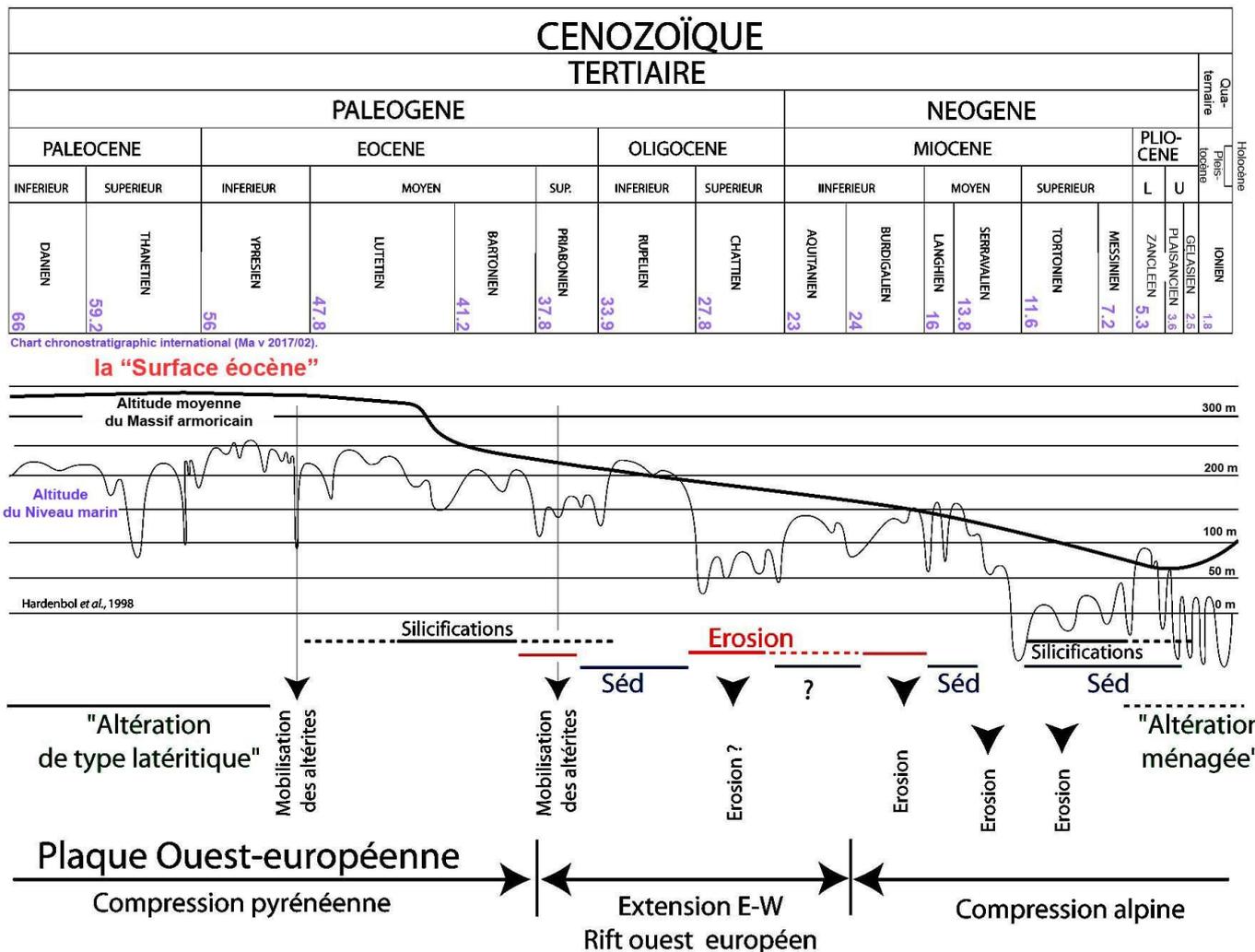


(extraits, BAUER H, SAINT MARC P, SCHROETTER J.-M., PETELET-JIRAUD E., MOUGIN B, DEWENDEL B. (2012))



Depuis le début du **Paléogène** jusqu'au **Lutétien supérieur** (66 à 41 Ma) le Massif armoricain connaît une phase de surrection traduisant la *convergence de l'Afrique vers l'Europe*. Les premiers dépôts sur la bordure atlantique datent de l'**Yprésien** correspondent à des marais lagunaires séparés de la mer par des seuils en climat tropical humide. L'Eocène supérieur (**Lutétien** et **Barthonien**) préservé dans des bassins d'effondrement témoigne d'environnement lacustre en contexte marin confiné, le climat est toujours aussi chaud mais plus sec.

Ces bassins d'effondrement correspondent à une phase extensive d'échelle européenne correspondant à la réactivation de grands décrochements fini hercynien (direction N-120° 130°).

L'**Oligocène** (34 Ma) se marque par un changement climatique (plus frais et aride) qui n'empêche en limite du Bassin Parisien au **Rupélien** (34-28 Ma) la construction de grandes plateformes calcaire dont les foraminifères indique une température moyenne des eaux à 20°C. A partir du **Chattien** (28-24 Ma) le domaine central centre armoricain est affecté par une phase d'érosion et reprise de l'altération qui se maintient (**A terminer.....**)

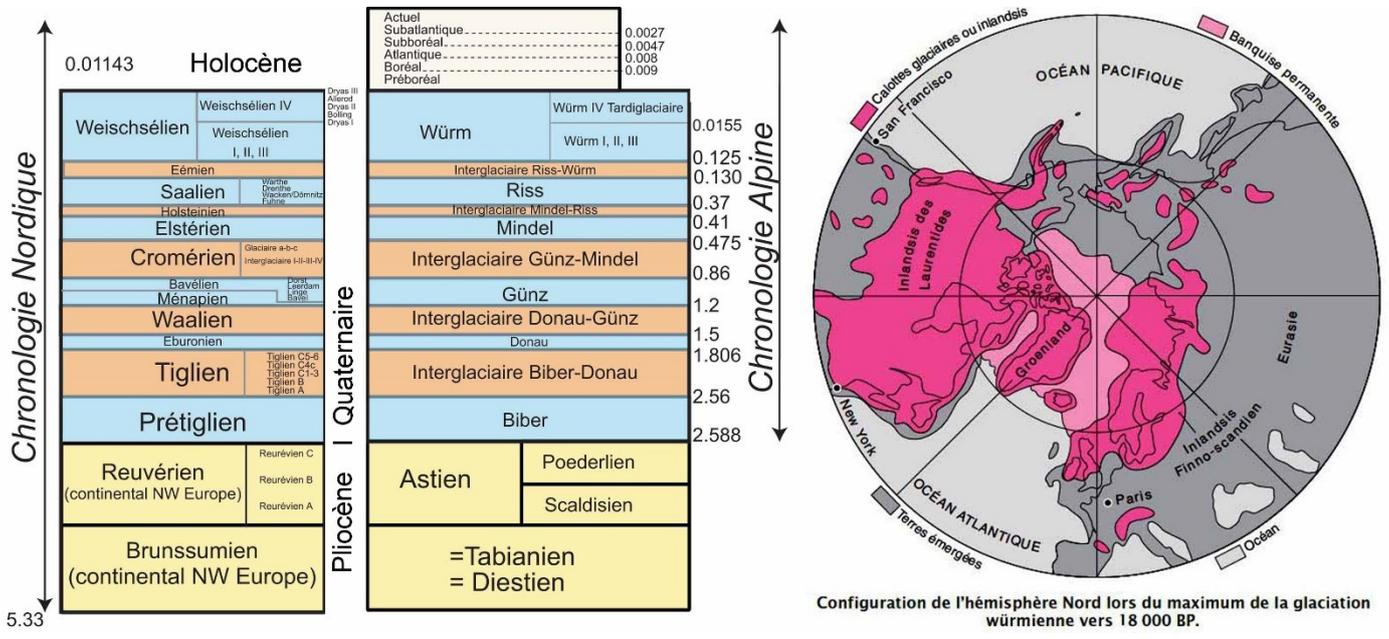


Illustration ... : Les A droite (Pomerol et al 2011)

Le **Quaternaire** qui débute à 2.6 Ma est caractérisé par 5 périodes de glaciations achevées dues à des variations climatiques rapides (fréquence 500 000 ans) séparées par des épisodes interglaciaires.

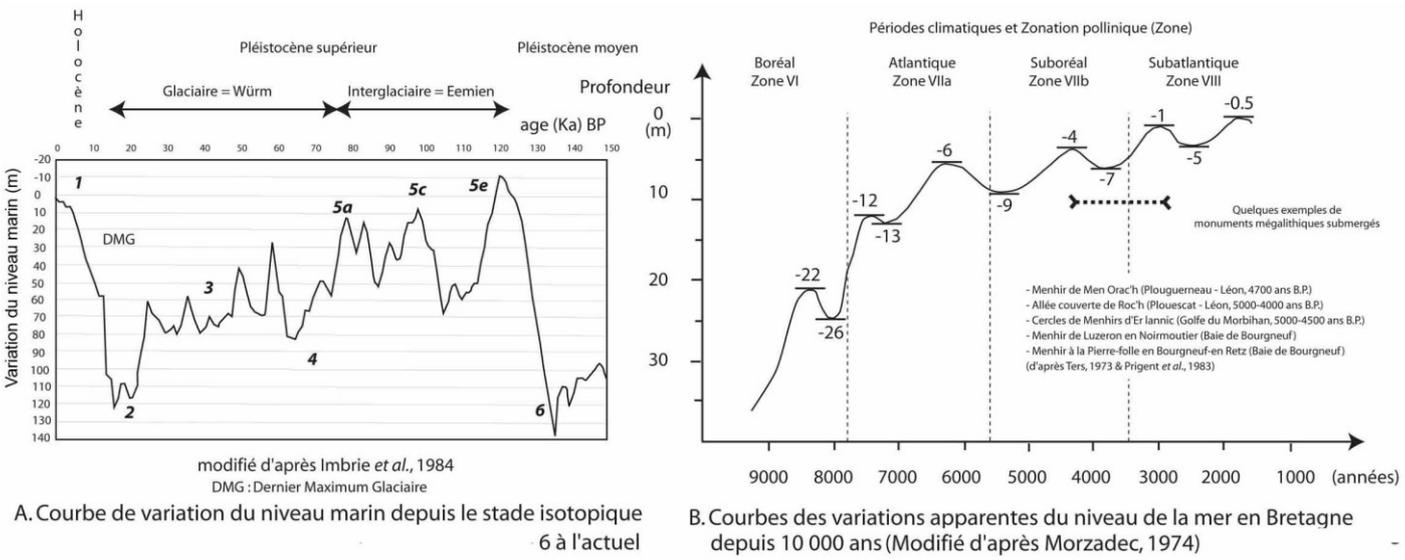


Illustration .. : Les A droite (Pomerol et al 2011)

Le Quaternaire qui débute à 2.6 Ma est caractérisé par 5 périodes de glaciations achevées dues à des variations climatiques rapides (fréquence 500 000 ans) séparées par des épisodes interglaciaires.

- La chronologie **Alpine**, caractérise les glaciations de chaînes de montagne, illustrées par les glaciers d'altitude dont les fluctuations le long des vallées a permis de définir une chronologie de 6 épisodes : Biber > Würm. Actuellement nous vivons dans l'interglaciaire consécutif au Würm.
- La chronologie **Nordique**, caractériserait de forts épisodes pluviaux corrélés aux glaciations (hypothèse à vérifier).

Chaque glaciation implique une régression marine : baisse eustatique du fait du volume d'eau retenue par l'inlandsis, à l'inverse des interglaciaires qui sont jalonnés par des transgressions.

« Le maximum de la glaciation würmienne/Weischseilien (dernier maximum glaciaire) survient vers -20 000 ans. La glaciation se développe surtout dans l'hémisphère Nord, car au sud, l'augmentation de la calotte est limitée par la taille du continent

Antarctique. Deux inlandsis se développent sur l'Europe du Nord (inlandsis Finno-scandien) et sur l'Amérique du Nord et le Groenland (inlandsis des Laurentides), ils sont réunis par une banquise permanente tandis que se développaient d'importants glaciers d'altitude sur les Alpes et les Pyrénées. (Pomerol 2011) ».

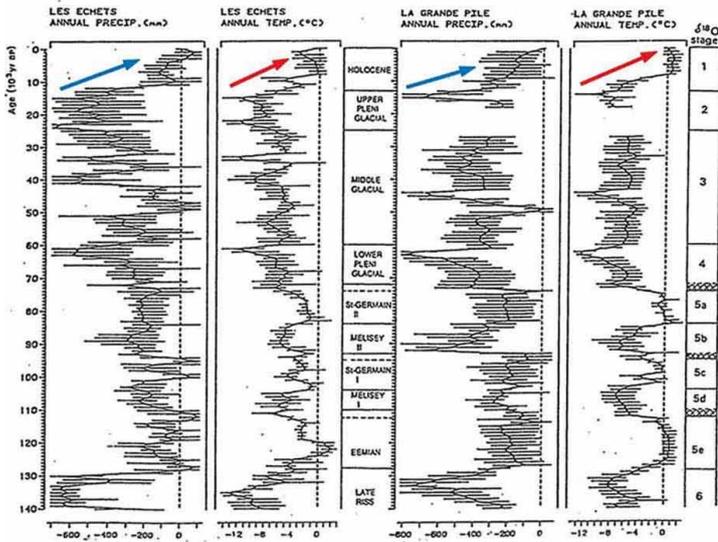


Figure IV.13 Reconstitution des variations de précipitations annuelles totales et des températures annuelles moyennes du dernier cycle glaciaire d'après l'étude palynologique des dépôts lacustres des Echets et de la Grande Pile (d'après Guiot et al., 1989). A la fin de l'Eemien, le début de la dernière période glaciaire est marquée par une diminution des températures et des précipitations qui s'accroît jusqu'au maximum glaciaire il y a 18 000 ans. Les épisodes St Germain I et II correspondent à des interstades plus chauds et plus humides.

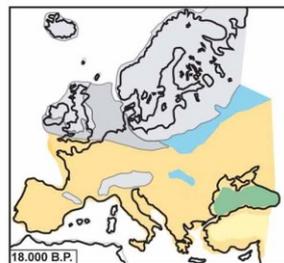
Concernant la reconstitution des températures et précipitations annuels, le zéro correspond à 11°C pour les températures et 800 mm pour les précipitations

Illustrations .. : La Du point de vue climatique

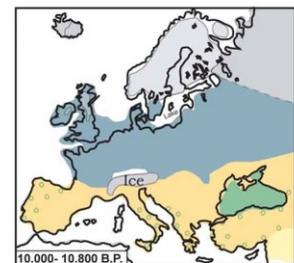
« Les reconstitutions climatiques du dernier cycle glaciaire (Eemien + Weichsélien) effectuées ... à partir des données de palynologie en milieux lacustres dans l'est de la France montre des chutes progressives de la température moyenne et de la quantité de précipitations annuelles à partir de 110000 ans, ces chutes culminant il y a 18 000 ans (Bonnet 1999). »

Une corrélation reliant les températures et les précipitations met en évidence une augmentation synchrone, depuis le dernier maximum glaciaire (voir les flèches rouge et bleu).

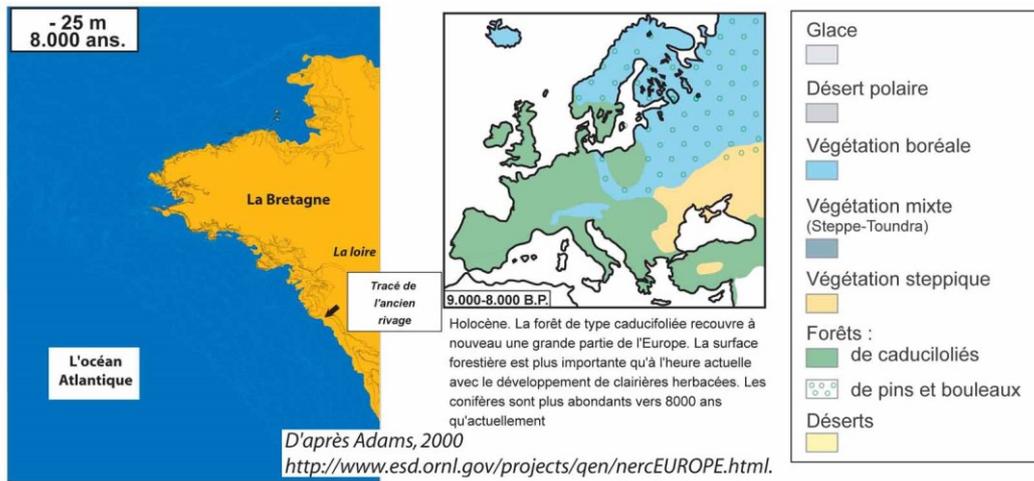
Durant le **Quaternaire**, les oscillations du niveau marin ont pu être très importantes : Exemple la chute de 120 m enregistrée au dernier maximum glaciaire.



Dernier Maximum Glaciaire. Cette période est très froide et sèche. La forêt et les régions boisées sont presque inexistantes, à l'exception d'une partie de l'Europe méridionale. Ces conditions ont été les mêmes durant la période comprise entre 22 000 et 13 000 ans.



Younger Dryas. Cette période froide et sèche entraîne la disparition de la couverture boisée de la période comprise entre 12 000 et 11 000 ans. Elle est remplacée par la steppe et la toundra. La fin soudaine du Younger Dryas au environ de 10 000 ans marque le commencement de l'interglaciaire holocène.



Variations de la ligne de rivage et reconstitution paléoenvironnementale de l'Europe de l'Ouest du Dernier Maximum Glaciaire au début de l'Holocène

Illustrations .. : La

Les terrasses correspondent à la trace d'anciens lits d'une rivière qui a divagué, dans les limites d'une vallée suffisamment élargie.

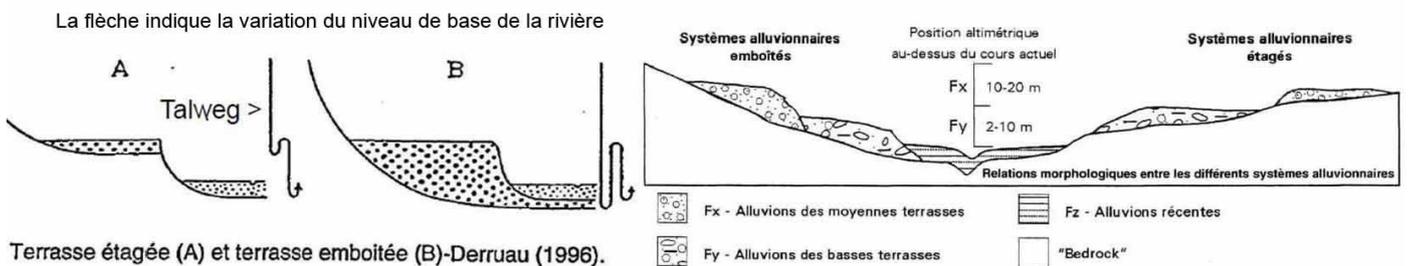


Illustration .. : La

Sur le terrain la terrasse se caractérise par un replat (*encadré par des pentes*) situé sur un ou les deux versants de la rivière. Elles sont souvent recouvertes par les sédiments déposés par la rivière lors de ses pérégrinations.

La limite inférieure de la terrasse (*flèche descendante*) caractérise le niveau d'incision/équilibre de la rivière, il peut toucher soit le substrat rocheux : **terrasses étagées**, ou des alluvions déposées antérieurement : **terrasses emboîtées**.

Les niveaux d'incision traduisent une reprise du creusement de la rivière, relié à un abaissement du niveau de la mer (*eustatisme*) et/ou une composante de déplacement verticale du continent - *par exemple* : des compartiments limités par des failles actives.

La limite supérieure (comblement par les alluvions de la rivière : *flèche ascendante*) correspond aux matériaux apportés par la rivière - *par exemple* : au moment des débâcles qui ont suivi les « maximum glaciaire » du Quaternaire

D'un point de vue descriptif sur une carte géologique au 1/50 000, il est d'usage de caractériser les terrasses suivant leur altitude relative vis-à-vis du niveau actuel de la rivière (**ILLUSTRATION 43 : Fx et Fy**).

La reconstitution du **profil d'équilibre actuel de la Vilaine** (*Profil longitudinal calé au niveau de l'incision du socle rocheux*) caractérise un profil unique concave, qui débouche en mer à la cote bathymétrique de **50 m**, située au-dessus de celle des plus bas niveaux marins soit la cote bathymétrique **120 m**, enregistrée il y a **18 000 ans**, lors du dernier « maximum glaciaire ».

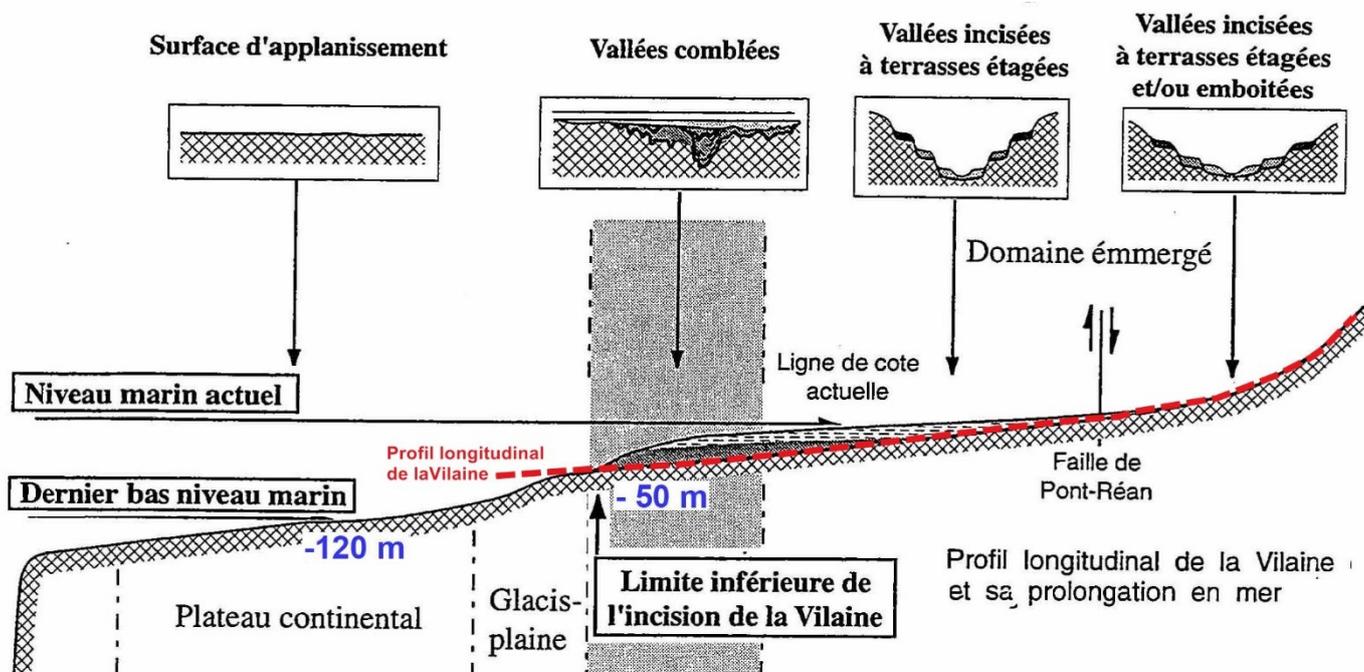


Illustration .. : Le profil longitudinal de la Vilaine : à terre et en mer (Bonnet S. 1998).

Au-delà, le Glacis-plaine qui correspond à une surface d'aplanissement n'est pas incisée par la Vilaine.

Cette surface d'aplanissement (Voir : [Les Encyclopédistes de Brocéliande - Sortie géologique n° 20 du 23 février 2018 : Autour et au Sud du camp de Coëtquidan](#)), correspond à la surface **AMSA** (Paul BESSIN 2015) reliée à la ligne de rivage actuelle. Cette surface d'aplanissement tronque en aval de la Baie de la Vilaine, outre le socle paléozoïque des sédiments tertiaires depuis l'**Eocène-Oligocène** (**40 Ma**) jusqu'au **Miocène-Pliocène** (**14 Ma**), donc antérieure aux premières terrasses reconnues de la Vilaine (**0.7 à 0.5 Ma**).

Concernant le remplissage de cette vallée :

- **En mer**, la vallée de la Vilaine est comblée par des vases déposées en couches internes érosives successives, qui surmontent 1 à 2 m de sables et galets. L'analyse palynologique de ces vases traduit deux phases de comblement (8000 à 6000 ans et 3000 à 2000 ans) correspondant à l'interglaciaire actuel : l'**holocène**.
- **Le domaine émergé** est caractérisé par la présence de *terrasses alluviales emboîtées* ou *étagées*. La terrasse la plus haute qui est la plus ancienne a été datée par la présence d'objets lithiques (voir Jumel et Monnier 1990) au Cromérien de **700 000 à 500 000 ans**. Ceci qui permet de dater la mise en place du réseau hydrographique de la Vilaine à cette époque

La Vilaine se caractérise, pour sa partie émergée, par la présence de 3 terrasses principales **Fw**, **Fx** et **Fy** appelées respectivement « *haute* » « *moyenne* » et « *basse* », les **alluvions actuelles** de la Vilaine sont désignées sur les cartes géologiques par le sigle **Fz**, elles sont situées en dessous des basses terrasses.

☞ Concernant les terrasses alluviales associées à la Vallée de la Vilaine, la notice géologique de la **Feuille de Janzé** (1994) indique 3 terrasses : **Fw** (haute), **Fx** (moyenne) et **Fy** (basse), située au-dessus des alluvions actuelles (**Fz**)

- **Fw. Haute terrasse. Galets, graviers, argiles silteuses rouges du Cromérien.**

Un système alluvial ancien est installé dans le bassin de Rennes vers la cote NGF +30 m et à 42 m NGF à Saint-Malo-de-Phily (*feuille Bain-de-Bretagne*) qu'une industrie lithique en place a permis de dater du Cromérien (Monnier et al., 1981).

En ce point, la terrasse repose sur des **sables pliocènes** et sa base est à 35 m au-dessus du cours actuel de la Vilaine. Les alluvions, rubéfiées, sont composées de cailloux et galets mêlés à du sable brun ou jaune.

Le sommet de cette terrasse est situé à +47,5 m NGF. La disposition étagée de ce système alluvial implique une phase érosive importante chronologiquement placée entre le Cromérien et l'Elstérien : à Saint-Malo-de-Phily, le toit des alluvions cromériennes est érodé puis tronqué par un paléosol, lui-même recouvert par des colluvions argilosilteuses rouges cryoturbées (fentes de gel) lors d'une phase froide anté-elstérienne.

- **Fx. Moyenne terrasse. Alluvions rouges, formation de base à blocs démesurés du Riss (Saalien).**

La terrasse **Fx** ne se distingue de la terrasse **Fy** que par la couleur plus ou moins rouge de ses alluvions, due à l'altération de la chlorite et à la mobilisation des hydroxydes de fer dans les sols durant l'interglaciaire Riss-Würm.

La nature pétrographique des éléments grossiers de cette terrasse est la même que celle des alluvions **Fy** ; les minéraux lourds ont la même origine, toutefois la hornblende y est altérée en épidote...

Dans le val de Vilaine, les alluvions rouges, épaisses de 5 à 6 m, reposent sur les alluvions grises et sur un substrat irrégulier de schistes briovériens recoupé localement par des chenaux de sables rouges pliocènes.

Dans le secteur des méandres de la Vilaine, les alluvions de la terrasse **Fx** tapissent les rives convexes ; elles reposent sur un niveau de base grossier à blocs métriques autochtones arrachés aux rives (Le Mortier en Bourg-des-Comptes), dans la traversée des synclinaux paléozoïques.

L'altitude absolue de cette terrasse se situe vers +20-25 m NGF sur tout le cours de la Vilaine depuis Chavagne jusqu'à Pléchâtel...

- Le dépôt du matériel de la moyenne terrasse pourrait correspondre à la glaciation de Saale (Riss) (Jigorel, 1978).

• **Fy. Basse terrasse. Alluvions grises du Würm (Weischélien).** Une reprise de l'érosion marque la fin de l'interglaciaire Riss-Würm ; à sa suite, une nouvelle terrasse s'établit dans le bassin de Rennes le long de la Vilaine et de ses affluents le Meu et la Seiche, en amont de Pont-Réan.

La largeur du bassin et son faible relief ont favorisé la divagation des rivières qui ont développé un système de chenaux anastomosés (Jigorel, 1978) : les alluvions sablo-graveleuses grises sont formées d'un enchevêtrement de lentilles de granularités très différentes. Elles surmontent les alluvions rouges dans le val de Vilaine.

La moyenne terrasse débordant largement sur les rives surbaissées de la région, les terrasses apparaissent emboîtées, la basse terrasse ayant érodé et brassé les éléments de la terrasse rissienne, ce qui est corroboré par les grandes variations d'épaisseur des alluvions (de 2 à 6 m).

L'altitude absolue actuelle de la terrasse **Fy** se situe vers +17-20 m NGF dans le val de Vilaine ... et vers +10-20 m NGF dans les méandres de la région de Bourg-des-Comptes.

La nature pétrographique des composants de la fraction graveleuse traduit le substrat traversé : en amont de Pont-Réan on trouve du quartz filonien, des quartzites, des grès et des schistes issus du Briovérien ; en aval, la fraction grossière se charge de fragments de siltstones rouges, de schistes ardoisiers et de quartzites de l'Arénig.

• **Fz. Alluvions actuelles Limons de débordement, chenaux et alluvions récentes holocènes, tourbes.** À partir de la fin de la période Atlantique, toute l'étendue du lit majeur actuel est recouverte en période de crue par des limons de débordement pouvant atteindre 1,50 m d'épaisseur au niveau de Chavagne et plus de 3 m à La Grande-Feuillée à l'approche de Pont-Réan. Le cortège minéralogique de la fraction argileuse de ces limons est dominé par la montmorillonite associée à de l'argile micacée et de la kaolinite ; en surface, la vermiculite domine, sous l'influence de la pédogenèse actuelle.

Dans le bassin de Rennes, la largeur du lit majeur de la Vilaine et de ses affluents le Meu et la Seiche, favorise le déplacement permanent des chenaux lors des grandes crues. Le remplissage des chenaux est composé d'une alternance de sables grossiers gris, de limons bleus et de sables et graviers à stratifications obliques qui ravinent les alluvions grises de la basse terrasse.

Sur le terrain, en dehors des gravières qui sont closes car réglementairement interdites au public pour des raisons évidentes de sécurité (plans d'eau, stockage de boues décantées, éboulements) le repérage des terrasses peut se faire à partir des cartes géologiques au 1/50 000.

- Dans sa thèse **Bonnet S. (1998)** constate en observant la position topographiques de terrasses **Fw**, **Fx** et **Fy**, de part et d'autre de la Faille de Pont Réan, un rejeu vertical de part et d'autre de celle-ci.

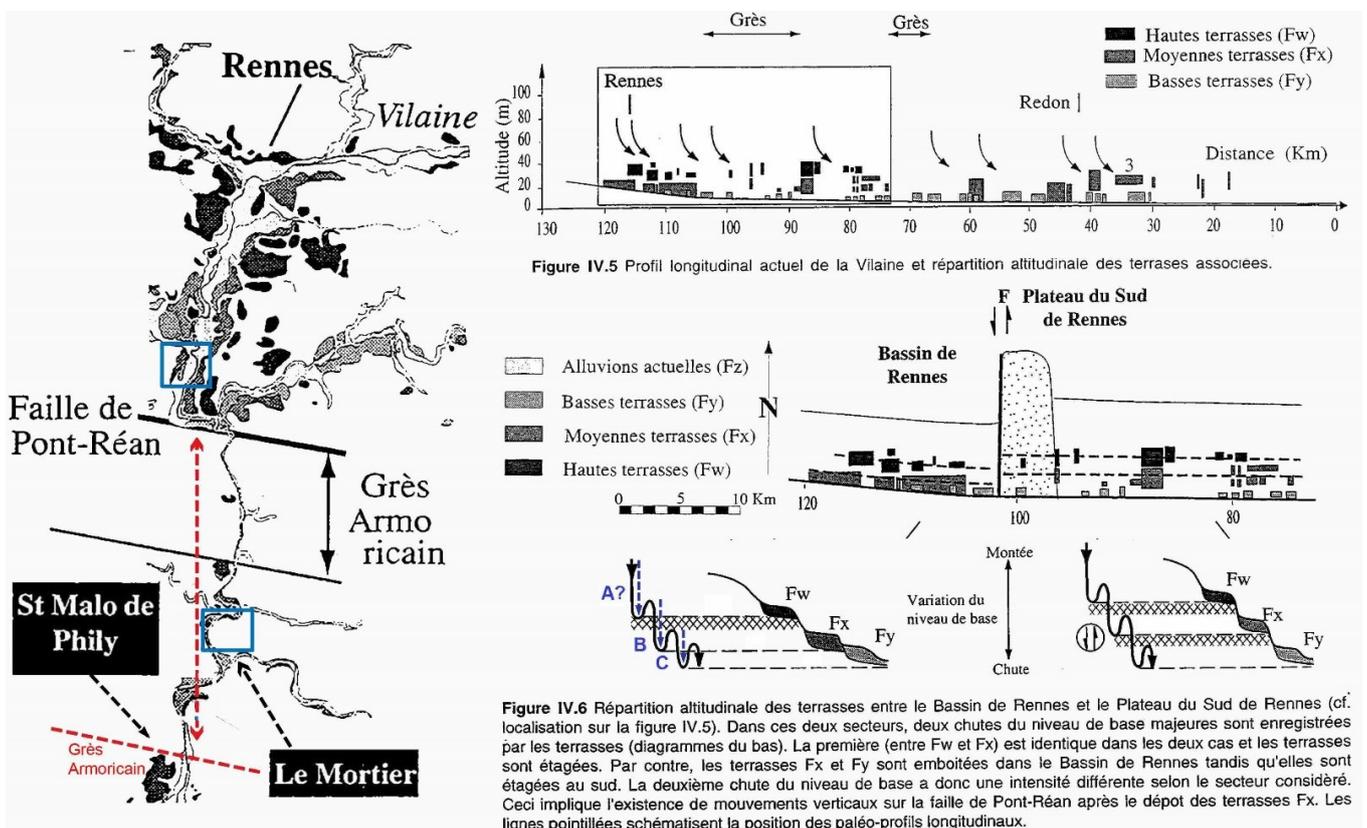


Figure IV.5 Profil longitudinal actuel de la Vilaine et répartition altitudinale des terrasses associées.

Figure IV.6 Répartition altitudinale des terrasses entre le Bassin de Rennes et le Plateau du Sud de Rennes (cf. localisation sur la figure IV.5). Dans ces deux secteurs, deux chutes du niveau de base majeures sont enregistrées par les terrasses (diagrammes des bas). La première (entre Fw et Fx) est identique dans les deux cas et les terrasses sont étagées. Par contre, les terrasses Fx et Fy sont emboîtées dans le Bassin de Rennes tandis qu'elles sont étagées au sud. La deuxième chute du niveau de base a donc une intensité différente selon le secteur considéré. Ceci implique l'existence de mouvements verticaux sur la faille de Pont-Réan après le dépôt des terrasses Fx. Les lignes pointillées schématisent la position des paléo-profil longitudinaux.

Illustration .. : (Compilation des cartes géologiques au 1/50 000) - **Remarque :** sur le document original la limite Sud du Grès Armoricaïn était placée trop au N d'où les modifications en tiretés proposées ici.

Les terrasses cartographiées caractérisent en dessous **Fw** 2, incisions successives de la rivière : **Fw > Fx (B)** et **Fx > Fy (C)**. Concernant **Fw**, par manque de référence de terrain (érosion au-dessus ?) on ne peut définir l'amplitude de l'incision de cette terrasse (**A?**).

Vus de part et d'autre de la Faille de Pont-Réan, ces niveaux d'incision correspondent, pour l'incision **B** à **2 terrasses étagées** au Nord et au Sud de la faille de Pont Réan et pour l'incision **C** **une terrasse emboîtée** au Nord de la faille et **une terrasse étagée** au Sud.

L'approfondissement plus marqué de l'incision **C** au Sud de la Faille de Pont-Réan traduit une surrection relative du **Plateau Sud de Rennes** vis-à-vis du **Bassin de Rennes**, que l'auteur relie à un mouvement de jeu vertical de la Faille de Pont-Réan, entre les deux dépôt alluvionnaires.

La vallée étroite dépourvue de terrasse qui marque le passage de la Vilaine traversant le **Plateau du Sud de Rennes** est constitué par les **dalles pourprés** puis le **grès armoricaïn**, qui sont des roches résistantes à l'érosion. La faible largeur de vallée empêchant les divagations de la Vilaine, celle-ci s'est enfoncée sur place.

En croisant les connaissances du Quaternaire, relatives aux données climatiques et les faciès sédimentaires reconnus dans les terrasses, S. Bonnet (1998) propose un modèle fonctionnel « **vallées/terrasses** », relié à trois stades successifs :

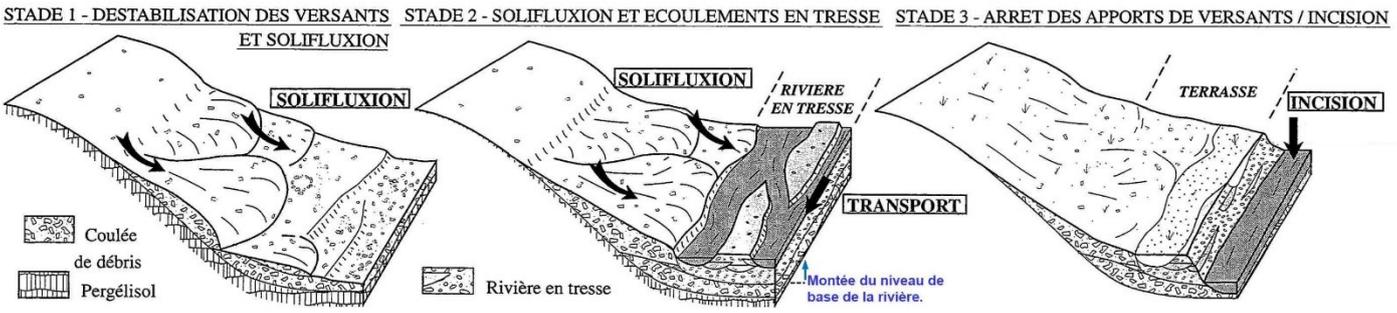


Figure IV.14 Modèle d'érosion des vallées et de formation des terrasses

Illustrations .. : La

Stade 1 : les écoulements de débris visibles à la base des terrasses sont dus aux processus de solifluxion qui se sont mis en place au début de la fonte des pergélisols. A l'échelle des épisodes glaciaire ce processus peut intervenir à différentes périodes : saisonnières, en petits mouvements individuels de versant, ou lors de la fonte majeure du pergélisol en début d'interglaciaire.

Durant la dernière glaciation (Wechselienne /Wurm) le pergélisol est présent en continu sur le territoire du Massif armoricain qui borde alors la calotte glaciaire (*épaisseur : 100 à plusieurs centaines de m*). Ce pergélisol contient un volume important d'eau gelée, qui en gonflant fissure le substrat. Au moment du dégel ces volumes d'eau liquide entraînent le socle fracturé, initiant des mouvements de solifluxion.

- Il a été défini par modélisation, que ces coulées de solifluxion pouvaient s'initier sur de faibles pentes (1.5 %) à des vitesses de l'ordre de 10 à 20 mm/an.

Stade 2 : Parallèlement à la déstabilisation des versants, l'augmentation des précipitations, les apports d'eau liés à la fonte du pergélisol alimentent un système de *rivières en tresses/méandres*, qui transportent et accumulent sur place les coulées solifluées. A ce stade la dynamique du niveau de base du cours d'eau correspond à une montée.

- La présence constatée de débris soliflués (épisode **I**) sous le niveau du lit de la rivière (épisodes **II** à **IV**) permet de penser que ces rivières n'ont pas toutes eu, une capacité suffisante pour extraire et mobiliser la totalité des matériaux soliflués issus du versant.

Stade 3 : La diminution des apports soliflués du versant, limite la charge solide de la rivière en tresses, augmentant son débit, ceci étant aussi corrélé avec une augmentation de la pluviométrie. La rivière incise alors les dépôts en place (*terrasses emboîtées*) où le substrat rocheux (*terrasses étagées*). « *C'est en dehors des maximas de glaciation que les rivières peuvent inciser, en fonction de la position de leur niveau de base* ».

Aujourd'hui le remplissage sédimentaire de la Vilaine est complètement différent puisque la rivière correspond à un *système anastomosé* caractérisé par une sédimentation essentiellement argileuse.

Le profil d'équilibre de la Vilaine dont le niveau de base est calé en mer sur l'isobathe 50 m est indépendant de cette dernière glaciation. La mise en place des inlandsis, provoquant des baisses rapides du niveau marin.

« Cette absence d'incision lors de chutes glacio-eustatiques peut s'expliquer par le fait que ces variations sont trop rapides vis-à-vis des temps de réponse des systèmes fluviaux s'écoulant sur le socle rocheux ».

Ces variations du niveau marin liées à des phénomènes climatiques de haute fréquence (10^4 ans) se marquent par le fait que les **terrasses alluviales emboîtées**, montrent à leur base des dépôts issus du versant suite à la fonte d'un pergélisol.

En 2001, Proust J.-N. et al. suite à une étude sismique réflexion des sédiments préservés dans la baie de la Vilaine entre la cote et l'isobathe 50 m, valident la mise en place de sédiments progradant¹ sur un substratum, suivant deux séquences superposées de dépôt : en bas des dépôts *fluviaux en tresse*, au-dessus des dépôts *fluviaux méandriformes* estuariens puis marins ouverts (*schéma est conforme avec celui vu dans la terrasse du Mortier*). Ces 2 dépôts fluviaux correspondent à des directions d'écoulement différentes : en bas SE-NW, en haut NE-SW (conforme à l'actuel). Cette modification de direction des courants est liée à l'activité tectonique de la Faille (CSA) provoquant au cours du Pleistocène moyen à supérieur (0.781 à 0.126 Ma) un basculement vers le Sud du Massif armoricain.

¹ Avancée progressive vers le large de dépôts sédimentaires issus du continent.

Principaux alignements structuraux du Massif Armoricain

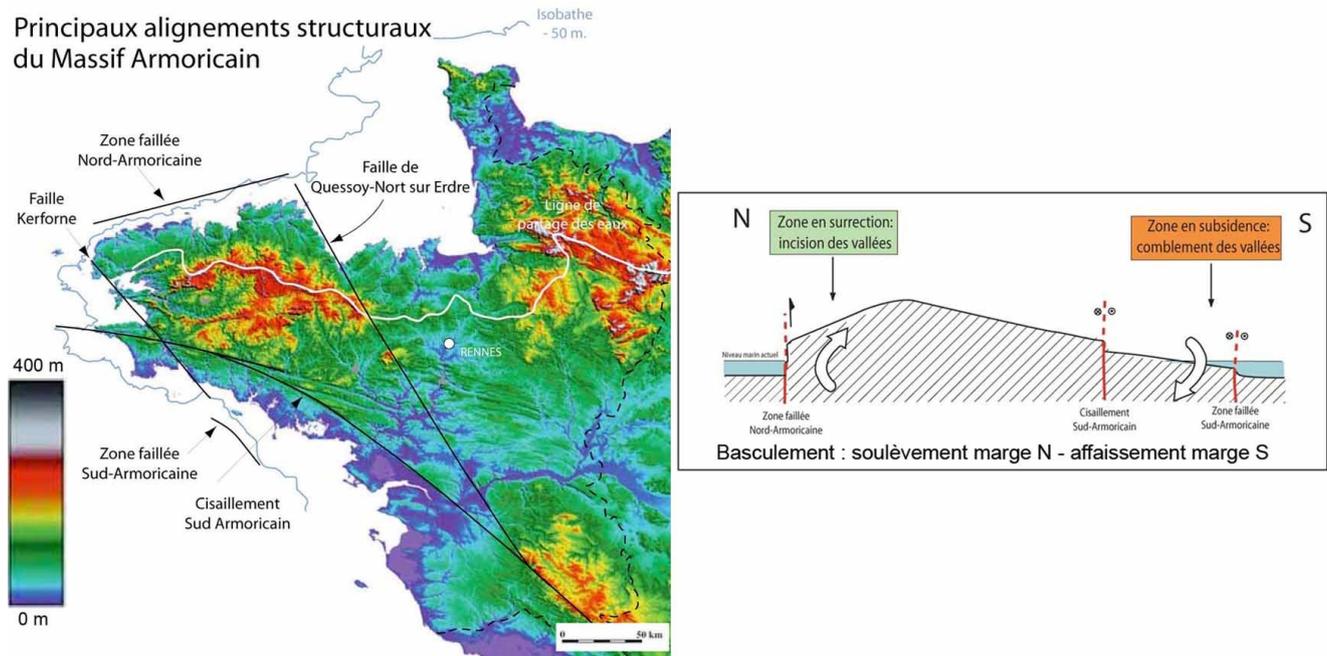


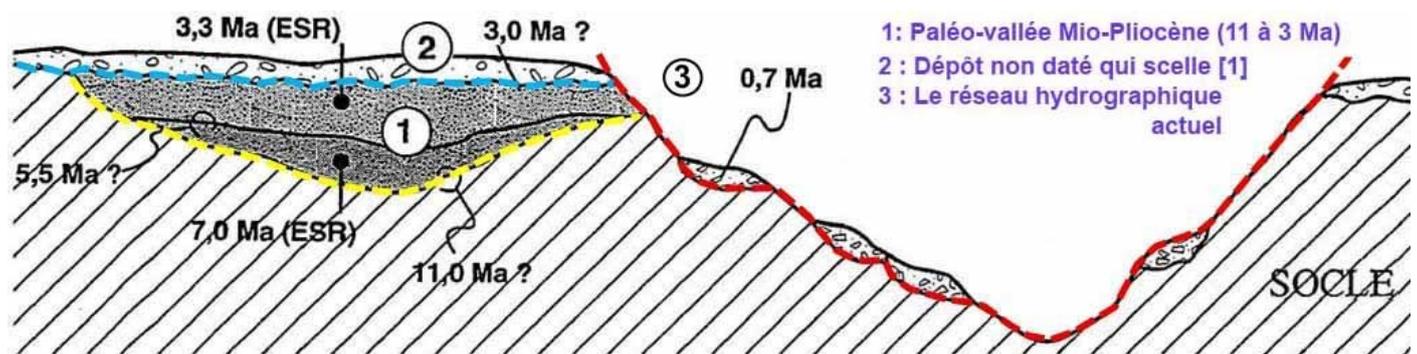
Illustration .. : Les

En mer, la vallée correspond à une seule phase d'incision du socle elle est remplie de sédiments (quaternaire indéterminés scellés par des vases holocènes) qui forment des terrasses emboîtées

Dans ce modèle les dépôts sédimentaires issus du versant suite à la fonte d'un pergélisol sont incisé à un moment où le débit de la rivière n'est plus porteur d'un flux de matière solide important. l'incision du socle se produirait à l'échelle de la fréquence des glaciations :

- 10^4 ans pour les terrasses emboîtées mobilisant les sédiments en place.
- 10^5 à 10^6 ans pour les terrasses étagées creusant le socle en place.

■ En s'appuyant sur les composantes du relief, l'auteur esquisse aussi la chronologie des unités aboutissant à la fabrique du paysage actuel :



Représentation schématique des unités permettant de préciser la chronologie de développement du relief armoricain

Illustration .. :

❶ Au **Mio-Pliocène** (*sables rouges et faluns redoniens*), les paysages sont très différents de l'actuel, ils étaient constitués d'épandages sableux associés à des cônes ou plaines alluvionnaires peu sinueuses emplissant des paléo vallées faiblement incisées (10-20 m) et larges (700 m). Ces paléo-vallées (trait discontinu **jaune**) se sont placées au **Tortonien** (11 Ma) et remplies jusqu'au **Reuvérien** (3 Ma).

❷ Au sommet de la topographie actuelle scellant les paléo-vallées Mio-Pliocène, une formation détritique (trait discontinu **bleu**) recouvre le socle en place et les dépôts mio-pliocène. L'âge de ces dépôts n'est pas connu.

③ La topographie actuelle est marquée par un réseau hydrographique en incision (60 à 100 m) qui s'est positionné sans tenir compte du réseau précédent des paléo-vallées mio-pliocène. Cette incision s'accompagne de la formation de terrasses étagées et/ou emboîtées.

La première de ces terrasses (la plus haute : **Fw**) a été attribuée au **Cromérien (0.5 à 0.7 Ma)** par Jumel et al. (1979), cet âge correspond au début de l'incision de la vallée de la Vilaine (trait discontinu rouge).

Les différents faciès sédimentaires rencontrés dans les terrasses (ici exemple de la **basse terrasse du Mortier**, à Bourg des comptes), lui permettent de préciser les conditions de mise en place de la terrasse qui débouche sur un modèle d'érosion des vallées/formation des terrasses applicable à la Vilaine, qui prend aussi en compte les conditions climatiques contemporaines.

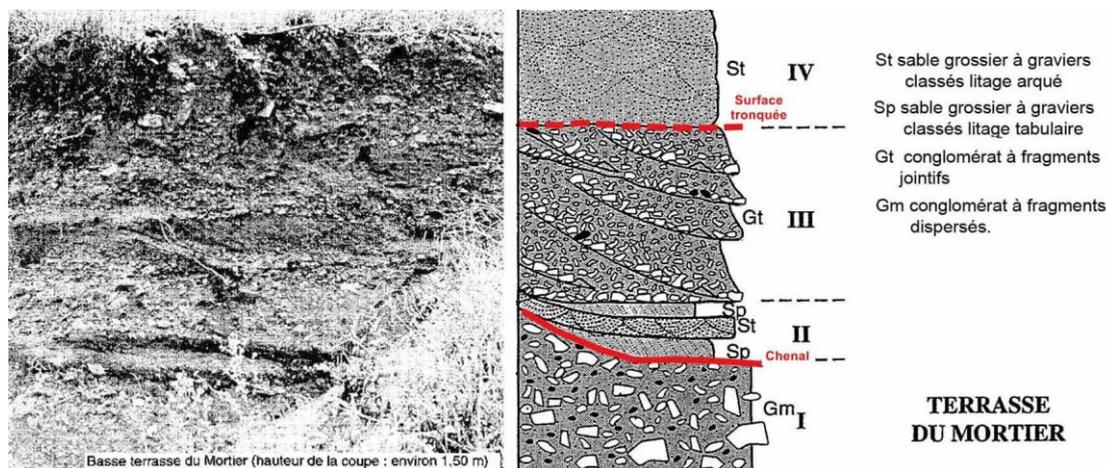
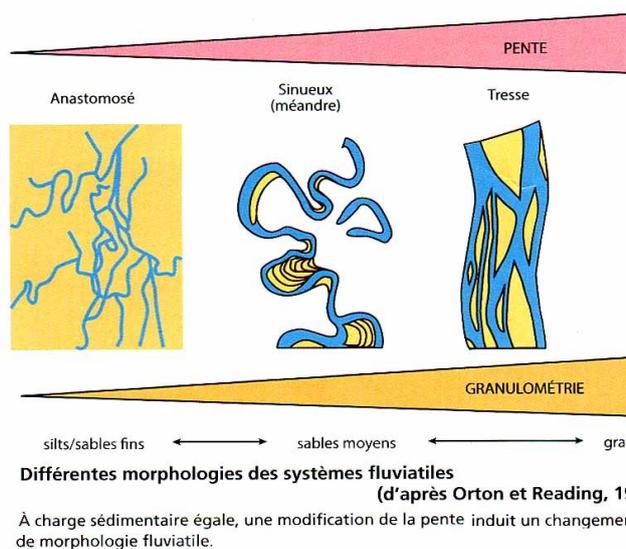


Illustration .. : Caractéristiques sédimentaires de la terrasse du Mortier



Coté faciès sédimentaires : le **conglomérat Gm** (épisode I) évoque un écoulement massif de débris issus du versant proche. Cette coulée « boueuse » est ensuite érodée par un chenal à dominante sableuse avec présence de litages obliques caractéristiques de forts courants unidirectionnels (**Sp/St** - épisode II) auxquels succèdent des dépôts caractéristiques de **méandres**² (**Gt** - épisode III). L'épisode IV, montre des chenaux amalgamés caractéristiques de puissants courants unidirectionnels.

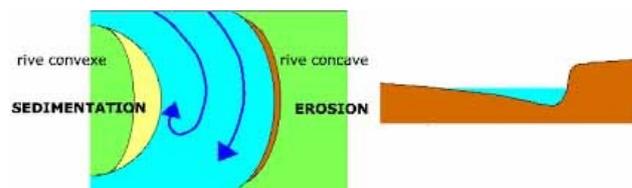


Illustration .. : Les systèmes fluviaux, extrait (Jaujard 2015)

Au final S. Bonnet précise :

« Les caractères généraux des terrasses ...du Mortier sont valables pour la majeure partie des terrasses du Massif armoricain, aux spécificités locales près.

La séquence sédimentaire de base, formée d'**un écoulement de débris surmontée d'une rivière en tresse** peut se répéter plusieurs fois dans une même terrasse, les limites entre séquences sédimentaires étant alors des surfaces d'érosion ».

Aujourd'hui le remplissage sédimentaire de la Vilaine est complètement différent puisque la rivière correspond à un **système anastomosé** caractérisé par une sédimentation essentiellement argileuse.

² Dans un méandre, l'érosion des **rives concaves** fournit des dépôts grossiers de base (*cailloux et blocs*).

POINTS VISITES le Vendredi 16 Novembre

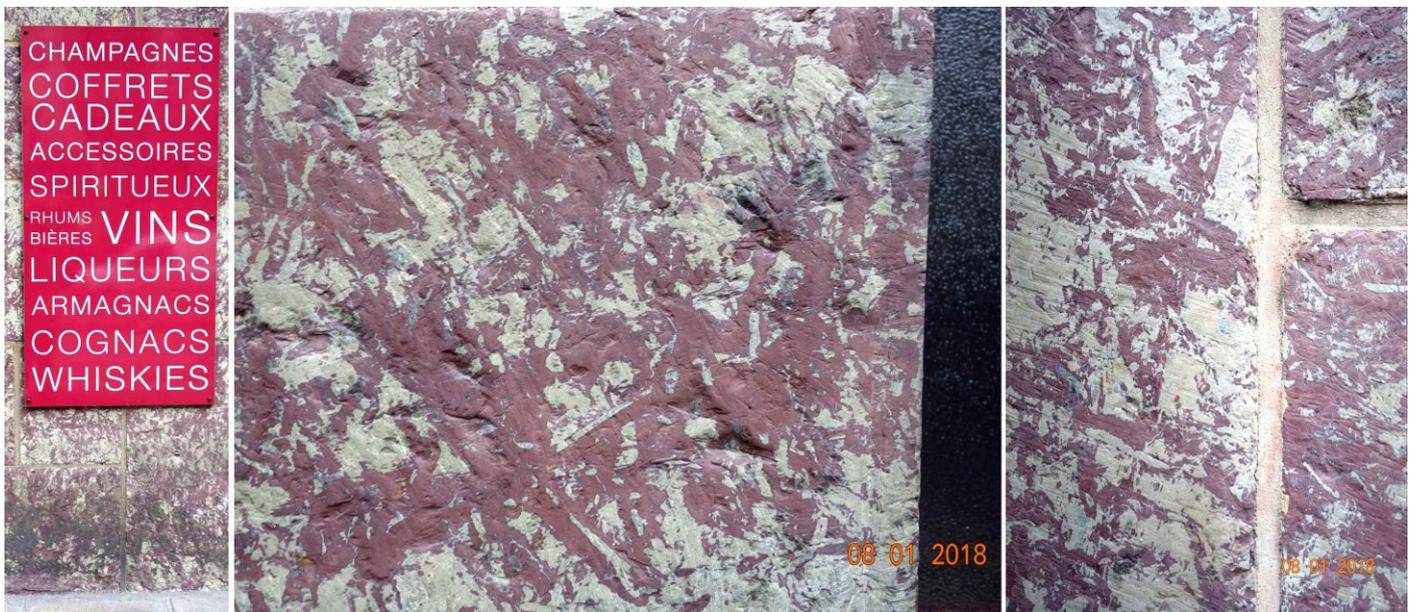
■ **Le Verger / Saint Thuriai** – La carrière de la Bévinais. (Site non vu à l'excursion précédente).

Cette carrière facilement accessible montre un faciès décoloré (*taches de couleur verte*) de dalles pourprées .



2009





Illustrations 41 : La carrière de la Bévinais montre des bancs massifs peu pentés de dalles pourprées avec des taches verte. **En bas :** une vitrine (Av Janvier à Rennes) dont la façade est faite de moellons provenant de la Bévinais (communication orale : J. Plaine).

Bonjour J.-L. (1988) assimile ces décolorations soit :

- A des bioturbations sur la roche meuble : terriers, pistes. Ces éléments sont bien visibles en presque île de Crozon,
- ou aux conditions d’affleurement (*altération actuelle*) : l’eau circulant dans la roche fracturée induit selon les saisons des conditions alternées oxydante ou réductrices provoquant sa décoloration.

▣ **Le Boël** : La cluse de la Vilaine.



Illustration : La cluse du Boël vue du Nord – Voir : le boisement de la vallée.

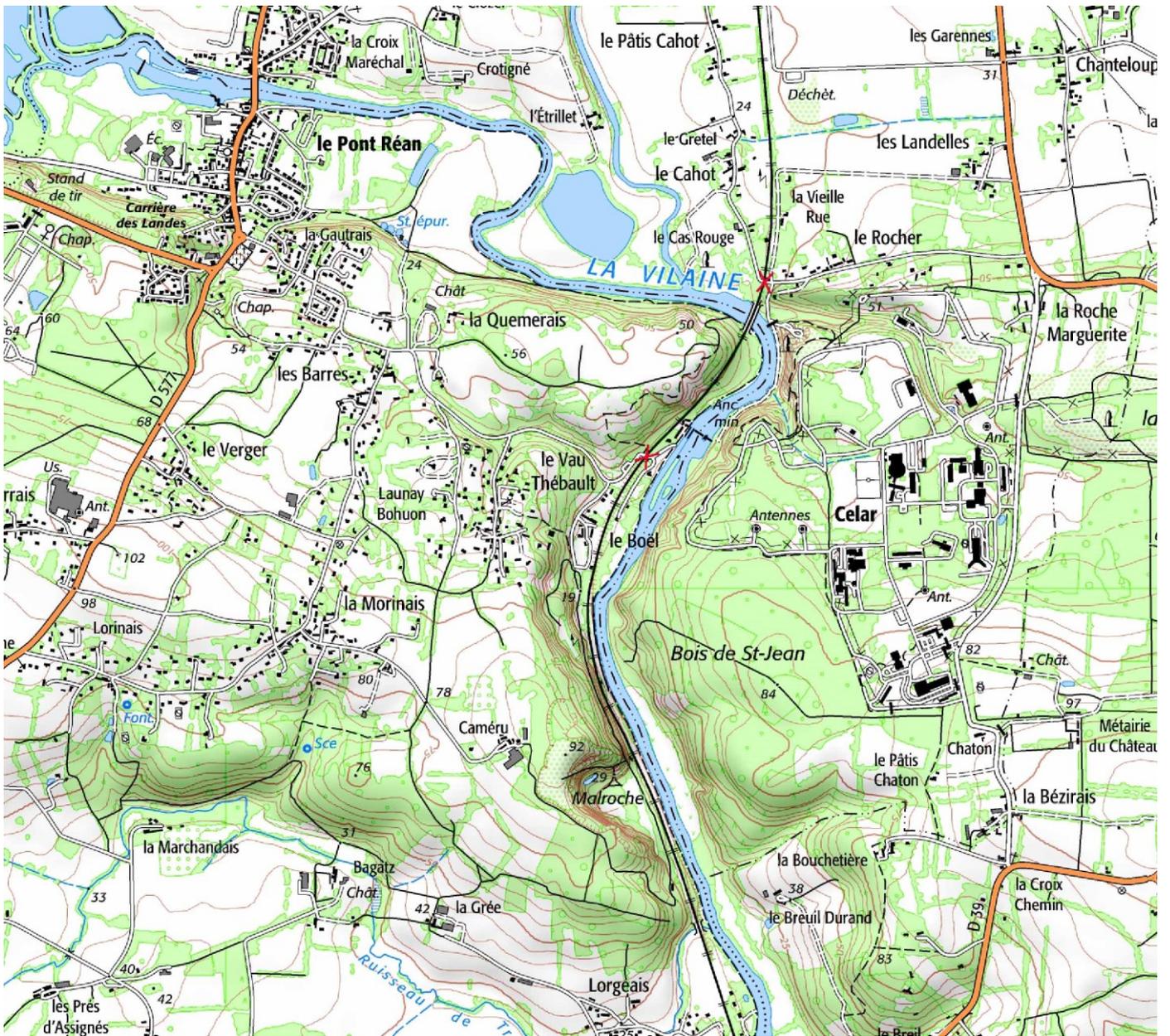


Illustration :

La plateforme des schistes rouges entaillée par la Vilaine (dénivelé de 25 à 30 m) correspond à un contexte de relief signalé dès le début du XX^{ème} par les géographes.

De MARTONNE E., (1906) écrivait :

« Partout où une vallée importante est creusée au contact de la roche résistante et de la roche tendre ses deux versants se sont développés l'un en une pente raide l'autre en pente douce (fig ci-dessus) Telle est origine des vallées dissymétriques et des abrupts qui introduisent une note pittoresque dans la monotonie générale du relief. »

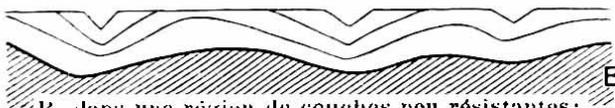


A, dans une région de couches très résistantes à l'érosion ;



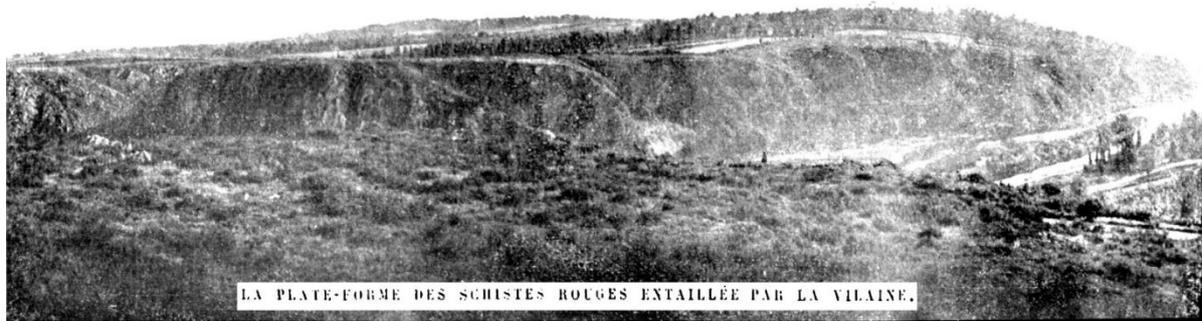
de Martonne (1905) C

C, au contact de bandes de roches de consistance inégale.



B, dans une région de couches peu résistantes ;

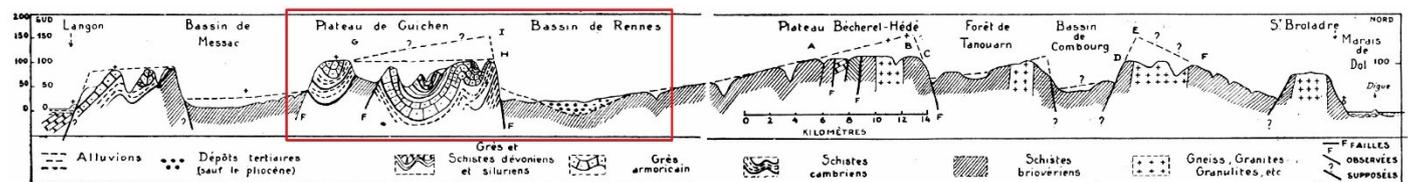
Ravinement d'une pénéplaine. Ravinement exprimé par les profils transversaux successifs emboîtés des vallées :



Illustrations 34 : Extrait de Martonne (1906).

« Ainsi la plate-forme des schistes rouges de Pont-Réan nous permet étudier les traits généraux de histoire de la Bretagne. Les roches dures du genre des schistes cambriens sont en effet l'élément dominant du sous-sol breton, ainsi s'explique que la pénéplaine soit en général assez bien conservée en Bretagne et que les vallées en gorge y soient très nombreuses. ».

D'autre auteur (André MEYNIER. 1940)



Coupe de Langon (20 km. à l'E de Redon) à la baie du Mont-Saint-Michel.

Les traits discontinus indiquent la restitution schématisée de la topographie antérieure à l'invasion de la mer des Faluns. Le signe + indique la position des dépôts tertiaires qui, sans être situés sur le tracé exact de la coupe, occupent une position topographique analogue à celle de l'emplacement au-dessus duquel ils sont marqués.

Illustration 35 : Extrait Meynier (1940).

associe la forme des reliefs reconnus tout au long du tracé de la Vilaine, aux jeux de compartiments faillés, qui sont pour la plupart des demi-grabens basculés vers le Sud³. Cette tectonique cassante tertiaire initiée avant le dépôt de la « Mer des faluns⁴ », est une conséquence de l'orogénèse alpine combinée à l'ouverture de l'océan atlantique.

Ces failles « actives » (l'abrupt limitant la cluse de la Vilaine au N correspond à la Faille de Pont-Réan) correspondent à des mouvements du terrain toujours perceptibles.

³ De Martonne (1905) assimilait ce basculement de la « pénéplaine tertiaire » à un « gauchissement » sans indiquer les limites des compartiments faillés.

⁴ En Bretagne, la « Mer des Faluns » est une transgression marine localisée à l'Est de la Faille Quessoy-Nort sur Erdre (couloir : Nantes-Angers-Rennes), durant le miocène moyen, il y a 14 Ma.

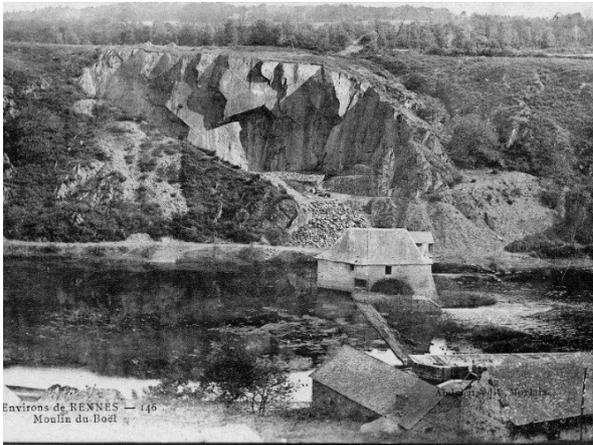


Illustration 36 : Le Boët : le moulin et la carrière.



Illustration 37 : Le Boët : Carrière parking en rive Est – à droite : détail des bancs (les dalles pourprées : ravinement sur le banc inférieur ?).

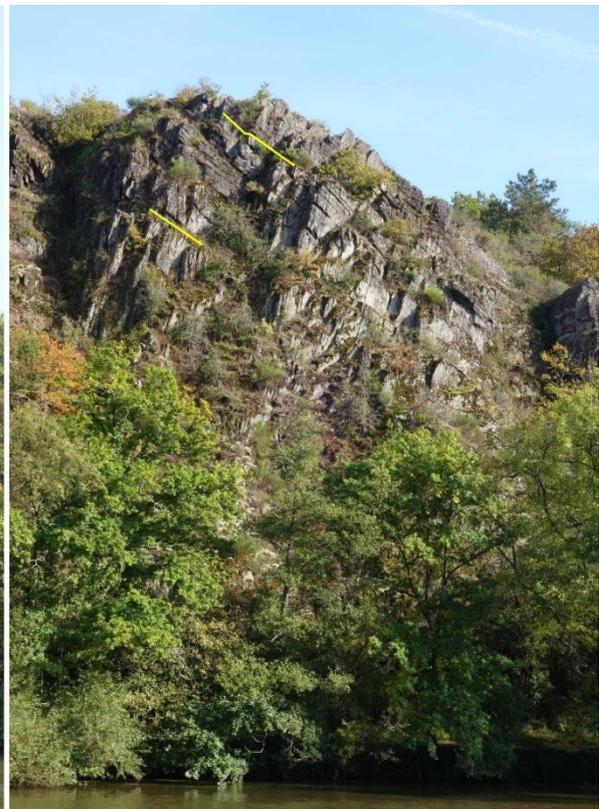
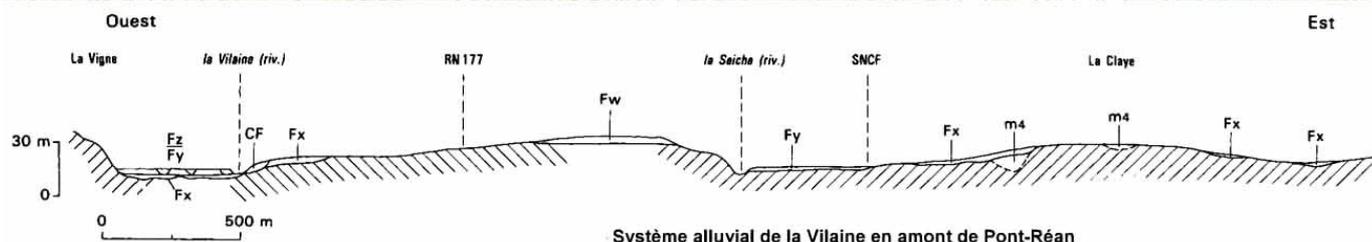
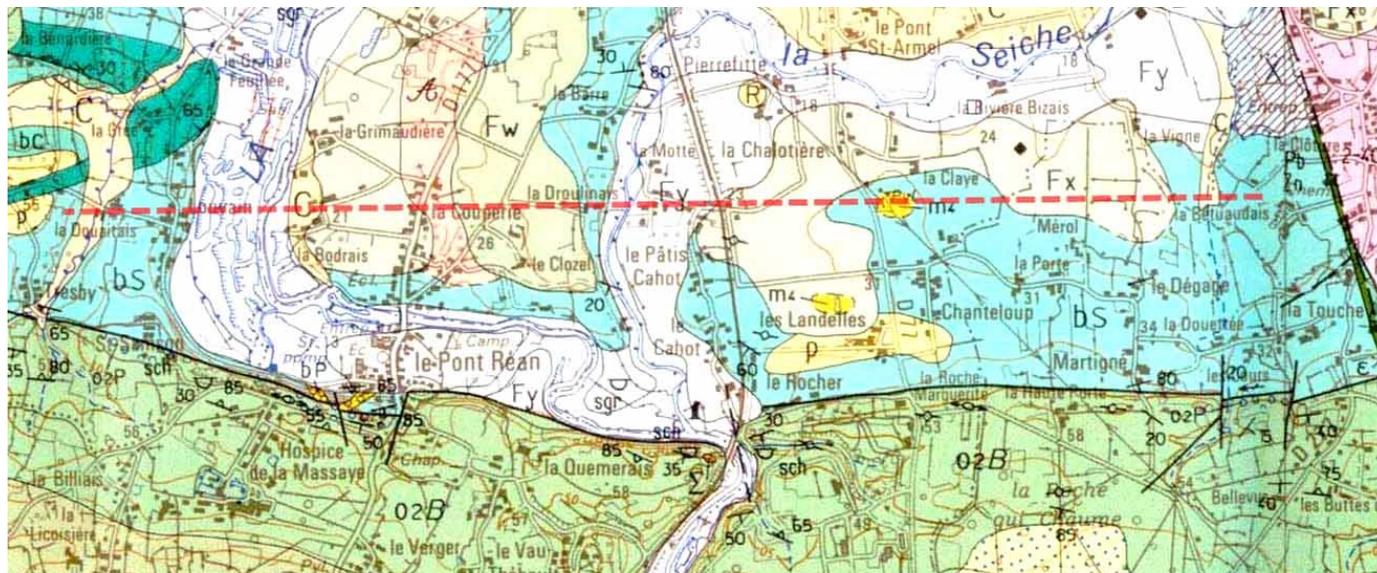
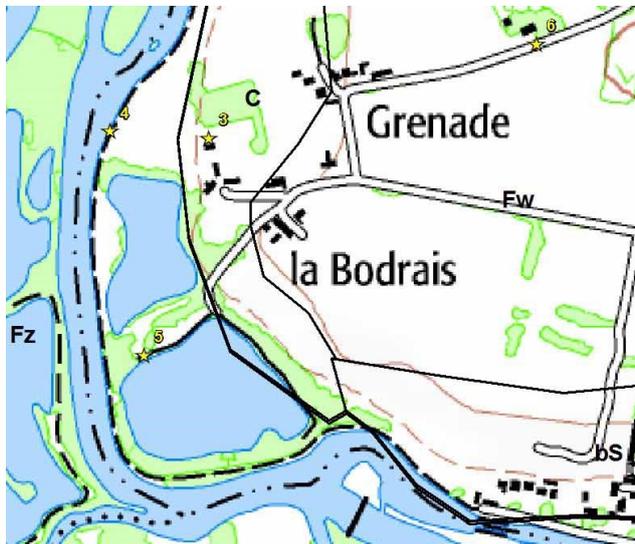
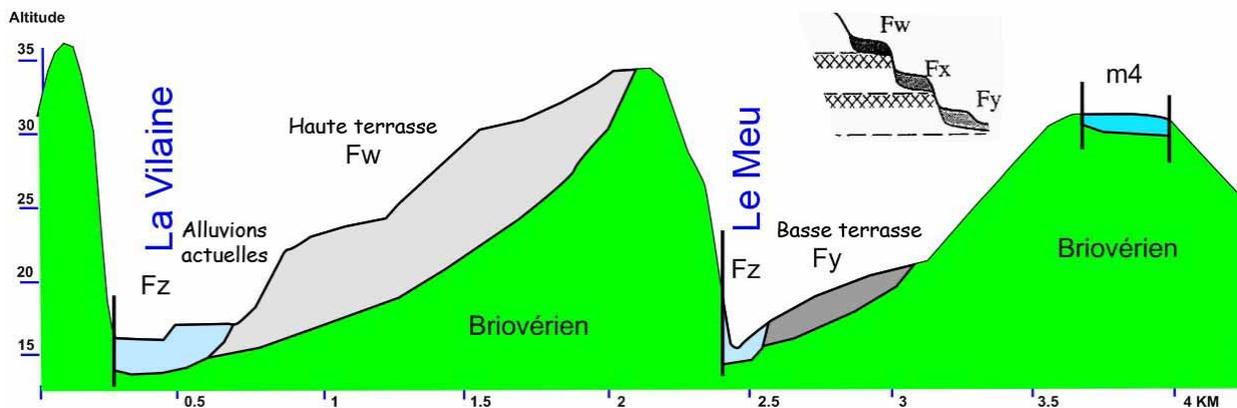
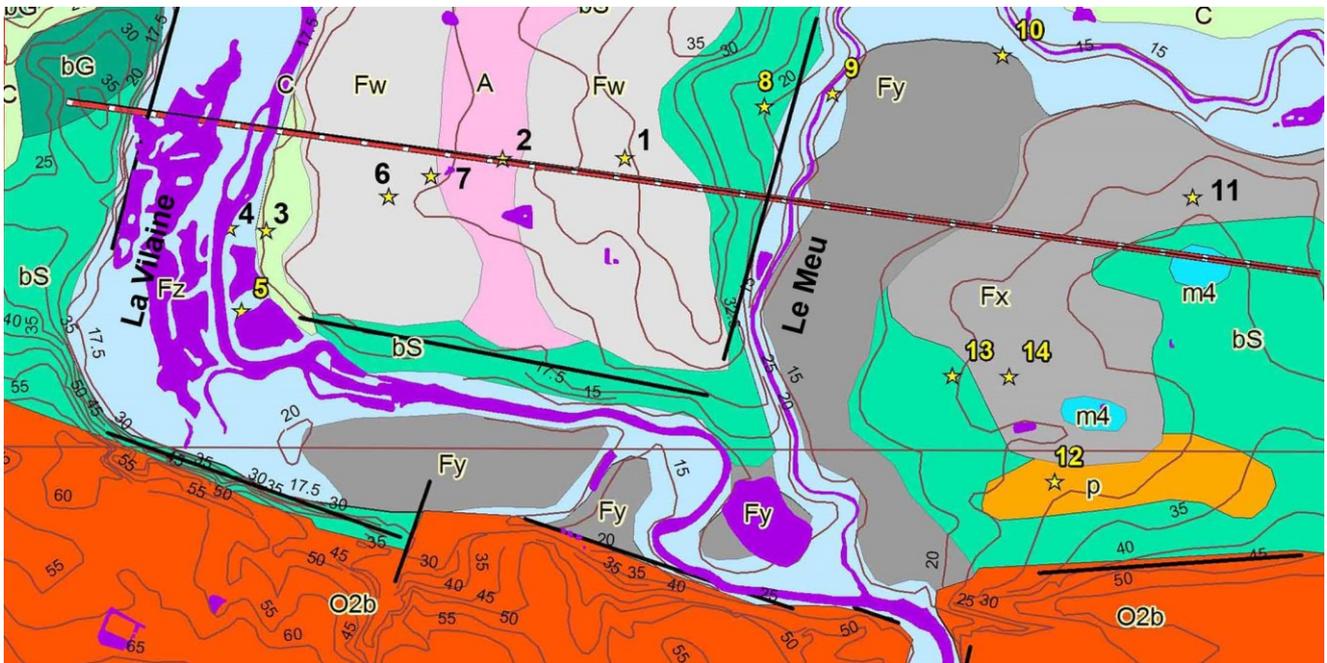


Illustration 38 : Le Boët : Une corniche de dalles pourprées en rive Est – à gauche : *Vus du Nord*, des plans verticaux : Failles parallèles à la Vilaine - à droite : *vus de l'Ouest*, des plans à pendage Sud de 30° : les couches sédimentaires.

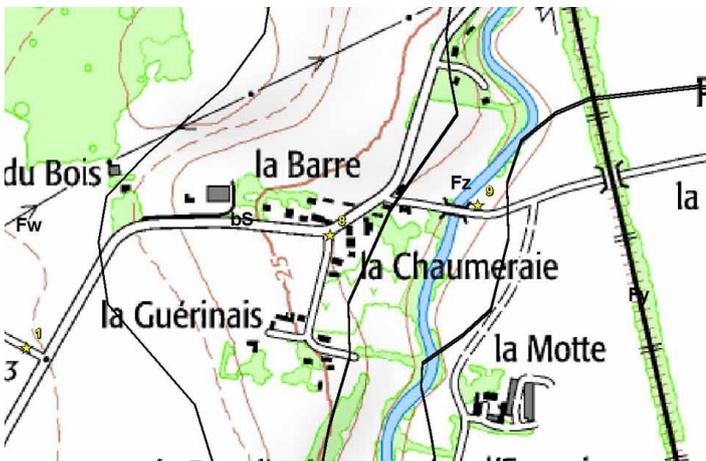




La Vilaine Alluvions actuelles emboîtées dans les Hautes terrasses.



Les Hautes terrasses dans l'interfluve Vilaine / Meu.

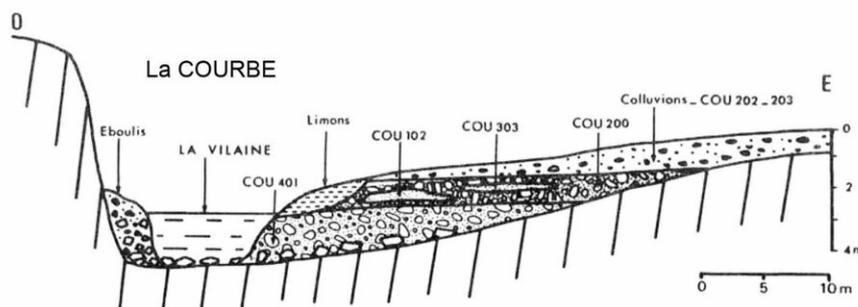


La Seiche Alluvions actuelles emboîtées dans les Basses terrasses - étagées dans le Briovérien.

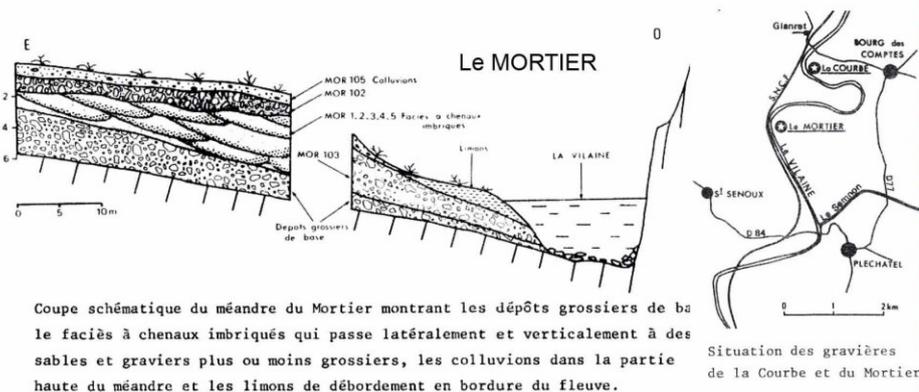


Les Landelles : Mélange Basses Terrasse / Briovérien / Mi0-Pliocène.

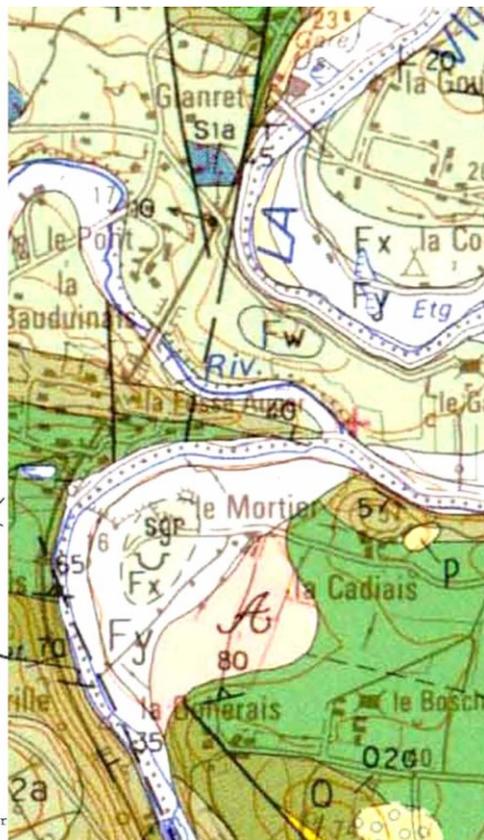
Bourg des comptes : Les gravières de la Courbe et du Mortier.



Coupe schématique du méandre de la Courbe : les alluvions sablo-graveleuses déposées sur la rive convexe sont surmontées par des colluvions (COU 202 - 203) ; les limons de débordement très peu étendus sont situés en bordure du lit actuel.

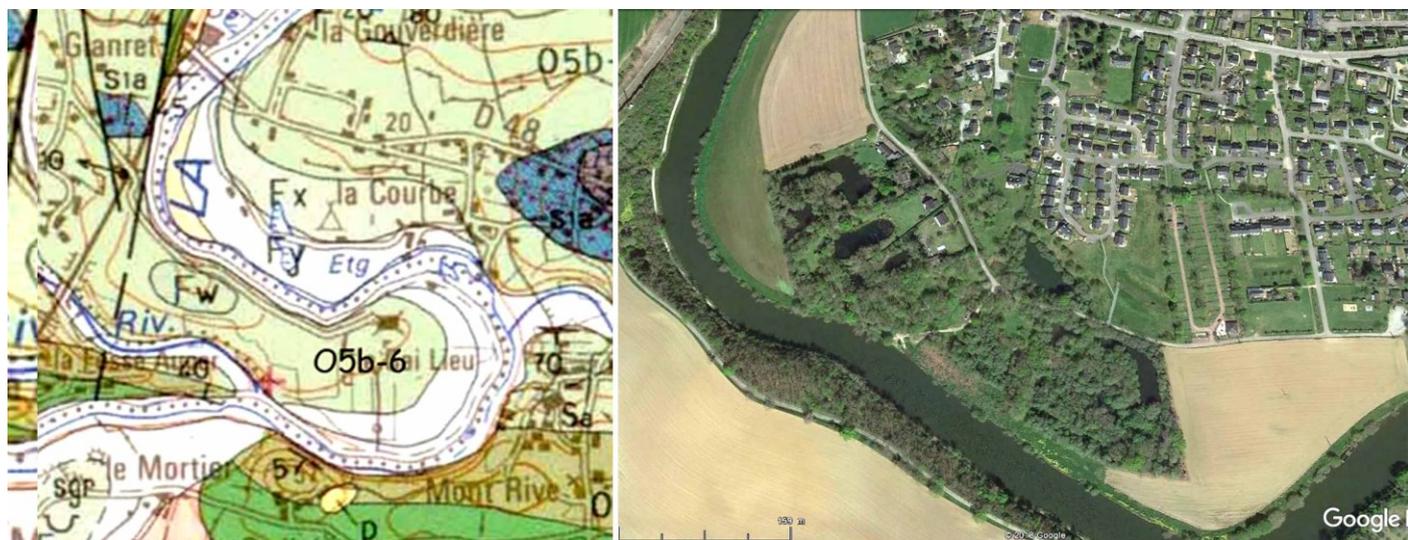


Coupe schématique du méandre du Mortier montrant les dépôts grossiers de bave le faciès à chenaux imbriqués qui passe latéralement et verticalement à des sables et graviers plus ou moins grossiers, les colluvions dans la partie haute du méandre et les limons de débordement en bordure du fleuve.



Contexte géologique (JIGOREL Alain. (1978))

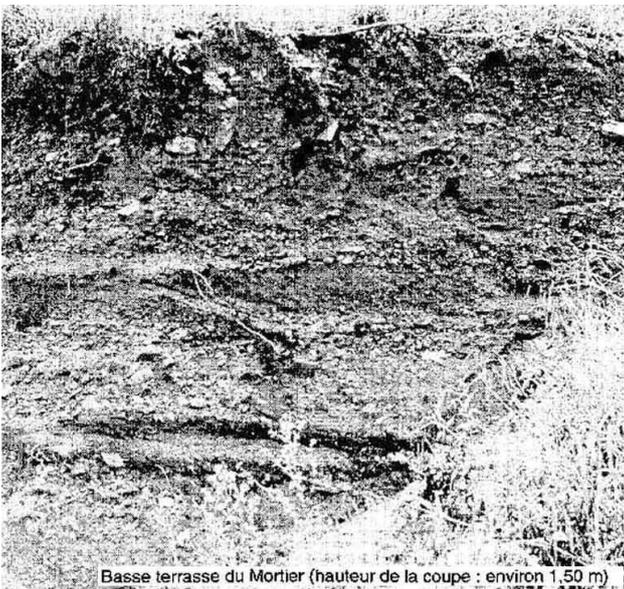
POINT 2 : Gravière de La Courbe.



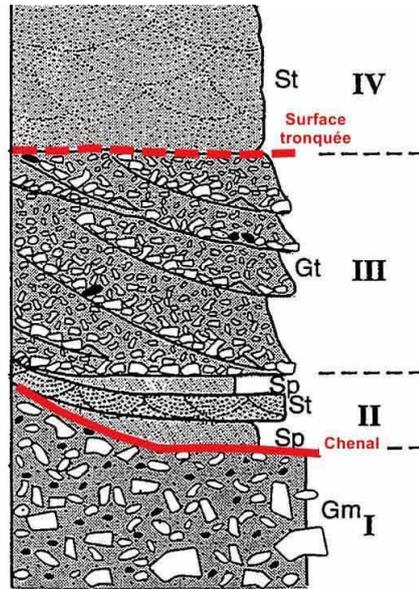
Contexte Géologique (O5b-6 Siltites de Riadan / Ordovicien sup.).



POINT 3 : Gravière du Mortier.



Basse terrasse du Mortier (hauteur de la coupe : environ 1,50 m)



- St IV sable grossier à graviers classés litage arqué
- Sp sable grossier à graviers classés litage tabulaire
- Gt conglomérat à fragments jointifs
- Gm conglomérat à fragments dispersés.

TERRASSE DU MORTIER

Contexte géologique (BONNET S. (1998))



Gravière (20 ha) en cours de réhabilitation - à droite l'affleurement signalé par Stéphane Bonnet en 1998.

Yves Quété le 15 novembre 2018.

Bibliographie.

- de **MARTONNE E.**, (1906). La pénéplaine et les côtes bretonnes. Annales de Géographie, 15, 213-236 et 299-328.
- **MILON Y. & DANGEARD L.** (1920) Compte rendu des Excursions de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne et de la Faculté des Sciences de Rennes en 1920 BULLETIN DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE ET MINÉRALOGIQUE DE BRETAGNE, Tome 1, fasc 3. – 145-206.
- **MEYNIER** André. (1940) La Formation du réseau hydrographique de la Vilaine, étude géographique. In: Annales de Bretagne. Tome 47, numéro 1, 1940. pp. 153-184.
- **BOLELLI E.** (1945 / 1951) L'étude tectonique de la région synclinale du Sud de Rennes, « contact - Briovérien – Cambrien » Mémoire de Diplôme d'études supérieures / Mem. SGMB.
- **BAUER H, SAINT MARC P, SCHROETTER J.-M., PETELET-JIRAUD E., MOUGIN B, DEWENDEL B.** (2012) : CINERGY Forage : Etudes menées en 2011- BRGM/RP-60977-FR mars 2011.
- **CHAUVEL J.-J., PHILIPPOT A.** (1960) - Sur la discordance de la base du Paléozoïque dans la région de Rennes (Ille-et-Vilaine), trois carrières démonstratives. Bull. Soc. géol. et minéral. Bretagne, nouv. série, fasc. 1, (juillet 1961), p. 1-7.
- **PHILIPPOT A.** (1960), Observations sur l'anticlinal de La Corbinais-Bénioc (Synclinorium de Martigné-Ferchaud) BULLETIN DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE ET MINÉRALOGIQUE DE BRETAGNE, vol. ns, 2. - 79-86.
- **JIGOREL** Alain. (1978) CONTRIBUTION A L'ÉTUDE GÉOLOGIQUE DES ALLUVIONS DU COURS MOYEN DE LA VILAINE. CONSIDÉRATIONS GÉOTECHNIQUES. Géologie appliquée. Thèse Université de Rennes.

- **CHAUVEL J.-J., DURAND J. (1983)** – Les niveaux conglomératiques phosphates à galets de spilite de l’ordovicien de Bénéoc (Formation de Traveusot – Bretagne centrale) BULLETIN DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE ET MINÉRALOGIQUE DE BRETAGNE, (C), 15, 1 – 17-27.
- **BALLARD J.-F., (juin 1985)**- Mise en évidence d’une distension ordovicienne dans les synclinaux du Sud de Rennes : Modélisation numérique appliquée. D.E.A. Paris Sid : 30 p.
- **BONJOUR J.-L. (1988)** - Sédimentation paléozoïque initiale dans le Domaine Centre Armoricaïn. Thèse 3e cycle, Rennes, 258 p.
- **JUMEL G., MONNIER J. –L. (1990)** Le gisement paléolithique inférieur de Saint-Malo-de-Phily (Ille-et-Vilaine) : une confirmation géologique et archéologique. Revue archéologique de l’ouest, tome 7, 1990. pp. 5-8.
- **LARDEUX H. (1996)** (coord.). *Guide géologique de la Bretagne*. Guides géologiques régionaux, Masson, 221 p.
- **BONNET S. (1998)**. Tectonique et dynamique du relief : le socle armoricaïn au Pléistocène. Doctorat de l’Université de Rennes I, Mémoire de Géosciences Rennes, 352p.
- **DABARD M.-P., SIMON B. (2011)** – Discordance des Séries rouges initiales sur le socle briovérien : exemple de la carrière des Landes. Bull. Soc. géol. et minéral. Bretagne, (D), 8, p. 33 - 44.
- **POMEROL Charles, LAGABRIELLE Yves, RENARD Maurice, GUILLOT Stéphane (2011)** - ÉLÉMENTS DE GÉOLOGIE, DUNOD.
- **JAUJARD D. (2015)** « Géologie » Géodynamique – Pétrologie Etudes de terrain MALOINE : Collection Sciences fondamentales 336 p.
- **BESSIN Paul, (2015)**. Évolution géomorphologique du Massif armoricaïn depuis 200 Ma : approche terre-mer. Mémoires de Géosciences Rennes, 151, 327p.
- **PROUST Jean-Noël, MENIER David, GUILLOCHEAU, GUENNOC Pol, BONNET Stephane, ROUBY Delphine, LE CORRE Claude. (2001)**. Les vallées fossiles de la baie de la Vilaine; nature et évolution du prisme sédimentaire cotier du Pleistocene armoricaïn Bulletin de la Société Géologique de France (2001) 172 (6): 737-749.
- **MENIER David. (2003)** Morphologie et remplissage des vallées fossiles sud-armoricaines : Apport de la stratigraphie sismique. Minéralogie. Thèse Université Rennes 1.