



HAL
open science

Données nouvelles sur la dynamique fluviale postglaciaire et la sédimentation des fonds de vallée en Bretagne. Le cas de la vallée du Steïr près de Quimper (Finistère, France)

Alain Hénaff, Elven Le Goff

► **To cite this version:**

Alain Hénaff, Elven Le Goff. Données nouvelles sur la dynamique fluviale postglaciaire et la sédimentation des fonds de vallée en Bretagne. Le cas de la vallée du Steïr près de Quimper (Finistère, France). *Physio-Géo - Géographie Physique et Environnement*, 2018, *Varia*, 12, pp.143-175. 10.4000/physio-geo.6766 . hal-01970289

HAL Id: hal-01970289

<https://hal.science/hal-01970289v1>

Submitted on 31 May 2024

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Distributed under a Creative Commons Attribution - NonCommercial - NoDerivatives 4.0 International License

Données nouvelles sur la dynamique fluviale postglaciaire et la sédimentation des fonds de vallée en Bretagne. Le cas de la vallée du Steir près de Quimper (Finistère, France)

New data on the post-glacial river dynamics and the sedimentation of valley bottom in Brittany. The case of the Steir river valley upstream of Quimper (Finistere, France)

Alain Hénaff et Elven Le Goff



Édition électronique

URL : <https://journals.openedition.org/physio-geo/6766>

DOI : [10.4000/physio-geo.6766](https://doi.org/10.4000/physio-geo.6766)

ISBN : 978-2-8218-0427-2

ISSN : 1958-573X

Éditeur

Claude Martin

Édition imprimée

Pagination : 143-175

Ce document vous est fourni par Université de Caen Normandie



Référence électronique

Alain Hénaff et Elven Le Goff, « Données nouvelles sur la dynamique fluviale postglaciaire et la sédimentation des fonds de vallée en Bretagne. Le cas de la vallée du Steir près de Quimper (Finistère, France) », *Physio-Géo* [En ligne], Volume 12 | 2018, mis en ligne le 26 décembre 2018, consulté le 31 mai 2024. URL : <http://journals.openedition.org/physio-geo/6766> ; DOI : <https://doi.org/10.4000/physio-geo.6766>



Le texte seul est utilisable sous licence CC BY-NC-ND 4.0. Les autres éléments (illustrations, fichiers annexes importés) sont « Tous droits réservés », sauf mention contraire.

DONNÉES NOUVELLES SUR LA DYNAMIQUE FLUVIALE POSTGLACIAIRE ET LA SÉDIMENTATION DES FONDS DE VALLÉE EN BRETAGNE. LE CAS DE LA VALLÉE DU STEÏR PRÈS DE QUIMPER (FINISTÈRE, FRANCE)

Alain HÉNAFF ⁽¹⁾ et **Elven LE GOFF** ⁽²⁾

(1) : Université de Bretagne Occidentale. LETG Brest UMR 6554 CNRS.
Courriel : alain.henaff@univ-brest.fr

(2) : Institut National de Recherches Archéologiques Préventives - Grand-Ouest.
Courriel : elven.le-goff@inrap.fr

RÉSUMÉ : La construction du contournement routier nord-ouest de Quimper (Bretagne, Finistère) à Kergolvez en 2005 a permis de mettre au jour une installation humaine de la période gauloise dans la plaine d'inondation du Steïr, affluent de rive droite de l'Odét. Des recherches archéologiques y ont été menées en 2004 et 2005, sur un peu moins de 3 ha. Grâce à trois grandes coupes perpendiculaires au chenal actuel, les observations archéologiques et géomorphologiques détaillées permettent de comprendre le contexte environnemental de l'installation et de l'abandon du site, une agglomération artisanale et commerciale occupée entre la fin du III^{ème} ou le début du II^{ème} siècle av. J.C. et le troisième quart du I^{er} siècle av. J.C. Les trois coupes révèlent, au-dessus de la nappe de graviers pléistocène, un comblement sédimentaire de fond de vallée, de 2 à 3 m de puissance, constitué de graviers, de sables et de particules fines, qui se rapporte à une partie du Tardiglaciaire et de l'Holo-cène. Elles révèlent également le paléochenal d'un méandre abandonné sur la rive gauche du cours d'eau. Ces observations permettent, d'une part, de préciser les dynamiques fluviales postglaciaires pour l'ouest de la péninsule armoricaine. Des liens peuvent être ainsi établis avec les dynamiques observées dans le Nord-Ouest de la France où le remplissage sédimentaire tardiglaciaire et holocène est déjà bien détaillé. Ces observations, qui restent encore insuffisantes à l'échelle régionale, fournissent, d'autre part, quelques éléments de connaissance sur les transferts sédimentaires régionaux depuis le continent vers les zones côtières au cours de l'Holocène.

MOTS-CLÉS : fond de vallée, sédimentation, dynamique fluviale, Tardiglaciaire, Holocène, période de La Tène, Steïr, Massif Armoricaïn.

ABSTRACT : New data on the post-glacial river dynamics and the sedimentation of valley bottom in Brittany. The case of the Steïr river valley upstream of Quimper (Finistere, France)

The building of the road to bypass of the town of Quimper (Finistère, Brittany) has allowed the discovery of a La Tene human settlement in the floodplain of the Steïr river valley upstream of Quimper at Kergolvez. Archeological works were realised in 2004 and 2005, on approximately 3 ha. Thanks to three long perpendicular excavations, the detailed archeological and geomorphological observations allows to understand the environmental context of the settlement and its later abandonment, a craft and trade agglomeration lived between the end of the third or the beginning the second century BC and the middle of the second part of the first century BC. The excavations show a thickness of 2 to 3 m of gravels, sands and fine particles which correspond to a part of the floodplain sedimentation during the Tardiglaciaire and Holocene. They also reveal the paleo-channel of a abandoned meander on the left bank of the river. On one hand, these observations allow to precise the post-glacial fluvial dynamics for the West of the Armorican peninsula. Links are also established with the Post-glacial fluvial dynamics of the northwest of France where the stages of the tardiglacial and Holocene valleys infillings are already specified. On the other hand, this kind of observations, that are still insufficient at the regional scale, provides some additional knowledge about the regional sedimentary transfers from the mainland to the coastal areas over the Holocene periods.

KEY-WORDS : valley floor, sedimentation, river dynamic, Tardiglacial, Holocene, La Tene period, Steïr, Armorican Massif.

I - INTRODUCTION : LES FORMATIONS RÉCENTES DES FONDS DE VALLÉE DU MASSIF ARMORICAIN

Il est généralement admis que la sédimentation fluviale ne peut rivaliser avec les archives sédimentaires océaniques dans la connaissance des évolutions géomorphologiques et environnementales des milieux (J. LEWIN *et al.*, 2005). Au sein d'une même section de vallée, la sédimentation est en effet intermittente, variable selon les lieux de dépôt, et les sédiments sont souvent mobilisés par des phases successives d'incision et d'érosion. La complexité liée à ces lacunes latérales est amplifiée par les évolutions sédimentologiques et géomorphologiques qui se succèdent entre la source et la vallée inférieure des cours d'eau (L. LESPEZ *et al.*, 2005). Néanmoins l'analyse pluridisciplinaire de ces archives a permis, dans nombre de régions françaises, de comprendre les dynamiques évolutives récentes des réseaux hydrographiques (P. ANTOINE *et al.*, 1997-b). À ces échelles régionales, l'étude de l'érosion continentale, notamment lors du réchauffement holocène, a posé les problèmes des transferts sédimentaires le long des vallées, des forçages anthropiques, de leurs principaux impacts sur les milieux (N. CARCAUD et M. GARCIN, 2001 ; M. MAGNY et J.P. BRAVARD, 2002 ; J. BURNOUF *et al.*, 2003 ; P. BENOÎT *et al.*, 2006) et de leurs conséquences sur les bilans sédimentaires côtiers. Ces questions ont été abordées pour les vallées de la péninsule bretonne, mais leurs remplissages tardiglaciaire et holocène n'ont pas suscité des investigations et des synthèses comparables. Au moins deux raisons principales peuvent l'expliquer.

1) Des remplissages de fonds de vallée de faible épaisseur et encore assez mal connus

En amont des dépôts fluvio-marins d'estuaire, les remplissages apparaissent modestes. La lecture attentive des notices de la carte géologique de la France au 1/50000 du BRGM couvrant le Massif Armoricaire (Tab. I) révèle que leurs épaisseurs restent faibles au regard des dépôts fluviaux antérieurs encore conservés sur les hautes, les moyennes et, surtout, les basses terrasses des fleuves armoricains. Cette modestie régionale traduirait un faible bilan érosion-sédimentation régional durant l'Holocène (J.P. LARUE *et al.*, 1996). Cependant les épaisseurs de ces remplissages sont souvent mal connues (C. CASTAING *et al.*, 1988 ; F. BÉCHENNEC *et al.*, 1996 ; E. ÉGAL *et al.*, 2004). Très variables selon la localisation et la taille des cours d'eau, elles ne semblent pas dépasser quelques décimètres le long des petites rivières (J. CHANTRAINE *et al.*, 1980, 1999 ; A. BAMBIER *et al.*, 1984 ; P. DADET *et al.*, 1995 ; L. DUPRET *et al.*, 1997). Elles croissent généralement le long des drains principaux (C. LANGEVIN *et al.*, 1984 ; F. MÉNILLET *et al.*, 1987 ; Y. VERNHET *et al.*, 2000 ; J.M. OUTIN *et al.*, 2000), atteignant alors un à plusieurs mètres de puissance (J.P. SAGON, 1976 ; C. CASTAING *et al.*, 1988 ; F. TRAUTMANN et M.P. CAGNET-MAWHIN, 1988 ; E. ÉGAL *et al.*, 1995, 2004 ; F. BÉCHENNEC *et al.*, 1996 ; Y. VERNHET *et al.*, 1997 ; L. DUPRET *et al.*, 1997 ; Y. VERNHET *et al.*, 2000). Localement, dans les vallées des plus grands fleuves (Vilaine, Oust, Abers du nord du Finistère – P. DADET *et al.*, 1995 ; É. THOMAS *et al.*, 1999 ; F. TRAUTMANN *et al.*, 2000 ; J.M. OUTIN *et al.*, 2000), ou encore du fait de conditions géologiques particulières propices au piégeage localisé des alluvions, plusieurs mètres d'épaisseur ont pu être décrits (J. ESTÉOULE-CHOUX *et al.*, 1980).

2) Un cadre chronologique et environnemental général qui nécessite d'être précisé

Les plus récentes nappes alluviales régionales accumulées durant les périodes froides du Pléistocène par les apports abondants liés à la surcharge des cours d'eau (B. HALLÉGOUËT, 1976 ; B. HALLÉGOUËT et M.T. MORZADÉC-KERFOURN, 1977 ; J. CAVET *et al.*, 1978 ;

Tableau I - Épaisseurs, par ordre croissant, des formations postglaciaires de comblement des fonds de vallée dans le Massif Armoricaire (d'après les données issues des notices de la carte géologique de la France au 1/50000).

Région	Feuille de la carte géologique	Cours d'eau	Épaisseur maximale des remplissages holocènes (continentaux)	Source
R. de Fougères	283	Couesnon	Inconnue	J. ESTÉOULE-CHOUX <i>et al.</i> , 1980
R. de Pont-Croix	345	Vallées au N de Pont-Croix	Dépôts alluvionnaires peu étendus	J. PLAINE <i>et al.</i> , 1981
R. de Quimper		Goayen		
Plouarzel et Ouessant	237	Petites rivières	Peu développée et peu épaisse	L. CHAURIS et B. HALLEGOUËT, 1994
R. de Carhaix	277		Rarement importante	M. VILLEY <i>et al.</i> , 1982
R. de Rostrenen	312		Peu développée	P. BOS <i>et al.</i> , 1997
R. de Plestin-les-Grèves	202	Penzé	Très peu développée	J. CHANTRAINE <i>et al.</i> , 1986
		Dourduff		
		Douron		
Plateaux autour de Lannion	203		Quelques dm	J. CHANTRAINE <i>et al.</i> , 1999
Autour de Belle-Isle-en-Terre	241			A. BAMBIER <i>et al.</i> , 1984
R. de Pipriac	387	Ruisseaux		P. DADET <i>et al.</i> , 1995
R. de Morlaix	240			J. CHANTRAINE <i>et al.</i> , 1980
R. de Concarneau	382	Petits cours d'eau		F. BÉCHENNEC <i>et al.</i> , 1996
R. de Saint-Lô	143	Soulies	70 cm	L. DUPRET <i>et al.</i> , 1997
		Terrette		
		Joigne		
R. du Conquet	273		< 1 m	L. CHAURIS et B. HALLEGOUËT, 1989
R. de Lorient	383	Vallées secondaires		F. BÉCHENNEC <i>et al.</i> , 2012
R. de St-Méen-Le-Grand	315	Meu et Hivet	< 1 m à métrique	É. THOMAS <i>et al.</i> , 2008
R. de Torigni-sur-Vire	144	Vallées principales	Environ 1 m	Y. VERNHET <i>et al.</i> , 2000
R. de Plabennec	238			J.M. OUTIN <i>et al.</i> , 2000
R. d'Avranches	209			C. LANGEVIN <i>et al.</i> , 1984
R. de Mortain	210			F. MÉNILLET <i>et al.</i> , 1987
R. de Concarneau	382	Drains principaux		0,5 à 1 m
R. de Huelgoat	276	Ensemble des vallées	< 1,5 m	C. CASTAING <i>et al.</i> , 1988
R. de Chatelaudren	242	Leff	1,6 m	E. ÉGAL <i>et al.</i> , 1999
Rennes	317	Vilaine	1,8 m	F. TRAUTMANN <i>et al.</i> , 2000
R. de Rostrenen	312	Dépression de Plouray-Langonnet Affluents du Blavet	0,4 à 2 m	P. BOS <i>et al.</i> , 1997
R. de Landivy	248	Sélune	1 à 2 m	Y. VERNHET <i>et al.</i> , 1997
		Sonce		
R. d'Iffiniac	243	Evron		E. ÉGAL <i>et al.</i> , 2004
		Gouessant		
R. de Saint-Brieuc	243	Gouessant		E. ÉGAL <i>et al.</i> , 2004
R. de Guer	352	Aff	P. LE BERRE <i>et al.</i> , 2009	
R. de Quimper	346	Aval des cours principaux	De 1 à quelques m	F. BÉCHENNEC <i>et al.</i> , 1999
R. de Dol-de-Bretagne	246	Couesnon	1 à 3 m	S. BOGDANOFF <i>et al.</i> , 1996
		Guyoult		
R. de Saint-Lô	143	Vire	1,5 à 3 m	J.M. OUTIN <i>et al.</i> , 2000
Nord de Guingamp	242	Trioux	2 à 3 m	E. ÉGAL <i>et al.</i> , 1999
R. de Quintin	278			J.P. SAGON, 1976
R. de Marsac	420	Don		F. TRAUTMANN et M.P. CAGNET-MAWHIN, 1988
Plateau du Léon, Plouider	201	Quillimadeuc	2 à 3 m (jusqu'à 12 m ?)	L. CHAURIS <i>et al.</i> , 1998
Sud de Rennes	387	Vilaine	> 3 m	P. DADET <i>et al.</i> , 1995
		Oust		
Vallée des Abers (Nord du Finistère)	200			L. DUPRET <i>et al.</i> , 1997
R. de Monfort-sur-Meu	316	Meu	Quelques dm à 5 m	É. THOMAS <i>et al.</i> , 1999
		Vaunoise		
R. de Fougères	283	Marmouilles	> 10 m	J. ESTÉOULE-CHOUX <i>et al.</i> , 1980
		Champlin		

P. ANTOINE *et al.*, 2003) ont été décrites du fait de leur grand développement. Elles sont décrites comme constituées de graviers, de blocs plus ou moins émoussés et, localement, de blocs glaciels démesurés relevant de transports par radeaux de glace (A. GUILCHER *et al.*, 1961 ; C. BABIN *et al.*, 1982 ; B. HALLÉGOUËT et B. VAN VLIET-LANOË, 1989). Elles se sont formées, selon toute vraisemblance, au cours du Weichsélien (J. COGNÉ *et al.*, 1973 ; C. BABIN *et al.*, 1982 ; F. MÉNILLET *et al.*, 1987 ; L. CHAURIS et B. HALLÉGOUËT, 1994 ; E. ÉGAL *et al.*, 1995 ; F. BÉCHENNEC *et al.*, 1999), lorsque les rivières étaient soumises à des crues importantes liées aux dégels printaniers. C'est le cas, par exemple, dans la vallée de la Loire à Ancenis (J. CAVET *et al.*, 1978), dans les vallées de la Sélune (P. DADET *et al.*, 1984), de la Sée (C. LANGEVIN *et al.*, 1984), de la Rance (F. PARIS et P. DADET, 1988), ainsi que dans les vallées de la Cance et de la Sonce (F. MÉNILLET *et al.*, 1987). Sur les cours de l'Aff et de la Vilaine, elles sont composées d'éléments très hétérométriques, parmi lesquels les graviers, qui sont dominants peuvent être associés à des blocs et/ou des sables grossiers (P. DADET *et al.*, 1984, 1995), le tout prenant parfois la forme d'intercalations de niveaux graveleux et sableux. Sur certains cours d'eau, cette basse nappe alluviale affleure peu. Elle est seulement visible en carrière dans la vallée de la Vilaine en aval de Rennes (F. TRAUTMANN *et al.*, 2000) et est masquée par les formations plus récentes dans la vallée de la Vire (S. BAIZE *et al.*, 1997). Cette nappe alluviale est, en revanche, bien développée dans les vallées de l'Odet, du Jet et du Steir en amont de Quimper (F. BÉCHENNEC *et al.*, 1999).

Si on dispose d'un cadre stratigraphique général pour les nappes du Weichsélien, les connaissances sont plus fragmentaires et dispersées pour la période tardiglaciaire et l'Holocène. Il apparaît ainsi qu'à partir de la fin du Weichsélien ou au début du Postglaciaire, ces formations de sédiments grossiers sont entaillées par l'érosion fluviale (F. MÉNILLET *et al.*, 1987 ; E. ÉGAL *et al.*, 1995 ; F. BÉCHENNEC *et al.*, 1999), alors que le niveau de la mer est encore bas. Avec la transgression flandrienne, le niveau de base des cours d'eau s'élève et l'alluvionnement est formé de sédiments fins (sables, limons, argile) dont la granulométrie décroît vers la surface, en particulier dans la partie aval des vallées. Ces alluvions s'accumulent dans l'incision effectuée dans la nappe weichsélienne, du fait de la reprise de l'érosion à la fin de la dernière glaciation (C. BABIN *et al.*, 1982). Localement des niveaux pédologiques humifères et gélifiés de bas-fond ou des lentilles tourbeuses apparaissent dans les profils, comme c'est le cas dans les formations de la Vilaine à Rennes (P. LEBESCONTE, 1896, *in* F. TRAUTMANN *et al.*, 2000 ; P. LEBESCONTE et T. BÉZIER, 1897, *in* F. TRAUTMANN *et al.*, 2000), dans la vallée du Don, affluent de la Vilaine, à l'ONO de la Meilleraye-de-Bretagne (M. DUBREUIL *et al.*, 1989), et le long de certains cours d'eau de la région de Mortain (F. MÉNILLET *et al.*, 1987). Une partie de ces formations limoneuses ou argileuses, de fond de talweg, a été apportée par le ruissellement sur les versants. Elles sont constituées essentiellement par des particules fines issues de la couverture limoneuse mise en place au moment du maximum de la dernière glaciation et par des éléments provenant des altérites du substrat (kaolinite, micas, quartz). Leur mise en place correspond aux conditions climatiques de l'Interglaciaire actuel et leur âge holocène a pu être confirmé localement (J.Y. PLUS-QUELLEC, 1968). La sédimentation s'est généralement poursuivie dans les plaines alluviales par le dépôt de limons de débordement.

Au delà de ces éléments localisés, les alluvions tardiglaciaires et holocènes sont plus couramment classifiées, de manière indifférenciée, comme "dépôts fluviaux : alluvions et colluvions holocènes". L'indigence de la sédimentation alluviale s'accompagne d'une médiocre connaissance du cadre chrono-stratigraphique. De nouvelles recherches et des datations précises permettraient de mieux cerner les différentes phases d'incision et de remplissage des fonds de vallée régionaux au cours de la période postglaciaire, ainsi que leurs consé-

quences sur le *continuum* sédimentaire du continent aux zones littorales.

3) Les opportunités offertes par le site de Kergolvez

La construction du contournement routier nord-ouest de Quimper (CNO), qui traverse la vallée du Steïr à Kergolvez, a permis de réaliser de nouvelles observations archéologiques et géomorphologiques dans le fond de la vallée. En 2004 et 2005, les archéologues de l'Inrap ont mis au jour, sur un peu moins de trois hectares, une installation humaine de la période gauloise dans la plaine d'inondation et les travaux géomorphologiques se sont concentrés sur les formations sédimentaires découvertes de part et d'autre du chenal actuel. Les observations ont pour objectif de comprendre le contexte environnemental de l'installation et de l'abandon du site, une agglomération artisanale et commerciale occupée entre la fin du III^{ème} ou le début du II^{ème} siècle av. J.C. et le troisième quart du I^{er} siècle av. J.C. Le comblement sédimentaire du fond de la vallée, qui a recouvert la nappe de graviers pléistocène, inclut ici une partie du Tardiglaciaire et de l'Holocène. Il apporte donc des données nouvelles sur les dynamiques fluviales postglaciaires pour l'ouest de la péninsule armoricaine. Par ailleurs, ces observations, qui restent encore insuffisantes à l'échelle régionale, fournissent quelques éléments de réflexion sur les transferts sédimentaires régionaux depuis le continent vers les zones côtières au cours de l'Holocène.

II - LE STEÏR ET LE MÉANDRE DE KERGOLVEZ

1) Caractéristiques du bassin versant et de la vallée du Steïr

Sur 203 km² et entre 283 m et 4 m d'altitude IGN, le bassin hydrographique du Steïr (Fig. 1), dans le sud du Finistère, s'étend sur la partie orientale du pays de Porzay, sur les plateaux de Cornouaille, dont l'altitude générale est de l'ordre de 75 à 100 m, et sur une partie de la région de Quimper (J. GARREAU, 1975). Le Steïr est un des affluents de rive droite de l'Odet, au bord duquel ont été successivement établies les villes gallo-romaine et médiévale à l'origine du Quimper contemporain (J.P. LE BIHAN et J.F. VILARD, 2005 ; J.P. LE BIHAN, 2007). La confluence des deux cours d'eau correspond d'ailleurs au site originel de la ville de Quimper au Moyen-Âge.

Drain principal d'un réseau hydrographique développant plus de 244 km (selon la BD Carthage et les cartes topographiques de l'IGN au 1/25 000), le Steïr atteint l'ordre 4 (classification de STRAHLER) et parcourt 28 km depuis sa source, à 93 m d'altitude IGN au pied des Montagnes Noires, jusqu'à sa confluence avec l'Odet. Sa pente moyenne relativement faible, de l'ordre de 3,2 m/km, varie peu d'amont en aval. Seul le premier kilomètre de son cours amont a une pente plus marquée, de l'ordre de 16 m/km. Comparativement, la plupart de ses tributaires présentent des pentes plus fortes, notamment dans leur partie amont.

Le cours supérieur du Steïr, peu encaissé au nord de Quéménéven, coule à des altitudes entre 77 et 65 m. Il suit une orientation NNO-SSE jusqu'à Ty-Planche. Après le passage entre la Montagne de Locronan et les hauteurs de Menez-Roc'h Meur, il s'encaisse et son cours s'oriente NNE-SSO. De Pont-Quéau à Kergolvez, la vallée décrit des méandres, relativement étroits et profonds souvent de plus de 50 m, indépendants de la structure (J. GARREAU, 1975, 1979, 1983). Dans cette section moyenne de la vallée, dénommée "Gorges du Steïr", ces

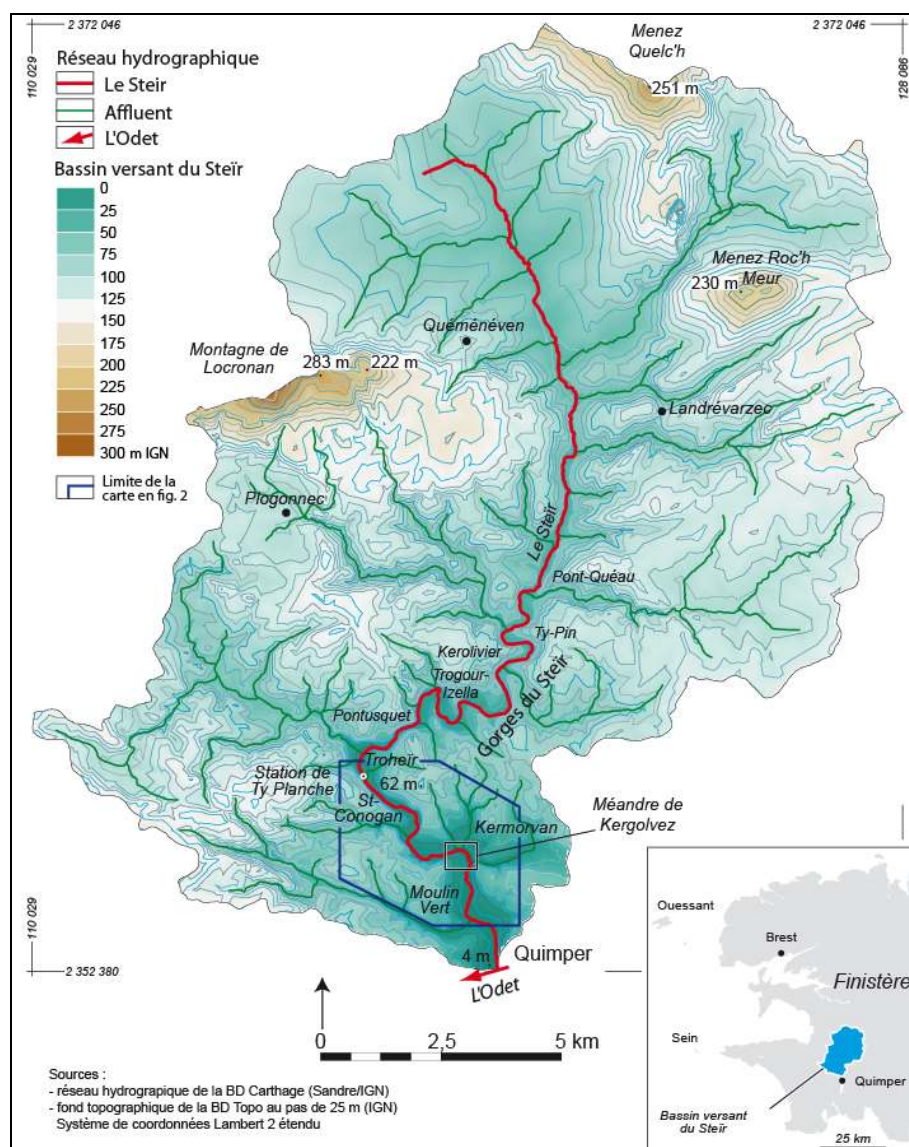


Figure 1 - Le bassin versant du Steir au nord de Quimper : topographie et principaux éléments du réseau hydrographique.

méandres sont généralement serrés et déterminent, sur les deux rives, des éperons dont certains sont particulièrement effilés (Ty-Pin, Kerolivier, Trogour-Izella, par exemples).

Même si certaines sections montrent déjà des fonds plats assez étendus en amont (de Trogour à Pontusquet ; autour de Ty-Planche), la plaine alluviale ne commence à s'évaser, de manière progressive, qu'à partir de Loscoat, au début du méandre de Troheir. Au delà de Kergolvez, la partie la plus méridionale de la vallée s'élargit amplement jusqu'à la confluence avec l'Odet. Les versants de rive concave, dont le cours d'eau s'est actuellement quelque peu éloigné du fait de l'alluvionnement et du colluvionnement, sont généralement raides et les accès aux rives du Steir sont souvent limités. Après une courte section orientée NO-SE entre Ty-Planche et Kergolvez, le cours d'eau se dirige vers le sud. Les méandres persistent jusqu'à la confluence avec l'Odet à Quimper, mais leur rayon augmente vers l'aval, au fur et à mesure que s'élargit la plaine alluviale. Aux abords de l'agglomération, leur tracé est de plus en plus artificialisé.

2) Le site du méandre de Kergolvez

La section de la vallée concernée par les fouilles archéologiques sur le passage du CNO (E. LE GOFF, 2014, 2016, à paraître-a, à paraître-b) est localisée à la terminaison de la série de méandres encaissés du Steïr et au début de l'élargissement de sa vallée inférieure s'ouvrant sur la "plaine du Moulin-Vert", en amont de Quimper. La largeur de la vallée passe de 250 m en amont de Troheïr (à 750 m de cette localité) à un peu plus de 500 m au niveau du méandre de Kergolvez et s'accroît ensuite pour atteindre 1200 m environ à sa confluence avec l'Odet (Fig. 2). La vallée présente ici un profil transversal dissymétrique.

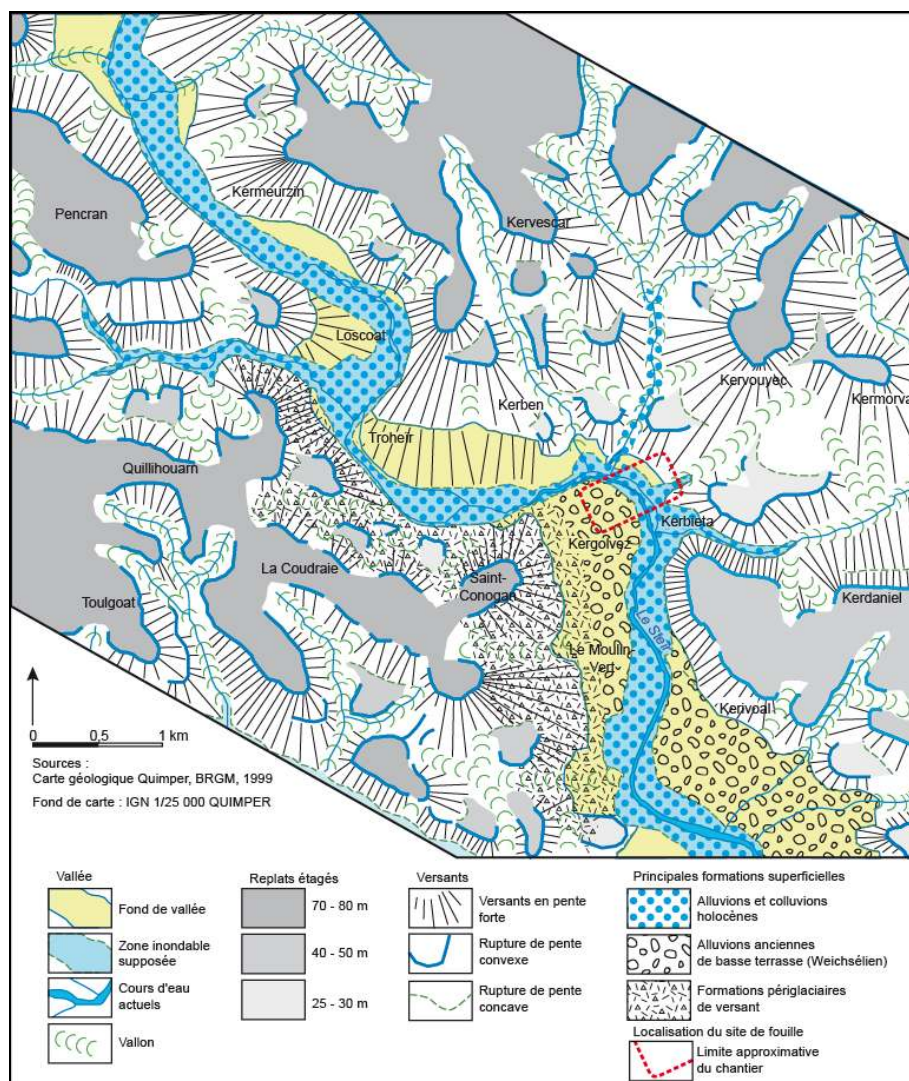


Figure 2 - Cadre géomorphologique de la vallée du Steïr au Nord de Quimper.

À l'OSO (en rive droite), le fond de la vallée est dominé par les hauteurs de Saint-Conogan qui, entre deux petits talwegs, décrivent un promontoire. Ce versant occidental culmine à 73 m IGN et se raccorde au méandre de Kergolvez, vers 25 m IGN, par un versant convexo-concave à pente forte (de l'ordre de 25 à 30 %).

À l'ENE (en rive gauche), depuis Kermorvan vers 60 m IGN, le versant est concave, à

pente nettement plus faible (de l'ordre de 5 % en moyenne), formant en bas de versant un replat au-dessus du fond de vallée. Ce versant est parcouru par le talweg d'un petit affluent du Steïr maintenant enfoui sous les remblais du contournement. Après une rupture de pente vers 11 m IGN (à l'emplacement de la rue du Château, parallèlement à la vallée), il se termine au-dessus du fond de la vallée par un talus de 4 m de dénivelé environ.

De part et d'autre du cours du Steïr, le fond de la vallée est lui-même dissymétrique. En contrebas de Saint-Conogan, la rive convexe du méandre descend en pente faible vers le lit de la rivière, passant de 25 à 8 m IGN sur 450 m, et rejoint la plaine alluviale vers 6,5 - 7 m IGN. En rive gauche, le pied du talus est immédiatement occupé par la plaine alluviale vers 7 m IGN.

Le Steïr actuel a ici une largeur d'une dizaine de mètres pour une profondeur de 2 m environ. Le méandre qu'il décrit au fond de la vallée est relativement important : sur un linéaire de 1210 m de long, son amplitude est de 430 m pour une longueur d'onde de 680 m et un rayon de courbure moyen de l'ordre de 260 m. Cette configuration du méandre semble être acquise au moins depuis la fin du XIX^{ème} siècle, comme tend à le montrer l'examen comparatif des plans d'archive du secteur (Archives Départementales du Finistère).

À ces modifications morphologiques et au changement d'orientation qui affectent la vallée au passage du méandre de Kergolvez, correspondent un changement de domaine structural ainsi qu'un changement de substrats rocheux traversés par le Steïr. Le cours d'eau passe du domaine septentrional, en amont, au domaine central, en traversant notamment la branche nord de la Zone Broyée Sud-Armoricaine (ZBSA) affectée par une série de failles décrochantes d'orientation NNO-SSE (Fig. 3). Au nord de Kergolvez, le domaine septentrional est constitué par les leucogranites de Robart (à l'ouest, en amont de Kergolvez), puis par le granite du Steïr au NE. À l'est du méandre, formant le versant oriental de Kergolvez, ce granite est bordé au sud par un massif de métagabbro-diorite intrusif dans les micaschistes briovériens qui forment la limite avec le domaine central. Le domaine central est constitué au nord par des ultramytonites en contact, par faille, avec les granites septentrionaux. Il semble que la résistance de cette bande d'ultramylonites et la faille ONO-ESE de la branche nord de la ZBSA aient contraint le Steïr à couler parallèlement au rebord septentrional de la branche nord de la ZBSA en amont de Kergolvez. Ce n'est qu'à la faveur d'une zone de résistance moindre de cet affleurement, liée au passage d'un décrochement transversal, et de son amincissement au niveau de Kergolvez où il est remplacé par des schistes gréseux, que le Steïr a pu reprendre son écoulement vers le sud. Il s'écoule alors à travers le granite d'Ergué et son auréole de gneiss présente au niveau du Moulin-Vert en aval de Kergolvez. Les matériaux visibles en surface sont, pour l'essentiel, ceux d'une nappe alluviale d'âge weichsélien, dans laquelle sont emboîtées des alluvions holocènes et qui est dominée, sur les versants, par du head.

III - LE REMPLISSAGE TARDIGLACIAIRE ET HOLOCÈNE DE LA VALLÉE DU STEÏR À KERGOLVEZ

1) Méthodologie

À Kergolvez, le remplissage du fond de la vallée est observé à partir de décapages et de fosses ouvertes pour les besoins des recherches archéologiques de l'Inrap et, surtout, grâce à trois grandes coupes localisées sur les deux rives du cours d'eau (Fig. 4). Ces observations

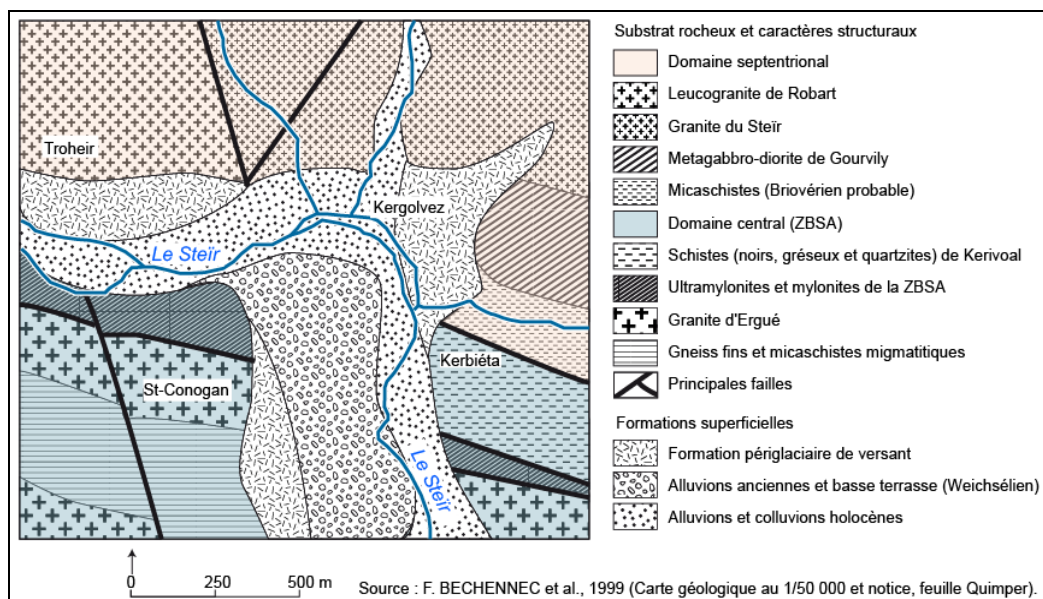


Figure 3 - Géologie simplifiée du secteur de Kergolvez.

Les altérites qui couvrent les substrats rocheux en dehors du fond de la vallée sont exclues de la cartographie.

sont complétées par les données des sondages géotechniques effectués préalablement sur le tracé du Contournement nord-ouest de Quimper (CNO) pour le Conseil Général du Finistère (G. REBOUL *et al.*, non daté ; A. ROGER *et al.*, non daté) (Fig. 5).

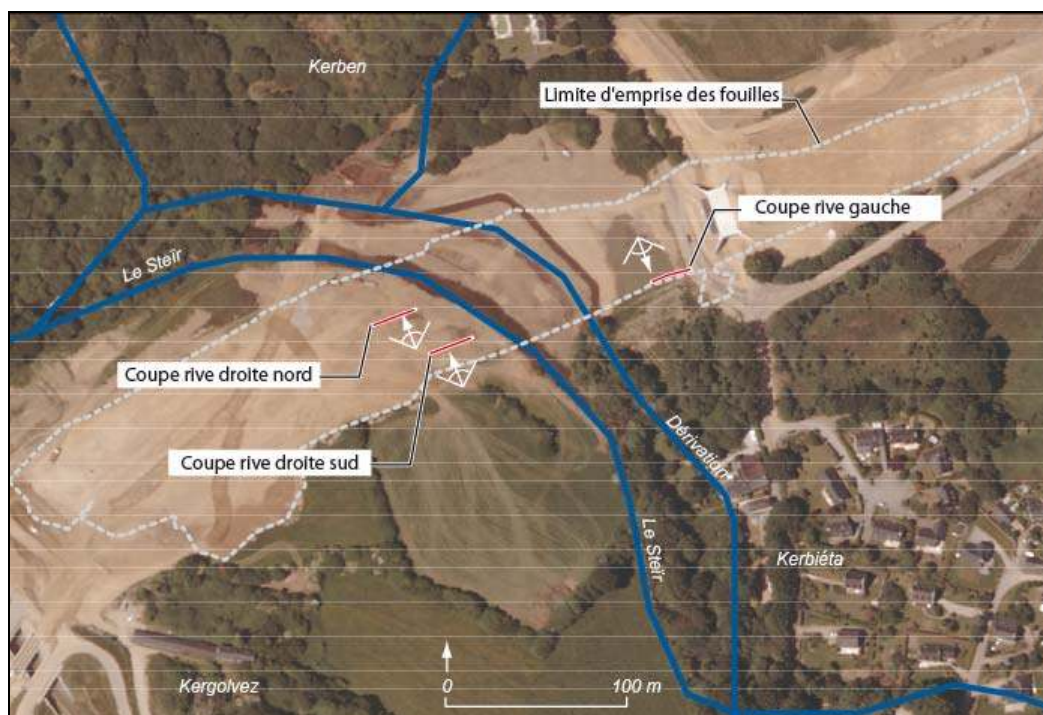


Figure 4 - Localisation des trois grandes coupes réalisées dans la vallée du Steïr à Kergolvez.

Fond photographique : IGN 2005.

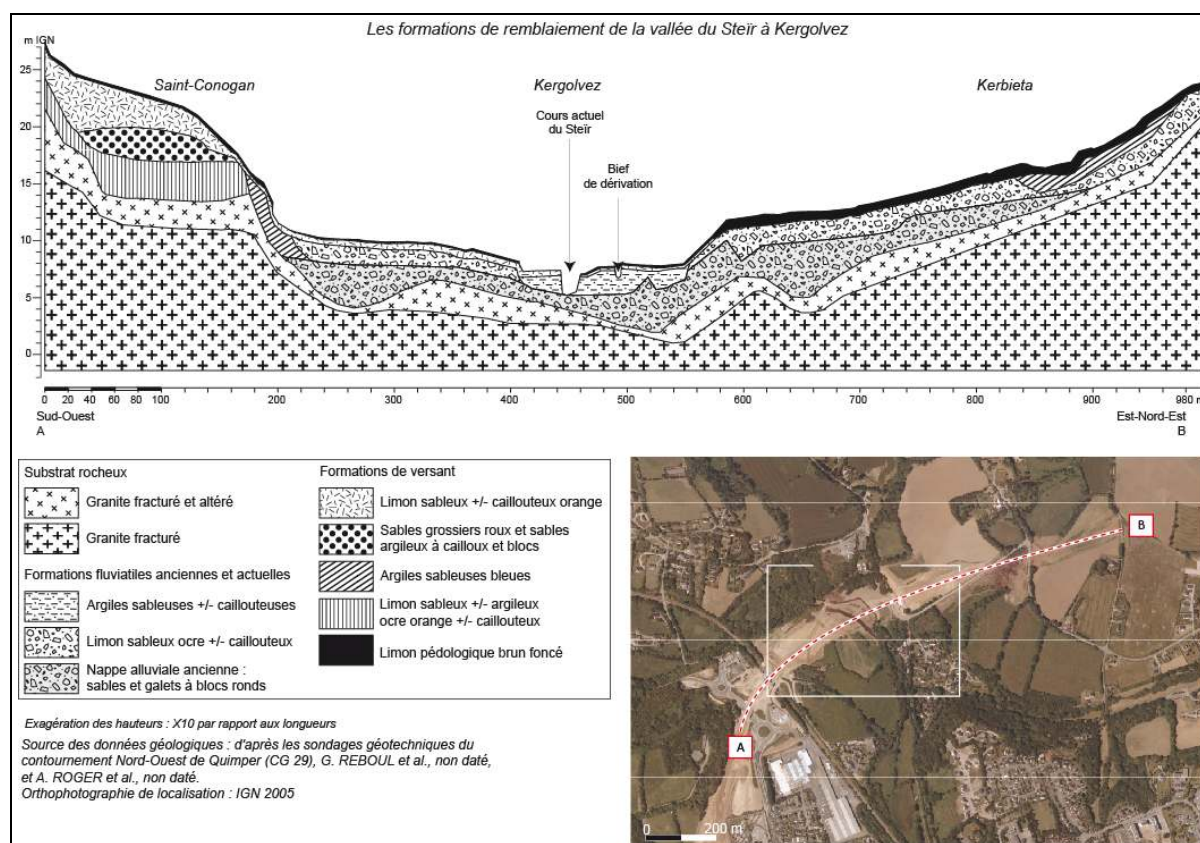


Figure 5 - Formations de remblaiement de la vallée du Steir à Kergolvez.

Les trois grandes coupes réalisées sont toutes perpendiculaires au cours du Steir et ont atteint, en profondeur, l'unité de galets et de sables observée à leur base. La coupe 1 (à l'est, notée E), en rive gauche du Steir, est longue de 16 m et profonde de 3 m. Elle est localisée à une cinquantaine de mètres à l'est du canal de dérivation du Steir et à 80 m environ à l'est du cours d'eau. En rive droite, la coupe 2 (au sud-ouest, notée SW) est ouverte sur un peu plus de 17 m de longueur et 2 m de profondeur au maximum, et la coupe 3 (au nord-ouest, notée NW) est réalisée sur un peu plus de 19 m de long et sur environ 2 m de profondeur.

L'analyse du comblement passe par la description des différents corps sédimentaires observés. À cet égard, il est à noter que les textures ont été appréciées visuellement et au toucher. L'analyse géomorphologique s'appuie principalement sur la reconnaissance de la géométrie de ces corps sédimentaires, ce qui permet notamment d'individualiser les phases de construction des dépôts de méandre et les phases d'incision des formations de colmatage en place. Les unités sédimentaires ainsi distinguées peuvent servir de repères chronologiques, notamment en l'absence de datation (Photos 1).

Le calage chronologique des différentes phases du remplissage est fondé sur trois éléments :

- D'une part, il s'appuie sur les faits archéologiques. Sur les trois coupes, l'individualisation de l'horizon laténien (période correspondant au second âge du Fer en Europe) lié à l'occupation du site de Kergolvez, s'appuie sur des observations archéologiques effectuées à partir d'éléments mobiliers retrouvés dans certaines couches stratigraphiques et sur la présence d'aménagements anthropiques. Ce repère stratigraphique est le marqueur chronologique de



a. Coupe E : rive orientale du paléochenal entaillée dans les altérites. Fossé gaulois au centre et colluvionnement postérieur. Règle : 1 m.



b. Coupe E : terminaison orientale des dépôts successifs du méandre progradant vers l'est et fond du paléochenal. Règle : 1 m.



c. Extrémité occidentale de la coupe montrant les niveaux successifs du remplissage du fond de la vallée depuis le Tardiglaciaire (niveaux sombres de la base) jusqu'aux remblais modernes au-dessus des tourbes du Moyen-Âge. Règle : 1 m.



d. Galets de la nappe alluviale weichsélienne. Règle : 30 cm.



e. Coupe SW : nappe alluviale weichsélienne surmontée des colluvionnements du Moyen-Âge et de l'époque moderne. Échelle : chiffres à la peinture en m depuis l'origine de la coupe à l'ouest.



f. Extrémité orientale de la coupe SW (14 à 16 m depuis l'origine) : le sol d'occupation (niveau gris noir) est directement au-dessus de la nappe weichsélienne. Le niveau clair correspond aux dépôts post-occupation sous-jacents aux niveaux médiévaux et modernes.



g. Début de la coupe NW entre 1 et 3 m : rive droite du chenal du Steir entaillée dans la nappe de galets couverte par les niveaux attribués au Tardiglaciaire puis par le sol laténien et les niveaux médiévaux et modernes.



h. Milieu de la coupe NW : le sol laténien est au contact direct de la nappe weichsélienne à droite de la photo (ouest) ; il couvre les niveaux tardiglaciaires au centre et à gauche. Les remplissages post-laténiens, médiévaux et modernes (niveaux gris clair et marron), forment le sommet de la coupe.

Photos 1 - Morphologies, figures sédimentaires et stratigraphies observées dans les trois coupes et sur lesquelles s'appuient les descriptions et l'analyse géomorphologiques du remplissage de la vallée du Steir. [clichés : A. HÉNAFF, 2004 et 2005]

référence. Les niveaux d'occupation gaulois des II^{ème} et I^{er} siècles av. J.C., identifiés par les archéologues sur les deux rives, permettent de scinder l'histoire du comblement de la vallée du Steïr en deux périodes successives dont les témoins sont plus ou moins bien conservés et représentés sur les trois coupes. Des aménagements ultérieurs (fossés médiévaux et de la période moderne) permettent d'établir ensuite une chronologie plus ou moins précise de la sédimentation jusqu'à nos jours.

- D'autre part, en l'absence de séquence-type pour le Massif Armoricain, l'interprétation est fondée sur les données bibliographiques des régions proches. La chronologie de leur mise en place est déterminée par analogie avec les chronologies définies pour les formations alluviales du Nord-Ouest de la France. En particulier, les grandes étapes d'évolution des remplissages des fonds de vallée décrites dans le Bassin Parisien (M.C. MARINVAL-VIGNE *et al.*, 1989 ; V. BICHET *et al.*, 1998 ; P. ANTOINE *et al.*, 2000, 2002 ; J.F. PASTRE *et al.*, 2000, 2002) et ses marges (N. CARCAUD et M. GARCIN, 2001 ; N. CARCAUD *et al.*, 2002 ; P. BENOÎT *et al.*, 2006 ; J. PIANA *et al.*, 2009) ont servi de termes de comparaison et de compréhension des dynamiques fluviales.
- Enfin, associées aux repères chronologiques fournis par les faits archéologiques, des prélèvements sous la forme de carottes verticales ont été réalisés, notamment dans la coupe E qui offre la plus grande diversité stratigraphique, en vue d'analyses complémentaires en laboratoire et pour la datation des matériels. Les interprétations qui en ont résulté, après avoir été corroborées par les études palynologiques (D. MARGUERIE, UMR 6566 CReAAH - Laboratoire Archéosciences, Rennes – communication orale), ont été confirmées par deux datations ¹⁴C sur la formation tourbeuse à lits argileux de la base de la coupe E (unité sédimentaire 1E, voir *infra*) effectuées au laboratoire Beta Analytic Inc. (Miami, Floride).

2) Les dépôts du fond de la vallée à Kergolvez

a. La coupe de rive gauche (coupe 1, E)

Sur la coupe de rive gauche (Fig. 6 et 7), l'individualisation d'un niveau d'occupation gaulois permet de caler chronologiquement une partie des unités sédimentaires, notamment les unités supérieures. Ce niveau est marqué par l'aménagement d'une voie de circulation et d'un fossé bordier avec son talus attenant, ainsi que de la surface sur laquelle se développe l'ensemble des aménagements anthropiques laténiens. Il repose sur un ensemble de formations plus ou moins anciennes et de nature variable, de fait antérieures au milieu du II^{ème} siècle av. J.C.

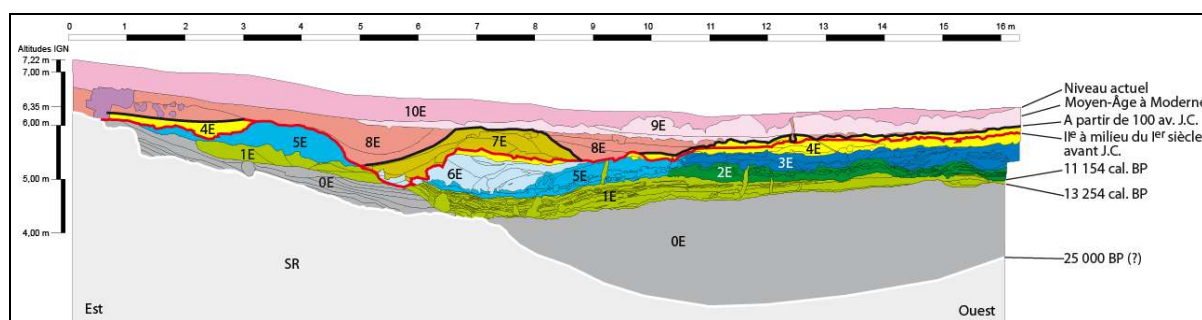


Figure 6 - Coupe stratigraphique E.

Les formations sont vues depuis le N. Ligne rouge : limite du sol d'occupation gaulois.
Autres éléments de légende : voir figure 7.


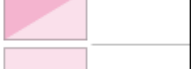
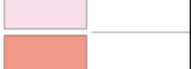











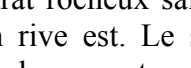
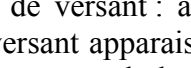
Âge BP	Légende	Chronozones	Chronologie	Unités sédimentaires ou substrat	
Actuel		Subatlantique	Période moderne et aménagements modernes (drains, fossés)	10E, 8NW, 9NW, 7SW, 9SW, 10SW	
			Périodes du Moyen-Âge et moderne jusqu'à nos jours		
			Moyen-Âge	9E, 6NW, 7NW, 8SW	
			Après la fin de l'occupation laténienne, à partir de 100 avant J.C.	8E, 4NWa, 4NWb, 5SW, 6SW	
2050 BP			Holocène	Période d'occupation : II ^{ème} à milieu du I ^{er} siècle avant J.-C.	7E, 3NW, 4SW
				Sol d'installation laténienne	4E, 2NW, 3SW
2150 BP 2700 BP		Subboréal		Absence de marqueur chronologique absolu	3E, 5E, 6E
		Atlantique			
		Boréal			
		Préboréal			
		Dryas Récent			
		Tardiglaciaire	Allerød	Allerød - jusqu'à 10 500 BP environ	2E, 2SW, 1NWa,
11 154 cal. BP			Bölling	Incision et remplissage du Bölling 13 254 cal. BP +/- 136 à 11 154 cal. BP +/- 87	1E, 1SW, 1NW
		Dryas ancien			
13 254 cal. BP		Plénglaciaire		Lit en tresses du cours d'eau	0E, 0SW, 0NW
				Fond rocheux de la vallée weichselienne	SR

Figure 7 - Légende commune aux trois coupes.

Le substrat rocheux sain n'a nulle part été atteint, seules les altérites remaniées ont été observées en rive est. Le substrat rocheux est masqué par les formations de remplissage fluviales et de versant : alluvions et colluvions. Dans la partie orientale de la coupe, les altérites du versant apparaissent sous moins de 1 m de formations superficielles, montrant la limite du creusement de la rive gauche par le cours d'eau. Ces altérites ne sont plus visibles vers l'ouest. Au-dessus, les formations rencontrées montrent des variations verticales et latérales importantes et s'organisent distinctement en unités sédimentaires déposées successivement au droit d'un ancien talweg et progradant depuis l'ouest de la vallée.

La première formation de remplissage, partiellement visible, est constituée par une accumulation de galets, de lithologie variée, et de sables interstitiels (unité sédimentaire 0E). Des blocs de granite ont également été observés dans cette formation dans les sondages géotechniques (G. REBOUL *et al.*, non daté ; A. ROGER *et al.*, non daté) et dans les coupes réalisées sur la rive occidentale du Steir. Vers l'ouest, aucune stratification n'apparaît dans la partie exhumée de cette première formation. Vers l'extrémité orientale de la coupe, les galets sont cependant disposés en lits successifs sur les altérites du pied du versant, indiquant de possibles remaniements fluviaux des sédiments. La base de ce dépôt n'a pas été atteinte par la coupe, mais les sondages géotechniques montrent qu'il descend jusque vers 4,4 m sous la surface actuelle du sol, notamment sous la coupe E, où il s'enfonce dans un ancien talweg, le plus profondément creusé des trois talwegs que les sondages géotechniques ont permis de décrire le long du transect est-ouest de la vallée du Steir à Kergolvez. En profondeur, cette formation repose sur le granite altéré et fracturé (SR). D'ouest en est, sa surface s'abaisse en pente relativement douce. Au pied du versant oriental, elle est affectée par un chenal évasé

profond de 0,50 m à 0,75 m.

Ce chenal est colmaté par des lits successifs de tourbe et d'argile grise à noire (1E) dont l'épaisseur est comprise le plus souvent entre 5 et 10 cm. L'ensemble du dépôt est épais d'environ 50 cm au niveau de l'incision. Il est peu développé à l'est du chenal, mais s'étend plus largement vers l'ouest en s'amincissant progressivement.

Le recouvrement de cette formation 1E et le comblement du chenal sont constitués par six unités sédimentaires successives, superposées ou emboîtées, qui ont contribué à l'exhaussement du fond du chenal et à la réduction de sa largeur. Les limites entre les différentes unités sont identifiées grâce à une couche d'argile noire de surface, souvent peu épaisse (quelques centimètres), mais nettement plus organique que le reste des matériaux argileux déposés. Toutes les unités sédimentaires sont essentiellement argileuses, de couleur gris clair à ocre, comportant localement des lits plus grossiers de sables et petits graviers. Parfois quelques galets ou cailloux roulés apparaissent dans leur partie supérieure. La plupart de ces unités sédimentaires ne présentent pas de figures caractéristiques des dépôts de méandre décrites dans la littérature (H. CHAMLEY, 1988 ; M. CAMPY et J.J. MACAIRE, 2003 ; I. COJEAN et M. RENARD, 2006), si ce n'est à leur extrémité distale, où les lits se recourbent en suivant la topographie de leur surface. Il s'agit donc là d'une accrétion latérale des dépôts qui progradent tous depuis l'ouest, en comblant progressivement la dépression topographique et le chenal dans une dynamique de rive convexe de méandre.

La première de ces unités progradantes (2E) est identifiée en rive occidentale de la vallée. Son épaisseur, irrégulière, avoisine 0,25 m. Son extrémité distale semble tronquée, tandis que sa mise en place semble avoir été précédée d'un remaniement en surface de la formation argileuse sous-jacente. L'argile gris clair qui la compose, passe en surface à une couche argilo-organique bleu gris renfermant de petits galets (2 à 10 cm) et quelques gros cailloux émoussés (10 à 20 cm), assez épaisse localement, mais qui s'estompe vers l'ouest. Cette couche organique de surface est ondulée en plusieurs endroits et, vers l'ouest de la formation, des chenaux semblent s'y être mis en place. On observe là une topographie de bourrelets et de dépressions qui, à la surface d'une barre de méandre, guidaient les écoulements de crue.

La seconde unité progradante (3E) est également argileuse et gris clair. Elle est venue recouvrir la première en rive droite du chenal, comblant les creux et les esquisses de chenaux inscrits à sa surface. Son épaisseur varie d'ouest en est de 0,50 m environ à moins de 0,20 m. Comme pour l'unité sédimentaire 2E, son extrémité distale apparaît tronquée approximativement à la verticale de l'extrémité de l'unité précédente. Si ces deux unités sédimentaires se sont déposées successivement, sans lacune stratigraphique, comme la lecture de la coupe semble le suggérer, on assiste alors à l'élévation des berges sans que pour autant le fond du chenal se soit lui-même élevé. Le débit du cours d'eau est suffisamment important pour maintenir un écoulement empêchant le comblement du chenal. Ce débit n'est cependant pas suffisant pour entailler les altérites de la rive orientale et permettre le déplacement progressif du cours d'eau vers l'est sous la poussée de la sédimentation produite à l'ouest.

À ce stade du remplissage du fond de la vallée, la sédimentation se modifie et affecte le fond du chenal. À l'ouest, une nouvelle unité sédimentaire se constitue (unité 5E) qui s'accroche aux extrémités distales des unités 2E et 3E et les prolonge, réduisant ainsi de moitié la largeur du chenal. La sédimentation débute ici par un lit de cailloux émoussés qui tapissent le bord occidental du chenal antérieur. Ces cailloux sont associés à une argile noire très organique. La sédimentation se poursuit par le dépôt, de nouveau, d'une argile gris clair qui se termine en biseau vers le rebord du nouveau chenal. À l'est, le colluvionnement conduit à l'accumulation de sédiments fins au pied du versant. La terminaison de cette formation au niveau du chenal n'est cependant pas lisible dans la coupe, car le creusement d'un fossé

gaulois a détruit les séquences existantes. Une nouvelle accumulation (6E) progradant d'ouest en est s'appuie sur l'extrémité de l'unité précédente. On observe ici, semble-t-il, une nouvelle dynamique de méandre, marquée par le déplacement du chenal vers l'est et son comblement progressif, y compris par le colluvionnement. Avec la mise en place de ces deux unités sédimentaires, l'exhaussement du fond du chenal est important et atteint environ 0,75 m.

Le niveau de sol gaulois coïncide avec le sommet de 3E, 5E et 6E. La surface de 6E est couverte par les éléments du talus adjacent au fossé de bord de voie aménagé au cours de la période de La Tène, entre les II^{ème} et I^{er} siècles av. J.C. Après l'abandon du site laténien, les inondations du Steir et les apports du versant oriental participent au comblement progressif des dépressions de surface, notamment par une tourbification (Moyen-Âge ?) et des colluvionnements (unités sédimentaires 8E, 9E, 10E et 4E). On notera que l'unité sédimentaire 9E correspond à un apport anthropique volontaire de matériaux sableux à la fin du Moyen-Âge ou durant l'époque moderne, dans le but d'assainir la parcelle et probablement de la mettre en culture.

b. Les coupes de la rive droite

Les deux coupes de rive droite permettent d'apprécier l'évolution sédimentaire du Steir et de contextualiser l'occupation laténienne, qui se développe à l'intérieur du méandre et dont les aménagements ont été reconnus jusqu'en bordure de la rivière. Comme pour la coupe de la rive orientale (voir *supra* : coupe E), la présence de mobiliers archéologiques et d'aménagements anthropiques en lien avec l'occupation laténienne permet d'identifier l'horizon stratigraphique de référence pour comprendre l'évolution des différentes unités sédimentaires. L'implantation de certains fossés modernes ou du bas Moyen-Âge dans les unités sédimentaires apporte, par ailleurs, des informations complémentaires pour cerner la mise en place de certaines formations.

La coupe sud de la rive droite (coupe 2, SW) :

Onze unités sédimentaires sont identifiées dans cette coupe (Fig. 8). L'effondrement d'un pan important de la coupe, entre les douzième et quatorzième mètres depuis l'ouest, en a cependant masqué une partie. Les affleurements exposés dans cette coupe sont interprétés comme la conséquence de deux dynamiques d'élévation progressive de la berge. Celles-ci relèvent, dans la partie orientale, de l'alluvionnement dû à l'évolution de la partie convexe d'un méandre du Steir et, dans la partie occidentale, des apports latéraux de colluvions en pied de versant. Ces dynamiques sont perturbées, d'un point de vue stratigraphique, par les actions anthropiques à partir de la période laténienne.

À la base de la coupe (unité sédimentaire 0SW), on trouve la même formation qu'à la base de la coupe de la rive orientale, c'est-à-dire des galets et des cailloux roulés imbriqués, dans laquelle les interstices sont comblés par des sables, le tout formant une masse compacte et indurée. Sa surface, en pente faible vers l'est, n'est pas régulière et présente une topographie en "creux" et en "bosses", pouvant correspondre à des chenaux séparés par des accumulations sédimentaires. À son extrémité occidentale, la pente remonte nettement au niveau de ce qui apparaît comme une ancienne rive entaillée par l'écoulement des eaux.

Cette formation de base est partiellement couverte d'un lit de petits galets et de sables (unité sédimentaire 1SW) de 0,50 m d'épaisseur maximale, qui n'occupe que la partie occidentale de la coupe, son extrémité orientale ayant pu être érodée. Le matériel sédimentaire de ce lit ne montre pas de compacité, ce qui le distingue de la couche sous-jacente. De gros cailloux roulés et même des blocs apparaissent avec les petits galets et le sable interstitiel est enrichi en matière organique noire. De par ces caractères, l'unité 1SW peut être rattachée à l'unité 1E de la coupe observée à l'est.

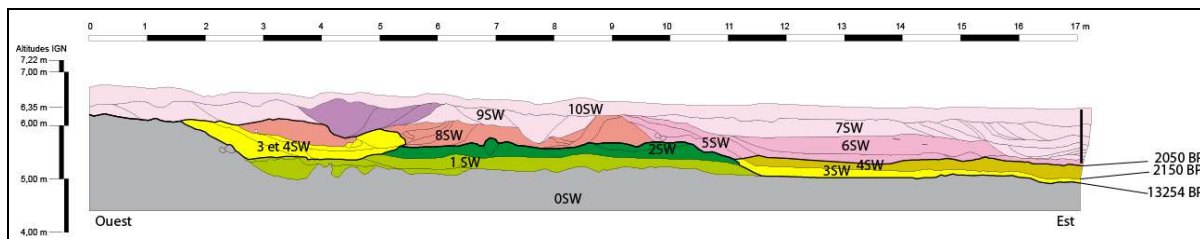


Figure 8 - Coupe stratigraphique SW.

Légende : voir figure 7.

L'unité 1SW est recouverte par l'unité 2SW, essentiellement constituée par des limons et de petits galets et cailloux roulés. Ces deux unités ayant des limites orientales proches, 1SW n'est pas non plus présente dans la moitié est de la coupe. La disposition morphologique observée semble correspondre à une séquence sédimentaire de comblement d'un chenal en méandre, progressant latéralement vers l'est et en aggradation verticale. L'horizon correspondant à l'occupation laténienne est signalé, à cet endroit, par deux éléments archéologiques : un tesson d'amphore vinicole italique légèrement enfoncé dans le sommet de l'unité 1SW et le fossé gaulois présent à l'ouest de la coupe.

Dans la moitié occidentale de la coupe, les couches 1SW et 2SW sont entaillées et comblées par deux unités sédimentaires argileuses superposées, 3SW et 4SW, qui se différencient par leur teneur en matière organique. L'épaisseur de l'ensemble est de 0,40 m au maximum. Ces dépôts peuvent être contemporains ou légèrement postérieurs à l'occupation laténienne.

L'ensemble de ces unités sédimentaires est fossilisé par des dépôts de rive convexe de méandre à l'est, tandis qu'à l'ouest, l'influence du colluvionnement depuis le versant apparaît plus importante. À l'est, la nouvelle séquence de comblement due à la progression, vers l'est et, sans doute, d'amont en aval, de la rive convexe d'un méandre (unité 5SW) fossilise les dépôts 3SW et 4SW. La mise en place de ces niveaux peut être chronologiquement située entre la fin de l'occupation laténienne et la fin du Moyen-Âge, dernière période marquée par l'implantation d'un fossé. On observe ici la plupart des éléments constitutifs de ce type de formation, depuis l'ouest vers l'est : bancs d'accrétion verticale, chenaux de crue en surface, dépôts de chute en extrémité de méandre, chenal principal du cours d'eau. Un colluvionnement depuis le versant a pu également renforcer la sédimentation. Le chenal principal, déterminé à l'est par les unités sédimentaires 3SW et 4SW (qui sont finalement associées comme correspondant à une même séquence de comblement) et 5SW, est ensuite comblé par deux nouvelles unités sédimentaires mises en place successivement (6SW et 7SW). Toutes deux montrent également les caractères morphologiques correspondant au comblement lié à une progression de méandre.

À l'ouest, les interventions anthropiques successives (creusement de fossés) à partir de la période d'occupation laténienne jusqu'à la période moderne, perturbent la succession des dépôts. Le fossé gaulois subit un remplissage (unités sédimentaires 3SW et 4SW) contemporain des dépôts 3SW et 4SW de la partie orientale de la coupe, auquel succèdent des dépôts de colluvionnement (8SW puis 9SW) en provenance du versant occidental de la vallée du Steir.

Enfin, l'ensemble des formations décrites est fossilisé par le sol limoneux, actuellement végétalisé, sans structure sédimentaire lisible dans la coupe (unité sédimentaire 10SW), qui régularise la topographie en pied de versant et au-dessus des formations de comblement de rive convexe du méandre (3SW à 7SW).

La coupe nord de la rive droite (coupe 3, NW) :

La deuxième coupe de référence (Fig. 9) est localisée en limite nord de la zone de fouille. Elle a été implantée de manière à obtenir une section transversale du premier état de fonctionnement de la voie gauloise qui traverse la zone d'occupation localisée en rive droite du Steir, et de manière aussi à comprendre la relation de cette voie avec la rivière (gué ou pont). L'aménagement d'une voie excavée permet de définir, là aussi, l'horizon laténien qui se pose comme le principal jalon chronologique pour saisir l'évolution des différentes unités sédimentaires de la coupe.

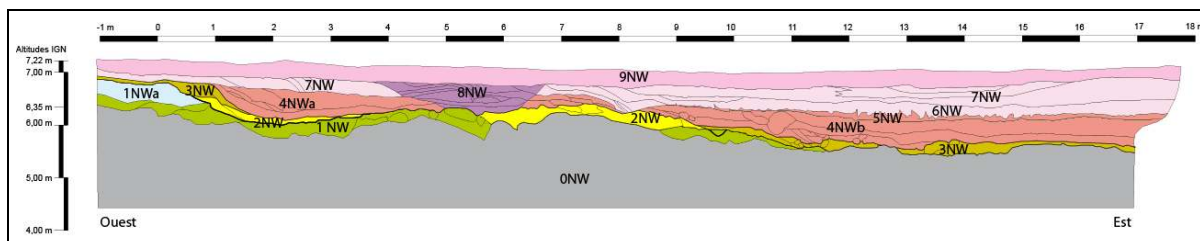


Figure 9 - Coupe stratigraphique NW.

Les formations sont vues depuis le sud (l'est est à droite de la figure).

Légende : voir figure 7.

Les unités sédimentaires successives (0NW à 9NW) se superposent aux formations existantes ou s'y emboîtent plus ou moins partiellement. Dans la partie orientale et pour les formations les plus profondes de la coupe, le mode de mise en place relève essentiellement d'une dynamique d'accrétion d'ouest en est. Celle-ci est attribuable à la dynamique de déplacement latéral de la rive convexe d'un méandre vers la rive orientale concave, à des dépôts de levée ou à des dépôts de plaine d'inondation. À l'ouest, le colluvionnement depuis le versant occidental entre dans à la constitution des formations depuis les couches les plus profondes. Ce colluvionnement devient prépondérant dans les couches les plus superficielles.

La partie inférieure de la coupe est constituée par des galets et des cailloux roulés très imbriqués formant une masse compacte et indurée dans laquelle les interstices sont comblés par des sables (unité sédimentaire 0NW). Comme sur les deux autres coupes, sa base n'a pas été observée. Les sondages géotechniques indiquent qu'elle repose sur les altérites du substrat, vers 3,50 m de profondeur sous la surface du sol actuel. Sa surface s'abaisse vers l'est. Elle est très irrégulière et présente une succession de creusements de 0,50 à 0,75 m de profondeur. Cette unité 0NW correspond à la formation de base des coupes 1 et 2 (unités 0E et 0SW).

Le dépôt qui la recouvre est également constitué de petits galets et de sables (unité sédimentaire 1NW). La compacité a cependant disparu et le matériel sédimentaire est plus hétérogène : de gros cailloux roulés apparaissent fréquemment et le sable interstitiel est enrichi en matière organique noire. Ce niveau, d'épaisseur comprise entre 0,10 et 0,30 m, se présente comme un dépôt de fond de chenal. De par ces caractères, il peut être rattaché aux unités 1E de la coupe 1 observée à l'est et 1SW de la coupe 2 à l'ouest. La dépression marquant cet horizon dans la moitié occidentale de la coupe, correspond au décaissement de la voie gauloise excavée, aménagée dans les matériaux de la terrasse ancienne. Celle observée dans la moitié orientale est, elle aussi, d'origine anthropique, mais elle résulte cette fois d'un aménagement particulier des bords de berge, en lien avec le second état de la voie gauloise et le nouvel ouvrage de franchissement de la rivière qui lui est associé (pont). Toutes les unités

sédimentaires de la coupe situées au-dessus de la formation 1NW s'apparentent donc à des dépôts récents, contemporains de l'occupation gauloise pour les plus anciens et postérieurs à La Tène pour la plupart. Ces formations et dépôts associés sont regroupés dans les unités 2NW, correspondant au niveau d'occupation, et 3NW, correspondant aux dépôts de la fin de l'occupation ou d'abandon du site. L'unité 2NW, plus organique, est surtout constituée de limons et de petits galets et cailloux roulés. L'horizon 3NW est également très organique, mais il se différencie de 2NW par sa constitution essentiellement argileuse.

Dans la partie occidentale de la coupe, au-dessus de la voie de circulation laténienne, le colluvionnement depuis le versant remplit progressivement la dépression d'origine anthropique par une formation limoneuse à graviers (unité 4NWa). Dans la partie orientale de la coupe, le comblement de la dépression postérieure à 3NW est différent : il est à dominante d'argile gris clair (unité 4NWb) et semble correspondre à une sédimentation de berge convexe de méandre, éventuellement en partie alimentée par le colluvionnement. À la limite entre les unités 3NW et 4NWb apparaît, au sein de ce dépôt argileux, un bloc émoussé d'environ 0,5 m de diamètre. La présence d'un fossé d'époque moderne ne permet pas d'observer correctement la continuité entre 4NWa et 4NWb.

À l'est, cette séquence se poursuit par le dépôt d'une nouvelle unité sédimentaire, 5NW. Ses caractères et sa disposition morphologique semblent correspondre, de la même manière que 4NWb, à ceux de la séquence sédimentaire de méandre progradant latéralement vers l'est et en aggradation verticale. Cette sédimentation se poursuit ensuite par la mise en place des dépôts postérieurs (unité 6NW). Ici, la surface de 5NW présente un contact par structures en flammes avec la formation 6NW sus-jacente. L'ensemble est constitué de limons organiques sombres, au sein desquels se retrouvent quelques cailloux roulés, notamment aux limites des dépôts de chute successifs. Cette unité sédimentaire 6NW comble partiellement le chenal à l'est de la coupe. Elle est constituée, elle aussi, de limons organiques qui ne comportent plus que quelques rares petits galets et cailloux roulés. À son extrémité occidentale, elle forme probablement un seul dépôt de chute lié à la croissance du méandre en direction de l'est. Aucune autre structure particulière ne peut y être identifiée.

La séquence se poursuit par l'unité sédimentaire 7NW, qui comble complètement le chenal ou la dépression qui persistait encore vers l'est. Il s'agit encore de limons organiques, mais leur mise en place relèverait surtout de colluvionnements successifs, avec éventuellement contribution de débordements en provenance d'un chenal maintenant repoussé plus à l'est et qui n'apparaît plus au sein de la coupe.

La coupe se termine par une couche pédologique limoneuse identique à celle décrite à la surface de la coupe sud-ouest (unité sédimentaire 9NW).

3) Interprétation

À Kergolvez, le remplissage progressif du fond de la vallée relève à la fois de l'alluvionnement par le cours d'eau et du colluvionnement depuis les versants. Il est parallèlement marqué par l'abandon d'un chenal ancien du Steir, en rive orientale, antérieur à l'installation laténienne, et par une dynamique de rive convexe de méandre en rive occidentale. Cette dynamique a débuté lors du recoupement du méandre et de l'abandon du chenal oriental mis en évidence sur la coupe E et s'est poursuivie après l'abandon du site gaulois. Les datations au radiocarbone effectuées dans les couches tourbeuses permettent de proposer une chronologie de mise en place des formations antérieures à l'installation gauloise, même si elle demeure relativement imprécise pour la plupart des unités sédimentaires déposées postérieurement et jusqu'à La Tène. La formation tourbeuse à lits argileux successifs remplissant le chenal dans la coupe E s'étale entre 13390 cal. BP et 13118 cal. BP (13254 +/- 136 ans cal. BP) à la base

de la tourbe et se termine entre 11242 cal. BP et 11067 cal. BP (11154 +/- 87,5 ans cal. BP), selon les deux datations ^{14}C effectuées respectivement à sa base et à son sommet (calibrations effectuées par M. STUIVER *et al.* : <http://calib.qub.ac.uk/calib>). Cette présence de formations du début du Tardiglaciaire à la base des séquences de remplissage constitue l'originalité de l'accumulation observée dans cette partie de la vallée du Steir, par rapport aux connaissances établies sur les cours d'eau de l'Ouest armoricain, qui limitent généralement la sédimentation postérieure à la dernière période froide régionale aux seuls dépôts de l'Holocène.

C'est essentiellement en rive orientale (coupe E) que les séquences stratigraphiques sont les plus complètes, notamment pour les unités antérieures à la période d'occupation laténienne. Sur les coupes SW et NW, ces unités anciennes sont moins bien représentées tandis que les formations postérieures à l'occupation gauloise constituent l'essentiel du comblement. Les formations exposées en coupe sur un peu moins de 2,30 m de puissance maximale (sur la coupe E) représentent de l'ordre de 13 000 années de sédimentation dans la vallée du Steir. Les deux périodes de sédimentation sont cependant très différentes du point de vue de leur mise en place. Un peu plus de la moitié de cette épaisseur (1,25 m environ, sur la coupe E) correspond à la sédimentation anté-laténienne s'étendant sur quelques 11 000 années ; l'autre partie correspond, quant à elle, aux seules 2 000 dernières années. En termes de vitesse de remplissage du fond de cette partie de la vallée, on observe ainsi des taux de sédimentation très différents, de l'ordre de 1,13 mm/siècle en moyenne avant l'occupation gauloise, puis de l'ordre de 50 mm/siècle postérieurement. Ces valeurs moyennes calculées sur des périodes relativement longues, tendent à montrer une accélération de la production sédimentaire, quelle qu'en soit l'origine, au cours de la période du Subatlantique par rapport aux périodes antérieures. Ne sont cependant pas prises en compte ici les variations de vitesse entre les différentes phases d'évolution depuis le Tardiglaciaire, ainsi que les probables lacunes stratigraphiques dues à l'érosion. Néanmoins, du point de vue géomorphologique, ces premiers résultats ouvrent des perspectives d'investigation intéressantes pour l'avenir.

Au delà de ces constats, il est possible d'interpréter ces séquences pour proposer une histoire du comblement de la vallée du Steir à Kergolvez. En fonction des éléments de datation, les unités sédimentaires 0E, 0SW et 0NW sont attribuées au Pléniglaciaire. Elles reposent sur le fond supposé de la paléo-vallée weichsélienne (SR). Les unités sédimentaires 1E, 1SW, 1NW puis 2E, 2SW et 1NWa correspondent à des dépôts du Tardiglaciaire et s'établissent entre le Dryas ancien et le Dryas récent. Elles se répartissent plus probablement entre le Bølling (1E, 1SW et 1NW) et l'Allerød (2E, 2SW et 1NWa). Le début de l'Holocène, du Préboréal au début du Subatlantique, est seulement visible dans la coupe orientale (coupe E) et correspond à la mise en place des unités sédimentaires 3E, 5E et 6E. Aucun équivalent n'est trouvé en place sur les deux coupes occidentales. Le reste de la sédimentation s'établit donc au Subatlantique et se répartit entre les dépôts de la période d'occupation du site laténien (4E, 2NW et 3SW) ou de la fin de l'occupation laténienne (7E, 3NW et 4SW), les dépôts mis en place après l'occupation et jusqu'au Moyen-Âge (8E, 4NWa et 4NWb) et les dépôts 5SW et 6SW. Enfin, à la période moderne, se rapportent les unités sédimentaires 10E, 8NW, 9NW, 7SW, 9SW et 10SW.

a. Pléniglaciaire final et Dryas ancien (avant 13254 +/-136 ans BP)

La plaine alluviale creusée au Pléniglaciaire supérieur par un système de chenaux en tresses au sein de la nappe caillouteuse weichsélienne est représentée par les unités sédimentaires 0E, 0SW et 0NW. Cette dernière affleure largement sur la rive occidentale du méandre de Kergolvez sous une faible épaisseur de sol et comble les paléochenaux du Steir mis en évidence par les sondages géotechniques. Ce système s'organise sur la largeur de la plaine

alluviale actuelle en un dispositif de chenaux multiples à fond sablo-graveleux séparés par des bancs longitudinaux peu proéminents au-dessus de la plaine alluviale (Fig. 10). Ces structures de chenaux en tresses correspondent à un système dans lequel la charge sédimentaire abondante nécessite un cours d'eau à forte pente et, surtout, de forts contrastes hydrodynamiques (H. CHAMLEY, 1988 ; V. BICHET *et al.*, 1998) qui sont permis par les débâcles printanières (P. ANTOINE *et al.*, 2002) et un niveau marin très abaissé (vers 130 m sous l'actuel).

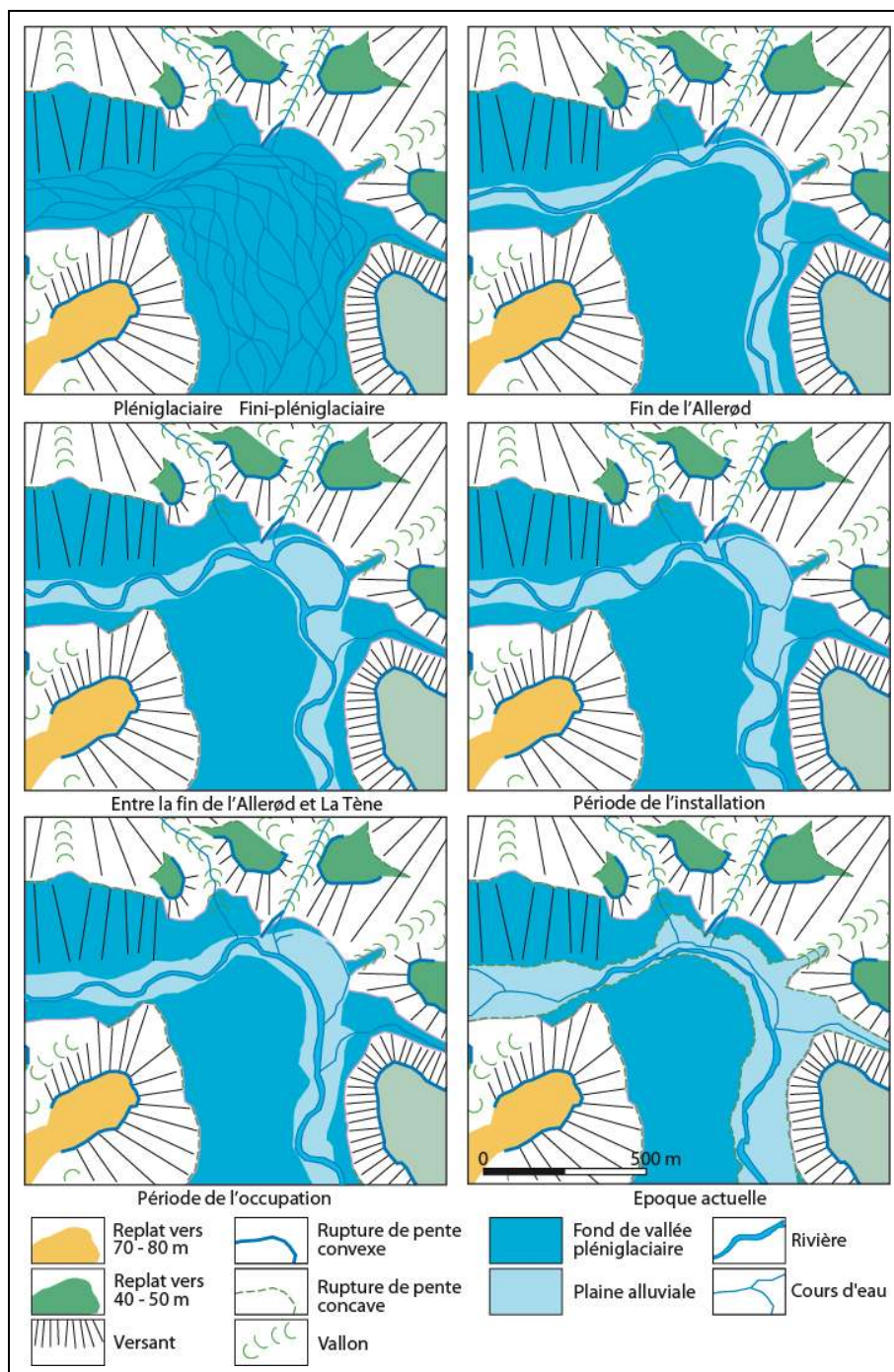


Figure 10 - Reconstitution synthétique des stades d'évolutions du fond de la vallée du Steir à Kergolvez entre le Fini-Pléniglaciaire et l'époque actuelle.

b. Au Tardiglaciaire, passage à un chenal unique après une période de transition où plusieurs chenaux coexistent

Une modification nette des conditions de l'écoulement conduit, d'une part, à l'abandon du système de chenaux en tresses qui aurait prévalu à la fin du Pléniglaciaire supérieur, voire durant le Dryas ancien, et, d'autre part, au creusement, dans un premier temps, du toit de l'accumulation sablo-graveleuse par un système d'écoulement à plusieurs chenaux. Ce système, apparemment constitué de deux ou trois chenaux assez larges et évasés, peut être considéré comme un stade transitoire avant le passage à un chenal unique (P. ANTOINE, 1997-a ; P. ANTOINE *et al.*, 2000) situé en rive orientale du Steir actuel. Cette métamorphose fluviale peut être rapportée aux nouvelles conditions hydrodynamiques qui prévalent avec le début du réchauffement climatique du Tardiglaciaire (au Dryas ancien et au Bølling). Il s'agit là d'une situation commune aux cours d'eau du Nord-Ouest de l'Europe. Ainsi, par exemple, selon C. CASTANET (2007), la Loire moyenne présente alors de 1 à 4 chenaux. Ce changement est lié en grande partie à l'augmentation et la régularisation des débits sous l'effet des conditions climatiques (précipitations plus abondantes, disparition du pergélisol discontinu, évapotranspiration encore faible). Mais il résulte aussi d'une diminution de la charge sédimentaire des cours d'eau, le couvert végétal, bien que peu développé, permettant déjà une stabilisation des sédiments sur les versants (P. ANTOINE *et al.*, 2002 ; J.F. PASTRE *et al.*, 2002).

Pour le Steir, ce changement de dynamique s'opère avant 13254 cal. BP +/- 136 ans, date qui correspond à la datation ^{14}C obtenue sur la base de la tourbe remplissant le chenal de la couche 1E. Elle apparaît relativement précoce comparativement aux données obtenues dans le Nord de la France, où elle se situe vers 12400 BP (12370 +/- 70 BP et 12300 +/- 120 BP, selon P. ANTOINE *et al.*, 2000, *in* M. MAGNY et J.P. BRAVARD, 2002), soit entre 12882 cal. BP et 13004 cal. BP. Elle est aussi un peu plus précoce que l'achèvement de l'essentiel du creusement qui, dans le Bassin Parisien, se produit entre 13000 BP et 12500 BP. Ainsi, pour la vallée de l'Oise, J.F. PASTRE *et al.* (2002) indiquent un creusement réalisé antérieurement à 12400 +/- 120 BP, soit vers 13103 cal. BP. Elle se serait cependant produite après l'incision antérieure à 14152 cal. BP - 14991 cal. BP, observée dans la vallée du Loir à Montorson (J. PIANA *et al.*, 2009). Les calibrations ont été réalisées ici à l'aide de OxCal 4.3, en utilisant la courbe de calibration IntCal 13 avec une probabilité de 95,4 % :

<https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal/OxCal.html>.

Dans un deuxième temps, ces nouvelles conditions hydrodynamiques conduisent à un exhaussement du lit du cours d'eau par des apports sédimentaires importants. En rive orientale (unité sédimentaire 1E), la sédimentation est tourbeuse dans le fond du chenal et passe latéralement vers l'ouest à des dépôts argilo-organiques. En rive occidentale (unités sédimentaires 1SW et 1NW), le remplissage montre une alternance de lits tourbeux et de lits argileux témoignant d'une accumulation en plusieurs phases, avec affinement de la granulométrie et sédimentation de débris végétaux à la fin de chacune d'elles.

La construction de l'unité sédimentaire 1E s'étale du début du Bølling (entre 13390 cal. BP et 13118 cal. BP) à la fin de l'Allerød (entre 11242 cal. BP et 11067 cal. BP), selon les deux datations ^{14}C effectuées respectivement à sa base et à son sommet. La formation de tourbe dès le début du Bølling est signalée sur d'autres cours d'eau du Nord-Ouest (P. ANTOINE, 2000 ; J.F. PASTRE *et al.*, 2003) et de l'Ouest de la France, mais semble peu fréquente. Le niveau d'argile grise à fines couches de tourbe qui termine cette séquence correspondrait à une reprise de la sédimentation limoneuse en provenance des versants. Le processus se produit préférentiellement à l'Allerød, lorsque les conditions climatiques tempérées s'établissent. En rive droite (ouest), la sédimentation est argileuse et l'aspect général du remplissage montre la progradation d'une unité sédimentaire depuis l'ouest sous la forme de dépôts de chute

latéraux à l'ouest et de dépôts de rive convexe de méandre progressant vers l'est. Cette formation témoigne d'une stabilisation des versants par la végétation et d'un abaissement corrélatif des apports minéraux grossiers au profit des sédiments fins.

La phase d'exhaussement de la plaine alluviale qui lui succède, marque l'arrêt de la sédimentation tourbeuse : elle devient argileuse (unités 2SW et, probablement, 1NWA) et se termine par une couche d'argile organique (unité 2E). Ce dépôt renferme partout des éléments grossiers (taille jusqu'à 15 cm). Il semble en outre remanié en surface, ce qui suppose une érosion avant la mise en place de l'unité sédimentaire qui le fossilise. Il peut s'agir d'un dépôt d'inondation de la plaine alluviale lié à une intensification des précipitations, donc à une augmentation des débits (caractéristique de la seconde partie de l'Allerød) et à une érosion accentuée des versants. Il semble néanmoins qu'au cours de cette période, les deux ou trois chenaux du stade initial aient progressivement laissé la place à un seul chenal, localisé à l'est de la plaine alluviale. Les anciens chenaux ont été comblés à l'ouest et le lit de débordement s'est réduit conformément à ce qui est observé dans d'autres cours d'eau du Nord-Ouest de la France. Les dépôts indiquent qu'une dynamique sédimentaire de méandre est alors en œuvre dans ce système d'écoulement à chenal unique.

c. Le début de l'Holocène avant la période laténienne de l'occupation du site

Les unités sédimentaires 3E, 5E et 6E qui se mettent ensuite en place dans la partie orientale de la vallée (coupe 1, E), réduisent progressivement la largeur du lit du Steir et conduisent à son abandon par le cours d'eau. La chronologie de mise en place de ces unités est cependant délicate à définir par manque de marqueur chronologique. Elle s'étale du Préboréal au tout début du Subatlantique. La disposition des unités sédimentaires 2E et 3E, superposées et délimitant un chenal relativement large du Steir, puis de 5E, déposée en extrémité distale des deux précédentes dans le chenal, caractériserait une dynamique évolutive de rive convexe d'un méandre progressant vers l'est et comblant le lit de la rivière. Le recoupement du méandre à l'ouest conduirait finalement à l'abandon progressif du chenal oriental avec le dépôt final de l'unité sédimentaire 6E. Dans les coupes SW et NW, un lit de rivière recoupe les formations identifiées comme mises en place au Bølling et à l'Allerød. Cette configuration paraît cohérente avec le recoupement du méandre envisagé avant l'abandon du chenal de la rive est et son comblement.

La limite supérieure de ces unités sédimentaires correspond finalement aux niveaux d'occupation gauloise. Le Steir est alors installé dans le lit occidental et le comblement de l'ancien chenal de rive orientale est sans doute achevé. Le chenal oriental étant alors probablement réduit, la faible dépression topographique sert temporairement à l'évacuation des eaux d'inondation de cette partie de la vallée. Ce sont ces conditions qui ont permis le développement de l'occupation anthropique sur ce substrat.

L'agglomération gauloise artisanale et commerciale de Kergolvez s'implante dans la vallée à la fin du III^{ème} ou début du II^{ème} siècle av. J.C. Elle se développe initialement en rive droite du Steir, sur l'ancienne terrasse alluviale pléistocène et au sein de l'espace défini par le méandre tardif du cours d'eau (Fig. 11-a). L'occupation se cristallise probablement autour d'un point de franchissement sur la rivière (un gué) et le long d'une voie de long parcours, dont les origines sont inconnues. Vers le milieu du II^{ème} siècle av. J.C., l'agglomération exploite plus largement le fond de vallée et la rive opposée orientale (Fig. 11-b). Elle connaît alors son essor maximal, atteignant une superficie estimée entre 12 et 15 ha. Cette extension du site s'accompagne d'une réorganisation des cheminements du secteur, convergents vers le lieu d'échange et de production. Elle est également marquée par une évolution du point de passage sur le cours d'eau. Le franchissement du Steir s'opère dorénavant par un pont qui enjambe la rivière, en remplacement du gué initial. Sur la rive orientale, la zone du lit majeur

anciennement colmatée est également investie par les aménagements urbains. Elle reste une zone sèche durant près d'un siècle. Mais, probablement au cours de la dernière décennie de la première moitié du I^{er} siècle av. J.C., des problèmes d'humidité du sol vont contraindre les populations à rehausser progressivement les sols des bâtiments de la zone basse. Les remontées récurrentes du niveau de la nappe entraînent l'abandon définitif du secteur du lit majeur vers le milieu du I^{er} siècle av. J.C. En rive droite, au sein de la partie centrale de l'agglomération gauloise, un large (6 m) et profond (3 m) fossé est aménagé en bordure de la rivière et délimite l'occupation au nord (Fig. 11-c). Sa mise en place intervient probablement dans le courant du second quart du I^{er} siècle av. J.C. S'il circonscrit, d'un point de vue archéologique, la partie centrale de l'agglomération et ses principaux points d'accès, qu'il encadre, le fossé a pu également jouer le rôle de drain au moment où les problèmes de remontée du niveau d'eau sont apparus dans la zone la plus basse de la vallée. En dehors de cette zone, aucun débordement ne semble s'être manifesté, au cours de l'occupation du site, sur les terrasses latérales où s'étend l'essentiel de l'agglomération. Celle-ci sera abandonnée après les années 20 avant J.C., probablement à une période où s'opère la réorganisation administrative des anciens territoires politiques par le pouvoir romain, qui suit de quelques décennies la conquête de la Gaule (Fig. 11-d).

Les remontées du niveau d'eau dans la zone de l'ancien chenal de rive orientale et le creusement du fossé drainant la zone basse au nord sont peut-être en relation avec un phénomène plus global. En effet, la transgression marine en cours depuis la fin de l'Atlantique (J. GOSLIN *et al.*, 2013 ; P. STÉPHAN et J. GOSLIN, 2014) élève les niveaux d'eau dans la ria de l'Odet et influence donc les écoulements dans la plaine du Moulin-Vert. L'impact de la remontée marine sur la sédimentation dans la basse vallée du Steir reste difficile à aborder. Mais les remontées de la nappe dans la zone basse de Kergolvez lui sont probablement liées.

Sur la rive orientale, au cours de l'occupation laténienne du site, le lit de la rivière continue de subir un exhaussement en lien avec une dynamique de rive convexe de méandre tendant à se décaler vers l'est. En plus des dynamiques naturelles, la sédimentation (unités sédimentaires 3SW, 4SW et 3NW) est sans doute à mettre en lien avec l'occupation anthropique qui a pu accélérer l'érosion sur les versants et les berges de la rivière.

d. L'Holocène après l'abandon du site

À la suite de l'abandon du site, l'évolution des berges se poursuit jusqu'aux époques médiévale et moderne. Les coupes E et SW montrent ainsi la poursuite des dynamiques de rive convexe de méandre par comblement progressif de la partie occidentale du chenal par les unités sédimentaires 4NWb, 5NW, 6NW et 7NW, d'une part, et 5SW, 6SW et 7SW, d'autre part. Le méandre progresse donc vers l'est et très certainement vers l'aval, en décalant le chenal du Steir vers sa position actuelle. Dans le même temps, le colluvionnement est actif depuis le versant occidental : il participe d'abord à l'alimentation des dépôts alluvionnaires (de la fin de l'occupation gauloise jusqu'au Moyen-Âge, notamment), puis tend à régulariser la topographie en pied de versant.

À l'est du cours actuel du Steir, le colluvionnement depuis les versants orientaux régularise la topographie (unité sédimentaire 8E), laissant néanmoins en place une cuvette, à peine marquée. Celle-ci sera le siège d'une nouvelle séquence de tourbification qui intervient au cours du Moyen-Âge, signe sans doute d'un retour de conditions plus humides dans cet espace, en lien avec des débordements plus fréquents du Steir dans sa plaine d'inondation ou de remontée de nappe. Une mise en valeur agricole postérieure (au XIX^{ème} siècle ?) conduira à son remblaiement par différents matériaux exogènes (unités 9E puis 10E), à la destruction de la partie sommitale de la tourbière et, au final, à l'élévation, de quelques décimètres, du fond de la dépression.

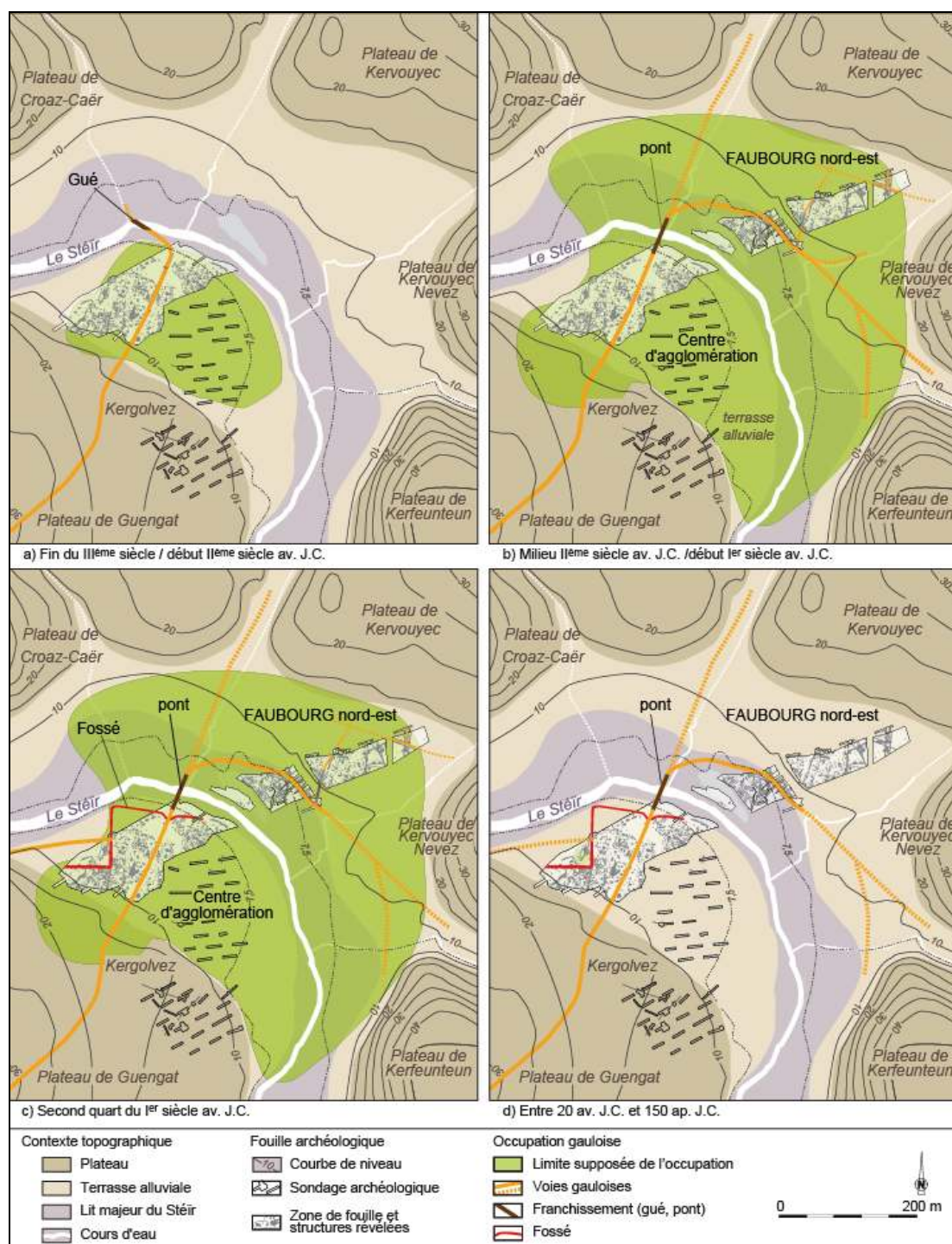


Figure 11 - Évolution de l'agglomération de Kergolvez et de ses principaux chemements de la fin du III^{ème} siècle av. J.C à 150 ap. J.C. (E. LE GOFF © Inrap).

e. Synthèse et perspective

À l'issue de cette analyse géomorphologique, l'occupation ancienne mise au jour au nord de Quimper, à Kergolvez, lors de l'opération archéologique de l'Inrap (E. LE GOFF, 2014, à paraître - a, à paraître - b) se révèle assez indépendante des grandes évolutions subies par le fond de la vallée depuis la fin de la dernière période froide et au cours du réchauffement holocène. L'essentiel des transformations subies par cette section du fond de la vallée du Stéir

se place bien avant le développement du site, durant les périodes tardiglaciaire et holocène, et relèvent pour beaucoup, semble-t-il, des modifications environnementales qui accompagnent le réchauffement holocène. L'abandon du paléo-méandre de rive orientale est réalisé bien avant l'implantation de l'occupation gauloise et son comblement est alors pratiquement achevé.

Au moment de la mise en place de l'agglomération artisanale et commerciale à la fin du III^{ème} ou début du II^{ème} siècle av. J.C., la configuration générale du site est donc assez proche de l'actuelle, à l'exclusion des retouches topographiques ultérieures en lien avec les dépôts alluvionnaires qui se produisent dans la basse plaine d'inondation et qui conduisent à l'élévation progressive du fond de vallée (Tab. II). Lors de l'occupation laténienne, les hommes bénéficient certainement d'une période relativement longue de répit dans les débordements du cours d'eau. Ils profitent donc des espaces bas à proximité de la rivière.

Au point de vue archéologique, une attention poussée devrait être portée aux périodes plus anciennes. La présence de quelques éléments de silex dans les niveaux observés dans ce fond de vallée tend à montrer que des occupations (au sens large) antérieures au site étudié ont pu se produire. Les niveaux de graviers et cailloux roulés de la nappe weichsélienne ont pu être utilisés à la production d'outillage lithique, la rivière a pu être elle-même exploitée pour ses ressources alimentaires. Le temps a manqué pour approfondir l'examen des niveaux les plus profonds du comblement. Si l'opportunité vient à se présenter, il faudra leur consacrer des recherches complémentaires.

IV - CONCLUSION

Les recherches archéologiques menées sur le site de Kergolvez ont permis d'effectuer de nouvelles observations géomorphologiques sur les formations postglaciaires des fonds de vallée dans le Nord-Ouest de la péninsule bretonne. Ainsi est abordée la problématique de l'érosion continentale sous l'angle des bilans sédimentaires en zone côtière au cours de la période postglaciaire. Considérées par les géologues comme peu épaisses et le plus souvent regroupées par eux en "alluvions et colluvions holocènes", les formations mises au jour à Kergolvez sont au final relativement puissantes, plus diversifiées que généralement admis et couvrent la longue période du Tardiglaciaire et de l'Holocène.

Les observations demeurent certes limitées dans l'espace et l'extrapolation des interprétations et des résultats obtenus localement à des ensembles locaux ou régionaux plus vastes reste évidemment délicate. Des éléments particulièrement intéressants de l'histoire du comblement des fonds de vallée s'en dégagent néanmoins, qui peuvent concerner l'Ouest de la Bretagne pour les derniers 15000 ans. En effet, malgré la faiblesse des épaisseurs de sédiments relevant des derniers millénaires comparativement aux régions voisines, les fonds de vallée de l'Ouest de la Bretagne ont enregistré les différentes phases d'évolution hydrogéomorphologiques reconnues dans le Nord-Ouest de la France et de l'Europe. Des décalages temporels apparaissent, qui peuvent résulter de la situation péninsulaire de la région pour les périodes les plus récentes et, plus généralement, de la proximité de la mer par rapport à d'autres cours d'eau du Nord-Ouest français. L'étude de ces fonds de vallée apparaît donc particulièrement enrichissante pour la connaissance des conditions environnementales régionales et du réchauffement postglaciaire.

L'exemple de la vallée du Steïr montre l'importance du stockage continental des produits de l'érosion des versants au cours du Tardiglaciaire puis du réchauffement postglaciaire. Il

Tableau II - Synthèse chronologique du remplissage de la vallée du Steïr au niveau du méandre de Kergolvez depuis le Pléniglaciaire.

Âge cal. BP	Chronozones	Dynamiques naturelles	Actions anthropiques	Périodes historiques	Âge cal. BC/AD	
0	Subatlantique	- Poursuite du comblement par colluvionnement. - Progression du méandre de Kergolvez vers sa position actuelle (vers l'Est et l'aval). - Tourbification au Moyen-Âge dans la dépression topographique anciennement occupée par le méandre de rive Est. Remontées de nappe phréatique	Mise en valeur agricole : remblaiement (XIX ^{ème} s.) de la dépression topographique de rive Est	Epoque contemporaine	1950	
			? <i>Absence de marqueur chronologique</i>	Epoque moderne	1800	
1000				Moyen-Âge	1500	
				Epoque Gallo-romaine	500	
2000	Subboréal		- Abandon de l'agglomération vers 20 BC - Abandon du lit majeur vers 100 BC - Installation gauloise vers 200 BC	Âge du Fer	0	
				La Tène	100	
3000	Atlantique				450	
4000				? <i>Absence de marqueur chronologique précisant les dynamiques de comblement.</i>		
5000						
6000	Boréal		Comblement du méandre abandonné.			
7000						
8000	Préboréal		Recouplement du méandre, mise en place du chenal actuel à l'ouest et abandon du chenal de rive Est.			
9000						
10 000	Tardiglaciaire		Erosion superficielle des dépôts du chenal. Chenal : dynamique de méandre progressant vers l'Est.			
11 000				Dryas récent		
				Allerod	11 154 cal. BP.	
12 000				Bolling		
13 000	Pléniglaciaire		Incision d'un chenal unique à l'est de la vallée. Système transitoire à 2 ou 3 (?) chenaux. Comblement des paléo-chenaux de la vallée weichsélienne et mise en place d'un système de chenaux en tresses.			
				Dryas ancien	13 254 cal. BP.	

interroge sur les conséquences de ces stockages sur les bilans sédimentaires littoraux régionaux. Dans la vallée du Steïr, à Kergolvez, les taux de sédimentation s'accroissent considérablement au cours de la période post-laténienne par rapport à la longue période précédente, à l'image des cours d'eau des massifs anciens de l'Europe du Nord-Ouest (P. ALLÉE et L. LESPEZ, 2004). Les stockages résultants impactent certainement la contribution de l'érosion continentale à l'alimentation des accumulations côtières en sédiments au cours de l'Holocène.

Or, en Europe du Nord-Ouest, le moment du passage d'une économie d'abondance sédimentaire des accumulations littorales à celle d'un déficit se situerait entre 7000 BP (S. JENNINGS *et al.*, 1998) ou 6500 BP (R.W.G. CARTER, 1988) et 6000 ou 5000 BP, période où les plages atteignirent le maximum de leur développement (R. PASKOFF, 2004). Au cours de cette période, l'élévation du niveau marin relatif, positionné vers -8 à -6 m sous le niveau actuel entre 7000 à 5500 cal. BP puis vers -4 m autour de 5000 cal. BP (P. STÉPHAN *et al.*, 2015), contribue certainement à diminuer la compétence des écoulements et a pu forcer la sédimentation en amont des vallées. Cette rétention s'ajouterait alors à la baisse progressive des apports sédimentaires en provenance de la plateforme continentale.

Remerciements : Les auteurs remercient très sincèrement les personnes suivantes pour leur aide, leurs conseils avisés et l'intérêt porté à ce travail d'étude : Yannick LAGEAT (UBO, IUEM, Géomer UMR 6554CNRS), Brigitte VAN VLIËT LANOË (IUEM, LDO UMR 6538CNRS), Bernard HALLEGOUËT (UBO), Dominique MARGUERIE (UMR 6566CNRS Creaah) et Chantal LEROYER (UMR 6566CNRS Creaah). Ces remerciements s'adressent également au directeur de publication et aux relecteurs de *Physio-Géo*, qui ont permis l'amélioration significative de cet article.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ALLÉE P. et LESPEZ L. (2004) - De l'océanique au méditerranéen, la disparité des réponses morphosédimentaires holocènes, dans les massifs anciens européens. *In : L'Érosion entre société, climat et paléoenvironnement* (Actes de la table ronde en l'honneur du Professeur René NEBOIT-GUILHOT), P. ALLÉE P. et L. LESPEZ édit., Édit. Presses Universitaires Blaise-Pascal, Collection "Nature et Sociétés", Clermont-Ferrand, p. 204-214.
- ANTOINE P. (1997-a) - Modifications des systèmes fluviaux à la transition Pléni-glaciaire-Tardiglaciaire et à l'Holocène : l'exemple du bassin de la Somme (Nord de la France). *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 51, n° 1, p. 93-106.
- ANTOINE P. (1997-b) - Évolution Tardiglaciaire et début Holocène des vallées de la France septentrionale : nouveaux résultats. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Sciences de la Terre et des planètes*, n°325, p. 35-42.
- ANTOINE P., FAGNART J.P., LIMONDIN-LOZOUET N. et MUNAUT A.V. (2000) - Le Tardiglaciaire du bassin de la Somme : éléments de synthèse et nouvelles données. *Quaternaire*, vol. 11, n° 2, p. 85-98.
- ANTOINE P., MUNAUT A.V., LIMONDIN-LOZOUET N., PONEL P. et FAGNART J.P. (2002) - Réponse des milieux de fond de vallée aux variations climatiques (Tardiglaciaire et début Holocène) d'après les données du bassin de la Selle (Nord de la France). Processus et bilans sédimentaires. *In : Les fleuves ont une histoire. Paléo-environnement des rivières et des lacs français depuis 15000 ans*, J.P. BRAVARD et M. MAGNY édit., Édit. Errance, collection "Archéologie aujourd'hui", Paris, p. 15-27.
- ANTOINE P., COUTARD J.P., GIBBARD P., HALLÉGOUËT B., LAUTRIDOU J.P. et OZOUF J.C. (2003) - The Pleistocene rivers of the English Channel region. *Journal of Quaternary Science*, vol. 18, n° 3-4, p. 227-243.
- BABIN C., GARREAU J., MELOU M., PLUSQUELLEC Y., MORZADEC P., PELHATE A.,

- CHAURIS L., THONON P., DARBOUX J.R., HALLÉGOUËT B. et GUIGNES J. (1982) - *Notice explicative, carte géologique de la France (1/50000), feuille Le Faou (517)*. Édit. BRGM, Orléans, 46 p.
- BAIZE S., CAMUZARD J.P., FRESLON M., LANGEVIN C. et LAIGNEL B. (1997) - *Notice explicative, carte géologique de la France (1/50000), feuille Carentan (117)*. Édit. BRGM, Orléans, 83 p.
- BAMBIER A., BOS P., CHANTRAINE J., CHAURIS L., GARREAU J., GUILLET P., HERROUIN Y., HIRBEC Y., LULZAC Y. et MULOT B. (1984) - *Notice explicative, carte géologique de la France (1/50000), feuille Belle-Isle-en-Terre (241)*. Édit. BRGM, Orléans, 64 p.
- BENOÎT P., BERTHIER K., BILLAUD Y., BONNAMOUR L., BONNOT-DICONNE C., CARCAUD N., DUMONT A., HIRON X., MAGNY M., MARGUET A., PETREQUIN A.M., PÉTREQUIN P. et VAXELAIRE L. (2006) - *Archéologie des lacs et des cours d'eau*. Édit. Errance, collection "Archéologiques", Paris, 166 p.
- BÉCHENNEC F., GUENNOC P., GUERROT C., LEBRET P., THIÉBLEMONT D., CARN A., DELANOË Y., GIOT P.R., HALLÉGOUËT B., LE MEUR S., MONNIER J.L. et MORZADEC H. (1996) - *Notice explicative, carte géologique de la France (1/50000), feuille Concarneau (382)*. Édit. BRGM, Orléans, 129 p.
- BÉCHENNEC F., HALLÉGOUËT B., THIÉBLEMONT D., THINON I., COCHERIE A., GUERROT C., BICHET V., CAMPY M. et PETIT C. (1998) - Mise en évidence de l'impact anthropique sur la sédimentation associée aux sites archéologiques : apports, limites et perspectives. In : *Les formes du paysage*, tome 3 : "L'analyse des systèmes spatiaux", G. CHOUQUER édit., Édit. Errance, Paris, p. 25-35.
- BÉCHENNEC F., HALLÉGOUËT B., THIÉBLEMONT D., GUERROT C., COCHERIE A. et CARN A. (1999) - *Notice explicative, carte géologique de la France (1/50000), feuille Quimper (346). Les formes du paysage* Édit. BRGM, Orléans, 163 p.
- BÉCHENNEC F., HALLÉGOUËT B., THIÉBLEMONT D., THINON I., COCHERIE A., GUERROT C. et LUCASSOU F. (2012) - *Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50000), feuille Lorient (383)*. Édit. BRGM, Orléans, 206 p.
- BICHET V., CAMPY M. et PETIT C. (1998) - Mise en évidence de l'impact anthropique sur la sédimentation associée aux sites archéologiques : apports, limites et perspectives. In : *Les formes du paysage*, tome 3 : "L'analyse des systèmes spatiaux", G. CHOUQUER édit., Édit. Errance, Paris, p. 25-35.
- BOGDANOFF S., JULIEN M., LAFOND R.L., CARN A. et VAGINAY M. (1996) - *Notice explicative, carte géologique de la France (1/50000), feuille Dol-de-Bretagne (246)*. Édit. BRGM, Orléans, 47 p.
- BOS P., CASTAING C., CLÉMENT J., CHANTRAINE J., LEMEILLE F., BILLA M., CARN A., BONJOUR J.L. et MORZADEC H. (1997) - *Notice explicative, carte géol. France (1/50000), feuille Rostrenen (312)*. Édit. BRGM, Orléans, 132 p.
- BURNOUF J., CARCAUD N., CUBIZOLLE H., GARCIN M., TREMENT F. et VISET L. (2003) - Interactions sociétés-milieux dans le bassin versant de la Loire depuis le Tardiglaciaire jusqu'à la période industrielle. In : *Des milieux et des hommes : fragments d'histoires croisées*, T. MUXART, F.D. VIVIEN, B. VILLALBA et J. BURNOUF édit., Édit. Elsevier, Amsterdam, p. 65-77.
- CAMPY M. et MACAIRE J.J. (2003) - *Géologie de la surface. Érosion, transfert et stockage dans les environnements continentaux*. Édit. Dunod, 2^{ème} édition, Paris, 440 p.

- CARCAUD N., GARCIN M., sous la direction de (2001) - *Géoarchéologie de la Loire moyenne et de ses marges, synthèse des résultats du PCR 1996-1999*. Édit. Service Régional de l'Archéologie Centre, Orléans, 125 p.
- CARCAUD N., GARCIN M., MUSCH J., BURNOUF J. (2002) - Nouvelle lecture de l'évolution des paysages fluviaux à l'Holocène dans le bassin de la Loire moyenne. In : *Les fleuves ont une histoire. Paléo-environnement des rivières et des lacs français depuis 15000 ans*, J.P. BRAVARD et M. MAGNY édit., Édit. Errance, collection "Archéologie aujourd'hui", Paris, p. 71-84.
- CARTER R.W.G. (1988) - *Coastal environments*. Édit. Academic Press, Londres (GB), 617 p.
- CASTAING C., BEURRIER M., CALVEZ J.Y., CHEVREMONT P., CLOZIER L., DARBOUX J.R., GARREAU J., GUIGUES J., HERROUIN Y., LE GOFFIC M., MONOT B., PELHATE A., ROLET J. et THONON P. (1988) - *Notice explicative, carte géologique de la France (1/50000), feuille Huelgoat (276)*. Édit. BRGM, Orléans, 62 p.
- CASTANET C. (2007) - Aspects morphologiques du Tardiglaciaire dans le bassin de la Loire moyenne, sur la base de premiers résultats relatifs aux travaux portant sur les vals de Loire orléanais (Val d'Orléans et val d'Ouzouer-sur-Loire). In : *Habitats et peuplements tardiglaciaires dans le Bassin Parisien*, B. VALENTIN édit., Projet Collectif de Recherche, programmes P7 et P8, autorisation plurianuelle 2006-2008, rapport d'activités pour 2007, livre des résumés, p. 92-93
- CAVET P., ARNAUD A., BLAISE J., GRUET M., LARDEUX H., LUCAS G., MARCHAND J. et RIVIÈRE L.M. (1978) - *Notice explicative, carte géologique de la France (1/50000), feuille Ancenis (452)*. Édit. BRGM, Orléans, 57 p.
- CHAMLEY H. (1988) - *Les milieux de sédimentation*. Édit. BRGM, Orléans, 173 p.
- CHANTRAINE J, CABANIS B., DADET P. et HERROUIN Y. (1980) - *Notice explicative, carte géologique de la France (1/50000), feuille Morlaix (240)*. Édit. BRGM, Orléans, 45 p.
- CHANTRAINE J, CHAURIS L., CABANIS B., CHAURIS M.M., LARSONNEUR C., HERROUIN Y., RABU D., LULZAC Y. et BOS P. (1986) - *Notice explicative, carte géologique de la France (1/50000), feuille Plestin-les-Grèves (202)*. Édit. BRGM, Orléans, 81 p.
- CHANTRAINE J., HOULGATTE É., CHAURIS L., LE GOFF É., COUSSEMENT C., GARREAU J., LARSONNEUR C. et CARN A. (1999) - *Notice explicative, carte géologique de la France (1/50000), feuille Lannion (203)*. Édit. BRGM, Orléans, 166 p.
- CHAURIS L. et HALLÉGOUËT B. (1989) - *Notice explicative, carte géologique de la France (1/50000), feuille Le Conquet (273)*. BRGM, Orléans, 69 p.
- CHAURIS L. et HALLÉGOUËT B. (1994) - *Notice explicative, carte géologique de la France (1/50000), feuille Plouarzel - Île d'Ouessant (237)*. Édit. BRGM, Orléans, 132 p.
- CHAURIS L., MARCOUX É., LE GOFF E., THIÉBLEMONT D., CARN A., BOUYASSE P., ÉGAL É., HALLÉGOUËT B. et JOHAN V. (1998) - *Notice explicative, carte géologique de la France (1/50000), feuille Saint-Pol-de-Léon (201)*. Édit. BRGM, Orléans, 167 p.
- COGNÉ J., HORRENBERGER J.C. et MORZADEC M.T. (1973) - *Notice explicative, carte géologique de la France (1/50000), feuille Lorient (383)*. Édit. BRGM, Orléans, 19 p.
- COJEAN I. et RENARD M. (2006) - *Sédimentologie*. Édit. Dunod, 2^{ème} édition, Paris, 444 p.
- DADET P., BEURRIER M. et LAUTRIDOU J.P. (1984) - *Notice explicative, carte géologique de la France (1/50000), feuille Saint-Hilaire-du-Harcouët (247)*. Édit. BRGM, Orléans, 26 p.

- DADET P., HERROUIN Y., BLANCHET C., BARDY P., LEBRET P., TRAUTMANN F. et CARN A. (1995) - *Notice explicative, carte géologique de la France (1/50000), feuille Pipriac (387)*. Édit. BRGM, Orléans, 75 p.
- DUBREUIL M., CAVET P., BLAISE J., ESTÉOULE-CHOUX J., GRUET M. et LARDEUX H. (1989) - *Notice explicative, carte géologique de la France (1/50000), feuille Saint-Mars-La-Jaille (421)*. Édit. BRGM, Orléans, 73 p.
- DUPRET L., DISSLER E., PONCET J., COUTARD J.P., FRESLON M., CAMUZARD J.P., HÉRARD B. et LANGEVIN C. (1997) - *Notice explicative, carte géologique de la France (1/50000), feuille Saint-Lô (143)*. Édit. BRGM, Orléans, 84 p.
- ÉGAL E., LE GOFF E., GUENNOG P., LEBRET P., THIEBLEMONT D., HALLÉGOUËT B., HOULGATTE E., CALLIER L. et CARN A. (1995) - *Notice explicative, carte géologique de la France (1/50000), feuille Pontrieux-Etables-sur-Mer (204)*. Édit. BRGM, Orléans, 194 p.
- ÉGAL E., LE GOFF E., LEBRET P., BARRAT J.A, CARN A., CHANTRAINE J., COCHERJE A., GUERROT C., HALLÉOUËT B. et MONNIER J.L. (1999) - *Notice explicative, carte géologique de la France (1/50000), feuille Guingamp (242)*. Édit. BRGM, Orléans, 148 p.
- ÉGAL E., THIEBLEMONT D., THOMAS É., GUENNOG P., HALLÉGOUËT B., CARN A., CHANTRAINE J., GUERROT C., HOULGATTE E., LE BERRE P., MARTALET G., MONNIER J.L., TEGYEY M. et TRUFFERT C. (2004) - *Notice explicative, carte géologique de la France (1/50000), feuille Saint-Brieuc (243)*. Édit. BRGM, Orléans, 221 p.
- ESTÉOULE-CHOUX J., PARIS F., GUIGUES J., DADET P. et BEURRIER M. (1980) - *Notice explicative, carte géologique de la France (1/50000), feuille Fougères (283)*. Édit. BRGM, Orléans, 39 p.
- GARREAU J. (1975) - Les reliefs en creux de la zone broyée sud-armoricaine de la Baie des Trépassés à Saint-Yvy. *Norais*, vol. 86, p. 225-241.
- GARREAU J. (1979) - Géographie physique de la Bretagne, fondements structuraux. *Norais*, vol. 104, p. 479-497.
- GARREAU J. (1983) - Néotectonique et relief en Cornouaille méridionale. *Norais*, vol. 126, p. 169-184.
- GOSLIN J., VAN VLIET-LANOË B, STÉPHAN P., DELACOURT C., FERNANE A., GANDOUIN E., HÉNAFF A., PENAUD A. et SUANEZ S (2013) - Holocene relative sea-level changes in western Brittany (France) between 7600 and 4000 cal. BP: Reconstitution from basal-peat deposits. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, vol. 19, n° 4, p. 425-444.
- GUILCHER A., TERS M. et BONNET J.Y. (1961) - Données récentes sur l'évolution morphologiques de vallées bretonnes : Oust et vallée de Saint-Renan. *Bulletin de la Section de Géographie, Comité des Travaux Historiques et Scientifiques*, tome LXXIV, p. 1-53.
- HALLÉGOUËT B. (1976) - Les anciens dépôts marins et fluviatiles de la vallée de l'Élorn (Finistère). *Norais*, vol. 89, p. 55-72.
- HALLÉGOUËT B. et MORZADEC-KERFOURN M.T. (1977) - Terrasses climatiques ou terrasses eustatiques pleistocènes le long des cours d'eau de Bretagne occidentale. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, vol. 441-442, p. 81-89.
- HALLÉGOUËT B, VAN VLIET-LANOË B. (1989) - Héritages glaciels sur les côtes du Massif Armoricaïn, France. *Géographie Physique et Quaternaire*, vol. 43, n°2, p. 223-232.
- JENNINGS S., ORFORD J.D., CANTI M., DEVOY R.J.N. et STRAKER V. (1998) - The role of

- relative sea-level rise and changing sediment supply on Holocene gravel barrier development: the example of Porlock, Somerset, UK. *The Holocene*, vol. 8, n° 2, p. 165-181.
- LANGÉVIN C., MINOUX L., L'HOMER A., LAUTRIDOU J.P., DASSIBAT C. et VERRON G. (1984) - *Notice explicative, carte géologique de la France (1/50000), feuille Avranches (209)*. Édit. BRGM, Orléans, 54 p.
- LARUE J.P., LEROYER C. et MAHOUE J.P. (1996) - Les remblaiements de fond de vallons : l'exemple du Royeau dans le bassin de la Sarthe, à l'ouest du Bassin Parisien (France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, vol. 2, n° 4, p. 69-88.
- LE BERRE P. avec la collaboration de THOMAS É., SCHROETTER J.M., COCHERIE A., CARN-DHEILLY A., MOUGIN B., TEGYEVY M., FOUCAUD-LEMERCIER B., RIVIÈRE J.M., GAUTIER M. et VIVET J.B. (2009) - *Notice explicative, carte géologique de la France (1/50000), feuille Guer (352)*. Édit. BRGM, Orléans, 126 p.
- LEBESCONTE P. (1896) - Terrains récents des environs de Rennes. *Bulletin de la Société Scientifique et Médicale de l'Ouest*, vol. 5, n° 4, p. 267-269.
- LEBESCONTE P. et BÉZIER T. (1897) - Description stratigraphique des terrains quaternaires et des alluvions modernes de la vallée de la Vilaine dans la partie est de la ville de Rennes. *Bulletin de la Société Scientifique et Médicale de l'Ouest*, vol. 6, p. 221-235.
- LE BIHAN J.P. (2007) - Quimper-Loctmaria antique, une genèse et une chronologie encore complexe. *Archéopages*, vol. 20, p. 38-43.
- LE BIHAN J.P. et VILLARD J.F., sous la direction de (2005) - *Archéologie de Quimper. Matériaux pour servir l'histoire. Tome 1 : De la chute de l'Empire romain à la fin du Moyen Age*. Édit. Centre de Recherche Archéologique du Finistère - Éditions Cloître, 459 p.
- LE GOFF E., sous la direction de (2014) - *Quimper, Finistère. L'agglomération gauloise de Kergolvez sous le contournement nord-ouest de Quimper*. Rapport Final d'opération de fouille archéologique, Archives scientifiques du Service Régional de l'Archéologie de Bretagne et de l'Inrap, Rennes, 2 volumes, 840 p.
- LE GOFF E. (2016) - L'agglomération artisanale et commerciale de Kergolvez à Quimper (Finistère). In : *Les premières villes de l'Ouest : agglomérations gauloises de Bretagne et Pays de la Loire*, S. FICHTL, E. LE GOFF, A. MATHIAUT-LEGROS, Y. MENEZ édit., catalogue d'exposition du Musée Archéologique Départemental de La Mayenne (avril 2016 - mars 2017, Jublains), p. 149-159.
- LE GOFF E. (à paraître-a) - Une agglomération artisanale et commerciale de l'Ouest de la Gaule : Le site de Kergolvez à Quimper. In : *Les agglomérations celtiques du III^e-I^{er} s. av. J.C.*, S. FICHTL, P. BARRAL, G. PIERREVELCIN et M. SCHÖNFELDER édit., actes de colloque (Bibracte, 2015), Römisch-Germanisches Zentralmuseum, Mayence (Allemagne).
- LE GOFF E. (à paraître-b) - Agglomérations gauloises du Nord-Ouest de la France : une réévaluation des données. In : *Architectures de l'âge du Fer en Europe occidentale et centrale*, A. VILLARD-LE TIEC édit., actes du XL^{ème} colloque de l'AFEAF (Rennes, 2016), Édit. Presses Universitaires de Rennes, p. 127-157.
- LESPEZ L., CLET-PELLERIN M., LIMONDIN-LOZOUET N., PASTRE J.F. et FONTUGNE M. (2005) - Discontinuités longitudinales des dynamiques sédimentaires holocènes dans les petites vallées de l'Ouest du Bassin Parisien, l'exemple de la Mue (Basse-Normandie). *Quaternaire*, vol. 16, n° 4, p. 273-298.

- LEWIN J., MACKLIN M.G. et JOHNSTONE E. (2005) - Interpreting alluvial archives: sedimentological factors in the British Holocene fluvial record. *Quaternary Science Reviews*, vol. 24, n° 16-17, p. 1873-1889.
- MAGNY M. et BRAVARD J.P. (2002) - Variations paléohydrologiques en France depuis 15000 ans. Une introduction. In : *Les fleuves ont une histoire. Paléo-environnement des rivières et des lacs français depuis 15000 ans*, J.P. BRAVARD et M. MAGNY édit., Édit. Errance, collection "Archéologie aujourd'hui", Paris, p. 9-14.
- MARINVAL-VIGNE M.C., MORDANT D., AUBOIRE G., AUGEREAU A., BAILON S., DAUPHIN C., DELIBRIAS G., KRIER V., LECLERC A.S., LEROYER C., MARINVAL P., MORDANT I., RODRIGUEZ P., VILETTE P. et VIGNE J.D. (1989) - Noyens-sur-Seine, site stratifié en milieu fluvial : une étude multidisciplinaire intégrée. *Bulletin de la Société Préhistorique Française*, tome 86, n° 10-12 : "Du terrain au laboratoire : pour un meilleur dialogue en archéologie", p. 370-379.
- MÉNILLET F., TRAUTMANN F., FOURNIGUET J., JANJOU D., LANGEVIN C., LAUTRIDOU J.P., QUÉRIÈRE P. de la, VAUTRELLE C. et VERRON G. (1987) - *Notice explicative, carte géologique de la France (1/50000), feuille Mortain (210)*. Édit. BRGM, Orléans, 70 p.
- OUTIN J.M., THOMAS É., HALLÉGOUËT B., QUÉTÉ Y., LE GOFFIC M., RIVIÈRE J.M. et BALLÈVRE M. (2000) - *Notice explicative, carte géologique de la France (1/50000), feuille Plabennec (238)*. Édit. BRGM, Orléans, 109 p.
- PARIS F. et DADET P. (1988) - *Notice explicative, carte géologique de la France (1/50000), feuille Combours (282)*. Édit. BRGM, Orléans, 73 p.
- PASTRE J.F., LEROYER C., LIMONDIN-LOZOUET N., CHAUSSE C., FONTUGNE M., GEBHARDT A., HATTE C. et KRIER V. (2000) - Le Tardiglaciaire des fonds de vallée du Bassin Parisien (France). *Quaternaire*, vol. 11, n° 2, p. 107-122.
- PASTRE J.F., LEROYER C., LIMONDIN-LOZOUET N., ORTH P., CHAUSSE C., FONTUGNE M., GAUTHIER A., KUNESCH S., LE JEUNE Y. et SAAD M.C. (2002) - Variations paléoenvironnementales et paléohydrologiques durant les 15 derniers millénaires : les réponses morphosédimentaires des vallées du Bassin Parisien (France). In : *Les fleuves ont une histoire. Paléo-environnement des rivières et des lacs français depuis 15000 ans*, J.P. BRAVARD et M. MAGNY édit., Édit. Errance, collection "Archéologie aujourd'hui", Paris, p. 29-44.
- PASTRE J.F., LEROYER C., LIMONDIN-LOZOUET N., ANTOINE P., GAUTHIER A., LE JEUNE Y. et ORTH P. (2003) - Quinze mille ans d'environnement dans le Bassin Parisien (France) : mémoires sédimentaires des fonds de vallée. In : *Des milieux et des hommes : fragments d'histoires croisées*, T. MUXART, F.D. VIVIEN, B. VILLALBA et J. BURNOUF édit., Édit. Elsevier, Amsterdam, p. 43-55.
- PIANA J. CARCAUD N., CYPRIEN-CHOUIN A.L., VISET L. et LEROY D. (2009) - Dynamique paysagère tardiglaciaire et holocène dans la vallée du Loir à Pezou (Loir-et-Cher) : développements méthodologiques et premiers résultats. *Norois*, vol. 213, n° 4, p. 73-88.
- PLAINE J., PEUCAT J.J., MORZADEC-KERFOURN M.T., LEFORT J.P., SAINT-REQUIER A., HINSCHBERGER F., PINOT J.P. et BAMBIER A. (1981) - *Notice explicative, carte géologique de la France (1/50000), feuille Pont-Croix (345)*. Édit. B.R.G.M., Orléans, 48 p.
- PLUSQUELLEC Y (1968) - Découverte d'un *Cervus elaphus* Linné dans le Trioux (Côtes-du-Nord). *Penn Ar Bed*, n° 54, p. 305-307.

-
- REBOUL G., GRESS J.C., LAFITTE D. (non daté) - *Contournement Nord-Ouest de Quimper. Zone de Kermabeuzen à Kervouyec. Implantation des sondages*. Édit. Conseil Général du Finistère, plan au 1/2000.
- ROGER A., GRESS J.C. et LAFITTE D. (non daté) - *Contournement Nord-Ouest de Quimper, section 2. Maquette géotechnique du P 309 au P 494*. Coupe Édit. Conseil Général du Finistère, coupe au 1/1000.
- SAGON J.P. (1976) - *Notice explicative, carte géologique de la France (1/50000), feuille Quintin (278)*. Édit. BRGM, Orléans, 44 p.
- STÉPHAN P. et GOSLIN J. (2014) - Évolution du niveau marin relatif à l'Holocène le long des côtes françaises de l'Atlantique et de la Manche : réactualisation des données par la méthode des "sea-level index points". *Quaternaire*, vol. 25, n° 4, p. 295-312.
- STÉPHAN P., GOSLIN J., PAILLER Y., MANCEAU R., SUANEZ S., VAN VLIET-LANOË B., HÉNAFF A. et DELACOURT C. (2015) - Holocene salt-marsh sedimentary infilling and relative sea-level changes in West Brittany (France) using foraminifera-based transfer functions. *Boreas*, vol. 44, p. 153-177.
- THOMAS É., OUTIN J.M., CARN A., RIVIÈRE J.M. et BLANCHET S. (1999) - *Notice explicative, carte géologique de la France (1/50000), feuille Montfort-sur-Meu (316)*. Édit. BRGM, Orléans, 63 p.
- THOMAS É., CARN A. et RIVÈRE J.M. (2008) - *Notice explicative, carte géologique de la France (1/50000), feuille Saint-Méen-le-Grand (315)*. Édit. BRGM, Orléans, 98 p.
- TRAUTMANN F. et CAGNET-MAWHIN M.P. (1988) - *Notice explicative, carte géologique de la France (1/50000), feuille Nozay (420)*. Édit. BRGM, Orléans, 57 p.
- TRAUTMANN F., PARIS F. et CARN A. (2000) - *Notice explicative, carte géologique de la France (1/50 000), feuille Rennes (317)*. Édit. BRGM, Orléans, 85 p.
- VERNHET Y., CHÈVREMONT P. et LANGEVIN C. (1997) - *Notice explicative, carte géologique de la France (1/50000), feuille Landivy (144)*. Édit. BRGM, Orléans, 126 p.
- VERNHET Y., LEROUGE G., HERVY V., BESOMBES J.C. et LANGEVIN C. (2000) - *Notice explicative, carte géologique de la France (1/50000), feuille Torigni-sur-Vire (248)*. Édit. BRGM, Orléans, 83 p.
- VILLEY M., BAMBIER A., BEURRIER M., CHANTRAINE J., DADET P., HERROUIN Y., MAROT A. et SAGON J.P. (1982) - *Notice explicative, carte géologique de la France (1/50000), feuille Carhaix-Plouguer (277)*. Édit. BRGM, Orléans, 75 p.

Article reçu le 9 juillet 2018.

Accepté après révision le 18 décembre 2018.

Mis en ligne le 26 décembre 2018.