Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne, 2009, (D), 6, 29-43

Les enseignements de la coupe de Kernoter (Quimper) et la réorganisation du bassin versant de l'Odet au Quaternaire

Bernard HALLEGOUET

Département de Géographie. U.B.O. Campus Victor Segalen, 20 rue Duquesne, CS 93837, 29238 BREST Cedex 3.

RESUME : Le relevé de la coupe de Kernoter, à proximité du Pôle Universitaire de Quimper, montre une réactivation du fossé éocène de Toulven au début du Quaternaire, avant que l'Odet ne creuse sa vallée actuelle. En aval de la gorge des Vire-Courts, l'ancien cours d'eau primitivement orienté vers la côte sud du pays Bigouden, a été dans un premier temps détourné par une rivière conquérante rejoignant sans doute la dépression de la baie de Concarneau. L'érosion régressive progressant vers l'amont a ouvert une brèche dans les ultramylonites de la ZBSA au nord du Corniguel. A partir de ce passage, le « creux de Quimper » a pu dans un premier temps se développer vers le nord en profitant de discontinuités tectoniques marquant la limite occidentale des bassins stéphaniens. La rivière de Quimper a aussi exploité au nord de la branche septentrionale de la ZBSA, des bandes de métasédiments recoupées par un massif de roches basiques profondément altérées, pour rejoindre vers l'est le paléo tracé de l'Odet. Dans le même temps, la rivière de Quimper capturait également le Steir dont le cours se prolongeait à l'origine vers le fossé du Juc'h et le Porzay. L'élargissement vers l'est du « creux de Quimper » aux dépens des couches du bassin stéphanien, a interrompu rapidement l'écoulement de l'Odet, au nord de la butte de Kerfeunteun. Le creusement de l'Odet correspond donc à des événements tardifs, liés au lent soulèvement de cette partie de la péninsule bretonne depuis le Plio-quaternaire et aux oscillations du niveau de base des cours d'eau en fonction des cycles glaciaires. Les terrasses climatiques froides s'étageant sur les rives de la baie de Kergonan sont les marqueurs de cette évolution.

MOTS-CLES : Graben éocène, alluvions fluviatiles, terrasses étagées, faille Kerforne, néotectonique, érosion régressive, Odet, Quimper, Finistère.

Introduction

Le bassin hydrographique de l'Odet a fait l'objet de nombreuses études géologiques et géomorphologiques en raison de la présence de dépôts d'argiles kaoliniques, de dalles siliceuses, de sables rouges et de terrasses alluviales, dans la partie septentrionale de l'estuaire s'ouvrant au sud de la ville de Quimper. Le « creux de Quimper » est également localisé dans une zone de convergence hydrographique résultant de la présence de bassins carbonifères

et de l'intersection d'accidents tectoniques majeurs, en particulier la zone broyée sud armoricaine (ZBSA) et l'accident Kerforne dont la réactivation au Tertiaire a déterminé la formation de petits grabens entre la baie de Concarneau et la baie de Douarnenez.

Une partie des affleurements, tranchées et carrières observés par nos prédécesseurs ne sont plus visibles (Du Laurent de la Barre *et al.,* 1920 et Milon, 1929), cependant, les travaux de voirie et les déblaiements autour de l'agglomération quimpéroise permettent ponctuellement de nouvelles observations, mais ces coupes, le plus souvent éphémères, sont rapidement végétalisées ou remblayées. Les aménagements de la zone d'activité de Créac'h Guen en bordure de baie de Kerogan (photographie 1) ont permis de nouveaux relevés stratigraphiques, en particulier près du pôle universitaire P.-J. Hélias et de la plage des Gueux où un sondage profond a pu être réalisé au moment du lever de la carte géologique à 1/50 000 par le BRGM (photographie 2). Récemment la coupe apparaissant près de la tourbière de Kernoter a pu être étudiée en détail et préservée grâce à l'intervention de la SGMB et de son Président.

Photo 1 : (BK) Vue aérienne de la baie de Kerogan (Hallégouët, 1980)
Photo 2 :– (PG) Sondage BRGM dans la basse terrasse de la plage des Gueux (Hallégouët, 1997).

1 - Traits structuraux et dépôts du bassin versant de l'0det

Le bassin versant de l'Odet couvre les domaines sud et centre armoricains, séparés par un grand cisaillement passant par Quimper et une branche annexe subparallèle, 1 à 2 km plus au nord. De part et d'autre de ces accidents, les séries métasédimentaires sont recoupées par des granites s'étirant d'est en ouest. Au Carbonifère supérieur, des rejeux tectoniques le long de la ZBSA, associés à une fracturation transverse ont permis l'individualisation de petits bassins sédimentaires stéphaniens (Béchennec *et al.,* 1999). Au Mésozoïque, des dykes de dolérites datés du Trias supérieur se mettent en place ponctuellement dans les fractures du système Kerforne (NW-SE), entre la baie de Kergonan et la baie de Douarnenez. A l'Eocène, ces accidents déterminent la naissance de grabens où s'est développé une sédimentation argilo sableuse avec de minces niveaux de lignite : Le Juc'h, Toulven, Le Prajou, Kerliven (photographie 3). A cette époque, la région paraît

avoir évolué en milieu continental (Durand, 1960, Choux *et al.,* 1960 et Estéoule-Choux, 1970). Cependant sur le plateau continental, le bassin de la baie de Concarneau conserve les témoins de transgressions marines à l'Eocène, à l'Oligocène, au Miocène (Delanoë *et al.,* 1976).

Photo 3 : (MB) Carrière de Ménez Bily : argiles kaoliniques et banc de lignite (Hallégouët, 1980).
Photo 4 : (C3) Basse terrasse du Corniguel sur arènes argileuses (Hallégouët, 1977).

Sur les plateaux de Basse Cornouaille, de rares témoins de transgressions marines, sont connus vers 200m d'altitude au sud des Montagnes Noires, sur la crête du Ménez Hom et au sud de la Montagne de Locronan (Hallégouët, 1972). Des sables rouges furent également signalés autour de la baie de Kerogan et attribués à la transgression pliocène (Guilcher *et al.,* 1962). Sur les plateaux voisins, les galets dispersés dans les sols étaient aussi considérés comme marins. Par la suite, il a été montré qu'il s'agissait de nappes alluviales sans rapport avec le réseau hydrographique actuel (Hallégouët et Morzadec-Kerfourn, 1977).

La géométrie du bassin tertiaire de Toulven a été réexaminée lors du lever de la carte géologique à 1/50 000 Quimper (Béchennec *et al.,* 1999). Des sondages ont permis de délimiter un fossé complexe, s'étirant entre Prat Maria et Pleuven (fig. 1). Latéralement les contacts sont masqués par des formations à galets s'élèvant jusqu'à 50 m d'altitude, ce qui n'a pas facilité le tracé des accidents. Le Pliocène marin n'a pas été trouvé et les conclusions de M. Melou (1968) mettant en doute l'origine marine des sables rubéfiés ont été confirmées. Les plages anciennes des rives de la baie de Kerogan, attribuées par A. Guilcher (1948) au « Monastirien », correspondent en fait à une basse terrasse de l'Odet. Cette nappe alluviale repose parfois sur les formations éocènes ou sur les arènes granitiques à l'extérieur du bassin tertiaire (photographie 4).

Les niveaux de galets du méandre du Corniguel représentent des terrasses étagées marquant les étapes du creusement du cours de l'Odet (photographies 5 et 6). A l'est de la baie de Kerogan, à la base du versant de Kernoter, les dépôts sont plus diversifiés et montrent des niveaux de sable grossier pouvant être assimilés aux « sables rouges » du Moulin des Landes,

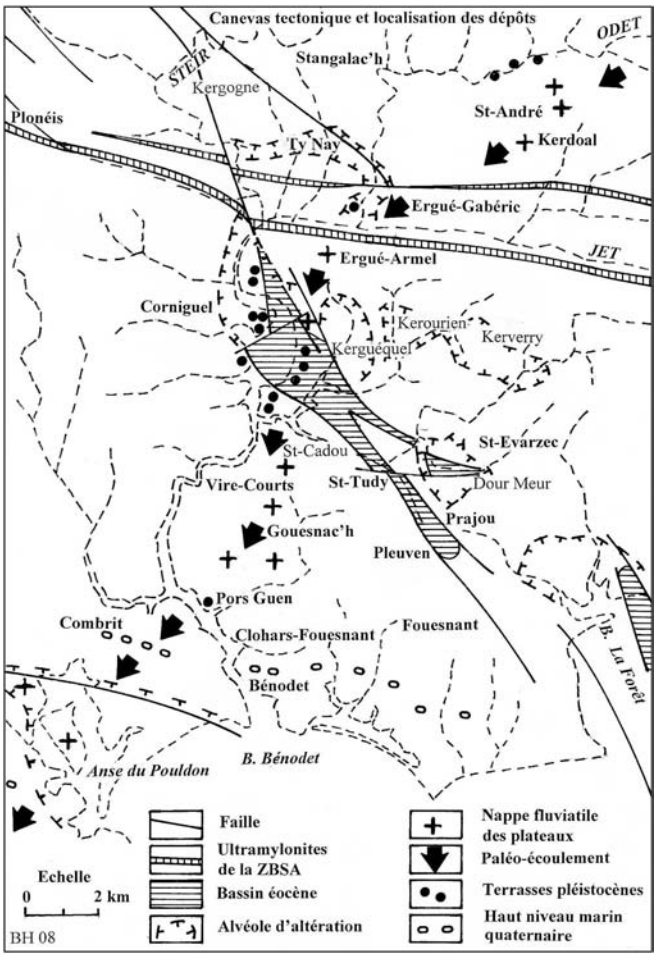

Figure 1 : Canevas tectonique et localisation des dépôts.

en bordure de la route de Bénodet. Latéralement vers le sud, les relations entre cette formation et les terrasses quaternaires ne sont pas toujours évidentes, mais la coupe conservée au pied du coteau de Kernoter, offre la possibilité de réexaminer la position stratigraphique des dépôts (fig. 2).

2 - Les dépôts de Kernoter et de la baie de Kerogan.

Le versant de Kernoter à l'est de la baie de Kergonan, est taillé dans des granites altérés, souvent masqués par des coulées de gélifluxion emballant des galets. Une nappe résiduelle de galets occupe également le sommet de la butte. En bordure de la plage des Gueux, le sondage implanté en 1997 dans la basse terrasse, a permis de reconnaître les dépôts au nord du bassin éocène (photographies 2 et 3). Une tranchée dans la slikke vaseuse en direction du Corniguel a révélé que cette nappe alluviale, englobant de nombreux galets de

granite et de grès armoricain, se poursuit vers l'ouest jusqu'au chenal de navigation. Cette basse terrasse réapparaît sur la rive opposée de la baie, où elle est taillée en falaise par les vagues (photographie 4).

Photo 5 : (C1) Le Corniguel : terrasse moyenne rubéfiée ravinant les arènes kaoliniques (Hallégouët, 1977).
Photo 6 : (C2) Le Corniguel : paléosols associés à la terrasse moyenne (Hallégouët, 1977).

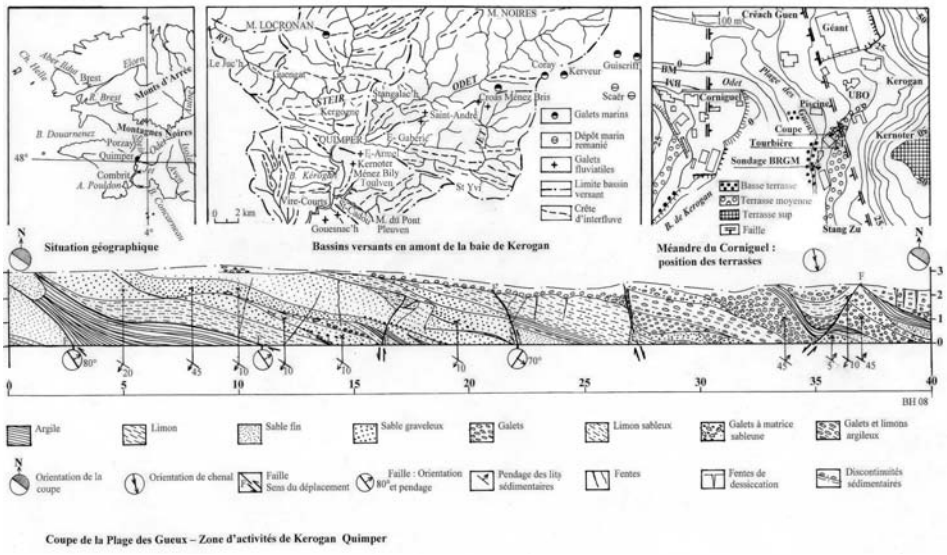

Figure 2 : La coupe de Kernoter.

La coupe à proximité de la tourbière de Kernoter, se situe à la limite d'un ensemble immobilier implanté à l'emplacement de l'ancienne patinoire. La section visible a montré des formations fluviatiles à galets ravinant des sables lités traversés par des intrusions d'argiles kaoliniques. Cette coupe a pu être préservée derrière les garages de la résidence, et l'accès peut se faire à partir du cheminement aménagé et entrenu par la ville de Quimper, dans la tourbière voisine.

Cette section orientée N 120, montre plusieurs corps sédimentaires, plongeant vers le sud (photographie 7). Dans la partie septentrionale, on observe des sables associés à un banc argileux. Au sud on voit surtout des galets, cédant la place à des argiles blanches à proximité de la tourbière. L'ensemble correspond à un éventail détritique sableux, avec des chenaux remplis de particules grossières en lits concaves. Le site est également caractérisé par des figures d'expulsion d'argile, le long de discontinuités d'origine tectonique au nord. Vers la tourbière il s'agit de structures en cratère. L'ensemble du dépôt a subi des pressions latérales qui ont déformé les bancs sableux. Les structures sédimentaires se présentent obliquement par rapport à la coupe et on n'a pas toujours la certitude de déterminer exactement leurs directions. La petite coupe adjacente à proximité de l'Hôtel d'entreprise voisin a été malheureusement en partie masquée et n'est pas d'un grand intérêt.

Photo 7 : (Q1) Coupe de Kernoter : partie centrale, vue générale au moment des travaux (Hallégouët, 2007).
Photo 8 : (Q2) Partie nord : dyke argileux associé à une faille N 145 dans les sables (Hallégouët, 2007).

Au nord, une faille limitant un filon d'argile ascendant est orientée N 145 et plonge à 80° vers le NE (photographie 8). Elle correspond à une réactivation de l'accident Kerforne, en bordure du bassin éocène. D'autres failles décalant les corps sédimentaires vers le milieu de la coupe, peuvent être aussi liées à des mouvements synsédimentaires. Elles s'orientent vers le NE ; elles n'affectent pas toujours la partie supérieure de la coupe ou semblent disparaître dans les sables fins inférieur (photographies 9, 10, et 11). D'autres figures, comme des fissures, correspondent à un tassement ou à des glissements dans les sédiments. Des fentes de dessiccation ont été également relevées, dans la partie supérieure des bancs sableux, à la limite des galets.

Photo 9 : (Q4) Faille à pendage nord et fissures dans les sables (16m), (Hallégouët, 2007).
Photo 10 : (Q5) Faille N 45 dans les sables fins, accompagnée de fissures (22 m), (Hallégouët, 2007).

Photo 11 (Q6) Faille dénivelant le banc de galets supérieur et les sables sous-jacents (27 m), (Hallégouët, 2007).

Les corps sableux admettent des couches de sable fin limoneux. Dans les lits grossiers on observe souvent des lits plats de graviers dont la mise en place correspond à un courant rapide. On n'observe pas de laminations obliques, mais seulement diverses figures d'érosion longitudinale correspondant à des variations d'énergie au cours du temps. Les pendages des corps sableux sont orientés vers le SW, avec une inclinaison de 10°, sauf dans les structures d'érosion où elle est parfois plus importante (photographies 9 et 11). Les troncatures érosionnelles peuvent être fossilisées par des dépôts argileux. Localement dans la partie médiane de la coupe on remarque un alignement de boules d'argile irrégulières, résultant vraisemblablement de la fragmentation d'une lentille argileuse (photographie 12).

Photo 12 : (Q3) Banc argileux fragmenté, dans les sables stratifiés (13-15 m), (Hallégouët, 2007).

Les corps de galets et de sable au sud de la coupe (fig. 2, au-delà de 30 m), montrent des pendages orientés au SE, variant entre 5° et 45°. Le chenal d'orientation N 165°, encaissé dans ces formations, est comblé de galets et de sable limoneux disposés en lits concaves. Cette structure peut correspondre à un cours torrentiel plus tardif sapant la base du versant de Kernoter. La partie supérieure de la coupe semble montrer une troncature nivelant l'ensemble des structures précédentes coiffées par une nappe de galets plongeant également vers le sud.

Cette coupe, malgré une concordance altimétrique montre peu d'analogies avec les sections exposées au Corniguel, à l'ouest de la baie de Kergonan, où la terrasse moyenne surmontant des arènes argileuses (allotérites) est associée à une matrice rubéfiée et à un sol évolué de type

interglaciaire fossilisé latéralement par une autre nappe alluviale (fig. 3 et photographies 5-6).

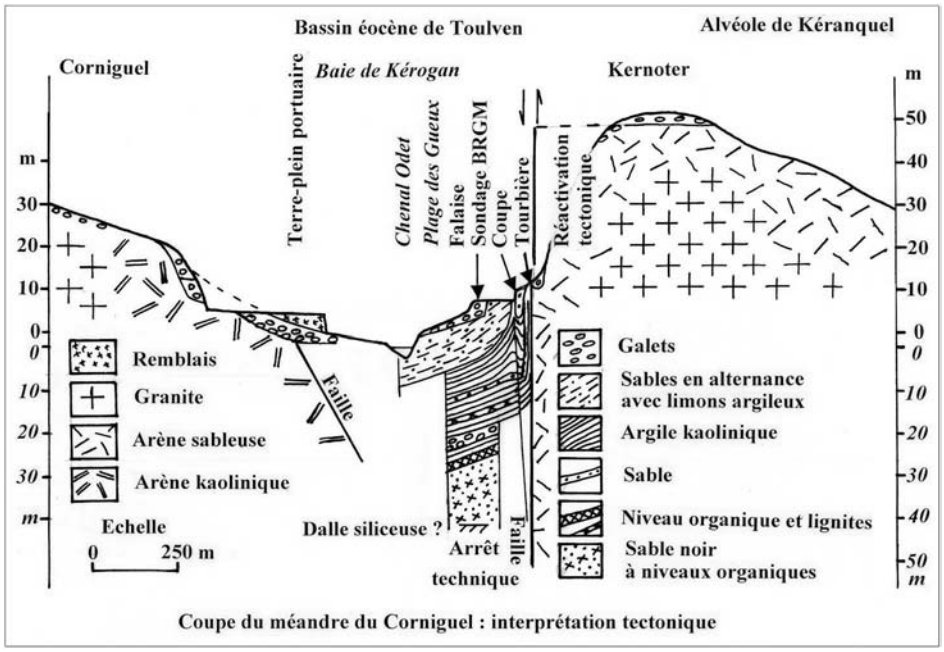

Figure 3 : Coupe du méandre du Corniguel : interprétation tectonique.

Non loin de la coupe de Kernoter, à l'est de la faille Kerforne, un niveau de galets récemment mis au jour, repose sur des arènes sableuse fluées, jusqu'au rond point de la CCI de Quimper, entre 26 et 34 m d'altitude (figure 2). Ces dépôts correspondent à une autre génération d'alluvions qu'on peut assimiler aux galets dispersés autour du replat du refuge SPA du Corniguel et à ceux de la terrasse du méandre de Prat Maria, bien exposée dans la tranchée de la rocade sud en direction du pont de Poulguinan. En amont de Quimper, il est possible que ces formations soient associées à un ancien cours de l'Odet au nord des hauteurs de Kerfeunteun (vallée morte de Ty Nay). Au sud de Kernoter cette haute terrasse occupe la crête d'interfluve entre la baie de Kerogan et l'anse de Toulven. On la retrouve sans doute en aval des Vire-Courts sur le replat de Pors Guen (fig. 1).

On peut s'étonner de l'abondance des galets fluviatiles autour de la baie de Kergonan et de la faible puissance des terrasses fluviatiles et de leur rareté en amont de Quimper, ainsi qu'au sud de l'anse de Saint-Cadou en direction de Bénodet. Il est également surprenant que l'Odet n'ait pas été attiré par la baie de La Forêt-Fouesnant. La recherche d'alluvions au fond de la dépression entre Pleuven et Quimper, étant restée négative on peut s'interroger sur les raisons

qui ont déterminé le tracé surprenant de l'Odet depuis les Montagnes Noires jusqu'à la mer

3 - Formation du réseau hydrographique de l'Odet et évolution géomorphologique.

Un réseau hydrographique s'est organisé après le retrait des mers du Secondaire, en fonction des pentes de la surface post crétacée. Des alluvions grossières à galets, piégées dans les grabens éocènes, entre la baie de Douarnenez et la baie de Concarneau, sont parfois silicifiées (Guilcher, 1948). Au Juc'h et au sud de Quimper, ces dalles constituées de poudingue ou de grès siliceux, disloquées lors du déblaiement des fossés, jonchent localement les fonds des dépressions (Béchennec *et al.,* 1999). Ces formations n'ont pas été reconnues dans le sud du Finistère en position culminante et on ne dispose donc que de peu d'éléments pour tracer les réseaux hydrographiques correspondants. Un chenal oligocène apparaît cependant dans les sédiments éocènes du graben de la baie de Concarneau (Delanoë *et al.,* 1976). Dans le Nord Finistère au Stampien, un cours ancien de l'Aulne était déjà profondément encaissé dans le socle cristallin du Léon (B. Hallégouët *et al*., 1976).

Les transgressions du Néogène ont décapé les altérites et nivelé les topographies anciennes. La mer s'est élevée jusqu'à 210 m d'altitude au sud des Montagnes Noires, en amont du bassin versant de l'Odet et autour de 200 m au nord du bassin du Steir. Ces dépôts azoïques, pourraient correspondre à l'inondation maximale de la « mer des Faluns » au Miocène (Béchennec *et al.,* 2001). Au Pliocène, le nord de la rade de Brest a été envahi et le paléoestuaire de l'Elorn était alors creusée à plus de 15 m au-dessous des quais de Landerneau (Hallégouët, 1976 et carte géologique Landerneau, à paraître). Les marqueurs morphologiques et les dépôts reconnus permettent aussi de penser que les plateaux du Léon et du Trégorrois furent alors totalement submergés. Curieusement, les plateaux de Basse Cornouaille n'ont pas conservé de traces évidentes du passage de la mer à cette époque.

Musset (1926, 1934) et Guilcher (1948) avaient proposé plusieurs hypothèses sur l'évolution du réseau hydrographique au nord de Quimper. Il ne semble pas que les propositions de tracés à travers les Montagnes Noires puissent être retenues. Cependant un écoulement du Steir vers la baie de Douarnenez, entre la Montagne de Locronan et les hauteurs de Plonéis, peut être envisagé, bien qu'il ne reste pas d'alluvions sur le seuil de Guengat. Les ultramylonites de la ZBSA ont certainement entravé le creusement des cours d'eau s'écoulant en direction du golfe de Gascogne. L'accident Kerforne ne perturbe pas véritablement la ZBSA, par contre il a pu favoriser la formation d'une gouttière en direction du Porzay. Un ancien cours du Steir vers le nord-ouest est possible et il n'est pas exclu que dans un premier temps l'Odet ait également suivi cette direction, avant d'infléchir son cours vers le sud-ouest (fig. 4 A). Cet ancien tracé hydrographique pourrait être à l'origine de l'évidement du

Briovérien de la baie de Douarnenez, où ne débouche actuellement aucune rivière importante (Jouet *et al.,* 2003).

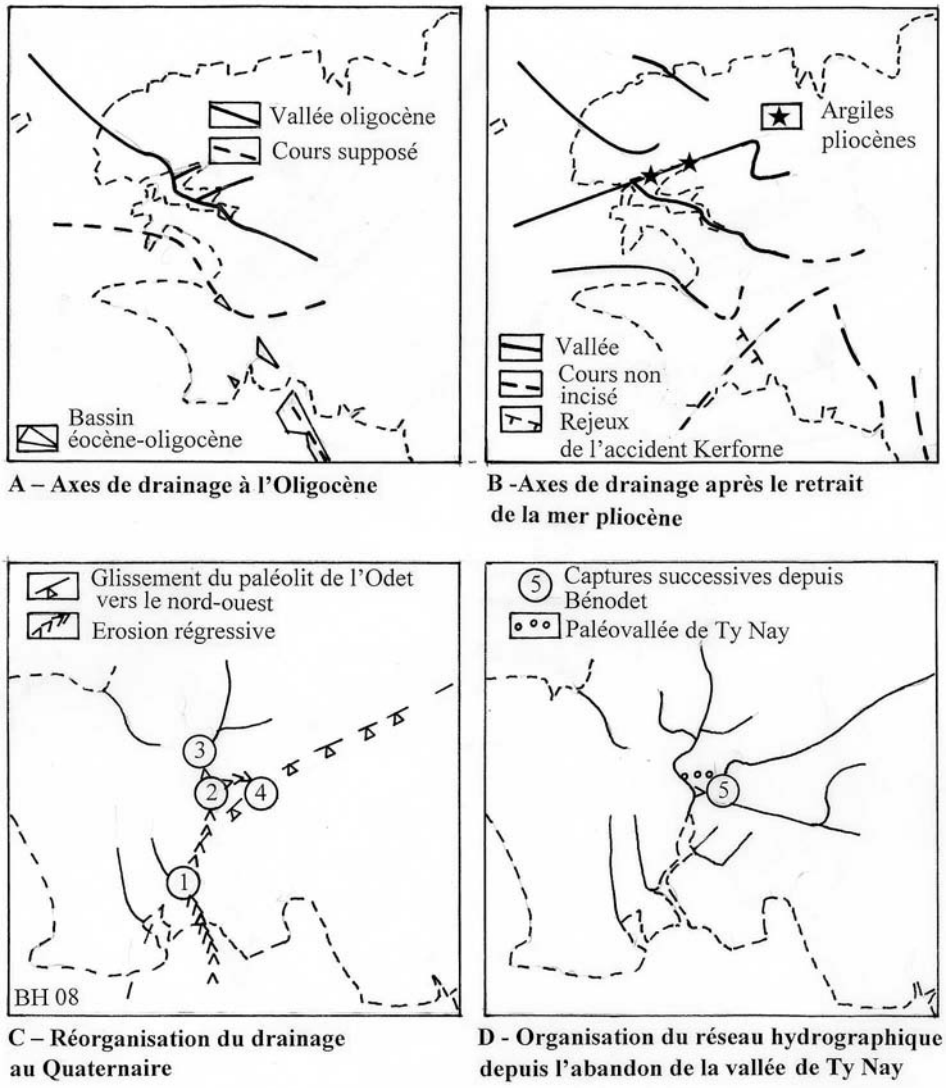

Figure 4 : Organisation des drainages au Tertiaire en Bretagne occidentale et réorganisation du bassin versant de l'Odet au Quaternaire.

Dans le bassin versant de l'Odet, des formations résiduelles correspondant à des épandages fluviatiles anciens subsistent sur les buttes ainsi dans de légères dépressions accidentant les plateaux. Entre l'Odet et le Jet, au sud-ouest de Coray, la crête d'interfluve est couverte localement de

galets fluviatiles. Les dépôts de Croaz Ménez Bris, vers 165 m d'altitude, s'apparentent à ceux de la haute vallée de l'Isole (Béchennec *et al*., 2001). Ils remanient un stock de galets marins. Au contraire, ceux de Saint-André et de Kerdohal présentent un caractère fluviatile marqué. En suivant le même alignement, on trouve également des poches de galets sur la crête de Ergué-Armel, près du stade, dans le lotissement des Iles. Plus au sud, la butte de Kernoter, à 52 m d'altitude, est également coiffée de galets fluviatiles et au sud du bassin éocène, des alluvions anciennes s'étalent largement sur le plateau de Gouesnac'h, à l'est des Vire-Courts (Hallégouët et Morzadec-Kerfourn, 1977). Ces dépôts semblent jalonner un réseau hydrographique ancien en direction du pays Bigouden (fig. 4 B). Les lits fluviaux n'étaient pas encaissés dans la surface topographique et devaient décrire de larges méandres divagants. Ils semblent s'être dirigés vers la cuvette du Pouldon à l'ouest de Bénodet, où des alluvions anciennes à galets de grès armoricain, ont été piégées. Les basses plates-formes du sud-est du pays Bigouden, entre Pont-l'Abbé et Lesconil, sont souvent tapissées de galets quartzeux repris ensuite par les transgressions marines des phases tempérées du Quaternaire (Hallégouët, 1990). Le bassin versant correspondant était indépendant de celui de la baie de Concarneau et pouvait rejoindre la dépression du chenal de l'île aux Moutons.

L'examen de la coupe de Kernoter révèle que le fossé de Toulven était à nouveau subsident au Plio-Quaternaire (figure 3). L'éventail détritique de sable et de galets exposé dans la coupe, s'est accumulé peu à peu au nord est de la cuvette, en lits et bancs successifs en fonction des débits et des directions d'écoulement. L'affaissement des dépôts par rapport au niveau d'origine est de l'ordre de 35 m. Le cône alluvial a progradé vers le sud jusqu'à Lesneven. Les mouvements tectoniques semblent concerner essentiellement la bordure orientale du fossé tertiaire. Près de la faille, les dépôts ont été perturbés par des compressions et des expulsions d'argile déterminant des remontées de la nappe phréatique au contact des arènes du versant.

On constate que la vallée de l'Odet est actuellement encaissée dans des reliefs sensiblement plus élevés que son ancien cours au nord de Ergué Gabéric et au nord-ouest de Gouesnac'h. On peut penser que l'alluvionnement fut autrefois abondant et que les méandres de la rivière ont glissé progressivement vers le nord-ouest, avant de former les gorges du Stangala et des Vire-Courts. Le creusement de la vallée résulte d'un lent soulèvement de la Bretagne occidentale depuis le Pliocène et de l'abaissement du niveau de base de la rivière pendant les cycles glaciaires (Hallégouët et Morzadec-Kerfourn, 1977). Au départ, l'érosion régressive d'un cours d'eau rejoignant sans doute le fossé de la baie de Concarneau, a incisé le plateau entre Gouesnac'h et Combrit et a détourné les eaux de l'Odet, de l'alvéole du Pouldon. La rivière s'est alors encaissée en conservant le tracé de l'ancien cours à méandres aux Vire-Courts (fig. 4 C).

Le creusement du lit fluvial en aval a permis le déblaiement du fossé subsident de Toulven où les alluvions s'étaient accumulées. L'érosion régressive a progressé rapidement dans les altérites granitiques au nord du Corniguel et a profité de la fracturation des ultramylonites dans ce secteur pour atteindre le bassin stéphanien de Quimper. L'incision de la rivière guidée vers le nord par la faille limitant le bassin carbonifère de Kergogne a atteint les micaschistes et les métagabbros de Gourvily. Elle a évacué les altérites et ouvert l'alvéole de Ty Nay en direction de l'Odet. Les terrassements de la cité administrative ont révélé des poches de galets correspondant à ce parcours de l'Odet, au nord de la butte de Kerfeunteun. Le Jet a vraisemblablement suivi peu après ce nouveau cours. Dans le même temps, la vallée du Steir a été également détournée vers le sud. La dernière phase de la réorganisation du réseau hydrographique correspond au déblaiement des formations carbonifères au nord des ultramylonites du Frugy. Les dernières captures se sont opérées à l'est aux dépens du Jet et de l'Odet. La vallée de Ty Nay a été précocement délaissée, le méandre du Stangala a continué à s'encaisser et le sillon du Jet guidé par la ZBSA s'est creusé (fig. 4 D).

A l'est du bassin tertiaire, les ruisseaux des anses de Saint-Cadou et de Toulven, ont entamé l'évidement des alvéoles d'altérites, au sud de la granodiorite de Quimper. L'alvéole de Kerguéquel a été profondément excavé, ainsi que celui de Dour Meur qui constitue un satellite du fossé de Toulven. Au nord de Saint-Evarzec, l'érosion régressive a été moins active et les dépressions de Kerourien et de Kerverry sont moins marquées dans la topographie (fig. 1). On peut s'étonner du manque de vigueur des rivières de la baie de la Forêt-Fouesnant, incapables de remonter leur source en direction des cuvettes d'altération, à l'est de l'accident Kerforne. La crête d'interfluve, entre Pleuven et Saint-Yvi semble correspondre à un seuil ancien qui a empêché l'écoulement de l'Odet vers le fossé de la baie de Concarneau.

Les phases de creusement de la rivière de Quimper ont alterné avec des périodes de remblaiement. Quand les glaciations couvraient l'Europe du nord, la dynamique périglaciaire engendrait des masses énormes de débris qui empâtaient les bas de versant. Les cours d'eau étant le plus souvent incapables d'évacuer les sédiments en excès, de puissantes nappes alluviales se sont alors édifiées. Les rivières même en période de dépression du niveau marin étaient le plus souvent incapables d'inciser leur lit, sauf pendant de courtes périodes au début des phases pléniglaciaires et lors du rétablissement de l'écoulement normal au début des phases tempérées. Les terrasses fluviatiles sur les versants de la baie de Kergonan correspondent donc à la succession de phases de remblaiement et d'érosion pendant le Quaternaire. L'alluvionnement a été favorisé en amont de l'étranglement des Vire-Courts et les terrasses de l'Odet ne se sont véritablement développées que sur les rives de cette expansion marine au milieu des terres. La basse terrasse occupe les estrans à la limite des vasières. Une terrasse moyenne rubéfiée associée à un sol interglaciaire est exposée sur la rive convexe du méandre du Corniguel. Les hautes terrasses se développent entre l'anse de Toulven et la baie de Kérogan,

ainsi que sur la rive opposée et dans le méandre de Prat Maria. Ces terrasses climatiques froides englobent des éléments grossiers et même des blocs démesurés transportés par les glaces lors des débâcles. Des dalles de grès siliceux ont ainsi été transportées jusqu'à Pors Guen, au nord de Bénodet.

Conclusions

Contrairement aux rivières du Nord Finistère, l'Odet s'est encaissé tardivement dans les plateaux de Basse Cornouaille. Dans un premier temps, la rivière ou l'un de ses affluents a pu s'écouler vers la baie de Douarnenez. Un autre tracé vers le sud-ouest est matérialisé par une traînée de galets fluviatiles observés depuis Coray, jusqu'à la côte sud du pays Bigouden. Les alluvions correspondant à ce cours, ont été piégées dans la dépression de Toulven, en raison d'une reprise de la subsidence du graben tertiaire. Ces mouvements tectoniques tardifs sont responsables de la déformation des dépôts sédimentaires au pied du versant de Kernoter. Ces « sables rouges » fluviatiles semblent postérieurs au retrait de la mer pliocène qui n'a pas laissé de traces dans la région de Quimper Les rejeux de l'accident Kerforne n'ont pas affecté le tracé de l'Odet vers le sud, où l'hémigraben du Pouldon a piégé également les alluvions anciennes. Un cours d'eau rejoignant vraisemblablement le fossé de la baie de Concarneau, au sud du plateau de Mousterlin, a progressivement reculé sa source vers Bénodet. Par érosion régressive, il a détourné l'Odet au sud des Vire-courts. Par la suite, au nord du bassin de Toulven, l'ouverture d'une brèche dans la barrière des ultramylonites a permis une réorganisation du réseau hydrographique et l'évidement du « creux de Quimper ». Par ailleurs, on constate que bien souvent, d'anciennes sections fluviales se sont encaissées sur place en conservant leurs sinuosités: Vire-Courts, Stangala et méandres du Steir au nord de la capture de Kerzu. L'Odet constitue donc un cas original par rapport aux évolutions constatées dans le Nord-Finistère où l'encaissement du réseau hydrographique a été précoce.

Références

BECHENNEC F., HALLEGOUET B., THIEBLEMONT D. (1999) - « Carte géologique de la France à 1/50 000 : Quimper ». BRGM, carte et notice, 161 p.

BECHENNEC F., HALLEGOUET B., THIEBLEMONT D. (2001) – « Carte géologique de la France à 1/50 000 : Rosporden ». BRGM, carte et notice, 124 p.

CHOUX J., DURAND S., MILON Y. (1960) – « Observations nouvelles sur la constitution et l'évolution de la cuvette de Toulven (Finistère) ». Bull. S.G.M.B., n.s., 1, p. 19-69.

DELANOE Y., MARGEREL J.-P., PINOT J.-P. (1976) – « En baie de Concarneau, l'Oligocène marin est discordant sur un Eocène ondulé, faillé et érodé, et l'Aquitanien a voilé l'ensemble après une nouvelle pénéplanation ». C.R. Acad. Sc., Paris, 280, D, p. 29-32.

DU LAURENT DE LA BARRE H., KOWALSKI J. (1920) – « Bois fossiles des grès tertiaires du Finistère ». Bull. S.G.M.B., 1, 4, p. 278-290.

DURAND S. (1960) – « Le Tertiaire de Bretagne. Etude stratigraphique, sédimentologique et tectonique ». Mém. S.G.M.B., 12, 389 p.

ESTEOULE-CHOUX J. (1970) – « Contribution à l'étude des argiles du Massif armoricain. Argiles des altérations et argiles des bassins sédimentaires tertiaires ». Mém. S.G.M.B., 14, 319 p.

GUILCHER A. (1948) – « Le relief de la Bretagne méridionale de la baie de Douarnenez à la Vilaine ». La Roche-sur-Yon, 682 p.

GUILCHER A., DURAND S., MILON Y. (1962) – « A propos des galets de la dépression de Toulven et de ceux de Bénodet (Finistère) ». Bull. S.G.M.B., 2, p. 75-78.

HALLEGOUET B. (1972) – « Découverte d'un gisement de galets marins vers 200 m d'altitude, près de Scaër (Finistère) ». C.R. Acad. Sc., Paris, 275, D, p. 1859-1861.

HALLEGOUET B. (1976) – « Les anciens dépôts marins et fluviatiles de la vallée de l'Elorn (Finistère) ». Norois, 23, p. 55-72.

HALLEGOUET B. (1990) – « Les dépôts pléistocènes marins de la côte méridionale du Finistère ». Rev. Archéol. Ouest, suppl. 2, p. 45-51.

HALLEGOUET B., OLLIVIER-PIERRE M.-F., ESTEOULE-CHOUX J. (1976) – « Découverte d'un dépôt oligocène inférieur dans la haute vallée de l'Aber Ildut, au nord-ouest de Brest (Finistère) ». C.R. Acad. Sc. Paris, 283, D, p. 1711-1714.

HALLEGOUET B., MORZADEC-KERFOURN M.-T. (1977) – « Terrasses climatiques ou terrasses eustatiques pléistocènes le long des cours d'eau de Bretagne occidentale ». Bull. Ass. Géogr. Fr., Paris, 441, p. 81-89.

JOUET G., AUGRIS C., HALLEGOUET B., LE ROY P., ROLET J. (2003) – « La vallée d'Ys : un paléoréseau hydrographique immergé en baie de Douarnenez (Finistère, France) ». C.R. Geoscience, 335, p. 487-494.

MELOU M. (1968) – « Contribution à l'étude sédimentologique du Quaternaire sud-finistérien. L'anse de Trez Rouz et la ria de l'Odet ». Thèse, Orsay, 81 p.

MILON Y. (1929) – « Existence d'une formation marine éocène dans la dépression de Toulven (Finistère) ». C.R. Acad. Sc., Paris, 188, p. 1261-1262.

MUSSET R. (1926) – « Un ancien cours supposé de Bannalec à la baie des Trépassés ». Bull. S.G.M.B., VII, 1-2, p. 52-58.

MUSSET R. (1934) – « La formation du réseau hydrographique de la Bretagne occidentale ». A.G., XLIII, p. 571-578.

Clin d’œil au passé…

Excursion de la SGMB en Normandie. Vendredi 09 avril 1926. Les excursionnistes sur les bancs calcaires à Trilobites (Cambrien) au sud de Carteret (Manche). (Cliché : Letondot-Collège de Vire).