

Réduction des oxydes de fer, déstockage du carbone des sols noyés, et émission de méthane par un réservoir tropical

E. Dambrine^(1*), J. Gaillard⁽¹⁾, V. Chanudet⁽²⁾, R. Vigouroux⁽³⁾, O. Attéia⁽⁴⁾, G. Van Der Heijden⁽⁵⁾ et F. Colas⁽⁶⁾

1) INRAE-USMB, Carrtel, le Bourget du lac, France

2) EDF, CIH, Savoie Technolac, F-73373 La Motte Servolex, France

3) Hydreco, 97388 Kourou, Guyane

4) Université Bordeaux, Géoressources et Environnement, 33400 Talence, France

5) INRAE, BEF, 54280 Champenoux, France

6) Université Claude Bernard Lyon 1, LEHNA, F-69622, Villeurbanne, France

* Auteur correspondant : etienne.dambrine@inrae.fr

RÉSUMÉ

Les grands lacs artificiels créés par les barrages hydro-électriques tropicaux contribuent largement aux émissions de gaz à effets de serre (GES) par les hydrosystèmes continentaux. Bien que ces réservoirs d'eau aient noyé des sols, la minéralisation à long terme de la matière organique (MO) qu'ils contiennent est très peu documentée dans la littérature. La mise en eau du réservoir de Petit Saut en 1994 a noyé plus de 300 km² de forêt tropicale et provoqué l'anoxie de l'hypolimnion et l'émission d'un flux considérable de GES. Après un pic en 1996-1998, les concentrations de CH₄ dissous dans les eaux en sortie de barrage ont fortement diminué entre 1998 à 2005, et se sont stabilisées à un niveau faible depuis. Le parallélisme entre évolutions du fer et du méthane dissous dans les eaux en sortie de barrage suggère qu'ils proviennent de la réduction des sols noyés.

La comparaison de sols témoins prélevés sous forêt en bordure de la retenue et de sols noyés depuis 25 ans montre :

- Une baisse de près de 50 % de la teneur en MO des sols noyés par rapport aux sols témoins, ainsi qu'une baisse de l'indice d'hydrogène de la MO, et une augmentation de son $\delta^{13}\text{C}$, ce qui suggère une minéralisation rapide de la MO des sols en l'absence d'oxygène et surtout de sa fraction la plus énergétique.

- Une forte corrélation entre teneurs en MO et en oxyde de fer dans les sols témoins, qui devient faible dans les sols noyés. En revanche, la faible corrélation entre Fe-oxyde et Fe-amorphe dans les sols témoins devient forte dans les sols noyés, ce qui suggère une transformation de Fe oxyde en Fe amorphe.

Comment citer cet article :

Dambrine E., Gaillard J., Chanudet V., Vigouroux R., Attéia O., Van Der Heijden G. et Colas F., 2024 - Réduction des oxydes de fer, déstockage du carbone des sols noyés, et émission de méthane par un réservoir tropical *Étude et Gestion des Sols*, 31, 141-159

Les taux de minéralisation de la MO des sols témoins et noyés rapportés à leur teneur en carbone, mesuré en anoxie au laboratoire, diffère peu, ce qui suggère une minéralisation continue et permanente de la MO des sols noyés. En revanche, le taux de production de méthane par les sols noyés est très faible.

Les âges ^{14}C de la MO des sols noyés, des bulles de méthane présentes dans ces sols, et du méthane dissous dans l'hypolimnion près du barrage sont proches de l'âge de la retenue.

L'ensemble suggère qu'une fraction de MO réactive des sols, liée aux oxy-hydroxydes de fer, libérée par réduction et dissolution du fer lorsque les sols sont noyés, est la source à court et à long terme du méthane et d'une fraction importante des GES émis par les réservoirs tropicaux.

Mots-clés

Sol noyé, minéralisation, réservoir tropical, anoxie, fer, CH_4 , GES.

SUMMARY

IRON REDUCTION, CARBON RELEASE AND GHG EMISSION FROM SOILS FLOODED BY A TROPICAL RESERVOIR

The impoundment of the Petit-Saut reservoir (French Guyana) in 1994 flooded over 300 km² of tropical forest, causing the anoxia of the hypolimnion and a considerable emission of GHGs. The parallel evolution of dissolved iron and methane suggested that both originated from the reduction of flooded soils. The comparison of flooded with control soils showed a 50% loss in organic matter, as well as a drop in its hydrogen index, and an increase in $\Delta^{13}\text{C}$. The strong correlation between organic matter and iron oxide content in control soils became weak in flooded soils, while the weak correlation between Fe-oxide and amorphous-Fe in control soils became strong in flooded soils, suggesting a massive transformation of Fe-oxide into amorphous Fe. Measured in the lab in anoxic conditions, the carbon mineralization rate of flooded and control soils was proportional to their carbon content, suggesting continuous mineralization of organic matter in flooded soils. In contrast, the rate of methane production by flooded soils was very low. In addition, the ^{14}C ages of flooded soils, methane bubbles in flooded soils, and dissolved methane in the hypolimnion were close to the age of the reservoir. This suggests that a fraction of reactive soil OM, bound to iron oxyhydroxides and released by iron reduction and dissolution when soils are flooded, is the source of the methane emitted by tropical reservoirs.

Key-words

Flooded soil, carbon mineralization, tropical reservoir, anoxia, Fe, CH_4 , GHG

RESUMEN

REDUCCIÓN DE LOS ÓXIDOS DE HIERRO, DESALMACENAJE DEL CARBONO DE LOS SUELOS AHOGADOS Y EMISIÓN DE METANO POR UN EMBALSE TROPICAL

Los grandes lagos artificiales creados por las represas hidroeléctricas tropicales contribuyen en gran medida a las emisiones de gases de efecto invernadero (GEI) de los hidrosistemas continentales. Aunque estos depósitos de agua han inundado suelos, la mineralización a largo plazo de la materia orgánica (MO) que contienen es muy poco documentada en la literatura. La inundación del embalse de Petit Saut (Guyana Francesa) en 1994 ahogó más de 300 km² de selva tropical y provocó la anoxia del hipolimnión y la emisión de un flujo considerable de GEI. Después de un pico en 1996-1998, las concentraciones de CH_4 disueltos en aguas que salen de embalses disminuyeron considerablemente entre 1998 y 2005, y desde entonces se han estabilizado en un nivel bajo. El paralelismo entre la evolución del hierro y del metano disueltos en las aguas de salida de la presa sugiere que provienen de la reducción de los suelos inundados.

La comparación de los suelos de control muestreados bajo los bosques en el borde de la presa y de los suelos ahogados desde hace 25 años muestra:

- una disminución de casi el 50 % del contenido de MO de los suelos inundados en comparación con los suelos de control, así como una disminución de su índice de hidrógeno, y un aumento de su $\delta^{13}\text{C}$, lo que sugiere una rápida mineralización de la MO de los suelos en ausencia de oxígeno y sobre todo de su fracción más energética.

- Una fuerte correlación entre el contenido de materia orgánica (MO) y de óxido de hierro en los suelos de control, que se vuelve baja en los suelos inundados. En cambio, la baja correlación entre Fe-óxido y Fe-amorfo en los suelos de control, se vuelve fuerte en los suelos ahogados, lo que sugiere una transformación de Fe óxido en Fe amorfo.

La tasa de mineralización en relación con su contenido de carbono de los suelos de control e inundados, medida en anoxia en el laboratorio, difiere poco, lo que sugiere una mineralización continua y permanente de la MO de los suelos inundados. En cambio, la tasa de producción de metano por los suelos inundados es muy baja.

Las edades ^{14}C de la MO de los suelos inundados, de las burbujas de metano presentes en estos suelos, y del metano disueltos en el hipolimnion cerca de la presa son próximas a la edad del embalse.

El conjunto sugiere que una fracción de MO reactiva de los suelos, vinculada a los oxihidróxidos de hierro, liberada por reducción y disolución del hierro cuando los suelos se ahogan, es la fuente a corto y largo plazo del metano y de una parte importante de los GEI emitidos por los embalses tropicales.

Palabras clave

Suelos, mineralización, embalse tropical, anoxia, hierro, CH₄, GEI.

1. INTRODUCTION

Les besoins en eau d'irrigation et en énergie ainsi que la régulation hydrologique des rivières ont très tôt suscité la construction de barrages, en amont desquels se forment des lacs artificiels. Au fond de ces réservoirs s'accumulent des sédiments, souvent riches en carbone, de sorte qu'ils ont longtemps été considérés comme des puits de carbone. Cependant, les recherches récentes montrent que les réservoirs, en particulier tropicaux, sont aussi de forts émetteurs de gaz à effet de serre (GES) (Fearnside, 1995; Deemer *et al.*, 2016), et surtout de méthane (CH₄) (Galy-Lacaux *et al.*, 1997; Fearnside et Pueyo, 2012; Bertassoli *et al.*, 2021; Harrison *et al.*, 2021) et cette contribution est supposée augmenter car des centaines de réservoirs sont prévues ou en construction dans ce biome (Finer et Jenkins, 2012; De Faria *et al.*, 2015; Lees *et al.*, 2016).

Il importe donc de mesurer le bilan de ces réservoirs en termes de carbone et de GES. Cette mesure est difficile en raison (1) de la diversité des sources de carbone associées aux affluents et contenues dans les écosystèmes inondés, (2) des changements saisonniers très importants de la surface de la zone de marnage, (Deshmukh *et al.*, 2018) (3) de la diversité des flux de carbone (stockage sédimentaire, recyclage dans la colonne d'eau, exportation dans l'eau en aval, émissions de GES), (4) de la rareté des suivis à haute résolution temporelle et spatiale des émissions, et (5) de la complexité des relations spatiales et temporelles entre les sources de C et les émissions de GES (Roland *et al.*, 2010; Cardoso *et al.*, 2013; Chanudet *et al.*, 2020; Colas *et al.*, 2020; Paranaíba *et al.*, 2021).

Galy-Lacaux *et al.* (1999), St. Louis *et al.* (2000), Rosa *et al.* (2003) et Barros *et al.* (2011) ont montré que les émissions de CO₂, mais surtout de CH₄, atteignent leur maximum immédiatement après la mise en eau, lorsque le réservoir devient fortement anoxique, et baissent progressivement au fil du temps. Ce pic est attribué à la minéralisation en climat tropical des importantes réserves de matière organique dans la forêt noyée (Campo et Sancholuz, 1998) et les sols (Guérin *et al.*, 2008; Deshmukh *et al.*, 2018), tandis que la baisse est associée à la diminution du stock de carbone biodisponible. Mais les

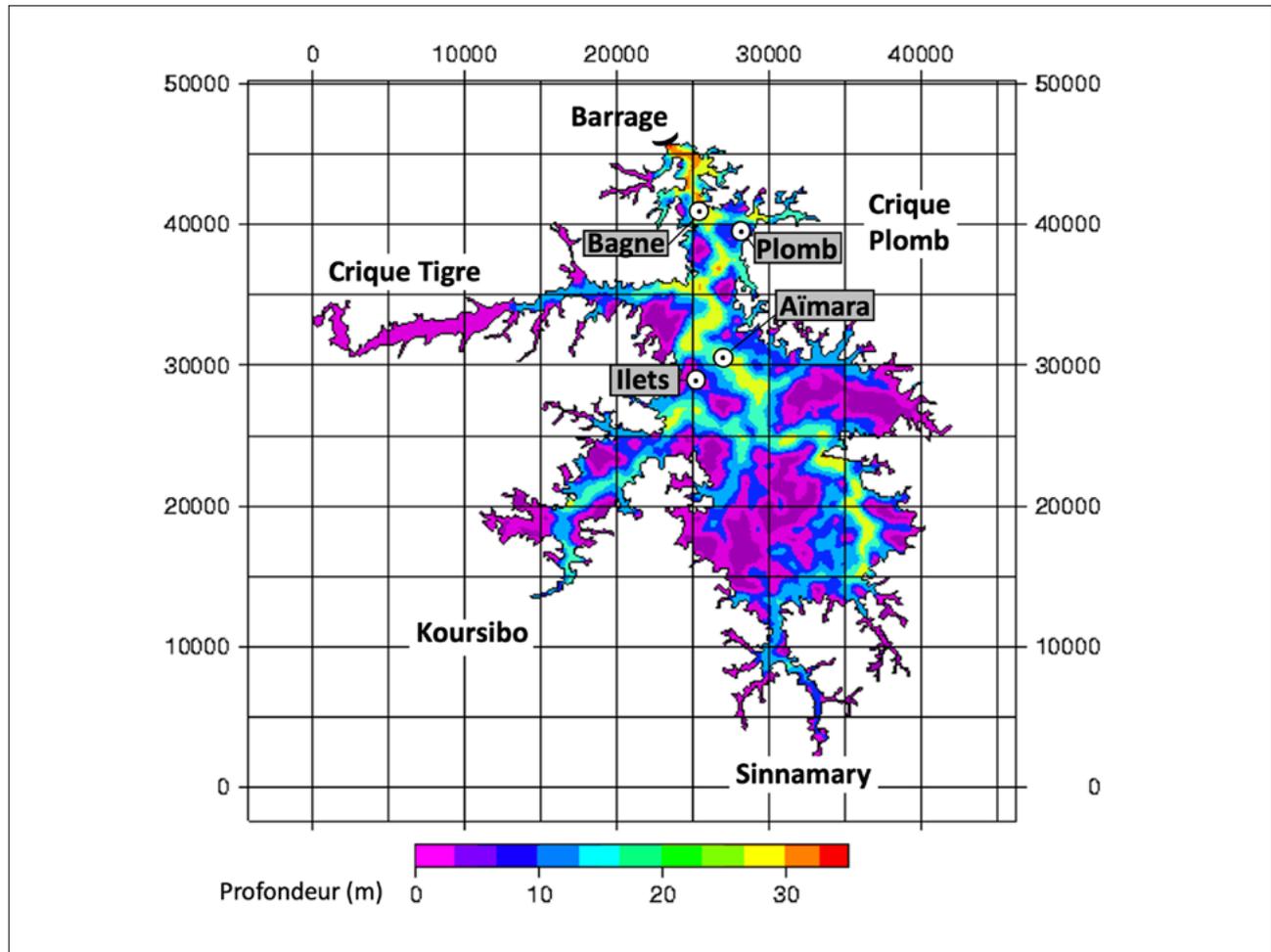
mesures de l'évolution de ces stocks ne sont pas faciles sans vidanger les barrages (Félix-Faure *et al.*, 2018; 2019), et particulièrement rares sous les tropiques. D'autre part, les sols tropicaux contiennent de grandes quantités d'oxy-hydroxydes de fer (Schwertmann et Taylor, 1989), qui jouent un rôle clé dans la stabilisation et le stockage de la matière organique du sol (Torn *et al.*, 1997; Kaiser *et al.*, 2007; Kleber *et al.*, 2021). Lorsque les sols sont inondés, la réduction en anoxie et la dissolution des composés de Fe augmentent le pH, favorisent la mise en solution de composés organiques solubles (Grybos *et al.*, 2009; Pan *et al.*, 2016) et leur décomposition (Huang et Hall, 2017; Chen *et al.*, 2020). Par conséquent, et bien que la mise en solution du fer dans les réservoirs ait été généralement négligée (voir cependant Davison, 1981; Chanudet *et al.*, 2016), il pourrait y avoir des relations entre dissolution de Fe, minéralisation du carbone des sols noyés, et émissions de GES par les retenues tropicales.

Or la connaissance de l'origine du C émis sous forme de GES et du type de gaz émis (CO₂/CH₄) est indispensable pour prédire l'effet net d'un barrage sur le réchauffement climatique global. En effet, d'une part le potentiel radiatif du CH₄ est, par g de carbone émis, près de 10 fois plus élevé que le potentiel radiatif du CO₂. D'autre part, la minéralisation dans le réservoir de matière organique allochtone provenant du bassin versant ne devrait pas être comptabilisée comme un effet du réservoir si en l'absence de réservoir, elle avait eu lieu sous la même forme mais ailleurs dans le réseau hydrographique (typiquement dans les estuaires). En revanche, la minéralisation de la MO noyée dans la retenue est directement provoquée (Prairie *et al.*, 2018) par le barrage. Ces aspects doivent être éclaircis car, dans les bilans d'émission et en l'absence de mesures, on considère souvent la sédimentation de MO comme un puits de carbone, ou la minéralisation du sédiment comme une source de GES (Isidorova *et al.*, 2019), mais très rarement le fait que les sols noyés puissent former une source.

Le réservoir de Petit-Saut (PS) est situé dans la forêt amazonienne de Guyane française. La mise en eau a débuté en janvier 1994. Immédiatement après la fermeture du barrage,

Figure 1 : Carte bathymétrique du réservoir de Petit Saut avec les principaux affluents. La zone de marnage apparaît en violet. La localisation des 4 sites de prélèvement de sols noyés est indiquée.

Figure 1 : Bathymetric map of the Petit Saut reservoir with main tributaries. The drawdown zone appears in violet. The 4 soil sampling sites are shown.



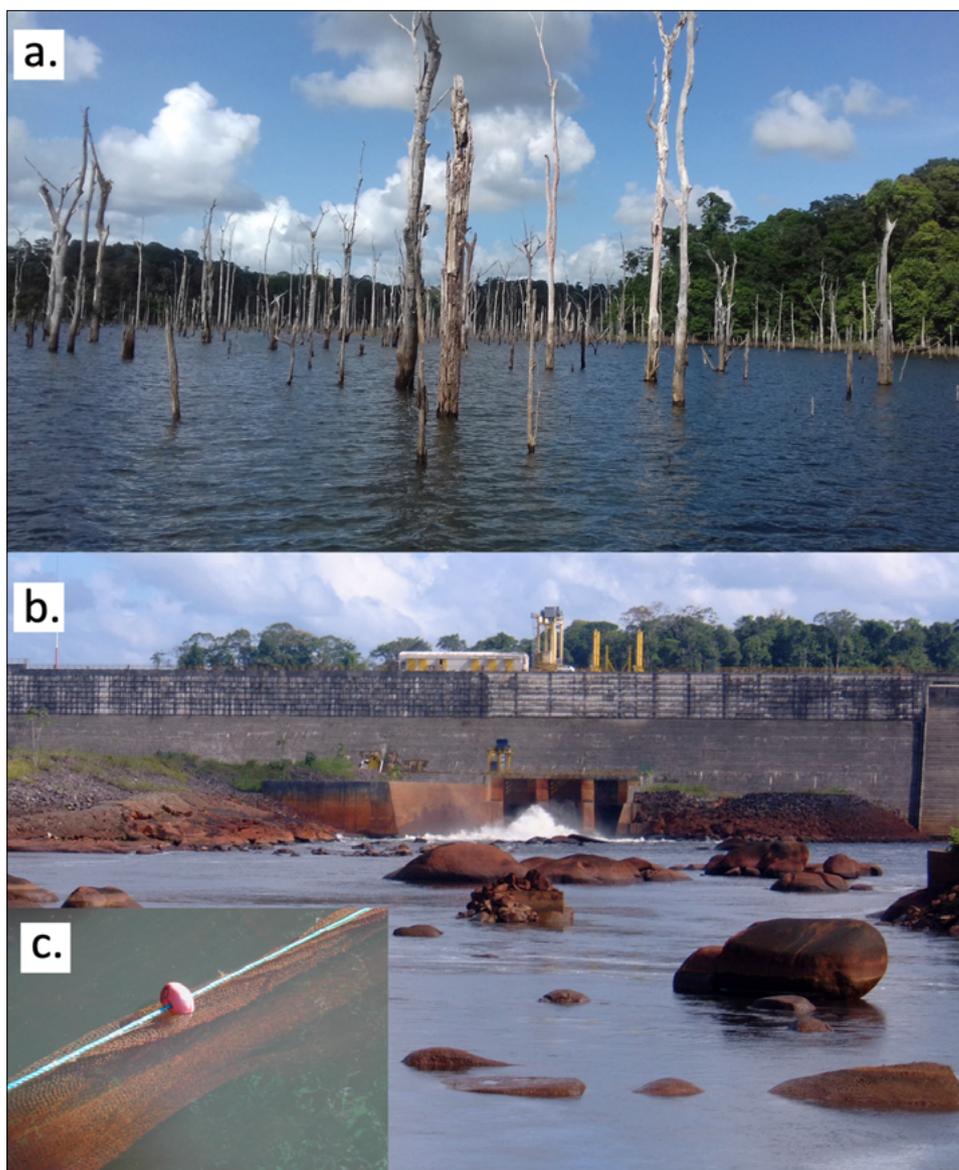
l'ensemble de la colonne d'eau devient anoxique (Richard, 1996). Le suivi intensif des émissions de GES à la surface du réservoir montre que les émissions sont très élevées pendant 3 ans (Galy-Lacaux *et al.*, 1997), puis diminuent (Abril *et al.*, 2005), tandis que la profondeur de l'oxycline se stabilise autour de 7 m (Abril *et al.*, 2008; Colas *et al.*, 2020). La diminution des émissions de CO₂ est hypothétiquement liée à la diminution de la proportion de MO labile inondée (Guérin *et al.*, 2008) tandis que la diminution des émissions de CH₄ est attribuée au développement d'une communauté méthanotrophe dans l'oxycline (Abril *et al.*, 2005; Richard *et al.*, 2005; Colas *et al.*, 2020). La modélisation des émissions de GES sur 100 ans, calée sur les 10 premières années de mesure, montre que cette retenue émet en équivalent CO₂ par KWh produit autant qu'une centrale thermique au gaz (Delmas *et al.*, 2001) ! D'où l'intérêt

de vérifier, après 25 années de fonctionnement l'état des stocks de carbone noyés. Un programme (C-Tropic), initié par F. Colas (Université Lyon) et financé par le Pôle ECLA (OFB-INRAE) et EDF a rassemblé de nombreux scientifiques pour construire le bilan du carbone de ce réservoir, à court et à long terme. Le présent article présente des résultats acquis sur les sols.

Pour comprendre le rôle des sols dans la dynamique d'émission des GES à Petit Saut, nous avons mesuré la composition des sols noyés depuis 25 ans en les comparant à des sols forestiers voisins, non noyés. L'exportation de Fe dissous à partir du réservoir a été calculée et mise en relation avec le changement de composition du sol et les émissions de CH₄. La contribution actuelle des sols noyés aux émissions de GES a été évaluée en comparant expérimentalement la minéralisation en anoxie de sols noyés depuis 25 ans et de sols

Figure 2 : a. forêt noyée ; b. déversoir du barrage. La vague d'écume est provoquée par un dispositif d'aération destiné à ré-oxygéner l'eau. Les rochers émergents sont rougis par des dépôts de fer ; c. dépôts de fer sur des filets placés à l'aval du barrage (photo R. Vigouroux 2010).

Figure 2 : a. flooded forest; b. dam spillway. The foam wave is caused by an aeration device designed to re-oxygenate the water. Emerging rocks are reddened by iron deposits. c. Iron deposits on nets placed downstream of the dam (photo R. Vigouroux 2010).



témoins. En outre, nous avons comparé l'âge ¹⁴C de la matière organique des sols noyés à celui du CH₄ produit et émis par le réservoir.

2. MATÉRIEL ET MÉTHODES

2.1 Le réservoir de Petit-Saut

Le réservoir de Petit-Saut (RPS) a été créé en 1994-1995 par la construction d'un barrage sur le Sinnamary, un fleuve de 6^e ordre de Strahler qui draine 5700 km² de forêt essentiellement vierge en Guyane française (Figure 1). Ce fleuve amazonien

déverse dans l'océan Atlantique entre 150 et 450 m³ s⁻¹ d'eau sombre (carbone organique total moyen : 5 mg l⁻¹), légèrement acide (pH : 6,5) et très douce (conductivité : 20 μs.cm⁻¹) (Richard, 1996). Le climat tropical se caractérise par une saison sèche allant de la mi-août à la mi-novembre et une longue saison des pluies souvent interrompue par une courte période sèche en février. Les précipitations annuelles moyennes sont d'environ 3000 mm et la température annuelle moyenne est de 26 °C, avec de faibles variations saisonnières et journalières. Le bassin versant du réservoir repose sur diverses roches précambriennes, schistes, quartzites, rhyolites, basaltes, amphibolites, diorites et granites (Choubert, 1965). Le paysage est formé de petites collines en demi-oranges. La pente générale est faible et le

réseau hydrographique très dense. Les sols sont profondément altérés, pauvres en minéraux primaires et en nutriments et riches en oxydes et hydroxydes de Fe et d'Al (Ferry *et al.*, 2003). La profondeur maximale du réservoir est de 35 m et le temps moyen de résidence de l'eau est de 6 mois. Les générateurs du barrage permettent de couvrir environ la moitié des besoins en électricité de la Guyane. La mise en eau a commencé en janvier 1994. L'eau a atteint les niveaux d'exploitation inférieur et supérieur en juin 1994 et 1995 respectivement. À son niveau supérieur, le réservoir a inondé environ 330 km² de forêt tropicale. La quantité totale de carbone inondé compris dans la végétation aérienne (environ 170 tC ha⁻¹) et le carbone du sol (environ 100 tC ha⁻¹) s'élevait à environ 10 millions de tonnes de carbone (Galy-Lacaux *et al.*, 1999). La mise en eau a créé des centaines de petites îles dans un plan d'eau très digité, avec environ 3770 km linéaire de littoral. Une vaste zone de marnage (superficie maximale: 142 km²), principalement occupée par des sols nus, émerge entre le niveau d'exploitation le plus élevé et le plus bas du réservoir (5,5 m). Aujourd'hui, la surface du lac est piquetée de troncs d'arbres morts sur pied (*Figure 2*), sauf dans la zone de marnage où ils ont disparu, à proximité du barrage où les arbres ont été exploités avant la mise en eau, et dans l'ancien chenal de la rivière.

2.2 Suivi des cours d'eau et du réservoir

La température de l'eau, la conductivité, l'oxygène, les concentrations minérales, y compris le Fe dissous et le Fe total, les matières en suspension, le carbone organique particulaire fin ont été suivis mensuellement dans le Sinnamary et les principaux affluents de Petit Saut de 1992 à 1994, avant la mise en eau (Richard, 1996). De 1994 à 1999, les mêmes paramètres ont été suivis dans l'eau restituée depuis le réservoir ainsi qu'à 10 km et 50 km en aval du barrage. Les méthodes sont présentées dans Richard (1996), Richard *et al.* (1997) et Horeau *et al.* (1998). Les concentrations en CH₄ et CO₂ et les paramètres limnologiques (par exemple, les concentrations en oxygène et la température) en fonction de la profondeur (0 à 35 m) ont été suivis sur une base mensuelle à la station Roche Genipa (voir Abril *et al.*, 2005 et Colas *et al.*, 2020), en amont du barrage, ainsi que dans l'exutoire de la retenue en aval du barrage à partir de 2 ans après la mise en eau. Ce délai de deux ans reflète la prise en compte de la désoxygénation des eaux de la Sinnamary en aval du réservoir, liée à la présence de CH₄, et la mise en place d'un seuil aérateur turbulent (*Figure 2b*) permettant de dégazer le CH₄ (Gosse et Grégoire, 1997; Gosse *et al.*, 2005) et d'augmenter la concentration en oxygène dissous. De ce fait, si l'évolution temporelle des concentrations a un sens, les flux de méthane dans les eaux en aval du barrage ne représentent qu'une fraction du flux à l'entrée des turbines. Les concentrations de CH₄ et de CO₂ ont été mesurées à l'aide d'un chromatographe en phase gazeuse (8610 C, SRI) équipé d'un détecteur à ionisation de flamme (FID) et d'un FID,

respectivement, après avoir créé un espace de tête de 20 ml de N₂ comme décrit dans Guérin *et al.* (2008) et Colas *et al.* (2020).

2.3 Prélèvement et analyse des sols témoins et noyés

Nous avons échantillonné des sols noyés et témoins pendant la saison sèche (novembre) de 2019 dans 4 sites jumelés, lorsque le niveau d'eau était 2 mètres au-dessus du niveau minimal opérationnel. Les sites noyés ont été précautionneusement choisis de manière à répondre aux critères suivants: (a) noyés sous 5-6 m d'eau, de sorte que depuis la mise en eau, ils n'aient jamais été émergés ni soumis à l'érosion par les vagues; (b) sur un sommet de l'ancien paysage, afin de limiter le dépôt de matériaux pédologiques érodés provenant du rivage; (c) dans une zone forestière inondée afin d'exclure l'ancien lit de la rivière, et (d) à au moins 20 mètres du rivage le plus proche, afin de limiter les apports de litière des arbres littoraux. Quatre sites ont été sélectionnés grâce à un guide local qui connaissait la zone avant l'inondation. Les sites de Bagne et de Plomb sont situés à proximité du barrage, tandis que ceux d'AIMARA et d'ILLETS se trouvent dans la partie médiane du réservoir (*Figure 1*). Bagne est le site le plus proche de l'ancien lit de la rivière, tandis qu'ILLETS est le plus éloigné. Sur chaque site, le relief immergé a été évalué à partir d'un bateau à l'aide d'un sondeur (Echotest II, Plastimo, France). Selon les sites, entre 3 et 11 carottages ont été réalisés dans les conditions requises à partir du bateau attaché à des troncs morts émergents. Nous avons utilisé un corps de tarière Riverside (Eijkelpamp, Sdec France), (diamètre du corps de prélèvement: 7 cm, longueur: 30 cm) connecté par des tubes-extensions d'1 m de long (jusqu'à 6) à la poignée. La rotation de la poignée permet d'enfoncer le tube jusqu'à une profondeur de 30 cm. La perte de sol lors de la remontée de la tarière a été évitée par l'ajout d'un manchon cylindrique, fait de la moitié supérieure d'une bouteille d'eau en plastique, enfilée par le goulot sur le tube de la tarière, et coulissant vers le haut pendant que la tarière s'enfonce et vers le bas de façon à couvrir le corps de tarière lorsque la tarière est relevée. Après chaque sondage, les couches de sol (0-10 cm; 10-20 cm et 20-30 cm) ont été séparées. En outre, des feuilles brunes non ou peu fragmentées reposant sur le fond du réservoir ont été collectées sur les trois sites d'AIMARA, d'ILLETS et de Plomb, à proximité (10 m) et à distance (>50 m) du littoral, à l'aide d'une benne à sédiment Eckman.

Des sites témoins dans la forêt ont été prospectés à proximité immédiate de chaque site noyé, dans des positions similaires dans le paysage: pente supérieure et sommet de petites collines. Sur chaque site, 5 sols ont été échantillonnés à l'aide d'une tarière Edelman aux trois mêmes profondeurs (0-10 cm; 10-20 cm; 20-30 cm) le long de transects de 50 m de long commençant à 5 mètres au-dessus du niveau d'eau le plus élevé atteint par le réservoir.

Les échantillons de sol ont été séchés à l'air et tamisés (<2 mm) et la présence de racines et d'éléments grossiers a été notée. La couleur du sol a été décrite à l'aide d'un nuancier Munsell. La teneur en eau a été mesurée après avoir chauffé des sous-échantillons pendant 24 heures à 110 °C. La densité du sol n'a pas été mesurée sur le site, mais dérivée de données non publiées mesurées à quelques kilomètres du barrage (voir Poszwa *et al.*, 2002). Des valeurs uniformes de densité de terre fine de 1, 1,2; et 1,4 pour les couches de profondeur 0-10; 10-20; et 20-30 ont été considérées. La densité des sols noyés et des sols témoins a été supposée similaire, comme cela avait été mesuré directement par Félix-Faure *et al.* (2019) dans un réservoir vidangé. Dans tous les échantillons, les teneurs en carbone et en azote de la terre fine et leur composition isotopique ont été mesurées sur la plateforme analytique Sylvolab (INRAE Nancy) à l'aide d'un analyseur élémentaire (vario Isotope cube, Elementar, Langensfeld, Allemagne) couplé à un spectromètre de masse à flux continu (Isoprime100, Elementar UK, Cheadle, Royaume-Uni).

Pour chaque site et chaque profondeur, des échantillons moyens ont été constitués en mélangeant un volume similaire d'échantillons individuels tamisés. À partir de ces échantillons, le pH du sol a été mesuré dans l'eau et le KCl (1M) en utilisant un rapport de poids de 1/5. La proportion de sable (50-2000 µm) a été mesurée par tamisage à l'eau après dispersion par ajout d'hexamétophosphate et agitation (20 g sol dans 150 ml eau distillée pendant 48 heures à 200 RPM) et les matières organiques particulières ont été séparées par battée suivant Feller (1979)

La stabilité thermique et biogéochimique de la matière organique du sol a été évaluée par pyrolyse Rock-Eval, comme décrit dans Disnar *et al.* (2003). En bref, l'appareil RE6 Turbo (Vinci Technologies) permet la pyrolyse et l'oxydation séquentielle d'environ 40 mg de sol finement broyé (< 250 µm) par échantillon. En utilisant le thermogramme de pyrolyse, nous avons déterminé l'indice d'hydrogène (HI) correspondant à la proportion d'hydrocarbures pyrolysés par rapport au carbone organique total (COT), et l'indice d'oxygène (OI) correspondant au rendement en oxygène sous forme de CO et de CO₂ lors de la pyrolyse. Ces indices sont corrélés aux rapports atomiques élémentaires H/C et O/C de la MO, et Disnar *et al.* (2003), Kim *et al.* (2006) et Barré *et al.* (2016) ont montré que le rapport H/C est un indicateur fiable de la qualité de la matière organique et de son contenu énergétique. Le Fe extrait par l'oxalate d'ammonium (Fe_{AO}) et le citrate-bicarbonate-dithionite (Fe_{CBD}) ont été quantifiés selon Mehra et Jackson (1960) et McKeague *et al.* (1971). L'oxalate d'ammonium dissout principalement les formes amorphes de Fe telles que le Fe lié à la MO et la ferrihydrite, tandis que le citrate-bicarbonate-dithionite dissout les oxydes cristallins (tels que l'hématite et la goéthite) ainsi que le Fe amorphe (Jeanroy *et al.*, 1991).

2.4 Prélèvement des gaz

Des bulles de gaz provenant de sols noyés ont été obtenues en secouant manuellement des troncs d'arbres émergents à partir d'un bateau. Par site, 500 ml ont été prélevés soit à partir d'un arbre, soit de plusieurs, en utilisant la technique de l'entonnoir noyé inversé, l'extrémité étroite de l'entonnoir étant fermée par un septum (Guérin, 2006). Le gaz a été prélevé à l'aide d'une seringue à travers le septum et transféré dans un sac à gaz (tedlar®, Restek, France). L'eau du fond du réservoir (-25 m) a été prélevée à environ 100 m du barrage, à l'aide d'une pompe péristaltique connectée d'un côté à un tube Tygon lesté, et de l'autre à une bouteille en verre de 1,13 L fermée par un bouchon percé par une aiguille équipée d'un robinet 3 voies. En inversant le sens de pompage, le volume d'eau est ensuite réduit à 500 ml, tandis que de l'air atmosphérique pénètre par l'aiguille. Puis, le robinet refermé, la bouteille est secouée vigoureusement pendant 2 minutes, pour permettre l'échange entre les gaz dissous dans l'eau et l'air contenu dans la bouteille. Un sac d'échantillonnage de gaz est ensuite connecté au robinet 3 voies, et l'air contenu dans la bouteille est poussé dans le sac en remplissant la bouteille d'eau à l'aide de la pompe péristaltique.

2.5 Minéralisation expérimentale de la MO des sols noyés et témoins

Nous avons utilisé des mélanges massiques pondérés des sols noyés et témoins des différents sites (4 noyés et 4 témoins) et 2 profondeurs (0-10 et 10-20 cm). Trois répétitions de 8 g de chaque mélange de sol (n = 16) ont été placées dans 48 flacons de sérum (v = 160 ml). Dans chacune d'elles, nous avons ajouté 20 ml d'eau distillée désoxygénée par bullage à l'azote. Puis, les bouteilles ont été fermées avec des bouchons en butyle (épaisseur 5 mm) traversés par deux aiguilles de seringue au travers desquelles leur atmosphère a été soumise à un flux d'azote gazeux pendant 1 minute et demie. Les aiguilles ont été retirées et les flacons incubés à 27 °C dans l'obscurité. L'expérience a commencé le 19 octobre 2022 et s'est terminée le 11 janvier 2023. Les taux de production journaliers de CO₂ et de CH₄ des sols ont été déterminés périodiquement au cours de cette période de 80 jours. Avant détermination, l'atmosphère des flacons de sérum a été renouvelée en injectant à nouveau un flux de N₂ pendant 1,5 min. Ensuite, les flacons de sérum ont été agités pour assurer l'équilibre entre la phase liquide et la phase gazeuse et 5 ml d'espace aérien ont été prélevés à l'aide d'une seringue à travers le bouchon et analysés pour connaître la concentration initiale (C₀). Cette opération a été répétée après 24 heures d'incubation (C_{24h}) et le taux de production est calculé par différence. À trois dates, 2 ml d'eau ont été prélevés dans chaque répliat, mis en commun et le pH ainsi que la concentration en Fe²⁺ dissous ont été mesurés par colorimétrie (Kit Merck MQuant). Après ces opérations, la

quantité d'eau initiale a été réajustée en ajoutant 2 ml d'eau distillée préalablement dégazée par bullage à l'azote.

Les concentrations de méthane et de CO_2 ont été déterminées par un chromatographe en phase gazeuse (Agilent Technologies 490) équipé respectivement d'un détecteur à ionisation de flamme et d'un détecteur à conductivité thermique. Lorsque les concentrations étaient en dehors de la plage, le gaz a été dilué avec du N_2 à la pression atmosphérique préalablement introduit dans un sac Tedlar. Les concentrations de CO_2 dissous ont été calculées en utilisant la loi de Henri et les constantes d'équilibre du CO_2 . Le CH_4 dissous a été négligé. Le taux de production journalier total de CH_4 et de CO_2 a été calculé à partir de l'augmentation en 24 heures des concentrations ($C_{24h}-C_0$) gazeuses et dissoutes multipliées par les volumes d'air et d'eau respectivement, et mis en relation avec la teneur en carbone des sols incubés.

2.5 Datation au ^{14}C

Des échantillons secs et broyés de sols témoins et noyés, un échantillon moyen de débris de feuilles collectés à l'aide de filets disposés face au courant de la Sinnamary en amont de la retenue, des échantillons moyens de feuilles brunes collectés avec une benne Eckman sur le fond du réservoir près des sites de prélèvement des sols noyés, ainsi que du méthane dissous

dans l'hypolimnion à proximité du barrage, et contenu dans des bulles libérées en secouant les troncs d'arbres émergents ont été analysés au Keck Carbon Cycle AMS Facility à l'Université de Californie, Irvine, en suivant Xu *et al.* (2013).

Les concentrations de radiocarbone, corrigées pour le fractionnement isotopique, sont données en $\Delta^{14}\text{C}$, et en âge conventionnel du radiocarbone, en suivant les conventions de Stuiver et Polach (1977). La variation historique du ^{14}C atmosphérique est décrite par Hua *et al.* (2022).

3. RÉSULTATS

3.1 Fe et CH_4 dissous dans les eaux à l'aval du réservoir

Avant la mise en eau, les concentrations moyennes de Fe total et de Fe dissous dans les affluents étaient respectivement de $1,40 \pm 0,51 \text{ mg.l}^{-1}$ et de $0,17 \pm 0,08 \text{ mg.l}^{-1}$ (Richard, 1996) (Figure 3), la différence étant liée au Fe particulaire. Le flux annuel de Fe total transporté par la Sinnamary et ses affluents était d'environ 10 kt.an^{-1} . La conductivité de l'eau variait inversement au débit entre 19 et $26 \mu\text{S.cm}^{-1}$ (moyenne $23 \mu\text{S.cm}^{-1}$). Après la mise en eau, en novembre 1994, la concentration de Fe dissous dans

Figure 3: Variation temporelle de la concentration en Fe dissous (mg.l^{-1} , ligne noire continue), de la concentration en CH_4 (ligne grise) et de la conductivité (ligne pointillée) dans le fleuve Sinnamary à l'aval du barrage, avant (Nov 1991-Nov 1993, données de Richard, 1996) et après la mise en eau (à partir de Juillet 1994). La ligne pointillée verticale indique le début de la mise en eau.

Figure 3: Temporal variation in dissolved Fe concentration (mg.l^{-1} , solid black line), CH_4 concentration (grey line) and conductivity (dotted line) in the Sinnamary River downstream of the dam, before (Nov 1991-Nov 1993, data from Richard, 1996) and after impoundment (from July 1994). The vertical dotted line indicates the start of impoundment.

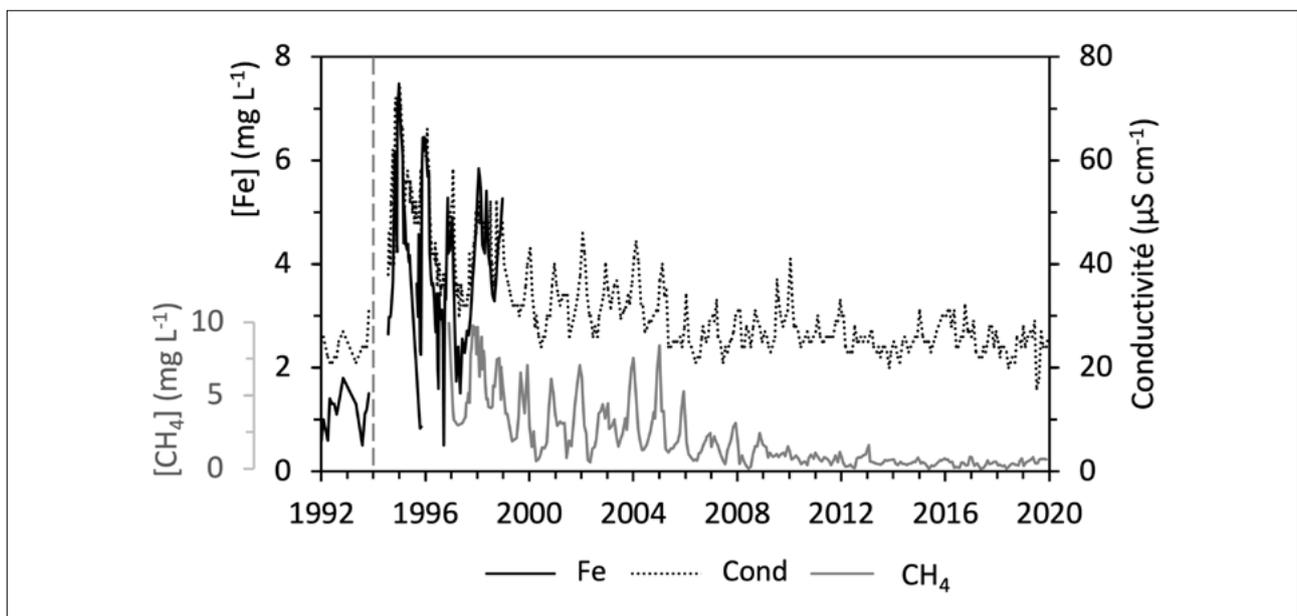
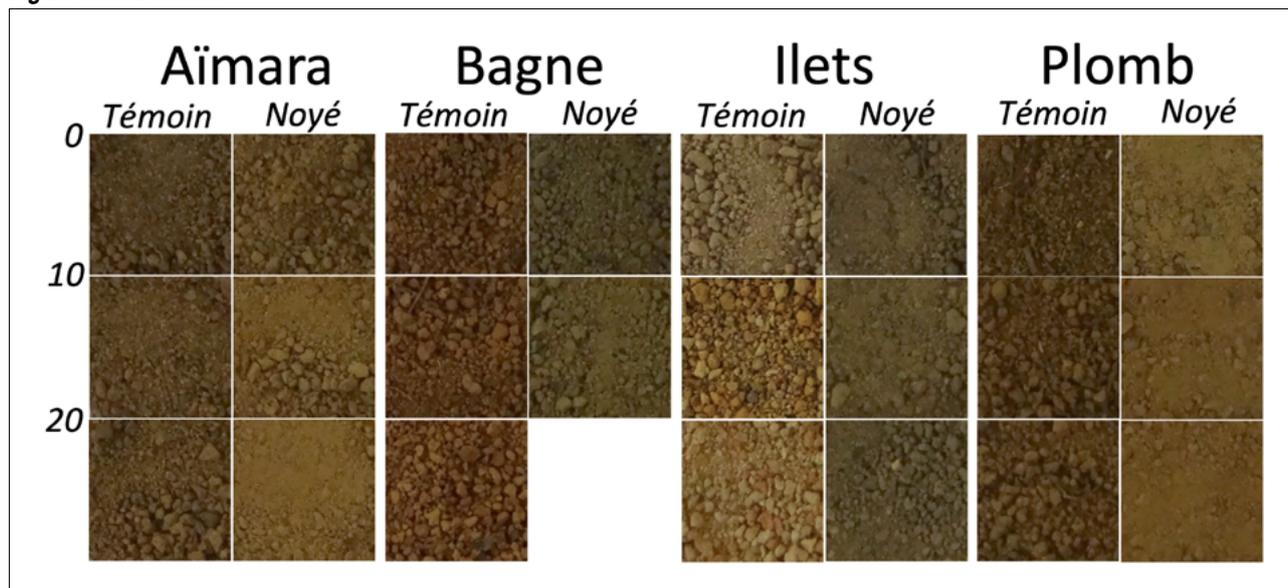


Figure 4 : Couleur des sols.**Figure 4 :** Soil colours.

l'eau turbinée s'élève brutalement pour atteindre un maximum de 8 mg.l⁻¹. Puis elle diminue progressivement de 1995 à 1999, avec des concentrations plus élevées pendant la saison sèche et des concentrations plus faibles pendant la saison humide. Sur cette période, les variations du Fe dissous et de la conductivité sont fortement corrélées ($Fe = 0,119 \text{ Conductivité} - 1,8$ ($r^2 = 0,67$, $n = 112$)). Depuis 1999, la conductivité a diminué avec un premier plateau autour de $33 \pm 5 \mu\text{S.cm}^{-1}$ de 1999 à 2004, et un second plateau depuis 2005 à environ $26 \pm 4 \mu\text{S.cm}^{-1}$, proche de la valeur originale avant la mise en eau (Figure 3). Les concentrations de CH₄ varient également en fonction des saisons, avec des concentrations plus faibles pendant la saison humide. Après la mise en eau, les concentrations de CH₄ varient suivant trois étapes principales (Figure 3) : entre 4,5 et 9,7 mg.l⁻¹ de 1996 à 1998, entre 1 et 8,5 mg.l⁻¹ de 1999 à 2004 (Galy-Lacaux *et al.*, 1997), puis elles diminuent exponentiellement pour atteindre des valeurs inférieures à 1 mg.l⁻¹ à partir de 2013.

3.2 Composition du sol et effet de l'ennoyage

Les sols témoins sont des ferralsols (sites Bagne et Plomb), et des ultisols (sites Aimara et Ilets). Les couleurs dominantes de la couche supérieure (0-10 cm) sont brun jaunâtre à rougeâtre (2,5 à 7,5YR4/6), les couleurs des couches (10-20 et 20-30 cm) sont dans la même tonalité mais moins foncée (2,5 à 7,5YR5/6) (Figure 4 et Tableau 1).

La texture générale des sols témoins est limoneuse, mais limono-sableuse sur le site d'Aimara, avec très peu d'éléments grossiers, sauf sur le site de Plomb où la quantité de nodules est plus élevée. La couche de litière est généralement très fine,

correspondant à environ un an de chute de litière, sauf sur le site de Plomb où elle est plus épaisse (1-2 cm). Le pH_{eau} varie entre $4,35 \pm 0,12$ (0-10 cm) et $4,5 \pm 0,15$ (10-20 cm). Le pH_{KCl} lui est inférieur en moyenne d'une demi-unité. La teneur moyenne en carbone de la terre fine est de 4,5 %, 3,7 % et 2,5 % dans les couches 0-10, 10-20 et 20-30 cm respectivement, mais avec de grandes variations entre les sites. Elle est beaucoup plus élevée sur les sites de Bagne et de Plomb et plus faible sur les sites d'Aimara et d'Ilets (Figure 5a et Tableau 1). Le C/N moyen décroît très légèrement avec la profondeur, de $16,5 \pm 0,8$ (0-10 cm) à $14,7 \pm 0,8$ (20-30 cm). Le $\delta^{13}\text{C}$ du sol augmente légèrement avec la profondeur, de $-28,5 \pm 0,3\text{‰}$ dans la couche 0-10 cm à $-27,2 \pm 0,4 \text{‰}$ dans la couche 20-30 cm ainsi que le $\delta^{15}\text{N}$ (de $5,6 \pm 0,3 \text{‰}$ à $6,7 \pm 0,4 \text{‰}$). Cependant, les variations de $\delta^{15}\text{N}$ et $\delta^{13}\text{C}$ sont peu corrélées (Figure 5c).

Les teneurs en Fe_{CBD} sont plus élevées sur les sites de Bagne et Plomb (Fe: 4.2-4.5 %) dont les sols sont plus rougeâtres, et plus faibles sur les sites d'Aimara et Ilets (Fe: 1.2-2.5 %) plus jaunâtres. La teneur en carbone est fortement et positivement liée au Fe_{CBD} ($C = 0,92 \text{ Fe}_{\text{CBD}} + 1,25$, $r^2 = 0,86$, $p < 10^{-3}$), Figure 6a) alors que le Fe_{OA} est faiblement lié au Fe_{CBD} ($\text{Fe}_{\text{AO}} = 0,049 \text{ Fe}_{\text{CBD}} + 0,4$, $r^2 = 0,21$, NS), Figure 6b).

L'indice d'hydrogène (HI), calculé à partir des mesures Rock-Eval® varie entre 186 et 232, avec des valeurs plus élevées dans la couche 0-10 par rapport à 10-20 cm, et sur les sites Aimara et Ilets. L'indice d'oxygène varie entre 224 et 310, avec des valeurs plus faibles dans la couche 0-10 cm (par rapport à 10-20 cm) et sur les sites d'Aimara et d'Ilets.

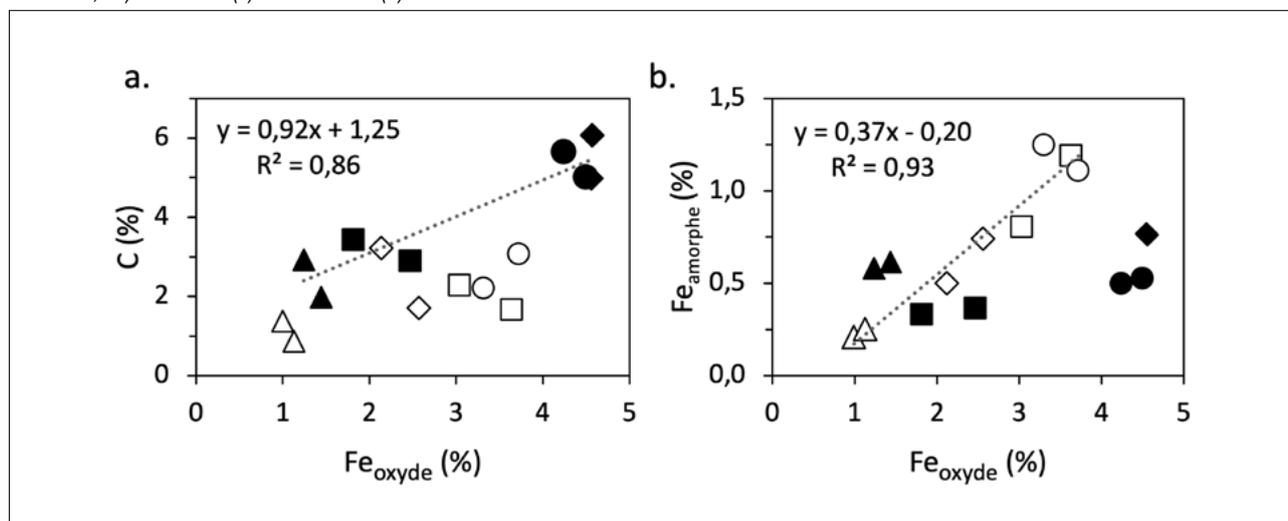
Les sols noyés ont une couleur généralement plus terne que les témoins. À Bagne et Plomb, le sol noyé est nettement

Tableau 1 : Composition des sols témoins, et noyés depuis 25 ans.**Table 1**: Composition of control soils and soils flooded since 25 years.

Site	Prof. cm	Couleur Munsell	Sable %	MOP %	pH eau	pH KCL	C %	$\delta^{13}\text{C}$ ‰	$\delta^{15}\text{N}$ ‰	C/N %	Fe CBD %	Fe OA %	
Témoins	Aimara	0-10	7,5 YR 4/4	78	2	4,34	3,90	3,4 ± 1,0	-28,4 ± 0,3	5,8 ± 0,5	17,1	1,81	0,33
		10-20	7,5 YR 4/6	57	1	4,55	4,24	2,9 ± 0,7	-28,0 ± 0,3	7,0 ± 1,5	15,4	2,46	0,36
		20-30	7,5 YR 4/6	80	2	*	*	2,1 ± 0,3	-27,8 ± 0,5	7,4 ± 1,2	15,0	*	*
	Bagne	0-10	2,5 YR 4/6	29	4	4,52	3,84	6,1 ± 1,1	-28,7 ± 0,4	5,2 ± 0,4	17,0	4,57	0,76
		10-20	2,5 YR 4/6	28	3	4,61	3,92	5,0 ± 1,1	-28,4 ± 0,4	5,6 ± 0,3	18,2	4,55	0,77
		20-30	2,5 YR 4/8	30	1	*	*	3,4 ± 1,1	-28,0 ± 0,4	6,3 ± 0,5	15,0	*	*
	Ilets	0-10	7,5 YR 4/6	28	1	4,28	3,73	2,9 ± 0,4	-28,6 ± 0,4	4,6 ± 0,5	16,4	1,24	0,58
		10-20	7,5 YR 5/8	26	1	4,55	3,89	2,0 ± 0,5	-28,0 ± 0,4	4,6 ± 1,0	15,5	1,44	0,61
		20-30	7,5 YR 5/8	26	1	*	*	1,1 ± 0,5	-27,6 ± 0,3	5,8 ± 0,3	15,2	1,65	0,59
Plomb	0-10	5 YR 4/4	*	*	4,26	3,83	5,7 ± 2,1	-28,3 ± 0,2	7,4 ± 1,1	15,4	4,25	0,50	
	10-20	5 YR 5/6	*	*	4,28	4,06	5,0 ± 0,6	-28,1 ± 0,2	7,0 ± 0,4	14,8	4,50	0,53	
	20-30	7,5 YR 5/6	26	4	*	*	3,6 ± 0,4	-27,4 ± 0,2	7,8 ± 0,4	13,6	*	*	
Noyés	Aimara	0-10	7,5 YR 3/3	43	1	5,22	4,44	2,3 ± 0,6	-27,9 ± 0,8	5,9 ± 0,5	16,7	3,04	0,81
		10-20	10 YR 5/6	42	0	5,41	4,40	1,7 ± 0,3	-26,5 ± 0,7	6,6 ± 0,4	17,5	3,63	1,19
		20-30	10 YR 6/6	*	*	*	*		-25,9 ± 0,1	7,4 ± 0,4	16,5	*	*
	Bagne	0-10	10 YR 3/3	54	3	4,91	4,09	3,2 ± 0,2	-28,3 ± 0,1	4,5 ± 0,1	19,0	2,13	0,50
		10-20	10 YR 5/6	26	1	5,37	4,28	1,7 ± 0,1	-27,1 ± 0,3	6,1 ± 0,4	16,5	2,56	0,74
		20-30	10 YR 6/6	*	*	*	*	1,3	-26,3	6,9	12,7	*	*
	Ilets	0-10	10 YR 4/3	69	0	5,33	4,47	1,4 ± 0,9	-28,0 ± 0,6	4,8 ± 0,7	18,0	0,99	0,21
		10-20	10 YR 4/3	68	0	5,63	4,56	0,9 ± 0,4	-27,6 ± 0,3	5,3 ± 0,5	16,2	1,13	0,25

Figure 5 : Relations entre les teneurs en C (a) et N (b) des sols témoins et noyés sur 4 sites (Aimara (carrés), Bagne (diamants), Ilets (triangles), et Plomb (cercles)) et pour 3 profondeurs (0-10 cm, blanc ; 10-20 cm gris ; 20-30 cm gris foncé). Relations entre $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{15}\text{N}$ (‰) dans les sols témoins (c) et noyés (d).

Figure 5: Relationships between C (a) and N (b) contents of control and flooded soils at 4 sites (Aimara (squares), Bagne (diamonds), Ilets (triangles), and Plomb (circles)) and for 3 depths (0-10 cm, white; 10-20 cm gray; 20-30 cm dark gray). Relationships between $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ (‰) in control (c) and flooded (d) soils.



moins rouge que le témoin. À Plomb mais surtout à Aimara il est plus jaune; aux llets, plus gris. Les pH_{eau} (5,16±0,18 (0-10 cm) et 5,48±0,12 (10-20 cm)) et pH_{KCl} sont d'une unité plus élevée que dans les sols témoins. En combinant toutes les profondeurs, les concentrations de carbone et d'azote dans le sol sont près de la moitié ($C_{\text{noyé}} = 0,46 C_{\text{témoin}} + 0,08$, $r^2 = 0,80$, et $N_{\text{noyé}} = 0,45 N_{\text{témoin}}$, $r^2 = 0,85$ respectivement) de celles des témoins (tableau 1 et figure 4a et b). De plus, dans la couche supérieure des sols noyés, le pourcentage moyen de matière organique particulaire grossière (2 mm < CPOM > 50 μ) est deux fois plus faible que dans le témoin (1,3±1 % contre 2,6±1). Alors que le δ¹³C des sols noyés est d'environ 1 ‰ plus élevé que dans les témoins, le δ¹⁵N n'a pas changé; mais δ¹⁵N et δ¹³C sont fortement corrélés (Figure 4c et d) contrairement aux sols témoins. Le Fe _{CBD} des sols noyés est plus faible que dans les sols témoins sur les sites de Bagne, Plomb et llets où les sols sont plus jaunâtres et ternes, et plus élevé sur le site d'Aimara, dont le sol est plus rougeâtre. Dans les sols noyés, les teneurs en carbone et en Fe oxyde sont faiblement liées ($C = 0,41 \text{ Fe}_{\text{CBD}} + 1$, $r^2 = 0,29$, NS; Figure 6a) alors qu'elles l'étaient fortement dans les sols témoins, mais le Fe amorphe devient fortement corrélé au Fe oxyde ($\text{Fe}_{\text{AO}} = 0,37 \text{ Fe}_{\text{CBD}} - 0,2$, $r^2 = 0,93$, $p < 10^{-3}$; Figure 6b).

L'indice d'hydrogène (HI) est plus faible dans tous les sols noyés par rapport aux témoins (en moyenne de 22 %), et pour les deux profondeurs de sol. L'indice d'oxygène (OI) n'a pas changé dans la couche 0-10 cm mais augmente dans la couche 10-20 cm (en moyenne de 28 %). La baisse de HI et l'augmentation de OI sont les plus fortes sur le site d'Aimara.

3.3 Minéralisation expérimentale des sols placés en anoxie

Par rapport au pH initial du sol (moyenne = 4,42 et 5,32 pour les sols témoins et noyés respectivement), le pH de la solution après un mois d'incubation est environ deux unités plus élevées dans les sols témoins et une unité plus élevée dans les sols noyés. Puis le pH de la solution converge vers des valeurs moyennes similaires après 3 mois (moyenne = 6,4 et 6,5 pour les sols témoins et noyés respectivement). Parallèlement, la concentration moyenne de Fe²⁺ dans la solution diminue avec le temps, passant de 178 à 91 mg.l⁻¹ dans le témoin, tandis qu'elle reste comparativement faible et stable (10-30 mg.l⁻¹) dans les échantillons de sols noyés (données non présentées).

Exprimée par unité de carbone du sol, la production de C-CO₂ par les sols témoins est très variable dans le temps (Figure 8b), les sites Plomb et Bagne atteignant leur maximum de production plus tard que les autres. En moyenne, les taux étaient de 1,04±0,27 mg C-CO₂ gCsol⁻¹ j⁻¹ (0-10 cm) et 1,17±0,29 mg C-CO₂ gCsol⁻¹ j⁻¹ (10-20 cm). Dans les sols noyés, les taux diminuent avec le temps et sont plus élevés en profondeur (10-20 cm : 1,31±0,25 mg C-CO₂ g Csol⁻¹ j⁻¹) qu'en surface (0-10 cm : 0,92±0,15 mg C-CO₂ gCsol⁻¹ j⁻¹). En considérant toutes

les périodes de mesure et les deux profondeurs, la production de C-CO₂ par g de sol est comparable dans les sols noyés et témoin.

Dans les sols témoins, la production journalière de CH₄ atteint son maximum plus tôt sur les sites de llets et d'Aimara et plus tard sur les sites de Bagne et de Plomb, tandis qu'aucune production significative de CH₄ n'est observée dans les sols noyés. Les échantillons de sol noyés de Bagne et Plomb, qui avaient des teneurs en C comparables à celles des sols témoins llets et Aimara, n'ont pas produit de CH₄.

3.4 Datation

Dans les sols noyés des sites llets, Aimara et Plomb où il a été mesuré, le Δ¹⁴C moyen de la couche 0-10 cm (105±30 ‰, n = 3), est dans la même gamme que celui du CH₄ des bulles de gaz contenues dans les sols noyés (Δ¹⁴C = 118±27 ‰, n = 6) et celui du CH₄ dissous dans l'hypolimnion en face du barrage (Δ¹⁴C = 110±7 ‰, n = 2). Sur le site llets, où les profondeurs ont été comparées, la couche 0-10 cm du sol noyé est fortement enrichie en ¹⁴C dérivé de la bombe (Δ¹⁴C = 117,5 ‰) par rapport à 10-20 cm (Δ¹⁴C = 31 ‰). En revanche, dans le sol témoin, le Δ¹⁴C converge (67,3 ‰ et 67,3 ‰ pour les profondeurs 0-10 et 10-20 cm).

Le Δ¹⁴C des feuilles brunes reposant sur le fond du réservoir est de = 128±16 ‰ (n = 2). Cette valeur correspond au Δ¹⁴C atmosphérique entre 1991 et 1995 (Hua *et al.*, 2022). À l'inverse, le carbone organique particulaire grossier (>2 mm) formé de fragments de litière transportés par le Sinnamary en amont de Petit Saut est beaucoup plus jeune (Δ¹⁴C = 22,2 ; n = 1), correspondant à la composition de l'atmosphère en 2013.

4. DISCUSSION

4.1 Consommation d'oxygène et libération de Fe et de carbone

Au cours des 10 premières années suivant l'ennoyage du réservoir, la minéralisation du carbone labile noyé consomme l'oxygène transporté par les affluents et conduit à un hypolimnion anoxique, même pendant les saisons des pluies, où le temps de résidence de l'eau dans le réservoir est de 3 mois (Richard, 1996). Le potentiel redox dans l'hypolimnion est proche de 0 en 1994-1995 (Richard *et al.*, 1997). Alors que l'émission de H₂S est négligeable (Galy-Lacaux *et al.*, 1997), les concentrations en CH₄ et en Fe dissous augmentent à des niveaux très élevés (jusqu'à 20,5 mgFe.l⁻¹ au fond du réservoir sur le site Genipa, Richard, 1996). En comparaison, la concentration actuelle (2018-2019) en Fe dissous de la Sinnamary à la sortie du barrage est de 0,2 mg l⁻¹ (données du suivi environnemental annuel en cours, Bonnet *et al.*, 2020).

Figure 7: Composition de la matière organique du sol dans les sites témoins et noyés. (a) Indice d'hydrogène (HI) et (b) Indice d'oxygène (OI). Les sites sont Aimara (carrés), Bagne (diamants), Ilets (triangles) et Plomb (cercles). Symboles de profondeur : 0-10 cm : blanc ; 10-20 cm : gris.

Figure 7: Composition of soil organic matter at control and flooded sites. (a) Hydrogen index (HI) and (b) Oxygen index (OI). Sites are Aimara (squares), Bagne (diamonds), Ilets (triangles) and Plomb (circles). Depth symbols: 0-10 cm: white; 10-20 cm: grey.

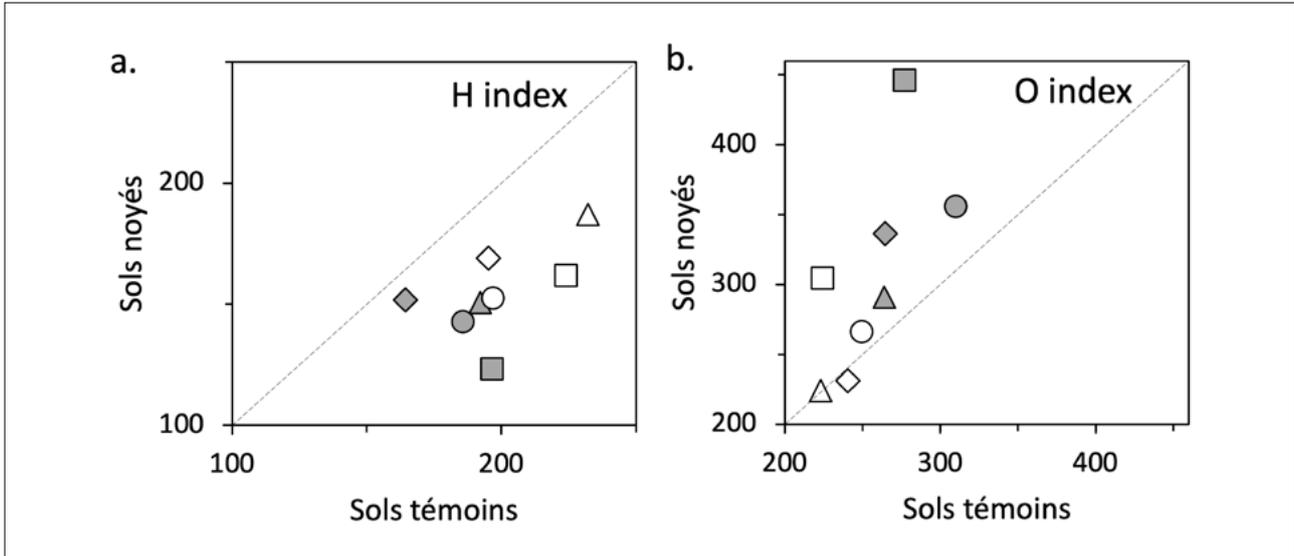


Figure 8: Production de CO_2 pendant l'incubation anaérobie de (a) sols noyés et (b) témoins. (Symboles de profondeur : 0-10 cm : noir ; 10-20 cm : gris). Les sites sont Aimara (carrés), Bagne (diamants), Ilets (triangles), et Plomb (cercles).

Figure 8: CO_2 production during anaerobic incubation of (a) flooded soils and (b) controls. (Depth symbols: 0-10 cm: black; 10-20 cm: grey). Sites are Aimara (squares), Bagne (diamonds), Ilets (triangles), and Plomb (circles).

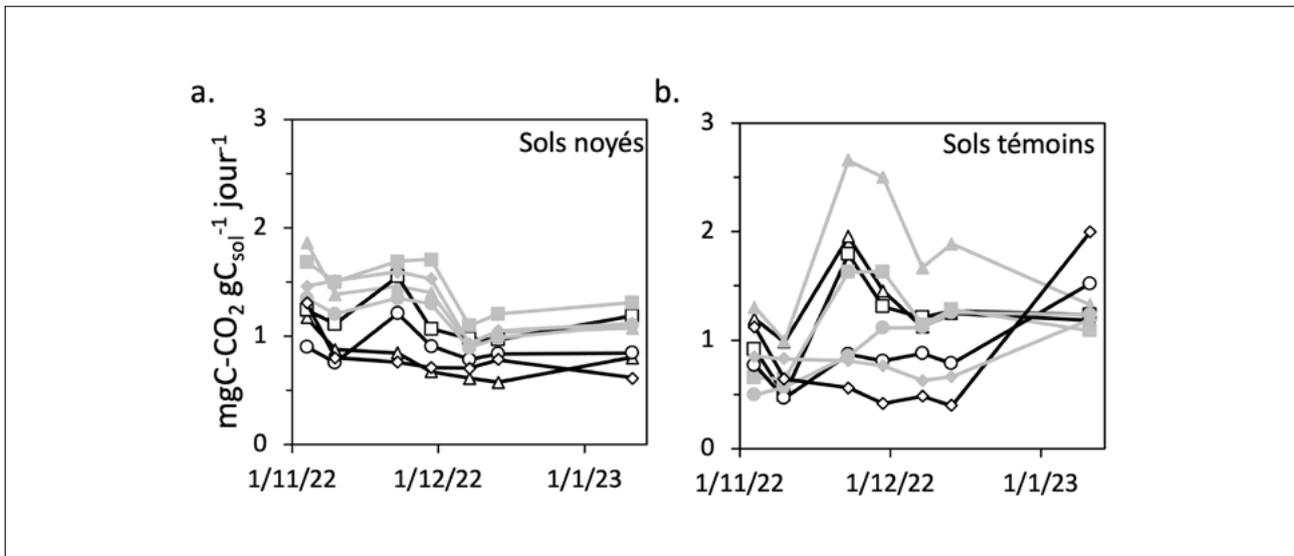
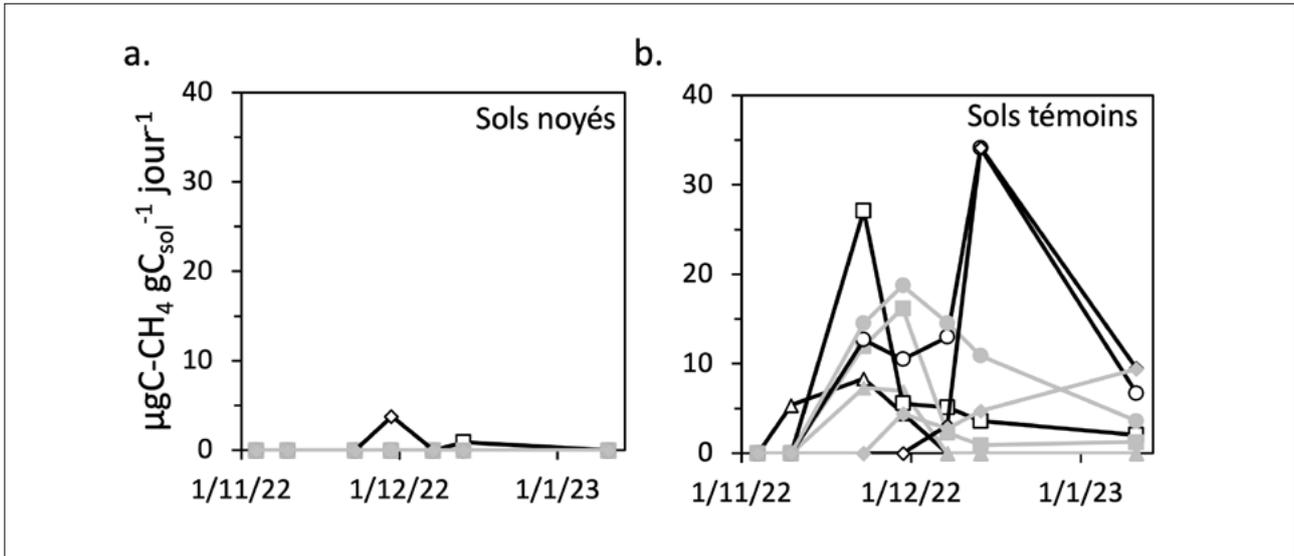


Figure 9 : Production de CH₄ pendant l'incubation anaérobie de sols témoins et noyés. Symboles de profondeur : 0-10 cm : gris ; 10-20 cm : noir. Les symboles des sites sont Aimara (carrés), Bagne (diamants), Ilets (triangles) et Plomb (cercles).

Figure 9 : CH₄ production during anaerobic incubation of control and flooded soils. Depth symbols: 0-10 cm: grey; 10-20 cm: black. Site symbols are Aimara (squares), Bagne (diamonds), Ilets (triangles) and Plomb (circles).



Ce flux de Fe dissous peut provenir de la dissolution dans l'hypolimnion des particules de Fe transportées par le Sinnamary et d'autres affluents, et/ou des sols noyés. En multipliant par le débit les concentrations mensuelles de Fe dissous du fleuve en sortie de barrage, nous avons calculé une exportation totale de Fe dissous de 114 kt pour la période juin 94-décembre 98. En supposant que tout le Fe particulaire déversé par les affluents dans le réservoir (environ 40 kt, Richard, 1996) ait été dissous dans l'hypolimnion et exporté à travers le barrage, nous avons calculé une perte minimale nette de Fe des sols de 74 kt. Comme la concentration de Fe et la conductivité sont linéairement corrélées, et que les autres concentrations ioniques sont très faibles (Richard, 1996), nous avons utilisé la relation Fe-conductivité pour évaluer la concentration et donc l'exportation de Fe entre 1999-2004, lorsque le Fe n'a plus été mesuré. Ce calcul suggère qu'environ 100 kt de Fe dissous ont été rejetées, dont au minimum 50 kt fournies par les sols noyés. À partir de 2005, la conductivité se rapproche des valeurs actuelles et la concentration en oxygène augmente pendant la saison des pluies dans les eaux de fond de barrage. Les concentrations actuelles de Fe étant très faibles, on peut supposer que le réservoir à partir de cette période a principalement accumulé le Fe fourni par les affluents.

Par conséquent, au cours de la période 1994-2004, les sols devraient avoir perdu au minimum 124 kt Fe. À l'échelle du réservoir, le stock de Fe sous forme d'oxyde dans la tranche 0-20 cm du sol avant ennoyage était d'environ 2 200 kt Fe. La masse exportée représente donc au minimum 5,5 % de ce

stock. Cependant les sols noyés n'ont pas montré de baisse systématique de la teneur en Fe-oxyde par rapport aux témoins. Ceci est en partie dû à la grande variabilité spatiale de la teneur initiale en Fe du sol (comme sur le site d'Aimara, où les sols noyés sont beaucoup plus riches que les témoins). Une fraction du Fe exporté pourrait également provenir de la terre fine érodée et dispersée par le batillage des vagues sur la zone de marnage, à proximité du barrage. Cependant la présence d'oxygène dans ces eaux peu profondes devrait avoir favorisé la précipitation du fer plutôt que son exportation.

Par contre, dans les sols noyés, le Fe amorphe est devenu corrélé au Fe oxyde, ce qui suggère une transformation des oxydes cristallins (tels que la Goethite et l'Hématite) en formes mal cristallisées et amorphes. La couleur plus terne des sols noyés extraits du réservoir suggère qu'ils contiennent du Fe réduit, comme les rouilles vertes que l'on trouve couramment dans les sols et sédiments hydromorphes (Trolard et Bourrié, 2012). De telles rouilles vertes ont d'ailleurs été produites par l'incubation anoxique des biofilms rouges déposés sur les roches en aval du barrage PSR (voir Figure 2c, et Jorand *et al.*, 2011).

La réduction du Fe augmente le pH du sol. Le pH plus élevé des sols noyés par rapport aux témoins, indépendamment de la concentration en carbone, paraît lié à un changement des formes du fer (McBride, 1994). La réduction des oxydes de Fe dans les environnements anoxiques favorise la libération des composés organiques liés au Fe (Grybos *et al.*, 2009; Buettner *et al.*, 2014) et leur fragmentation en composés de bas poids

moléculaire (Huang et Hall, 2017; Chen *et al.*, 2020). Or, si les bactéries méthanogènes sont incapables de dégrader la plupart des composés organiques polymérisés (Kristensen *et al.*, 1995; Yao *et al.*, 1999), elles peuvent dégrader des sucres (Winter, 1980). Ce processus pourrait contribuer à expliquer la libération parallèle de Fe soluble et de méthane par le barrage. La présence surprenante au fond de la retenue de feuilles brunes peu décomposées datant de la mise en eau ($\Delta^{14}\text{C} = 128 \text{ ‰}$) fournit un argument supplémentaire en faveur du rôle clé joué par la réduction du fer sur la libération et la minéralisation de la matière organique qui lui est associée.

4.2 Minéralisation en anoxie

Guérin (2006) a mesuré expérimentalement la minéralisation anaérobie de mélanges de sol et plantes de Petit Saut pendant une année. Les taux de production de méthane et de CO_2 des sols témoins ont atteint un pic au cours des premiers mois et se sont ensuite stabilisés, le pic de CH_4 étant généralement retardé d'un mois par rapport à celui de CO_2 . Cumulée sur un an, la minéralisation du C ($\text{CO}_2 + \text{CH}_4$) est corrélée à la teneur en C organique des substrats. À partir de ces relations, Guérin *et al.* (2008) ont estimé que les sols noyés pourraient avoir perdu environ 50 % de leur carbone dans les 10 années suivant la mise en eau, avec un rapport C- CH_4 /C- CO_2 produit d'environ 0,75. Par conséquent, ils ont attribué le faible rapport C- CH_4 /C- CO_2 des émissions à l'activité de bactéries méthanotrophes localisées dans l'oxycline du réservoir et consommant le méthane émis par les sols noyés.

De fait, 25 ans après la mise en eau, nous confirmons directement que les sols noyés ont perdu environ 50 % de leur matière organique. Le pourcentage de perte de C des sols noyés par rapport aux témoins ne diminue pas avec la profondeur, ce qui semble paradoxal. Un biais possible pourrait être causé par l'utilisation de deux tarières différentes, si les prélèvements de sols noyés étaient plus profonds que ceux des témoins. Nous n'avons pu évaluer ce biais, du fait de la forte variabilité initiale des sols. Néanmoins, nous pensons que la minéralisation totale a probablement été plutôt sous-estimée (de 10 à 20 % ?), car nous n'avons pas étudié les horizons en dessous de 30 cm de profondeur, et tout porte à croire que ces horizons profonds ont aussi perdu du carbone. En faisant l'hypothèse de densités similaires pour les sols témoins et noyés, leurs réserves de carbone respectives dans les 30 cm supérieurs sont de 11,2 et 5,9 kgC.m^{-2} . À l'échelle du réservoir, à l'exclusion de l'ancien lit de la rivière, le stock de carbone du sol était d'environ 3673 ktC avant la mise en eau, dont 2138 ktC subsistent 25 ans après l'ennoyage, et 1742 ktC ont été perdus. Ce flux représente 77 % de la somme des émissions gazeuses de la retenue au cours des 10 premières années (2250 ktC, Abril *et al.*, 2008).

La diminution exponentielle des émissions de CH_4 au cours du temps (Delmas *et al.*, 2005; Abril *et al.*, 2005; 2008)

suggère que les sources de carbone du sol sont devenues progressivement plus récalcitrantes et/ou moins disponibles pour les décomposeurs. À partir de mesures de $\Delta^{14}\text{C}$, Trumbore *et al.* (1993; 1995; 2009) ont simulé les temps de résidence de différentes fractions de carbone dans des sols tropicaux. Environ 30 % du carbone a un temps de résidence moyen de 3 ans, et 60 % de 10 à 30 ans. En outre, en raison de la lenteur de la pénétration du ^{14}C produit par les essais atomiques des années 60, puis de sa dilution progressive dans l'atmosphère, les couches de surface et de subsurface convergent progressivement vers des $\Delta^{14}\text{C}$ similaires. Effectivement, le $\Delta^{14}\text{C}$ des couches 0-10 et 10-20cm des sols témoins (Site llets) est identique et correspond à un âge moyen de 15 ans. À l'inverse, le $\Delta^{14}\text{C}$ moyen de la couche 0-10 cm des sols noyés ($105 \pm 30 \text{ ‰}$) est proche de celui de l'atmosphère lors de l'ennoyage, en 1994 (116 ‰ d'après Hua *et al.*, 2022). Cela suggère que la MO ancienne, probablement associée aux minéraux, a été préférentiellement minéralisée (Hanke *et al.*, 2013), ou n'a pas été préservée.

Nous ne connaissons pas d'études de terrain similaires évaluant la perte de carbone à long terme de sols tropicaux noyés. Dans des réservoirs tempérés (température moyenne de l'eau de 12°; Félix-Faure *et al.* (2018; 2019)), quatre-vingts ans après l'ennoyage, les sols noyés avaient perdu 35 à 50 % de leur stock initial de C. Dans ces réservoirs, on peut penser que la minéralisation du C a été ralentie par le dépôt de sédiments épais, ce qui ne s'est pas produit à Petit Saut, où le dépôt de sédiment, essentiellement d'origine planctonique, est négligeable ($\pm 100 \text{ mg m}^{-2} \text{ j}^{-1}$, De Junet *et al.*, 2009). Mais l'effet de la température pourrait suffire.

Dans les environnements terrestres tempérés, en présence d'oxygène, les expériences de jachères nues (Barré *et al.*, 2010) fournissent des données sur l'évolution temporelle de la minéralisation du carbone. Les réserves de carbone du sol diminuent selon une fonction exponentielle plus constante, la constante représentant la fraction de carbone stable à l'échelle séculaire. Le temps nécessaire pour atteindre une perte de 50 % de carbone varie entre 20 et 50 ans, et sur de longues périodes (> 50 ans), la concentration en carbone du sol diminue en dessous de 1 %. Au cours de cette décroissance, l'indice Hydrogène déterminé par l'analyse Rock-Eval diminue systématiquement (Barré *et al.*, 2016), et le $\delta^{13}\text{C}$ augmente (Menichetti *et al.*, 2015). L'ensemble suggère qu'un pool plus stable, peu réactif et pauvre en énergie, s'accumule relativement. Par analogie, à Petit Saut, la diminution de l'indice Hydrogène des sols noyés par rapport aux sols témoins pourrait être liée à une perte de réactivité de la matière organique. Les sols noyés ne paraissent pas enrichis en composés dérivés de la lignine (Lehmann *et al.*, 2002), qui sont appauvris en ^{13}C (Benner *et al.*, 1987) puisque le $\delta^{13}\text{C}$ des sols noyés est plus élevé que celui des témoins. Ce résultat est à l'inverse du constat de Félix-Faure *et al.* (2019) sur des podzols forestiers noyés par un barrage en Bretagne. À Petit Saut, le $\delta^{13}\text{C}$ plus élevé des sols noyés par

rapport aux témoins peut être attribué à la décroissance récente du $\delta^{13}\text{C}$ de l'atmosphère (effet Suess affectant les sols témoins), au fractionnement isotopique associé à la minéralisation de la matière organique (Menichetti *et al.*, 2015) et peut être à la formation et à la libération de CH₄ fortement appauvri en ^{13}C (Conrad *et al.*, 2002). En comparaison, le C/N du sol n'a pas changé, ni le $\delta^{15}\text{N}$ du sol, probablement parce que l'azote a été libéré sous forme de NH₄⁺, et que l'ammonification ne fractionne pas les isotopes de l'azote.

Nous suggérons que la plus grande stabilité biogéochimique de la matière organique des sols noyés est l'un des facteurs contribuant à leur faible production de CH₄ lors de l'incubation en anoxie, et à la faible émission de méthane par le réservoir au cours de la dernière décennie. Le faible rapport production de CH₄/CO₂ des sols témoins, par rapport aux mesures de Guérin (2006) pourrait être causé par la perméabilité à l'air des bouchons percés par des aiguilles. Bien que la présence d'oxygène n'ait jamais été détectée, nous ne pouvons l'exclure. Cependant la faible production de CH₄ par les sols noyés ne peut résulter d'un biais lié à la perméabilité aux gaz des bouchons utilisés lors de l'incubation, puisque les sols témoins incubés dans les mêmes conditions ont produit du méthane. Elle ne dépend pas simplement de la teneur en carbone puisque les échantillons de sols témoins les plus pauvres (sites Ilets et Aimara) sont proche de celle des sols noyés des sites les plus riches (Bagne et Plomb) (Tableau 1). Cependant, dans ses incubations de sols effectuées dans des conditions similaires mais d'une durée d'une année, Guérin *et al.* (2008) observent aussi pendant les deux premiers mois une très faible production de méthane par des horizons profonds pauvres en matière organique (C = 0.4 %), mais la production s'élève lentement ensuite. Ainsi, sur le long terme (>10 ans), le très faible taux d'émission de CH₄ par le réservoir n'est pas seulement lié au développement de la communauté méthanotrophe dans l'oxycline (Guérin *et al.*, 2008), et/ou à l'entrée progressive d'oxygène dans le fond du réservoir pendant la saison des pluies, mais pourrait être aussi lié à la diminution du contenu énergétique de la MO des sols noyés. Néanmoins, la similitude entre le $\Delta^{14}\text{C}$ des sols noyés, du méthane du sol et du méthane dissous au niveau du barrage suggère que le carbone du sol continue à alimenter les émissions de méthane en aval.

La synchronie entre la libération de Fe et l'émission de méthane mesurée à l'exutoire du réservoir contraste avec la dynamique mesurée par Yao *et al.* (1999), et Glissmann et Conrad (2000) dans des sols de rizières incubés en anoxie. Ces auteurs ont montré que la production de CO₂ est maximale dans une première phase de « réduction » au cours de laquelle les accepteurs d'électrons inorganiques (nitrate et sulfate) s'épuisent et le Fe est libéré, suivie d'une phase « méthanogénétique » où la production de CH₄ est maximale tandis que la libération de Fe diminue. À Petit Saut, nous suggérons qu'après la mise en eau, la réduction du Fe à partir des oxydes cristallins n'a pas été assez rapide et massive pour contrôler la chute du potentiel

redox, mais suffisante pour libérer la matière organique labile qui lui est associée (Wassmann *et al.*, 1998), de sorte que production de méthane et réduction du fer ont été concomitantes. Dans les sols noyés depuis 25 ans, nous suggérons en outre que la production de CH₄ a pu être progressivement ralentie par la disponibilité croissante de formes réactives de Fe amorphe (Munch et Ottow, 1980; Lovley et Phillips, 1986; Gaunt *et al.*, 1997; Bonneville *et al.*, 2004), qui ont pu maintenir un potentiel redox trop élevé pour la méthanogénèse, mais permettant la minéralisation de la matière organique, tandis que l'élévation du pH favorisait le maintien du fer amorphe dans les sols. Cette hypothèse est confortée par Liu *et al.* (2022) qui constatent que l'ajout expérimental de ferryhydrite abaisse la production de méthane de sols de rizières incubés en anoxie.

Comme pour Wassman *et al.* (1998) dans les sols de rizières et Guérin *et al.* (2008) à Petit Saut, la production de CO₂ apparaît directement liée à la teneur en C des sols. Par conséquent, exprimée en g de sol ou en m² de surface, la production de CO₂ par les sols noyés est d'environ 50 % de celle des sols témoins, ce qui confirme que la minéralisation du carbone du sol reste une source majeure d'émissions gazeuses, même 25 ans après la mise en eau.

Une estimation très approximative du temps nécessaire pour atteindre une teneur en C du sol « stabilisée » (< 1 %, selon Barré *et al.*, 2016) peut être calculée en fonction de la teneur initiale moyenne en C du sol (4 %), de la perte sur 25 ans (50 %) et du taux de production relatif de CO₂ du sol inondé par rapport au sol témoin après 25 ans (50 %), à l'aide d'un modèle exponentiel simple. Les résultats suggèrent qu'une teneur en carbone du sol < 1 % serait atteinte après environ 50 ans. Cette approche est évidemment trop simpliste, car elle ne tient pas compte du réservoir de matière organique à réaction rapide qui a initialement alimenté la formation de méthane, ni de l'oxygénation progressive des eaux profondes du réservoir qui favorise la minéralisation, mais le délai approximatif estimé est vraisemblable. Le développement d'un tel modèle nécessiterait des mesures à différents pas de temps, qui manquent.

5. CONCLUSION

L'évolution des sols noyés par les réservoirs fournit un modèle de décomposition à long terme de la matière organique dans les sols en anoxie, à l'instar de ce que fournissent les chronoséquences de jachères nues en milieu terrestre, qui complète les connaissances acquises en anoxie saisonnière sur les sols de rizières. En 25 ans, ces sols tropicaux noyés ont perdu la moitié de leur contenu en matière organique. Cette évolution rapide remet en cause la vision « classique » d'une minéralisation ralentie en anoxie des molécules organiques complexes dérivées de la lignine telles que celles contenues dans les sols (Feller 1979; Benner *et al.*, 1984; Kristensen *et al.*, 1995; Bastviken *et al.*,

2003). Ce paradoxe s'éclaircit si l'on considère que cette matière organique est partiellement composée de composés simples tels des sucres (Kiem et Kögel-Knabner, 2003 ; Derrien *et al.*, 2006), et qu'elle est pour l'essentiel associée à des oxydes de fer, lesquels sont déstabilisés en anoxie par réduction, dissolution et exportation. Il est probable que l'élévation de pH ait aussi accéléré la minéralisation des composés du sol.

Au total, la minéralisation des réserves de carbone des sols noyés explique environ 50 % des émissions gazeuses cumulées depuis 25 ans, ce qui est considérable. La très faible production de méthane par les sols noyés depuis 25 ans, lorsqu'ils sont placés expérimentalement en anoxie, justifie les très faibles émissions actuelles de méthane par le réservoir. Cependant, 25 ans après la mise en eau, le CH₄ émis par le barrage semble encore provenir des sols noyés. D'autre part, la production de CO₂ par les sols en anoxie étant en première approximation proportionnelle au carbone restant, il semble que les sols noyés sous les réservoirs tropicaux puissent libérer et minéraliser la majeure partie de leur carbone à long terme. Cela contraste avec le cas des réservoirs boréaux où la minéralisation du carbone des tourbières inondées et des sols acides à humus brut est lente (Oelbermann et Schiff, 2008). Outre les températures plus élevées, qui favorisent la minéralisation, nous suggérons que la réduction des oxydes de fer joue un rôle clé dans la libération et la minéralisation de la matière organique des sols noyés.

Bien que l'étude n'ait pas été conçue à ce propos, elle suggère aussi que les zones de marnage des réservoirs tropicaux sont probablement des sites où réduction et oxydation saisonnières du fer et minéralisation du carbone sont couplées (Hall et Silver, 2013), et où des GES sont massivement produits (Chen *et al.*, 2009).

Ce travail peut également suggérer des implications pratiques pour la gestion des réservoirs.

- Si l'on veut réduire de manière significative l'effet de serre de ce réservoir, il faut en priorité réduire les émissions de méthane. Dans ce but, comme cela avait été suggéré par Roden et Wetzel (1996) dans des zones humides, on pourrait tirer parti de la transformation du fer oxyde en fer amorphe au cours d'une mise en eau partielle et temporaire, afin de maintenir le potentiel redox à un niveau qui limiterait la production de méthane lors de la mise en eau définitive (Lovley et Phillips, 1986 ; Liu *et al.*, 2022).

- Les zones de marnage sont très étendues (*Figure 1*) et, pour l'instant, peu colonisées par la végétation, pour des raisons qui restent à expliquer. Si ces zones étaient à nouveau colonisées, cette végétation pourrait profondément modifier le bilan carbone du réservoir.

REMERCIEMENTS

Les auteurs remercient le guide guyanais Adelson, formidable personnage sans qui les prélèvements n'auraient pu se faire, les plongeurs Benoit de Montgolfier (Aquasearch) et Angélique Bonnet (Hydréco) qui, avec Fanny Colas, ont exploré la forêt noyée, Yves Prairie (UQAM), Frédéric Jacob (EDF) et Guillaume Cunillera (UNIL) pour l'aide durant les prélèvements et tamisages, Claude Le Milbeau (ISTO Orléans) pour les analyses Rock-Eval, Xiomei Xu (Keck Carbon Cycle AMS Facility, Irvine, USA) pour les analyses de ¹⁴C, Margot Ferré (USMB) pour ses simulations, Annie Millery (USMB) pour l'aide durant l'expérience de minéralisation expérimentale au labo, ainsi que Patricia Bonin et Léa Cabrol (MIO Marseille) pour leur camaraderie scientifique, Jean-Marc Baudoin (OFB) pour son soutien financier et amical et Pierre Barré (ENS Paris) pour une relecture attentive du manuscrit.

BIBLIOGRAPHIE

- Abril G., Boudou A., Cerdan P., Delmas R., Erard C., Forget P.M., Gosse P., Guérin F., Guillemet L., Vaquer A., Vaquer Y., Vigouroux R. (2008). Petit Saut, bilan environnemental après 12 années de fonctionnement. BUCEREP Ed., N°ISBN 978-2-911605-53-6, 70p.
- Abril G., Guérin F., Richard S., Delmas R., Galy-Lacaux C., Gosse P., Tremblay A., Varfalvy L., Dos Santos M.A., Matvienko B. (2005). Carbon dioxide and methane emissions and the carbon budget of a 10-year old tropical reservoir (Petit Saut, French Guiana). *Glob. Biogeochem. Cycles* 19 (4).
- Barré P., Eglin T., Christensen B. T., Ciais P., Houot S., Kätterer T., van Oort F., Peylin P., Poulton P. R., Romanenkov V., Chenu C. (2010). Quantifying and isolating stable soil organic carbon using long-term bare fallow experiments. *Biogeosciences*, 7(11), pp. 3839-3850.
- Barré P., Plante A.F., Cécillon L., Lutfalla S., Baudin F., Bernard S., Christensen B.T., Eglin T., Fernandez J.M., Houot S., Kätterer M., Le Guillou C., Macdonald A., van Oort F., Chenu C. (2016). The energetic and chemical signatures of persistent soil organic matter. *Biogeochemistry*, 130, pp. 1-12.
- Barros N., Cole J.J., Tranvik L.J., Prairie Y.T., Bastviken D., Huszar V.L., del Gorgio P., Roland F. (2011). Carbon emission from hydroelectric reservoirs linked to reservoir age and latitude. *Nature Geoscience*, 4(9), pp. 593.
- Bastviken D., Olsson M., Tranvik L. (2003). Simultaneous measurements of organic carbon mineralization and bacterial production in oxic and anoxic lake sediments. *Microbial ecology*, 46, pp. 73-82.
- Benner R., Fogel M.L., Sprague E.K., Hodson R.E. (1987). Depletion of ¹³C in lignin and its implications for stable carbon isotope studies. *Nature* 329(6141): 708-710, DOI: 10.1038/329708a0.
- Benner R., Maccubbin A.E., Hodson R.E. (1984). Anaerobic biodegradation of the lignin and polysaccharide components of lignocellulose and synthetic lignin by sediment microflora. *Applied and environmental microbiology*, 47(5), pp. 998-1004.
- Bertassoli Jr D.J., Sawakuchi H.O., de Araújo K.R., de Camargo M.G., Alem V.A., Pereira T.S., Krusche A.V., Bastviken D., Richey J.E., Sawakuchi A.O. (2021). How green can Amazon hydropower be? Net carbon emission from the largest hydropower plant in Amazonia. *Science advances*, 7(26), eabe1470.

- Bonnet A., Baudoin J.M., Laplace-Treytore C. (2020). Appui à la Guyane pour la définition du potentiel écologique de la retenue de Petit-Saut : Programme de Surveillance DCE pp.68. hal-02610234
- Bonneville S., Van Cappellen P., Behrends T. (2004). Microbial reduction of iron (III) oxyhydroxides: effects of mineral solubility and availability. *Chemical Geology*, 212(3-4), pp. 255-268.
- Buettner S.W., Kramer M.G., Chadwick O.A., Thompson A. (2014). Mobilization of colloidal carbon during iron reduction in basaltic soils. *Geoderma*, 221, pp. 139-145.
- Campo J., Sancholuz L. (1998). Biogeochemical impacts of submerging forests through large dams in the Rio Negro, Uruguay. *Journal of Environmental Management*, 54(1), pp. 59-66.
- Cardoso S.J., Vidal L.O.V., Mendonça R.F., Tranvik L.J., Sobek S., Roland F. (2013). Spatial variation of sediment mineralization supports differential CO₂ emissions from a tropical hydroelectric reservoir. *Frontiers in Microbiology*, 4, pp. 101.
- Chanudet V., Gaillard J., Lambelin J., Demarty M., Descloux S., Félix-Faure J., Poirel A., Dambrine E. (2020). Emission of greenhouse gases from French temperate hydropower reservoirs. *Aquatic Sciences*, 82(3) pp. 1-16.
- Chanudet V., Guédant P., Rode W., Godon A., Guérin F., Serça D., Deshmukh C., Descloux S. (2016). Evolution of the physico-chemical water quality in the Nam Theun 2 Reservoir and downstream rivers for the first 5 years after impoundment. *Hydroécologie Appliquée*, 19, pp. 27-61.
- Chen C., Hall S.J., Coward E., Thompson A. (2020). Iron-mediated organic matter decomposition in humid soils can counteract protection. *Nature communications*, 11(1), pp. 1-13.
- Chen H., Wu Y., Yuan X., Gao Y., Wu N., Zhu D. (2009). Methane emissions from newly created marshes in the drawdown area of the Three Gorges Reservoir. *Journal of Geophysical Research*, 114(D18). <https://doi.org/10.1029/2009JD012410>
- Choubert B. (1965). Etat actuel de nos connaissances sur la géologie de la Guyane française. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7(1), pp. 129-135.
- Colas F., Chanudet V., Daufresne M., Buchet L., Vigouroux R., Bonnet A., Jacob F., Baudoin J. M. (2020). Spatial and temporal variability of diffusive CO₂ and CH₄ fluxes from the Amazonian reservoir Petit-Saut (French Guiana) reveals the importance of allochthonous inputs for long term C emissions. *Global Biogeochemical Cycles*, 34(12), e2020GB006602.
- Conrad R., Klose M., Claus P. (2002). Pathway of CH₄ formation in anoxic rice field soil and rice roots determined by ¹³C-stable isotope fractionation. *Chemosphere*, 47(8), pp. 797-806.
- Davison W. (1981). Supply of iron and manganese to an anoxic lake basin. *Nature*, 290(5803), pp. 241-243.
- Deemer B.R., Harrison J.A., Li S., Beaulieu J.J., DelSontro T., Barros N., Bezerra-Neto J.F., Powers S.M., dos Santos M., Vonk J.A. (2016). Greenhouse gas emissions from reservoir water surfaces: a new global synthesis. *BioScience*, 66(11), pp. 949-964.
- De Faria F.A., Jaramillo P., Sawakuchi H.O., Richey J.E., Barros N. (2015). Estimating greenhouse gas emissions from future Amazonian hydroelectric reservoirs. *Environmental Research Letters*, 10(12), 124019.
- De Junet A., Abril G., Guérin F., Billy I., De Wit R. (2009). A multi-tracers analysis of sources and transfers of particulate organic matter in a tropical reservoir (Petit Saut, French Guiana). *River research and applications*, 25(3), pp. 253-271.
- Delmas R., Galy-Lacaux C., Richard S. (2001). Emissions of greenhouse gases from the tropical hydroelectric reservoir of Petit Saut (French Guiana) compared with emissions from thermal alternatives. *Global Biogeochemical Cycles*, 15(4), pp. 993-1003.
- Delmas R., Richard S., Guérin F., Abril G., Galy-Lacaux C., Delon C., Grégoire A. (2005). Long term greenhouse gas emissions from the hydroelectric reservoir of Petit Saut (French Guiana) and potential impacts. In *Greenhouse gas emissions—fluxes and processes* (pp. 293-312). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Derrien D., Marol C., Balabane M., Balesdent J. (2006). The turnover of carbohydrate carbon in a cultivated soil estimated by ¹³C natural abundances. *European Journal of Soil Science*, 57(4), pp. 547-557.
- Deshmukh C., Guérin F., Vongkhamso A., Pighini S., Oudone P., Sopraseuth S., Godon A., Rode W., Guédant P., Oliva P., Audry S., Zouiten C., Galy-Lacaux C., Robain H., Ribolzi O., Kansal A., Chanudet V., Descloux S., Serça D. (2018). Carbon dioxide emissions from the flat bottom and shallow Nam Theun 2 Reservoir: drawdown area as a neglected pathway to the atmosphere. *Biogeosciences*, 15(6), pp. 1775-1794.
- Disnar J.R., Guillet B., Keravis D., Di-Giovanni C., Sebag D. (2003). Soil organic matter (SOM) characterization by Rock-Eval pyrolysis: scope and limitations. *Org Geochem* 34(3), pp. 327-343.
- Fearnside P.M. (1995). Hydroelectric dams in the Brazilian Amazon as sources of 'greenhouse' gases. *Environmental conservation*, 22(1), pp. 7-19.
- Fearnside P.M., Pueyo S. (2012). Greenhouse-gas emissions from tropical dams. *Nature Climate Change*, 2(6), pp. 382-384.
- Félix-Faure J., Gaillard J., Descloux S., Chanudet V., Poirel A., Baudoin J.M., Dambrine E. (2018). Contribution of flooded soils to sediment and nutrient fluxes in a hydropower reservoir (Sarrans, Central France). *Ecosystems*, 22(2), pp. 312-330.
- Félix-Faure J., Walter C., Balesdent J., Chanudet V., Avriplier J.N., Hossann C., Dambrine E. (2019). Soils drowned in water impoundments: A New Frontier. *Frontiers in Environmental Science*, 7, 53, DOI: 10.3389/fenvs.2019.00053.
- Feller C. (1979). Une méthode de fractionnement granulométrique de la matière organique des sols. *Cahier ORSTOM: Série Pédologie*, 17, pp. 339-346.
- Ferry B., Freycon V., Paget D. (2003). Genèse et fonctionnement hydrique des sols sur socle cristallin en Guyane. *Revue forestière française* 55, pp. 37-59.
- Finer M., Jenkins C.N. (2012). Proliferation of hydroelectric dams in the Andean Amazon and implications for Andes-Amazon connectivity. *Plos one*, 7(4), e35126.
- Galy-Lacaux C., Delmas R., Jambert C., Dumestre J.-F., Labroue L., Richard S., Gosse P. (1997). Gaseous emissions and oxygen consumption in hydroelectric dams: A case study in French Guyana. *Glob. Biogeochem. Cycles* 11, pp. 471-483.
- Galy-Lacaux C., Delmas R., Kouadio G., Richard S., Gosse P. (1999). Long-term greenhouse gas emissions from hydroelectric reservoirs in tropical forest regions. *Global Biogeochemical Cycles*, 13(2), pp. 503-517.
- Gaunt J.L., Grant I.F., Neue H.U., Bragais J., Giller K.E. (1997). Soil characteristics that regulate soil reduction and methane production in wetland rice soils. *Soil Science Society of America Journal*, 61(5), pp. 1526-1531.
- Glissmann K., Conrad R. (2000). Fermentation pattern of methanogenic degradation of rice straw in anoxic paddy soil, *FEMS Microbiology Ecology*, Volume 31, Issue 2, pp. 117-126
- Gosse P., Grégoire A. (1997). Dispositif de réoxygénation artificielle du Sinnamary à l'aval du barrage de Petit-Saut (Guyane). *Hydroécologie Appliquée*, 9, pp. 23-56.
- Gosse P., Abril G., Guérin F.S., Delmas R. (2005). Evolution and relationships of greenhouse gases and dissolved oxygen during 1994-2003 in a river downstream of a tropical reservoir. *Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie: Verhandlungen*, 29(2), pp. 594-600.

- Grybos M., Davranche M., Gruau G., Petitjean P., Pédrot M. (2009). Increasing pH drives organic matter solubilization from wetland soils under reducing conditions. *Geoderma*, 154(1-2), pp. 13-19.
- Guérin F. (2006). Emission de gaz à effet de serre (CO₂, CH₄) par une retenue de barrage hydroélectrique en zone tropicale (Petit-Saut, Guyane Française) : expérimentation et modélisation. Thèse, Université de Toulouse.
- Guérin F., Abril G., de Junet A., Bonnet M.-P. (2008). Anaerobic decomposition of tropical soils and plant material: Implication for the CO₂ and CH₄ budget of the Petit Saut Reservoir. *Appl. Geochem.* 23, pp. 2272-2283.
- Hall S.J., Silver W.L. (2013). Iron oxidation stimulates organic matter decomposition in humid tropical forest soils. *Global change biology*, 19(9), pp. 2804-2813.
- Hanke A., Cerli C., Muhr J., Borken W., Kalbitz K. (2013). Redox control on carbon mineralization and dissolved organic matter along a chronosequence of paddy soils. *European Journal of Soil Science*, 64(4), pp. 476-487.
- Harrison J.A., Prairie Y.T., Mercier-Blais S., Soued C. (2021). Year 2020 global distribution and pathways of reservoir methane and carbon dioxide emissions according to the greenhouse gas from reservoirs (G.res) model. *Global Biogeochemical Cycles*, 35(6), e2020GB006888.
- Horeau V., Richard S., Cerdan P. (1998). La qualité de l'eau et son incidence sur la biodiversité : l'exemple de la retenue de Petit Saut (Guyane française). *Journal d'agriculture traditionnelle et de botanique appliquée*, 40(1), pp. 53-77.
- Hua Q., Turnbull J.C., Santos G. M., Rakowski A.Z., Ancapichún S., De Pol-Holz R., Hammer S., Lehmann S.J., Ingeborg L., Miller J.B., Palmer J.G., Turney C.S. (2022). Atmospheric radiocarbon for the period 1950-2019. *Radiocarbon*, 64(4), pp. 723-745.
- Huang W., Hall S.J. (2017). Elevated moisture stimulates carbon loss from mineral soils by releasing protected organic matter. *Nature communications*, 8(1), pp. 1-10.
- Isidorova A., Grasset C., Mendonça R., Sobek S. (2019). Methane formation in tropical reservoirs predicted from sediment age and nitrogen. *Scientific reports*, 9(1), pp. 1-9.
- Jeanroy E., Rajot J.-L., Pillon P., Herbillon A.J. (1991). Differential dissolution of hematite and goethite in dithionite and its implication on soil yellowing. *Geoderma*, 50(1-2), pp. 79-94.
- Jorand F., Zegeye A., Ghanbaja J., Abdelmoula M. (2011). The formation of green rust induced by tropical river biofilm components. *Science of the total environment*, 409(13), pp. 2586-2596.
- Kaiser K., Mikutta R., Guggenberger G. (2007). Increased stability of organic matter sorbed to ferrihydrite and goethite on aging. *Soil Science Society of America Journal*, 71(3), pp. 711-719.
- Kiem R., Kögel-Knabner I. (2003). Contribution of lignin and polysaccharides to the refractory carbon pool in C-depleted arable soils. *Soil Biology and Biochemistry*, 35(1), pp. 101-118.
- Kim S., Kaplan L.A., Hatcher P.G. (2006). Biodegradable dissolved organic matter in a temperate and a tropical stream determined from ultra-high resolution mass spectrometry. *Limnology and Oceanography*, 51(2), pp. 1054-1063.
- Kleber M., Bourg I.C., Coward E.K., Hansel C.M., Myneni S.C., Nunan N. (2021). Dynamic interactions at the mineral-organic matter interface. *Nature Reviews Earth & Environment*, 2(6), pp. 402-421.
- Kristensen E., Ahmed S.I., Devol A.H. (1995). Aerobic and anaerobic decomposition of organic matter in marine sediment: which is fastest? *Limnology and oceanography*, 40(8), pp. 1430-1437.
- Lees A.C., Peres C.A., Fearnside P.M., Schneider M., Zuanon J.A. (2016). Hydropower and the future of Amazonian biodiversity. *Biodiversity and conservation*, 25, pp. 451-466.
- Lehmann M.F., Bernasconi S.M., Barbieri A., McKenzie J.A. (2002). Preservation of organic matter and alteration of its carbon and nitrogen isotope composition during simulated and in situ early sedimentary diagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(20), pp. 3573-3584.
- Liu Q., Li Y., Liu S., Gao W., Shen J., Zhang G., Xu H., Zhu Z., Ge T., Wu J. (2022). Anaerobic primed CO₂ and CH₄ in paddy soil are driven by Fe reduction and stimulated by biochar. *Science of the Total Environment*, 808, 151911.
- Lovley D.R., Phillips E.J. (1986). Organic matter mineralization with reduction of ferric iron in anaerobic sediments. *Applied and environmental microbiology*, 51(4), pp. 683-689.
- McBride M.B. (1994). *Environmental Chemistry of Soils*. Oxford University Press, New York.
- McKeague J.A., Brydon J.E., Miles N.M. (1971). Differentiation of forms of extractable iron and aluminum in soils. *Soil Science Society of America Journal*, 35(1), pp. 33-38.
- Mehra O.P., Jackson M.L. (1960). Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. *Clays and Clay Minerals*, 7, pp. 317-327.
- Menichetti L., Houot S., Van Oort F., Kätterer T., Christensen B. T., Chenu C., Barré P., Vasilyeva N. A., Ekblad A. (2015). Increase in soil stable carbon isotope ratio relates to loss of organic carbon: results from five long-term bare fallow experiments. *Oecologia*, 177, pp. 811-821.
- Munch J.C., Ottow J.C.G. (1980). Preferential reduction of amorphous to crystalline iron oxides by bacterial activity. *Soil Science*, 129(1), pp.15-21.
- Oelbermann M., Schiff S.L. (2008). Quantifying Carbon Dioxide and Methane Emissions and Carbon Dynamics from Flooded Boreal Forest Soil. *Journal of Environment Quality* 37(6): 2037, DOI:10.2134/jeq2008.0027.
- Pan W., Kan J., Inamdar S., Chen C., Sparks D. (2016) Dissimilatory microbial iron reduction release DOC (dissolved organic carbon) from carbon-ferrihydrite association. *Soil Biol. Biochem.*103, pp. 232-240
- Paranaíba J.R., Barros N., Almeida R.M., Linkhorst A., Mendonça R., Vale R.D., Roland F., Sobek S. (2021). Hotspots of diffusive CO₂ and CH₄ emission from tropical reservoirs shift through time. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 126(4), e2020JG006014.
- Poszwa A., Dambrine E., Ferry B., Pollier B., Loubet M. (2002). Do deep tree roots provide nutrients to the tropical rainforest? *Biogeochemistry*, 60(1), pp. 97-118.
- Prairie Y.T., Alm J., Beaulieu J., Barros N., Battin T., Cole J., DelSontro T, Guérin F., Harby A., Harrison J., Mercier-Blais S., Serça D., Sobek S., Vachon D. (2018). Greenhouse gas emissions from freshwater reservoirs: what does the atmosphere see? *Ecosystems*, 21, pp. 1058-1071.
- Richard S. (1996). La mise en eau du barrage de Petit Saut (Guyane française): Hydrochimie 1-du fleuve Sinnamary avant la mise en eau, 2-de la retenue pendant la mise en eau, 3-du fleuve en aval. Thèse Université Aix-Marseille 1.
- Richard S., Arnoux A., Cerdan P. (1997). Evolution de la qualité physico-chimique des eaux de la retenue et du tronçon aval depuis le début de la mise en eau du barrage de Petit-Saut. *Hydroécologie Appliquée*, 9, pp. 57-83.
- Richard S., Gosse P., Grégoire A., Delmas R., Galy-Lacaux C. (2005). Impact of methane oxidation in tropical reservoirs on greenhouse gases fluxes and water quality. In *Greenhouse Gas Emissions—Fluxes and Processes: Hydroelectric Reservoirs and Natural Environments* (pp. 529-560). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.
- Roden E.E., Wetzel R.G. (1996). Organic carbon oxidation and suppression of methane production by microbial Fe (III) oxide reduction in vegetated and unvegetated freshwater wetland sediments. *Limnology and Oceanography*, 41(8), pp. 1733-1748.
- Roland F., Vidal L.O., Pacheco F.S., Barros N.O., Assireu A., Ometto J.P., Assireu A., Ometto J., Cimbleis A.C.P., Cole J.J. (2010). Variability of carbon dioxide flux from tropical (Cerrado) hydroelectric reservoirs. *Aquatic Sciences*, 72(3), pp. 283-293.

- Rosa L.P., Dos Santos M.A., Matvienko B., Sikar E., Lourenço R.S.M., Menezes C.F. (2003). Biogenic gas production from major Amazon reservoirs, Brazil. *Hydrological Processes*, 17(7), pp. 1443-1450.
- Schwertmann U.T., Taylor R.M. (1989). Iron oxides. *Minerals in soil environments*, pp. 379-438.
- St. Louis V.L., Kelly C.A., Duchemin É., Rudd J.W., Rosenberg D.M. (2000). Reservoir Surfaces as Sources of Greenhouse Gases to the Atmosphere: A Global Estimate. *BioScience*, 50(9), pp. 766-775.
- Stuiver M., Polach H.A. (1977). Discussion reporting of ¹⁴C data. *Radiocarbon*, 19(3), pp. 355-363.
- Torn M.S., Trumbore S.E., Chadwick O.A., Vitousek P.M., Hendricks D.M. (1997). Mineral control of soil organic carbon storage and turnover. *Nature*, 389(6647), pp. 170-173.
- Trolard F., Bourrié G. (2012). Fougérite a natural layered double hydroxide in gley soil: habitus, structure, and some properties. *Clay minerals in nature: their characterization, modification and application*, pp. 171-188.
- Trumbore S.E. (1993). Comparison of carbon dynamics in tropical and temperate soils using radiocarbon measurements. *Global Biogeochemical Cycles*, 7(2), pp. 275-290.
- Trumbore S. (2009). Radiocarbon and soil carbon dynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 37, pp. 47-66.
- Trumbore S.E., Davidson E.A., Barbosa de Camargo P., Nepstad D.C., Martinelli L.A. (1995). Belowground cycling of carbon in forests and pastures of Eastern Amazonia. *Global Biogeochemical Cycles*, 9(4), pp. 515-528.
- Wassmann R., Neue H.U., Bueno C., Lantin R.S., Alberto M.C.R., Buendia L.V., Bronson L.V., Papen H., Rennenberg H. (1998). Methane production capacities of different rice soils derived from inherent and exogenous substrates. *Plant and soil*, 203, pp. 227-237.
- Winter J.U. (1980). Glucose fermentation to methane and CO₂ by defined mixed cultures. *Zentralblatt für Bakteriologie: I. Abt. Originale C: Allgemeine, angewandte und ökologische Mikrobiologie*, 1(4), pp. 293-305.
- Xu X., Gao P., Salamanca E.G. (2013). Ultra small-mass graphitization by sealed tube zinc reduction method for AMS ¹⁴C measurements. *Radiocarbon*, 55(2), pp. 608-616.
- Yao H., Conrad R., Wassmann R., Neue H.U. (1999). Effect of soil characteristics on sequential reduction and methane production in sixteen rice paddy soils from China, the Philippines, and Italy. *Biogeochemistry*, 47(3), pp. 269-295.

