



**HAL**  
open science

# Rôle des remplissages alluviaux sur le fonctionnement hydrodynamique d'un marais d'entonnoir de percée cataclinale : l'exemple des marais de Saint-Gond (Marne, France)

Thibaud Damien, Mylène Briquet, Nicolas Bollot, Alain Devos, Laurent Chalumeau, Guillaume Pierre, Olivier Lejeune

## ► To cite this version:

Thibaud Damien, Mylène Briquet, Nicolas Bollot, Alain Devos, Laurent Chalumeau, et al.. Rôle des remplissages alluviaux sur le fonctionnement hydrodynamique d'un marais d'entonnoir de percée cataclinale : l'exemple des marais de Saint-Gond (Marne, France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 2015, 21 (4), pp.331-340. hal-03277201

**HAL Id: hal-03277201**

**<https://hal.science/hal-03277201v1>**

Submitted on 2 Jul 2021

**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.

## Rôle des remplissages alluviaux sur le fonctionnement hydrodynamique d'un marais d'entonnoir de percée cataclinale : l'exemple des Marais de Saint-Gond (Marne, France)

### *Role of the alluvial fillings on the hydrodynamic functioning of a swamp of cuesta valley : the case study of the Marais de Saint-Gond (Marne, France)*

Thibaud Damien<sup>a</sup>, Mylène Briquet<sup>a</sup>, Nicolas Bollot<sup>a</sup>, Alain Devos<sup>a</sup>, Laurent Chalumeau<sup>a</sup>, Guillaume Pierre<sup>a</sup>, Olivier Lejeune<sup>a</sup>

<sup>a</sup> Université de Reims Champagne-Ardenne – GEGENA<sup>2</sup>, EA 3795 – 57 rue Pierre Taittinger – 51096 Reims Cedex – France.

#### Résumé

Si les zones humides font l'objet de nombreuses publications scientifiques, le fonctionnement hydrodynamique de celles situées sur un substrat crayeux reste assez mal connu. Les Marais de Saint-Gond constituent l'une des plus vastes zones humides de Champagne-Ardenne (2 200 hectares). Ils se situent au pied de la cuesta d'Ile-de-France, dans la partie amont de l'entonnoir de percée cataclinale du Petit-Morin dont ils drainent le cours supérieur. Cependant, une partie du remplissage alluvial des marais est antérieure à deux captures hydrographiques : celle de la Somme-Soude et celle de la Vaure. C'est sur ce remplissage alluvial que viennent reposer des dépôts plus récents (Tardiglaciaire et Holocène ; Tricart, 1952). Cette étude est fondée sur des campagnes de mesures sérielles valorisées par des profils hydrologiques (débits bruts, débits spécifiques, apport de la nappe) et physico-chimiques (conductivités, températures) qui, couplées avec un profil des remplissages alluviaux, permettent de comprendre le rôle de ces formations sur le comportement hydrodynamique du marais. Une cartographie des rendements spécifiques, croisée à une analyse hydrologique à l'exutoire (séparation des écoulements) permet d'identifier les différents modes d'alimentation de la zone humide à l'échelle du bassin-versant. La nappe de la craie assure 60% des écoulements des marais dont l'organisation spatiale est fonction de la géométrie des remplissages alluviaux (nappe semi-captive sous les remplissages holocènes, nappe libre dans les formations pléistocènes affleurantes). À celle-ci s'ajoutent les apports des affluents alimentés par les nappes perchées des formations tertiaires par drainance et apport latéral direct.

**Mots clés :** Marais de Saint-Gond, craie, remplissages alluviaux, capture hydrographique, Champagne.

#### Abstract

If wetlands are subject to several scientific publications, their hydrodynamic functioning, in particular in the chalk, is not well understood. The Marais de Saint-Gond constitute one of the largest wetlands of Champagne-Ardenne (2,200 hectares). They are situated at the bottom of the Ile-de-France cuesta, in the upstream part of cuesta valley of Petit-Morin, of whom they drain the upper course. However, a part of the alluvial filling of swamps is previous to two hydrographic captures: the one of the Somme-Soude and the one of the Vaure. On this alluvial filling come more recent deposits (Lateglacial and Holocene). This study is based on campaigns of serial measures valued by hydrological profiles (raw discharges, specific discharges, contribution of the aquifer) and physico-chemical profiles (conductivities, temperatures). Coupled with a profile of the alluvial fillings, these profiles allow the understanding of the role of these formations about the hydrodynamic behavior of the swamps in stabilized hydrological situations. The cartography of the specific yields, crossed in a hydrological analysis in outfall (separation of flows), allows to identify the various modes of water supply of the wetland across the catchment. Chalky aquifer produces 60 % of swamps flows, whose organization is function of the geometry of the alluvial fillings (confined aquifer under the Holocene fillings, unconfined aquifer in Pleistocene fillings). Tributaries supplied by perched aquifers of Tertiary formations also participate in the water supply of swamps by drainance and direct contribution.

**Key words :** Saint-Gond wetland, chalk, alluvial fillings, hydrographic capture, Champagne.

#### Abridged English version

Wetlands are subject to several scientific publications, in particular concerning pale-environment (Pastre et al., 1997; Antoine et al., 2003; Lespez et al., 2008). However, their hydrodynamic functioning, particularly in the chalk, is not well understood (Salain, 2000; Poinsot, 2002) but, interesting, considering the permeability of the substratum. The scientific contributions do not really deal about modalities of flows and their spatializing. The object of this contribution is to understand the role of the alluvial fillings on the hydrodynamic functioning of a wetland registered in the chalk, from the example of Marais de Saint-Gond.

#### INFORMATION SUR L'ARTICLE :

Reçu le 30 juin 2015  
Reçu sous sa forme révisée le 26 octobre 2015  
Définitivement accepté le 28 octobre 2015

\*Auteur correspondant, Tél. : +33 (0)3 26 91 37 42  
Courriels : Thibaud.Damien@univ-reims.fr  
mylene.briquet@etudiant.univ-reims.fr (M. Briquet)  
nicolas.bollot@univ-reims.fr (N. Bollot)  
alain.devos@univ-reims.fr (A. Devos)  
laurent.chalumeau@univ-reims.fr (L. Chalumeau)  
guillaume.pierre@univ-reims.fr (G. Pierre)  
olivier.lejeune@univ-reims.fr (O. Lejeune)

*The Marais de Saint-Gond constitute one of the largest wetlands of Champagne-Ardenne (2,200 hectares). They are part of cuesta valley of the Ile-de-France cuesta, and drain*

the head of Petit-Morin, victim of two hydrological captures which brought him important alluvial fillings (fig. 1). These ones belong to the superior catchment of Petit-Morin that drains, on 285 km<sup>2</sup> upstream to Thoult-Trosnay, the plateau of chalky Champagne dominated by the scarp face of the Ile-de-France cuesta in its cuesta valley. The tertiary formations constituting the "plateau de Brie", cover in discordance the campanienne chalk. Due to its chalky substratum and its positioning in groundwater hill (interfluvium between the Marne river in the North and the Aube river in the South; Rouxel-David, 2002), the Petit-Morin possesses flows potentially low and marked by infiltration. Penury of flows is aggravated by two hydrographic captures which amputated the upper course of Petit-Morin in Quaternary (Davis, 1895; Tricart, 1952; fig. 2). Without half of its catchment, the Petit-Morin evacuates with difficulty the older alluvial sheets. Sediments due to captures consist of "grèves" or "grave-luches" described by Radet and Mantelet (1938) then by Dutil and Ballif (1968). These formations are made of gravels of chalk transported by solifluction, gelifraction, and creeping (Laurain and al., 1995, 1997). These sheets of chalky gravels recover the bottom of the swamps. They are less capacitive than chalky substratum because of their field capacity between 8, 1 and 18, 9 g/100 g against 25 and 27 g/100 g for the chalk (Ballif, 1998). The sedimentation lateglacial and holocene, finer, form a superimposed sheet of silty clay with peaty insertions. The filtering nature of substratum and superficial formations results in low flows (interannual discharge: 1,01 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> (2005-2013) and specific discharges: 3,5 l.s<sup>-1</sup>.km<sup>-2</sup>). Nevertheless, a wetland of 2,200 hectares of type « alkaline flat swamp » (Manneville et al., 2006) develops in the river corridor. It can be explained by hydrogeological conditions, characteristics of cuesta valley in limit of confined aquifer; indeed chalky aquifer is free upstream to Petit-Morin and becomes confined under the tertiary formations on the West. The heterogeneity of wetland's fillings constitutes a real buffer zone and obviously conditions the exchanges between the river and the chalky aquifer. The objective of this contribution is to understand the role of the alluvial formations on the hydrodynamic functioning of the wetland.

The Petit-Morin catchment was divided into 29 elementary catchment ; 9 on the main drain and 20 on tributaries (fig. 3). 5 campaigns of serial measures (discharges, conductivities and temperatures) were realized in hydrological stabilized situation (Lejeune and Devos, 2004; tab. 1) in which is added an hydrological analysis at the hydrometric station of Thoult-Trosnay. The exploitation of the underground bank (BSS) allowed us to obtain 12 BSS boreholes, and 6 augers boreholes were realized. The objective is to value the results in hydrological profiles (raw discharges, specific discharges, contribution of aquifer), physico-chemical (conductivities and temperatures), as well as in a profile of fillings of Petit-Morin and a cartography of the specific yields of the scale of catchment. The results indicate that the geometry of fillings conditions 3 sections with different hydrological characters. Upstream to PM2, a first section joins in the chalky gravels sheet without Holocene cover (fig. 4F). The low raw and specific discharges (fig. 4A and fig. 4B) illustrate the low

productivity of the chalky gravels sheet, especially in phase of depletion. The high conductivities observed at PM2 and the low thermal amplitude during the year (8°C) testifies of a water supply by the chalky aquifer (fig. 4D and fig. 4E). The hydrodynamic behaviors of this section, not perennial and ephemeral, illustrate the water-table fluctuation from chalky aquifer with two seasons well marked. From PM2 to PM4, Petit-Morin recuts a new alluvial sheet of late-holocene age, which lies on the chalky gravels sheet. Composed essentially of less permeable formations (clayey silt with levels of peats), it constitutes a semipermeable roof over the chalky gravels sheet. It is the stepping of this alluvial sheet which is put in load by the saturated zone of the chalky aquifer, which explains the increase of the raw and specific discharges of Petit-Morin (fig. 4A and fig. 4B). In this regard, the superficial formations, semipermeable, move to the East the limit of confined aquifer, structurally assured by geological tertiary formations (clays of lower Ypresian). From PM4 to PM9, the Petit-Morin drains the late-holocene alluvial sheet, itself supplied by chalky aquifer (stabilized specific discharges) (fig. 4B). The high seasonal variations of temperature indicate that late-holocene alluvial sheet constitutes an interface between the chalky aquifer and waters of the Petit-Morin, because it makes sensitive waters of the aquifer in weather conditions in sub-surface (fig. 4D and fig. 4E). The alluvial fillings condition the modalities of exchanges between the Petit-Morin and the chalky aquifer.

The index of baseflow (IEB ; Lang, 2007), 67% realized on the daily discharges from 2005 to 2013 in the station of Thoult-Trosnay, translate the ratio between the volume sold of baseflow (assured by aquifers) and the total sold volume. The realization of campaigns of serial measures in hydrological stabilized situation allows on one hand to get rid of streaming and on the other hand to separate the flows resulting from chalky aquifer of those resulting from tertiary aquifers, drained by tributaries. The chalky aquifer assures 60% of the supply of Petit-Morin in hydrological situation stabilized (fig. 4C). The staying 40% correspond to the side supply assured by tributaries draining the tertiary aquifers. This last figure asks to be put in perspective because in their downstream parts, tributaries drain the chalky aquifer which has for consequences to overestimate the part of the tertiary perched aquifers in the water supply of Petit-Morin. The mapping of the hydrological yields by elementary catchment translates the weakness of tributaries (fig. 5). This map paraphrases the evolution of the specific discharges of the Petit-Morin, but informs us especially about the spatial organization of the flows of tributaries. They present low specific discharges in their top supplied by the drainage of perched aquifers by the Ile-de-France cuesta. On the contrary, in their bottom, the tributaries drain the wetland and the chalky aquifer which determines increasing specific discharges. The spatial organization of flows of wetland is connected to the geometry of the alluvial fillings of lowland, more than to the intrinsic nature of the formations, considering their limited thicknesses leading a lower transmissivity. The presence of ascending vertical circulations between the chalky aquifer and the alluvial sheet underlying (Weng and

al., 1999) play an essential role in the water supply of swamps. The originality of this wetland of cuesta valley is due to the late-holocene formations with clayey silt insertions which move the limits of confined aquifer to the East and modify the exchanges between different aquifers and the stream.

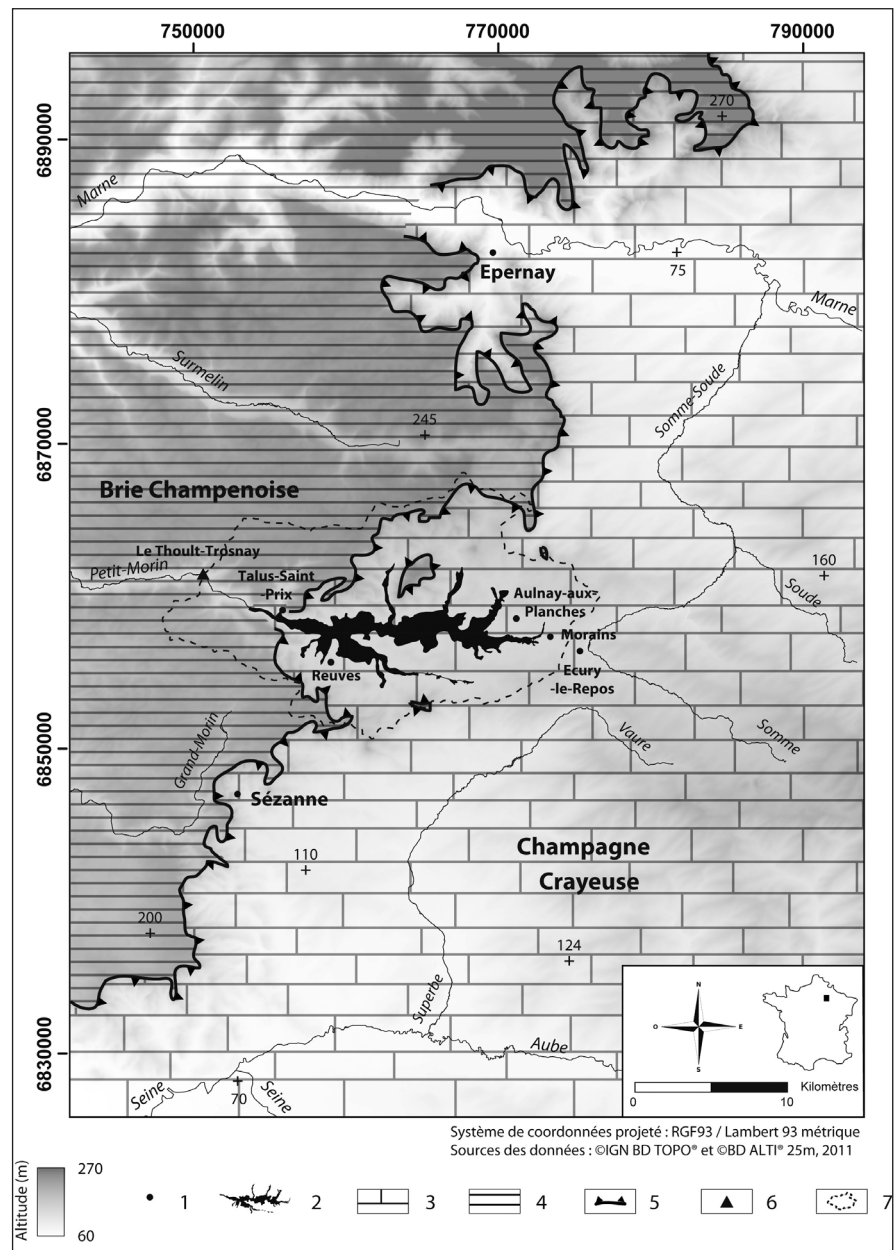
## 1. Introduction

Les zones humides continentales constituent aujourd'hui un patrimoine naturel d'intérêt mondial (convention RAMSAR), européen (Natura 2000) et national (ZNIEFF). Ces milieux font l'objet d'un grand nombre de publications en matière de paléo-environnement du fait de leur aptitude au piégeage et à leur réactivité face aux fluctuations environnementales (Pastre et al., 1997 ; Antoine et al., 2003 ; Lespez et al., 2008). En revanche, le fonctionnement hydrologique des zones humides situées dans la craie reste assez mal connu et pourtant original compte tenu de la perméabilité de ce substrat. Souvent centrées sur les causes de la présence d'une zone humide, les études sur ces milieux ne traitent pas véritablement des modalités et de la spatialisation des écoulements (Salaün, 1997, 2000 ; Poinot, 2002), et ne s'intéressent pas à l'impact des formations superficielles sur les échanges entre les masses d'eau (nappes, cours d'eau). De plus, les exemples traités se situent souvent en plaine (Sajaloli, 1993, dans des corridors fluviaux (Poinot, 2002 ; Augeard, 2002) ou en altitude (Tourman, 2007 ; Porteret, 2008). L'objet de cette contribution est de comprendre le rôle des remplissages alluviaux sur le fonctionnement hydrodynamique d'une zone humide sur substrat crayeux à partir de l'exemple des marais de Saint-Gond.

## 2. Secteur d'étude

Les marais de Saint-Gond s'inscrivent dans le bassin versant supérieur du Petit-Morin, qui draine, sur une superficie de 285 km<sup>2</sup> en amont de Thoult-Tros-

nay, le plateau de la Champagne crayeuse dominé par le front de la cuesta d'Ile-de-France dans sa percée cataclinale (fig. 1). Les formations tertiaires constituant le plateau de la Brie Champenoise reposent en légère discordance sur la craie campanienne. Elles sont composées d'une succession de faciès meubles et cohérents dans lesquels deux niveaux aquifères s'individualisent : celui des sables de l'Yprésien supérieur et celui des Marnes et caillasses du Lutétien supérieur. Le plateau est recouvert d'argiles à meulière, corrélatives d'une météorisation chimique polyphasée pré-stampienne puis quaternaire, jalonnant la surface infra-stampienne exhumée constituant la Brie Champenoise (« surface de Brie », Dewolf et Pomerol, 1997). Sur l'ensemble du site des Marais de Saint-Gond, le pendage ouest des couches est affecté localement par des anomalies de pendage conditionnées par la géométrie du toit de la craie, qui présente des cuvettes et des dômes (Tricart, 1952 ; Duprat, 1997) et par la



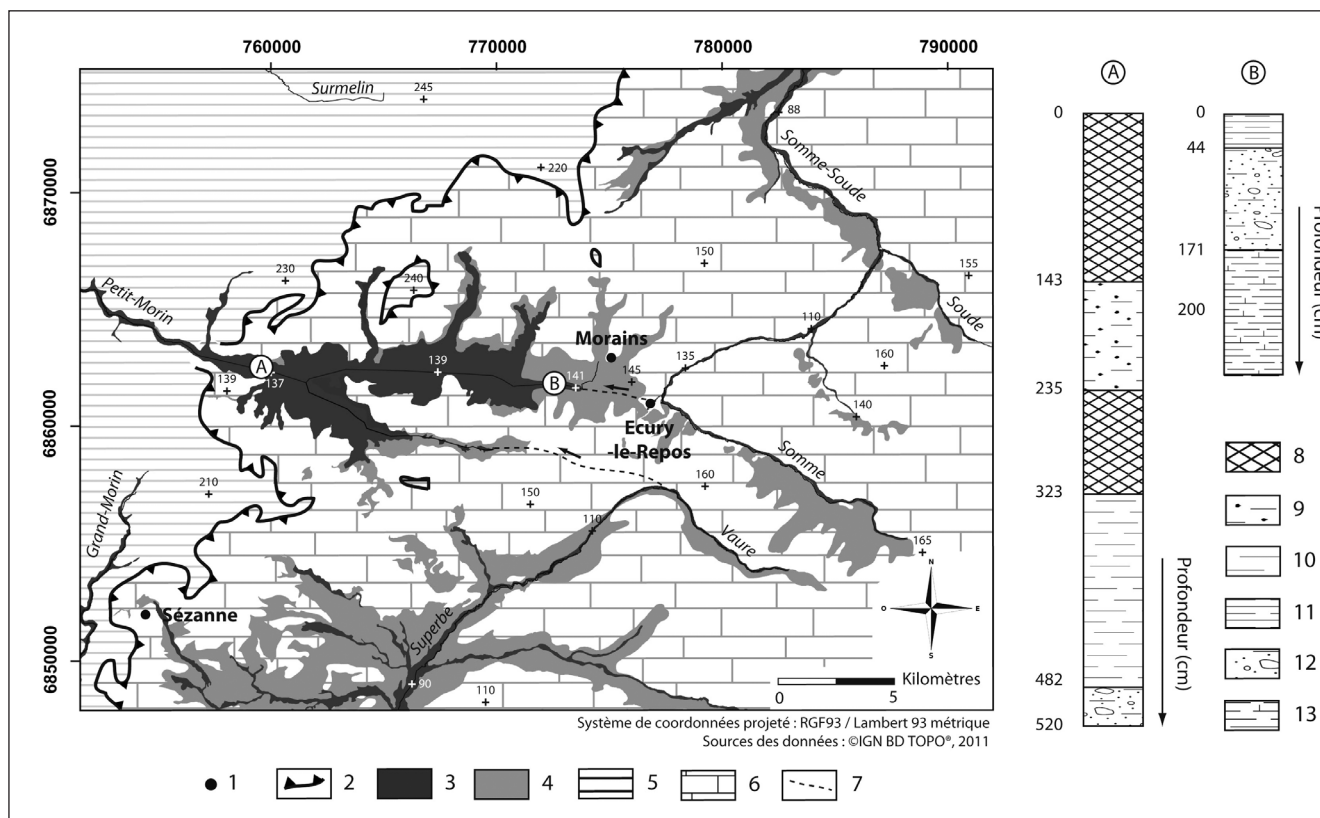


Fig. 2 – **Cartographie des remplissages alluviaux.** 1 : localité ; 2 : cuesta d’Ile-de-France ; 3 : alluvions récentes – limons et tourbes ; 4 : alluvions anciennes – grèves crayeuses ; 5 : formations tertiaire - argiles, sables et calcaires ; 6 : formations secondaire - craie ; 7 : ancien tracé de la Somme-Morin et de la Vaure-Morin ; 8 : tourbe ; 9 : limons sableux ; 10 : argiles limoneuses ; 11 : limons argileux ; 12 : grèves sableuses ; 13 : craie altérée ; A : sondage dans les formations holocène ; B : sondage dans les formations pléistocènes.

Fig. 2 – **Cartography of alluvial deposits.** 1: locality; 2: Ile-de-France cuesta; 3: recent alluviums - silt and peats; 4: old alluviums – chalky gravels; 5: Cenozoic formations – clays, sands and limestone; 6: Mesozoic formation - chalk; 7: former course of the Somme-Morin and Vaure-Morin; 8: peat; 9: sandy silt; 10: silty clay; 11: clayey silt; 12: sandy chalk gravels; 13: weathered chalk; A: borehole in holocene formations; B: borehole in pleistocene formations.

tectonique de détente oligocène (Duprat, 1997). En position d’interfluve entre la vallée de la Marne au nord et celle de l’Aube au sud, le Petit-Morin est en position de crête piézométrique sur la ligne de partage des écoulements souterrains entre la Marne et l’Aube (Rouxel-David, 2002). A ce titre, ses écoulements sont potentiellement faibles et marqués par l’infiltration généralisée dans la craie. L’indigence des écoulements est d’autant plus aggravée que deux captures hydrographiques ont largement amputé le cours supérieur du Petit-Morin au Quaternaire (Davis, 1895 ; Tricart, 1952). En effet, le Petit-Morin a perdu la Vaure supérieure, capturée par la Superbe (affluent de l’Aube) après l’Elstérien (âge de la « grève 1 ») et la Somme, capturée par la Soude (affluent de la Marne) après le Saalien (âge de la « grève 2 » ; Tricart, 1952). Ainsi privé de la moitié de son bassin d’alimentation (environ 260 km<sup>2</sup>), le Petit-Morin est affaibli et évacue difficilement les anciennes nappes alluviales (les « grèves » de J. Tricart, 1952) de la Vaure-Morin et de la Somme-Morin qui empâtent son entonnoir de percée cataclinale (fig. 2). Les « grèves » ou « gravelles alluviales » (fig. 2) ont été décrites par Radet et Mantelet (1938) puis par Dutil et Ballif (1968). Ce sont des graviers de craie associés à des paléosols cryoturbés ayant subi un transport par solifluxion,

gélifluxion et reptation (Laurain *et al.*, 1995, 1997). Elles peuvent être produites par cryoclasticité et s’accumuler sur les versants par gravité (gravelles gravitaires) avant d’être transportées par les cours d’eau (gravelles alluviales). L’épaisseur des gravelles déterminée à partir de la banque du sous-sol (BSS) du BRGM est comprise entre 3 et 6 m mais peut atteindre par endroits 25 m (Coulon, 1986 ; Laurain *et al.*, 1995). Ces nappes de grèves forment en inversion de relief l’interfluve du Petit-Morin-Somme-Soude et drapent le fond des Marais de Saint-Gond. Elles sont moins capacitatives que l’encaissant crayeux du fait de leur capacité au champ comprise entre 8,1 et 18,9 g/100 g contre 25 à 27 g/100 g pour la craie (Ballif, 1998).

La sédimentation tardiglaciaire et holocène plus fine, forme un ensemble de nature argilo-limoneuse avec des intercalations de niveaux de tourbe. Ces derniers ont abondamment été exploités depuis le 17<sup>e</sup> siècle, comme en témoignent des fosses d’extraction de tourbes profondes de 3 m.

La nature filtrante de l’encaissant crayeux et des formations superficielles se traduit par des écoulements de surface indigents. En effet, le Petit-Morin, à la station hydrométrique de Thoult-Trosnay, possède un module interannuel de 1,01 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> (2005-2013) ainsi qu’un débit spécifique de

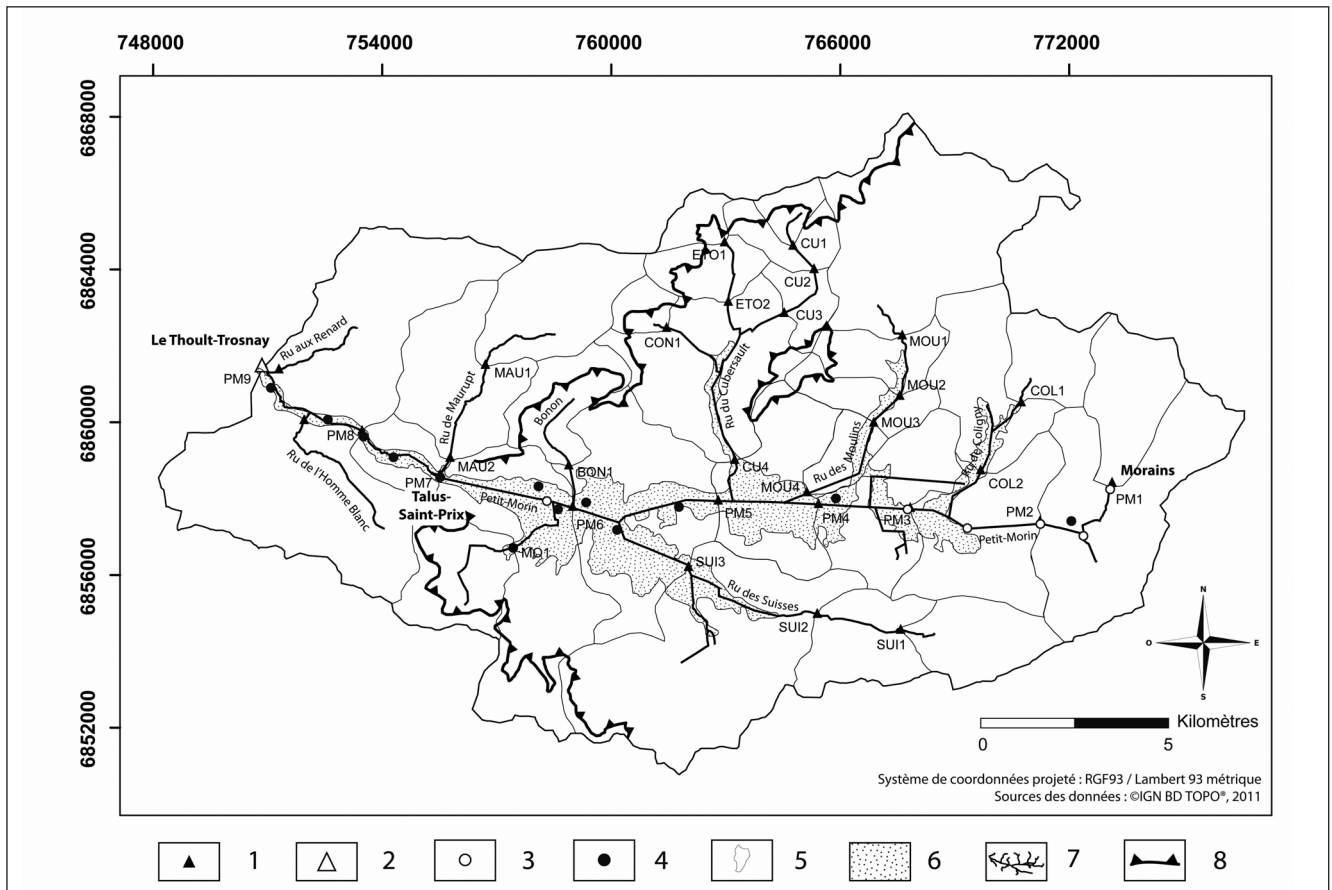


Fig. 3 – **Cartographie du réseau de mesure.** 1 : station de mesures sérielles ; 2 : station hydrométrique ; 3 : sondage tarière ; 4 : sondage BSS ; 5 : bassin-versant élémentaire ; 6 : zone humide ; 7 : réseau hydrographique ; 8 : cuesta d'Ile-de-France.

Fig. 3 – **Cartography of measurement network.** 1: serial measurement station; 2: hydrometric station; 3: auger borehole; 4: BSS borehole; 5: elementary catchment; 6: wetland; 7: hydrographic network; 8: Ile-de-France cuesta.

3,5 l.s<sup>-1</sup>.km<sup>-2</sup>, qui témoignent de ces faibles écoulements (Pardé, 1933). Le coefficient de variation de 35 % (2005-2013) témoigne de la pondération des régimes, due au substratum crayeux qui diminue les irrégularités des précipitations. Pourtant, une zone humide de 2 200 hectares de type « marais plat alcalin » (Manneville et al., 2006) se développe dans le corridor fluvial. Cela s'explique par des conditions hydrogéologiques propres aux entonnoirs de percée cataclinale en limite de nappe captive. Cette configuration propice aux zones humides de fond de vallée se retrouve sur la Vesle, l'Aisne, l'Oise et s'exprime particulièrement bien dans les Marais de Saint-Gond où la nappe de la craie est libre en amont du Petit-Morin et devient captive sous les formations tertiaires à l'ouest. Les marais s'organisent en secteurs tourbeux à hydromorphie permanente séparés par des secteurs plus secs ou « sécherons » qui témoignent d'un fonctionnement hydrodynamique complexe. L'hétérogénéité des remplissages de la zone marécageuse constitue aujourd'hui une véritable zone tampon et conditionne manifestement les échanges entre la rivière et la nappe de la craie.

### 3. Méthodes

Afin de mettre en évidence l'hétérogénéité spatiale des conditions d'écoulements des marais, le bassin versant du Petit-Morin est divisé en 29 sous-bassins versants élémentaires (fig. 3). Le réseau de surveillance est constitué de 9 points de mesures sur le drain principal et de 20 points sur les affluents. Quatre campagnes de mesures sérielles de débits et cinq campagnes de mesures des paramètres physico-chimiques ont été réalisées en situations hydrologiques stabilisées de basses-eaux et de hautes eaux, non influencées par des ruissellements et qui permettent d'apprécier les débits de la vidange aquifère (Lejeune et Devos, 2004 ; tab. 1).

Dates	Débits bruts à Thoult-Trosnay (m <sup>3</sup> /s <sup>-1</sup> )	Situation hydrologique
20 Octobre 1999	0,52	Stabilisée de basses eaux
15 Juin 2000	1,10	Stabilisée proche du module
06 Janvier 2015	Non mesuré	Stabilisée de hautes eaux
11 Février 2015	2,20	Stabilisée de hautes eaux
15 Avril 2015	1,60	Stabilisée de hautes eaux

Tab. 1 – Situation hydrologique des 5 campagnes de mesures sérielles.

Tab. 1 – Hydrological situation of the 5 campaigns of serial measures.

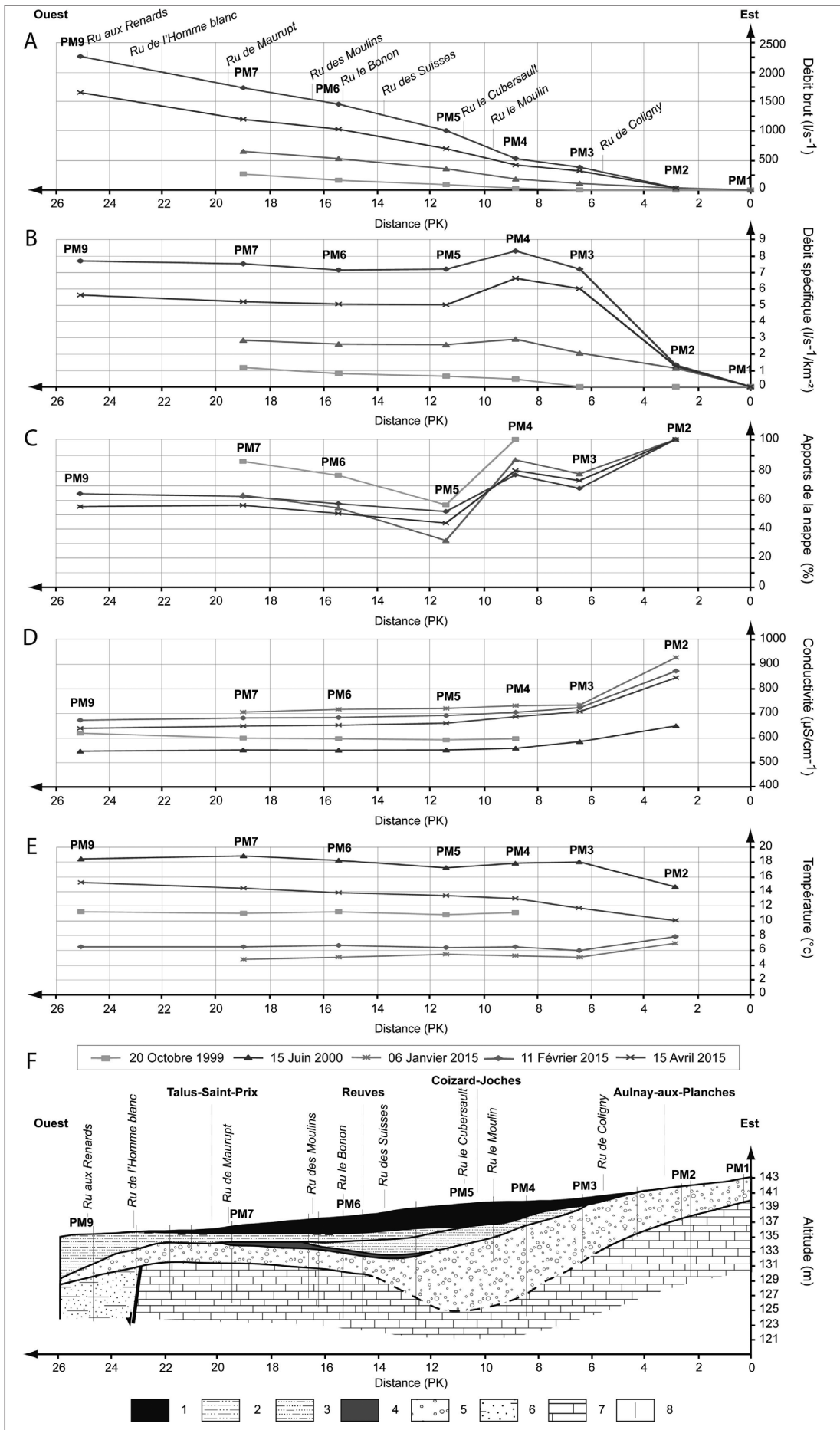


Fig. 4 – Profils hydrologiques et profil en long des remplissages du Petit-Morin. A : débit brut ; B : débit spécifique ; C : apport de la nappe ; D : conductivité ; E : température ; F : profils en long des remplissages. 1 : tourbe - Holocène ; 2 : silts argileux - Holocène ; 3 : Limons sableux - Holocène ; 4 : tourbe - Holocène ; 5 : grèves sableuses - Pléistocène ; 6 : sables et argiles à lignites - Eocène ; 7 : craie - Crétacé supérieur ; 8 : sondages.

Fig. 4 – Hydrological profiles and profile along of filling of Petit-Morin. A: rough discharge; B: specific discharges; C: contribution of aquifer; D: conductivity; E: temperature; F: long profile of filling. 1: peat - Holocene; 2: clayey silt - Holocene; 3: sandy silt - Holocene; 4: peat - Holocene; 5: sandy chalk gravels - Pleistocene; 6: sand and clay - Eocene; 7: chalk - upper Cretaceous; 8: borehole.

Les paramètres physico-chimiques mesurés à l'aide d'une sonde multi-paramètres WTW-330i sont la conductivité à 25°C exprimée en micro-siemens par centimètre ( $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ ) et la température (°C). Ces paramètres discriminent les eaux de nappes plus minéralisées et thermiquement plus homogènes, des eaux de ruissellement. La conductivité reflète la minéralité totale de l'eau qui évolue en fonction de l'aquifère traversé, du temps de résidence ou des échanges nappe-rivière (Lejeune et Devos, 2004). Une rivière ayant tendance à s'infiltrer se caractérise par une décroissance spatiale (de l'amont vers l'aval) de la conductivité ; à l'inverse une rivière recoupant une zone noyée va se minéraliser. La température des eaux traduit les échanges nappe-rivière : une eau de ruissellement va tendre vers un équilibre avec la température extérieure alors qu'une eau de nappe se caractérise par son homothermie à 10 – 12°C dans la région (Lejeune et Devos, 2004).

Les mesures de débits sont réalisées avec une perche à intégration équipée d'un micro-moulinet de type C2. L'exploitation de la Banque du Sous-Sol (BSS) du BRGM permet d'obtenir 12 sondages sur l'ensemble du Petit-Morin auxquels s'ajoutent 6 sondages réalisés à la tarière manuelle, principalement dans la partie amont du cours d'eau. Les résultats sont valorisés sous forme de profils hydrologiques (débits bruts, débits spécifiques, apports de la nappe), physico-chimiques (conductivités et températures), ainsi que d'un profil en long des remplissages du Petit-Morin et d'une cartographie des rendements spécifiques à l'échelle du bassin versant.

## 4. Résultats

Les profils hydrologiques caractérisent l'évolution des débits bruts ( $\text{l}\cdot\text{s}^{-1}$ ) et des débits spécifiques ( $\text{l}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$ ) du Petit-Morin de l'amont vers l'aval en fonction du point kilométrique (PK). Les débits bruts (fig. 4A) présentent une augmentation linéaire d'amont en aval, ce qui témoigne de conditions d'écoulements relativement homogènes. Les quatre campagnes pourtant réalisées à des périodes différentes (basses-eaux et hautes-eaux) sont toutes parallèles entre elles, et témoignent de la régularité hydrodynamique du Petit-Morin. Toutefois, trois tronçons se distinguent. Un premier tronçon en assec lors des quatre campagnes entre PM1 et PM2, au niveau de la source du Petit-Morin ; un second entre PM2 et PM4 où les débits bruts augmentent ; et un troisième entre l'aval de PM4 et PM9 où l'augmenta-

tion des débits bruts est graduelle. Les débits spécifiques (fig. 4B) sont bien plus contrastés ; on distingue entre PM2 et PM4 une augmentation significative des débits spécifiques sur l'ensemble des quatre campagnes ( $1 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$  à PM2 puis  $8,3 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$  à PM4 en février 2015). De plus, une diminution des débits spécifiques apparaît sur les campagnes de juin 2000, février 2015 et avril 2015 entre PM4 et PM5 avant de se stabiliser de PM5 à PM9. La contribution de la nappe de la craie (fig. 4C) est déterminée en soustrayant l'apport des affluents au débit total mesuré. Une fois le débit sans l'apport des affluents obtenu, il est divisé par le débit total mesuré (avec l'apport des affluents). Le résultat est ensuite exprimé en pourcentage. Pour les campagnes de juin 2000, février 2015 et avril 2015, de PM2 à PM4 l'apport de la nappe est important (entre 75 % et 100 %), de PM4 à PM5 cet apport diminue avant de se stabiliser autour de 60 % jusqu'à PM9. La campagne d'octobre 1999, réalisée en étiage sévère possède logiquement des valeurs de contribution de la nappe de la craie plus élevées sur l'ensemble du profil hydrologique.

Les profils physico-chimiques illustrent quant à eux l'évolution de la conductivité et de la température de l'amont vers l'aval du Petit-Morin, en fonction du point kilométrique (PK). Les cinq profils de conductivité (fig. 4D) présentent des évolutions similaires, quelle que soit la période à laquelle ont été effectuées les mesures. Les valeurs sont modérées à fortes (comprises entre 550 et  $950 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ ) témoignant de l'importance des écoulements souterrains. Le point PM2 possède des valeurs de conductivité très élevées, qui peuvent être dues à une pollution anthropique ou à l'indigence des écoulements. Au point PM3 la conductivité diminue significativement puis se stabilise jusque PM9. Le profil de conductivité est donc marqué par une très faible variabilité spatiale (moins de  $50 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ ) entre les points PM3 et PM9, quelle que soit la situation hydrologique du cours d'eau. Les profils de température (fig. 4E) des cinq campagnes révèlent des contrastes temporels importants et des contrastes spatiaux très faibles, qui s'inversent entre les saisons chaudes et les saisons froides. En effet, au point PM2 l'amplitude thermique est relativement faible (8°C sur l'ensemble des cinq campagnes) alors que de PM3 à PM9 elle est plus importante (jusqu'à 13°C sur l'ensemble des cinq campagnes). Les températures sont très homogènes spatialement puisque la variation n'excède pas 3°C pour une même campagne.

Le profil en long des remplissages du Petit-Morin (fig. 4F) présente, en surface, une pente très faible (0.3 ‰) avec une dénivelée de seulement 6 m de Morains à Talus-Saint-Prix (soit sur 18 km de linéaire). Les sondages permettent d'identifier la géométrie du sommet de la craie, qui plonge légèrement vers Aulnay-aux-Planches pour former une cuvette jusqu'à Reuves. Cette formation crétacée est recouverte de craie altérée. Le tout est recouvert d'un niveau de grèves alluviales d'âge Saalien (Tricart, 1952) qui correspond à la nappe alluviale anté-capture de la Somme-Morin. Cette formation, épaisse de 2 mètres à Talus-Saint-Prix et atteignant 8 mètres au niveau de Coizard-Joches est constituée de graviers crayeux dans une matrice sablo-limo-



neuse (fig. 2B). A partir d'Aulnay-aux-Planches, la nappe de grève est recouverte d'un remplissage fin d'âge tardi-holocène, post capture pouvant atteindre 6 mètres à Coizard-Joches (fig. 2A). Ce remplissage est constitué de formations limono-argileuses carbonatées, dans lesquelles s'intercalent deux niveaux tourbeux. La présence d'affluents provenant du front de cuesta tels que le ruisseau du Cubersault et le ruisseau de Maurupt semble jouer un rôle décisif dans l'apport de limons argileux et détritiques. L'évolution de la nature des dépôts des Marais de Saint-Gond semble être contrôlée par les fluctuations climatiques intervenues au Tardiglaciaire et durant l'Holocène. Par ailleurs des séquences de remplissages semblables se retrouvent dans le nord-est du Bassin parisien, dans la vallée de la Vesle (Coulon, 2011 ; Bakels, 1995), de l'Oise ou encore de la Marne (Pastre et Leroyer, 1997).

## 5. Interprétation

La comparaison des profils hydrologiques et du profil en long des remplissages alluviaux, met en évidence des conditions d'échanges différentielles entre les masses d'eaux considérées (cours d'eau, nappe de la craie, nappes alluviales). La géométrie des remplissages conditionne trois tronçons aux caractères hydrologiques différents. En amont de PM2, un premier tronçon s'inscrit dans la nappe alluviale de la grève sans couverture holocène. La source du Petit-Morin (PM1), en assec durant les campagnes de mesure, est une source limnocrène (vasque formant un plan d'eau) qui fonctionne uniquement en phase de crues de nappe, sa mise en charge engendrant un écoulement par débordement. Ce type de source se retrouve en tête de bassin versant des cours d'eau indigènes à la craie, comme pour la Vesle, la Somme ou encore la Suippes (Devos, 2010). L'indigence des écoulements (débits bruts et spécifiques faibles) illustre la faible productivité de la nappe de la grève principalement en phase de tarissement. Les fortes minéralités et la faible amplitude thermique durant l'année (8°C) observées au niveau de PM2 témoignent d'une alimentation par la nappe de la craie. Le comportement hydrodynamique de type non pérenne et intermittent de ce tronçon paraphrase celui de la zone de battement piézométrique de la nappe de la craie (épinoyée) avec deux saisons bien marquées. De PM2 à PM4, le Petit-Morin recoupe une nouvelle nappe alluviale d'âge tardi-holocène superposée à la nappe de grève, composée essentiellement de formations moins perméables (limons argileux avec niveaux de tourbes) sur plus de 2 mètres qui forment un toit semi-perméable au-dessus de la grève. A ce titre, ces formations superficielles décalent vers l'est la limite de nappe captive structurellement assurée par les formations géologiques tertiaire (argiles de l'Yprésien inférieur). Le recoupement de cette nappe alluviale mise en charge par la zone saturée de la nappe de la craie explique l'augmentation conjointe des débits bruts et spécifiques du Petit-Morin. De fait, les débits spécifiques sont, dans ce tronçon, les plus élevés du bassin versant. De PM4 à PM9, le Petit-Morin s'écoule sur la nappe alluviale tardi-holocène. Si les débits bruts augmentent de manière linéaire corrélativement à l'apport de surface et grâce à l'apport des affluents provenant du front de la cuesta et des formations tertiaires pour les points

de PM7 à PM9, les débits spécifiques se stabilisent. Ce comportement hydrologique correspond à celui d'un cours d'eau qui draine une zone noyée (nappe alluviale tardi-holocène), elle-même alimentée par la nappe de la craie. Les caractéristiques hydrauliques des tourbes, certes capacitatives mais peu épaisses (moins de 4 m d'épaisseur), déterminent une transmissivité faible qui n'entraînent pas de changement notable du comportement hydrodynamique de la zone saturée de la craie. Les très faibles variations spatiales de température et de conductivité entre PM4 et PM9 indiquent que le Petit-Morin draine une nappe très homogène chimiquement. Cependant, les fortes variations saisonnières de température indiquent que la nappe alluviale tardi-holocène constitue une interface tampon entre la nappe de la craie sous-jacente et les eaux du Petit-Morin, car elle sensibilise les eaux de la nappe aux conditions climatiques en sub-surface. Une alimentation provenant directement de la nappe de la craie, comme observé au PM2, générerait des variations thermiques beaucoup plus faibles durant l'année (Devos et al., 2013).

Les formations superficielles lissent donc les comportements hydrodynamiques des eaux de nappe d'origine différente (nappes perchées, nappe profonde et nappe de sub-surface) et des eaux de ruissellement issus des affluents. Ces derniers sont alimentés par des sources de trop plein des nappes perchées des formations tertiaires (sables de l'Yprésien supérieur, calcaires et marnes des Marnes et Caillasses du Lutétien supérieur) du front de la cuesta et des buttes témoins. Ces reliefs sont suffisamment éloignés pour que le spectre physico-chimique de l'eau de ces nappes soit altéré par les conditions atmosphériques (précipitations des ions solubles, réchauffement estival, refroidissement hivernal). Malgré des conditions favorables au ruissellement, telles que de fortes pentes et des formations tertiaires imperméables (argiles de l'Yprésien inférieur et argiles à meulière pré-stampienne), sur ce tronçon marqué par de nombreux affluents de rive droite (Ruisseau du Cubersault, Ruisseau du Moulin, Ruisseau de Maurupt), les conditions d'écoulement restent très homogènes car elles sont lissées par le tampon alluvial. Les remplissages alluviaux conditionnent donc les modalités d'échanges entre le Petit-Morin et la nappe de la craie.

L'indice d'écoulement de base (IEB ; Lang, 2007) de 67 %, calculé sur les débits journaliers de 2005 à 2013 à la station de Thoult-Trosnay, traduit ainsi le ratio entre le volume écoulé de base (assuré par la nappe de la craie et les nappes tertiaires) et le volume écoulé total. La réalisation de campagnes de mesures ponctuelles, en situation hydrologique stabilisée, permet d'une part de se défaire du ruissellement, et d'autre part de séparer les écoulements provenant de la nappe de la craie de ceux provenant des nappes tertiaires vidangées par les affluents. La nappe de la craie assure 60 % de l'alimentation du Petit-Morin en situation hydrologique stabilisée de hautes eaux (fig. 4C). Les 40 % restants correspondent à l'alimentation latérale assurée par les affluents drainant les nappes tertiaires. Ce dernier chiffre demande tout de même à être relativisé car dans leurs parties aval, les affluents drainent la nappe de la craie, ce qui a pour conséquence de surestimer la part des nappes perchées tertiaires dans l'alimentation en eau du Petit-Morin. La cartographie des rendements hydrologiques par

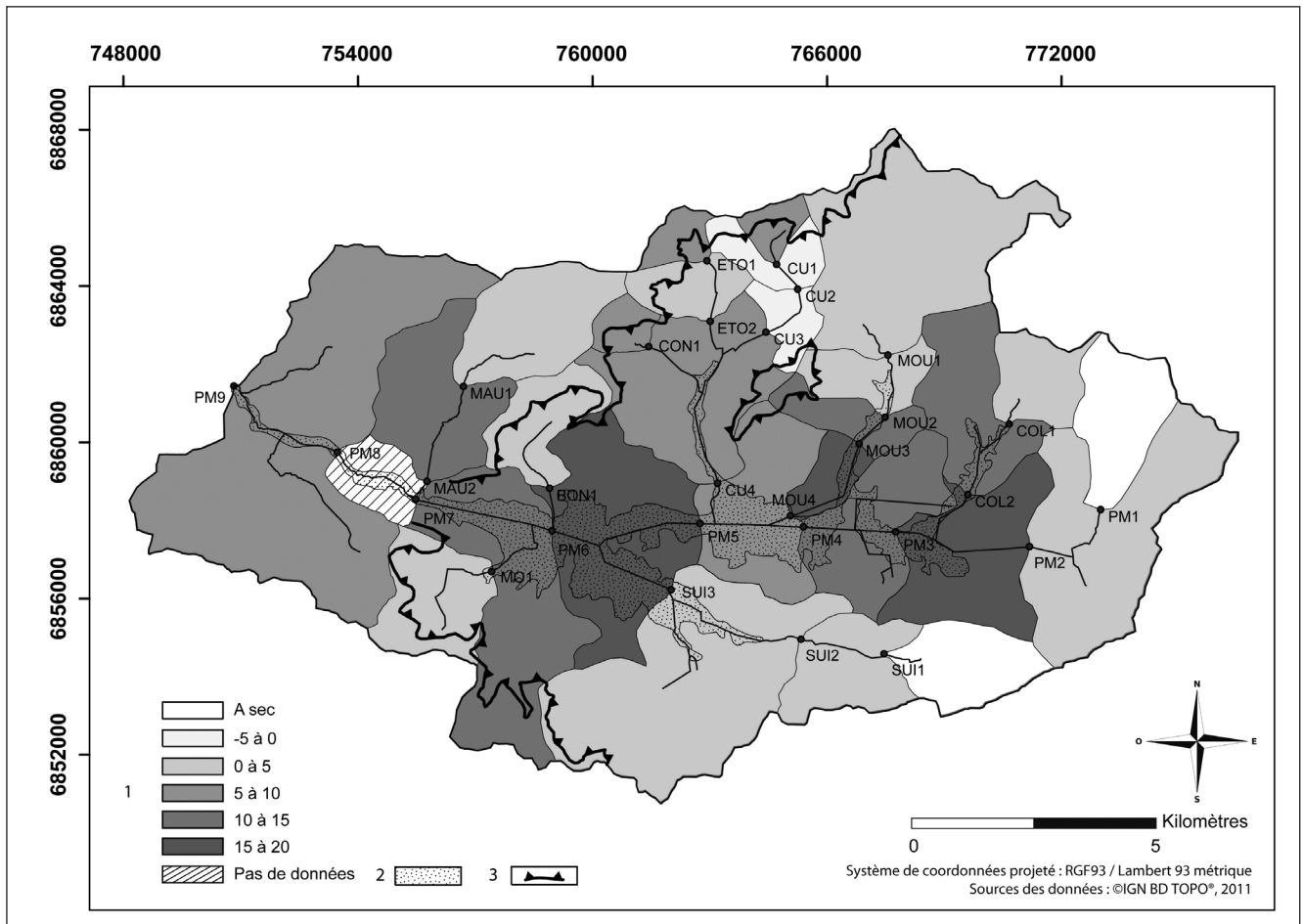


Fig. 5 – **Cartographie des rendements spécifiques (février 2015)**. 1 : rendements spécifiques (l.s-1.km-2) ; 2 : zone humide ; 3 : cuesta d'Ile-de-France.

Fig. 5 – **Cartography of specific yields (February 2015)**. 1: specific yields (l.s-1.km-2); 2: wetland; 3: Ile-de-France cuesta.

bassin élémentaire illustre le recoupement de la nappe de la craie par les affluents (fig. 5). Cette carte paraphrase l'évolution des débits spécifiques du Petit-Morin mais nous renseigne surtout sur l'organisation spatiale des écoulements des affluents. Ils présentent des débits spécifiques faibles dans leur partie supérieure alimentée par la vidange des nappes perchées des formations tertiaires. Le ruisseau du Cubersault a des rendements négatifs dans sa partie médiane qui traduisent des pertes diffuses induites par la traversée de la zone non saturée de l'aquifère crayeux. A l'inverse, comme pour les autres affluents, dans sa partie inférieure, le ruisseau du Cubersault draine la zone humide et la nappe de la craie, ce qui détermine des débits spécifiques en augmentation.

## 6. Conclusion

L'organisation spatiale des écoulements de la zone humide est donc davantage liée à la géométrie des remplissages alluviaux de fond de vallée qu'à la nature intrinsèque des formations, compte tenu de leurs épaisseurs limitées induisant une transmissivité plus faible. La présence de drainage verticale ascendante entre l'aquifère crayeux et l'aquifère

alluvial sus-jacent (Weng et al., 1999) joue un rôle essentiel dans l'alimentation en eau des marais. L'originalité de cette zone humide d'entonnoir de percée cataclinale est liée aux formations tardi-holocènes à intercalations limono-argileuses et tourbeuses qui décalent les limites de nappe captive vers l'est, et modifient les échanges entre les différentes nappes et le cours d'eau. L'approche physico-chimique montre également que les formations superficielles lissent les apports d'origine contrastée entre les masses d'eau compte tenu de leur agencement de sub-surface entre la nappe de la craie et la surface. Le Petit-Morin, qui constitue le drain principal, recoupe trois zones marécageuses, séparées par des secteurs de sécherons « plus secs ». Cet axe de drainage tend à lisser les écoulements des marais et ne laisse pas apparaître d'éventuels comportements hydrodynamiques différents entre chacune des zones marécageuses.

Ces observations montrent que les facteurs structurant les échanges entre les cours d'eau et les zones saturées des aquifères varient en fonction des échelles. À l'échelle régionale, le gradient hydraulique, conditionné par l'incision des vallées et le compartimentage structural, est déterminant (Devos et al., 2013). L'incision de la Marne et de l'Aube

conditionnent l'incision de la Somme-Soude et celle de la Vaure, toutes-deux conquérantes par érosion régressive. Cela détermine des gradients hydrauliques propices aux transferts de masses d'eau souterraines au dépend du Petit-Morin, situé sur une crête piézométrique. L'organisation spatiale des écoulements dépend également, à cette échelle, du dispositif structural qui commande le drainage de la zone noyée ou celui de la zone vadose des aquifères par les cours d'eau. En effet, les affluents alimentés par les nappes perchées du Tertiaire sont affectés par des pertes diffuses dans la craie en zone non saturée. En revanche, à l'échelle locale au sein d'un même dispositif structural, la nature et surtout la géométrie du remplissage alluvial structurent les échanges nappe-rivière.

L'utilisation de méthodes hydrochimiques (Lichter, 2012 ; Jaunat, 2012) ou hydrologiques (Lang, 2007) permettrait de dissocier les eaux des nappes perchées du Tertiaire de celles issues des nappes alluviales et de la nappe de la craie avec des critères discriminants (temps de résidence, spectres physico-chimiques, isotopes). Cela permettrait de quantifier l'apport de chacun des réservoirs dans l'alimentation en eau de la zone humide. La spatialisation des rendements hydrologiques à l'échelle de l'interfluve Marne-Aube mettrait quant à elle en valeur des transferts de masse d'eau souterraine entre bassins versants connexes, témoignant de captures hydrographiques en préparation (Lejeune et Devos, 2004).

### Remerciements

*Cette étude a été réalisée dans le cadre du programme émergence HYDRES financé par la région Champagne-Ardenne. Les auteurs tiennent également à remercier les lecteurs pour leurs contributions.*

### Références

- Antoine P., Munaut A.-V., Limondin-Lozouret N., Ponel P., Dupéron J., Dupérom M. (2003)** – Response of the Selle River to climatic modifications during the Lateglacial and Early Holocene (Somme Basin-Northern France). *Quaternary Science Reviews* 22, 2061-2076.
- Augeard B. (2002)** – Fonctionnement hydrologique d'une zone humide : Conséquences sur son potentiel épurateur. Mémoire de diplôme d'étude approfondie, Université de Paris-Sud, 57 p.
- Bakels C. (1995)** – Late Glacial and Holocene pollen records from the Aisne and Vesle valleys, Northern France: the pollen diagrams Maizy-Cuiry and Bazoches. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst* 52, 221-234
- Ballif J.-L. (1998)** – Dynamique de l'eau et irrigation en Champagne. Edition Johonet, 120 p.
- Coulon M. (2011)** – Reconnaissance par sondages pénétrométriques et histoire du couloir alluvial de la Vesle au niveau du champ captant de Coureaux. *Bulletin de la société d'études des sciences naturelles de Reims*, 25, 3-14.
- Coulon M. (1986)** – Contribution de la sismique-réfraction à la connaissance de la zone d'altération de la craie et de ses formations superficielles (évolution géomorphologique et implications géologiques au Nord de la Montagne de Reims). *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 23, 2, 29-36.
- Davis M.W. (1895)** – La Seine, la Meuse, la Moselle. *Annales de Géographie*, 19, 25-49.
- Devos A., Sosson C., Lejeune O., Chalumeau L., Chopin E.I.B. (2013)** – **The role of aquifer geomorphological context on exchange modes between water tables and rivers in the limestone plateaus of Eastern France**. In: Arnaud-Fassetta G., Masson E., Reynard E., (Eds.): *European continental hydrosystems, under changing water policy. Actes de la conférence international « Continental hydrosystems and European territories facing different water laws »* Sion, 11-13 juillet 2011. Ed. Verlag Dr. Friedrich Pfeil (Munich, Allemagne), 313-322.
- Devos A. (2010)** – Les conditions d'écoulement des plateaux calcaires de l'Est de la France. HDR, Université de Reims Champagne-Ardenne, 303 p.
- Dewolf Y., Pomerol C. (1997)** – Surfaces d'érosion polygéniques dans les formations cénozoïques du Bassin parisien. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 4, 473-482.
- Duprat M. (1997)** – Modèle tectono-sédimentaire des dépôts Paléogènes dans le nord-est du bassin de Paris : conséquences sur la géométrie du toit de la craie. *Annales de la Société Géologique du Nord*, T.5, 2<sup>e</sup> série, 269-287.
- Dutil P., Ballif J.-L. (1968)** – Sur la présence fréquente en Champagne crayeuse de rendzines développées sur paléosols cryotur-bés. *Sciences du sol* 2, 79-91.
- Jaunat J. (2012)** – Caractérisation des écoulements souterrains en milieu fissuré par approche couplée hydrologie-géochimie-hydrodynamisme – Application au massif de l'Ursuya (Pays Basque, France). Thèse de doctorat, Université de Bordeaux 3 (ENSEGID), 344 p.
- Lang C. (2007)** – Etiages et tarissements : vers quelles modélisations ? L'approche conceptuelle et l'analyse statistique en réponse à la diversité spatiale des écoulements en étiage des cours d'eau de l'Est français. Thèse de doctorat, Université de Metz, 375 p.
- Laurain M., Marre A., Guérin H. (1997)** – La cryosuccion : un des mécanisme de formation des poches de cryoturbation sur les substrats crayeux. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 5, 2, 373-379.
- Laurain M., Guerin H., Marre A., Richard J. (1995)** – Processus génétiques à l'origine des formations de pente à graviers de craie de champagne. *Permafrost and periglacial processes* 6, 103-108.
- Lejeune O., Devos A. (2004)** – Apport des méthodes hydrologiques dans la compréhension des écoulements en Pays calcaires : exemple des bas plateaux jurassiques du haut bassin de la Marne (France). *Karstologia*, 44, 15-24.
- Lespez L., Clet-Pellerin M., Limondin-Louzouet N., Pastre J.-F., Fontugne M., Marcigny C. (2008)** – Fluvial system evolution and environmental changes during the Holocene in the Mue valley (Western France). *Geomorphology* 98, 55-70.
- Lichter J. (2012)** – Amélioration de la connaissance sur les Marais de Sacy / Nappe de la Craie de Picarde : Expérimentation sur la gestion des puits artésiens – Mesures de débit et valorisation des données. Rapport de stage de Master II, Syndicat Mixte des Marais de Sacy (SMMS), Université Paris-Sorbonne, 70 p.
- Manneville O., Vergne V., Villepoux O. (2006)** – Le monde des tourbières et des marais, France, Suisse, Belgique, Luxembourg. Ed. Delachaux et Niestlé, 320 p.

- Pardé M. (1933)** – Fleuves et rivières. Ed. Colin, Collection Armand Colin, 241 p.
- Pastre J.-F., Leroyer C. (1997)** – La capture du Grand-Morin par la Marne (Bassin parisien, France) : âge et mécanisme. Géographie physique et quaternaire, 51, 3, 347-350.
- Pastre J.-F., Fontugne M., Kuzucuoglu C., Leroyer C., Limondin-Lozouret N., Talon M., Tisnért N. (1997)** – L'évolution tardi et postglaciaire des lits fluviaux au nord-est de Paris (France). Relation avec les données paléoenvironnementales et l'impact anthropique sur les versants. Géomorphologie, 4, 291-312.
- Poinsot C. (2002)** – Fonctionnement hydrologique de zones humides du bassin de la Seine : Conception d'une méthode de suivi et d'évaluation de l'impact de politiques publiques. Thèse de doctorat, Muséum National d'Histoire Naturelle, 528 p.
- Porteret J. (2008)** – Fonctionnement hydrologique des têtes de bassin versant tourbeuses du Nord-Est du Massif Central. Thèse de doctorat, Université de Saint-Etienne, 414 p.
- Radet E., Mantelet C. (1939)** – Etude pédologique de la Champagne crayeuse, Annales de l'Institut National d'Agronomie, 68 p.
- Rouxel-David E. (2002)** – Cartographie de la piézométrie de la nappe de la craie en Champagne-Ardenne – Rapport final. Rapport BRGMIRP-52332-FR, 29 p.
- Sajaloli B. (1993)** – Les zones humides du Laonnois (Aisne) : Fonctionnement, usages, gestion. Thèse de doctorat, Université de Paris I Panthéon Sorbonne, 608 p.
- Salaün F. (1997)** – Etude géomorphologique de la région des marais de Saint-Gond. Mémoire de maîtrise, Université de Reims Champagne-Ardenne, 116 p.
- Salaün F. (2000)** – La genèse et le fonctionnement actuel des marais de Saint-Gond : Introduction à l'hydrologie et à l'hydrogéologie des Marais. Mémoire de diplôme d'étude approfondie, Université des Sciences et Technologie de Lille I, 131 p.
- Tourman A. (2007)** – Fonctionnement, dynamique et intérêt paléoenvironnemental des tourbières de plateau volcanique du Devès (Velay, Massif Central français). Thèse de doctorat, Université de Saint-Etienne, 373 p.
- Tricart J. (1952)** – La partie orientale du bassin de Paris, étude morphologique : l'évolution morphologique au Quaternaire. Tome II, Paris, 474 p.
- Weng P., Coudrain-Ribstein A., Kao C., Bendjoudi H., de Marsily G. (1999)** – Mise en évidence de fortes circulations verticales temporaires entre zones humides et aquifères alluviaux et régionaux. Earth & Planetary Sciences 329, 257-263.

