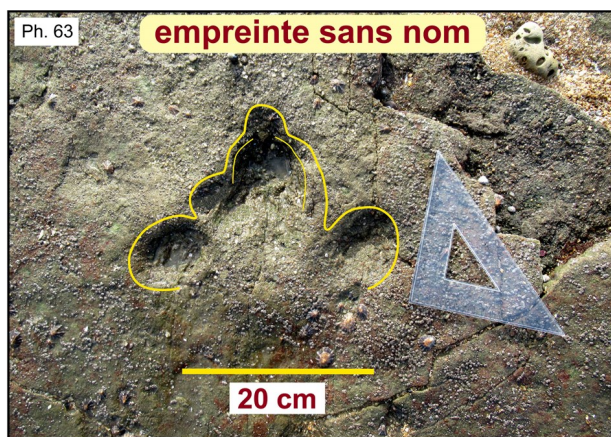
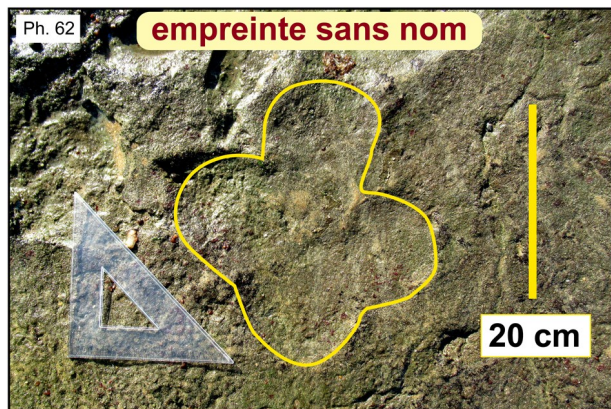
Batrachopus est bien représenté par un bon nombre d'empreintes et quelques pistes. Il correspond à un petit quadrupède tétradactyle avec une nette différence de forme et de taille entre les empreintes des pattes avant ou mains et des pattes arrière ou pieds. La main montre quatre doigts disposés en étoile, courts, arrondis et sans prédominance marquée du médian. Le pied montre quatre doigts plus allongés et bien séparés avec un doigt central plus long. Les phalanges sont peu nettes, mais le talon est bien marqué. On observe des griffes soit allongées soit rétractées sous les doigts de la main. Cet animal, Pseudosuchien ou Crocodilien, devait ressembler à un petit iguane. En comparant ces empreintes avec celles des autres sites d'ichnites contemporains, quelques variations en font une espèce nouvelle, *gilberti*, en hommage à Gilbert Bessonnat.

Dahutherium se rapporte à une empreinte de patte avant et une de patte arrière. C'est peu, mais les marques sont nettes et de bonne qualité. La détermination tient compte du dimorphisme des pattes avant et arrière, ce qui est sans doute à l'origine du nom de l'ichnite. Il s'agirait d'un quadrupède tétradactyle Pseudosuchien proche de *Batrachopus* mais de plus grande taille. On en connaît des équivalents dans plusieurs sites mondiaux d'ichnites.

D'autres variétés d'empreintes ont été observées. Certaines se rapprochent de celles de *Batrachopus* avec des variantes de formes et de dimensions (Ph. 61).



Plusieurs sont des larges traces à bord arrondi à plusieurs lobes, sans marque de doigts ni de griffes, et semblant imprimées par des coussinets plats caractérisant des grands Sauropodes herbivores (Ph. 62). Quelques-unes sont tridactyles à doigts courts et talon arrondi et n'ont pas été nommées par Lapparent et Montenat (1967). Une empreinte tridactyle sans talon mais à doigts très enfoncés, comme si l'animal courait, nous montre un doigt central assez fort et deux doigts écartés de 20 cm, sans aucune trace de griffes (Ph. 63).



Malgré toutes les observations déjà faites, au cours de missions assez brèves, il est clair qu'il reste encore beaucoup de traces à découvrir et étudier.

En résumé, deux groupes de Dinosauriens se déplaçaient dans la basse vallée alluviale débouchant sur un estuaire plus ou moins marécageux : des Théropodes, essentiellement carnivores, et des Ornithopodes, plutôt herbivores.

Les Théropodes comprenaient des Carnosauriens aux formes lourdes et massives et des Cœlurosauriens aux formes légères et élancées. La présence de Sauropodes n'est pas exclue. Sur la base des données de Lapparent et Montenat (1987), nous calculons la proportion des traces observées. Les Grallators représentent 52% des traces avec des proportions voisines pour les trois espèces. Les Eubrontes comptent pour 36%, les Batrachopus pour 10%, les Saltopoïdes pour 1%, et les Anatosus, Talmontopus et Dahutherium ensemble pour 1%. On constate que les empreintes de prédateurs carnivores sont beaucoup plus nombreuses que celles des herbivores. Il semble donc que l'espace estuarien parcouru par les animaux devait être un site de passage relativement découvert. Les herbivores vivaient dans les zones arborées et les landes sur les bordures de la vallée alluviale où ils trouvaient leur nourriture et un abri relatif. Ils ne venaient dans la basse vallée qu'occasionnellement, peut-être pour s'abreuver.

En revanche, on peut s'étonner de la présence assez importante des Batrachopus qui étaient des proies faciles pour les Grallators. Nous imaginons que ces petits

quadrupèdes, ou bien avaient des mœurs nocturnes et venaient la nuit se nourrir d'algues, de coquillages, de poissons, ou bien, sachant nager, allaient à l'eau à la venue d'un prédateur.

Article de André Pouclet

Photographies de André Pouclet

Bibliographie

Bécaud M. (2007). Nouveau gisement à traces de pas de vertébrés dans le Jurassique inférieur de Vendée littorale (France) Discussion sur l'âge des assises qui les contiennent. *Le Naturaliste Vendéen* 7, 27-32.

Branger P. (2009). Buffévent (Deux-Sèvres), une nouvelle coupe de référence pour la base du Callovien. *Nature entre Deux-Sèvres* 2, 52-58.

Burgess S. D, Bowring S. A, Fleming T. H, Elliot D. H (2015). High-precision geochronology links the Ferrar large igneous province with early-Jurassic Ocean anoxia and biotic crisis. *Earth Planet. Sc. Lett.* 415, 90-99.

Cossmann M. (1903). Note sur l'Infralias de la Vendée et des Deux-Sèvres (suite). *Bull. Soc. Géol. Fr.* 3 (4), 497-545.

Fauré Ph., Bohain P (2017). Les ammonites du Pliensbachien inférieur de la Vendée méridionale (France). Étude taxonomique. Implications stratigraphiques et paléogéographiques. *Strata sér. 2*, 54, 147 p.

Gabilly J. (1964). Le Jurassique inférieur et moyen sur le littoral vendéen. *Travaux de l'Institut de Géologie et d'Anthropologie Préhistorique de la Faculté des Sciences de Poitiers* 5, 65-107.

Gand G., Demathieu G., Montenat C. (2007). Les traces de pas d'amphibiens, de dinosaures et autres reptiles du Mésozoïque français: inventaire et interprétations. *Palaeovertebrata* 1-4, 1-149.

Ikeda M., Hori R. S, Ikehara M., Miyashita R., Chino M., Yamada K. (2018). Carbon cycle dynamics linked with Karoo-Ferrar volcanism and astronomical cycles during Pliensbachian-Toarcian (Early Jurassic). *Global and Planetary Changes* 170, 1-9.

Lapparent (de) A. F, Montenat C. (1967). Les empreintes de pas de reptiles de l'Infralias du Veillon (Vendée). *Mém. Soc. Géol. Fr. NS* 46 (2), mém. 107, p. 1-44.

Montenat C., Bessonnat G. (2003). L'ichnofaune reptilienne hettangienne du Veillon (Vendée, France). *Le Naturaliste Vendéen* 3, 41-46.

Thévenard F., Deschamps S., Guignard G., Gomez B. (2003). Les plantes fossiles du gisement hettangien de Talmont-Saint-Hilaire (Vendée-France). *Le Naturaliste Vendéen* 3, 69-87.

Welsch J. (1903). Etude des terrains du Poitou dans le détroit poitevin et sur les bords du massif ancien de la Gâtine. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 3 (4), 797-1026.

Site AVG : « Systématique des Dinosaures - Le gîte ichnifère du Veillon ».