

Dynamique temporelle des flux de carbone dans une gravière de la Bassée

Sophie Guillon^{1*}, Didier Jézéquel², Eric Viollier² et Alexis Groleau^{2*}

¹ MINES ParisTech, PSL Research University, Centre de Géosciences, 77300 Fontainebleau

² Institut de Physique du Globe de Paris, Sorbonne Paris Cité, Univ Paris Diderot, UMR 7154 CNRS, F-75005 Paris, France

* groleau@ipgp.fr, sophie.guillon@mines-paristech.fr

Résumé

L'étude de différentes gravières de la plaine de la Bassée a été entreprise afin de mieux comprendre le cycle du carbone dans ces systèmes encore mal connus. Ce rapport concerne la gravière de la Cocharde, située à Gouaix dans la Réserve Naturelle de la Bassée. Ce plan d'eau de 14 ha environ a été suivi et instrumenté d'août 2017 à septembre 2018 : campagnes de mesures et prélèvements toutes les 6 semaines, mesures in situ à haute fréquence pour plusieurs paramètres clés du fonctionnement biogéochimique et hydrologique (hauteur d'eau, température, oxygène dissous, conductivité, et à titre expérimental pCO₂), paramètres météorologiques locaux (station flottante). Le bilan hydrologique montre que des échanges importants existent avec l'aquifère, les flux étant tantôt dirigés vers ou depuis la nappe. Ce bilan a été très impacté par la crue de la Seine survenue fin janvier 2018, l'eau du fleuve ayant submergé la gravière via la Grande Noue d'Hermé.

Cet événement a également perturbé le fonctionnement biogéochimique de la gravière. Les flux journaliers de CO₂ et de CH₄ à l'interface eau-air correspondent à des émissions nettes de 4 mmol CO₂ m⁻² j⁻¹ et de 3 mmol CH₄ m⁻² j⁻¹. Ces valeurs cachent une variabilité saisonnière importante, le CO₂ étant absorbé par la gravière les mois d'été (juin à septembre) alors qu'il est émis le reste de l'année. Le CH₄ quant à lui est émis tout au long de l'année mais surtout au cours de la période estivale.

Une corrélation nette entre les flux de CO₂ et la pCO₂ équilibrante de l'eau de surface a pu être établie à partir des campagnes basse fréquence, permettant de proposer un moyen d'estimer les flux à partir de la mesure de la pCO₂. De plus, le premier essai de mesure à haute fréquence de la pCO₂ a été réalisé au cours de l'été 2018. Il montre deux périodes contrastées, la première avec de faibles valeurs de pCO₂ correspondant à une eau de surface sous-saturée par rapport à l'atmosphère, et la seconde avec des valeurs proches de la saturation mais présentant de fortes oscillations journalières. Ces variations sont en opposition de phase de celles de l'oxygène dissous. Le traitement des chroniques d'oxygène dissous par la méthode des courbes journalières permet de déterminer le fonctionnement métabolique de la gravière. Pendant la phase estivale, la production nette de l'écosystème (NEP) a été respectivement de +0,5 gO₂ m⁻³ j⁻¹ pour la première période (autotrophie), et de -0,4 gO₂ m⁻³ j⁻¹ pour la seconde (hétérotrophie). Ces tendances sont en accord avec les mesures de pCO₂ pour cette période.

Le travail de suivi de cette gravière sera poursuivi jusqu'à la fin de l'été 2019, afin d'obtenir des données en année « normale », c.à.d. si possible sans crue. Ultérieurement la question de la représentativité de ce plan d'eau devra être abordée, par l'investigation de différents sites de la plaine de la Bassée.

Points clefs

- ✓ Etablissement du bilan hydrique : apport net d'eau souterraine à l'échelle annuelle, mais variabilité saisonnière du sens du flux d'échange gravière-nappe.
- ✓ Emissions nettes de CO₂ et de CH₄ à l'interface eau-air à l'échelle annuelle, mais variabilité saisonnière du flux de CO₂ avec pompage pendant l'été.
- ✓ Suivi haute fréquence de pCO₂ dissous dans l'eau de surface : variabilité journalière importante, en opposition de phase avec de O₂ et cohérent avec le métabolisme.

Introduction

La Bassée est une vaste plaine alluviale autour de la Seine, située à environ 70 km au Sud-est de Paris. C'est une zone humide d'importance nationale, mais aussi le siège de plusieurs enjeux stratégiques d'aménagement du territoire, tels que la navigation, la protection contre les inondations, la production de granulats mais aussi la protection de la biodiversité milieux humides. La Bassée constitue un site phare du programme PIREN Seine.

L'extraction des sables et graviers est une activité majeure de la Bassée depuis les années 1960, qui structure le paysage avec plus de 400 gravières (Jost *et al.*, 2017). Ces gravières sont des environnements récents encore peu étudiés sur le long terme (Mollema and Antonellini, 2016). Les gravières sont des plans d'eau de relativement faible profondeur par rapport à leur surface, par comparaison aux lacs naturels, et n'ont, sauf exception, aucun affluent ni exutoire de surface. Les gravières diffèrent par leurs âges, leurs tailles, leur localisation plus ou moins proche de la Seine, l'histoire de leur réhabilitation après l'arrêt de l'extraction des sables et graviers. Ces différences se traduisent probablement dans leurs fonctionnements hydrologiques et biogéochimiques.

Ce travail se concentre sur un suivi détaillé d'une gravière, la gravière de la Cocharde, située dans la Réserve Naturelle de la Bassée (Figure 1). La Cocharde se trouve dans la partie amont de la plaine de la Bassée (Figure 1), où il y a moins de gravières et plus d'espaces ruraux et d'expansion naturelle de crues. Au contraire, la partie aval de la Bassée entre Bray-sur-Seine et Montereau-Fault-Yonne est caractérisée par une forte densité de gravières, une chenalisation de la Seine et des cultures céréalières intensives.

L'objectif de l'étude est de quantifier les sources et les flux de carbone et leur dynamique temporelle dans la gravière de la Cocharde, considérée comme un exemple d'annexe hydraulique de la Seine dans la plaine alluviale de la Bassée. Ce bilan carbone est établi en lien avec le fonctionnement biogéochimique ainsi qu'avec la connexion aux eaux de surface et souterraines.

Le fonctionnement hydrologique de la gravière est d'abord étudié, afin d'identifier les entrées et sorties et de quantifier le bilan hydrique. On s'intéresse ensuite à la stratification thermique qui a été observée en période chaude. Ces bases du fonctionnement hydrologique étant posées, la dynamique temporelle des flux de carbone à l'interface eau-air et le métabolisme du carbone de l'écosystème aquatique sont présentés. Ces différents résultats sont basés sur une caractérisation physique, chimique et biogéochimique sur le terrain pendant un an, ainsi qu'à des développements instrumentaux et méthodologiques innovants autour du suivi haute fréquence des paramètres physico-chimiques et des gaz dissous.

1. Bilan hydrique de la gravière Cocharde

La gravière de la Cocharde est située à environ 2 km de la Seine, au sein de la Réserve Naturelle de la Bassée (Figure 1), créée en 2002 au cœur de la zone humide d'intérêt national qu'est la plaine alluviale de la Bassée. La gravière a été creusée dans la couche des alluvions quaternaires, aquifère à forte perméabilité. On ne sait pas à l'heure actuelle si le fond de la gravière est connecté avec l'aquifère sous jacent de la craie.

L'historique simplifié de la gravière de la Cocharde a pu être reconstitué grâce aux photos aériennes de l'IGN (<http://remonterletemps.ign.fr>) et aux informations fournies par l'équipe de la Réserve Naturelle de la Bassée. Les premières extractions de sable, associées à la création de petits lacs en remplacement d'espaces cultivés, prairies et arbustes, sont observées sur les photos aériennes de 1949, et durent jusque dans les années 1990. L'exploitation de granulats est ensuite réalisée de manière plus industrielle par la société du Port Montain entre 1990 et 2000, conduisant à la gravière telle qu'on la connaît aujourd'hui.

Dans cette partie, les flux d'entrée et de sortie d'eau sont identifiés et, dans la mesure du possible, quantifiés, à partir de mesures de différentes natures.

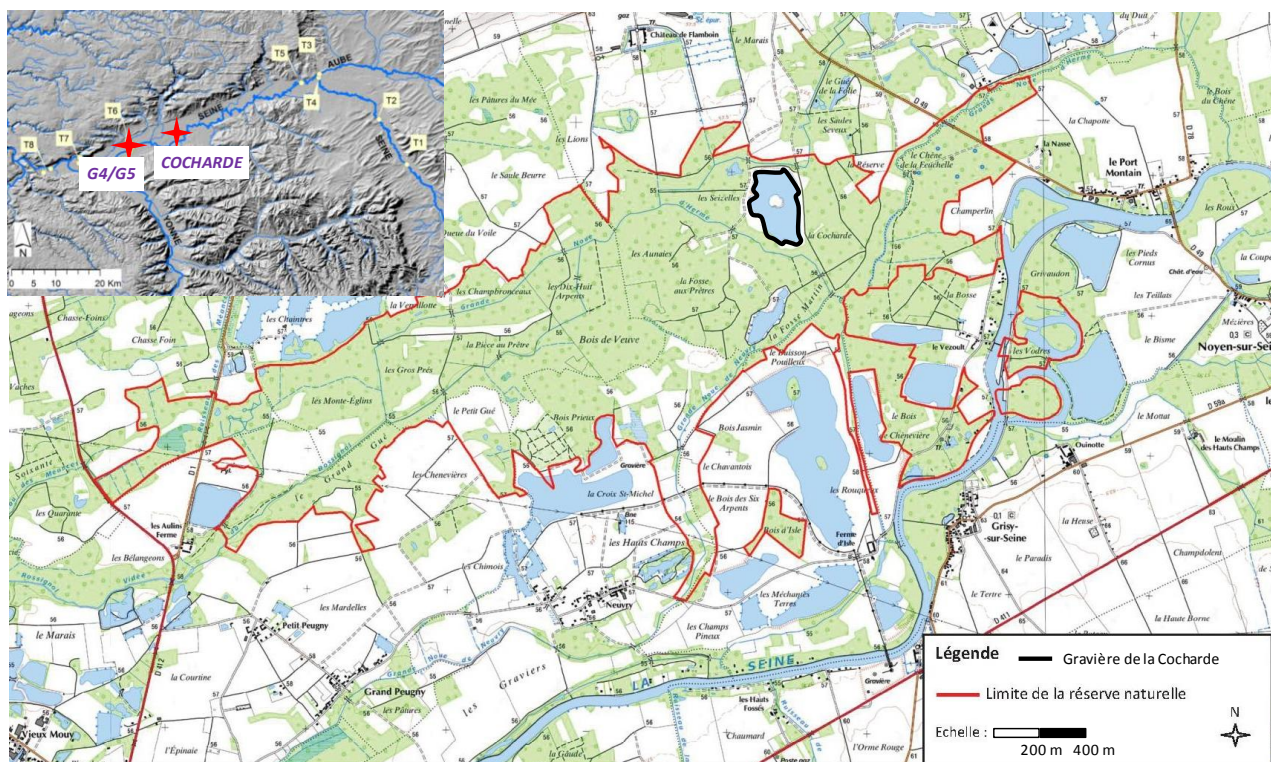


Figure 1. Localisation de la gravière de la Cocharde au sein de la plaine de la Bassée (insert), et de la Réserve Naturelle de la Bassée.

1.1. Bathymétrie

La carte bathymétrique (Figure 2) a été établie à partir de 2 campagnes de mesures à l'échosondeur, réalisées en août 2017 et en mai 2018.

La gravière de la Cocharde est de relativement petite taille (600 x 350 m, 14,2 ha, Figure 2) et de faible profondeur (profondeur moyenne 4,3 m, profondeur maximale 6,5 m), et est caractérisée par la présence d'une petite île en son centre. La gravière n'est pas connectée à la Seine, mais est encadrée par deux noues, une petite noue présentant un écoulement faible à nul au nord, et la Grande Noue d'Hermé au sud, présentant un écoulement important dérivé de la Seine plus en amont (Figure 1). Deux piézomètres dans les alluvions, réalisés et instrumentés par VNF, sont présents au nord-ouest (pz69a) et au sud-ouest (pz39a) de la gravière. Comme cela est classiquement observé pour les gravières, les pentes sont relativement abruptes, et le fond plat, avec cependant une profondeur moyenne plus importante pour la zone sud (Figure 2).

Le point COCH1 qui a été choisi pour l'installation de la station météo ainsi que pour le suivi continu et l'échantillonnage est situé dans la zone sud, au niveau des profondeurs maximales.

Les données bathymétriques ont permis de déterminer un volume total d'eau dans la gravière d'environ 611 000 m³ (Figure 2), ainsi que le volume d'eau pour chaque couche en fonction de la profondeur. Ces données sont nécessaires à la quantification des flux et bilans d'eau et de solutés.

1.2. Hauteur de la surface libre

Le suivi en continu de la hauteur d'eau au niveau du point COCH1 (Figure 3) met en évidence un marnage annuel d'environ 1 m, auquel s'ajoute une élévation exceptionnelle du niveau d'eau de la gravière de 1 m suite à la crue de la Seine fin janvier 2018.

Cette évolution de la hauteur d'eau dans la gravière est le reflet du bilan des flux d'eau entrants et sortants. Hors période de crue, la gravière n'est pas connectée en surface avec les noues, et ne présente pas d'affluent

ni d'exutoire de surface. En faisant l'hypothèse que la surface de la gravière varie peu avec les variations de hauteur d'eau, on a ainsi l'équation :

$$\frac{dh}{dt} = P(t) - E(t) + \frac{1}{S} \Delta GW(t) \quad (1)$$

Où dh/dt (en m/jour) est la variation de hauteur d'eau dans la gravière, P (en m/jour) les précipitations, E (en m/jour) l'évaporation, S (en m^2) la surface de la gravière et ΔGW (en $m^3/jour$) le flux net d'eaux souterraines (positif pour un apport net, négatif pour un export net depuis la gravière vers l'aquifère). En période de crue, un terme d'apports de surface s'ajouterait à l'Equation (1).

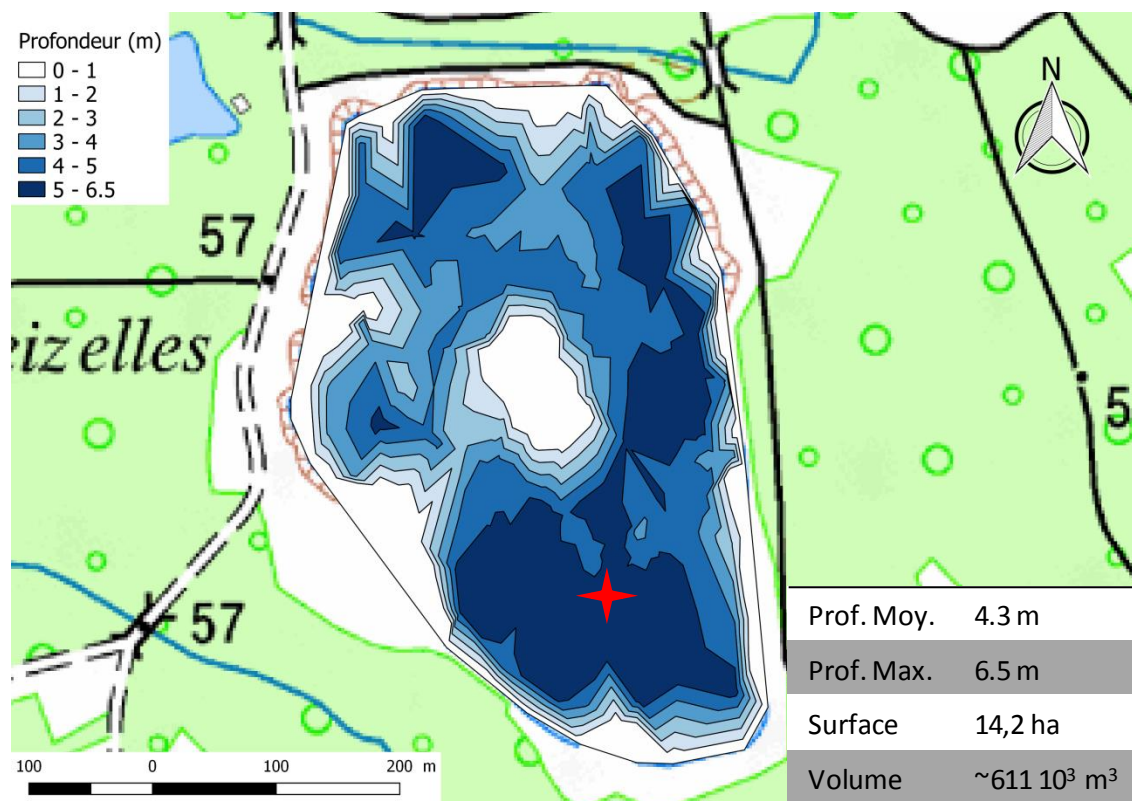


Figure 2. Carte de la bathymétrie mesurée pour la gravière de la Cocharde, et caractéristiques géométriques principales. La position de la station météo et du point de suivi COCHI est représentée par l'étoile rouge.

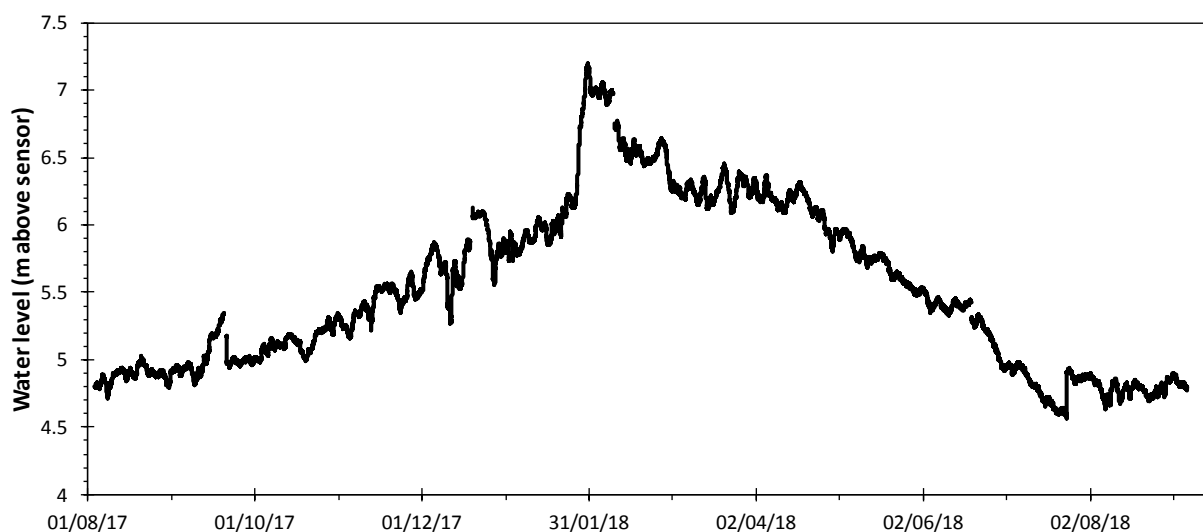


Figure 3. Evolution temporelle de la hauteur d'eau au point COCHI.

La crue de la Seine constitue un phénomène extrême et exceptionnel qui a affecté les fonctionnements à la fois hydrologique et biogéochimique de la gravière pendant au moins 2 mois. L'évolution du niveau de la Seine à Bray-sur-Seine, à environ 7 km de la gravière (Figure 4), permet d'identifier qualitativement le forçage hydrologique. La montée importante du niveau d'eau dans la Seine début autour du 23/01/2018, et le pic de crue est atteint à Bray-sur-Seine le 01/02/2018. La décrue prend une vingtaine de jours, durée due en partie au déstockage de l'eau depuis les zones inondées (rôle historique de la plaine de la Bassée) et également à un déstockage depuis les barrages réservoirs en amont de la Seine. Deux épisodes de crue moins importants surviennent ensuite, fin février et fin mars 2018 (Figure 4).

Pendant la crue, le débit et la hauteur d'eau dans la noue d'Hermé, connectée à la Seine, ont fortement augmenté, entraînant son débordement et l'inondation des zones environnantes, dont la gravière de la Cocharde. L'élévation de 1 m du niveau d'eau dans la Cocharde, observée simultanément au pic de crue dans la Seine, correspond ainsi à une inondation et débordement essentiellement par la surface, par apports d'eau de type Seine via la noue d'Hermé. L'observation sur le terrain a ainsi montré une inondation de toutes les berges de la gravière, sur plusieurs mètres à dizaines de mètres de distance par rapport aux contours habituels du plan d'eau.

Le retour à la normale dans les zones inondées a été ensuite très lent. La fin de l'inondation des berges et le retour de la gravière à son extension nominale n'ont ainsi eu lieu que vers le mois d'avril (plus de 2 mois après la crue).

L'objectif serait à terme de pouvoir déterminer les seuils de débordement de la gravière et de la noue d'Hermé, afin de pouvoir identifier précisément les périodes où la gravière est alimentée directement par des eaux de surface. Ceci nécessite de disposer des chroniques de niveau d'eau absolue, ainsi que de connaître précisément la topographie locale, données qui ne sont pas disponibles actuellement. Le suivi de la noue d'Hermé au niveau de la gravière de la Cocharde (réalisé par VNF) ne pourra pas être obtenu en continu pour la période de la crue, car le piézomètre et le capteur ont été ennoyés.

Pour le moment, la rupture de pente observée dans l'évolution temporelle du niveau d'eau dans la gravière (Figure 3) permet une détermination qualitative du début de l'inondation, mais ne permet pas de quantifier les flux d'eau de surface apportés à la gravière, ni de déterminer la période de déconnexion aux eaux de surface.

Pour la suite des études PIREN sur la plaine de la Bassée, il sera nécessaire de mettre en place une instrumentation dédiée au suivi de la hauteur d'eau dans la gravière de la Cocharde sur le moyen / long terme, avec un géo-référencement précis permettant la comparaison des hauteurs d'eau absolues de la gravière, la nappe et la Seine (ou la noue d'Hermé).

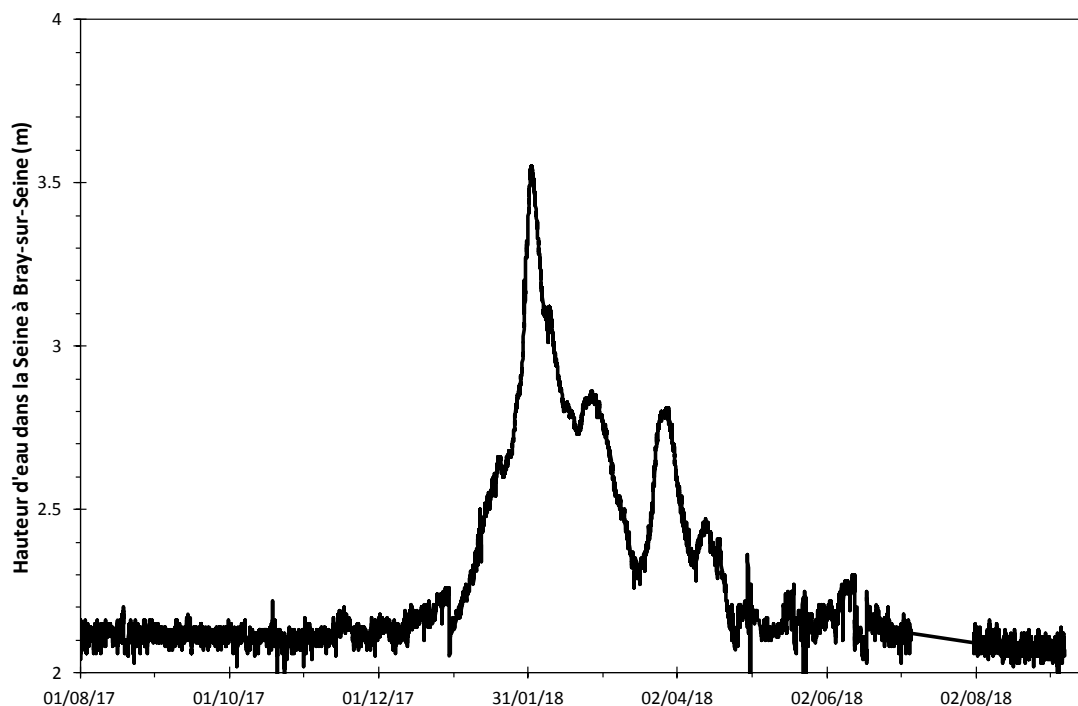


Figure 4. Evolution de la hauteur d'eau dans la Seine à la station de Bray sur Seine (données Banque Hydro, <http://www.hydro.eaufrance.fr>)

1.3. Calculs à partir des données météo

Une station météorologique (Hobo RX3003) a été installée en décembre 2017 sur plateforme flottante au dans la partie sud de la gravière (Figure 2). Cette station enregistre et transmet en continu (pas de temps 10 min), les paramètres suivants : température et humidité de l'air, pression atmosphérique, précipitations, vitesse du vent (à 2 m au dessus de l'eau), rayonnement solaire incident dans le visible et rayonnement photosynthétique actif (PAR). Même si des données météorologiques de réanalyse sont disponibles sur la Bassée (données journalières SAFRAN), il importe pour cette étude d'avoir accès aux données météorologiques locales, en particulier de pluie pour l'établissement du bilan hydrique, et de vent pour les flux de CO₂ et CH₄ à l'interface eau-air.

Les données météorologiques permettent de préciser le bilan hydrique présenté précédemment (Equation (1)), avec le flux entrant lié aux précipitations, et le flux sortant lié à l'évaporation.

La mesure directe de l'évaporation, par un bac d'évaporation, n'a pas été mise en place sur la gravière. L'évaporation journalière a donc été calculée à partir des données météo et de la formule de Penman pour l'eau libre, disponible dans la littérature (McMahon *et al.*, 2013) et classiquement utilisée pour les lacs :

$$E_{OW} = \frac{\Delta \cdot \frac{1}{\lambda} R_n + \gamma \cdot f(u) \cdot (e_a^* - e_a)}{\Delta + \gamma} \quad (2)$$

où E_{OW} est l'évaporation journalière (en mm jour⁻¹), R_n le rayonnement net (en MJ m⁻² jour⁻¹), Δ la pente de la courbe de pression de vapeur saturante (en kPa °C⁻¹), γ la constante psychrométrique (en kPa °C⁻¹), λ la chaleur latente de vaporisation de l'eau (2.45 MJ kg⁻¹), $f(u) = 1.313 + 1.381 u_2$ une fonction de résistance aérodynamique dépendant de la vitesse du vent u_2 (en m/s), e_a^* la pression de vapeur saturante moyenne (en kPa) et e_a la pression de vapeur réelle moyenne (en kPa) (calculée à partir de l'humidité relative et de la température de l'air).

Le rayonnement solaire net est calculé à partir du rayonnement incident visible R_s (ondes courtes) mesuré par la station météorologique, par la formule suivante :

$$R_n = (1 - \alpha) \cdot R_s - R_{nlong} \quad (3)$$

où $\alpha = 0,08$ est l'albédo d'un plan d'eau, et R_{nlong} (en $\text{MJ m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$) le rayonnement net sortant en ondes longues, qui peut être calculé à partir de la température, l'humidité relative, l'altitude et la latitude (McMahon *et al.*, 2013).

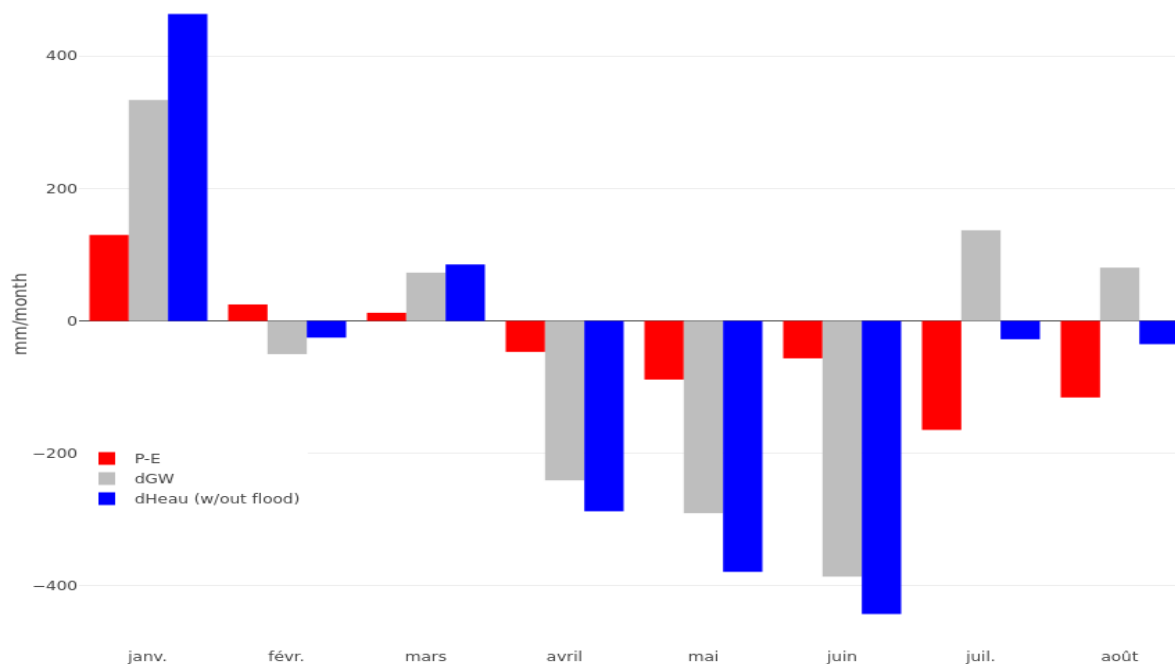


Figure 5. Bilan hydrique mensuel pour la gravière de la Cocharde de janvier à août 2018 : bilan net entre précipitations mesurées et évaporation calculée (rouge), variation du stock d'eau calculé à partir de la hauteur d'eau (bleu), et flux d'eaux souterraines calculé comme la différence entre les 2 termes précédents (gris). La contribution de la crue en janvier et février a été ôtée de la variation de hauteur d'eau.

Le cumul pour la période de suivi, du 19/12/2017 au 06/09/2018, permet de calculer un bilan annuel de 702 mm/an de précipitation et 1122 mm/an d'évaporation, soit un déficit net de 420 mm/an, valeurs en accord avec les résultats obtenus par Jost *et al.* (2017) à l'échelle pluriannuelle à partir des données SAFRAN. Le niveau de la gravière restant stable à l'échelle pluriannuelle, il existe un apport net d'eau souterraine ramené à la surface du plan d'eau de 420 mm/an (soit $59,7 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{an}$, environ 10% du volume de la gravière).

La Figure 5 présente le bilan mensuel net des précipitations et de l'évaporation calculée selon l'Equation (2). Alors que le mois de janvier est caractérisé par un excès de précipitations (en lien avec la crue de la Seine), on observe un déficit hydrique à partir d'avril, et qui s'accroît en juillet et août.

Au-delà de cette approche en régime stationnaire, on s'intéresse à la dynamique saisonnière des flux d'eau souterraine, le marnage de 1 m étant supérieur aux apports souterrains moyens (0,42 m).

Le bilan à l'échelle mensuelle permet de quantifier des flux mensuels d'eau souterraine (Figure 5). La période de janvier 2018 étant affectée par la crue, les flux obtenus sont en fait dominés par les eaux de surface. D'avril à juin 2018, la baisse importante du niveau d'eau dans la gravière indique un écoulement net vers les eaux souterraines, ce qui est très certainement une suite de la crue. En juillet et août, on observe, plus classiquement, une alimentation de la gravière par la nappe.

1.4. Apport de la conductivité

La conductivité spécifique est suivie en continu au niveau du point COCH1, en sub-surface, à environ 2 m de profondeur, et au fond de la gravière. La conductivité spécifique à 25°C (σ_{25}) de la gravière est plutôt faible, et présente une variabilité saisonnière entre 200 et 580 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (les valeurs au dessus de 500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ étant associées à la crue et aux apports par la Seine et la noue d'Hermé). La conductivité de la gravière est globalement plus faible que celle de la Seine et de la noue d'Hermé (autour de 500 $\mu\text{S}/\text{cm}$), et surtout que celle des eaux des aquifères environnants (1200 $\mu\text{S cm}^{-1}$ pour pz69a au nord-ouest, 700 $\mu\text{S cm}^{-1}$ pour pz39a au sud-est).

L'évolution temporelle de la conductivité spécifique de la gravière (Figure 6) est quasi mimétique de celle de la hauteur d'eau (Figure 3), ce qui nous informe à la fois sur le fonctionnement hydrologique de la gravière, mais également sur des processus biogéochimiques à l'œuvre.

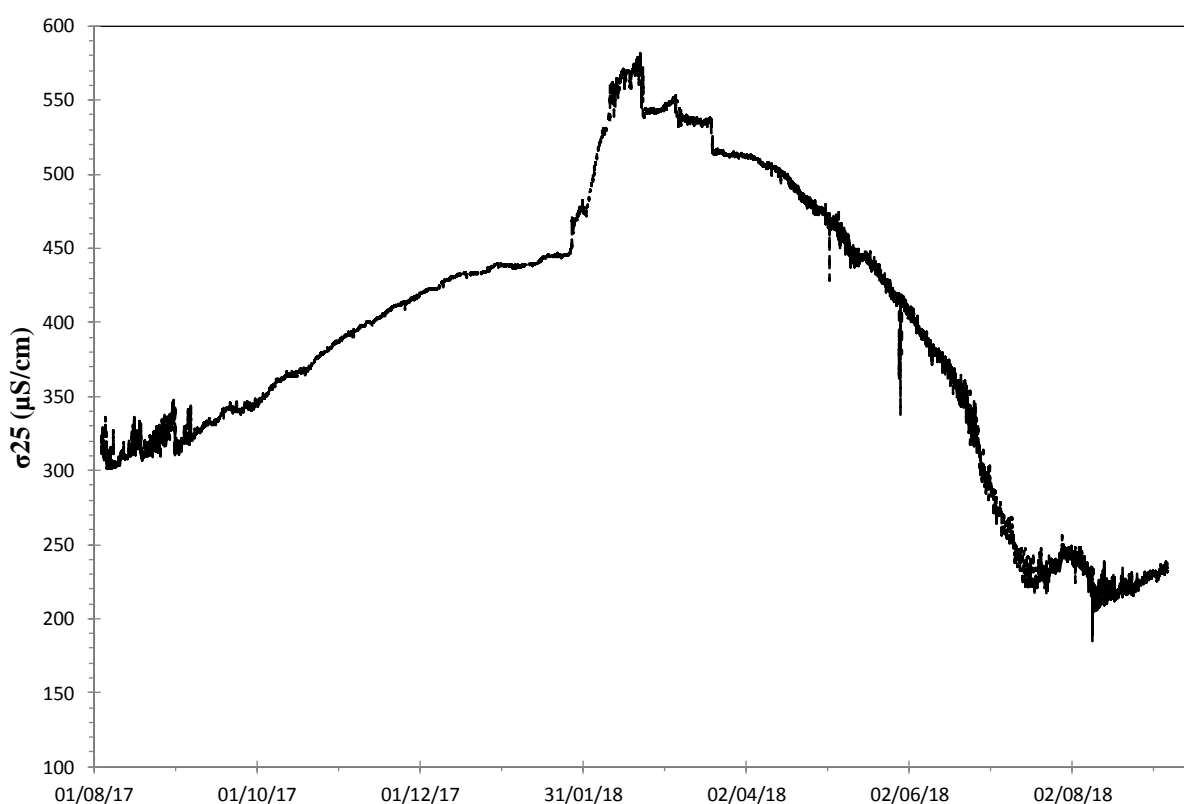


Figure 6. Evolution temporelle de la conductivité spécifique au point COCH1.

Dans la gravière, l'eau est de type bicarbonatée calcique (données non présentées ici), et la conductivité est principalement contrôlée par l'alcalinité (voire la concentration en HCO_3^-) et la concentration en Ca^{2+} .

- Les variations de conductivité peuvent être expliquées par différents processus : évaporation de l'eau qui tend à augmenter la conductivité ;
- dilution par l'eau de pluie de conductivité très faible ;
- apport d'eau souterraine de conductivité élevée ;
- en période de crue, apport d'eau de surface de conductivité élevée ;
- précipitation de calcite authigène, diminution de la concentration en calcium et en alcalinité et baisse de la conductivité.

On distingue 3 périodes pour les évolutions de hauteur d'eau (Figure 3) et de conductivité (Figure 6), qui correspondent à 3 périodes pour le bilan hydrique :

- de décembre 2017 (et probablement depuis août 2017) à janvier 2018, le niveau d'eau de la gravière augmente, en lien avec des précipitations abondantes (et non compensée par l'évaporation). Mais d'une part la quantité de précipitation n'explique pas toute l'augmentation de niveau d'eau, et d'autre part la conductivité augmente, ce qui traduit des apports d'eau souterraine.
- en février et mars 2018, la hauteur d'eau augmente fortement sous l'effet de la crue de la Seine et du débordement de la noue d'Hermé, et la conductivité augmente fortement pour atteindre une valeur proche de celle de la Seine, indiquant d'importants apports d'eau de surface, qui masquent la dynamique fine des échanges avec les eaux souterraines ;
- d'avril à juillet 2018, le niveau d'eau de la gravière diminue, en lien avec une absence de précipitation et une évaporation marquée, mais la conductivité décroît, ce qui indique d'une part qu'il n'y a pas d'apport d'eau souterraine (voire qu'il y a un flux net de la gravière vers l'aquifère), et d'autre part qu'il y a précipitation de calcite.

1.5. Conclusion du bilan hydrique sur les échanges avec la nappe

Une première estimation du bilan hydrique est proposée, basée non seulement sur les évolutions des précipitations, évaporation et hauteur d'eau dans la gravière, mais aussi sur la conductivité comme traceur de mélanges et de processus. Le sens de circulation de l'eau entre la gravière et la nappe a ainsi pu être identifié à l'échelle annuelle et à l'échelle saisonnière.

La quantification précise du bilan hydrique à l'échelle mensuelle par différentes approches (Equation (1), bilan de conductivité, isotopes stables de l'eau) devra être réalisée.

A terme, cela permettra de quantifier plus précisément le temps de résidence de l'eau, et de quantifier les flux d'eau entre la gravière et la nappe, voire avec les eaux de surface en cas d'inondation.

2. Dynamique de la stratification verticale de la gravière

La stratification thermique de la colonne d'eau a été suivie grâce à un dispositif constitué de trois sondes de températures immergées à 1 m, 2.5 m, et 5 m de profondeur. Les enregistrements (fréquence 15 ou 30 min) montrent que la colonne d'eau est mélangée d'août 2017 jusqu'au printemps 2018, et qu'une stratification s'établit progressivement entre la surface et le fond à partir d'avril 2018 (Figure 7). Un premier épisode de mélange de la colonne d'eau intervient en juillet 2018, suivi par une reprise de la stratification. La fin de la stratification est observée le 09/08/2018, lorsqu'un épisode de refroidissement de l'air et d'augmentation de la vitesse des vents est enregistré (données non montrées ici).

La conséquence de cette stratification sur le fonctionnement biogéochimique de la gravière est de compartimenter la colonne d'eau en deux couches qui vont difficilement se mélanger. Du printemps à l'été on observe ainsi une couche de surface qui s'étend sur 3 à 4 m d'épaisseur, et une couche de fond d'un à deux mètres d'épaisseur, plus froide d'environ 2 à 3 degrés. Ainsi pendant près de 4 mois, en période printanière et estivale, les modifications biogéochimiques générées par le fonctionnement de l'herbier et du sédiment ne se transmettent pas systématiquement vers la couche de surface, et les mesures de flux de CO₂ et CH₄ à l'interface eau-atmosphère de même que les calculs de métabolisme correspondent majoritairement à la couche de surface. Les comportements différents du CO₂ et du CH₄ par rapport à cette stratification seront discutés dans la suite du rapport.

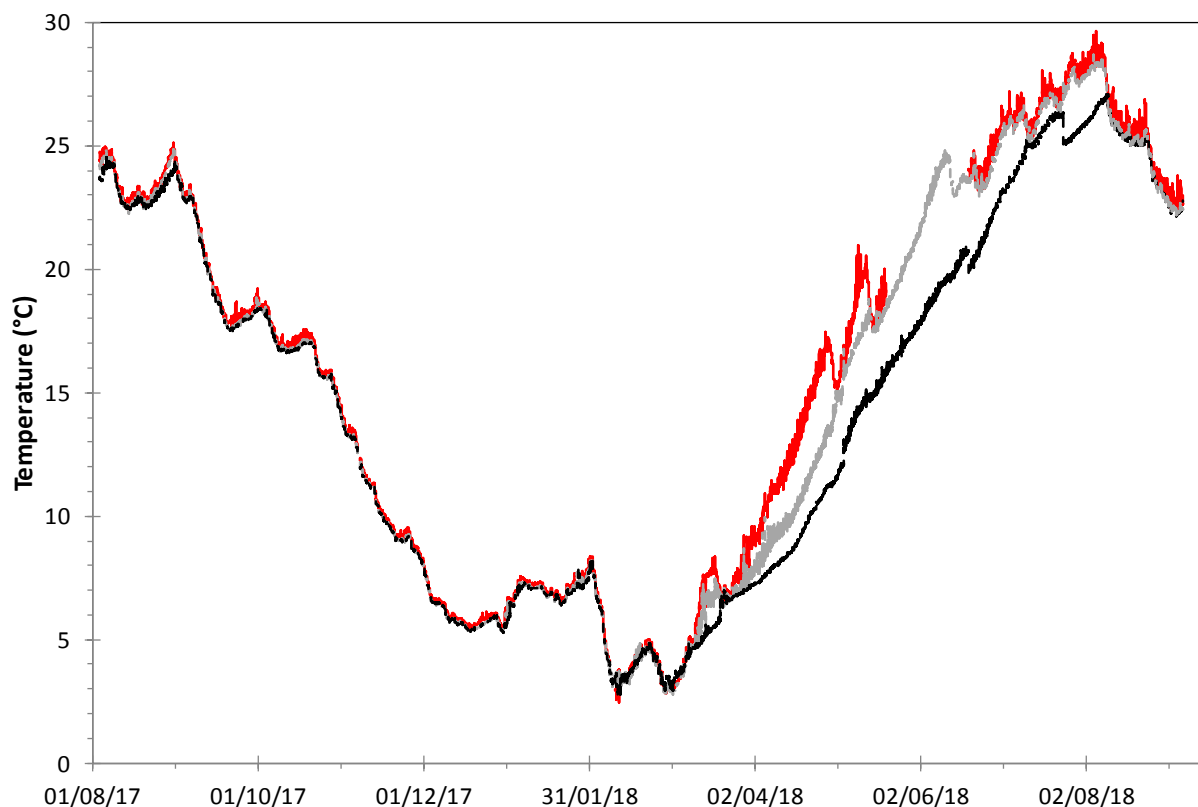


Figure 7. Températures de l'eau à trois profondeurs (1m rouge, 2.5m gris et 5m noir) dans la gravière de la Cocharde d'août 2017 à août 2018.

3. Flux de carbone à l'interface eau-air et métabolisme

3.1. Variabilité saisonnière des flux de CO₂ et de CH₄

3.1.1. Méthodes de détermination du CH₄ dissous et des flux de CH₄ et de CO₂ à l'interface eau-air :

Le méthane dissous a été analysé à partir d'échantillons d'eau recueillis avec une bouteille Niskin, immédiatement transférés dans des bouteilles en verre de 30 mL et empoisonnés avec 0,25 mL de solution saturée de HgCl₂. Le CH₄ dissous a été analysé par la méthode headspace et par chromatographie en phase gazeuse (GC) (Trace GC Ultra Thermo Scientific, équipé d'un détecteur FID) ; trois étalons de CH₄ (Messer) ont été utilisés pour établir la courbe d'étalonnage.

Les flux de CO₂ et de CH₄ à l'interface eau-air ont été déterminés par la méthode de la chambre flottante (CF) (Lambert et Fréchette, 2005). En résumé, l'évolution de la concentration de gaz dans le volume de la CF a été suivie par circulation d'air sur des détecteurs en ligne : Licor LI820 pour le CO₂ (détecteur NDIR) et capteur Panterra Neodym pour le CH₄ (détecteur à semi-conducteur). L'air de la chambre est pompé et circule en boucle de la CF aux détecteurs, puis est renvoyé dans la CF.

On obtient l'évolution temporelle de la teneur en CO₂ et CH₄ dans l'air de l'enceinte. Cette évolution suit une tendance linéaire dans la plupart des cas pour le CO₂, ce qui correspond au mode diffusif d'échange à l'interface eau-air. Cette tendance se retrouve également pour le CH₄ mais est ponctuée de décrochements correspondant à l'arrivée de bulles de gaz enrichi en méthane dans la chambre flottante. On peut donc discriminer la contribution diffusif de la contribution ébullitive pour ce gaz.

De plus, des échantillons d'air ont été prélevés dans la CF via un septum équipant la CF, au début et à la fin du déploiement (méthode Start-End) pour une analyse plus poussée du méthane par GC, afin de valider les données du détecteur de CH₄.

Le flux est déterminé à partir de la pente de l'évolution de la concentration en gaz en fonction du temps.

Les déploiements de CF ont été effectués en triplicat au moins, pendant env. 10 à 30 min, à différentes stations du lac et à différents moments de la journée et de la saison. Parallèlement aux déploiements de CF, d'autres paramètres ont été acquis : température de l'eau de surface, salinité, pH, température de l'air dans la CF, pression dans la CF et vitesse du vent. L'eau de surface (environ 5 cm de profondeur) a été échantillonnée pour l'analyse de l'alcalinité et du CH₄ dissous.

3.1.2. Flux de CO₂ et CH₄ à l'interface eau-air sur la gravière de la Cocharde :

Les déterminations de flux de CO₂ et CH₄ à l'interface eau-air ont été réalisées lors de chaque campagne de mesures soit environ toutes les 6 semaines, entre août 2017 et septembre 2018. D'août à novembre 2017, les mesures ont été réalisées sur deux stations : l'une située au sud de la gravière (COCH-1) et l'autre au nord (COCH-2). Les données ne montrant pas de différences significatives entre ces deux stations, elles ne sont pas différenciées dans les figures suivantes ou dans les calculs de flux moyen. Seule la station sud (COCH-1) a continué d'être suivie à partir de décembre 2017.

La Figure 8 donne les flux des deux gaz carbonés en fonction du temps, avec la barre d'erreur ($\pm 1\sigma$) par campagne. Les flux de CO₂ présentent des valeurs tantôt négatives, correspondant à une absorption de ce gaz par la gravière, tantôt positive dans le cas de l'émission. Durant la période estivale (juin à septembre), la gravière se comporte comme un puits de CO₂, alors qu'elle représente une source le restant de l'année, avec des fluctuations mensuelles importantes cependant. Les périodes d'absorption de CO₂ correspondent logiquement aux périodes où la photosynthèse est favorable compte tenu de l'éclairement. Inversement et logiquement également on observe une émission de CO₂ dans la période automne-hiver. Les valeurs obtenues en mai sont par contre surprenantes au premier abord, correspondant aux plus forts flux d'émission de toute la période et alors que la période est favorable à la photosynthèse.

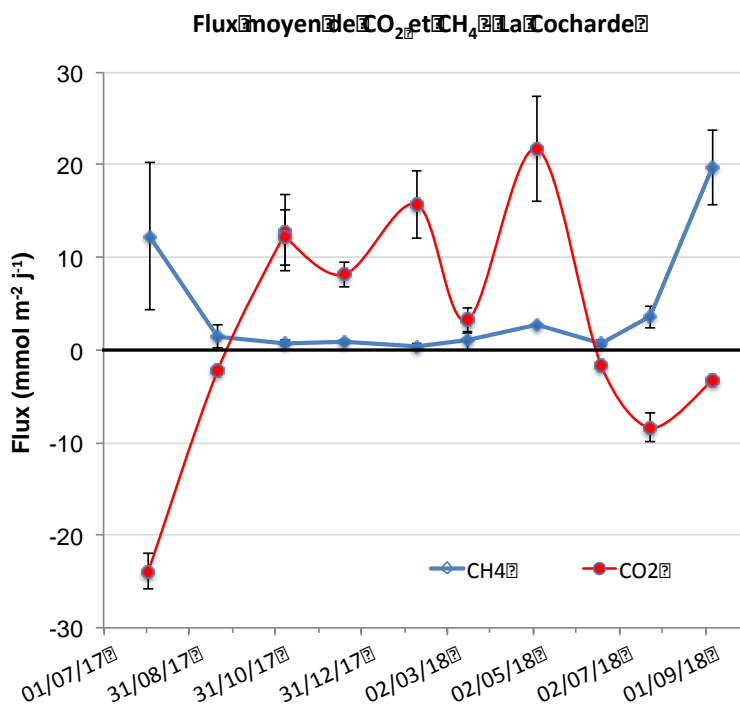


Figure 8. Flux moyen de CO₂ et CH₄, par campagne de mesures.

L'explication poussée de ces variations ne sera pas présentée dans ce rapport, mais il faut se souvenir que la gravière a été submergée par la crue de la Seine via la Grande Noue d'Hermé au cours de l'hiver 2018 (pic de crue le 1^{er} février). Il est possible que cette eau ait apporté une grande quantité de nutriments entre fin janvier et fin février-début mars, ce qui aurait favorisé le développement de la biomasse phytoplanctonique comme le suggèrent les valeurs de transparence de l'eau selon le disque de Secchi (Figure 9). On constate en effet que la transparence diminue notablement en février et mars par rapport aux 3 mois qui précèdent, traduisant très probablement un bloom planctonique (données de chlorophylle non disponibles), même si d'autres facteurs ne sont pas exclus, en particulier un apport de matières en suspension par la crue. Ce bloom s'effondre en mai 2018, la transparence de l'eau atteignant le fond de la gravière. Il est probable que la matière organique fabriquée lors du bloom de février-mars se soit partiellement minéralisée en mai. Cela est en accord avec d'une part les valeurs élevées de la pression partielle équilibrante en CO₂ (pCO_{2_eau}) mesurées en mai (env. 730 µatm) par rapport à mars (405 µatm), et par la légère mais significative augmentation des flux de méthane en mai (par rapport à mars et à juin).

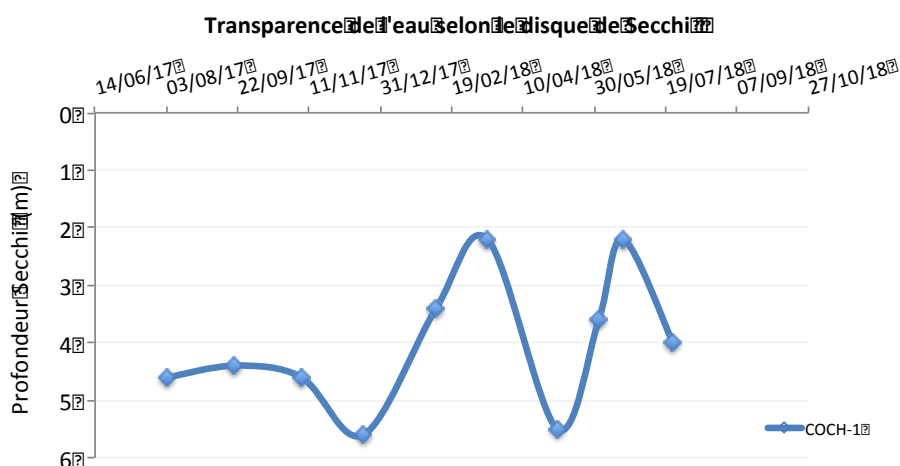


Figure 9. Profondeur de disparition du disque de Secchi.

On remarque que le méthane est émis tout au long de l'année, mais plus fortement au cours de l'été, période pendant laquelle au contraire le CO₂ est absorbé par la gravière. L'accumulation dans la zone profonde et sur le sédiment de matière organique produite à partir de la fin de l'hiver favorise la méthanogenèse. Les températures plus élevées et l'anoxie partielle observée au ras du fond pendant certaines périodes vont également en ce sens (anoxie dans la couche de fond – 50 derniers cm – en août 2017, suboxie en juin et septembre 2018 – données issues des profils réalisés à la sonde multiparamètres, non montrées). Pendant cette période estivale où la colonne d'eau peut être stratifiée, le méthane produit dans la couche de fond ou dans le sédiment superficiel remonte à travers la colonne d'eau jusqu'à l'interface eau-air par où il s'échappe du système, par des processus diffusifs et ébullitifs. Le CO₂, bien que produit également dans la couche profonde, ne présente en général qu'un mode de transport diffusif d'une part, et serait consommé plus efficacement par la photosynthèse dans la couche de surface d'autre part. Le méthane ne ferait que transiter dans la couche de surface, sans y être significativement consommé. Le comportement du CH₄ serait donc différent de celui du CO₂ ce qui expliquerait la différence observée en terme de flux (Figure 8).

A partir des données de la Figure 8 (10 campagnes réparties sur 399 jours), on peut calculer une valeur annuelle moyenne des flux de 4 mmol m⁻² j⁻¹ pour le CO₂ et de 3 mmol m⁻² j⁻¹ pour le CH₄. Les valeurs minimales et maximales déterminées sont respectivement de [-23,9 ; +21,7] et [0,4 ; 19,7] mmol m⁻² j⁻¹ pour ces deux gaz.

Le flux de CH₄, bien qu'un peu plus faible que celui du CO₂, est donc du même ordre de grandeur que ce dernier. Ces valeurs sont un peu supérieures à celles relevées pour des lacs peu profonds (0,2-1 mmol m⁻² j⁻¹ ; Bastviken *et al.*, 2008), ou du même ordre que les maxima observés sur des zones humides (4,2 mmol m⁻² j⁻¹ ; MacDonald *et al.*, 1998).

3.1.3. Relation flux de CO₂ – pCO₂ :

La Figure 10 montre les flux de CO₂ en fonction de la pCO₂ équilibrante de l'eau. On remarque que logiquement les flux sont positifs lorsque la pCO_{2_eau} est supérieure à la pCO₂ atmosphérique (env. 405 μatm), et inversement. Les points suivent globalement une tendance linéaire, hormis deux groupes de points correspondant respectivement aux données d'août 2017 (flux plus faibles que la tendance globale) et aux données de mai 2018 (flux plus forts). Ici encore, les développements seront limités dans le cadre de ce rapport concernant la discussion des ces écarts. L'influence du vent peut être écartée, aucune corrélation n'étant observée entre l'intensité du vent et celle des flux (données non montrées). Concernant les valeurs très négatives du flux de CO₂ en août 2017, l'explication est peut-être à rechercher du côté de l'influence du pH, et de son effet sur les flux via un paramètre additionnel appelé « chemical enhancement » (Morel, 1983). Le pH de l'eau de surface à cette époque était en effet le plus élevé de toute la série (pH 8,9 à 9,0), ce qui favorise l'absorption de CO₂.

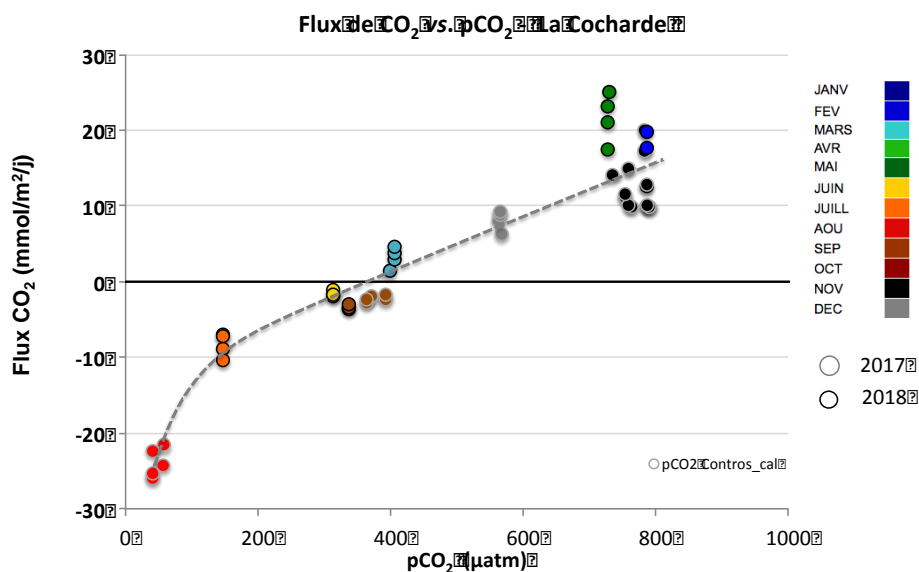


Figure 10. Flux de CO₂ en fonction de la pression partielle équilibrante de l'eau en CO₂.

Le flux de CO₂ à l'interface eau-air est théoriquement proportionnel à la différence de concentration entre la valeur expérimentale observée dans l'eau et la valeur à l'équilibre avec l'atmosphère (Equation 5). La constante de proportionnalité est le coefficient de réaération ou constante d'échange k (« piston velocity»); cette constante peut être comprise comme étant la hauteur d'eau s'équilibrant avec un gaz donné par unité de temps :

$$\text{Flux} = k \times ([\text{CO}_2]_{\text{eau_experim.}} - [\text{CO}_2]_{\text{eau_équil.}}) \quad (5)$$

où le flux est en mol m⁻² j⁻¹, [CO₂] en mol m⁻³, et k en m j⁻¹

On utilise aussi une autre relation dérivée de la précédente, mettant en jeu la différence de pressions partielle de CO₂ entre la couche de surface et l'air. Le passage de l'une à l'autre de ces relations implique la loi de Henry. On obtient la relation suivante :

$$\text{Flux} = k \times K_H \times (p\text{CO}_{2_eau_experim.} - p\text{CO}_{2_atm}) \quad (6)$$

où le flux est en mol m⁻² j⁻¹, pCO₂ en atm, K_H en mol m⁻³ atm⁻¹, et k en m j⁻¹

La constante de Henry est calculée en fonction de la température selon la relation de Weiss (1974) :

$$\ln K_H = -60,2409 + 93,4517 \times \frac{100}{T} + 23,3585 \ln \frac{T}{100} \quad (7)$$

où T est en kelvin.

Au moyen de ces relations et des données précédentes, il est possible de construire la Figure 11. On déduit de la pente de la tendance linéaire la valeur de la constante d'échange : $k = 0,927 \text{ m j}^{-1}$ ($R^2 = 0,796$). Cette valeur est de l'ordre de grandeur attendu pour le k_{600} (env. 1 m j^{-1}), selon Liss et Merlivat (1986) ou d'autres auteurs (Wanninkhof *et al.*, 1991 ; Nightingale *et al.*, 2000 ; Crusius *et al.*, 2003), pour des vents de l'ordre de $3,6$ à $4,4 \text{ m s}^{-1}$ (soit des vents plus forts que ceux mesurés sur site). En retirant de la série les deux périodes qui sortent de la tendance (août 2017 et mai 2018), la corrélation donne un coefficient $k = 0,68 \text{ m s}^{-1}$ ($R^2 = 0,942$) ce qui correspond à des vents un peu plus faibles (3 à 4 m s^{-1} selon les relations utilisées) ; le coefficient k est encore un peu fort cependant. Il est à noter cependant que les relations empiriques utilisées pour le calcul de k_{600} ne s'appliquent pas de façon univoque et qu'elles peuvent être site-dépendantes. Le jeu de données sera ultérieurement retraité de façon plus exhaustive, en incluant l'effet thermique, du pH, et l'application au méthane.

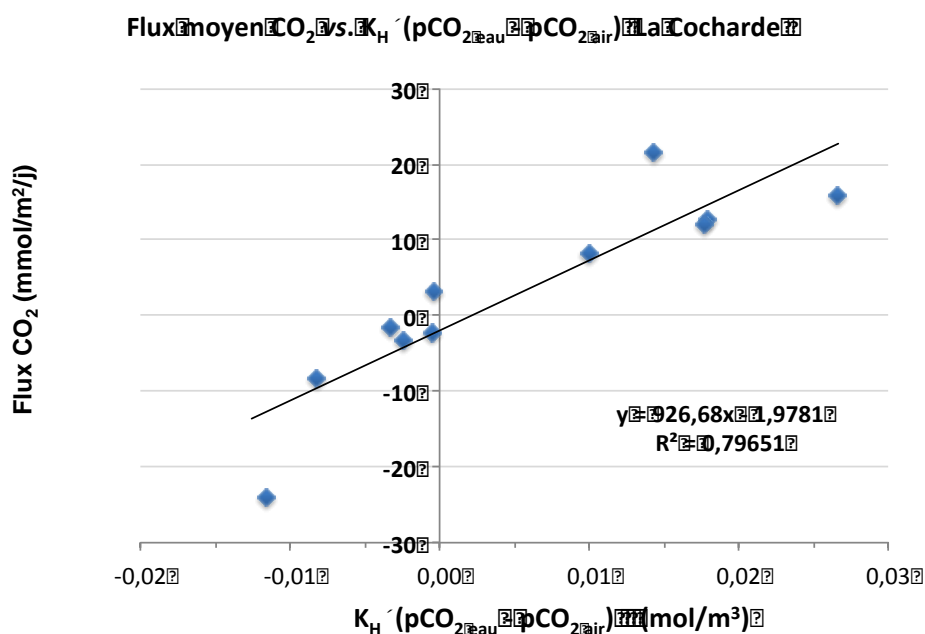


Figure 11. Flux de CO_2 en fonction des valeurs du terme $K_H \times (p\text{CO}_{2\text{eau_experim.}} - p\text{CO}_{2\text{atm.}})$.

3.2. Mesure haute fréquence de $p\text{CO}_2$

3.2.1. Mesure *in situ* de la $p\text{CO}_2$ équilibrante des eaux – Sonde Contros HydroC CO_2

La sonde Contros (Figure 12) acquise par l'équipe de BioGéochimie Environnementale de l'IPGP a été utilisée et testée à partir d'avril 2016, dans différentes situations (différents sites, différentes saisons, en surface ou en profondeur). Elle est reliée au PC qui pilote la sonde par un câble électroporteur de 30 m permettant la réalisation de profils jusqu'à cette profondeur et de visualiser en direct les données. La sonde a été également utilisée en mode autonome et déploiement en continu sur la gravière de la Cocharde en juillet et août 2018, alimentée par une batterie reliée à un panneau solaire. La série temporelle s'étend sur 35 jours, l'intervalle de mesure est de 2 heures. Dans le même temps des mesures HF d'oxygène dissous on également été acquises (fréquence 30 min).



Figure 12. Sonde Contros HydroC CO₂, équipée sur cette photo de la pompe externe et sa crépine d'aspiration d'eau (cuivrée), et du carter (blanc) abritant la membrane semi-perméable au CO₂.

Principe : Cette sonde fonctionne selon le principe d'un équilibrateur à CO₂ : une membrane semi-perméable en dérivé de silicone sépare la phase aqueuse (le milieu aquatique naturel par ex.) d'une phase gazeuse contenue dans la sonde. Cette membrane permet l'équilibre entre le CO₂ dissous et le CO₂ gazeux qui est quantifié au moyen d'un capteur à IR placé dans la sonde (la circulation de l'air dans la sonde est assurée par une petite pompe qui amène le gaz dans le capteur).

Afin d'accélérer l'équilibration, l'eau est projetée sur la membrane par une pompe externe (utilisation en mode profil notamment).

En mode déploiement continu en point fixe, cette pompe n'est pas indispensable (et peut être retirée pour minimiser la consommation d'énergie) ; la membrane est alors directement exposée milieu extérieur (carter retiré).

La sonde est munie d'un thermomètre et d'un hygromètre interne, mesurant l'humidité relative de la phase gazeuse afin de corriger le signal IR de la contribution de la vapeur d'eau. Les valeurs de sortie sont exprimées en ppm de CO₂ et en pCO₂.

Quatre étalonnages de la sonde ont été réalisés au laboratoire (oct. et déc. 2016, avril 2018, juste avant et après changement de la membrane semi-perméable au CO₂).

3.2.2. Suivi continu de la pCO₂ équilibrante des eaux dans la gravière de la Cocharde

Pendant la durée des mesures, l'allure de la courbe de pCO₂ permet nettement de distinguer deux périodes (Figure 13). La première période dure 15 jours (du 24/07/2018 au 08/08/2018) ; au cours de celle-ci l'eau de surface, avec une valeur moyenne de pCO₂ de 120 μ atm, est sous saturée vis-à-vis de l'atmosphère. Quelques oscillations journalières de faible amplitude (variation de 30 μ atm entre min. et max.) sont visibles, mais ce n'est pas le cas la majorité du temps. La seconde période débute le 09/08/2018 et va durer trois semaines. Le 09/08/2018, suite à un coup de vent et un refroidissement de l'atmosphère, la colonne d'eau s'est complètement mélangée, mettant fin à une période de stratification thermique de plusieurs semaines. (cf. section 2). Le mélange vertical a conduit à faire augmenter brutalement la pCO₂ de la couche de surface. Puis, au long de cette seconde période la pCO₂ a augmenté lentement. La valeur moyenne est de 370 μ atm, légèrement sous la saturation. Toutefois des oscillations journalières d'amplitude importantes (environ 200 μ atm) sont visibles la plupart du temps. Ces oscillations montrent que la pCO₂ dépasse régulièrement la valeur de la saturation avec l'atmosphère. Le calcul du taux de saturation vis-à-vis de l'atmosphère révèle que pour cette seconde période l'eau est sursaturée 25% du temps. L'information essentielle qu'apportent ces mesures consiste dans la dynamique très forte de la pCO₂ dans cet écosystème. Le sens et l'intensité du flux de CO₂ à l'interface eau atmosphère dépendent directement de la valeur de la pCO₂ dans l'eau de surface. Ainsi sur cette seconde période de 3 semaines, le sens du flux de CO₂ est dirigé 75% du temps de l'air vers l'eau (dissolution), et 25% du temps de l'eau vers l'air (dégazage). La gravière se comporte donc alternativement comme un puits et comme une source de CO₂ pour l'atmosphère, avec des changements de sens qui interviennent sur un cycle journalier.

Ces mesures à haute fréquence révèlent que pour cet écosystème, l'établissement d'un bilan carbone CO₂ basé uniquement sur des mesures ponctuelles sera difficile à établir de manière robuste. Sur cet exemple de

trois semaines en août 2018, les oscillations de $p\text{CO}_2$ atteignent leurs maxima entre 03:00 et 09:00 TU, en franchissant la saturation la moitié des jours. En effectuant une mesure de flux dans cette fenêtre, le résultat une fois sur deux aurait été un flux de dégazage. Alors qu'en dehors de cette fenêtre, toute mesure fournira un résultat de flux en dissolution. Il est évident qu'une méthodologie basée sur un échantillonnage discret pour caractériser un phénomène oscillatoire périodique nécessite de grandes précautions. Mais dans le cas du CO_2 sur la Cocharde, ces mesures HF montrent qu'en plus d'être périodique, le processus est susceptible d'osciller autour de l'équilibre avec l'atmosphère, ce qui conduit à inverser le sens des flux au cours de la période. A ce stade nous ne disposons que d'une seule série temporelle portant sur 5 semaines de mesures. Nous devons acquérir d'autres séries temporelles HF de $p\text{CO}_2$ pour caractériser cette variabilité journalière.

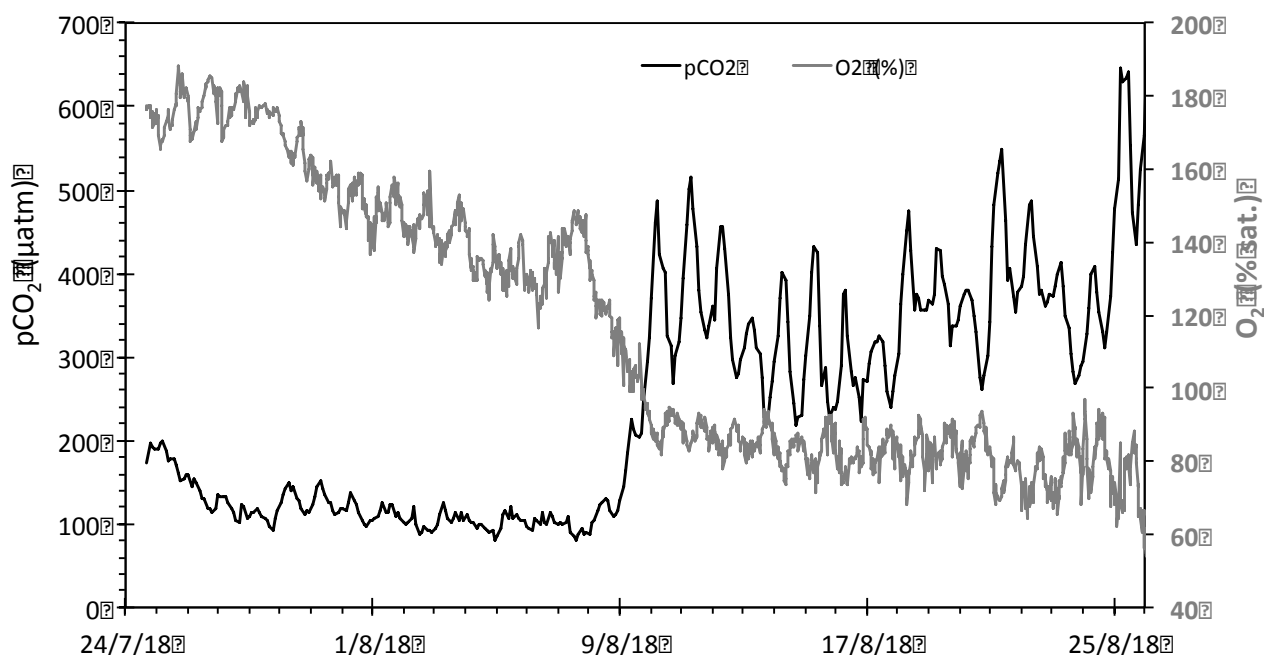


Figure 13. Mesure haute fréquence de la $p\text{CO}_2$ (en noir) et de l' O_2 (en gris) dans l'eau de surface dans la Cocharde en juillet et août 2018.

3.3. Couplage $p\text{CO}_2$ et métabolisme

En théorie, les variations journalières de $p\text{CO}_2$ doivent s'effectuer selon un cycle en opposition de phase avec les variations d'oxygène dissous. Ce comportement est parfaitement vérifié sur la Cocharde. A titre d'exemple la Figure 14 présente une semaine de mesure avec des oscillations marquées qui témoignent de l'opposition de phase des variations d' O_2 et de CO_2 . Les maxima de $p\text{CO}_2$ sont enregistrés entre 05h00 et 09h00 TU, au moment où les minima d' O_2 sont mesurés. Cela correspond à la fin de la nuit lorsque le métabolisme de l'écosystème a fonctionné en mode respiration dominante (production maximum de CO_2) pendant toute la phase non éclairée. Les minima de $p\text{CO}_2$ sont mesurés entre 17h00 et 19h00 TU, alors que le métabolisme de l'écosystème a fonctionné en autotrophie dominante (consommation de CO_2) pendant toute la phase éclairée.

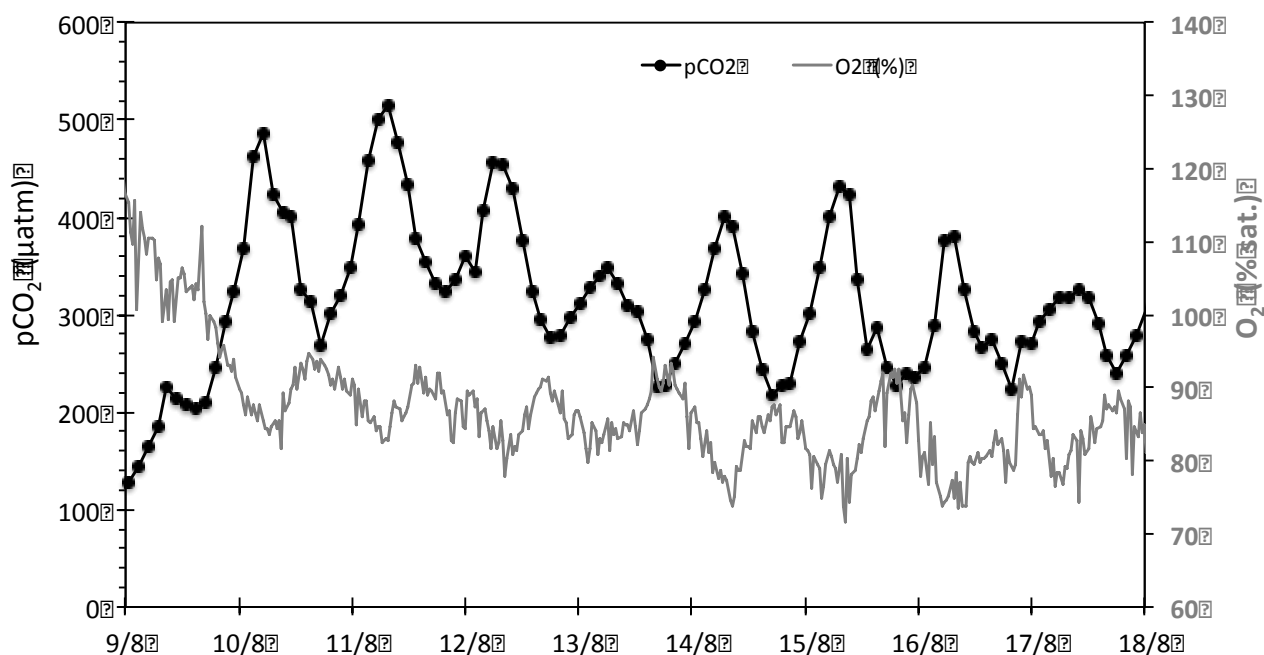


Figure 14. Zoom sur 8 jours de mesures HF de $p\text{CO}_2$ et O_2 dans l'eau de surface dans la Cocharde en août 2018.

Sur cette période de 5 semaines, nous avons utilisé le code R LakeMetaboliser (Winslow *et al.*, 2016) afin de calculer pour chaque jour les 3 grandeurs du métabolisme (ER : Ecosystem Respiration, GPP : Gross Primary Production, NEP : Net Ecosystem Production). Les variables d'entrées nécessaires sont température de l'eau, oxygène dissous, vitesse du vent, profondeur de la couche mélangée. Température et O_2 ont été mesurés à la fréquence de 30 min, les données de vitesse du vent proviennent de la station météo flottante HOBO installée sur la gravière en décembre 2017, la profondeur de la couche mélangée est calculée à partir de la stratification thermique verticale (section 2).

La Figure 15 présente d'une part l'ensemble des valeurs de NEP journalières, et d'autre part les valeurs de NEP et de GPP moyennées sur deux périodes distinctes. Pour la première période de 2 semaines (24/07/2018 - 09/08/2018), presque toutes les valeurs de NEP sont positives (NEP moyenne de $0,5 \text{ gO}_2 \text{ m}^{-3} \text{ j}^{-1}$). Cela signifie que le bilan de fonctionnement net de la gravière est autotrophe. Au cours de cette même période, la $p\text{CO}_2$ est toujours inférieure à la saturation atmosphérique, le flux de CO_2 à l'interface s'établit toujours de l'atmosphère vers la gravière (Figure 14).

Pour la seconde période qui dure 3 semaines (09/08-26/08/2018), les valeurs de NEP sont majoritairement négatives, la NEP moyenne vaut $-0,4 \text{ gO}_2 \text{ m}^{-3} \text{ j}^{-1}$. Cela signifie que le fonctionnement de l'écosystème est hétérotrophe, avec production nette de CO_2 . Pour cette période la $p\text{CO}_2$ est plus élevée (Figure 13), et la gravière fonctionne à 25% du temps comme une source et 75% du temps comme un puits. A cette période (septembre 2018) le flux de CO_2 mesuré ponctuellement par chambre est dans le sens du pompage. Cela montre à quel point il peut être délicat d'échantillonner un phénomène oscillatoire. La mesure HF de O_2 montre que le métabolisme est hétérotrophe à l'échelle journalière, la mesure HF de $p\text{CO}_2$ indique des oscillations autour de l'équilibre avec des flux alternant en émission et en pompage. A cette période précise, la mesure ponctuelle par chambre extrait une valeur au sein d'une oscillation.

Ainsi, sur ces 5 semaines, lorsque la colonne d'eau est stratifiée, le métabolisme est dominé par l'autotrophie ($\text{NEP} > 0$), la $p\text{CO}_2$ est faible et l'eau est sous-saturée vis-à-vis de l'atmosphère. Ces observations sont reliées à la couche de surface, avec dominance des processus liés à la production primaire phytoplanctonique. A contrario lorsque la colonne d'eau est mélangée, le métabolisme est hétérotrophe ($\text{NEP} < 0$), la $p\text{CO}_2$ est plus élevée, oscillant autour de la saturation atmosphérique. Ce comportement biogéochimique intègre ici l'ensemble de l'écosystème, couche de surface et couche de fond avec sédiment et herbier.

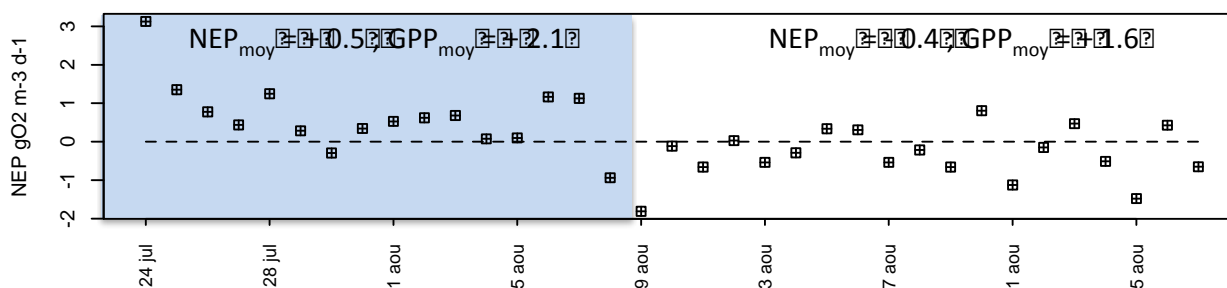


Figure 15. Valeurs de NEP (Net Ecosystem Production) sur la Cocharde en juillet-août 2018, et valeurs moyennes de NEP et GPP. Deux périodes sont distinguées selon les mesures HF de pCO₂: sur fond bleu les valeurs de pCO₂ sont faibles et très sous-saturées, sur fond blanc les valeurs de pCO₂ oscillent autour de l'équilibre.

4. Conclusions et perspectives

La quantification du bilan hydrique et du fonctionnement hydrologique de la gravière est un préalable nécessaire à l'étude de son fonctionnement métabolique. Les données météorologiques permettent de déterminer le flux net résultant des précipitations et de l'évaporation. Les variations de hauteur d'eau dans la gravière s'expliquent alors par le bilan entre ce flux « météorologique » net et celui associé aux eaux souterraines, ainsi qu'aux eaux de surface en période de crue. A l'échelle annuelle, la gravière de la Cocharde est ainsi alimentée par les eaux souterraines. A l'échelle saisonnière, l'intensité et le sens du flux gravière-nappe sont variables.

L'occurrence de la crue de la Seine en janvier 2018 a entraîné une forte perturbation transitoire de ce fonctionnement hydrologique, ainsi que des perturbations du fonctionnement biogéochimique, qui peuvent en partie être identifiées par le suivi haute fréquence et les campagnes basse fréquence. L'étude de l'impact de tels événements extrêmes sur le fonctionnement hydro-biogéochimique de la gravière devra être poursuivie et affinée.

La mesure directe des flux de CO₂ et de CH₄ par la méthode de la chambre flottante, avec un pas de temps de 6 semaines environ, permet d'estimer les émissions nettes de ces deux gaz par la gravière de la Cocharde à l'échelle annuelle. A l'échelle saisonnière, les flux varient en intensité et en sens. En période estivale, la colonne d'eau étant stratifiée, l'intensité des flux de méthane augmente alors que le CO₂ est pompé par la gravière. Ces effets contrastés seraient dû au fonctionnement en deux couches du plan d'eau, combinant une minéralisation anaérobie pour le compartiment benthique (libérant du méthane capable de remonter jusqu'à l'interface eau-air) tandis qu'une forte activité photosynthétique a lieu dans la couche superficielle (consommant le CO₂ y compris celui diffusant depuis la couche profonde).

La première série temporelle haute fréquence de pression partielle de CO₂ dans l'eau a été acquise dans la gravière de la Cocharde en juillet-août 2018. Cette méthodologie innovante ouvre de nombreuses perspectives pour la compréhension du fonctionnement métabolique et du cycle du carbone. La dynamique mesurée du CO₂ dissous est cohérente avec celle de l'oxygène dissous et du métabolisme qui en est déduit. La mesure du pH en continu reste cependant nécessaire pour aller plus loin et estimer le métabolisme à partir de pCO₂. Le bilan carbone devra encore être affiné avec les données relatives à la chimie du système calco-carbonique et aux isotopes stables, en particulier pour quantifier les flux de précipitation de calcite.

L'étude de la gravière de la Cocharde doit être mise en perspective avec celle réalisée en 2017 (Jézéquel et Guillon, 2017) sur les gravières G4 et G5, situées plus en aval dans la plaine de la Bassée, et plus proches de la Seine. Les moyennes annuelles et les dynamiques des flux de CO₂ et de CH₄ sont au premier ordre comparables, mais les fonctionnements biogéochimiques diffèrent. La représentativité de la gravière de la Cocharde devra ainsi être étudiée plus précisément, à l'aide de campagnes de mesure et de suivi sur d'autres gravières de la Bassée.

Remerciements

Nous remercions l'équipe de la Réserve Naturelle de la Bassée à Gouaix pour leur accueil et les facilités logistiques sur place. Merci également aux étudiants Julian Guerrero et Hala Ibrahim pour leurs contributions, et à Gurvan Lefaucheur (Univ. Paris 7), pour les analyses de méthane en GC.

Bibliographie

Bastviken, D., J. J. Cole, M. L. Pace and M. C. Van de Bogert (2008). Fates of methane from different lake habitats: Connecting whole-lake budgets and CH₄ emissions. *Journal of Geophysical Research* 113(G02024): 1-13.

Crusius, J. and R. Wanninkhof (2003). Gas transfer velocities measured at low wind speed over a lake. *Limnology and Oceanography* 48(3): 1010-1017

Jézéquel, D., Guillon, S. (2017). Projet DEGASE : Variabilité temporelle et spatiale des flux de CO₂ et CH₄ et du métabolisme dans deux gravières de la Bassée. PIREN-Seine - Phase VII - Rapport 2017.

Jost, A., Wang, S., Labarthe, B. and Flipo, N. (2017) Impact hydrodynamique des gravières dans la plaine alluviale de la Bassée, PIREN-Seine - Phase VII - Rapport 2017, p. 14.

Lambert, M. and J.-L. Fréchette (2005). Analytical techniques for measuring fluxes of CO₂ and CH₄ from hydroelectric reservoirs and natural water bodies. *Greenhouse Gas Emissions—Fluxes and Processes: Hydroelectric Reservoirs and Natural Environments*, Environ. Sci. Ser. A. Tremblay, L. Varfalvy, C. Roehm and M. Garneau (Eds). Berlin, Springer

Liss, P. S. and L. Merlivat (1986). Air-sea gas exchange rates: Introduction and synthesis. *The role of air-sea exchange in geochemical cycling*, Springer: 113-127

MacDonald, J., D. Fowler, K. Hargreaves, U. Skiba, I. Leith and M. Murray (1998). Methane emission rates from a northern wetland; response to temperature, water table and transport. *Atmospheric Environment* 32(19): 3219-3227.

McMahon, T.A., Peel, M.C., Lowe, L., Srikanthan, R. and McVicar, T.R. (2013) Estimating actual, potential, reference crop and pan evaporation using standard meteorological data: a pragmatic synthesis. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 17, 1331-1363.

Mollema, P.N. and Antonellini, M. (2016) Water and (bio)chemical cycling in gravel pit lakes: A review and outlook. *Earth-Science Reviews* 159, 247-270.

Morel, F. M. M. (1983). *Principles of Aquatic Chemistry*. New York, J. Wiley and Sons. Chemical enhancement (p 167-173).

Nightingale, P. D., G. Malin, C. S. Law, A. J. Watson, P. S. Liss, M. I. Liddicoat, J. Boutin and R. C. Upstill-Goddard (2000). In situ evaluation of air-sea gas exchange parameterizations using novel conservative and volatile tracers. *Global Biogeochemical Cycles* 14(1): 373-387

Wanninkhof, R., J. Ledwell and J. Crusius (1991). Gas Transfer Velocities on Lakes Measured with Sulfur Hexafluoride. *Air-Water Mass Transfer*. S. C. Wielhlems and J. S. Gulliver, American Society of Civil Engineering: 413-43

Weiss, R. F. (1974). Carbon dioxide in water and seawater: the solubility of a non-ideal gas. *Marine Chemistry* 2(3): 203-215

Winslow, L.A., Zwart, J.A., Batt, R.D., Dugan, A.H., Woolway, R.I., Corman, J.R., Hanson, P.C., Read J.S. (2016). LakeMetabolizer: An R package for estimating lake metabolism from free-water oxygen using diverse statistical models. *Inland Waters*, Vol 6, No 4. 622-636.