

Projet DEGASE : Variabilité temporelle et spatiale des flux de CO₂ et CH₄ et du métabolisme dans deux gravières de la Bassée

Didier Jézéquel^{1*}, Sophie Guillon²

¹ Institut de Physique du Globe de Paris, Sorbonne Paris Cité, Univ Paris Diderot, UMR 7154 CNRS, F-75005 Paris, France

² MINES ParisTech, PSL Research University, Centre de Géosciences, 77300 Fontainebleau

* jezequel@ipgp.fr

Résumé

Le fonctionnement biogéochimique des annexes hydrauliques des plaines alluviales, et plus particulièrement le cycle du carbone et les flux de CO₂, sont encore assez mal connus et mal pris en compte dans les bilans de gaz à effet de serre. Un dispositif de suivi, comprenant la mesure directe des flux de CO₂ et de CH₄, celle des concentrations en gaz dissous ainsi que le suivi continu des concentrations en O₂ dissous, a été déployé sur une gravière dans l'emprise du méga casier de la plaine de la Bassée en 2016-2017, et est redéployé sur la gravière de la Cocharde dans la Réserve Naturelle de la Bassée depuis août 2017.

La gravière du méga-casier présente une évolution saisonnière du métabolisme, avec une photosynthèse et une respiration fortes du printemps à l'automne et un bilan globalement autotrophe conduisant à un pompage net de CO₂. En automne, le métabolisme est ralenti avec une émission de CO₂. Le CH₄ quant à lui émis toute l'année par la gravière, suite à la fermentation méthanique se produisant en surface du ou/et dans le sédiment. Les deux sites présentent des métabolismes et des états trophiques contrastés. La variabilité saisonnière du métabolisme de la gravière de la Cocharde n'a pas encore été déterminée. Le métabolisme est calculé à partir des chroniques haute-fréquence d'oxygène dissous, en accord avec les flux de CO₂ mesurés. Les différentes variables biogéochimiques et isotopiques associées au carbone inorganique seront intégrées pour construire un modèle conceptuel du métabolisme des gravières. Les processus à l'origine des flux de C, et en particulier l'importance du carbone inorganique issu de la dissolution de la calcite et la connexion avec les eaux souterraine, sont également identifiés.

1 Etude des gravières G4 et G5 dans l'emprise du méga casier Seine Grand Lac

Le projet DEGASE s'était initialement concentré sur l'étude des gravières G4 et G5, suivies également dans le cadre des études hydrologiques du PIREN Seine. Les gravières G4 et G5 sont situées dans l'emprise prévue du méga casier Seine Grand Lac (Figure 1), projet visant à écrêter encore un peu plus les crues de la Seine. Cinq campagnes de prélèvements et de mesure des flux de CO₂ et CH₄ à l'interface eau-atmosphère ont été réalisées entre juin 2016 et février 2017. En plus de fournir des éléments de compréhension du métabolisme et des flux de gaz à effet de serre (GES) de ces gravières, le dispositif de suivi DEGASE a été validé, avec en particulier le déploiement d'un capteur de mesure *in situ* de la pression partielle en CO₂ dissous. Le suivi a malheureusement dû être arrêté et les instruments retirés en mars 2016, certains des copropriétaires du site ayant manifesté leur désaccord à la poursuite de l'étude.

1.1 Présentation des gravières G4 et G5

Les gravières G4 et G5 sont situées sur la commune de Balloy et à proximité d'Egigny (Figure 1), à proximité immédiate de la Seine mais sans y être directement connectées. Les caractéristiques principales sont récapitulées dans la

Tableau 1. Les deux gravières sont connectées entre elles au niveau d'un seuil. Elles sont relativement anciennes, G4 étant la plus ancienne.

Ces deux gravières ont déjà été étudiées dans la thèse de Schanen (1998). La connexion des gravières avec les eaux souterraines et le fonctionnement biogéochimique avaient en particulier été étudiés, grâce à des campagnes de prélèvements mais aussi à de la modélisation hydrogéologique et à des expériences de traçage.

Tableau 1. Dimensions, profondeur et date de création pour les gravières G4 et G5 (d'après Schanen, 1998)

Gravières	G4	G5
Prof moyenne (m)	3	3.2
Prof maximale (m)	4.8	6
Surface (ha)	25.7	13.5
Date création	1965	1993
Macrophytes	Oui	Non

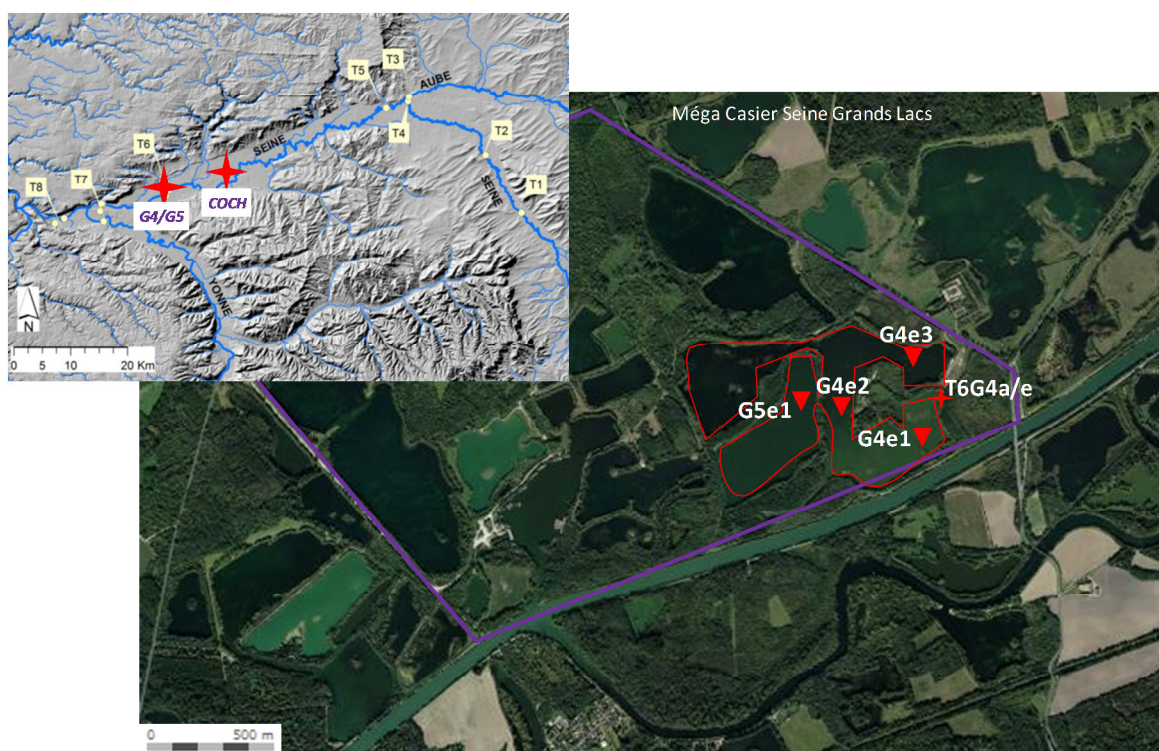


Figure 1. Localisation des 2 sites d'étude (G4/G5 et Cocharde) dans la plaine alluviale de la Bassée, et localisation des 4 points de mesure dans les gravières G4 et G5.

Tableau 2. Localisation et profondeur des 4 points de mesure dans les gravières G4 et G5

	G4e1	G4e2	G4e3	G5e1
GPS	N 48° 24' 38.0'' E 3° 08' 17.8''	N 48° 24' 45.3'' E 3° 08' 01.8''	N 48° 24' 47.6'' E 3° 08' 18.2''	N 48° 24' 41.3'' E 3° 07' 53.9''
Prof (m)	3.5	5.5	3.0	4.6

1.2 Récapitulatif des campagnes de suivi

Trois stations de suivi ont été établies dans la gravière G4, et une dans G5, afin d'identifier une possible variabilité spatiale (Figure 1 et Tableau 2). La station G4e2, la plus profonde, a été suivie pour toutes les campagnes sauf la première, les autres stations ont été suivies pour 2 ou 3 campagnes.

Lors de chaque campagne de mesure, des mesures de flux de CO_2 et de CH_4 en surface ont été réalisées par la méthode de la chambre flottante.

Des prélèvements d'eau ont été réalisés à 3 profondeurs (surface, milieu de la colonne d'eau, et fond), pour l'analyse ultérieure au laboratoire (IPGP) des ions majeurs, des nutriments (nitrates, phosphates, silice dissoute), de l'alcalinité, des isotopes stables de l'eau, des isotopes du carbone dans le carbone inorganique dissous (DIC), du carbone organique dissous (COD), du méthane dissous, ainsi que de la teneur et composition des matières en suspension (MES). Seule une partie des analyses de laboratoire ont actuellement été réalisées à ce jour et seront présentées ici.

La profondeur de disparition du disque de Secchi a été mesurée indépendamment par deux opérateurs, pour estimer la profondeur de pénétration de la lumière. Cet aspect est précisé par les mesures du rayonnement photosynthétiquement actif (PAR) réalisées au moyen d'une sonde nke dans la colonne d'eau.

Des profils verticaux de paramètres physico-chimiques (température, conductivité spécifique, pH, potentiel redox et oxygène dissous) ainsi que de turbidité ont été réalisés depuis le bateau. Les capteurs ayant un temps d'équilibration de l'ordre de la minute, la vitesse de descente peut être relativement rapide, avec une durée d'environ 15 à 30 min pour un profil quasi continu de 5 m.

Des profils de concentration en CO_2 dissous ont également été effectués avec le capteur Contros HydroC- CO_2 . Le temps de stabilisation de la mesure étant de plusieurs minutes pour ce capteur, une mesure était réalisée tous les mètres de profondeur.

Un suivi continu des paramètres physico-chimiques et de l'oxygène dissous à 1 m sous la surface a été réalisé pour les stations G4e2 et G5e1, avec un pas de temps de 30 min. Des périodes d'absence de données existent cependant, en raison de la durée de vie limitée des batteries et de dysfonctionnements.

1.3 Mesure *in situ* de la teneur en CO_2 dissous avec le capteur Contros HydroC- CO_2

1.3.1 Présentation du capteur et de ses performances

Le capteur CONTROS HydroC- CO_2 (Konsberg), disponible sur le marché depuis seulement quelques années et encore assez peu documenté dans la littérature, permet la mesure *in situ* directe de la concentration en CO_2 dissous dans l'eau, qui n'était avant qu'estimée à partir de la mesure du pH et de l'alcalinité sur un échantillon d'eau.

Le principe de la mesure consiste à équilibrer les gaz dissous (dont le CO_2) avec un compartiment gaz clos dans l'instrument, où la mesure de concentration en CO_2 est réalisée de manière classique par un analyseur infra-rouge équipé d'une petite pompe de circulation. L'équilibration est réalisée à travers un disque de membrane poreuse hydrophobe. Le capteur est également équipé d'un circuit interne contenant un composé capable de piéger le CO_2 , ce qui permet de faire un étalonnage du zéro.

Les paramètres de mesure, fréquence de mesure du zéro, durée d'équilibration, restent assez mal contraints, et les protocoles fournis par défaut par le constructeur sont utilisés.

La gamme de mesure annoncée s'étend de 200 à 1000 $\mu\text{atm CO}_2$ (une partie des mesures réalisées dans les gravières sortent de cette gamme, par le haut comme par le bas). La justesse annoncée est de 1% de la mesure.

Une pompe externe permet de renouveler en permanence l'eau en face de la membrane, afin d'accélérer la mise à l'équilibre, avec un temps de réponse annoncé par le constructeur de 60 secondes. Les mesures de profils verticaux dans les gravières montrent qu'une durée minimum de 5 min par profondeur est nécessaire pour atteindre une mesure stabilisée.

Pour des mesures en équilibration passive, le temps d'équilibration n'a pour le moment pas été déterminé, et doit être de l'ordre de 10 à 30 min.

La membrane permettant l'équilibration entre le CO_2 dissous et le head space où la mesure IR est réalisée doit être changée régulièrement, car elle est progressivement colmatée par des particules en suspension ainsi que du biofilm. La fréquence recommandée pour ce changement est d'environ 1 mois, mais la potentielle dégradation des performances au cours du temps n'est pas documentée.

A terme, le capteur sera déployé en mode passif dans la gravière pour la mesure du CO_2 dissous en continu en sub-surface, au niveau d'une plateforme flottante où seront installés une batterie et un panneau solaire et son régulateur de tension. La consommation électrique du capteur est en effet relativement importante, et l'utilisation de pack de batteries apparaît coûteuse et moins fiable.



Figure 2 : Capteur Contros HydroC-CO₂ pour la mesure *in situ* de la concentration en CO₂ dissous, dans le dispositif d'étalonnage au laboratoire.

1.3.2 Protocole d'étalonnage

L'instrument est calibré d'usine, et le manuel indique qu'il n'est pas nécessaire de le recalibrer en dehors des retours usine pour maintenance tous les 1 à 2 ans. Les mesures de concentration en CO₂ par absorption infra-rouge sont par ailleurs réputées relativement stables. Cependant, étant donné le faible retour d'expérience sur ce capteur, et afin de contrôler la justesse des mesures et la dérive de ce nouvel instrument, un protocole d'étalonnage au laboratoire a été mis en place, incluant des mesures en phase gazeuse et aqueuse.

Une possibilité d'étalonnage en phase gazeuse a été envisagée et testée. Des bouteilles de gaz comprimé de teneur en CO₂ connue sont utilisées pour balayer une enceinte étanche (Figure 2) dans laquelle est situé le capteur (dans ce cas sans la pompe de circulation externe qui ne fonctionne que dans l'eau). Cette méthode a l'avantage d'être aisée à mettre en œuvre, mais s'éloigne du mode de fonctionnement normal du Contros, en phase aqueuse. Un retour d'expérience du constructeur sur ce protocole pourrait être intéressant.

Le protocole d'étalonnage en phase aqueuse, illustré en Figure 2, consiste en un cylindre étanche, de volume 10.7 L en eau, rempli d'eau du robinet et dans lequel le capteur muni de sa pompe externe est installé. La mesure de concentration en CO₂ dissous du Contros est comparée à la valeur calculée à partir de la mesure *in situ* du pH (électrode pH, WTW) et de la titration de l'alcalinité sur un échantillon prélevé et filtré.

Pour explorer d'autres teneurs en CO₂ dissous, des ajouts de soude (Na⁺, HO⁻) sont réalisés dans l'eau du cylindre d'étalonnage. La soude constitue un apport d'alcalinité et augmente le pH, mais le DIC restant constant, le CO₂ dissous (H₂CO₃) diminue. Ceci permet d'obtenir des valeurs de pCO₂ entre l'état initial (celui de l'eau du robinet), et de très faibles pCO₂ si le pH est élevé à l'issue des ajouts. La démarche inverse, non testée, peut être réalisée par ajout d'un acide fort (HCl par ex.) ce qui permet d'atteindre de fortes valeurs de pCO₂.

Deux étalonnages ont été réalisés, du 10 au 12 octobre et du 30 novembre au 2 décembre 2016. Les résultats des deux étalonnages sont présentés en Figure 3. Pour le second étalonnage, l'eau du robinet utilisée avait un pH initial de $7,70 \pm 0,01$ et une alcalinité de 3855 ± 10 µmol/L. L'accord obtenu entre les valeurs mesurées et les valeurs calculées est correct (pente de 0,97), avec un comportement linéaire de la sonde Contros (coefficient de régression linéaire R² de 0,9995 pour la gamme 0-3000 µatm). Il est à noter que la gamme de concentration couverte par cet étalonnage dépasse la gamme de mesure indiquée par le constructeur.

Sur le terrain, des valeurs faiblement négatives ont été mesurées avec le Contros. Une courbe d'étalonnage spécifique est considérée pour la gamme des faibles teneurs en CO₂ (< 400 µatm).

Des étalonnages réguliers de l'instrument seraient à prévoir, en particulier lors des changements de membrane. L'étalonnage demande cependant du temps (2 jours, plus analyse ultérieure des échantillons pour l'alcalinité).

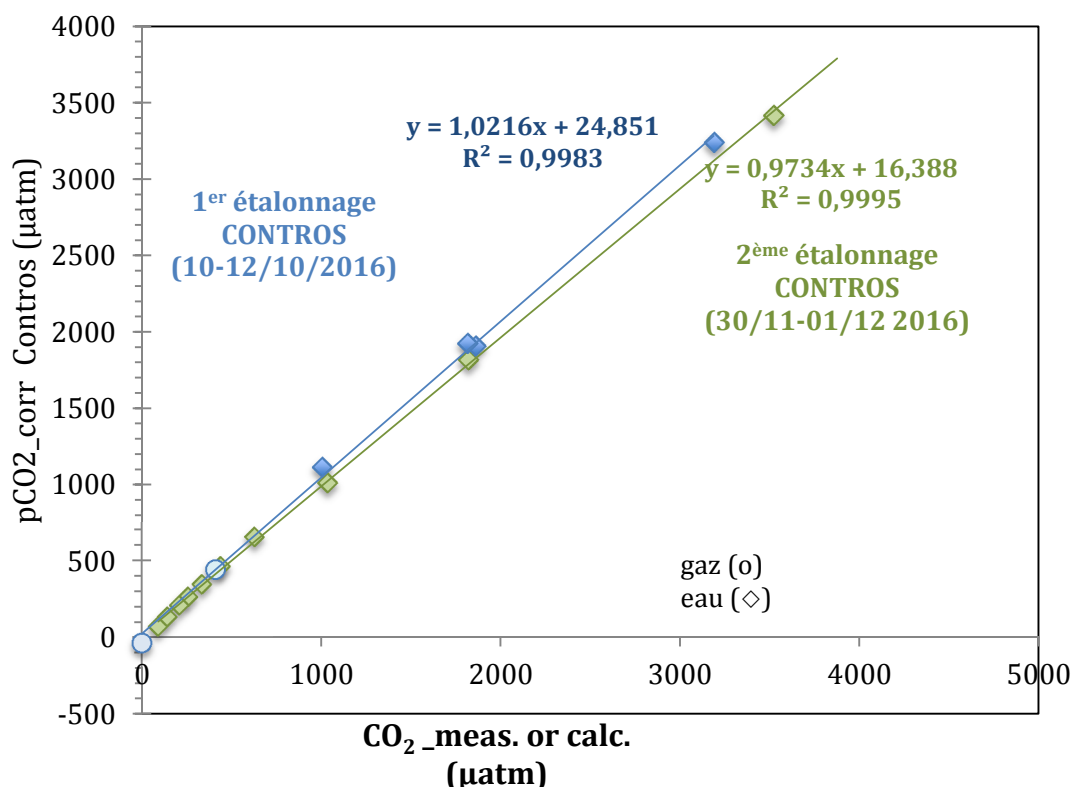


Figure 3 : Courbes des 2 étalonnages du Contros pour la mesure du CO_2 dissous: valeur mesurée par le Contros en fonction de la valeur vraie, concentration en CO_2 dissous calculée à partir des mesures de pH et d'alcalinité.

1.4 Identification et interprétation de la variabilité de la stratification thermique et chimique des gravières

Les 5 campagnes de mesures réalisées sur les gravières G4 et G5 ont montré une stratification thermique et chimique de ces gravières en profondeur, qui évolue au cours du temps à l'échelle saisonnière. En revanche, la variabilité à l'échelle diurne est limitée. Par ailleurs de faibles différences existent entre les gravières G4 et G5, et la gravière G4 est homogène entre les différents points de mesure.

Le suivi de la gravière G4 n'a malheureusement pas pu être effectué sur une année hydrologique complète, ce qui ne permettra pas de mener à bout toutes les interprétations et modélisations.

1.1.1 Paramètres physico-chimiques et oxygène dissous

La Figure 4 présente les profils verticaux réalisés aux 4 stations pour les 5 campagnes de mesure.

Une stratification thermique est observée en juin et juillet, avec une couche de surface de 3 m d'épaisseur, plus chaude, et une décroissance de la température en profondeur (Figure 4a). D'octobre à février, cette stratification n'est plus observée, avec une colonne d'eau homogène qui se refroidit progressivement en hiver, avec un minimum à 4°C mesuré en décembre, puis qui se réchauffe à l'automne. La résolution temporelle offerte par les campagnes ponctuelles n'a pas permis d'identifier plus précisément la période de disparition de la stratification et de mélange de la colonne d'eau, les sondes de suivi en continu n'ayant été installées que le 13 octobre 2016, alors que la stratification n'était plus présente. La réinstallation de la stratification n'a également pas pu être observée avant l'arrêt du suivi. Le suivi en continu doit donc comporter plusieurs capteurs de température sur la colonne d'eau, pour pouvoir suivre ces processus de stratification et de mélange.

Une variabilité thermique existe également à l'échelle diurne (non illustrée dans la Figure 4), avec un réchauffement des premiers 50 à 100 cm d'eau par le rayonnement solaire en journée, et un refroidissement par radiation la nuit, ou encore par le brassage par le vent.

Une stratification chimique coïncide avec la stratification thermique. En été, la conductivité est plus élevée dans la couche profonde, à partir de 3 m de profondeur (Figure 4b). Ces valeurs plus élevées ($C_{25} = 400$ à $500 \mu\text{S/cm}$ contre environ $200 \mu\text{S/cm}$ pour la couche supérieure) peuvent en partie être expliquées par des réactions de minéralisation dans les sédiments, mais indiquent très probablement des apports d'eau souterraine, voire d'eau de la Seine, par rapport à une couche de surface diluée par les eaux de pluie. Des prélèvements de ces deux types d'eau permettraient de confirmer ces hypothèses. A l'automne et en hiver, la conductivité est homogène à environ $200 \mu\text{S/cm}$ sur toute la colonne d'eau.

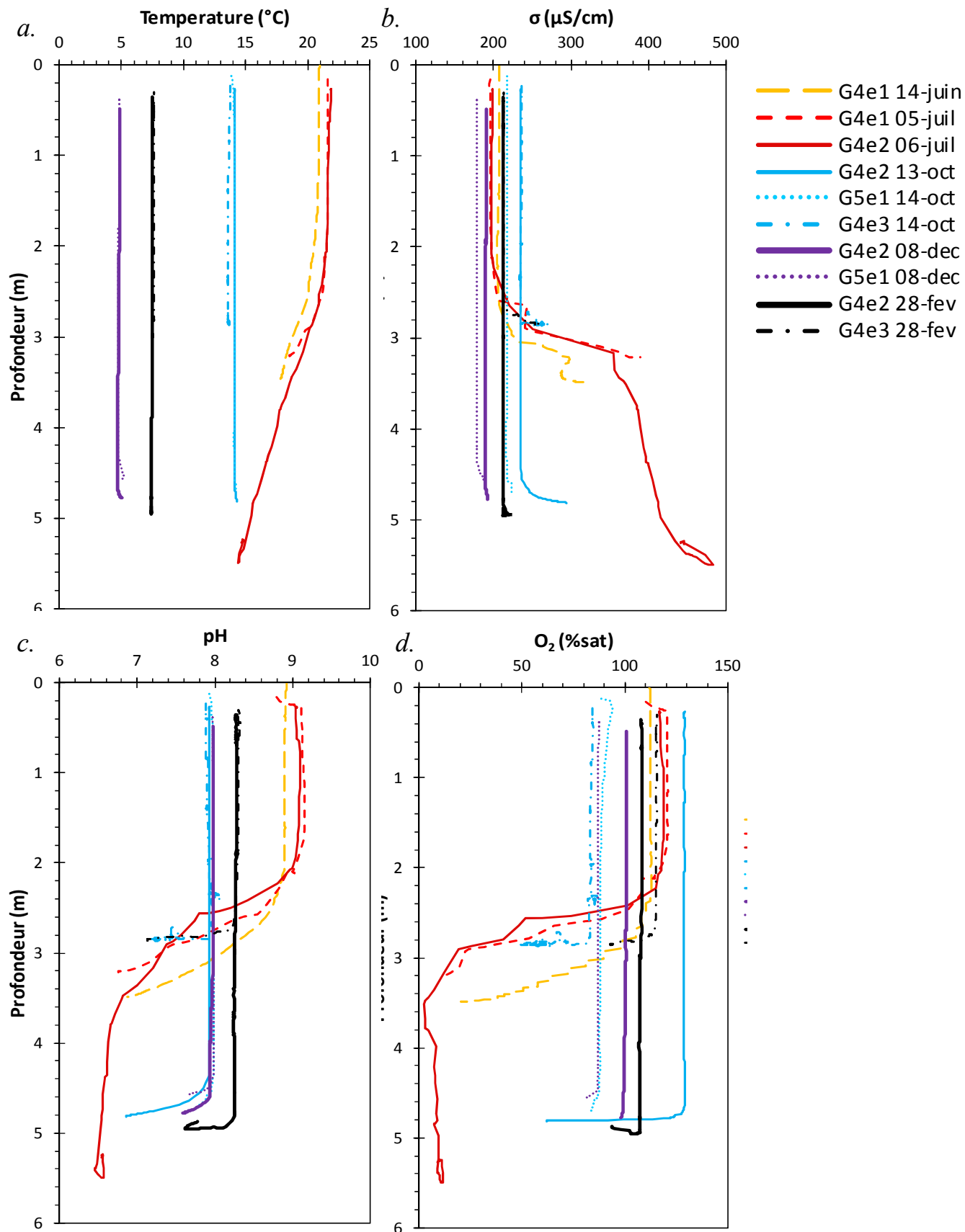


Figure 4 : Profils verticaux de température (a), conductivité spécifique à 25°C (b), pH (c) et saturation en oxygène dissous (d) pour les 4 points de mesure dans les gravières G4 et G5.

La stratification chimique observée en été pour le pH et l'oxygène dissous (Figures 4c et 4d), mais également pour le potentiel rédox (données non montrées ici), la pression partielle en CO₂ (Figure 7) et un peu pour le DIC (Figure 6a) reflète un métabolisme intense dans la couche de surface jusqu'à 2 à 2,5 m de profondeur. Le pH élevé en surface, autour de 9, ainsi que la quasi absence de CO₂ dissous (17-46 µatm) et la bonne oxygénation (110 à 120 % sat) indiquent une forte activité photosynthétique. En revanche, la couche profonde est anoxique et réductrice, avec un pH plutôt acide autour de 6,5, et une pression partielle très élevée en CO₂ (autour de 2000 à 4000 µatm), ce qui indique que la respiration est également très intense. Dans la couche profonde anoxique et réductrice, la respiration aérobie ne peut plus avoir lieu. La minéralisation de la matière organique est réalisée par différents processus selon le potentiel rédox (utilisation des nitrates, des oxydes de Fe et Mn, sulfato-réduction...).

À l'automne, après le brassage de la colonne d'eau, l'oxygène dissous est à l'équilibre de saturation avec l'atmosphère. En octobre, au point G4e2 le pH est autour de 8, et la pression partielle en CO₂ d'environ 700 µatm, indiquant un maintien de l'activité photosynthétique (P) et de la respiration (R), mais avec un ratio P/R qui diminue de l'été à la fin de l'automne.

En décembre, la situation est très proche de celle d'octobre, avec un équilibre de saturation en O₂ dissous (correspondant à une concentration plus importante qu'en octobre étant donné la baisse de température), un pH proche de 8 et une pression partielle en CO₂ d'environ 550 µatm, qui tend vers l'équilibre avec l'atmosphère et donc indique un métabolisme ralenti.

En février, malgré les températures encore faibles, l'activité photosynthétique a repris, avec 110 % de saturation en oxygène, le CO₂ dissous qui diminue sous 400 µatm (équilibre avec l'atmosphère) et le pH qui réaugmente.

Les mesures de chlorophylle a n'ont pas pu être réalisées sur les gravières G4 et G5, qui auraient confirmé les variations d'activité photosynthétiques en profondeur et dans le temps.

1.4.1 Ions majeurs

Toutes les analyses des ions majeurs et des nutriments n'ont pas encore été réalisées, mais les premiers résultats montrent des teneurs élevées en Ca (700 à 1200 µmol/L), attendues dans un contexte de roches calcaires, avec des eaux de type bicarbonatées calciques. Les ions majeurs dans la colonne d'eau sont ensuite SO₄²⁻, Na⁺ et Mg²⁺.

Dans la couche inférieure en période de stratification et à proximité du sédiment, les ions Fe²⁺ et Mn²⁺ apparaissent, et les teneurs en sulfates diminuent, en accord avec des conditions anoxiques et réductrices.

Les teneurs en silice dissoute et en potassium augmentent également au fond. Ces éléments peuvent être issus de la respiration benthique et de la minéralisation de la matière organique (et des diatomées pour H₄SiO₄), mais également des apports d'eau souterraine.

Des concentrations élevées en Ca sont également observées au fond, et les augmentations pour Ca, K et SiO₂ sont fortes, entre 2 et 5 fois plus élevées que dans la colonne d'eau, ce qui tend plutôt à indiquer des apports d'eau souterraine au fond de la gravière.

Ces interprétations seront à confirmer avec les autres analyses, en particulier les nitrates, sulfates et sulfures.

1.4.2 Matières en suspension (MES), turbidité et PAR

Les profils verticaux réalisés lors des différentes campagnes montrent une turbidité moyenne dans la gravière G4, avec 5 FTU en été et 3-4 FTU en hiver, en accord avec des faibles profondeurs de disparition du disque de Secchi mesurées. Les teneurs en MES sont entre 2 et 4 mg/L en été, et < 2 mg/L en hiver. La gravière G5 est un peu plus claire, avec une turbidité <1 FTU en hiver ce qui correspond à une transparence élevée. La turbidité et les teneurs en MES sont homogènes sur la verticale.

La mesure du rayonnement photosynthétique actif (PAR, de 400 à 700 nm) permet de déterminer l'épaisseur de la zone photique où la photosynthèse est possible. Les données n'ont pas encore été traitées par manque de temps.

1.5 Origine et dynamique du carbone inorganique dissous

Le carbone inorganique dissous (DIC) n'est actuellement pas pris en compte dans les modèles biogéochimiques tels que RIVE. Un des objectifs du projet DEGASE est d'améliorer cette prise en compte, qui passe tout d'abord par l'identification des sources de DIC et des processus à l'œuvre dans les gravières, qui le consomment ou le produisent. Pour cela, un ensemble de mesures est réalisé :

- pH et alcalinité ($Alc \approx [HCO_3^-] + 2 [CO_3^{2-}]$), qui permettent de calculer le CO₂ dissous et le DIC,
- carbone inorganique dissous DIC = $[CO_{2(aq)}] + [HCO_3^-] + [CO_3^{2-}]$ (déterminé lors de l'analyse isotopique),
- concentration (ou pression partielle) en CO₂ dissous (*in situ* avec la sonde Contros),
- et isotopes stables du carbone $\delta^{13}C_{DIC}$ (mesurés par spectrométrie de masse après acidification).

Les profils verticaux en DIC et $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ sont présentés en Figure 5, le CO_2 dissous en Figure 6.

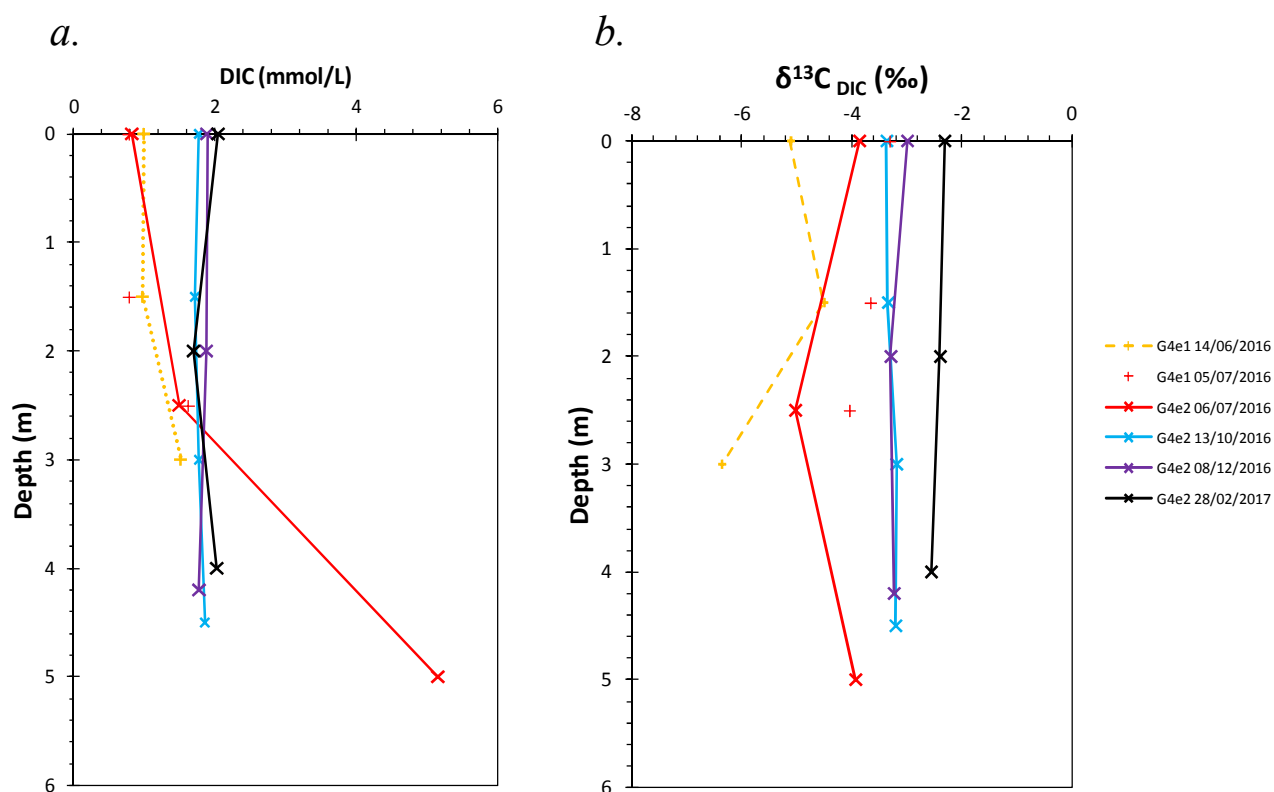


Figure 5 : Profils verticaux de concentration en DIC (a) et de composition isotopique du carbone du DIC (b) pour les points G4e1 et G4e2. Les évolutions sont semblables pour les 2 autres stations G4e3 et G5e1, quand elles ont été échantillonnées.

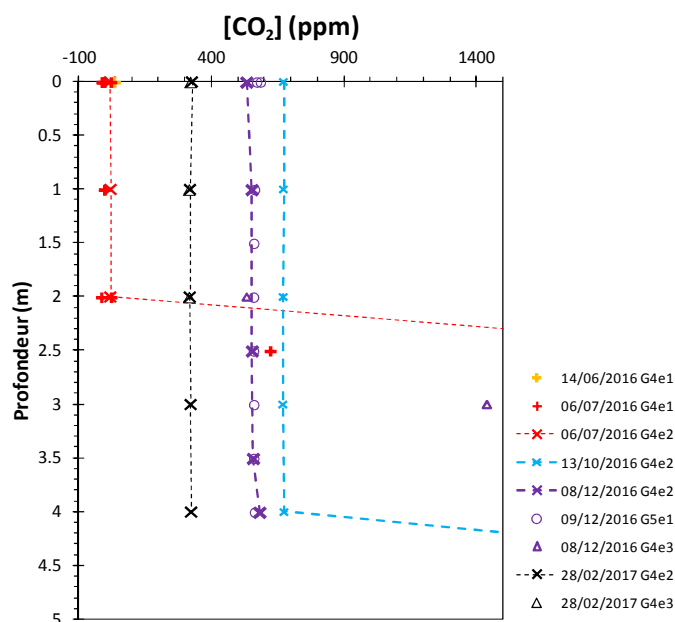


Figure 6: Profils de concentration en CO_2 dissous mesurés dans les gravières G4 et G5 à l'aide du capteur Contros

En automne et en hiver, la colonne d'eau est homogène avec une teneur en CO_2 dissous proche de l'équilibre avec l'atmosphère (Figure 6), une concentration en DIC autour de 2 mmol L^{-1} (Figure 5a) et un $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ entre -2,2 et -3,5 ‰ (Figure 5b).

En été, la pression partielle en CO_2 et la concentration en DIC diminuent en surface et augmentent en profondeur, ce qui est cohérent avec les évolutions en oxygène dissous et un métabolisme intense, photosynthèse en surface et

minéralisation de la matière organique en profondeur. La composition isotopique du DIC reste homogène sur la colonne d'eau, mais avec un enrichissement en isotopes légers ^{12}C par rapport à l'automne et l'hiver ($\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ compris entre -4 et -6 ‰).

Une interprétation plus poussée des données sera menée pour modéliser l'évolution attendue du DIC et de sa composition isotopique, en lien avec le métabolisme calculé à partir de l'oxygène dissous.

L'analyse d'échantillons d'eau souterraine permettrait également identifier la composition isotopique du DIC en équilibre avec la calcite, améliorant ainsi la distinction des différentes sources à partir du $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$.

1.6 Détermination des flux de CO_2 et CH_4 à l'interface eau-atmosphère

1.6.1 Variations de l'intensité et du sens des flux

La méthode de la chambre d'accumulation flottante (Liu et al., 2017) permet de calculer l'intensité du flux de CO_2 à l'interface gravière-atmosphère par :

$$\Phi_{\text{CO}_2} = \frac{P_a}{R \cdot T} \cdot \frac{V}{S} \cdot \frac{d[\text{CO}_2]}{dt} \quad (1)$$

où Φ_{CO_2} (en $\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$; in fine Φ sera exprimé en $\text{mmol m}^{-2} \text{j}^{-1}$ afin d'obtenir des nombres simples) est le flux de CO_2 à l'interface eau-atmosphère (compté positivement pour une émission vers l'atmosphère), P_a la pression atmosphérique au moment de la mesure (en Pa), $R = 8,314 \text{ J K}^{-1} \text{ mol}^{-1}$ la constante des gaz parfaits, T la température de l'air (en K), V (resp. S) le volume d'air (resp. la section) de la chambre d'accumulation (en m^3 resp. m^2), et $d[\text{CO}_2]/dt$ la pente de la courbe d'accumulation (ou de diminution) de la concentration mesurée dans la chambre (en $\text{mol m}^{-3} \text{s}^{-1}$). L'évolution de la teneur en CO_2 dans la chambre est mesurée en continu par spectrométrie infrarouge (Licor LI-820).

Une formule analogue permet de calculer le flux total de méthane, qui est mesuré en continu dans la chambre flottante au moyen d'un capteur à semi-conducteur Panterra Neodym. Ce capteur présente une moins bonne précision et stabilité que le capteur utilisé pour le CO_2 . Ces enregistrements permettent cependant de déceler l'arrivée de bulles de CH_4 dans la chambre, et donc de quantifier le flux ébullitif par différence entre le flux total et le flux diffusif calculé comme dans le cas du CO_2 à partir des segments linéaires de l'évolution de la concentration de méthane dans l'air de la chambre en fonction du temps.

Afin de compenser le manque de fiabilité du capteur, des prélèvements d'air de la chambre sont réalisés et la quantification des concentrations de CH_4 est réalisée au laboratoire par chromatographie en phase gazeuse (GC-FID Trace GC Ultra de chez Thermo Scientific).

Les résultats des flux de CO_2 et de CH_4 mesurés sur les gravières G4 et G5 sont représentés en Figure 8, et récapitulés dans le Tableau 3.

Tableau 3. Flux de CO_2 et de CH_4 mesurés sur les gravières G4 et G5 par la méthode de la chambre d'accumulation

Flux ($\text{mmol m}^{-2} \text{j}^{-1}$)	10/06/2016	06/07/2016	13/10/2016	08/12/2016	28/02/2017
CO_2	-18.0	-15.6	10.9	2.28	-11.66
Ecart type	2.6	2.3	6.2	2.64	2.93
CH_4 (total)	6.65	7.16	3.28	2.86	9.9
Ecart type	0.7	4.47	1.13	1.8	8.47

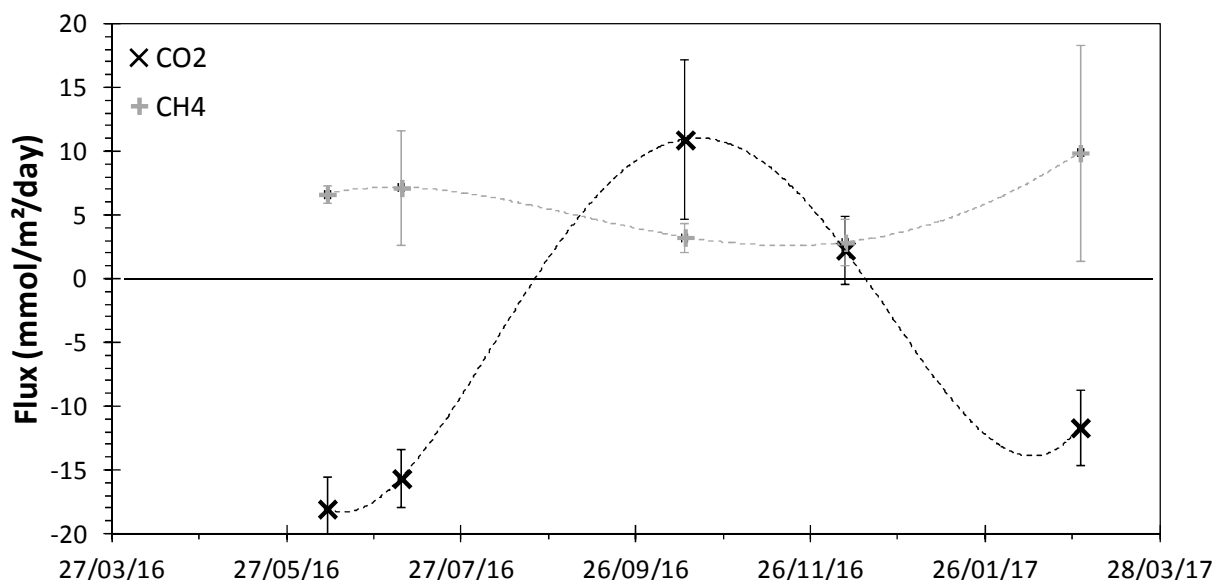


Figure 7 : Flux de CO₂ et de CH₄ déterminés par la méthode de la chambre flottante pour les gravières G4 et G5

A l'échelle annuelle, les flux de CO₂ et CH₄ présentent une variabilité saisonnière. D'octobre à décembre, lorsque les concentrations mesurées en CO₂ dissous (Figure 6) sont légèrement supérieures à la concentration atmosphérique (en lien avec une photosynthèse peu intense et une respiration plus intense), la gravière émet du CO₂. Dès février, avant même l'arrivée du printemps, les concentrations en O₂ et CO₂ dissous démontraient une reprise de la photosynthèse, et la gravière pompe à nouveau du CO₂ (Figure 7).

Le flux de CH₄, issu de la minéralisation de la matière organique dans les sédiments du fond de la gravière, est positif toute l'année, mais avec une intensité moindre en hiver, probablement due à la diminution de la température en lien avec la baisse de l'activité microbienne, et sans doute aussi à cause de la diminution des apports de matière organique fraîche et facilement minéralisable.

Les résultats obtenus sur les gravières G4 et G5 indiquent qu'elles sont une source nette de CH₄ (5,3 mmol m⁻² j⁻¹ en moyenne, soit 63,6 mgC m⁻² j⁻¹) et un puits net de CO₂ (-2,6 mmol m⁻² j⁻¹ en moyenne, soit -31,2 mgC m⁻² j⁻¹), alors que les eaux de surface sont classiquement considérées comme des sources de CO₂. Une meilleure résolution temporelle des flux de CO₂ est cependant nécessaire pour affiner et confirmer ce bilan. L'étude de la gravière de la Cocharde permettra également de discuter de la représentativité spatiale de ces plans d'eau.

1.6.2 Détermination du coefficient de réaération,

A l'échelle journalière, les flux de CO₂ sont contrôlés par le gradient de concentration entre la gravière et l'atmosphère, la température et la vitesse du vent. Une corrélation a ainsi été observée entre les mesures de flux et la vitesse maximale du vent lors de la mesure, qui a été présentée dans le précédent rapport PIREN (2016).

Le flux de CO₂ à l'interface entre la gravière et l'atmosphère s'exprime par :

$$\Phi_{CO_2} = k_{(T,ws)} \cdot K_H \cdot (pCO_{2atm} - pCO_2) \quad (2)$$

Où Φ_{CO_2} (en mol m⁻² jour⁻¹) est le flux de CO₂ à l'interface eau-atmosphère, pCO_{2atm} est la pression partielle en CO₂ dans l'atmosphère (égale à 395 μatm actuellement), pCO_2 la pression partielle en CO₂ dissous mesurée en surface de la gravière (en atm), K_H la constante de Henry pour la solubilité du CO₂ (54 mol m⁻³ atm⁻¹ à 10°C) et $k_{(T,ws)}$ le coefficient de réaération (en m jour⁻¹), qui dépend de T et de la vitesse du vent (ws).

La solubilité (ou constante de Henry) K_H (en mol L⁻¹ atm⁻¹) du CO₂ dans les eaux douces est calculée d'après Harned and Davies (1943) :

$$\log K_H = -59.193 + \frac{3453}{T} + 18.65 \cdot \log T \quad (3)$$

où T est exprimé en K.

Le coefficient de réaération et sa dépendance au vent sont spécifiques à chaque plan d'eau et doivent donc être calibrés. La calibration passe par la mesure directe du flux de CO₂ par la méthode de la chambre flottante (Figure 7) associée à la mesure de la pression partielle en CO₂ grâce au capteur Contros (Figure 6), ce qui permet en égalisant les deux expressions du flux (Equation (2)) de déterminer le coefficient d'échange k pour le site d'étude. Les mesures d'alcalinité et de pH permettent également d'estimer la concentration en CO₂ dissous en surface, et donc par la suite le coefficient de réaération k, mais la mesure directe par le capteur Contros est plus rapide et devrait être plus précise.

Des mesures de flux dans des conditions de vent variées sont nécessaires afin de pouvoir calibrer la dépendance du coefficient de réaération par rapport au vent. Une fois la dépendance de k par rapport au vent connue pour un plan d'eau, la vitesse du vent doit donc être mesurée en continu parallèlement à la mesure en continu de la pression partielle en CO_2 et de la température de l'eau, afin de pouvoir déterminer en continu le coefficient de réaération et donc le flux de CO_2 . Ce suivi requiert l'installation d'une station météo sur le plan d'eau (qui n'a pas pu être réalisée pour les gravières G4/G5).

La dépendance du coefficient de réaération k à la température de l'eau et à la nature du gaz est indépendante du plan d'eau. On exprime ainsi le coefficient de réaération par le k_{600} , qui est indépendant du type de gaz et de la température, et ne dépend que du vent, pour un plan d'eau donné. La détermination du k_{600} pour le CO_2 permet ensuite de déterminer le coefficient de réaération et donc le flux pour d'autres gaz dissous qui seraient mesurés, en particulier l'oxygène ou encore le CH_4 (même si on ne dispose pas de capteur en continu pour ce gaz).

Le coefficient d'échange du CO_2 s'exprime en fonction du coefficient k_{600} (en m j^{-1}), normalisé pour un nombre de Schmidt de 600 (valeur pour le CO_2 à 20°C) selon :

$$k_{(T,ws)} = k_{600} \cdot \left(\frac{Sc(T)}{600}\right)^{-n} \quad (4)$$

où $Sc(T)$ est le nombre de Schmidt à la température T , $n=2/3$ pour des vitesses de vent faibles ($<3.7 \text{ m s}^{-1}$), et $n=0.5$ pour des vents plus forts.

Le nombre de Schmidt pour le CO_2 est calculé selon la formule donnée par Liu et al. (2017) :

$$Sc(T) = 1911.1 - 118.11 \cdot T + 3.4525 \cdot T^2 - 0.04132 \cdot T^3 \quad (5)$$

où T est exprimé en $^\circ\text{C}$.

Pour chaque mesure de flux, la valeur du coefficient de réaération k_{600} est ainsi déterminée. Les résultats pour les deux premières missions en juin et juillet 2016 sont représentés en Figure 8. Dans notre cas la constante de réaération est relativement constante avec $k_{600} = 1.07 \pm 0.30 \text{ m/jour}$.

De nombreuses paramétrisations ont été proposées pour le coefficient de réaération (Dugan et al., 2016, Liu et al., 2017). Pour la gravière G4, la dépendance à la vitesse du vent est faible (Figure 8), avec une relation linéaire pour les vitesses de vent inférieures à 0.3 m/s ($k_{600} = 1.11 u_2 + 0.89$). Plus de mesures de flux dans des conditions de vents variables seraient cependant nécessaires pour valider cette paramétrisation.

Pour le calcul du métabolisme à partir des chroniques continues d'oxygène dissous, on utilisera pour le moment l'hypothèse que k_{600} est constant (1.03 m j^{-1} , valeur moyenne des mesures) et indépendant de la vitesse du vent, en l'absence de données continues de vitesse de vent pour les gravières G4 et G5.

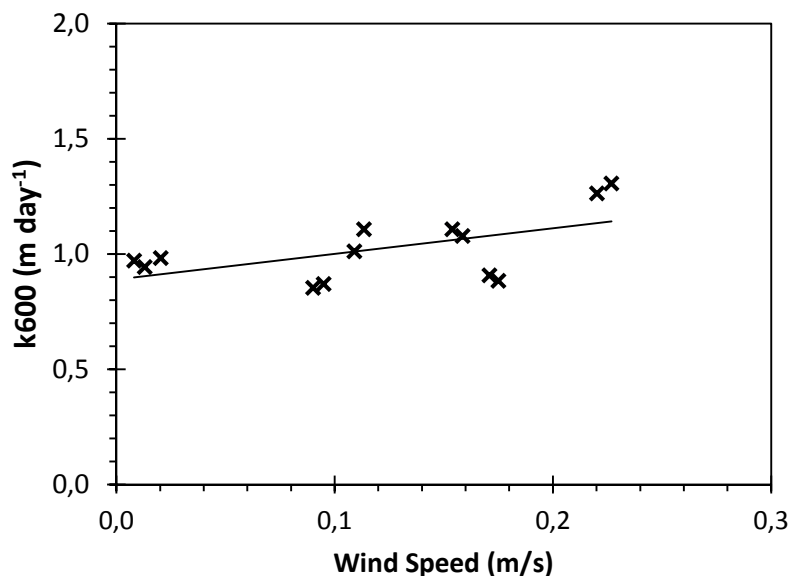


Figure 8 : Coefficient de réaération du CO_2 normalisé à 20°C (k_{600}), en fonction de la vitesse du vent (mesuré à 2 m) lors de la mesure du flux, pour les campagnes réalisées sur les gravières G4 et G5. La régression linéaire pour les faibles vitesses de vent est $k_{600} = 1.11 u_2 + 0.89$ ($R^2=0.32$)

1.7 Métabolisme calculé par la méthode des courbes journalières en O_2

Le métabolisme journalier peut être calculé par la méthode des courbes journalières en O_2 dissous (Odum, 1956) à partir des chroniques de concentration en oxygène dissous mesurées au pas de temps 30 min en surface de G4e2 et G5e1 (Figure 9). La méthodologie et l'algorithme de calculs ont été repris et modifiés à partir de ceux appliqués aux casiers

Girardon du Rhône (rapport PIREN 2016). Ici, un modèle classique à une seule couche est utilisé, un seul capteur ayant été mis en place pour le suivi continu dans la gravière, et celle-ci étant homogène verticalement pendant cette période (Figure 4). Ce modèle ne prend pas en compte explicitement la respiration benthique.

L'équation qui régit l'évolution de la concentration en oxygène dissous s'écrit :

$$\frac{d[O_2]}{dt} = GPP(t) + ER(t) + \frac{k}{Z} \cdot \{[O_2]_{sat}(T) - [O_2]_t(t)\} \quad (6)$$

où dO_2/dt est la dérivée temporelle de la concentration en oxygène mesurée (en $mg\ L^{-1}\ jour^{-1}$), GPP (resp. ER) la production primaire (resp. la consommation par la respiration) (en $mg\ L^{-1}\ jour^{-1}$), k est la constante de réaération en ($m\ jour^{-1}$), Z la profondeur de la gravière (en m), $O_{2\ sat}$ la teneur en oxygène à saturation à la température T (en $mg\ L^{-1}$), O_2 la concentration mesurée en oxygène dissous (en $mg\ L^{-1}$).

Tous les flux sont comptés algébriquement : les flux d'oxygène négatifs correspondent à une consommation ou à un export d'oxygène depuis le compartiment considéré, les flux positifs à un apport.

Le coefficient de réaération à l'interface eau-atmosphère a été déterminé à partir des mesures directes de flux de CO_2 . On utilise l'Equation (4) avec une valeur moyenne $k_{600} = 1.07\ m\ jour^{-1}$, pas de dépendance à la vitesse du vent, et un nombre de Schmidt pour l' O_2 donné par Liu et al (2017) :

$$Sc(T) = 1800.6 - 120.1 \cdot T + 3.7818 \cdot T^2 - 0.047608 \cdot T^3 \quad (7)$$

où T est exprimé en $^{\circ}C$. Le nombre de Schmidt pour l' O_2 à $20^{\circ}C$, utilisé dans l'Equation (4) est 560.

Dans le cas d'une eau de faible salinité et à faible altitude, la solubilité de l'oxygène $O_{2\ sat}$ (en $mg\ L^{-1}$) en fonction de la température est donnée par Cox (2003):

$$[O_2]_{sat}(T) = 14.652 - 0.41022 \cdot T + 0.007991 \cdot T^2 - 7.7774 \cdot 10^{-5} \cdot T^3 \quad (8)$$

où T est la température de l'eau (en $^{\circ}C$).

La dérivée temporelle de la concentration en oxygène dissous pendant la nuit permet de déterminer l'intensité de la respiration, la production primaire étant alors nulle. Cette valeur de respiration est ensuite extrapolée pendant la période éclairée, ce qui permet alors de déterminer l'intensité de la production primaire.

En l'absence de données de rayonnement incident mesurées à proximité du site d'étude, les dates de lever et de coucher du soleil, utilisées pour déterminer les bornes temporelles de l'activité photosynthétique sont obtenues à partir du calculateur NOAA-ESRL (<http://www.esrl.noaa.gov/gmd/grad/solcalc/calcdetails.html>).

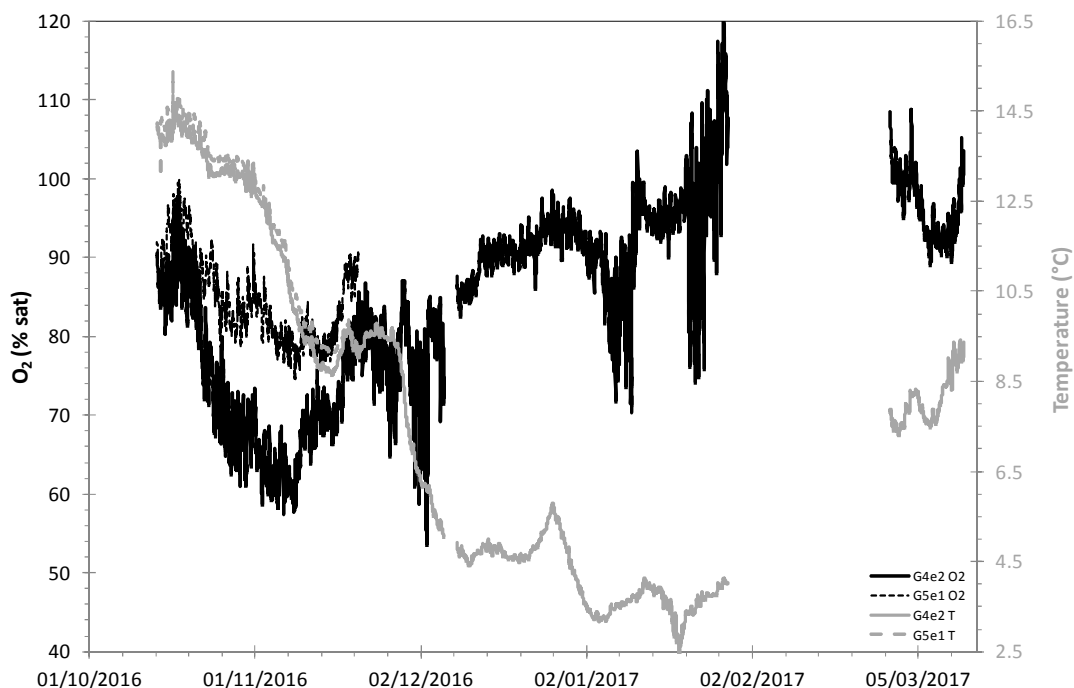


Figure 9 : Evolution de la saturation en oxygène dissous (noir) et de la température (gris) mesurées à 1 m sous la surface aux points G4e2 (trait plein) et G5e1 (trait pointillé)

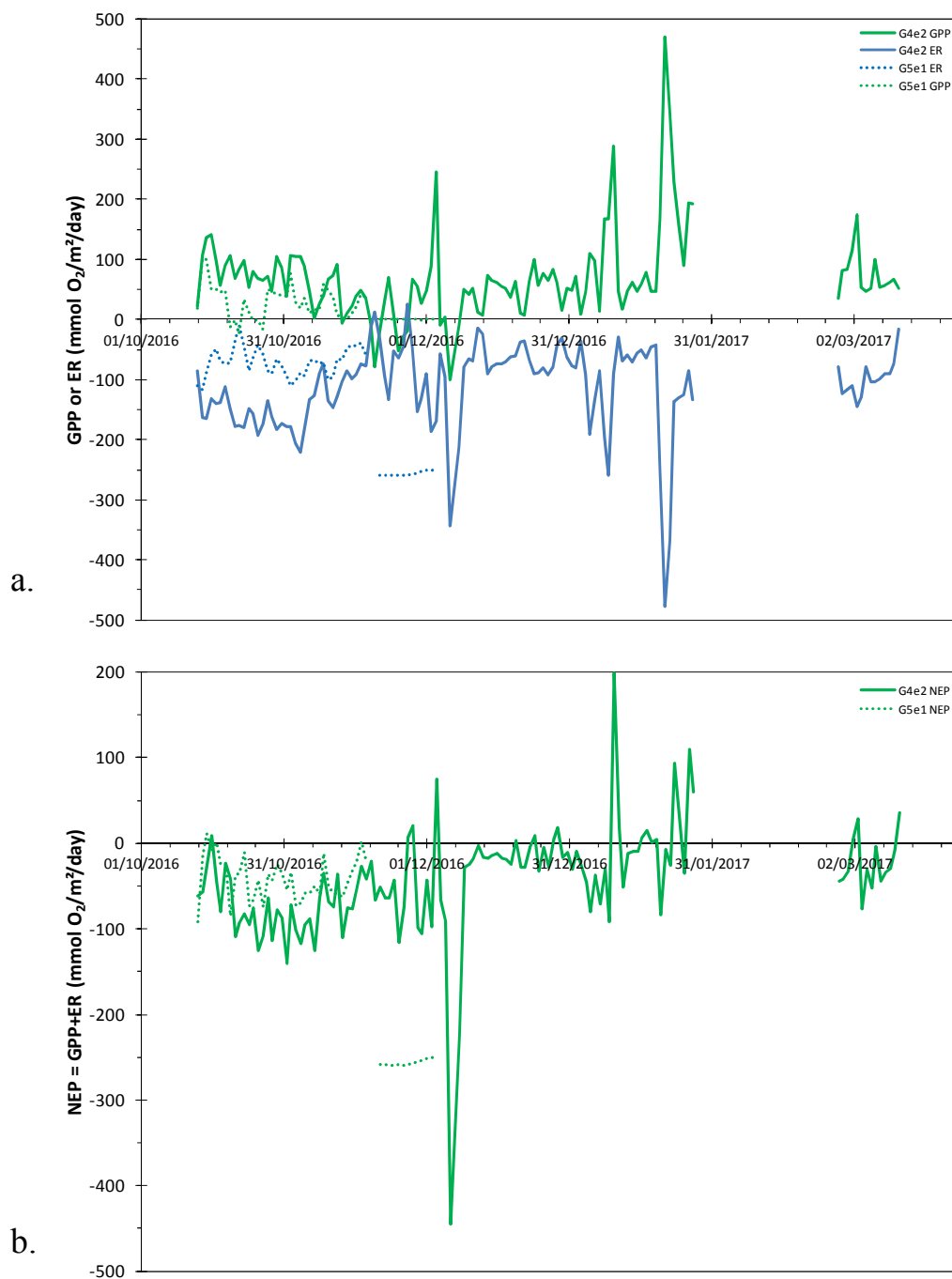


Figure 10 : Métabolisme calculé à partir de l'évolution de la teneur en oxygène dissous dans les gravières G4e2 (trait plein) et G5e1 (trait pointillés). a. Production primaire (GPP, vert) et respiration (ER, bleu). b. Production nette (NEP).

Les résultats sont présentés en Figure 10, pour la période de suivi entre octobre 2016 et mars 2017. L'intensité du métabolisme, GPP et ER, diminue d'octobre à décembre avec la baisse des températures et de l'intensité lumineuse, puis tend à réaugmenter à partir de janvier. L'intensité du métabolisme est un peu plus faible dans G5e1 comparée à G4e2, mais les évolutions sont semblables.

Les flux de CO₂ correspondant au métabolisme calculé à partir de l'oxygène peuvent être obtenus, en considérant un facteur de conversion de 1 mmol O₂ pour 1 mmol C.

D'octobre à décembre 2016, la NEP est négative (hétérotrophie), ce qui est en accord avec le flux de CO₂ positif mesuré (Figure 7). A partir de décembre 2016-janvier 2017, la valeur absolue de la NEP tend à diminuer, mais on n'obtient pas de valeurs clairement positives, même si des flux de CO₂ mesurés négatifs ont été mesurés en mars 2016. Un décalage temporel peut cependant exister entre le bilan net du métabolisme et le signe du flux de CO₂, celui-ci étant déterminé par le gradient entre la concentration en CO₂ dissous et celle dans l'atmosphère. Un modèle plus fin de la dynamique du carbone sera développé.

1.8 Apports des isotopes stables de l'eau pour la quantification du bilan hydrique et des apports d'eaux souterraines

Le bilan hydrique de la gravière est réalisé à l'échelle annuelle, en supposant un état stationnaire, i.e. un volume constant d'eau dans la gravière, sans variation nette de hauteur d'eau. Il s'écrit alors :

$$0 = P + GW_{in} - E - GW_{out} \quad (9)$$

où P est la quantité annuelle de précipitation, E d'évaporation, GW_{in} (resp GW_{out}) les apports (resp. exports) d'eau souterraines. Toutes les quantités sont exprimées en mm an^{-1} . Les gravières G4 et G5 n'ont ni affluent ni exutoire, et les apports dus au ruissellement sont négligés.

De la même manière, un bilan isotopique est réalisé, en particulier pour le rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, là encore en supposant que la composition isotopique de la gravière est à l'état stationnaire :

$$0 = I \cdot \delta_I - E \cdot \delta_E - GW_{out} \cdot \delta_L \quad (10)$$

Où δ_I est la composition isotopique de l'oxygène-18 dans les apports I ($I=P+GW_{in}$), δ_L celle de l'évaporation et δ_L de la gravière.

A partir des Equations (9) et (10), on déduit le rapport entre l'évaporation et les apports :

$$\frac{E}{I} = \frac{\delta_I - \delta_L}{\delta_E - \delta_L} \quad (11)$$

La composition isotopique de la composante évaporée est donnée par Gibson et al. (2016) :

$$\delta_E = \frac{\frac{(\delta_L - \varepsilon^+)}{\alpha^+} - h \cdot \delta_A - \varepsilon_k}{1 - h + \varepsilon_k} \quad (12)$$

où h l'humidité moyenne de l'air (0,7), $\delta_A = -14 \text{ ‰}$ la composition isotopique moyenne de l'oxygène 18 pour la vapeur d'eau atmosphérique, $\varepsilon^+ = \alpha^+ - 1$ le coefficient fractionnement isotopique à l'équilibre liquide-vapeur, $\varepsilon_k = -14.2 \cdot 10^{-3}$ (1-h) le coefficient de fractionnement cinétique, et α^+ le fractionnement isotopique calculé d'après la littérature (Gibson et al, 2016) :

$$\alpha^+(^{18}\text{O}) = \exp \left\{ -7.685 \cdot 10^{-3} + \frac{6.7123}{T} - \frac{1666.4}{T^2} + \frac{350410}{T^3} \right\} \quad (13)$$

Avec T en K.

Les mesures de composition isotopique $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ dans la gravière sont présentées en Figure 11. La gravière est très enrichie en isotopes lourds, avec une composition moyenne pour l'oxygène 18 de $\delta_L = 0,3 \text{ ‰}$, indiquant l'importance de l'évaporation. La composition isotopique est homogène verticalement, ce qui ne permet pas de révéler directement des apports d'eau souterraine, soit en raison d'apports trop faibles, soit d'un mélange trop rapide avec les eaux de la gravière. La composition isotopique de la gravière présente une variabilité saisonnière avec un signal plus évaporé (plus positif) à l'automne, par rapport à l'été (Figure 11).

La composition isotopique des apports δ_I est déterminée par l'intersection entre la droite d'évaporation locale (LEL, Figure 11), et la droite des eaux météoriques locales (LMWL). Cependant, la dispersion des valeurs mesurées dans la gravière est trop faible pour pouvoir déterminer une droite de régression. Une valeur $\delta_I = -6,7 \text{ ‰}$ est considérée, égale à la composition moyenne des eaux souterraines à l'échelle régionale (également égale à la moyenne pondérée des précipitations). Les précipitations annuelles (en 2016 pour Fontainebleau) sont de 634 mm, et une évapotranspiration potentielle annuelle moyenne de 871 mm est considérée (ETP selon Turc, fournie par Météo France pour Trappes). Une valeur $\delta_E = -15.2 \text{ ‰}$ est calculée à partir des équations (12) et (13). Un rapport E/I de 0,45 est alors obtenu avec l'Equation (11), ce qui correspond à un apport d'eau souterraine GW_{in} de 1090 mm an^{-1} ($908 \text{ m}^3 \text{ jour}^{-1}$) et un export GW_{out} de 1052 mm an^{-1} ($741 \text{ m}^3 \text{ jour}^{-1}$).

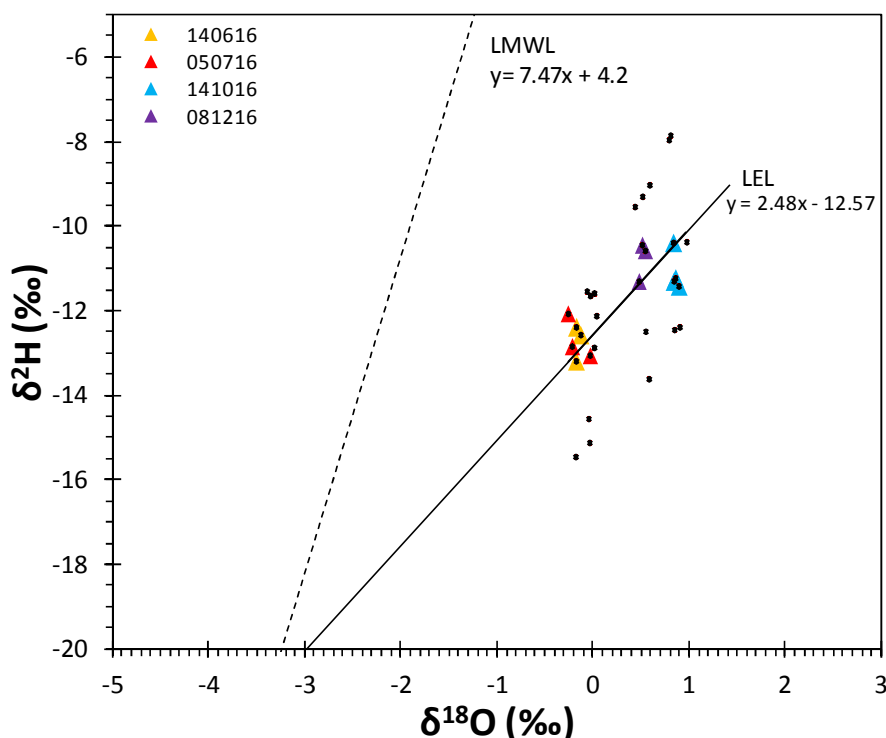


Figure 11 : Composition isotopique de l'eau $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ pour les différentes campagnes de mesure dans les gravières G4 et G5, et dans les précipitations mesurées à Fontainebleau. Les valeurs s'organisent selon une droite, appelée Local Evaporation Line (LEL) dont la pente est plus faible que celle de la Droite des Eaux Météoriques Locales (LMWL).

1.9 Schéma de fonctionnement des gravières

Les premières interprétations réalisées sur les gravières G4 et G5 seront à compléter avec les analyses encore à réaliser (en particulier les anions et les nutriments), ainsi que par un modèle intégrant la dynamique du carbone inorganique dissous.

Les gravières G4 et G5 sont riches en nutriments et en microalgues, contiennent d'abondants macrophytes en période chaude, et présentent une intensité métabolique forte, ce qui indique un niveau trophique proche de l'eutrophisation. Ces observations sont en accord avec ceux obtenus en 1998 par Schanen.

Dès la fin de l'hiver, la photosynthèse est active, probablement grâce à des teneurs élevées en nutriments. La respiration aérobie est également active. En été, la gravière se stratifie thermiquement et chimiquement, avec une intensité du métabolisme élevée dans la couche de surface chaude et oxygénée. La période d'activité photosynthétique est longue pour ces gravières, avec un bilan net de consommation de CO_2 à l'échelle de l'année. En profondeur, la stratification ne permet pas le renouvellement de l'oxygène, et l'anoxie se développe, donnant lieu à des voies métaboliques de respiration anaérobie.

Au niveau du benthos, les conditions anoxiques et réductrices qui règnent donnent lieu à différentes voies métaboliques, impliquant le manganèse, le fer, et également la méthanogenèse, avec des flux de CH_4 émis toute l'année.

Les connexions entre la gravière et les eaux souterraines peuvent être identifiées par les traceurs géochimiques (isotopes stables, de l'eau, radon dissous, ions majeurs), mais également par les modèles hydrogéologiques de la plaine de la Bassée (Baratelli et al, rapport PIREN 2017). Ces connexions seront à considérer dans l'interprétation du fonctionnement biogéochimique de ces gravières.

2 Etude de la gravière de la Cocharde, dans la Réserve Naturelle de la Bassée

Suite à l'arrêt du suivi dans les gravières G4 et G5, une nouvelle gravière a été identifiée dans la plaine de la Bassée, sur la commune de Gouaix. Le plan d'eau de la Cocharde, dont le terrain appartient à l'Agence des Espaces Verts d'Ile-de-France (AEV) et se trouve dans le périmètre de la Réserve Naturelle de la Bassée. Il correspond à une ancienne gravière dont l'exploitation a cessé dans les années 2000. Il n'a pas fait l'objet d'études hydrologiques. Des piézomètres appartenant à VNF ont été identifiés dans les champs à proximité de la gravière, qui pourraient faire l'objet de prélèvements.

Une convention est en cours d'établissement entre l'AEV, l'Association pour la Gestion de la Réserve Naturelle de la Bassée (Agrenaba) et le PIREN-Seine, pour l'accès et l'instrumentation au plan d'eau de la Cocharde.

Le plan d'eau de la Cocharde est situé en zone forestière. Il mesure environ 500 m de long (N-S) et 300 m de large, avec une petite île en son centre (Figure 12). Le plan d'eau est situé à environ 1 km de la Seine.

Un premier relevé de la bathymétrie a été réalisé au GPS et à l'échosondeur (Figure 12b), qui a mis en évidence une zone au sud de l'île d'environ 5 m de profondeur, et une zone au nord moins profonde (environ 3 m). Les berges sont abruptes, et le fond apparaît relativement plat.

Deux points de suivi ont été choisis, COCH1 dans la partie sud, et COCH2 dans la partie nord (Figure 12 et Tableau 4). Pour les campagnes réalisées en août et septembre 2017, les flux de CO₂ et CH₄ ont été mesurés à chacun des 2 points de mesure, et des prélèvements d'eau en surface, mi profondeur et au fond ont été réalisés. Deux sondes de suivi continu des paramètres physico-chimiques et de l'oxygène dissous (OTT, pas de temps 30 min) ont été installées au niveau de bouées de sub-surface. Au point COCH1, un suivi de température et de conductivité à mi profondeur et au fond complète le profil de suivi continu.

Le suivi continu de la chlorophylle a a été initié en septembre 2017 en sub-surface du point COCH1, pour validation du protocole.

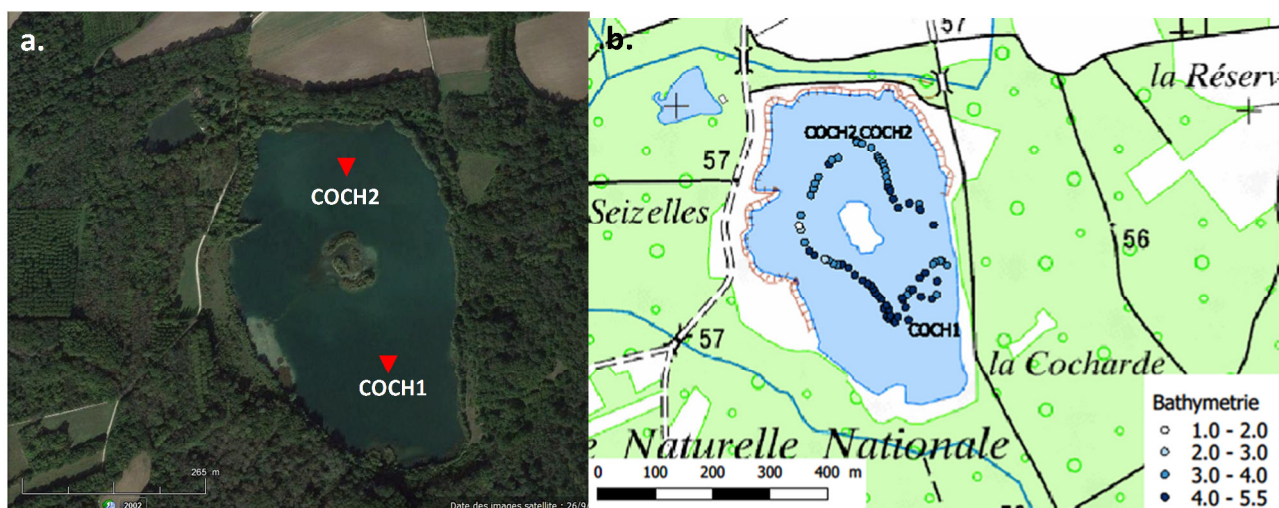


Figure 12 : a. Localisation des 2 points de mesure (COCH1 au sud et COCH2 au nord) dans la gravière de la Cocharde, et b. relevé bathymétrique préliminaire

Tableau 4. Localisation et profondeur des 2 points de mesure dans la gravière de la Cocharde

	COCH1	COCH2
GPS	N 48° 27.499'	N 48° 27.668''
	E 3° 18.120'	E 3° 18.052'
Prof (m)	5.0	3.5

2.1 Carottage des sédiments du fond de la gravière

En septembre 2017, des carottes de sédiment ont été prélevées au fond de la gravière à l'aide d'un carottier gravitaire. La présence de macrophytes (ou algues) sur le fond de la gravière a en partie gêné les prélèvements.

Au point COCH1, le carottage a révélé une faible épaisseur de sédiments organique (< 5 cm), surmontant directement des graviers grossiers. Au point COCH2, 4 carottes ont été prélevées, qui montrent une épaisseur de 10 à 15 cm de

sédiments, avec des herbiers peu dégradés en haut et de la matière organique plus dégradée et sombre en profondeur, puis du sable fin à moyen à la base.

Des mesures de respiration benthique ont été réalisées au laboratoire sur ces carottes. La composition chimique du sédiment sera également analysée.

2.2 Résultats préliminaires : une gravière oligotrophe

Les profils verticaux de température, pH et oxygène dissous montrent une colonne d'eau homogène, avec une couche anoxique d'environ 50 cm au fond à la station la plus profonde (Figure 13). La faible dimension et la faible profondeur de la gravière pourraient expliquer cette absence de stratification, même si les gravières G4 et G5 étaient quant à elles stratifiées. La conductivité électrique est modérée par rapport à l'eau de la Seine, de la nappe ou des alluvions (300 vs. entre 450 et 600 $\mu\text{S}/\text{cm}$, Baratelli et al, 2017). L'augmentation de la conductivité au fond de la gravière mesurée en août 2017 (Figure 13b) indique une connexion probable avec les eaux souterraines.

Les profils et les prélèvements devront s'attacher à échantillonner cette couche limite de faible épaisseur au fond de la gravière.

Une faible stratification thermique est également observée sur 1 m de profondeur en l'absence de vent (Figure 13 a), mais qui disparaît dès que le vent est un peu plus fort et brasse la couche de surface.

Les deux points de suivi, COCH1 et COCH2, apparaissent semblables, et le suivi pourrait être concentré sur le seul point COCH1 pour 2018.

La gravière de la Cocharde est peu turbide (turbidité < 2 FTU), avec une concentration homogène relativement faible de chlorophylle a (entre 2 et 6 $\mu\text{g}/\text{L}$ chl a, maximum de 10 $\mu\text{g}/\text{L}$ chl a à 0,5 m de profondeur, Figure 14a). Il s'agit en majorité de diatomées, avec une minorité de cyanobactéries. La gravière de la Cocharde apparaît ainsi selon les premières données plutôt oligotrophe, ce qui la différencie des gravières G4 et G5.

Lors de la campagne d'août 2017, la concentration en CO_2 dissous était quasi-nulle (Figure 14b), l'oxygène dissous légèrement sursaturé et le pH proche de 8,7, indiquant une activité photosynthétique importante. Les flux de CO_2 étaient orientés de l'atmosphère vers la gravière.

En septembre 2017, le métabolisme s'est nettement ralenti, les teneurs en CO_2 et en O_2 dissous étant proches de l'équilibre avec l'atmosphère (Figures 13d et 14b), et les flux de CO_2 très faibles.

Le suivi continu de l'oxygène dissous a été initié en COCH1 et COCH2 (Figure 15), et servira au calcul du métabolisme.

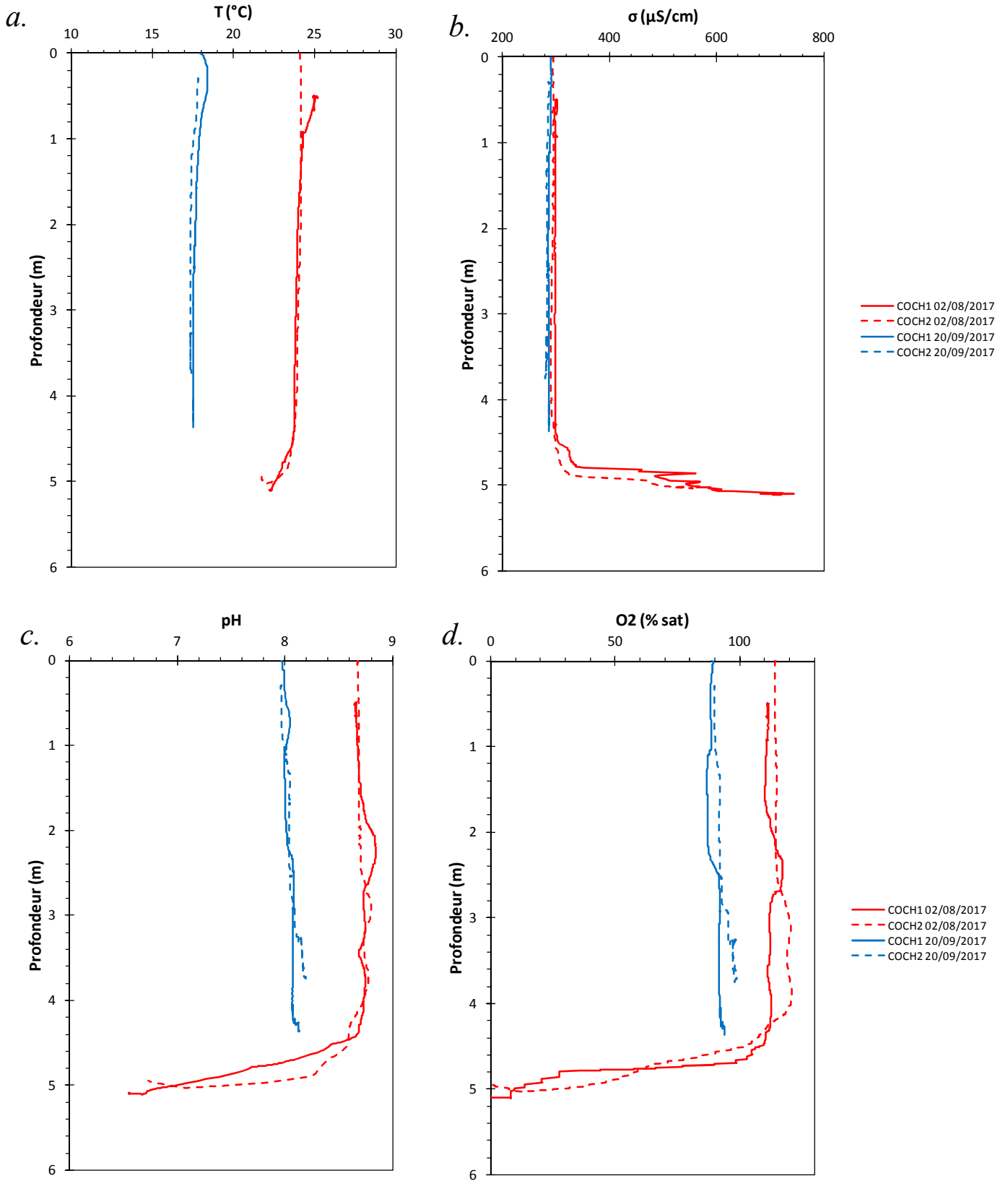


Figure 13 : Profils verticaux de température (a), conductivité (b), pH (c) et saturation en oxygène dissous (d) mesurés aux points COCH1 et COCH2 de la gravière de la Cocharde.

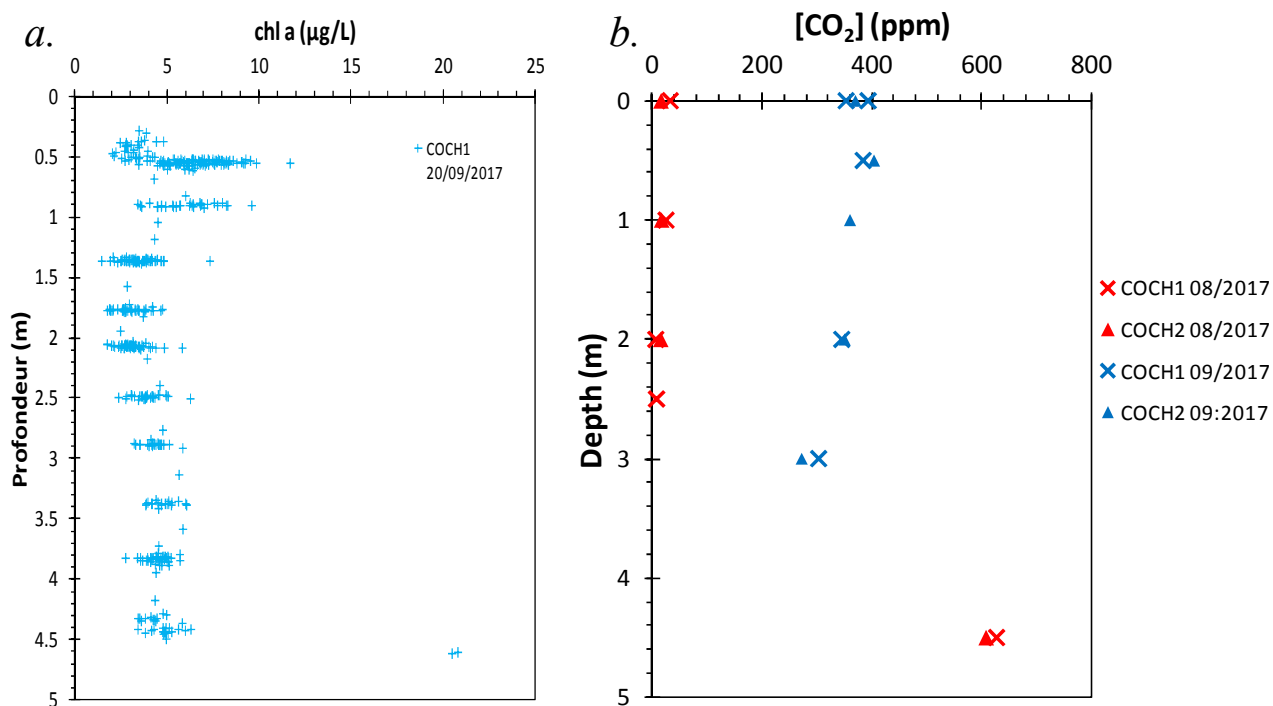


Figure 14 : a. Profil vertical de concentration en chlorophylle a mesuré au point COCH1 (en majorité des diatomées, pour une minorité d'algues vertes). b. Profils verticaux de concentration en CO_2 dissous mesurés aux points COCH1 et COCH2.

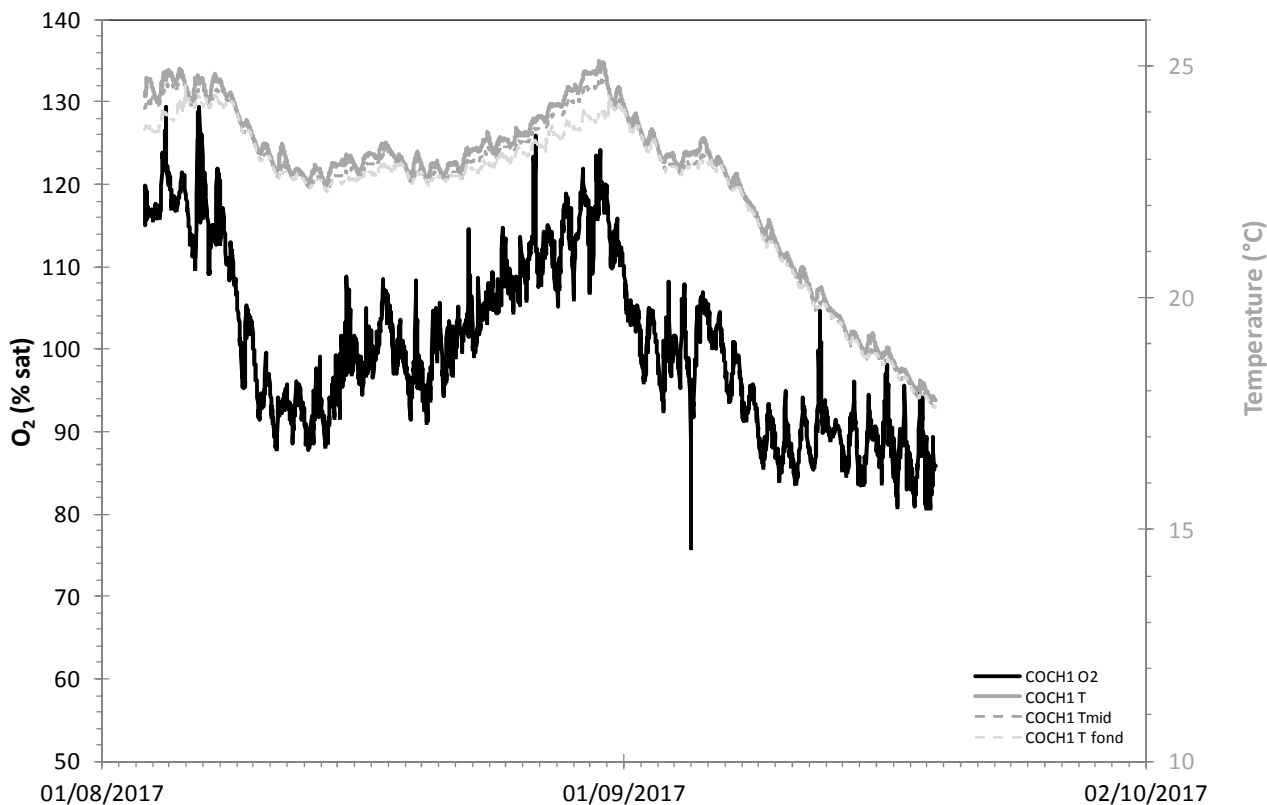


Figure 15 : Evolution de la saturation en oxygène dissous (noir) et de la température (gris) mesurées à 1 m sous la surface, à 2m de profondeur (gris pointillés) et à 4 m de profondeur (gris clair) aux point COCH1.

Bibliographie

- Baratelli F. et al., 2017, "Caractérisation hydro-géochimique de la plaine de la Bassée en période de crue", rapport PIREN Seine Phase VII, rapport 2017.
- Cox, B. A. (2003). "A review of dissolved oxygen modelling techniques for lowland rivers." *Science of the Total Environment* 314: 303-334.
- Dugan, H. A. et al., (2016). "Consequences of gas flux model choice on the interpretation of metabolic balance across 15 lakes." *Inland Waters* 6(4): 581-592.
- Gibson, J. J., S. J. Birks and Y. Yi (2016). "Stable isotope mass balance of lakes: A contemporary perspective." *Quaternary Science Reviews* 131: 316-328.
- Harned, H. S. and R. Davis, Jr. (1943). "The Ionization Constant of Carbonic Acid in Water and the Solubility of Carbon Dioxide in Water and Aqueous Salt Solutions from 0 to 50°." *Journal of the American Chemical Society* 65(10): 2030-2037.
- Liu, S., X. X. Lu, X. Xia, X. Yang and L. Ran (2017). "Hydrological and geomorphological control on CO₂ outgassing from low-gradient large rivers: An example of the Yangtze River system." *Journal of Hydrology* 550: 26-41.
- Odum, H. T. (1956). "Primary production in flowing waters." *Limnology and Oceanography* 1(2): 102-117.
- Schanen, O. (1998). Analyse et modélisation de l'impact hydrodynamique et biogéochimique des lacs de gravière sur la nappe alluviale du Val de Seine. PhD Thesis, Université Paris 6.