

Sortie dans le seuil du Poitou avec Patrick BRANGER et Patrick BOHAIN

Dimanche 14 Avril 2024

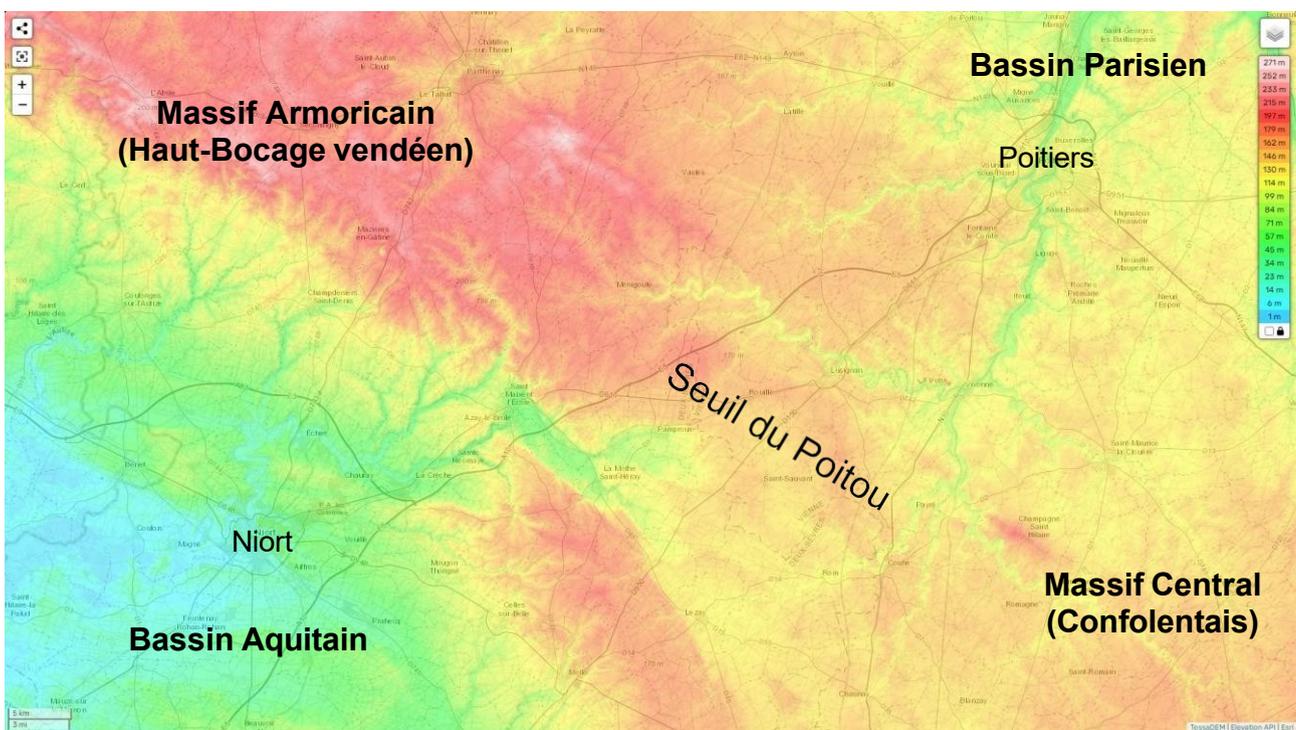


De gauche à droite : **Patrick Bohain, Patrick Branger, nos guides de la journée et Dominique Loizeau, Président de l'AVG**

Cadre géographique de la région étudiée

Nous sommes ici dans les environs de Saint-Maixent-l'École (79), au niveau du Seuil du Poitou. Ce seuil, d'une altitude moyenne de 130 m, relie deux vieux massifs anciens, hercyniens (ou varisques) : le Massif armoricain au Nord-Ouest et le Massif Central au Sud-Est et sépare en même temps deux grands bassins sédimentaires, d'âge plus récent et relativement déprimés : le Bassin Parisien au Nord-Est (altitude de 75 m à Poitiers) et le Bassin Aquitain au Sud-Ouest (altitude de 30 m à Niort).

Long d'environ 100 km et d'orientation NO-SE, ce seuil fonctionne avant tout comme une ligne de partage des eaux entre le bassin de la Loire au Nord, celui de la Charente au Sud et celui de la Sèvre niortaise à l'Ouest.



Carte topographique de la région étudiée

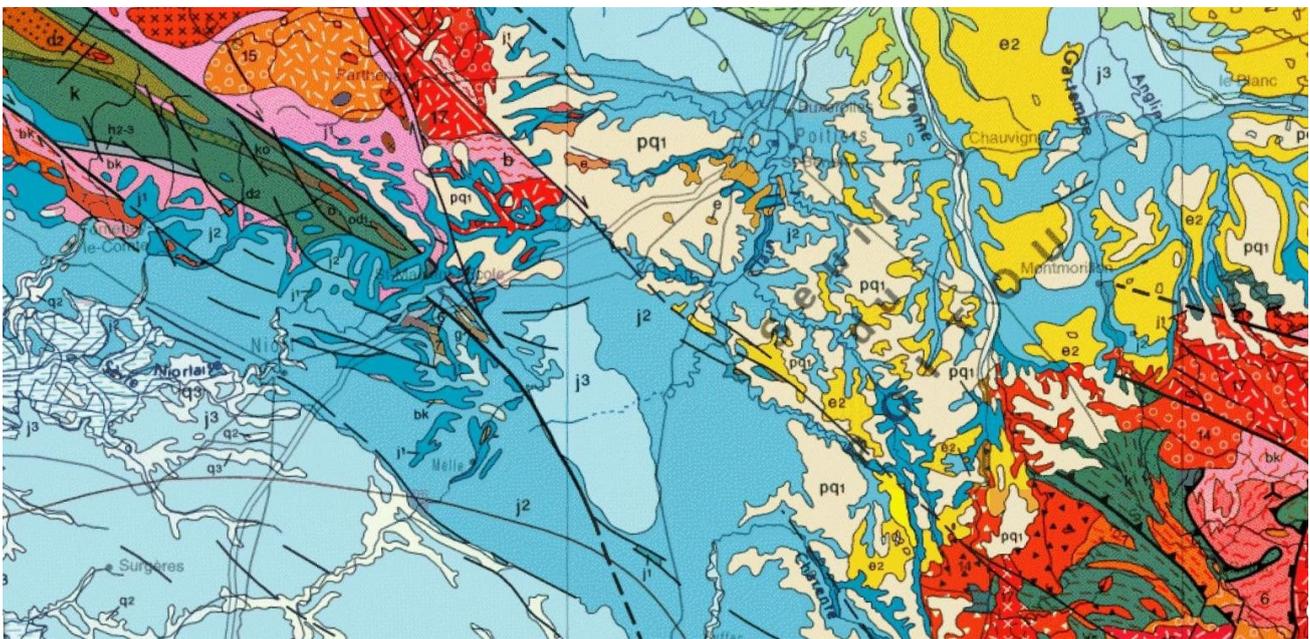


Profil topographique entre Niort (Bassin Aquitain) et Poitiers (Bassin Parisien) (Google Earth)

Cadre géologique de la région étudiée

Géologiquement parlant, le Seuil du Poitou, largement masqué par des formations superficielles, est constitué par une couverture de terrains sédimentaires essentiellement calcaires, épaisse d'environ 50 m et d'âge Jurassique inférieur à moyen et qui repose, parfois sur le socle cristallin varisque, parfois sur des formations cristallophylliennes du Paléozoïque inférieur qui peuvent affleurer au fond des vallées.

C'est ce socle qui assure la continuité entre le Haut-Bocage vendéen appartenant au Massif Armoricain, au Nord-Ouest, et le Confolentais oriental appartenant au Massif Central, au Sud-Est.



Carte géologique de la région étudiée (Document Géoportail)

Comme le montre la carte géologique ci-dessus, le Seuil du Poitou est parcouru par de très nombreuses failles de direction NO - SE (N135°) héritées de l'orogénèse varisque comme la faille de Secondigny (prolongement de la faille de Pouzauges) et la faille de Parthenay, toutes deux dextres. En fait, chacune de ces deux grandes failles est constituée par toute une suite de failles secondaires, plus ou moins parallèles entre elles et qui se relayent.

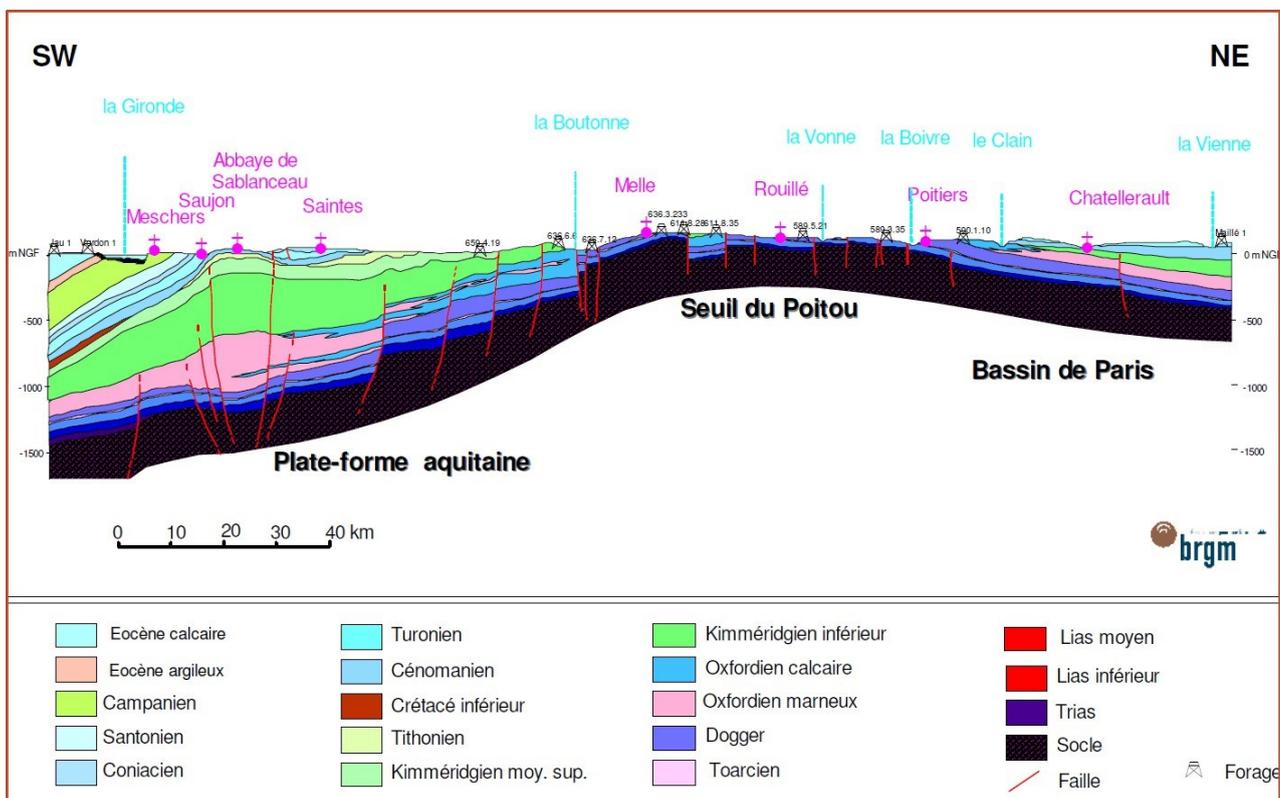
Ces failles ont joué plus tard à différentes périodes géologiques :

- dès le Permien lors de la distension de la Pangée,
- du Jurassique inférieur au Jurassique supérieur où elles ont induit un compartimentage en horsts et grabens lors de la formation du Rift de Gascogne (ou de Biscaye) et de l'épaulement de sa marge Nord,
- et surtout dès l'Éocène, au cours des diverses phases compressives ou distensives de l'orogénèse pyrénéo-alpine. Tel est le cas par exemple de la faille de Secondigny qui a soulevé le compartiment du Haut-Bocage vendéen et ainsi mis fin à l'existence du fleuve Yprésis.

La coupe ci-dessous illustre ce découpage en horsts et grabens du « sommet » de la voûte que constitue le Seuil du Poitou.

Tout au long du Jurassique, ces horsts et grabens ont joué en touches de piano, un horst pouvant s'enfoncer plus ou moins et inversement, un graben se surélever plus ou moins ce qui explique les nombreuses discontinuités et/ou les variations d'épaisseur des couches sédimentaires marines d'une même période que l'on peut observer dans les divers compartiments.

Elle montre aussi que ce seuil présente une structure nettement dissymétrique, les rejets verticaux des failles normales étant beaucoup plus importants sur sa bordure Sud-Ouest. Cette observation est bien sûr à relier au rifting du Golfe de Gascogne. En effet, la marge Nord du rift, découpée en blocs basculés, pratiquement émergée au Kimméridgien (fin du Jurassique supérieur) puis recouverte par une mer peu profonde au Crétacé inférieur, s'est particulièrement enfoncée pendant l'Albien et le début du Crétacé supérieur quand la plaque ibérique, migrant vers l'Est, est venue se placer sous la plaque européenne (la France). Cette marge européenne, aquitaine a en effet alors été soumise à un régime transtensionnel c'est-à-dire à des contraintes à la fois extensives et de décrochement (voir sortie du Pays Basque) qui ont amené à la formation de bassins en pull-apart très profonds et subsidents (Bassins de Parentis, de Mauléon,...) qui vont se remplir de flyschs noirs séparés par des hauts-fonds où la sédimentation calcaire et biogène va pouvoir se poursuivre.



Coupe géologique à travers le Seuil du Poitou (Document BRGM)

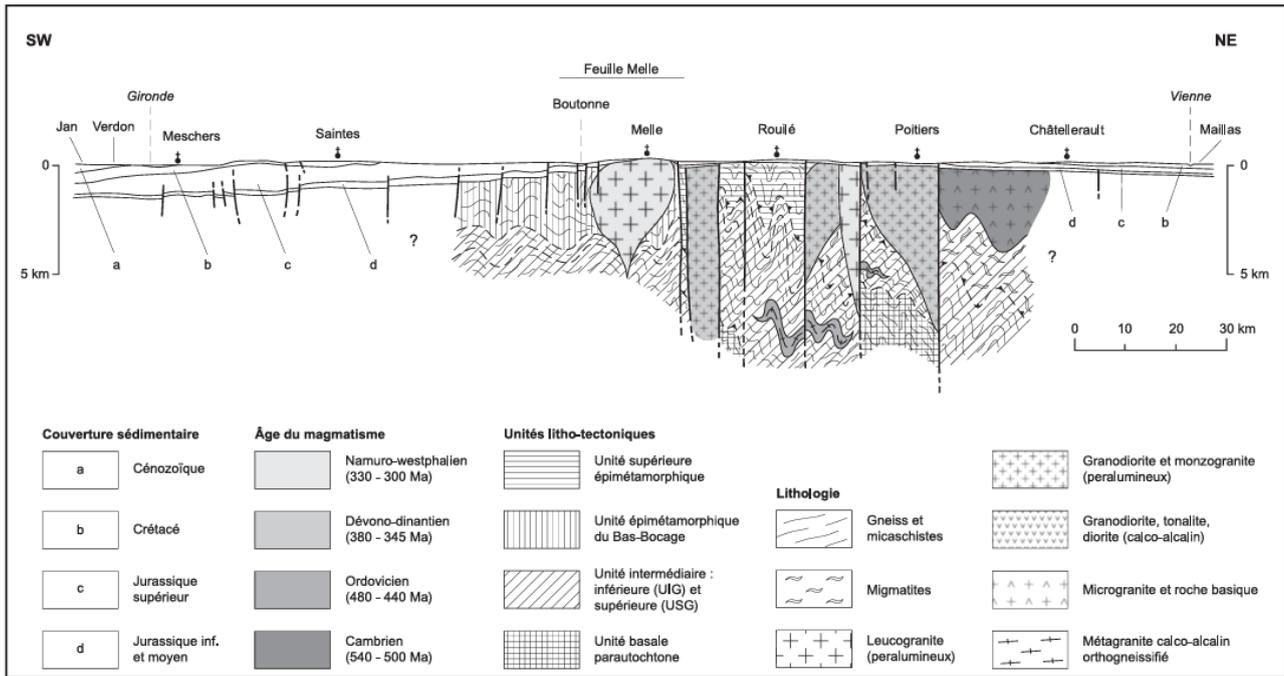


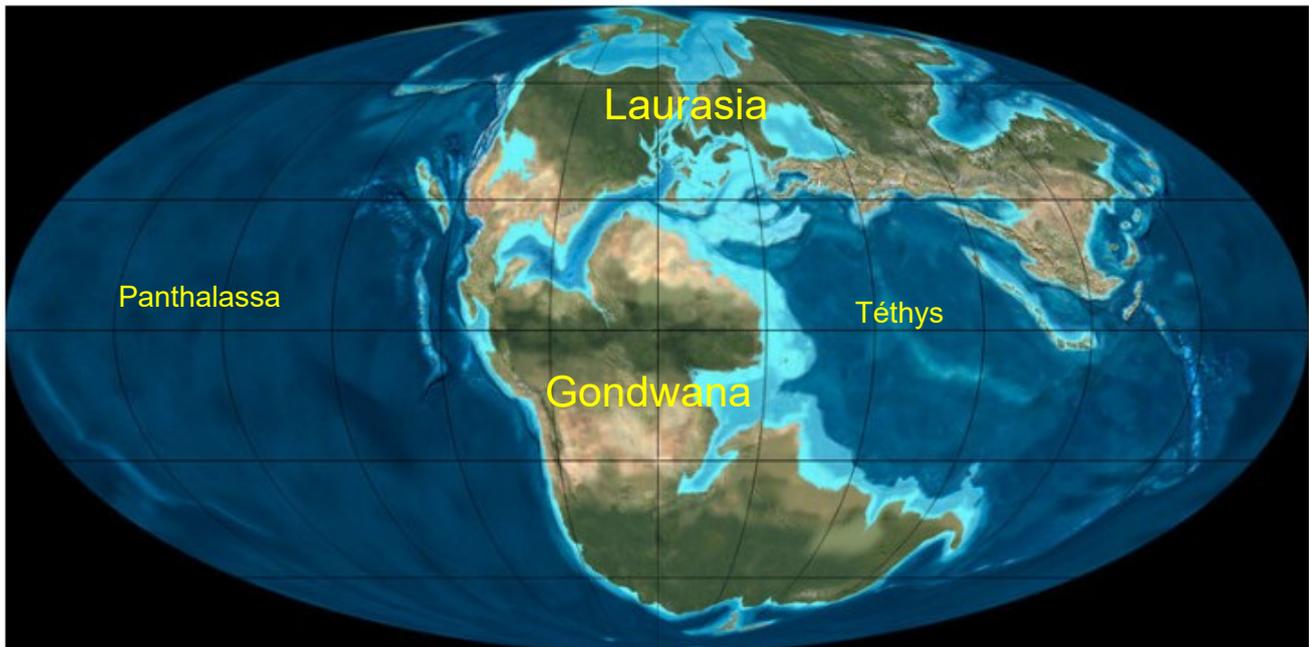
Fig. 3 - Coupe géologique SW-NE du Seuil du Poitou (socle d'après P. Rolin et M. Colchen, 2001)

Coupe géologique SW-NE du Seuil du Poitou (d'après P. Rolin et M. Colchen, 2001)
 (Extrait de la notice de la carte géologique de Melle au 1/50 000^{ème} - BRGM)

Configuration des océans au Jurassique inférieur et moyen

Au début du **Jurassique inférieur** (- 200 Ma), le supercontinent Pangée commence à se disloquer. On assiste à la séparation de deux grandes masses continentales : la Laurasia au Nord regroupant la Laurentia (Amérique du Nord) et l'Eurasie (dont Baltica) et le Gondwana au Sud comprenant ce qui deviendra plus tard l'Amérique du Sud, l'Afrique, Madagascar, l'Inde, l'Australie et l'Antarctique.

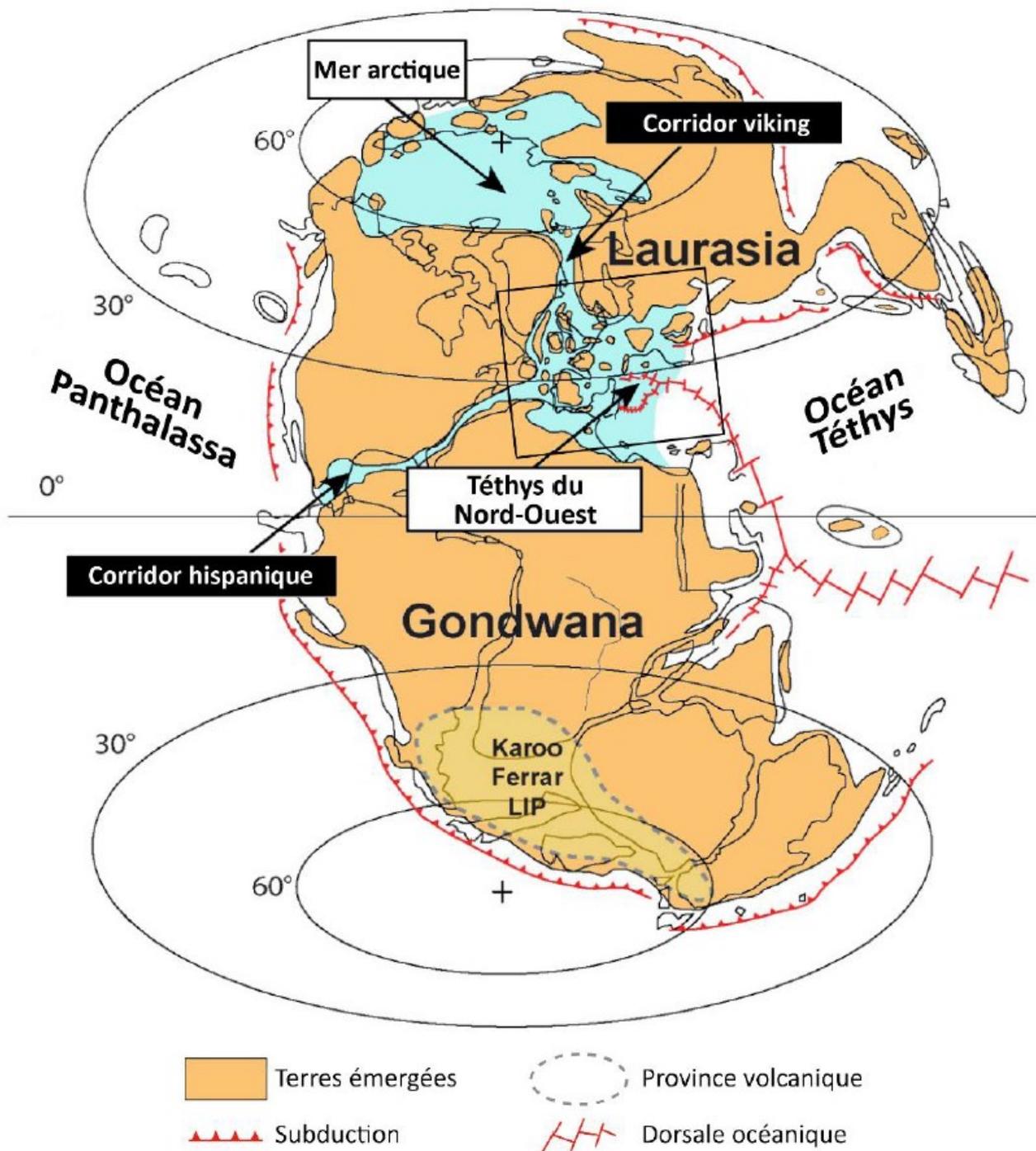
Mais cette séparation qui se fait à la façon des deux lames d'une paire de ciseaux va permettre la création d'un « coin » océanique : la Téthys, prolongement de l'Océan mondial ou Panthalassa.



Paléogéographie au Jurassique inférieur

C'est cette Téthys qui va ensuite venir envoyer progressivement, transgresser, par l'Est, toute la plateforme continentale européenne constituée pour l'essentiel par les terrains qui ont été affectés par l'orogénèse varisque puis érodés et pénéplanés tout au long du Permo-Trias.

L'Atlantique Nord n'existe pas encore, l'Atlantique Sud non plus. Seul est ébauché l'Atlantique Central qui a commencé à s'ouvrir au Trias entre la côte Ouest-Africaine (Maroc pour l'essentiel) et la côte Est des États-Unis.



Reconstruction paléogéographique des continents au Jurassique inférieur

(Thèse Axelle Zacaï - 2017)

La transgression marine s'amorce d'abord timidement sur cette plateforme ou Domaine Nord-Ouest européen dès l'Hettangien inférieur (-200 Ma). De l'Hettangien, jusqu'à la base du Sinémurien supérieur, elle donne alors lieu à des dépôts de faible profondeur, visibles notamment sur tout le pourtour du Bassin Aquitain depuis le Sud de la Vendée jusqu'aux Pyrénées. Ces dépôts sédimentaires, bien développés sur la côte vendéenne et bien caractérisés par de nombreux fossiles de faciès traduisent de fréquents allers-retours de la mer : ichnites de Dinosaures, Mollusques de milieu saumâtre, Stromatolites, Thalassinoïdes, etc... séparés par de nombreux niveaux à ripple-marks ou par des bancs argileux d'émersions épisodiques.

Il est actuellement difficile de distinguer les niveaux de l'Hettangien de ceux, plus récents, du Sinémurien inférieur et moyen dans le Nord du Bassin Aquitain, faute de fossiles marins à valeur biostratigraphique, tels que les Ammonites ou les Brachiopodes par exemple.

La transgression qui aboutira à la mise en place des premiers sédiments marins contenant une faune d'Ammonites intervient au Sinémurien supérieur. De rares Ammonites à valeur chronostratigraphique y ont été découvertes sur le pourtour septentrional du proto-Golfe de Gascogne.

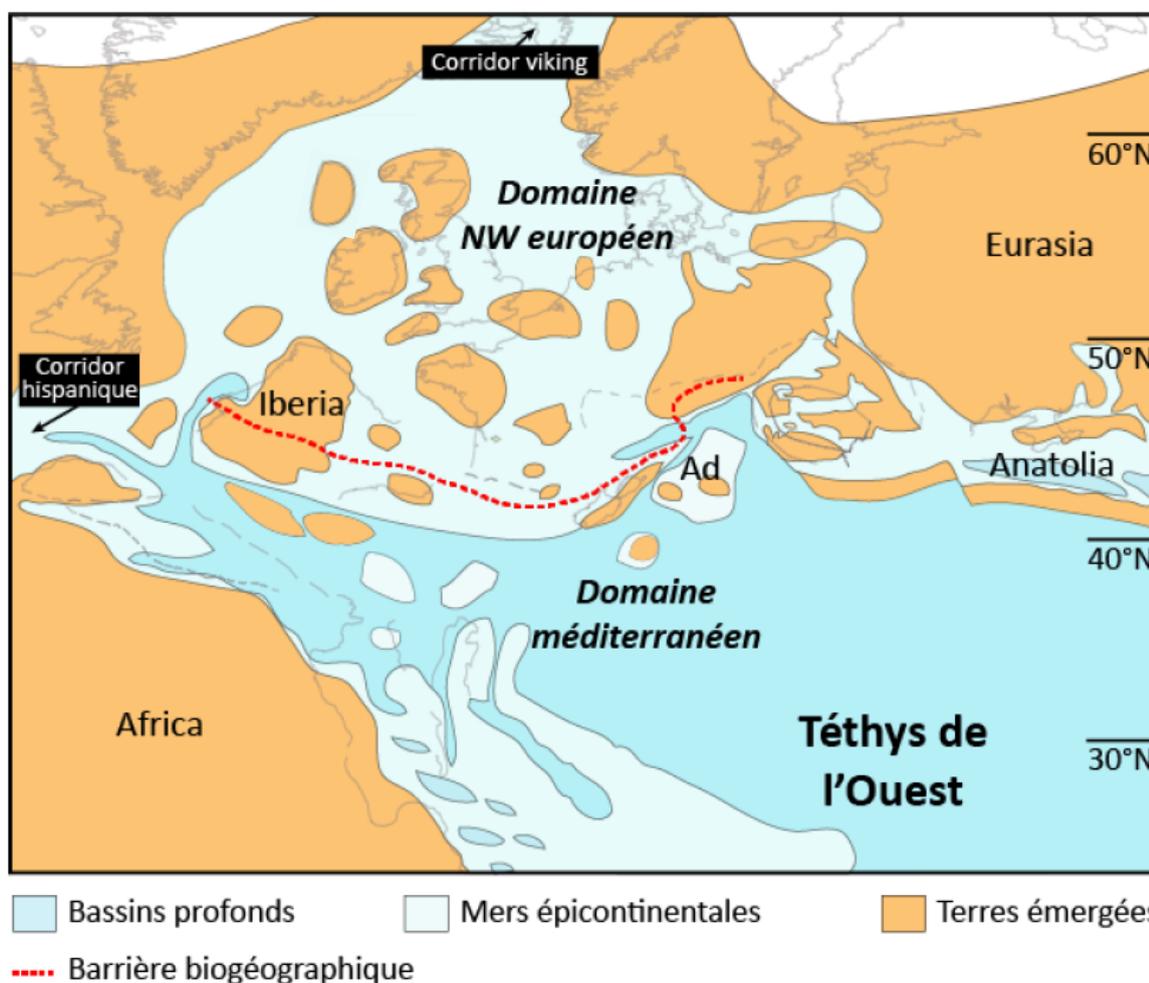
Mais c'est surtout dès le Pliensbachien inférieur que les Ammonites, de par leur large distribution spatiale et leur évolution rapide, vont permettre un découpage biostratigraphique précis en zones et sous-zones sur le pourtour oriental du Bassin aquitain.

Nous découvrirons l'histoire de cette transgression progressive de la mer au Jurassique inférieur dans la carrière du Ricou (voir deuxième arrêt).

La fracturation de la Pangée et la transgression marine se poursuivant, on aboutit **au Jurassique moyen** à une nouvelle configuration.

La mer recouvrant le Domaine Nord-Ouest européen et qui n'excède pas 200 m de profondeur, ponctuée de nombreux archipels (Ibérie, Massif Central, Massif Armorican, Irlande, Écosse, Rockall au large de l'Irlande et de l'Écosse, ...) est maintenant mise en communication :

- avec un Domaine marin boréal (Mer arctique ?) via le corridor Viking qui apparaît entre la Laurentia (Groenland) et la Baltica,
- et avec l'Atlantique Central situé entre l'Afrique de l'Ouest et l'Est des États-Unis, en expansion depuis le Trias, via le Corridor hispanique.



Reconstruction paléogéographique de la Téthys de l'Ouest au début du Jurassique

(Thèse Axelle Zacaï - 2017)

En revanche, au Jurassique inférieur (jusqu'à la limite Pliensbachien - Toarcien), ce domaine Nord-Ouest européen était séparé du domaine méditerranéen par une véritable barrière d'îles, de récifs et une fosse marine qui allait des chaînes bétiques en Espagne jusqu'à l'« Île briannonnaise » dans les Alpes en passant par le bloc Corso-Sarde.

Cette hypothèse est étayée par le fait qu'au Pliensbachien, les faunes d'Ammonites des deux domaines étaient, dans une large mesure, différentes, cette barrière devait jouer le rôle de « filtre » vis-à-vis de ces organismes pélagiques. Elle devait donc ressembler à une étroite chaîne de terres émergées, de hauts fonds et de zones profondes dont l'efficacité en termes de limite à la dispersion des faunes aurait été dépendante du niveau marin.

À partir du Toarcien, on assiste progressivement à des échanges de faunes d'Ammonites entre le domaine « proto-atlantique » au Nord et la Téthys occidentale au Sud.

Ce domaine Nord-Ouest européen dont fait partie la plateforme aquitaine restera immergé sans interruption jusqu'à la fin du Jurassique (-145 Ma).

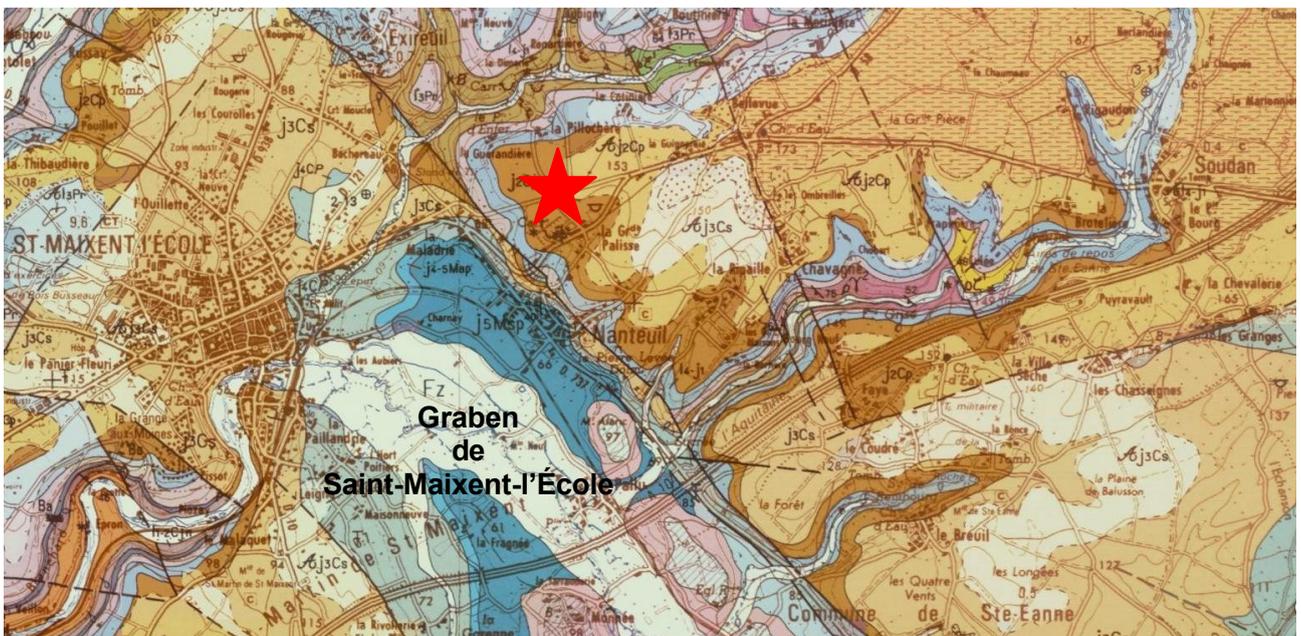
Les grandes familles d'Ammonites qui s'y sont implantées dès le Pliensbachien connaîtront alors un développement continu jusqu'à la fin du Jurassique. Elles évoluent localement, avec des échanges ponctuels avec la Téthys à partir de la fin du Pliensbachien, du fait de la richesse des niches écologiques.

Les voies de communication s'ouvrent grâce au fonctionnement des corridors Viking, hispanique et lusitanien.

L'apport d'eau froide par le corridor Viking ou d'eau chaude par le corridor hispanique depuis la Téthys laissent également supposer la présence d'un gradient latitudinal de températures, favorisé par la faible profondeur de la mer épicontinentale et des barrières paléogéographiques telles que le Massif armoricain encore émergé. Ces variations de températures, associées aux épisodes transgressifs, ont probablement joué un rôle dans le renouvellement ou dans l'adaptation de certaines familles d'Ammonites.

Arrêt 1 : le Jurassique moyen de la carrière de la Grande-Palisse à Nanteuil (Deux-Sèvres)

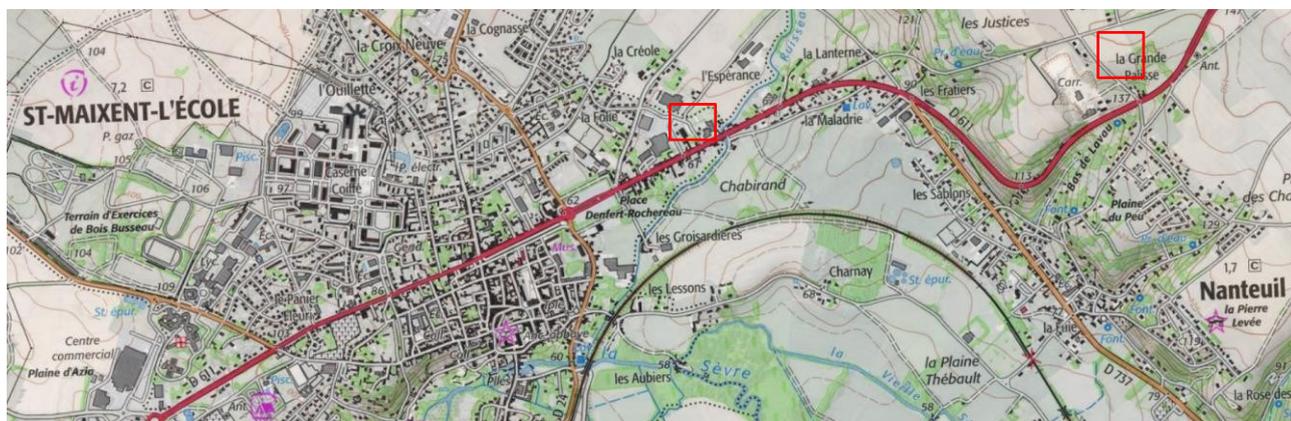
Nous nous trouvons là sur la bordure orientale du graben de Saint-Maixent-l'École orienté NO-SE et limité, à l'Est comme à l'Ouest, par deux failles, lointains prolongements de la faille varisque de Secondigny. Ces accidents entaillent localement la couverture sédimentaire du Jurassique, qui comprend la succession plus ou moins complète du Lias (Hettangien, Sinémurien, Pliensbachien, Toarcien) et celle du Dogger (Aalénien, Bajocien, Bathonien, Callovien).



Situation de la carrière

(Extrait de la carte géologique de Saint-Maixent-L'École - Document Géoportail)

La départementale D611 qui relie Saint-Maixent-l'École située au fond du graben à la carrière de la Grande-Palisse de Nanteuil franchit le dénivelé de près de 70 m de la faille orientale du graben.

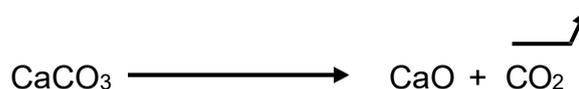


Profil topographique entre Saint-Maixent-l'École et la carrière (Google Earth)

A. Présentation de la Société LABASSE et Fils

La carrière de la Grande-Palisse est exploitée par la société LABASSE et Fils depuis cinq générations. C'est l'une des seules entreprises en Poitou-Charentes à fabriquer de la chaux vive.

On y extrait, concasse et passe au crible la roche calcaire. Puis la chaux vive (CaO) est obtenue par calcination du calcaire à environ 900°C dans un four droit par empilement de couches successives de charbon et de calcaire. Il se produit alors une décarbonatation du calcaire avec départ de CO₂ selon la réaction :



La chaux vive broyée est un amendement qui combat l'acidité des sols, ameublisse et recalcaifie les terres argileuses, détruit les mousses, assainit les pièces d'eau, absorbe l'humidité de façon naturelle et écologique.

L'entreprise LABASSE et Fils produit également des granulats, des pierres et blocs calcaires pour les travaux de voirie, les embellissements de maison et l'aménagement de cours de fermes.

Des travaux pluridisciplinaires méthodiques (rendus possibles par l'implication passionnée du propriétaire de la carrière) sont actuellement en cours sous la coordination d'un paléontologue renommé : Pierre Lacroix. Ils portent sur la stratigraphie (analyse des cycles et des roches),

l'inventaire des faunes d'Invertébrés marins (Ammonites, Brachiopodes, Foraminifères et autres microfossiles...). Ils donneront lieu à des publications et à la création d'un musée paléontologique dans la carrière même.



B. Description rapide de la carrière de la Grande Palisse



Vue de la carrière (Document Géoportail)

La carrière de la Grande Palisse montre l'une des coupes les plus complètes et fossilifères du versant aquitain du Seuil du Poitou pour l'ensemble de l'étage du Bajocien qui a duré environ 2,7 Ma, entre - 170,9 ± 0,8 Ma et - 168,2 ± 1,2 Ma.

Jurassique	Supérieur Malm	Tithonien	149,2 ± 0,7
		Kimméridgien	154,8 ± 0,8
		Oxfordien	161,5 ± 1,0
	Moyen Dogger	Callovien	165,3 ± 1,1
		Bathonien	168,2 ± 1,2
		Bajocien	170,9 ± 0,8
		Aalénien	174,7 ± 0,8
	Inférieur Lias	Toarcien	184,2 ± 0,3
		Pliensbachien	192,9 ± 0,3
		Sinemurien	199,5 ± 0,3
Hettangien		201,4 ± 0,2	

Place du Bajocien dans la chronologie du Jurassique

Âges donnés par la Commission Internationale de Stratigraphie (06/2023)

(Les âges correspondent au début des Étages)

(Wikipedia)



Front Est de la carrière

Le Bajocien exposé dans la carrière se dresse sur une hauteur de 14 m. Cela correspond donc à une vitesse moyenne de sédimentation de l'ordre de 5,2 m par Ma ou si l'on veut de 5,2 mm par millier d'années !

Le grand Principe de superposition à la base de la chronologie relative y est respecté. Les strates les plus profondes sont les plus anciennes et les plus superficielles les plus récentes.

En allant du bas vers le haut, on a donc :

- le plancher qui est constitué par une surface de calcaire argileux à nombreux éléments ferrugineux (oolithes, pellets) et à fossiles remaniés, traduction d'une reprise transgressive à la limite Aalénien-Bajocien, probablement dans une ambiance chaude et humide qui a favorisé l'installation de sols latéritiques sur les massifs varisques environnants puis leur l'érosion et l'apport en fer,
- au-dessus, la moitié inférieure du front de taille, à bancs massifs majoritairement calcaires, avec intercalation de quelques niveaux à fossiles remaniés (notamment au sommet de la Zone à *Sonninia propinquans* (= *Otoites sauzei*) et au sein de la Zone à *Stephanoceras humphriesianum*) caractérise le Bajocien inférieur,
- la transition entre le Bajocien inférieur et le Bajocien supérieur est plutôt discrète. Elle est matérialisée par un changement de faciès : le Bajocien supérieur est plutôt blanc alors que le Bajocien inférieur est plutôt gris-vert (glauconie plus abondante)
- le Bajocien supérieur qui constitue la partie haute et la majorité du front de taille est de nouveau composée de bancs calcaires massifs d'alternance monotone.

L'étude des différents faciès stratigraphiques et du contenu paléontologique ont montré que les dépôts du Bajocien se sont effectués sur une plateforme de profondeur moyenne alimentée en sédiments détritiques par les paléo-reliefs paléozoïques voisins en cours d'érosion et sur laquelle les conditions de vie, grâce à la photosynthèse, ont souvent été favorables au développement des chaînes trophiques et donc aux micro-organismes et organismes à tests carbonatés.

C. Quelques considérations stratigraphiques

1. Mais comment a-t-on daté ces bancs de manière relative ?

Tous les bancs ont été datés essentiellement par les associations (ou biozones) d'Ammonites qu'ils renferment.

Certaines espèces d'Ammonites, appelées « espèces indices », ont été retenues pour leur durée d'existence moyenne relativement brève, de 80 000 ans en moyenne pour le Bajocien, pour définir chacun des 35 horizons qui constituent l'unité de datation la plus fine de l'étage. Ces « espèces indices » sont donc d'excellents fossiles stratigraphiques.

Ces horizons sont ensuite regroupés en sous-zones, puis en zones de durée plus importante. Les « espèces indices » qui définissent ces dernières unités de temps ont en général (mais pas toujours !) une durée d'existence plus longue.

ODIN & ODIN, 1990	HARLAND, 1990	HAQ <i>et al.</i> , 1987	Sous-étages	ZONES	Sous-zones	Horizons
167	166.1	165	Bajocien supérieur	PARKINSONI	Bomfordi	Bomfordi
					Densicosta	Crassa
					Acris	Dorsetensis
				GARANTIANA	Tetragona	Parkinsoni ?
					Subgaranti	Pseudoparkinsoni
					Dichotoma	Acris
				NIORTENSE	Baculata	Schroederi
					Polygyralis	Prorsicostata-Bonarellii
					Banksi	Bifurcus-Inferior
			Bajocien inférieur	HUMPHRIE-SIANUM	Blagdeni	Polygyralis-Phaulus
					Humphrie-sianum	Aplous-Debilis
					Romani	Diniensis
				PROPINQUANS	Hebridica	Coronatum
					Patella	Dubium
				LAEVIUSCULA	Laeviuscula	Gibbosum
Trigonalis	Umbilicum					
Ovalis	Gervillii					
Dominans	Edouardiana					
DISCITES	Subsectum	Pinguis				
	Walkeri	Propinquans				
	Acanthodes	Patella				
		Laeviuscula				
176	173.5	171		DISCITES	Jugifera	Jugifera
					Walkeri - Contorta	
					Trigonalis	Mundum - Aspera
					Ovalis	Incisum - Rotabilis

Zonation du Bajocien Nord-Ouest européen par les Ammonites
(Cariou et Hantzpergue, 1997)

Quelques Ammonites « indices » de l'étage Aalénien



Ludwigia murchisonae (Sowerby) – **Zone à Murchisonae, Sous-zone à Murchisonae**
(image P. Bohain)



Brasilia decipiens (Buckman) – **Zone à Bradfordensis, Sous-zone à Gigantea**
(image P. Bohain)

Quelques Ammonites « indices » de l'étage Bajocien



Wittchellia laeviscula (Sowerby) – Zone à *Laeviuscula*, Sous-zone à *Laeviuscula*,
Horizon à *Laeviuscula* (image P. Bohain)



Skirroceras leptogyrale (Buckman) – Zone à *Humphriesianum*, Sous-zone à *Romani*
(image P. Bohain)



Teloceras subcoronatum (Oppel) – Zone à *Humphriesianum*, Sous-zone à *Blagdeni*
(image P. Bohain)



Garantiana densicosta (Quenstedt) forme *orthogona* (Gaultier et al.) –
Zone à Niortense, Sous-zone à Baculata (image P. Bohain)



Cadomites psilacanthus (Wermbster) – **Zone à Garantiana, Sous-zone à Dichotoma**
(image P. Bohain)



Garantiana garantiana (d'Orbigny) – **Zone à Garantiana, Sous-zone à Dichotoma**
(image P. Bohain)



Parkinsonia bomfordi (Arkell) – Zone à Parkinsoni, Sous-zone à Bomfordi
(image P. Bohain)

2. Différences entre fossiles de faciès et fossiles stratigraphiques - Notion de GSSP

- **Un fossile dit de « faciès »** est le reste d'un organisme qui a vécu il y a des millions d'années dans un milieu bien précis, bien défini. C'est le cas par exemple des Coraux fossiles caractéristiques d'un biotope récifal, c'est-à-dire qui ont vécu fixés sur un substrat rocheux, généralement au voisinage de côtes, dans une eau peu profonde, claire, relativement chaude comme le confirme les mesures du $\delta^{18}\text{O}$ ▼ et bien oxygénée. Autrement dit, les Coraux fossiles ont vécu de la même façon que les Coraux actuels.

Un fossile de faciès ayant des exigences environnementales strictes a donc eu une extension dans l'espace (mais pas dans le temps) limitée aux lieux où ont prévalu ses conditions de vie.

▼ Définition et intérêt de la mesure du $\delta^{18}\text{O}$

Le $\delta^{18}\text{O}$ (prononcer « delta O 18 ») est un indicateur paléoclimatique qui quantifie la quantité d'isotope 18 de l'oxygène par rapport à l'oxygène 16 dans un échantillon. Moins il y a de ^{18}O dans un échantillon (glace ou fossile carbonaté) et plus le $\delta^{18}\text{O}$ est faible. Selon que la température est basse ou élevée, les isotopes de l'oxygène sont plus ou moins séparés l'un de l'autre par fractionnement isotopique par différents processus physico-chimiques comme l'évaporation, la condensation, ... ce qui fait varier le $\delta^{18}\text{O}$.

En mesurant à un endroit donné les variations du $\delta^{18}\text{O}$ en fonction du temps, on peut donc déterminer les variations de la température moyenne, et donc du climat. Le $\delta^{18}\text{O}$ peut être interprété comme un véritable paléothermomètre.

Plus la température est élevée, plus le $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates est faible et plus le $\delta^{18}\text{O}$ des glaces est élevé. C'est l'inverse si la température est basse : le $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates est élevé, et le $\delta^{18}\text{O}$ des glaces est bas.

- À l'inverse, **un fossile dit « stratigraphique »**, est avant tout caractérisé par une vaste aire de répartition géographique (parce qu'il a mené une vie pélagique à l'état adulte ou planctonique à l'état larvaire), une courte répartition temporelle, à l'échelle des temps géologiques, ce qui implique une évolution rapide et enfin, une population abondante pour qu'on puisse, aujourd'hui, retrouver aisément ses représentants fossilisés à l'affleurement ou en forage. C'est le cas des Ammonites.

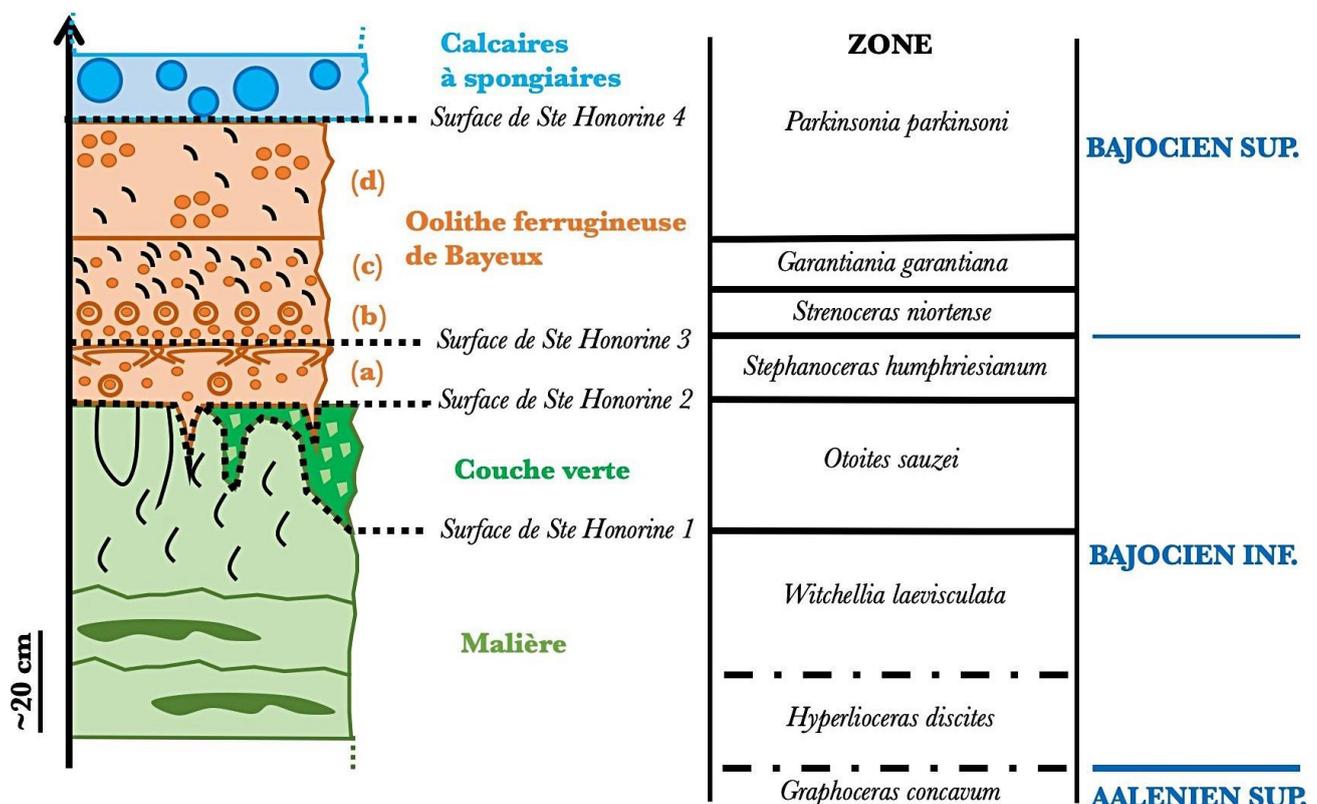
Le grand intérêt des fossiles stratigraphiques est donc qu'ils vont permettre des corrélations à distance par application du fameux Principe d'identité paléontologique qui veut que des couches sédimentaires éloignées les unes des autres mais contenant les mêmes fossiles stratigraphiques sont de même âge.

Occasionnellement aussi, ils vont permettre de compléter, par encadrement, des épisodes lacunaires de stratotypes historiques ou de préciser leurs limites.

Par exemple, en ce qui concerne le Bajocien, son stratotype a été défini par Alcide d'Orbigny près de Bayeux, au niveau des falaises des Hachettes et de Sainte-Honorine-des-Pertes dans le Calvados (France).

Mais comme le montre le log stratigraphique suivant, la coupe de ce stratotype présente de nombreux « manques » ou lacunes notées « surfaces de Sainte-Honorine 2, 3 et 4 ». Le Bajocien y est donc incomplet.

Ces discontinuités sont dues principalement à des périodes de régression ou de comblement qui ont conduit à une absence de sédimentation et/ou à l'érosion des derniers dépôts de surface ou à un contexte local responsable d'une faible production biologique voire d'une vacuité sédimentaire du fait de l'établissement de courants marins.



Biozones d'Ammonites dans le Bajocien de Bayeux

d'après Planète Terre

Mais on retrouve en partie des associations identiques d'Ammonites sur le site de Murtinheira à Cabo Mondego, au Portugal ce qui est bien la preuve de leur grande extension géographique.

La série de Cabo Mondego, constituée de calcaires argileux, y est donc en partie d'âge Aalénien supérieur et aussi Bajocien inférieur par application du fameux Principe d'identité paléontologique cité plus haut.

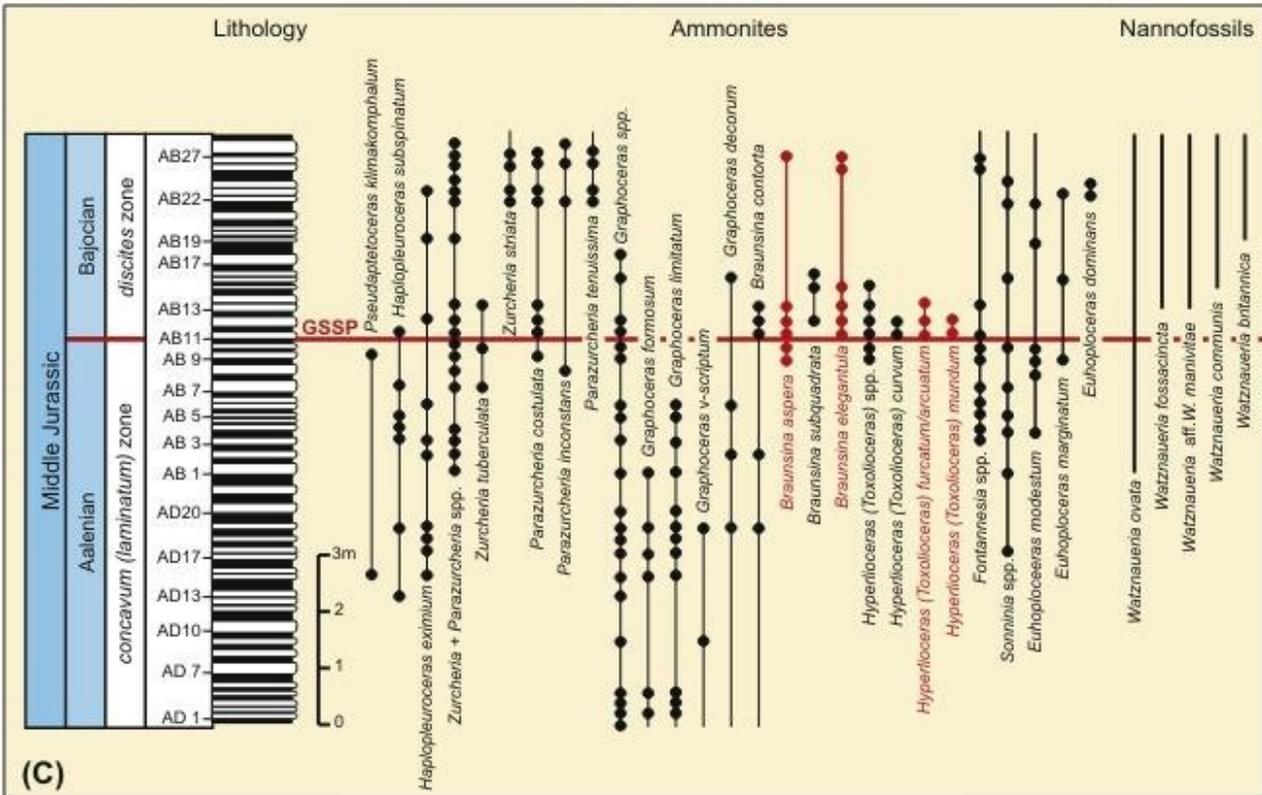
Mais surtout, elle y est beaucoup plus épaisse que dans le Calvados et dépourvue de discontinuités tout simplement parce qu'elle s'est déposée dans un bassin plus profond et calme, sur une plateforme plus distale, plus éloignée de la côte.

Pour toutes ces raisons, le GSSP de limite Aalénien supérieur (Zone à *Concavum*) - Bajocien inférieur (Zone à *Discites*) a été défini en 1994 au Cap Mondego.

Un **GSSP** (en anglais, **G**lobal **B**oundary **S**tratotype **S**ection and **P**oint) est un point stratotypique mondial (PSM), un repère posé sur la limite entre deux étages géologiques, ne laissant pas la possibilité de vide ou de chevauchement entre eux. On lui donne encore le nom de « clou d'or ».

On comprend aussi intuitivement qu'en réalisant l'inventaire de tous les affleurements, de tous les sites d'un même âge, on puisse reconstituer l'extension du domaine marin de l'époque concernée. C'est la base de la paléogéographie.

Base of the Bajocian Stage of the Jurassic System at Murtinheira at Cabo Mondego, Portugal



GSSP Aalénien - Bajocien de Cabo Mondego, Portugal (Fernandez-Lopez et al., 1988)

Remarque : D'autres associations de fossiles sont utilisées pour établir les corrélations à distance (Brachiopodes, Foraminifères...).

La division du Bajocien en zones d'Ammonites constitue donc un véritable « code-barres » qui permet de situer immédiatement un affleurement dans un étage... mais ce code-barres ne donne pas d'âge précis ! On parle donc de datation relative.

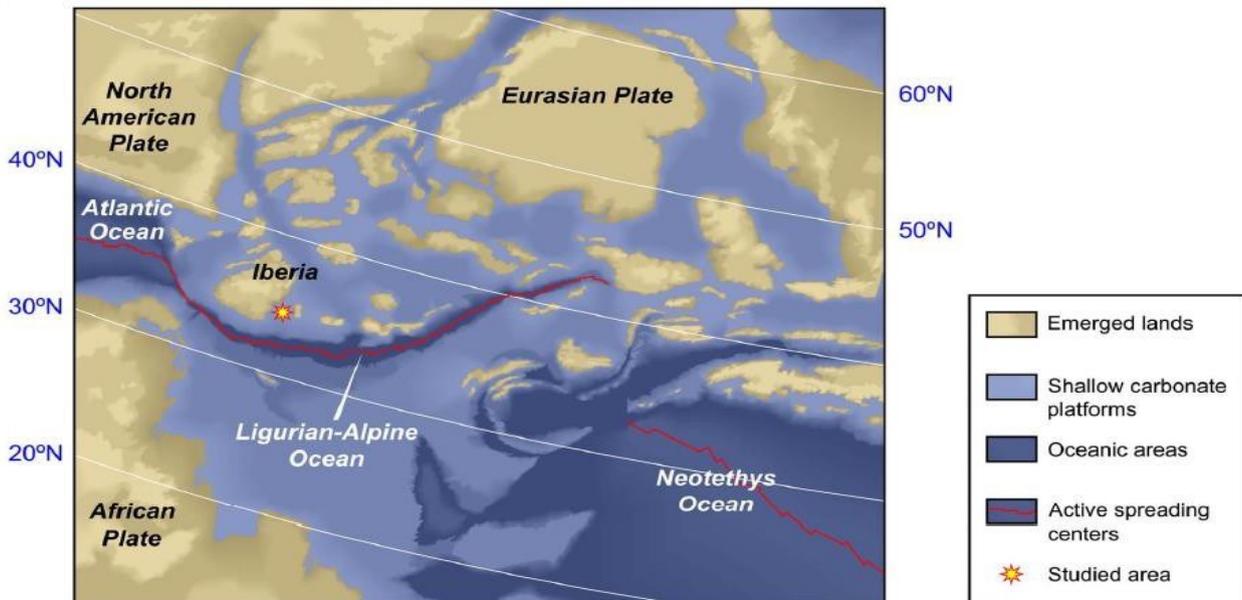
Pour délimiter le Bajocien entre $-170,9 \pm 0,8$ et $-168,2 \pm 1,2$ Ma, comment peut-on faire ?

3. La datation du Bajocien par radiochronologie

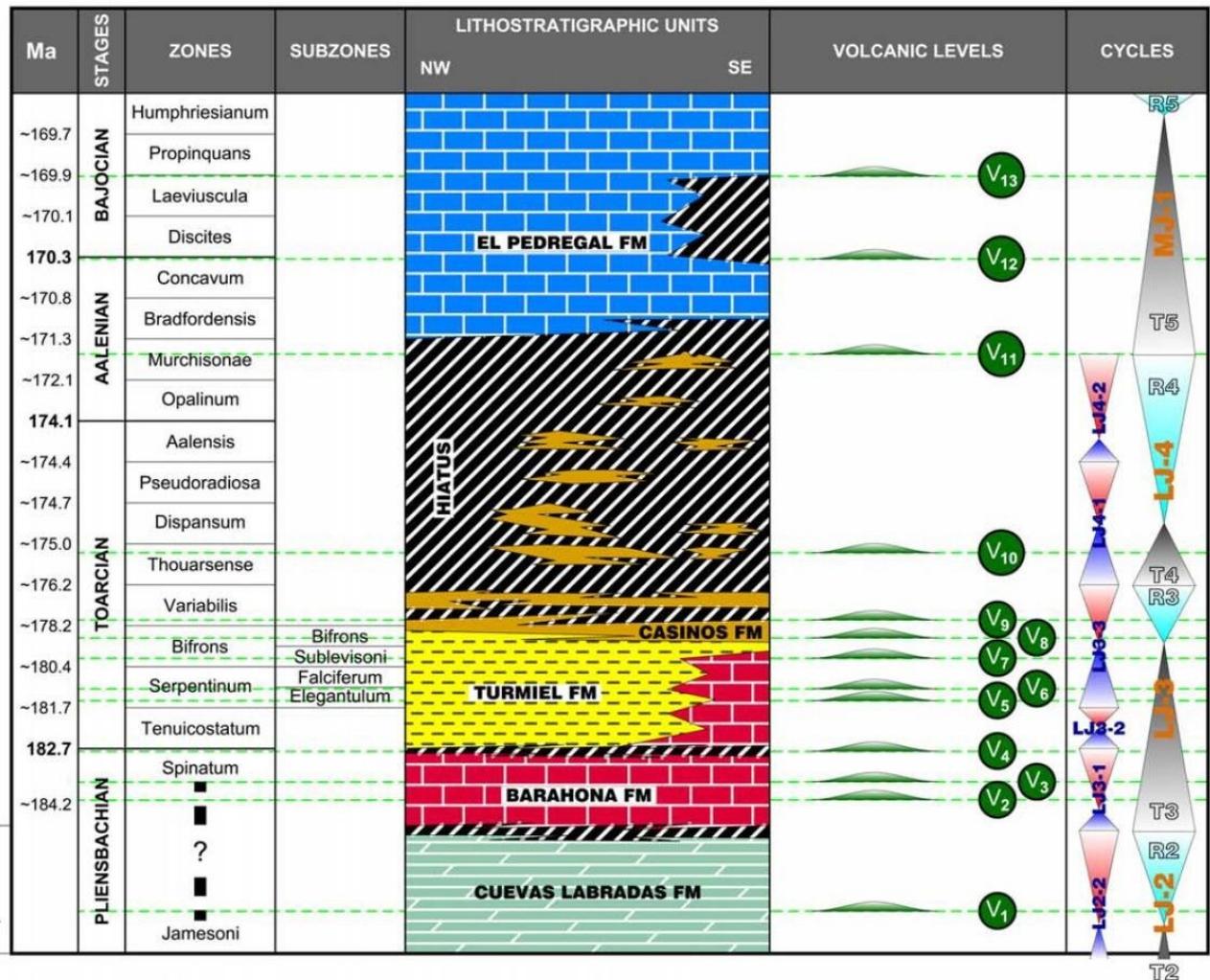
La radiochronologie est l'une des méthodes de datation absolue les plus utilisées... parmi bien d'autres. On peut l'illustrer par l'exemple suivant.

Au milieu du Jurassique, l'Espagne est bordée au Sud par une grande faille transverse : la faille des Açores - Gibraltar qui unit l'Atlantique Central bien constitué à la mer Liguro-Alpine ou Téthys alpine en formation. Cette faille est très active.

Un peu plus au Nord, à la même époque, la région de Valence (étoile sur la carte ci-dessous donc en Espagne et pas en France !) a été le siège elle aussi d'une intense activité volcanique de type explosif et des cendres volcaniques se sont déposées dans un bassin marin voisin, peu profond où les étages, du Pliensbachien jusqu'à la fin du Bajocien, ont été bien identifiés par leurs faunes d'Ammonites.



Situation de l'Espagne au milieu du Jurassique (<https://doi.org/10.5802/crgeos.220>)



Chronostratigraphie synthétique de la région de Valence, Espagne

<https://doi.org/10.5802/crgeos.220>

Dans le Bajocien, ont été mis en évidence deux niveaux volcaniques : V₁₂ et V₁₃.

Il a suffi alors de les dater par radiochronologie : par la méthode Potassium-Argon (K-Ar) et ³⁹Argon-⁴⁰Argon ou Rubidium-Strontium ou Uranium-Thorium...

V₁₂ a été daté à -170,3 Ma et V₁₃ à -169,9 Ma.

Et par le plus grand des hasards, on constate alors que le niveau V₁₂ coïncide avec la limite entre la biozone à *Concavum* de l'Aalénien terminal et la biozone à *Discites* du Bajocien basal.

On peut donc maintenant dater le début du Bajocien de façon absolue à environ -170 Ma.

D. À la recherche des fossiles !

Les conditions de collecte n'ont malheureusement pas été très favorables lors de notre sortie, notamment sur les bancs qui, classiquement, fournissent une importante densité d'Ammonites :

- la Zone à *Laeviuscula* du Bajocien inférieur, premier banc exploité dans la carrière, très fossilifère,
- la Sous-zone à *Hebridica* de la Zone à *Propinquans* également du Bajocien inférieur, pas toujours facile à mettre en évidence, avec quelques Ammonites du genre *Otoites* à l'extrême base, moins nombreuses ensuite,
- les niveaux condensés et parcellaires des Zones à *Niortense* et à Zone à *Garantiana* du Bajocien supérieur, normalement visibles à la base du front de taille du 2^{ème} niveau de la carrière mais mal exprimés où l'on peut trouver de rares fragments d'Ammonites typiques cependant.

Le bajocien terminal (Zone à *Parkinsoni*) n'est, quant à lui, pas réputé pour sa teneur en Ammonites, sauf le banc de base à nombreuses *Parkinsonia* du groupe acris et des Nautilus fréquents.



Front de taille constitué de Bajocien inférieur



L'AVG sur son terrain de jeu !

Au premier plan, là où les AVGistes se déplacent, les deux ou trois derniers bancs du Bajocien inférieur ; au fond, le front de Bajocien supérieur.



**Gros Lamellibranche (*fossile de faciès*) et petite empreinte d'Ammonite (*non en place*)
du Bajocien inférieur (Zone à *Laeviuscula*)**



Ammonites et Lamellibranches du Bajocien inférieur (Zone à *Laeviuscula*)



**Front de taille du Bajocien supérieur
(Zones à Niortense et à Garantiana à la base, Zone à Parkinsoni au-dessus)**



Ammonite du Bajocien supérieur (appartenant probablement au genre *Parkinsonia* de la base de la Zone à Parkinsoni)



Ammonite (*Parkinsonia* sp.) et Lamellibranche du Bajocien supérieur



Empreinte d'Ammonite (*Stephanoceras* sp.) et dessous, un Lamellibranche et deux Gastéropodes du sommet du Bajocien inférieur (Zone à *Humphriesianum*)



Lamellibranche voisin du *Chlamys* actuel (Bajocien inférieur, Zone à *Laeviuscula* ?)





Sommet du front de taille du Bajocien supérieur

*(Les bancs sont numérotés par l'équipe pluridisciplinaire de Pierre Lacroix
qui étudie les faciès et les faunes banc par banc)*



Niveau du Bajocien supérieur (Zone à Parkinsoni) à rognons de silex



Niveau du Bajocien supérieur (Zone à Parkinsoni) à rognons de silex



Rognon de silex vu en coupe

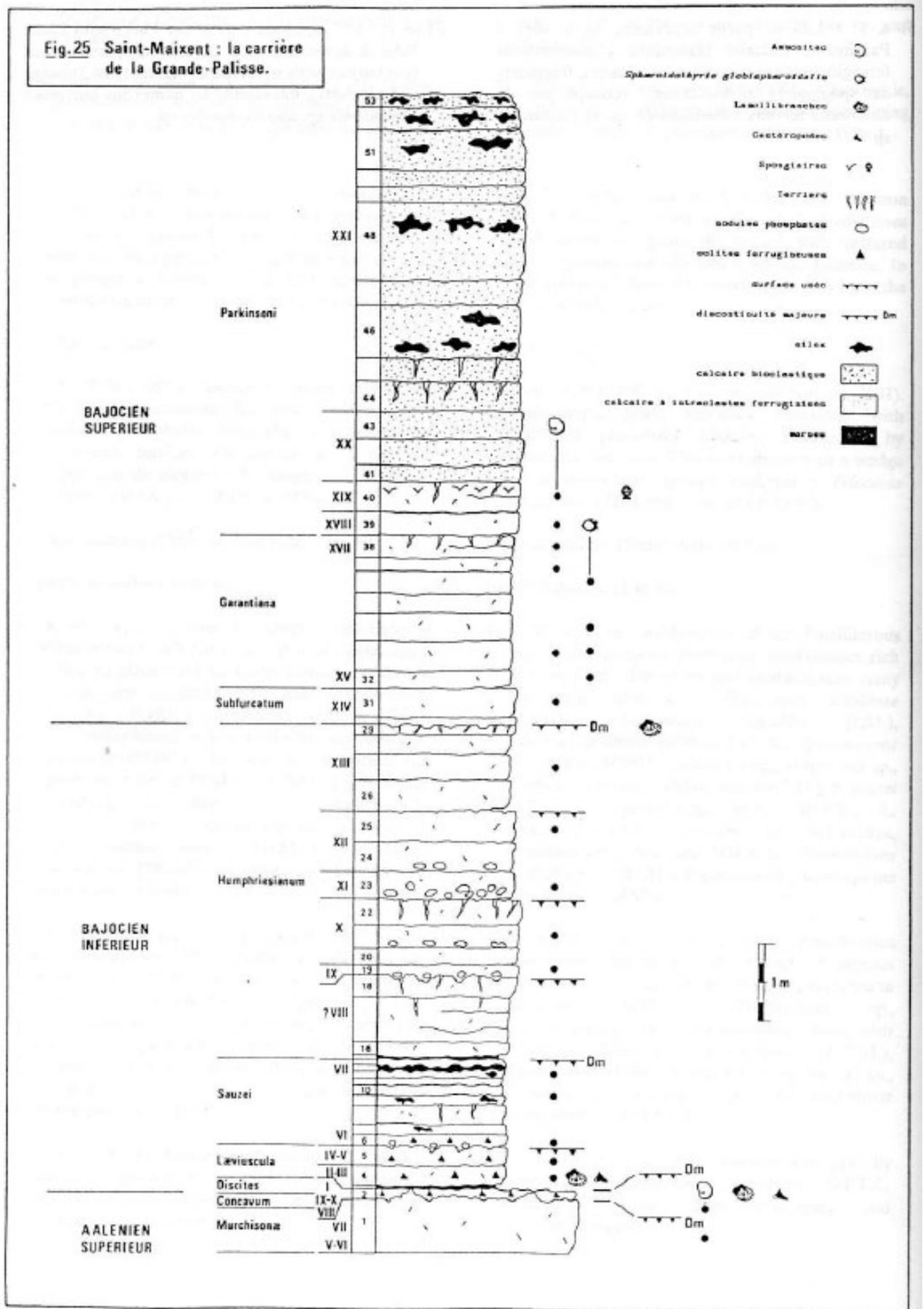
E. Description de la coupe de la Grande Palisse au banc par banc (P. Branger, 1991)

La coupe de la Grande Palisse est la coupe de référence de la formation des Calcaires dits « ponctués » de Saint-Maixent-L'École.

Ces faciès qui ont une extension régionale, peuvent également être observés en Vendée dans le « sillon sédimentaire » du graben de Chantonnay, ou dans la plaine de Luçon (les faciès du Bajocien rencontrés en Vendée occidentale, vers la côte, sont différents).

Les calcaires se composent de faciès micritiques wackestone à packstone, parfois glauconieux ou ferrugineux, qui s'enrichissent en silex vers le sommet. La faune, très abondante, a été étudiée en détail et présente des Bivalves, Annélides Serpulidés, Crinoïdes, Spongiaires, Gastéropodes, Brachiopodes, Bélemnites et Ammonites très abondantes qui caractérisent, à l'échelle de l'horizon, toutes les zones du Bajocien.

Fig.25 Saint-Maixent : la carrière de la Grande-Palisse.



Coupe de la Grande Palisse (P. Branger, 1991)

Aalénien moyen, supérieur et Bajocien basal (0,80 m).

1 : 0,50 à 0,70 m : **sous-zones à Haugi, Murchisonae et Bradfordensis.**

Calcaire compact à zones silicifiées (wackestones bioclastiques) - à la base, *Ludwigia* cf. *crassa* HORN, *L.* cf. *haugi* DOUV., *L.* cf. *murchisonae* (SOW.) et dans la partie supérieure *Brasilia bradfordensis* (BUCK.), *B. platycora* (BUCK.), *B. baylei* BUCK. et *Montlivaltia* sp.

Discontinuité (Dm) : surface usée très irrégulière, perforée par des Pholades.

2 : 0,10 m maximum : **sous-zone à Gigantea, zones à Concavum et à Discites.**

Niveau discontinu comblant les irrégularités de la surface précédente. Calcaire argileux fossilifère à oolites ferrugineuses (wackestones-packstones bioclastiques à oolites ferrugineuses), contenant des galets calcaires remaniés et taraudés : *Brasilia gigantea* (BUCK.), assez rare, *Graphoceras concavum* (SOW.), *G. v-scriptum* (BUCK.), *G. limitatum* BUCK., *G. formosum* (BUCK.), *G. pulchrum* (BUCK.), *Ludwigella cornu* (BUCK.), *L.* cf. *rudis* (BUCK.), *Euaptoceras* cf. *klimakomphalum* (VAC.), *Haplopleuroceras* sp., *Hyperlioceras* sp., *Euhoploceras* sp., *Zurcheria* sp., *Ctenostreon* sp., *Chlamys* sp., *Pecten* sp., *Plagiostoma* sp., *Astarte* sp., *Modiolus* sp., *Trigonia* sp., *Pleurotomaria* sp., *Pseudomelania* sp.

Discontinuité (Dm) : surface usée très irrégulière.

Bajocien inférieur (6,05 m).

3 à 5 : 0,55 m : **zone à Laeviuscula (II à V).**

. Lit centimétrique de marnes rougeâtres.

. Calcaire fossilifère à oolites ferrugineuses (wackestones bioclastiques à oolites ferrugineuses) : *Sonninia rudis* (QU.), *Sonninia jugifera* (WAAG.), *S. gingensis* (WAAG.), *S. polyacantha* OECH., *S. plana* BUCK., *S. mayeri* (WAAG.), *Normannites* sp., *Emileia* sp., *Skirroceras* sp., *Ctenostreon* sp., *Entolium* sp., *Plagiostoma* sp., *Trigonia* sp., *Modiolus* sp., *Pleurotomaria* sp. et des Bélemnites.

6 à 14 : 1,25 m : **zone à Sauzei (VI-VII).**

. 0,15 à 0,20 m : calcaire à oolites ferrugineuses dispersées (wackestones bioclastiques à pelletoides et oolites ferrugineuses) contenant de nombreux nodules phosphatés : *Sonninia patella* (WAAG.) et *Emileia polyschides* (WAAG.).

. 1,05 m : calcaire à silex légèrement glauconieux (wackestones bioclastiques à pelletoides et grains de glauconie) : *Skirroceras* sp.

Discontinuité (Dm) : surface irrégulière usée.

15 à 18 : 0,95 m : **horizon à *Stephanoceras humphriesianum* ? (VIII)**

. 0,05 m : marnes glauconieuses contenant des entroques, des fragments de Cidaridés, des Serpulidés, des Lamellibranches ainsi que des dents de poissons.

. 0,90 m : calcaire glauconieux (wackestones-packstones bioclastiques riches en grains de glauconie).

Surface irrégulière usée.

19 : 0,20 m : **horizon à *Sonninia furticarinata*** (IX).

Calcaire glauconieux à nodules phosphatés : *S. furticarinata* (QU.), *Dorsetensia* cf. *complanata* BUCK., Bélemnites, *Trigonia* sp., *Pleurotomaria* sp. et *Montlivaltia* sp.

20 à 22 : 0,95 m : **horizon à *C. gervillii*** (X).

Calcaire argileux et glauconieux (packstones bioclastiques à pellesoïdes et grains de glauconie) contenant des galets taraudés : *Stephanoceras* sp., *Chondroceras* sp., *Cenoceras* sp., Térébratules, Polypiers solitaires et Spongiaires. Le banc 22 est recoupé par de très nombreux terriers.

Surface usée.

23 : 0,35 m : **horizon à *S. umbilicus*** (XI).

Calcaire glauconieux conglomératique (wackestones bioclastiques à pellesoïdes et grains de glauconie) à nodules phosphatés et fossiles remaniés et fragmentés : *Stephanoceras umbilicus* (QU.), *S. mutabile* (QU.), *S. weizerti* SCHM. et KRUMB., *Stemmatoceras* sp. *Cadomites stephanoceratiformis* (MAUB.), *Teloceras gibbosum* (BUCK.), *Itinsaites gracilis* (WEST.), *Normannites aequus* (WEST.), *Oecotraustes umbilicatus* (BUCK.), *Megateuthis giganteus* (SCHL.), *Cenoceras* sp., *Pleurotomaria* sp., *Unicardium* sp., *Pleuromya* sp., *Trigonia* sp., *Acanthothyris spinosa* (LIN.), *Sphenorhynchia aviformis* BUCK., *Morrisithyris phillipsii* (DAV.) et des Spongiaires.

24 et 25 : 0,80 m : **horizon à *T. sublagdeni*** (XII).

Calcaire argileux et glauconieux (wackestones- packstones bioclastiques à pellesoïdes et grains de glauconie) : *Teloceras sublagdeni* (SCHM. et KRUMB.), *Megateuthis* sp., *Pleuromya* sp.

Surface usée.

26 à 29 : 1,00 m : **horizon à *T. coronatum*** (XIII).

Même calcaire : *Teloceras lagdeni* (SOW.) et *T. labrum* BUCK.

Discontinuité (Dm) : surface irrégulière usée.

Bajocien supérieur (8,15 m)

30 et 31 : 0,50 m : **Zone à Niortense (anciennement Subfurcatum)** (XIV).

Calcaire finement bioclastique (packstones bioclastiques à pellesoïdes) : *Strenoceras* sp., *Garantiana densicosta* (QU.), *Spiroceras* sp., *Leptosphinctes* sp., *Cenoceras* sp., *Belemnopsis* sp., *Entolium demissum* (PHIL.) en lumachelles à la base et *Sphaeroidothyris globisphaeroidalis* BUCK. très abondant au sommet.

32 et 38 : 2 m : **Zone à Garantiana** (XV-XVII).

Idem avec *Garantiana garantiana* (d'ORB.), *G. minima* (WETZ.), *Cadomites* sp., *Spiroceras annulatum* (DESH.), *Leptosphinctes* sp., *Cenoceras* sp., *Belemnopsis* sp., *Ctenostreon* sp., *Entolium* sp., *Sphaeroidothyris globisphaeroidalis* BUCK. en lumachelles, Rhynchonelles et *Pleurotomaria* sp.

39 à 53 : 5,65 m : **Zone à Parkinsoni** (XVIII-XXI).

. 0,30 m : **horizon à *P. subarietis*** (XVIII). Calcaire fossilifère (wackestones-packstones bioclastiques à pellesoïdes et rares intraclastes) : *Garantiana (Subgarantiana) longidens* (QU.), *G. (S.) alticostata* (WETZ), *Parkinsonia subarietis* (WETZ.), *Prorsirspinctes meseres* (BUCK.), *Cadomites* sp., *Oppelia* sp., *Cenoceras* sp., *Belemnopsis* sp. et *Trigonia* sp.

. 0,35 m : **horizon à *P. orbignyana*** (XIX). Calcaire finement graveleux (packstones bioclastiques à pellesoïdes) : *Parkinsonia pseudoparkinsoni* (WETZ.), Bélemnites et nombreux Spongiaires.

. 0,90 m : **sous-zone à *Densicosta*** (XX). Calcaire à ponctuations ferrugineuses (packstones bioclastiques à intraclastes ferruginisés et fragments de Spongiaires) : *Parkinsonia parkinsoni* (SOW.), *P. (Durotrigensia) pseudoferruginea* (NIC.) et *Oppelia* sp.

. 4,10 m : **sous-zone à *Bomfordi* ?** (XXI) : même calcaire contenant des silex ponctués : *Cenoceras* sp. et Spongiaires.

Remarque : Quelques mots sur la découverte de l'Aalénien à La Grande Palisse

L'étage Aalénien qui précède le Bajocien et fusionné avec le Bajocien basal dans la description de P. Branger est en fait bien identifié dans la carrière sous les strates du Bajocien inférieur.

Sur la surface plane qui forme le plancher de la carrière, des Ammonites du sommet de l'Aalénien ont été mises en évidence.

Mais quelle est la puissance des dépôts sédimentaires de cet Aalénien ?

Pour le savoir, une équipe de paléontologues sous la coordination de Pierre Lacroix a creusé une première fosse (en **2** sur le document ci-dessous) pour déterminer sa puissance.



Extrait de https://www.youtube.com/watch?v=n64_J2hDsZ0

À 30 cm de profondeur, a été rencontrée une roche noire, très dure qui aurait pu faire penser à de la diorite, roche bien connue dans le Haut-Bocage vendéen puisqu'elle affleure notamment au Tallud et à Moncutant (79), affleurements datés du Dévonien. Cette diorite aurait alors représenté le socle varisque lui-même et l'épaisseur de l'Aalénien aurait été insignifiante !

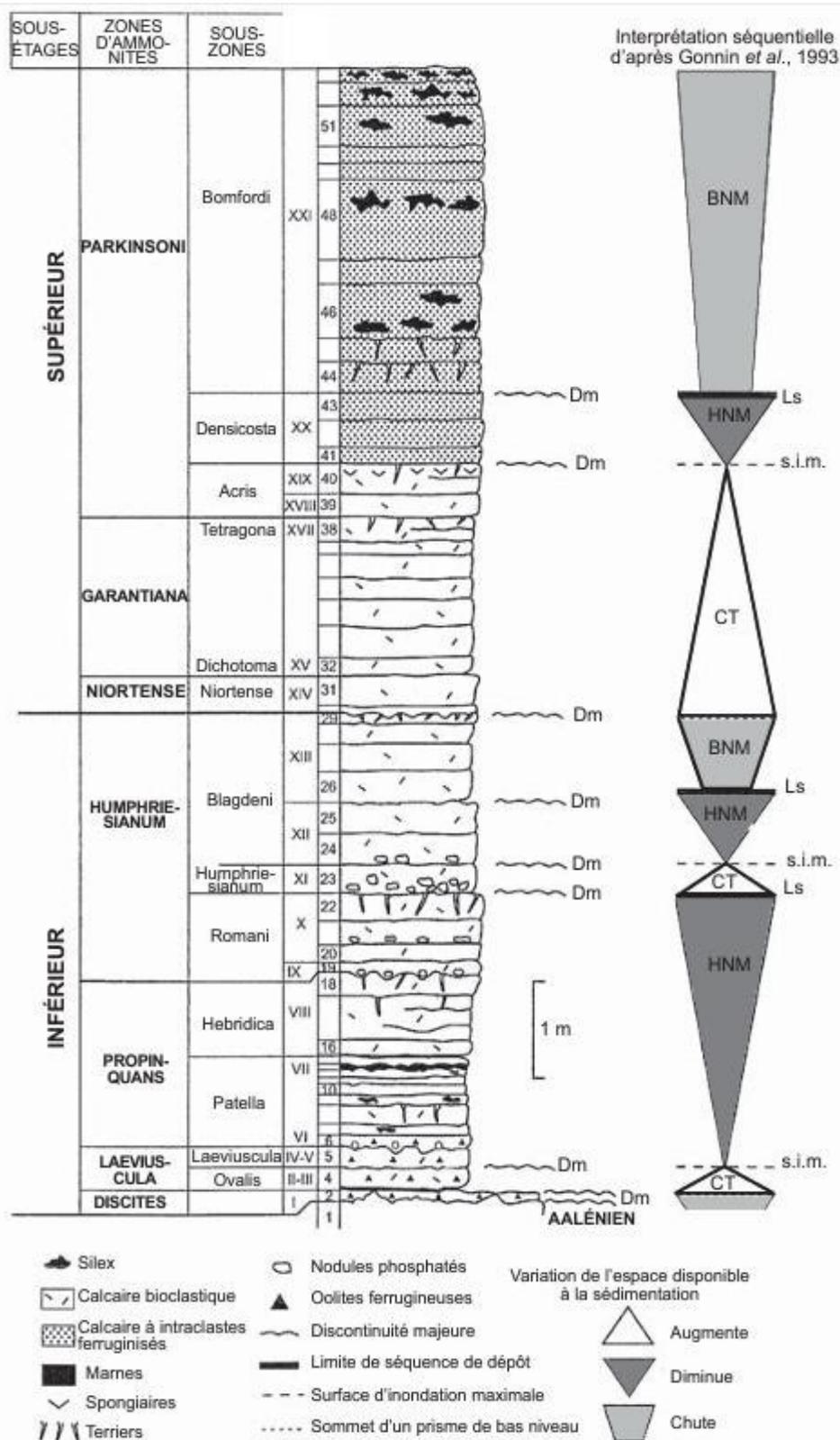
En fait, cette roche noire et dure renfermait des fossiles !!!!! Ce ne pouvait donc pas être de la diorite, une roche d'origine magmatique étant toujours dépourvue de fossiles, les fossiles ne résistant pas à des températures de l'ordre de 800-900°C ! On était donc toujours en présence d'Aalénien.

Ne pouvant aller plus profond, et pour en savoir plus, une deuxième fosse a été creusée à l'opposé de la première, en **3**.

Cette fois-ci, sous 4 m d'Aalénien, on a atteint un niveau de marnes noires qui a fait apparaître une Ammonite du genre *Pleydellia* (*Pleydellia arcuata*) caractéristique du sommet du Toarcien !

Conclusion : Cela signifie donc que sous le Bajocien de la carrière de La Grande Palisse, c'est tout l'Aalénien qui est représenté. Et sous cet Aalénien, le Toarcien est présent... sous quelle épaisseur ?!

F. Interprétation de la coupe de la Grande Palisse en termes de stratigraphie séquentielle



Coupe du Bajocien de la carrière de La Grande Palisse (d'après P. Branger, 1989) et interprétation séquentielle (d'après C. Gonnin et al., 1993)

Dm = discontinuité majeure

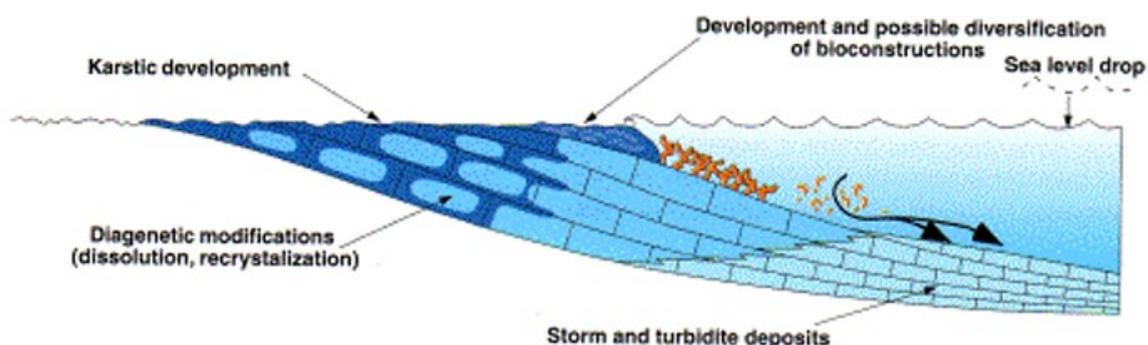
(Extrait de la notice de la carte géologique de Saint-Maixent-L'École au 1/50 000^{ème})

Les discontinuités majeures (Dm) sont d'origine tectono-eustatique. Elles sont dues principalement à des variations du niveau marin et se traduisent par des surfaces d'érosion que les spécialistes savent repérer sur le terrain.

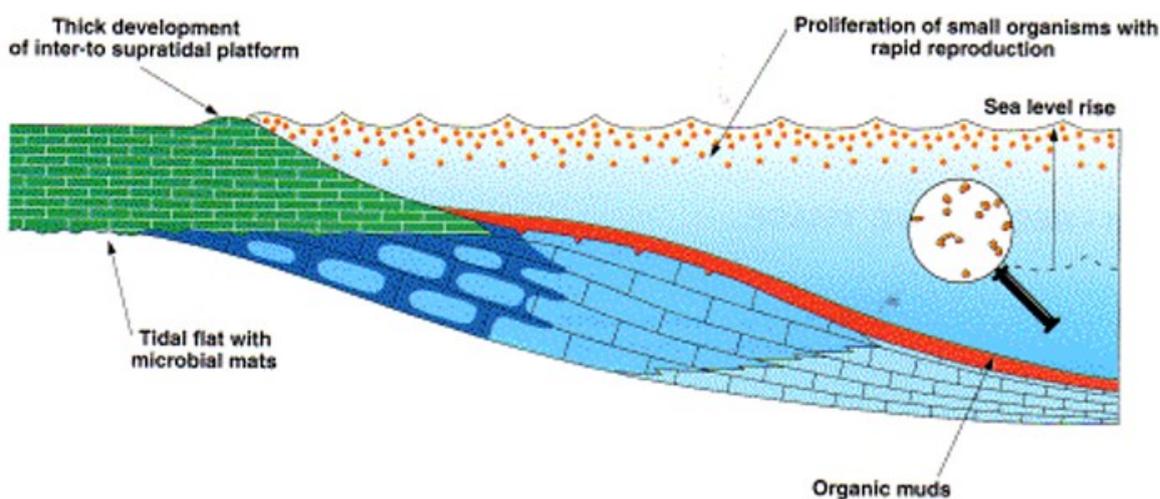
Cependant, ce déchiffrement est beaucoup plus difficile dans les environnements carbonatés que dans les environnements silicoclastiques, détritiques parce qu'un paramètre important est à prendre en compte : la production carbonatée à l'intérieur du bassin lui-même, grandeur difficile à appréhender du fait qu'elle est dépendante de nombreux facteurs comme la température, la salinité, l'oxygénation et la turbidité des eaux, la morphologie de la plate-forme...

Remarque : On peut rappeler qu'au Jurassique, la sédimentation est essentiellement calcaire parce que l'on est en période de biostasie. Cela fait bien longtemps que la chaîne varisque a été pénéplanée et que les fleuves ont emporté dans les bassins de la Pangée tous les produits détritiques issus de son érosion. Dès la fin du Trias en effet, au Keuper, les fleuves qui arrivent sur la plate-forme européenne en extension ne transportent pratiquement plus que des ions dissous : Ca^{2+} , Na^+ , K^+ ,... Parallèlement, la montée du niveau marin, en éloignant progressivement le trait de côte des gisements que nous observons, fait que ces derniers reçoivent de moins en moins de minéraux détritiques en provenance des terres émergées.

1 - REGRESSIVE PHASE ...



2 - TRANSGRESSIVE PHASE ...



(Homewood et al., 1999)

Lorsque le niveau marin chute (régression), il y a diminution importante de la production carbonatée sur la plate-forme puisque celle-ci est maintenant réduite à une mince frange côtière en bordure du plateau continental.

Le talus et le bassin adjacent sont également appauvris en sédiments carbonatés puisqu'il n'existe pratiquement plus que l'apport de la production pélagique. Cependant, des sédiments carbonatés de la bordure de la plate-forme peuvent être exportés vers le bassin sous forme gravitaire (turbidites). **Se forme alors au pied du talus ce que l'on appelle le cortège ou prisme de bas-niveau (PBN).**

L'ancienne plate-forme, émergée, est alors soumise aux agents météoritiques. Elle est marquée par des indices d'érosion (marmites de géant), de dissolution (terriers de Pholades), de karstification (lapiez) et/ou de pédogenèse (formation de paléosols).

Lorsque le niveau marin s'élève (transgression), que la tranche d'eau augmente, les inondations successives empêchent de fortes accumulations sédimentaires d'origine continentale sur le haut de la plate-forme. En revanche, la production carbonatée devient de plus en plus importante. Il en résulte alors un remplissage des topographies antérieures énumérées plus haut. Puis la transgression se faisant plus importante, des marnes à Ammonites pourront se superposer à des calcaires bioclastiques par exemple. **Ces dépôts forment ce qu'on appelle le cortège transgressif (CT).**

La surface de transgression est souvent marquée par la présence de nodules de phosphate et de grains de glauconie liés à l'intervention de courants de fond (upwellings) apportant des ions (P, K, Fe...). Elle peut apparaître aussi comme une surface de remaniement, avec présence de lithoclastes, de galets noirs, d'un mélange de bioclastes d'eau douce et marins et/ou des apports terrigènes accrus.

En fin de transgression, le régime des courants peut changer. Devenus érosifs, cela peut conduire à la création de surfaces de non-dépôt, d'omission et de surfaces perforées et durcies (hard-grounds).

Quand enfin la profondeur du bassin se stabilise et est au maximum, le bassin se remplit avec un fort taux de sédimentation. Les dépôts se développent d'abord verticalement puis progradent, s'avancent sur la plate-forme jusqu'à atteindre parfois sa bordure. **Se forme le cortège ou prisme de haut-niveau (PHN).**

Puis la sédimentation carbonatée diminue. Si le continent bordier est susceptible dans le même temps de produire beaucoup de sédiments détritiques, des dépôts fluviatiles peuvent également prograder sur la plate-forme et même au-delà ; on aura dans ce cas des alternances de dépôts terrigènes d'origine continentale et carbonatés d'origine marine.

On pourra alors observer des stratifications entrecroisées, des fentes de dessiccation ou mud-cracks, des dépôts ferrugineux...

Remarque : ces figures sont des indicateurs de paléomilieus qui peuvent exister à tout moment. En fonction du niveau marin, ils vont se déplacer vers le bassin ou le continent.

Dans les stades tardifs, la surface de la plate-forme est pratiquement au niveau de la surface de la mer.

.Dans la carrière de la Grande Palisse par exemple, on a mis en évidence un cortège transgressif (CT- n°23 ou XI) dans la sous-zone à humphriesianum. Il est représenté par un niveau condensé de marnes et de calcaires argileux glauconieux à Ammonites phosphatées surmonté par des calcarénites à Entroques déposées en haut niveau marin.

Et il en est de même du cortège transgressif (CT- n°31 à 40 ou XIV à XIX) des zones à Niortense, Garantiana et Parkinsoni en partie représenté lui aussi par des calcaires argileux glauconieux à galets et Ammonites remaniés et phosphatés à la base, puis des calcaires francs.

On a ainsi mis en évidence dans le Bajocien 3 séquences de dépôts donc 3 cycles transgression-régression.

ETAGES	Groupe français d'Etude du Jurassique (1991)		POITOU		NORMANDIE M. Rioult et coll. (1991)			
	ZONES	SOUS-ZONES	Unités de dépôt	Séquences de dépôt et cortèges sédimentaires	Courbe d'aggradation côtière			
BATHONIEN	MOY.	Morrissi						
		Subcontractus						
		Progracilis	Progracilis	37			2.3a	
	Orbignyï		36			2.2b		
	INF.	Tenuiplicatus		34-35 31 à 33			2.2a	
			Zigzag	Yeovilensis	30			BT.1
		Macrescens		29				
		Convergens		28				
		BAJOCIEN SUPERIEUR	Parkinsoni	Bomfordi	24 à 27			
				Densicosta	23			BJ.3
	Acris			22			2.1b	
	Garantiana		Tetragona	21				
			Subgaranti	20				
Dichotoma								
Niortense	Schroederi		19					
	Baculata							
	Polygyralis							
	Banksi	18						
INF.	Humphriesianum	Blagdeni	17			BJ.2		
		Humphriesianum	16 15			2.1a		
		Romani	14					
		Propinquans	Hebridica	13			BJ.1	

LEGENDE	
	hiatus sédimentaire
	cortèges de bas-niveau
	cortèges transgressifs
	cortèges de haut-niveau

Unités génétiques de dépôt, cortèges sédimentaires et séquences de dépôt de la fin du Bajocien inférieur au Bathonien moyen du Poitou

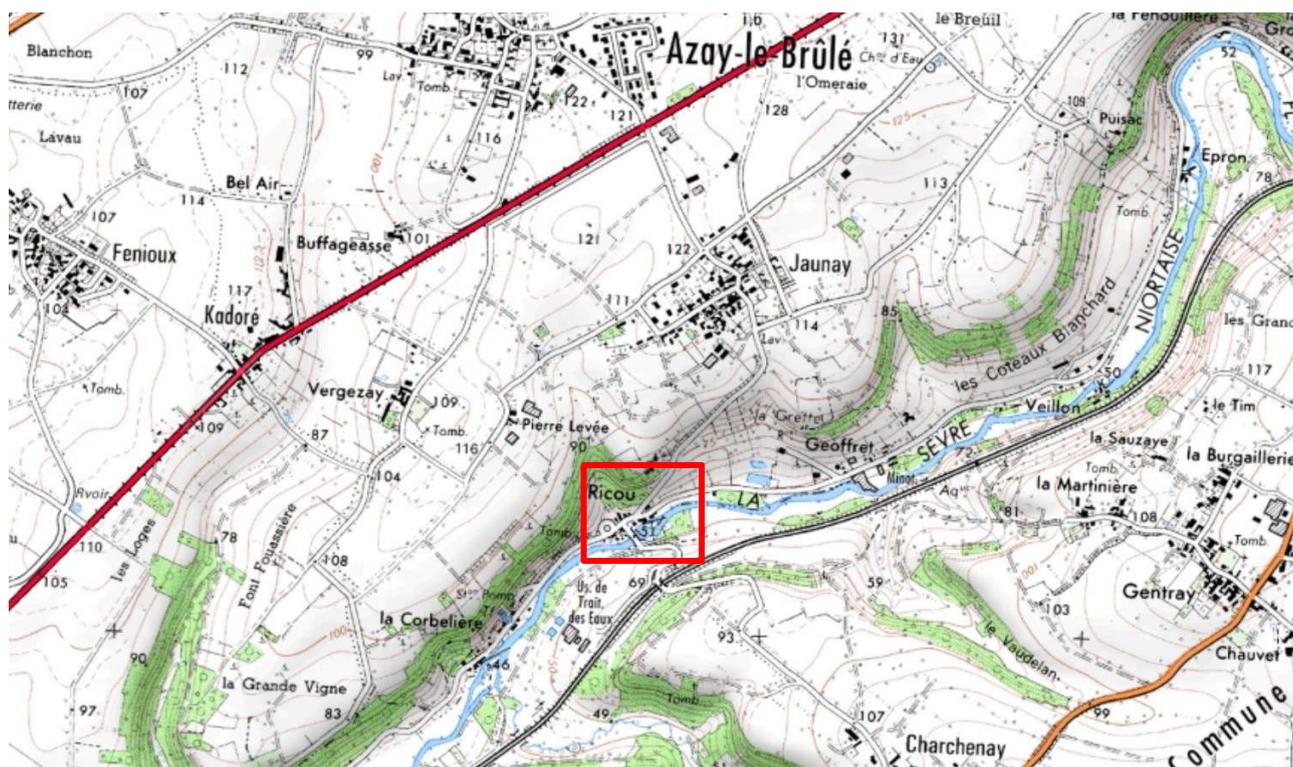
(d'après C. Gonnin, E. Cariou et P. Branger, 1993)

Remarque : les numéros dans le document ci-dessus n'ont rien à voir avec ceux des deux logs précédents. D'autre part, les schémas reflètent la nature des dépôts, mais pas leurs épaisseurs respectives.

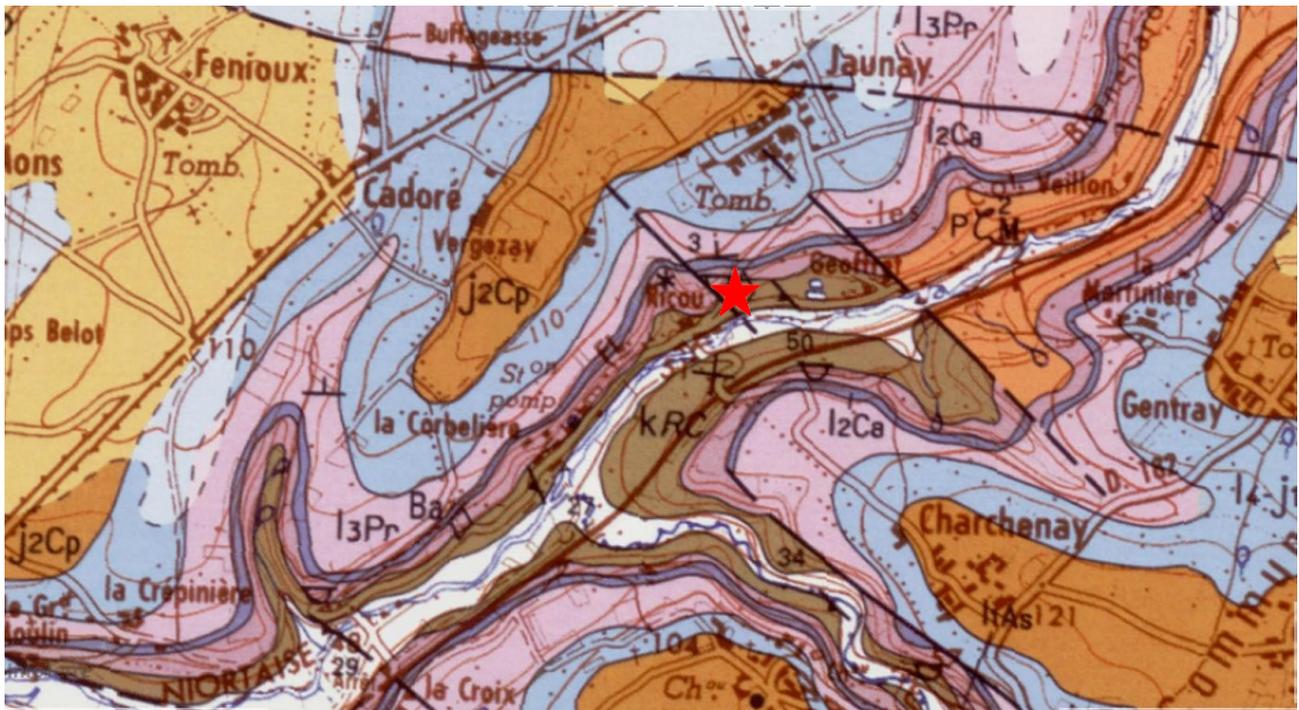
Arrêt 2 : l'ancienne carrière de Ricou à Azay-le-Brûlé

Nous sommes là sur un coteau sur la rive droite de la Sèvre Niortaise.

Les terrains qui y affleurent sont plus anciens que dans la carrière de la Grande-Palisse : ils sont d'âge Jurassique inférieur (Hettangien, Sinemurien et Pliensbachien *pro-parte*) et la Sèvre niortaise entaille même le socle paléozoïque ici constitué de schistes verts de la série de Roc-Cervelle (Cambrien).



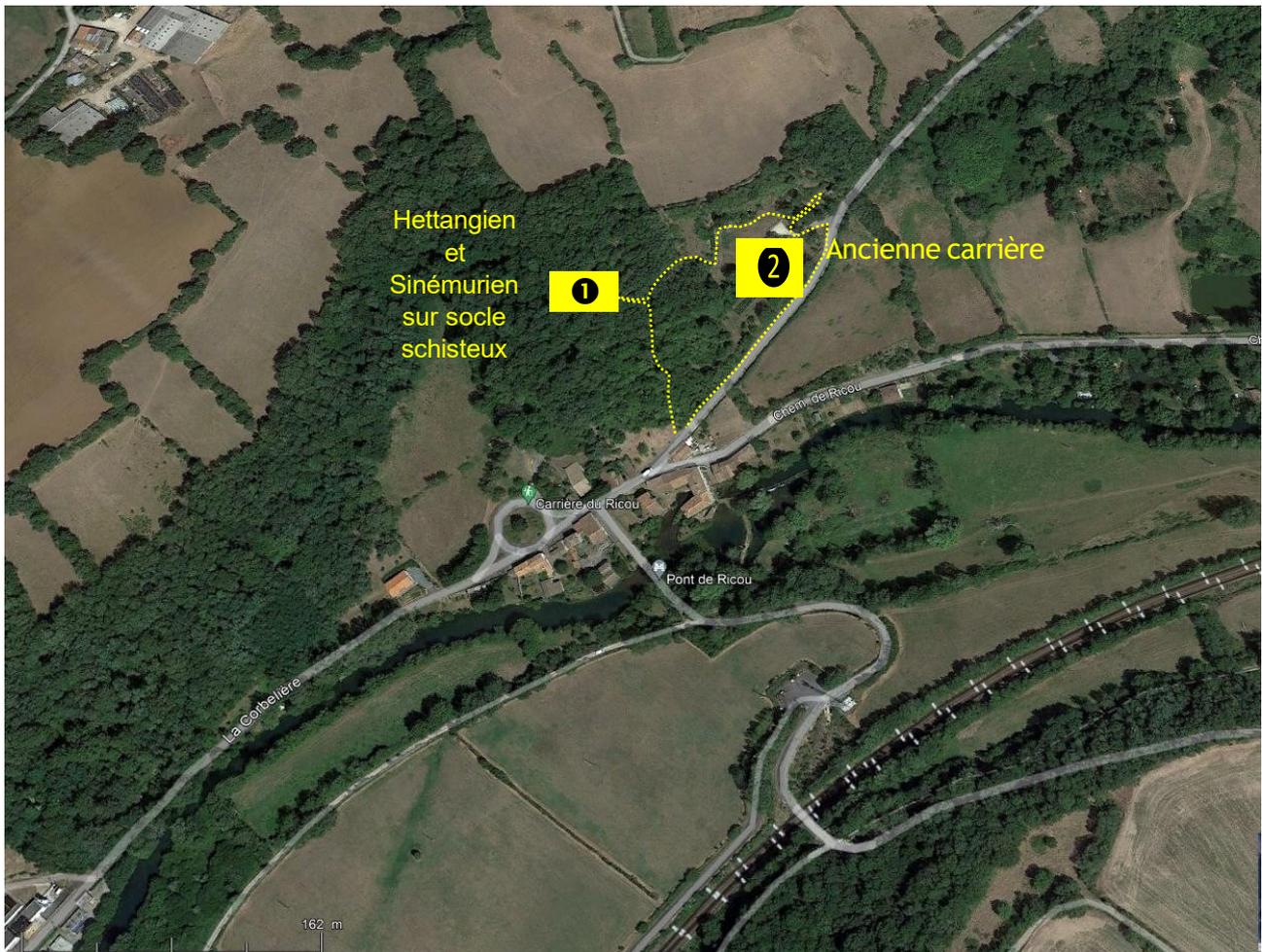
Situation géographique de l'affleurement (Document Géoportail)



Situation de l'ancienne carrière de Ricou
(Extrait de la carte géologique de Niort - Document Géoportail)



La Sèvre niortaise



Vue du site et des lieux observés (Document Google Earth)

En pointillés jaunes, le trajet parcouru.

En limite Ouest de la carrière, nous avons emprunté, à partir de l'aire de pique-nique, un petit sentier balisé et pédagogique longeant une ravine qui entaille tout le flanc du coteau jusqu'au plateau constitué des marno-calcaires du Toarcien.



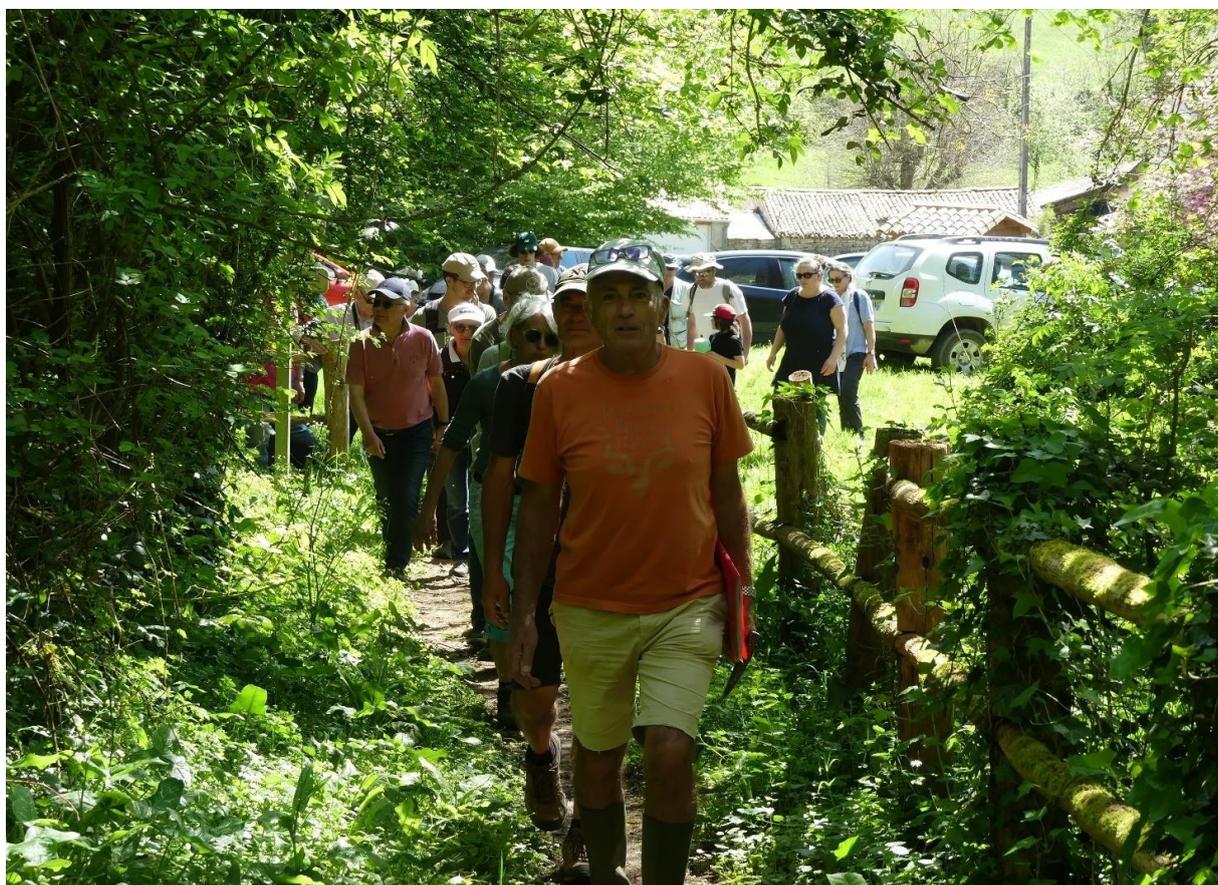
Aire de pique-nique



Pique-nique - À gauche, le départ du sentier



Prêts pour le départ !



C'est parti...à la queue leu-leu, derrière notre guide !

A. La carrière du Ricou : témoin des dépôts du Jurassique inférieur, de l'Hettangien et du Sinémurien

Le site du Ricou est constitué de deux coupes :

- une première, à l'Ouest, située dans le lit d'un ruisseau, montre la base des dépôts et leur discordance sur le socle paléozoïque,
- la seconde, nettement plus développée, expose la succession de l'Hettangien et du Sinémurien sur le front de taille de l'ancienne carrière.

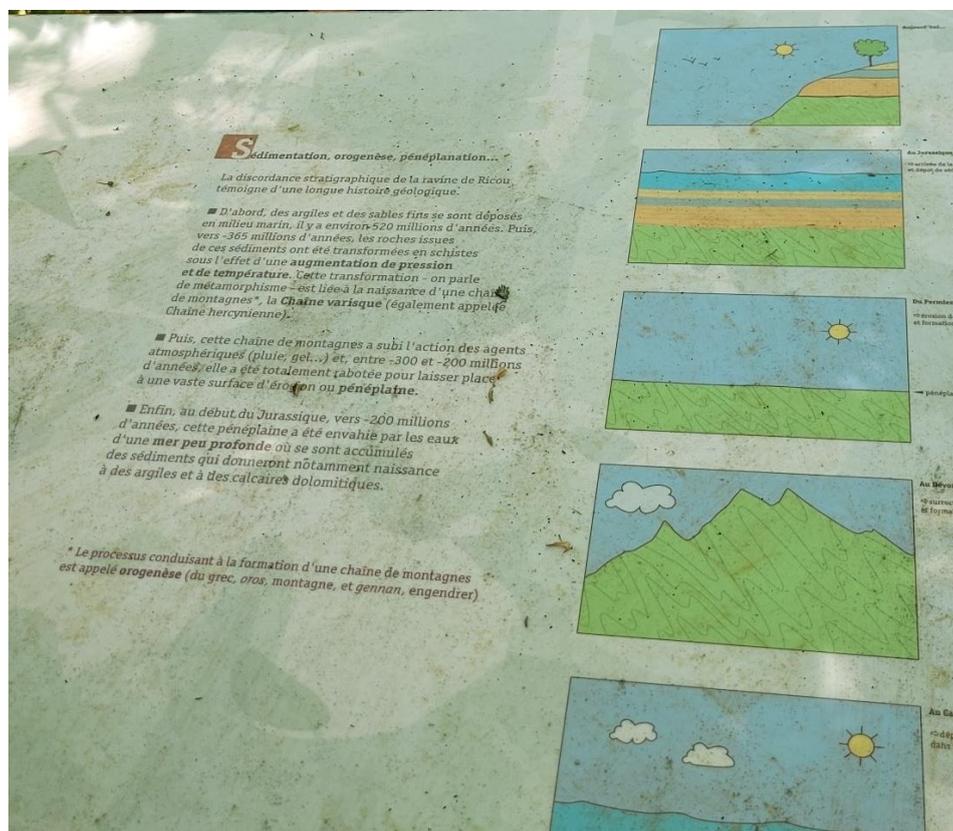


1. Résumé de l'histoire géologique locale

Des panneaux pédagogiques nous renseignent sur les grandes étapes de l'histoire géologique que nous allons pouvoir observer au travers des roches :

- Au Cambrien (- 520 Ma), des sables et des argiles se sont déposés en milieu marin sur la marge ou le talus d'un continent briovérien.
- Puis ces sédiments ont été compactés pendant tout l'Ordovicien et le Silurien, toujours au fond de la mer, lors de l'ouverture puis de l'expansion de l'Océan Centralien ou de Galice-Massif Central.
- Au Dévonien (vers - 420 à - 400 Ma), ils ont été métamorphisés sous le faciès schistes verts lors des premières compressions liées à la collision entre les plaques Armorica et Gondwana puis portés en altitude lors de la formation de la chaîne varisque qui a atteint son paroxysme vers -330 Ma.

- Durant tout le Permo-Trias (entre - 300 et - 200 Ma), les reliefs sont érodés et la chaîne varisque est transformée en une véritable pénéplaine.
- Au début du Jurassique inférieur (-200 Ma), à la faveur de la fragmentation de la Pangée et du rifting du Golfe de Gascogne, la pénéplaine est envahie par une mer peu profonde, qui favorise le dépôt d'argiles et de calcaires dolomitiques.



Panneau : Présentation pédagogique de l'histoire géologique du site du Ricou

2. Intérêts des affleurements du Ricou

Ces affleurements présentent plusieurs intérêts géologiques : l'observation de la transgression même de l'Hettangien sur le socle, la composition lithologique des strates qui permet d'aborder les conditions de dépôts (phases transgressives et régressives, apports continentaux ponctuels par érosion, production de calcaire par la biomasse) et la composition biologique des bancs qui permet de restituer les conditions de milieu (traces de bioturbation, fossiles de faciès de faible ou moyenne profondeur, pélagiques).

Comme nous allons le découvrir, de nombreuses énigmes restent à résoudre quant à l'âge exact et les limites entre Étages pour les dépôts de l'Hettangien et probablement du Sinémurien inférieur et moyen. Les fossiles marins à valeur chronostratigraphique en sont absents, les fossiles de faciès dont la durée d'existence est très longue, ne permettent pas de datations précises. Un même faciès sédimentaire se forme partout dans les mêmes conditions, mais à n'importe quel moment !

Patrick Branger, qui a énormément travaillé sur la stratigraphie et la biostratigraphie du Ricou, nous expose la rigueur de sa démarche (celle d'un détective qui consigne pas à pas chaque observation factuelle) et l'humilité de ses conclusions (qui restent en suspens tant que les preuves sont insuffisantes).

3. Définition des étages Hettangien et Sinémurien

Ces deux étages font partie du Jurassique inférieur.

Le stratotype de l'Hettangien (-201,3 à -199,3 Ma) a été défini à Hettange-Grande (Moselle, France) par Eugène Renevier en 1864. La région stratotypique est caractérisée par des dépôts marins littoraux avec de nombreuses faunes pélagiques. L'étage a une durée relativement courte (moins de 2 Ma)

Le stratotype du Sinémurien (-199,3 à -190,8 Ma) a été créé par Alcide D'Orbigny en 1849. Il s'articule autour de plusieurs coupes complémentaires dans la région de Sémur-en-Auxois (Côte d'Or, France). Les sédiments s'y sont déposés dans un milieu moyennement profond de plateforme externe durant le Sinémurien inférieur, et dans un environnement de plateforme distale de moindre profondeur durant le Sinémurien supérieur (calme, mais agité pendant les tempêtes). L'étage a une durée relativement longue (8,5 Ma).

Les faciès observables sur ces deux stratotypes ne sont absolument pas représentatifs des milieux de dépôts confinés, de faible profondeur, observables sur le pourtour du Bassin Aquitain notamment.

Les faunes d'Ammonites, qui constituent la chronostratigraphie des deux étages, ne sont corrélables qu'avec quelques spécimens d'Ammonites ou de Brachiopodes du Sinémurien supérieur, dont ceux découverts dans la carrière du Ricou dans les Deux-Sèvres et que nous allons découvrir

B. Le premier affleurement du Ricou : la discordance du Jurassique inférieur sur le socle



En chemin vers le premier affleurement



...à travers un tapis d'Ail des ours (*Allium ursinum*)

En chemin, nous passons à côté d'une grille qui sécurise l'accès à une cavité souterraine formée par la dissolution des strates calcaires du Lias inférieur par les eaux d'infiltration et/ou souterraines chargées en dioxyde de carbone dont elles se sont chargées en traversant la couche humifère de surface.



**Grille fermant le gouffre du Ricou,
témoin de la dissolution du calcaire du Lias inférieur**



Panneau sur le relief karstique

Ces dernières ont en effet emprunté, dans les roches calcaires toujours très fracturées, les diaclases et les joints de stratification et les ont élargis par dissolution pour former tout un réseau de « vides » plus ou moins importants, hiérarchisé qui constitue un relief karstique.

Les schistes verts paléozoïques sous-jacents appartenant à l'Unité de Roc-Cervelle, anciennes argiles métamorphosées en schistes lors de l'orogénèse varisque, ont certainement aussi favorisé la formation de tout ce réseau souterrain de gouffres, grottes et galeries en contribuant à la formation d'une nappe phréatique à la base de cette masse de calcaire du fait de leur imperméabilité à l'eau.

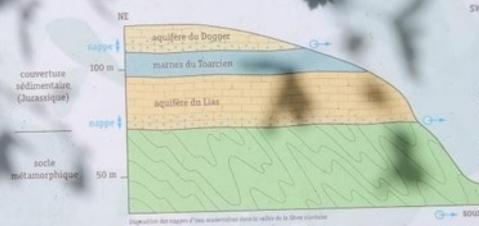
D'autres niveaux argileux, situés plus hauts dans la série, ont de la même façon permis la création de nappes aquifères dites « perchées » qui alimentent plus ou moins irrégulièrement, au gré des précipitations météoritiques et par débordement, des sources situées sur les coteaux.



De nombreuses sources

Dans les vallées de la Sèvre niortaise et du Chambon, des écoulements d'eau sont perceptibles le long des versants. Ces écoulements permanents (ou non) sont dus à des sources (ou "font" en Poitou) dont le débit est variable. Localement, elles ont donné naissance à des fontaines, à des lavoirs.

Ces sources qui correspondent à l'émergence de nappes d'eau souterraines sont liées à la superposition d'un niveau perméable (= aquifère) où, après infiltration, l'eau de pluie est stockée et peut circuler, sur un niveau imperméable.



Reproduction des nappes d'eau souterraines dans la vallée de la Sèvre niortaise

Sur la commune d'Azay-le-Brûlé, les sources s'organisent en deux ensembles distincts :

- le premier concerne celles, abondantes, qui sourdent au dessus des marnes du Toarcien. C'est le cas à Jaunay où un lavoir la met à profit.

- le second regroupe celles, plus rares, qui émergent au contact entre le socle métamorphique (schistes) et les calcaires du Jurassique inférieur, fracturés et percés de cavités, comme à Ricou et à Puisac vers le nord-est.

Dans la vallée de la Sèvre niortaise et celle du Chambon, les réserves en eau ne sont pas protégées par un écran imperméable sus-jacent. Elles sont vulnérables aux activités humaines (apports de nitrates).



Panneau sur la localisation des sources



Ancien abri sous roche abritant une source



Le ruisseau enfoui dans la végétation en 2024...



Patrick Branger dans la ravine sous l'œil des experts !



Patrick Branger en action dans la ravine ... toujours sous l'œil des experts !



La même ravine...par temps sec en 2006 ! (*Photographie Patrick Branger*)



Détail du banc d'argile verte entre les schistes du Cambrien de Roc-Cervelle et la série du Jurassique inférieur (Lias) en 2006 (*Photographie Patrick Branger*)

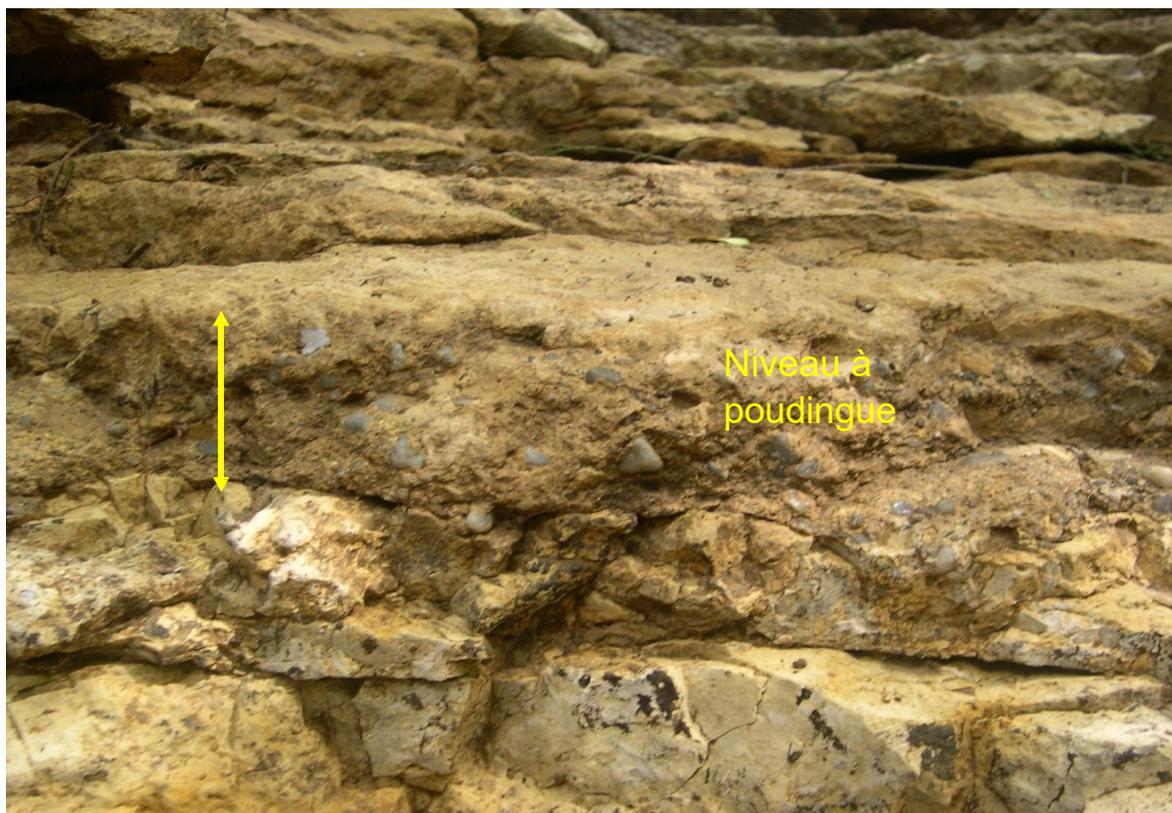


Détail du socle paléozoïque (*Photographie Patrick Branger, 2006*)



Détail de la couverture sédimentaire liasique - Coupe « fraîche »
(Photographie Patrick Branger, 2006)

Et voilà ce que l'on peut observer là où Patrick Branger a posé ses bottes : un poudingue à gros éléments de quartz (parfois anguleux ou à arêtes usées) et à graviers.



Poudingue à gros clastes de quartz en place dans la ravine



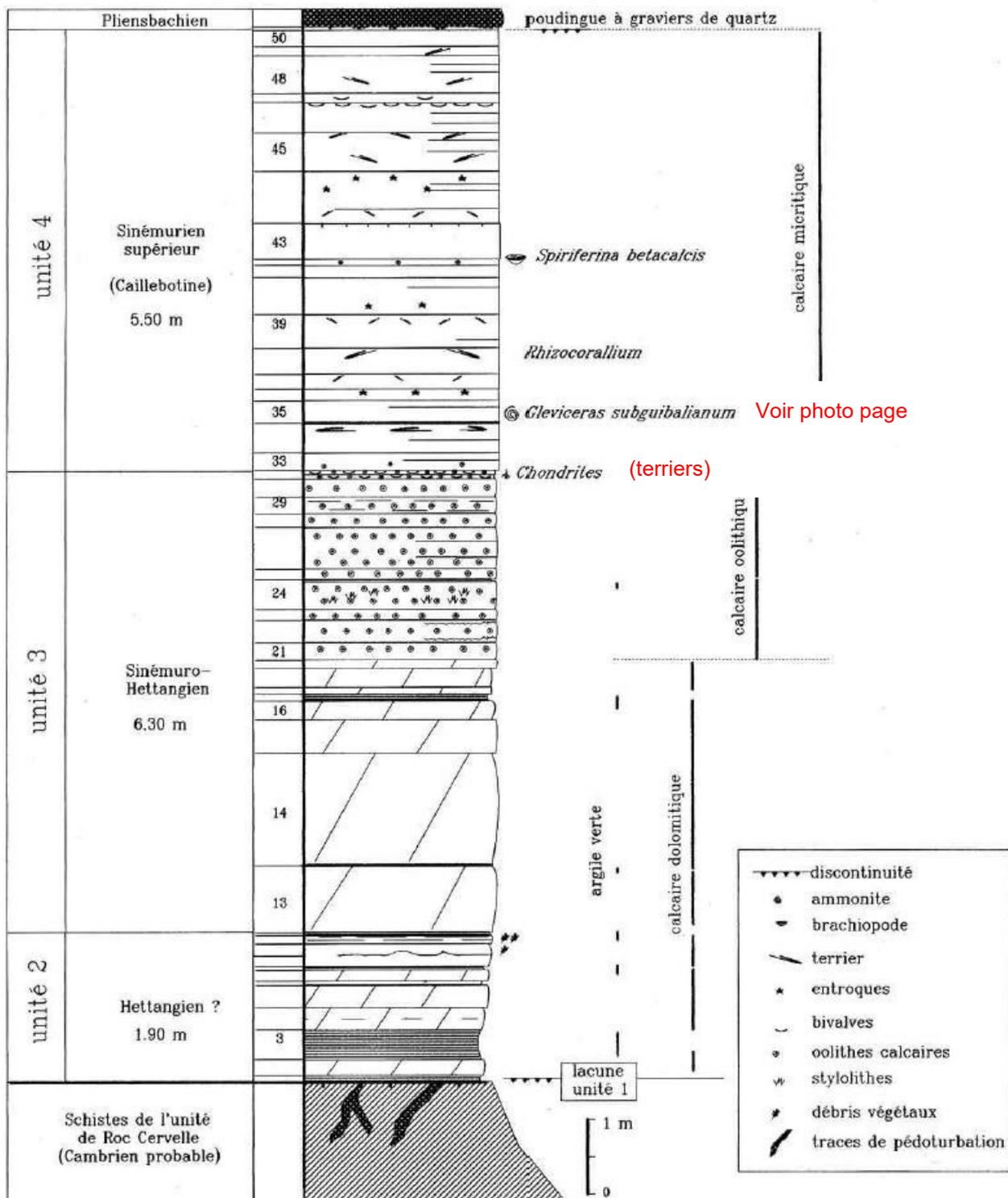
Poudingue à gros graviers de quartz : test à l'acide positif !

On peut rappeler que l'acide chlorhydrique ne met pas en évidence le calcaire mais l'ion (CO_3^{2-}) qui bien entendu est présent dans le calcaire de formule CaCO_3



Détail du poudingue à gros graviers

On se trouve ici, d'après la coupe réalisée par P. Branger (voir ci-dessous), à la limite entre le calcaire micritique dit « Caillebotine » du Sinémurien supérieur qui traduit un milieu calme et la base du Pliensbachien qui débute par un niveau gréseux. Ce niveau gréseux exprime la transgression marine du Pliensbachien basal. Il constitue un excellent repère stratigraphique puisqu'on le retrouve, également bien daté, sur des coupes du littoral vendéen, à La Grisse, Le Bernard, Jard-sur-Mer....



**Le Lias inférieur dans la vallée de la Sèvre niortaise –
Coupe de la ravine de Ricou**

(D'après P. Branger, 2007)

Le niveau de poudingue en place dans la ravine fait énormément penser à notre poudingue de Jard situé juste au-dessus des schistes du socle, juste au-dessus de la discordance du Payré ! ou encore aux poudingues à gros éléments que l'on a rencontré au Bois de la Girardie, à Sérigné, près de Fontenay, et qui ont servi à la fabrication de meules (voir Bulletin de l'AVG de 2016).



Poudingue à gros clastes de quartz (et de schistes) de Jard-sur-Mer



Poudingue à gros éléments de quartz de Sérigné

Au centre, un tronc fossilisé.

Et les blocs de poudingues à graviers ne sont pas sans rappeler non plus les grès à graviers de l'Hermenault (voir bulletin de l'AVG de 2016).



« Grès » (= poudingue à graviers de quartz) de l'Hermenault

Mais il y a une différence de taille ! Tous reposent directement sur le socle et ont été datés de la base de l'Hettangien alors qu'ici, à Ricou, ils sont interstratifiés au sein d'une séquence calcaire de la limite Sinémurien-Pliensbachien.

Qu'est-ce que cela veut dire ?

Cela signifie qu'en milieu sédimentaire, si l'on peut faire des corrélations à distance en exploitant les associations d'Ammonites (par exemple, deux affleurements renfermant les mêmes associations d'Ammonites sont de même âge), ce n'est pas du tout le cas pour les faciès sédimentaires : deux poudingues semblables, pris en des lieux différents voire voisins, ne sont pas obligatoirement de même âge.

En revanche, ils vont indiquer des environnements, des milieux de dépôts similaires ou très voisins.

Ainsi, on peut supposer la présence non loin de la coupe du Ricou, d'un paléorelief varisque (horst ?) riche en filons de quartz. Lors de l'épisode transgressif de la base du Pliensbachien, Des clastes de quartz ont été rapidement repris par la mer. Et s'ils n'ont pas été très usés, on peut supposer ou bien une transgression progressive, par petits paliers successifs ou bien des apports par « décharges » ponctuelles qui ont été ensuite cimentés par une matrice carbonatée.

Ce raisonnement vaut aussi pour les poudingues de Jard, ceux du Bois de la Girardie à Sérigné et de l'Hermenault qui ont été respectivement alimentés en clastes de quartz par le granite d'Avrillé ou les orthogneiss du Massif de Mervent.

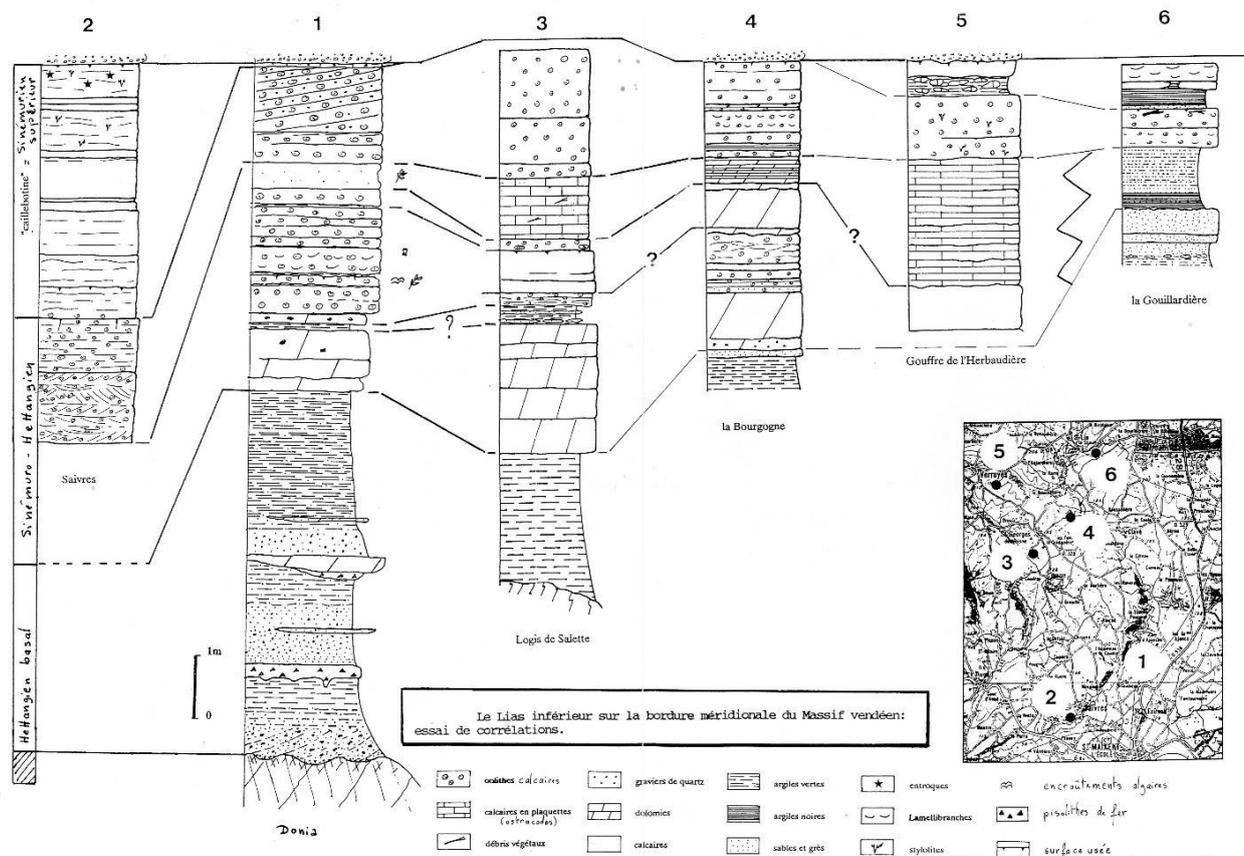
En revanche, des faciès différents mais de même âge vont permettre des reconstitutions paléogéographiques.

Remarque : quelques mots sur les « paléoreliefs »

Le document ci-dessous montre une tentative de corrélations entre 6 sites localisés dans un triangle Verruyes - Saint-Maixent-L'École - Saint-Lin (79) d'une surface de 40 km².

Les points d'interrogation montrent la difficulté pour les établir !

On peut constater que ce sont les niveaux à oolithes qui sembleraient les plus efficaces pour établir des corrélations dans le Sinémurien.



On constate aussi que certaines séries sont très condensées comme à La Goullardière, près de Saint-Lin ou au contraire très épaisses comme à Donia près de Saivres, les deux lieux n'étant séparés que de 10 km et que les faciès peuvent varier de façon importante d'un point à un autre avec parfois mise en évidence de discontinuités angulaires (Donia).

Ces faits ne peuvent relever en grande partie que du jeu des grands accidents varisques NO-SE du socle hercynien sur le Seuil du Poitou, dans un contexte en extension du fait de la poursuite du morcèlement de la Pangée et peut-être, déjà, de l'annonce du rifting du Golfe de Gascogne. Déjà au Permien, l'ouverture de l'Océan Atlantique Central s'était manifestée jusqu'en Vendée avec les filons de lamprophyre de la Pointe du Payré et de Saint-Hilaire-de-Riez (Sion-sur-l'Océan).

Ainsi rien n'interdit dans ce cadre tectono-eustatique d'imaginer le rejeu (à une fréquence à déterminer !) de ces failles varisques en touches de piano, des compartiments se soulevant en horsts : les « paléoreliefs » et d'autres accumulant la sédimentation : les grabens plus ou moins subsidents.

Au Sinémurien, La Gouillardière devait appartenir à un horst dont on a toujours la trace sur la carte géologique (il est constitué de terrains paléozoïques : diorite) et Donia à un graben.

C. La carrière principale du Ricou



Cette ancienne exploitation, aujourd'hui largement envahie par la végétation, fait l'objet d'un projet de mise en valeur à des fins pédagogiques.



Panneau pédagogique sur l'exploitation de la carrière

Près de 20 millions d'années d'histoire du seuil du Poitou !

Située sur le versant aquitain du seuil du Poitou, la carrière de Ricou permet d'observer des roches sédimentaires fossilifères qui témoignent de l'arrivée de la mer dans la région. Il y a environ 200 millions d'années...

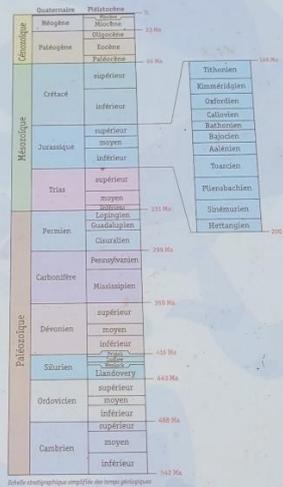
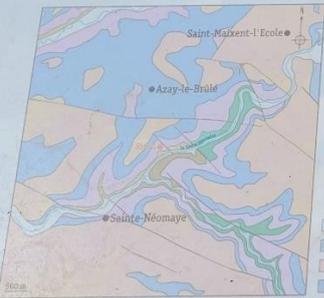
Entre Bassin de Paris et Bassin d'Aquitaine

La carrière de Ricou est située sur le versant aquitain du seuil du Poitou. Ce dernier dont l'altitude moyenne est de 145 mètres correspond à un vaste plateau qui s'étend entre le Massif armoricain (Bocage vendéen), à l'ouest, et le Massif central (Limousin), à l'est. Il assure la jonction entre le Bassin parisien et le Bassin aquitain.

Dans la région de Saint-Maixent-l'École - connue des géologues pour son "graben" (ou fossé d'effondrement) - deux ensembles peuvent être reconnus : un socle métamorphique et une couverture sédimentaire, l'un et l'autre visibles dans la ravine de Ricou.

Le socle qui se rattache au Massif armoricain affleure dans les vallées de la Sèvre niortaise et du Chambon. Il est représenté par des roches métamorphiques (schistes) qui datent probablement du Cambrien.

La couverture qui appartient au seuil du Poitou se compose de roches sédimentaires fossilifères d'origine marine (calcaires, grès, marnes...) datées du Jurassique inférieur et moyen (Hettangien à Callovien). Elles sont recouvertes par des argiles à silex dont l'âge est incertain (Tertiaire au sens large).



Échelle stratigraphique simplifiée des temps géologiques (version 2002, 2003)

Calcaire jaune nankin, "Caillebotine" et "P...
Le front de taille de la carrière de Ricou se développe de hauteur. Il recoupe des roches sédimentaires variées en trois ensembles homogènes (ou formations).

■ Des calcaires dolomitiques^(*) et des calcaires oc à brun-chocolat, ces calcaires offrent un aspect va qui résulte de la dissolution de la roche par l'eau nankin^(*) et apparaissent parfois en bancs très qui renferment plusieurs niveaux riches en bivalves qui permettent de les situer dans l'intervalle He

■ Des calcaires sublithographiques^(***). Gris- en bancs épais (de 0,40 à 0,90 m) à débit nodu qui évoque le lait caillé (ou caillebotte) est à l qui leur est attachée. Très riches en carbonates entre 92 et 95%), ils ont été employés pour la

■ Des pondiques^(****), des grès et des calc de produire une belle pierre de taille, non g rousse^(*). Fossilifères (bivalves, brachiopod au Pléensbachien.

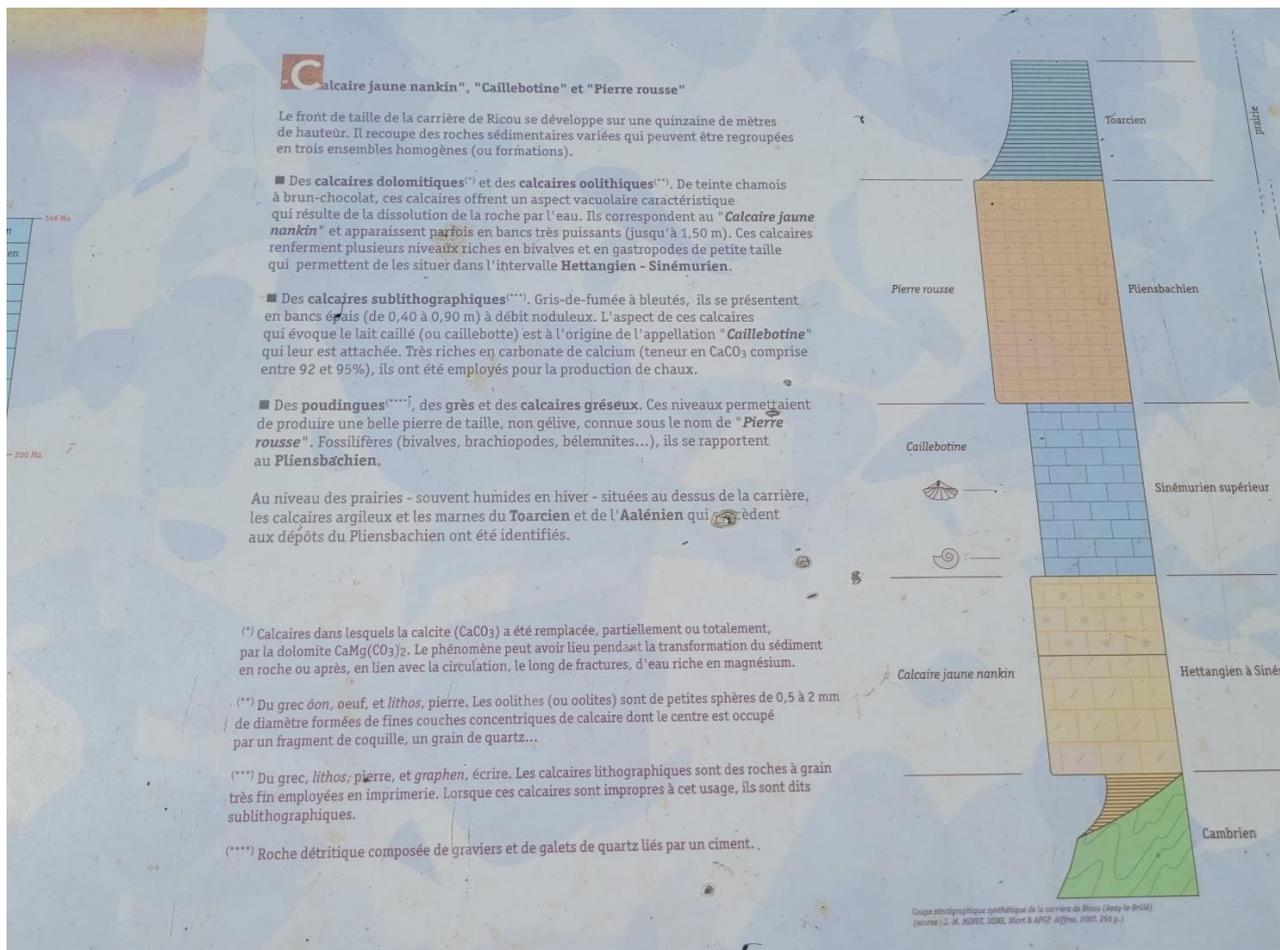
Au niveau des prairies - souvent humides les calcaires argileux et les marnes du To aux dépôts du Pléensbachien ont été lide

(*) Calcaires dans lesquels la calcite (CaCO₃) par la dolomite CaMg(CO₃)₂. Le phénomène en roche ou après, en lien avec la circulation

(**) Du grec œuf, et lithos, pierre. Les de diamètre formées de fines couches cor par un fragment de coquille, un grain de

(***) Du grec, lithos, pierre, et grophen, s très fin employées en imprimerie. Lors sublithographiques.

(****) Roche détritico composée de g



Panneau illustrant la position de la carrière au Lias inférieur et la nature des roches exploitées



Calcaire jaune Nankin
(Hettangien - Sinémurien)



Calcaire Caillebotine
(*Sinémurien supérieur*)



Pierre rousse
(Pliensbachien)

Des fossiles pour dater les roches sédimentaires

La "Caillebotine" est une formation relativement pauvre en fossiles. Toutefois, trois spécimens ont permis de lui attribuer un âge très précis (on parle de fossiles stratigraphiques). Il s'agit de deux ammonites et d'un brachiopode.

La première ammonite, *Leptechioceras meigeni* a été découverte par Pierre-Antoine BAUGIER (1809-1863), à Sainte-Pezenne, puis donnée au Musée d'histoire naturelle de Niort le 1^{er} janvier 1851. La seconde ammonite, *Gleviceras subguibalianum*, et le brachiopode, *Spiriferina betacalcis*, ont été récoltés au niveau de la ravine de Ricou en 2006*. Ces fossiles permettent de dater la "Caillebotine" du Sinémurien supérieur (vers -190 millions d'années).



Gleviceras subguibalianum
(photo: P. BAUGIER)

1 cm



Spiriferina betacalcis
(photo: J.-M. MINOT)

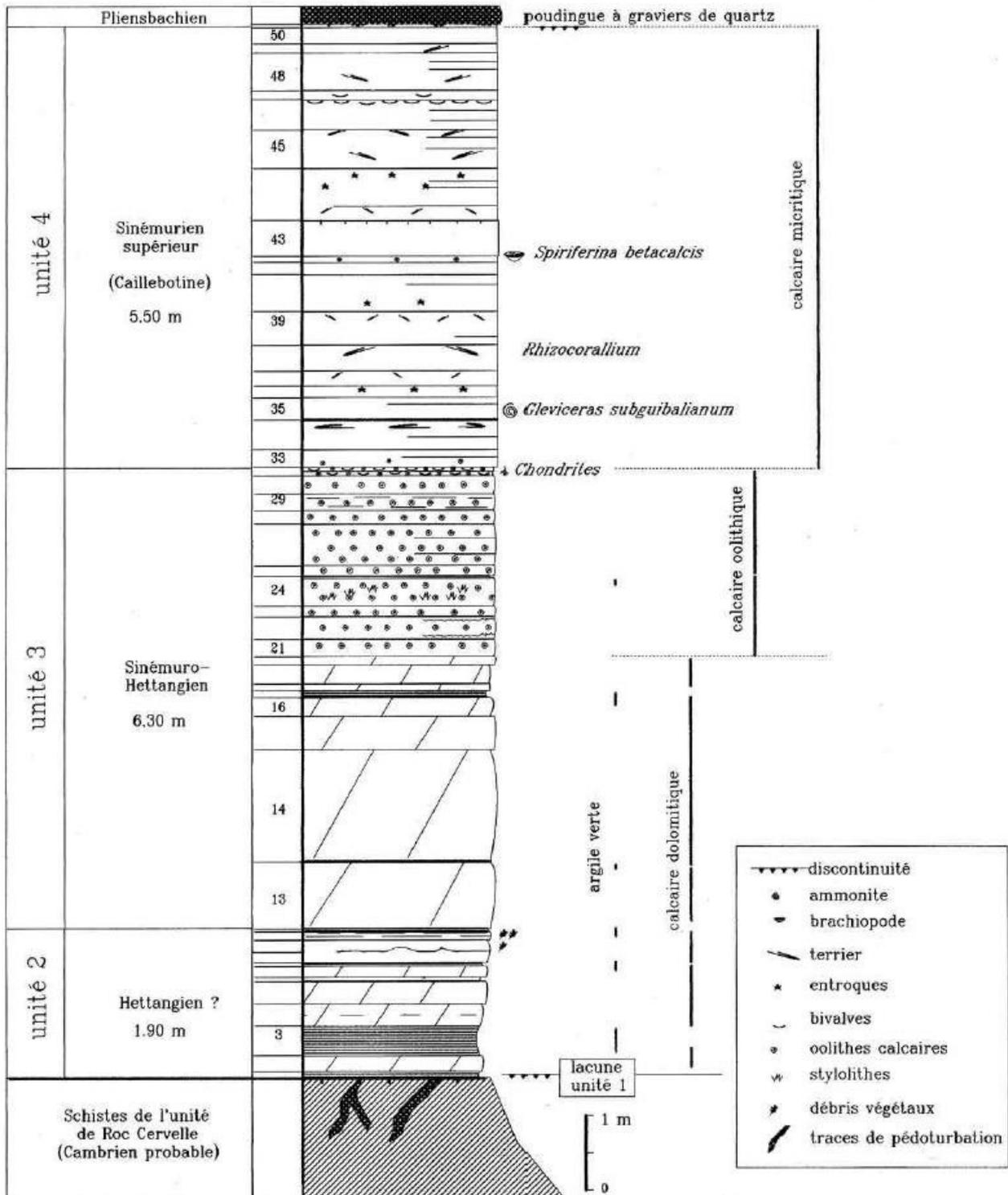
1 cm

* Découvertes réalisées par Patrick BRANGER (APGP Poitou Charentes Vendée, Aiffres).
La détermination du brachiopode est due à Jean-Michel MINOT (Deux-Sèvres Nature Environnement, Niort). Celle de l'ammonite a été confirmée par Jean-Louis DOMMERGUES (CNRS, Dijon).



La célèbre (et véritable !) Ammonite *Gleviceras subguibalianum* découverte par notre guide Patrick Branger ici-même à Ricou en 2006

D. Reconstitution de l'histoire géologique de la région au Lias



Le Lias inférieur dans la vallée de la Sèvre niortaise - Coupe de la ravine de Ricou

(D'après P. Branger, 2007)

La carrière permet d'observer une succession sédimentaire de presque 14 mètres d'épaisseur.

Les schistes verts du socle appartenant à l'Unité de Roc Cervelle d'âge Cambrien (mais rien n'exclut une appartenance au Briovérien) sont localement très altérés.

Sur ce socle ancien complètement usé, la mer transgresse doucement.

Elle y dépose en discordance angulaire **l'unité 2** épaisse de 1,90 m.

Ces sédiments : ont à la fois une origine continentale détritique : ce sont des argiles vertes provenant de l'érosion du socle, et marine : des intercalations de niveaux de calcaire dolomitique, indices d'une mer de faible profondeur. Tout cela est également confirmé par la présence de débris végétaux et de Bivalves.

Des brèches dolomitiques d'origine pédogénétique pénètrent par endroit dans le socle sur une profondeur de l'ordre du mètre.

À Ricou, on peut cependant remarquer l'absence de dépôts détritiques grossiers (sables, graviers, voire poudingues) sur le socle, dépôts grossiers que l'on peut trouver ailleurs. On admet donc l'existence d'une **lacune de l'unité 1** d'âge Hettangien tout-à-fait inférieur.

Cette unité 1 est en revanche bien exposée à l'Anse de la République à Talmont-Saint-Hilaire où elle se présente sous la forme d'une alternance de bancs argileux et de calcaires gréseux avec de nombreux fossiles végétaux, des niveaux à ripple-marks et les premières empreintes de pas (ou ichnites) de Dinosaures.

Puis la mer transgresse davantage, avec quelques va-et-vient probablement liés aux cycles climatiques mais surtout à l'augmentation progressive du volume des dorsales océaniques en cours de formation et ici, localement, aux mouvements tectoniques du socle du fait de sa fracturation et du rejeu des failles varisques dans un contexte en extension.

Sédimente d'abord un calcaire dolomitique jaune, plus ou moins argileux, en bancs épais, avec quelques intercalations d'argile verte : c'est l'ensemble du **calcaire Nankin** épais de 3,55 m. Ces faciès sont également largement représentés à l'échelle régionale jusque sur le littoral Sud-vendéen.

Une discordance se dessine juste au-dessus des **calcaires Nankins**.

Puis le milieu devient lagunaire par soulèvement du socle ou recul ponctuel de la mer (régression). Dans une mer chaude, car on est sous climat tropical, et relativement agitée sur ce haut-fond, des oolithes se forment, très fines, millimétriques, constituées d'un nucleus de quartz encroûté par une ou plusieurs pellicules carbonatées de faible épaisseur formées par l'activité de tapis microbiens (microbialites).

Cette unité 3 constituée par l'ensemble Calcaires Nankin et calcaires oolithiques se termine par un niveau bioturbé à terriers ramifiés ou *Chondrites* pratiqués dans des vases calcaires. Ce faciès indique une émergence.

L'unité 3 est d'âge Sinémuro-Hettangien. Le terme « Sinémuro-Hettangien » constitue aujourd'hui une « frustration », mais aussi un acte d'humilité ! Elle traduit l'impossibilité de dater et d'identifier précisément la limite locale entre les deux étages. Les sédiments et les fossiles de faciès, comme nous l'avons vu précédemment, ne permettent pas de datation.

Durée et âge de la période d'émergence (donc lacune) entre les unités 3 et 4 ?

L'unité 4 (5,50 m) qui la surmonte est constituée par le calcaire « Caillebotine » : calcaire sublithographique gris, localement dolomitique, présentant souvent l'aspect de cargneules. Cet aspect cargneulisé provient de l'intense bioturbation dont le sédiment a fait l'objet, on reconnaît en particulier de nombreux terriers en U de type *Rhizocorallium*.

Le calcaire « Caillebotine », sublithographique, micritique, signe un milieu calme donc plus profond que les calcaires oolithiques de l'**unité 3**.

Cette biomicrite renferme par endroits des fragments désarticulés de Crinoïdes (*Pentacrinus sp.*). La macrofaune est rare. Elle est représentée par quelques Gastéropodes d'assez grande taille (banc 40), des Ostréidés (toit du banc 46), un Brachiopode : *Spiriferina betacalcis* (banc 42) et une Ammonite *Gleviceras subguibalianum* dans le banc 35.

Ce Brachiopode *Spiriferina betacalcis* ainsi que l'Ammonite *Gleviceras subguibalianum* ont une valeur biostratigraphique. Ces fossiles indiquent un âge Sinémurien supérieur terminal (Zone à *Raricostatum*).

Le fait que l'**unité 3** se termine par un niveau d'émersion (régression) et que les dépôts de l'**unité 4** indiquent un milieu relativement profond, pourrait signifier qu'à la limite Hettangien-Sinémurien / Sinémurien supérieur, la zone du Ricou se soit enfoncée par rejeu des failles varisques en « touches de piano ».

Eustatisme et tectonique ont peut-être joué de pair au Ricou.

Remarque : À l'échelle mondiale, la base du Sinémurien supérieur est reconnue comme un épisode régressif, tout comme est reconnue la transgression du Sinémurien supérieur terminal. Entre les deux, s'intercale une émersion souvent appelée « crise lotharingienne » par les auteurs. Cette « crise » est-elle liée à la tectonique ?

Il est également intéressant de noter que ce Sinémurien supérieur terminal et qui a duré moins de 1 Ma représente à lui seul plus du 1/3 de l'épaisseur de la coupe du Ricou (5,5 m sur 14 mètres environ). Autrement dit, 30% de l'épaisseur sédimentaire se serait déposée en moins de 10% du temps représenté par la durée totale théorique de l'Hettangien + le Sinémurien soit environ 10,5 Ma.

Ce constat confirme la forte production sédimentaire de la fin du Sinémurien, mais aussi elle met en relief la nécessité de pouvoir dater et mesurer plus précisément l'ampleur des lacunes qui affectent le Sinémurien inférieur et/ou moyen.

Le sommet de l'**unité 4** est tronqué par une surface usée et perforée, indice d'émersion et d'érosion.

Le Conglomérat grossier (0,08 m) qui la surmonte, daté de la base du **Pliensbachien** renferme de nombreux clastes de quartz dont le diamètre peut atteindre 4 cm. La coupe se poursuit encore sur quelques mètres de hauteur par une alternance de bancs de calcaires gréseux à stratifications entrecroisées et de niveaux décimétriques d'arkoses grossières. La faune est franchement marine : *Pseudopecten sp.*, Bélemnites...

À la fin du Sinémurien, la région émerge donc. Les reliefs, y compris le calcaire Caillebotine, sont alors la proie de l'érosion. Puis la mer transgresse au Pliensbachien. Elle dépose d'abord sur la surface tronquée de la Caillebotine des gros clastes de quartz, puis, la transgression s'accroissant, des niveaux détritiques à granulométrie décroissante : arkoses moins grossières puis (ou en alternances) calcaires gréseux.

En conclusion, toute la sédimentation sur le Seuil du Poitou a été contrôlée, de l'Hettangien au Bajocien, par la tectonique (rejeu des failles varisques), les transgressions-régressions marines liées au volcanisme et au volume des dorsales, le lessivage ponctuel des paléo-reliefs et la production biologique (précipitation des carbonates, accumulation de tests de micro-organismes).

Cette production biologique a bénéficié d'un climat favorable, chaud et humide, de type tropical. Le domaine N-O européen était en effet situé au Jurassique inférieur à des latitudes voisines de 30°N et de plus, allongé O-E, longitudinalement, il a connu des températures relativement homogènes. La température de l'eau ne variait qu'en fonction des échanges marins par les étroits corridors Viking, hispanique et lusitanien. Enfin, à l'échelle du globe, le climat était également relativement « chaud », les calottes glaciaires ayant été absentes pendant tout le Mésozoïque.

La tendance générale a été à l'augmentation continue du niveau marin, d'abord timide et soumise à des allers-retours au début du Jurassique.

En parallèle, le rift de Gascogne s'élargit et s'approfondit et s'ouvre progressivement vers les autres bassins de la plateforme européenne.

Les fossiles illustrent cette tendance de premier ordre : d'abord durant l'Hettangien (et le Sinémurien inférieur/moyen ?) des fossiles de faciès, inféodés à des milieux de faible profondeur puis, à partir du Sinémurien supérieur terminal, des formes franchement marines, pélagiques à l'état adulte ou larvaire (Ammonites, Brachiopodes) qui rendent alors les datations et les corrélations paléogéographiques plus évidentes.

Mais de nombreux points restent encore à résoudre par les scientifiques : aujourd'hui, les travaux sont pluridisciplinaires (géologues, biologistes) et se penchent sur « l'infiniment petit » avec des études de lames minces, des mesures chimiques « pointues » telles celles du $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$) ... sans oublier l'apport permanent des amateurs passionnés, à la recherche de « la petite bête » et du moindre indice !



Le groupe de l'AVG dans la carrière de la Grande Palisse

**Article de Patrick Bohain, Patrick Branger et Hendrik Vreken
Photographies de Patrick Bohain, Dominique Loizeau et Josiane Vreken**

Quelques sources bibliographiques

ANDRIEU S. (2016) - Lien entre diagenèse des discontinuités, faciès sédimentaires et stratigraphie séquentielle : exemple de la plateforme carbonatée de l'ouest de la France (Aalénien - Oxfordien).

BLOOS G., PAGE K. (2002) – Global Stratotype Section and Point for base of the Sinemurian Stage (Lower Jurassic). *Episodes*, Vol. 25, no. 1.

BOUTON P., BÉCAUD M., BESSONNAT G., BRANGER P. et VIAUD J.-M. (2005) – L'Hettangien sur la bordure nord du Bassin aquitain (Vendée, Deux-Sèvres - France) *in*. HANZO M. (coord.) : *Colloque. L'Hettangien à Hettange, de la science au patrimoine*, Hettange, 1-3 avril 2005. Nancy, Université Henri Poincaré : 145-151.

BRANGER P. (2007) - Nouvelles données biostratigraphiques dans le Sinémurien du Poitou (France). *Nature entre Deux-Sèvres* - n°1.

BRANGER P. (2010) - Le Lias et le Dogger du Seuil du Poitou. *Bulletin d'Information des géologues du Bassin de Paris*, 47 (3) : 16-23.

BRANGER P. (2024) - Un patrimoine géologique d'intérêt Mondial : Le Jurassique des Deux-Sèvres. *Le Picton* 277.

GONNIN C., CARIOU E., BRANGER P. (1993) - Stratigraphie séquentielle des séries du Bajocien inférieur au Bathonien moyen du Seuil du Poitou et de son versant aquitain (France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 316, Série II, p. 209-215, 1993

CORTÉS J. E. (2023) - Dating volcanic materials through biochronostratigraphic methods applied to hosting strata (example from the Iberian Chain, eastern Spain). *Comptes-rendus Géoscience*, vol. 355, pp. 175-202.

CURNELLE R. et DUBOIS P. (1986) - Évolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français ; bassins de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est. *Bulletin de la Société Géologique de France*, (8) 4 : 529-546.

FERNANDEZ-LOPEZ S., HENRIQUES M. H., MOUTERDE R., ROCHA R. et SADKI D. (1988) - Le Bajocien inférieur du Cap Mondego (Portugal) - essai de biozonation.

FERNANDEZ-LOPEZ et al. (2009) – The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for base of the Bathonian Stage (Middle Jurassic), Ravin du Bès Section, SE France. *Episodes* Vol. 32, no. 4.

FISCHER J.-C. (coord.) (1994) – Révision critique de la Paléontologie Française d'Alcide d'Orbigny. vol. I, Céphalopodes jurassiques. *Ed. Masson*. 340 p.

PAVIA G., FERNANDEZ-LOPEZ S. R., MANGOLD C. (2008) – Ammonoid succession at the Bajocian-Bathonian transition in the Bas Auran area, Digne district, South-East France. *Rivista Italiana di Paleontologia et Stratigrafia*. Vol. 114.

GABILLY J., CARIOU É. et HANTZPERGUES P. (1985) – le détroit du Poitou au Jurassique : Mythe ou réalité paléogéographique ? *in* Géodynamique des seuils et des hauts-fonds. *Bulletin de la section des Sciences*, 9 : 141-159.

GABILLY J., CARIOU É., BRILLANCEAU A., COLCHEN M., DUCLOUX J., DUPUIS J., MOREAU P., HANTZPERGUE P., SANTALLIER P., TERS M. (1997) – Poitou – Vendée – Charentes. *Guide géologiques régionaux*. Masson, Paris. 223 p.

GALBRUN B., ARETZ M., BERT O., DESMARES D., FERNANDEZ-LOPEZ S., GARDIN S., GIRAUD F., GROSHENY D., GUIOMAR M, MUTTERLOSE J., *et al.* (2022) - Les Points Stratotypiques Mondiaux (PSM) de France. *Géochronique*.

HANZO M. (2012) – Stratotype Hettangien. *Muséum national d'Histoire Naturelle, Paris ; Biotope, Mèze ; 320 p.* (Patrimoine géologique ; 3).

LACROIX P. - Mini-conférence sur un projet de musée dans la carrière de La Grande Palisse (79) : https://www.youtube.com/watch?v=n64_J2hDsZ0

RIOULT M., CONTINI D., ELMI S., GABILLY J., MOUTERDE R. (1997) - Bajocien. *In* : Cariou E. & Hantzpergue P. (coord.). Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen : zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles. Groupe français d'étude du Jurassique. *Bulletin des Centres de Recherche Elf, Exploration-Production, Pau, Mémoires, 17* : 41-53.

ROUGET I., CORNEE A., DE WEVER P. (2021) – Coordinateurs NEIGE P., DOMMERGUES J.L. Stratotype Sinémurien. *Publications scientifiques du Muséum National Histoire Naturelle*.

RULLEAU L. *et al.* (2011) – Les Ammonites du Bajocien en France et dans le monde. Inventaire des genres et des espèces. *Edition Louis Rulleau et Section Géo-Paléo du Comité d'Etablissement des carrières Lafarge*. 299 p.

Voyage au Pays des Ammonites les 27-29 Avril, 2013 : Le Jurassique inférieur et moyen en pays thouarsais »

Notices des cartes géologiques de Niort et de Saint-Maixent-L'École - BRGM