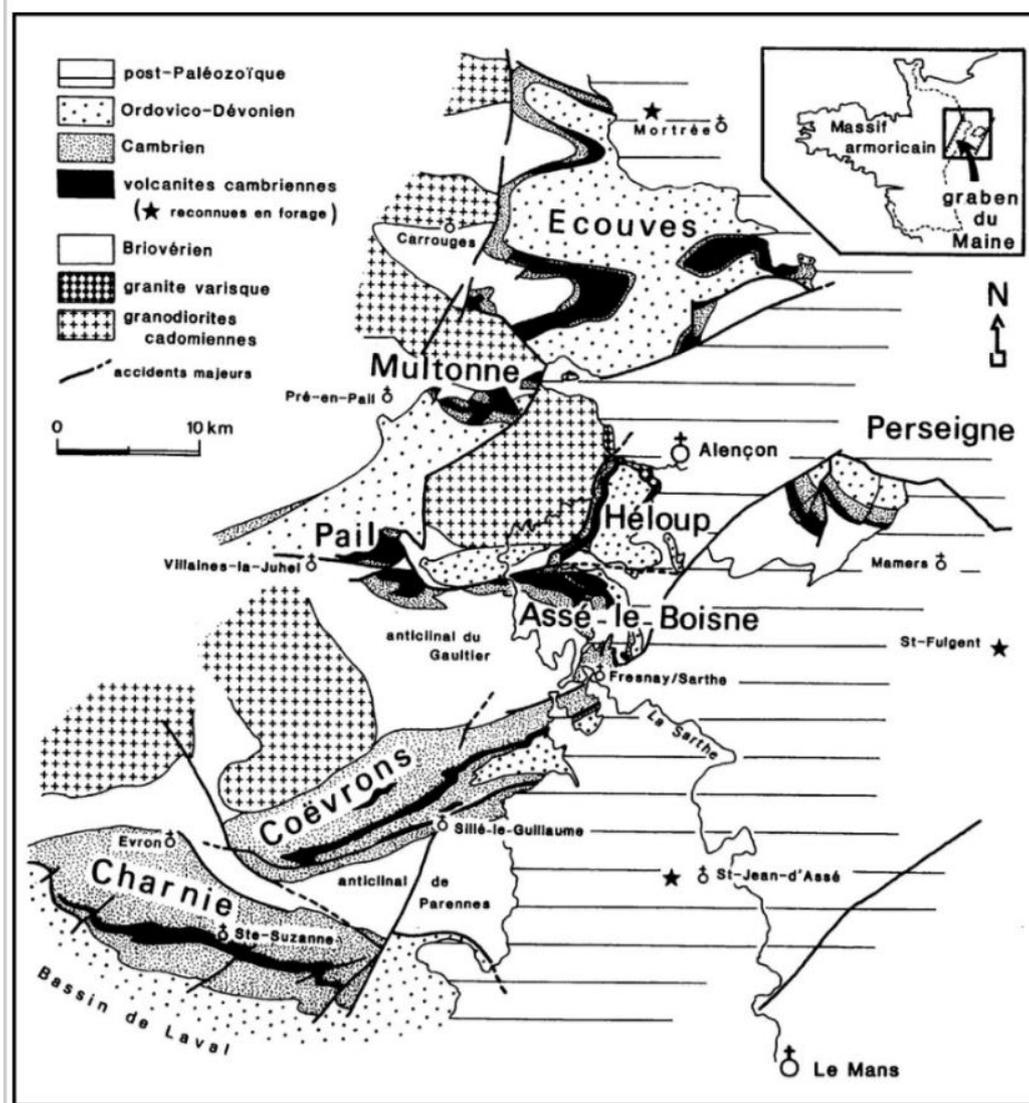


Paléogéographie au Cambrien inférieur

Quelques mots sur le volcanisme du graben cambrien du Maine

Le volcanisme cambrien de l'Est du Massif Armoricain n'est pas réduit qu'à l'Unité d'Assé-le-Boisne.

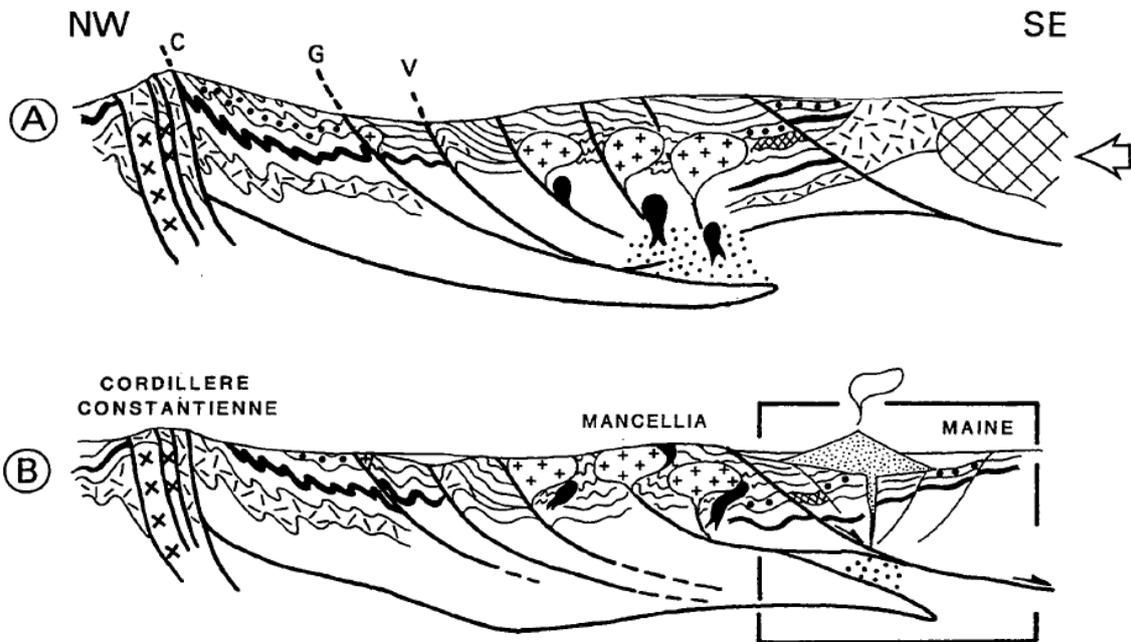
Il est réparti du NNE au SSO depuis la Forêt d'Écouves jusqu'au flanc Nord du Synclinorium de Laval-Sablé (Charnie).



**Extension des volcanites cambriennes dans les unités paléozoïques
de l'Est du Massif Armoricain - d'après J. Le Gall (1993)**

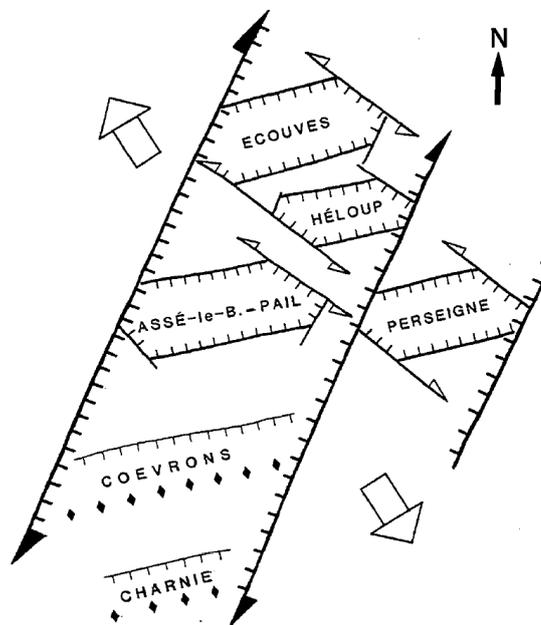
Origine du magmatisme du Maine

A la fin du Précambrien supérieur, les dépôts briovériens (*Briovera* : nom celtique de Saint-Lô) ont été plissés en une chaîne de montagne (la chaîne cadomienne ou chaîne panafricaine) de direction générale SW-NE et le bassin de la Mancellia s'est fermé. Selon le modèle de J. Le Gall (1993), de grands écaillages crustaux à vergence Nord auraient été impliqués lors de cette fermeture.



**Les magmatismes mancelliens et du Maine
dans l'évolution géodynamique du domaine mancellien - d'après J. Le Gall (1993)**

Des contraintes distensives se sont ensuite manifestées et ont provoqué l'ouverture d'un fossé d'effondrement : le graben du Maine de direction actuelle N 15°, graben envahi par la mer et dont la subsidence a duré tout le Cambrien (de - 540 à - 500 Ma). Au fur et à mesure de son enfoncement qui a atteint 2500 m dans les Coëvrons et de son élargissement, il a été comblé par des sédiments marins de faciès peu profonds.



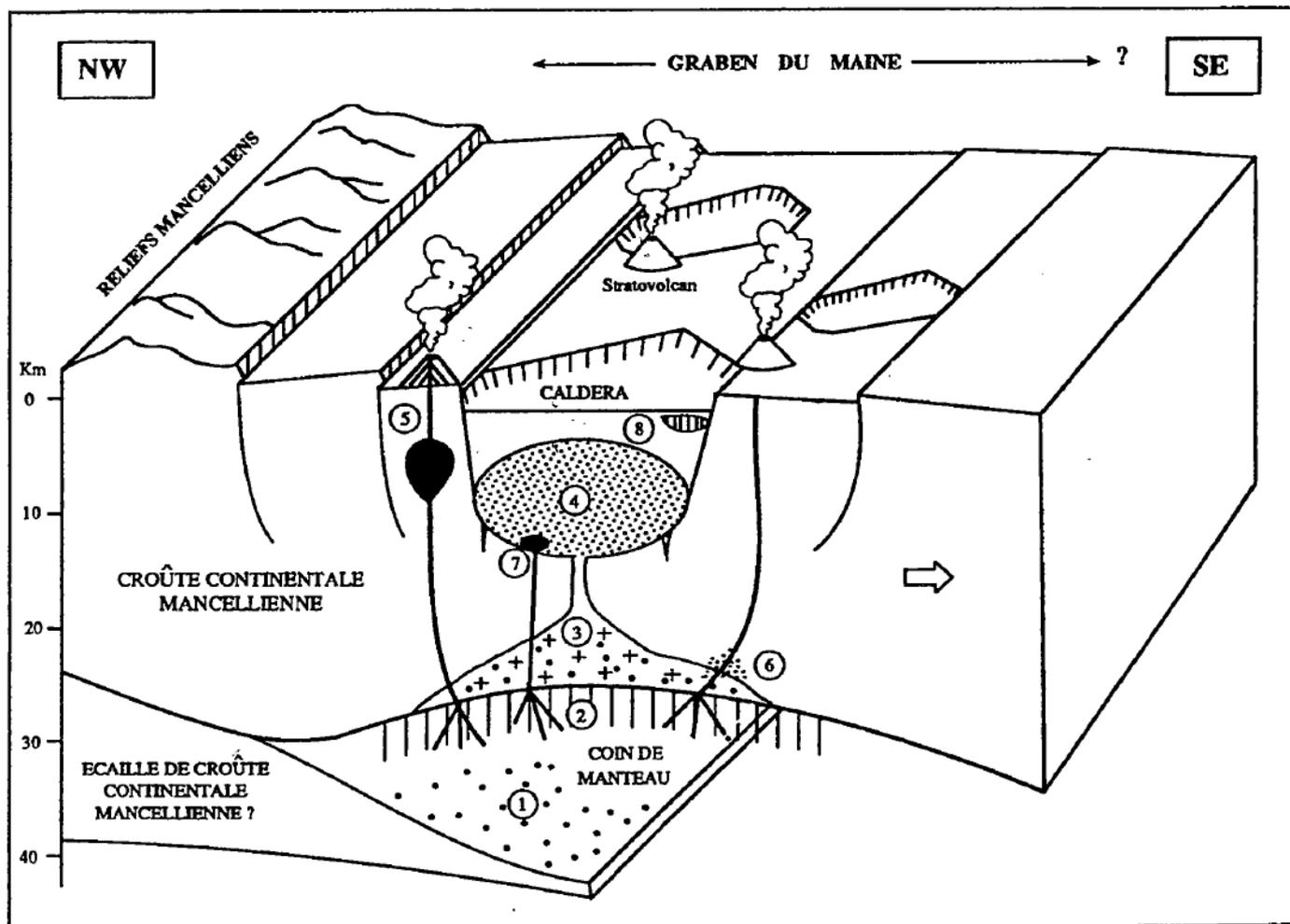
**Essai de reconstitution de l'ouverture du graben du Maine
selon un régime d'extension oblique - d'après J. Le Gall (1993)**

Lors de cette distension cambrienne, l'amincissement de la croûte continentale a pu entraîner, par **décompression adiabatique**, une fusion partielle du manteau asthénosphérique sous-jacent.

Cette fusion a certainement été également favorisée par les écailles subduites de croûte continentale mancennienne. En effet, ces écailles, froides et hydratées, en libérant leur eau, ont dû contribuer à abaisser la température de fusion de la péridotite mantellique.

L'injection de tous ces magmas basaltiques en base de croûte continentale (underplating) a ensuite provoqué sous le graben une fusion partielle ou anatexie de matériel crustal. Il s'en est suivi la production de magmas plus acides.

Puis au cours de leur ascension dans la croûte, tous ces magmas, acides et basiques, ont pu s'hybrider, se différencier, être contaminés par l'encaissant. Ce sont tous ces mécanismes qui expliquent la grande diversité du volcanisme cambrien du Maine.



Bloc-diagramme schématique illustrant l'origine probable des volcanites cambriennes du Maine - d'après J. Le Gall (1993)

- 1- déshydratation d'une écaille de croûte mancennienne (subduction continentale)
- 2- zone de fusion partielle au sommet du coin mantellique = genèse des magmas andésitiques du Maine. Cette fusion est déclenchée soit par l'action des fluides issus du lambeau de croûte subductée, soit par un mécanisme de décompression adiabatique du manteau lors de la distension cambrienne.
- 3- Fusion partielle de la croûte continentale inférieure et moyenne : production des magmas acides du Maine
- 4- Chambres magmatiques, non ou peu zonées, dans lesquelles se déroulent des mécanismes de cristallisation fractionnée d'ampleur limitée (réservoirs ignimbritiques)
- 5- Différenciation des magmas andésitiques par cristallisation fractionnée dans de petits réservoirs superficiels (production des laves dacitiques, rhyodacitiques et rhyolitiques)
- 6- Interaction entre magma mantellique et croûte continentale : genèse des dacites à grenat
- 7- Injection de magma basique à la base de la chambre magmatique (déclenchement de certaines éruptions ignimbritiques paroxysmales)
- 8- Mise en place de dômes rhyolitiques

Quelques mots sur le volcanisme de l'Unité d'Assé-le-Boisne - Pourquoi évoquer une caldeira ?

Dans l'unité d'Assé-le-Boisne, trois phases de volcanisme ont été mise en évidence (voir p 18 et 35) :

- avant G1, mise en place de **crypto-dômes de lave rhyolitique très acide**,
- entre G1 et G2, mise en place de **nappes ignimbrites de composition rhyolitique**. Et on peut rappeler que les ignimbrites sont formées de débris de lave acide (ponces) issus d'une **nuée ardente** et soudés avant leur refroidissement, donc à chaud dans une matrice vitreuse,
- puis plus tard, entre G2 et G3, production de **coulées de laves et de brèches andésitiques à dacitiques**.

Cette succession dans le temps de ces trois faciès éruptifs évoque pour Le Gall (1993) les trois étapes de l'évolution d'une caldeira :

- une première phase dite pré-caldeira se manifesterait par des crises éruptives explosives éparses.

Dans un dispositif pouvant ressembler à un strato-volcan et au niveau de plusieurs appareils volcaniques, la lave acide très visqueuse a extrêmement de mal à sortir de la cheminée volcanique. Des dômes ou crypto-dômes de lave se forment (éruption acide effusive) qui, en se déstabilisant, ont pu engendrer principalement des colonnes pliniennes de plusieurs dizaines de km de hauteur.

- A suivi une deuxième phase correspondant à la formation de la caldeira proprement dite.

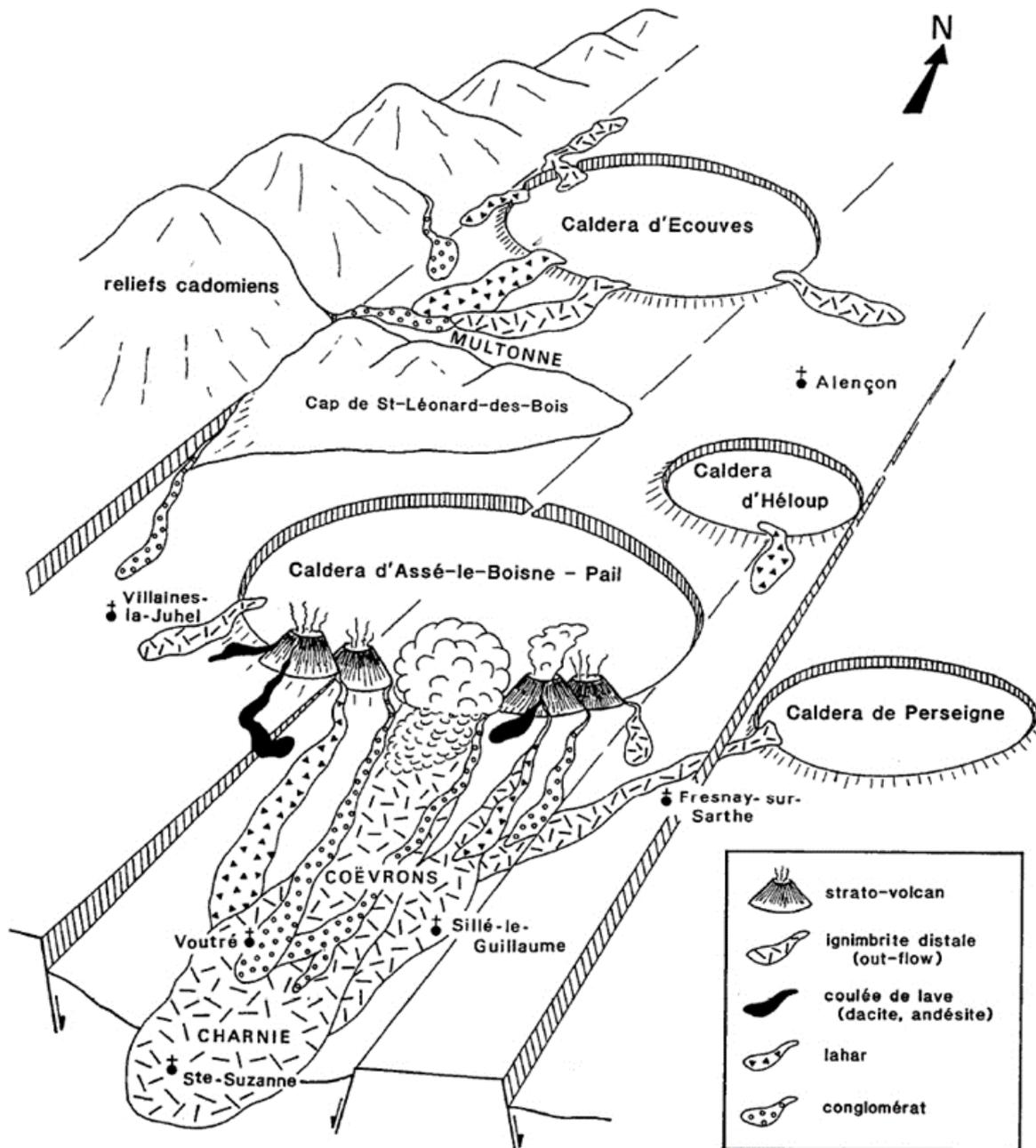
La simultanéité de plusieurs éruptions pliniennes ou une éruption paroxystique a détruit le strato-volcan lui-même et donner naissance à une caldeira.

C'est en fait le régime de l'éruption qui a changé. Il est passé du mode « colonne plinienne » au mode « coulées de densité pyroclastiques. Au cours de ces manifestations explosives, le panache plinien monte moins haut parce qu'il n'ingère pas assez d'air ambiant au cours de son ascension. Dense, il va alors s'effondrer sur lui-même. Une coulée pyroclastique chaude (nuées ardentes) dévale la pente en détruisant tout sur son passage.

Parallèlement, du fait de la grande quantité de matériel volcanique émis, le toit de la chambre magmatique s'effondre ce qui crée la caldeira.

C'est donc à l'intérieur de la caldeira que vont s'accumuler des d'épaisseurs considérables de nappes proximales d'ignimbrites (sur plusieurs centaines de m). Des coulées pyroclastiques vont néanmoins s'en échapper sous forme de nappes distales, relativement plus froides et moins épaisses et gagner le milieu marin où sédimentent les « Grès de Sainte-Suzanne ».

- la troisième phase post-caldeira se manifeste par l'émission plus tranquille de coulées de laves à chimisme varié depuis un pôle andésitique vers un pôle dacitique voire rhyolitique ce qui suggère des phénomènes de différenciations dans la chambre magmatique partiellement vidée suite à la phase paroxysmale.



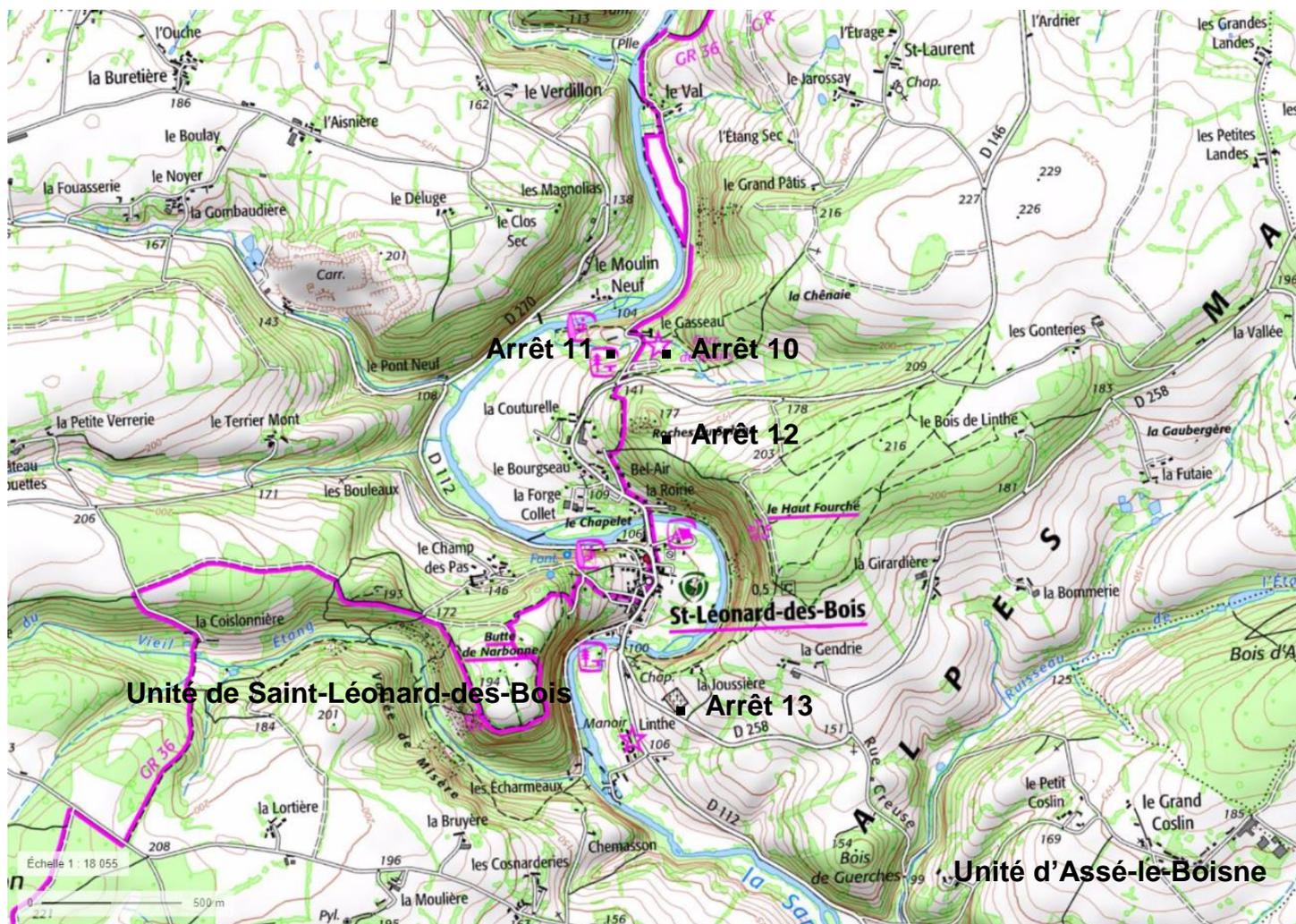
Reconstitution du fossé volcano-tectonique du Maine
d'après J. Le Gall (1993)

D. Unité paléozoïque de Saint-Léonard-des-Bois

⇒ A Saint-Léonard-des-Bois, prendre la direction de Saint Céneri-le-Gérei.

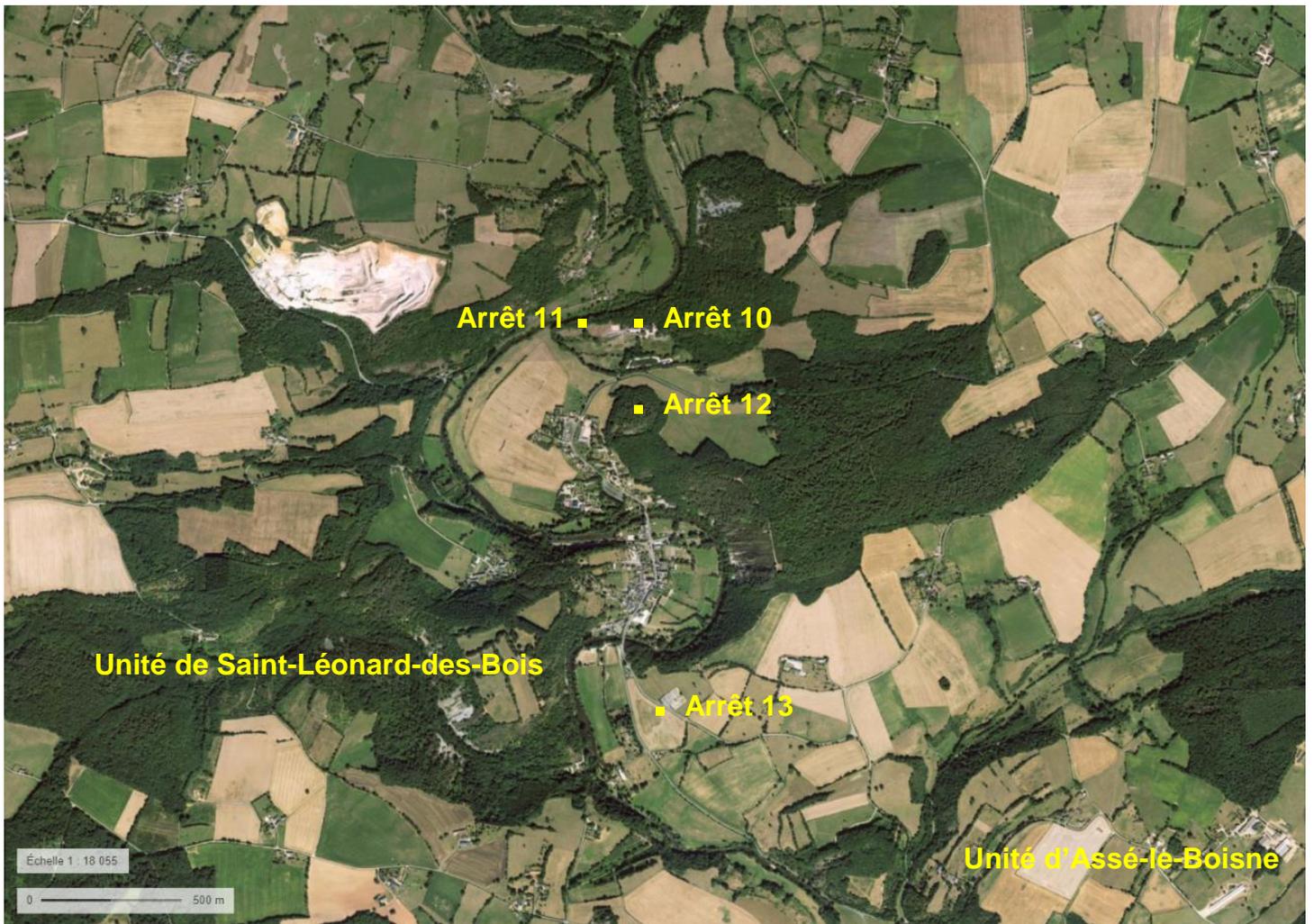
Pique-nique au Parc de Loisirs du Gasseau





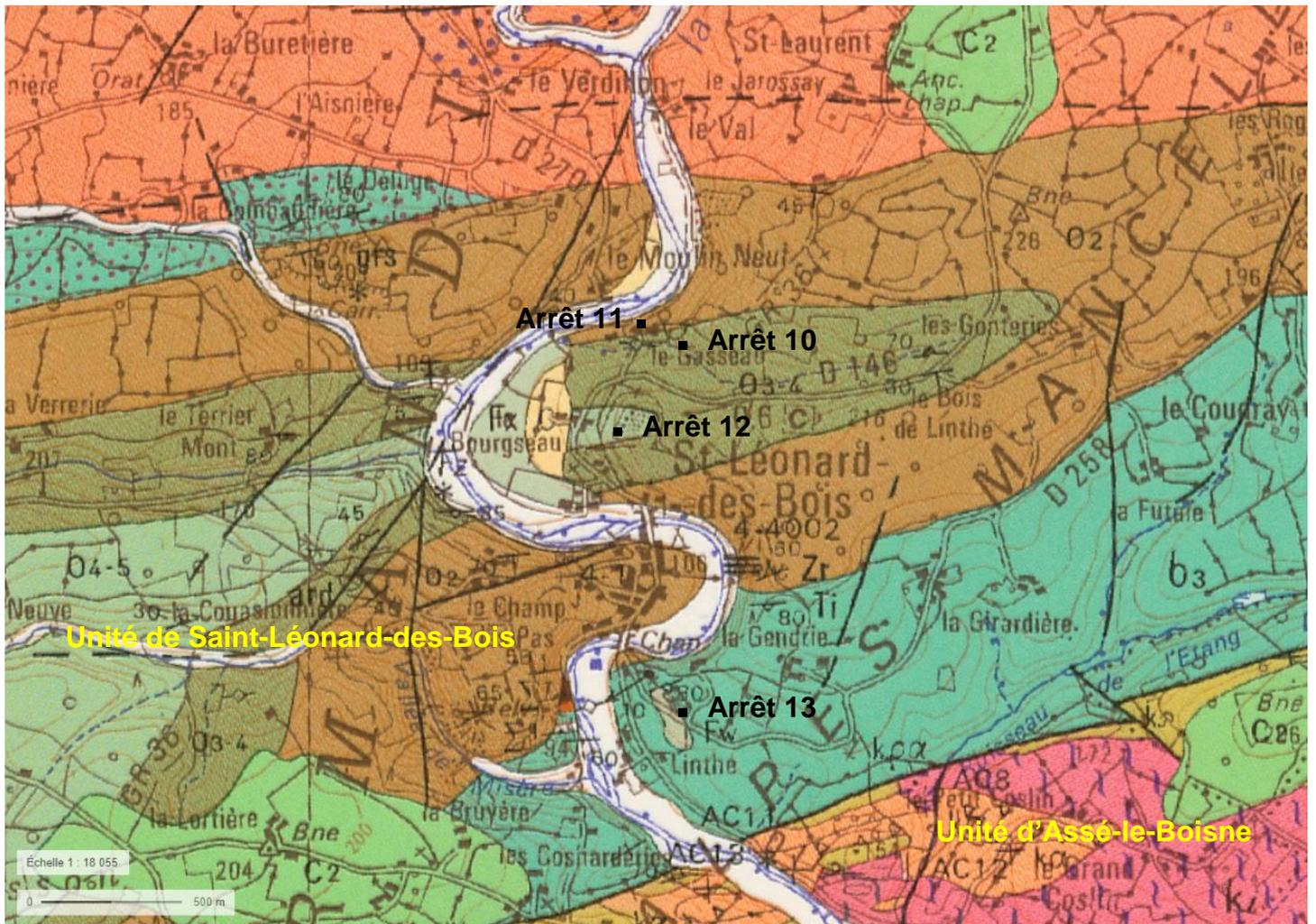
Document Géoportail

Localisation des arrêts 10 à 13



Document Géoportail

Localisation des arrêts 10 à 13



Document Géoportail

Localisation des arrêts 10 à 13

Légende de la carte géologique

- O2 : « Grès armoricain » - Ordovicien inférieur (Floien = Arénigien)
- O3-4 : « Schistes du Pissot » - Ordovicien moyen (Llanvirnien - Llandeilien)
- O4-5 : « Grès de May » - Ordovicien moyen-supérieur (Llandeilien-Caradocien)
- γ (en orangé en haut de la carte) : Granodiorite de Saint-Pierre-des-Nids
- b3 : Flysch du Briovérien supérieur

Arrêt 10 : Le Gasseau – Petit parking à gauche de l'Hôtel-restaurant

Schistes du Pissot - Age Ordovicien moyen (Llanvirnien - Llandeilien)

Ces schistes, anciennement nommés Schistes à Calymènes, développent une puissance de 140 m dans le synclinal de Saint-Léonard-des-Bois.

La formation se compose d'argilites noires micacées, à minces lits gréseux bioturbés, qui prennent parfois un cachet ardoisier : anciennes ardoisières à Saint-Léonard-des-Bois.

L'analyse radio-cristallographique révèle un cortège à illite parfaitement cristallisée et à chlorite, situant la série dans un climat métamorphique anchizonal. L'horizon de minerai de fer connu régionalement au toit de la formation n'a jamais fait ici l'objet d'exploitation. Des niveaux à oolithes ferrugineuses existent néanmoins en rive droite de la vallée de Misère.

Les gisements fossilifères sont assez nombreux. A Saint-Léonard-des-Bois, ont été récoltés des Trilobites (*Iliaenus giganteus*, *Calymene tristani*, *C. arago*, *C. pulchra*, *Placoparia tournemini*), des Lamellibranches (*Redonia deshayesiana*, *R. duvaliana*), des Brachiopodes (*Orthis berthoisii*) et des Cystidés.



Schistes du Pissot



Schistes du Pissot

⇒ Descente à pied vers la vallée de la Sarthe puis le mur d'escalade

Arrêt 11 : Mur d'escalade

Grès armoricain (Ordovicien inférieur) et vue sur les éboulis périglaciaires de grès armoricains de la rive orientale (gauche) de la Sarthe au Nord du Gasseau

- **Les Grès Armoricains - Age Ordovicien inférieur (Arénigien = Floien)**

La masse principale de la formation se compose de sédiments arénacés à forte maturité de texture et de composition. Ces quartz-arénites renferment plus de 90 % de quartz, en grains bien usés mais moyennement calibrés, très peu de feldspaths et grains lithiques. Les minéraux lourds se distribuent en zircons (64 à 75 %), tourmalines (6 à 16 %), rutilés (12 à 15 %) et minéraux accessoires (anatase, brookite et sphène).

Contrairement aux Grès de Sainte-Suzanne, la proportion de zircons non usés n'excède jamais 10 %. Dans le tiers supérieur de la formation, des accumulations de minéraux lourds, à caractère de placers de plage ont été repérées au cours de prospections minières (voir arrêt 14).

Les structures sédimentaires les plus communes se limitent au litage oblique et à des ripple-marks. L'ichnofaciès est représenté par d'abondants terriers verticaux (*Skolithos*), plus rarement spiralés (*Daedalus*) et par des traces d'activité de Trilobites (*Cruziana* et *Rusophycus*).

Des Trilobites y ont été identifiés dont *Ogyginus armoricanus*.

Au sommet de la formation viennent des quartzites fins à moyens, en plaquettes micacées, à interlits de siltites jaunâtres et à horizons de microconglomérats phosphatés.



Mur d'escalade du Gasseau - « Grès armoricain »



Vue rapprochée du mur d'escalade



Grès armoricain

- **Les éboulis**

Depuis le mur d'escalade, on peut observer vers le Nord un important pierrier grisâtre qui tranche dans la végétation dense.

Il s'agit d'un glaciaire pierreuse de solifluxion, à blocs de « Grès armoricain » très hétérométriques, issus de la gélifraction wurmienne

Ces éboulis s'étalent sur des pentes très raides de 80 m de dénivelé.

Ce sont cet important dénivelé et ces pentes raides de la partie étroite de la vallée de la Sarthe depuis l'amont de Saint-Cénéri-le-Gérei jusqu'à l'aval de Saint-Léonard-des-Bois qui ont valu à cette région le surnom « d'Alpes mancelles ».



Pierrier de blocs de « Grès armoricain »

- **Le Val**

Au-delà du pierrier, les « Grès armoricains » du flanc Nord de l'Unité de Saint-Léonard-des-Bois reposent sur la granodiorite cadomienne de Saint-Pierre-des-Nids.

Dans l'Unité de Saint-Léonard-des-Bois, la transgression paléozoïque sur les terrains sédimentaires et métamorphiques du Briovérien supérieur ainsi que sur la granodiorite de Saint-Pierre-des-Nids a donc eu lieu à l'Arénigien.

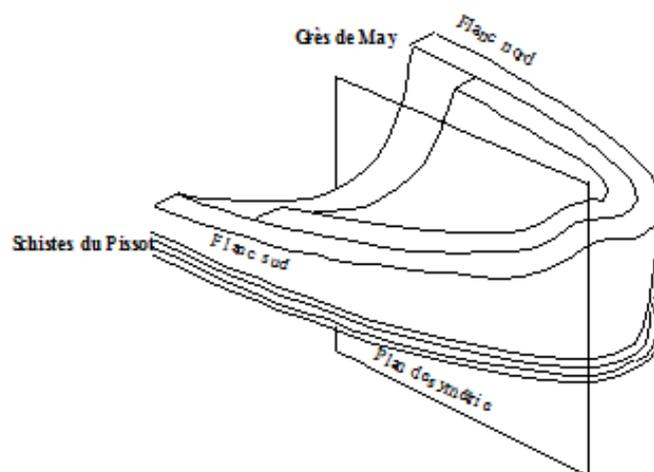
Elle a été plus tardive que dans l'Unité d'Assé-le-Boisne où c'est le Cambrien inférieur (Formation des « Poudingues et arkoses ») qui transgresse le Briovérien supérieur du Pays de Gaultier.

Arrêt 12 : Le Rocher du Sphinx

Fermeture péri-synclinale des « Grès de May-sur-Orne - Age Ordovicien moyen-supérieur (Llandeilien – Caradocien)



Rocher du Sphinx



Interprétation schématique de la fermeture périclinale du synclinal de Saint-Léonard-des-Bois

De la base au sommet, les Grès de May offrent successivement deux faciès principaux : quartzites gris et rosés, finement micacés, en gros bancs puis grès sombres, verdâtres, bioturbés, à intercalations d'argillites micacées vert sombre.

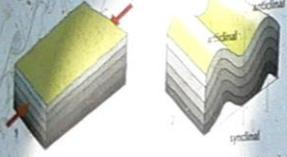
Les figures sédimentaires les plus communes demeurent les rides d'oscillations. Localement, les quartzites se transforment en grès jaunes pulvérulents, indiquant la nature calcaireuse du ciment.

Les « Grès de May » possèdent généralement un grain fin (150 µm en moyenne) et un bon classement. Le cortège de minéraux lourds se compose d'ubiquistes : zircon (66 %), rutile (30 %), tourmaline (3 %) et minéraux accessoires (anatase, sphène, brookite).

En l'absence de faune, la limite du Llandeilien et du Caradocien ne peut être établie.

rocher du Sphinx Les grès de May

Les pentes se forment suite à la collision de deux plaques tectoniques. Les roches sont poussées vers le haut sous l'effet de la compression. Les roches sont comprimées (de 300 à 1200 m), chauffées à une température de 100 à 200 °C et sont déformées "faciles" (ductiles) elles sont pliées. Le pli est dit "synclinal" (en "U"). Le pli est dit "anticlinal" (en "A"). Il se présente une succession de plis synclinaux et anticlinaux. Le pli est dit "synclinal" (en "U"). Le pli est dit "anticlinal" (en "A").



Un pli synclinal est un pli qui se forme par compression. Les couches de roches sont pliées en forme de "U".

Le synclinal de Saint-Jean-de-Bois (3) est dit "ordovicien" parce que les grès de May, la roche la plus récente du pli, datent de l'Ordovicien (env. -460 Ma). Les roches se sont pliées lors de la formation de la chaîne hercynienne, vers -320 Ma.



Les rochers du Sphinx

Les grès sont très durs, ils résistent mieux à l'érosion que les schistes ; dans les Alpes mancelles, ils constituent les crêtes et les reliefs. Les rochers du Sphinx - leur silhouette évoque le Sphinx de Gizeh en Égypte - qui se dressent devant nous sont constitués de grès de May dégagés par l'érosion. Leur forme en "coque de bateau" est caractéristique d'un pli synclinal. À leur pied affleurent les schistes du Pissot qui ont été plus érodés que les grès.



Les rochers du Sphinx - Les schistes

- schistes ordoviciens du Pissot - Ordovicien env. - 465 Ma
- grès de May - Ordovicien env. - 460 Ma
- grès armoricain - Ordovicien env. - 470 Ma
- schiste briovérien - Précambrien env. - 560 Ma

Le synclinal de Saint-Jean-de-Bois - 320 Ma

Le synclinal de Saint-Jean-de-Bois est un pli synclinal qui se forme par compression. Les couches de roches sont pliées en forme de "U".

Les Alpes mancelles sont-elles des montagnes ?

La légende veut que ce nom leur ait été donné par l'ermite saint Cèneri. Arrivant d'Italie celui-ci se serait promis de s'arrêter lorsqu'il rencontrerait des montagnes ressemblant aux Alpes. Mais à propos peut-on qualifier les Alpes mancelles de montagnes ? Réponse à droite, à la verticale du panneau.

Can the Alpes Mancelles be classified as mountains?
According to legend, they were named by Saint Cèneri, the hermit. Arriving from Italy, he promised himself he would stop as soon as he saw mountains that looked like the Alps. But, do the Alpes Mancelles qualify as mountains? Answer on the right, vertically on the panel.

The Sphinx
Sandstone is very hard and is more resistant to erosion than shale. In the Alpes Mancelles, sandstone makes up the crests and the relief. The rock of the Sphinx (in so-called because it's silhouette looks like the Sphinx of Giza in Egypt) stand facing us is made of May sandstone that has been exposed by erosion. The boat-hull shape is typical of a synclinal fold. At its base are Pissot shale outcrops that have eroded more than the sandstone.



460 Ma - Ordovicien - 320 Ma - Précambrien - 250 Ma - Permien - 180 Ma - Jurassique - 145 Ma - Crétacé - 70 Ma - Tertiaire - 1.8 Ma - Quaternaire

Les Alpes mancelles ne sont pas des montagnes - la Sarthe a taillé une étroite gorge profonde de 100m aux pentes très escarpées et a donné un relief en creux. The Alpes Mancelles are not mountains - The Sarthe has cut a narrow gorge a hundred metres deep in the very steep slopes making a dish-shaped relief!



Grès de May/Rochers du Sphinx

Roche sédimentaire riche en quartz, - 460 Ma.

À l'Ordovicien supérieur, un épisode de dépôt de sables est à l'origine de la formation de puissants ensembles de grès de May. Les grains de sable ont été consolidés par un ciment qui s'est développé au cours de l'enfouissement des sédiments comme pour les grès armoricains. La cimentation un peu moins importante laisse reconnaître les anciens grains de sable.

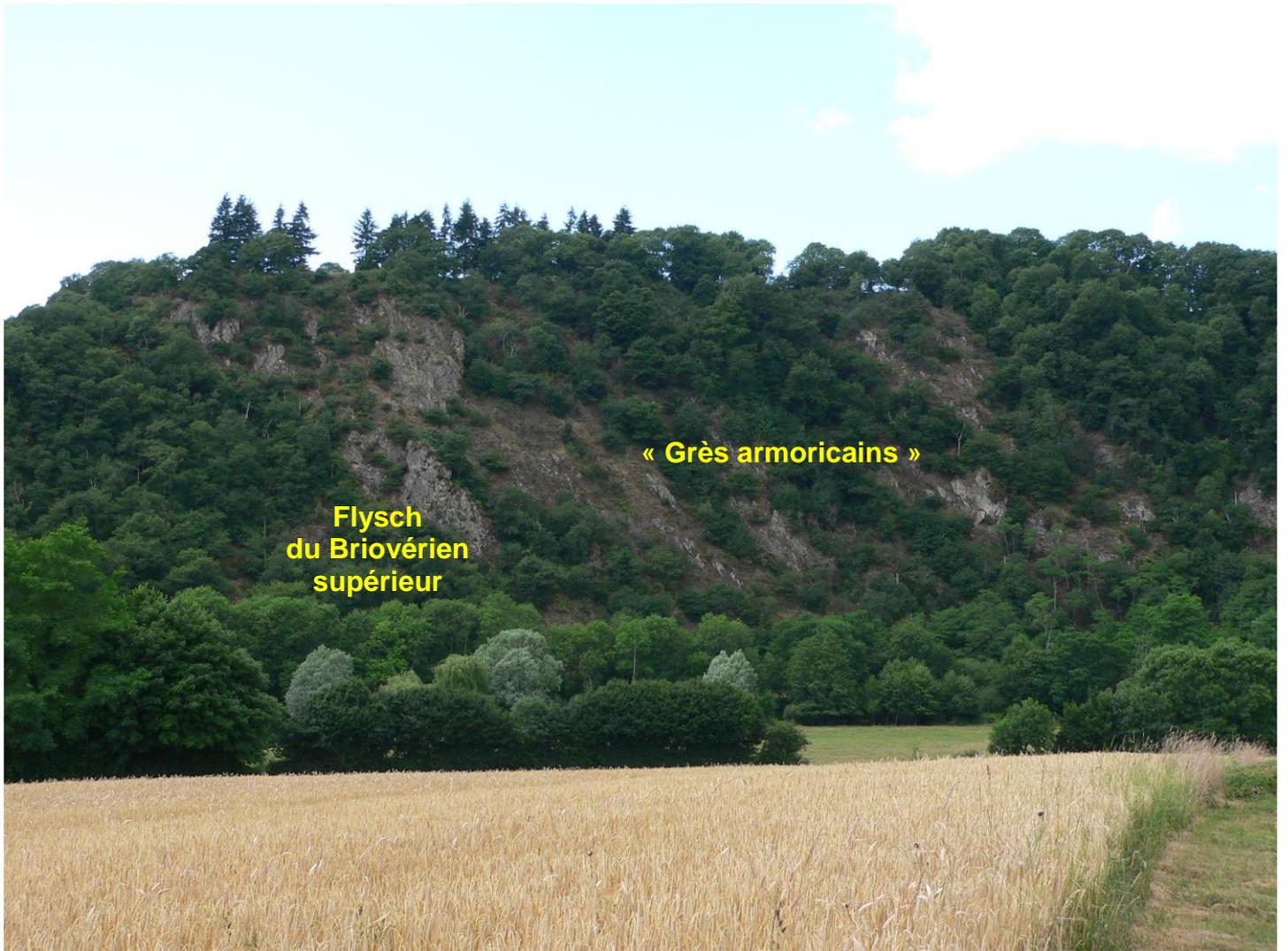
May sandstone/Rochers du Sphinx

Quartz-rich sedimentary rock dating from about 460 million years ago.

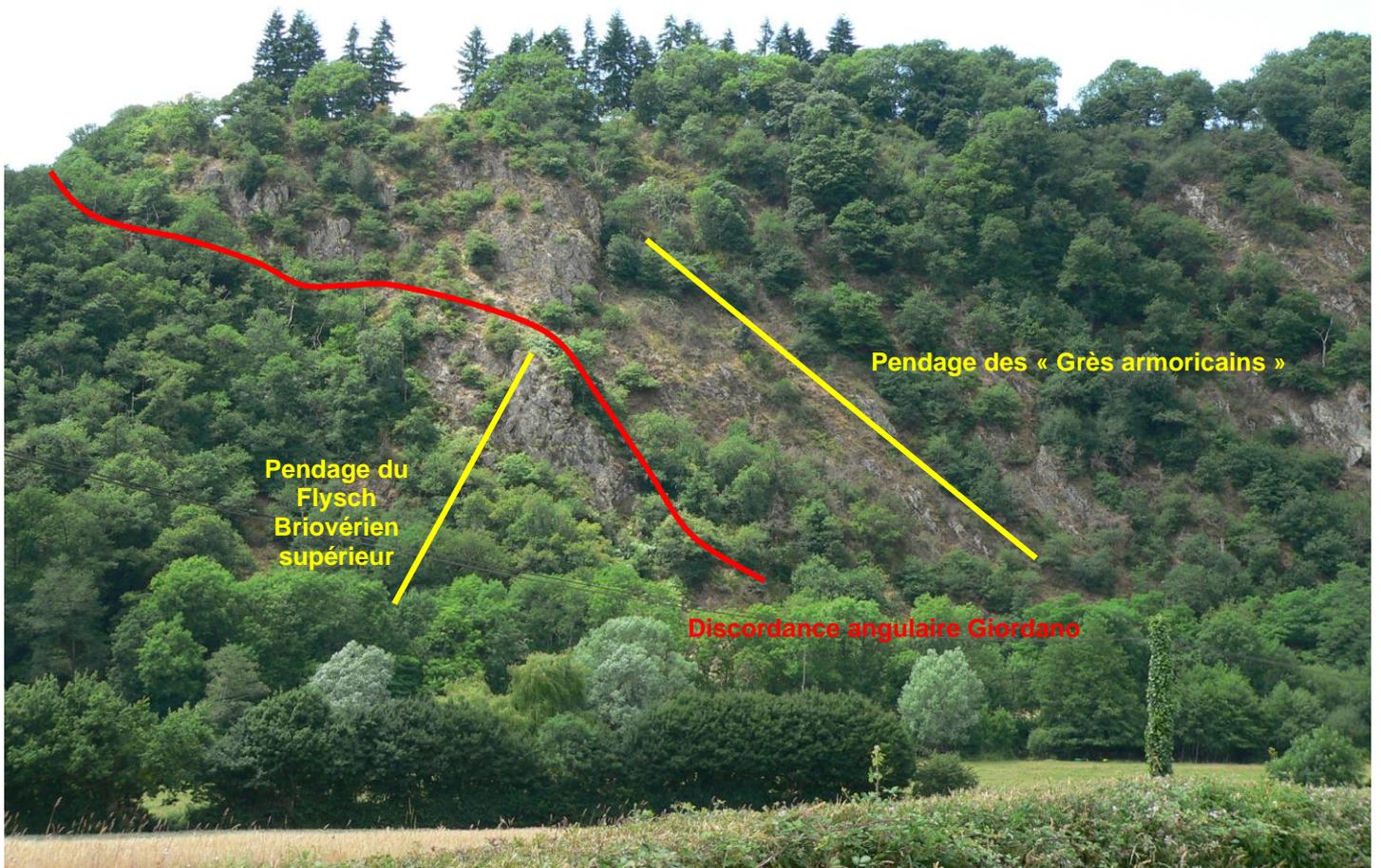
During the upper Ordovician period, sand deposits were instrumental in forming the powerful outcrops of May sandstone. Grains of sand were consolidated by a cement that developed when the sediment was being buried, as is the case with Armorican sandstone. Slightly less strong cementing in May sandstone means that the original grains of sand are still recognisable.

Arrêt 13. Vue depuis le cimetière de Saint-Léonard-des-Bois sur le versant Ouest (droit) de la vallée de la Sarthe

Discordance Giordano entre le Briovérien supérieur et l'Ordovicien inférieur (« Grès armoricains »)

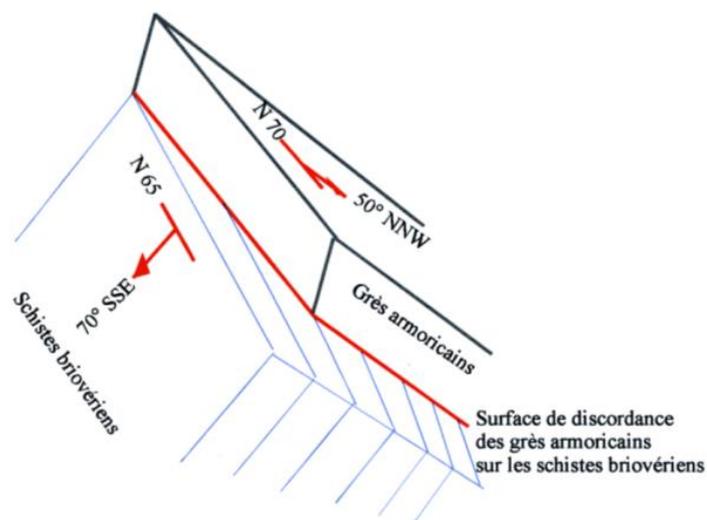


Vue sur la rive droite de la Sarthe depuis le cimetière



Détail de la photo précédente - Mise en évidence de la discordance Giordano

Interprétation :



En regardant vers l'Ouest la rive droite de la Sarthe, on observe :

- vers le Nord donc sur notre droite une zone peu boisée avec des bancs métriques à demi-métriques de Grès armoricain plongeant vers la droite de 45-50°.
- et au Sud donc sur notre gauche une zone plus boisée.

A la limite entre ces deux zones, vers le tiers inférieur de la pente, apparaît un secteur très dénudé où l'on observe très bien des bancs plus redressés et plongeant cette fois-ci vers la gauche avec un angle de 70°. Ce sont les flyschs du Briovérien supérieur.

C'est la discordance mise en évidence par R. Giordano (1973).

On vérifie ce qui a été dit à l'arrêt 11. Dans l'Unité de Saint-Léonard-des-Bois, la transgression paléozoïque sur les terrains sédimentaires et métamorphiques du Briovérien supérieur ainsi que sur la granodiorite de Saint-Pierre-des-Nids a eu lieu à l'Arénigien (- 480 à - 465 Ma).

⇒ Retour vers Saint-Léonard-des-Bois puis direction Saint-Céneri-le-Gérei par Saint-Pierre-des-Nids par la D 112 puis la D 270

A la sortie immédiate de Saint-Léonard-des-Bois et avant la bifurcation D 112 – D 270, plusieurs observations faites à partir du car :

1- Au niveau du parking près de la source captée de Saint-Léonard-des-Bois.

Paroi subverticale à pendage Nord.

Surfaces des bancs avec par places de rares restes de ripple-marks (rides de courant) traduisant une faible bathymétrie lors des dépôts de sables qui ont donné naissance aux « Grès armoricains » d'âge Ordovicien inférieur (Arénigien = Floien).

Une faille affecte le flanc Sud et favorise la percolation de l'eau qui a donné cette source captée par la SAEP de Saint-Léonard.

Source abandonnée récemment car l'eau, trop acide et radioactive du fait de la présence de placers de zircons dans les Grès armoricains, est devenue impropre à la consommation.

Ces grès ont livré des Trilobites (*Ogyginus armoricanus*), des Brachiopodes (*Ectonoglossa leseueuri*) et des *Scolithes* (ichnites en forme de tubes).

2- Au premier embranchement de route qui suit : contact entre le sommet des « Grès armoricains » et les « Schistes du Pissot » (= Schistes à *Neseuretus tristani* : calymène) du Llanvirnien-Llandeilien (- 465 à - 462 Ma – Ordovicien moyen) à plongement Nord.

3- A l'apex du méandre de la Sarthe : « Grès de May » (de May-sur-Orne = de St Germain-sur-Ille) à pendage Nord d'âge Llandeilien-Caradocien (- 462 à - 455 Ma – Ordovicien moyen et supérieur).

4- Juste après un vallon : mêmes « Grès de May » mais plongeant cette fois-ci au Sud.

En 3- et 4-, on est au cœur du Synclinal de Saint-Léonard-des-Bois. Les stations 1 à 3 en représentent le flanc Sud.

5- Au carrefour D 112 – D 270 qui suit la Sarthe, on retrouve de nouveau les « Schistes du Pissot » (Llanvirnien- Llandeilien) mais à pendage Sud (50°). Ils ont fourni des Trilobites.

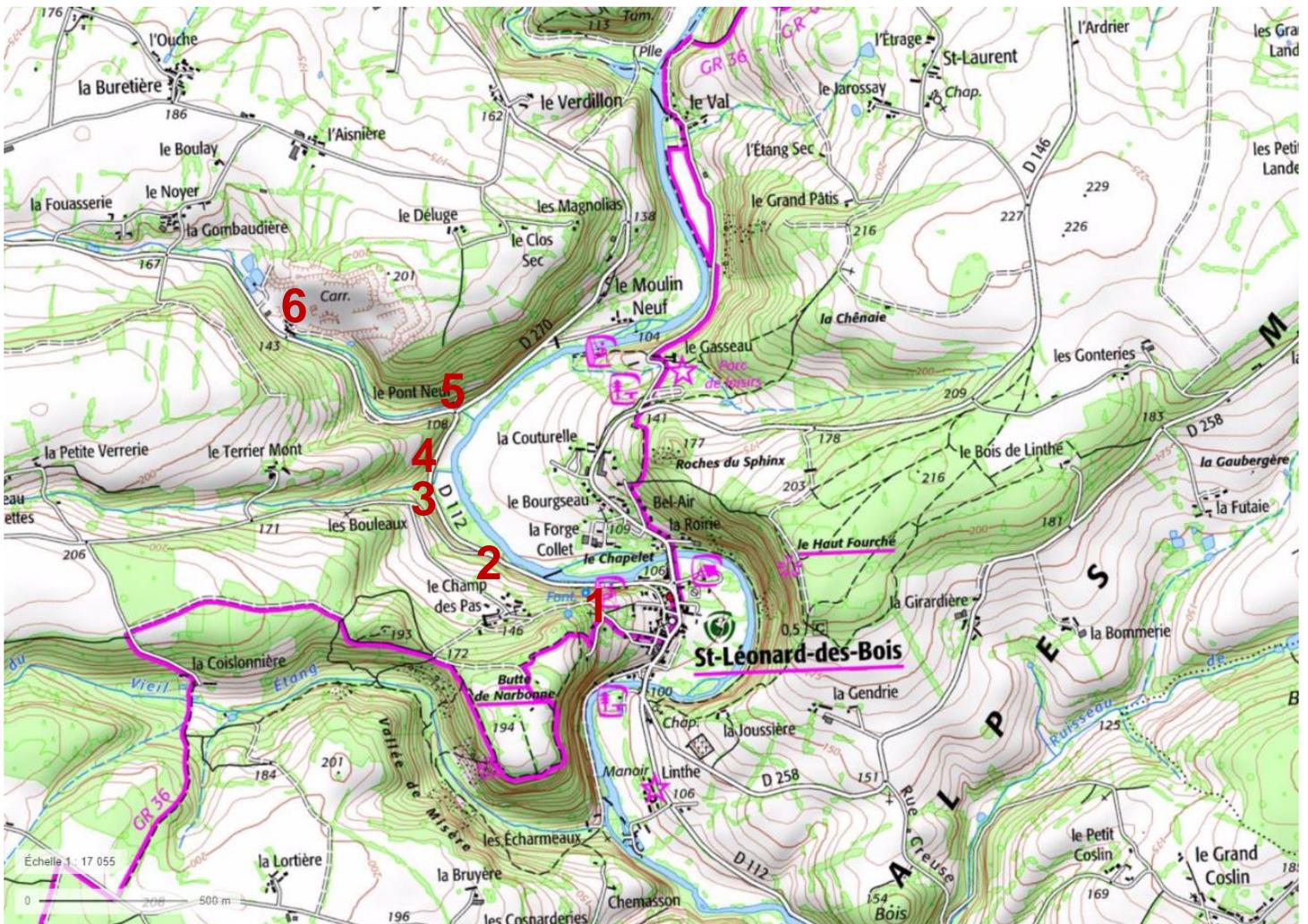
6- La carrière de la Gombaудиère située à proximité sur la D 112 exploite les « Grès armoricains » de direction N 75 et de pendage encore Sud (50°).

Les stations 4 à 6 représentent le flanc Nord du Synclinal de Saint-Léonard-des-Bois qui est discordant sur le Briovérien.

NB : Dans la carrière de la Gombaудиère, la discordance est masquée par des gravats.

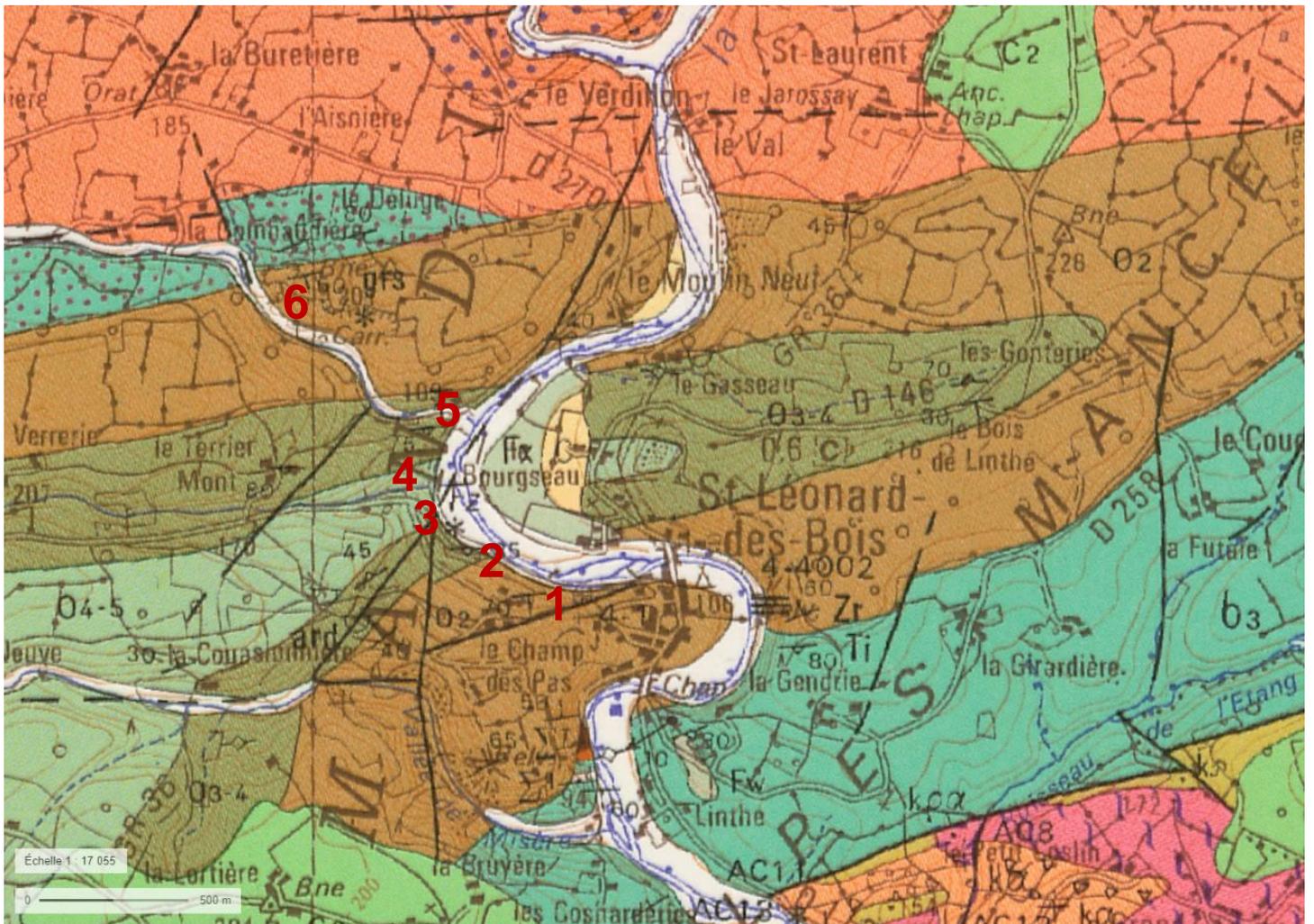


Bloc de grès de la carrière de la Gombaudière (Jardin des Roches de Beautour)



Document Géoportail

Localisation des commentaires 1 à 6 faits dans le car



Document Géoportail

Localisation des commentaires 1 à 6 faits dans le car

Légende de la carte géologique

- O2 : « Grès armoricain » - Ordovicien inférieur (Floien = Arénigien)
- O3-4 : « Schistes du Pissot » - Ordovicien moyen (Llanvirnien - Llandeilien)
- O4-5 : « Grès de May » - Ordovicien moyen-supérieur (Llandeilien-Caradocien)
- γ (en orangé en haut de la carte) : Granodiorite de Saint-Pierre-des-Nids
- b3 : Flysch du Briovérien supérieur

Arrêt 14 : Saint-Céneri-le-Gérei

Granodiorite de Saint-Pierre-des-Nids - Age Cadomien (- 540 ± 10 Ma)

Il s'agit d'une granodiorite de teinte gris bleuté, à grain moyen, légèrement porphyroïde, parsemée de petites taches sombres qui représentent les résidus des cordiérites.

En moyenne, les cristaux se répartissent en: quartz sub-automorphes (30 %), orthoses perthitiques en grandes plages xénomorphes (18 %), plagioclases (An 30 %) en individus automorphes séricitisés (26 %), biotites chloritisées (9 %), muscovites en gerbes développées aux dépens des feldspaths et de la cordiérite (7 %), cordiérites totalement pinitisées (8 %), minéraux accessoires (2 %).



Affleurement de granite à Saint-Céneri-le-Gérei

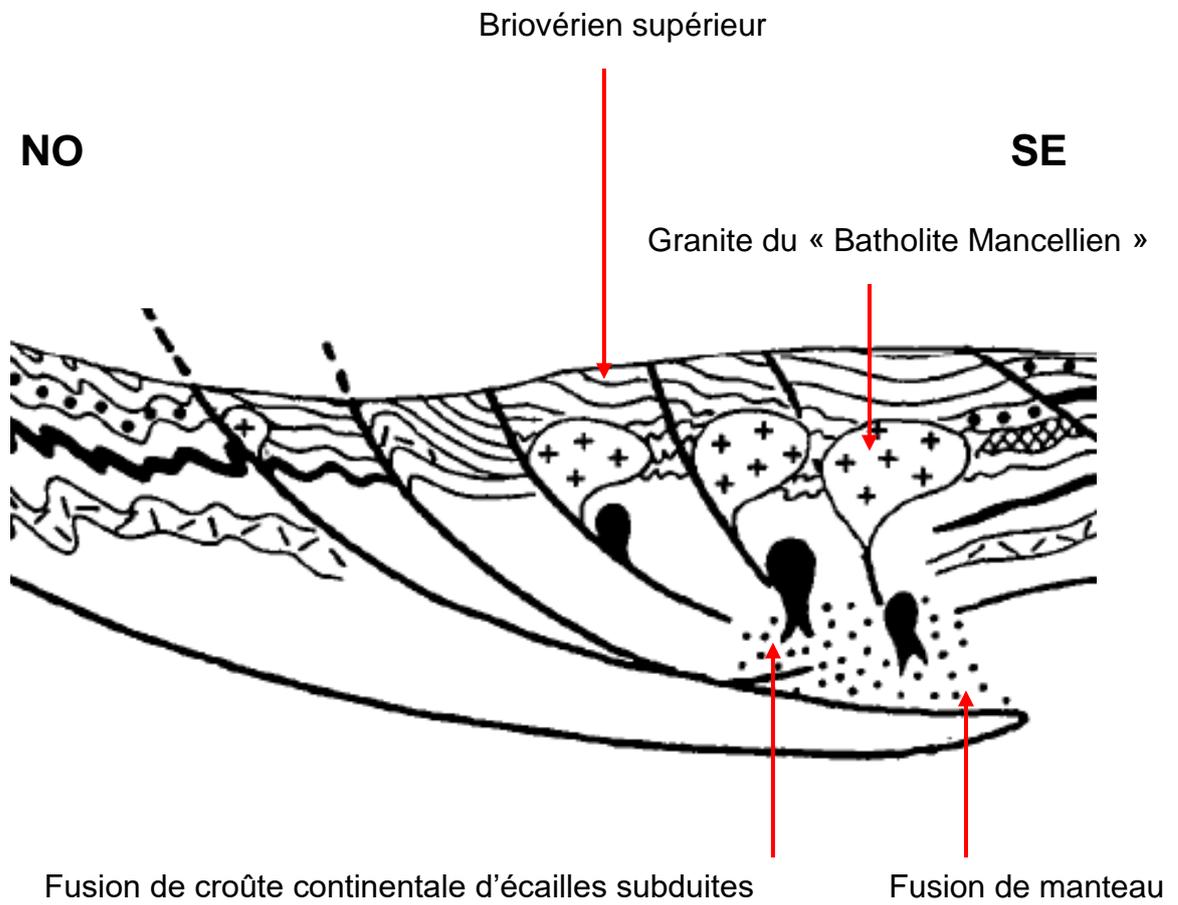


Détail - Le granite est très tectonisé.

Ce petit massif isolé à l'Est du Massif armoricain appartient en fait à l'important « Batholithe Mancellien » produit lors de l'orogénèse cadomienne (- 540 ± 10Ma) et qui est ensemble de massifs granitiques allant de Saint-Léonard-des-Bois jusqu'au Mont-Saint-Michel, à cheval sur le Maine et la Normandie. Ce « Batholithe Mancellien » comprend également au Sud des petits massifs de gabbro.

Il appartient à la série calco-alkaline. Il s'est produit par le surépaississement crustal dû à des chevauchements d'écaillés à vergence SW.

La similitude des signatures géochimiques entre les granites du « Batholithe Mancellien » et les rhyolites et ignimbrites du volcanisme du Maine, géographiquement et temporellement voisins (Plutonisme mancennien limite Briovérien supérieur / Cambrien et Volcanisme du Maine Cadomien inférieur), suggère une origine commune pour ces deux magmatismes, à savoir (voir p 37 et suivantes) une participation des écaillés subduites de croûte continentale mancennienne (à matériel méta-sédimentaire issu de l'érosion de la chaîne cadomienne) et du manteau asthénosphérique.



Origine du plutonisme du Batholite Mancellien - extrait de J. Le Gall (1993)

Le « Batholite Mancellien » appartient à la série calco-alcaline. Il s'est formé suite au surépaississement crustal dû à des chevauchements d'écaillés à vergence SE.

Explication des méandres de la Sarthe – Epigénie

La Sarthe prend sa source hors du département auquel elle a donné son nom, à Saint-Aquilin-de-Corbion, dans l'Orne, à une altitude de 252 mètres.

Au sortir des **collines du Perche**, la rivière coule en direction du Sud-Ouest vers Alençon sur le Cénomancien horizontal puis au-delà de cette ville, elle pénètre, incise le Massif Armoricain constitué de roches relativement dures (granites et grès) alors qu'un chemin plein Sud dans le Jurassique sédimentaire lui était offert jusqu'au Mans en passant par Beaumont-sur-Sarthe.

Parallèlement, dans la région des Alpes Mancelles qu'elle traverse, la Sarthe décrit de nombreux méandres dont celui de Saint-Léonard-des-Bois alors que les méandres sont plutôt caractéristiques des plaines (méandres de la Seine) et non des massifs.



Méandre de Saint-Léonard-des-Bois

Comment expliquer ces deux observations ?

L'explication a été donnée en partie à l'arrêt 1 pour expliquer le relief appalachien (p 11).

La Sarthe a toujours eu le même tracé que l'actuel. Entre sa source et Alençon, elle a en particulier profité d'un compartiment effondré limité par des failles varisques (dont l'une est le prolongement de l'accident séparant les synclinaux d'Assé-le-Boisne et de Saint-Léonard-des-Bois) et qui ont rejoué à différentes périodes.

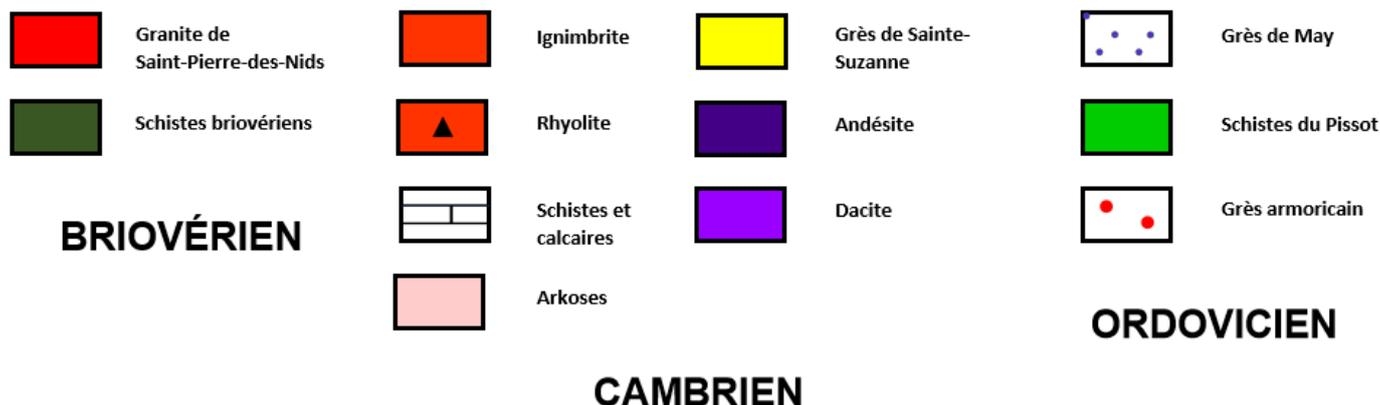
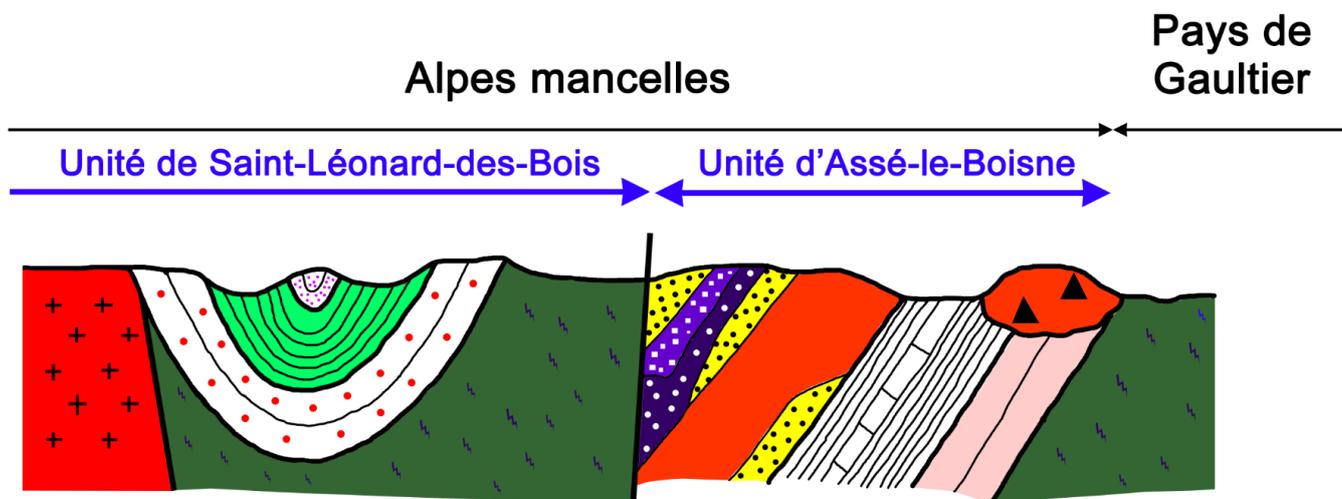
Quand, à l'Eocène et au Miocène, le Massif Armoricain s'est soulevé, lentement mais durablement, la Sarthe s'est enfoncée dans ce substratum en conservant son cours primitif, c'est-à-dire ses méandres. Ce phénomène porte le nom d'**épigénie**.

Définition de l'épigénie : phénomène par lequel une rivière qui coulait sur une surface plane traverse des reliefs comportant des roches et des couches de résistances différentes sans que leurs structures ne guident le trajet de la rivière.

Résumé de l'Histoire géologique des « Alpes Mancelles »

Nord

Sud



Coupe résumée des Alpes mancelles à St-Léonard-des-Bois

- 1- Formation de la chaîne cadomienne (600 – 580 Ma)
- 2- Destruction de la chaîne cadomienne – Accumulation du flysch briovérien supérieur dans le bassin marginal mancellien
- 3- Fermeture du bassin mancellien par subduction de sa marge Sud – Plissement du Flysch Briovérien supérieur (**arrêts 1 et 2 : Pays de Gaultier**)
- 4- Mise en place du « Batholite Mancellien » à 540 ±10 Ma (**arrêt 14 : Granite de Saint-Céneri-le-Gérei ou d'Izé responsables d'un métamorphisme de contact dans le Briovérien supérieur**)
- 5- Transgression marine dans le Synclinal d'Assé-le-Boisne au Cambrien inférieur (**arrêt 3**)
- 6- Distension post-cadomienne à la limite Cambrien inférieur-Cambrien moyen – Formation du Graben du Maine – Volcanisme rhyolitique et ignimbritique contemporain de la sédimentation des « Grès de Sainte-Suzanne » entre - 520 à - 490 Ma (**arrêts 4 à 8**)
- 7- Transgression généralisée du « Grès Armoricain » au Floien (Ordovicien inférieur) entre - 480 et - 490 Ma – Envahissement du Synclinal de Saint-Léonard-des-Bois resté émergé au Cambrien (**arrêts 10 à 13**)
- 8- Sédimentation du Silurien et du Dévonien ?

- 9- Orogenèse varisque – Plissement de tous les terrains du Paléozoïque – Cisaillement dextre Nord-Armoricain reprenant des vieux accidents cadomiens et/ou du Cambrien (Décrochevauchement entre les synclinaux d'Assé-le-Boisne et de Saint-Léonard-des-Bois – **Observation entre arrêts 8 et 9**)
- 10- Pénéplénation de la chaîne hercynienne qui restera émergée jusqu'à la fin du Trias
- 11- Transgression jurassique au Lias vers - 200 Ma (**arrêt 20 suivant**) en relation avec l'éclatement de la Pangée
- 12- Sédimentation marine jusqu'à la fin du Jurassique (- 145 Ma)
- 13- Emersion du Massif Armoricaire pendant tout le Crétacé inférieur (de -140 à - 110 Ma), conséquence de la formation de l'Atlantique Central et du rift de Gascogne
- 14- Retour de la mer – Transgression cénomaniennne vers - 100 Ma (**voir tous les arrêts de la journée de dimanche**) due à la forte activité de la dorsale Sud-Atlantique qui fonctionne comme une dorsale rapide conjuguée à un réchauffement climatique (climat sans glaciation = CSG)
- 15- A l'Eocène et au Miocène, surrection lente et prolongée du Massif Armoricaire due à la formation des Pyrénées (Eocène) puis des Alpes (Miocène) – Surimposition de la Sarthe et inversion du relief (**arrêt 1 : Pays de Gaultier**)

⇒ Retour vers Le Mans par Assé-le-Boisne, Fresnay-sur-Sarthe, Route de Sillé-le Guillaume, Montreuil-le-Chétif.

E- Transgression Jurassique dans l'Unité des Coëvrons

Arrêt 15 : Carrière de Ségrie

Discordance du Secondaire (Bajocien-bathonien) sur les Grès cambriens de Sainte-Suzanne

De bas en haut, on peut observer la succession suivante :

- Formation des « Grès de Sainte-Suzanne » plissée (âge Cambrien moyen et supérieur ?)
- Calcaires blancs du Bajocien-Bathonien en strates horizontales,
- Marnes grises du Callovien : « Marnes de Domfront-en-Champagne ».

Cette formation marneuse renferme quelques bancs ou nodules de calcaire argileux d'épaisseur restreinte (10-30 cm), peu fossilifères (*Choffatia sp.*, *Homoepplanulites sp.*).

Au toit, les bancs carbonatés sont plus fréquents et particulièrement riches en Brachiopodes associés localement à des Céphalopodes (*Macrocephalites macrocephalus*, *M. compressus*, *M. gracilis*, *Kamptokephalites herveyi*, *Crassiplanulites cf. crassicosta*, *Keplerites curtilobus*, *Chanasia chanasienne...*), des Bivalves (*Pholadomya*, *Trigonia ...*) et des Echinodermes (*Collyrites elliptica*).

- Tout en haut, recouverts par la végétation (bois), affleurent les « Argiles glauconieuses à minéral de fer » et les « Sables du Maine » du Cénomanienn.



Vue d'ensemble sur la carrière de Ségrie



Vue rapprochée

5-La carrière (grès quartzite et cinérites)

Depuis plus d'un siècle, les grès et cinérites sont exploités à Ségrie pour la production de granulats, deuxième matière première consommée après l'eau.

Les matériaux

Le grès quartzite est une roche sédimentaire grise-rose, formée en majeure partie de quartz.

Il est associé dans la carrière à des roches verdâtres à grains fins, d'origine volcanique.

Ces roches, appelées cinérites, sont intercalées principalement au sommet de la formation gréseuse épaisse de 400 mètres.



L'extraction des matériaux

La carrière à ciel ouvert du Châtelet, à Ségrie, est un exemple d'exploitation actuelle du grès quartzite. La production annuelle de granulats y est de l'ordre de 450 000 tonnes.

L'exploitant commence par décapier la terre de couverture qui est mise en merlon pour délimiter la carrière et sera réutilisée pour le réaménagement à la fin de l'exploitation. La roche est ensuite extraite à l'explosif par paliers de 15 mètres de hauteur. Les blocs sont transportés jusqu'à l'unité de traitement, concassés et criblés, puis triés par granulométrie et pour certains produits lavés, avant leur stockage au sol ou en trémie.



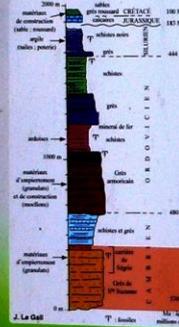
L'utilisation

A partir du grès quartzite, l'exploitant produit différentes tailles de granulats : sables, graviers et graves, destinés principalement au BTP, à la filière du béton ainsi qu'aux particuliers.

Les matériaux de la carrière Cemex à Ségrie ont été utilisés pour de grands chantiers comme le parc éolien des communes de Julle Piacé Vivion, le Théâtre du Mans, la déviation de Fresnay-sur-Sarthe, le tram du Mans et la LGV du Mans.



Coupe simplifiée des séries géologiques à Ségrie



Milieu et mode de formation

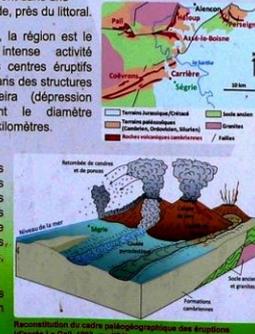
Il y a environ 530 millions d'années, au Cambrien, des sables se déposent dans une mer peu profonde, près du littoral.

A cette époque, la région est le siège d'une intense activité volcanique. Les centres éruptifs sont localisés dans des structures de type caldeira (dépression circulaire), dont le diamètre avoisine les 20 kilomètres.



Ce sont des volcans explosifs dont les produits émis sont des pyroclastites, des cendres et des ponces, mais aussi des coulées de lave et de boue. Ces dépôts s'intercalent dans les sables. En se cimentant, les sables vont devenir des grès. (Grès de Sainte-Suzanne) et les cendres, en se consolidant, des cinérites.

La formation de la chaîne de montagnes varisque (300 millions d'années) et l'érosion vont effacer la morphologie volcanique.



Carte de localisation du sentier géologique



LA GÉOLOGIE DE LA RÉGION DE SÉGRIE

600 Ma
Ségrie à l'époque
L'histoire géologique de la région se déroule sur près de 600 millions d'années. Un continent, entraîné par la disparition progressive de la plaque océanique, percute le continent américain. Cette collision donne naissance à une chaîne de montagnes aux volcans très actifs : la chaîne cadomienne.
Les témoins les plus anciens sont représentés par des schistes ardoisiers (1000m d'épaisseur), qui s'observent à l'Ouest de Ségrie (Val de Pierre). C'est à l'intérieur de cet ensemble de sédiments argileux et déposé dans un bassin marin profond, qu'était situé le volcanique amas minéralisé de Roues, exploité pour son or et son argent.
Ces vieux terrains ont été plissés et injectés de granites (régionalement le granite d'Izé au Nord des Cobovons) lors de la formation de la chaîne cadomienne.

540 Ma
Après érosion des reliefs de la chaîne cadomienne, la mer envahit progressivement le continent américain.
Des sédiments marins (sables, argiles et calcaires) à l'origine des formations sédimentaires gréseuses, schisteuses ou carbonifères se déposent ainsi pendant 100 millions d'années sur plus d'un kilomètre d'épaisseur.

440 Ma
La sédimentation se poursuit pendant qu'un nouveau continent percute le Massif américain, créant ainsi une nouvelle chaîne de montagnes, la chaîne hercynienne (300-300 Ma). Elle est responsable de la création de grandes structures de roches plissées tel le synclinal des Cobovons qui s'étend jusqu'à l'Ouest de Ségrie.
Culminant probablement à près de 7000 mètres, cette collision est comparable à celle de l'Inde et de l'Asie qui, actuellement érige la chaîne himalayenne.

300 Ma
Après une longue période d'aplanissement de cette chaîne de montagnes qui conserve encore quelques reliefs de plus de 300 mètres dans les Cobovons, la mer dans un climat chaud et humide envahit la région.
Elle abandonne des sédiments surtout calcaires, d'âge jurassique (170-165 Ma), constituant aujourd'hui les sables de la champagne de Cenlle.

160 Ma
100 Ma

Aujourd'hui
Ces dépôts qui recouvrent en discordance les terrains paléozoïques sont eux-mêmes recouverts par des sables ferrugineux (terracés) d'âge tertiaire (100 millions d'années).

Première trace de vie (bactéries, algues) 360 Ma
Création de la terre 4016 Ma

Panneaux pédagogiques de la carrière

Article de Vreken Hendrik d'après des documents de Guy Mary
Relecture et corrections de Guy Mary

Photographies de Michèle et Pierre Gibaud et Josiane Vreken

Bibliographie sommaire

Doré F. et al. (1977) – Normandie. – *Guides géologiques régionaux, Masson.*

Doré F., Dupré L., Le Gall J., Lebert A. (1987) – Carte géologique de la France au 1/50 000^{ème} de Villaines-la-Juhel (286) – BRGM, Service Géologique National.

Dufour J., Moinet A. (1998) – Les Alpes mancelles. La Nature, les Hommes, hier et aujourd'hui. – *Imprimerie fresnoise, 129 p.*

Giordano R. (1974) – Les Alpes mancelles (Est du Massif armoricain) – *Thèse, Caen, 95 p.*

Klein C. (1973) – Massif armoricain et bassin parisien. Contribution à l'étude géologique et géomorphologique d'un massif ancien et de ses enveloppes sédimentaires. – *Association des publications près les Universités de Stasbourg. Fondation Baulig 12.*

Le Gall J. (1993) – Pétrogénèse des magmas andésitiques et ignimbritiques et leur signification dans l'évolution géodynamique cadomienne. Reconstitution des dynamismes éruptifs d'une province paléovolcanique : l'exemple du graben cambrien du Maine (Est du Massif armoricain). – *Géosciences Rennes, n° 52, 361 p., 30 pl. ph.*

Mary G. (1988) – Some examples of frost shattering and periglacial slope processes in the Province of Maine, France. – *Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl-Bd 71, pp 71-79.*

RIOULT M. (1968) – Contribution à l'étude du Lias de la bordure occidentale du Bassin parisien. – *Thèse Université de Caen, 585 p.*

Notices des cartes géologiques au 1/50 000^{ème} de Le Mans, Beaumont-sur-Sarthe, Fresnay-sur-Sarthe, Sillé-le-Guillaume, Villaines-la-Juhel, Alençon

« Eléments de Géologie » - 15^{ème} édition - M. Renard, Y. Lagabrielle, E. Martin, M. de Rafélis - Editions Dunod (2015)

« Traité de Volcanologie physique » - M. Detay - Editions Lavoisier : Tec et Doc (2017)