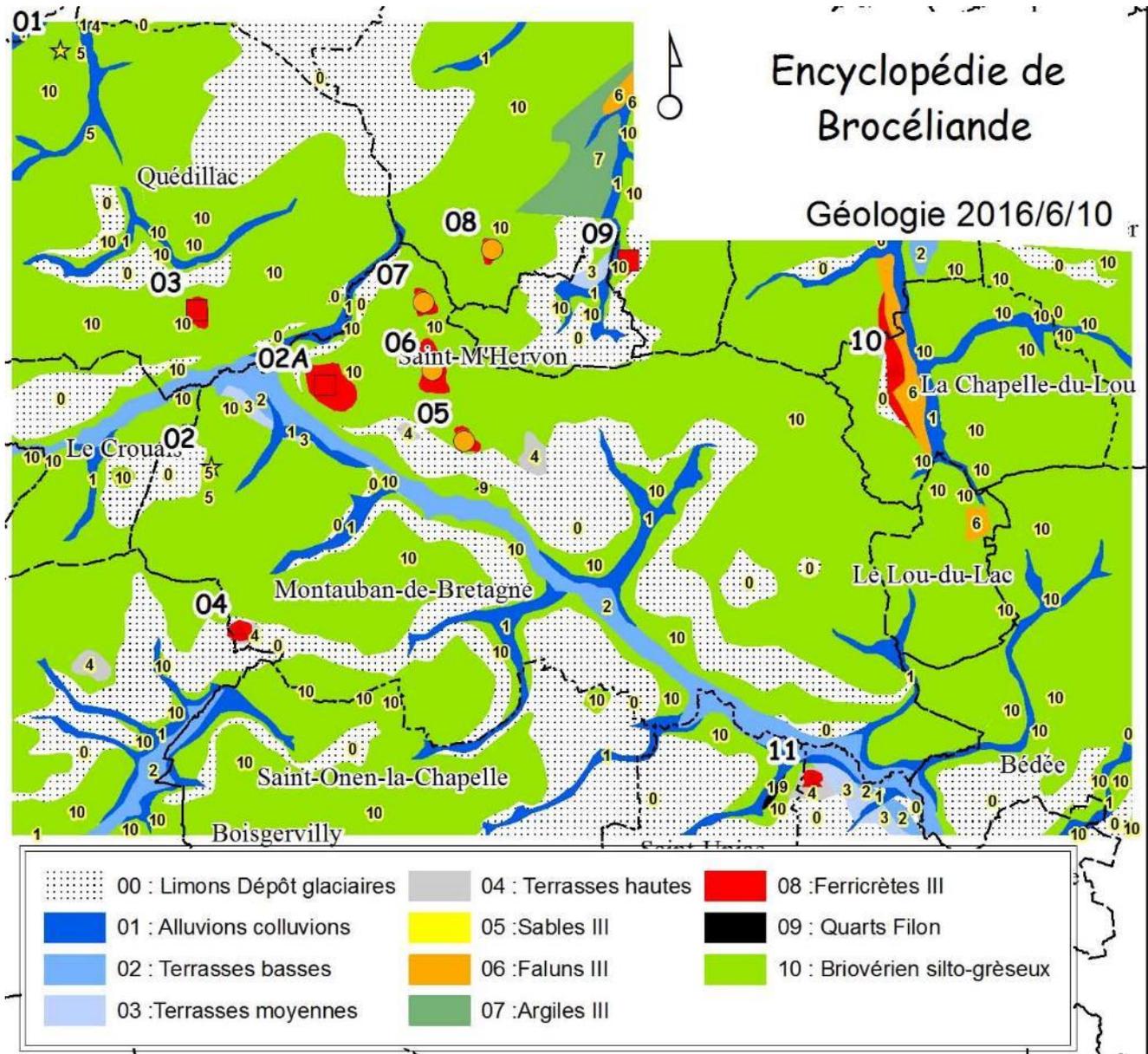


Cette sortie sera constituée de la visite sur place des sites : 0, 1, 2 et 9 : **RDV parking Entrée carrière La Troche 9h 15**

**Carrière de La Troche et autour de Montauban-de-Bretagne : Ferricrète – Sablière (Quédillac)**

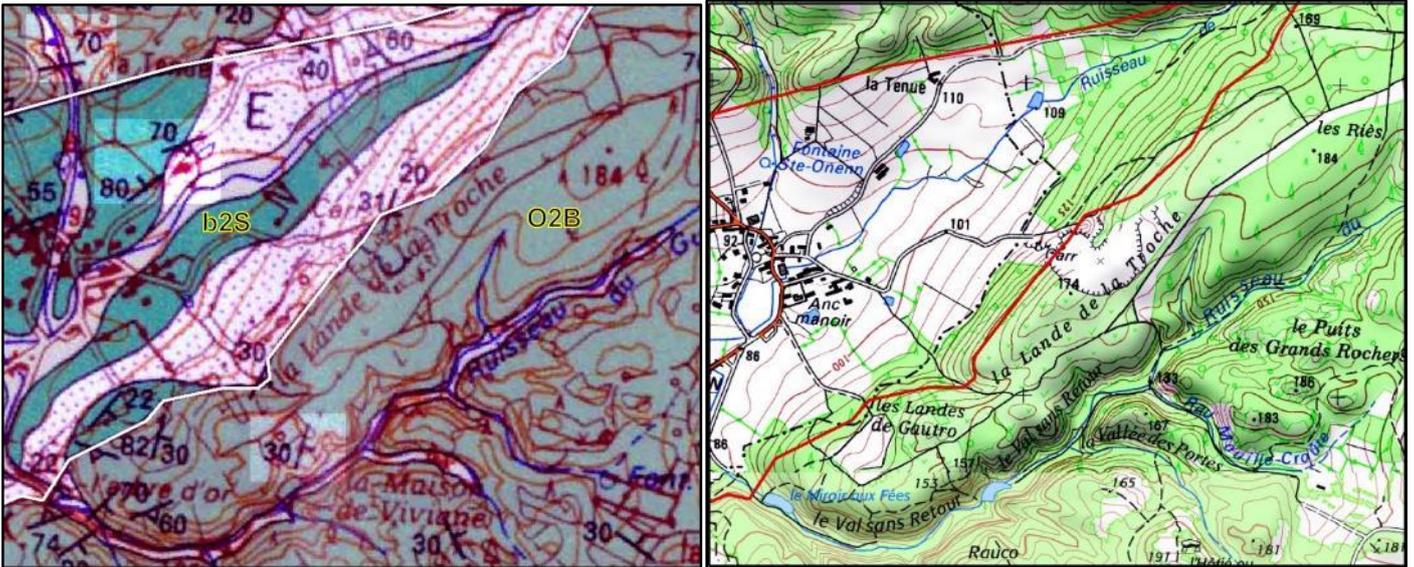


Localisation des sites 1 à 11 (sauf carrière de La Troche – site 0)

Número	FEUILLE	SIGLE	Lieu-dit	QUOI	NSHEET	Remarques	Interet
0	PLOERMEL	O2B/b2S	Troche La			Contact Dalles pourprée / Briovérien ? carrière en exploitation	ex
1	MONTFORT	?	Bossu Le	Sables III		Carrière Lafarge-France en exploitation	ex
2	MONTFORT	p1-2	Pélineuc	Sables III		Carrières (anciennes)	3
2A	MONTFORT	Ⓕ	Pavillon Le Haut	Indice Fer			2
3	MONTFORT	Ⓕ	Trémel / Potière La	Indice Fer			2
4	MONTFORT	Ⓕ	Temple	Ferricrète			2
5	MONTFORT	Ⓕ	Calou	roussard	M29	roussards + blocs ferrugineux brèches gréseuses	3
6	MONTFORT	Ⓕ	Meslardière La	roussard	M30		2
7	MONTFORT	Ⓕ	Ferrières	roussard	M30	exploitation roussard pliocène	3
8	MONTFORT	Ⓕ	Ferrières : petite et grande	roussard	M30	exploitation roussard pliocène	3
9	MONTFORT	Ⓕ	Tréliboeuf	Indice Fer		accompagne emboitement de terrasses	3
10	MONTFORT	Ⓕ	Saudrais La	Ferricrète		accompagne Captage AEP : Graben à remplissage de Faluns	3
11	MONTFORT	Ⓕ	Méhaudais Le	Ferricrète		accompagne emboitement de terrasses et filons	ex

Voir ci-dessous : **Extraits Notice géologique (Feuille de Montfort sur Meu) et autres documents.**

► **Site 0 : Carrière de La Troche (Feuille de Ploërmel □ Paimpont) .**

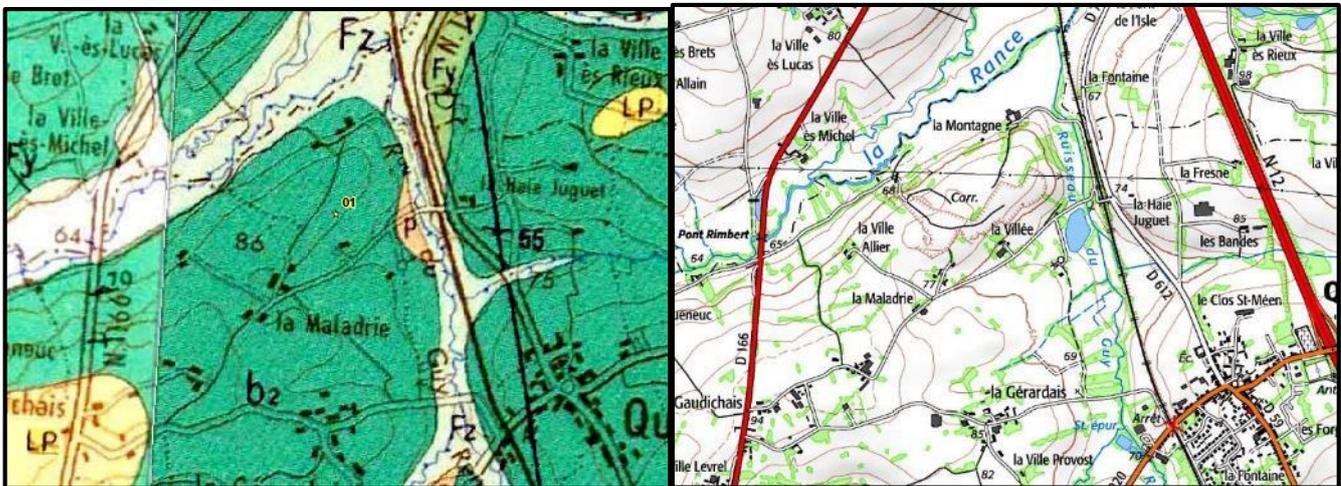


Excepté pour la carrière de la Lande de la Troche, localisée à l'Est de Tréhorentec, l'exploitation de l'ensemble des carrières situées sur le domaine couvert par la feuille Ploërmel est aujourd'hui abandonnée.

- L'entrée de la carrière à l'Ouest recoupe le contact Paléozoïque sur Briovérien, peut être occulté par des éboulis de pente (E). Au Sud de la carrière (La Maison de Viviane – L'arbre d'or) les couches (O2B) montrent un pendage (30°) plus faible que celui mesuré dans le Briovérien (NE de Tréhorentec : 70 et 80°).

La visite sur place sera guidée par M. Hubert MOUSSARD, Chef d'équipe.

► **Site 1 : Carrière du Bossu (Feuilles de Broons/Caulnes □ Quédillac). Voir aussi ANNEXE 1 : Les documents Lafarge France et la visite sur place ont été préparés avec l'aide d'Alice MOREAUX et Romain BERHAULT.**



👉 Sur la **Feuille de Caulnes** (carte géologique à gauche – levés sur le terrain 1972 à 1974) l'emplacement de la sablière du Bossu est représenté par le **substrat briovérien du Groupe de Saint-Lô (b2)** :

**b2. Groupe de Saint-Lô. Briovérien moyen.** La généralisation des travaux cartographiques à 1/50 000 conduira sans doute à une révision de la terminologie utilisée pour le Briovérien. Dans le cas présent, étant donné la faible étendue du champ d'observation, la notion de **Schistes et phyllades de Saint-Lô** de Ch. Barrois est conservée. Cet ensemble lithologique est cependant conçu comme un **groupe**, ce qui laisse la possibilité de subdivisions en **formations**, dans des régions voisines, privilégiées du point de vue des affleurements. La puissance de ce groupe n'a pu être évaluée ; elle pourrait être de l'ordre de plusieurs milliers de mètres. Dans le périmètre de la feuille, on distingue schématiquement trois types de roches :

- Des grès feldspathiques plus ou moins impurs,
- des siltstones chloriteux fins et
- des roches très riches en matière carbonée, rappelant les ampélites du Paléozoïque.

Des associations préférentielles semblent se dessiner à l'échelle régionale. C'est ainsi que les siltstones fins dominant au Sud du synclinorium du Menez—Bélaïr où les passées grés-feldspathiques impures (**grauwackes**) ne constituent que des bancs centimétriques à décimétriques (environs d'Irodouer, Langouët, Médréac,...).

C'est encore au Nord de la feuille que l'on observe des niveaux carbonatés, centimétriques à décimétriques (carrière de l'écluse de Boutron); de tels bancs calcaireux peuvent exister dans d'autres points du territoire de la feuille mais l'altération et les conditions d'affleurement font qu'il est difficile de les y reconnaître.

Deux autres faciès très localisés géographiquement doivent encore être signalés, bien que leur appartenance au Briovérien ne soit pas réellement démontrée. Il s'agit tout d'abord des grès impurs, légèrement feldspathiques et de teinte gris blanchâtre, qui affleurent le long de la Rance, à l'Est de Caulnes. La nature de leurs relations avec le Paléozoïque n'a pu être élucidée et l'on peut s'interroger sur leur possible appartenance à un faciès particulier de la Formation du Grès armoricain.

Pour l'instant, en raison de leur nature pétrographique qui rappelle les grauwackes du Briovérien et en l'absence de toute trace organique (pistes, terriers ou fossiles), ces affleurements sont rapportés au Précambrien plutôt qu'au Paléozoïque et portent la notation b2G.

Entre la Chapelle-Blanche et Médréac, un autre faciès particulier existe : il s'agit d'un matériel tuffacé, exposé dans la petite carrière de la Glé. La position stratigraphique de cet affleurement reste incertaine bien que le contexte cartographique plaide en faveur d'un âge briovérien, hypothèse retenue ici.

L'analyse pétrographique des grès impurs du Briovérien montre qu'il s'agit généralement de *quartz-wackes* avec dans quelques cas, passage à des *feldspathic-wackes*. Parmi les éléments figurés variant de 100 à 350  $\mu$ , on reconnaît du quartz peu arrondi, des grains de microquartzite, des plagioclases et des feldspaths potassiques (le plus souvent séricitisés). La matrice, toujours abondante, se compose de quartz, séricite et chlorite.

Le terme de grauwacke est parfois utilisé pour désigner ces roches. Les *siltstones* argileux quant à eux représentent des *mudstones* à séricite-chlorite et quartz. Malgré l'abondance de matière carbonée dans certains niveaux (schistes ampéliteux), les sédiments briovériens n'ont livré aucun microfossile ni trace organique. Les corrélations et attributions stratigraphiques ne font donc intervenir que les seuls caractères lithologiques de cet ensemble sédimentaire qui présente des points communs avec le Briovérien moyen connu en Normandie (« étages » de Villiers-Fossard et de lalande des Vardes).



Fig. 2 - Profil d'altération type  
(d'après R. Wyns - Géochronique n° 59, 1996, modifié)

👉 Vers le Sud sur la **Feuille de Monfort** (éditée en 1999), ce faciès briovérien est assimilé à des formations lœssiques (OE) déposées sur des **isaltérites Briovérien** (bA) : Les **isaltérites** constituent le stade d'altération du substrat briovérien le mieux représenté à l'échelle de la carte. Elles couvrent la quasi-totalité de la partie nord de la carte ainsi que certaines zones basses bordées par failles (Etang de Careuil, Etang de Boutavent,...). À l'affleurement (coopérative agricole du Garun à la Brohinière x = 269,80 ; y = 2 366,25), bien que la roche soit altérée, elle conserve sa structure (stratification et schistosité visibles). La transformation en argile affecte de façon hétérogène l'ensemble de la roche. De nombreux fragments sains sont préservés.

L'extraction sur la **sablière du Bossu** (voir **ANNEXE 1**) a commencé en **2004**. Le gisement extrait est constitué par des **sables du Pliocène** déposés entre 2 et 5 millions d'années dans un bassin sédimentaire, orienté Ouest-Est, en bordure de la Rance. Le gisement exploité est acheminé par camion jusqu'à la sablière de la Ville Caro à Mauron (56), située à une vingtaine de kilomètres au Sud, pour y être lavé (pour retirer les fines argileuses) et criblé avant d'être commercialisé.

Concernant les sables du Pliocène, la Notice géologique de la **Feuille de Monfort** indique :

Une grande incertitude demeure sur la stratigraphie des dépôts pliocènes du Massif armoricain. Les gisements sont généralement très dispersés et azoïques, ce qui ne facilite pas les corrélations et les reconstitutions paléogéographiques. Le Pliocène peut se subdiviser en deux formations :

- des dépôts argilo-sableux fossilifères (« **Redonien** » des anciennes cartes) surmontés de
- la« **Formation des sables rouges**» (Gros et Limasset, 1984). Toutefois, les relations stratigraphiques entre ces deux faciès ne sont pas établies de façon certaine (Gros et Limasset, 1984 ; Fourniguet et *al.*, 1985).

Plusieurs suppositions sont avancées quant au **milieu de sédimentation de ces dépôts**. Ils ont longtemps été interprétés comme résultant d'une sédimentation exclusivement marine, peu profonde (Milon et *al.*, 1933 ; Durand, 1960). Toutefois, G. Denizot (1925) émettait déjà l'hypothèse d'une composante fluviale non négligeable. Plus récemment, des travaux de sédimentologie (Guillocheau et *al.*, 1998) montrent que les sables correspondent au remplissage d'un réseau hydrographique anté-Pliocène. Les faciès les plus marins, qui ont été reconnus, correspondent à des faciès d'estuaire.



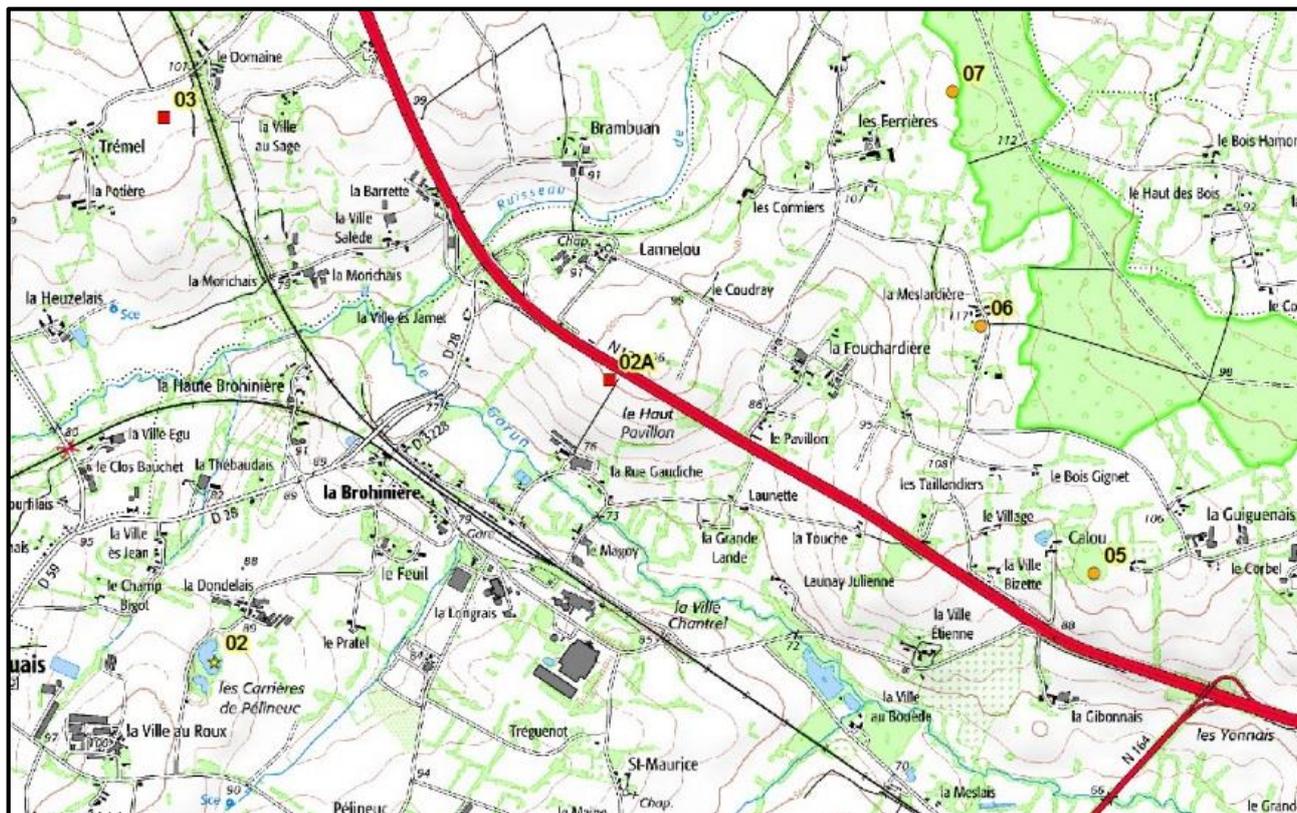
Orthophotos de la carrière (IGN : 17/4/2014 TU 9 :44 - Google Map : 4/9/2010 ?)

**p1-2. Sables et argiles fossilifères (Reuvérien).** Les **carrières de Pélineuc** sont actuellement ennoyées ou comblées. Les seuls témoins de Pliocène qui subsistent sont des dalles de « roussard » en bordure des carrières. En 1948, on pouvait observer, de haut en bas, le front de taille suivant (Durand, 1968) :

- 2 m de **limon** ;
- 2,50 de **sables rouges** plus ou moins concrétionnés en « roussard » ;
- 2,50 à 3 m d'**argiles** jaunes ;
- 1 m d'**argiles** grises ;
- 2,50 m d'**argiles** noires ;
- 1,50 m d'**argiles** grises ;
- de nouveau, des **argiles** noires au ras de l'eau. (niveau de l'eau pompée : - 11 m/sol)

Les sables sont azoïques. Par contre, à **Pélineuc**, les argiles pliocènes ont livré une flore qui permet de leur attribuer un âge reuvérien (Pliocène supérieur) (Cavelier et *al.*, 1980). D'après S. Durand (1960), « ces argiles riches en spicules de spongiaires siliceux, renferment quelques diatomées et un peu de pollen ».

**p. Sables et argiles (Pliocène indifférencié?).** Le gisement du Petit-Limeul (feuilles Montfort-sur-Meu et Rennes), à l'Est de Saint-Gilles, n'a été reconnu que dans le cadre d'un projet d'ouverture de carrières par la Société Rennaise de Dragages. Ces dépôts sont recouverts par des limons et des alluvions de haute terrasse. Ce gisement est de faible extension et d'une dizaine de mètres d'épaisseur maximum. La géométrie de ce gisement est bien contrainte, mais, du fait de l'absence d'affleurement, la pétrologie et la sédimentologie demeurent mal précisées. Il s'agit d'un faciès sablo-argileux. Aucun sondage n'a pu être effectué dans le périmètre de ce gisement.



Localisation des sites n° 2-2A-3-5-6-7

Sur les feuilles géologiques récentes (exemple : Feuille de Guer 2009)

### Sables rouges de Bretagne (m-p) - Miocène supérieur-Pliocène

Des gisements de sables rouges sont présents dans les secteurs de Mernel et Guignen, dans le quart sud-est de la carte géologique de Guer.

Cette formation a été très largement étudiée au cours de la dernière décennie, en particulier par les géologues de l'Université de Rennes. De nombreux articles issus pour la plupart de thèses régionales ont montré que ces « sables rouges » auparavant considérés comme marins (Milon, 1929; Durand 1960), étaient des sédiments fluvio-estuariens (Bonnet, 1998; Guillocheau *et al.*, 1998) comblant progressivement des paléovallées.

Le paysage, très différent de l'actuel, était constitué d'épandages sableux associés à des cônes alluviaux ou des plaines alluviales à chenaux en tresse, ennoyés par des estuaires. Ces faciès ont été préservés à la faveur du remplissage de **paléovallées** faiblement incisées (10 à 20 m pour des largeurs pouvant atteindre 700 m). La mise en place de ce réseau de paléovallées serait d'âge miocène moyen (Serravallien supérieur à Tortonien basal, soit 11 Ma).

Au niveau des gisements connus (**Réguiny** (voir **ANNEXE 2**), Lauzach, Saint-Jouan de l'Isle), les vallées étaient orientées selon une direction NE-SW avec des paléocourants vers le Nord-Est et le Sud-Ouest (Brault *et al.*, 2004). La ligne de partage des eaux durant le Mio-Pliocène, très différente de la ligne actuelle, était orientée NNW-SSE le long du couloir de la faille Quessoy-Nort-sur-Erdre.

Les sables se seraient déposés au cours de deux cycles transgression/ régression, l'un du Miocène supérieur et l'autre du Pliocène supérieur, avec une possible lacune durant le Pliocène inférieur (Zancléen).

En Bretagne centrale, **le cycle du Miocène supérieur** (7 Ma) débute par des épandages sableux de plaine alluviale à chenaux faiblement sinueux ennoyés par des faciès estuariens internes. La tendance régressive de ce cycle se manifeste par une surface d'érosion surmontée par des épandages conglomératiques de cônes alluviaux.

**Le cycle du Pliocène supérieur** (3,3 à 3,5 Ma) débute, comme le précédent, par des épandages sableux de plaine alluviale à chenaux faiblement sinueux, ennoyés par des faciès estuariens. La tendance régressive n'est généralement pas préservée.

Scellant ces vallées pliocènes, se trouve une formation détritique grossière (conglomérat à galets non jointifs), indépendante de la paléotopographie pliocène et du relief actuel, dont l'âge est inconnu (plus récent que 3 Ma?).

Appelée « nappe éo-quaternaire » par les anciens géologues, elle pourrait correspondre au début de mise en place du réseau hydrographique actuel.

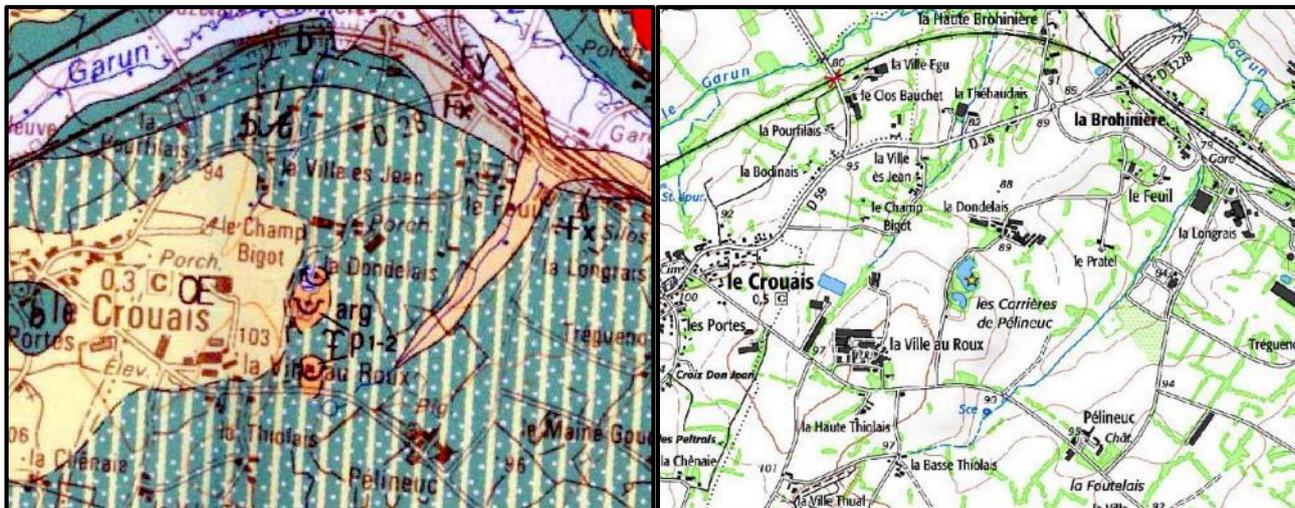
Il est à noter que ces sables sont affectés par des décrochements syn à post-dépôts (Guillocheau *et al.*, 1998; Van Vliet Lanoë *et al.*, 1998).

La topographie actuelle est marquée par un réseau de vallées indépendantes des paléovallées pliocènes. Leur incision qui aurait débuté vers 0,7-0,5 Ma s'accompagne de la formation de terrasses étagées ou emboîtées d'âge pléistocène.

Pendant longtemps, les « Sables rouges » furent considérés comme les reliques d'une formation marine (Milon, 1929 ; Milon et Lucas, 1935 ; Milon, 1937). Les arguments principaux étaient la présence de glauconie et la perforation du substratum par des organismes marins (pholades). Des études sédimentologiques et stratigraphiques récentes menées à Régigny (à une vingtaine de kilomètres à l'ouest de la feuille Ploërmel, sur la feuille Josselin) ont montré que les « Sables rouges » ont une origine principalement fluviale avec des milieux de dépôts tels que des rivières en tresse et des rivières faiblement sinueuses (Guillocheau *et al.*, 1998 [Voir ANNEXE 2]; Van Vliet-Lanoë *et coll.*, 1998 ; Brault, 2002). Les faciès marins ne sont représentés que par des milieux estuariens internes. Ces sables auraient comblé un réseau de paléovallées fluviales (paléorias) pendant deux périodes de remontée du niveau de base. Le dernier maximum transgressif correspond aux dépôts des argiles de Saint-Jean-La-Poterie. Ceci traduirait un retour à des conditions franchement marines dans ce secteur (M.-T. Morzadec, 1989 *in* Fourniguet *et al.*, 1989). À Saint-Jean-La Poterie, l'étude des palynomorphes a montré que ces argiles ont un âge Reuvérien proche du Prétigilien (M.-T. Morzadec *in* Fourniguet *et al.*, 1989 : 2,7 - 2,4 Ma).

Récemment, des techniques nouvelles ont permis d'approcher l'âge de ces sédiments et notamment des mesures de datations RPE (Résonance Paramagnétique de Spin, ESR des anglo-saxons). De telles mesures, effectuées sur des échantillons provenant du gisement de Régigny (Morbihan) ont donné deux populations d'âges : 8 - 7 Ma et 3,5 - 3 Ma (Van Vliet-Lanoë *et coll.*, 1998 ; Mercier et Brulhet, 2000) ce qui suggère un âge Miocène supérieur à Pliocène pour ces sables.

► **Site 2 : Pélineuc (Feuilles de Montfort □ Montauban-de-Bretagne)**





Anciennes sablières de Péligneuc (2012) – Voir texte page 4.

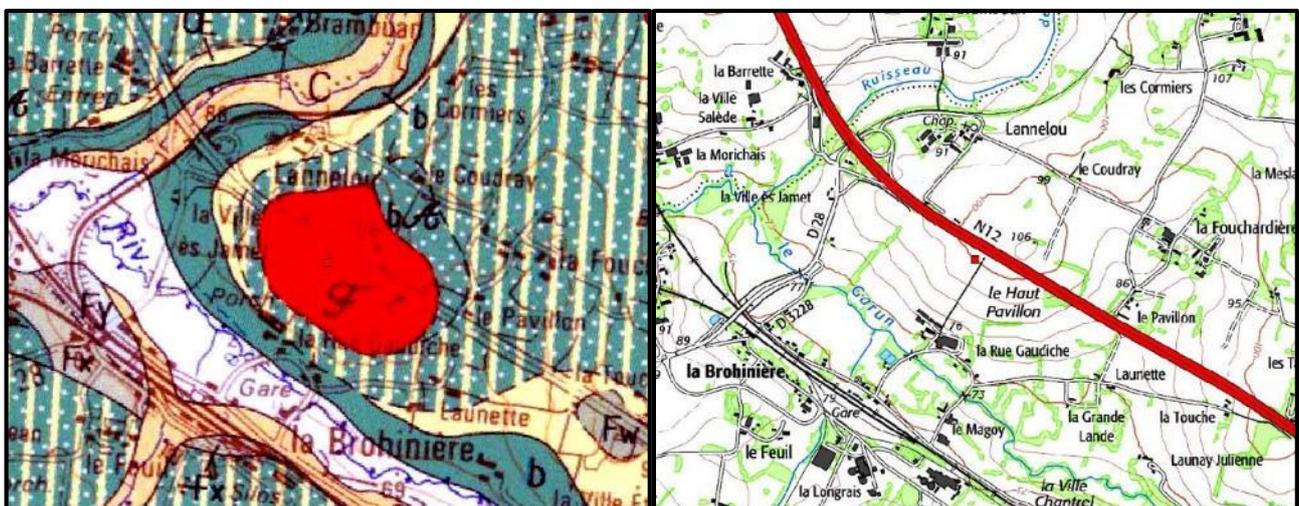
## Formations superficielles consolidées

☞ **Ferricrètes (d'âge indéterminé)**. Ces indurations secondaires, de faible extension et épaisseur (quelques mètres maximum), forment ponctuellement des dalles qui coiffent les reliefs au Nord de Montauban-de-Bretagne. Elles affectent aussi bien les niveaux sableux du Pliocène des carrières de **Péligneuc** (Durand, 1968), que les alluvions des « haute et moyenne terrasses » (Saint-Uniac, La Chapelle-du-Lou), ou les formations solifluées quaternaires (La Chapelle-du-Lou). Ces ferricrètes se développent généralement à l'interface de ces formations et des argiles sous-jacentes, qui sont généralement, soit les argiles d'altération, soit les argiles pliocènes constituant des barrières de perméabilité.

Aux carrières de **Péligneuc**, cette induration secondaire, appelée « roussard », reste le seul témoin du Pliocène qui a été totalement exploité.

On retrouve ces « roussards » associés à des blocs ferrugineux à éléments bréchiques gréseux au lieu-dit **Calou** (x = 271,80 ; y = 2 366,50), où des traces d'exploitation subsistent (les **Ferrières**, les **petites** et **grandes Ferrières** ; Puzenat, 1939). De petites excavations ont été localement exploitées de façon artisanale au début du siècle (**Calou**, les **Ferrières**, les **petites** et **grandes Ferrières**). Le minerai possède des teneurs de 50-51 % en fer et de 14-15 % en silice. L'épaisseur maximale de ces gisements ne dépasse pas 5 m (Puzenat, 1939).

► **Site 2A : Lannelou - Le Coudray - Le Haut Pavillon (Feuilles de Montfort □ Montauban-de-Bretagne)**



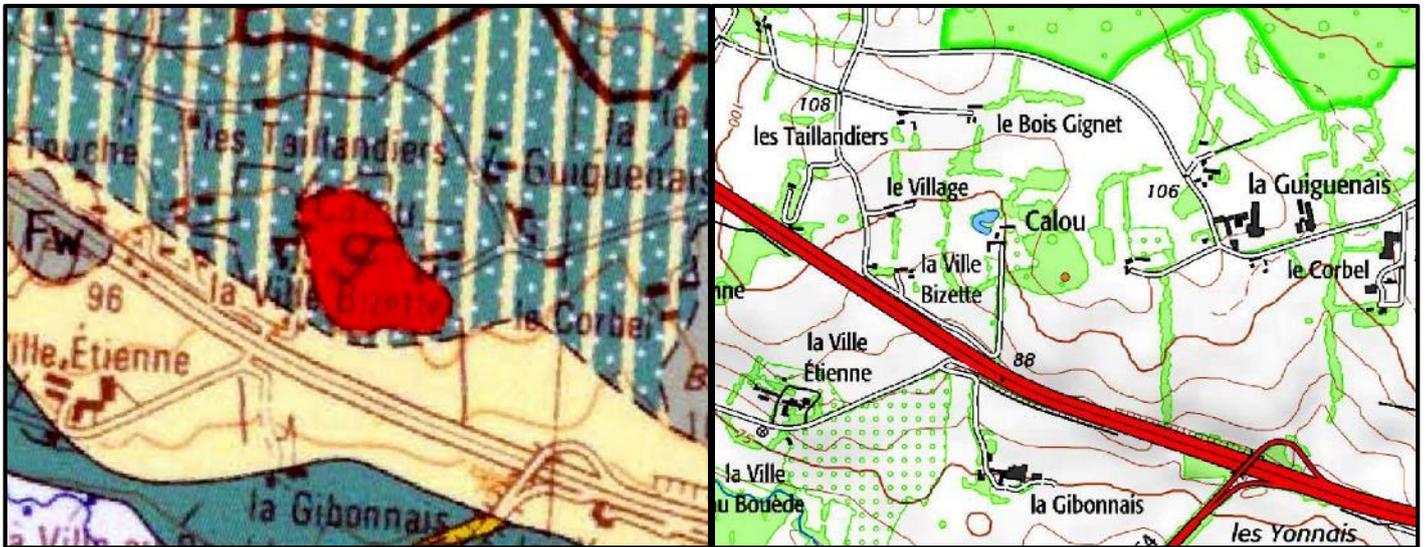


► **Site 3 :** Trémel – La Potière (Feuilles de Montfort □ Quédillac)

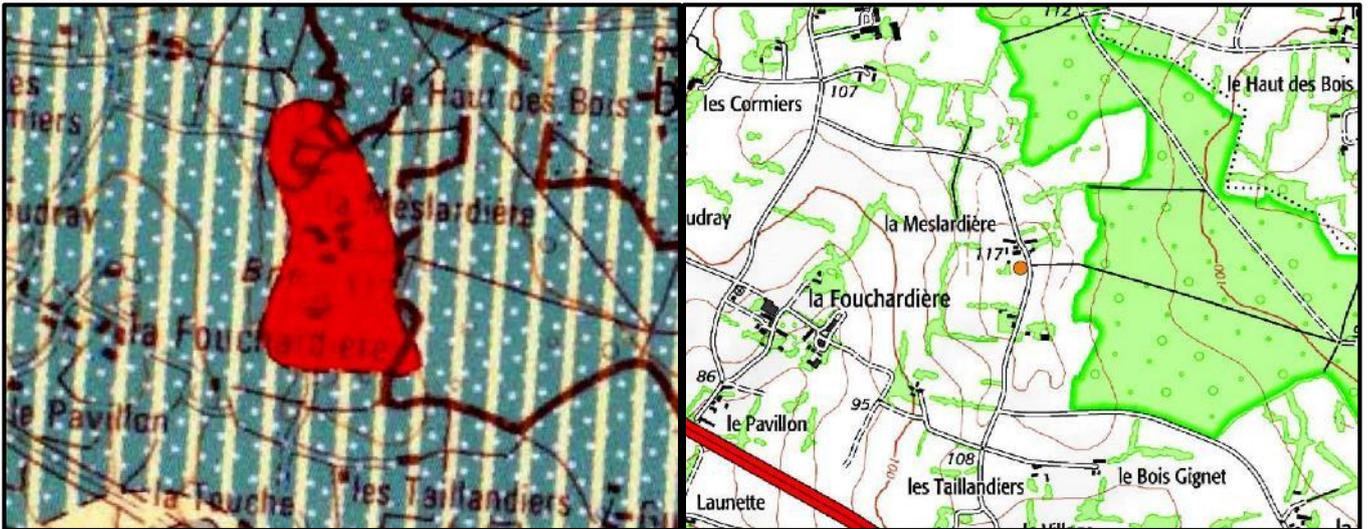




► **Site 5 : Calou** (Feuilles de Montfort = Montauban-de-Bretagne)

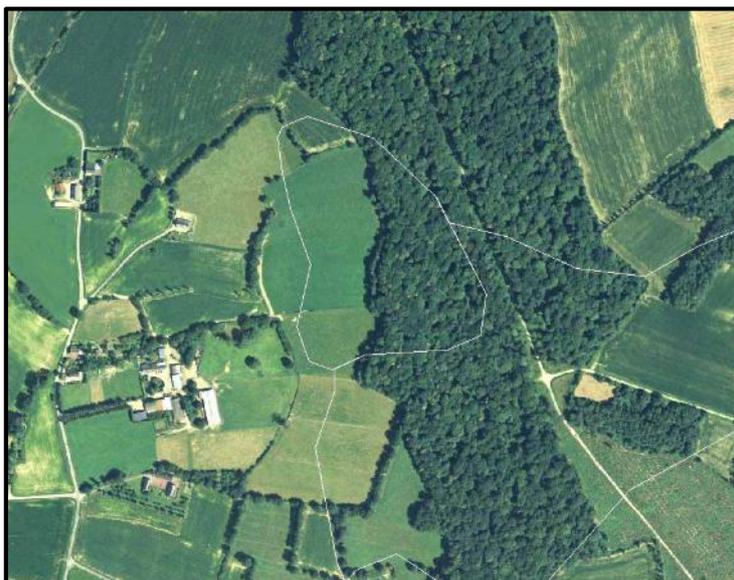


► **Site 6 :** La Meslardière (Feuilles de Montfort □ Montauban-de-Bretagne)

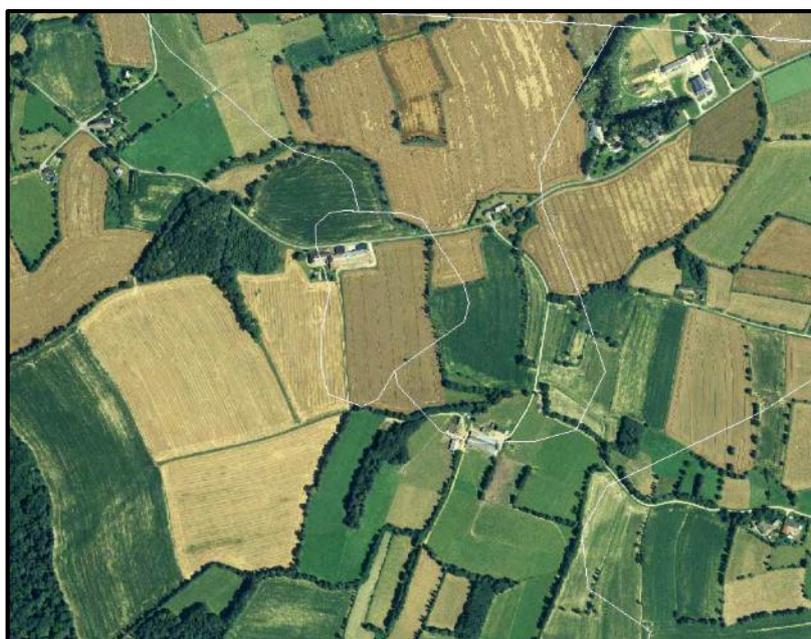
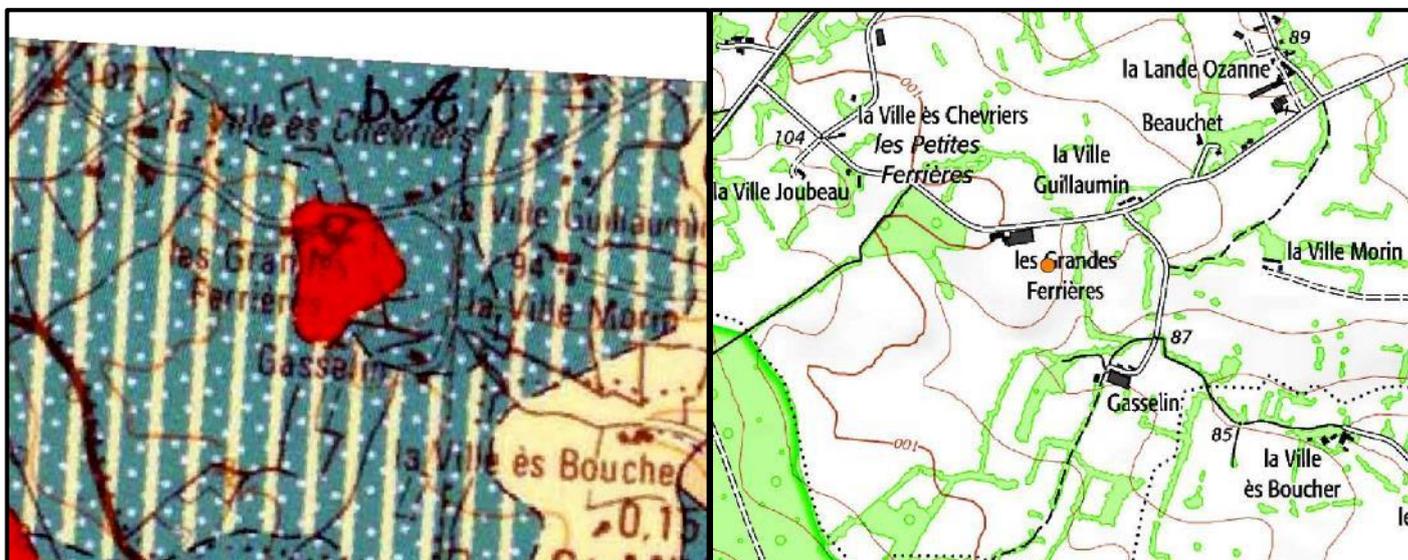


► **Site 7 :** La Ferrière (Feuilles de Montfort □ Montauban-de-Bretagne)

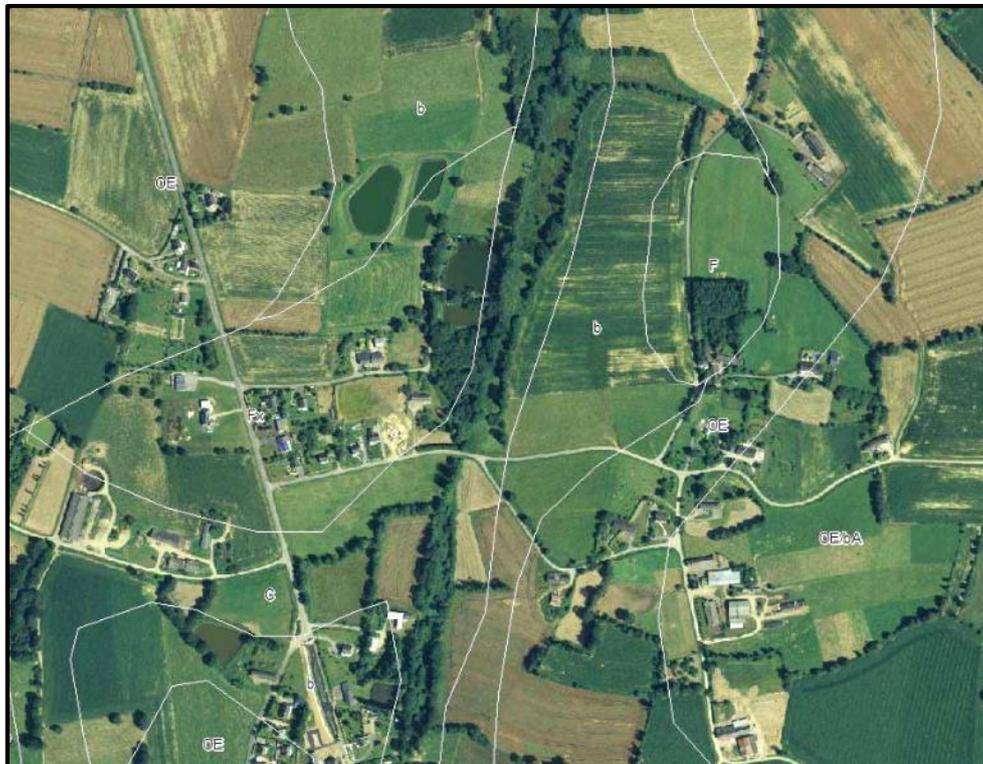
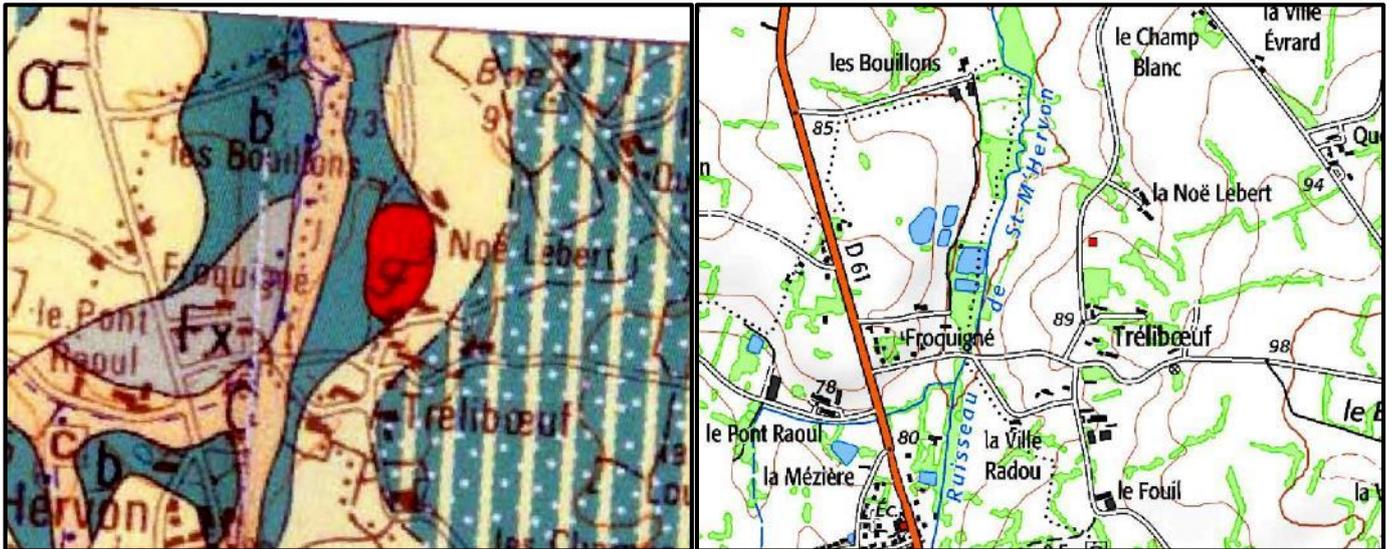




► **Site 8 :** La Ferrière Petite et Grande (Feuilles de Montfort □ Médréac)



► **Site 9 : Trélibœuf (Feuilles de Montfort Saint M'Hervon)**



Outre le placage de Ferricrète, situé sur le Briovérien à 89 m NGF sur le versant Est du ruisseau de Saint M'Hervé, ce site est l'occasion de repérer, sur le versant Ouest, l'étagement des dépôts fluviatiles ( Voir *Extraits Notice géologique feuille de Montfort ci-après*). Ces dépôts sont ici représentés par des **alluvions de moyenne terrasse (Fx)** situées au-dessus de **colluvions** qui colmatent le talweg du ruisseau. . Les plans d'eau (voir carte IGN) sont la trace d'anciennes gravières qui ont permis l'exploitation des alluvions.

▪ **Dépôts fluviatiles**

La classification en vigueur de ces formations repose sur des critères altimétriques (altitude relative par rapport aux lits actuels des cours d'eau : Voir Illustration page 16). Faute de datations fiables, il est souvent problématique pour un système alluvionnaire donné, à l'échelle d'une région, ainsi qu'à celle d'une carte, d'être catégorique quant au synchronisme des dépôts.

Toutefois, la cartographie de ces différents systèmes alluvionnaires permet de dégager deux familles et leur chronologie relative. La première, représentée par les **alluvions de « haute terrasse »**, met en évidence un réseau

hydrographique sans lien apparent avec le réseau actuel. Cet épisode, postérieur aux dépôts pliocènes (alluvions surmontant le gisement pliocène du **Petit Limeul** [Saint-Gilles]), se situe vraisemblablement à la limite Pliocène - Pléistocène. Les **alluvions de « moyenne et basse terrasses »** traduisent, quant à elles, une évolution postérieure, strictement quaternaire, aboutissant au creusement du réseau hydrographique actuel ; une évolution que l'on retrouve dans les relations morphologiques entre ces deux familles de systèmes alluvionnaires. En effet, les alluvions de « moyenne et basse terrasses » sont emboîtées, tandis que les alluvions de « haute terrasse » sont, en partie, étagées par rapport à celles-ci (Est de Talensac). Toutefois, cette observation morphologique pourrait être un artefact cartographique, car les systèmes alluviaux anciens (Fw) sont les témoins de vastes nappes alluviales mises en place avec une dynamique d'« épandage », alors que les systèmes plus récents (Fx, Fy) sont liés à des systèmes plus organisés, plus chenalisés.

Ces dépôts fluviatiles sont généralement de faible extension et affleurent dans de mauvaises conditions. Bien que des figures sédimentaires, de type litage oblique tabulaire (rides et mégarides 2D), soient visibles, il est impossible de préciser le style de mise en place (Miall, 1996).

**Fw. Alluvions de haute terrasse ; 20 à 35 m au-dessus du cours actuel (Pléistocène inférieur ?).** Ces alluvions sont constituées de galets de quartz roulés, bien triés, dans une matrice sableuse rubéfiée. Les affleurements sont rares et mal préservés, aucune analyse de faciès n'a pu être effectuée. D'un point de vue descriptif, on peut observer (sortie de l'Hermitage en direction de Montfort x = 290,75 ; y = 2 355,90) des mégarides à litage oblique tabulaire recoupant des niveaux lenticulaires sableux correspondant vraisemblablement à des faciès de débordement. Ce système alluvionnaire repose, à l'Est de Saint-Gilles, sur le gisement de sable pliocène du Petit-Limeul,

**Fx. Alluvions de moyenne terrasse ; 10 à 20 m au-dessus du cours actuel (Pléistocène moyen à supérieur ?).** Les alluvions de « moyenne terrasse » sont difficilement distinguables. Outre le critère altimétrique, ces alluvions sont moins affectées par les phénomènes périglaciaires que les alluvions de « basse terrasse ». Ils présentent ponctuellement des indurations provoquées par précipitation d'hydroxyde de fer.

Ces dépôts alluvionnaires sont volumétriquement les plus préservés (quart sud-est de la carte). Un nombre important d'anciennes gravières, dans la région de Mordelles, a été recensé.

**Fy. Alluvions de basse terrasse ; 2 à 10 m au-dessus du cours actuel (Pléistocène supérieur ?).** Ces dépôts sont très hétérogènes en maturité et en granulométrie. Le matériel varie de blocs anguleux décimétriques à des éléments centimétriques, enrobés dans une matrice argilo-sableuse en pourcentage variable. La stratification est généralement absente ou frustrée (moulin de Travan, x = 277,80; y = 2 357,50).

En termes de processus de dépôt, les alluvions de « basse terrasse » présentent une dynamique mixte. En effet, à une mise en place purement fluviatile vient se superposer ponctuellement des écoulements gravitaires liés à la dynamique périglaciaire (période de gel - dégel) affectant les versants du système hydrographique. Ces épisodes se traduisent par la sédimentation de matériel très immature provenant du substratum proche.

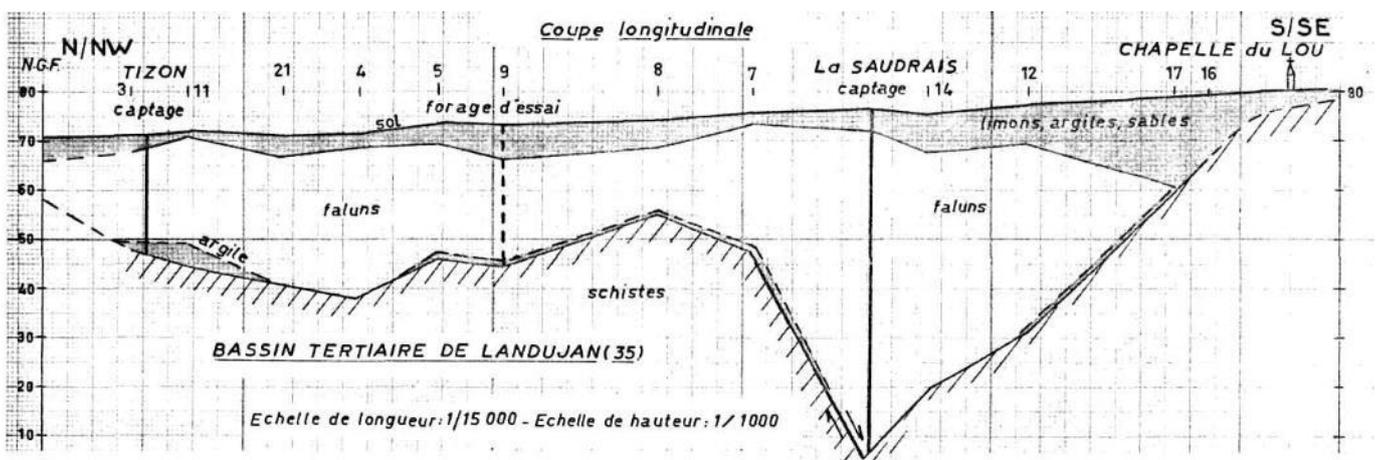
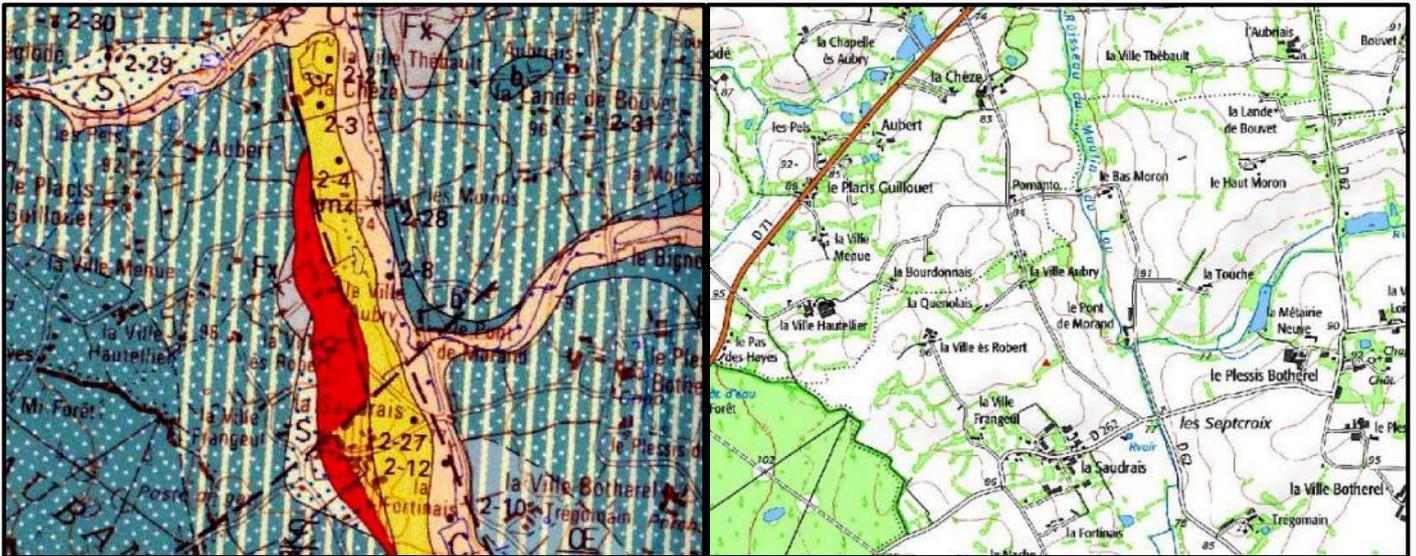
**Fz. Limons de débordement, chenaux et alluvions récentes (Holocène).** Ces dépôts occupent le fond plat des vallées du réseau hydrographique actuel, leur limite d'extension correspond souvent aux zones inondables.

Le matériel argilo-sableux, riche en fragments subanguleux de quartz, provient principalement du remaniement des formations superficielles, tels que les altérites, colluvions et dépôts fluviatiles antérieurs. Leurs épaisseurs varient de quelques décimètres à 5 m pour les cours d'eaux principaux (Meu et Vaunoise).

Une datation au C14, effectuée sur un tronç d'arbre fossile trouvé dans les gravières de Cramoux-sur-le-Meu (x = 283,70; y = 2 354,00), a donné un âge de 5140 ± 100 ans B.P. (Holocène) (Jigorel, 1978).

▪ **Dépôts de versants, ruissellement dominant (C : colluvions Holocène).** Il s'agit de dépôts de bas de versant, de faible extension, mis en place par ruissellement, qui colmatent principalement les fonds de vallon des drains secondaires du réseau hydrographique. Ces sédiments sont argilo-sableux et contiennent parfois des fragments du substratum et de quartz. Leur épaisseur est variable, mais généralement métrique.

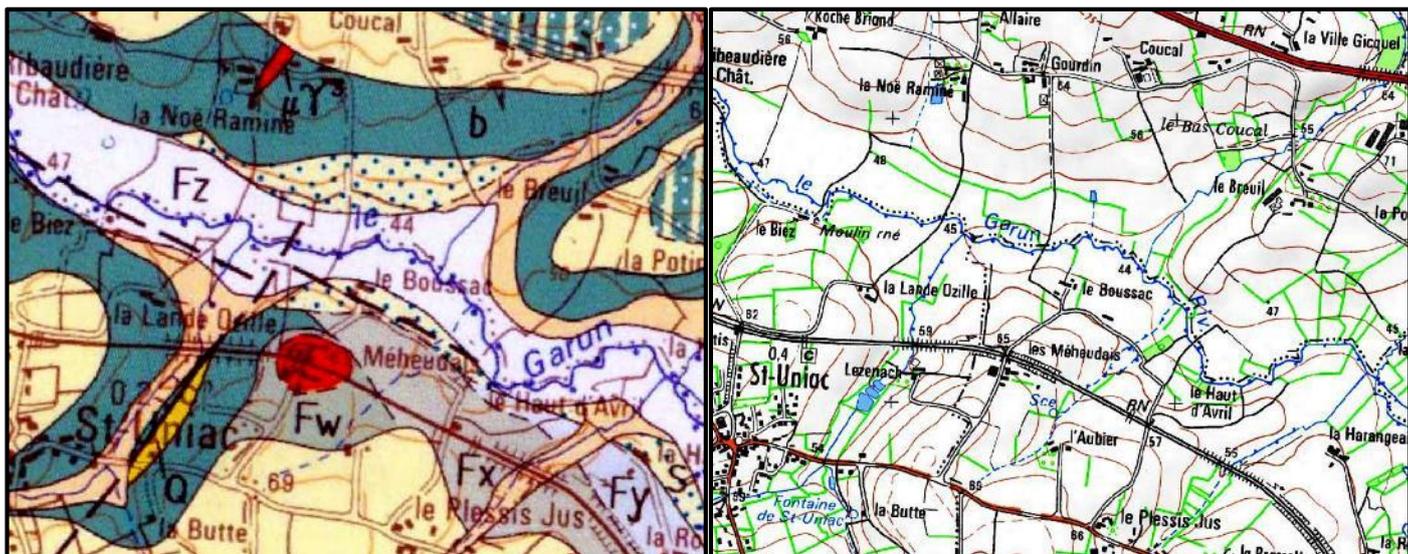
► **Site 10 : La Saudrais – Captage AEP (Feuilles de Montfort □ La Chapelle-du-Lou)**



Extrait Rapport BRGM 78-SGN-268-BPL : L. BRUNEL – H. TALBO (mai 1978 coupe parallèle au ruisseau)

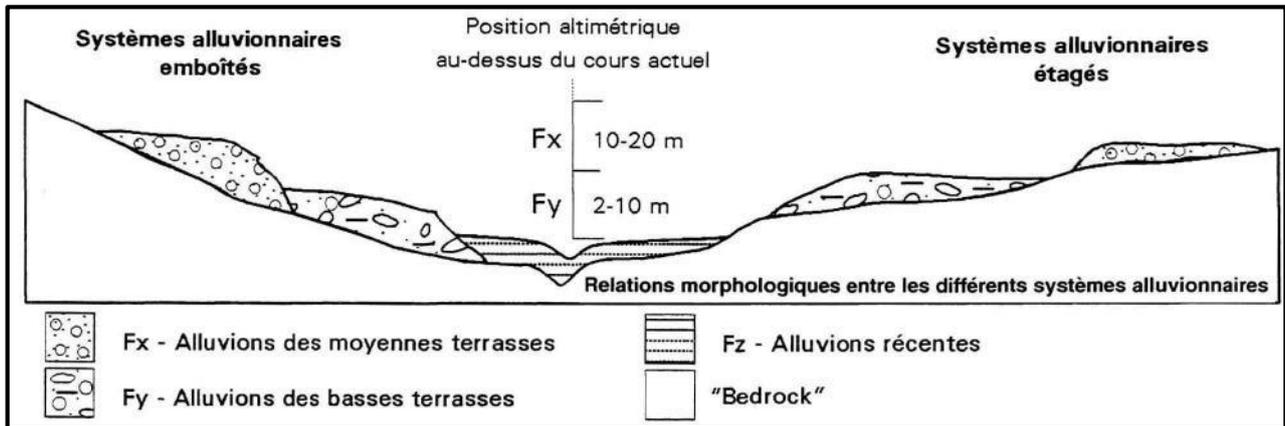
Les sondages effectués lors de l'implantation des stations de captage (**la Saudrais** et Tizon: Brunel et al., 1978) ainsi que ceux réalisés dans le cadre des levés de la carte, ont permis de bien contraindre la géométrie des sédiments. Les faluns (m4) se limitent à une bande étroite d'orientation N140 (Landujan - La Chapelle-du-Lou), compartimentée par une faille de direction N60, et bordée par une famille de failles de direction N140. L'épaisseur moyenne des dépôts est de l'ordre de la vingtaine de mètres avec un dépôt-centre supérieur à 60 m au niveau de **la Saudrais** (sondage 2-27).

► **Site 11** : Le Mahaudais (Feuilles de Montfort = Iffendic) <sup>1</sup>



A partir de Saint Uniac – La Lande Ozille, ce site permet de reconnaître une succession emboîtée : **Limon/Lœss** > **Férricrète (F)** > **Alluvions de haute terrasse (Fw)** > **Alluvions de moyenne terrasse (Fx)** > **Alluvions de basse terrasse (Fy)** > **chenaux et alluvions récentes (Fz)**, avec en sus un **filon de Quartz** parallèle à une faille (orientation N40 E) le long du ruisseau de la Fontaine de Saint-Uniac et un **filon de micro-granite** ( $\mu\gamma^3$ ) à La Noë Raminé.

<sup>1</sup> Le **site 11**, à priori très prometteur, fera l'objet d'une reconnaissance particulière pour vérifier l'état des affleurements.



**Q Quartz.** Les filons de quartz, d'une taille suffisamment importante pour pouvoir être reportés cartographiquement, ont été observés uniquement dans le Briovérien. Leur mise en place est généralement associée aux deux familles de failles rencontrées sur la feuille (N140-160 et N40-60).

L'extension de ces filons est pluridécamétrique, voire kilométrique. Leur cartographie est problématique car ils sont très rarement observés en place (**Saint-Uniac**, Romillé).

Le champ filonien cartographié n'est vraisemblablement pas exhaustif. En effet, l'importance du quartz filonien, présent dans les argiles d'altération du Briovérien, suggère qu'il est beaucoup plus important.

**$\mu\gamma^3$ . Microgranites.** Deux filons ont été reconnus (lieu-dit le Fieu et **la Noë Raminé**), mais, du fait de l'intensité de l'altération, la texture de la roche n'est plus accessible. Seule l'analyse de la phase minérale, extrêmement riche en quartz, en plagioclase, en « fantômes » de biotite et muscovite altérées en chlorite, permet de penser qu'il s'agit de microgranites.

Étant donné la mauvaise qualité des affleurements et le degré d'altération de ces roches, il n'est pas possible de préciser l'âge de mise en place de ces filons. Toutefois, F. Trautmann (1994) a montré, pour des microgranites similaires (feuille Janzé), qu'ils étaient postérieurs à la déformation hercynienne.



## II.4. GEOLOGIE

Source : - BRGM / Carte géologique au 1/50 000 de Caulnes  
- Rapport d'étude géologique de la sablière du Bossu (Lafarge Granulats – Direction Exploitation Gisement Géologie – Octobre 2007)

### 1. GEOLOGIE GENERALE

Le secteur de Quédillac est situé au cœur du Massif Armoricain sur le synclinal paléozoïque du Ménez-Bélaïr qui constitue la partie centrale d'une unité plus vaste : le synclinal médian armoricain.

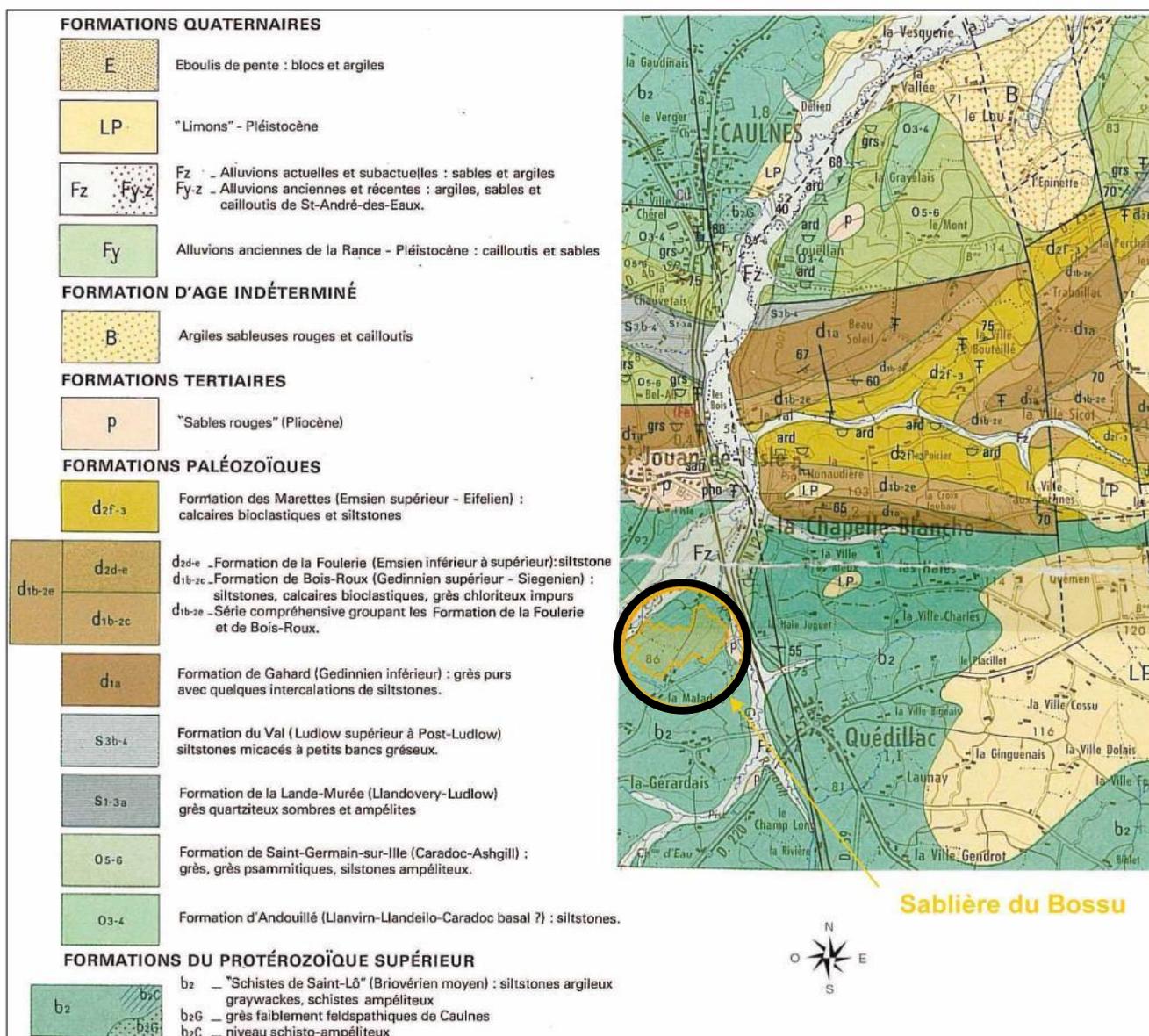


Figure 6: Carte géologique locale (1/50 000°)

Plus précisément, la sablière est localisée à l'extrémité sud-ouest du synclinal de Ménez-Bélair sur une formation du Protérozoïque supérieur : les Schistes de Saint-Lô du Briovérien moyen dont les caractères pétrographiques des sédiments ont profondément été perturbés par le flux thermique des intrusions du granite de Bécherel.

Sur ce substratum cristallin, essentiellement constitué de schistes anciens d'âge Briovérien fortement déformés par diverses orogénèses, se sont déposées des formations beaucoup plus récentes, depuis les sables marins du Pliocène (ère Tertiaire) aux alluvions fluviales anciennes ou récentes de la Rance.

## 2. FORMATIONS GEOLOGIQUES DE LA SABLIERE

Le gisement de la sablière du Bossu est constitué par la superposition de sables fins du Pliocène et d'alluvions argilo-graveleuses des hautes terrasses de la Rance, reposant sur un substratum schisteux.

Le toit de ce socle schisteux apparaît relativement tourmenté. Il présente 3 vallons bien marqués, parallèles à la vallée actuelle de la Rance. Séparés par des blocs rigides de schistes d'altitudes comprises entre 67 et 82 m NGF, ces vallons ont été comblés par des sables du Pliocène qui furent en partie érodés par les eaux du cours d'eau précédant la Rance.

On retrouve à ce niveau de nombreuses figures d'érosion sous forme de chenaux à remplissage argileux et graveleux et de « coins de glace » à remplissage argileux formés par un alluvionnement post glaciaire sédimenté lors de la fonte des glaces dans les fissures ouvertes. On notera également la présence relativement fréquente de lits d'argiles décimétriques entre la surface d'érosion des sables pliocènes et le dépôt des alluvions graveleuses.

La moitié nord du gisement a été fortement entamée par le cours d'eau à l'origine de l'érosion des sables pliocènes qui n'a laissé que quelques chenaux d'alluvionnement dans la moitié sud.

Le gisement de la sablière du Bossu se caractérise donc par deux zones :

- ⇒ une zone sud essentiellement formée de sables pliocènes ;
- ⇒ une zone nord, constituée pour l'essentiel d'alluvions graveleuses et comportant un horizon résiduel de sables pliocènes.

Dans le cadre de l'exploitation, le gisement en place a fait l'objet de plusieurs campagnes de reconnaissance géologique entre 2000 et 2002. Les résultats montrent une très forte hétérogénéité du gisement, tant en terme de sable exploitable que de matériaux de découverte.

Afin de confirmer ces données, 20 forages carottés ont été réalisés en Juillet 2007 et 5 forages en Février 2008, complétant les 54 déjà réalisés précédemment (entre 2000 et 2002).

Une coupe géologique type a pu être établie sur la base des résultats de ces sondages.

Depuis les strates supérieures et en progressant en profondeur, le gisement se caractérise de la manière suivante :

- ⇒ Une couche de **terre végétale** d'épaisseur moyenne de 0,3 m.
- ⇒ Un horizon d'**argile** comportant de petits graviers siliceux, d'une épaisseur très variable allant de 0,3 à 17,5 m, ces niveaux constituent la découverte.
- ⇒ Un horizon supérieur d'**alluvions fluviatiles argilo – graveleuses** à graviers et galets siliceux. D'épaisseur très variable, il évolue de quelques décimètres, en chenaux discontinus dans la moitié sud-ouest du site, à 19,9 m à l'extrémité nord-est du périmètre d'étude. Ces chenaux sont orientés suivant une direction générale de 40° par rapport au Nord.
- ⇒ Une couche d'**argiles intercalaires**, compactes et plastiques très souvent colorées. L'épaisseur de ce niveau est variable, comprise entre 0 m, à l'extrémité nord-est de la zone étudiée et plus de 8 m dans la zone sud-ouest.
- ⇒ Un horizon inférieur de **sables fins pliocènes** dont l'épaisseur augmente du Sud vers le Nord. D'épaisseur moyenne de 5,6 m, cet horizon évolue de plus de 21 m dans la moitié sud-ouest du gisement et disparaît en limite nord-est.
- ⇒ Un substratum formé de **schistes altérés**, à petits éléments de quartz anguleux. Le toit de ce substratum schisteux se situe à une profondeur variable, comprise entre 0,3 m et 34 m.

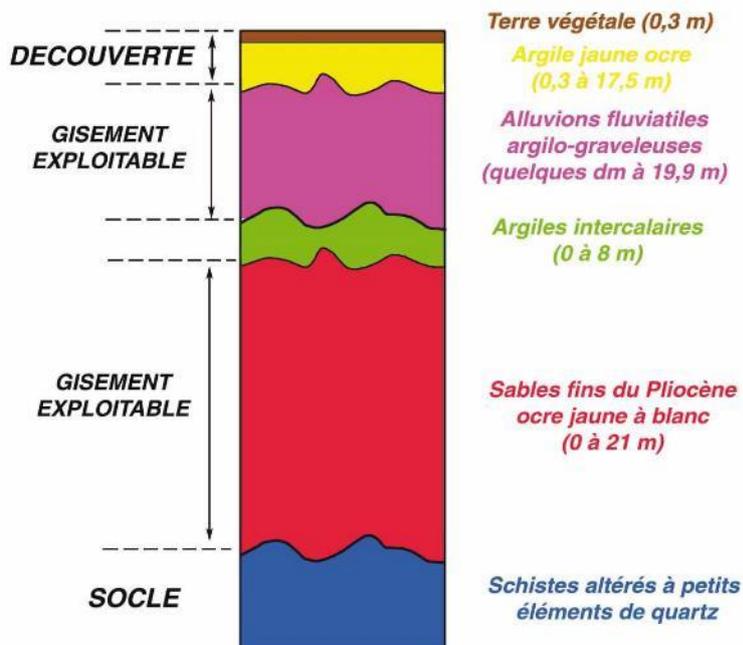


Figure 7 : Coupe géologique type

Ces campagnes de sondages ont mis en évidence une très forte hétérogénéité du gisement et une accessibilité relativement complexe comme le montre la figure ci-dessous.

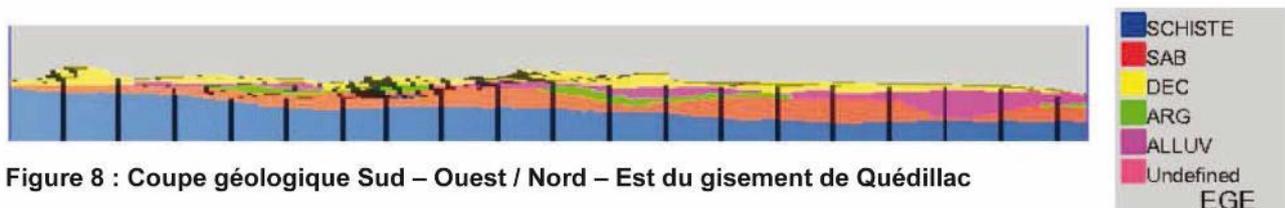


Figure 8 : Coupe géologique Sud – Ouest / Nord – Est du gisement de Quédillac

La coupe de la figure 6 précédente est issue d'une série de sondages réalisés sur le secteur d'étude. Le réseau de sondage est donné sur la figure ci-dessous.

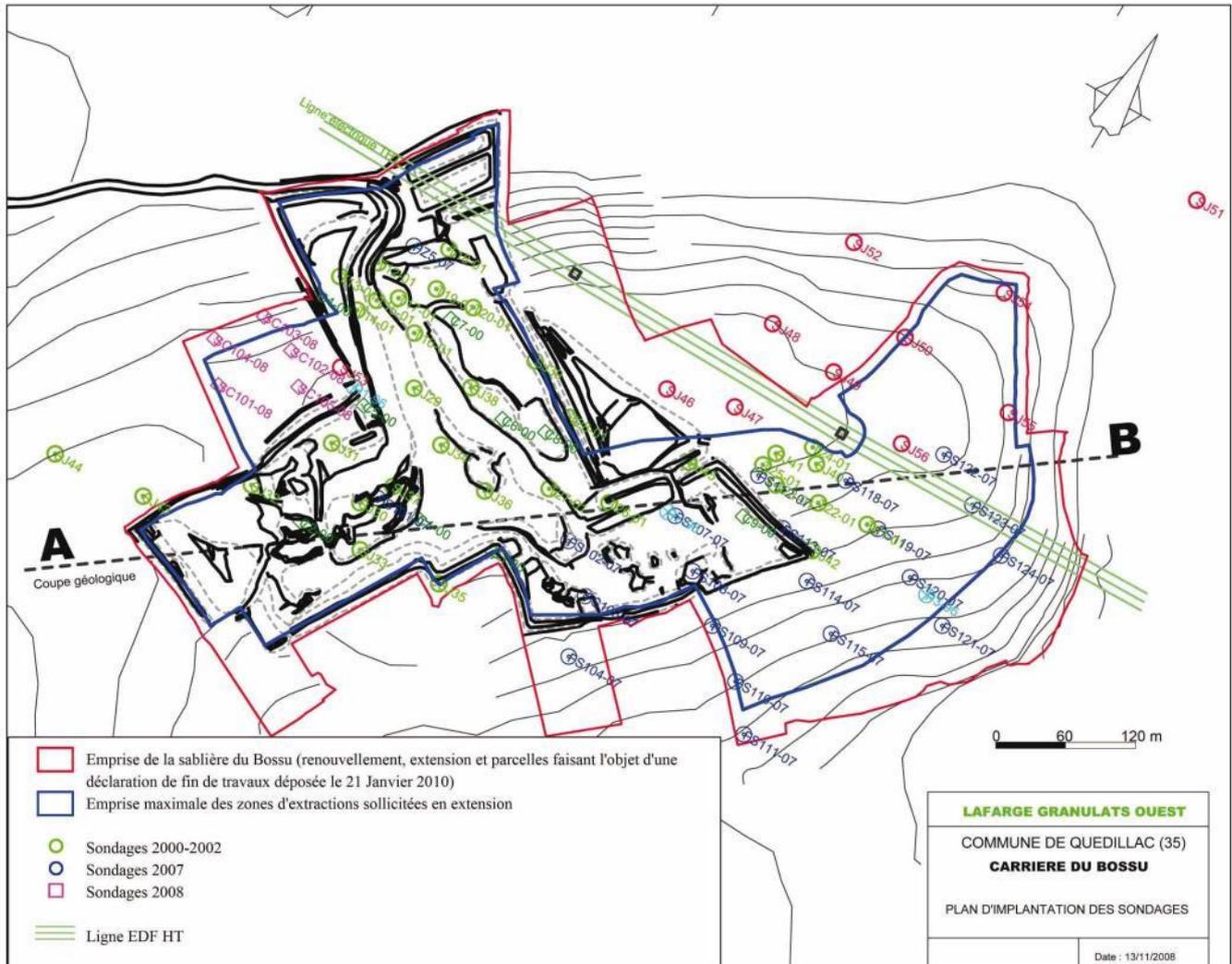


Figure 9 : Implantation des sondages

# Mise en évidence d'un réseau de paléovallées ennoyées (paléorias) dans le Massif armoricain : une nouvelle interprétation des sables plocènes armoricains

*Characterization of a flooded palaeovalley network in the Armorican Massif (France): a new interpretation of the Armorican Pliocene sands*

François Guillocheau\*, Stéphane Bonnet, Sylvie Bourquin, Marie-Pierre Dabard, Jean-Marie Oudin, Eric Thomas

Geosciences Rennes, UPR 4661 du CNRS, université de Rennes 1, campus de Beaulieu, 35042 Rennes cedex, France

**Abstract**—The sedimentological analysis of sandy patches of Upper Miocene-Pliocene age in the Armorican Massif ('red sands') once again calls into question their marine origin. Two types of fluvial systems have been characterized: braided channels associated with alluvial fans and low sinuosity channels. Marine environments are poorly developed; they correspond to inner estuarine deposits. These facies are vertically organised into two base-level sequences: the most marine facies are located on top of these sequences. This stratigraphic organisation is typical of a fluvial palaeovalley network flooded by the sea. (© Académie des sciences / Elsevier, Paris.)

**sedimentology / fluvial systems / estuaries / flooded incised valleys / Pliocene / Armorican Massif / France**

**Résumé**—L'analyse sédimentologique des accumulations sableuses d'âge Miocène supérieur – Plocène du Massif armoricain (sables rouges « redoniers ») remet en cause leur origine marine. Deux types de réseaux fluviaux sont caractérisés, des réseaux en tresses associés à des cônes alluviaux et des réseaux faiblement sinueux. Le seul faciès marin mis en évidence correspond à des dépôts d'estuaires internes. Ces faciès s'enchaînent verticalement selon deux séquences de remontée du niveau de base, le pôle le plus marin étant situé au sommet de la succession. Ce dispositif stratigraphique est celui d'un réseau de paléovallées fluviales ennoyées par le domaine marin, c'est-à-dire des paléo-rias. (© Académie des sciences / Elsevier, Paris.)

**sédimentologie / systèmes fluviaux / estuaires / rias / Pliocène / Massif armoricain / France**

## Abridged version

The Armorican domain has been classically considered during Pliocene as flooded and partly overlain by marine 'redonian' red sands (sables rouges, Milon, 1929; Durand, 1960). The amplitude of this transgression and the initial

topography of the substratum are necessary data to constrain the geomorphologic evolution of the Armorican domain.

Our sedimentological study suggests a continental origin for these sands. Pliocene sands record infilling of palaeovalleys

**Note présentée par Jean Dercourt.**

Note remise le 20 mai 1997, acceptée après révision le 15 juin 1998.

\* E-mail : guilloche@univ-rennes1.fr

C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes / Earth & Planetary Sciences  
1998, 327, 237–243

F. Guillocheau et al.

during a base-level rise with few marine influences (inner estuaries). Biostratigraphical (Fourniguet et al., 1989) and electron spin resonance (ESR; Van Vliet-Lanoë et al., 1995a, b) dating suggest an Upper Miocene to Pliocene (Late Reuverian) age for these deposits.

Red sands are moderately to poorly sorted medium sands to pebbles. Sedimentary structures are mainly current ripples and megaripples, without evidence of wave ripples or HCS (thumb-like cross stratifications). Trace fossils are scarce (*Skolites*, *Cylindrichnus*, *Planolites*, etc.). Seven main facies have been identified (table). The lack of oscillary flow deposits, typical of open marine and large lakes, and the scarcity of low diversified trace fossils (*Glossifungites* sphaerolites, *MacEchtern* and *Pemberton*, 1994) indicate a continental origin for these sediments, with few marine influences.

Facies G3, SGr1, S1 and S2 (table) are characteristic of 'bedload' transport on the channel floor (Collinson, 1996). Facies S1 (Sp from Miall) and S2, compound or isolated tabular (2D) cross-beddings are typical of alternate or longitudinal bars of low sinuosity rivers (Miall, 1996). Facies SGr1 and G3 (G from Miall), alternation of 2D and 3D megatripple cross-beddings are characteristic of braided rivers (Miall, 1977; Cant and Walker, 1978). The association of braided rivers with poorly sorted gravels, sometimes matrix-dominated (G2 (Gm from Miall) and sandy conglomerates with inverse grading, typical of distal debris flows (Todd, 1989), suggest an alluvial fan origin (gravitary or braided; Stanistreet and McCarthy, 1993) for these sediments. Facies S3 shows typical tidal criteria (double drapings, reverse flows, neap/spring tide bundle variations).

From mapping and drilling data, 'red sands' infill an incised palaeovalley network. In the Régigny palaeovalley (Morbihan;

Figure 1), two units have been recognised. The lower one is made-up of low sinuosity river deposits grading up to inner estuarine facies (7.0 ± 0.45 My, Upper Miocene; Van Vliet-Lanoë et al., 1995a). The upper one is composed of braided channels associated with alluvial fan deposits grading up to low sinuosity rivers and inner estuarine deposits (3.5 ± 0.45 My and 3.0 ± 0.45 My Upper Pliocene; Van Vliet-Lanoë et al., 1995a).

Stratigraphically, these two units record two base-level cycles (in the meaning of Wheeler, 1964). The base-level fall of the first one corresponds to the incision of palaeovalleys. These two cycles are stacked in a global base-level rise trend. The transgression peak could be the Late Reuverian marine flooding (Morzadec-Kerfourn, 1990, 1997).

These sedimentological data indicate Upper Miocene to Pliocene landscapes very different from the present-day ones, which are characterised by anastomosed to low sinuosity rivers incised into the bedrock. During Upper Miocene to Pliocene times, slopes and/or sedimentary flux were higher than today. The present-day drainage network cuts, and is independent of, the Upper Miocene to Pliocene network (Bonnet, 1998). The Régigny palaeovalley (Figure 2) is now located at the boundary between two large catchments, the Oust and the Blavet catchments. The amount of sediments preserved in this palaeovalley and the paleocurrent measurements suggest the existence of a large catchment upstream which is not consistent with the present-day location of the palaeovalley.

In conclusion, Upper Miocene to Pliocene landscapes of the Armorican Massif are mainly continental with alluvial fans and channels which do not exist today. This implies major topographical changes during Late Pliocene/Lower Pleistocene times.

## 1. Introduction

Le domaine armoricain est, au Pliocène, classiquement considéré comme ennoyé par une transgression marine dont la conséquence serait le dépôt des sables rouges « redoniers » (Milon, 1929; Durand, 1960). L'ampleur de cette transgression et la topographie initiale du substratum sont des données fondamentales pour comprendre l'évolution géomorphologique de ce domaine.

L'analyse sédimentologique des accumulations sableuses plocènes armoricaines (figure 1) remet en cause ce schéma paléogéographique : les sables plocènes sont en fait des remplissages de paléovallées fluviales, ennoyées épisodiquement par la mer. Il s'agit dès lors de paléo-rias.

## 2. Chronostratigraphie

Les « sables rouges » armoricains ont été successivement attribués au Pliocène (Vasseur, 1881), puis au Miocène supérieur (Dollfus, 1900, 1930). Depuis les travaux de Denizot (1971), l'ensemble des auteurs s'accordent à leur attribuer un âge Pliocène (Cavelier, 1989). Cet âge est fondé sur les faunes des Argiles de St-Jean-la-Poterie et d'Apigné associées aux sables rouges, ainsi que sur celles des faluns de Basse-Loire.

Les Argiles de St-Jean-la-Poterie, qui surmontent les sables rouges, ont récemment été attribuées au Reuverien terminal (Fourniguet et al., 1989), proche de la limite avec le Prégilien (2.7–2.4 Ma; Morzadec-Kerfourn, 1997). Pour Morzadec-Kerfourn (palynomorphes, in Fourniguet

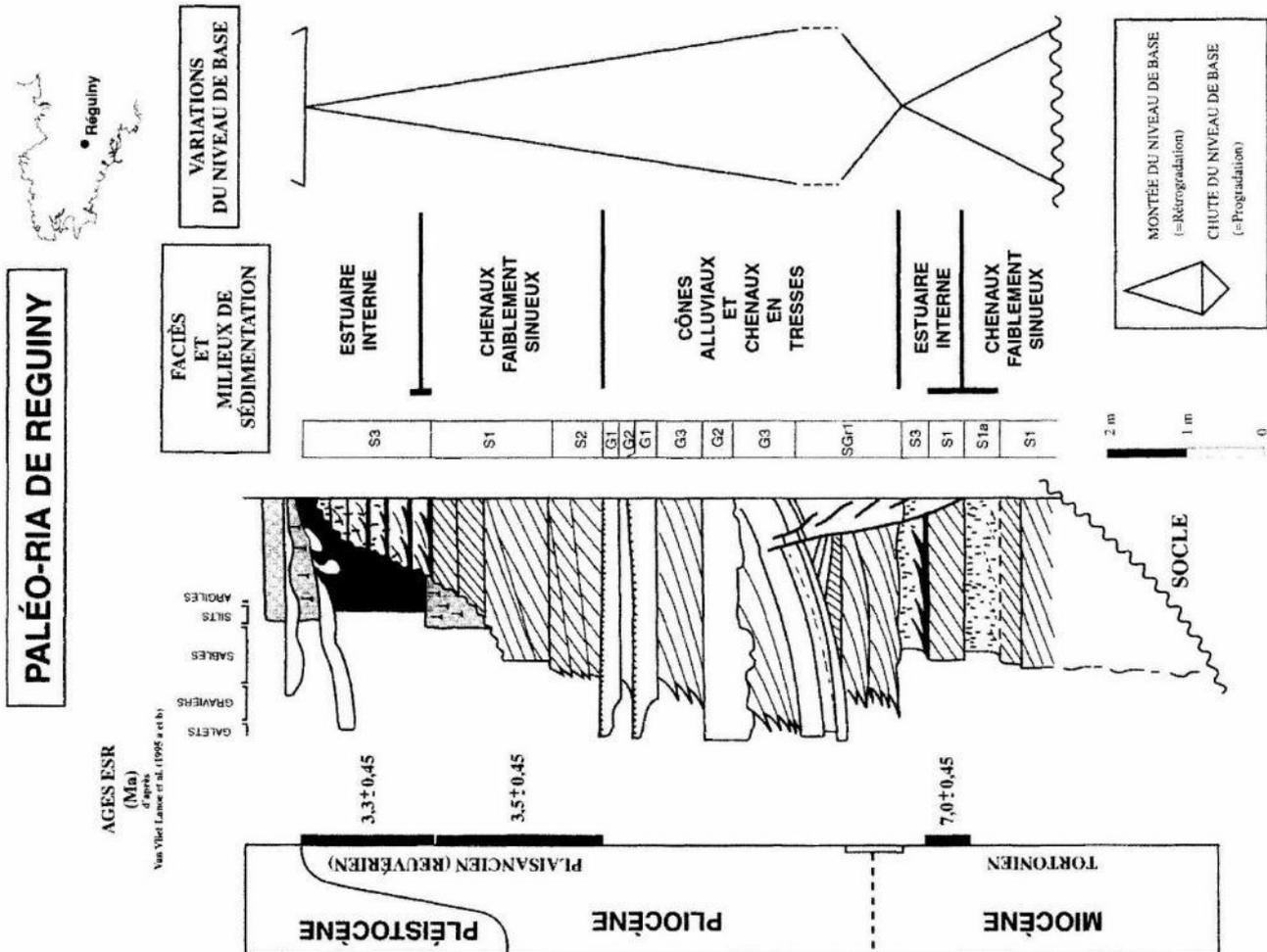
Figure 1. Facies et stratigraphie de la paléovallée mio-plocène de Régigny (Morbihan). Certains des faciès définis à Régigny (G1, G2, G3 et S1) correspondent aux faciès standards (Gmg, Ccm, Ct et Sp) définis par Miall (1977, 1996).

Facies and stratigraphy of the Mio-Pliocene palaeovalley of Régigny (Morbihan). Some facies defined in the Régigny area (G1, G2, G3 and S1) can be reported to standard facies (Gmg, Ccm, Ct and Sp) of Miall (1977, 1996).

238

C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes / Earth & Planetary Sciences  
1998, 327, 237–243

237



Ces deux observations, jointes aux associations de figures sédimentaires, permettent d'attribuer ces faciès au domaine continental, et plus particulièrement à des cônes et chenaux fluviaux (faciès G1 à G3, SGr1, S1 et S2) évoluant vers des faciès d'estuaire interne (faciès S3).

Les différentes classifications des systèmes fluviaux proposées (Allen, 1965 ; Schumm, 1981, 1985 ; Friend, 1983 ; Miall, 1996) reposent, soit sur les paramètres de forme des chenaux, soit sur le mode de transport des particules. Ces deux approches, sans faire actuellement l'unanimité, peuvent être combinées pour traduire l'évolution de deux paramètres : l'inclinaison du profil longitudinal et la charge solide transportée.

Les faciès G3, SGr1, S1 et S2 (tableau) sont, par leur granulométrie (sables, graviers, voire galets) et leurs figures sédimentaires (litages de courants unidirectionnels en accretion frontale pure, sans composante en aggradation verticale), caractéristiques d'un mode de transport des particules en traction sur le fond du chenal (*bedload* des auteurs anglo-saxons : Collinson, 1996). Deux morphologies de rivières sont associées à ce mode de transport : des rivières faiblement sinueuses ou des rivières en tresses, ces chenaux étant, soit isolés, soit constitués d'une plaine en tresses ou d'un cône alluvial (Orton et Reading, 1993).

Les litages obliques tabulaires (faciès S1 [Sp au sens de Miall] et S2), qu'ils soient composés ou non, sont rattachés à des barres alternées ou à des barres longitudinales de réseaux sinueux faiblement sinueux (Miall, 1996). L'association de litages obliques de mégarides 2D et 3D (faciès SGr1 et G3 [Ct au sens de Miall]) est caractéristique des chenaux en tresses (Miall, 1977 ; Cant et Walker, 1978). L'association de ces dépôts avec des chenaux à graviers mal classés, parfois à matrice dominante (faciès G2 [Ccm au sens de Miall]) et avec des strates sablo-conglomératiques à granoclassement inverse (faciès G1 [Gmg au sens de Miall]), typique d'écoulements de débris distaux (Todd, 1989), suggère une appartenance à un cône alluvial gravitaire ou en tresse (Stanistreet et McCarthy, 1993).

Le faciès S3 (tableau) présente des critères de marées en domaine subtidal : doubles crapages d'argiles enregistrant les états de haute et basse mer d'un cycle journalier (Visser, 1980), variations latérales régulières d'épaisseur des faisceaux de marées, expression des cycles lunaires. Ces mégarides subtidales sont associées à des sables grossiers à lamines d'avalanches marquées, caractéristiques d'influences fluviales. De plus, les associations oligopécifiques de traces fossiles (cf. supra) indiquent des conditions de milieu peu favorables, tels qu'ils existent dans les baies ou dans les estuaires internes (MacEachern et Pemberton, 1994).

5. Stratigraphie

Les données cartographiques et les sondages effectués par les carrières montrent qu'il s'agit d'un réseau de paléovalées comblées par des sédiments continentaux. La pa-

et al., 1989), il s'agit de dépôts à influences marines (marins côtiers externes) ; pour Maybury (ostracodes, in Fourniguet et al., 1989), les dépôts sont peu profonds, au voisinage d'eaux saumâtres.

Récemment, les sables rouges ont été datés par résolution paramagnétique électronique (ESR) à Reguiny (Morbihan) par Van Vliet-Lanoë et Laurent (Van Vliet-Lanoë et al., 1995 a et b). Ils obtiennent deux populations, d'âges 7.0 Ma et 3.5-3.0 Ma, ce qui suggérerait un âge Miocène supérieur à Pliocène pour ces sables.

3. Études sédimentologiques antérieures

L'origine marine des « sables rouges » redoniens fut proposé par Milon, sur la foi de deux critères : (1) la présence systématique de glauconites (Milon, 1929) et (2) l'évidence de perforations (pholades) sur le substratum, terriers fossilisés par les sables rouges (Milon et Lucas, 1935).

4. Sédimentologie

4.1. Description

Les « sables rouges » ont une grande variabilité granulométrique : des sables moyens aux galets (jusqu'à 8 cm de diamètre). Ils sont essentiellement constitués de quartz. Les argiles sont rares et limitées à de fins lits millimétriques.

Les structures sédimentaires sont essentiellement constituées de litages obliques (1) de mégarides de courant 2D et 3D et (2) de rides de courant. Les litages de rides de vague et les litages obliques en mamelons (*hummocky cross stratifications*, connus sous le nom de HCS) font défaut. Les traces fossiles (bioturbations) sont rares, peu diversifiées, et limitées à certains faciès (dominants : petits et gros terriers verticaux, *Skolithos* s.l., rares : *Cylindrichnus*, *Skolithos* s.s., *Planolites* à section pluricirconférentielle).

Ces sables présentent des évidences de déformations syn-à post-dépôt, sous forme de failles décrochantes. Sept types de faciès ont été identifiés (tableau).

4.2. Discussion - interprétation

Les faciès caractérisés ne présentent aucune évidence d'écoulements oscillatoires (litages obliques en mamelons, HCS, et litages de rides de vague), qui pourraient traduire, soit un domaine marin ouvert, soit un système lacustre de grande taille.

Les traces d'activités biologiques sont rares et les figures sédimentaires sont remarquablement préservées. Les quelques traces fossiles rencontrées, très peu diversifiées et essentiellement constituées de terriers verticaux, sont attribuables à l'ichnofaciès *Glossifungites* (MacEachern et Pemberton, 1994).

**Tableau. Faciès, processus hydrodynamiques et milieux de sédimentation des sables rouges armoricains.**  
Facies, hydrodynamics and sedimentary environments of the Armorican 'red sands'.

Faciès	Description	Interprétation
G1 (Cmg)	Sables grossiers, graviers et galets, en faisceaux d'épaisseur pluridécamétrique. (1) sans structure à matrice dominante ou (2) à granoclassements inverses (clastes plus ou moins joints).	Écoulements gravitaires de types coulées de débris distales (granoclassement inverse) CÔNE ALLUVIAL
G2 (Ccm)	Chenaux (largeur 20-50 m, hauteur 2-4 m) à remplissage de sables grossiers, graviers dominants et galets, mal classés, généralement joints, localement à matrice dominante, en faisceau d'épaisseur pluridécamétrique en onlap sur le bord du chenal.	Comblement de chenaux secondaires érosifs par des écoulements visqueux gravitaires (coulées de débris) et turbulents. CÔNE ALLUVIAL
G3 (Ct)	Graviers dominants et galets à litage oblique inverse de mégarides 3D de courants.	Remplissage de chenaux en tresses secondaires. CÔNE ALLUVIAL ou RIVIÈRES EN TRESSÉS
SG1	Sables grossiers et graviers à alternance de litages obliques de mégarides 3D de courant (graviers dominants) et mégarides 2D de courant (sables grossiers).	Mégaride 3D : remplissage des chenaux secondaires en tresses Mégarides 2D : migration des barres losangiques RIVIÈRES EN TRESSÉS
S1 (Sp)	Sables grossiers à litage oblique tabulaire de mégarides 2D de courant (lamines d'avant-charge)	Barres longitudinales et/ou alternées RIVIÈRES FAIBLEMENT SINUEUSES
S1a	idem S1 à terriers verticaux de petite taille (longueur 2-3 cm, diamètre 1-2 mm).	Transition plaine alluviale/estuaire idem à INFLUENCE MARINES (?)
S2	Sables grossiers à litage oblique composé (mégarides 2D sur barres 2D) en accretion frontale.	RIVIÈRES FAIBLEMENT SINUEUSES
S3	Litage oblique sigmoidal à critères de marées (rides et mégarides de courant de sens opposé, doubles drapages d'angle, variations d'épaisseur des faisceaux de marées : enregistrement des cycles lunaires), plus ou moins bioturbés ( <i>Cylindrichnus</i> , <i>Skolithos</i> , <i>Planolites</i> ).	ESTUAIRE INTERNE

léoallée de Régigny (Morbihan) permet de résumer cette évolution. Le Mio-Pliocène comporte deux unités – l'unité inférieure, constituée de chenaux faiblement sinueux évoluant vers des faciès estuariens internes. Elle a été datée à  $7,0 \pm 0,45$  Ma, Miocène terminal par ESR (Van Vliet-Lanoë et al., 1995 a) ;

– l'unité supérieure, constituée à sa base de chenaux en tresses associés à un cône alluvial, passant verticalement à des chenaux faiblement sinueux, puis à un estuaire interne. Sa partie supérieure (chenaux faiblement sinueux et estuaire interne) a été datée à  $3,5 \pm 0,45$  Ma et  $3,3 \pm 0,45$  Ma, Pliocène supérieur (Plaisancien) par ESR (Van Vliet-Lanoë et al., 1995 a).

Le passage des faciès estuariens internes de l'unité inférieure au réseau en tresses s'effectue par l'intermédiaire de faisceaux de lamines à faible taux de préservation et de surfaces d'érosion. À l'inverse, le passage des chenaux en tresses aux faciès estuariens internes sommitaux est progressif, ce qui confère une forte dissymétrie à cet ensemble. Les traces fossiles sont plus diversifiées (*Cylindrichnus*, *Skolithos*, *Planolites*) dans les faciès estuariens supérieurs, traduisant des conditions plus franchement marines.

D'un point de vue stratigraphique (figure 1), ces deux unités enregistrent deux cycles de variation du niveau de base. La phase de chute (progradation) d'un cycle de variation du niveau de base (au sens de Wheeler, 1964) se

C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes / Earth & Planetary Sciences 1998, 327, 237-243

caractérise par le passage de systèmes alluviaux distaux à proximaux, et se traduit par une période d'érosion et/ou de transit. Inversement, la phase de montée (rétrogradation) s'enregistre par le passage de systèmes alluviaux proximaux à distaux, et se traduit par une période d'accumulation de sédiments. La phase de chute du premier cycle correspond à l'incision du réseau de paléovalées. Ces deux cycles s'enchaînent selon une tendance globale à la remontée du niveau de base, la dernière inondation marine étant toujours la plus importante. Cette tendance générale rétrogradante est systématique pour toutes les paléovalées bretonnes en cours d'étude.

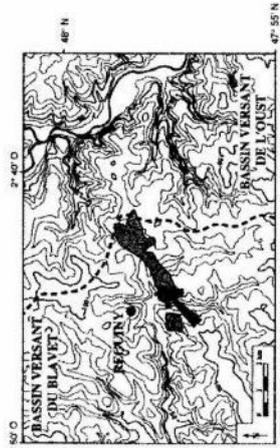
Compte tenu de l'âge de l'unité supérieure, le maximum de transgression de cette tendance rétrogradante pourrait être l'inondation reuvérienne dont l'importance a été reconnue sur l'ensemble de la Bretagne par Morzadec-Kerfourn (1990, 1997).

La glauconie, préservée dans ces dépôts continentaux (Milon, 1929), pourrait être le résultat du remaniement de dépôts marins antérieurs, soit mio-pliocènes, soit plus anciens (Crétacé ?).

**6. Discussion**

Ces reconstructions sédimentologiques montrent, au Miocène supérieur – Pliocène, un paysage continental tout à fait différent de celui connu actuellement dans le

241  
C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes / Earth & Planetary Sciences 1998, 327, 237-243



**Figure 2. Position dans la topographie actuelle et paléocourants de la paléovalée mio-pliocène de Régigny (Morbihan).**  
Present-day topographic location and palaeocurrents of Miocene palaeovalley of Régigny (Morbihan).

Massif armoricain. Aucun réseau sinueux ou anastomosé (cas de la Vilaine actuellement) n'a été mis en évidence. Le domaine marin emboîte directement, au Miocène supérieur – Pliocène, des réseaux faiblement sinueux associés à des cônes alluviaux qui n'existent pas actuellement. Il faut donc envisager, pour cette période, des pentes et/ou des flux sédimentaires plus élevés (Schumm, 1981, 1985) que ceux accompagnant le développement de l'actuel réseau hydrographique, d'âge post-Reuvérien. Ce dernier est actuellement sécant et indépendant du réseau Miocène supérieur – Pliocène (Bonnet, 1998). La paléovalée de Régigny, dont les chenaux faiblement sinueux s'écoulent vers le sud-ouest (figure 2), est actuellement située à la limite de deux grands bassins versants bretons, l'Ouest et le Blavet. L'indépendance des fleuves Mio-Pliocène par rapport aux réseaux hydrographiques actuels est implicite, du fait du volume de sédiments préservés et des paléocourants, qui impliquent l'existence, à cette époque, d'un bassin versant en amont, incompatible avec la présence actuelle d'une ligne crête.

L'évolution stratigraphique de ces paléovalées peut être mise en relation avec les grands événements tectoni-

ques, climatiques (Suc et al., 1995) et eustatiques (Haq et al., 1987 ; Greenlee et Moore, 1988) qui affectent, à cette époque, le domaine ouest-européen.

Deux bas niveaux eustatiques d'origine climatique sont connus au Tortonien basal (11 Ma) et au Messinien (5,5 Ma), le bas niveau du Tortonien étant le plus important. Cette baisse eustatique tortonienne est contemporaine d'événements tectoniques majeurs, associés au changement de pôle de rotation des plaques Afrique-Eurasie et de régime de contraintes (Bergeral, 1987), ainsi que de la mise en place du volcanisme au niveau du Cantal, des Causses et du Velay (Maury et Varet, 1980).

À titre d'hypothèse, l'incision du réseau de paléovalées pourrait être Tortonien basal, la phase de chute du deuxième cycle de variation du niveau de base pouvant être d'âge Messinien.

La période 3,5–3,2 Ma marque un refroidissement glaciaire, donc un bas niveau marin, tandis que l'intervalle compris entre 3,1 et 3,0 Ma correspond à un haut niveau, conséquence d'un réchauffement climatique (Suc et al., 1995), ce que confirment les données isotopiques en domaine océanique profond (Shackleton et al., 1984). Cet événement ne semble pas enregistré en Bretagne, l'inondation maximale étant datée au Reuvérien à 2,7–2,4 Ma (Morzadec-Kerfourn, 1997). Ce décalage dans le temps pourrait être l'expression de déformations, déjà suggérées par les nombreuses failles affectant les « sables rouges » et par une topographie de rugosité différente de l'Actuel.

**7. Conclusion**

L'origine fluviale de la majorité des « sables rouges » mio-pliocènes, « redoniens », pose un certain nombre de questions qu'il nous faut dorénavant résoudre :

- (1) le pic de transgression reconnu au sommet de la majorité des paléovalées mio(?)-pliocènes est-il synchrone ?
- (2) quelle est la géométrie de ce paléoréseau de drainage, les cartes paléogéographiques actuellement proposées pour le « Redonien » n'étant, en réalité, que des cartes de limites d'affleurements ?
- (3) quelle est la nature des déformations qui affectent le Pliocène ?

Cavellier C. 1989. Le Bassin parisien au Néogène. Progrès récents, in : 114<sup>e</sup> Congr. Nat. Soc. Sav., Paris, 41–54

Collinson J.D. 1996. Alluvial sediments, in : Reading H.G. (éd.), *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*, 3<sup>ème</sup> éd., Blackwell Science, Oxford, 37–82

Denizot G. 1921. Deux gisements tertiaires de l'Ouest : Saint-Jean-la-Poterie et Landéan, Assoc. Française Avanc. Sci., Rouen, 491–492

Durand S. 1960. Le Tertiaire en Bretagne. Étude stratigraphique, sédimentologique et tectonique, Thèse, Université de Rennes, 1959, et *Mém. Soc. Géol. Min. Bretagne*, 12, 389 p.

Dollfus G.F. 1900. Le Miocène dans la région de l'Ouest, *Bull. Serv. Carte-geol. France*, C.R. Coll., XI, 73, 100–101

**8. Références**

Allen J.R.L. 1965. A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments, *Sedimentology*, 5, 89–191

Bergeral F. 1987. Stress fields in the European Platform at the time of Africa-Eurasia collision, *Tectonics*, 6, 99–132

Bonnet S. 1998. Tectonique et dynamique du relief : le socle armoricain au Pliocène, *Mém. Géosciences Rennes*, 86, 352 p.

Cant D.J. et Walker R.C. 1978. Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada, *Sedimentology*, 25, 625–648