HAL
archives-ouvertes.fr

Evolution du fonctionnement sédimentologique et biogéochimique d'un bief de rivière suite à l'effacement d'ouvrages hydrauliques

Cécile Bellot

To cite this version:

Cécile Bellot. Evolution du fonctionnement sédimentologique et biogéochimique d'un bief de rivière suite à l'effacement d'ouvrages hydrauliques. Earth Sciences. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2014. French. <NNT : 2014PA066130>. <tel-01070010>

HAL Id: tel-01070010

https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01070010

Submitted on 30 Sep 2014

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

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

THÈSE

PRÉSENTÉE A

L'UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE

ÉCOLE DOCTORALE : Géosciences, ressources naturelles et environnement

Par Cécile BELLOT

POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR

SPÉCIALITÉ : hydrologie et environnement

EVOLUTION DU FONCTIONNEMENT SEDIMENTOLOGIQUE ET BIOGEOCHIMIQUE D'UN BIEF DE RIVIERE SUITE A L'EFFACEMENT D'OUVRAGES HYDRAULIQUES

Directeur de recherche : Jean-Marie MOUCHEL
Co-directeur de recherche : Philippe MONCAUT

Soutenue le : 11 juillet 2014

Devant la commission d'examen formée de :

M.Philippe VERVIER	Dr CNRS	rapporteur
M. Marc DESMET	Professeur, Université de Tours	rapporteur
M. François BAUDIN	Professeur, Université Paris 6	Examinateur
M. Frédéric GOB	MC, Université Paris 1	Examinateur
Mme Anniet LAVERMAN	CR CNRS, Université Paris 6	Examinateur
M. Philippe MONCAUT	Ingénieur, Syndicat de l'Orge	co-encadrant
M. Jean Marie MOUCHEL	Professeur, Université Paris 6	directeur de thèse

Remerciements

Je tiens à remercier le Syndicat de l'Orge et ses élus pour m'avoir permis de faire ma thèse dans cette collectivité.

Merci à Philippe MONCAUT pour le temps qu'il aura passé à encadrer cette thèse, ses conseils, son aide et son soutien.

Je remercie tout particulièrement Angélique, Mélanie, Nelly, Thomas et Liana, du service Prospective et études des Milieux, pour l'aide qu'ils m'ont apportée sur le terrain, ainsi que la très bonne ambiance de travail de ces trois années. Merci à Olivier pour son aide sur HEC RAS. Merci à Gilbert, Laurent et Robert pour leur aide et leurs conseils avisés de bricolages. Merci à Serge et ses équipes pour les aménagements sur le terrain et les prêts de matériel. Et merci à tous les autres du Syndicat de l'Orge pour cette bonne ambiance de travail, l'aide sur le terrain et ces repas animés à la cantine.

Merci à Jean-Marie MOUCHEL pour son encadrement, ses conseils et ses idées foisonnantes, ainsi que son aide indispensable sur les scripts R et sa rigueur pour la rédaction.

Merci aux personnels du laboratoire Metis pour leur accueil et pour avoir égayé mes journées de laboratoire. Merci à Benjamin pour les analyses avec le fluoX. Un merci tout particulier à Jamel pour son aide sur le terrain malgré des conditions glaciales.

Merci tout particulier à Erwan Le Corre, pour m'avoir fait découvrir mon terrain d'étude et avoir participé activement à mon début de thèse. Merci à Jacques Dentzer pour sa motivation et son implication lors des essais d'inondation de carottes au laboratoire. Merci aux nombreux stagiaires ayant apporté leurs contributions à cette thèse lors des campagnes granulo.

Je tiens à remercier le LHNE pour le généreux prêt de leur ADV.

Enfin, je remercie tout particulièrement ma famille pour son soutien et sa patience durant ces années de thèse. Je remercie mon grand père pour son enthousiasme. Je remercie Jean, pour les cours sur LaTeX (même le week-end).

« Nous ne nous baignons jamais dans la même rivière »
Héraclite

Table des matières

1 Les multiples impacts des barrages sur une rivière **19**

1.1 Quelques concepts particulièrement pertinents en écologie fluviale dans le contexte des politiques d'effacement de barrages 21

1.1.1 Notions d'autoépuration, capacité d'assimilation et résilience 22

1.1.2 La notion d'écosystème alluvial 22

1.1.3 La continuité des cours d'eau 24

1.1.4 La zone hyporhéique 24

1.1.5 Conséquences sur les politiques d'effacement d'ouvrages 27

Politique d'effacement aux États Unis 27

Cadre Juridique européen : la DCE 28

1.1.6 Conclusion : prise en compte des barrages sur l'écosystème 29

1.2 Impact des barrages sur l'hydrologie de la rivière 29

1.2.1 Modification des écoulements de la rivière 29

1.2.2 Modifications des échanges avec la nappe alluviale 30

1.2.3 Effets sur les zones humides riveraines 30

1.3 Impact des barrages sur l'hydromorphologie 31

1.3.1 La présence d'un barrage 31

Des phénomènes de dépôt et d'érosion 31

Une modification des sédiments 34

1.3.2 Effets hydromorphologiques d'un démantellement 34

En amont de l'ancien barrage 34

En aval de l'ancien barrage 37

Effet d'un démantèlement progressif de barrage 38

Conclusion : barrage et hydromorphologie 38

1.4 Impact des barrages sur l'hydrobiologie 39

1.4.1 Effet d'un barrage et son effacement sur la végétation aquatique et rivulaire 39

Impact sur la végétation des berges 39

Impact sur les plantes aquatiques 41

Impact sur les biofilms 43

1.4.2 Effet d'un barrage et son effacement sur la faune aquatique 44

Populations benthiques 45

Populations piscicoles 46

1.4.3 Conclusion : barrage et vie aquatique 47

1.5 Impact des barrages sur les cycles biogéochimique 47

1.5.1 Rôle des sédiments sur les flux biogéochimiques en cours d'eau . . . 48

Impact de la structure des sédiments sur les processus biogéochimiques 49

Diversité des processus physico-chimiques dans les sédiments de rivière 51

Processus affectant l'azote 52

Processus affectant le phosphore 57

Effet de l'assèchement des sédiments sur les processus affectant l'azote et le phosphore 59

Impact de la végétation sur les flux dans les sédiments 61

1.5.2 Effets de la présence et du démantèlement d'un barrage sur la biogéochimie de la rivière . . . 61
Impact sur la température de la colonne d'eau . . . 62
Impact sur l'oxygène dissous dans l'eau . . . 63
Impact sur les flux d'azote et de phosphore . . . 65
Effet d'un démantèlement progressif . . . 67
1.5.3 Conclusion : barrage et biogéochimie . . . 68
1.6 Conclusion générale sur l'impact des barrages . . . 68
1.7 Les objectifs de la thèse . . . 71

2 Présentation et contexte 75
2.1 Contexte de l'étude . . . 75
2.1.1 Présentation de l'Orge . . . 75
L'Orge et son bassin versant . . . 75
Les objectifs DCE concernant l'Orge . . . 77
2.1.2 Présentation du Syndicat de l'Orge . . . 77
2.1.3 L'histoire de l'Orge . . . 79
L'aménagement de la rivière . . . 79
Le réseau d'assainissement . . . 80
Les ouvrages hydrauliques . . . 81
2.1.4 Choix du tronçon d'étude . . . 81
2.1.5 Les clapets et leur emprise . . . 85
Le clapet Guipereux . . . 85
Le clapet Souchard . . . 86
Le clapet Vaucluse . . . 86
Calendrier des effacements . . . 87
2.2 Présentation de la vallée de l'Orge . . . 88
2.2.1 Géologie hydrogéologie . . . 88
2.2.2 Climatologie . . . 89
En général . . . 89
Observée sur la période d'étude . . . 89
Les données climatologiques SAFRAN . . . 90
Comparaison des données Safran aux données observées . . . 90
2.2.3 Hydrologie . . . 90
Régime hydrologique de l'Orge . . . 90
Hydrologie des affluents . . . 92
Évènements Hydrologiques sur la période d'étude . . . 93
2.3 Conclusion : Présentation de l'Orge et contexte de la thèse . . . 94

3 Impact des effacements sur l'hydrologie et la morphologie de la rivière 97
3.1 Évolution morphologique de l'Orge suite aux effacements . . . 97
3.1.1 Méthodologie mise en place pour le suivi de la morphologie de l'Orge 97
Profil en long de l'Orge . . . 98
Suivis hydromorphologiques du lit . . . 98
Suivis morphologiques sur l'ensemble du tronçon . . . 101
Suivi des banquettes de sédiment . . . 101
3.1.2 Diminution des niveaux d'eau de l'Orge suite aux effacements . . . 103
3.1.3 Évolution morphologique du fond de lit à Vaucluse et à la Guinguette 104
3.1.4 Profils transversaux à Vaucluse et à la Guinguette . . . 106

3.1.5 Profil en long de l'Orge . . . 107
3.1.6 Évolution des niveaux de vase et érosion latérale des banquettes . . 108
3.1.7 Conclusion sur la morphologie . . . 113
3.2 Les niveaux et les vitesses de l'eau dans la rivière . . . 113
3.2.1 Méthodologie . . . 114
Les profils de vitesses . . . 114
Suivis des niveaux d'eau de l'Orge . . . 114
Suivis des débits de l'Orge . . . 115
Reconstruction des débits de l'Orge sur le secteur d'étude . . . 115
Modèle hydraulique (avec HEC RAS) . . . 117
3.2.2 Impact des effacements sur les niveaux d'eau de l'Orge . . . 119
Diminution des niveaux d'eau en amont des clapets . . . 119
Des fluctuations plus importantes des hauteurs d'eau . . . 121
3.2.3 Évolutions des vitesses observées . . . 122
3.2.4 Conclusion sur l'évolution des hauteurs et des vitesses de l'eau . . . 125
3.3 Évolution de la piézométrie de la nappe alluviale . . . 125
3.3.1 Méthodologie : suivis de la piézométrie de la nappe alluviale . . . 125
3.3.2 Évolution de la piézométrie de la nappe alluviale . . . 126
L'impact de l'effacement sur la nappe alluviale . . . 126
Ses variations saisonnières et ses liens avec la rivière . . . 128
Transmissivité de la nappe . . . 129
3.4 Conclusion : impact des effacements sur l'hydrologie et la morphologie de l'Orge . . . 130

4 Hydrobiologie : la faune et la flore aquatiques 133
4.1 Études de la flore aquatique suite aux effacements . . . 134
4.1.1 Méthodologie . . . 135
Le recouvrement de l'Orge par les macrophytes . . . 136
La biomasse et la composition des tissus des macrophytes . . . 136
4.1.2 Évolution de la flore aquatiques suite aux effacements . . . 137
Le recouvrement du lit de l'Orge . . . 138
Évolution des espèces majoritaires . . . 138
Évolution des espèces minoritaires . . . 139
Évolution sur les micro-tronçons . . . 140
Influence de l'ensoleillement sur le recouvrement par les macrophytes 142
Conclusion . . . 143
4.2 Évolution de la flore des berges suite aux effacement . . . 143
4.2.1 Méthodologie . . . 143
Dynamique de colonisation des berges exondées l'année de l'effacement 143
Évolution des espèces sur les berges et banquettes les années suivant les effacements . . . 144
Suivi des zones humides riveraines . . . 145
4.2.2 Résultat : Flore des berges . . . 146
Dynamique de colonisation des banquettes l'année des effacements . 146
Évolution des espèces présentes sur les berges et les banquettes . . . 148
Suivis des zones humides riveraines . . . 151
Conclusion flore rivulaire . . . 151
4.3 Études des indices biologiques suite aux effacement . . . 152

4.3.1 Évolution des populations piscicoles . . . 153
Calcul de l'Indice Poisson Rivière IPR . . . 153
Méthodologie des suivis piscicoles : ONEMA et Fédération de pêche 91 . . . 154
Résultats des suivis piscicoles . . . 154
4.3.2 Évolution de l'indice diatomée . . . 156
Calcul de l'Indice Biologique Diatomées IBD . . . 156
Les suivis diatomées (IBD) sur le tronçon par la DRIEE . . . 156
Résultats des suivis de l'IBD . . . 157
4.3.3 Évolution de l'Indice Biologique Global Normalisé . . . 159
Calcul de l'Indice Biologique Global Normalisé IBGN . . . 159
Les suivis macro-invertébrés (IBGN) sur le tronçon par la DRIEE . 161
Résultats des suivis de l'IBGN . . . 161
4.3.4 Conclusion : évolution des indices biologiques suite aux effacements 163
4.3.5 Comparaison des indices bilogiques avec d'autres rivières de l'île de France . . . 163
Évolution de l'IBD en Ile-de-France . . . 164
Évolution de l'IBGN en Ile-de-France . . . 167
4.4 Conclusions : impact des effacement sur la faune et la flore aquatique et rivulaire . . . 167

5 Hydromorphologie et transport de sédiment suite aux effacements 169
5.1 Évaluer le transport sédimentaire en rivière . . . 169
5.1.1 Équations hydrodynamiques et force de frottement . . . 169
Évolution des profils de vitesse et force de frottement . . . 170
Les frottements turbulents . . . 172
La puissance d'une rivière . . . 174
5.1.2 Le transport solide en rivière . . . 174
Potentialité de mise en mouvement : la formule de Shields . . . 177
Équations de transport : calcul de la charge de fond . . . 179
5.2 Méthodologie . . . 183
5.2.1 Suivis des sédiments de l'Orge . . . 183
Prélèvements des sédiments du lit . . . 183
Mesure in-situ de la charge de fond : pièges à sédiments . . . 184
5.2.2 Les analyses . . . 187
Granulométrie des sédiments . . . 187
Analyses granulométries . . . 188
Diamètre médian D_{50} et coefficient de Nikuradse k_s . . . 188
5.3 Validation de la méthode de calcul de la vitesse de frottement u_* . . . 190
5.3.1 Méthodologie . . . 190
Acquisition de données . . . 190
Traitement des données brutes issues de l'ADV . . . 192
Calculs comparatifs de la vitesse de frottement . . . 193
5.3.2 Comparaison des vitesses de frottement obtenues . . . 194
Granulométrie des sédiments . . . 194
Profils logarithmiques . . . 195
Covariance entre V_x' et V_z' . . . 196
Comparaison des trois méthodes de calcul de u_* . . . 196

5.4 Évolution des sédiments du lit suite aux effacements . . . 198
5.4.1 Les granulométries observées sur les profils . . . 199
5.4.2 Évolution des diamètres médians D_{50} . . . 201
5.4.3 La répartition des fractions granulométriques . . . 202
5.4.4 Le cas de la confluence avec le Mort Ru . . . 205
5.4.5 La charge de fond dans l'Orge : piège à sédiment . . . 206
5.4.6 Conclusion quant à l'évolution sédimentaire de l'Orge . . . 207
5.5 Évaluation des capacités de transport de sédiment de l'Orge . . . 208
5.5.1 Mobilité des sédiments lors du prélèvement . . . 208
Les vitesses de frottement u_* . . . 208
Potentialité de mise en mouvement : diagramme de Shields . . . 209
5.5.2 le transport solide de l'Orge . . . 211
Diamètre maximal des grains mobilisables . . . 211
Débit solide Q_b potentiel maximal . . . 214
5.5.3 Participation de chaque classe granulométrique au débit solide . . . 217
Débit solide et classement granulométrique . . . 217
Temps de renouvellement selon les classes granulométriques . . . 219
Vitesse de transport . . . 222
Le transport dans l'Orge . . . 222
5.6 Conclusion : impact des effacements sur le transport sédimentaire dans l'Orge 225

6 Biogéochimie de l'Orge et de la nappe alluviale 227
6.1 Méthodologie . . . 228
6.1.1 Suivis de terrain : l'Orge et sa nappe . . . 228
L'eau de la rivière . . . 228
L'aquifère de la vallée . . . 230
6.1.2 Méthode d'analyse de l'eau et des sédiments . . . 231
Stockage des échantillons d'eau . . . 231
Analyses de l'eau . . . 232
Traitement des données de chromatographie et de colorimétrie . . . 233
Analyses statistiques des résultats . . . 234
6.2 Évolution de la biogéochimie de l'Orge . . . 234
6.2.1 La qualité de la rivière et des affluents sur la période de suivi . . . 235
La qualité de l'eau de l'Orge . . . 235
La qualité de l'eau des affluents sur le secteur . . . 240
6.2.2 La qualité de l'eau dans les jours suivant les effacements . . . 241
Effacement du clapet Souchard, 16 mars 2010 . . . 241
Effacement du clapet Vaucluse, avril 2010 . . . 242
Pluie orageuse, mai 2010 . . . 244
Effacement du clapet des Archives, mai 2011 . . . 246
Effacement du clapet du Breuil mai 2012 . . . 247
Conclusion sur les mouvements de clapet . . . 249
6.2.3 La qualité de l'eau de la nappe de Vaucluse . . . 249
6.2.4 Conclusion : impacts des effacements sur la qualité de l'eau . . . 252
6.3 Évolution de l'oxygénation et de la température de l'Orge après les effacements . . . 252
6.3.1 Évolution de l'oxygénation . . . 252
6.3.2 Modélisation de la température de la rivière suite aux effacements . 254

Méthodologie . . . 254
Calage des modèles . . . 259
Impact des effacements : comparaison des valeurs mesurées et simulées 264
Conclusion : Effacement et température de l'eau . . . 270
6.4 Conclusion : qualité de l'eau et impacts des effacements . . . 271

7 Les banquettes de sédiment : flux hydrologiques et biogéochimiques 273
7.1 Méthodologie . . . 273
7.1.1 Suivis de terrain des banquettes de sédiment . . . 273
Tube de prélèvement d'eau interstitielle . . . 274
Suivi des niveaux d'eau interstitielle des banquettes . . . 276
7.1.2 Expériences au laboratoire de mise en eau des sédiments . . . 277
Prélèvement de carottes de sédiment dans une banquette . . . 277
Inondation de carottes de sédiment au laboratoire . . . 278
Potentiel de dénitrification et de relargage des sédiments . . . 278
7.2 Les sédiments des banquettes . . . 280
7.2.1 Porosité des sédiments de banquette . . . 280
7.2.2 Composition des sédiments de banquettes . . . 280
Teneur en matière organique par perte au feu . . . 280
Analyse par fluorescence à rayon X (XRF) . . . 280
Composition des sédiments de banquette . . . 281
7.3 Comportement hydrologique et hydraulique des banquettes de sédiment . . . 283
7.3.1 Piézométrie dans les banquettes . . . 283
7.3.2 Évolution de la piézomètrie dans les banquettes en relation au débit de l'Orge . . . 285
7.3.3 Estimation de la conductivité hydraulique des sédiments . . . 286
Principe . . . 286
Méthodologie . . . 287
Estimation du biais possible lié à la diffusion . . . 288
Importance du phénomène de diffusion . . . 290
Effet du trou sur le champ des vitesses . . . 291
Débit apparent et débit en l'absence de trou . . . 292
Évolution des concentrations dans le trou . . . 293
Estimation de la conductivité hydraulique pour la banquette LA . . . 294
7.4 La biogéochimie des banquettes de sédiment . . . 295
7.4.1 Composition de l'eau dans les banquettes de sédiment . . . 295
Concentrations dans l'eau interstitielle des banquettes de sédiment . . . 295
Évolutions spatiales et temporelles des concentrations dans les banquettes . . . 299
7.4.2 Simulation d'inondation sur des carottes de sédiments au laboratoire 303
Protocole d'inondation des carottes . . . 303
Inondation de carotte de sédiment . . . 303
Potentiel de dénitrification et de production . . . 306
La dénitrification dans les carottes d'après les taux potentiels des batch . . . 314
7.4.3 Les processus probablement à l'œuvre dans les banquettes . . . 315
7.5 Flux biogéochimiques entre l'Orge et les banquettes . . . 322
7.5.1 Modélisation des flux entre les banquettes et l'Orge . . . 322

Principe . . . 322
Évapotranspiration des banquettes . . . 324
Le calage du modèle . . . 329
7.5.2 Flux d'eau dans les banquettes . . . 332
7.5.3 Flux d'azote et de phosphore entre les banquettes et l'Orge . . . 335
Flux sortant des banquettes vers l'Orge . . . 335
Dénitrification dans les banquettes . . . 338
Bilan d'azote dans les banquettes . . . 340
7.6 Bilan biogéochimique sur le secteur étudié . . . 340
7.6.1 Évolution de la composition des macrophytes suite aux effacements 341
Méthodologie . . . 341
La composition des tissus des macrophytes . . . 341
Conclusion flore aquatique . . . 344
7.6.2 Impact des sédiments de fond de lit sur les flux en rivière . . . 346
7.6.3 Bilan sur la zone d'étude . . . 347
7.7 Conclusion : impact des effacements sur les flux biogéochimiques dans la rivière . . . 347

8 Conclusion générale 351

A Annexes 369
A.1 Présentation du bassin versant . . . 369
A.1.1 forage BRGM a Vaucluse . . . 369
A.2 Évolution de la morphologie et des écoulements de l'Orge suite aux effacements . . . 371
A.2.1 Les débits de l'Orge . . . 371
A.2.2 Niveaux piézométriques . . . 372
Niveaux piézométriques dans la roselière . . . 372
Niveaux piézométriques dans les banquettes . . . 374
Niveaux piézomètriques enregistrés par les sondes . . . 374
A.2.3 Morphologie et granulométrie des profils transversaux . . . 375
Profils transversaux à Vaucluse . . . 377
Profils transversaux à la Guinguette . . . 392
Profils transversaux à la confluence avec le Mort Ru . . . 408
Profils transversaux en amont de Vaucluse . . . 416
Évolution de la cote de fond . . . 420
A.2.4 HEC RAS . . . 420
Ensemble des profils recalés pour la modélisation . . . 420
Les hauteurs et les vitesses d'eau obtenues via la modélisation HEC RAS . . . 420
A.3 Transport de sédiment . . . 423
A.3.1 Données du calcul de u_* avec un ADV . . . 423
Granulométrie observée sous les profils de vitesses ADV . . . 423
Profils de vitesses et calage des profils logarithmiques . . . 424
Covariance calculées à partir des mesures de l'ADV . . . 425
A.3.2 Calculs D_{50}, u_*, D_*, θ . . . 427
A.3.3 Transport de sédiment selon la classe granulométrique . . . 429
Diamètre maximal des grains mobilisables . . . 429
Débit solide Q_b potentiel maximal . . . 430

Transport en fonction de la classe granulométrique 430
A.4 Biogéochimie 431
A.4.1 Évolution de concentration dans les banquettes, les piézomètres et l'Orge pour tous les éléments 433
A.4.2 Concentration dans les banquettes de sédiment en fonction de la profondeur 435
A.4.3 Taux de production dans le batch 440
A.4.4 Résultats des analyses au fluoX 441
A.5 hydrobiologie 446
A.5.1 Les macrophytes 446
Disponibilité des données sur les macrophytes 446
Délimitation des micro-tronçon de macrophytes 447
Évolution du recouvrement par les macrophytes sur les micro-tronçons 450
A.5.2 Inventaires des berges 451

Sigles

DCE : Directive Cadre européenne sur l'Eau
DRIEE : Direction Régionale et Interdépartementale de l'Environnement et de l'Énergie
IPR : Indice Poisson Rivière
IBGN : Indice Biologique Global Normalisé
IBD : Indice Biologique Diatomée
IBMR : Indice Biologique Macrophytes Rivière
NGF : Nivellement Général de la France
NQE : Norme de Qualité Environnementale
ONEMA : Office National de l'Eau et des Milieux Aquatiques
ROE : Référentiel des Obstacles à l'Écoulement
SDAGE : Schéma Directeur d'Aménagement et de Gestion des Eaux

Symbologie

a	rayon du trou (m) *traçage au sel*
A	section efficace (m^2) *diffusion*
A_D	section d'un tube de sol (m^2) *diffusion*
AT	température de l'air (°C) *modèle température*
C_0	concentration en sel dans le trou ($mol.m^{-3}$) *traçage au sel*
C_i	concentration en ion i dissout ($mol.m^{-3}$)
C_t	concentration de sédiment en volume dans la section de la rivière ($m^3.s^{-1}$)
D	diamètre des grains (m)
D_{50}	diamètre médian des grains d'un échantillon de sédiment ou diamètre vis-à-vis duquel 50% en poids des particules ont un diamètre inférieur (m)
D_*	paramètre adimensionnel de Shields relatif au grain (ou diamètre adimensionnel des particules)
D_i	coefficient de diffusion de l'ion i considéré ($m^2.s^{-1}$)
F_{gr}	paramètre de mobilité des sédiments *Ackers-White*
g	accélération de la pesanteur ($9,81 m/s^2$)
g_b	débit solide par charriage en poids dans l'eau ($kg.s^{-1}.m^{-1}$)
g_t	débit solide total en poids dans l'eau ($kg.s^{-1}.m^{-1}$)
G_{gr}	paramètre de transport des sédiments *Ackers-White*
G_b	débit solide en masse par charriage sur la section de la rivière ($kg.s^{-1}$)
G_t	débit solide en masse total sur la section de la rivière ($kg.s^{-1}$)
h	hauteur sur laquelle ont lieu les écoulements (m)
h_m	hauteur moyenne du cours d'eau (m)
i	pente (s.u. ou %)
J	flux de diffusion ($mol.s^1$) *diffusion*
J_e	pente énergétique de la rivière (adimensionnel)
k	rapport entre la teneur totale du sédiment et la teneur dissoute (adimensionnel) *diffusion*
k_s	coefficient de Nikuradse ou coefficient de rugosité (m) *transport sédimentaire*
K	conductivité hydraulique ($m.s^{-1}$)
K_s	coefficient de rugosité total de Manning-Strickler ($m^{1/3}.s^{-1}$) *Meyer-Peter*
K'_s	coefficient de rugosité due aux granulats de Manning ($m^3.s^{-1}$) *Meyer-Peter*
L	nombre de jours précédents la mesure de la température de l'eau () *modèle température*
M_e	paramètre de mobilité (adimensionnel) *Van Rijn*
p	pente du niveau piézométrique (%)
P_t	puissance totale du cours d'eau ($W.m^{-1} = kg.m.s^{-1}$)
q	débit liquide unitaire ($m^3.s^{-1}.m^{-1}$) $q = Q/largeur$
q_{25}	quantile 25 : valeur à laquelle 25% des données considérées sont inférieures
q_b	débit solide volumique par charriage par unité de largeur de rivière ($m^3.s^{-1}.m^{-1}$)
q_t	débit solide volumique total par unité de largeur de rivière ($m^3.s^{-1}.m^{-1}$)
Q	débit de la rivière ($m^3.s^{-1}$)
Q_2	débit apparent ou traversier, débit mesuré dans le trou ($m^3.s^{-1}$) *traçage au sel*
Q_b	débit solide volumique par charriage sur la section de la rivière ($m^3.s^{-1}$)
$\bar{Q}_b$	débit solide volumique apparent prenant en compte la porosité des sédiment ($m^3.s^{-1}$)
Q_t	débit solide volumique total sur la section de la rivière ($m^3.s^{-1}$)
Q_R	débit qui traverserait le volume occupé par le trou en l'absence de trou ($m^3.s^{-1}$) *traçage au sel*

r	position par rapport au centre du trou (m) *diffusion*
R_h	rayon hydraulique (m) qui est le rapport entre la section mouillée et le périmètre mouillé
s	densité relative des particules ($\sim$2,5 adimensionnel) rapport entre la densité des grains et celle de l'eau *granulométrie*
S	coefficient d'emmagasinement (adimensionnel) *hydrogéologie*
T	temps de séjour (s) *traçage au sel*
T	température absolue (K) *diffusion*
u	vitesse d'écoulement ($m.s^1$)
u^*	vitesse de frottement ($m.s^1$)
u_{cr}	vitesse moyenne critique basé sur Shields ($m.s^1$) *Van Rijn*
V_m	vitesse moyenne des écoulements($m.s^{-1}$)
WT	température de l'eau (°C) *modèle température*
WT_{sim}	température de l'eau simulée (°C)
z	profondeur (m)
z_0	longueur de rugosité ou cote à laquelle le profil logarithmique de vitesse s'annule (m)

lettres grecs

α coefficient d'adsorption (adimensionnel) *traçage au sel*
γ poids volumique de l'eau ($\sim 1000 N.m^{-3}$)
γ_s poids volumique spécifique du grains (presque toujours compris entre 26 et 27,5$kN.m^{-3}$ d'après (Degoutte, 2012))
Γ quantité totale de sel contenue dans un volume de sol ($mol.m^{-3}$)
θ facteur de correction à appliquer à la diffusion pour tenir compte de la tortuausité $\theta \propto \tau^{-2}$ (adimensionnel) *diffusion*
θ distribution des paramètres (adimensionnel) *méthode MCMC*
θ paramètre de mobilité de Shields relatif à l'écoulement (adimensionnel) *transport sédimentaire*
θ_{cr} valeur critique du paramètre de mobilité de Shields correspondant au seuil de mise en mouvement (adimensionnel) *transport sédimentaire*
κ constante de von Karman de 0,41 (adimensionnel) *transport sédimentaire*
λ_i conductivité molaire ionique de l'ion i ($S.m^2.mol^{-1}$)
ν viscosité cinématique de l'eau ($1.007.10^{-6} m^2.s^{-1}$ à 20°C)
ν_T viscosité turbulente ($m^2.s^{-1}$)
ξ_M paramètre de rugosité (adimensionnel) *Meyer-Peter*
ρ masse volumique de l'eau ($\sim 1000 kg.m^{-3}$ à 4°C)
ρ_s masse volumique moyenne des sédiments ($\sim 2650 kg.m^{-3}$)
σ conductivité d'une solution ($S.m^{-1}$)
σ variance (adimensionnel) *modèle température*
τ force de frottement ($kg.m^{-2}.s$) *transport sédimentaire*
τ tortuausité (adimensionnel) *diffusion*
Φ porosité du sédiment (adimensionnel)
Φ_A paramètre de transport (adimensionnel) *Graf*
Ψ_A paramètre d'intensité de mouvement (adimensionnel) *Graf*

Définitions

dissous $<$ 10kDa $<$ colloïdale $<$ 0,45μm $<$ particulaire (Lapworth et al., 2011).

Arasement : action qui consiste à diminuer la hauteur d'une seuil, en maintenant une partie de l'ouvrage au dessus du niveau naturel du substrat

Atterrissement : dépôt localisé (mais parfois de grande dimension) de matériaux granulaires amenés par le cours d'eau. Il s'agit d'une manifestation localisée et non d'un exhaussement généralisé. Lorsqu'on parle de matériaux granulaires, atterrissement, dépôt et banc sont relativement synonymes. Le banc désigne plus le résultat d'une action, c'est-à-dire une forme. Le dépôt désigne une action, celle de déposer ; on parlera par exemple du dépôt d'un grain. L'atterrissement fait aussi référence à une action, celle d'engraisser la zone de dépôt.

Boëlle : terme local désignant un bras annexe de l'Orge, dont le débit est généralement régulé par des ouvrages hydrauliques

Crue : Une crue peut être définie comme un écoulement de la rivière dépassant la limite des berges, débordant dans le lit majeur. Les hydrologue la définissent plutôt comme une augmentation temporaire du niveau d'eau (Hubbart and Jones, 2010).

Débit solide : le débit solide est le volume de matériaux granulaires transportés par le courant par unité de temps, sans tenir compte des vides. Il s'exprime en m3/s.

Dérasement : action de suppression complète d'un ouvrage en rendant le lit naturel et érodable

Ecosystème : c'est une unité écologique en équilibre dynamique et autonome, constituée d'un environnement physico-chimique (ou biotope) en constante interaction avec un groupement de différentes espèces animales et végétales (ou biocénose).Un écosystème est issu de la coévolution entre les différents êtres vivants et leurs habitats. Il est difficile de délimiter un écosystème car il ne possède pas de frontière physique mais il peut être défini à de nombreuses échelles spatiales.

Écotone : zone de transition entre deux écosystèmes

Érosion : action d'arrachement et de transport de particules de sol ou de rocher sous l'effet du vent, de la pluie, de la fonte des neiges et des cycles de dégel ou par des mécanismes de glissement de terrain, d'éboulements, d'avalanches, de laves torrentielles. En zones continentale, l'érosion peut être aréolaire (en surface) ou linéaire (le long d'un élément du chevelu hydrographique).

Érosion progressive : mécanisme d'enfoncement du fond du lit se propageant vers l'aval. Le point de départ est une intervention, souvent d'origine humaine, provoquant un déficit de matériel alluvionnaire (construction d'un barrage ou d'un seuil, prélèvements d'alluvions dans le lit mineur...)

Érosion régressive : Mécanisme d'enfoncement du fond du lit se propageant vers l'amont. Le point de départ est une intervention, généralement d'origine humaine, qui abaisse localement le fond du lit (coupure de méandre, suppression de seuil, prélèvements d'alluvions dans le lit mineur...).

Exhaussement progressif : surélévation du fond du lit se propageant vers l'aval. Le point de départ est une intervention, généralement d'origine humaine, provoquant un excédent de matériaux alluvionnaires (dérivation par un canal, suppression d'un seuil précédemment comblé...)

Exhaussement régressif : surélévation du fond du lit se propageant vers l'amont. Le point de départ est une intervention, souvent d'origine humaine, qui surélève localement le fond du lit (construction de seuil). L'origine peut être naturelle, comme par exemple l'apport solide d'un affluent torrentiel.

Hélophyte : Plante ou groupement hélophile vivant sur des substrats vaseux, inondée au moins en hiver (Bournérias et al., 2001).

Lit majeur : le lit majeur correspond à la plaine inondable, il est limité par les plus hautes eaux (Degoutte, 2012). Il entoure ou inclus le lit mineur selon les auteurs.

Lit mineur : espace occupé par l'écoulement pour des crues courantes et séparé du reste du lit majeur par les berges (Degoutte, 2012)

Macrophyte : plantes aquatiques vascularisées possédant des structures internes (xylème et trachéide) permettant le transport de l'eau et des nutriments à travers l'organisme et ayant de véritables racines.

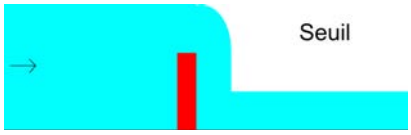
Radier : terme local désignant un banc dans le lit de la rivière proche de la surface de l'eau généralement exondé en période de basses eaux

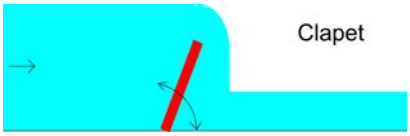
Définitions ouvrages hydrauliques

Les ouvrages hydrauliques barrant le lit de la rivière ont de nombreuses fonctions et donc de nombreuses formes. Je propose ici un récapitulatif des termes que j'utilise dans ce rapport avec la définition de ce à quoi ils correspondent. Suivant les sources, ces termes n'auront pas forcément la même signification, je propose ici ce qui me semble le plus communément utilisé.

Barrage : ouvrage hydraulique barrant le lit de la rivière. Je l'utilise par la suite comme terme générique sans distinction entre seuil et grand barrage réservoir (sans distinction de taille).

Seuil : ouvrage hydraulique présent en fond de lit, barrant une partie du lit mineur (Degoutte, 2012), la rivière surversant par dessus l'ouvrage ce qui crée une chute d'eau. Le niveau d'eau est surélevé en amont de l'ouvrage et sa pente est assez faible, mais la rivière reste dans son lit d'origine. Les seuils sont généralement inférieurs à 5m (AESN, 2007). Le seuil peut avoir plusieurs fonctions dont l'alimentation gravitaire d'un canal de dérivation, l'utilisation de la force motrice de l'eau (production électrique, moulins...) ou la stabilisation du fond de la rivière à son amont en créant un point dur.

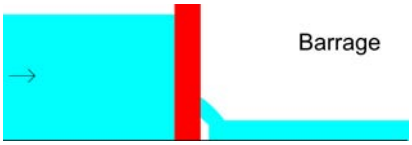




Clapet : seuil mobile (ou partie mobile d'un seuil) permettant de réguler le débit en sortie de l'ouvrage pour limiter l'influence du seuil lors de crue. C'est majoritairement un panneau perpendiculaire à la rivière qui pivote autour d'un axe horizontal en fond de lit

Vanne : ouvrage qui permet l'ouverture et la fermeture d'une évacuation d'eau dans un barrage, la vanne permettant de réguler le débit de sortie.

grand barrage : ouvrage hydraulique barrant le lit de la rivière créant une grande retenue d'eau sortant du lit d'origine de la rivière. Il barre le lit mineur et une partie du lit majeur de la rivière (Degoutte, 2012). La sortie d'eau s'effectue souvent en bas d'ouvrage, la pression d'eau permettant de faire tourner des turbines avec plusieurs sorties possibles pour réguler le débit de sortie. Ils ont pour vocation la production électrique, l'alimentation de canaux, l'irrigation ou les loisirs.



Certaines études font simplement la différence entre les seuils à dominante fixe et les seuils à dominante mobile (Malavoi, 2003).

Chapitre 1

Les multiples impacts des barrages sur une rivière

Les cours d'eau et les rivières ne représentent environ que 0,006% de l'eau douce totale présente sur terre (Likens, 2010b), mais comme les lacs et les zones humides, les rivières ont une grande importance pour l'homme. Elles sont la base d'usages divers mais essentiels : irrigation, transport, loisirs, tourisme... En plus de ces intérêts pour l'homme, les rivières sont des corridors écologiques essentiels. Ce sont des systèmes dynamiques, écologiquement, géomorphologiquement et biogéochimiquement. Les nombreuses espèces végétales et animales, que l'on retrouve dans et autour de la rivière, sont réparties sur l'ensemble du corridor alluvial, longitudinalement (entre l'amont et l'aval du cours d'eau) et latéralement (dans la rivière, sur ses berges...). Elles évoluent selon de nombreux facteurs, dépendants de l'environnement de la rivière : climat, localisation géographique (plaine, montagne...), environnement (forestier, agricole...) ; mais aussi des conditions locales : ensoleillement, dynamique sédimentaire, habitat... Les rivières jouent un rôle important dans les cycles biogéochimiques, régionaux et globaux, et dans le transport de matériaux terrestres vers les océans. Les rivières permettent des échanges entre l'amont et l'aval du cours d'eau, mais aussi des échanges latéraux avec la plaine alluviale. Ainsi, modifier un des processus se produisant dans la rivière (morphologique, biologique ou physico-chimique) impactera directement ou indirectement les autres. Les différents processus se produisant dans les divers compartiments du corridor alluvial (rivière, zone hyporhéique...) sont étroitement liés.

Les activités humaines ont substantiellement affecté les cycles hydrologiques naturels des rivières partout dans le monde. L'un des impacts les plus répandu dû à l'homme est la construction de barrages. Plus de la moitié des rivières du monde sont affectées par des barrages, la plupart ayant été construits durant le 20ème siècle (Bukaveckas, 2010). Prises toutes ensembles, les capacités de stockage cumulées de tous les barrages dans le monde représentent environ 15 % des écoulements annuels globaux des rivières. Des 20 plus larges rivières d'Europe, seule la Dvina septentrionale en Russie est considérée comme libre, non barrée (Tockner et al., 2009). Le Rérérentiel des Obstacle à l'Écoulement ROE mis en place par l'ONEMA recense environ 60000 ouvrages hydrauliques sur les rivières françaises, dont la moitié n'aurait plus d'usage avéré. Ces ouvrages sont souvent accompagnés de modifications du cours d'eau (chenalisation, linéarisation, calibrage du lit mineur...) qui accentuent les impacts de ces constructions.

Les barrages permettent d'élever le niveau de l'eau en amont de l'ouvrage en créant une retenue. Ils peuvent avoir plusieurs objectifs : créer une chute d'eau ayant assez de puissance pour faire tourner une roue de moulin ou une turbine, induire une profondeur suffisante en amont pour y pomper de l'eau (Csiki and Rhoads, 2010), maintenir une ligne d'eau à l'étiage (Gore and Petts, 1986) ou le maintien d'un niveau d'eau dans la nappe d'accompagnement pour l'alimentation en eau potable ou pour l'irrigation (AESN, 2007). Sur les grandes rivières, ils permettent parfois de maintenir la rivière navigable

toute l'année sur la majeure partie de son lit.

Il a plusieurs types de barrages, mais ils peuvent être classés en deux catégories majeures suivant l'importance de la retenue qu'ils génèrent et la façon dont la rivière les franchit : les grands barrages à retenue ("impoundment dam") et les seuils ou barrages déversoir « au-fil-de l'eau » (weirs or « run-of-river dam ») (Csiki and Rhoads, 2010).

- Les grands barrages sont conçus pour contrôler le débit de la rivière et stocker de l'eau. Ils inondent de larges zones hors du lit mineur et créent des conditions écologiques similaires à celles de lacs, dans certains cas. Il en résulte une stratification thermique de la colonne d'eau (Bukaveckas, 2010). L'eau évacuée par le déversoir provenant souvent du fond de la retenue, les températures de l'eau à l'aval de l'ouvrage sont elles aussi perturbées Degoutte (2012). Ces grands barrages à retenue altèrent les flux naturels et les régimes d'inondation de la rivière, le débit aval de la rivière étant conditionné par la gestion de l'ouvrage. Ils perturbent les flux sédimentaires avec des dépôts dans la retenue accompagnés d'une érosion du chenal en aval (Riggsbee and Julian, 2007). La présence de barrages perturbe les flux biogéochimiques (Baldwin, 1996), comme par exemple ceux de silice avec un stockage dans la retenue (silice biogénique qui sédimente) et une diminution des apports à l'embouchure maritime des cours d'eau allant jusqu'à 30% (Humborg et al., 2008).

- Les barrages déversoirs ou seuils, forment une chute d'eau passant au dessus de l'ouvrage avec une retenue d'eau souvent plus limitée, et la rivière reste majoritairement dans son lit en amont de l'ouvrage. Ces "petits" barrages (< 5 m) sont conçus pour maintenir un niveau d'eau minimum durant les bas débits et/ou limiter l'érosion amont du lit mais ils ne modifient guère les débits de la rivière. Ils semblent avoir un impact plus modéré que les grands barrages mais restent des obstacles généralement infranchissables pour la faune. Il perturbent le transport sédimentaire, avec un possible colmatage du lit en amont de l'ouvrage qui limite fortement les échanges avec la zone hyporhéique (Blaschke et al., 2003). La majorité des ouvrages transversaux barrant les cours d'eau français correspond à ce type d'ouvrage (Adam and Malavoi, 2007).

Ces barrages, seuils, vannes ou clapets affectent de façon plus ou moins importante la variabilité naturelle du régime hydrologique du cours d'eau suivant l'importance et la gestion de la retenue d'eau en amont de l'ouvrage et pourront avoir des effets sur l'ensemble de l'écosystème alluvial. Le « manuel de restauration hydromorphologique des cours d'eau » publié par l'AESN (AESN, 2007) identifie trois grandes catégories d'impact :

- Modification des flux liquides, solides et biologiques : modification des hydrogrammes, blocage de la charge solide, difficulté de franchissement par les poissons

- Effet de « retenue » : homogénéisation des faciès d'écoulement, écoulements plus lentiques en amont du seuil, altération drastique des habitats aquatiques, réchauffement de l'eau à l'étiage

- Effet « point dur » : réduction des processus d'érosion latérale dans l'emprise de la retenue, perturbe les processus d'équilibre géodynamique.

Un barrage crée une discontinuité écologique amont-aval et perturbe les échanges longitudinaux mais aussi latéraux au sein de l'écosystème alluvial.

Certains vieux barrages présentent des risques de cassure et un danger pour les usagers à l'aval de la structure. Le coût de l'entretien ou de la rénovation de certains ouvrages dépassant le coût de leur démantèlement, les gestionnaires préfèrent démolir les ouvrages si leur usage le permet (Csiki and Rhoads, 2010).
Avec ces constats, la pratique de l'effacement de barrage s'est rapidement répandue dès les années 70 aux États Unis, un peu plus tardivement en Europe. Les études sur le sujet s'intéressent tout d'abord au démantèlement de grands barrages réservoirs et ce n'est que plus récemment que des études ont porté sur des seuils barrant des rivières de plaine (milieu des années 2000). En France, ces opérations débutent plutôt dans les années 90, avec par exemple l'effacement du barrage de Maisons-Rouges en 1998 sur la Vienne (Indre-et-Loire). Mais l'effacement d' un ouvrage, présent parfois depuis des dizaines d'années, déstabilise les équilibres écologiques mis en place depuis son installation et la rivière ne possède pas forcément les capacités de résilience lui permettant de retrouver son état d'origine, d'avant la construction du barrage.

De nombreuses études ont ainsi suivi l'impact d'un démantèlement, mais elles se concentrent souvent sur des processus particuliers tel que l'impact hydromorphologique, l'évolution de la population piscicole (Hester and Gooseff, 2010) ou les flux biogéochimiques lors de l'effacement. L'impact d'effacement d'ouvrages sur l'état écologique de la rivière, pour les cours d'eau de plaine, reste encore assez mal appréhendé dans son ensemble (avec toutes les interactions possibles), notamment à cause de la durée des suivis nécessaires à une telle évaluation et le peu d'articles diffusés sur les essais "ratés" de restauration (Bennet et al., 2011).

Comme développé dans ce chapitre, la présence comme l'enlèvement d'un barrage ont des effets qui dépendent grandement des caractéristiques de l'ouvrage (hauteur, emprises latérales, gestion...), des caractéristiques de la rivière (géologie, morphologie, dynamique sédimentaire...) et du régime hydrologique du bassin versant.
Ce chapitre propose tout d'abord quelques concepts sur les écosystèmes alluviaux essentiels dans le contexte des effacements d'ouvrages, ainsi qu'un rappel des attentes de la DCE. Il regroupe ensuite un ensemble d'études portant sur les différents impacts de la présence d'ouvrages hydrauliques et des divers effets observés lors d'effacement de barrage. Ce chapitre met ainsi en valeur les objectifs de la thèse au vu des études déjà réalisées.

1.1 Quelques concepts particulièrement pertinents en écologie fluviale dans le contexte des politiques d'effacement de barrages

Les rivières sont loin de n'être qu'un chenal transportant de l'eau, des éléments chimiques et des sédiments vers l'aval (Likens, 2010a), comme cela a longtemps été considéré. Elles fonctionnent comme des écosystèmes (Fisher and Likens, 1972) avec toutes les activités et interactions complexes et variées qui se produisent entre les composants biotiques (organismes vivants) et abiotiques (l'environnement, la physico-chimie...), qui sont caractéristiques de tous les écosystèmes (Allan and Castillo, 2007). Les rivières évoluent longitudinalement mais aussi latéralement et forment un corridor alluvial. La fonction naturelle des corridors est de réguler le transport de l'eau et des éléments dissous et particulaires dans la plaine alluviale. Les fonctions sédimentologique et biogéochimique de la

rivière sont particulièrement importantes pour la conservation à long terme des habitats dans la rivière, donc au maintien de la vie aquatique.

1.1.1 Notions d'autoépuration, capacité d'assimilation et résilience

La rivière est un système actif, qui possède des capacités plus ou moins importantes de s'adapter à une pollution. Le terme d'autoépuration a été beaucoup utilisé il y a quelques années, particulièrement par les gestionnaires. Il est souvent mis en avant lors de restaurations que supprimer les barrages permettrait aux rivières de "retrouver de meilleures capacités d'autoépuration" (Datry et al., 2008).

L'autoépuration est définie comme l'ensemble des processus naturels qui permettent le recyclage ou l'élimination des charges excessives en éléments minéraux et/ou organiques dans l'eau de la rivière (Ostroumov, 1998). Le "pouvoir autoépurateur des rivières" représenterait donc l'ensemble des processus qui concourent à revenir vers un état d'équilibre après une altération telle qu'une pollution (Edeline, 2001), soit les capacités à tamponner des pollutions diffuses ou ponctuelles.

Derrière ce terme se cachent de nombreux processus physico-chimiques pouvant évoluer de façon totalement opposée face à une pollution. Il devient alors très compliqué de définir une amélioration ou une dégradation de l'autoépuration, ce qui dépendra de l'élément étudié. Ce terme sous entend que la rivière est capable de compenser les excès (chimiques) du bassin versant mais sans forcément revenir vers un état de l'écosystème proche de celui d'avant la perturbation. Ce terme d'autoépuration est donc un terme très utilitaire, assez imprécis, qu'il convient d'utiliser avec circonspection. De plus, il vaut sans doute mieux réduire les pollutions qu'augmenter les "capacités d'autoépuration" d'une rivière.

Il est préférable d'utiliser les termes de capacité d'assimilation (capacité de s'accommoder à une perturbation) ou de résilience dans le cas idéal (capacité d'un écosystème à récupérer un fonctionnement normal après avoir subi une perturbation et à revenir vers son état prè-perturbation) (Dauphiné and Provitolo, 2007). Ces notions ne se focalisent pas sur l'élimination de la pollution mais sur la réduction de son impact pour favoriser la survie de l'écosystème aquatique. Ce sont ces capacités de retour vers un état d'origine, dit "naturel", qu'il convient de promouvoir et d'accompagner lors d'opération de restauration (Kondolf, 2011). C'est généralement via ce retour à l'état le plus proche du naturel qu'est estimé la réussite ou l'efficacité d'une restauration.

1.1.2 La notion d'écosystème alluvial

L'écosystème fluvial résulte des interactions complexes entre les organismes vivants et l'environnement abiotique, chacun influençant les propriétés de l'autre, et les deux étant nécessaires au maintien de la vie (Odum and Barrett, 1953). La plaine alluviale est un écosystème très ouvert, présentant des variabilités spatiales (latérales et longitudinales) et temporelles fortes.

Il est possible de découper cet écosystème alluvial en sous-unités emboitées représentant des écosystèmes à part entière, comme le propose le schéma de Fisher and Sponsel-

ler (2010) (figure 1.1). Cependant, les limites entre ces sous-unités sont variables dans le temps et dans l'espace : le niveau d'eau et les échanges entre les différentes sous-unités varient en fonction notamment des conditions hydrologiques, des cycles saisonniers... Il est donc assez difficile de fixer une limite définie entre ces différentes sous-unités écologiques. Ces zones de transition entre deux écosystèmes, appelées écotones, sont souvent plus riches que les deux écosystèmes qu'elles délimitent, avec une diversité longitudinale et latérale très forte. La ripisylve est un exemple d'écotone : outre les espèces des deux milieux qu'elle sépare (la rivière et la plaine), elle abrite des espèces spécifiques (castor, martin pêcheur...). Les écotones sont essentiels mais particulièrement sensibles aux perturbations des écosystèmes qu'ils délimitent. Par exemple, la régulation du débit de la rivière limite les inondations de la plaine alluviale, ce qui est défavorable aux espèces végétales de zone humide mais aussi pour des espèces animales telles que le brochet, qui fraye sur des prairies inondées.

Il semble donc difficile de ne s'intéresser qu'à un compartiment du système alluvial sans s'intéresser aux interactions avec les compartiments qui l'entourent et l'échelle de l'étude de l'écosystème alluvial dépendra souvent de la question scientifique considérée.

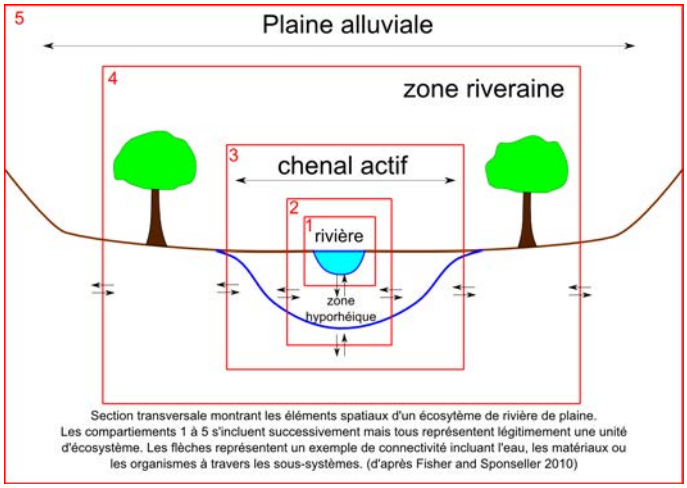


FIGURE 1.1 – Schéma d'une section transversale de rivière illustrant l'emboitement de différents éléments spatials d'un écosystème de rivière de plaine (d'après Fisher and Sponseller, 2010)

La zone hyporhéique, sous influence de l'eau de la rivière, n'est étudiée que depuis 1980 mais est une zone particulièrement active avec de nombreuses interactions avec la rivière, comme le précise la partie suivante. Le chenal actif est caractérisé par la nature éphémère de sa forme (mouvement des barres et des berges) et par sa complexité morphologique qui peut inclure la présence de bassins, de radiers, berges et méandres (Bravard and Petit, 2010). Il est majoritairement constitué de matériaux déposés par la rivière. Les processus d'érosion et de dépôt qui s'y produisent permettent à la rivière de faire évoluer ses formes et constitue son espace de liberté lui permettant de réguler ses capacité de transports de sédiment. La zone hyporhéique et le chenal actif sont fortement intriqués et difficilement séparables en deux zones distinctes.

La zone bordant la rivière est appelée la zone riveraine. C'est une zone de transition entre les écosystèmes terrestres et les écosystèmes fluviaux. La zone riveraine est d'une importance critique pour le fonctionnement, tout comme pour la protection et la gestion de la rivière (Likens (2010a), Deforet et al. (2009)). La plaine alluviale est donc un système dynamique dans l'espace et dans le temps.

1.1.3 La continuité des cours d'eau

Les cours d'eau sont structurés en réseaux linéaires, avec des relations longitudinales entre l'amont et l'aval du cours d'eau et latérales entre la rivière, ses berges et la plaine. Une rivière et sa plaine alluviale sont des corridors écologiques, reliant différents habitats et permettant les déplacements plus ou moins importants de la faune et de la flore nécessaires à leur bon développement (migration, reproduction, protection...). La connectivité entre tous les milieux associés du corridor alluvial permet de caractériser la continuité entre les différents composants de l'hydrosystème (Wenger, 2002).

Cette notion de continuité à tout d'abord été mise en avant vis-à-vis du déplacement des populations piscicoles (Billet, 2012). Pour la DCE, la continuité se définit par la libre circulation des espèces biologiques, dont les poissons migrateurs, et par le bon déroulement du transport naturel des sédiments. L'élaboration de trames verte et bleue, mises en place par le Grenelle de l'environnement (2007), vise à construire un maillage écologique à l'échelle nationale pour "rétablir les flux d'espèces de faune et de flore sauvage entre les zones de haute valeur écologique".

La fragmentation de l'écosystème fluvial limite les échanges et cette perte de continuité provoque généralement une perte de diversité et de fonctionalité de l'écosystème. La rivière et sa ripisylve sont deux exemples de corridor écologique, qui subissent de fortes pressions (fragmentation, artificialisation...). La fragmentation de l'habitat provoque l'isolement des populations qui entraine à long terme une limitation de leur viabilité (Morita and Yokota, 2002). La lutte contre la fragmentation de l'habitat, via des stratégies de gestion, de restauration ou de conservation, permet de protéger des espèces menacées.

La continuité du système fluvial, indispensable aux échanges (d'énergie, de nutriments...) dans l'écosystème, sera assurée par les interactions entre le lit, les chenaux secondaires, les rives et les espèces végétales et animales du cours d'eau (Wenger, 2002). Les écotones (ces zones délimitant deux écosystèmes) sont des zones de transition continue entre deux écosystèmes, avec des évolutions progressives et la formation de gradients (physico-chimiques) entre deux compartiments (Hinkle et al., 2001). Le long de ces gradients, la réactivité du milieu va dépendre des dynamiques et des effets de mélanges. La zone hyporhéique, qui nous intéresse particulièrement, est une zone où l'intensité des mélanges contrôle les réactions s'y produisant.

Un barrage crée un point dur. Sa présence contraint le chenal en limitant sa mobilité latérale et modifie les dynamiques spatiales et temporelles dans la plaine alluviales. Il constitue un point de discontinuité, provoquant une fragmentation de l'écosystème, perturbant de façon plus ou moins importante l'ensemble des processus biotiques et abiotiques ayant lieu dans la rivière, les berges et la ripisylve mais aussi dans la zone hyporhéique et la nappe alluviale.

1.1.4 La zone hyporhéique

Le terme hyporhéique provient des mots grecques « rheo » le flux ou le courant et « hypo » dessous (Dahm et al., 2006). De nombreux auteurs la définissent comme la zone de sédiments saturés dans et autour de la rivière, parfois même une zone de l'aquifère, à travers laquelle l'eau de rivière s'échange et se mélange à l'eau de la nappe dans une certaine proportion (Curie and Ducharne (2008), Hester and Gooseff (2010)). Certains

auteurs incluent dans cette définition des échanges de matière et d'énergie entre l'eau de la nappe et celle de la rivière Boulton et al. (1998).

Le terme hyporhéique est utilisé dans cette thèse pour définir une zone proche de la rivière où se retrouve une quantité minimale d'eau en provenance de la rivière.

Suivant la configuration de la rivière et les phénomènes étudiés, la délimitation de cette zone peut grandement varier. Comme Datry et al. (2008) l'explique, la définition varie avec la diversité des configurations qui existent sous une rivière. L'extension de cette zone varierait suivant l'ordre de la rivière (Hinkle et al., 2001), la morphologie et les caractéristiques de la rivière (Hill et al., 1998) et la saison (Hinkle et al., 2001).
Datry et al. (2008) donnent ainsi quelques exemples théoriques pour délimiter la zone hyporhéique (figure 1.2). Un cours d'eau circulant sur un substratum imperméable ne développera pas de zone hyporhéique (A). La zone hyporhéique peut être constituée uniquement d'eau de la rivière si elle résulte de phénomène d'advection d'eau de la rivière dans les sédiments (B) ou si la rivière est perchée au-dessus de la nappe alluviale (C). Enfin, la zone hyporhéique peut être une importante zone d'échange entre la rivière et la nappe alluviale (D) et, si elle est en équilibre dynamique avec la rivière, la zone hyporhéique sera alors constituée d'un mélange d'eau de surface et d'eau de la nappe (E). Ces configurations peuvent se succéder entre l'amont et l'aval d'un cours d'eau.

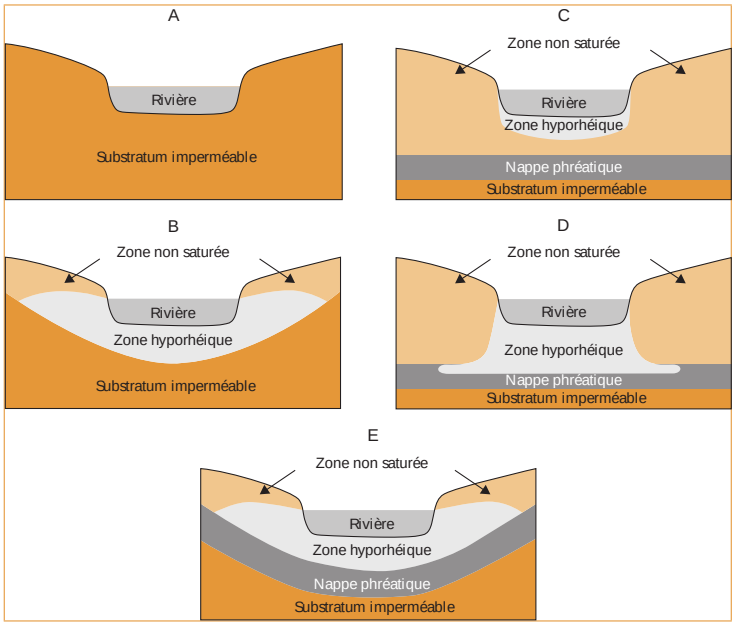


Figure 1 – Les différents types de zone hyporhéique. Modifié d'après Malard et al. (2000).

FIGURE 1.2 – Délimintation de la zone hyporhéique dans Datry (2008)

Cette zone a une importante contribution aux cycles biogéochimiques, à la gamme de paramètres environnementaux et aux habitats biologiques dans la rivière grâce aux nombreux processus s'y déroulant (Lapworth et al. (2011), Hester and Gooseff (2010)), Dahm et al. (2006)).

Les arrivées d'eau souterraine à température presque constante permettent de tamponner les températures au sein de la zone hyporhéique, ce qui a une importance sur les contraintes thermodynamiques des réactions biogéochimiques potentielles (Brunke and Gonser, 1997). Il y a donc un gradient thermique dans cette zone, mais aussi physique et

chimique. Les mouvements de l'eau fournissent un vecteur aux éléments dissous (O_2, nutriments...) pour entrer en contact direct avec des sources de carbone et les communautés microbiennes qui recouvrent une large surface des grains des sédiments. Les mouvements de l'eau dans la zone hyporhéique et la présence des gradients physico-chimiques favorisent la croissance d'un grand nombre de communautés microbiennes dans les sédiments de la rivière, ce qui ravive les cycles biogéochimiques et modifie le transport de nutriments (Fisher and Sponseller, 2010). L'augmentation du temps de résidence de l'eau et des solutés dans le milieu poreux de la zone hyporhéique accroit les opportunités de réactions biogéochimiques grâce aux populations bactériennes diversifiées, plus importantes que dans l'eau de surface. Cette zone possède donc une gamme unique de conditions biogéochimiques, à la fois oxydantes et hautement réductrices.

Ainsi, la zone hyporhéique est une zone où peuvent potentiellement se dérouler de nombreux processus de : dénitrification (Curie and Ducharne, 2008), minéralisation de l'azote (Hill et al., 1998), nitrification, ammonification, précipitation ou dissolution de phosphore (Jarvie et al. (2005), Lapworth et al. (2011), Ballantine and Walling (2006), Lapworth et al. (2011)). Elle a un rôle important dans les flux d'énergie à l'échelle du bassin versant.

Les échanges au sein de la zone hyporhéique sont contrôlés par deux principaux facteurs :

- le gradient hydraulique, qui est influencé par la forme du chenal et les obstacles à l'écoulement (Hester and Gooseff (2010), Sawyer et al. (2011))

- la perméabilité des sédiments, qui contrôle l'étendue de la gamme de conductivité/perméabilité hydraulique et son homogénéité, qui est influencée par le transport sédimentaire (Datry et al. (2008), Vervier et al. (1992), Kerr et al. (2011))

Certains organismes sont spécifiques de la zone hyporhéique. Par exemple, certains poissons pondent leurs œufs au niveau d'upwelling (l'eau de rivière entrant dans les sédiments et se mélangeant à l'eau souterraine) ou de downwelling (l'eau souterraine remontant pour se mélanger à l'eau de rivière). Ceci étant probablement lié à la température différente de l'eau et sa richesse en nutriments au niveau d'upwelling (Geist, 2000) ou en O_2 pour les zones de downwelling (Baxter and Hauer, 2000).

La zone hyporhéique est donc une composante importante du système alluvial, mais qui a été fortement dégradée par l'activité humaine. Les levées empêchent les échanges ou du moins diminuent le rôle de la plaine d'inondation dans les cycles de matériaux et d'énergie (Bukaveckas, 2010). Les travaux de reméandrage, les curages, les barrages, les berges bétonnées... sont autant de facteurs pouvant perturber le fonctionnement de la zone hyporhéique mais dont les impacts ne sont pas encore bien pris en compte.

Les modifications induites par une restauration jouent sur la distribution des conditions hydrauliques dans les trois dimensions. Ses effets sur les échanges dans la zone hyporhéique et les fonctions de l'écosystème de la rivière associées ont été très peu étudiés sur les petits barrages, et principalement à court terme (1 ou 2 ans). La délimitation de cette zone et son accessibilité parfois complexe sont des difficultés majeures dans l'étude de cette interface.

1.1.5 Conséquences sur les politiques d'effacement d'ouvrages

La gestion des rivières a été dans un premier temps principalement mise en œuvre dans le but de se protéger contre les inondations, drainer des zones humides et stabiliser les berges des cours d'eau. Les rivières ont été curées, canalisées avec des berges renforcées pour maximiser le transport de l'eau dans le chenal et maintenir un tracé de rivière stable. Lors de tous ces travaux, les attributs particuliers de la rivière ont largement été ignorés. Or, au vu de la complexité des écosystèmes aquatiques, modifier un ou deux des compartiments de la rivière peut considérablement impacter l'ensemble de l'écosystème. Pour lutter contre la dégradation des écosystèmes aquatiques, il est préconisé un retour vers un état plus naturel des rivières : réduire les contraintes (voir les supprimer) sur les processus physico-chimiques dans et autour des rivières mais aussi sur les processus hyromophologiques (transport sédimentaire, divagation de la rivière...).

Ainsi, les mesures de conservation et de réhabilitation de rivière commencent à réintroduire certains des attributs des corridors et de la plaine alluviale en terme, par exemple, de leur rôle de zone de stockage temporaire des crues ou d'habitabilité pour les organismes aquatiques. Cependant, pour rétablir des écosystèmes dit "plus naturels", les travaux à entreprendre viennent déstabiliser des équilibres, parfois mis en place depuis plusieurs siècles. Il convient donc d'appréhender les réels bénéfices des travaux de restauration et de les accompagner en limitant de possibles effets indésirables.

Les États-Unis ont entrepris les effacements d'ouvrages dès les années 70 et possèdent de nombreux retours d'expériences. L'Europe intègre progressivement ces données écologiques à sa législation.

Politique d'effacement aux États Unis

Basée sur la loi fédérale du contrôle de la pollution de l'eau de 1948, la loi "Clean Water Act" de 1972 (modifiée en 1977) est la première loi fédérale aux Etats-Unis régissant la pollution de l'eau, en réglementant les rejets et en appliquant des normes pour la qualité des eaux de surface. Elle appelle à maintenir et restaurer l'intégrité biologique de l'eau douce. Cette loi oblige les états à élaborer des critères de qualité de l'eau pour la protection de la vie aquatique et de la santé humaine. Des critères physico-chimiques et biologiques ont ainsi été développé. De nombreux indices écologiques ont été mis en place, basés sur le biotope et sur les habitats (tel que l'IBI : Index of Biological Integrity (Allan and Castillo, 2007)) qui permettent d'intégrer les différents stress affectant les assemblages biologiques. L'étude de la faune et de la flore aquatiques permet d'intégrer dans le temps les effets des perturbations de l'environnement alluvial (pollution, dépôt ou érosion de sédiment...). Ces indices biologiques donnent une vision plus globale de l'état écologique d'une rivière que la seule qualité de l'eau.

Le "Clean Water Act" n'impose pas directement de limiter les impacts des barrages. Seule l'exigence de certification de la conformité d'un barrage avec les normes de la qualité de l'eau (article 401) permet de faire pression et d'imposer des contraintes écologiques aux gestionnaires d'ouvrages. Son application reste cependant très controversée et difficile à mettre en œuvre. La législation est encore focalisée sur la protection et non sur la restauration (Bowman, 2002). Cependant, de très nombreuses opérations de restauration des cours d'eau ont été menées aux États-Unis, dont des suppressions d'ouvrages

hydrauliques dès les années 70. Ces opérations ont été menées pour des raisons d'abord sécuritaires (vieillissement des ouvrages), économiques (coût d'entretien trop élevé) et de plus en plus écologiques aujourd'hui.

Cadre Juridique européen : la DCE

En Europe, la Directive Cadre sur l'Eau (DCE) du 23 octobre 2000 (Parlement Européen and Conseil de l'union Européenne, 2000) (transposée en droit français par la loi du 21 avril 2004) précise qu'améliorer l'état écologique des cours d'eau implique la prise en compte de la qualité physico-chimique, de la qualité biologique et de la qualité hydromorphologique des rivières (DCE Annexe V). L'objectif est d'aider la rivière à retrouver des caractéristiques écologiques et biogéochimiques les plus proches possible d'un état non perturbé. Le "bon état" tel qu'il est défini par la DCE est atteint lorsque l'état écologique et l'état chimique sont au minimum "bon".

L'état écologique est évalué selon trois critères : la biologie (IBGN, IBD, IBMR et IPS), la physico-chimie de base (température, oxygène dissous, azote, phosphore...) et des polluants spécifiques (selon les Normes de Qualité Environnementale NQE). L'état écologique est "bon" si la valeur la plus déclassante mesurée dans l'année reste au-dessus ou en-dessous de la valeur seuil fixée : IBGN > 12 ; NH4 $< 0{,}5$ mg/L ; zinc $< 7{,}8$ μg/L ...

L'état chimique est basé sur la Norme de Qualité Environnementale (NQE) sur un ensemble de substances phytosanitaires, d'hydrocarbures aromatiques polycycliques et de métaux lourds. Le bon état chimique suppose le non dépassement d'une valeur moyenne annuelle et le non dépassement d'une concentration maximum admissible. Par exemple, le diuron (pesticide) doit avoir une moyenne annuelle inférieure à 0,2 μg/L et un maximum inférieur à 1,8 μg/L.

La DCE demande l'atteinte du "bon état" des rivières à l'horizon 2015 (avec dérogation pour les rivières fortement anthropisées).

L'hydromorphologie des cours d'eau n'est donc pas intégrée directement dans l'évaluation du "bon état" mais elle en "conditionnerait étroitement" l'atteinte : "l'hydromorphologie, non utilisée pour juger de l'atteinte du bon état, est toutefois requise pour classer les milieux aquatiques en très bon état" (Berteaud, 2005). Cette qualité hydromorphologique repose elle-même sur trois paramètres : le régime hydrologique, les conditions morphologiques et la continuité (faunistique et sédimentaire) des cours d'eau. Aucun critère hydromorphologique à atteindre n'est pour l'instant défini mais des actions sont préconisées pour intervenir en faveur de l'atteinte du bon état écologique.

Une des mesures préconisées par la DCE pour que les cours d'eau atteignent le bon état écologique est de rétablir la continuité écologique des rivières : rétablir la libre circulation des espèces biologiques et le bon déroulement du transport naturel des sédiments. Si l'effacement d'ouvrages hydrauliques, en décloisonnant les rivières et en rétablissant la circulation des espèces aquatiques, devrait avoir un effet direct sur les indices biologiques, l'impact d'une telle action sur les paramètres physico-chimiques et les polluants est moins évident. Or, l'application de la DCE au cours de ces dernières années accélère grandement les programmes d'effacement d'ouvrages hydrauliques, qui se généralisent pour tous les cours d'eau. Il est donc important d'estimer l'impact des modifications engendrées par un effacement d'ouvrage sur tous les critères permettant l'atteinte du "bon état" d'un cours d'eau, d'autant que les échéances de la DCE se rapprochent.

1.1.6 Conclusion : prise en compte des barrages sur l'écosystème

Il parait primordial lors d'opérations de restauration d'étudier l'impact global sur l'écosystème alluvial, de déterminer les interactions entre les processus physico-chimiques et biologiques et de déterminer l'impact des démolitions de barrages sur ces interactions dans les différents compartiments de la rivière.
Une meilleure compréhension des processus dans la rivière, la zone hyporhéique et les zones humides alluviales, aiderait à assurer que les mesures mises en œuvre lors de restaurations de rivières soient les plus efficaces possibles, à la fois pour l'écosystème et pour l'usage que l'homme en a. Il parait donc nécessaire de classer les avantages et les inconvénients potentiels liés aux barrages et à leur suppression.

1.2 Impact des barrages sur l'hydrologie de la rivière

L'hydraulique de la rivière est une composante abiotique essentielle des écosystèmes fluviaux. Les débits et la gamme de courants associés déterminent le transport des sédiments et des éléments chimiques, ce qui permet la mise en place de divers habitats dans la rivière.

La modification du régime hydrologique, lié à la présence ou la suppression de barrages, va induire des modifications des écoulements qui impacteront les flux d'eau, de sédiments et d'éléments chimiques, ainsi que les espèces vivantes. L'importance des modifications des écoulements, liées à la présence et à la gestion d'un barrage, sera donc une composante majeure de l'impact de l'ouvrage sur l'écosystème alluvial.

1.2.1 Modification des écoulements de la rivière

La présence d'une retenue a tendance à réduire la fréquence et la magnitude des forts débits (Kondolf, 1997). Lors des années sèches, (Assani et al., 2007) montrent une diminution des débits moyens annuels liés au mode de gestion du réservoir. Suivant le mode de gestion de l'ouvrage hydraulique, les débits de la rivière seront plus ou moins affectés.

Pour les grands barrages, Jonsson and Wörman (2005) montrent une très forte diminution des variations saisonnières du débit sur la rivière Lule (à la station Vietas) où sont présents 15 grands barrages hydroélectriques (figure 1.3). Il n'y a plus de période de hautes eaux et de basses eaux, pourtant nécessaires à de nombreuses espèces de l'écosystème alluvial.
Dans le cas de seuils, l'impact sur les débits est moins important mais la relation entre le débit et la hauteur d'eau, et donc la vitesse, est modifiée dans la zone de retenue en amont de l'ouvrage. Le temps de séjour de l'eau augmente avec des écoulements beaucoup plus lents.

Dans la zone de retenue en amont de seuils et de certains grands barrages, il n'y a plus de battement ni de variation des écoulements, ce qui simplifie les circulations d'eau. Les phénomènes de convection des sédiments et des éléments chimiques diminuent fortement (et deviennent quasiment nuls dans le cas de grands barrages réservoirs), les phénomènes de diffusion devenant dominants avec des vitesses très réduites dans les berges (Kunz et

al., 2011). Il y a donc une homogénéisation des faciès écologiques.

Au contraire, dans le cas de barrages réservoirs ayant pour but d'écréter les crues, il peut y avoir des variations importantes du niveau d'eau dans le réservoir, sans qu'il y ait forcément de saisonnalité, ce qui peut être dommageable pour le fonctionnement des écosystèmes. Cependant, les gestionnaires essaient de plus en plus de respecter les cycles biologiques et limitent les mouvements d'eau sur certaines périodes (vases exondées pour les migrations...).

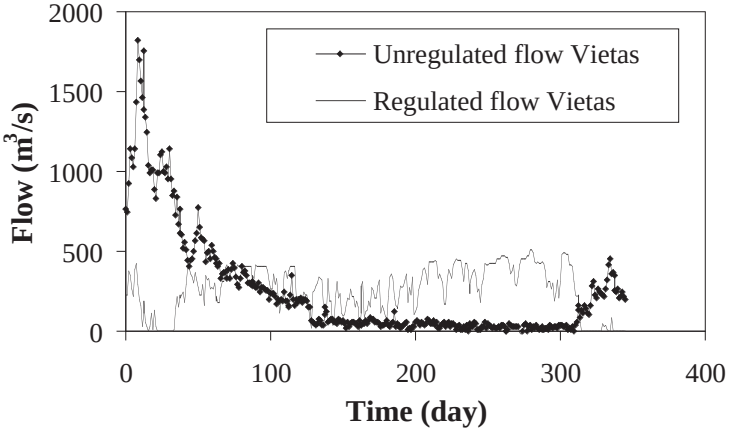


FIGURE 1.3 – Évolution du débit de la rivière observé (régulé par les barrages) ou modélisé (sans barrage) à la station Vietas de la rivière Lule (Jonsson and Wörman, 2005)
Le graphique va du 20 juin 2000 au 31 mai 2001

1.2.2 Modifications des échanges avec la nappe alluviale

En plus de réguler le débit, les barrages s'accompagnent souvent de modifications du lit de la rivière telles qu'une étanchéification du lit en amont de l'ouvrage (berges betonnées, colmatage...) qui peuvent s'accompagner de reprise du lit sur l'aval (linéarisation du cours d'eau, renforcement des berges...). Dans le cas de seuils anciens, il se peut que les usiniers ou les minotiers aient étanché les berges pour limiter les pertes d'eau (Degoutte, 2012). La rivière autour de l'ouvrage devient un système complétement "ingénérisé", ce qui perturbe les flux d'eau latéraux entre la rivière et sa nappe alluviale, et qui impacte fortement les zones hyporéhiques.

Un barrage, en créant un obstacle à l'écoulement de l'eau de la rivière, peut créer des échanges à travers la zone hyporhéique en augmentant le gradient hydraulique (Hester and Gooseff, 2010) seulement si la perméabilité des sédiments le permet (Datry et al., 2008), ce qui est rarement le cas (étanchéité du fond, colmatage...). Cependant, au total, entre l'alimentation de la nappe en amont du seuil et le drainage en aval, le bilan global est peu affecté (Degoutte, 2012).

1.2.3 Effets sur les zones humides riveraines

Le fonctionnement d'une zone humide est fortement contraint par les variations du niveau d'eau (exemple de la tourbe qui doit garder un niveau d'eau stable). Certains barrages de régulation induisent de très fortes perturbations du niveau de la retenue, très peu favorables au développement de zones humides. Par exemple, les grands lacs de

Seine, qui ont vocation à écrêter les crues, font fortement varier les niveaux d'eau dans la retenue. De petites retenues secondaires ont ainsi été créés en tête de retenue, avec un niveau d'eau stabilisé, pour permettre un enrichissement écologique. Le battage dépend de la gestion du barrage ; ainsi, si les seuils peuvent être favorables au développement de zones humides, les grands barrages ne le sont pas forcément.

Après un effacement, la baisse du niveau d'eau est susceptible de provoquer une vidange des zones humides riveraines souvent localisées dans le lit majeur de la rivière (AESN, 2007). Suite au démantèlement du Lowell Mill Dam (Caroline du Nord) haut de 4 m, Riggsbee et al. (2012) montrent un dénoyage d'une zone humide dont le niveau était partiellement maintenu par le barrage. Le volume libéré dans le lit de la rivière par la baisse du niveau d'eau permet de retarder la montée du niveau d'eau lors de crues et les terrains avoisinants pourront connaitre une réduction de leurs fréquences de submersion (AESN, 2007).

Cependant, ces phénomènes dépendront fortement de l'environnement de la rivière ainsi que de ses connexions avec la nappe d'eau souterraine.

1.3 Impact des barrages sur l'hydromorphologie

Le profil longitudinal de la rivière reflète la balance entre les capacités de transport d'un côté, le volume et la taille des matériaux de fond de lit d'autre part (Bravard and Petit, 2010). Un barrage, ou son enlèvement, modifie les écoulements en amont et en aval de l'ouvrage. Le transport de sédiment en sera potentiellement affecté, modifiant les zones d'érosion ou de dépôt dans la rivière. La morphologie de la rivière sera donc modifiée, avec une réduction de sa mobilité en présence de barrage (qui forme un point dur). L'effacement de barrages devrait permettre une reprise des dynamiques du lit, mais il ne doit pas être trop brutal pour limiter les perturbations de l'écosystème alluvial.

1.3.1 La présence d'un barrage

La présence d'un barrage a un effet de "sur-dimensionnement" du lit mineur avec majoritairement une augmentation de la largeur et/ou de la profondeur de la rivière à l'amont de l'ouvrage. Ceci modifie les écoulements et le transport sédimentaire, dont la morphologie de la rivière en sera l'indicateur direct.

Des phénomènes de dépôt et d'érosion

La mise en place d'un ouvrage barrant les cours d'eau va créer une retenue d'eau plus ou moins importante, s'accompagnant d'une réduction de vitesse à l'amont et d'un débit de sortie plus ou moins contrôlé. Dans tous les cas, l'absence de forts écoulements homogénéise le milieu en amont du barrage (Allan and Castillo, 2007). Cette diminution des vitesses lors de l'entrée dans la retenue va entrainer un dépôt des sédiments transportés jusque là par la rivière. Cette modification du transport des sédiments provoque un exhaussement régressif (voir Définitions) du fond de lit, c'est-à-dire une surélévation (Degoutte (2012), Csiki and Rhoads (2010)).

Quelques études recensées par Csiki and Rhoads (2010) ont montré que les capacités de piégeage de sédiment des retenues de seuils restent assez variables. Cette capacité dépend de plusieurs facteurs :

- de la vitesse des particules de sédiment
- du temps de transit de l'eau dans la retenue amont du barrage
- de l'amplitude des variations hydrologiques de la rivière

Pearson et al. (2011) montrent même que les sédiments en amont de seuils peuvent rester mobiles : lors d'événements de débits importants, ils sont parfois (partiellement) remis en suspension et passent en aval du seuil. Les grands barrages, en effectuant des "chasses", remettent en transport une partie des sédiments accumulés dans la retenue, mais souvent au détriment des écosystèmes aval, fortement perturbés pas l'arrivée massive et ponctuelle de sédiments.

A l'inverse, la rivière à l'aval du barrage aura tendance à subir un surcreusement de son lit, ou érosion progressive (Degoutte, 2012). En effet, après le dépôt de sédiment dans la retenue, la rivière connait un "déficit" en sédiment à transporter qu'elle comblera en érodant le lit à l'aval de l'ouvrage. Ce creusement sera variable (Csiki and Rhoads, 2010) car la capacité de piégeage de sédiment en amont du barrage va fortement influencer l'érosion du chenal en aval. Cette érosion à l'aval des barrage peut avoir un effet important sur les constructions (affouillement...) et sur les habitats dans la rivière (Kondolf, 1997).

Les seuils peuvent donc être des pièges à sédiment inefficaces. Il y aura une grande variabilité de réponses de la rivière à la présence d'un barrage, particulièrement pour les barrages déversoirs comme le met en évidence l'étude bibliographique de Csiki and Rhoads (2010) (figure 1.4).

Un apport de sédiments dans la rivière est parfois réalisé pour reconstituer un lit lorsque le déficit de sédiments en aval est important. Cependant, comme le montre Kondolf (1997), les nombreux essais d'apport de sédiments ont un effet temporellement limité : pour que la rivière se reconstitue un lit, il faut qu'elle soit en mesure de transporter les sédiments apportés au moins pendant les crues, mais ceux-ci finissent donc par être emportés. Pour que cette mesure soit efficace, il faut réaliser des apports réguliers. Cela ne redonne pas à la rivière ses capacités de transport de sédiment initiales, avant la construction du barrage, mais rétablit un transport dans les conditions régulées de la rivière. Il faut cependant que les sédiment apportés soient correctement calibrés, en fonction des capacités de transport de la rivière.

Table 2. Effects observed at run-of-river dams in literature available

Source	Dam	Characteristics	Effect(s) observed
Lindloff (2003)	McGoldrick Dam, Ashuelot River, New Hampshire	1.8 m high, 46 m wide timber crib dam capped in concrete Built in 1828, in use until 1950, removed in 2001	Minimal sediment accumulation upstream of dam.
Wildman and MacBroom (2005); Wildman (personal communication, 2009)	Union City Dam, Naugatuck River, Connecticut	2.1 m high, 58 wide timber crib structure filled with stone. Portions of the dam reinforced with large boulders placed along the downstream face of the structure or capped with grouted riprap Irregular-shaped concrete apron at the base of the dam Large voids in the dam from washed-out stones Removed in 1999	Stored sediment thickness just upstream of the dam ranged from 0 to 0.9 m. Sediment within the channel upstream of the dam had accumulated to thicknesses ranging from 0.2 to 0.8 m. A large sediment bar (point bar) was located along the inside of the river bend upstream of the dam, with unconsolidated sediment depths ranging from 0.4 to 3.8 m. Volume of stored sediment estimated between 3800 and 7600 m^3, lower than would be expected for a 2 m high dam. Sediment had already scoured out in some locations, creating a 2 m deep thalweg within the pool upstream of the dam, most likely due to previous floods and partial dam failures at the site.
Orr and Koenig (2006)	Boulder Creek Dams, Wisconsin	Two concrete run-of-river dams: one 1 m high, the other 2 m high. Second dam in disrepair with a large crack Removed in 2003	Pools upstream filled with sand and silt to the point of minimal water retention capacity. Downstream, bed comprised of silt, sand, and coarse cobble, with larger rocks on riffles.
Bushaw-Newton et al. (2002) Ashley et al. (2006) Velinsky et al. (2006)	Manatawny Creek, Pottstown, Pennsylvania	2 m high, 30 m wide Constructed in 1700s of timber crib and stone Removed in 2000	Minimal fine-grained sediment deposition within upstream pool Sediment within the pool consisted of sand, pebbles, and cobbles. Pool dredged in the 1970s. Coarse cobble riffles downstream of the dam.
Cheng and Granata (2007)	St. John's Dam, Sandusky River, Ohio	2.2 m high, 46 m wide concrete structure Constructed in early 1900s, breached and removed in 2003	No accumulation of sediment within 1 km upstream of the dam. Sediments accumulated 1 to 12 km upstream of the structure to an average thickness of 1 m.
Roberts et al. (2007)	Secor Dam, Ottawa River, Ohio	In situ 2.5 m high, 17 m wide, 'run-of-river' structure with three circular sluice gates	Minimal trap efficiency, with insignificant amounts of fine sediment retained behind dam. Sediment behind dam consisted of medium to coarse grained sand and some pebbles.

FIGURE 1.4 – Différentes réponses de la rivière à la présence d'un barrage (Csiki and Rhoads 2010)

Une modification des sédiments

Les phénomènes d'érosion et de dépôt dus aux barrages provoquent une modification de la composition granulométrique des sédiments du lit en amont et en aval de l'ouvrage. Kunz et al. (2011) montrent que dans la retenue d'un grand barrage (le lac Kariba), deux zones majeures peuvent être distinguées à partir de la répartition verticale des sédiments : la partie inférieure des sédiments présentant une forte densité (valeurs comprises entre 1,6 et 1,8 $g.cm^{-1}$) qui correspond aux sédiments pré-barrage (diamètre moyen de 46,2 $\pm$ 11,3 μm) ; la partie supérieure (ici les 15 premiers centimètres) caractérisée par une faible densité qui correspond aux sédiments lacustres post-barrage clairement plus fins (diamètre moyen 2,6 $\pm$ 0,4 μm). Dans les retenues de grands barrages, la présence de fines absentes avant la construction de l'ouvrage illustre l'interruption du transport sédimentaire et la stratification des sédiments prouve l'accumulation de sédiments dans la retenue.

En aval du barrage, les phénomènes d'érosion peuvent parfois provoquer un lessivage des sédiments. Skalak et al. (2009) observent une diminution de la quantité de fines (sable, limon et argile) qui passe de 30% avant la construction à environ 20% après la construction du barrage.

1.3.2 Effets hydromorphologiques d'un démantellement

L'effacement d'un barrage va avoir tendance à lisser les fortes hétérogénéités mises en place entre l'amont et l'aval de l'ouvrage, la réponse de la rivière sera donc très différente entre l'amont et l'aval. Dans son manuel de restauration hydromorphologie (Adam and Malavoi, 2007), l'Agence de l'Eau Seine Normandie recense les avantages et inconvénients majeurs du dérasement d'ouvrages :
Avantages : restauration d'un écoulement naturel (diversification des faciès d'écoulement), disparition du plan d'eau profond à faible vitesse, réduction de l'envasement et amélioration du transit des alluvions grossières.
Inconvénients : érosion régressive dans les sédiments déposés dans le plan d'eau, érosion latérale en amont de l'ancien plan d'eau.

En amont de l'ancien barrage

L'effacement va diversifier les écoulements en amont de l'ouvrage. Cantelli et al. (2004) et Csiki and Rhoads (2010) ont montré, via des expériences numériques ou en laboratoire, qu'après la suppression d'un barrage dans un canal, une incision se produit dans les sédiments de la retenue. Elle migre progressivement du barrage vers l'amont, aplanissant le profil (figure 1.5). Deux phases d'érosion régressive ont pu être observées :

- Une première phase très rapide de quelques mois (Pearson et al. (2011), Cheng and Granata (2007)) : le chenal rétréci (au début) et se creuse car le taux d'incision du chenal dépasse l'apport de sédiment par l'érosion des dépôts de sédiment près des berges et la rivière revient vers sa pente de fond "naturelle". Durant cette phase, une grande quantité de sédiment est lessivée vers l'aval. Le fort taux de transport de sédiment est une fonction de : la diminution en largeur du fond du chenal, l'augmentation de la profondeur d'eau et de l'augmentation de la contrainte de cisaillement du lit (Cantelli et al. (2004) et Cantelli et al. (2007)). Dans le cas du Merrimack Dam (Pearson et al., 2011) l'incision rapide avec remise en mouvement

du sable présent dans la retenue exporte plus de 1013t.j^{-1} soit environ 30% des sédiments de la retenue évacués en 3 semaines. Cette incision remonte jusqu'à 3km en amont de la suppression dans le cas du St John's Dam (Cheng and Granata, 2007).

- Le taux d'incision diminue lorsque le lit de la rivière retouve une pente à l'équilibre. La réponse change et l'élargissement du chenal commence. Dans le cas du Merrimack Dam (Pearson et al., 2011), sur les deux années suivant l'abaissement, une fois que le lit est incisé jusqu'au niveau de base, la remise en suspension des sédiments ralentit (30,7 t.j^{-1}) et les ajustements ont lieu lors d'évènements ponctuels. Les dynamiques d'érosion et de dépôt sont alors fortement influencées par la végétation des berges.

La balance entre le taux d'incision du lit et l'érosion latérale des dépôts de sédiment est le facteur critique déterminant l'évolution du chenal dans le temps en amont de la suppression du barrage (Cantelli et al. (2004) et Cantelli et al. (2007)). La composition des sédiments de la retenue va influencer la façon dont ils vont être érodés. Simon and Darby (1997) montrent que le lit d'une rivière avec berges sableuses répond à une perturbation d'abord par élargissement avec une incision limitée, alors que le lit avec des berges argileuses répond d'abord par l'incision et un faible élargissement, ce qui limitera le sur-alluvionnement aval (Malavoi and Salgues, 2011). Deux facteurs principaux vont donc influencer l'évolution spatiale des phénomènes morphologiques : la localisation par rapport au barrage et le temps écoulé depuis l'abaissement (Pearson et al., 2011).

Granulométrie	**Amont du barrage**	**Aval du barrage**
Avant abaissement	ce sont les sables qui prédominent (96-100%)	ce sont les sables qui prédominent (96-100%)
Juste après abaissement / 3 semaines après abaissement	les sédiments deviennent plus grossiers sur l'amont exposant des rochers et le substratum / 30% des sédiments de la retenue sont évacués dans les 3 semaines suivant l'abaissement et 50% dans les 3 mois	l'aval de la retenue change peu (s'affine par endroit)
1 an après abaissement	les sédiments sont principalement des graviers sur toute l'ancienne retenue	principalement des sables mais avec un grossissement des grains
Total 2 ans après abaissement	l'incision dans la retenue est de 3,9m et seulement 21% de la quantité de sédiment estimé initialement est encore présent	dépôt net de sédiment de 2 110 t (8,21 t.j^{-1})

TABLE 1.1 – Évolution de la granulométrie suite à l'effacement du Merrimack Village Dam (d'après Pearson 2011)

Les sédiments à l'amont du barrage subissent donc une importante érosion suite à un abaissement. Mais comme l'illustrent les figures 1.5, l'érosion régressive a lieu uniquement dans la "zone des remous solides" du plan d'eau, c'est à dire la zone encore en eau. Lors de la vidange du plan d'eau, l'érosion a lieu sur toute la surface du plan d'eau, mais sur une courte durée. Suite à l'abaissement et à l'incision de la première phase, de nombreuses

zones sédimentées deviennent inaccessibles aux écoulements. L'incision devient alors « event-driven » : elle dépend des événements capables de venir remettre en mouvement les sédiments de l'ancienne retenue mis hors d'eau par l'abaissement (Pearson et al., 2011). L'érosion des sédiments devient donc localisée.

De plus, l'abaissement de la ligne d'eau supprime la poussée stabilisatrice de l'eau sur les berges (Degoutte, 2012). Les cycles d'inondation/exondation que vont subir les berges lors de la réapparition de circulation d'eau entre la nappe et la rivière lors de crues va favoriser l'érosion latérale en amont du barrage en déstabilisant les berges notamment lors des décrues et les vidanges des berges.

La granulométrie des sédiments dans le lit va évoluer, avec la remise en suspension des sédiments les plus fins. Pearson et al. (2011) voient ainsi les sédiments devenir plus grossiers dans la retenue (tableau 1.1) et deux ans après l'effacement, 79% des sédiments initialement présents dans la retenue ont été évacués.

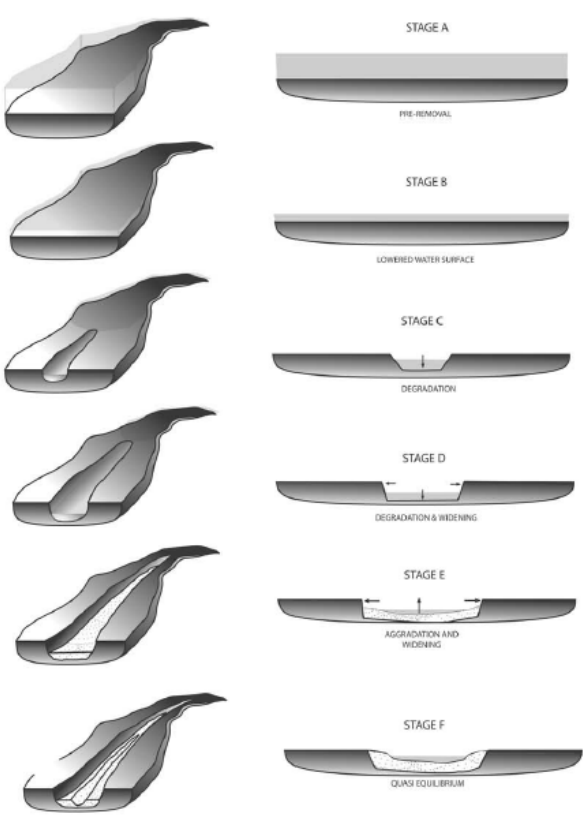


Figure 15 : les différentes étapes d'ajustement dans le remous solide d'un seuil après dérasement (Doyle, 2003).

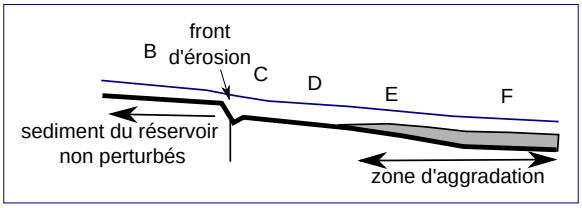


FIGURE 1.5 – les étapes de l'érosion dans la retenue d'un barrage suite à son effacement dans Malavoi (2011) d'après Doyle (2003)

En aval de l'ancien barrage

Suite à l'effacement et à l'incision du chenal, une grande quantité de sédiment est transportée à l'aval du barrage sur une courte période (Cantelli et al., 2004). La réponse de la rivière peut être un exhaussement progressif (ce qui signifie que les sédiments érodés à l'amont se déposent progressivement à l'aval de l'ouvrage). La taille des grains dans le réservoir amont influence fortement les types de dépôts possibles en aval. C'est la donnée la plus importante pour prédire la réponse aval (Csiki and Rhoads, 2010). Par exemple, le dépôt en aval sera plus étendu et plus fin si les sédiments amont sont des silts ou des sables (Cui et al., 2006).

Suite à l'effacement du barrage de Maisons-Rouges sur la Vienne (ONEMA, 2010) un colmatage des sédiments à l'aval du barrage a été observé mais il s'est dissipé par la suite. Deux ans après l'abaissement, 45% des sédiments de la retenue ont été érodé et transitent vers l'aval à une vitesse moyenne de 2,8 km/an. Suite à l'effacement du St John's Dam, les matériaux fins sont transportés et 10 mois après la suppression, la quantité de matériaux fins augmente de 40% en aval. Les sables de la retenue sont transportés sur 3,6 km en aval et ont formé des bancs(Cheng and Granata, 2007).
Plusieurs auteurs montrent ainsi un transport de sédiments sur plusieurs kilométres en aval de la retenue (Riggsbee and Julian (2007), Cheng and Granata (2007)). Certains barrages présentant une capacité de piégeage limitée, leur démantèlement ne provoque pas de changement significatif du transport de sédiment (Roberts et al., 2007).

Riggsbee and Julian (2007) expliquent les différences d'impact sur l'aval de la rivière par des contrôles régionaux et/ou morphologiques. En compilant des études sur d'autres bassins versants, ils montrent que la morphologie de la retenue semble être la principale caractéristique qui différencie les sites présentant un faible export de sédiments (retenue dans l'ancien lit de la rivière et donc peu de stockage) de ceux présentant un fort export (réservoir plus profond que la rivière avec un fort stock de sédiment dû à la dissipation de l'énergie en arrivant dans la retenue) (figure 1.6). Ils suggèrent donc que la profondeur du réservoir relativement à celle de la rivière est potentiellement le premier indicateur de l'impact relatif d'un démantèlement.

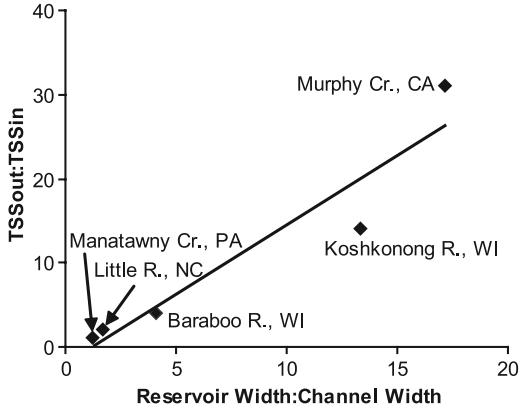


Figure 10. Morphologic controls on reservoir sediment export following dam removal (R^2 = 0.91, p = 0.01). Wide impoundments, relative to free-flowing channel dimensions (i.e., Koshkonong River, WI and Murphy Creek, CA), are effective at retaining imported sediments and therefore are more likely to export sediments than systems with similar impounded and unimpounded channel widths (i.e., Manatawny Creek, PA and Little River, NC).

FIGURE 1.6 – Contrôles morphologiques des exports de sédiment du réservoir après une suppression de barrage, issu de Riggsbee and Julian (2007)

Effet d'un démantèlement progressif de barrage

Plusieurs études se sont intéressées au démantèlement progressif de barrage pour évaluer s'il était possible de limiter la remise en suspension de sédiment lors de l'effacement et de diminuer les phénomènes d'érosion dans la retenue.

Cantelli et al. (2004) montrent qu'un arasement progressif (par étapes successives) permet d'étaler dans le temps l'apport de sédiment à l'aval du système, la partie du barrage restant à chaque étape limitant l'érosion. Ainsi, le front d'érosion migrera plus lentement, limitant les exportations à l'aval et les glissements des berges dans la retenue (Doyle, 2003). C'est principalement l'arasement total du barrage, et donc un retour à une pente naturelle et à une ligne d'eau non contrainte, qui permettra à l'érosion de commencer à éroder le fond de lit (Riggsbee and Julian, 2007) alors que les sédiments de surface pourront être en partie consolidés.
En aval, Cui et al. (2006) montrent qu'un effacement progressif permet de réduire la zone de dépôt ainsi que la concentration de sédiments en suspension en aval du barrage (cet effet étant plus important pour les sédiment fins). Ce type d'effacement par étape permet aussi de limiter le risque d'érosion, très important, que peut provoquer une crue se produisant quelques jours après un arasement (avant que les sédiments de la retenue ne soient stabilisés).

Un arasement progressif permet de limiter les dommages aval liés à la suppression d'ouvrage. Cependant, la géométrie du lit sur le long terme est indépendante de la façon dont le seuil a été arasé (Malavoi and Salgues, 2011).

Conclusion : barrage et hydromorphologie

Un barrage provoque donc une modification du transport sédimentaire dans la rivière, plus ou moins importante selon le barrage, avec une forte discontinuité qui s'accompagne d'une forte hétérogénéité des conditions amont/aval. La présence d'un barrage affecte l'hydromorphologie de la rivière en arrêtant les sédiments fins en amont du barrage, ce qui a tendance à augmenter les dépôts à l'amont du barrage. Ce phénomène peut provoquer une érosion à l'aval du barrage plus ou moins importante selon la quantité de sédiment stockée en amont.

Suite au démantèlement d'un barrage, les phénomènes d'érosion dominent l'amont du barrage, tandis que les dépôts dominent l'aval. La granulométrie des sédiments va vers une augmentation de la taille des grains. Csiki and Rhoads (2010) récapitulent les principaux impacts sédimentaires d'un démantèlement :

- une augmentation en amont du gradient de la surface de l'eau, de la vitesse des écoulements et de la contrainte de cisaillement, ce qui a pour effet d'entrainer vers l'aval les sédiments stockés dans la retenue
- un possible dépôt des sédiments provenant de l'amont du barrage sur la partie aval de la rivière provoquant un exhaussement progressif

Plusieurs auteurs suggérent d'effacer progressivement les seuils, pour réduire les taux d'érosion et l'afflux massif de sédiment en aval mais l'effet à long terme n'en serait pas

modifié.

L'effacement d'un barrage va donc avoir un impact hydromorphologique variant dans le temps et dans l'espace, la taille du barrage et de sa retenue étant des facteurs déterminants (Riggsbee and Julian, 2007). La rivière met plusieurs années à retrouver un équilibre qui n'est pas forcément le même que celui d'avant la construction du barrage.

1.4 Impact des barrages sur l'hydrobiologie

La présence ou la suppression d'un barrage modifie les caractéristiques physico-chimiques et sédimentaires de la rivière, ce qui va provoquer un stress pour les espèces végétales et animales et mettre à l'épreuve leurs capacités d'adaptation. Si certaines espèces sont facilement adaptables, d'autres ne pourront pas assimiler la perturbation et disparaitront, ce qui modifiera l'écosystème alluvial. Il est donc important de cerner les impacts multiples des barrages pour cibler les espèces sensibles à surveiller lors de la suppression de barrage, ce qui permet aussi d'évaluer les gains attendus pour l'écosystème et l'état final visé par les travaux.

Les espèces animales et végétales sont de bons indicateurs des capacités de résilience de la rivière lors d'effacement de barrage car la comparaison des peuplements avec des rivières dites "naturelles" permet d'estimer les objectifs attendus et d'évaluer "l'amélioration" de l'écosystème.

1.4.1 Effet d'un barrage et son effacement sur la végétation aquatique et rivulaire

L'hydrologie de la rivière et la qualité de l'eau influencent la végétation qui se développe dans et autour de la rivière. Par exemple, Mitsch and Jorgensen (2003) montrent que la flore qui a pu être observée dans un bras mort (remis en eau lors des crues) traduit les évolutions des concentrations en azote et en phosphore entre l'amont et l'aval du bras. Mais les espèces présentes peuvent elles-mêmes modifier les habitats d'autres espèces. Un bon exemple est l'interaction entre les espèces végétales et les écoulements (Sukhodolov and Kozerski, 2010). Au vu des modifications liées à la présence ou la suppression de barrage, la flore devrait donc évoluer en parallèle des modifications du milieu.

Impact sur la végétation des berges

Dans une rivière dite « naturelle », les plantes présentes sur les bords de berges vont se répartir en fonction de leur caractère hydrophile, comme l'illustre la figure 1.7. Au bord de berge se trouvent les espèces supportant d'avoir les racines dans l'eau, puis viennent celles qui supportent d'être immergées seulement lors des fortes crues et enfin, en haut de berge, les espèces n'ayant pas de caractère hydrophile et ne supportant d'être sous l'eau que très rarement lors d'inondations. Ainsi, le niveau d'eau est l'un des facteurs dominants affectant le développement des plantes le long des berges (Wade, 1992).

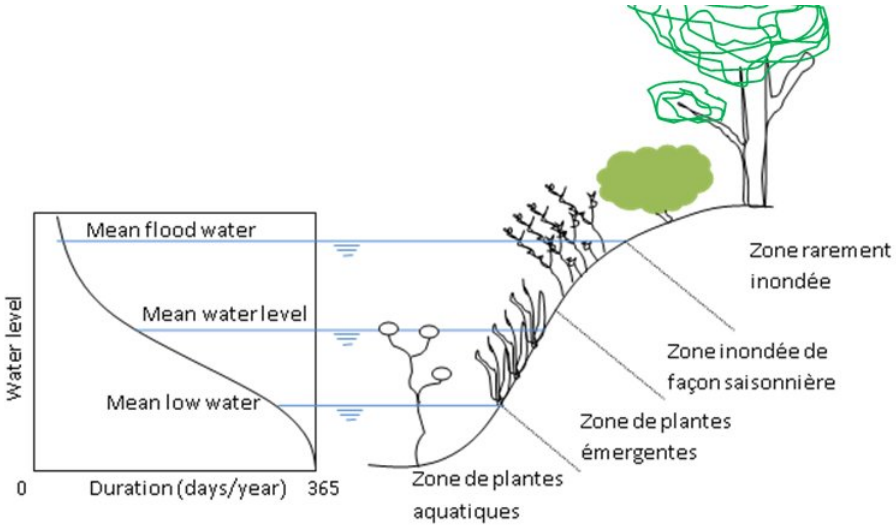


FIGURE 1.7 – Différents horizons de végétation le long d'une berge (d'après Seibert 1968)

En présence de seuils régulant le niveau d'eau de la rivière, les berges ne connaissent plus de variations fréquentes du niveau d'eau favorables au développement d'une végétation de zone humide. La végétation des berges risque d'être assez peu diversifiée et peu typique de bord de berge, avec la disparition des zones de plantes émergentes et inondées de façon saisonnière. Lorsque les inondations périodiques sont éliminées par les barrages, la végétation riparienne (de haut de berge) peut envahir le chenal actif, recouvrant les barres sableuses qui ne sont plus reprises par les crues, ce qui peut diminuer et faire disparaitre certains habitats (Kondolf, 1997).

Dans le cas de barrages faisant varier les niveaux d'eau dans la retenue, c'est l'absence de saisonnalité ou un battage trop important qui pourra être néfaste au développement d'une végétation hydrophile.

Après une suppression de barrage, Forget and Bernez (2009) montrent que la reconstitution naturelle d'une ripisylve fonctionnelle est possible. La recolonisation spontanée des berges du Longeau (Meuse), suite à l'effacement d'un seuil, a vu le nombre d'espèces passer de 40 à 100 (plaine de Woëvre). Riggsbee et al. (2012) montrent que suite au dénoyage d'une zone humide, les plantes recouvrent naturellement les sédiments découverts dans les 4 mois suivant l'effacement. Doyle et al. (2005) montrent que c'est la végétation riveraine (sur les hauts de berges) qui met le plus de temps à récupérer ses caractéristiques pré-barrage après un arasement.

L'apport de sédiment à l'aval du barrage arasé peut permettre la création de nouvelles zones émergées, qui pourront être colonisées par des espèces de végétaux pionniers (Shafroth et al., 2002). Mais la reprise des phénomènes de crues pourra aussi provoquer une forte mortalité des végétaux ripariens (arbres...) s'étant développés sur les bords de berges et qui ne supportent pas le retour des pulses d'inondation (Shafroth et al., 2002). L'implantation de la végétation sur les berges exondées est particulièrement importante pour la stabilité de ces nouvelles berges et le retour de certains habitats spécifiques. Mais ces plantes vont aussi avoir un rôle important sur les flux dans la rivière.

Da Paz et al. (2005) en modélisant une zone humide en bord de lac, montrent comment l'altération de la distribution spatiale de la végétation peut impacter les schémas de la circulation de l'eau, tout comme les oscillations du niveau d'eau, avec des répercussions

sur le fonctionnement de tout l'écosystème. Pour eux, préciser l'implantation de la végétation dans la zone humide pourrait fournir des informations pour comprendre le schéma écologique des zones humides, c'est-à-dire la distribution et la diversité des poissons et des invertébrés.

Impact sur les plantes aquatiques

Les macrophytes jouent un rôle important dans la rivière à la fois au niveau chimique (elles puisent tous leurs nutriments dans l'eau de la rivière ou ses sédiments) et au niveau physique (en faisant varier les écoulements et en modifiant la sédimentation, mais aussi en servant de support à l'épiphyton). Elles ont aussi un rôle important de support (les pontes...) et de zone refuge pour les invertébrés et les poissons (Allan and Castillo, 2007).

Les macrophytes peuvent aussi augmenter la diversité des habitats de la rivière pour les organismes aquatiques en modifiant les vitesses d'écoulement dans le lit de la rivière et en augmentant leur gamme de variation, lente comme rapide (Champion and Tanner 2000 (dans Allan and Castillo (2007)). En ralentissant les courants, les macrophytes peuvent piéger des sédiments et relever le fond de lit (Schulz et al., 2003). L'importance de ces variations dépendent de l'espèce considérée (Sand-jensen, 1998).

Impact des macrophytes sur les flux de nutriments La présence de macrophytes dans la rivière semble affecter principalement l'azote et moins le phosphore (Kerr et al., 2011). Les macrophytes (ainsi que le phytoplancton et les micro-organismes autotrophes) assimilent préférentiellement l'azote sous forme d'ammonium. Desmet et al. (2011) montrent que 90% de l'azote inorganique dissous prélevé par des macrophytes provient de l'ammonium. De plus, il semble que les végétaux aquatiques (macrophytes) prélèvent la plus grande partie des nutriments dans les sédiments, et non directement dans l'eau de la rivière (Allan and Castillo, 2007). La capacité de certaines espèces de prélever les nutriments à la fois dans l'eau de la rivière et dans les sédiments leur donne un rôle important dans le cycle des nutriments comme lien entre le sédiment et la colonne d'eau.

Haury et al. (2002) ont montré que les végétaux aquatiques ont des teneurs en azote et en phosphore plus importantes lorsqu'ils se développent dans des milieux plus chargés.

macrophyte	composition	auteur
tissus Potamot Pect.	46 mgN/g_{sec}	(Haury, 1985)
tissus Potamot Pect.	1,13 à 4,87 mgN/g_{sec}	(Haury, 1985)
tissus divers	1,3% d'azote	Gerloff and Krombholz (1966)
tissus divers	0,13% de phosphore	Gerloff and Krombholz (1966)
tissus divers	15 à 40 mgN/$g_{massesec}$	(Desmet et al., 2011)
tissus divers	2 à 6 mgP/$g_{massesec}$	(Desmet et al., 2011)
tissus Ceratophyllum	0,09% et 0,43%$_{massesec}$ de P	Pietro et al. (2006)
tissus Ceratophyllum	1,32% et 3,46%$_{massesec}$ de N	Pietro et al. (2006)
masse sèche Ceratophyllum	32,2 et 94,4%	Pietro et al. (2006)

TABLE 1.2 – Composition des tissus de macrophytes d'eau douce

Dans le cas de la rivière Aa (Desmet et al., 2011), les concentrations moyennes dans les tissus de plantes aquatiques sont en accord avec la littérature (figure 1.8), où le stockage de nutriment par les macrophytes, au pic de densité de la biomasse dans la rivière, est alors évalué à environ 100 kgN/ha et 10 kgP/ha. Il y aura donc un stockage de nutriment dans les macrophytes au printemps estimé à un taux d'environ 1,6 kgN/ha/jour et 0,2 kgP/ha/jour.

Table 2
Literature review of nitrogen and phosphorus concentrations in freshwater macrophyte tissue

	Dry biomass nutrient content	
	N content (mg g $^{-1}$)	P content (mg g $^{-1}$)
Belgium (own results)	15–40	2–6
The Netherlands (Boedeltje et al., 2005)	29–45	4.5–6.2
Germany (Schulz et al., 2003a)	26–31	3.2–6.4
Denmark (Madsen and Cedergreen, 2002)	42–53	6–16
Canada (Carr and Chambers, 1998)	24–32	2–6.4
Denmark (Madsen et al., 1998)	7–46	–

FIGURE 1.8 – Concentrations en azote et phosphore dans les tissus de macrophytes, valeurs issues de la littérature (Desmet et al., 2011)

Cependant, le développement de cette flore semble avoir un impact négligeable sur les flux totaux de nutriments dans la rivière. Desmet et al. (2011) calculent qu'au printemps, les flux d'azote inorganiques vers la végétation varient de 0,03 à 0,19 kgN/ha/h. En comparant ces valeurs à la concentration en azote à l'amont du système, cela signifie que moins de 1% de l'azote est retenu par les macrophytes.

Mais l'influence réelle de la végétation sur les flux est difficile à estimer vu qu'une grande partie des nutriments captés lors de la croissance du végétal va retourner dans le milieu lors de la sénescence de celui-ci. Les nutriments captés par les macrophytes seront relargués dans l'environnement lors de la dégradation des macrophytes comme source de matière carbonée (Pinay and Trémolières, 2000).

Pour Desmet et al. (2011), si l'impact des macrophytes sur les flux de nutriments est mineur, il serait intéressant de porter plus d'attention aux effets indirects des macrophytes, tels que : la réduction des vitesses d'écoulement en aval de plants qui augmentent la sédimentation et le temps de rétention de l'eau, leur rôle de substrat pour le périphyton qui peut avoir une activité plus importante dans le cycle des nutriments, l'apport d'oxygène aux sédiments par leurs racines...

En présence d'un barrage Un bief de rivière segmenté par des clapets présente des caractéristiques favorisant un déséquilibre (eaux stagnantes, sédiments fins, fortes température...) et une prolifération de végétaux aquatiques. Cependant, le développement des végétaux fixés en fond de lit (macrophytes) peut être limité en amont des ouvrages en raison de la plus forte profondeur et de la diminution de la luminosité.

Le piégeage de sédiments à l'amont des ouvrages hydrauliques diminue fortement la charge en sédiment sur la partie aval de la rivière. La lumière pourra alors pénétrer plus

profondément, ce qui permet le développement de plantes et d'algues sur une portion plus grande de la rivière (Allan and Castillo, 2007). Dans les petites rivières, les courants moins rapides , la température de l'eau plus élevée et les stocks de N et P dans les sédiments peuvent provoquer un important développement de la végétation dans la retenue.

Les plantes aquatiques vont jouer un rôle dans les flux de nutriments puisqu'elles se développent entièrement dans la colonne d'eau et les sédiments du lit de la rivière. Desmet et al. (2011) suggèrent que si le temps de séjour de l'eau est plus long, les opportunités de prélèvement par les plantes sont plus importantes. Or la forte présence de macrophytes va diminuer les vitesses d'écoulement de l'eau. Il y a donc un effet de rétroaction positive. Ces auteurs font donc l'hypothèse que la rétention d'azote par les macrophytes augmentera avec l'augmentation du ratio biomasse/débit. Cette hypothèse est mise en évidence par les observations sur la rivière Aa mais elle doit être confirmée par d'autres observations.

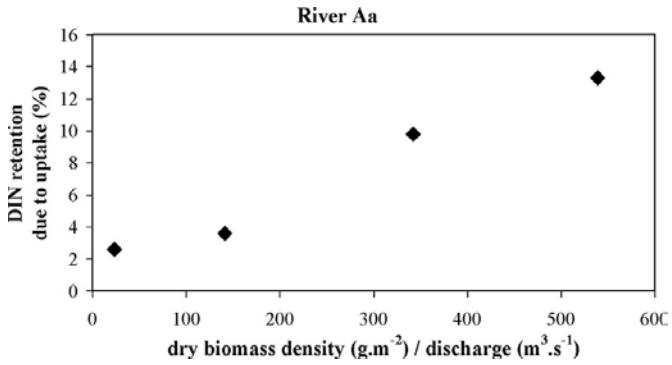


Fig. 6. River Aa – DIN retention due to uptake by macrophytes versus the biomass over discharge ratio.

FIGURE 1.9 – rétention d'azote inorganique dissous en fonction du ratio densité de la biomasse sur le débit (Desmet et al., 2011)

Suite à l'effacement d'un barrage En modifiant les vitesses d'écoulement, un abaissement va favoriser les espèces de plantes aquatiques lotiques au centre du lit et restreindre les espèces lentiques aux bords de berges ou aux zones protégées. Les augmentations de courant lors des crues influencent fortement la présence de macrophytes. Riis and Biggs 2001 (dans Allan and Castillo (2007)) rapportent une corrélation négative entre l'abondance en macrophytes et la fréquence de perturbation des écoulements pour des rivières ensoleillées de Nouvelle Zélande.

Ces modifications pourraient entrainer chez les macrophytes une modification de leur biomasse, une adapation morphologique et, comme le suggère Desmet et al. (2011), une modification de la rétention d'azote et de phosphore dans les tissus. Les prélèvements de nutriment par ces plantes sont donc susceptibles d'évoluer après une suppression de barrage.

Impact sur les biofilms

Les biofilms sont constitués d'un empilage irrégulier de cellules, bactéries ou algues mais aussi d'éléments détritiques et minéraux attachés à la surface des plantes (Sandjensen et al., 1989). Les biofilms sont fixes et captent leurs nutriments au passage des écoulements. Leur développement se limitent aux surfaces : fond, galets, végétation... La variation des structures microbiennes et de leur biomasse résulte principalement de la

variation totale des paramètres de la qualité de l'eau (Tien et al., 2009). Le débit joue un rôle important sur le développement de l'épiphyton et sur les différentes espèces s'y développant (Saravia et al. (1998), Gaiser (2009)). Le courant exerce une action érosive sur les biofilms, ce qui limite leur épaisseur et tend à accélérer leur renouvellement (Edeline, 2001). Les modifications liées aux effacements pourront donc modifier l'épiphyton (épaisseur, espèces...) mais aussi son impact sur les flux biogéochimiques.

Le développement de l'épiphyton est optimal au printemps et diminue en été à cause des chocs hydrauliques, de la compétition pour l'espace (macro-invertébrés, larves..) et de sa consommation par les macro-invertébrés brouteurs (Sand-jensen et al., 1989). Le contenu en matière organique de l'épiphyton varie de 27% à 84% de la masse sèche de macrophytes fin avril début mai, à une densité moyenne en juin de 57 mg_{sec}/g_{sec}(plante), soit 1,2 g_{sec}/m^2 de surface de plante. L'impact des biofilms sur les flux dans la rivière reste difficile à estimer au vu des nombreux facteurs impliqués. Quelques valeurs obtenues dans la littérature spécifique sont proposées ci-dessous (table 1.3).

taux consommation	méthode	auteur
8,3 $gN.m^{-2}.j^{-1}$	réacteur biologique	Pynaert 2003
0,81 à 1,85 $gN.m^{-2}.j^{-1}$	réacteur biologique rotatif	Gupta 2001
0,76 mmol $P.m^{-2}.j^{-1}$ (min 0,49 et max 0,94)	in situ + batch	Stutter et al. (2010)
0,6 à 32,8 $mgP.m^{-2}.j^{-1}$	cloche	Pietro et al. (2006)
0,21 à 7,0 $mgN.h^{-1}.m^{-2}$ de surface	microcosme	Eriksson and Weisner (1996)
moyenne 1,6 $mgN.h^{-1}.m^{-2}$	épiphyton	Eriksson and Weisner (1996)
moyenne 3,4 $mgN.h^{-1}.m^{-2}$	végétation	Eriksson and Weisner (1996)

Table 1.3 – Taux de consommation des biofilms

Wu et al. (2009) montrent que la population d'algues benthiques n'est pas modifiée dans l'année suivant la construction d'un barrage. Il faut attendre 2 à 3 ans pour voir apparaitre un impact de la construction d'un petit barrage (hauteur 1,5 m) sur la population d'algues benthiques.

La facteurs influençant la croissance des biofilms étant nombreux, il est difficile de différencier l'impact lié à l'effacement d'un barrage des variations naturelles.

1.4.2 Effet d'un barrage et son effacement sur la faune aquatique

Les barrages sont des obstacles physiques pour les poissons, plus ou moins infranchissables selon l'importance de l'ouvrage et les espèces piscicoles considérées (Ovidio et al., 2007). Par exemple, les aloses sont fortement pénalisées même par un ouvrage de faible hauteur d'eau (selon le conseil de la pêche et des milieux aquatiques). La présence d'un barrage même aménagé retarde la migration des saumons et retarde leur accès aux frayères (Malavoi, 2003).

Les modifications physiques et chimiques de la rivière ont un impact sur les communautés biologiques et leurs habitats. Un barrage altère la répartition longitudinale des espèces aquatiques. Les espèces initialement présentes sont remplacées par des espèces

mieux adaptées aux milieux calmes et substrats fins. Cette modification du peuplement est observée pour les macro-invertébrés (développement des mollusques, oligochètes et chironomes) ainsi que pour les poissons (développement de nombreux cyprinidés) (Malavoi, 2003).

Dans le lit majeur des rivières, le biotope est adapté aux pulses de crues annuelles permettant l'accès à de la nourriture et à des zones de frayères dans la plaine alluviale (Bukaveckas, 2010). La suppression de ces pulses par la construction de barrage est défavorable à certaines espèces. Par contre, la présence de barrages et de zone à faibles vitesses peuvent créer des zones de refuge lors des crues et protéger les alevins des forts courants.

Le rétablissement de la continuité de la rivière suite à la suppression de barrages doit permettre à la faune de retrouver ses caractéristiques pré-barrage. Cependant, suivant les espèces concernées, ce rétablissement n'est pas toujours possible.

Populations benthiques

La présence d'un barrage altère plus ou moins le transport de sédiment dans la rivière et l'absence de forts écoulements en amont homogénéise le milieu. L'oxygénation à la surface du sédiment est limitée (moins bonne homogénéisation de la colonne d'eau, température plus élevée en surface, forte consommation par les sédiments fins). Ces différents processus auront tendance à limiter et/ou homogénéiser les habitats disponibles pour les invertébrés dans le lit de la rivière (Allan and Castillo, 2007). Ainsi, les communautés d'invertébrés benthiques directement en amont du barrage montrent souvent une diminution dans la richesse des espèces.

La présence d'un grand barrage va aussi modifier les températures de l'eau dans la retenue en amont de l'ouvrage (Allan and Castillo, 2007). Or, un fort contraste de température entre l'hiver et l'été est un signal nécessaire à l'éclosion de certaines espèces. Sur la rivière Saskatchewan au Canada, une faune comprenant originellement 30 familles et 45 espèces a été réduite à la famille des Chironomes après la construction d'un grand barrage réservoir (Lehmkuhl 1974 dans Allan and Castillo (2007)).

Suites aux effacements, on observe une modification des sédiments et des substrats fournissant des habitats diversifiés pour la microfaune. Les indices biologiques se trouvent valorisés par des effacements d'ouvrages. Par exemple, le Scorff et la Vence ont vu leurs indices IBGN gagner un point par an (ONEMA, 2010) les années suivant l'effacement. Le modèle de Tomsic et al. (2007) montre une amélioration des habitats pour les invertébrès en amont de l'ouvrage suite à l'arasement du barrage.

Cependant, Stanley and Doyle (2002) montrent que la suppression d'un petit barrage n'induit pas de modification dans la structure d'assemblage des macroinvertébrés. Thomson et al. (2005) précisent que la structure des assemblages reste la même entre l'amont et l'aval du barrage mais que la densité en macroinvertébrés et la richesse en espèces de diatomées à l'aval d'un petit barrage diminuent fortement après son démantèlement. Cet impact ne se fait sentir que lorsque le barrage est totalement effacé et que les crues transportent les sédiments de l'ancienne retenue à l'aval de l'ouvrage. Cet impact est observé pendant les 12 mois de l'étude après effacement. L'auteur suggère que c'est ce transport de sédiment qui impacte les macroinvertébrés et les diatomées à l'aval mais que pour les petits barrages, un tel impact est relativement faible et est généralement temporaire.

Populations piscicoles

L'influence de l'homme amène généralement à rendre les assemblages piscicoles plus similaires au sein et entre les bassins versant et conduit à une perte de diversité. Dans plusieurs rivières, la présence de structures de régulation a eu un impact négatif sur les espèces qui préfèrent la présence de courant et dans certains cas cela a restreint leur capacité à atteindre des zones de reproduction (Bukaveckas, 2010).

La présence d'un barrage crée une discontinuité dans la rivière, bloquant les migrations de nombreuses espèces piscicoles. Un des exemples les plus marquants est le déclin de la population de saumon Chinook (figure 1.10) suite à la construction de quatre barrages sur l'aval de la Snake River (ouest des Etats Unis) (Kareiva et al., 2000).

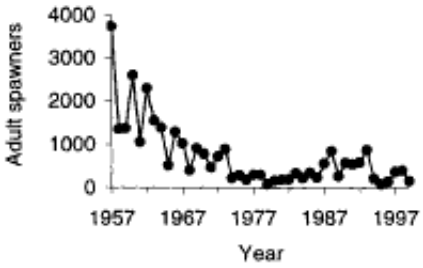


FIGURE 1.10 – Déclin de la population de reproducteur de saumon Chinook (Oncorhynchus tshawytscha) depuis la construction de quatre barrages sur la rivière Snake, Ouest des États-Unis (Kareiva et al., 2000)

L'intérêt hydroélectrique important des barrages et l'incertitude de l'efficacité de leur effacement n'a pas permis à des projets de restauration de voir le jour sur cette rivière (Allan and Castillo, 2007). Cependant, d'autres projets de restauration en faveur de la population piscicole ont pu voir le jour sur d'autres rivières des États-Unis au détriment de la production d'hydroélectricité. Les petits barrages et les seuils ont un effet moins marqué mais qui dépend de l'espèce piscicole considérée, qui possède ou non les capacités de franchir différents obstacles (Ovidio et al., 2007).

La présence d'un barrage peut : provoquer une forte mortalité des poissons lors du passage par les turbines hydro-électriques, réduire fortement l'habitat, augmenter fortement le temps de migration en créant des obstacles, réduire la vitesse de la rivière ce qui peut augmenter la prédation lors des migrations, altèrer la température de l'eau ce qui peut perturber certaines espèces.

Morita and Yokota (2002) montrent que les petites populations piscicoles fragmentées ne sont pas viables : si les adultes survivent, ce n'est pas le cas des juvéniles. Ainsi, leur modèle montre que la probabilité pour que la population persiste lorsqu'elle est fragmentée diminue fortement 30 à 100 ans après la mise en place des barrages. La discontinuité créée par le barrage fragilise le peuplement piscicole car il ne permet pas le renouvellement du peuplement.

Comme le montre le retour d'expérience sur l'hydromorphologie de l'ONEMA (ONEMA, 2010), le fait de supprimer les obstacles permet une recolonisation efficace de l'amont de la rivière par les espèces piscicoles migratrices.
Suite à la démolition du barrage de Maisons-Rouges (3,8 m de haut sur la Vienne en Indre-et-Loire, France) en 1998, l'alose recolonise les 35 km de cours d'eau amont et s'y

reproduit lors des recensements de 2000-2001 (Chapon, 2001). La lamproies marines et les saumons remontent le cours d'eau ainsi libéré (Malavoi, 2003).

Les zones de graviers sont des frayères potentielles. Or, comme nous l'avons vu précédemment, l'enlèvement de barrages augmente la taille des sédiments en amont de l'ouvrage. Ainsi, de nouvelles frayères apparaissent suite à l'effacement de barrages. Le modèle réalisé par Mouton et al. (2007) sur une rivière belge, montre que l'effacement d'un barrage augmente considérablement la qualité de l'habitat pour toutes les étapes de la vie des espèces piscicoles considérées et pour tous les débits. Le modèle de Tomsic et al. (2007) suggère que cette amélioration est principalement attribuable à la variation de la profondeur de la rivière après l'arasement.

L'abaissement d'un clapet sur la Sanguèze à Mouzillon (44) a permis l'augmentation des espèces piscicoles rhéophiles (Loche et Vairon), ainsi que la réapparition d'espèces à forte valeur patrimoniale telles que le martin pêcheur, la bergeronnette des ruisseaux, le campagnol amphibie. (Eddie RENOU, Syndicat de la Sanguèze ; Institution Interdépartementale du Bassin de la Sèvre Nantaise).

1.4.3 Conclusion : barrage et vie aquatique

La présence d'un barrage provoque une perte de diversité en amont de l'ouvrage pour la végétation des berges, les espèces piscicoles et les macro-invertébrés. La suppression des ouvrages hydrauliques permet de rétablir la continuité écologique, ce qui permet à la rivière de retrouver plus de diversité avec un retour rapide de végétation hydrophile sur les berges, un retour progressif d'espèces piscicoles plus typiques, dont certaines migratrices. Les macro-invertébrés en aval du barrage peuvent cependant être perturbés par les pulses de sédiment liés à l'érosion dans la retenue. Globalement, l'habitabilité de la rivière s'améliore significativement après la suppression de barrage.
L'ensemble de ces évolutions est donc bénéfique pour la rivière mais aussi pour tout le corridor alluvial, comme l'illustre les suivis sur la Sanguèze.

1.5 Impact des barrages sur les cycles biogéochimique

Les rivières ne sont pas simplement des conduits transportant de l'eau et des matériaux provenant du bassin versant. Tout au long de la rivière, la physico-chimie de l'eau évolue en réponse aux apports de diverses sources ainsi que des échanges avec la zone hyporhéique, la nappe et d'éventuelles zones latérales de stockage (zones humides, lacs...) (Bukaveckas, 2010).

Les caractéristiques physico-chimiques de l'eau de rivière ont une grande importance pour la faune et la flore aquatique. Des concentrations en nutriments trop importantes ou des pollutions peuvent engendrer des dérèglements extrêmement dommageables, la rivière ayant une capacité limitée à « tamponner » ces pollutions. La température, l'oxygénation, ainsi que les concentrations en carbone, azote et phosphore jouent des rôles primordiaux dans les rivières et provoquent des déséquilibres néfastes pour la vie dans la rivière s'ils passent au-dessus ou en-dessous de certaines valeurs seuils. Selon Meybeck (1982), seule une petite partie des rivières mondiales peut être considérée comme ayant les critères d'une qualité dite originelle (soit des valeurs ne dépassant pas 0,015 mgN-NH_4/L, 0,001 mgN-NO_2/L et 0,1 mgN-NO_3/L).

La Directive Cadre européenne sur l'Eau DCE (du 22/10/2000 transposée en droit français par la loi du 21/04/2004) définit des valeurs guides concernant la qualité de l'eau permettant d'atteindre le « bon état écologique » des rivières. La DCE définit ainsi un état physico-chimique de base pour l'eau de rivière avec des valeurs seuils (table 1.4).

élément		valeur seuil	
nitrites	$\leq$	0,3 mg/L	= 6,52 μmol
nitrates	$\leq$	50 mg/L	= 806 μmol
ammonium	$\leq$	0,5 mg/L	= 27,7 μmol
phosphore total	$\leq$	0,2 mg/L	
PO_4^{3-}	$\leq$	0,5 mg/L	= 5,27 μmol
carbone organique	$\leq$	7 mg/L de C	
oxygène dissous	$\geq$	6 mg/L	
Saturation O_2	$\geq$	70%	

TABLE 1.4 – Définition des seuils de bonne qualité de l'eau selon la DCE

Mais au lieu de ces valeurs moyennes, même dans un cours d'eau de très bonne qualité, chaque élément va présenter des variations qui lui sont propres (Neal et al., 2008) : des variations saisonnières, en fonction de la localisation du prélèvement sur le bassin versant, de la géologie du bassin versant... Il y a donc un paradoxe dans les valeurs seuils immuables de la DCE, contrairement à d'autres indices comme par exemple les conditions de référence des peuplements d'invertébrés benthiques qui s'adaptent selon les hydro-écorégions (au nombre de 22 en France).

La présence et l'effacement d'ouvrages hydrauliques, en modifiant les flux d'eau (dans et autour de la rivière) et en modifiant les sédiments présents en fond de lit (tant en quantité qu'en qualité) peut perturber les évolutions physico-chimiques d'une rivière.
Cette partie s'intéresse à l'impact des barrages et leur démantèlement sur les flux, principalement d'azote et de phosphore dans la rivière et la zone hyporhéique. Après un bref rappel des principaux processus biogéochimiques se produisant dans la rivière et ses sédiments, sont développés les impacts majeurs des barrages et leur effacement sur les flux d'azote et de phosphore entre la rivière et la zone hyporhéique. Cette partie s'intéresse ensuite à quelques exemples concrets des impacts de la présence, puis de l'enlèvement, d'ouvrages hydrauliques.

1.5.1 Rôle des sédiments sur les flux biogéochimiques en cours d'eau

Des échanges entre l'eau de la rivière et les sédiments du lit peuvent avoir un impact sur les caractéristiques physico-chimiques de l'eau de la rivière. Ainsi, on peut observer une augmentation des pertes le long de la rivière avec l'augmentation du temps de résidence de l'eau dans les sédiments. La plupart des échanges de nutriments entre la colonne d'eau et les sédiments ont lieu durant la saison chaude selon Deforet (2009), ce qui suggère que des mécanismes biologiques ont lieu.

Impact de la structure des sédiments sur les processus biogéochimiques

Les écoulements de l'eau dans les sédiments de rivière vont fortement dépendre de la composition et de la granulométrie du milieu. Datry et al. (2008) proposent ainsi un tableau permettant d'estimer la vitesse d'écoulement dans les sédiments suivant leur granulométrie (figure 1.11).

Nature du sédiment	Diamètre moyen (10^{-3} m)	Porosité efficace (%)	Conductivité hydraulique (m/s)	Vitesse d'écoulement pour i = 10^{3} (m/j)
Gravier moyen	2,5	40	$3{,}10^{-01}$	63
Sable grossier	0,125	34	$2{,}10^{-03}$	0,5
Sable moyen	0,250	30	$6{,}10^{-04}$	0,17
Sable fin	0,09	28	$7{,}10^{-04}$	0,21
Sable très fin	0,045	24	$2{,}10^{-05}$	0,007
Sable/ vases	0,005	5	$1{,}10^{-09}$	0,000002
Limon	0,003	3	$3{,}10^{-08}$	0,000085
Limon argileux	0,01	->0	$1{,}10^{-09}$	0
Argile	0,0002	->0	$5{,}10^{-10}$	0

FIGURE 1.11 – relation porosité efficace / vitesse d'écoulement. Modifié de l'U.S. Geological Survey (Datry et al. 2008)

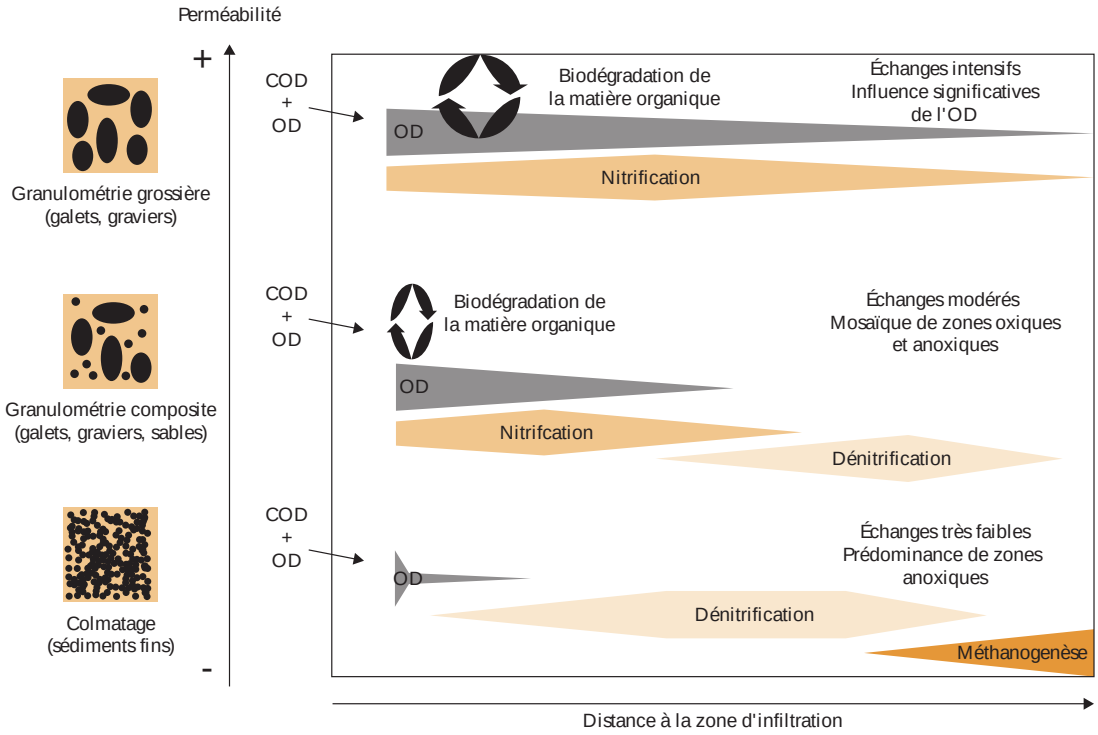
Suivant le type de sédiment, les écoulements de l'eau interstitielle dans les sédiments varient, ce qui impacte l'oxygénation et l'apport de nutriment, et qui influence les réactions pouvant y avoir lieu (Datry et al., 2008). L'apport d'oxygène au milieu se fera par advection (avec les flux d'eau), pour des sédiments grossiers présentant une bonne conductivité hydraulique (Datry et al., 2008). Par contre, le temps de séjour de l'eau sera alors réduit ce qui limitera la possibilité de réactions. Dans des sédiments plus fins, l'apport d'oxygène dissous et de nutriment se fera plutôt par diffusion, donc plus lentement, mais avec des temps de séjour de l'eau plus importants donc augmentant la possibilité de réaction chimiques. Cependant, les apports limités et les réactions bien établies dans un environnement plutôt stable pourront épuiser certains éléments et donc arrêter les processus.

La présence (ou l'absence) d'oxygène dans les sédiments va avoir une grande influence sur la mise ne place de nombreuses réactions physico-chimiques, qui elles mêmes impacterons l'oxygénation du milieu. L'oxygénation des sédiments va tout d'abord dépendre de l'oxygénation de la rivière et des flux d'eau entre la colonne d'eau et les sédiments. Ensuite, des réactions consommant de l'oxygène ont lieu dans les sédiments du lit de la rivière. Ainsi, Curie and Ducharne (2008) montrent que l'eau provenant de la rivière est désoxygénée lors de son passage à travers les sédiments et qu'elle se ré-oxygène progressivement en se mélangeant avec l'eau de la nappe. Datry résume ces observations dans la figure 1.12.

Dans le cas du processus de dénitrification, si les écoulements sont trop rapides, la dénitrification sera réduite, mais si les écoulements sont trop lents il y aura un rapide épuisement de NO_3 ce qui arrêtera la dénitrification. Deforet et al. (2009) montrent qu'une barre de gravier peut se comporter comme un puit ou une source de NO_3^- et de carbone organique dissous suivant la taille des sédiments et leur oxygénation. En relation avec les vitesses d'écoulement, Pinay et al. (1995) ont montré que la dénitrification est d'autant plus importante que la granulométrie des sédiments est faible : le site de fixation, les microenvironnements anaérobies et le temps de résidence de l'eau sont fortement liés à

la granulométrie et sont ainsi optimisés sur des substrats fins. De même, la nitrification est négativement corrélée à la granulométrie des sédiments (Wyer, 1988) et aux vitesses d'écoulements (Admiraal and Botermans, 1989).

D'après Ballantine and Walling (2006), c'est la quantité de sédiment fin sur les 5 premiers centimètres des sédiments qui contrôle le plus le stockage de phosphore total dans le sédiment, et non la concentration en phosphore total dans la rivière.



COD : carbone organique dissous.
OD : oxygène dissous.
Nitrification : production de nitrate à partir d'ammonium.
Dénitrification : élimination des nitrates en azote atmosphérique.
Méthanogénèse : réduction de composés organiques en méthane.

FIGURE 1.12 – Processus biogéochimiques dans la zone hyporhéique en fonction de la granulomètrie du sédiment (Datry et al. 2008)

Les sédiments déposés dans la retenue sont plus fins et présentent des concentrations significativement plus fortes en carbone organique et en azote total que les sédiments déposés lors de crue (Kunz et al., 2011). La classe intermédiaire des dépôts sableux a une signification biologique moins nette (Edeline, 2001). Le type de sédiment présent dans le lit de la rivière influencera donc grandement les réactions biogéochimiques pouvant s'y dérouler et donc l'impact potentiel sur la biogéochimie de la rivière. Le type de dépôt étant étroitement lié aux vitesses d'écoulement dans la rivière, la morphologie et l'hydrologie influencent donc les cycles biogéochimiques. Un abaissement augmentant les écoulements et la granulométrie au centre du lit en amont du barrage aura donc un impact sur les flux géochimiques.

Le dépôt de fines dans les retenues des barrages aurait donc un effet potentiellement bénéfique sur certains cycles biogéochimiques en fournissant de la matière organique et en ralentissant les écoulements, mais les apports sont alors limités par la diffusion. Le colmatage dans la retenue pourrait soit permettre d'amplifier les processus en améliorant l'incubation, soit diminuer les processus en limitant les échanges. Lors de l'effacement du

barrage, la mise en place de sédiments plus grossiers dans la retenue pourrait améliorer les processus en augmentant les échanges mais les sédiments les plus grossiers sont les moins biogènes, ce qui limiterait les processus. L'impact de la présence ou de l'effacement d'un barrage sur les flux biogéochimiques dans la retenue n'est donc pas si évident à prévoir.

Diversité des processus physico-chimiques dans les sédiments de rivière

La forme du chenal et les conditions du substrat influencent la structure et le fonctionnement des réseaux trophiques riverains. Par exemple lorsque les conditions d'écoulement favorisent le dépôt de matériaux fins, l'accumulation de matière organique particulaire améliore l'activité microbiale benthique (Bukaveckas, 2010). La matière organique présente dans les sédiments fournit une source de carbone organique et d'énergie, et crée un gradient redox dans les sédiments nécessaire à certains processus (Kunz et al., 2011). Du carbone "frais", labile, peut aussi être apporté à la surface des sédiments par les biofilms présents à l'interface entre les sédiments et la rivière.

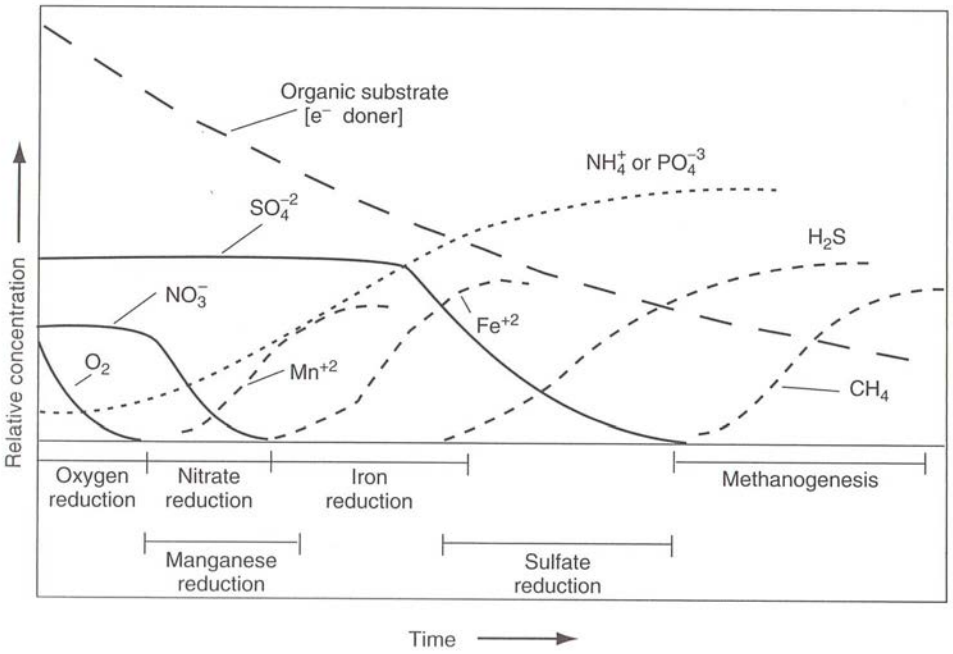


Figure 5.6 Sequence in time of transformations in soil after flooding, beginning with oxygen depletion and followed by nitrate and then sulfate reduction. Increases are seen in reduced manganese (manganous), reduced iron (ferrous), hydrogen sulfide, and methane. Note the gradual decrease in organic substrate (electron donor) and increases in available ammonium (NH_4^+) and phosphate (PO_4^{3-}) ions. The graph can also be interpreted as relative concentrations with depth in wetland soils. ***(After Reddy and D'Angelo, 1994.)***

FIGURE 1.13 – Séquence de réduction des accepteurs d'électrons dans les zones humides (Mitsch and Jorgensen 2003)

De nombreux micro-organismes dégradent (par oxydation) la matière organique du milieu pour se développer (synthèse énergétique et cellulaire). Pour réaliser cette oxydation, les micro-organismes ont besoin de réduire des espèces chimiques oxydées, qui jouent alors le rôle d'accepteurs d'électrons. Les accepteurs d'électrons utilisables par les bactéries ne seront pas les mêmes suivant le milieu et ses conditions redox, ce qui ne fournira pas la même quantité d'énergie. Les espèces chimiques utilisées lors de la dégradation de la matière organique (ou autre oxydation) seront successivement, du plus énergétique au moins

énergétique (Mitsch and Gosselink, 2007) : l'oxygène, les nitrates, les oxydes de manganèse, les oxyhydroxydes de fer, les sulfates et le dioxyde de carbone (figure 1.13). Ainsi, les réactions permettant d'accepter les électrons produits par l'hydrolyse de la matière organique vont être successivement : la respiration aérobie, la dénitrification, la réduction des oxyhydroxydes de manganèse et de fer, la sulfato-réduction puis la méthanogenèse.

Cette séquence explique en partie les variations de concentration de chaque élément observées classiquement dans les sédiments de rivière et le très fort gradient redox qui se met en place dans les sédiment de la zone hyporhéique (Hinkle et al., 2001). Trois zones diagénétiques peuvent être distinguées dans les sédiments, correspondant à des processus redox différents (Mitsch and Jorgensen (2003), Lewandowski and Nützmann (2010)) :

- la zone oxique (contenant de l'oxygène dissous) : cette zone est le siège de la respiration et de la nitrification, qui, en consommant l'oxygène dissous, vont rapidement rendre les sédiments anoxiques. Elle se limite donc à la partie supérieure des sédiments, de quelques millimètre à plusieurs centimètres d'épaisseur (dépendant des apports d'oxygène, de la granulométrie des sédiments et de la vitesse de consommation de l'oxygène).

- la zone suboxique (à la limite entre oxique et anoxique) : cette zone est le siège des processus de dénitrification (à partir de nitrates apportés par les écoulements ou produits par la nitrification) et de production des oxydes de Fe-Mn (à partir du fer réduit très mobile).

- la zone anoxique (sans oxygène dissous) : cette zone est le siège de la méthanogénése, de la réduction des sulfates et des oxydes de fer. L'ammonium produit par dégradation de la matière organique y est abondant car non consommé par la nitrification.

La répartition en profondeur des profils de concentration va varier suivant la nature des sédiments, mais l'enchainement restera similaire.

La présence de seuil aurait plutôt tendance à stabiliser ces profils. Par contre, si les retenues sont régulièrement vidangées ou avec le retour des variations du niveau d'eau après la démolition du seuil, les cycles d'inondation/exondation des sédiments vont sans doute perturber ce schéma.

Processus affectant l'azote

L'azote est présent dans de nombreux états d'oxydation dans une rivière et ses sédiments. Dans la nature, l'ammonium NH_4^+, les nitrites NO_2^- et les nitrates NO_3^- sont chimiquement stables. Leurs transformations sont donc majoritairement catalysées biologiquement par des bactéries dont les activités déterminent la distribution des composés azotés (Féray, 2003). La forme préférentielle de transport de l'azote est le nitrate qui est peu fixé par les sédiments (Mitsch and Gosselink, 2007) du fait de sa charge négative, mais c'est aussi la forme la plus bio-assimilable. Les ions positifs (NH_4^+), du fait de leurs charges, s'absorbent facilement sur les particules du sédiment (humus, argiles et colloïdes sont globalement chargés négativement) et ils seront donc moins disponibles (Teissier and Torre, 2003).

Le budget d'azote établit sur de larges systèmes alluviaux révèle que plus de 60% des nitrates exportés des sols cultivés sont éliminés, soit dans les zones humides riveraines (donc avant même de pénétrer l'eau de surface), soit dans la rivière elle même grâce à la dénitrification benthique (Sebilo et al., 2003). La dénitrification, couplée ou non à la nitrification, est le processus majeur de l'élimination de l'azote dans les hydrosystèmes (Teissier and Torre, 2003).

Le cycle de l'azote dans les sédiments de la zone hyporhéique est affecté par les dynamiques d'interactions entre les eaux de surface et les eaux de la nappe qui contrôlent les flux d'azote et des autres espèces redox des sédiments de la zone hyporhéique (Hinkle et al., 2001). Dans des sédiments "classiques", le profil d'évolution des concentrations en nitrate présente un maximum en sub-surface (quelques centimètres) (Revsbech et al. (2005), Sgouridis et al. (2011)). Ce maximum est lié à la décomposition de la matière organique et à la nitrification qui produisent de l'ammonium et des nitrates. Les nitrates produits pourront alors diffuser vers le haut des sédiments et retourner à la colonne d'eau ou diffuser en profondeur où ils seront utilisés pour oxyder à leur tour la matière organique lors de la dénitrification (Revsbech et al., 2005). Les sédiments pourront aussi adsorber une partie de l'azote. Deforet et al. (2009) montrent une capacité de rétention des sédiments de 48,3 gN/j (pour une barre de gravier).

Processus d'ammonification L'ammonification ($N_{organique} \rightarrow NH_4^+$) ou minéralisation d'azote organique résulte de la dégradation de la matière organique. Elle est réalisée principalement par des bactéries hétérotrophes et d'autres micro-organismes qui utilisent la matière organique comme source d'énergie et de carbone (Teissier and Torre, 2003). La vitesse de la minéralisation est constante quelles que soient les concentrations en O_2 de l'eau superficielle de 0 à 30 mg/L. En milieu aérobie, l'ammonium est rapidement nitrifié. De ce fait, il est présent en plus forte concentration dans les milieux anaérobies, d'où il migre vers des milieux aérobies plus faiblement concentrés.

Processus de nitrification La nitrification est la conversion biologique par oxydation de la forme réduite de l'azote NH_4^+, en la forme oxydée NO_3^-, via la forme NO_2^- (Féray, 2003). Elle n'a lieu qu'en présence d'oxygène, pour des concentrations supérieures à 0,8 mg O_2/L. La nitrification est réalisée en deux étapes (Teissier and Torre, 2003) :

$$NH_4^+ + 1,5O_2 \rightarrow NO_2^- + 2H^+ + H_2O \text{ nitritation ou nitrosation}$$
$$NO_2^- + 0,5O_2 \rightarrow NO_3^- \text{ nitratation}$$

La nitrification est essentiellement localisée à la zone d'interface eau/sédiment et aux particules en suspension dans la colonne d'eau (Féray, 2003) mais a également lieu dans les sédiments profonds au niveau de micro-niches aérobies présentes à proximité des racines de certains végétaux dits supérieurs (Mitsch and Gosselink, 2007). Elle est négativement corrélée à la granulométrie des sédiments (Wyer, 1988) et aux vitesses d'écoulement (Admiraal and Botermans, 1989).
Comme pour l'ammonification, un effet saisonnier important est observé (Moneron, 1999) : la nitrification est plus importante en été du fait des températures élevées et des apports en $O_{2,d}$ par la photosynthèse. La nitrification n'a pas d'impact sur le bilan global des écosystèmes, puisqu'elle n'ajoute ni n'élimine de l'azote ; elle change uniquement le degré

d'oxydation des composés azotés. C'est en cela qu'elle est importante dans les écosystèmes, puisqu'elle est l'intermédiaire entre la décomposition de la matière organique et la perte d'azote dans l'écosystème (dénitrification).

Dans les sédiments proches de la rivière, le NH_4 présente une distribution en pointillé, souvent en faibles concentrations, sûrement à cause de nitrification rapide associée à de fortes concentrations en oxygène dissous ou à l'adsorption sur la matrice du sédiment (Teissier and Torre, 2003).

Processus de dénitrification Seule la dénitrification (et l'anamox) permet une perte permanente d'azote pour l'environnement aquatique par élimination vers l'atmosphère en formant du diazote N_2 gazeux (Teissier and Torre (2003)), Mitsch and Gosselink (2007)). La concentration limite en O_2 au-dessus de laquelle la dénitrification n'est pas possible semble se trouver vers 0,2 mg/L (Seitzinger et al., 2006).

$$NO_3^- + MO \rightarrow CO_2 + N_2 gazeux + H_2O \textit{ dénitrification simplifiée}$$

Contrairement à la nitrification, la densité de population en bactéries dénitrifiantes est rarement le principal facteur de contrôle du processus de dénitrification, en premier lieu régulé par la disponibilité de l'O_2, du carbone organique (Song et al., 2010) et du NO_3^- (Lewandowski and Nützmann, 2010). La température influence grandement la dénitrification qui sera plus forte en été (Curie and Ducharne, 2008) et plus importante le jour (Laursen and Seitzinger, 2004).

Les sédiments assez fins sont un site idéal pour la dénitrification, car ils contiennent les nitrates diffusant depuis la colonne d'eau et ceux produits par la nitrification dans les premiers centimètres oxiques des sédiments. Dans la nappe, il y a plus de dénitrification quand le niveau d'eau de l'aquifère est haut (moins d'O_2), et la dénitrification est rapide sur le haut de l'aquifère (Lewandowski and Nützmann, 2010).

Les nitrates sont consommés très rapidement dans les sédiments aquatiques (Burgin and Hamilton (2008), Laverman et al. (2012)). La dénitrification est généralement limitée aux premiers centimètres anaérobies du sédiment, car elle est limitée par le manque de nitrate dans les sédiments profonds (Hinkle et al. (2001), Nizzoli et al. (2010)) ou dans les zones d'upwelling (Storey et al., 2004). La consommation des nitrates est directement liée aux apports par la rivière (Burgin and Hamilton, 2008).

Kaushal et al. (2008) montrent que la reconnection de la rivière à sa plaine alluviale permet d'augmenter les taux de dénitrification à l'interface zone riveraine/rivière. La quantité d'azote éliminée apparait fortement influencée par le temps de résidence de l'eau dans les berges (inversement proportionnel à la charge hydraulique). Durant les évènements d'inondation, les concentrations en nitrate dans les sédiments de la plaine alluviale diminuent exponentiellement (Revsbech et al., 2005), ce qui confirme que la réduction des nitrates y est proportionnelle à la concentration en NO3 apporté par la colonne d'eau. Une meilleur connection entre la plaine d'inondation et la rivière améliorerait sans doute la réduction des nitrates.

Kennedy et al. (2009) montrent que le flux de nitrate des sédiments vers la rivière présente des variations saisonnières, contrôlées plus largement par les variations de vitesse de l'eau que par les concentrations en nitrates dans la rivière. Ainsi, Seitzinger et al. (2006) montrent que dans les systèmes aquatiques, les entrées d'azote influencent le taux de dénitrification alors que l'hydrologie et la morphologie influencent la proportion

des apports d'azote qui est dénitrifiée. Avec des écoulements trop rapides, le processus de dénitrification sera réduit. Si les écoulements sont trop lents, nitrate et ammonium seront rapidement épuisés et la dénitrification s'arrête (Duff and Triska, 1990). C'est ce qui explique que les taux de dénitrification potentiels n'ont rien à voir avec les taux de dénitrification mesurés sur le terrain (tableau 1.5).

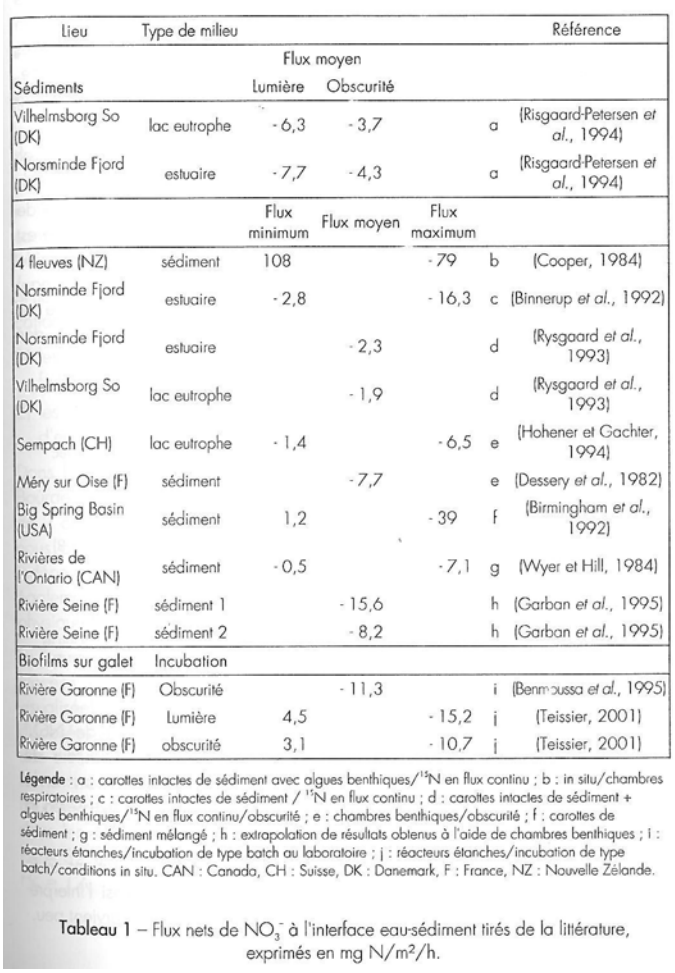
Le taux de dénitrification potentielle diminue exponentiellement avec la profondeur dans les sédiments (Lansdown K. et al., 2012) et il y a une relation positive entre la dénitrification potentielle dans les sédiments et les concentrations en carbone organique biodégradable (Sirivedhin and Gray, 2006). Ainsi, des taux de dénitrification potentielle différents peuvent s'expliquer par la disponibilité du carbone organique (Lansdown K. et al., 2012), qui est plus importante dans les sédiments de plaine alluviale en présence de végétation pâturée (Sgouridis et al., 2011). Les taux de dénitrification potentielles sont plus grands en aval qu'en amont, contrairement aux taux mesurés in-situ (Scaroni et al., 2010).

Les variations spatiales de la dénitrification peuvent aussi s'expliquer par les variations de la nitrification (Deforet et al., 2009). La balance nitrification/dénitrification va dépendre fortement des variations saisonnières : du débit, de la température et de la teneur en O_2 dissous (Jenkins and Kemp, 1984). Mais d'autres mécanismes entrent en jeu comme par exemple l'assimilation végétale qui est plus compétitive que la dénitrification en présence de faibles concentrations en nitrate. Dans les cas de faibles concentrations en nitrate dans la rivière (<10 μg/L), les études reliant le taux de dénitrification dans les sédiments au taux de consommation des nitrates tendent à sous-estimer la dénitrification dans les systèmes où nitrification et dénitrification sont couplées dans le temps (Seitzinger et al., 2006).

Les sédiments ont ainsi un rôle de puits d'azote en été grâce à la réaction de dénitrification à la limite aérobie/anaérobie et aux prélèvements par les racines des plantes en période de développement végétal (Storey et al. (2004), Scott et al. (2008), Lewandowski and Nützmann (2010)).

milieu	taux de dénitrification	auteurs / méthode
sédiment in-situ	14 à 24,6 g$N-NO_3$.m^{-3}.j^{-1} max 80 g$N-NO_3$.m^{-2}.j^{-1}	Moneron (1999)
séd. in-situ urbain	23 mgN/m^2/j	Inwood 2005 C_2H_2
sédiment in-situ	0,31 à 15,91 mmolN/m^2/h moyenne 2,64 mmolN/m^2/h	Laursen and Seitzinger (2004) N_2
sédiment bief restauré sédiment bief non restauré	77,4 $\mu gN/kh/j$ 1,16 mgN$-NO_3$/L/m$^3_{sed}$ 38,4 $\mu gN/kh/j$	Kaushal et al. (2008) traceur ^{15}N
sédiment in-situ sédiment potentiel	0 à 1,35 μgN.g^{-1}.j^{-1} 26,72 à 710,47 μgN.g^{-1}.j^{-1}	Scaroni et al. (2010)
benthique	210 kgN/km^2/an	Billen et al. (2013) modélisation
carotte de sédiment	20 à 260 $\mu molN/m^2/h$	Seitzinger (1994) N_2
carotte de sédiment	4,7 mgN.h$-$1.m$-$2 de surface	Eriksson and Weisner (1996)
rivière	223 kgN/km^2/an	Seitzinger et al. (2006)
rivière	65 à 120 kgN/km^2/an	Billen et al. (2012)

TABLE 1.5 – Taux de dénitrification mesurés dans la rivière et ses sédiments



Lieu	Type de milieu	Flux moyen			Référence
Sédiments		Lumière	Obscurité		
Vilhelmsborg So (DK)	lac eutrophe	- 6,3	- 3,7	a	(Risgaard-Petersen *et al.*, 1994)
Norsminde Fjord (DK)	estuaire	- 7,7	- 4,3	a	(Risgaard-Petersen *et al.*, 1994)
		Flux minimum	Flux moyen	Flux maximum	
4 fleuves (NZ)	sédiment	108		- 79	b (Cooper, 1984)
Norsminde Fjord (DK)	estuaire	- 2,8		- 16,3	c (Binnerup *et al.*, 1992)
Norsminde Fjord (DK)	estuaire		- 2,3		d (Rysgaard *et al.*, 1993)
Vilhelmsborg So (DK)	lac eutrophe		- 1,9		d (Rysgaard *et al.*, 1993)
Sempach (CH)	lac eutrophe	- 1,4		- 6,5	e (Hohener et Gachter, 1994)
Méry sur Oise (F)	sédiment		- 7,7		e (Dessery *et al.*, 1982)
Big Spring Basin (USA)	sédiment	1,2		- 39	f (Birmingham *et al.*, 1992)
Rivières de l'Ontario (CAN)	sédiment	- 0,5		- 7,1	g (Wyer et Hill, 1984)
Rivière Seine (F)	sédiment 1		- 15,6		h (Garban *et al.*, 1995)
Rivière Seine (F)	sédiment 2		- 8,2		h (Garban *et al.*, 1995)
Biofilms sur galet	Incubation				
Rivière Garonne (F)	Obscurité		- 11,3		i (Benmoussa *et al.*, 1995)
Rivière Garonne (F)	Lumière	4,5		- 15,2	j (Teissier, 2001)
Rivière Garonne (F)	obscurité	3,1		- 10,7	j (Teissier, 2001)

Légende : a : carottes intactes de sédiment avec algues benthiques/^{15}N en flux continu ; b : in situ/chambres respiratoires ; c : carottes intactes de sédiment / ^{15}N en flux continu ; d : carottes intactes de sédiment + algues benthiques/^{15}N en flux continu/obscurité ; e : chambres benthiques/obscurité ; f : carottes de sédiment ; g : sédiment mélangé ; h : extrapolation de résultats obtenus à l'aide de chambres benthiques ; i : réacteurs étanches/incubation de type batch au laboratoire ; j : réacteurs étanches/incubation de type batch/conditions in situ. CAN : Canada, CH : Suisse, DK : Danemark, F : France, NZ : Nouvelle Zélande.

Tableau 1 – Flux nets de NO_3^- à l'interface eau-sédiment tirés de la littérature, exprimés en mg N/m²/h.

FIGURE 1.14 – Flux de nitrate à l'interface eau sédiment (Teissier et Torre, 2003)

Processus de réduction dissimilative des nitrates en ammonium La réduction dissimilative des nitrates en ammonium (RDNA) est un processus bactérien important dans les environnements anoxiques (notamment dans les sédiments) et riches en matières organiques (Teissier and Torre (2003), Morley and Baggs (2010)).

$$NO_3^- \rightarrow NO_2^- \rightarrow NH_4^+$$
$$2H^+ + NO_3^- + 2CH_2O \rightarrow NH_4^+ + 2CO_2 + H_2O$$

Les bactéries puisent l'énergie de la fermentation plutôt que de l'oxydation (par opposition à la dénitrification), ce qui ne conduit donc jamais à une oxydation complète du substrat. La RDNA recycle l'azote dans l'hydrosystème, le rendant plus biodisponible mais moins mobile et limite la possibilité d'élimination hors de l'hydrosystème (Burgin and Hamilton, 2008).

La RDNA serait avantagée par rapport à la dénitrification dans les environnements anoxiques où les donneurs d'électrons (carbone organique) sont abondants et où les accepteurs d'électrons (nitrates) sont limitants ((Cole, 1996), Rivett et al. (2008)). La RDNA (comme la dénitrification) diminue avec la profondeur et est principalement contrôlée par le contenu en matière organique du sol (Sgouridis et al., 2011). La RDNA est parfois observées uniquement en été (Scott et al. (2008), Nizzoli et al. (2010)). Elle serait observée dans les sédiments les plus réducteurs (Nizzoli et al., 2010) mais pourrait aussi être observée dans un environnement non totalement anoxique (Burgin and Hamilton, 2008).

La RDNA peut être en compétition (dans une certaine mesure) avec la dénitrification pour réduire les nitrates (Sgouridis et al., 2011). L'importance de la RDNA par rapport à la dénitrification dans les processus de réduction des nitrates est encore sujet à controverse :

- la RDNA pourrait être ponctuellement plus importante que la dénitrification (Storey et al. (2004), Revsbech et al. (2005)) même pour des sédiments de subsurface (Rivett et al., 2008) et particulièrement dans les sédiments de zones humides (Burgin and Hamilton, 2008) (où le NH_4 produit représenterait jusqu'à 50% des NO_3 consommés)
- la RDNA a un impact mineur par rapport à la dénitrification (Lansdown K. et al. (2012), Laverman et al. (2012)) (avec un ratio dénitrification potentielle/RDNA compris entre 10 et 35 (Sgouridis et al., 2011) ; elle représenterait seulement 5% des nitrates réduits et seulement en été (Scott et al., 2008) ; elle représenterait 15% de la réduction totale de NO_3 en été (Nizzoli et al., 2010))

Le rapport C/N exercerait un contrôle sur le type de réaction dans les sols : pour des rapports C/N>4 la RDNA prédominerait alors que pour des rapports C/N<4 la dénitrification serait prédominante (Smith, 1982).

La réduction des nitrates pourrait parfois être couplée avec l'oxydation de sulfures en sulfates. En effet, il a pu être observé, lors de l'ajout de nitrates dans des sédiments, une production de sulfate et d'ammonium, avec des concentrations plus grandes pour les sédiments profonds (Payne et al., 2009). La production des sulfates peut représenter jusqu'à 25 à 40% des nitrates consommés (Burgin and Hamilton, 2008). Le taux d'oxydation des sulfures est compris entre 0 et 40% du taux potentiel de réduction des nitrates (Laverman et al., 2012). C'est un processus biologique car sensible à la température (Burgin and Hamilton, 2008).

Il y a donc dans les sédiments un lien potentiellement important entre les cycles de l'azote et du soufre dans mais qui reste à préciser (Burgin and Hamilton, 2008).

Processus affectant le phosphore

Contrairement à l'azote, le phosphore ne présente pas de phase gazeuse. Les sédiments tenant compte de leurs variabilités physico-chimiques auront un rôle de régulateur des flux de phosphore, en les modifiant ou les différant dans le temps.

En milieu oxygéné, le fer et le manganèse précipitent avec le phosphore alors qu'en milieu réduit ils deviennent solubles et particulièrement mobiles (Mitsch and Gosselink, 2007) relarguant le phosphore dans l'environnement. Ainsi, dans les sédiments, c'est à l'interface entre le milieu oxique et le milieu réduit qu'a lieu l'immobilisation du phosphore par les oxy-hydroxydes de fer et de manganèse. Dans des environnements sédimentaires carbonatés, le phosphore peut également co-précipiter avec le calcium, dans ou à proximité de la nappe alluviale (Lapworth et al., 2011). La zone hyporhéique est un important régulateur du P biodisponible et le stocke sous des formes plus récalcitrantes, principalement durant les basses eaux. L'environnement sédimentaire (carbonaté, riche en fer...) jouera donc un rôle majeur sur la possibilité d'immobiliser le phosphore dans les sédiments. Mais les capacités de rétention des sédiments sont souvent faibles comparées aux flux de nutriments dans la rivière, leur impact est donc minime (local) sur la régulation

de la pollution de la rivière (Deforet et al., 2009).

La présence de végétaux peut modifier localement les conditions chimiques dans les sédiments. En trop forte concentration, le fer et le manganèse réduits sont toxiques pour de nombreux organismes. C'est sans doute pour se protéger que nombre de végétaux aquatiques créent des zones aérobies autour de leur rhizosphère, en apportant de l'oxygène prélevé par leurs parties aériennes. Le fer et le manganèse dissous vont donc précipiter dans ces zones et le phosphore dissous sera absorbé sur les oxyhydroxydes formés (Mitsch and Gosselink, 2007). La rhizosphère contribue donc à la rétention du phosphore dissous et réduit la disponibilité du phosphore dans les sédiments riches en fer.

Les sédiments présents en fond de lit de rivière peuvent contenir des quantités importantes de phosphore. La partie haute des sédiments contient des teneurs en phosphore qui évoluent suivant les rivières (Ballantine and Walling, 2006) et qui diminuent avec la profondeur (Lewandowski and Nützmann, 2010) (figure 1.6). Cette évolution est sans doute liée à la co-précipitation du phosphore à la limite entre les zones oxiques et anoxiques.

sédiment	Phosphore	auteur
sédiment surface (5cm)	910 à 3093 μgP/g	Ballantine and Walling (2006)
sédiment surface (5cm)	773 à 2228 μgP/g	Ballantine and Walling (2006)
sédiment surface (0-5cm)	18000 μgP/g$_{sec}$	Lewandowski and Nützmann (2010)
sédiment profondeur (20-30cm)	200 μgP/g_{sec}	Lewandowski and Nützmann (2010)

Table 1.6 – Teneur en phosphore de sédiment de rivière

Les sédiments du lit de la rivière peuvent être une source de phosphore : la barre de graviers étudiée par Deforet et al. (2009) est une source continue de phosphore réactif soluble, particulièrement en été (avec une une production de phosphore comprise entre 0,65 et 2,3 gP/j). Ainsi, Neal et al. (2008) montrent que le phosphore réactif soluble dans la rivière présente de fortes concentrations durant les mois d'été.
Ainsi, les concentrations en phosphore dans l'eau de la rivière et des zones riveraines présentent une forte variabilité spatiale avec des tendances spécifiques à la rivière étudiée (table 1.7.

rivière	hyporhéique	nappe	auteur
0,048 mgP/L	0,547 mgP/L	1,244 mgP/L	Lewandowski and Nützmann (2010)
58μg/L	36μg/L	31μg/L	Lapworth et al. (2011)

Table 1.7 – Évolution des concentrations en phosphore de l'eau dans différents milieux du corridor alluvial

La spéciation particulaire du phosphore est très compliqué et on utilise souvent des modèles simples pour la représenter. Jarvie et al. (2005) montrent que les sédiments de fond de lit se comportent comme des puits de phosphore lorsque les concentrations en rivière sont assez fortes, et comme des sources de P pour la rivière lorsque les apports par celle-ci sont faibles (<50 μg/L). Ils proposent la notion de concentration en phosphore à l'équilibre dans les sédiments EPC_0 : concentration en phosphore adsorbé sur les sédiments pour laquelle il n'y a pas d'échange de phosphore avec la rivière. Quand EPC_0 est supérieure aux concentrations en phosphore dissous dans la rivière, les sédiments vont

relâcher du phosphore réactif soluble (SRP) dans la colonne d'eau. Sur la plupart des sites étudiés, les arrivées d'effluents dans la rivière provoquent des concentrations de SRP dans la colonne d'eau largement supérieures à l'EPC_0 des sédiments. Si ces concentrations venaient à diminuer, les sédiments deviendraient alors des sources de phosphore et auraient un impact fort lors des périodes de basses eaux en modifiant le cycle du phosphore sur des périodes présentant déjà un fort risque d'eutrophisation.

Effet de l'assèchement des sédiments sur les processus affectant l'azote et le phosphore

Lors de la suppression de barrage, des sédiments localisés près des berges, initialement sous l'eau et anoxiques après quelques centimètres (Kunz et al. (2011), Edeline (2001)), se retrouvent à l'air libre. Proches de la nouvelle ligne d'eau, ils sont soumis à des séquences d'inondation/exondation fréquentes. Ces assèchements, en oxydant le sédiment, peuvent modifier les dynamiques des processus biogéochimiques s'y déroulant lors de la remise en eau.

Mitsch and Jorgensen (2003) présentent l'impact de la création d'un bras mort formant une zone riparienne inondée lors des crues. Cette zone à un impact sur la qualité de l'eau durant les crues : le phosphore soluble et réactif diminue d'environ 74%, les nitrates diminuent de 77% et le développement de la végétation dans le bras mort reflète ce gradient de nutriment entre le flot entrant et le flot sortant du bras. Les sédiments de ce bras mort vont donc se comporter comme des puits de phosphore et de nitrate lors de leur remise en eau.

Assèchement et azote Dans une review, Baldwin and Mitchell (2000) montrent que lors de leur assèchement, un couplage nitrification-dénitrification lié aux alternances oxiques-anoxiques se produit dans les sédiments qui deviennent des puits d'azote. Suite à leur remise en eau, des sédiments relarguent de l'azote et du phosphore avec une nitrification accrue (augmentation de l'activité bactérienne aérobie) mais seulement pour quelques jours. Lorsque la mise en eau est durable, les sédiments redeviennent anoxiques et la dénitrification se met en place.

La dénitrification diminue avec l'assèchement (forte oxygénation) et ré-augmente avec la remise en eau (Song et al., 2010). La durée des évènements d'inondation et d'éxondation est le point critique pour déterminer leur impact sur le cycle de l'azote. Selon Kern et al. (1996), la dénitrification dans les sols serait favorisée par des pulses d'inondation plutôt que par une inondation permanente. Cependant, Sgouridis et al. (2011) ne montrent pas de modification des capacités de dénitrification dans des sols de plaine alluviale après plusieurs cycle d'inondation ou après une longue période en eau.

Song et al. (2010) montrent qu'il n'y a pas de relation entre le taux de dénitrification, la structure de la communauté bactérienne et la quantité de bactéries dénitrifiantes, ce qui suggère que les modifications de taux de dénitrification durant les événements d'inondation/exondation ne sont pas causées par une modification de la structure de la communauté microbienne mais plutôt par des facteurs physico-chimiques.

Le fait de rétablir les variations du niveau d'eau en supprimant les barrages n'aura donc peut-être pas d'effet si négatif sur la dénitrification, mais cela reste difficile à prévoir (Baldwin and Mitchell, 2000).

Assèchement et phosphore Twinch (1987) montre une diminution de la capacité à tamponner les phosphates dans des sédiments séchés au laboratoire. Jacoby et al. (1982) montrent une nette réduction des niveaux de phosphore dissous dans la colonne d'eau près des sédiments qui ont été exposés à l'air et ré-immergés. Pour Baldwin (1996), ces résultats contradictoires indiquent qu'il doit y avoir plusieurs processus qui affectent les capacités d'absorption des sédiments après séchage.

Baldwin (1996) montre sur des sédiments issus d'un lac de barrage que plus le sédiment a été en contact avec l'air, plus son affinité et ses cinétiques d'absorption du phosphore seront faibles. Ce phénomène semblerait principalement dû à des phénomènes d'oxydation. Baldwin explique cette évolution par la coprécipitaion du phosphore avec des oxyhydroxydes de fer. Il observe une augmentation de la proportion de fer amorphe (non cristallin donc réagissant plus facilement avec P) en parallèle de l'augmentation du taux d'absorption de phosphore.

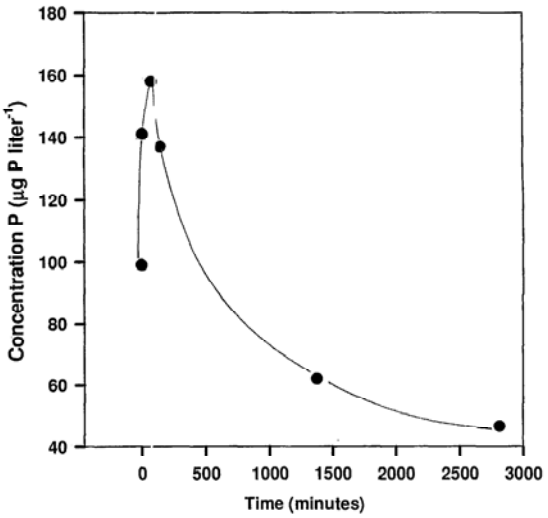


Fig. 5. Kinetic of phosphate uptake by sediments from site B at an initial P loading of 100 µg P liter⁻¹. Note the initial release of P from the sediment. Similar behavior was observed for sediments from sites A and C.

FIGURE 1.15 – évolution de la concentration en phosphore dans l'eau interstitielle de sédiment initialement sec (dans Baldwin 1996)

Le phosphore libéré initialement lors de la remise en eau de sédiment ayant subi une déssication poussée serait issu de phosphore microbien (figure 1.15). Turner and Haygarth (2001) ont testé l'effet du séchage sur des sols. Ils ont montré que le phosphore soluble total présent en faible quantité dans les sols humides augmente de 185 à 1900% après séchage et remise en eau. La plus grande partie de ce phosphore soluble est sous forme organique et sa concentration est corrélée à la concentration du sol en phosphore microbien. Ils mettent en évidence un pic de phosphore lors de la réhumidification des sols après une période de sécheresse lié à la lyse cellulaire et soulignent l'importance de prendre en compte les fractions organiques et inorganiques lors des mesures de phosphore

des sols.

Il n'est donc pas évident de prévoir l'impact des cycles d'inondation/exondation sur le phosphore.

Impact de la végétation sur les flux dans les sédiments

La présence de plantes sur les berges, adaptées au milieu humide, peut avoir un impact sur les flux dans la zone hyprohéique. En effet, les plantes pourront pomper certains nutriments ou indirectement, les conditions bien particulières qui se créent autour du système racinaire pourront immobiliser ou relarguer certains nutriments.
Riggsbee et al. (2012) montrent que les plantes recouvrant naturellement les sédiments découverts impactent significativement les flux de nutriment quittant la retenue lors de la première période de pousse suite à l'effacement : les concentrations d'ammonium et de phosphore de l'eau interstitielle sont respectivement 3,5 fois et 2,5 fois plus faibles en présence de végétation. Sollie and Verhoeven (2008) font l'hypothèse d'assimilation par les plantes ou de nitrification par réaération du sédiment via les systèmes racinaires. Desmet et al. (2011) expliquent les faibles teneurs en phosphate dans l'eau interstitielle en présence de plante par l'assimilation par les plantes, mais aussi par l'oxygénation du milieu dans l'environnement racinaire pouvant conduire à un stockage par complexation. Bastviken et al. (2007) montrent que suivant l'espèces végétale présente, la disponibilité de la matière organique dans les sédiments sera différente (quantité variable), ce qui se traduira par un taux de dénitrification potentiel différent.

1.5.2 Effets de la présence et du démantèlement d'un barrage sur la biogéochimie de la rivière

En présence d'un barrage, la gestion de la ligne d'eau et la diminution des vitesses d'écoulement induite par l'ouvrage vont avoir un impact sur les flux d'eau, de sédiment et d'éléments chimiques. Avec la diminution des vitesses d'écoulement dans la zone de retenue, les sédiments vont s'accumuler. Les nutriments présents dans les sédiments fins accumulés vont être transportés principalement par diffusion (Baldwin, 1996), ce qui va modifier les échanges avec la zone hyporhéique. Les échanges plus lents permettront aux réactions physico-chimiques d'avoir lieu mais limiteront les apports. L'effet de la présence de barrage sur le bilan global est donc difficile à appréhender a priori.
Suite au démantèlement, la vitesse plus importante des écoulements va dynamiser les échanges avec la zone hyporhéique (Desmet et al. (2011), Neal et al. (2008)). Cependant, le temps de séjour de l'eau dans les sédiments, où des bactéries pourraient modifier les flux (nitrification, dénitrification...), est alors plus limité (Lewandowski and Nützmann, 2010) mais les apports sont plus importants. De plus, les sédiments érodés dans l'ancienne retenue peuvent contenir des contaminants qui impacteront l'aval du cours d'eau. La qualité de l'eau va donc subir des modifications suite aux effacements.
L'impact des barrages (leur présence ou leur effacement) sur les flux biogéochimiques devrait être plus important pour les petits barrages car la quantité d'eau en contact avec les sédiments y sera proportionnellement plus importante que dans les grandes rivières.

Impact sur la température de la colonne d'eau

La température de l'eau est un paramètre d'un intérêt écologique majeur qui a un impact important sur les écosystèmes de la rivière, influençant par exemple les espèces piscicoles (Lessard and Hayes, 2003) ou les populations d'invertébrés (Lessard and Hayes, 2003). Mais elle joue aussi un rôle sur la qualité de l'eau de la rivière en influençant les réactions physico-chimiques pouvant s'y dérouler (quantité d'oxygène dissous, cinétique de processus physico-chimiques et biogéochimiques...).

La température d'un cours d'eau dépend de la quantité d'énergie apportée (ou perdue) par la rivière, mais aussi du volume d'eau qui sera réchauffé ou refroidi. Les échanges d'énergie peuvent avoir lieu à l'interface entre l'air et la surface de la rivière mais aussi via des échanges avec la nappe alluviale (Olden and Naiman (2010)). Les vitesses d'écoulement dans la rivière, en permettant une plus ou moins bonne homogénéisation de la colonne d'eau selon sa profondeur, pourront générer une stratification thermique de la colonne d'eau. Comme l'illustre la figure 1.16, la température de l'eau d'une rivière dépend de nombreux facteurs : les conditions météorologiques, l'ensoleillement de la rivière, les vitesses d'écoulement de l'eau, les apports par ruissellement ou par la nappe d'eau souterraine... En réponse à ces nombreux facteurs, la température de l'eau présente des variations annuelles et journalières importantes.

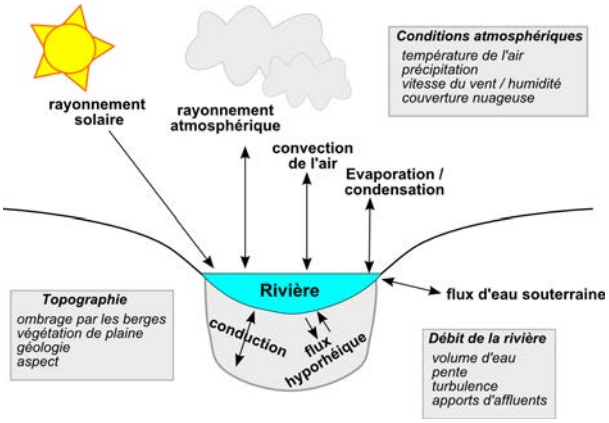


FIGURE 1.16 – Processus d'échange de chaleur responsables de la variabilité de température de l'eau (en gras) et processus physiques contrôlant les flux d'eau et de chaleur à la rivière (en italique), d'après Olden (2010)

Les températures de l'eau d'une rivière sont affectées par leur passage dans la retenue d'un barrage, et même d'un seuil. La manière dont un barrage affectera la température de la rivière en aval de l'ouvrage dépendra en grande partie de la profondeur de l'eau en amont de l'ouvrage. La présence d'une retenue importante en amont de grand barrage joue un rôle de tampon, en réduisant les fluctuations journalières de la température, car la masse d'eau dans la retenue se mettra moins rapidement à l'équilibre thermique qu'une masse d'eau courante (Olden and Naiman, 2010). Cette masse d'eau présentera une stratification thermique, semblable à celle d'un lac pour les retenues importantes. Les grands barrages, en évacuant en général de l'eau provenant du fond de la retenue, rafraichissent l'eau de la rivière à l'aval de l'ouvrage l'été et la réchauffent l'hiver (Olden and Naiman, 2010).

Les seuils, en évacuant vers l'aval l'eau provenant de la surface de la retenue, ont un comportement différent des grands barrages réservoirs. Fairchild and Velinsky (2006)

observent, entre l'amont et l'aval de la retenue de 9 petits seuils, une augmentation de température de l'eau allant jusqu'à +6°C au mois de juillet, mais une température légèrement plus faible au mois de mars (-1°C). Lessard and Hayes (2003) font un constat similaire sur 10 seuils du Michigan où la températures en été augmente en moyenne de 2,7°C dans la retenue du seuil, avec des différences amont-aval allant d'un refroidissement d'un degré à un réchauffement de 5,5°C en sortie de retenue.

La distance aval sur laquelle un barrage influence la température de la rivière dépend des échanges avec l'atmosphère, des apports par les affluents ou par la nappe alluviale et du débit de sortie de l'ouvrage (Olden and Naiman, 2010).

Ainsi, il est souvent mis en avant que suite à un effacement de seuil, les écoulements de l'eau étant plus dynamiques dans l'ancienne zone de retenue, les augmentations de température devraient être moins importantes en été (moins de stagnation de l'eau, limitant les échanges avec l'air et la captation d'une quantité de rayonnement solaire plus faible). Si cela semble être attendu en aval de l'ouvrage, cette estimation est biaisée pour l'eau en amont de l'ouvrage : seule l'eau de surface, réchauffée, sort de la retenue. L'effet d'un effacement sur toute la colonne d'eau dans la retenue pourrait être plus difficile à prévoir.

Impact sur l'oxygène dissous dans l'eau

L'oxygénation de la colonne d'eau est essentielle au bon développement des organismes vivant dans la rivière et est un facteur influençant de nombreuses réactions chimiques dans la rivière et ses sédiments. La DCE fixe à 6 mg/L d'oxygène dissous la valeur basse à ne pas franchir pour garder une bonne qualité de l'eau de la rivière. En effet, lorsque l'oxygènation de la rivière passe sous les 6 mgO_2/L, la faune et la flore aquatiques commencent à être en état de stress (Taverny et al., 2009) et sous les 3 mgO_2/L, la respiration aérobie n'est plus possible et la faune et la flore dépérissent.

De nombreux facteurs influencent la concentration de l'oxygène dissous dans la rivière et ses sédiments. Villeneuve and Legare (2006) classent les facteurs contrôlant l'oxygène dissous en rivière en trois catégories : biologiques, physiques ou chimiques (1.17).

Les concentrations en oxygène dissous présentent des variations diurnes particulièrement marquées pendant l'été, ce qui indique l'influence directe de la végétation aquatique et de la photosynthèse. Desmet et al. (2011) mettent clairement cette relation en évidence en comparant les variations de l'oxygène dissous en fonction de la saison et de l'éclairement de la rivière (figure 1.18). L'activité photosynthétique a un impact majeur sur la dynamique de l'oxygène en été. En hiver, les concentrations en oxygène dissous vont principalement varier en fonction de la température et des turbulences de la colonne d'eau. En effet, la solubilité de l'oxygène augmente lorsque la température diminue. Pour une température de l'eau de 0°C, la concentration d'oxygène dissous à saturation est de 14,6 mgO_2/L, alors qu'elle n'est que de 8,8 mgO_2/L à 20°C.

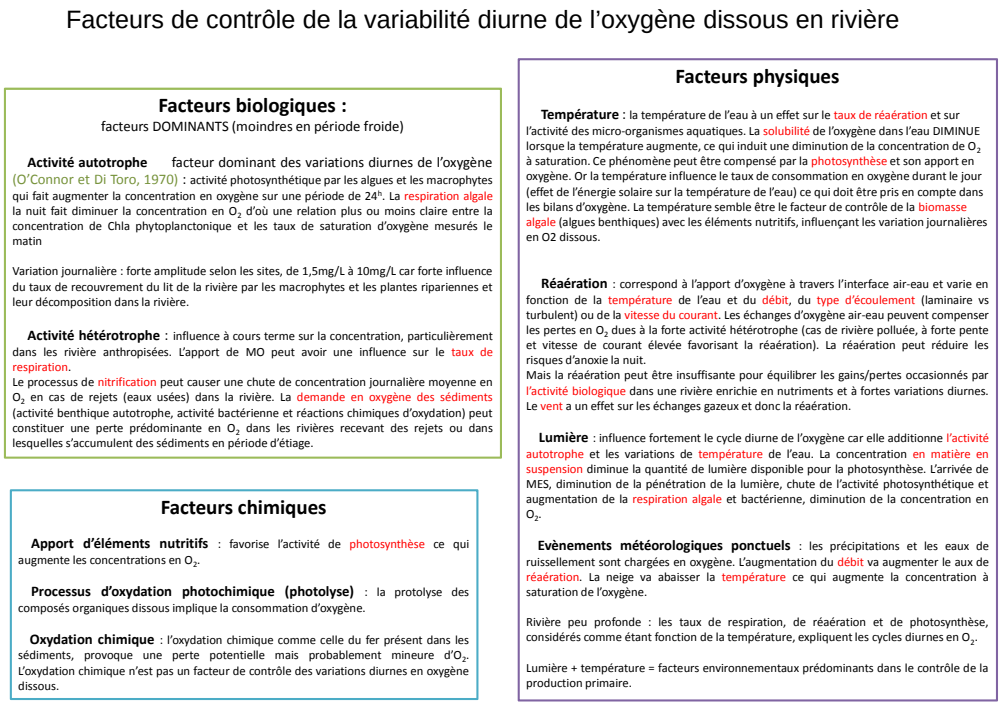


FIGURE 1.17 – facteurs contrôlant la variabilité de l'oxygène dissous en rivière (d'après Villeneuve and Legare, 2006)

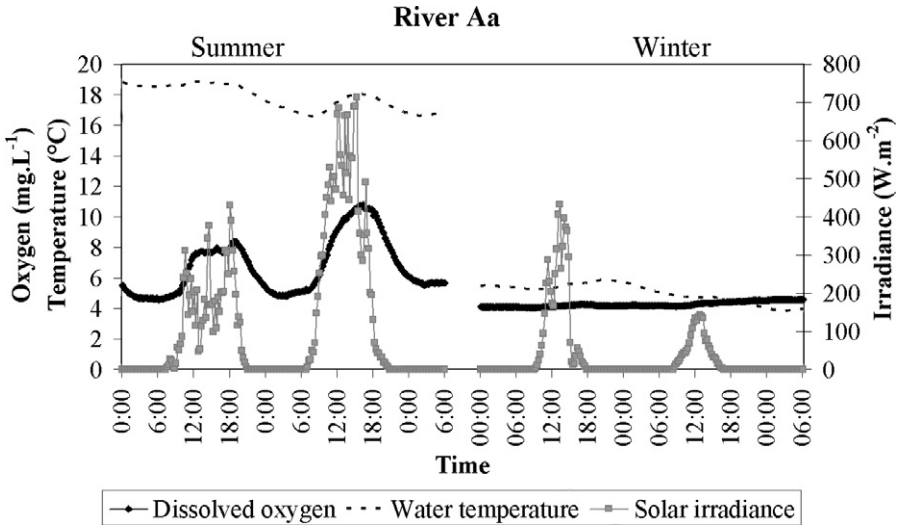


Fig. 3. River Aa – Dissolved oxygen concentration, water temperature and solar irradiance in summer (August 2005) and winter (February 2006).

FIGURE 1.18 – concentration en oxygène dissous, température de l'eau et irradiance en été et en hiver dans la rivière Aa (Desmet 2011)

La présence d'un barrage ne modifie pas la capacité totale de réaération de la rivière, la pente globale étant toujours la même, mais modifie profondément sa répartition. Edeline (2001) propose un modèle théorique montrant que la réaération d'un bief barré va se concentrer à 92 % sur l'aval du bief, réduisant d'un facteur 10 la réaération sur le reste du bief (figure 1.19).

Suite à l'effacement de barrage, les vitesses d'écoulement plus importantes en amont de l'ancien ouvrage devraient permettre d'avoir une oxygénation de la rivière mieux répartie,

avec un brassage de l'eau plus efficace. De plus, les diminutions des températures prévues favoriseraient des teneurs en oxygène plus élevées, grâce à une concentration en oxygène à saturation plus élevée. De plus, la quantité de sédiments fins chargés en matière organique devrait diminuer en amont de l'ancien barrage (via l'érosion des sédiments et les dépôts bien moindres de matière organique), ce qui réduira la demande en oxygène benthique et limitera la désoxygénation de la partie inférieure de la colonne d'eau (Mitsch and Jorgensen (2003), Villeneuve and Legare (2006)).

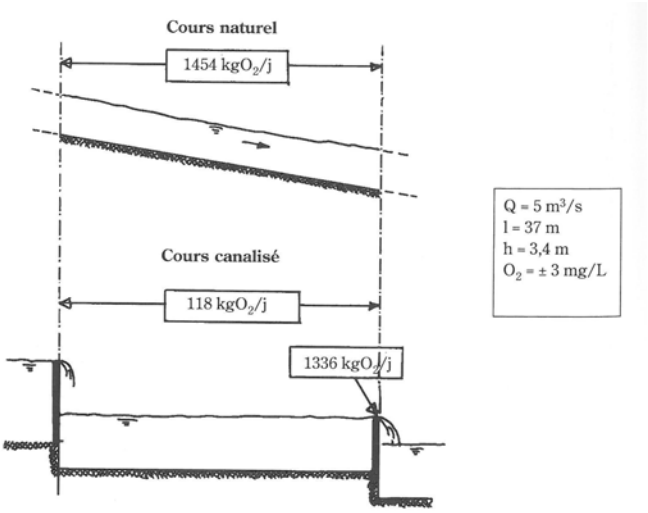


Fig. 9.2 – Fleuve libre vs fleuve barré (exemple calculé).

FIGURE 1.19 – différence de réaération entre un cours naturel et une rivière barrée (Edeline 2001)

Impact sur les flux d'azote et de phosphore

Comme le rappelle Hester and Gooseff (2010), les barrages, en formant une retenue, vont permettre d'accumuler plus ou moins de sédiment associé à de la matière organique en amont de la structure. Ainsi, l'eau de la rivière à l'aval de seuil contient plus de carbone organique dissous que l'eau entrant dans la zone de retenue (Fairchild and Velinsky, 2006).

Sur 11 seuils, Fairchild and Velinsky (2006) observent au printemps une réduction des intrants dans la retenue du barrage : 82% des nitrates et 46% des phosphates y sont éliminés. Par contre, les concentrations en ammonium sont plus importantes en aval de l'ouvrage qu'en amont. Stanley and Doyle (2002) font des observations proches avec une diminution des concentrations en azote et phosphore inorganique sortant de la retenue de 5 petits barrages des Etats-Unis. Concernant les petits barrages, Fairchild and Velinsky (2006) montrent que plus le temps de résidence dans la retenue est long, plus la quantité de nitrate éliminé par la retenue augmente.

Lors des fortes températures de l'été et de l'automne, si le niveau de l'eau est maintenu constant par le barrage, la diffusion d'oxygène dissous dans la zone hyporhéique sera limitée (Curie and Ducharne, 2008). Les importantes zones d'anoxies formées, associées à de grandes quantités de carbone organique, rendent ces zones très favorables à la dénitrification, si les apport de nitrates sont suffisants. Par contre, si la gestion de l'ouvrage fait varier les niveaux d'eau dans la zone hyporhéique, l'impact sur les flux est beaucoup plus difficile à prévoir et très peu d'études in-situ s'y sont intéressé.

Bosch (2008) montre qu'à l'échelle du bassin versant, la présence de retenues augmente les variations annuelles et inter-annuelles des concentrations en azote et phosphore total.

Il montre qu'une retenue proche de l'embouchure de la rivière aura un impact sur les flux plus important qu'une retenue plus en amont.

L'importance de l'impact de l'effacement d'un barrage sur les flux biogéochimiques va dépendre de l'importance du barrage (des caractéristiques de l'ouvrage, du bassin versant, de la retenue et de la gestion de l'ouvrage). Avec la reprise des écoulements et la diminution de la largeur de la rivière dans l'ancienne retenue, le temps de résidence de l'eau est réduit et les processus ont moins de temps pour se développer. La modification des conditions dans les sédiments de l'ancienne retenue mis hors d'eau, où s'implante assez rapidement de la végétation (Riggsbee et al., 2012), crée de nouvelles conditions qui diversifient les réactions physico-chimiques pouvant s'y dérouler.

Dans l'eau sortant de l'ancienne retenue, une augmentation des flux d'azote et de phosphore peut se produire, principalement en période de crue. Les sédiments de l'ancienne retenue, présents en plus ou moins grande quantité, ne sont plus que ponctuellement des puits d'azote (via la dénitrification) et de phosphore (via des co-précipitation) principalement en été (en période de basses-eaux et d'activité biologique intense). A l'échelle du bassin versant, Bosch (2008) montre par modélisation que supprimer tous les bassins (de barrage ou autres) présents le long du cours d'eau provoque une augmentation des charges en azote et en phosphore total, jusqu'à un facteur 2.

Manatawny Creek, Pennsylvanie Velinsky et al. (2006) étudient le démantèlement d'un barrage de 2 m de haut. Ils montrent que son effacement n'a pas influencé les flux de carbone, d'azote et de phosphore dans la rivière (sauf pour le NH_4qui a tendance à augmenter). L'absence de changements significatifs est probablement le résultat du faible temps de séjour de l'eau dans la retenue (1,5 h pour le débit de base), de la faible stratification de la température, et de la limitation potentielle de l'activité bactérienne par les faibles quantités de carbone dans le petit bassin de retenue.

Murphy Creek, Californie Ahearn and Dahlgren (2005) étudient l'impact de l'effacement d'un barrage de 3 m de haut sur les flux dans l'année suivant l'arasement. Ils montrent qu'après restauration, le tronçon de la rivière étudié présente deux comportements opposés vis-à-vis du phosphore. En temps « normal », le tronçon est un puits de phosphore mais il devient une source pendant les orages. Cependant, en moyenne, le tronçon restauré est exportateur de phosphore. Pour les auteurs, l'export de phosphore est lié au transport sédimentaire favorisé en période d'orage.

Ahearn and Dahlgren (2005) montrent que les zones à l'amont de l'ancien barrage, où une grande quantité de sédiment s'est accumulée, libèrent de grande quantité d'azote sous forme d'ammonium lors de la remobilisation des sédiments. Cependant, dans une zone présentant une forte épaisseur de sédiment, de la dénitrification semble se dérouler localement, la zone se comportant alors comme puits d'azote. Les auteurs observent une saisonnalité des processus selon le niveau de l'eau et la force du courant, avec de l'export d'azote à l'automne.

Effet d'un démantèlement progressif

Dans le but de limiter au maximum les effets négatifs de l'opération d'effacement, Riggsbee and Julian (2007) ont testé l'impact d'un démantèlement progressif sur le transport de sédiment et les flux de nutriments. Le démantèlement du Lowell Mill Dam (Little River, Caroline du Nord), barrage haut de 3m, s'est fait en trois phases. Deux phases d'ouverture du seuil en arasant le barrage d'un mètre à chaque fois, puis en l'enlevant totalement. Ils ont suivi l'impact des pluies qui ont suivi chaque phase d'arasement, donc les évènements de transport (Tableau 1.8).

Riggsbee and Julian (2007) montrent que le démantèlement provoque une exportation d'azote total dissous en aval de la retenue lors de la première crue après l'effacement (même progressif) du barrage. Riggsbee et al. (2012) montrent que suite à la vidange d'un réservoir de barrage, les concentrations en nitrate et en nitrite dans l'eau interstitielle des sédiments ne semblent pas affectées. Globalement, dans l'eau de drainage s'écoulant des sédiments dans la rivière, seules les concentrations en ammonium sont supérieures aux valeurs d'avant l'effacement (passant de moins de 0,0 5mg/L à plus de 30 mg/L).

	1^{er} arasement	Pluie 1^{er} arasement	Pluie 2^{eme} arasement	Pluie après effacement
Débit max (m^3/s)	3,2	20,2 Q de retour 1an	11,7	13,4
Nombre de jour de pluie		l5 jours	10 jours	11 jours
Eau passant dans la retenue (m^3)	$4{,}0.10^4$	$5{,}1.10^6$	$6{,}1.10^6$	$8{,}7.10^6$
Carbone organique dissous (mg/L)	In : 6,4	In : 7,3	In : 7,3	In : 7.1
	Out : 7,2	Out : 8,2	Out : 8,3	Out : 8,5
Azote total dissous (mg/L)	In : 0,62	In : 0,59	In : 0,51	In : 0,45
	Out : 0,70	Out : 0,67	Out : 0,67	Out : 0,61

TABLE 1.8 – Paramètres suivant chaque phase du démantèlement du Lowell Mill Dam (d'après Riggsbee and Julian 2007)

La vidange progressive du barrage n'a pas produit un relargage de sédiment en suspension, carbone organique dissous et azote total dissous très important : 1 à 2 ordre de grandeur moindre que les charges lors d'événements de crues historiques. Par contre, la crue qui a suivi le démantèlement total du barrage a produit des charges en sédiment en suspension, carbone organique dissous et azote total dissous comparables, voir mêmes plus fortes (1,2 à 1,75 fois), que celles des crues historiques. Pour les auteurs, ces exports plus importants sont liés à l'augmentation du gradient du chenal. D'après eux, si le démantèlement n'est pas fait en plusieurs étapes, les sédiments saturés en eau de la retenue seront plus facilement érodables, augmentant l'impact sur l'aval.

Ces résultats montrent donc que le démantèlement d'ouvrage conduit à une augmentation des concentrations en sédiments, matière organique et nutriments en aval du barrage. Les auteurs soulignent qu'il est important de comparer l'impact d'un démantèlement avec l'impact de crues naturelles plutôt qu'avec les conditions de basses eaux.

1.5.3 Conclusion : barrage et biogéochimie

Dans une retenue de barrage, la température de l'eau augmente par rapport à l'eau courante entrant dans la retenue et les concentrations en oxygène dissous diminuent. La présence d'un barrage permet d'avoir un système stable nécessaire à certaines réactions chimiques comme la dénitrification et l'augmentation du temps de séjour dans la retenue permet un abattement assez fort de certains éléments tels que l'azote et le phosphore.

La réponse à la présence d'un barrage va dépendre de la taille du barrage, la surface en eau de la retenue, le temps de résidence de l'eau dans la retenue et les vitesses d'adsorption et de libération des nutriments (Fairchild and Velinsky (2006), Stanley and Doyle (2002)).

La réponse d'une rivière à un effacement d'ouvrage (modifications de concentrations et de formes de l'azote et du phosphore...) est spécifique au site étudié. Les caractéristiques du barrage, de sa gestion, des bassins versants et de la retenue (par sa taille et la quantité de sédiments accumulés, temps de séjour ou la teneur en matière organique des sédiments) déterminent l'influence de l'enlèvement du barrage sur la chimie de l'eau des rivières (Velinsky et al., 2006).

Sur les rivières les plus impactées, l'ancienne zone de retenue devient exportatrice d'ammonium et de phosphore (Riggsbee and Julian (2007), Ahearn and Dahlgren (2005)), principalement lors des crues. La quantité de sédiment restant en place dans l'ancienne retenue semble être un facteur important de la qualité de l'eau de la rivière après l'arasement(Ahearn and Dahlgren, 2005).

1.6 Conclusion générale sur l'impact des barrages

La présence d'un barrage impacte la rivière en créant une retenue d'eau, modifie les écoulements (Jonsson and Wörman, 2005), le transport de sédiment (Skalak et al., 2009), la température de l'eau (Fairchild and Velinsky (2006), Lessard and Hayes (2003)) et sa qualité à la sortie de l'ouvrage (Lessard and Hayes (2003), Fairchild and Velinsky (2006), Bosch (2008), Chai et al. (2009), Kunz et al. (2011)). La présence d'un barrage tend à homogénéiser les écoulements et les faciès dans la rivière. Ces modifications ont un effet sur l'intensité et le rythme des échanges d'eau entre la nappe et la rivière (Curie and Ducharne (2008), Datry et al. (2008), Sawyer et al. (2011)).

De plus, les barrages sont des barrières pour les organismes aquatiques en interrompant la continuité des systèmes aquatiques (Gillenwater et al., 2006) et induisent une diminution de la diversité faunistique dans la rivière (Bukaveckas (2010), Allan and Castillo (2007), Morita and Yokota (2002)). Ces constructions sont responsables d'une homogénéisation des habitats aquatiques accompagnée d'une réduction de la zone riveraine biologiquement riche (AESN (2007), Gore and Petts (1986)). Edeline (2001) propose ainsi un tableau récapitulant les effets de la présence des barrages sur certains descripteurs des eaux courantes en les classant en effets positifs ou négatifs.

EAU COURANTE	RIVIÈRE AVEC BARRAGE
Avantages	**Inconvénients**
La lumière est active jusqu'au fond	La lumière n'agit que jusqu'à ±2,5m de profondeur
Beaucoup de courant turbulent	Écoulement à peine turbulent
Peu ou pas de sédimentation	Sédimentation importante et formation de « bancs »
Végétation hydrophile étagée sur les berges	développement de la végétation sur les berges perturbé
Présence de frayères sur gravier de grande valeur ainsi que de poisson	Prépondérance de frayères sur herbier de moindre valeur, croissance du poisson seulement moyennant aménagements
Inconvénients	**Avantages**
Temps disponible pour la biodégradation : court	Durée de dégradation allongée dans les sections barrées
Fortes variations du plan d'eau et mauvais effet de filtration, par temps sec, vis-à-vis des germes pathogènes	Plan d'eau stabilisé, jamais mise à sec, bon effet de filtration et eau pauvre en germes
Transport des polluants sur des grandes distances	Polluants transportés sur de faibles distances

TABLE 1.9 – Effets positifs et négatifs des barrages sur certains descripteurs des eaux courantes (modifié d'après Edeline, 2001)

De plus, une même rivière peut être barrée par plusieurs ouvrages hydrauliques, ce qui peut cumuler leurs effets. Bosch (2008) montre que plusieurs petites retenues causent une réduction des flux d'azote et de phosphore plus importante qu'un seul grand réservoir. Kibler and Tullos (2013) comparent l'impact cumulé de petits barrages hydroélectriques à un seul grand barrage en évaluant le service rendu (production éléctrique) par rapport à leur impact environnemental. Leurs résultats suggèrent que l'impact biophysique de petits barrages cumulés peut largement dépasser celui d'un grand barrage, particulièrement si l'on s'intéresse aux modifications hydrologiques et aux habitats dans la rivière.

La présence d'un barrage n'a pas que des inconvénients et son impact dépendra fortement de sa taille et donc de sa capacité à modifier les écoulements. La question est donc de savoir si la perturbation induite par l'enlèvement dudit barrage va se révéler réellement positive à long terme pour la rivière, et quels avantages cela apporte.

Un démantèlement de barrage aura de nombreux impacts :

- une érosion des sédiments à l'amont du barrage, importante dans les mois suivant l'abaissement (Pearson et al. (2011), Csiki and Rhoads (2010), Cantelli et al. (2007), Degoutte (2012))

- un dépôt des sédiments (si érosion dans la retenue) en aval du barrage dans l'année suivant l'abaissement sur quelques kilomètres, la quantité et la distance dépendant fortement du type de sédiments présents dans la retenue (Pearson et al. (2011), Riggsbee and Julian (2007), Cui et al. (2006))

- des apports vers l'aval de carbone organique dissous et d'ammonium plus importants que lors de crues historiques dans l'année suivant l'abaissement (Riggsbee and Julian (2007), Ahearn and Dahlgren (2005)) mais qui cependant dépendent de la quantité de sédiment restant dans l'ancienne retenue (Velinsky et al., 2006). Ces apports sont sans doute liés à une érosion des sédiments de l'ancienne retenue.

- une dénitrification dans le cours d'eau sans doute plus faible. D'une par à cause d'une dénitrification moindre dans les sédiments de fond de lit : l'accumulation de débris végétaux et de sédiment est plus limitée et l'oxygénation de la rivière est plus importante grâce aux écoulements plus rapides (Curie and Ducharne (2008), Mitsch and Jorgensen (2003)). D'autre part, une partie des sédiments de l'ancienne retenue pourront être mis à l'air libre, ce qui diminue la volume des sédiments en conditions d'anoxie où la dénitrification pourrait se produire. Cependant, certains auteurs suggèrent que la dénitrification pourrait être plus importante en présence de cycle d'inondation/exondation plutôt qu'avec une inondation permanente des sédiments (Kern et al. (1996), Baldwin and Mitchell (2000)).

- le phosphore sera immobilisé dans les sédiments oxiques via des processus de co-précipitaion avec le fer. Cependant, l'affinité avec le phosphore des sédiments mis à l'air libre diminue avec leur oxydation (Baldwin, 1996), ce qui semble lié à la diminution de la disponibilité du fer. Le phosphore sera solubilisé lorsque les sédiments sont remis en eau sur une période permettant à des conditions anoxiques de se mettre en place. Il devrait donc y avoir un léger pic de phosphore dans la rivière lorsque les sédiments commencent à se vider. Mais celui-ci sera immobilisé dès que le milieu retrouvera des conditions oxiques.

- Une modification de la population piscicole et des habitats qui prennent plusieurs années à se mettre en place (ONEMA (2010), Mouton et al. (2007), Tomsic et al. (2007)) avec un retour d'espèces plus rhéophiles et de nouvelles frayères en amont de l'ouvrage effacé.

Les sédiments sont primordiaux dans la vie d'une rivière. Ils jouent à la fois un rôle physique (conditionnent la morphologie de la rivière et servent de support pour les organismes aquatiques, notamment les bactéries ou les macro-invertébrés) et biogéochimique (support à la minéralisation d'éléments chimiques et adsorption de certains éléments chimiques). La granulométrie influence les habitats de la rivière. Il y a donc une relation forte entre sédiment/chimie/biologie dans la rivière.

Comme le font remarquer Gore and Petts (1986), les réajustements de la rivière suite à une perturbation sont complexes et ont une échelle de temps très variable selon les phénomènes. La rivière ne retrouve pas forcément et pas immédiatement son état d'origine après un effacement. Lors du démantèlement, puis dans les années après les travaux, les flux de sédiments et d'éléments chimiques vont donc évoluer avant de retrouver un état d'équilibre. Ce n'est qu'après la stabilisation du milieu que les espèces aquatiques pourront elles aussi se stabiliser. Certains phénomènes ont une échelle de temps trop grande pour être observés. Dans la littérature, l'atteinte de l'équilibre et l'ajustement entre les différents processus nécessitent une dizaine voire une centaine d'années. Il faut donc laisser le temps à la rivière pour retrouver un écosystème stable après une perturbation.

De plus, Doyle et al. (2005) soulignent que la rivière aura ou non la capacité de revenir à un état similaire à celui d'avant la construction du barrage, suivant la sensibilité des

organismes, les caractéristiques du barrage arasé et les conditions locales du bassin versant (figure 1.20). Il faut donc bien faire la balance entre les perturbations et les bénéfices d'une restauration. Kuby et al. (2005) font valoir que les décisions de démantèlement prises barrage par barrage seraient grandement améliorées en les considérant à l'échelle du bassin versant, même si cela n'est pas forcément facile à mettre en œuvre (Hester and Gooseff, 2010).

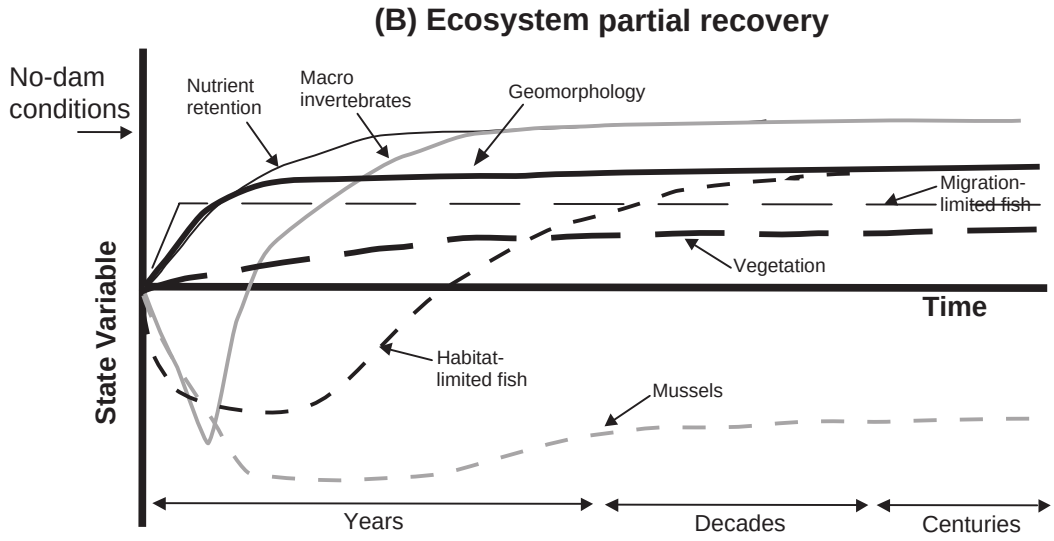


FIGURE 1.20 – Cadre conceptuel pour la récupération de l'écosystème après l'enlèvement d'un petit barrage (Doyle 2005)
Pour ce cas de récupération partielle, certains composants récupèrent lentement alors que d'autres ne récupèrent pas du tout

1.7 Les objectifs de la thèse

Avec la volonté de rétablir la continuité écologique du cours d'eau, le Syndicat de l'Orge se lance dès 2006 dans une politique d'effacement des ouvrages hydrauliques. L'Orge est fortement segmentée, puisqu'en 2010, elle comptait environ 1 ouvrage tous les kilomètres sur sa partie aval. De plus, ce cours d'eau très urbanisé subit déjà un fort stress (rejets d'eaux usées...) avec une qualité de l'eau médiocre et bénéficie d'un délai vis-à-vis des objectifs de la DCE. Le syndicat de l'Orge, ainsi que les principales institutions en charge de la gestion de l'eau dans le bassin de la Seine, tenaient à évaluer l'impact de ces effacements sur l'Orge et leurs effets potentiels sur les descripteurs de l'état de la rivière. Une thèse Cifre en collaboration avec l'université Pierre et Marie Curie (laboratoire Sysiphe devenu Metis) a donc été mise en place pour permettre un ensemble de suivis approfondis in-situ et s'appuyant sur l'expérimentation.

En raison de la présence de clapets et de leur mode de gestion, la rivière coulait pratiquement en permanence en plein bord, avec des vitesses très lentes en période de faible débit. Vu que les clapets (mobiles) étaient toujours abaissés en cas de crue, leur effacement ne modifie pas significativement les écoulements en période de crue, mais des modifications très importantes du niveau d'eau et des vitesses d'écoulement sont attendues en amont des ouvrages en période de faibles et moyens débits.
Comme le montre la synthèse bibliographique, les barrages et leurs effacements, ont des

impacts divers sur les rivières, qui dépendent notamment de l'importance de la retenue en amont de l'ouvrage. De nombreux effets parfois conjugués et complexes ont lieu dans une rivière suite à des effacements. Dans le cas des rivières de plaine telle que l'Orge, les sédiments semblent jouer un rôle important dans de nombreux processus potentiellement impactés par les effacements. Deux principaux axes d'études ont été mis en avant : les évolutions hydromorphologiques et le transport de sédiment, les évolutions des flux d'azote et de phosphore et l'impact des banquettes de sédiment sur ces flux.

Suite à l'effacement des clapets, les modifications des écoulements devraient modifier le transport de sédiment en amont des ouvrages. Avant les effacements, le fond de lit de l'Orge était constitué de sédiments très fins, présentant des zones d'accumulation le long de berges. Une érosion de ces sédiments peut donc avoir lieu lors des effacements. Il semblait donc intéressant de suivre l'évolution de la granulométrie pour une rivière réputée de faible puissance et de surveiller les zones d'érosion et de dépôt dans le lit. Ces évolutions hydromorphologiques devraient pouvoir être mises en lien avec les évolutions des indices biologiques suivis par des organismes partenaires : IBGN et IBD suivis par la DRIEE, IPR suivi par l'ONEMA ou la fédération de pêche de l'Essonne.

La modification des écoulements du cours d'eau ainsi que la modification des sédiments du lit et des berges pourra s'accompagner de modification des flux d'azote ou de phosphore dans le système alluvial. De plus, avec les effacements, les bancs de sédiment le long des anciennes berges vont être mis hors d'eau, comme cela a été repéré lors des quelques essais préalables aux effacements d'ouvrages. Ces banquettes de sédiment, proches de la nouvelle ligne d'eau, vont subir des séquences d'inondation/exondation, liées aux variations du niveau d'eau de l'Orge rétablies depuis les effacements. Des échanges d'eau et des modification des flux biogéochimiques pourront avoir lieux entre ces banquettes et l'Orge, si celles-ci se maintiennent.
Des suivis ont donc été mis en place pour estimer les flux biogéochimiques dans la rivière et les banquettes de sédiment, et l'effet des effacements sur ces flux.

Après ce premier chapitre bibliographique, vient un chapitre présentant la vallée de l'Orge et le contexte de l'étude. Le troisième chapitre s'attache à décrire l'évolution de la morphologie et des écoulements de l'eau dans les zones sous influence des effacements, avec des suivis de terrain et la construction d'un modèle hydraulique du tronçon d'étude. Ce modèle permet notamment de retranscrire les évolutions de hauteur d'eau et de vitesse suite aux effacements. Vient ensuite un chapitre sur l'évolution de la faune et de la flore aquatique suite aux effacements, réalisé en partie avec la collaboration de l'ONEMA, la DRIEE et la Fédération de Pêche de l'Essonne pour le suivi des indices biologiques. Le chapitre suivant se focalise sur les modifications du transport sédimentaire suite aux effacements, avec un suivi de la granulométrie du lit et une estimation de la quantité de sédiments transportés par la rivière via plusieurs formules de charriage. Viennent ensuite deux chapitres complémentaires basés sur les modifications des caractéristiques physico-chimiques de la rivière et des flux d'azote et de phosphore dans la rivière puis dans les banquettes de sédiment. Un modèle simple permet de retranscrire les évolutions des flux d'eau entre les banquettes, la rivière et la berge. Il permet d'estimer l'impact des banquettes sur les flux de la rivière et de préciser les processus ayant lieu dans les sédiments de banquette. Enfin, un bilan sur le secteur permet d'évaluer les flux globaux sur le secteur de l'Orge étudié.

Chapitre 2

Présentation et contexte

Ce chapitre présente l'Orge avec une brève description de son gestionnaire, le Syndicat de l'Orge, de son histoire et de son bassin versant (géologie, climat, et hydrologie). Il permet de situer le secteur étudié et de décrire les ouvrages hydrauliques concernés par les effacements.

2.1 Contexte de l'étude

2.1.1 Présentation de l'Orge

L'Orge et son bassin versant

L'Orge est une rivière du bassin parisien qui se jette en rive gauche de la Seine en amont de Paris (figure 2.1). Elle prend sa source à Saint-Martin-de-Bréthencourt dans les Yvelines et traverse les départements des Yvelines et de l'Essonne. Elle conflue avec la Seine en deux bras l'un à Viry-Châtillon, l'autre à Athis-Mons. Elle est longue de 52,8 kilomètres avec un bassin versant de 952 km^2 et présente un débit moyen annuel de 3,8 m^3/s à sa confluence avec la Seine.

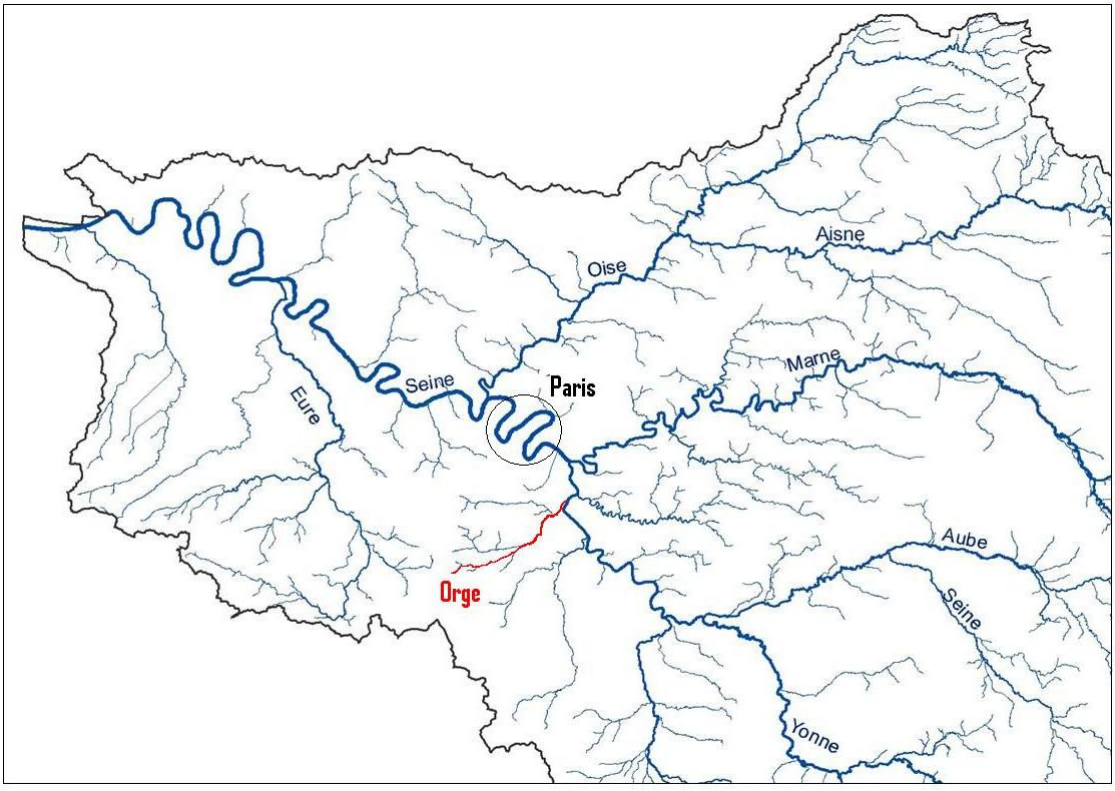


Figure 2.1 – localisation de l'Orge sur le bassin versant de la Seine

Les affluents de l'Orge en rive droite sont la Renarde, la Bretonnière et le Blutin. Ses affluents de rive gauche sont la Rémarde (bassin-versant de 289 km^2), la Sallemouille qui traverse Marcoussis, le Mort Ru qui traverse Nozay, et l'Yvette qui emprunte la vallée de Chevreuse (bassin-versant de 278 km^2) (source Syndicat de l'Orge).
Le Mort Ru, avec un linéaire de 5,4 km et un bassin versant de 10 km^2, est fortement artificialisé sur 1/4 de son linéaire (cuvelage en béton et 900 m busé), avec une forte linéarisation du reste du cours d'eau. Accentué par sa forte pente, ce cours d'eau présente d'importants problèmes d'érosion.

Le bassin versant de l'Orge est particulièrement urbanisé sur sa partie aval (figure 2.2). Du fait de ses nombreux aménagements au cours de l'histoire, l'Orge ne coule plus en fond de vallée mais légèrement sur le coteau rive gauche (figure 2.5, 2.6 et 2.7). Des sur-élévations sont souvent présentes en rive droite de l'Orge et ses berges sont souvent assez abruptes pour une telle rivière. La rivière présente une connexion faible avec son aquifère ce qui lui donne des réponses très rapides en cas de crue.

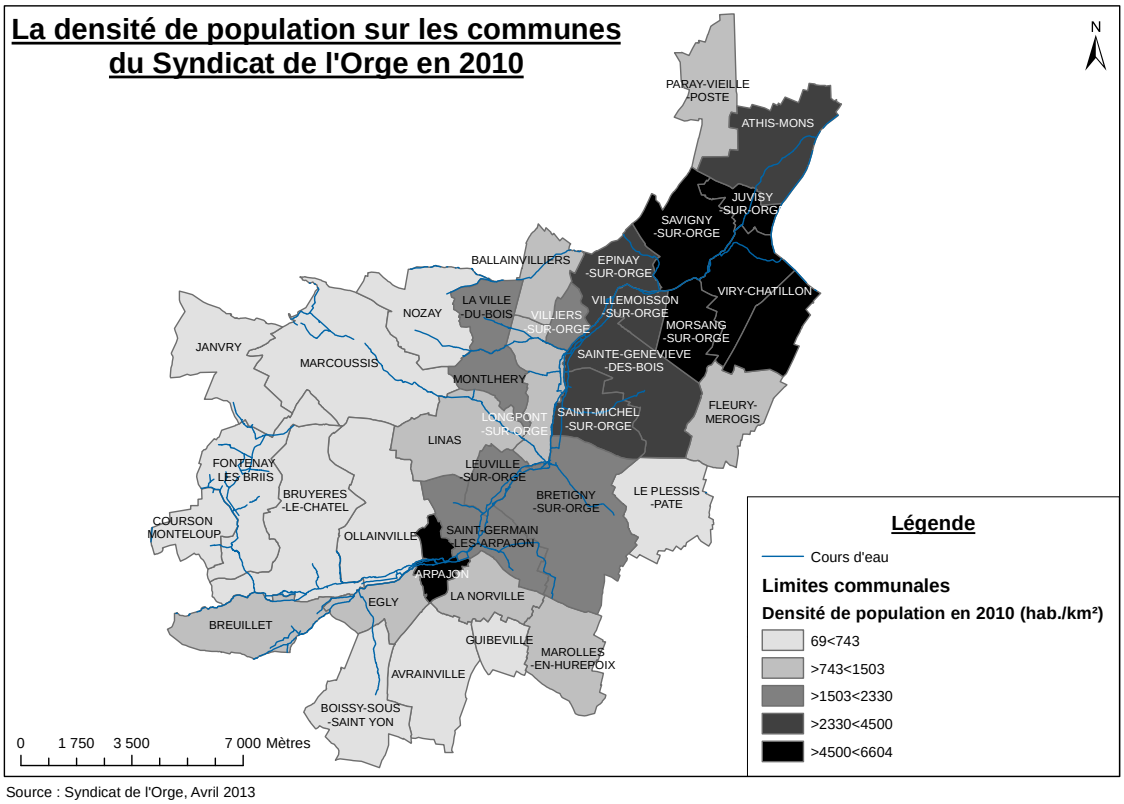


FIGURE 2.2 – Carte de l'urbanisation de la partie aval de l'Orge (source Syndicat de l'Orge, 2013)

L'Orge, sur sa partie aval, présente une pente modérée (figure 2.3), plus forte en amont qu'en aval, respectivement de 1,12‰et 0,57‰. Le tronçon étudié, allant de Brétigny à Villemoisson, présente une pente intermédiaire d'environ 0,89‰.

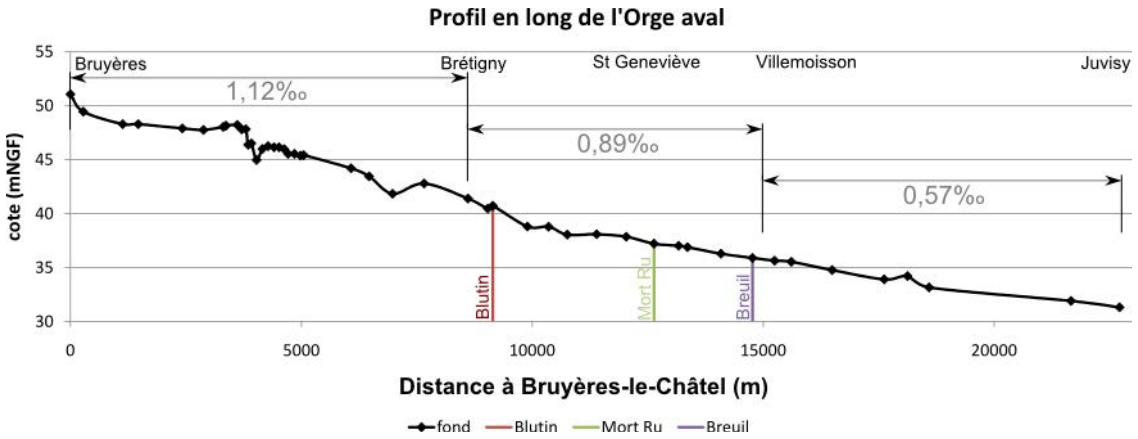


FIGURE 2.3 – Profil en long de l'Orge de Bruyères-le-Châtel à Juvisy-sur-Orge (données SIVOA, novembre 2006)

Les objectifs DCE concernant l'Orge

L'Orge aval est un cours d'eau fortement anthropisé. Le SDAGE (Schéma Directeur d'Aménagement et de Gestion des Eaux) classe cette section de l'Orge comme masse d'eau fortement modifiée. En conséquent, le bon état écologique fixé par la DCE ne pourra être atteint en 2015 et l'Orge fait l'objet d'une dérogation. Cette masse d'eau est tellement artificialisée que c'est un bon potentiel qui est visé (et non un bon état) : il est défini comme « le meilleur état atteignable sans remettre en cause les usages liés au caractère artificiel ou fortement modifié quand le maintien des activités humaines est nécessaire ». L'atteinte de son bon état chimique est fixé à 2021 et son bon potentiel écologique à 2027.

Une des mesures mise en avant par la DCE pour atteindre ce bon état est de "rétablir le transport solide" ainsi que "le passage de la faune aquatique". Pour ce faire, il est suggéré de supprimer tous les obstacles à l'écoulement lorsque cela est possible. Cependant, l'impact de telles suppressions sur l'ensemble des fonctions écologiques d'une rivière est assez mal appréhendé.

2.1.2 Présentation du Syndicat de l'Orge

Le Syndicat de l'Orge (SIVOA jusqu'en mars 2013) regroupe 37 communes dont trois communautés d'agglomérations. Le Syndicat de l'Orge est responsable de la vallée de l'Orge sur sa partie aval d'Arpajon à Athis-Mons, ainsi que de nombreux affluents, ce qui représente 70 kilomètres de cours d'eau. Il assure de nombreuses missions dont l'entretien de la rivière et de ses berges, la surveillance de la qualité de l'eau, l'assainissement, la gestion hydraulique...

Le Syndicat de l'Orge était initialement une association de meuniers et de riverains crée en juin 1844 (sur ordonnance royal de Louis Philippe) ayant vocation à curer et faucarder l'Orge, ainsi que faire respecter les droits d'eau. En 1929 un premier syndicat voit le jour avec pour mission principale de gérer l'assainissement dans la vallée. C'est en 1977 que le syndicat lance son programme « l'Orge vivante » pour la reconquête de la rivière, une démarche globale pour la qualité de l'eau. La qualité de l'eau s'améliore et la vallée est reconnue « Aire départementale de nature » par le conseil général de l'Essonne. Vingt ans

plus tard, la directive européenne, visant le bon état écologique à l'horizon 2015, viendra confirmer les choix stratégiques du Syndicat.

Trois compétences majeures orchestrent aujourd'hui les missions du syndicat :

- le transport des eaux usées dans les réseaux syndicaux existants ou à créer, leur traitement, et tous travaux et études nécessaires dans ce domaine
- l'aménagement, l'équipement et la gestion des eaux de la rivière Orge, de ses affluents, de la Charmoise, et des collecteurs syndicaux d'eaux pluviales sur le territoire du Syndicat, comprenant toutes études et travaux nécessaires à leur bon fonctionnement et au maintien du bon état biologique de l'eau
- l'acquisition, l'aménagement, la gestion et l'ouverture au public de terrains du lit majeur des cours d'eau ou de terrains nécessaires à la création d'ouvrages de rétention, régulation ou dépollution des eaux pluviales sur l'ensemble des collectivités membres du syndicat.

Le syndicat s'occupe de l'entretien de la rivière. Des stations de surveillance de la qualité de l'eau sont installées sur l'ensemble de la rivière. En cas de pollution, le Syndicat envoie rapidement ses équipes sur les lieux pollués pour réaliser trois actions simultanément : réaliser des prélèvement pour analyser la pollution, mettre en place des barrages flottants pour limiter la propagation de la pollution et déterminer la provenance et le responsable de la pollution. Des campagnes de suivi de la qualité de l'eau, des sédiments mais aussi des habitats (IBGN, IBD...) sont menées régulièrement par le Syndicat pour suivre la qualité environnementale de la rivière. Ces suivis montrent qu'après une amélioration sensible dans les années 70 et au début des années 80, la qualité physico-chimiques des eaux de rivière du bassin versant de l'Orge connaît une certaine stagnation. Si l'amont de la rivière s'améliore doucement, l'aval fortement urbanisé présente toujours une qualité médiocre. Les prochains objectifs à atteindre sont le bon potentiel écologique et le bon état chimique fixés par la Directive Cadre européenne sur l'Eau, respectivement en 2027 et 2021 pour le cas fortement modifié de l'Orge.

Un important travail est mené sur le risque d'inondation et sa gestion. De nombreuses études ont été menées au sein du Syndicat pour la définition du Plan de Prévention du Risque d'Inondation (PPRI). L'acquisition par le Syndicat de terrains situés en zones inondables permet d'éviter toute nouvelle urbanisation au bord de l'Orge et restitue à la rivière ses zones naturelles d'expansion de ses crues. Ces sites sont ensuite laissés à l'état naturel ou aménagés pour les promeneurs. Des bassins de rétention ont été aménagés tout au long de la vallée pour écrêter les crues et protéger les zones urbaines situées en aval. Opérationnelle depuis 1995, la télégestion des vannes et des sondes de niveau permet aux équipes du Syndicat d'intervenir plus rapidement et de façon ciblée en période de crue de la rivière. Le Syndicat a mis en place un système d'appel automatisé aux riverains de l'Orge (nommé "Vigi Orge") susceptibles d'être inondés par une crue. Le but de ce système est de prévenir les populations d'un risque de crue avéré, d'informer sur son évolution, d'indiquer l'attitude à adopter pendant cette crue. Les riverains n'ont qu'à s'inscrire pour en bénéficier.

Le Syndicat de l'Orge Aval exploite un réseau intercommunal d'assainissement allant de Breuillet à la station de relèvement de Crosne, soit 150 kilomètres de canalisations.

Deux collecteurs intercommunaux d'eaux usées suivent l'Orge en fond de vallée et récupèrent les effluents en provenance des réseaux communaux et des Syndicats de l'amont : Yvette, Rémarde, Renarde, Orge supérieure (ponctuellement depuis l'installation d'une station d'épuration). Dans la vallée de l'Orge, le système est dit " séparatif " : les eaux pluviales sont collectées dans des canalisations menant à la rivière. Les eaux usées, sont envoyées dans d'autres collecteurs pour être traitées en station d'épuration à Valenton (gérée par le Syndicat interdépartemental d'assainissement de l'agglomération parisienne). Le Syndicat s'occupe de la gestion et de l'entretien du réseau intercommunal. Des campagnes pour la mise en conformité des réseaux d'assainissement séparatifs des particuliers mais aussi des entreprises sont régulièrement menées sur le territoire du Syndicat. Grâce à cela, les rejets d'eaux usées dans la rivière diminuent mais les interventions continuent. Des systèmes de traitement des eaux de pluie sont gérés par le Syndicat : après la mise en place de traitement des eaux de pluie par décantation lamellaire, ce sont des systèmes de dépollution extensifs via des bassins plantés de roseaux qui sont en cours d'étude.

Le Syndicat de l'Orge possède 250 hectares d'espaces naturels en fond de la vallée. Tous les espaces sont ouverts au public avec des parcs et des promenades gérés et aménagés par le Syndicat. Le public peut être canalisé sur certains secteurs qui sont alors gérés de façon raisonné pour fournir des habitats protégés pour la faune et la flore de la vallée. De nombreuses opérations sont menées pour lutter contre les plantes invasives se développant dans la vallée, notamment contre la renouée du japon. Des campagnes de localisation et d'arrachage ciblé sont menées, ainsi que des communications auprès des communes et des riverains. Un plan de gestion de la vallée, s'appuyant sur les trames verte et bleu sur fond de biodiversité, vient d'être finalisé et permettra une gestion raisonnée sur l'ensemble de la vallée pour valoriser et diversifier les espaces naturels de la vallée de l'Orge.

2.1.3 L'histoire de l'Orge

La principale activité de l'Orge jusqu'à la fin du XIXème siècle, a été l'utilisation de la force motrice de l'eau pour actionner des moulins. 32 moulins sont répertoriés au XVIIIème siècle sur la Renarde, la Rémarde et l'Orge (Carré et al., 2010). Mais au début du XXème siècle, l'activité des meuniers cesse presque complètement.

L'aménagement de la rivière

Au cours des siècles précédents, l'Orge a été fortement modifiée. De nombreux travaux d'aménagements de l'Orge sont menés jusqu'en 1960 : approfondissement, élargissement et redressement du lit de la rivière, recalibration des berges, mise en place de revêtement bétonné, reconstruction des ponts... L'objectif de ces travaux était d'améliorer la fonction d'évacuation des eaux de ruissellement de la rivière. L'urbanisation rapide du bassin versant amenant quantité de matières en suspension dans l'Orge, des opérations de curage ont lieu de plus en plus fréquemment. La rivière est régulièrement faucardée pour « permettre le libre écoulement de l'eau ».
La crue de mars 1978, inondant près de 450 hectares a donné au programme de préservation des zones inondables un caractère d'intérêt général. La création de bassins, débutée en 1974 s'accélère (le premier d'entre eux, le bassin de Brétigny, est creusé en 1976) ; et

1993 voit la mise en œuvre du PERI, plan d'exposition aux risques d'inondations par arrêté préfectoral. Depuis 1974, le Syndicat a acquis plus de 280 ha de terrains (22 ha en 1977) principalement en zones inondables et a réalisé 12 bassins de retenue représentant une capacité de stockage de 2,5 millions de mètres cubes d'eau.
Tous ces aménagements ont profondément modifié le tracé du cours d'eau qui ne coule plus en fond de vallée mais légèrement décalé sur le coteau (figure 2.5). De nombreuses boëlles et plusieurs bassins sont ainsi présents tout au long de la vallée.

Depuis plusieurs années, le Syndicat de l'Orge s'attache à redonner à la rivière une partie de sa diversité initiale et revenir vers l'état le plus naturel et fonctionnel possible. Les actions entreprises consistent maintenant à entretenir la rivière pour lui conserver ses capacités d'évacuation des crues, à aménager ses abords pour la rendre accessible au public, et à entretenir ses berges pour favoriser une vie faunistique et floristique. Ainsi, depuis 2003, le syndicat ne cure plus la rivière, le faucardage en rivière ne se fait plus depuis 2006. Dans les années 90, une politique de reconquête des berges (débétonnage et mise en œuvre de techniques de génie végétal) et des travaux de reprofilage sont entrepris en de nombreux secteurs de l'Orge, dans le but d'adoucir et de revégétaliser les berges en y favorisant la vie faunistique et floristique .
Sur notre zone d'étude, l'Orge au niveau du Perray a été reprofilée avec quelques petits méandres et des berges douces en 1984 et 2004 (Historique des aménagements du parc du Perray – 2009 ; SIVOA).

Le réseau d'assainissement

Dès la fin du XIXème siècle, l'Orge est fortement polluée par les buanderies, blanchisseries et autres lavoirs installés à Arpajon, Saint Michel et Juvisy-sur-Orge, par les tanneries de Longjumeau et les nouvelles usines comme la marbrerie de Juvisy-sur-Orge qui laisse s'écouler des eaux chargées en grès provenant des décanteurs de la scierie.
Dès la fin de la première guerre mondiale, la vallée de l'Orge connaît une croissance de la population spectaculaire. L'Orge et ses affluents reçoivent ainsi de plus en plus de rejets. Dans le cadre du programme d'assainissement, la construction de la station d'épuration d'Achères débute dans les années 1930.

Le programme d'assainissement élaboré en 1933 prévoit la construction de grands émissaires collectant les eaux du département de la Seine pour les diriger ensuite vers la station d'épuration d'Achères. Les travaux, débutés en 1957 à Athis-Mons, s'achèveront en 1974 à Breuillet et feront du collecteur CII (collecteur intercommunal initial) l'axe central de l'assainissement. Mais l'urbanisation de la vallée s'accélère et engendre des volumes croissants d'eaux usées et de nouvelles pollutions. Au début des années 70, l'Orge ressemblait davantage à un égout qu'à une rivière. La construction d'un deuxième collecteur s'impose. Le CID (collecteur intercommunal de doublement), commencé en 1973 et terminé huit ans plus tard, s'étend d'Athis-Mons à Brétigny-sur-Orge. Dans le même temps, les limites de la station d'épuration d'Achères sont montrées du doigt. Une nouvelle station d'épuration élira domicile à Valenton (94) pour traiter les eaux usées des bassins de l'Orge et de l'Yerres. D'importants travaux de réhabilitation du réseau d'assainissement sont entamés dès 1990.
Suivant le fond de la vallée de l'Orge, le collecteur intercommunal devient l'axe central de l'assainissement. C'est ainsi qu'en de nombreux secteurs, un collecteur d'eau usée court

le long de la berge, directement dans le lit mineur de l'Orge.

L'eau de la nappe n'est pas utilisée pour la production d'eau potable suite à des pollutions telles que des rejets accidentels par des entreprises industrielles (fuite de fût chez une entreprise de recyclage de solvant) (Carré et al., 2010).

Les ouvrages hydrauliques

Les nombreux ouvrages hydrauliques présents tout le long du cours d'eau sont principalement issus d'anciens aménagements mis en place pour les moulins. Ils ont ensuite été préservés et réaménagés dans les années 60-70 avec pour objectif de limiter la remontée des crues de la Seine ou ré-oxygéner la rivière. Le temps a montré que cette réoxygénation était très locale et que les zones de rétention d'eau en amont des clapets perturbent l'écologie de la rivière. Plusieurs clapets ont été installés lors de la construction des bassins de rétention (dans les années 80), pour y dévier une partie de l'eau de l'Orge lors des crues. On recensait en 2010 en moyenne 1 clapet tous les kilomètres sur la partie aval de l'Orge. La rivière était donc fortement segmentée. La majorité de ces clapets n'ayant plus d'utilité et segmentant le cours d'eau, il a été décidé de les enlever.

Dès 2006, le Syndicat de l'Orge (SIVOA à l'époque) entame les démarches pour supprimer les ouvrages hydrauliques barrant le cours d'eau. Une étude de faisabilité est menée sur l'intégralité de l'Orge aval en 2007 pour établir un programme de décloisonnement de la rivière, en estimant l'impact visuel des effacements et prioriser les ouvrages à effacer. La Déclaration d'Interet Général est déposée en septembre 2009. Le Syndicat reçoit l'autorisation de la préfecture pour abaisser les clapets sur une durée d'un an, au bout de laquelle un bilan doit être présenté et des mesures compensatoires mises en place en cas de nécessité. C'est seulement après cette "période d'essai" que le Syndicat a été autorisé à démolir les ouvrages, car aucun effet négatif majeur n'a été constaté.

2.1.4 Choix du tronçon d'étude

Une étude de faisabilité de suppression des ouvrages hydrauliques sur l'Orge a été réalisée par le Syndicat de l'Orge en 2007 pour établir un programme de décloisonnement de l'Orge aval et déterminer une première tranche opérationnelle d'effacement d'ouvrages. C'est le tronçon allant de Brétigny-sur-Orge à Epinay-sur-Orge qui a été choisi pour les premiers effacements et pour la thèse. Ce tronçon représentait le meilleur compromis entre la valorisation hydroécologique et une proximité urbaine moyenne : c'est un tronçon qui présente une urbanisation réduite aux abords directs de la rivière, passant dans plusieurs parcs du Syndicat, même si des contraintes techniques nécessitent quelques aménagements (bras secondaire mis hors d'eau, alimentation de bassin...).

Sur ce tronçon de 5700 m linéaires (figure 2.4), l'Orge traverse trois parcs (dont deux appartenant au Syndicat de l'Orge) ce qui laisse les berges entretenues mais peu urbanisées, restaurées par endroit. Ce tronçon est situé sur le quart aval du cours de l'Orge. Trois affluents se jettent dans l'Orge sur ce secteur : la Sallemouille (en rive gauche à Longpont-sur-Orge), le Blutin (en rive droite à Brétigny-sur-Orge) et le Mort Ru (rive gauche à Villier-sur-Orge). Ce sont de petits affluents mais qui peuvent présenter des ré-

gimes presque torrentiels lors de pluie du fait de leurs bassins versants fortement urbanisés (Mort Ru et Blutin).

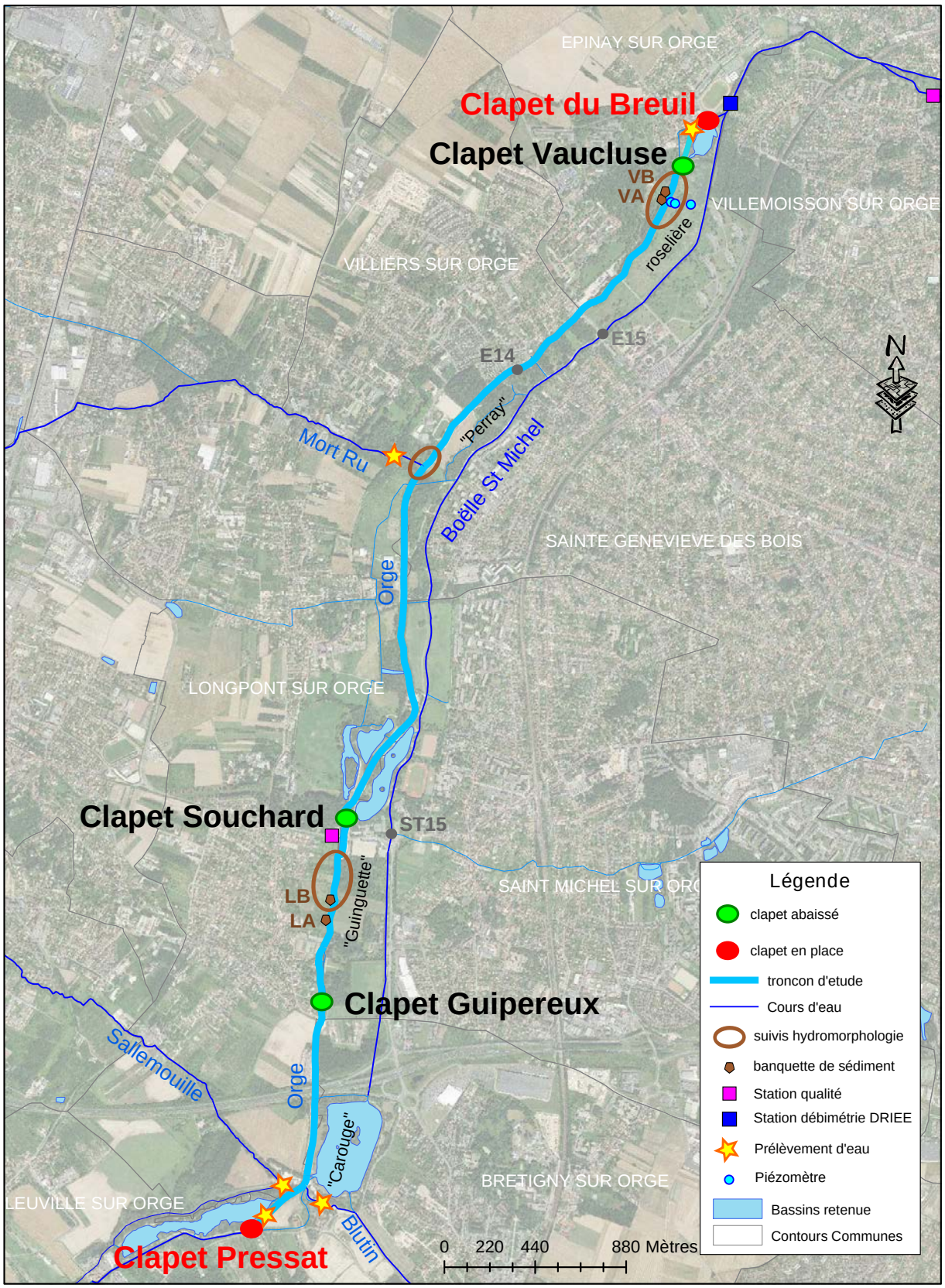


FIGURE 2.4 – Carte du tronçon d'étude de l'Orge localisant les différents sites de suivis

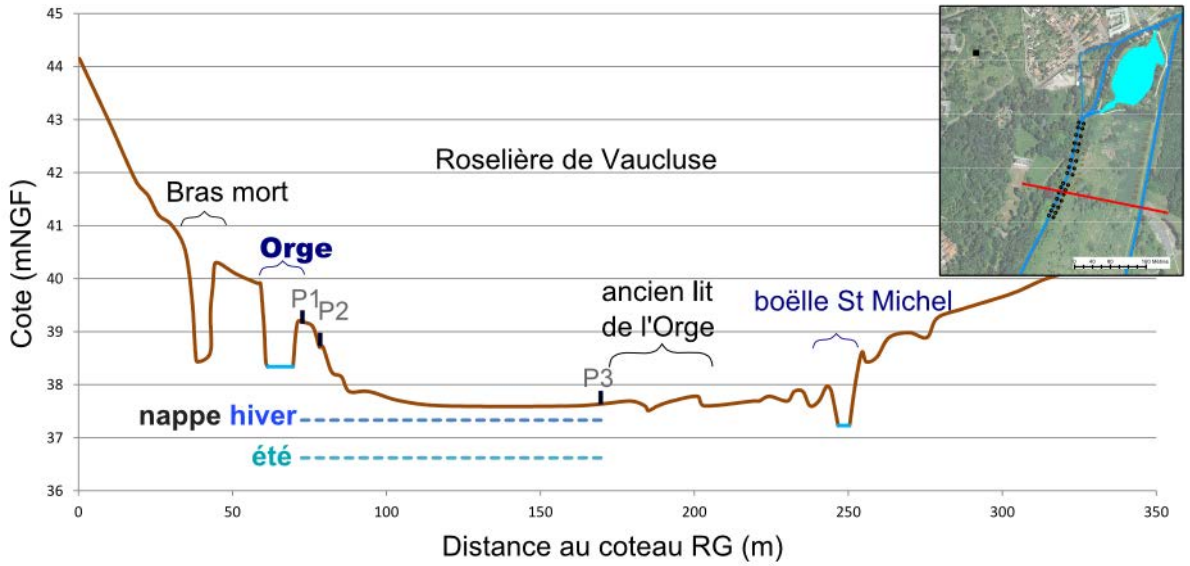


FIGURE 2.5 – Profil transversal de la vallée de l'Orge au niveau de la roselière de Vaucluse à Sainte Geneviève des bois (données LIDAR), localisation des piézomètres et cote de l'eau dans la nappe alluviale selon la saison

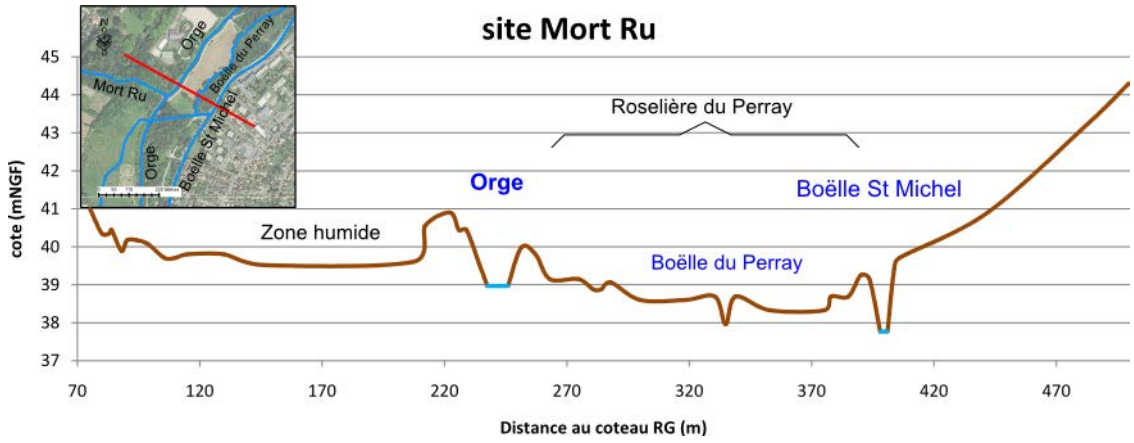


FIGURE 2.6 – Profil transversal de la vallée de l'Orge en aval de la confluence du Mort Ru à Sainte Geneviève des bois (données LIDAR)

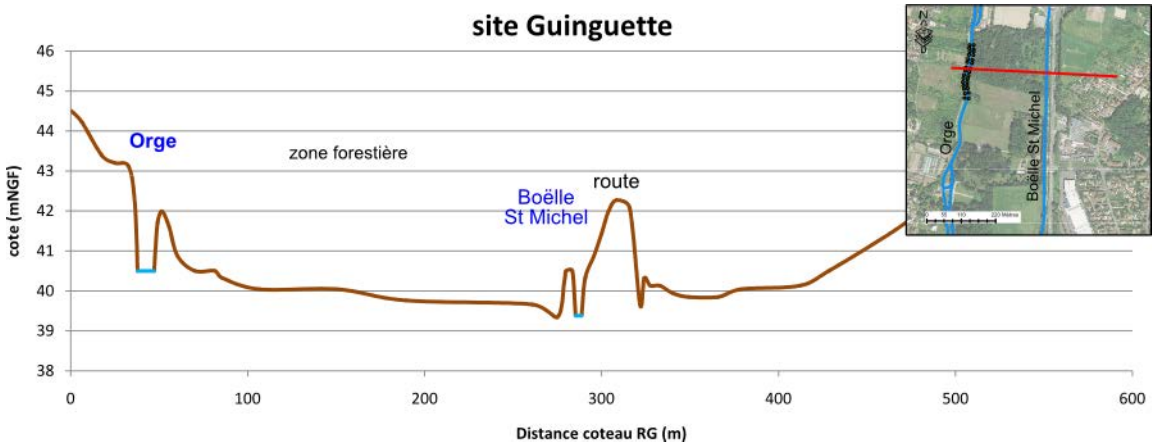


FIGURE 2.7 – Profil transversal de la vallée de l'Orge sur le site de la Guinguette à Longpont-sur-Orge (données LIDAR)

Sur ce tronçon comme sur une bonne partie de son cours aval, l'Orge a la particularité de ne plus couler en fond de vallée mais a été, au fil du temps, remontée sur le coteau rive gauche et son niveau est parfois supérieur à la cote du fond de vallée (figure 2.5, 2.6 et 2.7). Des surélévations sont donc présentes en rive droite de la rivière pour maintenir l'Orge dans sont lit. Des zones humides (roselières, mares...) sont présentes en fond de vallée. Une digue a même été construite en fond de vallée à Longpont-sur-Orge pour surélever une route (figure 2.7). Il est intéressant de noter que la boëlle Saint Michel, présente sur le coteau rive droite de la vallée et alimentée par le bassin du Carouge, a un niveau d'eau inférieur à celui de l'Orge.

2.1.5 Les clapets et leur emprise

Les clapets sont des ouvrages hydrauliques barrant le lit de la rivière. Ce sont des seuils mobiles : la rivière passe au dessus de l'ouvrage et la hauteur du clapet est régulée pour maintenir un niveau d'eau constant à l'amont.
Il est important de noter que les clapets sont systématiquement abaissés lors de crue importante, pour permettre une évacuation optimale de l'eau. Leur effacement ne modifie donc pas notablement le fonctionnement de l'Orge en hautes eaux.

Les clapets étant abaissés durablement mais n'étant pas démolis, c'est le terme d'effacement qui est utilisé tout au long de cette thèse. Les trois ouvrages effacés sur ce tronçon sont :

- le clapet Guipereux à Longpont sur Orge
- le clapet Souchard à Saint-Michel-sur-Orge
- le clapet Vaucluse à Sainte-Geneviève-des-Bois

Ce tronçon est limité par le clapet de Pressat en amont (Bretigny-sur-Orge) et le clapet du Breuil en aval (Epinay-sur-Orge), qui étaient toujours en place jusqu'au printemps 2013.

Le clapet Guipereux

Avant l'effacement, l'ouvrage le plus en amont, le clapet Guipereux, relevait la ligne d'eau de 50cm, ce qui avait une influence en amont sur 400m environ. C'était un clapet de 9m de large à vérins hydrauliques à abaissement automatique en cas de crue, le niveau d'eau amont étant ajusté par des flotteurs. Il permettait l'alimentation de la Boëlle Guipereux, bras d'alimentation du moulin Basset n'ayant plus qu'une visée paysagère. Pour garantir son alimentation une fois la ligne d'eau abaissée, des travaux ont été effectués au printemps 2010 sur le bras pour qu'il reste en eau après l'effacement (Demande de Déclaration d'Intérêt Général en 2009). De plus, une pompe solaire a dû être installée pour permettre l'alimentation des étangs de Basset car leur prise d'eau n'était plus adaptée au bas niveau de l'Orge. C'est pour ces raisons que le clapet Guipereux est resté relevé de 30 à 40 cm pendant les travaux et n'a été définitivement abaissé qu'a la fin de l'été 2010.



FIGURE 2.8 – Clapet Guipereux en place et après effacement (vue vers l'aval)

Ce clapet a été démantelé au cours du printemps 2012 (du 5 mai et 12 juillet 2012). L'ensemble des fondations en béton ont été supprimées et les berges ont été reprises pour présenter des pentes plus douces et une section mouillée plus réduite.

Le clapet Souchard

A 950 m en aval du clapet Guipereux, le clapet Souchard permettait de relever le niveau d'eau de 1,30 m. Son influence se faisait ressentir jusqu'au clapet Guipereux.
Des travaux préalables à l'effacement ont été nécessaires pour maintenir l'alimentation de la boëlle de la Guinguette : le seuil d'entrée de la boëlle a été abaissé et une buse a été installée dans un seuil présent sur la partie aval de la boëlle. Ces travaux ont été effectués pendant l'hiver 2009-2010.

Ce clapet permet d'alimenter les bassins de retenue de Lormoy par une vanne située immédiatement à son amont (en rive droite). Par conséquent l'ouvrage n'a pas vocation a être démoli, il sera relevé ponctuellement pour les besoins de remplissage des bassins.



FIGURE 2.9 – Clapet Souchard avant et après effacement (vue vers l'amont)

Le clapet Vaucluse

Marquant l'aval du secteur, le clapet Vaucluse était situé 3800m en aval du clapet Souchard, au sein du parc de l'Hôpital Perray-Vaucluse. C'était un clapet automatique télégéré à vérins hydrauliques, le niveau d'eau amont étant ajusté par trois flotteurs. En dehors des crues, en position relevée, l'eau passait au dessus de l'ouvrage et d'un déversoir de 5 m de large en rive droite. Cet ouvrage permettait la mise en eau du bras du moulin

de Vaucluse. Il permettait un relèvement de la ligne d'eau de 1 m avec une influence sur le bief estimé à 2000 m, soit jusqu'à la confluence avec le Mort Ru.
Le Mort Ru affluent rive gauche de l'Orge, charrie beaucoup de matériaux lors de ses crues très marquées. Un radier s'est formé dans l'Orge au niveau de leur confluence, retenant légèrement la ligne d'eau de l'Orge à son amont. Le secteur de 1800 m situé entre le clapet Souchard et le Mort Ru n'est donc pas impacté par l'abaissement du clapet Vaucluse (Photo 2.11).



FIGURE 2.10 – Clapet Vaucluse avant et après effacement (vue vers l'amont)



FIGURE 2.11 – Confluence avec le Mort Ru : Vue de l'Orge vers l'amont et vue aérienne

Le clapet Vaucluse a été démantelé au cours du printemps 2012 (du 22 mai au 14 juin 2012). L'ensemble de l'ouvrage a été démantellé et une hauteur d'environ 40cm de béton a été supprimée en fond de lit, modifiant significativement la cote du fond de la rivière. Les berges ont été reprises pour présenter des pentes plus douces. Ces travaux ont eu un impact sur les profils transversaux proches du clapet, comme nous le montrerons par la suite (partie 3.1.3). Les vitesses d'écoulements ont fortement augmenté sur le secteur présentant une plus forte pente du fond de lit. Des protections de berges ont dues être mises en place suite à l'apparition d'érosion de la berge rive gauche, située dans un virage assez marqué.

Calendrier des effacements

Les trois clapets ont été abaissés début 2010, voir tableau 2.1. Quelques soucis techniques concernant l'alimentation du bras du Moulin de Basset ont forcé à maintenir le clapet Guipereux relevé d'une trentaine de centimètres jusqu'en septembre 2010. Suite à

l'autorisation de la préfecture, les clapets Guipereux et Vaucluse ont pu être démolis au printemps 2012.

clapet	Date d'effacement	Période de démolition
Guipereux	27-09-2010 à 9h40 position basse depuis 04-05-2010	du 5 mai au 12 juillet 2012
Souchard	16-03-2010 à 17h	-
Vaucluse	28-04-2010 à 11h	du 22 mai au 14 juin 2012

TABLE 2.1 – Date d'effacement et de dérasement des trois clapets de la zone d'étude

Il a été choisi d'effacer les clapets au printemps pour permettre à la végétation de s'implanter sur les berges émergées et limiter le désagrément visuel. La dynamique de colonisation végétale des berges exondées a ainsi pu être observée.
Les travaux de démolition ont eu lieu, non en hiver, mais au printemps suite à des retards de dossier. Les travaux dans le lit de la rivière se sont limités à trois semaines environ.

2.2 Présentation de la vallée de l'Orge

L'Orge est une rivière localisée dans le bassin parisien. Elle se jette en rive gauche de la Seine, en amont de Paris. Elle présente donc des caractéristiques climatologiques et géologiques du bassin parisien.

2.2.1 Géologie hydrogéologie

La vallée de l'Orge se situe dans le domaine sédimentaire du bassin parisien. Elle entaille de vastes plates formes calcaires et sableuses (figure 2.12). Ces plate-formes présentent une stratigraphie quasi plane composée d'un assemblage de couches superposées tantôt perméables, tantôt imperméables. L'ensemble est recouvert sur plus d'un quart de la surface par des limons des plateaux et les alluvions de fond de vallée. Le tracé du cours d'eau recoupe des couches de marnes et d'argile qui affleurent par endroit.
Des forages réalisés par le Service d'assainissement de la ville de Paris (accessibles sur le portail infoterre du BRGM) dans la roselière de l'hôpital du Perray Vaucluse à Sainte-Geneviève-des-Bois en 1897 montrent la présence d'alluvions en surface sur 0 à 4 m de profondeur, qui reposent directement sur plusieurs couches de marnes allant jusqu'à plus de 44 mètres de profondeur (voir annexe).

Il a été observé par endroit des traces de gypse dans les couches en contact avec l'Orge. Sa présence se fera sentir dans les analyses biogéochimiques.

De nombreuses sources sont présentes sur les coteaux en rive gauche de l'Orge. Elles sont liées à des résurgences à mi-pente de l'eau infiltrée dans les couches de calcaire de Brie et reposant sur une épaisse couche d'argile verte dans ce secteur (Carré et al., 2010). L'Orge repose sur des couches géologique assez imperméables. La nappe alluviale est assez restreinte.

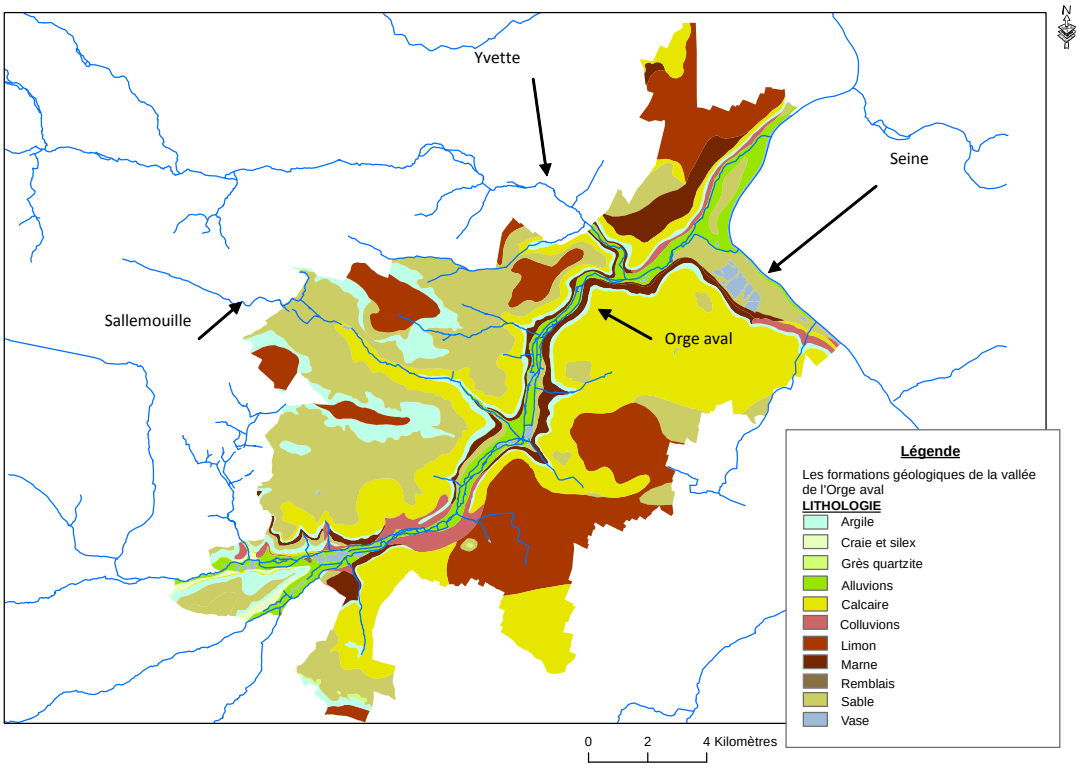


FIGURE 2.12 – carte géologique de la vallée de l'Orge (source Syndicat de l'Orge)

2.2.2 Climatologie

En général

L'Orge bénéficie d'un climat océanique aux hivers frais et aux étés doux. Les pluies sont globalement réparties sur l'ensemble de l'année avec un cumul de pluie annuel de 600 mm.

Observée sur la période d'étude

Des données pluviométriques sont enregistrées à Brétigny-sur-Orge par un pluviomètre de Météo France effectuant des mesures au pas de temps journalier. Les cumuls de précipitation annuels montrent des précipitations plus importantes en 2010 que pour les autres années : 622 mm en 2009, 669 mm en 2010, 591 mm en 2011 et 629 mm en 2012 (2.13). De plus, sur les trois années de suivi de la thèse, les précipitations ont été assez hétérogènes. L'année 2010 présente une répartition des précipitations assez "traditionnelle" mais avec un cumul de pluie annuel assez élevé. L'année 2011 présente une répartition des pluies très hétérogène avec : de forts déficits au printemps (mars, avril, mai), des pluies très importantes en été (juin, juillet, août) pour une année qui finalement reste proche de la moyenne en cumul. L'année 2012 est marquée par des pluies irrégulières, avec notamment de fortes précipitations au printemps (ce qui a eu un impact sur le développement de la végétation) mais des déficits pluviométriques importants en janvier et février ainsi qu'en août.

Les deux années 2011 et 2012 sont donc un peu particulières et présentent des variabilités dont il faudra tenir compte lors de l'interprétation des résultats.

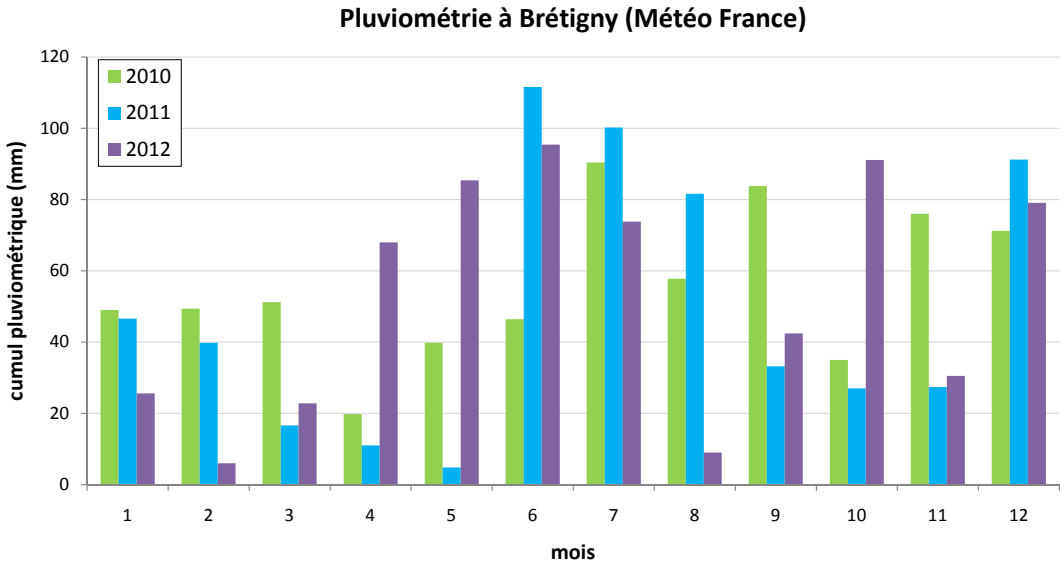


FIGURE 2.13 – Données pluviométriques à Brétigny sur Orge (données validées Météo France) 2010, 2011 et 2012

Les données climatologiques SAFRAN

Pour les besoins de modélisation et de calcul de l'évapotranspiration, nous avons aussi utilisé les données climatologiques issues de l'analyse climatique SAFRAN développée par Météo France à l'échelle nationale (sur des mailles carrées de 8 km). Nous disposons de chroniques de 2009 à 2012 de la température, des précipitations, de la force du vent, de l'humidité spécifique de l'air, du rayonnement solaire incident et le rayonnement diffus. Il faut noter que les données pluviométriques issues de SAFRAN ne sont plus fiables à un pas de temps horaire (Vidal et al. (2010) et Quintana-Seguí et al. (2008)).

Comparaison des données Safran aux données observées

La pluviométrie issue du modèle Safran et les données observées sur le terrain sont assez proches, avec des distributions semblables (table 2.2). Le test de Mann-Whitney confirme que les pluviométries présentent des valeurs significativement semblables.

mm/j	q_{10}	q_{25}	q_{50}	q_{75}	q_{90}	test Mann-Whitney
Safran	0,19	0,53	2,03	4,65	8,73	0,77
Brétigny	0,20	0,60	1,80	5,30	9,32	

TABLE 2.2 – Comparaison de la pluviométrie fournie par le modèle Safran ou par les mesures de Brétigny de 2010 à 2012

2.2.3 Hydrologie

Régime hydrologique de l'Orge

L'Orge est un cours d'eau de plaine fortement urbanisé sur sa partie aval, avec des étiages marqués et des crues relativement rapides. Le bassin versant à l'aval du tronçon

d'étude représente 632 km^2 et un débit annuel de 2,3 m^3/s à la station de mesure de la DRIEE à Épinay sur Orge (à l'aval direct de la zone d'étude). Son débit hivernal de 3 m^3/s passe à 1 m^3/s en période d'étiage à Épinay.
C'est un cours d'eau qui répond très vite aux pluies, avec des crues rapides et importantes, que l'on rencontre toute l'année, indépendamment de la saison. Le débit instantané de crue de période de retour deux ans à Épinay est évalué à 11 m^3/s (Frysou, 2009). Cela peut être lié à l'urbanisation du bassin versant ou à la présence de couches d'argiles assez imperméables dans la vallée.

L'ORGE à ÉPINAY-SUR-ORGE [LE BREUIL]

code station : H4232040 **producteur** : DIREN IDF/Bassin Seine-Normandie
bassin versant : 632 km² **e-mail** : diren-idf.hydro@developpement-durable.gouv.fr

Calculées le 10/01/2012 - Intervalle de confiance : 95 %

écoulements mensuels (naturels) - données calculées sur 30 ans

	janv.	févr.	mars	avr.	mai	juin	juil.	août	sept.	oct.	nov.	dec.	année
débits (m3/s)	3.320 #	3.160 #	2.940 #	2.800 #	1.940 #	1.580 #	1.570 #	1.320 #	1.350 #	1.660 #	2.000 #	2.890 #	2.210
Qsp (l/s/km2)	5.2 #	5.0 #	4.7 #	4.4 #	3.1 #	2.5 #	2.5 #	2.1 #	2.1 #	2.6 #	3.2 #	4.6 #	3.5
lame d'eau (mm)	14 #	12 #	12 #	11 #	8 #	6 #	6 #	5 #	5 #	7 #	8 #	12 #	110

Qsp : débits spécifiques

Les codes de validité affichés sont :
. (espace) : valeur bonne
. ! : valeur reconstituée par le gestionnaire et jugée bonne
. # : valeur 'estimée' (mesurée ou reconstituée) que le gestionnaire juge incertaine

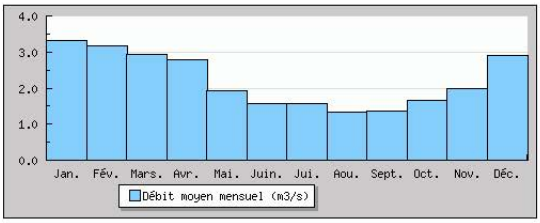


FIGURE 2.14 – Débit moyen mensuel au Breuil (moyenne sur 30ans) (source banque hydro)

Le débit de l'Orge varie ainsi sur tout son cours. Si le débit à l'amont de la rivière (St Chéron) est plutôt faible et régulier, ses fluctuations deviennent plus marquées vers l'aval avec l'urbanisation du bassin versant (figure 2.15). A Morsang-sur-Orge, après la confluence avec l'Yvette, les crues sont très marquées, allant jusqu'à 20 m^3/s à l'hiver 2011, pour un débit moyen annuel de 3,22 m^3/s à Morsang (table 2.3). Le tronçon étudié (voir calcul du débit partie 3.2.1) et la station DRIEE d'Epinay enregistrent des variations de débit assez similaires à celles de Morsang donc caractéristiques d'un bassin versant urbanisé, mais avec un débit globalement inférieur d'un facteur 2 (avant la confluence avec l'Yvette).

m^3/s	q_{10}	q_{25}	q_{50}	q_{75}	q_{90}	BV (km^2)
St Chéron	0,17	0,21	0,26	0,34	0,47	108
tronçon étudié	0,51	0,73	1,30	1,95	3,21	
Épinay	0,83	1,05	1,57	2,27	3,57	632
Morsang	2,07	2,51	3,22	4,44	6,22	922

TABLE 2.3 – Répartition des quantiles de débit et taille du bassin versant de l'Orge en différentes stations

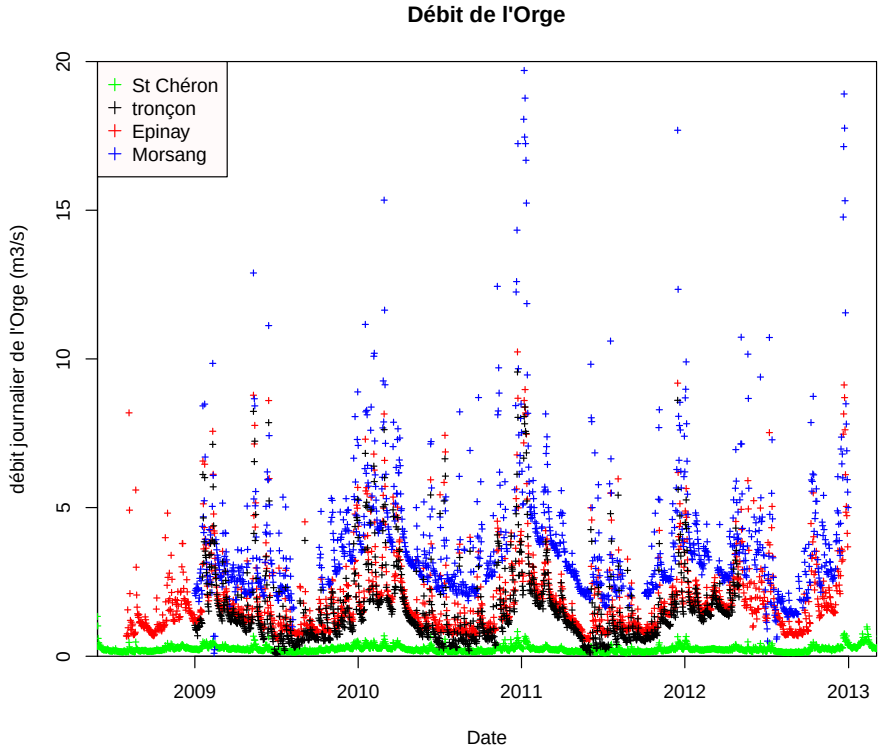


FIGURE 2.15 – Évolution du débit de l'Orge depuis l'amont du cours d'eau (StCheron) jusqu'à l'aval (Morsang), données Banque Hydro et DRIEE
Remarque : les mesures de débit à Morsang sont effectuées après la confluence avec l'Yvette.

Hydrologie des affluents

Trois affluents se jettent dans l'Orge sur notre secteur d'étude, de l'amont vers l'aval :

- la Sallemouille, un cours d'eau de 15 km de long avec une bassin versant de 48,5 km^2 (7,7% du bassin versant du tronçon étudié) qui se jette en rive gauche de l'Orge en amont du tronçon étudié
- le Blutin qui se jette en rive droite de l'Orge en amont du tronçon étudié avec un bassin versant de 12 km^2 (1,9% du BV du tronçon). Les derniers 300m précédemment busés ont été réouvert au début 2011 mais une partie du liénaire en amont reste artificialisé avec un cuvelage en béton.
- le Mort Ru, un cours d'eau de 5,4 km de long avec un bassin versant de 10 km^2 (1,6% du BV du tronçon) qui se jette en rive gauche de l'Orge au milieu du tronçon étudié. Le Mort Ru est fortement artificialisé avec un cuvelage en béton sur 1/4 de son linéaire (et 900m busé) et une forte linéarisation du reste du cours d'eau qui présente de fortes pentes.

Ils présentent tous de faibles débits mais ces affluents ayant des bassins versants très urbanisés présentent des crues rapides en cas de pluie.

Le Syndicat de l'Orge effectue des mesures ponctuelles de débits sur les affluents plusieurs fois dans l'année, généralement par temps sec. Pour l'ensemble de ces mesures

effectuées de 2007 à 2013, au moins deux mesures ont été effectuées chaque année : une en été, l'autre en hiver. Les débits ainsi mesurés (table 2.4) sont assez faibles par rapport au débit de l'Orge, ce qui est attendu en vue de la faible surface de leur bassin versant par rapport à celui de l'Orge.

Nom	nb mesure	Q min	Q med	Q max
Sallemouille	23	0,06	0,16	0,65
Blutin	21	0,01	0,03	0,79
Mort Ru	12	0,01	0,02	0,147

TABLE 2.4 – Débits des affluents de l'Orge sur le secteur d'étude, en m^3/s, estimés à partir de mesures ponctuelles

Évènements Hydrologiques sur la période d'étude

Plusieurs évènements marquants ont eu lieu sur la période d'étude. De 2009 à 2011, les crues durent en moyenne 12 h (durée à mi-hauteur de pic, pour les crues avec un débit supérieur à 5 m^3/s), avec une moyenne de 22,6 crues supérieures à 5 m^3/s par an (respectivement 30 crues en 2009, 22 crues en 2010, 16 crues en 2011...). Plusieurs crues importantes ont eut lieu (voir graphique 2.16) :
le 14 juillet 2010 : il est tombé 48mm dans la journée à Brétigny (pluviomètre Météo France) le débit maximum enregistré à Morsang sur Orge atteint 38 m^3/s, ce qui représente un débit de retour 15 à 25 ans. L'Orge déborde par endroit, inondant notamment la roselière du parc du Perray (Sainte Geneviève-des-Bois)
du 20 au 27 décembre 2010 : la fonte de la neige et plusieurs jours de pluies gonflent la rivière qui atteint un débit maximal de 30,44 m^3/s à Morsang.
16 décembre 2011 : une pluie importante fait monter la rivière à un débit maximal de 25,6 m^3/s à Morsang.
22 décembre 2012 : une pluie importante fait monter la rivière à un débit maximal de 24,04 m^3/s à Morsang.
Chaque année présente donc des crues hivernales importantes, avec un fort potentiel morphogène.

L'étiage de 2009 est particulièrement sévère avec un débit de base de 0,80 m^3/s à Épinay, du mois de juin au mois de septembre.
L'étiage en 2010 est assez marqué, avec un débit de l'Orge assez faible de juillet à septembre (environs de 2,30 m^3/s à Morsang sur Orge, 1 m^3/s à Épinay). Seules les pluies génèrent quelques pics de débit.
En 2011, le déficit pluviométrique du printemps provoque une forte diminution du débit dès le mois de mars jusqu'à la fin juin où il atteint 0,80 m^3/s à Épinay. Le mois de mai 2011 est marqué par un fort étiage, ce qui est très tôt pour de si faibles débits. Les pluies importantes de juillet et août 2011 permettent de remonter le débit et de le maintenir à environ 1,4 m^3/s d'août à octobre.
Les premiers mois de 2012 sont marqués par des débit assez faibles jusqu'en avril.

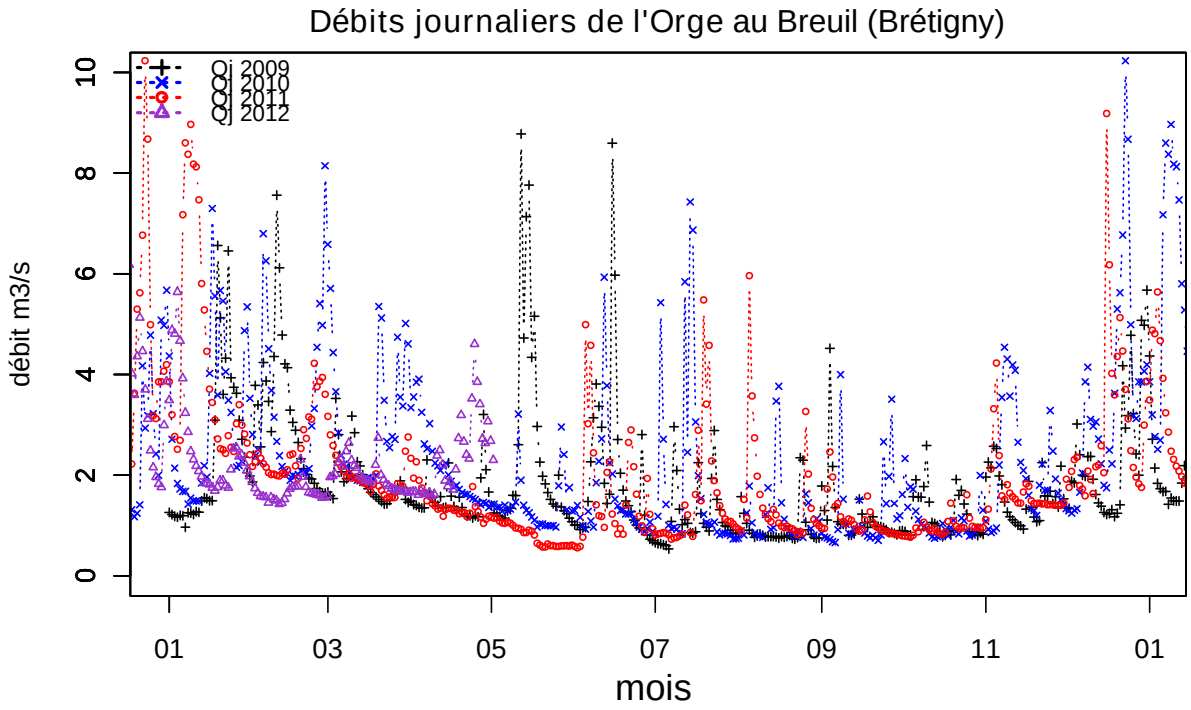


FIGURE 2.16 – Débit journalier au Breuil (Epinay), données DRIEE

2.3 Conclusion : Présentation de l'Orge et contexte de la thèse

L'Orge est une petite rivière de plaine, fortement urbanisée sur sa partie aval. L'Orge entaille le bassin parisien au niveau de couches marneuses qui affleurent pas endroit. Elle bénéficie d'un climat océanique avec une pluviométrie autour de 620 mm par an. Son débit moyen annuel est de 2,3 $m^3.s^{-1}$ à la station DRIEE d'Epinay-sur-Orge. Les trois affluents sur le secteur d'étude présentent de faibles débits, négligeables comparés à ceux de l'Orge, sauf peut être ponctuellement lors de fortes pluies (mais le manque de mesure en crue ne nous permet aucune estimation). Avec la présence historique de nombreux moulins, le cours de la rivière a été fortement remanié par l'homme. L'Orge ne coule plus dans son lit d'origine mais est légèrement décalée sur le coteau et son lit est assez étanche. Au début du siècle, la qualité de l'eau de l'Orge est fortement dégradée. La mise en place d'une gestion des eaux usées et les actions entreprises par le Syndicat de l'Orge ont permis d'améliorer progressivement la qualité de l'eau de la rivière, même si celle-ci doit encore s'améliorer.

Le Syndicat de l'Orge entretient la vallée de l'Orge sur sa partie aval, avec trois pôles de compétence majeurs : le transport des eaux usées, l'aménagement et la gestion de la rivière (ainsi que de nombreux affluents et de la Charmoise) et l'aménagement et la gestion de plusieurs espaces naturels répartis sur le fond de vallée. L'Orge est une rivière fortement segmentée puisqu'en 2010, elle présentait en moyenne 1 clapet tous les kilomètres sur sa partie aval. Dès 2006, le Syndicat de l'Orge entame les démarches pour supprimer les ouvrages hydrauliques barrant le cours d'eau. Mais les impacts de ces effacements sur une rivière de plaine présentant déjà de fortes pressions urbaines ne sont pas bien appréhendés. Une collaboration entre l'université et le Syndicat de l'Orge dans le cadre d'une thèse Cifre s'est donc intéressé à ce sujet. Un secteur de 6km de long a été étudié suite à

l'effacement de 3 clapets consécutifs.

Les trois clapets concernés par les effacements sont localisés sur la partie aval de l'Orge. Ils permettaient de relever la ligne d'eau d'au maximum 1,3 m et étaient abaissés lors des crues. Ils ont été effacés au printemps 2010. Deux de ces clapets (Guipereux et Vaucluse) ont été démolis de mai à juillet 2012.

Sur les trois années de suivi, les précipitations ont été assez hétérogènes avec notamment très peu de pluie au printemps 2011 et de fortes précipitations en juin et juillet 2011 et 2012. Ces variations se sont répercutées sur le régime hydrologique de l'Orge.

Chapitre 3

Impact des effacements sur l'hydrologie et la morphologie de la rivière

L'effacement des trois clapets provoque une diminution des niveaux d'eau à leur amont et accélère les écoulements. Les débits de la rivière restent inchangés mais les niveaux d'eau n'étant plus contraints par les clapets, ils retrouvent leurs variations naturelles corrélées aux variations de débit. Il faut bien garder à l'esprit que les clapets mobiles étaient toujours abaissés en cas de crue. Par conséquent, les modifications liées aux effacements auront un impact principal sur les faibles et moyens débits.

Ce chapitre présente les modifications principales directement induites par l'effacement des clapets : les modifications des niveaux d'eau, les modifications de la morphologie du lit et les modifications des vitesses des écoulements. Des suivis de la morphologie nous permettent d'estimer l'importance des phénomènes d'érosion et de mesurer les vitesses d'écoulement suite aux effacements. Un modèle hydraulique nous permet de reconstituer les variations de niveaux d'eau dans l'Orge, ainsi que l'évolution des vitesses d'écoulement de l'eau suite aux abaissements. Il nous fournit une relation entre les débits et les vitesses d'écoulement de l'eau. Ces données seront utilisées dans les chapitres suivants pour l'analyse du transport solide et du fonctionnement biogéochimique des banquettes de sédiment. Enfin, un suivi de la piézomètrie de la nappe alluviales présente en fond de vallée permet d'évaluer les connections entre la rivière et sa nappe, et l'impact de la baisse des niveaux de la rivière sur ceux de la nappe.

3.1 Évolution morphologique de l'Orge suite aux effacements

3.1.1 Méthodologie mise en place pour le suivi de la morphologie de l'Orge

Un profil en long de l'Orge a été relevé sur l'intégralité du tronçon étudié permettant d'estimer les lignes d'eau et les cotes du fond de lit. Nous avons suivi l'évolution hydromorphologique de l'Orge précisément sur deux secteurs, l'un directement en amont du clapet Vaucluse, l'autre 250 m en amont du clapet Souchard (site dit "Guinguette"), pour estimer comment et jusqu'où l'effacement d'un clapet impacte la rivière.
La DRIEE a aussi effectué des suivis morphologiques mais répartis sur l'intégralité du bief étudié, du clapet Pressat au clapet du Breuil.

Profil en long de l'Orge

Un profil en long du fond de la rivière et de la ligne d'eau a été relevé en janvier 2013. Pour ces mesures, nous avons fixé sur une barque le capteur mobile d'un GPS différentiel (Leica GS15/GNSS) ainsi qu'un échosondeur (Garmin GSD). Ce système nous permet de géoréférencer la ligne d'eau et d'en déduire le géoréférencement du fond de lit. Nous avons ainsi descendu la rivière de Pressat jusqu'à Vaucluse, en utilisant un pas de temps de mesure de 15 s.

La base du GPS différentiel étant placée sur un point précisément géologalisé, le positionnement du GPS mobile par triangulation entre cette base et les satellites permet d'atteindre une précisions en z de 3 cm. La base a été placée en trois points pour que nous puissions parcourir les 6 km de cours d'eau : au Carouge, à la Guinguette et à Vaucluse. Ces trois points ont été géoréférencés par un géomètre.

Les défauts de cette méthode portent sur la précision de l'échosondeur et du GPS. L'échosondeur ne permet pas de faire de mesure avec moins d'un mètre d'eau. Nous avons donc dû prospecter à pied certains secteurs (notamment au Carouge).
Lorsque la barque n'était pas stable, le GPS rencontrait des difficultés à s'aligner avec la base, d'autant plus lorsque la rivière était couverte par de la végétation. La précision passait alors du centimètre au mètre. Cela a principalement eut lieu en aval, où les courants liés au dérasement du clapet Vaucluse rendait la barque difficilement contrôlable avec une végétation très présente. Nous n'avons donc pas utilisé les données GPS acquises en barque sur la partie aval mais nous avons fait des mesures GPS ponctuelles du niveau d'eau.

Suivis hydromorphologiques du lit

Pour estimer l'impact des effacements de clapets sur l'hydromorphologie de l'Orge, un ensemble de profils transversaux a été suivi sur trois sites (carte 2.4 et figure 3.1 et 3.2) :

- 15 profils à Vaucluse (Sainte Geneviève-des-Bois), situés de 24 m à 215 m en amont du clapet Vaucluse, numérotés de l'aval vers l'amont.

- 15 profils à la Guinguette (Longpont-sur-Orge), situés de 250 m à 422 m en amont du clapet Souchard, numérotés de l'aval vers l'amont.

- 3 profils supplémentaires ont été prospectés au niveau du Mort Ru : un premier en amont du radier servant de témoin (MR2) et deux en aval à environ 40 m (MR5) et 70 m (MR6) du radier. Ils n'ont été suivis que lors des campagnes granulométriques de 2012 et 2013.

Des plots métalliques de 10 cm de diamètre ont été enfoncés de part et d'autre de la rivière pour localiser durablement les profils. Une petite tige soudée sur chaque plot a été géoréférencée en X, Y et Z pour que l'ensemble de nos mesures soient comparables d'une campagne à une autre.

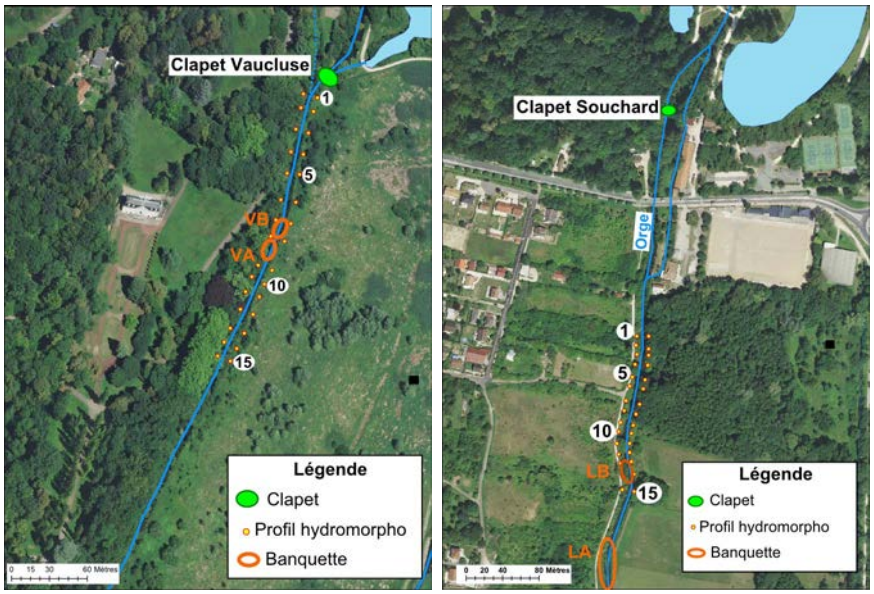


FIGURE 3.1 – Présentation des sites de suivis hydromorphologiques et localisation des profils transversaux et des banquettes de sédiment à Vaucluse et à la Guinguette

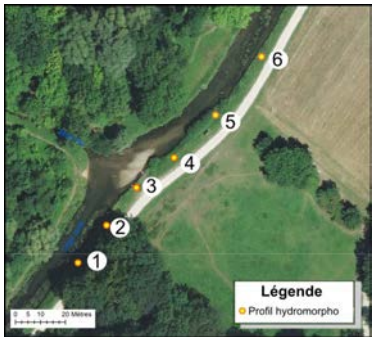


FIGURE 3.2 – Présentation des sites de suivis hydromorphologiques et localisation des profils transversaux à la confluence avec le Mort Ru

Deux types de suivi ont été mis en place : en barque ou avec une perche. Les suivis en barque permettent de relever la morphologie du fond, des échantillons de sédiments et les vitesses d'écoulement de l'Orge. Les suivis avec une perche graduée permettent de mesurer seulement la topographie du lit mais sans descendre dans la rivière.

Mesure des vitesses et de la granulométrie : relevés en barque Lors de ces campagnes, une corde est fixée sur les plots de localisation des profils. Une barque est descendue dans le lit et est fixée sur la corde transversale (figure 3.3). Sur chaque profil transversal, des profils verticaux de vitesses sont relevés tous les mètres grâce à un courantomètre électromagnétique (FLOMATE 2000), avec 3 à 6 mesures par profil vertical dont systèmatiquement 1 mesure au fond, une mesure à 5 cm du fond et une mesure en subsurface. La perche du courantomètre permet de mesurer la profondeur de la rivière, en prenant comme référence le niveau d'eau. Ce niveau de l'eau est géoréférencé par rapport au plot à l'aide d'un niveau laser. Avec cette méthode, nous avons mesuré la morphologie de la rivière uniquement dans sa partie en eau, les berges ne sont donc pas relevées.
Des prélèvements de sédiment ont été effectués tous les deux mètres au niveau des mesures de vitesse (5). Des photos du fond ont pu être réalisées avant les prélèvements de sédiment

pour évaluer visuellement les évolutions des sédiments du fond.

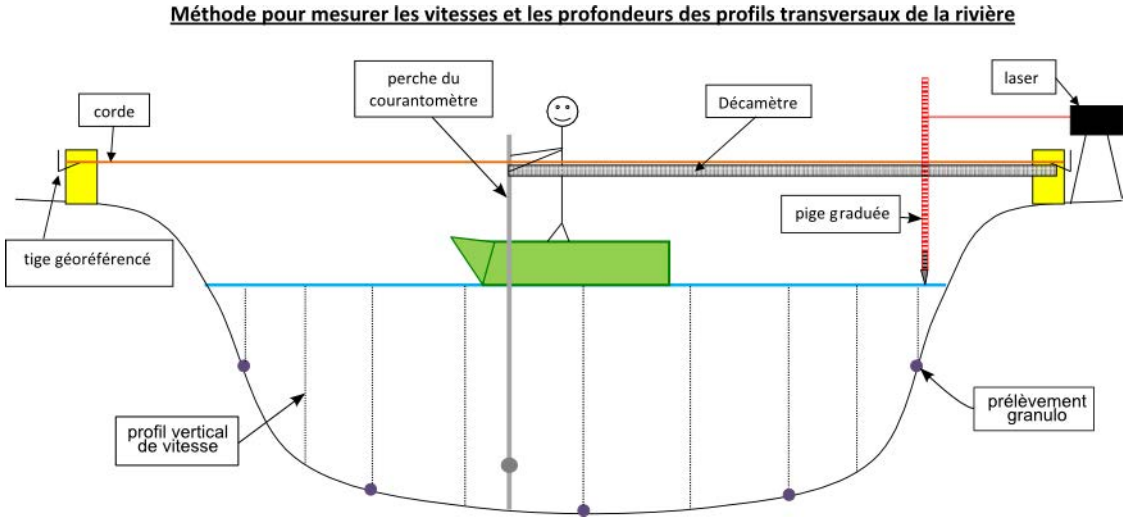


FIGURE 3.3 – Profils transversaux : schéma de la méthode de relevé des vitesses et des granulométries en barque

Trois campagnes ont été réalisées en février 2010 , en avril 2012 et en mars 2013, soit avant puis 2 et 3 ans après effacement. Certains des profils n'ont pas pu être prospectés à chaque campagne.

Suivis de la morphologie : relevés avec la perche Des relevés morphologiques simplifiés et sans suivi hydraulique ont été réalisés à l'aide d'une grande perche de 3 m, graduée et lestée (figure 3.4). Un système de cordes permet de déplacer la perche dans le lit entre les deux plots du profil. Un laser placé sur une des berges permet de lire directement sur la perche le niveau du fond de lit par rapport au rayon laser, préalablement référencé par rapport au plot. Un décamètre placé le long d'une corde permet de mesurer la distance de la perche par rapport au plot. Ce décamètre n'étant pas toujours bien à l'horizontale, une planchette graduée sert à mesurer l'angle que peut faire le décamètre par rapport à l'horizontal pour corriger la distance mesurée.

Au cours de ces suivis, nous avons mesuré l'intégralité de la morphologie du lit entre les plots (même la partie hors d'eau, ce qui n'est pas le cas avec la barque). Par contre, le poids important de la perche peut créer un biais par rapport aux mesures effectuées avec la tige du débitmètre : l'enfoncement dans des sédiments meubles sera sans doute un peu plus important avec la perche graduée qu'avec la tige du débitmètre. Ceci est difficilement contrôlable mais ne pose pas de problème pour les fonds durs.

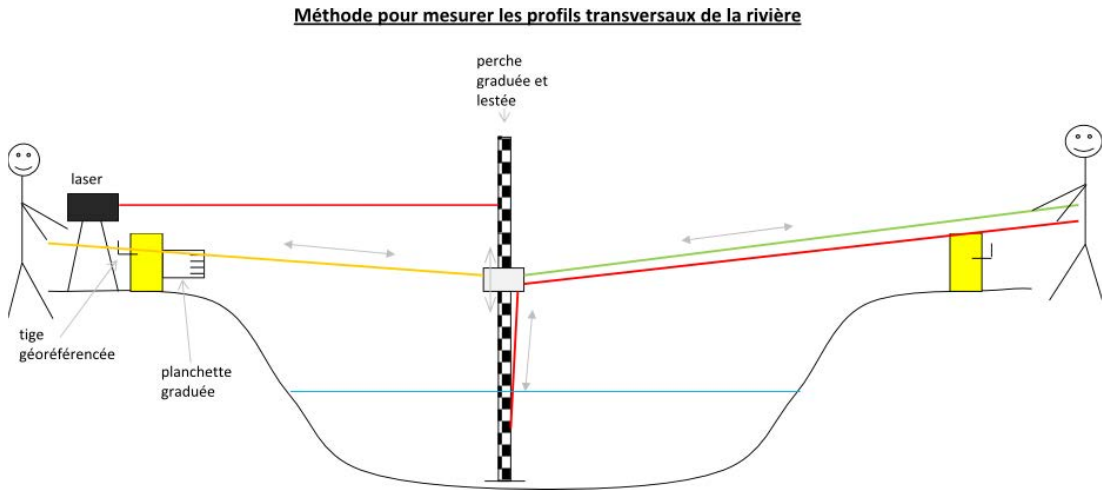


FIGURE 3.4 – Profils transversaux : schéma de la méthode de relevé de la morphologie du lit à l'aide d'une perche

En plus des suivis effectués en barque en février 2010, avril 2012 et mars 2013, trois campagnes de suivi avec la perche graduée ont été menées en octobre 2010, en mars-mai 2011 et en août 2011.

Suivis morphologiques sur l'ensemble du tronçon

La DRIEE a relevé des profils transversaux répartis sur l'ensemble du bief étudié, de Pressat au Breuil. Ces campagnes de relevés ont eu lieu en 2009 et en 2011 (Fluvial.IS (2009) et Véodis3D (2011)). Les relevés ont été effectués en barque (2009) puis en waders (2011). La quarantaine de profils relevés donne une idée de l'évolution de l'ensemble du bief étudié. Malheureusement, des soucis de géoréférencement des profils rend l'interprétation de leur évolution parfois délicate.

Suivi des banquettes de sédiment

Description des banquettes Suite à l'effacement des clapets, une dizaine de bancs de sédiment apparaissent le long des berges. C'est ce qui est appelé par la suite des "banquettes" de sédiment. Elles font en général un à deux mètres de large pour quelques mètres de long et ne semblent pas faire plus de 1,5 m d'épaisseur. La plus importante de ces banquettes est apparue à Longpont sur Orge, en amont du clapet Souchard. Cette banquette que nous avons nommé LA mesure 3,5 m de large pour 45 m de long (voir photo 3.5). L'ensemble des ces banquettes présentent des pentes douces, bien plus faibles que la pente des anciennes berges (assez abruptes sur certains secteurs de l'Orge comme l'illustrent les figures 2.5, 2.6 et 2.7).

Quatre banquettes ont été particulièrement étudiées dans la thèse (voir carte 2.4 et figures 3.1) :

- deux banquettes en amont du clapet Vaucluse (Ste Geneviève-des-Bois) : VA et VB (respectivement à 135 et 120 m en amont du clapet)

- deux banquettes en amont du clapet Souchard (Longpont-sur-Orge) : LA et LB (respectivement à 500 et 390 m en amont du clapet)

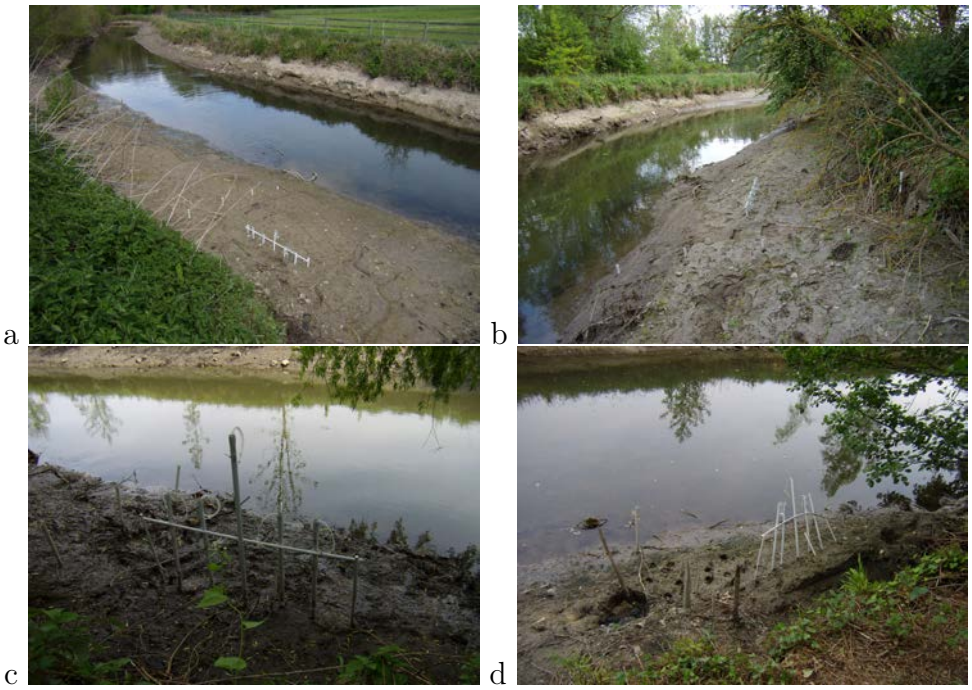


FIGURE 3.5 – Banquettes de sédiment et site de prélèvement d'eau interstitielle. Toutes les photos sont prises depuis la rive droite
a : LA (avril 2010) vue vers aval ; b : LB (mai 2010) vue vers amont ; c : VA (avril 2010) ; d : VB (mai 2010) vue vers amont.

Ces banquettes de sédiment ont évolué durant les deux ans de suivis de la thèse : elles ont été réduites par l'érosion de leur partie en contact avec la rivière, principalement lors des crues hivernales (voir partie 3.1.6). Elles ont aussi été colonisées par la végétation, ce qui a été évalué avec un suivi photos ainsi que par des inventaires de la végétation (voir chapitre 4). Les niveaux d'eau et la qualité de l'eau interstitielle ont été suivis (voir chapitres 6 et 7).

Installations sur ces banquettes Ces quatre banquettes présentent des tailles variées (tableau 7.2). Des tubes de prélèvement ainsi que des mini-piézomètres y ont été installés pour suivre l'eau interstitielle et évaluer sa qualité et les flux avec l'Orge (voir chapitres 7). Ces instruments sont localisés sur les banquettes à des distances variables de la rivière (figure 7.1).

(mètre)	Longueur	Largeur	Distance rivière
LA	45	4,3	2,4
LB	15	3,3	1,9
VA	5	2,4	1,32
VB	3	2,1	1,5

TABLE 3.1 – Taille des banquettes de sédiment et distance des tubes de prélèvement à la rivière lors de leur installation

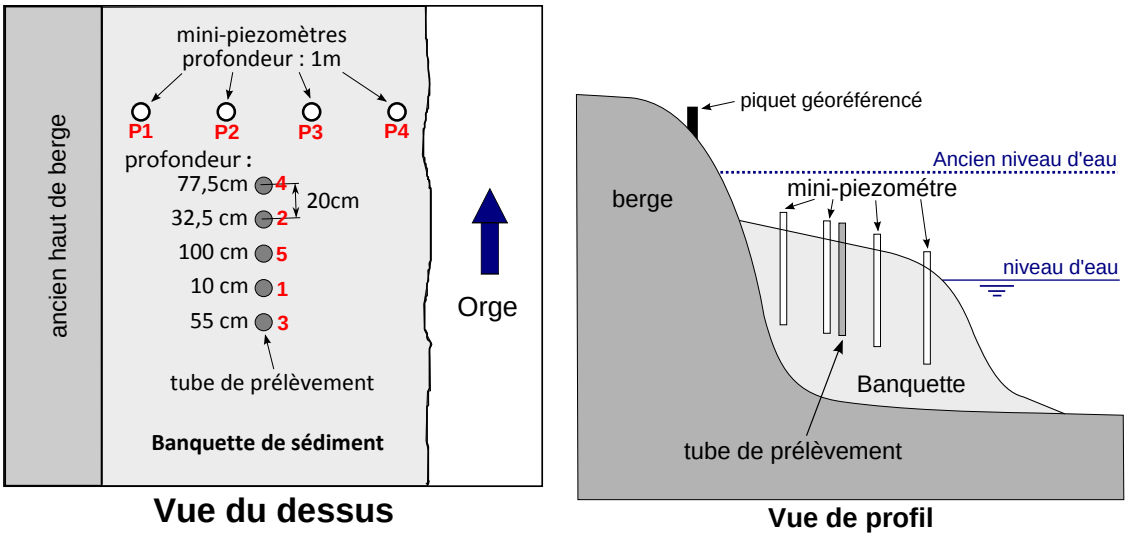


FIGURE 3.6 – Disposition d'un site de prélèvement d'eau interstitielle dans les banquettes

4 à 5 mini-piézomètres ont été installés dans chacune des banquettes perpendiculairement à la rivière. Ces mini-piézomètres sont constitués de tubes en PVC de 1m de haut (diamètre 21mm) percés sur la partie inférieure, enfoncés dans le sédiment. Dahm et al. (2006) utilisent une méthode similaire pour accéder à la piézométrie de la zone hyporhéique. Ces mini-piézomètres permettent de mesurer l'évolution de la pente de charge de l'eau interstitielle entre l'ancienne berge et la rivière.

La banquette et ses niveaux de vase pouvant évoluer, un piquet géoréférencé en hauteur est solidement implanté sur l'ancienne berge. Les hauteurs des mini-piézomètres et des tubes de prélèvement ont été relevées régulièrement, en comparant leur élévation par rapport au piquet à l'aide d'un niveau à eau.

Évolution des niveaux de vase et érosion latérale des banquettes Les niveaux de vase au pied de ces mini-piézomètre ont été relevés régulièrement et des mesures épisodiques de la distance de ces mini-piézomètres à la rivière ont été effectuées afin d'apprécier l'évolution de la géométrie des banquettes et d'estimer les gradients de la piézométrie. Ces mesures sont cependant insuffisamment fréquentes pour parfaitement évaluer l'érosion latérale des banquettes.

3.1.2 Diminution des niveaux d'eau de l'Orge suite aux effacements

Le clapet Vaucluse en position fermée relevait la ligne d'eau d'un mètre. Suite aux effacements sur le secteur Vaucluse, la largeur moyenne en eau de l'Orge est passée de 9,2m à 7,5m, avec une diminution de la hauteur d'eau de 70cm en moyenne.
Le clapet Souchard relevait la ligne d'eau de 1,30m. Le secteur de la Guinguette est plus impacté par l'effacement qu'à Vaucluse : la largeur moyenne en eau est passée de 10,9m à 7,8m, accompagnée d'une diminution de 1m de la hauteur d'eau.



FIGURE 3.7 – Diminution des niveaux d'eau sur le site de Vaucluse, avant (gauche) et après (doite) l'effacement du clapet Vaucluse



FIGURE 3.8 – Diminution des niveaux d'eau sur le site de la Guinguette, avant (gauche) et après (doite) l'effacement du clapet Souchard

3.1.3 Évolution morphologique du fond de lit à Vaucluse et à la Guinguette

Les effacements n'ont pas significativement modifié le fond de lit. Sur les figures 3.9 et 3.10 nous avons reporté les cotes de fond minimales (les plus profondes) mesurées pour chacun des profils lors de chaque campagne. Au niveau de la Guinguette, la variation inter-annuelle n'excède pas les 10cm. Si on prend en compte les mouvements naturels du fond de la rivière (curage de fines, pierres et branchages, atterrissements liés aux macrophytes...), on peut considérer que le fond du lit de l'Orge à la Guinguette n'a pas été impacté par les effacements. Des ANOVA confirment ces observations avec des cotes similaires entre chaque campagne avec une probabilité (p-value) supérieure à 0,3 (voir annexes A.2.3).

En exceptant les données de 2013, le fond à Vaucluse présente des variations inter-annuelles plus marquées qu'à la Guinguette (jusqu'à 15-20 cm). Mais ces variations sont ponctuelles sans tendance généralisée, elles semblent rester dans des gammes de variations "naturelles" du fond. Selon un test ANOVA, l'ensemble des campagnes (sauf 2013) présente des cotes de fond similaires (p-value $>$ 0,2). Par contre, la campagne 2013 montre un creusement du lit de 10 voire 20 cm en amont immédiat de l'ancien clapet. Les cotes de 2013 sont significativement différentes (p-value = 0,007) des autres campagnes. Ce creusement se retrouve sur tous les profils et remonte jusqu'à 150 m de l'ancien clapet, en s'atténuant progressivement. Il s'accompagne d'une nouvelle modification de la ligne d'eau.

C'est donc le dérasement du clapet (avec la suppression de 40 cm de seuil de fond) qui provoque une érosion régressive du fond de lit.

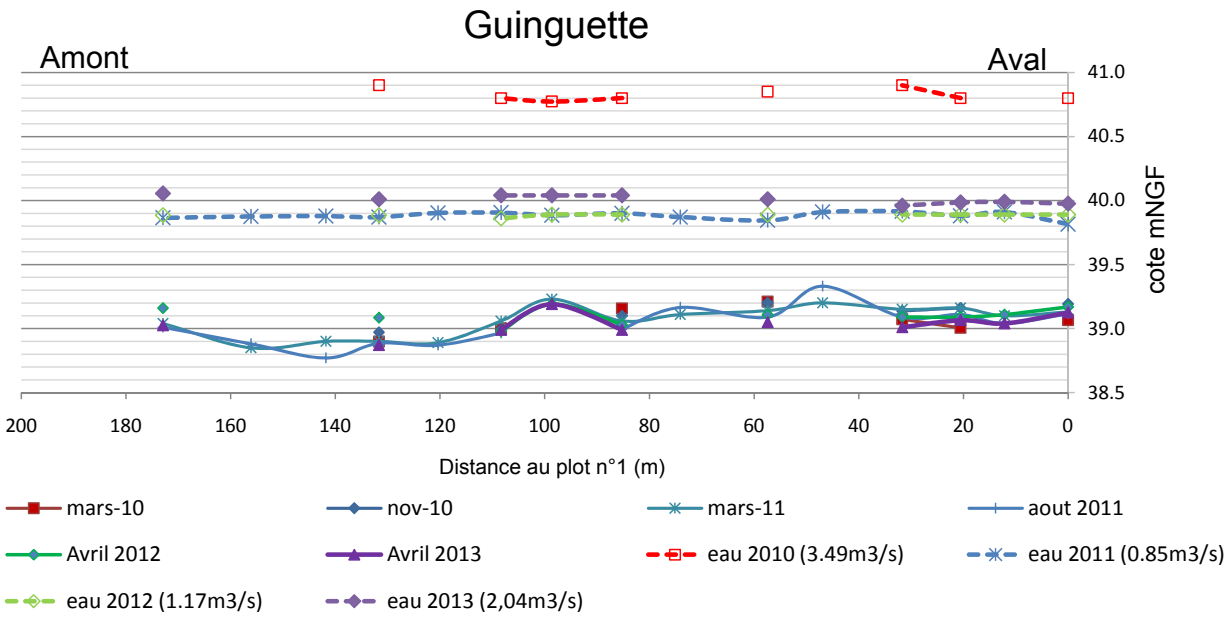


FIGURE 3.9 – Profil en long à la Guinguette : cote de l'eau(trait pointillé) et cote de fond minimale (trait plein) de chaque profil en amont du clapet Souchard

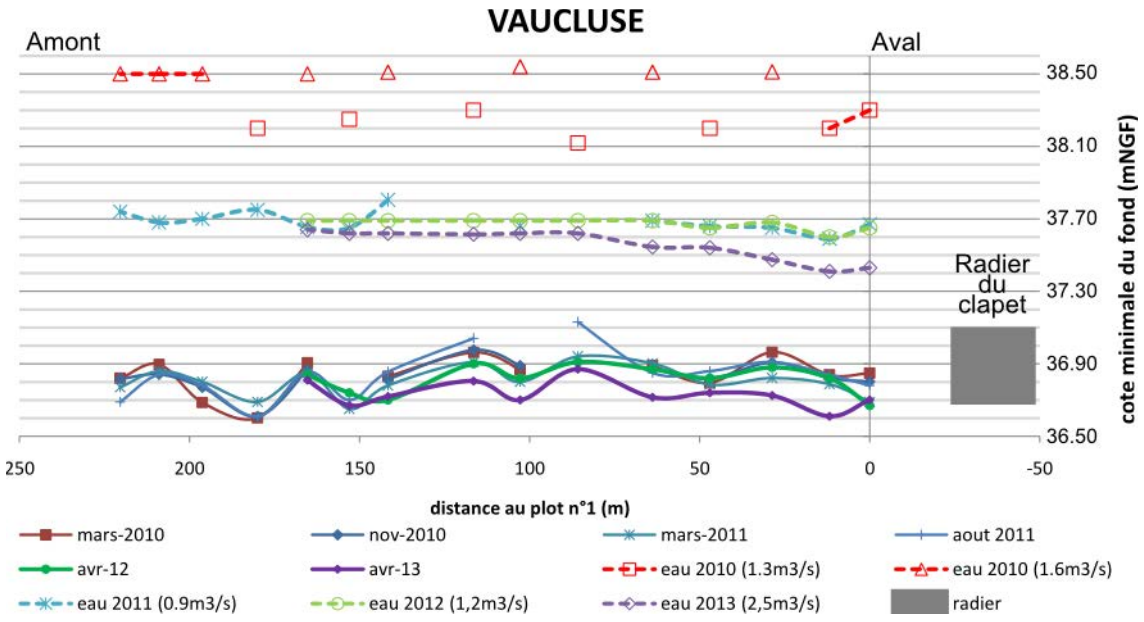


FIGURE 3.10 – Profil en long à Vaucluse : cote de l'eau et cote de fond minimale de chaque profil en amont du clapet Vaucluse

Il est intéressant de noter qu'à Vaucluse, avant effacement et arasement, le radier bétonné d'une hauteur de 45 cm (sur lequel reposait le clapet) surplombait le fond de lit amont d'une vingtaine de centimètres. Il y avait donc un envasement réduit en amont du clapet.

La démolition du clapet permet d'enlever le radier bétonné, ce qui creuse le fond de lit sur vingtaine de centimètres, soit sous les cotes du fond à l'amont. Lors de la campagne de 2013, le fond de lit à l'amont s'est enfoncé et se retrouve à un niveau similaire à celui du fond au niveau de l'ancien radier. On peut donc penser que les cotes de fond ne devraient plus beaucoup évoluer.

Cette évolution de l'érosion n'est pas si étonnante. Les clapets étant abaissés lors de crues importantes (2 à 3 fois dans l'année), l'accumulation de sédiment à leur amont restait limitée. Après l'abaissement du clapet mais sans sa démolition, le clapet et ses fondations formaient toujours un point dur en fond de lit, limitant l'érosion. C'est donc la suppression du clapet et de ses fondations qui permet à l'érosion de se mettre en place. Il serait intéressant de suivre cette érosion régressive pour voir si elle continue à se propager vers l'amont et estimer l'importance de l'enfoncement du lit.

L'érosion observé à Vaucluse suite à la modification de cote du fond montre qu'une rivière telle que l'Orge, malgré une faible puissance spécifique annoncée, est tout à fait capable de s'adapter à une nouvelle configuration.

3.1.4 Profils transversaux à Vaucluse et à la Guinguette

Les profils transversaux évoluent plus ou moins suite aux effacements. Certains profils, comme le profil 4 à Vaucluse (figure 3.11), évoluent très peu suite aux effacements. Même après la démolition du clapet Vaucluse (campagne de 2013), le profil 4 ne présente pas une forte érosion du fond de lit. Les plus fortes érosions latérales sont observées principalement au niveau des banquettes de sédiment. Sur le profil 8 à Vaucluse (figure 3.12), une banquette a été observée en rive gauche. Les profils successifs montrent une diminution de la partie supérieure de la banquette suite à l'effacement, sans doute par érosion ou par glissement de la banquette vers le centre du lit. Puis une érosion de la banquette est bien visible l'hiver après l'effacement du clapet, avec la formation d'une marche. Le profil se stabilise par la suite mais l'érosion reprend après la démolition du clapet (en 2013).

L'ensemble des profils successifs relevés à Vaucluse et à la Guinguette est disponible en annexe (partie annexe A.2.3).

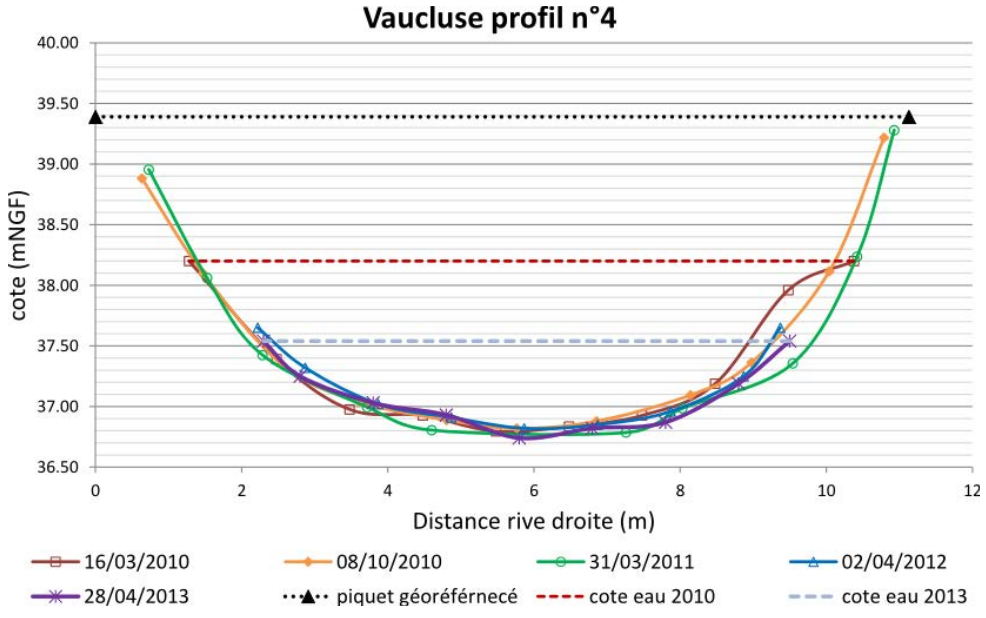


FIGURE 3.11 – Évolution de la morphologie et des niveau d'eau du profil 4 du site de Vaucluse suite à l'effacement du clapet

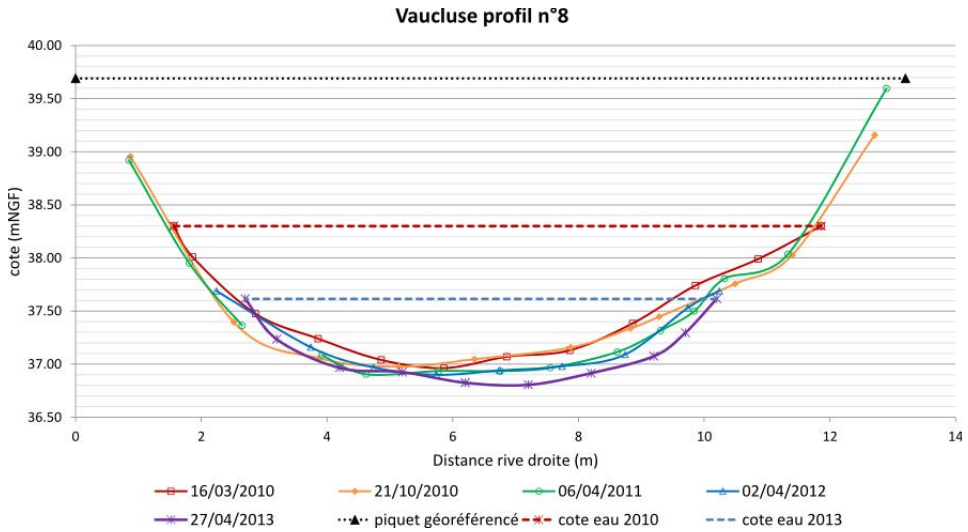


FIGURE 3.12 – Évolution de la morphologie et des niveau d'eau du profil 8 du site de Vaucluse suite à l'effacement du clapet

3.1.5 Profil en long de l'Orge

Le profil en long de l'Orge a été relevé en 2013, donc après les travaux d'arasement des clapets Vaucluse et Guipereux. Sur le graphique 3.13, les ronds bleu et marron représentent les cotes, respectivement de l'eau et du fond, mesurées directement avec le GPS différentiel. Les croix gris clair représentent les cotes du fond mesurées avec l'échosondeur et recalées sur les cotes de l'eau. Les croix bleu ciel et jaune représentent les cotes finales, respectivement de l'eau et du fond, obtenues après approximation et lissage des données de terrain.
Ce profil en long montre bien l'influence du radier du Mort Ru sur les niveaux d'eau de l'Orge. La pente globale du fond de l'Orge est de 0,68 ‰sur ce tronçon. Ce qui est dans le même ordre de grandeur que la pente définie pour le tronçon à partir des cotes de l'Orge aval (2.3).

Les cotes fournies par ce profil ont servi de référence pour la construction du modèle hydraulique sous HEC RAS. Un ensemble de profils transversaux étaient disponibles mais relevés par différents opérateurs (pour la thèse, par la DRIEE...). Le géoréférencement de ces profils était parfois visiblement inexact (triangle vert). Les cotes de fond de ces profils ont donc été recalées sur le profil en long (triangle rouge) pour obtenir des cotes et une pente globale cohérentes pour le modèle hydraulique.

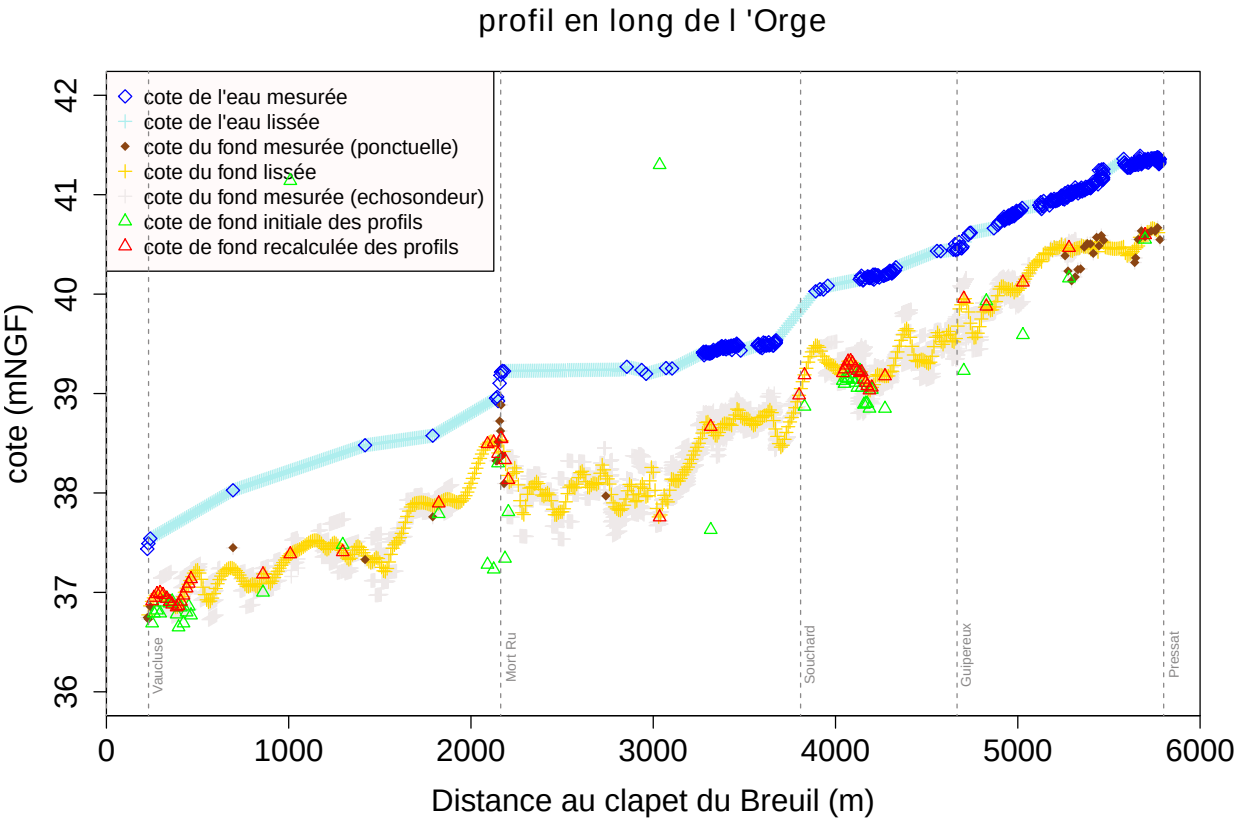


FIGURE 3.13 – Profil en long de l'Orge sur notre secteur d'étude, en amont du clapet du Breuil

3.1.6 Évolution des niveaux de vase et érosion latérale des banquettes

Plusieurs phases ont pu être observées dans l'évolution morphologique des banquettes de sédiment.

Juste après l'effacement, les banquettes non encore consolidées ont tendance à « glisser » vers le centre du lit de l'Orge. Ceci est particulièrement visible au niveau du site Vaucluse B. Dans les 2 jours suivant l'abaissement, la partie supérieure des sédiments a glissé vers le centre de l'Orge, tordant les tubes de prélèvement en PVC sur leur 70 premiers centimètres (V5 et V4 ont été tordus, alors que les tubes plus courts se sont simplement penchés). C'est en enlevant les tubes pour réfection que l'on s'est rendu compte que la partie inférieure ne semble pas avoir bougé (photo 3.14).

Ce mouvement de glissement a été particulièrement visible sur le site VB (le plus pentu avec une banquette assez étroite. Il a pu être observé sur la banquette VA mais à une moindre échelle, la présence de racines semble avoir limité ce glissement et retenu les vases proche de la berge (photo 3.15). Ce sont uniquement les vases les plus proches de l'Orge qui ont glissé, formant une marche par rapport aux vases retenues par les racines.

a)  b) 

c) 

FIGURE 3.14 – Photos de la banquette VB illustrant le glissement de la partie supérieure des sédiments suite à l'abaissement du clapet Vaucluse le 28/04/10 à 10h.
a) 28/04/10 à 11h ; b) 07/07/10 ; c) tube V5B tordu à 70 cm de profondeur

a)  b) 

FIGURE 3.15 – Photo de la banquette VA où la présence de racines a limité le glissement (a) et Érosion de la banquette LA avec la formation d'une "marche" au contact avec l'Orge (le 31-08-2010) (b)

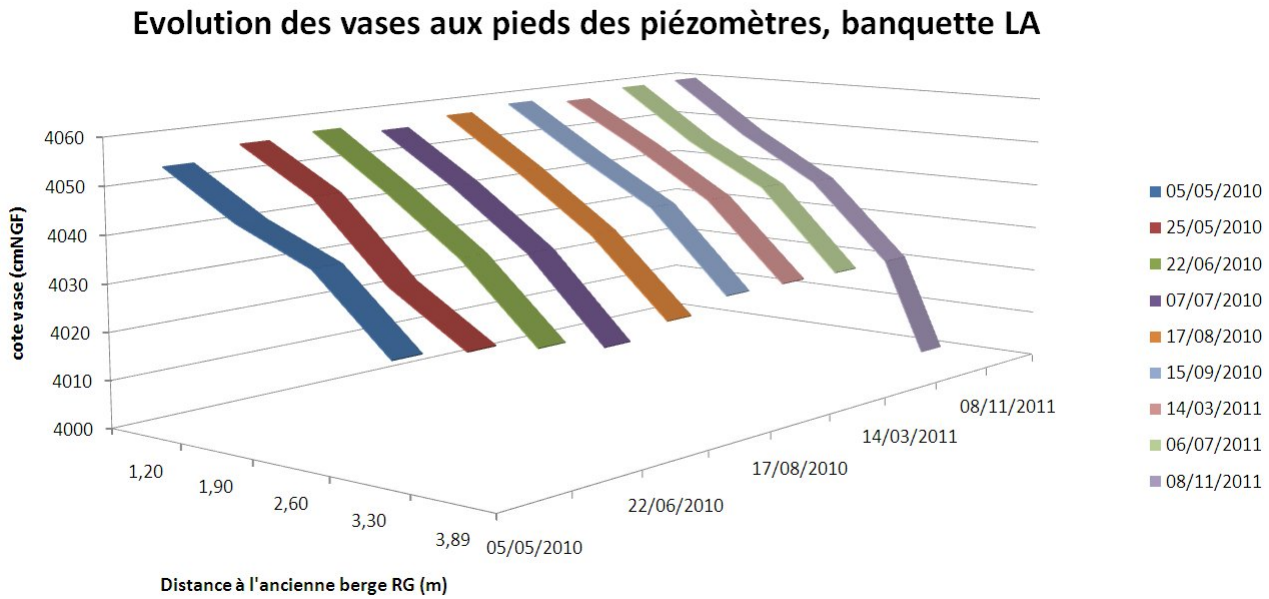
Puis les banquettes ont séché et se sont stabilisées. Elles sont alors progressivement érodées par la rivière, et forment une « marche » au niveau du contact avec le niveau moyen de la rivière (figure 3.15 b). Ce sont sans doute le tassement et l'assèchement de la partie supérieure de la banquette, aidés par la mise en place de la végétation, qui permettent la formation de cette marche : la partie proche du niveau d'eau et du batillage reste plus érodable que la partie supérieure plus dure de la banquette. Cette partie supérieure est d'ailleurs visible sur la photo, semblant tomber dans l'Orge. Cette érosion des banquettes est plus ou moins importante selon les sites (tableau 3.2) et il a été observé sur le terrain qu'elle semblait avoir lieu principalement en hiver et très ponctuellement lors de crue en

été. Sur la banquette VB, l'érosion très importante a même nécessité le déplacement des tubes de prélèvement au printemps 2012.

(cm)	Distance P4-Orge	Distance P4-Orge	Diminution cumulée	Distance P4-Orge	Diminution cumulée
LA	103 26/04/10 i	80 28/09/10	23	22 21/02/12	81
LB	30 04/05/10 i	17 14/10/10	13	-14 21/02/10	44
VA	32 27/04/10 i	-7 14/10/10	39	-33 21/02/12	65
VB	7 29/04/10 i	-50 28/09/10	57	-85 21/02/12	92

TABLE 3.2 – Erosion latérale des banquettes de sédiment durant les deux années de suivi (en centimètres).
i : jour de l'installation P4 correspond au mini-piézomètre installé dans la banquette la plus proche de l'Orge (figure 7.1).

Des suivis de la hauteur des banquettes ont été effectués. Sur certains sites, la banquette située à 30-40 cm de la rivière se "soulève" légèrement par rapport au reste des sédiments (particulièrement sur LB, voir figures 3.16). Ce qui semblerait être lié à des dépôts de sédiment par l'Orge lors de faibles crues. Il ne semble pas que la végétation joue un rôle important dans ce phénomène vu qu'il est clairement observé sur la banquette VA qui n'est quasiment pas végétalisée.



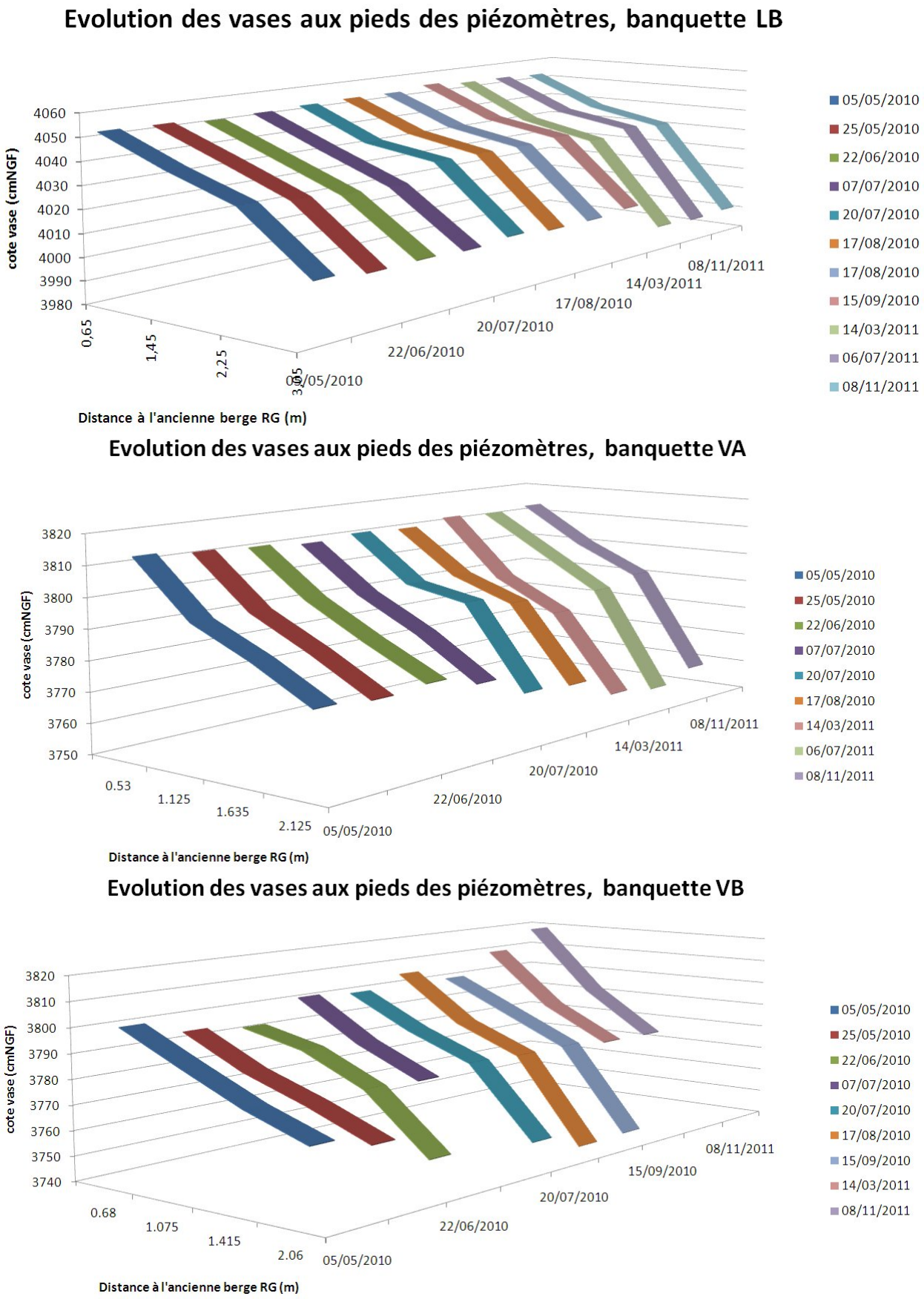


FIGURE 3.16 – Mouvement de la vase au pied des minipiézomètres des quatre banquettes Attention, l'axe des abscisses n'est pas à l'échelle, la pente présentée n'est pas correcte.

Pour l'application des modèles de flux dans les banquettes, il est nécessaire de connaitre la largeur des banquettes. Or, ces banquettes sont progressivement érodées au cours des deux années de suivis. A partir des quelques mesures ponctuelles de la distance entre l'Orge et le mini-piezomètre P2, nous avons estimé l'érosion des quatre banquettes au cours du temps (figure 3.17). Nous avons fait l'hypothèse d'une érosion limitée à la période hivernale (décembre à mai), excepté lors du premier été après l'effacement où des tassements et de l'érosion ont été observés. En l'absence de données, nous avons supposé que les taux d'érosion en hiver étaient similaires d'une année à l'autre. Ce qui n'est pas totalement réaliste vu que le tassement et l'implantation de la végétation au fil des ans diminuent l'érodabilité de la banquette. Cette estimation reste très grossière mais permet de simuler les bons ordres de grandeurs de la taille des banquettes.

Les taux d'érosion observés sont compris entre 0,8 et 3,65 mm/j l'été suivant l'effacement et nous avons simulé des taux d'érosion compris entre 1,1 et 3 mm/j pour les périodes hivernales. C'est la banquette VB qui connait l'érosion la plus importante avec la largeur totale de la banquette qui passe de 2,13 m à 1,1 m. Ces données seront notamment utilisées dans la modélisation des processus affectant les banquettes de sédiment et les flux d'eau entre les banquettes et l'Orge.

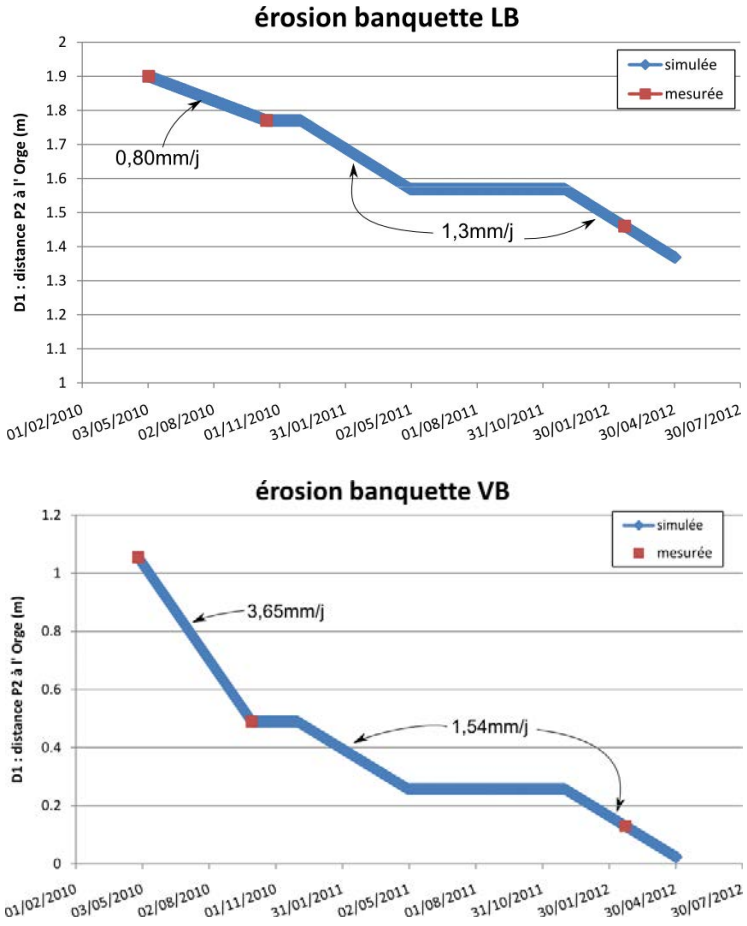


FIGURE 3.17 – Simulation de l'érosion des banquettes LB et VB de 2010 à 2012



FIGURE 3.18 – Érosion des banquettes VA et VB entre 2010 et 2012

3.1.7 Conclusion sur la morphologie

Du point de vue de la morphologie, nous n'avons pas noté d'érosion majeure du fond de lit, excepté après la démolition du clapet Vaucluse. Le fond semble donc être impacté par les effacements seulement quand la cote du fond de lit est modifiée au niveau des anciens barrages. La démolition du clapet Vaucluse et la suppression de 30 à 40 cm de béton en fond de lit provoque une érosion régressive du fond de lit d'une vingtaine de centimètres sur 150 m en amont du clapet. Contrairement à ce qui a pu être avancé (Frysou, 2009), l'Orge a les capacités de faire évoluer sa morphologie suite à des modifications de son lit.

Suite aux effacements, des zones fortement envasées émergent, ce que nous appelons des banquettes de sédiment. Celles-ci sont progressivement érodées et une "marche" se forme au niveau de la nouvelle ligne d'eau.

3.2 Les niveaux et les vitesses de l'eau dans la rivière

Trois campagnes hydromorphologiques en barque réalisées en 2010 (avant effacement), 2012 (2 ans après effacement) et 2013 (trois ans après effacement et après démolition) ont permis de mesurer les évolutions des hauteurs d'eau et des vitesses d'écoulement de l'Orge pour des débits donnés.
Nous avons fait tourner le modèle sous HEC RAS en régime stationnaire pour une série de débits de 0,5 à 20 $m^3.s^{-1}$, avant et après effacement des clapets. Ces simulations fournissent des vitesses et des cotes de l'eau sur les 50 profils transversaux entrés dans le modèle.

3.2.1 Méthodologie

Les profils de vitesses

L'ensemble des vitesses mesurées sur un profil transversal lors des campagnes hydromorphologiques en barque (paragraphe 3.1.1) permet de tracer les courbes d'iso-vitesse sur la section (figure 3.19). Ces vitesses permettent de calculer le débit traversant la section lors des mesures et d'estimer les forces de frottements exercées par l'écoulement sur le fond.

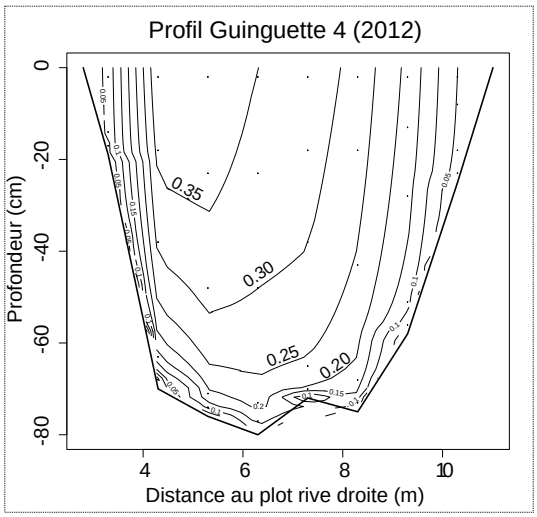


FIGURE 3.19 – Profil transversal Guinguette n°4 et courbe iso-vitesse de 2012, pour un débit calculé de 1,18 m^3/s

Suivis des niveaux d'eau de l'Orge

Des sondes de mesure en continu des hauteurs d'eau ont été installée par le Syndicat de l'Orge sur le tronçon. Nous avons particulièrement utilisé les sondes ci-dessous (voir localisation sur la carte 2.4 p.83) :

- E14* : sonde localisée sur l'Orge au niveau du camping de Villiers ; cette échelle est dans une zone sous impact de l'effacement du clapet Vaucluse
- E15* : sonde localisée sur la boëlle Saint Michel à Sainte Geneviève des Bois juste en amont de la confluence avec l'Orge
- ST15 : sonde localisée sur la boëlle Saint Michel à la confluence avec le Ru de Fleury (sur l'amont de la boëlle) à Saint Michel sur Orge ; elle n'est installée que depuis mai 2011 mais est très fiable

** Ces échelles mesurent les niveaux d'eau lorsqu'ils varient de plus de 3 cm (en théorie, il y a parfois bien plus de mesures).*

Lors de chaque campagne de relevé morphologique de l'Orge en barque, des relevés du niveau de l'Orge sont également effectués. Cela fournit un ensemble de données ponctuelles complémentaires.

Suivis des débits de l'Orge

Une station de mesure de débit de la DRIEE est installée au Breuil, à Épinay-sur-Orge (voir carte 2.4). Elle effectue des mesures toutes les demi-heures.
Cette station de mesure de débit est localisée à l'aval du tronçon étudié mais après la confluence avec la boëlle Saint Michel. Pour avoir un débit de référence concernant uniquement le tronçon d'étude, une chronique de débit a donc été recalculée en supprimant les apports de la boëlle.

Reconstruction des débits de l'Orge sur le secteur d'étude

A l'amont, la boëlle Saint Michel est alimentée par la sortie télégérée du bassin du Carouge. Son débit de base est assez constant avec cependant quelques vidanges ponctuelles du bassin. Des déversoirs d'orage et le ruissellement urbain l'alimentent par temps de pluie. Nous disposons de mesures de débit ponctuelles ainsi que des mesures du niveau d'eau de la boëlle en continu (échelles E15 et ST15). Nous avons donc établi une relation entre les hauteurs d'eau et les débits ponctuels, pour recréer une chronique des débits de la boëlle St Michel (figures 3.20).

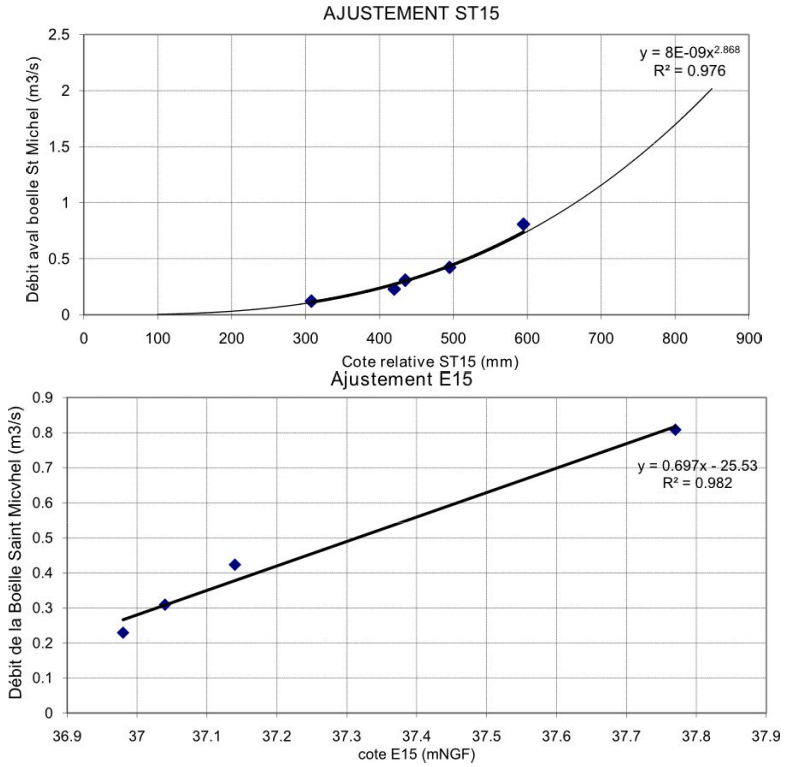


FIGURE 3.20 – Relation entre les débits et les hauteurs de l'eau de la boëlle St Michel pour les sondes ST15 et E15

Les débits évalués par ST15 ou par E15 sont assez similaires et confirment que les débits dans la boëlle sont globalement constants (régulés en amont) sauf en période de pluie où le ruissellement urbain provoque des différences notables. Ces deux relations nous permettent donc d'estimer les débits de la boëlle Saint Michel à la confluence avec l'Orge. Le peu de données de débit disponible rend cette estimation très peu fiable pour les forts débits mais c'est durant les débits faibles que la boëlle aura l'impact le plus fort. Nous

nous sommes contentés de cette estimation.

Les apports par la boëlle St Michel sont en moyenne de 0,35 m^3/s sur les quatre années de suivis, avec au minimum 0,11 m^3/s et au maximum 0,81 m^3/s (graphique 3.21). Les débits de la boëlle sont importants à prendre en compte en période d'étiage où ils peuvent représenter une part non négligeable des débits de l'Orge mesurés par la sonde du Breuil.

En soustrayant les débits calculés de la boëlle aux débits de l'Orge mesurés au Breuil, nous avons obtenue une nouvelle chronique de débit de l'Orge ne concernant que notre secteur d'étude. C'est cette chronique de débits "corrigés" qui est utilisée par la suite.

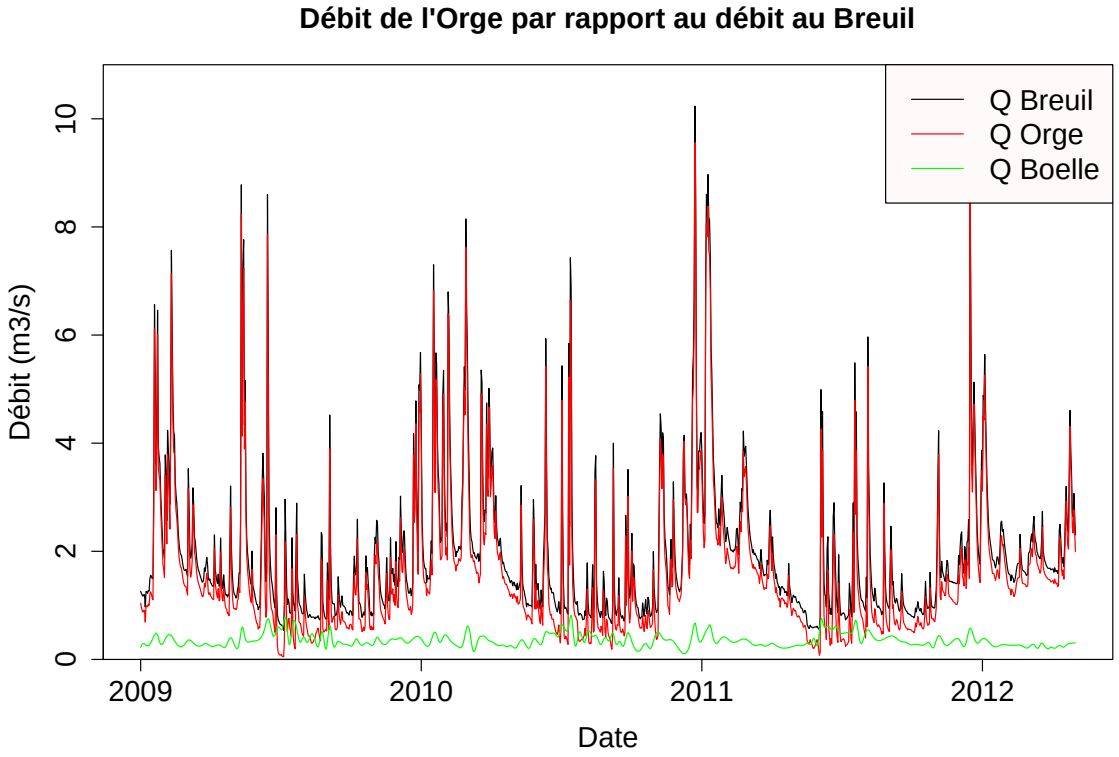


FIGURE 3.21 – Débit de l'Orge du secteur d'étude calculé à partir du débit de l'Orge au Breuil (DRIEE) et du débit de la boëlle Saint Michel

Sur la période d'étude, le débit de la boëlle ne dépasse pas 0,8 $m^3.s^{-1}$, qui est le point supérieur de la courbe de jaugeage, ce qui valide son utilisation. Il est cependant assez curieux que cela ne fluctue pas plus vu que la boëlle peut être alimentée par des apports urbains. Nous nous sommes demandé si la boëlle ne déborde pas lorsque le débit est supérieur à 0,8 $m^3.s^{-1}$, qui représente une variation de hauteur d'eau de plus de 70 cm sur la sonde E15, ce qui est considérable pour la boëlle. Ce qui fait que les débits de crue sont sans doute mal estimés. Les zones où la boëlle déborde auraient un effet tampon (notamment la roselière de Vaucluse).

Modèle hydraulique (avec HEC RAS)

A partir des mesures de terrain, nous disposons d'un jeu de données décrivant l'Orge à des instants donnés. Or il est intéressant de pouvoir estimer comment peut évoluer l'Orge (ses hauteurs d'eau, ses vitesses...) en fonction des conditions hydrauliques dans sa nouvelle configuration sans clapet. Ces données fourniront des informations sur les forces de frottement suivant les conditions de débit et permettront d'estimer les capacités de transport de sédiment. La construction d'un modèle hydraulique permet d'estimer les cotes de la rivière ainsi que les vitesses de l'eau avant et après effacement, suivant les débits et leurs fréquences.

Nous avons choisi de construire le modèle sous HEC RAS, pour sa simplicité d'utilisation et en tirant parti du savoir faire disponible au Syndicat de l'Orge. HEC RAS est basé sur le modèle traditionnel 1D de Saint Venant. Pour les écoulements permanents, ce qui est le cas utilisé ici, HEC RAS résout l'équation de la conservation de l'énergie à une dimension. Les pertes d'énergie sont évaluées par les frottements et les effets de contraction / expansion. Élaboré par le ministère américain de la Défense, il permet de simuler l'impact de différents débits ou de la présence d'obstacles dans le lit des rivières.

Pour construire le modèle hydraulique du tronçon d'étude sous HEC RAS, nous avons utilisé le profil en long de l'Orge sur lequel ont été recalés les profils transversaux ainsi que 18 profils effectués par la DRIEE en 2011. Le géoréférencement de certains profils étant assez étrange (jusqu'à plusieurs mètres de différences avec la cote avérée du sol), les cotes de chaque profil ont été corrigées en les recalant par rapport au profil en long du fond de lit de l'Orge (figure 3.13). Au total, 50 profils transversaux ont été reportés sur les 6km du tronçon (figure 3.24). Les profils sont beaucoup plus denses dans les secteurs qui ont fait l'objet de suivis morphologiques et granulométriques détaillés.

Le clapet du Breuil maintient le niveau d'eau en sortie du tronçon d'étude. Le modèle est calé pour retrouver au mieux les cotes d'eau mesurées lors des relevés morphologiques des profils transversaux, ainsi que les hauteurs d'eau mesurées au niveau des banquettes de sédiment (figure 3.23). Nous avons utilisé un coefficient de Manning de 0,06 pour le lit mineur et de 0,1 pour le lit majeur, sauf pour le site de Vaucluse où n=0,04 dans le lit mineur et 0,095 dans le lit majeur. En effet, pour les profils du site de Vaucluse, les cotes de l'eau simulées avec HEC RAS étaient trop élevées en étiage comme en crue, nous avons donc diminué les coefficients de Manning du lit mineur et des berges. Des observations de terrain peuvent justifier ces choix, avec des zones de marnes lisses affleurantes plus répandues à Vaucluse.
Nous avons fait tourner le modèle en mode stationnaire pour un ensemble de débits de l'Orge.

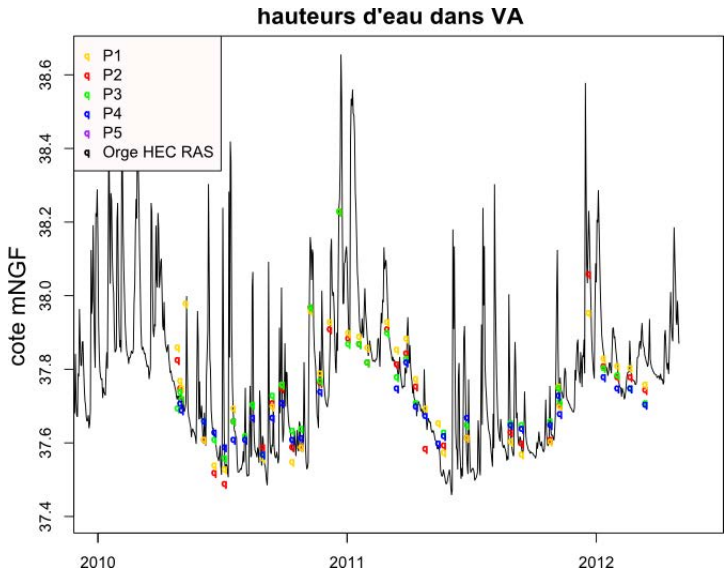


FIGURE 3.22 – Calage des données de hauteur de l'Orge du modèle hydraulique par rapport aux données de niveau d'eau mesurées dans la banquette VA, le mini-piézo P4 étant quasiment au niveau de l'Orge

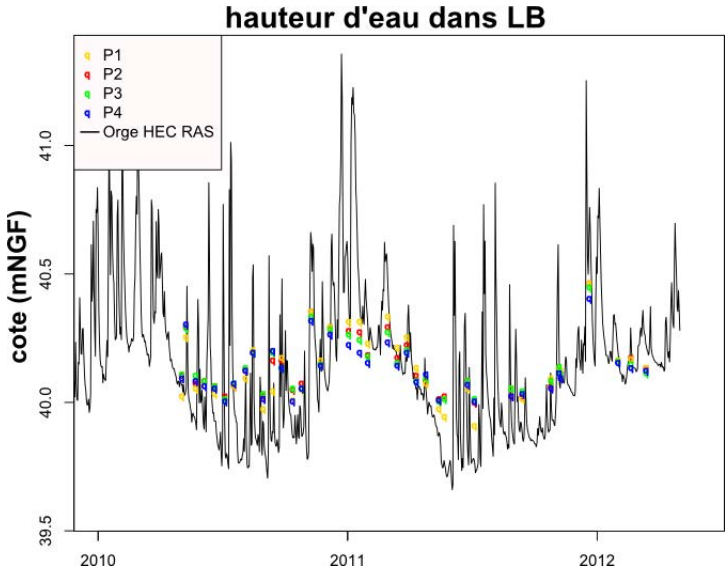


FIGURE 3.23 – Calage des données de hauteur de l'Orge du modèle hydraulique par rapport aux données de niveau d'eau mesurées dans la banquette LB, le mini-piézo P4 étant quasiment au niveau de l'Orge

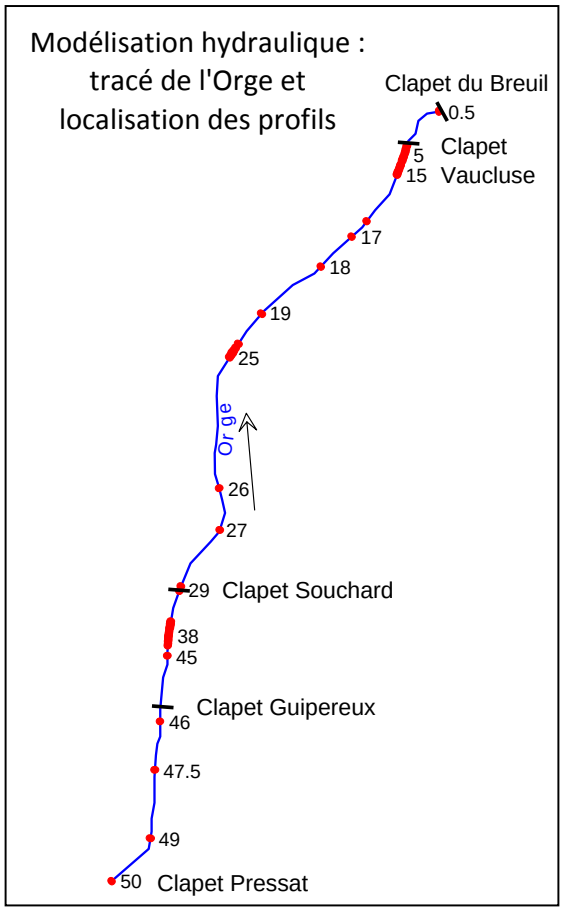


FIGURE 3.24 – Localisation des profils sur le tracé de l'Orge pour la modélisation hydraulique de l'Orge

3.2.2 Impact des effacements sur les niveaux d'eau de l'Orge

Diminution des niveaux d'eau en amont des clapets

Suite aux effacements, les niveaux d'eau dans la rivière diminuent en amont des clapets. Nos observations de terrain montrent que le niveau d'eau diminue d'environ 80 cm à Vaucluse (-20 cm supplémentaires après la démolition du clapet), avec un effet jusqu'à la confluence avec le Mort Ru, et de 1 m à la Guinguette. La largeur du cours d'eau diminue, de façon plus ou moins importante suivant l'encaissement de la rivière. Sur les sites de Vaucluse et de la Guinguette, la rivière perd 2 à 3 m de large, soit une perte de 20 à 30% (tableau 3.3 et graphique 3.31).

(m)	Vaucluse	Guinguette
03-2010	9,20 [8,60 ; 10,30] 1,76 m^3/s	10,90 [10,10 ; 11,80] 4,5 m^3/s
04-2012	7,55 [7,15 ; 8,40] 2,00 m^3/s	8,05 [6,65 ; 8,80] 2,00 m^3/s

TABLE 3.3 – Évolution de la largeur en eau moyenne [minimale ;maximale] de l'Orge pour les profils prospectés sur les sites de Vaucluse et de la Guinguette, accompagnée du débit lors des campagnes avant (2010) et après effacement (2012)

Pour des débits faibles et moyens (débit moyen annuel de 2 m^3/s comme sur la figure 3.25), les hauteurs d'eau simulées par HEC RAS retranscrivent bien les influences amont des clapets. L'influence du clapet Vaucluse est limitée par la présence du radier du Mort Ru qui crée un seuil de fond. Ce radier maintient un niveau d'eau à son amont qui n'est pas affecté par les effacements. Suite aux effacements la pente de l'eau augmente, avec l'augmentation la plus importante au niveau du clapet Souchard où elle passe de 0,09 ‰ à 0,77 ‰. Les pentes de l'eau après les effacements se rapprochent ainsi de la pente naturelle du fond de lit.

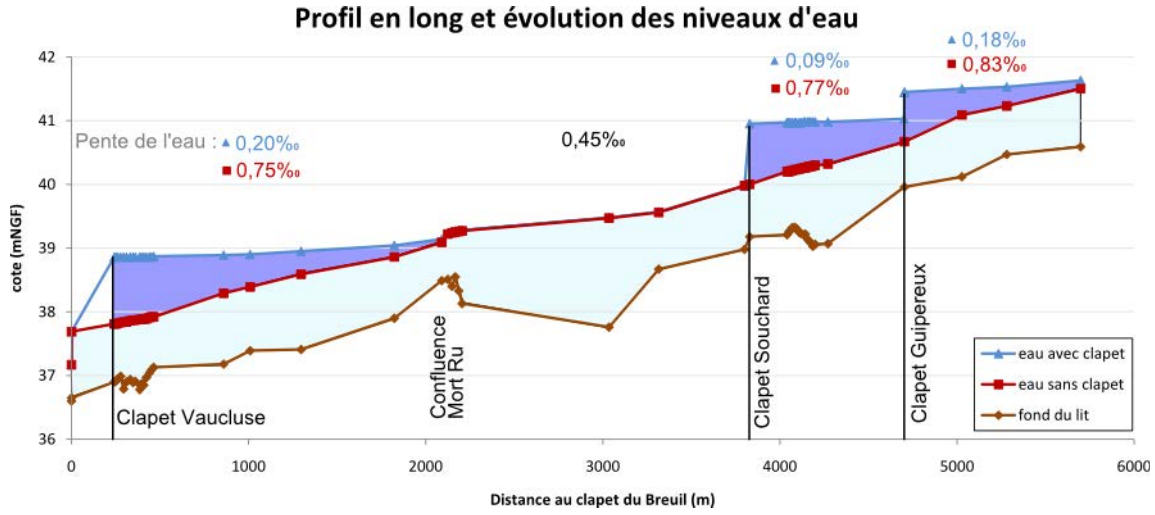


FIGURE 3.25 – Évolution du niveau d'eau de l'Orge pour un débit de 2 m^3/s avant et après effacement des clapets d'après le modèle hydraulique de l'Orge

Les simulations avant effacement pour des débits supérieurs à 10 m^3/s ne sont pas représentatives vu que les clapets étaient souvent abaissés lors des crues. Cependant, il est assez difficile de le simuler car aucun enregistrement des mouvements de clapet n'est disponible car leurs mouvements étaient effectués en fonction de la situation (le clapet Guipereux s'affaisse progressivement avec le poids de l'eau, le clapet Souchard peut être manœuvré pour remplir le bassin de Saint Michel...).

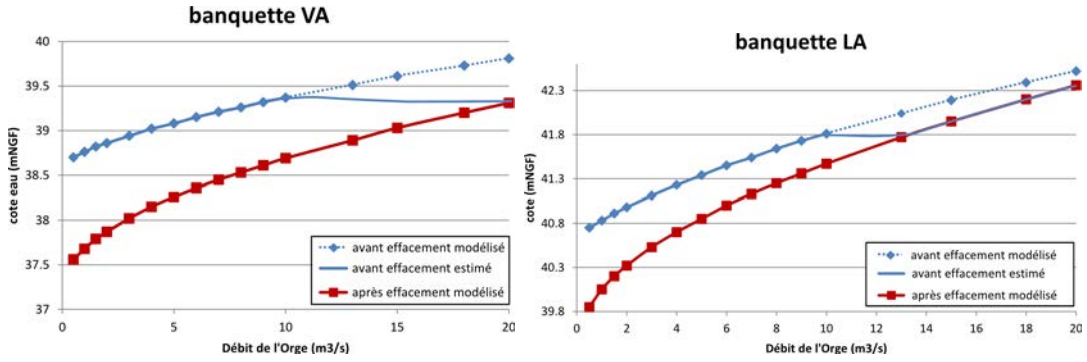


FIGURE 3.26 – Relation entre le débit de l'Orge et la hauteur d'eau au niveau des banquette VA et LA avant et après effacement des clapets (simulation HEC RAS)

La relation entre le débit et les hauteurs d'eau de l'Orge au niveau des banquettes de sédiment étudiées (figure 3.26) permet de reconstituer une chronique de hauteur d'eau pour chaque banquette à partir de la chronique de débit de l'Orge. En cas d'abaissement des clapets lors des crues, les hauteurs de l'Orge avant effacement deviennent similaires à

celles simulées après l'effacement des clapets. Le trait bleu plein représente cette variation de hauteur d'eau, comme nous la concevons, en cas d'abaissement des clapets et qui est plus proche de la réalité que les hauteurs simulées (trait bleu pointillé) au delà de 10 m^3/s.

Ces variations des niveaux d'eau de l'Orge au niveau des banquettes sont utilisées par la suite pour simuler les flux d'eau entre les banquettes et l'Orge.

Des fluctuations plus importantes des hauteurs d'eau

Après les effacements, la ligne d'eau n'est plus maintenue par les clapets et l'Orge retrouve des variations naturelles de son niveau d'eau en relation avec les variations de son débit. L'amplitude des variations du niveau d'eau est donc plus importante comme l'on peut le voir sur les niveaux d'eau enregistrés sur par la sonde E14 localisée à Villiers-sur-Orge (graphique 3.27).

Sur le graphique des hauteur d'eau de E14 en fonction des débits de l'Orge, après l'effacement des clapets, l'amplitude des hauteurs d'eau pour des débits autour de 1 m^3/s est importante. Cela pourrait être lié à la présence importante sur ce secteur de macrophytes en été qui relèvent le niveau d'eau de l'Orge, mais il peut aussi y avoir quelques erreurs de mesures de la sonde. Sur ce même graphique, les faibles niveaux d'eau relevés pour des débits élevés sont liés à l'ouverture d'une vanne de décharge détournant une partie de l'eau de l'Orge dans la boëlle Saint Michel pour limiter les inondations de terrains en aval.

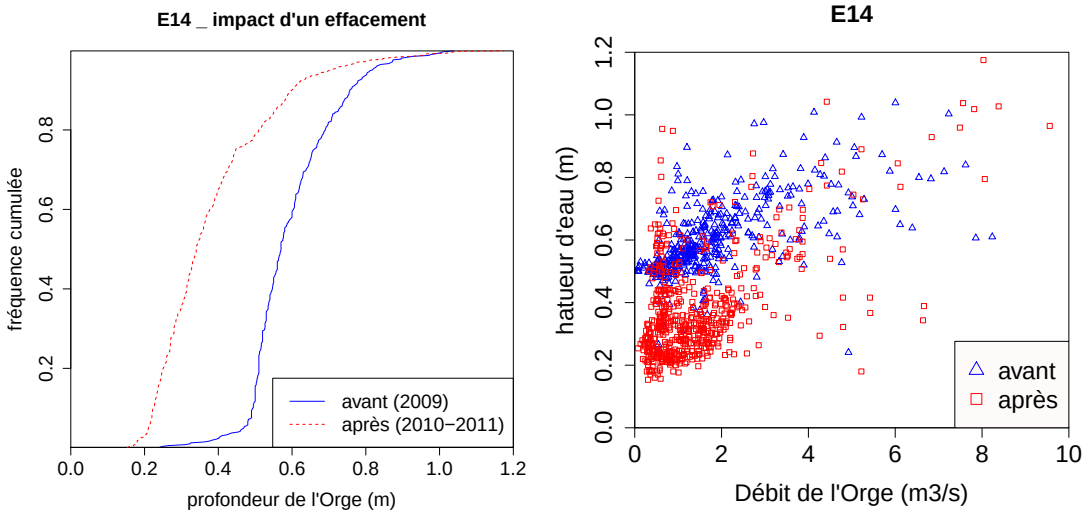


FIGURE 3.27 – Effet de l'effacement sur les niveaux d'eau de l'Orge mesurés par la sonde E14

Cette diminution du niveau d'eau "libère" de la place dans la rivière, ce qui permet de retarder la montée de l'eau lors des crues. Par contre, les clapets étant toujours abaissés en cas de crue, le fonctionnement de la rivière en crue n'a pas été modifié.

3.2.3 Évolutions des vitesses observées

Suite aux effacements, la hauteur d'eau diminue dans les zones sous influence des clapets alors que les débits ne changent pas. Ce sont donc les vitesses d'écoulement de l'eau qui vont accommoder cette modification. Les deux graphiques 3.28 et 3.29 présentent les vitesses moyennes d'écoulement mesurées pour chaque profil lors des campagnes hydromorphologiques en barque, ainsi que les vitesses moyennes modélisées (grâce à HEC RAS). Les vitesses moyennes modélisées sont globalement assez cohérentes avec les vitesses moyennes mesurées lors des campagnes de terrains.

Avant les effacements, en 2010, nous pouvons faire l'hypothèse d'un niveau d'eau stable pour les faibles et moyens débits, puisque régulé par les clapets. Les variations de vitesse étaient donc directement liées aux variations de débit, d'où la régression linéaire (droite bleu foncé) sur les graphiques. Pour un même débit, il semble y avoir une augmentation d'un facteur 2 des vitesses moyennes entre la droite extrapolée pour 2010 et les vitesses moyennes mesurées après les effacements (2012-2013).

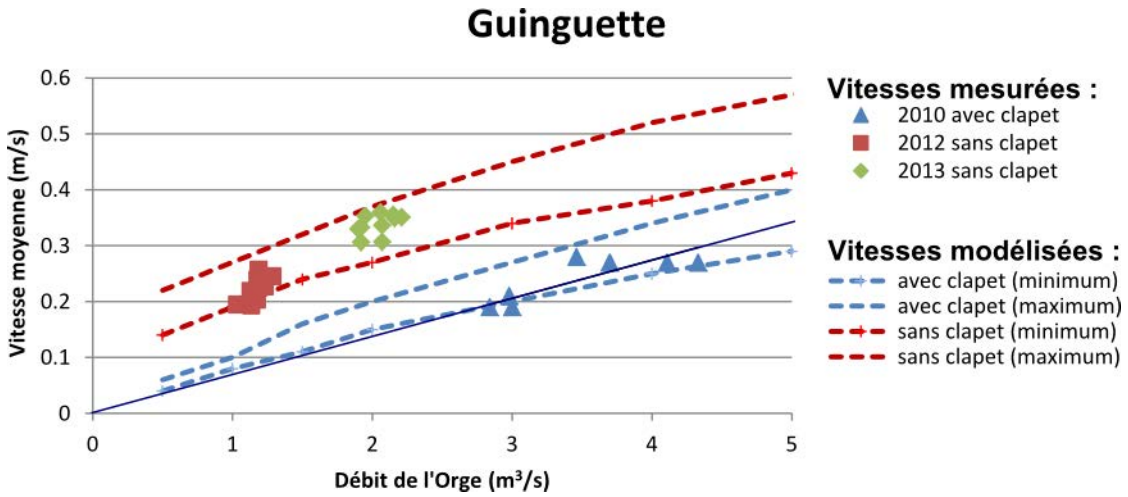


FIGURE 3.28 – Relation entre le débit et les vitesses moyennes mesurées in situ ou modélisées pour les 15 profils transversaux à la Guinguette, avec ou sans les clapets

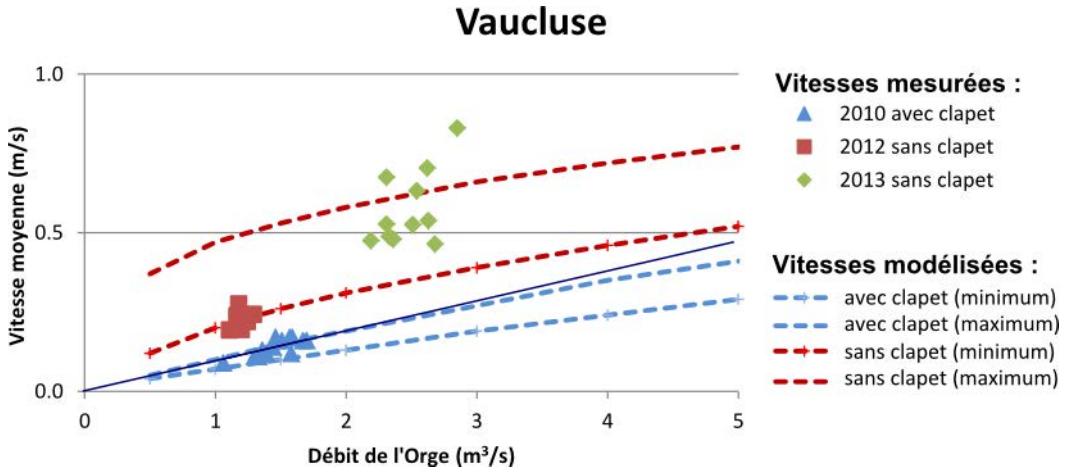


FIGURE 3.29 – Relation entre le débit et les vitesses moyennes mesurées in situ ou modélisées pour les 15 profils transversaux à Vaucluse, avec ou sans les clapets

Le modèle confirme le facteur 2 pour des débits de 1 à 2 $m^3.s^{-1}$ mais pas pour les plus

forts débits. Les différences entre avant et après effacement sont plus importantes pour les faibles débits. L'amplitude des vitesses moyennes sur le site (écart entre la vitesse moyenne minimale et maximale) rencontrée sur l'ensemble des 15 profils est plus importante après l'effacement des clapets. Les vitesses moyennes sont plus hétérogènes. Il y a une redynamisation des écoulements pour les faibles et moyens débits.
Cette information va être particulièrement utile pour évaluer l'évolution du potentiel de transport sédimentaire dans l'Orge suite aux effacements, sur ces deux zones où des prélèvements de sédiment ont été éffectués.

L'augmentation de vitesse n'est pas répartie de façon homogène sur un profil transversal de la rivière mais est évidemment plus importante au centre du lit que sur les bords. Mais même en présence de clapets, les vitesses ne sont pas réparties de façon homogène dans le lit de la rivière. Comme le montre le profil n°8 à Vaucluse (figure 3.30), le courant longeait déjà la rive droite de l'Orge en 2010. Suite à l'effacement, les zones de plus fortes vitesse sont renforcées et continuent toujours de longer la rive droite.

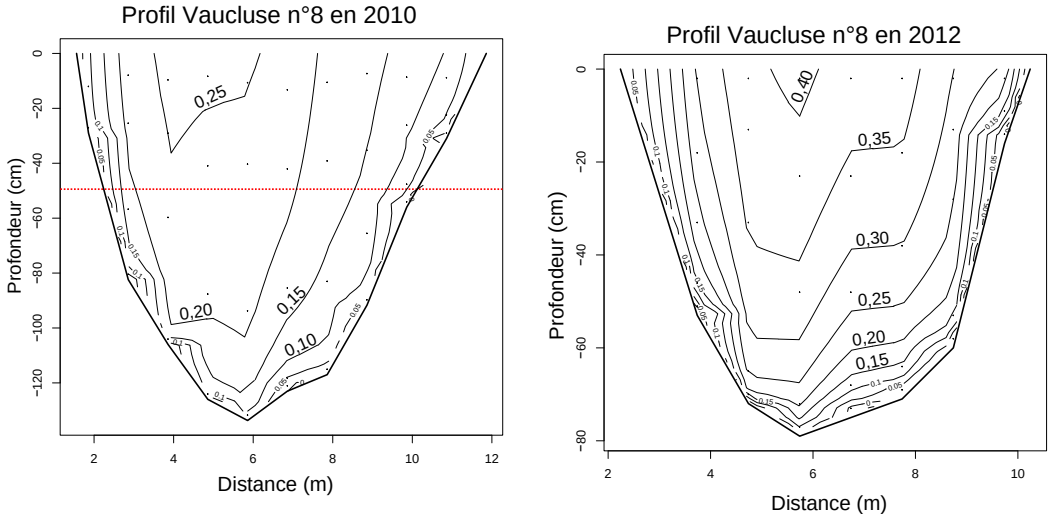


FIGURE 3.30 – Évolution des courbes d'isovitesse pour le profils n°8 de Vaucluse avant (2010) et après (2012) l'effacement, relevées pour des débits respectivement de 1,51 et 1,22 m^3/s
Ce sont les distances à la rive droite de l'Orge ; Le trait pointillé rouge sur le graphique de 2010 représente la cote après effacement donc le niveau 0 du graphique de 2012

La zone présentant les plus forts courants "méandre" dans le lit de la rivière et il est possible de visualiser cette évolution en suivant les différents profils (figure 3.31). Suite aux effacements, ce méandrage se maintient et se renforce, les vitesses maximales mesurées étant plus élevées.

Le modèle hydraulique fournit une estimation de la vitesse moyenne sur les profils pour les différents débits de la rivière. Pour un débit moyen annuel de 2 m^3/s (figure 3.32), les vitesses moyennes sont sensiblement modifiées en amont des clapets, tout en s'atténuant vers l'amont avec l'éloignement du clapet. Entre le radier du Mort Ru et le clapet Souchard, les vitesses n'évoluent pas, confirmant que cette zone n'est pas impactée par les effacements.

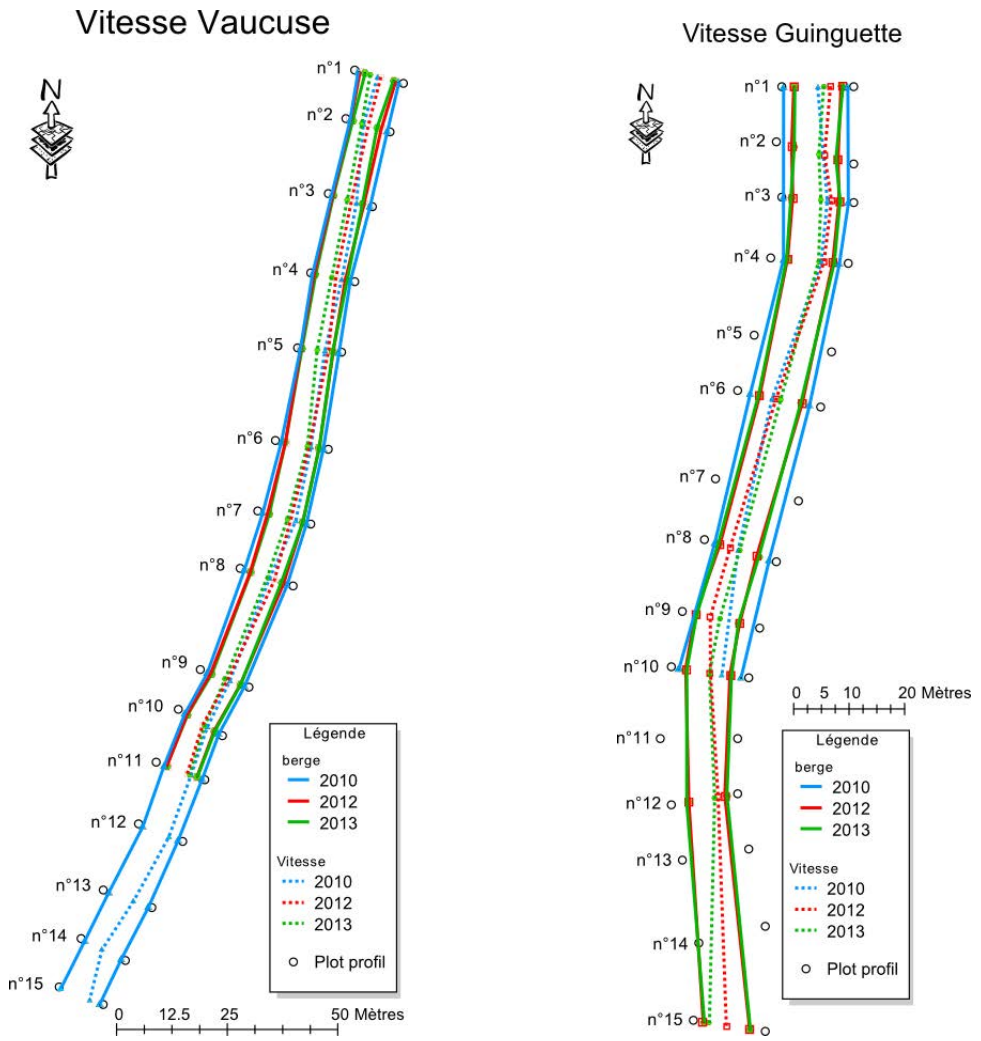


FIGURE 3.31 – Évolution de la localisation des vitesses maximales dans le lit de l'Orge pour les sites de Vaucluse et de la Guinguette
un trait pointillé indique la localisation de la mesure de la plus forte vitesse sur le profil, un trait plein indique la délimitation du niveau d'eau lors des différentes campagnes

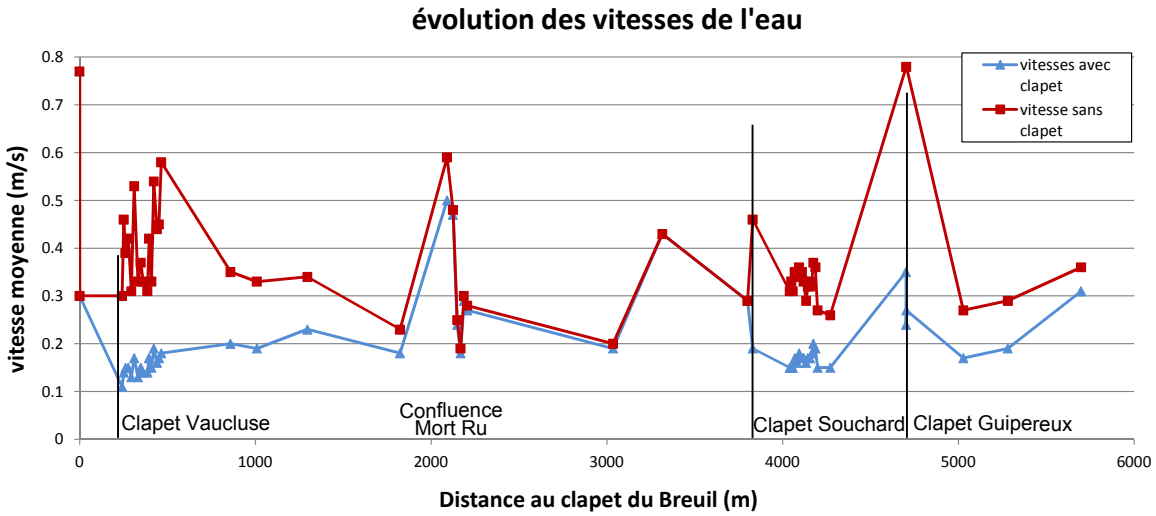


FIGURE 3.32 – Évolution des vitesses de l'Orge pour un débit de 2 m^3/s avant et après effacement des clapets d'après le modèle hydraulique

3.2.4 Conclusion sur l'évolution des hauteurs et des vitesses de l'eau

Suite aux effacements, les niveaux d'eau diminuent dans les zones sous influence des clapets. Seule la zone située entre la confluence avec le Mort Ru et le clapet Souchard n'est pas affectée par les effacements grâce à la surélévation liée au radier. La largeur en eau de la rivière diminue de 2 à 3 m en moyenne sur nos deux sites de suivis.
Les vitesses moyennes des écoulements augmentent quasiment d'un facteur deux pour les faibles débits au niveau des secteur d'étude de Vaucluse et de la Guinguette. Mais il faut bien garder à l'esprit que ces augmentations de vitesses sont quasiment nulles pour les forts débits puisque les clapets étaient toujours abaissés lors de crue. Ces sont donc les faibles et moyens débits qui voient les vitesses d'écoulement augmenter, et ce sont les écoulements au centre du lit qui sont les plus concernés.
Il y a donc une diversification des écoulements dans les zones anciennement sous influence des clapets, avec des vitesses toujours faibles près des berges mais plus fortes au centre du lit et des augmentations plus importantes en relation aux augmentation des débits.

3.3 Évolution de la piézométrie de la nappe alluviale

Suite à la diminution du niveau d'eau dans la rivière, il nous est paru important de suivre les niveaux piézométriques autour de la rivière pour évaluer la connection de la rivière avec la nappe et d'éventuels effets sur les zones humides présentes dans le fond de la vallée et dont les baisses de niveau de l'Orge pourraient provoquer un assèchement.

3.3.1 Méthodologie : suivis de la piézométrie de la nappe alluviale

Trois piézomètres ont été forés dans la roselière de Vaucluse, située en amont du clapet Vaucluse (voir carte 2.4). Ils sont situés perpendiculairement à la rivière, à 3 m (P1), 7 m (P2) et 100 m (P3) de la rive droite et ont été forés jusqu'à 3,5 m de profondeur. Une échelle limnimétrique géoréférencée est placée dans le lit de l'Orge pour permettre une comparaison avec les niveaux de la nappe.

La zone humide étudiée est encadrée par l'Orge à l'ouest et par la boëlle Saint Michel à l'est (figure 2.5). La particularité de la zone humide de Vaucluse est de se situer au niveau d'un ancien bras de l'Orge. Les cartes d'état major du XIX^{me} siècle montrent qu'ils s'agit d'anciens bras bordés d'arbres. Un ancien pont est d'ailleurs toujours présent à proximité du piézomètre P3 (figure 3.33) dans une zone qui reste en eau au moins la moitié de l'année.

Étant donnée la morphologie de la berge en rive droite de l'Orge, il semble très peu probable que l'Orge puisse inonder la roselière. Ce sont principalement les débordements de la boëlle Saint-Michel qui viennent inonder la roselière (figure 3.34). De plus, un réseau d'eau usée longeant la boëlle en rive gauche peut déborder dans la roselière en cas d'orage, 1 ou 2 fois l'an. Cette roselière est donc inondée en hiver et de nombreuses zones restent en eau tout l'hiver, avec parfois plus de 50 cm d'eau pendant plusieurs semaines.

a)  b) 

FIGURE 3.33 – Photo du piézomètre P3 dans la roselière du Perray Vaucluse avec le pont en fond d'image (vue vers la boëlle) (a) ; Photo du pont présent dans la roselière avec une marre d'eau ayant gelé (09-02-2012) (b)



FIGURE 3.34 – Roselière à Vaucluse inondée lors de l'hiver 2010-2011 (19-01-2011), vue depuis la boëlle Saint Michel

Des mesures du niveau de la nappe y ont été effectuées, tous les mois, de mars 2010 à juin 2011. Ces niveaux ont été mesurés grâce à une sonde piézométrique manuelle standard (SDEC). Ces mesures ont été accompagnées de prélèvements d'eau mensuels de juillet 2010 à juin 2011.

Des capteurs de profondeur (sonde de pression In-Situ Inc. Rugged Troll 100, accompagné d'une mesure de la pression de l'air Baro Troll) permettant de mesurer les variations de niveau d'eau dans les piézomètres avec un pas de temps de 15 minutes ont été installés de juillet 2011 à février 2012 dans les trois piézomètres. Ces mesures permettent d'évaluer les dynamiques de réponse de la nappe suite à une pluie ou une crue importante.

3.3.2 Évolution de la piézométrie de la nappe alluviale

L'impact de l'effacement sur la nappe alluviale

Suite à l'abaissement du clapet Vaucluse, seuls les piézomètres situés proches de la rivière marquent une diminution d'une vingtaine de centimètres (table 3.4). L'abaissement de la ligne d'eau dans l'Orge a donc une répercussion sur le piézomètre P1 mais elle est très atténuée (2,5 fois moins importante que pour l'Orge). Par contre les piézomètres 2 et 3 ne sont quasiment pas touchés par l'effacement dans les 25 h suivant l'effacement.

Le niveau d'eau dans les trois piézomètres diminue lentement dans les jours suivant l'effacement (graphique 3.35). Or, une comparaison de l'évolution de la piézométrie en 2010 suite à l'effacement et en 2011 un an après, montre une même tendance : la piézométrie diminue fortement au printemps (voir graphique 3.36). Cette diminution a lieu avec des valeurs du même ordre de grandeur lors des deux années, elle est donc plutôt due à

des effets saisonniers sur les niveaux de la nappe. De plus, la figure montre clairement que le niveau d'eau de l'Orge est toujours bien supérieur au niveau de la nappe. L'effacement du clapet Vaucluse a donc un impact très limité sur les niveaux d'eau dans la nappe de la roselière du Perray Vaucluse.

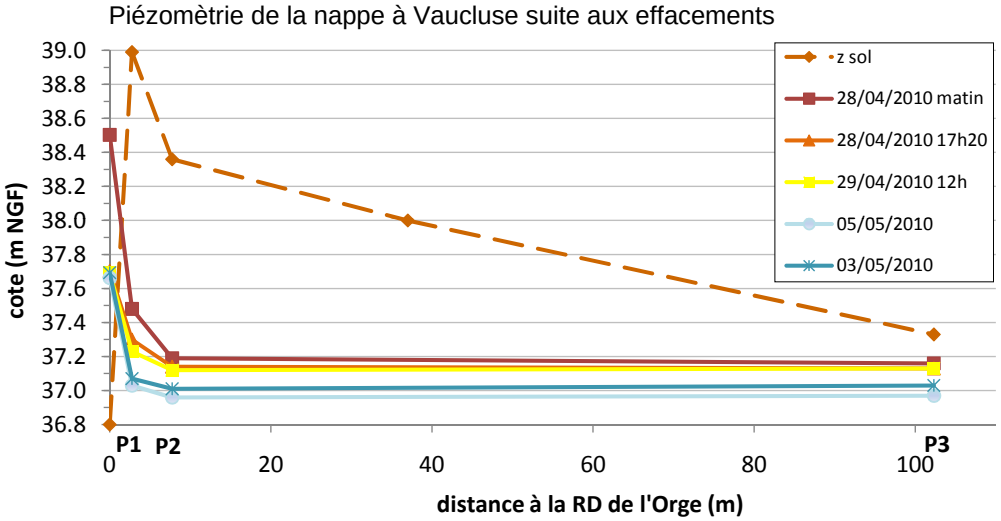


FIGURE 3.35 – Évolution de la piézomètrie suite à l'effacement du clapet Vaucluse le 28/04/10 à 11h

en mètre (± 0.01)	Temps après effacement	P1	P2	P3
28/04 à 17h20	6h20	0,18	0,05	0,03
29/04 à 12h	25h	0,25	0,07	0,03
03/05 à 18h	127h (5 jours)	0,41	0,18	0,13
05/05	NR (7 jours)	0,45	0,23	0,19

TABLE 3.4 – Différence de niveau d'eau dans les piézomètres par rapport au niveau avant effacement (28/04 à 10h) suite à la diminution de 80cm de la ligne d'eau suite à l'abaissement du clapet Vaucluse le 28/04/10 à 11h

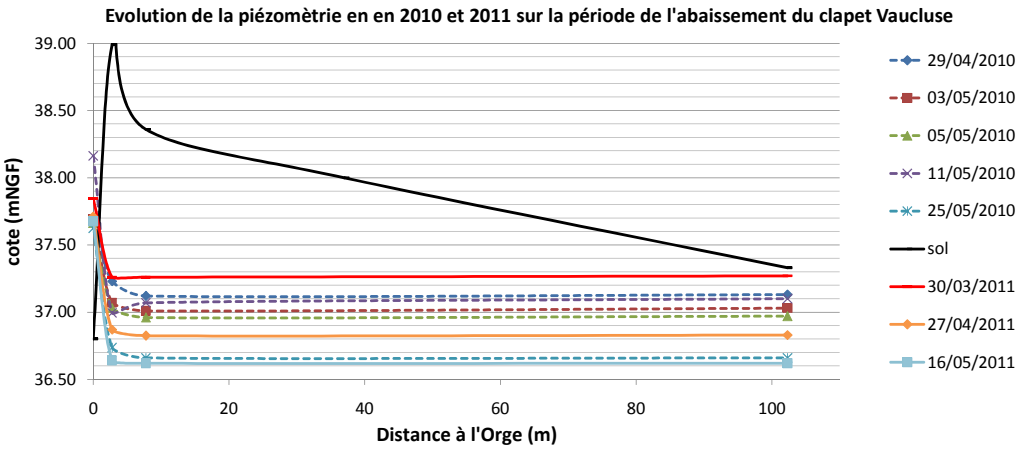


FIGURE 3.36 – Comparaison de l'évolution de la piézométrie de la nappe du Perray Vaucluse entre le printemps 2010 (trait en pointillé) et le printemps 2011 (trait plein), distance à la rive droite de l'Orge

Ses variations saisonnières et ses liens avec la rivière

Le niveau de la nappe va dépendre de la saison. Au début du printemps, son niveau baisse fortement, pour remonter en hiver. Le niveau commence a baisser en mars pour se stabiliser à un niveau bas en juin (vers 36,6 mNGF). Le niveau reste bas jusqu'en octobre, avec quelques remontées temporaires lors des pluies. Ainsi, le 14 juillet 2010, toute la zone est inondée sur plusieurs dizaines de centimètres par endroit suite à une crue et un débordement de la boëlle St Michel. Le niveau met un certain temps à revenir à la normale (plus d'un mois). Le niveau remonte au mois de novembre pour atteindre 37,5 mNGF, niveau qui se maintient jusqu'en mars. Ces variations ont été observées en 2010 et 2011 et sont visibles sur l'enregistrement des niveaux de la nappe de septembre 2011 à février 2012 (figure 3.38).

Il semble que le développement de la végétation de la zone soit pour une grande part responsable de la diminution printanière du niveau d'eau, les dates correspondant bien à son développement. Le suivi de la piézomètrie suite à un évènement pluvieux montre des variations diurnes du niveau de la nappe (diminution la journée, stabilisation ou légère remontée la nuit) (graphique 3.37). Les variations de la nappe semblent donc principalement liées à des phénomènes d'évapotranspiration.

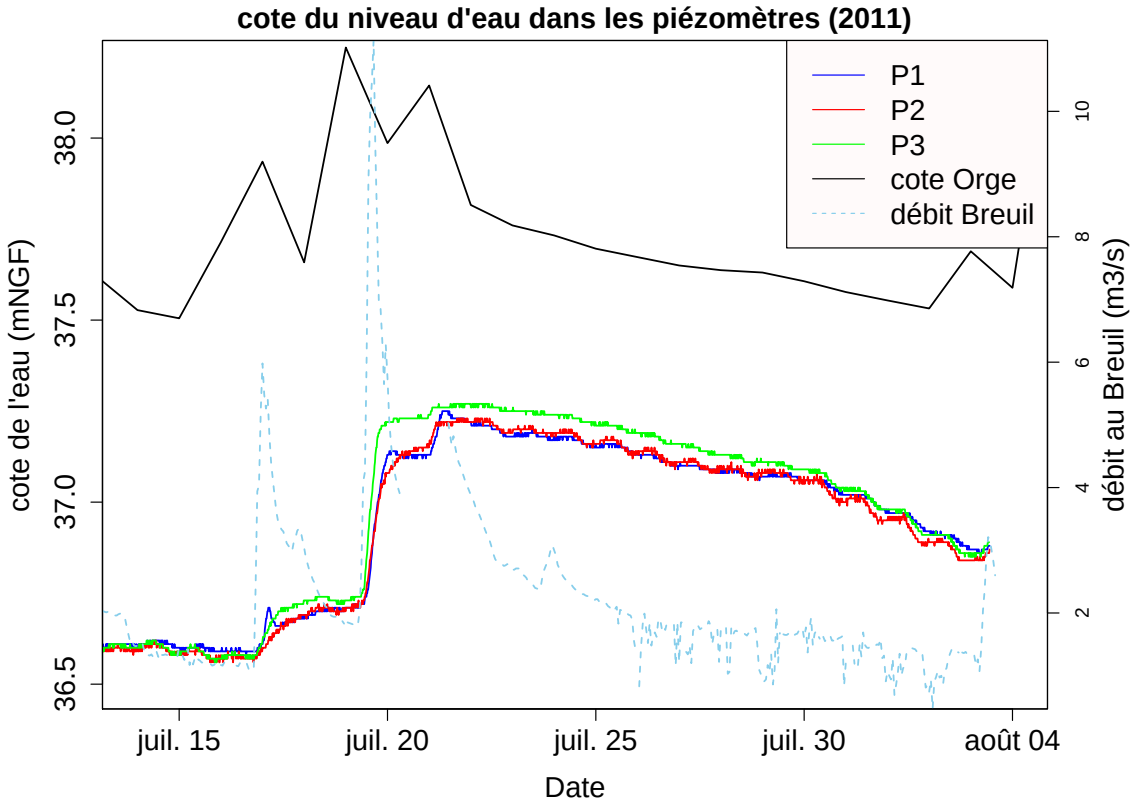


FIGURE 3.37 – Piézomètrie dans la nappe à Vaucluse suite à deux pluies en juillet 2011 ; niveaux piézométriques et débit mesurés in-situ, cote de l'Orge issue de la modélisation

Les deux figures 3.37 et 3.38 illustrent aussi la réaction de la nappe en cas de pluie/crue. Suite à une pluie, P1 monte très rapidement en faisant même un petit pic. P2 présente un pic simultané mais beaucoup moins important, tandis que P3 n'a pas du tout ce comportement. Cela semble lié à des infiltrations de l'Orge dans la berge, mais qui restent donc très locales et très ponctuelles. Ce pic sur P1 est moins marqué en été, le sol sans doute

plus sec doit tamponner l'augmentation, en absorbant une partie de l'eau s'infiltrant dans la berge. En hiver, le pic sur P1 est particulièrement marqué quand la roselière commence à être inondée (niveau d'eau de P3 supérieure à la cote du sol).
En été, le pièzomètre P3 voit son niveau monter beaucoup plus que pour P1 et P2, ce qui est peut être lié à l'apport d'eau par les pluies (le niveau piézométrique étant très proche du sol) et à sa localisation proche de l'ancien lit de l'Orge.

Il semblerait donc que P1 réponde plus aux variations du niveau de l'Orge et P3 aux pluies et aux inondations de la roselière, mais cette distinction reste assez difficile à justifier.

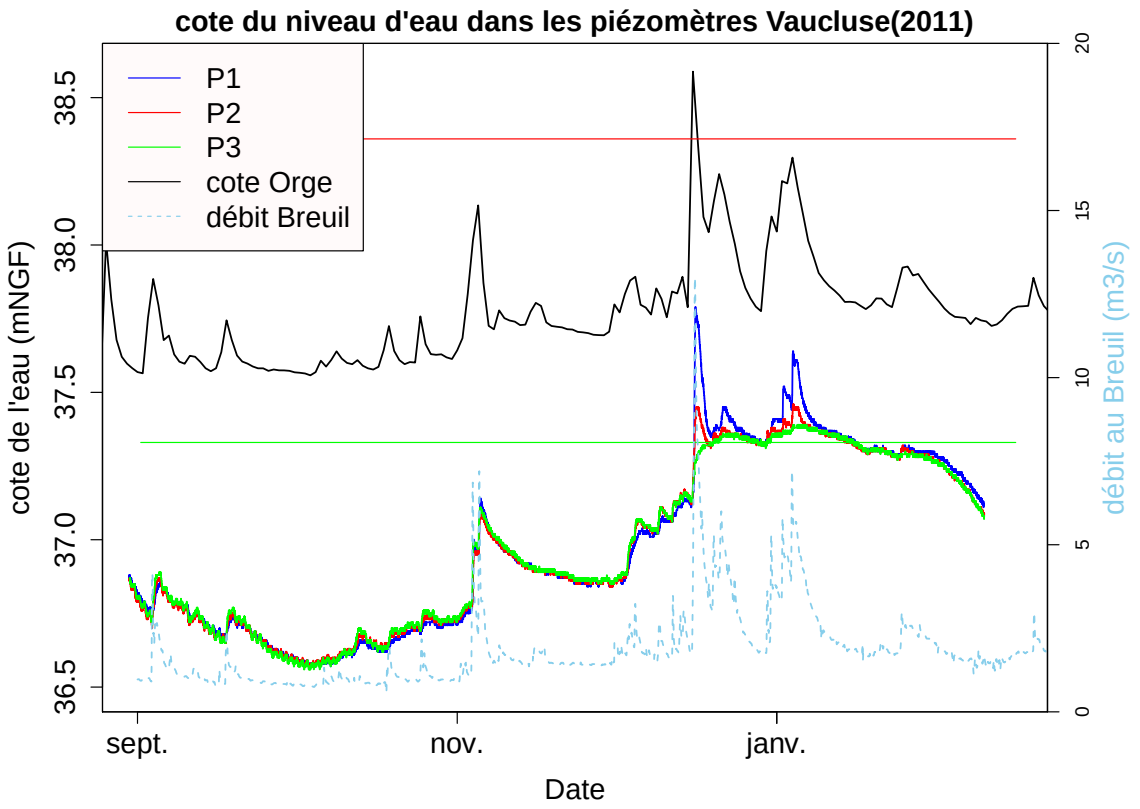


FIGURE 3.38 – Piézomètrie dans la nappe à Vaucluse de septembre 2011 à février 2012 ; niveaux piézométriques et débit mesurés in-situ, cote de l'Orge issue de la modélisation La ligne verte (rouge) horizontale représente la cote du sol au niveau de P3 (P2), le sol au pied de P1 est situé à 38,99 mNGF.

Transmissivité de la nappe

Des prélèvements d'eau sont effectués dans les piézomètres à l'aide d'une petite pompe immergée. Le simple pompage dans les piézomètres (avec un débit de pompe d'environ 10 L/min) donne des indications sur la transmissivité autour des piézomètres :

- il ne suffit que des quelque minutes pour vider le piézomètre P1 (le plus proche de l'Orge)
- le piézomètre P2 met une dizaine de minutes pour être vidé
- il est impossible de vider le piézomètre P3 avec la petite pompe utilisée, le niveau d'eau ne fait que diminuer de 10 à 20 cm et ne descend pas plus même après 20

minutes de pompage

Le comportement du piézomètre P3 est sans doute lié à sa localisation en fond de vallée proche de l'ancien lit de l'Orge.

3.4 Conclusion : impact des effacements sur l'hydrologie et la morphologie de l'Orge

Plusieurs campagnes de suivis ont été effectuées dans le lit de l'Orge avant et après effacements des clapets, sur les deux sites principaux de Vaucluse (en amont du clapet Vaucluse) et de la Guinguette (en amont du clapet Guipereux) :

- des suivis en barque de la morphologie, les vitesses d'écoulement et la granulométrie dans le lit de l'Orge ; en février 2010, avril 2012 et mars 2013
- des suivis avec une perche de la morphologie de la rivière ; en octobre 2010, mars-mai 2011 et août 2011.
- des suivis de la morphologie de 4 banquettes de sédiment
- des suivis de la piézométrie de 4 banquettes de sédiment ; tous les 15 jours
- des suivis de la piézométrie dans la nappe de la roselière de Vaucluse présente en fond de vallée ; tous les mois

Une station de débimétrie de la DRIEE, localisée en aval du tronçon d'étude, permet de reconstituer les débits de l'Orge sortant du tronçon d'étude. L'ensemble des suivis de la morphologie et des vitesses de l'Orge a été utilisé pour caler un modèle hydraulique (réalisé sous HEC RAS) de la rivière et évaluer en tout point les variations de la ligne d'eau et des vitesses d'écoulement en fonction des débits de la rivière avant et après effacement des clapets.

Les hauteurs d'eau de l'Orge en amont des anciens clapets diminuent et retrouvent des variations en relation avec les débits de la rivière. La pente de l'eau en amont des clapets passe de moins de 0,20‰ à plus de 0,75‰. Suite aux effacements, les vitesses de l'eau augmentent, principalement au centre du lit. Sur les profils des deux sites de Vaucluse et de la Guinguette, l'amplitude des vitesses moyennes rencontrées augmente après les effacements et ces vitesses moyennes sont plus élevées. La différence de vitesses moyennes entre avant et après effacement est plus importantes pour les débits inférieures à 5 m^3/s. Il y a donc une diversification des écoulements qui renforce les zones de forts écoulements, déjà présentes avant les effacements.

Le profil de fond de lit de la rivière en amont des anciens clapets n'est pas significativement modifié suite aux effacements. Une érosion du fond de lit n'est visible que suite aux travaux de dérasement du clapet Vaucluse et la suppression de 20 cm de béton sous la cote du fond de lit. L'Orge s'adapte donc à sa nouvelle configuration. Suite aux effacements, des zones fortement envasées émergent le long des berges, ce que nous appelons des banquettes de sédiment. Les banquettes de sédiments sont les rares zones d'érosion latérales identifiées dans le lit après les effacements, avec une érosion estimée au maximum

à 3,65 mm/j la première année suivant les effacements.

Les niveaux piézométriques dans la roselière ne montrent pas d'impact significatif des effacements. Le lit de l'Orge et ses pourtours sont très peu perméables et le échanges avec la nappe alluviale présente en rive droite de l'Orge semblent très limités. Ceci semble logique car en remontant le lit de l'Orge sur le coteau, les meuniers avaient tout intérêt à limiter au maximum les pertes de la rivière vers la nappe. De plus, la forte présence de la couche de marnes dans le secteur aval de la vallée de l'Orge rend naturellement ces zones peu perméables.

Chapitre 4

Hydrobiologie : la faune et la flore aquatiques

Suite à des effacements de barrage, les habitats dans et autour de la rivière sont impactés par de nombreuses modifications : baisse de la hauteur d'eau, diversification de la granulométrie, rétablissement de la continuité dans la rivière... Les populations végétales et animales vont subir ces modifications et devoir s'y adapter. Des partenariats ont été mis en place entre le Syndicat de l'Orge et l'Office National de l'Eau et des Milieux Aquatiques (ONEMA), la Direction Régionale et Interdépartementale des l'Environnement et de l'Energie (DRIEE) et la Fédération de pêche de l'Essonne pour suivre, en parallèle à la thèse, les dynamiques d'adaptation de la faune et de la flore aquatique et rivulaire suite aux effacements. La plus grande partie des suivis présentés dans ce chapitre ont été effectués par ces partenaires et leurs résultats sont présentés pour compléter les observations de la thèse et donner un aperçu global de l'impact d'effacement d'ouvrage. Seuls les suivis de plantes aquatiques et rivulaires ont été mis en place dans le cadre de la thèse car nous nous intéressions particulièrement à leur influence sur les flux d'azote et de phosphore dans la rivière.

Ce chapitre s'intéresse à l'évolution des indicateurs biologiques dans l'Orge et aux développements de la végétation aquatique et rivulaire. La première partie présente l'étude de la flore aquatique. Les macrophytes, ou plantes aquatiques, jouent un rôle important dans la rivière : un sur-développement peut provoquer des phénomènes d'anoxie sévère mais un sous-développement réduit les habitats nécessaire à la faune aquatique. Surveiller leur évolution suite aux effacements nous a donc paru important.
Puis nous nous sommes intéressés à la flore des berges. L'abaissement du niveau d'eau exonde une partie de la berge qui subira dorénavant les variations du niveau d'eau liés aux variations de débits de l'Orge. Sur ces zones, devrait se mettre en place une végétation typique des zones humides, très peu présente avant les effacements. Mais il ne faudrait pas que des espèces envahissantes ou nitrophiles prennent le dessus et réduisent la diversité potentielle des ces nouvelles berges. Cette dynamique de colonisation naturelle des berges est donc intéressante à suivre pour prévoir et prévenir l'évolution future des berges lors d'effacement d'autres ouvrages.

La deuxième partie de ce chapitre se focalise sur l'évolution des indicateurs biologiques utilisé réglementairement pour caractériser la qualité du milieu. Les suivis ont été menés par l'ONEMA, la DRIEE ou la fédération de pêche de l'Essonne pour donner une vision de l'impact des effacements sur le peuplement de la rivière.
Les études de l'ONEMA et de la Fédération de pêche de l'Essonne se sont intéressées aux évolutions des populations piscicoles, via l'évaluation de l'Indice Poisson Rivière. Avec les modifications du niveau d'eau, du courant et des habitats, certaines espèces devraient être favorisées par rapport à d'autres. Cependant, l'Orge étant toujours cloisonnée en amont et en aval de la zone d'étude, les populations restent fortement contraintes. Il est donc

difficile de prévoir comment vont évoluer ces populations d'autant que les trois années d'études présentées ici portent sur une durée trop courte pour que les populations se stabilisent.
Enfin, la DRIEE s'est intéressée à l'évolution des populations d'invertébrés et de diatomées présentes dans la rivière, via l'évaluation de l'Indice Biologique Global Normalisé et l'Indice Biologique Diatomée. Cet indicateur officiel permet d'évaluer l'état d'une rivière. Il permet de surveiller l'évolution de la rivière suite aux effacements pour prévenir toute dégradation du milieu.
Les suivis de la DRIEE sur les rivières d'Ile-de-France permettent de comparer l'évolution de l'Orge avec d'autres rivières de la même région.

Les conclusions de ces différentes études seront donc à mettre en parallèle avec les résultats de la thèse. Nous aurons ainsi un aperçu global des impacts possibles de l'effacement d'ouvrages hydrauliques sur une petite rivière de plaine. Ces observations permettront de mettre en valeur les points sensibles lors d'effacement et devraient limiter les impacts négatifs lors des effacements des nombreux ouvrages hydrauliques, sur l'Orge ou d'autres petites rivières.

4.1 Études de la flore aquatique suite aux effacements

Suite aux modifications de la ligne d'eau, les écoulements se diversifient. Des zones de courants plus forts se renforcent au centre du lit, alors que des zones de courants lents perdurent près des berges (voir chapitre 3). Les différents milieux qui en résultent sont plus ou moins favorables aux différents types de macrophytes présents dans l'Orge. Nous avons donc regardé l'évolution des différentes espèces de macrophytes.

Le développement de végétation dans le lit de la rivière peut avoir de nombreux impacts (physique, biologique...). Par exemple, les macrophytes ont un impact indirect sur les niveaux d'eau de la rivière. Lors du printemps 2010, la présence d'herbier Carouge a ralenti les écoulements et réhaussé la ligne d'eau de 20 cm (entre le 30 avril 2010 et le 5 aout 2010, pour un même débit de 1,6 m^3/s). Nous nous sommes particulièrement intéressés au développement des macrophytes dans la rivière et leur impact potentiel sur les flux de carbone, d'azote et de phosphore.

La présence de végétation dans la rivière et sur ses berges va modifier de nombreuses caractéristiques du milieu. Le développement de plantes aquatiques dans la rivière a un impact sur les régimes d'écoulement (Sand-jensen, 1998), les processus sédimentaires (Köhler et al., 2010), le cycle des nutriments et la dynamique de l'oxygène (Desmet et al., 2011).

Le recouvrement du lit par les macrophytes dépend énormément de la rivière et de ses caractéristiques locales (Allan and Castillo, 2007). Avec le courant, la luminosité est l'un des facteurs limitant les macrophytes les plus importants (Allan and Castillo, 2007). Le plus large effet est observé au dessus de 90% d'ombrage, ce qui réduit la biomasse des plantes de moitié.
Le développement des macrophytes en rivière varie avec la saison. La densité de biomasse de macrophytes augmente fortement au printemps (avril-mai), connait un maximum au début de l'été (juin-juillet) pour diminuer en automne (septembre-octobre). Mais cette

évolution dépend fortement des conditions météorologiques (Desmet et al., 2011). La végétation va consommer de nombreux nutriments lors de sa croissance (en début de printemps) pour la restituer lors de sa sénescence en automne. Le développement des macrophytes induit donc un stockage temporaire de carbone, azote et phosphore dans les tissus des végétaux.

Les macrophytes jouent un rôle important dans la rivière à la fois au niveau chimique (elles puisent tous leurs nutriments dans l'eau de la rivière ou ses sédiments) et au niveau physique (en faisant varier les écoulements et en modifiant la sédimentation, mais aussi en servant de support à l'épiphyton). Elles ont aussi un rôle important de support (pour l'épiphyton, les invertébrés, les pontes...) et de zone refuge pour les invertébrés et les poissons (Allan and Castillo, 2007).

Les macrophytes peuvent aussi augmenter la diversité des habitats de la rivière pour les organismes aquatiques en modifiant les vitesses d'écoulement dans le lit de la rivière et en augmentant leur gamme de variation, lente comme rapide (Allan and Castillo, 2007). En ralentissant les courants, les macrophytes peuvent piéger des sédiments et relever le fond de lit (Schulz et al., 2003). L'importance ce ces variations dépendant de l'espèce considérée (Sand-jensen, 1998).

4.1.1 Méthodologie

Cette étude des macrophytes a plusieurs objectifs :

- suivre l'évolution de chaque espèce de macrophytes suite à l'abaissement du niveau d'eau (suivi du recouvrement du lit par les macrophytes)

- évaluer l'impact de ces macrophytes sur les flux biogéochimiques (analyses au laboratoire des tissus des macrophytes).

Quatre campagnes de suivi du recouvrement du lit de l'Orge sur l'ensemble du secteur d'étude ont été réalisées :

- La campagne 2009 a été effectuée pendant la deuxième quinzaine de juillet 2009 (par E. Le Corre), avant les effacement de clapets. Des prélèvements de macrophytes ont été réalisés durant cette campagne pour évaluer leur biomasse et analyser leur tissus.

- La campagne 2010 a été effectuée les 11, 12 et 13 août 2010, et le 26 août pour le moulin de Basset (par E. Le Corre et C. Bellot), soit environ 6 mois après les effacements. Des prélèvements de macrophytes ont été réalisés durant cette campagne pour évaluer leur biomasse et analyser leur tissus.

- La campagne 2011 a été effectuée en août 2011 (les 2, 22 et 23 août ; de forte pluies ayant retardé la campagne)(par A. M. et C. Bellot).

- La campagne 2012 a été effectuée en août 2012 (par C. Bellot et N. A.), soit trois ans après les effacements. Des prélèvements de macrophytes ont été réalisés durant cette campagne pour évaluer leur biomasse.

Il est important de noter que les mois de mai et juin 2011 on été très chauds et très peu pluvieux, favorisant fortement le développement des macrophytes. A contrario, la campagne de 2012 fait suite à un temps assez pluvieux et froid en mai et juin. Il semble que la croissance des macrophytes en soit affectée. Il faut donc bien prendre en compte que ces résultats montrent en partie l'impact de l'effacement des clapets mais inclus aussi des perturbations extérieures, telles que les variations climatiques inter-annuelles (température, ensoleillement, débit de l'Orge, pollution...).

Le recouvrement de l'Orge par les macrophytes

Le tronçon total de 5710 m, allant du Carouge à l'ancien clapet Vaucluse, est découpé en 41 micro-tronçons présentant chacun un milieu et des conditions homogènes (voir annexe A.5.1). Ces micro-tronçons ont été délimités lors de la première étude en août 2009 et ont été conservés pour les autres campagnes. Les micro-tronçons sont prospectés visuellement depuis la berge, en relevant chacune des espèces présentes et en évaluant le pourcentage de la surface totale que chacune d'elles recouvre sur le micro-tronçon.
Ponctuellement mais assez fréquemment, le fond est prospecté avec un râteau (lancé dans le lit attaché à une corde) pour évaluer les espèces de macrophytes présentes lorsque le fond n'est pas visible ou que la végétation est trop dense.
Lorsqu'une espèce est trop peu représentée pour pouvoir lui affecter un pourcentage de surface recouverte, le nombre de touffes rencontrées est noté. La surface recouverte (ou taux de recouvrement) est alors estimée grâce au calcul de la surface en eau totale du micro-tronçon (largeur moyenne du cours d'eau multipliée par la longueur du micro-tronçon).

La surface recouverte, estimée visuellement par les personnes prospectant, est donc subjective. Elle est sujette à une approximation (la variation est estimée à 5% maximum pour un même observateur). Le changement de personnes prospectant entre les campagnes peut donc introduire un biais dans les résultats.

Nous avons estimé l'ensoleillement moyen de chaque tronçon via trois classes : "ensoleillé" si le tronçon de la rivière est en plein soleil plus de la moitié de la journée, "mi-ombre" si le tronçon est ensoleillé sur une moitié de la journée et "ombre" lorsque le tronçon est très arboré et ne reçoit presque jamais de lumière solaire directe.

Il faut noter qu'un des micro-tronçon n'a pas pu être prospecté en 2011 et 2012, d'où une longueur de tronçon totale prospectée réduite de 300 m.

La biomasse et la composition des tissus des macrophytes

Nous avons fait des prélèvements de macrophytes, pour estimer leur biomasse par unité de surface, sur des secteurs présentant un très fort recouvrement. Ces prélèvements ont été effectués pour les quatre espèces principales, avec deux prélèvements pour chaque espèce en des localisations différentes. Nous avons fait des comparaisons entre juillet 2009, août 2010 et août 2012 (les suivis de 2009 ont été réalisés par un stagiaire en prévision de la thèse Le Corre (2009), Le Corre (2010)).

Le protocole choisi consiste à prélever l'ensemble de la biomasse sur toute la colonne d'eau sur un quadra de 1 m^2 dans des herbiers dense et mono-espèce (Photo 4.1). Les

échantillons prélevés sont nettoyés, pesés pour obtenir une masse fraiche, séchés à l'étuve pendant plusieurs heures et de nouveau pesés pour obtenir une masse sèche.

Une série de prélèvements a été effectuée en amont de la zone d'étude, dans une zone sous influence du clapet Pressat pour servir de témoin. C'est ce que nous appelons par la suite "2010 avec clapet". Un prélèvement par quadra n'étant pas possible vu les hauteurs d'eau, seul un prélèvement pour analyse tissulaire a été effectué.



FIGURE 4.1 – Photo du prélèvement d'un quadra de Rubanier

4.1.2 Évolution de la flore aquatiques suite aux effacements

Une douzaine d'espèces ont été recensées dans le lit de l'Orge (voir tableau 4.1). Vu la méthode de prospection, les plantes peu représentées (tel le Potamot crépu ou le Potamot noueux...) ont pu ne pas être recensées certaines années et sont donc observées ponctuellement.

Abréviation	Nom commun	Nom
Al	Algues filamenteuses	
C	Cornifle	Ceratophyllum demersum
Ca	Callitriche	Callitriche toute esp
Ch	Characée	Nitella sp
Ec	Elodée	Elodea canadensis
M	Myriophylle	Myriophyllum spicatum
Nl	Nénuphar	Nuphar lutea
P	Potamot pectiné	Potamogeton pectinatus
Pc	Potamot crépu	Potamogeton crispus
Pn	Potamot noueux	Potamogeton nodosus
R	Rubanier	Sparganium emersum
Sa	Sagittaire	Sagittaria sagittifolia

TABLE 4.1 – Principales espèces de macrophytes recensées dans le lit de l'Orge

En 2011, nous avons trouvé au moins deux types de Callitriche différents. Cependant, nous nous en sommes rendu compte assez tard dans la campagne et comme il est assez difficile de déterminer les différentes espèces, nous ne les avons pas différenciées. Donc derrière l'appellation « Callitriche », il y a sans doute plusieurs espèces (Mériaux, 2000).

Les milieux de développement et les caractéristiques de chaque espèce présentés par la suite sont issus de trois principaux ouvrages : Arnal and Guittet (2004), Montegut (2003)

et Mériaux (2000).

Le recouvrement du lit de l'Orge

La surface totale recouverte par les macrophytes augmente entre 2009 et 2010 alors que la surface totale en eau diminue suite aux effacements (tableau 4.2). Par la suite, la surface totale recouverte diminue. Le pourcentage de recouvrement total varie donc depuis les effacements. Il passe de 32% en 2009 à 43% en 2010, pour ensuite descendre à 36% un an après abaissement et semble revenir à sa valeur pré-effacement avec 29% de recouvrement en 2012.

	2009	**2010**	**2011**	**2012**
Linéaire prospecté (m)	5 710	5 710	5 445[1]	5 445[1]
Largeur de l'Orge (m)	10	8,5	8,5	8,5
surface totale en eau (m^2)	57 100	48 535	46 282	46 282
Surface recouverte (m^2)	18 930	21 025	16 501	13 257
% de recouvrement	32%	43%	36%	29%

TABLE 4.2 – Variation du taux de recouvrement de l'Orge par les macrophytes sur les 6km de tronçon

[1] le linéaire situé le long du moulin de Basset n'a pas pu être prospecté.

L'abaissement ayant eu lieu en début de printemps 2010, les plants de macrophytes se sont semés en condition de clapet relevé. En 2010, il est donc probable qu'ils aient germés et se soient développés comme si les clapets étaient toujours levés, alors que le niveau d'eau a diminué. La surface recouverte et le pourcentage de recouvrement augmentent. En 2011, le recouvrement reviendrait vers son équilibre initial avec un pourcentage de recouvrement de 36% (proche des 32% de 2009). Cette tendance se confirme en 2012. Cependant, les mauvais temps de mai et juin 2012, avec de fortes pluies et un temps assez froid semble avoir retardé la pousse des macrophytes. Le Rubanier, le Cornifle et le Myriophylle semblent ainsi en voie de développement sur le terrain, ce qui amènerait à sous estimer le recouvrement total maximal. Nous n'avons cependant pas voulu reporter dans le temps la campagne de terrain par souci de comparaison avec les précédents suivis.

Évolution des espèces majoritaires

Les 4 espèces principales qui ont pu être observées sur tout notre tronçon sont : Rubanier (Sparganium ermesum), Cornifle (Ceratophyllum demersum), Myriophylle (Myriophyllum spicatum) et Potamot Pectiné (Potamogeton pectinatus). Elles représentent 99,4% (2009), 96,4% (2010), 99% (2011), 99,5% (2012) du recouvrement total observé (voir tableau 4.3).

Suite aux effacements, on observe que le Rubanier (Sparganium ermesum) après une légère augmentation en 2010, régresse fortement au profit du Cornifle en 2011 (Ceratophyllum demersum) (voir figure 4.2). Le Myriophylle a régressé après les effacements et reste stable ensuite, tandis que le potamot pectiné ne semble globalement pas affecté (si

l'on excepte 2012).

- une forte diminution des myriophylles entre 2009 et 2011, avec une surface recouverte qui passe de 2377 m^2 (4,2%) à 1417 m^2 (3,1%).Cependant, ils se redéveloppent en 2012 et revient à une surface recouverte similaire à celle d'avant abaissement 2568 m^2 (5,5%). Le Myriophylle semble trouver sa place dans des zones protégées du courant : il se développe majoritairement sur les bords de berge ou en aval de touffes d'autres macrophytes.
- une forte diminution des rubaniers entre 2010 et 2012, avec une surface recouverte qui passe de 8809 m^2 à 4670 m^2 à 1528 m^2. Il semblerait que l'abaissement ait donc un impact progressif sur cette espèce. Cependant, le rôle des conditions climatiques reste à définir pour 2012. Le Rubanier se développe majoritairement dans les zones de courant. Il est prépondérant dans les zones à l'ombre.
- une augmentation du Cornifle qui passe progressivement de 2351 m^2 (4,4%) à 3802 m^2 (7,8%) puis 5013 m^2 (10,8%) de surface recouverte en 2011. Cependant, il diminue en 2012 pour revenir à un recouvrement proche de celui d'avant les abaissements : 1948 m^2 (4,2%) en 2012. Il forme des touffes assez denses.
- Le Potamot pectiné, qui semble peu affecté par l'abaissement connaît une forte augmentation en 2012 : il passe de 5179 m^2 (11,2%) en 2011 à 6550 m^2 (14,2%) en 2012. Il se développe majoritairement dans les zones au soleil ou étant bien ensoleillées une partie de la journée. Il semble donc qu'il soit moins affecté par les conditions météorologiques que les autres espèces, ou qu'il ait un développement plus précoce, car avant 2012, il ne semblait pas particulièrement affecté par les effacements.

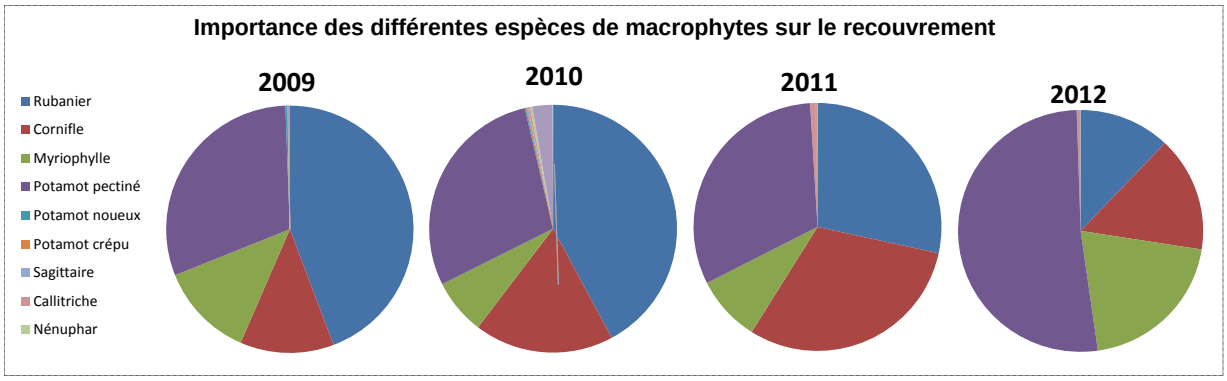


FIGURE 4.2 – Répartition des différentes espèces de macrophytes dans le recouvrement total

La tendance est globalement vers une plus grande diversité avec une répartition globale plus « égale » entre les 4 principales espèces de macrophytes en 2010 et 2011.

Évolution des espèces minoritaires

Les characées, bien présentes en 2010, ne sont quasiment pas observées en 2011. Cependant, elles ne peuvent pas être observées à l'œil nu et ne peuvent être trouvées qu'en

effectuant des prélèvements (avec le râteau). Il peut donc y avoir de fortes erreurs d'appréciation. Cependant, préférant les milieux à faible courant, peu pollués et à faible turbidité, il ne serait pas étonnant qu'elles soient moins fréquentes.

La Sagittaire n'est plus observée en 2011. Aimant les vitesses d'écoulement peu élevées, elle n'est sans doute pas favorisée depuis les effacements. On en retrouve plusieurs touffes au niveau du micro-tronçon 36, localisées dans les touffes d'autres macrophytes.

Assez peu de pieds de Nénuphar ont été observés en 2011 et 2012, et ils n'étaient que très rarement développés (n'atteignant pas la surface). L'espèce est donc moins observée qu'en 2010, ce qui semblerait logique car c'est une plante aimant les courants lents. Les quelques touffes développées ayant été observées (notamment au Perray) se trouvaient dans des touffes formées par d'autres macrophytes.

La Callitriche se développe depuis les effacements. C'est une plante qui se développe dans des milieux eutrophes à faible profondeur, elle est donc logiquement favorisée par l'effacement des clapets. Elle se situe majoritairement sur les bords et/ou dans les zones peu profondes. Elle est parfois disséminée dans les grandes touffes d'autre macrophytes, notamment au niveau du Perray où elle ne forme pas des grosses touffes comme ailleurs.

Le Potamot crépu et le Potamot noueux n'ont pu être observés en 2011 que sur des lancers de râteau. Ils sont de moins en moins présents depuis l'abaissement ce qui va dans la ligne de leur développement en eau peu courante et eutrophe.

Évolution sur les micro-tronçons

En regardant les résultats dans le détail, il est bien visible que des secteurs évoluent plus significativement et plus rapidement que d'autres (voir annexe A.5.1).

Suite aux abaissements en 2010, le développement de la végétation après effacement est visible sur presque tous les micro-tronçons.

Il apparait clairement que les micro-tronçons au niveau de la confluence avec le Mort-Ru ont un pourcentage de recouvrement qui a fortement diminué en 2011. Les tronçons n.27 à 32 sont impactés (Tableau 13). Sur l'ensemble de ces micro-tronçons, le recouvrement par les Rubaniers chute fortement, de même pour le Potamot pectiné, alors que le Cornifle très peu présent initialement devient prépondérant. Le Myriophylle disparait par endroit. Cette diminution subite de la végétation ne semble pas liée à l'ensoleillement (qui n'a pas significativement évolué sur le tronçon) et n'est pas aussi importante sur les autres micro-tronçons. On peut donc se demander si une pollution apportée par le Mort Ru ne pourrait pas en être responsable (d'autant que l'impact de l'abaissement est quasiment nul en amont de la confluence, la présence d'un radier retenant le niveau de l'eau amont).

		espèce	recouv tot(%)	surf recouv(m^2)	Répart(%)	nb touffes
2009	R	Rubanier	14,8	8 476,6	44,2	
	C	Cornifle	4,1	2 351,8	12,3	
	M	Myriophylle	4,2	2 377,3	12,4	
	P	Potamot pectiné	10,2	5 842,4	30,5	
	Pn	Potamot noueux	0,1	63,5	0,3	
	Pc	Potamot crépu	0,0	1,1		
	Sa	Sagittaire	-			56
	Ca	Callitriche	-			4
	Nl	Nénuphar	-			28
	Ch	Characée	0,1	45,4	0,2	
	Ec	Elodée	-			
	Al	Algues	-			
		TOTAL	32%	18 930 m^2	sur 57 100 m^2	
2010	R	Rubanier	18,2	8 809	42,2	
	C	Cornifle	7,8	3 802	18,2	
	M	Myriophylle	3,1	1 518	7,3	
	P	Potamot pectiné	12,4	5 999	28,7	
	Pn	Potamot noueux	0,1	35	0,2	
	Pc	Potamot crépu	-			
	Sa	Sagittaire	0,1	53	0,3	
	Ca	Callitriche	0,1	59	0,3	
	Nl	Nénuphar	0,1	59	0,3	
	Ch	Characée	1,1	550	2,6	
	Ec	Elodée	0,03	13	0,1	
	Al	Algues	-	-		
		TOTAL	43%	21 025 m^2	sur 48 535 m^2	
2011	R	Rubanier	10,1	4 670	28,4	16
	C	Cornifle	10,8	5 013	30,5	4
	M	Myriophylle	3,1	1 417	8,6	4
	P	Potamot pectiné	11,2	5 179	31,5	2
	Pn	Potamot noueux		-		4
	Pc	Potamot crépu	0,00	2	2	
	Sa	Sagittaire	-	-		
	Ca	Callitriche	0,3	145	0,9	31
	Nl	Nénuphar	0,02	9	0,1	10
	Ch	Characée	0,01	3	1	
	Ec	Elodée	-		-	
	Al	Algues	-			
		TOTAL	36%	16 501 m^2	sur 46 282 m^2	
2012	R	Rubanier	3,3	1 528	12,1	21
	C	Cornifle	4,2	1 948	15,4	21
	M	Myriophylle	5,5	2 568	20,3	6
	P	Potamot pectiné	14,2	6 550	51,7	10
	Pn	Potamot noueux		-		8
	Pc	Potamot crépu				
	Sa	Sagittaire		-		7
	Ca	Callitriche	0,1	57	0,4	34
	Nl	Nénuphar	0,02	9	0,1	11
	Ch	Characée				
	Ec	Elodée		-		-
	Al	Algues		-		
		TOTAL	29%	13 258 m^2	sur 46 282 m^2	

TABLE 4.3 – Évolution sur l'intégralité du tronçon d'étude du pourcentage de recouvrement total, de la surface recouverte, de la répartition et du nombre de touffes de chaque espèce de macrophytes pour les quatre années de suivis

Influence de l'ensoleillement sur le recouvrement par les macrophytes

Le secteur étudié est sous condition "mi-ombre" pour la moitié de sa surface totale (tableau 4.4).

Surface (m^2)	**2009**	**2010-2011-2012**
Tronçon Total	58 350	47 218
Ombre	20 700 soit 35%	17 213 soit 36%
mi-ombre	29 100 soit 50%	19 720 soit 42%
soleil	8 550 soit 15%	10 285 soit 22%

TABLE 4.4 – Surfaces du tronçon total concernées par les différentes conditions d'ensoleillement

L'ensoleillement d'un tronçon joue un rôle important sur son recouvrement total. La végétation aquatique est beaucoup plus importante dans les secteurs ensoleillés (recouvrement jusqu'à 100%) que dans les zones à l'ombre (le recouvrement étant par endroit quasiment nul). Les tronçons au soleil sont recouverts en moyenne sur 55 à 65% de leur surface totale, tandis que ceux à l'ombre ne sont jamais recouverts sur plus de 20% (figure 4.3).
Suite à l'abaissement des clapets en 2010, le recouvrement augmente sur tous les milieux, quelque soit leur ensoleillement. Les années suivantes, il semble revenir dans des proportions similaires à celles d'avant abaissement. L'effacement des clapets n'affecte pas plus un site ensoleillé qu'un site à l'ombre.

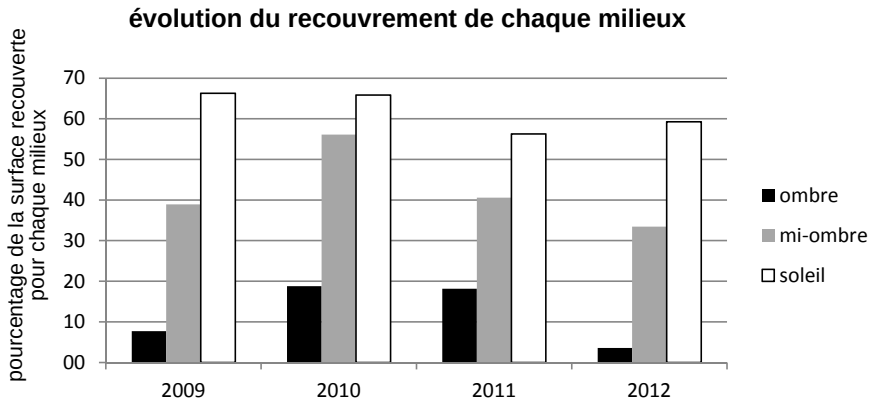


FIGURE 4.3 – Évolution du recouvrement des micro-tonçons par les macrophytes suivant le type d'ensoleillement

Les surfaces à la mi-ombre étant les plus nombreuses (42%), elles fournissent environ la moitié de la surface recouverte totale (voir figure 4.4). De plus, même si les milieux au soleil ne représentent que 22% de la surface totale, leur importance dans le recouvrement augmente et atteint presque les 50% de la surface totale recouverte en 2012. L'importance des secteurs à l'ombre reste assez faible, même si elle semblait augmenter suite aux abaissements, mais l'année 2012 n'a pas confirmé la tendance. Les mauvaises conditions météo sont sans doute en cause en 2012.

Il semble qu'en 2012, les milieux à la mi-ombre soient principalement recouverts par le Rubanier et le Myriophylle, tandis que les zones au soleil contiennent beaucoup de Potamot Pectiné.

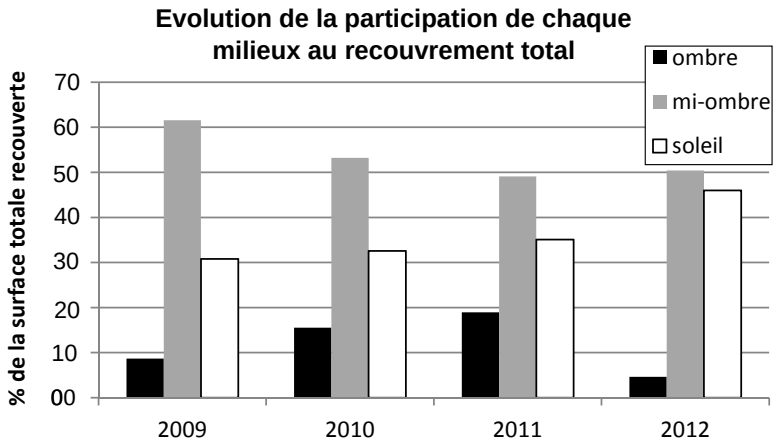


FIGURE 4.4 – Evolution de la part de chaque type d'ensoleillement sur le recouvrement total du secteur par les macrophytes

Conclusion

Le recouvrement total du lit par les macrohpytes augmente l'année des effacements de clapets, pour revenir à des proportions similaires à celles pré-effacements dans les années suivantes. Aucun sur-développement n'est observé. Certaines espèces sont favorisées, au détriment d'autres, et elles se réorganisent dans le lit en fonction de leur milieu de développement (les espèces de milieu lentique se regroupant près des berges ou derrière des touffes d'autres macrophytes). Ce sont les micro-tronçons au soleil qui sont le plus recouverts par les macrophytes mais les tronçons à la mi-ombre étant les plus nombreux, ces derniers ont une plus grande importance dans le recouvrement total du secteur. Des évolutions du recouvrement en fonction de l'ensoleillement sont visibles mais il faudrait prendre en compte les évolutions météorologiques pour différencier l'impact des conditions climatique de celui des effacements.

4.2 Évolution de la flore des berges suite aux effacement

4.2.1 Méthodologie

Les berges de l'Orge étant assez abruptes (particulièrement entre les clapets Souchard et Guipereux), la végétation s'y développant avant les abaissements était assez pauvre et comprenait peu d'espèce de zone humide. Des relevés floristiques ont donc été effectués au niveau de la berge et des banquettes mises-à-nu pour évaluer les dynamiques de colonisation, ainsi que la diversité du peuplement végétal (notamment les plantes de zones humides) s'y installant durablement.

Dynamique de colonisation des berges exondées l'année de l'effacement

Les banquettes et les berges exondées sont des milieux potentiellement fertiles. L'objectif est de suivre précisément les dynamiques de colonisation de la végétation durant la

première année suivant l'apparition de ce nouveau milieu. Ce suivi doit permettre d'estimer si, sans aucun ensemencement, une végétation se développe sur les berges et quelles sont les espèces pionnières venant s'y implanter.

Ce suivi a donc été effectué en 2010, l'année des effacements de clapets (travail effectué par Le Corre (2010)). Des relevés ont été réalisés sur 9 placettes de $1m^2$ localisées sur des berges exondées, en amont du clapet Souchard (milieu éclairé, clapet effacé le 16 mars 2010) et en amont du clapet Vaucluse (milieu ombragé, clapet effacé le 28 avril 2010). Les emplacements ont été choisis pour diversifier les milieux (différents substrats, éloignement de la ligne d'eau, condition d'éclairement...). Un inventaire des espèces présentes et de l'importance de leur extension , accompagné d'un suivi photographique, ont été effectués sur chaque placette une fois par mois d'avril à Septembre 2010.

Évolution des espèces sur les berges et banquettes les années suivant les effacements

Nous nous sommes intéressés à l'évolution du peuplement végétal sur les berges (anciennes berges et berges nouvellement exondées, comprenant les banquettes) dans les années suivant les effacements. Les espèces pionnières s'installant l'année de l'effacement ne vont pas forcément s'y stabiliser et le peuplement végétal va évoluer avant de trouver un équilibre sur les berges exondées. Pour ce faire un relevé de toutes les espèces végétales présentes a été effectué chaque année.
Des relevés floristiques ont été effectués par E. Le Corre en 2009 et 2010 (stagiaire au Syndicat de l'Orge), par M.Feuillas en 2011 et par le service Prospective et Études des Milieux (PEM) du Syndicat de l'Orge en 2012. Les méthodes diffèrent légèrement, ce qui peut introduire un biais :

- Erwan Le Corre : station de 5 m linéaire, prospectée depuis la ligne d'eau jusqu'au sommet du talus de berge. Cette méthodologie permet d'évaluer l'évolution de la flore depuis les banquettes jusqu'au haut de berge.

- M.Feuillas et PEM : station de 2-3 m linéaire, la surface prospectée représente 10 à 20 m^2 en suivant la banquette, du bord de l'eau jusqu'au haut du talus de berge. (Méthode de prospection : après s'être situé dans un secteur homogène d'aspect représentatif sans discontinuité évidente, l'opérateur relève toutes les espèces qu'il voit dans son environnement immédiat (quelques m^2), puis il s'éloigne en décrivant des cercles concentriques de plus en plus grands. Le relevé s'arrête lorsque le nombre d'espèces n'augmente plus significativement). Avec cette méthodologie, la distinction entre les espèces se développant sur les banquettes et celles se développant sur le haut de berge n'a pas toujours été faite.

Sept stations ont ainsi été suivies durant l'été avec deux ou trois passages (voir tableau 4.5 et carte 4.5). La station au Carouge (Brétigny) sur l'amont du tronçon d'étude choisie initialement comme site témoin s'est révélée être légèrement touchée par les effacements (une dizaine de centimètres d'eau en moins). Trois de ces stations correspondent aux banquettes étudiées dans la partie biogéochimie : G3-2 = VB, SM2-3 = LB et SM2-5 = LA.

Localisation	point M.Feuillas	Points Erwan	ensoleillé	abrupte
Guinguette	SM2-3	non suivi	mi-ombre	peu
Guinguette	SM2-4	Longpont quadra 5	soleil	non
Guinguette	SM2-5	Longpont quadra 3	soleil	non
Carouge (témoin)	LO6-15	Carouge quadra 2 et quadra 3	soleil Q2 et mi-ombre Q3	non
Vaucluse	G3-2	semblable aux quadra 1 et 2	ombre	oui

TABLE 4.5 – Nom et localisation des sites de suivi de la flore des berges et des banquettes, accompagné d'une estimation de leur ensoleillement et du caractère abrupte de la berge

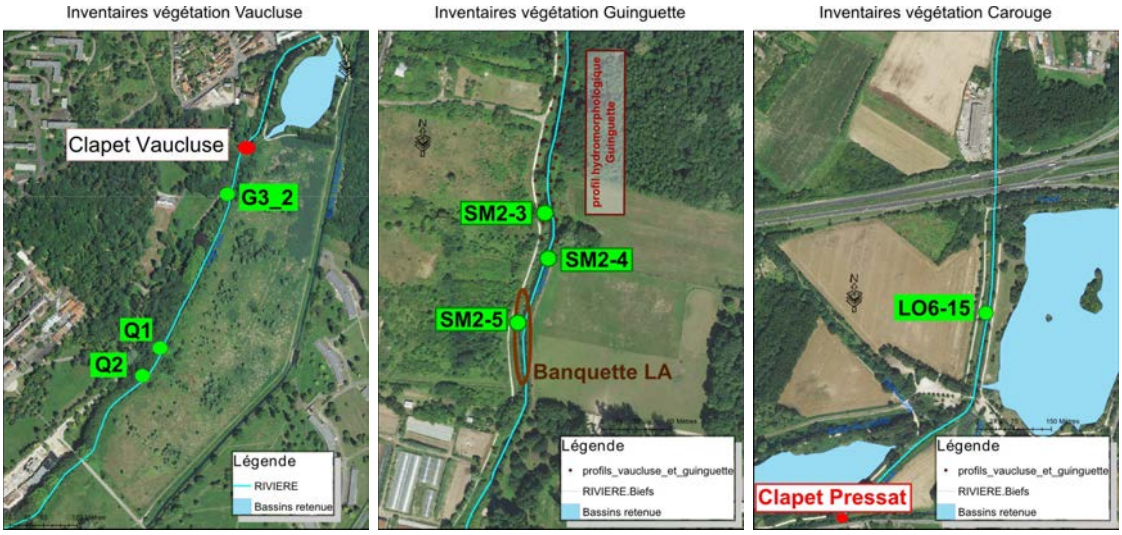


FIGURE 4.5 – Localisation des site d'inventaire végétal sur les berges à Vaucluse (Sainte Geneviève), Guinguette (Longpont) et Carouge (Brétigny)

Suivi des zones humides riveraines

La zone humide située entre l'Orge et la boëlle Saint Michel en amont du clapet Vaucluse (Sainte Geneviève des Bois) est la plus importante de la vallée. Cette zone humide présente en fond de vallée se situe sur l'ancien tracé de l'Orge. C'est une roselière composée principalement de phragmites et de baldingères, et de nombreuses espèces d'intérêts y sont présentes : Phragmite des joncs, Rousserolle effarvatte, Martin pêcheur, Rat des moissons...
L'abaissement du niveau d'eau de l'Orge pourrait impacter les niveaux de la nappe et désengorger la zone humide. L'étude a donc consisté à suivre les niveaux d'eau de la nappe (voir partie 3.3) ainsi que l'évolution des plantes de la zone humide.

Un relevé floristique, accompagné des hauteurs et taux de recouvrement de la végétation a été effectué sur 10 placettes de 4 m^2. Ces placettes sont situées sur un transect perpendiculaire à l'Orge traversant la zone humide, avec des niveaux hygrométrique variables.



FIGURE 4.6 – Photos de l'Orge RD à Vaucluse juste avant l'effacement du clapet le 28/04/2010, avec la roselière en arrière plan, accompagnée d'une photo d'un Rat des Moissons prise dans la roselière en aout 2010

4.2.2 Résultat : Flore des berges

La végétation sur les anciennes berges n'a pas réellement évolué suite aux abaissements. Par contre, les banquettes et les berges nouvellement émergées ont connu une colonisation végétale importante. Comme l'illustrent les Photos 4.7, sur les banquettes en pente douce et ensoleillées, la végétation s'est rapidement développée avec une grande diversité.

Dynamique de colonisation des banquettes l'année des effacements

Un suivi de la dynamique de colonisation des banquettes l'année de l'abaissement a été effectuée par E. Le Core sur deux sites : à la Guinguette abaissé mi-mars (ensoleillé et en pente douce) et à Vaucluse abaissé fin avril (ombragé et abrupt). Une distinction entre les sites à l'ombre et les sites ensoleillés apparait clairement, ainsi qu'entre les berges en pente douce et les berges abruptes.

Sur les sites ensoleillés, la dynamique de colonisation et de succession végétale est rapide sur les berges et les banquettes mises à nue (Photos 4.7). On passe ainsi de berges abruptes dominées par une flore peu diversifiée (ortie, ronce, sureau hièble, scrofulaire aquatique) et peu typique des milieux humides (15 espèces rivulaires en moyenne, toutes stations confondues), à des berges douces au niveau des banquettes avec une végétation diversifiée et typique des milieux humides. Le développement a lieu très rapidement, comme le montre la placette trois de la Guinguette :

- 3 mois après effacement : jusqu'à 28 espèces au m^2 dominées dans un premier temps par les espèces nitrophiles ou pionnières
- 5 mois après effacement les hélophytes ont pris le dessus, notamment au plus proche de la ligne d'eau (tyhas, carex, joncs, cresson, myosotis des marais, véronique des ruisseaux...)
- 6 mois après effacement le recouvrement végétal est compris entre 60% à 100% sur les banquettes ensoleillées

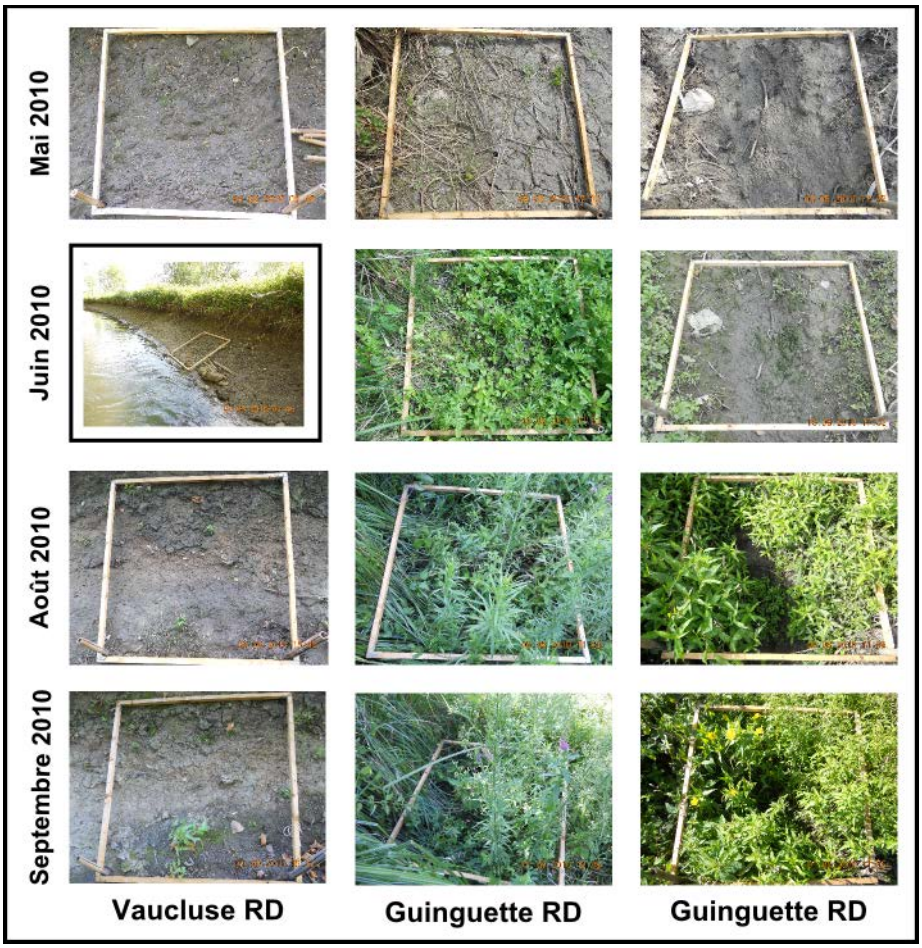


FIGURE 4.7 – Photos de l'évolution de la colonisation de 3 berges exondées par les abaissements.
Le quadra à Vaucluse est à l'ombre tandis que les deux autres sont au soleil, avec le premier site proche de la berge et le second proche de la ligne d'eau.



FIGURE 4.8 – Photos de la banquette LA en septembre 2010 (gauche) et en août 2011 (droite)

Sur les sites à l'ombre, comme à Vaucluse qui a connu un effacement plus tardif et possède des berges abruptes, le développement de la végétation est plus timide : 5 mois après l'effacement le recouvrement végétal n'est que de 0% à 25%. Un an après l'effacement, certaines zones ne sont toujours que très peu végétalisées et l'ancienne ligne d'eau est encore visible. Les berges abruptes avec très peu de substrat pour les racines des plantes et le faible ensoleillement ont un effet conjugué défavorable à la colonisation végétale.

Les banquettes passent donc d'une couverture végétale nulle juste après abaissement, à un recouvrement à 20% mi mai pour finir à 95% fin juin 2010, avec une diversité qui passe à 30 espèces voire 50 sur les zones les plus favorables. Les principales espèces s'y développant sont la Véronique Aquatique, le Cresson, les Joncs, puis la Menthe, les Massettes et Carex et enfin la Salicaire et le Scrofulaire Aquatique (Le Corre (2009) et Le Corre (2010)).

Évolution des espèces présentes sur les berges et les banquettes

Le suivi de 7 stations permet d'évaluer les dynamiques de peuplement végétal des nouvelles berges les années suivant les effacements.
En 2009 la diversité sur les berges est assez faible (moins de 16 espèces par site). L'année de l'effacement (2010), le nombre d'espèces présentes sur les berges (ancienne berges, berges émergées et éventuelles banquettes) explose, particulièrement sur les sites ensoleillés (figure 4.9). Cette augmentation se retrouve aussi sur le site "témoin" du Carouge signifiant qu'un facteur extérieur aux effacements est aussi en jeu. Cependant, un an après l'abaissement (2011), le nombre d'espèces diminue mais pour rester au dessus du nombre d'espèces présentes avant l'abaissement. Le nombre d'espèces ré-augmente en 2012, ce qui confirme la diversification des espèces sur les nouvelles berges soumises aux variations du niveau d'eau de l'Orge (tout en restant fortement impacté par les conditions climatiques). Le printemps très sec de 2011 explique peut être le développement moins important de la végétation.
Les espèces évoluent dans les années suivant les effacements. Entre 30% et 50% des espèces apparues sur la banquette en 2010 disparaissent en 2011. De nouvelles espèces continuent à apparaitre sur les banquettes en 2011. Les espèces pionnières laissent place à des espèces rivulaires, dont des espèces typiques de zones humides (Arnal and Guittet, 2004). Il semble que le peuplement végétal sur les berges ne soit pas encore stabilisé en 2012.

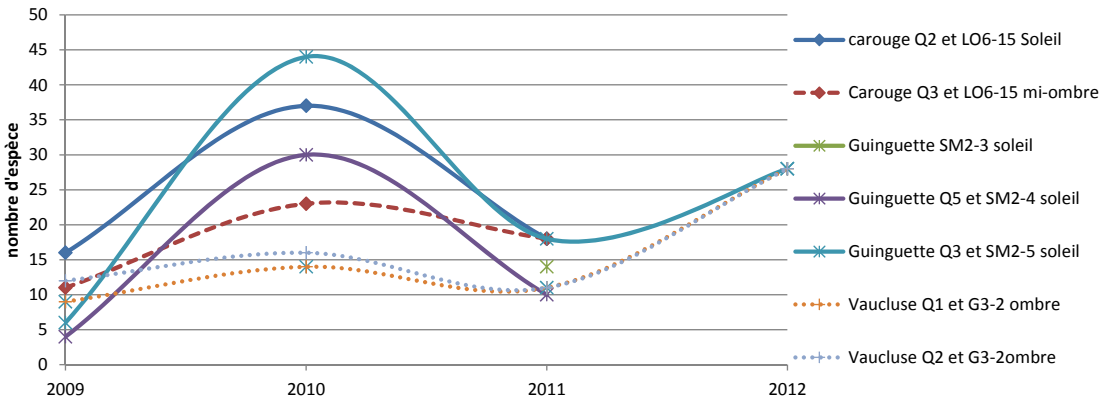


FIGURE 4.9 – Évolution du nombre d'espèces présentes sur les anciennes berges, les berges exondées et les banquettes les années suivant les effacements d'ouvrages

L'année suivant l'abaissement, ce ne sont pas particulièrement des espèces de zones humides qui s'installent au bord de berge (figure 4.10). Par contre, il semble que celles-ci prennent le dessus par la suite. Cependant, il est difficile de montrer une évolution claire excepté pour la station Guinguette Q3 (qui correspond à la banquette LA). Il peut y avoir un biais méthodologique car il n'a pas toujours été fait la distinction entre les espèces des anciennes berges et celles s'implantant sur les berges exondées. La figure 4.10, prend donc en compte les espèces de zones humides déjà présentes et celles nouvellement implantées, excepté pour la station Guinguette Q3 qui reste localisée sur la banquette.

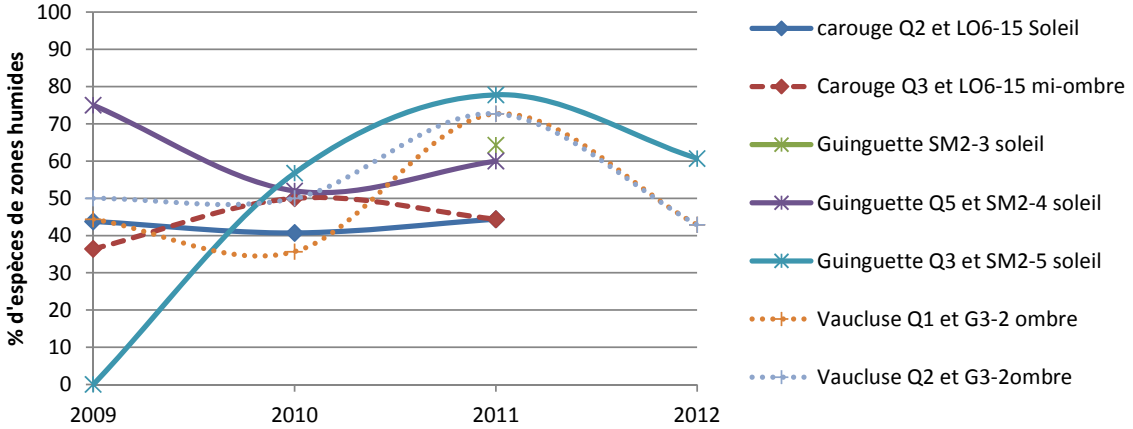


FIGURE 4.10 – Évolution de la proportion d'espèces de zone humide implantées sur les berges et le banquettes les années suivant les effacements

La végétation se met en place petit à petit et les espèces trouvent progressivement leur milieu. Un étagement des espèces par rapport au niveau d'eau et aux fréquences d'immersion est en train de se mettre en place :

- Véronique aquatique, Cresson, Joncs au bord de berge
- Menthe, Massette, Carex en position intermédiaire
- Salicaire, Scrophulaire, Bidens sur la partie haute

Un point reste à surveiller : il a été observé un fort développement du Sainfoin d'Espagne (Galegaofficinalis) qui est une plante assez commune et naturalisée mais qui est classée « invasive potentielle ». Elle doit faire l'objet d'une surveillance accrue.



FIGURE 4.11 – Évolution de la banquette LA (station Guinguette Q3) suite aux effacements, vue vers l'aval

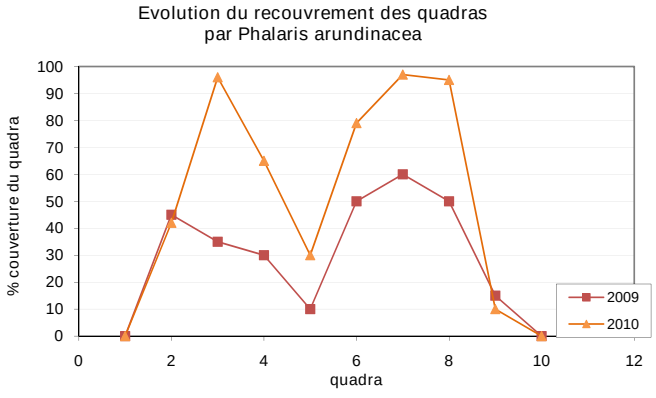
Suivis des zones humides riveraines

Le milieu est beaucoup plus sec en 2010 et la végétation nettement plus développée qu'en 2009. Les espaces nus en 2009, conséquence d'une inondation trop prolongée, sont colonisés par la baldingère et se referment en 2010 (figure 4.12). Au niveau floristique, la baldingère s'épand beaucoup au détriment d'espèces dont l'écologie demande des milieux plus humides, comme le phragmite, la renoncule scelerate... (figure 4.13).



FIGURE 4.12 – Comparaison de la placette VQ3 entre le 15 mai 2009 (à gauche) et le 1er juin 2010 (à droite)

Cependant, il est difficile d'en tirer des conséquences : la faible pluviométrie, un incendie durant l'hiver 2009-2010, l'effacement du clapet depuis seulement 1,5 mois, sont autant de facteur influençant le développement de la végétation et dont les interactions importantes rendent difficile l'identification des causes des évolutions observées.



Orge Boëlle St Michel

FIGURE 4.13 – Évolution du recouvrement par la baldigère dans la roselière du Perray Vaucluse

Conclusion flore rivulaire

Les berges exondées par les effacements sont naturellement colonisées par la végétation, plus ou moins rapidement selon l'ensoleillement de la berge. Trois ans après les effacements, les traces de l'ancien niveau de la rivière ne sont plus visibles pour une personne non avertie. La diversité végétale des berges est accrue même si la stabilisation du cortège végétal semble prendre plusieurs années. Cependant, plusieurs espèces typiques de bord de cours d'eau se sont bien implantées (Cresson, Véronique des ruisseau...).
La zone humide du Perray Vaucluse n'a pas été affectée par l'abaissement du niveau d'eau. Cependant, ceci doit principalement être dû à la configuration particulière de l'Orge, la faible connectivité de la rivière avec la nappe perturbe peu les niveaux de cette dernière.

4.3 Études des indices biologiques suite aux effacement

Surveiller l'état et les tendances des biotopes et des écosystèmes aquatiques est essentiel pour quantifier l'impact des activités anthropiques et évaluer l'efficacité des actions de gestion dans le cadre de la DCE. Comme nous l'avons vu précédemment, l'effacement des clapets provoque de nombreuses modifications dans la rivière, ce qui impacte directement les habitats disponibles dans l'Orge. Des suivis d'indicateurs biologiques de la qualité de l'eau et des habitats de la rivière ont donc été mis en place dans les secteurs de l'Orge sous influence de l'effacement des clapets. Il viennent compléter les suivis déjà en place sur l'Orge.
Trois indices ont été utilisés ici : l'Indice Poisson Rivière basé sur les populations piscicoles, l'Indice Biologique Diatomée basé sur les populations de diatomée (algues benthiques fixées) et l'Indice Biologique Global Normalisé basé sur les populations d'invertébrés aquatiques. Ce chapitre présente les résultats d'études effectuées par l'ONEMA et la Fédération de pêche de l'Essonne sur la population piscicole, ainsi que par la DRIEE sur les populations de macro-invertébrés et de diatomées.

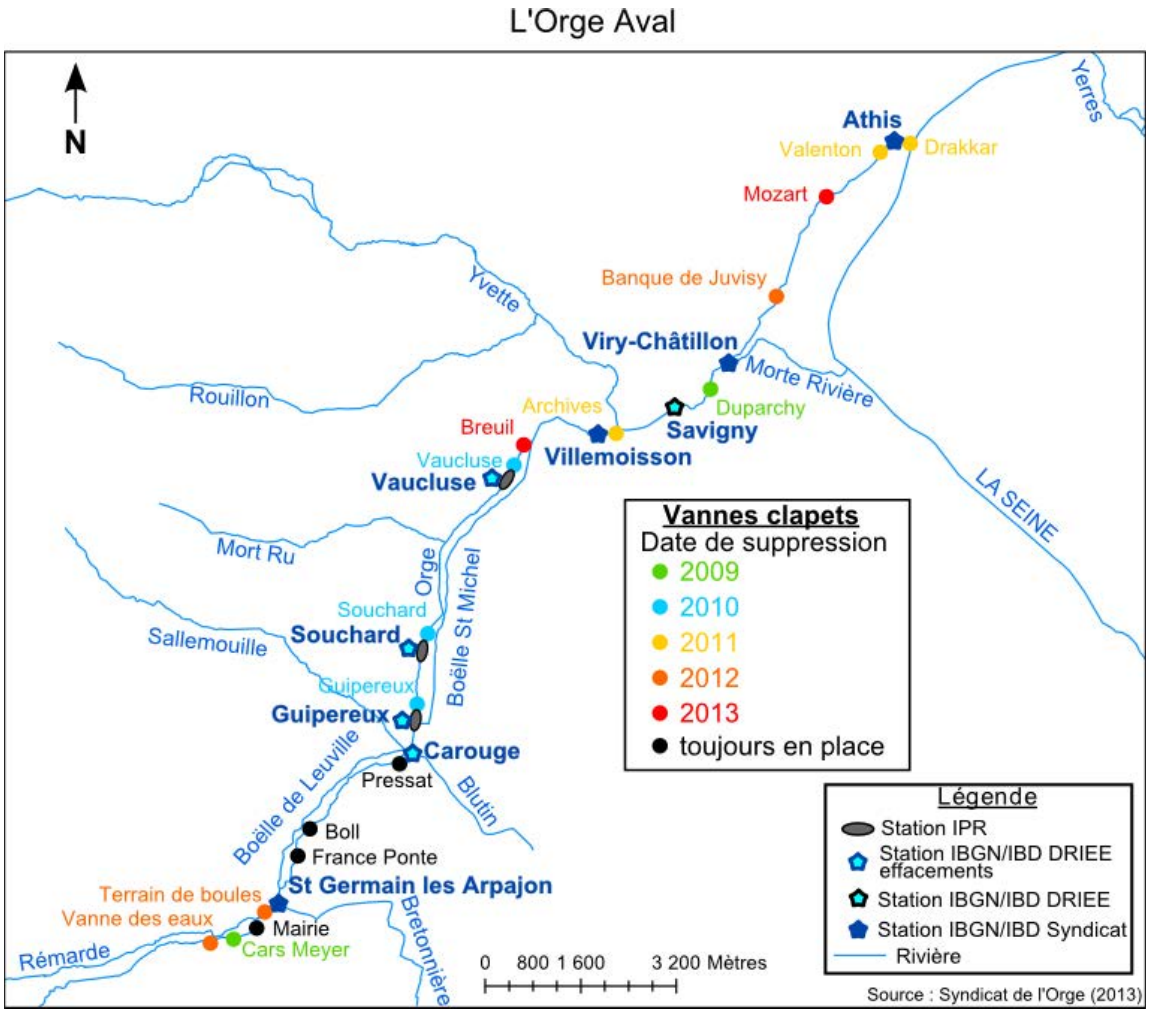


FIGURE 4.14 – Carte de l'Orge aval localisant les sites de suivis hydrobiologiques, ainsi que les clapets accompagnés de leur date d'effacement

4.3.1 Évolution des populations piscicoles

Se trouvant en haut de la chaine trophique, l'évolution de la population piscicole sera un bon indicateur de la diversité des habitats fournis par la rivière. Cependant, cette position la rend moins rapidement réactive aux modifications du milieu. Les premiers résultats concernant l'Orge sont à considérer avec prudence car la population piscicole, après une telle perturbation, mettra au moins trois ans à retrouver un équilibre (Chevalier and Huger (2011) et rapport qualité 2010 du Syndicat de l'Orge).

Calcul de l'Indice Poisson Rivière IPR

Les poissons sont sur le sommet de la chaine trophique et sont souvent utilisés comme bio-indicateurs pour évaluer les habitats. Dans les rivières tempérées et tropicales, le nombre d'espèces augmente avec l'augmentation de la taille du bassin versant. La forme ramifiée du réseau fluvial peut favoriser une forte diversité en permettant des conditions d'habitats diversifiées, ainsi que l'isolement de certaines populations sur des portions distantes du bassin versant (Bukaveckas, 2010).

L'IPR est un indice utilisant la composition du peuplement piscicole comme un indicateur de la qualité de la rivière. La version normalisée de l'IPR donne une valeur, qui est la somme des valeurs des 7 métriques suivantes : le nombre total d'espèces, le nombre d'espèces limnophiles (aimant les courants faibles), le nombre d'espèces rhéophiles (aimant les courants forts), la densité d'individus « tolérants » à la qualité de l'eau, la densité d'individus invertivores, la densité d'individus omnivores et la densité totale d'individus. La valeur fournie par ce calcul est comparée à ce qui serait attendu dans une situation de référence présentant le même milieu mais sans aucun impact anthropique. L'évaluation est probabiliste, estimant la probabilité d'atteindre cette situation idéale. Un IPR de zéro signifie qu'il n'y a pas d'écart entre la situation mesurée et la situation dite "idéale". Plus la note augmente plus l'écart à "l'excellente qualité" est grand, avec une définition des différents domaines de qualité (tableau 4.6). Le calcul des notes Indice Poisson Rivière a été normalisé (norme NF T90-344).

Score IPR	Qualité estimée
< 7	Qualité excellent
entre 7 et 16	Bonne qualité
entre 16 et 25	Qualité médiocre
entre 25 et 36	Mauvaise qualité
> 36	Très Mauvaise qualité

Table 4.6 – Note IPR et relation à la qualité estimée de la rivière

« Les populations piscicoles se situent au sommet du réseau trophique dans l'écosystème aquatique. La variation de leur composition est ainsi un précieux indicateur de l'évolution des habitats. Cependant, cette position en fait un indicateur moins réactif aux modifications ponctuelles du milieu : le peuplement ne retrouve son équilibre que dans un délai estimé à 3 ans. » (Chevalier and Huger, 2011)

Méthodologie des suivis piscicoles : ONEMA et Fédération de pêche 91

Le suivi des populations piscicoles a été réalisé par l'ONEMA en 2009-2010-2011 (Chevalier and Huger, 2011) et par la Fédération de Pêche du 91 en 2012 (Anonymous, 2012). L'état initial de 2009 a été effectué en barque, puis les inventaires sont effectués à pied sur chaque site, selon une répartition par ambiance (c'est-à-dire selon les différents types d'habitats disponibles pour les poissons). Chaque ambiance est définie par trois composantes fondamentales de l'habitat aquatique : la hauteur d'eau, la vitesse du courant et la nature du substrat. La prospection est effectuée par pêche électrique avec deux passages par faciès.

Trois stations ont été prospectées en amont direct des trois clapets (figure 4.14). Chaque station possède ses propres caractéristiques (table 4.7). La profondeur moyenne de chacune de ces stations lors des suivi était en moyenne de 50 cm après les effacements.

Station	longueur	Radier	Plat
Vaucluse	150m	20%	80% lent
Souchard	150m	60%	40% courant
Guipereux	150m	40%	60% courant

Table 4.7 – Principales caractéristiques des stations de suivi piscicole (données Fédération de pêche 91 et ONEMA)

Résultats des suivis piscicoles

Une quinzaine d'espèces piscicoles a pu être observée dans l'Orge (table 4.8). En 2009 et 2010, le peuplement est dégradé, avec une dominance d'espèces tolérantes. En 2011, le milieu montre une faible amélioration mais avec un peuplement piscicole qui reste médiocre. En 2012, le peuplement est relativement équilibré sur les trois stations. Les espèces prédominantes sont cependant assez tolérantes à l'habitat et peu sensibles à la qualité de l'eau (Loche franche).

Famille	Espèce	Code
Anguillidae	Anguille	ANG
Esocidae	Brochet	BRO
Cyprinidae	Brème	BRE
	Chevaine	CHE
	Gardon	GAR
	Goujon	GOU
	Vandoise	VAN
	Rotengle	ROT
Cobitidae	Loche franche	LOF
Percidae	Perche commune	PER
	Sandre	SAN
	Grémille	GRE
Gasterosteidae	Epinoche	EPI
	Epinochette	EPT
Cottidae	Chabot	CHA

Table 4.8 – Les différentes espèces piscicoles pêchées dans l'Orge

Lors de la campagne 2010 les « ambiances » prospectées ont évolué suite aux effacements : il y a une baisse de la capacité d'accueil à Vaucluse du fait de la disparition des habitats de berge et leurs racines mais l'effet est inverse à Souchard. Le nombre d'espèces de poissons observées diminue légèrement en 2010. Les espèces lithophiles (qui aiment les fonds pierreux) sont favorisées à Souchard par une plus forte granulométrie. Le nombre d'espèces rhéophiles (qui aiment le courant) augmente à Souchard et à Vaucluse.

En 2011 une nette recolonisation de l'anguille vers l'amont a pu être observée.

Les résultats 2012 montrent un peuplement piscicole principalement composé des cyprinidés tels que le goujon et le gardon. La Loche franche occupe une part importante de la population en place. La présence du Chabot se généralise. Ces espèces sont accompagnées de l'Anguille, espèce en danger d'extinction, ainsi que de carnassiers tels que la Perche, le Sandre ou le Brochet.

Les résultats préliminaires des pêches de 2013 montrent l'apparition de de barbeaux fluviatiles juvéniles. Cette espèce est très intéressante puisqu'elle vit dans les parties larges et courantes des cours d'eau de plaine et apprécie les fonds caillouteux et sableux. La présence de juvéniles de Vandoise (cyprinidé d'eau vive qui se reproduit sur des substrats minéraux) se confirme sur les trois stations étudiées (dans des quantités importantes à Guipereux). La présence de juvéniles montre qu'il y a clairement des frayères effectives dans l'Orge. De plus, c'est à partir de 2013 que l'Orge à l'aval du tronçon étudié est totalement décloisonnée et reconnectée à la Seine (figure 4.14). Le décloisonnement permet la remontée de géniteurs depuis la Seine et une évolution du peuplement piscicole.

Suite aux effacements de barrage, l'IPR tend vers une note de bonne qualité (voir figure 4.15). Suite aux effacements, les stations répondent de façon très différente à la perturbation : l'IPR se dégrade à Vaucluse alors qu'il s'améliore à Souchard. Les années suivant cette perturbation, l'IPR semble aller vers une amélioration mais le peuplement n'est toujours pas stabilisé après trois années de suivi.

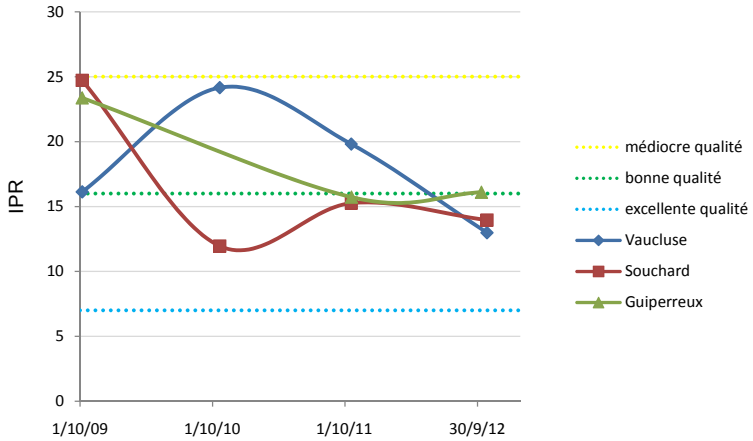


FIGURE 4.15 – Evolution de l'IPR en amont des trois clapets avant (2009) et après effacement (données Fédération de pêche 91 et ONEMA)

La diversification des faciès d'écoulement ainsi que des sédiments a entrainé l'apparition de petites espèces d'eau vive (Vandoise, Chevesne) et la disparition d'espèces d'eau plus lente (Brême, Perche, Tanche). Les stations observées semblent donc aller vers une amélioration de l'habitat et de la qualité du peuplement piscicole même si le peuplement n'est toujours pas stabilisé.

4.3.2 Évolution de l'indice diatomée

Calcul de l'Indice Biologique Diatomées IBD

L'IBD est basé sur la détermination de diatomées (algues brunes) fixées, prélevées sur des minéraux de grande taille. Ces algues unicellulaires et benthiques (fixées) dont la taille est de quelques microns, sont assez indifférentes aux substrats qu'elles colonisent. Par contre, elles sont de bons bio-indicateurs car elles présentent des sensibilités diverses à la qualité de l'eau. Le cortège d'espèces présentes reflète donc avant tout la qualité de l'eau de la rivière. Les diatomées réagissent notamment aux facteurs nitrites et orthophosphates et aux effets toxiques.

La méthode a été normalisée par l'AFNOR en 2000 sur la demande des agences de l'eau pour permettre un diagnostic sur l'ensemble du réseau français, et révisé en 2007.

Méthodologie du prélèvement pour l'IBD Les prélèvements ne sont effectués qu'après trois semaines sans évènement hydrologique majeur pour être sûr que la population prélevée est bien en place et ne provient pas d'un site plus amont. L'échantillonnage se fait dans une zone bien éclairée, sur un support ayant forcément été sous l'eau dans le mois précédent le prélèvement. Le prélèvement s'effectue sur un seul type de support, avec dans l'ordre de priorité suivant les supports disponibles : support dur naturel (pierre...), support dur non-naturel (pilier de pont...), support végétal. Plusieurs supports sont choisis sur l'ensemble de la station pour être les plus représentatifs possible. Le support est brossé et c'est le produit du brossage qui est recueilli.

Au laboratoire, après une préparation permettant d'éliminer la matière organique et les carbonates pour ne garder que la silice, les échantillons sont analysés au microscope pour identifier les différentes espèces de diatomées présentes.

Calcul de la note La valeur de l'IBD est calculée en comparant la communauté de diatomées à une communauté de référence d'un cours d'eau non perturbé. L'IBD prend en compte la diversité des espèces présentes, leur abondance et la sensibilité propre de chaque espèce pour calculer une note. Dans le cadre de la DCE, le bon état est fixé à 14,5/20 (tableau 4.9).

Note	couleur	couleur
IBD >=17	bleu	Excellente
17>IBD>14,5	vert	Bonne
14,5>IBD>10,5	jaune	Moyenne
10,5>IBD>6	orange	Médiocre
6>IBD	rouge	Mauvaise

TABLE 4.9 – Correspondance entre la note de l'IDB et l'état de la rivière qu'elle traduit selon la DCE (pour une hydro-écorégion de tables calcaires)

Les suivis diatomées (IBD) sur le tronçon par la DRIEE

La DRIEE effectue un suivi des diatomées en amont des trois clapets effacés. Quatre stations ont été prospectées sur l'Orge, identiques pour les IBGN et les IBD (tableau

4.10). La station "témoin" au Carouge s'est révélée être légèrement sous influence des effacements (baisse de quelques centimètres du niveau d'eau).

Station	Brétigny	Longpont	St Michel	Epinay
Localisation	Carouge (aval pont)	Guipereux (amont pont)	Souchard (amont pont)	Vaucluse (pont roselière)
Longueur	192 m	168 m	168 m	120 m
largeur	13 m	7,9 m	8 m	7,3 m

TABLE 4.10 – Stations de prospection IBGN et IBD (données DRIEE)

Résultats des suivis de l'IBD

Les notes IBD obtenues oscillent autour de la limite de bonne qualité (IBD>14,5), sans montrer d'évolution nette suite aux effacements(tableau 4.11).

De manière générale, le nombre de taxons est modeste et présente des dominances fortes : les deux premiers taxons, Amphora pediculus APED, Rhoicosphenia abbreviata RABB, avoisinent souvent les 50% de l'effectif total. Néanmoins, il semble y avoir une augmentation du nombre de taxons de 2009 à 2011, pour un retour en 2012 à un état proche de 2009. Cela pourrait être lié à l'effacement des clapets qui diversifie les écoulements, ce qui multiplie les diatomées sensibles au courant mais ayant toujours de même sensibilité vis-à-vis des nutriments et de la matière organique. Mais comme cela est aussi visible sur les IBGN, il semble que cette année 2011 ait été un peu particulière.

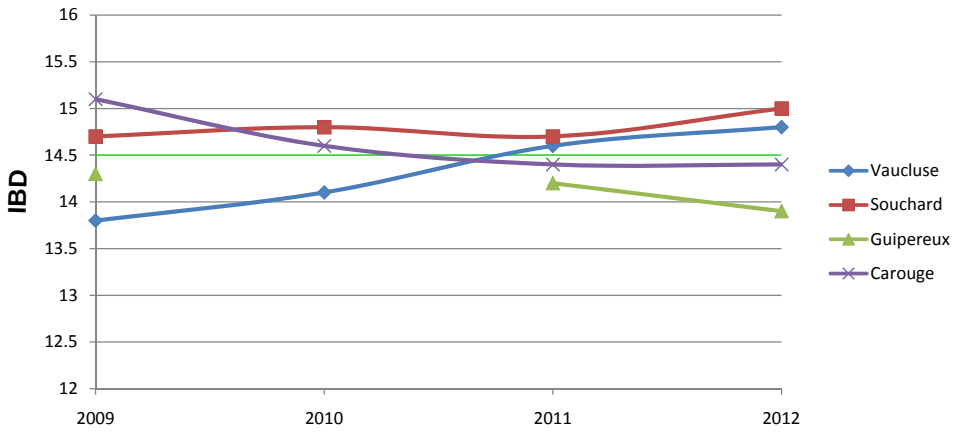


FIGURE 4.16 – Évolution de l'IBD suite aux effacements (données DRIEE)

Les espèces dominantes sont très ubiquistes vis-à-vis du courant (APED, RABB) et indiquent un milieu riche en nutriments (cocconeis placentula CPLE et Navicula cryptotenella NCTE) avec un fond de matière organique (Eolimna minima EOMI et Nitzschia amphibia NAMP).

La population de diatomées n'évolue donc pas significativement depuis les abaissements. Ceci n'est pas inattendu car les diatomées sont plutôt sensibles à la qualité de l'eau qui n'a pas significativement évolué depuis les effacements. Les évolutions hydromorphologiques observées sur ces stations ne semblent donc pas affecter les populations de diatomées.

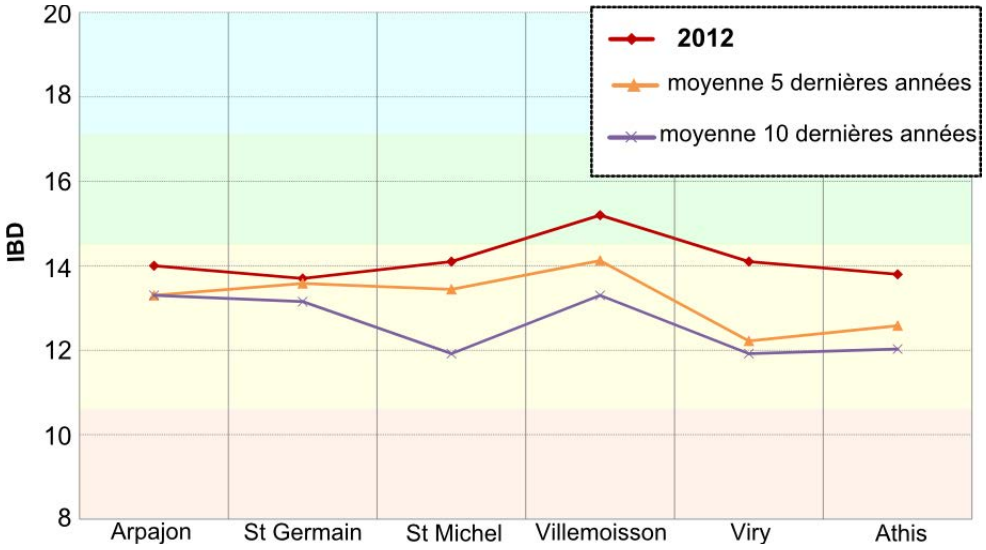


FIGURE 4.17 – Évolution moyenne de l'IBD durant ces dix dernières années sur les stations de l'Orge aval suivies par le Syndicat de l'Orge (données SIVOA)

Stations	Brétigny Carouge	Longpont Guipereux	St Michel Souchard	Épinay Vaucluse
IBGN 2009	14 / 13 c	12 / 10 c	11 / 10 c	11 c
IBGN 2010	15 / 14 c	-	15 / 13 c	13 / 11 c
IBGN 2011	13 / 11 c	9 c	14 / 13 c	12 / 10 c
IBGN 2012	14 / 13 c	12 / 11 c	14 / 12 c	13 / 11 c
GI 2009	4	4 / 2 c	4	4
GI 2010	5 / 4 c	-	5 / 4 c	5 / 3 c
GI 2011	5 / 3 c	2	4	3 / 2 c
GI 2012	5 / 4 c	5 / 4 c	5 / 4 c	5 / 4 c
Nb taxon 2009	37	32	25	25
Nb taxon 2010	38	-	37	30
Nb taxon 2011	31	27	37	33
Nb taxon 2012	36	26	33	29
IBD 2009	15,1	14,3	14,7	13,8
IBD 2010	14,6	-	14,8	14,1
IBD 2011	14,4	14,2	14,7	14,6
IBD 2012	14,4	13,9	15	14,8
Nb taxons 2009	29	33	38	34
Nb taxons 2010	35	-	41	37
Nb taxons 2011	57	46	49	52
Nb taxons 2012	43	26	35	21

TABLE 4.11 – Résultats des IBGN et des IBD sur les quatres années de suivis (données DRIEE)

Les notes IBGN et le groupe indicateur (GI) sont composés de deux notes : la note et sa note consolidée (suivie d'un "c"). Pour calculer la note IBGN, les espèces sont classées selon leur sensibilité dans plusieurs GI. Parfois, une seule espèce permet de passer dans le groupe indicateur supérieur, ce qui améliore la note finale. Seulement, cette note reste "fragile" puisqu'enlever une seule espèce la fait chuter. La note consolidée consiste donc à calculer la note IBGN (ou le GI) en enlevant l'espèce la plus sensible.

Ces résultats peuvent être comparés à l'évolution de l'IBD sur l'intégralité de l'Orge aval sur ces dix dernières années, au niveau des stations suivies par le Syndicat de l'Orge (figure 4.17). Les notes IBD sont en amélioration avec des notes de 2012 supérieures à la moyenne sur les 5 dernières années, elle même supérieure à la moyenne sur les 10 dernières années.

L'IBD évolue depuis déjà plusieurs années sur l'Orge, les effacements de clapet n'ont pas d'impact négatif sur cette tendance mais il est difficile de dire s'ils permettent de l'accélérer.

4.3.3 Évolution de l'Indice Biologique Global Normalisé

Les macro-invertébrés, plus sensibles que les diatomée aux changements d'habitats, seront un bon indicateur de l'évolution de ces derniers et répondront plus rapidement que les populations piscicoles.

Calcul de l'Indice Biologique Global Normalisé IBGN

L'IBGN est un indice basé sur des communautés de macro-invertébrés : tous les organismes aquatiques non vertébrés dont la taille est supérieure à 0,5 mm. Il s'agit par exemple de petits crustacés, de coléoptères, de nombreuses larves d'insectes, des vers de vase... Bien représentés dans les cours d'eau, ces animaux sont composés de nombreux groupes, chaque groupe ayant des caractéristiques qui lui sont propres : support, mode d'alimentation, vitesse d'écoulement... Cet indice est utilisé en France depuis de nombreuses années.

Principe Les invertébrés sont importants dans la chaine trophique puisqu'ils font le lien entre les sources d'énergie primaires (production autochtone et apport allochtone) et les plus hauts niveaux trophiques tels que les poissons. Les invertébrés benthiques sont des composants importants des réseaux de nourriture dans la rivière et sont largement utilisés dans l'évaluation de la disponibilité en habitat grâce à leur sensibilité à la qualité de l'eau (Bukaveckas, 2010). Les différentes espèces (et groupes) de macro-invertébrés sont plus ou moins sensibles à la qualité de l'eau et aux habitats disponibles dans la rivière. Le cortège d'espèces présentes et leurs préférences va fournir des indications sur le milieu dans lequel elles ont été prélevées.

Ces invertébrés peuvent être regroupés selon leur mode d'alimentation : prédateurs, filtreurs et collecteurs, détritivores, des décomposeurs et des broyeurs. Dans une rivière d'ordre faible, broyeur et décomposeur sont liés à l'apport de litière de feuilles et la production d'algues benthiques, tandis que les collecteurs et les filtreurs utilisent la matière organique particulaire.
Certaines espèces vont être plutôt rhéophiles (qui aiment le courant) telles que les Gammares, les Baetidae, les Simulidés et le Hydropsydé, d'autre vont plutôt se développer sur des vases riches en matière organique comme les Oligochètes ou les Chironomes. Les Gammares, en plus d'aimer le courant, sont aussi des broyeurs omnivores, donc indicateurs de milieu contenant de la matière organique.
Ces observations a été regroupées pour calculer un indicateur permettant de comparer des

sites et différentes rivières : l'Indice Biologique Global Normalisé. La réduction du nombre de "couple substrat-vitesse" influencera fortement les espèces que l'on pourra trouver sur une station et impactera la note finale. L'IBGN est donc un indice fortement soumis aux conditions hydromorphologiques.

Méthodologie du prélèvement pour l'IBGN Avant chaque campagne, une observation de l'ensemble de la station permet de définir le plan d'échantillonnage en fonction des écoulements observés (vitesses du courant) et des différents support disponibles (pierres, sable, végétation aquatique...). Les prélèvements pour les différents micro-habitats présents sur le site sont réalisés face au courant d'eau dans un ordre prédéfini selon un protocole de prélèvement standardisé (norme NF T90-350 et circulaire DCE 2007/22 du 11 avril 2007). Le choix des micro-habitats retenus s'effectue à la fois en fonction de leur aptitude biogène (c'est-à-dire favorable à la vie aquatique), de leur représentativité au sein de la station et des différentes classes de vitesse du courant sur le site.
Au laboratoire, les macro-invertébrés sont triés et identifiés selon leur taxon ou leur genre. Le nombre d'individus de chaque taxon est estimé.

Calcul de la note En fonction de la présence ou absence de certaines espèces et du nombre total de groupes rencontrés sur un site, il est possible de calculer un indice de qualité : l'IBGN.
Il intègre non seulement la qualité physico-chimique de l'eau mais également la qualité des habitats. L'IBGN prend en compte deux métriques :

- la diversité des espèces : le nombre de "taxons" présents, qui est plutôt corrélé à la qualité et à la diversité des habitats.

- la polluo-sensibilité des espèces présentes : d'après son écologie, chaque espèce est classée dans un Groupe Indicateur (GI) : il y a 9 groupes, de 1 (espèces les plus tolérantes aux polluants) à 9 (espèces les plus polluosensibles). C'est le taxon de plus grand GI qui donne le GI du prélèvement. Cela peut parfois conduire à "surestimer la note" lorsqu'il n'y a qu'il n'y a qu'un seul taxon de ce GI dans l'échantillon, c'est pourquoi on vérifie la robustesse de la note en recalculant l'indice sur la base du GI inférieur : lorsqu'il y a des discontinuités cela met en évidence des perturbations et cela s'en ressent sur la note.

Ainsi, deux notes identiques peuvent traduire un état de qualité assez différent selon que la diversité ou la sensibilité domine. Le bon état est atteint pour une note IBGN supérieure à 13 (tableau 4.12).

Malgré une méthodologie bien décrite, la note IBGN pourra varier en fonction des conditions de réalisation du prélèvement et de son analyse. Sur le terrain, le plan d'analyse dépendra fortement de la personne réalisant le relevé et les sites finalement choisis pour les prélèvements pourront influencer le résultat final. Lors de l'analyse, l'identification des espèces doit être réalisée très finement. Enfin, pour calculer la note IBGN, les espèces sont classées selon leur sensibilité dans plusieurs groupes indicateurs. Une seule espèce (parfois représentée par quelques individus seulement) permet de passer dans le groupe

indicateur supérieur, ce qui améliore la note finale. Seulement, cette note reste "fragile" puisqu'enlever une seule espèce la fait chuter. La note consolidée consiste a calculer la note IBGN (ou le GI) en enlevant l'espèce la plus sensible, mais ce calcul n'est pas toujours effectué. Il faut donc se montrer prudent sur l'interprétation de résultats d'IBGN et surtout sur la comparaison de plusieurs campagnes.

note	couleur	état
IBGN >=17	bleu	très bon
16>IBGN>13	vert	Bon
12>IBGN>9	jaune	Moyen
8>IBGN>5	orange	Médiocre
4>IBGN	rouge	Mauvais

TABLE 4.12 – Définition de la qualité du milieu selon la note IBGN
Les notes délimitant chaque état du cours d'eau peuvent évoluer en fonction de l'hydro-écorégion et de la taille du cours d'eau.

Les suivis macro-invertébrés (IBGN) sur le tronçon par la DRIEE

La DRIEE effectue un suivi macro-invertébrés en amont des trois clapets effacés. Quatre stations ont été prospectées sur l'Orge, identiques pour les IBGN et les IBD (tableau 4.10).
La station "témoin" au Carouge s'est révélée être légèrement sous influence des effacements (baisse de quelques centimètres du niveau d'eau).

Résultats des suivis de l'IBGN

La note IBGN semble s'améliorer depuis les effacements (voir tableau 4.11). La sensibilité (le taxon indicateur GI) augmente mais reste fragile : le groupe indicateur atteint le niveau 5 mais grâce au groupe Hydroplilidae qui est un taxon très polyvalent. Cependant, le nombre d'espèces augmente sensiblement depuis les effacements, signe d'une habitabilité plus favorable et/ou d'une disponibilité en nutriments plus importante.

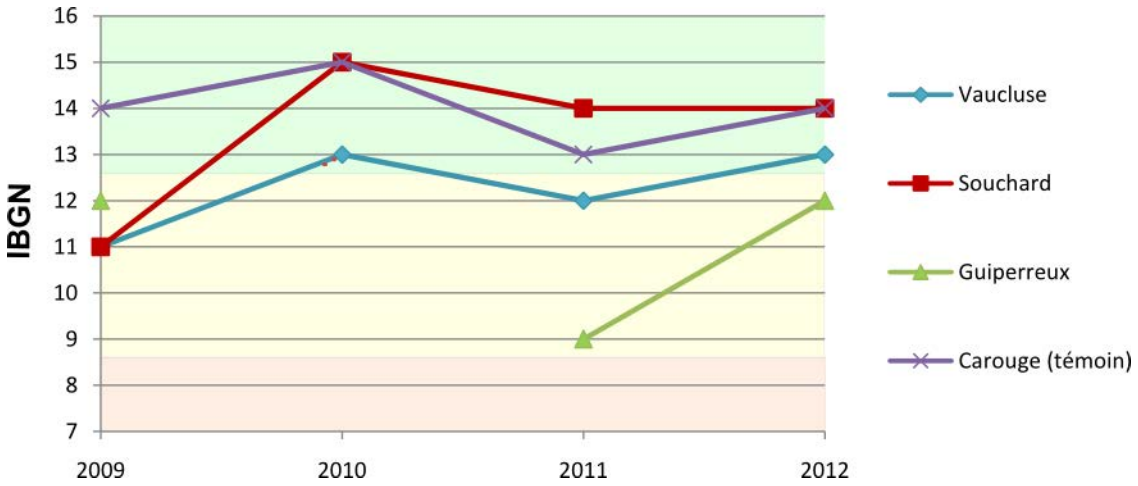


FIGURE 4.18 – Evolution de l'IBGN suite aux effacements (données DRIEE)

Plus en détail, les différentes espèces présentes dans l'Orge sont des indicatrices des habitats dans lesquels elles se développent. Sur toutes les stations de relevés IBGN, il y

a toujours de la matière organique puisque de nombreuses espèces détritivores sont présentes. Cependant, on observe une augmentation des espèces rhéophiles (Gammare, Baetidae...) et une diminution des espèces vivant sur les vases (Oligochètes, Chironomes...) entre 2009 et 2012.

La station de Carouge, sensée servir de référence mais étant légèrement touchée par les abaissements, montre un IBGN stable mais avec cependant quelques modifications des espèces (diminution du nombre de taxon mais augmentation de la sensibilité).
A Guipereux, les Simulidés et le Hydropsychidés apparaissent et se développent très nettement. A Souchard, les Simulidés apparaissent et se développent très nettement. L'année 2011 présente des particularités très marquées sur cette station, mais que l'on retrouve aussi sur les autres : la tendance rhéophile s'atténue accompagnée d'un retour des Oligochètes. A Vaucluse, les Hydropsychidés apparaissent et se développent très nettement. Les simulidés et les chironomes augmentent.
L'augmentation du nombre de taxons couplée à l'augmentation de la rhéophilie laisse supposer une augmentation du nombre d'habitat (à l'exception de Guipereux). L'année 2011 semble une année particulière parfois légèrement contradictoire. La station Souchard semble avoir évolué rapidement et aujourd'hui le changement de tendance apparait. Cette station a subi les plus profondes modifications.

La majorité des sites passe en bonne qualité (IBGN>13) ou voit leur note augmenter. Il y a donc une amélioration des habitats, mais qui doit se confirmer. La stabilité de l'IBD appuie le fait que l'augmentation des notes IBGN est principalement due à une amélioration de l'habitat, et non à une modification de la qualité de l'eau. Ces résultats sont en accord avec les modifications hydromorphologiques observées dans l'Orge : augmentation des vitesses et mise en place de sédiments plus grossiers (voir chapitre 3), ainsi que le faible impact des effacements sur la qualité de l'eau de la rivière (voir chapitre 6).

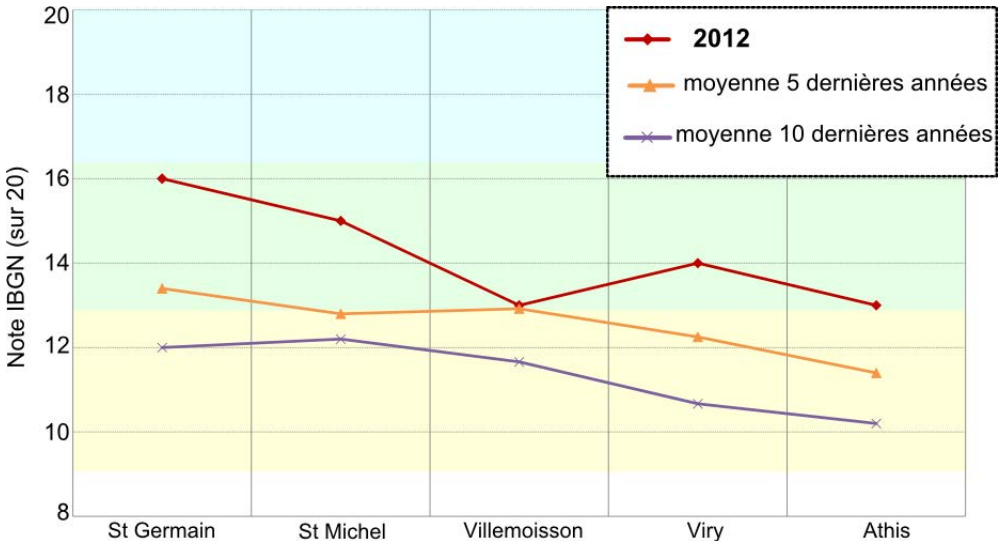


FIGURE 4.19 – Evolution moyenne de l'IBGN durant ces dix dernières années sur l'Orge aval (données SIVOA)

Ces résultats peuvent être comparés à l'évolution de l'IBGN sur l'intégralité de l'Orge aval sur ces dix dernières années, au niveau des stations suivies par le Syndicat de l'Orge (figure 4.19 et 4.20). En 1995, l'IBGN était particulièrement bas pour l'Orge (Bouchy,

1995). Sur ces dix dernières années, l'IBGN s'améliore sur tout l'Orge aval avec les stations qui passent d'une qualité médiocre à bonne. Les résultats sur le tronçon d'étude s'inscrivent donc dans cette tendance. Il est donc possible de dire que l'effacement de clapet n'a pas d'impact négatif sur les IBGN, mais il n'est pas évident de savoir si l'amélioration constatée est plus liée aux effacements qu'à la tendance générale de ces dernières années.



FIGURE 4.20 – Evolution de l'IBGN durant ces dix dernières années sur l'Orge aval (données SIVOA)

4.3.4 Conclusion : évolution des indices biologiques suite aux effacements

La faune présente dans la rivière présente des caractéristiques moins homogènes, sans doute liées à l'apparition de nouveaux habitats.

La population piscicole revient vers des caractéristiques de milieux courants avec l'augmentation des espèces rhéophiles même si la majorités des espèces présentes sont tolérantes à la qualité de l'eau. La rivière gagne un IPR de bonne qualité. La présence de l'anguille et de juvénile en augmentation sur le secteur est encourageante quant à la présence de frayères et du déplacement des populations piscicoles dans le corridor alluvial, d'autant que leur présence est clairement confirmée après la re-connexion avec la Seine en 2013.

Suite aux effacements, l'IBD n'évolue pas significativement, ce qui est attendu vu que la qualité de l'eau de l'Orge n'a pas évolué (voir chapitre 6). Les notes IBGN s'améliorent même sans modification de la qualité de l'eau, confirmant une amélioration des habitats. Le caractère rhéophile des espèces présentes augmente tandis que les espèces préférant les vases sont moins nombreuses. Cependant, l'IBGN avait déjà une tendance à l'amélioration sur les stations de l'Orge sur les dix dernières année, sans doute grâce aux travaux de reméandrage et d'adoucissement des berges mis en œuvre par le Syndicat de l'Orge. Les effacements ne détériorent pas cette tendance mais ils ne semblent pas l'accélérer.

4.3.5 Comparaison des indices bilogiques avec d'autres rivières de l'île de France

Comme nous l'avons vu, les IBGN s'améliorent après les effacements, mais cela s'inscrit dans la tendance générale de l'Orge dont les IBGN s'améliorent depuis une dizaine d'années. Nous voulions savoir si c'est une tendance générale pour les rivières de la région ou une particularité de l'Orge. Nous avons donc comparé les IBGN et les IBD de plusieurs

stations de l'Orge à ceux d'autre petites rivières d'Ile de France.

La DRIEE effectue des suivis de l'IBGN et de l'IDB sur les rivières d'Ile-de-France depuis de nombreuses années. Nous avons compilé les données de 26 rivières franciliennes de 1994 (ou 2004) à 2011. Les rivières prises en compte sont : Almont, Aubette, Auxence, Beuvronne, Bièvre, Drouette, Ecole, Essonne, Grand Morin, Juine, Loing, Lunain, Mauldre, Orge, Orvanne, Petit Morin, Remarde, Reveillon, Sausseron, Therouanne, Theve, Vaucouleurs, Viosne, Voulzie, Yerres, Yvette. Ces données ont été comparées aux évolutions des stations de l'Orge suivies depuis de nombreuses années par le Syndicat de l'Orge et la DRIEE (de l'amont vers l'aval : Sermaise, St Germain, Villemoisson, Savigny-sur-Orge, Viry-Châtillon et Athis-Mons), ainsi qu'aux stations de l'Orge suivies par la DRIEE dans le cadre des effacements (de l'amont vers l'aval : Carouge, Guipereux, Souchard et Vaucluse). Les stations de l'Orge sont localisées sur la carte de la figure 4.14.

Nous avons établi un classement des rivières en fonction de leurs notes IBGN ou IBD. La rivière qui présente la meilleur note sera de rang 1, la plus mauvaise de rang 34 (34 stations sont étudiées). Lorsque plusieurs rivières ont la même note, elles partagent le meilleur rang et le rang inférieur est laissé vacant (si deux rivière partagent le rang 10, le 11ème rang n'est pas attribué et le classement reprend au 12ème rang), ce qui explique les "rangs vides" sur les graphiques. Le nombre de stations n'est pas toujours le même d'une année sur l'autre du fait de lacunes dans les données, ce qui explique que le dernier rang n'est pas toujours le 34ème. Il y a donc un biais dans l'interprétation de ce classement mais il donne tout de même une idée de l'évolution de l'Orge par rapport aux autres rivières.

Évolution de l'IBD en Ile-de-France

La moyenne de l'IBD de toutes les rivière observées montre que l'IBD en Ile-de-France à tendance à s'améliorer lentement depuis 1994 et il se rapproche du seuil de bonne qualité aux alentours de 2008 (figure 4.21). Pour l'ensemble des rivières, les notes IBD restent en majeure partie autour de la limite de bonne qualité (14,5), ne dépassant que très rarement les 15,5, avec seulement quelques rivières en dessous dont l'Orge. L'Orge était donc une rivière présentant un problème de qualité par rapport aux autres rivières franciliennes.

L'Orge se localise dans les rivières présentant les plus faibles notes IBD (figure 4.24), bien que les stations amont semblent s'améliorer. Les stations suivies dans le cadre des effacements sont plutôt dans la moyenne haute des rivières d'Ile-de-France. Elles semblent au-dessus des autres stations de l'Orge, avec des notes meilleures que les deux stations de l'Orge qui les encadrent (St Germain en amont et Villemoisson en aval). Cependant, toutes les rivières présentent des notes assez proches, donc bouger de deux ou trois places dans le classement ne signifie pas une forte évolution de la note IBD. De plus, les suivis n'allant pas encore plus loin que 2011, soit 1 an après les effacements, il est encore difficile d'avancer une tendance claire.

Comme précisé précédemment, l'IBD est plus influencé par l'évolution de la qualité de l'eau que par les modifications des habitats. La qualité de l'eau de l'Orge n'ayant pas évolué de façon significative suite aux effacements (voir chapitre 6), il parait donc logique qu'il n'y ai pas d'évolution significative de l'IBD suite aux effacements.

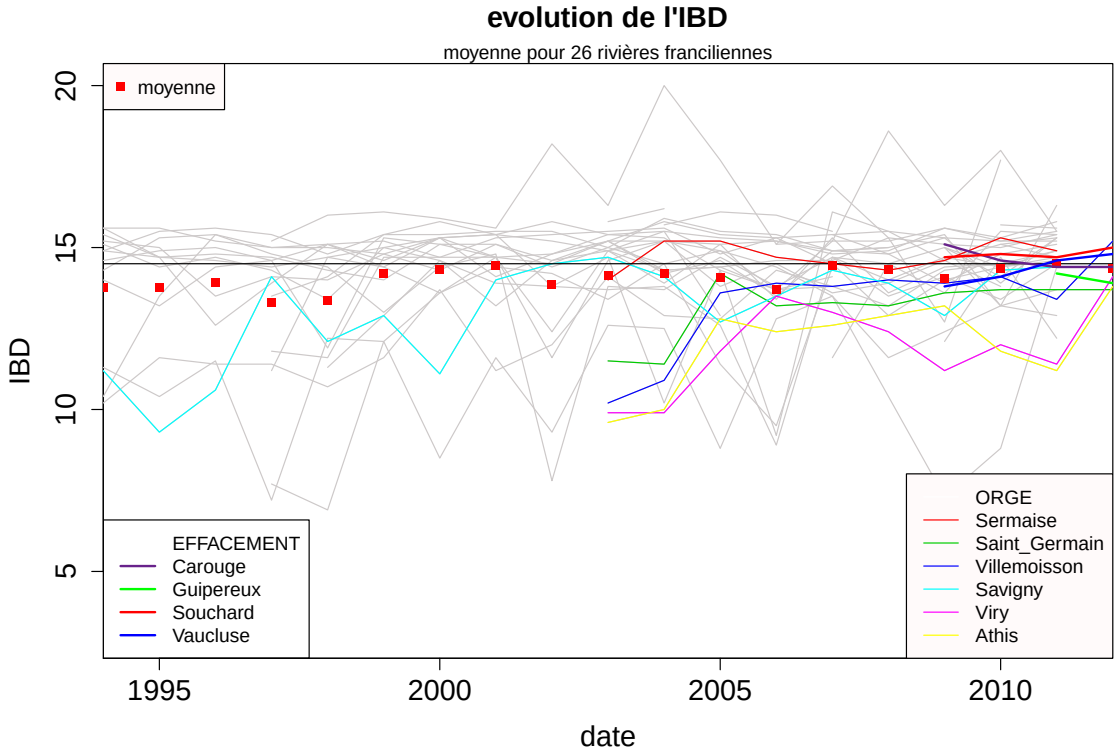


FIGURE 4.21 – Évolution de l'IBD de 26 rivières d'Ile-de-France et positionnement de plusieurs stations de l'Orge (données DRIEE)

Les carrés rouge représentent la moyenne annuelle de toutes les stations observées.

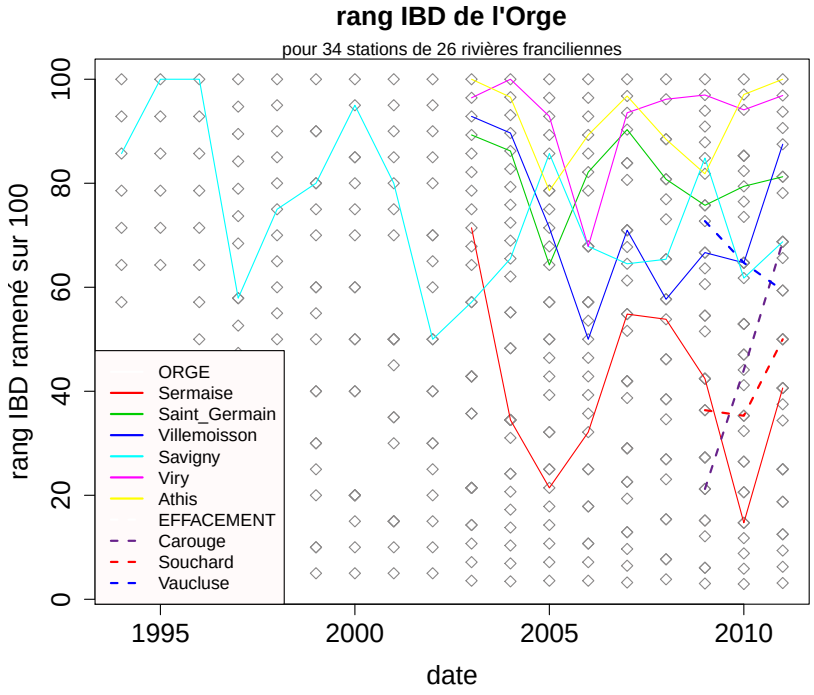


FIGURE 4.22 – Rang de l'IBD de plusieurs stations de l'Orge par rapport à 36 stations de rivières d'île-de-France (données DRIEE) 1 = meilleur ; 100 = moins bon

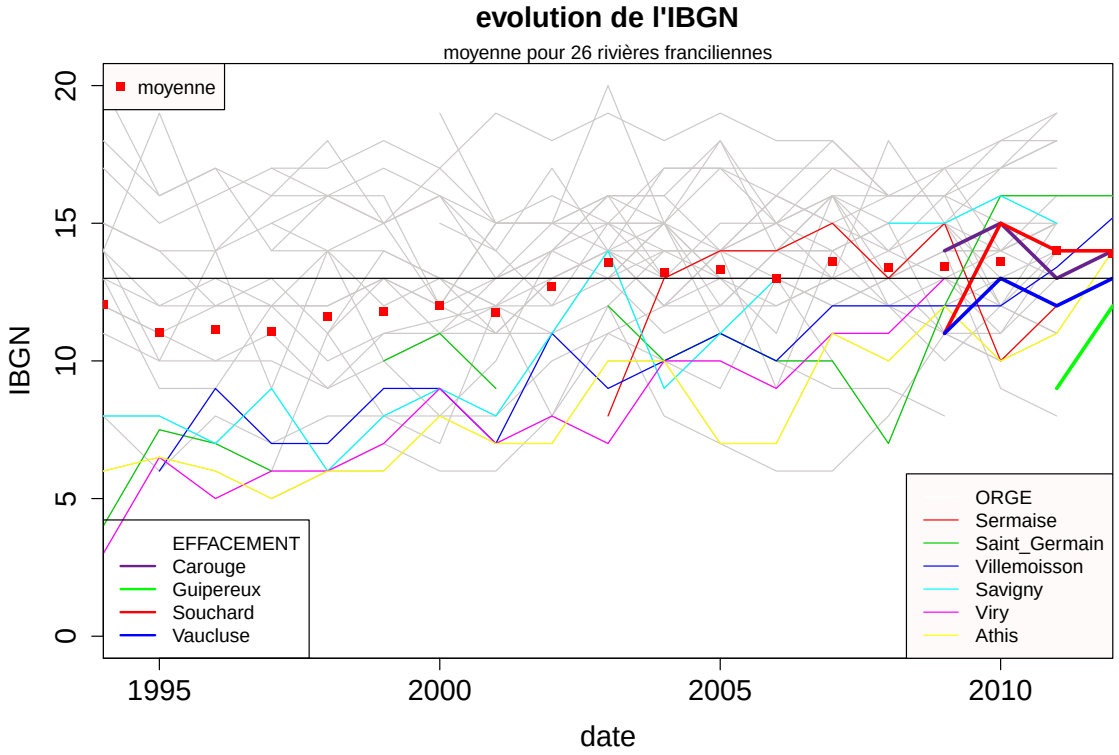


FIGURE 4.23 – Évolution de l'IBGN de 26 rivières d'Ile-de-France et positionnement de plusieurs stations de l'Orge (données DRIEE)

Les carrés rouge représentent la moyenne annuelle de toutes les stations observées.

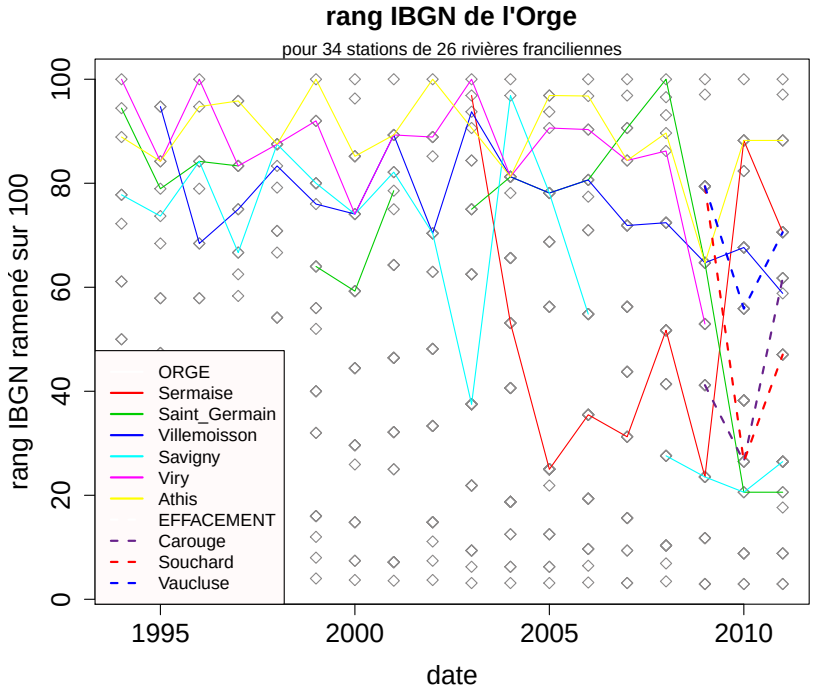


FIGURE 4.24 – Rang de l'IBGN de plusieurs stations de l'Orge par rapport à 36 stations de rivières d'île-de-France (données DRIEE) 1 = meilleur ; 100 = moins bon

Évolution de l'IBGN en Ile-de-France

La moyenne de l'IBGN sur toutes les rivières observées montre que l'IBGN en Ile-de-France a tendance à s'améliorer lentement depuis 1994 et passe au-dessus du seuil de bonne qualité aux alentours de 2003 (figure 4.23). L'amplitude des notes IBGN semble se réduire avec de moins en moins de rivières présentant de mauvaises notes.
L'Orge se localise dans les rivières présentant le plus faible IBGN et suit cette tendance d'amélioration depuis 1995. Les stations suivies dans le cadre des effacements semblent remonter vers la moyenne d'Ile-de-France plutôt que d'être dans les notes les plus basses, mais les suivis n'allant pas encore plus loin que 2011, il est encore difficile d'avancer une tendance claire. Cependant, il semble que cette amélioration de l'Orge se soit entamée avant l'effacement des clapets, avec l'amélioration du rang de l'Orge par rapport aux autres rivières d'Ile-de-France depuis 2005 (figure 4.24).
Il est encore trop tôt pour réellement mettre en évidence une évolution de la tendance suite aux effacements. Dans tous les cas, si on ne peut pas encore dire si les effacements d'ouvrages hydrauliques améliorent les notes IBGN par rapport aux tendances régionales, ces effacements n'ont pas d'impact négatif sur les notes IBGN de la rivière.

4.4 Conclusions : impact des effacement sur la faune et la flore aquatique et rivulaire

Pour évaluer l'évolution des habitats dans l'Orge suite aux effacements, plusieurs suivis ont été mis en place :

- un suivi du recouvrement du lit par les différentes espèces de macrophytes
- des suivis de la dynamique de colonisation l'année de l'effacement, puis du développement les années suivant les effacements de la végétation sur les berges exondées
- des suivis de la population piscicole réalisés par l'ONEMA et la Fédération de pêche de l'Essonne en amont des anciens clapets
- des suivis de l'indice biologique global normalisé et de l'indice diatomée réalisés par la DRIEE en amont des anciens clapets

L'ensemble de ces études montre que les populations végétales et animales sont impactées par les effacements de clapets. Elles répondent plus ou moins rapidement à la perturbation, mais dans l'ensemble, aucun impact négatif n'a été relevé.

Quatre espèces de macrophytes représentent plus de 95% du recouvrement total de l'Orge. Les macrophytes se développent différemment dans la rivière suite aux effacements mais le recouvrement du lit, s'il augmente un peu suite aux effacements, revient à des valeurs similaires à celles d'avant les effacements au bout de deux ans (autour de 30%). Des évolutions du recouvrement en fonction de l'ensoleillement sont visibles mais il faudrait prendre en compte les évolutions météorologiques pour différencier l'impact des conditions climatiques de celui des effacements.

Les berges exondées par les effacements sont naturellement colonisées par la végétation. Trois ans après les effacements, les traces de l'ancien niveau de la rivière ne sont plus

visibles pour une personne non avertie. La diversité végétale des berges est accrue avec l'implantation de plusieurs espèces typiques de bord de cours d'eau (Cresson, Véronique des ruisseaux...). Différents horizons et étagements de la végétation se mettent en place sur les berges de l'Orge. La zone humide du Perray Vaucluse ne semble pas particulièrement affectée par la diminution du niveau d'eau de la rivière, ce qui doit principalement être dû à la configuration particulière l'Orge, très peu connectée avec sa nappe alluviale.

La population piscicole revient vers des caractéristiques de milieux courants avec l'augmentation des espèces rhéophiles, même si la majorité des espèces présentes restent tolérantes à la qualité de l'eau. L'IPR s'améliore et va vers une bonne qualité de l'habitat. La présence de l'anguille et de juvénile en augmentation sur le secteur est encourageante quant à la présence de frayères et du déplacement des populations piscicoles dans le corridor alluviale, d'autant que leur présence est clairement confirmée après la re-connexion avec la Seine en 2013. Cependant, le peuplement n'est pas encore stabilisé et d'autres suivis seront nécessaires à l'évaluation finale de l'impact des effacements de clapets sur les secteur d'étude (auquel s'ajoute en 2013 la reconnexion avec la Seine).

Les notes IBGN s'améliorent, bien que la qualité de l'eau de la rivière n'ait pas réellement évolué depuis les effacements, comme l'indiquent les notes IBD et les mesures physico-chimiques. Ces suivis confirment donc l'amélioration de l'habitat suite aux effacements. Cependant, les notes IBGN de l'Orge avaient déjà une tendance à l'amélioration sur les dix dernières années, sans doute grâce aux travaux de reméandrage et d'adoucissement des berges mis en œuvre par le Syndicat de l'Orge. Les effacements ne détériorent pas cette tendance mais ils ne semblent pas l'accélérer. Ces observations s'inscrivent dans les tendances régionales en Ile-de-France et il n'est pas évident d'y distinguer un impact des effacements.

Suite aux effacements, la faune de la rivière présente des caractéristiques moins homogènes, sans doute liées à l'apparition de nouveaux habitats. Tous ces suivis indiquent donc une amélioration de l'habitabilité de l'Orge mais ces évolutions doivent être confirmées dans les années à venir.

Chapitre 5

Hydromorphologie et transport de sédiment suite aux effacements

Suite à l'effacement d'ouvrages hydrauliques, la rivière retrouve des écoulements plus naturels qui ne sont plus contraints par les ouvrages. Comme nous l'avons vu précédemment, la morphologie de la rivière évolue et les écoulements se diversifient. Les vitesses d'écoulement au centre du lit s'accélèrent en amont des ouvrages et le transport de sédiment n'est plus interrompu. Les capacités de transport de la rivière ont donc évolué, ce qui peut modifier la granulométrie des sédiments présents en fond de lit. Potentiellement, la modification de la granulométrie des fonds permet une diversification des habitats dans la rivière et devrait favoriser une reconquête des habitats biologiques. Il est donc intéressant d'évaluer les modifications induites par les effacements d'ouvrages sur le transport de sédiment pour une petite rivière de plaine telle que l'Orge.

Nous avons réalisé un ensemble de suivis dans la rivière pour évaluer ces modifications : vitesse d'écoulement, granulométrie des sédiments, calcul de la vitesse de frottement... Ces suivis nous permettent, d'une part, de mettre en évidence si des dysfonctionnements affectent la rivière suite aux effacements (lessivage de sédiment...), d'autre part, d'évaluer s'il est possible de prévoir les évolutions de transport de sédiment et de la taille des grains en fonction des débits et des caractéristiques de la rivière.

5.1 Évaluer le transport sédimentaire en rivière

La taille des grains présents en fond de lit reflète le diamètre des sédiments qui est fourni à la rivière, ainsi que la fréquence et l'intensité des événements qui sont capables de déplacer les sédiments ((Buffington and Montgomery, 1999a)). Les grains situés à la surface du lit vont pouvoir être déplacés lorsque la force de frottement de l'eau en fond de lit dépasse la force critique de mise en mouvement du grains, excepté en cas de pavage (où les grains les plus grossiers accumulés en surface du lit recouvrent les granulométries plus fines et empêchent leur transport). Le calcul de ces forces et l'estimation des seuils de mise en mouvement permettent de définir les conditions et l'importance du transport solide dans une rivière.

5.1.1 Équations hydrodynamiques et force de frottement

Il existe de nombreuses méthodes permettant d'estimer les forces de frottement impliquées dans le transport solide d'une rivière, chacune utilisant certaines des caractéristiques des écoulements et de l'hydromorphologie de la rivière. Les paragraphes qui suivent rappellent les bases d'hydrodynamique utilisées dans ces calculs, issues de théories classiques ((Van Rijn, 1984b), Van Rijn (1984a),Graf and Altinakar (2000), Thual (2010)).

Évolution des profils de vitesse et force de frottement

La force de frottement exercée par l'eau sur le fond peut être déterminée à partir du profil vertical des vitesses mesurées au dessus du fond. Le fond de la rivière, plus ou moins rugueux, constitue une résistance à l'écoulement (Winterwerp and van Kesteren, 2004). Il y a formation d'un profil vertical de vitesses, lesquelles augmentent avec l'éloignement du fond, comme l'illustre la figure 5.1. En théorie, trois couches successives sont présentes au sein de la colonne d'eau : une couche visqueuse proche du fond assez stable, une couche tampon où la vitesse relative change et une couche turbulente où la vitesse augmente. L'enchainement entre ces couches va dépendre des écoulements et de la rugosité du fond de lit qui influencent les forces de frottement mises en jeu.

La force de frottement τ Dans le cas d'un écoulement permanent et homogène, avec une pente constante, chaque particule d'eau est soumise à un ensemble de forces dont la somme est nulle. Sur une tranche d'eau de hauteur h sous la surface, la vitesse étant constante, la somme des forces appliquées est nulle (notamment dans la direction de l'écoulement). Donc le frottement de cette tranche d'eau sur la tranche inférieure compense la gravité projeté dans la direction de l'écoulement. Le frottement est donc égal à $\tau = \rho.g.(H - z).i$ où i est la pente de l'écoulement, $h = H - z$ la hauteur de la couche d'eau où z est la hauteur au dessus du fond et H la hauteur totale de la tranche d'eau. Ceci est vrai pour tout h, et donc jusqu'au fond. En $z = 0$, le frottement exercé par l'eau sur le fond est égal à τ_0 et le fond exerce sur l'eau une force opposée et égale en intensité :

$$\tau_0 = \rho.g.H.i$$

Écoulements visqueux Dans un écoulement visqueux et newtonien, les forces de frottement entre veines d'eau sont liées aux gradients de vitesse et à la viscosité ν, et régies par la loi :

$$\tau_v = \rho.\nu.\frac{\partial u}{\partial z}$$

où τ est la force exercée par une couche d'eau sur la suivante.La solution de cette équation est parabolique. Pour un écoulement complètement visqueux sur toute la colonne d'eau (ce qu'on ne rencontre jamais dans une rivière), on aurait $\rho g(H - z)i = \rho\nu\frac{\partial u}{\partial z}$. En se plaçant au voisinage du fond là où $z << H$, il est possible d'approximer l'augmentation de la vitesse linéairement selon la profondeur :

$$u(z) \approx \frac{\tau_0}{\rho\nu}z = \frac{u_*^2}{\nu}z$$

où on définit la vitesse de frottement u_* par $\tau_0 = \rho u_*^2$. La vitesse de frottement u_* dépend de la tension de cisaillement de l'eau sur le fond.

Écoulements turbulents Dans un écoulement turbulent, les interactions entre veines d'écoulement de vitesses différentes se traduisent par des transferts de quantité de mouvement. Le concept de viscosité turbulente est utilisé à la place de la viscosité moléculaire pour rendre compte de ces transferts.

Le profil logarithmique de vitesse très utilisé pour un écoulement turbulent au dessus du fond, est obtenu suivant une hypothèse due à Prandtl pour modéliser la viscosité

turbulente. Pour exprimer la viscosité turbulente (notée ν_T) en fonction du gradient de vitesse ($\frac{\partial u}{\partial z}$, unités s^{-1}) qui est un facteur déterminant, Prandtl a introduit la notion de « longueur de mélange »l_M, pour aboutir à une représentation simple de la turbulence. Le modèle de Prandtl définit alors la viscosité turbulente par $\nu_T \propto (l_M)^2 \frac{\partial u}{\partial z}$. Dans la couche située au voisinage du fond, on considère que la longueur de mélange est proportionnelle à z. D'où finalement :

$$\rho g(H-z)i \propto \rho z^2 (\frac{\partial u}{\partial z})^2$$

En se plaçant près du fond comme précédemment ($z << H$) on aboutit à $u_*^2 = (\alpha z)^2 \left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2$ d'où $\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{u_*}{\alpha z}$ et finalement en intégrant on obtient le profil log :

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \tag{5.1}$$

où z_0 est la cote à laquelle la vitesse s'annule, et la constante α est notée κ, c'est la constante dite de Von Karman (valeur expérimentale de 0,41 sauf pour de très fortes charges en MES).

Le recoupement entre les profils visqueux et le turbulent Au dessus d'un fond lisse, se retrouve d'abord une couche visqueuse (approximée par une relation linéaire entre les vitesses et la hauteur au dessus du fond z), puis une couche turbulente (approximée par une courbe logarithmique), et entre les deux une zone qui n'est plus visqueuse mais pas encore vraiment turbulente. Un critère pour vérifier si on est dans le domaine visqueux ou turbulent est donné par $u_*.k_s/\nu$, avec k_s la hauteur moyenne des rugosités et ν la viscosité. Si ce critère adimensionnel est inférieur à 5, il y a une couche visqueuse, s'il est supérieur à 70, il n'y a pas de couche visqueuse et le domaine turbulent s'étend jusqu'au fond. Dans un cas compris entre ces deux valeurs, il y a près du fond une zone de transition avec des écoulements où ni la viscosité moléculaire ni la viscosité turbulente ne domine.

Sur un fond sans ride, Van Rijn (1984a) calcule le k_s en fonction du diamètre D des sédiments du fond de lit :

- pour des sédiments fins $D < 325\mu m$, alors $k_s = 3D$
- pour des sédiments plus grossiers $D > 325\mu m$, alors $k_s = D$

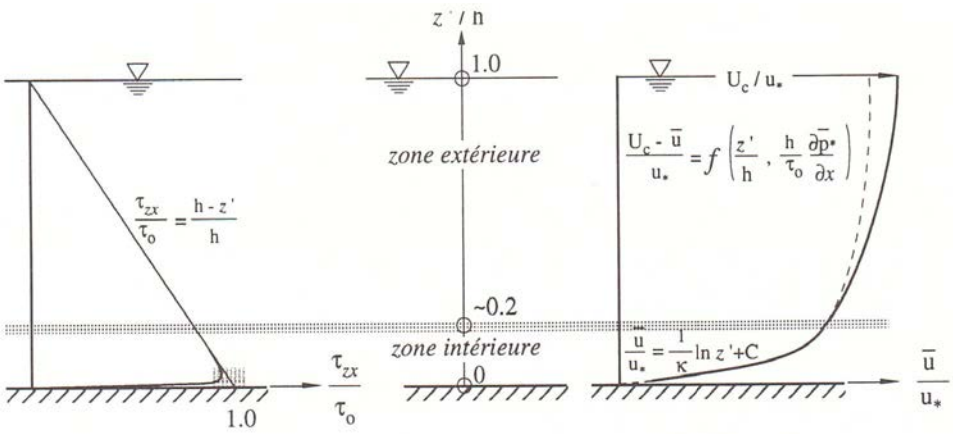


FIGURE 5.1 – Répartition schématique des tensions $\tau(z)$ et de la vitesse $\bar{u}(z)$ en écoulement uniforme (dans Graf 2000)

Les méthodes de calcul de u_* à partir de mesures de vitesse in-situ sont diverses mais assez peu précisées dans la bibliographie. Ici, nous avons distingué deux cas en fonction de la granulométrie du lit :

- Cas des écoulements purement turbulents : lorsque $u_* \frac{k_s}{\nu} \geq 70$. C'est le cas des fonds où il n'y a pas de sous couche laminaire parce que les grains sont trop grands, le fond est "rugueux". Il y a présence d'une couche (comprise entre le fond et z_0) dans laquelle la vitesse est nulle. Si k_s est la hauteur moyenne des rugosités, les observations expérimentales montrent que $z_0 = \frac{k_s}{30}$ (Thual, 2010). Le profil vertical des vitesses est alors approximé par un profil logarithmique (équation (5.1)). Dans des écoulements réels, la hauteur limite de validité de le loi logarithmique est souvent considérée à y = 0,2 h (y la hauteur de mesure au dessus du fond et h la hauteur totale de la colonne d'eau) (Afzalimehr and Anctil, 2001).

- Cas des écoulements visqueux : lorsque $u_* \frac{k_s}{\nu} \leq 5$. C'est le cas des fonds lisses avec la présence d'une sous couche laminaire où le frottement est uniquement lié à la viscosité de l'eau (moléculaire).
  Pour mettre en relation vitesse de l'eau et frottement, nous avons choisi d'utiliser un raccordement empirique tiré de l'expérience entre le profil visqueux et le profil logarithmique. Le profil linéaire visqueux et le profil logarithmique se rejoignent à une hauteur limite observée expérimentalement (Thual, 2010) :

$$z_v = 11 \frac{\nu}{u_*} \tag{5.2}$$

  A cette hauteur z_v, la vitesse donnée par les profils linéaire et logarithmique est la même, soit : linéaire logarithmique

$$(u_*)^2 \frac{z_v}{\nu} = \frac{u_*}{\kappa} log\left(\frac{z_v}{z_0}\right)$$

  ce qui donne une relation entre u_* et z_0 et on peut déduire u_* à partir de ce z, u reproduisant l'équation suivante :

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} ln\left(\frac{z u_* exp(11\kappa)}{11\nu}\right) \tag{5.3}$$

Nous avons choisi de calculer le u_* dans les deux cas rugueux et lisse, en utilisant les vitesses mesurées au dessus de chaque prélèvement granulométrique. En choisissant arbitrairement une limite à $u^* \frac{k_s}{\nu} = 5$, les résultats permettent de déterminer si les écoulements sont turbulents ou visqueux. Ces calculs fournissent donc une idée des forces de frottement s'exerçant sur les sédiments du fond de lit. L'inconvénient de cette méthode est de ne pas permettre de calculer une force de frottement au niveau des profils de vitesse où il n'y a pas d'estimation de la granulométrie du fond.

Les frottements turbulents

Il est possible d'estimer la vitesse de frottement u_* à partir du frottement turbulent. L'équation de Navier-Stokes, pour un fluide incompressible, décrit que la dérivée particulaire de la vitesse est égale à une somme de forces mises en jeu $\vec{F} = m.\vec{\gamma} = m.\frac{d\vec{U}}{dt}$

en prenant en compte : les forces de pression ($-\nabla p$ [1]), la gravité ($\rho\vec{g}$) et des forces de frottement ($\rho\nu\Delta\vec{U}$) qu'on supposera visqueuses pour le cas de l'eau. Appliquée au milieu continu, la densité ρ étant constante dans un fluide incompressible, on obtient : $\frac{d\vec{U}}{dt} = \frac{1}{\rho}\vec{F}$. La dérivée particulaire du vecteur vitesse (dérivée d'un propriété en suivant l'objet, ici la goutte d'eau, dans son mouvement) en considérant un champ de vitesse à 3 dimensions, s'écrit $\frac{\partial\vec{U}}{\partial t} + \vec{U}.\nabla\vec{U}$ [2].

Ce qui aboutit aux équations de Navier-Stokes :

$$\frac{\partial\vec{U}}{\partial t} + \vec{U}.\nabla\vec{U} = -\frac{1}{\rho}\nabla p + \vec{g} + \nu\Delta\vec{U}$$

Navier-Stokes en écoulement turbulent Dans un écoulement turbulent, ce sont les vitesses moyennes auxquelles on s'intéresse, celles observées macroscopiquement, alors que les vitesses fluctuent en réalité. La vitesse peut être décomposée en une vitesse moyenne $\vec{\bar{U}}$, sur un certain pas de temps, et en une partie fluctuante $\vec{U'}$, dont la moyenne temporelle est nulle, soit $\vec{U} = \vec{\bar{U}} + \vec{U'}$. Cette décomposition appliquée aux équations de Navier-Stokes donne [3] :

$$\frac{\partial(\vec{\bar{U}} + \vec{U'})}{\partial t} + (\vec{\bar{U}} + \vec{U'}).\nabla(\vec{\bar{U}} + \vec{U'}) = -\frac{1}{\rho}\nabla(\bar{p} + p') + \vec{g} + \nu\Delta\vec{U}$$

Pour avoir une équation qui décrive l'écoulement moyen qui nous intéresse, nous prenons la moyenne temporelle de l'équation obtenue. Une fois moyennés, les termes $\frac{\partial\vec{U'}}{\partial t}$ et p' s'annulent, de même que les produits $\vec{\bar{U}}.\nabla\vec{U'}$ et $\vec{U'}.\nabla\vec{\bar{U}}$ car ils sont formés du produit d'un terme constant et d'un terme fluctuant. Les termes constants peuvent être sortis de l'opérateur moyenne et il ne reste à moyenner que les termes fluctuants croisés :

$$\frac{\partial\vec{\bar{U}}}{\partial t} + \vec{\bar{U}}.\nabla\vec{\bar{U}} = -\frac{1}{\rho}\nabla\bar{p} + \vec{g} + \nu\Delta\vec{U} - \overline{\vec{U'}.\nabla\vec{U'}}$$

Définition du frottement turbulent par analogie Le dernier terme, pour la direction Oy, contient :

$$-\overline{\vec{U'}.\nabla\vec{U'_y}} = -\overline{U'_x.\frac{\partial U'_y}{\partial x}} - \overline{U'_y.\frac{\partial U'_y}{\partial y}} - \overline{U'_z.\frac{\partial U'_y}{\partial z}}$$

Or, dans un écoulement incompressible $div(\vec{U}) = 0$, soit $\frac{\partial U_x}{\partial x} + \frac{\partial U_y}{\partial y} + \frac{\partial U_z}{\partial z} = 0$ (loi de continuité), valide aussi pour les U'. On peut donc enlever $U'_y \times \left[\frac{\partial U'_x}{\partial x} + \frac{\partial U'_y}{\partial y} + \frac{\partial U'_z}{\partial z}\right]$ au terme précédent qui devient :

$$-\overline{\vec{U'}.\nabla\vec{U'_y}} = -\frac{\partial(\overline{U'_xU'_y})}{\partial x} - \frac{\partial(\overline{U'_yU'_y})}{\partial y} - \frac{\partial(\overline{U'_zU'_y})}{\partial z}$$

1. ∇ est le symbole du gradient, ∇p est le vecteur formé de $\frac{\partial p}{\partial x}$, $\frac{\partial p}{\partial y}$, $\frac{\partial p}{\partial z}$

2. Ici le . n'est plus un produit scalaire, mais un opérateur entre le vecteur $\vec{U}$ et la matrice $\nabla\vec{U}$. Par exemple le deuxième terme pour U_y, la deuxième composante de $\vec{U}$: $\frac{\partial U_y}{\partial t} + \vec{U}.\nabla U_y = \frac{\partial U_y}{\partial t} + U_x.\frac{\partial U_y}{\partial x} + U_y.\frac{\partial U_y}{\partial y} + U_z.\frac{\partial U_y}{\partial z}$

3. le terme de viscosité n'a pas été décomposé, car on verra qu'il est négligeable dans le cas d'un écoulement pleinement turbulent, mais pas au voisinage d'une paroi

Par analogie avec l'équation obtenue pour les frottements visqueux, on peut admettre que $-\rho\overline{U'_x U'_y}$ est le frottement turbulent dans la direction Oy dû à des fluctuations de vitesse selon Ox. Au total le frottement turbulent dans la direction Oy est donné par

$$\tau_{xy}^{turb} = -\rho\overline{U'_x U'_y} \qquad \tau_{yy}^{turb} = -\rho\overline{U'_y U'_y} \qquad \tau_{zy}^{turb} = -\rho\overline{U'_z U'_y}$$

La mesure directe de $-\rho\overline{U'_x U'_y}$ à partir de mesures assez fréquentes fournit un moyen de mesurer τ_{xy}.

La puissance d'une rivière

Pour estimer le transport solide en rivière, de nombreux auteurs utilisent la puissance de la rivière, ou puissance spécifique. Cette puissance permet de caractériser le potentiel érosif des cours d'eau et donc leur capacité à faire évoluer leurs morphologies.

Reprenons la force de frottement $\tau = \rho.g.h.i$, il est possible de l'exprimer par unité de surface, soit sur un tronçon unitaire de longueur L : $\rho.g.h.i.P.L$ avec P le périmètre mouillé. En multipliant cette force de frottement par unité de surface par la vitesse des écoulements, on obtient bien la puissance des écoulements dissipé par frottement sur un mètre linéaire de rivière : $P_t = \rho.g.h.i.P.U = \rho.g.h.i\frac{Q}{R_h}$ (Sear, 2003). Or la force de frottement peut s'exprimer en fonction de la vitesse de frottement $\tau = \rho.u_*^2$ soit $u_* = \sqrt{g.h.i}$ d'où

$$P_t = \rho.g.h.i.\frac{Q}{R_h} = \rho.u_*^2.\frac{Q}{R_h}$$

Ce qui donne en faisant l'hypothèse d'une section rectangulaire $R_h = h$:

$$P_t = \rho.g.i.Q$$

qui correspond bien à une puissance exprimée en $kg.m.s^{-1} = W.m^{-1} = N.s^{-1}$. En divisant cette expression par la largeur du cours d'eau, on retrouve alors l'expression de la puissance spécifique des rivières souvent utilisée (en $W.m^{-2}$). Le débit de plein bord utilisé reste parfois difficile à estimer (Petit et al., 2005).

5.1.2 Le transport solide en rivière

Le problème du transport solide est extrêmement complexe car il dépend de plusieurs phénomènes et interactions, qui s'échelonnent entre la gravité qui entraine l'eau dans un écoulement de pente donnée et la résistance aux mouvements des particules individuelles qui composent le lit de rivière. Dade et al. (2011) observent une covariance entre la pente, la profondeur du chenal et la taille des grains observés dans les rivières. Les écoulements sont étroitement liés à la forme du lit (pente, largeur...) mais ils interagissent également avec les particules en fond de lit en permettant leur mise en mouvement et leur transport. A plus large échelle, les écoulements sont en lien étroit avec la morphologie de la rivière, chacun des deux pouvant impacter l'autre via des phénomènes d'érosion et de dépôt. La capacité de transport de sédiment de la rivière est majoritairement liée aux écoulements de l'eau et aux diamètres des sédiments disponibles.

Le transport des sédiments par les cours d'eau est donc déterminé en partie par les caractéristiques des particules (taille, forme, concentration, vitesse de chutes et densité des particules). Trois modes de transport peuvent être distingués en rivière (Babinski, 2005) :

- la charge dissoute, constituée de matériaux fins (<10 kDa) sous forme dissoute et portés par les écoulements

- la charge en suspension (suspended load), constituée de matériaux dont la taille et la densité leur permettent, dans des conditions d'écoulement déterminées, de se déplacer sans toucher le fond du lit. Les particules en suspension sont toujours en mouvement, transportée par le flux de l'eau (Wilson, 2005). Le transport en suspension est en général constitué de matériaux fins, argiles et colloïdes et quelquefois de silts. Il dépend principalement des apports par l'amont et non de la composition et des propriétés des matériaux de fond de lit (Van Rijn, 2007). Dans la très grande partie des cas, la charge en suspension représente quantitativement un pourcentage très important du transport global (85 à 99% de la charge solide totale d'après Babinski (2005)).

- la charge de fond (bed load), formée de matériaux trop gros pour être mis en suspension compte-tenu de leur densité et de la vitesse du courant. Ces particules se déplacent par charriage en glissant, roulant sur le fond ou se déplaçant par saltation (par bonds successifs) à une vitesse inférieure à celle de l'eau. Les grains restent en contact quasi-permanent avec le lit (Wilson, 2005) avec des périodes de mouvement vers l'aval et des périodes sans mouvement où le grain fait partie intégrante du fond de lit. La charge de fond ne représente qu'une faible fraction de la charge totale d'un cours d'eau.

La proportion entre ces différents modes de transport dépend du pouvoir de transport de la rivière, du régime hydraulique, de la structure géologique du bassin versant et de l'activité humaine. Il faut bien garder à l'esprit que la limite entre la charge de fond et la charge en suspension reste très empirique et donc très délicate à "mesurer". Ainsi, le ratio charge de fond/charge en suspension évolue avec les nouvelles méthodes de mesure de la charge de fond qui tendent à augmenter le rôle de la charge de fond (qui peut même être dominante dans les rivières fortement marquées par la glaciation) (Babinski, 2005).

Le débit solide correspond à la quantité ou au volume de matériaux granulaires transportés dans un cours d'eau par le courant par unité de temps (Degoutte, 2012). Le débit solide total Q_t comprend le transport en suspension Q_s et le transport de la charge de fond par charriage et saltation Q_b (Graf and Altinakar, 2000). Il s'exprime en volume Q ($m^3.s^{-1}$) ou en masse G ($kg.s^{-1}$) de sédiment transporté sur une section de rivière. Pour comparer le transport dans différentes rivières, il peut être exprimé par mètre latéral de cours d'eau, soit le débit solide unitaire volumique q ($m^3.s^{-1}.m^{-1}$) ou massique g ($kg.s^{-1}.m^{-1}$).

Le transport de sédiment, commence en général à partir d'une certaine valeur critique, paramétrée par exemple par la tension critique de frottement τ_{0cr} (Graf and Altinakar, 2000). La notion de transport va donc s'appuyer sur la définition de seuils d'érosion et de dépôt, définis à partir des écoulements en rivière et la taille des grains présents en fond de lit. La définition de ces seuils reste délicate car de nombreux paramètres sont mis en jeu, car les processus à délimiter sont eux-mêmes difficile à définir (la limite entre une particule transportée par charriage et une particule transportée en suspension n'est pas clairement définie) et car l'ensemble des expressions proposées restent basées sur de l'expérimentation.

De plus, certains facteurs sont encore difficiles à prendre en compte dans la délimitation de ces seuils, tel que la cohésion de sédiment. La cohésion est un paramètre de résistance au cisaillement d'un sédiment. Elle augmente le seuil de mise en mouvement car l'érosion ne se fera pas grain par grain mais sous forme de floc (Degoutte, 2012). Ce sont les argiles et les limons (souvent de diamètre <63 μm) qui sont particulièrement cohésifs, les sables et les graviers dépourvus de fines ne le sont pas (Winterwerp and van Kesteren, 2004). Un sédiment contenant une grande quantité de fines aura donc un seuil de mise en mouvement plus important que ce que sa granulométrie seule pourrait le laisser prévoir.

De nombreuses méthodes ont été proposées pour estimer le transport solide en rivière à partir des forces de frottement sur le fond de lit développées par les écoulements. Cependant, les formules actuelles de transport de sédiment ne permettent pas de relier directement les processus de frottement et de dissipation d'énergie à la distribution granulométrique des sédiments transportés par le cours d'eau. Les seuils de mise en mouvement (ou de dépôt) définis sont des concepts qui ne sont pas encore basés seulement sur des équations physiques.

Un exemple bien connu est le diagramme de Hjulström (1935) qui illustre la relation entre la taille des sédiments et la vitesse requise pour les éroder, les transporter ou les déposer.

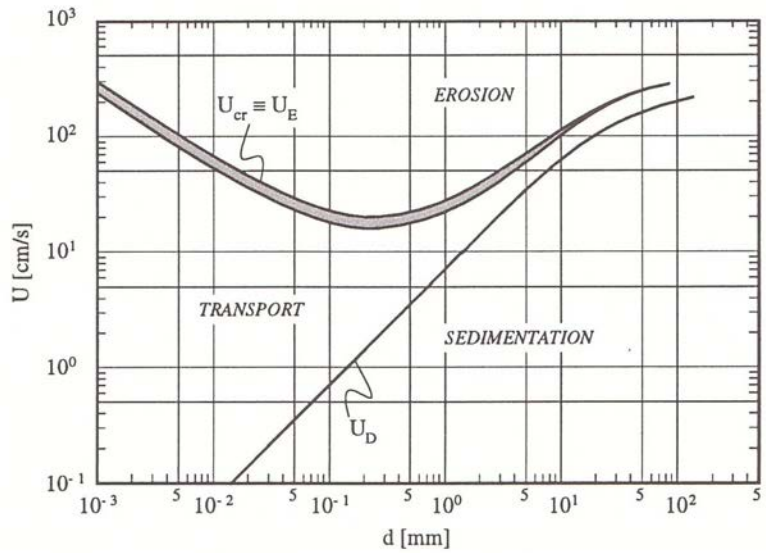


FIGURE 5.2 – Vitesse de sédimentation et d'érosion, U_D et U_{cr}, pour des granulats uniformes, selon Hjulström (Graf 2000)

Pour une vitesse donnée, le cours d'eau a une capacité de transport solide, liée à l'énergie de l'eau (Degoutte, 2012). Cependant, le transport réel dépend aussi des apports de sédiments par l'amont du cours d'eau. Le cours d'eau transporte toujours autant de matériaux qu'il est capable d'en transporter, mais peut être limité par la quantité de matériaux susceptible d'être transportée, disponible sur le fond et les berges, et les apports par l'amont. Ce transport est principalement régulé par deux propriétés du cours d'eau, respectivement la compétence et la capacité du cours d'eau (Amat et al., 2008) :

- le diamètre maximum des sédiments transportés par le cours d'eau (compétence) ; cette caractéristique dépend essentiellement de la vitesse de l'eau et ses variations, fonction de la vitesse et la granulométrie du substrat, ont été étudiées par Hjulström

(figure 5.2).

- la quantité maximale de matériaux solides que peut transporter en un point et à un instant donné le cours d'eau (capacité) ; cette caractéristique est fonction de la vitesse de l'eau, du débit et des caractéristiques de la section (forme, rugosité, etc.).

La compétence d'un cours d'eau décroit vers l'aval, pas la capacité.

Déterminer les potentialités de transport de sédiment d'une rivière reste assez difficile, la part de sédiment disponible pour être transporté étant une fonction à la fois temporelle et spatiale des variations des caractéristiques d'entrainement dans le lit de la rivière (Sear, 2003). Plusieurs possibilités d'estimation du transport de sédiment sont proposées dans la bibliographie mais elles ont toutes leurs inconvénients :

- utiliser les nombreuses formules empiriques existantes (Ackers and White 1973-1993, Meyer-Peter 1948...). Mais si chacune de ces formules apporte une réponse, aucune n'est assez fidèle et précise. Dans la pratique, de nombreux auteurs conseillent d'utiliser plusieurs formules même si leurs résultats peuvent présenter des différences considérables (Graf and Altinakar (2000), Gomez and Church (1989)...).

- faire des mesures in-situ. Mais ces mesures sont représentatives des conditions particulières du moment de prélèvement et avoir un échantillonnage représentatif des conditions complexes d'une rivière demande un investissement conséquent.

- réaliser des modèles physiques. Mais ceci demande un investissement conséquent et la validation de ce modèle va se heurter aux mêmes problèmes que les deux item précédents.

Potentialité de mise en mouvement : la formule de Shields

La formule de Shields permet d'estimer le potentiel de mise en mouvement des sédiments suivant leur granulométrie et la vitesse des écoulements. Elle a été établie à l'aide d'essais laboratoires en canal (Le Hir, 2008). Étant donné les valeurs peu élevées de la contrainte critique du début d'écoulement τ, la formule de Shields correspond plutôt à un transport de type charriage (Lebreton, 1974).

En faisant les hypothèses d'un écoulement permanent et de sédiments homogènes, Shields utilise deux paramètres adimensionels pour établir son diagramme : un paramètre relatif au grain D_* (ou diamètre réduit du granulat, estimé à partir de la vitesse de chute de la particule) et un paramètre de mobilité relatif à l'écoulement θ (rapport entre la force de frottement et le poids d'un grain).

$$D_* = D_{50}\left[\frac{(s-1).g}{\nu^2}\right]^{\frac{1}{3}} \qquad \theta = \frac{(u_*)^2}{(s-1).g.D}$$

avec s le rapport entre la densité normalisée des grains et la densité de l'eau (nous avons pris la valeur empirique s = 2,5 issue de la densité moyenne des argiles et quartz, soit $\rho_{sed} = 2500kg/m^2$), ν la viscosité cinématique de l'eau et g l'accélération de la pesanteur.

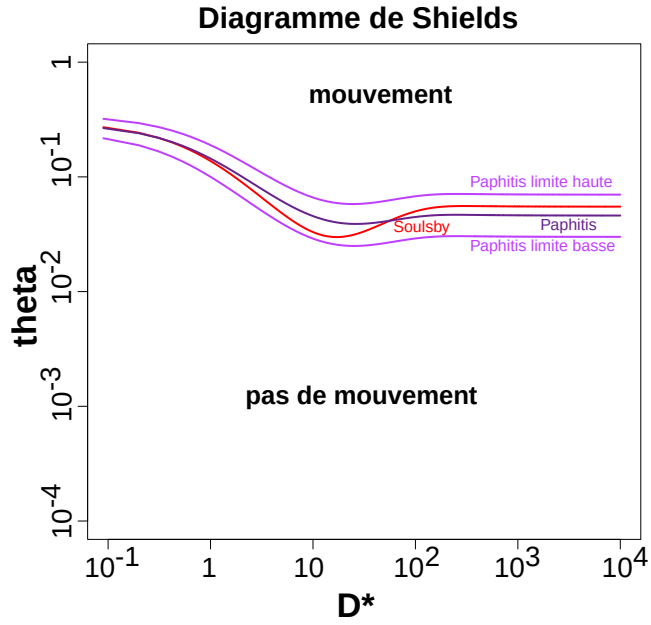


FIGURE 5.3 – Diagramme de Shields permettant d'estimer la potentialité de mise en mouvement de grains en utilisant deux équations empiriques pour délimiter le seuil de mise en mouvement : Soulsby (1997) et Paphitis (2001)

Le seuil de mise en mouvement est donné sous forme d'une valeur critique θ_{cr} (ou τ^*) en fonction de D_*. Ce seuil obtenu expérimentalement permet de délimiter les zones de mise en mouvement et les zones de repos. Ce seuil étant sujet à controverse (voir ci-dessous), nous avons choisi d'utiliser plusieurs équations empiriques établies pour le délimiter :

Soulsby (1997) :

$$\theta_{cr} = \frac{0,3}{1+1,2D_*} + 0,055\,[1 - exp(-0,02D_*)]$$

Paphitis (2001) propose une enveloppe autour de la courbe de mise en mouvement pour prendre en compte les incertitudes.
courbe principale :

$$\theta_{cr} = \frac{0,273}{1+1,2D_*} + 0,046\,[1 - 0.57exp(-0,02D_*)]$$

limite basse :

$$\theta_{cr} = \frac{0,165}{0.7+1,2D_*} + 0,03\,[1 - 0.57exp(-0,02D_*)]$$

limite haute :

$$\theta_{cr} = \frac{0,38}{1.2+1,2D_*} + 0,07\,[1 - 0.57exp(-0,02D_*)]$$

Critiques sur cette formulation La formule de Shields, établie lors de sa thèse de doctorat en 1936, a été obtenue à partir d'essais en canal expérimental. L'abaque permettant de caractériser la mise en mouvement des sédiments a été repris par de nombreux auteurs. Cependant, les explications fournies dans la thèse ne sont pas toujours précises, ce qui donne lieu à des interprétations différentes et donc différentes "écoles" dans les

calculs de mise en mouvement.

Buffington (Buffington, 1999) mentionne plusieurs sources de divergence dans l'interprétation ou l'utilisation des travaux de Shields.

- La définition du début de mise en mouvement et la manière de le mesurer ne sont pas évidentes. Deux méthodes peuvent être utilisées. La première consiste à déceler les premiers mouvements du lit au cours de phases successives d'augmentation du débit dans un canal expérimental. Mais cette méthode ne définit pas clairement dans quelles conditions le "lit est en mouvement" (quelques particules commencent à bouger, lorsque le D_{50} est mobilisé... ?). La seconde consiste à mesurer le débit solide pour différentes situations de débit de l'eau et d'extrapoler le début de mise en mouvement en déterminant le débit liquide pour lequel le débit solide devient nul. Mais il a été montré par la suite que les extrapolations pouvaient souvent être faites par des lois de puissance, ce qui suggère que la vitesse de mise en mouvement serait en fait nulle. Il semble que Shields ait fait ces extrapolations "à la main".

- Il n'est pas clair que Shields ait correctement estimé le frottement causant le mouvement. Il a mesuré la pente de la ligne d'eau et les caractéristiques du frottement sur les parois du canal, ce qui lui permet d'estimer le frottement sur le fond. Il n'est pas clair qu'il ait correctement tenu compte de l'effet des formes du lit (rides, ...), qui ont dû évoluer durant ses essais.

- Les sédiments utilisés par Shields ne semblent pas toujours présenter une granulométrie uniforme et semblent varier selon les expérimentations. De même, la forme des grains, plus ou moins ronds ou anguleux, peut aussi influencer le résultat.

Les résultats de Laronne et al. (2003) montrent que l'initiation du mouvement se produit à une étape plus élevée (et une force de frottement plus grande) que l'arrêt du mouvement. Ces remarques et critiques montrent combien il est difficile de contrôler tous les facteurs qui peuvent interagir avec la notion de vitesse de mise en mouvement, et auxquels on se heurte également lors de l'application de ces formulations au milieu naturel.

Équations de transport : calcul de la charge de fond

Il existe beaucoup de publications dédiées à la caractérisation de la charge de fond mais peu de données de validation et souvent restreintes à des canaux d'expérimentation (Ergenzinger and De Jong, 2003), les études in-situ utilisant des paramètres de calage spécifiques au site étudié. De nombreuses équations permettant d'estimer le transport de sédiment en rivière sont disponibles dans la bibliographie. Les formules de transport solide sont en général établies avec des données expérimentales et, moins souvent, in-situ (Graf and Altinakar, 2000). La vérification de ces formules sur des cours d'eau naturels s'avère extrêmement délicate, car il est difficile de mesurer correctement le débit solide in-situ. De plus, la délimitation entre les différents mode de transport étant assez floue, le calcul du transport solide est parfois assez subjectif.

La plupart des équations de transport supposent que le transport de sédiment est à l'équilibre et les variables hydrauliques utilisées sont moyennées ou extrapolées sur une partie du bief étudié. Ces approximations peuvent introduire un biais important dans le calcul du transport solide.

Gomez and Church (1989) insistent sur l'intérêt d'avoir des informations les plus complètes possibles sur l'état du lit en faisant des mesures fréquentes sur le terrain, particulièrement utiles lorsque des fluctuations des apports de sédiment ont lieu à long terme.

Plusieurs équations sont présentées ci-dessous : trois formules estimant le charriage (Meyer et Peter (1948) telle que présentée dans Graf and Altinakar (2000), Ackers et White (1973) telle que présentée dans Graf and Altinakar (2000) et Gomez and Church (1989) et enfin Van Rijn (1984a)) et une formule estimant le transport total (Graf et Acaroglu (1968) telle que présentée dans Graf and Altinakar (2000)). Chaque formule présente une marge d'erreur importante.

Une différence majeure entre ces formules est la manière dont l'énergie des écoulements est prise en compte. Ces formules utilisent soit la vitesse moyenne V_m des écoulements sur la section transversale de la rivière, soit la pente de l'énergie J_e qui résulte des caractéristiques du tronçon de la rivière étudié : Meyer-Peter (J_e, V_m), Ackers (V_m, $u_*(J_e)$), Van Rijn (V_m), Graf (V_m, J_e). L'échelle des processus pris en compte varie selon les formules.

Formule de Meyer-Peter and Müller (1948) La formule de Meyer-Peter and Müller (Graf and Altinakar (2000) et Gomez and Church (1989)) permet d'exprimer le débit volumique de charriage par unité de largeur de la rivière q_b (en $m^3.s^{-1}.m^{-1}$). Elle utilise la granulométrie du fond de lit d et la pente de l'énergie.

$$q_b = \frac{g_b}{(\gamma_s - \gamma)} \tag{5.4}$$

avec

$$0,25.\rho^{1/3}.\frac{g_b^{2/3}}{(\gamma_s - \gamma).d} = \frac{\gamma.R_h.\xi_M.J_e}{(\gamma_s - \gamma).d} - 0,047$$

$$\xi_M = \left(\frac{K_s}{K'_s}\right)^{2/3}$$

avec R_h le rayon hydraulique du lit, J_e la pente de l'eau, γ le poids volumique de l'eau, γ_s le poids volumique des sédiments et ξ_M le paramètre de rugosité qui correspond au rapport entre la rugosité due aux granulats (formule de Strickler $K'_s = \frac{26}{(d_{90})^{1/6}}$) et la rugosité due au lit (formule de Manning-Strickler $K_s = \frac{V_m}{Rh^{2/3}.J_e^{1/2}}$). Cette formule a été obtenue à partir de nombreuses expérimentations utilisant des granulométries uniformes ou non. Elle est valable pour des granulométries comprises entre 400 μm et 30 mm (Graf and Altinakar, 2000). Cette formulation est valable pour une granulométrie non uniforme en prenant $d = D_{50}$ la granulométrie médiane (en poids) des sédiments du lit.

Formule de Ackers et White (1973-1993) La formule de Ackers et White (Graf and Altinakar (2000) et Gomez and Church (1989)) permet d'estimer le transport total par charriage en calculant la concentration moyenne en volume dans la section C_s en se basant sur la granulométrie d du lit et la vitesse de frottement u_*.

$$C_b = \frac{q_b}{q} = G_{gr}\frac{d}{h}\left(\frac{V_m}{u_*}\right)^{m_w} \tag{5.5}$$

avec G_{gr} le paramètre de transport des sédiments :

$$G_{gr} = C_w \left(\frac{F_{gr}}{A_w} - 1 \right)^{m_w}$$

et F_{gr} le paramètre de mobilité :

$$F_{gr} = \frac{u_*^{n_w}}{\sqrt{(s-1).g.d}} \left[\frac{V_m}{\sqrt{32}.\log\left(10\frac{h}{d}\right)} \right]^{(1-n_w)}$$

avec V_m la vitesse moyenne sur le profil et h la hauteur d'eau. Les coefficients ont été déterminés par régression, en utilisant près de 1000 expériences en laboratoire et près de 250 expériences in-situ avec des sédiments granulométriquement uniformes ou non uniformes, les granulométries variant de 40 μm à 4 mm et des écoulements présentant un nombre de Froude inférieure à 0,8. Ces coefficients sont calculés en fonction du diamètre adimensionnel des particules d_* :

$$d_* = d \left((s-1)\frac{g}{\nu^2} \right)^{1/3}$$

coefficient	$d_* > 60$	$d_* < 60$
n_w	0	$1 - 0,56\log(d_*)$
m_w	1,5	$\left(\frac{9,66}{d_*}\right) + 1,34$
A_w	0,17	$\left(\frac{0,23}{\sqrt{d_*}}\right) + 0,14$
C_w	0,025	$\log(C_w) = 2,86\log(d_*) - \log(d_*)^2 - 3,53$

Cette formule n'est plus valable pour des particules ayant une taille inférieure à 40μm (d_*<1). Pour une granulométrie non uniforme, il convient de prendre le D_{35} comme diamètre équivalent.

Formule de Van Rijn (1984, 1993) La formule de Van Rijn (Van Rijn (1984a), Van Rijn (2007)) permet de calculer le débit solide par charriage en masse g_b par unité de largeur du cours d'eau (en $kg.s^{-1}.m^{-1}$), à partir de la granulométrie des sédiments et de la vitesse moyenne des écoulements.

$$g_b = \frac{q_b}{\rho_s} = \alpha_b.\rho_s.V_m.h.\left(\frac{d_{50}}{h}\right)^{1,2}.M_e^{\eta}$$

avec $\alpha_b = 0,015$ et $\eta = 1,5$ des paramètres calibrés en utilisant des données de transport de fond (Van Rijn 2007), V_m la vitesse moyenne, h la profondeur d'eau.

$$u_{cr} = 0,19.(d_{50})^{0,1}.log\left(\frac{12.h}{3.d_{90}}\right) \text{ pour } 0,0001 < d_{50} < 0,0005\text{m}$$
$$u_{cr} = 8,5.(d_{50})^{0,6}.log\left(\frac{12.h}{3.d_{90}}\right) \text{ pour } 0,0005 < d_{50} < 0,002\text{m}$$
$$M_e = \frac{Vm - u_{cr}}{[(s-1).g.d_{50}]^{0,5}}$$

D'après Van Rijn, les valeurs calculées sont dans un facteur deux par rapport aux taux de transport de charge de fond mesurés pour des vitesses inférieures à 0,6 $m.s^{-1}$. Les valeurs mesurées sont sous-estimées (facteur 2 ou 3) pour des vitesses proches de l'initiation du mouvement.

Formule de Graf et Acaroglu (1968) La formule de Graf et Acaroglu (Graf and Altinakar, 2000) permet de calculer le transport total dans un canal à surface libre à partir de la pente énergétique du cours d'eau et de la granulométrie des sédiments du fond.

$$Ct = \frac{q_t}{q} = \frac{\Phi_A.\sqrt{(s-1).g.d^3}}{V_m.R_h}$$

avec le paramètre d'intensité de mouvement Ψ_A utilisé comme critère de transport solide

$$\Psi_A = \frac{(s-1).d}{J_e.R_h}$$

et le paramètre de transport calculé en utilisant le concept de puissance ou de travail Φ_A. Une première relation a été déterminée expérimentalement (d'après 800 expérience en laboratoire et 80 expériences in-situ) : $\Phi_A = 10,39.(\Psi_A)^{-2,52}$ pour Φ_A compris entre 10^{-2} et 10^{-3} ou $\Psi_A < 14,6$. Une extension de l'étude effectuée par Graf et Suszka (1987) précise cette relation :

$$\Phi_A = 10,4.K(\psi_A)^{-1,5}$$

avec
$K = \Psi_A^{-1}$ si $\Psi_A < 14,6$
$K = (1 - 0,045\Psi_A)^{2,5}$ si $22,2 > \Psi_A > 14,6$
$K = 0$ si $\Psi_A > 22,2$

Pour des sédiments non uniformes, il est conseillé d'utiliser le diamètre médian des grains $d = D_{50}$. Cette formule est valable pour des granulométries comprises entre 300 μm et 23 mm.

Discussion sur les formules utilisées Aucune des formules développées ne permet de traduire entièrement la complexité intrinsèque du transport solide. Plusieurs auteurs ont comparé les résultats de différentes formules et ils arrivent majoritairement à la conclusion que chacune des formules apportent une réponse, mais aucune n'est assez fidèle ou précise pour être considérée comme "meilleure" qu'une autre.

Graf and Altinakar (2000) rapportent une étude réalisée par White et al (1973) qui compare les résultats de 19 formules de charriage appliquées à des expériences de laboratoire avec des sédiments uniformes ou non (40 μm$<D_{50}<$4,9 mm) et à des expériences dans des cours d'eau (100 μm$<D_{50}<$68 mm). Le succès de prédiction des formules est évalué en évaluant le rapport entre les valeurs calculées et les valeurs observées C_{calc}/C_{obs}. Avec la formule d'Ackers et White (1973), 64% des valeurs calculées ont pu être pronostiquées dans la gamme des valeurs mesurées. Ce résultat est considéré comme un bon (ou le moins mauvais) résultat, car plus de la moitié des dix neufs formules donnent des valeurs moins favorables, c'est-à-dire $< 40\%$. Cependant, la méthode d'appréciation de la validité des formules utilisée par Ackers et White est raisonnablement objective mais certainement pas concluante.

la "fiabilité" d'une formule n'est pas estimée sur sa rigueur physique dans l'approche mais plutôt sur la corrélation entre les calculs et les observations expérimentales ou in-situ (Gomez and Church, 1989). Les différentes formules de transport solide fournissent

donc des résultats qui peuvent grandement varier, avec par exemple jusqu'à un facteur 10 pour les différentes estimations du transport solide (Graf and Altinakar, 2000). Il est donc conseillé d'utiliser plusieurs formules pour estimer une plage de transport solide potentiel de la rivière.

5.2 Méthodologie

Plusieurs suivis de terrain ont été mis en place pour suivre l'évolution de la rivière suite aux effacements. Nous nous sommes intéressés plus précisément à l'évolution de la granulométrie du lit car elle est nécessaire aux formules permettant d'évaluer les phénomènes de transport de sédiment suite à l'abaissement de la ligne d'eau. En parallèle des suivis hydromorphologiques (chapitre 3) des prélèvement granulomètriques ont été réalisés, ainsi que des mesures précises de l'évolution des profils verticaux de vitesses (avec ADV). L'ensemble de ces mesures nous a permi d'appliquer certaines formules de transport pour évaluer le débit solide en fond de lit de l'Orge.
Trois principaux sites ont été aménagés pour cette étude : Vaucluse (Sainte Geneviève-des-Bois), Guinguette (Longpont-sur-Orge) et la confluence avec le Mort Ru (entre Longpont et Villiers-sur-Orge). Le Mort Ru est un affluent particulièrement réactif qui apporte une grande quantité de sédiment dans l'Orge.

5.2.1 Suivis des sédiments de l'Orge

Prélèvements des sédiments du lit

Lors des campagnes hydromorphologiques en barque, sur chaque profil transversal, nous avons relevé la topographie et effectué des mesures de vitesse (partie 3.1.1). Des échantillons de sédiment ont été prélevés au fond du lit à l'aide d'un godet (diamètre 10 cm, profondeur 3 cm) monté sur un manche rétractable. Ces échantillonnages sont effectués tous les deux mètres, au même endroit qu'un profil vertical de vitesse (ce qui représente 4 à 6 échantillons par profil transversal). Nous effectuons trois essais de prélèvement de sédiment avec le godet. Au bout de ces trois essais, même si aucun sédiment n'a pu être prélevé ou que le flacon d'échantillonnage n'est pas plein, nous arrêtons le prélèvement. Ces échantillons sont stockés dans des flacons de 40 mL, mis au frais jusqu'à analyse de la granulométrie au laboratoire.
Des photos du fond ont parfois été prises avant le prélèvement pour évaluer visuellement les évolutions des sédiments de l'Orge. Un appareil photo fixé sur un cadre est descendu au fond du lit le long du manche du godet. L'appareil étant alors situé à une dizaine de centimètres du fond.

Les prélèvements de sédiment dans le lit de la rivière ont donc été effectués en 2010, 2012 et 2013, soit respectivement avant, 2 ans après et 3 ans après les effacements (soit après démolition des clapets Vaucluse et Guipereux pour 2013). Trois sites ont été suivis : Vaucluse, Guinguette et la confluence avec le Mort Ru (figure 2.4). Nous nous sommes plus tardivement intéressés au cas particulier du site du Mort Ru qui n'a été suivi qu'en 2012 et 2013. Un radier est présent à la confluence avec l'Orge, formé d'une quantité importante de sédiment apporté par les crues très rapides du Mort Ru. Ce radier forme

un obstacle pour l'Orge qui voit son niveau d'eau relevé en amont et qui ne semble pas avoir la capacité de transporter ces matériaux.
Il faut noter que la première campagne granulométrique de 2010 n'a pas pu être effectué au niveau des profils de Vaucluse mais 800 m en amont (juste avant d'entrer dans le parc de l'hôpital). Ce site est similaire mais n'est pas le site de Vaucluse (voir les annexes A.2.3).

Mesure in-situ de la charge de fond : pièges à sédiments

En se basant sur la littérature, on trouve plusieurs méthodes de mesure in-situ de la charge de fond (Babinski (2005), Ergenzinger and De Jong (2003), Wilson (2005)) :

- Piège à sédiment (filet ou trappe) captant les sédiments en mouvement sur toute ou une partie de la section de la rivière, ils peuvent être permanents ou occasionnels.
- Mesure du mouvement via des traceurs ou des marqueurs (visuels : pierre peinte, sable fluorescent ; matériel marqué : magnétique ou radioactif. . .)
- Mesure acoustique qui relie le "bruit" des sédiments en mouvement à leur quantité (principalement pour les sédiments de gros diamètre type galets).
- Mesure indirecte : sédimentation dans les lacs et les deltas

Nous nous sommes intéressés à la méthode de piège à sédiments, plus adaptée aux sédiments fins de l'Orge. L'objectif des pièges à sédiments est d'intercepter tout le matériel qui devrait être en contact avec le lit de la rivière : ce matériel doit rouler, glisser ou être en saltation et peut être raisonnablement définit comme la charge de fond (Sterling and Church, 2002). Les pièges à sédiments captent la charge de fond pendant les événements de transport sédimentaire. Il existe de nombreux type de pièges à sédiments, présentant des design variés. Chaque type de piège va avoir une efficacité variable selon la taille des grains de sédiment à piéger.

Deux méthodes principales sont utilisées (Ergenzinger and De Jong, 2003) :

- avec un filet : un sac monté sur un châssis posé au fond de la rivière (Helley Smith)
- avec une trappe : sédiments piégés dans une boite enfoncée dans le lit et recouverte ou non d'un grillage (Birkbeck)

Le volume du piège va dépendre du flux de sédiment attendu. Il peut varier de 0,24 m^3 à 0,75 m^3, sauf exception comme ceux de Sear (2003) de très grande taille (1,15 m^3) ou de Powell (Laronne et al., 2003) assez petits (0,018 m^3). Les pièges peuvent être placés les uns à côté des autres sur toute la section ou en plusieurs endroits de la rivière (Braatz and Tucker, 2005). Ils peuvent être portables, semi-permanents ou permanents. Il existe cependant beaucoup d'incertitudes liées aux différentes méthodes de mesure (Babinski, 2005).

Échantillonneur Helley-Smith (1971) C'est un filet posé sur le fond (figure 5.4, Roy (2010)) et son entrée est conçue de façon à permettre à la vitesse de l'eau de rester inaltérée relativement aux vitesses ambiantes (Ergenzinger and De Jong, 2003). Une petite plaque peut être installée sur l'entrée de l'échantillonneur en contact avec le fond,

permettant de faire glisser les sédiments dans le filet (Bunte and Abt, 2003). Il est utilisé principalement pour les sables et les graviers fins (diamètre de 2 à 10 mm) et il est supposé piéger tout le matériel transporté d'un diamètre supérieur à la limite usuelle de mesure des échantillonneurs de sédiment en suspension (Sterling and Church, 2002). Cependant, il peut intercepter une partie du matériel en suspension près du lit.

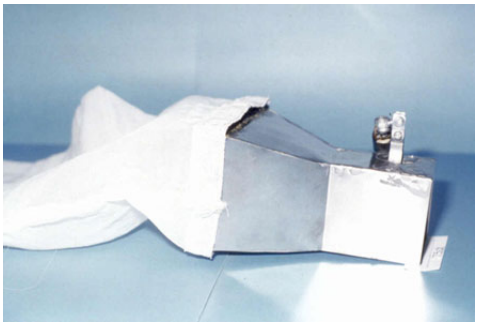
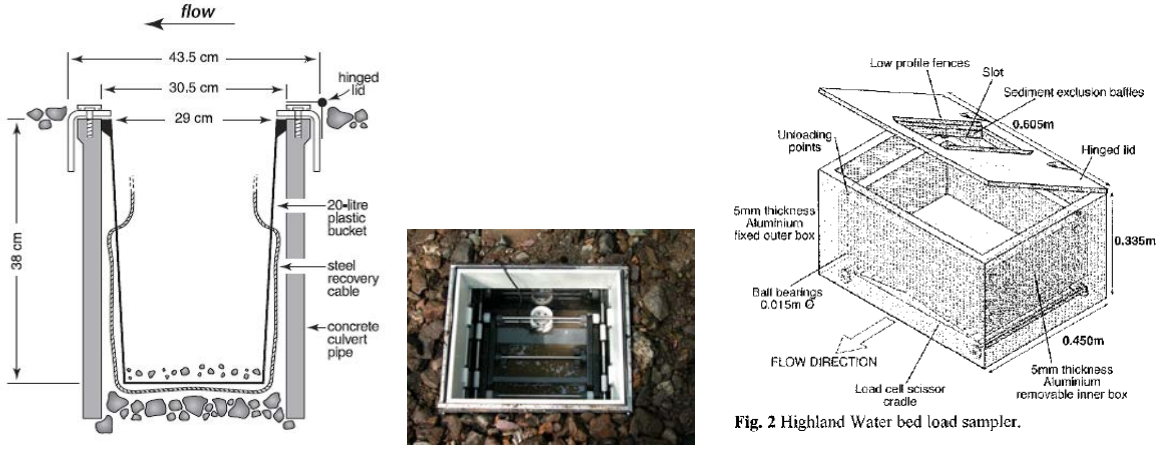


FIGURE 5.4 – échantilloneur Helley-Smith (chaire du Canada en dynamique fluviale, Roy 2010)

Trappe à sédiment L'échantillonneur est placé dans une fosse creusée dans le lit et dont l'ouverture se situe juste au niveau du fond de lit (figures 5.5). Une trappe doit intercepter au niveau de son ouverture tout le matériel qui devrait être en contact avec le lit de la rivière, donc la charge de fond. Son ouverture peut être une fente (Sear, 2003) ou être ronde (pour ne pas être sensible aux effets de variation de direction du courant entrant, Sterling and Church (2002)) mais doit surtout être dimensionnée par rapport à la taille des sédiments devant être échantillonnés et par rapport à la longueur des sauts par saltation pour ne pas passer à coté d'une partie des sédiments en mouvement (trop petite les sédiments de gros diamètres ne pourront y rentrer, trop grande les sédiments fins seront évacués par les forts écoulements). L'ouverture de la trappe peut être recouverte (partiellement ou en totalité) par un treillis laissant le matériel tomber dans la trappe mais limitant la reprise de certaines particules par les forts courants (Evans et al., 2003).



(a) (b) (c)

FIGURE 5.5 – Schéma d'une trappe à sédiment (a) (Sterling 2002) , photographie d'une trappe à sédiment en place (b) (Roy 2010) et trappe à sédiment à fente (c) (Sear 2003)

Ces trappes peuvent être relevées manuellement ou contenir un système mesurant le poids de sédiments accumulés dans la trappe qui permet de mesurer en continu la masse

de sédiment entrant dans la trappe et facilite les mesures surtout pour les grandes rivières où le relevé de la trappe peut devenir compliqué (Laronne et al., 2003). Des trappes ont même été instrumentées avec des pompes ou des siphons permettant un prélèvement des sédiments contenus dans la trappe depuis la berge (Braatz and Tucker, 2005).
Les trappes à sédiments permettent, lors d'un relevage manuel, de visualiser la stratification des sédiments accumulés dans l'échantillonneur au cours des différents évènements hydrologiques ayant eu lieu pendant la période d'échantillonnage (Laronne et al., 2003).

Le choix de la largeur de la fente dépend de la taille des grains. Pour collecter toutes les classes, la fente doit être plus large que le grain le plus gros. De plus, la longueur de la fente doit être plus grande que la distance maximale de saut d'une particule en saltation. Le calcul de la longueur de fente peut être basé sur la taille des grains et le maximum de distance de saut peut être calculé à partir du paramètre de Shields, un facteur de correction et un facteur de ride (Laronne et al., 2003).

Comparaison des différentes méthodes d'échantillonnage in-situ de la charge de fond Chaque méthode possède ses avantages et ses inconvénients :

- Helley-Smith : Ce type d'échantillonneur ne peut pas collecter l'ensemble des particules plus fines que leurs mailles, ce qui peut induire une lacune de données de transport de sédiment pour les diamètres fins (Braatz and Tucker, 2005). Mais des mailles fines peuvent intercepter une partie du matériel en suspension près du lit (Sterling and Church, 2002). Le dimensionnement des mailles du filet doit être adapté aux sédiments à échantillonner. Il a l'avantage d'être facile à mettre en place mais peut accrocher des débris circulant dans la rivière.

- Trappe à sédiment : le dimensionnement de la trappe (volume de stockage, taille de l'ouverture...) va influencer la taille des grains échantillonnés et leur quantité. Sa mise en place peut être délicate (il faut creuser le lit sans trop perturber le fond en amont, son relèvement est plus difficile par fort débit...).

Ces deux types de collecteurs nécessitent d'avoir une idée du matériel à échantillonner lors de leurs conceptions (diamètre, quantité...). Un problème commun à ces deux collecteurs est le faible ratio entre la largeur du collecteur et la largeur de la rivière. Leur positionnement dans le lit par rapport aux écoulements doit être judicieux, au risque d'avoir une estimation ponctuelle du débit solide non représentative du débit solide sur la section étudiée.

Braatz and Tucker (2005) comparent l'efficacité d'échantillonneurs Helley-Slith par rapport à des trappes à sédiment en plaçant des Helley-Smith à coté et derrière des trappes à sédiment. Les résultats montrent que la trappe est efficace à 94% par rapport au Helley-Smith. Mais la trappe capture les sédiments qui se déplacent au fond du lit et tombent dans le bac, tandis que l'échantillonneur HS utilise un filet qui tamise une section transversale de la colonne d'eau au fond du lit (où les sédiments en suspension sont les plus concentrés). Pour les auteurs, il est alors logique de considérer que la trappe capture 100% de la « vraie » charge de fond. Pour eux, la trappe est le système le plus performant, elle est adaptable à toutes les rivières et ses résultats sont optimaux pour être utilisés dans un modèle de transport.
Sterling and Church (2002) font le même type d'expérience et montrent que la trappe à sédiment a une efficacité de près de 100% (comparé aux sédiments attrapés par l'association

trappe+Helley-Smith juste derrière la trappe) pour des matériaux plus large que 2,8 mm. Le Helley-Smith présente une plus grande efficacité pour les matériaux fins (<0,71 mm) et devient peu efficace pour les matériaux plus grossiers. Pour les auteurs, le Helley-Smith « sur-enregistre » les petits diamètres (<0,35 mm) en attrapant des particules en suspension.

Trappe à sédiment pour l'Orge Dans l'Orge, nous souhaitions un système facile à installer, facilement relevable et qui puisse être remis en place sans trop perturber le lit à chaque manipulation.

Nous avons fabriqué une trappe à partir de plat en inox de dimensions : longueur 23,5 cm, largeur 19 cm, hauteur 4 cm (photo 5.6). Un filet (maille 0,5 mm) vient recouvrir les 2/3 aval du piège pour que les sédiments ne puissent en ressortir, laissant une ouverture amont de 5,5 cm. Une plaque métallique est fixée à l'amont du piège pour permettre à l'ouverture d'être au niveau du fond de lit et qu'aucune érosion à l'amont du piège ne puisse dévier les sédiments.



FIGURE 5.6 – Piège à sédiment

Plusieurs soucis ont été rencontré avec ce design : l'installation n'est pas aisée, les pièges étaient sous-dimensionnés et ils n'étaient relevables que pour des débits inférieurs à 2-3 m^3/s (ce qui a posé problème avec les fortes pluies du printemps 2013 et accentué le problème de sous dimensionnement des pièges).

5.2.2 Les analyses

Granulométrie des sédiments

Les sédiments sont souvent classés selon le diamètre médian des grains les constituant (Lapworth et al. (2011), Edeline (2001) : classification du Laboratoire Central d'Hydraulique de France) :

dissous < 10 kDa < colloïdes < 1 μm < argile < 2 μm < limon < 63 μm < sables très fins < 125 μm < sables fins < 250 μm < sables moyens < 0,5 mm < sables grossiers < 1 mm

La distribution de la taille et la composition granulaire sont d'une importance principale pour le déterminer le comportement mécanique des sédiments (Winterwerp and van Kesteren, 2004). La répartition des différentes tailles de grains d'un échantillon de sédiment apporte de nombreuses informations.
Après un tamisage pour séparer l'échantillon en différentes classes granulométriques en fonction de leur pourcentage du poids total, il est possible de tracer la courbe de répartition de l'échantillon en traçant le pourcentage cumulé des classes granulométriques en fonction du diamètre des grains sur axe semi-logarithmique. Cette courbe donne une idée de l'homogénéité de l'échantillon.

Il est aussi possible de calculer le degré de classement d'un échantillon. Ce degré de classement donne une idée de la constance du niveau énergétique de l'agent de transport de l'échantillon. Il se calcule en fonction des premier et troisième quartile, c'est-à-dire des valeurs du diamètre correspondant à, respectivement, $D_1 = 75\%$ et $D_3 = 25\%$ de la fréquence cumulée des grains. Le degré de classement est définit par : $S_0 = (D_3/D_1)^{1/2}$
L'échelle de Fuchtbauer définit le classement en fonction de la valeur de S_0 :

S_0	classement
$< 1{,}23$	très bon
1,23 à 1,41	bon
1,41 à 1,74	moyen
1,74 à 2,00	mauvais
$> 2{,}00$	très mauvais

Analyses granulométries

Les échantillons de sédiment prélevés dans l'Orge ont été passés au tamis en phase humide, sur une séquence de tamis de maille approximativement quadruplée entre deux tamis successifs pour être capable d'évaluer le plus correctement possible un profil attendu de type log-normal. Les tamis utilisés ont des mailles de 50 μm, 250 μm (200 μm pour la campagne de 2013), 800 μm et 3150 μm (à partir de 2012). Les différentes fractions obtenues sont passées à l'étuve (une nuit à 50°C) puis pesées.

Les fractions des différentes classes granulométriques sont calculées par rapport au poids sec total de l'échantillon. Le diamètre moyen de chaque échantillon est estimé en calant une loi log-normale sur la distribution des différentes fractions.

Diamètre médian D_{50} et coefficient de Nikuradse k_s

Pour caractériser la granulométrie des sédiments, nous avons calculé le diamètre médian des grains D_{50} de chaque échantillon. Pour ce faire, nous avons calé une loi log normale sur la répartition des différentes fractions granulométriques de chaque échantillon (en minimisant le carré des écarts entre les quantiles collectés dans chaque tamis et les quantiles simulés par la loi log-normale). L'espérance de la loi donne alors une estimation du diamètre moyen des grains de l'échantillon.

Les diamètres ainsi obtenus sont assez proches du calcul du D_{50} via une simple moyenne géométrique lorsque les grains sont assez fins. Lorsque les diamètres observés deviennent

plus importants (après les effacements), utiliser la loi log normale permet une prise de compte des fortes granulométries non échantillonnées et semble plus adaptée que le calcul d'une simple moyenne (figure 5.7).

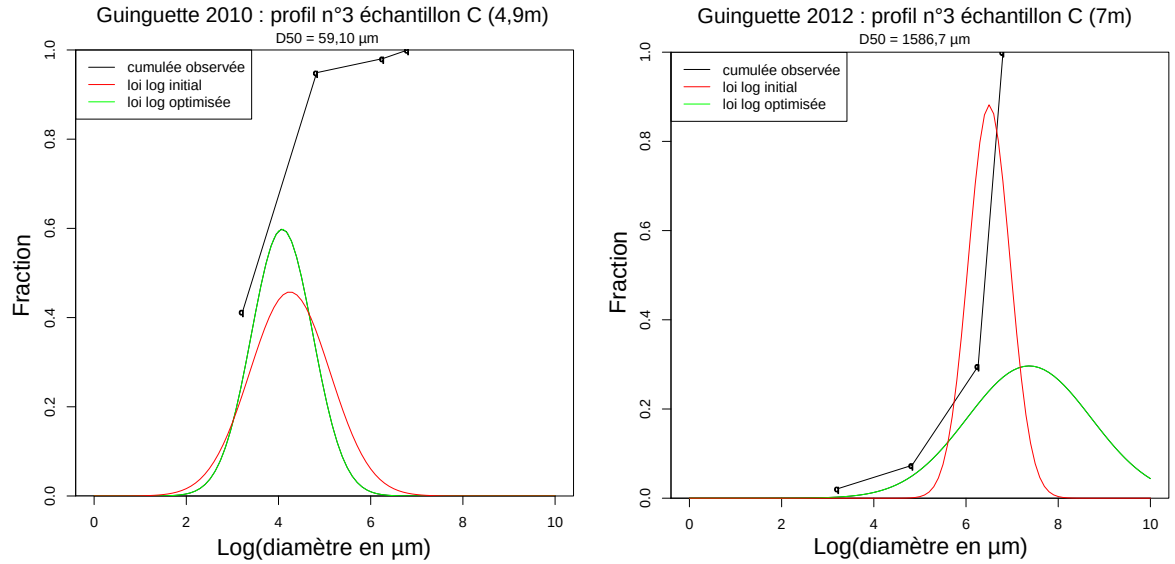


FIGURE 5.7 – Répartition des fractions granulométriques de l'échantillon C du profil 3 de la Guinguette en 2010 et 2012 et calage de la loi log-normale

Cependant, lorsque la répartition n'est pas régulière et ne suit pas une loi logarithmique, le calage peut donner des résultats de piètre qualité : la courbe de répartition de la granulométrie est assez "plate" et l'importance des granulométries extrêmes est donc surestimée. C'est le cas pour l'estimation de la granulométrie moyennée (tous les échantillons de fond de lit) de la Guinguette en 2010, figure 5.8.

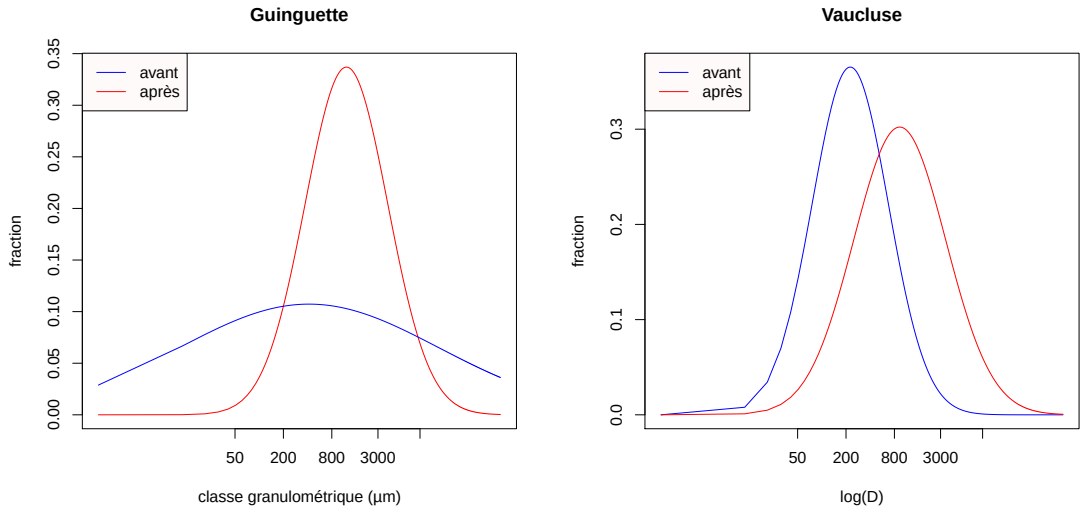


FIGURE 5.8 – Distribution de la granulométrie moyenne avant et après effacement des clapets pour les site de Vaucluse et de la Guinguette

La distribution granulométrique est obtenue en moyennant les fractions de tous les échantillons prélevés en fond de lit pour chaque campagne. Ce cumul donne une distribution qui n'est pas régulière à la Guinguette avant les effacements, et le calage de la loi log-normal donne une distribution trop "évasée".

Grâce au diamètre des grains, il est possible de calculer le coefficient de Nikuradse k_s qui relie la rugosité du fond à la taille des grains ou des rides éventuelles. Sur un fond sans ride, Van Rijn (1984a) calcule le k_s en fonction du diamètre D des sédiments par :

- pour des sédiments fins D $< 325{,}3\ \mu m$, alors $k_s = 3D$
- pour des sédiments plus grossiers D $> 325{,}3\ \mu m$, alors $k_s = D$

5.3 Validation de la méthode de calcul de la vitesse de frottement u_*

Pour évaluer la validité de l'utilisation des profils logarithmiques pour estimer les frottements, nous avons fait des mesures de profils verticaux de vitesses assez précis avec un ADV et testé sur ces données différentes méthodes de calcul.

5.3.1 Méthodologie

Acquisition de données

Plusieurs profils de vitesses verticaux ont été mesurés avec un Acoustic Doppler Velocimeters (ADV Sontek A921F) en différentes localisations de l'Orge. Les trois capteurs présents sur la tête de mesure de l'ADV permettent une mesure des vitesses d'écoulement par effet doppler dans les trois directions avec une fréquence maximale de 50 Hz. Les composantes de la vitesse instantanée selon les directions x, y, z sont alors déduites. La corrélation entre les vitesses en x et en z donne une estimation des mouvements turbulents et des forces de frottement.

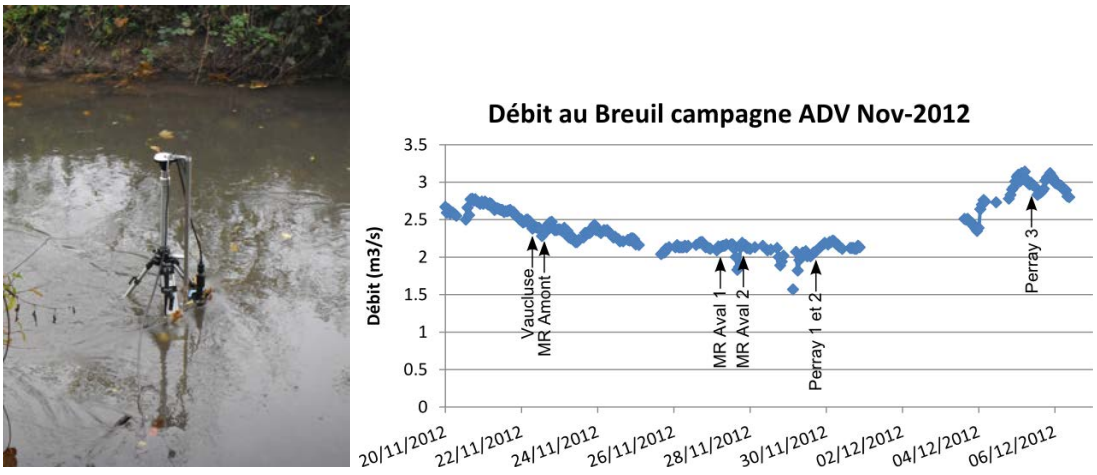


FIGURE 5.9 – ADV fixé sur son trépied en place à Vaucluse et débit lors des campagnes de terrain

Nous avons fixé l'ADV sur un trépied permettant de réaliser des profils verticaux avec des variations de hauteur au demi-centimètre près (figure 5.9). Nous avons fait des mesures de vitesse au dessus du fond, tous les centimètres sur les 5 cm proches du fond puis tous les 5 cm en remontant vers la surface. L'acquisition des données pour un point de mesure s'est fait sur 2 minutes à une fréquence de 50 Hz (l'acquisition était parfois plus longue s'il y avait une perturbation lors de l'enregistrement (feuille morte sur le capteur par exemple)).

Sur chaque profil, après la mesure des vitesses, deux photos du fond de la rivière ont été réalisées : une sous l'ADV et une à 1 m en amont de l'ADV. Enfin, un prélèvement granulométrique a été effectué sous l'ADV, pour relier les frottements à la granulométrie. La topographie en amont de la mesure a été relevée lorsqu'un obstacle se situait en amont de l'ADV (figure 5.11).

Toutes nos mesures sont réalisées dans l'Orge, à différentes distances de la confluence avec le Mort Ru (figure 5.10). Les différents profils ont été réalisés sur des fonds de granulométrie variée et/ou avec des obstacles en amont. Huit profils ont ainsi été réalisés :

- Mort Ru amont, à l'amont du radier du Mort Ru, avec des écoulements lents, granulomètrie fine.
- Mort Ru aval 1, juste à l'aval du radier du Mort Ru, avec des écoulements presque torrentiels, granulométrie élevée.
- Mort Ru aval 2, en aval du radier du Mort Ru, avec des écoulements rapides, granulométrie moyenne.
- Perray 1, près de la prairie du Perray, avec des écoulements typiques de l'Orge, granulométrie moyenne.
- Perray 1 + pierre , le même que le précédent mais en ajoutant une pierre (L 20 cm, l 25 cm, H 20 cm) à 26 cm en amont du profil Perray 1.
- Perray 2 DUNE, près de la prairie du Perray, mais derrière un atterrissement.
- Perray 3 ROCHER, près de la prairie du Perray, derrière un gros rocher mis en place dans le lit lors de travaux de reméandrage de l'Orge en 2004.

Le terrain a été réalisé en novembre et décembre 2012, avec des conditions de débits plutôt stables, de 2 à 2,6 m^3/s (figure 5.9). La température de l'eau est passée de 10°C à 8°C durant la période de terrain (mesures effectuées aux stations qualité du Syndicat de l'Orge de Longpont et de Villemoisson).

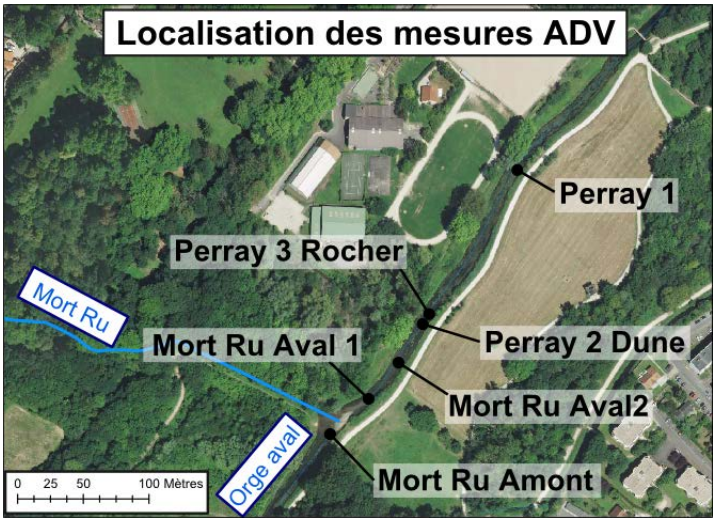


FIGURE 5.10 – Localisation des points de mesure de la campagne ADV

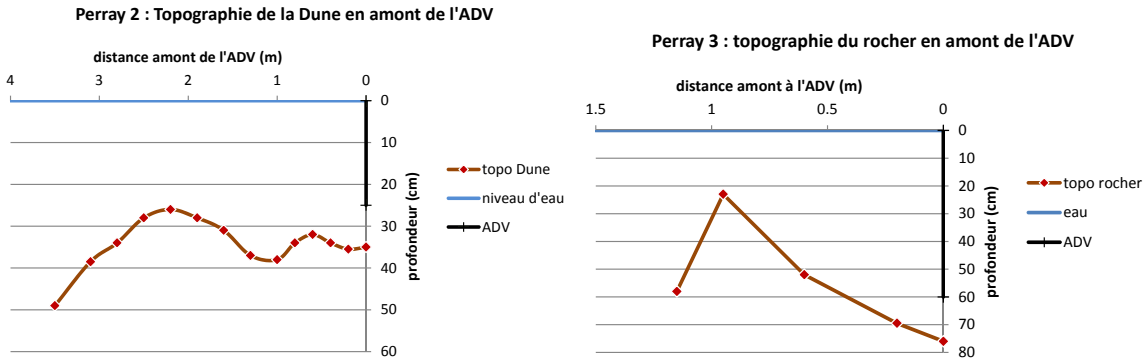


FIGURE 5.11 – Évolution du fond de lit en amont du profil ADV Perray 2 avec une dune et du profil ADV Perray 3 avec un rocher

Traitement des données brutes issues de l'ADV

Un ADV effectue des mesures de vitesse grâce à un système acoustique Doppler, constitué d'un émetteur et de trois récepteurs séparés. Ce système émet des pulsations acoustiques qui sont réfléchies par les particules en suspension transportées par le courant. Les trois têtes de mesure réceptrices captent le signal ré-émis et permettent une évaluation des vitesses d'écoulement dans les trois dimensions. Pour traiter le signal obtenu, nous avons suivi la méthodologie recommandée par le fournisseur :

- les plages de mesure où l'acquisition a été perturbée (passage de feuilles mortes...) ont été supprimées.

- les pics de vitesses ont été supprimés grâce à la méthode de « phase space threshold despiking » (méthode de Goring and Nikora 2002 comme modifiée dans Wahl (2000))

- Les mesures présentant une faible qualité ont été supprimées, soit lorsque la corrélation du signal (COR) et le ratio signal/bruit (SNR) étaient respectivement inférieurs à 70 et 15 (Wahl, 2000). Ces seuils sont ceux couramment utilisés dans la littérature (Sulaiman et al., 2013). L'ADV collecte les données à un taux d'échantillonnage plus grand que la période reportée et le paramètre COR indique l'uniformité de ces multiples mesures sur chaque période d'échantillonnage. Le paramètre SNR indique la dispersion du signal acoustique par les écoulements et la force résultante du signal reçu comparé au niveau de bruit.

Si nous avons toujours placé la tête de mesure de l'ADV vers l'amont, elle n'était pas toujours exactement positionnée dans la direction horizontale principale de l'écoulement (celle définit par l'axe x). Or Afzalimehr and Anctil (2001) montrent qu'un écart d'alignement de 1 ou 2 degrés a plus d'impact sur la vitesse de frottement que les corrections associées au bruit Doppler. Le logiciel fourni avec l'ADV permet de corriger les mesures de vitesses effectuées mais seulement si l'angle de correction entre l'écoulement et la tête de l'ADV est connu, ce qui n'était pas notre cas. Nous avons donc écrit la procédure permettant d'effectuer numériquement deux rotations des vitesses mesurées pour retrouver des vitesses verticales Vz et des vitesses perpendiculaires à l'écoulement Vy quasi-nulles. Ces données corrigées ont été utilisées pour calculer la vitesse de frottement selon plusieurs méthodes.

Calculs comparatifs de la vitesse de frottement

A partir du jeu de données fourni par les mesures de l'ADV, nous avons utilisé trois méthodes de calcul de la vitesse de frottement : une première méthode en calculant la vitesse de frottement u_* en calant un profil logarithmique sur les profils de vitesse ; une deuxième méthode en calculant u_* à partir de la vitesse à 5cm du fond et de la granulométrie moyenne sous le profil (méthode de travail calquée sur le protocole utilisé sur le terrain lors des campagnes granulométriques) ; une troisième méthode utilisant la covariance calculée par l'ADV entre les vitesses horizontales parallèles aux écoulements V_x et les vitesses verticales V_z.

Profils de vitesse logarithmique Nous avons effectué un premier calcul u_* par ajustement d'un profil log au profil vertical de vitesse mesuré. Ce calcul nous permet alors de déterminer la vitesse de frottement u_* et la cote au-dessus du fond où le profil logarithmique s'annule z_0.

$$u = \frac{u_*}{\kappa} ln\left(\frac{z}{z_0}\right)$$

avec u la vitesse mesurée, z la hauteur au dessus du fond où la vitesse a été mesurée, κ constante de Karman (0,41). Comme l'illustre la figure 5.1, l'évolution des vitesses sur une verticale ne suit pas vraiment une loi logarithmique, mais une telle loi permet de l'approximer. Cette méthode dépend fortement du niveau de référence z choisi (Biron et al. (1998), Afzalimehr and Rennie (2009)).

Il faut avoir conscience que ce u_* représente le frottement tel qu'il est vu par l'écoulement, autrement dit, il intègre tous les frottements sur les différentes parties du lit de la rivière qui influencent l'écoulement là où le profil est mesuré. Si on veut estimer un frottement plus local dans le cas d'un fond présentant des hétérogénéités de grandes échelles, il faut se fonder sur des données de vitesse plus proches du fond.

Granulométrie et vitesse au fond Nous avons ensuite calculé la vitesse de frottement u_* en prenant en compte le diamètre médian des grains des sédiments D_{50} prélevés sous l'ADV (qui permet de calculer la hauteur z_0 à laquelle le profil logarithmique de vitesse s'annule) et seulement la vitesse mesurée à 5 cm du fond (méthode décrite partie 5.1.1).

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} ln\left(\frac{z.u_*.exp(11.\kappa)}{11.\nu}\right)$$

Covariance entre V_x et V_z L'ADV fournit des mesures qui permettent d'estimer les fluctuations de vitesses verticales V'_x et horizontales V'_z. Nous avons calculé la covariance $Cov(XZ) = \overline{V'_x.V'_z}$. Le frottement turbulent vertical peut se définir à partir des fluctuations de vitesses dans la direction de l'écoulement (voir partie 5.1.1) :

$$\tau_{xz} = -\rho\overline{V'_x.V'_z}$$

La force de frottement s'exerçant sur le fond peut être extrapolée à partir des tensions observées sur l'ensemble de la profondeur d'eau (Afzalimehr and Anctil, 2001) :

$$\tau_0 \equiv \rho u_*^2$$

Il est alors possible d'approximer u_* (Bagherimiyab and Lemmin, 2013) :

$$u_* \equiv \sqrt{\overline{V_x'.V_z'}}$$

Le problème est que dans le cas réel, le frottement turbulent est atténué proche du fond, ce qui donne des profils comme présentés sur la figure 5.12. Cette diminution du frottement turbulent au voisinage du fond correspond à la fois à (i) une apparition de frottement visqueux et (ii) une disparition des fluctuations turbulentes de plus grandes échelles.

Une méthode consiste à estimer le frottement en fond de lit τ_0 en ajustant une droite sur la partie linéaire des frottements turbulents observée dans la colonne d'eau et son interception avec la droite des abscisses fournit une valeur équivalente à τ_0. (Afzalimehr and Rennie (2009), Sulaiman et al. (2013), Bagherimiyab and Lemmin (2013)). Mais cette valeur doit être surestimée vu qu'elle néglige la diminution du frottement turbulent au voisinage du fond (figure 5.12).

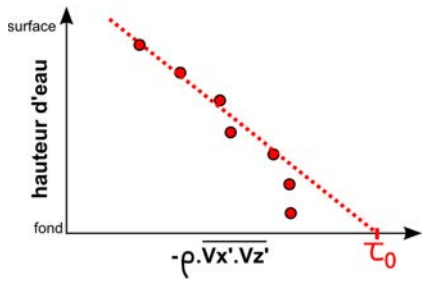


FIGURE 5.12 – Estimer graphiquement la force de frottement sur le fond à partir du profil vertical du frottement turbulent

Afzalimehr and Rennie (2009) montrent que l'estimation des vitesses de cisaillement est comparable entre la loi logarithmique et l'extrapolation linéaire des profils de tension de Reynolds ($\overline{V_x'.V_z'}$).

Dans la pratique, la partie linéaire sur les données n'était pas toujours clairement apparente. Nous avons donc choisi de prendre la plus grande valeur de covariance mesurée pour estimer la force de frottement sur le fond, sachant que celle-ci devait être sous estimée. MacVicar and Rennie (2012) utilisent aussi cette méthode lorsque la contrainte maximale de Reynolds ($-\rho\overline{V_x'.V_z'}$) ne se produit pas proche de la surface du lit et trouvent des résultats en accord avec de précédentes études.

5.3.2 Comparaison des vitesses de frottement obtenues

Granulométrie des sédiments

Les photos du fond et l'analyse granulométrique des sédiments pris sous l'ADV montrent une granulomètrie variée (graphique 5.13), avec un diamètre médian D_{50} des échantillons granulométriques variant de 229 μm en amont de la confluence (MRamt) à 5365 μm juste en aval de la confluence (MRAv1). Le diamètre des sédiments dans l'Orge est donc le plus important juste après la confluence avec le Mort Ru et il diminue vers l'aval.

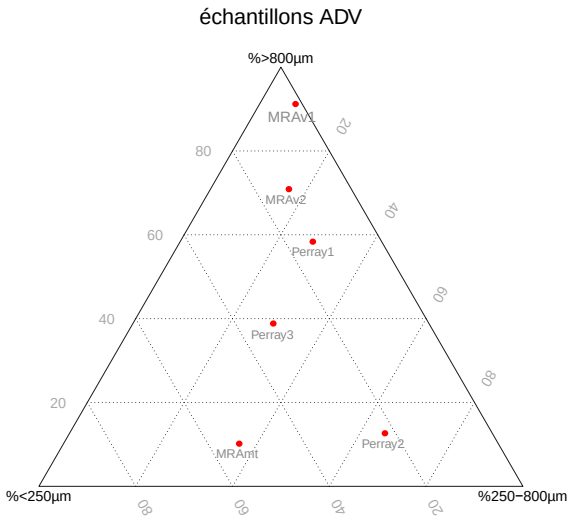


FIGURE 5.13 – Granulométrie des sédiments sous les profils de vitesses de l'ADV

Les vitesses mesurées vont jusqu'à 80 $cm.s^{-1}$ à l'aval direct de la confluence avec le Mort Ru (profil Mort Ru Aval 1). Si la majorité de nos profils de vitesse semblent bien avoir une allure logarithmique, la présence d'un gros obstacle au niveau de Perray 3 perturbe complètement cette tendance. L'ensemble des données sont regroupées en annexes (annexes A.3.1)

Profils logarithmiques

Comme cela est visible sur les profils logarithmiques calculés, cette méthode ne prend pas bien en compte les faibles vitesses proches du fond, le z_0 qui est alors calculé est assez peu représentatif des mesures effectuées (graphique 5.14). De plus, en présence d'un obstacle devant le site de mesure qui vient perturber les vitesses d'écoulement et modifier le profils logarithmique , la méthode n'est plus du tout adaptée (profil Perray 3 Rocher).

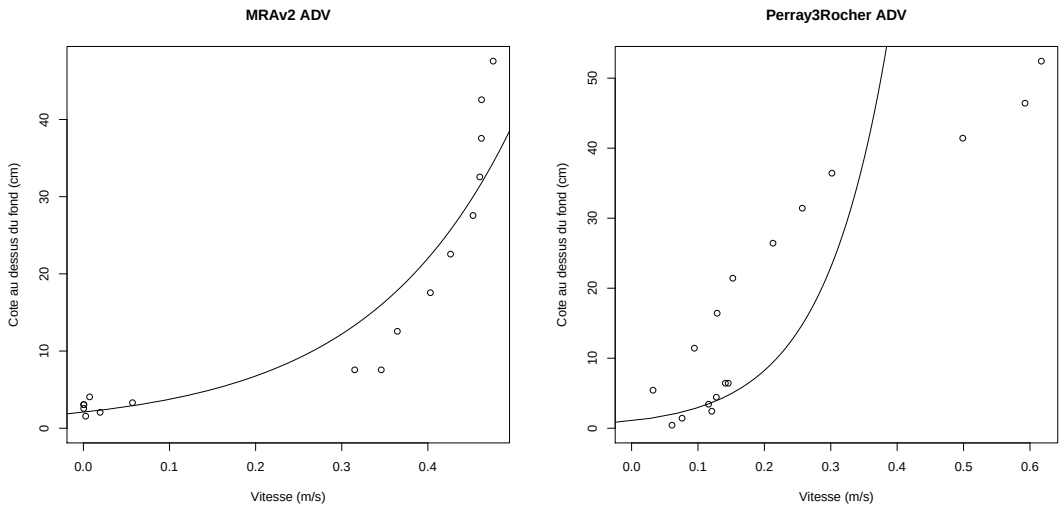


FIGURE 5.14 – Calage de profils logarithmiques sur les profils verticaux de vitesse mesurés grâce à l'ADV

Covariance entre V_x' et V_z'

Les profils verticaux de covariance entre V_x' et V_z' sont présentés figure 5.15. Ces profils sont en accord avec ce qui a pu être observé dans la bibliographie (Bagherimiyab and Lemmin, 2013). D'après ce que l'on a écrit plus haut, de la surface vers le fond de la rivière, on s'attend à une augmentation linéaire de la covariance due à une augmentation linéaire des frottements jusqu'à une distance au dessus du fond où une partie du frottement lié à des processus de plus grandes échelle n'est plus visible.

Sur fond lisse et vitesses lentes (MRAmt), la covariance maximale est mesurée environ 10 centimètres au dessus du fond (figure 5.15). Lorsque le fond présente une granulométrie plus élevée et avec des écoulements plus forts (MRAv1 et Perray1), la covariance est beaucoup plus forte et est maximale 15 à 20 cm au dessus du fond. La hauteur au dessus du fond où la covariance maximale est mesurée varie donc suivant les cas. Nous ne retrouvons pas le maximum de frottement à une hauteur proche de 0,2 z/h (Bagherimiyab and Lemmin, 2013), mais cette hauteur de frottement maximal varie.
La présence d'un obstacle en fond de lit semble "concentrer" la zone de turbulence au dessus de l'obstacle (Perray1+pierre et Perray3Rocher), mais sans forcément augmenter la covariance maximale (Perray1+pierre).

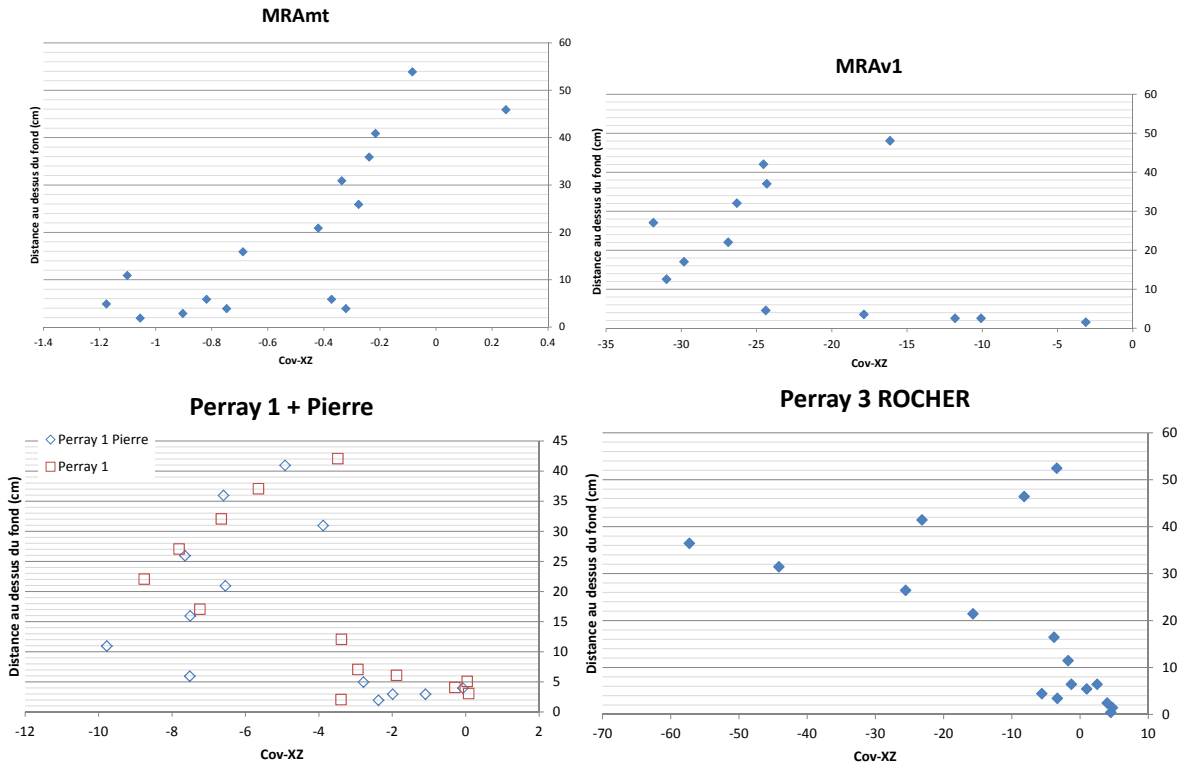


FIGURE 5.15 – Profil de la covariance XZ des vitesses issues de l'ADV *pour des profils courants lents (MRAmt), courants rapides (MRAvl1), avec ajout d'une pierre en amont du profil (Perray 1) et derrière un rocher (Perray 3 rocher)*

Nous avons utilisé la covariance maximale mesurée pour calculer u_* (paragraphe 5.3.1).

Comparaison des trois méthodes de calcul de u_*

Les trois méthodes de mesure donnent des résultats qualitativement cohérents mais pas quantitatifs, comme le montrent les valeurs calculées récapitulées dans le tableau

5.1. Les vitesses de frottement calculées à partir des granulométries et de V(5 cm) sont toujours les plus faibles, tandis que celles calculées en calant un profil logarithmique sont souvent les plus fortes. Or une différence majeure entre ces méthodes est la prise en considération de l'intégralité de la colonne d'eau pour les profils logarithmiques ou seulement un point particulier du profil, différent entre les méthodes de covariance (z variable) et de granulométrie (z = 5 cm).

	Profils log		Granulo et V(5cm)		Covariance		
	u_* cm/s	z_0 cm	u_* cm/s	k_s cm	Cov(XZ)	u_* cm/s	z cm
MRAmt	**0,98**	0,023	**0,65**	0,069	-1,17	**1,08**	4
MRAv1	**6,23**	0,36	**2,74**	0,54	-31,85	**5,64**	27
MRAv2	**6,94**	2,08	**1,86**	0,24	-5,60	**2,36**	22
Perray1	**5,77**	2,47	**0,17**	0,11	-8,76	**2,96**	22
Perray1+Pierre	**5,97**	2,50	**0,58**	0,11	-9,77	**3,13**	11
Perray2Dune	**5,57**	2,52	**0,57**	0,04	-14,69	**3,83**	31
Perray3Rocher	**4,00**	1,06	**0,79**	0,06	-57,27	**7,57**	36

TABLE 5.1 – Calcul de u_* suivant les trois méthodes de calcul
C'est la covariance maximale mesurée qui est utilisée pour le calcul de u_*.

Pour les méthodes utilisant la covariance ou la granulométrie, un choix est fait quant à la hauteur de la mesure choisie pour les estimations de u_*. Les calculs de u_* ont été réalisés sur l'ensemble des profondeurs de chaque profil pour estimer l'impact du choix de la profondeur sur les valeurs finales. Ces calculs sont regroupés sur dans la figure 5.16. Sur ces figures, les valeurs représentées ne sont pas forcément comparables : la méthode utilisant le profil logarithmique (ustarlog) calcule le frottement de toute la colonne d'eau sur le fond, la méthode utilisant la granulométrie (ustar sur le graphique) calcule le frottement sur le fond d'après les caractéristiques de la couche considérée, la méthode utilisant la covariance (ustarcov) traduit le frottement entre deux couches.

Les graphiques des figures 5.16 et 5.17 montrent que le choix de la profondeur a un fort impact sur les valeurs finales des vitesses de frottement, ce que l'on retrouve couramment dans la bibliographie (Bagherimiyab and Lemmin, 2013).
Concernant la méthode utilisant la granulométrie, il semble que la vitesse de frottement ne soit pas toujours stabilisée à 5 cm au dessus du fond mais plutôt vers 10 cm au dessus du fond, particulièrement sur les profils présentant de fortes vitesses d'écoulement. Dans tous les cas, elle semble sous-estimer les forces de frottement par rapport aux deux autres méthodes utilisées, de façon plus ou moins importante selon les cas.

La présence d'un obstacle en amont de la zone de mesure provoque des perturbations qui semblent particulièrement affecter la méthode de covariance. Le souci est que la valeur de la vitesse de frottement est alors liée à l'obstacle en amont, elle n'est plus représentative de la force de frottement affectant les sédiments en fond de lit. Il faut donc faire attention à ce qu'il n'y ait pas d'obstacle en amont de la mesure pour perturber le moins possible l'évaluation du frottement en fond de lit.

Concernant les précédentes campagnes de terrain, nous avons choisi de prendre la première vitesse mesurée à plus de 10 cm au dessus du fond pour calculer la vitesse de frottement u_* à partir des données, en gardant à l'esprit qu'elle est sans doute un peu sous estimée.

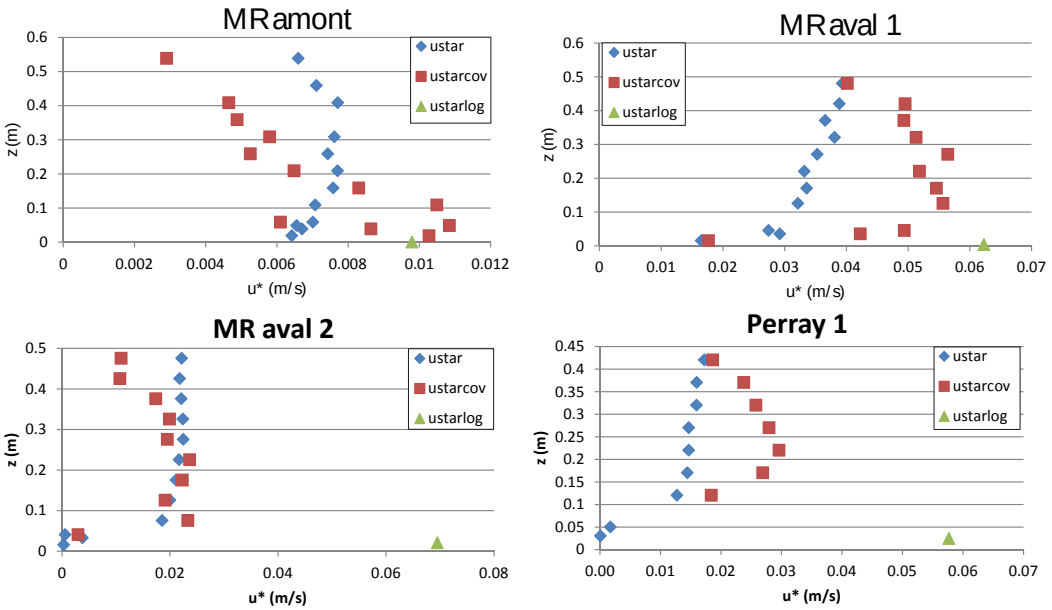


FIGURE 5.16 – Profil de u_* en fonction de la profondeur et suivant la méthode de calcul utilisée

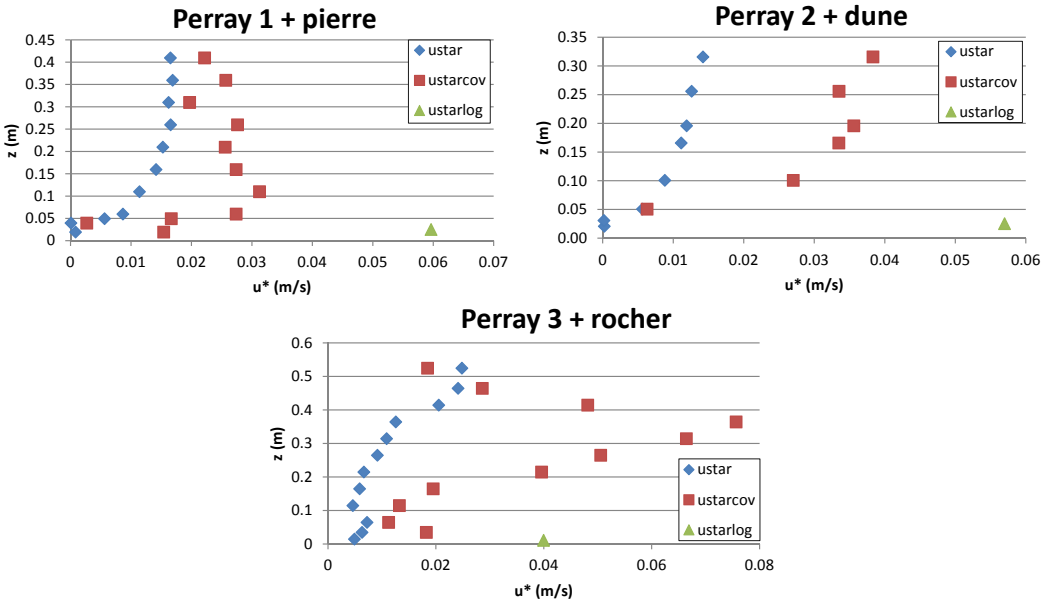


FIGURE 5.17 – Profil de u_* en fonction de la profondeur et suivant la méthode de calcul utilisée, avec obstacle en amont

ustar pour la granulométrie avec une vitesse à différentes profondeurs, ustarcov en utilisant la covariance entre V_x' et V_z' et ustarlog en utilisant le profil logarithmique de vitesse

5.4 Évolution des sédiments du lit suite aux effacements

Suite aux effacements de clapets, les vitesses d'écoulements ont augmenté, accompagnées de quelques modifications locales de la morphologie de la rivière, notamment une érosion régressive suite à la démolition du clapet Vaucluse au début de l'été 2012 (chapitre

3). Cette partie complète ces observations en étudiant l'évolution de la granulométrie des sédiments du lit suite aux effacements.

Les suivis ont été effectués en même temps que les campagnes hydromorphologiques, soit : en février 2010 (avant les effacements), en avril 2012 (2 ans après les effacements) et en mars 2013 (3 ans après les effacements et un peu moins d'un an après les démantèlements des clapets Vaucluse et Guipereux).

5.4.1 Les granulométries observées sur les profils

Décrivons pour l'exemple un profil particulier, le n°1 de la Guinguette. La ligne d'eau a diminué de plus d'un mètre mais le lit n'est pas significativement modifié suite aux effacements (figure 5.18). Concernant la granulométrie des échantillons prélevés sur ce profil, la fraction inférieure à 250 μm est assez importante pour les échantillons prélevés près des berges en 2010 comme en 2012 et 2013 (figure 5.19). Par contre, la fraction supérieure à 800 μm devient largement majoritaire pour les échantillons localisés au centre du lit en 2012 et cette tendance se consolide en 2013. Cette tendance s'observe sur tous les profils étudiés à Vaucluse et à la Guinguette (voir les données en annexe A.2.3).

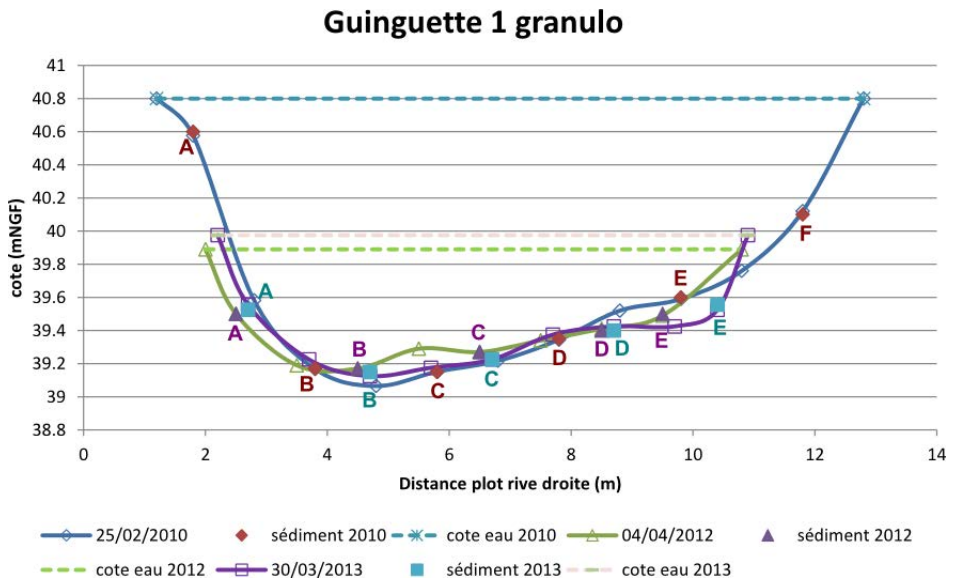
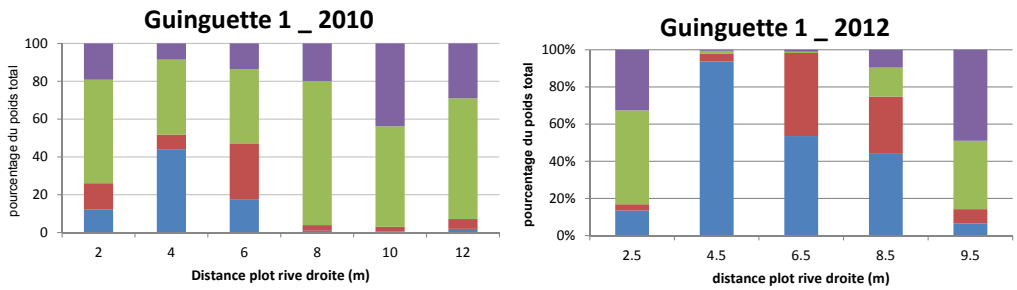


FIGURE 5.18 – Profils transversaux n°1 à la Guinguette et localisation des échantillons granulométriques en 2010-2012-2013



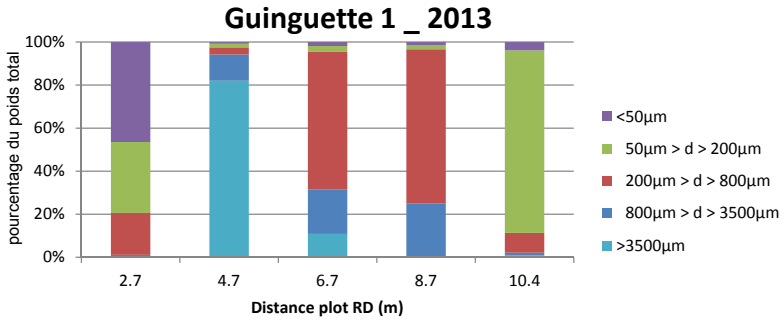


FIGURE 5.19 – Fractions granulométriques des échantillons de sédiment du profil n°1 de la Guinguette en 2010, 2012 et 2013

Les évolutions du fond de lit sont clairement visibles sur le terrain avec l'apparition de sable en fond de lit. Les photos prises au dessus des prélèvements granulométriques montrent des zones sableuses en 2012 recouvertes par des gravillons en 2013 (figure 5.21).

Par contre, un lessivage des sédiments a pu être observé sur les profils de Vaucluse les plus proches du clapet, principalement en 2013, avec apparition de la couche marneuse en fond de lit qui forme le substratum de l'Orge (sur 20% des points aucun échantillon n'a pu être prélevé à cause d'une absence de sédiment en fond de lit en 2013, contre 4% en 2010). De plus, les sédiments prélevés sur les profils 1 à 6 à Vaucluse, présentent parfois une majorité de grains fins, même au centre du lit, contrairement à ce qui est observé sur les profils plus en amont ainsi que sur les suivis de 2012. Il semblerait que ces échantillons soient principalement constitués de substratum marneux, fin et cohésif, donc difficilement échantillonnable avec la méthode utilisée. La figure 5.22 illustre ce lessivage sur le profil n°4 à Vaucluse, avec une zone précédemment recouverte par des sédiments fins (en 2012) ne présentant plus de sédiment en 2013 et laissant apparaitre le substratum marneux de l'Orge.

Ce lessivage est lié à l'érosion du fond de lit suite à l'arasement du clapet Vaucluse comme nous l'avons vu dans la partie sur l'hydromorphologie (partie 3). Cependant, si l'érosion du fond de lit remonte jusqu'a 150-200 m en amont du clapet (profils n°9 et n°10), le lessivage des sédiments n'est visible que sur les cent premiers mètres (jusqu'au profil n°6) (voir l'annexe A.2.3). La couche de sédiment recouvrant le lit de l'Orge ayant une épaisseur réduite, il nous semble qu'une érosion de plusieurs centimètres érode entièrement les sédiments et arrive rapidement sur le substrat marneux. Ceci suggère qu'il y a eu des apports de sédiment par l'amont permettant de recouvrir une partie des zone où l'érosion a eu lieu (figure 5.20).

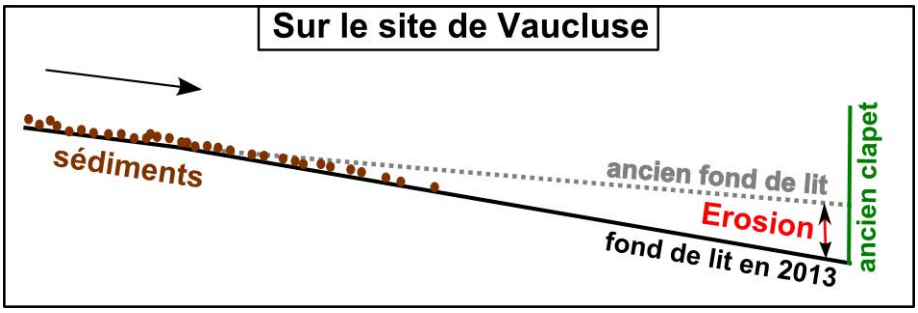
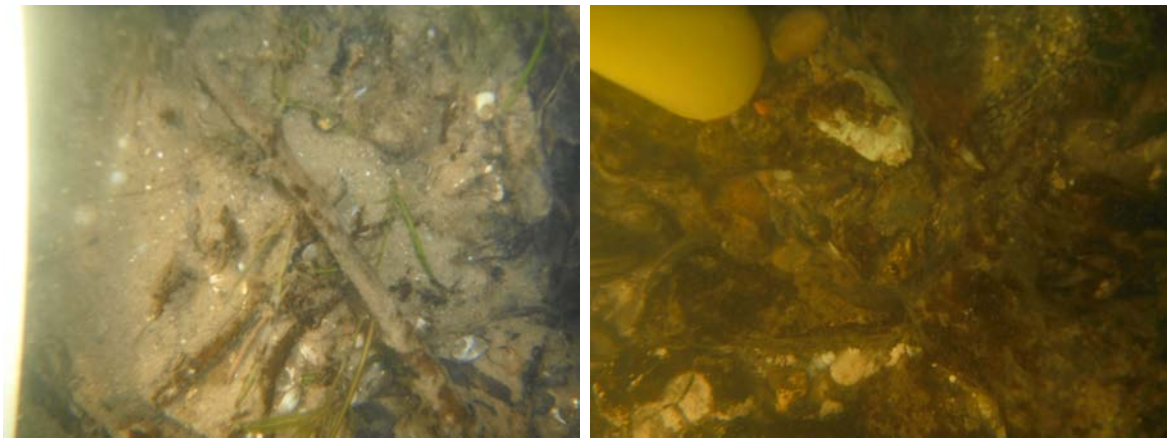
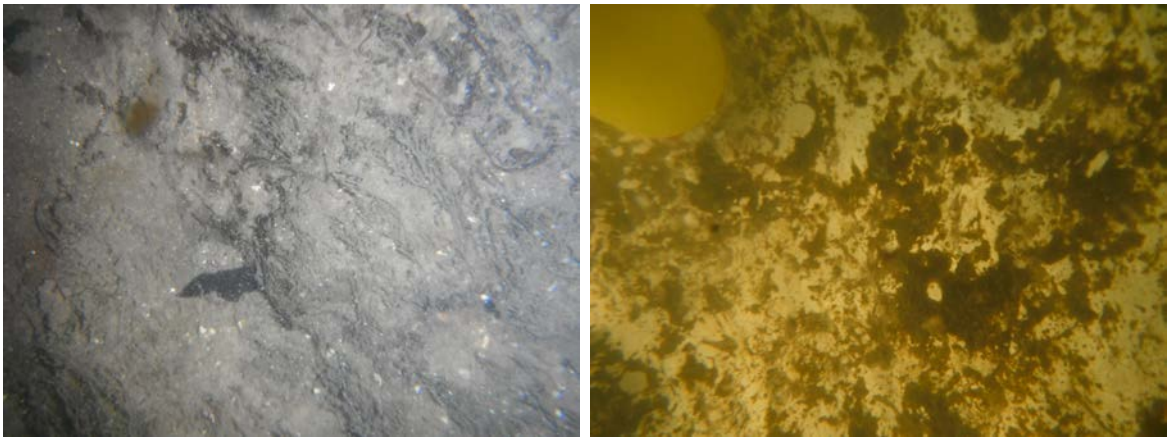


FIGURE 5.20 – Schéma illustrant l'érosion du fond de lit sur le site de Vaucluse et le dépôt de sédiment progressif



(a) $D_{50} = 218\ \mu m$ (b) $D_{50} = 2974\ \mu m$

FIGURE 5.21 – Photographie du fond de lit à Vaucluse au niveau de l'échantillonnage granulométrique à 6,75 m du plot rive droite sur le profil 5 en 2012 (a) et 2013 (b), largeur réelle des photos : 11 cm



(a) $D_{50} = 215\ \mu m$ (b) aucun échantillon n'a pu être prélevé

FIGURE 5.22 – Photographie du fond de lit à Vaucluse au niveau de l'échantillonnage granulométrique à 6,8 m du plot rive droite sur le profil 4 en 2012 (a) et 2013 (b), largeur réelle des photos : 11 cm

5.4.2 Évolution des diamètres médians D_{50}

Le diamètre médian des grains D_{50} a été calculé pour chaque échantillon, après l'ajustement d'une loi log-normale. Le tableau 5.2 présente la moyenne du D_{50} sur chaque site, avant (2010) et après effacements des clapets (2012 et 2013). Il apparait clairement une augmentation de la granulométrie suite aux effacements : le diamètre médian des grains entre 2010 et 2012 augmente d'un facteur 3.
Entre 2012 et 2013, le D_{50} reste stable à la Guinguette mais augmente encore à Vaucluse. Cela est lié au dérasement du clapet au printemps 2012. Le diamètre médian en aval du radier du Mort Ru augmente fortement entre 2012 et 2013 alors qu'il reste stable en amont. Il est difficile de savoir si cela est lié aux effacements ou à des apports par le Mort Ru.

Il semble donc que deux années suffisent pour avoir une nouvelle granulométrie stable à la Guinguette puisqu'elle reste assez similaire entre 2012 et 2013. Malgré un lessivage à

Vaucluse créant une lacune dans les données (20% des points non échantillonnés), l'augmentation de la granulométrie liée à la suppression du seuil de fond est clairement visible, la suppression des clapets y a donc un effet final très important avec une granulométrie médiane multipliée par 7 entre 2010 et 2013.

D_{50} (μm)	**2010**	**2012**	**2013**
Guinguette	321 (39)	1166 (42)	1039 (49-9)
Vaucluse		1072 (44)	1960 (46-9)
amont Vaucluse	258 (45-2)		
Mort Ru		816 (15) Amt : 202 | Aval : 1224	4316 (15) Amt : 221 | Aval : 7272

TABLE 5.2 – Diamètre médian des échantillons granulométriques sur chaque secteur en 2010 (avant), 2012 et 2013 (après effacement) et nombre d'échantillons prélevés entre parenthèses : nombre de points prospectés - nombre d'échantillonnage infructueux

5.4.3 La répartition des fractions granulométriques

Les diagrammes triangulaires de la figure 5.23 décrivent la répartition de chaque classe granulométrique pour tous les échantillons de chaque site. Trois « pôles » ont été utilisés : les fractions inférieures à 250 μm (200 μm en 2013), celles comprises entre 250 et 800 μm et celles supérieures à 800 μm . Pour chaque échantillon, nous avons distingué s'il était localisé plutôt en fond de lit (sur la partie plane du fond) ou plutôt proche des berges (sur les bords pentus du cours d'eau).

A la Guinguette comme à Vaucluse en 2010, une majorité des points se situent près du pôle <250 μm, ce qui signifie que quasiment 100% des grains de l'échantillon sont inférieurs à 250 μm. Seuls des échantillons localisés en fond de lit présentent une granulométrie répartie entre les trois pôles.
En 2012, une majorité des points migrent à l'opposé du pôle <250 μm, ce qui signifie que ces échantillons ne contiennent presque pas de grains de diamètre inférieur à 250 μm. Ce sont principalement les échantillons localisés près des berges qui conservent une granulométrie fine. La fraction supérieure à 800 μm devient largement majoritaire pour un bon nombre d'échantillons.
L'année 2013 confirme la disparition progressive des grains inférieurs à 250 μm et les échantillons semblent être mieux classés entre les trois pôles. Il faut noter l'apparition d'échantillons composés à 100% de grains supérieurs à 800 μm, principalement sur Vaucluse.

En cumulant le poids de tous les échantillons de chaque année, une modification significative de la répartition des différentes classes granulométriques sur le tronçon est bien visible (graphique 5.24) : la classe 50-250 μm semble majoritaire avant les effacements, cette classe diminue fortement après les effacements avec une augmentation des classes supérieures à 800 μm. Si la granulométrie a fortement évolué entre 2010 et 2012, donc suite aux effacements, elle semble assez stable entre 2012 et 2013. Cependant, les données de 2013 sont en partie affectées par l'arasement du clapet Vaucluse, une partie du fond de lit a vu ses sédiments complément lessivés, ce qui pourrait expliquer la diminution des classes comprises entre 250 et 800 μm à Vaucluse (figure 5.25) alors qu'elles semblent plutôt augmenter à la Guinguette.

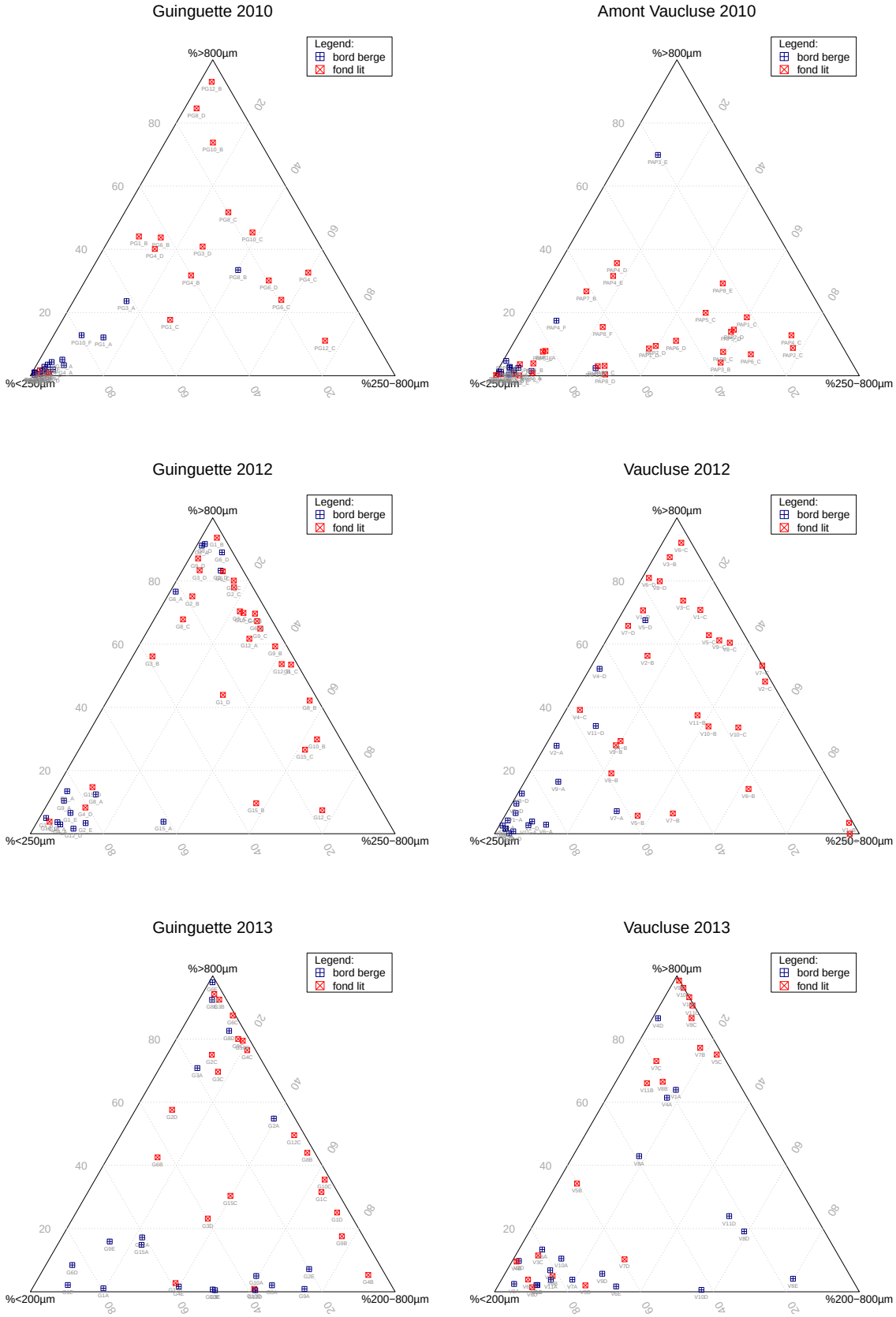


FIGURE 5.23 – Diagramme triangulaire des classes granulométriques à Vaucluse et à la Guinguette en 2010, 2012 et 2013

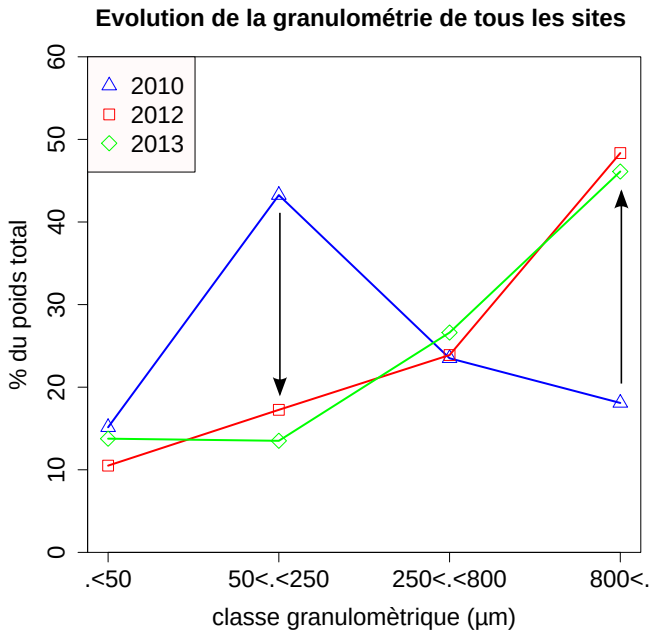


FIGURE 5.24 – Évolution de la répartition des différentes classes granulométriques en pourcentage de poids total échantillonné, tous les sites cumulés

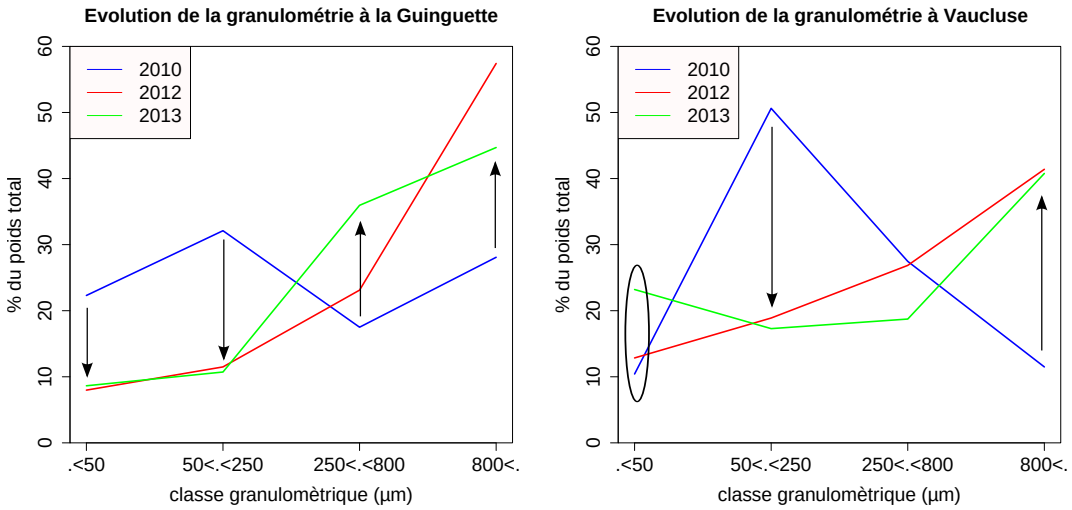


FIGURE 5.25 – Évolution de la répartition des différentes classes granulométriques en pourcentage de poids total échantillonné, à la Guinguette et à Vaucluse

5.4.4 Le cas de la confluence avec le Mort Ru

Le Mort Ru est un cours d'eau très réactif qui apporte beaucoup de sédiment dans l'Orge, ce qui a formé un radier au niveau de leur confluence (figure 5.26). Il y a donc un stock de matériel s'accumulant dans l'Orge.

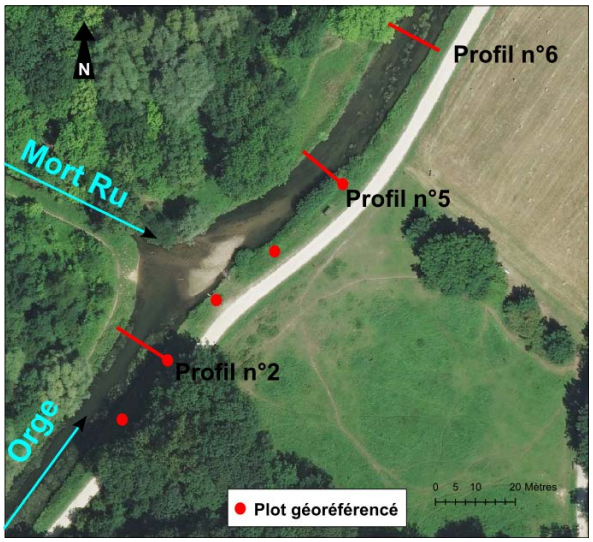


FIGURE 5.26 – Localisation des profils hydromorphologiques de l'Orge au niveau de la confluence avec le Mort Ru

Le profil n°2, situé 20 m en amont de la confluence, sert de témoin. Les granulométries moyennes (table 5.2) montrent que le diamètre médian des sédiments sur le profil n°2 n'évolue pas, bien que la granulométrie des sédiments au centre du lit a tendance à augmenter (voir annexes A.2.3). L'apport par l'amont de l'Orge ne change donc pas significativement au cours des deux années de suivi et n'explique en aucun cas les granulométries observées à l'aval du radier. La granulométrie à l'aval du radier est donc principalement liée à l'apport par le Mort Ru.

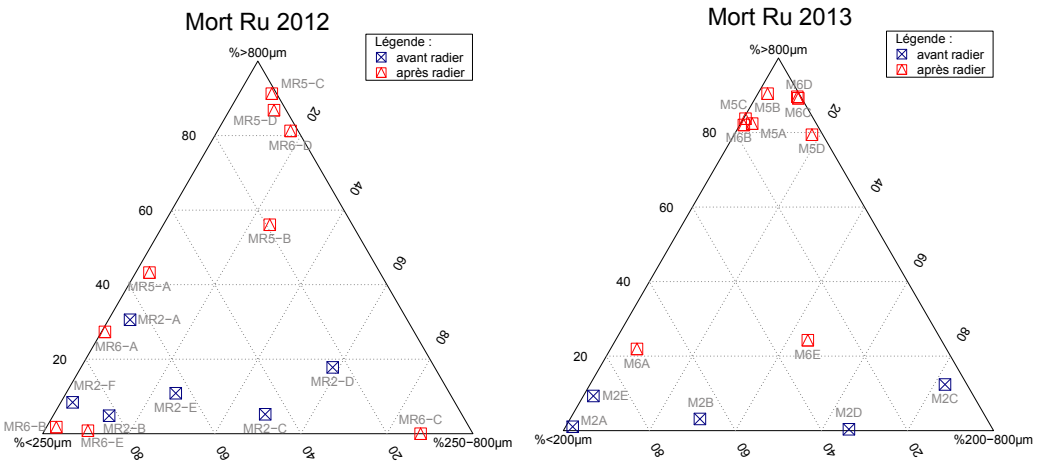


FIGURE 5.27 – Diagramme triangulaire des classes granulométriques à la confluence avec le Mort Ru en 2012 et 2013

La granulométrie des échantillons du profil n°2 n'évolue pas significativement entre les deux années de suivi (en bleu sur le graphique 5.27). Le profil n°5, localisé à 43 m en aval de la confluence, présente une granulométrie très différente du profil n°2. Il est fortement

impacté par l'apport de sédiment par le Mort Ru avec des grains en majorité > 800 μm, un peu d'inférieur à 250 μm, mais sans la classe intermédiaire. Sur le profil n°6 situé à 77 m de la confluence, l'impact est déjà moins net, même s'il semble plus important en 2013 qu'en 2012.

Malgré des écoulements plus rapides en aval du radier, l'Orge ne semble pas transporter sur plus d'une centaine de mètres les sédiments grossiers apportés par le Mort Ru. Ce n'est donc pas un manque d'apport qui limite la granulométrie de l'Orge mais ses faibles capacités de transport.

5.4.5 La charge de fond dans l'Orge : piège à sédiment

Un piège a été installé au milieu du lit de l'Orge au niveau du Carouge le 8 janvier 2013 et a été récupéré le 18 février 2013. Le débit de l'Orge sur cette période a été assez important (figure 5.28). Les sédiments présents dans le piège ainsi que ceux commençant à recouvrir le piège ont pu être récupérés pour une analyse granulométrique : PsedA et PsedL récupérés dans le piège et PsedD récupéré sur le dessus du piège (sur le filet).

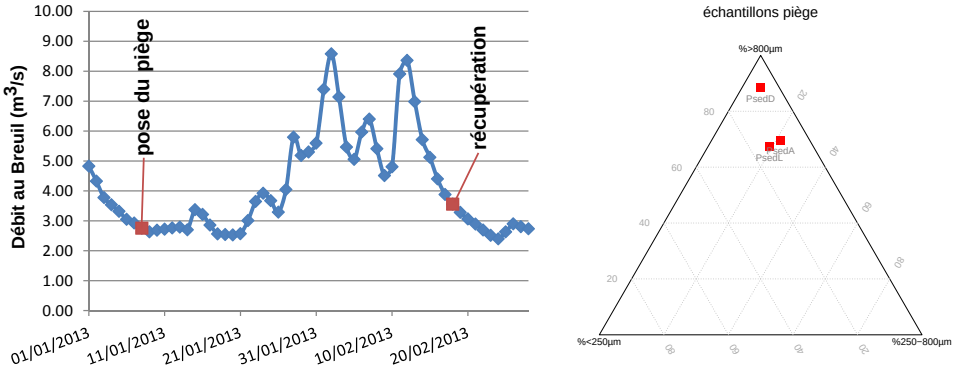


FIGURE 5.28 – Débit de l'Orge sur la durée de présence du piège à sédiment et répartition des fractions granulomètriques des échantillons provenant du piège à sédiment

Suite à de fortes pluies et aux importants débits engendrés, la récupération du piège a été retardée et celui-ci était plein lorsqu'il a pu être récupéré (figure 5.29). Il nous est donc impossible de quantifier les flux sur cette période. Quelques grains de tailles centimétriques ont été récupérés dans et sur le piège (photo 5.30). Le diamètre médian des grains récupérés dans le piège est estimé à 3340 μm. Les sédiments récupérés dans le piège présentent donc un diamètre médian important, semblable à ce qui a pu être observé pour certains échantillons de fond de lit principalement à Vaucluse en 2013.

Le fait que le piège soit sous-dimensionné ne nous permet pas de quantifier le transport de sédiment dans l'Orge sur cette période. Nous pouvons juste estimer que pour remplir entièrement le piège (2,9 kg de sédiment récupéré dans le piège), le flux de sédiment en fond de lit sur les 41 jours de pose devait être d'au minimum 72,7 g/j, sur les 23 cm de largeur du piège. Extrapolé sur toute la section de la rivière, le transport minimum sur cette période de crue est évalué à 2,5 kg/jour, mais cette valeur sous-estime probablement le transport solide.



FIGURE 5.29 – Piège à sédiment plein lors de sa récupération 10 jours après sa mise en place au Carouge

Des fines se sont accumulées sous le filet du piège (photo de droite), appuyant son utilité.



FIGURE 5.30 – Piège à sédiment : fraction supérieure à 3,15 mm récupérée dans le piège à sédiment (à gauche) et sur le piège (à droite)

5.4.6 Conclusion quant à l'évolution sédimentaire de l'Orge

L'effacement des clapets provoque une importante modification de la taille des sédiments présents en fond de lit de l'Orge, avec une augmentation d'au minimum un facteur trois du diamètre médian des sédiments en amont des ouvrages effacés. Un lessivage a pu être observé localement en amont du clapet Vaucluse suite à une érosion du fond de lit provoquée par la suppression du seuil de fond du clapet. Il serait intéressant de surveiller l'érosion du lit et le lessivage des sédiments à Vaucluse. Sauf à Vaucluse, la granulométrie se stabilise. Un transport de grains de tailles plus importantes qu'avant effacement à bien lieu dans le lit de l'Orge, comme le laisse entrevoir le piège à sédiment. Ce qui laisse penser que l'apport de sédiment par l'Orge peut permettre de constituer un nouveau lit stable plus grossier après les effacements de clapets.

Pour l'anecdote, cette évolution s'est fait ressentir jusque sur les stations qualité du Syndicat : les prises d'eau en fond de lit ont dues être modifiées car elle s'ensablaient.

5.5 Évaluation des capacités de transport de sédiment de l'Orge

La relation entre vitesses d'écoulement, transport solide et diamètre des sédiments est difficile à prévoir. Les lois disponibles sont souvent valables dans des conditions bien précises, peu compatibles avec les fortes hétérogénéités rencontrées sur le terrain. Notre objectif est donc de savoir jusqu'à quel point nos données peuvent être cohérentes avec la théorie.

Nous avons utilisé les simulations hydrauliques réalisées sous HEC RAS modélisant les écoulements de l'Orge avant et après les effacements et l'ensemble des campagnes granulométriques réalisées sur le terrain pour évaluer les capacités de transport solide de l'Orge. Les diagrammes de Shields nous permettent d'estimer si les sédiments prélevés in-situ étaient mobilisables dans les conditions d'écoulements rencontrées lors du prélèvement. Nous avons ainsi évalué le diamètre maximum des grains transportables en fonction des conditions de débit. A partir d'équations de transport solide, nous avons estimé le transport solide maximal dans l'Orge toujours en fonction des écoulements, ce qui nous a permis d'estimer les quantités transportables et les flux potentiels de sédiment répartis pour chaque classe granulométrique. Ce qui permet d'estimer des durées dans l'année au cours desquelles les sédiments sont susceptibles d'être mobilisés et dans quelle quantité, en fonction de leur granulométrie, et de mettre en évidence les modifications liées aux effacements de clapets.

5.5.1 Mobilité des sédiments lors du prélèvement

Le diamètre moyen des grains a été calculé en calant une loi log-normale sur la répartition en masse de différentes classes granulométriques mesurées. La rugosité k_s a été supposée en lien direct avec la granulométrie observée (Van Rijn, 1984a) : $k_s = 3.D$ si D $<$ 325,3 μm, k_s = D sinon. Nous avons alors calculé la vitesse de frottement u_* et la hauteur à laquelle le profil de vitesse s'annule z_0 à partir des caractéristiques rugueuses ou lisses du fond, en prenant la vitesse mesurée la plus proche du fond (méthode décrites paragraphe 5.1.2 et 5.1.1).

Nous avions essayé de calculer ces mêmes paramètres à partir du profil logarithmique des vitesses sur toute la colonne d'eau qui permettrait d'estimer théoriquement z_0. Mais ces calculs se sont montrés beaucoup moins cohérents et mal adaptés à la forme générale de l'abaque de Shields car ils donnaient des z_0 très variables et sans cohérence avec les granulométries observés.

Les vitesses de frottement u_*

Concernant les calculs de la vitesse de frottement en utilisant la première vitesse mesurée à plus de 10cm du fond, il apparait une alternance entre les cas lisses et les cas rugueux (limite à $u_* \frac{k_s}{\nu} = 5$) sur nos profils. Les cas lisses concernent des échantillons localisés près des berges, tandis que les cas rugueux sont localisés au centre du lit.

Suite aux effacements, le nombre de cas lisses diminue sur tous les sites et passe de 66% à 48%. C'est uniquement à Vaucluse ou après une baisse en 2012, les cas lisses redeviennent majoritaires en 2013 (passant respectivement de 42% à 64%). Ceci est sans doute lié l'érosion du fond s'étant produite à Vaucluse suite à la démolition du clapet (voir paragraphe 3.1). Sur les profils proches du clapet (moins de 150m en amont) une partie importante des points de prélèvement en fond de lit n'a présenté aucun sédiment prélevable : la marne y était devenue affleurante. Il y a par conséquence une lacune dans les échantillons de 2013 à Vaucluse qui montre une augmentation des capacités de transport de l'Orge sur ce site.

Suite aux effacements, la vitesse de frottement u_* passe d'une moyenne de 0,010 à 0,018 m/s sur l'ensemble des sites. L'effacement provoque donc bien une augmentation des frottements sur le fond.

Potentialité de mise en mouvement : diagramme de Shields

En faisant les hypothèses d'un écoulement permanent et de sédiments homogènes, nous avons calculé les paramètres adimensionnels de Shields : θ qui va dépendre de u_* et de D_{50} et D_* qui est directement lié au diamètre moyen des grains. La limite entre les sédiments pouvant être mis en mouvement et les sédiments stables par rapport aux écoulements ne fait pas l'objet d'un consensus absolu. Nous en avons représenté plusieurs limites issues des travaux de plusieurs auteurs.

Les graphiques de la figure 5.31 montrent, qu'excepté à Vaucluse en 2013, plusieurs échantillons granulométriques sont proches d'une potentielle mise en mouvement pour des débits moyens lors des campagnes (compris entre 1,18 à 3,63 m^3/s). A la Guinguette, les sédiments sont plutôt stables par rapport aux écoulements en 2012, mais ces derniers sont assez faibles (débit de 1,17 m^3/s). Avec des écoulements légèrement plus élevés en 2013, quelques échantillons sont à la limite du mobilisable. A Vaucluse, en 2010 comme en 2012, quelques échantillons sont proches de la limite de mise en mouvement. En 2012 et 2013, les points sont plus étalés et plus éloignés de la limite de mise en mouvement, ce qui est lié aux granulométries plus variées (influence θ et D_*) et à des vitesses d'écoulements plus fortes au centre du lit suite aux effacements (influence θ).

Les sédiments localisés en fond de lit (croix jaune) présentent des granulométries souvent plus élevées, donc des D_* plus élevés, mais sont soumis à des écoulements plus rapides que les échantillons prélevés proches des berges. Au final, il semble que la localisation des échantillons dans le cours d'eau n'influence pas la mobilisation des sédiments : s'il y a une mise en mouvement, il semble y avoir autant de sédiments près des berges ou du fond de lit qui soient mobilisables.

Les sédiments échantillonnés semblent donc à la limite de la mise en mouvement pour des écoulements correspondant au débit moyen annuel de l'Orge. Les écoulements liés à un débit moyen annuel de l'Orge semblent donc suffisants pour mobiliser certains échantillons granulométriques présents dans le lit. Ce ne sont donc pas les crues qui détermineraient le diamètre médian des sédiments en fond de lit mais plutôt le débit moyen annuel de la rivière.

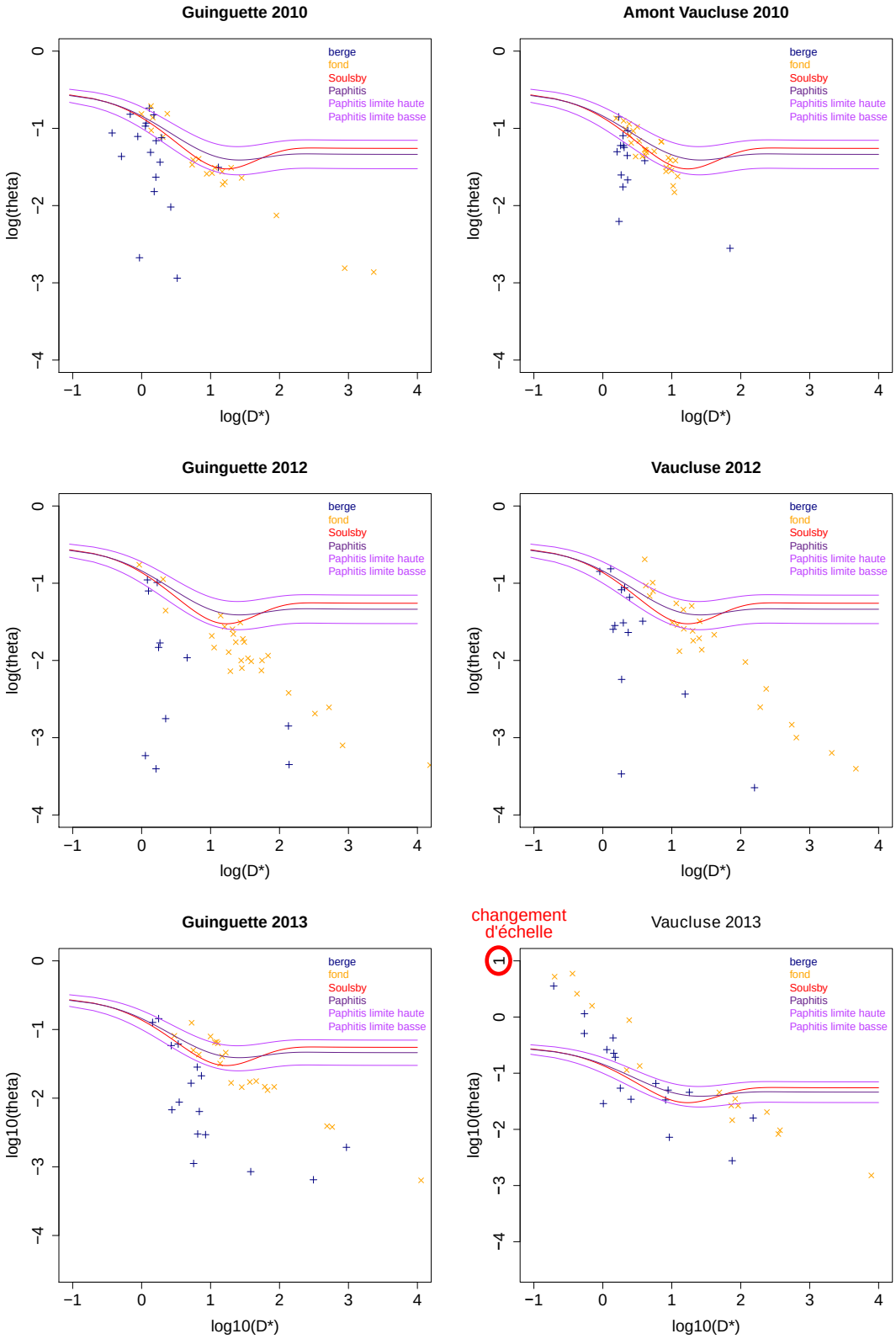


FIGURE 5.31 – Diagramme de Shields pour les sites de la Guinguette et de Vaucluse en 2010, 2012 et 2013

Les débits moyens lors des prélèvements 2010 - 2012 - 2013 : Guinguette 3,63 - 1,17 - 2,04 m^3/s et Vaucluse 2,09 - 1,18 - 2,48 m^3/s.

A Vaucluse en 2013, plusieurs échantillons sont largement au dessus de la limite de mise en mouvement. Ils présentent des D_* très faibles (donc des D_{50} faibles) et qui n'avaient jamais été observés à Vaucluse comme à la Guinguette. Ce sont principalement des échantillons provenant des profils proches de l'ancien clapet Vaucluse (n°2, 3, 5 et 6). Comme nous l'avons vu précédemment, il semble que ces échantillons soient en partie constitués par de la marne du substratum de l'Orge, mis-à-nu par l'érosion liée à la démolition du clapet. La marne étant un matériau fortement cohésif, les grains fins la constituant sont théoriquement mis en mouvement par des écoulements plus faibles que ce qui est observés sur le terrain car leur cohésion retarde cette mise en mouvement. Cela explique que l'on échantillonne dans la rivière ces granulométries fines qui devraient théoriquement être transportées. Le diagramme de Shields surestime donc la mise en mouvement de ces sédiments fins et cohésifs.

5.5.2 le transport solide de l'Orge

Cette partie propose d'estimer le diamètre critique maximal des grains transportables à partir des relation de Shields, puis d'évaluer le transport solide potentiel pouvant être observé dans l'Orge à partir de plusieurs formules de charriage données dans la bibliographie. Nous avons utilisé les données granulométriques fournies par les campagnes de terrain ainsi que les estimations de vitesse et de puissance calculées par le modèle hydraulique HEC RAS.

Diamètre maximal des grains mobilisables

Le modèle hydraulique réalisé avec HEC RAS permet de caractériser les écoulements (pente énergétique, puissance...) en fonction du débit de la rivière à tout moment, avant et après effacement des clapets. Les valeurs du rayon hydraulique Rh et de pente énergétique J_e obtenues sont moyennées sur les 15 profils des sites de Vaucluse et de la Guinguette, pour les différents débits modélisés. Ces données permettent de calculer une vitesse de frottement moyenne $u_* = \sqrt{g.Rh.J_e}$ sur les deux sites en fonction du débit de la rivière, avant et après effacements des clapets. Cette vitesse de frottement n'est pas représentative des écoulements locaux mais des conditions d'écoulement sur l'ensemble du site étudié (Vaucluse ou la Guinguette).

A partir de ce u_*, sont calculés les paramètres adimensionnels de Shields D_* et θ pour différentes granulométries, dans les conditions d'écoulements avant et après effacement des clapets. La valeur critique de mise en mouvement θ_{cr}, qui ne dépend que de la granulométrie, est calculée grâce à la formulation de Paphitis(2001). En considérant qu'une particule est mise en mouvement lorsque son paramètre de mobilité $\theta(D, u_*)$ est supérieur à la valeur critique de mise en mouvement $\theta_{cr}(D)$, il est alors possible de calculer quelle granulométrie maximale D_{cr} peut être mise en mouvement pour une vitesse de frottement donnée (u_*), donc en fonction du débit de la rivière, avant et après effacement de clapet sur les deux sites prospectés (voir en annexe A.3.3).

Comme l'illustrent les graphiques de la figure 5.32, la granulométrie maximale transportable augmente fortement après les effacements, particulièrement sur le site de Vaucluse. On notera cependant que les valeurs estimées pour les forts débits, avant les effacements, sont sous estimées car les clapets étaient abaissés en cas de crue, les écoulements se rapprochant alors des écoulements sans les clapets. A la Guinguette comme à Vaucluse,

pour les forts débits, les granulométries transportables avant les effacements sont en réalité plus fortes et doivent être similaires à celles après les effacements.
Sur le site de la Guinguette, l'écart entre avant et après les effacements est plus important pour les débits autour de 5 $m^3.s^{-1}$ et diminue au dessus de 10 $m^3.s^{-1}$ (les bornes de la formules de Paphitis se rejoignent et se superposent). Les modifications de vitesse d'écoulement ayant été plus importantes à Vaucluse (plus proche de l'ancien clapet,voir paragraphe 3.2.3), les écarts de granulométrie transportable avant et après effacement sont encore plus marqués.

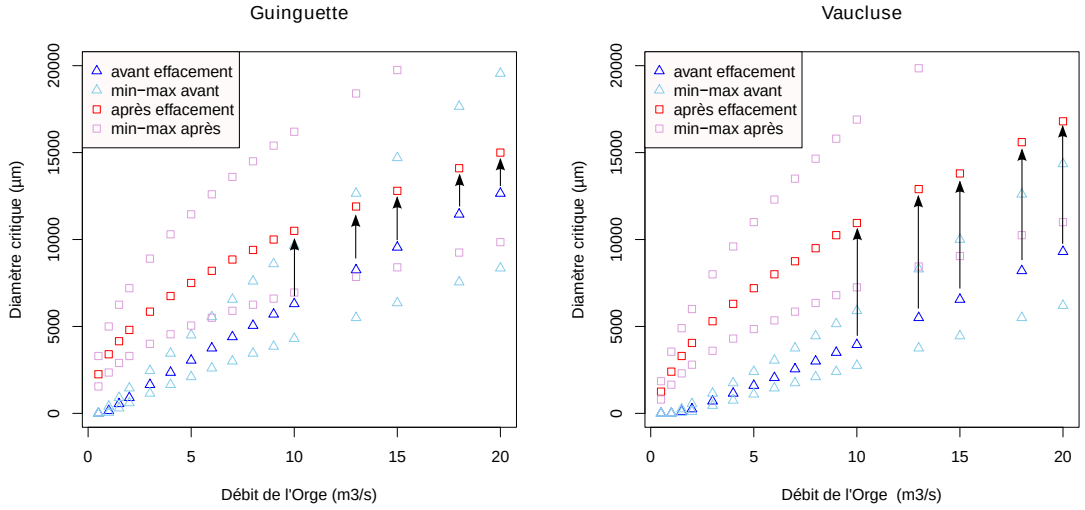


FIGURE 5.32 – Évolution de la granulométrie maximale pouvant être mise en mouvement pour un débit donné pour les sites de Vaucluse et de la Guinguette, avant et après effacement des clapets
les points rose et bleu ciel correspondent aux bornes de la formule de Paphitis.

Grâce à ces relations entre la granulométrie transportable et le débit de la rivière, nous avons estimé la chronique de la granulométrie maximale transportable de 2009 à 2012 (figure 5.33 et annexe A.3.3). Comme les clapets étaient abaissés en cas de crue, nous avons fait l'hypothèse que lorsque le débit journalier de l'Orge dépassait 6 $m^3.s^{-1}$, la granulométrie transportable avant les effacements (2009) est alors la même que celle après effacement. Ce qui explique les quelques points plus élevés se détachant de la tendance globale avant les effacements qui correspondent donc aux crues.
La granulométrie transportable par les écoulements augmente fortement suite à l'effacement des clapets, sur les deux sites. Si en 2009 même les diamètres les plus fins pouvaient ne pas être transportables, ceux-ci deviennent transportables toute l'année après les effacements.
Avec les clapets en place, sans prendre en compte l'abaissement des clapets lors des crues, le D_{cr} de l'Orge ne dépassait pas 5 mm, avec un diamètre médian transportable de 340 μm et 40 μm, respectivement à la Guinguette et à Vaucluse (table 5.3). Après les effacements, le diamètre maximal mobilisable par l'Orge atteindrait 10 mm, voir 15 mm en prenant la limite haute de Paphitis, avec un diamètre médian transportable de 3,89 mm et 2,98 mm, respectivement à la Guinguette et à Vaucluse.

Les capacités de mobilisation de l'Orge augmentent donc fortement en amont des ouvrages effacés.

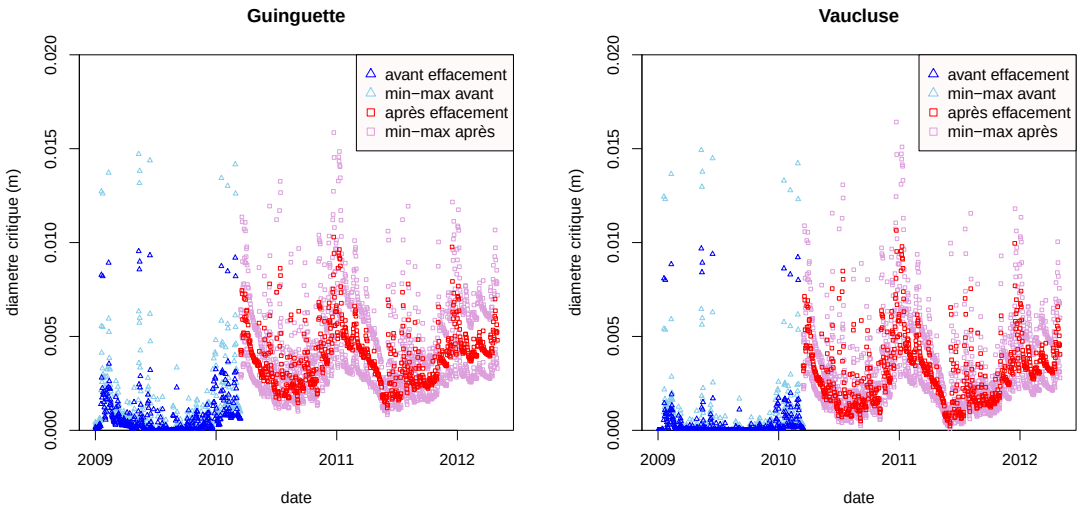


FIGURE 5.33 – Évolution de la granulométrie maximale transportable sur les sites de Vaucluse et de la Guinguette de 2009 à 2012

		q_0	q_{25}	q_{50}	q_{75}	q_{100}
Guinguette	avant	1 μm	56μm	340 μm	860 μm	9 539 μm
	après	1,19 mm	2,75mm	3,89 mm	4,74 mm	10,29 mm
Vaucluse	avant	0	1 μm	40 μm	229 μm	9 678 μm
	après	228 μm	1,73 mm	2,98 mm	3,9 8mm	10,64 mm

TABLE 5.3 – Évolution de la distribution temporelle du diamètre critique de mise en mouvement D_{cr} sur les sites de Vaucluse et de la Guinguette avant et après effacement

A partir de ces données, nous avons évalué le nombre de jours (moyen) par an où une granulométrie donnée serait transportable par les écoulements (table 5.4). Il apparait que même les granulométries les plus fines n'étaient transportables qu'une partie de l'année avec les clapets en place. Après les effacements, les granulométries fines inférieures à 250 μm sont transportables toute l'année tandis que les capacités de transport des granulométries plus grossières (>800 μm) de l'Orge augmentent.

	D μm	avant nbj/an	après nbj/an	avant %	ap %
Guinguette	50	273	365	75	100
	250	208	365	57	100
	800	106	365	29	100
	3 150	15	245	4	67
	6 300	7	29	2	8
Vaucluse	50	179	365	49	100
	250	88	365	24	100
	800	44	354	12	97
	3 150	11	164	3	45
	6 300	7	18	2	5

TABLE 5.4 – Nombre de jours de transport possible par an pour différentes granulométries, avant et après effacement des clapets

Ces valeurs de la granulométrie mobilisable sont des valeurs potentielles transportables maximales : il faut en effet que classe granulométrique soit présente sur le site pour être transportée.
Cependant, les valeurs proposées ci-dessus sont globalement en accord avec les granulométries observées sur le terrain qui présentaient un diamètre majoritaire de 50 μm ($D_{50} \approx 290\mu m$ en poids) avant les effacements qui devient supérieur à 800 μm ($D_{50} \approx 1200\mu m$ en poids) après (voir partie 5.4.3). Il semblerait donc que le diamètre majoritaire des grains échantillonnés en fond de lit soit proche du diamètre se situant à la limite entre le transportable tout l'année et le transportable une partie de l'année. Ce qui est plutôt en accord avec ce qui a été observé avec les diagrammes de Shields réalisés à partir des données de terrain.

Débit solide Q_b potentiel maximal

Nous avons utilisé quatre formules pour évaluer le débit solide volumique q_s par unité de largeur du cours d'eau (en $m^3.s^{-1}.m^{-1}$), comme développé dans la partie 5.1.2 :

- Graf et Acaroglu (1968) qui évalue un transport total à partir de la pente énergétique, de la vitesse des écoulements et du diamètre médian des sédiments
- Ackers et White (1973) qui évalue un transport total (ou seulement la charge de fond selon certains auteurs) à partir des vitesses de frottement et de la granulométrie (D_{35}) des sédiments
- Meyer - Peter (1948) qui évalue la charge de fond à partir de la pente énergétique du cours d'eau et de la granulométrie médian des sédiments
- Van Rijn (1984,1993) qui évalue la charge de fond à partir des vitesses des écoulements et de la granulométrie des sédiments

Nous avons travaillé sur les deux sites de Vaucluse et de la Guinguette en utilisant les données du modèle hydraulique HEC RAS moyennées sur l'ensemble des profils. La répartition des fractions granulométriques présentes en fond de lit est celle ayant été prélevée sur le terrain en fond de lit, moyennée sur les sites de Vaucluse et de la Guinguette.

Comme cela est souligné par de nombreux auteurs (Graf and Altinakar (2000), Van Rijn (1984a)), les valeurs de débit solide obtenues à partir de plusieurs formules sont assez différentes mêmes si les tendances sont les mêmes (figure 5.34). Ceci peut être lié aux différentes conditions d'utilisation des formules, mais aussi aux différents paramètres pris en compte dans l'évaluation du transport solide. Il est par exemple conseillé dans la formule de Ackers White d'utiliser le diamètre D_{35} dans le cas de granulométrie non uniforme, alors que toutes les autres formules utilisent ici le D_{50}. Or, comme nous avons parfois de mauvais calages de la loi log-normale sur les distributions granulométriques observées, ne pas toujours utiliser le même diamètre pour caractériser la distribution peut introduire un biais pour la comparaison des résultats.

Les résultats de simulations indiquent que suite à l'effacement des clapets, le transport solide unitaire augmente dans l'Orge, principalement pour les faibles débits. Les formules de charriage donnent bien un transport inférieur au transport total. La formule de Van Rijn fournit des valeurs de débit solide inférieures à celles fournies par la formule de

Meyer-Peter, sauf pour les faibles débits de l'Orge après les effacements. La formule de Meyer-Peter donne un débit solide très faible pour des débits de l'Orge inférieurs à 3 $m^3.s^{-1}$.
Si le transport total est assez similaire pour les deux sites, le transport par charriage est plus important à Vaucluse qu'à la Guinguette, sans doute à cause des écoulements plus forts.

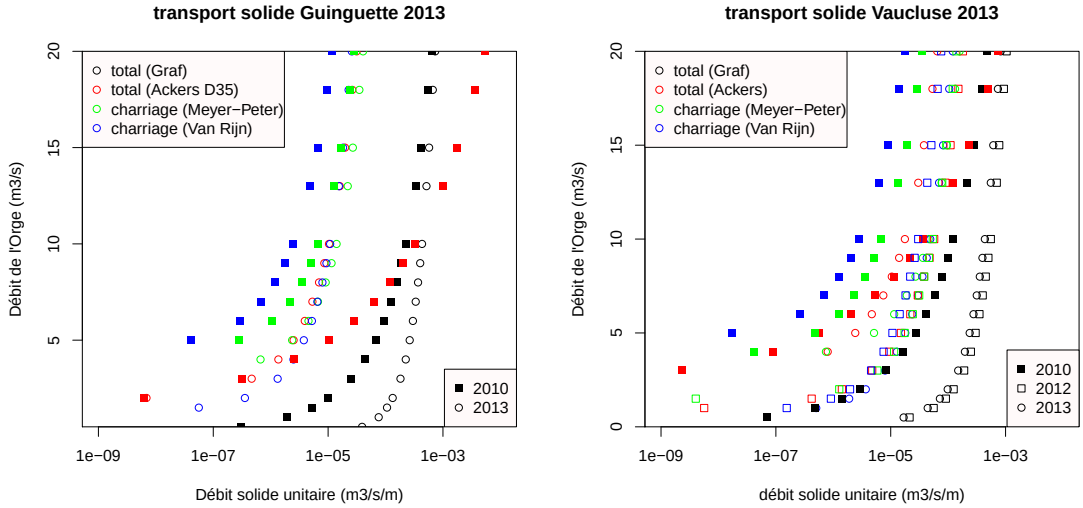


FIGURE 5.34 – Évolution du débit solide unitaire (pour une section d'un mètre de large) de l'Orge sur les sites de Vaucluse et de la Guinguette et évolution suite aux effacements

A partir de cette relation entre le débit liquide et débit solide, en ne prenant en compte que les formules de transport par charriage, donc les formules de Meyer-Peter et Van Rijn, nous avons calculé le débit solide maximum potentiel pouvant être charrié dans l'Orge chaque jour des 3 années de suivi (figure 5.35 et annexe A.3.3).

Il apparait clairement une différence de capacité de transport de l'Orge avant et après les effacements de clapet. Le site de Vaucluse, juste en amont du clapet, montre l'évolution la plus marquée : un transport limité aux périodes de crues (lorsque les clapets sont effacés) avant 2010, puis un transport potentiel plus important et qui évolue au fil des saisons, avec une charge solide plus importante en période de hautes-eaux. Le débit solide potentiel moyen était assez faible avec les clapets en place (table 5.5). Il augmente d'au moins un facteur 3 à la Guinguette suite aux effacements, et d'un facteur 20 à Vaucluse. Les capacités de transport de sédiment augmentent donc fortement en amont des ouvrages effacés.

Le piège à sédiment placé au Carouge après les effacements évaluait un transport solide minimum de 2,5 kg/jour (partie 5.4.5). C'est une valeur bien inférieure à ce qui est calculé pour la Guinguette et Vaucluse après les effacements. Cependant, le piège étant plein lors de son relevé, le débit solide mesuré est sans doute sous estimé. De plus, le site du Carouge n'est pas vraiment comparable aux deux sites modélisés (faible influence de l'effacement, cours d'eau plus large...) ce qui ne permet pas de valider les débits solides potentiels modélisés avec les observations du piège à sédiments.

La quantité de sédiment potentiellement transportable augmente après les effacements de clapets. Les deux formules de charriage utilisées donnent des tendances similaires mais les quantités finales calculées de sédiment transportable peuvent varier de plus d'un facteur

2. Ceci confirme l'utilisation difficile des formules de charriage et la prudence à avoir avec leurs résultats (Graf and Altinakar (2000), Gomez and Church (1989)).

		Meyer-Peter		Van Rijn	
		avant	après	avant	après
Guinguette	Q_b (m^3/j)	0,067	0,19	0,019	0,391
	G_b (kg/j)	179	551	52,5	1037
Vaucluse	Q_b (m^3/j)	0,067	1,516	0,016	1,23
	G_b (kg/j)	180	4018	44	3267

TABLE 5.5 – Débit solide moyen potentiel à la Guinguette et à Vaucluse avant et après effacement d'après les formules de Meyer-Peter et Van Rijn

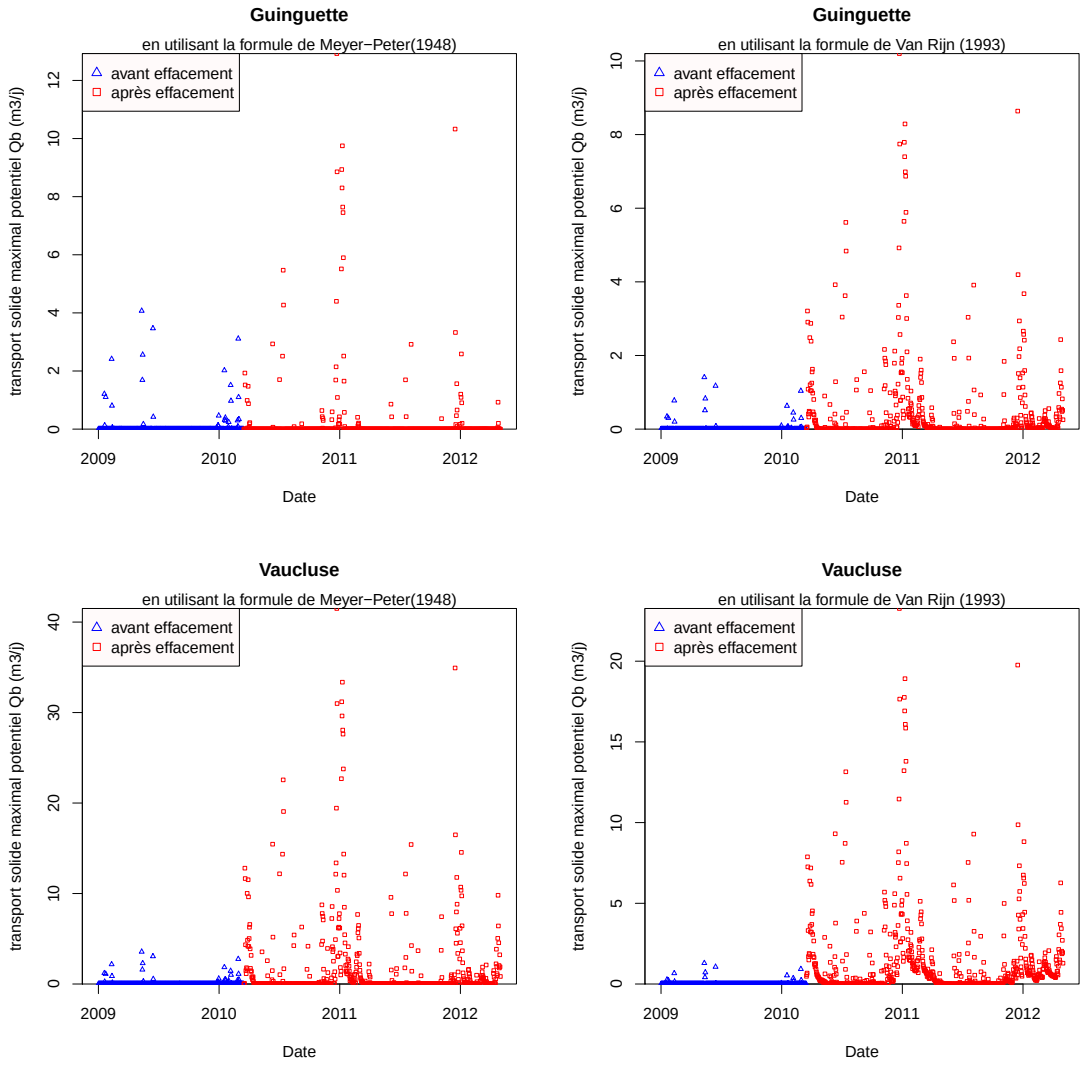


FIGURE 5.35 – Évolution du débit solide potentiel maximal sur les sites de Vaucluse et de la Guinguette durant les trois années de suivi

5.5.3 Participation de chaque classe granulométrique au débit solide

Les deux paragraphes précédents permettent d'évaluer la taille maximale des grains transportables D_{cr} et le débit solide potentiel maximal Q_b de l'Orge au cours des trois années de suivi. Or, les sédiments présents en fond de lit n'ayant pas une granulométrie uniforme, le processus de transport est sélectif, la taille des grains transportés dépendant de la force des écoulements (Van Rijn (1984a) et Van Rijn (2007)). En croisant le diamètre critique de mise en mouvement avec la granulométrie en place et la quantité de sédiment transportée dans l'Orge, nous proposons ici une façon d'estimer quelles sont les classes granulométriques les plus transportées et comment chaque classe sera affectée par les effacements.

Débit solide et classement granulométrique

Nous avons supposé que la granulométrie en fond de lit correspondait, pendant toute l'année, à celle prélevée en fond de lit lors des campagnes de terrain (5.8). Nous avons fait l'hypothèse forte que toutes les classes présentes en fond de lit, inférieures au diamètre maximal mobilisable d'après Shields D_{cr}, étaient transportées sans aucun facteur limitant ce qui revient à dire que la granulométrie transportée suit la même distribution log-normale que la granulométrie se trouvant en fond de lit mais tronquée au D_{cr}. Nous négligeons donc les problèmes liés à la faiblesse des apports par l'amont, les phénomènes de tri et les écoulements sont supposés stables sur chaque pas de temps journalier.

A partir de la répartition granulométrique en place tronquée au D_{cr} et de la quantité de sédiment transportée dans l'Orge, nous avons estimé quelles étaient les classes granulométriques transportées chaque jour. Nous avons ainsi évalué le débit solide moyen journalier de chaque classe granulométrique avant et après effacement des clapets, selon les deux formules de charriage de Meyer-Peter et Van Rijn (figure 5.36).

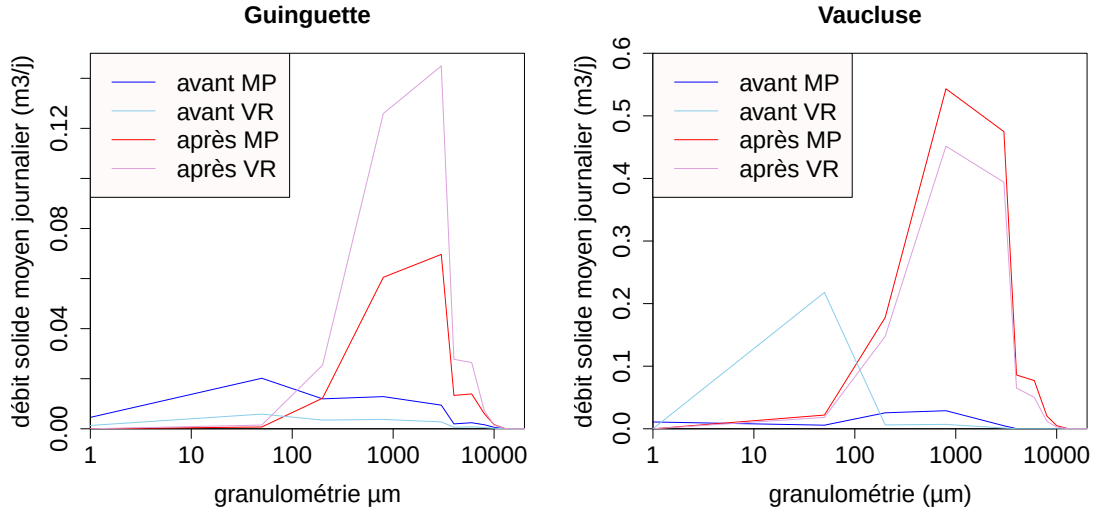


FIGURE 5.36 – Débit solide potentiel de l'Orge en fonction de la classe granulométrique à la Guinguette et à Vaucluse, avant et après effacement pour les formules de Meyer-Peter (MP) et de Van Rijn (VR)

Si le transport avant les effacements est maximum pour les diamètres de grains autour de 50 μm (de 0,02 m^3/j à la Guinguette et 0,20 m^3/j à Vaucluse), ce sont par la suite les classes autour de 1 mm qui présentent les débits solides moyens journaliers les plus importants (de 0,14 m^3/j à la Guinguette et 0,55 m^3/j à Vaucluse).

A partir de ces données, le nombre de jours où chaque classe granulométrique peut être transportée est calculé avant et après les effacements et suivant les saisons et les conditions d'écoulement (figures 5.37 et 5.38).

Les classes granulométriques transportées par les écoulements augmentent fortement suite aux effacements, avec un transport qui varie en fonction de la saison, donc du débit de la rivière. Avant les effacements, aucune classe granulométrique n'était transportée plus de 50% du temps. Après les effacements, les sédiments transportés au moins 50% du temps quelque soit la saison ont une granulométrie inférieure à environ 3 mm sur les deux sites, voir même 8 mm en période hivernale de forts débits. Le transport est donc plus important en hiver, quand les débits sont plus élevés, et plus faible en été.
Lors de crues, les grains inférieures à 3 mm étaient potentiellement transportés 100% du temps, cette limite passe à 8 mm après les effacements. En étiage, le transport augmente aussi après les effacements où les classes $<$ 3 mm sont potentiellement transportées plus de 50% du temps.

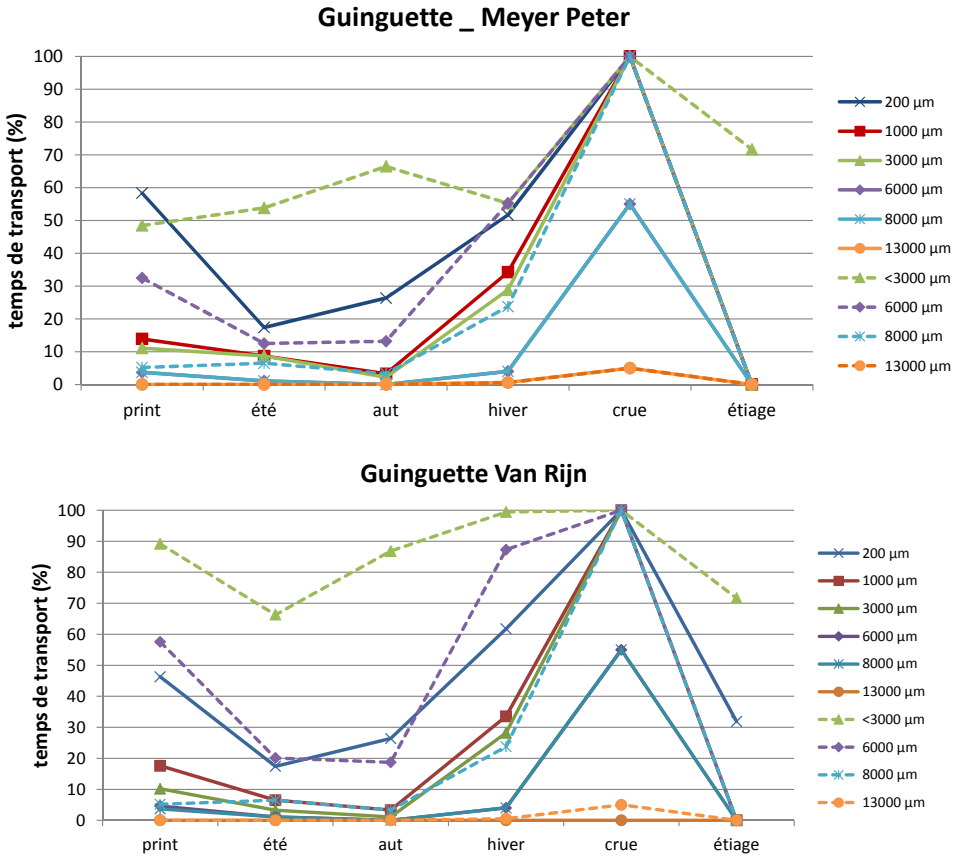


FIGURE 5.37 – Guinguette : pourcentage du temps où une classe granulométrique est transportée suivant la saison, avant et après effacement des clapets, formules de Meyer Peter et Van Rijn

Trait plein = avant effacement, trait pointillé = après effacement

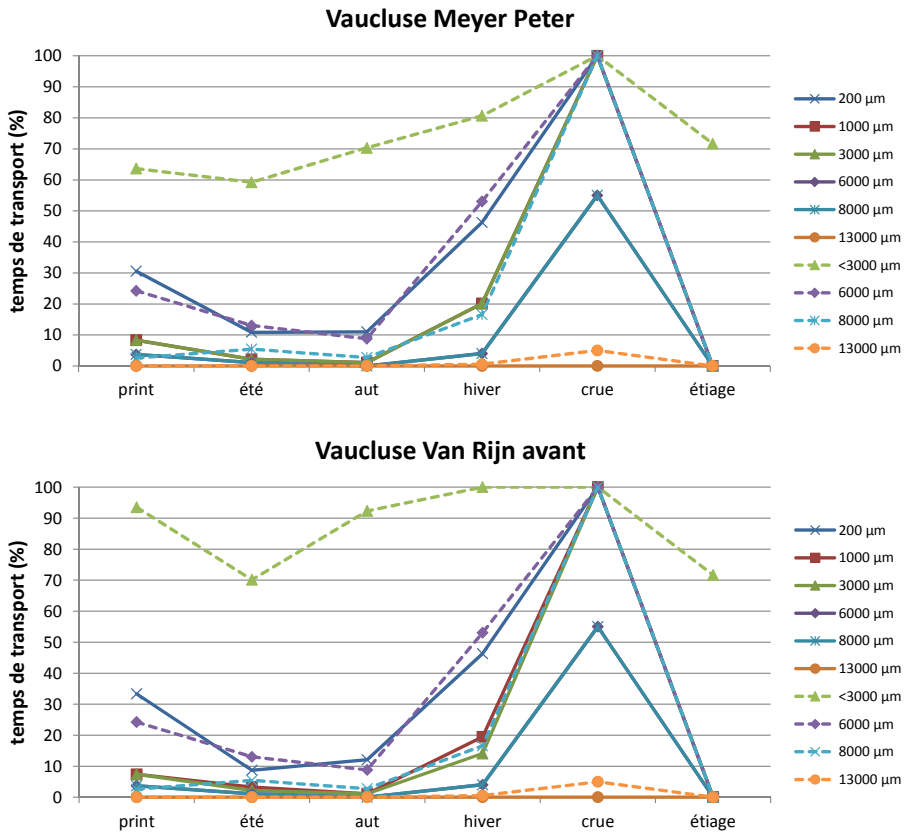


FIGURE 5.38 – Vaucluse : pourcentage du temps où une classe granulométrique est transportée suivant la saison, avant et après effacement des clapets, formules de Meyer Peter et Van Rijn

Trait plein = avant effacement, trait pointillé = après effacement

Note sur la figure : les classes granulométriques inférieures à 3000 μm après les effacements n'ont pas été représentées car elles présentaient les mêmes temps de transport que la classe "$<$ 3000 μm".

Temps de renouvellement selon les classes granulométriques

Le débit solide volumique potentiel calculé précédemment donne une estimation du volume global de sédiment transporté, toujours sous hypothèse de non limitation. Lorsque les sédiments se déposent, ils vont se "structurer" avec notamment apparition de vide entre les grains. Pour calculer le volume total final occupé par les sédiments déposés, il faut donc prendre en compte cette porosité n en calculant un débit solide apparent $\bar{Q}_b = Q_b/(1-n)$. Nous avons utilisé ici une porosité d'environ 30 %, correspondant à des sables fins ((Datry et al., 2008)).

Prenons un tronçon de l'Orge de 7 m de large, mais en considérant que le charriage aura lieu en fond de lit sur 4 m de large. On suppose que le fond de lit est recouvert par une couche de sédiment de 4 cm d'épaisseur. Le volume de sédiment présent en fond de lit est alors de 0,16 m^3 par mètre linéaire de rivière. Un tronçon de 1 km contient donc un volume de 160 m^3 de sédiment. Avec un débit solide moyen annuel évalué entre 0,19 et 0,39 m^3/j à la Guinguette et entre 1,23 et 1,51 m^3/j à Vaucluse (soit des débits solides apparents de 0,27 à 0,55 m^3/j à la Guinguette et 1,75 et 2,15 m^3/j à Vaucluse), il faudrait

entre 74 et 592 jours pour que l'Orge recouvre intégralement le tronçon de sédiment après les effacements. Avant les effacements, avec des débits solide de moins de 0,067 m^3/j à la Guinguette et à Vaucluse, ce renouvellement était de 4,5 ans.

A partir du transport solide moyen calculé pour chaque classe granulométrique, il est possible d'estimer de la même façon le temps de renouvellement potentiel de chaque classe granulométrique, pour recouvrir le fond de lit dans les proportions observées sur le terrain (figure 5.39, table 5.6 et 5.7). Ce calcul combine la granulométrie observée avec le transport maximal potentiel, sans facteur limitant (apports par l'amont...). Vu les variations importantes des débits solides calculés avec les différentes formules de charriage, ces calculs ne fournissent que des tendances, les ordres de grandeurs variant fortement.

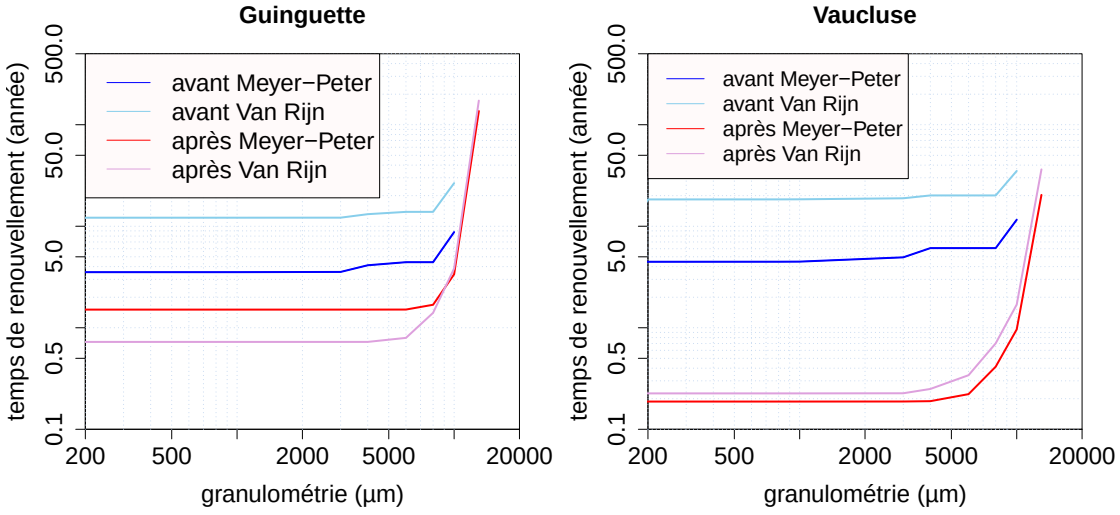


FIGURE 5.39 – Temps de renouvellement en fonction de la granulométrie sur un tronçon de 1 km de long, avant et après effacement

Le temps de renouvellement diminue après les effacements, particulièrement sur le site de Vaucluse (localisé plus près du clapet effacé). Les temps de renouvellement après les effacements sont proches ou inférieurs à une année, ce qui va dans le sens des observations de terrain avec une granulométrie très différente 2 ans après les effacements et qui a déjà évolué significativement moins d'un an après les travaux d'arasement du clapet Vaucluse.

Malgré une forte augmentation des capacités de transport de l'Orge, les classes supérieures à 10 mm restent quasiment intransportables (temps de renouvellement en dizaine d'années), confirmant les observations faites au niveau du radier du Mort Ru où s'accumulent des sédiments de taille centimétriques (partie 5.4.4).

Meyer-Peter						
classe granulo	fr avant %	fr après %	Q_b avant dm^3/j	Q_b après dm^3/j	tps avt an	tps ap an
$>$ 200 μm	0,42	0,06	12,23	4,31	3,5	1,5
200 $>>$ 1 mm	0,17	0,37	7,44	37,63	3,5	1,5
1 $>>$ 3 mm	0,11	0,34	9,43	69,66	3,5	1,5
3 $>>$ 6 mm	0,06	0,13	2,18	13,62	4,3	1,5
6 $>>$ 8 mm	0,02	0,03	1,60	6,02	4,4	1,68
8 $>>$ 13 mm	0,04	0,03	0,30	0,85	Inf	69,9
Van Rijn						
classe granulo	fr avant %	fr après %	Q_b avant dm^3/j	Q_b après dm^3/j	tps avt an	tps ap an
$>$ 200 μm	0,42	0,06	3,56	8,97	12,1	0,7
200 $>>$ 1 mm	0,17	0,37	2,16	78,30	12,1	0,7
1 $>>$ 3 mm	0,11	0,34	2,75	144,93	12,1	0,7
3 $>>$ 6 mm	0,06	0,13	0,69	27,10	13,5	0,8
6 $>>$ 8 mm	0,02	0,03	0,51	7,24	13,9	1,4
8 $>>$ 13 mm	0,04	0,03	0,09	0,74	Inf	88,3

TABLE 5.6 – Répartition du sédiment en place (fr), transport solide moyen (Qb) et temps de renouvellement (tps) des sédiments à la Guinguette suivant le diamètre des grains considéré, avant et après effacement du clapet, pour un tronçon de 1 km de long

Meyer-Peter						
classe granulo	fr avant %	fr après %	Q_b avant dm^3/j	Q_b après dm^3/j	tps avt an	tps ap an
$>$ 200 μm	0,45	0,12	14,01	66,57	3,0	0,2
200 $>>$ 1 mm	0,46	0,40	15,71	326,66	4,5	0,2
1 $>>$ 3 mm	0,08	0,29	4,83	474,80	5,0	0,2
3 $>>$ 6 mm	0,01	0,11	0,19	81,49	6,1	0,2
6 $>>$ 8 mm	0,00	0,03	0,04	20,38	6,1	0,4
8 $>>$ 13 mm	0,00	0,03	0,00	2,58	Inf	10,6
Van Rijn						
classe granulo	fr avant %	fr après %	Qb avant dm^3/j	Qb après dm^3/j	tps avt an	tps ap an
$>$ 200 μm	0,45	0,12	74,68	55,32	6,2	0,2
200 $>>$ 1 mm	0,46	0,40	3,82	271,48	18,4	0,2
1 $>>$ 3 mm	0,08	0,29	1,26	393,97	18,9	0,2
3 $>>$ 6 mm	0,01	0,11	0,06	57,64	20,1	0,3
6 $>>$ 8 mm	0,00	0,03	0,01	12,00	20,1	0,7
8 $>>$ 13 mm	0,00	0,03	0,00	1,47	Inf	19,0

TABLE 5.7 – Répartition du sédiment en place (fr), transport solide moyen (Qb) et temps de renouvellement (tps) des sédiments à Vaucluse suivant le diamètre des grains considéré, avant et après effacement du clapet, pour un tronçon de 1 km de long

Vitesse de transport

D'après la formule de Meyer-Peter, sur le site de Vaucluse, pour un tronçon de 1 km de long, la classe granulométrique inférieure à 200 μm présentait un temps de renouvellement de 3 ans avant les effacements, soit une vitesse de transport d'environ 333 m/an (si toute la classe granulométrique est renouvelée). Après les effacements, cette vitesse de transport passe à 5000 m/an (pour un temps de renouvellement de 0,2 an).
La figure 5.40 présente l'évolution de la vitesse de transport de chaque classe granulométrique, dans les conditions d'écoulement des sites de la Guinguette et de Vaucluse et selon la formule de charriage utilisée. Les vitesses de transport évoluent fortement suite aux effacements :

- avant les effacements : les vitesses sont assez semblables entre les deux sites avec des vitesses maximales comprises entre 50 m/an et 300 m/an pour les granulométries inférieures à environ 2 mm.
- après les effacements : les évolutions sont plus importantes sur les site de Vaucluse où les vitesses de transport atteignent 5000 m/an, elles sont comprises entre 600 et 1050 m/an à la Guinguette

Il y a donc une réelle augmentation des vitesses de transport des sédiments suite aux effacements. Ces valeurs sont plus qualitatives que quantitatives vu que le temps de renouvellement utilisé considère que toute la couche de sédiment en fond de lit est renouvelée, sans prendre en compte les apports par l'amont qui peuvent être limités ni l'évolution possible de l'épaisseur de la couche de sédiment en place. Cependant, ces estimations de vitesses illustrent clairement la reprise du transport de sédiment en amont des anciens clapets.

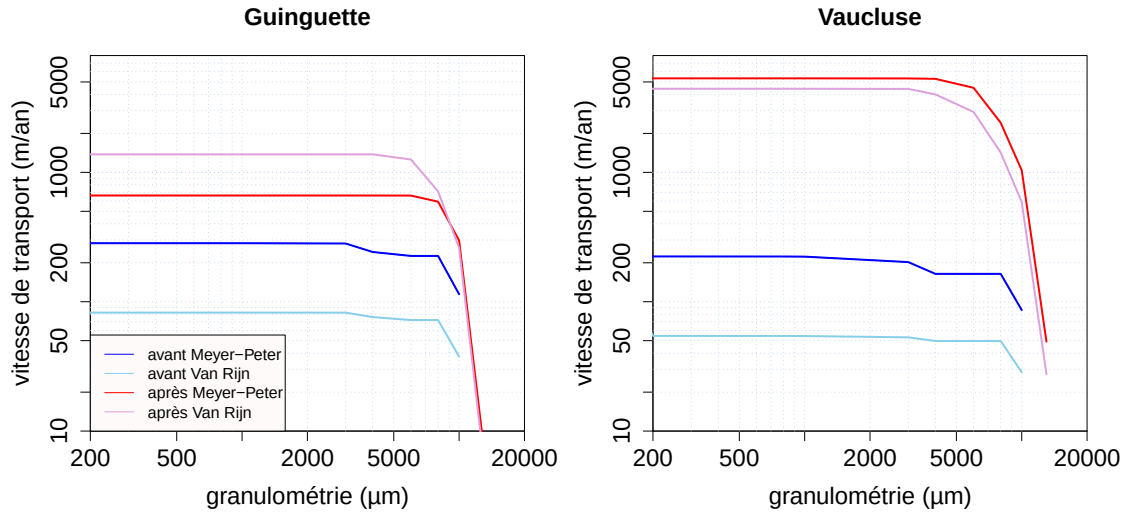


FIGURE 5.40 – Vitesse de transport en fonction de la classe granulométrique avant et après effacement des clapets sur les sites de la Guinguette et de Vaucluse

Le transport dans l'Orge

Sur la période d'étude, les débits extrêmes de l'Orge sont compris entre 0,5 et 10 m^3/s. A partir des données d'écoulement fournies par le modèle hydraulique sur chaque profil prospecté, nous avons une évaluation des forces de frottement de l'Orge pour ces

débits minimaux et maximaux de l'Orge. En utilisant la formule de Shields, nous avons déterminé la granulométrie maximale transportable par un débit de 10 m^3/s et la granulométrie minimale "déposable" par un débit de 0,5 m^3/s (celle qui n'est pas transportée 100% du temps mais sera laissée en place au moins 1 jour dans l'année). Entre ces deux granulométries limites se situent les granulométries qui sont successivement transportées et déposées au cours d'une année (figure 5.41).
Avant les effacements, les granulométries toujours transportées étaient très faibles, voir inexistantes à Vaucluse. Après les effacements, les granulométries inférieures à environ 1000 μm sont quasiment toujours en mouvement, ne restant quasiment pas en place en fond de lit. Comme nous l'avons vu précédemment, la limite des granulométries transportées augmente suite aux effacements. Au final, la "plage" des granulométries toujours transportées par les écoulements augmente, tandis que celle des granulométries transportées mais se déposant au moins un jour dans l'année diminue et se déplace vers des granulométries plus élevées.

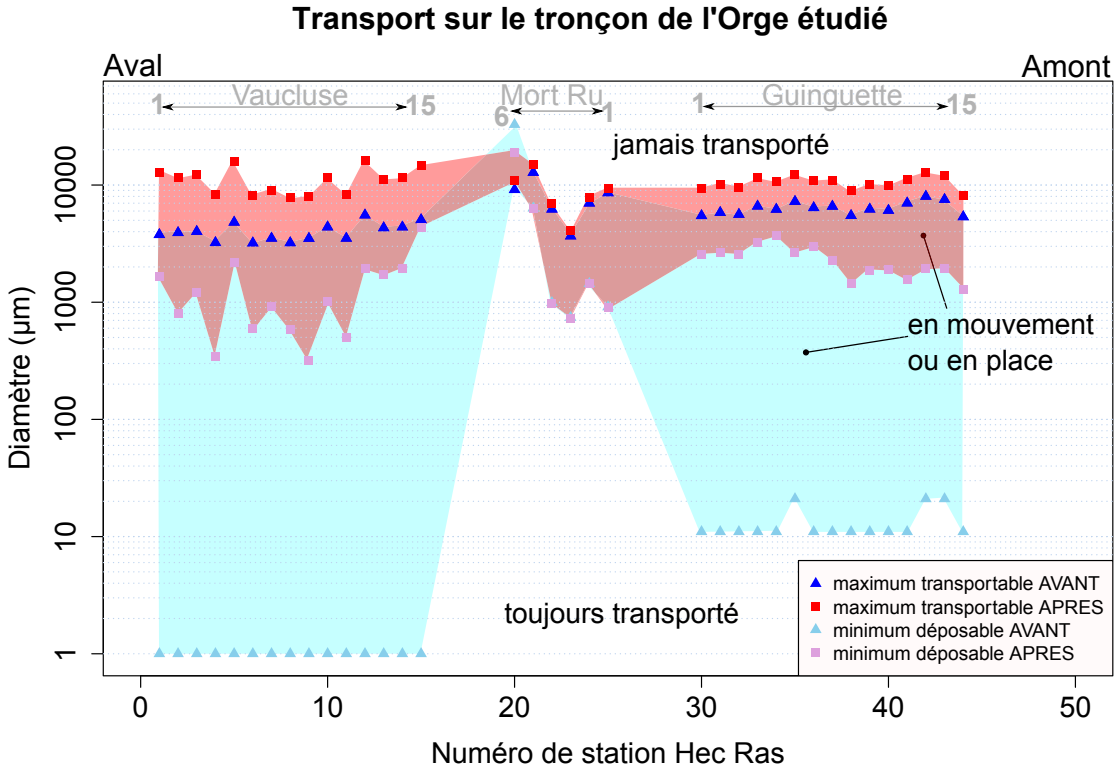


FIGURE 5.41 – Évolution de la granulométrie transportable dans le lit de l'Orge avant et après effacement des clapets

Nous avons comparé ces limites obtenues à partir des modèles avec les données de granulométries mesurées sur le terrain, avant et après effacement (voir annexe A.3.3). Pour chaque profil, nous avons pris la granulométrie d'un échantillon représentatif de ce qui est observé en fond de lit, avec sa granulométrie médiane ou son quantile 90. Pour chacun des ces profils, cette granulométrie type est comparée à la granulométrie maximale transportable toute l'année et la granulométrie minimale déposable au moins une fois dans l'année (sous cette granulométrie, les sédiments ne se déposent jamais), avant et après effacement des clapets. C'est ce qui est regroupé dans la figure 5.43.

Avant les effacements, la granulométrie médiane est supérieure à la granulométrie minimale déposable (carrés bleu au dessus de la droite 1 :1), mais inférieure à la maximale

transportable (triangles bleu en dessous de la droite 1 :1). Par contre, après les effacements, si la granulométrie médiane reste inférieure au maximum transportable, elle se retrouve à la limite du minimum déposable (autour de la droite 1 :1). Ceci peut être un effet de l'augmentation des écoulements qui affecteraient différemment la granulométrie en place ou à une mise à l'équilibre de la granulométrie qui n'est pas encore atteinte après les effacements à cause d'apports limités.

Exceptés quelques échantillons qui semblent présenter des problèmes de calage pour le calcul des quantiles, 90% de la granulométrie de chaque échantillon (le q_{90}) se situe bien sous la granulométrie maximale transportable (triangle sous la droite 1 :1). En 2013, les D_{90} passant au dessus de la granulométrie maximale de transport appartiennent au site de Vaucluse où un lessivage et des fond marneux sont observés. Les granulométries qui y sont observées ne sont pas représentatives de la granulométrie liée au transport par les écoulements.

Les modèles sont donc plutôt en accord avec les observations de terrain.

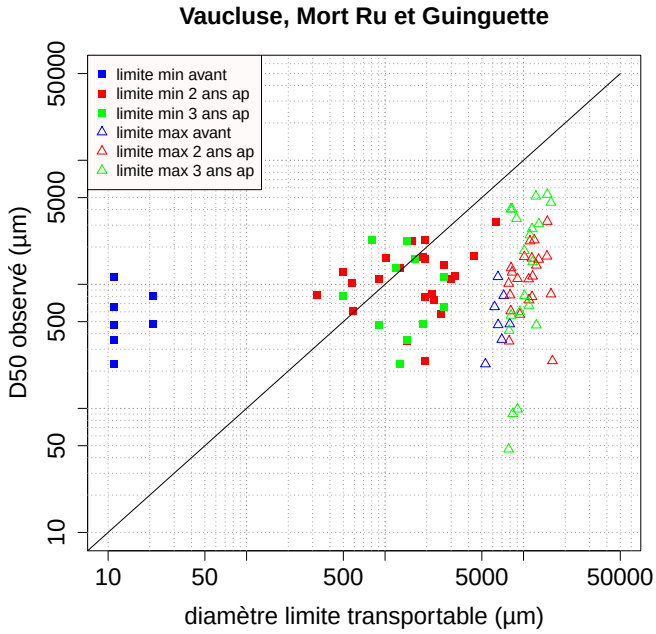


FIGURE 5.42 – Granulométries médianes observées par rapport aux granulométries maximales transportables et les granulométries minimales déposables, avant et après effacement des clapets, pour les sites de Vaucluse, Guinguette et confluence avec le Mort Ru

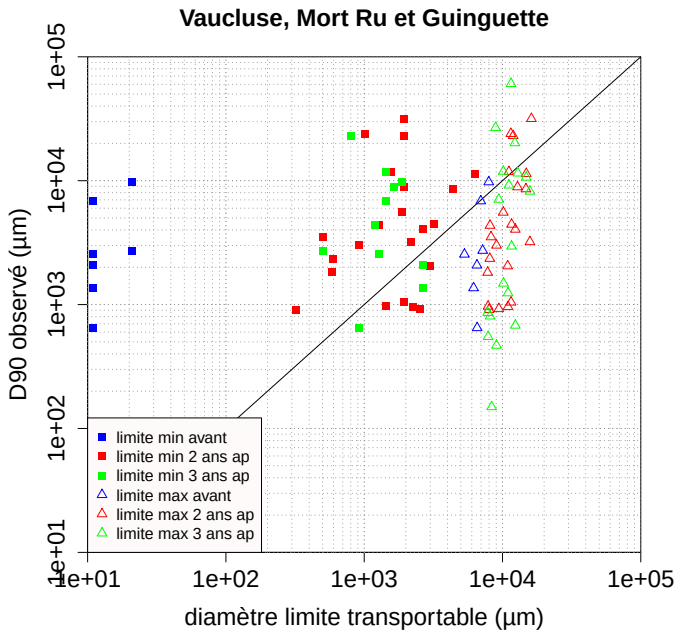


FIGURE 5.43 – Quantile 90 des granulométries observées par rapport aux granulométries maximales transportables et les granulométries minimales déposables, avant et après effacement des clapets, pour les sites de Vaucluse, Guinguette et confluence avec le Mort Ru

5.6 Conclusion : impact des effacements sur le transport sédimentaire dans l'Orge

Suite à l'effacement des clapets, les vitesses d'écoulement augmentent en amont des anciens clapets, comme l'illustrent les mesures de terrain et les résultats du modèle hydraulique de l'Orge. Des campagnes de prélèvement granulométriques ont été réalisées en amont des clapets de Vaucluse et de Souchard, ainsi qu'au niveau de la confluence avec le Mort Ru. Un piège à sédiment a été testé sur l'amont du secteur d'étude.

Des mesures de terrain avec un ADV nous ont permis de préciser la méthode de calcul de la force de frottement sur le fond de lit. Nous avons choisi d'estimer la vitesse de frottement u_* à partir de la première vitesse mesurée à plus de 10 cm au dessus du fond, tout en tenant compte de la granulométrie du sédiment pour estimer la rugosité du fond, en gardant à l'esprit que cette valeur est sans doute un peu sous estimée.

Dans le lit en amont des anciens clapets, le diamètre des sédiments augmente après les effacements avec une disparition progressive des grains inférieurs à 250 μm et une augmentation de la classe supérieure à 800 μm, 2 ans après les effacements. Le diamètre médian des sédiments augmente d'au moins un facteur 3. Par contre, le dérasement du clapet Vaucluse provoque une érosion du lit (jusqu'à 150-200 m en amont du clapet) qui s'accompagne d'un lessivage des sédiments présents en fond de lit sur les 100 premiers mètres en amont du clapet. Ceci suggère qu'il y a eu des apports de sédiments par l'amont permettant de recouvrir une partie des zones où l'érosion a eu lieu. Il serait intéressant d'en suivre l'évolution dans les prochaines années pour estimer à quelle vitesse l'Orge

arrive à recréer une couche de sédiment, sur cette zone où nous ne savons pas si l'érosion est stabilisée.

Les sédiments étudiés étant proches de la mise en mouvement pour des débits proches du débit moyen annuel (diagramme de Shields) et le fonctionnement de l'Orge pour les forts débits n'ayant pas évolué suite aux effacements, il semble que ce soit le débit moyen annuel qui joue un rôle majeur sur la détermination du diamètre médian des grains présents en fond de lit, et non pas le débit de crue. Il n'y a donc pas que les forts débits qui aient leur importance dans le transport sédimentaire.

Le débit solide potentiel maximal de sédiment augmente fortement suite aux effacements pour atteindre 1,51 $m^3.j^{-1}$ et ce sont principalement les classes comprises entre 200 μm et 10 mm qui voient leur transport augmenter. Les vitesses de transport passent d'au maximum 300 m/an, pour les grains inférieurs à 2 mm, à 5000 m/an pour les classe inférieures à 6 mm à Vaucluse. La plage granulométrique des grains toujours transportés augmente : les sédiments inférieurs à 250 μm (limons et sables fins) sont toujours transportés après les effacements. La plage des sédiments en mouvement dans le lit de l'Orge voit sa granulométrie augmenter. Ceci est en accord avec ce qui a pu être observé dans d'autres rivières (Evans et al., 2003).
L'Orge resterait tout de même incapable de transporter des sédiments supérieurs à 2 cm, sur les deux zones étudiées en amont des anciens clapets. Cependant, le piège à sédiment placé en amont des suivis montre que dans la zone du Carouge, l'Orge transporte lors de crue des grains de taille centimétrique. Il faut bien garder à l'esprit que les apports par l'amont du cours d'eau jouent un rôle non négligeable sur le transport solide en rivière (Buffington and Montgomery, 1999b), ce que nous n'avons pas pu prendre en compte ici, faute d'information.

Chapitre 6

Biogéochimie de l'Orge et de la nappe alluviale

L'Orge est une rivière urbaine fortement anthropisée qui présente une qualité de l'eau médiocre. Le SAGE Orge-Yvette classe le tronçon aval de l'Orge dans les masses d'eau fortement modifiées. L'Orge a donc fait l'objet de dérogation vis-à-vis de l'atteinte des objectifs de la DCE : l'atteinte de son bon état chimique est fixée à 2021 et de son bon potentiel écologique à 2027.

Le Syndicat de l'Orge suit la qualité de l'eau de la rivière depuis de nombreuses années. Si la qualité de l'eau s'est bien améliorée dans les années 70-80, notamment grâce aux travaux de mise en conformité des réseaux d'eaux usées, les améliorations sont beaucoup plus lentes au cours des dernières années. La question était de savoir quel impact peut avoir l'effacement des clapets sur la qualité de l'eau de l'Orge au sein d'une politique qui certainement devrait être menée sur plusieurs fronts.

Lors de l'effacement de clapet, la vidange de l'eau et l'érosion des sédiments fins stockés en amont peuvent impacter la qualité de la rivière à l'aval de l'ouvrage (Velinsky et al. (2006), Ahearn and Dahlgren (2005), Riggsbee and Julian (2007)). A plus long terme, les effacements de clapet diminuent le temps de séjour de l'eau en amont des ouvrages effacés (Lewandowski and Nützmann, 2010) et augmentent la granulométrie des sédiments présents en fond de lit (Pearson et al., 2011). Mais en contre partie, la diminution de la colonne d'eau rend les processus benthiques plus importants. Les fluctuations de hauteur d'eau dans la rivière, rétablies suite aux effacements, sont susceptibles de modifier les échanges bidirectionnels entre l'Orge et sa nappe et affecter leurs qualités (Desmet et al. (2011), Neal et al. (2008)). Cependant, il est encore assez difficile de prévoir l'évolution de la qualité de l'eau d'une rivière suite à un effacement car la réponse d'une rivière est assez spécifique au site étudié (Velinsky et al. (2006), Stanley and Doyle (2002)).

Plusieurs suivis ont été mis en place sur le tronçon dans la rivière et la nappe, ils complètent les mesures effectuées depuis de nombreuses années par le Syndicat de l'Orge. Ce chapitre s'intéresse aux variations des paramètres physico-chimiques de la rivière après les effacements, ainsi qu'aux concentrations, principalement d'azote et de phosphore, dans la rivière et la nappe alluviale. La construction d'un modèle nous a permis de mettre en évidence l'impact des effacements sur la température de l'eau dans la zone d'influence des clapets. Ce chapitre est complété par le chapitre suivant qui se focalise sur les processus biogéochimiques dans les banquettes de sédiments et les flux entre la rivière et les banquettes.

6.1 Méthodologie

6.1.1 Suivis de terrain : l'Orge et sa nappe

Les suivis de terrains se sont d'abord intéressés à l'eau de la rivière et de la nappe. La rivière était déjà bien suivie par le Syndicat de l'Orge avec plusieurs stations de mesure en continu et des campagnes d'échantillonnages ponctuelles.

L'eau de la rivière

Les stations qualité du Syndicat de l'Orge Le Syndicat de l'Orge dispose d'un réseau de stations qualité permettant des mesures en continu de la qualité de l'eau et de plusieurs paramètres : l'oxygène dissous, la conductivité, la température, l'ammonium, le pH. Deux stations encadrent le tronçon de l'étude, celles de Longpont et de Villemoisson, une plus en aval permet d'estimer les transferts vers l'aval, celle de Viry (figure 6.1) :

- La station de Longpont-sur-Orge : située entre le clapet Guipereux et le clapet Souchard, donc sur l'amont de la zone étudiée mais déjà dans la zone impactée. Un turbidimètre y est installé depuis mai 2009. Cette station a connu des problèmes lors de l'effacement du clapet Souchard et il y a donc une lacune de donnée lors de cette période (la prise d'eau en fond de lit a dû être modifiée car elle s'ensablait suite aux fortes modifications de l'hydromorphologie du site).

- La station de Villemoisson-sur-Orge : située en aval du tronçon étudié, cette station est sous influence du clapet des Archives, localisé quelques mètres en aval de la station et effacé le 6 juillet 2011. Elle donne donc une information sur la qualité de l'eau en sortie du tronçon. Cependant, l'arrivée de Boëlle Saint Michel entre l'aval du tronçon étudié et la station de mesure pourra quelque peu perturber les mesures, mais son influence reste faible (voir partie 3.2.1). Un turbidimètre y est installé depuis août 2009.

- La station de Viry-Chatillon : située bien en aval du tronçon d'étude, après la confluence avec l'Yvette. Cette station ne possède pas de turbidimètre. Localisée en dehors du tronçon étudié, nous nous y sommes intéressés pour évaluer l'influence de l'effacement des clapets sur l'aval de l'Orge et le temps de transfert de certaines pollutions.

La turbidité est mesurée grâce à un néphélomètre laser sans contact (SWAN AMI Turbiwell) avec un pas de temps de 15 minutes. L'oxygène dissous est mesuré avec un capteur à oxygène type Clark (SWAN Oxysafe) avec un pas de temps de 15 minutes. L'ammonium est mesuré avec un pas de temps de 30 minutes. Un capteur d'orthophosphate a été installé à Arpajon en juillet 2010 (bien en amont du site étudié). Cependant, il a connu d'importants dysfonctionnements de février 2011 à octobre 2011. Les données ne sont donc pas utilisables sur la période de l'étude.

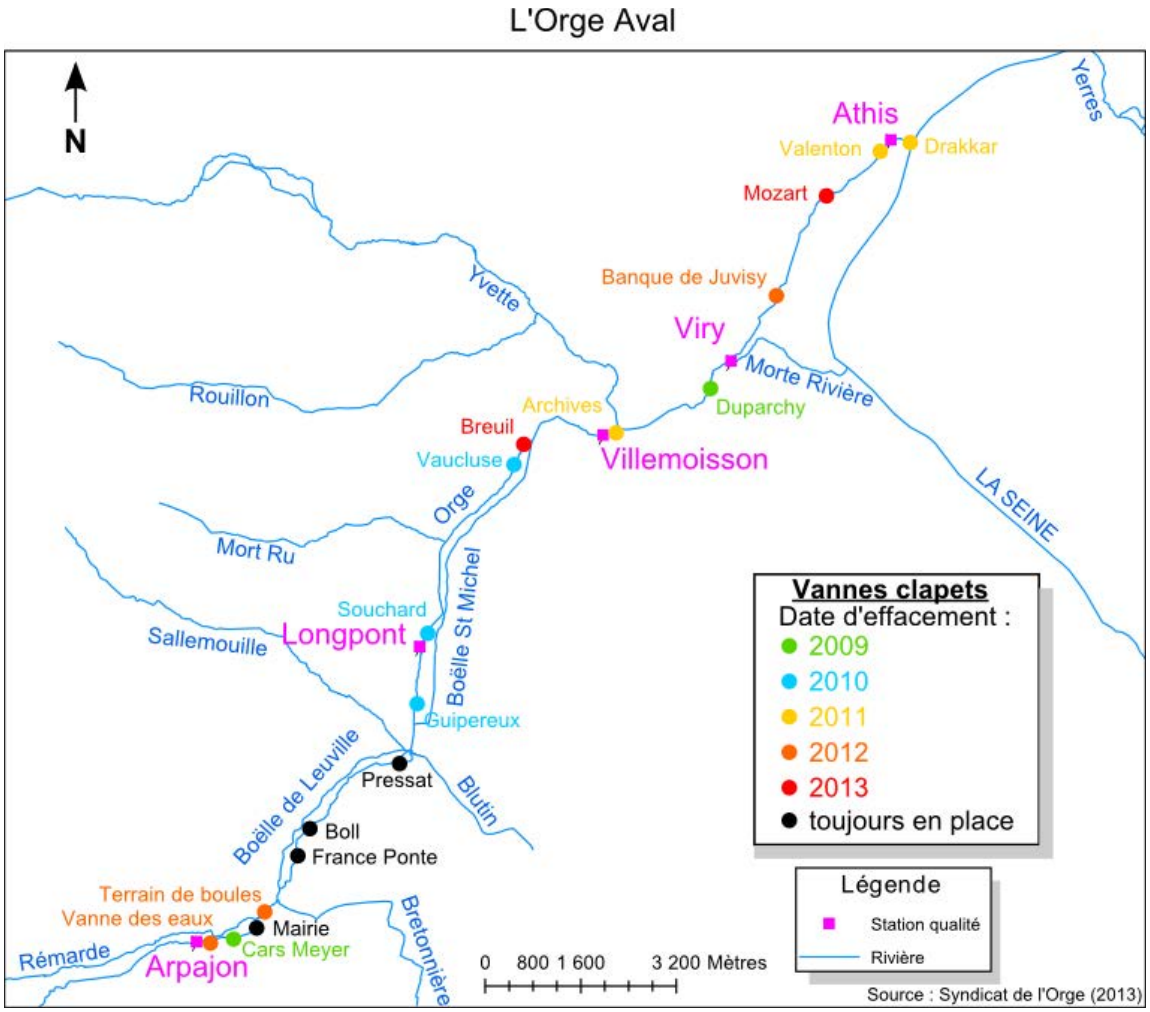


FIGURE 6.1 – Localisation sur l'Orge aval des stations qualité et des clapets avec leur année d'effacement

La sonde du Breuil Pour compléter les stations déjà en place, une sonde a été installée sur le clapet du Breuil, immédiatement à l'aval du tronçon d'étude. Cette sonde YSI 6920, permet de mesurer la température, la conductivité, l'oxygène dissous, la turbidité (par retrodiffusion) et la profondeur (mesure de pression). Les mesures sont effectuées avec un pas de temps de 15 minutes.
Quelques problèmes ont été rencontrés avec les mesures de turbidité et d'oxygène dissous. Ils ont été corrigés au fur et à mesure mais nous ne disposons donc pas d'une série de mesures complète.

L'échantilonnage de terrain Des prélèvements de l'eau de l'Orge en amont et en aval du secteur d'étude sont effectués tous les 15 jours (voir carte générale du tronçon, figure 2.4). Ils sont effectués à l'aval du clapet Pressat (amont du secteur) et à l'aval du clapet du Breuil (aval du secteur). Les 3 affluents (Sallemouille, Blutin et Mort Ru) sont prélevés lors de la même campagne mais seulement tous les mois (voir figure 6.2). La Sallemouille est échantillonnée une dizaine de mètres avant sa confluence avec l'Orge (après la confluence avec la böelle de Leuville). Le Blutin était initialement échantillonné juste en amont de sa partie busée (parking du Carouge). Pendant les travaux durant l'hiver

2010-2011, le Blutin n'a pas été échantillonné, ses eaux étant dérivées dans le bassin du Carouge. Après la mise en eau de la partie réouverte (le 28 mars 2011), le prélèvement est effectué une dizaine de mètres avant la confluence avec l'Orge. Enfin, le Mort Ru est prélevé une centaine de mètres en amont de sa confluence avec l'Orge.

La turbidité et la conductivité de l'eau prélevée dans la rivière sont mesurées sur place. L'échantillon prélevé est filtré sur place sur un filtre GF/F (Whatman) grillé et pré-pesé qui nous servira pour les MES. L'échantillon d'eau filtré de 40 ml est stocké dans une glacière et congelé dès le retour au Syndicat.

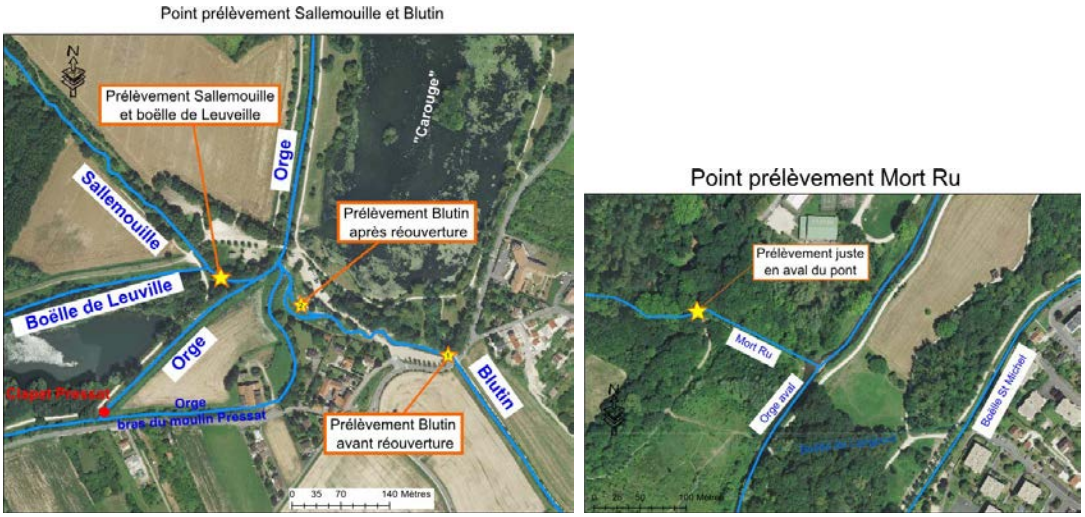


FIGURE 6.2 – Localisation précise des points de prélèvement d'eau sur les affluents

Préleveurs Ponctuellement, des préleveurs ont été placés sur le tronçon d'étude pour suivre des évènements particuliers :

- effacement du clapet Souchard le 16 mars 2010 à 7h
- effacement du clapet Vaucluse le 28 avril 2010 à 11h
- une pluie orageuse le 26 mai 2010

Les préleveurs sont placés en amont et en aval du tronçon (à Pressat et à Vaucluse), sauf pour l'effacement du clapet Souchard où seul un préleveur a été placé au niveau du clapet effacé. Les prélèvements sont effectués toutes les 15 minutes et le changement de flacon s'effectue toutes les 1 ou 2 heures. L'échantillon analysé est donc un mélange moyennant une à deux heures de prélèvement.

L'aquifère de la vallée

Trois piézomètres ont été forés dans la roselière de Vaucluse, située en amont du clapet Vaucluse (voir carte 2.4). Ils sont situés perpendiculairement à la rivière, à 3 m (P1), 7 m (P2) et 100 m (P3) de la rive droite et ont été forés jusqu'à 3,5 m de profondeur (figure 2.5).
Des mesures du niveau de la nappe y ont été effectuées tous les mois sur deux ans et montrent une faible connexion entre la nappe et l'Orge (voir partie 3.3). Des prélèvements d'eau ont été effectués tous les mois de juillet 2010 à juin 2011. Une pompe immergée

est descendue au fond du piézomètre et un premier pompage vidange entièrement le piézomètre pour permettre un renouvellement de l'eau (ou pompage pendant 10 minutes lorsque la vidange est impossible comme pour P3). Lorsque le niveau d'eau revient à un niveau proche du niveau initial (ou après 15 min d'attente), l'eau est de nouveau pompée et le prélèvement est effectué après un rinçage des tuyaux. L'échantillon est filtré sur place et congelé de retour au laboratoire jusqu'à analyse.

Il est intéressant de noter que la roselière est régulièrement inondée en hiver, notamment par les débordements de la boëlle St Michel (voir chapitre 3). Lors de ces inondations, le piézomètre P3 est inondé et est impossible à vidanger. Il présente donc une très forte connectivité avec l'eau de surface. Concernant la qualité de l'eau dans la roselière, il faut noter qu'un réseau d'eaux usées longe la boëlle Saint Michel et déborde ponctuellement dans la roselière en cas d'orage, ce qui a pu être observé deux fois durant la période d'étude.

6.1.2 Méthode d'analyse de l'eau et des sédiments

Stockage des échantillons d'eau

Vu la fréquence d'échantillonnage, les échantillons ont dû être stockés avant de pouvoir être analysés. Nous avons choisi pour cela de les congeler. Malheureusement, les premières analyses ont révélé que ce mode de stockage pouvait poser quelques problèmes. Notre hypothèse est que la congélation progressive de l'eau pourrait provoquer des sur-concentrations dans l'eau au fur et à mesure de l'avancée du front de congélation, amenant certains éléments à précipiter.

Nous avons donc effectué des tests de congélation sur de l'eau de Seine, assez proche chimiquement de l'eau de l'Orge et pouvant être analysée immédiatement à l'université. L'eau de Seine, après être passée sur des filtres GF/F (0,7 μm) va subir plusieurs traitements :

- analyse directe en chromatographie ionique (dionex)
- mise au congélateur à -30°C durant quelques jours avant décongélation d'une nuit au réfrigérateur puis analyse
- congélation à l'azote liquide pour une prise rapide limitant d'éventuelles sur-concentrations
- certains échantillons congelés (au congélateur ou à l'azote) sont passés aux ultrasons en cours ou après la décongélation pour redissoudre d'éventuelles particules

Tous ces tests sont effectués sur des échantillons d'eau de Seine acidifiés et non acidifiés. Pour cette acidification, nous souhaitions atteindre un pH = 5 dans nos échantillons pour favoriser la dissolution d'éventuels précipités de carbonate/phosphate. Un titrage sur de l'eau de Seine à permis de déterminer qu'il fallait ajouter 1,8 mmol/L de H_2SO_4 dans les échantillons.
Cependant, l'acidification des échantillons après congélation provoque une nette diminution des nitrites dissous. Il a donc été finalement choisi de ne pas acidifier.

Ces tests ont mis en évidence la nécessité de bien homogénéiser les échantillons après décongélation avant de prélever des aliquotes pour analyse. Si l'on prélève en haut et de

bas du flacon d'un l'échantillon décongelé mais non agité, les analyses seront totalement différentes pour tous les éléments analysés (voir 6.3). Ces différences au sein d'un même échantillon non homogénéisé appuient l'hypothèse de sur-concentration lors de congélation. Sans agitation, la stratification observée des concentrations traduit l'irrégularité des concentrations au sein du bloc de glace qui se forme au cours de la congélation.

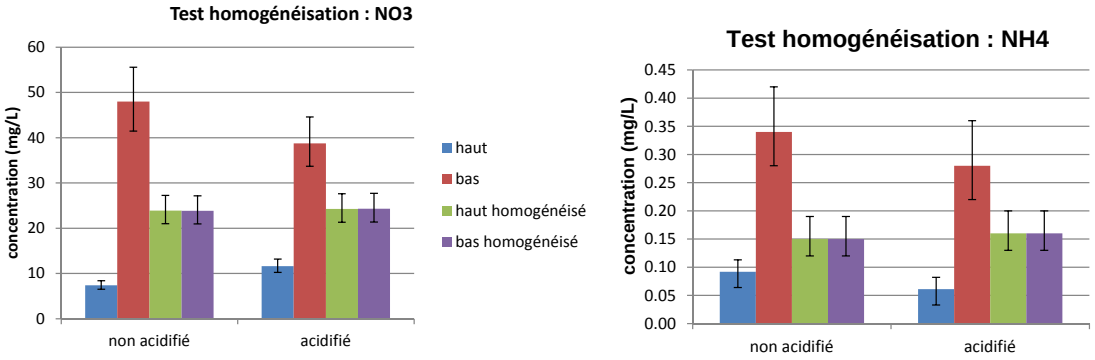


FIGURE 6.3 – Impact d'une non homogénéisation sur des échantillons congelés, exemple des nitrates et de l'ammonium (analyse chromatographie ionique)

Analyses de l'eau

Éléments dissous par chromatographie ionique Nous souhaitions utiliser une méthode d'analyse permettant d'analyser une grande quantité d'échantillons, en limitant le nombre d'analyses à réaliser sur chaque échantillon tout en gardant une rigueur d'analyse suffisante. Nous avons donc opté pour la chromatographie ionique (dionex IP300) qui permet une analyse rapide des ions majeurs : F^-, Cl^-,NO_2^-, SO_4^{--}, Br^-, NO_3^-, PO_4^{---} et Li^+, Na^+,NH_4^+, Mg^{++}, Ca^{++}.
Une gamme est passée au début de chaque séries d'analyse (comprenant 100 à 150 échantillons) et des points de gamme sont repassés tous les 20 échantillons pour vérifier que les analyses de "dérivent" pas.

Éléments dissous par colorimétrie La chromatographie ionique ne nous a pas paru satisfaisante pour les nitrites. En effet, ils ressortent de la colonne chromatographique derrière les chlorures. Les pics de NO_2, perturbés par la queue des pics de chlorure plus importants, ne fournissent pas de valeur fiable. Nous avons donc opté pour une analyse des nitrites par colorimétrie.
Les nitrites sont analysés par spectroscopie (Uvikon 933) en utilisant une coloration basée sur la réaction de Griess où les nitrates forment des sels de diazonium en réagissant avec le sulfanilamide en milieu acide, et prennent une coloration rose après adjonction d'alpha-naphthylamine. L'absorbance de la solution est alors mesurée à une longueur d'onde de 540 nm et la concentration est obtenue à partir d'une gamme d'étalonnage.

Les phosphates sont quant à eux souvent proches de la limite de détection du dionex et sont difficile à identifier dans le bruit de fond du signal en sortie de colonne chromatographique. Les phosphates ont donc été analysés par spectroscopie (Uvikon 933) grâce à la réaction des phosphates avec le molybdate d'ammonium qui forment un complexe phosphomolybdique, qui réduit par l'acide ascorbique prend une coloration bleu. L'absor-

bance de la solution est alors mesurée à une longueur d'onde de 885 nm.

Une gamme est passée au début de chaque série d'analyses (comprenant une centaines d'échantillons) et des points de gamme sont repassés tous les 20 échantillons. Ils permettent de surveiller d'éventuelles dérives analytiques, qui se sont révélées négligeables.

Traitement des données de chromatographie et de colorimétrie

Pour chacune des méthodes d'analyse, par chromatographie ou par colorimétrie, les concentrations en éléments dissous sont déduites des valeurs mesurées (l'absorbance ou l'air du pic de conductivité) à partir d'une gamme d'étalonnage. Sur chaque gamme d'étalonnage dont les concentrations sont connues, une régression linéaire ou quadratique, éventuellement appliquée au logarithmique, est calculée pour caler au mieux aux données (figure 6.4). Une régression logarithmique demande des analyses assez précises, l'erreur étant alors exponentielle. Une régression linéaire est fiable pour un plus large secteur de la gamme. Certains points de gamme peuvent être supprimés lorsqu'ils sont trop éloignés de la tendance des autre points ou pour se focaliser sur la partie de la gamme où les analyses se situent.

A partir de ces régressions, un intervalle de confiance est calculé en délimitant l'espace dans lequel les points de calage ont 90% de chance de se trouver (pointillés vert sur les graphiques). C'est cet intervalle qui a servi à calculer l'erreur des mesures de chromatographie ionique présente sur les graphiques.
Concernant les mesures par spectroscopie, nous avons utilisé l'erreur fournie par le protocole d'analyse, soit 0,01 mg/L pour les phosphates et 0,01 mg/L pour le nitrites.

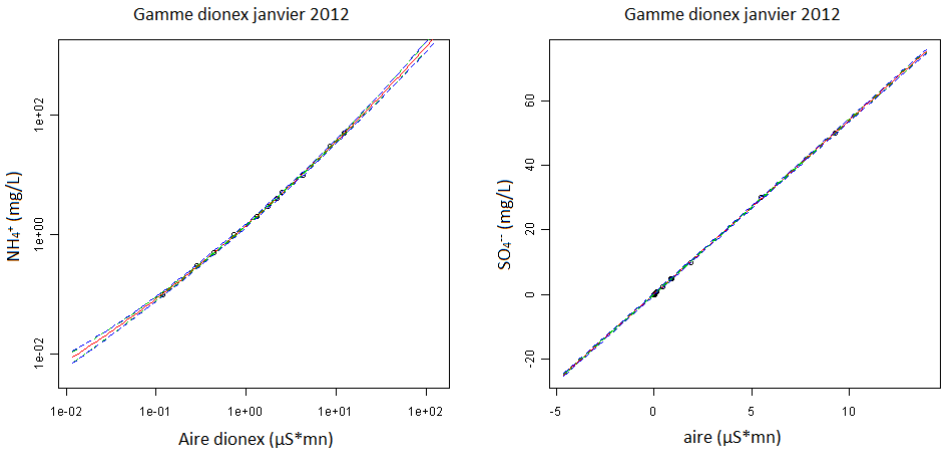


FIGURE 6.4 – Gamme d'étalonnage lors de l'analyse par chromatographie ionique de janvier 2012 avec une régression quadratique logarithmique pour NH_4 et linéaire pour SO_4

Treize séries d'analyses par chromatographie ont été nécessaires pour analyser tous nos échantillons, ce qui signifie que nous avons utilisé 13 gammes d'étalonnage différentes pour chaque élément dissous pour l'ensemble des échantillons de la thèse. Une dizaine de séries d'analyses ont été réalisées pour mesurer les phosphates et les nitrites par colorimétrie.

Analyses statistiques des résultats

Nous avons effectué quelques tests statistiques sur nos données pour expliquer les tendances observées. Nous avons d'abord envisagé de faire des ANOVA sur les concentrations de NH_4, NO_3 et PO_4 issues des banquettes et de l'Orge. Cependant, pour pouvoir effectuer une ANOVA, les variables testées doivent suivre une loi normale. Or le test de Shapiro montre que plus des deux tiers des distributions des concentrations (NH_4, NO_3 et PO_4 dans tous les compartiments) ne sont pas gaussiennes pour une p-value de 1%. En passant nos valeurs en log, nous obtenons le même résultat négatif.
Par conséquent, nous avons décidé d'utiliser les tests non paramétriques de Mann-Whitney et Kruskal-Wallis pour comparer respectivement deux ou plusieurs jeux de concentrations. Ces tests supposent que les jeux de données suivent une même distribution et estiment si les médianes différent.

6.2 Évolution de la biogéochimie de l'Orge

Le bassin versant de l'Orge est fortement urbanisé sur sa partie aval, ce qui se ressent sur la qualité de l'eau de la rivière. Des pics d'ammonium accompagnés de désoxygénation marquée de la rivière (pouvant perdurer une journée) liés à des débordement de réseaux d'eaux usées ou des rinçages de réseaux d'eaux pluviales peuvent être observés lors de fortes pluies. Il arrive même, mais accidentellement, d'enregistrer de forts pics d'ammonium ($>$ 1,5 mg/l) par temps sec, souvent liés à des chantiers ou des dysfonctionnements de station d'épuration. L'Orge est une rivière qui subit une forte pression anthropique.

Cette partie s'intéresse à la qualité de l'eau de la rivière, et de ses affluents, durant les deux années de suivis de terrain. Quelques suivis ont été mis en place lors d'évènements particuliers (effacement de clapet, pluie...) pour caractériser la réponse de la rivière lors de ces perturbations.

Le temps de transfert de l'eau sur le tronçon a été estimé à partir de quelques événements ponctuels (l'évolution des débits est fournie dans la partie 2.2.3) :

- le 8 avril 2011, des mouvements du clapet Souchard montrent qu'un pic de turbidité se propage en approximativement 2 h des stations de Longpont à Villemoisson, par temps sec, avec un débit de 1,58 m^3/s à Épinay (débit médian annuel).

- le suivi d'une pollution (eau fortement chargée en MES) le 10 aout 2010, permet d'estimer le temps de transfert entre le clapet Pressat et le clapet du Breuil à environ 8 h en période d'étiage (avec un débit de 0,77 m^3/s à Epinay).

Le temps de transfert de l'eau sur le tronçon étudié peut donc fortement varier selon les conditions d'écoulement.

6.2.1 La qualité de la rivière et des affluents sur la période de suivi

La qualité de l'eau de l'Orge

L'Orge est une rivière qui subit des pressions urbaines assez fortes et présente une qualité médiocre. Les campagnes qualité effectuées par le Syndicat de l'Orge en 2009 et 2010 montrent qu'aucune des stations de l'Orge n'atteint le bon état fixé par la DCE, pour la biologie comme pour la physico-chimie. Les stations ocscillent entre l'état moyen et l'état médiocre.
Cependant, l'historique des données disponible sur l'Orge montre que la qualité de la rivière a tendance à s'améliorer (rapports qualité du Syndicat de l'Orge 2009 et 2010). Par exemple, les concentrations moyennes annuelles en orthophosphates ont diminué en 50% entre 2004 et 2010 sur le tronçon étudié.

Les campagnes de prélèvements (table 6.1) montrent que les concentrations médianes en azote et en phosphore sont assez similaires entre l'amont et l'aval du tronçon d'étude (Mann-Whitney p-value $> 0{,}05$). Elles présentent des tendances similaires avec des valeurs qui se suivent bien dans le temps (voir figure 6.6). Il n'y a donc pas de perturbation majeure de la qualité de l'eau sur les 6 km de rivière étudiée durant les deux années d'étude.
Il faut cependant noter que les concentrations en nitrate et en sulfate ont tendance à être un peu plus élevées en aval (Breuil) qu'en amont (Pressat). L'ammonium montre une tendance inverse, avec des valeurs souvent plus élevées en amont qu'en aval, particulièrement en hiver. Il est cependant très difficile de mettre en avant une cause à ces évolutions entre l'entrée et la sortie du tronçon.

Les valeurs de NH_4 présentent de fortes variabilités sur toutes les stations de l'Orge et des affluents, avec de fortes valeurs en hiver. Or, de nombreux pics d'ammonium ont pu être observés lors de crues, indiquant des apports d'eaux usées liés à des dysfonctionnements de réseaux ou des apports par érosion des sédiments du lit. Ces fortes variations d'ammonium reflètent le caractère fortement urbanisé de l'Orge et de la pression urbaine qu'elle subit.

μmol	Orge$_{Pressat}$	Sallemouille	Blutin	Mort Ru	Orge$_{Breuil}$
NH4	11,11 [0,02 ; 31,43]	10,45 [0,11 ; 55,22]	33,43 [0,53 ; 54,10]	15,55 [8,61 ; 49,98]	8,5 [3,5 ; 22,38]
NO2	3,36 [1,91 ; 6,14]	3,32 [1,94 ; 5,75]	16,46 [5,15 ; 46,12]	7,85 [2,55 ; 20,71]	3,57 [1,65 ; 6,31]
NO3	264 [170 ; 388]	275 [177 ; 385]	522 [214 ; 631]	423 [96 ; 676]	294 [78 ; 394]
PO4	3,42 [2,32 ; 4,31]	3,79 [2,36 ; 5,15]	3,26 [2,23 ; 6,66]	5,00 [0,35 ; 9,76]	3,16 [0,61 ; 4,53]
SO4	515 [256 ; 624]	553 [366 ; 677]	873 [434 ; 1 073]	1 412 [1 056 ; 1 750]	608 [400 ; 712]

TABLE 6.1 – Concentrations médianes dans l'Orge et les affluents sur deux ans de suivis après effacement, médiane $[q_{10}\,;\,q_{90}]$

Concernant les seuils DCE de bonne qualité, ce sont principalement les affluents qui sont impactants (table 1.4 et figure 6.6). Les concentrations en ammonium dépassent le seuil en période hivernale et ces fortes valeurs ne sont pas forcément associées à de fortes turbidité. Le seuil DCE concernant les nitrates est dépassé uniquement sur les affluents. Les nitrites dépassent occasionnellement le seuil DCE, il semble que cela soit principalement en été. Les concentrations en phosphore dépassent occasionnellement le seuil DCE, principalement au niveau du Mort Ru. C'est donc l'ammonium et très rarement les phosphates et les nitrites qui seraient déclassants pour l'Orge. Le Blutin et le Mort Ru sont largement au dessus des seuils (sauf pour les nitrates), ils ne respectent pas les critères de bonne qualité et peuvent potentiellement être impactants pour l'Orge.

Lors des prélèvements d'eau pour analyse, la quantité de matière accumulée sur les filtres pré-pesés a permis d'établir une relation entre la turbidité mesurée et la quantité de matière en suspension dans l'eau (figure 6.5). Le peu de points présentant une forte turbidité rend cette relation peu fiable mais cohérente avec ce qui peut être observé dans des rivières de plaine (Brigand et al., 2004). Cette relation indiquerait de faibles quantités de matière en suspension dans l'Orge mais le peu de données lors de fortes turbidités rend toute interprétation assez difficile.

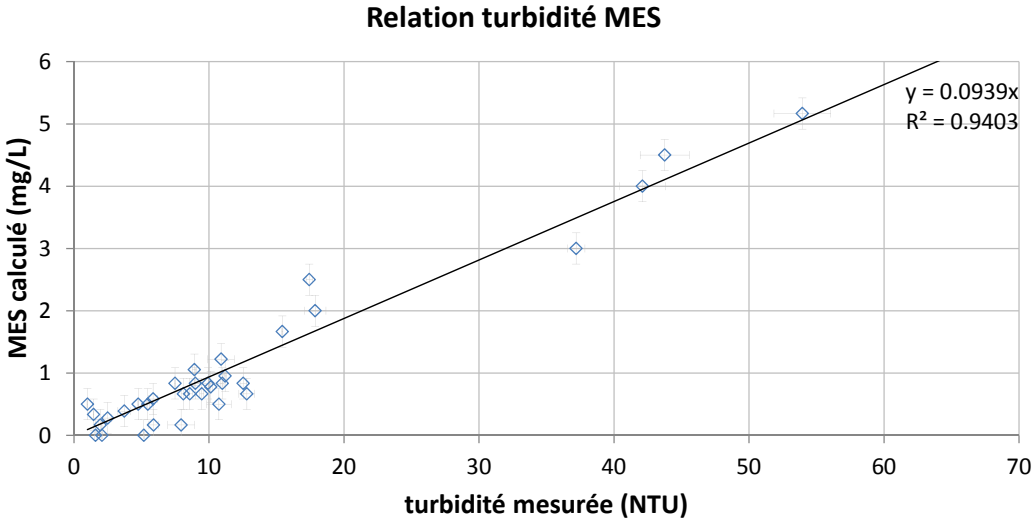


FIGURE 6.5 – Relation entre la turbidité mesurée et la quantité de matière en suspension estimée dans l'Orge

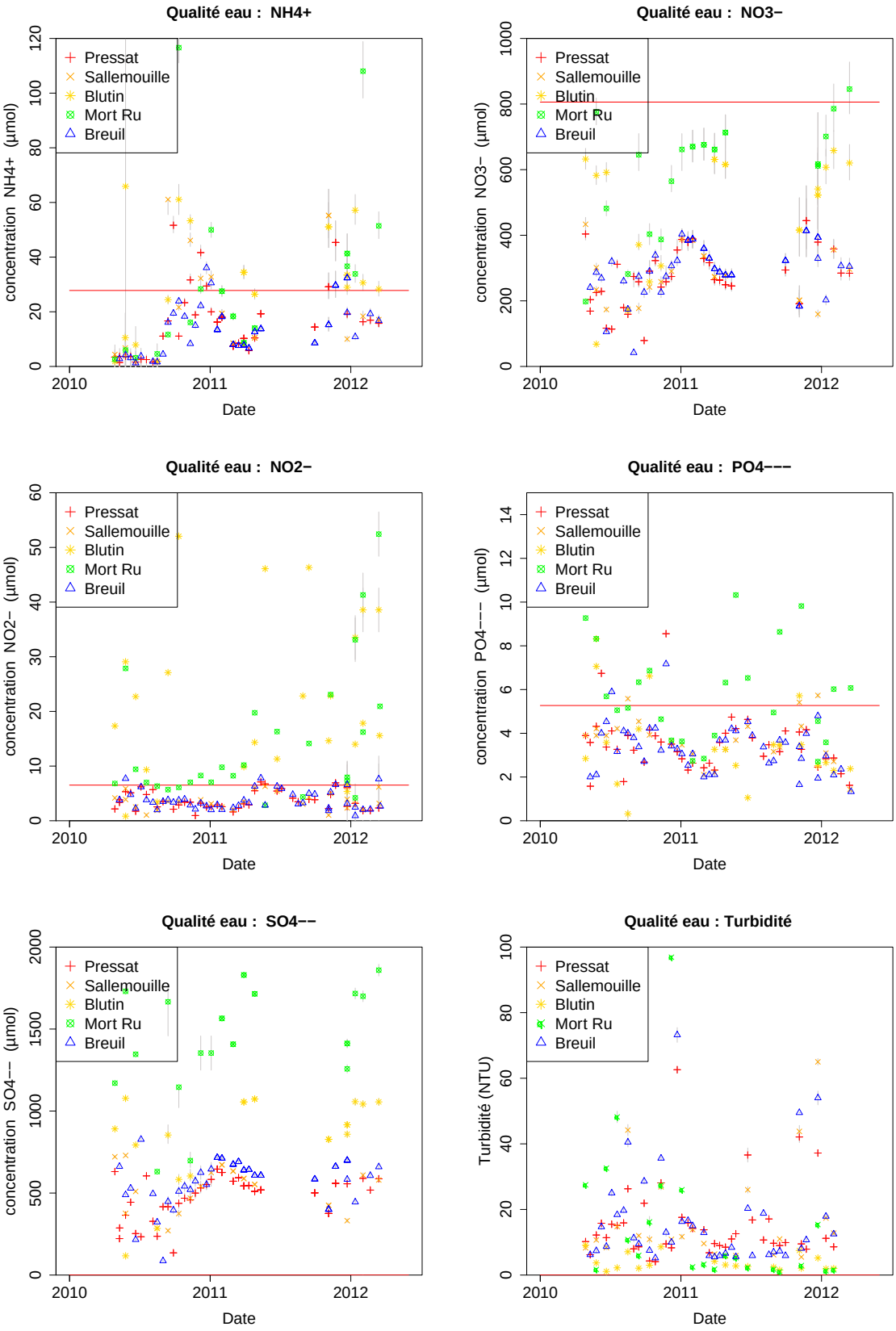


FIGURE 6.6 – Évolution au cours de temps des concentrations en NH_4, NO_3, NO_2, PO_4 et SO_4 dans l'Orge et les affluents, la ligne rouge indiquant le seuil de bon état de la DCE

Les stations qualité du Syndicat de l'Orge fournissent des données sur les années précédant les effacements de clapets. Les stations de Longpont (en amont du clapet Souchard) et de Villemoisson (en aval du tronçon d'étude) fournissent des données de turbidité et d'ammonium, depuis respectivement 2009 et 2008. Nous avons comparé les mesures de ces deux stations sur la période de 2009 à 2013 où les clapets localisés juste en aval des stations ont été abaissés : Souchard (Longpont) abaissé le 16 mars 2010 et Archives (Villemoisson) abaissé le 6 juillet 2011 (voir la carte figures 6.1).

Comme le montre la table 6.2, les concentrations médianes en ammonium au niveau de la station de Longpont sont significativement différentes avant et après l'effacement du clapet Souchard (MW $< 2{,}2.10^{-16}$). La tendance est la même pour l'effacement du clapet des Archives au niveau de la station de Villemoisson (MW $< 2{,}2.10^{-16}$). Sur ces deux stations, les concentrations en ammonium sont plus faibles après l'effacement des clapets. Cependant, cette évolution n'est sans doute pas seulement liée à l'effacement des clapets vu que les concentrations diminuent à Longpont après l'effacement du clapet des Archives, alors que ce clapet est localisé bien en aval de la station de Longpont et ne peut donc pas l'affecter.

L'écart entre les valeurs journalières de NH_4 des deux stations diminue après les effacements (figure 6.7) avec des quantiles plus faibles (table 6.2). Des valeurs ponctuellement très fortes semblent se produire régulièrement à Villemoisson avant les effacements (pics négatifs sur le graphiques et fortes valeurs négatives du q_{10}). Après l'effacement de Souchard, ces pics sont beaucoup moins importants et semblent se produire plutôt à Longpont. Après l'effacement des deux clapets, ces pics sont beaucoup moins importants et semblent plus répartis. Il semblerait que les concentrations soient un peu plus homogènes entre les deux stations après les effacements, même si les valeurs médianes à Villemoisson restent plus élevées (q_{50} toujours négatif).

L'écart de concentration en NH_4 entre Longpont et Villemoisson est significativement différent avant et après effacement des clapets (MW $< 2{,}2.10^{-16}$). L'ammonium pouvant être d'origine anthropique ou lié à des échanges avec les sédiments, même si la diminution des concentrations dans l'Orge semble importante suite aux effacements de clapets, les effacements n'en sont sans doute pas l'unique cause.

μmol		N	q_{10}	q_{25}	q_{50}	q_{75}	q_{90}	MW p-value
Longpont	avant	752	4,65	6,12	9,45	14,85	21,14	$<2{,}2.10^{-16}$
	ap Sou.	364	3,70	5,51	7,83	11,03	16,95	
	ap Arch.	597	2,37	4,05	5,97	8,10	11,20	
Villemoisson	avant	694	7,45	10,51	14,92	20,17	26,35	$<2{,}2.10^{-16}$
	ap Sou.	369	5,18	7,77	10,66	15,78	23,00	
	ap Arch.	609	4,14	6,06	8,66	11,89	14,87	
Long-Vill	avant	362	-20,26	-8,07	-3,06	1,27	5,21	$<2{,}2.10^{-16}$
	ap Sou.	331	-5,66	-3,79	-1,07	1,95	6,05	
	ap Arch.	513	-7,18	-4,78	-2,04	-0,19	3,44	

TABLE 6.2 – Distribution des concentrations journalières en ammonium (μmol) dans l'Orge avant et après effacement des clapets Souchard et Archives mesurées aux stations de Longpont et de Villemoisson

Les q_n sont les quantiles de 10% à 90% et N indique le nombre de valeurs prises en compte.

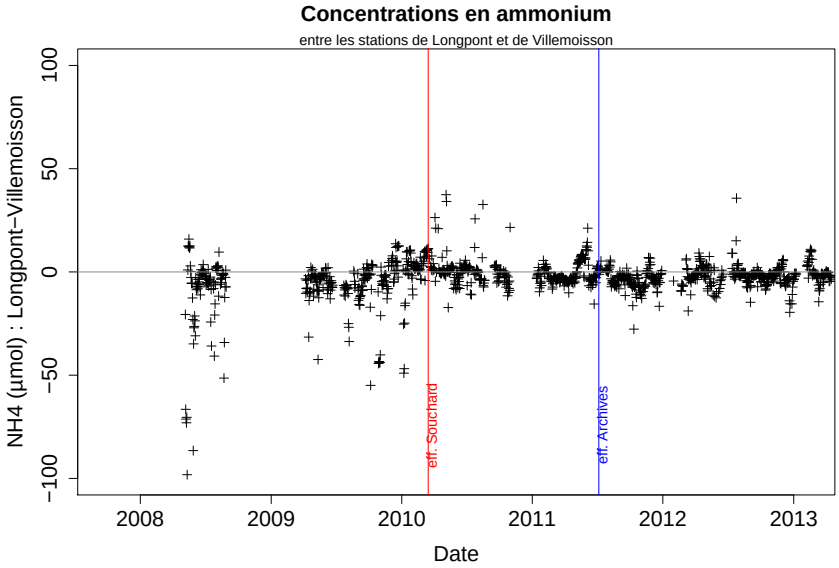


FIGURE 6.7 – Différence entre les concentrations journalières en ammonium au niveau des stations qualité de Longpont (point amont) et de Villemoisson (point aval) ; le trait rouge indique l'effacement du clapet Souchard et le bleu celui du clapet des Archives

La turbidité médiane de l'Orge au niveau de la station de Villemoisson ne varie pas significativement (MW p-value=0,71, table 6.3), bien que cette station soit sous influence d'effacements en amont (du clapet Souchard le 16 mars 2010, du clapet Vaucluse le 28 avril 2010 et du clapet du Breuil le 25 mai 2012) et de l'effacement du clapet des Archives localisé juste à son aval. L'effacement des clapets ne semble pas impacter significativement les valeurs journalières de la turbidité en aval des ouvrages effacés.
Au niveau de la station de Longpont, les valeurs de turbidité journalières sont significativement différentes après l'effacement du clapet Souchard (MW p-value = $9{,}68.10^{-4}$). Les valeurs de turbidité journalières à l'amont de l'ouvrages sont un peu plus importantes après les effacements. La turbidité journalière à l'amont immédiat des clapets effacés n'est donc pas forcément impactée par l'effacement.

La différence de turbidité entre les deux stations n'évolue pas significativement suite aux effacements (MW p-value = 0,75 et figure 6.8). Cependant, la faible série de données de turbidité avant l'effacement du clapet Souchard peut biaiser les calculs effectués. L'impact d'un effacement sur la turbidité journalière semble limité mais la réponse de la rivière est variable, même pour des ouvrages de design semblable sur une même rivière.

NFU		N	q_{10}	q_{25}	q_{50}	q_{75}	q_{90}	MW p-value
Longpont	avant	287	5,02	6,60	9,50	14,39	26,61	$9{,}68.10^{-4}$
	ap Sou.	304	6,22	8,46	10,95	15,22	24,21	
	ap Arch.	617	5,31	6,80	10,96	18,85	32,44	
Villemoisson	avant	207	6,50	8,82	13,44	17,70	37,17	0,71
	ap Sou.	344	7,40	8,73	11,28	16,46	30,47	
	ap Arch.	542	6,80	8,26	12,12	20,42	33,59	
Long-Vill	avant	207	-13,19	-8,41	-2,72	-0,35	2,00	0,75
	ap Sou.	299	-10,69	-2,85	0,20	3,15	7,18	
	ap Arch.	542	-10,81	-4,55	-1,43	1,98	5,81	

TABLE 6.3 – Distribution des turbidités journalières (NFU) dans l'Orge avant et après effacement du clapet Souchard mesurées aux stations de Longpont et de Villemoisson

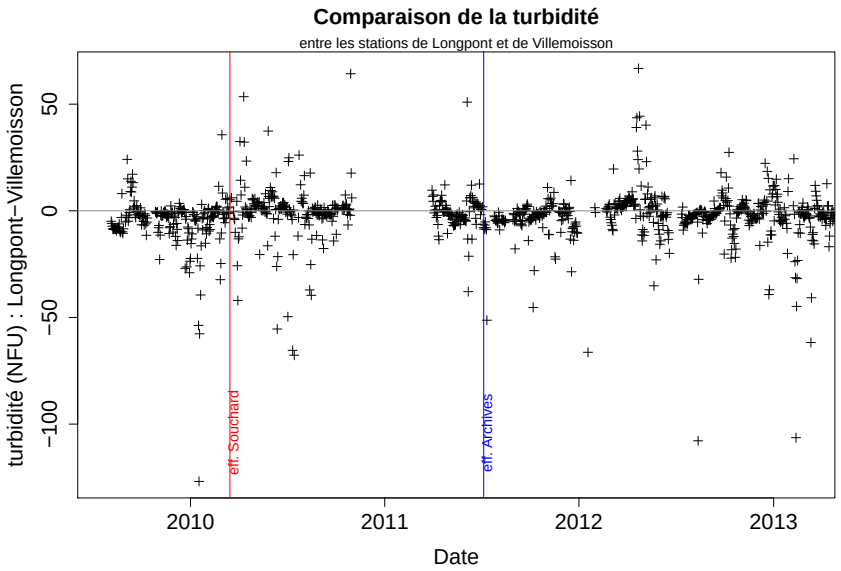


FIGURE 6.8 – Différence de turbidité journalière entre les stations de Longpont et de Villemoisson, le trait rouge indiquant l'effacement du clapet Souchard

La qualité de l'eau des affluents sur le secteur

En moyenne, les affluents de l'Orge montrent de plus fortes concentrations en azote et en phosphore que la rivière, ce qui est probablement dû à une pression urbaine plus forte sur ces petits bassins versants (tableau 6.1 et graphiques 6.6).
La Sallemouille présente des concentrations médianes assez similaires à celles de l'Orge (Mann-Whitney p-value $> 0{,}4$). Le Blutin et le Mort Ru présentent des concentrations médianes en nitrates, en nitrites et en sulfates significativement différentes de celles de l'Orge (MW p-value $< 10^{-4}$), majoritairement plus élevées. Ces deux affluents sont particulièrement impactés, avec de forts pics d'ammonium et de phosphore (jusqu'à 60 μmol d'ammmonium et 10 μmol de phosphore).

Ces affluents représentent 11% de la surface du bassin versant de l'Orge (voir partie 2.2.3). Nous avons supposé que les apports de chaque cours d'eau étaient proportionnels à la surface de son bassin versant (en supposant que seuls des phénomènes de dilution ont lieu sur le tronçon). En prenant les concentrations médianes observées, nous avons estimé la participation de chaque affluent aux concentrations observées dans l'Orge au Breuil. Nous avons ensuite calculé les concentrations attendues dans l'Orge au Breuil en prenant les apports par l'Orge à Pressat (amont) et par les affluents (en supposant qu'il n'y a aucun autre apport par ruissellement ou échange avec la nappe). Nous avons ainsi comparé ce qui est attendu à ce qui est observé dans l'Orge au Breuil.

Les concentrations dans les affluents étant particulièrement élevées, ils apporteraient 18% de l'ammonium et 13% des nitrates, phosphates et sulfates observés dans l'Orge au Breuil (table 6.4). Dans les faits, les concentrations observées au Breuil sont différentes des concentrations attendues en mélangeant l'eau de l'Orge à Pressat avec celle des affluents. Les concentrations en ammonium et en phosphates observées sont plus importantes que celles calculées par mélange, tandis que celles observées en nitrate et en sulfate sont plus faibles que celles calculées. Les apports par les affluents n'expliquent donc pas les concentrations observées au Breuil, ce qui est logique car de nombreux processus physico-

chimiques peuvent avoir lieu dans ce tronçon de rivière. Ces estimations sont très grossières et ne se basent que sur des valeurs médianes, alors que les concentrations dans les affluents présentent des dynamiques temporelles très fortes.

	% aval	att/obs
NH4	18	1,35
NO2	18	1,02
NO3	13	0,92
PO4	13	1,10
SO4	13	0,88

TABLE 6.4 – Participation des affluents aux concentrations observées au Breuil s'il n'y avait que des phénomènes de dilution de l'eau des affluents avec l'eau de l'Orge et relation entre les concentrations attendues s'il n'y avait que des dilutions et les concentrations réellement observées au Breuil

6.2.2 La qualité de l'eau dans les jours suivant les effacements

Lors des effacements, la remise en suspension des sédiments accumulés en amont de l'ouvrage peut impacter les paramètres physico-chimiques du cours d'eau. Nous voulions donc quantifier l'importance de ces modifications sur le cours d'eau. Nous avons donc suivi l'effacement du clapet Souchard (mars 2010), l'effacement du clapet Vaucluse (avril 2010) et une pluie orageuse après les effacements (mai 2010), ainsi que les effacements du clapet des Archives (mai 2011) et du clapet du Breuil (mai 2012) en aval du tronçon d'étude. La pluie orageuse nous permet de comparer l'effacement de clapets à un évènement naturel d'augmentation de débit dans l'Orge (mais durant lequel il peut y avoir de forts apports latéraux et qui a lieu à l'échelle du bassin versant).
Nous utilisons des données issues de préleveurs placés en amont direct des clapets (Pressat, Souchard, Vaucluse...) ou des données issues des stations qualité du Syndicat de l'Orge (Longpont, Villemoisson, Viry-Châtillon) localisées sur la carte figure 6.1.

Effacement du clapet Souchard, 16 mars 2010

La mise en place d'un préleveur au niveau du clapet Souchard nous a permis de suivre l'évolution des paramètres physico-chimiques de l'Orge suite à l'abaissement de ce clapet le 16 mars 2010 à 7 h et de pallier l'arrêt de la station de Longpont (juste en amont du clapet) suite à la mise hors d'eau de sa prise d'eau.

L'abaissement du clapet Souchard provoque un pic de turbidité > 60 NFU au niveau du clapet, qui ne semble pas durer plus d'une journée (figure 6.9). Par contre, un seul point indiquerait le passage d'un pic de turbidité environ 3h après l'effacement au niveau de la station de Villemoisson. Une très légère désoxygénation est observée au niveau de Villemoisson environ 7 heures après l'effacement. Aucune tendance particulière n'a pu être observée concernant les concentrations en azote dans l'Orge.
L'effacement du clapet provoque donc un pic de turbidité mais qui semble très local, la station de Villemoisson en aval n'enregistre presque aucune variation. On rappelle que des clapets sont toujours en place entre le clapet effacé et la station de Villemoisson (Vaucluse et le Breuil).

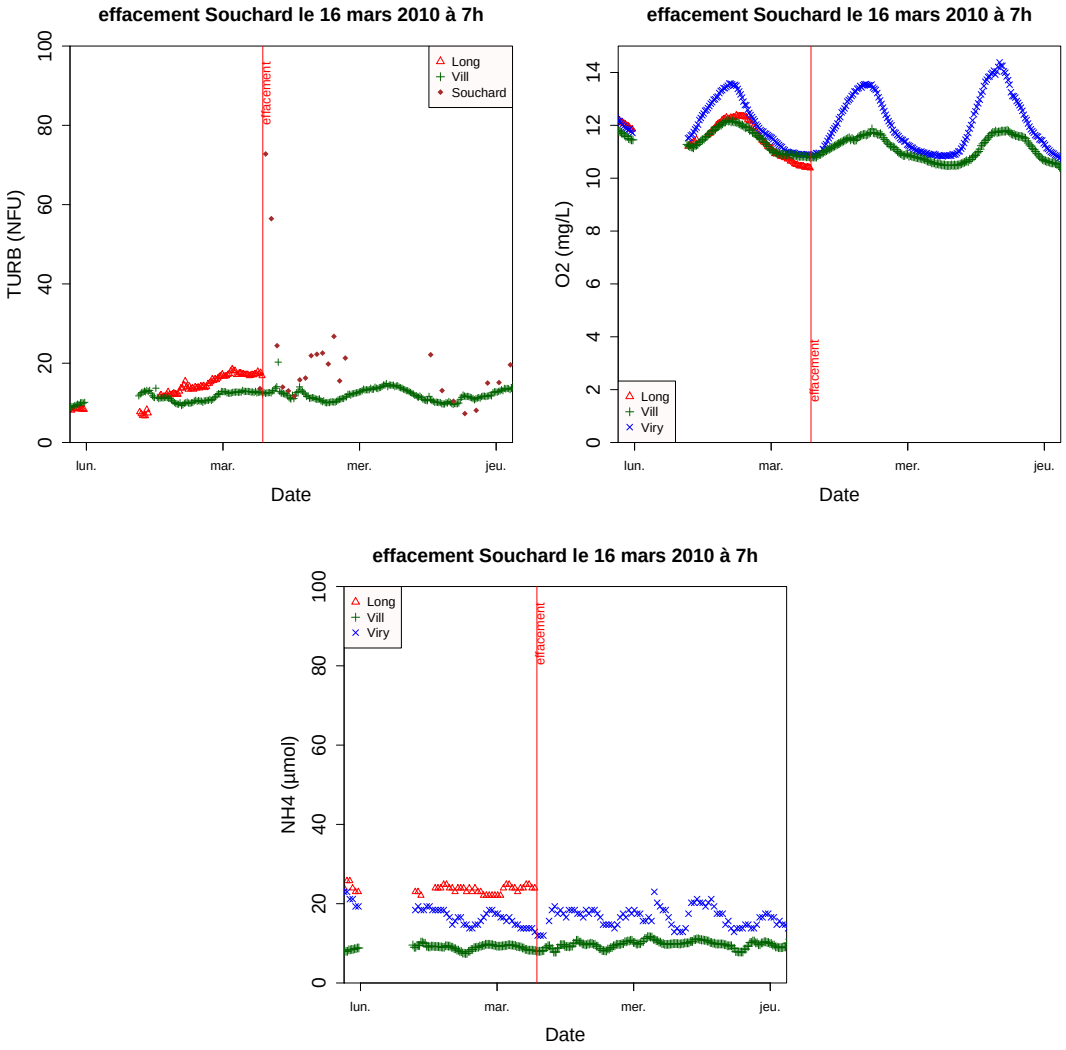


FIGURE 6.9 – Évolution de la turbidité, de l'oxygénation et des concentrations en ammonium dans l'Orge suite à l'effacement du clapet Souchard le 16 mars 2010, au niveau des stations qualité de Longpont et de Villemoisson et du préleveur placé juste en amont du clapet Souchard

Effacement du clapet Vaucluse, avril 2010

Lors de l'effacement du clapet Vaucluse le 28 avril à 11h, la mise en place de préleveurs (en amont direct des clapets Pressat et Vaucluse), la présence de la sonde du Breuil (1 m en amont du clapet du Breuil) et des stations qualité nous ont permis de suivre les évolutions physico-chimiques de la rivière.

Après l'effacement, la turbidité augmente fortement à l'aval direct du clapet, bien visible au niveau du préleveur de Vaucluse et le la sonde du Breuil (figure 6.10). Elle met quelques jours à revenir à la normale pour le préleveur de Vaucluse. Il y a donc bien un curage des sédiments en amont du clapet suite à son abaissement. Il est intéressant de noter que la sonde du Breuil (localisée 2 m en amont du clapet) enregistre une turbidité plus faible que le préleveur Vaucluse, alors qu'elle n'est située que 200 m en aval du clapet Vaucluse. La station de Villemoisson n'enregistre qu'une faible augmentation de la turbidité (de 5 à 9 NFU) 2h après l'effacement, qui n'a rien de comparable à ce

qui est enregistré à l'aval direct du clapet. La différence entre la turbidité enregistrée à Vaucluse et celle du Breuil peut être liée à une différence dans la mesure de la turbidité : le turbidimètre n'est pas le même et la sonde du Breuil fait une mesure instantanée alors que le préleveur donne valeur moyenne de 4 prélèvements d'eau dans l'heure. Cependant, les valeurs du préleveur Vaucluse rejoignent les valeurs de la station qualité de Longpont dans les jours suivant l'effacement. Mais en amont aussi, il y a une différence entre les valeurs du préleveur de Pressat et celles de la station de Longpont qui est située 1800 m plus en aval. Il semblerait donc que les mesures de turbidité effectuées en amont de clapet (Pressat, Breuil et Villemoisson) soient plus faibles et avec des cycles jour/nuit moins marqués que les mesures effectuées dans les zones de clapets effacés (Longpont et Vaucluse). Il semble donc y avoir une influence des clapets qui provoqueraient le dépôt d'une partie des MES et limiteraient la propagation de la turbidité vers l'aval.

Une légère désoxygénation de la rivière est enregistrée après l'effacement, respectivement après 1h50 à Villemoisson et 2h15 à Viry-Châtillon (figure 6.11). Par contre, les stations qualité n'enregistrent aucune évolution significative des concentrations en ammonium dans la rivière.

Des cycles jour/nuit sont visibles pour la turbidité de l'Orge, quelque soit la méthode de mesure, avec des maximums en fin de nuit/début de journée. Il semblerait qu'ils apparaissent aussi sur les concentrations en ammonium dans l'Orge. Ils pourraient donc être liés à des pollutions urbains, mais des investigations plus poussées sont nécessaires pour en déterminer l'origine.

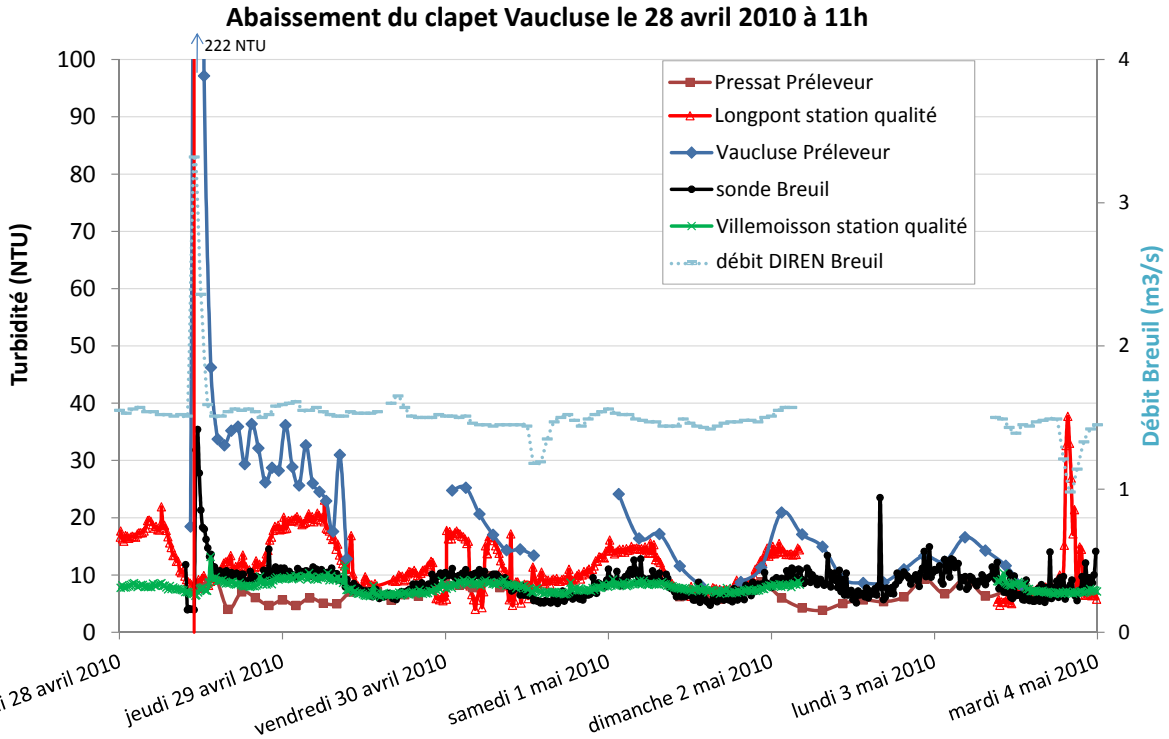


FIGURE 6.10 – Évolution de la turbidité suite à l'effacement du clapet Vaucluse le 28 avril 2010 à 11h au niveau de deux préleveurs (Pressat et Vaucluse), de deux stations qualité (Longpont et Villemoisson) et de la sonde du Breuil

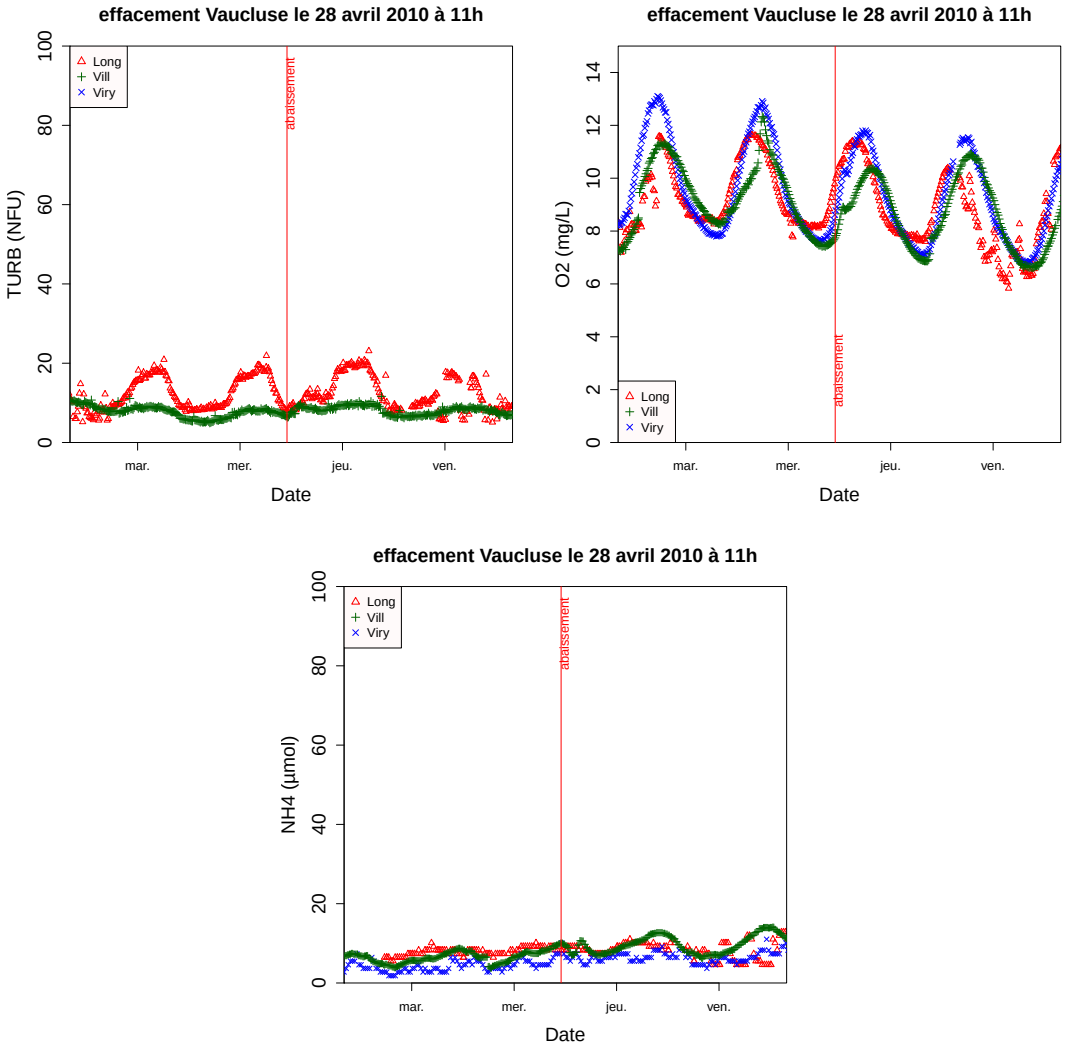


FIGURE 6.11 – Évolution de la turbidité, de l'oxygénation et des concentrations en NH_4 de l'Orge suite à l'effacement du clapet Vaucluse le 28 avril 2010 à 11h, au niveau des stations qualité de Longpont, Villemoisson et Viry-châtillon

Pluie orageuse, mai 2010

Nous avons suivi une pluie orageuse le 26 mai 2010 (débutant vers 13h45) pour comparer l'évolution des paramètres physico-chimiques de l'Orge lors de crue à ceux lors des effacements de clapet. Le débit de l'Orge est passé de 1 m^3/s à un maximum de 4,5 m^3/s. Des préleveurs ont été placés au niveau des clapets Pressat et Vaucluse. Les clapets Guipereux, Souchard et Vaucluse sont donc effacés, pas ceux du Breuil et des Archives.

Il apparait clairement une forte augmentation de la turbidité entre l'amont et l'aval du tronçon (soit entre Pressat et Vaucluse) (figure 6.12), bien que le début tardif des mesures à Pressat ait pu manquer le début du pic mais la station de Longpont n'enregistre qu'une faible augmentation de turbidité. Il y a donc une forte production de sédiment en suspension sur le secteur d'étude. Il reste cependant difficile de déterminer la provenance de ces sédiments : érosion dans le lit de l'Orge, apport par ruissellement ou apport par les affluents. D'autant que des mesures ponctuelles effectuées sur les affluents montrent de forts apports : vers 14h30 les turbidités de la Sallemouille et du Blutin atteignent

respectivement 398 et 216 NTU. La différence entre les stations sous influence de clapet et celle où le clapet a été effacé est moins marquée que lors de l'effacement du clapet Vaucluse. Une pluie ayant lieu à l'échelle du bassin versant, ses effets se font ressentir sur l'intégralité du cours d'eau et les différences entre deux sites pourraient être moins importantes.

Une désoxygénation marquée est observée à l'aval du tronçon sur les stations de Villemoisson et de Viry-Châtillon (-2 mg/L d'O_2) (figure 6.13). Elle se produit après le passage du pics de turbidité à Villemoisson et quasiment en même temps sur les stations de Villemoisson et de Viry-Châtillon. Elle pourrait être due à des apports benthiques ou latéraux d'eau désoxygénée. Il est intéressant de noter que lors d'une deuxième pluie arrivant dans la nuit de jeudi à vendredi, le pic de turbidité est bien plus important mais l'impact sur l'oxygénation est plus faible. Un pic d'ammonium se produit sur les deux stations de Villemoisson et de Viry juste après le pic de turbidité et dure un peu plus longtemps. Par contre, ce pic ne se reproduit pas lors du deuxième évènement pluvieux.

Cet évènement de pluie orageuse a donc un effet sur le NH_4 qui n'est pas visible lors des effacements des clapets Souchard et Vaucluse, ce qui suggère des apports d'ammonium principalement par des apports latéraux ou des débordements de réseaux, et non par l'érosion des sédiments de fond de lit. Cela expliquerait la désynchronisation des pics de turbidité, NH_4, O_2. Les pluies induisent des effets sur les MES, l'oxygène dissous et l'ammonium mais qui ne semble pas durer plus de 2 jours. L'impact différant de la première et de la deuxième pluie pourrait être lié à des apports anthropiques moindres lors du deuxième évènement.

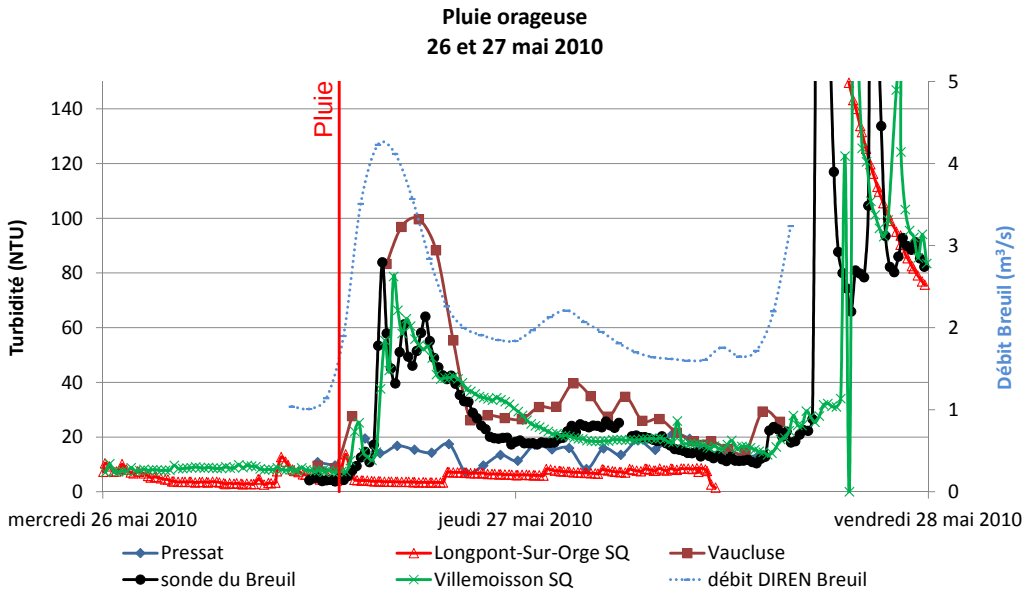


FIGURE 6.12 – Évolution de la turbidité sur le tronçon d'étude suite à une pluie orageuse le 26 mai 2010, mesurée par les préleveurs, les stations qualité (SQ) ou la sonde au Breuil

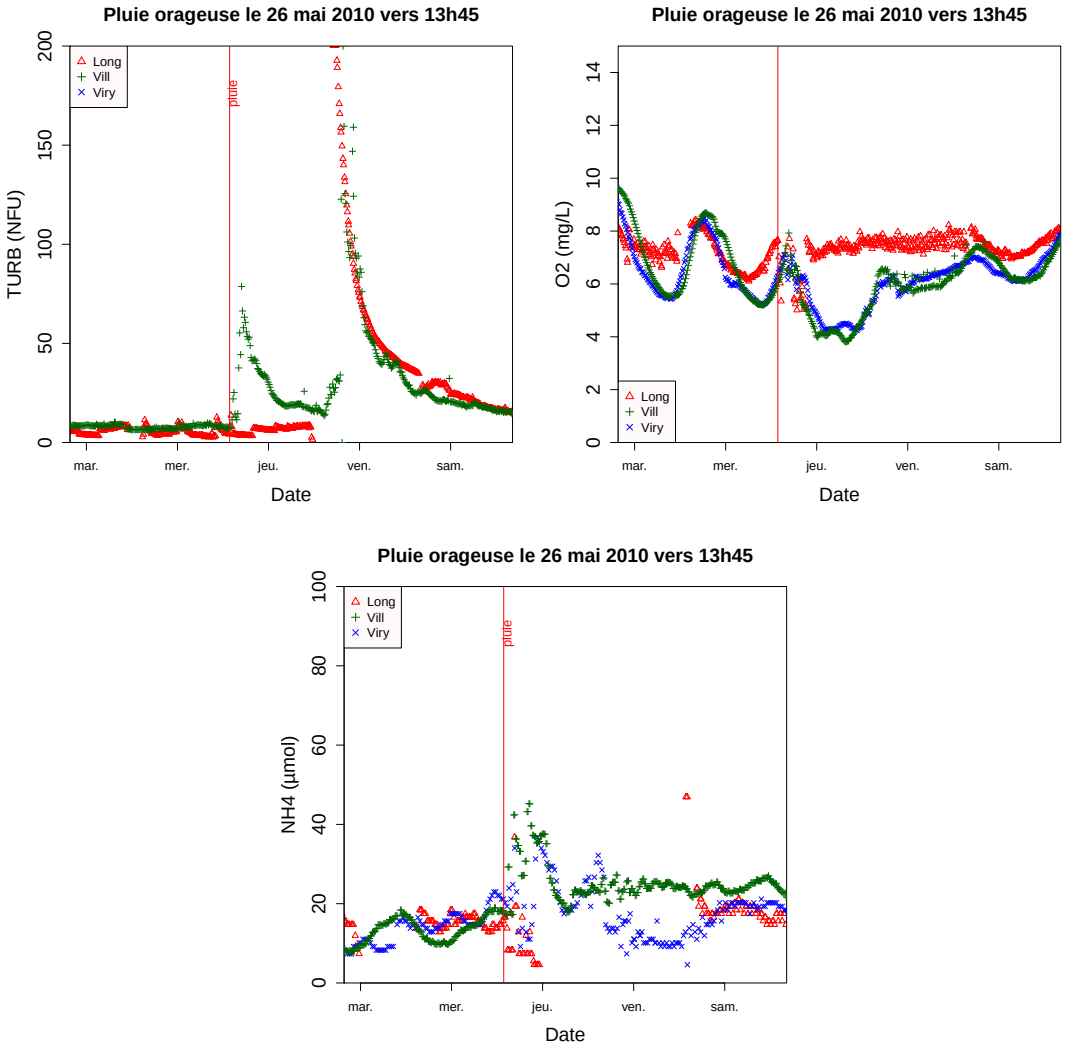


FIGURE 6.13 – Évolution de la turbidité, de l'oxygénation et des concentrations en NH_4 de l'Orge en aval de notre tronçon d'étude suite à une pluie orageuse le 26 mai 2010

Effacement du clapet des Archives, mai 2011

Un autre effacement plus tardif a pu être suivi, celui du clapet des Archives. Ce clapet localisé en aval du clapet du Breuil, 2 m en aval de la prise d'eau de la station qualité de Villlemoisson, a été abaissé le 5 juillet 2011 à 11h.

La station qualité de Villemoisson enregistre un pic de turbidité immédiatement après l'effacement, indiquant une mise en suspension des sédiments à l'amont du clapet (figure 6.14). Des turbidités instantanées allant jusqu'à 100 NFU ont pu être mesurées in-situ. Après cet effacement, il apparait des cycles jour/nuit de turbidité, qui n'existait pas avant mais que l'on ne retrouve pas à la station de Longpont très en amont. Ces cycles étaient pourtant observés à Longpont lors de l'effacement du clapet Vaucluse, soit peu après l'effacement du clapet Souchard juste amont de la station de Longpont. Ces cycles semblent donc être liés à des processus d'érosion des sédiments fins en amont d'ancien clapet avec peut être un rôle des populations aquatiques pour expliquer cette cyclicité. Il faudrait une analyse plus fine de ces cycles et de tous les processus pouvant être impliqués.

Une légère désoxygénation est visible à Villemoisson mais une maintenance effectuée

quelques heures plus tôt perturbe les mesures. La station de Viry-Châtillon enregistre une désoxygénation de la rivière 3h après l'effacement (-1 mg/l d'O_2 à 14h). L'oxygénation semble retrouver un niveau normal seulement quelques heures après l'effacement. L'ammonium mesuré à Viry-Châtillon ne semble pas impacté par l'effacement.

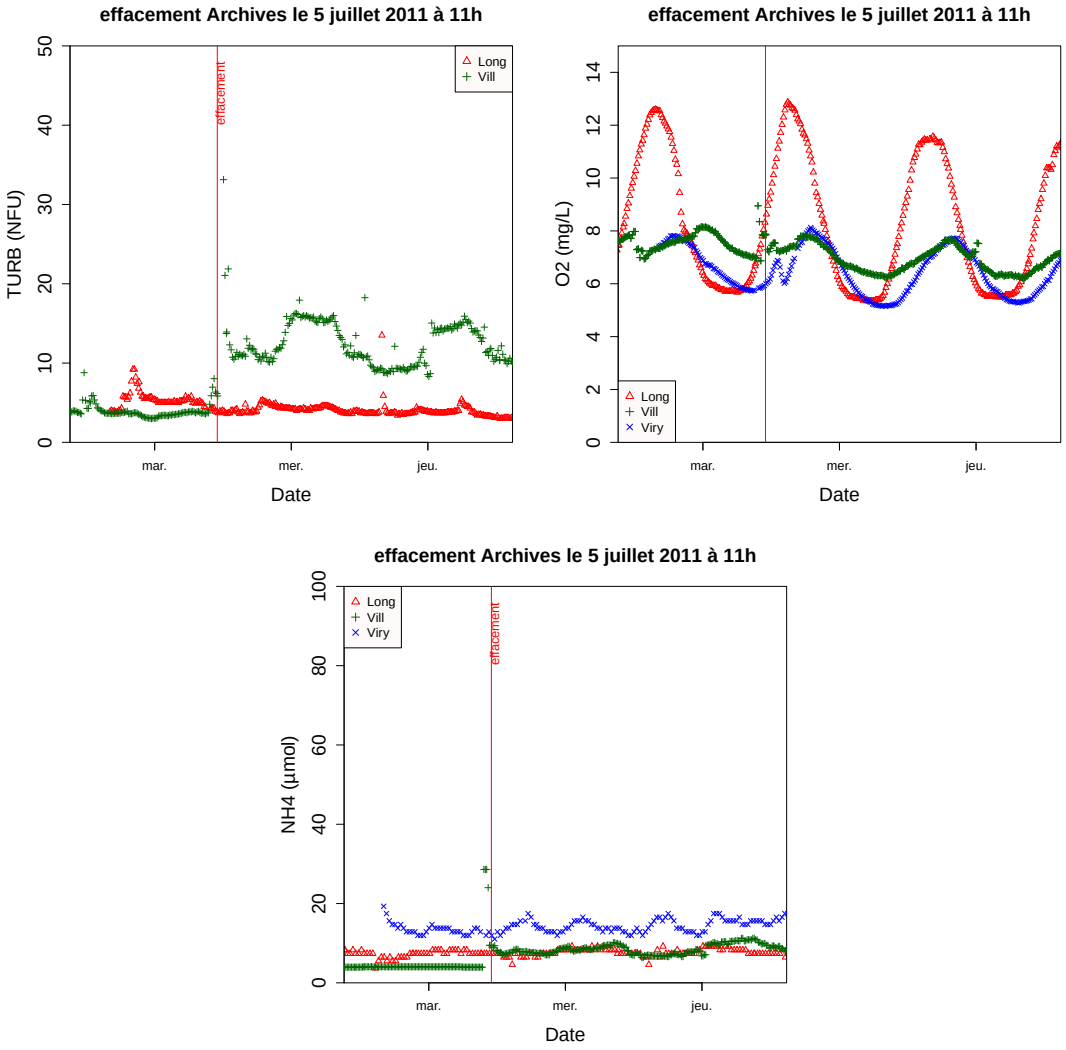


FIGURE 6.14 – Évolution de la turbidité, de l'oxygénation et des concentrations en ammonium de l'Orge suite à l'effacement des Archives le 5 juillet 2011 à 11h

Effacement du clapet du Breuil mai 2012

Lors des travaux de démolition du clapet Vaucluse, le clapet du Breuil a été abaissé pendant toute une journée, le 25 mai 2012 de 7h à 16h. L'amont du clapet du Breuil était fortement envasé. Ce clapet étant localisé juste à l'aval de notre zone d'étude, il a pu stocker une partie des sédiments érodés suite aux effacements des clapets Vaucluse, Souchard et Guipereux. Ce qui est intéressant de noter ici, c'est que tous les clapets présents entre Villemoisson et Viry-Châtillon ont été abaissés. Il n'y a plus d'obstacle et les temps de transferts observés ici sont "redevenus naturels".

Un très fort pic de turbidité est enregistré à Villemoisson (figure 6.15). Il est accompagné d'une désoxygénation de la rivière, et avec un léger décalage d'un fort pic d'ammonium

(73 μmol) à Villemoisson (vers 10h) mais aussi à Viry-Châtillon (vers 13h). L'ensemble de ces perturbations ne dure qu'une dizaine d'heures. Le décalage temporel des pics d'O_2 et de NH_4 sont similaires entre les stations de Villemoisson et de Viry, avec une faible atténuation des pics. La suppression de tous les clapets provoque une propagation des pics avec une atténuation limitée.

Si des pics de turbidité et des désoxygénations ont été observés lors des autres effacements, le pic d'ammonium n'a été observé qu'en cas de crue. Ce fort pic d'ammonium pourrait être lié au curage des sédiments en fond de lit et à une meilleure propagation du signal, grâce à la suppression de tous les clapets barrant l'Orge, mais cela semble peu probable vu ce qui a été observé pour les autres effacements. Une hypothèse pourrait être la vidange du bras mort du moulin de Vaucluse, qui n'était plus alimenté que par les crues depuis l'abaissement du clapet Vaucluse mais dont le tiers aval était maintenu en eau avant l'effacement du Breuil. En effet, comme nous le verrons par la suite, il semble que les vases subissant les variations du niveau d'eau puissent contenir d'importantes quantités d'ammonium. Mais cela reste une hypothèse.

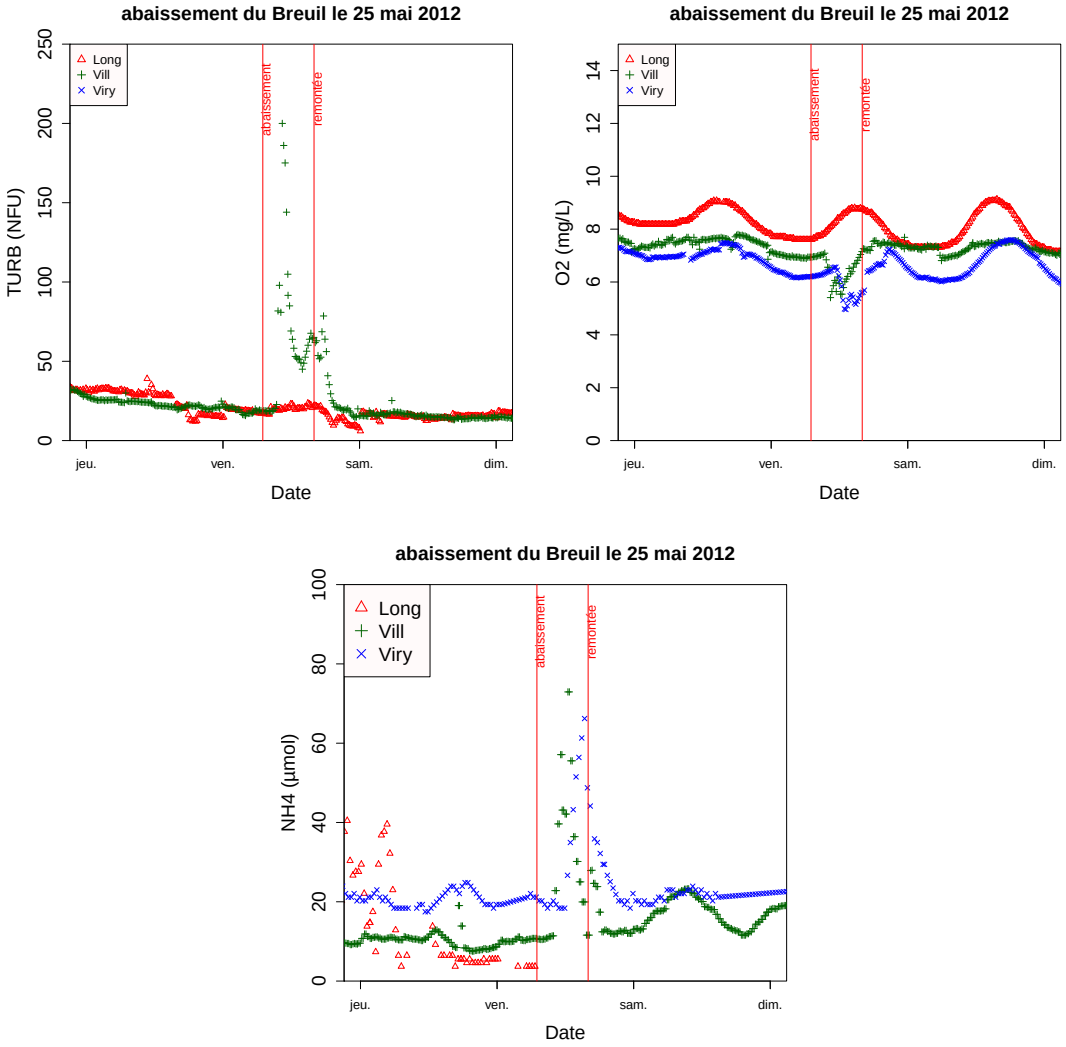


FIGURE 6.15 – Évolution de la turbidité, de l'oxygénation et des concentrations en ammonium de l'Orge suite à l'abaissement du clapet du Breuil dans la journée du 25 mai 2012

Conclusion sur les mouvements de clapet

Les effacements de clapets et les pluies provoquent une augmentation de la turbidité et une désoxygénation de la rivière, dont la propagation vers l'aval semble être limitée par la présence de clapets toujours en place. La présence de clapets pouvait donc limiter la propagation vers l'aval de perturbations mais ces perturbations devaient avoir un impact local très fort. Dans tous les cas étudiés ici, les perturbations liées à la suppression de clapets ou à des crues ont des effets de durées limitées qui ne dépassent pas les quelques jours.
Les pics d'ammonium, observés lors de crue et seulement une seule fois lors d'abaissement, semblent principalement liés à des apports latéraux (vidanges des berges, ruissellement) et non a des remises en suspension de sédiments du lit.

6.2.3 La qualité de l'eau de la nappe de Vaucluse

Les niveaux d'eau de la nappe de Vaucluse semblent assez peu influencés par l'abaissement des niveaux d'eau de l'Orge suite aux effacements (voir partie 3.3).
Il est important de rappeler que même si les cotes de l'eau dans les 3 piézomètres sont très similaires et suivent les mêmes variations saisonnières, l'eau est très proche de la surface et en contact direct avec la végétation au niveau de P3, plus en profondeur sur P2 (autour 1,90m sous la surface) et encore plus profonde sur P1 (jusqu'à 2,80 m sous la surface) avec un impact de la végétation qui doit être plus limité mais où l'impact de l'Orge est potentiellement le plus important.

Les analyses chimiques de l'eau prélevée dans les piézomètres montrent des différences importantes entre les trois piézomètres (table 6.5). Les concentrations en ammonium sont significativement différentes entre les trois piézomètres (Kruskal-Wallis p-value $< 0{,}01$) et elles augmentent avec l'éloignement à l'Orge et des niveaux de la nappe plus proches de la surface. Les concentrations médianes en nitrates et nitrites sont assez similaires entre les piézomètres (KW p-value $> 0{,}01$) mais elles restent très faibles (6.16) et sont inférieures aux concentrations observées dans l'Orge. Ces concentrations diminuent de P1 à P2 pour ré-augmenter de P2 à P3 avec des concentrations dans P3 plus importantes que dans P1. Les concentrations médianes en phosphore sont similaires entre les piézomètres (KW p-value $> 0{,}2$) et sont plus faibles que dans l'Orge.

Globalement, les concentrations médianes observées dans les piézomètres sont toutes différentes des concentrations observées dans l'Orge, même dans le piézomètre P1 le plus proche de l'Orge (KW p-value $< 0{,}01$). Ceci confirme les observations piézométriques indiquant une faible connexion entre l'Orge et la nappe de Vaucluse. Les indicateurs de désoxygénation (faibles valeurs en NO_3, NO_2 et SO_4) sont très marqués dans le piézomètre P2, localisé à 7 m de la rivière. Les nitrates restent très faibles dans les trois piézomètres, sans doute grâce à une forte dénitrification, au moins en profondeur. On peut se demander si au niveau de P3, la végétation très abondante (Phragmites...), avec un niveau d'eau proche de la surface, ne joue pas un rôle dans les différences de concentration avec les autres piézomètres.

Les concentrations en sulfate sont particulièrement importantes dans le piézomètre P3. Cela pourrait être lié, comme nous le verrons dans la partie suivant, aux variations des niveaux d'eau provoquant des processus de solubilisation des sulfates lorsque le niveau

de la nappe remonte (les sulfates sont plus importants en hiver) et des précipitation de $CaSO_4$ lorsque le niveau diminue avec des apports d'oxygène gazeux. Un temps de renouvellement réduit par l'isolement de la nappe de Vaucluse permettrait de limiter le lessivage des sulfates et permettrait à ce cycle de ne pas s'épuiser. Une connaissance plus poussée des écoulements dans la nappe de Vaucluse permettrait d'approfondir cette hypothèse.

μmol	P1	P2	P3
NH4	25 [0 ; 31]	42 [12 ; 48]	97 [13 ; 121]
NO3	4 [1 ; 9]	1 [0 ; 4]	4 [0 ; 18]
NO2	0,26 [0,07 ; 0,31]	0,15 [0,09 ; 1,76]	0,41 [0,21 ; 0,82]
PO4	1,38 [0,43 ; 2,18]	1,27 [0,28 ; 8,36]	0,81 [0,32 ; 2,36]
SO4	933 [300 ; 1 319]	193 [110 ; 265]	2 817 [2 550 ; 3 770]

TABLE 6.5 – Concentrations mesurées dans les piézomètres P1, P2 et P3 perpendiculaires à l'Orge (respectivement à 3 m, 7 m et 100 m de la rivière) ; médiane $[q_{10} ; q_{90}]$

Il est intéressant de noter certaines similitudes entre concentrations médianes dans les piézomètres et dans les banquettes, mais le nombre réduit de données dans les piézomètres et la comparaison limitée aux concentrations médianes rend ces similitudes assez fragiles et à considérer avec prudence :

- P1 présente des concentrations en nitrate et en sulfate similaires à celles des banquettes (KW p-value $> 0{,}07$)
- P3 présente des concentrations en ammonium et en nitrite similaires à celles des banquettes (KW p-value $>0{,}06$)
- les trois piézomètres ont des concentrations en phosphore similaires à celles des banquettes (KW p-value $> 0{,}5$) mais qui restent faibles

L'eau dans les piézomètres est donc très différente de l'eau de l'Orge. Il serait envisageable que l'eau de l'Orge s'infiltrant dans les berges subisse des réactions semblables à celles ayant lieu dans les banquettes avant d'arriver dans les piézomètres. Cependant, les analyses dans P1 et P2 montrent des similarités limitées avec les banquettes. Il semble donc que les infiltrations d'eau de l'Orge vers la nappe, à travers la berge soient très limitées.

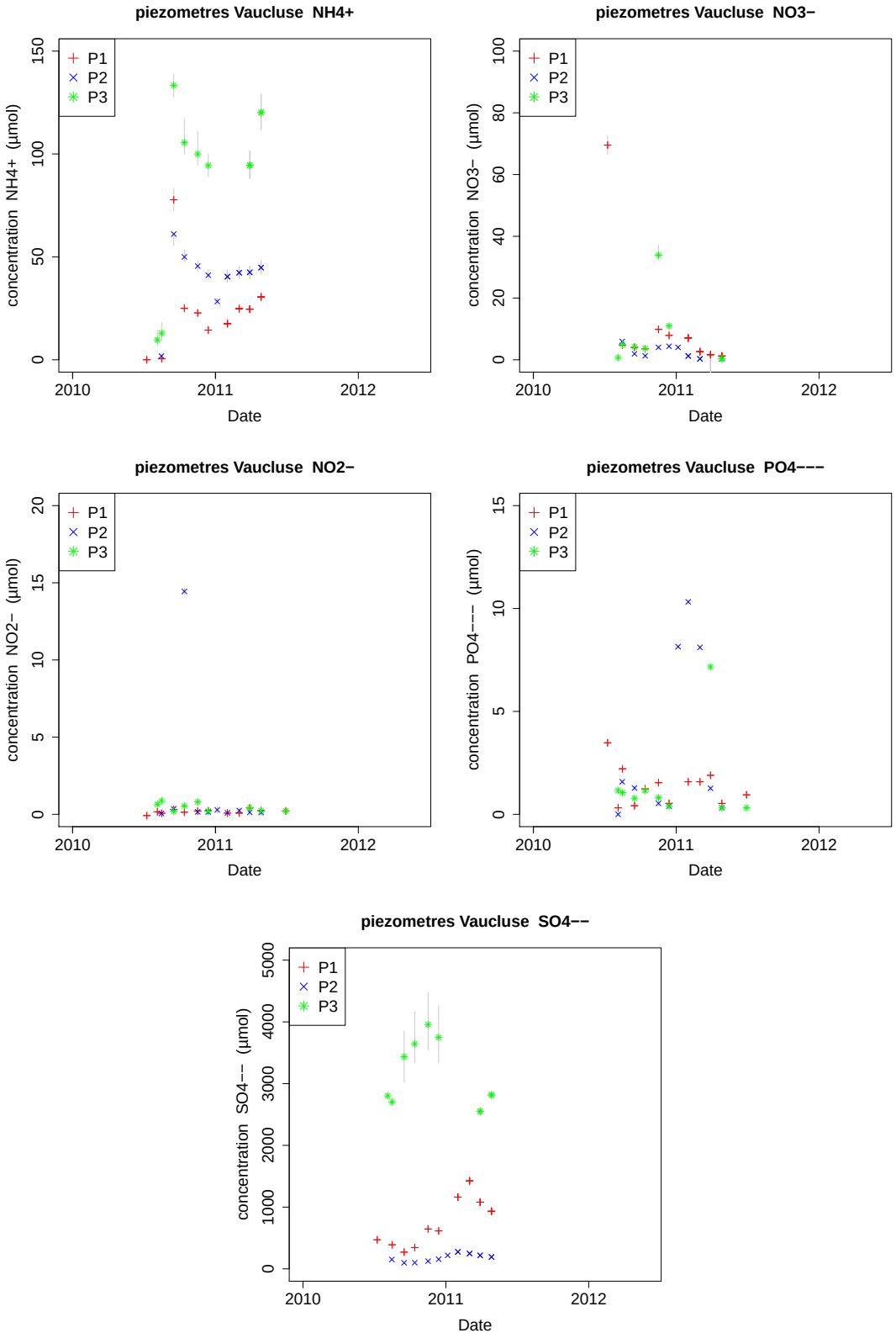


FIGURE 6.16 – Évolution au cours de temps des concentrations en NH_4, NO_3, NO_2, PO_4 et SO_4 dans les piézomètres de la nappe de la roselière de Vaucluse

6.2.4 Conclusion : impacts des effacements sur la qualité de l'eau

Tous ces suivis montrent l'importance de l'échelle de temps des suivis.

- les suivis de turbidité, d'O_2 et de NH_4 lors d'évènements ponctuels montrent un impact des effacements sur des durées rarement supérieures à une journée. Seuls les cycles jour/nuit de la turbidité pourraient être des indicateurs de processus d'érosion sur des périodes plus longues mais ils pourraient être lié à des pollutions anthropiques, il faudrait les étudier plus en détail.

- à une échelle journalière, sur trois ans de suivis, il est difficile de voir un impact des effacements sur la turbidité de la rivière et les concentrations en ammonium. Il y a trop de processus mis en jeu pour avoir une tendance nette. Si on aimerait voir un impact de l'érosion progressives des sédiments fins présents en fond de lit, les apports par d'autres processus (ruissellement, débordement de réseaux d'eaux usées ou échanges avec la nappe) ne permettent pas d'observer une tendance claire.

Ces observations montrent tout de même que les pics de turbidité et de désoxygénation semblent se propager sur l'intégralité du tronçon aval non barré et être beaucoup moins atténués après la suppression des clapets.

6.3 Évolution de l'oxygénation et de la température de l'Orge après les effacements

6.3.1 Évolution de l'oxygénation

Il est difficile de montrer un impact lié à l'effacement des clapets. En effet, le niveau d'oxygénation d'un cours d'eau dépend de très nombreux facteurs dont la température de l'eau, l'intensité de la turbulence dans la colonne d'eau, les processus de consommation et de production biologique d'oxygène, qui sont eux-même fortement soumis aux forçages anthropiques (rejets) et aux caractéristiques hydrologiques et météorologiques du moment. Pour ces raisons, pour évaluer l'effet de l'effacement d'un clapet, on peut donc difficilement se baser sur une comparaison avant-après, car les conditions hydrologiques et climatiques sont trop variables, de même que les forçages anthropiques. Nous nous appuierons donc simplement sur une comparaison entre deux stations de mesure, pour la même période, l'une étant encore sous influence directe d'un clapet, l'autre pas, pour tenter de mettre en évidence un effet en l'absence de modélisation opérationnelle.

La DCE fixe à 6 mg/L la concentration d'oxygène dissous minimale acceptable dans une rivière, le critère utilisé est le nombre de jour par mois passant sous ce seuil critique. Les deux stations qualité suivies par le syndicat de l'Orge (figure 6.17) sont :

- Longpont qui n'est plus sous influence de clapet à partir de l'effacement de Souchard le 16 mars 2010

- Villemoisson qui reste sous influence de clapet jusqu'à l'effacement du clapet des Archives le 6 juillet 2011

Il faut noter que le matériel de mesure n'est pas le même sur les deux stations et qu'il a été constaté que l'oxygénation à Villemoisson est légèrement sous-estimée. Avant

les effacements, en moyenne annuelle, la désoxygénation du cours d'eau était moins importante à Longpont qu'à Villemoisson (figure 6.17), sans doute grâce à la pente de la rivière plus important en amont de Longpont, et à des apports urbains plus importants à Villemoisson, situé plus à l'aval dans le bassin versant.

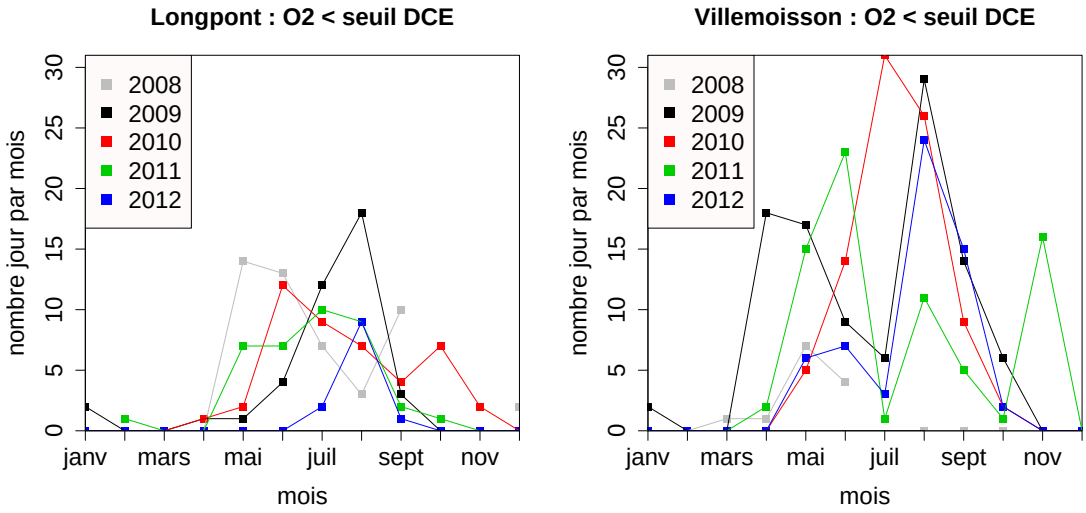


FIGURE 6.17 – Nombre de jour par mois où l'oxygénation de la rivière passe sous le seuil DCE pour les stations qualité de Longpont et de Villemoisson de 2009 à 2011

Le nombre de jour sous le seuil DCE à Longpont semble être moins élevé depuis les abaissements. La figure 6.18 compare les mois "critiques" vis-à-vis de la désoxygénation, soit de juin à août, pour les deux stations. Les mois de juin, juillet et août 2010 ainsi que juin 2011 correspondent à une situation où la station de Longpont n'est plus sous influence d'un clapet alors que celle de Villemoisson l'est encore.

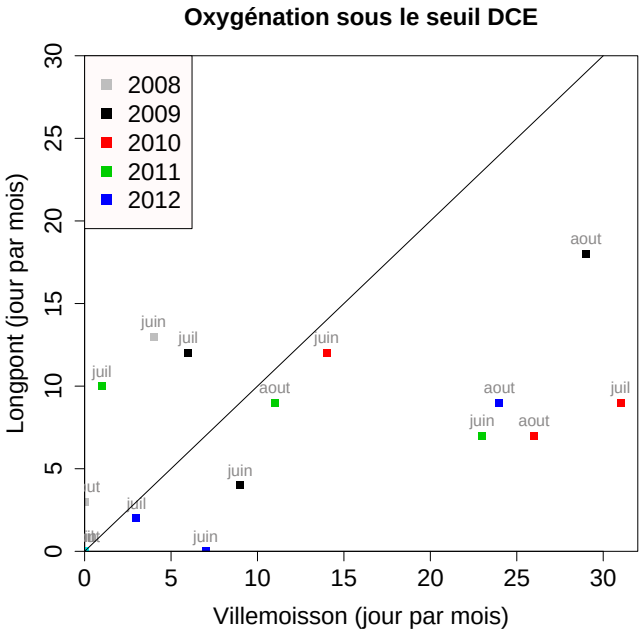


FIGURE 6.18 – Comparaison du nombre de jour par mois passant sous le seuil DCE des 6 mg/l d'oxygène dissous pour les stations de Longpont et de Villemoisson

Que ce soit avant ou après les effacements, les nombres de jours sous le seuil DCE à Longpont et Villemoisson sont peu corrélés, On note cependant que sur les quatre mois d'intérêt trois correspondent à une situation particulièrement dégradée à Villemoisson alors qu'elle ne l'est pas à Longpont. Il est donc probable que le niveau d'oxygénation à Longpont a bénéficié de l'affaissement du claplet au cours de l'été 2010 où la situation a été particulièrement sensible à Vilelmoisson.

On rappellera cependant, que le jeu de données étant de courte durée et les séquences d'effacements ayant des conséquences en cascade tout au long du cours d'eau, ces conclusions sont peu robustes.

6.3.2 Modélisation de la température de la rivière suite aux effacements

Il est communément mis en avant que supprimer les barrages permet de limiter le réchauffement de l'eau dans la zone sous influence. C'est ce que nous avons voulu tester avec les effacements de clapets sur l'Orge. La température de l'eau dépend fortement des conditions météorologiques, et notamment de la température de l'air. Comme les conditions météorologiques évoluent fortement à l'échelle saisonnière et à l'échelle inter-annuelle, la comparaison directe des températures mesurées avant et après effacement des clapets ne pourrait apporter de conclusions pertinentes que si elle était effectuée à une échelle largement pluri-annuelle de façon à lisser suffisamment les fluctuations climatiques.

La durée d'expérimentation dont nous disposons ne permet pas de lisser l'effet des variations inter-annuelles de la température de l'air et des débits. Il faut donc développer un modèle qui intègre ces variations, pour en déduire un éventuel effet de l'abaissement des clapets. Nous ne disposons pas de données sur la température des nappes qui alimentent l'Orge. Des données amont hors zone d'influence des clapets effacés permettraient de mieux mettre en évidence l'effet seul de l'effacement des clapets, mais ces données n'existent pas. Nous avons donc décidé d'utiliser un modèle boite noire en prenant en compte la température de l'air, qui est la variable majeure pilotant la température de l'eau et la variable débit pour tenter de prendre en compte les fluctuations hydrologiques.

Méthodologie

Pour évaluer l'évolution des températures de l'eau suite à l'effacement des clapets, nous avons donc construit un modèle permettant de calculer les températures de l'eau comme si les clapets étaient toujours en place, en fonction des conditions météorologiques. En comparant les données simulées "avec clapet" aux données mesurées sans les clapets, il est alors possible d'estimer l'impact des effacements de seuil sur les températures de la rivière.

Modèle reliant la température de l'air et la température de l'eau Pour construire notre modèle, nous disposons des données de température de l'air issu du modèle météorologique SAFRAN de météo France du 02-08-2008 au 01-08-2012, ainsi que des températures de l'eau mesurées par le Syndicat de l'Orge au niveau de Longpont-sur-Orge de 2007 à 2013. Il faut noter que la température de l'eau à Longpont est mesurée en fond de

lit, et qu'un effet de stratification thermique à l'amont du clapet pourrait également agir sur la température mesurée.

Pour calculer la température de l'eau à partir de la température de l'air, nous nous sommes basés sur le modèle présenté par Ducharne (2008) qui établit un modèle de régression linéaire entre la température de l'air et la température de l'eau. En raison des capacités thermiques de l'eau, les variations de sa température ont souvent tendance a être inférieures aux variations de la température de l'air. En se basant sur les travaux de Stefan and Preud'homme (1993), Ducharne établit une relation entre la température de l'eau (WT) et la température de l'air (AT), avec des paramètres pouvant dépendre de l'ordre de Strahler de la rivière (désigner par l'indice i) :

$$WT_{modelise} = am_i(AT, L_i) + b + \epsilon_i$$

avec

WT : température de l'eau

AT : température de l'air

a : la pente de la régression linéaire

b : interception de la droite de la régression linéaire avec l'axe des y

L : nombre de jours précédant la mesure de la température de l'eau

m_i(AT,L) : la moyenne mobile de la température de l'air AT pour le nombre de jour L précédant la mesure de la température de l'eau le jour i

Bustillo et al. (2013) montrent que ce type de modèle par régression est tout aussi efficace que des modèles de bilan thermique, nécessitant plus de données et plus coûteux en temps de calculs.

Cependant, l'expérience a montré que ce modèle, s'il s'applique raisonnablement à l'échelle d'un grand bassin versant, n'est pas complètement satisfaisant dans son application à une station de mesure. En effet, les températures modélisées à partir de cette relation linéaire semblent ne pas tout à fait reproduire les températures mesurées. La courbe semble légèrement faire un S. Mohseni and Stefan (1999) attribuent cette forme à la contrainte liée à la présence de barrage sur le cours d'eau. Nous avons donc également testé une expression polynomiale d'ordre 3 pour rendre compte de cette forme :

$$WT_{modelise} = d.m_i^3 + c.m_i^2 + a.m_i + b + \epsilon_i$$

Ceci ajoute donc deux paramètres à caler. Nous obtenons une relation plus linéaire entre les températures mesurées et les températures modélisées. Nous avons donc par la suite utilisé les deux méthodes de calcul (linéaire ou polynomiale).

Ces expressions ne prennent pas en compte le débit de la rivière qui est pourtant un facteur potentiellement important pour la température de l'eau. Cependant, il semble que le débit ait un impact limité par rapport à la température de l'air, sauf pour les débits les plus élevés, dont le nombre d'occurrences est faible (figure 6.19) : il ne semble pas y avoir d'effet notable du débit sur les résidus du modèle , qui reste dans une gamme

d'erreur de plus ou moins 2°C. Une dizaine de points présentent de forts résidus (avec des températures observées supérieures aux températures simulées) mais pour de faibles débits, sans qu'aucune explication plausible n'ait pu être proposée.

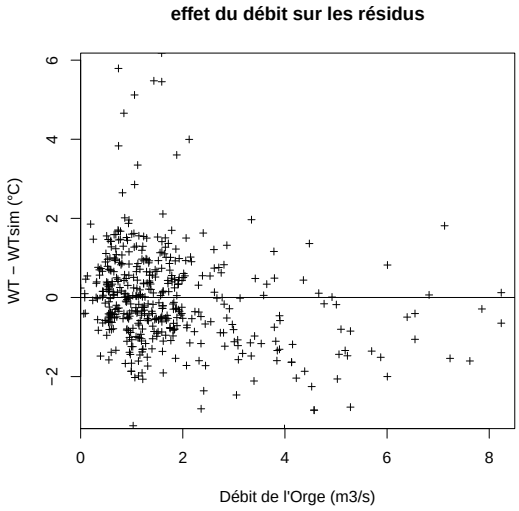


FIGURE 6.19 – Résidus du modèle (température mesurée moins les températures modélisées) en fonction du débit de l'Orge

Approche Bayésienne pour l'optimisation des paramètres de calage Pour les raisons évoquées dans les paragraphes précédents, nous avons choisi de passer par un modèle qui relie température de l'air et température de l'eau dans le secteur des clapets, pour mieux mettre en évidence les effets de l'effacement des clapets. Nous avons calé le modèle avant l'effacement du clapet (d'août 2008 à mars 2010), puis fait tourner le modèle calé sur les données météorologiques de la période après effacement. En comparant les données simulées aux données observées, on pourra montrer s'il y a eu une évolution et si possible spécifier les périodes de l'année et les conditions hydrologiques qui aboutissent aux évolutions les plus fortes.
Nous avons un modèle très simplificateur sur le plan physique, mais un jeu de données important. Il est donc très important de caler très finement le modèle avant effacement afin d'obtenir une réponse sur la variabilité attendue de la température dans chacune des circonstances mesurées après effacement afin d'évaluer si la température mesurée diffère significativement ou non des réponses attendues. Pour ce faire, nous avons choisi une approche bayésienne pour obtenir la distribution complète des paramètres et évaluer finement les distributions attendues.

Notre objectif est de pouvoir donner pour chaque date après l'effacement une distribution de probabilité de la température attendue afin de pourvoir définir dans quelle mesure la température mesurée diffère de la température attendue. Des tests pourront être réalisés dans différentes situations hydrologiques et météorologiques afin de quantifier l'effet de l'effacement d'un clapet. Pour plus de finesse dans l'estimation de la distribution attendue de la température, nous tiendrons compte à la fois de la distribution des paramètres du modèle et de l'erreur du modèle, les deux étant évaluées sur la situation avant effacement du clapet.

Nous avons choisi d'utiliser une approche bayésienne avec la méthode de Monte Carlo par Chaine de Markov (MCMC). Elle permet d'obtenir une estimation de la distribution

statistique complète des paramètres d'un modèle. A partir de la distribution obtenue des paramètres du modèle, il sera possible de générer une distribution simulée des températures pour n'importe quelle journée après effacement du clapet.

D'autres méthodes basées sur l'optimisation d'une fonction objectif permettent d'estimer la valeur des paramètres optimaux, voire leur variance, mais ces résultats sont obtenus à partir des caractéristiques locales (position et de l'optimum, dérivées secondes) de la fonction à optimiser. Au contraire, les résultats obtenus par la méthode MCMC proviennent d'un ensemble de calculs réalisés autour de l'optimum et sont donc plus représentatifs. Un défaut des méthodes MCMC est leur coût en terme de calcul, mais le modèle que nous utilisons ici est très simple et les estimations de paramètres avec leurs lois ne durent que quelques minutes en pratique.

Nous nous sommes basées sur plusieurs références théoriques de l'approche bayésienne par Chaine de Markov Monte Carlo : Chib and Greenberg (1995), Gelman et al. (1996), Roberts et al. (1997), Wikle and Berliner (2007), Liu et al. (2010). L'article de Kass et al. (1998) synthétise une discussion concernant la pratique des méthodes MCMC.
Kanso (2004) utilise cette approche dans sa thèse pour modéliser des flux de polluant des rejets urbains par temps de pluie. Jang and Gopaluni (2011) montrent que cette méthode est efficace pour l'estimation des paramètres de processus chimiques et biologiques non linéaires avec des variables non mesurées et de petits ensembles de données. Cependant, cette méthode peut devenir impraticable avec un grand nombre de paramètres à caler, les temps de calcul devenant trop élevés (Harmon and Challenor, 1997). Plusieurs articles comparent l'efficacité de l'approche bayésienne MCMC avec d'autre méthodes : Marshall et al. (2004), Qian et al. (2003), Li et al. (2012) (qui couple Gibbs et Hasting).

Cette méthode n'est pas encore très répandue mais plusieurs auteurs montrent l'intérêt de son application en hydro-écologie (de façon non exhaustive) : Bates and Campbell (2001) sur un modèle pluie-ruissellement, Campbell et al. (1999) montrent l'intérêt de la méthode sur la modélisation de crue, Engeland et al. (2005) - Schaefli et al. (2007) - Raje and Krishnan (2012) pour estimer les paramètres d'un modèle hydrologique, Dowd (2006) et Dowd (2007) et Fiechter et al. (2013) montrent la simplicité et l'efficacité de cette approche sur des modèles d'écologie marine (où les paramètres calculés avec une approche bayésienne retranscrivent correctement des processus biologiques), Smith et al. (2006) pour le transport de polluant en rivière.

Méthode de calage des paramètres Nous utilisons donc une approche bayésienne basée sur une chaine de Markov Monte Carlo (MCMC). Dans le cas simple que nous mettons ici en œuvre, l'algorithme de Metropolis-Hastings se fait en plusieurs étapes décrites ci-dessous.

L'utilisation du théorème de Bayes permet d'exprimer la distribution des paramètres θ sachant les observations X en fonction de la distribution des observations sachant les paramètres (qui sont données par le modèle) :

$$P(\theta|x) \propto P(x|\theta).P_a(\theta)$$

où $P_a(\theta)$ traduit une information a priori sur les paramètres. Dans beaucoup d'applications, on ne suppose rien a priori sur les paramètres, ce qui revient à choisir une distribution uniforme pour $P_a(\theta)$. Ici, nous utiliserons $P_a(\theta)$ pour imposer que certains paramètres

soient positifs, via une distribution uniforme tronquée. La distribution des observations sachant les paramètres $P(x|\theta)$ correspond à la vraisemblance soit

$$V(x|\theta) = \prod_{i=1}^{n} \frac{1}{(2\pi\sigma^2)^{1/2}} . exp(-\frac{\left(Y_i^{obs} - f(\theta)_i\right)^2}{2\sigma^2})$$

avec Y^{obs} série des observations et $f(\theta)_i$ la série des valeurs simulées. σ, la variance des mesures, apparaît comme un paramètre supplémentaire.

Pour générer un ensemble de paramètres θ représentatifs d'une distribution $R(\theta)$ on utilise l'algorithme de Metropolis-Hastings qui est une chaîne de Markov dont la distribution tend vers $R(\theta)$. A partir d'un jeu de paramètres $\theta_{(j)}$, obtenu à l'étape j du processus, l'algorithme de Metropolis-Hastings fonctionne de la façon décrite ci-dessous pour calculer le jeu de paramètre suivant $\theta_{(j+1)}$:

- choisir un jeu de paramètre prétendant θ' grâce à une distribution $q(\theta'|\theta_{(j)})$, qui doit être symétrique. En pratique nous choisirons une distribution gaussienne dont la variance doit être choisie a priori.

  $$q(\theta', \theta_{(j)}) = \frac{1}{\left(2\pi\sigma_p^2\right)^{1/2}} exp\left(-\frac{(\theta' - \theta_{(j)})^2}{2\sigma_p^2}\right)$$

  La variance de la loi de tirage des prétendants σ_p influe sur l'efficacité de l'algorithme et sur sa vitesse de convergence, puisqu'elle affecte le taux d'acceptation des prétendants. Si σ_p est trop petit, on aura une forte auto-corrélation dans la séquence des jeux de paramètres générés et des groupes de paramètres proches risquent d'être sur-représentés, avec un taux d'acceptation élevé. Avec une trop large variance, les paramètres prétendants ont tendance à sauter à grande distance de la zone de convergence, si toutefois celle-ci est atteinte, et ils seront rarement acceptés. L'algorithme est alors inefficace. Il faut en pratique ajuster une valeur efficace pour les variances σ_P^2, comme discuté plus bas.

- calculer $V(\theta')$

- accepter θ' avec une probabilité $\alpha = \min\left(V(\theta')/V(\theta_{(j)}), 1\right)$. Pour ce faire, comparer cette probabilité à une variable aléatoire uniforme U sur [0,1] : si $\alpha(\Theta, \Theta') > U$, on dit qu'il y a transition et on passe à $\theta_{(j+1)} = \theta'$, sinon on conserve la valeur $\theta_{(j+1)} = \theta$

Dans la pratique, on travaillera avec la log-vraissemblance, plus facile à manipuler. La log-vraissemblance vaut :

$$LV = \sum_{i=1}^{n} \left(-\frac{1}{2} log(2\pi) - log(\sigma) - \frac{(Y_i^{obs} - f(\theta)_i)^2}{2\sigma^2}\right)$$

La probabilité d'acceptation est alors donnée par

$$\alpha = \exp\left[\min\left(LV(\theta') - LV(\theta_{(j)}), 0\right)\right]$$

si $P_a(\theta') \neq 0$ et 0 sinon.

Plusieurs milliers de boucles sont nécessaires pour obtenir un ensemble de jeux de paramètres représentatifs. L'ensemble des jeux de paramètres échantillonnés par l'algorithme une fois le processus stabilisé est conservé. Le fait d'accepter des jeux de paramètres sub-optimaux avec une certaine probabilité, permet à l'algorithme de continuer à explorer l'espace autour de l'optimum à la différence d'un algorithme d'optimisation par gradient. Il est alors possible de caractériser la distribution des paramètres du modèle.

Nous avons défini une procédure empirique pour obtenir des distributions significatives. La difficulté majeure réside dans le choix de σ_P^2. Gelman et al. (1996) et Roberts et al. (1997) proposent une procédure pour estimer des valeurs efficaces. La procédure a été validée théoriquement pour une distribution objectif particulière (produit de distributions normales centrées réduites appliquées à chacun des paramètres). Gelman et al. (1996) montrent que la valeur optimale (au sens de la convergence la plus rapide) de σ_p^2 est $2.38^2/p$ où p est le nombre de paramètres. Pour une telle valeur, le taux d'acceptation est de 44% pour un modèle à un paramètre et descend rapidement et se stabilise vers 26% pour 4 à 10 paramètres. Dans le cas où les distributions objectifs seraient des distributions normales de variance σ^2, on montre facilement que la valeur optimale de σ_P^2 serait de $2.38^2\sigma^2/p$. Bien que la distribution objectif ne soit pas un produit de gaussiennes, nous avons appliqué empiriquement cette règle qui s'est avérée fonctionner correctement. La procédure utilisée a été la suivante :

- Après une première étape au cours de laquelle nous cherchons à atteindre une certaine stabilisation du processus, en diminuant σ_P^2 si le taux d'acceptation est trop faible et en l'augmentant si on constate des dérives lentes des valeurs des paramètres (trop forte autocorrélation),
- on estime empiriquement les valeurs optimales des paramètres et leurs variances,
- un processus est lancé à partir des valeurs optimales et avec les variances $\sigma_p^2 = 2.38^2\sigma^2/p$ pour chacun des paramètres, p étant le nombre de paramètres. Les cas échéant, si le taux de succès est jugé trop faible la valeur de σ_p^2 est modifiée,

Calage des modèles

Les données de température de l'eau (WT) de la station de Longpont-sur-Orge sont utilisées comme données mesurées. Les températures de l'air sont issues du modèle SAFRAN de Météo France. Le modèle est calé sur la période précédent l'effacement du clapet Souchard du 02-08-2008 au 16-03-2010. Nous avons travaillé avec les deux modèles : le linéaire et le polynomial.

La procédure effectue 10000 itérations pour calculer les jeux successifs de paramètres qui fourniront la distribution finale. Il est intéressant de démarrer le processus MCMC à partir de valeurs (paramètre et sigma) les plus proches possibles de l'optimum de façon à éviter de trop nombreuses itérations avant la convergence de l'algorithme vers une distribution stationnaire. Nous avons utilisé les valeurs optimales obtenues au cours de tentatives préliminaires destinées à l'estimation des bonnes valeurs de σ_p. Cependant, le modèle polynomial présentait un taux d'acceptabilité de seulement 3%. Diminuer σ_p améliore le taux d'acceptation, induit une plus forte auto-corrélation dans la séquence des jeux de paramètres générés (figure 6.20). Nous avons finalement gardé les jeux de

paramètres obtenus pour de $0{,}5.\sigma_p$ qui nous semblait présenter le meilleur compromis entre taux d'acceptation et auto-corrélation des jeux de paramètres générés.

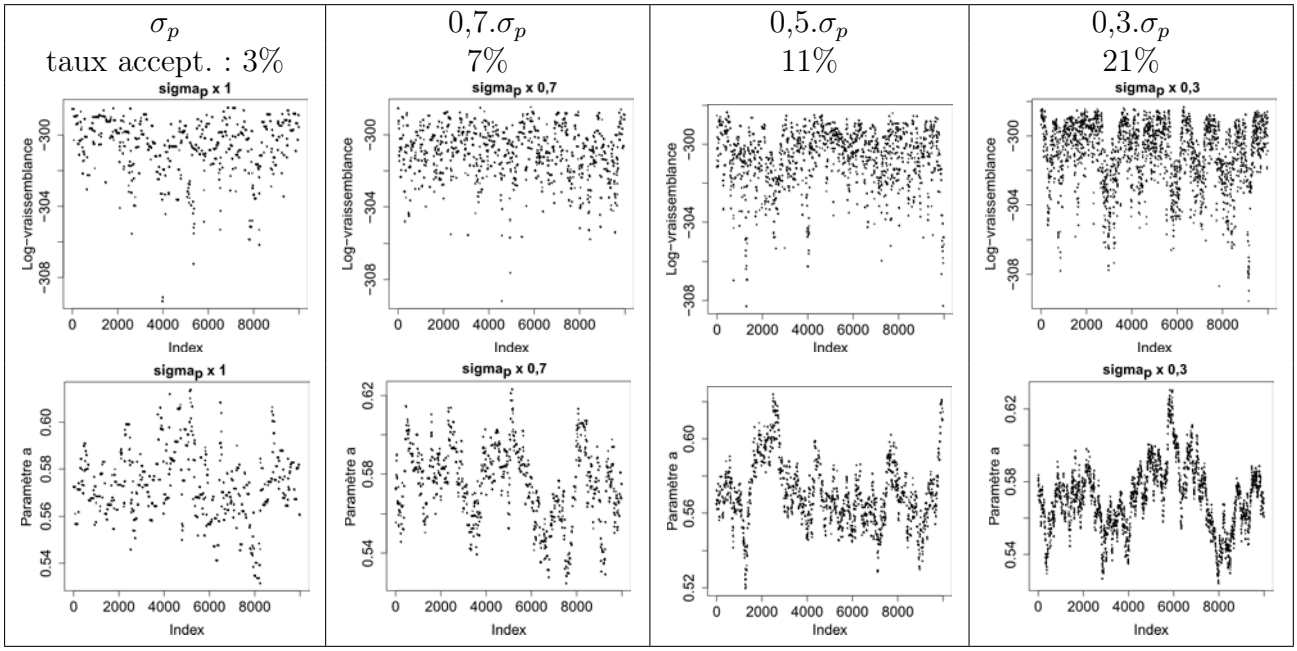


FIGURE 6.20 – Évolution de la log-vraisemblance et du paramètre a au cours des itérations MCMC en fonction de σ_p pour le modèle polynomial. Les taux d'acceptation obtenus sont indiqués pour chaque situation

Au final, en prenant $0{,}5{*}\sigma_P$, sur les 10000 itérations effectuées pour les modèles linéaire et polynomial, respectivement 3924 et 1141 jeux de paramètres ont été acceptés, soit un taux d'acceptation de respectivement 39% et 11%. Dans les tableaux 6.6, les paramètres optimaux correspondent au jeu de paramètres présentant la plus forte vraisemblance, soit une log-vraisemblance de -367 (modèle linéaire) et -298 (modèle polynomial) (figure 6.21).

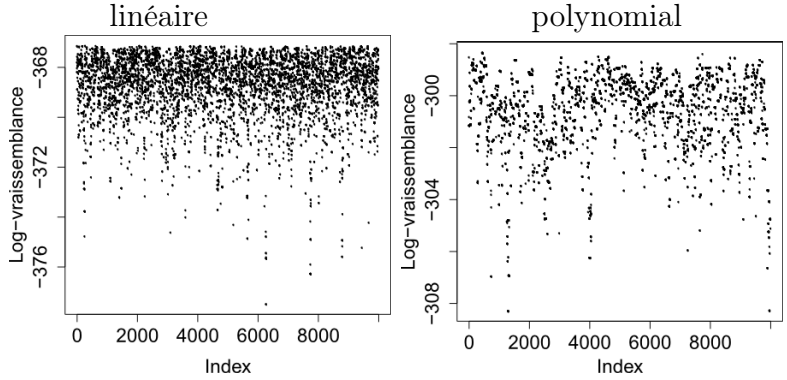


FIGURE 6.21 – Evolution de la log-vraisemblance au cours de 10000 itérations pour les modèles linéaire et polynomial

Les figure 6.22 et 6.23 illustrent la relation entre log-vraisemblance et valeurs des paramètres une fois le processus stabilisé. Le nuage de points obtenu par l'algorithme de Metropolis-Hastings est représentatif de la distribution des paramètres et est donc plus dense au voisinage de l'optimum, sauf dans le cas de distributions particulièrement spécifiques. Ainsi pour une valeur donnée d'un paramètre, les valeurs de log-vraisemblance se

densifient vers l'optimum. La courbe enveloppe supérieure obtenue pour chacun des paramètres donne la log-vraisemblance maximale pour une valeur donnée de ce paramètre, et l'abscisse du maximum de l'enveloppe donne la valeur optimale du paramètre.
Le paramètre L a un comportement particulier car il n'intervient que par sa partie entière. Il oscille entre 3 et 4 sans conséquence sur les résultats du calcul puisque seule la partie entière de L importe. Le paramètre L n'a pas d'optimum, ce qui était attendu. On notera ici un intérêt de la méthode Metropolis-Hastings par rapport à des algorithmes d'optimisation puisqu'elle fonctionne sans difficulté avec une fonction objectif dont la dérivée (par rapport à L) est nulle sur presque tout le domaine et non définie parfois. Un algorithme de type gradient basé sur des estimations de dérivée n'aurait pas pu atteindre un jeu de paramètres optimum.
Les paramètres c et d présentent des valeurs qui fluctuent et présentent des valeurs extrêmes assez éloignées, comme cela est bien visible sur les dernières itérations (figure 6.23). Ces valeurs extrêmes correspondent à des points présentant de faible log-vraisemblance et provoquent une asymétrie des distributions.

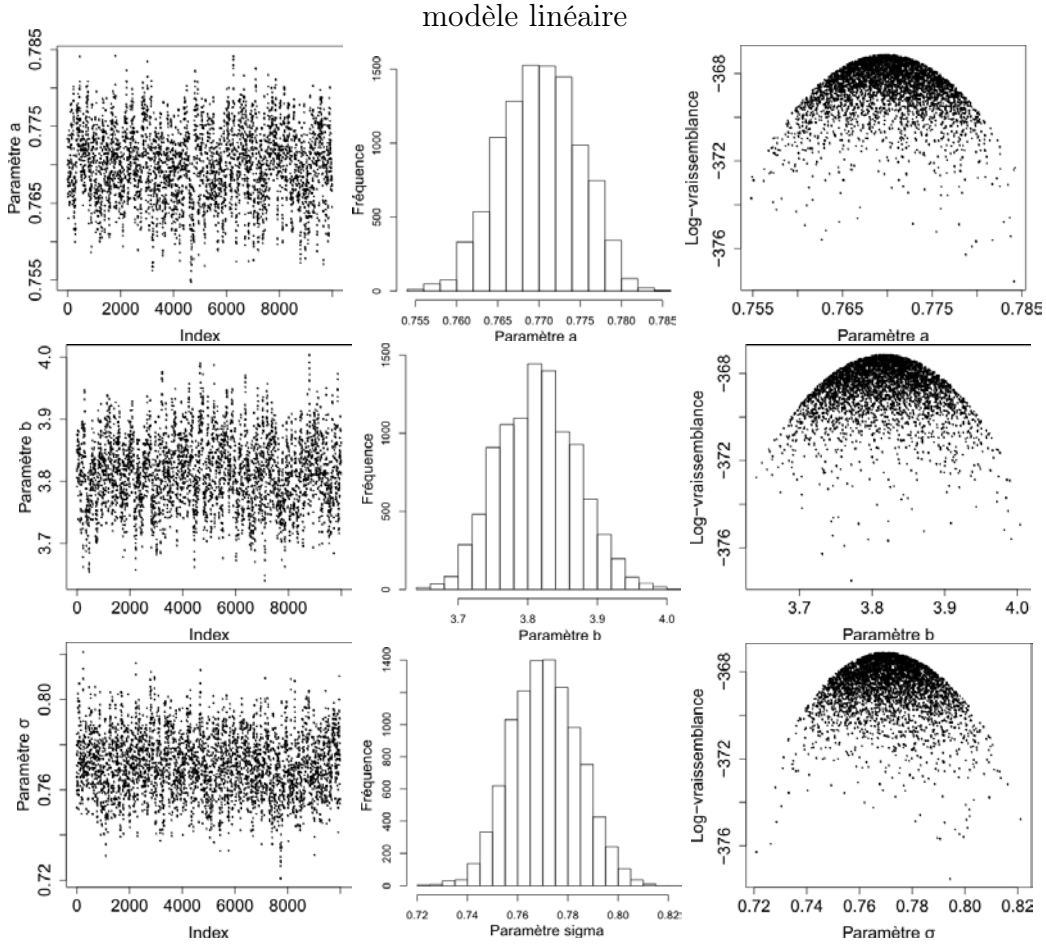


FIGURE 6.22 – Évolution du processus Metropolis-Hastings pour l'évaluation du modèle de température linéaire sur les données de Longpont avant l'effacement des clapets

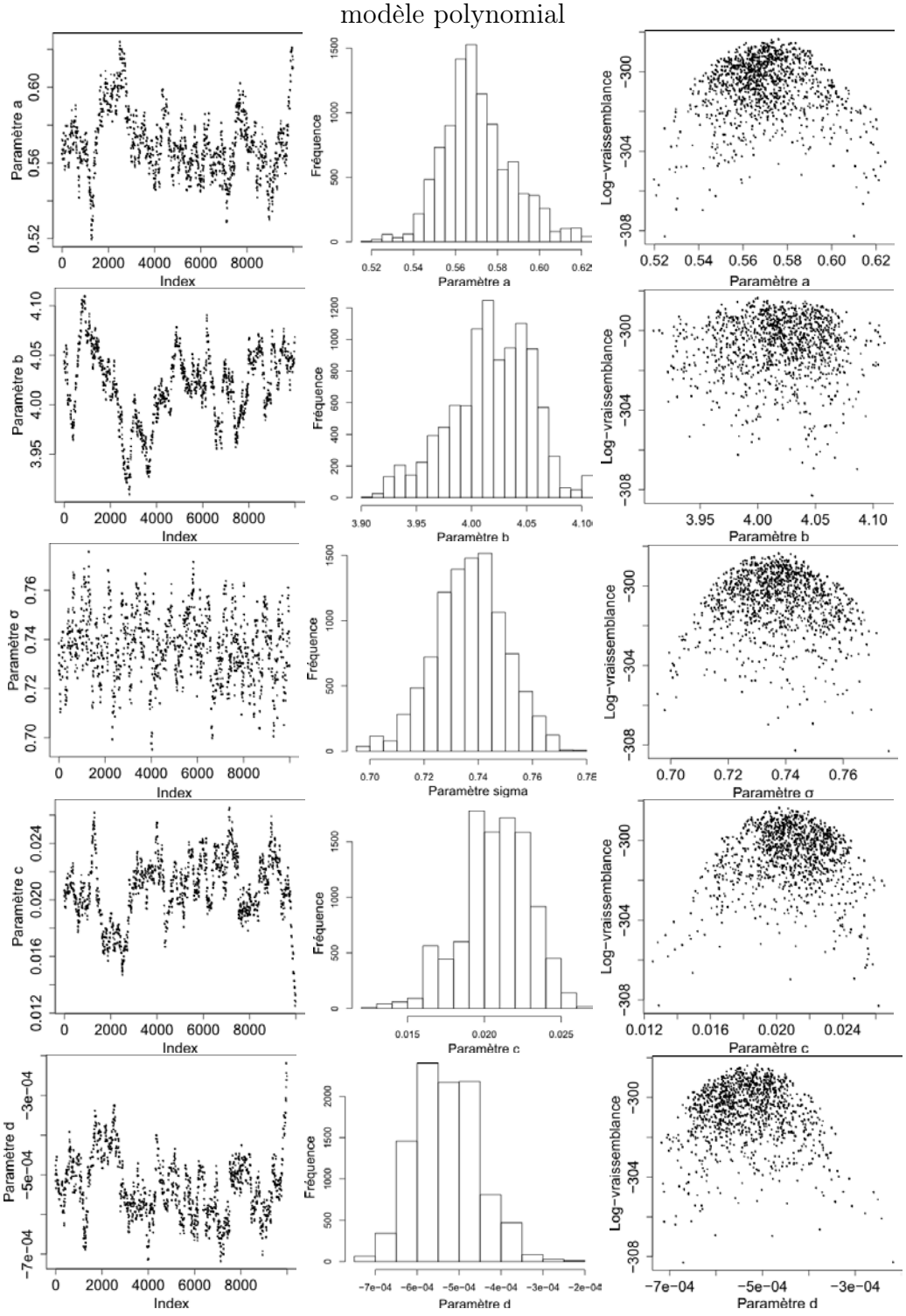


FIGURE 6.23 – Évolution du processus Metropolis-Hastings pour l'évaluation du modèle de température polynomial sur les données de Longpont avant l'effacement des clapets

Les corrélations entre paramètres peuvent être aisément visualisées une fois les distributions empiriques obtenues par l'algorithme de Metreopolis-Hastings. La figure 6.24 montre qu'il n'y a aucune corrélation entre a et σ. Par contre, il y a une corrélation forte entre a et b pour le modèle linéaire et entre a, c et d pour le modèle polynomial. Ces corrélations seront naturellement prises en compte lors de la simulation des températures estimées à partir des différents jeux de paramètres.

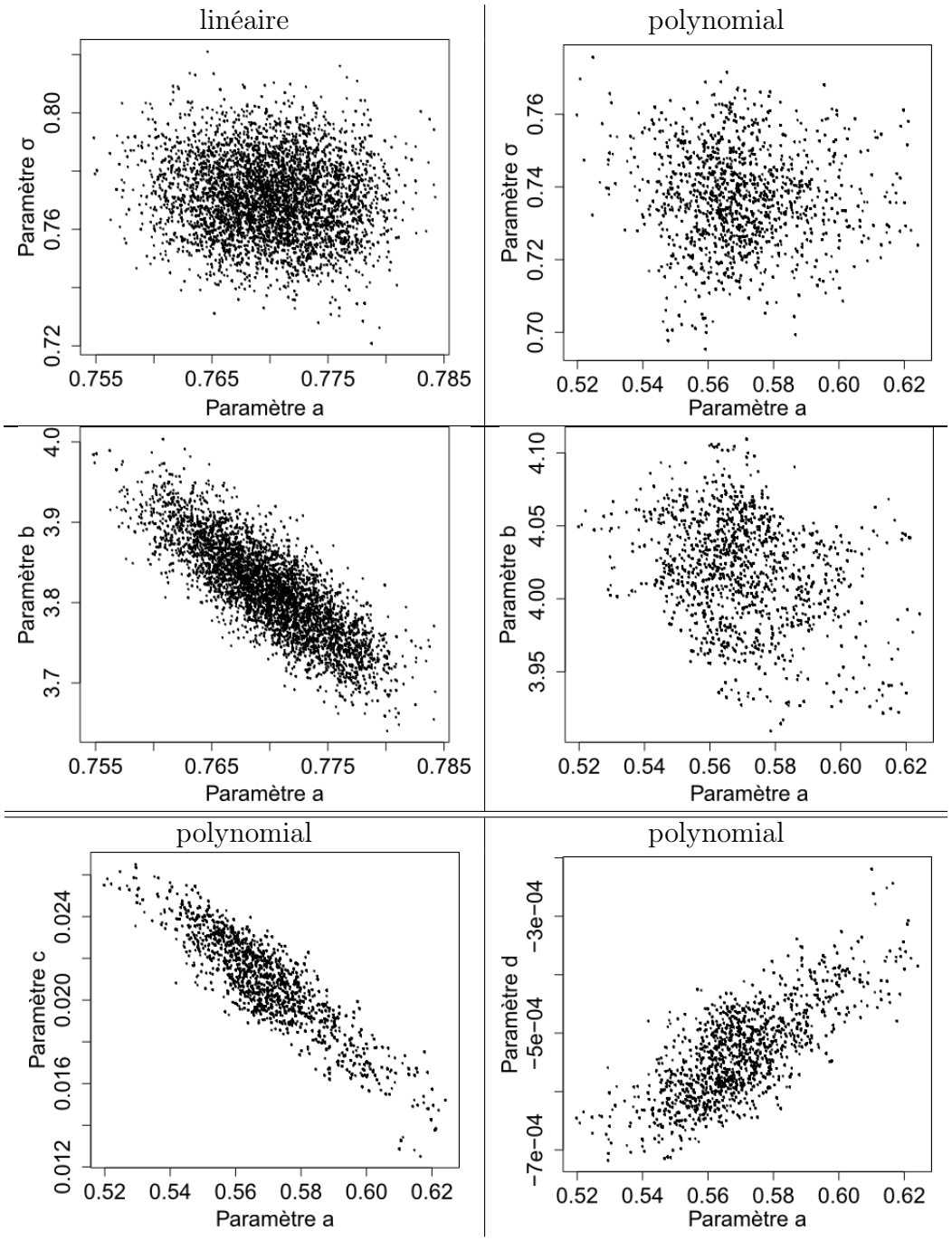


FIGURE 6.24 – Visualisation des corrélations entre paramètres à des distributions de paramètres obtenues par l'algorithme de Metropolis-Hastings, à partir des données de Longpont avant l'affaissement des clapets

Les valeurs des paramètre optimaux obtenues pour les deux modèles sont différentes mais restent assez proches (tableau 6.6), le modèle polynomial est donc bien une correction par rapport au modèle linéaire. Les valeurs obtenues avec le modèle linéaire se situent bien dans les gammes de valeurs obtenues par Ducharne (2008).

L'optimum pour L (partie entière) est 3 et aucune variance ou covariance n'a de sens. Les différences entre les valeurs optimales et les valeurs médianes demeurent très faibles (table 6.7), elles peuvent être dues à un échantillonnage insuffisant, notamment pour définir avec une précision suffisante la position de l'optimum, voire à une dissymétrie

dans la distribution des paramètres. Nous avons utilisé la médiane et non la moyenne pour minimiser l'importance des valeurs extrêmes éloignées de l'optimum.

	a	L	b	c	d	σ
Modèle linéaire						
param optimaux	0,7699	3,5816	3,8171	-	-	0,7709
écart-type	0,0067	0,2799	0,0798	-	-	0,0198
Modèle polynomial						
param optimaux	0,5725	3,5044	4,0412	0,0203	$-5{,}1489.10^{-4}$	0,7386
écart-type	0,0142	0,0172	0,0140	0,0020	$0{,}6488.10^{-4}$	0,0151

TABLE 6.6 – Calage des paramètres et leurs variances pour les modèles linéaire et polynomial

		a	b	c	d	σ
linéaire	optimum	0.7699	3.8171			0.7709
	médiane	0.7701	3.8146			0.7708
polynomial	optimum	0.5725	4,0412	0,0203	$-5{,}1489.10^{-4}$	0,7386
	médiane	0.5707	4,0182	0,0207	$-5{,}2945.10^{-4}$	0,7370

TABLE 6.7 – Comparaison des valeurs optimales et médianes des paramètres après convergence pour les modèles linéaire et polynomial

Impact des effacements : comparaison des valeurs mesurées et simulées

En prenant les jeux de paramètres finaux optimisés calés sur la période 2008-2010, les températures de l'eau ont été simulées sur la période 2010-2012. Ces températures simulées WTsim correspondent donc aux températures de l'eau qui auraient été observées si le clapet Souchard n'avait pas été abaissé. Ces valeurs simulées sont donc comparées avec les températures de l'eau observées WT avec le clapet abaissé, pour de mêmes conditions météorologiques (figure 6.25).

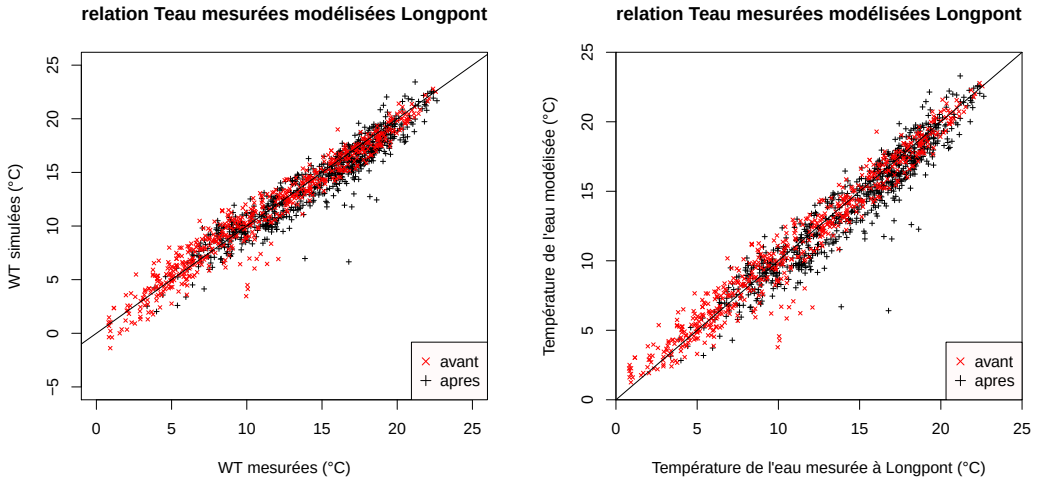


FIGURE 6.25 – Températures de l'eau modélisées avec les paramètres optimaux en fonction des température de l'eau mesurées à Longpont avant et après les effacements pour le modèle linéaire (gauche) et le modèle polynomial (droite)

Les deux modèles présentent des résultats finaux assez proches. Cependant, le modèle polynomial permet d'obtenir une relation plus linéaire entre les températures simulées et les températures observées sur la période de calage (figure 6.25) et sa log-vraisemblance est un peu meilleure (-298 contre -367). Il n'apparaît pas d'évolution flagrante de la température après les effacements. Il semblerait cependant qu'après les effacements (points noirs), les températures de l'eau simulées soient un peu moins élevées que les températures observées (sous la droite 1 :1) pour des températures moyennes.

Grâce à la méthode bayésienne, nous disposons d'un ensemble de jeux de paramètres calculés lors des 10000 itérations du calage du modèle. Avec l'ensemble de ces jeux de paramètres, nous avons simulé un ensemble de jeux de températures de l'eau pour chaque journée. Ces jeux de températures journaliers permettent d'évaluer la plage de variation des températures simulées pour chaque jour. En y ajoutant la variance estimée pour chacun de ces jeux de paramètres, on obtient une plage de variation des températures simulées (figure 6.26).

Pour une journée donnée, la variation de la valeur simulée de la température liée aux différentes valeurs des paramètres calculés lors du calage est assez faible (croix noires sur la figure) mais les températures simulées sont éloignées de la valeur mesurée (trait rouge). Par contre, en prenant en compte l'incertitude totale incluant l'erreur modèle (σ), les températures simulées (croix gris claires sur la figure) recoupent la température observée. Un comportement similaire a aussi été observé par Engeland 2005. On trouve ainsi une variation de températures simulées pour une journée d'au maximum de 5,7°C. L'écart entre les quantiles q_{25} et q_{75} des températures simulées est de 1°C en moyenne sur une journée.

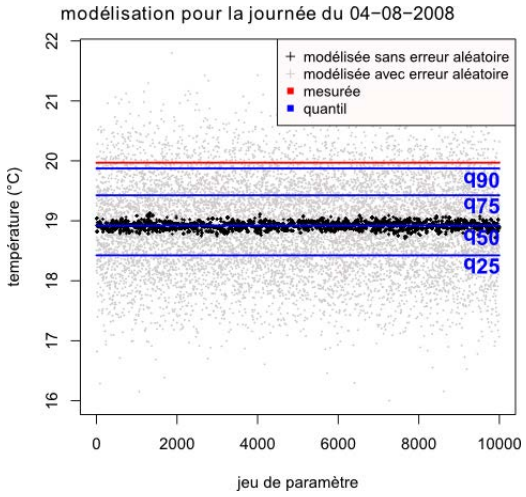


FIGURE 6.26 – comparaison des températures simulées pour tous les jeux de paramètres calculées avec ou sans variance, ses quantiles, et la température observée pour un jour donné

Nous avons comparé les températures observées WT aux températures simulées WTsim (figures 6.27). Si les tendances saisonnières sont les mêmes, il apparaît clairement des différences entre les WT et les WTsim. Les températures observées ne présentent pas les mêmes distributions que les températures simulées même avant les effacements et quelle que soit la période considérée. Cette différence est donc inhérente au modèle qui ne reproduit pas parfaitement les températures observées. Pour une analyse plus affinée de l'effet d'un effacement, il faut donc comparer les différences entre les températures mesurées et

modélisées avant et après effacement. Sur les graphiques 6.27, les températures mesurées semblent souvent supérieures (points rouges) aux températures modélisées lors de diminution rapide de la température. A l'inverse, les températures mesurées semblent souvent inférieures (points verts) aux températures modélisées en période de grand froid. Puisque le modèle se comporte plus ou moins bien, il est nécessaire d'aller vers une analyse plus fine de ses comportements dans différentes conditions (débit et météorologie).

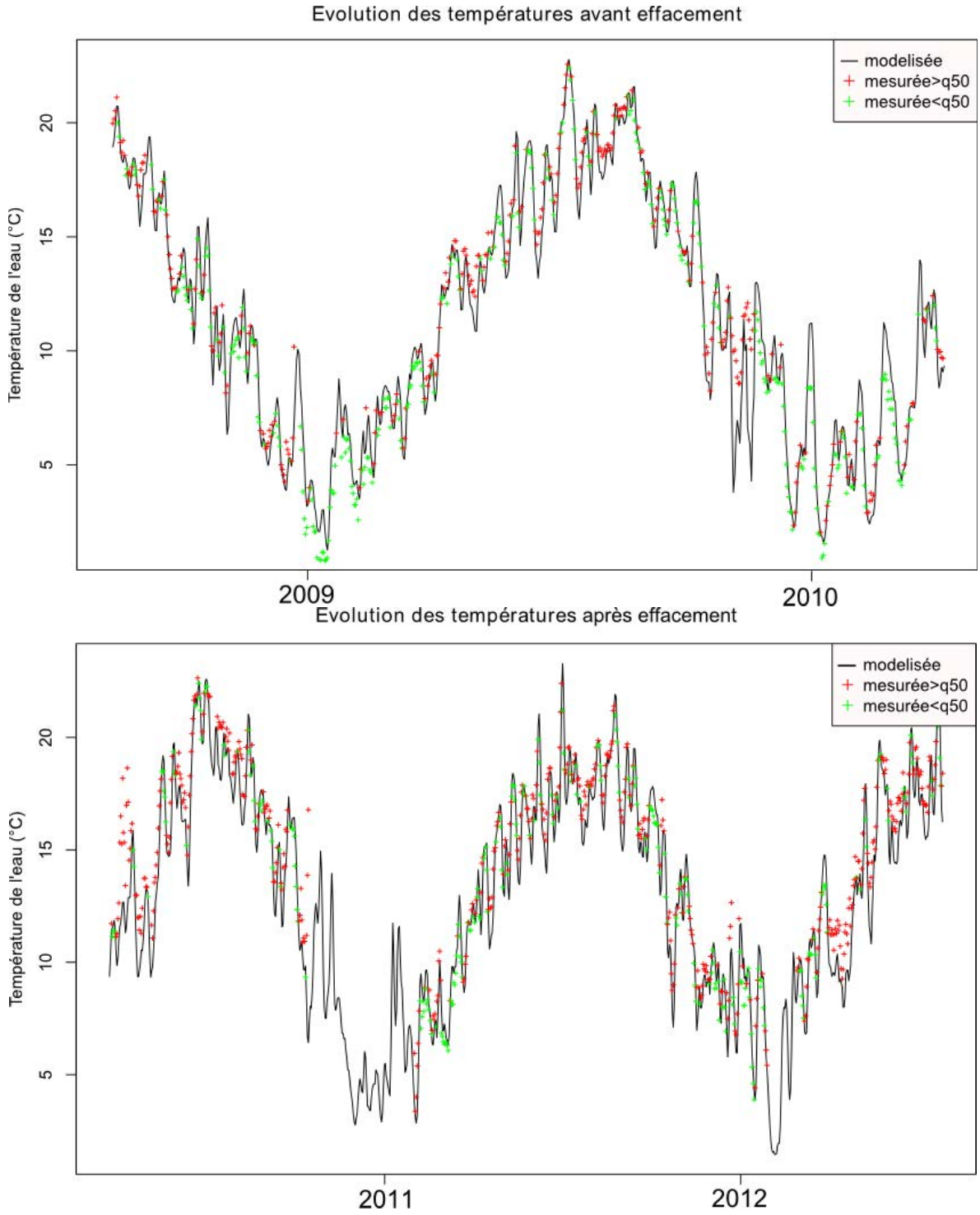


FIGURE 6.27 – Évolution des températures modélisées WTsim d'après le jeu de paramètres optimaux (trait) et des températures observées WT (rond rouge si WT$>q_{50}(WTsim)$ et vert sinon) sur la période de calage (avant effacement) et après effacement

Il faut effectuer un zoom sur différentes périodes pour mettre en évidence les évolutions de la température liées aux effacements, et tenir compte des erreurs de modélisation dans l'analyse des résultats post-effacement, le modèle calé sur la période d'avant les effacements servant de référence. L'indicateur utilisé pour comparer les simulations avant et après est le nombre de jours pour lesquels la température observée est au-dessus du quantile proposé par le modèle (qui varie pour chaque journée) pour des ensembles de dates pertinentes (crue, été...). S'il n'y a pas d'effet des effacements, la proportion des températures observées supérieures au quantile des températures simulées WTsim doivent être similaires avant et après les effacements. Ces tests sont effectués sur plusieurs périodes, ces périodes pouvant être combinées, en regardant par exemple les périodes critiques d'étiage durant l'été :

- été : périodes où la température de l'air est supérieure à 15°C
- hiver : périodes où la température de l'air est inférieure à 8°C
- printemps-automne : périodes où la température de l'air est comprise entre 8°C et 15°C
- étiage : périodes où les débits de l'Orge au Breuil sont inférieurs à $0.8 m^3/s$ sur une journée
- crue : périodes où les débits de l'Orge au Breuil sont supérieurs à $3 m^3/s$ sur une journée
- baisse de température : s'il y a une diminution de température de l'eau d'au moins 1°C entre deux journées

.

Le modèle n'est pas excellent pour reproduire les distributions observées. En particulier, 68% des valeurs mesurées sont supérieures aux q_{25} simulés pour chaque date avant l'effacement donc sur la période de calage alors que l'on attendrait 75% si le modèle était parfait. Ce décalage se retrouve sur les graphiques 6.28 où la courbe bleue de la période de calage peut être assez éloignée de la droite 1 :1. Ces erreurs au niveau du calage n'empêchent cependant pas de comparer la position des mesures par rapport au modèle avant et après effacements des barrages.
Il s'agit de comparer des distributions binomiales. Il apparaît des différences significatives (p-valeur $< 10^{-6}$) de distributions de température entre la période de calage (avant les effacements) et la période après les effacements (table 6.8). Les valeurs des quantiles des températures mesurées après les effacements sont supérieures aux valeurs attendues : celles du calage (courbe bleu), donc d'avant les effacements. Après les effacements, les températures mesurées sont dans l'ensemble supérieures aux températures modélisées. Contrairement à ce que l'on pourrait attendre, il y a donc un réchauffement de la rivière, qui peut être lié à une meilleure homogénéisation de la colonne d'eau grâce aux écoulements plus rapides (la mesure de la température est effectuée en fond de lit).

WT > $q_i(WTsim)$	total nb jour	q_{25} nb jour (%)	q_{50} nb jour (%)	q_{75} nb jour (%)	q_{90} nb jour (%)
si modèle parfait		75%	50%	25%	10%
Tout avant	599	407 (68)	295 (50)	172 (29)	98 (16)
Tout après	738	588 (80)	481 (65)	360 (49)	263 (36)
Tout test		$1{,}4.10^{-6}$	$6{,}1.10^{-9}$	$1{,}4.10^{-13}$	$4{,}8.10^{-15}$
crue avant	61	21 (34)	15 (25)	7 (11)	4 (7)
crue après	48	36 (75)	32 (67)	25 (52)	21 (44)
crue test		$5{,}9.10^{-5}$	$2{,}6.10^{-5}$	$1{,}0.10^{-5}$	$1{,}3.10^{-5}$
étiage avant	113	94 (83)	69 (61)	38 (34)	23 (30)
étiage après	228	181 (79)	149 (65)	116 (51)	79 (35)
étiage test		0,49	0,51	$3{,}7.10^{-3}$	$9{,}6.10^{-3}$
hiver avant	250	149 (60)	106 (42)	57 (23)	37 (15)
hiver après	141	109 (77)	86 (61)	62 (44)	45 (32)
hiver test		$5{,}8.10^{-4}$	$6{,}1.10^{-4}$	$2{,}1.10^{-5}$	$1{,}1.10^{-4}$
été avant	156	124 (80)	91 (58)	50 (32)	24 (15)
été après	319	261 (82)	215 (67)	156 (49)	106 (33)
été test		0,62	0,06	$7{,}2.10^{-4}$	$6{,}7.10^{-5}$
baisse T avant	173	150 (87)	123 (71)	88 (51)	53 (31)
baisse T après	222	208 (94)	195 (88)	168 (76)	135 (61)
baisse T test		0,03	$5{,}4.10^{-5}$	$5{,}3.10^{-7}$	$4{,}7.10^{-9}$

TABLE 6.8 – Nombre de jour (et %) où les températures mesurées WT sont supérieures au quantile des températures simulées, avant et après effacement du clapet, suivant la saison ou le débit
le sur-lignage rouge indique que les températures observées sont proportionnellement supérieures aux températures simulées

L'influence du débit est plus forte que prévue (les résidus du modèle sur la période de calage ne semblaient pas dépendre du débit 6.19). En période de crue avant effacement, les températures mesurées étaient bien inférieures aux températures modélisées, principalement pour q_{25} et q_{50} (températures basses). Le modèle utilisé simule des températures trop faibles en période de crue. Par contre, après effacement les températures mesurées correspondent mieux aux quantiles q_{25} et q_{50} mais sont plus élevées pour le q_{75} et q_{90}. L'effacement des clapets provoque donc une augmentation des températures lors des crues. Mais les clapets étant abaissés lors de crues, ces modifications ne seraient alors pas uniquement liées aux effacements... ?

Suite à l'effacement, les températures mesurées en été et en période d'étiage présentent plus de valeurs extrêmes que celles modélisées (plus de valeurs supérieures aux q_{75} et q_{90}) mais les valeurs les plus faibles restent semblables. C'est sans doute la plus faible hauteur d'eau qui provoque un réchauffement de l'eau plus important en fond de lit lors des étiages et en été. Cependant, si les température élevées sont plus fortes, la valeur médiane (q_{50}) reste similaire.

Suite à l'effacement, la température de l'eau mesurée en hiver est plus élevée que la température simulée. Les effacements permettent donc de limiter le refroidissement de l'eau en hiver. Cet effet a pu être observé sur le terrain lors de l'hiver 2012 : suite à de grands froids début février 2012, la surface de l'Orge en amont du clapet Pressat avait

gelé alors que sur tout le tronçon libéré, l'eau était toujours courante (figure 6.29).

Suite à l'effacement, les températures mesurées lors de baisse de température sont plus élevées que celles simulées. La baisse de température est donc plus lente sans les clapets. Ceci est sans doute lié aux écoulements plus rapides qui font participer toute la colonne d'eau et augmente l'importance des apports externes lors de changement de température, ce qui donne une inertie plus importante.

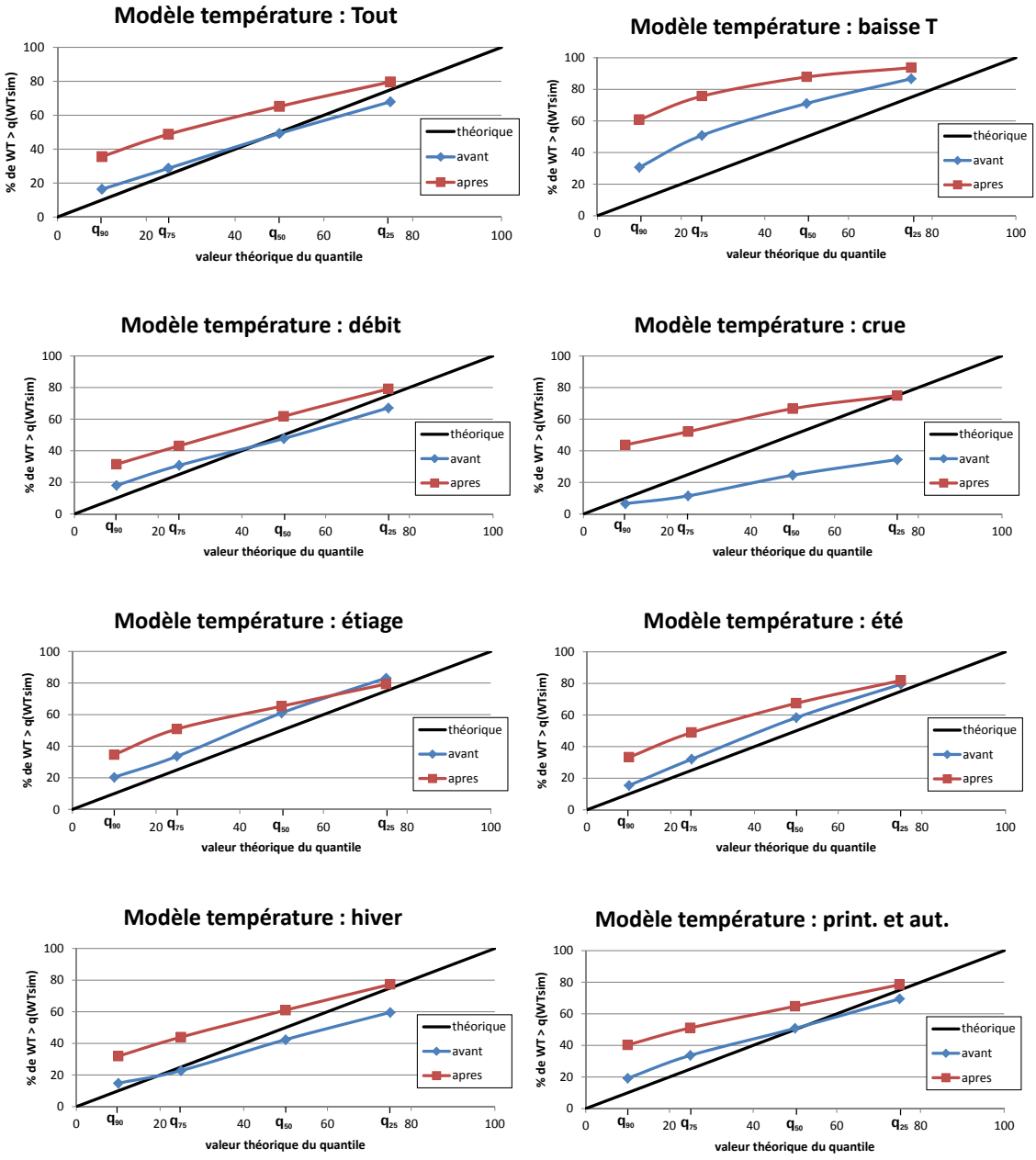


FIGURE 6.28 – Proportion des températures observées WT supérieures au quantile des températures simulées WTsim en fonction de la valeur théorique de quantile si le modèle était parfait, avant (période de calage) et après les effacements

(a)  (b) 

FIGURE 6.29 – L'Orge en fin de journée du 9 février 2012, (a) gelée en amont du clapet Pressat et (b) toujours courante en amont du clapet Vaucluse effacé

Plusieurs hypothèses sont avancées pour expliquer l'ensemble de ces observations :

- les clapets, en laissant s'écouler la couche supérieure de la colonne d'eau, ne provoquait pas une très forte augmentation de la température de l'eau à leur amont, contrairement aux constatations ou hypothèses communément admises pour des barrages
- les écoulements plus rapides améliorent l'homogénéisation de la colonne d'eau, ce qui augmente les températures en fond de lit (où est mesurée la température) mais permettent d'atténuer les diminutions de température en faisant participer toute la colonne d'eau et en augmentant l'importance des apports externes

L'effacement des clapets augmenterait donc le réchauffement de l'eau, sans doute en améliorant l'homogénéisation de la colonne d'eau.

Conclusion : Effacement et température de l'eau

Le calage grâce à une approche bayesienne fournit un ensemble de jeux de paramètres permettant une description de la distribution des paramètres des modèles. Les deux modèles, polynomial et linéaire, fournissent des résultats assez proches. Cependant, comme le montre la variation importante des températures observées par rapport aux températures simulées sur la période de calage, le modèle pourrait être amélioré pour mieux s'ajuster aux observations.

Malgré leurs imperfections, les modèles restent capables de mettre en évidence l'effet des effacement à Longpont, suite essentiellement à l'effacement du clapet Souchard, et du clapet Guipereux dans une moindre mesure. L'effacement des clapets modifie la température de la colonne d'eau mais pas de la façon attendue puisque statistiquement c'est une augmentation de la température qui est observée quelles que soient les circonstances météorologiques et hydrologiques. Nous formulons l'hypothèse que l'évolution des écoulements permet d'homogénéiser la colonne d'eau avec des températures globalement plus chaudes. Cependant, comme toute la colonne d'eau semble sollicitée, les variations de température semblent avoir lieu plus lentement.

Chacune des 5 stations de suivi de la qualité de l'eau du Syndicat de l'Orge se trouve dans la zone d'influence d'un clapet ayant été effacé entre 2010 et 2013. Ce travail pourra donc être reproduit sur les 4 stations restantes pour valider les observations de cette étude. Il pourrait être envisagé d'étendre cette méthode de calage à un modèle d'oxygénation de

la rivière pour évaluer l'impact d'effacement de clapet sur l'oxygénation de la rivière.

6.4 Conclusion : qualité de l'eau et impacts des effacements

Des suivis de la qualité de l'eau ont été mise en place sur l'Orge, les affluents et la nappe alluviale, avec principalement des analyses des concentrations en azote, phosphore et souffre. Ces analyses de l'eau sont effectuées par chromatographie ionique ou par colorimétrie (nitrite et phosphate). Ces campagnes de prélèvement de l'eau de l'Orge, effectuées tous les 15 jours, viennent compléter les mesures effectuées par les stations qualité du Syndicat de l'Orge : turbidité, oxygénation, température et concentrations en ammonium dans l'Orge.

Lors des effacements, la turbidité de la rivière augmente fortement en l'aval de l'ouvrage et s'accompagne d'une désoxygénation de l'eau durant quelques jours au maximum. Les pics de turbidité, de désoxygénation et de forte concentrations en ammonium ne sont que rarement synchronisés. Il ne semble donc pas que ce soit l'érosion des sédiments qui provoque un relargage de NH_4. La présence de clapets toujours en place en aval de la perturbation semble en limiter sa propagation vers l'aval de la rivière. La suppression des clapets permet de ne plus stopper et ni "stocker" la pollution en amont des clapets mais en contrepartie, la pollution va traverser (assez rapidement) l'intégralité du tronçon aval de la rivière. La qualité de l'eau sur le tronçon d'étude est donc localement impactée par un effacement de clapet (turbidité, oxygénation...), mais cela ne dure que quelques jours.

L'impact des effacements sur la turbidité reste donc limité à des évènements ponctuels et sur une courte durée. L'impact sur les concentrations en ammonium est significatif mais les sources d'ammonium étant principalement anthropiques, ces évolutions ne sont pas uniquement dues aux effacements.

Sur les deux années de suivi, les concentrations en ammonium et en phosphore passent ponctuellement au dessus des seuils de la DCE dans l'Orge, plus régulièrement dans les affluents, particulièrement sur le Blutin et le Mort Ru. Ces deux éléments provoquent un déclassement de l'Orge dans les cours d'eau de qualité médiocre.

Sur les deux années de suivi, les concentrations en azote et en phosphore dans l'Orge différent légèrement entre l'amont et l'aval du tronçon d'étude. Les phénomènes pouvant mener à un tel résultat étant multiples (apport par les affluents, par ruissellement, par la nappe, dilution par les pluies, consommation par la biosphère...), il n'est pas possible d'évaluer dans quelle mesure l'effacement des clapets joue rôle dans ces évolutions.

En comparant les données enregistrées au niveau de la station qualité de Longpont en amont d'un clapet, les concentrations journalières en ammonium sont significativement plus faibles et la turbidité journalière est significativement plus importante après effacement. La station de Villemoisson présente les mêmes tendances pour l'ammonium mais pas pour la turbidité. Il est donc difficile de mettre clairement en évidence une modification des turbidités et des concentrations en ammonium journalières suite aux effacements car de nombreux processus (hydrologie, pollution...) peuvent jouer une rôle important sur ces tendances.

A plus long terme, la suppression de seuil influence la température de la rivière, mais pas forcément de la façon attendue. Les températures (mesurées en fond de lit) sont globalement plus élevées après les effacements. Cette différence est importante en été et à l'étiage, sans doute grâce à la hauteur d'eau plus faible et aux écoulements plus rapides. Les températures hivernales sont elles aussi plus élevées, permettant de limiter le gel de la rivière en cas de grand froid. Cette augmentation de la température de l'eau semble être liée à une meilleur homogénéisation qui fait participer toute la colonne d'eau lors d'échanges thermiques. Le clapets évacuant l'eau de la surface de la retenue et la mesure de température étant effectuée en fond de retenue, le réchauffement du fond de l'eau dans la retenue devait être limité en présence de clapet.

Les paramètres physiques (température, turbidité, oxygénation...) de la rivière sont bien impactés à plus ou moins long terme par les effacements de seuils en rivière. Par contre, il n'est pas évident de voir une évolution de la chimie de la rivière suite aux effacements.

Chapitre 7

Les banquettes de sédiment : flux hydrologiques et biogéochimiques

L'affaissement des clapets, en diminuant les hauteurs d'eau dans la rivière, a mis à l'air libre des bancs de vase le long des anciennes berges de l'Orge. Ces banquettes de sédiments représentent un nouvel élément dans la rivière. Proches de la nouvelle ligne d'eau, elles subissent des séquences d'inondation/éxondation liées aux variations du niveau d'eau de l'Orge rétablies depuis les effacements. Ces conditions variables doivent influencer les processus biogéochimiques internes aux banquettes et impacter potentiellement les flux de nutriments entre les sédiments et la rivière.
Une dizaine de banquettes sont ainsi apparues en amont des anciens clapets, elles sont de taille assez réduite, ne faisant en général qu'un à deux mètres de large pour quelques mètres de long. La plus importante des banquettes est la banquette dite "LA", en amont du clapet Souchard, qui mesure 3,5 m de large pour 45 m de long. Étant donné le peu d'échanges existant entre l'Orge et les nappes avoisinantes (voir partie 3.3), ces banquettes, soumises aux fluctuations du niveau d'eau, deviennent des zones hyporhéiques susceptibles de jouer un rôle nouveau dans le fonctionnement biogéochimique de la rivière.

Pour évaluer l'impact de ces banquettes confinées au sein du cours d'eau, nous avons mis en place des suivis in-situ ainsi que des expériences au laboratoire. Des suivis de terrain ont été effectués sur quatre banquettes de tailles variables (figure 3.5), avec des mesures de la morphologie des banquettes, des mesures des niveaux piézométriques et des analyses de l'eau interstitielle. Des expériences au laboratoire ont permis de préciser l'impact de l'inondation sur les processus biogéochimiques. Un modèle a été construit pour reproduire les flux d'eau entre les banquettes, la rivière et la berge. Il permet d'évaluer les échanges d'eau entre l'Orge et la banquette et d'estimer l'impact des flux d'azote et de phosphore dans les banquettes sur la qualité de l'eau de la rivière.

7.1 Méthodologie

7.1.1 Suivis de terrain des banquettes de sédiment

Des suivis des niveaux d'eau et de sa qualité ont été mis en place dans les banquettes. Ils sont complétés par des analyses ponctuelles des sédiments pour évaluer leurs caractéristiques. Quatre banquettes ont été particulièrement étudiées dans la thèse, toutes sont situées en rive gauche de l'Orge (voir carte 2.4 et figures 3.1) :

- deux banquettes en amont du clapet Vaucluse (Ste Geneviève-des-Bois) : VA et VB (respectivement à 135 et 120 m en amont du clapet)
- deux banquettes en amont du clapet Souchard (Longpont-sur-Orge) : LA et LB (respectivement à 500 et 390 m en amont du clapet)

Ces banquettes de sédiments ont évolué durant les deux années de suivis : elles ont été réduites par l'érosion de leur partie en contact avec la rivière, principalement durant les crues hivernales (voir table 7.2 et est explicitée plus en détail dans la partie 3.1.6). Elles ont aussi été colonisées par la végétation, ce qui a été évalué par un suivi photographique ainsi que par des inventaires de la végétation (voir partie 4.2).

Sur ces quatre banquettes, des tubes de prélèvement d'eau interstitielle ainsi que des mini-piézomètres ont été installés pour suivre les niveaux d'eau interstitielle et évaluer sa qualité. Ces instruments sont localisés sur les banquettes (figure 7.1) à des distances variables de la rivière (table 7.2).

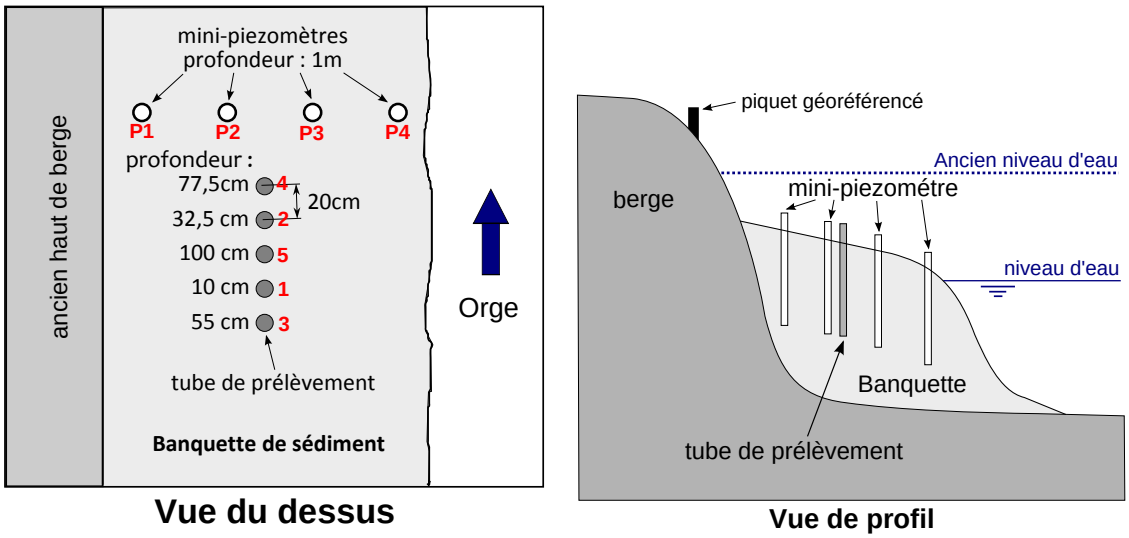


FIGURE 7.1 – Disposition d'un site de prélèvement d'eau interstitielle dans les banquettes

La banquette et ses niveaux de vase pouvant évoluer, un piquet géoréférencé en Z est solidement implanté sur l'ancienne berge. Les hauteurs des mini-piézomètres, des tubes de prélèvements et des niveaux de vase à leur pied ont été relevées régulièrement, en comparant leur élévation par rapport au piquet à l'aide d'un niveau à eau.

Tube de prélèvement d'eau interstitielle

La question de la méthode de prélèvement de l'eau interstitielle des banquettes de sédiment s'est posée. Nous souhaitions faire des échantillonnages d'eau à plusieurs profondeurs dans la banquette, sans trop perturber le milieu, et avec des échantillonnages rapprochés dans le temps en cas de crue. Nous avons donc éliminé le carottage trop destructif au vu de la taille de nos banquettes. Nous avons envisagé d'utiliser des sondes à dialyse ou des bougies poreuses, mais le temps de mise à l'équilibre de plusieurs jours (2-3 jours pour les peepers, 24 à 48h pour les bougies poreuses) n'est pas adapté aux dynamiques de crue de l'Orge ((Hesslein, 1976), (Teasdale et al., 1995)) .

Nous avons donc décidé de fabriquer notre propre système d'échantillonnage. Le principe est basé sur celui des bougies poreuses mais avec une porosité beaucoup plus forte (1 mm). Un tube en PVC est terminé par un embout poreux (voir 7.2). Un joint permet d'isoler la chambre d'échantillonnage du reste du tube tout en laissant passer deux tuyaux

en PVC. Ces deux tuyaux sont reliés l'un à une valve, l'autre à une seringue, permettant de faire des mouvements d'eau et d'air dans la chambre de prélèvement.

Avant l'échantillonnage, la chambre de prélèvement est totalement vidée en pompant avec la seringue tout en laissant la valve ouverte. La valve est ensuite fermée et l'échantillon d'eau interstitielle est prélevé en faisant le vide dans la chambre. Après le prélèvement, la chambre est remplie avec de l'eau désoxygénée pour prévenir toute oxygénation du sédiment autour du système de prélèvement et les tuyaux sont soigneusement fermés. L'échantillon d'eau interstitielle est immédiatement filtré sur filtre GF/F lorsque cela est possible. Lorsque la quantité de particules en suspension est trop forte, l'échantillon est transporté dans de la glace jusqu'au laboratoire où il sera alors filtré. Avec ce système, nous pouvons prélever en moyenne 20 à 40ml d'eau interstitielle.

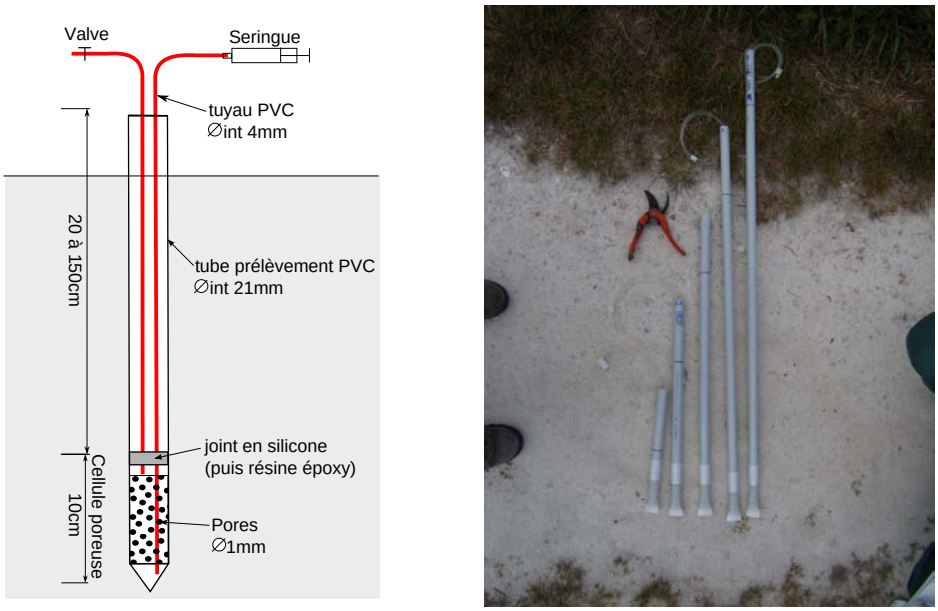


FIGURE 7.2 – Schéma et photo de tube de prélèvement de l'eau interstitielle dans les banquettes

Le principal défaut de cette méthode est que, pour les échantillons contenant trop de matière en suspension, la filtration ne se fait qu'après décantation, soit plusieurs heures après le prélèvement. L'échantillon peut donc subir une oxygénation partielle qui peut affecter les concentrations de phosphore par fixation sur des oxydes de fer néo-formés. De plus, ce matériel restant en place dans la banquette, il peut devenir un vecteur d'oxygéne dans la banquette en vieillissant (défaut d'étanchéité, rétraction des vases le long du tube...). Nous avons cependant fait le choix du système restant place qui permet un prélèvement toujours au même endroit, plutôt qu'un système mobile venant perturber le milieu lors de chaque prélèvement.

Ces tubes de prélèvement sont mis en place dans les banquettes de sédiment VA, VB, LA et LB (voir photo 3.5). Cinq tubes sont enfoncés dans la banquette perpendiculairement à la rivière à différentes profondeurs : théoriquement 15, 33, 50, 75, et 100 cm sous la surface du sédiment. Selon la structure du sédiment, les profondeurs effectives au moment de la pose ne sont pas précisément égales aux profondeurs initialement recherchées (voir tableau 7.1). Par ailleurs, certains tubes de prélèvement ont subi des réfections nécessitant de les enlever de la banquette et ils n'ont parfois pas pu être remis à la même profondeur.

D'où parfois des lacunes dans la collecte des données et de possibles modifications de la profondeur du prélèvement d'un même tube. Ces réfections étaient principalement liées à des problèmes de colmatage ainsi qu'a des défauts d'étanchéité du joint en silicone isolant la cellule de prélèvement. Ce joint à été remplacé par un joint en résine plus résistant.

banquette	Date	n°1	n°2	n°3	n°4	n°5
LA	26/04/10	12	32,5	55	77,5	83
LA	08/11/11	12,3*	-	53,9	75,4*	81
LB	04/05/10	10	32.5	55	77,5	100
LB	08/11/11	14,9*	33,8*	55,5*	82,6*	85,2*
VA	26/04/10	10	32,5	55	77,5	62
VA	08/11/11	12,4	35,5	54,7*	77,8*	52
VB	27/04/10	10	32,5	55	77,5	75
VB	08/11/11	-	32,5*	38*	45,8*	41,5*

TABLE 7.1 – Profondeur des prélèvements d'eau interstitielle dans les banquettes en centimètre sous le niveau de vase lors de l'installation et à la fin des campagnes de suivi
* tubes de prélèvement ayant subi une réfection et n'ont pu être remis en place à une même profondeur

Les tubes de prélèvement ont été placés juste avant l'abaissement du clapet à Vaucluse et quelques semaines après l'effacement de Guipereux (à Longpont-sur-Orge). Nous avons essayé de les mettre au milieu de la banquette, leur distance à la rivière est donc variable selon les sites (voir tableau 7.2). Cette distance a évolué car les banquettes ont été progressivement érodées par la rivière durant les deux ans du suivi. L'érosion est reportée dans le tableau 7.2 et est explicitée plus en détail dans la partie 3.1.6.

(mètres)	Longueur	Largeur	Distance moyenne à la rivière	Érosion 2010-2012
LA	45	4,3	2,4	-0,81
LB	15	3,3	1,9	-0,54
VA	5	2,4	1,32	-0,73
VB	3	2,1	1,05	-0,92

TABLE 7.2 – Tailles des banquettes de sédiment et distance moyenne des tubes de prélèvement à la rivière lors de l'installation, suivi de l'érosion des banquettes par la rivière durant les deux ans de suivi

Suivi des niveaux d'eau interstitielle des banquettes

4 à 5 mini-piézomètres ont été installés dans chacune des banquettes perpendiculairement à la rivière (figure 7.1). Ces mini-piézomètres sont constitués de tubes en PVC de 1 m de haut (diamètre 21 mm) percés dans leur partie inférieure et enfoncés dans le sédiment. Dahm et al. (2006) utilisent une méthode similaire pour accéder à la piézométrie de la zone hyporhéique. Grâce à ces mini-piézomètres implantés dans les banquettes perpendiculairement à la rivière (table 7.3), les cotes de l'eau interstitielle ont été relevées deux fois par mois. Elles ont permis d'estimer l'évolution du gradient de l'eau interstitielle entre l'ancienne berge et la rivière. Les banquettes devenant difficilement accessibles

dès lors qu'elles commençaient à être recouvertes par l'Orge (débit supérieurs à 5 m^3/s à Épinay), peu de mesures ont été effectuées lors de crue de l'Orge.

(cm)	berge - P1	P1 - P2	P2 - P3	P3 - P4	P4 - P5	P4 - Orge	érosion
LA	120	70	70	70	59	103	81
LB	65	80	80	80	-	30	54
VA	53	59,5	51	49	-	32	73
VB	68	39,5	34	64,5	-	7	92

TABLE 7.3 – Distance entre les différents piézomètres implantés sur les banquettes lors de leur installation et érosion de la banquette sur les deux ans du suivi

Ces informations sont ponctuelles mais ont été complétées par la pose de capteurs en continu sur de plus courtes périodes pour estimer les dynamiques de la piézomètrie liées aux variations des niveaux de l'Orge. Pour ce faire, des piézomètres de 10 cm de diamètre et de 1 m de profondeur ont été creusés dans la banquette VA. Les piézomètres GP2, GP3 sont placés respectivement à 78 cm, 134 cm de l'ancienne berge, soit 101 cm et 45,5 cm de l'Orge, et GP4 mesure les niveaux de l'Orge. Des capteurs de profondeur (sondes de pression In-Situ Inc. Rugged Troll 100 accompagnées d'une sonde baromètrique Baro Troll) ont été installés dans ces piézomètres du 17 mars au 2 mai 2012, avec des mesures effectuées toutes les 15 minutes. Plusieurs crues ont ainsi pu être suivies.

7.1.2 Expériences au laboratoire de mise en eau des sédiments

Pour compléter nos observations de terrain, des expériences de mise en eau et de drainage ont été effectuées sur des carottes de sédiment au laboratoire, dans le but de préciser les processus biogéochimiques ayant lieu dans les banquettes lors des séquences de crue/décrue de l'Orge.

Prélèvement de carottes de sédiment dans une banquette

Des carottes ont été prélevées dans les banquettes à l'aide de tubes en PVC de diamètre 10 cm que l'on enfonce dans le sédiment et que l'on ressort tels quels, en prenant soin de ne pas déstructurer la carotte. Des trous (diamètre 2 cm) sont pré-percés dans les parois du tube PVC tous les 5 cm et immédiatement après le prélèvement, des septa sont placés dans ces trous (voir schéma 7.3) et soigneusement étanchéifiés avec du joint en silicone. Le fond de la carotte est rendu étanche par un bouchon PVC (percé d'un embout permettant d'y connecter un réservoir d'eau) scellé par un joint en silicone. La carotte est ramenée au laboratoire en la maintenant verticale.
Les carottes ainsi prélevées mesurent entre 30 cm et 1 m de hauteur/profondeur (l'effet de cohésion entre les sédiments dans la carotte et ceux du fond de la banquette humides "retenait" une partie des sédiments dans la banquette et réduisait la taille de la carotte prélévée). Toutes les carottes de sédiment ont été prélevées sur la banquette LA. Les autres banquettes étaient trop réduites pour nous permettre d'y faire plusieurs carottages.
Pendant toute la durée de l'expérience d'inondation, la carotte reste dans le même tube (du prélèvement au découpage final), suivant Surridge et al. (2007).

Inondation de carottes de sédiment au laboratoire

Pour simuler des crues, une carotte de sédiment est inondée en injectant de l'eau de l'Orge par le bas de la carotte via l'embout prévu à cet effet. Il ne faut pas plus de 15 minutes pour saturer l'ensemble de la carotte. Une fois inondée, le réservoir est déconnecté et l'embout est soigneusement rendu étanche. Le dessus de la carotte reste quant à lui en contact avec l'air libre, comme ce serait le cas sur le terrain. Après une période donnée de 1 à 4 jours d'inondation, la carotte est vidangée gravitairement par couches successives (du haut vers le bas) en enfonçant un fin tuyau creux en inox dans un septa et en laissant l'eau s'écouler (l'intégralité de la vidange pouvant prendre plusieurs heures). Ces expériences sont conduites à la température du laboratoire, soit entre 19 et 22°C.

Les échantillons d'eau recueillis sont filtrés sur des filtres GF/F (Whatman) et congelés jusqu'à analyse. La carotte est ensuite réutilisée pour une autre séquence d'inondation de durée différente. Après 3 à 4 séquences d'inondation, la carotte est découpée par tranche de 5 cm (entre deux septa) et la quantité de matière organique y est analysée. Certaines couches de sédiment de carotte seront également utilisées pour évaluer le potentiel de dénitrification des sédiments.

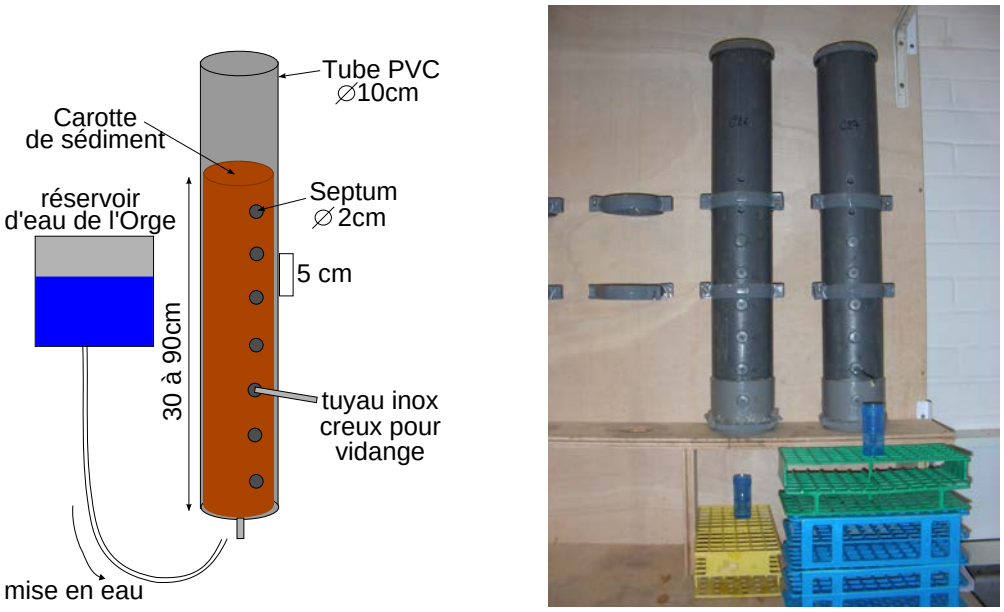


FIGURE 7.3 – schéma d'une carotte de sédiment pour les expérience d'inondation au laboratoire

Le drainage par gravité est assez lent et de l'eau de la couche supérieur pourrait venir "polluer" les prélèvements dans la couche inférieure si la vidange n'était pas totale. Nous avons parfois accéléré le processus en aspirant légèrement l'eau avec une seringue, mais cette pratique a été très limitée pour éviter de déstructurer la carotte.

Potentiel de dénitrification et de relargage des sédiments

Le potentiel de dénitrification des sédiments est estimé par des expériences de batch en milieu anoxique enrichi en nitrates. Pour ces batch en milieu anoxique, 5 g de sédiment sont placés dans un vial scellé sous atmosphère de N_2 avec 50 mL d'eau à 6 mgN-NO_3/L, soit 0,43 mmol/L de nitrate maintenu sous agitation. Ces essais sont réalisés en triplicat.

Le potentiel de relargage de sels par les sédiments est estimé en milieu oxique dans de l'eau mili-Q. Pour ces expériences en milieu oxique, 5 g de sédiment sont placés dans un becher avec 300 mL d'eau miliQ maintenu sous agitation. Ces essais sont réalisés en duplicat.
Pour les deux types d'expériences, 5 ml d'eau sont prélevés régulièrement sur une période n'excédant pas 6 h. L'eau prélevée est centrifugée pour en récupérer le surnageant, puis filtrée sur filtre GF/F (Whatman) et congelée jusqu'à analyse.

Les échantillons de sédiments analysés sont issus :

- des carottes de laboratoire (donc de la banquette LA)
- de prélèvement in-situ dans la rivière : sédiment toujours sous influence d'un clapet ("PB" amont du clapet Pressat proche berge et "PM" amont du clapet Pressat milieu de lit) et sédiment de milieu de lit dans des zones où les clapets ont été effacés ("CA" au niveau du Carouge derrière des macrophytes et "SO" juste en amont du clapet Souchard effacé)
- de surface de banquettes plus jeunes, en amont du clapet des Archives, éxondées depuis seulement 1 an ("ARAV" à 20 m du clapet effacé et "ARAM" à 100 m du clapet effacé)

A partir des mesures obtenues lors des expériences de batch en milieu anoxique, le taux de dénitrification potentiel des sédiments est estimé à partir de la pente de la courbe des concentrations en nitrate après la première heure d'expérimentation (figure 7.4). De nombreux essais ont révélé une consommation initiale rapide significative. Les résultats sont donc exprimés en terme de perte (ou gain) initiale ("b") et de pente de production ou consommation ("a"). La perte (gain) initiale est estimée par la distance entre la régression qui définit la production ou la consommation et la teneur initiale mesurée avant l'apport de sédiment (quasi-nulle sauf pour les nitrates).

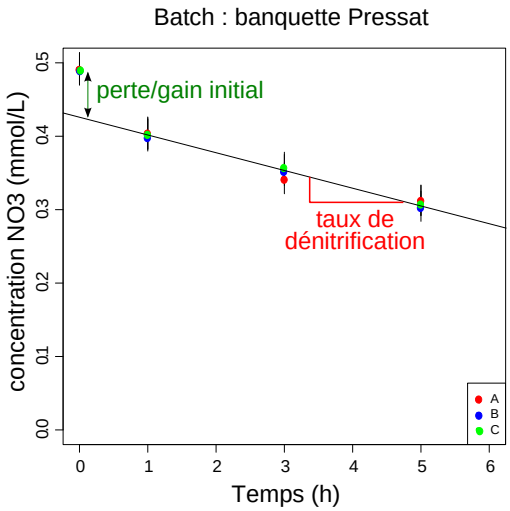


FIGURE 7.4 – Évolution des concentrations en nitrates au cours d'un batch anoxique (sédiment de bord de berge en amont du clapet Pressat)

7.2 Les sédiments des banquettes

A la fin des suivis de l'eau interstitielle, plusieurs prélèvements de sédiments ont été effectués, à proximité des sites de suivi de l'eau interstitielle dans chacune des quatre banquettes, pour évaluer les caractéristiques et la composition des sédiments constituant les banquettes.

7.2.1 Porosité des sédiments de banquette

Des carottes de sédiments ont été prélevées dans chaque banquette. Ces carottes ont été saturées en eau, directement dans le carottier (donc pour une volume connu) et le poids total des sédiments saturés en eau a été mesuré. Trois sous-échantillons de sédiment saturé ont été séchés à l'étuve (5 h à 100°C) pour évaluer la perte massique d'eau au cours du séchage. Rapporté au volume total de la carotte, nous avons estimé le volume d'eau contenu dans le volume de carotte saturé, ce qui donne une évaluation de la porosité totale des banquettes.

Lors des prélèvements de terrain, les carottes se sont tassées : la longueur de la carotte prélevée était plus petite que la profondeur du trou laissé dans la banquette (diminution de 20 à 40%). Nous avons supposé que le tassement provoquait une perte d'air ou d'eau par compression, donc provoquait une diminution de la porosité du sédiment telle que nous la mesurons. Les valeurs ont donc été corrigées pour prendre en compte cette perte de volume.

Nous avons ainsi pu estimer une porosité moyenne de 69,4%, assez proche pour les quatre banquettes (table 7.4). Nous sommes bien dans des gammes de porosité de sédiments fins (Datry et al., 2008).

VA	**VB**	**LA**	**LB**	**Moyenne**
69,1%	70,6%	67,1%	70,9%	**69,4**%

TABLE 7.4 – Porosité estimées des banquettes de sédiment

7.2.2 Composition des sédiments de banquettes

Teneur en matière organique par perte au feu

La quantité de matière organique contenue dans les sédiments est estimée par méthode destructive. Les échantillons de sédiment sont passés au four 4h à 500°C. La quantité de matière organique est estimée par la perte de poids des échantillons après ce traitement.

Analyse par fluorescence à rayon X (XRF)

La composition d'un jeu d'échantillons de sédiment, prélevé dans les quatre banquettes à différentes profondeurs, a été analysée par fluorescence aux rayons X (INNOV X DELTA, 40 keV). Lorsque la matière est bombardée par des rayons X, elle en ré-émet une partie sous forme de rayon X, c'est ce que l'on appelle la fluorescence X. Cette fluorescence X est caractéristique du composé qui l'émet. Il est donc possible de connaitre la composition élémentaire d'un échantillon en analysant sa fluorescence.

Les échantillons de sédiment préalablement passés à l'étuve (50°C pendant deux jours), sont broyés au mortier puis tassés dans des capsules pour l'analyse.

La fluorescence X appliquée aux sédiments est une méthode peu quantitative car de nombreuses interférences par auto-absorption peuvent se produire. Des échantillons préalablement analysés par spectrométrie de masse (ICP MS) et par activation neutronique (INAA) ont été analysés par XRF conjointement à nos échantillons, pour valider les analyses par XRF. L'analyse par XRF ne permet pas de mesurer Al, V, Cd, Sb et Hf alors que les autre méthodes (ICP ou INAA) les détectent.

Globalement, les analyse XRF sont plutôt bien corrélées aux résultats obtenus par ICP ou INAA, avec cependant quelques sur- ou sous-estimations pour certains paramètres. L'analyse par XRF a tendance à sous-estimer les teneurs en fer (figure 7.5). L'écart de la valeur absolue du rapport élémentaire au fer du zinc varie de ±4% à ±52% (table 7.5). Excepté pour le plomb, les résultats de l'analyse par fluorescence semblent plutôt stables. L'analyse par XRF n'est pas quantitative mais les résultats sont suffisamment reproductibles d'un échantillon à un autre pour qu'ils puissent être exploités.

erreur relative	Fe	Zn/Fe	K/Fe	Cr/Fe	Pb/Fe
moyenne	0,58 % (28%)	0,0009 (19%)	0,11 (35%)	0,0011 (33%)	0,0005 (65%)
min	715 ppm (7%)	0,0006 (4%)	0,012 (1%)	0,0002 (3%)	0,0002 (6%)
max	1,24 % (50%)	0,0040 (52%)	0,70 (70%)	0,0028 (71%)	0,0050 (129%)

TABLE 7.5 – Erreur de la valeur absolue du rapport élémentaire au fer entre la mesure par XRF et celle par INAA, écart des teneurs (erreur relative)

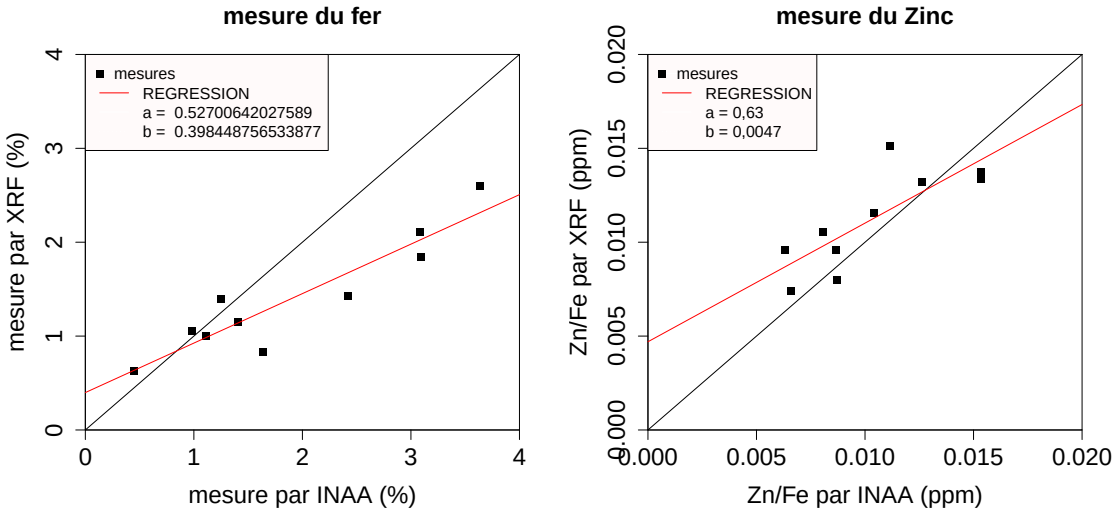


FIGURE 7.5 – Relation entre les teneurs mesurées par fluorescence X et par activation neutronique pour le fer et pour le rapport Fer Zinc

Composition des sédiments de banquette

Des analyses de sédiment ont été réalisées à différentes profondeurs dans les quatre banquettes pour connaitre la composition des sédiments de banquette.
Pour ce faire, une carotte de sédiment a été prélevée à proximité des tubes de prélèvement d'eau interstitielle au printemps 2013 (donc après les suivis) sur les quatre sites.

Des sous-échantillons de sédiment ont été prélevés dans chacune des carottes à différentes profondeurs. Ces sédiments ont été passés à l'étuve (2 jours à 50°C) le jour même du prélèvement, puis finement broyés. Leur teneur en matière organique est analysée par perte au feu et leur composition par fluorimétrie-X.

La teneur en matière organique dans les sédiments est plus élevée sur la partie supérieure des sédiments, comprise entre 8 à 10%, puis elle chute pour être comprise entre 2 et 6% (figure 7.6). La partie riche en matière organique est moins épaisse pour les banquettes VA et LA (dix premiers centimètres) que pour LB et VB (jusqu'à 20 cm).

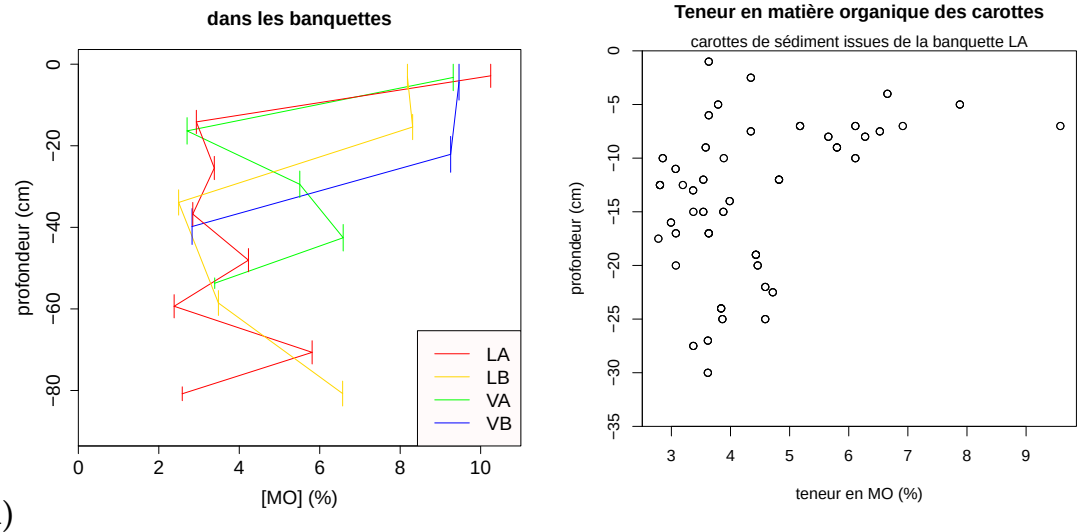
Il y a une bonne corrélation entre tous les éléments majeurs dans les sédiments, y compris avec la matière organique (table 7.6 et figure 7.7). Comme tous les éléments majeurs dans les sédiments (Ca calcite, MO matière organique, K indicateur d'argile, Fe et Ti comme indicateur des oxydes de fer et de titane) sont bien corrélés, il semble que les variations de toutes les concentrations dans les sédiments sont principalement dues à des dilutions par des silicates (quartz), dont la réactivité est généralement faible dans les sédiments.

Le soufre n'est pas corrélé aux autres éléments, ce qui suggère une réactivité spécifique qui pourrait être liée à la formation de minéraux soufrés due à l'anoxie dans les banquettes.

La composition des sédiments dans les quatre banquettes est homogène (kruskal p-value $>$ 0,05 pour tous les éléments). Ce ne sont donc pas des différences de composition des sédiments qui pourront expliquer les différences de concentrations dans l'eau interstitielle observées entre les 4 banquettes de sédiment.

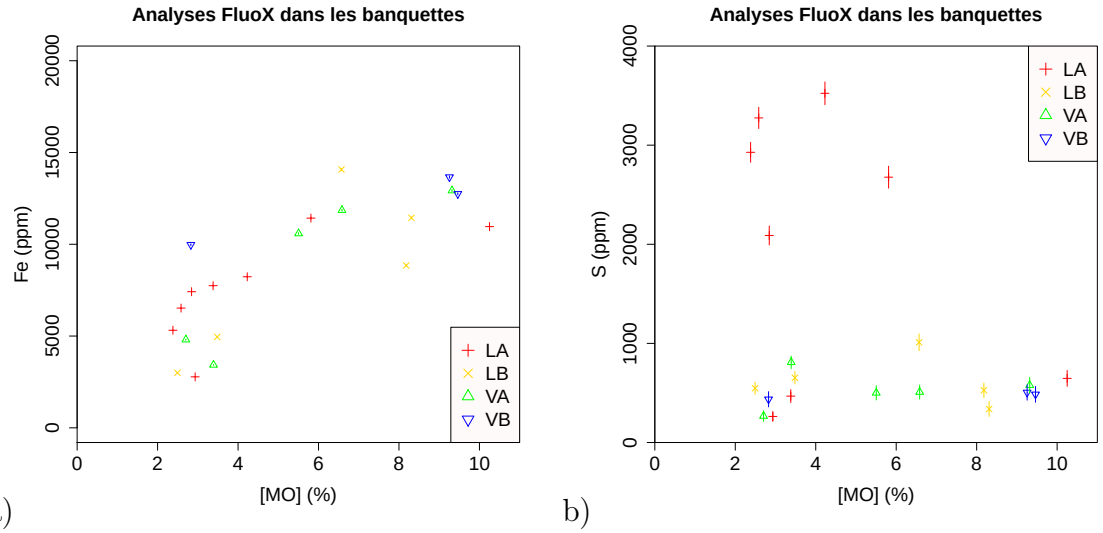
	MO	Ti	K	Ca	Sr	Zn	Pb	Cr	S
r^2	0,79	0,91	0,85	0,77	0,94	0,91	0,63	0,92	-0,11
elemt /Fe (g/g)	6,37	0,29	1,24	3,49	$11{,}1.10^{-3}$	$14{,}8.10^{-3}$	$6{,}9.10^{-3}$	$5{,}3.10^{-3}$	0,15

TABLE 7.6 – Coefficients de corrélation et rapport des concentrations en chaque élément par rapport aux concentrations en fer des échantillons de sédiment de banquette



(a) **(b)**

FIGURE 7.6 – Teneurs en matière organique, obtenues par perte au feu, en fonction de la profondeur dans les quatre banquettes de sédiment (a) et dans les carottes des expériences au laboratoire issues de la banquettes LA (b)



a) b)

FIGURE 7.7 – Relation entre les teneurs en Fe et MO (a) ou S et MO (b) dans les sédiments de banquette, analyse FluoX

7.3 Comportement hydrologique et hydraulique des banquettes de sédiment

Les banquettes de sédiment en pente douce le long de l'Orge sont soumises aux variations du niveau d'eau de l'Orge, redevenues fréquentes suite aux effacements. Cette partie s'intéresse donc aux variations des niveaux d'eau dans les banquettes et à l'estimation des caractéristiques des banquettes permettant d'y calculer des flux.

7.3.1 Piézométrie dans les banquettes

Dans le secteur d'étude où les clapets ont été effacés, le niveau de l'Orge retrouve des variations saisonnières : au niveau des banquettes étudiées, les différences de niveau d'eau de l'Orge entre crue et étiage atteignent 50 cm. Ces variations ont des conséquences sur les niveaux d'eau dans les banquettes de sédiment où la piézométrie varie de 30 à 40 cm entre la situation moyenne en été et la situation moyenne en hiver.

Comme l'illustre la figure 7.8, dans les banquettes LB, VA et VB, la pente du niveau d'eau peut aller de la berge vers l'Orge ou de l'Orge vers la berge, avec des évolutions saisonnières. Il y a donc des échanges dans les deux directions entre la rivière et la banquette, ce qui apparente les banquettes à un milieu hyporhéique (Hester and Gooseff, 2010).

Le cas de la banquette LA est différent des autres car la pente piézométrique est toujours en direction de la rivière, quelle que soit la saison (figure 7.9). Cette banquette est donc alimentée en eau par la berge. Une source a effectivement pu être observée en hiver, avec des écoulements à la surface de la banquette. Carré et al. (2010) rapportent la présence de telles sources sur toute la vallée de l'Orge : elles sont liées à des résurgences à mi-pente d'eau infiltrée dans les calcaires de Brie et reposant sur une couche d'argile verte. Elles ne sont visibles qu'en rive gauche de l'Orge.

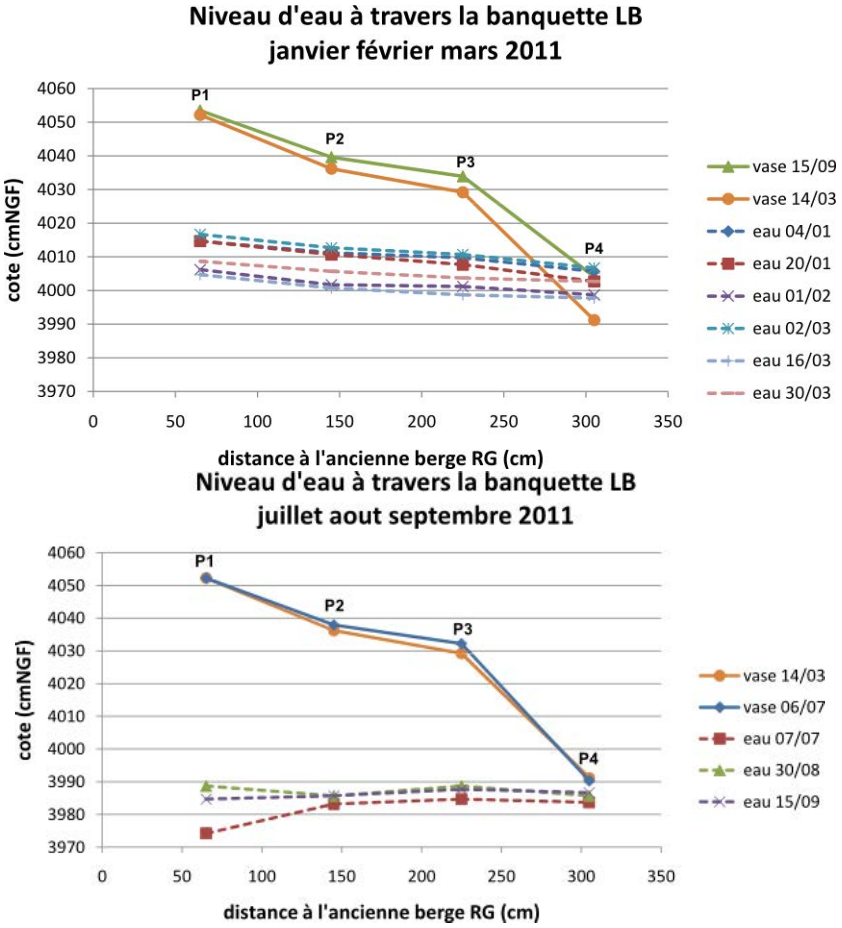


FIGURE 7.8 – Niveaux d'eau dans la banquette LB en hiver et en été

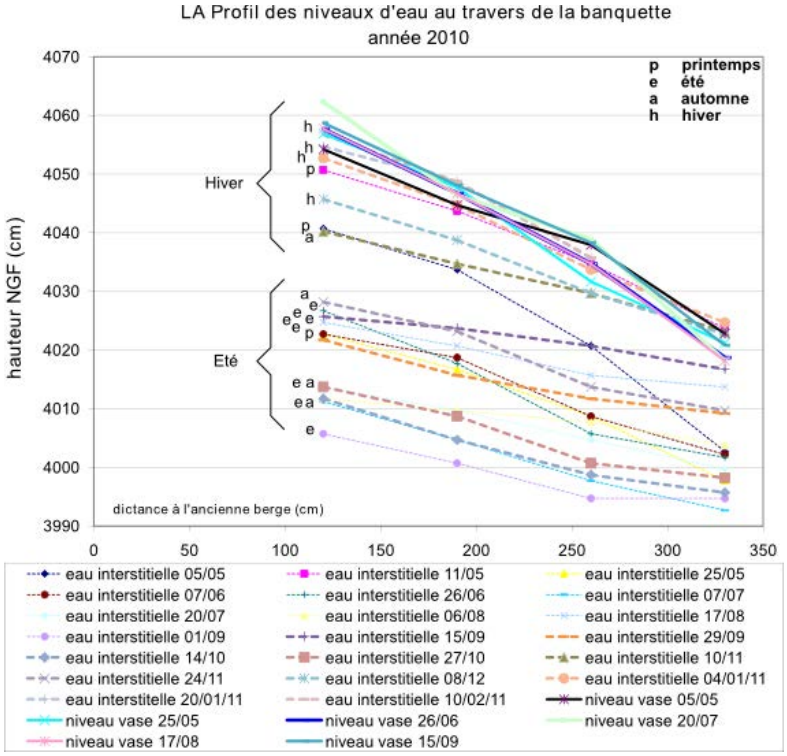


FIGURE 7.9 – Évolution des niveaux d'eau dans la banquette de sédiment LA au cours de l'année 2010

7.3.2 Évolution de la piézomètrie dans les banquettes en relation au débit de l'Orge

La pente du niveau piézométrique est en lien avec le débit de la rivière.

La figure 7.10 compare la pente du niveau d'eau dans la banquette aux débits de l'Orge lors des mesures, avec une pente positive lorsque l'écoulement se fait vers la berge, négative vers l'Orge. Cette figure 7.10 montre que pour trois des banquettes (LB, VA et VB), l'écoulement dans la banquette se fait en direction de la berge (interflow) lorsque le niveau d'eau de l'Orge est bas (débit inférieur à 1,5 m^3/s). Ce comportement est dû à une plus forte diminution du niveau d'eau dans la berge en été comparée au niveau de l'Orge, ce qui peut être lié à une forte demande évaporative de la végétation. En période de débits moyens (entre 1 et 2,5 m^3/s), l'écoulement se fait en direction de l'Orge. En période de crue, l'eau recouvre totalement les banquettes et les niveaux piézométriques sont sensiblement identiques en tout point, les flux sont nuls dans les sédiments. Dans l'ensemble, ces banquettes sont entièrement submergées dès que le débit de l'Orge à Epinay dépasse 5 à 6 m^3/s.

La situation dans la banquette LA est différente puisque les écoulements vont toujours de la berge vers la rivière (throughflow). Cette banquette étant plus élevée que les trois autres et étant alimentée par le coteau, elle possède des pentes plus importantes que dans les autres banquettes et sa submersion est plus tardive.

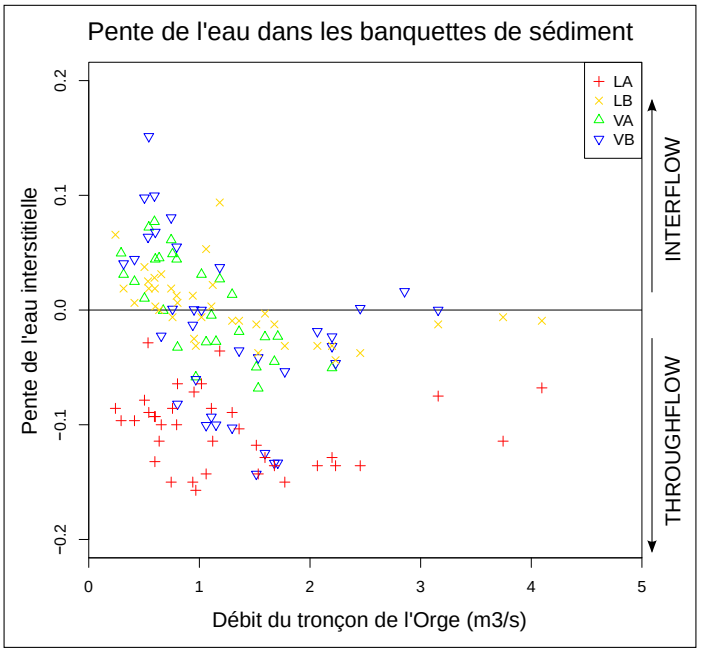


FIGURE 7.10 – Pente du niveau d'eau dans les quatres banquettes de sédiment en fonction du niveau d'eau de l'Orge
pente négative (Throughflow) = vers l'Orge ; pente positive (interflow) = vers la berge

Peu de mesures ont pu être effectuées lors de débits importants de l'Orge car l'accès aux banquettes devenait trop difficile. Cependant, des mesures en continu ont été effectuées dans la banquette VA grâce à des sondes de pression. Ces mesures confirment que la pente du niveau d'eau dans la banquette devient nulle lors de crue (graphique 7.11). On observe également que le gradient banquette-berge (en cette saison) se remet en place dès la fin de la crue (quand le débit passe sous les 2 m^3/s, ce qui est en accord avec la figure 7.10).

Il est intéressant de noter les fluctuations journalières du niveau d'eau dans la banquette qui peuvent être imputées à l'activité évaporatoire de la végétation.

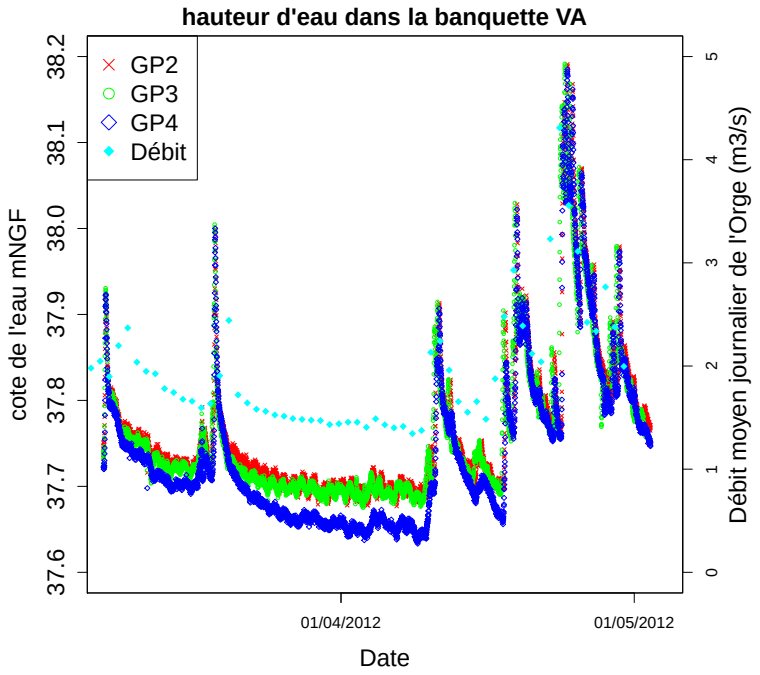


FIGURE 7.11 – Variation des niveaux d'eau dans la banquette VA du 17 mars au 2 mai 2012
GP2 : 78 cm de l'ancienne berge, GP3 : 134 cm de l'ancienne berge et GP4 : dans l'Orge à 156 cm de l'ancienne berge. Les débits sont moyennés à la journée alors que les hauteurs d'eau sont mesurées toutes les 15 minutes, ce qui explique le possible décalage entre les pics.

7.3.3 Estimation de la conductivité hydraulique des sédiments

Pour évaluer les flux d'eau transitant dans les banquettes, il est nécessaire d'avoir une estimation de la perméabilité horizontale des banquettes de sédiment. La méthode usuellement utilisée en hydrogéologie consiste à faire un essai de pompage. Nous avons choisi de ne pas procéder par essai de pompage, d'une part en raison de l'exiguïté des sites, et d'autre part parce que les fortes variations de niveau dans un essai de puits auraient certainement fragilisé le milieu (risque d'effondrement du trou).

Principe

Nous avons réalisé une expérience in-situ pour évaluer la perméabilité horizontale de nos banquettes de sédiment : une quantité connue de sel (NaCl) est injectée dans un trou cylindrique creusé verticalement dans la banquette, sans modifier la hauteur d'eau dans le trou. La disparition progressive du sel est estimée via la mesure de la conductivité dans l'eau du trou. Nous faisons l'hypothèse que la disparition du sel est principalement due aux écoulements latéraux dans la banquette, bien que quelques pertes peuvent être liées à des phénomènes de diffusion et d'adsorption.

Le suivi de la dilution du sel dans le trou donne accès au renouvellement de l'eau et donc au débit "traversier", sous réserve que la diffusion moléculaire de l'intérieur du trou

vers le milieu extérieur soit un phénomène mineur. Sous l'hypothèse d'un milieu bien mélangé au sein du trou (il est mélangé pour chaque mesure), la concentration en sel dans le trou devrait diminuer selon une fonction exponentielle dont la constante de temps donne le temps de renouvellement de l'eau dans le trou.

Par la suite, comme la présence du trou modifie la perméabilité du milieu, il faut corriger le débit traversier dans le trou pour estimer le débit qui traverserait le même espace en l'absence de trou et déduire finalement la conductivité hydraulique de la pente mesurée de la ligne d'eau et du débit obtenu par dilution de sel.

Méthodologie

Un trou cylindrique de 4 cm de diamètre est excavé à l'aide d'un carottier à proximité des tubes de prélèvement d'eau interstitielle. Une quantité connue de sel (30 g de NaCl) a été injectée dans le volume d'eau libéré par le carottage (46 cm en eau dans la banquette LA). La pente du niveau piézomètrique dans la banquette est relevée au début et à la fin du suivi pour vérifier sa stabilité lors des mesures. Elle est restée stable à -0.214 pour LA (l'eau s'écoule vers l'Orge).

La conductivité dans l'eau du trou est alors relevée régulièrement pendant une journée. En théorie, la conductivité est liée à la conductivité molaire ionique $\lambda_i(S.m^2.mol^{-1})$ des ions en solution et de leur concentration $C_i(mol.m^{-3})$ (loi de Kohlrausch). S'il n'y a que du NaCl en solution :

$$\sigma = \lambda_{Na^+}.C_{Na^+} + \lambda_{Cl^-}.C_{Cl^-}$$

avec les conductivités molaires ioniques à 25°C d'ions mono-chargés en solution aqueuse de $\lambda_{Na^+} = 5,01\ mS.m^2.mol^{-1}$ et $\lambda_{Cl^-} = 7,63\ mS.m^2.mol^{-1}$. Dans la pratique, d'autres ions sont présents et peuvent être pris en compte dans la mesure de la conductivité (Ca...). Cependant, la conductivité est mesurée directement dans le trou où une quantité importante de sel a été injectée et où la conductivité mesurée après injection de sel est bien supérieure à la conductivité initiale dans le trou (respectivement 6847 μS/cm après injection contre 1592 μS/cm initialement). Le trou est creusé la veille de l'ajout de sel pour permettre au niveau d'eau d'être à l'équilibre. Les ions présents avant tout ajout seront considérés comme presque à l'équilibre entre l'eau contenue dans le trou et l'eau porale. La migration d'autres ions est forcément lente, on peut donc supposer que la majeure partie de l'évolution de la conductivité mesurée est liée au NaCl. Nous avons choisi d'utiliser du sel NaCl car celui-ci possède une faible capacité à s'adsorber sur la matrice du sol, ce qui réduit les biais liés à des phénomènes d'adsorption.

Seul le suivi effectué dans la banquette LA a été utilisé, car les mesures se sont avérées difficilement exploitables dans les autres banquettes dont les parois n'étaient pas assez solides. Même si chaque trou est resté plus ou moins en place, une quantité importante de fines s'est accumulée dans les trous, probablement par une désagrégation lente des parois, et les mesures de conductivité, sous influence de cette forte quantité de fines, n'étaient plus représentatives de la teneur en sel de l'eau (forte hétérogénéité surface-fond relevée par le conductimètre).

Estimation du biais possible lié à la diffusion

Pour calculer un temps de renouvellement de l'eau dans le trou par advection à partir de l'évolution des teneurs en sel, il faut que les processus de diffusion du NaCl soient négligeables par rapport au renouvellement. Nous avons donc calculé la diminution théorique des concentrations en NaCl dans le trou si celle-ci était uniquement liée à des phénomènes de diffusion, en résolvant l'équation de Fick en coordonnées circulaires.

La quantité totale de sel contenue dans un volume de sol Γ correspond à la quantité de sel présente dans l'eau et celle présente sur les sédiments :

$$\Gamma = C\Phi + C\alpha(1-\Phi) = C\left[\Phi + \alpha(1-\Phi)\right] = C.k$$

avec C la concentration en sel dissous et Φ la porosité du sédiment. α est un coefficient d'adsoption égal au rapport, supposé constant en tout point, entre la teneur (volumique) fixée sur les particules et la teneur dissoute (volumique également). Cette équation définit la quantité k, rapport entre la teneur totale dans le sédiment et la teneur dissoute, qui provoque un retard dans la diffusion. Nous négligeons ici toutes les hétérogénéités autres que celles qu'on peut intégrer dans un « partage solide/liquide », en particulier les hétérogénéités au sein des veines liquides liées aux charges de surface des particules, et qui peuvent impacter les vitesses de transport des ions, et ne sont que partiellement intégrables dans une notion de partage solide/liquide.

La porosité est directement liée à la section efficace (ou la section au travers de laquelle l'écoulement se fait réellement). Appelons A_D la section d'un tube de sol, dont la section efficace est A. L'intégration de A sur la longueur du tube donne le volume des pores connectés. La porosité (connectée, celle qui nous intéresse ici) Φ apparaît donc comme égale à A/A_D.

La loi de Fick nous indique que le flux de diffusion est donné par $J = -D.\frac{\partial C}{\partial x}$. Elle ne concerne que la section efficace, soit un flux diffusif de $-A.D.\frac{\partial C}{\partial x}$ au travers de la section du tube considéré au paragraphe précédent. Sous une apparente simplicité, cette loi cache quelques complications notamment dans le cas de la diffusion d'espèces chargées, et plus encore lorsque de nombreuses espèces ioniques de coefficients de diffusion intrinsèques (i.e. hors effet de compensation de charge, effet de diffusion de surface ...) variés sont présentes. En effet, en raison du nécessaire respect de l'électroneutralité, un mécanisme qui compense les différences des vitesses de diffusion se met en place (Ben-Yaakov (1972), Li and Gregory (1974)). Lorsque la solution est composée de deux ions majoritaires de même charge (Na^+ et Cl^- ici), on peut estimer le coefficient de diffusion identique pour les deux espèces par $2.D_1.D_2/(D_1+D_2)$ (Li and Gregory, 1974). La présence d'un plus grand nombre d'espèces, mais aussi de particules chargées rend le processus de diffusion plus complexe, des ralentissements voire même des accélérations de la diffusion (dans des milieux très peu perméables) étant possibles, même pour des ions réputés peu adsorbables. C'est pour rendre compte au moins partiellement de ces phénomènes que nous introduisons un coefficient d'adsorption empirique (α). Des travaux de Lerman and Weiler (1970), on peut tirer une fourchette de valeurs de α entre 10 et 13 pour les sédiments du lac Ontario pour le Na^+. Des travaux de modélisation réalisés sur des argiles par Appelo et al. (2010), on peut déduire une valeur de α de 0,8. Bien entendu α dépend à la fois des propriétés des particules et de la composition ionique de l'eau et n'a aucune raison d'être constant. On notera que les travaux d'Appelo ont été réalisés avec une composition saline où le NaCl

était largement majoritaire comme au cours de nos essais. Au contraire, dans les eaux interstitielles du lac Ontario (Weiler, 1973), les bicarbonates sont l'anion dominant, alors que Na^+ et Ca^{2+} sont en molarités sensiblement égales. Ces valeurs de α relevées dans la littérature nous fournissent des ordres de grandeur utiles pour les simulations.

La tortuosité (τ) est définie comme le rapport entre la distance entre les grains parcourue par le fluide et la longueur du tube. Un raisonnement dimensionnel sur la physique de la diffusion conduit à l'hypothèse communément admise (Boudreau (1996), Li and Gregory (1974) et Maerki et al. (2004)) que le facteur de correction (θ) à appliquer à la diffusion pour tenir compte de la tortuosité est en τ^{-2}. Mais τ est difficile à mesurer, et de nombreuses relations empiriques et théoriques ont été proposées pour relier tortuosité et porosité sur les milieux naturels ou des empilements théoriques. Boudreau (1996) et plus récemment Shen and Chen (2007) en ont fait une revue. Pour la porosité que nous avons mesurée (de l'ordre de 70%, voir partie 7.2), un ordre de grandeur de 1,5 à 2 pour τ^2 est conforme aux données expérimentales, nous avons donc pris la valeur de θ à 0,5. Le flux de produit par unité de section de sédiment est donné par $-\Phi.\theta.D\frac{\partial C}{\partial x}$.

Li and Gregory (1974) décrivent les coefficients de diffusion des principaux ions majeurs. Pour Na^+ et Cl^-, les coefficients intrinsèques à 25°C sont de $1{,}3.10^{-9}$ et $2{,}0.10^{-9} m^2/s$. L'effet de la température peut être pris en compte par la relation de Stokes-Einstein qui écrit que $D.\nu/T$ est une constante, où ν est la viscosité cinématique de l'eau et T la température absolue. Kestin et al. (1978) proposent une formulation empirique pour l'évolution de la viscosité dynamique en fonction de la température, formulation qu'on complètera par l'évolution connue de la densité de l'eau en fonction de la température pour obtenir la viscosité cinématique :

$$\log\left(\frac{\mu(t)}{\mu(20)}\right) = \frac{20-t}{t+96}\left[1.2364 - 1.37\ 10^{-3}(20-t) + 5.7\ 10^{-6}(20-t)^2\right]$$

où t est la température en degrés Celsius. La force ionique influence aussi les coefficients de diffusion intrinsèques, qui diminuent pour Na^+ et Cl^- dans une solution de NaCl de concentration croissante, mais l'effet reste très limité jusqu'à une molarité de 0,5 M (Li and Gregory, 1974).

L'équation de la diffusion de Fick en coordonnées circulaires s'écrit :

$$\frac{\partial \Gamma}{\partial t} = \frac{1}{k}\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{1}{r}\frac{\partial}{\partial r}\left(r\Phi\theta D\frac{\partial C}{\partial r}\right) = \frac{1}{r}\left(\Phi\theta D\frac{\partial C}{\partial r} + r\Phi\theta D\frac{\partial^2 C}{\partial r^2}\right)$$

avec r la position par rapport au centre du trou (m) et D le coefficient de diffusion ($m^2.s^{-1}$). En supposant k indépendant de r elle est exactement équivalente à une équation de diffusion en Γ, la concentration totale, avec un coefficient de diffusion égal à D/k. A noter qu'on a fait implicitement l'hypothèse que Φ ne varie pas avec r, sinon des dérivées de Φ par rapport à r devraient apparaitre. La prise en compte d'une adsorption ne fait donc que limiter la diffusion sans changer la forme de la solution. On adoptera des expressions numériques standard explicites et centrées pour les dérivées première et seconde, soit :

$$\left(\frac{\partial C}{\partial r}\right)_i = \frac{C_{i+1} - C_{i-1}}{2dr} \qquad \left(\frac{\partial^2 C}{\partial r^2}\right)_i = \frac{C_{i+1} + C_{i-1} - 2C_i}{dr^2}$$

Il faut donner une condition limite à grande distance du trou, nous avons choisi un flux nul, soit $C_n = C_{n-1}$ où n est le nombre total de mailles de calcul.

On suppose que la concentration dans le trou reste homogène (c'est à dire qu'il existe une agitation résiduelle dans le trou qui contre-balance l'effet d'éventuels gradients liés à la diffusion au sein du trou). Le flux diffusif de sortie hors du trou (pour une hauteur h) est donné par :

$$2\pi a h \Phi \theta D \left[\frac{\partial C}{\partial r}\right]_{r=a}$$

L'évolution de la concentration dans le trou est donc donnée par l'équation suivante :

$$\frac{dC_0}{dt} = \frac{2\Phi\theta D}{a}\left[\frac{\partial C}{\partial r}\right]_{r=a}$$

avec a le rayon du trou (m) et C_0 la concentration dans le trou. Il n'y a pas le terme avec α, car c'est la diffusion qui fait sortir le sel du trou, l'adsorption (s'il y en a) n'intervient que dans la première maille, une fois que le sel a pénétré dans le milieu poreux.

Importance du phénomène de diffusion

Nous avons donc effectué plusieurs calculs théoriques de la diffusion de NaCl dans le trou en utilisant les grandeurs bien établies pour les coefficients de diffusion D et en faisant varier plus fortement le coefficient d'adsorption α, moins bien connu et qui tend à diminuer l'intensité de la diffusion.

Les résultats sont présentés sur la figure 7.12, ils montrent que l'effet de la diffusion est extrêmement faible, même dans les conditions les plus pénalisantes où il n'y a aucune adsorption sur le sol (α=0). Par conséquent, vu la courte durée de notre expérimentation (30h soit 108000 secondes) et l'évolution des teneurs en sel observées (figure 7.16), les phénomènes de diffusion peuvent être négligés au cours du traçage au sel.

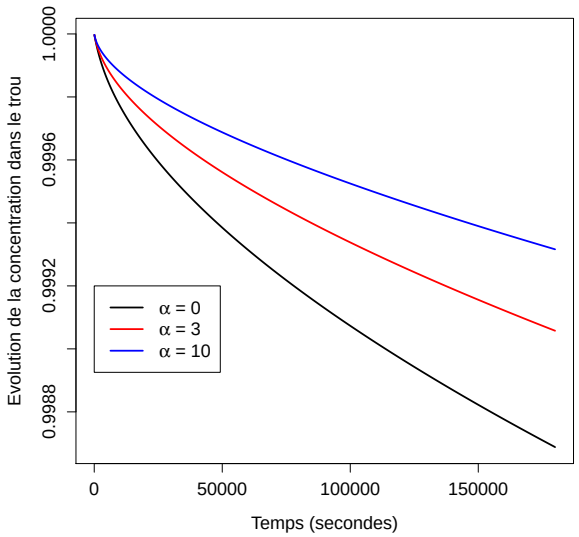


FIGURE 7.12 – Effet de la diffusion seule sur la teneur en sel (normalisée à 1 en début d'essai) dans le trou. La température pour la simulation est de 18°C, la porosité du sol de 0.7 et la tortuosité de $\sqrt{2}$.

Effet du trou sur le champ des vitesses

Pour estimer le facteur de correction nécessaire pour passer du débit traversier dans le trou au débit qu'on obtiendrait en l'absence du trou, un ensemble de simulations a été réalisé en simulant un trou de la taille adéquate (de diamètre 4 cm), avec différentes pentes piézométriques et différentes conductivités hydrauliques. Nous avons utilisé le modèle MODFLOW (version 2000, sous Linux) qui permet ce type de simulation.

MODFLOW résout l'équation standard des écoulements en milieu poreux, soit :

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(K_{xx}\frac{\partial h}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(K_{yy}\frac{\partial h}{\partial y}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(K_{zz}\frac{\partial h}{\partial z}\right)+W=S\frac{\partial h}{\partial t}$$

ce qui sous-entend que le tenseur de conductivité hydraulique est diagonal et éventuellement non isotrope. Nous avons procédé aux simulations en faisant l'hypothèse d'une conductivité isotrope. Le trou est caractérisé par une conductivité hydraulique beaucoup plus forte que celle du milieu avoisinant. W figure des apports par unité de volume, ils sont nuls dans nos simulations, mis à part pour les conditions limite amont qui définissent le débit traversier. S est le coefficient d'emmagasinement qui n'interviendra pas pour les simulations stationnaires que nous avons réalisées.

Intégrées sur la verticale, sous les hypothèses précédentes et pour un substratum horizontal, et en conditions d'écoulement permanent, les équations deviennent :

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(K.h\frac{\partial h}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(K.h\frac{\partial h}{\partial y}\right)=0$$

On remarque qu'il n'y qu'un seul paramètre effectif (K) à un endroit donné du domaine. Pour l'ensemble du domaine de simulation, nous aurons donc deux paramètres effectifs, la conductivité hydraulique du milieu avoisinant et la conductivité du trou. K sera beaucoup plus élevé pour le trou que pour le reste du domaine. Pour des raisons de stabilité numérique, il ne sera cependant pas possible de simuler des variations très élevées de K. Nous avons donc choisi d'augmenter progressivement la valeur de K pour une configuration donnée (pente piézométrique imposée par les conditions limite amont et aval et K dans le milieu donné). Dès lors que la pente piézométrique dans le trou devient presque horizontale, augmenter encore la valeur de K dans le trou ne change pas significativement la circulation dans le reste du milieu, dont les conditions limites ne bougent presque plus. On peut donc espérer que la limitation numérique qui nous empêche de procéder à des simulations avec des valeurs de K très élevées dans le trou ne sera pas trop gênante.

On simule un carré de 1 mètre de coté, avec des conditions limites en hauteur d'eau imposées sur deux cotés opposés, les conditions limites sur les deux autres cotés sont des conditions de flux nul. Le milieu est supposé homogène (mis à part le trou) et la conductivité isotrope. On suppose que le substratum est horizontal et que le trou (vertical) traverse intégralement le milieu sur la verticale. La figure 7.13 présente le maillage utilisé vu du dessus. Les mailles de bordure ont une largeur de 10 cm et les mailles centrales une largeur de 0,5 mm. La zone bleutée au centre de la figure représente le trou.

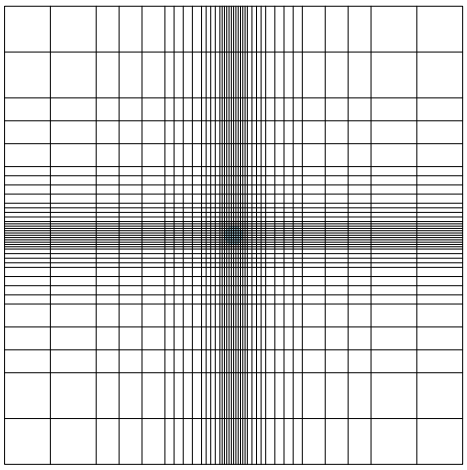


FIGURE 7.13 – Le maillage utilisé pour les simulations sous MODFLOW.
La zone simulée a une superficie de 1 m^2, les grandes mailles en bordure ont une largeur de 10 cm, les plus petites mailles au centre une largeur de 5 mm. La zone bleutée au centre figure les mailles représentant le trou.

Débit apparent et débit en l'absence de trou

La figure 7.14 montre la direction des écoulements autour du trou pour un rapport de 100 entre la conductivité dans le sol et la conductivité dans le trou, soit pratiquement la situation asymptotique. La perturbation liée à la présence du trou est clairement visible sur les circulations d'eau. L'effet de ces circulations sur l'estimation du débit dans le massif est figuré sur le graphique 7.15 qui montre les rapports entre le débit mesuré dans le trou et le débit dans le massif en l'absence de trou pour une conductivité hydraulique dans le sol de 10^{-8} m/s et des conductivités hydrauliques dans le trou variant de 10^{-8} m/s à 3.10^{-6} m/s et une pente piézométrique moyenne de 5%. Le rapport de débit semble tendre vers une valeur asymptotique sensiblement égale à 2 lorsque les conductivités hydrauliques du trou deviennent très significativement supérieures à celles du sol. Des simulations identiques ont été faites pour des conductivités dans le sol de 10^{-7} et 10^{-6} m/s ainsi que pour des pentes de 1% à 20%. Les résultats obtenus (non figurés), bien que numériquement légèrement différents des précédents sont pratiquement superposables sur la figure. La conductivité hydraulique réelle dans le trou étant nettement supérieure (de plus qu'un facteur 100) à celle de la banquette, nous appliquerons le facteur 2 entre les débits apparent et traversier à nos essais, comme valeur approchée de l'asymptote qui est atteinte pour de fortes différences de conductivité entre le sol et le trou.

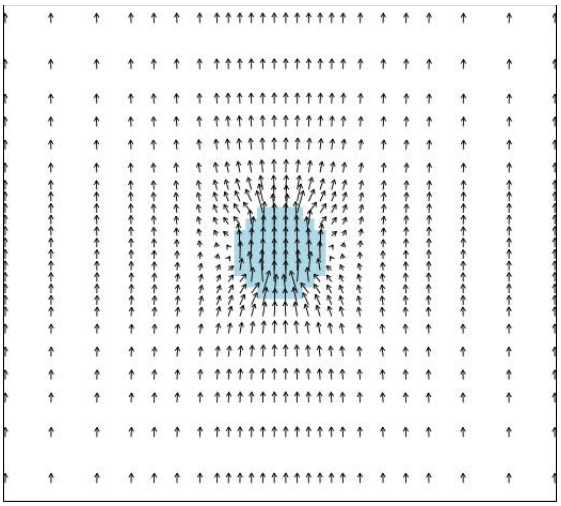


FIGURE 7.14 – Effet d'un trou sur la circulation d'eau dans les sédiments de banquette
La simulation présentée a été faite avec une conductivité hydraulique dans le massif de 10^{-8} m/s, et une conductivité 100 fois plus forte dans le trou. La pente piézométrique moyenne est de 20%. La figure représente un zoom sur la partie centrale du maillage de largeur 20 cm

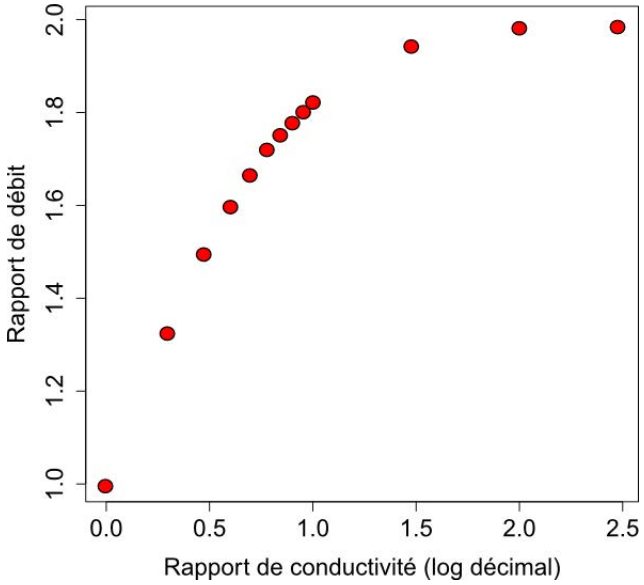


FIGURE 7.15 – Relation entre le débit mesuré dans le trou et le débit qui traverserait le volume occupé par le trou en l'absence de trou dans le sédiment
Les simulations ont été réalisées pour une conductivité hydraulique dans le massif de 10^{-8} m/s et une pente piézométrique moyenne de 5%. Les résultats obtenus pour d'autres conductivités dans le massif (jusqu'à 10^{-6}) m/s et d'autres pentes (de 1% à 20%) ne diffèrent que de moins de 2% des résultats présentés ici.

Évolution des concentrations dans le trou

L'ajustement d'un modèle exponentiel équivalent à un renouvellement de l'eau dans le trou à vitesse constante (figure 7.16) montre que les points expérimentaux sont compris entre deux valeurs de temps de séjour T de 7 h à 12,5 h, soit de 420 minutes (25200 secondes) à 750 minutes (45000 secondes). Si nos premiers points de mesures sont proches

d'une advection avec un temps de séjour T de 12,5 h, le processus semble s'accélérer pour être plus proche d'un temps de séjour de 7 h après les 30 h de suivi. Pourtant, les conditions hydrauliques dans la banquette n'ont pas changé, la pente piézométrique étant restée constante. La mauvaise stabilité des parois du trou, limitée pour la banquette LA mais assez forte dans les autres banquettes, peut progressivement perturber les écoulements dans le trou où la présence d'autres ions peut venir perturber la mesure de la conductivité et donc l'estimation des concentrations dans le trou.

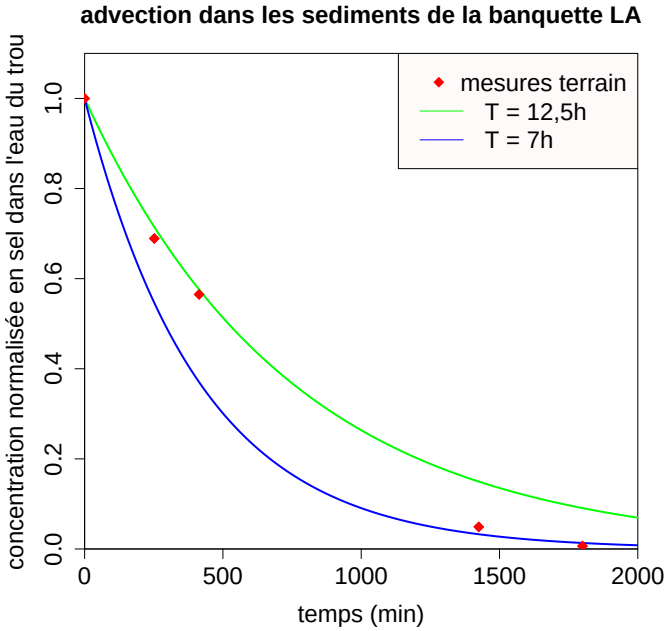


FIGURE 7.16 – Diminution de la teneur normalisée en sel mesurée dans le trou de la banquette LA et phénomène d'advection pour différents temps de séjour T
1 = concentration maximale juste après injection de sel ; 0 = concentration de base avant ajout de sel.

Estimation de la conductivité hydraulique pour la banquette LA

L'estimation du temps de séjour de l'eau obtenue à partir du suivi de la conductivité permet de calculer un débit traversier, qu'on appellera Q_2 par :

$$Q_2 = h.\pi.a^2/T$$

où h est la hauteur en eau du trou, a son rayon, et T le temps de séjour. Par ailleurs, le débit en l'absence de trou serait donné par :

$$Q_R = 2.K.h.p.a$$

où $2.a.h$ est la section d'écoulement correspondant au trou et p la pente piezométrique. Nous avons estimé à partir de la modélisation des écoulements que $Q_2 = 2.Q_R$, nous avons donc finalement :

$$K = \frac{\pi}{4}\frac{a}{T.p}$$

A partir de la fourchette de temps de séjour de 25000 à 45000 secondes, obtenue pour une pente piézométrique de 20%, nous estimons la conductivité hydraulique dans la banquette LA comprise entre $3,1.10^{-6}$ m/s et $1,7.10^{-6}$ m/s.

7.4 La biogéochimie des banquettes de sédiment

L'apparition des banquettes de sédiment et les séquences d'inondation/exondation qu'elles subissent après les effacements peuvent considérablement modifier les flux biogéochimiques dans la rivière et ses environs. Cette partie se concentre sur les observations réalisées dans ces banquettes, in-situ et au laboratoire. La première section se concentre sur ce qui a été observé sur le terrain (concentrations dans l'eau interstitielle et dans les sédiments...). Puis une série d'expériences menées au laboratoire sur des carottes de sédiment prélevées dans les banquettes nous permet de préciser les dynamiques de quelques processus ayant lieu lors de l'inondation des banquettes de sédiment.

7.4.1 Composition de l'eau dans les banquettes de sédiment

La qualité de l'eau interstitielle dans les banquettes a été suivie pendant deux ans, en se focalisant sur les concentrations en azote et en phosphore mais tous les ions majeurs mesurables en chromatographie ionique on été examinés. Ces concentrations ont pu être comparées aux concentrations mesurées dans l'Orge sur la même période (voir chapitre 6.2).

Concentrations dans l'eau interstitielle des banquettes de sédiment

Des prélèvements d'eau interstitielle dans les banquettes de sédiment ont été effectués tous les 15 jours, d'avril 2010 à mars 2012. Un prélèvement à pu être effectué avant les effacements, donc avec les banquettes encore en eau, sur le site de Vaucluse (VA et VB) suivi de quelques prélèvements dans les jours suivant l'effacement (les premières analyses). Tous les prélèvements sur le site de la Guinguette ont été effectués après les effacements, donc sur des banquettes déjà hors d'eau.

Il apparait clairement dans les banquettes que les concentrations en azote et en phosphore dans l'eau interstitielle sont significativement différentes des concentrations observées en rivière (tableaux 7.8 et 7.7). Elles présentent des variations importantes et significatives dans le temps et dans l'espace (figure 7.21).

Le test de Shapiro-Wilk montre que les distributions des concentrations en NH_4, NO_2, NO_3 et PO_4 dans les banquettes ne sont pas gaussiennes pour une p-value de 1% (voir partie). La distribution semble plutôt bimodale (figure 7.17) avec des échantillons "dominés par les caractéristiques de la rivière" et des échantillons "plus typiques des sédiments".

Une analyse plus détaillée comparant individuellement toutes les banquettes avec toutes les stations en rivière montre que les nitrates sont toujours très différents (test Mann-Whitney p-value inférieure à 10^{-10}) mais que des différences moins importantes sont observées pour la banquette LA en NH_4, ce qui peut être lié aux plus forts écoulements dans cette banquette et un plus faible impact de la minéralisation de la matière organique sur les concentrations dans l'eau interstitielle. Cette analyse confirme aussi les plus faibles différences des concentrations en phosphate entre l'eau des banquettes et celle de l'Orge même si le test n'est significatif à 1 pour mille que pour une banquette seulement (LA).

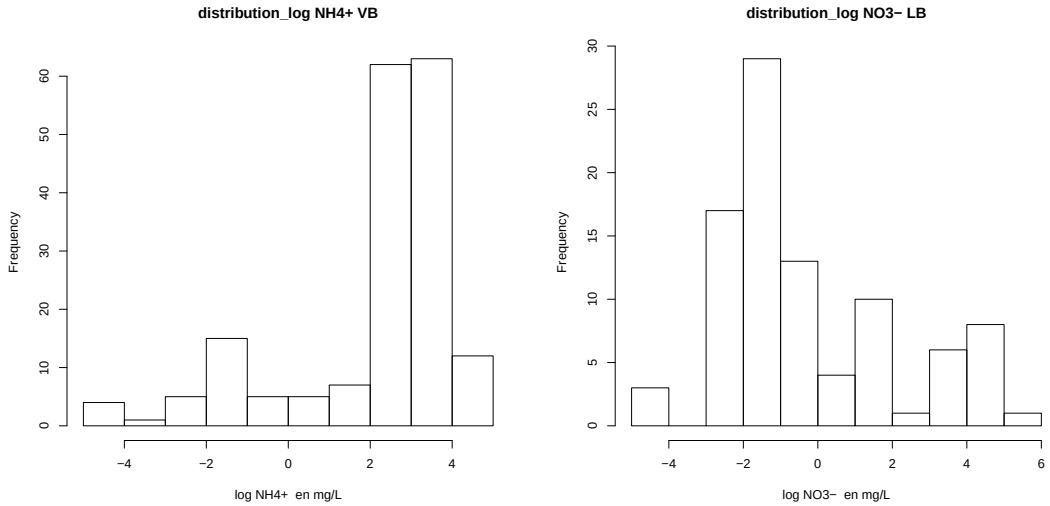


FIGURE 7.17 – Distribution des concentrations (en log) en NH_4 dans la banquette VB et en NO_3 dans la banquette LB

L'ensemble des ces mesures est globalement en accord avec la bibliographie où il a été observé dans les rivières eutrophes que la zone hyporhéique présentait une accumulation de carbone organiques dissous et d'ammonium accompagné de très faibles teneurs en oxygène et nitrate (Datry et al., 2008).

μmol	LA	LB	VA	VB
NH_4	16,45 ** [3,15 ; 147,35]	1173,36 *** [10,33 ; 2079,6]	334,77 *** [18,98 ; 979,98]	1007,26 *** [12,86 ; 2349,10]
NO_2	0,71 *** [0,08 ; 5,03]	0,56 *** [0,09 ; 42,13]	0,71 *** [0,24 ; 5,71]	0,71 *** [0,18 ; 2,14]
NO_3	9,21 *** [2,24 ; 270,38]	5,71 *** [0,84 ; 835,34]	9,16 *** [1,35 ; 211,46]	12,40 *** [2,24 ; 338,41]
PO_4	1,16 *** [0,33 ; 17,74]	1,04 *** [0,31 ; 3,36]	1,49 *** [0,23 ; 20,57]	0,93 *** [0,15 ; 3,68]
SO_4	2 645 *** [2 048 ; 4 632]	154 *** [42 ; 2 253]	1 145 *** [152 ; 9 264]	531 *** [77 ; 5 432]

TABLE 7.7 – Concentration en azote et en phosphore de l'eau interstitielle des quatre banquettes de sédiment : médiane [q10 ; q90]
Les * indiquent si les médianes sont très significativement différentes de celles de l'Orge (test de Mann-Whitney) : *** = $p < 0.001$; ** = $p < 0.01$; * = $p > 0.05$

L'ammonium NH_4 Les concentrations en ammonium sont plus fortes dans l'eau interstitielle des sédiments que dans l'eau de la rivière, avec des valeurs médianes de respectivement 431 μmol et 10,26 μmol (tableau 7.8). C'est ce qui est attendu dans des sédiments comparé à de l'eau courante. Cette différence est plus ou moins importante suivant le site de prélèvement in-situ, la banquette LA présentant des concentrations plus faibles comparées aux autres sites (16,45 μmol), ce qui peut être dû à un taux de dilution plus important par l'eau souterraine provenant de la berge (table 7.7).

Dans toutes les banquettes, la médiane des concentrations en ammonium est équivalente ou plus élevée que la médiane des concentrations dans la rivière Orge. L'origine

de l'ammonium dans les banquettes ne peut pas être due à l'apport d'ammonium par la rivière. Ces fortes concentrations semblent plutôt être liées à la minéralisation de la matière organique dans les dépôts de sédiment.

Une augmentation similaire des concentrations en ammonium a été observée dans des sédiments d'anciennes retenues de barrage (Ahearn and Dahlgren (2005), Riggsbee et al. (2012)).

Les nitrates NO_3 La concentration médiane en nitrate est significativement plus faible dans l'eau interstitielle des sédiments que dans l'eau de la rivière (respectivement de 9,1 μmol dans la banquette et 287 μmol dans la rivière), ce qui est aussi attendu dans les sédiments en comparaison à de l'eau courante. Cependant, une très large gamme de concentrations est observée dans les sédiments de banquette, de 0 à plus de 3000 μmol, ce qui représente plus de 10 fois la valeur médiane de l'eau de la rivière Orge (figure 7.22). Les concentrations dans les banquettes sont plutôt faibles (environ 80% de ces valeurs sont inférieures au q_{10} de l'Orge) mais 3% à 16%, selon les banquettes, de ces concentrations sont supérieures au q_{90} des concentrations en nitrates de l'Orge (particulièrement dans la banquette LB).

Les plus fortes valeurs en nitrates sont observées dans la banquette LB, qui présente aussi de fortes concentrations en nitrites et en ammonium. Il est peu probable que les apports d'eau provenant de la berge soient responsables de valeurs aussi élevées, puisque la banquette LA (présentant une forte alimentation par la berge) présente des concentrations en azote beaucoup plus faibles. Les valeurs les plus faibles seraient expliquées par des processus de dénitrification attendus dans les sédiments, mais les fortes valeurs peuvent être dues à des processus de nitrification extrêmement intenses à certains moments. Cela peut être cohérent avec des pulses d'alimentation des banquettes avec les nitrates de l'Orge, suivis par une longue période dominée par la dénitrification. Les processus de nitrification intense sont discutés par la suite.

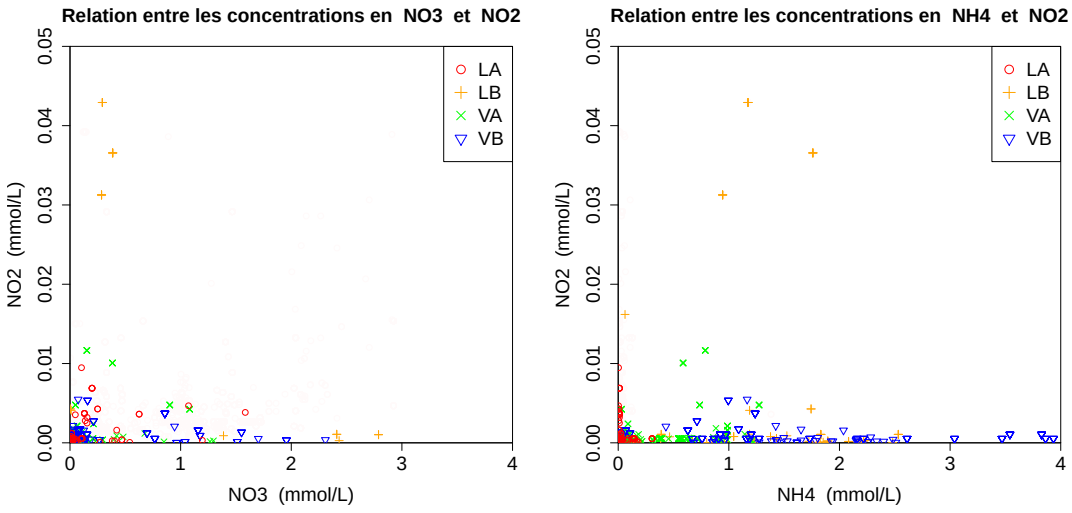


FIGURE 7.18 – Relation entre les concentrations en NO_3 ou NH_4 et en NO_2 dans l'eau interstitielle des banquettes

Les nitrites NO_2 Les nitrites dans les banquettes présentent un comportement très similaire au nitrate, avec des valeurs bien plus faibles que dans l'Orge excepté lors de quelques évènements particuliers (figure 7.21). Cependant, les fortes valeurs en nitrites ne

sont pas mesurées dans les échantillons présentant de fortes valeurs en nitrates mais plutôt dans ceux présentant des concentrations relativement élevées en ammonium, comme l'illustre la figure 7.18. Il n'y a donc pas de relation directe entre les nitrites et les nitrates. Plusieurs processus peuvent interagir avec une variabilité temporelle qui décale la consommation ou la production des différentes formes de l'azote.

Les phosphates PO_4 Comme évoqué dans la partie méthodologie, le prélèvement n'étant pas effectué dans des conditions d'anoxie stricte, les échantillons d'eau peuvent être oxygénés et le phosphore dissous présent dans l'échantillon peut précipiter avant analyse. Les tendances observées semblent cependant assez cohérentes. Les valeurs de PO_4 présentées ici sont donc à prendre avec prudence.
Les valeurs médianes de phosphate dans les banquettes sont inférieures à celles de l'Orge (table 7.8) mais des valeurs ponctuellement très fortes peuvent y être observées (figure 7.22). Les valeurs médianes semblent assez proches dans chacune des banquettes mais les très fortes valeurs sont observées particulièrement dans les banquettes LA et VA.

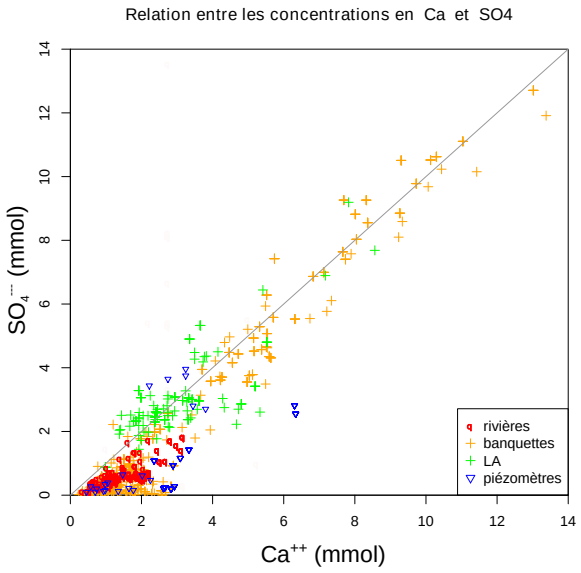


FIGURE 7.19 – Relation entre les concentrations en Ca et en SO4 dissous dans les eaux de l'Orge, l'eau interstitielle des banquettes et celle des piézomètres, sur l'ensemble des campagnes

Les sulfates SO_4 Les concentrations en sulfates sont assez élevées dans les banquettes de sédiment avec des valeurs supérieures à ce qui est observé dans l'Orge (table 7.8). Ces valeurs sont particulièrement élevées dans la banquette LA où elles ne descendent jamais sous les 2 000 μmol. Or cette banquette est alimentée par des sources présentes sur le coteau. Les autres banquettes présentent des valeurs médianes plus proches de celles de l'Orge mais avec des valeurs extrêmes très élevées, notamment dans VA (table 7.7).
Ces importantes concentrations en SO_4 dans les banquettes pourraient donc être liées à la présence de gypse sur le bassin versant de l'Orge, certaines couches affleurant sur le coteau ouest de l'Orge en contenant. Les gisements de gypse très connus dans le bassin de Paris sont situés dans des couches géologiques plus anciennes, mais on ne peut exclure

la présence de traces de formations géologiques plus récentes plus localisées. Cette hypothèse est confortée par d'autres données provenant de la butte de Montmartre ou du bassin de l'Orgeval, dans des formations similaires à celles qu'on rencontre autour de la vallée de l'Orge. Cependant, on note également que les plus fortes teneurs en SO_4, qui contribuent le plus fortement à la corrélation, ne sont pas obtenues pour la banquette LA mais épisodiquement pour les autres banquettes (figure 7.19). Une seconde explication, plus dynamique, devra donc également être recherchée en complément.

Évolutions spatiales et temporelles des concentrations dans les banquettes

Évolution dans le temps des concentrations dans les banquettes Il est intéressant de noter que les concentrations en nutriment dans l'eau interstitielle des banquettes évoluent nettement dans le temps après l'effacement des clapets (figure 7.21). Concernant les nitrates et les nitrites, des concentrations très élevées ont été relevées dans les semaines suivant les abaissements. Elles se reproduisent ponctuellement pour les nitrates. Les fortes valeurs en nitrites pourraient être liées à des apports par les crues. Par ailleurs, les concentrations maximum en ammonium diminuent progressivement au cours des deux années de suivi, ce qui pourrait être lié à un épuisement des matières organiques les plus facilement minéralisables dans les banquettes. Les concentrations maximales en phosphore semblent progressivement augmenter durant la première année suivant les abaissements. Les concentrations en PO_4 supérieures à 20 mmol sont ensuite atteintes ponctuellement. Les plus fortes concentrations en sulfates sont mesurées sur les périodes de janvier à mai en 2011 et en 2012, avec quelques valeurs élevées ponctuellement le reste du temps.

Évolution des concentrations en profondeur Les prélèvements ont été effectués à différentes profondeurs dans la banquette. Les concentrations mesurées évoluent en fonction de la profondeur des prélèvements, différemment selon les banquettes et les éléments considérés (voir annexes A.4.2).

Dans des sédiments non remaniés, on observe en général des évolution relativement régulières des concentrations des différentes espèces concernées par la diagenèse (Mitsch and Gosselink, 2007). Les concentrations en nitrates sont maximales dans la partie supérieure du sédiment, à la limite entre la zone oxique et la zone anoxique (Revsbech et al. (2005), Sgouridis et al. (2011)). L'ammonium augmente progressivement avec la profondeur dans la partie anoxique du sédiment où il est produit par dégradation de la matière organique. Les concentrations en sulfates sont plus élevées dans la partie oxygénée du sédiment.

L'exemple ci-dessous considère la banquette VB qui est la plus "réactive", les gammes des concentrations mesurées sont les plus grandes. Il n'apparait pas clairement de "niveau de concentration élevée" pour un élément donné, ni de dynamique très nette en fonction de la profondeur comme cela peut être observé dans des sédiments constamment en eau. Ceci peut être dû aux fortes variations des niveaux d'eau dans les banquettes, faisant varier les conditions physico-chimiques au cours du temps en chaque profondeur. En traçant ces figures en prenant comme référence le niveau d'eau (non représenté) et non plus le haut de la banquette, l'évolution des concentrations ne montre pas plus de tendance significative en fonction de la profondeur. Il n'y a donc pas de stabilisation temporelle des profils physico-chimiques dans ces banquettes.

Nous avons cependant cherché à donner du sens à ces données en partant de l'hypo-

thèse que les évènements de crue renouvellent (de façon plus ou moins importante) l'eau interstitielle, et que la qualité de l'eau reprend son évolution à partir de ces évènements. Les graphes suivants (figure 7.20), montrent l'évolution des concentrations dans la banquette VB en fonction du temps écoulé après la dernière inondation (débit supérieur à 5 m^3/s). Il semble que les fortes concentrations en ammonium ou en nitrates soient observées à des périodes relativement ciblées après l'inondation (entre 0 et 20 jours après une crue pour l'ammonium, une vingtaine de jours après une crue pour les nitrates). Cependant, ces tendances ne sont pas généralisées.

Les profils de concentrations dans les banquettes de sédiment ne présentent donc pas de stabilisation temporelle sans doute à cause des variations importantes du niveau d'eau. Le temps de séjour de l'eau dans la banquette semble pouvoir influencer l'évolution de la concentration de certains éléments dans les banquettes mais la tendance n'est pas claire.

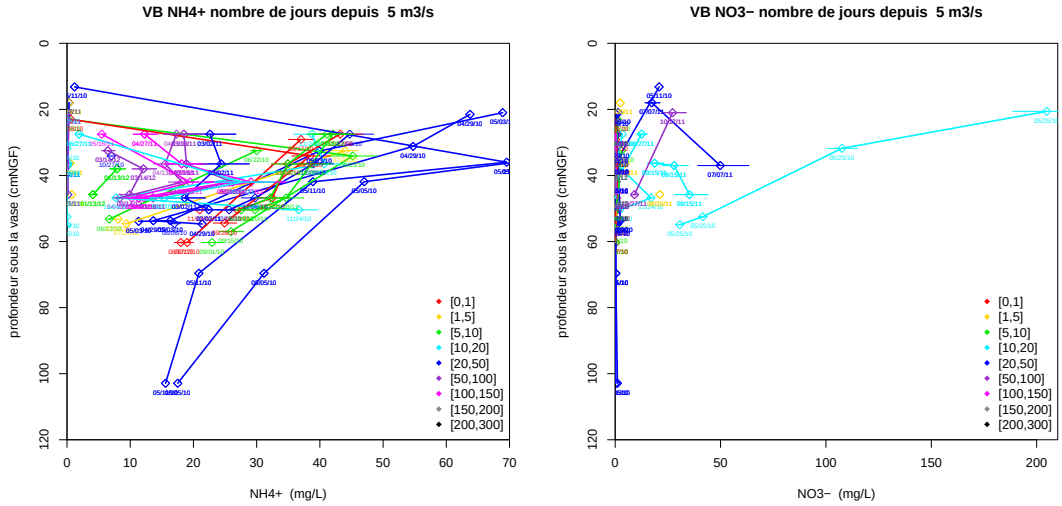


FIGURE 7.20 – Évolution des concentrations en NH_4 et NO_3 dans l'eau interstitielle en fonction de la profondeur de prélèvement dans la banquette et du nombre de jours séparant le dernier débit supérieur à 5 m^3/s du jour de prélèvement

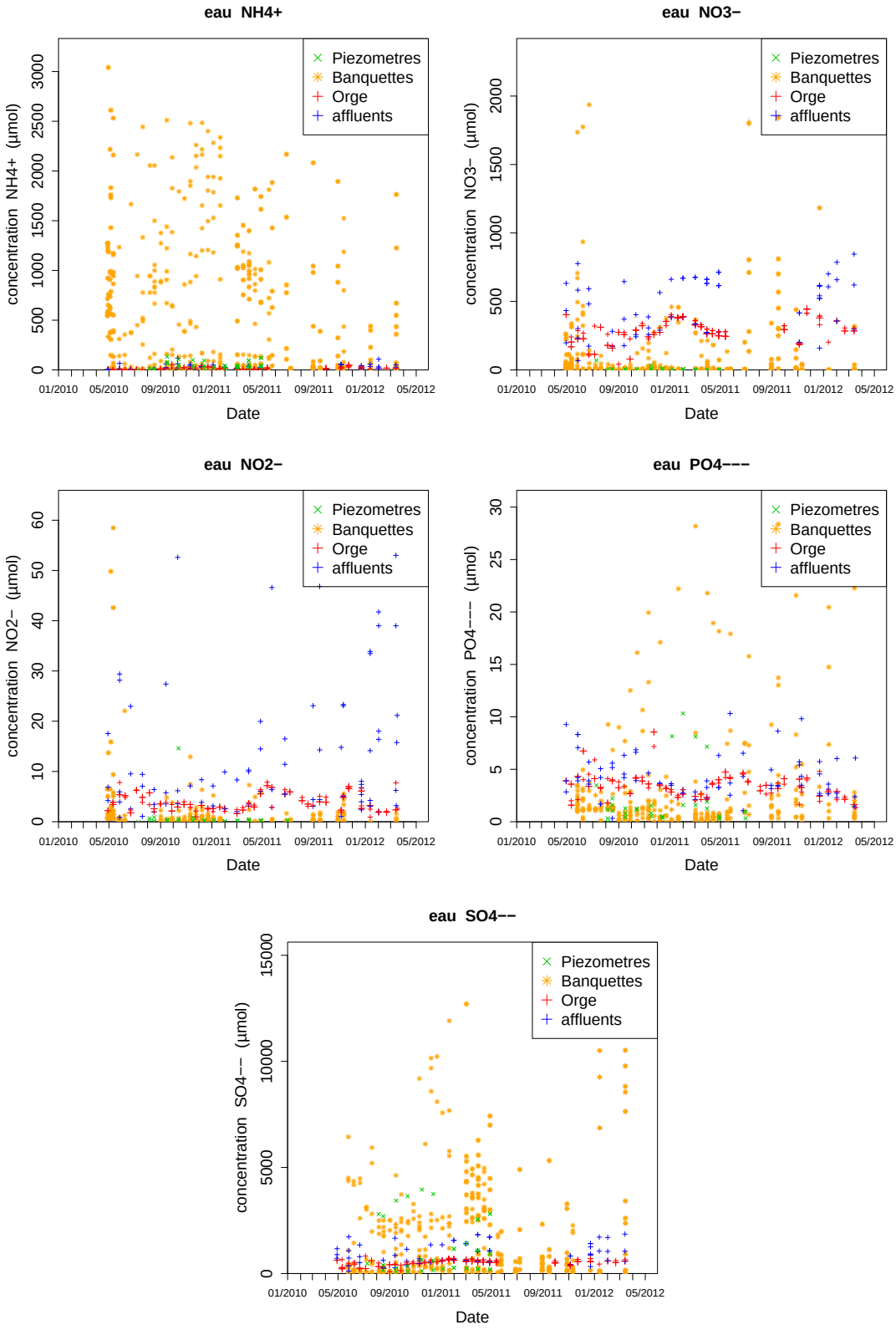


FIGURE 7.21 – Évolution au cours de temps des concentrations en NH_4, NO_3, NO_2, PO_4 et SO_4 dans l'Orge, les affluents, les banquettes de sédiment et les piézomètres à Vaucluse

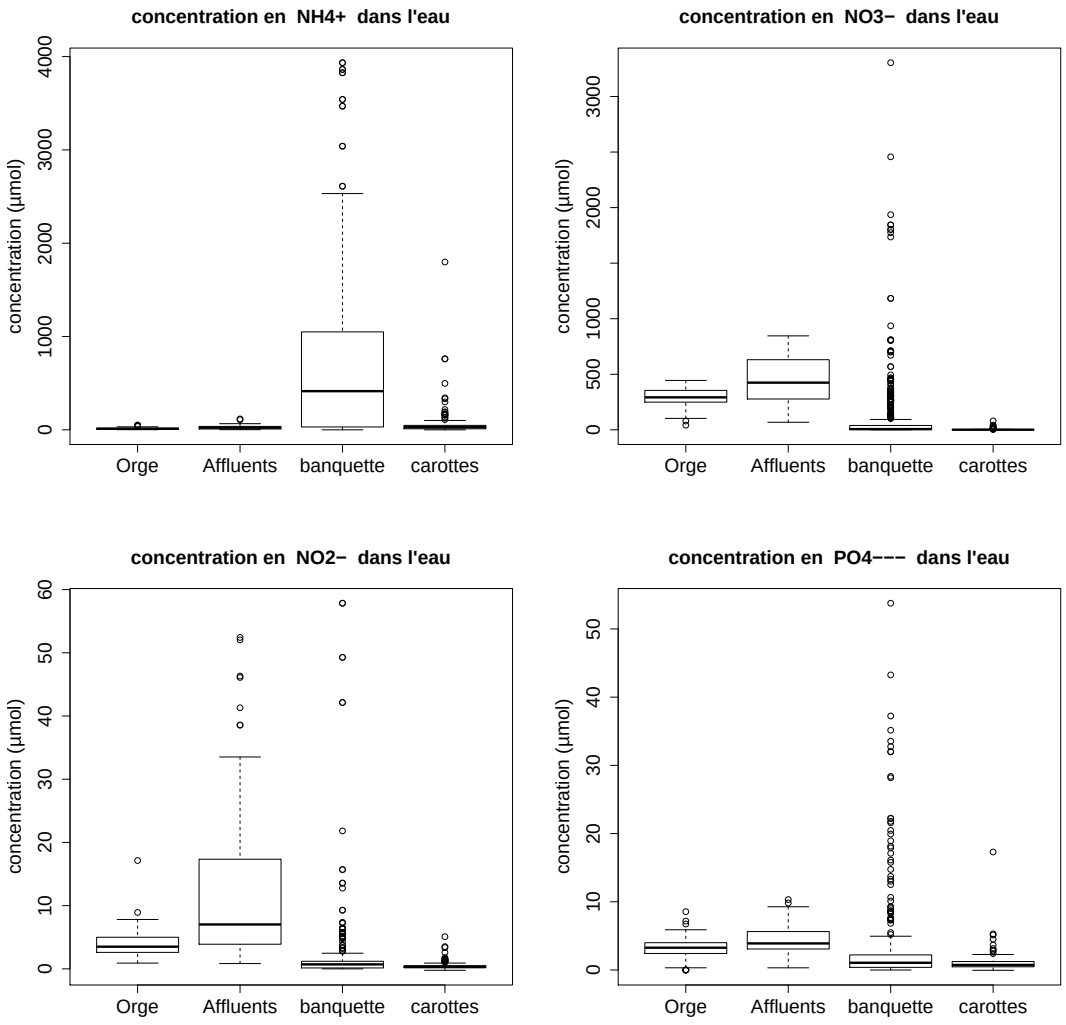


FIGURE 7.22 – Comparaison des gammes de concentrations en azote et en phosphore de l'Orge, des affluents, des banquettes et des carottes de sédiment, sur les deux ans de suivi

μmol	Tout	Orge	Affluents	banquette in-situ	carotte labo
NH4	79.79 [5.78 ; 1723]	10.26 [0.08 ; 29.41]	33.43 [0.52 ; 54.09]	431 [7.73 ; 1823]	29.31 [2.4 ; 187.6]
NO2	1.44 [0.21 ; 7.91]	3.51 [1.84 ; 6.31]	16.49 [5.16 ; 46.12]	0.71 [0.14 ; 5.00]	0.35 [0.11 ; 1.84]
NO3	26.22 [2.17 ; 410.9]	287 [103 ; 393]	522 [214 ; 631]	9.12 [1.78 ; 313.6]	1.24 [0.37 ; 13.97]
PO4	2.01 [0.28 ; 7.40]	3.27 [1.64 ; 4.53]	3.27 [2.24 ; 6.67]	1.16 [0.21 ; 9.25]	0.84 [0.14 ; 3.18]
SO4	680 [115 ; 5 288]	552 [324 ; 688]	573 [316 ; 827]	923 [87 ; 6 526]	1 466 [514 ; 2 893]

TABLE 7.8 – Concentrations en azote et phosphore de l'eau de l'Orge, de l'eau interstitielle des banquettes et celle des carottes de sédiment du laboratoire : médiane $[q_{10}\,;\,q_{90}]$

7.4.2 Simulation d'inondation sur des carottes de sédiments au laboratoire

La dynamique des phénomènes qui affectent la composition des eaux interstitielles a été évaluée par plusieurs séries d'essais au laboratoire : des expériences d'inondation de carottes de sédiment prélevées dans les banquettes, des expériences en batch en milieu anoxique enrichi en nitrate ou en milieu oxique sans apports en un jour au moins.

La banquette LA a été choisie pour faire nos expériences d'inondation. La raison de ce choix était la taille importante de la banquette comparée aux autres banquettes et le risque fortement limité de perturber la banquette par des prélèvements répétés. Nous n'avons réalisé que plus tard que si les sédiments de la banquette LA étaient similaires aux autres en composition, les flux d'azote et de phosphore y étaient assez différents des autres banquettes en raison d'un hydrologie différente.

Protocole d'inondation des carottes

Pour simuler des crues, une carotte de sédiment est inondée en injectant de l'eau de l'Orge par le bas de la carotte (voir la méthode détaillée partie 7.1.2). Au total, 14 carottes de sédiment auront été utilisées, pour un total de 48 séquences d'inondation d'une durée allant de 1 à 4 jours.

Inondation de carotte de sédiment

Les concentrations observées dans l'eau interstitielle issue des carottes après inondation sont significativement différentes de celles observées dans l'Orge (p-value $< 10^{-5}$), exceptées celles en NO_2 mais qui restent très faibles (table 7.9). Il y a donc une évolution significative de la qualité de l'eau interstitielle dans les sédiments suite à une inondation en un jour ou moins.

Après inondation, les concentrations en ammonium augmentent dans l'eau interstitielle des carottes de sédiment comparées aux valeurs de l'eau de rivière injectée, avec des valeurs médianes de respectivement de 29,31 μmol et 1,90 μmol. Les concentrations médianes en ammonium dans les carottes de sédiment (29,31 μmol) sont supérieures aux concentrations médianes mesurées in-situ dans la banquette LA (16,45 μmol) où les carottes ont été prélevées. En ne considérant que la banquette LA, les concentrations en ammonium observées in-situ et après les expériences d'inondation sont similaires (MW p-value de 0,08). Par contre, les concentrations médianes dans les carottes restent largement inférieures à ce qui a été mesuré dans les trois autres banquettes (431 μmol) (tableau 7.8). Il y a donc production d'ammonium dans les banquettes, dans des concentrations bien plus importantes que la quantité totale d'azote apportée par l'Orge, avec les concentrations les plus importantes mesurées sur le haut de la carotte de sédiment (figure 7.23).

μmol	carotte	batch *	dissolution *
NH4	29,3 [2,4 ; 187,6]	3,4 [0,5 ; 30,6]	2,5 [1,2 ; 14,0]
NO3	1,2 [0,4 ; 14,9]	429,0 [306,0 ; 473,8]	34,5 [10,1 ; 84,2]
NO2	0,35 [0,11 ; 1,84]	4,00 [0,85 ; 19,36]	2,68 [1,23 ; 7,37]
PO4	0,84 [0,14 ; 3,18]	5,40 [2,98 ; 9,93]	6,19 [3,81 ; 8,64]
SO4	1 466 [514 ; 2 893]	37 [13 ; 200]	676 [256 ; 1 209]

TABLE 7.9 – Concentrations finales de l'eau interstitielle des expériences de carottes, de batch et de dissolution ; médiane [q_{10} ; q_{90}]
* pour 5 g de sédiment

Les expériences d'inondation de carottes au laboratoire montrent des concentrations en nitrates très faibles après inondation (valeur médiane de 1,24 μmol/L). Presque tous les nitrates apportés initialement ont disparu et une seule journée suffit pour qu'ils soient tous consommés. Il y a une différence significative des concentrations en NO_3 entre les banquettes in-situ et les carottes de laboratoire (MW p-value $< 10^{-14}$), avec des valeurs plus faibles au laboratoire. Un processus de dénitrification assez fort doit avoir lieu, accentué dans les carottes par l'absence totale de circulation d'eau stabilisant le milieu et limitant les apports extérieurs de nitrates ou d'oxygène. De plus, les mesures in-situ incluent des valeurs post- ou pré-inondation où d'autre processus que de la dénitrification peuvent avoir lieu, ce qui peut expliquer la différence avec les carottes.

Durant les expériences au laboratoire, les concentrations en phosphate diminuent dans les carottes après inondation (passant de 3,27 μmol à 0,84 μmol). Cette diminution est plus importante en profondeur. Les concentrations en PO_4 sont similaires entre la banquette LA in-situ et les expériences de carotte au laboratoire (MW p-value de 0,35). Le phosphore est donc piégé ou consommé dans les sédiments.

Les concentrations en sulfates augmentent fortement dans les carottes après les inondations et l'on retrouve sous les 10 premiers centimètres des concentrations très fortes, supérieures à 4000 μmol comme observé in-situ. Chaque carotte subit 3 ou 4 séquences d'inondation mais on n'observe pas de diminution de concentration en sulfate, les sulfates sont régénérés à chaque inondation. Il est intéressant de noter que sur le terrain, les concentrations les plus fortes en sulfates sont mesurées entre 40 et 60 cm de profondeur dans la banquette de sédiment et que ces concentrations diminuent plus en profondeur (voir annexes A.4.2).

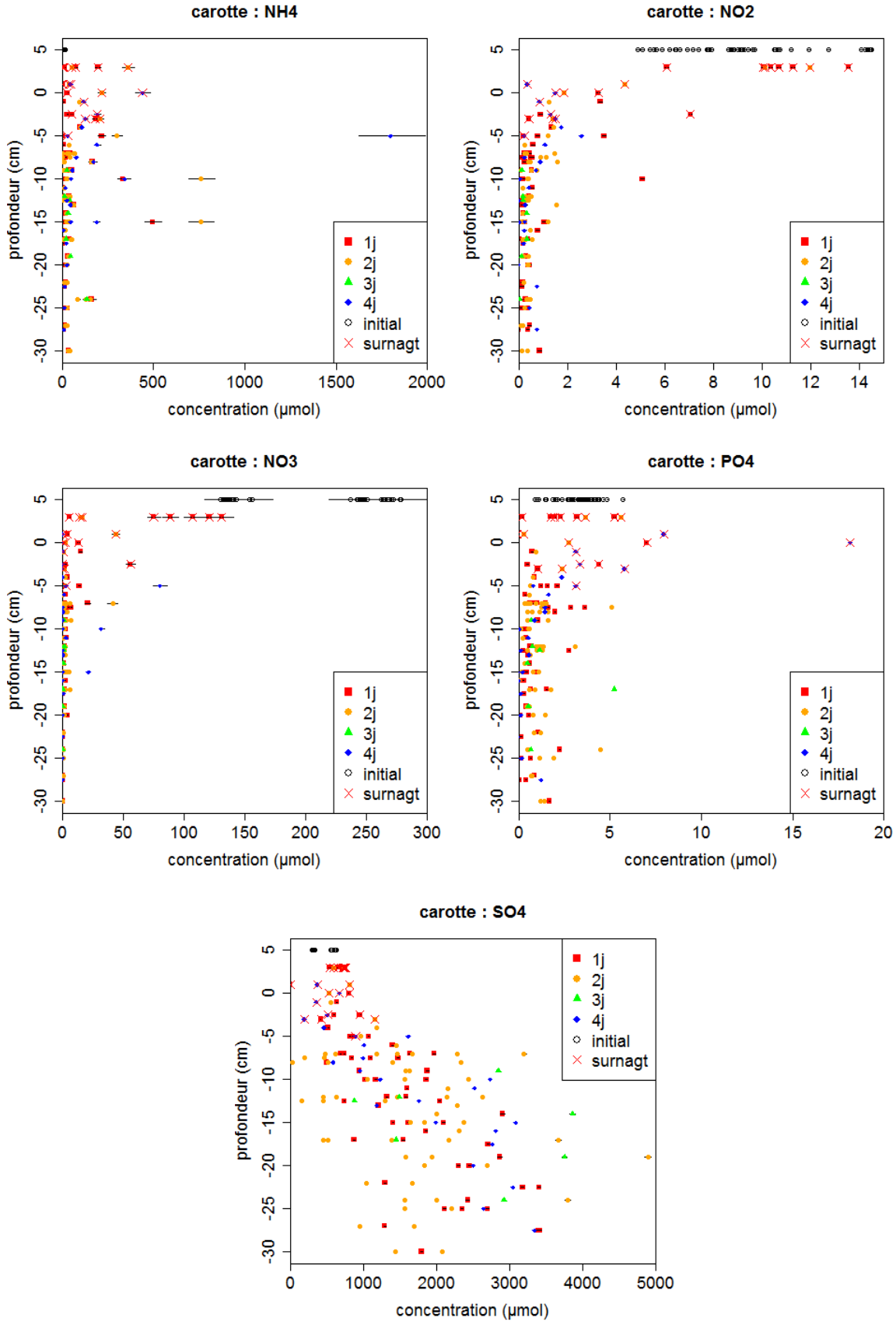


FIGURE 7.23 – Évolution des concentrations dans les carottes de sédiment après inondation en fonction de la profondeur dans la carotte et du temps de séjour de l'eau (toutes carottes confondues)*

* Remarques sur la figure 7.23 : Les première séries d'expériences ont été menées en laissant une surface d'eau libre de quelques centimètres sur le dessus de la carotte. Ce sont les hauteurs positives et les échantillons marqués d'une croix rouge. Il nous est apparu par la suite préférable de limiter au maximum cette surface d'eau libre au dessus des sédiments qui semblait perturber les tendances. Les concentrations initiales injectées dans la carotte ont été mises arbitrairement à 5 cm au dessus des sédiments (rond noir), elles sont normalement homogènes sur l'ensemble de la carotte lors de l'injection.

Les temps d'inondation ne semblent pas influencer les concentrations finales observées dans les carottes de sédiment, les médianes sont similaires pour toutes les séquences et toutes les carottes (Kruskal-Wallis p-value $> 0{,}04$) sauf peut être pour le NH_4 (p-value = 0,02) (table 7.10 et figure 7.23). Sur une période de quelques jours, la durée d'inondation ne modifie donc pas significativement les concentrations en azote et en phosphore dans l'eau interstitielle des carottes de sédiment. Les processus se produisent donc très rapidement, en moins d'une journée, sauf peut être pour l'ammonium.

temps	NH_4	NO_3	NO_2	PO_4	SO_4
p-value	0,020	0,178	0,213	0,044	0,192

TABLE 7.10 – Résultat du test de Kruskal Wallis comparant les concentrations mesurées dans l'eau interstitielle à la durée de mise en eau (1,2,3 ou 4 jours) des carottes de sédiment

Potentiel de dénitrification et de production

Des expériences en batch ont été menées pour évaluer le potentiel de relargage des sédiments en milieu oxique (batch oxique ou dissolution) ainsi que le potentiel de dénitrification en milieu anoxique enrichi en nitrates (batch anoxique). Ces expériences ont été réalisées avec des sédiments provenant de carottes ayant déjà subi plusieurs séquences d'inondation (donc tous issus de la banquette LA). Les expériences de batch en milieu anoxique ont été complétées en réalisant les batch sur différents types de sédiments de la rivière :

- Archives : des sédiments issus de "jeune banquette" mise hors d'eau depuis environ 1 an, seule la partie superficielle des banquettes à été prélevée
- Carouge : des sédiments de fond de lit de l'Orge, mélange de sédiments fins et sableux, clapet effacé
- Souchard : des sédiments de fond de lit de l'Orge, sédiments sablonneux, clapet effacé
- Pressat : des sédiments de fond et de milieu de lit mais dans une zone toujours sous influence de clapet, sédiments fins toujours sous l'eau, prélevés en fond de lit et en bord de berge (ce qui pourrait donner des banquettes après effacement)

Batch oxygéné Les batchs en milieu oxygéné montrent que la couche de sédiment de surface (autour de -5 cm) est bien plus réactive que la couche plus profonde (autour de -25 cm) concernant l'azote et le phosphore, mais c'est un phénomène inverse pour les sulfates (figure 7.24).
Durant les batch en milieu oxygéné, les concentrations en ammonium augmentent durant la première heure d'expérimentation pour les sédiments de surface, atteignant 20 μmol

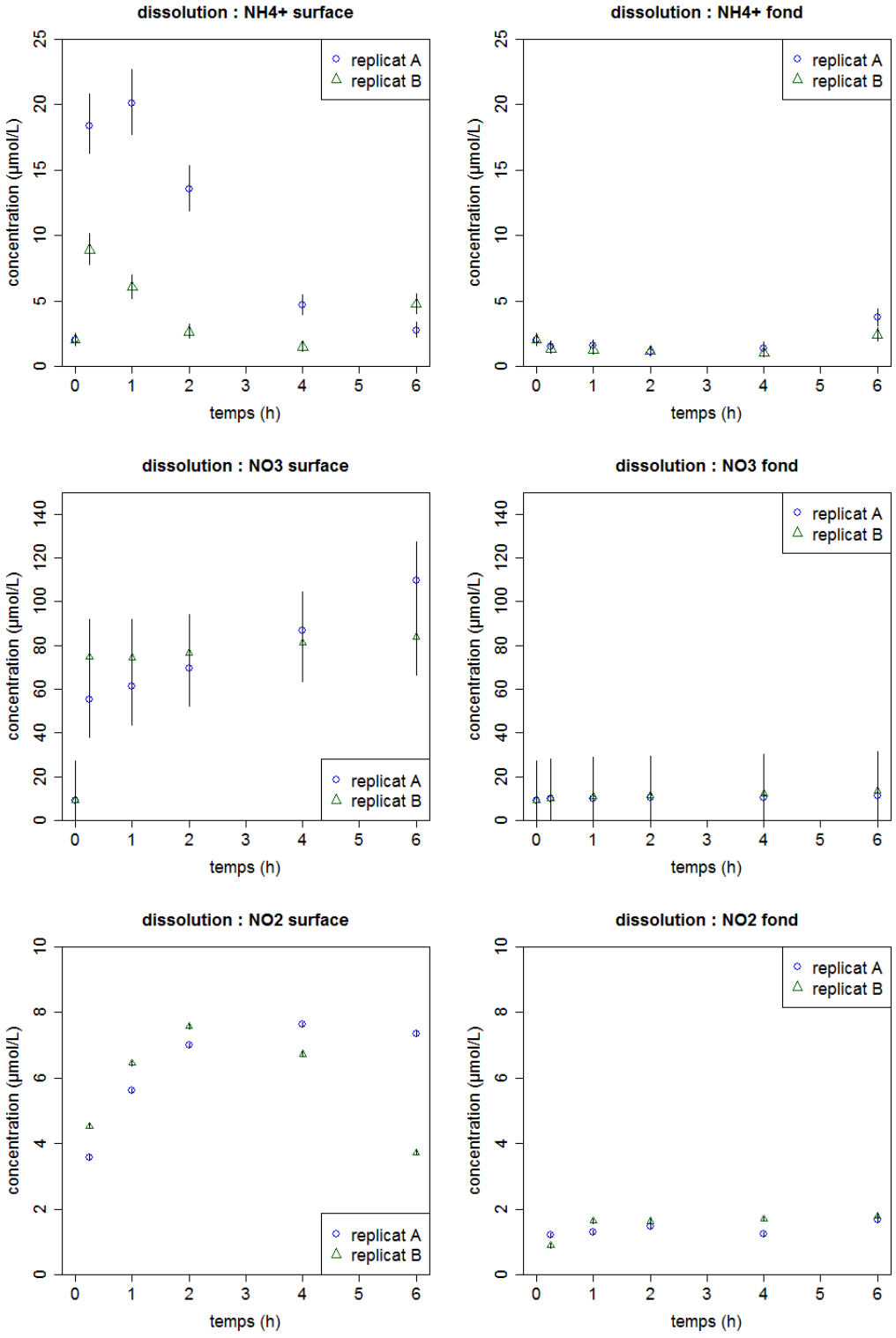
mais ce NH_4 est consommé par la suite. Cette évolution ne se retrouve pas en profondeur où les concentrations restent faibles. Une quantité importante de nitrates est relarguée suite à la mise en eau des sédiments de surface, et cette concentration ne semble plus évoluer par la suite. Il a pu y avoir un processus de nitrification. Les concentrations en PO_4 augmentent juste après la mise en eau et semblent ne plus évoluer durant les 5h d'expérimentation, avec des valeurs plus élevées pour les sédiments de surface que pour les sédiments de profondeur (-25 cm). Les concentrations en sulfates ont un comportement inverse à ceux de l'azote et du phosphore : c'est dans la couche du fond que les concentrations augmentent le plus atteignant plus de 1000 μmol. Des sédiments provenant de fond de carottes mis en milieu oxygéné relarguent donc des quantités importantes de SO_4. Ces résultats sont cohérents avec les observations faites sur les carottes.

Il semble donc que les sédiments contiennent une certaine quantité de nutriments qui sont solubilisés lors de la mise en eau. En condition oxique, l'ammonium est consommé, sans doute par nitrification, bien que les concentrations en nitrates ne le confirment pas. Dans la banquette LA, ce sont donc les couches de surface qui sont les plus réactives vis-à-vis de l'azote et du phosphore et les couches plus profondes vis-à-vis des sulfates.

Par dissolution, il y a donc production d'une certaine quantité de chaque élément par gramme de sédiment sec introduit dans un certain volume d'eau. Nous avons pris les productions maximales observées, en surface ou au fond selon l'élément considéré, pour calculer la quantité d'élément produit par gramme de sédiment introduit (5 g) dans le batch et par volume d'eau (30 mL) sur les 5h d'essai. Ces quantités produites par dilution ont permis d'extrapoler la quantité que pourrait produire par simple dissolution les sédiments contenus dans une carotte. La quantité qui serait relarguée est bien supérieure à ce qui est observé pour les nitrites, les nitrates et les phosphates. La libération de NO_3, NO_2 et PO_4 dans les carottes est moins importante que lors de dissolution mais d'autres processus peuvent avoir lieu dans les carottes. A l'inverse, la quantité relarguée serait inférieure à ce qui est observé pour l'ammonium et les sulfates, mais la quantité de sédiment est bien plus grande dans les carottes. Il y a un effet de resorption donc un certain équilibre entre l'eau et les sédiments. Il y a dans les carottes des processus de production ou de consommation et des processus d'adsorption/désorption.

production par		NH_4	NO_3	NO_2	PO_4	SO_4
dissolution	μmol/g$_{sed}$/L	0,3	5,4	0,36	0,54	72
extrapolé dans carotte	μmol	3,1	55,6	3,7	5,6	740,7

TABLE 7.11 – Production maximale (en μmol) des sédiments par dilution extrapolé à une production dans une carotte de sédiment de 30 cm
en prenant une carotte de sédiment de 30 cm (pour 10 cm de diamètre), avec une porosité de 0,7 et une masse volumique de 2650 kg/m^3


dissolution : NH4+ surface
dissolution : NH4+ fond
dissolution : NO3 surface
dissolution : NO3 fond
dissolution : NO2 surface
dissolution : NO2 fond
concentration (µmol/L)
temps (h)
replicat A
replicat B

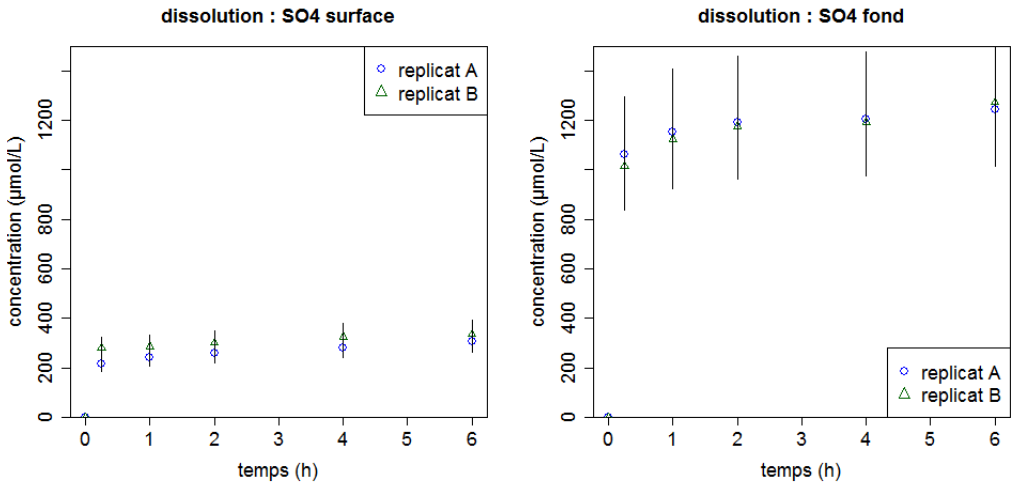


FIGURE 7.24 – Évolution des concentrations en azote et en phosphore lors des expériences de batch oxiques sur des sédiments de surface SU (0 à -5 cm) et de fond FO (-20 à -25 cm) de carotte

Batch désoxygéné Durant les batch en condition anoxique et enrichis en nitrates, le partage de la consommation ou production totale (ou production totale) entre le processus initial ("b") et une consommation (ou production) plus régulière dans un deuxième temps ("a") est très différent selon les sels considérés (figure 7.4). Par exemple, les concentrations en ammonium augmentent lentement ("a" faible) après un relargage initial élevé ("b" plus élevé) sans doute lié à une solubilisation lors de la remise en eau (tableau 7.12). Les phosphates et les sulfates ont un comportement similaire, avec un fort relargage initial (respectivement de 1,11 et 12,95 μmol/g$_{sec}$) et une évolution par la suite qui reste très faible.
Les expériences en batch sans oxygène montrent une diminution des nitrates injectés et un taux de dénitrification potentiel médian de -4,17 μmol de NO_3 par heure (maximale de -16,11 μmol/h), soit une dénitrification potentielle médiane de 22 μmol (maximale de 81 μmol) de nitrate sur les 5 h d'expérience de batch anoxiques contenant 5 g de sédiment sec.
Lors de la mise en eau de sédiment, il y a donc un premier phénomène rapide de relargage, principalement de sulfates, de phosphore et d'ammonium. Puis la dénitrification va progressivement consommer les nitrates.

	a μmol/h	b μmol
NH4	0,09 [-0,75 ; 1,46]	1,02 [14,72 ; -3,37]
NO3	-4,17 [-16,11 ; 1,34]	-10,92 [20,73 ; -33,32]
NO2	1,43 [0,13 ; 5,91]	-0,38 [1,05 ; -2,76]
PO4	0,15 [-0,12 ; 0,34]	3,25 [6,20 ; 1,54]
SO4	2,50 [1,38 ; 6,14]	50,10 [204,61 ; 18,51]

TABLE 7.12 – Taux de production potentiel "a" sur 5h d'expérimentation et production initiale "b" lors des expériences de batch anoxique sur les sédiments issus de carottes de la banquette LA, médiane [q_{10} ; q_{90}]

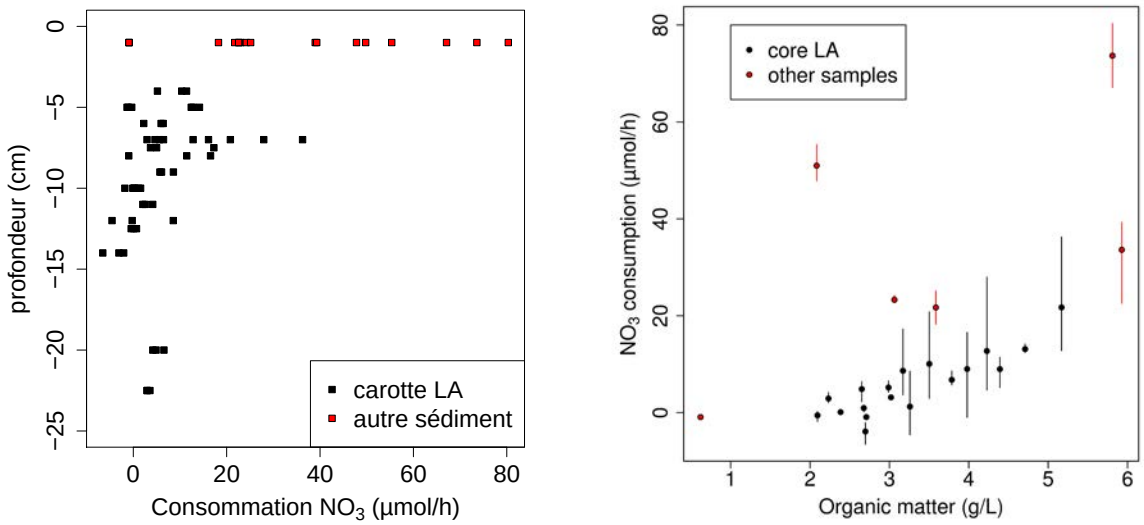
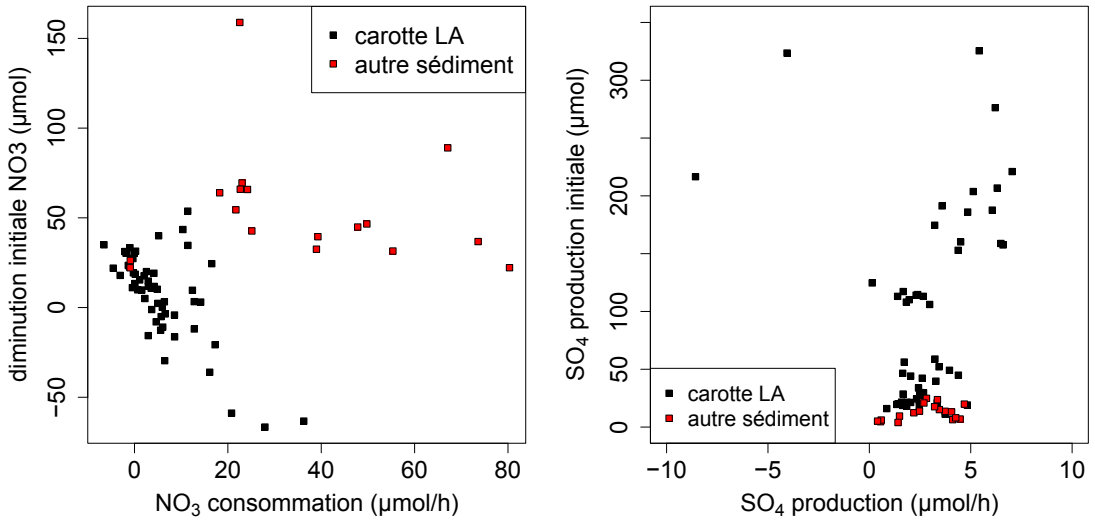


FIGURE 7.25 – Taux de dénitrification lors des batch anoxiques enrichis en nitrate pour les sédiments issus des carottes prélevées dans la banquette LA et dans divers sédiments de rivière
La consommation de NO_3 est mesurée dans des batch anoxiques réalisés en triplicat (les points sont groupés par trois sur le graphique de gauche). Sur le graphique de droite, c'est la valeur moyenne de ces triplicats qui est représentée par un point, les droites indiquant les valeurs extrêmes.

Le taux de dénitrification potentiel est plus important pour les sédiments provenant du haut de la carotte que pour les sédiments prélevés plus en profondeur (figure 7.25). Si le taux de dénitrification varie avec la profondeur, il est étroitement lié à la teneur en matière organique (figure 7.6) dans les sédiment issues des carottes (prélevées dans la banquette LA). Plus la quantité de matière organique est élevée, plus le taux de dénitrification est important. La relation est très claire dans les sédiments de banquettes LA, mais elle ne se retrouve pas avec d'autres sédiments de rivière, en eau ou dans une banquette plus jeune. Cette relation peut être liée à un vieillissement des sédiments dans la banquette.

Quelques échantillons tirés de carottes issues de la banquette LA donnent des productions initiales de nitrates, ce qui était inattendu. On observe également que ces productions sont proportionnelles aux consommations ultérieures (figure 7.26 (a)). L'examen détaillé des évolutions des teneurs en nitrates dans les essais montre qu'il s'agit probablement d'un artefact lié à une mise en route décalée de la dénitrification. En effet, la production initiale est calculée par extrapolation à l'instant initial de la régression obtenue quelques heures après le début de l'expérience (après 2 heures dans le cas des essais menés sur la plupart des échantillons LA). Si le démarrage de la dénitrification est en réalité retardé (sensiblement de 2 heures) l'extrapolation aboutit à une production apparente artificielle égale à la pente de dénitrification estimée fois 2, ce qui correspond quantitativement à ce qui est observé. Mis à part ces cas, c'est une faible surconsommation qui est observée, elle reste fort limitée par rapport à la consommation totale sur les 5 heures d'expérience.



(a) (b)

FIGURE 7.26 – Rapport entre la production/consommation initiale et le taux de production/consommation pour les nitrates (a) et les sulfates (b) durant les batch anoxiques

Le cas des sulfates est très différent puisque c'est au contraire une très forte surproduction initiale qui est observée pour de nombreux échantillons de la banquette LA. Cette production initiale ne peut pas être expliquée par une oxydation rapide des sulfures à partir des nitrates mis au contact des sédiments, car le bilan d'échanges d'électrons n'est pas respecté. Il est donc plausible que les sulfates qu'on voit apparaître très rapidement étaient déjà présents dans les sédiments et ont simplement été dissous au contact de l'eau. Ces sulfates ont pu être produits par la mise au contact de l'air des échantillons avant les essais, probablement par un processus d'oxydation des sulfures contenus dans les sédiments (figure 7.27). Ces phénomènes de dissolution très intenses sont susceptibles d'interférer avec l'évaluation des pentes de consommation ultérieures, et dans l'analyse ultérieure des bilans d'oxydation, les échantillons avec une très forte dissolution de sulfates seront écartés.

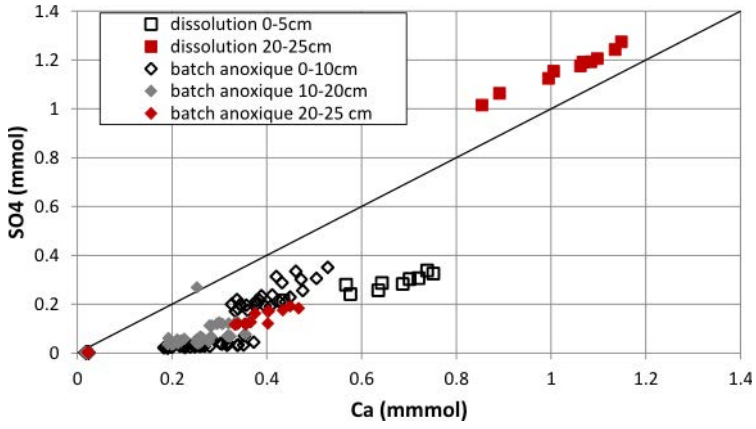


FIGURE 7.27 – Relation entre les concentrations en Ca et SO_4 mesurées lors des expériences de batch anoxique et de batch oxique (dissolution) à partir de sédiments prélevés à différentes profondeurs dans la banquette LA

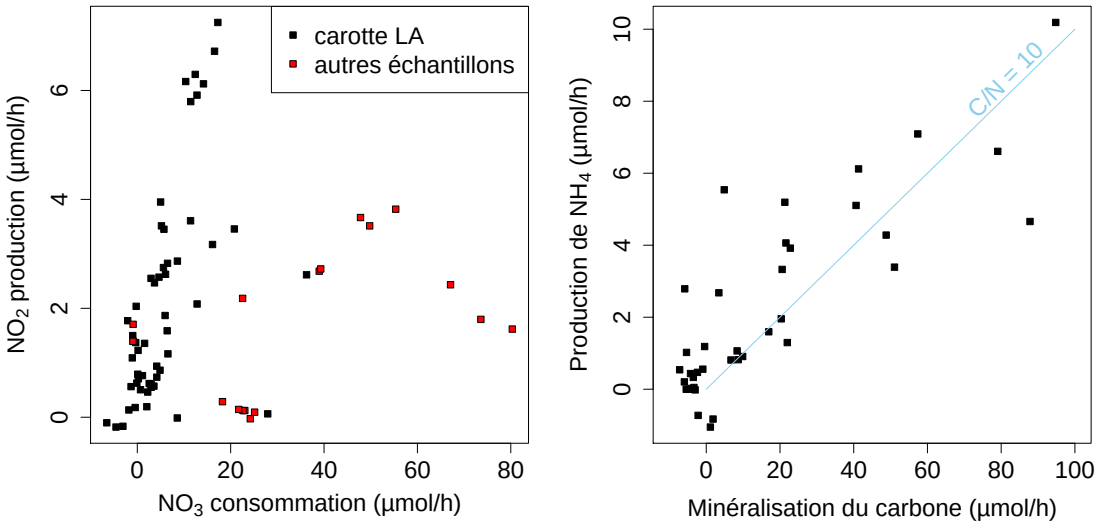
La dénitrification capture des électrons via la transformation des nitrates en espèces plus réduites, majoritairement en diazote gazeux, mais aussi en nitrites ou N_2O. Les mesures montrent une production de nitrites, particulièrement importante, très corrélée à

la dénitrification, dans les échantillons tirés de LA (figure 7.28 a). La formation de nitrites et de N_2O se traduit par une moins grande capture d'électrons. Nous n'avons pas de données d'émissions de N_2O, nous prendrons une estimation de 1 % de N_2O émis à partir du NO_3 (références). Cette approximation est de peu d'importance sur le bilan final.

Pour partager l'utilisation des électrons capturés nous raisonnerons dans la suite en faisant une hypothèse de matière organique biodégradable homogène, ce qui permet de négliger les changements de stoechiométrie entre la matière organique consommée par la respiration hétérotrophe et la biomasse produite au cours de cette respiration.

Une partie des électrons capturés est associée à la production de sulfates. La quantité d'électrons impliqués a été estimée à partir de la production de sulfates, en faisant l'hypothèse que la forme initiale du soufre est le sulfure. On rappelle que les échantillons pour lesquels une trop forte dissolution initiale perturbe l'estimation de la production ont été exclus de l'analyse (>36 μmol de SO_4). Les électrons restant sont affectés au carbone, et en prenant une hypothèse sur l'état d'oxydation du carbone dans la matière organique il est possible d'estimer la vitesse de production du carbone. Pour un sucre l'état d'oxydation du carbone est de 0, mais d'autres hypothèses sur la composition de la matière organique des sols (rapport C/O différent) et des sédiments confortés par des essais en conditions contrôlées aboutissent en général à un état d'oxydation légèrement négatif, on choisira ici -0,3 (Dilly, 2001). La vitesse d'oxydation de la matière organique peut finalement être comparée à la production d'ammonium pour aboutir à un rapport C/N dans la matière organique minéralisée. La figure 7.28 (b) illustre la relation obtenue. Le rapport obtenu comme pente d'une droite de régression passant par l'origine est de 0,10, qui serait donc le rapport molaire C/N de la matière organique dégradable dans les sédiments de l'Orge. On note que trois points correspondant à des échantillons de la carotte LA, présentent des C/N nettement moins élevés ; il est possible que trop d'électrons aient été attribués à l'oxydation des sulfates, malgré le filtre des échantillons, ce qui aboutit à une sous-estimation de l'oxydation du carbone.

Dans l'ensemble, la dénitrification est plus importante pour les échantillons les plus riches en matière organique, ce qui est complètement cohérent avec des connaissances acquises depuis longtemps sur les milieux sédimentaires des cours d'eau (Hill et al., Sirivedhin and Gray (2006)). On observe par ailleurs que certains échantillons sortent de la relation principale portée par les échantillons de la banquette LA, et que les échantillons autre que LA présentent dans l'ensemble des rapports de dénitrification sur quantité de matière organique plus élevés (figure 7.25). La plupart de ces échantillons, mis à part un témoin négatif constitué de sédiments graveleux, sont constitués de sédiments toujours en eau et issus de deux banquettes émergées postérieurement. Il est possible qu'un taux de dénitrification plus faible, à quantité de matière organique égale, soit lié à une vieillissement des sédiments après émersion en raison d'une activité biologique plus intense, ce qui serait cohérent avec la diminution progressive des teneurs en ammonium observée dans l'eau interstitielle des banquettes.



(a) (b)

FIGURE 7.28 – Relation entre le taux de dénitrification et de production de nitrite (a) et estimation du rapport C/N à partir de la minéralisation du carbone et de la production d'ammonium (b) lors des batch anoxiques

Il apparait clairement dans les batch anoxiques une relation entre la quantité de phosphore produit et le taux de dénitrification mesuré lors des expérience de batch (figure 7.29). Ceci peut être mis en relation avec ce que Surridge ((Surridge et al., 2007)) observe dans des sédiments de zone humide où la production de phosphore est inversement proportionnelle à la concentration en nitrate dans l'eau interstitielle.
De plus, il semblerait que plus le temps de contact des sédiments à l'air libre est important, plus le taux de dénitrification et la quantité de phosphore produit diminuent. Il y aurait donc un effet de "vieillissement" des sédiments de banquette avec une diminution de leur activité dans le temps. Il pourrait être dû à la fois à la minéralisation progressive de la fraction la plus labile et sans doute également à la végétalisation du milieu et à l'activité de la faune associée.

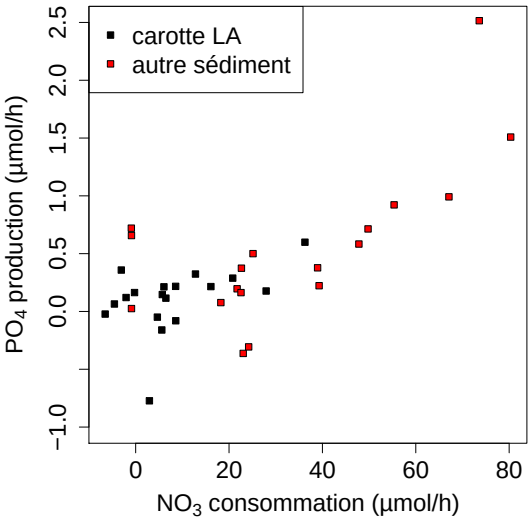


FIGURE 7.29 – Relation entre la quantité de phosphore produite et le taux de dénitrification observé dans les batch anoxiques sur différents types de sédiment de l'Orge

La dénitrification dans les carottes d'après les taux potentiels des batch

Les batch donnent une estimation du taux de dénitrification lorsque les sédiments sont placés dans des conditions optimales, donc un taux de dénitrification potentiel. Les taux de dénitrifiation fournis sont donc des maximaux, la dénitrification in-situ doit être en réalité plus lente. Nous avons tout de même estimé les vitesses de dénitrification qui devraient être observés dans les carottes de sédiment, à partir de la relation entre la teneur en matière organique et le taux de dénitrification potentiel en tenant comte de la quantité d'oxygène apporté par l'inondation qui doit être consommé avant les nitrates, et en tenant compte des rapports sol/eau différents dans les carottes (figure 7.30).

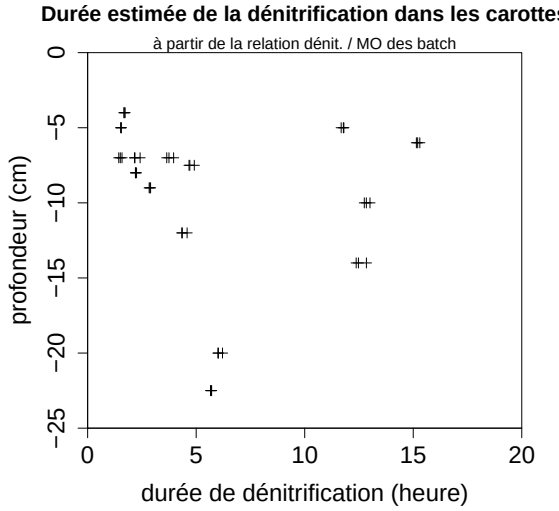


FIGURE 7.30 – Durée optimale de dénitrification dans les carottes de sédiment en fonction de la profondeur, estimée à partir de la relation entre MO et taux de dénitrification observés dans les batch anoxiques

Vu les taux mesurés dans les batch, nous avons estimé qu'il fallait en moyenne 10h pour dénitrifier tous les nitrates injectés dans la carotte, dans des conditions d'anoxie totale et sans aucun écoulement.
Lors de la dénitrification, les nitrates (+V) passent sous forme de diazote (+0), ce qui produit 5 électrons par mole d'azote transformée. L'eau de rivière entrant dans les sédiments présente une concentration moyenne en nitrates de 287μmol qui sont consommés dans les 10h, soit une production total de 1435 électrons consommables. Cependant, il faut que tout l'oxygène soit consommé avant que la dénitrification puisse avoir lieu dans le sédiment. En considérant que l'eau de l'Orge rentrant dans les sédiment présente une oxygénation de 8,5 mg/L, lors de la respiration il y aura production de 1062 μmol d'électrons, soit environ les deux tiers de la quantité produite par dénitrification. En faisant l'hypothèse que la vitesse de consommation des électrons sera la même que pour la dénitrification, nous avons estimé que la respiration devrait durer environ 7h. Par conséquent, il faudra en moyenne 17h pour que la respiration puis la dénitrification soient totales dans nos carottes. Il est donc théoriquement attendu de ne pas retrouver de nitrate dans les carottes après des durées d'expériences d'au minimum 24h. Donc même si les sédiments présentent de très fort taux de dénitrification potentielle, la dénitrification est limitée par les concentrations en nitrates dans les carottes, comme cela à pu être observé par dans d'autres études (Hinkle et al., 2001).

Dans les carottes de sédiment, des taux de production ont été calculés en comparant les concentrations recueillies après inondation aux concentrations injectées dans la banquette (table 7.13). Les valeurs obtenues ici prennent en compte à la fois les effets de perte/gain initiaux et les taux de production/consommation, comme ils ont pu être identifiés lors des batch, et elles sont moyennés sur une durée plus importante. De plus, toute la masse de sédiment de chaque couche est considérée comme réactive, or des hétérogénéités fortes sont majoritairement observées sur le terrain ((Deforet et al., 2009)).
Ainsi, les valeurs observées dans les carottes sont beaucoup plus faibles que celles observées dans les batch. Les valeurs de dénitrification sont très faibles car elles sont estimées sur une durée trop grande par rapport à la durée réelle du phénomène.

$\mu mol/g_{sec}/heure$	carottes oxi/anoxique	batch anoxique	dissolution oxique
NH4	$2{,}83.10^{-5}$	0,0166	0,00862
NO3	$-2{,}34.10^{-4}$	-0,183	0,155
NO2	$-1{,}08.10^{-5}$	0,0196	0,0119
PO4	$-2{,}29.10^{-6}$	0,0293	0,0223
SO4	0,00128	0,226	1,93

TABLE 7.13 – Taux de production finaux (médians) lors des expériences en carotte, de batch et de dissolution

Une très forte dénitrification a lieu dans les sédiments de banquette dès lors que les conditions sont anoxiques. L'ammonium et les sulfates auront tendance a être produits quelques soient les conditions. Par contre, les observations confirment que le phosphore va être produit ou stocké dans les sédiments en fonction des conditions d'oxygénation de celles-ci.

7.4.3 Les processus probablement à l'œuvre dans les banquettes

Sulfates Les courbes de les figures 7.31 et 7.32 démontrent que pour deux banquettes ayant des dynamiques hydrauliques très différentes, le même mécanisme d'enrichissement en sulfates se produit au cours des inondations. Les points de prélèvement les plus élevés sont les plus enrichis, avec des teneurs en sulfates extrêmement élevées. Ces sulfates ne peuvent pas venir de l'Orge où les concentrations sont trop faibles, et sont très probablement produits in situ par dissolution de particules de $CaSO_4$ (voir corrélation Ca et SO_4 figure 7.19). Ces composés ont pu se former à partir des sulfures contenus dans les sédiments anoxiques, durant les périodes d'exondation en présence d'oxygène gazeux. Les essais en batch décrits plus haut ont également démontré l'existence des très fortes dissolutions de sulfates au moment de l'introduction de sédiment dans les batch. Les sédiments introduits tirés des carottes exondées avaient aussi subi une période de mise à l'air de quelques jours. Les teneurs en sulfate diminuent ensuite avec le temps (plus lentement dans VA, VB et LB que dans LA), ce qui suggère à la fois un processus de mélange ou de lessivage, ou une utilisation des sulfates qui pourrait être attribuée à une réduction en sulfures par une activité hétérotrophe. Pour la banquette LA, il peut aussi y avoir des dilutions par les eaux du coteau.

Un bilan des électrons produits et utilisés dans les processus de dégradation de la matière organique montre toute l'importance potentielle des sulfates. Après inondations, en fonction des teneurs connues dans l'Orge, les quantités d'électrons que peuvent capturer

l'oxygène et les nitrates apportés par l'Orge peuvent être évalués à un peu moins de 3 mmol, utilisables pour la dégradation hétérotrophe et la dénitrification. Par ailleurs, la production d'ammonium dans l'eau interstitielle atteint des valeurs de l'ordre de 2 mmol. En tenant compte du rapport C :N établi pour la matière organique labile des sédiments de l'Orge évalué lors des essais batch, ce sont jusqu'à 20 mmol de carbone qui ont pu être oxydés, d'où une production d'électrons de l'ordre de 86 mmol. Les nitrates et l'oxygène présents ne peuvent pas capturer de telles quantités d'électrons, alors que les sulfates sont présents dans des quantités compatibles (8 mmol de sulfates réduits en sulfure consomment 64 mmol d'électrons). Les sulfates pourraient donc permettre le transport de la capacité oxydante de l'oxygène de l'air (qui oxyde les sulfures exondés) vers les couches plus profondes où les sulfures sont de nouveau réduits pour oxyder la matière organique et libérer l'ammonium.

Cependant, si l'on prend le cas de la banquette VA où 10 mmol de sulfate sont produits début 2011, la réduction de ces sulfates pour dégrader la matière organique produirait beaucoup plus d'ammonium que ce qui est observé in-situ. Il ne semble pas que les sulfates produits dans une couche migrent dans les couches inférieures de la banquette. Un partie des sulfates produits doit servir à la production de NH_4, une partie peut être lessivée lors de la vidange de la banquette et une partie doit précipiter sur place et sera de nouveau solubilisés lors de la prochaine crue.

A l'échelle des deux années d'expérimentation, nous n'avons pas noté de diminution de l'intensité du processus de production des sulfates, les teneurs maximales mesurées pendant ou après la période de crue étant sensiblement aussi élevées la seconde année. Il reste néanmoins impossible de faire un bilan quantitatif du processus. Seule une analyse détaillée des flux horizontaux et verticaux de l'eau interstitielle permettrait d'analyser comment les processus de mélange et les processus microbiens se combinent pour affecter conjointement les concentrations des espèces redox. Notre compréhension du fonctionnement hydraulique des banquettes est insuffisant pour cette analyse. En particulier, il n'est pas possible de mettre en lumière une relation entre la diminution des teneurs en sulfates et une augmentation des teneurs en ammonium. Plusieurs phénomènes peuvent venir perturber une relation qu'on attendait si les sulfates contribuent à la minéralisation de la matière organique. De plus, le sulfates peuvent être progressivement dilués par les battements successifs de l'Orge, ce qui ferait au contraire diminuer conjointement SO_4 et NH_4. D'autant qu'il est possible que les fortes teneurs en NH_4 soit relictuelles, si la perméabilité de la zone profonde des sédiments est très faible, les concentrations d'ammonium observées ne seraient alors pas représentatives d'une minéralisation récente liée à des apports d'oxydants (O_2, NO_3, SO_4) mais a une vitesse plus lente. Enfin, si la réaction est totale et rapide, il devient progressivement possible d'observer le gradient croisé NH_4/SO_4. Pour résoudre ces difficultés, une excellente connaissance de la circulation dans les banquettes serait nécessaire. Nos données ne permettent pas d'évaluer ce niveau de détail.

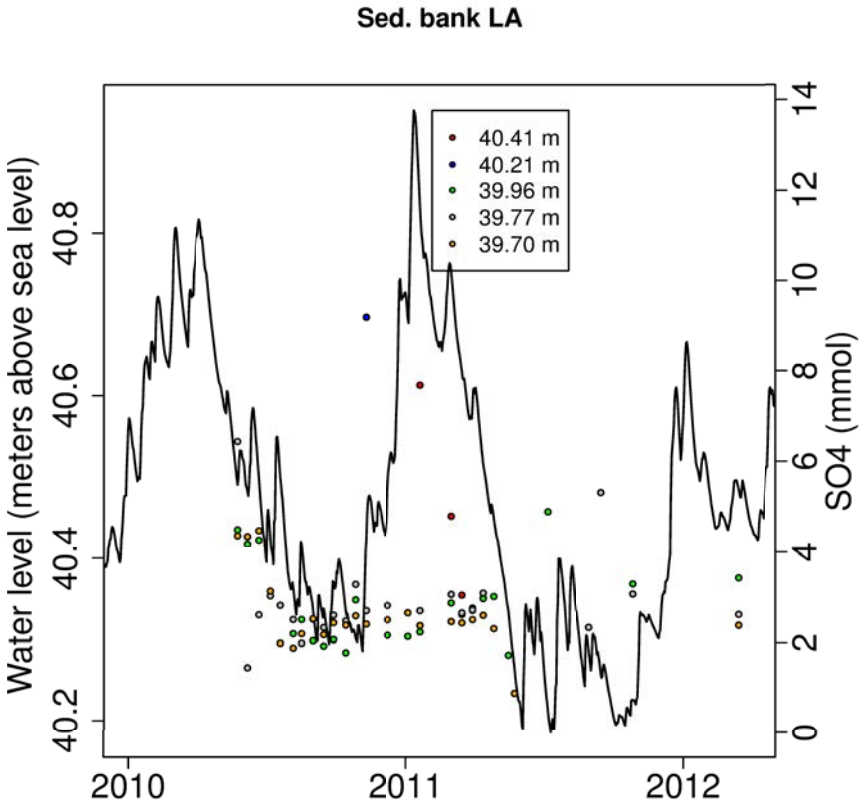


FIGURE 7.31 – Évolution des concentrations en sulfates et profondeur du prélèvement sous le niveau piézomètrique dans la banquette LA

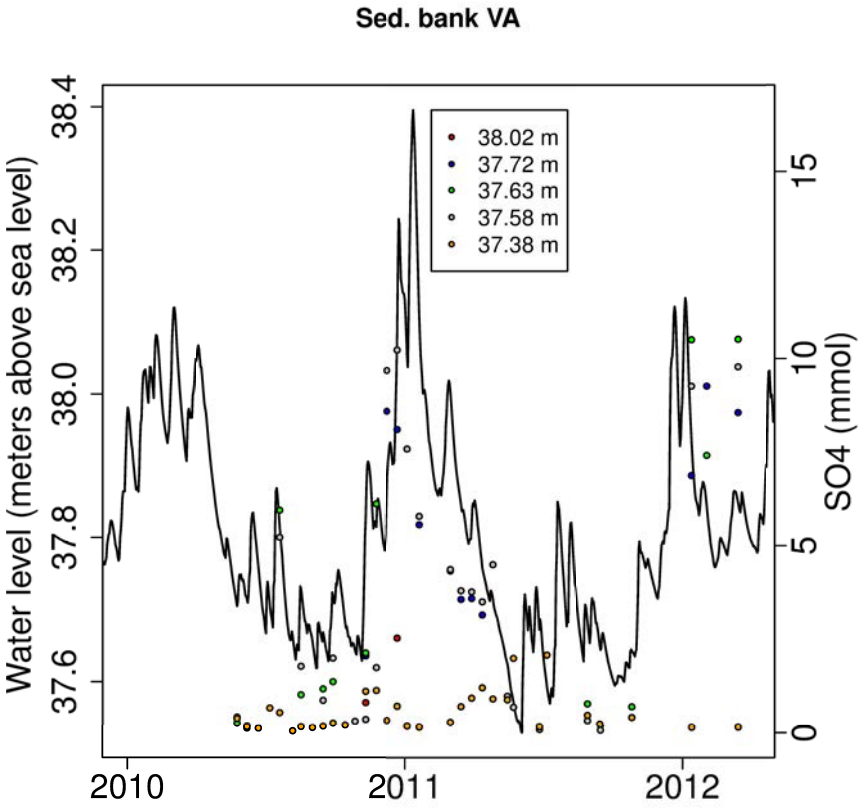


FIGURE 7.32 – Évolution des concentrations en sulfates et profondeur du prélèvement sous le niveau piézomètrique dans la banquette VA

Nitrification et transport Les sites qui enregistrent les plus fortes concentrations en ammonium sont aussi ceux qui connaissent les plus fortes concentrations en nitrate (tableau 7.7). Cependant, comme le montre le graphique des concentrations de NH_4 en fonction de NO_3, lorsque les concentrations en NH_4 sont élevées, celles en NO_3 sont faibles et inversement (figure 7.34 et 7.35 et 7.36 et 7.37). Il n'y a qu'exceptionnellement à la fois de l'ammonium et des nitrates dans un même échantillon d'eau interstitielle. De plus, les pics ponctuels de nitrates présentent des valeurs très proches des valeurs d'ammonium dans les journées qui précédent le pic de nitrate. Il semble donc que ce soit bien une forte nitrification de l'ammonium présent dans la banquette qui soit responsable des pics de nitrates. Les pics de nitrates dans l'eau interstitielle des banquettes sont observés très ponctuellement dans des conditions bien particulières : de faibles débits, ainsi que pour de faibles pentes du niveau piézomètrique dans la banquette (figure 7.33), donc une certaine stagnation de l'eau dans la banquette.

Il y a une très forte cohérence quantitative entre les NO_3 formés et le NH_4 présent précédemment aux différentes profondeurs ce qui suggère une nitrification totale et rapide de l'ammonium. Il y a donc un apport d'oxydant (oxygène) dont l'origine n'a pas pu être déterminée. Après les périodes de nitrification, les concentrations d'ammonium remontent rapidement aux valeurs qu'elles avaient sensiblement avant l'épisode. Un processus de dénitrification est improbable car c'est le carbone qui le contrôle et on ne retomberait pas sur les mêmes valeurs de NH_4 et la dénitrification s'arrête en général à N_2. Une réduction dissimilation des nitrates en ammonium (DNRA) totale est improbable. Comme ces épisodes ne sont visibles que dans des périodes de faible écoulement dans la banquette, cela amène à deux types d'hypothèses : (i) les apports d'oxydant nécessaires (via les racines par exemple) ont pu rester focalisés sur un petit volume d'eau sur lequel on mesure l'effet de ces apports et (ii) dès lors que l'écoulement reprend la masse d'eau interstitielle enrichie en nitrates est évacuée et on échantillonne de nouveau de l'eau enrichie en ammomnium. Ceci expliquerait pourquoi c'est en période de très faible écoulement que le phénomène est observé.

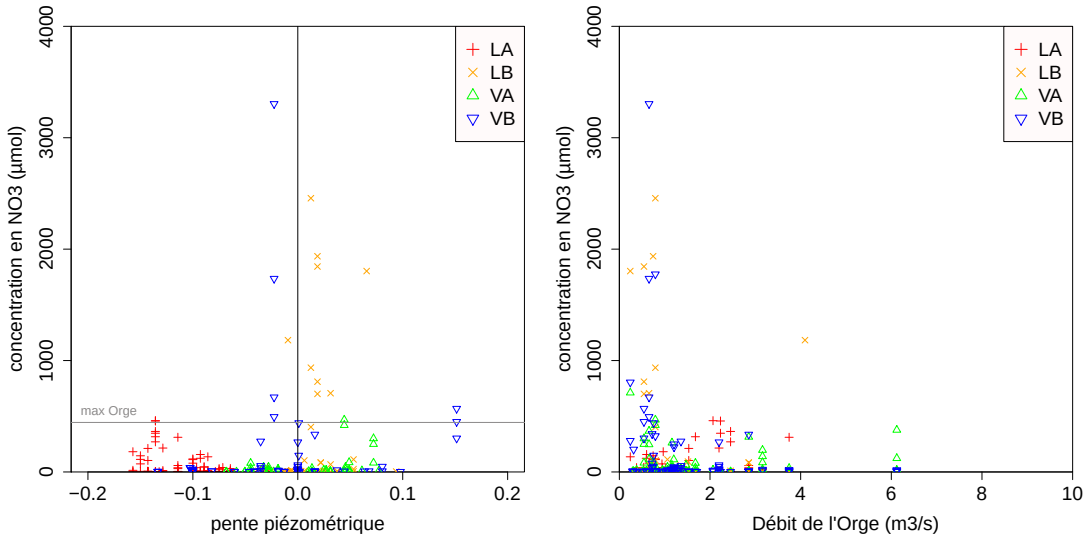


FIGURE 7.33 – Concentration en nitrate dans les banquettes en fonction de la pente du niveau piézométrique (à gauche) et du débit de l'Orge (à droite)
pente négative = écoulement vers l'Orge ; pente positive = écoulement vers la berge

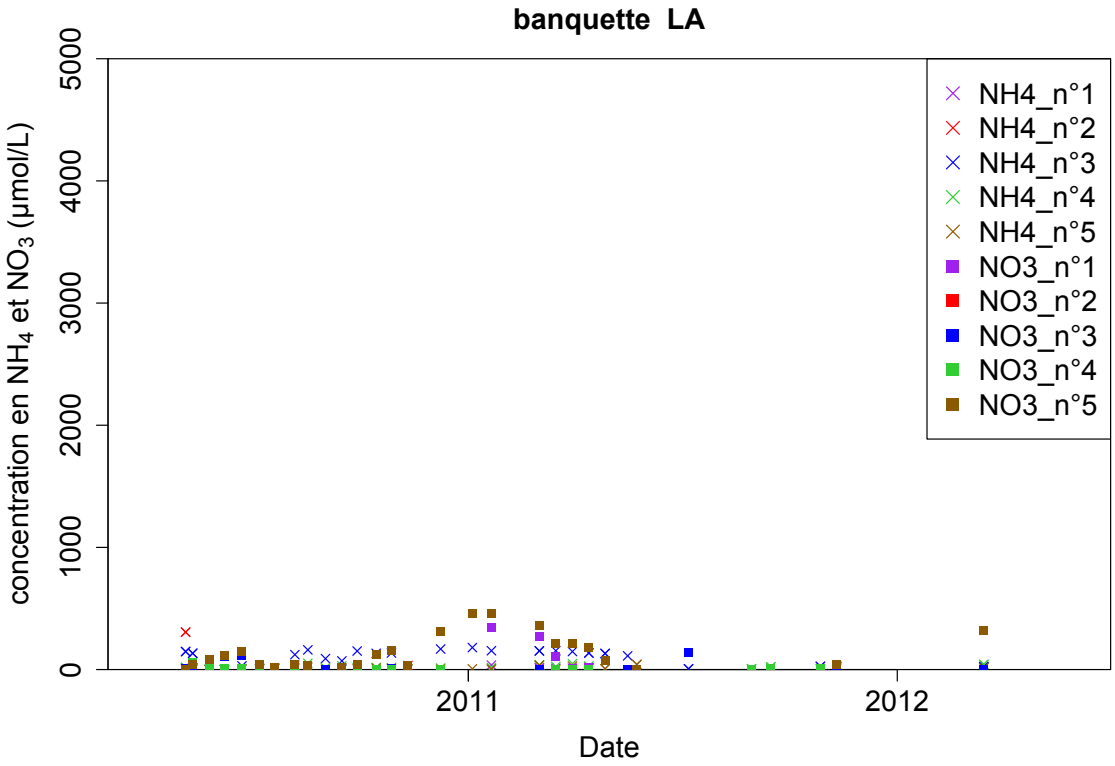


FIGURE 7.34 – Évolution des concentrations en ammonium et en nitrate dans l'eau interstitielle de la banquette LA, en fonction des profondeurs de prélèvement

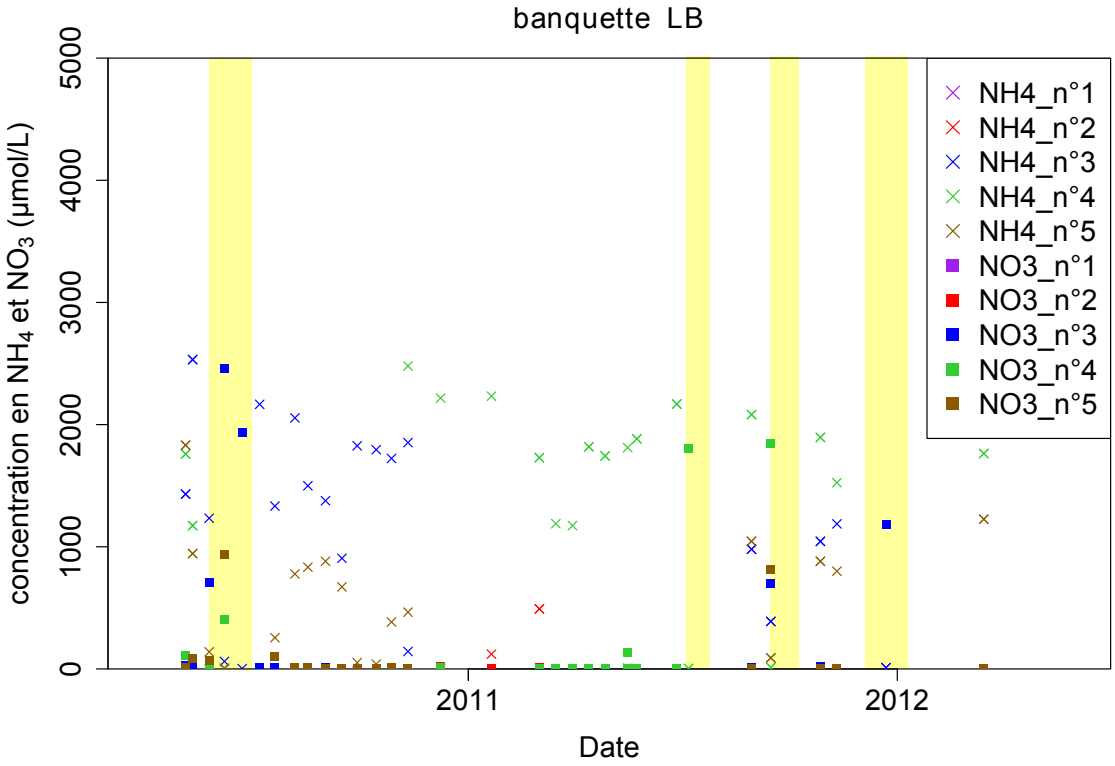


FIGURE 7.35 – Évolution des concentrations en ammonium et en nitrate dans l'eau interstitielle de la banquette LB, en fonction des profondeurs de prélèvement

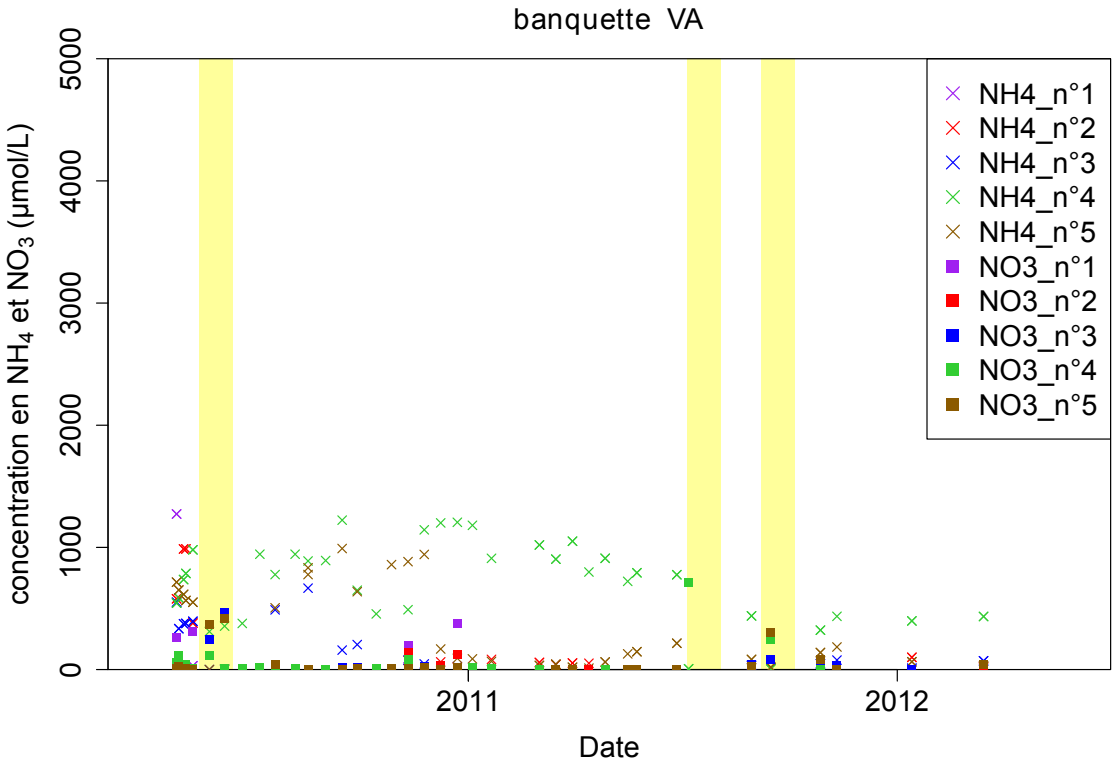


FIGURE 7.36 – Évolution des concentrations en ammonium et en nitrate dans l'eau interstitielle de la banquette VA, en fonction des profondeurs de prélèvement

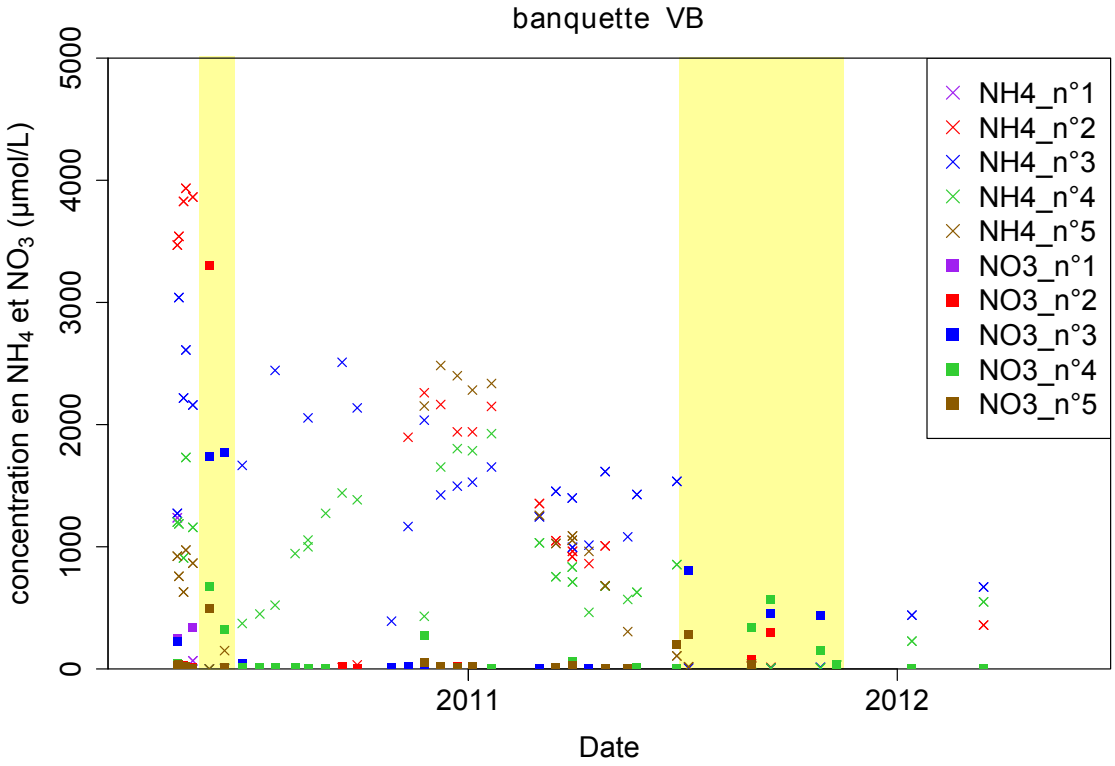


FIGURE 7.37 – Évolution des concentrations en ammonium et en nitrate dans l'eau interstitielle de la banquette VB, en fonction des profondeurs de prélèvement

Cohérence entre les différentes expérimentations Les observations de terrain et les expériences in-situ donnent des résultats assez cohérents.

L'ammonium présente de fortes concentrations dans les banquettes, plus importantes en surface qu'au fond et qui ne peuvent pas être expliquées par les apport de l'Orge. Les batch montrent que le relargage d'ammonium par les sédiments lors de leur remise en eau est plus important en surface mais n'expliquent pas les concentrations observées dans les banquettes. Le ou les processus permettant la production d'ammonium ne doivent pas être visibles sur l'évolution des concentrations à l'échelle d'une journée. Ceci semble appuyé par l'évolution des teneurs : dans les carottes qui sont quasiment similaires sur 4 jours d'expérimentation, dans les banquettes où les fortes concentrations sont enregistrées au moins une dizaine de jours après une crue. Pourtant, la relation entre les teneur en nitrate et en ammonium montrent que les teneurs en ammonium remontent rapidement (moins de 15 jours) après un phénomène de nitrification à des valeurs sensiblement similaires à celle d'avant la nitrification. Les écoulements d'eau dans la banquette pourraient apporter des précisions sur les échanges d'eau et l'évolution temporelle des concentrations dans la banquette.

Les fortes teneurs en ammonium sont liées à la dégradation de la matière organique. Cependant, les apports d'oxydant par la rivière ou les nitrates n'expliquent pas les fortes valeurs observées. Les sulfates semblent jouer un rôle important dans la formation d'ammonium par dégradation de la matière organique. La diminution progressive des teneurs maximales en ammonium dans les banquettes pourraient s'expliquer par un épuisement progressif de la matière organique facilement minéralisable dans la banquette.

Les expériences de batch et d'inondation de carottes montrent qu'une dénitrification très forte et très rapide se produit dans les sédiments et s'arrête en moins d'une journée par manque de nitrates. Ce qui est en accord avec les concentrations en nitrates majoritairement faibles mesurées dans les banquettes. Cette dénitrification est plus forte en surface des banquettes, ce qui est lié au plus fortes teneurs en matière organique des sédiments. Les pics de nitrates très ponctuels sont vraisemblablement liés à des processus de nitrification intenses qui se produisent lorsqu'il y a une stagnation du niveau d'eau dans les banquettes mais dont nous ne cernons pas actuellement les conditions nécessaires pour qu'ils se produisent.

Les sulfates présentent des concentrations dissoutes dans l'eau interstitielle très importantes, plus fortes en profondeur qu'en surface de la banquette. Lors des expérience de batch et de carotte, les sédiments relarguent une grande quantité de sulfate lors de leur remise en eau, similaire mais un peu moins élevée que dans les carottes. Les analyses de la composition des sédiments de banquette montrent que seul le soufre ne présente pas de corrélation avec les teneur en matière organique, ce qui suggère la formation de minéraux soufrés dans la banquette. Une forte corrélation est observée entre les concentrations dissoutes en sulfate et celles en calcium ce qui suggère des apports liés à la présence de gypse, mais les concentrations maximales n'étant enregistrées que ponctuellement dans certains échantillons de banquette, une explication plus dynamique est nécessaire. Les fortes concentrations en sulfate se produisent lors de la remise en eau de la banquette, notamment en période hivernale. Il doit y avoir une dissolution des sulfates formés lorsque la banquette était en conditions anoxiques. Lors de la diminution des niveaux d'eau, ce sont principalement les couches supérieures de la banquette qui seront vidangée. Le SO_4 ne servira pas forcément à former du NH_4, il pourra être léssivé, migrer en profondeur ou

reprécipiter.

Les variations de niveau d'eau dans la banquette perturbent donc les profils chimiques dans les sédiments. Une analyse des flux d'eau, verticaux et horizontaux, dans les banquettes lors des crues et des décrues permettrait d'appuyer les évolutions temporelles d'azote, de phosphore et de soufre observées dans les banquettes et de valider ou non certaines de nos hypothèses.

7.5 Flux biogéochimiques entre l'Orge et les banquettes

Pour tenter de relier les observations faites dans l'eau interstitielle aux dynamiques révélées par les essais de dénitrification, il est indispensable d'évaluer les flux échangés entre les banquettes et leur environnement, soit avec l'Orge, les berges et l'atmosphère (précipitations, évaporation). La connaissance de ces flux permettra également d'évaluer l'impact du fonctionnement hydraulique et biogéochimique des banquettes sur la qualité des eaux de l'Orge.

7.5.1 Modélisation des flux entre les banquettes et l'Orge

Principe

Pour évaluer les échanges entre la banquette et l'Orge, ainsi qu'entre la berge et la banquette (qui peuvent être importants notamment pour la banquette LA), le jeu de données disponible est ponctuel. Un modèle conceptuel simple a été conçu pour reconstituer l'évolution des hauteurs d'eau dans les banquettes et les berges. Il fait l'hypothèse que les flux transférés sont proportionnels aux gradients de hauteur d'eau, et prend en compte l'ordre de grandeur de la conductivité hydraulique établie expérimentalement.
Nous avons considéré trois compartiments : l'Orge, la banquette et la berge, avec un apport complémentaire d'eau par la berge à partir du coteau, ce qui correspond à un paramètre supplémentaire à caler, l'apport ayant été construit comme proportionnel au débit de l'Orge (figure 7.38).

Nous disposons de 2 hauteurs d'eau : les hauteurs d'eau de l'Orge h_1 connues journellement (issues du modèle hydraulique construit sous HEC RAS) et la hauteur d'eau dans les banquettes h_2 connue ponctuellement les jours de terrain (mesurée dans le minipiézomètre P2, soit le plus proche des tubes de prélèvement dans la banquette). La couche verticale sur laquelle ont lieu les écoulements H_b est déduite de l'épaisseur estimée de la banquette. La distance D_1 va varier dans le temps puisque la banquette subit une érosion (estimée à partir de mesures ponctuelles). La perméabilité K a été estimée dans la banquette LA entre $1{,}7.10^{-6}$ et $3{,}1.10^{-6}$ m.s^{-1}(partie 7.3.3).
La pluie P est estimée à partir de l'analyse Safran qui nous a été fournie par Météo-France ((Quintana-Seguí et al., 2008), (Vidal et al., 2010)), et l'évaporation est estimée égale à l'ETP évaluée par la formule de Penman-Monteith en tenant compte de l'évolution des caractéristiques de la végétation (calculs plus bas). Nous avons considéré qu'étant donnée la proximité de l'eau sous les racines, l'évaporation réelle n'est pas limitée par la disponibilité de l'eau et peut donc être considérée comme égale à l'evapotranspiration potentielle.

C'est le bilan hydrique représenté par le flux B qui prend en compte ces paramètres liés à la végétation et au climat : $B = P - ETP$.

Les variables simulées par le modèle sont la hauteur d'eau dans la banquette et dans la berge. La berge est traitée comme une deuxième banquette dont les caractéristiques sont entièrement calées.

Les écoulements ont été décrits par les flux F_1 et F_2 (par mètre linéaire de banquette et positif vers l'Orge) :

$$F_1 = h_2.K\frac{h_2 - h_1}{D_1} \qquad et \qquad F_2 = h_2.K\frac{h_3 - h_2}{D_2}$$

et les bilans d'eau dans la banquette et la berge sont décrits par :

$$\frac{dh_2}{dt} = \frac{F_2 + F_1 + B}{S_1.D} \qquad et \qquad \frac{dh_3}{dt} = \frac{F_3 + F_2 + B}{S_3.D}$$

Une alimentation par le versant est clairement observée pour la banquette LA mais nous n'avons pas d'information équivalente dans les autres banquettes. Nous avons traité la berge comme une deuxième banquette virtuelle dont les caractéristiques sont inconnues, avec pour limite amont un flux d'apport d'eau que nous avons pris proportionnel au débit de l'Orge : $F3 = \alpha.Q_{Orge}$.

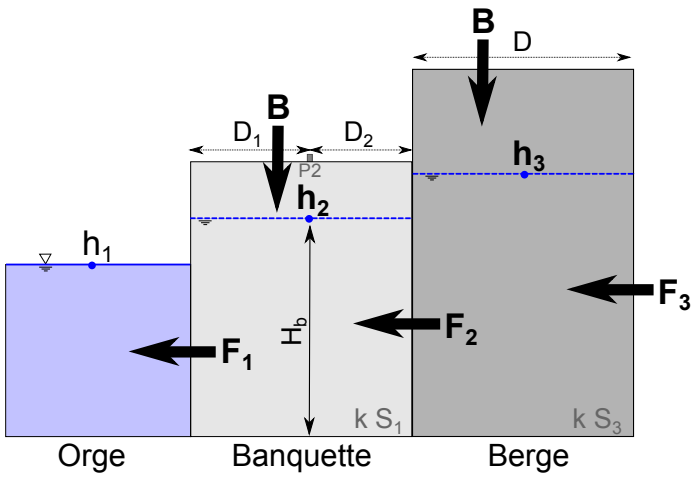


FIGURE 7.38 – Schéma d'une banquette pour la modélisation des flux berge-banquette et banquette-Orge

L'équation différentielle a été résolue par une méthode semi-implicite avec un pas de temps journalier. Les paramètres à caler sont les caractéristiques de la banquette et de la berge : S_1 et S_3 les porosités efficaces respectivement de la banquette et de la berge, D la largeur de la berge, K la conductivité hydraulique des sédiments et α un facteur permettant d'estimer l'alimentation de la berge en fonction des débits observés dans l'Orge.

Les paramètres sont calés pour retrouver les hauteurs d'eau mesurées ponctuellement dans les banquettes h_2, avec une optimisation de la somme des carrés des écarts aux observations. La modélisation a été effectuée pour les quatre banquettes de sédiment qui présentent des caractéristiques variées : largeur, érosion, végétalisation, couvert forestier... L'algorithme L-BFGS-B qui permet d'imposer des bornes acceptables aux valeurs des paramètres a été utilisé pour la minimisation de la fonction objectif (Zhu et al., 1997).

Évapotranspiration des banquettes

Les banquettes sont soumises aux conditions climatiques qui vont provoquer des pertes par évaporation. De plus, les banquettes sont progressivement recouvertes par une végétation, plus ou moins importante selon les banquettes étudiées, qui peut pomper une partie de l'eau présente dans la banquette via le processus de transpiration. Par ailleurs, les banquettes VA et VB sont localisées le long de berges arborées qui modifient localement les conditions climatiques. Ce couvert végétal aura donc un impact sur le calcul de l'évapotranspiration des banquettes VA et VB. Ces processus d'évapotranspiration, liés aux conditions climatiques et à la végétation, peuvent modifier les flux dans la banquette.
Pour calculer l'évapotranspiration des banquettes de sédiment, nous avons utilisé la formule de Penman-Monteith qui simule les échanges d'énergie et d'eau à l'interface sol-atmosphère (en s'inspirant de la méthode de la FAO et du code Eaudyssée).

Calcul de l'ETP : formule de Penman-Monteith Cette formulation est très utilisée pour le pilotage d'irrigation sur des cultures. Pour calculer l'évapotranspiration ET des banquettes, nous utilisons la formule de Penman-Monteith, donnée par :

$$ET = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_a c_p \frac{e_s - e_a}{r_a}}{\Delta + \gamma\,(1 + r_s/r_a)}$$

Dans cette formulation ET est donnée en énergie, et correspond donc aux flux de chaleur latente liés à l'évaporation, avec :

- R_n est le rayonnement net ($\mathrm{MJ/m^2/j}$) correspondant à la somme de la radiation incidente R_a ($W.m^{-2}$) (rayonnement de courte longueur d'onde) et de la radiation diffuse R_g ($W.m^{-2}$) (rayonnement grande longueur d'onde) ainsi que l'albedo (adimensionnel) auquelles doit être soustrait l'émission par le sol (émission du corps noir) avec S la constante de Stephan Bolzman ($S = 4,903.10^{-9} MJ.K^{-4}.m{-}2.j{-}1$)

$$R_n = (R_a + R_g) * (1 - albedo) - emission.S.T^4$$

- G est le flux de chaleur du sol calculé grâce à la loi de Stephan-Bolzman, en prenant la température de l'air comme une approximation de la température du sol en surface soit $G = S_T.(T^4_{abs})$ où G est en $\mathrm{W.m^2}$, et où S_T est la constante de Stephan-Bolzman.

- ρ_a la densité de l'air est calculée à partir de la loi des gaz parfaits

- c_p est la chaleur spécifique à pression constante ($1,013.10^{-3} MJ.kg^{-1}.^{\circ}C^{-1}$)

- e_s est la pression partielle saturante de l'eau. Elle vaut $e_s = 0,6108.\exp\left(\frac{17,27.T}{T+237,3}\right)$

- e_a est la pression partielle réelle de la vapeur d'eau. Elle est calculée à partir de l'humidité spécifique (H_s), en tenant compte des "masses molaires" de l'eau (m_e) et de l'air sec (m_a) : $e_a = P.\frac{H_s/m_e}{(1-H_s)/m_a + H_s/m_e}$.

- r_s est la résistance de surface liée à la surface foliaire LAI et à la résistance stomatale r_i (etimée à 100 m/s) : $r_s = r_i/(0,5 * LAI)$

- r_a est la résistance aérodynamique, fonction de la hauteur de la végétation hv. La vitesse du vent et l'humidité sont données à 10 m au dessus de la surface considérée $z_m = 10$ avec $d = hv/3$:

$$r_a = log\left(\frac{z_m - d}{0,123.hv}\right).log\left(\frac{z_m - d}{0,0123.hv}\right)\frac{1}{0,41^2.u_2}$$

- u_2 est la vitesse du vent en m/s à 2 m du sol. La vitesse du vent de Safran est à 10 mètres, on corrige par (selon la FAO) : $u_2 = u_z \frac{4,87}{ln(67,8z-5,42)}$
- Δ est la pente de la courbe de pression de vapeur saturante donnée par : $\Delta = \frac{4098e_s}{(T+237,3)^2}$
- γ la constante psychrométrique est exprimée par $\gamma = 0,665.10^{-3}.P$ en $kPa.^{\circ}C^{-1}$
- On prendra P = 100 kPa
- la hauteur de la végétation hv et la surface foliaire LAI vont dépendre du type de végétation présente et de son développement. Le cas particulier des sols nus est explicité plus bas.

Plusieurs de ces paramètres varient d'une espèce végétale à une autre, ainsi qu'au cours du développement de la végétation. L'évapotranspiration standard de référence ET_0 correspond à l'évapotranspiration d'un ray-grass de 12 cm avec un LAI de 3.

Estimation de l'évapotranspiration des banquettes suivant leur végétalisation Le fait que la banquette présente un sol nu ou soit colonisée par de la végétation modifie le bilan hydrique et doit être pris en compte dans le calcul de l'évapotranspiration. Pour les banquettes de l'Orge, nous ne disposons que de suivis photographiques pour estimer hv et LAI, à partir desquels ces valeurs ont été extrapolées.
Le développement de la végétation est très différent sur les quatre banquettes étudiées. En effet, si la végétation se développe rapidement au printemps sur les banquettes LA et LB, elle reste éparse sur la banquette VB et inexistante sur la banquette VA, même deux ans après les abaissements. Tous les hivers, la végétation dépérit et laisse le sol de la banquette à nu.

Lorsque le sol est nu, comme c'est le cas en hiver ou toute l'année sur VA, la hauteur de la végétation et le LAI deviennent nuls, et cela pose alors des problèmes dans les calculs de l'ET tels que nous les effectuons (r_s devient infini...). Pour palier à ce problème, nous avons choisi de corriger l'ET calculée lorsque le sol est nu selon une méthode répandue en hydrologie : lorsque le LAI devient inférieure à 0,01, nous avons pris $ET = 0,2.ET_0$.

Calcul de l'ETP pour un couvert forestier : formule de Priestley Pour un couvert forestier, (Rao et al., 2011) recommandent la formule de Priestley. Dans ce calcul, l'atmosphère est supposée saturée en eau, les paramètres aérodynamiques sont donc nuls. Cette formule ne prend pas directement en compte les caractéristiques de la végétation (hv, LAI...) mais nécessite un paramètre empirique complémentaire α. L'évapotranspiration potentielle est estimée en millimètre à un pas de temps journalier :

$$ET_{Priestley} = \frac{\alpha.\Delta_P}{(\Delta_P + \gamma)}.\frac{R_n}{\lambda}$$

avec

- λ la chaleur latente de vaporisation : $\lambda = 2,501 - 0,002361.T$
- Δ_P la pente de la courbe de pression de vapeur saturante (en kPa.$^{\circ}$C^{-1}) est calculée avec une expression différente de celle de Penman-Monteith : $\Delta_P = 0,2.\left(0,00738.T + 0,8072\right)^7 - 0,000116$
- γ la constante psychrométrique $\gamma = c_p \cdot \frac{P}{0,622.\lambda}$
- le paramètre $\alpha = 1,26$ est un facteur de correction empirique utilisé pour les régions humides recommandé pour une large gamme de surface d'évaporation (Priestley and Taylor, 1972)

Le paramètre α variant avec la saison, il n'est pas conseillé de l'utiliser pour de la modélisation mensuelle. Rao et al. (2011) recommandent ce calcul pour des bilans à l'échelle régionale pour des climats humides où les données de radiation sont disponibles. Cette formule fournit une estimation de l'ETP totale, canopée comprise. Son application au contexte très localisé des banquettes est problématique. Elle n'est donc utilisée ici que pour estimer la validité des ordre de grandeurs estimés.

Estimation de l'évapotranspiration de banquettes sous couvert forestier La présence d'un couvert forestier modifie considérablement la météorologie au voisinage du sol. Les principaux paramètres affectant le bilan d'évapotranspiration du sol et de la première couche de végétation sont impactés :

- les variations journalières de température sont en général tamponnées par rapport aux variations qu'on peut observer en milieu ouvert
- l'humidité est considérablement modifiée de même que la vitesse du vent
- une partie de la pluviométrie est interceptée par le feuillage des arbres et pourra y être partiellement retenue ou ruisseler le long des troncs. La présence des arbres et de leurs racines est génératrice d'hétérogénéité spatiale dans le sol forestier y compris pour la demande en eau.

Par ailleurs, il est connu qu'un effet de lisière s'étend sur quelques dizaines de mètres à l'intérieur des boisements. Il affecte les caractéristiques météorologiques (température, humidité) et hydriques du milieu, notamment la teneur en eau du sol, plus forte en milieu forestier, ou la densité de la canopée qui affecte la pluviométrie (Davies-Colley et al. (2000), Gehlhausen et al. (2000)). Les banquettes aval VA et VB sont situées en rive gauche de l'Orge sous couvert forestier alors que la rive droite est un milieu pratiquement ouvert, une zone humide avec une végétation arborée clairsemée et de faible hauteur. L'effet de lisière est donc probablement très significatif dans ce cas.

Le bilan des processus d'évaporation au travers des systèmes forestiers, en particulier le partage du flux total d'évaporation entre la canopée, les couches de végétation inférieures et le sol n'est pas très bien connu et fait toujours l'objet de travaux et de controverses (voir par exemple Lawrence et al. (2007)).

A partir de séquences de données de longue durée dans des forêts européennes, von Arx et al. (2013) ont montré que la température journalière maximale en période estivale

était plus faible de quelques degrés en milieu forestier sous réserve que le sol soit humide. De même le déficit en vapeur d'eau est plus faible. L'effet de la canopée sur le rayonnement reçu par la surface du sol est également presque proportionnel au pourcentage de surface de ciel visible depuis le sol comme le montrent Royer et al. (2012), pour un couvert forestier formé de conifères, mais cette propriété doit pouvoir s'étendre à tout type de forêt. Davies-Colley et al. (2000), dans une forêt décidue dense obtiennent même un coefficient d'extinction de rayonnement solaire supérieur à 99%. Ces mêmes auteurs se sont intéressés au vent et montrent une diminution de 80% à 90% selon la saison. Cependant, l'effet de la canopée sur le vent sous canopée semble très variable d'un site à l'autre, avec toujours une réduction de vitesse, comme le montrent Renaud et al. (2010).

Sur ces bases, et ne disposant pas de données micro-météorologiques sur les sites, nous sommes amenés à faire des hypothèses assez grossières, en nous basant sur les ordres de grandeur relevés dans la littérature. Pour caractériser l'effet du couvert forestier, nous retiendrons les ordres de grandeur suivants :

- la teneur en vapeur d'eau sera augmentée de 0,2 kPa, sans toutefois que la saturation puisse être dépassée, et cette augmentation sera beaucoup plus faible en hiver du fait d'une LAI nulle
- la température moyenne journalière sera gardée constante, car si la présence de la canopée rapproche maxima et minima journaliers avec des évolutions de min et max qui atteignent plusieurs degrés, les éléments relevés dans la littérature ne nous ont pas permis de relever de données significatives concernant l'effet de la canopée sur la température journalière moyenne
- le rayonnement sera diminué respectivement de 10% à 30% en hiver et en été
- les précipitations seront diminuées respectivement de 10% à 30% en hiver et en été
- la vitesse du vent sera diminuée de 25%.

Pour tenir compte de l'effet lisière, le fait que les banquettes ne soient pas entièrement sous couvert forestier mais à la limite de ce couvert, nous avons divisé les corrections ci-dessus d'un facteur 2.

Ce bilan d'évaporation sous-canopée ne prend pas en compte les prélèvements par les racines des arbres qui auront tendance à faire baisser la quantité d'eau du sol. Ce phénomène pourrait constituer un terme supplémentaire à prendre en compte dans le bilan des banquettes.

Une étude de sensibilité de l'ETP standard de Penman-Monteith, effectuée sur la base de ces estimations, montre que les effets de la vitesse du vent et de la température sont très limités. Par contre, une diminution du rayonnement provoque une diminution importante de l'ETP : diminuer la radiation incidente R_a de 30% fait diminuer l'ETP d'1 à 1,5 mm/j et, dans une moindre mesure, diminuer la radiation diffuse R_g provoque une diminution de l'ETP, principalement en été.

Il faut avoir conscience des limites de l'approche qui consiste à tester des variations des précédents paramètres de manière indépendante. Dans la réalité, ces paramètres météorologiques sont liés entre eux, via le fonctionnement de l'ensemble constitué par le sol et les différentes couches de végétation ; ils présentent dans la nature des variations liées

dont il est difficile de rendre compte dans cette étude de sensibilité.

Evapotranspiration calculée pour chaque banquette La formule de Priestley donne des résultats intermédiaires entre le calcul standard de l'ETP via Penman-Monteith et ce même calcul en prenant en compte le couvert forestier avec un effet de lisière (figure 7.39) : pendant l'été et les fortes valeurs de l'ETP, le calcul de Priestley s'approche plutôt du calcul standard, tandis qu'en hiver avec de faibles ETP, la formule de Priestley s'approche du calcul avec l'effet de lisière. Les deux calculs de l'évapotranspiration selon les formules de Penman-Monteith et Priestley sont dans des gammes de valeurs assez proches.

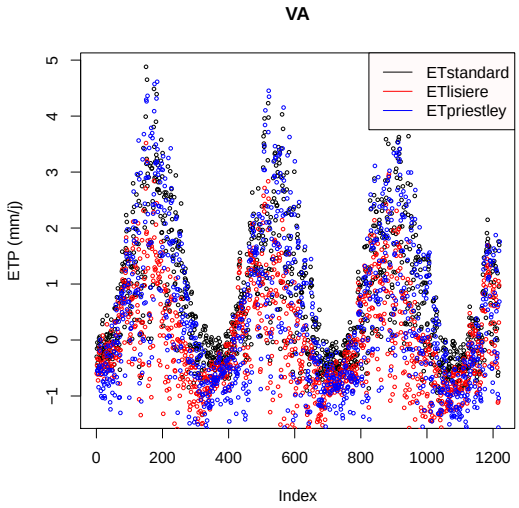


FIGURE 7.39 – Comparaison de l'ETP calculé d'après la formule de Penman-Monteith avec ou sans effet lisière et d'après la formule de Priestley, pour la banquette VA

Nous avons estimé l'évapotranspiration finale affectant chacune des quatre banquettes au cours des deux années de suivi en fonction de l'environnement de chaque banquette (table 7.14). La forte végétalisation des banquettes LA et LB donne une ET assez proche de l'ET_0 standard (figure 7.40). Lorsque le sol de la banquette est nu, l'ET reste proche de 0, comme c'est le cas pour VA tout au long de l'année et en hiver pour les autres banquettes. La présence de couvert arboré, avec un effet lisière, provoque une diminution de l'ETP, principalement en automne, comme cela est visible sur l'ET lisière pour les banquettes VA et VB.

	sol nu	végétation	lisière
LA	en hiver	oui	non
LB	en hiver	oui	non
VA	toute l'année	non	oui
VB	en hiver	oui	oui

TABLE 7.14 – Corrections prises en compte dans le calcul de l'ETP pour chacune des banquettes : présence de sol nu, développement de végétation à la surface de la banquette et recouvrement par un couvert arboré

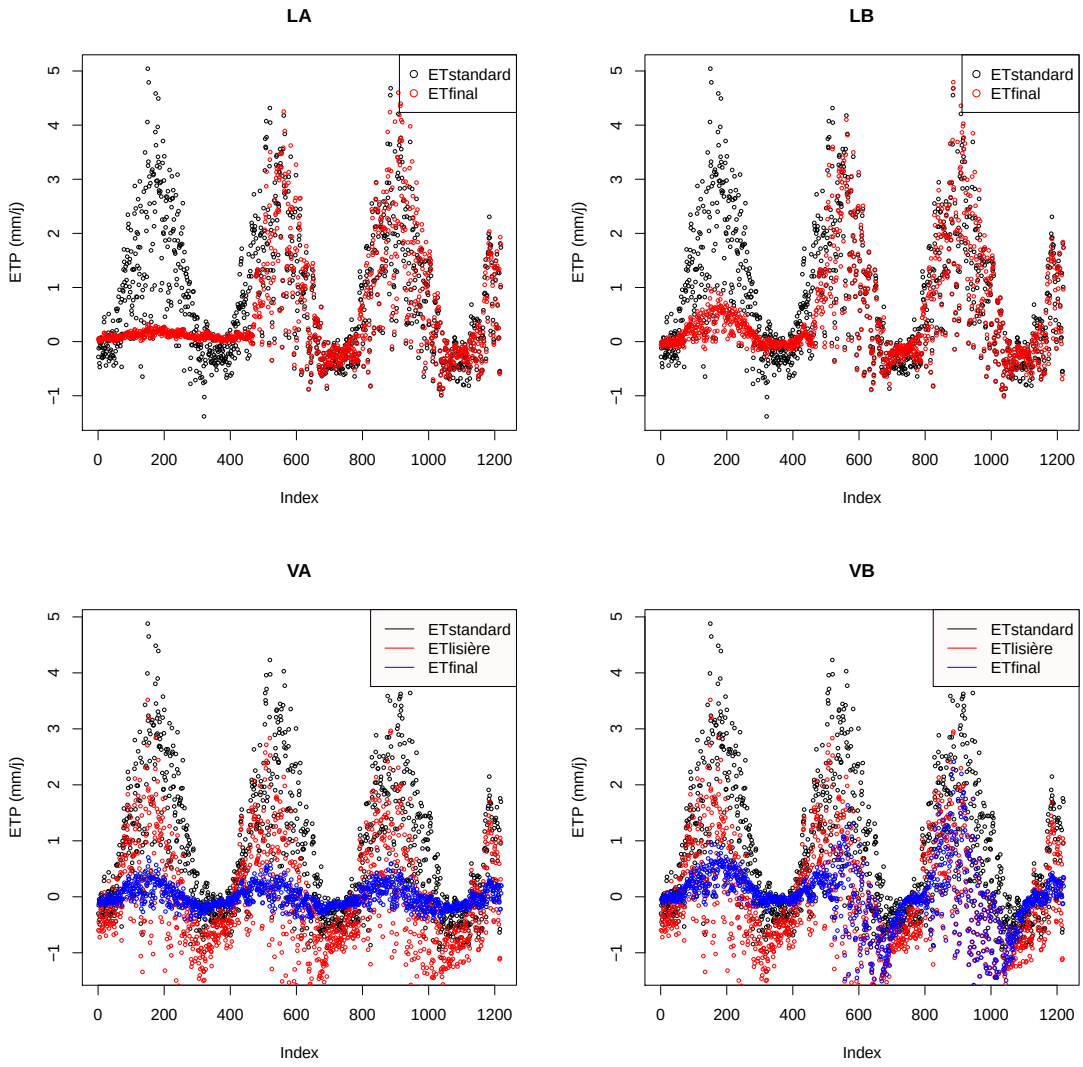


FIGURE 7.40 – Évolution de l'ETP et influence des corrections apportées pour les quatre banquettes étudiées, index = nombre de jours depuis le 01-01-2009
ETstandard : évapotranspiration calculée pour un ray-grass de 12 cm et un LAI de 3 ; ETlisière : tient compte des modifications des paramètres météorologique locaux liés à l'effet de lisière ; ETfinal : tient compte de l'ensemble des caractéristiques observées de la végétation avec l'effet lisière

Le calage du modèle

Les paramètres à caler sont S_1, S_3, D, log(K) et log(α). Pour chaque banquette, la stratégie a été de chercher un optimum pour les 5 paramètres simultanément, puis d'imposer progressivement des valeurs plus réalistes pour S_1, S_3, et K lorsque l'optimisation aboutissait à des valeurs physiquement critiquables. Le tableau 7.15 donne les valeurs obtenues, ainsi que le critère des flux annuels F_1 exportés vers l'Orge, qui est l'élément essentiel que nous cherchons à simuler.

Sans fixer les paramètres, la banquette a tendance à être "transparente" : les flux F_1 et F_2 sont très proches, c'est la berge qui a tendance à moduler les flux alors que ce compartiment a été ajouté pour le besoin de la modélisation et nous n'avons aucune

information sur sa réalité de terrain. Fixer ou non les paramètres modifie fortement les flux annuels F_1 sortant de la banquette.

LA	S_1	S_3	D m	K m/s	α	écart h_2	F_1 annuel m^2/an
tout optimisé	0,245	0,9	10	$4{,}27.10^{-6}$	$1{,}85.10^{-7}$	0,206	14,69
S_1 fixé	0,7	0,9	10	$4{,}06.10^{-6}$	$1{,}62.10^{-7}$	0,242	13,70
S_1 et S_3 fixés	0,7	0,7	10	$3{,}17.10^{-6}$	$1{,}04.10^{-7}$	0,252	10,86
S_1, S_3 et K fixés	0,7	0,7	10	3.10^{-6}	$9{,}24.10^{-8}$	0,252	10,30
LB	S_1	S_3	D	K	α	écart h_2	F_1 annuel
tout optimisé	0,18	0,9	10	$7{,}11.10^{-6}$	10^{-10}	0,335	4,12
S_1 fixé	0,7	0,9	10	$9{,}36.10^{-6}$	10^{-10}	0,401	4,26
S_1 et K fixés	0,7	0,9	3,67	3.10^{-6}	10^{-10}	0,540	2,38
S_1, S_3 et K fixés	0,7	0,7	3,46	3.10^{-6}	10^{-10}	0,580	2,37
VA	S_1	S_3	D	K	α	écart h_2	F_1 annuel
tout optimisé	0,10	0,9	8,80	10^{-4}	10^{-10}	0,131	-3,48
S_1 fixé	0,7	0,9	7,54	10^{-4}	10^{-10}	0,133	-3,94
S_1 et K fixés	0,7	0,1	0,1	3.10^{-6}	10^{-10}	0,395	1,21
S_1, S_3 et K fixés	0,7	0,7	0,1	3.10^{-6}	10^{-10}	0,403	1,21
VB	S_1	S_3	D	K	α	écart h_2	F_1 annuel
tout optimisé	0,10	0,52	10	$7{,}81.10^{-6}$	10^{-10}	0,079	5,82
S_1 fixé	0,7	0,1	0,1	$3{,}39.10^{-5}$	10^{-6}	0,076	49,03
S_1 et K fixés	0,7	0,1	0,1	3.10^{-6}	$2{,}60.10^{-8}$	0,154	2,14
S_1, S_3 et K fixés	0,7	0,7	1,77	3.10^{-6}	10^{-10}	0,160	1,81

TABLE 7.15 – Calage du modèle : synthèse des optimisations de paramètres pour chacune des banquettes

écart $h_2$correspond à la somme des écarts au carré entre les hauteurs d'eau simulées et celles mesurées dans les banquettes ; F_1 est le flux moyen annuel par mètre linéaire de berge ; la ligne grisée indique le calage final utilisé

Pour les banquettes LA et LB, l'optimisation donne dans tous les cas des valeurs de la transmissivité comparables aux valeurs expérimentales. Par contre, la porosité (coefficient d'emmagasinement) obtenue par calage est irréaliste, et nous avons donc forcé la valeur obtenue expérimentalement et sensiblement commune à toutes les banquettes, soit 0,7. On note que pour LA, la valeur estimée de α est éloignée de sa borne inférieure, ce qui signifie qu'un flux significatif en provenance du versant local est simulé, ce qui est cohérent avec les observations de terrain. Les conclusions sont similaires pour LB, avec toutefois une absence de flux provenant du versant local, ce qui est de nouveau cohérent avec les observations de terrain.

Pour VA et VB, les résultats sont sensiblement différents, car l'optimisation ne parvient pas une valeur physiquement acceptable pour K, et nous avons donc été amenés à forcer une valeur compatible avec les mesures de terrain de la transmissivité, soit 3.10^{-6} m/s. L'optimisation pour VA et VB suggère des valeurs de conductivité hydraulique trop élevées, ce qui signifie que les hauteurs d'eau mesurées dans les banquettes s'équilibrent trop rapidement avec celles de l'Orge. Il est probable que ce problème soit dû à de plus fréquentes inondations de ces deux banquettes qui sont moins élevées par rapport au fond de l'Orge que les banquettes LA et LB.

Pour appuyer ce choix, nous avons fait une étude de sensibilité aux paramètres, en regardant comment évoluent les flux en fonction des différentes valeurs qu'auraient pu prendre les paramètres que nous avons fixés (table 7.16).
Les valeurs de porosité jouent sur les stocks d'eau dans la banquette et la berge, mais la variation de leurs valeurs impactent au final assez peu les flux. Par contre, la conductivité joue un rôle très important sur les flux (figure 7.42). Comme l'illustrent ces données, choisir de fixer la conductivité dans la banquette est donc très impactant vis-à-vis des flux d'eau finaux calculés dans la banquette. En cas d'inondation, le modèle n'est que très peu sensible aux valeurs des paramètres hydrodynamiques.

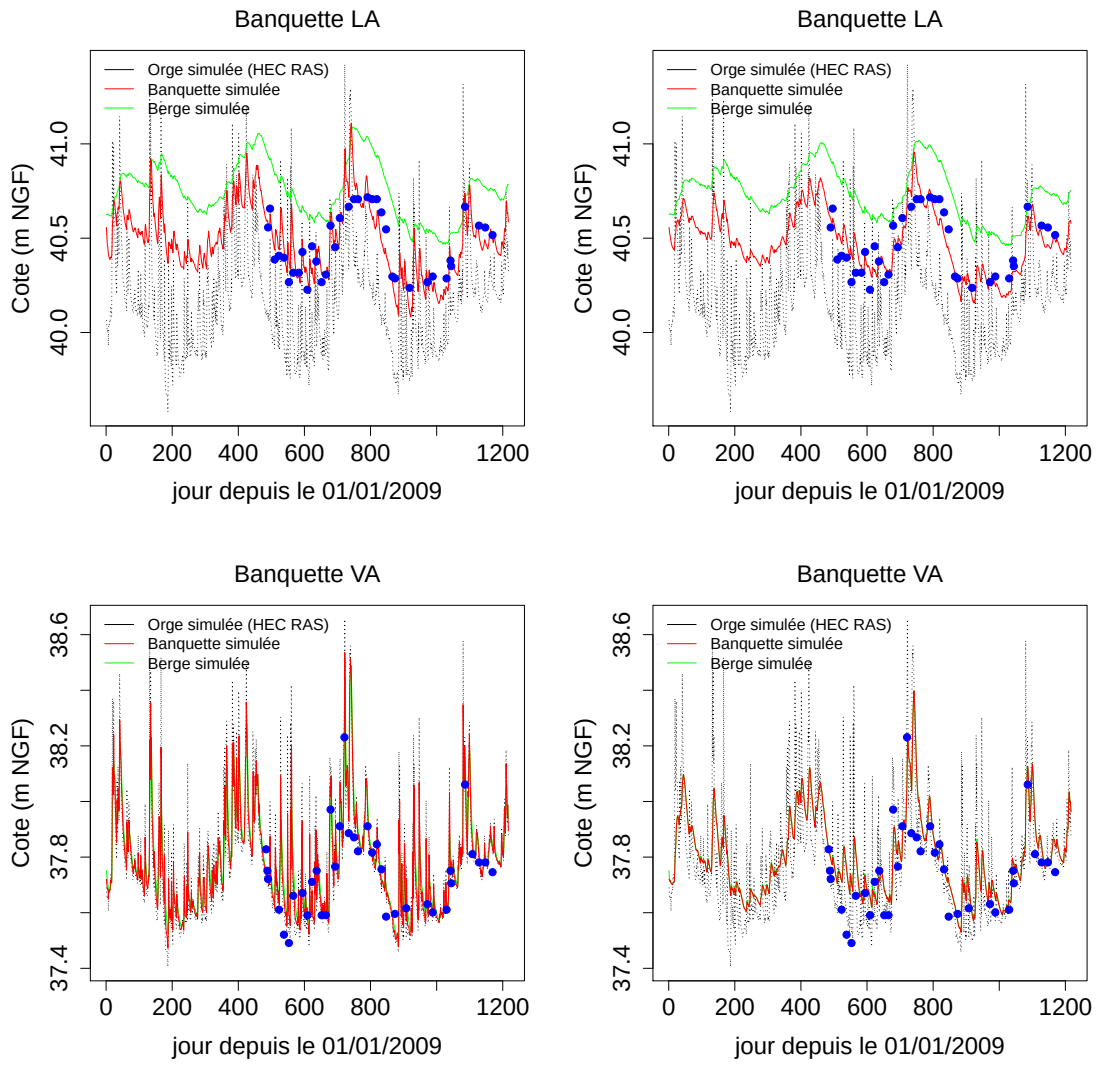


FIGURE 7.41 – Valeurs mesurées et simulées des hauteurs d'eau dans les banquettes LA et VA, simulation optimale à droite, simulation retenue à gauche
Les valeurs des paramètres optimaux et retenus sont mentionnés dans le tableau 7.15

$m^2.s^{-1}$	K = 1.10^{-6}	$K = 1.10^{-5}$m/s	$K = 3.10^{-6}$m/s	D = 1m
LA	$1{,}32.10^{-7}$	$1{,}02.10^{-6}$	$3{,}10.10^{-7}$	$1{,}09.10^{-7}$
LB	$5{,}35.10^{-8}$	$2{,}17.10^{-7}$	$2{,}68.10^{-8}$	$5{,}99.10^{-8}$
VA	$6{,}26.10^{-8}$	$1{,}23.10^{-7}$	$3{,}64.10^{-8}$	$7{,}14.10^{-8}$
VB	$6{,}15.10^{-8}$	$3{,}89.10^{-7}$	$2{,}53.10^{-8}$	$7{,}47.10^{-8}$

$m^2.s^{-1}$	test	$S_1 = 0,4$	$S_1 = 0,9$	$S_3 = 0,1$	$S_3 = 0,9$
LA	$1{,}32.10^{-7}$	$1{,}27.10^{-7}$	$1{,}23.10^{-7}$	$1{,}20.10^{-7}$	$1{,}33.10^{-7}$
LB	$5{,}35.10^{-8}$	$5{,}61.10^{-8}$	$5{,}06.10^{-8}$	$6{,}01.10^{-8}$	$4{,}71.10^{-8}$
VA	$6{,}26.10^{-8}$	$5{,}51.10^{-8}$	$6{,}31.10^{-8}$	$6{,}19.10^{-8}$	$6{,}27.10^{-8}$
VB	$6{,}15.10^{-8}$	$5{,}26.10^{-8}$	$7{,}79.10^{-8}$	$6{,}11.10^{-8}$	$7{,}92.10^{-8}$

TABLE 7.16 – Sensibilité des paramètres du modèle sur les flux d'eau médian journaliers F_1 $(m^2.s^{-1})$ entre la banquette et l'Orge
les paramètres par défaut sont fixés : $S_1 = 0{,}7$, $S_3 = 0{,}7$ et K = 1.10^{-6} sont fixés

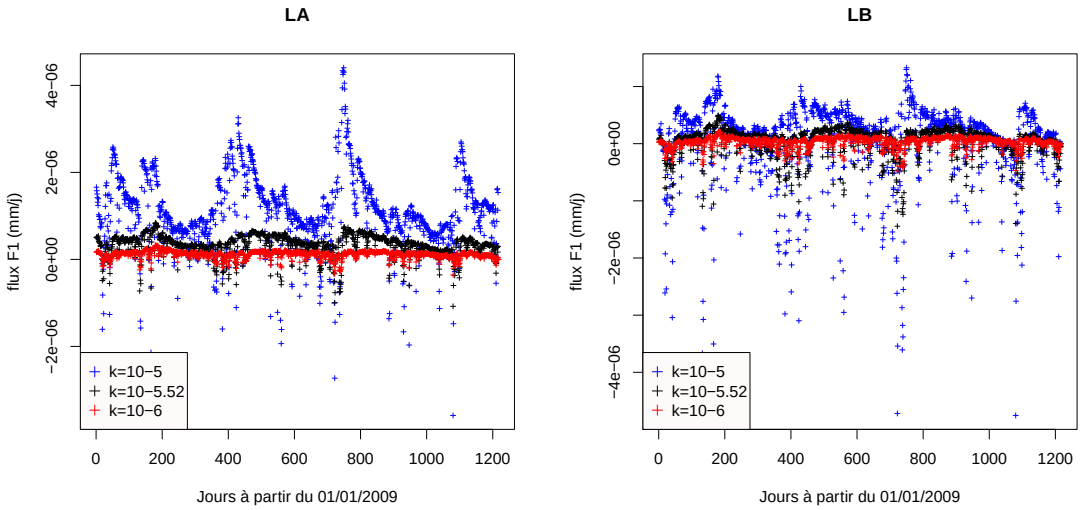


FIGURE 7.42 – Évolution du flux entre la banquette et l'Orge en fonction de la conductivité des sédiments dans les banquette LA et LB ; k=$10^{-5,52} = 3.10^{-6}$m/s

7.5.2 Flux d'eau dans les banquettes

Remarque : l'ensemble des simulations commencent au premier janvier 2009. Or, les banquettes n'ont été mises hors d'eau qu'après les abaissements, soit en mars-avril 2010. Nous avons commencé les simulations en 2009 pour que le modèle ait le temps de "s'initialiser" mais les simulations avant le 28-04-2010 (483 jours après le 01/01/2009) pour Vaucluse et le 16-03-2010 (440 jours après le 01/01/2009) pour Souchard ne correspondent aucune réalité de terrain.

Les niveaux d'eau dans les banquettes suivent globalement les variations des niveaux de l'Orge, avec un décalage, lié à la banquette ou à la berge, plus ou moins important (figure 7.41). Les banquettes VA et VB montrent des relations plus fortes entre les hauteurs d'eau dans la banquette et celles dans la rivière que les banquettes LA et LB, ce qui peut être lié à leurs dimensions plus réduites.
A l'échelle annuelle, les flux d'eau sortant des banquettes sont bien égaux aux flux d'eau y entrant, comme l'illustrent les graphiques de la figure 7.43 présentant les flux d'eau

cumulés. Le flux entre la berge et la banquette F_2 pour LB a besoin d'une année pour s'initialiser, la berge joue un rôle tampon en stockant un peu d'eau.

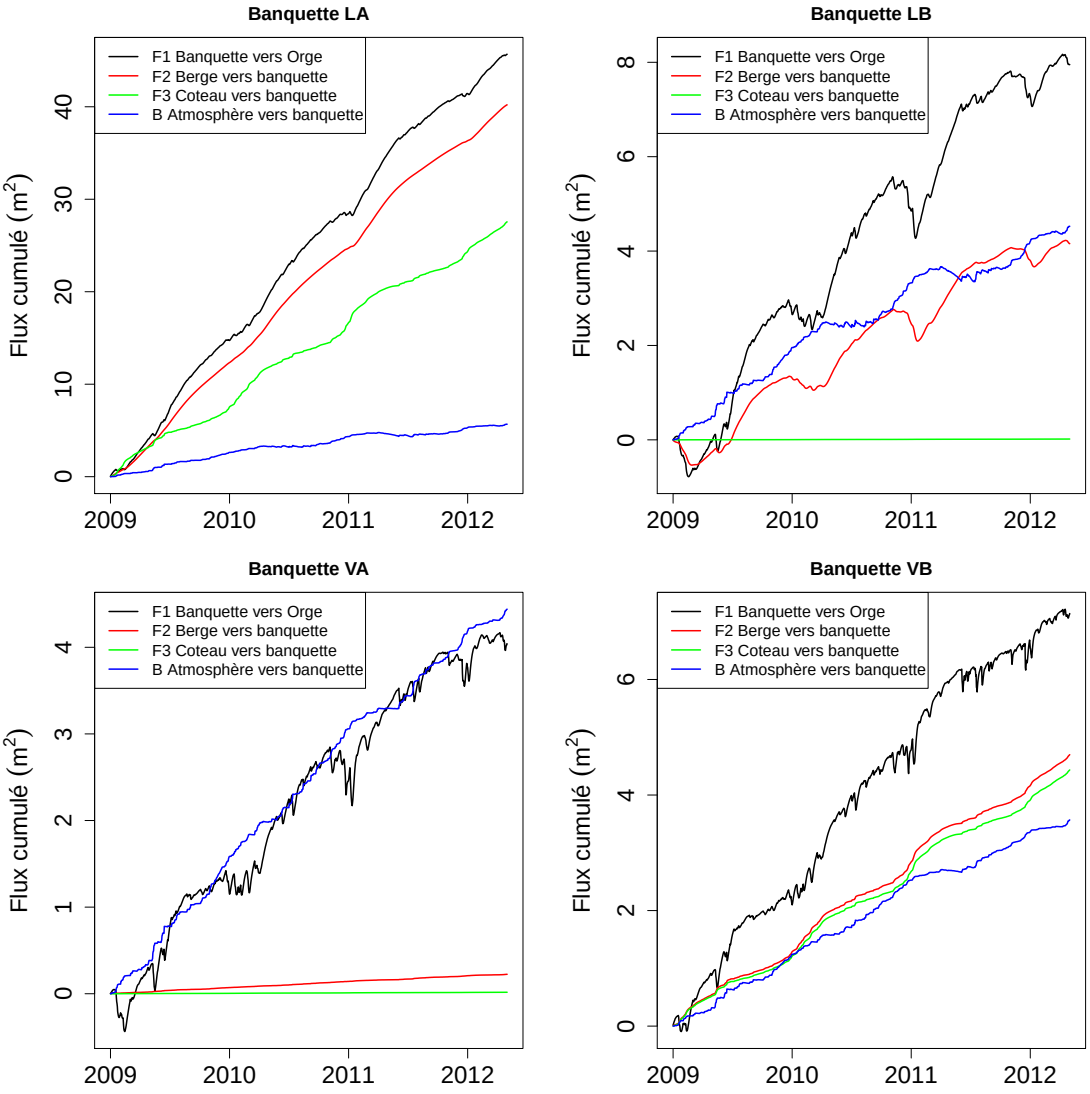


FIGURE 7.43 – Évolution des flux d'eau cumulés simulés depuis le 01/01/2009

Pour chacune des banquettes le flux d'eau médian F_1 est positif donc en moyenne l'eau sort de la banquette pour entrer dans l'Orge. Cependant, ces flux F_1 sont assez faibles (table 7.17), avec moins d'un mètre cube par jour en valeur maximale même dans la banquette LA. Si le flux F_1 médian annuel est en faveur des flux sortants, les flux entrants dans les banquettes peuvent être ponctuellement plus importants que les flux sortants, avec des valeurs q_{90} des flux entrants plus élevés (dans la table 7.18).

Globalement, la banquette LA n'est alimentée par l'Orge que très ponctuellement, sur 10% de l'année, lors de crues (souvent hivernales). Son alimentation par la berge ($\alpha = 2,76.10^{-7}$) maintient des flux de la berge vers l'Orge 90% de l'année, avec des niveaux d'eau dans la banquette toujours supérieurs aux niveaux d'eau de l'Orge. L'apport par la berge est inexistant pour les banquettes LB, VA ($\alpha = 10^{-10}$). Les banquettes LB, VA et VB sont ponctuellement alimentées par l'Orge sur 22% à 28% de l'année. Elles vont donc alternativement alimenter ou être alimentées par l'Orge, ce qui contraint bien entendu la qualité de l'eau des banquettes.

L'ensemble de ces flux d'échanges entre la rivière et la banquette restent largement négligeables par rapport aux débits de l'Orge.

$(m^2.s^{-1})$	F_1		
banquette	médian	q_{10}	q_{90}
LA	$4{,}74.10^{-7}$	$0{,}60.10^{-7}$	$7{,}75.10^{-7}$
LB	$1{,}46.10^{-7}$	$-2{,}26.10^{-7}$	$3{,}06.10^{-7}$
VA	$0{,}86.10^{-7}$	$-2{,}20.10^{-7}$	$2{,}39.10^{-7}$
VB	$1{,}16.10^{-7}$	$-3{,}14.10^{-7}$	$3{,}81.10^{-7}$

TABLE 7.17 – flux F_1 journalier médian (quartile 10 et quartile 90) dans les banquettes en $m^2.s^{-1}$ par mètre de banquette, après effacement des clapets
flux positif = de la banquette vers l'Orge ; flux négatif = de l'Orge vers la banquette

	Flux F_1 sortant			Flux F_1 entrant			
	médian	q_{10}	q_{90}	médian	q_{10}	q_{90}	%temps
LA	$42{,}5.10^{-3}$	$19{,}8.10^{-3}$	$67{,}7.10^{-3}$	$-24{,}0.10^{-3}$	$-4{,}8.10^{-3}$	$-67{,}9.10^{-3}$	10%
LB	$15{,}8.10^{-3}$	$4{,}7.10^{-3}$	$27{,}2.10^{-3}$	$-14{,}3.10^{-3}$	$-2{,}6.10^{-3}$	$-58{,}2.10^{-3}$	23%
VA	$10{,}4.10^{-3}$	$3{,}7.10^{-3}$	$22{,}5.10^{-3}$	$-13{,}6.10^{-3}$	$-2{,}1.10^{-3}$	$-59{,}4.10^{-3}$	22%
VB	$13{,}5.10^{-3}$	$4{,}1.10^{-3}$	$37{,}8.10^{-3}$	$-20{,}8.10^{-3}$	$-2{,}8.10^{-3}$	$-82{,}6.10^{-3}$	24%

TABLE 7.18 – flux F_1 sortant ou entrant dans chaque banquette depuis l'Orge en $m^3.j^{-1}$ par mètre de banquette, médian, quartile 10 et quartile 90

Avec les variations saisonnières de nombreux paramètres (ETP, hauteur de l'Orge...), les flux d'eau finaux présentent des variations saisonnières plus ou moins marquées selon les banquettes comme l'illustre la table 7.19. La banquette LA présente les flux les plus importants, avec des valeurs fortes au printemps et faibles en automne. Les entrées d'eau dans la banquette (valeurs de flux négatives) sont plus limitées que dans les autres banquettes. La banquette LB présente un comportement similaire mais avec des flux plus faibles. Les flux sont plus importants en été pour les banquettes VA et VB. Pour les quatre banquettes, les flux hivernaux présentent les plus large gammes de variations avec les valeurs extrêmes les plus fortes (q_{10} et q_{90}). Ceci est lié aux nombreux mouvements d'eau de l'Orge qui se traduisent par des flux entrants et sortants hivernaux très importants, et notamment les flux entrants les plus forts de l'année. Globalement, les flux sortants des banquettes sont en moyenne plus importants en été tandis que les flux entrants sont plus intenses en hiver.
La présence d'infiltration d'eau par la berge modifie donc le comportement de LA par rapport aux autres banquettes. Les flux plus intenses dans la banquette VB pourraient être liés à la petite taille de la banquette.

F_1 ($10^{-3}m^3/j$)	F_1 journalier par saison			
	LA	LB	VA	VB
tout	42,0	12,64	7,42	9,95
	[-4,9 ; 61,7]	[-19,5 ; 26,4]	[-19,1 ; 20,7]	[-27,1 ; 32,9]
printemps	53,0	19,1	7,1	9,6
	[23,0 ; 70,8]	[-5,8 ; 27,9]	[-10,4 ; 17,0]	[-14,0 ; 24,1]
été	42,0	14,7	12,1	14,1
	[-4,9 ; 61,7]	[-23,9 ; 25,4]	[-30,5 ; 22,3]	[-41,4 ; 37,5]
automne	29,5	7,4	6,4	9,2
	[8,8 ; 44,1]	[-10,5 ; 15,7]	[-13,0 ; 13,2]	[-25,1 ; 23,6]
hiver	43,4	11,01	6,5	9,8
	[-21,5 ; 71,0]	[-42,0 ; 27,3]	[-36,6 ; 38,3]	[-41,1 ; 56,1]

TABLE 7.19 – Évolution des flux d'eau médian F_1 entre la banquette et l'Orge en fonction de la saison en $10^{-3}m^3/j$ (positif vers l'Orge) ; médiane $[q_{10}\,;\,q_{90}]$

7.5.3 Flux d'azote et de phosphore entre les banquettes et l'Orge

A partir des flux d'eau estimés entre les banquettes et la rivière, il est possible d'évaluer les flux d'azote et de phosphore entre les banquettes et la rivière. Les données de qualité d'eau sont ponctuelles avec un pas d'échantillonnage de 15 jours. Nous les avons extrapolées en moyennant pour chaque prélèvement les concentrations aux différentes profondeurs et en les lissant à un pas de temps journalier. Ceci est assez grossier vu les variabilités spatiales et temporelles déjà mises en évidence dans les banquettes mais permet d'estimer des tendances annuelles et saisonnières de la qualité de l'eau. L'estimation repose sur l'hypothèse d'homogénéité verticale des conductivité dans les banquettes et donc d'homogénéité verticale des flux horizontaux entre banquettes et Orge.

Flux sortant des banquettes vers l'Orge

Nous avons tout d'abord regardé les flux sortant des banquettes. En supposant que l'eau qui sort de la banquette présente la composition de l'eau interstitielle prélevée en milieu de banquette (en moyennant les prélèvements à différentes profondeurs pour chaque campagne sans prendre en compte la distance à parcourir entre le point de prélèvement et l'Orge), nous avons donc estimé le flux d'azote et de phosphore entrant dans l'Orge.

Comme le montre la table 7.20, les flux d'azote et de phosphore sortant des banquettes sont de l'ordre de quelques mgN/j par mètre de banquette. Si les flux d'ammonium peuvent être importants, avec une valeur médiane de 235,6 mgN-NH_4/jour par mètre de banquette sortant de la banquette LB, les flux de nitrites et phosphates sont très faibles, tandis que ceux de nitrates semblent très ponctuellement non négligeables (quelques mgN-NO_3 en valeurs médianes mais plus de $q_{90} > 100$ mgN-NO_3/jour/mètre peuvent sortir ponctuellement de la banquette LA ou LB).

La banquette LA présente des concentrations différentes des autres banquettes avec des valeurs d'ammonium plus faibles et des valeurs médianes de nitrates plus élevées. Les infiltrations par les berges pourraient être responsables de ces différences en modifiant l'hydrologie de la banquette et en apportant peut-être de l'azote voire des sulfates.

(mgN/j)	NH_4	NO_3	NO_2	PO_4
LA	16,98 [3,45 ; 53,69]	26,79 [3,86 ; 129,9]	0,53 [0,07 ; 1,51]	3,63 [0,37 ; 13,60]
LB	235,6 [55,52 ; 496,3]	4,54 [0,49 ; 191,3]	0,09 [0 ; 1,66]	0,48 [0,07 ; 2,21]
VA	45,95 [6,37 ; 158,6]	2,56 [0,18 ; 31,74]	0,04 [0 ; 0,18]	0,89 [0,20 ; 4,26]
VB	116,4 [2,83 ; 529,81]	3,73 [0,35 ; 96,71]	0,08 [0,01 ; 0,44]	0,72 [0,08 ; 3,91]

TABLE 7.20 – Flux journalier d'azote et de phosphore sortant des banquettes pour entrer dans l'Orge, en mgN/jour ou mgP/j par mètre de banquette ; valeur médiane et $[q_{10}\,;\,q_{90}]$

Les concentrations sortant des banquettes de sédiment vont dépendre des flux d'eau entre les banquettes et l'Orge, ainsi que des processus biogéochimiques se déroulant dans les banquettes (fortement liés à l'activité biologique). Or, ces deux phénomènes présentent de fortes variabilités saisonnières. Nous nous sommes donc intéressés aux variations des flux d'azote et de phosphore sortant des banquettes en fonction de la saison et du débit de l'Orge (exemple de la banquette LB dans la table 7.21).

Les flux d'azote, de phosphore et de sulfate varient fortement en fonction de la saison. Dans la banquette LB, les flux d'ammonium sont significativement plus importants au printemps avec des valeurs de 450 mgN-NH_4/j par mètre de banquette. Les flux de nitrates sont bien plus importants en été (73,8 mgN-NO_3/j), tout comme les phosphates, c'est-à-dire lorsque l'activité biologique dans les banquettes est la plus importante et les flux d'eau sortant des banquettes les plus forts. A l'inverse, les flux de sulfate sont bien plus importants en hiver et au printemps, lorsque l'activité biologique est réduite et les flux entrant dans les banquettes les plus importants.

	pour la banquette LB			
mgN/j/m	NH_4	NO_3	PO_4	SO_4
tout	235,6 [55,5 ; 496,3]	4,54 [0,49 ; 191,3]	0,49 [0,07 ; 2,21]	126,1 [26,2 ; 2 140,1]
printemps	450,2 [244,7 ; 572,5]	0,72 [0,42 ; 32,28]	0,39 [0,28 ; 0,53]	523,9 [139,5 ; 2 296,2]
été	228,7 [63,7 ; 496,1]	73,80 [1,33 ; 336,8]	0,87 [0,31 ; 2,07]	78,6 [28,2 ; 146,5]
automne	106,4 [39,0 ; 244,4]	2,63 [0,45 ; 111,8]	0,40 [0,13 ; 1,33]	45,1 [15,0 ; 344,5]
hiver	280,7 [65,0 ; 481,3]	7,24 [0,75 ; 152,5]	0,45 [0 ; 8,32]	1 150,3 [377,3 ; 5 947,0]
étiage	214,0 [79,6 ; 496,3]	11,27 [0,52 ; 222,9]	0,59 [0,28 ; 1,94]	77,5 [32,4 ; 485,8]

TABLE 7.21 – Évolution des flux d'ammonium et de nitrate sortant de la banquette LB en mgN-P-S/jour/mètre de banquette en fonction de la saison ou du débit de l'Orge
Il n'y a pas d'évaluation des concentrations sortant des banquettes en période de crue car les flux d'eau entrent dans la banquette et n'en sortent pas.

Pour évaluer l'impact des banquettes sur la rivière, nous avons comparé les flux sortant des banquettes aux flux extrapolés dans l'Orge (table 7.22).

Dans l'Orge, les flux d'azote et de phosphore présentent aussi des évolutions en fonction de la saison et en fonction du débit de l'Orge. Dans la rivière, les concentrations en ammonium sont plus importantes en automne et en hiver et présentent des concentrations particulièrement élevées lors des crues. Les nitrates présentent leurs plus fortes valeurs en hiver et au printemps, avec des pics lors des crues. Le phosphore est au plus bas en été et le plus élevé en hiver, avec de très fortes concentrations lors des crues. Les crues sont donc particulièrement impactantes pour l'Orge et ne présentent pas d'effet de dilution, comme sur certains cours d'eau. Il est souvent observé, dans le cas de l'Orge, des pollutions

(débordement de réseaux d'eau usées, dysfonctionnement de STEP...) lors de crue, ce qui pourrait expliquer ces fortes valeurs.

Orge	NH_4	NO_3	PO_4	SO_4
tout	10 195	422 938	9 335	1 839 781
	[474 ; 46 120]	[134 344 ; 1 204 468]	[3 892 ; 26 600]	[574 082 ; 5 122 468]
printemps	5 492	467 520	9 512	1 943 236
	[248 ; 15 780]	[214 276 ; 955 146]	[4 893 ; 16 899]	[545 155 ; 3 516 362]
été	5 001	206 941	5 948	988 278
	[41,3 ; 21 927]	[92 364 ; 762 187]	[490 ; 19 606]	[448 612 ; 3 612 734]
automne	10 606	298 000	7 213	1 105 630
	[4 907 ; 34 650]	[180 878 ; 688 743]	[4 224 ; 18 051]	[601 086 ; 2 635 586]
hiver	30 499	830 556	15 975	3 612 582
	[6 785 ; 101 187]	[436 535 ; 1 892 559]	[8 794 ; 39 853]	[2 067 007 ; 7 733 562]
crue	78 616	2 418 293	51 800	12 445 595
	[3 223 ; 236 824]	[1 813 571 ; 3 724 489]	[32 653 ; 80 776]	[8 312 280 ; 15 545 599]
étiage	5 886	211 330	5 655	868 842
	[68,7 ; 12 937]	[97 063 ; 320 145]	[2 596 ; 8 756]	[438 900 ; 1 365 139]

TABLE 7.22 – Évolution des flux d'ammonium et de nitrate dans l'Orge en gN-P/jour en fonction de la saison ou du débit

Avec des flux médians d'ammonium dans l'Orge de 10 195 mgN-NH_4/j, le flux médian sortant de la banquettes LB de 197,52 mgN-NH_4/j par mètre de banquette est négligeable. Même si les concentrations mesurées dans les banquettes sont significativement plus élevées que dans l'Orge, les flux limités et la faible taille des banquettes dans le cours d'eau rendent leur impact négligeable sur les flux d'azote et de phosphore du cours d'eau.

Les banquettes étudiées dans l'Orge présentent des dimensions assez réduites. Dans d'autres cours d'eau, elles pourraient être plus importantes ou il pourrait être envisagé, lors d'opérations de restauration, de promouvoir la mise en place de banquette de sédiment en bord de berge. Nous avons cherché à savoir à partir de quelle taille une banquette pourrait impacter les concentrations dans le cours d'eau. Nous avons estimé l'impact d'une hypothétique banquette présente le long d'une berge sur 15 m (longueur de la banquette LB), 6 km (longueur du tronçon d'étude) et 50 km (longueur total du cours d'eau), en prenant des flux sortants similaires à ceux de la banquette LB qui sont les plus importants par mètre linéaire (table 7.23).

Pour une banquette hypothétique de 6 km, le flux d'ammonium médian sortant de la banquette (de 1 413 gN-NH_4/j) représenterait 14% du flux d'ammonium circulant dans l'Orge. Pour 50 km de banquette, les 11 779 gN-NH_4/j médian d'ammonium apportés par la banquette représenteraient alors 115% des 10 195 gN-NH_4/j médian d'ammonium circulant dans l'Orge. Une banquette présente le long de 50 km de berge serait donc très impactante pour les flux d'ammonium dans l'Orge, mais pas pour les autres éléments.

De plus, il faut prendre en compte les variations saisonnières des flux. Les flux d'ammonium dans l'Orge sont les plus bas au printemps et en été, alors que c'est sur cette même période que les flux d'ammonium sortant des banquettes sont les plus importants. Avec une banquette hypothétique présente le long d'une rive de l'Orge sur les 50 km du

cours d'eau, les concentrations en ammonium sortant de la banquette en plein été représenteraient 400% des flux actuels de l'Orge. La rivière serait donc fortement impactée en plein été par les flux d'ammonium sortant de cette banquette, sur la période la plus critique vis-à-vis des phénomènes d'eutrophisation.

gN-P-S/j	NH_4	NO_3	PO_4	SO_4
	banquette LB			
15m	3,53	0,06	0,01	1,89
	[0,83 ; 7,44]	[0 ; 2,86]	[0 ; 0,03]	[0,39 ; 32,1]
6km	1 413	27,2	2,91	756
	[333 ; 2 978]	[2,9 ; 1 148]	[0,45 ; 13,23]	[157 ; 12 840]
50km	11 779	226	24,3	6 304
	[2 776 ; 24 817]	[24 ; 9 565]	[3,71 ; 110]	[1 310 ; 107 004]
	Orge			
	10 195	422 938	9 335	1 839 781
	$LB_{sur50km}$ **par rapport au flux dans l'Orge**			
annuel	115 %	0,05 %	0,26 %	0,34 %
printemps	409 %	0,007 %	0,21 %	1,36 %
été	228 %	1,78 %	0,73 %	0,40 %
automne	50 %	0,04 %	0,28 %	0,20 %
hiver	46 %	0,04 %	0,14 %	2,15 %
étiage	181 %	0,27 %	0,52 %	0,45 %

TABLE 7.23 – flux médian journalier en provenance d'une banquette LB extrapolée le long d'une berge sur une partie du linéaire étudiée, flux médian journalier dans l'Orge en gN-P-S/jour et importance des flux médians sortant de la banquette LB par rapport au flux de l'Orge

Dénitrification dans les banquettes

Les flux entrant dans les banquettes permettent d'estimer les capacités de dénitrification de l'eau de la rivière par les banquettes de sédiment. En supposant, d'après ce qui a été observé lors de nos expérimentations au laboratoire, que tous les nitrates de l'Orge entrant dans les banquettes sont dénitrifiés, nous pouvons estimer les capacités de dénitrification in-situ des banquettes de sédiment. Nous avons donc multiplié les flux d'eau entrant dans les banquettes par les concentrations en nitrate de l'Orge, en estimant que cela représente un flux de dénitrification.

En prenant le flux d'eau maximal journalier entrant dans les banquettes et en supposant que tous les nitrates s'infiltrant dans les banquettes sont consommés dans la journée (comme cela a été observé lors des expériences au laboratoire), on obtient des taux de dénitrification journaliers maximum pouvant être observés dans les banquettes compris entre 671 $mgN\text{-}NO_3.m^{-2}.j^{-1}$ pour LB et 2 284 $mgN\text{-}NO_3.m^{-2}.j^{-1}$ pour VB (table 7.24). Ces taux sont relativement élevés par rapport à ce qui peut être observé dans la bibliographie, ce qui semble normal puisque ce sont des taux maximaux estimant l'impact le plus fort qui pourrait être observé après les plus forts apports d'eau de l'Orge dans les banquettes.

	taux de dénitrification journalière maximum
LA	-3,56.10 $^{-5}$g/s soit 3,08 $g.m^{-2}.j^{-1}$ soit 695 mgN-$NO_3/m^2/j$
LB	-3,44.10^{-5} g/s soit 2,97 $g.m^{-2}.j^{-1}$ soit 671 mgN-$NO_3/m^2/j$
VA	-4,43.10^{-5} g/s soit 3,83 $g.m^{-2}.j^{-1}$ soit 865 mgN-$NO_3/m^2/j$
VB	-11,70.10^{-5}g/s soit 10,11 $g.m^{-2}.j^{-1}$ soit 2 284 mgN-$NO_3/m^2/j$

TABLE 7.24 – Taux de dénitrification potentielle journalière maximale par mètre de banquette (estimé à partir des flux journaliers entrant dans la banquette en faisant l'hypothèse forte que tout est dénitrifié en une journée)

Pour estimer les capacités de dénitrification moyenne des banquettes, nous avons estimé la quantité totale de nitrate entrée dans les banquettes durant les deux années de suivi. Le taux de dénitrification est estimé en considérant que tous les nitrates entrés dans les banquettes sont consommés sur la durée des suivis (777 jours). De la même façon, nous avons estimé les quantités entrant dans les banquettes selon les saisons et nous les avons moyennées sur le nombre de jours concernés. Nous avons donc calculé des taux de dénitrification moyens annuels ou saisonniers (table 7.25).

Le taux de dénitrification moyen annuel est compris entre 52,6 $mgN\text{-}NO_3.m^{-2}.j^{-1}$ (LA) et 142,8 $mgN\text{-}NO_3.m^{-2}.j^{-1}$ (VB). Ce taux de dénitrification varie selon les saisons, en étant le plus faible au printemps et le plus fort en été. Ce taux est fortement lié aux flux entrant dans les banquettes et aux concentrations en nitrate de l'Orge lors des apports d'eau. Ainsi, la banquette LA présente des taux de dénitrification assez faibles par rapport aux autres banquettes, à cause des flux entrants plus limités. Pour les autres banquettes, les taux de dénitrification deviennent importants en hiver grâce à des entrées d'eau importantes en hiver. Cependant, ces estimations ne prennent pas en compte les variations de l'activité biologique dans la banquette. Sur le terrain, la dénitrification est quasiment inexistante en hiver (Kern et al., 1996), car l'activité biologique est réduite par les température hivernales. Donc les valeurs hivernales sont sans doute surestimées.

$mgN\text{-}NO_3.m^{-2}.j^{-1}$	LA	LB	VA	VB
annuel	52,6	97,6	97,3	142,8
printemps	0	1,25	4,63	8,00
été	35,6	56,60	70,7	129,2
automne	15,0	36,0	45,2	70,6
hiver	81,6	151,5	127,8	161,4

TABLE 7.25 – Quantité total de nitrate potentiellement dénitrifié dans les banquettes, sur les deux ans de suivi et à différentes saisons ; moyenne par mètre linéaire de banquette

En prenant une banquette hypothétique de 50 km le long d'une berge du cours d'eau, toujours en prenant les taux de LB, qui présente un taux de dénitrification moyen pour une banquette, elle consommerait jusqu'à 4 880 gN-NO_3/j de nitrate, soit seulement 1,15% des 422 938 gN-NO_3/j de nitrate circulant dans l'Orge. En se plaçant sur la période hivernale et en prenant le taux le plus élevé ayant été calculé pour LB (274,64 $mgN\text{-}NO_3.m^{-2}.j^{-1}$), une banquette hypothétique de 50 km pourrait au maximum prélever 1,65 % des 830 556 gN-NO3/j circulant dans l'Orge en hiver.
Bien que le taux de dénitrification des banquettes soit potentiellement très élevé d'après les expériences au laboratoire, le taux de dénitrification moyen annuel in-situ reste négligeable par rapport aux flux de l'Orge. Le taux de dénitrification est fortement limité in-situ par l'hydrologie des banquettes (seule une infime fraction du débit de l'Orge y

pénètre).

Bilan d'azote dans les banquettes

En combinant tous les flux entrants et sortants des banquettes de sédiment, un bilan des flux d'azote à l'interface entre les banquettes et l'Orge peut être réalisé. Le bilan des flux médians d'azote est positif, il y a donc plus d'azote qui sort de la banquette qu'il n'en rentre (table 7.26). Le flux d'azote médian maximal, celui de la banquette LA, est de $+16{,}9.10^{-7}$ gN/s soit moins de 146 mgN/jour par mètre de banquette entrant au final dans l'Orge.

Les valeurs pour LA sont plus élevées du fait des fortes concentrations en nitrates qui sortent de la banquette, peut-être liées à des apports par la berge ou à son comportement hydrologique particulier avec des débits plus élevés. Dans les trois autres banquettes, le flux global d'azote est assez proche.

Dans tous les cas, la quantité d'azote sortant de la banquette est plus importante que la quantité d'azote provenant de l'Orge, qui sera consommée par dénitrification, grâce à la très forte production de NH_4 dans la banquette. Comme cette production d'ammonium diminue au cours des deux ans de suivi, on peut penser que l'exportation d'azote par la banquette pourrait elle aussi diminuer au fur et à mesure du vieillissement de la banquette. C'est déjà ce que l'on peut observer sur le bilan global d'azote des banquettes entre les années 2010 et 2011, mais cette tendance à long terme reste à confirmer.

Les banquettes sont donc des sources d'azote pour l'Orge mais qui restent très négligeables par rapport aux flux de l'Orge.

gN/s	bilan d'azote		
	sur les 2 ans	en 2010	en 2011
LA	$+ 16{,}9.10^{-7}$ soit 146,3 mgN/j/$m_{banqu.}$	$+17{,}4.10^{-7}$	$+15{,}6.10^{-7}$
LB	$+ 5{,}1.10^{-7}$ soit 44,0 mgN/j/$m_{banqu.}$	$+6{,}0.10^{-7}$	$+3{,}7.10^{-7}$
VA	$+ 3{,}3.10^{-7}$ soit 28,2 mgN/j/$m_{banqu.}$	$+4{,}0.10^{-7}$	$+2{,}6.10^{-7}$
VB	$+ 4{,}0.10^{-7}$ soit 34,2 mgN/j/$m_{banqu.}$	$+5{,}0.10^{-7}$	$+2{,}8.10^{-7}$
Orge	3,53 gN/s soit 305 370 gN/jour	4,29 gN/s	3,12 gN/s

TABLE 7.26 – bilan d'azote : quantité médiane journalière d'azote s'échangeant à l'interface banquette-Orge, flux positif donc sortant de la banquette

7.6 Bilan biogéochimique sur le secteur étudié

L'ensemble de ce chapitre nous a permis de faire un bilan sur les processus se déroulant dans les banquettes de sédiment et l'impact de ces banquettes sur les flux d'azote et de phosphore dans l'Orge. Nous proposons ici un bilan global sur le secteur étudié de l'impact des différents compartiments sur les flux d'azote dans la rivière, en s'intéressant : aux macrophytes, aux sédiments de fond de lit et aux biofilms, et en incluant les banquettes.

7.6.1 Évolution de la composition des macrophytes suite aux effacements

Les macrophytes pompent tous leurs nutriments dans la rivière et ses sédiments. Elles ont donc un impact sur les flux de la rivière. Nous proposons ici d'estimer cet impact en analysant la composition des plantes aquatiques. Cette estimation ne prend pas en compte le retour des éléments dans le cycle biogéochimique lors de la sénescence des plantes et leur dégradation (il est difficile d'estimer où va être dégradée une plante aquatique après sa sénescence).

Méthodologie

Les prélèvements de macrophytes correspondent à ceux effectués pour connaitre la biomasse des macrophytes (partie 4.1.1), dans la partie 4.1 sur le recouvrement du lit de l'Orge par les macrophytes. Sur une surface d'un mètre carré présentant un fort recouvrement par une seule espèce de macrophyte, toute la biomasse présente est prélevée sur l'intégralité de la colonne d'eau pour évaluer la biomasse fraîche. Des sous-échantillons de macrophytes sont ensuite séchés pour évaluer la biomasse sèche, puis broyés et utilisés pour l'analyse de la composition des tissus. Cette composition des tissus a été analysée par l'INRA et le laboratoire SGS selon plusieurs méthodes :

- Méthode analyse carbone : SGS : mesure de conductibilité thermique selon méthode MO 240 LA 2008 ; INRA : cendres brutes à 480°C
- Méthode analyse azote : SGS : mesure de conductibilité thermique selon méthode MO 240 LA 2008 ; INRA : méthode Dumas
- Méthode analyse phosphore : SGS : spectrométrie d'émission à plasma après minéralisation par voie humide selon méthode MO 111 LA 2004 ; INRA : ICP-Radial

Il faut bien prendre en compte que ces résultats montrent en partie l'impact de l'effacement des clapets mais incluent aussi des perturbations extérieures, telles que les variations climatiques inter-annuelles (température, ensoleillement, débit de l'Orge...) voire d'autres effets anthropiques.

La composition des tissus des macrophytes

Après les effacements, nous avons noté une légère variation de la morphologie de certaines macrophytes. Par exemple, le rubanier présente des feuilles légèrement plus fines et plus longues dans le courant.

La biomasse fraîche par unité de surface est comprise entre 1,8 et 5,2 kg/m^2 suivant les espèces et les années, le Cornifle et le Potamot ayant les biomasses fraîches les plus fortes (table 7.27). Ces deux espèces voient leur masse fraîche augmenter suite aux effacements, mais revenir vers leur valeur initiale 2 ans après les effacements. Par contre, si la masse sèche du Potamot suit la même tendance, celle du Cornifle diminue en 2010. Le Rubanier voit sa masse fraîche diminuer fortement suite aux effacements. Cependant, sa teneur en matière sèche augmente, ce qui lui permet d'avoir une masse sèche en 2012 équivalente à celle d'avant les effacements. Il y a donc une évolution des tissus du Rubanier. Le Myriophylle présente une forte diminution de sa masse fraîche et sèche en 2010 mais retrouve en 2012 des valeurs proches de celles avant effacement.

(g/m^2)		masse fraîche			teneur en matière sèche			masse sèche		
espèce	clapet	2009	2010	2012	2009	2010	2012	2009	2010	2012
Rubanier	avec	2 775			6 %	6 %		166		
Rubanier	sans		2 550	1 800		5 %	9 %		127	162
Cornifle	avec	4 125			7 %	5 %		289		
Cornifle	sans		5 250	4 900		5 %	8 %		262	392
Myriophylle	avec	2 700			11 %	6 %		297		
Myriophylle	sans		2 250	2 650		5 %	12 %		112	318
Potamot P.	avec	3 100			10 %	9 %		310		
Potamot P.	sans		4 650	3 300		10 %	11 %		465	363

TABLE 7.27 – Évolution des masses fraîches et masses sèches par unité de surface (1 m^2) des principales espèces de macrophytes sur le tronçon d'étude avec (2009) ou sans influence de clapet (2010, 2012)

Chaque espèce a donc une réponse différente suite aux effacements mais toutes reviennent en 2 ans vers des masses sèches par unité de surface proches de celles avant les effacements. Ceci est permis soit par une densification des macrophytes sur la surface (augmentation de la masse fraîche dans le cas du Cornifle), soit par une densification des tissus des macrophytes (augmentation de la teneur en matière sèche dans le cas du rubanier). Sachant que la hauteur d'eau a diminué, il y a donc une légère augmentation de la quantité sèche de macrophytes présente par unité de surface. C'est le Rubanier qui semble le plus affecté par les modifications des conditions hydrauliques (diminution de la lame d'eau et augmentation des écoulements) avec un développement moindre (diminution de la biomasse fraîche) et des tissus plus denses (augmentation de la masse sèche). Le Potamot est plus développé, le Cornifle est plus développé mais avec des tissus moins denses et le Myriophylle présente des tissus plus denses.

La table 7.30 fait apparaitre les quantités de carbone, azote et phosphore piégées dans les macrophytes à un stade proche de leur développement maximal (en juillet-août). De nombreux facteurs peuvent influencer la composition des tissus des macrophytes : conditions climatiques, chimie de la rivière... La composition des tissus des macrophytes a été analysée en 2009 (avant effacement) et en 2010 (après effacement). En 2010, des prélèvements ont été réalisés sur de le secteur d'étude dans les zones sous impact des effacements, mais aussi juste en amont du secteur d'étude, dans une zone sous influence du clapet Pressat toujours en place. Les analyses de 2010 avec clapet (en amont de Pressat) doivent servir de témoins : des macrophytes ont été prélevées dans des conditions d'écoulements proches de celles de 2009. Si les écoulements (avec ou sans clapet) ont une influence majeure sur la composition des tissus, les teneurs de 2010 avec clapet devraient être proches de celles de 2009 sans clapet, qui devraient toutes deux être différentes des teneurs de 2010 sans clapet.

Les tendances ne sont pas claires. Si pour l'azote, il semble effectivement que les teneurs pour les plantes sans clapets sont plus élevées que celles en présence de clapets, cela est beaucoup moins clair pour le phosphore. La différence avec ou sans clapet est faible et difficilement imputable uniquement à l'effacement des clapets. Avec ce constat, nous avons choisi d'utiliser par la suite une moyenne de ces teneurs en considérant qu'elles n'évoluaient pas significativement suite aux effacements.

labo	espèce	prélèvement	Composition des tissus des macrophytes mgC/g$_{sec}$	mgP/g$_{sec}$	mgN/g$_{sec}$
INRA	Sparganium R	2009		6,5	35,2
INRA	Sparganium R	2010 avec clp		5,7	35,3
INRA	Sparganium R	2010 sans clp		5,1	38,4
SGS	Sparganium R	2010 sans clp	360	4,2	37,0
INRA	Potamot Pect P	2009		4,1	33,4
INRA	Potamot Pect P	2010 avec clp		5,0	33,4
INRA	Potamot Pect P	2010 sans clp		4,0	36,4
SGS	Potamot Pect P	2010 sans clp	377	2,3	35,1
INRA	Ceratophyllum C	2009		7,8	34,5
INRA	Ceratophyllum C	2010 avec clp		6,4	41,7
INRA	Ceratophyllum C	2010 sans clp		5,7	45,3
SGS	Ceratophyllum C	2010 sans clp	375	4,9	43,2
INRA	Myriophyllum M	2009		3,7	32,8
INRA	Myriophyllum M	2010 avec clp		4,8	36,4
INRA	Myriophyllum M	2010 sans clp		4,3	40,3
SGS	Myriophyllum M	2010 sans clp	359	3,8	39,6
INRA	4 macrophytes	2009		5,5	34,0
INRA	4 macrophytes	2010 avec clp		5,4	36,7
INRA	4 macrophytes	2010 sans clp		4,8	40,1
SGS	4 macrophytes	2010 sans clp	368	3,8	38,7

TABLE 7.28 – Composition des tissus des 4 espèces principales de macrophytes sous influence ou non de clapet
Les macrophytes de 2009 et de 2010 sans clapet ont été prélevées au niveau du Carouge, de la Guinguette et du Perray ; celles de 2010 avec clapet on été prélevées juste en amont du clapet Pressat (voir carte 2.4, 83).

Pour l'ensemble des 4 macrophytes, les teneurs en carbone, azote et phosphore retenues dans les tissus sur l'ensemble du secteur diminuent après les effacements (en 2010 et en 2012). En 2010, cela semble plutôt lié à une diminution de la masse sèche. En 2012, la masse sèche revient à des valeurs proches de 2009, c'est le recouvrement total qui diminue. En ayant fait l'hypothèse que les tissus ont des teneurs qui restent constantes, l'effacement des clapets provoque une diminution du stock de carbone, d'azote et de phosphore sur le secteur d'étude, lié en premier lieu à une diminution des masses sèches, puis à une diminution du recouvrement.

Pris individuellement :

- le Rubanier stocke moins de C, N et P alors que la composition de son stock par unité de surface n'évolue pas car son recouvrement diminue.

- le Potamot stocke beaucoup plus de C, N et P en 2010, par unité de surface comme pour le secteur d'étude. Ce stock diminue en 2012 mais reste supérieur aux valeurs initiales d'avant effacement.

- si le stock de C, N et P pour Ceratophyllum par unité de surface diminue en 2010 pour revenir à ses valeurs initiales en 2012, son stock sur le secteur augmente pour diminuer par la suite du fait de la diminution de son recouvrement.

- le Myriophylle voit son contenu en C, N et P évoluer de la même façon que son recouvrement du secteur et sa masse par unité de surface.

Pour appréhender l'impact du développement des macrophytes sur les flux de carbone d'azote et de phosphore dans la colonne d'eau, nous avons estimé la quantité d'élément stockés par les macrophytes pendant leur période de développement, en le rapportant au volume d'eau transitant dans l'Orge sur cette période. Nous supposons que les éléments piégés dans les tissus des macrophytes ont été prélevés dans la rivière à partir de juin (le développement de la végétation étant assez timide en mai), en prenant un débit de 1,5m^3/s sur cette période. Nous faisons ici l'hypothèse forte que tous les éléments captés par les macrophytes étaient dissous dans la colonne d'eau, alors qu'une partie non négligeable est en réalité captée dans les sédiments.

Les quantités d'éléments prélevés dans l'eau de l'Orge sont négligeables par rapport aux flux dans la rivière (voir tableau 7.29).

mg/L	**C**	**P**	**N**
2009	0,159	0,002	0,016
2010	0,163	0,001	0,016

TABLE 7.29 – Quantité estimée d'éléments de l'eau de l'Orge piégés par les macrophytes pendant les mois de juin et juillet sur le tronçon d'étude, pour un débit de l'Orge de 1,5 m^3/s

Conclusion flore aquatique

L'impact global des macrophytes sur les flux semble négligeable par comparaison aux flux observés dans la rivière et les effacements ne semblent pas modifier significativement les teneurs des tissus des macrohpytes.

Les effets indirects induits par ces macrophytes pourraient avoir leur importance. En réduisant les écoulements, les herbiers induisent des dépôts de fines à leur aval (il a pu être observé des dépôts de plusieurs dizaines de centimètres d'épaisseur sur 1 à 2 m de long). Avec les écoulements réduits, les réactions dans ces dépôts pourraient amener à des flux significatifs.

espèce	date	masse/surf gsec/m2	recouv tot m2	compo C mgC/g_{sec}	C/surf gC/m2	C/secteur kgC/6km	compo P mgP/g_{sec}	P/surf gP/m2	P/secteur kgP/6km	compo N mgN/g_{sec}	N/surf gN/m2	N/secteur kgN/6km
Sparganium (R)	2009	161	8 476	360	58,0	491,2	5,37	0,9	7,6	36,48	5,9	51,5
	2010	140	8 809		50,5	444,8		0,8	6,7		5,1	45,4
	2012	165	1 528		59,4	90,8		0,9	1,4		6,0	9,2
Potamot Pect (P)	2009	307	5 842	377	115,9	676,9	3,85	1,2	6,9	34,58	10,6	62,1
	2010	430	6 000		162,2	972,8		1,7	9,9		14,9	89,3
	2012	363	6 550		136,9	896,4		1,4	9,1		12,6	82,2
Ceratophyllum (C)	2009	422	2 351	375	158,1	371,7	6,19	2,6	6,2	41,18	17,4	41,4
	2010	268	3 802		100,4	381,7		1,7	6,5		11,0	43,4
	2012	292	1 948		147,0	286,4		2,4	4,7		16,1	31,4
Myriophyllum (M)	2009	287	2 377	359	103,1	245,0	4,14	1,2	4,0	37,28	10,7	35,7
	2010	137	1 518		49,3	74,8		0,6	0,9		5,1	7,9
	2012	318	2 568		114,2	293,2		1,3	3,4		11,9	30,4
4 macrophytes	2009	294	20 333	368	108,7	1 906,2	4,88	1,4	29,2	37,38	11,0	223,6
	2010	244	20 363		90,6	1 893,0		1,2	24,3		9,1	185,6
	2012	310	12 594		113,8	1 433,4		1,5	19,0		11,6	145,7

TABLE 7.30 – Quantité de carbone, d'azote et de phosphore stockés dans les tissus des macrophytes en 2009 et 2010 en présence ou non de clapet

masse/surf : masse sèche de macrophyte par unité de surface ; recouv tot : quantité total de macrophytes présentes sur le secteur d'étude (6 km) ; compo (g/g_{msec}) : quantité d'élément pour un gramme de matière sèche de macrophyte ; C/surf : masse de carbone en gramme pour une surface d'1 m^2 présentant un fort recouvrement ; g/secteur : masse d'éléments stockés dans les tissus des macrohpytes sur les 6 km du tronçon étudié d'après le recouvrement observé chaque année. La composition des tissus (compo) est calculée en moyennant l'ensemble des valeurs mesurées en 2009 et 2010.

7.6.2 Impact des sédiments de fond de lit sur les flux en rivière

Des expériences de batch en conditions anoxiques ont été réalisées sur des sédiments prélevés en fond de lit, donc toujours en eau. Les sédiments à Pressat sont sous influence du clapet Pressat et sont assez fins, tandis que les sédiments au Carouge et à Souchard sont dans des zones en amont de clapet effacé et présentent une granulométrie plus grossière. Ce sont les points marqués "autre sédiment" sur les graphiques de la partie 7.4.2.

Le sédiment du Carouge est plus réactif que le sédiment de fond de lit en amont du clapet de Pressat. Ceci peut s'expliquer par une granulométrie plus grossière au Carouge, qui peut favoriser les échanges avec la rivière, mais aussi par la présence de macrophytes implantées juste en amont du prélèvement, qui peuvent modifier les flux dans le sédiment. Par contre, le sédiment prélevé en amont du clapet Souchard, qui présente la granulométrie la plus grossière (gravillons), possède une faible réactivité.

Par conséquent, l'évolution de la granulométrie en fond de lit suite aux effacements présente un impact sur les flux biogéochimiques difficilement prévisible, qui pourrait dépendre de la granulométrie des sédiments ou de leur teneur en matière organique. Par contre, il apparait clairement que le phénomène dominant les flux d'azote dans les sédiment anoxiques est la dénitrification.

(μmol/h)	Pressat	Carouge	Souchard
	avec clapet	sans clapet	
	vase	sable	gravillons
NH_4	2,64	4,28	0,05
	[1,44 ; 5,46]	[3,57 ; 6,52]	[0 ; 0,27]
NO_3	-22,84	-49,77	0,90
	[-24,66 ; -20,00]	[-54,24 ; -48,21]	[0,90 ; 0,92]
NO_2	0,12	3,67	1,40
	[0,03 ; 0,21]	[3,54 ; 3,78]	[1,39 ; 1,64]
PO_4	0,13	0,71	0,65
	[-0,33 ; 0,43]	[0,61 ; 0,88]	[0,15 ; 0,71]
SO_4	3,56	4,21	0,55
	[3,05 ; 4,33]	[4,10 ; 4,38]	[0,43 ; 0,57]

TABLE 7.31 – Taux de production mesurés dans des sédiments de fond de lit lors de batch en conditions anoxiques avec ajout de nitrate pour 5 g de sédiment ; valeur médiane [q_{10} ; q_{90}]

Ces taux potentiels de production sont extrapolés à tout le secteur d'étude en faisant les hypothèses :

- Les sédiments de Pressat sont représentatifs des sédiments recouvrant le lit de l'Orge avant les effacements, avec 4 cm de sédiment recouvrant les 10 m de large de l'Orge.
- Les sédiments de Carouge sont représentatifs des sédiments recouvrant l'Orge après les effacements, avec 4 cm de sédiment recouvrant le fond de l'Orge sur 4 m de large.
- Les sédiments en fond de lit sont toujours dans des conditions anoxiques

Le bilan potentiel annuel d'azote dans les sédiments ainsi estimé est en faveur d'une consommation d'azote par les sédiments, via la dénitrification, qui diminuerait suite aux

effacements : 3 120 TN/an potentiellement consommés par les sédiments fins avant les effacements, contre 2 605 TN/an potentiellement consommés par les sables après les effacements. Cependant, ces valeurs potentielles sont loin de la réalité in-situ où les conditions ne permettent pas à la dénitrification d'atteindre son potentiel maximal (Scaroni et al., 2010). En prenant les valeurs de dénitrification fournies par (Moneron, 1999) soit 20 $gN/m^3/j$ (soit 0,12μmol/h pour 5 g se sédiment), pour la surface de sédiment après les effacements, il y aurait 19 200 gN/j consommé soit 7 000 kgN/an.

7.6.3 Bilan sur la zone d'étude

Nous proposons ici un bilan des flux d'azote dans les différents compartiments de la rivière sur le secteur d'étude, à partir des flux mesurés ou estimés dans la bibliographie.

Les biofilms présentent une activité biologique importante. Par exemple pour le Potamot pectiné, la mobilisation de phosphore est deux fois plus importante par l'épiphyton que par les macrophytes alors que celui-ci représente 90% de la biomasse (McCormick et al., 2006).

Sur les 6 km de tronçon, les quantités d'azote produites par les banquettes sont négligeables par rapport aux flux de l'Orge, même avec une banquette hypothétique présente sur toute la longueur de la rivière. De même, la consommation d'azote par les biofilms et les macrophytes est négligeable. Seul les sédiments en fond de lit pourraient avoir un faible impact sur les flux d'azote, mais qui reste encore assez difficile à définir, les mesures étant difficiles à mettre en oeuvre car dépendant grandement des flux d'eau à l'interface entre les sédiments et la rivière, qu'il ne faut pas perturber pendant un échantillonnage et les évolution en fonction des conditions hydrauliques restent à déterminer.

compartiment	quantité produite	% Orge	mesure
macrophytes	- 240 kgN/an	0,2 %	in-situ
sédiment fond de lit	- 7 000 kN/an	6 %	(Moneron, 1999)
4 banquettes (68 ml)	+ 1,57 kgN/an	0,001%	modélisation
banquette 6 km	+ 248 kgN/an	0,22%	modélisation
biofilm	- 58,87 kgN/an	0,05%	(Eriksson and Weisner, 1996)
Orge	**111 460 kgN/an**		in-situ

TABLE 7.32 – Production d'azote dans les différents compartiments de l'Orge sur les 6 km de tronçon étudié

7.7 Conclusion : impact des effacements sur les flux biogéochimiques dans la rivière

Apparues au sein du lit de l'Orge suite aux effacements des clapets, les banquettes de sédiments sont des compartiments bien particuliers. Un système de prélèvement de l'eau interstitielle a été developpé pour réaliser des prélèvements réguliers dans la banquette. Le défaut de cette méthode est de ne pas réaliser les prélèvements dans des conditions anoxiques, ce qui peut provoquer des précipitations (par exemple de fer et de phosphore) et rend les données concernant le phosphore assez peu fiables.

Les mesures de porosité et de composition des sédiments montrent que les sédiments des quatre banquettes sont assez similaires. Ces sédiments présentent des teneurs en matière organique qui diminuent avec la profondeur. Les teneurs en éléments mesurés par fluorescence X sont assez bien corrélées aux teneurs en matière organique ou en fer. Il n'y a que le soufre qui ne présente pas de corrélation avec le fer, ce qui suggère une réactivité spécifique qui pourrait être liée à la formation de minéraux soufrés causée par l'anoxie dans les banquettes.

La mesure des niveaux piézomètriques, grâce à l'implantation dans les banquettes de mini-piézomètres perpendiculairement à la rivière, montre que les niveaux d'eau varient d'une quarantaine de centimètres dans les banquettes entre les situations moyennes en été et en hiver. Ces banquettes (exceptée LA) alimentent ou sont alimentées par l'Orge en fonction des débits de la rivière. Il y a donc des échanges d'eau entre les banquettes et la rivière. La banquette LA présente en permanence des pentes piézomètriques vers la rivière, elle est alimentée par le coteau (une source à été observée) et non par la rivière.

La conductivité hydraulique des banquettes est estimée en injectant du sel dans un trou préalablement creusé dans la banquette LA et en mesurant la disparition progressive de ce sel via une mesure de conductivité. Les phénomènes de diffusion pouvant être négligés, nous avons estimé le temps de séjour de l'eau en considérant que la diminution des teneurs en sel est liée à des phénomènes d'advection. La conductivité hydraulique des banquettes estimée est comprise en $1{,}7.10^{-6}$ m/s et $3{,}1.10^{-6}$ m/s.

L'eau interstitielle dans les banquettes présente des concentrations en azote et en phosphore très différentes de celles de l'Orge. Les concentrations en ammonium et en sulfate y sont particulièrement élevées, tandis que les concentrations en nitrate très faibles présentent ponctuellement de fortes valeurs. Une relation linéaire entre les sulfates et le calcium a été mise en évidence dans l'eau des banquettes. Les concentrations maximales en ammonium dans les banquettes semblent progressivement diminuer au cours des deux ans de suivis. Pour tous les éléments considérés, il n'apparait pas clairement de "niveau de production majeur" en fonction de la profondeur de prélèvement dans la banquette. Il y a donc des variations spatiales et temporelles importantes dans les banquettes.

Les banquettes sont le siège de processus intenses. Des essais de laboratoire sur ces sols néoformés à partir des sédiments exondés montrent que leur remise en eau lors d'inondation provoque une forte diminution des concentrations en nitrate et phosphate, accompagnée d'une production d'ammonium. Estimés à partir de batch anoxiques enrichis en nitrate, les taux potentiels de dénitrification sont assez élevés et montrent que les sédiments de banquettes ont la capacité de consommer les nitrates apportés par une crue en moins d'une journée. Cependant, la dénitrification in-situ reste limitée par les apports de nitrate dans les banquettes. Par conséquent, l'impact de la dénitrification dans les banquettes sur les flux annuel de nitrates dans l'Orge reste négligeable.

Les sulfates, présents en grande quantité dans l'eau interstitielle des banquettes, semblent jouer un rôle important mais qui reste à cerner.

Un modèle conceptuel simple des flux d'eau dans ces banquettes, au cours des deux ans de suivi de terrain, montre des échanges entre la rivière et la banquette très variables selon la saison et l'environnement de la banquette (végétalisation plus ou moins rapide, apport d'eau par le coteau ...), mais ces échanges d'eau restent globalement assez faibles

(moins de 1 $m^3.j^{-1}$ par mètre de banquette). De ce fait, les échanges d'azote, de phosphore et de sulfate restent faibles entre la rivière et les banquettes. Ce n'est qu'en faisant l'hypothèse d'une banquette présente sur plusieurs kilomètres de cours d'eau que celle-ci commence à impacter la qualité de la rivière : elle augmenterait les concentrations en ammonium de l'Orge mais n'aiderait pas à dénitrifier le cours d'eau. Les banquettes sont des sources d'azote pour la rivière.

Les banquettes sont donc un milieu complexe avec un fort potentiel mais dont l'impact reste limité par les échanges d'eau assez faibles avec la rivière.

Ce suivis donnent un aperçu des processus complexes se déroulant dans les banquettes et plusieurs points restent à préciser. Tous les prélèvements dans les banquettes sont effectués à une distance donnée de l'Orge. Or, s'il y a des variations verticales des concentrations dans les banquettes, il doit aussi y avoir des variations horizontale des concentrations, variant avec la pente des écoulements. De plus, les écoulements ne se font sans doute pas à la même vitesses sur le haut ou le bas de la banquette (avec une réactivité différente des sédiments suivant leur profondeur). Les impacts des banquettes sur l'eau de l'Orge proposés plus haut ne prennent pas en compte ces évolutions. Ces variations spatiales des concentrations dans les banquettes sont une thématique qui reste à explorer.

L'ensemble de ces observations illustre l'importance que peuvent avoir les échanges entre la rivière et la zone hyporhéique et la nécessité de prendre en compte ces échanges lors d'opérations de restauration de rivière. Ce n'est sans doute pas dans les banquettes que l'on peut avoir de la dénitrification "efficace" pour le cours d'eau. Il y a d'autre systèmes ripariens sur tout le bassin versant de l'Orge (nombreuses zones humides) qui peuvent présenter un impact plus marqué sur les flux d'azote et de phosphore dans la rivière.

Chapitre 8

Conclusion générale

L'Orge est une petite rivière de plaine fortement urbanisée sur sa partie aval. Des aménagements mouliniers anciens ont abouti à la construction d'un nouveau lit, en bordure de vallée, et forcément suffisamment étanche pour que l'eau se maintienne dans ce lit construit de la main de l'homme. Elle bénéficie d'un climat océanique avec une pluviométrie moyenne de 620 mm par an. Son débit moyen annuel est de 2,3 $m^3.s^{-1}$ à la station DRIEE d'Epinay-sur-Orge (bassin versant de 632 km^2) qui se situe après la confluence avec la boëlle Saint Michel. Les trois clapets concernés par les effacements sont localisés sur la partie aval de l'Orge et ont été effacés au printemps 2010. La première année de suivis ne montrant pas d'impact négatif, la préfecture a autorisé la démolition des clapets Vaucluse et Guipereux, qui a eu lieu à la fin du printemps 2012.

L'ensemble des suivis mis en place lors de la thèse montrent les nombreux effets que peuvent avoir les effacements de barrages sur une petite rivière de plaine. La baisse du niveau d'eau et les modifications des écoulements modifient l'hydromorphologie, les flux de sédiments, les caractéristiques physico-chimiques de la rivière mais aussi de la zone hyporhèique, ainsi que les interactions entre ces processus.

Suite aux effacements, les hauteurs d'eau de l'Orge diminuent en amont des anciens ouvrages et retrouvent des variations corrélées avec les débits de la rivière. Le modèle hydraulique montre que la pente de l'eau en amont des anciens clapet passe de moins de 0,20‰ à plus de 0,70‰. La diminution du niveau d'eau de la rivière n'affecte pas les niveaux d'eau de la nappe alluviale, les rives très peu perméables de l'Orge, au moins en rive droite, semblent limiter les échanges entre la rivière et la nappe de la roselière de Vaucluse. Suite aux effacements, les vitesses de l'eau augmentent, avec un renforcement des zones de forts écoulements au centre du lit déjà présentes avant les effacements. Les effacements provoquent une augmentation de la pente de la ligne d'eau et de la vitesse des écoulements (Csiki and Rhoads, 2010).

Le profil de fond de lit de la rivière en amont des anciens clapets n'est pas significativement modifié suite aux effacements. La quantité de matériel dans le lit est faible car c'est une zone argileuse et le lit est artificiel. Une érosion du fond de lit n'est visible que suite aux travaux de dérasement du clapet Vaucluse et la suppression de 20 cm de béton sous la cote du fond de lit. Elle remonte jusqu'à 150-200 m en amont de l'ancien clapet. Il semble que se soit les sédiment puis la couche argileuse qui sont érodés. Les banquettes de sédiments sont les rares zones d'érosion latérale identifiées dans le lit après les effacements, avec une érosion estimée au maximum à 3,65 mm/j la première année suivant les effacements. Cette érosion des banquettes diminue par la suite et reste limitée aux évènements de crue, sans doute grâce à l'implantation de la végétation. A part une érosion regressive du fond de lit dans la retenue couramment observé lors d'effacement (Pearson et al. (2011), Cantelli et al. (2004), Cantelli et al. (2007), Doyle (2003)), la suppression des ouvrages ne modifie donc pas significativement la morphologie de l'Orge, sans doute en raison de l'accumulation de sédiment limitée en amont des anciens ouvrages (Roberts et al., 2007).

Suites aux effacements, le diamètre des grains présents en fond de lit en amont des anciens ouvrages augmente d'un facteur 2 à 3 selon les sites, avec une diminution de la présence des fractions les plus fines. Les sédiments étudiés étant proches de la mise en mouvement pour des débits proches du débit moyen annuel (diagramme de Shields) et le fonctionnement de l'Orge pour les forts débits n'ayant pas évolué suite aux effacements, il semble que ce soit l'ensemble des écoulements de l'Orge qui joue un rôle majeur sur la détermination du diamètre médian des grains présents en fond de lit, et non pas le débit de crue.

Les modèles de transport solide utilisés fournissent des tendances similaires même si les ordres de grandeurs peuvent être différents, confirmant de précédentes observations (Graf and Altinakar, 2000). Le transport solide potentiel augmente dans la rivière. Par exemple à Vaucluse, les vitesses de transport maximales augmentent et passent de moins de 300 m/an à 5000 m/an pour les classes inférieures à 6 mm. Ceci est en accord avec ce qui a pu être observé dans d'autres rivières (Evans et al., 2003). L'Orge resterait tout de même incapable de transporter des sédiments supérieurs à 2 cm, ce qui est appuyé par le piège à sédiment placé sur l'amont du secteur d'étude qui contenait des grains d'au maximum 2 à 3 cm. Il faut bien garder à l'esprit que les apports par l'amont du cours d'eau jouent un rôle non négligeable sur le transport solide en rivière (Buffington and Montgomery, 1999b), ce que nous n'avons pas pu prendre en compte ici, faute d'information, et c'est donc uniquement le transport potentiel que nous décrivons.

Suite aux effacements, la faune de la rivière présente des caractéristiques plus hétérogènes, sans doute liées à l'apparition de nouveaux habitats grâce à l'augmentation des vitesses, à une granulométrie plus grossière en fond de lit et à la réapparition localement de berges en pente douce. Les macrophytes se développent différemment dans la rivière en se répartissant en fonction de leur préférence de vitesse d'écoulement (Arnal and Guittet (2004), Montegut (2003), Mériaux (2000)). Leur recouvrement du lit de l'Orge revient à des valeurs similaires à celles d'avant les effacements au bout de deux ans. Les berges exondées par les effacements sont naturellement colonisées par la végétation avec une diversité végétale accrue par l'implantation de plusieurs espèces typiques de bord de cours d'eau (Cresson, Véronique des ruisseaux...). La recolonisation naturelle des berges est donc possible (Riggsbee et al., 2012) même si la pertinence de l'augmentation du nombre d'espèces de zones humides restent à confirmer dans le temps.

Avec des écoulements plus rapides, il y a plus d'espèces rhéophiles dans la population piscicole, même si la majorité des espèces présentes restent tolérantes à la qualité de l'eau. L'IPR s'améliore et va vers une bonne qualité de l'habitat. Les juvéniles en augmentation sur le secteur et leur présence clairement confirmée après la re-connexion avec la Seine en 2013 montrent clairement l'amélioration de l'habitabilité du cours d'eau. Cependant, le peuplement n'est pas encore stabilisé et d'autres suivis seront nécessaires à l'évaluation finale de l'impact des effacements de clapets sur le secteur d'étude (auquel s'ajoute en 2013 la reconnexion avec la Seine). Ces observations confirment que le rétablissement de la continuité provoque une réelle amélioration de l'habitat pour la population pisciciole et une réapropriation de la rivière (Chapon (2001), Malavoi (2003), Mouton et al. (2007)), même pour un cours d'eau qui demeure très anthropisé.

Les notes IBD et les suivis physico-chimiques montrent que la qulité de l'eau de l'Orge n'a pas évolué depuis les effacements. Pourtant, les notes IBGN s'améliorent. Cette amélioration est un phénomène déjà en cours ces 10 dernières années sur les station de l'Orge,

pour l'IBGN et dans une moindre mesure pour l'IBD. Ces suivis confirment que les effacements n'ont pas d'impact négatif sur cette tendance mais ne semblent pas l'accélérer. Ces résultats confirment que l'impact d'un effacement de seuil n'induit pas une modification majeure des populations benthiques(Stanley and Doyle (2002), Tomsic et al. (2007)). Néanmoins, même s'il ne faut que quelques mois à l'IBGN et l'IBD pour retranscrire une perturbation, comme le substrat est encore en train de s'adapter aux nouvelles conditions dans la rivière, il est envisageable que l'IBGN évolue tout de même dans les années à venir.

La qualité de l'eau sur le tronçon d'étude est localement impactée par un effacement de clapet (turbidité, oxygénation...), mais cela ne dure que quelques jours. La suppression des clapets permet de ne plus stopper, ni "stocker" la pollution à leur amont mais en contrepartie, la pollution va traverser l'intégralité du tronçon aval de la rivière. A plus long terme, la suppression de seuil influence la température de la rivière en amont des anciens seuils. Les températures (mesurées en fond de lit) sont globalement plus élevées après les effacements, principalement en été et à l'étiage, grâce à la hauteur d'eau plus faible et aux écoulements plus rapides. Par contre, les températures hivernales sont moins basses, permettant de limiter le gel de la rivière en cas de grand froid. Il semble donc y avoir une meilleure homogénéisation de la rivière qui fait participer toute la colonne d'eau lors d'échanges thermiques. Si les paramètres physiques (température, turbidité, oxygénation...) de la rivière sont bien impactés à plus ou moins long terme par les effacements de seuils en rivière, nous n'avons pas pu mettre en évidence d'évolution de la chimie de la rivière suite aux effacements. L'eau de la rivière n'est pas significativement impactée par les effacements, excepté dans les jours suivant la suppression (Ahearn and Dahlgren (2005), Velinsky et al. (2006), Riggsbee and Julian (2007)). La taille réduite de la retenue limite l'impact de celle-ci sur les flux biogéochimiques ((Stanley and Doyle, 2002), Fairchild and Velinsky (2006)), l'effacement n'a donc pas provoqué de modification majeure.

Les milieux les plus réactifs du point de vu biogéochimique sont les banquettes de sédiment qui sont apparues suite aux effacements des clapets. Les quatres banquettes étudiées présentent des porosités et des compositions assez similaires. Il est intéressant de noter que seules les teneurs en soufre ne présentent pas de corrélation avec les teneurs en Fe ou matière organique. Ce qui suggère une réactivité spécifique qui pourrait être liée à la formation de minéraux soufrés causé par l'anoxie dans les banquettes.

Après les effacements, les niveaux d'eau varient d'une quarantaine de centimètres dans les banquettes entre les situations moyennes en été et en hiver. Ces banquettes (exceptée LA) alimentent ou sont alimentées par l'Orge en fonction des débits de la rivière. Les échanges d'eau bi-directionnels entre les banquettes et la rivière en font des milieux hyporéhique. La banquette LA présente en permanence des pentes piézomètriques vers la rivière, elle est principalement alimentée par le coteau (une source à été observée) et non par la rivière. La conductivité hydraulique mesurée dans une des banquettes est comprise entre $1{,}7.10^{-6}$ et $3{,}1.10^{-6}$ m/s, ce qui correspond bien à une conductivité de sable fins voir de vases (Datry et al., 2008). Nous avons fait l'hypothèse que la conductivité était du même ordre de grandeur dans les autres banquettes.

L'eau interstitielle dans les banquettes présente des concentrations en ammonium et en sulfate bien plus élevées que dans la rivière, avec des concentrations très faibles en nitrates mais ponctuellement de très fortes valeurs. Il y a donc des variations spatiales et temporelles importantes de la qualité de l'eau dans les banquettes. L'ensemble des

ces mesures est globalement en accord avec la bibliographie avec une zone hyporhéique présentant une accumulation de carbone organique dissous et d'ammonium accompagné de très faibles teneurs en oxygène et nitrate (Datry et al. (2008), Scott et al. (2008), Storey et al. (2004)). Les sulfates sont présents en grande quantité dans l'eau interstitielle des banquettes après leur remise en eau. Les sulfates dans ses banquettes fournissent une quantité d'accepteurs d'électrons tout à fait considérable, bien supérieure à l'oxygène et aux nitrates apportés par l'Orge au cours des périodes d'inondation. Ils pourraient jouer un rôle important dans la formation d'ammonium, mais nous n'avons pas pu le quantifier in-situ. Plusieurs études relèvent le lien entre S et N dans les sédiments mais ce lien reste à cerner (Payne et al. (2009), Burgin and Hamilton (2008), Laverman et al. (2012), Lansdown K. et al. (2012)).

Un modèle conceptuel permet d'estimer les flux d'eau dans les quatre banquettes au cours des deux ans de suivi de terrain. Il montre des échanges entre la rivière et la banquette, très variables selon la saison et l'environnement de la banquette (végétalisation plus ou moins rapide, apport d'eau par le coteau ...). Ces échanges d'eau restent globalement assez faibles (moins de 1 m^3/j par mètre de banquette) par rapport aux flux de l'Orge. De ce fait, les échanges d'azote, de phosphore et de sulfate restent faibles entre la rivière et les banquettes. Ce n'est qu'en faisant l'hypothèse d'une banquette présente sur plusieurs kilomètres de cours d'eau que celle-ci commence à impacter la qualité de la rivière : elle augmenterait les concentrations en ammonium de l'Orge mais n'aiderait pas à dénitrifier le cours d'eau car la dénitrification est rapidement limitée par les apports de nitrates ((Hinkle et al., 2001), (Storey et al., 2004), (Nizzoli et al., 2010)). Les banquettes sont des sources d'azote pour la rivière. Les banquettes sont donc un milieu complexe avec un fort potentiel mais dont l'impact reste limité par les échanges d'eau assez faibles avec la rivière et leur linéaire limité.

L'ensemble de ces observations illustre l'importance que peuvent avoir les échanges entre la rivière et la zone hyporhéique et la nécessité de prendre en compte ces échanges lors d'opérations de restauration de rivière. Ce n'est sans doute pas dans les banquettes que l'on peut avoir de la dénitrification "efficace" pour le cours d'eau. Il y a d'autres systèmes ripariens sur tout le bassin versant de l'Orge (nombreuses zones humides) qui peuvent présenter un impact plus marqué sur les flux d'azote et de phosphore dans la rivière (Sgouridis et al., 2011). L'Orge ayant été fortement chenalisée dans sa partie aval, dont le tronçon d'étude, les échanges avec les berges sont très limités, même après les effacements qui favorisent la fluctuation des niveaux d'eau de la rivière.

Il serait intéressant de poursuivre certains des suivis mis en place sur le secteur de l'Orge étudié, pour confirmer les évolutions de la rivière suite aux effacements, trois ans étant une durée assez courte à l'échelle d'une rivière. Plusieurs suivis pourrait être poursuivis à plus ou moins long terme et certaines méthode mises en place dans la thèse pourraient être appliquées à d'autre sites :

- L'érosion du fond de lit mise en place à Vaucluse suite au démantèlement du barrage est un point critique à surveiller pour éviter tout surcreusement. Cette érosion peut mettre plusieurs années avant de se stabiliser (Pearson et al., 2011). Il est important de préciser l'évolution spatiale et temporelle de ce phénomène.

- Il serait intéressant de refaire des campagnes granulométriques dans quelques années sur les sites étudiés pour confirmer (ou non) la stabilité des sédiments mis en place

en fond de lit et le transport d'une granulométrie plus grossière.

- La morphologie et les sédiments en fond de lit n'ayant pas fini leur stabilisation après les effacements, l'IBGN et l'IBD pourront encore évoluer. Re-faire dans quelques années des suivis de l'IBGN et de l'IBD pourrait donc être utile. De même pour l'IPR qui n'est toujours pas stabilisé 2 ans après la perturbation et la reconexion avec la Seine en 2013 devrait lui permettre d'évoluer encore plus significativement.

- La méthodologie de modélisation développée pour la température pourrait être appliquée aux données d'oxygénation en amont des clapets. Ce modèle pourrait être utilisé sur les données des autres stations qualité du Syndicat de l'Orge, toutes ayant été sous influence d'un effacement de clapet ces dernières années. Cela permettrait de confirmer les évolutions timides observées à la station de Longpont-sur-Orge. Grâce aux stations de mesures du Syndicat, le jeu de données disponible est suffisamment riche pour mettre en valeur l'effet des effacements sur tout le cours d'eau. Plusieurs années de données sont nécessaires pour mettre en évidence des effets significatifs étant donné les effets croisés des effacements de clapets.

- les apports de sédiments par l'amont du cours d'eau et par les affluents reste à préciser. La mise en place de pièges à sédiment permettrait de l'estimer et de valider les effets liés à la restauration. Vu les difficultés rencontrées avec une trappe, la mise en place de piège de type Helley-Smith semblerait plus conseillé.

- Il serait intéressant de mettre en parallèle les indices biologiques et les évolutions morphologiques, bien documentées sur le secteur étudié, à travers le calcul d'indices de micro-habitat ou d'autres méthodes développées en écologie des cours d'eau. Cela permettrait de réellement faire le lien entre l'hydromorphologie et l'habitabilité des cours d'eau dans le cas d'effacement d'ouvrages.

- Nous avons mis en évidence l'apparition de très fortes concentrations d'espèces réactives (NO_3, SO_4) lors d'épisodes particuliers (inondation des banquettes, périodes sans mouvement d'eau latéraux), ce qui suggère une forte intensité de nombreuses réactions biogéochimiques. Cependant, il demeure difficile d'évaluer précisément l'intensité de ces dernières. Il serait nécessaire de pouvoir évaluer en détail les mouvements horizontaux et verticaux de l'eau interstitielle au sein des banquettes pour tracer les eaux et être capable de suivre l'évolution d'une petite masse d'eau donnée, et pour pouvoir évaluer le potentiel de mise en contact d'eaux de caractéristiques différentes et du substrat solide. Ceci supposerait avant tout une suivi périodique plus raffiné, y compris dans les berges au voisinage des banquettes et probablement des fréquences de mesure plus serrées.

Les banquettes de sédiments sont des zones potentiellement très actives et leurs échanges avec la rivière pourrait avoir un impact non négligeable sur la qualité de l'eau suivant leur importance dans le cours d'eau. Les sédiments de l'ancienne retenue de barrage et la zone hyporhéique sont donc des compartiments à suivre plus en détail lors d'opérations de restauration pour adapter au mieux leurs capacités aux besoins d'atteinte du bon état écologique des cours d'eau.

Depuis 2010 et ces premiers effacements, d'autres effacements d'ouvrages ont été menés à bien par le Syndicat de l'Orge, projets auquels j'ai pu participer dans le cadre de ma

thèse Cifre. J'ai aussi pu entièrement suivre un projet de réhabilitation de cours d'eau : la réouverture du Blutin (300 m précédemment busé) pour lequel j'ai mis en place et mené les suivis de l'hydromorphologie, la végétation et l'hydrobiologie (IBGN, IBD). Ce type de restauration perturbe autant un écosystème que l'effacement d'ouvrage hydraulique et il y a les mêmes lacunes dans les procédures de restauration et les suivis des capacités d'assimilation de l'écosystème. Ces opérations de restauration et leurs suivis en sont encore à leur début. Il serait nécessaire de mettre en commun les méthodes de suivis pour permettre une évaluation plus précise et comparable des méthodes de restauration utilisées. Un enjeu majeur de la restauration pour l'avenir est donc la mise en place de procédures communes.

Bibliographie

Adam P, Malavoi J (2007) Manuel de restauration hydromorphologique des cours d'eau Technical report, Agence de l'Eau Seine Normandie, 64 p.

Admiraal W, Botermans YJH (1989) Comparison of nitrification rates in three branches of the lower river Rhine. *Biogeochemistry* 8 :135–151.

AESN (2007) Manuel de restauration hydromorphologique des cours d'eau _ Guide de terrain Technical report, Agence de l'eau Seine Normandie, 104 p.

Afzalimehr H, Anctil F (2001) Vitesse de frottement associée à un écoulement non uniforme et une rugosité relative intermédiaire. *Journal of Hydraulic Research* 39 :181–186.

Afzalimehr H, Rennie CD (2009) Determination of bed shear stress in gravel-bed rivers using boundary-layer parameters. *Hydrological Sciences Journal* 54 :147–159.

Ahearn, Dahlgren (2005) Sediment and nutrient dynamics following a low-head dam removal at Murphy Creek, California. *Limnology and Oceanography* 50 :1752–1762.

Allan J, Castillo M (2007) *Stream Ecology, Structure and function of running waters* Springer, 436 p., 2nd edition.

Amat J, Dorize L, Le Coeur C (2008) *Eléments de géographie physique* Bréal, 436 p., 2eme edition.

Anonymous (2012) Effacement d'ouvrages de régulation hydraulique sur la rivière Orge (Vaucluse, Souchard, Guipereux) Technical report, Fédération de pêche de l'Essonne, 28 p.

Appelo C, Van Loon L, Wersin P (2010) Multicomponent diffusion of a suite of tracers (HTO, Cl, Br, I, Na, Sr, Cs) in a single sample of Opalinus Clay. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 74 :1201–1219.

Arnal G, Guittet J (2004) *Atlas de la flore sauvage du département de l'Essonne* Parthenope Collection, 608 p.

Assani Aa, Lajoie F, Laliberté C (2007) Impacts des barrages sur les caractéristiques des débits moyens annuels en fonction du mode de gestion et de la taille des bassins versants au Québec. *Revue des Sciences de l'Eau* 20 :127–146.

Babinski Z (2005) The relationship between suspended and bed load transport in river channels In Walling DE, Horowitz A, editors, *Sediment Budgets 1*, Vol. 291, pp. 182–188. IAHS Publication.

Bagherimiyab F, Lemmin U (2013) Shear velocity estimates in rough-bed open-channel flow. *Earth Surface Processes and Landforms* 38 :1714–1724.

Baldwin D (1996) Effects of exposure to air and subsequent drying on the phosphate sorption characteristics of sediments from a eutrophic reservoir. *Limnology and Oceanography* 41 :1725–1732.

Baldwin D, Mitchell A (2000) The effects of drying and re-flooding on the sediment and soil nutrient dynamics of lowland river-floodplain systems : a synthesis. *Regulated Rivers : Research and Management* 16 :457–467.

Ballantine D, Walling D (2006) Phosphorus storage in fine channel bed sediments. *Water, Air, and Soil Pollution* 6 :371–380.

Bastviken SK, Eriksson PG, Ekström A, Tonderski K (2007) Seasonal Denitrification Potential in Wetland Sediments with Organic Matter from Different Plant Species. *Water, Air, and Soil Pollution* 183 :25–35.

Bates BC, Campbell EP (2001) A Markov chain Monte Carlo scheme for parameter estimation and inference in conceptual rainfall-runoff modeling. *Water Resources Research* 37 :937–947.

Baxter CV, Hauer FR (2000) Geomorphology, hyporheic exchange, and selection of spawning habitat by bull trout (Salvelinus confluentus). *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 57 :1470–1481.

Ben-Yaakov S (1972) Diffusion of sea water ions : I. Diffusion of sea water into a dilute solution. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 36 :1395–1406.

Bennet SJ, Simon A, Castro JM, Atkinson JF, Bronner CE, Blersch SS, Rabideau AJ (2011) The Evolving Science of Stream Restoration In Simon A, Bennett SJ, Castro JM, editors, *Stream Restoration in Dynamics Fluvial Systems, Scientific Approaches, Analyses, and Tools*, pp. 1–8. American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series.

Berteaud P (2005) Circulaire DCE 2005/12 n.14 du 28 juillet 2005 relative à la définition du « bon état » et à la constitution des référentiels pour les eaux douces de surface (cours d'eau, plans d'eau), 21 p.

Billen G, Callens J, Beaudoin N, Viennot P, Schott C (2012) Caractérisation des pressions agricoles et modélisation de leurs effets en matière de contamination azotée de l'hydrosystème à l'échelle du territoire Seine Normandie Technical report, PIREN-Seine, 30 p.

Billen G, Garnier J, Lassaletta L (2013) The nitrogen cascade from agricultural soils to the sea : modelling nitrogen transfers at regional watershed and global scales. *Philosophical Transactions of the Royal Society* 368 :13 p.

Billet P (2012) La protection juridique des corridors écologiques fluviaux : des intérêts halieutiques à la " trame bleue " In *IS.RIVER2012*, pp. 1–3.

Biron PM, Lane SN, Roy AG, Bradbrook KF, Richards KS (1998) Sensitivity of bed shear stress estimated from vertical velocity profiles : the problem of sampling resolution. *Earth Surface Processes and Landforms* 23 :133–139.

Blaschke AP, Steiner KH, Schmalfuss R, Gutknecht D, Sengschmitt D (2003) Clogging Processes in Hyporheic Interstices of an Impounded River, the Danube at Vienna, Austria. *Internal Review of hydrobiology* 88 :397–413.

Bosch N (2008) The influence of impoundments on riverine nutrient transport : An evaluation using the Soil and Water Assessment Tool. *Journal of Hydrology* 355 :131–147.

Bouchy J (1995) Ecologie des oligochetes dulcaquicoles et impact de la turbation des limnodrilles sur les sédiment Ph.D. diss., Paris 12 _ Val de Marnes, 300 p.

Boudreau B (1996) The diffusive tortuosity of fine-grained unlithified sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60 :3139–3142.

Boulton AJ, Findlay S, Marmonier P, Stanley EH, Valett HM (1998) the Functional Significance of the Hyporheic Zone in Streams and Rivers. *Annual Review of Ecology and Systematics* 29 :59–81.

Bournérias M, Arnal G, Bock C (2001) *Guide des groupements végétaux de la région parisienne* Belin, 639 edition.

Bowman MB (2002) Legal Perspectives on Dam Removal. *BioScience* 52 :739–747.

Braatz DA, Tucker RL (2005) A new series of sediment collectors for developing bed load sediment budgets and restoring streams In Walling D, Horowitz A, editors, *Sediment Budgets 1*, Vol. 1, pp. 222–226. IAHS Publication.

Bravard J, Petit F (2010) Geomorphology In Likens G, editor, *River Ecosystem Ecology, encyclopedia of inland waters*, pp. 44–52. Academic Press, elsevier edition.

Brigand F, Lefrançois J, Grimaldi C, Novince E, Gilliet N, Gascuel Odoux C (2004) Mesure des flux et échantillonnage des matières en suspension sur de petits cours d'eau. *Ingeniries* 40 :21–35.

Brunke M, Gonser T (1997) The ecological significance of exchange processes between rivers and groundwater. *Freshwater Biology* 37 :1–33.

Buffington JM (1999) The Legend of A.F. Shields. *Journal of Hydraulic Engineering* 125 :376–387.

Buffington JM, Montgomery DR (1999a) Effects of hydraulic roughness on surface textures of gravel-bed rivers. *Water Resources Research* 35 :3507–3521.

Buffington JM, Montgomery DR (1999b) Effects of sediment supply on surface textures of gravel-bed rivers. *Water Resources Research* 35 :3523–3530.

Bukaveckas P (2010) Hydrology : river In Likens G, editor, *River Ecosystem Ecology, encyclopedia of inland waters*, pp. 32–43. Academic Press, elsevier edition.

Bunte K, Abt S (2003) Sampler size and sampling time affect bed load transport rates and particle sizes measured with bed load traps in gravel-bed streams In Bogen J, Fergus T, Walling D, editors, *Erosion and Sediment Transport Measurement in Rivers : Technological and Methodological Advances*, number June 2002, pp. 126–133. IAHS Publication.

Burgin AJ, Hamilton SK (2008) NO3 Driven SO4 Production in Freshwater Ecosystems : Implications for N and S Cycling. *Ecosystems* 11 :908–922.

Bustillo V, Moatar F, Ducharne A, Thiéry D, Poirel A (2013) A multimodel comparison for assessing water temperatures under changing climate conditions via the equilibrium temperature concept : case study of the Middle Loire River, France. *Hydrological Processes* 28 :1507–1524.

Campbell EP, Fox DR, Bates BC (1999) A Bayesian approach to parameter estimation and pooling in nonlinear flood event models. *Water Resources Research* 35 :211–220.

Cantelli A, Wong M, Parker G, Paola C (2007) Numerical model linking bed and bank evolution of incisional channel created by dam removal. *Water Resources Research* 43 :16.

Cantelli A, Paola C, Parker G (2004) Experiments on upstream-migrating erosional narrowing and widening of an incisional channel caused by dam removal. *Water Resources Research* 40 :12.

Carré C, Derroubaix JF, Deutsch Jc, Haghe Jp, Gouvello BD, Belaïdi N, Charrier A (2010) Une monographie de l ' Orge, vers l'âge de la maîtrise écologique ? Technical report, Programme PIREN-Seine, 74 p.

Chai C, Yu Z, Shen Z, Song X, Cao X, Yao Y (2009) Nutrient characteristics in the Yangtze River Estuary and the adjacent East China Sea before and after impoundment of the Three Gorges Dam. *Science of the Total Environment* 407 :4687–4695.

Chapon PM (2001) Effacement du barrage de Maisons-Rouges ; État de la recolonisation du bassin de la Vienne par les poissons migrateurs. *Courrier de l'environnement de l'INRA* 42 :76–78.

Cheng F, Granata T (2007) Sediment transport and channel adjustments associated with dam removal : Field observations. *Water Resources Research* 43 :14 p.

Chevalier G, Huger F (2011) Evaluation de l'incidence de l'abaissement d'ouvrages de régulation hydraulique sur la rivière Orge : volet piscicole Technical report, ONEMA, 38 p.

Chib S, Greenberg E (1995) Understanding the Metropolis-Hastings Algorithm. *The American Statistician* 49 :327–335.

Cole J (1996) Nitrate reduction to ammonia by enteric bacteria : redundancy, or a strategy for survival during oxygen starvation ? *FEMS Microbiology Letters* 136 :1–11.

Csiki S, Rhoads B (2010) Hydraulic and geomorphological effects of run-of-river dams. *Progress in Physical Geography* 34 :755–780.

Cui Y, Braudrick C, Dietrich WE, Cluer B, Parker G (2006) Dam Removal Express Assessment Models (DREAM). Part 2 : Sample runs / sensitivity tests. *Journal of Hydraulic Research* 0 :1–16.

Curie F, Ducharne A (2008) Denitrification in a hyporheic riparian zone controlled by river regulation in the Seine river basin (France). *Hydrological Processes* 23 :655–664.

Da Paz A, Villanueva A, Camano Schettini E (2005) The influence of spatial vegetation on Taim Wetlands hydrodynamics In Heathwaite L, Webb B, Rosenberry D, Weaver D, Hayash M, editors, *Dynamics and Biogeochemistry of river corridors and wetlands*, p. 192. IAHS Publication.

Dade W, Renshaw C, Magilligan F (2011) Sediment transport constraints on river response to regulation. *Geomorphology* 126 :245–251.

Dahm C, Valett H, Baxter C, Woessner W (2006) Hyporheic zones In Hauer F, Lamberti G, editors, *Methods in stream ecology*, chapter 6, p. 877. Elsevier edition.

Datry T, Marmonier P, Lafont M (2008) La zone hyporhéique, une composante à ne pas négliger dans l'état des lieux et la restauration des cours d'eau. *Ingeniries* 54 :3–18.

Dauphiné A, Provitolo D (2007) La résilience : un concept pour la gestion des risques. *Annales de géographie* 654 :115–125.

Davies-Colley R, Payne GW, Elswijk MV (2000) Microclimate gradients across a forest edge. *New Zealand Journal of Ecology* 24 :111–121.

Deforet T, Marmonier P, Rieffel D, Crini N (2009) Do parafluvial zones have an impact in regulating river pollution ? Spatial and temporal dynamics of nutrients, carbon, and bacteria in a large gravel bar of the Doubs. *Hydrobiologia* 623 :235–250.

Degoutte G (2012) *Diagnostic, aménagement et gestion des rivières* Paris, 542 p., tec & doc edition.

Desmet N, Van Belleghem S, Seuntjens P, Bouma T, Buis K, Meire P (2011) Quantification of the impact of macrophytes on oxygen dynamics and nitrogen retention in a vegetated lowland river. *Physics and Chemistry of the Earth* 36 :479–489.

Dowd M (2006) A sequential Monte Carlo approach for marine ecological prediction. *Environmetrics* 17 :435–455.

Dowd M (2007) Bayesian statistical data assimilation for ecosystem models using Markov Chain Monte Carlo. *Journal of Marine Systems* 68 :439–456.

Doyle MW (2003) Channel adjustements following two dam removals in Wisconsin. *Water Resources Research* 39 :15 p.

Doyle MW, Stanley EH, Orr CH, Selle AR, Sethi Sa, Harbor JM (2005) Stream ecosystem response to small dam removal : Lessons from the Heartland. *Geomorphology* 71 :227–244.

Ducharne A (2008) Importance of stream temperature to climate change impact on water quality. *Hydrology and Earth System Sciences* 12 :797–810.

Duff JH, Triska FJ (1990) Denitrifications in Sediments from the Hyporheic Zone Adjacent to a Small Forested Stream. *Journal canadien des sciences halieutiques et aquatiques* 47 :1140–1147.

Edeline F (2001) *Le pouvoir autoépurateur des rivières* 240 p., tec & doc edition.

Engeland Kr, Xu CY, Gottschalk L (2005) Assessing uncertainties in a conceptual water balance model using Bayesian methodology. *Hydrological Sciences Journal* 50 :45–63.

Ergenzinger P, De Jong C (2003) Perspectives on bed load measurement In Bogen J, Fergus T, Walling D, editors, *Erosion and Sediment Transport Measurement in Rivers : Technological and Methodological Advances*, number June 2002, pp. 113–125. IAHS Publication.

Eriksson PG, Weisner SEB (1996) Nitrogen Removal in a Wastewater Reservoir : The Importance of Denitrification by Epiphytic Biofilms on Submersed Vegetation. *Journal of environmental quality* 26 :905–910.

Evans D, Johnes P, Lawrence D (2003) Suspended and bed load sediment transport dynamics in two lowland UK streams — storm integrated monitoring In Bogen J, Fergus T, Walling D, editors, *Erosion and Sediment Transport Measurement in Rivers : Technological and Methodological Advances*, number June 2002, pp. 103–110. IAHS Publication.

Fairchild GW, Velinsky DJ (2006) Effects of Small Ponds on Stream Water Chemistry. *Lake and Reservoir Management* 22 :321–330.

Féray C (2003) Dynamique des communautés nitrifiantes en sédiment : un modèle pour l'étude des perturbations en milieu aquatique In *Qualité et gestion des sédiments d'eau douce*, chapter 3, p. 332. Cemagref éditions.

Fiechter J, Herbei R, Leeds W, Brown J, Milliff R, Wikle CK, Moore A, Powell T (2013) A Bayesian parameter estimation method applied to a marine ecosystem model for the coastal Gulf of Alaska. *Ecological Modelling* 258 :122–133.

Fisher S, Likens G (1972) Stream ecosystem : organic energy budget. *BioScience* 22 :33–35.

Fisher S, Sponseller R (2010) Stream and rivers as ecosystems In Likens G, editor, *River Ecosystem Ecology, encyclopedia of inland waters*, pp. 81–88. Elsevier Academic Press.

Fluvial.IS (2009) Acquisition de données hydromorphologiques sur la rivière Orge en Essonne Technical report, DRIEE, 40 p.

Forget G, Bernez I (2009) Suivi de l'émergence des pousses de ligneux en vue d'une restauration passive des rives du ruisseau de la Vallée-Aux-Berges (Basse Normandie). *Ingeniries* numéro spé :31–39.

Frysou O (2009) Estimation de la ligne d'eau en période de moyennes et basses eaux apres abaissement des clapets de l'Orge entre la N104 et le Breuil Technical report, Syndicat mIxte de la Vallée de l'Orge Aval, 22 p.

Gaiser E (2009) Periphyton as an indicator of restoration in the Florida Everglades. *Ecological Indicators* 9 :S37–S45.

Gehlhausen SM, Schwartz MW, Augspurger CK, Biology P, Hall M, Ave SG (2000) Vegetation and microclimatic edge effects in two mixed-mesophytic forest fragments. *Plant Ecology* 147 :21–35.

Geist DR (2000) Hyporheic discharge of river water into fall chinook salmon spawning areas in the Hanford Reach, Columbia River. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 57 :1647–1656.

Gelman A, Roberts GO, Gilks WR (1996) Efficient Metropolis jumping rules In Bernardo J, Berger J, Dawid A, Smith F, editors, *Bayesian Statistics*, pp. 599–607. Oxford uni edition.

Gerloff G, Krombholz P (1966) Tissue Analysis as a Measure of Nutrient Availability for the Growth of Angiosperm Aquatic Plants. *Limnology and Oceanography* 11 :529–537.

Gillenwater D, Granata T, Zika U (2006) GIS-based modeling of spawning habitat suitability for walleye in the Sandusky River, Ohio, and implications for dam removal and river restoration. *Ecological Engineering* 28 :311–323.

Gomez B, Church M (1989) An assessment of bed load sediment transport formulae for gravel bed rivers. *Water Resources Research* 25 :1161–1186.

Gore J, Petts G (1986) *Alternatives in regulated river management* CRC Press, 344 p.

Graf W, Altinakar M (2000) *Hydraulique fluviale ; Ecoulement et phénomènes de transport dans les canaux à géométrie simple* Presses polytechniques et universitaires romandes, 627 p., deuxième edition.

Harmon R, Challenor P (1997) A Markov chain Monte Carlo method for estimation and assimilation into models. *Ecological Modelling* 101 :41–59.

Haury J (1985) Etude écologique des macrophytes sur Scorff (Bretagne-Sud) Ph.D. diss., Université de Rennes 1, 196 p.

Haury J, Daniel H, Adam B (2002) Impacts des piscicultures sur les peuplements macrophytiques en rivières à Salmonidés. *Dossier de l'environnement de l'INRA* 26 :88–101.

Hesslein RH (1976) An in situ sampler for close interval pore water studies. *Limnology and Oceanography* 21 :912–914.

Hester E, Gooseff M (2010) Moving beyond the banks : hyporheic restoration is fundamental to restoring ecological services and functions of streams. *Environmental Science & Technology* 44 :1521–1525.

Hill AR, Labadia CF, Sanmugadas K (1998) Hyporheic zone hydrology and nitrogen dynamics in relation to the streambed topography of a N-rich stream. *Biogeochemistry* 42 :285–310.

Hinkle SR, Duff JH, Triska FJ, Laenen A, Gates EB, Bencala KE, Wentz DA, Silva SR (2001) Linking hyporheic flow and nitrogen cycling near the Willamette River, a large river in Oregon , USA. *Journal of Hydrology* 244 :157–180.

Hubbart J, Jones J (2010) Floods In Likens G, editor, *Ecosystem Ecology, encyclopedia of inland waters.* Elsevier Academic Press, 411 p.

Humborg C, Smedberg E, Medina MR, Mörth CM (2008) Changes in dissolved silicate loads to the Baltic Sea — The effects of lakes and reservoirs. *Journal of Marine Systems* 73 :223–235.

Jang S, Gopaluni R (2011) Parameter estimation in nonlinear chemical and biological processes with unmeasured variables from small data sets. *Chemical Engineering Science* 66 :2774–2787.

Jarvie H, Jürgens M, Williams R (2005) Role of river bed sediments as sources and sinks of phosphorus across two major eutrophic UK river basins : the Hampshire Avon and Herefordshire Wye. *Journal of Hydrology* 304 :51–74.

Jenkins MC, Kemp WM (1984) The coupling of nitrification and denitrification in two estuarine sediments. *Limnology and Oceanography* 29 :609–619.

Jonsson K, Wörman A (2005) Influence of hyporheic exchange on solute transport in highly hydropower regulated river In Czernuszenko W, Rowinski P, editors, *Water Quality hazards and Dispersion of Pollutants*, chapter 10. Springer, 31 p.

Kanso A (2004) Evaluation des Modèles de Calcul des Flux Polluants des Rejets Urbains par Temps de Pluie. Apport de l'Approche Bayésienne Ph.D. diss., Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, 245 p.

Kareiva P, Marvier M, McClure M (2000) Recovery and Management Options for Spring/Summer Chinook Salmon in the Columbia River Basin. *Science* 290 :977–979.

Kass RE, Carlin BP, Gelman A, Neal RM (1998) Markov Chain Monte Carlo in Practice : A Roundtable Discussion. *The American Statistician* 52 :93–100.

Kaushal SS, Groffman PM, Mayer PM, Striz E, Arthur J (2008) Effects of Stream Restoration on Denitrification. *Ecological Application* 18 :789–804.

Kennedy CD, Genereux DP, Corbett DR, Mitasova H (2009) Spatial and temporal dynamics of coupled groundwater and nitrogen fluxes through a streambed in an agricultural watershed. *Water Resources Research* 45 :18 p.

Kern J, Darwich A, Furch K, Junk W (1996) Seasonal Denitrification in Flooded and Exposed Sediments from the Amazon Floodplain at Lago Camaleao. *Microbial Ecology* 32 :47–57.

Kerr JG, Burford M, Olley J, Udy J (2011) Nitrogen and Phosphorus Storage in Contrasting Reaches of a Sub-tropical River System. *Water, Air, and Soil Pollution* 217 :523–534.

Kestin J, Sokolov M, Wakeham WA (1978) Viscosity of liquid water in the range minus 8 degrees to 150 degrees. *Journal of Physical and Chemical Reference Data* 7 :941–948.

Kibler KM, Tullos DD (2013) Cumulative biophysical impact of small and large hydropower development in Nu River, China. *Water Resources Research* 49 :3104–3118.

Köhler J, Hachol, J, Hilt S (2010) Regulation of submersed macrophyte biomass in a temperate lowland river : Interactions between shading by bank vegetation, epiphyton and water turbidity. *Aquatic Botany* 92 :129–136.

Kondolf G (1997) Hungry Water : Effects of Dams and Gravel Mining on River Channels. *Environmental management* 21 :533–51.

Kondolf G (2011) Setting Goals in River Restoration : When and Where Can the River « Heal Itself » ? In Andrew S, Sean JB, Castro JM, editors, *Stream Restoration in Dynamics Fluvial Systems, Scientific Approaches, Analyses, and Tools*, pp. 29–43. American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series.

Kuby MJ, Fagan WF, ReVelle CS, Graf WL (2005) A multiobjective optimization model for dam removal : an example trading off salmon passage with hydropower and water storage in the Willamette basin. *Advances in Water Resources* 28 :845–855.

Kunz M, Anselmetti F, Wüest A (2011) Sediment accumulation and carbon, nitrogen, and phosphorus deposition in the large tropical reservoir Lake Kariba (Zambia/Zimbabwe). *Journal of Geophysical Research* 116 :13 p.

Lansdown K. MT, Heppell CM, Sgouridis F, Ullah S, Heathwaite aL, Binley A, Zhang H (2012) Characterization of the key pathways of dissimilatory nitrate reduction and their response to complex organic substrates in hyporheic sediments. *Limnology and Oceanography* 57 :387–400.

Lapworth D, Gooddy D, Jarvie H (2011) Understanding phosphorus mobility and bioavailability in the hyporheic zone of a chalk stream. *Water, Air, and Soil Pollution* 218 :213–226.

Laronne J, Alexandrov Y, Bergman N, Cohen H, Garcia C, Habersack H, Powell D, Reid I (2003) The continuous monitoring of bed load flux in various fluvial environments In Bogen J, Fergus T, Walling D, editors, *Erosion and Sediment Transport Measurement in Rivers : Technological and Methodological Advances*, number June 2002, pp. 134–145. IAHS Publication.

Laursen AE, Seitzinger SP (2004) Diurnal patterns of denitrification, oxygen consumption and nitrous oxide production in rivers measured at the whole-reach scale. *Freshwater Biology* 49 :1448–1458.

Laverman AM, Pallud C, Abell J, Cappellen PV (2012) Comparative survey of potential nitrate and sulfate reduction rates in aquatic sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 77 :474–488.

Lawrence DM, Thornton PE, Oleson KW, Bonan GB (2007) The Partitioning of Evapotranspiration into Transpiration, Soil Evaporation, and Canopy Evaporation in a GCM : Impacts on Land–Atmosphere Interaction. *Journal of Hydrometeorology* 8 :862–880.

Le Corre E (2009) Effacement d'ouvrages hydrauliques sur l'Orge, réalisation d'un état zéro Technical report, Universitée de Rouen et Syndicat de l'Orge, 43 p.

Le Corre E (2010) Caractérisation de la recolonisation du lit mineur et des berges après effacement de 3 clapets, paramètres associés Technical report, Universitée Paul Verlain et Syndicat de l'Orge, 128 p.

Le Hir P (2008) *Aide Mémoire de dynamique sédimentaire* IFREMER, 74 p., 7ème edition.

Lebreton J (1974) *Dynamique fluviale* Paris, 209 p., eyrolles edition.

Lerman AL, Weiler R (1970) Diffusion and accumulation of chloride and sodium in Lake Ontario sediment. *Earth and Planetary Science Letters* 10 :150–156.

Lessard JL, Hayes DB (2003) Effects of elevated water temperature on fish and macroinvertebrate communities below small dams. *River Research and Applications* 19 :721–732.

Lewandowski J, Nützmann G (2010) Nutrient retention and release in a floodplain's aquifer and in the hyporheic zone of a lowland river. *Ecological Engineering* 36 :1156–1166.

Li M, Yang D, Chen J, Hubbard SS (2012) Calibration of a distributed flood forecasting model with input uncertainty using a Bayesian framework. *Water Resources Research* 48 :20.

Li YH, Gregory S (1974) Diffusion of ions in sea water and in deep-sea sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38 :703–714.

Likens G (2010a) Introduction to River Ecosystems In Likens G, editor, *River Ecosystem Ecology, encyclopedia of inland waters*. 411 p.„ elsevier edition.

Likens GE, editor (2010b) *River Ecosystem Ecology , encyclopedia of inland waters* 411 p.„ academic p edition.

Liu X, Cardiff Ma, Kitanidis PK (2010) Parameter estimation in nonlinear environmental problems. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment* 24 :1003–1022.

MacVicar BJ, Rennie CD (2012) Flow and turbulence redistribution in a straight artificial pool. *Water Resources Research* 48 :n/a–n/a.

Maerki M, Wehrli B, Dinkel C, Müller B (2004) The influence of tortuosity on molecular diffusion in freshwater sediments of high porosity. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68 :1519–1528.

Malavoi J (2003) Stratégie d'intervention de l'Agence de l'Eau sur les seuils en rivière Technical report, Agence de l'Eau Loire Bretagne et AREA Eau-Environnement, 134 p.

Malavoi J, Salgues D (2011) Arasement et dérasement de seuils _ Aide à la définition de Cahier des Charges pour les études de faisabilité Compartiments hydromorphologie et hydroécologie Technical report, ONEMA Cemagref, 83 p.

Marshall L, Nott D, Sharma A (2004) A comparative study of Markov chain Monte Carlo methods for conceptual rainfall-runoff modeling. *Water Resources Research* 40 :11 p.

McCormick PV, Shuford RB, Chimney MJ (2006) Periphyton as a potential phosphorus sink in the Everglades Nutrient Removal Project. *Ecological Engineering* 27 :279–289.

Mériaux J (2000) *Guide pratique de détermination des plantes aquatiques à l'état végétatif du bassin Artois Picardie* Agence de l'eau Artois Picardie, 92 p.

Meybeck M (1982) Carbon, Nitrogen, and Phosphorus Transport by World Rivers. *American Journal of Science* 4 :401–450.

Mitsch W, Gosselink J (2007) *Wetlands* Wiley, 582 p., fourth edition.

Mitsch W, Jorgensen S (2003) *Ecological engineering and ecosystem restoration* Wiley, 411 p.

Mohseni O, Stefan H (1999) Stream temperature/air temperature relationship : a physical interpretation. *Journal of Hydrology* 218 :128–141.

Moneron C (1999) Processus biogeochimiques et transfert de nutriments a l'interface eau-milieu riverain. Apllication au cours amont de l'essonne Ph.D. diss., Ecole Nationale de Pont et Chaussées.

Montegut J (2003) *Le milieu aquatique Tome 1 : Milieu aquatique et flore* ACTA, 60 p.

Morita K, Yokota A (2002) Population viability of stream-resident salmonids after habitat fragmentation : a case study with white-spotted charr (Salvelinus leucomaenis) by an individual based model. *Ecological Modelling* 155 :85–94.

Morley N, Baggs E (2010) Carbon and oxygen controls on N2O and N2 production during nitrate reduction. *Soil Biology and Biochemistry* 42 :1864–1871.

Mouton AM, Schneider M, Depestele J, Goethals PL, De Pauw N (2007) Fish habitat modelling as a tool for river management. *Ecological Engineering* 29 :305–315.

Neal C, Jarvie H, Love A, Neal RM (2008) Water quality along a river continuum subject to point and diffuse sources. *Journal of Hydrology* 350 :154–165.

Nizzoli D, Carraro E, Nigro V, Viaroli P (2010) Effect of organic enrichment and thermal regime on denitrification and dissimilatory nitrate reduction to ammonium (DNRA) in hypolimnetic sediments of two lowland lakes. *Water Research* 44 :2715–2724.

Odum E, Barrett G (1953) *Fundamentals of Ecology* Saunders, W.B., 384 p., 5ème edition.

Olden JD, Naiman RJ (2010) Incorporating thermal regimes into environmental flows assessments : modifying dam operations to restore freshwater ecosystem integrity. *Freshwater Biology* 55 :86–107.

ONEMA (2010) La restauration des cours d'eau : retour d'espériences sur l'hydromorphologie.

Ostroumov S (1998) Biological filtering and ecological machinery for self-purification and bioremediation in aquatic ecosystems : towards a holistic view. *Rivista di Biologia* 91 :221–232.

Ovidio M, Capra H, Philippart JC (2007) Field protocol for assessing small obstacles to migration of brown trout Salmo trutta, and European grayling Thymallus thymallus : a contribution to the management of free movement in rivers. *Fisheries Management and Ecology* 14 :41–50.

Paphitis D (2001) Sediment movement under unidirectional flows : an assessment of empirical threshold curves. *Coastal Engineering* 43 :227–245.

Parlement Européen, Conseil de l'union Européenne (2000) Directive 2000/60/CE du parlement européen et du conseuil du 23 octobre 2000. *Journal officiel des Communautés européennes* p. 72.

Payne E, Burgin A, Hamilton S (2009) Sediment nitrate manipulation using porewater equilibrators reveals potential for N and S coupling in freshwaters. *Aquatic Microbial Ecology* 54 :233–241.

Pearson A, Snyder N, Collins M (2011) Rates and processes of channel response to dam removal with a sand-filed impoundment. *Water Resources Research* 47.

Petit F, Hallot E, Houbrechts G, Mols J (2005) Evaluation des puissances spécifiques de rivières de moyenne et de haute Belgique. *Bulletin de la Société géographique de Liège* 46 :37–50.

Pietro KC, Chimney MJ, Steinman AD (2006) Phosphorus removal by the Ceratophyllum/periphyton complex in a south Florida (USA) freshwater marsh. *Ecological Engineering* 27 :290–300.

Pinay G, Ruffinoni C, Fabre A (1995) Nitrogen cycling in two riparian forest soils under different geomorphic conditions. *Biogeochemistry* 30 :9–29.

Pinay G, Trémolières M (2000) *La rétention et l'élimination de l'azote. Fonctions et valeurs des zones humides* Dunod edition.

Priestley CHB, Taylor RJ (1972) On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation Using Large-Scale Parameters. *Monthly Weather Review* 100 :81–92.

Qian SS, Stow Ca, Borsuk ME (2003) On Monte Carlo methods for Bayesian inference. *Ecological Modelling* 159 :269–277.

Quintana-Seguí P, Le Moigne P, Durand Y, Martin E, Habets F, Baillon M, Canellas C, Franchistéguy L, Morel S (2008) Analysis of Near-Surface Atmospheric Variables : Validation of the SAFRAN Analysis over France. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 47 :92–107.

Raje D, Krishnan R (2012) Bayesian parameter uncertainty modeling in a macroscale hydrologic model and its impact on Indian river basin hydrology under climate change. *Water Resources Research* 48 :n/a–n/a.

Rao LY, Sun G, Ford CR, Vose JM (2011) Modeling Potential Evapotranspiration of two Forested Watersheds in the Southern Appalachians. *American Society of Agricultural and Biological Engineers* 54 :2067–2078.

Renaud V, Innes JL, Dobbertin M, Rebetez M (2010) Comparison between open-site and below-canopy climatic conditions in Switzerland for different types of forests over 10 years (1998,2007). *Theoretical and Applied Climatology* 105 :119–127.

Revsbech NP, Jacobsen JP, Nielsen LP (2005) Nitrogen transformations in microenvironments of river beds and riparian zones. *Ecological Engineering* 24 :447–455.

Riggsbee J, Julian J (2007) Suspended sediment, dissolved organic carbon, and dissolved nitrogen export during the dam removal process. *Water Resources Research* 43 :16 p.

Riggsbee J, Wetzel R, Doyle MW (2012) Physical and plant community controls on nitrogen and phosphorus leaching from impounded riverine wetlands following dam removal. *River Research and Applications* 28 :1439–1450.

Rivett MO, Buss SR, Morgan P, Smith JWN, Bemment CD (2008) Nitrate attenuation in groundwater : a review of biogeochemical controlling processes. *Water Research* 42 :4215–4232.

Roberts GO, Gelman A, Gilks WR (1997) Weak Convergence and Optimal Scaling of Random Walk Metropolis Algorithms. *The Annals of Applied Probability* 7 :110–120.

Roberts SJ, Gottgens JF, Spongberg AL, Evans JE, Levine NS (2007) Assessing potential removal of low-head dams in urban settings : an example from the Ottawa River, NW Ohio. *Environmental management* 39 :113–24.

Roy A (2010) Sédiments. *Chaire du Canada en dynamique fluviale* .

Royer PD, Breshears DD, Zou CB, Villegas JC, Cobb NS, Kurc Sa (2012) Density-Dependent Eco-hydrological Effects of Piñon–Juniper Woody Canopy Cover on Soil Microclimate and Potential Soil Evaporation. *Rangeland Ecology & Management* 65 :11–20.

Sand-jensen K (1998) Influence of submerged macrophytes on sediment composition and near-bed flow in lowland streams. *Freshwater Biology* 39 :663–679.

Sand-jensen K, Borg D, Jeppesen E (1989) Biomass and oxygen dynamics of the epiphyte community in a Danish lowland stream. *Freshwater Biology* 22 :431–443.

Saravia La, Momo F, Boffi Lissin LD (1998) Modelling periphyton dynamics in running water. *Ecological Modelling* 114 :35–47.

Sawyer AH, Bayani Cardenas M, Buttles J (2011) Hyporheic exchange due to channel-spanning logs. *Water Resources Research* 47 :12 p.

Scaroni AE, Lindau CW, Nyman Ja (2010) Spatial Variability of Sediment Denitrification Across the Atchafalaya River Basin, Louisiana, USA. *Wetlands* 30 :949–955.

Schaefli B, Talamba DB, Musy A (2007) Quantifying hydrological modeling errors through a mixture of normal distributions. *Journal of Hydrology* 332 :303–315.

Schulz M, Kozerski HP, Pluntke T, Rinke K (2003) The influence of macrophytes on sedimentation and nutrient retention in the lower River Spree (Germany). *Water Research* 37 :569–78.

Scott JT, McCarthy MJ, Gardner WS, Doyle RD (2008) Denitrification, dissimilatory nitrate reduction to ammonium, and nitrogen fixation along a nitrate concentration gradient in a created freshwater wetland. *Biogeochemistry* 87 :99–111.

Sear DA (2003) Event bed load yield measurement with load cell bed load traps and prediction of bed load yield from hydrograph shape In Bogen J, Fergus T, Walling D, editors, *Erosion and Sediment Transport Measurement in Rivers : Technological and Methodological Advances*, Vol. 283, pp. 146–153. IAHS Publication.

Sebilo M, Billen G, Grably M, Mariotti A (2003) Isotopic composition of nitrate-nitrogen as a marker of riparian and benthic denitrification at the scale of the whole Seine River system. *Biogeochemistry* 63 :35–51.

Seitzinger S, Harrison Ja, Böhlke JK, Bouwman aF, Lowrance R, Peterson B, Tobias C, Van Drecht G (2006) Denitrification across landscapes and waterscapes : a synthesis. *Ecological applications : a publication of the Ecological Society of America* 16 :2064–2090.

Seitzinger S (1994) Linkages between organic matter mineralization and denitrification in eight riparian wetlands. *Biogeochemistry* 25 :19–39.

Sgouridis F, Heppell CM, Wharton G, Lansdown K, Trimmer M (2011) Denitrification and dissimilatory nitrate reduction to ammonium (DNRA) in a temperate re-connected floodplain. *Water Research* 45 :4909–4922.

Shafroth PB, Friedman JM, Auble GT, Scott ML, Braatne JH (2002) Potential Responses of Riparian Vegetation to Dam Removal. *BioScience* 52 :703–712.

Shen L, Chen Z (2007) Critical review of the impact of tortuosity on diffusion. *Chemical Engineering Science* 62 :3748–3755.

Simon A, Darby S (1997) Process-form interactions in unstable sand-bed river channels : A numerical modeling approach. *Geomorphology* 21 :85–106.

Sirivedhin T, Gray Ka (2006) Factors affecting denitrification rates in experimental wetlands : Field and laboratory studies. *Ecological Engineering* 26 :167–181.

Skalak K, Pizzuto J, Hart DD (2009) Influence of Small Dams on Downstream Channel Characteristics in Pennsylvania and Maryland : Implications for the Long-Term Geomorphic Effects of Dam Removal. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association* 45 :97–109.

Smith M (1982) Dissimilatory Reduction of NO2 to NH4 and N2O by a Soil Citrobacter sp. *Applied and Environmental Microbiology* 43 :854–860.

Smith P, Beven K, Tawn J, Blazkova S, Merta L (2006) Discharge-dependent pollutant dispersion in rivers : Estimation of aggregated dead zone parameters with surrogate data. *Water Resources Research* 42 :n/a–n/a.

Sollie S, Verhoeven JTA (2008) Nutrient Cycling and Retention Along a Littoral Gradient in a Dutch Shallow Lake in Relation to Water Level Regime. *Water, Air, and Soil Pollution* 193 :107–121.

Song K, Lee SH, Mitsch WJ, Kang H (2010) Different responses of denitrification rates and denitrifying bacterial communities to hydrologic pulsing in created wetlands. *Soil Biology and Biochemistry* 42 :1731–1727.

Stanley EH, Doyle MW (2002) A Geomorphic Perspective on Nutrient Retention Following Dam Removal. *BioScience* 52 :693–701.

Sterling SM, Church M (2002) Sediment trapping characteristics of a pit trap and the Helley-Smith sampler in a cobble gravel bed river. *Water Resources Research* 38 :19_1–19_11.

Storey RG, Williams DD, Fulthorpe RR (2004) Nitrogen processing in the hyporheic zone of a pastoral stream. *Biogeochemistry* 69 :285–313.

Stutter MI, Demars BOL, Langan SJ (2010) River phosphorus cycling : separating biotic and abiotic uptake during short-term changes in sewage effluent loading. *Water Research* 44 :4425–36.

Sukhodolov A, Kozerski H (2010) Curent in Rivers In Likens G, editor, *River Ecosystem Ecology, encyclopedia of inland waters*, pp. 53–60. Academic Press, elsevier edition.

Sulaiman MS, Sinnakaudan SK, Shukor MR (2013) Near bed turbulence measurement with acoustic doppler velocimeter (ADV). *KSCE Journal of Civil Engineering* 17 :1515–1528.

Surridge BWJ, Heathwaite aL, Baird AJ (2007) The release of phosphorus to porewater and surface water from river riparian sediments. *Journal of environmental quality* 36 :1534–44.

Taverny C, Élie P, Boët P (2009) La vie piscicole dans les masses d'eau de transition : proposition d'une grille de qualité pour la température, l'oxygène dissous, la salinité et la transparence. *étude CEMAGREF* 131 :55 p.

Teasdale PR, Batley GE, Apte SC, Webster IT (1995) Pore water sampling with sediment peepers. *Trends in Analytical Chemistry* 14 :250–256.

Teissier S, Torre M (2003) Contribution des sédiments aux flux azotés en cours d'eau, activités de nitrification et de dénitrification : approches méthodologiques In *Qualité et gestion des sédiments d'eau douce*, chapter 2, p. 332. Cemagref éditions, 332 p.

Thomson JR, Hart DD, Charles DF, Nightengale TL, Diane M (2005) Effects of removal of a small dam on downstream macroinvertebrate and algal assemblages in a Pennsylvania stream. *Journal of the North American Benthological Society* 24 :192–207.

Thual O (2010) Turbulence et frottement chapter 3. 38 p.

Tien CJ, Wu WH, Chuang TL, Chen CS (2009) Development of river biofilms on artificial substrates and their potential for biomonitoring water quality. *Chemosphere* 76 :1288–95.

Tockner K, Uehlinger U, Robinson C (2009) *Rivers of Europe* Elsevier Academic Press, 700 p., first edition.

Tomsic Ca, Granata TC, Murphy RP, Livchak CJ (2007) Using a coupled eco-hydrodynamic model to predict habitat for target species following dam removal. *Ecological Engineering* 30 :215–230.

Turner B, Haygarth P (2001) Biogeochemistry : phosphorus solubilization in rewetted soils. *Nature* 411 :258.

Van Rijn LC (1984a) Sediment transport, part I : Bed load transport. *Journal of Hydraulic Engineering* 110 :1431–1456.

Van Rijn LC (1984b) Sediment transport, part II : suspended load transport. *Journal of Hydraulic Engineering* 110 :1613–1641.

Van Rijn LC (2007) Simple General Formulae for Sand Transport in Rivers, Estuaries and Coastal Waters.

Velinsky DJ, Bushaw-newton KL, Kreeger DA, Johnson TE (2006) Effects of small dam removal on stream chemistry in southeastern Pennsylvania. *The North American Benthological Society* 25 :569–582.

Véodis3D (2011) Suivi hydromorphologique après abaissement de 3 clapets sur la rivière Orge en Essonne Technical report, DRIEE, 44 p.

Vervier P, Gibert J, Marmonier P, Dole-Olivier MJ (1992) A Perspective on the Permeability of the Surface Freshwater-Groundwater Ecotone. *Journal of the North American Benthological Society* 11 :93–102.

Vidal JP, Martin E, Franchistéguy L, Baillon M, Soubeyroux JM (2010) A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system. *International Journal of Climatology* 30 :1627–1644.

Villeneuve V, Legare S (2006) Dynamics and modelling of dissolved oxygen in rivers. *Revue des Sciences de l'Eau* 19 :259–274.

von Arx G, Graf Pannatier E, Thimonier A, Rebetez M (2013) Microclimate in forests with varying leaf area index and soil moisture : potential implications for seedling establishment in a changing climate. *Journal of Ecology* 101 :1201–1213.

Wade P (1992) Management of macrophytic vegetation In *The River Handbook _ vol2*, chapter 19, pp. 363–385. Oxford edition.

Wahl TL (2000) Analyzing ADV Data Using WinADV In *Conference on Water Resources Engineering and Water Resources Planning & Management*, number 1, pp. 1–10, Reston, VA. American Society of Civil Engineers.

Weiler RR (1973) The interstitial water composition in the sediments of the Great Lakes. I. Western Lake Ontario. *Limnology and Oceanography* 18 :918–931.

Wenger E (2002) Lignes directrices pour la constitution de réseaux écologiques fluviaux Technical report, Council of Europe, 42 p.

Wikle CK, Berliner LM (2007) A Bayesian tutorial for data assimilation. *Physica D* 230 :1–16.

Wilson GJ (2005) Bed load transport described by a one- dimensional gamma functions model In Walling D, Horowitz A, editors, *Sediment Budgets 1*, Vol. 1, pp. 196–205. IAHS Publication.

Winterwerp J, van Kesteren W (2004) *Introduction to the Physics of Cohesive Sediment Dynamics in the Marine Environment* Elsevier, 576 p.

Wu N, Tang T, Zhou S, Jia X, Li D, Liu R, Cai Q (2009) Changes in benthic algal communities following construction of a run-of-river dam. *Journal of the North American Benthological Society* 28 :69–79.

Wyer M (1988) Nitrification in ontario stream sediments. *Water Research* 22 :287–292.

Zhu C, Byrd RH, Lu P, Nocedal J (1997) Algorithm 778 : L-BFGS-B : Fortran subroutines for large-scale bound-constrained optimization. *ACM Transactions on Mathematical Software* 23 :550–560.

Annexe A

Annexes

A.1 Présentation du bassin versant

A.1.1 forage BRGM a Vaucluse

Le BRGM a mis en libre accès sur son portail infoterre des archives de forages. Un ancien forage (réalisé en 1897) au sein de l'hôpital de Vaucluse est ainsi disponible (figure A.1). Une notice explicitant les observations de chaque couche est aussi disponible sur le site.

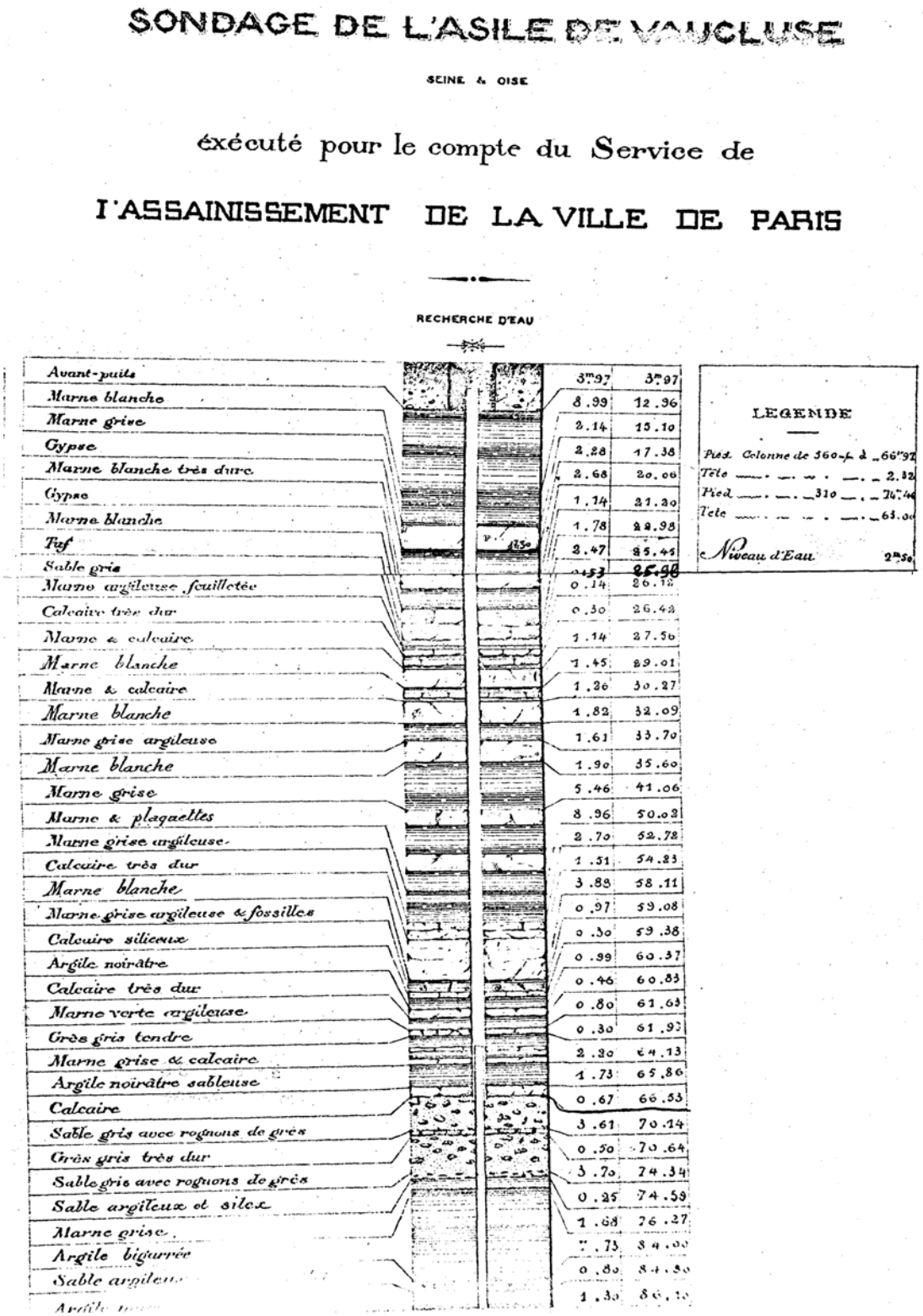


FIGURE A.1 – Sondage effectué dans la roselière de Vaucluse (source : BRGM, portail infoterre)

http ://ficheinfoterre.brgm.fr/InfoterreFiche/ficheBss.action ?id=02196X0038/S

A.2 Évolution de la morphologie et des écoulements de l'Orge suite aux effacements

A.2.1 Les débits de l'Orge

Nous avons utilisé les débits de l'Orge mesurés par la station de la DRIEE localisée au Breuil, sous le pont routier, soit après la confluence avec la boëlle Saint Michel. A partir de 4 mesures de débit ponctuelles et de hauteurs d'eau mesurées au niveau des sondes E15 et ST15, a été calculé une chronique des débits de la boëlle Saint Michel. Nous avons alors recalculé une chronique des débits de l'Orge uniquement, qui correspond donc au débit sortant du tronçon d'étude.
Les données pour le calage hauteur / débit de la sonde E15 sont disponibles dans la table A.1. Les données des deux sondes de hauteur sont disponibles dans deux fichiers "E15.txt" et ST15.txt".

Q_{bolle} ponctuel $m^3.s^{-1}$	date	cote E15 mNGF	cote ST15 mm
0,808	06/06/2011	37,77	595
0,229	04/10/2011	36,98	420
0,309	06/12/2011	37,04	435
0,122	05/06/2012	37,00	308
0,423	12/08/2011	37,14	495

TABLE A.1 – Mesures de débits ponctuelles utilisées pour le calage de la courbe débit hauteur de la boëlle Saint Michel et hauteur d'eau mesurée par les sondes E15 et ST15

Le fichier "debit_Orge.csv" regroupe les débits moyens journaliers (en $m^3.s^{-1}$) du 01/01/2009 au 01/05/2012 :

- date : la date de la mesure
- QjBreuil : débit de l'Orge mesuré par la sonde de la DRIEE sous le pont routier du Breuil (après la confluence avec la boëlle Saint Michel)
- QE15 : le débit de la boëlle Saint Michel recalculé à partir des hauteurs d'eau de la sonde E15 localisée peu avant la confluence avec l'Orge
- QOrge : les débits recalculés de l'Orge avant la confluence avec la boëlle Saint Michel, c'est le débit utilisé pour le secteur d'étude

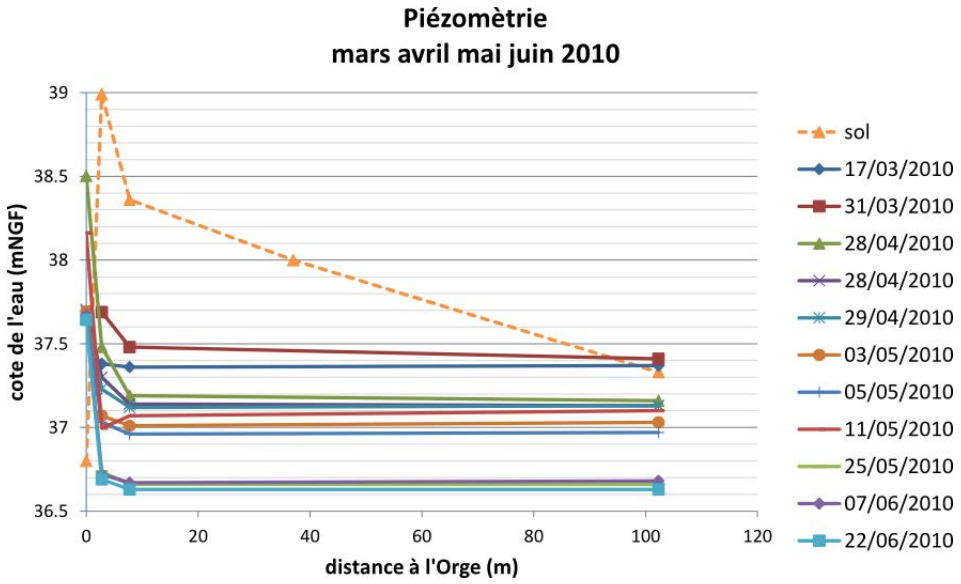
date	QjBreuil	QE15	QOrge
01/01/2009	1,26	0,22	1,04
02/01/2009	1,22	0,26	0,96
03/01/2009	1,19	0,28	0,90
...			

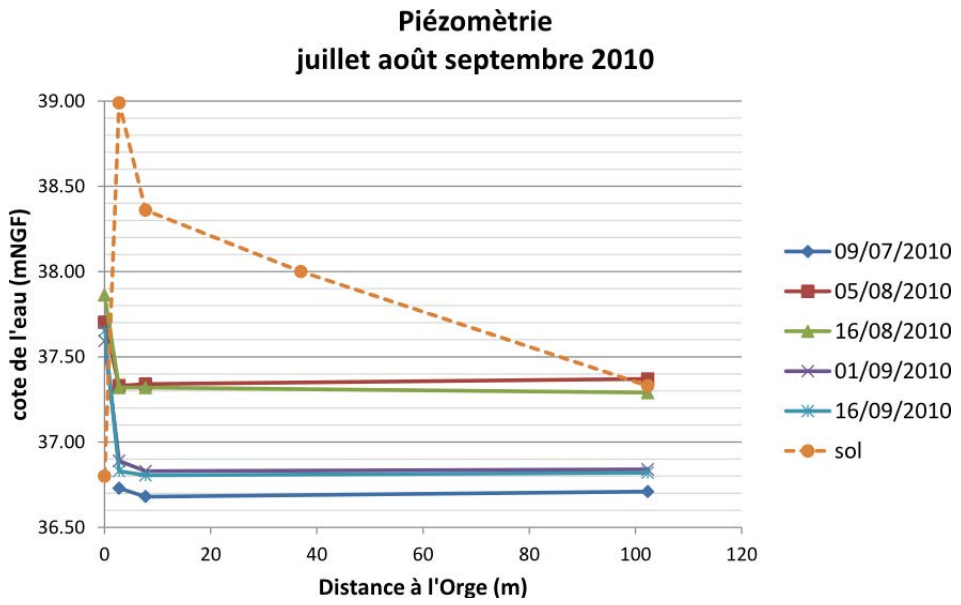
TABLE A.2 – Extrait de la table des débits (en m^3/s) de l'Orge et de la boëlle présent dans le fichier "debit_Orge.csv"

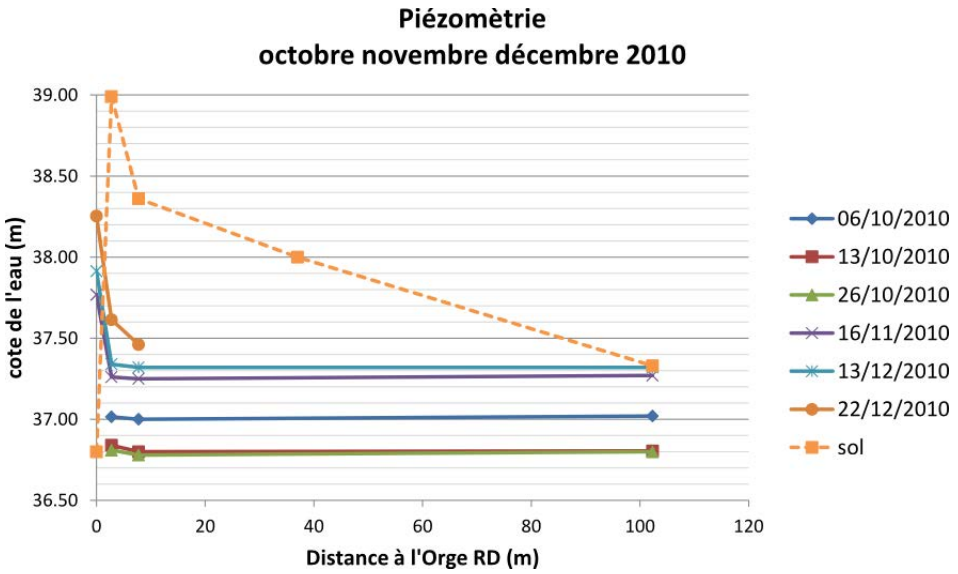
A.2.2 Niveaux piézométriques

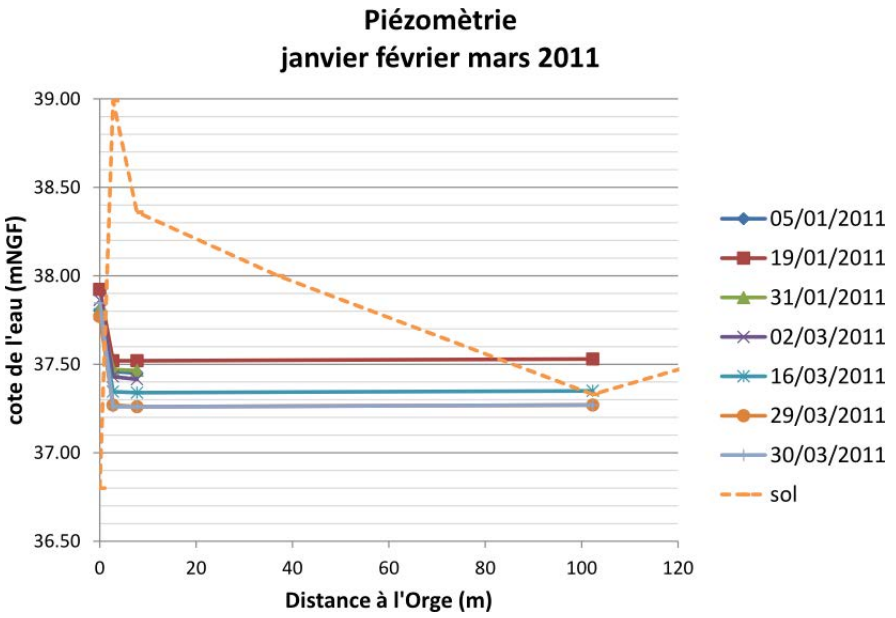
Niveaux piézométriques dans la roselière

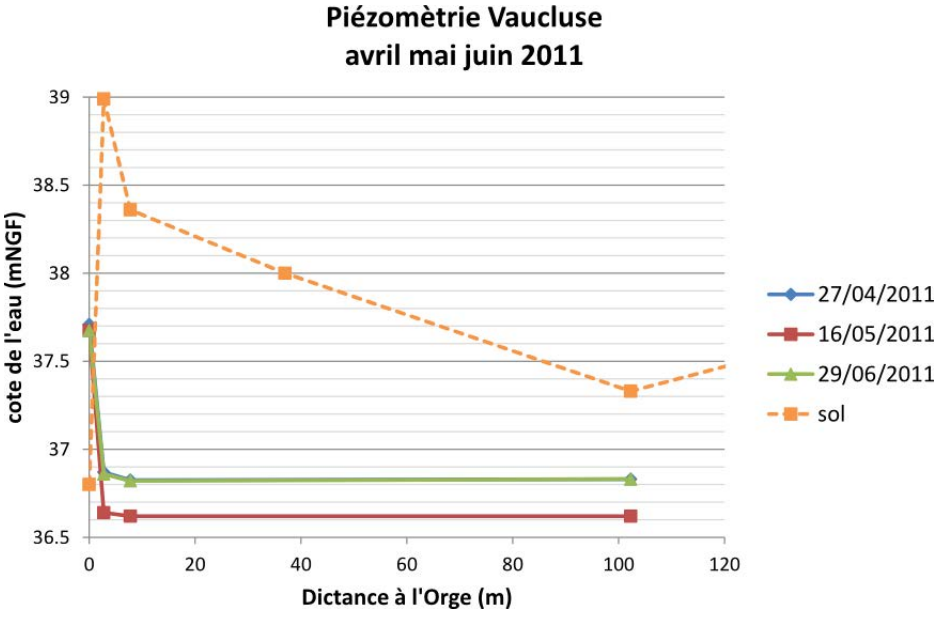
Toutes les données des niveaux piézomètriques relevés dans la roselière sont disponibles dans le fichier "piézomètres roselière.xls". Les graphiques sont récapitulés ci-dessous.






Piézomètrie
octobre novembre décembre 2010
cote de l'eau (m)
39.00
38.50
38.00
37.50
37.00
36.50
0
20
40
60
80
100
120
Distance à l'Orge RD (m)
06/10/2010
13/10/2010
26/10/2010
16/11/2010
13/12/2010
22/12/2010
sol


Piézomètrie
janvier février mars 2011
cote de l'eau (mNGF)
39.00
38.50
38.00
37.50
37.00
36.50
0
20
40
60
80
100
120
Distance à l'Orge (m)
05/01/2011
19/01/2011
31/01/2011
02/03/2011
16/03/2011
29/03/2011
30/03/2011
sol


Piézomètrie Vaucluse
avril mai juin 2011
cote de l'eau (mNGF)
39
38.5
38
37.5
37
36.5
0
20
40
60
80
100
120
Dictance à l'Orge (m)
27/04/2011
16/05/2011
29/06/2011
sol

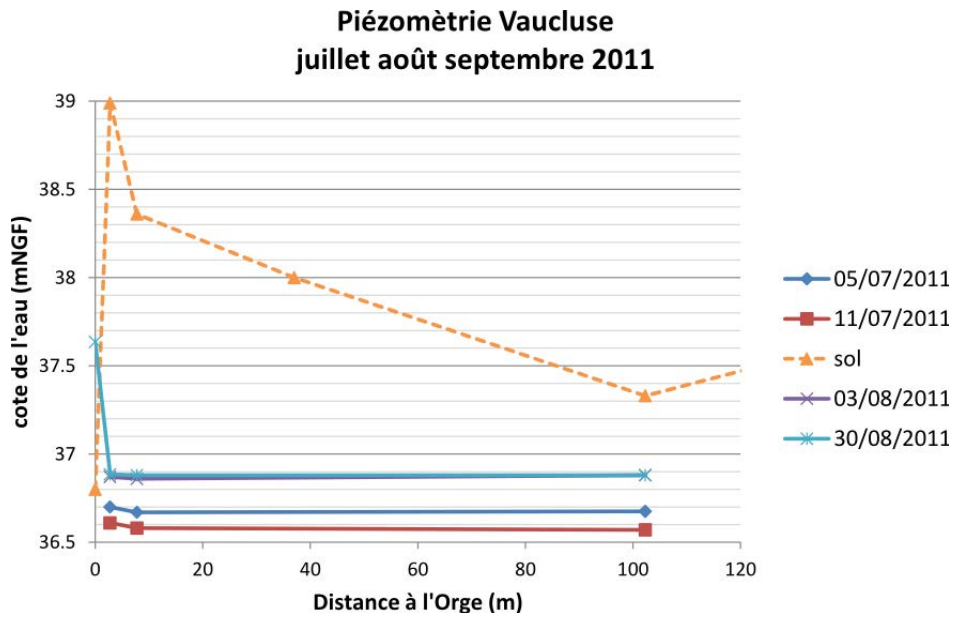


FIGURE A.2 – Évolution du niveau piézométrique dans les piézomètres de la roselière de Vaucluse, de l'Orge à droite au piézomètre P3 à gauche

Niveaux piézométriques dans les banquettes

Tous les suivis du niveau piézomètrique dans les banquettes sont disponibles dans le fichier "suivi eau interstitielle banquettes.xls". Chaque feuille contient toutes les mesures d'une banquette, ainsi que les graphiques des évolutions au cours du temps.

Niveaux piézomètriques enregistrés par les sondes

Les niveaux dans les piézomètres ont été enregistrés à un pas de temps de 15 minutes via des sondes de pression. Les données sont disponibles dans trois fichiers :

- "juillet 2011 sonde pression Roseliere.xls" : mesure des niveaux d'eau dans les piézomètres installés dans la roselière de Vaucluse en juillet 2011
- "piezo sept2011-fev2012 Roseliere.xls" : mesure des niveaux d'eau dans les piézomètres installés dans la roselière de Vaucluse en de septembre 2011 à février 2012
- "piezo VA mars avril 2012 Banquette.xls" : mesure des niveaux d'eau interstitielle dans des piézomètres installés dans la banquette VA en mars et avril 2012. Chaque feuille correspond aux mesures dans un piézomètre et une feuille précise la localisation du piézomètre et de la sonde.

Les cotes du sol pour les piézomètres de la roselière sont données dans le tableau A.3 et la localisation des piézomètres implantés dans la banquette VA sont dans le tableau A.4.

	cote sol mNGF	distance Orge RD m
P1	38,99	2,77
P2	38,36	7 75
P3	37,33	102,3

TABLE A.3 – Informations sur les piézomètres présents dans la roselière de Vaucluse

	distance m	cote sedt mNGF	cote sonde mNGF
GP1	0,10	38,26	37,825
GP2	0,78	38,05	37,64
GP3	1,35	37,90	37,52
GP4	1,57	37,95	37,59

TABLE A.4 – Localisation des piézomètres dans la banquette LA où ont été placées les sondes de mesure en continu

distance : distance de l'ancienne berge (GP4 étant dans l'Orge) ; cote sedt : cote des sédiments de la banquette ; cote sonde : cote du niveau de mesure de la sonde

A.2.3 Morphologie et granulométrie des profils transversaux

Trente profils transversaux ont été suivis de 2010 à 2013, sur les sites de Vaucluse (Sainte Geneviève-des-Bois) et de la Guinguette (Longpont-sur-Orge). Les graphiques ci-dessous reprennent l'ensemble des données disponibles pour chaque profil.

Les profils morphologiques ont été localisés sur le terrain grâce à l'implantation de plots géoréférencés en rive droite et gauche du profil. Le géoréférencement de chaque plot est disponible dans la table A.5. Sur l'ensemble des graphiques présentés ci-dessus, c'est la distance au plot de le rive droite qui sert de référence.

Vaucluse	Rive GAUCHE			Rive DROITE		
profil n°	Xg	Yg	Zg	Xd	Yd	Zd
1	598459.169	106996.132	39.64	598470.361	106992.916	39.62
2	598457.174	106984.291	39.54	598467.176	106981.691	39.57
3	598453.345	106968.048	39.52	598463.214	106965.185	39.52
4	598449.145	106949.831	39.39	598460.028	106947.483	39.39
5	598446.3	106932.642	39.72	598456.622	106931.527	39.71
6	598441.87	106911.656	39.6	598453.804	106909.297	39.6
7	598438.462	106895.578	39.62	598450.196	106892.137	39.61
8	598433.751	106882.961	39.69	598446.277	106878.783	39.69
9	598425.514	106859.306	39.61	598436.022	106855.699	39.6
10	598420.528	106849.994	39.65	598430.749	106844.734	39.64
11	598415.735	106837.902	39.64	598426.132	106833.987	39.64
12	598411.251	106824.119	39.59	598421.22	106820.072	39.6
13	598404.031	106809.083	39.95	598414.886	106805.585	39.96
14	598399.253	106798.432	39.42	598408.869	106793.135	39.42
15	598393.645	106787.628	39.68	598404.299	106783.556	39.68

Guinguette	Rive GAUCHE			Rive DROITE		
profil n°	Xg	Yg	Zg	Xd	Yd	Zd
1	596833.081	103568.441	42.33	596846.664	103567.781	42.33
2	596832.778	103557.697	42.54	596846.781	103554.16	42.54
3	596833.217	103548.056	42.35	596846.463	103547.097	42.35
4	596831.482	103536.986	42.21	596845.31	103536.051	42.21
5	596828.925	103522.802	42.63	596842.497	103520.251	42.63
6	596826.082	103512.739	42.915	596840.46	103509.945	42.9
7	596822.303	103497.101	42.45	596836.694	103493.021	42.46
8	596820.241	103486.144	42.41	596833.045	103482.56	42.42
9	596816.178	103473.144	42.22	596830.108	103469.742	42.23
10	596814.439	103462.601	42.31	596827.931	103461.248	42.31
11	596812.687	103449.986	42.09	596826.857	103449.977	42.1
12	596814.267	103437.778	42.27	596826.783	103439.665	42.28
13	596816.66	103428.027	41.9	596828.677	103429.607	41.9
14	596819.844	103413.423	42.12	596831.501	103416.235	42.13
15	596818.976	103399.382	42.07	596832.114	103396.668	42.07

TABLE A.5 – Coordonnées des plots localisant les profils morphologiques des sites de Vaucluse et de la Guinguette en Lambert zone 1 (Nord)

Toutes les données de morphologie sont disponibles dans les classeurs excel "Profils morpho Guinguette.xls", "Profils morpho Mort Ru.xls" et "Profils morpho Vaucluse.xls". Chaque classeur contient une feuille par profil, ainsi qu'une feuille récapitulant les conditions de chaque campagne.

Les données concernant les profils de vitesse sont disponibles dans des fichiers conçus de façon particulière. Trois lignes regroupent les données d'une verticale de vitesse avec sur la première ligne une seule valeur correspondant à la distance du profil de vitesse concerné au plot rive droite, la deuxième ligne avec les hauteurs d'eau en cm au dessus du fond où les mesures successives de vitesse ont été réalisées et sur la troisième les vitesses mesurées en m/s. Le premier triplet de ligne et le dernier, avec des vitesses nulles, correspondent aux deux berges.

Chaque fichier correspond à un profil morphologique transversal et son nom contient le site, le numéro de profil et la date de relevé ("PG1 2013 R" correspond au profil morpho 1 du site de la Guinguette en 2013). Pour les sites, les correspondances sont : PG

Guinguette, PV Vaucluse, PA, amont Vaucluse, PMR Mort Ru.

Profils transversaux à Vaucluse

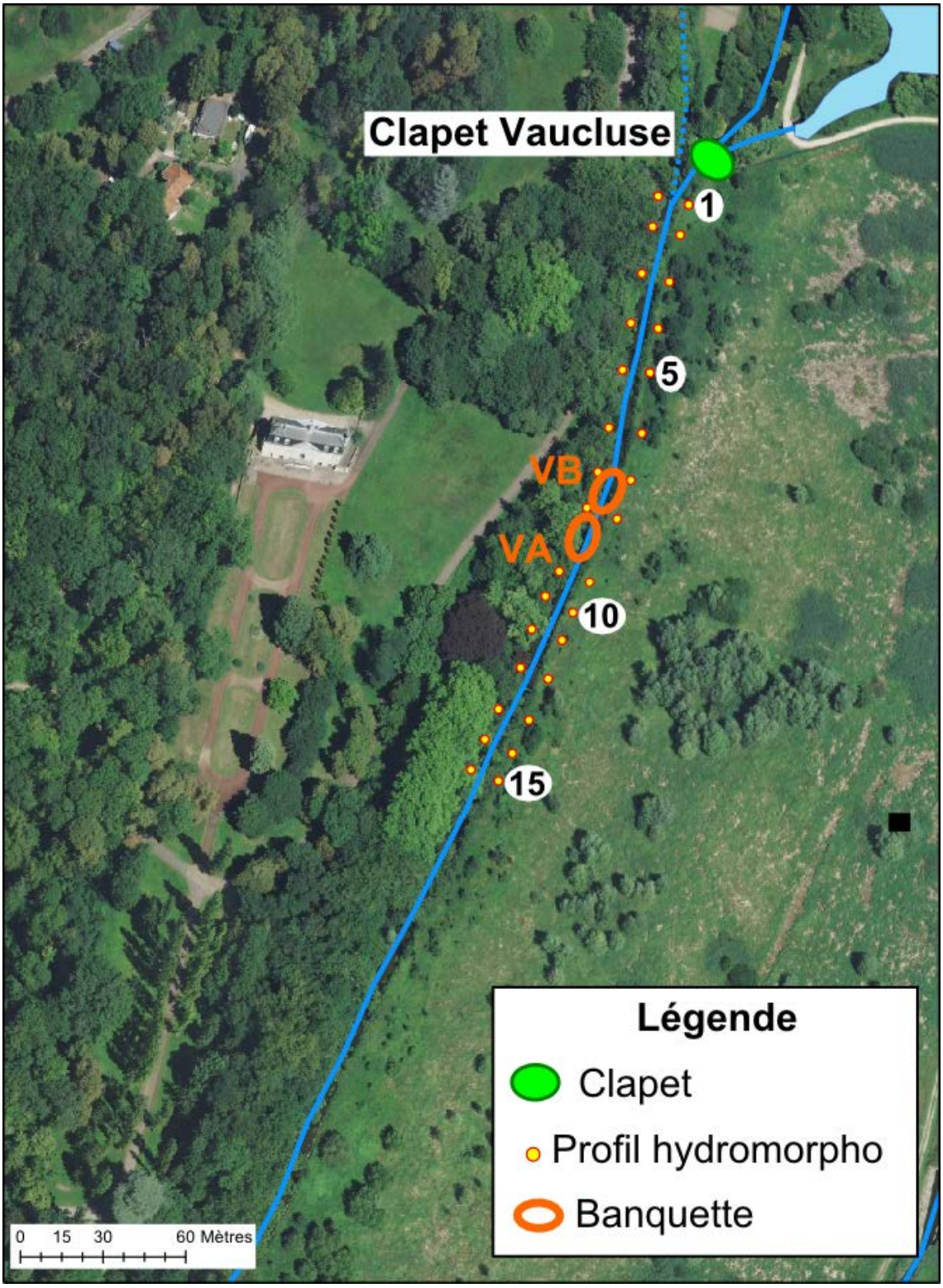


FIGURE A.3 – Carte localisant des profils morphologiques et le clapet Vaucluse pour le site de Vaucluse

profil n°	Date	Hauteur d'eau max m	Vmoy m/s	Vmax m/s	Débit calc m^3/s	Date	Hauteur d'eau max m	Vmoy m/s	Vmax m/s	Débit calc m^3/s	Date	Vmoy m/s	Vmax m/s	Débit calc m^3/s
1	16/03/10	1,45	0,16	0,28	1,70	02/04/12	0,98	0,19	0,46	1,11	28/03/13	0,70	1,27	2,62
2	16/03/10	1,40	0,16	0,28	1,67	02/04/12	0,78	0,24	0,53	1,19	28/03/13	0,83	1,73	2,85
3	22/04/10	1,53	0,13	0,20	1,36	02/04/12	0,80	0,27	0,45	1,19	28/03/13	0,68	1,01	2,31
4	16/03/10	1,40	0,16	0,29	1,47	02/04/12	0,83	0,24	0,51	1,17	28/03/13	0,63	0,89	2,54
5	22/04/10	1,61	0,14	0,22	1,44	02/04/12	0,82	0,22	0,82	0,94	28/03/13	0,53	0,83	2,31
6	16/03/10	1,35	0,17	0,27	1,46	02/04/12	0,78	0,23	0,45	1,17	27/03/13	0,49	0,72	2,33
7	22/04/10	1,65	0,12	0,20	1,58	02/04/12	0,87	0,23	0,44	1,25,	27/03/13	0,46	0,74	2,68
8	16/03/10	1,35	0,16	0,28	1,51	02/04/12	0,79	0,24	0,42	1,22	27/03/13	0,53	0,78	2,51
9	22/04/10	1,69	0,12	0,21	1,39	02/04/12	0,99	0,19	0,41	1,20	27/03/13	0,48	0,78	2,36
10	16/03/10	1,45	0,17	0,31	1,59	02/04/12	0,95	0,22	0,50	1,25	27/03/13	0,54	0,89	2,63
11	22/04/10	1,60	0,11	0,21	1,30	02/04/12	0,85	0,24	0,50	1,29	27/03/13	0,48	0,83	2,19
12	16/03/10	1,60	0,17	0,34	1,57	02/04/12								
13	22/04/10	1,68	0,11	0,20	1,33	02/04/12								
14	22/04/10	1,60	0,12	0,19	1,36	02/04/12								
15	22/04/10	1,70	0,09	0,17	1,06	02/04/12								
Moy.		1,54	0,14	0,24	1,43		0,86	0,23	0,50	1,18		0,58	0,95	2,48

TABLE A.6 – Valeurs caractéristiques lors de chaque campagne granulomètrique à Vaucluse avant (2010), 2 ans après (2012) et trois ans après (2013) l'abaissement du clapet Vaucluse

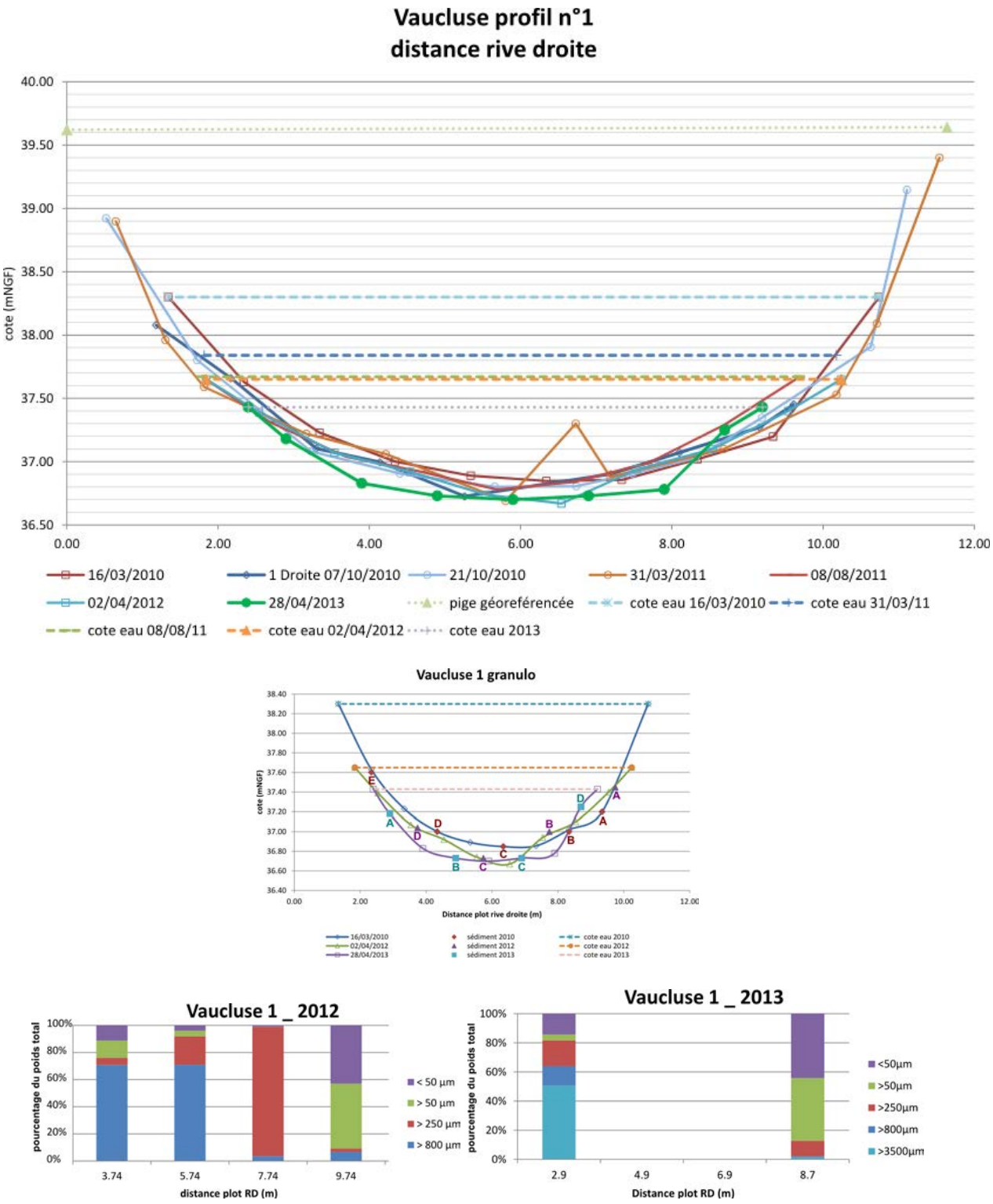


FIGURE A.4 – Évolution des profils morphologiques, des cotes de l'eau et des prélèvements granulomètriques du profil 1 du site de Vaucluse

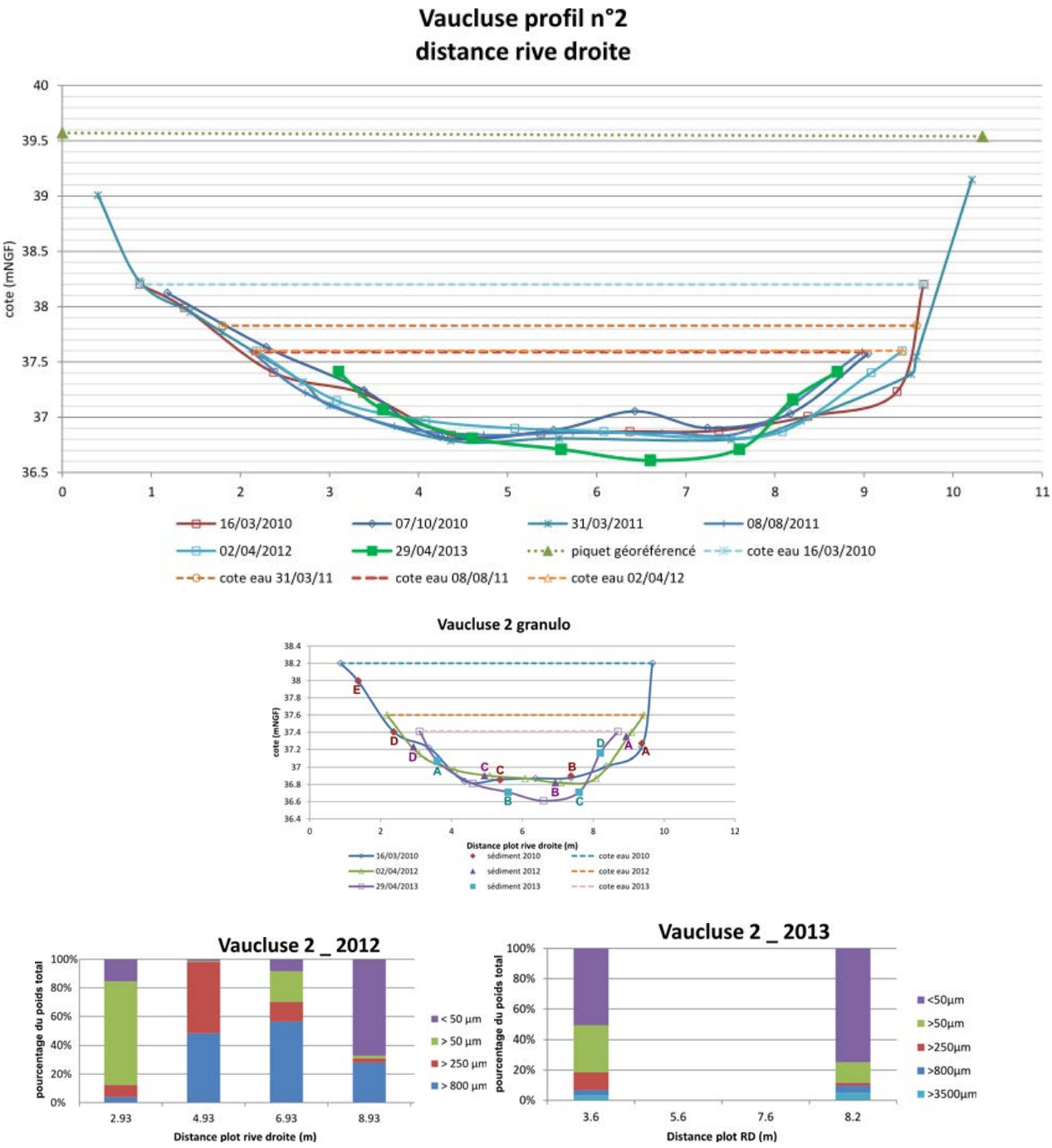


FIGURE A.5 – Évolution des profils morphologiques, des cotes de l'eau et des prélèvements granulomètriques du profil 2 du site de Vaucluse

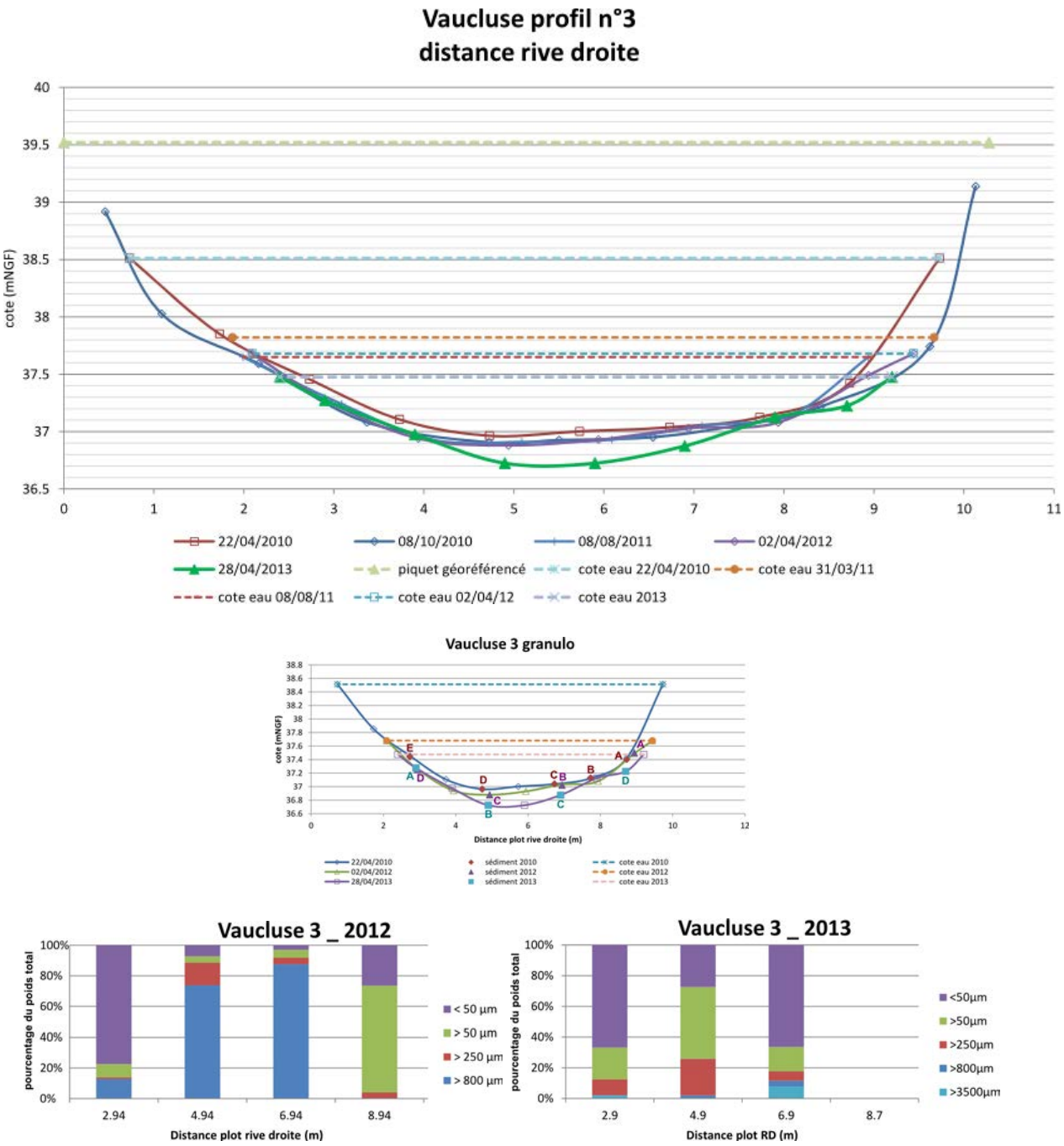


FIGURE A.6 – Évolution des profils morphologiques, des cotes de l'eau et des prélèvements granulomètriques du profil 3 du site de Vaucluse

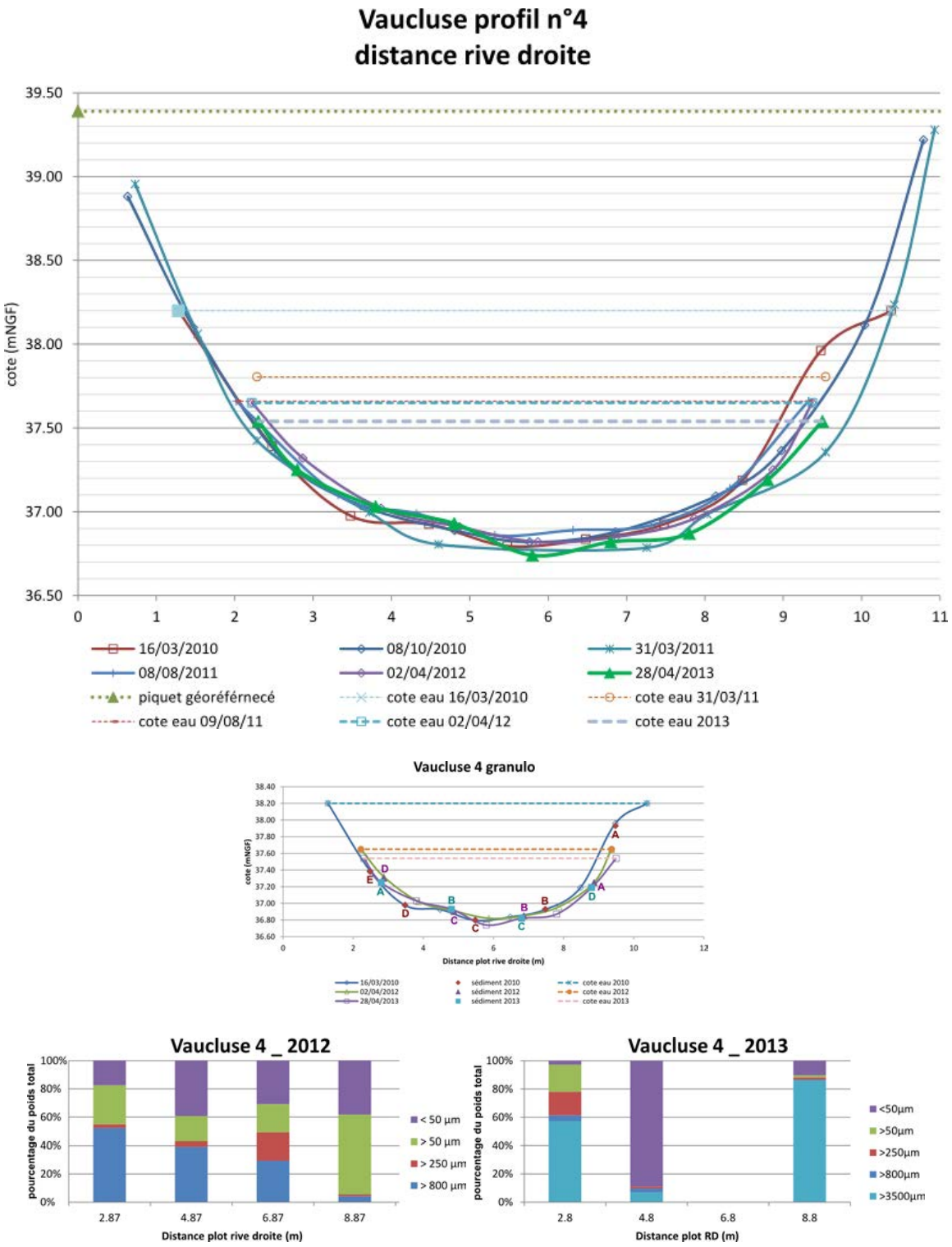


FIGURE A.7 – Évolution des profils morphologiques, des cotes de l'eau et des prélèvements granulomètriques du profil 4 du site de Vaucluse

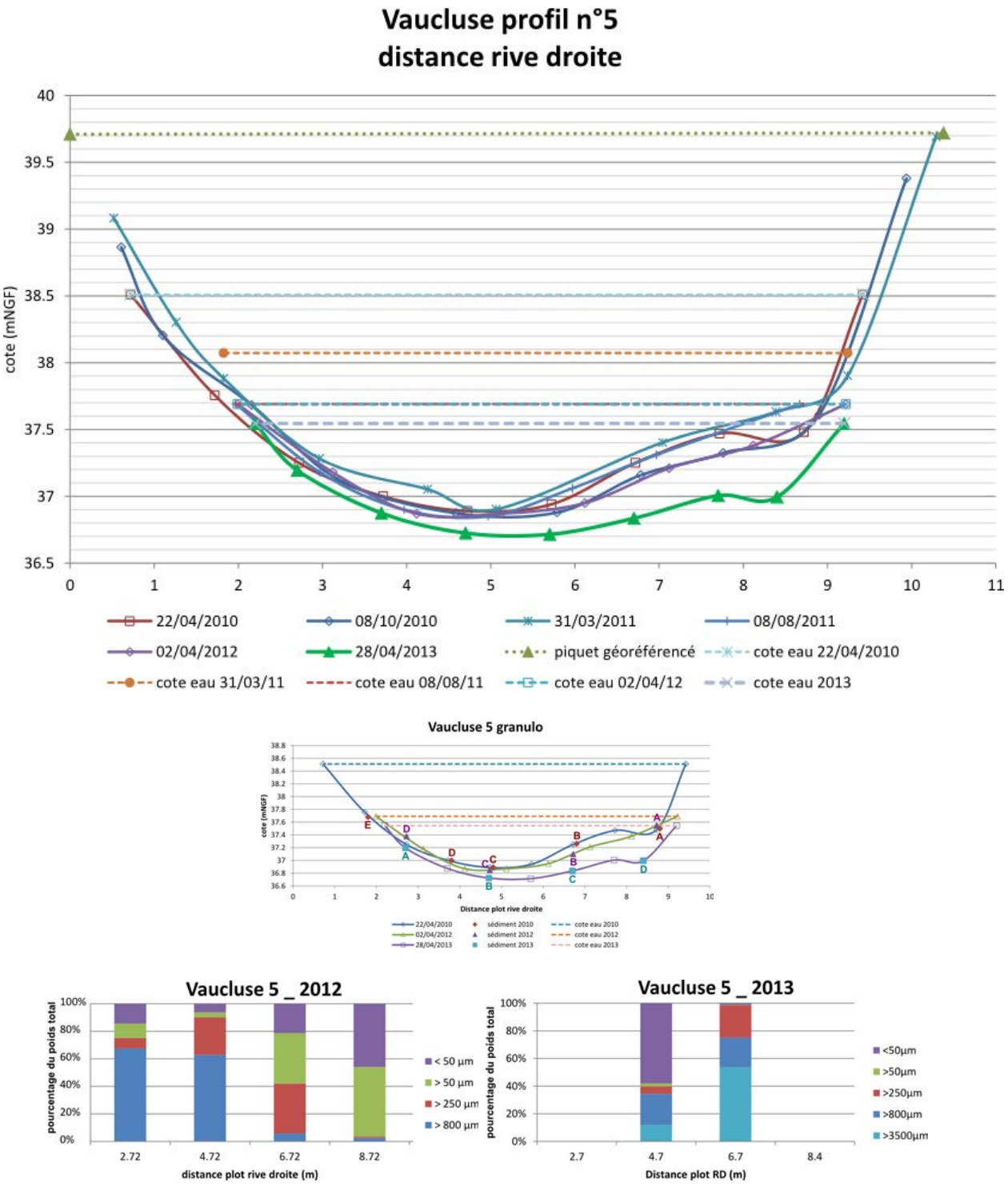


FIGURE A.8 – Évolution des profils morphologiques, des cotes de l'eau et des prélèvements granulomètriques du profil 5 du site de Vaucluse

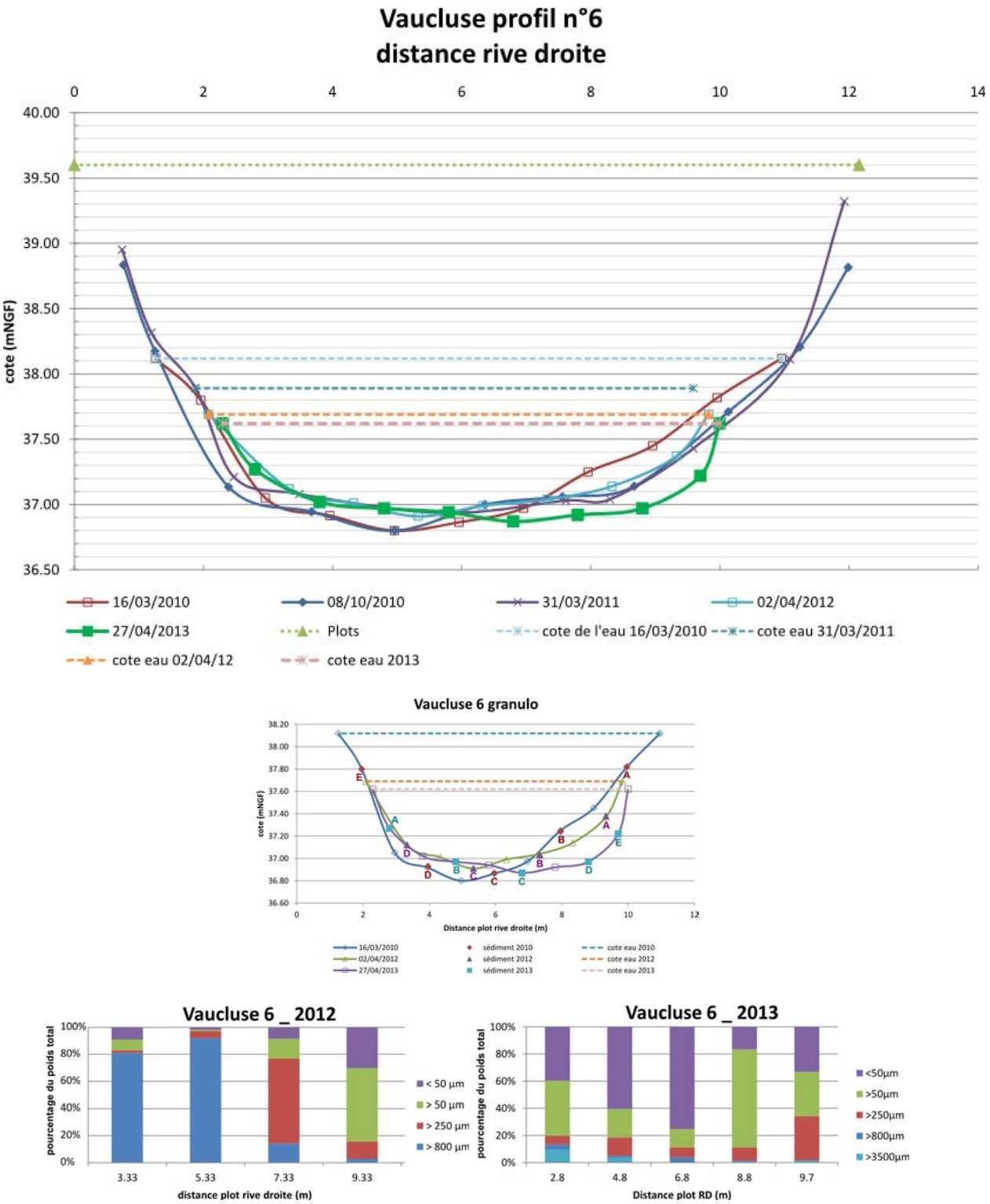


FIGURE A.9 – Évolution des profils morphologiques, des cotes de l'eau et des prélèvements granulomètriques du profil 6 du site de Vaucluse

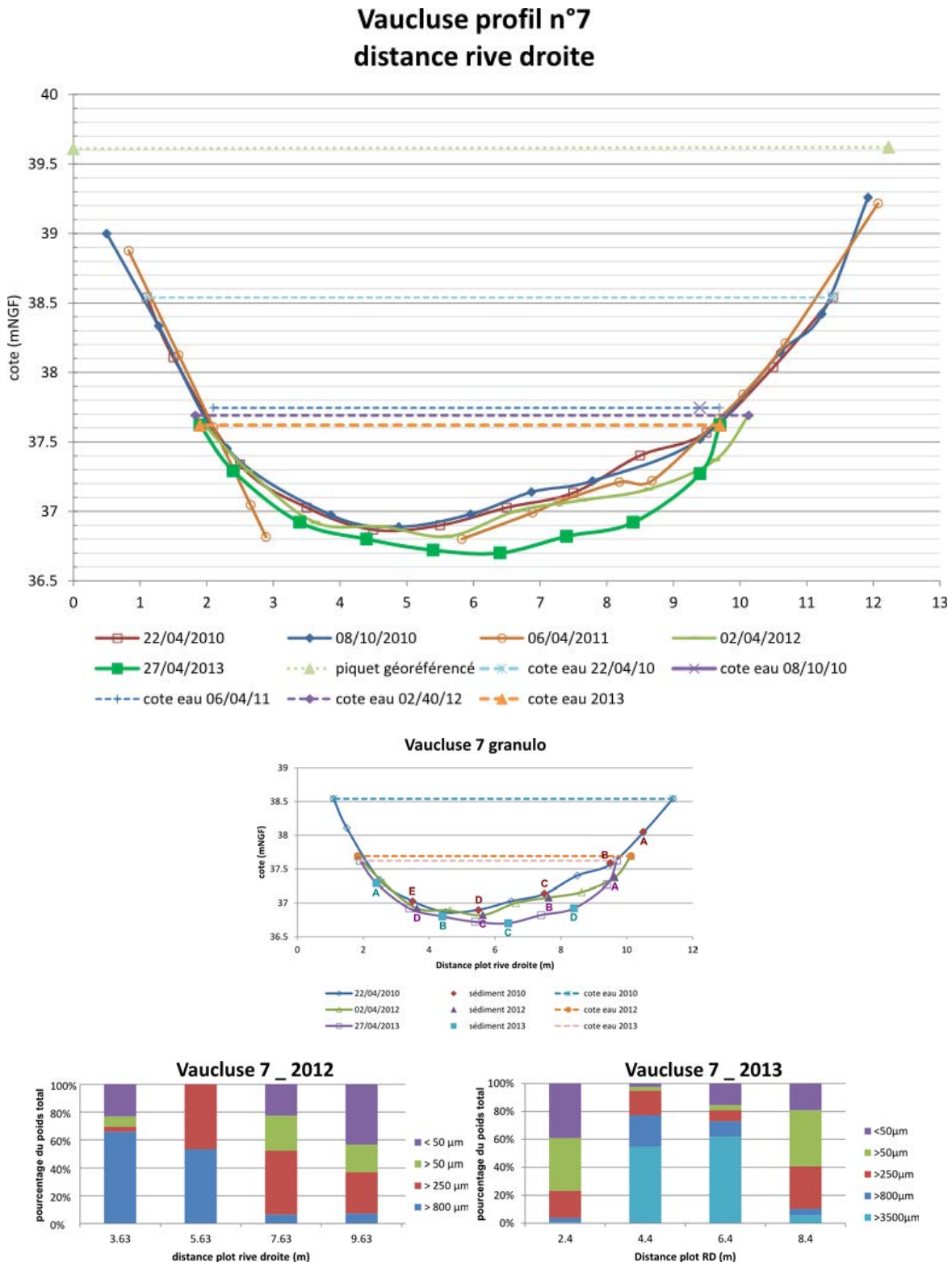


FIGURE A.10 – Évolution des profils morphologiques, des cotes de l'eau et des prélèvements granulomètriques du profil 7 du site de Vaucluse

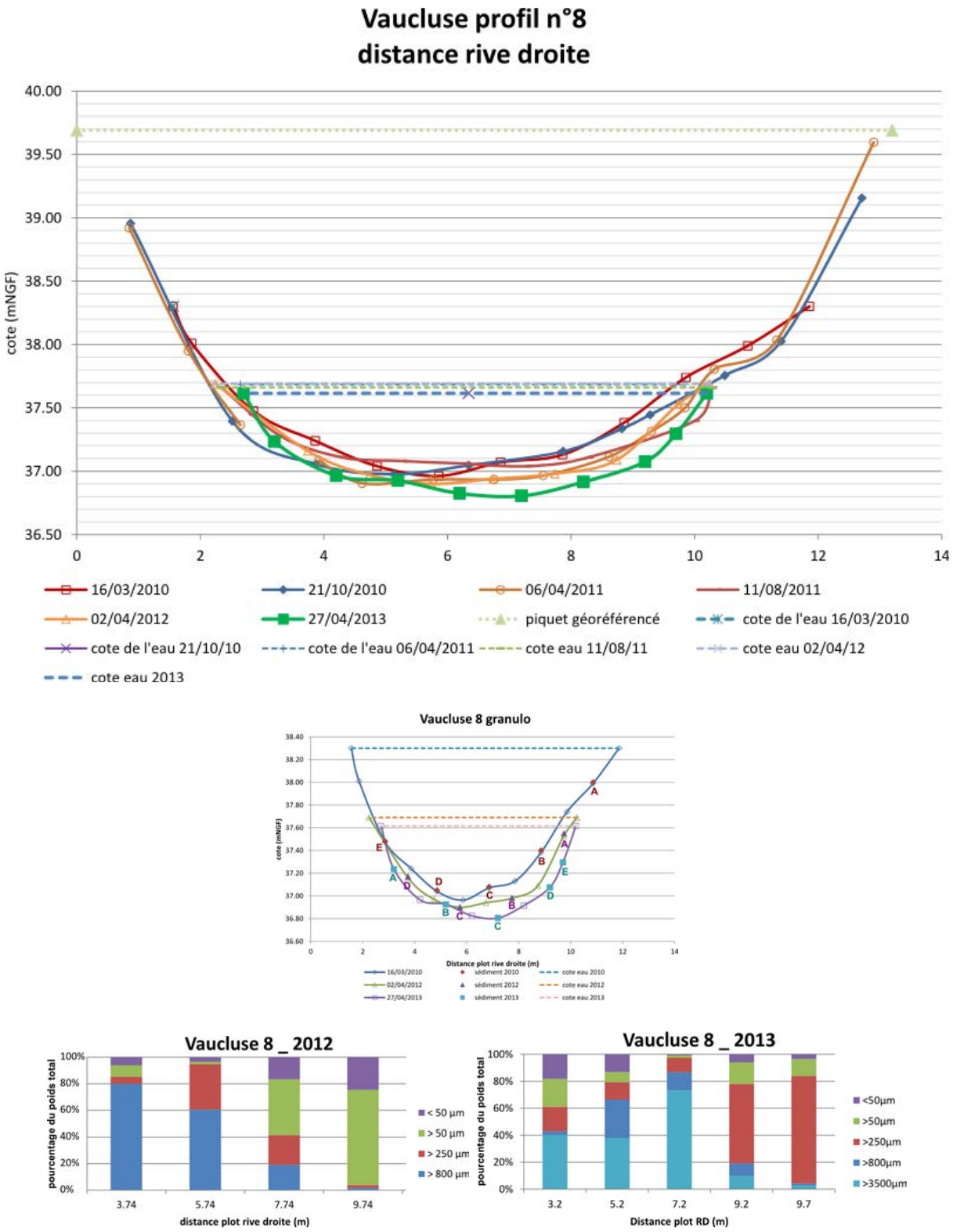


FIGURE A.11 – Évolution des profils morphologiques, des cotes de l'eau et des prélèvements granulomètriques du profil 8 du site de Vaucluse

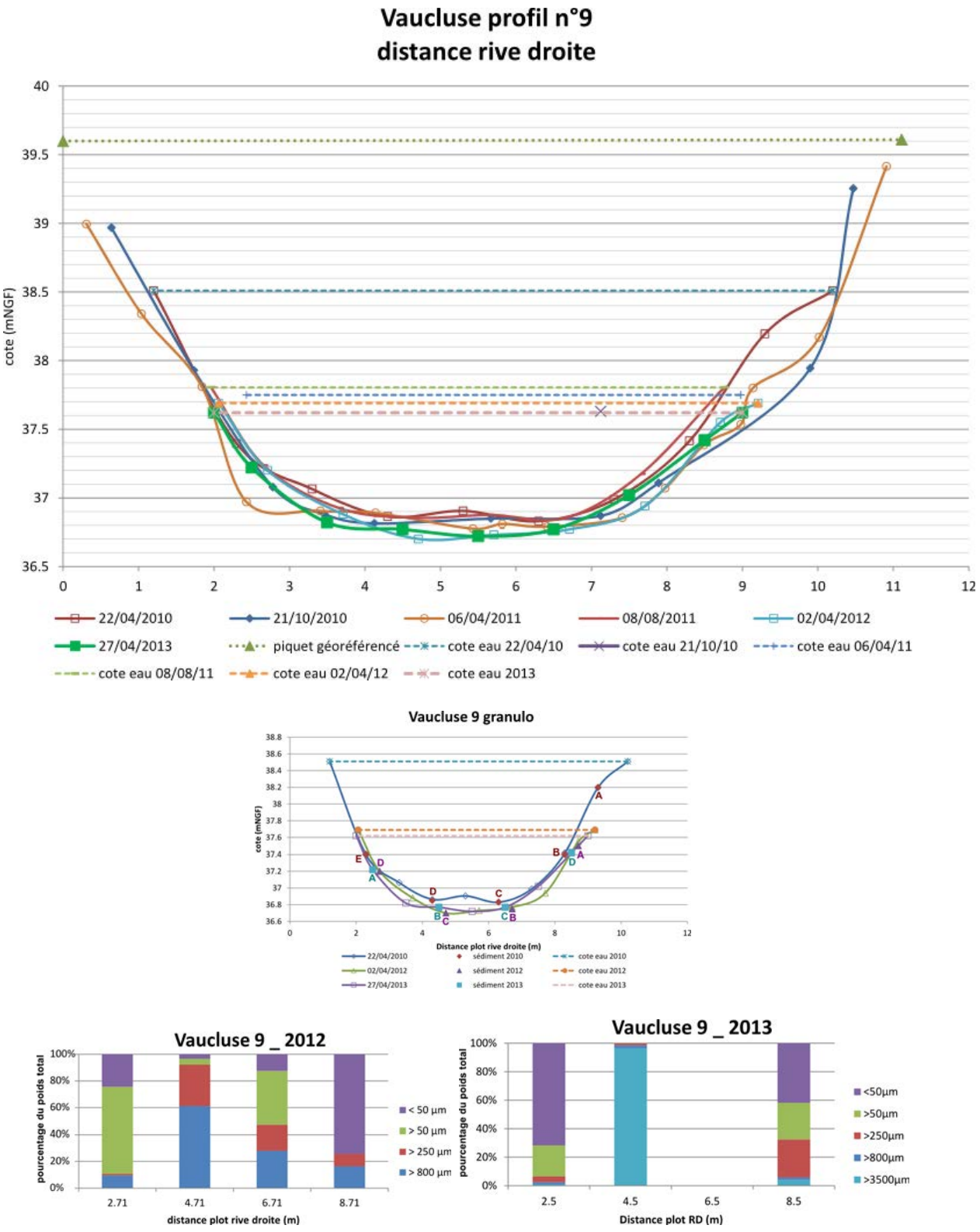


FIGURE A.12 – Évolution des profils morphologiques, des cotes de l'eau et des prélèvements granulomètriques du profil 9 du site de Vaucluse

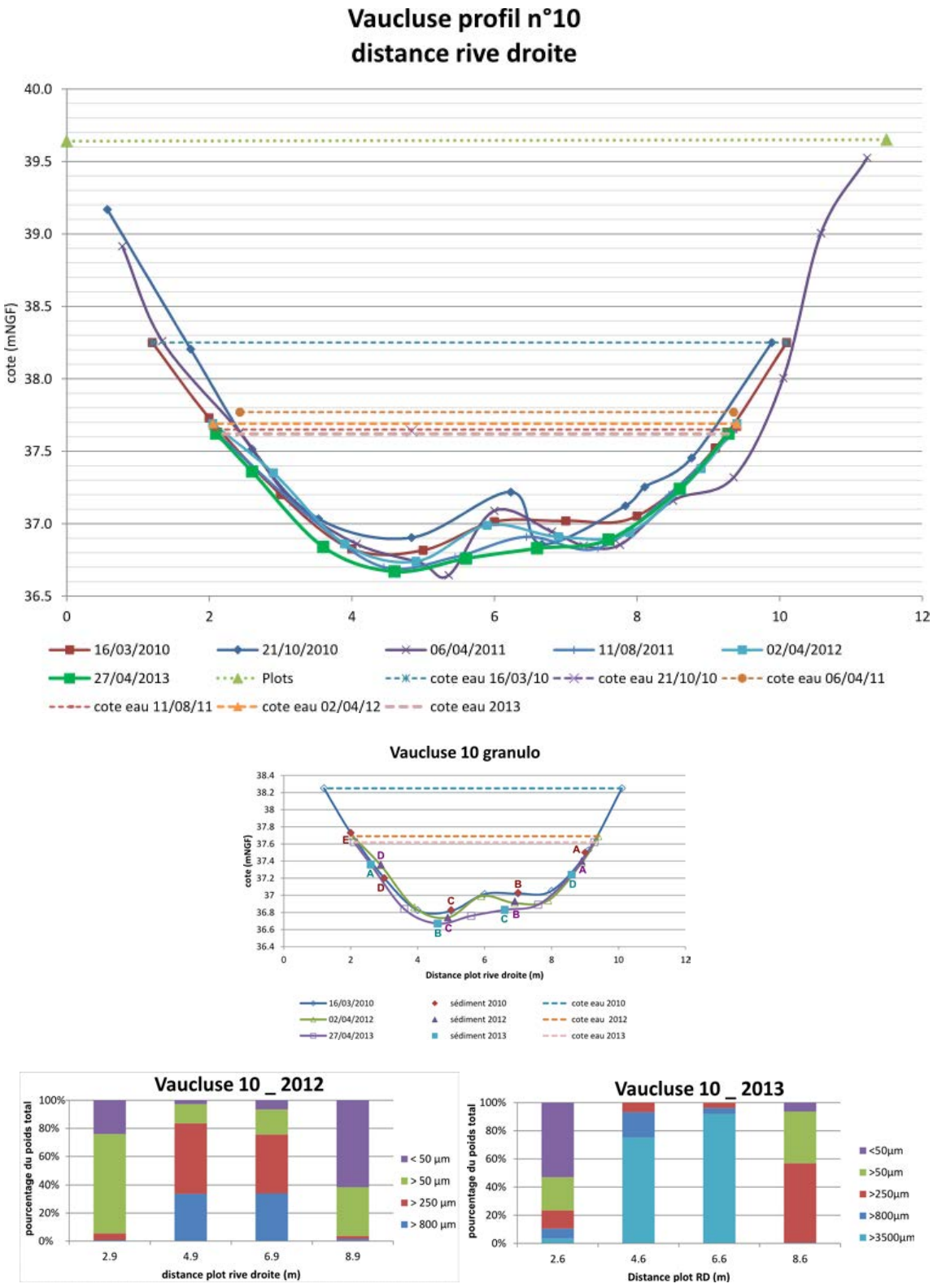


FIGURE A.13 – Évolution des profils morphologiques, des cotes de l'eau et des prélèvements granulomètriques du profil 10 du site de Vaucluse

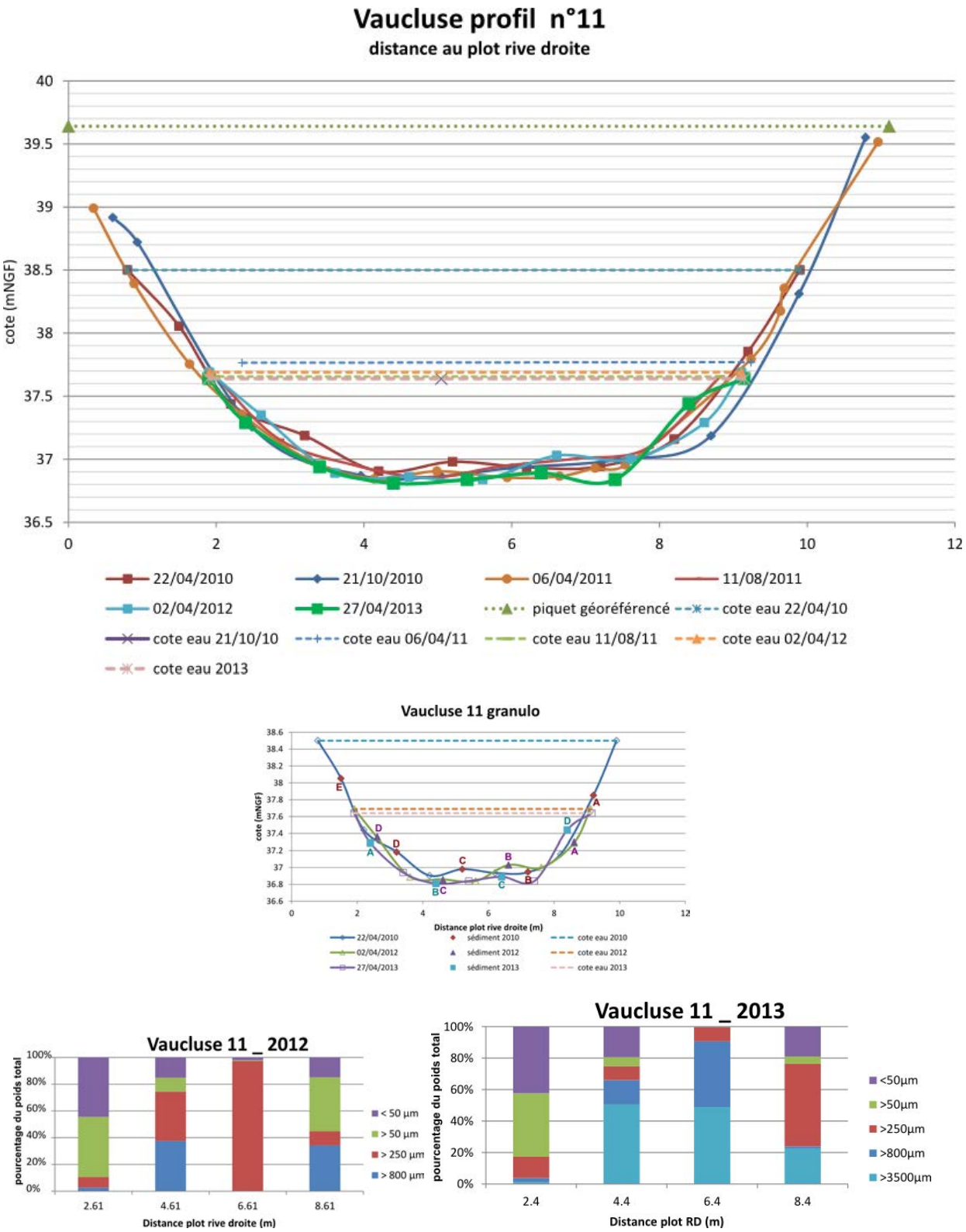


FIGURE A.14 – Évolution des profils morphologiques, des cotes de l'eau et des prélèvements granulomètriques du profil 11 du site de Vaucluse

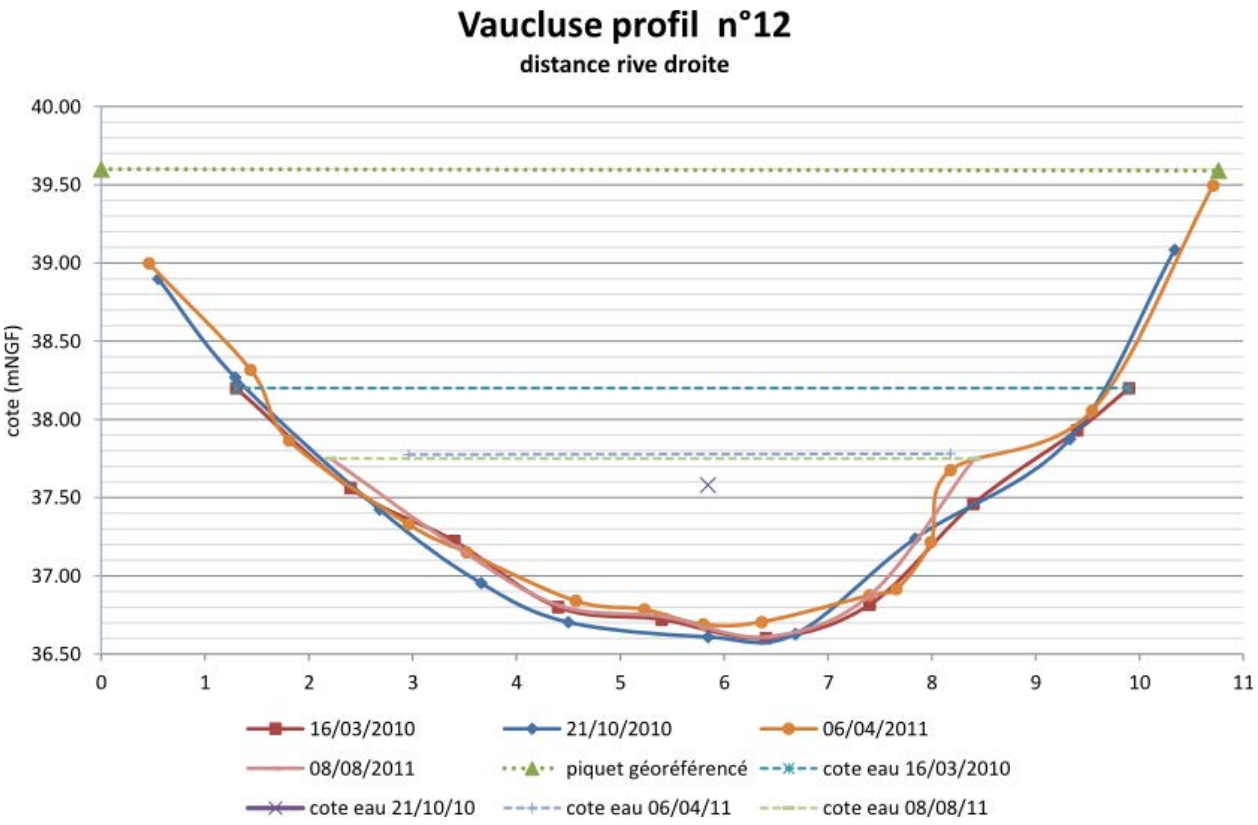


FIGURE A.15 – Évolution des profils morphologiques, des cotes de l'eau et des prélèvements granulomètriques du profil 12 du site de Vaucluse

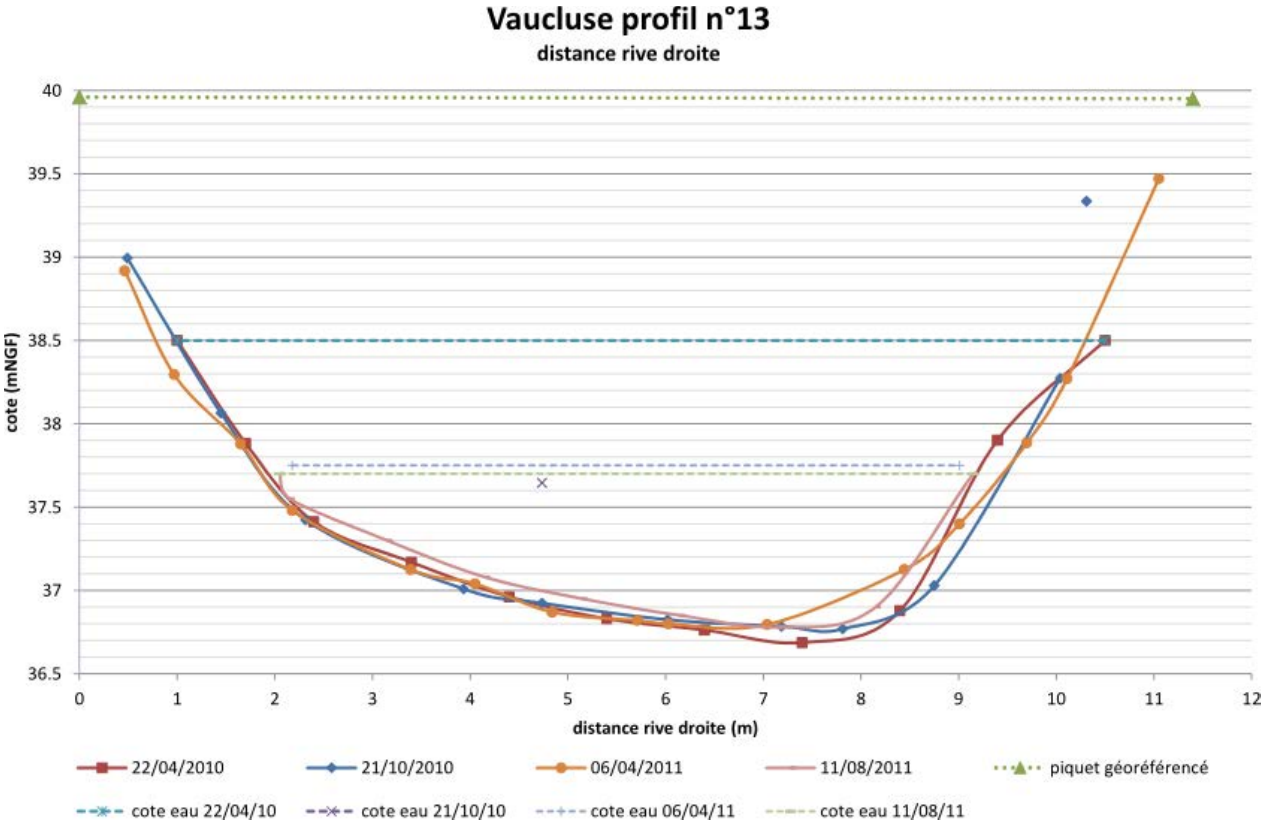


FIGURE A.16 – Évolution des profils morphologiques, des cotes de l'eau et des prélèvements granulomètriques du profil 13 du site de Vaucluse

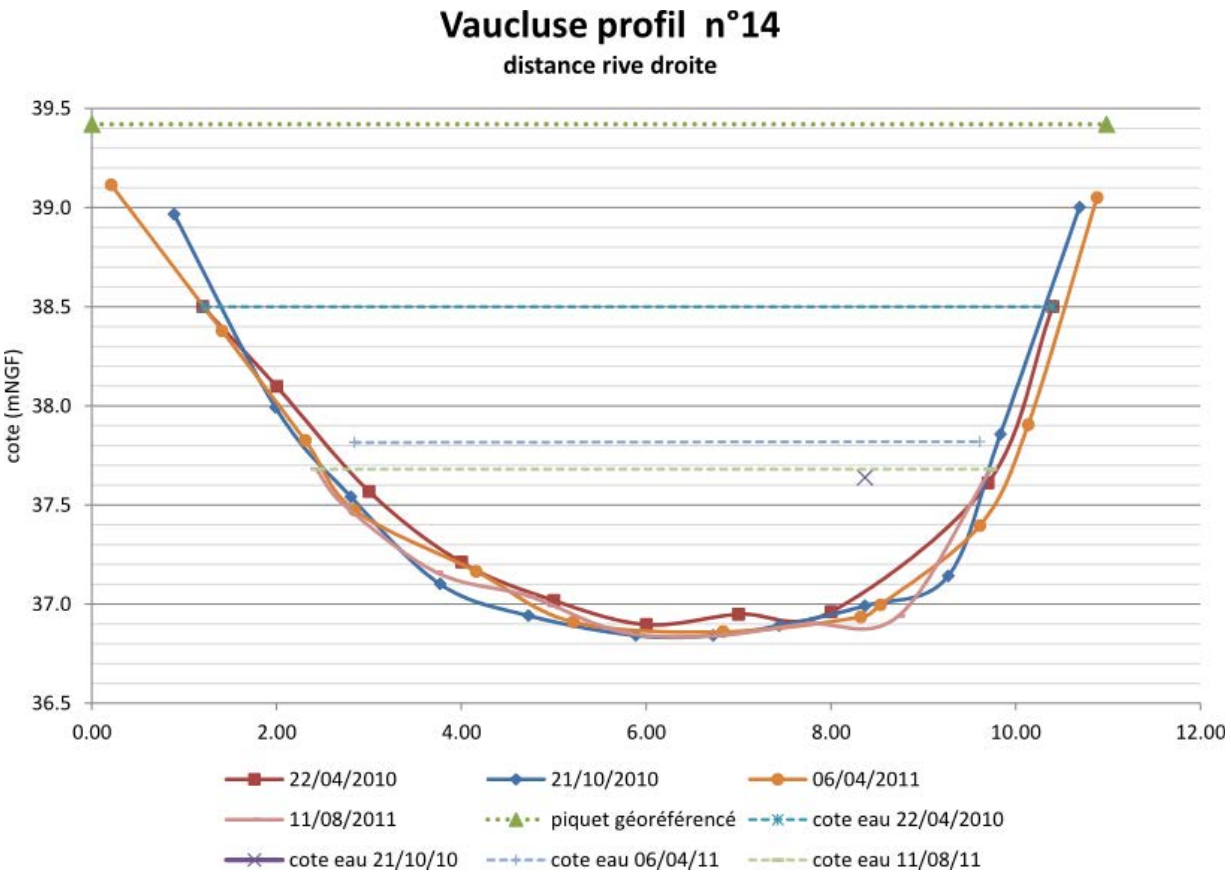


FIGURE A.17 – Évolution des profils morphologiques, des cotes de l'eau et des prélèvements granulomètriques du profil 14 du site de Vaucluse

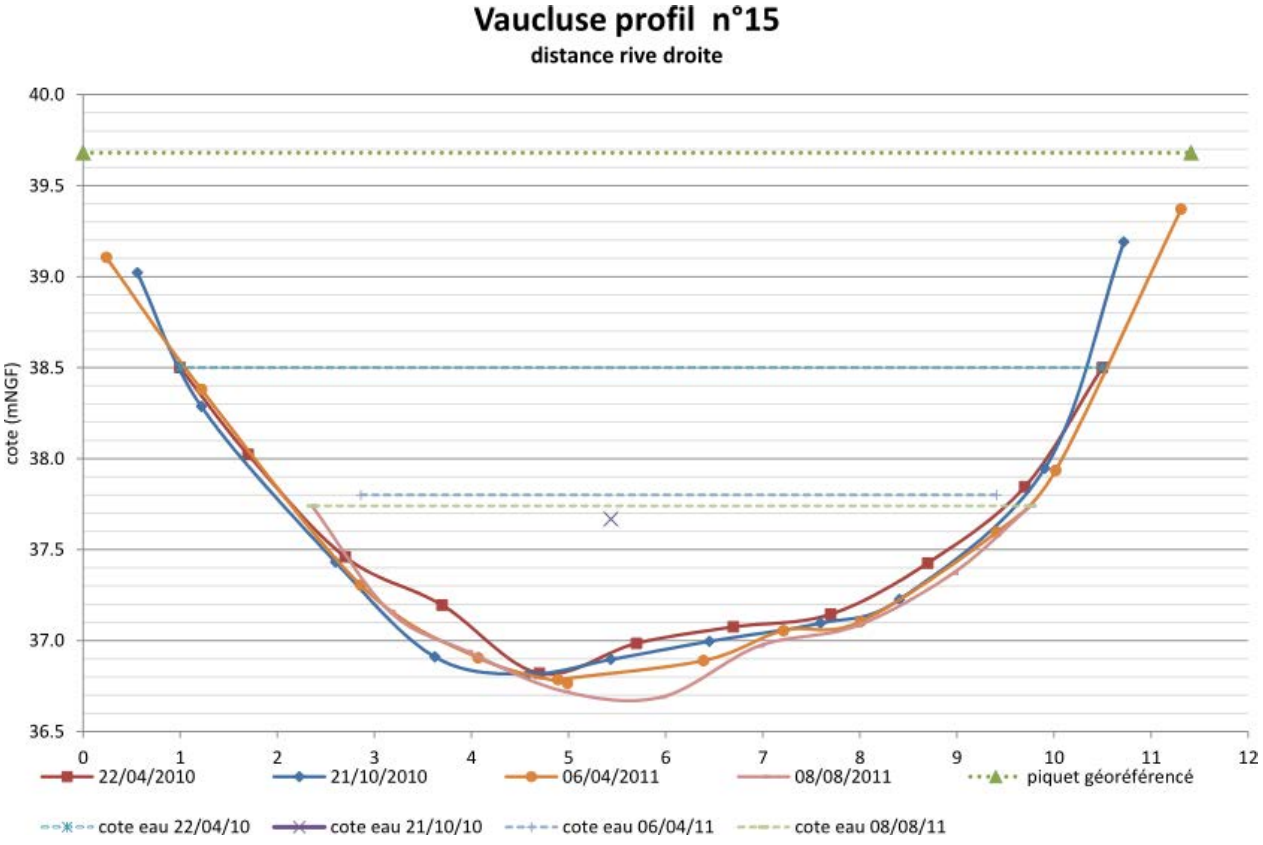


FIGURE A.18 – Évolution des profils morphologiques, des cotes de l'eau et des prélèvements granulomètriques du profil 15 du site de Vaucluse

Profils transversaux à la Guinguette

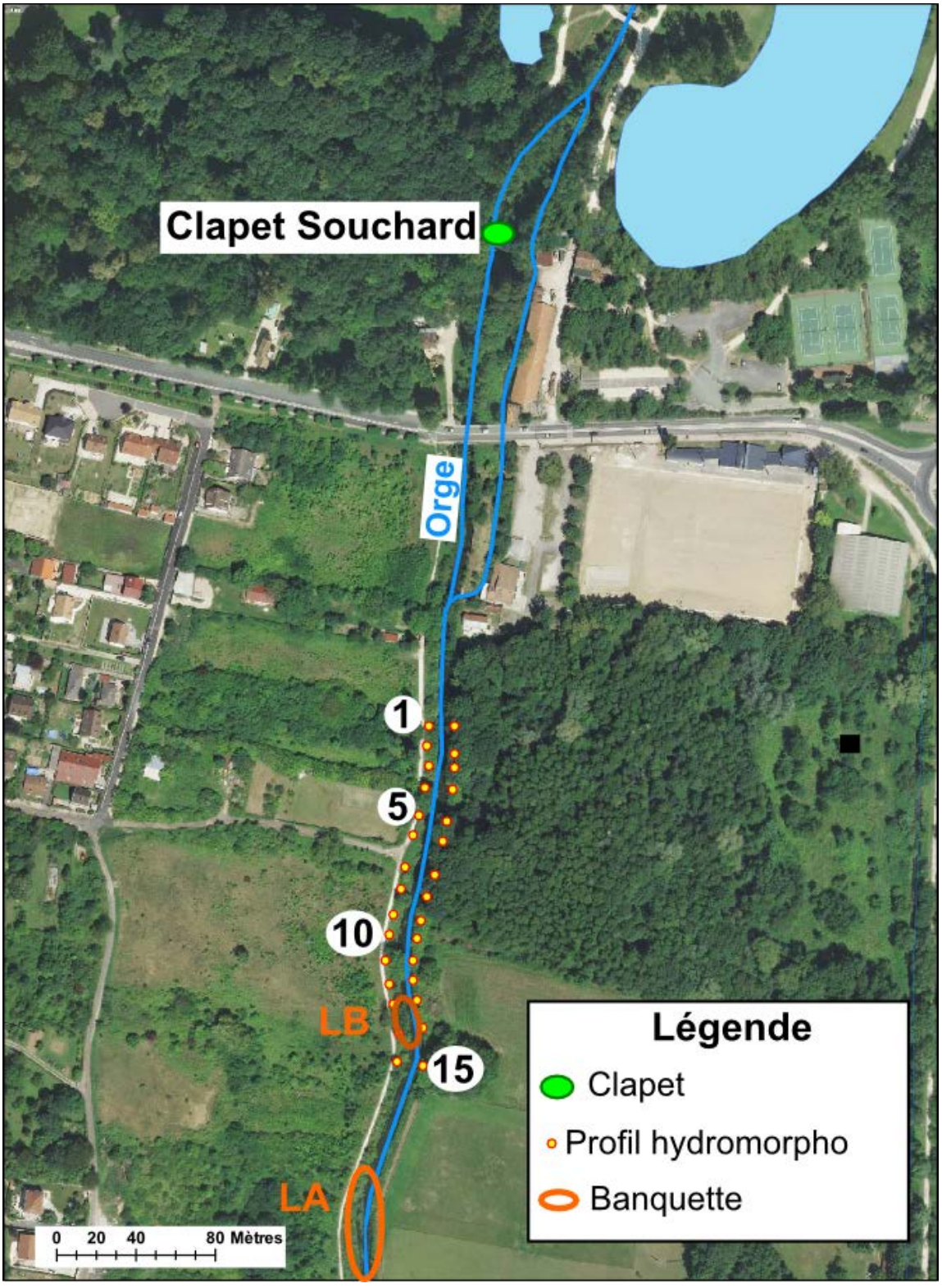


FIGURE A.19 – Carte localisant des profils morphologique et le clapet Souchard pour le site de la Guinguette

profil n°	Date	Hauteur d'eau max m	Vmoy m/s	Vmax m/s	Débit calc m^3/s	Date	Hauteur d'eau max m	Vmoy m/s	Vmax m/s	Débit calc m^3/s	Date	Vmoy m/s	Vmax m/s	Débit calc m^3/s
1	25/02/10	1,75	0,19	0,30	2,84	04/04/12	0,72	0,24	0,38	1,18	30/04/13	0,35	0,50	1,95
2						04/04/12	0,78	0,22	0,38	1,14	30/04/13	0,33	0,48	1,92
3	25/02/10	1,80	0,19	0,34	3,00	04/04/12	0,80	0,23	0,38	1,23	30/04/13	0,31	0,46	1,92
4	25/02/10	1,82	0,21	0,32	2,98	04/04/12	0,80	0,20	0,40	1,18	30/04/13	0,35	0,50	2,16
5														
6	25/02/10	1,7	0,28	0,43	3,46	04/04/12	0,78	0,25	0,45	1,29	30/04/13	0,33	0,54	1,90
7														
8	25/02/10	1,75	0,27	0,46	3,70	04/04/12	0,86	0,21	0,50	1,17	29/04/13	0,36	0,56	2,15
9						04/04/12	0,70	0,26	0,49	1,19	29/04/13	0,36	0,53	2,06
10	25/02/10	1,80	0,27	0,51	4,33	04/04/12	0,88	0,19	0,40	1,14	29/04/13	0,31	0,49	2,07
11														
12	25/02/10	2,00	0,27	0,58	4,11	04/04/12	0,80	0,19	0,39	1,03	29/04/13	0,3	0,56	2,07
13														
14														
15						04/04/12	0,75	0,22	0,51	1,13	29/04/13	0,35	0,92	2,21
moy		1,80	0,24	0,42	3,49		0,79	0,22	0,43	1,17		0,34	0,55	2,04

TABLE A.7 – Valeurs caractéristiques lors de chaque campagne granulomètrique à la Guinguette avant (2010), 2 ans après (2012) et trois ans après (2013) l'abaissement du clapet Souchard

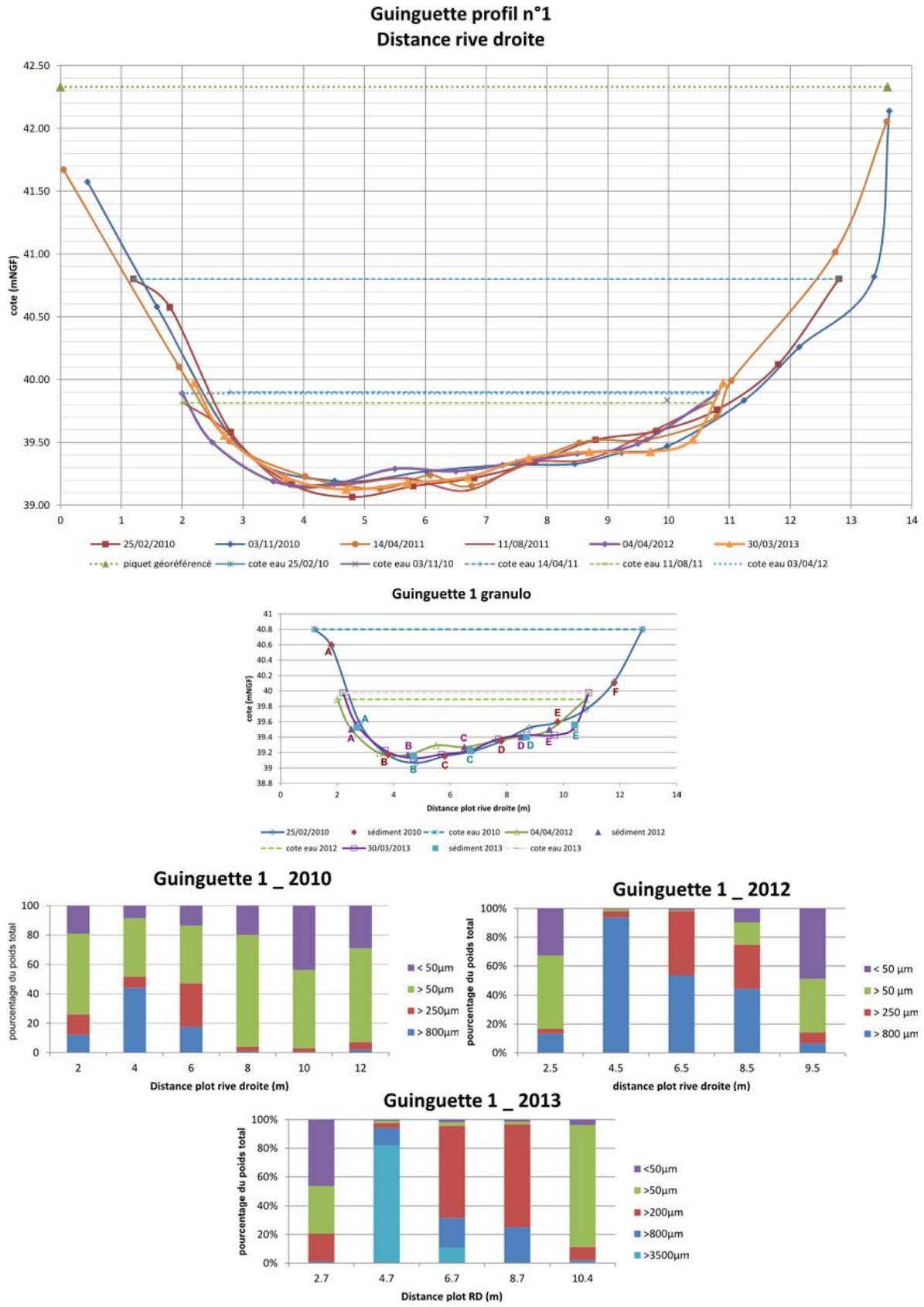


FIGURE A.20 – Évolution des profils morphologiques, des cotes de l'eau et des prélèvements granulomètriques du profil 1 du site de la Guinguette

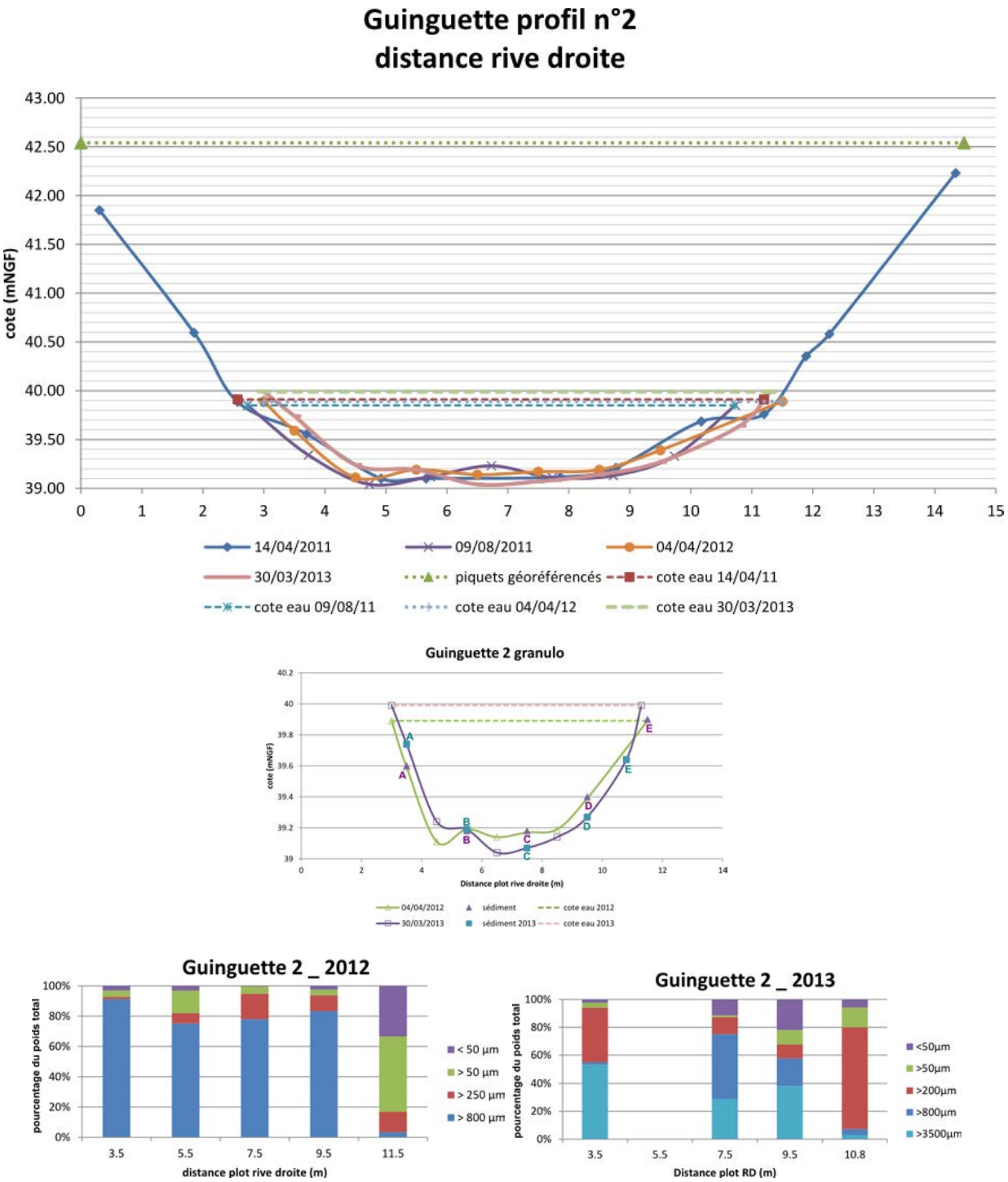


FIGURE A.21 – Évolution des profils morphologiques, des cotes de l'eau et des prélèvements granulomètriques du profil 2 du site de la Guinguette

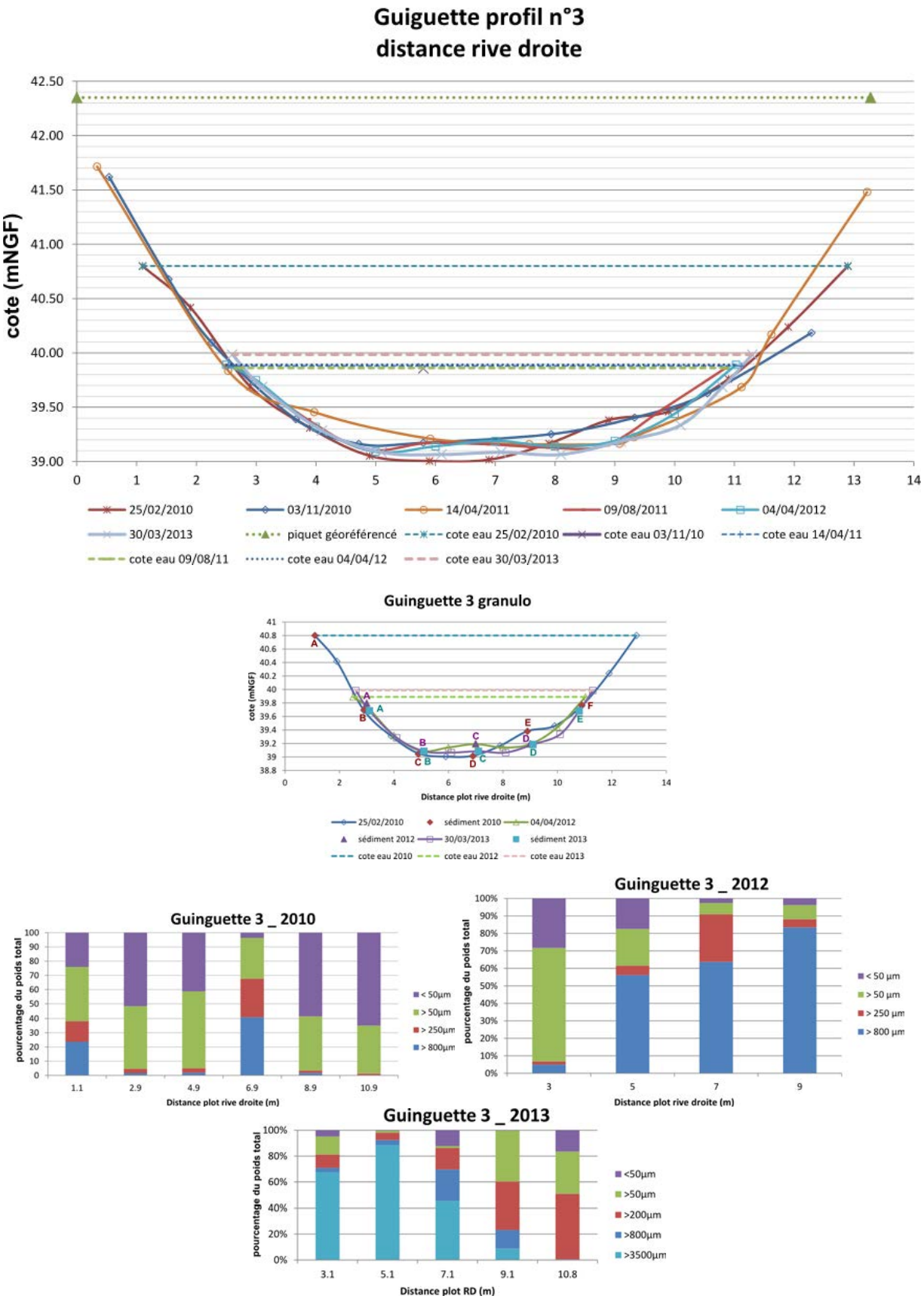


FIGURE A.22 – Évolution des profils morphologiques, des cotes de l'eau et des prélèvements granulomètriques du profil 3 du site de la Guinguette

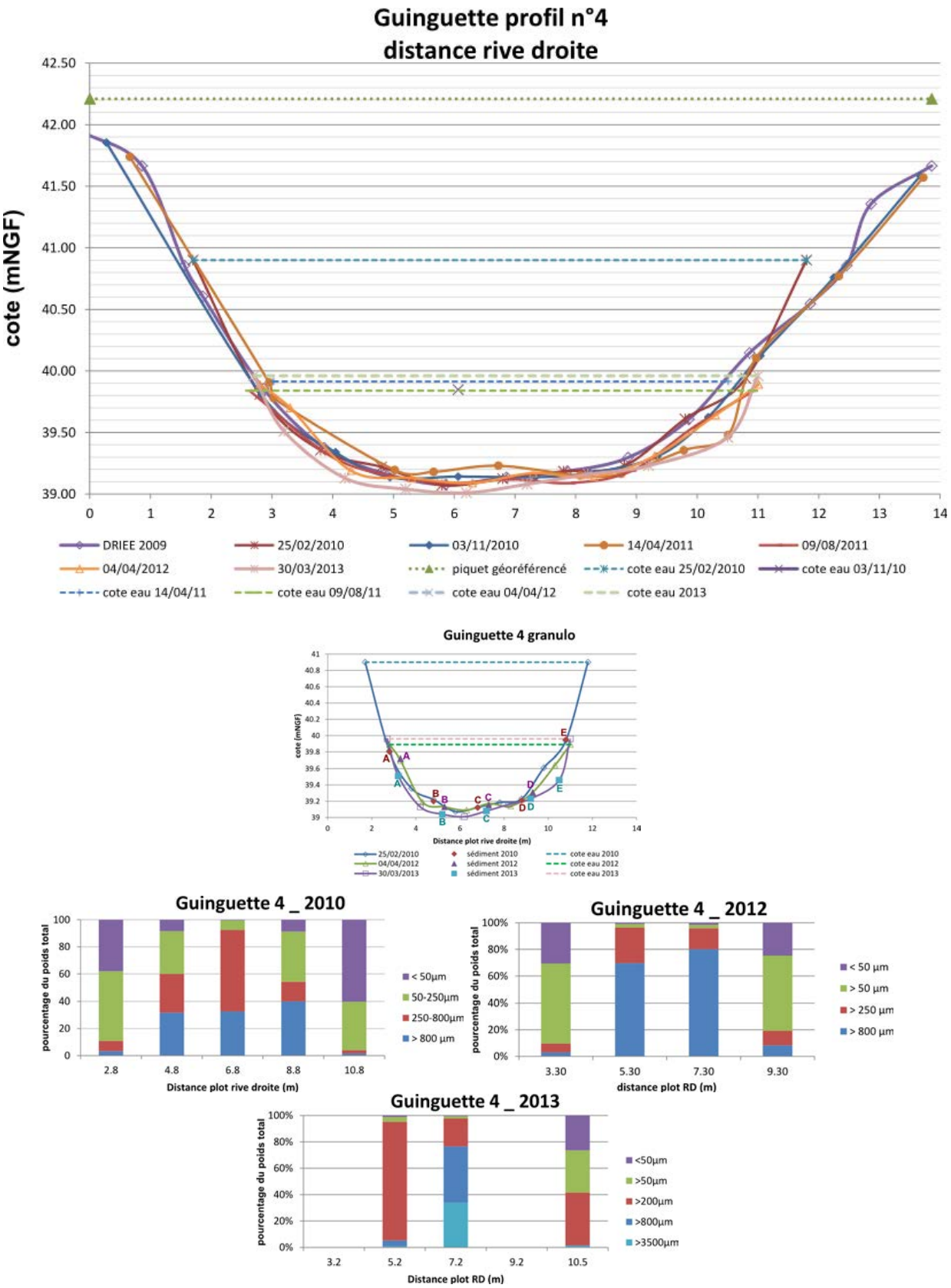


FIGURE A.23 – Évolution des profils morphologiques, des cotes de l'eau et des prélèvements granulomètriques du profil 4 du site de la Guinguette

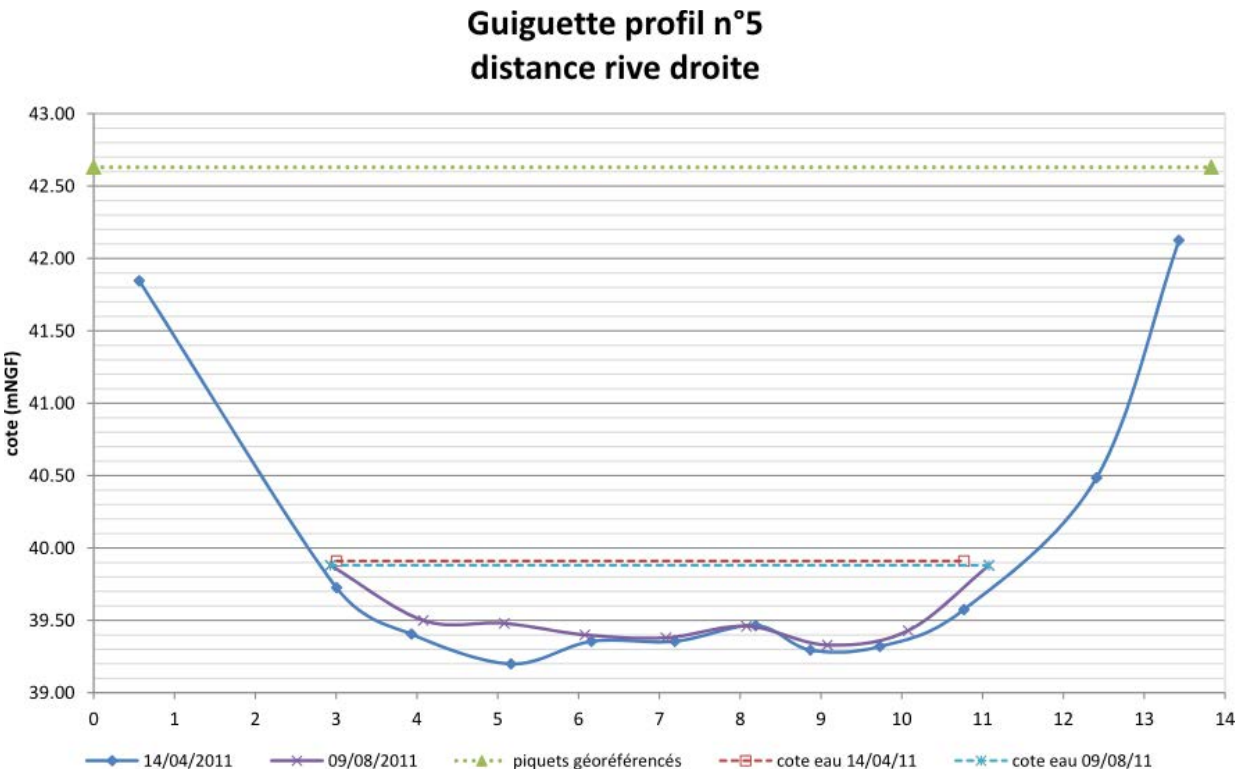


FIGURE A.24 – Évolution des profils morphologiques, des cotes de l'eau et des prélèvements granulomètriques du profil 5 du site de la Guinguette

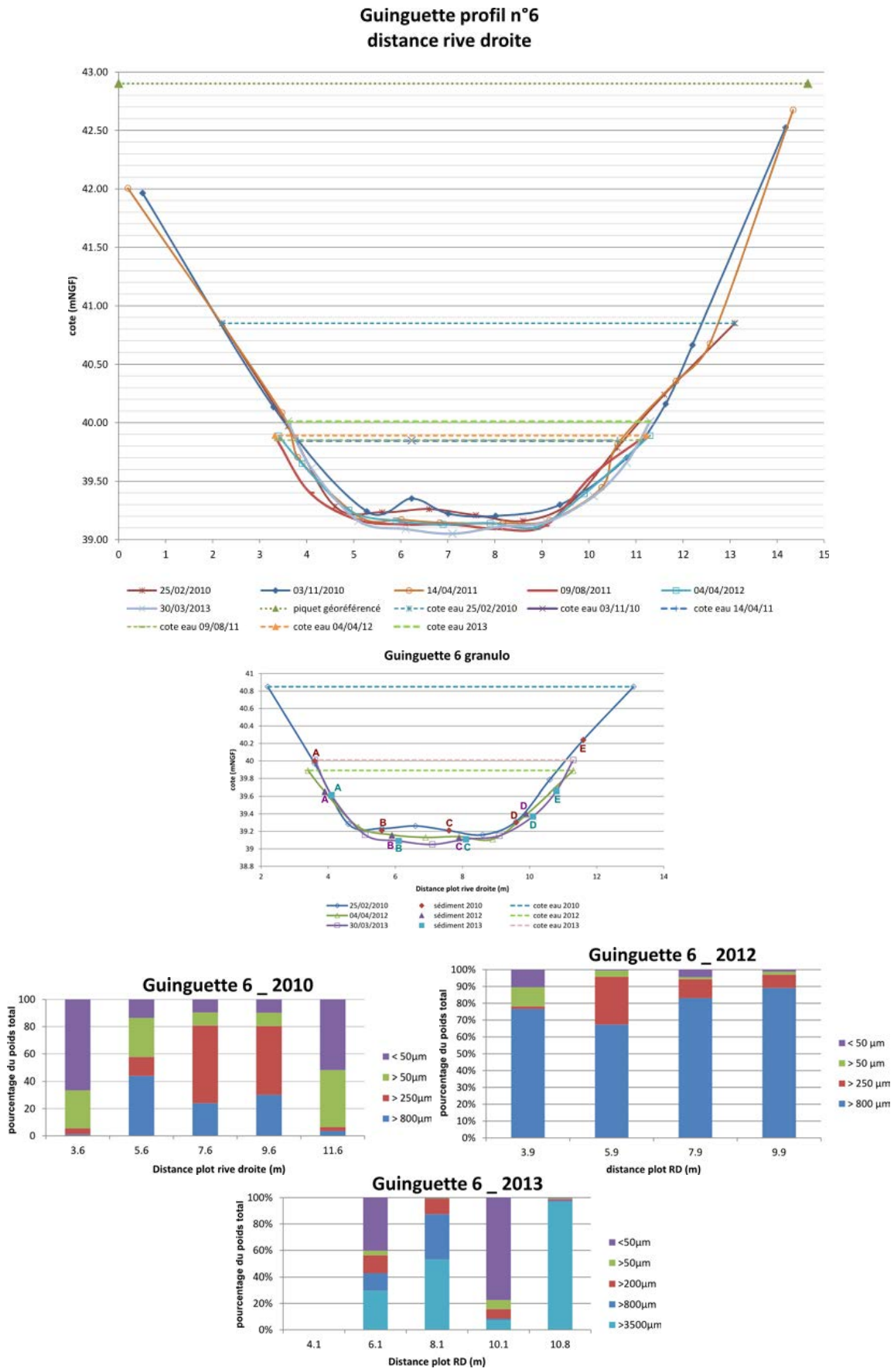


FIGURE A.25 – Évolution des profils morphologiques, des cotes de l'eau et des prélèvements granulomètriques du profil 6 du site de la Guinguette

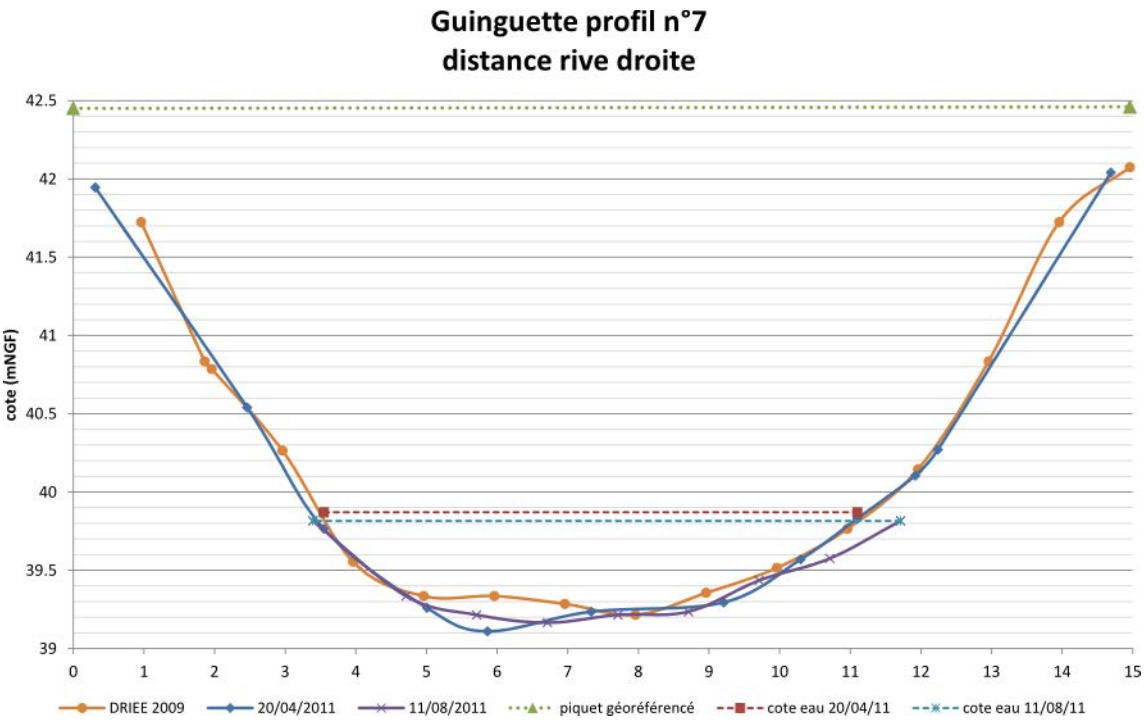


FIGURE A.26 – Évolution des profils morphologiques, des cotes de l'eau et des prélèvements granulomètriques du profil 7 du site de la Guinguette

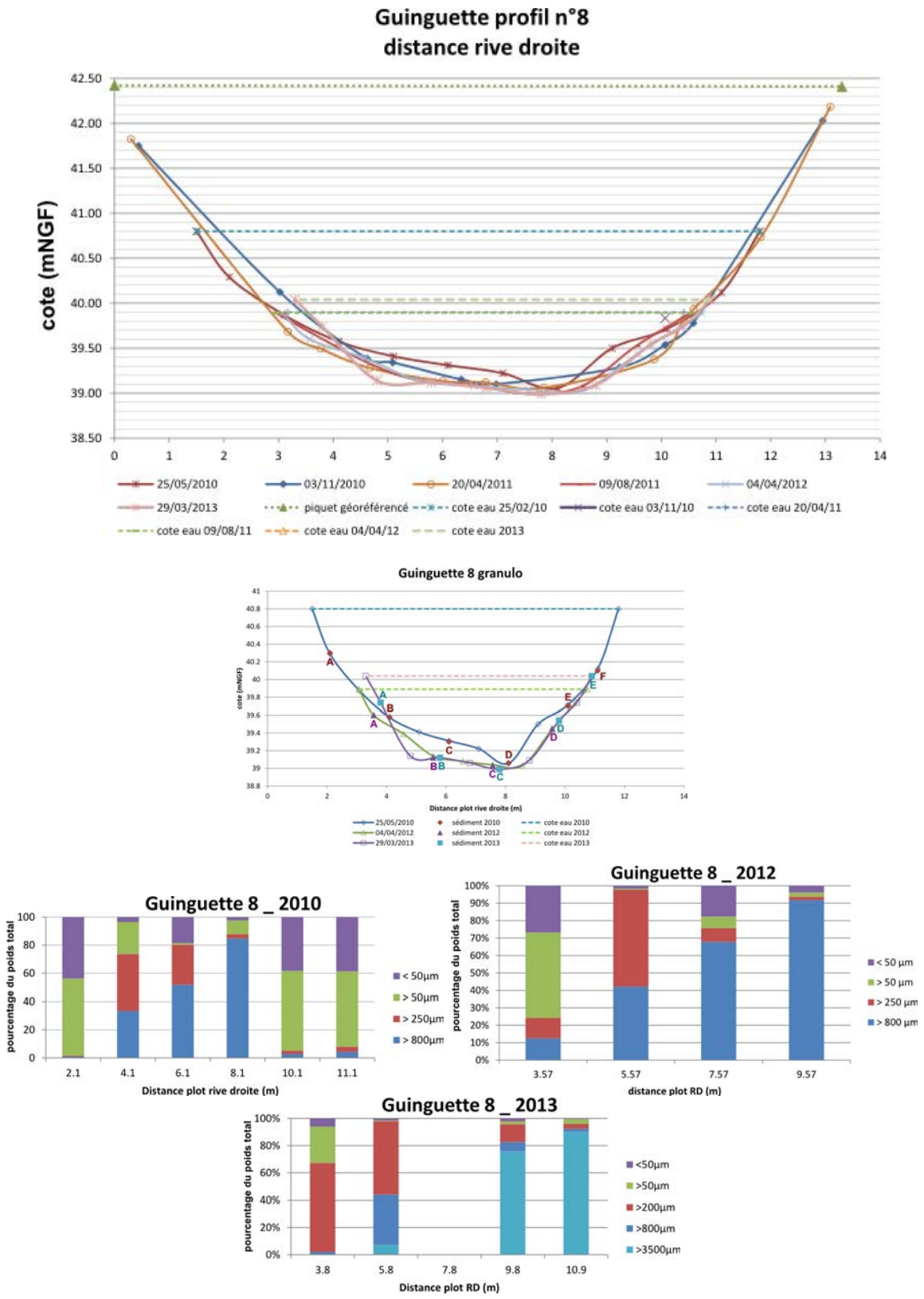


FIGURE A.27 – Évolution des profils morphologiques, des cotes de l'eau et des prélèvements granulomètriques du profil 8 du site de la Guinguette

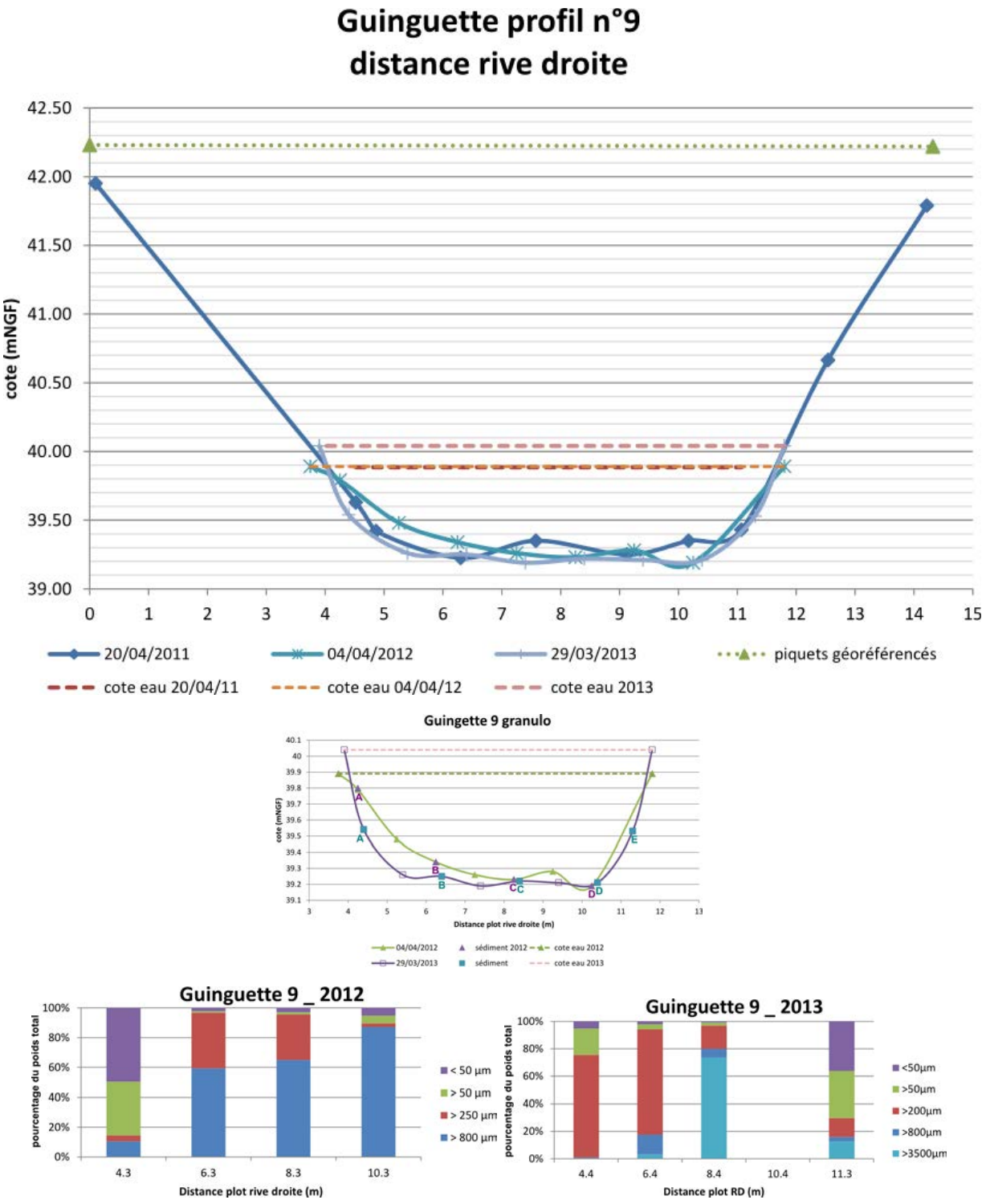


FIGURE A.28 – Évolution des profils morphologiques, des cotes de l'eau et des prélèvements granulomètriques du profil 9 du site de la Guinguette

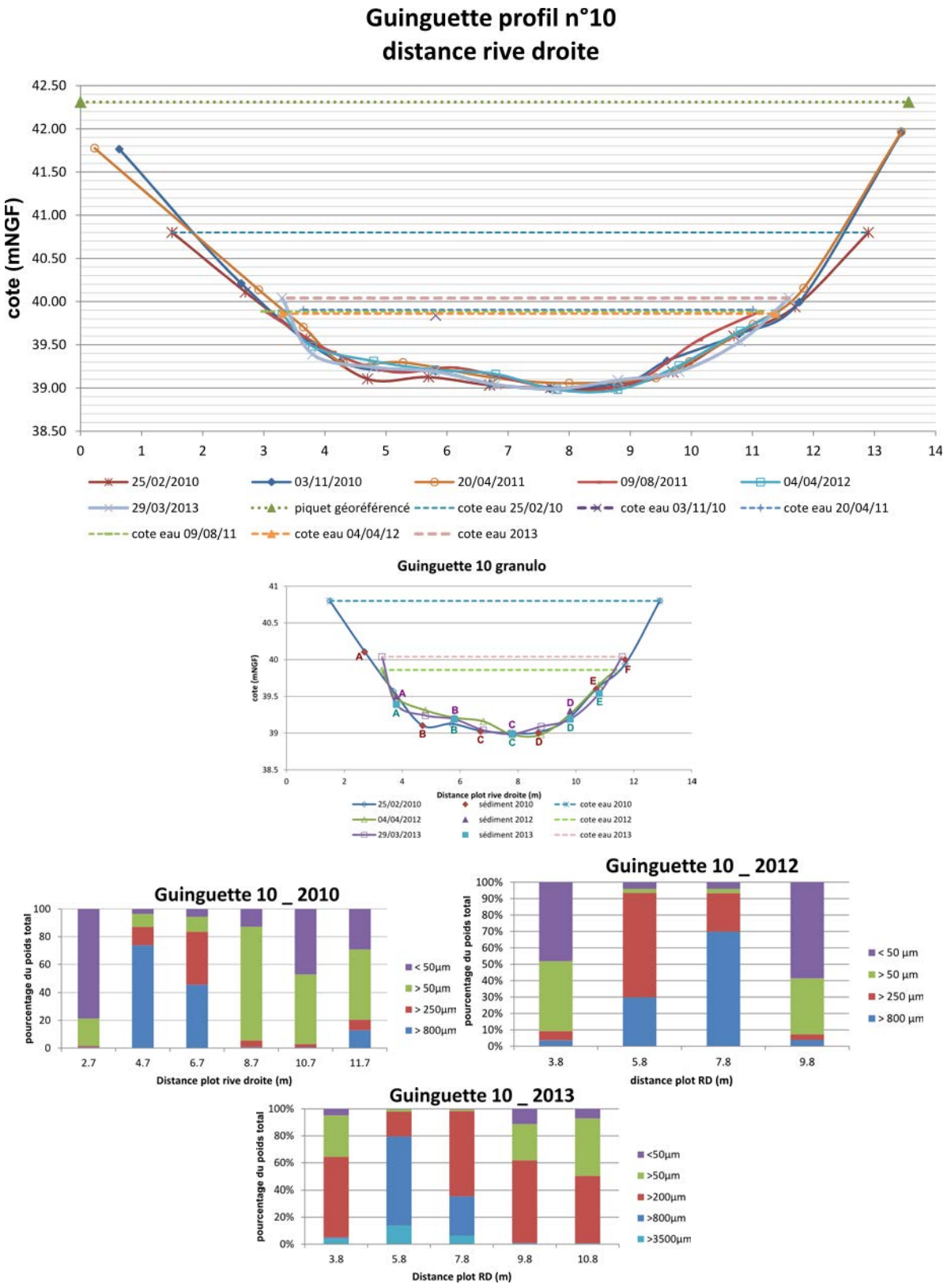


FIGURE A.29 – Évolution des profils morphologiques, des cotes de l'eau et des prélèvements granulomètriques du profil 10 du site de la Guinguette

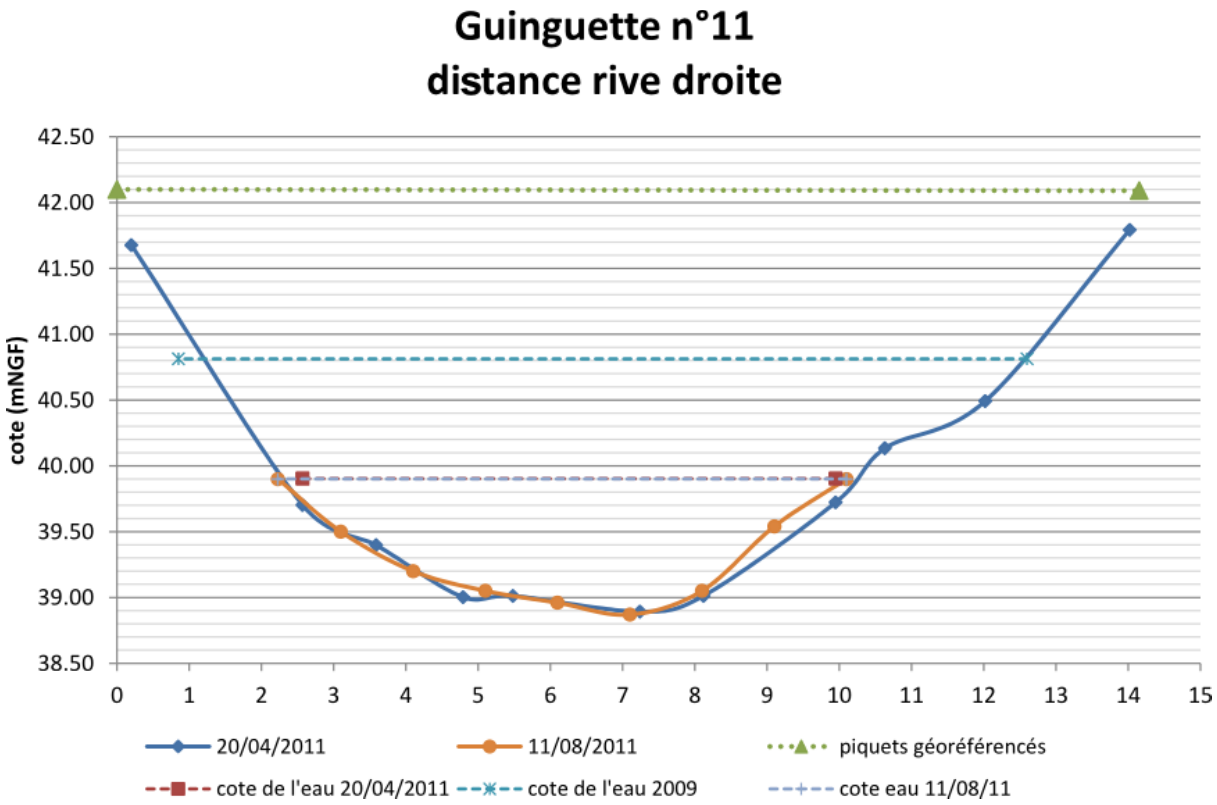


FIGURE A.30 – Évolution des profils morphologiques, des cotes de l'eau et des prélèvements granulomètriques du profil 11 du site de la Guinguette

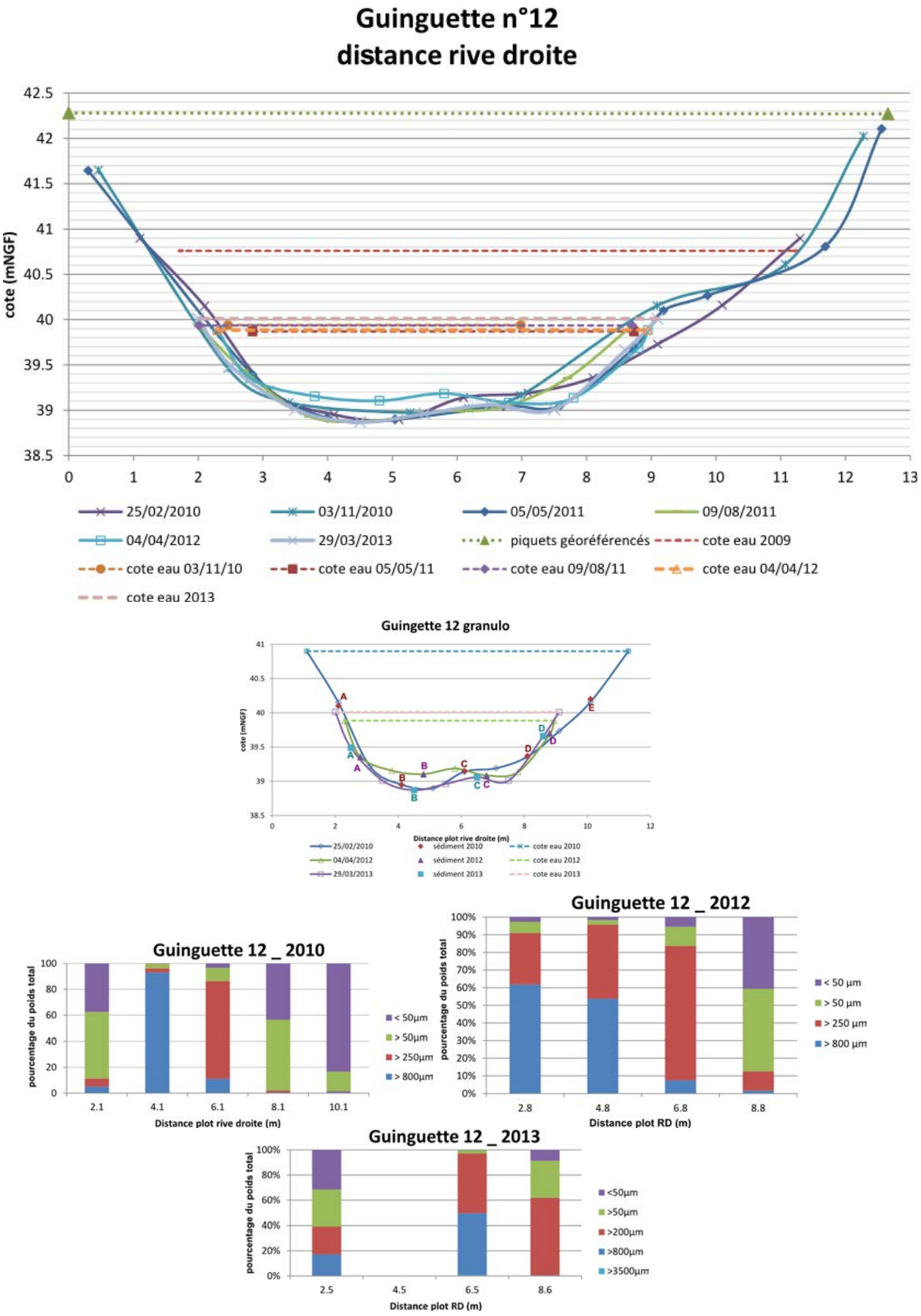


FIGURE A.31 – Évolution des profils morphologiques, des cotes de l'eau et des prélèvements granulomètriques du profil 12 du site de la Guinguette

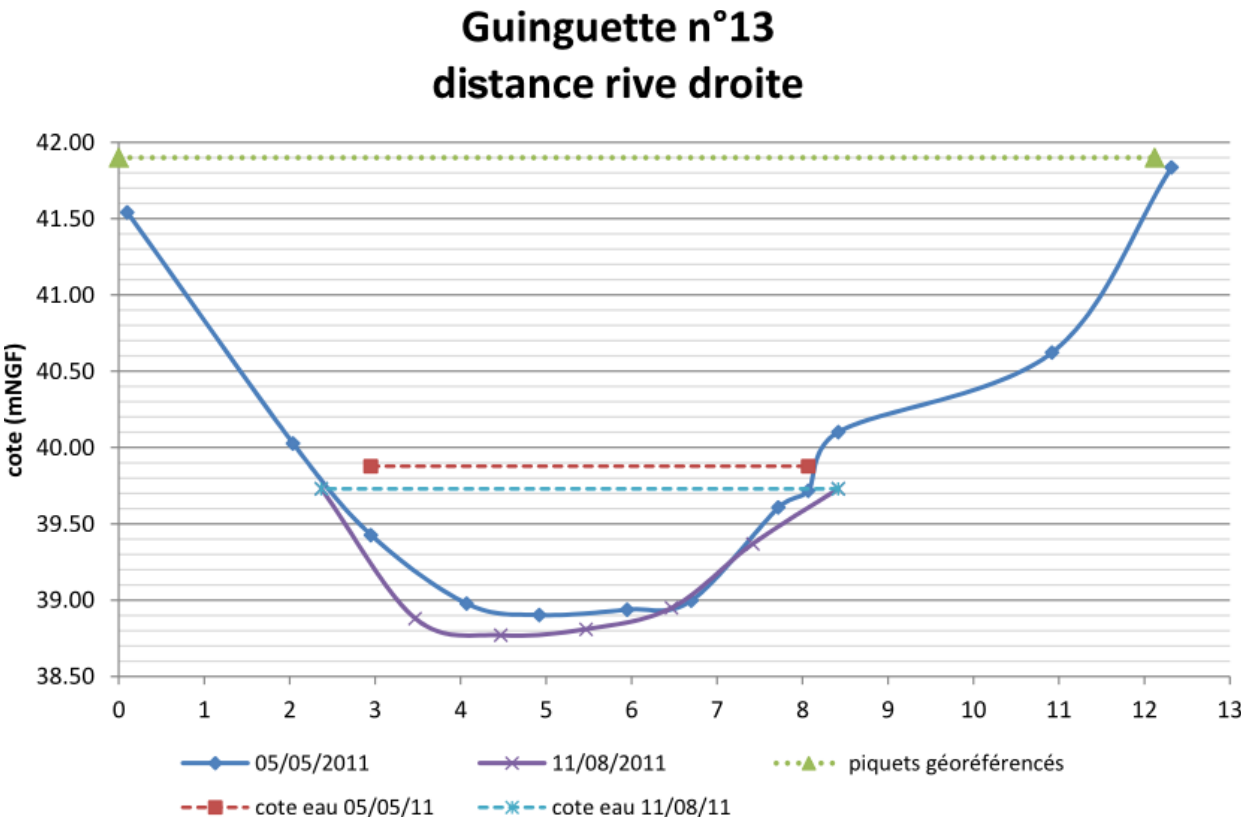


FIGURE A.32 – Évolution des profils morphologiques, des cotes de l'eau et des prélèvements granulomètriques du profil 13 du site de la Guinguette

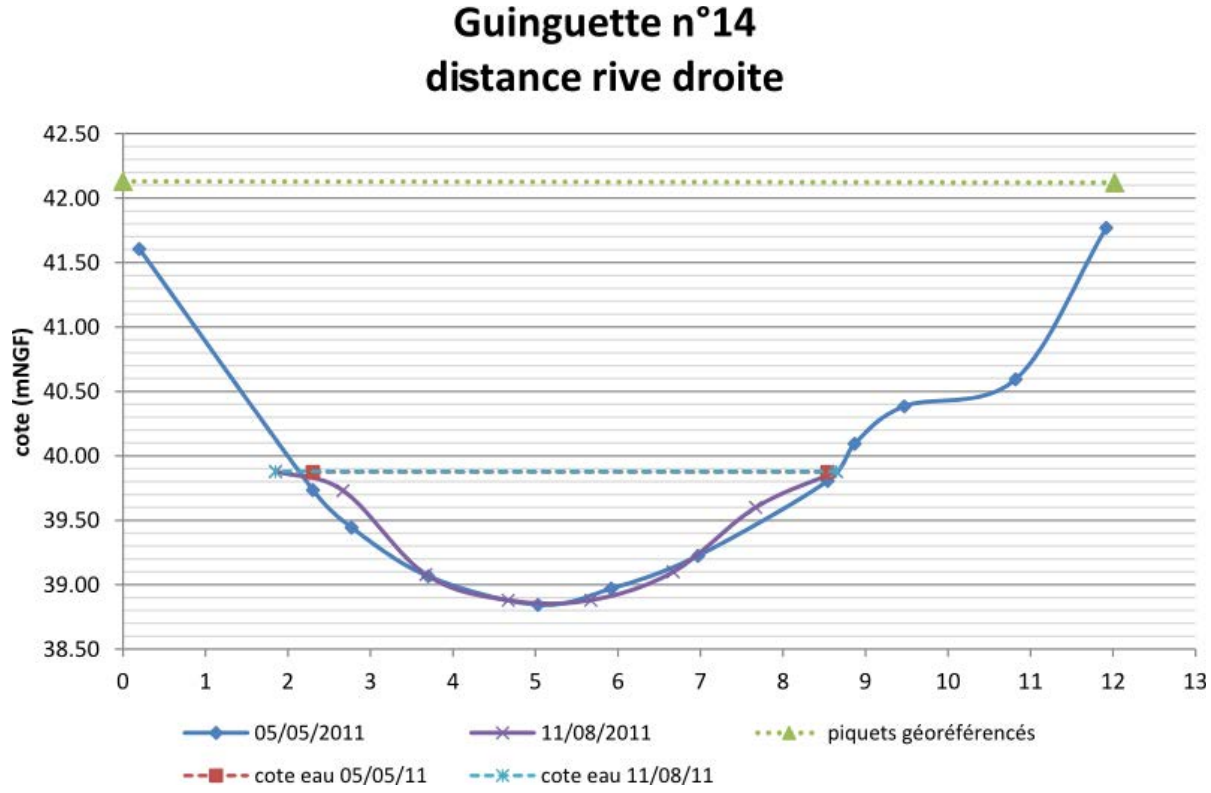


FIGURE A.33 – Évolution des profils morphologiques, des cotes de l'eau et des prélèvements granulomètriques du profil 14 du site de la Guinguette

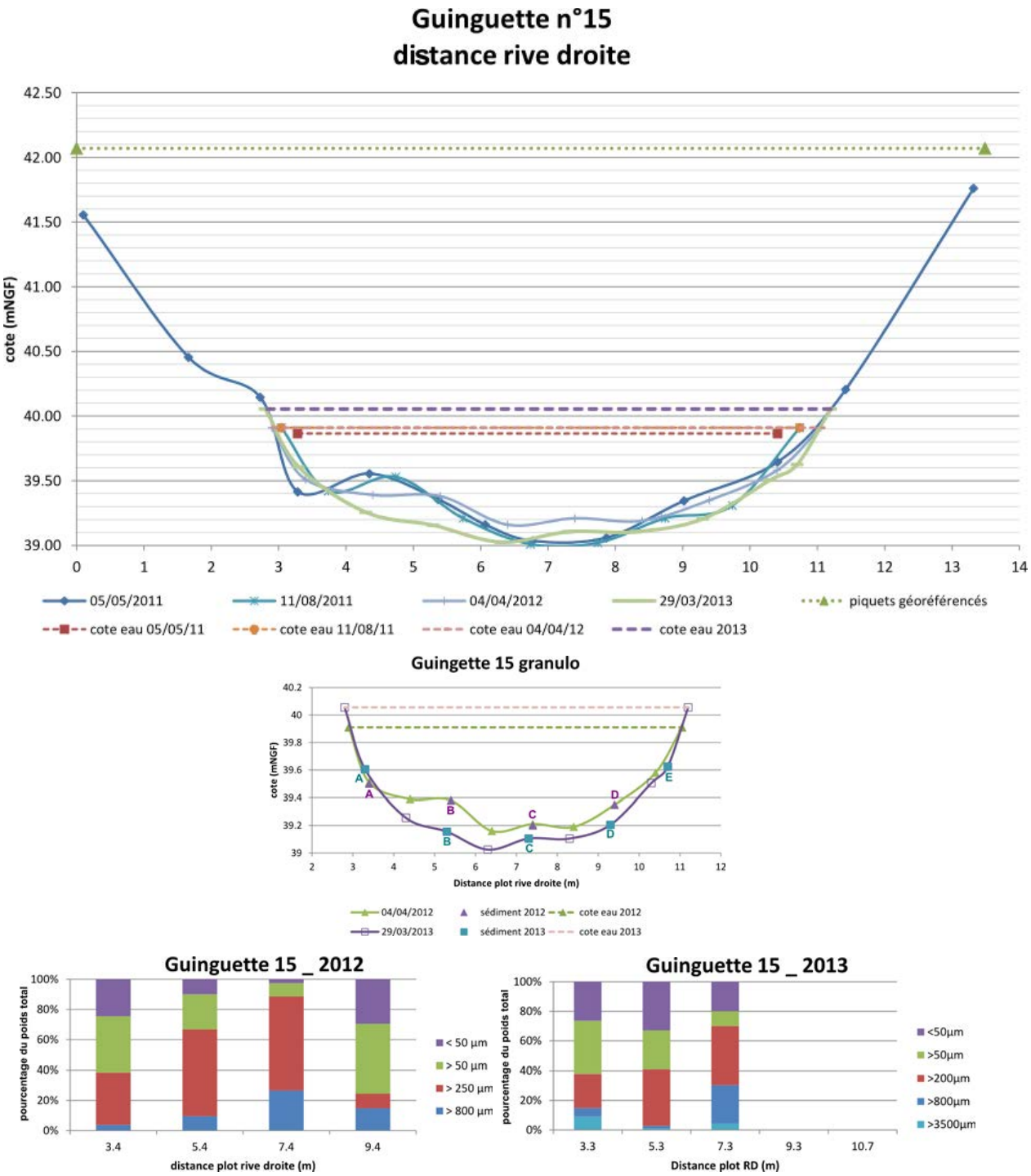


FIGURE A.34 – Évolution des profils morphologiques, des cotes de l'eau et des prélèvements granulomètriques du profil 15 du site de la Guinguette

Profils transversaux à la confluence avec le Mort Ru

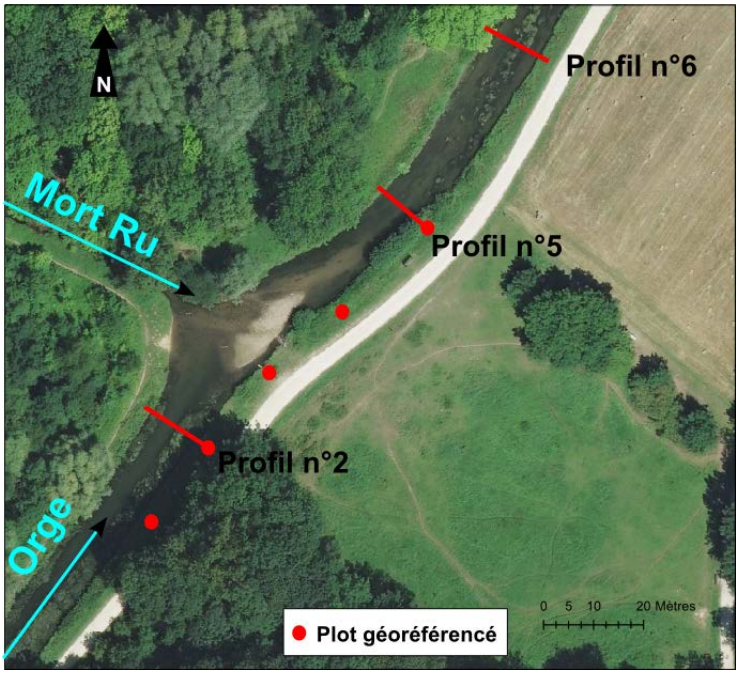


FIGURE A.35 – Carte localisant les profils hydromorphologiques prospectés dans l'Orge à la confluence avec le Mort Ru

Profil	Date	largeur m	hauteur m	Vmoy $m.s^{-1}$	Vmax $m.s^{-1}$	Q_{calc} $m^3.s^{-1}$
2	05/04/2012	11,4	1,05	0,12	0,22	1,17
5	05/04/2012	8,95	0,60	0,29	0,70	1,09
6	05/04/2012	10,25	0,55	0,22	0,59	1,07
2	26/04/2013	11,36		0,23	0,38	2,45
5	26/04/2013	9,30		0,50	0,98	2,41
6	26/04/2013	10,90		0,53	0,78	2,40

TABLE A.8 – Valeurs caractéristiques de profils hydromorphologiques de l'Orge lors des campagnes à la confluence avec le Mort Ru en 2012 et 2013

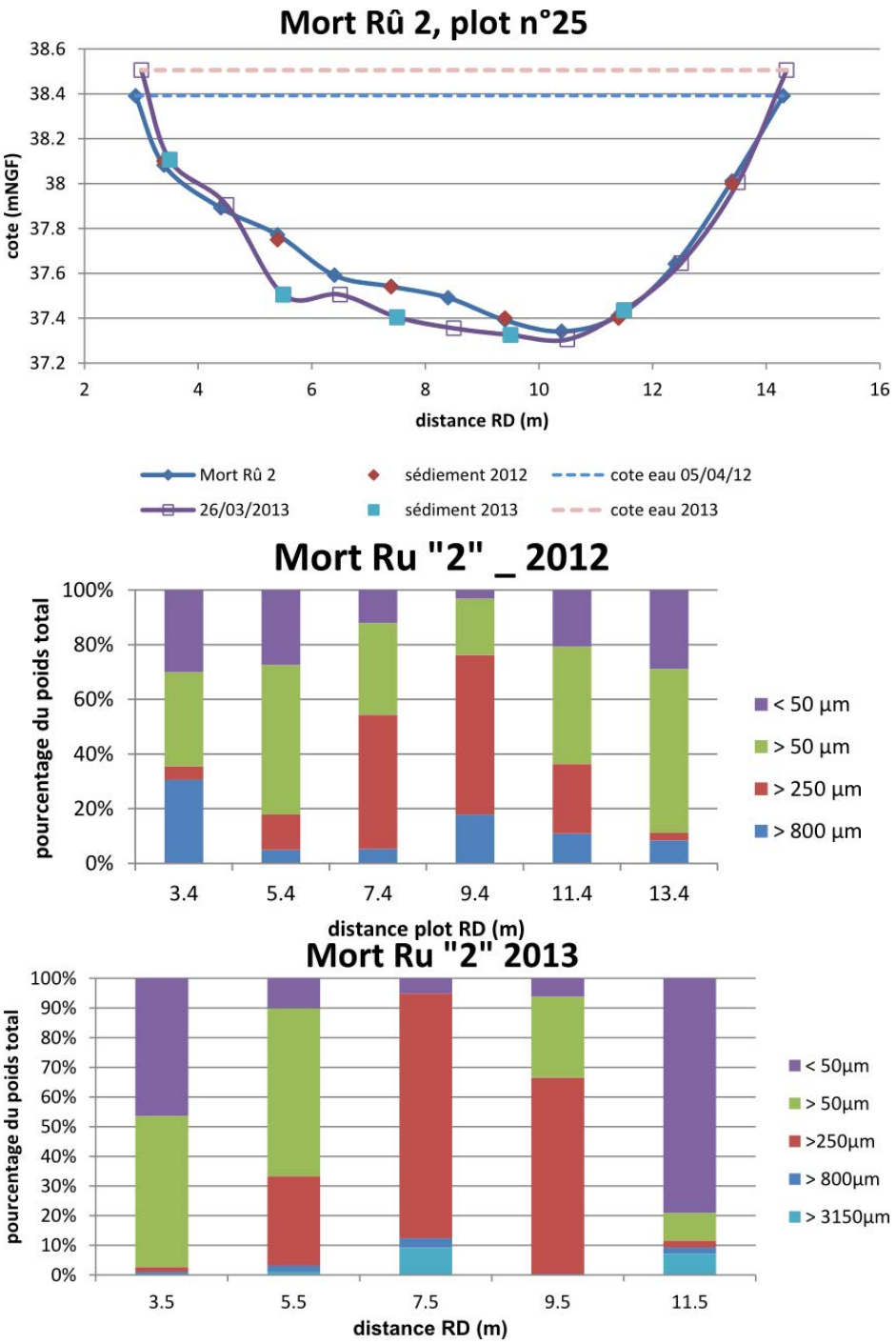
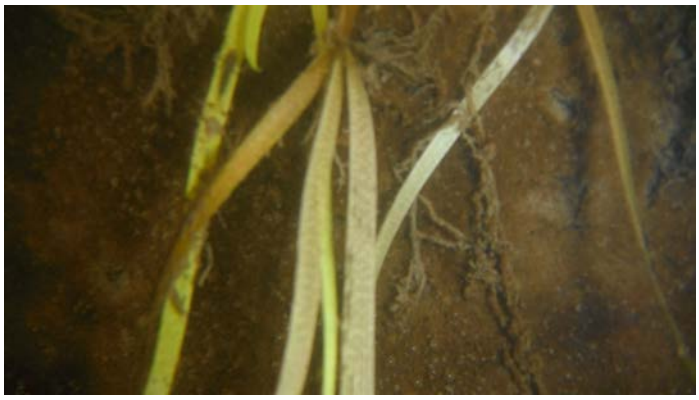
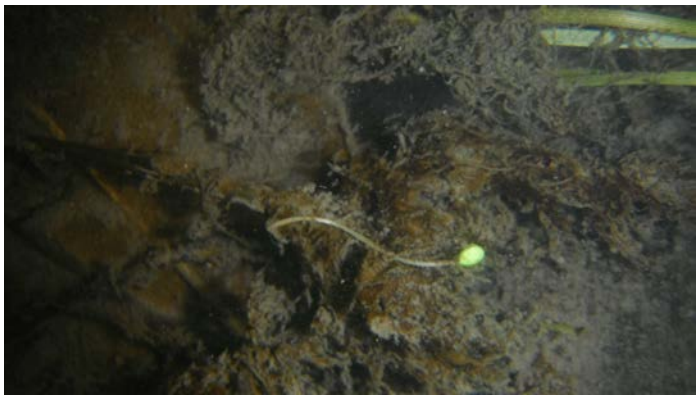


FIGURE A.36 – Évolution des profils morphologiques, des cotes de l'eau et des prélèvements granulomètriques du profil 2 du site de la confluence avec le Mort Ru

Photos de fond de lit **2012**



MR2_D (dst. RD 9,4m) D_{50}=447μm

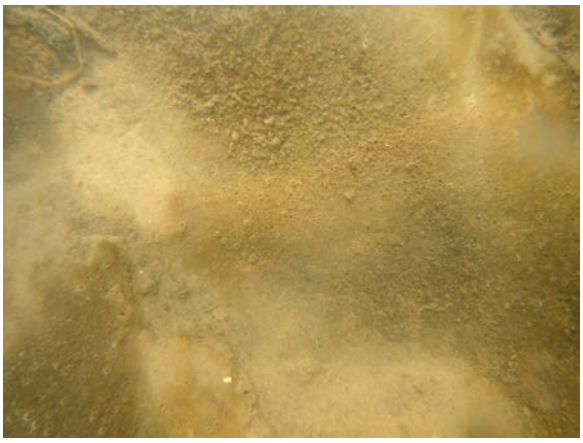


MR2_E (dst. RD 11,4m) D_{50}=156μm

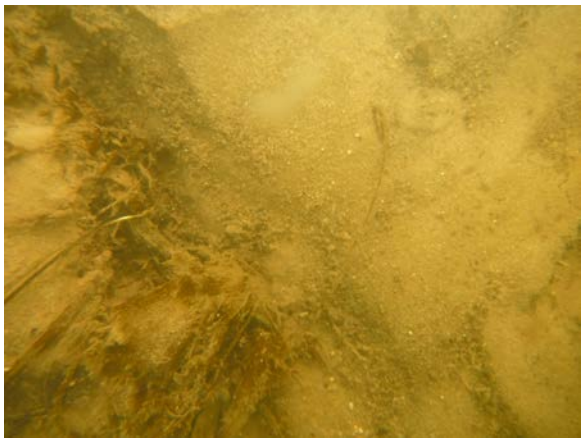


MR2_F (dst. RD 13,4m) D_{50}=72μm

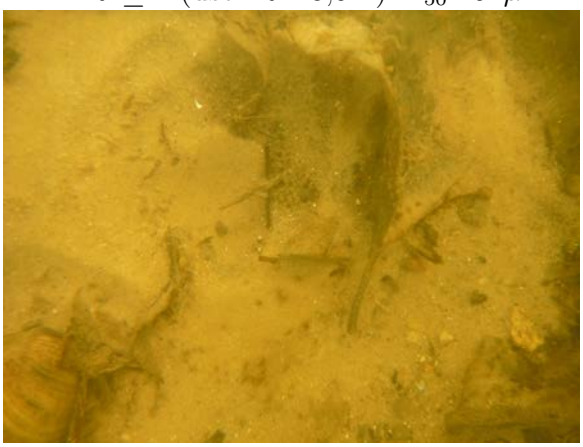
Photos de fond de lit **2013**



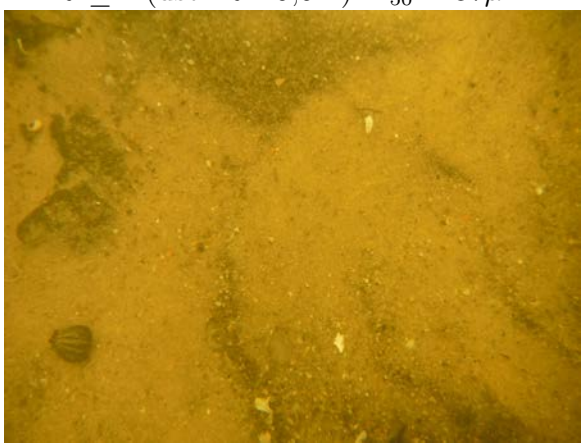
MR2_A (dst. RD 3,5m) D_{50}=52μm



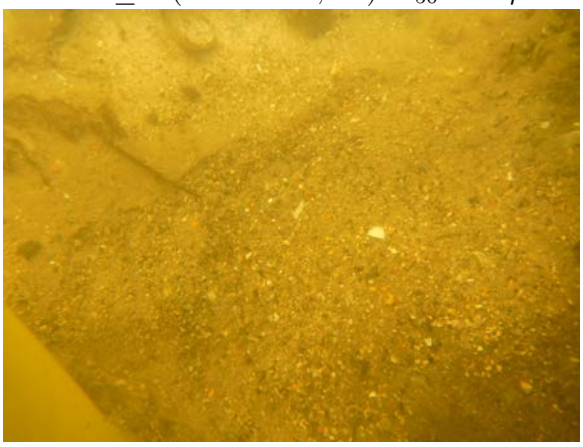
MR2_B (dst. RD 5,5m) D_{50}=137μm



MR2_C (dst. RD 7,5m) D_{50}=424μm



MR2_D (dst. RD 9,5m) D_{50}=271μm



MR2_E (dst. RD 11,5m) D_{50}=25μm



MR2_F (dst. RD 13,5m) non prélevé

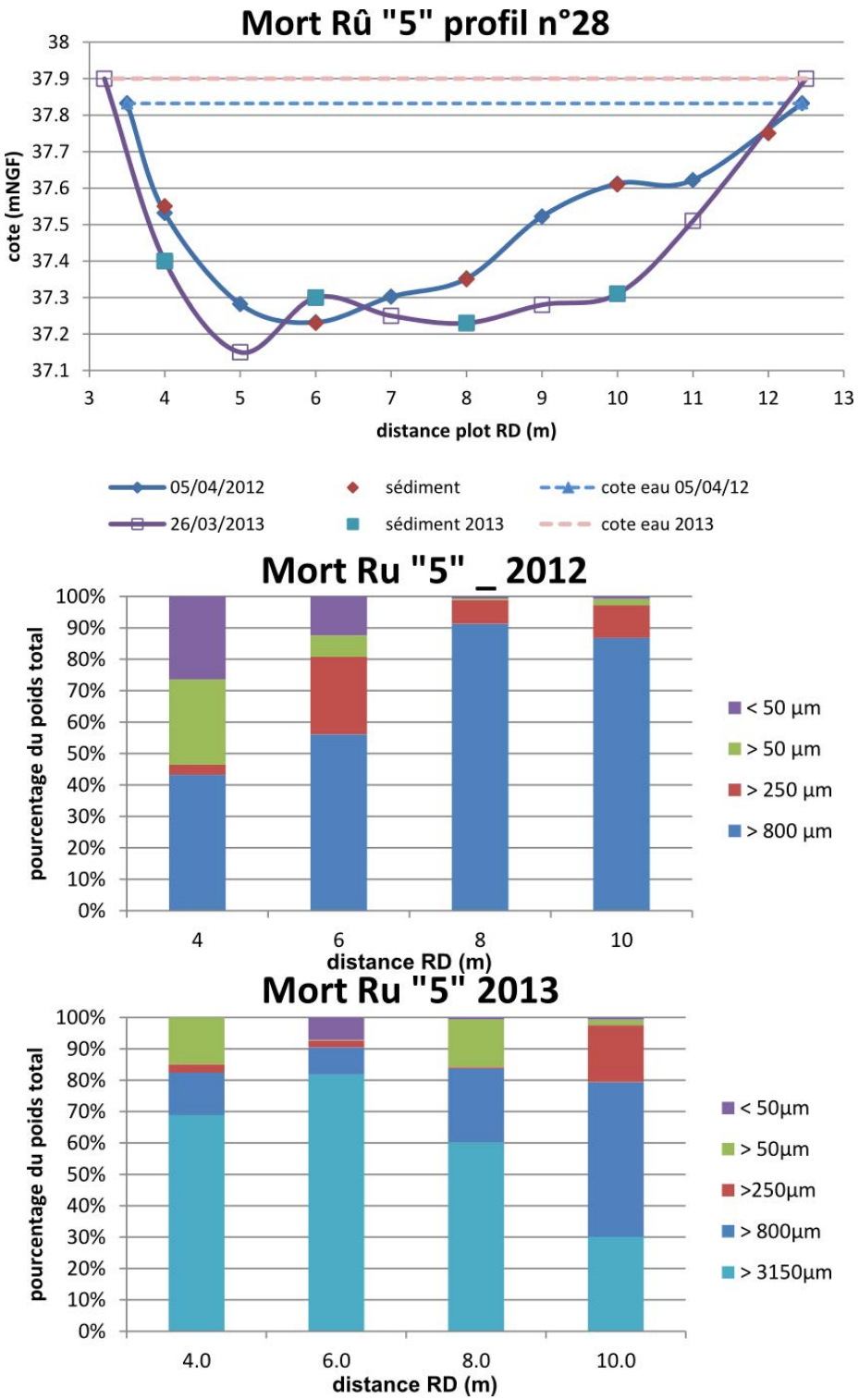
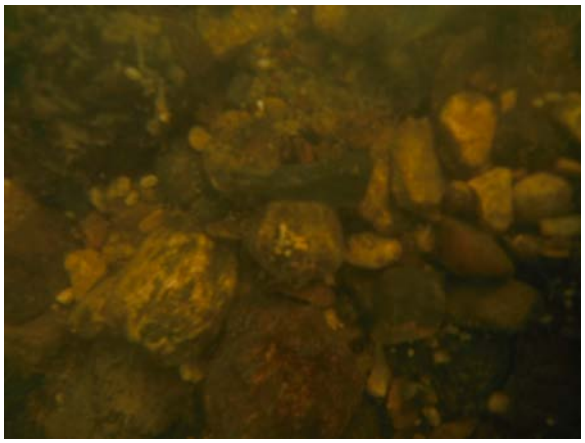
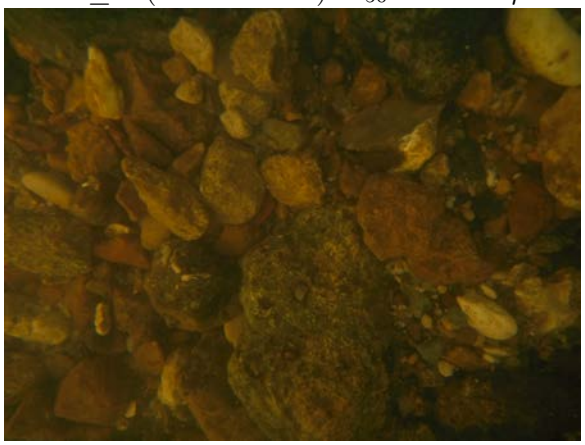
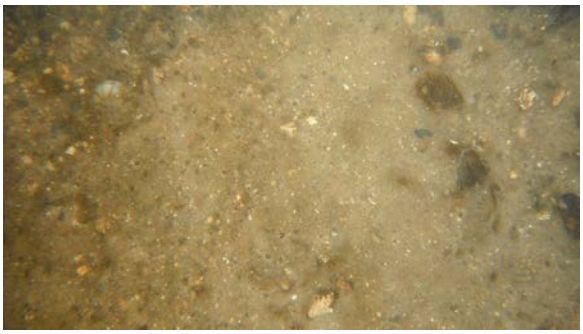
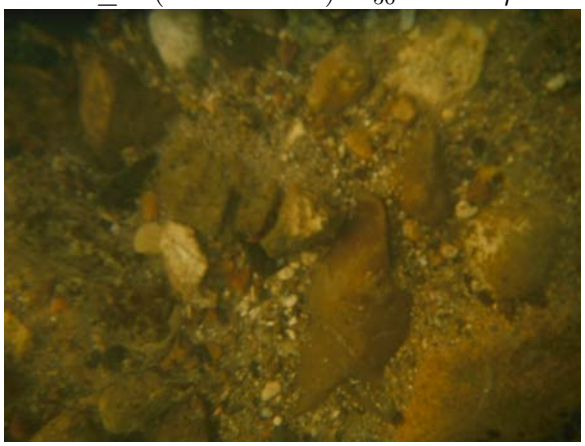
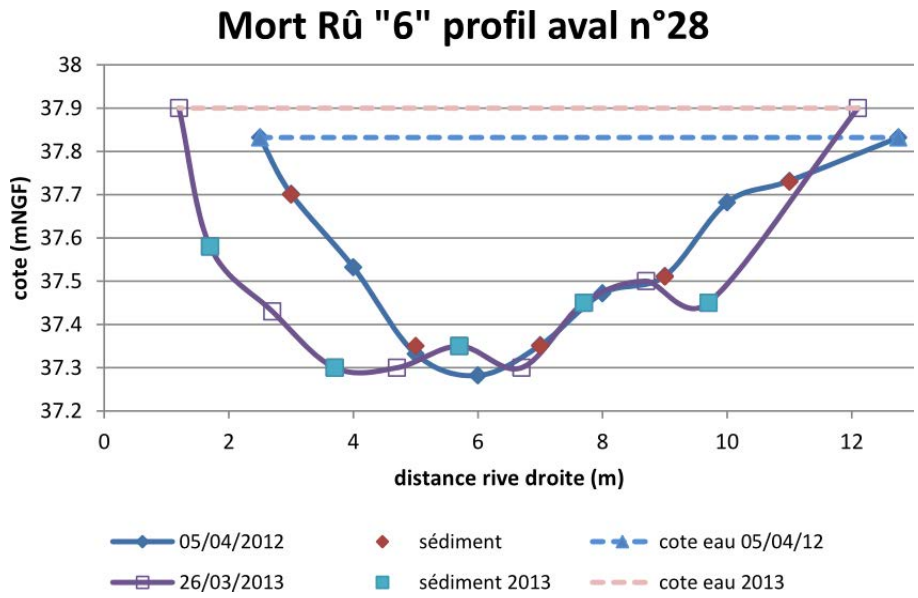


FIGURE A.37 – Évolution des profils morphologiques, des cotes de l'eau et des prélèvements granulomètriques du profil 5 du site de la confluence avec le Mort Ru

Photos de fond de lit

2012	**2013**
	
MR5_B (dst. RD 6m) D_{50}= 1 410μm	MR5_B (dst. RD 6m) D_{50}= 58 012μm
	
MR5_C (dst. RD 8m) D_{50}= 3 207μm	MR5_C (dst. RD 8m) D_{50}= 5 301μm
	
MR5_D (dst. RD 10m) D_{50}= 3 711μm	MR5_D (dst. RD 10m) D_{50}= 1 917μm



Le profil 6 n'étant pas matérialisé sur le terrain par des plots comme les autres profils, les deux campagnes n'ont pas dû être réalisées exactement au même endroit, ce qui explique qu'elles se superposent très mal.

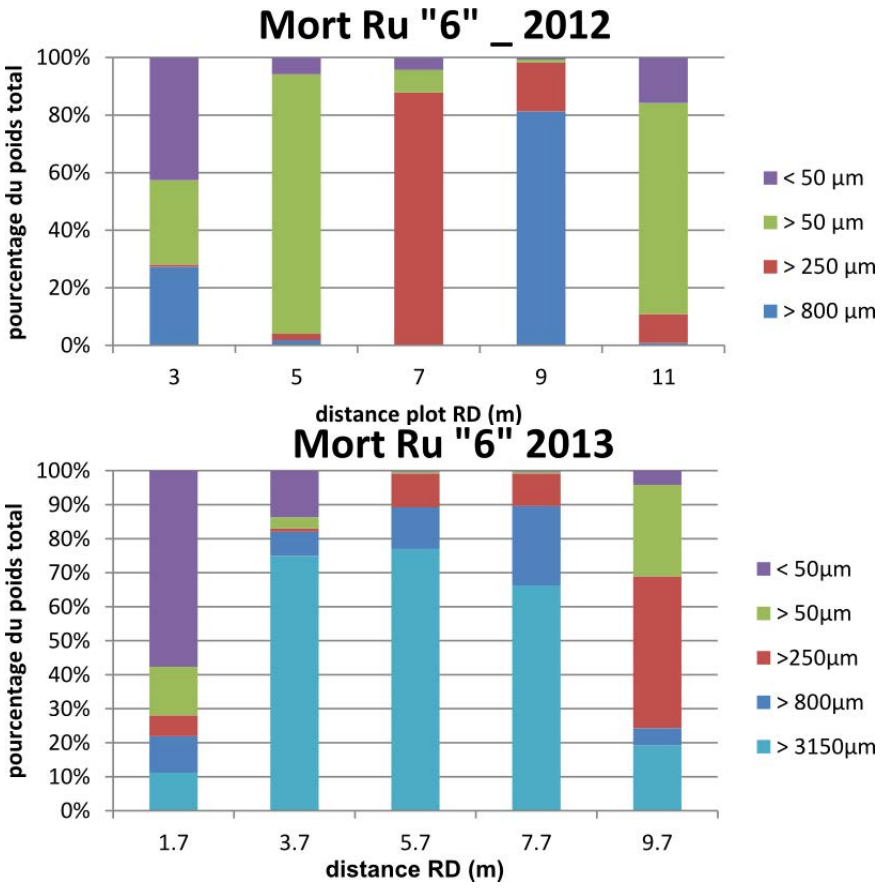
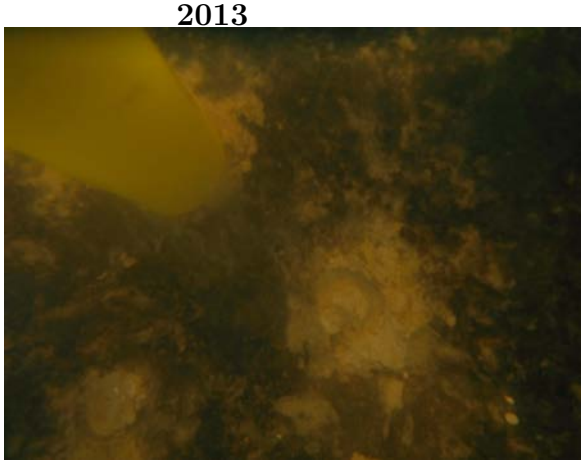
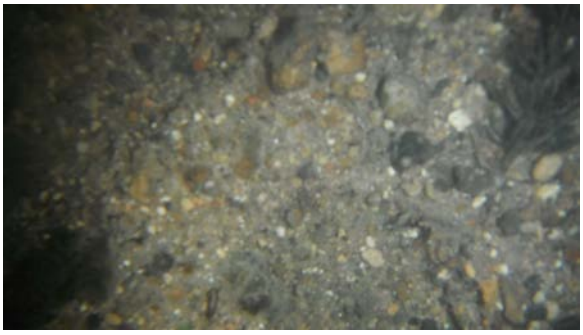


FIGURE A.38 – Évolution des profils morphologiques, des cotes de l'eau et des prélèvements granulomètriques du profil 6 du site de la confluence avec le Mort Ru

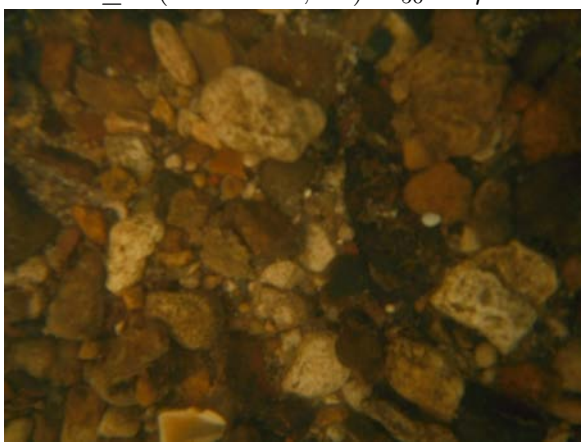
2012 **2013**



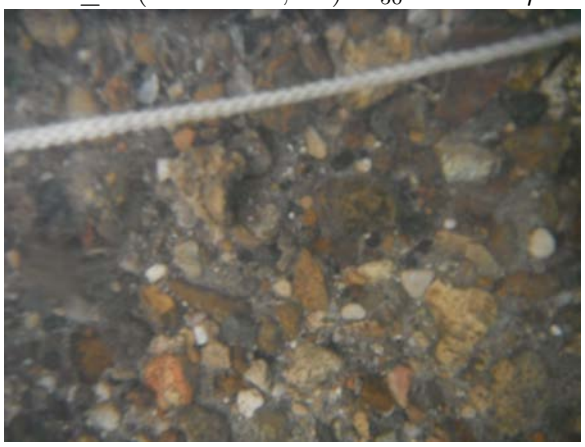
MR6_B (dst. RD 3,7m) D_{50}= 2μm



MR6_B (dst. RD 5m) D_{50}= 102μm



MR6_C (dst. RD 5,7m) D_{50}= 18 892μm



MR6_D (dst. RD 7,7m) D_{50}= 6 095μm

Profils transversaux en amont de Vaucluse

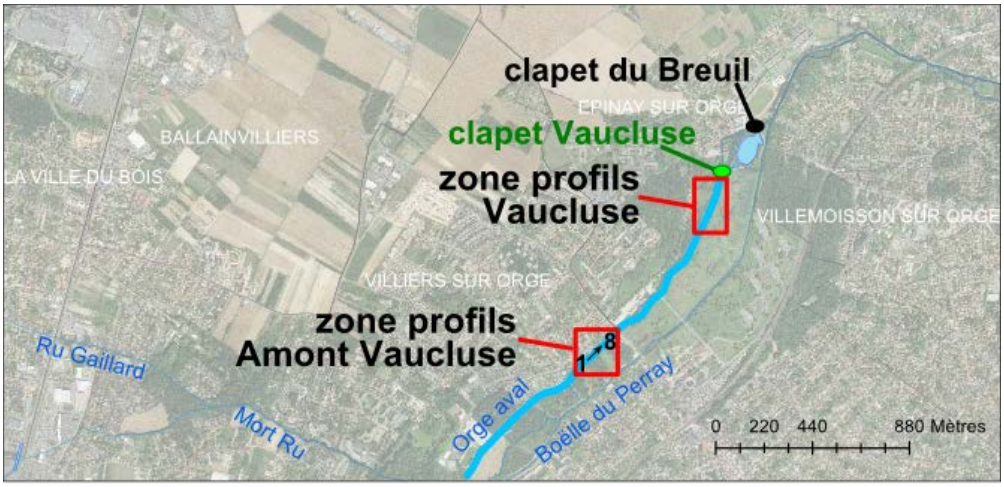


FIGURE A.39 – Carte localisant les profils hydromorphologique en amont de Vaucluse

Profil	Date	largeur m	hauteur m	V_{moy} $m.s^{-1}$	V_{max} $m.s^{-1}$	Q_{calc} $m^3.s^{-1}$
1	22/03/2010	7,7	1,55	0,22	0,34	1,75
2	22/03/2010	9,6	1,48	0,19	0,31	1,75
3	22/03/2010	8,3	1,27	0,21	0,32	1,78
4	23/03/2010	7,8	1,27	0,22	0,38	1,92
5	23/03/2010	9,5	1,23	0,25	0,43	2,32
6	23/03/2010	9,3	1,34	0,27	0,42	2,60
7	23/03/2010	9,9	1,25	0,27	0,43	2,43
8	23/03/2010	9,0	1,19	0,23	0,38	2,15

TABLE A.9 – Valeurs caractéristiques de profils hydromorphologiques de l'Orge lors de la campagne en amont de Vaucluse en 2010

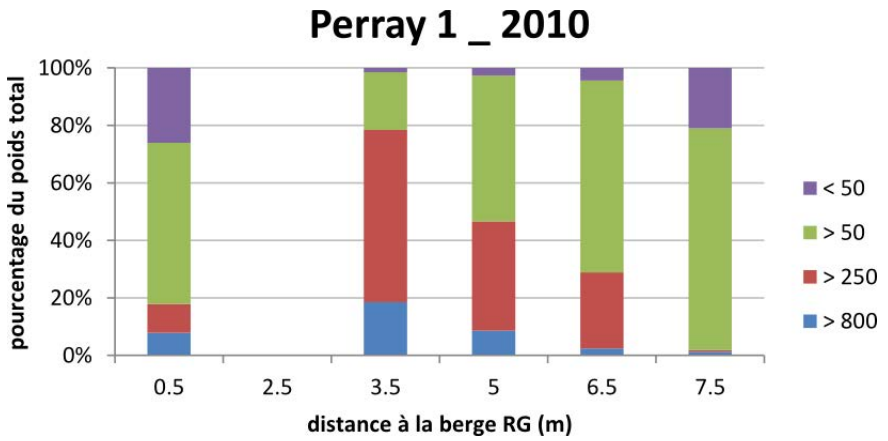


FIGURE A.40 – Évolution de la granulométrie du profil 1 du site en amont de Vaucluse

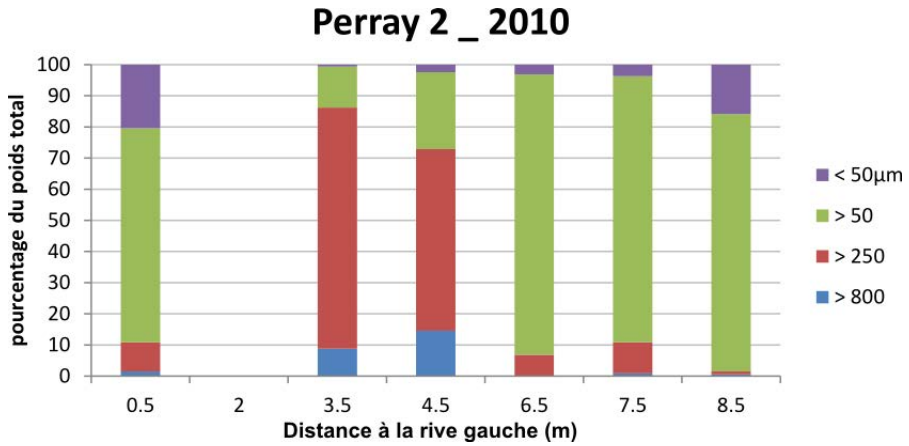


FIGURE A.41 – Évolution de la granulométrie du profil 2 du site en amont de Vaucluse

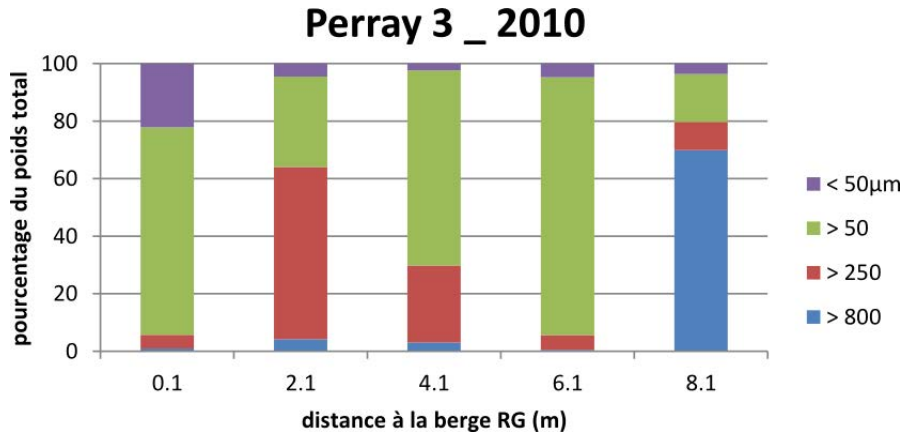


FIGURE A.42 – Évolution de la granulométrie du profil 3 du site en amont de Vaucluse

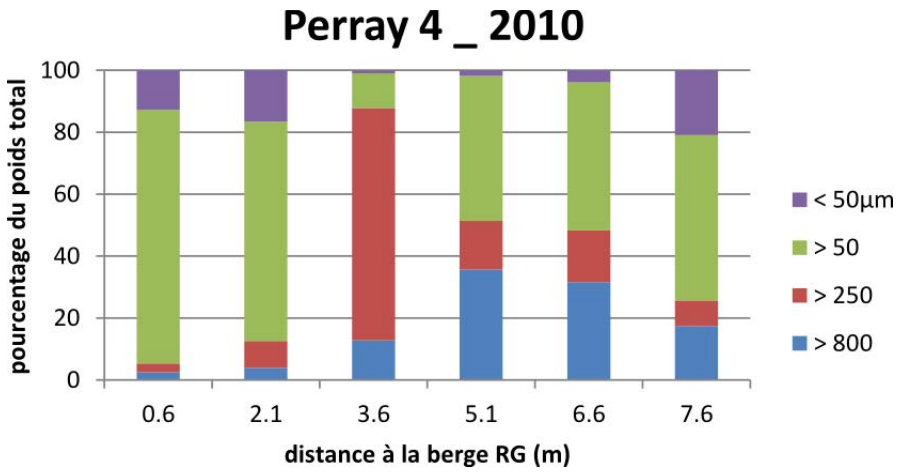


FIGURE A.43 – Évolution de la granulométrie du profil 4 du site en amont de Vaucluse

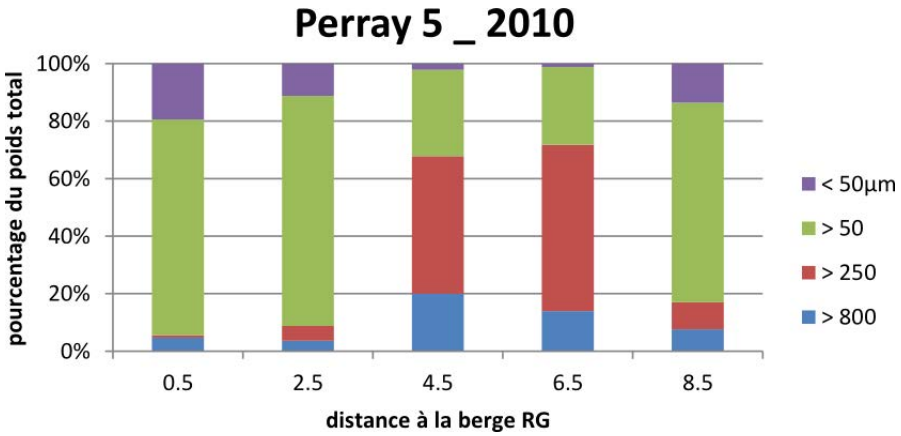


FIGURE A.44 – Évolution de la granulométrie du profil 5 du site en amont de Vaucluse

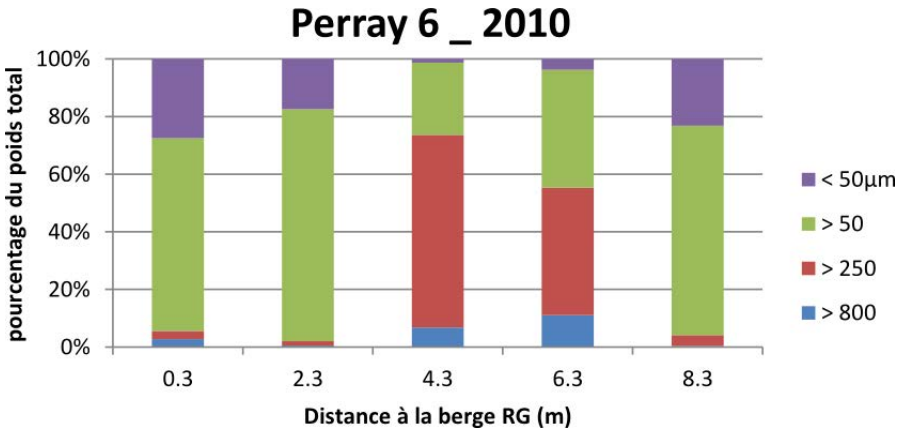


FIGURE A.45 – Évolution de la granulométrie du profil 6 du site en amont de Vaucluse

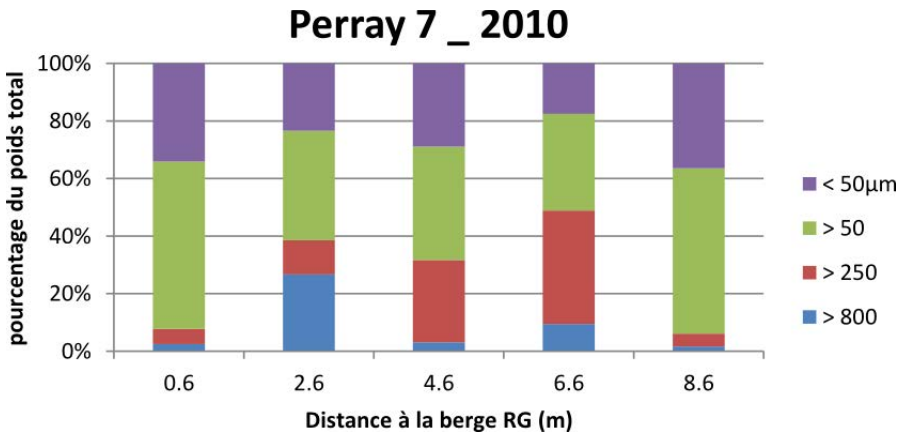


FIGURE A.46 – Évolution de la granulométrie du profil 7 du site en amont de Vaucluse

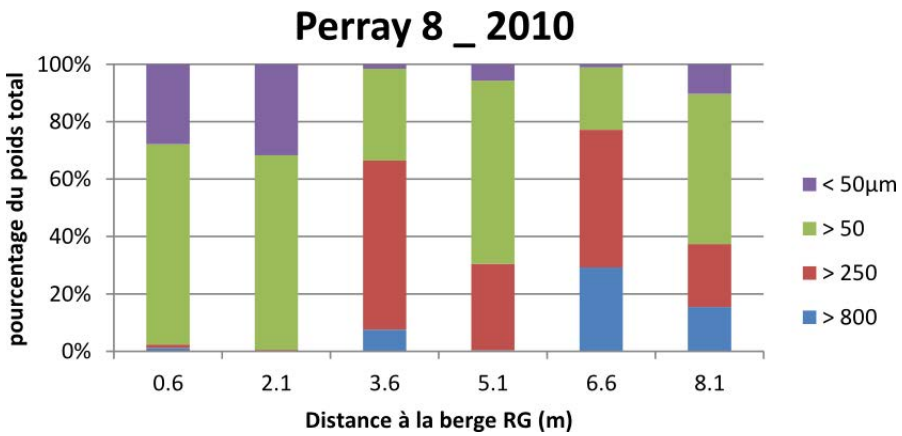


FIGURE A.47 – Évolution de la granulométrie du profil 8 du site en amont de Vaucluse

Évolution de la cote de fond

Les tableaux ci-dessous présentent les résultats des tests d'ANOVA comparant les cotes de fond minimales entre chaque campagnes pour les sites de Vaucluse et de la Guinguette. Pour le site de Vaucluse, toutes campagnes confondues, les cotes de fond minimales sont similaires entre chaque campagne avec une probabilité de 0,08. Le tableau comparant chaque campagnes montre que c'est la campagne de 2013 qui se démarque des autres.
Pour le site de la Guinguette, toutes campagnes confondues, les cotes de fond minimales sont similaires entre chaque campagne avec une probabilité de 0,45. Le tableau ci-dessous confirme qu'il n'y a pas de différence significative des cotes de fond depuis les effacements de clapet.

p-value	octobre 2010	mars 2011	aout 2011	avril 2012	avril 2013
mars 2010	0,82	0,29	0,97	0,52	0,007

TABLE A.10 – test ANOVA comparant les cotes de fond minimales avant les effacements à celles des campagnes après effacement pour les profils du site de Vaucluse

p-value	octobre 2010	mars 2011	aout 2011	avril 2012	avril 2013
mars 2010	0,38	0,98	0,54	0,32	0,60

TABLE A.11 – test ANOVA comparant les cotes de fond minimales avant les effacements à celles des campagnes après effacement pour les profils du site de la Guinguette

A.2.4 HEC RAS

Ensemble des profils recalés pour la modélisation

Les données concernant les profils utilisés pour la modélisation hydraulique sous HEC RAS sont regroupées dans le classeur excel "HECRAS_Profils". La première feuille "recap profil" récapitule tous les profils utilisés, la correspondance entre les campagnes de terrain et les numéros de profils utilisés dans le modèle et la localisations de ces profils. Les autres feuilles contiennent la morphologie de chacun des profils avec : la distance au plot rive gauche, les cotes de fond relevées sur le terrain puis les cotes de fond corrigées (recalées sur le profil en long du tronçon, établi avec le GPS différentiel et l'écho-sondeur).

Les hauteurs et les vitesses d'eau obtenues via la modélisation HEC RAS

Toutes les données issues du modèle hydraulique HEC RAS sont regroupées dans le classeur excel "HECRAS_Final". La première feuille, nommée "clapets effacés", contient les résultats des simulations après les effacements de clapet. La deuxième feuille, nommées "clapets en place", contient les résultats des simulations avant les effacements. La troisième feuille, nommée "avant après", contient quelques graphiques dont les valeurs ont été extraites des deux premières pages, en incluant les distances des profils au clapet du Breuil.

Ce tableau contient de nombreuses variables :

- Reach : pour indiquer le bief concerné, ici il n'y a que l'Orge
- River station : indique le numéro Hec Ras du profil concerné
- Profil : indique la simulation concernée

- Q : indique le débit simulé
- Min Ch El : donne la cote de fond du chenal
- W.S. Elev : donne la cote de l'eau simulée
- Crit W.S. : hauteur d'eau critique
- E.G. Elev : donne la cote du niveau d'énergie pour calculer la cote du niveau d'eau
- E.G. slope : donne la pente de la ligne d'énergie
- Vel Chnl : donne la vitesse moyenne de l'eau pour le profil
- Flow Area : donne la surface en eau du profil à travers laquelle se font les écoulements
- Top Width : la largeur de la rivière sur le profil
- Froude Chl : nombre de Froude du chenal principal sur le profil
- Power Chan : puissance de la rivière sur le chenal principal
- Power Total : puissance de la rivière sur l'intégralité du profil

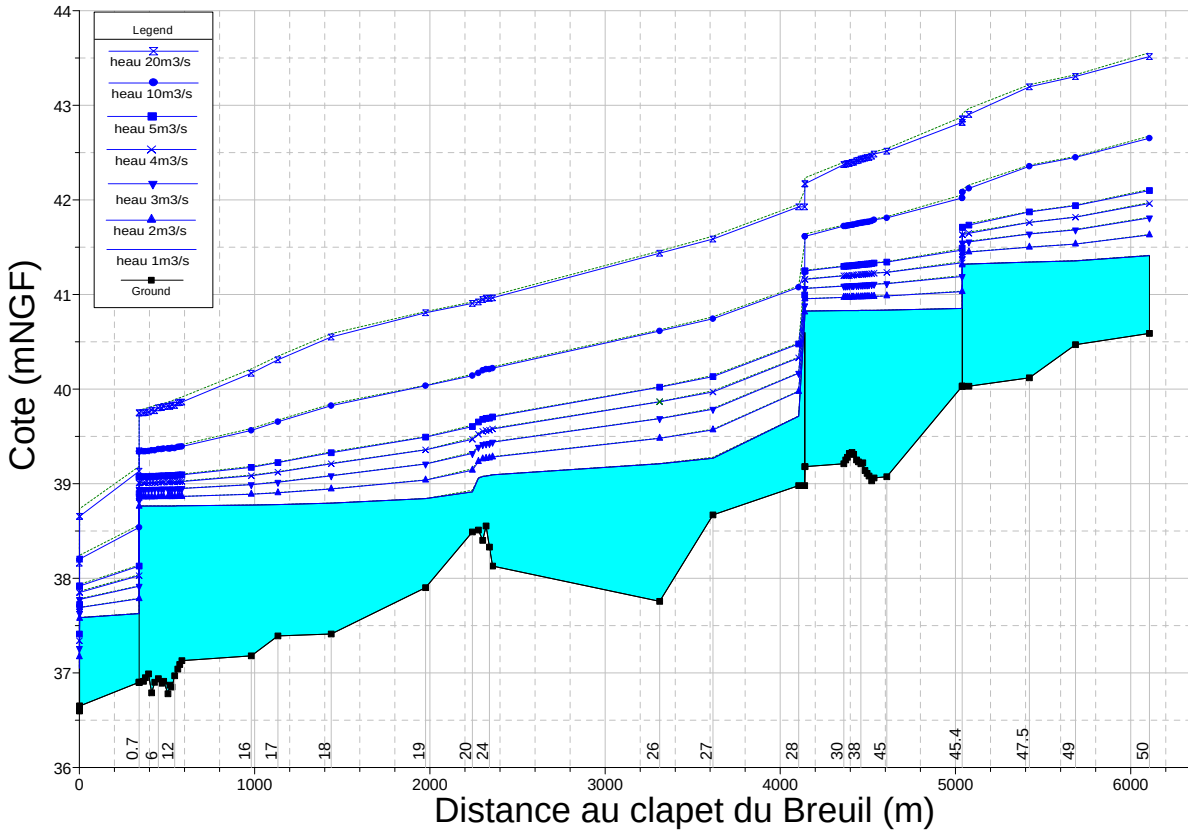


FIGURE A.48 – Évolution des niveaux d'eau simulés par HEC RAS pour différents débits de l'Orge avant effacement

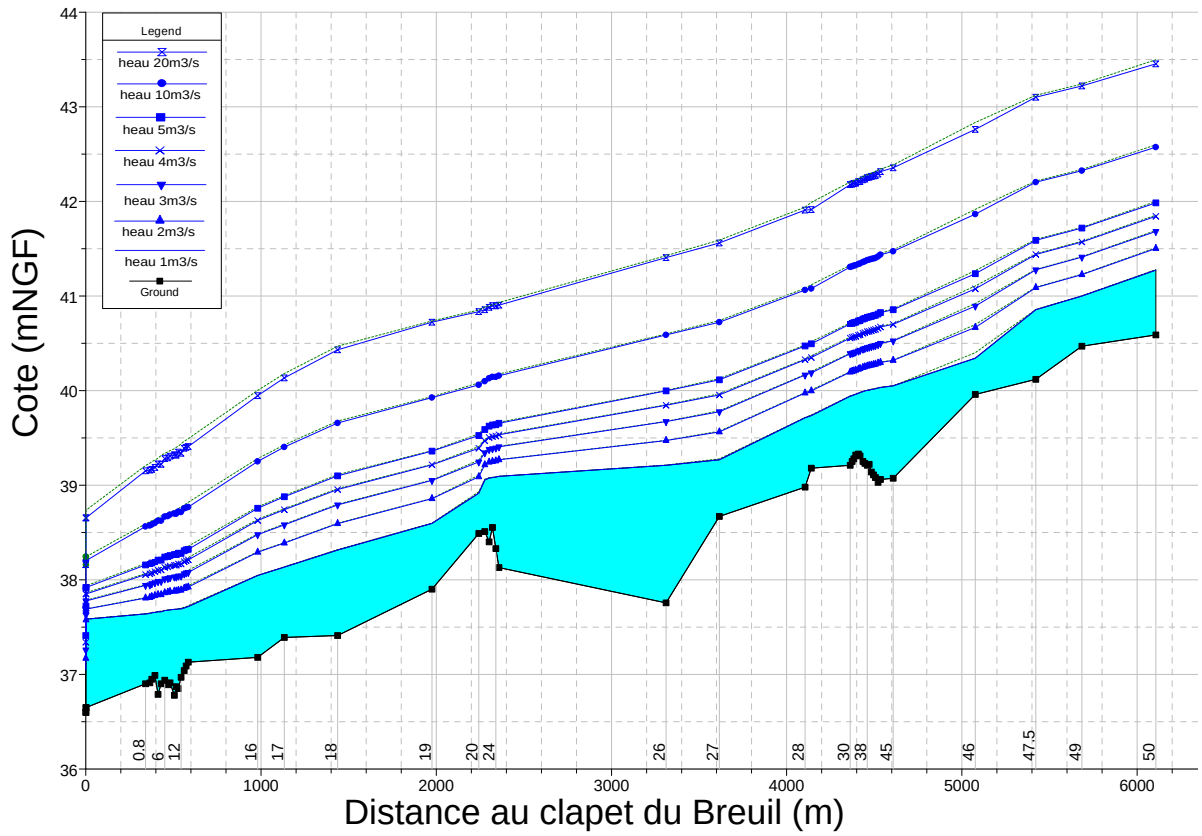


FIGURE A.49 – Évolution des niveaux d'eau simulés par HEC RAS pour différents débits de l'Orge après effacement

A.3 Transport de sédiment

A.3.1 Données du calcul de u_* avec un ADV

Granulométrie observée sous les profils de vitesses ADV

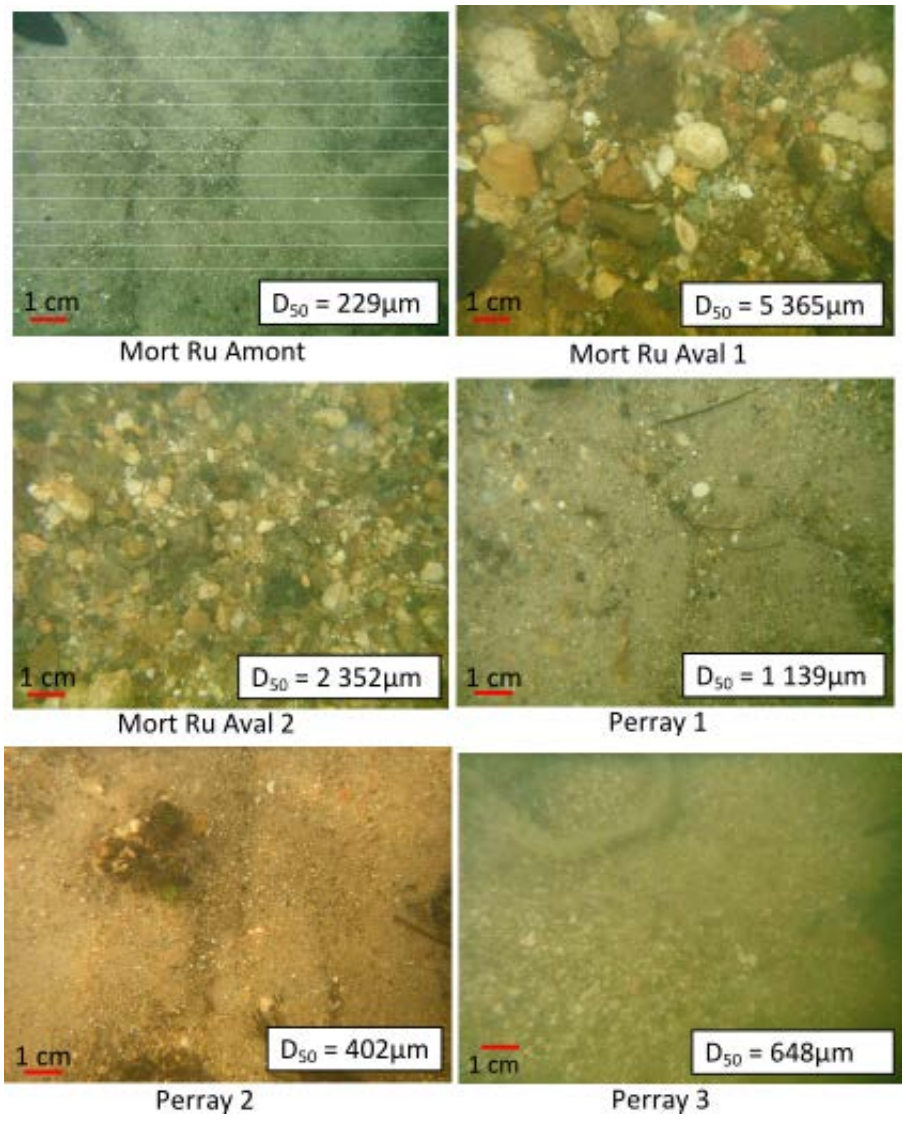
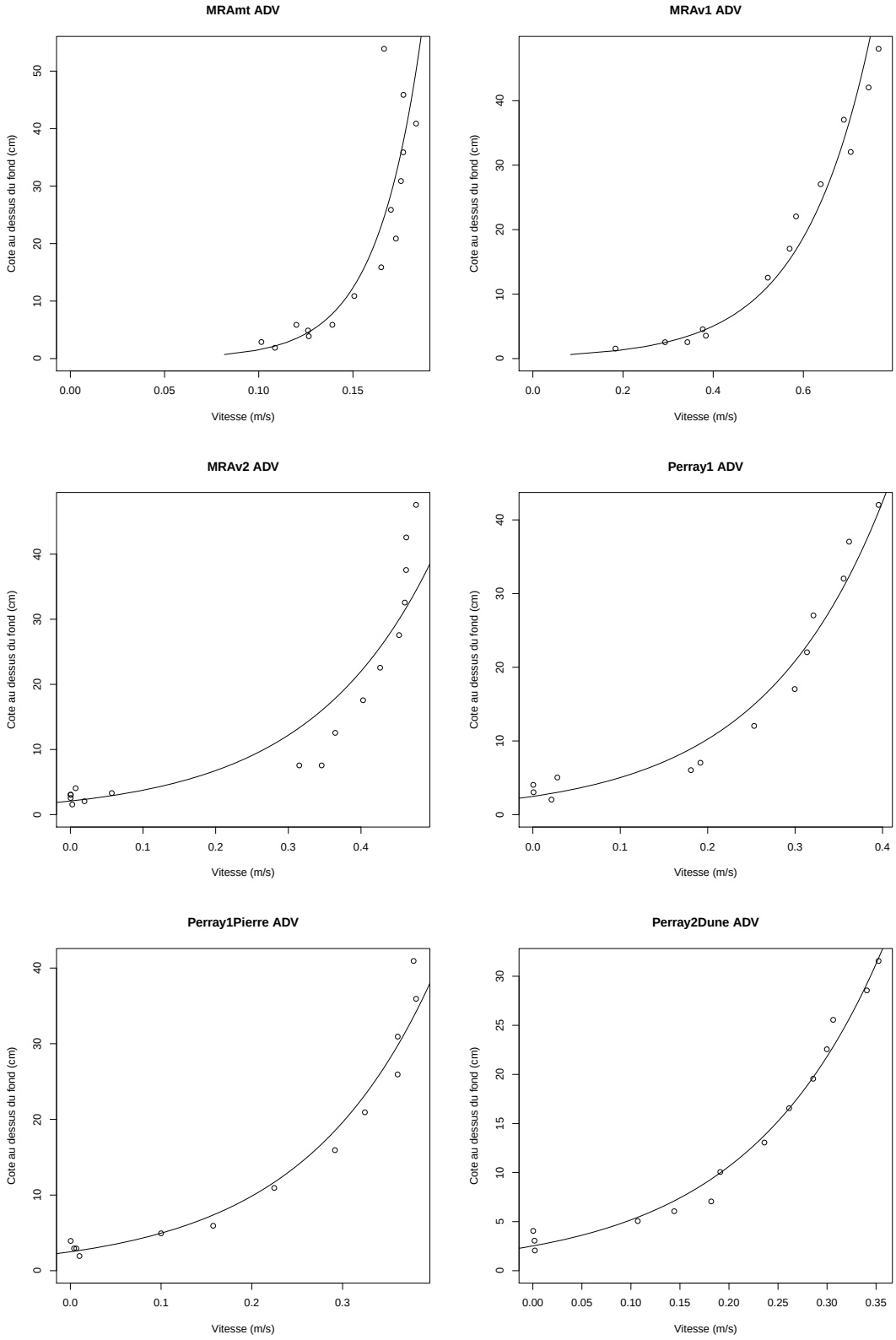


FIGURE A.50 – Photographies et granulométrie des sédiments sous les profils verticaux de vitesse mesurés avec un ADV

Profils de vitesses et calage des profils logarithmiques



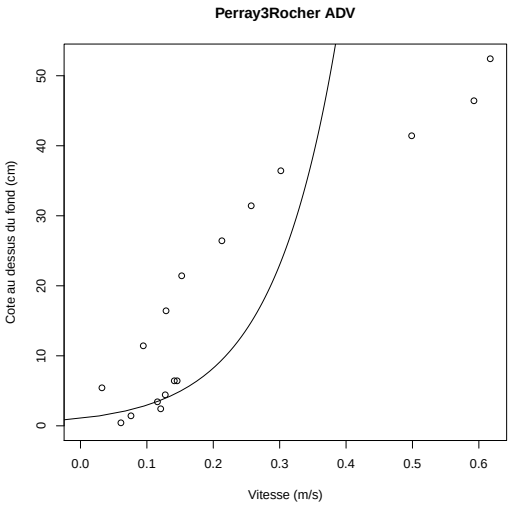
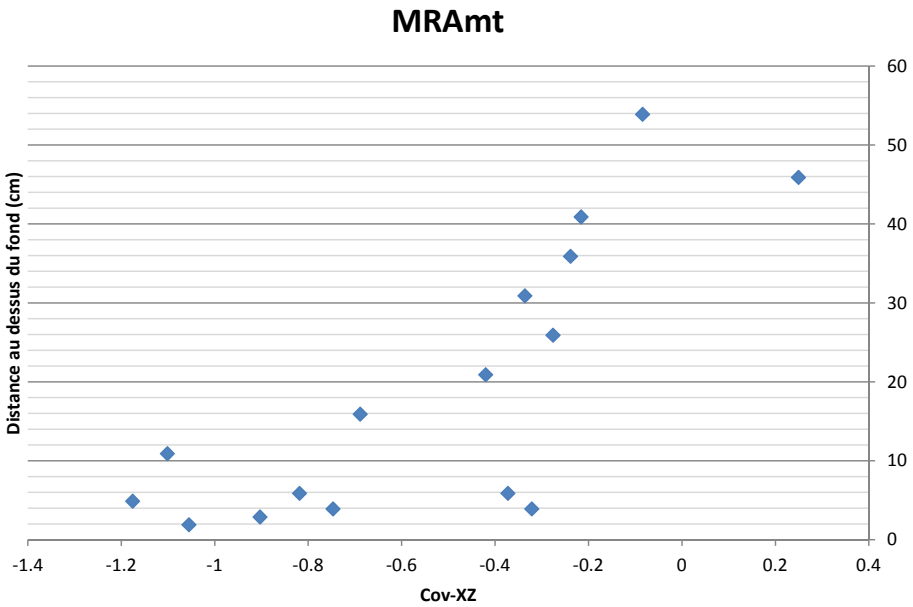
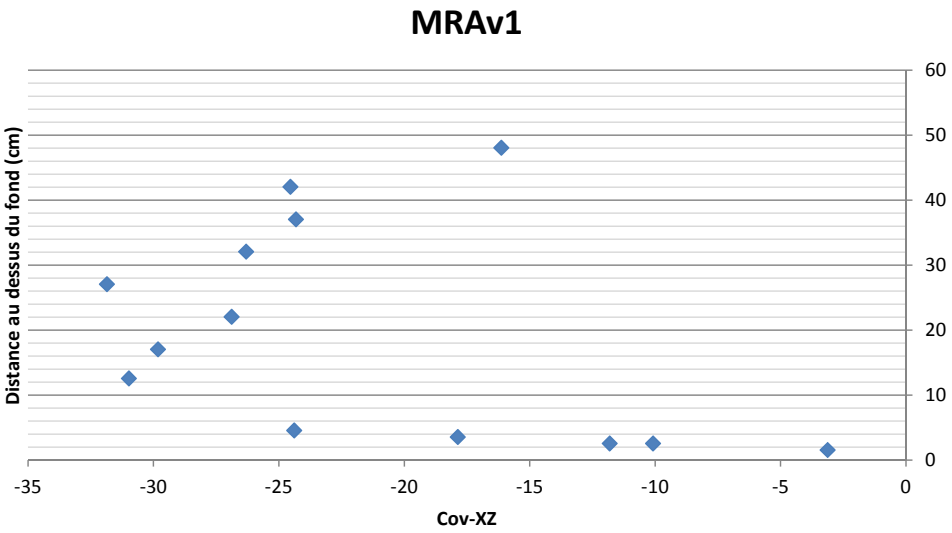
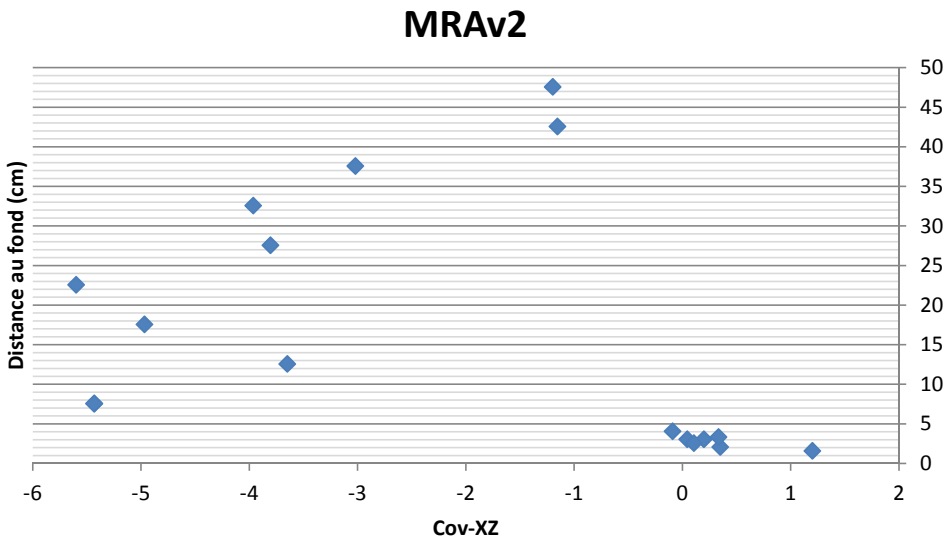


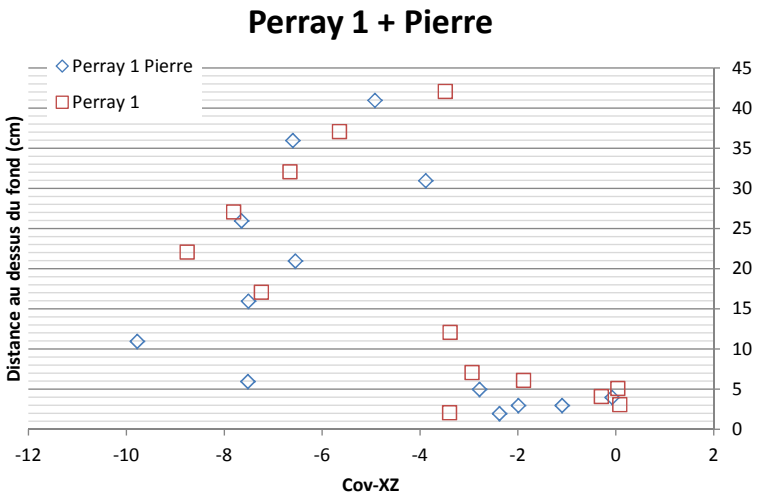
FIGURE A.51 – Profils verticaux de vitesse et calage des profils logarithmiques pour les données issues de l'ADV

Covariance calculées à partir des mesures de l'ADV




MRAv1
Distance au dessus du fond (cm)
60
50
40
30
20
10
0
-35
-30
-25
-20
-15
-10
-5
0
Cov-XZ


MRAv2
Distance au fond (cm)
50
45
40
35
30
25
20
15
10
5
0
-6
-5
-4
-3
-2
-1
0
1
2
Cov-XZ


Perray 1 + Pierre
Perray 1 Pierre
Perray 1
Distance au dessus du fond (cm)
45
40
35
30
25
20
15
10
5
0
-12
-10
-8
-6
-4
-2
0
2
Cov-XZ

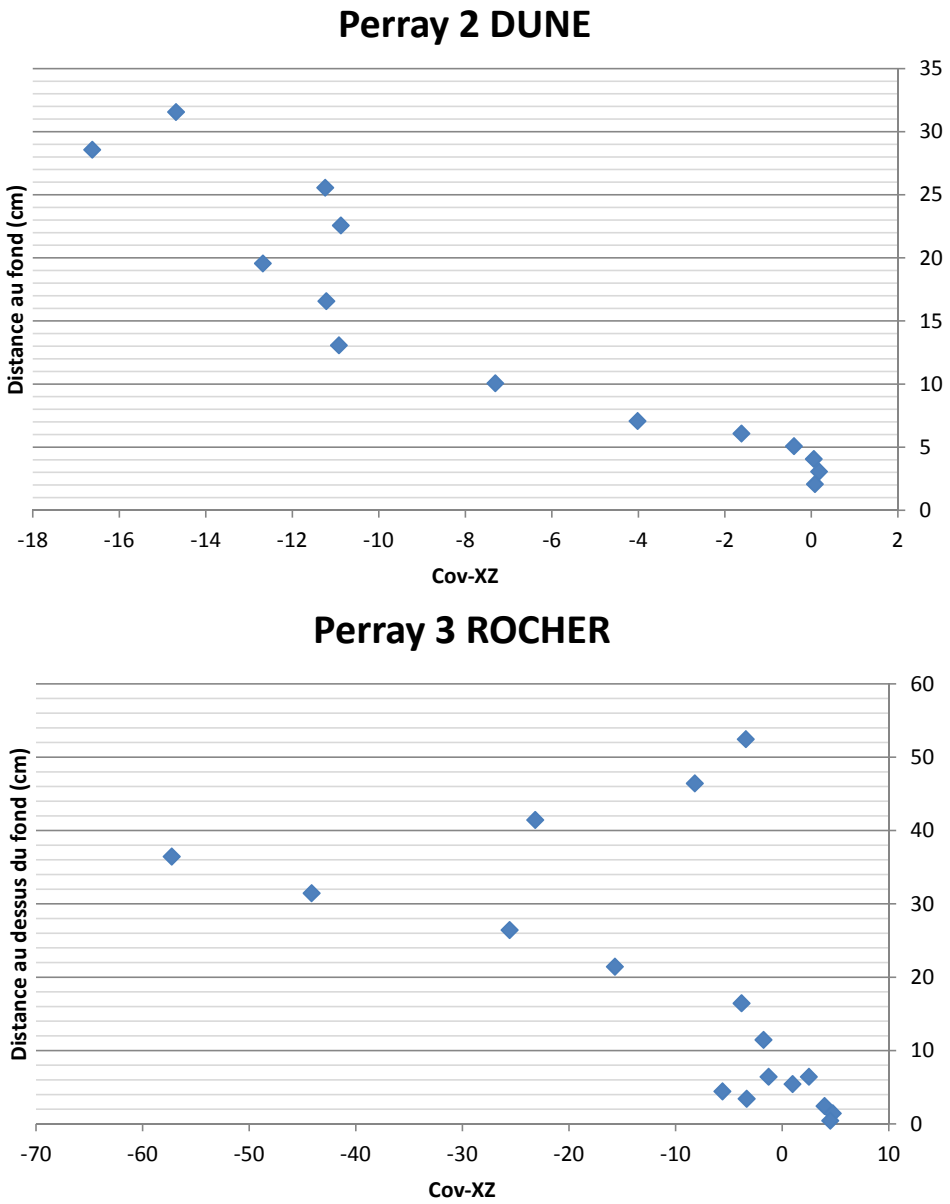


FIGURE A.52 – Profil de la covariance des vitesses XY issues de l'ADV pour les différents profils réalisés

A.3.2 Calculs D_{50}, u_*, D_*, θ

L'ensemble des données granulométriques ont été regroupées en huit fichiers csv contenant chacun une campagne granulométrique pour un site donné :

- PAM2010 : campagne réalisée en amont de Vaucluse au niveau du Perray en 2010
- PG2010 : campagne réalisée à la Guinguette en 2010
- PG2012 : campagne réalisée à la Guinguette en 2012
- PG2013 : campagne réalisée à la Guinguette en 2013
- PMR2012 : campagne réalisée au niveau de la confluence avec le Mort Ru en 2012

- PMR2013 : campagne réalisée au niveau de la confluence avec le Mort Ru en 2013
- PV2012 : campagne réalisée à Vaucluse en 2012
- PV2013 : campagne réalisée à Vaucluse en 2013

L'ensemble de ces fichiers csv contient les analyses granulométriques et les calculs du D_{50} et de u_* :

- nom : le nom de l'échantillon formé de l'initiale du site, du numéro de profil et la lettre majuscule à la fin indiquant l'échantillon. Par exemple PG1_A correspond à l'échantillon A prélevé sur le profil n°1 du site de la Guinguette.
- date : indique la date de la campagne granulométrique
- dis_plot : indique la distance du prélèvement au plot géoréférencé de la rive droite (en mètre)
- dis_berge : indique la distance du prélèvement au bord de la berge (niveau de l'eau) rive droite (en mètre)
- poids50 - poids250 ... : indique le poids (en gramme) de la classe inférieure à 50μm - comprise entre 50 et 250μm... de l'échantillon sec
- fr50 - fr250... : indique le pourcentage du poids total sec de la classe inférieure à 50μm - comprise entre 50 et 250μm...
- D50q : diamètre médian (en μm) de l'échantillon calculé via le calage d'une loi logarithmique sur la distribution des fractions de l'échantillon
- D90 : diamètre (en μm) pour lequel 90% des diamètres lui sont inférieurs, calculé via le calage d'une loi logarithmique sur la distribution des fractions de l'échantillon
- berge : indique si l'échantillon est morphologiquement localisé proche des berges (1) ou en fond de lit (0)
- u_5cm et z_5cm : mesure de vitesse (m/s) et hauteur (m) de la mesure localisée à environ 5 cm du fond utilisée initialement pour le calcul de la force de frottement mais abandonnée après les test avec l'ADV
- u et z : mesure de vitesse (m/s) et hauteur (m) de cette mesure localisée à environ 10 cm du fond utilisée pour le calcul de la force de frottement "ustar"
- Urug : vitesse de frottement calculée dans le cas d'un fond rugueux (m/s)
- Uvisq : vitesse de frottement calculée dans le cas d'un fond lisse (m/s)
- ustar : vitesse de frottement finale (m/s) calculée à partir du recoupement entre les profils visqueux et le turbulent
- casustar : indique dans quel cas (lisse ou rugueux) se situe le "ustar" calculé
- Dstar : paramètre adimensionel de Shields D_* calculé à partir de "D50q"
- theta : paramètre de mobilité de Shields θ calculé à partir de "ustar" et de "D50q"
- ks : coefficient de Nikuradse calculé à partir du "D50q" (m)

A.3.3 Transport de sédiment selon la classe granulométrique

Diamètre maximal des grains mobilisables

La relation de Shields, en utilisant la formule de Paphitis (Paphitis, 2001), permet d'estimer la granulométrie maximale transportable à partir en fonction du débit de la rivière, sur les sites de Vaucluse (tableau A.12) et de la Guinguette (tableau A.13).

	avant effacement			après effacement		
Débit	Dcr	Dcr_{sup}	Dcr_{inf}	Dcr	Dcr_{sup}	Dcr_{inf}
$m^3.s^{-1}$	μm	μm	μm	μm	μm	μm
0.5	0	0	0	1 250	1 850	800
1	0	0	0	2 400	3 550	1 650
1.5	100	250	50	3 300	4 900	2 300
2	250	550	100	4 050	6 000	2 800
3	700	1 150	450	5 300	8 000	3 600
4	1 150	1 750	750	6 300	9 600	4 300
5	1 600	2 400	1 100	7 200	11 000	4 850
6	2 050	3 050	1 450	8 000	12 300	5 350
7	2 550	3 750	1 750	8 750	13 500	5 850
8	3 000	4 450	2 100	9 500	14 650	6 350
9	3 500	5 150	2 400	10 250	15 800	6 800
10	3 950	5 900	2 750	10 950	16 900	7 250
13	5 500	8 300	3 750	12 900	19 850	8 450
15	6 550	10 000	4 450	13 800	21 250	9 050
18	8 200	12 600	5 500	15 600	24 100	10 250
20	9 300	14 350	6 200	16 800	25 900	11 000

TABLE A.12 – Relation entre le débit de la rivière et le diamètre maximal des grains mobilisables d'après la relation de Shields (équation de Phaphitis) à Vaucluse

	avant effacement			après effacement		
Débit	Dcr	Dcr_{sup}	Dcr_{inf}	Dcr	Dcr_{sup}	Dcr_{inf}
$m^3.s^{-1}$	μm	μm	μm	μm	μm	μm
0.5	0	0	0	2 250	3 300	1 150
1	150	400	50	3 400	5 000	2 350
1.5	550	900	300	4 150	6 250	2 900
2	900	1 450	600	4 800	7 200	3 300
3	1 650	2 450	1 150	5 850	8 900	4 000
4	2 350	3 450	1 650	6 750	10 300	4 550
5	3 050	4 500	2 100	7 500	11 450	5 050
6	3 750	5 550	2 600	8 200	12 600	5 500
7	4 400	6 550	3 000	8 850	13 600	5 900
8	5 050	7 600	3 450	9 400	14 500	6 250
9	5 700	8 600	3 850	10 000	15 400	6 600
10	6 300	9 650	4 300	10 500	16 200	6 950
13	8 250	12 650	5 500	11 900	18 400	7 850
15	9 550	14 700	6 350	12 800	19 750	8 400
18	11 450	17 650	7 550	14 100	21 750	9 250
20	12 650	19 550	8 350	15 000	23 150	9 850

TABLE A.13 – Relation entre le débit de la rivière et le diamètre maximal des grains mobilisables d'après la relation de Shields (équation de Phaphitis) à la Guinguette

Ces relations ont permis de calculer une chronique des diamètres maximum transportables pour les sites de Vaucluse et de la Guinguette, de 2009 (avant effacement) à 2012 (après effacement). Ces données sont disponibles dans les fichiers "diamGuing.csv" pour la Guinguette et "diamVauc.csv" pour Vaucluse, avec comme paramètres :

- Date : la date du jour
- Q : le débit de l'Orge sur le tronçon d'étude (en $m^3.s^{-1}$)
- Dcrmoy : le diamètre maximal transportable (en mètre)
- Dcrsup et Dcrinf : bornes supérieure et inférieure du Dcr (en mètre) selon la formule de Paphitis

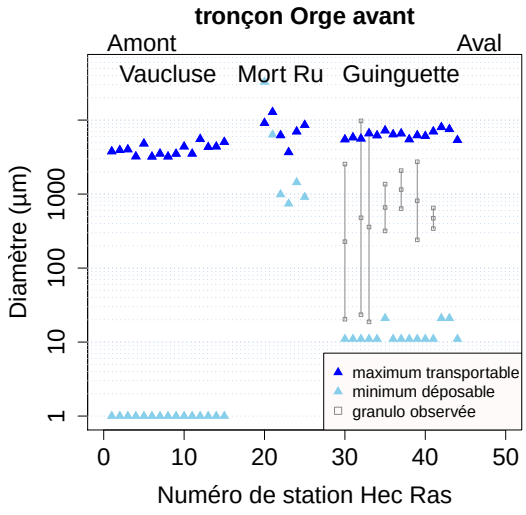
Débit solide Q_b potentiel maximal

La chronique des débits solides maximum est disponible dans le fichier "QbVauc.csv" pour le site de Vaucluse et "QbGuing.csv" pour le site de la Guinguette. Ces tableaux contiennent une ligne pour chaque jour avec comme colonnes :

- Date : la date du jour
- Q : le débit de l'Orge sur le tronçon d'étude (en $m^3.s^{-1}$)
- QbMP : le débit solide (en $m^3.j^{-1}$) calculé avec la formule de Meyer-Peter
- QbVR : le débit solide (en $m^3.j^{-1}$) calculé avec la formule de Van Rijn

Transport en fonction de la classe granulométrique

Sur les figures ci-dessous, pour chaque profil, est représentée la granulométrie d'un échantillon représentatif de ce qui est observé en fond de lit, avec sa granulométrie médiane et ses quantiles 10 et 90.



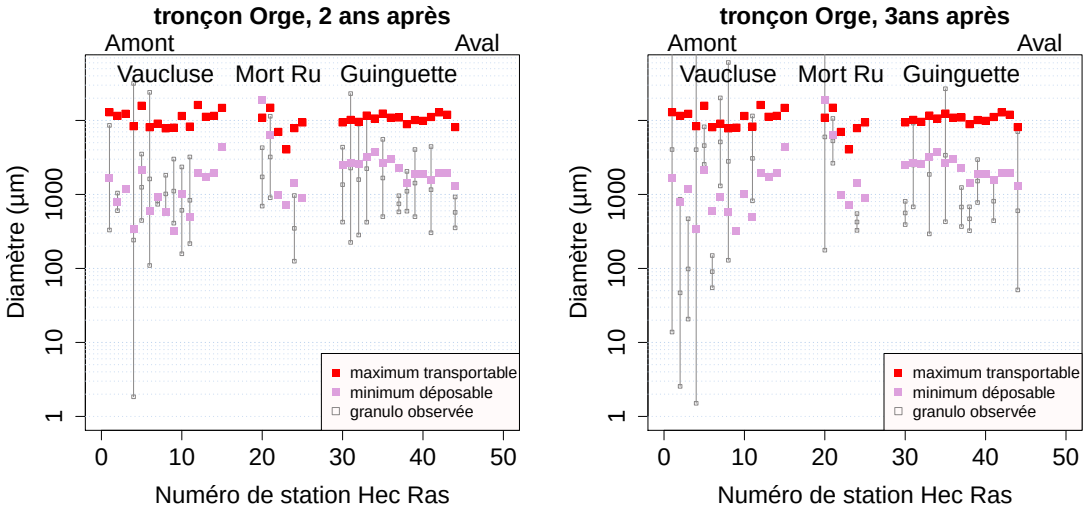


FIGURE A.53 – Granulométrie observée et limites de transport avant et après effacement *Les trois points de la granulométrie observée donnent les quantiles mesurés : q_{10}, $q_{50} = D_{50}$ et q_{90}. Certains échantillons présentent une très grande amplitude due à un mauvais calage pour le calcul des extrêmes.*

La répartition du transport solide journalier en fonction de la classe granulométrique est stockée dans quatre fichiers csv :

- transGuingMP.csv : pour le site de la Guinguette en utilisant le débit solide calculé avec la formule de Meyer-Peter
- transGuingVR.csv : pour le site de la Guinguette en utilisant le débit solide calculé avec la formule de VanRijn
- transVaucMP.csv : pour le site de Vaucluse en utilisant le débit solide calculé avec la formule de Meyer-Peter
- transVaucVR.csv : pour le site de Vaucluse en utilisant le débit solide calculé avec la formule de VanRijn

Ces tableaux contiennent une ligne pour chaque jour avec comme colonnes :

- Date : la date du jour
- Q : le débit de l'Orge sur le tronçon d'étude (en $m^3.s^{-1}$)
- 1 - 50 - 200... : le débit solide (en $m^3.j^{-1}$) pour des grains de diamètre 1 μm, 50 μm, 200 μm...

A.4 Biogéochimie

L'ensemble de toutes les données physico-chimiques acquises pour l'Orge, les affluents, les banquettes et les piézomètres sont regroupées dans le fichier "qualnbQOK.csv". Cette table extraite d'une base de donnée Oracle présente une structure particulière : chaque ligne contient une valeur pour un paramètre donné et toutes les caractéristiques du prélèvement à l'analyse de cette valeur.

Des sous-tables ont été extraites de cette table principale. Elles présentent une structure différente qui simplifie leur utilisation. Elles concernent les 4 banquettes de sédiment et l'Orge (sans les affluents) :

- banquette LA : "ExportToutLA.csv"
- banquette LB : "ExportToutLB.csv"
- banquette VA : "ExportToutVA.csv"
- banquette VB : "ExportToutVB.csv"
- Orge : "ExportToutOrge.csv"

Ces tables sont structurées en colonne avec dans l'ordre :

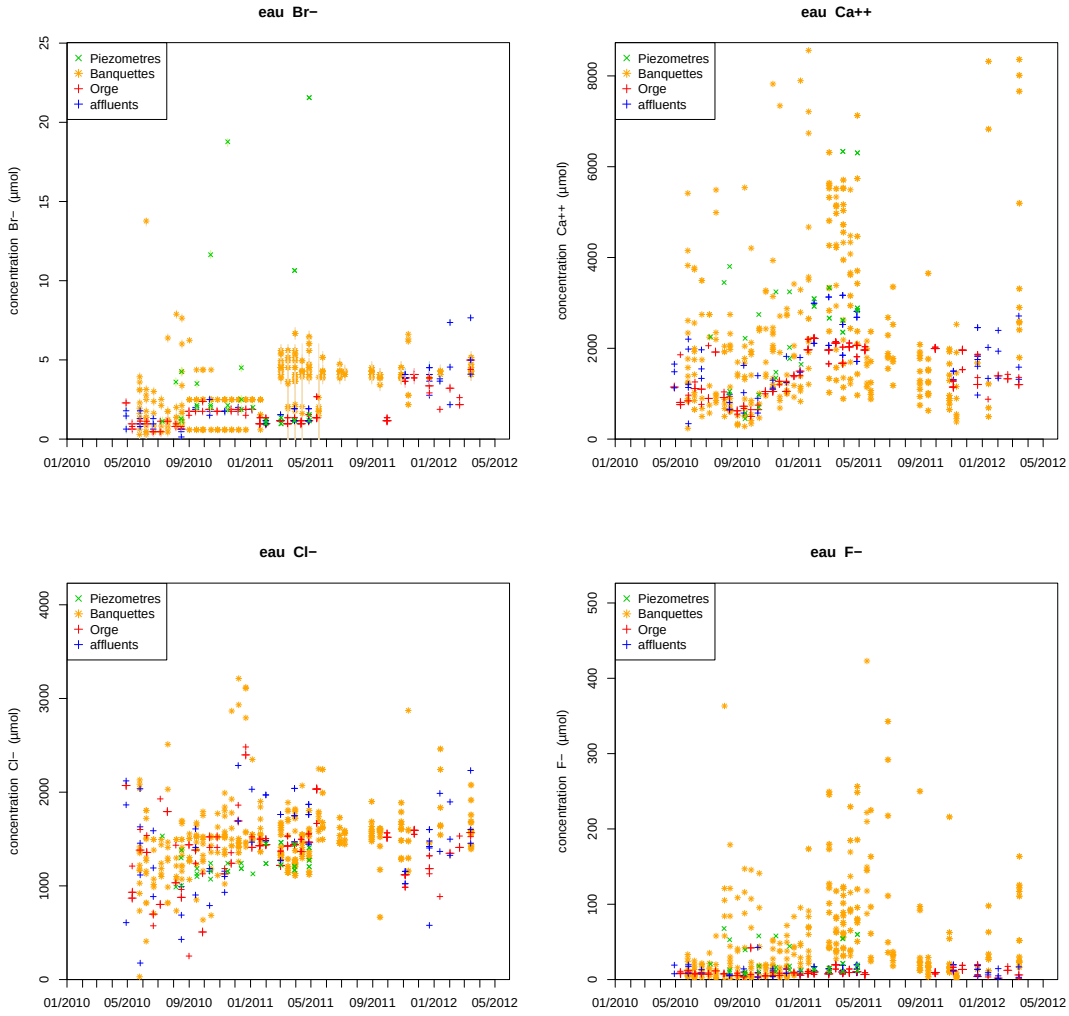
- NOM : le nom du prélèvement qui contient le code de la station suivi de la date du prélèvement
- CODE_STATION : le code de la station ; pour les quatre banquettes LA, LB, VA ou VB et pour l'Orge Pr pour la station amont à Pressat et Br pour la station aval au Breuil
- DATE_AHM : la date du prélèvement sous le format "02/03/2011 10 :00"
- UNITE : l'unité de mesure des concentrations, ici en mg/L (sachant que pour toutes nos interprétations, nous avons converti nos données en μmol)
- NH4B ou NH4O : concentration en ammonium dans les banquettes "B" ou dans l'Orge "O" ; sachant que tous les éléments sont listés ici : NH4, NO3, PO4, NO2, Ca, SO4, F, Cl, Br, Li, Na, K, Mg
- NH4Bp puis NH4Bm : erreur sur la mesure fournie de NH4B avec NH4Bp l'erreur supérieure et NH4Bm l'erreur inférieure ; ce sont majoritairement les erreurs analytiques issues de la régression linéaire de la gamme de calage du dionex
- zprelev : niveau du prélèvement en mNGF (uniquement pour les banquettes)
- jul : date du prélèvement en jour julien
- zeauP2 : niveau de l'eau interstitielle dans la banquette au moment du prélèvement en mNGF ; mesuré au niveau du mini-piézomètre P2 (uniquement pour les banquettes)
- zvase : niveau des sédiments au niveau des tubes de prélèvement d'eau interstitielle en mNGF (uniquement pour les banquettes)
- pente : pente de l'eau interstitielle dans la banquette au moment du prélèvement, calculée à partir des niveaux d'eau mesurés dans les mini-piézomètres disponibles dans la table générale (uniquement pour les banquettes)
- QjBreuil : débit de l'Orge mesuré à la station DRIEE du Breuil en m^3/s (uniquement pour l'Orge)
- QE15 : débit calculé de la boëlle Saint Michel en m^3/s (uniquement pour l'Orge)

- QOrge : débit de l'Orge calculé pour notre tronçon uniquement (QjBreuil-QE15)en m^3/s (uniquement pour l'Orge)

- nbjQ : nombre de jour entre le dernier débit supérieur à $5m^3/s$ et le jour de prélèvement (uniquement pour l'Orge)

A.4.1 Évolution de concentration dans les banquettes, les piézomètres et l'Orge pour tous les éléments

Il est intéressant de noter que c'est la banquette LA qui présente de fortes concentrations en K^+.



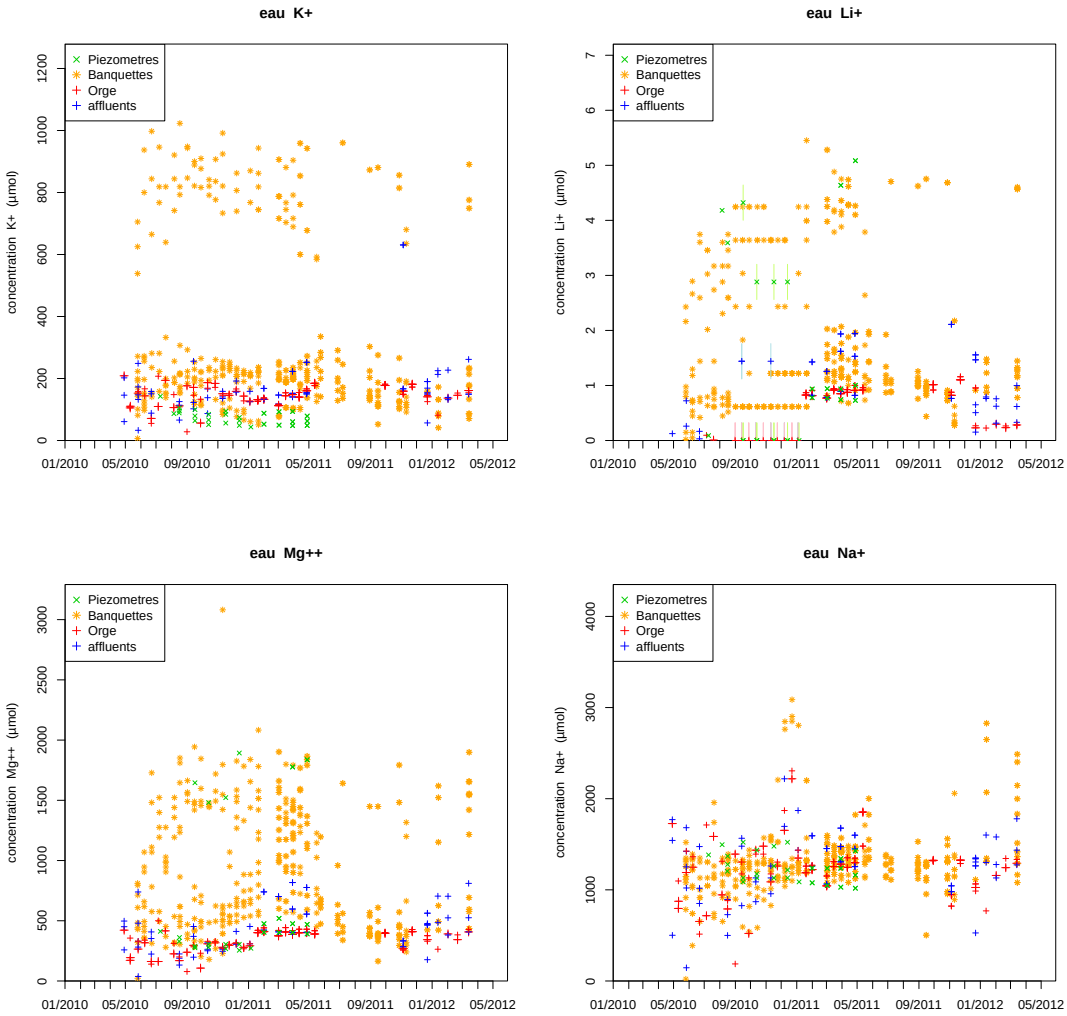


FIGURE A.54 – Évolution en éléments majeurs dissous dans l'Orge, les banquettes et les piezomètres sur les deux années de suivis

A.4.2 Concentration dans les banquettes de sédiment en fonction de la profondeur

Les concentrations dans les banquettes évoluent en fonction de la profondeur dans la banquette. Sur ces graphiques, les points de chaque campagne sont reliés. Les couleurs correspondent au nombre de jours écoulés entre le dernier débit supérieur à 5 m^3/s et le jour du prélèvement.

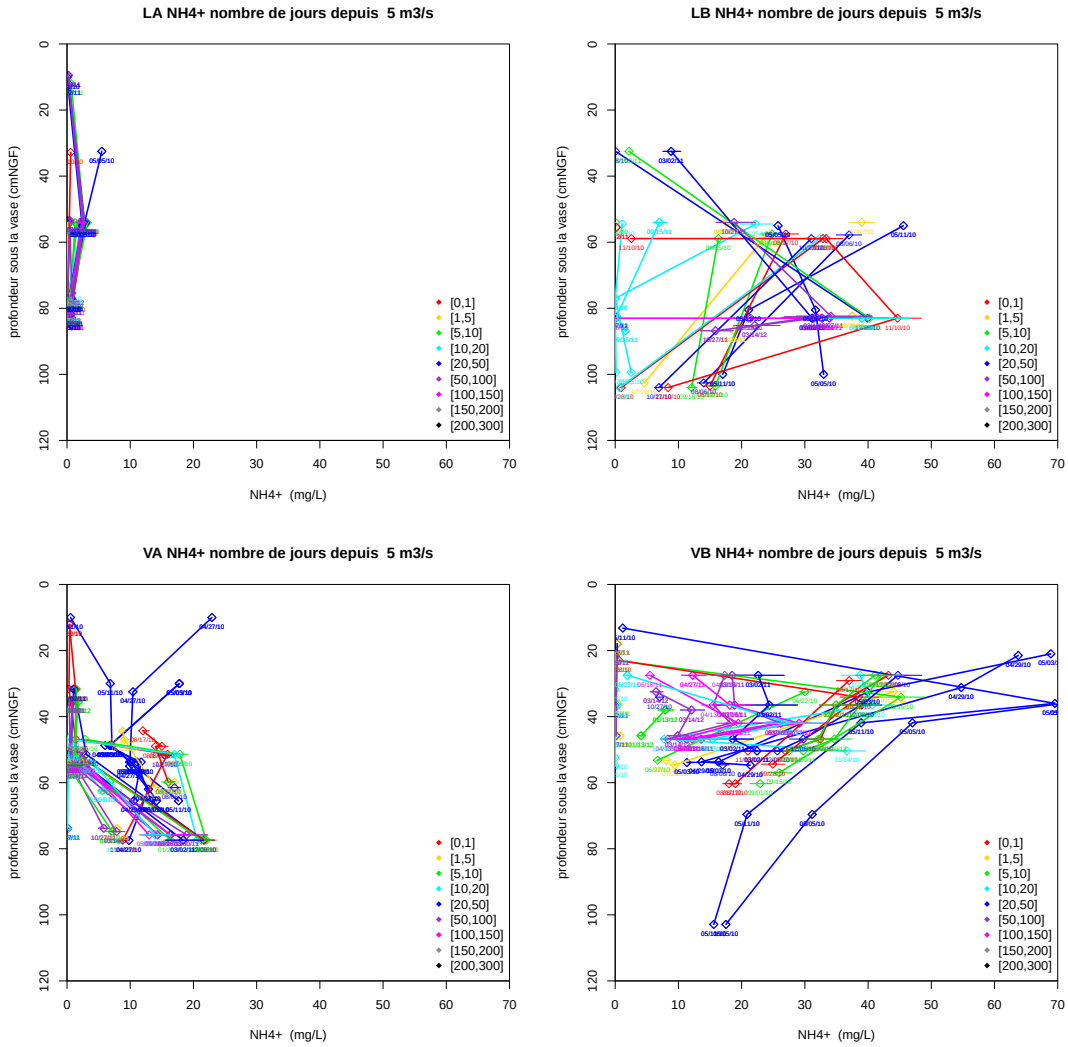


FIGURE A.55 – Évolution des concentrations en ammonium en fonction de la profondeur dans les quatre banquettes de sédiment et nombre de jours écoulés entre le dernier débit supérieur à 5 m^3/s et le jour du prélèvement

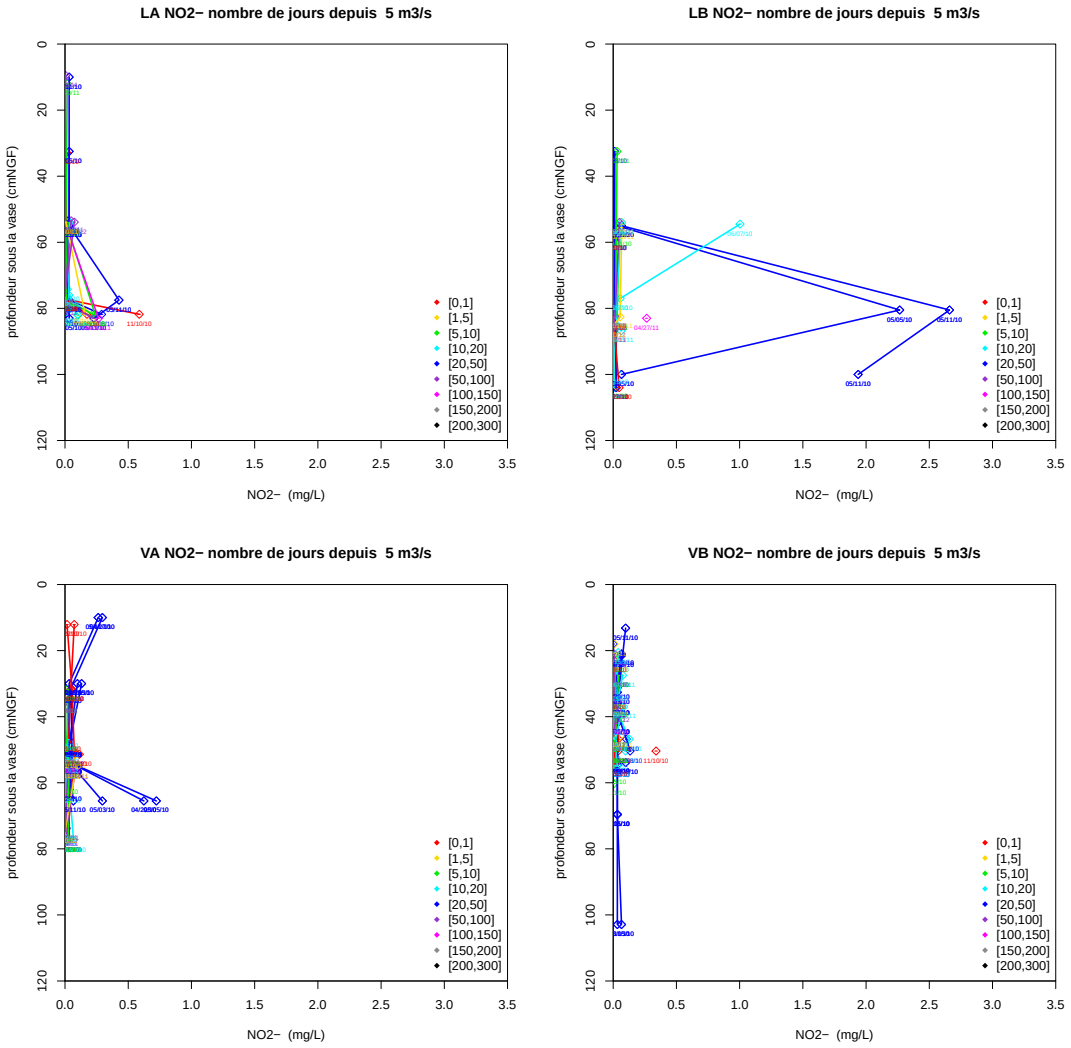


FIGURE A.56 – Évolution des concentrations en nitrite en fonction de la profondeur dans les quatre banquettes de sédiment et nombre de jours écoulés entre le dernier débit supérieur à 5 m^3/s et le jour du prélèvement

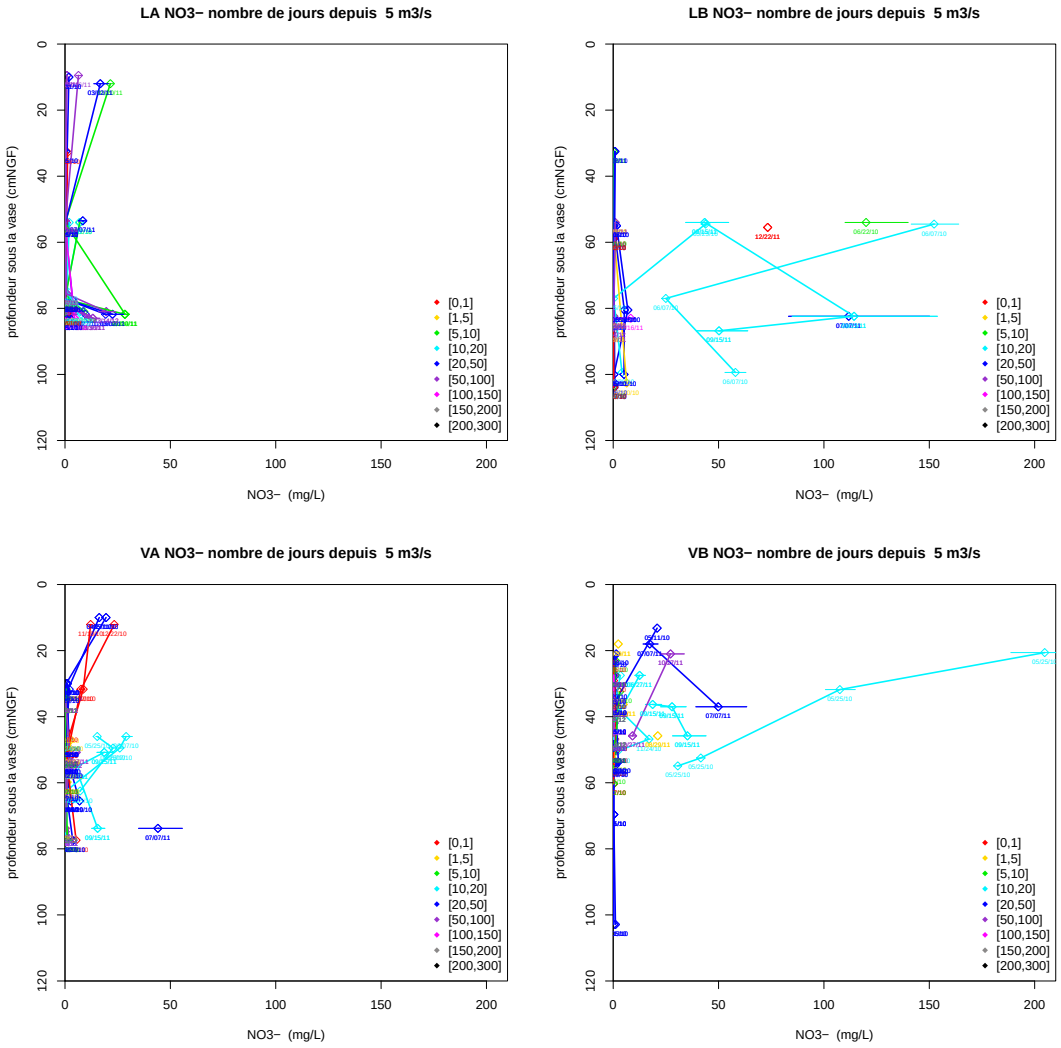


FIGURE A.57 – Évolution des concentrations en nitrate en fonction de la profondeur dans les quatre banquettes de sédiment et nombre de jours écoulés entre le dernier débit supérieur à 5 m^3/s et le jour du prélèvement

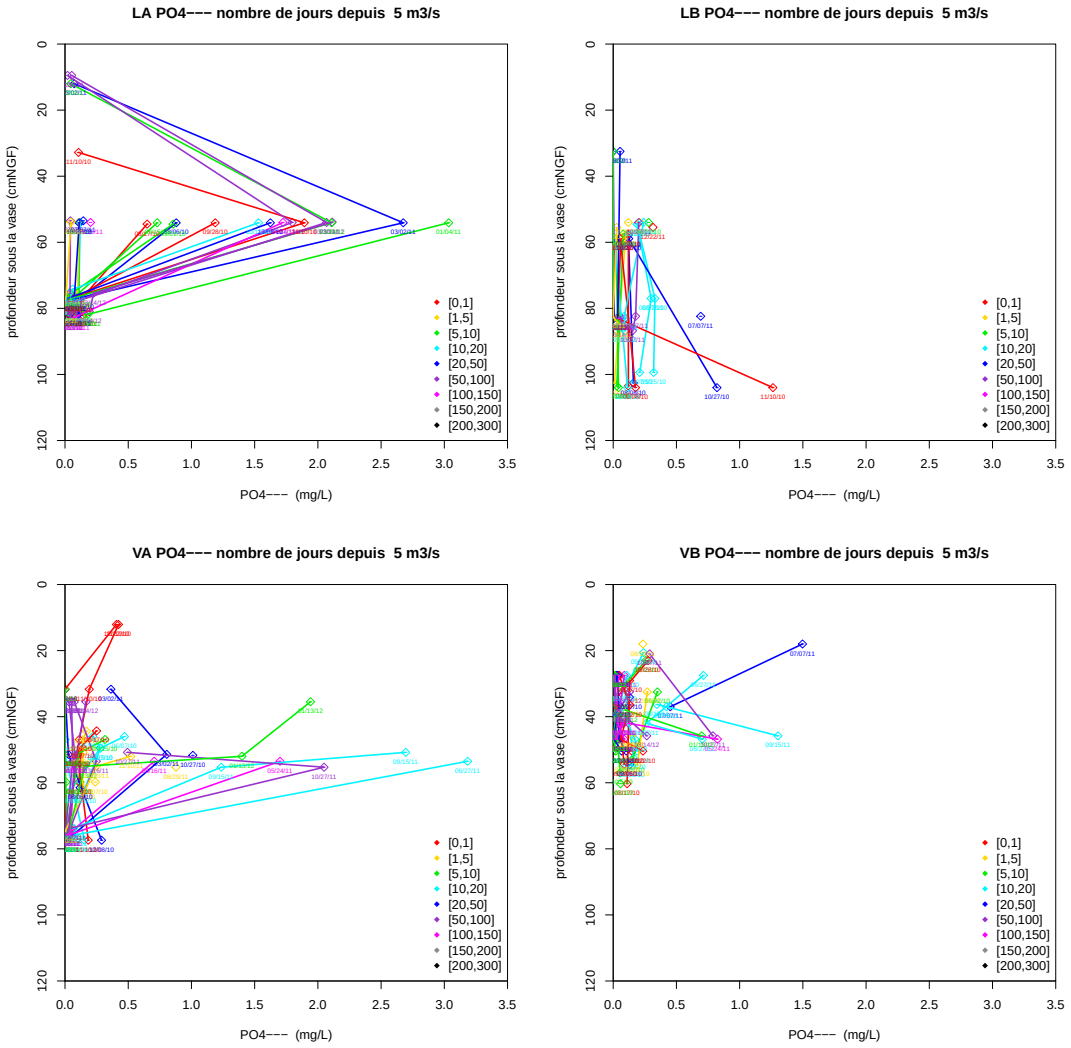


FIGURE A.58 – Évolution des concentrations en phosphore en fonction de la profondeur dans les quatre banquettes de sédiment et nombre de jours écoulés entre le dernier débit supérieur à 5 m^3/s et le jour du prélèvement

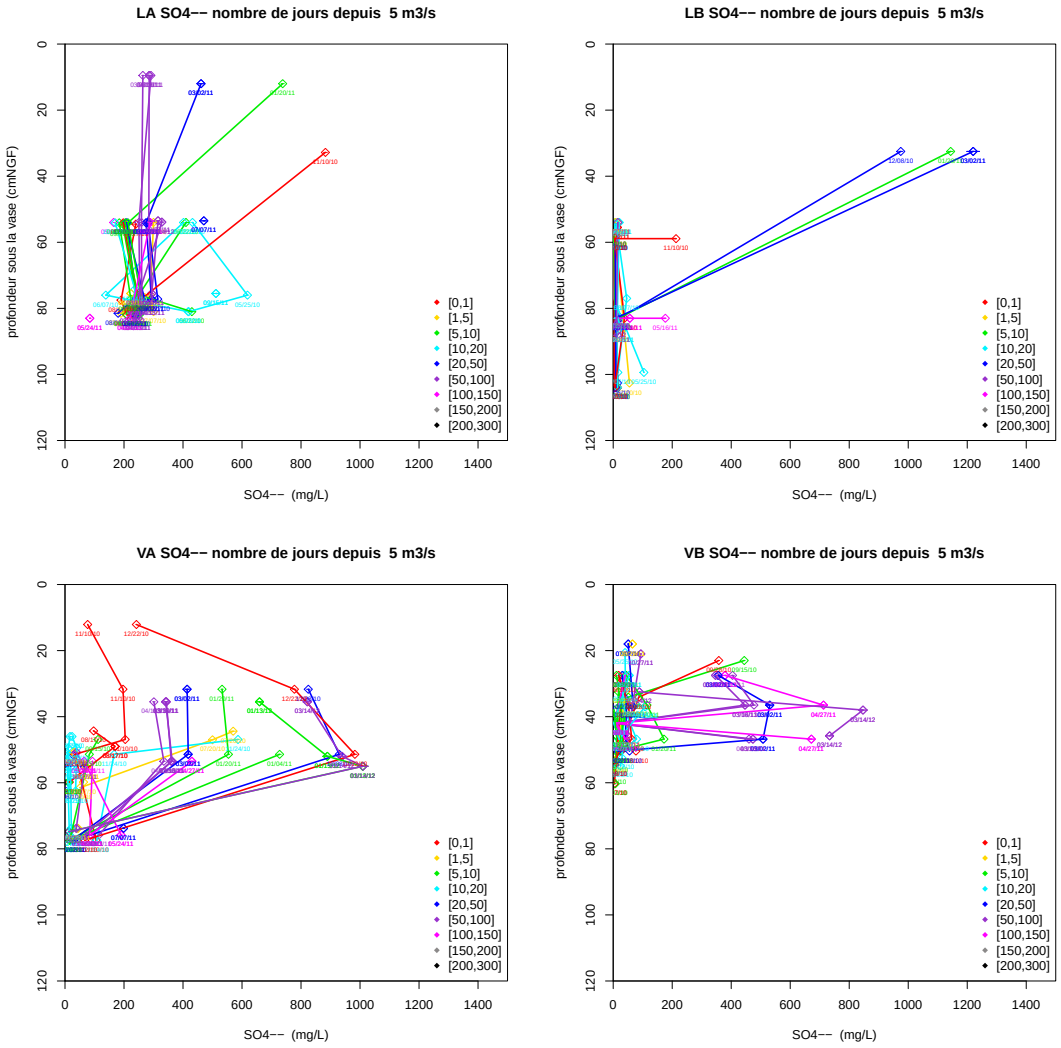


FIGURE A.59 – Évolution des concentrations en sulfate en fonction de la profondeur dans les quatre banquettes de sédiment et nombre de jours écoulés entre le dernier débit supérieur à 5 m^3/s et le jour du prélèvement

A.4.3 Taux de production dans le batch

Toutes les valeurs de pente et de consommation initiale lors des expériences de batch en milieu anoxique enrichi en nitrate sont disponibles dans le fichier "batchdenit.csv". Chaque colonne correspond à un flacon, avec en colonne :

- Nom : le nom de l'échantillon utilisé. Par exemple "C8_5_10A" correspond à la carotte n°8 (C8), la couche de sédiment (5-10) et le triplicat (A)
- Massehum : la masse de sédiment humide utilisée (en g)
- Hauteur : profondeur de l'échantillon sous la surface des sédiments (cm)
- humidite : teneur en eau des sédiments (%)
- MatOrg : le pourcentage de matière organique des sédiments
- MasseMatOrge : la quantité de matière organique contenue dans l'échantillon de sédiment (en g)
- NO3pente : taux de production (en mg/h) = pente de la droite reliant les concentrations mesurées aux différents temps, appelé "a" dans la thèse
- NO3ini : ordonnée à l'origine de la droite reliant les concentrations mesurées aux différents temps
- NO3Dini : production initiale (en mg) = concentration initiale dans l'eau injectée à laquelle est soustrait NO3ini, appelé "b" dans la thèse
- type : origine du sédiment utilisé dans le batch

La table A.14 donne les taux de dénitrification mesurés pour tous les échantillons de sédiment testés lors des batch en anoxie enrichis en nitrates (en triplicat).

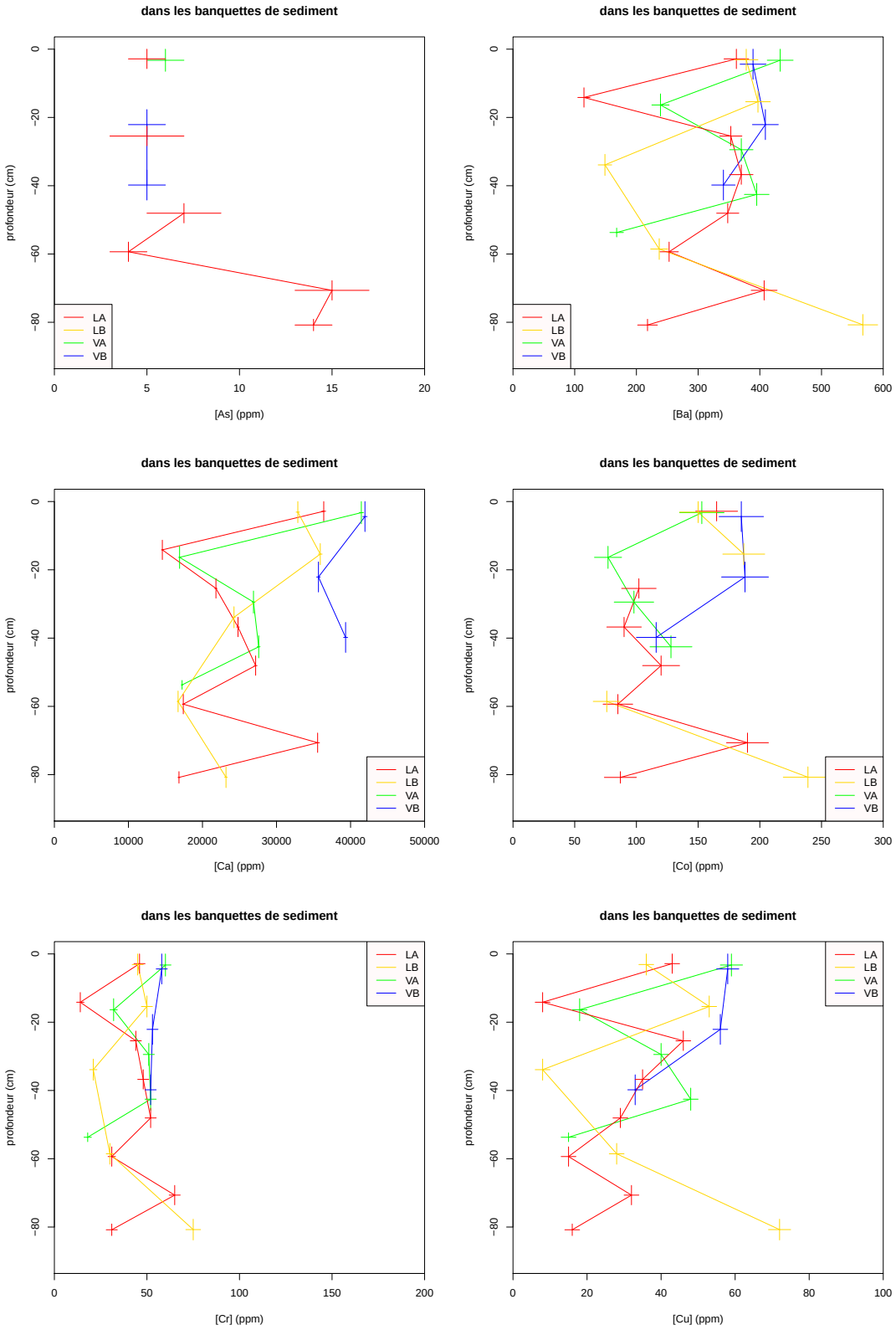
carotte	profondeur cm	taux dénit μmol/h	taux dénit μmol/h	taux dénit μmol/h
8	-4	11,41	5,17	10,37
14	-8	11,45	0,97	16,5
10	-5	0,33	1,34	1,07
10	-10	0,23	1,81	0,10
13	-6	6,40	2,24	5,96
13	-11	4,16	2,04	2,55
9	-5	14,18	12,41	12,78
9	-10	1,11	0,16	1,57
9	-20	4,18	6,56	4,87
11	-7,5	3,68	5,00	17,25
11	-12,5	0,10	0,68	0,45
11	-22	3,55	2,97	2,94
23	-7	4,64	27,9	5,99
22	-7	2,94	6,47	20,79
20	-9	6,05	8,59	5,70
20	-14	-2,05	-6,53	-3,08
24	-7	16,11	36,25	12,81
24	-12	-0,24	8,56	4,56
Pressat	bord berge	23,03	24,02	22,65
Pressat	milieu lit	18,24	25,13	21,72
Carouge	milieu lit	55,35	47,81	49,77
Souchard	milieu lit	-0,90	-0,90	-0,93
Archives amont	banquette	80,35	73,59	67,10
Archives aval	banquette	22,56	38,97	39,30

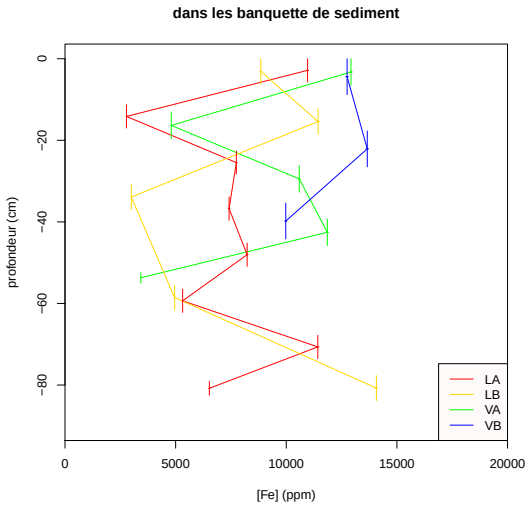
TABLE A.14 – Taux de dénitrification des sédiments lors des expériences batch en milieu anoxique enrichi en nitrate, en triplicat

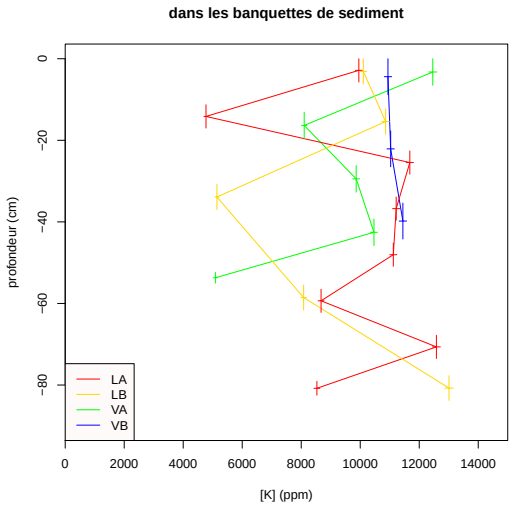
Un taux négatif signifie qu'il y a une production de nitrate.

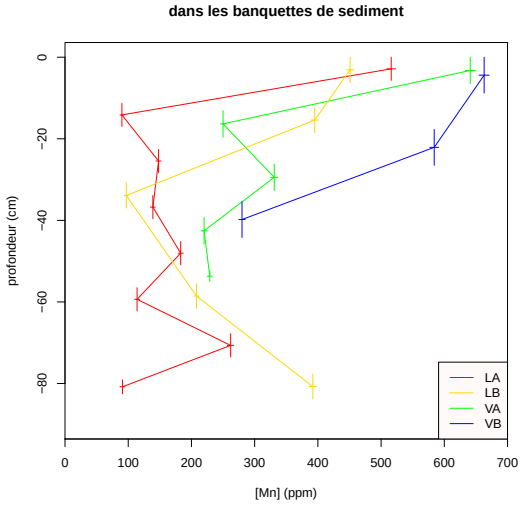
A.4.4 Résultats des analyses au fluoX

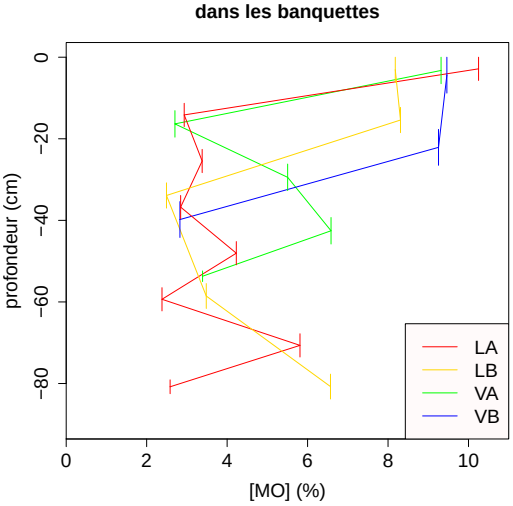
L'ensemble des données sont regroupées dans le fichier "sedimFluoX.csv" avec toutes les analyses en ppm.

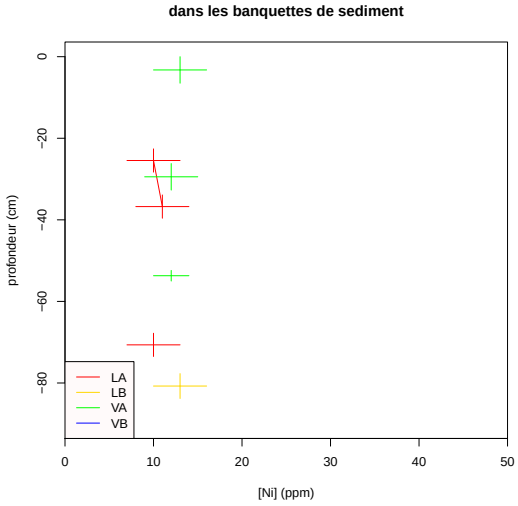

dans les banquettes de sediment
profondeur (cm)
[As] (ppm)
dans les banquettes de sediment
profondeur (cm)
[Ba] (ppm)
dans les banquettes de sediment
profondeur (cm)
[Ca] (ppm)
dans les banquettes de sediment
profondeur (cm)
[Co] (ppm)
dans les banquettes de sediment
profondeur (cm)
[Cr] (ppm)
dans les banquettes de sediment
profondeur (cm)
[Cu] (ppm)
LA
LB
VA
VB

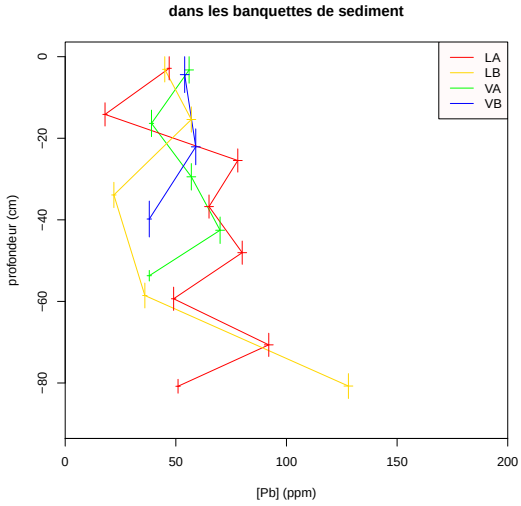

dans les banquette de sediment
profondeur (cm)
0
−20
−40
−60
−80
0
5000
10000
15000
20000
[Fe] (ppm)
LA
LB
VA
VB

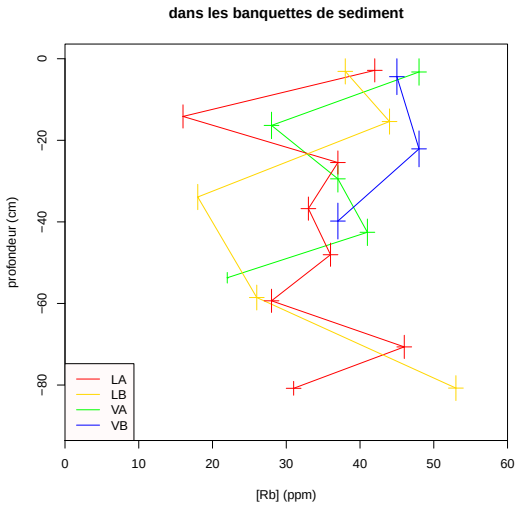

dans les banquettes de sediment
profondeur (cm)
0
−20
−40
−60
−80
0
2000
4000
6000
8000
10000
12000
14000
[K] (ppm)
LA
LB
VA
VB

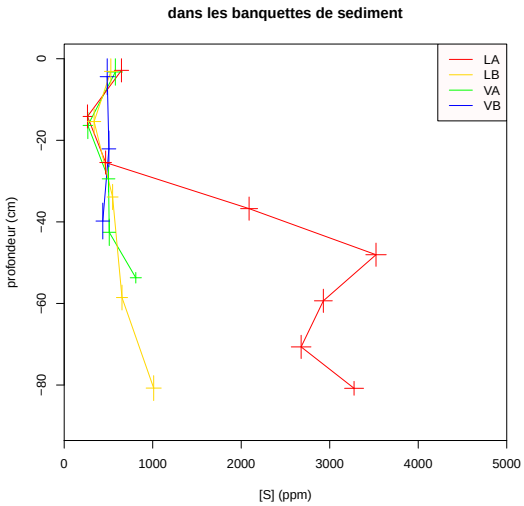

dans les banquettes de sediment
profondeur (cm)
0
−20
−40
−60
−80
0
100
200
300
400
500
600
700
[Mn] (ppm)
LA
LB
VA
VB

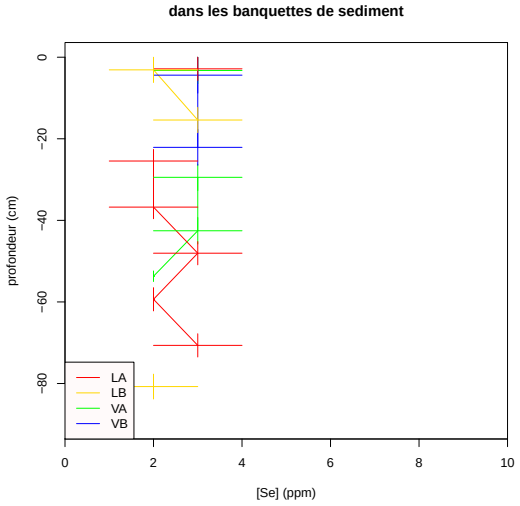

dans les banquettes
profondeur (cm)
0
−20
−40
−60
−80
0
2
4
6
8
10
[MO] (%)
LA
LB
VA
VB

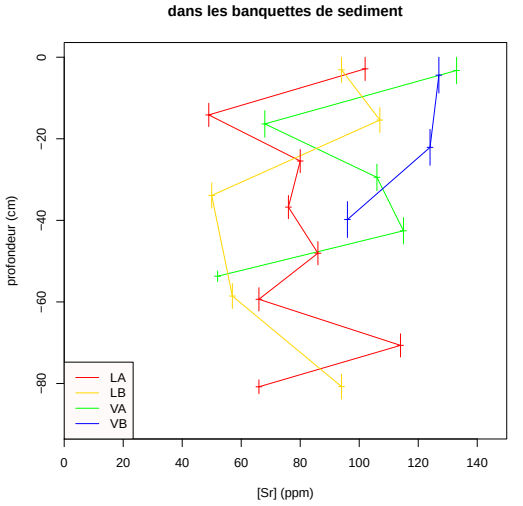

dans les banquettes de sediment
profondeur (cm)
0
−20
−40
−60
−80
0
10
20
30
40
50
[Ni] (ppm)
LA
LB
VA
VB

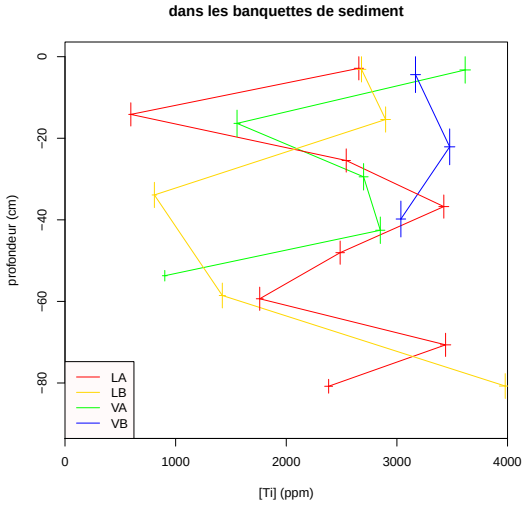

dans les banquettes de sediment
profondeur (cm)
0
−20
−40
−60
−80
0
50
100
150
200
[Pb] (ppm)
LA
LB
VA
VB

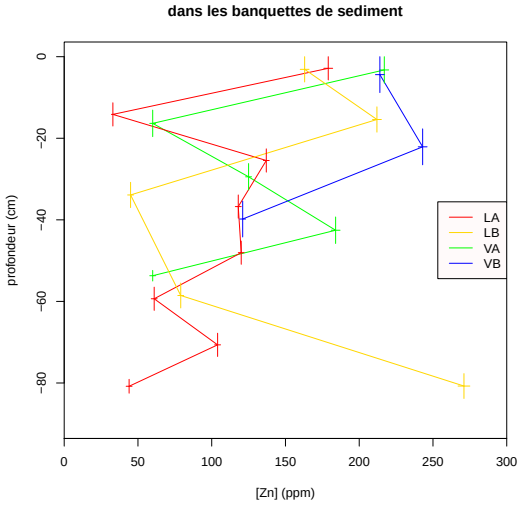

dans les banquettes de sediment
profondeur (cm)
0
−20
−40
−60
−80
0
10
20
30
40
50
60
[Rb] (ppm)
LA
LB
VA
VB

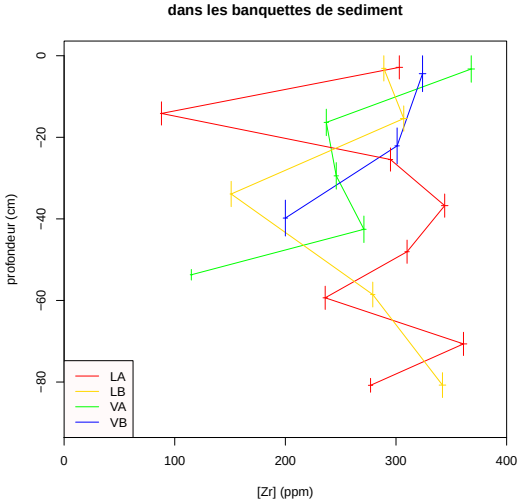

dans les banquettes de sediment
profondeur (cm)
0
−20
−40
−60
−80
0
1000
2000
3000
4000
5000
[S] (ppm)
LA
LB
VA
VB

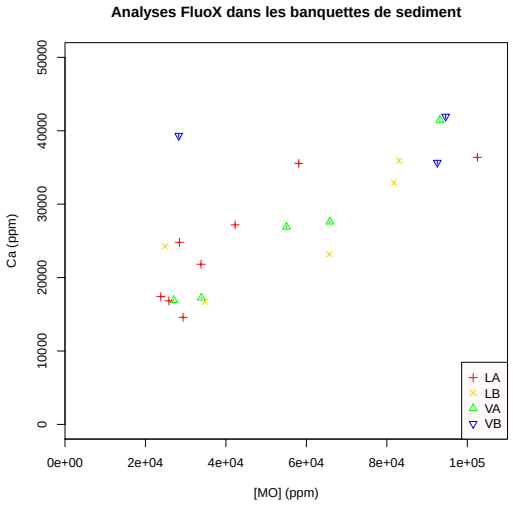

dans les banquettes de sediment
profondeur (cm)
0
−20
−40
−60
−80
0
2
4
6
8
10
[Se] (ppm)
LA
LB
VA
VB

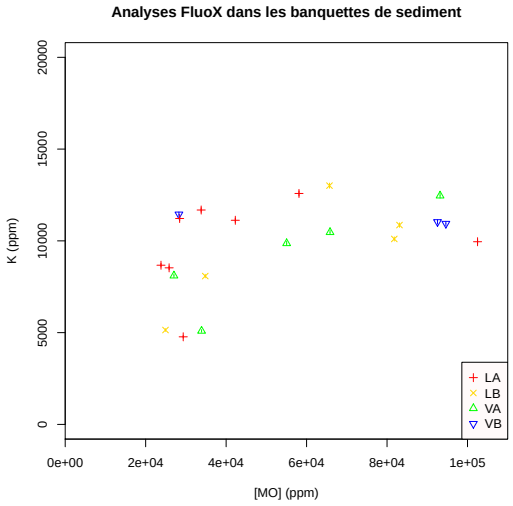

dans les banquettes de sediment
profondeur (cm)
0
−20
−40
−60
−80
0
20
40
60
80
100
120
140
[Sr] (ppm)
LA
LB
VA
VB

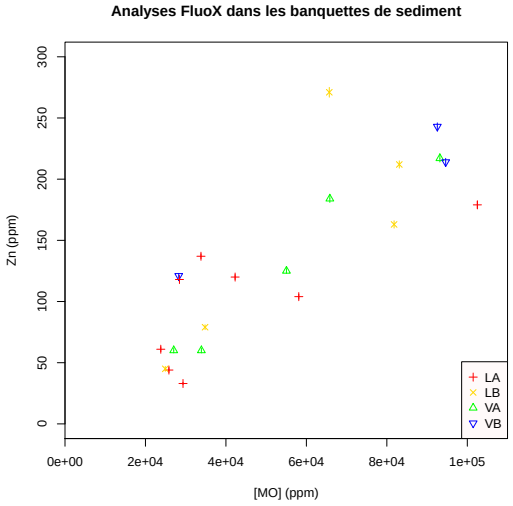

dans les banquettes de sediment
profondeur (cm)
0
−20
−40
−60
−80
0
1000
2000
3000
4000
[Ti] (ppm)
LA
LB
VA
VB

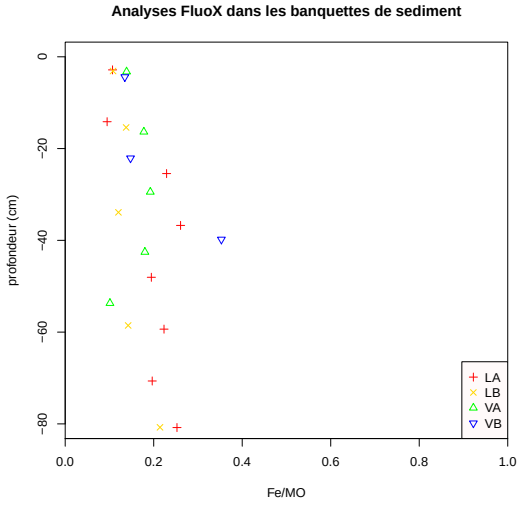

dans les banquettes de sediment
profondeur (cm)
0
−20
−40
−60
−80
0
50
100
150
200
250
300
[Zn] (ppm)
LA
LB
VA
VB


dans les banquettes de sediment
profondeur (cm)
0
−20
−40
−60
−80
LA
LB
VA
VB
0
100
200
300
400
[Zr] (ppm)


Analyses FluoX dans les banquettes de sediment
Ca (ppm)
0
10000
20000
30000
40000
50000
LA
LB
VA
VB
0e+00
2e+04
4e+04
6e+04
8e+04
1e+05
[MO] (ppm)


Analyses FluoX dans les banquettes de sediment
K (ppm)
0
5000
10000
15000
20000
LA
LB
VA
VB
0e+00
2e+04
4e+04
6e+04
8e+04
1e+05
[MO] (ppm)


Analyses FluoX dans les banquettes de sediment
Zn (ppm)
0
50
100
150
200
250
300
LA
LB
VA
VB
0e+00
2e+04
4e+04
6e+04
8e+04
1e+05
[MO] (ppm)


Analyses FluoX dans les banquettes de sediment
profondeur (cm)
0
−20
−40
−60
−80
LA
LB
VA
VB
0.0
0.2
0.4
0.6
0.8
1.0
Fe/MO

A.5 hydrobiologie

A.5.1 Les macrophytes

Disponibilité des données sur les macrophytes

Les données sur le recouvrement du lit de l'Orge par les macrophytes sont disponibles dans le fichier excel "macrophytes quantification.xls". On y retrouve les surfaces de recouvrement estimées en détail pour chaque micro-tronçon, les estimations en fonction de l'ensoleillement du tronçon. Les données sur la composition des tissus des macrophytes sont disponibles dans le fichier "macrophyte composition.xls". On y retrouve toutes les analyses de C, N, P, Zn, Cu, K, Ca... effectuées sur les 4 espèces de macrophytes principales mais aussi sur quelques autres plantes aquatiques, avec les estimations des teneurs par gramme de plantes sèches, par unité de surface (1 m^2) ou sur tout le secteur étudié.

Délimitation des micro-tronçon de macrophytes

Sites :	repères physique	longueur sect mètres	coord amont RD / M / RG	coordonnées WGS84 N	E		coordonnées Lambert 2et N	E	photo n°
ORGE									
	1 pont amont carouge ->barrage anti pollutic	30							
	2 barrage anti-pol -> platane RD	280				v			
	3 platane RD -> piste cyclable	65	RD	48.62198	2.29245	v	577958.418	1862045.92	1490
	4 piste cyclable -> aval pont N104	80	M	48.62252	2.29230	v	577947.721	1862100.03	1489
	5 pont N104 -> bois	55	RD	48.62325	2.29251	v	577963.215	1862173.06	1488
	6 ZA bord de l'Orge -> pont Guipereux	270	RD	48.62378	2.29243	v	577957.595	1862226.15	1501
	7 pont -> vanne Guipereux	50	M	48.62620	2.29271	v	577978.757	1862468.37	1502
	8 Basset : clapet -> zone boisée	60				v			
	9 Basset : zone boisée	125				v			
	10 Basset : zone ouverte	40	RG	48.62840	2.29262	v	577972.994	1862688.67	
	11 Basset : zone ouverte -> confluence boëlle	40	RG	48.62878	2.29271	v	577979.657	1862726.69	1507
	12 Basset : confluence -> amont pré Legros	80	RG	48.62917	2.29264	v	577974.713	1862765.75	
	13 le long des prés Legros	135	RG	49.62991	2.29301	v	578350.104	1962933.18	1509
	14 aval propriété Legros -> bois	85	RG	48.63110	2.29330	v	578023.274	1862958.82	1510
	15 zone ombragée à l'amont de la Guinguette	155	RG	48.63192	2.29332	v	578025.011	1863040.92	1511
	16 Guinguette -> pont D46	75	RG	48.63333	2.29355	v	578042.189	1863182.03	1513
	17 pont D46 -> clapet Souchart	95	M	48.63491	2.29400	v	578075.387	1863340.11	1514
	18 Clapet Souchart -> confluence boëlle	80				v			
	19 Confluence boëlle -> passerelle L1	45				v			
	20 passerelle Lormoy 1 -> peupleraie	155	M	48.63690	2.29548	v	578183.452	1863538.98	1526
	21 peupleraie	90	RG	48.63763	2.29596	v	578218.528	1863611.95	1528
	22 aval peupleraie -> passerelle Lormoy 2	145				v			
	23 Passerelle L2 -> zone boisée Canardière	65				v			
	24 partie amont Canardière	60	RD	48.63889	2.29799	v	578366.235	1863737.6	1530
	25 partie rectiligne de la Canardière	105	RG	48.63957	2.29875	v	578421.604	1863805.49	1531
	26 aval Canardière -> pont D25	440	M	48.64043	2.29834	v	578392.154	1863891.7	1542
	27 zone tir à l'arc	255	M	48.64471	2.29769	v	578346.467	1864320.38	1543
	28 aval zone ouverte tàa -> boelle du Perray	295	RD	48.64673	2.29808	v	578375.45	1864522.53	1544
	29 boëlle du Perray -> Mort Ru	110	RD	48.64946	2.29836	v	578396.695	1864795.79	1546
	30 Reméandrage MR -> 1er méandre	135	RD	48.65027	2.29925	v	578461.529	1864876.66	1548
	31 Reméandrage secteur central	25	RD	48.65112	2.29998	v	578514.769	1864961.59	1550
	32 Reméandrage aval méandre -> passerelle	190	RD	48.65150	2.30062	v	578561.319	1864999.47	1551
	33 Aval de la passerelle -> camping	120	M	48.65294	2.30222	v	578677.859	1865143.25	1552
	34 le long du camping de Villiers	255	RD	48.65362	2.30340	v	578763.676	1865211.05	1554
	35 passerelle camping -> amont champs fleur	225	M	48.65512	2.30654	v	578991.922	1865360.47	1555
	36 amont champs fleuri -> pont D186	110	RD	48.65609	2.30804	v	579101.038	1865457.22	15566
	37 entre les 2 ponts	10				v			
	38 hopital Vaucluse : amont route	235				v			
	39 hopital Vaucluse : aval route	630				v			
	40 Breuil : clapet vaucluse -> boëlle vaucluse	140	RD	48.66377	2.31587	v	579671.408	1866224.29	1572
	41 Breuil : boëlle vaucluse - clapet Breuil	80	RD	48.66500	2.31665	v	579728.368	1866347.26	1573
	aval		M	48.66539	2.31754	v	579793.034	1866386.1	

TABLE A.15 – Délimitation et localisation des micro-tronçons pour l'étude des macrophytes

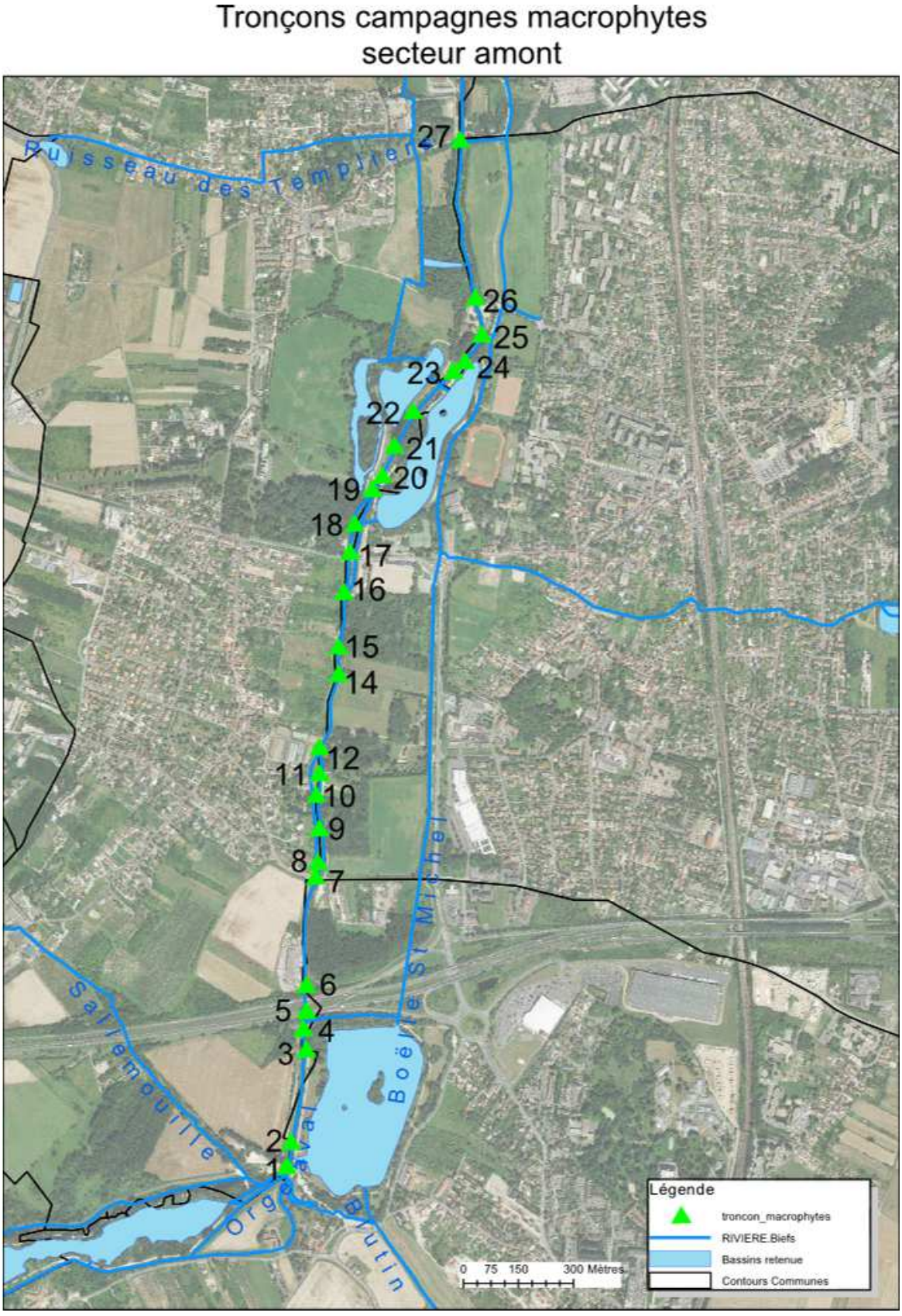


FIGURE A.60 – Carte délimitant l'amont de chaque micro-tronçon pour l'étude des macrophytes, partie amont

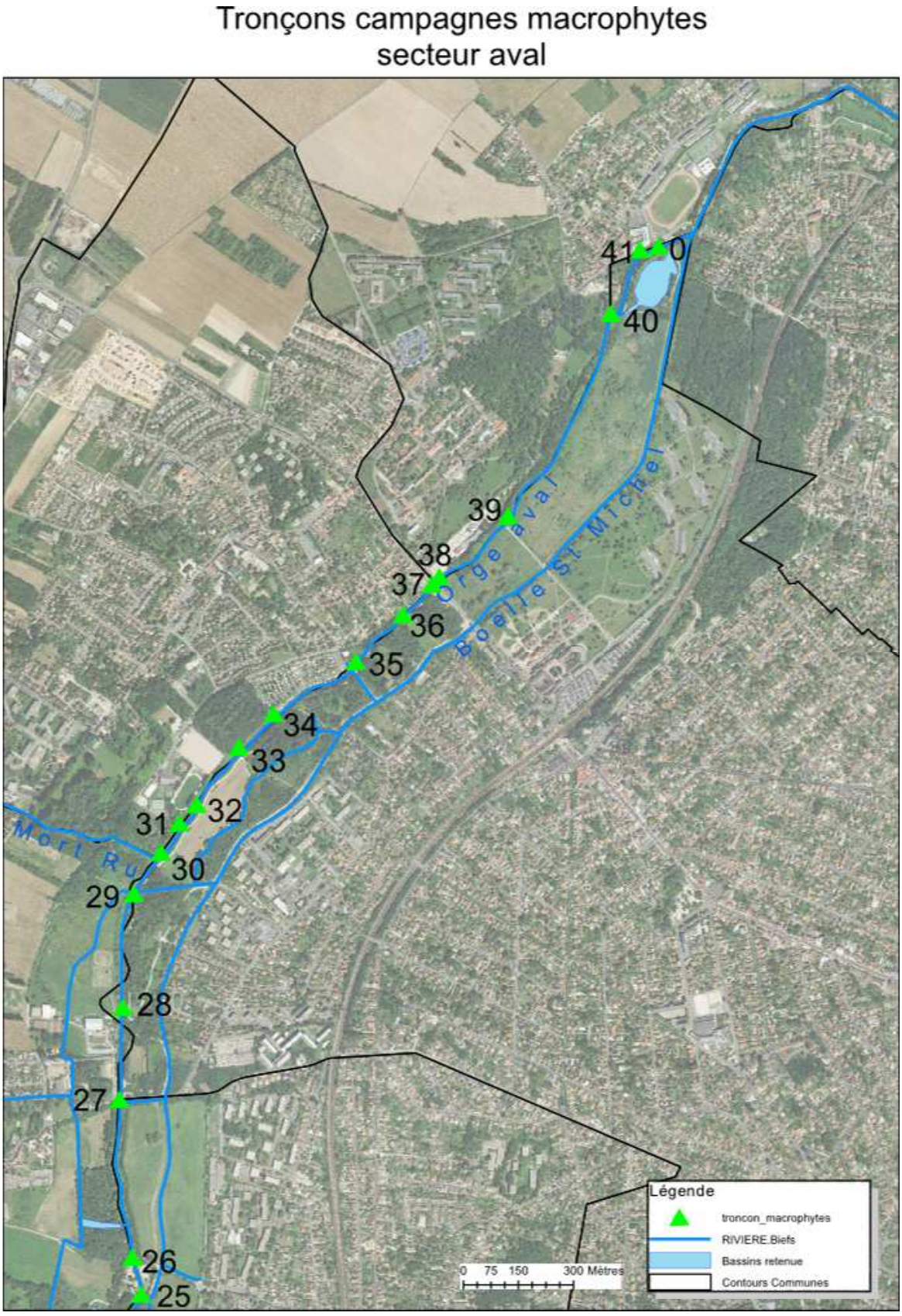


FIGURE A.61 – Carte délimitant l'amont de chaque micro-tronçon pour l'étude des macrophytes, partie aval

Évolution du recouvrement par les macrophytes sur les micro-tronçons

	2009	2010	2011	2012
1		0.24	0.36	0.15
2		0.56	0.69	0.75
1 + 2	0.43	0.53	0.66	0.70
3	0.15	0.35	0.53	0.60
4	0.12	0.39	0.39	0.20
5	0.21	0.36	0.20	0.25
6	0.04	0.50	0.21	0.22
7	0.06	0.15	0.10	0.02
8	0.03	0.78		
9	0.00	0.10		
10	0.17	0.40		
11	0.03	0.10		
12	0.13	0.39	0.20	0.04
13	0.25	0.36	0.45	0.40
14	0.07	0.04	0.21	0.04
15	0.02	0.15	0.15	0.01
16	0.07	0.27	0.07	0.07
17	0.00	0.02	0.01	0.01
18	0.05	0.02	0.01	0.01
19	0.07	0.21	0.07	0.14
20	0.78	0.97	0.95	0.90
21	0.20	0.61	0.10	0.05
22	0.89	1.00	0.85	0.96
23		0.60	0.75	0.85
24	0.15	0.30	0.10	0.03
25	0.25	0.45	0.16	0.20
26	0.02	0.03	0.01	0.01
27	0.82	0.85	0.60	0.50
28	0.31	0.47	0.15	0.19
29	0.87	0.86	0.45	0.60
30	0.70	0.58	0.10	0.15
31	0.82	0.90	0.40	0.70
32	0.98	1.00	0.70	0.70
33	0.77	0.71	0.70	0.60
34	0.45	0.63	0.75	0.60
35	0.50	0.75	0.45	0.21
36	0.87	0.52	0.65	0.45
37	0.00	0.40	0.90	0.68
38		0.06	0.15	0.05
39		0.25	0.30	0.03
38+39	0.09	0.17	0.26	0.04
40	0.05	0.03	0.05	0.00
41	0.09	0.12	0.02	0.00
tot	31%	43%	36%	29%

forte diminution
diminution
augmentation
forte augmentation

FIGURE A.62 – Évolution du Pourcentage de recouvrement du lit de l'Orge par les plantes aquatiques sur chaque micro-tronçon

A.5.2 Inventaires des berges

Tous les inventaires floristiques effectués sur les berges et les banquettes exondées sont disponibles dans le fichier "inventaire_berge2009a2012.xsl" où chaque feuille correspond à un site de prospection, la feuille "Récapitulatif" reprenant l'ensemble des résultats.

Cécile BELLOT

Evolution of sedimentological and biogeochemical functioning of a river section after dams removal

Orge is a lowland river from Seine's watershed, France. In 2010, Orge River was highly segmented with on average one dam (< 2m) every kilometer in downstream part. To restore the ecological continuity of the river, the "Syndicat de l'Orge" gradually removes these little dams. The purpose of this thesis is the monitoring of hydro-morphology, biogeochemistry and ecological of a section of 6 km of Orge where 3 consecutive dams have been removed in spring 2010.

After the water level decrease, some previously drowned sediment deposits appear along the river bank. These sediment banks are frequently inundated by high flows. Nitrogen and sulfate processes are very intense onto these banks. However, a model shows that water fluxes limited biochemical impact of sediment banks on the river. Intense precipitation/solubilization sulfate processes, link with water level variations, have a significant importance on organic matter degradation and ammonium production in sediment banks.

The sediment transport capacity of the river has changed significantly after dam removal. It results in an increase of the maximum transportable diameter of the river, leading to the appearance of a coarser bed in-situ. The flows are now able to continuously wash the organic and clay finest particles. It was possible to evaluate the new transit speed of particles carried along and highlight the time required to reach a new equilibrium of the bed and the biological species that live there. Biological indicators (IBGN…) show that removals enhanced the livability of the river.

All these studies show the positives impacts of dam removal on a lowland river, with low potential sediment transport, even if a monitoring in time is still needed to confirm the first developments highlighted here.

Key words: river, dam removal, hydromorpholgy, biogéochemistry, sedimentology

Cécile BELLOT

Evolution du fonctionnement sédimentologique et biogéochimique d'un bief de l'Orge suite à l'effacement d'ouvrages hydrauliques

L'Orge est une petite rivière de plaine, fortement segmentée, qui conflue avec la Seine en amont de Paris. En 2010, elle comptait en moyenne un clapet tous les kilomètres sur sa partie aval. Pour rétablir la continuité écologique du cours d'eau, le Syndicat de l'Orge efface progressivement ces ouvrages. L'objet de cette thèse est le suivi biogéochimique, hydro-sédimentaire et écologique d'un bief de l'Orge de 6 km où 3 clapets consécutifs ont été effacés.

Les hauteurs d'eau dans la rivière ayant baissé, des bancs de vase ont été mis à l'air. Ces banquettes de sédiments subissent des séquences d'inondation/exondation au rythme des crues. Les transformations de l'azote et du soufre y sont particulièrement actives et dynamiques. Cependant, une modélisation montre que les faibles flux d'eau échangés limitent l'impact des banquettes sur la rivière. Des processus intenses de précipitation/solubilisation des sulfates, liés aux variations des niveaux d'eau, ont une importance non négligeable sur la dégradation de la matière organique et la production d'ammonium dans la banquette.

La capacité de transport de sédiments de la rivière a fortement évolué suite aux effacements, ce qui se traduit sur le terrain par l'apparition d'une granulométrie plus grossière en fond de lit. Ainsi, le diamètre maximal des grains transportables par l'Orge augmente, les écoulements sont maintenant capables de lessiver en permanence les particules organiques et argileuses les plus fines. Il a été possible d'évaluer la nouvelle vitesse de transit des particules charriées et de mettre en évidence le temps nécessaire pour atteindre un nouvel équilibre du lit et des espèces biologiques qui y vivent. Les indicateurs biologiques (IBGN, IBD, IPR) montrent que les effacements améliorent l'habitabilité de la rivière.

Ces suivis montrent l'impact positif des effacements de barrage sur une rivière de plaine, ayant un faible potentiel de transport des sédiments, même si un suivi dans la durée reste nécessaire pour confirmer les premières évolutions mises en évidence.

Mots clés : rivière ; effacement de barrage ; hydromorphologie ; biogéochimie ; sédimentologie