



**HAL**  
open science

**Impacts des paramètres hydroclimatiques &  
anthropiques sur la sédimentation dans le système  
deltaïque du Rhône à la transition  
Holocène/Anthropocène**

Théo Martinez

► **To cite this version:**

Théo Martinez. Impacts des paramètres hydroclimatiques & anthropiques sur la sédimentation dans le système deltaïque du Rhône à la transition Holocène/Anthropocène. Géographie. Université Lumière - Lyon II, 2024. Français. NNT : 2024LYO20016 . tel-04753795

**HAL Id: tel-04753795**

**<https://theses.hal.science/tel-04753795v1>**

Submitted on 25 Oct 2024

**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.



N° d'ordre NNT : 2024LYO20016

# THÈSE de DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ LUMIÈRE LYON 2

**École Doctorale : ED 483**

**Sciences sociales**

Discipline : Géographie Aménagement Urbanisme

Soutenue publiquement le 25 janvier 2024 par :

Théo MARTINEZ

---

## **Impacts des paramètres hydroclimatiques et anthropiques sur la sédimentation dans le système deltaïque du Rhône à la transition Holocène/Anthropocène.**

---

Devant le jury composé de :

Bastiaan NOTEBAERT, Docteur, Vlaamse Instelling Voor Technologisch, Président

Maria-Angela BASSETTI, Professeure des Universités, Université de Perpignan, Rapporteuse

Marina RABINEAU, Directrice de recherche CNRS, Rapporteuse

Sander VAN DER LEEUW, Professeur des Universités, Arizona State University, Examineur

Gabriel DUCRET, Docteur Ingénieur, IFP Énergies Nouvelles, Examineur

Jean-François BERGER, Directeur de recherche, CNRS, Directeur de thèse

Rémy DESCHAMPS, Ingénieur de recherche, IFP Énergies Nouvelles, Co-Directeur de thèse

# Contrat de diffusion

Ce document est diffusé sous le contrat *Creative Commons* « [Paternité – pas d'utilisation commerciale - pas de modification](#) » : vous êtes libre de le reproduire, de le distribuer et de le communiquer au public à condition d'en mentionner le nom de l'auteur et de ne pas le modifier, le transformer, l'adapter ni l'utiliser à des fins commerciales.

Université Lumière Lyon 2  
IFP Energies Nouvelles  
Ecole Doctorale 483 Sciences Sociales

# THÈSE

Pour obtenir le titre de

**Docteur en Géographie-Aménagement**

De l'Université Lumière Lyon 2

Présentée et soutenue par

**Théo Martinez**

**Impacts des paramètres hydroclimatiques & anthropiques sur la  
sédimentation dans le système deltaïque du Rhône à la transition  
Holocène/anthropocène**

Thèse dirigée par Jean-François Berger de l'Université Lyon 2

Rémy Deschamps & Gabriel Ducret de l'IFP Energies Nouvelles

Soutenue le 25 janvier 2024

Jury :

Marina Rabineau	- DR, CNRS, Université de Bretagne Occidentale	- Rapporteur
Maria-Angela Bassetti	- Pr. Université de Perpignan	- Rapporteur
Bastiaan Notebaert	- Expert spécialisé Eau et Paysage	- Examineur
Sander Van Der Leeuw	- Pr. émérite Arizona State University	- Examineur



# Table des matières

<b>Table des matières</b> .....	<b>3</b>
<b>Liste des figures</b> .....	<b>8</b>
<b>Liste des tableaux</b> .....	<b>15</b>
Résumé .....	17
Abstract .....	17
Remerciements .....	18
<b>Introduction générale</b> .....	<b>20</b>
A. Contexte de l'étude.....	20
1. Les perturbations climatiques à venir .....	20
2. L'impact du réchauffement climatique sur les édifices sédimentaires côtiers .....	22
3. Le cas d'étude : Le delta du Rhône .....	23
4. Stratégie d'étude.....	24
B. Cadre de la thèse.....	25
C. Plan du manuscrit .....	25
<b>I. Les deltas, témoins des fluctuations climatiques passées</b> .....	<b>27</b>
A. Variabilité climatique et eustatique au Quaternaire .....	28
1. Les différents cycles climatiques identifiés au Quaternaire .....	28
2. Le climat à la fin du Pléistocène dans l'hémisphère Nord .....	31
3. Le climat à Holocène.....	32
4. L'anthropocène.....	37
B. Les systèmes littoraux .....	40
1. Les systèmes dominés par les courants de marée.....	41
2. Les côtes dominées par la houle .....	46
3. Les deltas : systèmes influencés par les courants fluviaux.....	49
4. Evolution temporelle des systèmes littoraux .....	59
C. Systèmes deltaïques microtidaux méditerranéens à l'Holocène.....	62
1. Caractéristiques des systèmes microtidaux méditerranéens .....	62
2. Circulation marine dans le golfe du Lion .....	65
3. Caractéristiques des deltas méditerranéens à l'Holocène.....	67
a) <i>Le</i> .....	68
<b>II. Le système hydrosédimentaire du Rhône</b> .....	<b>72</b>
A. Le bassin versant du Rhône .....	73
1. Le sous-bassin du Rhône alpestre.....	74
2. Le sous-bassin du Rhône amont .....	75
3. Le sous-bassin de la Saône .....	77

4.	Le sous-bassin du Rhône moyen .....	77
5.	Le sous-bassin de l'Isère .....	77
6.	Le sous-bassin de la Durance .....	78
7.	Le sous-bassin des Cévennes.....	78
8.	Le sous-bassin du Rhône aval .....	79
B.	L'installation de l'Homme dans le bassin rhodanien .....	81
1.	Evolution démographique et impacts sur les écosystèmes dans le bassin rhodanien au cours de l'Holocène .....	81
2.	Les aménagements progressifs du Rhône.....	83
C.	Evolution sédimentaire du delta du Rhône.....	89
1.	L'évolution du delta au Quaternaire.....	90
2.	Morphologie actuelle du delta.....	95
<b>III. L'architecture stratigraphique du delta du Rhône et les variations du flux sédimentaire au cours de l'Holocène .....</b>		<b>100</b>
A.	Introduction .....	101
B.	Article soumis à Sedimentary Geology: Impacts of sediment flow variations on the stratigraphic architecture of Mediterranean Delta during the Holocene: Example of the Rhône delta 101	
1.	Introduction .....	103
2.	Context .....	107
3.	Materials and Methods .....	110
4.	Sedimentary analysis and delta architecture.....	113
5.	Estimated sediment flows.....	129
6.	Discussion .....	131
7.	Conclusion.....	141
<b>IV. Corrélations entre le fonctionnement hydrogéomorphologique et pédosédimentaire du bassin rhodanien et la dynamique du delta du Rhône .....</b>		<b>143</b>
A.	Le fonctionnement général du bassin .....	144
B.	Les données hydrogéomorphologiques et pédosédimentaires disponibles dans le bassin rhodanien.....	145
1.	Les données planétaires, hémisphériques et régionales sur les forçages climatiques .....	147
2.	Les données du Nord du bassin rhodanien .....	149
3.	Les données de la moyenne vallée du Rhône .....	150
4.	Les données du Sud du bassin rhodanien .....	152
C.	La chronologie du bassin rhodanien.....	153
1.	Fin du Tardi-glaciaire et Holocène ancien (12 500 – 7 000 cal. BP) .....	153
2.	Holocène moyen : Néolithique (7 000 à 4 500 cal. BP).....	155
3.	Transition Holocène moyen – début Holocène récent (4 500 à 3 000 cal. BP).....	156

4.	Holocène récent : du Bronze final au début de la période romaine (3 000 à 2 000 cal. BP)	158
5.	Holocène récent : De 2 000 à 1 000 cal. BP	159
6.	Holocène récent : De 1 000 à 0 cal. BP : POM, PAG et anthropocène	161
D.	Corrélation entre le bassin versant et le delta du Rhône	163
1.	De 12 500 à 7 000 cal. BP	163
2.	De 7 000 à 4 500 cal. BP	166
3.	De 4 500 à 3 000 cal. BP	167
4.	De 3 000 à 2 000 cal. BP	168
5.	De 2 000 à 1 000 cal. BP	168
6.	De 1 000 à 0 cal. BP	169
E.	Conclusion du chapitre	170
<b>V. L'apport des cartes anciennes dans la quantification des changements récents (fin du PAG &amp; Post-PAG)</b>		<b>173</b>
A.	Introduction	174
1.	Enjeux & Objectifs	174
2.	L'exploitation des cartes anciennes par segmentation sémantique	176
B.	Article: Deep learning ancient map segmentation to assess historical landscape changes	178
1.	Histoire de la carte	178
2.	Deep learning ancient map segmentation to assess historical landscape changes (publié dans Journal Of Maps)	179
3.	Complétion de la carte	194
C.	La carte de l'Etat-Major	195
1.	Histoire de la carte	195
2.	Résultats	196
D.	Le bilan érosif des 3 derniers siècles	198
1.	Les cartes de Corine Land Cover	199
2.	Modèle d'érosion	203
3.	L'application du modèle aux cartes anciennes	207
4.	Evolution du potentiel d'érosion entre les siècles	207
E.	Conclusion	213
<b>VI. La modélisation stratigraphique du delta du Rhône au cours de l'Holocène</b>		<b>215</b>
A.	Les concepts de la simulation numérique	216
1.	Introduction	216
2.	Les objectifs de la modélisation numérique	217
B.	La modélisation stratigraphique	217
1.	Le logiciel Dionisos	217
2.	Les principes	218
3.	Les lois de transports	220



C.	Stratégie de modélisation .....	221
D.	Les données d'entrées de la modélisation .....	222
1.	Paléo-bathymétrie.....	222
2.	La variation du niveau marin.....	222
3.	Classes granulométriques .....	224
4.	Flux hydrosédimentaire .....	224
E.	L'influence des paramètres sur la simulation numérique .....	224
1.	Les coefficients de diffusion .....	224
2.	Le débit hydrique.....	227
3.	L'indice de chenalisation.....	228
4.	Les coefficients de non-linéarités.....	228
F.	Le delta du Rhône au cours de l'Holocène.....	232
1.	Les paramètres de simulation .....	232
2.	Comparaison qualitative de l'architecture du delta modélisé avec le modèle géologique ..	235
3.	Répartition des dépôts et comparaison quantitative avec le modèle géologique.....	240
G.	Simulations prospectives de l'évolution du delta.....	242
1.	Les projections du GIEC .....	242
2.	Approche millénaire .....	243
H.	Conclusion Chapitre .....	248
<b>VII.</b>	<b>Conclusion générale .....</b>	<b>250</b>
A.	Dynamique du delta du Rhône .....	250
B.	Apport des cartes anciennes .....	252
C.	Modélisation stratigraphique du delta du Rhône.....	252
D.	Perspectives.....	253
<b>VIII.</b>	<b>Bibliographie.....</b>	<b>255</b>



## Liste des figures

Figure 1 Schéma des différentes régions du monde et impact du réchauffement climatique en cours sur les conditions climatiques tels que la température, les vagues de chaleur, le niveau marin, l'érosion côtière (A) la couverture neigeuse, l'aridité, les précipitations, les crues et les sécheresses (B) (d'après Gutiérrez et al., 2021, <a href="http://interactive-atlas.ipcc.ch">http://interactive-atlas.ipcc.ch</a> ) .....	<b>21</b>
Figure I-1 Les paramètres orbitaux de Milankovitch, A : Excentricité, B : Obliquité, C : Précession (d'après Milankovitch, 1941).....	<b>30</b>
Figure I-2 Frise chronologique des 20 000 dernières années comprenant les trois phases du Dryas et de l'Holocène (a). Un focus est fait sur les 12000 dernières années avec les Bond Event (Bond et al., 2001 ; (b)) et les RCC (Mayewski et al., 2004 ; (c)). .....	<b>34</b>
Figure I-3 Diagramme d'influence des vagues, de la marée et du réseau fluvial sur la formation d'environnements côtiers (modifié d'après Boyd et al., 1992 ; Yang et al., 2005) .....	<b>42</b>
Figure I-4 Morphologie typique des estuaires dominés par les marées (Scanes et al., 2017, modifié de Dalrymple, 1992).....	<b>43</b>
Figure I-5 Section schématique montrant le profil type d'un estran depuis la zone subtidale jusqu'à la zone supratidale, avec la lithologie associée (modifié de Fan, 2013) .....	<b>45</b>
Figure I-6 Structure d'une côte influencée par les vagues (modifié d'après Walker & Plint, 1992) .....	<b>47</b>
Figure I-7 Modèles de dépôt de la formation de Mungaroo (North West Shelf, WA, Australie) d'après Heldreich et al. (2017) mettant en évidence les différentes géométries et définitions. ....	<b>50</b>
Figure I-8 Classification des principaux deltas en fonction de l'importance relative des processus fluviaux, de houle ou de marée (d'après Galloway 1975).....	<b>51</b>
Figure I-9 Morphologie et illustration des principaux types de delta. A) Dominé par les processus fluviaux. B) Dominé par les processus tidaux. C) Dominé par la houle (modifié d'après Reading, 1996) .....	<b>53</b>
Figure I-10 Morphologies des deltas mondiaux en fonction de leur granulométrie et de l'influence fluviale, tidale ou de la houle (Orton & Reading, 1993) .....	<b>54</b>
Figure I-11 Influence de la granulométrie transportés par le réseau fluvial (des argiles aux graviers) sur l'architecture de la plaine alluvial et la morphologie du ou des chenaux (d'après Orton & Reading, 1993).....	<b>55</b>
Figure I-12 Vues de profil des trois types de panache fluvial décrits par Bates (1953) (Zavala et al., 2021). Le comportement du panache (Pr) dépend principalement du contraste de densité avec la masse d'eau réceptrice (Pw). .....	<b>57</b>
Figure I-13 Séquences de facies des différents types de deltas (Rubineau, 2023 modifié d'après Allen, 1989). A : Delta dominé fluvial ; B : Delta dominé houle ; C : Delta dominé tidal.....	<b>58</b>
Figure I-14 L'influence des vagues et des marées sur les environnements sédimentaires côtiers (d'après Boyd et al., 1992) .....	<b>60</b>

Figure I-15 Relation entre la variation du niveau marin et les apports sédimentaires et leur impact sur la formation d'environnements sédimentaires (Boyd et al., 1992) .....	<b>61</b>
Figure I-16 Présentation des six interactions majeures entre les vagues et les fonds marins, la réfraction, le shoaling, le déferlement, la dispersion, la diffraction et la réflexion (d'après CETMEF, 1985).....	<b>63</b>
Figure I-17 Répartition des vents dans le golfe du Lion, direction & vitesse (Sabatier, 2006).....	<b>66</b>
Figure I-18 Répartition des deltas sur le contour méditerranéen, et caractéristiques physiques des principaux deltas (Région, taille du bassin versant, longueur de fleuve, surface deltaïque et ratio bassin/delta) (d'après Anthony et al., 2014) .....	<b>68</b>
Figure II-1 Carte topographique du bassin versant du Rhône avec ses principaux, massifs, affluents, villes et la division des sous-bassins. ....	<b>73</b>
Figure II-2 Les répartitions annuelles des pluies en fonction des saisons. Ces régimes forment 6 types différentes répartis sur l'ensemble du bassin versant.....	<b>75</b>
Figure II-3 Flux mensuels et annuels des MES sur le Haut-Rhône (Jons) et ses affluents (Arve, Fier, Bourbre) entre 2011 et 2016 (Poulier et al., 2020).....	<b>76</b>
Figure II-4 Evolution de la densité de peuplement dans la moyenne vallée du Rhône et les régions méditerranéennes (Berger et al., 2019) en fonction du nombre de sites, de datations et probabilités de dates radiocarbone additionnées. Basses terres côtières et de l'arrière-pays méditerranéen (BGZ I), les hautes terres supra-méditerranéennes (BGZ II) et le MVR et le bas Dauphiné (BGZ III).....	<b>83</b>
Figure II-5 Répartition des ouvrages hydroélectriques et des secteurs d'étude de l'OSR le long du Rhône (source OSR).....	<b>87</b>
Figure II-6 Synthèse des variations du niveau de la mer depuis 20 000 ans à partir des travaux de Fairbanks, 1989, Bard et al., 1996 & Jouet et al., 2006. La tripartition de l'Holocène et du Dryas et les Bond Event sont indiqués dans la partie supérieure de la figure.....	<b>90</b>
Figure II-7 Evolution des lobes sédimentaires holocène et des isobathes du cailloutis pléistocène (Vella et al., 2005).....	<b>92</b>
Figure III-1 Location of the study area. A) Rhône basin and its sub-basins, B) Rhône deltaic system, limits, cores, transects, sedimentary lobes.....	<b>106</b>
Figure III-2 Facies associations and depositional environments described in the cores used in this study .....	<b>115</b>
Figure III-3 Reference cores of the Rhône delta, with sedimentary logs, <sup>14</sup> C dates, facies, and stratigraphic cycles of three cores (GMSC1, FG, MD99-2352). FA for facies associations. ....	<b>117</b>
Figure III-4 North–south stratigraphic correlation transect in the Western part of the Rhône delta ...	<b>123</b>
Figure III-5 North–south stratigraphic correlation transect in the Eastern part of the Rhône delta ...	<b>124</b>
Figure III-6 West–east stratigraphic correlation transect across the Rhône delta .....	<b>126</b>
Figure III-7 Comparison of the stratigraphic correlation transects highlighting the different depositional units defined across the Rhône delta.....	<b>128</b>

Figure III-8 Steps in estimating sedimentary volumes and flows of the Rhône delta system during the Holocene. A) Effects of decompaction in the delta plain and in the prodelta. The decompaction law used is that of Schmedemann et al., 2008, based on data from Gustavs, 1992; B) Quantification of the clays exported to the south and west, based on the reports of Got and Aloisi, 1989, and Palanques et al., 2006; C) The steps of the volume to mass conversion that take into account only the solid fraction of the volume; D) Sediment flow during the distinct Holocene intervals defined in this study.....	<b>129</b>
Figure III-9 A: Evolution of the Rhône delta since the initiation of the Early Rhône Deltaic Complex at 12 500 yr cal BP, with flux and export for each period. B: Evolution of sediment flux into the deltaic system during the Holocene. Periods of rapid climate change (RCC) (Mayewski et al., 2004). Absolute sea level change (Jouet, 2007). Variation in flood frequency between the northern and southern Alps ((Wirth et al., 2013)). .....	<b>133</b>
Figure III-10 Comparison of Western Mediterranean deltas (Rhône, Pô and Ebro deltas) with eastern Mediterranean Nile delta, showing their evolution, the climatic context, and the sediment fluxes relative evolution during the Holocene. ....	<b>139</b>
Figure IV-1 Localisation des données utilisées dans les figures 3,4,5,7 de cette synthèse. Les étoiles rouges représentent les données acquises dans les lacs, carottes sédimentaires ou sites archéologiques. Les zones de hachures représentent les différentes régions de la synthèse démographique de Berger et al. (2019). 1) Magny, 2004 ; 2) Arnaud et al., 2012 ; 3) Rapuc, 2021 ; 4) Salvador & Berger, 2014 ; 5) Giguët-Covex et al., 2011 ; 6) Bajard et al., 2017 ; 7) Pétrequin et al., 2005 ; 8) Bravard et al., 1997, Franc, 2018 ; 9) Berger et al., sous presse ; 10) Delhon & Thiebault, 2014 ; 11) Berger, 2015 ; 12) Miramont, 2004 ; 13) Provansal & Morhange, 1994 ; Jorda & Provansal, 1996.....	<b>146</b>
Figure IV-2 Variations de facteurs à l'échelle mondiale ou de l'hémisphère Nord. Les bandes grises indiquent les phases d'intensification de l'activité hydrosédimentaire dans le bassin rhodanien. A) Variation de l'insolation solaire reçue en hiver et en été (Berger & Loutre, 1991). B) Minima d'activité solaire (Steinhilbert et al., 2012). C) Changement climatique globaux Holocène (RCC). D) Variation de production d'iceberg dans l'Atlantique Nord et les Bond Event associés (Bond et al., 2001). E) Variation de la ONA (Olsen et al., 2012) F) Variation régionale de la ONA (Faust et al., 2016). G) Variation isotopique de l'oxygène NGRIP (Walker et al., 2008). .....	<b>148</b>
Figure IV-3 Facteurs influençant l'activité hydrosédimentaire dans le nord du bassin rhodanien. Les bandes grises indiquent les phases d'intensification de l'activité hydrosédimentaire dans le bassin rhodanien. A) Phases de hauts niveaux lacustres dans les Alpes du Nord et le Jura (Magny, 2004). B) Fluctuations de l'intensité des crues dans les Alpes du Nord (Wirth et al., 2013). C) Modification du style fluvial à tresses et à méandre dans le bas Dauphiné (Salvador & Berger, 2014). D) Variation des apports détritiques dans le lac de La Thuile (Bajard et al., 2017). E) Variation des apports détritiques dans le lac d'Anterne (Giguët-Covex et al., 2011). F) Apport terrigène continu (Ti) du Rhône dans le lac du Bourget (Arnaud et al., 2012). G) Apports détritiques du bassin du Mont Blanc non anthropisés (Bleu) et anthropisés (Noir) (Rapuc, 2021). H) Evolution des apports détritiques d'origine anthropique	

dans le lac du Bourget (Rapuc, 2021). I) Evolution du nombre de sites archéologiques dans le Jura (Pétrequin et al., 2005).....	<b>149</b>
Figure IV-4 Facteurs influençant l'activité hydrosédimentaire dans la moyenne vallée du Rhône Les bandes grises indiquent les phases d'intensification de l'activité hydrosédimentaire dans le bassin rhodanien. A) Intensité des phases d'activité hydrosédimentaire (Bleu : aggradation des plaines alluviales et orange : torrentialité/tressage) et de stabilité (marron : paléosols) (Berger et al., in press). B) Phase d'activité hydrosédimentaire à la confluence du Rhône et de la Saône (Bravard et al., 1997 ; Franc et al., 2015). C) Evolution des assemblages de végétaux carbonisés intra et hors-sites associés à l'activité anthropiques en MVR (Delhon & Thiebault, 2014). D) Evolution du nombre de sites archéologiques dans le Tricastin et la Valdaine (Berger et al., 2015).....	<b>151</b>
Figure IV-5 Facteurs influençant l'activité hydrosédimentaire dans la moyenne vallée du Rhône. Les bandes grises indiquent les phases d'intensification de l'activité hydrosédimentaire dans le bassin rhodanien. A) Phase d'intensité hydrosédimentaire en Provence (Provansal & Morhange, 1994 ; Jorda & Provansal, 1996). B) Evolution hydrogéomorphologique et du détritisme sédimentaire en Haute-Durance et Buech (Miramont, 2004). C) Concentrations des n-alcane (carotte ACL27-33, Golfe du Lion) produits par la végétation (TERR-alkanes) illustrant les variations du débit et du détritisme sédimentaire terrestre du Rhône et des rivières languedociennes (modifié par Berger et al., in press d'après Jalali et al., 2016). D) Evolution du taux couverture arboréenne dans le ¼ S-E de la France d'après la synthèse de 45 sites polliniques (Berger et al., 2019). E) Evolution de la densité de population dans le ¼ S-E de la France d'après le cumul de 3507 dates radiocarbone issues de 1057 sites (Berger et al., 2019).....	<b>152</b>
Figure IV-6 Synthèse des données présentées dans les Figures 2,3,4,5. Certaines données sont ajoutées : B) Niveau marin au cours de l'Holocène (d'après Jouet, 2007). M) Evolution de la fréquence des crues entre les Alpes du Nord et du Sud ((Wirth et al., 2013)). N) Evolution du flux sédimentaire au cours de l'Holocène entrant dans le système deltaïque du Rhône (Martinez et al., in press). O) Périodes de développement des principaux lobes sédimentaires deltaïques.....	<b>164</b>
Figure IV-7 Données polliniques dans le delta du Rhône et son interprétation synthétique et climatique (Arnaud-Fassetta & Suc, 2015; réactualisé par J.P. Suc dans cette étude à partir de l'étude de la carotte FG) associé à l'évolution des isotopes de l'oxygène (Walker et al., 2009).....	<b>165</b>
Figure IV-8 Evolution de la réponse hydrosédimentaire des différentes archives sédimentaires, en fonction de 3 seuils d'intensification relative, dans le bassin versant du Rhône au cours de 6 phases d'intensification de l'activité hydrosédimentaire (10500/10100, 8350/7800, 4300/3800, 2800/2400, 2100/1750, 700/100 cal. BP).....	<b>171</b>
Figure V-1 Evolution du style cartographique entre les cartes de Cassini, avec une représentation de l'occupation des sols par des figurés (A, 1780), de l'Etat-Major avec une représentation de l'occupation des sols par nuance de couleur (B, 1860) et de Corine Land Cover avec une	

représentation de l'occupation des sols par nuance de couleur (C, 2018) autour de la commune Montlaur-en-Diois dans le sous bassin de l'Isère.....	<b>175</b>
Figure V-2 A: The Cassini map divided into several sub-basins. The four areas investigated in this study are represented by red rectangles. B and C focus on the Auxonne test zone, the northernmost one of the basin. B: Auxonne zone on the Cassini map C: Auxonne zone, orthophotograph. ....	<b>183</b>
Figure V-3 Overview of the U-Net++ architecture for our specific output. The encoder and decoder sub-networks are connected through a series of nested dense convolutional blocks. The operations are as follows. Convolution (3 × 3) followed by batch normalization with a ReLU activation function allows extraction of feature elements. Max pooling (2 × 2) is used to down-sample the input image to reduce the number of parameters and capture fine-grained features. Transposed convolution is used to up-sample feature maps. Concatenation is used to combine feature maps from the two sub-networks. The first convolution applied to the input image contains 32 filters. The resulting number of channels (or features maps) is doubled after each convolution, whereas the feature maps are downsized by a factor of two after each max-pooling layer. ....	<b>185</b>
Figure V-4 A: The area of Auxonne, B: Manual segmentation of the different classes, C: Results of the semantic segmentation, D: Comparison between the two segmentations, yellow = same detection, red = additional semantic detection, green = missing semantic detection.....	<b>186</b>
Figure V-5 Comparison of Cassini map and 2018 Corine Land Cover map occupancy classes according to individual sub-basins and the overall watershed .....	<b>188</b>
Figure V-6 Presentation of the types of errors in the segmentation. A: Poor detection of the hydrographic class for some lake/ponds. B/C: Topography lines on heathland features distort the segmentation leading to a false classification as forest. D: A bad transition between two maps with disappearance of heathland features in the left part of the map .....	<b>189</b>
Figure V-7 Overlay of the Auxonne area of the Cassini map presented in Figure 2 and the Corine Land Cover (CLC) data for the same area. The CLC data are shown with transparency: Green = Forest, Yellow = Heath, Purple = Urbanism, Blue = Hydrology .....	<b>191</b>
Figure V-8 Résultat de la segmentation sémantique sur la carte de Cassini dans le bassin rhodanien (Martinez et al., 2023) avec les différents modes d'occupation (forêt, prairies, arboriculture, hydrologie) superposé sur le fond de carte de Cassini. Les limites des sous-bassins sont représentées en noir.....	<b>193</b>
Figure V-9 Résultat de l'intersection entre les données du cadastre napoléonien à gauche en vert, les surfaces sans légendes de Cassini en gris au centre. Les parcelles de terre labourables estimées pour Cassini sont représentées en vert à droite (d'après Gardes, 2022) .....	<b>194</b>
Figure V-10 Résultat de la segmentation sémantique sur la carte de l'Etat Major dans le bassin rhodanien. Les différents modes d'occupation des sols (forêt, prairie, agriculture, hydrologique) sont superposés au fond de carte de l'Etat-major, masqué en grande partie par ces modes d'occupation des sols.....	<b>197</b>

Figure V-11 Photo-interprétation d'une image satellitaire par le programme Corine Land Cover (2018) à la confluence de la Drôme et du Rhône à la frontière entre les sous-bassins du Rhône moyen et de l'Isère.....	<b>199</b>
Figure V-12 Répartition des classes d'occupation majoritaires dans les différents sous-bassins rhodaniens d'après la carte de Corine Land Cover de 2018 .....	<b>200</b>
Figure V-13 Evolution des surfaces couvertes par les différents modes d'occupation entre les éditions de CLC entre 1990 et 2018. Les surfaces sont estimées en hectares. Les données de 1990 sont indiquées uniquement à titre de comparaison car la méthodologie utilisée par le programme CLC pour cette édition est différente de celle utilisée pour les autres éditions. Les courbes de tendances en rouge indiquent la dynamique évolutive de chaque mode d'occupation. A) Gains de surfaces entre 2000 et 2018. B) Pertes de surfaces entre 2000 et 2018.....	<b>202</b>
Figure V-14 Relation entre la surface couverte par les modes d'occupation du second niveau de classification, associé au modèle RUSLE (Panagos et al., 2015) à l'échelle européenne.....	<b>203</b>
Figure V-15 Relation entre la surface couverte par un type de sol et son érosion dans les différents sous-bassins rhodaniens. Les valeurs utilisées de perte en sol (Mt/an) sont celles issues du modèle d'érosion RUSLE.....	<b>206</b>
Figure V-16 Evolution de l'occupation des sols dans le bassin versant du Rhône entre la carte de Cassini (1780), de l'Etat-Major (1860) et de Corine Land Cover (2018). Les modes d'occupation des forêts, des praires/landes et de l'hydrologie sont représentés sur les 3 cartes. Le mode d'occupation agriculture n'est représenté que sur la carte de l'Etat Major et CLC. Le mode d'occupation Arboriculture n'est représenté que sur la carte de Cassini et de CLC.....	<b>212</b>
Figure VI-1 Etendue du système sédimentaire modélisé numériquement dans Dionisos avec la maille utilisée de 1 km <sup>2</sup> . Les principaux lobes sédimentaires, l'étendue de la plaine deltaïque et les transects stratigraphiques utilisés pour la comparaison sont également représentés.....	<b>219</b>
Figure VI-2 Evolution du niveau marin (Jouet, 2007) associée à l'évolution du flux sédimentaire Holocène (Martinez et al., in press) et l'estimation du rapport sable/argile au cours de l'Holocène..	<b>223</b>
Figure VI-3 Influence des coefficients de diffusion continentaux (A) et marins (B) sur la répartition des sédiments dans le système sédimentaire. Le coefficient initiale (1) peut être augmenté (2,3,4) ou diminué (5,6,7). Les zones dans les tons jaunes et rouges indiquent d'importants dépôts sédimentaires, les tons verts et bleus correspondent à des taux de sédimentations plus faibles et les zones blanches sont les secteurs sans dépôts.....	<b>226</b>
Figure VI-4 Influence du débit sur la répartition des dépôts dans le système deltaïque. Le débit est compris entre 500 et 3000 m <sup>3</sup> /s. Les zones dans les tons jaunes et rouges indiquent d'importants dépôts sédimentaires, les tons verts et bleus correspondent à des taux de sédimentations plus faibles et les zones blanches sont les secteurs sans dépôts.....	<b>227</b>
Figure VI-5 Influence du paramètre de chenalisation sur la répartition des sédiments. Le facteur de chenalisation peut varier entre 0, non chenalisé et 1, chenalisé. Les zones dans les tons jaunes et	



rouges indiquent d'importants dépôts sédimentaires, les tons verts et bleus correspondent à des taux de sédimentations plus faibles et les zones blanches sont les secteurs sans dépôts. ....	<b>229</b>
Figure VI-6 Influence des coefficients de la pente (A) et du flux d'eau (B) sur la répartition des sédiments dans le système deltaïque. Les exposants varient entre 1 et 3, plus la valeur est importante, plus l'influence du coefficient l'est également. Les zones dans les tons jaunes et rouges indiquent d'important dépôts sédimentaires, les tons verts et bleus correspondent à des taux de sédimentations plus faibles et les zones blanches sont les secteurs sans dépôts. ....	<b>231</b>
Figure VI-7 Comparaison entre les transects stratigraphique (1) et les simulations numériques (2) au cours de l'Holocène (1 à F) selon l'axe Ouest-Est (Fig. 1). Les transects stratigraphiques sont représentés à partir des environnements de dépôts du chenal fluvial à l'offshore. Les simulations numériques sont représentées par le taux de sédimentation, en bleu des taux faibles et en vert les taux importants. ....	<b>237</b>
Figure VI-8 Comparaison entre les transects stratigraphiques (1) et les simulations numériques (2) au cours de l'Holocène (1 à F) selon l'axe Nord-Sud (Fig. 1). Les transects stratigraphiques sont représentés à partir des environnements de dépôts du chenal fluvial à l'offshore. Les simulations numériques sont représentées par le taux de sédimentation, en bleu des taux faibles et en vert les taux importants. ....	<b>238</b>
Figure VI-9 Evolution du rivage entre 12 000 et 4 500 cal. BP avec un pas de temps de 500 ans. Représentation des taux de sédimentation pour chaque 500 ans avec les valeurs les plus importantes en vert et les plus faibles en bleu. Les zones blanches n'enregistrent pas de dépôts. ....	<b>239</b>
Figure VI-10 Evolution du rivage entre 4 000 et 0 cal. BP avec un pas de temps de 500 ans. Représentation des taux de sédimentation pour chaque 500 ans avec les valeurs les plus importantes en vert et les plus faibles en bleu. Les zones blanches n'enregistrent pas de dépôts. ....	<b>240</b>
Figure VI-11 Simulations numériques de l'influence de l'élévation du niveau marin sur la plaine deltaïque au Rhône à l'horizon 2100 (à gauche) et 3000 (à droite). Le niveau marin varie entre 0 et +9 m. Les dépôts sédimentaires sont représentés par des nuances de bleu (valeur faible) et vert (valeur fort). Les zones en blanc ne présentent pas de dépôts. ....	<b>244</b>
Figure VI-12 Simulation numérique de l'influence des variations d'apports sédimentaires sur la plaine deltaïque du Rhône en fonction des variations du niveau marin à l'horizon 3000 avec +5 mètres (A), +7 mètres (B) et +9 mètres (C). Les simulations proposent des scénarios avec une augmentation du flux sédimentaire (1,2,3) ou une diminution (4,5,6). Les dépôts sédimentaires sont représentés par des nuances de bleu (valeur faible) et vert (valeur fort). Les zones en blanc ne présentent pas de dépôts. ....	<b>246</b>
Figure VI-13 Tendances évolutives du trait de côte du delta du Rhône à l'horizon 3000 en fonction d'une hausse du niveau marin constante de 0.5m/siècle (A) et de 0.9m/siècle et de différents flux sédimentaires. Les traits en rouge représentent la position du trait de côte suite à une augmentation du flux sédimentaire par rapport à celui actuel. Les traits en blanc correspondent au flux actuel, et en orange le flux est divisé par deux par rapport à l'actuel. ....	<b>249</b>

## Liste des tableaux

Tableau I-1 <i>Relation entre vent et houle dans le golfe du Lion (Vernier, 1972)</i> .....	<b>67</b>
Tableau II-1 <i>Tableaux récapitulatifs des caractéristiques des sous-bassins (Surface, longueur du réseau fluvial et pente) et des affluents (localisation, transport de matière par charriage &amp; suspension, module et pente) (SOGREAH-EGR, 2000)</i> .....	<b>80</b>
Tableau III-1 <i>Studied cores with location, core length, and radiocarbon dates from previous studies and this study</i> .....	<b>110</b>
Tableau V-1 <i>Gain de temps estimé par la segmentation sémantique dans le cas du bassin versant du Rhône</i> .....	<b>178</b>
Tableau V-2 <i>A: the results for the four illustrated areas. B: Comparisons of the Cassini results with previous published quantitative analyses (Herrault et al., 2015 ; Guo et al., 2018 ; Petitpierre, 2020)</i> .....	<b>187</b>
Tableau V-3 <i>Estimation des surfaces couvertes par les différents modes d'occupation du sols en pourcentage par rapport à la surface totale du bassin versant du Rhône</i> .....	<b>209</b>
Tableau V-4 <i>Tableau synthétique présentant le potentiel érosif de chaque sous-bassin versant et du bassin rhodanien en fonction des cartes de Corine Land Cover de 2018, de l'Etat Major, de Cassini</i> .....	<b>211</b>
Tableau VI-1 <i>Valeur des coefficients de diffusion utilisés pour la simulation numérique du delta du Rhône après 7 000 cal. BP</i> .....	<b>225</b>
Tableau VI-2 <i>Ensemble des paramètres influençant la répartition des sédiments dans le système deltaïque du Rhône</i> .....	<b>232</b>
Tableau VI-3 <i>Caractéristiques des différentes sources hydrosédimentaires utilisées dans Dionisos</i>	<b>234</b>
Tableau VI-4 <i>Correspondance entre la simulation numérique et les paléocartes</i> .....	<b>241</b>
Tableau VI-5 <i>Prévision de l'évolution de la plaine deltaïque du Rhône à l'horizon 3000 en fonction de l'évolution des apports sédimentaires par rapport à l'actuel (6,1 Mt/an) et une remontée du niveau marin entre +50 à 90 cm/siècle</i> .....	<b>247</b>



## Résumé

L'objectif de cette thèse est de simuler des évolutions potentielles du delta du Rhône en se basant sur les projections du GIEC. Ces projections nécessitent la compréhension de l'évolution stratigraphique du delta du Rhône au cours de l'Holocène et la corrélation avec les dynamiques hydrosédimentaire du bassin versant. Afin de parvenir à cela, une étude chronostratigraphique du delta du Rhône au cours de l'Holocène est faite. Cette étude passe par l'analyse sédimentaire de nombreuses carottes et la réalisation de nouvelles datations. Un total de 6 phases de développement du delta sont identifiées au cours de l'Holocène et pour chaque, un flux sédimentaire est estimé. Ces estimations de flux sont comparées aux nombreuses données disponibles dans le bassin versant et permettent d'associer des phases d'intensification de l'activité hydrosédimentaire dans le bassin versant avec celles du delta. Cette étude met ainsi en évidence l'impact du changement de la dynamique d'insolation enregistré à 4500 cal. BP couplé au premier seuil d'anthropisation puis au second à 3000 cal. BP. Ce couplage augmente la connectivité entre les sous-bassins versants du Rhône. Cette connectivité accrue provoque l'augmentation des apports sédimentaires sur les millénaires 3000/2000 cal. BP et 1000/0 cal. BP. Cette dynamique s'est inversée depuis l'installation des barrages hydroélectriques et la remontée du niveau marin. Les apports sédimentaires ne permettent plus au delta de prograder sur la mer. Les modélisations numériques prédictives obtenues avec le logiciel Dionisos simulent l'évolution du delta à l'horizon 3000. Ces simulations indiquent que sans une multiplication par 3 du flux sédimentaire, le delta serait transgressé par une remontée de 50 cm/siècle du niveau marin (projection optimiste du GIEC).

## Abstract

The objective of this thesis is to simulate potential developments of the Rhône Delta based on IPCC projections. These projections require an understanding of the stratigraphic evolution of the Rhône Delta during the Holocene and its correlation with the hydrosedimentary dynamics of the watershed. To achieve this, a chronostratigraphic study of the Rhône Delta during the Holocene is conducted. This study involves the sedimentary analysis of numerous cores and the establishment of new dating. A total of 8 phases of delta development are identified during the Holocene, and for each, a sedimentary flux is estimated. These flux estimations are compared with extensive data available in the watershed, allowing the association of phases of increased hydrosedimentary activity in the watershed with those of the delta. This study highlights the impact of the change in insolation dynamics recorded at 4500 cal. BP, coupled with the first anthropization threshold, and then the second at 3000 cal. BP, on the increased connectivity between the Rhône's sub-watersheds. This increased connectivity leads to an increase in sedimentary inputs during the millennia 3000/2000 cal. BP and 1000/0 cal. BP. This dynamic has reversed since the installation of hydroelectric dams and the rise in sea level. Sedimentary inputs no longer allow the delta to prograde into the sea. Predictive numerical modeling obtained with the Dionisos software simulates the delta's evolution by the year 3000. These simulations indicate that without a threefold increase in sedimentary flux, even with a sea level rise of 50 cm/century (optimistic GIEC projection), the delta would be in erosion.

## Remerciements

Ces remerciements commencent évidemment par **Jean-François, Rémy** et **Gabriel**, mes directeurs/encadrants qui m'ont accordé leur confiance pour réaliser cette thèse. En naviguant entre la plateforme de recherche OMEAA et le département des géosciences de l'IFP Energies Nouvelles, j'ai pu apprendre et découvrir de nombreuses disciplines. **Jean-François**, merci de m'avoir accueilli et formé tout au long de ce projet, un sacré puits de connaissances qui a alimenté les nombreuses discussions guidant l'avancée de cette thèse. **Rémy**, merci d'avoir pris le relai à mon arrivée à Paris, c'est sur cette seconde partie de thèse que nous avons pu vraiment faire connaissance autour de nombreuses discussions pro et perso ! **Gabriel**, merci d'avoir suivi cette aventure du début à la fin, tu as permis à cette thèse d'arriver au bout en suivant une ligne directrice, mention spéciale à ton analyse pointilleuse des PowerPoints.

Toute ma gratitude aux membres du jury, **Maria-Angela Bassetti & Marina Rabineau** qui ont accepté de rapporter ce manuscrit et à **Bastiaan Notebaert & Sander Van Der Leeuw** de l'avoir examiné. Les remarques constructives faites le jour de la soutenance permettent d'orienter les futurs axes de recherches de cette étude. Merci également aux membres du comité de thèse, **Elisabeth Bemer, Gwénael Jouet, Hervé Piegay, Claude Vella, Thierry Winiarski**, qui ont suivi et conseillé l'avancée des travaux.

Pour les Lyonnais, je remercie les membres de la plateforme OMEAA, **Franck, Vincent, Adrien** et **Claire**, vous m'avez aidé et aiguillé plus d'une fois ! Je ne dois pas oublier les autres doctorants, **Mélanie, Jessica, Brian** et **Fatima** qui étaient là au lancement de la thèse et rejoints par **Amber, Célia** puis **Clément** et **Lia**. Vous avez permis d'animer les journées au bureau, entre les jeux de mots souvent foireux et un usage adéquat du scotch. **Benjamin**, merci pour l'aide que tu as apporté lors de ton stage !

Pour les Parisiens, oui Rueil-Malmaison c'est aussi Paris ! J'ai rencontré une super équipe de chercheurs, merci pour les nombreux conseils et particulièrement à **Didier, Maxime** et **Adam** qui m'ont permis de me familiariser avec la modélisation et le Deep Learning. Et du côté des doctorants, merci à **Joséphine, Florence, Nolwenn, Floriane, Lucie, Caro, Édouard, Eddy** et **Victor** pour les nombreux rendez-vous au Café de la Place. Un remerciement particulier pour **Kapio**, ma co-bureau durant la seconde moitié de thèse, je n'aurais pas pu espérer meilleure camarade, merci pour chaque moment partagé, aucune aide scientifique ... mais d'un grand soutien moral !

Enfin, merci à **Julie**, tu es présente depuis bientôt 10 ans dans ma vie ! Les 3 dernières n'étaient pas les plus pratiques avec les aller-retours Lyon, Paris, Dijon mais tu as toujours été présente pour me soutenir et comme il paraît que c'est grâce à toi que j'en suis là, merci à toi !



# Introduction générale

<b>Contexte de l'étude</b> .....	<b>20</b>
Les perturbations climatiques à venir .....	20
L'impact du réchauffement climatique sur les édifices sédimentaires côtiers .....	22
Le cas d'étude : Le delta du Rhône .....	23
Stratégie d'étude.....	24
<b>Cadre de la thèse</b> .....	<b>25</b>
<b>Plan du manuscrit</b> .....	<b>25</b>

## A. Contexte de l'étude

### 1. Les perturbations climatiques à venir

Depuis 7 500 ans dans le Sud-Est de la France (Néolithisation), l'Homme modifie progressivement son environnement, ainsi que la morphologie du paysage qui l'entoure. Cette modification passe d'abord par le développement progressif de l'agriculture, la déforestation, puis par l'urbanisation et l'aménagement du réseau hydrologique. Depuis le début du XIX<sup>ème</sup> siècle, les activités humaines ont été d'une telle intensité qu'une nouvelle période géologique a été définie, l'anthropocène. Lors de cette période, l'espèce humaine en multipliant par huit sa population, a collectivement impacté le fonctionnement de la Terre, émettant un signal global dans l'enregistrement sédimentaire ([Crutzen & Stoermer, 2000](#)).

La Terre connaît donc des bouleversements drastiques liés aux changements climatiques récents, intenses et rapides, qui peuvent être attribués en grande partie à l'effet des sociétés humaines ([Harper & Snowden, 2017](#)). Ces changements climatiques ont notamment un impact sur l'évolution des paysages et sur la ressource en eau, dont la gestion est devenue une urgence collective pour le développement durable de notre planète (cf. WWAP de l'ONU).

La température moyenne de la Terre, sur les neuf premiers mois de l'année 2023, a augmenté de 1,40°C par rapport à la référence préindustrielle (1850/1900) qui correspond au début de l'anthropocène. La concentration en CO<sub>2</sub> atmosphérique actuellement de 410 ppm est le plus haut taux enregistré depuis deux millions d'années. L'objectif initial de ne pas dépasser une augmentation de 1,5°C avant 2050 n'est plus envisageable, car ce seuil sera atteint dès 2030 (GIEC, 2023). Sans changements, les politiques mondiales actuelles conduiraient à un réchauffement de 2,4 à 3,5°C à la fin du siècle.

Ce réchauffement impacte déjà l'ensemble du globe et chaque écosystème. Il a réduit l'accès à l'eau par les sécheresses et à l'alimentation par la réduction de la croissance de la productivité agricole. Le système de santé est également impacté par l'expansion des moustiques et de leurs maladies, mais aussi par la hausse de la mortalité causée par les vagues de chaleur.

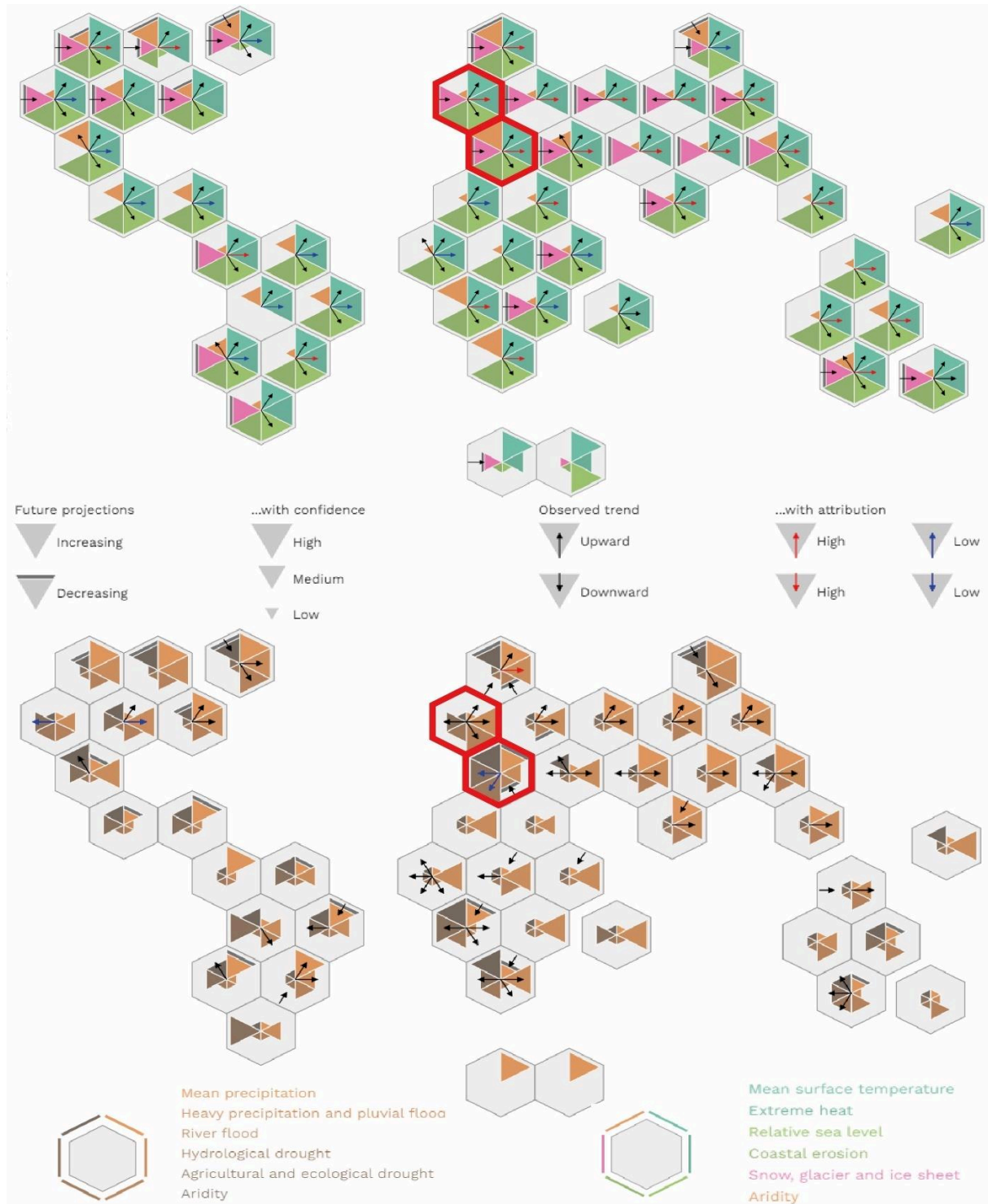


Figure 1 Schéma des différentes régions du monde et impact du réchauffement climatique en cours sur les conditions climatiques tels que la température, les vagues de chaleur, le niveau marin, l'érosion côtière (A) la couverture neigeuse, l'aridité, les précipitations, les crues et les sécheresses (B) (d'après Gutiérrez et al., 2021, <http://interactive-atlas.ipcc.ch>)



Si ce réchauffement n'est pas maîtrisé, une augmentation des phénomènes extrêmes est prévue (GIEC 2023), tels que des vagues de chaleur, de fortes précipitations, des sécheresses, des crues, des tempêtes, ... D'autres phénomènes continus sont à craindre tels qu'une hausse du niveau marin, une diminution de la couverture neigeuse, une aridification des zones tropicales, une dégradation des sols, etc.

Le sixième rapport du GIEC propose une synthèse régionale des facteurs climatiques (*Figure 1*). Des impacts différents vont être observés en fonction des régions bioclimatiques, et des paramètres latitudinaux et longitudinaux (*Figure 1 A, B*). Par exemple, entre la Méditerranée et l'Europe centrale et occidentale, il y aura une importante opposition hydrologique (*Figure 1.B*). La Méditerranée risque d'enregistrer une diminution des précipitations, donc de devenir plus aride, ce qui entraînerait une sécheresse écologique, agricole et hydrologique (cf. le *hot spot* sur l'Espagne et le Maghreb). À l'inverse, les projections en Europe occidentale et centrale indiquent une augmentation des précipitations, principalement lors d'événements intenses à l'origine de crues. Cette synthèse régionale met également en évidence une augmentation générale des températures, des vagues de chaleur, du niveau marin et de l'érosion côtière (*Figure 1.A*).

## 2. L'impact du réchauffement climatique sur les édifices sédimentaires côtiers

Les prévisions du GIEC soulignent l'importance d'étudier le fonctionnement des écosystèmes côtiers qui sont directement impactés par l'évolution du niveau marin. Le littoral regroupe une grande diversité d'environnements tels que les falaises, les lagunes, les marais, les plages, les dunes, les estuaires, les deltas, ... L'évolution de ces environnements dépend principalement de trois facteurs : l'apport hydrosédimentaire par le réseau fluvial, l'action des vagues et celle de la houle.

Les changements observés au cours de l'anthropocène, que ce soit sur les températures, la fonte des glaciers, l'occupation des sols ou la biodiversité, se font à des vitesses bien supérieures que pour les événements identifiés au cours des temps géologiques.

La résolution temporelle des études sur les effets des variations climatiques et des impacts anthropogéniques passés par l'enregistrement sédimentaire doit être améliorée pour réussir à prédire les évolutions futures des hydrosystèmes. Acquérir des données de divers types (sédimentaire, archéologique, cartographique, ...) permet d'améliorer la résolution temporelle de l'étude.

Les systèmes sédimentaires côtiers peuvent être étudiés grâce à l'analyse des carottes sédimentaires pour remonter dans les temps géologiques et identifier les événements sur le long terme (de plusieurs siècles à plusieurs millions d'années), à condition qu'elles soient suffisamment représentatives des paléomilieus, correctement réparties à l'échelle du delta et suffisamment précises

chronologiquement. Les études archéologiques permettent d'identifier les dynamiques anthropiques sur l'environnement, par exemple, l'identification d'épaves ou de ports permet de placer le trait de côte avec précision au cours des derniers millénaires (Vella et al., 2014). Les études cartographiques régressives complètent ces données archéologiques souvent éparées en spatialisant le trait de côte ou l'occupation des sols en amont pour les derniers siècles. Enfin, le développement de l'imagerie satellitaire et de la photo-interprétation a permis de géospécialiser l'occupation des sols avec précision depuis près d'un siècle (à quelques mètres voire dizaines de centimètres près).

L'ensemble de ses données permettent de modéliser l'évolution de la morphologie et des systèmes sédimentaires côtiers au cours du temps. Les nombreuses fluctuations climatiques des derniers millénaires (et dans bien des cas leur cyclicité) permettent de créer une base de données régionales conséquentes pour faire des hypothèses sur les trajectoires climatiques futures et leurs impacts sur les écosystèmes.

### 3. Le cas d'étude : Le delta du Rhône

Les paysages côtiers sont vulnérables à la montée du niveau de la mer et aux phénomènes d'érosion qui entraînent un recul du trait de côte, une fragilisation des aménagements, une salinisation des sols, une remontée du biseau salin, etc. Ces changements exercent une influence sur les ressources en eau douce et sur l'agriculture (Farber et al., 2004). Parmi les systèmes côtiers, les deltas sont une catégorie dépendante des apports sédimentaires depuis l'amont du système. Ces apports sont influencés par les conditions climatiques et anthropiques, telles que l'urbanisation, la déforestation ou reforestation, la déstructuration des sols cultivés, la rétention de sédiments par les barrages et l'extraction de granulats des lits des rivières. L'occupation et les aménagements du bassin versant jouent donc un rôle majeur sur la morphologie et l'évolution des corridors fluviaux amonts et des milieux littoraux et deltaïques (Provansal et al., 2014).

Les deltas se situent à l'embouchure d'un fleuve dans la mer, dans un océan ou à l'embouchure d'un grand lac, et ils sont présents sur l'ensemble du globe. Parmi les plus peuplés, les deltas du Danube, du Gange, de l'Indus, du Nil, du Niger, de l'Amazone, du Mississippi, font face à des changements drastiques en termes d'aménagements et de peuplements, dont les conséquences à venir doivent être évaluées.

Le Delta du Rhône est sélectionné, car c'est un cas d'étude français qui est l'un des principaux deltas méditerranéens. Ce delta est bien contraint spatialement et de nombreuses données « paléo » sont disponibles ce qui permet d'avoir un cadre chronostratigraphique précis. L'étude des principaux corridors et flux hydrosédimentaires de son bassin versant fait également l'objet de nombreuses mesures et analyses depuis une trentaine d'années (ZABR, OHM, OSR), apportant une donnée

subactuelle et actuelle quantifiée nécessaire pour mieux connaître sa dynamique et sa trajectoire actuelle. Il présente un enjeu économique, stratégique et écologique important car il possède une grande diversité floro-faunique et ainsi qu'une agriculture, des barrages et un parc nucléaire développés, mais subit par ailleurs une diminution conséquente de son débit d'étiage (-13%) depuis 1960 (Agence de l'eau, 2023).

#### 4. Stratégie d'étude

L'objectif final de cette thèse est de produire des modélisations stratigraphiques du delta du Rhône basées sur les scénarios prédictifs du GIEC. Pour cela, il est nécessaire de contraindre des facteurs qui influencent les apports sédimentaires et leur répartition dans le système deltaïque. Pour contraindre ses facteurs, il est nécessaire d'étudier le fonctionnement du delta du Rhône par le passé afin d'identifier ses phases de développement et les liens entre ses variations de flux sédimentaires et les forçages climatiques et anthropiques en jeu à l'échelle du bassin versant. Dans le cadre de cette thèse, la modélisation numérique du delta du Rhône a nécessité l'acquisition de nombreuses données.

Premièrement, le delta du Rhône s'est développé pendant l'Holocène et l'anthropocène sur les sédiments grossiers déposés lors du dernier maximum glaciaire qui datent du Pléistocène final. Cette surface topographique a été identifiée sur l'ensemble du système deltaïque à partir de l'étude des données sédimentaires et sismiques et correspond au socle de la modélisation.

Les nombreuses données sédimentaires disponibles dans les études antérieures ne couvrent pas l'ensemble de l'Holocène et l'ensemble du système deltaïque de manière homogène, ce qui a induit certains biais et incertitudes dans les restitutions et prédictions. Les zones ou périodes avec peu de données ont été complétées par des descriptions sédimentologiques homogénéisées et de nombreuses datations radiocarbones complémentaires pour obtenir un modèle chronostratigraphique plus précis (la BD radiocarbone du delta a ainsi doublé en 3 ans).

L'ensemble de ces données sédimentaires et chronostratigraphiques a permis d'estimer pour la première fois les flux sédimentaires arrivant dans le système deltaïque et variant aux échelles millénaires au cours de l'Holocène. Les phases identifiées ont ensuite été mises en relation avec le fonctionnement hydrosédimentaire du bassin versant, sur la base d'une compilation de la bibliographie existante. Ce travail a démontré que son fonctionnement était lui-même lié aux évolutions climatiques et anthropiques qui avaient impactées l'occupation des sols et les flux hydrosédimentaires.

Enfin, ce modèle géologique a été complété pour les 3 derniers siècles par l'étude des cartes anciennes, à partir d'une méthodologie innovante reposant sur l'intelligence artificielle (Deep Learning). Elles ont permis de spatialiser l'évolution de l'occupation des sols avec une grande

précision spatiale à l'échelle de l'ensemble du bassin rhodanien. A partir de la quantification des modes d'occupation des sols, une estimation des flux sédimentaires a été proposée.

L'ensemble de ses données ont permis de créer une base de données essentielle pour la modélisation stratigraphique du delta du Rhône. Elle a reproduit les phases de développement du delta au cours de l'Holocène avec une résolution temporelle de 500 ans. La calibration des paramètres impactant le transport sédimentaire dans la modélisation nous a ainsi permis de proposer par la suite des modélisations prédictives.

## B. Cadre de la thèse

Les travaux menés dans cette thèse ont été rendus possibles grâce à la coopération entre l'IFP Energies Nouvelles et l'Université Lumière Lyon 2 (UMR EVS). La première moitié de la thèse s'est déroulée au sein de la plateforme technique d'Observation et Mesure des Environnements Actuels et Anciens (OMEAA), co-portée par les laboratoires Archéorient (UMR 5133) et Environnement, Ville, Société (EVS, UMR 5600), installée dans les locaux de l'Institut de Recherches Géographiques (IRG) sur le campus Portes des Alpes à Bron de l'Université Lumière Lyon 2. La seconde moitié de la thèse a eu lieu au sein du département scientifique des Sciences des Sols et des Sous-Sols dans la direction Sciences de la Terre, des Technologies et de l'Environnement de l'IFP Energies Nouvelles à Rueil-Malmaison.

Les projets réalisés au cours de cette thèse ont été menés en collaboration avec plusieurs partenaires français et internationaux. L'IFREMER (Brest), le CEREGE (Aix-en-Provence), et l'Université de Bologne (Italie) ont été des soutiens majeurs dans l'acquisition de données.

## C. Plan du manuscrit

Après cette introduction du sujet de thèse et de la stratégie adoptée pour l'étude stratigraphique du delta du Rhône à l'Holocène et la réalisation des modélisations prédictives, je présente ici le plan de ce manuscrit. Celui-ci est partagé en deux parties, la première est composée de deux chapitres contextuels et la seconde présentent les résultats de la thèse sur quatre chapitres. Leur contenu est synthétisé ici :

- Le premier chapitre évoque les nombreuses variations du climat au Quaternaire, et de l'impact grandissant des activités humaines. La sensibilité des environnements littoraux à ces variations climatiques est illustrée avec un zoom sur les systèmes deltaïques. Une présentation de la région méditerranéenne, conditions climatiques et principaux deltas, clôture ce chapitre.

- Le second chapitre présente le système hydrosédimentaire du Rhône. Les caractéristiques de ce vaste bassin versant sont décrites par sous-bassins, qui sont au nombre de huit. L'évolution des systèmes anthropiques au cours de l'Holocène est évoquée jusqu'au court-circuitage du Rhône par les aménagements hydro-électriques impactant le transfert sédimentaire jusqu'au delta. Ce chapitre se termine par un état de l'art du delta du Rhône et de son évolution à l'Holocène et l'anthropocène.
- Le troisième chapitre présente les premiers résultats de cette thèse, sur l'architecture stratigraphique du delta du Rhône. Cette étude a permis d'améliorer le modèle chronostratigraphique du delta et rendu possible l'estimation des variations des flux sédimentaires au cours de l'Holocène. Une mise à jour des cartes paléogéographiques du delta du Rhône est également proposée.
- Le quatrième chapitre met en lien les variations sédimentaires présentées dans le chapitre précédent avec le fonctionnement hydrogéomorphologique et pédosédimentaire du bassin rhodanien au cours de l'Holocène et de l'anthropocène. Des phases d'intensification de l'activité hydrosédimentaire sont présentées, en partie expliquées et mises en relation avec les variations du delta.
- Le cinquième chapitre traite l'évolution de ces flux sédimentaires au cours de trois derniers siècles. Cette étude est faite par analyse automatisée de cartes anciennes. Une estimation de la répartition des occupations est faite pour la Carte de Cassini (XVIII<sup>ème</sup> siècle), la carte de l'Etat Major (XIX<sup>ème</sup> siècle) et complétée par les cartes de Corine Land Cover (XXI<sup>ème</sup> siècle). L'utilisation d'un modèle d'érosion permet d'estimer le flux sédimentaire produit par le bassin versant du Rhône pour chaque période.
- Le sixième chapitre traite de la modélisation numérique du delta du Rhône rendue possible grâce à l'estimation des flux sédimentaire au cours de l'Holocène. L'approche essai-erreur adoptée pour le paramétrage de la modélisation est évoquée. Les résultats de la modélisation Holocène sont présentés ainsi que ceux des différents scénarios prédictifs.

# I. Les deltas, témoins des fluctuations climatiques passées

<b>Variabilité climatique et eustatique au Quaternaire .....</b>	<b>28</b>
Les différents cycles climatiques identifiés au Quaternaire .....	28
Les paramètres orbitaux de la Terre .....	29
Cycles plurimillénaires .....	30
Le climat à la fin du Pléistocène dans l'hémisphère Nord .....	31
Le climat à Holocène.....	32
Perturbations climatiques hors cycles .....	33
L'anthropocène.....	37
Le domaine fluvial.....	38
Le domaine côtier .....	39
<b>Les systèmes littoraux .....</b>	<b>40</b>
Les systèmes dominés par les courants de marée.....	41
Les estuaires .....	42
Cotes dominées par l'action de la marée .....	44
Les Côtes dominées par la houle .....	46
Les deltas : systèmes influencés par les courants fluviaux.....	49
Morphologie et architecture générale d'un delta.....	49
Les types de delta et les processus dominants associés.....	50
Evolution temporelle des systèmes littoraux .....	59
Les systèmes estuariens.....	60
Les vallées incisées .....	60
<b>Systèmes deltaïques microtidaux méditerranéens à l'Holocène .....</b>	<b>62</b>
Caractéristiques des systèmes microtidaux méditerranéens.....	62
Circulation marine dans le golfe du Lion.....	65
Circulation générale en Méditerranée occidentale .....	65
Le vent.....	66
La houle.....	66
Caractéristiques des deltas méditerranéens à l'Holocène.....	67
Le delta du Nil.....	68
Le delta du Po.....	69

L'Holocène et l'anthropocène sont les dernières séries géologiques de la Terre. Elles sont composées de nombreuses fluctuations climatiques d'origines orbitales ou anthropiques impactant le transit sédimentaire. Ces impacts sont d'autant plus importants sur le littoral, soumis aux influences continentales et marines. Le littoral regroupe de nombreux types d'environnements, comme les estuaires ou les deltas. Ces derniers se forment grâce aux transports sédimentaires issus des fleuves. Leurs études permettent de retracer les fluctuations climatiques passées.

## A. Variabilité climatique et eustatique au Quaternaire

Le Quaternaire, composé du Pléistocène et de l'Holocène, est une ère géologique qui se caractérise par des fluctuations climatiques cycliques provoquées par une alternance de phases glaciaires et interglaciaires, se produisant environ tous les 100 000 ans (Imbrie et al., 1993; Shackleton, 2000).

Le terme "Holocène" a été officiellement adopté en 1855 lors du 3<sup>ème</sup> Congrès International de Géologie, mais il a fallu attendre 2009 pour que sa limite soit formellement reconnue par l'Union Internationale des Sciences Géologiques (Walker et al., 2009). Contrairement aux stratotypes classiques qui définissent les étages géologiques, l'identification de l'Holocène ne s'est pas basée sur une coupe stratigraphique traditionnelle, mais plutôt sur une carotte de glace extraite du Groenland en 2003, selon les données de la NGRIP (2004). Cette limite, datée à 11 700 cal. BP, a été établie en se basant sur les isotopes de l'oxygène, révélant un réchauffement atmosphérique rapide à la fin de la dernière période froide du Pléistocène, connue sous le nom de Dryas récent (Walker et al., 2009).

L'Holocène est caractérisé par un réchauffement progressif faisant suite au Dernier Maximum Glaciaire (LGM) du Pléistocène. Cependant, des études plus récentes, telles que celles menées par Johnsen et al. (1992), Bond et al. (2001), et Walker et al. (2009), ont fourni des données suggérant que ce réchauffement a été marqué par de nombreuses perturbations climatiques. Ces recherches mettent en évidence des anomalies de température, à la fois positives et négatives, se produisant sur des périodes allant de quelques centaines à quelques milliers d'années.

### 1. Les différents cycles climatiques identifiés au Quaternaire

Les conditions climatiques du quaternaire ont été étudiées principalement à partir d'enregistrements sédimentaires marins et de mesures géochimiques (Bassinot et al., 1994; Imbrie et al., 1993). De plus, l'étude des isotopes de l'oxygène présents dans les carottes de glace a fourni des informations cruciales sur les variations climatiques (Legrand & Mayewski, 1997 ; Lisiecki & Raymo, 2005). Ces études ont permis d'établir des liens entre les conditions climatiques et la répartition de

l'énergie solaire reçue par la Terre qui varie en fonction des paramètres orbitaux définis par Milankovitch (Milankovitch, 1941 ; Berger & Loutre, 1991).

### *a) Les paramètres orbitaux de la Terre*

Milankovitch, en 1941, a établi trois paramètres orbitaux fondamentaux contrôlant la trajectoire de la terre, et qui ont été corrélés aux cycles climatiques observés dans les enregistrements sédimentaires : l'obliquité, l'excentricité et la précession.

L'excentricité (*Figure I-1*) représente l'intensité de l'ellipse que suit la Terre lors de son orbite autour du Soleil. Cette intensité varie avec le temps, influençant l'écart de rayonnement solaire reçu par la Terre en fonction des saisons. Bien que le Soleil soit le principal moteur de cette cyclicité, d'autres corps célestes du système solaire jouent également un rôle essentiel. Les forces d'attraction entre ces astres génèrent deux périodes distinctes pour ce paramètre, d'environ 100 000 ans et 400 000 ans (Berger & Loutre, 1992).

L'obliquité (*Figure I-1*) se rapporte à l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre par rapport à son orbite, une inclinaison induite par les forces gravitationnelles exercées par la Lune et le Soleil. Ce phénomène peut être comparé à une toupie en fin de course. La variation de cette inclinaison influence la quantité de rayonnement solaire reçue par la Terre, en accentuant l'écart d'énergie reçue dans les régions polaires. La période prédominante associée à l'obliquité est d'environ 41 000 ans.

La précession orbitale (*Figure I-1*) implique un déplacement périodique des équinoxes (moments où les jours et les nuits ont une durée égale, c'est-à-dire pendant l'automne et le printemps) et des solstices (moments où les jours et les nuits ont la plus grande différence de durée, soit pendant l'été et l'hiver). L'effet de la précession sur le rayonnement solaire reçu par la Terre est moins prononcé que celui de l'obliquité et de l'excentricité. Les cycles identifiés dans ce paramètre ont une durée moyenne d'environ 21 500 ans.

Avant 900 000 ans, la période du Pléistocène était caractérisée par une alternance régulière de phases glaciaires et interglaciaires tous les 40 000 ans. Cette période pourrait être influencée par l'obliquité terrestre. En revanche, après 900 000 ans, la périodicité des phases glaciaires et interglaciaires est passée à 100 000 ans, ce qui correspond au petit cycle de l'excentricité. Les origines de ce changement sont encore sujettes à débat (Raymo & Huybers, 2008), et elles semblent résulter d'une combinaison complexe d'interactions orbitales, de rétroactions climatiques et de seuils climatiques.



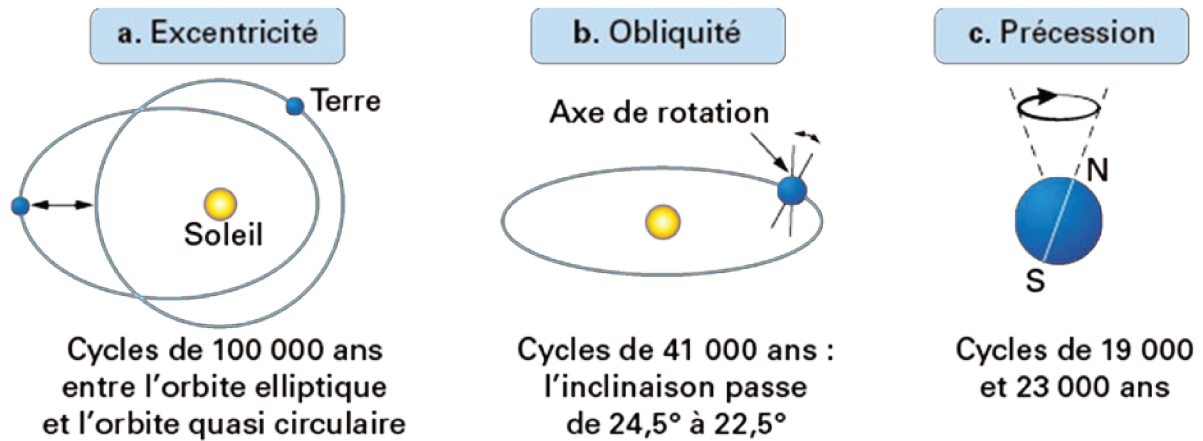


Figure I-1 Les paramètres orbitaux de Milankovitch, A : Excentricité, B : Obliquité, C : Précession (d'après Milankovitch, 1941)

### b) Cycles plurimillénaires

D'autres cycles, de plus courtes durées influencent également le climat au Quaternaire. Ces cycles permettent d'expliquer les oscillations climatiques récurrentes de la fin du Pléistocène et de l'Holocène.

Les cycles de Dansgaard, qui ont été identifiés grâce à l'étude isotopique des carottes de glace du Groenland (Dansgaard et al., 1993), jouent un rôle significatif dans la perturbation du réchauffement survenu après le Dernier Maximum Glaciaire (LGM) (Alley & Clark, 1999). Ces cycles se caractérisent par des phases froides et des interstades plus chauds, chacun ayant une durée comprise entre 1 000 et 3 000 ans. Ces variations, liées aux changements de radiations solaires, ont un impact considérable sur la circulation océanique. En effet, elles peuvent entraîner un ralentissement de cette circulation, influençant ainsi la distribution de l'énergie à l'échelle globale.

Les événements d'Heinrich, tels que décrits par (Heinrich, 1988), se caractérisent par des refroidissements brefs mais extrêmement intense. Leur durée varie généralement de 1 000 à 2 000 ans, et ils se produisent à des intervalles cycliques d'environ 7 000 à 8 000 ans. Ces événements se traduisent par des décharges massives d'icebergs, également connues sous le terme "Ice Rifted Debris" (IRD), qui sont enregistrées dans les sédiments de l'Atlantique Nord (Bond et al., 1992; Heinrich, 1988). Ces décharges massives d'icebergs peuvent s'expliquer de nouveau par des variations de radiations solaires ou par un cycle de croissance de la calotte glaciaire (MacAyeal, 1993).

Les cycles de Bond, également connus sous le nom de Bond Events, sont composés d'une phase interstade/stade de Dansgaard, qui est couplée avec un événement d'Heinrich, lequel est ensuite interrompu par un autre interstade de Dansgaard (Bond et al., 1992). Au total, huit Bond Event sont identifiés et ont une cyclicité de 1 500 ans.

*Cette section a présenté des cycles climatiques, déterminés par les variations orbitales de la Terre, notamment l'obliquité, l'excentricité, et la précession, dans la régulation des cycles glaciaires et interglaciaires de l'ère quaternaire, comprenant le Pléistocène et l'Holocène. Les cycles de Dansgaard, marqués par des phases froides et des interstades chauds, ainsi que les événements d'Heinrich, caractérisés par des décharges massives d'icebergs, ont joué un rôle clé dans l'évolution climatique terrestre. Les cycles de Bond, combinant les caractéristiques des deux précédents, engendrent des séquences de refroidissements graduels suivis de réchauffements rapides. L'étude de ces cycles est fondamentale pour comprendre le climat passé et anticiper les changements climatiques à venir. Ces changements ont des conséquences majeures sur la circulation océanique, la végétation, et les conditions environnementales globales. Il est ainsi primordial de poursuivre la recherche dans ce domaine afin de mieux appréhender l'évolution du climat et ses implications pour notre planète.*

## 2. Le climat à la fin du Pléistocène dans l'hémisphère Nord

La fin du Pléistocène est caractérisée par une faible insolation solaire ainsi que plusieurs événements d'Heinrich. La récurrence des oscillations froides forme le LGM.

Le LGM, identifié isotopiquement (Shackleton, 2000), a débuté il y a environ 28 000 ans cal. BP. Il s'agit du refroidissement le plus significatif et le plus étudié du Pléistocène. Néanmoins, la question de la chronologie précise du refroidissement maximal reste débattue, oscillant entre 14 000 et 26 000 ans cal. BP selon les études (Peyron et al., 1998 ; Peltier & Fairbanks, 2006 ; Shakun & Carlson, 2010).

Le LGM a été suivi d'une légère augmentation des températures dans l'Atlantique Nord, définissant le tardiglaciaire, qui peut être divisé en trois périodes : le Dryas ancien (de 19 000 à 14 700 ans cal. BP), le Bölling-Alleröd (de 14 700 à 12 900 ans cal. BP) et le Dryas récent (de 12 900 à 11 700 ans cal. BP) (Alley & Clark, 1999). Ce réchauffement a entraîné la fonte des glaces polaires et une élévation du niveau de la mer (Lambeck et al., 2002).

Plusieurs facteurs ont été identifiés comme contribuant à ce réchauffement généralisé : l'augmentation de l'insolation estivale due aux variations de l'orbite terrestre (Shin et al., 2003), la concentration accrue de gaz à effet de serre, en particulier le CO<sub>2</sub> (Shakun & Carlson, 2010), et les modifications de la circulation méridienne de retournement atlantique (AMOC), qui transporte la chaleur de l'équateur vers les pôles. Ces modifications sont en réponse à l'injection d'eau douce dans l'Atlantique Nord (Liu & Fedorov, 2019).

La réponse climatique à ces facteurs varie selon les régions, avec des conditions contrastées entre l'Hémisphère Nord et l'Hémisphère Sud pendant le Younger Dryas, ainsi que des réponses plus complexes dans les tropiques et les sub-tropiques.

En outre, la corrélation entre l'intensité de l'AMOC et la concentration de CO<sub>2</sub>, comme indiqué par [Shakun et al., 2012](#), suggère que des changements dans l'AMOC ont pu entraîner un dégazage massif de CO<sub>2</sub> dans l'océan Austral, avec des conséquences positives sur les températures globales.

### 3. Le climat à Holocène

Le Pléistocène et son LGM sont interrompus par une nouvelle série géologique, l'Holocène. À l'échelle mondiale, cette série interglaciaire est subdivisée en trois phases principales selon ([Walker et al., 2019](#)) :

1. Greenlandian (Entre 11 700 et 8 200 cal. BP, avant 1950 AD de notre ère) : Pendant cette phase, l'insolation estivale de l'hémisphère Nord est à son maximum, induisant un climat tempéré. Toutefois, la glace persiste aux pôles, et malgré les températures estivales élevées, une importante production d'icebergs a eu lieu pendant cette période de déglaciation. Cela modifie la circulation thermohaline dans l'Atlantique Nord et provoque des perturbations climatiques mondiales ([Bond et al., 2001](#)). La remontée du niveau marin est significative, estimée entre 50 et 60 mètres ([Bard et al., 2010](#) ; [Smith et al., 2011](#)).

2. Northgrippian (Entre 8 200 et 4 200 cal. BP) : Durant cette période, l'insolation estivale dans l'hémisphère nord reste élevée, mais la production d'icebergs a fortement diminué ([Wanner et al., 2008](#)). Le Maximum Thermique de l'Holocène (MTH) est enregistré à ce moment. La remontée du niveau de la mer se poursuit, atteignant son niveau maximum entre 7 000 et 6 500 cal. BP ([Vella et al., 2005](#)).

3. Meghalaya (Entre 4 200 cal. BP et la période préindustrielle) : Au cours de cette phase, l'insolation estivale diminue dans l'hémisphère nord, ce qui entraîne une baisse des températures et une avancée des glaciers à l'échelle mondiale, marquant la période néoglaciale ([Holzhauser et al., 2005](#)). Dans l'hémisphère sud, l'insolation estivale augmente, entraînant une diminution des moussons et des sécheresses accrues ([Gasse, 2000](#)). Cette période de refroidissement se termine à la période industrielle, principalement en raison de l'augmentation de la production anthropique de gaz à effet de serre ([Crutzen & Lelieveld, 2001](#)).

## *a) Perturbations climatiques hors cycles*

### (1) Rapid Climate Changes (RCC)

La présentation simplifiée de l'Holocène en trois phases ne capture pas la complexité des variations climatiques à l'échelle mondiale, qui sont influencées par de nombreux facteurs. De nombreuses perturbations climatiques quasi-millénaires, appelées "Rapid climatic changes" (RCC) ont des effets variés à travers le globe (Mayewski et al., 2004 ; Weninger et al., 2006).

Le réchauffement de l'Holocène a été interrompu pour la première fois à environ 10 200 cal. BP (Alley & Clark, 1999). Cette interruption peut être quantifiée en étudiant les glaciers alpins, soit par leur avancée maximale (jusqu'à 900 ans), soit par leur retrait maximal (jusqu'à 1 750 ans), illustrant des variations de température avec une cyclicité de 2 500 ans (Debret, 2008).

Une cyclicité d'événements froids se dégage grâce à l'étude des phases de décharges massives d'icebergs dans l'Atlantique Nord, associée à des changements climatiques brusques avec une cyclicité de  $1\,470 \pm 500$  ans, (voir Bond Event, *Chapitre I.A.1.b*), qui se sont produits tout au long de l'Holocène, enregistrés à 11 100, 10 300, 9 400, 8 100, 5 900, 4 300, 2 800, 1 400, et 400 cal. BP (Bond et al., 1997, *Figure I-2*).

Certains de ces événements ont également été observés par l'avancée des glaciers en Europe (Holzhauser et al., 2005). Bien que ces refroidissements soient moins intenses que ceux d'une période glaciaire, ils se produisent de manière brutale. Ils entraînent une baisse des températures de l'ordre de 1 à 2°C dans les hautes latitudes. De plus, il y a également impact pluviométrique significatif, notamment une forte diminution des précipitations dans les régions tropicales et méditerranéennes, entraînant de longues phases hyperarides (Mayewski et al., 2004).

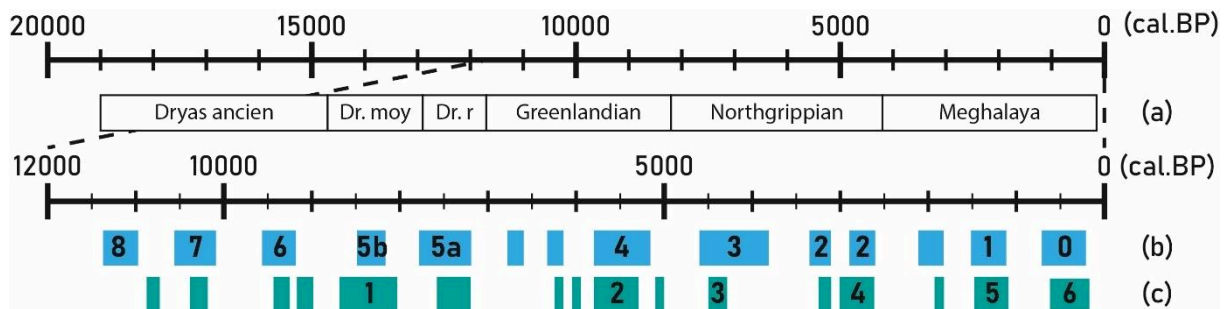
Le RCC 1, daté à 8 200 BP (Mayewski et al., 2004), a été provoqué par la rupture d'un lac proglaciaire nord-canadien, le lac Agassiz-Ojibway. Une estimation de 1 014 km<sup>3</sup> d'eau douce déversée dans l'Atlantique Nord est à l'origine du ralentissement de la circulation thermohaline, entraînant une baisse des températures, notamment au Groenland, avec une diminution du couvert neigeux, une augmentation des vents et une période de sécheresse généralisée en Europe méditerranéenne. Ces conditions ont été associées à des phases d'incision et de torrentialité des fleuves au Maghreb et en Méditerranée centrale et orientale. Dans le reste de l'Europe, les conditions ont été plus fraîches et humides (Magny et al., 2003 ; Berger & Guilaine, 2009).

Les RCC 2 (6000/5000 cal. BP) et 3 (4200/3800 cal. BP) ont eu lieu pendant le Maximum Thermique de l'Holocène (MTH) et sont associés aux événements de Bond 4 et 3 (Bond et al., 1997). Une diminution des températures s'est à nouveau manifestée aux pôles, mais elle était moins intense

que lors du RCC 1, avec une aridité plus marquée aux basses latitudes, particulièrement pendant le RCC 2.

Les RCC 4 (3500/2500 cal. BP), 5 (1200/1000 cal. BP) et 6 (600/150 cal. BP) ont été identifiés pendant la période néoglaciale, caractérisée par une diminution de l'insolation solaire estivale. Le RCC 6, daté à 400 BP, peut être associé à l'événement Bond 0 (*Figure I-2*) et s'est produit pendant le Petit Âge Glaciaire (PAG), après la Période chaude médiévale (MWP). Ces conditions climatiques très froides ont favorisé l'avancée rapide des glaciers et entraîné des sécheresses dans la ceinture tropicale et les régions méditerranéennes.

Pendant le réchauffement généralisé de l'Holocène, des perturbations climatiques froides et chaudes ont été enregistrées. Le Maximum Thermique de l'Holocène (MTH) s'est caractérisé par une hausse des températures de plus de 6°C par rapport aux températures glaciaires, bien que cet événement ne se soit pas produit simultanément partout. Par exemple, le MTH a été enregistré après le RCC 1, il y a environ 8 000 BP, dans des régions telles que l'Amérique du Nord, l'Est de l'Asie et l'Afrique, mais il a été observé 2 000 à 3 000 ans plus tard dans les régions proches de la calotte Laurentide (*Renssen et al., 2012*).



*Figure I-2 Frise chronologique des 20 000 dernières années comprenant les trois phases du Dryas et de l'Holocène (a). Un focus est fait sur les 12000 dernières années avec les Bond Event (Bond et al., 2001 ; (b)) et les RCC (Mayewski et al., 2004 ; (c)).*

## (2) Petit Age Glaciaire

Le Petit Âge Glaciaire (PAG) (*Matthes, 1939*) a été une période de refroidissement climatique qui s'est étendue du début du XIV<sup>ème</sup> siècle au milieu du XIX<sup>ème</sup> siècle (*Le Roy Ladurie, 2009*). Durant cette période, la planète a connu une baisse de 0.5°C des températures moyennes (*Mann et al., 2009*), ce qui s'est traduit par des hivers plus froids et des étés plus courts. Le climat du PAG était caractérisé par une grande variabilité, avec des décennies froides entrecoupées de décennies relativement plus chaudes. Ce refroidissement a entraîné des répercussions significatives sur les sociétés humaines, provoquant des famines liées aux mauvaises récoltes et affectant l'agriculture. Les glaciers ont avancé dans de nombreuses régions montagneuses, laissant des marques de leur progression sur le paysage et

les hydrosystèmes. Le PAG a été suivi par une période de réchauffement, marquant la transition vers l'époque actuelle de réchauffement climatique, initiée à la fin du XIX<sup>ème</sup> siècle.

(a) Le PAG dans le bassin rhodanien

Lors du PAG, le bassin versant du Rhône est marqué par une fréquence élevée de crues, ce qui entraîne une augmentation des flux hydrosédimentaires, impactant ainsi la morphologie des rivières (Bravard, 1989 ; Miramont & Guilbert, 1997 ; Provansal et al., 2003 ; Mailliet et al., 2006). Cette augmentation de l'activité hydrosédimentaire n'est pas liée à une augmentation globale de la pluviométrie (Olivier et al., 2009), mais à une variabilité accrue des précipitations interannuelles et sur des sols dénudés et labourés dû à un maximum de population dans les campagnes et au minimum d'expansion des forêts au début du XIX<sup>ème</sup> siècle. Cette fluctuation pluviométrique crée donc des périodes de fortes humidités et des périodes plus sèches, dont l'impact varie selon la taille et la position des cours d'eau.

Les Alpes ont enregistré de nombreux changements lors du PAG. La baisse des températures, de l'ordre de 1 °C (Buoncrisiani et al., 2002), couplée à des périodes de fortes humidités, a favorisé le développement des glaciers sur cette période, avec des avancées maximales datées aux intervalles de 1600/1643 et 1850/1860 (Le Roy Ladurie et al., 2015). De plus, les activités humaines, telles que les activités agropastorales et la déforestation, sont à l'origine d'une importante dénudation des sols (Nakagawa et al., 2000 ; Pichard et al., 2014). Cette crise climatique enregistre un taux de dénudation à mi-chemin entre celui actuel (minimum) et celui du maximum glaciaire (LGM) de 20 000 cal. BP (maximum) (Buoncrisiani et al., 2002).

Les taux de dénudation importants couplés aux périodes de forte humidité provoquent un flux hydrosédimentaire nettement plus important dans les cours d'eau de montagne. Une modification du style fluvial se met en place, avec un tressage des cours d'eau, dans de nombreuses régions réparties sur l'ensemble des Alpes (Miramont et al., 2004), dont le bassin de la Durance (Olivier et al., 2009), la Suisse (Laigre et al., 2011) et la plus grande partie du corridor fluvial du Rhône (Bravard, 2010).

Ce réseau en tresse, régulièrement en crue, qui élargit fortement la bande active des cours d'eau, provoque la migration des populations rurales, allant parfois jusqu'à l'abandon des vallées (Le Roy Ladurie, 2009 ; Olivier et al., 2009). Cet exode est favorisé par l'activité hydrologique, notamment de fond de plaines alluviales (Delile et al., 2018) qui provoque des conflits d'usage de l'eau dont, l'incapacité à prélever de l'eau pour l'agriculture, la remontée généralisée des aquifères qui contraint la mises en culture et modifie les modes agropastoraux. La synchronicité de cette métamorphose fluviale observée dans le bassin rhodanien et pour d'autres grands fleuves européens (Laigre et al., 2011) témoigne de l'importance de cet événement et des flux érosifs associés à l'échelle des bassins versants. L'origine de cette métamorphose réside dans le cumul de la crise climatique et

d'un maximum agropastorale holocène (Bravard, 1987 ; Miramont et al., 1998 ; Arnaud-Fassetta, 2003 ; Notebaert et al., 2014).

(b) La fin du PAG dans le bassin rhodanien

Le PAG se termine au milieu du XIX<sup>ème</sup> siècle avec une phase de forte activité hydrosédimentaire (Olivier et al., 2009) et une avancée importante des glaciers (Le Roy Ladurie, 2009). L'activité hydrologique diminue progressivement (Miramont et al., 1998 ; Laigre et al., 2011). C'est dans ce contexte que des aménagements du Rhône deviennent de plus en plus nombreux. Ces aménagements permettent de canaliser le Rhône et d'urbaniser la plaine d'inondation (Reynard et al., 2009). La fin du XIX<sup>ème</sup> et le XX<sup>ème</sup> siècle sont donc caractérisés par une action anthropique forte sur le cours du Rhône (voir *Chapitre II.B*) et une réduction des flux hydrosédimentaires (Bravard & Magny, 2002).

Le réseau en tresse, la faible végétation et les forts taux d'aggradation sédimentaire dans la plaine d'inondation sont des caractéristiques du PAG (Gautier, 1992 ; Miramont et al., 1998 ; Bravard, 2010) qui disparaissent au XX<sup>ème</sup> siècle.

La relative stabilité hydrologique post-PAG réduit le transport sédimentaire jusqu'au delta du Rhône, qui avait connu au PAG une forte progradation, notamment via le lobe du Bras de Fer (Provansal et al., 2003 ; Vella et al., 2005).

Les travaux de Buoncristiani et al., 2002 mettent en évidence cette réduction des flux sédimentaires. Entre 1442 et 1790, le flux sédimentaire dans un bassin versant des Préalpes de 190 km<sup>2</sup> estimé représente une perte de sol de 0,7 mm/an. À l'heure actuelle, d'après les remplissages lacustres alpins, cette perte en sol est de 0,4 mm/an (Descroix & Gautier, 2002).

Cette diminution des apports sédimentaires peut être liée aux politiques de reforestation entreprises à partir du début du XIX<sup>ème</sup> siècle pour compenser le minimum d'expansion forestière enregistré à cette période. Ou à l'amélioration du rendement agricole, qui nécessite des surfaces d'exploitations réduites. Ces changements impactent directement le flux sédimentaire.

Néanmoins, l'origine des variations climatiques de l'Holocène suscite encore des débats, impliquant des forçages climatiques externes tels que l'insolation orbitale et l'activité solaire, ainsi que des forçages internes tels que l'activité volcanique et l'oscillation nord-atlantique. Chacun de ces facteurs exerce une influence généralement faible sur le climat, mais leur effet cumulé entraîne une surexpression des variations climatiques observées.

***En résumé, l'Holocène, révèle des variations climatiques complexes à l'échelle mondiale. Les "Rapid climatic changes," perturbations climatiques quasi-millénaires,***

*mettent en lumière cette complexité. Le réchauffement holocène, entrecoupé de périodes de refroidissement, est quantifié grâce à l'étude des glaciers alpins, tandis que des phases de décharges massives d'icebergs dans l'Atlantique Nord, appelées événements de Bond, reflètent des changements climatiques abrupts avec une cyclicité de  $1\,470 \pm 500$  ans. Ces variations climatiques sont observées tout au long de l'Holocène, notamment en Europe où l'impact s'étend jusqu'à des phases hyper-arides. Certaines de ces perturbations, telles que le RCC 1, résultent de phénomènes tels que la rupture du lac Agassiz-Ojibway, provoquant une perturbation de la circulation thermohaline et des conséquences climatiques importantes. Les RCC 4, 5 et 6, identifiés pendant la période néoglaciale, sont marqués par une diminution de l'insolation solaire estivale, tandis que le Maximum Thermique de l'Holocène (MTH) se caractérise par un réchauffement significatif, bien que non simultané. Les variations climatiques holocènes résultent d'une combinaison de facteurs externes et internes, qui, bien que généralement faibles pris individuellement, amplifient les changements climatiques observés.*

#### 4. L'anthropocène

Les variations climatiques holocènes se lient progressivement aux variations anthropiques. L'Homme a commencé par modifier l'écosystème terrestre par l'agriculture, l'urbanisation, ... jusqu'à modifier les concentrations de gaz à effet de serre à l'origine du réchauffement climatique en cours. Cette nouvelle série géologique est l'anthropocène, elle interrompt donc l'Holocène.

L'anthropocène, tel que décrit par [Crutzen, \(2002\)](#) et [Waters et al. \(2016\)](#), est une ère géologique caractérisée par l'impact significatif des activités humaines sur la planète, englobant la surface terrestre, le climat et les enregistrements géologiques. Pour mieux comprendre cette influence humaine, il est essentiel de quantifier son degré. En géomorphologie, deux notions clés sont utilisées : "influence dominante" et "influence écrasante". L'influence dominante se produit lorsque l'Homme affecte plus de 50 % des facteurs de contrôle, tandis que l'influence écrasante est déclarée lorsque plus de 95 % des facteurs de contrôle sont impactés. C'est dans le contexte climatique que l'influence de l'Homme est la plus frappante ([Steffen et al., 2017](#) ; [Zalasiewicz et al., 2010](#)).

Dans l'anthropocène, on observe une accentuation de l'érosion des versants due à des activités humaines telles que l'agriculture ([Sauer, 1938](#)), l'exploitation minière, et l'urbanisation ([Wolman & Schick, 1967](#)). Un fait marquant est que 45 % des terres émergées sans glace sont désormais recouvertes par des terres agricoles et urbaines ([Hooke et al., 2012](#)). De plus, il est important de noter que les dépôts dans les zones en aval des versants ont également augmenté au cours de l'anthropocène, que ce soit dans les plaines d'inondations, les lacs ([Dearing & Jones, 2003](#)), ou en pleine mer ([Syvitski](#)



et al., 2005). Cela laisse des traces indiscutables d'activités humaines dans la stratigraphie (Zalasiewicz et al., 2010).

Il est important de noter que les dépôts anthropocènes présentent des variations significatives dans le temps et l'espace. Leur apparition est diachrone à l'échelle mondiale (Walter & Merritts, 2008 ; Rustomji & Pietsch, 2007). De plus, leur répartition n'est pas uniforme (Thornes & Wainwright, 2004).

La transition de l'Holocène à l'anthropocène varie également selon la région. En Eurasie, elle est située à environ 4000 ans cal. BP, marquée par des changements majeurs liés à l'agriculture et à l'élevage (Schwartz et al., 1990). En Afrique, la transition correspond à l'Âge du Fer et à la colonisation européenne (Schwartz et al., 1990). Les sols formés à la suite d'activités humaines sont qualifiés de "sols anthropogéniques" (Zalasiewicz et al., 2010).

De plus, l'influence humaine varie en fonction des environnements. Elle est plus prégnante dans les environnements fluviaux et côtiers que dans les environnements éoliens et de la cryosphère (Brown et al., 2017).

### *a) Le domaine fluvial :*

Dans les environnements fluviaux, l'influence anthropique se manifeste de manière indirecte et directe, créant des changements significatifs dans les réseaux fluviaux. Une modification de l'occupation des sols (Notebaert et al., 2011 ; Fryirs, 2013), a un impact indirect en modifiant le débit, la charge sédimentaire et la connectivité des rivières. Simultanément, il existe une influence directe résultant de l'exploitation minière et des aménagements effectués dans les cours d'eau (Hudson et al., 2008).

L'anthropocène se caractérise également par des changements dans le profil longitudinal des rivières, conduisant à la formation de dépôts sédimentaires temporaires en amont (Syvitski et al., 2005 ; Walter & Merritts, 2008). De plus, les activités humaines affectent la connectivité entre les rivières et leurs plaines d'inondation (Hudson et al., 2008).

Il est important de noter que la restauration des rivières à un état antérieur à l'intervention humaine n'est plus une option réaliste (Brierley & Fryirs, 2013). Au fur et à mesure que les flux sédimentaires augmentent à la fin de l'Holocène, la sédimentation en aval devient plus prononcée, enregistrant ainsi les activités humaines dans les dépôts de crues en plaine d'inondation (Aalto & Nittrouer, 2012).

Au niveau mondial, les activités humaines se manifestent par des dépôts de limons qui incorporent des vestiges archéologiques dans les plaines d'inondations, comme l'ont démontré Brown en 1997 et en 2008, ainsi que dans les lacs (Dearing & Jones, 2003). De plus, elles peuvent être identifiées grâce à la signature géochimique des sédiments (Boyle et al., 2015), et par la détection de traces d'ADN (Taberlet et al., 2018). Les activités humaines peuvent également être reconnues grâce à l'étude paléocéologique des tourbières (Brayshay & Dinnin, 1999).

Cependant, certaines études apportent des nuances à l'identification de l'impact de l'Homme dans les sédiments. Par exemple, une étude portant sur 4 464 bassins versants de plus de 100 km<sup>2</sup> a révélé que 1,4 milliard de tonnes de sédiments par an restent temporairement stockées en amont au cours de l'anthropocène, sans atteindre les océans ou les mers (Syvitski et al., 2005). De plus, l'étude de 38 000 vallées himalayennes suggère que le remplissage sédimentaire en amont peut prendre environ un millénaire avant que les sédiments ne parviennent jusqu'à l'océan, créant ainsi une incertitude quant à l'attribution des variations aux activités humaines ou aux changements climatiques. Enfin, l'étude du bassin amazonien montre peu de changements dans les flux sédimentaires entre l'Holocène et l'anthropocène, indiquant un contrôle relativement faible des activités humaines sur le transport des sédiments, probablement en raison de la grande taille du bassin versant (Wittmann et al., 2011).

L'exploitation minière constitue un exemple majeur d'activité humaine qui modifie considérablement les environnements fluviaux. Elle engendre la déforestation, la construction de routes et le détournement de rivières, altérant ainsi de manière significative le comportement des cours d'eau et le transport des sédiments (Mossa et al., 2017). En outre, l'exploitation minière entraîne une augmentation de la charge sédimentaire (Boyle et al., 2015). Les aménagements réalisés pour l'irrigation ou la navigation créent une séparation entre le chenal de la rivière et la plaine d'inondation (Lewin, 2013).

Il est important de noter que l'impact anthropique est plus accentué dans les petits et moyens bassins versants, particulièrement lorsque les sols sont fortement érodables (Notebaert et al., 2011). En revanche, dans les grands bassins versants, le signal anthropique est moins évident en raison du stockage temporaire.

### *b) Le domaine côtier :*

Dans le domaine côtier, il est manifeste que la population, telle que mise en évidence par (Small & Nicholls, 2003) et (Sekovski et al., 2012), est en constante croissance. Les activités humaines dans les zones situées en amont ont pour conséquence la réduction des apports sédimentaires jusqu'aux côtes (J. P. M. Syvitski et al., 2005), ce qui génère un changement visible dans le régime

géomorphologique côtier depuis le milieu de l'Holocène (Beets & Spek, 2000 ; Blum & Roberts, 2009). Néanmoins, certains systèmes deltaïques ont réussi pendant un certain temps à compenser l'élévation du niveau de la mer et la subsidence grâce à des apports sédimentaires substantiels (Saito et al., 2001).

Pour contrer les effets de l'érosion côtière, des aménagements ont été entrepris le long du rivage pour protéger les zones humides (Charlier et al., 2005), ou plus en amont des côtes pour combler les basses terres, engendrant ainsi la superposition sur les dépôts sédimentaires de l'Holocène. Toutefois, il est à noter que des aménagements de protection le long du rivage ont parfois cédé, comme à Porlock en Angleterre, et n'ont pas été reconstruits (Jennings et al., 1998). En outre, les activités humaines ont engendré des pollutions, notamment liées aux mines (Allen & Rae, 1986), aux industries métallurgiques et chimiques côtières, et ces pollutions se reflètent dans les sédiments (Plater & Appleby, 2004). Les métaux lourds présents dans les sédiments sont ainsi devenus des indicateurs de l'Holocène tardif et de l'anthropocène (Haslett & Allen, 2014). De plus, les pollens déposés dans les sédiments côtiers jouent un rôle significatif en tant qu'indicateurs des activités humaines, telles que l'élevage, l'agriculture et l'exploitation forestière (Mudie & Byrne, 1980 ; Brush, 1989).

*En synthèse, l'anthropocène se caractérise par l'influence omniprésente des activités humaines sur la planète, laissant une empreinte significative sur le climat, la géomorphologie et les enregistrements sédimentaires (Crutzen, 2002). Cette influence est étayée par de nombreuses preuves, allant des altérations notables dans les dépôts sédimentaires aux transformations des réseaux fluviaux et des zones côtières (Syvitski et al., 2005 ; Hudson et al., 2008). Toutefois, il est essentiel de reconnaître que cette empreinte n'est pas uniforme, variant tant dans l'espace que dans le temps (Thornes & Wainwright, 2004). Cette compréhension approfondie de l'anthropocène et de son impact environnemental revêt une importance cruciale pour guider les futures actions de conservation et de restauration, soulignant l'impératif de la gestion durable de nos activités sur la planète (Zalasiewicz et al., 2010).*

## B. Les systèmes littoraux

Les systèmes sédimentaires fournissent des indices précieux sur les environnements passés. Parmi ces environnements, ceux situés sur les littoraux revêtent un intérêt particulier, car ils reflètent l'interaction complexe entre les continents et les océans. Ces environnements côtiers sont présents sur chaque continent, et par exemple, en France, le littoral s'étend sur 5 850 kilomètres, comprenant 41% de côtes rocheuses, 35% de plages et de dunes, et 24% de marais. En 2016, les communes côtières bordant la mer comptaient 8 millions d'habitants, couvrant seulement 4% du territoire, ce qui équivaut à une densité de population 2,5 fois supérieure à la moyenne nationale (source : notre-environnement.gouv.fr). Étant donné que le littoral est fortement influencé par les changements

climatiques, qui impactent à la fois les continents et les océans, l'étude de ces environnements est d'une importance cruciale en raison de la densité humaine qui les habite.

Les systèmes littoraux englobent une multitude d'écosystèmes, notamment les lagunes, les marais, les plages, les dunes, les estuaires, les deltas, et bien d'autres. Chaque type d'environnement est caractérisé par des particularités morphologiques et des processus d'évolution spécifiques. Afin de mieux décrire ces environnements variés, de nombreuses classifications ont été élaborées (Johnson, 1919 ; Curray, 1964 ; Shepard, 1973 ; Bloom, 1978 ; Davies, 1980 ; Pethick, 1984 ; Boyd et al., 1992).

Le fonctionnement des systèmes littoraux est étroitement lié aux fluctuations du niveau de la mer (Curray, 1964). Les phases de transgression ou de régression du niveau marin engendrent des ajustements importants, notamment dans le déplacement du trait de côte, qui influence l'espace disponible pour le dépôt de sédiments, et dans le niveau de base du système fluvial, qui contrôle la quantité de sédiments transportés jusqu'au littoral.

Dans la suite de ce chapitre, nous décrirons les environnements côtiers en fonction de leur morphologie, des processus qui façonnent leur évolution, et du facteur prédominant parmi la dynamique fluviale, la houle et la marée (*Figure I-3*). Deux principaux facteurs seront mis en avant. Le premier concerne l'importance de l'influence des marées et des vagues, qui souvent s'opposent. Le second se rapporte à l'ampleur des apports fluviaux. Les interactions entre ces critères contribuent à définir les environnements côtiers.

## 1. Les systèmes dominés par les courants de marée

La marée est un mouvement vertical des masses d'eaux influencé par les forces gravitationnelles de la lune et du soleil. La partie du littoral impacté par la marée est la zone intertidale. A l'intérieur de cette zone, la marée contrôle le dépôt ou le transport des sédiments. En fonction des apports détritiques, des environnements particuliers peuvent se former comme les estuaires ou les estrans.

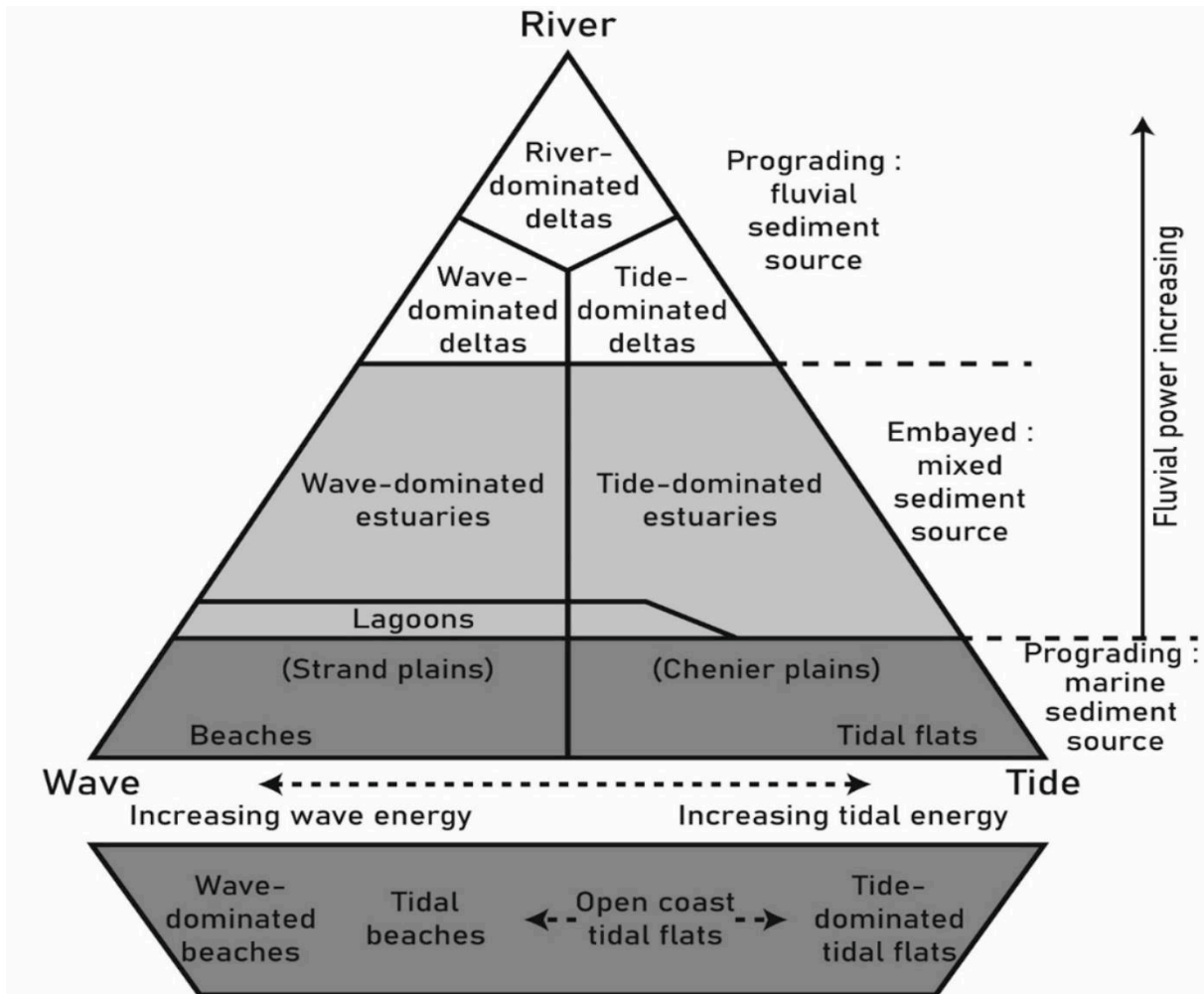


Figure I-3 Diagramme d'influence des vagues, de la marée et du réseau fluvial sur la formation d'environnements côtiers (modifié d'après Boyd et al., 1992 ; Yang et al., 2005)

### a) Les estuaires

#### (1) Estuaires dominés par les courants de marée

Les estuaires soumis à une forte influence des marées (exemple : estuaire de la Somme) se distinguent par leur embouchure en forme d'entonnoir, dont la partie amont est généralement canalisée et soumise aux courants de marée. Les chenaux subtidiaux de ces estuaires sont bordés par une grande variété d'habitats intertidaux et supratidaux, notamment des hauts-fonds, des mangroves, des marais salants, et bien d'autres (Figure I-3).

Les marées causent périodiquement l'inondation des environnements marginaux, ce qui entraîne le piégeage et le dépôt de matériaux terrigènes et de particules, qui peuvent ensuite être remis en suspension. Les courants de marée jouent un rôle physique majeur dans ces systèmes dominés par les marées, influençant de manière significative la remise en suspension et le dépôt de particules dans l'estuaire. En général, il existe un transport net vers l'aval des matières en suspension depuis la partie

aval de l'estuaire supérieur, une accumulation dans la partie moyenne de l'estuaire, et un transport net en provenance de la partie inférieure de l'estuaire (Chen et al., 2005).

Un phénomène de remaniement constant des sédiments se produit à chaque cycle de marée, pouvant atteindre plus de 50 centimètres de profondeur dans certains systèmes. Il est donc évident que les sédiments présents dans les chenaux des estuaires dominés par les marées subissent des taux de remaniement supérieurs aux taux d'accumulation. Cela a pour effet de mélanger la sédimentation de manière significative, ce qui complique considérablement l'interprétation des profils historiques des sédiments, ou du moins réduit considérablement la résolution temporelle de ces enregistrements. Dans les estuaires à marées importantes, les courants de marée extrêmes peuvent provoquer le décapage complet des sédiments non consolidés et la remise en suspension des boues (Manning et al., 2010).

## (2) Estuaires influencés par la houle

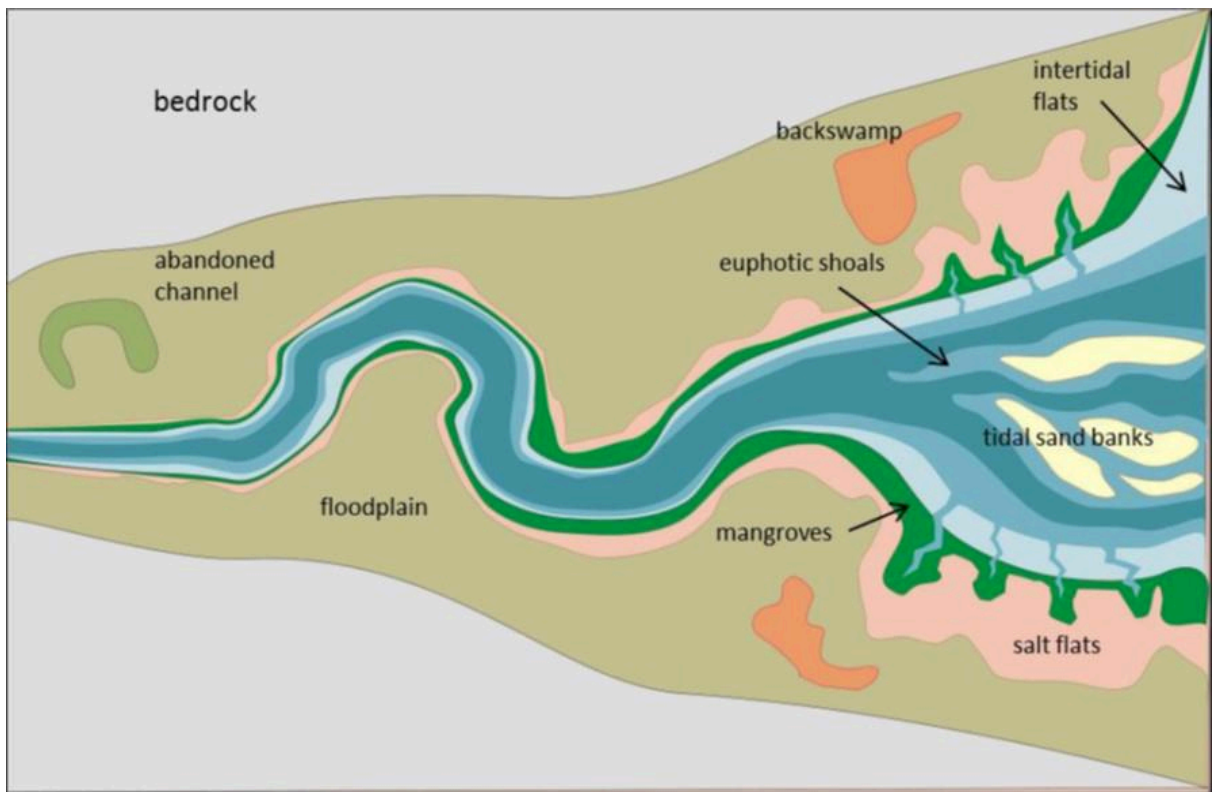


Figure I-4 Morphologie typique des estuaires dominés par les marées (Scanes et al., 2017, modifié de Dalrymple, 1992)

Les estuaires soumis à l'influence des vagues se forment sur des côtes caractérisées par de faibles amplitudes de marée, où les régimes de vagues océaniques ramènent continuellement les sables vers la côte. Malgré cela, le débit fluvial est suffisant pour maintenir une connexion avec la mer, bien que cette connexion soit quelque peu restreinte. Les estuaires de ce type ont généralement une forme mature, qui tend à être linéaire, mais qui peut présenter des échancrures latérales significatives en fonction de leur stade d'évolution (Figure I-4). L'entrée d'un estuaire dominé par les vagues est généralement assez étroite, comportant des bancs de sables mobiles dans la partie inférieure de

l'estuaire et une marée modérément atténuée sur toute sa longueur. Dans ces environnements, les lagunes côtières sont davantage influencées par les vagues que par le débit fluvial.

Les courants de marée dans les estuaires dominés par les vagues sont moins importants en raison des faibles amplitudes de marée et de l'atténuation significative à l'embouchure ainsi que dans les sections amonts de l'estuaire (Dalrymple et al., 1992). Le transport net de particules se comporte de manière similaire à celui observé dans les systèmes dominés par les marées, avec une accumulation nette de matériaux dans le bassin de boue de l'estuaire médian (Heap et al., 2004). L'exportation nette de particules peut résulter de l'affouillement des sédiments provoqué par les crues. L'ampleur de cet affouillement varie généralement en fonction de l'importance des crues par rapport à la morphologie du système, c'est-à-dire la contrainte de cisaillement du lit.

### *b) Côtes dominées par l'action de la marée (estrans, où « tidal flats »)*

Les estrans, qui sont des environnements côtiers à faible relief, sont le résultat de l'interaction complexe entre divers facteurs. Les amplitudes de marée marquées, caractéristiques des zones macrotidales, jouent un rôle crucial dans la formation de vastes estrans, mais il est également important de noter que ces environnements peuvent exister dans des zones mésotidales à microtidales (Eisma, 1998).

Un autre aspect clé qui influence la morphologie et la sédimentologie des estrans est l'apport de sédiments, comprenant la source, le flux et la taille des particules, ainsi que l'exposition aux vagues. Ces facteurs interagissent pour façonner la structure et la composition des estrans côtiers.

En fonction de leur relation avec les plaines côtières, on peut distinguer les estrans en deux catégories principales. Les estrans qui bordent directement la mer sont appelés "estrans véritablement ouverts" (Fan et al., 2013). Ils sont souvent associés à des deltas soumis à une forte influence des marées. Dans ce contexte, la définition des estrans englobe non seulement la zone intertidale mais aussi les zones supratidales et subtidales, formant ainsi une zonation dépendant de plusieurs critères.

La granulométrie est un facteur de classification important, distinguant les estrans en fonction de la nature des sédiments, qu'ils soient vaseux, sableux ou mixtes. De plus, la présence ou l'absence de végétation joue un rôle clé dans la caractérisation des estrans, les classant comme "nus" ou "végétalisés". Enfin, le marnage, c'est-à-dire la variation du niveau de la mer entre marée basse et marée haute, est un paramètre essentiel pour définir ces zones côtières.

Dans la zone supratidale (Figure I-5) et la partie supérieure de la zone intertidale, on trouve généralement une couverture végétale, un relief doux, et des dépôts composés principalement d'argile et de limon fin, avec une teneur en matière organique relativement élevée.

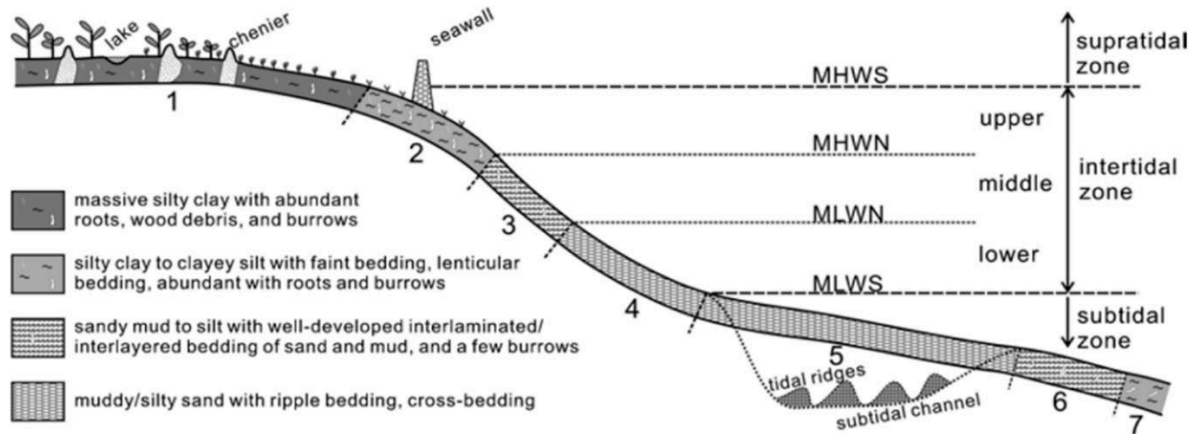


Figure I-5 Section schématique montrant le profil type d'un estran depuis la zone subtidale jusqu'à la zone supratidale, avec la lithologie associée (modifié de Fan, 2013)

La transition vers la zone intertidale est généralement progressive et ne s'accompagne pas d'un changement majeur dans le relief. Dans la partie supérieure de la zone intertidale, on trouve souvent des dépôts de sédiments fins, tels que la boue et les silts, qui sont fréquemment végétalisés (Fan et al., 2013).

La partie médiane de la zone intertidale, sous l'influence croissante de la houle et des courants de marée, accumule progressivement du sable, formant des barres riches en débris de coquilles qui témoignent de la bidirectionnalité des courants de flot et de jusant.

La transition vers la partie inférieure de la zone intertidale se déroule également de manière graduelle, avec une augmentation des sédiments fins qui reflètent la décroissance des courants de marée.

Finalement, la zone subtidale se caractérise par des dépôts boueux et silteux qui sont moins influencés par les courants de marée.

*En conclusion, les estuaires soumis à une forte influence des marées présentent des caractéristiques distinctives, avec des embouchures en forme d'entonnoir, des chenaux subtidaux, et une variété d'habitats intertidaux et supratidaux. Les marées périodiques inondent ces environnements marginaux, entraînant le piégeage et le dépôt de matériaux terrigènes, sous l'influence des courants de marée. Cela crée un cycle de remaniement constant des sédiments, rendant la résolution temporelle des enregistrements historiques des sédiments complexe. D'autre part, les estuaires influencés par les vagues se caractérisent par des amplitudes de marée plus faibles, des entrées étroites, et des lagunes côtières influencées par les vagues. Dans ces estuaires, les courants de marée sont moins importants en raison de faibles amplitudes de marée, influençant le transport net de particules. Enfin, les estrans côtiers, qui peuvent exister dans divers environnements, sont façonnés par l'interaction entre les amplitudes de marée, l'apport de*



*sédiments, la granulométrie, la végétation et le marnage. Ces zones côtières présentent une complexité morphologique et sédimentologique influencée par divers facteurs, et elles sont cruciales pour la compréhension des écosystèmes côtiers.*

## 2. Les côtes dominées par la houle

Les côtes dominées par les vagues s'appliquent aux environnements présentant une abondance de sédiments (principalement du sable, mais aussi des graviers et des galets). Leur évolution est façonnée par l'érosion, le transport et le dépôt de sédiments par les vagues. Ces côtes sont également influencées par les marées et les courants de marée, mais ceux-ci jouent un rôle secondaire par rapport aux vagues. Les vagues qui atteignent la côte peuvent être générées localement par des vents forts associés à des tempêtes et la mer qui en résulte est caractérisée par des vagues relativement hautes et de courte période. Les côtes exposées à la haute mer peuvent également être caractérisées par l'arrivée de vagues de houle relativement basses et de longue période, générées au large.

Les sédiments du littoral et de la plage peuvent être mis en mouvement par l'effet de la houle et le transport des particules se produit en raison de la présence de courants unidirectionnels générés par les vagues, et dans une moindre mesure par le vent ou les marées. Les vagues peuvent se briser directement sur la plage ou, dans le cas de plages en pente douce, elles peuvent se briser à une certaine distance au large, formant une zone de déferlement entre la ligne de déferlement et la plage. La forme moyenne de la plage et du littoral dépend à la fois de la taille des sédiments et des caractéristiques des vagues. En général, la pente du profil diminue de façon exponentielle vers le large et le profil peut être lisse ou comporter une ou plusieurs barres et systèmes de creux. Les changements de profil se produisent en réponse aux conditions changeantes des vagues sur une échelle de temps allant de quelques heures à quelques mois, l'échelle des changements diminuant dans les eaux plus profondes.

Outre les plages de sable ou de gravier formées le long des côtes continentales, le transport littoral de sédiments est souvent responsable de la formation d'un large éventail de barrières de dépôt telles que les barrières de baie, les flèches littorales et les îles-barrières. Ces barrières sont séparées du continent par une lagune, une baie ou un marais, la lagune ou la baie étant reliée à la haute mer par un ou plusieurs bras de mer traversant la barrière. La stabilité de toutes les plages continentales et des cordons littoraux est également influencée par l'évolution du niveau de la mer. L'élévation du niveau de la mer au cours du siècle prochain entraînera probablement une augmentation de la proportion des côtes dominées par les vagues qui seront soumises à l'érosion et à la transgression vers l'intérieur des terres.

Les dépôts littoraux en contexte de côtes dominées par la houle et les environnements adjacents, qu'ils soient associés à une progradation ou à un recul érosif de la surface du rivage, peuvent être regroupés en quatre sous-environnements (de la mer vers l'intérieur des terres) : le domaine

offshore, le littoral inférieur, le littoral moyen et le littoral supérieur (Reinson, 1984).

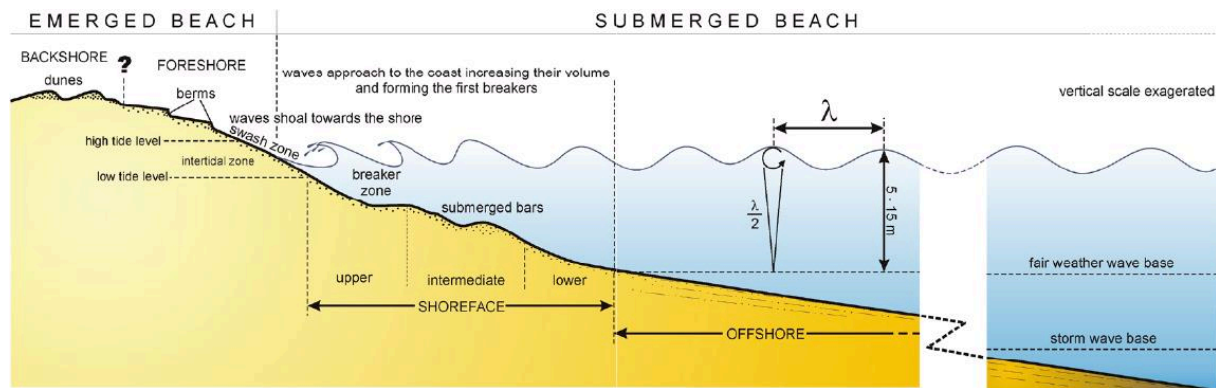


Figure I-6 Structure d'une côte influencée par les vagues (modifié d'après Walker & Plint, 1992)

Le domaine offshore est subdivisé en deux sous-domaines (Figure I-6) (Walker et Plint, 1992) :

- L'offshore inférieur, situé sous la limite inférieure d'action des vagues de tempête, qui est caractérisé par des dépôts essentiellement argileux décantés du fait de l'absence d'énergie de houle ;
- L'offshore supérieur, situé entre la limite des vagues de tempête et la limite inférieure d'action des vagues de beau temps. La sédimentation dominante correspond à des sédiments fins argileux et silteux, parfois intercalés par des dépôts sableux de tempête (Hummock Cross Stratification – HCS).

Entre la limite inférieure d'action des vagues de beau temps et le niveau moyen des basses marées est défini le domaine littoral, soumis à l'action permanente des vagues de beau temps. Ce domaine est communément subdivisé en 3 sous-domaines :

- Le littoral inférieur, caractérisé par des dépôts de sables fins enregistrant des figures de tempêtes (HCS) et des rides de vagues de faible énergie ;
- Le littoral médian correspond à la zone de déferlement initial des vagues (Reinson, 1984) et se caractérise par une forte énergie oscillatoire des vagues. Des barres littorales sont généralement présentes près de la partie supérieure et correspondent à des sables fins à moyens généralement bien triés par l'action permanente. Les structures préservées sont principalement des sables à lamines parallèles à angle faible, d'auges tronquées (swaley Cross-Stratifications - SCS) et intercalés de HCS dans une moindre mesure ;
- Le littoral Supérieur est situé entre la zone de déferlement et le niveau moyen des basses marées, ou les courants induits par les vagues sont les plus forts. Cette zone est caractérisée par des sables moyens à grossiers bien triés, présentant des stratifications entrecroisées multidirectionnelles dues à l'interaction entre les courants induits par les tempêtes, les vagues

de beau temps, les courants de retour ainsi que par la dérive littorale lorsqu'elle existe (Davis, 1978).

Au-dessus, l'avant plage correspond à l'estran qui est restreint à la zone intertidale qui occupe la zone de déferlement des vagues. Cela correspond également à la zone littorale dans les régions où l'activité des marées est minimale. Le mécanisme de déferlement des vagues ainsi que le ressac produit des laminations planes et parallèles à faible angle, inclinées vers la mer, typiquement dans des sédiments bien triés, très bien vannés, granulométrie généralement moyenne à grossière.

La partie sommitale émergée de la zone côtière correspond à l'arrière-plage, et représente un mélange de conditions marines et non marines. Les environnements typiques comprennent les dunes côtières, les cônes de déversement de tempête (washover fans) et les plaines supratidales (Frey & Pemberton, 1987). Ces environnements sont soumis à des variations extrêmes de niveaux d'énergie et par conséquent de types de sédiments. Ces milieux sont également soumis à des fluctuations temporelles entre l'eau douce et l'eau salée. Les processus marins dominant généralement pendant les marées de printemps et les périodes de tempête, tandis que les processus éoliens et l'exposition subaérienne des plaines supratidales prédominent pendant les marées de mortes-eaux et les périodes sans tempête.

*En résumé, les côtes dominées par les vagues se caractérisent par une abondance de sédiments, principalement du sable, graviers et galets, avec une évolution côtière façonnée par l'érosion, le transport et le dépôt de sédiments par les vagues et les courants générés par celles-ci. Les marées et les courants de marée ont un rôle secondaire par rapport aux vagues. Ces côtes sont exposées à des vagues générées localement par des vents forts et à des vagues de houle plus larges, en fonction de leur exposition à la haute mer. Les sédiments côtiers sont en constante mouvance sous l'effet de la houle, avec des courants unidirectionnels résultant des vagues, du vent, et des marées. Les profils des plages et des littoraux évoluent en réponse aux conditions changeantes des vagues, ce qui complique l'interprétation des changements à différentes échelles de temps. De plus, ces côtes peuvent donner naissance à une variété de barrières de dépôt telles que les barrières de baie, les flèches littorales et les îles-barrières, avec une lagune, une baie ou un marais séparant ces barrières du continent. L'élévation du niveau de la mer dans le siècle à venir devrait accentuer l'érosion et la transgression des terres pour de nombreuses côtes dominées par les vagues. Les dépôts littoraux, classés en quatre sous-environnements, subissent des changements en fonction de la taille des sédiments, des caractéristiques des vagues et de l'évolution du niveau de la mer, influençant la morphologie et la sédimentologie des estrans côtiers.*

### 3. Les deltas : systèmes influencés par les courants fluviaux

Du point de vue géographique, un delta se situe à l'interface entre un fleuve et une vaste étendue d'eau (océans, mers, lacs). Il est souvent caractérisé par une diminution de la pente et un étalement latéral du système hydrologique. De plus, des milieux saumâtres peuvent se former tels que des marécages, des mangroves, des étangs, ... Le delta correspond à une accumulation de sédiments à l'embouchure d'un fleuve au cours du temps. Cette accumulation dépend du flux sédimentaire arrivant à l'embouchure, qui varie en fonction des caractéristiques du bassin versant associées. Il est impossible de dissocier le fonctionnement du delta et celui du bassin versant qui le nourrit, c'est-à-dire la source des eaux et des sédiments transportés.

Dans l'enregistrement géologique, un delta est un édifice sédimentaire progradant sur un océan, une mer ou un lac. Son développement est lié à plusieurs paramètres notamment un fort apport sédimentaire par le réseau fluvial et des faibles variations du niveau marin permettant l'empilement (aggradation) ou l'avancée (progradation) des sédiments. Un delta est composé d'une superposition de strates sédimentaires reflétant le développement et le fonctionnement du delta par l'âge, la composition, l'agencement dans l'espace des dépôts.

#### *a) Morphologie et architecture générale d'un delta*

Le terme « delta » a été utilisé la première fois par l'historien grec Hérodote, environ en 450 avant J.C. lors de son voyage en Egypte, car la lettre  $\Delta$  représentait la forme triangulaire de l'embouchure du Nil. Bien plus tard, l'étude détaillée de Gilbert, en 1885, d'un ancien édifice deltaïque et propose à partir de l'observation des faciès sédimentaires une architecture caractéristique des dépôts deltaïques avec une hiérarchisation granulométrique de la partie proximale vers la partie distale du delta (Figure I-7).

L'apex d'un delta est la zone de première division du chenal principal (Figure I-7). Cette division est initiée par une diminution de la pente qui favorise l'étalement latéral du fleuve. Les sédiments les plus grossiers, galets et sables se déposent au fond du chenal ou sur les berges lorsque l'énergie cinétique n'est plus suffisante pour permettre leur déplacement. Une partie des sédiments grossiers est toujours transportée et de nombreux remaniement ont lieu, notamment lors d'épisodes de crues.

La plaine deltaïque est située en aval de l'apex (Figure I-7). Cette plaine se développe autour et entre les bras fluviaux. Proche de l'altitude de la mer, elle compose la principale partie émergée du delta. Ainsi, son évolution dans le temps est soumise aux variations de flux hydrosédimentaires, aux avulsions (abandon d'un bras fluvial) et aux variations du niveau marin. Une granulométrie

intermédiaire, sables, silts, limons est déposée dans cette zone par les crues qui provoquent une immersion temporaire de la plaine.

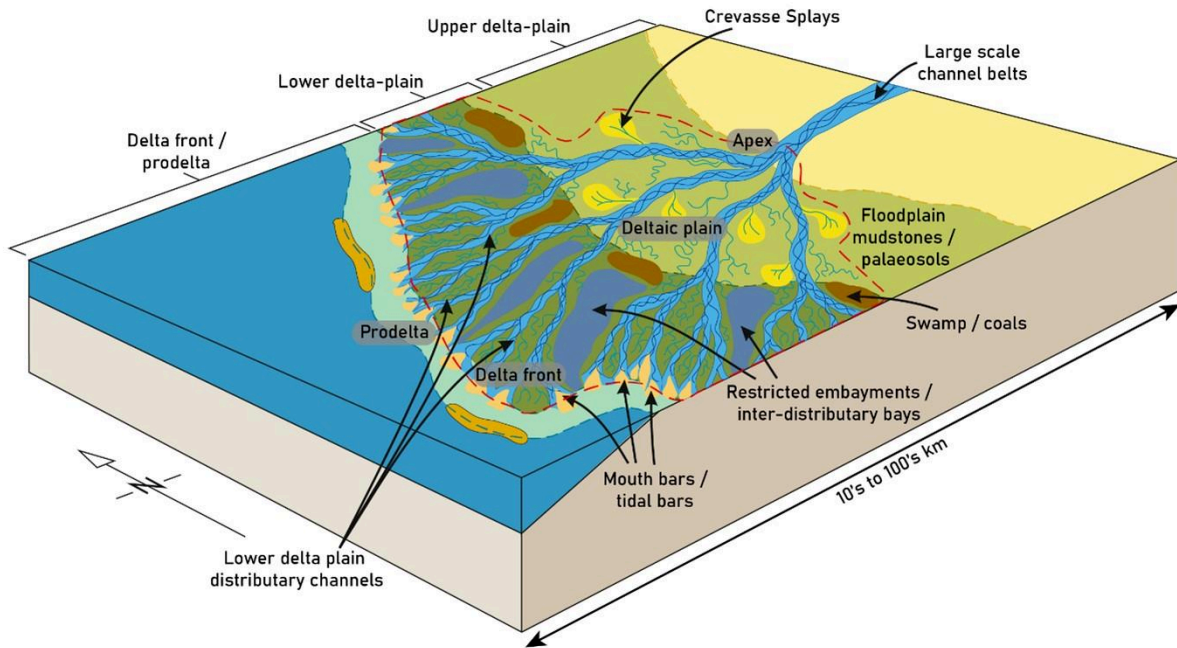


Figure I-7 Exemple de modèles de dépôt de la formation de Mungaroo (North West Shelf, WA, Australie) d'après Heldreich et al. (2017) mettant en évidence les différentes géométries et définitions.

Le front de delta est la première zone immergée du delta (Figure I-7). Alimentée par les apports fluviaux, cette zone est influencée par l'action de la houle et de la marée. Le taux d'accumulation sédimentaire dans cette zone est dépendant de l'espace disponible pour la sédimentation (espace d'accommodation), de l'influence des apports continentaux et de l'énergie marine. Dans cette zone, les vagues dites de beau temps vont constamment remanier les sédiments et empêcher le dépôt des éléments les plus fins ; les particules sédimentées sont principalement des sédiments grossiers comme les sables.

Le prodelta est la partie externe de l'édifice deltaïque. Cette zone immergée est située sous la zone d'action des vagues de beau temps. Excepté lors des périodes de tempêtes l'énergie reste faible et permet le dépôt des sédiments fins comme les silts et les argiles (Figure I-7).

### *b) Les types de delta et les processus dominants associés*

Chaque delta possède une morphologie qui lui est propre qui dépend de deux facteurs de contrôle principaux, contraignant sa morphologie :

- D'une part dans le domaine continental, dépendant des caractéristiques du bassin versant qui contrôle le flux hydrosédimentaire du fleuve dans le delta ;

- D'autre part le domaine marin dont les variations eustatiques et l'action des courants impactent la déposition des sédiments.

Il existe donc 3 grandes familles de deltas qui sont classés en fonction des processus hydrodynamiques qui dominent. Selon cette définition, les systèmes deltaïques sont contrôlés en premier lieu par le débit du fleuve et la charge sédimentaire fluviale et, en second lieu, par le taux de remaniement par les processus marins, principalement les vagues, les marées et les courants côtiers.

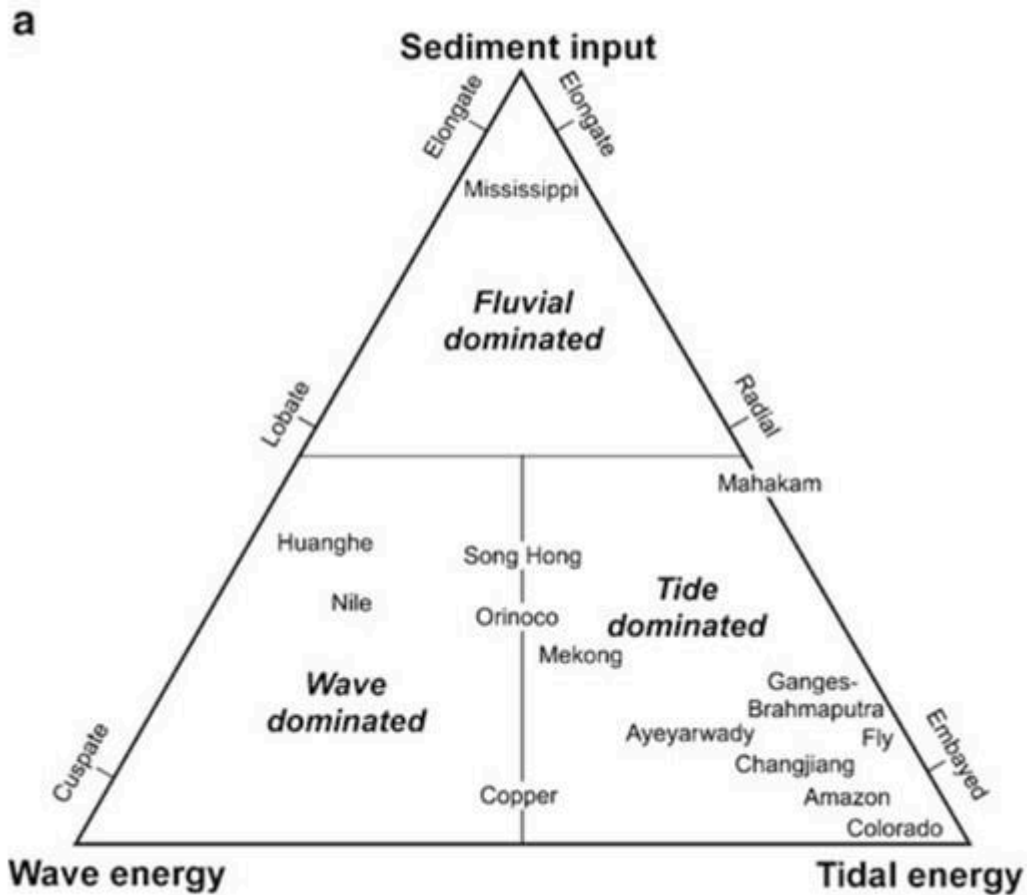


Figure 1-8 Classification des principaux deltas en fonction de l'importance relative des processus fluviaux, de houle ou de marée (d'après Galloway 1975)

Bien que les deltas modernes et anciens puissent partager une morphologie clinoforme générale, les exemples du monde entier montrent une variabilité considérable dans leur géomorphologie de surface, leur lithologie, leurs processus et leurs réponses aux forçages externes. Pour tenir compte d'une partie de cette variabilité, les deltas sont généralement classés en fonction du processus dominant qui contrôle la dispersion des sédiments, et donc la géomorphologie de surface (Galloway, 1975).

Les membres finaux de ce système de classification ternaire sont les suivants : les systèmes deltaïques dominés par les rivières, les vagues et les marées, avec de nombreux exemples présentant

des caractéristiques intermédiaires. De nombreux exemples présentant des caractéristiques intermédiaires qui peuvent être classés comme mixtes (*Figure I-8*).

Les deltas peuvent également comprendre un système composite, où les différentes parties du delta sont morphologiquement distinctes et contrôlées différemment par des processus fluviaux, houlomoteurs ou marémoteurs (Bhattacharya, 2006) ou des marées (Bhattacharya & Giosan, 2003). Des variations plus récentes de ce schéma ont en outre pris en compte la granulométrie (Orton & Reading, 1993), le flux sédimentaire et le niveau de la mer (Boyd et al., 1992), bien que la classification originale de Galloway reste sans doute la plus utile pour les grands deltas fluviaux.

- Les deltas à **dominance fluviale** prennent une forme lobée ou allongée. Les deltas dominés par la dynamique fluviale sont généralement caractérisés par la présence de nombreux bras fluviaux, ou chenaux distributaires qui se développent sur la plaine deltaïque, généralement rectiligne (par exemple le delta du Mississippi, *Figure I-9A*), se terminant par des barres d'embouchure subaquatiques formant le front de delta.
- Les deltas à **dominance tidale** (*Figure I-9B*) se mettent en place lorsque le marnage est très fort (régime macrotidal avec un marnage >4 m). L'influence tidale permet le mélange des eaux douces amenées par le fleuve et des eaux salées marines, ainsi que la répartition des dépôts sableux depuis l'embouchure vers le large en différentes barres sableuses longitudinales de plusieurs dizaines de mètres à plusieurs kilomètres. Ces dernières peuvent se retrouver émergées et permettent l'installation d'une faune et d'une flore terrestre. Lorsque l'influence tidale n'est pas présente, on parle de delta microtidal.
- Les deltas à **dominance des vagues/de la houle** (*Figure I-9C*), pour lesquels les vagues viennent bloquer les sources d'eau douce à l'embouchure. Une rapide décélération du courant fluviale est ici observée et le dépôt des sédiments se fait rapidement après l'embouchure, et est largement remanié de part et d'autre de l'embouchure par la houle. On peut citer comme exemple le Nil et le Rhône, influencés par la houle, leur conférant une morphologie en «lobe».

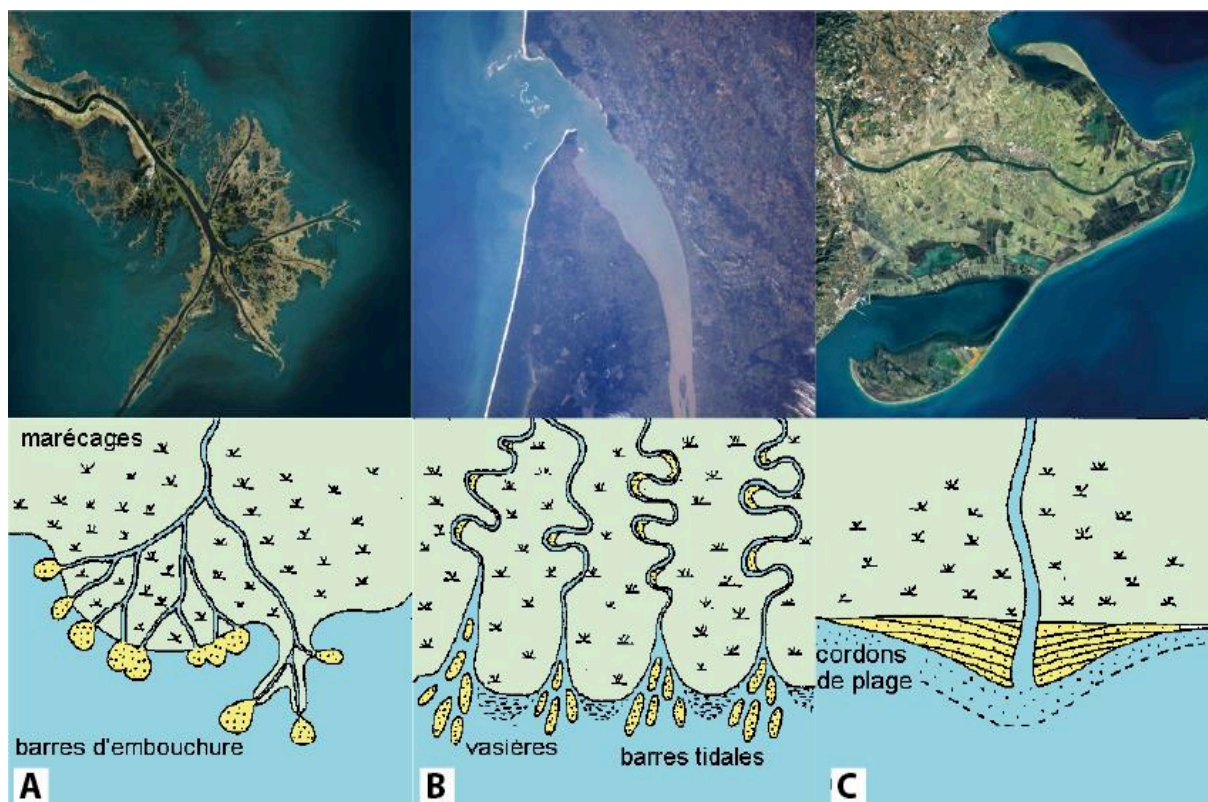


Figure 1-9 Morphologie et illustration des principaux types de delta. A) Dominé par les processus fluviaux. B) Dominé par les processus tidaux. C) Dominé par la houle (modifié d'après Reading, 1996)

Orton & Reading, (1993) ont établi une classification qui ajoute un quatrième paramètre à la classification de Galloway, (1975), qui inclut la granulométrie des sédiments déposés sur le front du delta. Cet ajout à la classification proposée par Galloway, (1975) se justifie par la mise en évidence de l'impact de la taille des grains charriés par le fleuve sur un front de delta. Un même régime de vagues aura un impact différent sur un delta de sable à grain fin ou sur un delta avec du gravier grossier. Il est donc logique de comparer des deltas ayant des tailles de grains similaires. La morphologie d'un delta est liée à la taille des grains qui le compose. Ainsi, cette classification met en évidence que les deltas qui sont dominés par des grains fins sont caractérisés par des chenaux plus rectilignes et des levées très développées. Les deltas dominés par des sédiments de granulométrie moyenne sont dominés par des chenaux qui se développent autour des barres d'embouchure, donnant une morphologie lobée aux rivages irréguliers. Les deltas dominés par des sédiments grossiers sont, quant à eux, caractérisés par des nombreux chenaux abandonnés, avec une forme lobée très régulière comportant de nombreux canaux et des rivages relativement lisses (Caldwell & Edmonds, 2014).

#### (1) Influence du transport à travers le bassin versant

Le bassin versant joue un rôle crucial dans la régulation de la quantité et de la nature des sédiments qui parviennent au delta. Des travaux pionniers menés par Galloway, (1975) et Orton & Reading, (1993) se sont penchés sur l'impact de la granulométrie sur la morphologie des deltas. En



conséquence, les deltas peuvent être classés en fonction de la granulométrie des sédiments, allant des mélanges de silts et d'argiles pour les plus fins aux graviers pour les plus gros (Figure I-10). La granulométrie de la charge sédimentaire qui atteint le système deltaïque a un double impact sur le développement de la plaine deltaïque et sur la morphologie des chenaux distributaires alimentant la frontière du delta (Figure I-10).

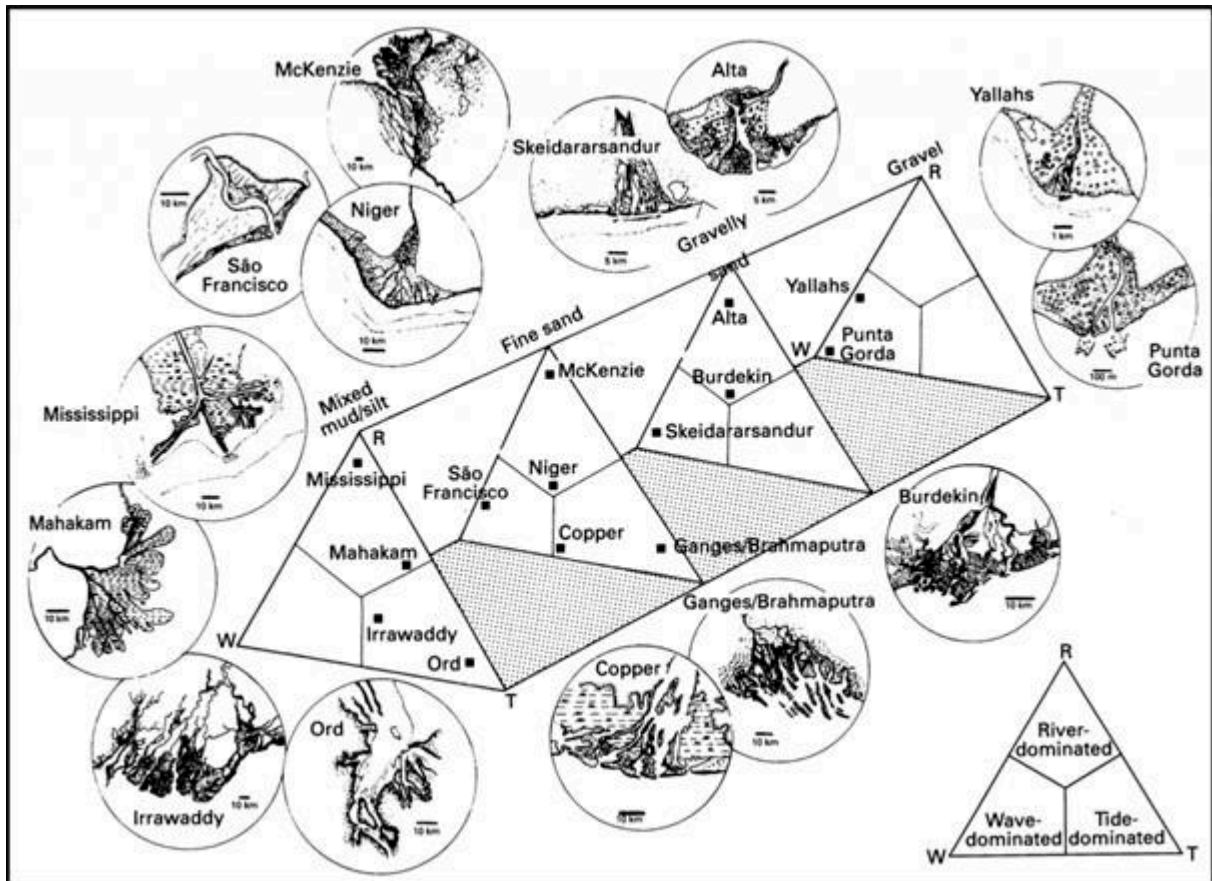


Figure I-10 Morphologies des deltas mondiaux en fonction de leur granulométrie et de l'influence fluviale, tidale ou de la houle (Orton & Reading, 1993)

Plus précisément, les sédiments fins sont principalement transportés en suspension, tandis que les sédiments grossiers se déplacent au fond du lit. À l'échelle mondiale, selon les estimations de Syvitski et al, (2003), environ 72 % du transport sédimentaire se fait en suspension. Cependant, dans certains cas, la part des sédiments transportés au fond peut atteindre jusqu'à 50 % du transport. Cette répartition dépend en partie de la taille du bassin de drainage, car plus la zone de drainage est étendue, plus la part des sédiments fins transportés en suspension est importante. De plus, le rapport largeur/profondeur du chenal varie en fonction du type de sédiment, étant plus élevé pour les sables, modéré pour les graviers, et faible pour les silts/argiles (Figure I-10).

En ce qui concerne la stabilité du chenal et la résistance des berges, il est important de noter que les sables ont un impact négatif, contrairement aux silts et aux argiles (Figure I-11).

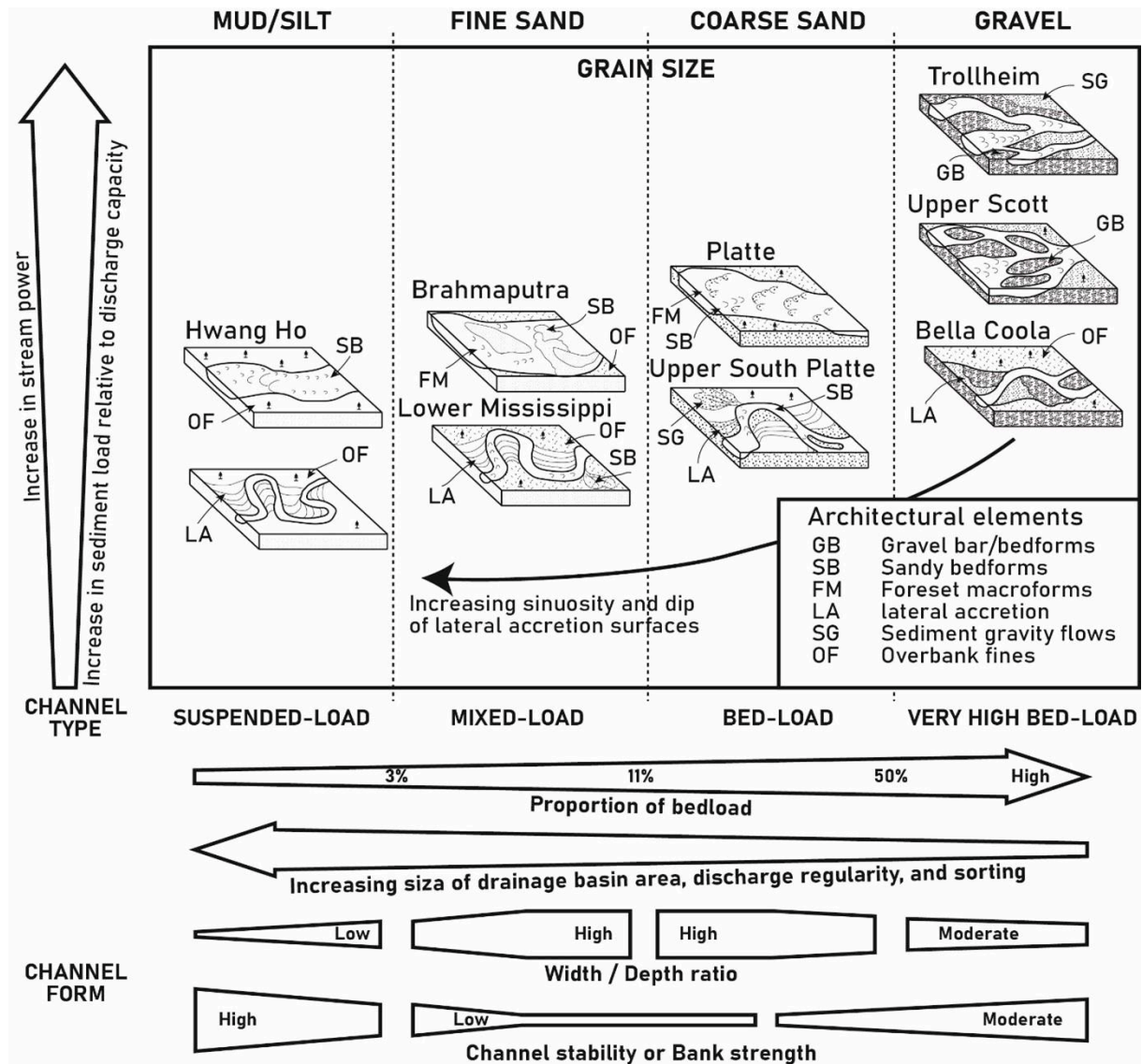


Figure I-11 Influence de la granulométrie transportés par le réseau fluvial (des argiles aux graviers) sur l'architecture de la plaine alluvial et la morphologie du ou des chenaux (d'après Orton & Reading, 1993)

## (2) Dynamique de la plaine deltaïque

À l'embouchure, lorsqu'ils atteignent la plaine deltaïque, les sédiments donnent lieu à de multiples interactions dans cette zone caractérisée par une topographie relativement plane. Cette région, propice à l'accumulation sédimentaire, présente une gradation granulométrique des dépôts. Les sédiments fins tels que les limons et les argiles se déposent lors des débordements du chenal dans la plaine alluviale. En revanche, les sédiments plus grossiers, comme les sables et les galets, ont tendance à se déposer au fond du chenal pour les plus gros et dans les lobes sédimentaires pour les autres. Grâce à cette accumulation de sédiments, la plaine deltaïque progresse en direction de la mer lors des phases d'expansion du delta.

La morphologie de la plaine deltaïque est influencée par divers paramètres (Figure I-11), qui ont un impact sur sa structure. Dans certains cas, une plaine deltaïque peut être caractérisée par un seul

chenal actif, comme le fleuve Hwang Ho (*Figure I-11*). Cependant, dans la plupart des situations, la plaine deltaïque présente une division du chenal principal, comme illustré dans le cas de Bella Coola (*Figure I-11*).

La dynamique fluviale au sein de la plaine deltaïque est influencée par de nombreux facteurs, notamment la pente, le débit d'eau et de sédiments, la régularité de ce débit, la granulométrie des sédiments, la profondeur du chenal, l'état des berges et la présence de végétation. Tous ces éléments interagissent pour façonner la structure et l'évolution de la plaine deltaïque.

### (3) Dynamique à l'embouchure des chenaux distributaires

L'embouchure d'une rivière constitue un point central où les eaux douces de la rivière interagissent avec les eaux marines. C'est à cet endroit que les apports des systèmes fluviaux se mélangent, ralentissent et déposent leurs sédiments. Le comportement de l'effluent et les dépôts qui en résultent sont le produit de l'interaction de plusieurs forces, notamment l'inertie de l'eau lors de son entrée dans le bassin, la diffusion turbulente associée, la friction entre l'effluent et le fond du bassin en aval du fleuve, et la flottabilité de la charge de l'effluent par rapport aux eaux du bassin (*Wright, 1977*).

Le rôle de chaque force est déterminé par divers facteurs, tels que la différence de densité entre les eaux fluviales et celles du bassin, les profondeurs d'eau à l'embouchure de la rivière et dans le bassin, ainsi que le débit et la vitesse du fleuve. Il est important de noter que les processus d'écoulement et la configuration de l'embouchure sont étroitement liés à la nature de la charge sédimentaire, car cette dernière influe sur la composition du prisme de dépôt (*Schumm, 1981*).

Lorsque les rivières se déversent dans des bassins marins, l'eau douce est légèrement moins dense que l'eau de mer, et une grande partie de l'eau douce a tendance à pénétrer dans le bassin sous forme d'un jet ou d'un panache soutenu par la flottabilité, ce que l'on appelle un "effluent hypopycnal." Cela entraîne la formation d'un panache flottant de sédiments fins en suspension qui s'éloigne du delta et se dépose progressivement dans sa partie distale (*Figure I-12A*).

Dans les systèmes alluviaux à gros grains, où le charriage des sédiments domine, les processus de dépôt à l'embouchure varient considérablement en fonction de la manière dont les sédiments sont apportés. Dans de tels cas, la densité de l'écoulement chargé de sédiments s'approche souvent de celle de l'eau réceptrice, ce qui génère un "écoulement homopycnal." Ce dernier implique un mélange rapide des eaux de la rivière et du bassin, et la décélération associée à l'expansion de l'écoulement fluvial conduit au dépôt des sédiments les plus gros près de l'embouchure du fleuve (*Figure I-12B*).

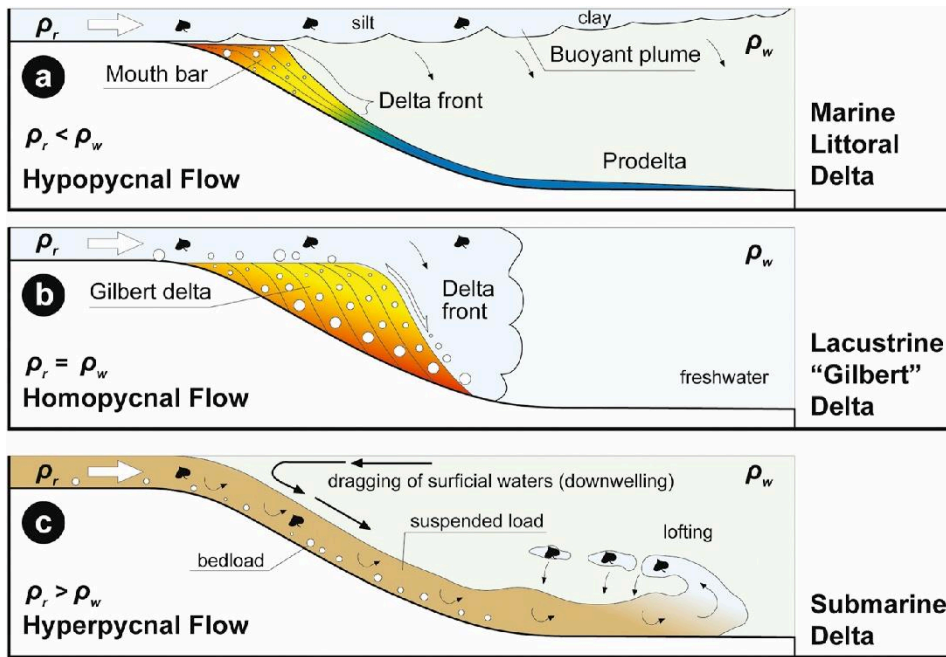


Figure I-12 Vues de profil des trois types de panache fluvial décrits par Bates (1953) (Zavala et al., 2021). Le comportement du panache ( $P_r$ ) dépend principalement du contraste de densité avec la masse d'eau réceptrice ( $P_w$ ).

Lorsque les rivières se jettent dans des lacs d'eau douce, les eaux de la rivière sont généralement plus denses que les eaux du lac, ce qui donne lieu à des "effluents hyperpycniaux." Ces écoulements hyperpycniaux plongent sur la pente abrupte du delta, déposant ainsi leur charge sédimentaire (Mulder & Syvitski, 1995) (Figure I-12C).

#### (4) Architecture des deltas dominés par les courants fluviaux

Les deltas soumis à l'influence prédominante des courants fluviaux présentent généralement des caractéristiques distinctives, notamment la présence de multiples chenaux qui ont tendance à se déplacer régulièrement. Ces mouvements favorisent la progradation de la plaine deltaïque, ce qui contribue à lui donner une forme triangulaire bien marquée, à l'image du delta du Mississippi (Figure I-9.A).

Les séquences sédimentaires observées dans ce type de delta (Figure I-13.A) suivent un schéma typique. À la base, on trouve des environnements prodeltaïques, principalement composés de sédiments fins tels que des silts et des argiles. Ces sédiments sont régulièrement perturbés par des dépôts de crues plus grossiers, comprenant des sables et des graviers.

Avec la progradation du delta, des environnements de barre d'embouchure se forment par-dessus les couches précédentes, généralement constitués de sables et de graviers. Ces dépôts sont souvent épais et contribuent à la croissance du delta.

Les derniers environnements observables se trouvent dans la plaine deltaïque elle-même. Ils sont caractérisés par des sédiments fins qui sont typiquement associés aux débordements des chenaux lors des crues, créant ainsi un environnement propice au dépôt de sédiments fins dans la partie la plus éloignée du delta.

(5) Architecture des deltas dominés par les courants de marée

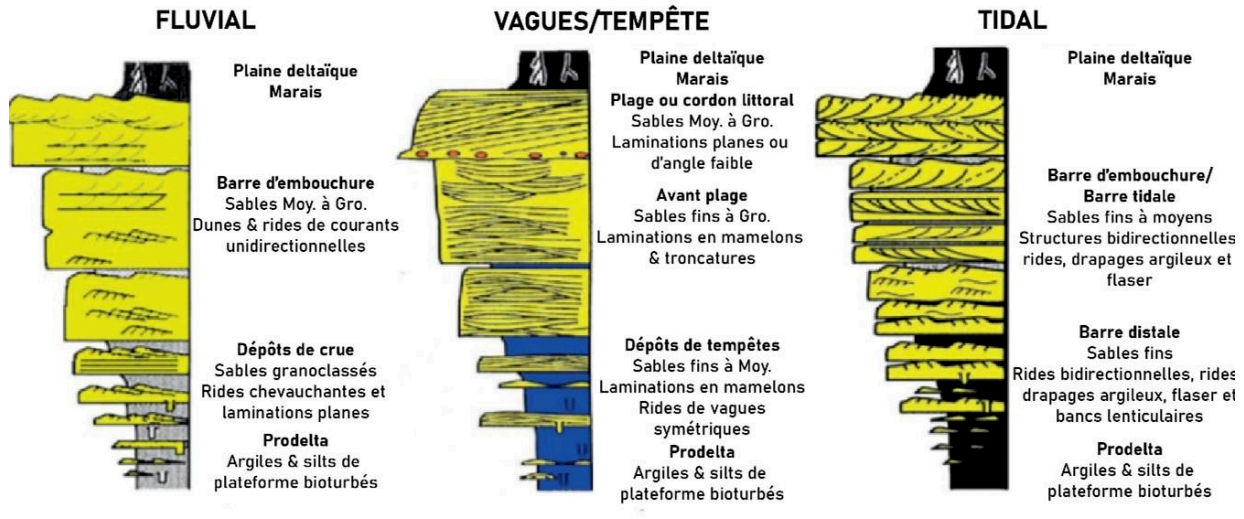


Figure I-13 Séquences de faciès des différents types de deltas (Rubineau, 2023 modifié d'après Allen, 1989). A : Delta dominé fluvial ; B : Delta dominé houle ; C : Delta dominé tidal

Les deltas dominés par les courants de marée se trouvent à la frontière entre les estuaires et les deltas, car ils se caractérisent par une avancée de la mer ou de l'océan dans les terres (Figure I-9.B). Ce qui les différencie des estuaires, c'est que la partie terminale de cette avancée d'eaux salées est comblée par des dépôts sédimentaires d'origine terrestre. De plus, de nombreuses barres tidales, sous forme de bancs sableux, sont présentes dans l'axe du chenal.

Les séquences sédimentaires typiques observées dans ce type de delta (Figure I-13.C) suivent un schéma particulier. À la base, on retrouve des environnements prodeltaïques composés de sédiments fins tels que des silts et des argiles, qui sont régulièrement perturbés par des dépôts plus grossiers, principalement des sables associés à des tempêtes.

Bien que la progradation deltaïque soit moins marquée que dans les deltas dominés par les courants fluviaux, elle est également présente dans ce cas. Cette progradation permet le dépôt de sédiments d'avant-plage, de plage ou de cordons littoraux. Ces environnements se caractérisent par la présence de sédiments grossiers, principalement des sables, et ils peuvent constituer une part significative des dépôts deltaïques.

Enfin, les environnements visibles en dernier lieu se trouvent dans la plaine deltaïque elle-même, où l'on retrouve des sédiments fins typiques des débordements des chenaux lors de crues.

## (6) Architecture des deltas dominés par la houle

Les deltas dominés par la houle se caractérisent par une forme triangulaire, bien que leur progradation soit moins prononcée que celle des deltas dominés par les courants fluviaux (*Figure I-9.C*). Cette forme particulière est le résultat de la répartition des sédiments sur les côtés de l'embouchure, sous l'influence des vagues.

Les séquences sédimentaires typiques que l'on observe dans ce type de delta (*Figure I-13.B*) suivent un schéma bien défini. À la base, on retrouve des environnements prodeltaïques composés de sédiments fins tels que des silts et des argiles, qui sont régulièrement perturbés par des dépôts plus grossiers, principalement des sables associés à des barres distales. Ces dépôts de sables se développent à mesure que la plaine deltaïque progresse.

Au-dessus de ces dépôts, on trouve des barres d'embouchure si elles sont situées dans l'axe du chenal fluvial, constituées de sables transportés par ce dernier, ou des barres tidales si elles se trouvent sur les côtés du chenal. Ces dernières sont formées par le transport des sédiments sous l'action des vagues.

Enfin, les environnements visibles en dernier lieu se situent dans la plaine deltaïque elle-même, où l'on trouve des sédiments fins caractéristiques des débordements des chenaux lors des crues.

*En conclusion, l'architecture et la morphologie des deltas sont le résultat de multiples facteurs complexes. Chaque delta est unique et dépend de deux facteurs de contrôle principaux : le domaine continental, influencé par les caractéristiques du bassin versant et le flux hydrosédimentaire du fleuve, et le domaine marin, qui subit l'influence des variations eustatiques, des courants, des marées et des vagues. Ces facteurs déterminent la géomorphologie de surface, la lithologie, les processus et les réponses aux forces externes des deltas. Pour mieux comprendre cette variabilité, les deltas sont classés en fonction du processus dominant qui contrôle la dispersion des sédiments. On distingue ainsi trois grandes familles de deltas : les deltas dominés par les rivières, les vagues et les marées, avec des exemples présentant des caractéristiques intermédiaires. De plus, les deltas peuvent être mixtes, composés de parties distinctes contrôlées différemment par des processus fluviaux, houlomoteurs ou marémoteurs.*

## 4. Evolution temporelle des systèmes littoraux

Les travaux de [Dalrymple et al., \(1992\)](#) et de [Boyd et al., \(1992\)](#) ont souligné l'importance de prendre en compte l'évolution temporelle lors de l'étude des systèmes côtiers. Les changements dans les environnements côtiers sont étroitement liés aux fluctuations du niveau de la mer, qui s'étendent sur des échelles temporelles de plusieurs milliers d'années.

### a) Les systèmes estuariens

Les estuaires et les vallées encaissées jouent un rôle économique de première importance dans le secteur de l'exploration et de la production d'hydrocarbures. Ces environnements se forment grâce à un processus de création d'espace de dépôt, principalement par l'érosion fluviale, suivi du remplissage de cet espace par divers autres processus, incluant les dépôts fluviaux, estuariens et marins.

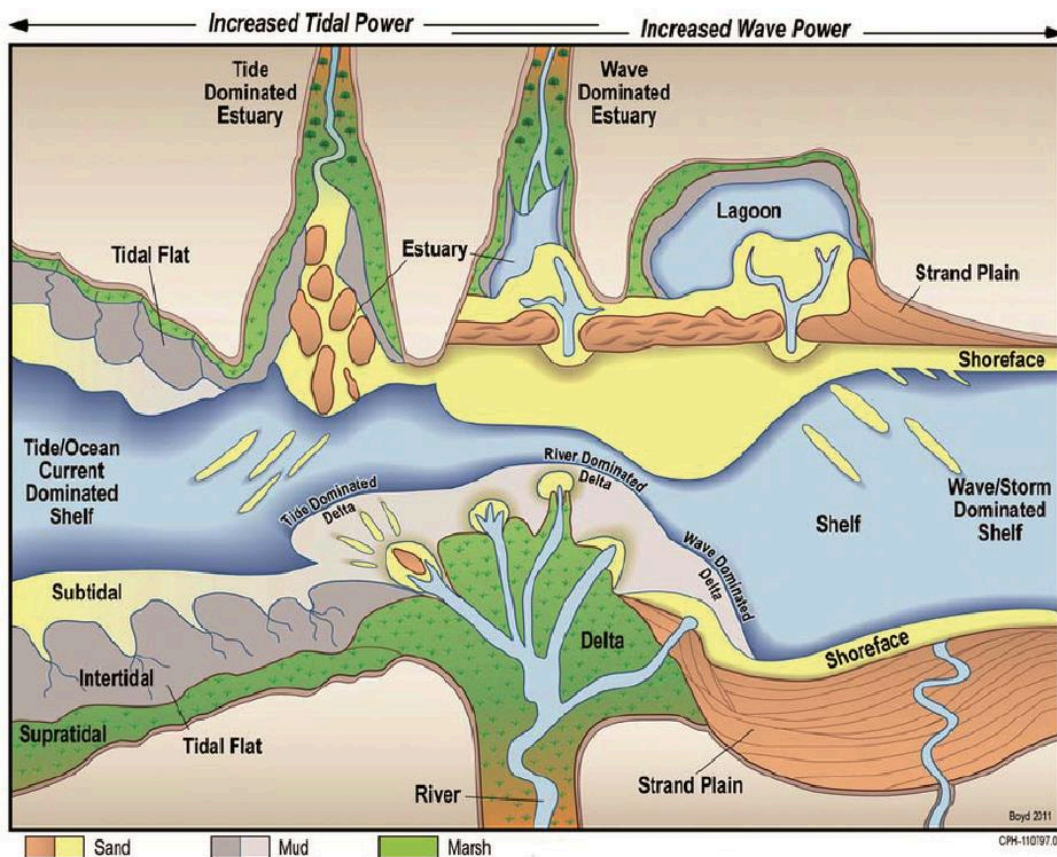


Figure I-14 L'influence des vagues et des marées sur les environnements sédimentaires côtiers (d'après Boyd et al., 1992)

Les estuaires peuvent être classés en deux catégories principales en fonction de la prédominance des processus de vagues ou de marées. Les modèles de faciès estuariens décrivent généralement un empilement rétrogradant de faciès qui reflète l'interaction complexe des processus marins et fluviaux (Figure I-14).

### b) Les vallées incisées

Les vallées se forment lorsque la capacité de transport d'une rivière dépasse la quantité de sédiments qu'elle apporte. Un système de vallée encaissée se caractérise par une dépression topographique allongée, résultant de l'érosion due à des processus fluviaux, et marquée par un changement abrupt des faciès de dépôt à sa base. Le remplissage de cette vallée débute généralement

lors de la montée du niveau de base suivante, et il peut contenir des dépôts provenant des cycles de montée du niveau de la mer subséquents.

Dans la plupart des cas décrits par (Dalrymple, 2006), les premières étapes du remplissage ont eu lieu pendant la période de bas niveau de base (LST), mais la majeure partie du remplissage s'est produite au fur et à mesure de la montée du niveau de base, associée aux systèmes transgressifs (TST). Dans certaines situations, ces dépôts sont recouverts par une succession progradante attribuée à la phase de haut niveau de base (HST) qui suit.

L'architecture du remplissage d'une vallée dépend de plusieurs facteurs, notamment la position de la zone d'étude par rapport à la trajectoire de la ligne de rivage pendant le remplissage de la vallée, l'interaction entre l'accommodation et l'approvisionnement sédimentaire fluvial, le taux de transgression de la ligne de rivage, et d'autres variables externes telles que le taux de changement eustatique du niveau de la mer, le taux de subsidence ou d'élévation, la taille du bassin versant et le climat.

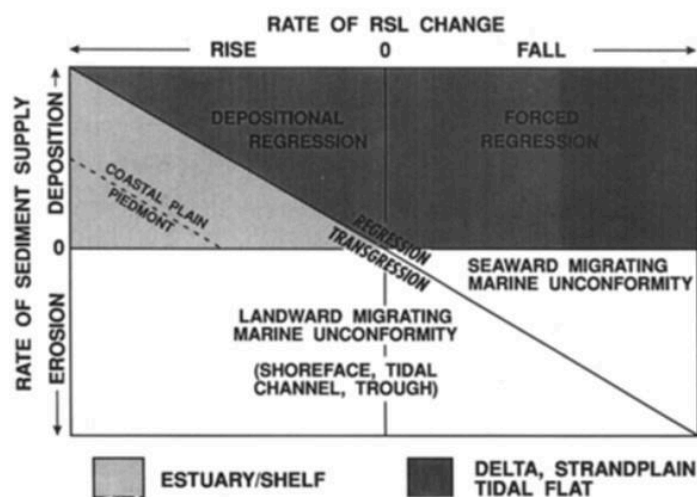


Figure I-15 Relation entre la variation du niveau marin et les apports sédimentaires et leur impact sur la formation d'environnements sédimentaires (Boyd et al., 1992)

Dans certains cas, on observe des situations de "sur-remplissage" (overfilled) où les dépôts fluviaux sont particulièrement épais au sein de la vallée encaissée en raison de taux élevés d'approvisionnement sédimentaire fluvial et/ou de taux lents de transgression (Figure I-15).

De plus, certaines vallées peuvent contenir des dépôts deltaïques progradants, en particulier pendant la période de haut niveau de la mer. La nature des remplissages de vallées peut varier considérablement en fonction du rapport entre l'approvisionnement sédimentaire fluvial et la création d'accommodation, et dans certaines situations, le transport de sédiments par des processus marins peut



l'emporter sur celui des rivières. Par conséquent, la complexité des remplissages de vallées est le résultat de l'interaction de nombreux facteurs géologiques et environnementaux.

*En résumé, les estuaires sont des environnements économiquement essentiels, influencés par les processus de vagues ou de marées. Ils présentent une complexité dans la composition des faciès due à l'interaction entre les processus marins et fluviaux. Les vallées encaissées se forment lorsque les rivières transportent plus de sédiments qu'elles n'en apportent, créant une dépression topographique allongée par l'érosion fluviale. Le remplissage de ces vallées commence généralement lors de la montée du niveau de la mer suivante, avec une architecture qui dépend de divers facteurs, dont la position par rapport à la ligne de rivage, l'interaction entre l'accommodation et l'approvisionnement sédimentaire, et les variations du niveau de la mer. Ces processus complexes sont cruciaux pour la gestion des systèmes côtiers et de leurs ressources.*

## C. Systèmes deltaïques microtidaux méditerranéens à l'Holocène

### 1. Caractéristiques des systèmes microtidaux méditerranéens

Comme précédemment mentionnée, l'architecture sédimentaire d'un delta est propre à chaque cas et dépend de l'évolution des processus hydrosédimentaires en interaction. (Bhattacharya & Giosan, 2003) présentent des séquences sédimentaires typiques en fonction de l'influence du delta (*Figure I-13*).

Dans le premier cas, qui concerne les deltas à influence fluviale, l'enregistrement sédimentaire présente des environnements de dépôts très discontinus, en raison des avulsions fréquentes des chenaux qui érodent les dépôts sous-jacents. Dans ce scénario, il n'y a généralement pas de faciès sableux tels que le front de delta, la shoreface ou la plage. Au lieu de cela, on observe des dépôts grossiers de barres d'embouchure, qui sont particulièrement développées dans ce type de delta, comme c'est le cas du delta du Mississippi (*Figure I-9 C*).

D'autres types de deltas enregistrent progressivement des dépôts provenant d'environnements marins, tels que l'offshore, le prodelta, la shoreface et le delta front, qui se rapprochent progressivement des environnements continentaux, y compris la plage. Par exemple, le delta du Rhône, dominé par les vagues en conditions microtidales, montre une mise en place progressive de la barre d'embouchure, suivie d'incisions de chenaux (*Figure I-13 C*).

En conditions microtidales, les vagues jouent un rôle prédominant dans le contrôle de l'hydrodynamisme et du transport sédimentaire le long de la côte. De plus, l'absence de marées a un impact significatif sur l'ensemble de la Mer Méditerranée, où le marnage est généralement inférieur à 2

mètres. Les vagues se forment au large des côtes grâce à l'interaction entre les vents et la surface de l'eau. Elles sont caractérisées par leur hauteur, leur longueur d'onde et leur direction. Contrairement à une idée reçue, les vagues ne correspondent pas à un déplacement latéral des masses d'eau de surface, mais à un déplacement d'énergie. Plus la distance entre la zone de création des vagues et la côte est grande, plus les vagues auront une hauteur importante. Cependant, le vent n'est pas le seul facteur qui influe sur les vagues et leurs caractéristiques.

À mesure que les vagues se rapprochent des côtes et que la profondeur diminue, le fond des vagues se rapproche des fonds marins. Cela entraîne un frottement qui a pour conséquence la réduction de la célérité des ondulations et l'augmentation de la hauteur des vagues. Il existe six interactions principales entre les vagues et les fonds marins, à savoir la réfraction, la diffraction, la réflexion, la dispersion, le shoaling et le déferlement (*Figure I-16*).

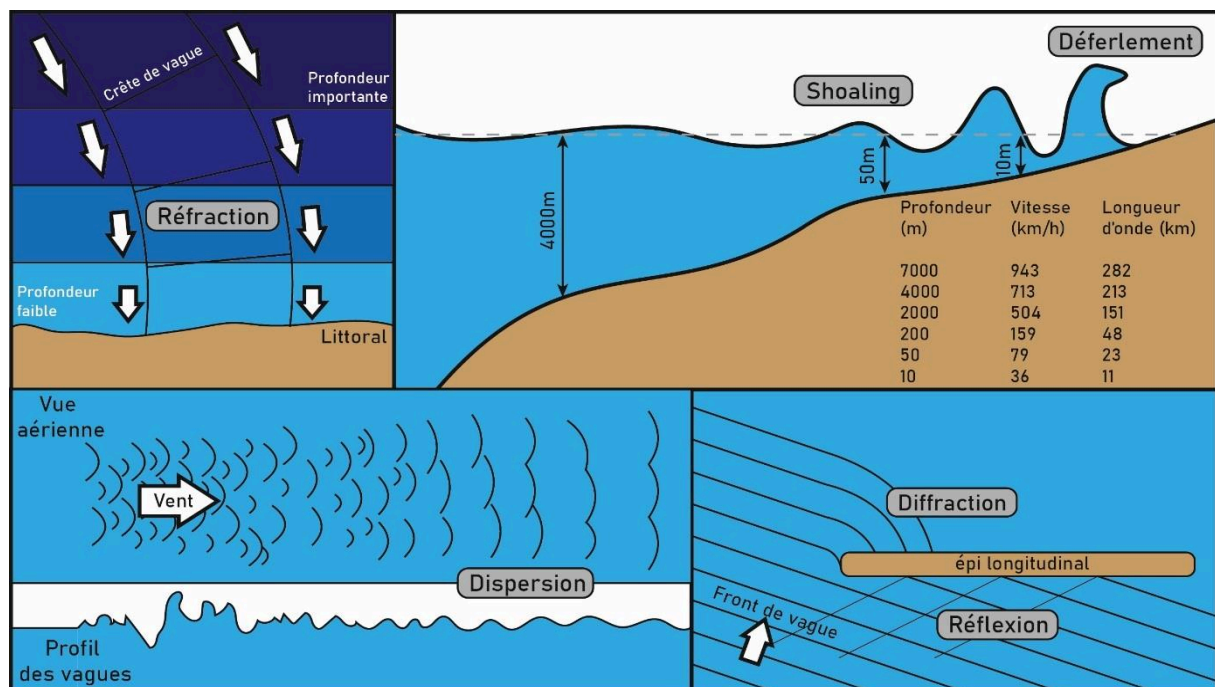


Figure I-16 Présentation des six interactions majeures entre les vagues et les fonds marins, la réfraction, le shoaling, le déferlement, la dispersion, la diffraction et la réflexion (d'après CETMEF, 1985)

Le déferlement des vagues est l'un des principaux moteurs du transport sédimentaire le long des côtes. Lorsque les vagues atteignent le littoral, leur énergie se dissipe en contribuant au développement du courant de dérive le long de la côte, connu sous le nom de "longshore drift," ainsi qu'à la création de l'"undertow," qui est un courant qui se déplace vers le fond. Les caractéristiques des fonds marins jouent également un rôle crucial dans la direction des vagues, car elles sont influencées par la plus grande pente sous-marine jusqu'au trait de côte.

L'impact des vagues sur le littoral est notable dans plusieurs zones. Les lobes sédimentaires des deltas constituent des zones de convergence où le transport sédimentaire est plus important, en particulier au front du delta, en raison du déferlement des vagues (Wright, 1977). Lorsque les vagues arrivent obliquement sur la barre d'embouchure, elles peuvent provoquer une asymétrie de l'embouchure (Bhattacharya & Giosan, 2003). Les mouvements des particules d'eau dans cette zone peuvent entraîner la remise en suspension de sédiments fraîchement déposés. Lorsque le courant fluvial est significatif, les vagues ralentissent, réduisant leur influence sur le transport sédimentaire, un phénomène appelé "Wave blocking" (Chawla & Kirby, 2002). Dans les deux cas, le transport peut se faire par charriage sur le fond pour les sédiments les plus gros, ou par suspension dans la colonne d'eau pour les sédiments plus fins. La capacité de transport et le type de sédiments transportés varient en fonction des zones.

La barre d'embouchure est une zone de charriage importante, située devant l'embouchure du fleuve. L'énergie y est élevée, ce qui empêche les sédiments fins de se déposer. La profondeur à laquelle cette barre se forme influence directement la remontée d'eau salée dans le fleuve (Ibanez et al., 1997).

Le front de delta est également une zone très active, où se produisent la plupart des dépôts sédimentaires. Situé juste après la barre d'embouchure, l'influence fluviale diminue considérablement, ce qui réduit la capacité de transport et favorise le dépôt sédimentaire.

Le prodelta se trouve en aval du front de delta. Les sédiments présents sont plus fins, généralement des limons et des argiles (Masselink, 1992). Il n'y a généralement pas de charriage sur les fonds marins, sauf pendant les tempêtes, car l'énergie des vagues par temps calme n'est pas suffisante pour déplacer des sédiments grossiers. Les déplacements des sédiments au fond sont généralement dus à des mouvements gravitaires, tels que des slumps (Maillet et al., 2006).

En outre, des structures locales peuvent se former dans des conditions particulières. Les flèches sableuses sont le résultat de la dérive littorale et se forment lorsque des vagues obliques par rapport à la côte déplacent une quantité suffisante de sédiments. Leur formation dépend directement de la quantité de sédiments disponibles et de l'activité hydrodynamique. Les barres d'avant-côte sont de grands bancs de sable, souvent accolés à la barre d'embouchure, qui permettent la diffusion latérale des sédiments.

*En conclusion, l'architecture sédimentaire des deltas est influencée par une multitude de facteurs, notamment l'influence du delta, les types de dépôts, les processus hydrosédimentaires, et les caractéristiques des fonds marins. Différents types de deltas, tels que les deltas à influence fluviale et ceux influencés par les vagues, montrent des enregistrements sédimentaires variés. L'interaction entre les vagues et les fonds marins joue un rôle majeur dans le transport*

*sédimentaire le long des côtes, avec des phénomènes tels que la réfraction, la diffraction, la réflexion, la dispersion, le shoaling et le déferlement. Ce dernier est particulièrement important, contribuant au courant de dérive le long de la côte et à la formation de l' "undertow." Les caractéristiques des différentes zones des deltas, comme la barre d'embouchure, le front de delta, et le prodelta, influencent la nature et la capacité de transport des sédiments. De plus, des structures locales telles que les flèches sableuses et les barres d'avant-côte peuvent se former sous certaines conditions. En somme, la dynamique complexe des deltas et des processus côtiers est essentielle à comprendre pour la gestion et la préservation de ces environnements cruciaux.*

## 2. Circulation marine dans le golfe du Lion

La plateforme continentale du delta du Golfe du Lion s'étend en Méditerranée occidentale. L'action des vagues, des tempêtes, des courants de surface ou profond impactent le déplacement des masses d'eaux et des sédiments sur différentes échelles spatiales (de quelques mètres à plusieurs centaines de kilomètres) et temporelles (de la seconde à plusieurs années).

### *a) Circulation générale en Méditerranée occidentale*

La mer Méditerranée est naturellement en déficit hydrique, ce qui signifie que les apports d'eau douce par les fleuves ne compensent pas l'évaporation. Cela entraîne une augmentation de la salinité de l'eau méditerranéenne. Cependant, la connexion au niveau du détroit de Gibraltar avec l'océan Atlantique permet de compenser en partie ce déficit hydrique (La Violette & Arnone, 1988). Les apports d'eau atlantique, qui ont une densité différente de celle des eaux méditerranéennes, induisent le déplacement de masses d'eau à différentes profondeurs.

Le courant liguro-provençal est le principal courant de la Méditerranée occidentale (Millot, 1990). Il se dirige vers le sud-ouest et atteint une vitesse de 50 cm/s à la surface, diminuant à quelques cm/s en profondeur (Monaco et al., 1990). L'intensité de ce courant varie au fil des saisons, il est plus large, plus lent et moins profond en automne par rapport à l'hiver (Petrenko, 2003). Ce courant agit comme une barrière de densité, empêchant le mélange des eaux en créant une distinction entre les eaux peu salées du nord de la Méditerranée (notamment le golfe du Lion) et les eaux atlantiques plus riches en sel (Durrieu de Madron et al., 1999). Lorsque des vents forts soufflent en direction du Nord, des incursions d'eau atlantique peuvent être enregistrées (Millot & Wald, 1981 ; Estournel et al., 2003).

Lors d'épisodes venteux importants, tels que le mistral et la tramontane, les masses d'eau de surface sont déplacées. Pour compenser ce déficit hydrique, des mouvements verticaux, tels que les upwellings (remontées d'eaux profondes vers la surface) et les downwellings (plongées de masses d'eau de surface vers les profondeurs), se produisent dans le golfe du Lion. Ces mouvements peuvent

entraîner des plongées de masses d'eau denses et remobiliser ou déplacer des sédiments superficiels (Palanques et al., 2006). Ces événements peuvent avoir un impact significatif sur la dynamique des sédiments et des fonds marins de la région.

### b) Le vent

Les vents jouent un rôle essentiel dans la formation de la houle et dans la création des courants de surface. De plus, ils sont responsables du transport éolien des sédiments émergés et non indurés. Cependant, dans le cas du delta du Rhône, ce processus est négligeable dans le cadre de cette étude.

Dans le golfe du Lion, les vents dominants sont ceux d'axe nord-nord-ouest à ouest-sud-ouest, qui représentent 54% du temps, et ceux d'axe est à sud-est, qui représentent 27% du temps (Figure I-17). Ces données sur les vents sont importantes pour comprendre la dynamique côtière de la région, en particulier en ce qui concerne la formation de la houle et les courants de surface.

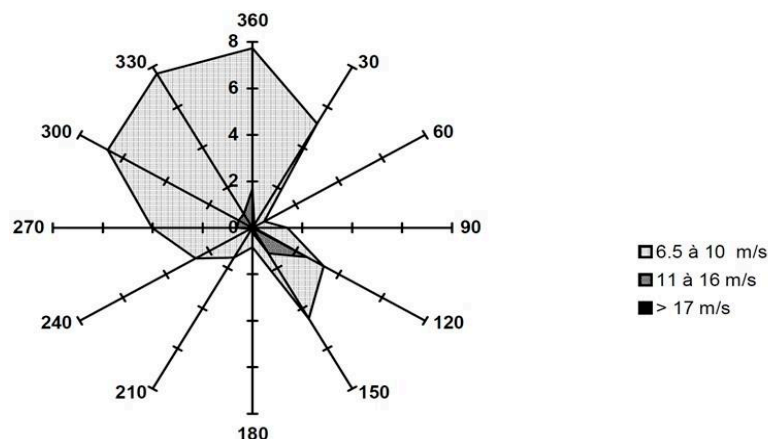


Figure I-17 Répartition des vents dans le golfe du Lion, direction & vitesse (Sabatier, 2006)

### c) La houle

La houle est un phénomène généré par les vents, se caractérisant par un déplacement d'énergie qui peut créer des courants et des déferlements. En zone côtière de faible profondeur, la houle joue un rôle essentiel dans l'érosion et la remobilisation des sédiments, car l'énergie de la houle entre en contact avec les sédiments superficiels déposés sur le fond.

La houle est définie par sa hauteur et sa longueur d'onde. Dans le golfe du Lion, la houle est généralement de faible amplitude, sauf en cas de vents forts et de tempêtes. Sa direction et son intensité peuvent varier au fil du temps. Il existe une distribution saisonnière de la houle, avec généralement une agitation plus faible en été par rapport aux autres saisons.

Les travaux de Vernier (1972) montrent une forte corrélation entre les directions du vent et la houle. Les vents influencent la formation de la houle, ce qui explique cette relation entre les deux phénomènes (*Figure I-17, Tableau I-1*). Cette compréhension de la relation entre la direction du vent et la houle est essentielle pour évaluer l'impact de la houle sur la dynamique côtière dans la région du golfe du Lion.

Vents de NNW à WSW	Houles d'WSW à SSW	Vents d'E à SE	Houles de SE à SSE
54.1% du temps	50.5% du temps	26.8% du temps	26.6% du temps

*Tableau I-1 Relation entre vent et houle dans le golfe du Lion (Vernier, 1972)*

*En résumé, la mer Méditerranée connaît un déficit hydrique naturel dû à une évaporation plus importante que les apports d'eau douce par les fleuves. Cependant, la connexion avec l'océan Atlantique via le détroit de Gibraltar compense partiellement ce déficit en introduisant des masses d'eau atlantique à différentes profondeurs. Le courant liguro-provençal, principal courant de la Méditerranée occidentale, agit comme une barrière de densité entre les eaux méditerranéennes moins salées et les eaux atlantiques plus salées. Les vents dominants dans le golfe du Lion influencent la formation de la houle et les courants de surface, tandis que la houle, générée par les vents, joue un rôle essentiel dans l'érosion et la remobilisation des sédiments côtiers. Lors d'épisodes venteux majeurs, des mouvements verticaux, tels que les upwellings et les downwellings, se produisent, affectant la dynamique des sédiments et des fonds marins. La relation entre la direction du vent et la houle est cruciale pour comprendre l'impact de la houle sur la dynamique côtière dans la région du golfe du Lion.*

### 3. Caractéristiques des deltas méditerranéens à l'Holocène

Les deltas sont des formations géomorphologiques présentes sur l'ensemble du pourtour méditerranéen. Cependant, les conditions climatiques arides de l'Afrique du Nord sont généralement défavorables à leur développement. En conséquence, parmi les 38 deltas méditerranéens, seuls 2 sont situés sur le continent africain (*Figure I-18*). Les trois deltas les plus importants en termes de superficie sont le delta du Nil avec 12 500 km<sup>2</sup>, le delta du Po avec 13 400 km<sup>2</sup>, et le delta du Rhône avec 1 700 km<sup>2</sup>. Bien que les deux premiers ne fassent pas l'objet de l'étude actuelle, leur grande superficie les rend dignes d'intérêt et nous proposons de les aborder dans les sections suivantes.

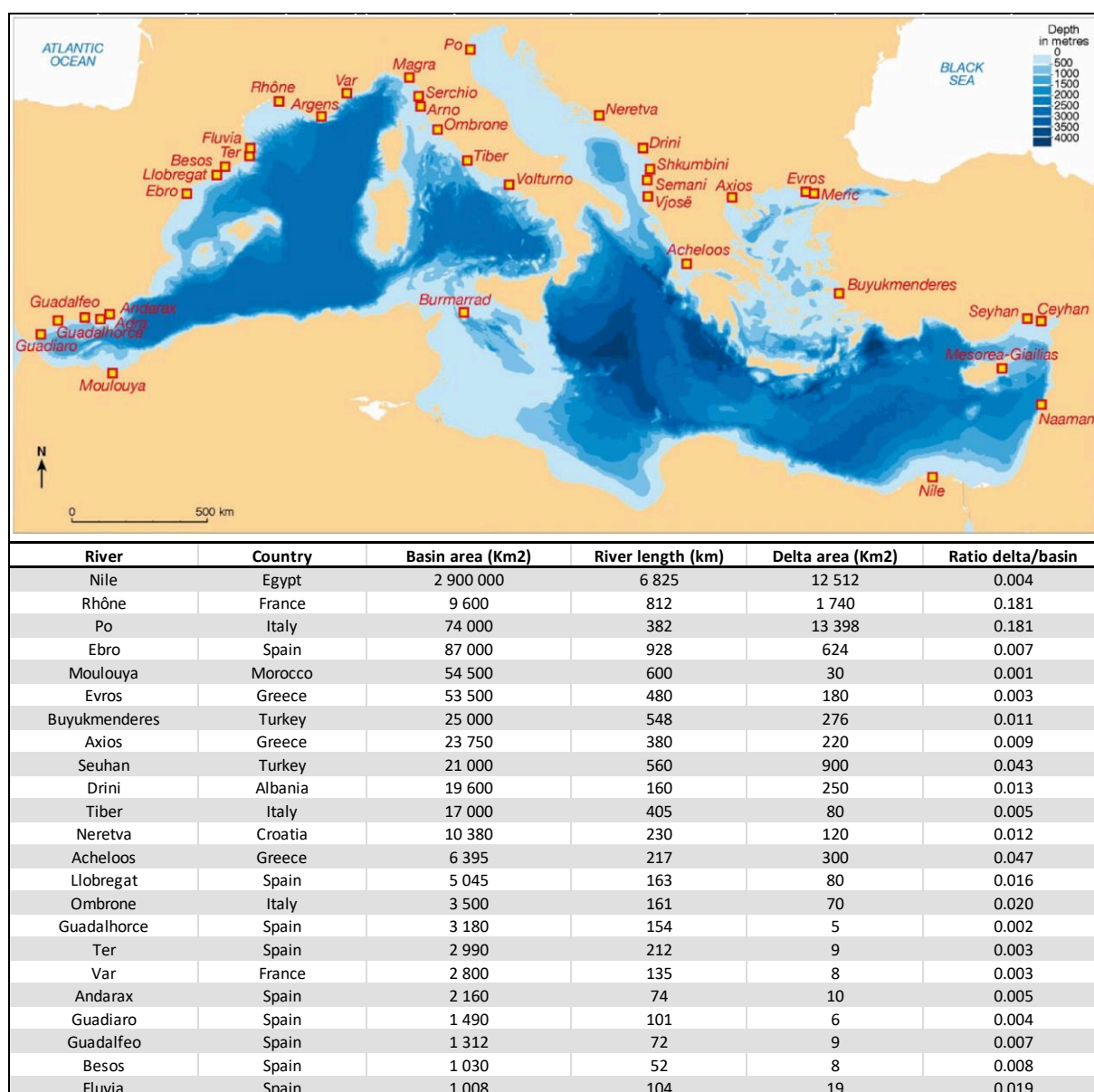


Figure I-18 Répartition des deltas sur le contour méditerranéen, et caractéristiques physiques des principaux deltas (Région, taille du bassin versant, longueur de fleuve, surface deltaïque et ratio bassin/delta) (d'après Anthony et al., 2014)

### a) Le delta du Nil

Le Nil, le deuxième plus long fleuve au monde, s'étend sur une distance d'environ 6 825 km et draine un vaste bassin versant de 2 900 000 km<sup>2</sup>, le classant ainsi derrière l'Amazone en termes de longueur (6 900 km) et au troisième rang mondial en ce qui concerne la taille de son bassin versant, après l'Amazone (6 100 000 km<sup>2</sup>) et le Congo (3 700 000 km<sup>2</sup>). Le Nil prend sa source au Rwanda et se jette dans la mer Méditerranée, au nord du Caire en Égypte.

Actuellement, la superficie du delta du Nil s'étend sur 12 500 km<sup>2</sup>. L'édification de cette plaine s'est produite au cours de l'Holocène. Cependant, au cours du dernier maximum glaciaire (daté à 20 000 cal. BP), le trait de côte était situé 50 km plus au nord. C'est à cette période que le delta du Nil a

connu une première phase transgressive, attribuée à la montée rapide du niveau de la mer après le Maximum du Dernier Glaciaire. Cela s'est manifesté par des dépôts côtiers et estuariens qui progressivement ont recouvert la surface du Pléistocène supérieur (Stanley & Warne, 1993). Le réchauffement climatique entamé au début de l'Holocène a entraîné une rapide remontée du niveau de la mer à l'échelle mondiale (Bard et al., 2010).

À partir de 7 500 cal. BP, le delta du Nil a commencé à prograder, en raison du ralentissement de la montée du niveau de la mer (Stanley & Warne, 1993), pendant le début de l'âge néolithique (Marriner et al., 2012). Vers 6 500 cal. BP, on estime que le niveau de la mer se situait à 9 mètres en dessous du niveau actuel. Un climat plus humide a alors permis le transport et le dépôt de vastes quantités de sable dans la plaine deltaïque. Le taux maximal de progradation a été atteint à 4 000 cal. BP (Stanley & Warne, 1993), pendant la période de transition entre la Période Humide Africaine (AHP) et l'aridification généralisée du système du Nil. Néanmoins, des zones humides ont perduré dans le nord de la plaine deltaïque (Butzer, 1976).

Au cours des deux derniers millénaires, la morphologie actuelle du delta s'est développée. Les chenaux distributaires ont permis le transport de quantités importantes de sédiments en période de crues. Cependant, au XX<sup>ème</sup> siècle, la construction de deux barrages sur le Nil a altéré le cycle naturel de ce fleuve, entraînant une forte réduction de la quantité de sédiments transportés. Cela a provoqué une érosion du delta et des intrusions d'eau salée dans les terres (Stanley, 1990).

Dans la région de la Méditerranée orientale, la période de réchauffement qui a suivi le LGM est caractérisée par la AHP, suivie d'une période aride qui a commencé au début de l'âge du Bronze et perdure jusqu'à nos jours. Cette période est ponctuée par de courtes périodes d'aridité extrême (Zhao et al., 2020).

### *b) Le delta du Po*

Le fleuve Po, s'étendant sur 380 km de long et drainant un bassin versant de 74 000 km<sup>2</sup>, prend sa source dans les Alpes italiennes pour finalement se jeter dans la mer Adriatique à l'est de l'Italie. Notamment, son delta occupe une superficie de 13 300 km<sup>2</sup>, ce qui en fait le plus vaste delta de toute la région méditerranéenne.

Les systèmes deltaïques de l'ouest de la Méditerranée, tels que les deltas de l'Èbre, du Pô et du Rhône, présentent tous une tendance similaire de sédimentation côtière transgressive. Cette tendance s'observe au cours de la période d'humidité et de réchauffement, culminant avec une inondation maximale des anciennes vallées fluviales, correspondant à la Surface de Maximum d'Inondation de l'Holocène, survenue il y a environ 7 000 cal. BP.



Au début de l'Holocène, le niveau de la mer se situait 42 mètres en dessous de son niveau actuel (Cattaneo & Steel, 2003). Entre 9 200 et 7 700 cal. BP, ce système a régressé en réponse à une remontée rapide du niveau de la mer, entraînant un dépôt limité de sédiments sableux (Amorosi et al., 2017). La Surface d'Inondation Maximale (MFS) a été enregistrée aux environs de 7 000 cal. BP (Amorosi et al., 2005). À partir de cette période, le delta a commencé à progresser, et la plaine deltaïque a pu se développer grâce à la décélération de la remontée du niveau de la mer.

Toutefois, une phase de dégradation s'est amorcée, couplée à une diminution significative du transport sédimentaire depuis la fin du Petit Âge Glaciaire. Cela s'est traduit par l'érosion de la zone côtière et une migration progressive vers les terres (Maselli & Trincardi, 2013).

*En résumé, les deltas méditerranéens sont des formations géomorphologiques essentielles, bien que rares en Afrique du Nord en raison des conditions climatiques arides. Parmi les plus grands deltas de la région, le delta du Nil, situé en Égypte, se distingue par sa superficie de 12 500 km<sup>2</sup>. Son histoire géologique remonte à l'Holocène, avec des phases transgressives et progradantes liées aux variations du niveau de la mer et aux influences climatiques. De même, le delta du Po en Italie, le plus vaste delta méditerranéen avec 13 300 km<sup>2</sup>, a connu des évolutions similaires au cours de l'Holocène, caractérisées par des phases d'inondation maximale et de progradation deltaïque. Cependant, des facteurs tels que la remontée du niveau de la mer et les perturbations anthropiques, telles que la construction de barrages, ont influencé la morphologie et la dynamique de ces deltas. Ces deltas méditerranéens illustrent l'interaction complexe entre les processus géologiques, climatiques et anthropiques qui ont façonné ces formations géomorphologiques au fil du temps.*



## II. Le système hydrosédimentaire du Rhône

<b>Le bassin versant du Rhône.....</b>	<b>73</b>
Le sous-bassin du Rhône alpestre.....	74
Le sous-bassin du Rhône amont.....	75
Le sous-bassin de la Saône.....	77
Le sous-bassin du Rhône moyen.....	77
Le sous-bassin de l'Isère.....	77
Le sous-bassin de la Durance.....	78
Le sous-bassin des Cévennes.....	78
Le sous-bassin du Rhône aval.....	79
<b>L'installation de l'Homme dans le bassin rhodanien.....</b>	<b>81</b>
Evolution démographique et impacts sur les écosystèmes dans le bassin rhodanien au cours de l'Holocène.....	81
Les aménagements progressifs du Rhône.....	83
Aménagements au dernier millénaire.....	84
Aménagements des berges.....	84
Essor économique du Rhône.....	86
Barrages et centrales hydroélectriques.....	86
Impacts des aménagements.....	88
<b>Evolution sédimentaire du delta du Rhône.....</b>	<b>89</b>
L'évolution du delta au Quaternaire.....	90
Delta du Rhône au LGM (28 000 – 15 000 cal. BP).....	90
Transgression post-LGM (15000-7000 cal. BP).....	91
Progradation du delta (7000 Cal. BP – présent).....	93
Impact anthropique sur l'évolution récente du delta du Rhône.....	95
Morphologie actuelle du delta.....	95
La plaine deltaïque du Rhône.....	95
Végétation et anthropisation de la plaine deltaïque.....	96
L'embouchure du Rhône.....	97
Le front de delta du Rhône.....	97
Le prodelta du Rhône.....	98

Depuis leurs sources dans les Alpes Suisses jusqu'au delta, les eaux et les sédiments du Rhône sont rejoints par de nombreux affluents. Le Rhône et ses affluents traversent des territoires qui possèdent leurs propres conditions climatiques et anthropiques. Le relief, le régime hydrologique, l'occupation des sols (naturels ou anthropiques), et les aménagements sont les paramètres abordés dans ce chapitre.

## A. Le bassin versant du Rhône

Le bassin versant du Rhône est divisé en 8 sous-bassins (*Figure II-1*) : le Rhône alpestre, le Rhône amont, la Saône, le Rhône moyen, l'Isère, la Durance, les Cévennes et le Rhône aval. Ces sous-bassins ont leur propres caractéristiques hydrosédimentaires, qui sont détaillées dans les sous-sections suivantes.

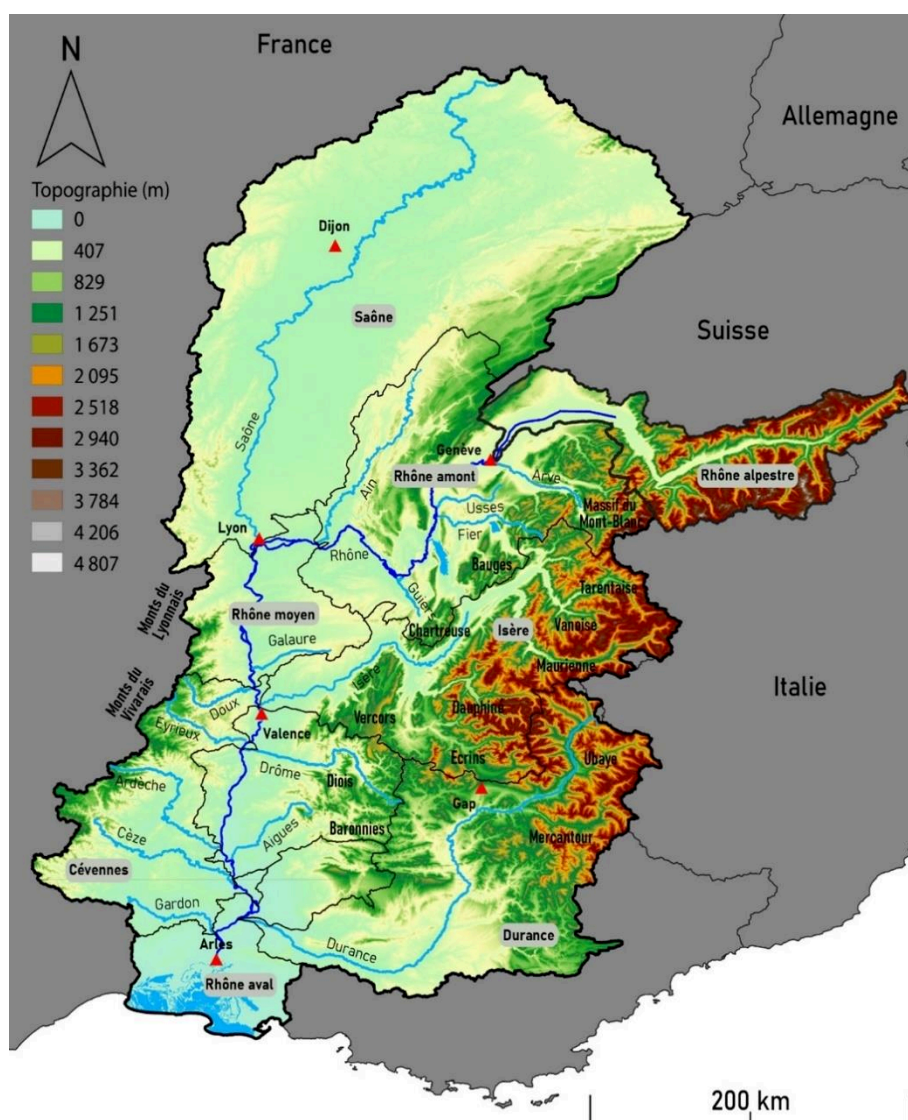


Figure II-1 Carte topographique du bassin versant du Rhône avec ses principaux massifs, affluents, villes et la division des sous-bassins.

Le bassin versant du Rhône s'étend sur 97 500 km<sup>2</sup> dont 90 000 km<sup>2</sup> en France, et 7 500 km<sup>2</sup> en Suisse. Le fleuve a quant à lui une longueur de 810 km, ce qui le classe en second à l'échelle du territoire après la Loire. Il est le plus puissant fleuve d'Europe avec un module (débit hydrologique moyen annuel) de 1 700 m<sup>3</sup>/s à Beaucaire. Ce débit élevé s'explique par l'importance des affluents du Rhône qui traversent plusieurs massifs (les Alpes, le Massif central et le Jura). Parmi tous les affluents, l'Ain, la Saône, l'Isère et la Durance sont les quatre principaux et drainent 60% du bassin versant. La contribution sédimentaire des affluents n'est pas toujours corrélée à la surface qu'ils couvrent, (cet aspect est discuté dans les sous-sections II.A.1 à II.A.8, les données de flux utilisées sont issues des données de l'Etude Globale du Rhône (SOGREAH-EGR, 2000 ; *Tableau II-1*)). Les données utilisées correspondent aux flux sédimentaires des différents affluents du Rhône avant les phases d'aménagements, c'est-à-dire avant endiguements.

## 1. Le sous-bassin du Rhône alpestre

Le Rhône prend sa source dans les Alpes suisses, dans le massif du Saint-Gothard, précisément au glacier de la Furka à 1 753 m d'altitude. Ce massif est une composante majeure de l'hydrologie européenne car il est également la source du Aar & Reuss (affluent du Rhin), de l'Inn (affluent du Danube) et du Tessin (affluent du Pô).

Le Rhône, initialement un torrent proche de sa source, évolue en rivière de montagne avant de se jeter dans le lac Léman. Bien que le Rhône ne soit pas encore rejoint par des affluents majeurs, il est responsable de 90% des apports sédimentaires dans le lac (Loizeau et al., 2012). A l'embouchure du Rhône dans le lac Léman, les apports sédimentaires représentent 1.7 à 1.8 Mt/an (Vernet et al., 1983 ; Loizeau et al., 2012), à l'exutoire le flux sédimentaires n'est plus que de 0.03 Mt/an (Vernet et al., 1983).

La faible valeur de ce flux s'explique par le fait que le lac Léman fonctionne comme un bassin de décantation qui piège une grande partie des sédiments charriés par la rivière.

De plus, le lac Léman permet de réguler le débit du Rhône lors des étiages en été et de contrôler les crues qui se produisent en amont du lac. Ces crues sont associées à un régime nivoglacière (*Figure II-2*), ce qui implique des périodes de basses eaux en hiver et de hautes eaux en été. L'altitude importante des cours d'eaux qui se jettent dans le lac leur confère un régime parfois exclusivement glaciaire, ce qui provoque des crues qui ne sont pas liées à de fortes pluies mais à la fonte des glaces rapide lors des mois d'été.

Le sous-bassin du Rhône alpestre est ainsi limité en amont par la source du Rhône, il comprend le lac Léman, et est limité en aval par l'exutoire du Rhône situé au niveau de la ville de Genève (*Figure II-1; Tableau II-1*). Le bassin versant du Rhône alpestre ne sera pas pris en compte

dans la suite de cette étude du fait de la quantité négligeable de sédiment quittant le lac Léman, qui ne représente que 0,5% sur 5,9 Mt de sédiments (Poulier et al., 2018) qui arrivent en mer. A la sortie de ce premier sous-bassin, le Rhône rejoint le sous-bassin du Rhône amont.

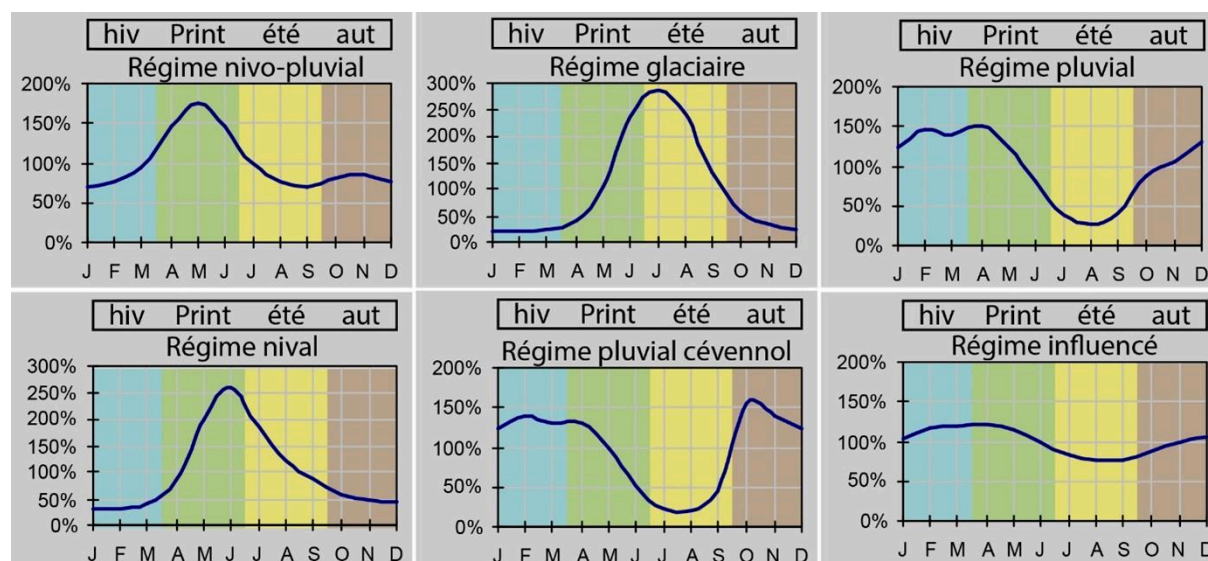


Figure II-2 Les répartitions annuelles des pluies en fonction des saisons. Ces régimes forment 6 types différentes répartis sur l'ensemble du bassin versant.

## 2. Le sous-bassin du Rhône amont

A la sortie du lac Léman, les reliefs des Préalpes contrôlent la trajectoire du fleuve vers le Sud-Ouest, et délimite les départements de l'Ain à l'Ouest et de la Haute-Savoie à l'Est. Environ 60 km après la sortie du lac Léman, le Rhône est connecté au Lac du Bourget par l'intermédiaire d'un canal. Ce lac joue un rôle de rétention des eaux en cas de fortes crues. A l'exutoire du lac du Bourget, le relief des Préalpes de nature calcaire le contraint à s'écouler vers l'Ouest en restant à la même latitude jusqu'à Lyon où le Massif central force le Rhône à se diriger vers le sud.

Entre le lac Léman et Lyon, qui délimite le sous-bassin du Rhône amont (Figure II-1; Tableau II-1), le Rhône est rejoint par plusieurs cours d'eau. L'Ain qui est le principal affluent du Rhône amont, prend sa source en Franche-Comté et draine la partie occidentale du Jura méridional. Sa position géographique septentrionale lui confère un régime pluviométrique pluvial (Figure II-2), influencé par des pluies océaniques importantes entre novembre et avril.

Des affluents secondaires sont présents dans cette partie du bassin, comme l'Arve (Figure II-3) qui provient du massif du Mont Blanc, la Valserine et le Sérans du Jura, les Usses, le Fier et le Guiers des Préalpes. Parmi ces affluents, le Fier et l'Arve sont les principales sources de la charge de fond détritifique. Les affluents alpins ont un régime nivo-glaciaire en amont et pluvial en aval. Les hautes eaux sont enregistrées entre mai et septembre (Figure II-3). Le risque de crues est cependant

présent tout au long de l'année sauf en février et mars lorsque les faibles températures ralentissent la fonte des glaciers. Les périodes pluvieuses les plus intenses sont enregistrées à la fin de l'automne et au printemps.

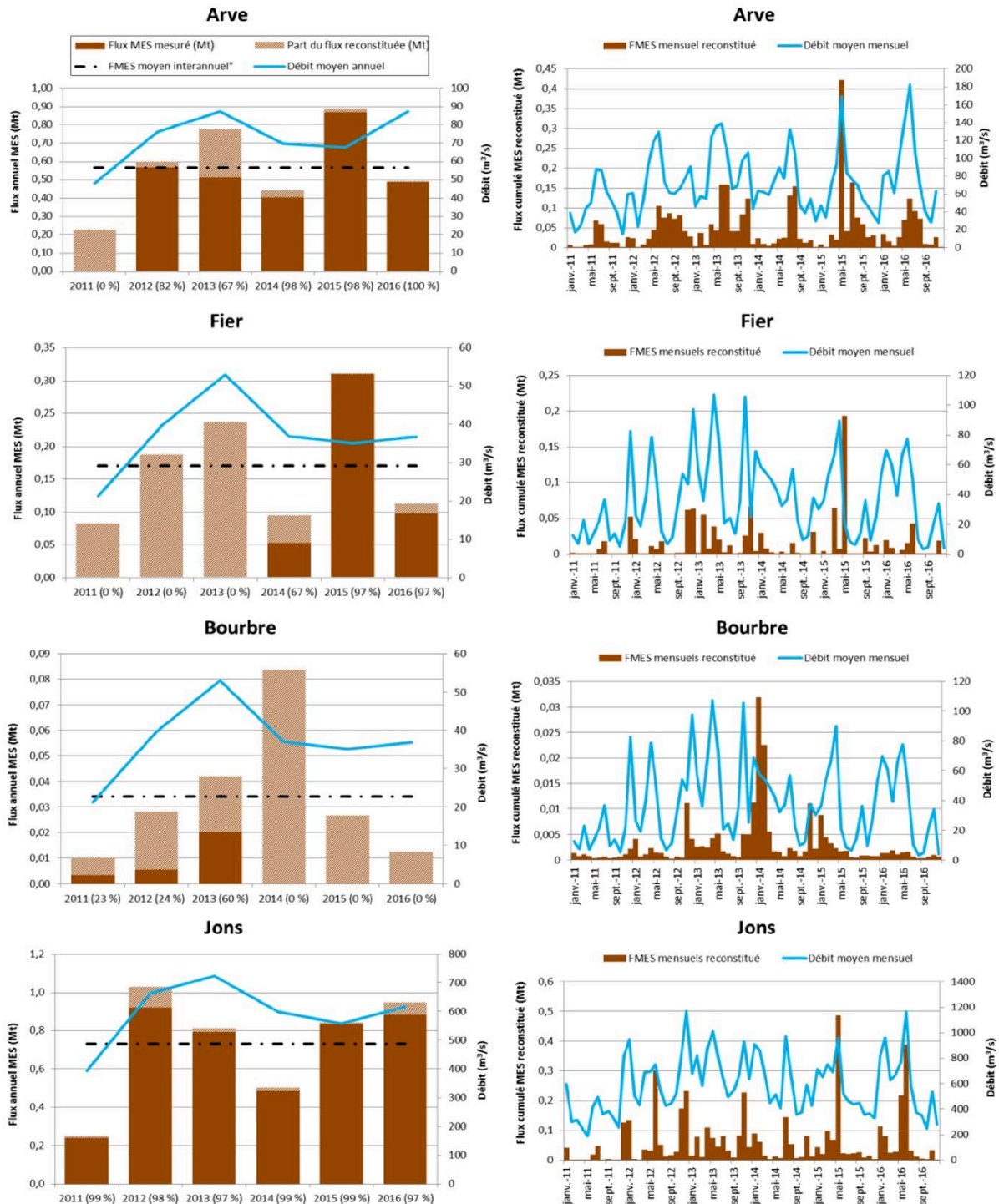


Figure II-3 Flux mensuels et annuels des MES sur le Haut-Rhône (Jons) et ses affluents (Arve, Fier, Bourbre) entre 2011 et 2016 (Poulier et al., 2020)

L'Arve et l'Ain permettent le transit annuel de 1.1 à 4.3 Mt de sédiments en suspension (Bravard, 1987) et de 200 000 m<sup>3</sup> de sédiments en charriage. Si l'on ajoute les Usses, le Fier et le

Guiers, ce flux augmente de 0.7 Mt de particules en suspension et de 100 000 m<sup>3</sup> en charriage. Les terrains drainés par les affluents sont composés essentiellement de roches calcaires, de molasses, de marnes, de schistes et de grès.

### 3. Le sous-bassin de la Saône

La Saône prend sa source en Lorraine dans le Sud-Ouest des Vosges et traverse les plateaux du Jura, l'Est du Massif central et la plaine bressane. Entre sa source et sa confluence avec le Rhône à Lyon, la Saône s'étend sur 480 km de long, ce qui en fait la plus grande rivière française et draine presque 1/3 du bassin versant total du Rhône, et cela justifie qu'elle forme un sous-bassin à elle seule (*Figure II-1; Tableau II-1*).

Les terrains drainés par la Saône et son affluent principal, le Doubs, ne présentent pas de reliefs importants, hormis le Jura et l'Est du Massif central. De plus, la pente et le débit de la Saône sont assez faibles. Ces paramètres font que la Saône transporte uniquement des particules fines en suspension, hors période de crues.

A l'instar de l'Ain cité précédemment, la position septentrionale de la Saône lui confère un régime pluviométrique pluvial, mais également avec une faible rétention nivale (*Figure II-2*), c'est-à-dire que les crues se produisent principalement de novembre à avril, mais également avec des pics pluvieux entre janvier et mars.

### 4. Le sous-bassin du Rhône moyen

A l'aval de la confluence avec la Saône, le Rhône suit un tracé rectiligne vers le Sud, encastré entre le Massif central et les Cévennes à l'Ouest et les Préalpes calcaires occidentales à l'Est jusqu'à l'apex du delta du Rhône (*Figure II-1; Tableau II-1*). Ce sous-bassin possède de nombreux affluents qui lui apportent la majeure partie de sa charge sédimentaire.

Les affluents préalpins tels que la Drôme, l'Aigues et l'Ouvèze, pour citer les plus importants, drainent des massifs dépassant tous les 1 500 mètres, d'altitude que sont le Vercors, le Diois, le Baronnies et le Ventoux. Le relief et la faible couverture végétale favorisent l'apparition de certains épisodes de crues pouvant être très violents. Hors période de crues, l'apport des affluents est assez faible, cependant la topographie évoquée génère un apport de sédiments en suspension et de fond jusqu'au Rhône. Ces faibles apports sédimentaires se retrouvent dans les rivières du Massif central notamment dans le Vivarais.

### 5. Le sous-bassin de l'Isère

L'Isère est une rivière de montagne qui prend sa source dans les Alpes à 2900 m d'altitude, et draine des hauts reliefs alpins, des Préalpes et du sillon alpin. La confluence de l'Isère dans le Rhône



se fait en amont de Valence en deux endroits, au niveau du canal de dérivation et au niveau du barrage de l'Isère, ce qui délimite de sous-bassin (*Figure II-1; Tableau II-1*).

L'Isère a un régime nivo-pluvial avec des pluies océaniques dans le Nord du sous-bassin et méditerranéennes dans le Sud, ce qui confère à ce sous-bassin un fort potentiel de crues. Les crues d'origine méditerranéenne ont un impact important car lorsqu'elles arrivent dans le Rhône, ce dernier a un débit déjà élevé.

L'Isère et ses affluents, dont le Drac qui draine le Sud de ce sous-bassin et rejoint l'Isère à l'aval de Grenoble, apportent annuellement au Rhône jusqu'à 4 Mt de sédiment en suspension et 50 000 à 100 000 m<sup>3</sup> de sédiment par charriage. L'Isère est donc une des principales sources d'apport sédimentaire transitant par le Rhône, ceci s'explique notamment par les forts reliefs traversés par la rivière dans les Alpes passant de 2 900 m à sa source à 110 m à sa confluence.

## 6. Le sous-bassin de la Durance

La Durance, autre principale source de sédiment alimentant le delta, est située au Sud de l'Isère (*Figure II-1; Tableau II-1*). Elle prend sa source dans les Hautes-Alpes méridionales et draine les Alpes du Sud. Le Verdon, son principal affluent draine le Sud de ce sous-bassin.

Sa position au Sud lui confère un climat méditerranéen avec des crues violentes lors de la remontée des températures dû à la faible rétention nivale aux sommets. De plus, la forte proportion de sols imperméables (i.e. Marnes noires du Jurassique), le faible couvert végétal et le relief important de la partie amont de ce sous-bassin sont des facteurs facilitant le ruissellement et la formation de ces crues lors d'épisode pluviométrique important. Ces événements pluvieux importants sont généralement dus à des vents provenant du Sud-Ouest originaires d'Afrique du Nord (*Boudevillain et al., 2009*). Ces paramètres permettent à la Durance de faire transiter annuellement entre 3.4 et 6.6 Mt de sédiment en suspension et 200 000 à 300 000 m<sup>3</sup> de sédiment par charriage ce qui fait de la Durance la principale source de sédiment grossier arrivant dans le Rhône.

## 7. Le sous-bassin des Cévennes

Le massif des Cévennes, situé à l'Ouest du Rhône, regroupe plusieurs cours d'eau qui affluent à différents endroits dans le Rhône entre Valence et Avignon (*Figure II-1; Tableau II-1*). Les plus importants sont l'Eyrieux, l'Ardèche, la Cèze et le Gard, qui peuvent avoir une torrencialité très importante lors d'épisode de crues. Ce phénomène s'explique par le relief qui empêche la remontée vers le Nord des masses d'air chaudes et humides d'origines méditerranéennes. Cela provoque des crues soudaines et extrêmes qui se produisent généralement à l'automne. Elles ont généralement pour origine des pluies apportées par des vents du Sud et du Sud-Est (*Boudevillain et al., 2009*), des

conditions de NAO négative apportant une humidité sur le contour méditerranéen accentuent également ce phénomène. De plus, une partie importante du sous-bassin est composée de sols imperméables ce qui amplifie le ruissellement, et la puissance des crues.

Ces crues intenses compliquent l'estimation du transport annuel de ces affluents cévenols. Cependant, l'Ardèche transporte annuellement 0.1 à 0.2 Mt de sédiment en suspension et 15 000 à 40 000 m<sup>3</sup> par charriage. L'ajout des autres affluents augmente la valeur de charriage de 30 000 m<sup>3</sup>. Les volumes restent inférieurs à ceux charriés par l'Isère et la Durance.

## 8. Le sous-bassin du Rhône aval

Le sous-bassin du Rhône aval comprend le delta du Rhône au Sud et une partie au Nord remontant jusqu'à l'Est d'Avignon (*Figure II-1; Tableau II-1*). Le principal affluent dans le Rhône aval est l'Ouvèze qui rejoint le Rhône à Avignon. Le relief peu important de cette zone induit un risque faible de crues importantes. Les crues enregistrées à l'aval du système ont donc pour origine les sous-bassins précédemment cités. Le delta du Rhône, composante majeure de ce sous-bassin, sera présenté en détail par la suite dans ce chapitre.

*Le bassin versant transporte des sédiments jusqu'au delta du Rhône depuis de nombreuses régions de l'Est de la France. Le Rhône, bien que second plus long fleuve de France, possède le débit le plus élevé d'Europe notamment grâce à ses nombreux affluents qui drainent un secteur pouvant être divisé en 8 sous-bassins. Le lac Léman joue un rôle crucial en agissant comme un bassin de décantation pour les sédiments charriés par le Rhône alpestre, en plus de réguler les débits du fleuve. Les sous-bassins de l'Isère et de la Durance sont les principales sources de sédiments du Rhône grâce à leur climat méditerranéen et aux forts reliefs alpins. A l'ouest du Rhône, le sous-bassin cévenol apporte un caractère imprévisible aux apports sédiments par des crues intenses mais soudaines et brèves. Les paramètres géomorphologiques évoqués dans ce chapitre apportent la base pour comprendre comment l'Homme s'est développé dans le bassin rhodanien au cours de l'Holocène.*

<b>Rhône alpestre</b>	Longueur (km)	220	<b>Isère</b>	Longueur (km)	290
	Pente	0.89		Pente	0.08
	Surface (km <sup>2</sup> )	5500		Surface (km <sup>2</sup> )	11800
<b>Rhône amont</b>	Longueur (km)	210	<b>Durance</b>	Longueur (km)	305
	Pente	0.10		Pente	0.2
	Surface (km <sup>2</sup> )	12300		Surface (km <sup>2</sup> )	7500
<b>Saône</b>	Longueur (km)	480	<b>Cévennes</b>	Longueur (km)	N/A
	Pente	0.02		Pente	0.15
	Surface (km <sup>2</sup> )	29900		Surface (km <sup>2</sup> )	7500
<b>Rhône moyen</b>	Longueur (km)	270	<b>Rhône aval</b>	Longueur (km)	110
	Pente	0.05		Pente	0.04
	Surface (km <sup>2</sup> )	10300		Surface (km <sup>2</sup> )	5600
<b>Affluent</b>	<b>Sous-bassin</b>	<b>Charriage (m<sup>3</sup>/an)</b>	<b>Suspension (t/an)</b>	<b>Module (m<sup>3</sup>/s)</b>	<b>Pente (‰)</b>
L'Arve	Rhône amont	100 000 – 150 000	1 000 000 – 4 000 000	75	1.6
Les Ussets	Rhône amont	20 000	100 000	3	1.6
Le Fier	Rhône amont	60 000	500 000	41	0.3
Le Guiers	Rhône amont	10 000 – 20 000	100 000	16	2.4
L'Ain	Rhône amont	100 000	150 000 – 300 000	125	1.8
La Saône	Saône	0	1 500 000	450	0.2
La Galaure	Rhône moyen	10 000	?	2	0.9
Le Doux	Rhône moyen	8 000	20 000	5	1.4
L'Isère	Isère	50 000 – 100 000	4 000 000	338	0.8
L'Eyrieux	Cévennes	20 000	40 000	16	1.2
La Drôme	Cévennes	35 000 – 40 000	200 000	19	3.5
L'Ardèche	Cévennes	15 000 – 40 000	100 000 – 200 000	65	0.3
Le Lez	Rhône moyen	5 000 – 10 000	?	2	1.9
La Cèze	Rhône moyen	10 000	?	22	0.6
L'Aigue	Rhône moyen	2 000 – 5 000	100 000 – 200 000	6	1.5
L'Ouvèze	Rhône moyen	1 000	100 000 – 200 000	25	1
La Durance	Durance	200 000 – 300 000	3 400 000 – 6 600 000	180	2
Le Gard	Cévennes	10 000 – 60 000	?	33	0.24

*Tableau II-1 Tableaux récapitulatifs des caractéristiques des sous-bassins (Surface, longueur du réseau fluvial et pente) et des affluents (localisation, transport de matière par charriage & suspension, module et pente) (SOGREAH-EGR, 2000)*

## B. L'installation de l'Homme dans le bassin rhodanien

Au cours de l'Holocène, les activités humaines se sont progressivement développées, avec notamment le développement des activités agricoles et d'élevage, engendrant la mise en place d'un système économique dans le bassin rhodanien et sur le delta du Rhône. Cette anthropisation du bassin rhodanien a progressivement perturbé le fonctionnement naturel des écosystèmes par l'exploitation des sols et l'aménagement du réseau hydrographique. Ces activités ont donc impacté le système hydrosédimentaire d'amont en aval et par conséquent les flux de sédiments transitant par le Rhône et ses affluents arrivants dans le delta du Rhône. L'étude de l'évolution des bilans de flux a pour but de comprendre l'origine des variations sédimentaires visibles dans le delta du Rhône depuis le développement de l'anthropisation en amont.

### 1. Evolution démographique et impacts sur les écosystèmes dans le bassin rhodanien au cours de l'Holocène

Même si les premières traces d'activité humaine observées dans la vallée du Rhône datent de 350 000 cal. BP (Slimak et al., 2006), l'installation de l'Homme de manière durable dans la moyenne vallée du Rhône est identifiée à partir de 7 000 cal. BP grâce à l'identification des premiers villages (Guilaine & Manen, 2005) et au développement agropastoral (Berger et al., 2019). L'évolution du peuplement et de la pression anthropique sur les paysages se marque par une succession d'emprises et de déprises que les données quantitatives recueillies grâce à l'archéologie spatiale et aux cumuls de dates radiocarbone ont permis de retranscrire (Figure II-4). Autour de 6 500 cal. BP, les premières traces de déforestation sont identifiées dans les Préalpes (Beeching et al., 2000). Une augmentation de la densité de peuplement est enregistrée au Néolithique moyen chasséen à 6 300 cal. BP et à 5 800 cal. BP (Berger et al., 2019), toujours associé à une activité agropastorale des plaines jusqu'aux montagnes, avec la mise en place d'estives avec des grottes bergeries en altitude entre le Rhône et les Alpes du Sud (Beeching et al., 2000). En même temps que cette augmentation de la densité humaine à 5 800 cal. BP, de nouveau, des traces de déforestation sont identifiées sur les diagrammes polliniques de l'ensemble du Sud-Est de la France (Berger et al., 2019). Ensuite, entre 5 500 et 5 300 cal. BP un déclin démographique est enregistré dans la moyenne vallée du Rhône avec une diminution à la fois des sites d'occupation en plein air et couvert (Berger et al., 2019) contemporain d'une faible activité solaire et d'un Bond Event qui semble indiquer des températures plus froides (Bond et al., 2001 ; Wanner et al., 2008).

Ce déclin démographique est directement suivi en 5 300 cal. BP (Figure II-4) d'une re-augmentation abrupte de la densité de population en moyenne vallée du Rhône (Berger et al., 2019). Cette augmentation se poursuit jusqu'en 4 800 cal. BP et s'accompagne de la colonisation de nouveaux milieux tels que les garrigues calcaires et les régions montagneuses (Berger et al., 2019). Le

terme « point chaud » de peuplement est utilisé pour définir le large contour du golfe du Lion à cette période, impactant par conséquent fortement les écosystèmes, et l'occupation des sols notamment, avec une modification importante et simultanée du couvert végétal et une forte augmentation des feux (Carozza et al., 2005). Vers 4 200 cal. BP un changement de la dynamique culturelle, notamment par l'abandon des activités agropastorales et cynégétique dans les régions de moyennes et hautes altitudes (Berger et al., 2019) est enregistré, qui semble être contemporain d'une instabilité climatique dominée par un refroidissement et une aridification enregistrée lors du changement climatique centré sur 4 200 cal. BP (Arnaud et al., 2007 ; Magny et al., 2011). L'expansion humaine reprend à partir de 4 100 cal. BP (Berger et al., 2019) au Bronze ancien, un déplacement des populations vers les moyennes et hautes altitudes a lieu jusqu'à 3 300 cal. BP ainsi qu'une reprise des activités agropastorales et des exploitations de mines (Carozza et al., 2005), ce qui provoque un abandon partiel des environnements de basse altitude, associés à une forte reconquête forestière et une faible lisibilité du peuplement humain (Berger et al., 2007). De nouveau, entre 3 300 et 3 000 cal. BP (époque du Bronze final) une forte augmentation de la densité humaine est observée, associée à un impact sur la végétation dans la moyenne vallée du Rhône (Berger et al., 2007) mais aucun dans les régions plus au Sud où il faut attendre après 3 000 cal. BP. Entre 3 000 et 2 700 cal. BP des traces d'agriculture intense sont identifiées par l'étude des vestiges agricoles sur les sites depuis Lyon jusqu'à Narbonne (Bouby, 2010).

Entre 2150 et 1850 cal. BP un maximum de densité de population est atteint au cours du développement de la civilisation gallo-romaine (*Figure II-4*) avec une diffusion massive de l'habitat aggloméré (Archaeomedes, 1998) cette modification dans le système de peuplement peut être qualifiée de proto-urbanisation. De plus, cette période est caractérisée par le développement des axes de circulation fluviale, de l'exploitation agraire jusqu'en moyenne montagne, de la construction d'ouvrage hydrauliques et de la création d'un habitat agricole dispersé (Salvador & Berger, 2014). Cette période est ensuite suivie par une décroissance de la densité jusqu'au moyen âge classique (XI/XII<sup>ème</sup> siècle) siècle dont l'origine est encore controversée et discutée, pourrait être relié à une simple réorganisation des populations entre le VII<sup>ème</sup> et VIII<sup>ème</sup> siècle (Favory, 1994 ; Berger et al., 2019).

À partir du X<sup>ème</sup> siècle, une période de croissance est enregistrée par une augmentation du nombre de sites archéologiques. Cependant, elle a été hétérogène à l'échelle du bassin (Favory et al., 1999). Dans le Languedoc, l'analyse typologique des sites a révélé un remplacement des petites et moyennes occupations par des occupations plus grandes et potentiellement plus durables. Cette modification affirme la hiérarchie médiévale et les réseaux soutenus par une structure territoriale régulière (Berger et al., 2019). Pendant cette période, dans la moyenne vallée du Rhône, les indicateurs pastoraux locaux et l'indice anthropologique ont atteint leur niveau le plus élevé (Archaeomedes,

1998). Une réorganisation des établissements et une consolidation de l'exploitation agraire se fait autour de sites dispersés (Durand & Leveau, 2004). Cela était conforme à l'idée que la croissance agricole des VIII<sup>ème</sup> et IX<sup>ème</sup> siècles repose sur une augmentation démographique combinée à des épisodes intenses de défrichage. Cette déforestation se produit lors d'une crise climatique, le PAG, le bois est alors fortement utilisé pour le chauffage des demeures (Jandot, 2017).

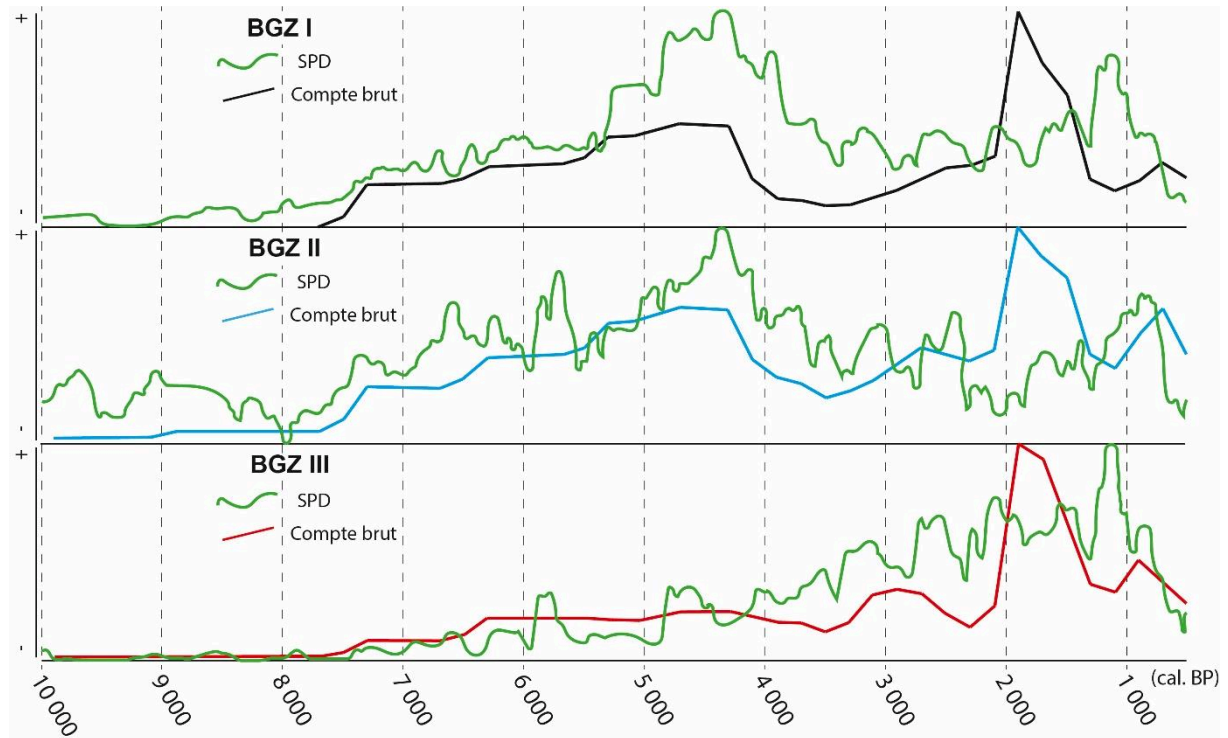


Figure II-4 Evolution de la densité de peuplement dans la moyenne vallée du Rhône et les régions méditerranéennes (Berger et al., 2019) en fonction du nombre de sites, de datations et probabilités de dates radiocarbone additionnées. Basses terres côtières et de l'arrière-pays méditerranéen (BGZ I), les hautes terres supra-méditerranéennes (BGZ II) et le MVR et le bas Dauphiné (BGZ III).

## 2. Les aménagements progressifs du Rhône

Un grand nombre d'aménagements ont été réalisés sur le Rhône depuis l'antiquité afin d'améliorer la navigation, l'accessibilité ou encore de réduire le risque de crue. Le Rhône a commencé à être utilisé par les Grecs durant l'Antiquité puis par les Romains de 2050 cal. BP à 1500 cal. BP pour des échanges commerciaux et pour faciliter la conquête de la Gaule. Depuis, le fleuve traverse de nombreuses villes bâties par les Romains, à forts potentiels économiques et touristiques. Cette forte anthropisation dans la vallée du Rhône est à l'origine d'une imperméabilisation progressive des berges (digues, ...) et de la plaine d'inondation (urbanisation, voies routières, ...).

### *a) Aménagements au dernier millénaire*

Les premières digues sont mises en place en Camargue au XII<sup>ème</sup> siècle, avec la mise en place de 300 km de digues pour protéger 165 000 hectares des inondations. En aval de Lyon, dans le Rhône amont, les premières digues sont mises en place au XV<sup>ème</sup> siècle par les communautés rurales, puis au XIX<sup>ème</sup> par les syndicats en collaboration avec les grands propriétaires (Bravard & Clemens, 2008).

Dès le XVIII<sup>ème</sup> siècle et pendant le XIX<sup>ème</sup> siècle également, le Rhône, qui était alors un système en tresses va subir un endiguement à cause de la pression urbaine.

Au XIX<sup>ème</sup> siècle, une modification morphologique du Rhône devient nécessaire pour répondre à la demande croissante de commerce et des industries. La voie fluviale est modelée pour être rectiligne entre Lyon et la mer afin de mieux concurrencer les chemins de fer. De plus, des recherches sont faites pour pallier la période d'étiage et les faibles profondeurs impactant le transit des bateaux. Pour la partie du Haut-Rhône, en amont de Lyon, de nombreuses tentatives de rectifications ont eu lieu au XIX<sup>ème</sup> siècle et se sont arrêtées au XX<sup>ème</sup> siècle car cette partie du fleuve est trop dynamique et instable pour que les ouvrages perdurent efficacement (Bravard, 1987).

### *b) Aménagements des berges*

Les aménagements le long des berges du Rhône ont joué un rôle majeur sur le fleuve à plusieurs égards. Tout d'abord, aménager les berges permet de mieux exploiter la ressource hydrique en facilitant l'accès à l'eau pour l'agriculture, l'industrie et les besoins domestiques. Ensuite, ces aménagements offrent un moyen de réguler les crues, contribuant ainsi à la protection des zones anthropisées. De nos jours, ces aménagements peuvent également permettre de restaurer et de préserver des écosystèmes riverains en créant des zones humides, en régulant le débit et en favorisant la biodiversité.

En fonction de l'objectif, de la période au cours du dernier millénaire et de la morphologie du Rhône à ce moment, de nombreux types d'aménagements se sont succédé le long du Rhône :

- Les digues insubmersibles sont longitudinales et surélevées par rapport au cours du Rhône. Le Haut-Rhône reste faiblement endigué jusqu'au XIX<sup>ème</sup> siècle car considéré comme peu efficace. Dans la Moyenne Vallée du Rhône (MRV) ce sont 100 Km de chaussée surélevée qui sont présents en 1860 puis 300 km en 1880, le but étant de protéger l'activité humaine dans la plaine d'inondation. L'efficacité de ces digues est limitée car la protection s'avère être uniquement locale et les digues subissent des affaissements et de nombreuses brèches. Leur construction est maintenue jusqu'en 1855, période à laquelle correspondent quelques crues

particulièrement impactantes pour les populations riveraines (crues millénaires de 1840-1856).

- Les digues submersibles sont recommandées par le Service Spéciale du Rhône en 1840. Les voies fluviales sont resserrées entre deux digues, submersibles lors des crues. Cet aménagement permet d'augmenter la hauteur d'eau du fleuve et d'éviter une concentration des flux lors des crues. Leur mise en place s'arrête en 1876 car elles provoquent des déplacements des hauts-fonds vers l'aval et favorise l'instabilité du chenal (Poinsard & Salvador, 1993).
- Les digues basses de resserrement commencent à être mises en place en 1876 en remplacement des digues submersibles. Le but est d'éviter la migration des hauts fonds et l'accentuation des reliefs fluviaux dans le cours du Rhône (Poinsard & Salvador, 1993). Elles font entre 1 et 1,5 mètre de haut par rapport au niveau d'étiage contre 2 à 2,5 mètres auparavant. Ce type de digue permet de concentrer les eaux lors des périodes d'étiage et permet un étalement latéral lorsque le débit augmente. Les digues empêchent également l'approfondissement de la mouille et permettent parfois de la combler.
- Les épis sont des édifices transversaux à l'axe du Rhône mis en place en 1880. Deux types d'épis sont présents. Les plongeurs vont de la berge au chenal, sur la rive convexe. Les épis noyés sont placés dans la mouille, perpendiculairement à l'axe d'écoulement. Les épis permettent la création de chambres de dépôts et de zones de tarissement, le comblement des mouilles et l'abaissement des hauts-fonds par régulation. Cependant, les résultats sont jugés insuffisant par rapport aux coûts de production (35 millions de francs entre 1878 et 1884 pour les épis et les digues basses (Poinsard & Salvador, 1993).
- Les casiers Girardon sont des édifices fixés aux berges, de formes rectangulaires, ils sont emboîtés les uns dans les autres, ils commencent à être mis en place en 1884. Le but est de diminuer la sinuosité du chenal, d'avoir au minimum 1,6 m de hauteur d'eau lors de l'étiage et d'améliorer l'état des passages entre les mouilles (par la mise en place de digues basses en rive concave, appelée casier) (Räpple, 2018). L'eau va être concentrée dans le lit principal en bloquant les bras secondaires par des digues submersibles. Ces constructions sont censées permettre de réduire le temps de chômage de 3 mois avant 1860 à 14 jours par an et les temps difficiles de 4 mois en 1892 à 14 jours par an. Les casiers demandent un entretien régulier, ils seront utilisés jusqu'en 1938, date à laquelle les travaux de rectification et d'entretien s'arrêtent, car trop instables, les casiers nécessitent un entretien régulier pour être maintenu en état.



### *c) Essor économique du Rhône*

Les Grecs et les Romains sont les premiers peuples à utiliser le Rhône pour des échanges commerciaux et pour l'expansion de leurs empires. Depuis, les aménagements du Rhône évoqués ont accru progressivement la « productivité » du Rhône. A partir du XVIII<sup>ème</sup> siècle que le Rhône devient un réel système économique, aussi bien pour l'agriculture que pour les manufactures. Il permet le développement et les échanges de nombreuses industries : viticulture, sériciculture (ver à soie dans les Cévennes et la basse vallée du Rhône), textile, extraction de charbon, chimie, métallurgie, matières premières coloniales.

Au XX<sup>ème</sup> siècle, le Rhône joue un rôle stratégique pendant les deux guerres mondiales. Lors de la Première Guerre Mondiale, le Rhône devient le « couloir de la chimie », et servira presque exclusivement au fonctionnement de l'industrie lourde pour l'armement. Pendant la seconde guerre, le couloir rhodanien enregistre un déclin de son activité provoqué par le développement de la Révolution industrielle du Nord et de l'Est du pays. À la suite de ce déclin, la puissance naturelle du fleuve va être utilisée à des fins hydroélectriques, dans le but de lui offrir un nouvel intérêt économique.

### *d) Barrages et centrales hydroélectriques*

A la différence des aménagements décrit précédemment, les barrages et centrales hydroélectriques n'ont pas vocation à faciliter le transport fluvial ou prévenir des crues. Ces aménagements sont mis en place pour créer de l'électricité à partir de l'eau.

La construction des ouvrages hydroélectriques réalisés le long du Rhône s'est étalée sur plusieurs phases. Les premiers sont ceux de Bellegarde en 1871 et de Jonage en 1899 qui sont respectivement un barrage avec turbines et poulies et un canal de dérivation.

Entre 1947 et 1986, la Compagnie Nationale du Rhône (CNR) construit 19 barrages, 19 usines hydroélectriques, 14 écluses et 16 canaux de dérivation. Aujourd'hui, 23 installations hydroélectriques (barrages & centrales) sont situées le long du Rhône (*Figure II-5*).

Les travaux commencent en 1937 à Génissiat mais sont interrompus par la Seconde Guerre Mondiale, ils finissent en 1948. Parmi les premières constructions, le barrage de Donzère-Mondragon est mis en place en 1952, celui de Seyssel en 1951, celui de Montélimar en 1953, celui de Baix-le Logis Neuf en 1957 et celui de Beauchastel en 1960.



- D'un barrage sur le cours d'eau naturel dit Vieux Rhône
- A l'amont de l'usine, le canal est appelé « canal d'amenée ». A l'aval de l'usine, c'est le « canal de fuite ». Le barrage du Vieux Rhône renvoie la plus grande partie de l'eau vers le canal d'amenée, ce barrage permet de contrôler le débit du Rhône.

Le Rhône est aménagé sur presque 50% de sa longueur par la CNR, avec notamment 150 km de canaux de dérivation. Lors des crues, la CNR arrête les turbines des barrages, cela afin de respecter le cahier des charges de la CNR vis-à-vis du Rhône qui stipule que les aménagements hydroélectriques ne doivent pas modifier le comportement naturel qu'aurait eu le Rhône lors d'une crue.

### *e) Impacts des aménagements :*

Les premiers signes de transformation du Rhône remontent au XVIII<sup>ème</sup> siècle et se sont poursuivis tout au long du XIX<sup>ème</sup> siècle. Le passage d'un système de tresses à un chenal unique avec des endiguements a eu des répercussions significatives. Ces modifications ont entraîné une diminution de la bande active, une augmentation de la capacité hydraulique, une intensification de l'incision du lit, une augmentation des débits instantanés et un risque accru d'inondations en aval ([Poinsard & Salvador, 1993](#)).

De 1880 jusqu'à la Première Guerre Mondiale, une série d'aménagements tels que les barrages, canaux de dérivation, terrassements, plantations, et la colonisation naturelle de la végétation dans les versants et les fonds de vallées, due à une déprise agro-pastorale, ont entraîné une notable diminution des apports sédimentaires dans le fleuve Rhône. Cette réduction des sédiments a eu pour conséquence une incision du lit fluvial se propageant en aval, un phénomène exacerbé par la végétalisation des marges fluviales ([Arnaud-Fassetta et al., 2000](#)).

Au XXI<sup>ème</sup> siècle, l'objectif des aménagements du Rhône a évolué. D'abord axés sur la création d'espaces pour les loisirs, ils se concentrent désormais sur la préservation de la nature et de l'écologie.

La phase récente de rectification a profondément transformé le chenal du Rhône, donnant naissance à un bras unique fortement incisé, avec une réduction de la hauteur des marges et l'abandon des lits secondaires ([Fruget & Dessaix, 2003](#)). Cette transformation a entraîné une perte jusqu'à 60% de la surface initiale du chenal ([Tena et al., 2020](#)), provoquant divers ajustements, y compris une incision des alluvions. Cette incision varie le long du Rhône, étant plus prononcée dans les secteurs dépourvus d'ouvrages qui amplifient l'érosion du lit. Dans les zones où les apports sédimentaires sont plus importants, l'érosion du lit est compensée par ces apports. Sur le plan écologique, ces modifications ont conduit à une diminution des zones de refuge, à la prépondérance d'espèces invasives sur les espèces rivulaires, et à un remplacement de la ripisylve et de la faune riveraine par des espèces végétales invasives dans la plaine alluviale.

Certaines des transformations entreprises sur le Rhône ont eu pour effet l'incision du lit, entraînant un abaissement de la nappe d'accompagnement, une déstabilisation des berges et des ouvrages, la simplification des formes fluviales et des habitats aquatiques, ainsi que la formation d'un pavage. De plus, ces incisions ont contribué à l'assèchement des zones humides alluviales et à l'appauvrissement de la biocénose. À travers la longueur du fleuve, une déconnexion des bras secondaires par l'amont ou l'aval a été observée, tandis que latéralement, la déconnexion des bras est totale, accompagnée d'une diminution des débordements (Landon & Piégay, 1994).

La Compagnie Nationale du Rhône (CNR) a cherché à corriger les anciennes "rectifications" réalisées sur le Rhône. Ces corrections incluent le morcellement des berges, le dragage du lit entre les endiguements pour améliorer le débit maximal sans provoquer de débordements, le blocage de l'exhaussement de la ligne d'eau en amont des digues, la préservation d'un champ d'expansion et la limitation des débordements lors des crues grâce à des digues de dérivation, ainsi que la libération d'une partie du débit du Vieux Rhône.

En résumé, l'évolution des aménagements sur le Rhône a eu un impact significatif sur l'environnement, l'économie et la navigation fluviale. Depuis l'Antiquité, le fleuve a été utilisé pour le commerce, entraînant une urbanisation croissante de ses abords et des modifications importantes de ses berges. Les aménagements des berges, notamment les différentes digues, ont joué un rôle essentiel pour l'agriculture, l'industrie et la régulation des crues. Le Rhône est devenu un acteur économique majeur à partir du XVIII<sup>ème</sup> siècle, soutenant diverses industries. Entre 1947 et 1986, la Compagnie Nationale du Rhône a réalisé des barrages, des usines hydroélectriques et des canaux de dérivation pour produire de l'électricité. Cela a modifié le lit du fleuve, impacté la biodiversité et déconnecté certains de ses bras. L'histoire des aménagements sur le Rhône reflète les défis de la gestion des ressources naturelles, de la navigation, de l'énergie et des inondations dans une région urbanisée.

## C. Evolution sédimentaire du delta du Rhône

L'ensemble des informations présentées sur le bassin versant rhodanien renseigne sur son fonctionnement pour l'ensemble de l'Holocène. La compréhension de son fonctionnement dans le temps est primordiale dans cette étude car elle permet de tracer et de quantifier les sources des sédiments qui sont déposés dans le delta du Rhône. La compréhension de la réponse géomorphologique du bassin via l'occupation des sols (couverture végétale, expansion des terres arables...), ainsi que la réponse hydrosédimentaire via les variations de flux (pluviométrie, climat, aménagements) permet de corrélérer les phénomènes qui se produisent dans le bassin versant et l'enregistrement sédimentaire au niveau du delta. La corrélation entre le bassin versant et le delta du Rhône permettra de paramétrer un modèle numérique chronostratigraphique du delta dans le but d'estimer les réponses potentielles du système deltaïque à différents scénarios climatiques.

## 1. L'évolution du delta au Quaternaire

### a) Delta du Rhône au LGM (28 000 – 15 000 cal. BP)

Pour rappel, le LGM correspond à la dernière période glaciaire enregistrée, elle s'étend entre 28 000 et 11 700 cal. BP avec les températures les plus froides comprises entre 26 000 et 14 000 cal. BP (Peyron et al., 1998 ; Peltier & Fairbanks, 2006). Le niveau marin serait de 120 m en dessous du niveau actuel à 26 000 cal. BP (Peltier & Fairbanks, 2006). Le début de la déglaciation se fait par une alternance de phases chaudes et froides (Shackleton, 2000).

Dans ce contexte climatique, le bas niveau marin place le trait de côte au niveau des têtes de canyons du Golfe du Lion entre le plateau interne et externe (Berne et al., 1998). Deux canyons sont présents dans l'axe du delta actuel, ce sont les canyons du Grand Rhône et du Petit Rhône formés lors de la crise messinienne (Clauzon, 1974).

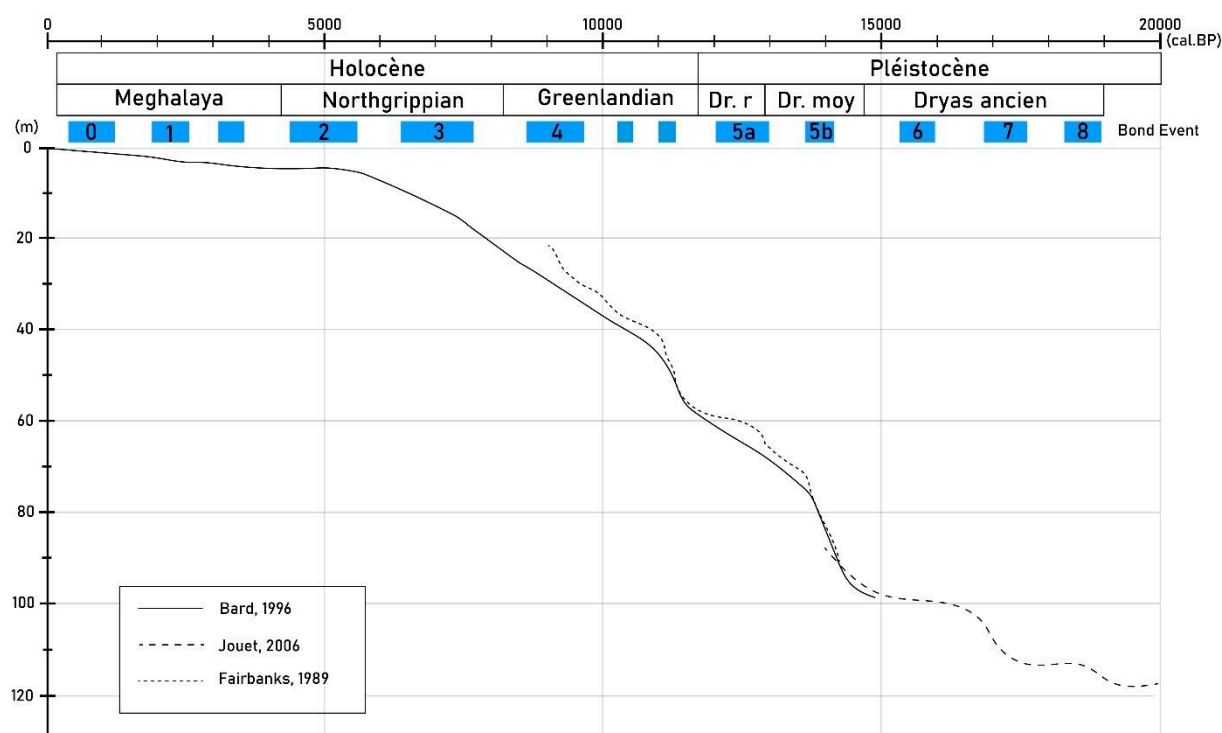


Figure II-6 Synthèse des variations du niveau de la mer depuis 20 000 ans à partir des travaux de Fairbanks, 1989, Bard et al., 1996 & Jouet et al., 2006. La tripartition de l'Holocène et du Dryas et les Bond Event sont indiqués dans la partie supérieure de la figure.

Entre 29 000 et 20 000 cal. BP, le niveau marin est relativement stable voir chute en passant de 90 à 120 sous le niveau marin actuel ce qui permet une progradation du trait de côte de 0.9 m/an sur la période (Jouet, 2007). A 20 000 cal. BP, une chute importante du niveau marin est enregistrée à 140 mètres sous le niveau marin actuel. Entre 20 000 et 15 000 cal. BP, une absence de dépôts est enregistrée sur la plateforme externe entre 140 et 110 mètres de profondeur (Figure II-6) qui pourrait s'expliquer par l'érosion liée à l'action des vagues ou car ces niveaux étaient au-dessus du niveau

marin. La position du trait de côte à cette période n'est pas toujours bien identifiée mais il semble que la limite de 110 m sous le niveau marin actuel soit la limite supérieure. Entre 20 000 et 18 000 cal. BP des taux de sédimentation important sont de 2.5 m/ka, une diminution est enregistrée entre 18 000 et 16 000 cal. BP sur le rebord de plateau (Jouët, 2007). Ce phénomène serait associé au début de la remontée du niveau marin qui atteint 99 mètres (Figure II-6) sous le niveau marin actuel à 15 900 cal. BP (Bassetti et al., 2016) ce qui place le trait de côte en amont des paléo-canyons.

### *b) Transgression post-LGM (15000-7000 cal. BP)*

Le recul du trait de côte se poursuit après 15 000 cal. BP, le recul du chenal du Rhône est encore bien enregistré entre 90 et 60 mètres sous le niveau marin actuel (Jouët, 2007). Le chenal remonte de façon rectiligne, légèrement orienté vers le Nord-Ouest, dans l'axe du futur lobe de Saint-Ferréol. La bonne préservation des paléochenaux du Rhône indique une remontée rapide du Rhône. A partir de 60 mètres sous le niveau marin actuel, les géométries sont recouvertes par des sédiments plus récents. Au début de l'Holocène, il y a 11 700 ans, commence une période interglaciaire, initiée à partir de la fin du *Last Glacial Maximum* (LGM) du Pléistocène final (27 000/22 000 BP). Cette période était caractérisée par une emprise maximum des calottes polaires engendrant un bas niveau marin, 120 mètres en dessous du niveau marin actuel (Lambeck et al., 2004). Le réchauffement qui s'installe au début de l'Holocène entraîne donc une diminution de la quantité de glaces aux pôles et dans les principaux massifs montagneux et une remontée par phase du niveau marin (Stanford et al., 2011). Entre 11 700 et 7 000 ans, la hausse du niveau marin est très importante, de l'ordre de 50 à 60 m (Bard et al., 2010 ; Smith et al., 2011, Figure II-6). Cette remontée rapide empêche la progradation du delta. La transgression marine provoque une rétrogradation des dépôts sédimentaires sur la plaine deltaïque. La remontée du niveau marin ralentit à partir de 7000 cal. BP, et la progradation deltaïque se remet progressivement en place (Stanley & Warne, 1993).

Le développement du delta du Rhône se fait par la progradation successive de différents lobes sédimentaires (Figure II-7) liés à l'avulsion progressive des différents chenaux distributaires sur la plaine deltaïque au cours de l'Holocène (Vella et al., 2005 ; Arnaud-Fassetta & Suc, 2015). Les principaux lobes sédimentaires du delta sont les lobes de Saint-Ferréol, d'Ulmet, de Peccaïs, du Bras de Fer et de Roustan.

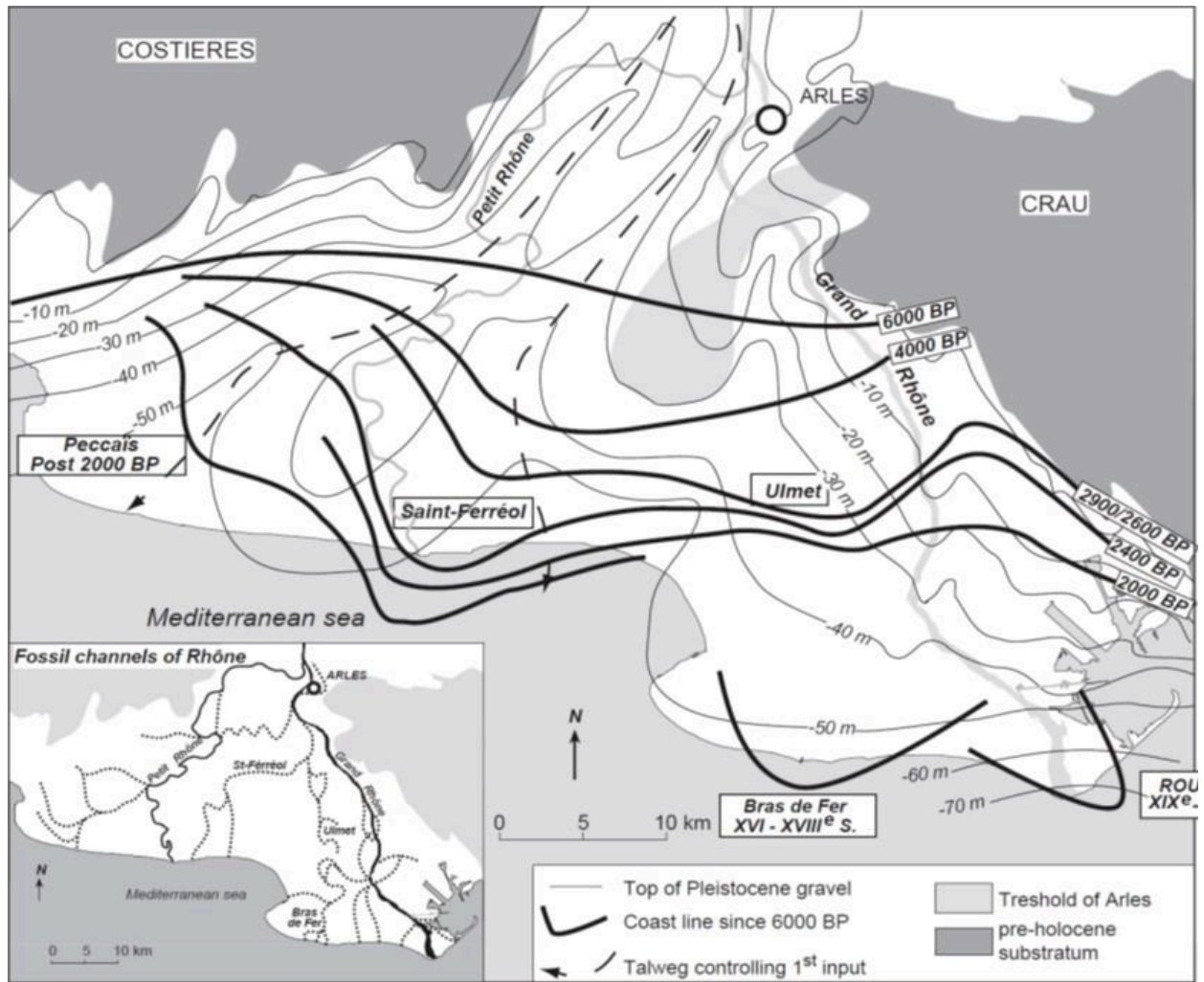


Figure II-7 Evolution des lobes sédimentaires holocène et des isobathes du cailloutis pléistocène (Vella et al., 2005)

Parmi ces dépôts plus récents, une partie d'entre eux sont localisés dans l'axe des futurs lobes de Peccaïs et Saint-Ferréol à une distance de 6 à 20 km du trait de côte actuel. La zone de dépôt la plus importante est située entre 55 et 35 mètres sous le niveau marin actuel, principalement composé de dépôts sableux correspondrait au « Early Rhône Deltaic Complex » (ERDC) (Berné et al., 2007). Ce proto-delta du Rhône a pu se développer grâce à un ralentissement de la remontée du niveau marin. Il se compose de 3 lobes sableux fonctionnement consécutivement suivant le recul de l'embouchure du Rhône de l'Est vers l'Ouest. Ce complexe aurait fonctionné entre 12 000 et 10 500 cal. BP (Berné et al., 2007) avant d'être abandonné à cause de l'accélération de la remontée du niveau marin.

Le recul du trait de côte se poursuit jusqu'à atteindre la MFS autour de la 7 000 cal. BP (Vella et al., 2005). A cette époque, le trait de côte se situe au Nord de l'actuel étang de Vaccarès.

### *c) Progradation du delta (7000 Cal. BP – présent)*

#### *(1) Lobe de Saint Ferréol*

Dans la partie centrale du delta, le lobe de Saint-Ferréol (*Figure II-7*) commence son édification à 7 000 cal. BP. Il présente une croissance pulsée avec des phases de progradation synchrones aux périodes d'abondance hydrosédimentaire (Provansal et al., 2003). Ces phases sont issues d'une activité hydrologique importante dans le bassin versant (6 800-6 400 ; 6 300-5 900 ; 5 800-5 500 ; 4 700-3 900 ; 3 800-3 400 ; 3 200-2 800 ; 2 700-2 400 ; 2 300-1 800 ; 1 600-1 050 ; 1 000-650 cal. BP), permettant un transport sédimentaire intense. Le lobe de St Ferréol a une première phase de croissance symétrique et un taux de progradation assez faible (<50 000 m<sup>2</sup>/an) de 7 000 à 4 800 cal. BP (Vella et al., 2008). Une accélération de la croissance du lobe est enregistrée entre 4 800 et 2 500 cal. BP, elle serait liée à la stabilisation du niveau marin (Provansal et al., 2003). Les premiers indices d'instabilité dans la plaine émergée sont enregistrés à l'époque romaine (2 200-2 000 cal. BP) avec des avulsions des chenaux distributaire sur la plaine deltaïque qui se produisent aux II<sup>ème</sup> et VI<sup>ème</sup> siècles AD. Ils sont provoqués par une forte charge sédimentaire, une progradation très rapide et une nouvelle phase de remontée du niveau marin (Provansal et al., 2003). Les bras de Saint-Ferréol et d'Ulmet sont artificiellement fermés en 1440 AD (Vella et al., 2005). Des cordons littoraux datés permettent d'obtenir des vitesses d'avancement du lobe de Saint-Ferréol lors de sa progradation. Les résultats montrent des vitesses de progradation très variables de 1.5 m/an jusqu'à 75 m/an (Vella et al., 2005).

#### *(2) Lobe d'Ulmet*

Le lobe d'Ulmet (7 000 cal. BP-1440 AD) se développe de façon quasi-contemporaine du lobe de Saint Ferréol (*Figure II-7*) dans la partie orientale du delta, et présente une croissance plus lente que ce dernier. Cependant, les datations en surface sont moins précises car les paléo-cordons littoraux affleurants sur la plaine deltaïque actuelle sont difficilement identifiables. Le lobe d'Ulmet présente une morphologie plus arrondie que le lobe de Saint-Ferréol du fait d'un plus grand espace d'accumulation permettant un dépôt sédimentaire autour de l'embouchure et dans l'environnement prodeltaïque. Malgré son développement plus lent, ce lobe est à l'origine d'une part importante de la sédimentation prodeltaïque (Vella et al., 2008). Des avulsions du chenal distributaire sont enregistrées vers 2 100 Cal. BP et le chenal d'Ulmet est artificiellement fermé en 1440 AD, comme le chenal alimentant le lobe de Saint-Ferréol, afin de dévier les flux hydrosédimentaires vers l'ouest du delta.

#### *(3) Lobe de Peccaïs*

Le lobe de Peccaïs est plus petit que celui de Saint-Ferréol et se développe dans la partie occidentale du delta entre 1950 cal. BP et 436 cal. BP. Il présente des vitesses de croissance variables



mais celles-ci peuvent être supérieures à celle du lobe de Saint-Ferréol (Vella et al., 2008). Ceci est lié à des périodes d'instabilités climatiques provoquant un transport sédimentaire important notamment entre 1 600 et 1 300 cal. BP (Arnaud et al., 2012). A partir de cette période, ce lobe devient progressivement asymétrique car la partie orientale du lobe prograde plus vite à la suite de la création d'un axe secondaire au sud du lobe (Vella et al., 2005).

#### (4) Le lobe du Bras de Fer

Ce lobe est une partie récente du delta, il se forme à partir de 1586 AD (364 cal. BP) au cours de la période du PAG, dans la partie orientale du delta, et prograde par-dessus le lobe d'Ulmet. Ce lobe présente une progradation rapide liée à un très fort apport sédimentaire, probablement en lien avec les nombreuses crues qui ont été enregistrées lors du PAG (Pichard et al., 2014 ; Provansal et al., 2003) couplé à un faible couvert végétal dans le bassin-versant induisant un fort potentiel d'érosion des sols (Buoncrisiani et al., 2002 ; Pichard et al., 2014). Ces facteurs provoquent une métamorphose quasi-généralisée du Rhône vers un tressage qui facilite le transit des sédiments grossiers (sables, graviers, galets). Entre 1665 et 1688 AD, le Bras de Fer enregistre sa plus forte avancée, avec une moyenne de 160 m/an. Le risque d'avulsion naturelle est alors contrôlé par l'Homme. Une avulsion artificielle est provoquée en 1711, avec la création du canal des Launes. La déviation du Bras de Fer permet la mise en place du Bras de Pégoulie. Ce bras correspond à l'actuelle embouchure du Grand Rhône. Depuis 1860 AD, l'embouchure est artificiellement immobilisée, notamment grâce à la fermeture des bras secondaires (Maillet et al., 2006). Le Grand Rhône présente au plus fort de sa progradation (1895-1952 AD) une vitesse de 60 m/an (Vella et al., 2005). Le long des berges du Grand Rhône, une érosion est enregistrée depuis le XX<sup>ème</sup> siècle (2,8 mm/an). Cette érosion des berges serait liée à la modification plurifactorielle du régime hydraulique à la fin du PAG, à la suite de la reforestation en altitude, de l'isolement du Rhône de sa plaine deltaïque, et de la mise en place de barrages hydrauliques sur l'axe rhodanien (18 entre le lac de Genève et le delta) favorisant l'incision du lit du fleuve et des berges latérales (Antonelli et al., 2004).

#### (5) Lobe de Roustan

La partie la plus récente du delta du Rhône est l'embouchure actuelle du Grand Rhône, le lobe de Roustan. Développée artificiellement à partir de 1711 AD, la terminaison du Grand Rhône était divisée en 3 bras, Piémanson, Roustan et Pégoulie (d'Est en Ouest) (Provansal et al., 2003) (Figure II-7). A partir de 1885 AD (65 cal. BP), deux bras sont fermés et seul le bras de Pégoulie fonctionne. En 1892 AD (58 cal. BP), le bras de Roustan est réouvert pour faciliter la navigation et le bras de Pégoulie laissé à l'abandon se comblera naturellement. Depuis cette date, c'est le bras de Roustan qui reste le seul bras actif du Grand Rhône (Figure II-7).

### *d) Impact anthropique sur l'évolution récente du delta du Rhône*

L'évolution récente du delta du Rhône avec le développement du lobe du Bras de Fer et de Roustan indique que les apports sédimentaires étaient encore suffisamment conséquents pour permettre leur développement.

Au cours du XIX<sup>ème</sup> siècle, le trait de côte prograda sur la mer de 0.08 à 0.84 km<sup>2</sup>/an, le maximum est enregistré entre 1866 et 1872 AD (Maillet et al., 2006). Lors de la période 1853-1866 AD, le delta enregistre une perte de surface de 0.15 km<sup>2</sup>/an (Maillet et al., 2006), ceci s'explique par une diminution du nombre de crues dans la vallée du Rhône (Pichard et al., 2017) qui aurait diminué le transit sédimentaire jusqu'au delta.

Cependant, depuis l'installation des barrages hydroélectriques et leurs effets comme évoqués dans le *chapitre II.B.2*, les apports sédimentaires ont été largement réduits dans le delta du Rhône. Les études de (Maillet et al., 2006) & (Sabatier et al., 2006) montrent un changement de dynamique sédimentaire sur le rivage deltaïque. Au début du XXI<sup>ème</sup> siècle, de nombreuses zones du trait de côte sont en érosion. Seules les flèches de Beauduc et la Gracieuse qui sont des zones de convergences des vagues ainsi que l'embouchure du Grand Rhône sont en gain de surface. Depuis l'installation des barrages le long du Rhône, la surface globale du delta du Rhône est en diminution ce qui tend à modifier sa morphologie actuelle.

## 2. Morphologie actuelle du delta

### *a) La plaine deltaïque du Rhône*

La plaine deltaïque du delta du Rhône s'étend depuis son apex au niveau d'Arles, elle est limitée à l'Ouest par le relief des Costières de Nîmes jusqu'au Grau-du-Roi au Sud-Ouest et à l'Est par la plaine de la Crau jusqu'à Fos-sur-Mer au Sud-Est. Les limites de cette plaine deltaïque ainsi que la réduction de la pente passant de 0.05 à moins de 0.002%, favorisent l'étalement latéral des dépôts sédimentaires.

A l'entrée dans le delta du Rhône, le fleuve se scinde en deux bras. Le Grand Rhône à l'Est, mesure 50 km, il suit un tracé presque rectiligne car fortement endigué. Son embouchure en mer est au niveau de la ville de Port-Saint-Louis-du-Rhône. Ce chenal a une profondeur moyenne de 10 m qui diminue à 4 m à l'embouchure et une largeur de 150 m à Arles qui atteint presque 1 km à l'embouchure. Le Grand Rhône fait transiter 85 à 90% du flux hydrosédimentaire. Le flux restant circule dans le Petit Rhône, situé dans l'Ouest de la plaine deltaïque. Il suit un tracé plus sinueux de 60 km de long. Son embouchure est localisée au niveau la ville de Saintes-Maries-de-la-Mer. Ces deux chenaux divisent la plaine deltaïque en plusieurs parties :

- La Petite Camargue est la zone la plus à l'Ouest de la plaine deltaïque. Elle est limitée par les Costières d'un côté et le Petit Rhône de l'autre. Ce secteur s'étend sur 510 km<sup>2</sup>. Cette partie correspond à l'ancien lobe sédimentaire de Peccaïs, il est actuellement recouvert par des terres agricoles et de nombreux étangs.
- La Grande Camargue est située au centre de la plaine deltaïque entre les deux bras du Rhône. C'est le secteur le plus étendu avec 780 km<sup>2</sup>. La Grande Camargue peut être divisée entre trois sous-secteurs : la Haute, la Moyenne et la Basse Camargue. La Haute Camargue est composée de terres agricoles et de quelques étangs d'eau douce. La Moyenne Camargue est principalement composée du vaste étang de Vaccarès. La Basse Camargue est composée d'étangs saumâtres séparés par des basses terres sur lesquelles se développe de la végétation.
- Le Grand Plan du Bourg est situé à l'Est du Grand Rhône et limité par la plaine de la Crau et le Golfe de Fos. Ce secteur s'étend sur 430 km<sup>2</sup>, il est majoritairement composé de terres agricoles, de rares plans d'eaux sont présent dans la partie Sud.

### *b) Végétation et anthropisation de la plaine deltaïque*

Au cours du développement du delta à l'Holocène, puis de son anthropisation, des montilles, cordons littoraux ou levées alluviales se sont succédés dans la plaine deltaïques (Arnaud-Fassetta & Suc, 2015) et forment aujourd'hui les hauts reliefs (3 à 5 mètres). Ces reliefs forment un quadrillage irrégulier sur l'ensemble de la plaine deltaïque avec des nappes d'eau douce temporaire à l'intérieur. Une végétation forestière, ripisylve à peupliers et saules, se développent sur les hauts reliefs. En se rapprochant de la côte, la végétation devient plus arbustive, tamaris et genévriers, qui sont des végétations plus adaptées aux eaux salées qui se mélangent aux nappes d'eaux douces.

La région méso-méditerranéenne connaît actuellement un déficit hydrique important, avec seulement 600 mm de précipitations annuelles et une évapotranspiration annuelle de 1200 mm. Cela favorise la formation de lagunes temporaires appelées "sansouïre" avec une végétation adaptée aux conditions salines. L'évaporation estivale assèche les étangs peu profonds, ce qui encourage l'exploitation du sel, mais nuit aux terres agricoles qui nécessitent des systèmes d'irrigation complexes. Les paysages de la région suivent un gradient de salinité croissant vers le sud.

Au nord, la Haute Camargue est marquée par d'anciens bourrelets alluviaux, des paléochenaux, et des marais d'eau douce peu profonds alimentés par des pompages au Rhône.

La Moyenne Camargue, plus au sud, présente des étangs saumâtres, peu profonds séparés par d'anciens cordons littoraux, en particulier l'étang Vaccarès, dont la taille a augmenté avec le développement de la céréaliculture rizicole.

Enfin, la Basse Camargue, au sud de l'étang de Vaccarès, est caractérisée par d'anciens cordons littoraux envahis par une végétation de pin parasol et de genévrier de Phénicie. Pendant l'été, les étangs se réduisent, laissant place à des formations végétales halophiles, telles que la *Salicornia macrostachya*. Ces paysages sont le résultat de l'histoire récente, liée à la construction deltaïque de la région.

### *c) L'embouchure du Rhône*

La dynamique sédimentaire du delta du Rhône est directement liée à l'interaction entre les vagues et la dynamique du fleuve. Ces vagues atteignent leur vitesse maximale dans la zone de lévigation (zone la plus profonde entre la plage et les barres d'avant côte), c'est-à-dire devant les plages de Piémanson et de Napoléon. Cette zone de lévigation est caractérisée par une faible charge sédimentaire mais un fort potentiel érosif. L'essentiel du transport sédimentaire a lieu juste en aval, au niveau de la barre d'avant-côte.

Même s'il est démontré que l'action des vagues a un impact majeur sur le développement du delta du Rhône qui remet en suspension les particules et érode le trait de côte (Sabatier et al., 2006), sur le long terme c'est la dynamique fluviale qui est à l'origine de la progradation deltaïque. En effet, le développement dans le temps de ce delta microtidal est contrôlé par les avulsions du bras principal ainsi que par des variations de débit hydrologique et de la charge sédimentaire charriée par le fleuve. Le Rhône a connu des phases de très forte activité hydrosédimentaire notamment lors du Petit Age Glaciaire (Pichard et al., 2014), qui est associée au développement rapide du lobe du Bras de Fer (Vella et al., 2005) (Figure II-7). Les sédiments apportés dans les deltas, sont issus en grande majorité des crues (Maillet et al., 2006), l'intensité hydrologique est donc majeure dans le développement du delta.

### *d) Le front de delta du Rhône*

Au niveau de l'embouchure du Rhône, les eaux de surface sont sous l'influence directe du fleuve, la concentration en sédiment est de  $10 \text{ mg.L}^{-1}$  et baisse rapidement car 75% des sédiments se déposent à une distance de 3 à 5 km de l'embouchure (Aloïsi, 1974). Si le vent dominant est continental alors le panache sédimentaire est transporté vers le large, s'il provient du large, le panache est ramené contre la côte. La plus grande partie des sédiments qui arrive en mer se dépose très vite après l'embouchure du fait de la floculation et de la perte d'énergie suite à la diminution de la capacité de transport. Pendant la crue de 2003, il est estimé que 90% des sédiments se sont déposés sur le front deltaïque situé entre 0 et 20 m de profondeur (Maillet et al., 2006).

Les flèches sont les seules zones en plus de l'embouchure qui progresse encore sur la mer à l'heure actuelle. Les flèches sont des zones d'accumulation de sédiments transportés par la dérive littorale créée par l'action des vagues sur le trait de côte. Les flèches de Beauduc et de la Gracieuse, respectivement à l'Ouest et à l'Est de l'embouchure du Grand Rhône se développent grâce au remaniement des sédiments transportés par le Rhône.

### *e) Le prodelta du Rhône*

Le prodelta a pu être étudié grâce à de nombreux forages et données sismiques acquises sur l'ensemble du prodelta (Aloïsi, 1974 ; Gensous & Tesson, 2003 ; Jouet, 2007 ; Fanget et al., 2014). Ces sédiments apportent des informations complémentaires aux sédiments de la plaine deltaïque sur l'évolution hydrosédimentaire Holocène voir Quaternaire.

Les sédiments qui atteignent prodelta sont des sables et des classes granulométriques inférieures. Les sédiments se déposent en mer lors que la force d'action des vagues n'est pas suffisante pour mettre en suspension les grains. Les sables se déposent à l'embouchure du fleuve et les silts et argiles se déplacent vers le large.

Le prodelta est une zone d'étude importante pour identifier l'avancer des lobes sédimentaires. Par exemple, l'avancé maximale du lobe de Saint-Ferréol est encore visible grâce à une accumulation de sable dans l'axe de ce dernier (Fanget et al., 2014).

### **Conclusion**

*L'évolution des aménagements sur le Rhône à travers les siècles a été marquée par des changements significatifs ayant des répercussions sur l'environnement, l'économie et la navigation fluviale. Depuis l'Antiquité, le Rhône a été un axe commercial vital, contribuant à l'urbanisation croissante de sa vallée et à l'imperméabilisation progressive de ses berges et plaines inondables.*

*Le Rhône est devenu un acteur économique majeur à partir du XVIII<sup>ème</sup> siècle, soutenant diverses industries, de la viticulture à la métallurgie. Plus récemment, la construction de barrages et d'usines hydroélectriques par la Compagnie Nationale du Rhône (CNR) a entraîné des répercussions notables, notamment une réduction de la bande active du fleuve, une intensification de l'incision de son lit, des effets sur la biodiversité et la dynamique écologique, ainsi qu'une déconnexion des bras secondaires du fleuve.*

*Les répercussions ont été immédiates sur le delta du Rhône, qui était jusque dans les années 1950 en croissance. Depuis plus d'un demi-siècle, le delta du Rhône est entré dans une phase d'érosion qui devrait s'aggraver avec les changements climatiques à venir. Dans le but d'identifier*

*les risques à venir, des scénarios d'évolutions du delta Rhône basés sur les résultats de cette thèse seront proposés dans la suite de ce manuscrit.*

### III. L'architecture stratigraphique du delta du Rhône et les variations du flux sédimentaire au cours de l'Holocène

<b>Introduction .....</b>	<b>101</b>
<b>Article soumis à <i>Sedimentary Geology</i>: Impacts of sediment flow variations on the stratigraphic architecture of Mediterranean Delta during the Holocene : Example of the Rhône delta .....</b>	<b>101</b>
Introduction .....	103
Context .....	107
Materials and Methods .....	110
Sedimentary core data .....	110
Sedimentological analysis .....	111
Chronostratigraphy .....	111
Calculation of sediment volume .....	112
Sediment compaction estimation.....	113
Sedimentary analysis and delta architecture.....	113
Analysis of facies and depositional environments .....	113
Stratigraphic architecture of the Rhône delta .....	122
Estimated sediment flows.....	129
Overall volume sedimented.....	129
From volume to mass .....	130
Discussion .....	131
Rhône delta development calendar.....	131
Dynamic of the Mediterranean deltas during the Holocene .....	137
Conclusion.....	141

## A. Introduction

Les premiers chapitres (I et II) de ce manuscrit mettent en lumière l'importance de l'étude des systèmes côtiers et de leur évolution à travers le prisme du temps. Le choix du Delta du Rhône comme zone d'étude s'impose naturellement en raison de ses caractéristiques géographiques. En effet, ce delta est contraint temporellement à l'Holocène, en raison du substrat pléistocène sous-jacent constitué de galets et de graviers. De plus, il est contraint spatialement sur la plateforme interne du golfe du Lion, entre l'apex du delta actuel et les paléocanyons des rebords de plateau.

Malgré les études précédentes (Lagaaij and Kopstein, 1964; Collectif Camargue, 1970; Oomkens, 1970; Aloisi and Duboul-Razavet, 1974; Arnaud-Fassetta, 1998; Boyer et al., 2005 ; Vella et al., 2005 ; Jouet, 2007; Amorosi et al., 2013 ; Fanget et al., 2013 ; Arnaud-Fassetta & Suc, 2015) qui ont fourni un cadre stratigraphique précis, il subsiste des lacunes temporelles qui entrave l'estimation du flux sédimentaire au cours de l'Holocène. Par conséquent, l'objectif principal de cette étude consiste à améliorer le modèle chronostratigraphique du système deltaïque du Rhône.

Pour atteindre cet objectif, nous avons obtenu un total de 97 nouvelles dates radiocarbone, réparties sur 17 carottes préexistantes. Ces datations permettent de décrire plusieurs phases de développement du delta, tout en offrant une estimation du flux sédimentaire global et de ses variations au fil des périodes. Ces résultats sont ensuite intégrés dans le logiciel de modélisation stratigraphique Dionisos<sup>TM</sup> (voir *Chapitre VI*) pour contraindre des simulations numériques permettant de quantifier les facteurs de contrôle sur l'évolution de ce système deltaïque. Les résultats et discussion sur les facteurs de contrôle sur l'évolution du delta du Rhône à l'Holocène sont présentés dans la section suivante, sous forme d'article soumis au journal *Sedimentary Geology*.

## B. Article soumis à *Sedimentary Geology*: Impacts of sediment flow variations on the stratigraphic architecture of Mediterranean Delta during the Holocene: Example of the Rhône delta



## **Impacts of sediment flow variations on the stratigraphic architecture of Mediterranean Delta during the Holocene: Example of the Rhône delta**

Théo Martinez<sup>1,2\*</sup>, Rémy Deschamps<sup>1</sup>, Alessandro Amorosi<sup>3</sup>, Gwenael Jouet<sup>4</sup>, Claude Vella<sup>5</sup>, Gabriel Ducret<sup>1</sup>, Jean-François Berger<sup>2</sup>

<sup>1</sup> IFP Energies Nouvelles, 1-4 Avenue Bois Préau, 92500, Rueil-Malmaison, France

<sup>2</sup> CNRS, UMR 5600 EVS/IRG, Université Lyon 2, 18 rue Chevreul, 69362, Lyon, France

<sup>3</sup> Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali, Università di Bologna, 33 Via Zamboni, Bologna, Italia

<sup>4</sup> IFREMER, 1625 route de Sainte-Anne, 29280, Plouzané, France

<sup>5</sup> Aix Marseille Univ, CNRS, IRD, INRA, Coll France, CEREGE, Aix-en-Provence, France

### **Abstract**

Delta systems evolve as a result of interactions between the hydroclimatic processes that occur in the catchment area and the coastal marine processes that reshape the coastline. The Holocene evolution of these environments is controlled by climate and anthropisation, which are rarely taken into account in models of the evolution of deltaic systems. The Rhône delta has recorded the impact of climatic variations as well as the development and evolution of human societies over the Holocene period. This system underwent a post-glacial evolution controlled by global climatic warming punctuated by short periods of cooling, fluvial metamorphoses and a rapid marine transgression generated by the melting of the ice caps, followed by the initiation of delta progradation from around 7500 yr Cal. BP. Sedimentological and chronostratigraphic studies of 17 cores, supplementing an existing dataset on the deltaic plain and the prodelta, have enabled us to construct well-constrained stratigraphic correlations, making it possible to specify the spatio-temporal evolution of the Rhône delta. The variation in sedimentary fluxes was assessed for the different sequences identified, using 97 new core datings to constrain the sequential evolution of the different lobes. From the stratigraphic correlations on the delta and the estimated volumes of sediments exported out of the deltaic system, the total sediment volume between 12,500 yr Cal. BP and today is estimated at 126 billion cubic meters. The variation of sediment fluxes have been adjusted according to the different phases of lobes progradation linked with the climate oscillations and the anthropic activities evolution during the Holocene. Taken together, these data highlight contrasting periods corresponding to the Roman period, the Little Ice Age and finally the 'Anthropocene'. Estimating variations in sediment flows over time in Holocene deltas requires a precise study. The Rhône delta is a case study, and the methodology can be reproduced on other deltas.

## Key words

Rhône France; Holocene; Deltaic system; Chronostratigraphy; Sediment flow

### 1. Introduction

Environments at the interface between land and sea are vulnerable to the effects of climate change. Coasts include different environments such as cliffs, bays, deltas, and peninsulas, and coastal erosion presents a major challenge to the preservation of these environments. Among them, bays, estuaries, and deltas present a very low topography, and are therefore extremely sensitive to sea level rise caused by global warming. Projections by the IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) for the year 2100 indicate a rise of 0.25 m compared with today for the most optimistic simulation, and up to 0.7 m for the most pessimistic (IPCC, 2022).

Deltas cover 5% of the total continental surface area and are host to 500 million people and rich ecosystems. The gradual disappearance of deltas could therefore lead to the displacement of large populations worldwide. The problems associated with the displacement of this population are complex and present a major short-term challenge.

Among low-topography coastal environments, deltas are particularly sensitive to future changes. On the ocean side, eustatic movements control the phases of delta progradation or retrogradation, and wave orientation and wavelength also impact delta morphology by reworking sediments along the coast. All the parameters controlling the evolution of deltas are likely to be modified by future climate change. A sea-level rise of 0.7 m would result in an average coastline retreat of 30 m for deltas (mean slope =  $2.5^\circ$  (McPherson et al., 1987)). On the continental side, the development of deltas is dependent on sediment transported by the river systems that drain their watersheds, with the quantity and type of sediment being the major parameters controlling their morphological evolution. Since the sedentarization of human communities around 7000 yr BP in the Mediterranean, land use has been modified for the benefit of agriculture (Berger et al., 2019). The development of agriculture has tended to increase the amount of sediment arriving in deltas due to denudation of lands and the reworking of soils, processes that have favored erosion (Morgan, 2009). The accentuation of this phenomenon at basin scales in Western Europe is associated with proto-urbanization and the rise of metallurgy (Notebaert & Berger, 2014). Although Roman and medieval societies experimented with hydraulic engineering on local scales, since the middle of the 20th century, river sediment transport has been disrupted from upstream to downstream by the development of hydraulic dams that rapidly modify fluvial styles (Petts and Gurnell, 2005). The amount of sediment arriving in deltas has decreased by around 50% to 80% (Nicholls et al., 2020) in highly anthropized watersheds, mainly due to the installation of dams. The coupling between sea-level rise and decrease in sediment supply is likely to

induce retrogradation of deltaic systems, leading to numerous changes in terms of agricultural potential, drinking water, and other water-based resources.

The subsidence of deltas is another aggravating parameter. These areas of sediment accumulation have a natural tendency to subside due to the loading and compaction of deposited sediments (Coleman et al., 1998). In addition, large volume extractions of water or hydrocarbon resources in certain deltas also accentuate subsidence.

To limit the risks of coastal erosion or flooding of delta plains worldwide, land management is required. To counterbalance the reduction in solid loads carried by rivers due to upstream dams, the channel can be straightened to facilitate the transport of the solid fraction (Jauzein, 1971). To limit coastal erosion, dikes can be installed to induce a gradual change in the direction of the river mouth, encouraging sedimentation rather than export of sediment by swell at the river mouth.

Several deltaic systems can be found along the Mediterranean rim, particularly in the western part (Anthony et al., 2014). These deltas shared a comparable dynamic during the Holocene. The last glacial maximum (LGM; 20 000 yr BP) caused a significant drop in sea level, and since then, a marine transgression has been recorded across the entire Mediterranean Sea (Berné et al., 2007; Amorosi et al., 2017). Sea level rise is recorded by the retrograding deposits in the deltas. When the sea level stabilized, the deltas were able to begin to prograde (Anthony et al., 2014). This inversion occurred at different periods: 8000 to 7500 yr BP for the Nile delta (Pennington et al., 2017), 7600 to 6000 yr BP for the Rhône delta (Vella et al., 2005; Arnaud-Fassetta and Suc, 2015), 6900 yr BP for the Ebro delta (Sornoza et al., 1998), 6900 to 6100 yr BP for the Pô delta (Amorosi et al., 2017), and 5000 yr BP for the Tiber delta (Bellotti et al., 1994). These temporal differences were likely controlled by the local climate, subsidence and anthropic factors, which impacted significantly sediment transfer from different catchment areas.

On the geological time scale, we observe glacial and interglacial cycles that can be explained by external forcings. The main external forcings controlling the evolution of earth's climate correspond to the earth's orbital parameters and cycles (Milankovitch, 1941). During the Holocene, precession was the parameter that controlled the orbital insolation, with a cyclicity of 21 700 years (Berger, 1977). In the Northern Hemisphere, summer insolation was at its maximum at the start of the Holocene (11 700 yr cal. BP). Insolation has been decreasing since the middle of the Holocene, and a reversal was recorded 4500 years ago, with winter insolation becoming more important than summer insolation (Berger, 1978), reaching a maximum in the present-day (Berger and Loutre, 1991). Numerous paleoenvironmental studies from temperate to tropical zones demonstrate the major forcing of this latest orbital change on terrestrial hydrological systems (Magny et al. 2012, Gasse et al. 2000).

Solar activity is also an external climate forcing that needs to be taken into account when addressing Holocene climate evolution. Numerous studies link variations in solar activity with climate change (Denton and Karlèn, 1973; Bond et al., 1995; Magny et al., 2010). Phases of minimum solar activity are generally associated with phases of significant glacier advancement (Wiles et al., 2004), climate instability, and high erosion (Berger and Loutre, 1991).

Volcanic events are another external forcing to have an impact on climate. The release of particles into the atmosphere blocks part of the solar radiation leading to a drop in temperature. Depending on the type and size of the eruption, the temperature drop may be regional or global (Wagner and Zorita, 2005). Combined with minimum solar activity, this accentuated colder and more erosive events during the Little Ice Age (LIA) (Grove, 1988).

To assess the morphological evolution of deltas in response to recent artificialization of river systems and future climate change, we propose an approach based on the study of the sedimentary records of the Rhône delta as a representative deltaic system during the last glacial-interglacial Holocene transition, which evolution can be compared to well-studied Mediterranean deltas such as the Pô, the Ebro and the Nile deltas. The factors controlling the sedimentary variations through time, such as climate (Bond et al., 1995; Mayewski et al., 2004) and anthropogenic activities (Bravard et al., 1999; Liébault and Piegay, 2002; Vauclin et al., 2020), have been assessed through the study of the variations of the depositional environment through time, the changes in fluvial style in the watershed system, and the coastline displacement linked to the relative variations in sea level. In this study, we focus on the period ranging from the end of the last glacial period (12 500 yr BP) to the present day, where most of the factors controlling the evolution of the coupled watershed-delta system, such as sedimentary fluxes (Bravard et al., 1997), rainfall (Pichard, 2017), insolation (Berger and Loutre, 1991), land use (Berger et al., 2003), and dam sedimentary storage (Petts and Gurnell, 2005), can be quantified.

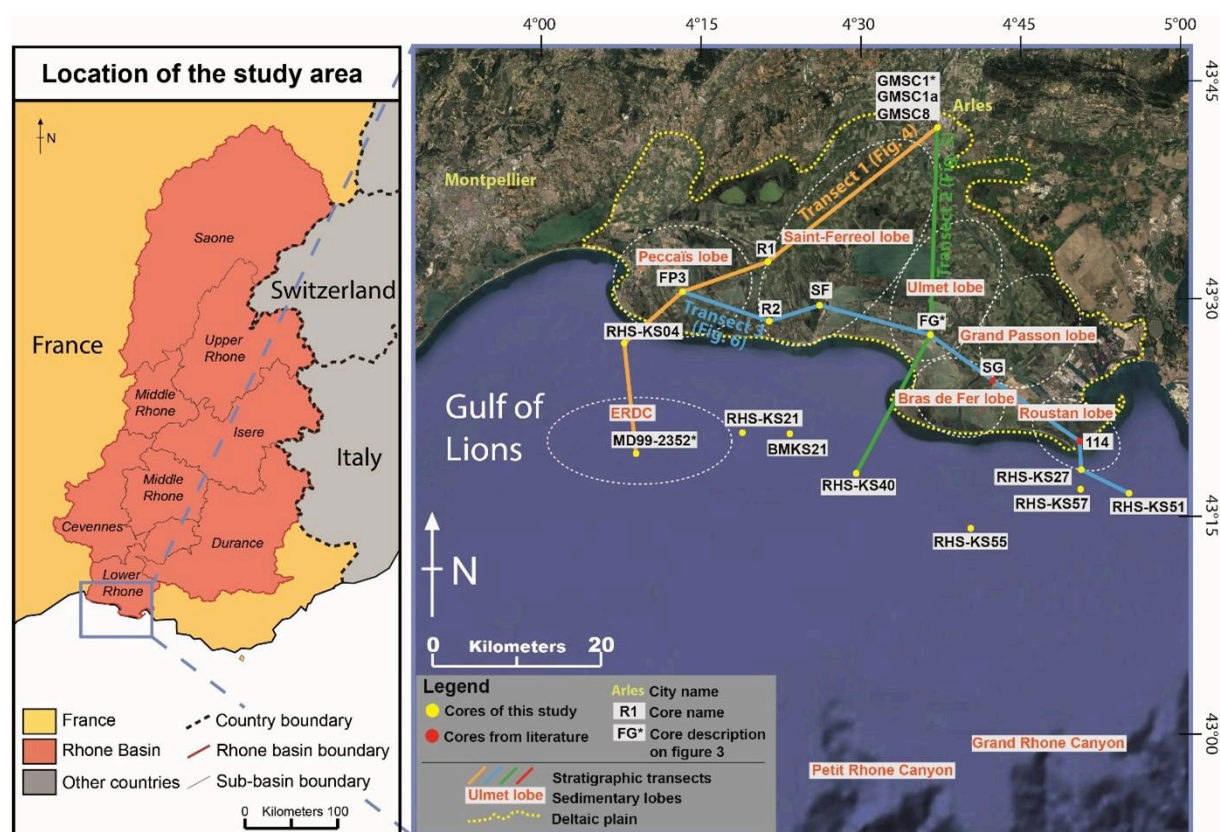


Figure III-1 Location of the study area. A) Rhône basin and its sub-basins, B) Rhône deltaic system, limits, cores, transects, sedimentary lobes

The Rhône system is located in the northwestern part of the Mediterranean (Figure III-1) and its watershed extends over almost 100 000 km<sup>2</sup> and is submitted to different types of climates: oceanic, Mediterranean, and mountainous. Moreover, the North Atlantic Oscillation mentioned above had a different impact on the northern and southern parts of its watershed (Bladé et al., 2012). The onset of agricultural societies from 7800 years cal. BP is also well documented (Berger et al., 2016), and from the end of the Neolithic period these strongly modified the natural hydrological regime and sedimentary transport (Berger et al., 2016). A collective project has studied the hydrosedimentary functioning of the river (using robust instrumentation) since the start of short-circuiting in the mid-20<sup>th</sup> century, in partnership with the river's main managers (OSR 1-6 project, Boudet et al. 2017, Provansal et al. 2014). For these reasons, the Rhône, its catchment, and its delta have been studied for many years, and a wealth of data is therefore available. Finally, this delta is at risk from future climate change, and therefore presents strong economic (mainly agricultural) and ecological challenges. To understand its future evolution, the study of its past functioning and trajectory is essential. By improving the chrono-stratigraphic model, we will be able to calculate the volumes of sediment deposited in the Rhône delta and relate them to climatic and anthropic changes in the catchment.

## 2. Context

The development of the Rhône Delta is linked to the post-Quaternary history of the Gulf of Lions area, and its architecture is inherited from the Late Glacial Maximum (LGM) morphology. The initial step in its development was the Pyrenean orogeny that induced folds in the south, which were then reactivated during the Alpine compression (Guimera and Alvaro, 1990). During the Messinian salinity crisis that dried up the Mediterranean, the sudden lowering of the base level induced drastic canyon erosion of the underlying deposits. The Messinian canyons are located in the present-day shelf break in front of the Rhône delta and were filled by 1200 m of sediment during the Pleistocene (Clauzon et al., 1996). The Gulf of Lions platform is considered to have been tectonically stable since the Messinian crisis (Lefebvre, 1980; Rabineau, 2005). During the LGM, the Petit Rhône and Grand Rhône paleo-canyons were eroded across the shelf break. At the scale of the western Mediterranean, the platforms corresponding to the present-day shelf are made up of stacked low stand prisms, enhanced by the fact that the periods of high level were very short during the Quaternary, with reduced or absent deposits (Chiocci et al., 1997) and possible removal by erosion during subsequent phases of sea-level fall. However, the continental shelf of the Gulf of Lions shows good preservation of regressive deposits, which were continuous in the axis of the Rhône channel during the Pleistocene (Gensous and Tesson, 2003).

The Rhône delta is a sedimentary system that started to enlarge during the Holocene (Arnaud-Fassetta and Provansal, 1993). Numerous stratigraphic studies (e.g., Lagaaij and Kopstein, 1964; Collectif Camargue, 1970; Oomkens, 1970; Aloisi and Duboul-Razavet, 1974; Arnaud-Fassetta, 1998; Boyer et al., 2005; Vella et al., 2005; Jouet, 2007; Amorosi et al., 2013; Fanget, 2013; Arnaud-Fassetta and Suc, 2015) have defined a Holocene stratigraphic framework covering the region from the present-day deltaic plain and continental shelf towards the distal shelf break canyon. The Rhône watershed, which is subject to the same controlling factors described above, has also been studied for many years, permitting assessment of the dynamics of the hydrosystem over time. The sedimentary dynamics (e.g., Bravard et al., 1997; Arnaud-Fassetta, 1999; Arnaud et al. 2012, Salvador and Berger 2014), climatic variations (Magny 2004, Holzhauser et al. 2005, Debret et al. 2010), and anthropogenic activity (e.g., Archaeomedes, 1998; Beeching et al., 2000; Guilaine and Manen, 2005; Berger et al., 2007; Notebaert and Berger 2014, Berger et al., 2019) strongly influenced the hydrosedimentary activity of the watershed during the Holocene.

The present-day Rhône delta has a deltaic plain that extends over 1 742 km<sup>2</sup>. The apex of the delta is located in Arles, where the Rhône then separates into two arms, the Grand Rhône to the east and the Petit Rhône to the west. The shoreline is located between 30 and 45 km from the apex. The deltaic plain can be divided into three parts: the Petite Camargue to the west of the Petit Rhône, the Grand Camargue between the Petit and Grand Rhône, and the Grand Plan du Bourg to the east of the Grand

Rhône. The altitude of the deltaic plain does not exceed 5 m NGF (Nivellement Général de la France; the official levelling network in mainland France) and corresponds to the remains of the paleo coastline ridges or the fluvial levees (Arnaud-Fassetta et Suc, 2015). Most of the surface of the deltaic plain does not exceed 2 m NGF, which makes it sensitive to sea level variations.

The interglacial period started at the beginning of the Holocene, 11 700 yr BP, starting after the LGM period of the Pleistocene (27 000/22 000 BP), as indicated by high values of  $\delta^{18}\text{O}$  in ice cores (Shackleton and Opdyke, 1973), and coinciding with orbital parameters (Milankovitch, 1941). The LGM was characterized by a sea level that dropped down to 120 m below the present-day level (Lambeck et al., 2002). The global warming that was initiated during the early Holocene led to a decrease in the amount of ice at the poles and a phased rise in sea level (Stanford et al., 2011). From 11 700 to 7 000 yr cal. BP, the sea level rise of 50–60 m, after a melt water pulse recorded at 11 300 yr cal. BP (Bard et al., 2010; Smith et al., 2011). This rapid rise induced the retrogradation of the deltaic systems recorded in the Mediterranean (Stanley, 1997; Labaune et al., 2005; Berné et al., 2007). The backstep induced by the marine transgression slowed from 7000 yr cal. BP, and the deltaic progradation gradually resumed (Stanley and Warne, 1994).

The development of the Rhône delta is based on the successive progradation of different sedimentary lobes linked to the avulsion of different distributary channels on the deltaic plain after 7000 yr cal. BP. The main sedimentary lobes of the delta are the lobes of Saint-Ferréol, Ulmet, Peccaïs, Bras de Fer, and Roustan (Arnaud-Fassetta, 1998; Vella et al., 2005).

The Saint-Ferréol lobe is located in the median part of the deltaic plain. Its progradation started at 7000 yr BP and ended in 1440 AD (Vella et al., 2005), following artificial closure of the distributary channel. It shows a pulsed growth with progradation phases synchronous with periods of hydrosedimentary abundance (Provansal et al., 2003). Dated barrier beaches permitted to quantify the rate of advance of the lobe during its progradation, that ranges from 1.5 m/year to 75 m/year (Vella et al., 2005). The phases of rapid progradation are the result of significant hydrological activity in the watershed, which induced intense sediment transport through the river systems. At the beginning, symmetrical growth prevailed with a fairly low progradation rate ( $<50\,000\text{ m}^2/\text{yr}$ ) until 4800 yr BP (Vella et al., 2008). An acceleration of the lobe progradation between 4800 and 2500 yr BP is then recorded and is thought to be related to stabilization of the sea level (Provansal et al., 2003). The first evidences of instability are recorded in Roman times (2200–2000 yr cal. BP), with avulsions occurring in the 2nd and 6th centuries AD, caused by an increase in sediment load carried by the fluvial system, causing a rapid progradation, and a concomitant rise in sea level (Provansal et al., 2003).

The Ulmet lobe is located in the eastern part of the deltaic plain. Contemporaneous with the Saint-Ferréol lobe, its progradation started at 6500 yr BP and ended in 1440 AD (Vella et al., 2005), after the artificial closure of the distributary channel. The geometry of the lobe is not precisely constrained

because the nearshore paleochannels are poorly outcropping on the present-day deltaic plain. Despite its slower progradation, this lobe represents a significant volume of the prodeltaic sedimentation (Vella et al., 2008).

The Peccaïs lobe is located in the western part of the present-day deltaic plain. Its progradation started at 1950 yr BP and ended in 1552 AD (Rey, 2006) with the set up of the Petit Rhône channel. The growth rates of the Peccaïs lobe are variable through time, and the sedimentation rates assessed for the Peccaïs lobe are higher than those of the Saint-Ferréol lobe (Vella et al., 2008). The Peccaïs lobe is asymmetric due to the avulsion of the “Grau Neuf” channel in the eastern part of the lobe, creating a secondary axis which prograded faster (Vella et al., 2005).

The Bras de Fer lobe is located in the eastern part of the present-day deltaic plain and developed at the top of the Ulmet lobe. Its progradation started in 1587 AD during the Little Ice Age and ended in 1771 CE (Colomb et al., 1975, Rossiaud, 1994) with an artificial avulsion. This lobe shows a rapid progradation linked to a very high sediment supply, probably related to the frequent floods that were recorded during the Little Ice Age (Provansal et al., 2003) coupled with low vegetation cover in the watershed, which induced a high soil erosion potential. The Bras de Fer lobe recorded its fastest progradation between 1665 and 1688, with an average rate of 160 m/year (Provansal et al., 2003). During the 16th century, the avulsion of the distributary channels on the Rhône delta plain was controlled by human activity (Colomb et al., 1975).

The most recent part of the Rhône delta sedimentation is the present-day mouth of the Grand Rhône channel corresponding to the Roustan lobe. Artificially developed from 1711 onwards, the termination of the Grand Rhône channels was divided into three distributary channels, Piémanson, Roustan, and Pégoulie (from East to West). In 1885 CE, two distributary channels were closed and only the Pégoulie distributary channel was left active (Provansal et al., 2003). Since 1860, the mouth of the Grand Rhône channel has been artificially fixed (Maillet et al., 2006). During a period of increase of the sediment supply (1895-1952), the coastline of the Grand Rhône had a progradation rate of 60 m/year (Vella et al., 2005). In 1892, the Roustan distributary channel was reopened to facilitate navigation while the abandoned Pégoulie channel naturally filled up with sediment. Since this date, the Roustan distributary channel has been the only active branch of the Grand Rhône.

The sedimentary dynamic of the Rhône delta is also directly influenced by the interaction between waves and the river dynamic (Sabatier et al., 2001). The waves reach their maximum speed in the levigation zone (the deepest area between beaches), i.e., in front of the present-day beaches of Piémanson (western part of the present-day Rhône river mouth). This levigation zone is characterized by low sediment load but high erosion potential (Maillet et al., 2006a).



Even if it is known that wave action has an impact on the development of the Rhône delta (Sabatier et al., 2009) by reshaping its front and redistributing the sediment away from the river mouth, the architecture of the Rhône delta is mainly influenced by the long-term river dynamics.

Indeed, the development of this microtidal delta (Maillet, 2005) over time is controlled by the avulsions of the main distributary channels, as well as by the variations in hydrological flow and sediment load carried by the river through time. The Rhône river has experienced phases of very high hydrosedimentary activity, notably during the Little Ice Age (the 15th to 17th centuries) (Pichard et al., 2014), coeval with the rapid development of the Bras de Fer lobe (Provansal et al., 2005; Vella et al., 2005). The sediments deposited in the delta are mainly supplied during floods (Maillet et al., 2006), which intensity and frequency increased during the Little Ice Age, favored by advances of major glaciers in the northern Alps and higher hydrosedimentary connectivity at the catchment scale (Debret et al. 2010, Pichard et al., 2014).

### 3. Materials and Methods

#### *a) Sedimentary core data*

Cores	Coordinate N	Coordinate E	Localisation	Depth (m)	Dates (previous)	Dates (Our study)
GMSC 1	43°40.677	4°37.115	Apex	12,1	0	9
GMSC 1A	43°40.677	4°36.998	Apex	17,6	3 (Vella & Sivan, 2014)	2
GMSC 8	43°40.629	4°37.001	Apex	9,7	0	5
FG	43°27.513	4°37.200	Ulmet	41,9	1 (Vella et al., 2005)	16
SF	43°29.871	4°25.868	Saint-Ferréol	45,2	19 (Vella et al., 2008)	1
FP3	43°29.835	4°14.245	Peccaïs	31,1	7 (Vella et al., 2008) 5 (Rey, 2006)	3
R1	43°32.738	4°21.997	Saint-Ferréol	40	4 (Amorosi et al., 2013)	9
R2	43°28.082	4°22.739	Saint-Ferréol	50	5 (Amorosi et al., 2013)	17
RHS-KS 04	43°26.583	4°09.048	Prodelta	3,8	0	6
RHS-KS 21	43°20.545	4°19.993	Prodelta	7,3	0	4
RHS-KS 27	43°16.206	4°51.042	Prodelta	7,55	1 (Fanget et al., 2012)	3
RHS-KS 40	43°17.939	4°30.479	Prodelta	7,8	10 (Fanget et al., 2012)	4
RHS-KS 51	43°16.788	4°55.932	Prodelta	5,25	2 (Fanget et al., 2012)	4
RHS-KS 55	43°14.354	4°40.961	Prodelta	7,3	14 (Fanget et al., 2012)	2
RHS-KS 57	43°17.106	4°50.965	Prodelta	7,7	9 (Fanget et al., 2012)	1
BMKS 21	43°20.582	4°24.344	Prodelta	5,55	7 (Berné et al., 2007)	3
MD99-2352	43°19.160	4°09.650	Prodelta	15,4	14 (Berné et al., 2007)	7
					94 dates	95 dates

*Tableau III-1 Studied cores with location, core length, and radiocarbon dates from previous studies and this study.*

Seventeen cores collected during several research campaigns (Tableau III-1) in the present-day delta plain and in the prodelta were subjected to sedimentological analysis and were sampled for dating (see locations on Tableau III-1). Three cores were collected by the INRAP rescue Archeology Institute in the apex of the delta (Arles city area, Figure III-1) (cores GMSC1, GMSC1A, and GMSC8). In the deltaic plain, five cores were collected by the PEH project “Vallée du Rhône” and the ANR Armilit and Eurodelta programs (cores FG, SF, FP3, R1 and R2). In the prodelta, nine cores collected by IFREMER in various campaigns were studied: RHS-KS04, RHS-KS21, RHS-KS27, RHS-KS40,

RHS-KS51, RHS-KS55, and RHS-KS57, collected during the Rhosos campaign of IFREMER, BMKS21 collected by the Beachmed program of IFREMER, and MD99-2352 collected by IFREMER.

### *b) Sedimentological analysis*

The seventeen cores have been analyzed in order to reconstruct the paleoenvironmental characteristics of each core, based on sedimentological analysis. The sedimentological analysis consists of the description of each core in terms of grain size vertical evolution, sedimentary structures, color, accessory material such as shells, bioclasts, plant debris and coal fragments. The sedimentological analysis enables to classify several sedimentary facies according to their genesis in terms of processes of deposition that characterize specific depositional environments. Remarkable stratigraphic surfaces such as Maximum Regressive Surfaces (MRS) and Maximum Flooding Surfaces (MFS) were also identified on each core and were used together with the facies analysis to define transgressive and regressive cycles (T/R cycles). The T/R cycles were correlated between the cores following North-South and West-East transects.

### *c) Chronostratigraphy*

Improvement of the chronostratigraphic model to enable accurate estimation of the temporal volume of sediment deposited in the deltaic system is key part of this study. A total of 92 datings were realized during past studies (Vella, 2005, 2008; Berné et al., 2007; Amorosi et al., 2013; Vella and Sivan, 2014; Fanget et al., 2014), and these have helped to constrain the chronostratigraphic scheme of the delta. In this study, 97 new radiocarbon datings were done to complete the existing dataset and to better constrain, stratigraphically and geographically, the evolution of the deltaic system.

The chronological framework was completed by radiocarbon datings on charcoal and shells. The methodology consists in pouring a dilute aqueous solution of sodium hexametaphosphate over the samples to facilitate the recovery of dateable materials (charcoal or coarse shell), which were sent to the Poznan Radiocarbon Laboratory for  $^{14}\text{C}$  datings. An accelerator mass spectrometer was used because of the low carbon quantities in the samples. Wood and charcoal samples were systematically favored over marine shells to prevent reservoir effects. The uncertainty in the age calculation varies between 20 and 200 years, depending on the quality of the samples and the quantity of carbon. The calibrated age of charcoal was calculated using Calib version 8.20 with the IntCal 20 calibration curve (Reimer et al., 2020). The ages of marine shells were calculated using Calib 8.20 with the Marine20 calibration curve (Heaton et al., 2020).

#### *d) Calculation of sediment volume*

The estimation of the sediment volumes deposited in the Rhône delta during the Holocene is one of the main contributions of this study. The volume calculation was performed on the basis of the stratigraphic correlations. The study area used for the calculation is a square mesh of 92 km encompassing the whole Rhône delta system divided into 2-km-long cells (*Tableau III-1*). This dimension allows the delta to be covered from the apex down to the canyons located at the shelf break, including the area of resedimented particles on the sides of the present-day delta shoreline. The method chosen for the calculation evaluates the difference in thickness between the present-day topography and that estimated for 12 500 yr cal. BP. The difference gives the thickness of the sediment deposited for each cell in the mesh. The values of all cells are then summed to obtain the global volume of stored alluvial material. The present-day topographic surface of the whole delta was obtained by concatenating the data of the submerged part and the ones of the emerged part of the delta. For the submerged part, the data were made available by IFREMER, with the bathymetric surface data being obtained through oceanic cruises with multibeam echosounders, scanning sonars, and seismic data. These technologies enabled to obtain a resolution of about 100 m over the entire Gulf of Lions. For the emerged part, the topography was obtained from digital terrain models. These models were generated from the geoprocessing of satellite images, and the resolution used for this study was 100 m. The reconstruction of the 12 500 yr cal. BP topographic map was made based upon subsurface data. In the north, for the present-day deltaic plain, the 12 500 yr cal. BP surface was updated using the sedimentary cores of this study and the BSS database of BRGM (<https://infoterre.brgm.fr/page/banque-sol-bss>), with a total of 59 control points being used to improve the surface created in previous studies (Vella et al., 2005, Arnaud-Fassetta and Suc, 2015). The northeastern part and the northwestern part of the study area are outside of the deltaic plain and were not included in the estimation of the sediment volume deposited. For the central and southern parts of the study area, the map proposed by Jouet (2007) was used. This map is a reconstruction of the surface at 20 000 yr BP, corresponding to the erosion surface of the LGM. This map was constrained by the interpretations of the seismic profiles of the Gulf of Lions (Jouet, 2007; Fanget et al., 2014). To estimate the difference in topography between the 20 000 yr cal. BP surface (Jouet, 2007) and our 12 500 yr BP surface, isopach maps of different units identified in the prodelta were used (Labaune et al., 2005). These isopach maps cover a large part of the prodeltaic system. The last part of the 12 500 yr cal. BP topographic map is a band of 6 km to the east and west in the prodelta that is not present in the 20.0 Ka surface (Jouet, 2007). To complete each side of the new map, the trend in the difference between the present-day topography and 12 500 yr cal. BP was calculated inside the 20.0 yr cal. BP and interpolated to each side. This 12 500 yr cal. BP surface included data produced in a previous study on the delta system (Labaune et al., 2005, Vella et al., 2005, Jouet, 2007, Arnaud-Fassetta and Suc, 2015).

### *e) Sediment compaction estimation*

In delta systems, sediment compaction has an important role in short-term subsidence (Stefani and Vincenzi, 2005; Van Asselen et al., 2009). This subsidence can be of tectonic and lithospheric origin at the scale of several million years, although at shorter time scales, subsidence can be related to human activity involving extraction of water or hydrocarbons from the subsurface (Teatini et al., 2010), or the natural phenomenon of porosity reduction through pressure caused by the burial of deposits.

In the case of the Rhône delta system in the Holocene, the observed subsidence is related to the compaction of sediments. As it is difficult to compute the exact compaction due to sediment loading, which depends on water saturation, sediment density, and the types of particles, it is necessary to simplify the computation by assuming that the present-day deltaic plain and its underlying deposits correspond to 65% sand and 35% clay, percentages based on estimates calibrated with the core descriptions and the correlation transects made across the delta. Compaction estimates were made considering the two main lithologies observed in the Rhône delta.

## 4. Sedimentary analysis and delta architecture

### *a) Analysis of facies and depositional environments*

#### (1) Facies associations (FA) and depositional environments

The Rhône delta is characterized by clastic sedimentation, with the particles originating from the Rhône watershed (*Figure III-1*). The various depositional environments are present along a depositional profile ranging from the present-day deltaic plain to the prodelta at the entrance to the plateau-edge paleocanyons. The facies associations are summarized in *Figure III-2*. Eight facies associations have been defined based on the sedimentological analysis of the seventeen cores, and are presented hereafter in stratigraphically proximal to distal order.

(a) The fluvial channel facies association (C1)

This facies association is composed of coarse to very coarse-grained, very poorly sorted sand, with rare granules and gravels and occasional cross-stratification at megaripples scales. The base of this facies association is erosive and is organized into fining upwards sequences from coarse grained sands up to fine grained sands to silts, the thickness of which can reach 4 m (R2 core). This facies association is well developed in the early Holocene strata of cores located near the present-day shoreline (R1, R2 and SF cores), and constitutes the main sedimentary record close to the apex of the delta (cores GMSC1, GMS1A, and GMSC8).

(b) The fluvial plain facies association (C2)

This facies association shows brownish to reddish horizontal plane-parallel silty clays deposits including decimeter thick rippled very fine to fine-grained non-erosive sand beds. The silty clays indicate lower flow regime that allowed for suspension fall out in backwater during channel abandonment (Smith et al., 1989). The sands are interpreted as channel overbank or crevasse-splay deposits (Allen, 1963, 1965; Miall, 1996; O'Brien and Wells, 1986; Kraus, 1987; Bown and Kraus, 1987). This facies association is present in the upper part of the deltaic plain core (R1, R2, SF, FG, FP3), or in alternation with C1 in the apex core (GMSC1, GMS1A, GMSC8).

(c) The bay facies association (B1)

This facies association is made up of bioturbated clay to silty clays alternating with centimetric lenses of sands including microfossils. Locally, sand beds show thin fining upward muddy sandstones with scattered medium to coarse grains including faunal accumulation and abundant plants debris and mudclasts. This muddy-dominated environment indicates suspension decantation in a quiet deposition environment. Fauna-rich fine-grained sandstone beds are interpreted as storm deposits. This facies association is present in the lower and upper parts of the cores located in the present-day deltaic plain (R1, R2, SF, and FG cores).

*L'architecture stratigraphique du delta du Rhône et les variations du flux sédimentaire au cours de l'Holocène*










Depositional environment	Dominant facies	Sedimentary structures	Sequential organization	Depositional process	Figurative elements	illustration
Alluvial plain	Very fine grained clayey-silty sandstones, poorly sorted. Rare floating granules and gravels, presence of roots	Rare current ripples, plane parallel laminations	Aggradation of silty-clay deposits, coarsening upwards decimetric sequences in the overflow deposits and crevasse lobes	Decantation, occasional unidirectional flood currents	Plant debris, roots	
Fluvial channel	Coarse to very coarse grained sandstone, very poorly sorted	Trough cross-stratification, current ripples	Erosive base, fining and thinning upwards	High energy tractive currents	Plant debris, roots	
Inner bay	Bioturbated clays or silty clays alternating with centimetric lenses of medium grained sands	Plane parallel laminations in the clays intervals, current ripples in the sandy lenses	Aggradation of clay deposits, alternating with sand lenses	Decantation of clays, low energy tractive currents for sand lenses, linked to flood events	Organic matter, wood fragments, shells of gastropods, bivalves	
Outer bay	Alternate of bioturbated clays/silt and fine grained sands with abundant mollusc shell fragments sometimes forming centimetric lags	Plane parallel laminations in the clays intervals, current ripples in the sandy lenses	Aggradation of clay deposits, alternating with sand lenses	Decantation of clays, low energy tractive currents for sand lenses, linked to flood events	Organic matter, rare wood fragments, abundant bivalve shells	
Mouth bars/ Bay-head delta	Fine to coarse grained sands, moderately sorted with abundant clay pebbles, bioturbated	Sigmoidal cross stratifications, sometimes	Organization in coarsening upwards sequences and thickening upwards	Dominant tractive currents	Clay pebbles, wood fragments, bioclast fragments	
Upper delta front	Very well sorted fine to medium grained sands	Plane parallel or low angle lamination	Organization in coarsening upwards and thickening upwards sequences	Wave current that reworks the sands brought by the river currents during floods	Rare bioclasts	
Lower delta front	Alternation of very fine bioturbated silty sands and with fine to medium grained sands of centimetric to decimetric in thickness	Frequent current ripples in bioturbated very fine grained sand intervals, hummocky cross-stratification	Organization in coarsening and thickening upwards sequences	Wave currents (storms) alternating with low energy tractive currents drifting from the river discharge	Rare wood fragments, bioclasts	
Prodelta	Bioturbated silty clays alternating with lenses of fine to very fine grained sand	Plane parallel laminations in silty clays, current ripples in sandy lenses	Organization in weakly coarsening upwards sequences	Decantation, low energy tractive currents related to river flooding	Rare bioclasts	
Offshore	Bioturbated silty clays, with rare infra-centimeter sandy lenses	Parallel plane laminations	Sequences in aggradation	Decantation	Important bioturbation, rare bioclasts	

Figure III-2 Facies associations and depositional environments described in the cores used in this study

(d) The mouth bar facies association (MB)

This facies association shows bioturbated fine to coarse-grained sands, moderately sorted with abundant clay pebbles. This association is organized into coarsening upwards and thickening upwards

sequences, with traction structures due to ripple migration. This FA typically occurs in cores FG, SF, and R2 cores, often in association with bay deposits (B1).

(e) The upper delta front facies association (D1)

This association shows sharp-based coarsening and thickening upward fine to coarse moderately sorted sands, moderately bioturbated, with abundant plant debris. This facies association is 0.5 to 2 m thick and contains dispersed gastropods. Trough cross bedding, tangential oblique and plane parallel bedding are common. Some clay levels of 5 to 10 cm thickness are observed on the bottom of the facies association but are missing upwards. The sedimentary structures and plant debris indicate overall progradation of a delta front fed by hyperpycnal flows and bedload processes (Elliott, 1976, 1986; Bhattacharya and MacEachern, 2006; Olivero et al., 2008), and the system is described as a flood-dominated river-deltaic system by Mutti et al. (2000). The scarce preservation of fine-grained sediments indicates a high-energy regime due to the fair-weather wave activity.

(f) The lower delta front facies association (D2)

This facies association is made up of alternating very fine-grained bioturbated silty sands with decimeter-thick beds of fine to medium grained sands. Bioturbation is more abundant than for the D1 association, and the sequential organization corresponds to coarsening upwards and thickening upwards stacked bedsets. Sedimentary structures denote the interplay between storm waves that reworked the particles and forming hummocky cross-stratification-like sedimentary structures, and traction currents due to discharge, that formed low energy tractive sedimentary structures such as current ripples. This FA generally forms plurimetric intervals at the bottom of the upper delta front association and corresponds to the bottom of the delta front progradation.

(g) The prodelta facies association (M1)

This association consists of coarsening and thickening upward highly bioturbated massive poorly sorted grey muddy siltstone alternating with medium-grained sandstones including shell fragments. Current ripples are observed in the fine-grained facies. This facies association was burrowed by Skolithos and Ophiomorpha. These deposits are interpreted as suspension settling from sediment-laden hyperpycnal flows of hemipelagic plumes (Orton and Reading, 1993) or pycnocline processes created by internal waves (Mateu-Vicens et al., 2012) in a prodeltaic open marine environment below the fair-weather wave base level.

(h) The offshore facies association (M2)

This association is dominated by clayey facies. Skolithos, Planolites, Cruziana, and Ophiomorpha ichnofacies are recognizable. These clayey facies also present some occurrences of thin bioturbated bioclastic fine-grained sands with reworked shell debris. This facies association is interpreted as suspension fall-out in an upper offshore environment (20 to 60 m water depth), occasionally submitted to storm processes below the fair-weather wave base (Dott and Bourgeois, 1982). Thick intervals of

clayey facies with the absence of hydrodynamic sedimentary structure and sands suggest very low energy conditions in a lower offshore environment below storm waves.

(2) Sedimentary logs and facies stacking

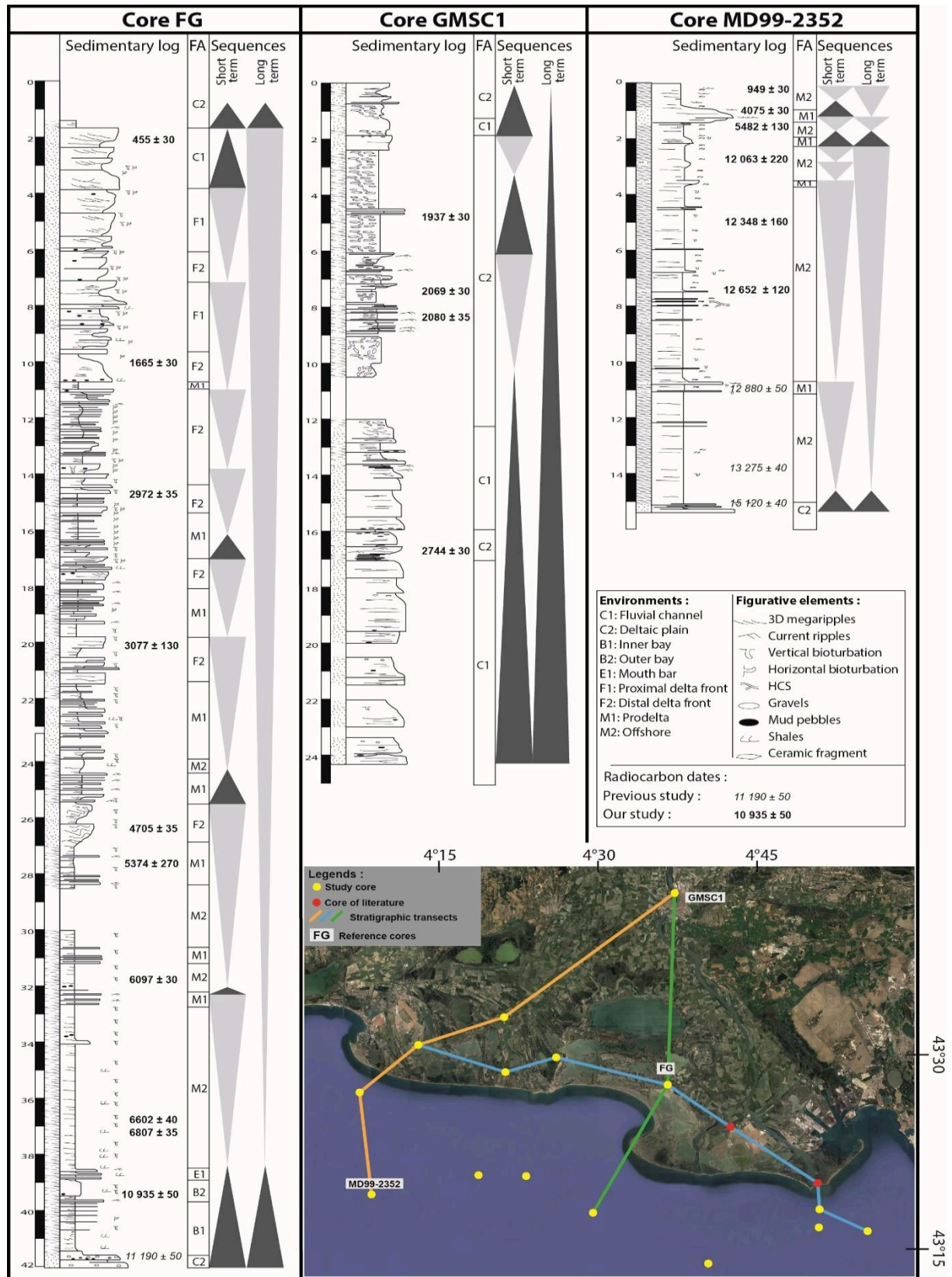


Figure III-3 Reference cores of the Rhône delta, with sedimentary logs, <sup>14</sup>C dates, facies, and stratigraphic cycles of three cores (GMSC1, FG, MD99-2352). FA for facies associations.



To illustrate the diversity of sedimentary assemblages observed in the Rhône delta, three reference cores were selected because of their diversity of facies associations and stacking, as well as the sequential organization of the deposits. Core GMSC1A represented the delta apex, core FG was located in the deltaic plain, and core MD99-2352 was located in the prodelta (*Figure III-3*). The sequential organization was defined following the transgressive/regressive cycles defined by [Van Wagoner et al. \(1988\)](#) and [Embry \(2002, 2009a, 2009b\)](#), although on a different scale. The high-frequency depositional cycles illustrated below are bounded by flooding surfaces (parasequences) in the marine successions or by erosional/hiatal surfaces within continental deposits.

(a) Core GMSC1

The GMSC1 core is located in the apex of the delta, on the western bank of the Rhône River in the city of Arles. This core is 24.30 m long and has been divided into five cycles based on sedimentological characteristics and the evolution of vertical facies stacking. Five datings on charcoal fragments indicate a sedimentary record that ranges between 2744 cal. BP (bottommost datings) to 1937 cal. BP (topmost dating), covering the Iron Age and High Roman Empire periods. The first cycle at the bottom of the core (from 24.30 to 15.90 m) corresponds to medium to coarse-grained sands organized in multi-decimeter to meter-thick fining upwards sequences, with trough cross-bedding stratifications and current ripples on top of the bedsets, passing upwards into decimeter-thick beds of clayey-silt to medium-grained sand, organized into coarsening upwards sequences. This cycle is composed of stacked fluvial channels (facies association C1) filling a fluvial valley preserved during base level rise in a transgressive trend, followed by channel overflow deposits, and belongs to the alluvial plain facies association (C2).

A second cycle (from 15.90 to 8.50 m), comparable to the first one, is made up of multi-decimeter thick fining upward bedsets of coarse to fine-grained sands with plane parallel lamination, trough cross stratifications, and current ripples, passing upwards to clayey-silts with abundant ceramic fragments from the Roman period ([Vella et al., 2014](#)) associated with waste that testifies to the presence of continuous human occupation. This cycle records stacked fluvial channel fill deposits preserved in a transgressive trend, overlaid by anthropogenic soil that developed in a floodplain environment (C2 facies association).

This interval is overlain by a thin package of thin-bedded fine to medium grained sands with current ripples, on top of which sit silty clayey deposits, on top of which ceramic fragment-rich clayey silts are preserved (8.50 to 6.60 m). It corresponds to a short cycle of floodplain deposit preservation, with river overbank deposits overlaid by anthropogenic cumulic soil.

Above this, a near identical cycle ranging from 6.60 to 1.9 m records floodplain aggradation with river overbank clay and silt deposits overlaid by a thick (3.6 m) interval of ceramic-rich anthropogenic cumulic soil.

A last cycle on the top of the core (1.9 to 0 m) corresponds to coarse to medium-grained sands organized in fining upwards bedsets with floating granules and ceramic fragments. It is interpreted as fluvial channel fill and records the last avulsion of the river at this location.

This core illustrates the Rhône fluvial channel avulsion events that occurred in the apex of the delta plain, with human occupation on the riverbanks when the active channel shifted.

The radiocarbon dates realized during this study allow the stratigraphic cycles to be chronologically constrained.

#### (b) Core FG

Core FG is located in the present-day deltaic plain, in the southwest of the Vaccares lagoon. The core is 42.10 m long and is subdivided into seven cycles recording transgressive/regressive trends bounded by remarkable stratigraphic surfaces that can be correlated with other cores of the Rhône delta system. The radiocarbon dates realized during this study (*Tableau III-1*) allow the stratigraphic cycles to be chronologically constrained. Sixteen radiocarbon dates were acquired, but only 13 were retained for stratigraphic correlations. The bottom of the core is made up of gravels forming the “Cailloutis” that corresponds to the substrate for the overlying Holocene succession and is suggested as representing a late Pleistocene fluvial-channel deposit formed during the LGM (Amorosi et al., 2013).

Above the Cailloutis, the first cycle (40.80 to 32.20 m) corresponds to the Holocene transgression and drowning of the LGM alluvial plain (Oomkens, 1970; Amorosi et al., 2013). This interval is made up of coarse-grained sands with floating granules in a silty clayey matrix at the base, passing upwards to bioturbated silty clays with occasional lenses of medium-grained sands with current ripples and organic-rich clayey intervals (dated from  $10\,935 \pm 50$  yr cal. BP, see *Figure III-3*). Above this interval, a several-meter thick package of silty clays, moderately bioturbated with shell fragments and foraminifera, passes upwards to an alternation of silts with centimetric lenses of medium grained bioturbated sands with current ripples and HCS-like bedforms. This cycle records deepening-upward trend above the Cailloutis, starting with a transgressive lag, on top of which bay environments were preserved (as also described by Amorosi et al. (2013) for two cores [R1 and R2] located close to this FG core), recording the onset of the Holocene transgression. A marine flooding surface was identified on top of the coastal environment, with the sedimentation of marine silty shales showing open marine fauna (foraminifers) typical of the offshore environment. The progressive occurrence of rippled sand lenses records the progressive progradation of the system with prodeltaic deposits. This regressive interval records the first occurrence of the Rhône delta progradation around 6800–6000 yr cal. BP.

Above this cycle, a second interval (32.20 to 24.70 m) corresponding to bioturbated silty clays with occasional rippled medium-grained sand packages passes progressively upwards to coarsening upwards fine to medium-grained sands showing contorted and slump structures. This interval records a

second phase of progradation of the delta system, dated between 6000 and 4700 yr cal. BP (*Figure III-3*), with offshore to prodeltaic environments at the base of the cycle, passing upwards to slumped delta front bottom sets (distal delta front).

A third interval ranging from 24.70 to 14.30 m is made up of bioturbated silty clays alternating with centimeter to decimeter-thick rippled fine to medium sand lenses organized in coarsening upwards bedsets. This interval is organized into three cycles of coarsening upwards and thickening upwards sequences recording pulses of progradation of the delta (Ulmet lobe), with prodeltaic facies passing progressively upwards to a distal sandy delta front, in a period ranging from post 4700 to 2900 yr cal. BP.

This interval is followed by another cycle (14.30 to 6 m) composed of silty clays with abundant centimeter-thick medium-grained lenses of sands showing current ripples and burrows passing progressively upwards to multi-decimeter-thick sets of coarsening upwards and thickening upwards medium to coarse-grained moderately-sorted clean sands with plane parallel and oblique structures, with occasional mud pebbles and granules, bioturbated on top. This cycle is interpreted as the progradation of the delta front system on top of the prodeltaic environment. This records an important phase of the delta progradation of the Ulmet lobe, dated to around 1660 yr cal. BP.

A last interval from 6 to 1.7 m is made up of multi-decimeter-thick beds of fine to medium-grained sands with oblique laminations, passing upwards to medium to coarse-grained sands with oblique lamination to 3D megaripples. This interval is interpreted as a prograding upper delta front system, recording the most recent progradation phase of the Ulmet lobe system that ended around 450 yr cal. BP (*Figure III-3*).

This interval is capped by reddish silty shales (1.5 to 1.7 m) that correspond to the recent alluvial plain preserved on top of the progradation. The topmost part of the core (1,5 to 0 m) has not been recovered.

In total, five phases of deltaic progradation of the Ulmet lobe are identified in the FG core. The oldest, between 26.75 m and 24.40 m, is dated to around 4600 yr cal. BP. The second, between 23.5 m and 22.3 m, is earlier than 3000 yr cal. BP (and probably around 4000 yr cal. BP after the age depth). The next one from 21.5 m to 17 m starts just before 3077 yr cal. BP. The fourth phase extending from 12.5 m to 2.3 m can be divided into two pulses, between late Antiquity and late Middle Age. Alternations between delta front systems and open marine deposits (offshore and prodeltaic environments) reflect different pulses of delta lobe abandonment (marked by flooding surfaces) and deltaic progradation during the second half of the Holocene.

#### (c) Core MD99-2352

This core is located in the present-day prodelta, 27 km from the coastline (*Figure III-3*). The six new radiocarbon dates realized during this study (*Tableau III-1*) allow us to chronologically constrain the

sedimentary cycles. The oldest radiocarbon dates yielded an age of 14 600 yr cal. BP (Berné et al., 2007) at a depth of 7.9 m. Other dates indicate that the Holocene is only included in the last 3 m. The high pre-Holocene sedimentation rate is the result of the proto-Rhône delta development (Early Rhône Deltaic Complex - ERDC, see discussion).

The bottom of the core (15.40 to 15.05 m) is made up of coarse to very coarse-grained sands, interpreted as fluvial deposits (C1), and corresponding to the post glacial substratum for the Rhône delta development (Berné et al., 2007).

Above the basal "Cailloutis" lays an interval (15 to 10.8 m) of bioturbated clays with occasional shells and foraminifers, on top of which lay centimeter to decimeter-thick medium to coarse-grained sandy beds with current ripples. These are interpreted as offshore marine deposits capped by prodeltaic deposits, forming a first marine progradation trend on top of the substrate. This prograding unit is dated from 15 000 to 13 000 yr cal. BP and corresponds to the first transgressive-regressive cycle of the Rhône delta recorded in the distal part of the system.

This interval is overlaid by a thick package (10.8 to 3.5 m) of clays with occasional centimetric fine-grained sand lenses, sometimes showing HCS-like bedforms, ending up with decimetric coarsening-upwards structureless fine to medium-grained sands. This interval is also interpreted as offshore deposits capped by prodeltaic deposits, recording a second phase of progradation of the deltaic system in the distal part, dated to between around 13 000 and 12 000 yr cal. BP.

A third package (3.5 to 1.4 m) of several decimeter-thick coarsening-upwards sequences of silty clays capped by fine to medium-grained sands showing faint current ripples is also interpreted as a small prograding package from offshore to prodeltaic settings. This interval can be subdivided into three metric prograding cycles recorded between 12 000 and 5000 yr cal. BP (Figure III-3).

The topmost part of the core (1.4 to 0 m) represents a cycle based on an erosional surface on top of which a several decimeter-thick fining upwards coarse to fine-grained sand showing megaripples passes rapidly upwards into bioturbated silty clays with abundant shell fragments. The sandy package can be interpreted as a high-density flow event derived from fluvial input (flood event), on top of which offshore sedimentation occurred. This interval is dated between 4000 and 950 yr cal. BP, and corresponds to the last dating on the top of the core, revealing a very low Late Holocene sedimentation rate in this area.

During the rapid marine transgression, little sediment was deposited in this area, only 1.1 m in 6500 years. Since the stabilization of the sea level at 6000 yr cal. BP (Vella et al., 2008), 1.5 m of sediment has been deposited. A sandy pulse was present between 5500 and 4100 yr cal. BP, and may be contemporary with the development of the Saint-Ferréol and Ulmet lobes during this period (Arnaud-Fassetta and Suc, 2015).

### *b) Stratigraphic architecture of the Rhône delta*

FA analysis and stacking of the cores available for the Rhône deltaic system enabled us to identify correlatable surfaces (mainly maximum regressive surfaces) constrained by age (as defined *Figure III-3*), and to propose correlation transects highlighting the stratigraphic architecture of the Rhône delta. Three main correlation transects were made across the delta (*Figure III-4*, *Figure III-5*, and *Figure III-6*; see location of the transects in *Figure III-1*), and six main sequences were identified for the Holocene period, starting on top of the Cailloutis that corresponds to the Plio-Pleistocene glacially-derived conglomerates (*Griollet, 1976*), and ending at the present-day surface.

#### (1) Sequence 1 (12 500-4300 yr cal. BP)

Sequence 1 is bounded at the bottom by the top of the Plio-Pleistocene Cailloutis, which corresponds to the Durancian fans that developed during the Wurm period, and thus forms the substrate for Rhône delta system that developed during the Holocene. Above the top Cailloutis surface, the age of which is assigned to 12 500 yr cal. BP, a several-meter-thick package of bay and mouth-bar deposits was identified in the R1 core (Transect 1, *Figure III-4*), FG core (Transects 2/3, *Figure III-5*), and R2 and SF cores (Transect 3, *Figure III-6*). This is interpreted as being deposited in the early Rhône deltaic plain and preserved in a transgressive trend that corresponds to the post LGM/early Holocene transgression. This interval is sharply overlain by offshore shales that highlight a rapid sea-level rise that occurred at 7500 yr cal. BP (*Labaune, 2005*) in the center of the present-day deltaic plain, passing to shallow marine and alluvial facies towards the proximal part of the system (the present-day apex of the delta). The offshore interval passes progressively upwards to prodelta and lower delta front facies associations in the axis of the present-day delta (core FG), testifying to a first pulse of delta progradation (early Ulmet lobe) that ended at the estimated date of 4300 yr cal. BP, and is characterized by a sharp surface on top of lower delta front sand in the FG core, interpreted as a maximum regressive surface.

(2) Sequence 2 (4300-3000 yr cal. BP)

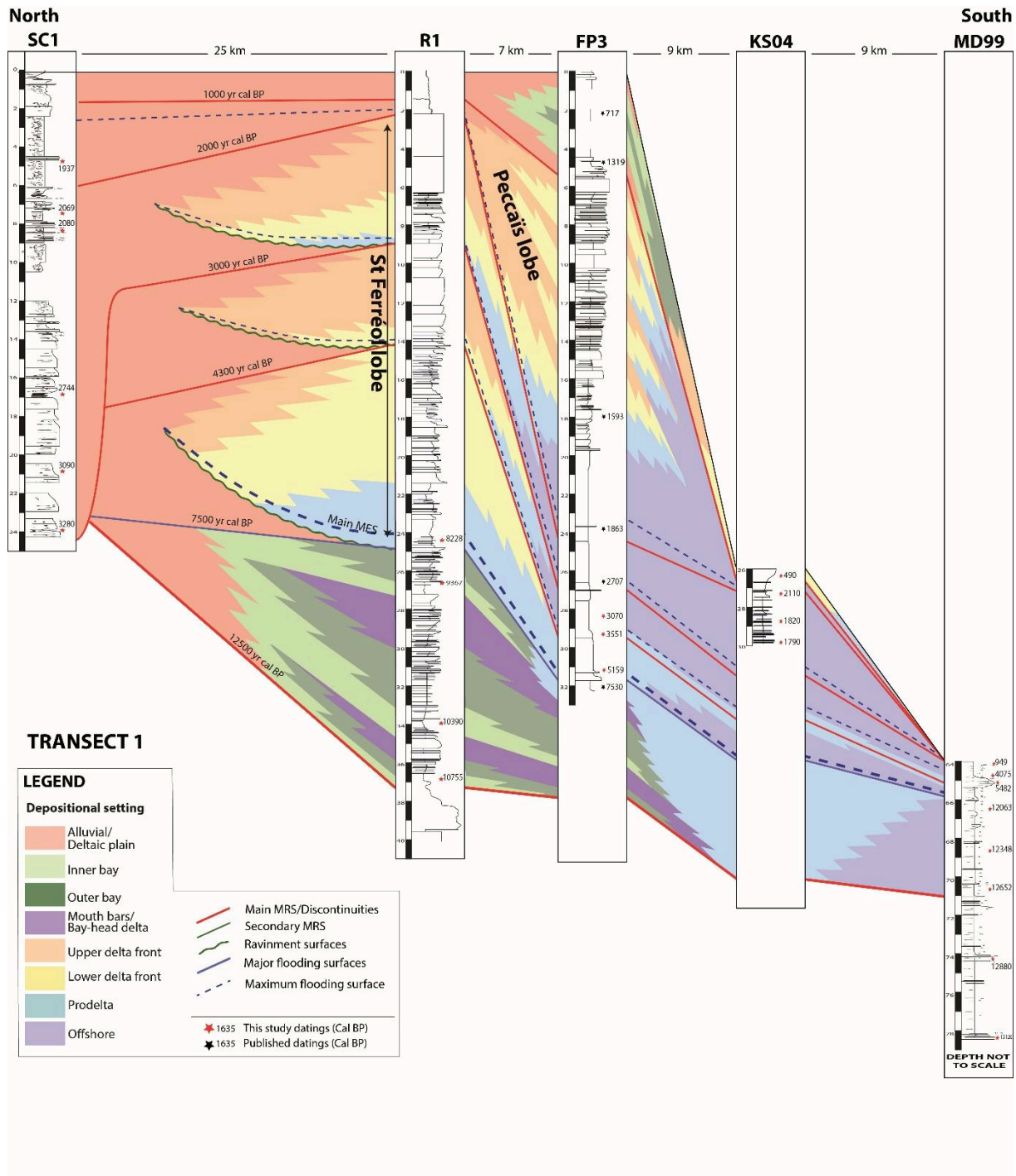


Figure III-4 North-south stratigraphic correlation transect in the Western part of the Rhône delta

Sequence 2 is bounded at the base by the 4300 yr cal. BP maximum regressive surface and is well developed in the center of the present-day delta plain. This sequence corresponds to a major phase of delta front progradation that is well recorded in the R1 (Transect 1, Figure III-4) and SF and FG cores (Transect 3, Figure III-6). This regressive sequence corresponds to major phases of progradation of both the Ulmet and St Ferréol lobes that developed in the axis of the present-day delta. This sequence

can be subdivided into two shorter-term progradational sequences that correspond to two minor pulses of progradation of both the Ulmet and St Ferréol lobes, thinning and passing southwards to prodeltaic and offshore sediments (KS04 and MD99 cores in Transect 1, KS40 core in Transect 2, and SG, 114, KS27, and KS51 cores in Transect 3). Sequence 2 is topped by a major maximum regressive sur that corresponds to a sharp surface on top of coarse-grained delta front sands in the axis of the present-day delta.

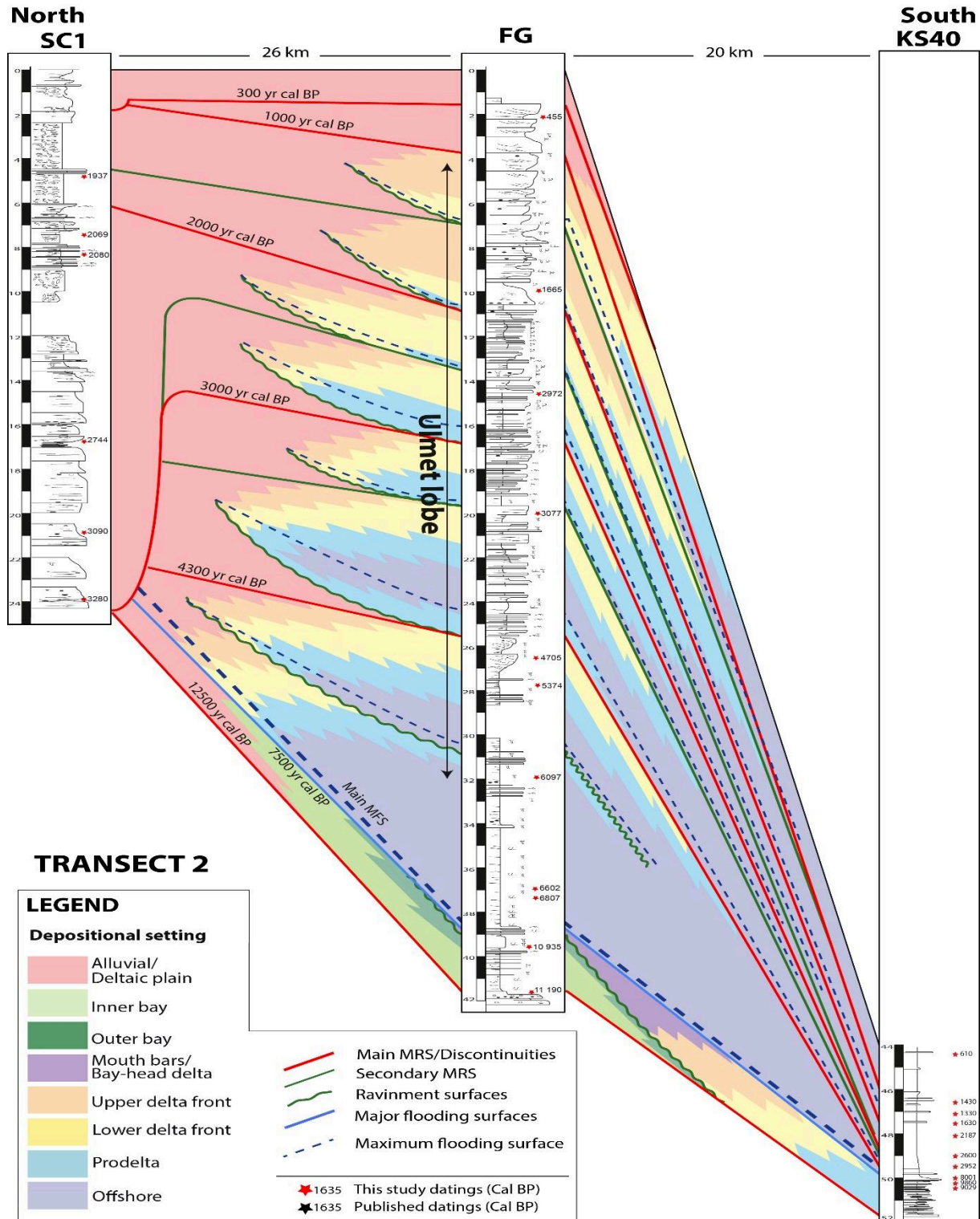


Figure III-5 North-south stratigraphic correlation transect in the Eastern part of the Rhône delta

(3) Sequence 3 (3000-2000 yr cal. BP)

Sequence 3 is closely comparable to sequence 2 and is well developed in the central part of the present-day delta. In the proximal part of the system, this sequence corresponds to fluvial valley fill, as observed in core SC1 (Transect 2, Figure III-5). This passes distally to a shallow marine delta front system in the central part that records an important advance of the Ulmet and St Ferréol lobes in the axis of the present-day delta, and which shows mainly coarse-grained upper-delta front facies associations in the R1 (Transect 1) and R2, SF, and FG cores (Transect 3), thinning and passing distally to the south in prodeltaic and offshore deposits. This sequence corresponds to the maximum progradation of the Ulmet and St Ferréol lobes in the axis of the delta, which occurred until a major maximum regressive sur dated at 2000 yr cal. BP, after which the St Ferréol lobe became inactive.

(4) Sequence 4 (2000-1000 yr cal. BP)

Sequence 4 developed in the western and eastern parts of the present-day delta, in reaction to the Ulmet and St Ferréol lobes that prograded in the axis of the delta, forming a positive topographic relief, the highest point of which is reached in the axis of the SF core, seen at 1 m below the present-day surface. To the west, sequence 4 records the progradation of the Peccaïs lobe with a thick delta front facies association observed in the FP3 core (Transect 3). In the center part of the system, sequence 3 corresponds to the last phase of the Ulmet lobe progradation observed in the FG core (Transect 1 and 3). To the east, sequence 3 records the onset of the Bras de Fer/Grand Passon lobe progradation with delta front facies associations observed on the FG and SG cores (Transect 3), passing to the south in prodeltaic and offshore deposits (Transect 3, *Figure III-7, Figure III-6*). The top of the sequence 3 progradation is characterized by a major maximum regressive sur corresponding to a subaerial erosional surface on top of which lie continental deposits of sequence 5.

(5) Sequence 5 (1000-300 yr cal. BP)

Sequence 5 developed only on the western and eastern parts of the delta. This sequence is associated with the last stages of the Peccaïs lobe development to the west and the Bras de Fer lobe progradation to the east. It mainly corresponds to delta plain deposits (i.e., alluvial, fluvial, and bay facies associations) in the proximal part of the system. These facies associations pass distally to well-developed delta front systems to the west (as observed in the FP3 core [Transect 1, *Figure III-4*] for the Peccaïs lobe), and rapidly to offshore deposits to the south. The Bras de Fer delta front system develops to the east and passes distally to offshore deposits to the southeast (Transects 2 and 3, *Figure III-7, Figure III-5 and Figure III-6*). Sequence 3 is capped by a maximum regressive surestimated at 300 yr cal. BP.



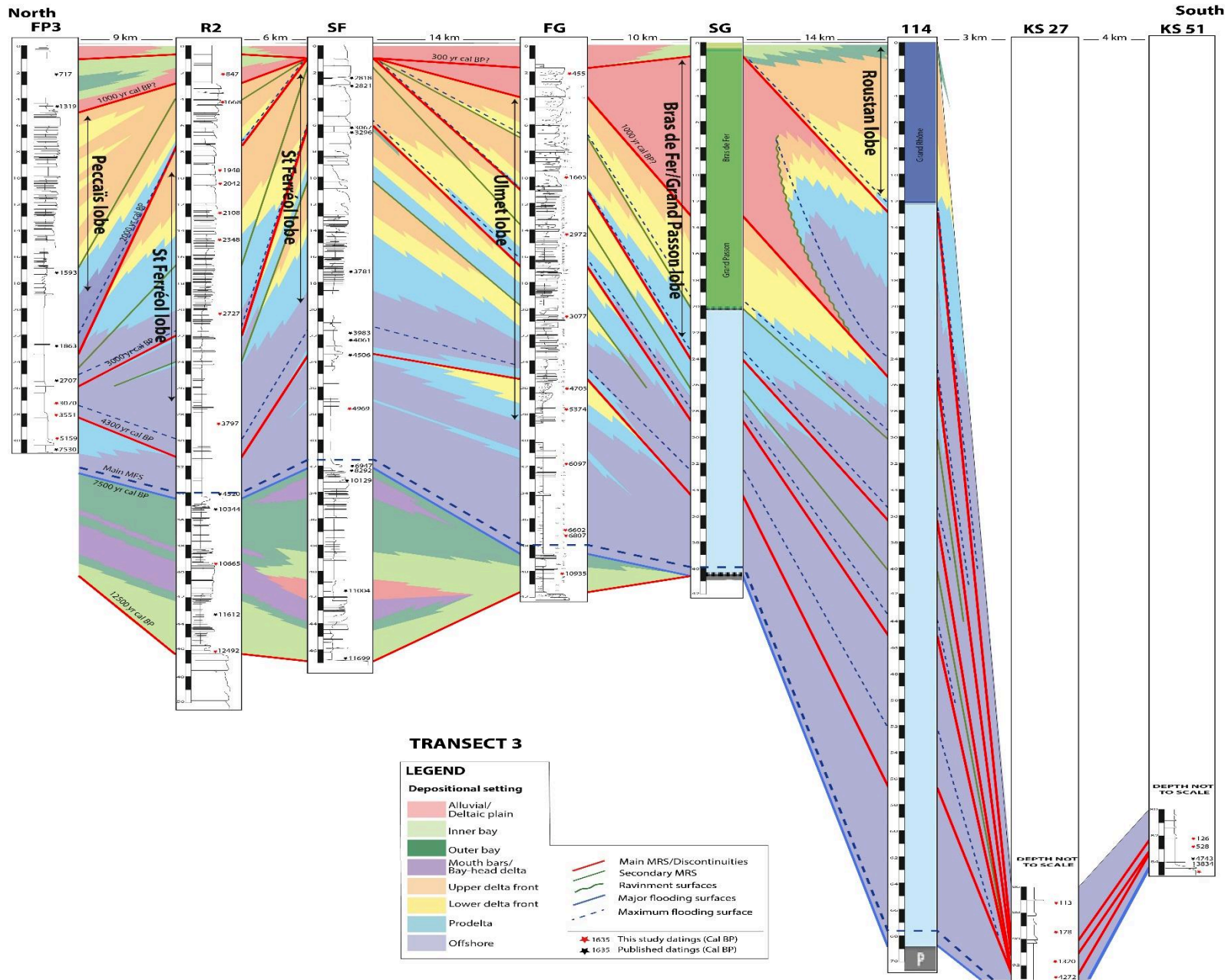


Figure III-6 West-east stratigraphic correlation transect across the Rhône delta

(6) Sequence 6 (300 yr cal. BP to present)

Sequence 6 is the last sequence recorded in the Rhône delta system and corresponds to the delta plain as it is observed today, with the still active Roustan lobe that has developed in the southeastern part of the system since 300 yr cal. BP (Transect 3 *Figure III-7, Figure III-6*).

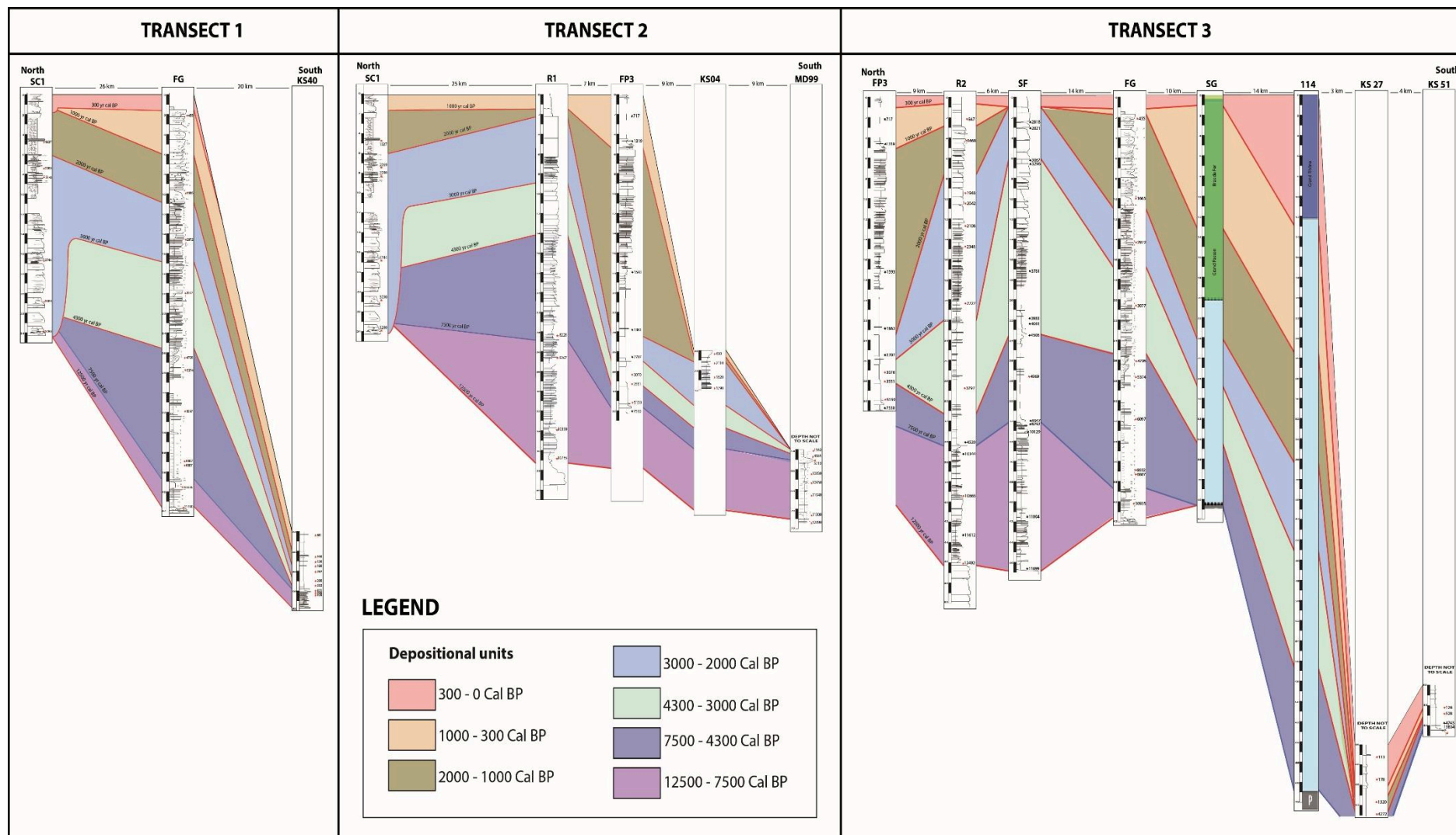


Figure III-7 Comparison of the stratigraphic correlation transects highlighting the different depositional units defined across the Rhône delta

## 5. Estimated sediment flows

### a) Overall volume sedimented

The total volume sedimented computed by the difference between the 12500 yr cal. BP restored delta topography and the present-day delta surface resulted in an estimate of 89 700 000 000 m<sup>3</sup> of sediment deposited over the last 12 500 years, taking sediment compaction into account.

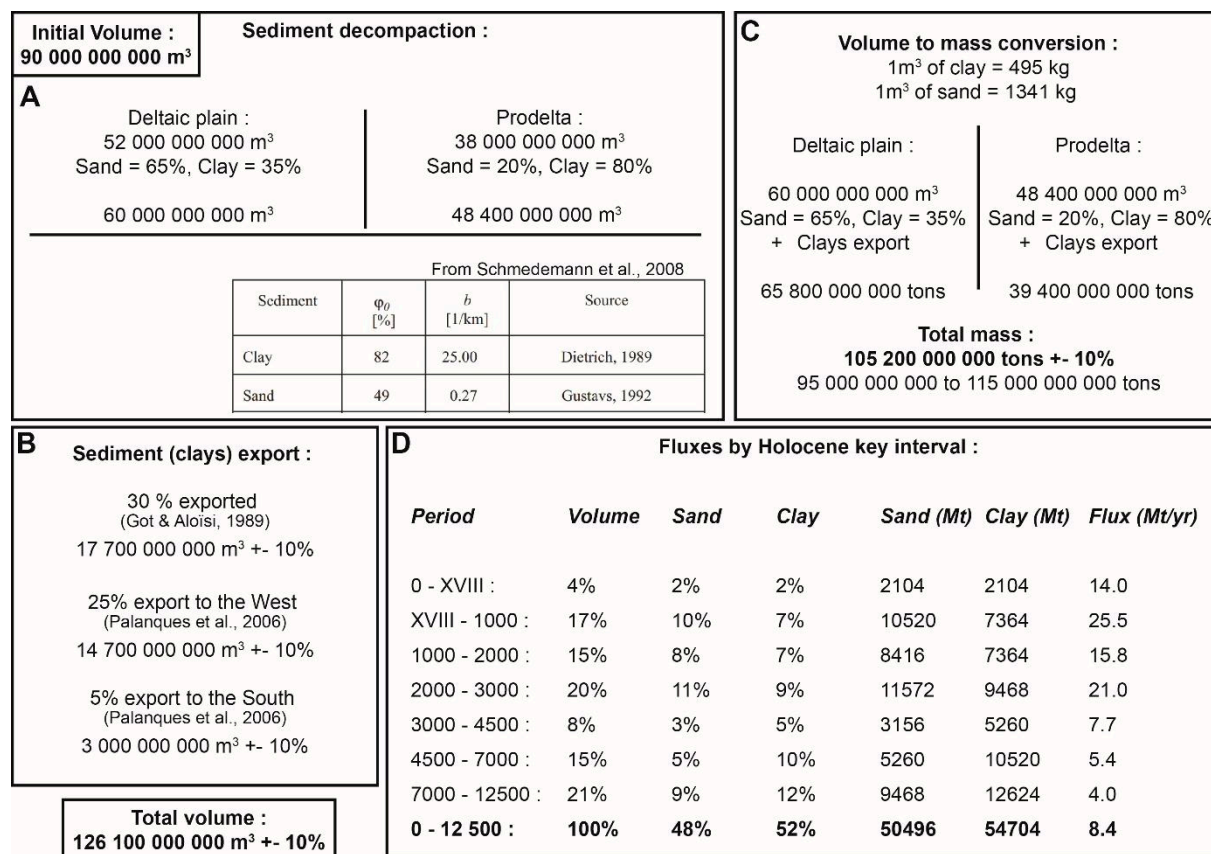


Figure III-8 Steps in estimating sedimentary volumes and flows of the Rhône delta system during the Holocene. A) Effects of decompaction in the delta plain and in the prodelta. The decompaction law used is that of Schmedemann et al., 2008, based on data from Gustavs, 1992; B) Quantification of the clays exported to the south and west, based on the reports of Got and Aloisi, 1989, and Palanques et al., 2006; C) The steps of the volume to mass conversion that take into account only the solid fraction of the volume; D) Sediment flow during the distinct Holocene intervals defined in this study.

The compaction has been estimated for the different classes of sediments. The sands have an initial porosity of 49% (Gustavs, 1992), and according to their compactness constant and the porosity evolution equation from (Schmedemann et al. (2008), a sedimentary column of 40 m composed of sands measures 40.2 m when decompacted. The clays have an initial porosity of 82% (Dietrich, 1989), and according to their compactness constant and the porosity evolution equation (Schmedemann et al., 2008), a sedimentary column of 40 m composed of clays measures 60.7 m when decompacted. Considering that clays are mostly present in the prodeltaic part, the phenomenon of compaction has mainly affected this zone.

Some uncertainties in the volume computation are due to the fact that a certain fraction of the sediments have been deposited out of the study area.

It is known that a certain volume of sediment was not deposited in the area used for the computation, as it by-passed the area and was deposited downstream in the deep-sea system or was reworked by the long-shore currents (e.g., the Liguro-Provençal current and resedimented in long-shore drifts in the western part of the Gulf of Lions (Got and Aloïsi, 1990)).

Past studies evaluated that thirty percent of the fine-grained particles (e.g., clays and slits) that are supplied by the Rhône River are evacuated either towards the canyons of the Grand Rhône and Petit Rhône, or to the west into the Gulf of Lions (Got and Aloïsi, 1989). According to our results, 30% of the export corresponds to a volume of 17 700 000 000 m<sup>3</sup>. 1/6 of this volume, corresponding to 3 000 000 000 m<sup>3</sup>, is exported through the canyons of the Grand Rhône and Petit Rhône (Palanques et al., 2006).

The remaining part (14 700 000 000 m<sup>3</sup>) is drifted to the west on the continental platform of the Gulf of Lions. The deposits in this area represent 1/7 of the volume deposited in the axis of the Rhône delta (Got and Aloïsi, 1989). In this study, the volume in the western part was estimated at 6 600 000 000 m<sup>3</sup>. The canyons to the west export the remaining 8 100 000 000 m<sup>3</sup>.

### *b) From volume to mass*

Several decisions were made when transforming the volume of decompacted sediment (in m<sup>3</sup>) into sediment mass (in tons). The first was to calculate only the solid mass, with the porosity of the sediment considered to be zero. The second decision, as for the previous steps, was to divide the sediments into two classes, clays and sands.

For the density calculations (*Figure III-8C*), sands were considered to have a density of 2630 kg/m<sup>3</sup> and clays an average density of 2750 kg/m<sup>3</sup>. (Sharma, 1997). The initial porosity of sands is 49% and that of clays is 82%. Therefore, taking into account the porosity in the bulk density computation, the final whole densities are 1341 kg/m<sup>3</sup> for the sandy packages and 495 kg/m<sup>3</sup> for the clay packages.

Some generalizations were made to simplify the calculations in view of the accuracy of the data. To summarize:

- The present-day deltaic part (deltaic plain + delta front) represents 60 000 000 000 m<sup>3</sup>, and with 65% sand and 35% clay the total mass is 65 800 000 000 tons.
- In the prodeltaic part, 48 400 000 000 m<sup>3</sup> with 20% sand and 80% clay corresponds to 39 400 000 000 tons deposited.
- The deltaic system (deltaic plain, delta front, prodelta) of the Rhône has received a total of 105 200 000 000 tons of sediments from the river.

The precision of the exports varies by 10% (Got and Aloisi, 1989), and this uncertainty should be applied to the whole result, thus, between 95 000 000 000 and 115 000 000 000 tons of sediments were received over the last 12 500 years. Flow variations during the Holocene and their origins will be addressed in the Discussion.

## 6. Discussion

### *a) Rhône delta development calendar*

#### (1) From 12 500 to 7000 yr cal. BP

The first period considered in this study spans from 12 500 yr cal. BP to 7000 yr cal. BP, and corresponds to the early transgression of the coastal deposits on top of the Pleistocene Cailloutis Fm. observed in the cores, typically observed in Late Pleistocene-early Holocene incised valley fills worldwide (see inner bay, outer bay and bay-head delta deposits in *Figure III-4 and Figure III-6*), prior to the maximum marine incursion landward (corresponding to the main maximum flooding surface as highlighted on the correlation transects, *Figure III-4, Figure III-5, Figure III-6*). According to the sedimentary record analysis, most of the deposits occur beneath the modern deltaic plain (Labaune et al., 2005; Berné et al., 2007; Jouet et al., 2007). This system is correlative in the distal deltaic system with the early Rhône deltaic complex that developed during a slowing down of the sea level rise occurring around 9000 yr cal. BP (Berné et al., 2007). Two avulsion phases of the paleochannel towards the northwest were highlighted (Berné et al., 2007), resulting in the migration of the lobes. The resumption of sea level rise eroded the topmost part of the early Rhône deltaic complex deposits (Bassetti et al., 2006) and the maximum flooding surface (MFS) was reached around 7000 yr cal. BP (Vella et al., 2005), with offshore deposits on top of the early Rhône deltaic complex coastal deposits.

The calculation of volumes for this period is made difficult due to uncertainties with horizon picking on seismic data because of the presence of gases that stopped the propagation of seismic waves and the small amount of sedimentary data. However, according to our calculation method, 21 500 000 000 tons of sediment were transported into the Rhône delta system during this period, corresponding to an

average of 3 910 000 tons/ year (*Figure III-8*), with 7 500 000 000 tons of sand deposited in the early Rhône deltaic complex. According to [Labaune et al. \(2005\)](#), [Berné et al. \(2007\)](#), and [Jouet. \(2007\)](#), this volume seems to be underestimated, with the deposits possibly being 10% to 50% higher (*Figure III-8*).

### (2) From 7000 to 4300 yr cal. BP

This sequence corresponds to the first stage of progradation of the Rhône delta after the maximum flooding dated 7000 yr cal. BP ([Vella et al., 2005](#)). This period records mainly the progradation of the St Ferréol and Ulmet lobes (*Figure III-9*). The estimated sediment flow was 5 400 000 000 tons/year, a value greater than for the previous sequence (e.g., 12500-7000 yr cal. BP) (*Figure III-8*) Over this period, the rate of sea level rise decreased strongly (*Figure III-9*), but this was compensated by the sediment flux arriving in the delta initiated by a transition from humid climate that prevailed during early Holocene to more arid conditions, but punctuated by frequent strong flooding episodes affecting the watersheds of the northwestern Mediterranean region ([Jalut et al., 2000](#); [Benito et al., 2015](#); [Katrantsiosis et al., 2019](#)). The increase in hydrosedimentary activity in the Rhône catchment area has also been reported, where, despite a period of hydrological quiescence in the basin, phases of increased hydrological activity occurred more often as observed by [Berger et al., 2008](#); [Arnaud et al., 2012](#) and [Salvador and Berger, 2014](#). Two phases of fluvial-style metamorphosis from meandering to braided have been identified in the Upper Rhône ([Salvador and Berger, 2014](#)), the earliest around 7100 yr cal. BP and the second around 6100 yr cal. BP. These metamorphoses are linked with a large amount of sediment being released into the hydrological network.

The progradation was initiated thanks to two different distributary channels feeding the Saint-Ferréol and Ulmet lobes. The lack of data for the deltaic plain does not permit us to accurately estimate the distribution of deposits between the lobes, however, the sedimentary data analyzed in the study indicate that more than half of the flow passed through the Rhône of Saint-Ferréol (*Figure III-5 and Figure III-9*).

### (3) From 4300 to 3000 yr cal. BP

During this period, the sea level continued to rise slowly (1 m), and the sedimentary system records a second pulse of simultaneous progradation of both the St Ferreol and Ulmet lobes (*Figure III-5, Figure III-6 and Figure III-9*). This second stage of progradation of these lobes was accentuated by an increase of the sediment flux compared to the previous cycle (i.e., 7000-4300 yr cal. BP), estimated 7 700 000 000 tons/year on average. There is no trace of a major distributary channel avulsion that could have diverted the course of the Rhône upstream of the delta.

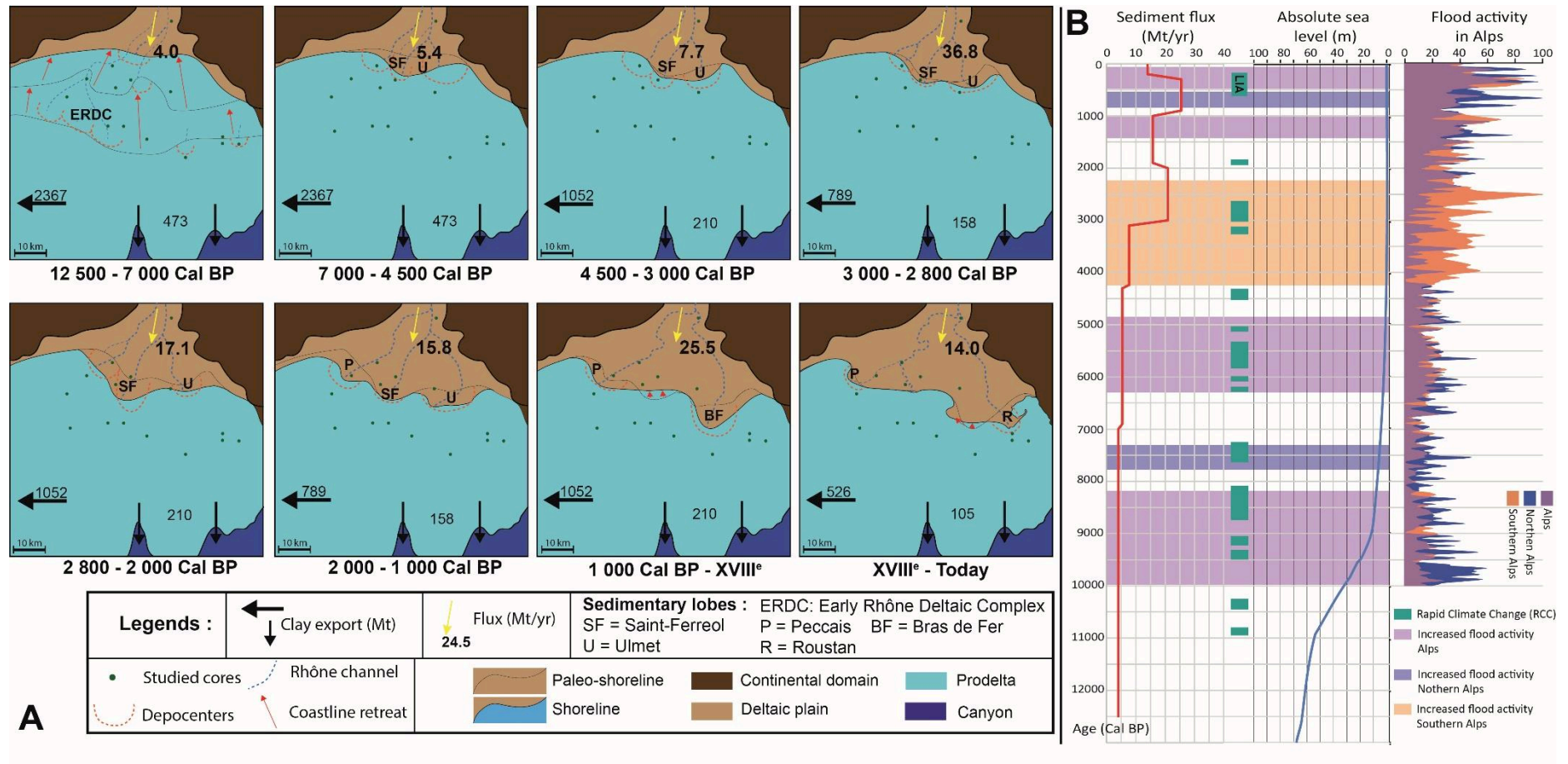


Figure III-9 A: Evolution of the Rhône delta since the initiation of the Early Rhône Deltaic Complex at 12 500 yr cal BP, with flux and export for each period. B: Evolution of sediment flux into the deltaic system during the Holocene. Periods of rapid climate change (RCC) (Mayewski et al., 2004). Absolute sea level change (Jouet, 2007). Variation in flood frequency between the northern and southern Alps ((Wirth et al., 2013)).



During this period, two phases of increased activity in the hydrosystem are recorded in the Upper and Middle Rhône valley (Berger et al., 2007, 2008), the first between 4300 yr cal. BP to 3900 yr cal. BP, and the second between 3700 to 3500 yr cal. BP. Only the first phase is associated with a fluvial-style metamorphosis in the Upper Rhône valley (Salvador and Berger, 2014) and a first maximum of Rhône fluvial detritus is recorded in the Bourget Lake (Arnaud et al. 2012). A coeval increase in agro-pastoral activity in the Northern Alps (Giguet-Covex et al., 2023) is also recorded during the Bronze Age (4150-2700 yr cal. BP, Berger et al., 2019). These traces of human agro-pastoral activities in the Upper Rhône are also recorded in the Durance basin to the southeast of the catchment area at the same period (Miramont et al., 2004). The combined effect of punctuated strong floods periods together with the agro-pastoral activities that induced soil denudation and thus an increase of the erosion rate, could explain the drastic increase of sediment flux arriving in the delta at that period.

#### (4) From 3000 to 2000 yr cal. BP

This period is characterized by a very important progradation phase of the Saint-Ferréol lobe (Figure III-5 and Figure III-9), and a slow-down of the Ulmet lobe progradation, which progressively dissociated from the Saint Ferréol lobe. The sediment flux calculated over this period is of 21 000 000 000 tons/year. This value marks a big jump in terms of sediment flux compared to the previous sequence as it three times greater (Figure III-8). These drastic increase of the sediment flux linked with a peak of the hydrological activity in the Rhône basin is due to the combination of several climatic and anthropic controlling factors.

Various climate events occurred during this period, which beginning is marked by a Bond event recorded in the northern hemisphere (Bond et al., 2001) that document large-scale multi centennial North-Atlantic cooling phases inducing West Mediterranean winter rain maxima (Zielhofer et al., 2019). A negative North Atlantic Oscillations (NAO) also prevailed during this period (Trouet et al., 2009, Faust et al., 2016) resulting in fewer and weaker winters with moist air brought in the Mediterranean (Hurrell et al., 2003). The consequences of these major climatic events resulted in an increase of the floods frequency at the scale of the Mediterranean (Benito et al., 2005) and in the Alps (Wirth et al., 2013), which is consistent with the torrential flow regime observed in the northern part of the Rhône basin (Salvador and Berger, 2014), with an increased hydrosedimentary activity at the Rhône/Saône confluence (Bravard et al., 1997), and with evidence of significant flooding in the Durance basin (Miramont et al., 2004). This higher precipitation regime is also supported by the observation of high lake levels in the Jura and the Northern Alps (both regions are located in the Northern Rhône basin) (Arnaud et al. 2013), with high rate of detrital transport and sedimentation as observed in the Bourget lake in the northwestern Alps (Rapuc, 2021).

In addition, evidence of intense anthropisation is observed in the Middle Rhône Valley with many agricultural and pastoral indicators of large communities development (Berger et al. 2019), especially after 2200 cal. BP during the late Gaulish and early Roman period, when the hydrosedimentary activity in the catchment area increased strongly, with intensive agropastoral practices (Bravard et al. 1997, Berger et al., 2008).

(5) From 2000 to 1000 yr cal. BP

This sequence corresponds to another key period for the Rhône delta development, with the onset of the Peccaïs lobe progradation to the east (Rey, 2006). There was therefore a major avulsion of anthropogenic origin (Rey et al., 2009), which was carried out to enable the hydrosedimentary flow to be re-oriented to the east of the delta.

The average sediment flow calculated for this period is 15 800 000 000 tons/year, which is moderately reduced compared to the 2000-1000 Cal. BP period. The phase of intense hydrosedimentary activity initiated in the previous period continued (Berger et al., 2008), but is punctuated by periods of decreased hydrosedimentary activity of the Rhône basin with a braided fluvial style alternating with phases of meandering fluvial style. After 1500 yr cal. BP, the river system became braided again because of a strong hydrosedimentary load in the Upper Rhône valley (Salvador and Berger, 2014, Arnaud et al. 2012), and are not entirely correlated with the phase of activity in the Durance basin (Miramont et al., 2004).

In addition, after 1700 yr cal. BP, anthropogenic-associated herbaceous species progressively spread in place of trees, which favored soil stability (Brisset et al., 2015), thus reducing soil erosion and sediment release in the hydrosystem.

(6) From 1000 yr cal. BP to the 18<sup>th</sup> century

This period had a strong impact on the Rhône delta evolution, with the Saint-Ferréol and Ulmet lobes becoming abandoned (Vella et al., 2005). The coastline in the axis of these abandoned lobes was then submitted to erosion. The Peccaïs lobe continued to prograde (Figure III-5), and a new lobe, the Bras De Fer lobe, started to develop in the south-east of the Ulmet lobe (Figure III-5 and Figure III-6), due to anthropic-induced distributary channel avulsion of the St Ferréol/Ulmet towards the Bras de Fer.

This period records an important cooling in the North Atlantic region, corresponding to the Little Ice Age (LIA), started around 1300 E.C. and ending in 1850 E. C. (Mann et al., 2003). The Little Ice Age was caused by the combination of cyclic lows in solar radiation, changes of the oceanic circulation, earth orbital forcing (earth's orbital tilt), and increased volcanic activity (Mann et al., 1999).

The average sediment flow during this period was 25 500 000 000 tons/year, which is higher than that for the previous period, and represents the highest average Rhône system sediment flow during the Holocene (*Figure III-8 and Figure III-9*).

The intense hydrosedimentary activity that prevailed during this period coevals with an intense torrentiality of the Rhône River (Berger et al., 2007, Bravard, 2010). The Little Ice Age is also characterized by extreme anthropization of the catchment area with an important phase of deforestation and the development of arboriculture (including vineyards) (Berger et al., 2019). In addition to the anthropization of the catchment, the cold climatic conditions disrupted the watershed. Significant glacier development also occurred (Le Roy, 2012), which increased the sediment load in the rivers. Traces of significant torrentiality have been identified in several locations in the basin, including the Upper Rhône (Salvador and Berger, 2014), the confluence of the Saône river and the Rhône river in the city of Lyon (Landry et al., 2015), the Lower Rhône basin and Provence (Provansal and Morhange, 1994), and the Durance (Miramont et al., 2004), as well as a maximum of slackwater deposits in the Cevennes rivers (Dezileau et al., 2014). The combination of high anthropogenic pressure, low tree vegetation cover, and an extremely cold climate considerably altered the functioning of the catchment and allowed a large amount of sediment to reach the delta.

#### (7) From the 18<sup>th</sup> century to the present-day

During this last period, the Bras de Fer lobe became abandoned and the Roustan lobe started to develop, becoming the present-day main active lobe of the Rhône (*Figure III-6 and Figure III-9*).

The average flow is estimated at 14 000 000 000 tons/year (*Figure III-8*), that corresponds to almost the half than the sediment flow computed for the Little Ice Age period. If the resolution of the dating allowed it, this period could possibly be divided into two sub-periods. The older period before the 20<sup>th</sup> century would be characterized by strong sedimentary input echoing the Little Ice Age, whereas the second period, after the middle of the 20<sup>th</sup> century, would be characterized by human development of the Rhône.

There are several reasons for the recent decrease in sediment supply. Since 1950, the construction of dams has severely reduced sediment transport by 80% (Bravard and Clemens, 2008) compared to the last century. This reduction is due to sediment storage upstream of the dams and the subsequent reduced transport capacity of the original channel. The transport of gravel sized particles was reduced by a factor of 15 to 100 (Bravard and Clemens, 2008). In addition, a reforestation policy conducted in areas of medium and high altitude from the mid-19<sup>th</sup> century promoted soil preservation and reduced soil erosion and thus sediment load; a sedimentary deficit has been observed since the reduction of sedimentary inputs into the Rhône delta. Consequently, coastal erosion processes are not compensated by the sediment supply (Maillet et al., 2006a, b), and have reshaped the entire coastline except for the

mouth of the Grand Rhône and the areas of convergence of the marine currents where the erosion products accumulate (Sabatier et al., 2006).

### *b) Dynamic of the Mediterranean deltas during the Holocene*

Stratigraphic studies of the various Mediterranean deltas indicate a relatively similar development which can be summarized as a rapid marine transgression, a maximum flooding surface varying between 7500 and 7000 yr Cal. BP and then deltaic progradation at the scale of the Holocene (e.g., Bellotti et al., 1994; Sornoza et al. 1998; Vella et al, 2005; Arnaud-Fassetta and Suc, 2015; Amorosi et al. 2017; Pennington et al., 2017). The comparative study of the Ebro, the Pô, the Rhône deltas (western Mediterranean) and the Nile delta (Eastern Mediterranean) was possible thanks to the availability of numerous published data on both watersheds and deltaic dynamic during the Holocene (*Figure III-10*). These four deltaic systems are amongst the most important in terms of watershed areas in the Mediterranean region resulting in a delta formation with substantial preservation, and their comparison was made possible due to the comparable climate conditions during the Holocene. Contrasted watershed systems however characterizes these four rivers, that impacted differentially each of these delta dynamics.

In the western Mediterranean, the Holocene climate is characterized by a humid period that took place during the post Late Glacial Maximum progressive warming, punctuated by shorter arid periods (Bento et al., 2015; *Figure III-10*), until a transitional period towards a perennial aridification of the climate that initiated during the Neolithic period. The following global aridification from the end of the Neolithic onwards was also punctuated by short humid periods marked by more frequent floods periods (Magny et al., 1999; Benito et al., 2015). The West Mediterranean deltas (i.e., the Ebro, the Pô and the Rhône deltas) all record a same trend of transgressive coastal sedimentation during the period of humid and warming until a maximum sea invasion in the fluvial paleovalleys, corresponding to the MFS of the Holocene (around 7000 Cal. BP), which is recorded at the onset of the climate transition towards aridification (*Figure III-10*). Above the Maximum Flooding Surface, these deltaic systems record an overall progradation until present, composed of higher frequency pulses of progradation which are not correlated in time (*Figure III-10*). These pulses correspond to the sedimentary response of the watershed local activity, linked with more local climate events that modulate the long-term trend that is recorded in the entire region. Indeed, each of these three systems have contrasted watersheds in terms of variability of sources, relieves and types of climates. The Ebro River is sourced by the Pyrenees, which correspond to a geographically homogeneous high-altitude climate directly influence by the North Atlantic climate. The Rhône system has a more contrasted watershed in terms of relief and climate belts, with subsequent contrasted hydrologic regimes (glacial and snow regimes in the eastern part (Alps), pluvial regime in the northern watershed, and the Cevennes regime in the western part of the Rhône watershed (Dinh and Barthelemy, 2021). The Pô watershed is also

contrasted, sourced in the North in the Alps, and in the South in the Apennines, as well submitted to contrasted hydrological regimes that result in the modulation of the global climate signal prevailing in western Mediterranean region (Benito et al., 2015). A destruction phase of these three deltas coupled with drastic decrease in sediment supply since the end of the Little Ice Age is recorded systematically with erosion of the coastal area and a progressive landward migration of the freshwater aquifer (Maseli and Trincardi, 2013).

The eastern Mediterranean region has also known a post Late Glacial Maximum warming phase characterized by the African Humid Period (AHP) followed by an arid period starting at the beginning of the Bronze age until present-day, punctuated by short periods of extreme aridness periods (Zhao et al., 2020). The Nile delta is the biggest delta of the Mediterranean region, with the broadest watershed extending almost 4 000 km south of the Nile River mouth. During the Holocene, the Nile delta records a first transgressive phase linked with post Late Glacial Maximum rapid sea-level rise with coastal to estuarine deposits progressively covering the top Pleistocene surface (Stanley and Warne, 1998) up to the Maximum Flooding Surface highlighted by open marine prodelta sediments deposited on top of Early Holocene transgressive deposits (Coutellier and Stanley, 1987), dated around 7500 Cal. BP during the early Neolithic period (Marriner et al., 2012). This transgressive trend recorded in the Nile deltaic succession was followed by an overall deltaic progradation coeval to a stabilized slowdown of the sea-level rise and (Jouet, 2007). The Holocene Nile delta progradation is also punctuated by sedimentary pulses as evidences of short-term increase in sediment supply contemporary of short-term periods of frequent strong flood events bounded by short extreme aridity periods recorded in the prodeltaic sediments (Zhao et al., 2020) (*Figure III-10*). The maximum progradation rate is reached around 4000 Cal. BP (Stanley and Warne, 1998), during the transition period between the African Humid Period (AHP) and the generalized aridification of the Nile system. The Nile delta aggradation is then recorded with a generalized higher subsidence rate with a decrease in sediment supply (Pennington et al., 2017). The increasing anthropization of the Nile delta plain from 3000 Cal. BP onwards also strongly control the rate of sediments arriving in the delta, since the Little Ice Age and particularly during the last century with the dam's construction (Stanley and Warne, 1998), with a drastic reduction of sediment supply resulting in fast rates of erosion of the delta.

The temporal evolution of the sediment fluxes estimated for the Ebro, the Pô, the Nile and the Rhône delta during the Holocene are compared in the *Figure III-10*. The absolute values of sediment fluxes are not considered here as the volume of sediment is dependent on the size of the watersheds, and it is meaningless to compare absolute sediment fluxes values for Nile and Ebro, Pô and Rhône systems, the watershed being at least three time bigger than any western Mediterranean watershed (Anthony et al., 2014).



During the Early Holocene (e.g., 11700 to 7000 Cal. BP), the four compared deltaic systems all record a major backstep while the relative sedimentary fluxes evaluated show different evolution patterns (low in the Rhône system, increasing in the Ebro system, decreasing in the Pô system, and highly fluctuating in the Nile system) (*Figure III-10*). The lower values in comparison with the post 7000 yr cal. BP periods may be due to generalized sediment starvation under conditions of rapid sea-level rise, that forced fluvial mouths to backstep, reducing sediment delivery to the coastal system. The hydrological stability that is recorded in the catchment area, punctuated by short events of greater hydrosedimentary activity (i.e., Bravard et al., 1997; Stanley and Warne, 1998; Corregiani et al., 2005; Frigola et al., 2007; Berger et al., 2008; Salvador, Arnaud et al., 2012; Marriner et al., 2012; Berger, 2014 and Perez Lamban, 2018) due to generally low vegetation density in the catchment area (Woodbridge et al., 2018). Despite the variability of sedimentary fluxes computed for different deltaic systems, the early Holocene backstep is mainly controlled by the post-Pleistocene rapid sea-level rise, before the onset of the progradation, coeval to high sea-level stabilization.

During the mid- and late Holocene (after 7000 yr Cal. BP), the overall progradation of the investigated deltas is not controlled either by a systematic increase of the sediment flux through time. Each of these deltas recorded several progradation pulses corresponding to different deltaic lobes growth phases linked with contrasted watershed activities. Both the Pô and the Ebro deltas show comparable flux evolution trends with two main phases of progressive increase from 7000 to around 4000 yr cal. BP and from 3500 yr Cal. BP to the end of the Little Ice Age (*Figure III-10*), that seem to control the progradation pulses of both deltaic systems (Samoza et al., 1998; Amorosi et al., 2005). The Rhône and the Nile delta dynamics differ from that pattern. The Nile delta records a progressive decrease of sediment fluxes from 7000 yr Cal. BP onwards (Marriner et al., 2012), whereas the delta dynamic a first period of progradation pulses around 6500 yr Cal. BP and 3500 yr Cal. BP, coeval to frequent flood periods recorded in the watershed (Zhao et al., 2020) (*Figure III-10*), followed by a period of aggradation of the delta plain linked with the combination of subsidence, decrease of sediment supply and intense anthropic activity impacting biosedimentary and hydrological budget through irrigation and culture development (Pennington et al. 2017).

Concerning the Rhône delta, a first interval until around 3000 yr Cal. BP is characterized by the onset of the progradation of both Ulmet and St Ferreol lobes, with a progressive increase of the sediment flux coeval to the stabilization of the sea-level. The sediment fluxes drastically increases after 3000 yr Cal. BP with two important pulses, first dated from the end of the Iron Age to the early Roman period (*Figure III-10*) with increasing anthropic pressure on the watershed and on the delta plain, and second corresponding to the Little Ice Age with anthropic denudation of the watershed vegetation cover inducing higher erosion and sediment transport to the delta.

## 7. Conclusion

*Calculation of the sedimentary fluxes associated with the functioning of the deltaic system of the Rhône over the last 12 500 years highlights the relationship between the catchment area and the delta. The results were obtained thanks to the precise study of sediment cores (multiplying by two the available radiocarbon dates for the delta) and the use of data available in the literature. This made it possible to produce a topographic map for 12 500 years ago, and to estimate the volume of sediment exported. The early Rhône deltaic complex, a protodelta, initially developed because of a slowdown in the rise in sea level (during the Late Dryas period), and it took almost 3000 years for the current delta to begin its development. Changes in sedimentary volumes. Changes in sedimentary volumes around 7000 yr cal. BP reflect the turnaround from a backstepping coastal system punctuated by short-lived phases of progradation (early Rhône deltaic complex) to a markedly prograding system. Middle to late Holocene sedimentary volumes determined could be associated with different development phases and related to hydroclimatic events in the catchment area. The relationships that exist between the delta, the phases of progradation, the avulsions, the delta's erosion, and the functioning of the watershed, will be identified soon. Climatic and anthropogenic variations will be related to the sedimentation rate changes identified in this study. The period centered around 30000 yr cal. BP seems to represent a major bifurcation in the history of the Rhône delta and its watershed, with human forcing becoming more widespread and intensive from this period. The sedimentary data required for a study of this kind are available for many Holocene deltas, so it would seem possible to calculate the sedimentary flows, provided that the data set is completed.*





## IV. Corrélations entre le fonctionnement hydrogéomorphologique et pédosédimentaire du bassin rhodanien et la dynamique du delta du Rhône

<b>Le fonctionnement général du bassin .....</b>	<b>144</b>
<b>Les données hydrogéomorphologiques et pédosédimentaires disponibles dans le bassin rhodanien .....</b>	<b>145</b>
Les données planétaires, hémisphériques et régionales sur les forçages climatiques .....	147
Les données du Nord du bassin rhodanien .....	149
Les données de la moyenne vallée du Rhône .....	150
Les données du Sud du bassin rhodanien .....	152
<b>La chronologie du bassin rhodanien.....</b>	<b>153</b>
Fin du tardi-glaciaire et Holocène ancien (12 500 – 7 000 cal.BP).....	153
De 12 500 à 10 000 cal. BP .....	153
De 10 000 à 7 000 cal. BP .....	154
Période Néolithique (7 000 à 4 500 cal. BP) .....	155
Transition Holocène moyen – Holocène récent (4 500 à 3 000 cal. BP).....	156
De l' âge du Bronze final au début de la période romaine (3 000 à 2 000 cal. BP) .....	158
De 2 000 à 1 000 cal. BP .....	159
De 1 000 à 0 cal. BP : Le PAG et Post-PAG.....	161
Le Petit Age Glaciaire .....	161
Le Post-PAG.....	163
<b>Corrélation entre le bassin versant et le delta du Rhône.....</b>	<b>163</b>
De 12 500 à 7 000 cal.BP .....	163
De 7 000 à 4 500 cal.BP .....	166
De 4500 à 3000 cal.BP.....	167
De 3 000 à 2 000 cal.BP .....	168
De 2 000 à 1 000 cal.BP .....	168
De 1 000 à 0 cal.BP .....	169
<b>Conclusion du chapitre .....</b>	<b>170</b>

Le chapitre précédent a mis en évidence la variation des apports hydrosédimentaires dans le delta du Rhône sur la période Holocène, par estimation des budgets sédimentaires ayant transités par le Rhône. Après une période marquée par des flux sédimentaires contrastés, entre 12 500 et 7 000 cal. BP, ils augmentent progressivement, avec des périodes de fortes croissances notables entre **3000-2000** cal. BP et **1000-300** cal. BP. *Cependant, est-ce que cette même dynamique se reflète dans les enregistrements sédimentaires du bassin rhodanien ? Cette dynamique peut-elle être associée à des forçages climatiques globaux à régionaux, et/ou à des forçages anthropogéniques dans le bassin versant ?*

Ce chapitre présente les changements d'activités hydrosédimentaires identifiés dans le bassin versant du Rhône. Ils sont comparés aux variations des flux sédimentaires estimés du système deltaïque (*Chapitre. III*) auxquels s'ajoutent des données polliniques obtenues au cours de précédentes études menées sur plusieurs carottes du delta (Arnaud-Fassetta & Suc, 2015) et complétées lors de cette thèse par la série de la carotte FG (Suc, inédit).

## A. Le fonctionnement général du bassin

Le bassin versant du Rhône qui s'étend sur presque 100 000 km<sup>2</sup> dans le quart Sud-Est de la France (*Chapitre. II*) est à la fois sous l'influence des masses atmosphériques méditerranéenne et atlantique, qui ont des dynamiques différentes sur les cycles pluviométriques et hydrologiques.

Les sous-bassins du **Rhône aval**, des **Cévennes**, de la **Durance** et une partie du **Rhône moyen** sont influencés par le climat méditerranéen et son type contrasté de précipitations. Les étés sont chauds et secs, avec des températures élevées et une faible pluviométrie. Les hivers sont doux et humides, avec des précipitations concentrées principalement pendant l'automne. Cette influence se manifeste dans la végétation adaptée à la sécheresse, comme les oliviers, les chênes verts et les pins.

En s'éloignant de la Méditerranée et en progressant vers le nord et l'ouest du bassin versant (**Rhône moyen**, **Saône**), l'influence atlantique devient plus marquée. Les étés sont légèrement moins chauds, avec des températures maximales plus modérées. Les hivers sont généralement plus doux. Les précipitations sont plus uniformément réparties tout au long de l'année, tout en ayant des maximums en été contrastant avec le modèle méditerranéen de pluies concentrées en automne et en hiver.

La diversité topographique du bassin versant du Rhône contribue également à des microclimats locaux plus continentaux. Les Alpes (**Durance**, **Isère**, **Rhône amont**) enregistrent des températures plus fraîches sur l'ensemble de l'année que pour les régions de faible altitude. D'importantes chutes de neiges se produisent en hiver, leurs fontes en été peuvent se cumuler à d'importantes précipitations et réduire l'étiage (régime pluvio-nival).

Les anticyclones tropicaux, les conditions climatiques médio-européennes ou les dépressions atlantiques sont des facteurs qui influencent le climat rhodanien à l'échelle annuelle (Berger et al., in press). A l'échelle saisonnière et interannuelle, les régimes atmosphériques de latitudes moyennes tels que l'oscillation nord-atlantique (ONA), l'oscillation arctique, et l'oscillation multidécennale atlantique influencent le régime hydrologique du Rhône et de ses affluents (Rimbu et al., 2003).

Ces changements de régime climatique impactent la structure et la composition de la végétation, les formes et la dynamique d'érosion et le fonctionnement du système fluvial. Un système fluvial (Schumm, 1977) peut évoluer dans les trois dimensions par l'évolution de ses variables liquide (Ql) et solide (Qs) : il peut s'élargir (passage d'un style en méandre à un style en tresses), s'exhausser (par l'aggradation des sédiments) ou s'inciser (par creusement du chenal) (Bravard et al., 1997).

Ces modifications du système fluvial sont une réponse à l'activité hydrosédimentaire dans le bassin rhodanien. Cette activité est liée soit aux effets des changements climatiques qui modifient durablement les rapports débit-charge à l'échelle des bassins versants, soit aux forçages anthropogéniques locaux à régionaux, qui peuvent amplifier les effets de certaines pulsations climatiques (Arnaud et al., 2012 ; Berger et al., 2008 ; Bravard, 2010 ; Salvador & Berger, 2014).

Au cours de l'Holocène, l'intensité hydrosédimentaire varie à de nombreuses reprises. L'oscillation entre phases de forte activité et de stabilité dure entre 3 et 7 siècles sur la première moitié de l'Holocène et se réduit à 1 à 2 siècles pour Holocène récent, après 4500 cal. BP (Berger et al., in press). Cette accélération de la récurrence des phases d'activité hydrosédimentaire s'explique en partie par le développement des activités humaines depuis le Néolithique (7500 cal. BP) qui s'accroît après 4500 cal. BP avec les premiers villages de l'âge du Bronze (Vital, 2005), une multiplication des feux de forêts anthropogéniques (Bravard et al., 2003 ; Berger et al., 2019, Connor et al. 2019), le développement des outils métalliques de travail du sol et de coupe du bois pendant l'Age du Bronze et surtout du 2<sup>ème</sup> âge du Fer (Tendille 1982, Bailly, 2002, Bernigaud 2013) et l'intensification de l'agriculture sur des terroirs de plus en plus permanents (Vital, 2005 ; Delhon & Thiebault, 2008, Berger et al., 2019).

## B. Les données hydrogéomorphologiques et pédosédimentaires disponibles dans le bassin rhodanien

La corrélation entre le fonctionnement du bassin versant du Rhône et les phases de développement du delta du Rhône repose sur une analyse approfondie d'un ensemble de données hydrogéomorphologiques et pédosédimentaires (*Figure IV-1*).

Les données recueillies apportent des informations sur les précipitations, les paléodébits d'eau et de sédiments, l'évolution de la couverture végétale, ou les dynamiques d'expansion/rétraction

*Corrélations entre le fonctionnement hydrogéomorphologique et pédosédimentaire du bassin rhodanien et la dynamique du delta du Rhône*

humaine. Ces informations permettent de comprendre comment les fluctuations alternées ou combinées des dynamiques socio-environnementales dans le bassin versant, influent sur les apports d'eau et de sédiments dans le delta.

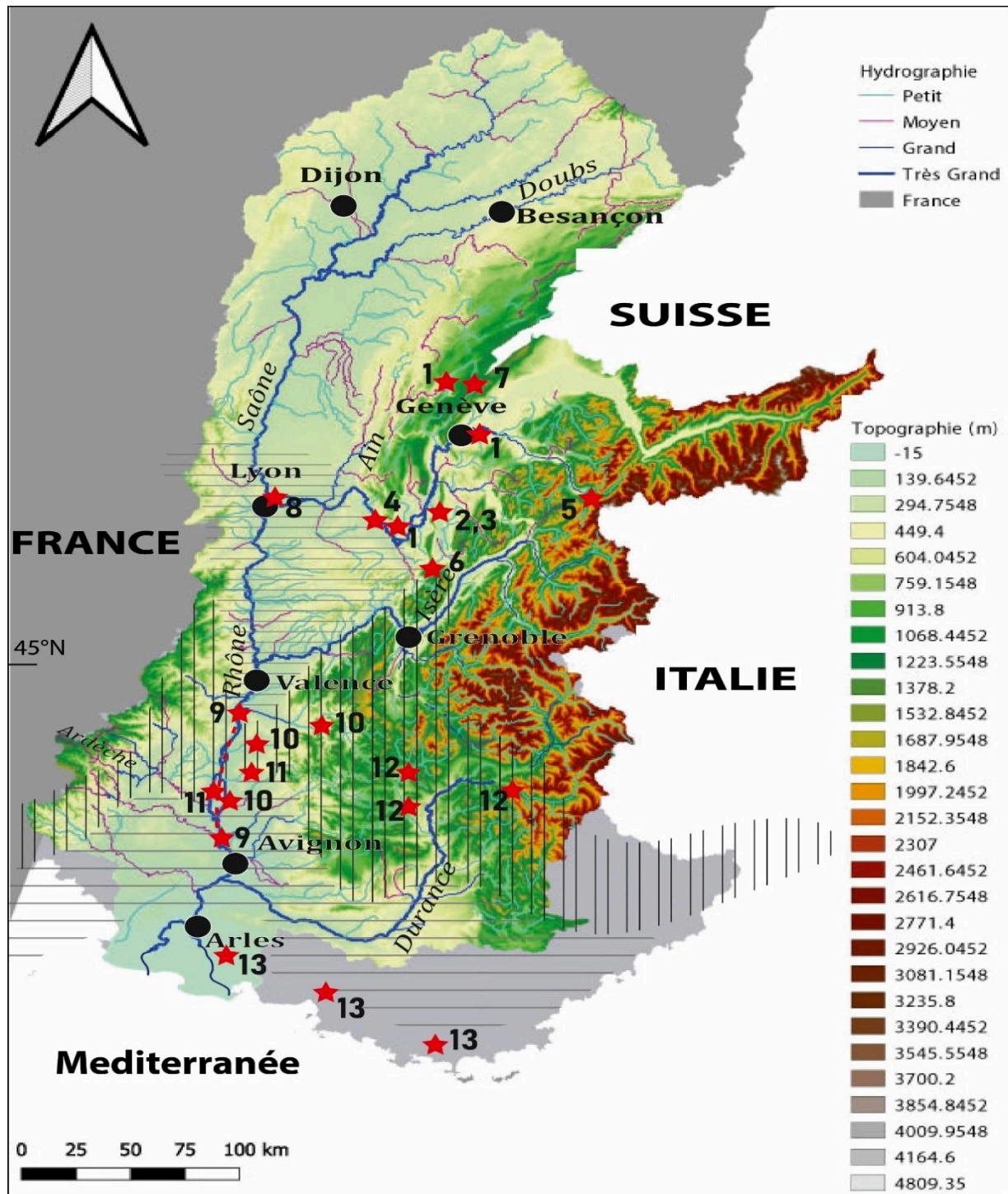


Figure IV-1 Localisation des données utilisées dans les figures 3,4,5,7 de cette synthèse. Les étoiles rouges représentent les données acquises dans les lacs, carottes sédimentaires ou sites archéologiques. Les zones de hachures représentent les différentes régions de la synthèse démographique de Berger et al. (2019). 1) Magny, 2004 ; 2) Arnaud et al., 2012 ; 3) Rapuc, 2021 ; 4) Salvador & Berger, 2014 ; 5) Giguët-Covex et al., 2011 ; 6) Bajard et al., 2017 ; 7) Pétrequin et al., 2005 ; 8) Bravard et al., 1997, Franc, 2018 ; 9) Berger et al., sous presse ; 10) Delhon & Thiebault, 2014 ; 11) Berger, 2015 ; 12) Miramont, 2004 ; 13) Provansal & Morhange, 1994 ; Jorda & Provansal, 1996

Les phases de développement du delta du Rhône, qui peut comprendre des périodes de progradation, d'aggradation ou de rétrogradation, sont analysées en corrélation avec les variations dans le régime hydrologique et sédimentaire du bassin versant.

## 1. Les données planétaires, hémisphériques et régionales sur les forçages climatiques

Le climat du bassin rhodanien est étroitement lié aux variations climatiques mondiales, reflétant ainsi les influences globales sur cette région spécifique. Les tendances observées dans le bassin rhodanien sont en grande partie tributaires des phénomènes climatiques mondiaux tels que les changements dans l'insolation et l'activité solaire, les modifications des dynamiques océaniques et atmosphériques à l'échelle hémisphérique (Atlantique Nord, Méditerranée), et orientent les fluctuations générales du climat aux échelles millénaires. Ces variations climatiques ont des répercussions significatives sur le bassin rhodanien, modifiant les régimes des précipitations, la dynamique végétale et pédologique, les flux sédimentaires, ... Ainsi, la compréhension du climat du bassin rhodanien ne peut être pleinement appréhendée sans tenir compte de ses interactions à différentes échelles spatio-temporelles avec les évolutions climatiques à l'échelle mondiale.

Les paramètres orbitaux (*Chapitre I.A.1.a*) comme l'excentricité ou l'obliquité de l'axe de rotation de la Terre sont à l'origine des variations d'**insolation solaire** reçue par la surface terrestre. Cette variation de l'insolation est représentée sur la *Figure IV-2.A*, avec l'évolution de l'insolation reçue au mois de juillet à la 65<sup>ème</sup> latitude de l'hémisphère Nord et au mois de mars entre la 20<sup>ème</sup> et 30<sup>ème</sup> latitudes (Berger & Loutre, 1991). L'insolation solaire hivernale est maximale au début de l'Holocène puis diminue progressivement jusqu'à aujourd'hui. Cette situation est inversée pour l'insolation estivale avec l'inversion de la tendance à 5000/4500 cal. BP (*Figure IV-2.A*).

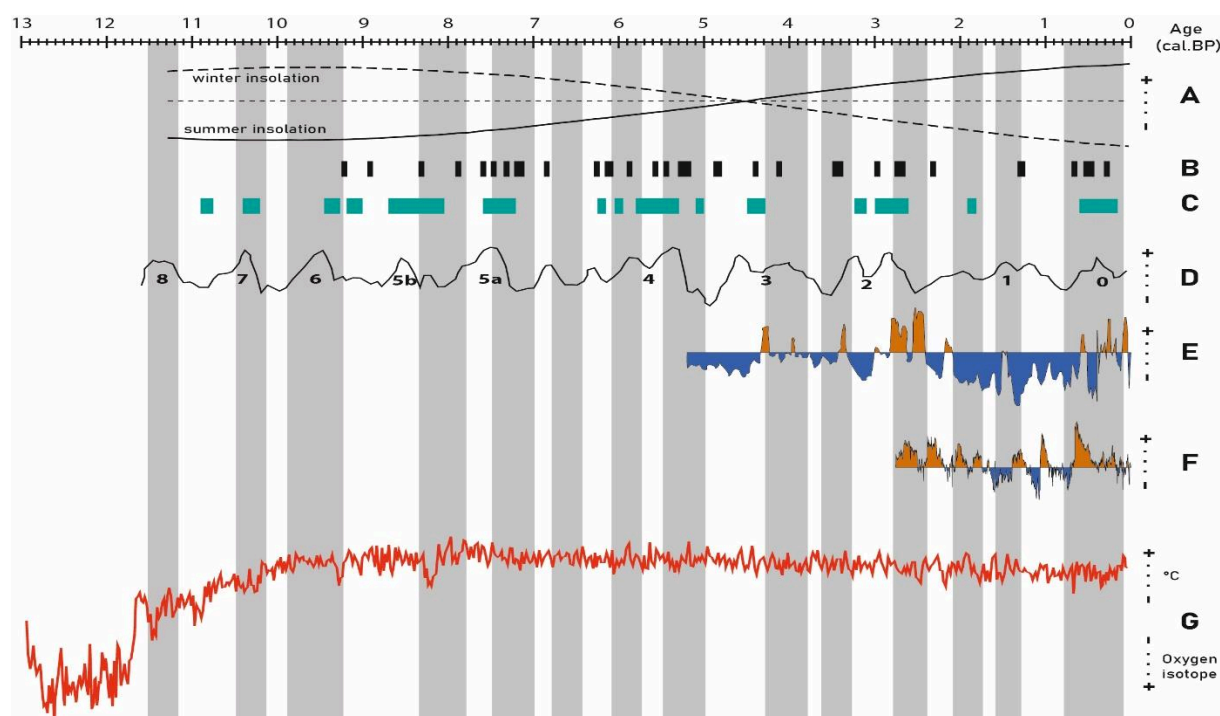
Les **minimas d'activité solaire** (*Figure IV-2.B*) provoquent une diminution de l'insolation solaire sur de brèves périodes qui ne sont pas liées aux paramètres orbitaux terrestres. Ces minimas (Steinhilber et al., 2012) sont estimés par des variations de radionucléides dans des carottes polaires. Plusieurs cycles de durées différentes (210, 350, 500, 710, 1000, 2200 ans) sont identifiés. Lorsque les cycles de 210 et 2200 ans s'additionnent, les minimas d'activité solaire sont plus intenses (8200, 5500, 2500 & 500 cal. BP) (Steinhilbert et al., 2012).

L'insolation solaire est un facteur externe à la Terre, qui couplé à d'autres facteurs, comme les circulations atmosphériques tels que les oscillations atlantique ou pacifique (ENSO, ONA, Wanner et al., 2008), ou les éruptions volcaniques sont à l'origine des « **Rapid Climate Changes** » (RCC) (*Figure IV-2.C*) identifiés sur l'ensemble de l'Holocène (Mayewski et al., 2004).

Ces RCC sont parfois corrélés à des phases de **décharges massives d'icebergs** dans l'Atlantique (Bond et al., 2001). Ces phases, appelées Bond Event, ont une cyclicité d'environ 1500 ans à l'échelle de l'Holocène (*Figure IV-2.D*) et seraient liées aux minima d'activités solaires.

L'**Oscillations Nord Atlantique** (ONA) affecte le climat dans l'hémisphère nord en contrôlant la répartition de la chaleur et de l'humidité. Elle correspond à l'interaction entre les basses pressions atmosphériques de l'Islande et les hautes pressions atmosphériques centrées sur les Açores. Si l'ONA est en mode négatif, cela signifie que l'Europe du Nord aura des conditions climatiques froides et sèches alors que le bassin méditerranéen sera plus humide et tempéré. Ces conditions s'inversent lorsque l'ONA est en mode positif. Les fluctuations de l'ONA extrapolées à partir d'archives de la région Arctique (Olsen et al., 2012) et de la Norvège (Faust et al., 2016) permettent de couvrir les cinq derniers millénaires (*Figure IV-2. E,F*).

Les carottes de glace prélevées au Groenland (Walker et al., 2009) permettent de retracer l'évolution des températures régionales à partir de l'isotope de l'oxygène couplé à d'autres paléo-indicateurs tels que la conductivité, le taux de dépôt, la concentration de sodium, de poussière et de deutérium. Cette évolution de la température permet d'identifier les principales phases de refroidissement holocène en plus de la principale centrée sur 8 200 cal. BP (*Figure IV-2.G*).



*Figure IV-2 Variations de facteurs à l'échelle mondiale ou de l'hémisphère Nord. Les bandes grises indiquent les phases d'intensification de l'activité hydrosédimentaire dans le bassin rhodanien. A) Variation de l'insolation solaire reçue en hiver et en été (Berger & Loutre, 1991). B) Minima d'activité solaire (Steinhilbert et al., 2012). C) Changement climatique global Holocène (RCC). D) Variation de production d'iceberg dans l'Atlantique Nord et les Bond Event associés (Bond et al., 2001). E) Variation de la ONA (Olsen et al., 2012) F) Variation régionale de la ONA (Faust et al., 2016). G) Variation isotopique de l'oxygène NGRIP (Walker et al., 2008).*

## 2. Les données du Nord du bassin rhodanien

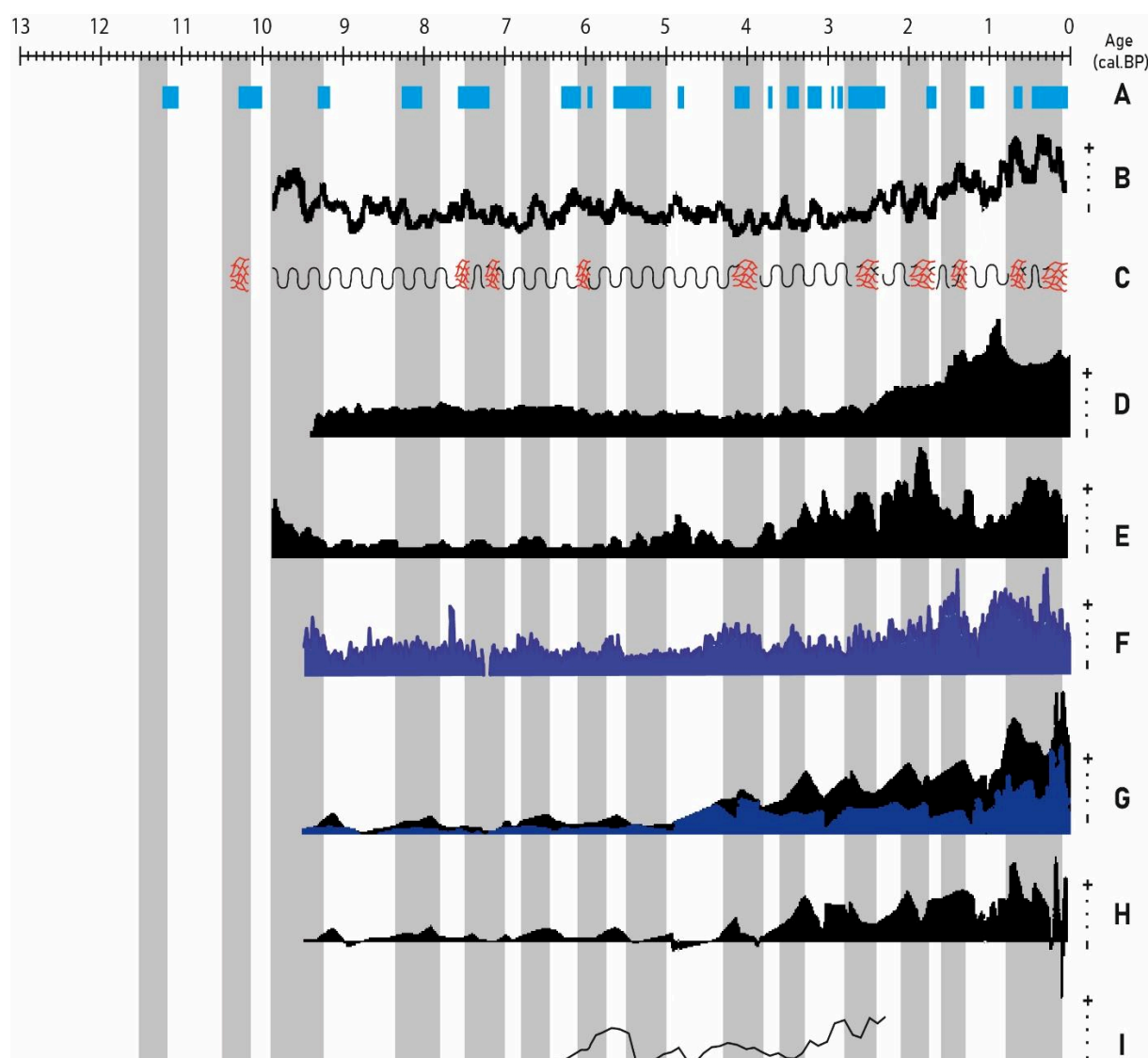


Figure IV-3 Facteurs influençant l'activité hydrosédimentaire dans le nord du bassin rhodanien. Les bandes grises indiquent les phases d'intensification de l'activité hydrosédimentaire dans le bassin rhodanien. A) Phases de hauts niveaux lacustres dans les Alpes du Nord et le Jura (Magny, 2004). B) Fluctuations de l'intensité des crues dans les Alpes du Nord (Wirth et al., 2013). C) Modification du style fluvial à tresses et à méandre dans le bas Dauphiné (Salvador & Berger, 2014). D) Variation des apports détritiques dans le lac de La Thuile (Bajard et al., 2017). E) Variation des apports détritiques dans le lac d'Anterne (Giguet-Covex et al., 2011). F) Apport terrigène continu (Ti) du Rhône dans le lac du Bourget (Arnaud et al., 2012). G) Apports détritiques du bassin du Mont Blanc non anthropisés (Bleu) et anthropisés (Noir) (Rapuc, 2021). H) Evolution des apports détritiques d'origine anthropique dans le lac du Bourget (Rapuc, 2021). I) Evolution du nombre de sites archéologiques dans le Jura (Pétrequin et al., 2005).

Le Nord du bassin rhodanien regroupe des données acquises dans les sous-bassins de la Saône et du Rhône amont. Elles permettent d'illustrer les variations hydrosédimentaires influencées par le climat atlantique et alpin.

Les variations des niveaux lacustres (*Figure IV-3.A*) du Jura, des Préalpes du Nord et du plateau Suisse (Magny, 2004) permettent d'identifier les phases d'augmentation du budget hydrique



dans le Nord du bassin rhodanien, sur la base de la datation des horizons de tourbe et de craie lacustre et d'horizons d'occupation archéologiques interstratifiés dans les séquences de bord de lac.

Une augmentation du flux hydrique peut entraîner une intensification de la fréquence des crues. Les travaux de (Wirth et al., 2013) proposent une chronologie de cette variation des crues sur les 10 000 dernières années (*Figure IV-3.B*). Cette étude se base sur l'analyse de carottes sédimentaires dans 10 lacs Nord alpins et 5 lacs Sud alpins.

Le Rhône qui transporte ce flux hydrique change de style fluvial de nombreuses fois au cours de l'Holocène (*Figure IV-3.C*). L'étude de ces métamorphoses du style en tresses ou à méandres a été proposée dans le bas Dauphiné sur la base de l'évolution hydrogéomorphologique du lit du Rhône associée à l'évolution de ses débits solides et liquides (Salvador & Berger, 2014).

Ces métamorphoses fluviales sont associées à une augmentation du flux hydrique mais également sédimentaire, donc aussi à la dynamique d'érosion et de ruissellement en altitude. Les enregistrements dans les lacs permettent de retracer cette évolution dans le lac de la Thuile (Bajard et al., 2017 ; *Figure IV-3.D*), d'Anterne (Giguet-Covex et al., 2011 ; *Figure IV-3.E*), du Bourget (Arnaud et al., 2012 ; *Figure IV-3.F* ; Rapuc, 2021 ; *Figure IV-3.G*). Ces lacs sont situés dans le sous-bassin du Rhône amont et ces études se basent des analyses sédimentologiques, polliniques et géochimiques.

Les travaux de Rapuc et al. (2021) présentent les variations de flux sédimentaire dans le bassin du Mont Blanc dont une partie est un bassin anthropisé au cours de l'Holocène alors que le reste du bassin, en amont est occupé en grande partie par le glacier du Mont Blanc et donc non anthropisé. L'analyse géochimique isotopique du néodyme dans les sédiments déposés dans le lac du Bourget permet d'estimer quelle zone du bassin est émettrice et donc d'identifier un signal climatique ou anthropique (*Figure IV-3. G,H*).

Enfin, l'évolution de la densité de population dans le Jura Français (Pétrequin, 2005) apporte une information sur l'évolution anthropique dans le Nord du bassin versant (*Figure IV-3. I*). Les travaux de (Berger et al., 2019) proposent une évolution démographique pour l'ensemble de la région Sud-Est de la France depuis la confluence de l'Ain et de la Saône avec le Rhône (*Figure IV-3. J*).

### 3. Les données de la moyenne vallée du Rhône

Les données de la moyenne vallée du Rhône enregistrent le signal à la fois atlantique avec les apports hydrosédimentaires du Nord du bassin évoqués précédemment, le signal alpin avec le Haut Rhône et la confluence Rhône/Isère (plaine de Valence) qui marque le nord du climat méditerranéen.

Dans cette moyenne vallée du Rhône, les archives sédimentaires permettent de retracer les fluctuations des phases de stabilités hydrosédimentaires associées à une aggradation de la plaine alluviale ou des phases d'instabilités caractérisées par une torrencialité ou un tressage du réseau fluvial

entre Valence et Orange. Cette courbe se base sur l'ensemble des datations radiocarbone réalisées dans une dizaine de sous-bassins connectés à ce tronçon du Rhône (Berger et al., in press ; Figure IV-4. A).

Les études sédimentaires de Bravard et al. (1997) et Franc (2018) permettent d'identifier des phases d'activités hydrosédimentaires à la confluence de la Saône avec le Rhône. L'identification de ses phases est faite à partir des données archéologiques, paléo-biologiques et stratigraphiques. Elles reflètent soit le signal du sous-bassin de la Saône, soit du Rhône amont (Figure IV-4. B).

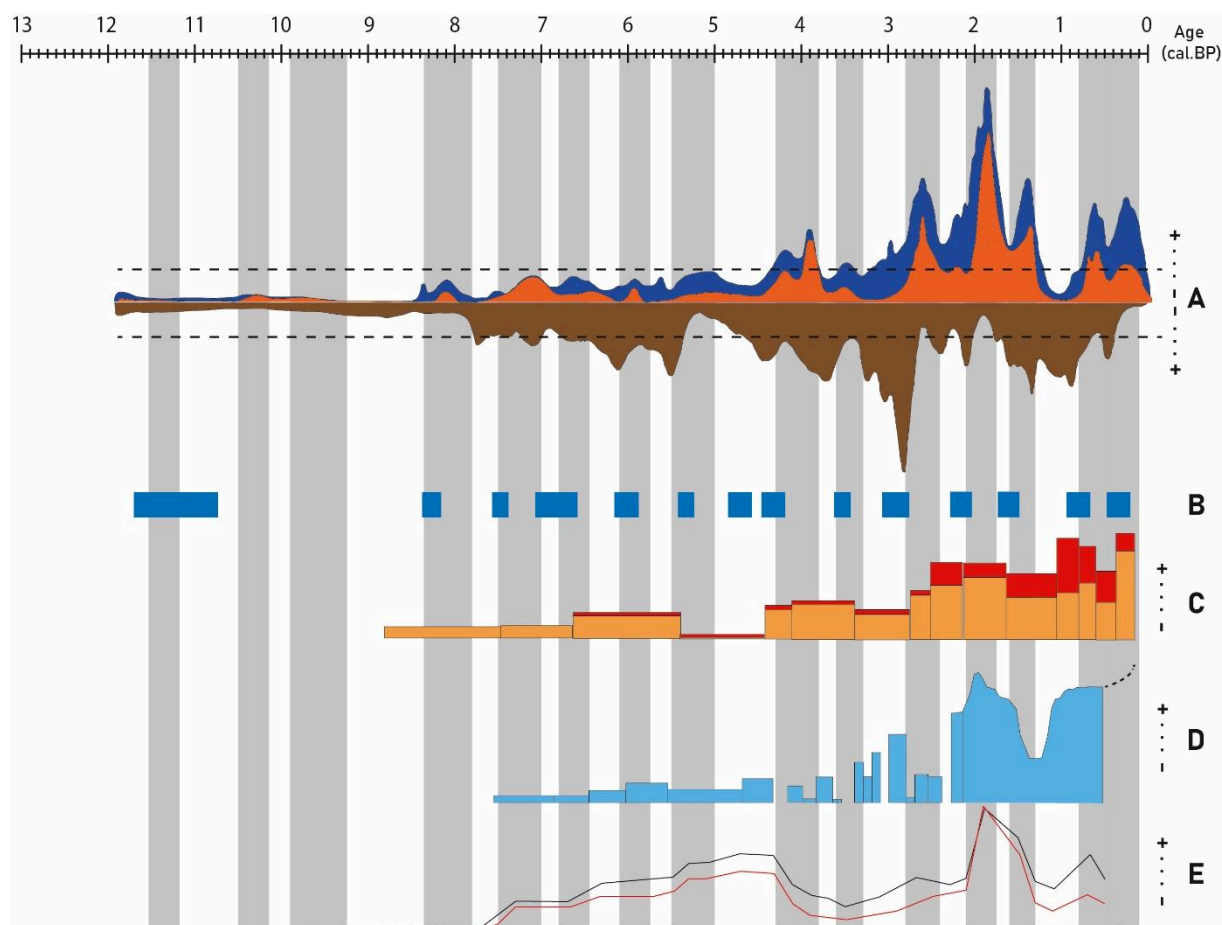


Figure IV-4 Facteurs influençant l'activité hydrosédimentaire dans la moyenne vallée du Rhône Les bandes grises indiquent les phases d'intensification de l'activité hydrosédimentaire dans le bassin rhodanien. A) Intensité des phases d'activité hydrosédimentaire (Bleu : aggradation des plaines alluviales et orange : torrentialité/tressage) et de stabilité (marron : paléosols) (Berger et al., in press). B) Phase d'activité hydrosédimentaire à la confluence du Rhône et de la Saône (Bravard et al., 1997 ; Franc et al., 2015). C) Evolution des assemblages de végétaux carbonisés intra et hors-sites associés à l'activité anthropiques en MVR (Delhon & Thiebault, 2014). D) Evolution du nombre de sites archéologiques dans le Tricastin et la Valdaine (Berger et al., 2015).

Des informations sur l'activité anthropique sont également présentes en moyenne vallée du Rhône comme l'évolution du nombre de sites archéologiques dans le Tricastin et la Valdaine (Berger et al., 2015, 2019 ; Figure IV-4. D). L'enregistrement des variations de l'évolution d'espèces cultivées et de la garrigue, qui témoigne de la dégradation de la chênaie caducifoliée (Delhon & Thiebault, 2008 ; Figure IV-3. C), permet de renseigner les phases de forts défrichements et d'emprise humaine sur les

paysages végétaux, et de développement de certaines activités agricoles en MVR. Les travaux de (Berger et al., 2019) apportent également une information sur l'évolution démographique en se basant sur des distributions de probabilités radiocarbone cumulées et des données de comptages de sites archéologiques (Figure IV-4. E). Ces données permettent de relier les fluctuations climatiques et anthropiques en moyenne vallée du Rhône.

#### 4. Les données du Sud du bassin rhodanien

Le Sud du bassin rhodanien regroupe les sous-bassins de le Durance, des Cévennes, du Rhône aval et également le golfe du Lion, qui enregistre indirectement les flux hydrosédimentaires et les indicateurs de l'érosion continentale par la dérive littorale au large du delta du Rhône. Des phases de fortes activités hydrosédimentaires sont identifiées en Provence par analyse de carottes sédimentaires et d'affleurements naturels afin d'estimer les taux de sédimentation et d'identifier les phases de pédogénèse ou d'incision (Provansal & Morhange, 1994 ; Jorda & Provansal, 1996 ; Figure IV-5. A) et en Haute Durance (Miramont et al., 2004) (Figure IV-5. B).

Le golfe du Lion est la zone de sédimentation pour les particules transportées depuis le bassin rhodanien, l'étude du détritisme sédimentaire terrestre (Jalali et al., 2016) permet d'identifier la fluctuation du débit et du détritisme depuis le bassin versant à partir de marqueurs de la concentration de n-alcanes produits par la végétation (Figure IV-5. C, modifié par Berger, in press).

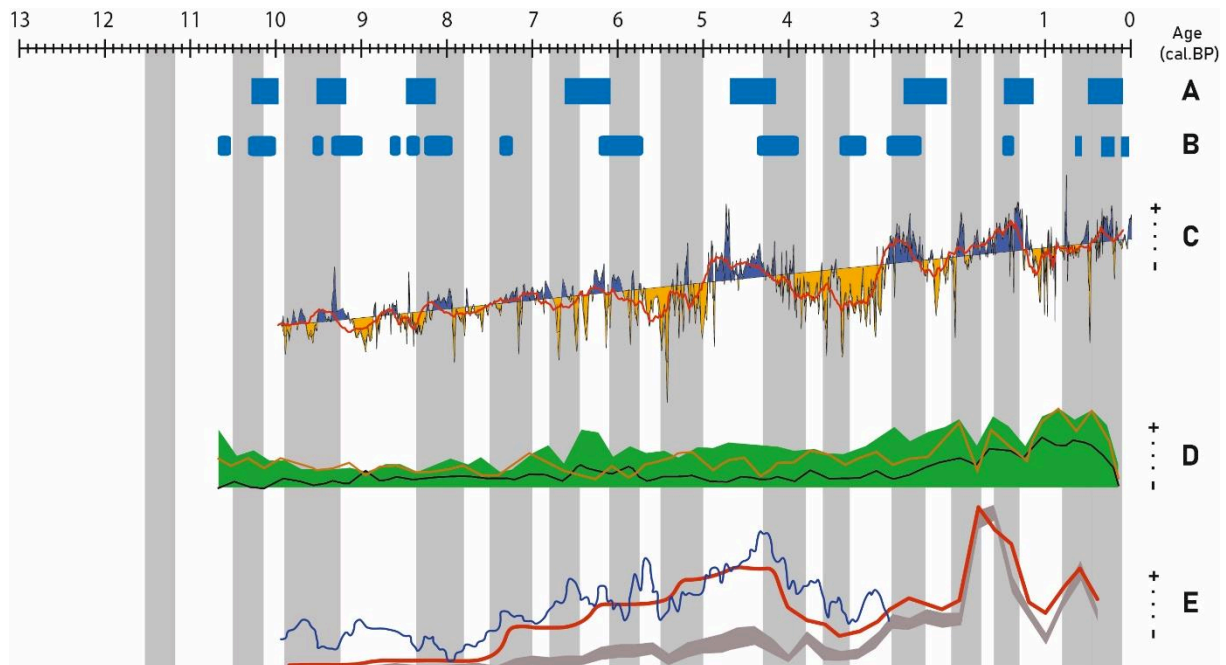


Figure IV-5 Facteurs influençant l'activité hydrosédimentaire dans la moyenne vallée du Rhône. Les bandes grises indiquent les phases d'intensification de l'activité hydrosédimentaire dans le bassin rhodanien. A) Phase d'intensité hydrosédimentaire en Provence (Provansal & Morhange, 1994 ; Jorda & Provansal, 1996). B) Evolution hydrogéomorphologique et du détritisme sédimentaire en Haute-Durance et Buech (Miramont, 2004). C) Concentrations des n-alcanes (carotte ACL27-33, Golfe du Lion) produits par la végétation (TERR-alkanes) illustrant les variations du débit et du détritisme sédimentaire terrestre du Rhône et des rivières languedociennes (modifié par Berger et al., in press d'après Jalali et al., 2016). D) Evolution du taux couverture arboréenne dans le 1/4 S-E de la France d'après la synthèse de 45 sites polliniques (Berger et al., 2019). E) Evolution de la densité de population dans le 1/4 S-E de la France d'après le cumul de 3507 dates radiocarbone issues de 1057 sites (Berger et al., 2019)

Le signal anthropique régional est identifié grâce à l'évolution du taux de déforestation et des différentes formes et types d'organisations agro-pastorales des étages bioclimatiques méso-méditerranéens à collinéens supérieurs (*Figure IV-5. D*) et de la dynamique d'occupation des sols (*Figure IV-5. E*) dans les bassins moyen et inférieur du Rhône, reposant sur une approche quantitative de 3500 dates radiocarbone entre le Mésolithique et l'âge du Fer, associée à la BD Archeomedes pour les périodes historiques (Berger et al., 2019).

## C. La chronologie du bassin rhodanien

### 1. Fin du Tardi-glaciaire et Holocène ancien (12 500 – 7 000 cal. BP)

Cette période couvre la fin du Pléistocène et le début de l'Holocène soit la fin du Tardiglaciaire avec le Dryas récent et le début de l'Holocène à partir de **11 700** cal. BP. L'Holocène correspond au début de la période archéologique du Mésolithique. Les données disponibles sur cette période sont moins précises et plus éparées que pour les périodes plus récentes.

#### *a) De 12 500 à 10 000 cal. BP*

Cette période enregistre trois phases de perturbations climatiques identifiées à l'échelle mondiale à **12 500 – 11 700** cal. BP (Dryas récent) puis entre, **11500-11200** & **10500-10100** cal. BP associées aux Bond Event 8 et 7 (Bond et al., 2001) (Fig. 2-5).

La phase de 12 500 – 11 700 correspond au Dryas récent et clôture le Pléistocène. Lors de cette phase froide, les glaciers alpins sont étendus (Ivy-Ochs et al., 2009) et les analyses polliniques indiquent une faible proportion d'espèces arborées à la fin du Pléistocène (Tinner & Kaltenrieder, 2005). Ceci implique une faible protection des sols par la couverture végétale et donc une sensibilité à l'érosion par ruissellement accrue.

Cette perturbation puis celle de l'Holocène (11500-11200 & 10500-10100) sont visibles à l'échelle européenne (Benito et al., 2015) par une intensification des crues dans les principales rivières d'Allemagne et de Pologne (Starkel et al., 2006). Dans les Alpes du Nord et le Jura, des hauts niveaux lacustres sont identifiés pour les deux péjorations climatiques (Magny, 2004) (*Figure IV-3*). La première phase présente une forte activité hydrosédimentaire à la confluence du Rhône et de la Saône (Bravard et al., 1997 ; Franc, 2018). Seule la phase de **10500-10100** cal. BP enregistre une métamorphose du style fluvial vers un système en tresse dans le bas Dauphiné (Salvador & Berger, 2014) (*Figure IV-3*) et une forte activité hydrosédimentaire dans le haut bassin de la Durance (Miramont et al., 2004) (*Figure IV-5*).

Pour résumer, la période **12 500 – 10 000 cal. BP** est une période de stabilité hydrosédimentaire perturbée par trois phases d'intensifications des flux hydrosédimentaires pluriséculaires dans le bassin rhodanien, dont l'origine nord atlantique est identifiée grâce aux Bond Event 8 et 7.

### *b) De 10 000 à 7 000 cal. BP*

Cette période couvre la fin du Mésolithique et le début du Néolithique à partir de **8 000 cal. BP** environ. C'est la période de plus forte fermeture forestière de l'Holocène avec une biostase majeure à l'échelle du bassin favorisant ainsi la pédogénèse (Triat-Laval, 1982 ; Clerc, 1988 ; Delhon et al., 2009, 2010).

Une augmentation de l'activité hydrosédimentaire est enregistrée entre **9 900-9 250 cal. BP** (Fig. 2-5). Dans les Alpes du Nord, cette phase s'exprime par de forts apports sédimentaires dans les lacs d'Anterne (Giguet-Covex et al., 2011) et du Bourget (Arnaud et al., 2012; Rapuc, 2021), une intensification des crues (Wirth et al., 2013) et un bref haut niveau lacustre (Magny, 2004) (Figure IV-3). Les Alpes du Sud enregistrent une augmentation de l'activité hydrosédimentaire en Haute Durance (Miramont et al., 2004) (Figure IV-5). Cependant, il n'y a pas d'indice de cette phase en moyenne vallée du Rhône (MRV), ni à la confluence du Rhône et de la Saône. A l'échelle européenne, une intensification des crues est également reportée en Angleterre, Pologne et dans le fossé rhénan (Starkel et al., 2006 ; Macklin et al., 2010 ; Berger, 2015) et s'identifie à l'échelle mondiale avec le Bond Event 6 (Bond et al., 2001).

La phase entre **9250 et 8350 cal. BP** est relativement calme, cette stabilité est enregistrée en MVR par un développement pédologique (Berger et al., in press) (Figure IV-4). De nouveau, une phase d'activité hydrosédimentaire s'étend entre **8350 et 7800 cal. BP**, elle est marquée en MVR (Berger et al., in press) et dans les Alpes du Nord avec une augmentation des apports sédimentaires dans le lac du Bourget (Arnaud et al., 2012, Rapuc, 2021), une métamorphose du style fluvial vers un système en tresse dans le bas Dauphiné (Salvador & Berger, 2014) et un haut niveau des lacs subalpins et jurassiens (Magny, 2004) (Figure IV-3). Dans les Alpes du Sud, une forte activité hydrosédimentaire est enregistrée dans le bassin de la Haute Durance (Miramont et al., 2004), à l'inverse, les crues ne semblent pas s'intensifier (Wirth et al., 2013) (Figure IV-5).

Entre **7800 et 7500 cal. BP**, l'activité hydrosédimentaire se ralentit à nouveau par une forte activité pédogénique en MVR, associé au développement des constructions travertineuses dans les affluents préalpins occidentaux du Rhône (Ollivier et al. 2006, Berger et al. 2016). Une nouvelle période d'intensification a lieu entre **7500 et 7000 cal. BP** (Fig. 2-5), et est identifiée dans l'ensemble des sous-bassins du Rhône (Berger et al., in press). Cette phase est corrélée à une faible activité solaire

(Steinhilber et al., 2012) et au Bond Event 5a (Bond et al., 2001). Dans les Alpes du Nord et le Jura, on observe alors de hauts niveaux lacustres (Magny, 2004) et cette phase connaît une première déforestation anthropique due au développement des activités agropastorales sur les versants montagnards (Berger et al., 2016, 2019, in press) (Fig. 4-5).

Pour résumer, la période **10 000 – 7 000** cal. BP est une période relativement stable hydrologiquement, ponctuée par trois phases d'intensification modérée de l'activité hydrosédimentaire.

## 2. Holocène moyen : Néolithique (7 000 à 4 500 cal. BP)

La période **7000-4500** cal. BP, s'étend dans le bassin du Rhône sur le Néolithique moyen et final avec les premières domestications d'espèces végétales et animales et une progressive densification humaine à l'échelle du bassin versant. Cette période enregistre 3 phases d'intensifications hydrosédimentaires (**6800-6450** ; **6100-5750** ; **5500-5000**) (Fig. 2-5).

La première phase, entre **6800 et 6450** cal. BP, est identifiée par une intensification des crues (Wirth et al., 2013) et des apports sédimentaires plus importants dans les lacs des Alpes du Nord (Giguet-Covex et al., 2011 ; Rapuc, 2021) (Figure IV-3). Dans les Alpes du Sud, les enregistrements sédimentaires n'indiquent alors pas d'intensification de l'activité hydrosédimentaire.

Cette phase pourrait s'expliquer par les activités humaines dans le bassin versant mis en évidence par l'augmentation de la densité de peuplement et des premières traces de déforestation identifiées à l'échelle régionale du Sud-Est de la France (Berger et al., 2019) (Figure IV-5). De plus, les premières traces de développements des assemblages anthropiques dans la MVR sont enregistrées à partir de 6700 cal. BP sur les sites du début du Néolithique Moyen (Delhon & Thiebault, 2008) (Figure IV-3).

La période **6450-6100** cal. BP enregistre une chute de l'activité hydrosédimentaire en MVR, associée à une forte phase d'activité pédogénique (Berger 2004, Berger et al., in press) (Figure IV-4). A cette période, des minima d'activités solaires (Steinhilber et al., 2012) sont couplés à l'enregistrement de hauts niveaux lacustres dans le Nord du bassin (Magny, 2004) (Figure IV-3). L'absence de réponse hydrosédimentaire peut s'expliquer par l'expansion des forêts-parcs et d'une économie plus pastorale (Delhon et al., 2009 ; Berger et al., 2019).

L'activité hydrosédimentaire s'intensifie entre **6100 et 5750** cal. BP. Le Nord du bassin enregistre de forts apports sédimentaires dans le lac du Bourget (Arnaud et al., 2012 ; Rapuc, 2021) liés à une intensification des crues dans les Alpes du Nord (Wirth et al., 2013) et une métamorphose du style fluvial vers des systèmes en tresses dans le bas Dauphiné (Salvador & Berger, 2014) ainsi que

plusieurs phases de hauts niveaux lacustre dans les Alpes du Nord et le Jura (Magny, 2004) (Figure IV-3). La réponse hydrosédimentaire est similaire avec une augmentation des crues dans les Alpes du Sud (Wirth et al., 2013) et une forte activité hydrosédimentaire en haute Durance (Miramont et al., 2004) (Figure IV-5). A l'échelle européenne, de fortes crues sont identifiées en Angleterre (Macklin et al., 2010), en Pologne (Starkel et al., 2006) et en Afrique du Nord (Zielhofer & Faust, 2008).

Entre **5750 et 5500** cal. BP, l'activité hydrosédimentaire diminue dans le bassin rhodanien. C'est une période de forte activité pédogénique en MVR, associée à l'extension de forêts-parcs et du pastoralisme (Delhon et al. 2009, Berger et al., in press). De nombreux minimas solaires (Steinhilber et al., 2012) (Figure IV-2) seraient à l'origine d'un refroidissement qui expliquerait la baisse de peuplement observée dans le Jura (Pétrequin, 2005) et dans le Sud de la France, comme en Europe centrale (Magny et al., 2006, ; Berger et al., 2019). Cette diminution de l'emprise anthropique se répercute sur les assemblages d'espèces anthropiques, qui diminuent notamment en MRV (Delhon & Thiebault, 2008) (Figure IV-4).

La troisième phase d'intensification de l'activité hydrosédimentaire de cette période est enregistrée entre **5500 et 5000** cal. BP. Une chute importante de l'activité pédogénique est identifiée dans la MVR au profit d'une phase d'augmentation de l'activité hydrosédimentaire (Berger et al., in press). Cette période est marquée dans le Nord du bassin par de hauts niveaux lacustres (Magny, 2004), des apports sédimentaires importants dans le lac Anterne (Giguet-Covex et al., 2011), mais qui ne s'enregistrent pas en aval dans le lac du Bourget. La fréquence et l'intensité des crues sont également en diminution à l'échelle des Alpes du Nord (Wirth et al., 2013) (Figure IV-3). Ces effets régionaux, bien que contrastés, s'inscrivent cependant dans une dynamique globale car contemporaine du Bond Event 4b (Bond et al., 2001) (Figure IV-2).

La dernière phase de cette période, entre **5000 et 4500** cal. BP est relativement stable. Une diminution de l'activité hydrosédimentaire au profit d'un fort développement pédologique dans les plaines alluviales dans la MVR (Berger et al., in press), s'additionne à une importante activité pédogénique à la confluence du Rhône et de la Saône (Franc, 2018) et à une faible intensité des crues dans les Alpes du Nord et du Sud (Wirth et al., 2013). Les assemblages végétaux anthropiques se réduisent en MVR (Delhon & Thiebault, 2008).

### 3. Transition Holocène moyen – début Holocène récent (4 500 à 3 000 cal. BP)

La période **4 500 - 3 000** cal. BP correspond à la transition entre l'Holocène moyen, période de stabilité hydrologique modérément perturbée, avec l'Holocène récent, période de forte intensité

hydrosédimentaire. Cette période tampon enregistre de nombreux changements hydrosédimentaires décrits dans cette section.

Une phase de forte activité hydrosédimentaire est identifiée entre **4300 et 3800** cal. BP, notamment en MVR avec la première phase intense de torrentialité depuis le début de l'Holocène (Berger et al., in press) (Figure IV-4). Le Nord du bassin enregistre une métamorphose fluviale du Rhône dans le bas Dauphiné entre **4200/3900** cal. BP ainsi qu'une augmentation considérable des apports détritiques rhodaniens dans le lac du Bourget (Arnaud et al., 2012). Une intensification des crues est enregistrée dans le bassin sud-alpin à partir de **4200** cal. BP (Wirth et al., 2013) avec une forte activité hydrosédimentaire remarquable en Haute Durance (Miramont et al., 2004) et en Provence (Provansal & Morhange, 1994 ; Jorda & Provansal, 1996) (Figure IV-5).

Une forte augmentation de la densité de peuplement est centrée juste avant **4300** cal. BP dans le Sud de la France (Berger et al., 2019, Carozza et al. 2015) et une augmentation de l'impact anthropique sur la végétation est alors attestée en MVR (Delhon & Thiebault, 2008).

Cette crise hydrologique est mondiale, elle correspond au Bond Event 3 (Bond et al., 2001) (Figure IV-1), elle est appelée « **4.2 Event** » dans la littérature. Cette crise impacte l'ensemble des hydrosystèmes de l'Europe comme en Angleterre (Macklin et al., 2010), dans le fossé Rhénan (Hoffmann et al. 2008), en Pologne (Starkel et al., 2006), en Italie (Berger et al., 2015), en Espagne (Benito et al., 2015). Cette crise est également identifiée en Chine par un climat sec et froid (Ran & Chen, 2019) et au Proche-Orient par des sécheresses prolongées (Kaniewski et al., 2018, Jalali et al., 2019).

Après la période de forte activité du « 4.2 Event », le bassin rhodanien enregistre une baisse de l'activité hydrosédimentaire entre **3800/3000** cal. BP.

Cette phase de calme hydrologique reste perturbée par de brèves périodes d'instabilité des hydrosystèmes d'origine climatique comme dans les Alpes du Nord autour de **3500** cal. BP (Giguet-Covex et al., 2011 ; Arnaud et al., 2012 ; Wirth et al., 2013 ; Rapuc, 2021) ou en MVR (Berger et al., in press) (Fig. 3-4). Dans les Alpes du Sud, une période d'activité est également enregistrée, mais centrée sur **3300** cal. BP (Miramont et al., 2004; Wirth et al., 2013) (Figure IV-5). Cette courte instabilité hydrologique correspond à une phase de ONA négative centrée sur **3300** cal. BP (Olsen et al., 2012). Cette phase correspond à une baisse des réseaux de peuplement dans le Sud-Est de la France (Berger et al., 2007, 2019) qui entraîne une reconquête végétale et une pédogénèse des versants aux plaines alluviales (Berger et al., in press ; Figure IV-4.H) jusqu'à 3000/2800 cal. BP où la tendance s'inverse.



#### 4. Holocène récent : du Bronze final au début de la période romaine (3 000 à 2 000 cal. BP)

Cette période de **3 000 – 2 000** cal. BP s'étend sur la fin de l'Âge du Bronze à 2800 cal. BP et inclut l'Âge du Fer. Ce changement culturel se traduit par une forte structuration des populations, une augmentation des échanges de ressources du bassin méditerranéen à l'Europe centro-occidentale (via le monde celtique). Le second Âge du Fer, entre 2400 et 2100 cal. BP marque une rupture de l'équilibre entre les sociétés et l'environnement par l'apparition du phénomène de proto-urbanisation (oppida), le développement du stockage agricole et la diffusion de l'outillage agricole métallique (Barral & Nouvel, 2012 ; Brun & Chaume, 2013 ; Bernigaud et al., 2014 ; Berger et al., in press).

Une augmentation de l'activité hydrosédimentaire est identifiée entre **2800 et 2400** cal. BP dans le bassin rhodanien (Berger et al., in press). Les Alpes du Nord et le Jura enregistrent alors une période de hauts niveaux lacustres (Magny, 2004) correspondant à la plus grande transgression glaciaire des Alpes suisses et autrichiennes (Boxleitner et al., 2019) et à une nouvelle métamorphose fluviale du haut Rhône vers un style en tresse (Salvador & Berger, 2014). Cette torrentialité enregistrée jusqu'au cœur des Alpes explique l'augmentation des apports sédimentaires dans les lacs du Bourget (Arnaud et al., 2012 ; Rapuc, 2021) et d'Anterne (Giguet-Covex et al., 2011) (Figure IV-3).

Dans le Sud du bassin, une importante fréquence des crues de l'Ardèche et du Gardon (Sheffer et al., 2003) précède la période de crues la plus intense enregistrée dans les Alpes du Sud depuis le début de l'Holocène (Wirth et al., 2013). Une importante activité hydrosédimentaire est également identifiée dans le bassin de Haute Durance (Miramont et al., 2004) et de Provence (Provansal & Morhange, 1994 ; Jorda & Provansal, 1996) (Figure IV-5) et par l'augmentation du détritisme continental dans le golfe du Lion (Jalali et al., 2016).

Cette période correspond à un long minima d'activité solaire (Steinilber et al., 2012) et à une période de production d'icebergs en Atlantique Nord, le Bond Event 2 (Bond et al., 2001) (Figure IV-2). De plus, une ONA négative est identifiée sur l'ensemble de la période au Groënland (Olsen et al., 2012) et en Norvège (Faust et al., 2016), qui provoque une augmentation de l'humidité en Méditerranée et des précipitations plus concentrées à l'échelle des bassins versants méridionaux (Benito et al., 2015, Berger 2015).

Cette phase correspond également à une augmentation du nombre de sites archéologiques dans le Jura (Pétrequin, 2005) et dans le Tricastin à partir de 2600 cal. BP (Berger et al., 2015) (Fig. 3-4). La densité de peuplement augmente légèrement dans le Sud de la France (Berger et al., 2019). L'augmentation de la population entraîne une augmentation des assemblages anthropisés en MVR

(Delhon & Thiebault, 2008) ainsi qu'une déforestation plus importante identifiée à l'échelle du grand Sud-Est français (Berger et al., 2019) (Fig. 4-5). Cette anthropisation est contemporaine de l'augmentation importante de l'érosion et des flux hydrosédimentaires identifiés dans le bassin de la Valdaine (Notebaert & Berger, 2014).

L'intensité de l'activité hydrosédimentaire diminue à **2400** cal. BP mais reste importante entre **2400 et 2200** cal. BP, puis chute fortement pour un siècle environ. Cette période de plus faible activité hydrologique entre **2200 et 2100** cal. BP est associée à une augmentation de l'activité pédogénique en MVR (Berger et al., in press), à une forte diminution de la fréquence de crues dans les Alpes du Sud (Wirth et al., 2013) ainsi qu'à une diminution des apports détritiques dans le golfe du Lion (Jalali et al., 2016) (Figure IV-5). Cette stabilité hydrosédimentaire peut s'expliquer par une phase de ONA positive qui précède cette période (Olsen et al., 2012), par le début l'Optimum Climatique Romain (RWP) ou à une diminution de la densité de population humaine (Berger et al., 2015, 2019). Elle est associée dans le bassin valdainais à une période d'incision et de stabilisation des plaines alluviales (Notebaert et Berger 2014).

## 5. Holocène récent : De 2 000 à 1 000 cal. BP

La période **2 000 – 1 000** cal. BP correspond dans le bassin du Rhône à la romanisation et à la période du haut Moyen Âge. Elle enregistre 2 phases d'activités hydrosédimentaires importantes (**2100/1750** & **1600/1300** cal. BP) et 2 phases de stabilités hydrosédimentaires (**1750/1600** & **1300/800** cal. BP) associées à un fort développement pédologique en MVR (Fig. 2-5).

Une phase d'activité hydrosédimentaire importante est datée entre **2100 et 1750** cal. BP, et se caractérise par le maximum de torrentialité enregistrée en MVR (Berger et al., in press). Dans le Nord du bassin, une métamorphose du style fluvial du Rhône vers un style en tresse (Salvador & Berger, 2014) témoigne de l'augmentation des apports sédimentaires dans les lacs du Bourget (Arnaud et al., 2012 ; Rapuc, 2021) et d'Anterne (Giguet-Covex et al., 2011). Cependant, l'intensité des crues n'augmente pas sur cette période dans les Alpes du Nord (Wirth et al., 2013) (Figure IV-3).

Cette phase est corrélée à « l'Optimum Climatique Romain » (OCR). C'est une période de réchauffement généralisé (Margaritelli et al., 2020) avec un climat plus sec qui explique l'absence d'intensification des crues dans les Alpes du Nord et du Sud (Wirth et al., 2013) (Figure IV-3, 5). La densification de la population gallo-romaine (Van der Leeuw et al. 2005 ; Provansal et al., 1999 ; Berger et al., 2015) provoque un développement important des cultures comme la vigne, très érosive pour les sols, et destinée à faire de la plus-value par le développement du commerce dans l'Empire romain (Leveau, 1998 ; Van der Leeuw et al, 2005 ; Bernigaud et al., 2019). Pour cette phase, comme pour celle de 2800-2400 cal. BP, la croissance de l'emprise anthropique est contemporaine d'une forte

augmentation du flux sédimentaire quantifié dans les piémonts des Préalpes occidentales (Notebaert & Berger, 2014).

La seconde période entre **1750 et 1600** cal. BP est une phase de stabilité hydrosédimentaire, associée à un fort développement pédologique en MVR (Berger et al., sous presse). Dans le Nord du bassin, cette période se traduit par une diminution des flux sédimentaires dans les lacs du Bourget (Arnaud et al., 2012 ; Rapuc, 2021), d'Anterne (Giguet-Covex et al., 2011), ainsi qu'une diminution de l'intensité des crues dans les Alpes du Nord (Wirth et al., 2013).

La troisième période est une phase d'intensification de l'activité hydrosédimentaire entre **1600 et 1300** cal. BP. Dans le Nord du bassin, cette phase s'exprime par une métamorphose du style fluvial du Rhône vers des systèmes en tresses (Salvador & Berger, 2014), une intensification de la fréquence des crues (Wirth et al., 2013) et une augmentation des apports sédimentaires rhodaniens et des Alpes du Nord, mesurée notamment dans les lacs du Bourget (Arnaud et al., 2012 ; Rapuc, 2021), d'Anterne (Giguet-Covex et al., 2011) et de La Thuile (Bajard et al., 2017) ainsi qu'à la confluence du Rhône et de la Saône (Bravard et al., 1997; Franc, 2018) (Fig. 3-4). Dans la MVR, une importante activité hydrosédimentaire est identifiée dans la plaine d'inondation, associée à une augmentation de la torrencialité (Berger et al., in press). Dans le Sud des Alpes, on observe une augmentation de la fréquence de crues (Wirth et al., 2013) et une importante activité hydrosédimentaire dans la Haute Durance (Miramont et al., 2004) et en Provence (Provansal & Morhange, 1994 ; Jorda & Provansal, 1996). Une augmentation des apports détritiques continentaux est également observée dans les sédiments du Golfe du Lion (Jalali et al., 2016) (Figure IV-5).

Cette crise hydrosédimentaire s'explique par détérioration climatique appelée « *Dark Age Cold Period* » contemporaine du Bond Event 1 (Bond et al., 2001) et par un minima d'activité solaire (Steinhilber et al., 2012) (Figure IV-1). De plus, une NAO négative est enregistrée au Groënland (Olsen et al., 2012) et en Norvège (Faust et al., 2016). Lors de cette période, le recul de l'emprise anthropique continue de s'accroître d'après les indicateurs archéologiques et polliniques, et des réorganisations du peuplement s'observent dans l'espace rhodanien (Van der Leeuw et al. 2003, Berger et al., 2015, 2019).

La dernière phase de stabilité climatique est pluri-séculaire et centrée sur **1300/800** cal. BP et correspond à l'Optimum Climatique Médiéval avec un climat chaud et sec, entrecoupé par un demi-siècle froid et humide (1050/1000 cal. BP). Ce réchauffement est identifié à plusieurs endroits du globe comme au Groënland, au Canada, en Ecosse (Schneider et al., 1984). Dans les Alpes du Nord, cela se traduit par une diminution des apports sédimentaires dans les lacs (Giguet-Covex et al., 2011 ; Arnaud et al., 2012 ; Rapuc, 2021), et une faible fréquence de crues (Wirth et al., 2013) (Figure IV-3). En MVR, elle correspond à une longue période de stabilité pédologique et à une phase d'incision des

lits fluviaux (Berger & Brochier 2006, Berger et al. sous presse). Dans le Sud des Alpes, une intensification des crues (Wirth et al., 2013) est enregistrée et pourrait être associée à la courte période plus humide favorisant la formation des crues (*Figure IV-5*).

## 6. Holocène récent : De 1 000 à 0 cal. BP : POM, PAG et anthropocène

Le dernier millénaire est une période instable qui se compose de la fin l'Optimum Climatique Médiéval (POM) et du Petit Age Glaciaire (PAG). La fin du PAG est suivie d'un réchauffement généralisé et d'une très forte anthropisation (versus l'artificialisation) du système fluvial.

### *a) Le Petit Age Glaciaire*

La période de stabilité initiée au millénaire précédent perdure jusqu'à 800 cal. BP. C'est à partir de cette date que s'étend le PAG entre **700/100** cal. BP. Cet événement mondial a une origine climatique. Une succession de trois minimas solaires (Steinhilber et al., 2012) favorise la baisse des températures qui s'illustre par le Bond Event 0 (Bond et al., 2001) (*Figure IV-2*).

En Europe, le PAG est associé à une ONA négative sur la majorité de la période (Olsen et al., 2012 ; Faust et al., 2016), les conditions humides du domaine méditerranéen sont identifiées en Espagne (Benito et al., 2015). A l'inverse, des conditions plus sèches sont identifiées en Europe du Nord (Macklin et al., 2010; Starkel et al., 2006). Cette période froide s'illustre également par une diminution importante des incendies dans le Nord-Ouest de la Méditerranéen (Connor et al., 2019), une avancée des glaciers et la chute de la limite supérieure des forêts dans les Alpes (Badino et al., 2018). L'ensemble de ses facteurs indiquent un fort recul des surfaces de forêts et d'importants défrichements à la fin du XVIII<sup>ème</sup> et début XIX<sup>ème</sup> siècle (Carte de Cassini, Martinez et al., 2023) augmentant le potentiel érosif du PAG.

La période du PAG présente un tri-phasage avec deux phases de forte intensité hydrosédimentaire (**800-450 & 350-100** cal. BP), séparées par une phase moins intense (**450-350** cal. BP) associée à une reprise de la pédogenèse (Berger et al. sous presse).

La première phase d'intensité, entre **800 et 450** cal. BP est identifiée sur l'ensemble du bassin rhodanien. Dans le Nord du bassin, le PAG est contemporain d'une hausse des niveaux lacustres (Magny, 2004), d'une augmentation de l'intensité des crues (Wirth et al., 2013) et d'une métamorphose du style fluvial vers des systèmes en tresses (Salvador & Berger, 2014). Ceci est lié à une augmentation des apports sédimentaires enregistrés dans les systèmes lacustres, tels que les lacs du Bourget (Arnaud et al., 2012 ; Rapuc, 2021), de La Thuile (Bajard et al., 2017), et d'Anterne (Giguet-Covex et al., 2011) (*Figure IV-3*). L'augmentation de ce flux sédimentaire est également

identifiée à la confluence du Rhône et de la Saône (Bravard et al., 1997 ; Franc, 2018). Dans le Sud du bassin, cette phase est associée à d'importantes crues de l'Ardèche, du Gardon (Dezileau et al., 2014). Elles sont généralisées dans les Alpes du Nord et du Sud (Wirth et al., 2013) (Figure IV-5). Une forte activité hydrosédimentaire est également identifiée au Nord de l'Italie, dans le Lac Iséo (Rapuc, 2021) et en haute Durance (Miramont et al., 2004).

Cette première phase est également contemporaine d'une augmentation de la population dans la moitié Sud du bassin rhodanien (Berger et al., 2019). Cette forte augmentation de la population s'accompagne d'importants taux de déforestation et d'une intensification de cultures qui favorisent l'augmentation du flux sédimentaire (Delhon & Thiebault, 2008 ; Berger et al., 2019). Cette augmentation est attestée dans l'étude des bilans sédimentaires du bassin de la Valdaine en MVR (Notebaert & Berger, 2014) qui identifient une augmentation du flux sédimentaire sans précédent au cours de l'Holocène dans les piémonts des Préalpes occidentales.

Entre **450 et 350 cal. BP** (XVI<sup>ème</sup> siècle), l'intensité hydrosédimentaire diminue dans le bassin rhodanien par rapport à la période précédente. Cela provoque une chute drastique des apports détritiques continentaux enregistrés dans le golfe du Lion (Jalali et al., 2016) (Figure IV-5). Cette diminution s'explique en partie par des températures plus tièdes notamment dans la première moitié du XVI<sup>ème</sup> siècle (Le Roy Ladurie, 2009). Un autre aspect à prendre en compte est l'impact de cette première phase de la crise climatique sur la population. Le froid et l'humidité provoquent de mauvaises récoltes de céréales qui conduisent à des famines (Le Roy Ladurie, 2009). De plus, l'épidémie de Peste Noire au XIV<sup>ème</sup> siècle provoque une diminution importante de la population dans la moitié Sud du bassin rhodanien (Berger et al., 2019) (Figure IV-5), qui s'est traduit par une baisse durable de l'emprise humaine sur le milieu (Gauthier 2004).

La seconde phase d'instabilité se produit entre **350 et 100 cal. BP** avec une dynamique similaire à la précédente. Cependant, dans le Nord du bassin, les apports sédimentaires dans le lac du Bourget et d'Anterne sont plus importants (Giguet-Covex et al., 2011 ; Arnaud et al., 2012 ; Rapuc, 2021) (Figure IV-3). Dans le Sud des Alpes, les crues sont très fréquentes et intenses (Wirth et al., 2013) et une activité hydrosédimentaire importante est identifiée en Provence (Provansal & Morhange, 1994 ; Jorda & Provansal, 1996), contrairement à la première phase du PAG.

Cette seconde phase présente une activité hydrosédimentaire plus importante que la première car elle enregistre une variabilité pluviométrique intra- et interannuelle très importante ce qui favorise la formation de crues intenses notamment dans les Alpes du Sud (Miramont et al., 1998 ; Ollivier et al., 2009 ; Wirth et al., 2013) (Figure IV-5). Ce phénomène est amplifié par la reprise de l'anthropisation à la suite du redoux climatique au XVI<sup>ème</sup> siècle. La population augmente à nouveau (Berger et al., 2015) et cet accroissement démographique s'accompagne d'une activité agricole accrue

favorisant l'érosion des sols à l'échelle de l'ensemble du bassin versant (Martinez et al., 2023) (Figure IV-4).

### *b) Le Post-PAG*

Les deux derniers siècles connaissent un réchauffement climatique (à partir de 1860) et un développement anthropique sans précédent. Cette dernière phase étant peu identifiée dans le système deltaïque, elle n'est donc pas détaillée dans ce chapitre, mais dans le *Chapitre V*.

## D. Corrélation entre le bassin versant et le delta du Rhône

Les données hydrogéomorphologiques et pédogénétiques qui viennent d'être évoquées sont en partie représentées dans la *Figure IV-6*. De plus, à partir des discussions dans cette section, l'origine climatique, climato-anthropique ou anthropique est identifiée pour les phases d'intensification de l'activité hydrosédimentaire.

### 1. De 12 500 à 7 000 cal. BP

Cette période enregistre cinq phases d'intensification de l'activité hydrosédimentaire dans le bassin rhodanien à **11 500/11 200**, **10 500/10 100**, **9 900/9 250**, **8 350/7 800** et **7 500/7 000** cal. BP.

Ces phases restent d'une intensité modérée à l'échelle du bassin versant du Rhône pour plusieurs raisons. Premièrement, les analyses polliniques dans le sous-bassin de la Drôme (Argent, 1990 ; Brochier et al., 1991), du Rhône moyen (Bravard et al., 2003), les espèces de chênes et d'hêtres ont déjà reconquis les versants collinéens et montagnards préalpins depuis 13 500 cal. BP. Cette reconquête forestière, couplée à l'absence de traces d'anthropisation précoces dans le bassin versant induit une faible connectivité hydrosédimentaire des bassins versants.

Ces phases d'intensification sont contemporaines des Bond Events 8, 7, 6 et 5a ce qui indique une forte influence nord-atlantique sur le climat rhodanien au cours de l'Holocène ancien. Les masses d'air humides nord-atlantiques sont transportées dans le bassin rhodanien par les vents d'Ouest et rencontrent les Alpes nord-occidentales qui représentent une barrière orographique (Berger et al., 2008) et concentrent les précipitations dans le Nord du bassin. Ces dégradations climatiques auraient également ralenti le front de la Néolithisation en Europe occidentale (Berger 2006, Berger & Guilaine, 2009).

Les phases de **8 350/7 800** et **7 500/7 000** cal. BP contrairement aux trois précédentes sont identifiées dans le Jura, les Alpes du Nord, la MVR et dans les Alpes du Sud. Une diminution de l'insolation solaire et des minimas d'activité solaire sont identifiés lors de ces phases (Berger & Loutre, 1991 ; Steinhilbert et al., 2012). Ce qui entraîne un refroidissement un inversion des saisons pluvieuses avec une expression plus forte du climat méditerranéen avec des pluies plus importantes

**Corrélations entre le fonctionnement hydrogéomorphologique et pédosédimentaire du bassin rhodanien et la dynamique du delta du Rhône**

(Zhornyak et al., 2011 ; Combourieu-Nebout et al., 2013). Une autre explication serait anthropique, en effet la phase 7 500/7 000 cal. BP est associée aux premiers impacts des sociétés agricoles cardiales dans le bassin rhodanien, mais ils restent souvent localisés (Berger et al., 2016).

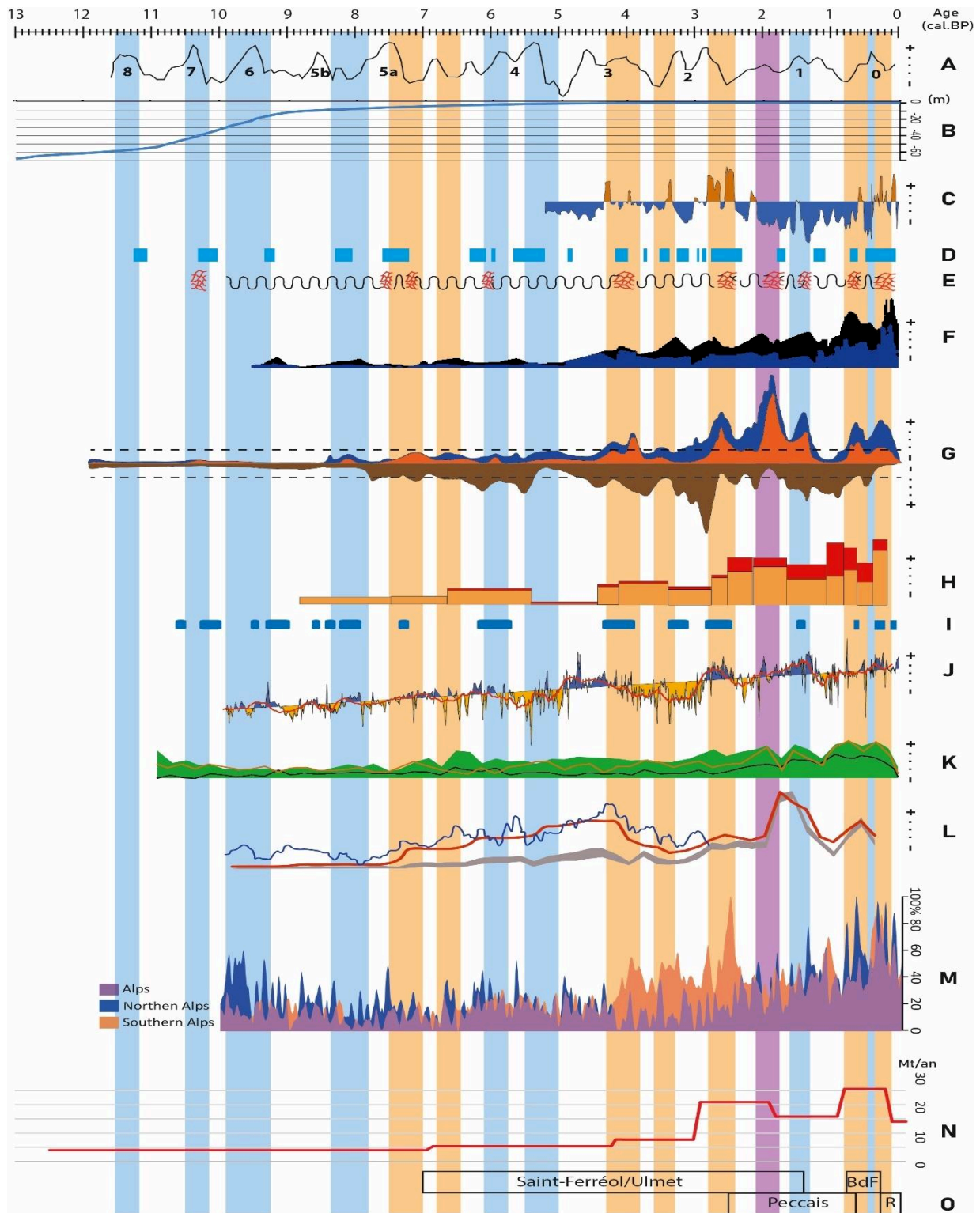


Figure IV-6 Synthèse des données présentées dans les Figures 2,3,4,5. Certaines données sont ajoutées : B) Niveau marin au cours de l'Holocène (d'après Jouet, 2007). M) Evolution de la fréquence des crues entre les Alpes du Nord et du Sud ((Wirth et al., 2013)). N) Evolution du flux sédimentaire au cours de l'Holocène entrant dans le système deltaïque du Rhône (Martinez et al., in press). O) Périodes de développement des principaux lobes sédimentaires deltaïques

L'absence de connectivité entre les sous-bassins du Rhône se traduit par un faible flux sédimentaire de 4 Mt/an (*Chapitre III.B; Martinez et al., in press*). Le développement de la végétation postglaciaire limite ainsi le ruissellement et donc le flux sédimentaire jusqu'au delta. L'analyse pollinique des sédiments deltaïques reflète également un développement important des arbres et plantes de steppes à affinité avec un climat froid (*Figure IV-7*). Ce faible flux sédimentaire, moyenné sur 5500 ans peut masquer une augmentation qui serait centrée sur le Dryas récent, période de fort recul du couvert forestier. Cette phase froide pourrait être à l'origine d'une augmentation du flux qui dans un contexte de ralentissement de la remontée du niveau marin aurait été suffisant pour permettre la progradation temporaire de l'ERDC, sous le prodelta actuel (*Berné et al., 2007 ; Martinez et al., in press*).

***Cette période de 12 500 à 7 000 cal. BP est caractérisée par une influence importante du Nord du bassin sur les flux hydrosédimentaires. Cependant, ces flux restent modérés dans la vallée du Rhône et dans le delta à cause d'un développement important de la couverture végétale, initié lors de la fin du Pléistocène, et qui culmine à la fin de cette période avec l'optimum de la chênaie-mixte.***

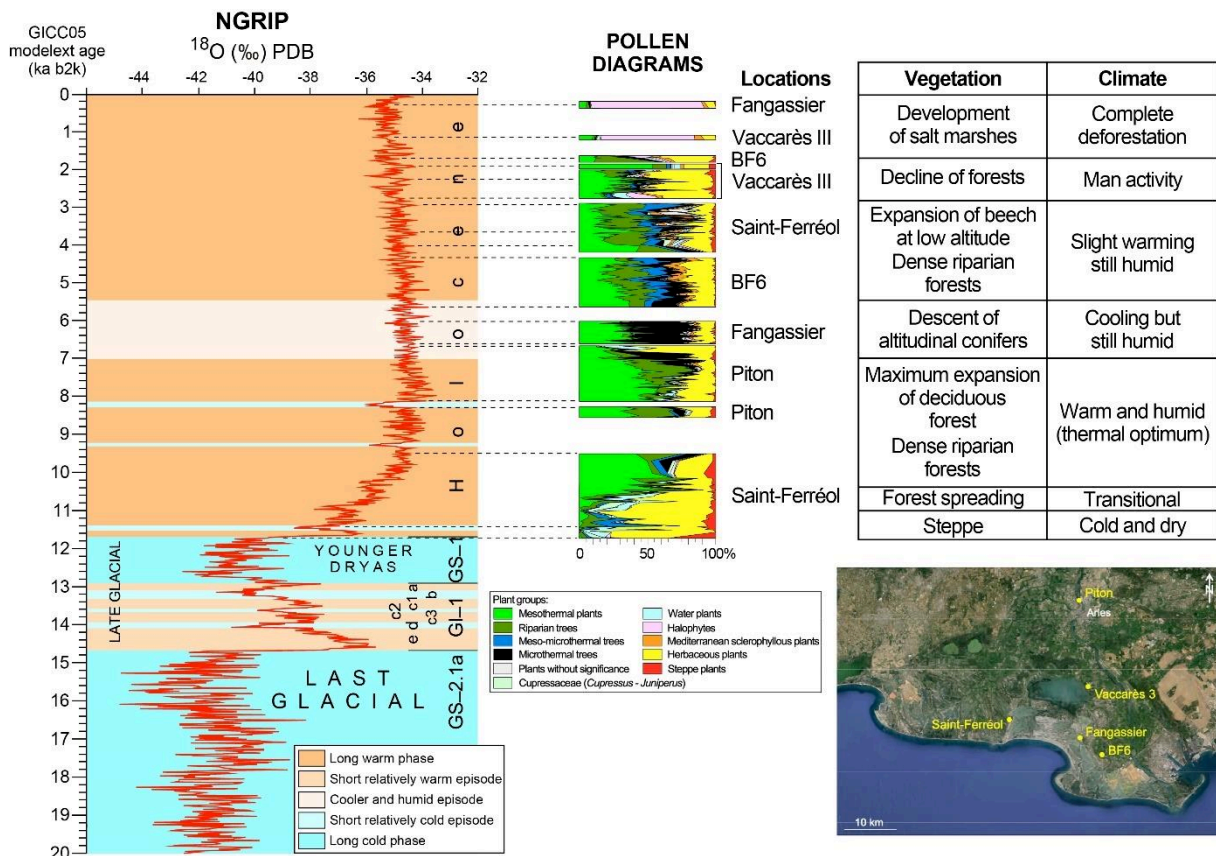


Figure IV-7 Données polliniques dans le delta du Rhône et son interprétation synthétique et climatique (Arnaud-Fassetta & Suc, 2015; réactualisé par J.P. Suc dans cette étude à partir de l'étude de la carotte FG associé à l'évolution des isotopes de l'oxygène (Walker et al., 2009)



## 2. De 7 000 à 4 500 cal. BP

Cette période enregistre trois phases d'intensification de l'activité hydrosédimentaire dans le bassin rhodanien, **6 800/6 450**, **6 100/5 750** et **5 500/5 000** cal. BP.

La première phase, vers **6 800/6 450** cal. BP, n'est identifiée que dans les Alpes du Nord par une intensification des crues et des apports sédimentaires. Cette phase fait suite à une période de retrait des glaciers suite à un optimum climatique (Berger et al., 2008). L'augmentation de l'activité hydrosédimentaire pourrait donc être liée à une influence climatique Nord Atlantique, favorisant des événements pluviométriques brefs mais intenses dans un contexte de climat doux et sec. L'autre possibilité est l'influence anthropique, par la densité de peuplement, la déforestation dans le Sud-Est de la France (Berger et al., 2019), l'augmentation des assemblages anthropisés en MVR (Delhon & Thiebault, 2008).

La seconde phase, **6 100/5 750** cal. BP est généralisée à l'ensemble du bassin rhodanien. A l'échelle mondiale, cette période est contemporaine du Bond Event 4a (Bond et al., 2001) (Figure IV-2), qui refroidit l'hémisphère nord et aridifie les zones tropicales (Zielhofer & Faust, 2008). Ce refroidissement est accompagné d'une pluviométrie importante identifiée par des hauts niveaux lacustres dans les Alpes du Nord et le Jura et une augmentation de la fréquence des crues sur l'ensemble des Alpes.

La troisième phase, **5 500/5 000** cal. BP n'a pas un effet similaire à l'ensemble du bassin rhodanien. Le début de la période est caractérisé par un maximum de production d'icebergs dans l'Atlantique Nord qui diminue très rapidement pour atteindre le minimum Holocène (Bond et al., 2001, Figure IV-2. C). Cette période, appelée Néoglaciale, enregistre un forçage orbital majeur par le changement d'activité solaire majeur provoquant un refroidissement, une avancée des glaciers et une hausse tendancielle des niveaux lacustres dans les régions nord du bassin méditerranéen (Magny, 2004, Magny et al. 2013).

Lors de cette période de fonctionnement du delta (**7 000/ 4 500** cal. BP), les sous-bassins du Rhône sont encore déconnectés les uns des autres. Les phases d'intensification de l'activité hydrosédimentaire ont donc un impact modéré sur l'augmentation du flux sédimentaire à l'échelle du bassin. Ce phénomène s'illustre par un flux entrant dans le delta du Rhône estimé à 5.4 Mt/an (Martinez et al., in press). Cependant, le ralentissement de la hausse du niveau marin, combiné à une augmentation progressive des flux de sédiments permet au delta d'enregistrer sa première phase de progradation des lobes de Saint-Ferréol et d'Ulmet (Vella et al., 2005 ; Arnaud-Fassetta & Suc, 2015 ; Martinez et al., in press).

*La période 7 000/4 500 cal. BP est similaire à la période précédente (12 500/7 000 cal. BP), les archives hydrosédimentaires indiquent que les Alpes du Nord semblent être la source majoritaire*

*des sédiments pour le delta du Rhône. Ceci s'explique par une influence Atlantique Nord importante, mais comme ce signal n'est pas uniforme sur l'ensemble du bassin versant et que l'anthropisation n'est pas généralisée, les sous-bassins sont encore déconnectés entre eux et le flux sédimentaire reste de faible ampleur.*

### 3. De 4 500 à 3 000 cal. BP

Cette période enregistre une phase d'intensification de l'activité hydrosédimentaire généralisée à l'ensemble du bassin rhodanien entre **4 300** et **3 800** cal. BP. Cette phase marque une rupture climatique due à l'humidification générale du bassin rhodanien supérieur (Arnaud et al., 2008).

Les travaux de (Wirth et al., 2013) permettent de comparer quantitativement l'intensité des crues entre les Alpes du Nord et du Sud (Figure IV-6). Jusqu'à 4 500 cal. BP, les Alpes du Nord avaient une fréquence de crues supérieure aux Alpes du Sud. Ce contraste est progressivement atténué à la fin de l'Holocène moyen à cause de l'inflexion de l'insolation solaire qui se produit à **4500** cal. BP entre l'été et l'hiver (Berger & Loutre, 1991). L'insolation reçue par la Terre en hiver est en diminution depuis l'Holocène ancien et passe en dessous de sa valeur moyenne de 185 W/m<sup>2</sup> à **4500** cal. BP. Le processus s'inverse pour l'insolation reçue en été, qui devient plus importante.

Ce changement d'insolation solaire impacte également le fonctionnement de l'ONA qui développe majoritairement un mode négatif à partir de cette période (Olsen et al., 2012). Cette configuration atmosphérique entraîne une succession d'épisodes pluviométriques plus concentrés dans un contexte général plus aride (Jalut et al., 2009) dans la région méditerranéenne. Cette humidité importante se traduit également par l'intensité des crues dans les Alpes du Sud, alors que le climat enregistré dans les Alpes du Nord devient plus sec (Wirth et al., 2013).

Cette inversion climatique est contemporaine d'un premier seuil d'anthropisation dans le bassin rhodanien atteint à la fin du Néolithique (4500 cal. BP). Les exploitations métallurgiques et agropastorales s'intensifient dans l'ensemble du bassin jusque dans les régions de montagne (Walsh & Mocchi, 2011 ; Berger et al., 2019). La fixation des zones agricoles provoque un fort impact sur la végétation, durable dans le temps, ce seuil correspondrait au début du paléo-anthropocène (Berger 2015, Berger et al., 2019).

Lors de cette période, entre **4 500/3000** cal. BP, le changement de dynamique hydrosédimentaire observé avec une influence des flux du Sud du bassin versant plus forte, provoque une augmentation du flux sédimentaire entrant dans le delta à 7.7 Mt/an soit presque le double de ceux mesurés pour la période 12 500/7 000 cal. BP. De plus, les données polliniques (Arnaud-Fassetta & Suc, 2015 ; Suc et al., inédit) indiquent une diminution des espèces arborées au profit des espèces herbacées, favorable à un accroissement de l'érosion. Les nombreux feux de forêts (Berger 2015,

Connor et al. 2019) à cette période indiquent également une diminution de la couverture arborée à l'échelle du Nord-Ouest de la Méditerranée et du bassin rhodanien.

*Cette période d'intense activité hydrosédimentaire d'origine climatique, accentuée par l'anthropisation du bassin versant (Walsh & Mocchi, 2011 ; Berger et al., 2019) provoque une augmentation du flux sédimentaire entrant dans le delta du Rhône. Cependant, l'intensification des crues dans les Alpes du Sud absente des Alpes du Nord (Wirth et al., 2013) signe une déconnexion des sous-bassins versants empêchant la formation d'un flux sédimentaire plus important.*

#### 4. De 3 000 à 2 000 cal. BP

Cette période est composée d'une phase d'intensification de l'activité hydrosédimentaire, biphasée à l'échelle du bassin versant avec une période phase intense entre 2 800 et 2 400 cal. BP et une seconde moins intense entre 2 400 et 2 200 cal. BP.

Cette phase débute à 2 800 cal. BP avec une péjoration climatique mondiale, suivie d'une longue période de faible activité solaire (Van Geel & Renssen, 1998). Dans le bassin rhodanien, cette péjoration climatique provoque une intensification de l'activité hydrosédimentaire. Sa généralisation à l'ensemble du bassin rhodanien aurait également une origine anthropique. En effet, à partir de 3300/3000 cal. BP, l'Homme fixe ses terroirs par le développement de l'agriculture, le regroupement des habitats et le développement de l'outillage métallique plus destructeur des sols (Berger 2015, Berger et al., in press). Ce nouveau seuil anthropique est identifiable dans les dépôts sédimentaires des Alpes du Nord (Rapuc, 2021), en MVR (Berger et al., in press), dans les Alpes du Sud (Wirth et al., 2013) et dans le golfe du Lion (Jalali et al., 2016). Ces données indiquent la première phase de connectivité généralisée à l'ensemble du bassin versant.

Cette connectivité est enregistrée également dans le delta du Rhône car le flux sédimentaire entrant pour cette période est de 21 Mt/an (Chapitre III.B; Martinez et al., in press) soit presque le triple de la période précédente. Ce flux sédimentaire permet la rapide progradation des lobes de Saint-Ferréol, d'Ulmet dans la partie centrale et le développement du lobe de Peccaïs à l'Est du delta (Vella et al., 2005 ; Arnaud-Fassetta & Suc, 2015 ; Martinez et al., in press).

*Cette période d'intense anthropisation dans un contexte de péjoration climatique provoque une connectivité accrue (Figure IV-8) du bassin rhodanien avec des sources de sédiments simultanément dans l'ensemble des sous-bassins. Ce flux provoque la plus importante progradation du delta du Rhône depuis le début de l'Holocène.*

#### 5. De 2 000 à 1 000 cal. BP

Cette période enregistre deux phases d'intensification de l'activité hydrosédimentaire dans le bassin rhodanien, 2100/1750 et 1600/1300 cal. BP.

La première phase, **2100/1750** cal. BP correspond à l'Optimum Climatique Romain. Cette période climatiquement tempérée est associée à la densification de l'occupation anthropique la plus importante de l'Holocène dans le bassin versant (Van der Leeuw et al., 2005). L'agriculture à but commercial se développe en plus des besoins de consommation locaux (Archaeomedes, 1998 ; Durand & Leveau, 2004). De plus, une importante déforestation est identifiée dans le Sud de la France, avec une augmentation de la diversification des pratiques agropastorales (Berger et al., 2019). L'exploitation des sols pour la culture des vignes et des vergers affectent l'ensemble des zones jusqu'aux moyennes montagnes. Ce forçage agraire synchrone à l'ensemble du bassin versant se reflète dans les bilans sédimentaires du bassin versant (Notebaert & Berger, 2014 ; Walsh et al., 2019 ; Rapuc, 2021), mais également dans les flux entrants dans le delta du Rhône.

En effet, le delta du Rhône enregistre un flux entrant à 15.8 Mt/an (Chap. III.B; Martinez et al., in press). Ce flux est inférieur à la période précédente (21 Mt/an), cela peut s'expliquer par le caractère purement anthropique de l'intensification hydrosédimentaire du bassin versant, au cours d'une période climatique moins propice à l'érosion et au transport sédimentaire (OCM).

*Cette période indique une emprise anthropique généralisée dans le bassin versant, suffisante pour connecter l'ensemble des sous-bassins, et provoquer une intensification de l'activité hydrosédimentaire à l'échelle du bassin rhodanien.*

## 6. De 1 000 à 0 cal. BP

Cette période enregistre l'intensification hydrosédimentaire du PAG, entre **800/100** cal. BP. Ce refroidissement climatique provoque une avancée des glaciers alpins ainsi qu'un recul de la limite supérieure de la forêt. De plus, la grande variabilité pluviométrique à l'échelle intra-annuelle est accentuée par la faible proportion des espaces forestiers lors du PAG. Ce déboisement n'est pas seulement dû au refroidissement climatique, ce fort taux de déforestation (Berger et al., 2019) pourrait s'expliquer par une grande dépendance au bois des activités anthropique comme le chauffage.

La réponse similaire des Alpes du Nord, du Sud, de la moyenne vallée du Rhône et de la Provence témoigne d'une connectivité amont-aval accrue (Figure IV-8). Cette phase modifie profondément la morphologie des corridors fluviaux dans l'ensemble des sous-bassins (Béthemont & Bravard, 2016). Le bassin de la Valdaine, dans les piémonts des Préalpes, identifie notamment une augmentation de 230% des bilans sédimentaires par rapport à la période **2700/1200** cal. BP (Notebaert & Berger, 2014). Cette connectivité explique l'importance du flux sédimentaire entrant dans système deltaïque estimé à 25.5 Mt/an (Martinez et al., in press). Cet apport sédimentaire, le plus important de l'Holocène permet la formation des lobes du Bras de Fer et de Roustan et une forte progradation sur la mer.

*Cette période témoigne de l'impact anthropique toujours plus important dans le bassin versant, qui additionné aux effets d'une péjoration climatique pluri-séculaire majeure, provoque une intensification extrême des flux hydrosédimentaires.*

## E. Conclusion du chapitre

Les données discutées et synthétisées dans le bassin versant permettent d'identifier 15 phases d'intensification de l'activité hydrosédimentaire (12500/11700, 11500/11200, 10500/10100, 9900/9250, 8350/7800, 7500/7000, 6800/6450, 6100/5750, 5500/5000, 4300/3800, 3500/3300, 2800/2400, 2100/1750, 1600/1300, 700/100 cal. BP).

Parmi ces 15 phases, les premières à présenter une causalité en partie anthropique sont identifiées à partir de 7500 cal. BP. Ce forçage anthropique s'ajoute depuis l'Holocène moyen aux crises climatiques mondiales ou régionales, avec notamment l'inversion de l'insolation solaire identifiée à partir de 4500 cal. BP. Cette inversion impose des remontées d'air humide depuis la Méditerranée plus fréquentes dans le Sud du bassin rhodanien. Ce phénomène est identifié par la forte intensification des fréquences de crues dans les Alpes du Sud au détriment des Alpes du Nord (*Figure IV-6. M*).

Les activités anthropiques s'intensifient avec des seuils estimés à 4500 et 3000 cal. BP à partir desquels, l'emprise humaine devient pérenne sur les écosystèmes. Ces seuils créent une connectivité accrue du bassin versant qui favorise l'intensification de l'activité hydrosédimentaire dans l'ensemble des sous-bassins (*Figure IV-8*). Cette évolution de la connectivité du bassin versant est représentée dans la *Figure IV-8*. Elle est également identifiée par les phases d'augmentation du flux hydrosédimentaire dans le delta du Rhône (*Figure IV-6. N*) et les phases de développement des lobes sédimentaires (*Figure IV-6. O*).

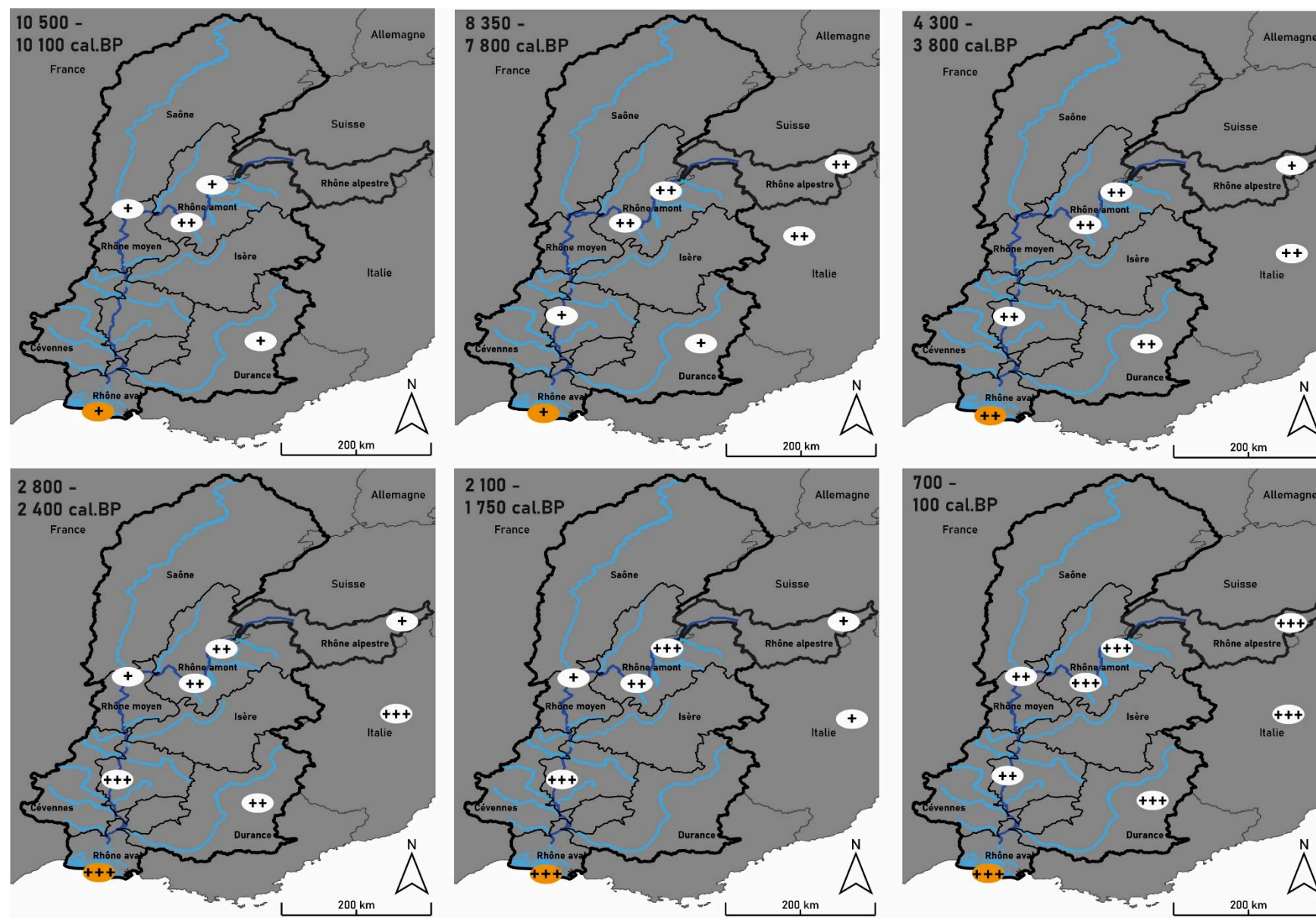


Figure IV-8 Evolution de la réponse hydrosédimentaire des différentes archives sédimentaires, en fonction de 3 seuils d'intensification relative, dans le bassin versant du Rhône au cours de 6 phases d'intensification de l'activité hydrosédimentaire (10500/10100, 8350/7800, 4300/3800, 2800/2400, 2100/1750, 700/100 cal. BP).



## V. L'apport des cartes anciennes dans la quantification des changements récents (fin du PAG & Post-PAG)

<b>Introduction .....</b>	<b>174</b>
Enjeux & Objectifs.....	174
L'exploitation des cartes anciennes par segmentation sémantique .....	176
Les bases du Deep Learning.....	176
La segmentation sémantique .....	176
<b>Article : Deep learning ancient map segmentation to assess historical landscape changes .....</b>	<b>178</b>
Histoire de la carte.....	178
Deep learning ancient map segmentation to assess historical landscape changes (publié dans Journal Of Maps).....	179
<b>Introduction</b> .....	181
<b>Study area</b> .....	182
<b>Material and methods</b> .....	183
<b>Results</b> .....	187
<b>Discussion</b> .....	189
<b>Conclusion</b> .....	192
Complétion de la carte.....	194
<b>La carte de l'Etat-Major.....</b>	<b>195</b>
Histoire de la carte.....	195
Résultats .....	196
<b>Le bilan érosif des 3 derniers siècles.....</b>	<b>198</b>
Les cartes de Corine Land Cover .....	199
Les généralités de la carte.....	199
Conclusion.....	200
L'évolution entre 2000 et 2018 .....	201
Modèle d'érosion.....	203
Le modèle RUSLE .....	203
La validité du modèle dans cette étude.....	204
L'application du modèle aux cartes anciennes .....	207
Evolution du potentiel d'érosion entre les siècles .....	207
Les différences d'occupation des sols entre les cartes .....	207
Les potentiels érosifs au XVIIIe et XIXe s .....	210
<b>Conclusion.....</b>	<b>213</b>



## A. Introduction

Le précédent chapitre explore les répercussions des changements climatiques et des activités humaines sur l'évolution des flux sédimentaires, en se basant sur des échelles de temps pluriséculaires, voire millénaires. Cette approche stratigraphique, bien que riche en enseignements, se heurte à certaines limitations. En effet, la résolution de l'enregistrement sédimentaire est limitée par la préservation des sédiments accumulés au fil du temps, ainsi que par les datations utilisées pour établir la chronologie des événements. De plus, ces données sédimentaires ont une faible résolution spatiale notamment à l'échelle du bassin versant, car les carottes ou les coupes stratigraphiques n'apportent qu'une donnée locale. Les assemblages polliniques et les données géochimiques permettent parfois d'extrapoler ces données à l'échelle de sous-bassins, mais ces données sont encore souvent trop éparées. Cela restreint notre capacité à analyser les variations antérieures des flux sédimentaires sur des périodes plus courtes, telles que des décennies.

Afin de contourner ces limitations, nous avons envisagé une approche complémentaire qui repose sur l'étude de cartes anciennes et actuelles, et se révèle être une source d'information précieuse pour reconstituer les caractéristiques des paysages et des environnements passés. Les cartes anciennes nous permettent d'observer les paysages tels qu'ils étaient représentés à l'époque de leur création, offrant ainsi une fenêtre sur le passé. Elles fournissent des indices sur les caractéristiques des cours d'eau (style, largeur, densité de la ripisylve, système hydraulique associé...), des littoraux (types, position du rivage et des embouchures, aménagements, ...), des bassins versants (occupation des sols, urbanisation, glaciers, ...) et des zones de sédimentation (étangs, lac, mer, ...), nous aidant ainsi à reconstruire des scénarios environnementaux du passé. Cette démarche complémentaire contribue donc à une meilleure compréhension de l'évolution des flux sédimentaires sur des échelles de temps plus courtes. Elle permet de gagner en résolution spatiale car les archives sédimentologiques éparées sont complétées par les cartes anciennes intégrant les changements environnementaux.

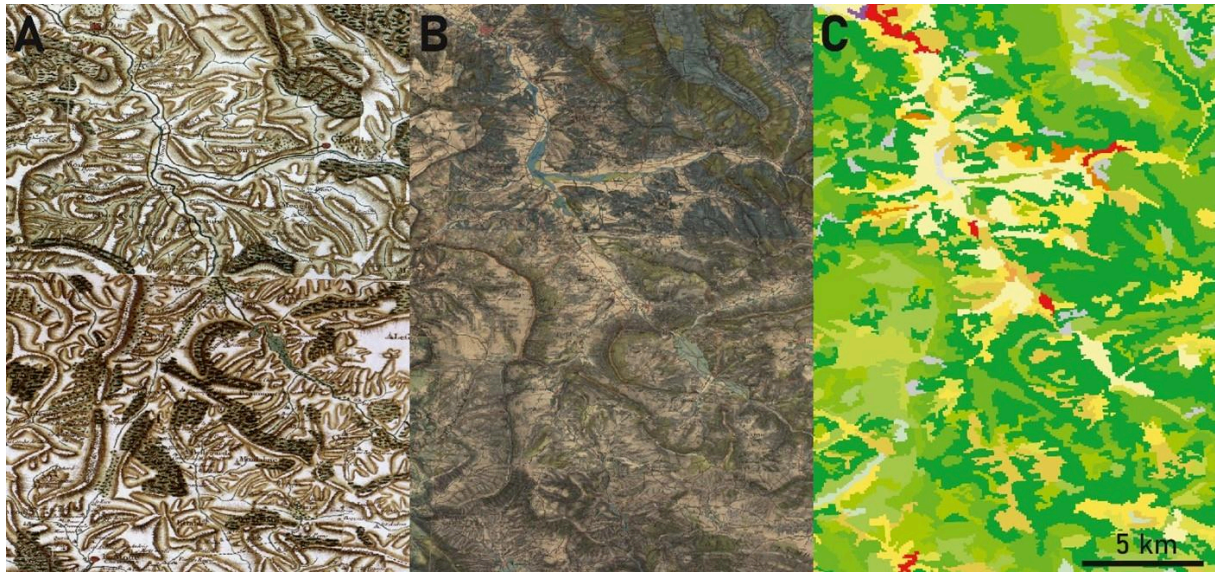
Pour cela, une approche par reconnaissance automatisée est utilisée pour gagner du temps de traitement sans perdre en précision. Ces résultats innovants apportent une vision plus complète de l'histoire des flux sédimentaires et de leur interrelation avec les facteurs climatiques et anthropiques.

### 1. Enjeux & Objectifs

Comme expliqué dans le *Chapitre I.A.3.a)(2)*, les derniers siècles ont connu des changements climatiques et anthropiques majeurs qui ont eu un effet sur l'occupation des sols, et par conséquent, sur l'érosion à l'échelle des paysages. C'est dans cette optique de quantification de l'érosion des sols que l'étude des cartes anciennes s'inscrit.

L'objectif est d'estimer l'évolution du potentiel d'érosion du bassin versant du Rhône au cours des trois derniers siècles, dans le but de quantifier la variation de la production sédimentaire et de la comparer aux données actuelles.

Pour cela, les cartes sélectionnées sont des cartes nationales, permettant d'obtenir une information homogène sur l'ensemble du bassin rhodanien et donc de faciliter le traitement de ces données. Nous avons étudié la carte de Cassini datant de la fin du XVIII<sup>ème</sup> siècle ainsi que la carte de l'État-major couvrant la seconde moitié du XIX<sup>ème</sup> siècle (*Figure V-1. A, B*). Les cartes de Corine Land Cover, obtenues par imagerie satellitaire, sont utilisées pour la fin du XX<sup>e</sup> et le début du XIX<sup>ème</sup> siècle (*Figure V-1. C*).



*Figure V-1 Evolution du style cartographique entre les cartes de Cassini, avec une représentation de l'occupation des sols par des figurés (A, 1780), de l'Etat-Major avec une représentation de l'occupation des sols par nuance de couleur (B, 1860) et de Corine Land Cover avec une représentation de l'occupation des sols par nuance de couleur (C, 2018) autour de la commune Montlaur-en-Diois dans le sous bassin de l'Isère.*

Afin d'étudier l'occupation des sols sur les cartes anciennes pour une zone spatialement très étendue (le bassin versant du Rhône, soit près de 100 000 km<sup>2</sup>), nous avons privilégié l'utilisation d'une approche numérique automatique nous permettant un gain de temps considérable sans perte de précision. Nous avons utilisé pour cela des méthodes récentes et robuste, à savoir des segmentations sémantiques réalisées en utilisation des algorithmes d'apprentissage profond (Deep Learning).

## 2. L'exploitation des cartes anciennes par segmentation sémantique

### *a) Les bases du Deep Learning*

L'Intelligence Artificielle (IA) englobe l'ensemble des techniques visant à reproduire l'intelligence humaine. Ce domaine est en constante évolution, avec deux composantes principales : l'apprentissage automatique (Machine Learning, ML) et l'apprentissage profond (Deep Learning, DL).

Le ML permet à une machine d'apprendre un ensemble de règles à partir de données existantes (Mitchell, 1997 ; Zhou, 2021), ouvrant ainsi la voie à de nombreuses applications (Mjolsness & DeCoste, 2001), de la classification d'objets à la prédiction de tendances, en passant par la recommandation de produits.

Le DL, quant à lui, constitue une méthode avancée du ML (LeCun et al., 2015). Il repose sur un modèle complexe de réseau de neurones artificiels, inspiré du fonctionnement des neurones du cerveau humain (Dongare et al., 2012). Ces réseaux sont organisés en couches successives et sont capables d'apprendre des représentations de données de plus en plus abstraites. Le DL a été à l'origine de nombreuses avancées récentes dans des domaines tels que la vision par ordinateur (Ronneberger et al., 2015), la reconnaissance vocale, la traduction automatique et la prise de décision autonome.

### *b) La segmentation sémantique*

La segmentation sémantique, est une méthode qui associe une étiquette à chaque pixel d'une image. Cela permet ainsi d'extraire des informations significatives, de détecter des schémas et des tendances, et de prendre des décisions basées sur ces données. Ces algorithmes jouent un rôle crucial dans la résolution de problèmes complexes dans de nombreux domaines, de la médecine à la finance, en passant par la recherche scientifique et l'automatisation industrielle.

Dans notre cas, la segmentation vise à déterminer la surface occupée par diverses catégories de terrain sur des cartes anciennes, (Cassini et État-Major). Les produits obtenus sont des cartes de classification où chaque pixel se voit attribuer une valeur correspondant soit à une classe d'éléments soit à l'arrière-plan de l'image. La segmentation sémantique est une tâche complexe en raison des légères variations de texture dans l'image. La puissance de l'apprentissage profond, qui nécessite cependant une quantité importante de données, permet d'obtenir des résultats avec une forte précision et très rapidement.

Une première étape consiste à labelliser, en fonction du type d'occupation de sol, un ensemble d'images, une partie servant à la base d'apprentissage et une autre servant à la base de test. L'idée

principale du réseau de neurones utilisé est d'extraire les attributs des images par une suite d'opérations mathématiques. Ces informations sont combinées pour associer à chaque pixel une probabilité d'appartenir aux classes définies dans la labellisation. Ici, deux étapes principales sont nécessaires à savoir l'encodage, qui va permettre au réseau de transformer chaque pixel de l'image en un vecteur de caractéristique, et le décodeur qui permettra de construire l'image finale où chaque pixel sera affecté d'un label. L'efficacité de cette architecture encodeur-décodeur, dans le contexte de la segmentation sémantique, a été démontrée (Shelhamer et al., 2017). L'encodeur effectue des opérations de convolution et de sous-échantillonnage successives pour extraire des niveaux d'abstraction croissants, tandis que le décodeur, composé de couches d'échantillonnage et d'opérations de convolution, reconstitue l'image segmentée.

Une architecture améliorée appelée U-Net++ (Zhou et al., 2018) a été développée en amélioration de l'architecture originale U-Net, qui est un modèle encodeur-décodeur (Ronneberger et al., 2015). La spécificité de ce type de réseau, U-Net, est la présence d'une convolution supplémentaire dans le processus qui permet aux images de sortie d'avoir la même résolution que l'image d'entrée. U-Net++ propose de minimiser l'écart sémantique entre l'encodeur et le décodeur, permettant un transfert rapide de cartes de caractéristiques à haute résolution de l'encodeur au décodeur. Enfin, l'image de sortie est générée en fusionnant des couches de sortie et en les soumettant à une couche de convolution (Peng et al., 2019 ; Xu et al., 2020).

Pour former le modèle, un ensemble de données d'entraînement comprenant 30 images, chacune de 4 481 253 pixels (soit 2571x1743), a été utilisé. En raison du nombre limité d'images, l'apprentissage a été effectué par patches de 16 384 pixels avec un chevauchement de moitié (Hammoumi et al., 2021). Pendant l'inférence, un processus de distribution stochastique a été appliqué aux patches pour atténuer les artefacts aux bords de l'image (Hammoumi et al., 2021). Sur une période de 20 époques, le réseau a été optimisé à l'aide d'une fonction de perte d'entropie croisée binaire et de l'optimiseur Adam (Diederik et al., 2015), avec un taux d'apprentissage de  $3e^{-4}$ .

L'architecture U-Net++ a été adaptée pour fournir des résultats précis malgré un ensemble limité d'images. Ces images de classe étaient au format de contours binaires, où chaque classe, comme les forêts, était représentée par des zones blanches et des zones noires pour le reste.

Dans le cas de la carte de Cassini, les zones segmentées manuellement couvrent 10% du bassin versant (Tableau V-1), le gain de temps pour 6h de segmentation manuelle est donc de 54 heures par classe, soit 216 heures pour les quatre classes. L'algorithme peut ensuite être appliqué à l'ensemble de la carte avec la même précision.

Classes	Images	Temps de segmentation manuelle	Surface de segmentation manuelle	Gains de temps
4	30	6h	10% du bassin	54h par classe

*Tableau V-1 Gain de temps estimé par la segmentation sémantique dans le cas du bassin versant du Rhône*

## B. Article: Deep learning ancient map segmentation to assess historical landscape changes

### 1. Histoire de la carte

La carte de Cassini marque un jalon important dans l'histoire de la cartographie, étant la première carte topographique couvrant l'ensemble de la France afin de mieux connaître les limites et les connexions dans le royaume de Louis XV. Les exigences et objectifs de Cassini III, en charge de la réalisation, étaient les suivants (Vallauri, 1997) :

- Des équipes, installées dans les parties les plus élevées des clochers d'églises, passaient une partie de leur journée à étudier la géographie de la région pour la représenter avec précision sur la carte. Ils devaient également vérifier l'état de leurs instruments et mesurer à plusieurs reprises les angles entre les points principaux. En d'autres termes, la cartographie reposait sur la triangulation à partir des clochers d'églises.
- Les cartographes devaient déterminer la position de nombreux bourgs et villes.
- La carte devait représenter les principales lignes formées par les rivières et les grandes voies de communication.
- Les équipes devaient créer la carte sur place, de manière à pouvoir la corriger en cas d'erreur.

La résolution initiale est une carte topographique à l'échelle de 1/86 400<sup>ème</sup>. Pour ce faire, un réseau géodésique a été établi avant le début des levés en 1753. Les travaux de levés topographiques ont duré jusqu'en 1789, à la veille de la Révolution française, retardant ainsi la publication de la carte jusqu'en 1815.

Ce qui distingue cette carte de Cassini de ses contemporaines, c'est son approche mathématique et géométrique solide, basée sur un système trigonométrique et de nombreuses observations sur le terrain. Les éléments cartographiques étaient représentés avec une symbologie spécifique. Les formes et les symboles distinguent les différents éléments géographiques. Cependant, la principale faiblesse de cette carte était sa précision inégale, en raison de variations entre les différentes feuilles qui composaient la carte, notamment en ce qui concerne les auteurs, les dates de réalisation et les outils utilisés.

## 2. Deep learning ancient map segmentation to assess historical landscape changes (publié dans Journal Of Maps)

Cet article met en lumière les résultats de la segmentation sémantique sur la carte de Cassini. La carte de Cassini, est utilisée pour illustrer la méthodologie employée. Cette approche nous permet d'extraire les surfaces de différentes classes d'occupation des territoires dans la carte de Cassini : forêts, landes, arboriculture et hydrologie. L'évolution de l'utilisation des terres entre la fin du XVIII<sup>ème</sup> siècle et aujourd'hui a été quantifiée en comparaison avec la base de données Corine Land Cover. Pour le bassin versant du Rhône, les résultats montrent que les forêts, l'arboriculture et les landes sont plus étendues sur la carte CLC, contrairement au réseau hydrologique. Ces résultats révèlent d'importants changements anthropo-climatiques.

## **Deep learning ancient map segmentation to assess historical landscape changes**

Théo Martinez<sup>1&4\*</sup>, Adam Hammoumi<sup>1</sup>, Gabriel Ducret<sup>1</sup>, Maxime Moreaud<sup>2</sup>, Rémy Deschamps<sup>1</sup>, Hervé Piegay<sup>3</sup>, Jean-François Berger<sup>4</sup>

<sup>1</sup>IFP Energies nouvelles, 1,4 avenue de Bois-Préau, 92852 Rueil-Malmaison, France

<sup>2</sup>IFP Energies nouvelles, Rond-point de l'échangeur de Solaize, 69360 Solaize, France

<sup>3</sup>Université de Lyon, CNRS UMR 5600 EVS, Site ENS, F-69342 Lyon, France

<sup>4</sup>Université de Lyon, CNRS, Université Lyon 2-Lumière, UMR 5600 EVS, F-69007, France

### **Abstract**

*Ancient geographical maps are our window into the past for understanding the spatial dynamics of past centuries. The comparison of these maps with our current digital data is a complicated and time-consuming task. This paper proposes a novel approach to address this problem using deep learning. Convolutional neural networks (CNNs) are today the state-of-the-art methods in handling a variety of problems in the fields of image processing and computer vision, including image detection, classification and in our case semantic segmentation. The Cassini map, created in the second part of the 18th century, is used to illustrate our methodology based on an encoder-decoder CNN architecture. This approach enables us to extract the surfaces of four classes of lands in the Cassini map: forests, heaths, arboricultural, and hydrological. First, and for the areas of the Rhône basin, good accuracy was achieved (from 79% to 92%), as well as highly favorable confidence indices (95% to 98%). Second, the evolution of land use between the end of the 18th century and today was quantified, and comparisons with the modern Corine Land Cover (CLC) database were conducted. For the entire watershed, the comparison results show that forests are 2.5 times more extensive on the CLC map, arboriculture 1.8 times, and heaths 1.7 times. However, the hydrological network covers a 5 times larger surface on the Cassini map. These unprecedented results are new findings that reveal the major anthropo-climatic changes that the last century has witnessed.*

### **Key points**

- Semantic segmentation allows us to identify several land use patterns from a cartographic support item such as the Cassini map.
- Semantic segmentation reduces the analysis time of the map by a factor of approximately 10 compared with an entirely manual segmentation, while maintaining an average accuracy equivalent to 90%.
- Our results illustrate a climatic and anthropic forcing on the Rhône watershed that significantly modified the landscape compared with today

## **Keywords**

Land-use change; Human pressure; Paleogeographic study; Semantic segmentation; Rhône basin

### *a) Introduction*

Understanding the current state of a territory's land cover requires knowledge of its states in past periods. Tracing the landscape evolution of territory over time allows us to understand regional changes, particularly those due to human pressures. It also provides information on cascading effects of physical interactions, such as the formation and erosion of soils, the associated sediment delivery, the hydrological regime, and the formation and evolution of sedimentary deposits in transitional storage areas. Moreover, knowledge of the state of the land cover allows estimation of the modalities of human pressures and their spatial and temporal displacement effects.

Historical maps are an important database to consider in this respect, provided that they are sufficiently well georeferenced. They can provide a substantial information base for assessing past natural risks and hazards, and can thus help to define guidelines for forecasting. Although historical maps are a valuable source of information, one must remain vigilant to the geographic and historical contexts under which they were made, which affect the quality of the representations (Garcia et al., 2020).

Manual vectorization of features referenced on ancient maps is a tedious process. Forests have already been manually vectorized on the first French national map, the Cassini map (1780) (Vallauri et al., 2012), but performing this operation for several classes is very tedious. To make the most of the data available from ancient maps, land use definitions have been studied using automated segmentation techniques, such as the k-means method applied to the Austro-Hungarian Empire Map (Fuchs et al., 2015), the 1860 Etat-Major map (Herrault et al., 2015), and more recently, the hydrographic layers of the 20th century cartographic resources of the French Geographic Institute (Dunesme et al., in press).

However, an automated semantic segmentation process (Hammoumi et al., 2021) using deep learning with a U-Net++ architecture (Zhou et al., 2018) has not yet been applied to such mapping. Such a deep convolutional neural network approach should be useful for detecting texture variations on the map and to associate each pixel to a particular class or the map background. Semantic segmentation methods have already been applied to medical imaging (Ronneberger et al., 2015; Zhou et al., 2018) and satellite imagery (Peng et al., 2019, Tasar et al., 2019), and although they are not widely used in the field of land cartography, semantic segmentation has been applied to city maps (Guo et al., 2018) and ancient maps such as one of Paris (Petitpierre, 2021). The technique allows an accurate automated segmentation to be performed from a small learning base without any manual processing of the map.



Following on from such initial work, we applied semantic segmentation to historical land use maps to compare them with present-day land uses. We first ran semantic segmentation on the Cassini map established in the 18th century, and then compared the results with present mapping of land use.

We applied our approach to the French Rhône basin because of the range of existing climatic and anthropic contexts (Notebaert & Piegay, 2013; Olivier et al. 2022). We then selected the 18th–20th century period, a critical period with respect to land-use changes because of the occurrence of the Little Ice Age (LIA) and major land-use modifications following urbanization, artificialization of hydrosystems, and agricultural decline within the Alpine areas during the 20th century.

### *b) Study area*

The Rhone basin is located in the southwest quarter of France. It covers 97 800 km<sup>2</sup>, of which 90% is in France and 10% is in Switzerland, where it originates in the Furca massif. Its geographical extent includes many sub-basins such as the Saône, the Ain, the Isère, the Durance, and the Gard, and it drains several mountain massifs such as the Jura, the Vosges, the Massif Central, and the Western Alps. Heavily developed over recent centuries, the course of the Rhone has lost its Alpine multi-thread pattern in favor of a straight navigable channel with several by-passed sections. The changes in the Rhone basin are not only due to human activity, with climate also being a factor controlling the evolution of soils and river planforms.

We selected the 18th century as a reference because of the influence of the LIA and intense agricultural pressures on the land, with the demographic peak occurring in the first part of the 19th century. The minimum extent of forest was reached in the early 19th century and occurred because of human activity in addition to climatic stress inherited from the LIA (Sclafert, 1959, Rousseau, 1960, Vallauri et al., 2012). The LIA was an extensive climatic crisis that occurred between the 14th and 19th centuries and was characterized by a temperature decrease of 0.6°C across the northern hemisphere (Bradley & Jones, 1993). It induced the advance of glaciers in the Alps (Francou & Vincent, 2007). Combined with high human pressure on lands, notably a high rate of deforestation up to high elevations in the main part of the basin, it explains the general metamorphosis of alluvial channel patterns of the Rhone and its main tributaries (Bravard 2010, Salvador & Berger 2014), a high frequency of floods (Arnaud et al. 2012, Pichard et al. 2017), and a high rate of erosion in the basin (Surell, 1847; Maillet et al, 2006a, Notebaert et al., 2014).

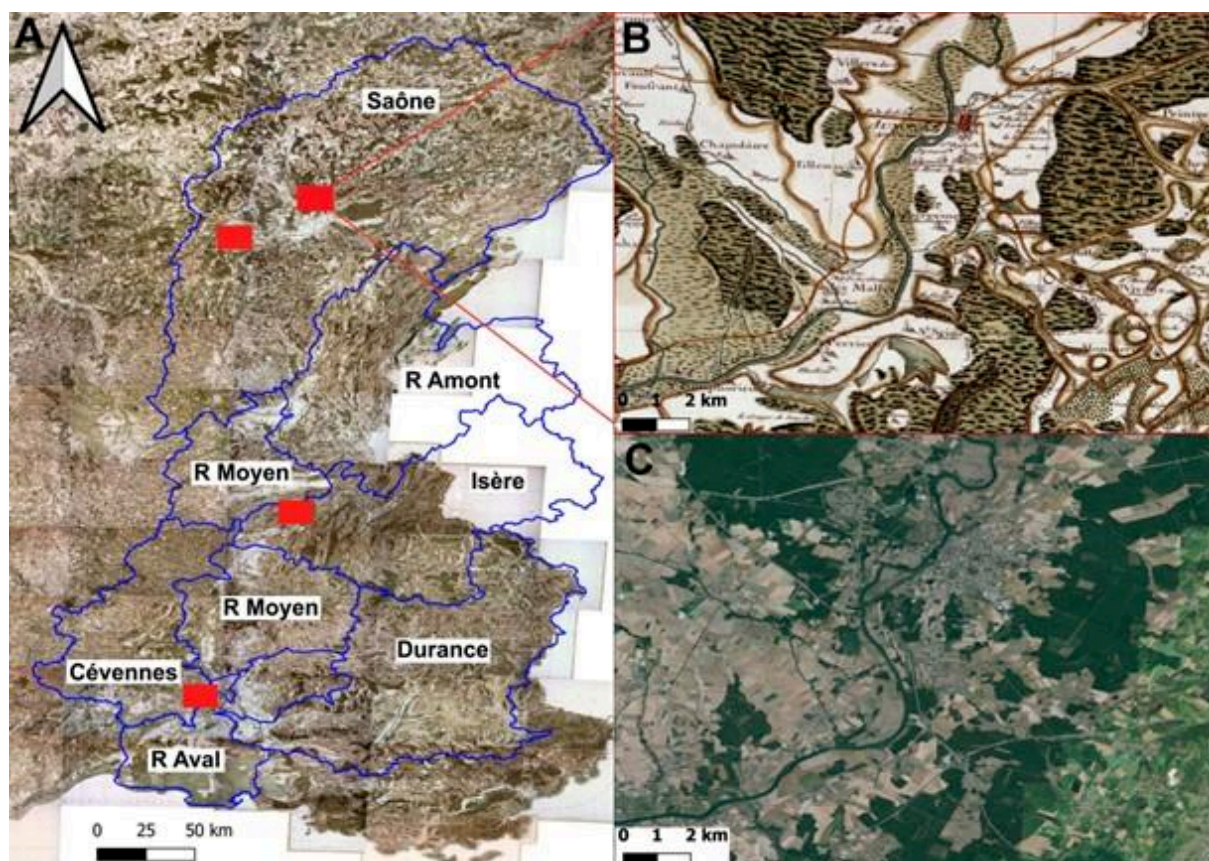
The end of the LIA was followed by warming with interannual differences in precipitation and stabilized river flows (Prosper-Laget et al., 2009), and a gradual extension of forests in the territories adjacent to the Rhône river system (Koerner et al., 2000). Present-day global warming and reforestation due to concentration of intensive mechanized agriculture in the plains and foothills along the Rhone and its tributaries (Poinsard & Salvador, 1993; Parrot, 2015, Vázquez-Tarrío et al.

2019, Tena et al. 2020) have largely disrupted the functioning of the basin compared with that in the 18th century.

### *c) Material and methods*

#### (1) Material

Data on land use at the scale of the Rhone basin during the LIA, which extended over several centuries, are available in the form of the Cassini map covering almost 100 000 km<sup>2</sup>. This is the first national map of France, and was made in the second half of the 18th century AD, with King Louis XV entrusting the work to the Academy of Sciences to specify the limits and organization of the Kingdom of France. The maps represent cities, villages, hamlets, communication routes, artisanal activities, industries, forest cover, and vegetation, as well as topography (*Figure V-2*). The current departments of Savoie and Haute-Savoie are missing because they were not included in the kingdom of France at this time (property of the Duchy of Savoy).



*Figure V-2 A: The Cassini map divided into several sub-basins. The four areas investigated in this study are represented by red rectangles. B and C focus on the Auxonne test zone, the northernmost one of the basin. B: Auxonne zone on the Cassini map C: Auxonne zone, orthophotograph.*

The work was made possible by the combination of two processes, topographic rendering and triangulation work. The topographic rendering was used by army cartographers (Pelletier, 1990). After the triangulation work, the filling of the Cassini map began in 1747, at a scale of 1/86 400. The map

was designed to present a comprehensive view of the land use of the French territory, and the time of its making represented the peak of the climatic crisis of the LIA and the strongest historical human imprints on the Alpine and Piedmont landscapes.

For a definition of the present conditions to compare with those recorded in the Cassini map, we use the Corine Land Cover (CLC) inventory, resulting from a European program established by the European Environment Agency. With the first version completed in 1990 and the latest revision in 2018, it assigns a land cover type over the entire surface of 38 European states at a scale of 1:100 000. The CLC maps surfaces of a minimum size of 25 hectares, and the whole map is associated with an occupation mode. The land-use types are obtained by photo-interpretation of satellite images with a precision of 10 meters for the 2018 edition (Copernicus, 2021).

## (2) Methods

### (a) Semantic segmentation

The semantic segmentation of the Cassini maps was aimed at extracting feature elements such as land use classes. The task consisted of generating classification maps where each pixel is assigned to a value indicating either a feature class or the image background. The small variations in image texture make this task complex, and we therefore considered that a deep convolutional neural network approach could be valuable.

Our attention was turned toward encoder-decoder architectures, which have been demonstrated to be efficient for semantic segmentation tasks (Shelhamer et al., 2017). The encoder allows, through a succession of convolution operations and down-sampling layers, the extraction of features of growing levels of abstraction. The decoder then reconstitutes the segmented image through a succession of up-sampling layers followed by convolution operations. In the last layer, the reconstructed image has a pixel-to-pixel correspondence with the input image.

The U-Net++ architecture (Zhou et al., 2018) is an improved version of the original U-Net, which is a well-known encoder-decoder network architecture (Ronneberger et al., 2015). In both architectures, the spatial resolution lost during the contraction path is partially recovered through skip connections, allowing the concatenation of approximative and abstract feature maps of the encoder with accurate and low-level feature maps of the decoder. However, U-Net++ was proposed with a redesigning of the skip pathways to minimize the semantic gap between the encoder and decoder (Figure V-3). In this configuration, the two paths are connected through a series of nested and dense skip pathways that fast-forward high-resolution feature maps from the encoder to the decoder.

The decoder consists of a succession of transposed convolution operations ( $2 \times 2$ ) and concatenation followed by convolution, batch normalization, and ReLU activation functions. Skip connections in the original U-Net are replaced by dense convolution blocks (Huang et al., 2017). Finally, the output

image is generated by concatenating low-level dense-block output layers and passing them through a convolution layer, as proposed by Peng et al. (2019) and Xu et al. (2020).

The training dataset contained 30 images with a size of 4 481 253 pixels. Because of the limited number of images, patch-based training was conducted using a set of 16 384 pixels with half-overlapping patches (Hammoumi et al., 2021). During the inference, a stochastic distribution process was performed on the patches to overcome artifacts at the edges (Hammoumi et al., 2021). For 20 epochs, the network was monitored using a binary cross-entropy loss function and an Adam optimizer (Diederik et al., 2015) with a learning rate of  $3e^{-4}$ .

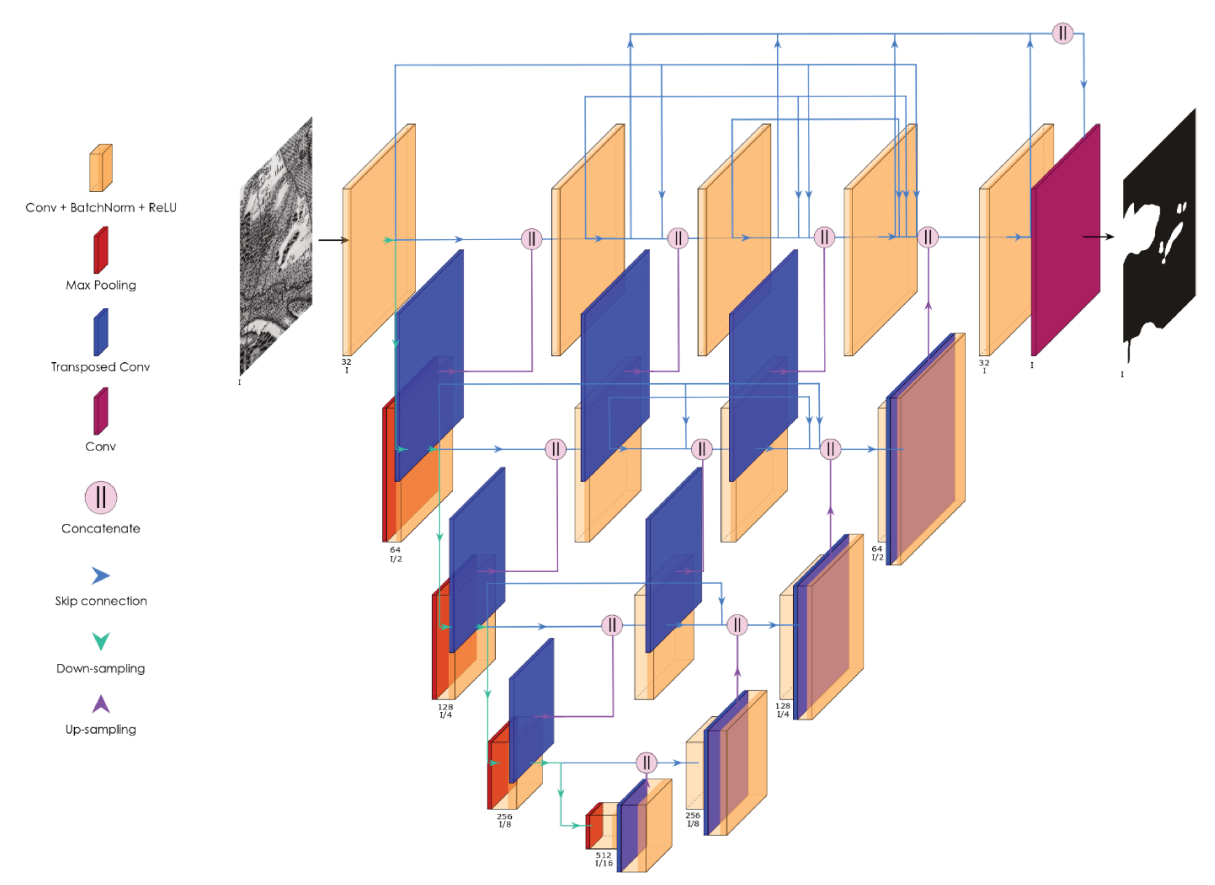


Figure V-3 Overview of the U-Net++ architecture for our specific output. The encoder and decoder sub-networks are connected through a series of nested dense convolutional blocks. The operations are as follows. Convolution ( $3 \times 3$ ) followed by batch normalization with a ReLU activation function allows extraction of feature elements. Max pooling ( $2 \times 2$ ) is used to down-sample the input image to reduce the number of parameters and capture fine-grained features. Transposed convolution is used to up-sample feature maps. Concatenation is used to combine feature maps from the two sub-networks. The first convolution applied to the input image contains 32 filters. The resulting number of channels (or features maps) is doubled after each convolution, whereas the feature maps are downsized by a factor of two after each max-pooling layer.

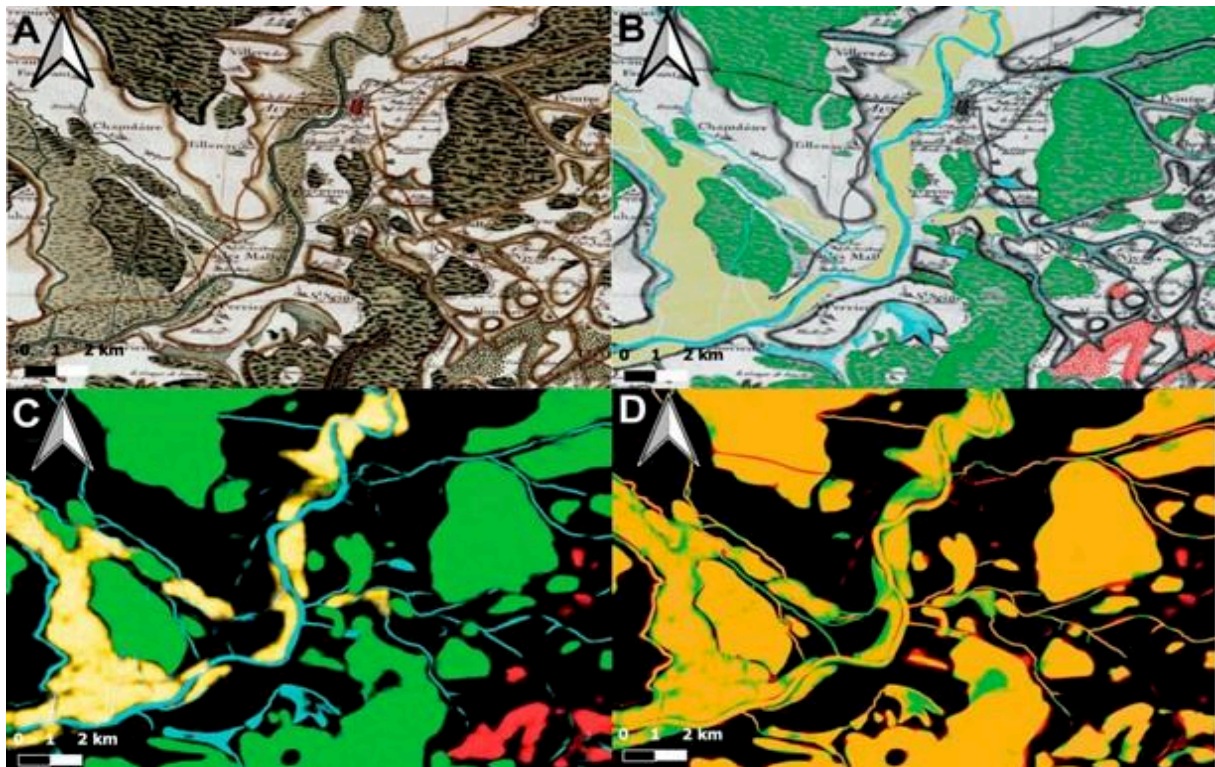
The architecture of the U-Net++ network was adapted to provide accurate results with a small set of images. For each class, a dataset of 30 images of the same size underwent half overlapping patch learning (Hammoumi et al., 2021). The 30 images of each class were binary contours; e.g., for forests, each forest area on the image was submitted as a white filter and areas outside of the forests as a black filter. To prepare the data for the learning base, 6 hours of manual segmentation were required to

create the learning base for each class (forest, heath and arboriculture), and 10 hours were required for the hydrology. The area covered by these class segmentations represented 10% of the total area (100 000 km<sup>2</sup>); thus, the time saving compared with a full manual segmentation was considerable.

(b) Comparison

Several classes were defined to quantify the state of land use at the end of the 18th century. We segmented the Cassini map into four main classes: forest, heath, arboriculture, and hydrography features (*Figure V-4*). These classes are in turn composed of several more precise types of vegetation: forest includes figures of trees, wood, pines, and fir trees; heath includes moors, scrub, and marshes; and arboriculture includes olive trees and vineyards. The selected classes were defined based on their importance with respect to soil erosion, for use in future studies throughout the basin.

To enable spatial comparisons of soil distribution, seven sub-regions (*Figure V-2*) were distinguished on the basis of their hydrographic limits: Saône, Durance, Isère, Cévennes, Upstream Rhône, Middle Rhône valley, and Downstream Rhône. These sub-regions are characterized by different morphostructural, bioclimatic, and hydroclimatic conditions (Bravard & Provansal, 2008; Parrot, 2015). According to the climatic and anthropic conditions present at the time of the realization of the Cassini map, we expect to observe less extensive surface coverage by forests, heaths, and arboriculture in comparison with recent times. Inversely, the hydrological network should be more extensive than it currently is.



*Figure V-4 A: The area of Auxonne, B: Manual segmentation of the different classes, C: Results of the semantic segmentation, D: Comparison between the two segmentations, yellow = same detection, red = additional semantic detection, green = missing semantic detection*

### *d) Results*

Segmentation tests were performed on four different areas (*Figure V-2*), and the results of these segmentations are summarized in Table 1. We present the percentage correspondence between the automatic and manual segmentation for each class (*Tableau V-2A*). To test the accuracy of the results obtained on this set of four images, the intersection-over-union (IOU) index was used to calculate the overlap rate between the manual and automatic segmentations.

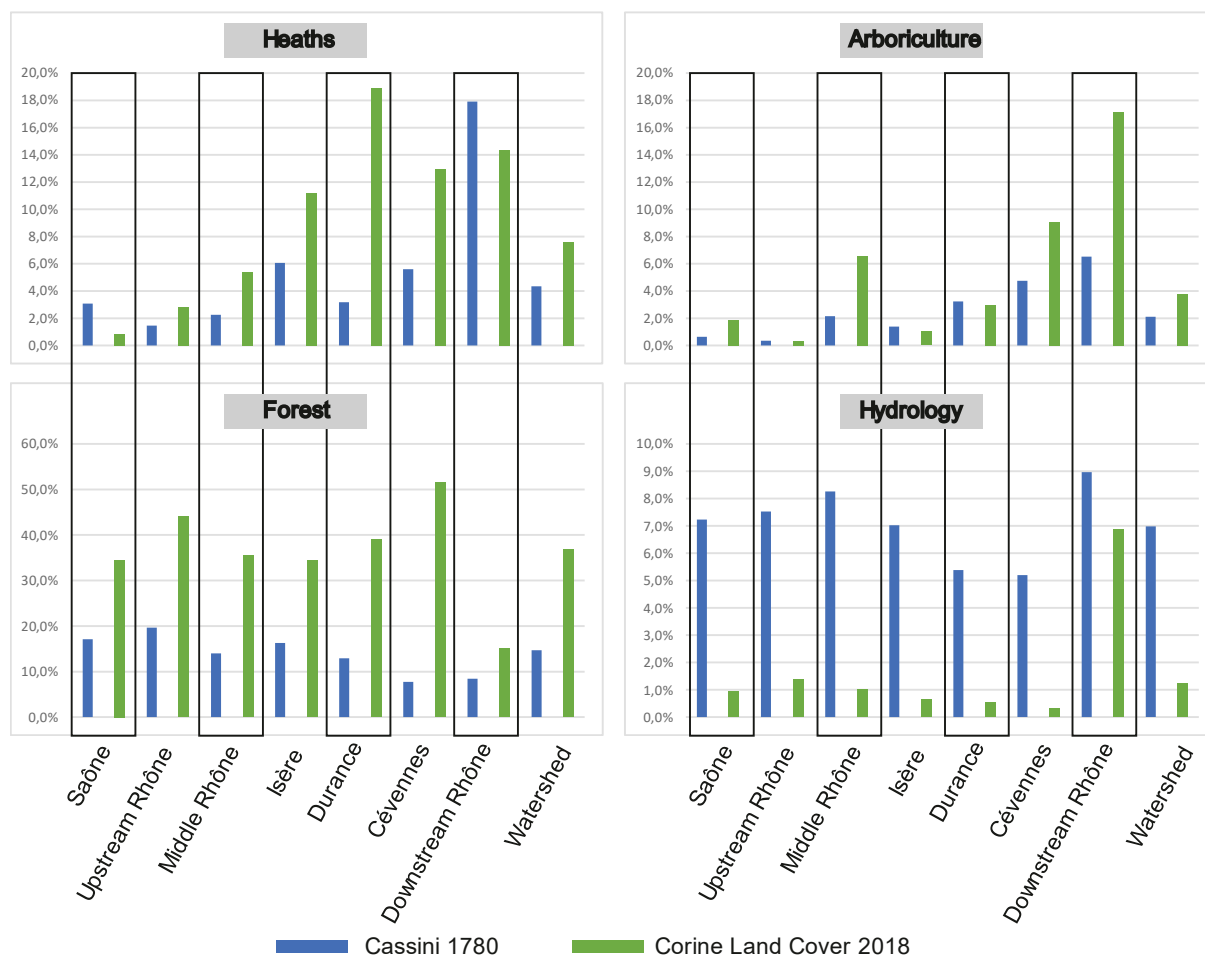
<b>A</b>		<b>Forest</b>	<b>Heaths</b>	<b>Arboriculture</b>	<b>Hydrology</b>
Test area 1	Presence	95.6%	89.1%	91.1%	
	Absence	95.9%	98.1%	99.2%	
	IOU	95.8%	96.7%	98.7%	
Test area 2	Presence	92.1%			91.3%
	Absence	97.6%			96.0%
	IOU	96.7%			95.7%
Test area 3	Presence	96.5%	89.4%	93.6%	80.9%
	Absence	97.9%	98.7%	99.4%	97.8%
	IOU	97.5%	97.6%	99.3%	96.7%
Test area 4	Presence		86.2%	89.4%	80.4%
	Absence		93.5%	97.4%	97.9%
	IOU		92.2%	95.8%	97.1%
<b>Mean</b>	<b>Presence</b>	<b>94.7%</b>	<b>88.2%</b>	<b>91.4%</b>	<b>84.2%</b>
	<b>Absence</b>	<b>97.1%</b>	<b>96.8%</b>	<b>98.7%</b>	<b>97.2%</b>
	<b>IOU</b>	<b>96.7%</b>	<b>95.5%</b>	<b>98.0%</b>	<b>96.6%</b>

<b>B</b>	<b>Urban maps</b>	<b>Old map of Paris</b>	<b>Forest of Etat-Major</b>	<b>Our Study</b>
Precision	99.4%	92.9%	93.4%	89.6%
Confidence index	93.6%	89.1%	91.0%	96.7%

*Tableau V-2 A: the results for the four illustrated areas. B: Comparisons of the Cassini results with previous published quantitative analyses (Herrault et al., 2015; Guo et al., 2018; Petitpierre, 2020)*

The best-segmented class was the forest class (94.7%), followed by the arboriculture (91.4%), heath (88.2%), and hydrology classes (84.2%). The lower precision for the hydrology class can be explained by the manual segmentation of the hydrographic features, which was more complicated than that of the other classes because it involved segmentation of lines irregularly varying in width, rather than

zones. A visual comparison between the automated segmentation and manual segmentation of the hydrographic class on the Cassini map shows the good resolution achieved for this class (*Figure V-4*). The IOU indices were 96.6% for the forest class, 95.5% for the heath class, 98.2% for the tree class, and 96.5% for the hydrology class. The above results attest to the quality of the automated segmentation of the different classes (*Tableau V-2A*).



*Figure V-5 Comparison of Cassini map and 2018 Corine Land Cover map occupancy classes according to individual sub-basins and the overall watershed*

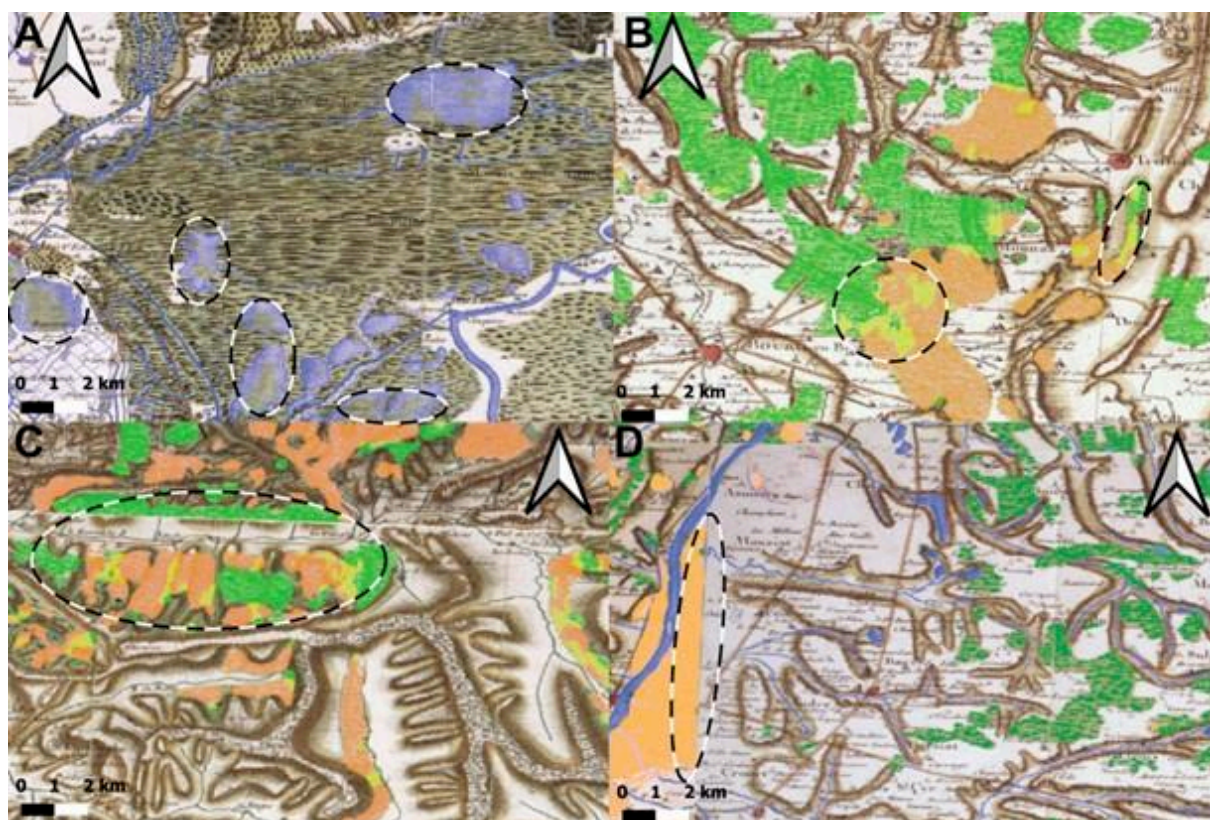
A large-scale segmentation was then performed on the different sub-basins, and we present the results for each sub-basin in *Figure V-5*. Major differences were observed between the Cassini map and the CLC map. The four selected land use classes cover 28.1% of the total area of the Cassini map compared with 49.4% on the CLC.

The forests on the CLC are 2.5 times more extensive than those on the Cassini map, with a maximum difference in the Cévennes sub-basin, where the forest currently covers 6.6 times the area covered at the end of the 18th century. The heathland and arboriculture classes currently cover 1.7 and 1.8 times more space at the basin scale, respectively, than when the Cassini map was made. Heaths show a maximum expansion in the Durance sub-basin, with a surface increase of 5.9 times the initial surface.

The expansion in the area of the arboriculture class is substantial in the middle Rhone and downstream Rhone sub-basins, with increases of 3 and 2.6 times compared with the initial area. The results for the hydrographic class show a sharp contrast, with this class covering 7% of the basin at the time of the Cassini map, as opposed to 1.2% in the present day, with the surface area being up to 10 times greater on the Cassini maps. In the sub-basin of the Durance and the downstream Rhône, the area is only 1.3 times greater on the Cassini map than on the CLC, because the wide braided river beds that are well developed today were already present then.

### *e) Discussion*

Our results can be compared with those presented in previous papers (*Tableau V-2B*). In the semantic segmentation of a recent urban map, [Guo et al. \(2018\)](#) obtained an accuracy of 99.4% with a confidence index of 93.6%. In a study on other ancient maps, such as those of the city of Paris, [Petitpierre \(2021\)](#) found an accuracy of 92.9% and a confidence index of 89.1%, values that are close to those obtained in this study. In the case of forests, the work of [Herrault et al. \(2015\)](#) is very close to ours. On state maps made between 1818 and 1866, their study showed an average accuracy of 93.4%, very close to the value of 94.7% in this study.



*Figure V-6 Presentation of the types of errors in the segmentation. A: Poor detection of the hydrographic class for some lake/ponds. B/C: Topography lines on heathland features distort the segmentation leading to a false classification as forest. D: A bad transition between two maps with disappearance of heathland features in the left part of the map*



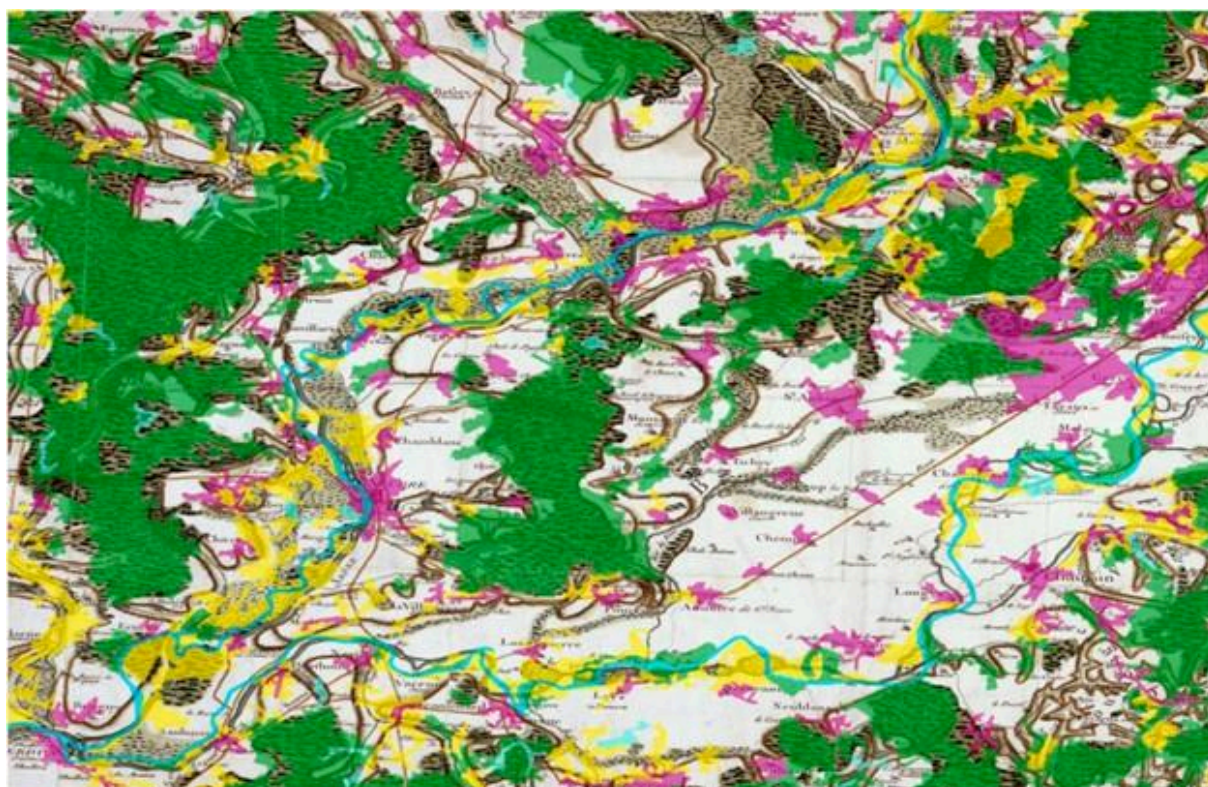
The semantic segmentation applied in this study allows quantitative data for several land use classes to be rapidly extracted from a historical map for regions outside of forests (Vallauri et al., 2012) and cities/communication networks (Motte and Vouloir, 2007). The accuracy obtained by this segmentation is encouraging, because the results were obtained on raw data without preprocessing. It seems unnecessary to push the accuracy of the segmentation towards 100% because the data on the map are representative, not exhaustive (e.g., in *Figure V-6*, the absence of small woodlands and copses sometimes blurs boundaries and differences between parts of the map). The variable accuracy for the different classes can be partly explained by the quality of the manual segmentation, particularly for the hydrographic class. In addition, some elements of the map can cause problems (*Figure V-6*), with textual inscriptions and topographic lines impacting the quality of the segmentation. Another factor to consider is that not all parts of the map were drafted at the same time or by the same cartographers, and it is therefore possible that some of the map's junctions are inconsistent (*Figure V-6*). The results could possibly be improved by filtering the raw images to remove these features.

The segmentation of the Cassini map provides a quantitative estimate of the landscape pattern of the Rhone basin during the LIA climatic deterioration, at a time when aerial photography and satellite imagery did not exist. This work was carried out within the framework of a geomorphological study of the Rhone delta that requires an understanding of the recent evolution of the Rhone basin. Our results provide the first quantification of the erosive potential of the Rhône basin at the end of the 18th century. When combined, the identified classes cover only 28.1% of the total basin surface, with 65% of the Cassini map presenting areas with no figures. This part seems to correspond mainly to pasture and arable land, both being important in regard to areal erosion.

These results required quick input of data with limited time resources. The semantic segmentation allowed us to obtain, within a reasonable time, the land uses described in the Cassini map, with precision suitable for use in further analyses. Moreover, the results of the segmentation can be generated again using the freeware 'Plug-Im!' (<https://www.plugin.fr/plugin/list>), for which we provide a trained network and example images.

Our results show substantial differences between the Cassini map classes and the corresponding classes on the CLC 2018 map (*Figure V-7*). As specified in the Results section, forests cover 2.5 times more surface today than they do in the Cassini map, with the largest differences occurring in the Cevennes and Durance sub-basins, both being mountainous regions associated with a present-day Mediterranean climate (Parrot, 2015). These differences between the Cassini map and the CLC can be explained by a cooler climate allowing the expansion of glaciers to the alpine valleys (Bradley & Jones, 1993), a slight decrease in the timberline in the high mountains because of the high use of wood for heating (Jandot, 2017), more intense pastoralism, and an increase in cultivated land in a period of demographic expansion. Another aspect or bias that needs to be discussed is that the Cassini map does

not represent all wooded areas with a size of 5 hectares or less, and the wooded area obtained is, apparently, 20% less than the true forest area at that time (Vallauri et al., 2012), which would increase the proportion from 14.7% to 17.6%. Comparisons are therefore possible for a large-scale study such as ours, but the Cassini map may not be sufficiently accurate for a small-scale study. The observed decrease is logical given the low temperatures and high use of wood at that time, and the figures obtained in this study are comparable to those of Vallauri et al. (2012), who obtained an average forest surface of 12.6% for France as a whole and 17.6% for the regions of the Rhone basin through manual segmentation. For heaths, the present area of coverage is almost twice that on the Cassini map. This difference can be explained by human activities and climatic conditions that do not facilitate the development of this environment, and also by a possible under-representation during the realization of the Cassini map. This hypothesis could be verified by the contribution of the Napoleonic land survey map. The current area covered by arboriculture is currently twice as large as that on the Cassini map, which can be explained by vineyard expansion (Durbiano, 1988) and olive growing.



*Figure V-7 Overlay of the Auxonne area of the Cassini map presented in Figure 2 and the Corine Land Cover (CLC) data for the same area. The CLC data are shown with transparency: Green = Forest, Yellow = Heath, Purple = Urbanism, Blue = Hydrology*

The area covered by hydrographic features in Cassini is 7%, which is several times higher than the 1.2% on the CLC. This difference can be explained by two factors. The first is related to the figurative representation at the local scale (Dainville, 1955), and the hydrological network may have been overestimated; the differences in Figure V-4 therefore need to be qualified. The second factor is the fluvial metamorphosis recorded at LIA, with many channel sections shifting from meandering to

braided patterns due to an increase in flood frequency (Arnaud et al. 2012, Pichard et al., 2017) and sediment delivery (Bravard et al., 2010). The large areas occupied by hydrographic features illustrate the fluvial style required for strong sediment transport at this time (Bravard et al., 1997; Arnaud-Fassetta & Provansal 1999, Maillet, 2006b). The importance of the differences observed in the Saône must therefore be qualified because this basin did not experience the hydrological modifications recorded after the end of the LIA, which are visible in the Durance or Isère. For the Saône it would therefore be the quality of representation of the map that would be the main factor. Post-LIA developments such as submersible dikes in 1840, low dikes in 1876, groins in 1880, Girardon traps in 1884, dams starting from 1948, and aggregate extraction, led to the incision of riverbeds, channelization of the main riverbed, and abandonment of secondary riverbeds (Poinsard and Salvador, 1993; Bravard et al., 1999; Fruget et al., 2003; Piegay et al., 2004; Parrot, 2015; Vázquez-Tarrío et al., 2019; Tena et al., 2020).

### *f) Conclusion*

Semantic segmentation with a CNN allowed us to obtain an accuracy of up to 90% on a basin of nearly 100 000 km<sup>2</sup> represented by the Cassini map. This segmentation provided reliable results from a dataset of 30 images per class, which prevents a considerable time saving in comparison with manual segmentation. The time required was 10 times lower than that required for a fully manual segmentation. Moreover, the process was relatively easy to apply. At the end of the 18th century, forests covered between 14.7% and 17.6% of the total area of the Rhône basin, illustrating the low afforestation rate already identified in the literature. The segmentation resulted in an area of 4.3% for heathland, 2.1% for arboriculture, and 7% for hydrographic features. These results illustrate a period of climatic disturbance with very high human pressure on lands, favoring phases of high hydrological activity, denudation of the slopes due to the cooling period, and land use activity favoring sedimentary transport. These results are the first step in a study to reconstruct the erosion potential in the basin from the end of the 18th century (at the height of the LIA crisis) to the present day. The accuracy of the semantic segmentation is encouraging for the future, and it should be possible to quickly deploy it on other land occupation maps. The next objective will be to complete the Cassini map data (which only cover 28% of the total surface) with the Napoleonic land survey map and the Sardinian map to try to calculate an erosion balance using the RUSLE model.

## Deep learning ancient map segmentation to assess historical landscape changes

Théo Martinez<sup>1</sup>, Adam Hammoui<sup>1</sup>, Gabriel Ducret<sup>1</sup>, Maxime Moreaud<sup>2</sup>, Rémy Deschamps<sup>1</sup>, Hervé Piegay<sup>3</sup>, Jean-François Berger<sup>4</sup>

<sup>1</sup> IFP Energies Nouvelles, Rueil-Malmaison, France

<sup>2</sup> IFP Energies Nouvelles, Solaize, France

<sup>3</sup> Université de Lyon, CNRS UMR 5600 EVS, ENS, Lyon, France

<sup>4</sup> Université de Lyon, CNRS UMR 5600 EVS, Lyon, France



### Legend :

#### Land cover :

Forest

Heaths

Arboriculture

Hydrology

#### Boundary :

Rhone basin boundary

Sub-basin boundary

Ellipsoid : WGS 84

Projection : World Geodetic System 1984

(EPSG : 4326)

0 Kilometers 50

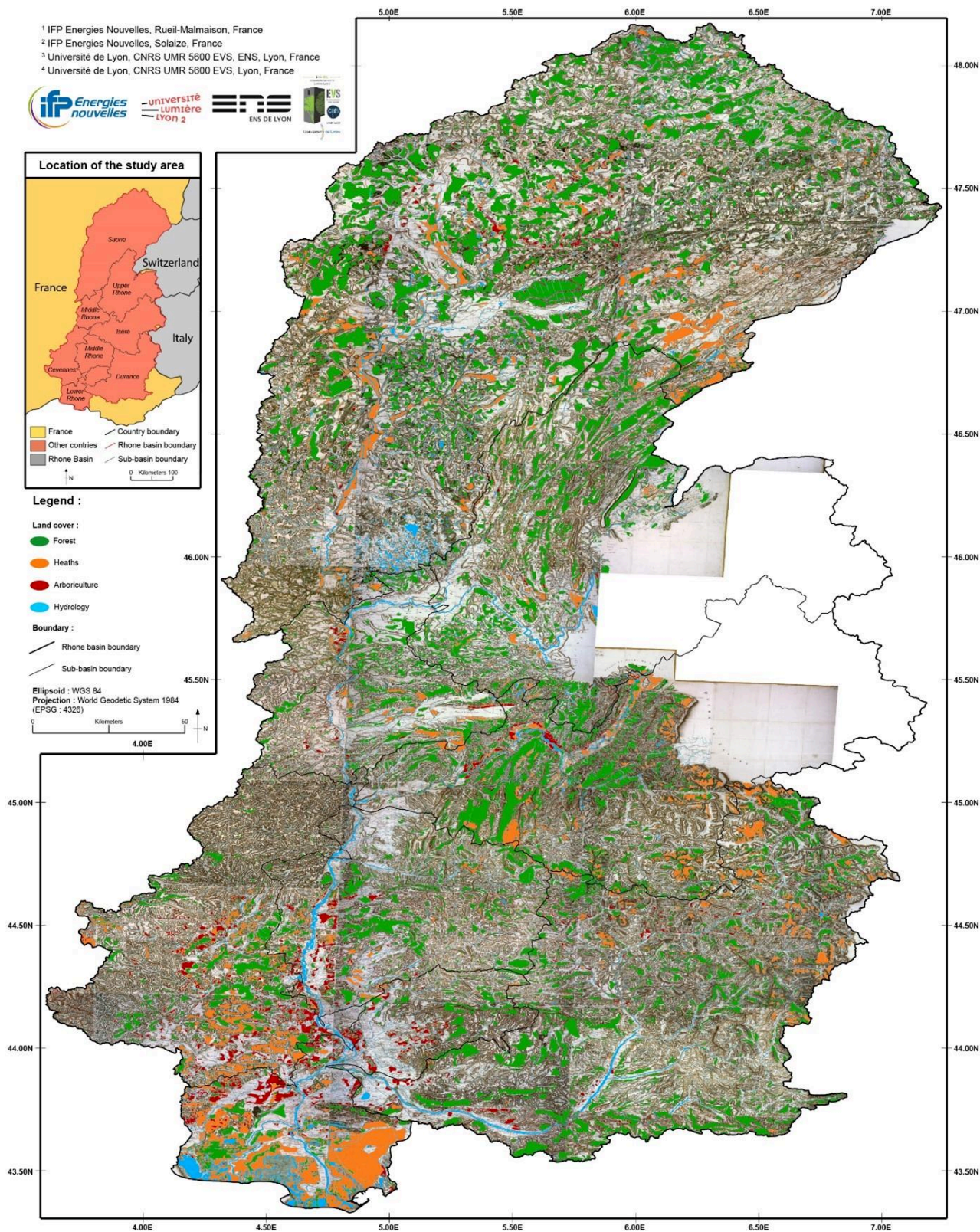


Figure V-8 Résultat de la segmentation sémantique sur la carte de Cassini dans le bassin rhodanien (Martinez et al., 2023) avec les différents modes d'occupation (forêt, prairies, arboriculture, hydrologie) superposé sur le fond de carte de Cassini. Les limites des sous-bassins sont représentées en noir.

### 3. Complétion de la carte

Les travaux sur la carte de Cassini de [Martinez et al. \(2023\)](#) (*Figure V-8*) présentent une lacune liée à la méthode de réalisation de la carte de Cassini : en effet, les modes d'occupation des sols liés à l'agriculture ne sont pas représentés. Or, à cette époque, l'agriculture représentait une partie importante de l'occupation des sols ([Le Roy Ladurie, 2009](#)). La quantification de la surface couverte par ce mode d'occupation des sols représente une nécessité pour une inter-comparaison diachronique homogène entre la seconde partie de XVIII<sup>ème</sup> et le début du XXI<sup>ème</sup> siècle. Pour pallier ce manque, une étude locale a été menée dans le cadre du stage de Master 1 de Benjamin Gardes ([Gardes, 2022](#)) dans le but d'estimer la surface agricole dans les zones non légendées de la carte de Cassini.

La carte sélectionnée est le cadastre Napoléonien (*Figure V-9*) produit au début du XIX<sup>ème</sup> siècle donc proche temporellement de la carte de Cassini (seconde moitié du XVII<sup>ème</sup> siècle). Ce cadastre se divise en parcelles et en sections pour chaque commune française. Chacune des entités est référencée par un numéro dans l'"État des sections", regroupant les caractéristiques de chaque parcelle : section, numéro de plan, lieu-dit, propriétaire, contenance, nature de la culture et revenu. L'occupation des sols qui est renseignée dans cet "État des sections" peut parfois être directement indiquée sur le cadastre.

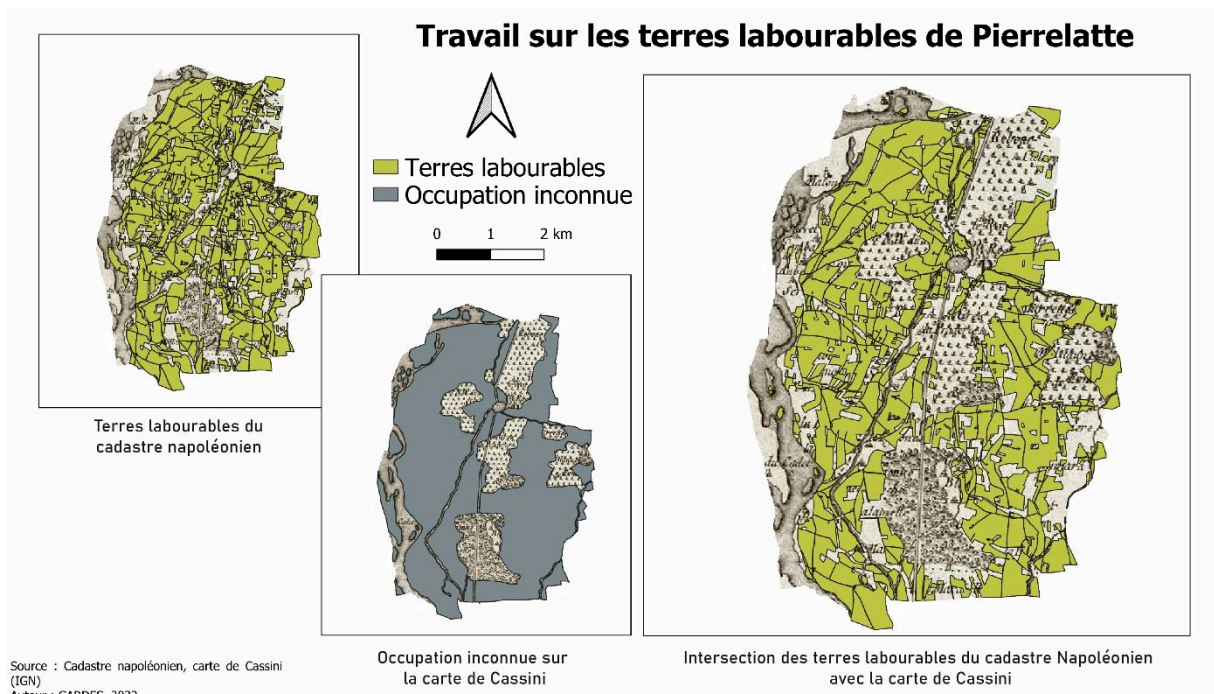


Figure V-9 Résultat de l'intersection entre les données du cadastre napoléonien à gauche en vert, les surfaces sans légendes de Cassini en gris au centre. Les parcelles de terre labourables estimées pour Cassini sont représentées en vert à droite (d'après Gardes, 2022)

Le cadastre est géré par chaque commune et il n'existe pas de numérisation de l'ensemble du cadastre. Ainsi, nous n'avons pas pu reproduire le travail effectué pour la carte de Cassini. L'étude de ce cadastre nous permet cependant d'estimer les surfaces cultivées durant cette période.

Le but est ici de définir la proportion de terre cultivée sur un échantillon du cadastre et de l'extrapoler à l'ensemble de la zone. Il s'agit d'un a priori fort mais cela permet d'avoir une estimation approchée des surfaces cultivées. Nous avons choisi comme référence la grande commune de Pierrelatte, dans le Tricastin au Nord d'Avignon, notamment pour sa facilité d'utilisation (l'occupation du sol étant présente directement sur la carte), pour sa représentativité (au centre du bassin versant) et pour notre connaissance préalable du secteur.

Les terres arables du cadastre napoléonien sont manuellement vectorisées et comparées par superposition, grâce à un géoréférencement manuel, avec la carte de Cassini. On détermine alors le rapport entre les terres labourables du cadastre Napoléonien et les zones sans légendes de la carte de Cassini.

Pour la zone de Pierrelatte couvrant 51 km<sup>2</sup>, les zones de Cassini sans légende représentent 61% de cette surface. Parmi ces 61% du territoire non référencés, 45% sont des terres agricoles d'après le cadastre Napoléonien.

Nous utilisons par la suite ce taux de 45% sur l'ensemble de la carte de Cassini. Pour affiner ce résultat, en fonction des sous-bassins, cette étude devra être reproduite dans différents contextes paysagers du bassin-versant. Ceci permettra d'affiner l'estimation du potentiel érosif du bassin versant pour cette période.

## C. La carte de l'Etat-Major

### 1. Histoire de la carte

Le projet de la Carte de l'État-Major a vu le jour au début du XIX<sup>ème</sup> siècle sous le règne de Napoléon Ier, en réponse à la nécessité de disposer de cartes géographiques précises et actualisées pour répondre aux besoins militaires, administratifs et d'infrastructures. À l'époque, de nombreuses cartes existantes étaient jugées obsolètes, d'où l'initiative de ce projet majeur de cartographie.

La Carte de l'État-Major se compose de 273 gravures monochromes réalisées à l'échelle de 1/80 000<sup>ème</sup>, ce qui permet une représentation détaillée des caractéristiques géographiques. Sur le plan technique, la carte repose sur une projection de Bonne sur l'ellipsoïde de Plessis 1817, qualifiée de "projection équivalente," qui privilégie la conservation des distances, une caractéristique essentielle pour les besoins militaires.

Un défi majeur de ce projet résidait dans l'obtention de relevés précis, ce qui a conduit à une méthode de production chronophage. Initialement, les levés topographiques étaient réalisés sur le terrain à l'échelle de 1/40 000ème, puis réduits et gravés à l'échelle de 1/80 000ème à partir de 1824. Cette approche visait à garantir la précision des détails sur la carte finale.

Le projet de la Carte de l'État-Major s'est étendu sur une période considérable, avec la première gravure publiée en 1824 et la dernière en 1876, totalisant ainsi 58 années de travail. La réalisation des cartes s'est étalée sur différentes périodes dans différentes régions de la France. Par exemple, le Sud du Bassin rhodanien a été cartographié plus tard, entre 1845 et 1866, tandis que le Nord du bassin du Rhône possède des cartes datant d'une période plus ancienne, entre 1818 et 1845.

La version des "Minutes de l'État-Major" à l'échelle de 1/40 000ème en couleur est actuellement mise à disposition par l'IGN (Institut national de l'information géographique et forestière) sur des plates-formes web, sur le Géoportail, ou logiciel, sur QGIS, via un flux WMS. La Carte de l'État-Major reste un monument de la cartographie historique qui a établi une norme élevée en matière de précision et de détail dans la représentation du territoire français, contribuant de manière significative à l'amélioration de la connaissance géographique du pays.

Ce travail a pu être réalisé dans le cadre d'un stage de Master 1 par Benjamin Gardes, et a porté sur la segmentation automatisée de la carte de l'Etat-Major et la complétion de la carte de Cassini par le cadastre de Napoléonien de Pierrelatte.

## 2. Résultats

La segmentation sémantique est adaptée pour la carte de l'Etat-Major. Cette dernière ne reprend pas des figurés comme la carte de Cassini mais des nuances de couleurs. Cette différence nécessite de normaliser les images d'entrées pour l'apprentissage afin d'atténuer les variations de couleurs au sein d'un même mode d'occupation des sols, entre les minutes de l'Etat-Major. De plus, le mode d'occupation de l'arboriculture a dû subir une transformation de l'espace colorimétrique du RVG vers le LAB afin de faire ressortir les couleurs en les traitants indépendamment des variations de luminosité et faciliter ainsi l'apprentissage. Ces modifications sur les données d'apprentissages sont toutes reproduites sur le reste de la carte de l'Etat Major pour la segmentation sémantique.

Les résultats obtenus (*Figure V-10*) mettent en évidence une diversité marquée dans l'utilisation de ses terres. Voici une analyse des principales occupations du territoire :

- **Terres arables** : Elles constituent le mode d'occupation dominant, englobant **40 %** de la superficie totale du bassin. Notons que 41 % de ces terres arables se concentrent dans le bassin de la Saône, couvrant ainsi 15 000 km<sup>2</sup> des 37 000 km<sup>2</sup> des terres cultivées du bassin dans son ensemble.

## Deep learning ancient map segmentation to assess historical landscape changes

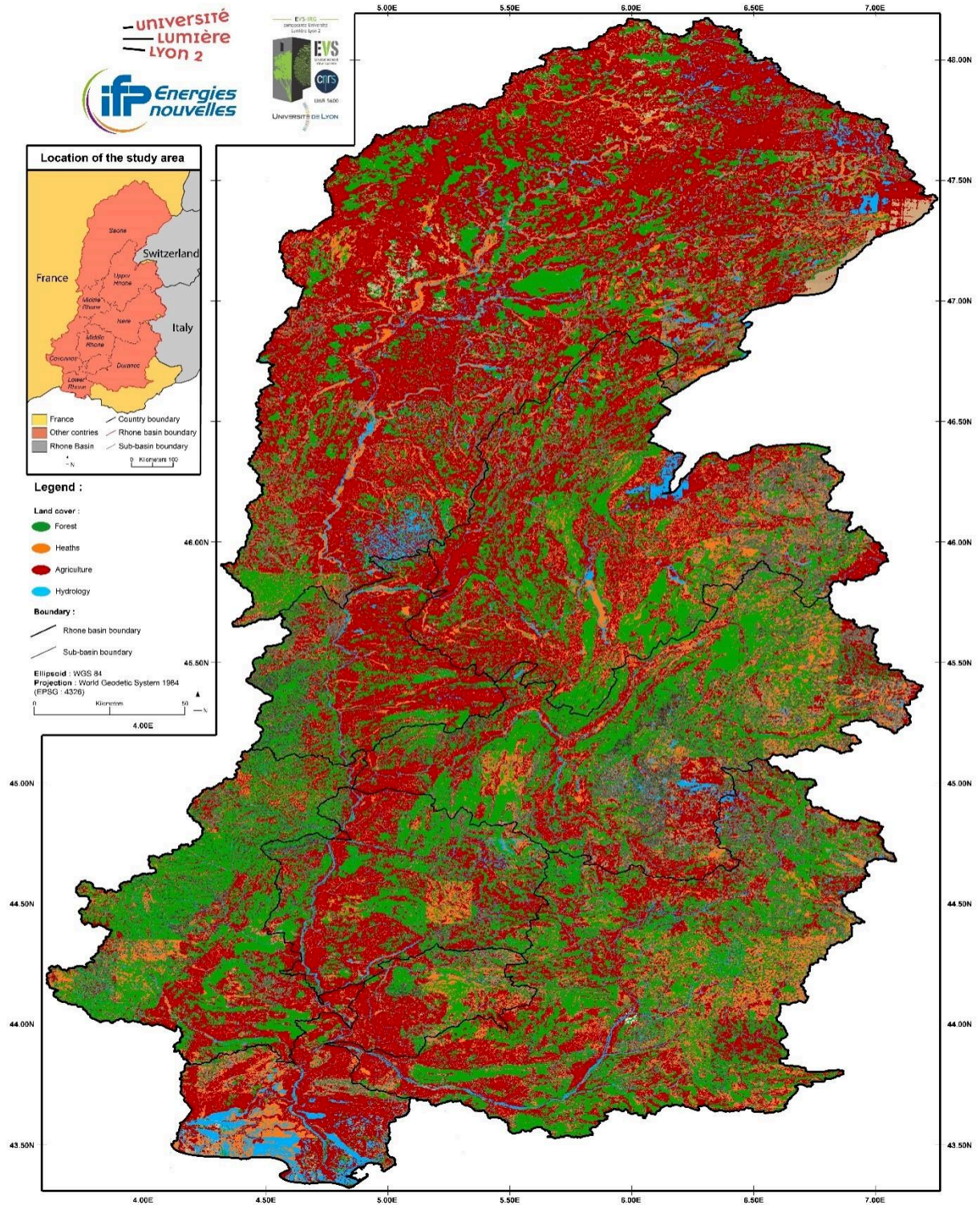


Figure V-10 Résultat de la segmentation sémantique sur la carte de l'Etat Major dans le bassin rhodanien. Les différents modes d'occupation des sols (forêt, prairie, agriculture, hydrologique) sont superposés au fond de carte de l'Etat-major, masqué en grande partie par ces modes d'occupation des sols.



- **Forêts** : Cette catégorie représente la deuxième occupation la plus répandue, totalisant **24%** du territoire. Des massifs forestiers notables tels que les Cévennes, le Vercors et le Luberon sont visibles dans le sud du bassin.

- **Prés** : Ces zones de pâturage couvrent environ **13%** de la surface du bassin. Près de la moitié de ces prairies et pâturages (soit 49 %) sont répartis entre les bassins de l'Isère (17 %), du Rhône amont (16 %) et de la Durance (15 %).

- **Vignobles** : Les zones dédiées à la culture de la vigne représentent environ **8%** du bassin du Rhône. La plus grande proportion de vignobles se trouve dans le bassin de la Saône, atteignant 11 %, soit 4 000 km<sup>2</sup>.

- **Réseau hydrographique** : Il couvre la plus petite portion du territoire, représentant seulement **4%** de la superficie totale du bassin versant. Cette empreinte est particulièrement marquée dans la zone du Rhône aval, atteignant 12%.

- **Zones non classées** : Cette catégorie regroupe les éléments qui ne sont pas été attribués aux classes précédentes (**11%**), tels que les villages, les voies de circulation ou les glaciers.

Les résultats cartographiques offrent une vision globale des paysages du XIX<sup>ème</sup> siècle et mettent en lumière des éléments toujours présents au XXI<sup>ème</sup> siècle, comme les massifs forestiers, le delta du Rhône, ainsi que des régions viticoles historiques comme le Vaucluse ou la Bourgogne.

En outre, l'analyse des sous-bassins révèle des particularités significatives. Les terres boisées sont moins étendues dans les sous-bassins agricoles comme la Saône et le Rhône aval, avec respectivement 51% et 47% de couverture du sous-bassin. Ceci s'expliquerait en partie par leur situation de plaines alluviales fertiles de basse altitude favorables à l'agriculture.

Enfin, les bassins montagneux comme l'Isère, la Durance et le Rhône amont (Savoie, Ain, Haute Savoie) se distinguent par une part significative de prairies et de pâturages, témoignant d'une orientation vers le pastoralisme et le reboisement en montagne et d'une empreinte agricole moins marquée.

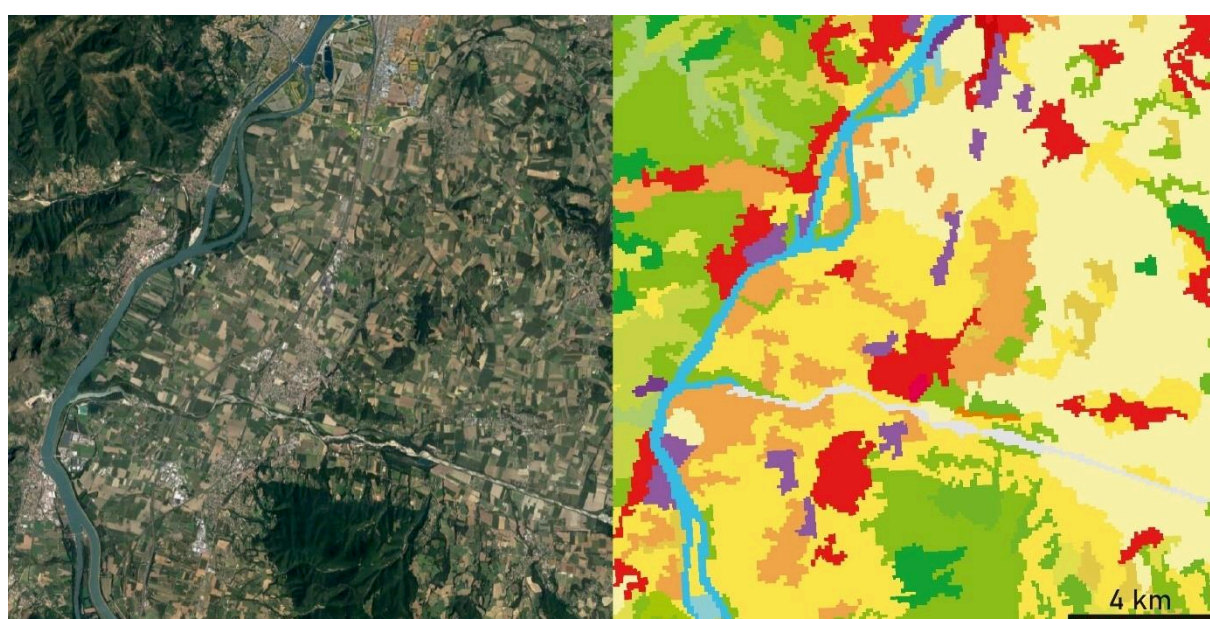
## D. Le bilan érosif des 3 derniers siècles

Afin de compléter les données obtenues par l'étude de la Carte de Cassini (*Figure V-8*) pour la fin du XVIII<sup>ème</sup> siècle, la carte de l'Etat Major (*Figure V-10*) pour le milieu du XIX<sup>ème</sup> siècle, et le début du XXI<sup>ème</sup> siècle sont renseignés par les cartes du programme Corine Land Cover.

## 1. Les cartes de Corine Land Cover

### *a) Les généralités de la carte*

Le programme européen Corine Land Cover (CLC) a été mis en place en 1985 par l'Agence européenne pour l'environnement et a permis la construction d'une base de données normalisée pour 39 États participants. Le programme propose la consultation des cartes photo-interprétées d'occupation du sol à plusieurs niveaux de précision catégorielle à l'échelle 1/100 000 (*Figure V-11*). Il existe actuellement cinq éditions du CLC, à savoir les éditions de 1990, 2000, 2006, 2012 et 2018. Depuis l'édition 2006, une carte des changements entre l'édition précédente et l'édition courante est réalisée. Elle a pour but de signaler les changements de 5 hectares minimum entre deux éditions.



*Figure V-11 Photo-interprétation d'une image satellitaire par le programme Corine Land Cover (2018) à la confluence de la Drôme et du Rhône à la frontière entre les sous-bassins du Rhône moyen et de l'Isère*

Le programme CLC propose trois niveaux de nomenclatures. Il commence avec 5 classes initiales qui sont ensuite divisées en 15 classes de second ordre, et enfin, ces classes de second ordre se subdivisent en 44 classes de troisième ordre. Les classes de second et troisième ordre sont particulièrement utiles dans cette étude, car elles permettent une quantification suffisamment précise des modes d'occupation des sols dans le bassin versant, ce qui sera essentiel pour établir des bilans d'érosion par la suite.

L'utilisation des cartes CLC n'est pas adaptée pour les études locales, car avec une unité de plus petite taille de 25 hectares, la résolution est limitée. Cependant, pour cette thèse, étant donné que le bassin versant rhodanien couvre 97 800 km<sup>2</sup>, et qu'elles complètent les données sédimentologiques, la résolution des cartes CLC est suffisante. Les données ont été exploitées à l'aide du logiciel QGIS dans le format raster afin d'obtenir une résolution de 100x100 mètres par pixel.

## b) L'occupation des sols actuelle (CLC 2018)

L'étude quantitative de l'occupation des sols de la carte de CLC la plus récente (2018) met en évidence les différences de chaque sous-bassin. Ces différences sont résumées dans la *Figure V-12*.

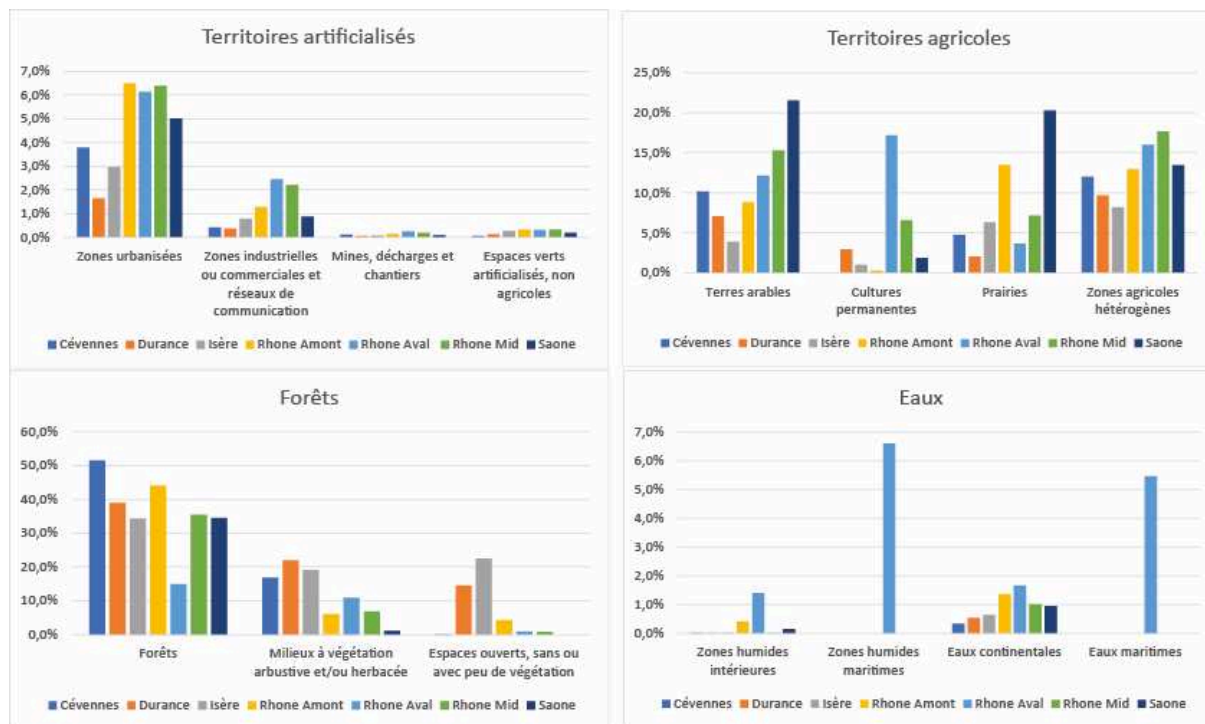


Figure V-12 Répartition des classes d'occupation majoritaires dans les différents sous-bassins rhodaniens d'après la carte de Corine Land Cover de 2018

Les sous-bassins ne possèdent pas tous la même diversité d'occupation des sols : Saône, 27 classes ; Isère, 28 classes ; Cévennes, 29 classes ; Rhône Amont & Rhône Moyen, 30 classes ; Durance, 32 classes ; Rhône Aval, 36 classes. Ces différences peuvent s'expliquer par la situation géographique des sous-bassins. Celui du Rhône aval est situé à l'interface entre la terre et la mer, regroupant ainsi des écosystèmes riches et diversifiés.

Pour ce qui est de la répartition des classes, en regroupant les dix classes les plus présentes dans chaque sous-bassin (*Figure V-12*), leur part varie fortement entre les régions. La somme des dix classes représente 97,1% du bassin de la Saône ; entre 92,6 % et 85,2% pour les autres sous-bassins sauf le Rhône aval sous-représenté avec 71,6%.

Pour 6 des 7 sous-bassins (Cévennes, Durance, Isère, Saône, Rhône Amont, Rhône Moyen), la classe la plus représentée est un mode forestier. Pour les **Cévennes**, la **Durance** et l'**Isère**, qui sont des régions de moyenne et haute altitude, cette classe représente respectivement 51,5%, 41,4%, et 44,8%. Ce mode d'occupation des sols est favorable à la préservation des sols car le couvert forestier protège les sols de l'érosion. Le Rhône aval est la seule région à ne pas être dominée par un mode

d'occupation de forêt ; elle est dominée par les zones d'eaux douces et salées qui caractérisent les paysages du delta.

### *c) L'évolution entre 2000 et 2018*

L'étude des différentes éditions des cartes de CLC permettrait de mettre en évidence l'impact de l'Homme et du réchauffement sur les modes d'occupation des sols et sur l'évolution de l'érodibilité du bassin versant entre les années 2000 et 2018. Les résultats (*Figure V-13*) indiquent les dynamiques d'occupation des sols dans les sous-bassins au cours des 30 dernières années. Pour une meilleure lisibilité, les résultats présentés sont issus du second niveau de classification sur l'ensemble du bassin versant rhodanien français. Par la suite, nous n'avons pas pris en compte l'édition de 1990 compte tenu des écarts principalement dus à la méthode de photo-interprétation. En effet la méthode de photo-interprétation étant manuelle, des erreurs de classification existent ([Rapport Copernicus, 2021](#)). Pour la suite, les résultats seront indiqués entre les éditions de 2000 à 2018 :

- La plus forte croissance enregistrée dans le bassin versant est celle des territoires anthropisés qui gagne 87 000 hectares soit 16% supplémentaire par rapport à la carte de 2000. Cette augmentation est principalement liée à l'expansion des classes de troisième ordre : tissu urbain discontinu et zones industrielles et commerciales. L'expansion de ce mode d'occupation favorise le ruissellement et accroît l'effet des crues par la bétonisation des sols.
- Le mode d'occupation des forêts enregistre une augmentation de 46 000 hectares, ce qui représente 1% supplémentaire par rapport à la carte de 2000. L'expansion de ce mode d'occupation favorise la préservation des sols dans le bassin versant, notamment dans les zones à reliefs comme les sous-bassins des Cévennes, Durance, Isère, Rhône amont.
- Les eaux continentales connaissent une augmentation qui reste tout de même en dessous des 1% de la surface totale. Cette augmentation est due à l'extension des lacs et étangs, la surface relative des cours d'eaux est quant à elle en réduction. Ce mode d'occupation n'est pas considéré comme un sol érodable, cependant les eaux continentales permettent le transport des sédiments par les rivières et le stockage temporaire dans les lacs.
- Les eaux maritimes enregistrent également une augmentation de la surface relative de plus de 9%, mais par rapport à la surface initiale, cette augmentation ne représente qu'une centaine d'hectares.

- Les zones agricoles hétérogènes, les terres arables, les prairies et les milieux à végétation arbustive ou herbacée connaissent tous une perte de surface. Pour les terres arables et prairies, cette diminution est inférieure à 2% par rapport à la surface initiale alors que pour les deux autres cette diminution est de 4 et 7%.

Les données apportées par Corine Land Cover offrent une grande quantité d'informations.

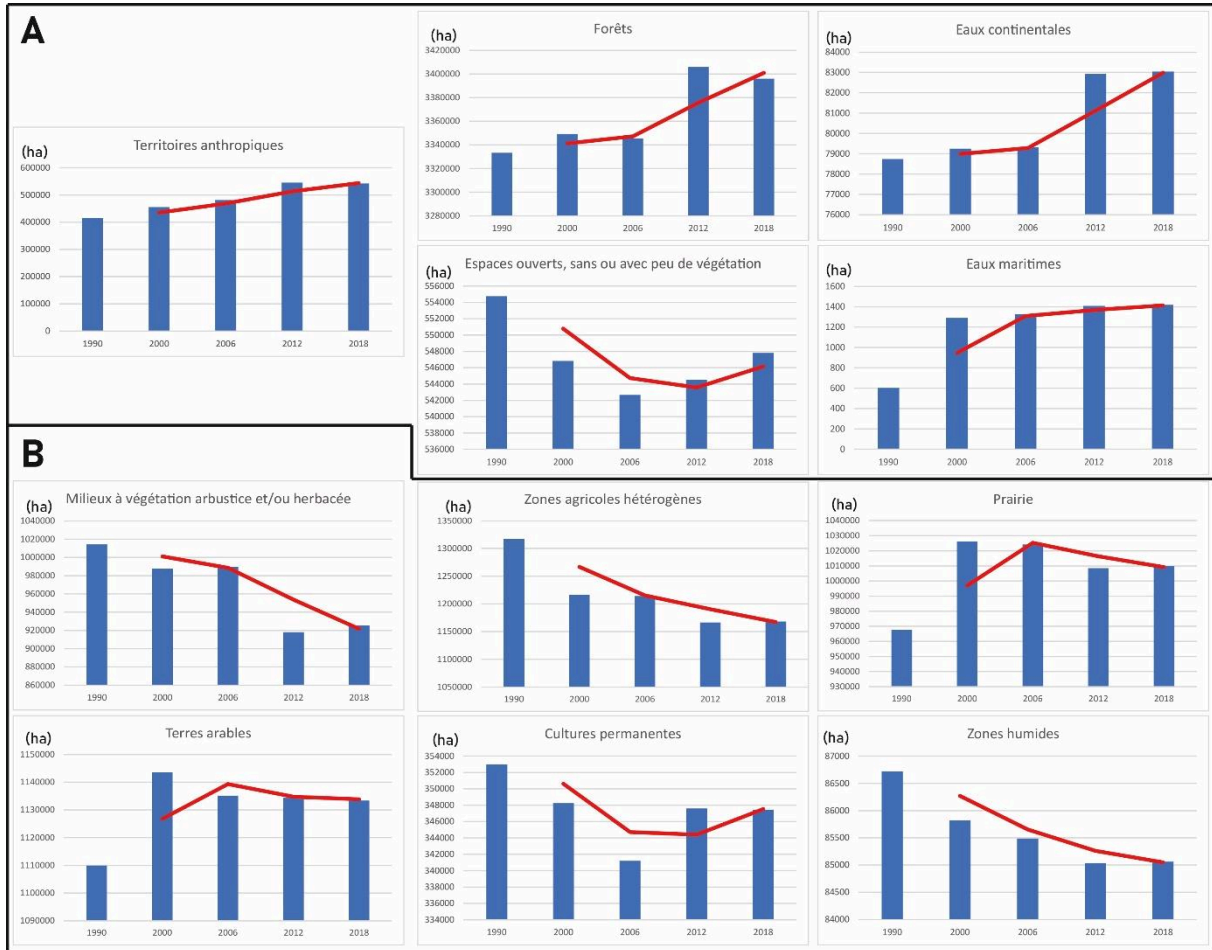


Figure V-13 Evolution des surfaces couvertes par les différents modes d'occupation entre les éditions de CLC entre 1990 et 2018. Les surfaces sont estimées en hectares. Les données de 1990 sont indiquées uniquement à titre de comparaison car la méthodologie utilisée par le programme CLC pour cette édition est différente de celle utilisée pour les autres éditions. Les courbes de tendances en rouge indiquent la dynamique évolutive de chaque mode d'occupation. A) Gains de surfaces entre 2000 et 2018. B) Pertes de surfaces entre 2000 et 2018

Elles permettent d'observer la répartition des modes d'occupation des sols dans les différents sous-bassins ainsi que leur sensibilité à l'érosion. Les régions de moyennes et hautes altitudes comme les Cévennes, l'Isère et la Durance sont fortement boisées, ce qui favorise la préservation du sol et limite les ruissellements, alors que la Saône est une région plutôt dominée par l'agriculture, ce qui augmente la surface de sols fortement soumis à l'érosion. Cependant, le couvert végétal n'est pas le seul facteur qui contrôle l'érosion. La topographie et donc la pente sont des facteurs primordiaux pour l'érosion, ce qui contraste avec le fort couvert végétal dans les régions de moyennes et hautes altitudes.

## 2. Modèle d'érosion

### a) Le modèle *RUSLE*

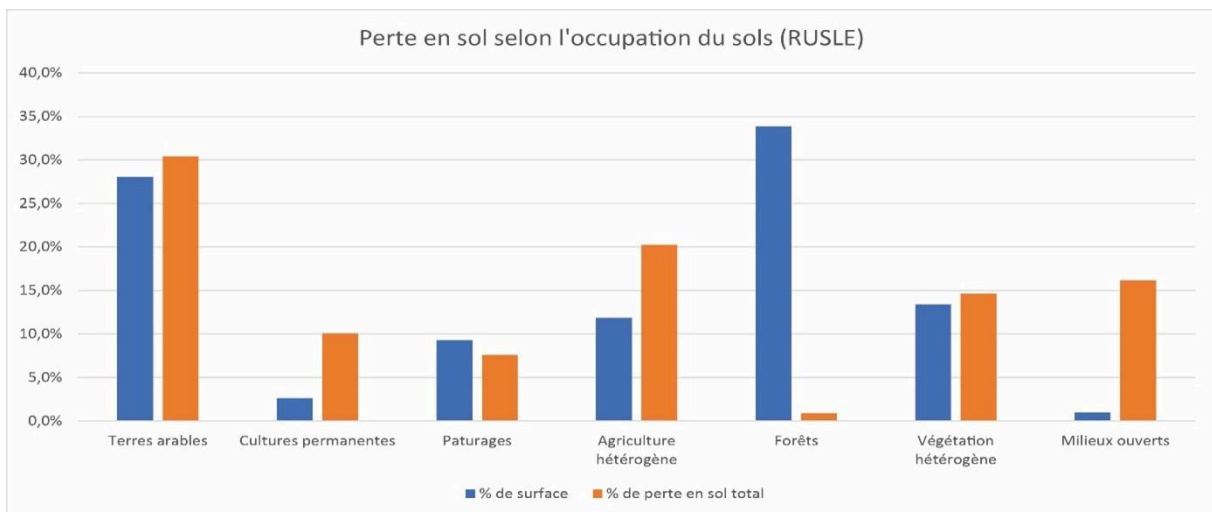


Figure V-14 Relation entre la surface couverte par les modes d'occupation du second niveau de classification, associé au modèle *RUSLE* (Panagos et al., 2015) à l'échelle européenne

Les données des cartes de CLC indiquent un recul des terres agricoles et une expansion des forêts. Ceci pourrait provoquer une diminution du potentiel d'érosion du bassin versant entre les années 2000 et 2018. L'intégration des modèles d'érosion à ces données permet de vérifier cette hypothèse. Cette partie est basée sur les travaux de (Panagos et al., 2015) et (Borrelli et al., 2018). Ils présentent des modèles d'érosion en fonction de l'occupation des sols et d'autres paramètres topographiques ou climatiques.

Le modèle *RUSLE* (*Revised Universal Soil Loss Equation*) (Renard, 1997), est un modèle d'érosion basé sur un ensemble de facteurs : la pluviométrie, l'érodibilité, l'utilisation du sol, la topographie et le mode d'occupation. Il s'agit d'un modèle universel avec une résolution de 100 mètres, ce qui correspond à la résolution des données rasters CLC utilisées sur Qgis. Des moyennes de pertes en sols ont été produites basées sur des données calculées à l'échelle des sols européens (Panagos et al., 2015) (Figure V-14).

- La capacité protectrice des forêts à l'érosion est directement mise en évidence, car les forêts représentent 34% de la surface européenne, mais moins de 1% des produits de l'érosion.
- Les terres arables représentent la part la plus élevée à l'échelle européenne avec 30% des produits de l'érosion : cela peut s'expliquer par le fait que les sols utilisés pour l'agriculture ont perdu une partie voire la totalité de leur couverture végétale qui stabilisait le sol. D'autres facteurs accentuent ce taux comme les labours ou la profondeur du sol.
- Le mode « végétation clairsemé » est particulier, car le taux de perte en sol par hectare par an est de 40 tonnes ; ce qui fait que ces surfaces couvrant 1% de la surface européenne sont responsables de 16% de l'érosion potentielle totale. Ces valeurs sont élevées car ce mode d'occupation des sols correspond à un sol peu végétalisé sur des versants à fort relief souvent présent en montagne.

Les travaux de (Borrelli et al., 2018) intègrent le déplacement et le transport des sédiments par l'eau au modèle RUSLE. Les résultats de ces travaux indiquent que par rapport aux valeurs obtenues par le RUSLE seulement 15% de la somme est réellement déplacés jusqu'au réseau hydrographique qui pourra ensuite transporter les sédiments jusqu'au delta. Les 85% restants sont remobilisés localement et restockés temporairement sur les versants ou en pied de versant.

L'étude du Corine Land Cover a permis de quantifier la surface couverte pour chaque mode d'occupation du sol et dans chaque sous-bassin. En intégrant les valeurs obtenues par (Panagos et al., 2015) et (Borrelli et al., 2018) aux surfaces quantifiées, des taux de pertes en sols ont pu être calculés. Ces calculs se basent sur cinq catégories de données à l'échelle européenne : l'érodibilité, la pluviométrie, la pente, l'occupation et la gestion des sols.

### *b) La validité du modèle dans cette étude*

L'évolution des modes d'occupation et de l'érosion potentiel en fonction du sous-bassin est présentée dans la *Figure V-15*. La partie A de la figure présente les données pour les bassins de la Durance, du Rhône amont et de l'Isère. Ces sous-bassins présentent une érosion calculée à partir des données de CLC 2018, respectivement composés à 78%, 58% et 88% par un mode d'occupation naturel des sols. La partie B de la figure présente les résultats dans les autres sous-bassins. Ils présentent majoritairement des parts d'érosion réparties entre plusieurs modes d'occupation anthropiques des sols « Culture permanentes », « Zones agricoles hétérogènes » et « Terres arables ». La partie C de la figure récapitule les valeurs en (t/an) d'érosion obtenues dans les différents sous-bassins en fonction du mode d'occupation des sols.

Les résultats numériques peuvent être comparés à des mesures physiques de flux sédimentaires obtenues dans les différentes rivières (Poulier et al., 2018) pour attester ou réfuter l'utilisation du modèle d'érosion.

Le modèle numérique de transport sédimentaire propose un taux d'érosion à l'échelle du bassin versant de 5,68 Mt de sédiments à partir du CLC de 2018. La valeur moyenne mesurée avant l'entrée dans le système deltaïque, à Beaucaire situé à l'aval du bassin versant, entre 2005 et 2016 (Poulier et al., 2018) est de 5,7 Mt de sédiments. Les deux valeurs obtenues sont très proches. En comparant aux sous-bassins, avec des stations de mesures dont la durée de l'enregistrement est variable, les résultats sont les suivants :

- Pour la Saône la valeur mesurée est de 0,31 Mt en moyenne entre 2009 et 2016 contre 0,78 Mt calculé. La valeur de perte en sols de terres agricole serait donc plus faible dans le bassin de la Saône dû à son climat et son relief stable que la moyenne européenne.
- Pour l'Isère la valeur mesurée est de 1,8 Mt en moyenne entre 2010 et 2016 contre 1,82 Mt. De nouveau, les valeurs sont très proches.
- Pour la Durance, la valeur mesurée est de 2,1 Mt entre 2013 et 2016 contre 1,58 Mt calculé, présentant une différence importante. Cette période de mesure a été associée à de fortes précipitations, supérieures aux années précédente (Météo France), ce qui pourrait expliquer l'écart entre le flux mesuré et le flux estimé.

Les résultats indiquent une concordance partielle entre les données mesurées et calculées. Les différences peuvent venir du fait que les valeurs d'érosion sont des moyennes européennes utilisées dans les données de CLC du bassin versant. De plus, les espaces ouverts sans ou avec peu de végétation créent de fortes différences entre les sous-bassins, mais reflètent les dynamiques identifiées dans ces derniers (*Chapitre II.A*). Il faudrait donc préciser le calcul des travaux de (Borrelli et al., 2018) à



L'apport des cartes anciennes dans la quantification des changements récents (fin du PAG & Post-PAG)

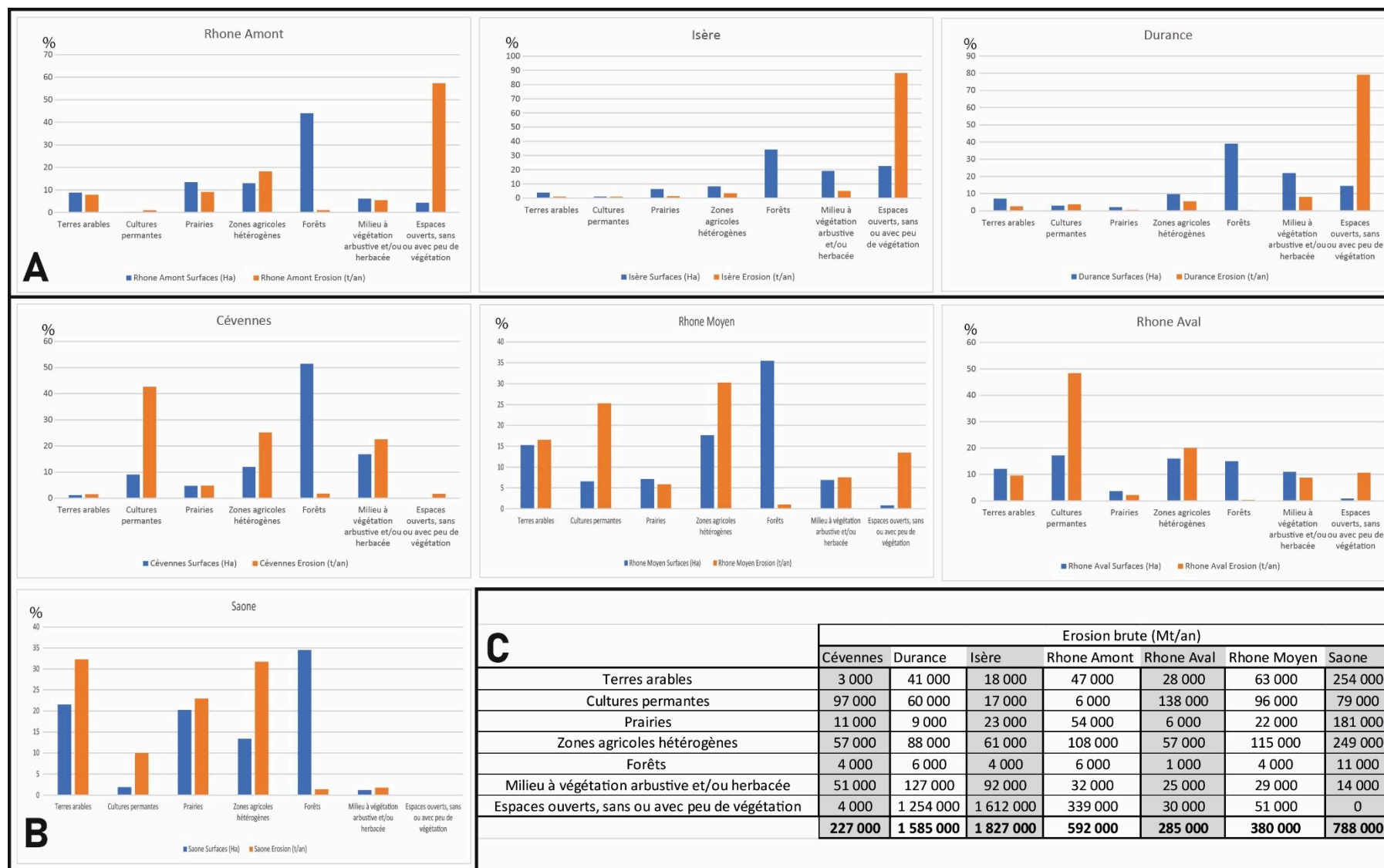


Figure V-15 Relation entre la surface couverte par un type de sol et son érosion dans les différents sous-bassins rhodaniens. Les valeurs utilisées de perte en sol (Mt/an) sont celles issues du modèle d'érosion RUSLE

l'aide d'un fichier raster disponible pour le modèle RUSLE de la même résolution, c'est-à-dire une valeur pour chaque pixel de 100x100 mètres.

### 3. L'application du modèle aux cartes anciennes

Les résultats précédents montrent une concordance entre notre étude à partir de la carte CLC et les estimations réalisées par des précédentes études. Ceci nous permet d'être confiants sur l'utilisation de la même méthodologie sur les cartes anciennes bien que les résolutions soient moindres que pour CLC. De plus, une variable importante doit être prise en compte dans l'analyse des résultats qui suivront, car les techniques d'utilisation des sols ont évolué avec le temps. Les sols agricoles couvrent une part importante du bassin versant sur les cartes de Cassini (45 %) et de l'État-Major (40 %), cependant, leur utilisation était différente à ces époques.

Au XVIII<sup>ème</sup> siècle, les activités agricoles étaient réalisées manuellement via l'utilisation d'outils ou grâce à des animaux, tels que des charrues tractées par des chevaux. Ce labourage manuel ne favorisait pas la conservation des sols. Grâce à l'apparition des charrues à versoir métallique au XIX<sup>ème</sup> siècle, le labourage est devenu moins érosif pour les sols. Enfin, au XXI<sup>ème</sup> siècle, la mise en place de réglementations environnementales impose des pratiques visant à minimiser l'érosion. Ces facteurs font que pour une même surface de sol, l'érosion des sols agricoles a progressivement diminué au cours des siècles.

Pour ces raisons, en reprenant le modèle d'érosion RUSLE, les résultats seront sous-estimés par rapport au réel potentiel d'érosion des XVIII<sup>ème</sup> et XIX<sup>ème</sup> siècles. De plus, les travaux de [Vallauri et al., 2012](#) indique que la carte de Cassini ne représente pas 20% des espaces de forêts. Ce taux peut être répercuté sur les autres modes d'occupation. La carte de Cassini sous estimerait donc de 20% le potentiel total. Pour la carte de l'Etat-Major, une étude ultérieure pourrait préciser l'écart créé par les techniques agricoles.

### 4. Evolution du potentiel d'érosion entre les siècles

#### *a) Les différences d'occupation des sols entre les cartes*

Les statistiques présentées sur la [Tableau V-3](#) expliquent les parts d'occupation pour quatre types d'occupation de sol ainsi que l'hydrographie pour les différentes sources de données cartographiques (cartes anciennes et CLC).

La fin du XVIII<sup>ème</sup> siècle est considérée comme une période de forte pression sur l'environnement. Il est courant d'attribuer à cette période le statut de « minimum forestier » ([Cinotti, 1996](#)). La surface forestière estimée à partir de Cassini représente 12,3 % de l'occupation du sol du bassin rhodanien, contre 24,3 % pour la carte de l'État-Major au milieu du XIX<sup>ème</sup> siècle, indiquant

donc une hausse déjà conséquente de la surface forestière. Cette augmentation s'explique par de nouvelles mesures des pouvoirs en place, prises à partir du début du XIX<sup>ème</sup> siècle, comprenant la nécessité de réduire la pression sur les milieux forestiers pour diminuer l'érosion des sols et la torrencialité des cours d'eau (Cinotti, 1996). La comparaison entre les cartes de Cassini et de l'État-Major (*Tableau V-3 & Figure V-8, Figure V-10*) illustre l'extension de la forêt et traduit cette volonté de reboiser les espaces de montagnes pour réduire l'érosion et reconstituer les ressources en bois. Ces forêts de montagnes sont d'autant plus importantes qu'elles recouvrent des zones de pentes où le ruissellement est plus fort que dans les zones où la topographie varie peu (fonds de vallées, plaines...). Les effets érosifs sont donc décuplés dans des contextes de déboisement. Une politique favorable aux forêts qui s'est pérennisée durant le XX<sup>ème</sup> siècle, puisque les données du CLC évoquent une occupation de 36,8 % pour les zones forestières en 2018 contre 24,4% au XIX<sup>ème</sup> siècle et 12,3% au XVIII<sup>ème</sup> siècle. Les politiques sylvicoles se pérennisent et s'intensifient tout en profitant des innovations techniques affectant l'ensemble des secteurs, permettant entre autres de réduire l'intensité de l'agriculture et du pastoralisme dans des zones de pentes sensibles à l'érosion.

La surface du réseau hydrographique a diminué progressivement depuis le XVIII<sup>ème</sup> siècle. Ceci s'explique par les modifications climatiques (réchauffement) et une meilleure gestion des versants grâce aux politiques de reboisement. Ces changements impliquent une baisse de l'intensité de l'activité hydrosédimentaire et de la fréquence des crues. Cette diminution de l'activité hydrosédimentaire se ressent sur les surfaces couvertes par le réseau hydrologique entre la Carte de Cassini (6,2 %) et la carte de l'État-Major (4,9 %). Elle illustre la progressive réduction du tressage du Rhône à la fin du PAG (Miramont et al., 1998). Le court-circuitage du Rhône et de ses affluents, accentués au XX<sup>ème</sup> siècle, par la construction des barrages hydrauliques, a fortement accéléré cette diminution de la surface à 1,2 % pour les cartes du CLC.

Le XIX<sup>ème</sup> siècle est une période d'augmentation du nombre de prairies, permettant de modifier le système de jachère. Malgré le dépeuplement progressif des campagnes, le début du XIX<sup>ème</sup> siècle reste dans la continuité du Moyen Âge. Pour les prés et les prairies, l'évolution suit une tendance croissante de 7,7 % au XVIII<sup>ème</sup> siècle, de 19,8 % au XIX<sup>ème</sup> siècle, et de 26,7 % au XXI<sup>ème</sup> siècle.

		Forêt	Près	Arboriculture	Agriculture	Hydrographie
Saône	Cassini	17.1%	3.1%	0.6%	60.7%	5.6%
	Etat Major	16.2%	9.9%	11.5%	51.2%	4.9%
	CLC 2018	34.5%	21.4%	1.9%	34.9%	0.9%
R amont	Cassini	15.7%	5.3%	0.3%	50.9%	5.2%
	Etat Major	25.3%	20.5%	4.9%	41.1%	3.9%
	CLC 2018	44%	23.8%	0.3%	21.8%	1.4%
R médian	Cassini	14%	3.1%	2.2%	51.5%	7.2%
	Etat Major	27.6%	9.3%	6%	41.6%	4.8%
	CLC 2018	35.5%	14.9%	6.6%	32.9%	1%
Isère	Cassini	18.6%	40.1%	1.2%	34.3%	6.4%
	Etat Major	29%	47.4%	17.4%	24.9%	3.4%
	CLC 2018	34.3%	47.9%	1%	12%	0.6%
Durance	Cassini	12.9%	17.7%	3.2%	39.5%	6.5%
	Etat Major	30.9%	29.9%	7.5%	30.6%	4.3%
	CLC 2018	39.1%	38.5%	2.9%	16.8%	0.5%
Cévennes	Cassini	7.7%	5.7%	4.7%	36.5%	5.3%
	Etat Major	41.5%	12%	6%	27.2%	3%
	CLC 2018	51.5%	21.6%	9%	13.1%	0.3%
R aval	Cassini	8.4%	18.8%	6.5%	55.5%	10.7%
	Etat Major	10.6%	15.6%	7.7%	46.8%	14.5%
	CLC 2018	15%	15.5%	17.2%	28.1%	6.9%
Global	Cassini	12.3%	7.7%	1.8%	45%	6.2%
	Etat Major	24.4%	19.8%	9.4%	39.9%	4.9%
	CLC 2018	36.8%	26.7%	3.8%	24.9%	1.2%

*Tableau V-3 Estimation des surfaces couvertes par les différents modes d'occupation du sol en pourcentage par rapport à la surface totale du bassin versant du Rhône*

En ce qui concerne les terres arables, exclues de la *Tableau V-2*, car non représentées sur la carte de Cassini, mais complétées avec le cadastre napoléonien, elles indiquent une occupation de 45 % pour le XVIII<sup>ème</sup> siècle. En se fiant à ces résultats, les surfaces agricoles ont tendance à diminuer au cours du XIX<sup>ème</sup> siècle. Les techniques d'exploitation et les nouvelles matières chimiques, telles que les premiers engrais (Révolution verte de Liebig), ont amélioré la productivité. Une même surface de terre est devenue capable de produire plus (augmentation des rendements agricoles). De ce fait, l'abandon de pratiques anciennes a permis de réduire les surfaces de terres à exploiter. La vectorisation de la carte de l'État-Major, a permis d'identifier que les terres arables couvraient près de 40 % de la surface totale du bassin versant. Le CLC permet d'estimer la part des terres arables à environ 25 %

pour l'année 2018. Une diminution importante des terres arables en l'espace de deux siècles (38%) a été provoquée une nouvelle fois par les progrès techniques et les mutations des exploitations.

L'arboriculture a eu une emprise maximale au XIX<sup>ème</sup> siècle, passant de 1,8 % au XVIII<sup>ème</sup> siècle à 9,4 %. Cette production était tout de même réduite jusqu'au XVIII<sup>ème</sup> siècle à cause de l'édit de 1731 qui interdisait toute plantation de vignes nouvelles (Roudié, 1989). Ces dernières étaient souvent plantées sur les versants et étaient sujettes à des déchaussements naturels causés par l'érosion, mettant les racines "à nues", ce qui était néfaste à la fois pour la vigne et pour l'intégrité du sol (Ortonovi, 2021). À la fin du XIX<sup>ème</sup> siècle, de nombreuses maladies comme la pyrale, l'oïdium, et la plus connue, le phylloxera, ont frappé une grande partie de la France. Les politiques autoritaires de réduction des surfaces viticoles sont instaurées par l'Europe à la fin du XX<sup>ème</sup> siècle. Les conséquences de ces crises du XIX<sup>ème</sup> siècle se font ressentir sur le long terme, ce qui peut justifier la tendance à la baisse de la surface viticole pour les données de 2018 du CLC avec une surface de 3,8 %.

### *b) Les potentiels érosifs au XVIIIe et XIXe s.*

Le modèle RUSLE évoqué dans V.D.2 et les surfaces d'occupation des sols des cartes de Cassini, de l'Etat Major et de Corine Land Cover (*Figure V-16*) permettent d'estimer le potentiel d'érosion du bassin versant du Rhône. Le potentiel d'érosion est estimé à partir du modèle RUSLE pour chaque mode d'occupation des sols (*Figure V-14*). Les forêts, les prairies, et l'arboriculture sont les modes d'occupation utilisés sur chaque carte. L'agriculture sur la carte de Cassini est estimée après une adaptation par le biais du cadastre napoléonien pour les terres arables (*Figure V-16*).

Cette étude quantifie les modes d'occupation pour la carte de Corine Land Cover 2018. Pour la carte de Cassini et de l'État-Major, des approximations ont dû être faites :

- L'estimation des surfaces de terres agricoles sur la carte de Cassini. La section VII.B.3 évoque la complétion de la carte de Cassini à partir du cadastre Napoléonien. Les résultats indiquent que 45 % du bassin versant sont recouvert de terres agricoles. La répartition de ces 45 % dans le bassin suit celle de la Carte de l'État-Major. Les résultats sont présentés dans la *Tableau V-3*.
- La carte de Cassini ne représente pas le mode d'occupation "Milieu ouvert sans ou avec peu de végétation," qui intègre la classe des landes dans CLC. Pour la carte de l'État-Major, la segmentation sémantique n'a pas permis de prendre efficacement ce mode d'occupation en compte. La surface calculée pour CLC a donc été reproduite sur les cartes de l'État-Major et de Cassini en soustrayant la surface de près déjà estimée pour chaque carte.
- Le territoire de la Savoie est manquant sur la carte de Cassini et impacte les sous-bassins de l'Isère et du Rhône amont. Une estimation du mode d'occupation des sols a été faite en comparant la répartition des modes d'occupation de la carte de l'État-Major sur ces territoires.

Pour cela, les sous-bassins sont divisés en suivant les limites de la Savoie. Les tendances, augmentation ou diminution de chaque mode d'occupation des sols entre les deux parties de chaque sous-bassin sont estimées. Ces tendances sont reproduites pour les parties manquantes de la carte de Cassini. Par exemple, sur la carte de l'État-Major, les forêts représentent 29% de la surface dont 18% en Savoie et 11% en dehors. Cette augmentation de 60% entre la Savoie et le reste du sous-bassin est répercutée sur la carte de Cassini. Sur cette dernière, la zone en dehors de la Savoie est recouverte à 7% par des forêts, l'augmentation de 60% permet d'estimer une surface de forêt en Savoie équivalent à 11%.

Les résultats (*Tableau V-4*) indiquent que la carte de CLC 2018 a un potentiel d'érosion de 5,7 Mt de sédiments, celle de l'État-Major est de 6,9 Mt et celle de Cassini est de 6,7 Mt. Le contexte climato-anthropique évoqué en introduction de ce chapitre fait référence à la crise climatique du PAG qui se termine lors de la réalisation de la Carte de Cassini. La carte de l'État-Major est réalisée à la toute fin de cette période. Les potentiels d'érosion de ces cartes sont donc logiquement supérieurs à celui du CLC 2018. Cependant, la carte de Cassini, réalisée lors du PAG, devrait avoir un potentiel d'érosion supérieur à celui de l'État-Major. Or, il est inférieur de 3%. Ceci peut s'expliquer en partie par la précision de la carte de Cassini. Comme évoqué par [Vallauri et al. \(2012\)](#), la carte de Cassini ne prend pas en compte 20% des surfaces forestières. Si ce taux est reproduit sur chaque mode d'occupation, hors agriculture, car estimé par le cadastre napoléonien, le potentiel d'érosion passerait à 7,6 Mt de sédiments.

	Cévennes		Durance		Isère		Rhône Amont	
	Surface (ha)	Erosion (t)	Surface (ha)	Erosion (t)	Surface (ha)	Erosion (t)	Surface (ha)	Erosion (t)
<b>CLC 2018</b>	719 000	227 000	1 398 000	1 585 000	1 133 000	1 827 000	1 183 000	591 000
<b>Etat Major</b>	654 000	231 000	1 421 000	1 734 000	1 412 000	2 185 000	1 207 000	795 000
<b>Cassini</b>	412 000	239 000	1 053 000	1 642 000	1 114 000	2 544 000	950 000	684 000
	Rhône Aval		Rhône Moyen		Saône		Bassin versant	
	Surface (ha)	Erosion (t)	Surface (ha)	Erosion (t)	Surface (ha)	Erosion (t)	Surface (ha)	Erosion (t)
<b>CLC 2018</b>	430 000	286 000	927 000	381 000	2 730 000	787 000	<b>8 520 000</b>	<b>5 684 000</b>
<b>Etat Major</b>	458 000	266 000	872 000	398 000	2 614 000	1 313 000	<b>8 638 000</b>	<b>6 922 000</b>
<b>Cassini</b>	506 000	289 000	731 000	372 000	2 400 000	932 000	<b>7 166 000</b>	<b>6 702 000</b>

*Tableau V-4 Tableau synthétique présentant le potentiel érosif de chaque sous-bassin versant et du bassin rhodanien en fonction des cartes de Corine Land Cover de 2018, de l'Etat Major, de Cassini.*

Le modèle RUSLE se base sur des conditions climatiques actuelles. Or lors du PAG, les conditions climatiques étaient différentes, avec une grande variabilité de la répartition des précipitations interannuelles ([Pichard et al., 2017](#)). Une forte concentration des précipitations sur une courte période, comme lors du PAG, implique une intensification de l'érosion des sols, donc une augmentation du facteur d'érosion de chaque mode d'occupation des sols. De plus, les méthodes de labourage étaient différentes au XVIII<sup>ème</sup> et XIX<sup>ème</sup> siècle par rapport à aujourd'hui, ce qui pourrait entraîner un facteur d'érosion plus élevé pour les sols agricoles. Pour ces raisons, le potentiel d'érosion de la carte de Cassini et de l'État-Major pourrait être encore plus élevé.

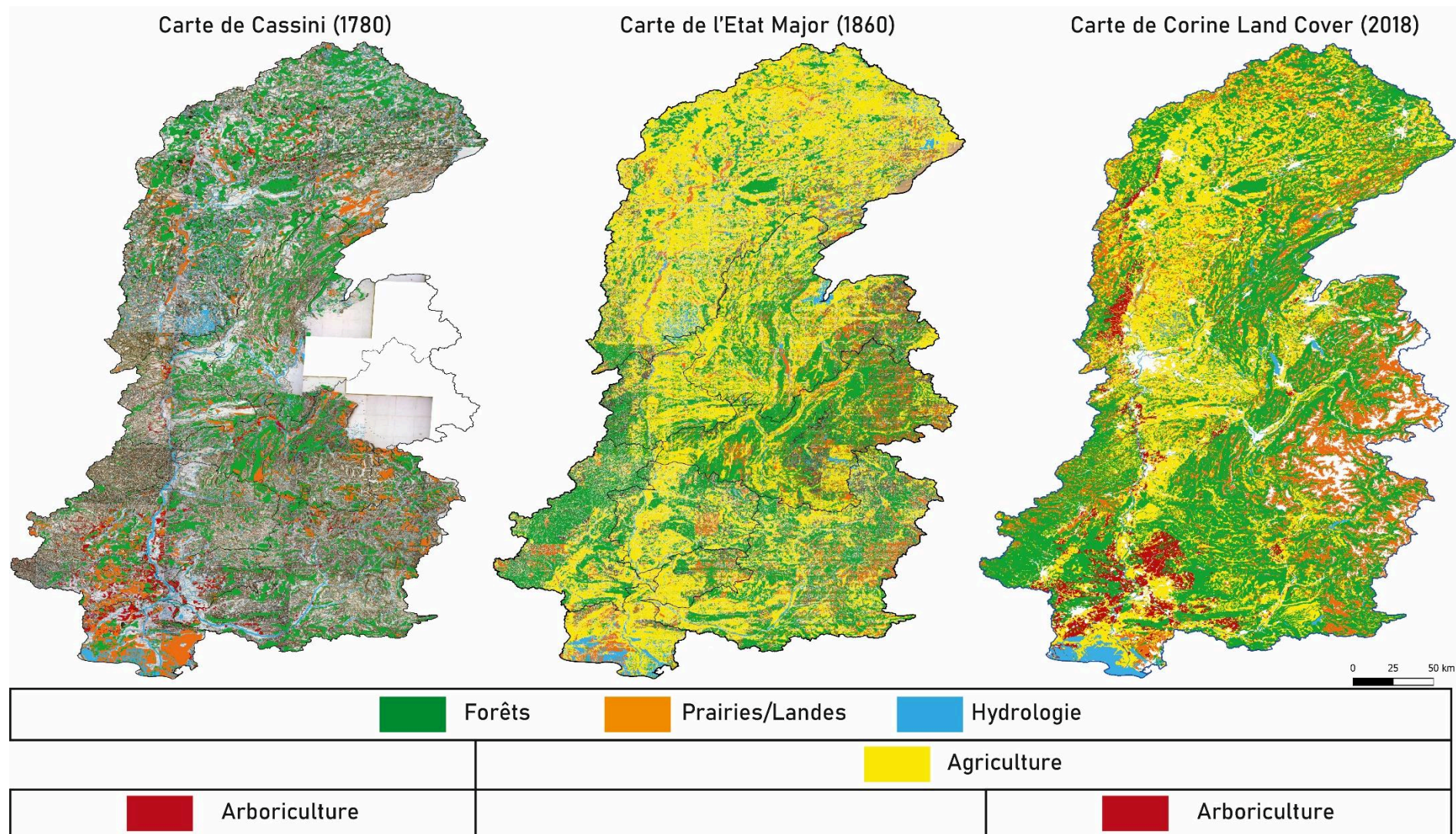


Figure V-16 Evolution de l'occupation des sols dans le bassin versant du Rhône entre la carte de Cassini (1780), de l'Etat-Major (1860) et de Corine Land Cover (2018). Les modes d'occupation des forêts, des prairies/landes et de l'hydrologie sont représentés sur les 3 cartes. Le mode d'occupation agriculture n'est représenté que sur la carte de l'Etat Major et CLC. Le mode d'occupation Arboriculture n'est représenté que sur la carte de Cassini et de CLC.

## E. Conclusion

En conclusion, cette étude permet de quantifier les répercussions des changements climatiques et des activités humaines sur les flux sédimentaires, au cours des 3 derniers siècles dans le bassin rhodanien grâce à l'analyse de cartes anciennes et actuelles. Les limitations de la résolution temporelle de l'approche stratigraphique ont motivé cette étude. Cela a permis de reconstruire les potentiels érosifs des paysages passés dus aux changements climatiques et anthropiques.

L'analyse des cartes de Cassini et de l'Etat-Major passe par une approche automatisée basée sur un algorithme de segmentation sémantique. Cette approche a nécessité la création d'une base d'apprentissage pour ensuite segmenter de façon automatique l'ensemble du bassin versant du Rhône. Cette méthode offre un gain de temps de 90% soit plus de 50 heures par carte par rapport à une segmentation manuelle. La segmentation sémantique apporte des résultats avec une précision de 90% (Martinez et al., 2023) et permet d'étudier l'évolution de la structure paysagère dans un contexte de fin de PAG.

La carte de Cassini enregistre des taux faibles d'occupation des sols, avec 12,3% de forêts, 7,7% de prairie et 1,8% d'arboriculture. Ces taux sont probablement sous-estimés d'environ 20%. Une comparaison avec des cartes locales permettrait de vérifier ou réfuter cette hypothèse. Les terres agricoles estimées à partir du cadastre napoléonien couvre 45% du bassin versant. Enfin, le réseau hydrologique, régulièrement en tresse lors de cette période, couvre 6,2% du bassin. Ces taux d'occupation des sols sont le reflet d'un climat instable provoquant régulièrement une métamorphose du réseau fluvial lors du PAG.

La carte de l'Etat Major est caractérisée par une expansion des forêts à 24,4%, des prairies à 19,8% et de l'arboriculture à 9,4%. Les terres agricoles enregistrent un recul de 5% et le réseau hydrologique de 1,3%. Cette dynamique indique une recolonisation des versants par la végétation naturelle tout en étant encore dans le contexte hydrosédimentaire instable de la fin du PAG.

Les cartes de Corine Land Cover sont utilisées pour compléter ces évolutions de l'occupation des sols. Les changements étant faibles entre les différentes éditions (1990 à 2018), nous présenterons dans la suite les données de la carte de 2018. La dynamique d'expansion des forêts et des prairies se poursuit avec respectivement 36,8 et 26,7% de surface dans le bassin versant du Rhône. Cependant, les maladies et la politique provoquent une diminution de la surface arboricole de 7,6%. Les terres agricoles continuent de se concentrer (24,9%) grâce à l'amélioration du rendement agricole. Enfin, le réseau hydrologique ne couvre plus que 1,2% du bassin versant notamment à cause de la chenalisation du Rhône et de ses affluents qui remplacent un style fluvial en tresse, courant lors du PAG.



L'estimation des surfaces couvertes par les différents modes d'occupation du sol permet d'estimer le potentiel d'érosion du bassin rhodanien à trois périodes différentes lors des trois derniers siècles. Ce modèle se base sur les travaux de (Panagos et al., 2015) et de (Borrelli et al., 2018) qui proposent des taux d'érosion en fonction de l'occupation des sols. A partir de ce modèle, le flux potentiel sédimentaire est de 7,6 Mt/an en 1780, de 6,9 Mt/an en 1860 et de 5,7 Mt/an en 2018. Ces trois derniers siècles enregistrent donc une diminution du flux sédimentaire de 35% environ.

Le modèle RUSLE utilisé pour cette étude se base sur des données climatiques actuelles. Une adaptation de la pluviométrie et de l'impact de l'activité agricole sur la perte en sol sont des pistes à envisager pour améliorer cette estimation et également estimer l'incertitude de ces flux.

En somme, cette recherche a permis de quantifier l'évolution des potentiels érosifs au cours des trois derniers siècles tout en mettant en évidence le rôle clé des facteurs climatiques et anthropiques dans la transformation des paysages et des environnements au fil des siècles. Elle souligne l'importance de combiner des approches stratigraphiques, spatiales et géospatiales pour une compréhension des dynamiques sédimentaires passées et actuelles.

## VI. La modélisation stratigraphique du delta du Rhône au cours de l'Holocène

<b>Les concepts de la simulation numérique .....</b>	<b>216</b>
Introduction .....	216
Les objectifs de la modélisation numérique .....	217
<b>La modélisation stratigraphique.....</b>	<b>217</b>
Le logiciel Dionisos.....	217
Les principes.....	218
Les lois de transports.....	220
<b>Stratégie de modélisation.....</b>	<b>221</b>
<b>Les données d'entrées de la modélisation .....</b>	<b>222</b>
Paléo bathymétrie .....	222
La variation du niveau marin.....	222
Classes granulométriques .....	224
Flux hydrosédimentaire.....	224
<b>L'influence des paramètres sur la simulation numérique.....</b>	<b>224</b>
Les coefficients de diffusion .....	224
Le débit hydrique.....	227
L'indice de chenalisation.....	228
Conclusion.....	228
<b>Le delta du Rhône au cours de l'Holocène.....</b>	<b>232</b>
Les paramètres de simulation .....	232
Comparaison qualitative de l'architecture du delta modélisé avec le modèle géologique .....	235
Répartition des dépôts et comparaison quantitative avec le modèle géologique.....	240
<b>Simulations prospectives de l'évolution du delta .....</b>	<b>242</b>
Les projections du GIEC .....	242
Approche millénaire .....	243
La hausse du niveau marin .....	243
La variation des flux hydrosédimentaires.....	245
Préservation de la plaine deltaïque .....	247
<b>Conclusion Chapitre .....</b>	<b>248</b>

## A. Les concepts de la simulation numérique

### 1. Introduction

La modélisation est un processus qui vise à définir un modèle d'un système complexe en se basant sur des données terrains (ici constitués de carottes sédimentaires, de transects sismiques, etc.).

En amont de la modélisation numérique, il est nécessaire de réaliser des modèles géologiques conceptuels qui permettent de contraindre les paramètres d'entrées des modélisations. Cependant, ces modèles conceptuels restent des modèles qualitatifs et non quantitatifs, or le calibrage des modélisations numériques nécessite de quantifier les paramètres qui varient au cours de la simulation, et qui contrôlent la sédimentation, comme la courbe eustatique ou les flux sédimentaires. Ces modèles géologiques se basent sur des données de terrains : carottes, diagraphies, sismiques, affleurements et sur les principes de stratigraphies séquentielles. Ces études se multiplient à partir des années 1980 (Haq et al., 1987; Cross & Lessenger, 1988; Posamentier & Vail, 1988; Guillocheau, 1991; Homewood et al., 1992).

La quantification des facteurs de contrôle sur la sédimentation peut être obtenue par interprétation des données et des observations terrains, de subsurface ou grâce à des modèles analogiques. Les modélisations analogiques sont des versions miniatures des bassins sédimentaires. Elles sont utiles pour comprendre les interactions des différents processus physiques comme l'influence des avulsions (Schumm et al., 1987) ou les mouvements gravitaire (Kneller, 1995). Cependant, ces modèles analogiques restent limités dans la quantification des facteurs de contrôle ainsi que dans la reproduction des architectures et structures sédimentaires.

Une modélisation peut être soit statique, soit dynamique. Dans notre étude, la modélisation est dynamique, i.e. elle permet de suivre le comportement du système au cours du temps. De plus, la modélisation permet de contraindre le remplissage du bassin sédimentaire grâce à des algorithmes simulant les processus et les conditions de dépôts sédimentaire dans le système (Syvitski & Morehead, 1999). Les premières modélisations dynamiques reproduisent la stratigraphie séquentielle identifiée grâce aux modèles conceptuels (Steckler et al., 1999), mais n'apportent pas d'information sur les caractéristiques des dépôts comme la granulométrie, la porosité, ... C'est à partir des travaux de Syvitski & Morehead, 1999 avec l'amélioration des modèles que ces informations sont obtenables.

Ces modélisations dynamiques peuvent également être déterministes, c'est-à-dire que tout fait à une cause physique, il n'y a donc pas de paramètres aléatoires. Par exemple, une augmentation de la pente va favoriser le transport sédimentaire, tout comme une augmentation du débit hydrique, ... La nature et l'architecture des dépôts sédimentaires suivent les lois déterministes utilisées en mécanique des fluides (Syvitski & Bahr, 2001).

Ces modélisations dynamiques déterministes peuvent également être diffusives. Elles se basent sur une équation de diffusion (sédimentaire) qui reproduit une moyenne de l'ensemble des processus contrôlant le transport sédimentaire (Granjeon, 1996).

## 2. Les objectifs de la modélisation numérique

Par la suite, quand nous utiliserons le terme modélisation, il sous-entendra que nous ferons référence à notre modélisation numérique, dynamique, déterministe et diffusive. Cette modélisation reproduit la stratigraphie du delta du Rhône, permet de caractériser des systèmes sédimentaires et d'avoir une approche prospective dans le bassin sédimentaire, sur des échelles de temps et d'espaces de plusieurs ordres de grandeurs (Forbes, 2005 ; Paola, 2000 ; Rabineau et al., 2005 ; Swenson et al., 2005 ; Muto et al., 2007).

La modélisation des systèmes sédimentaires permet de simuler les réponses d'un système sédimentaire aux variations climatiques et anthropiques complexes. Pour cela, la simulation quantifie l'impact des processus sédimentaires et prédit la lithologie et l'architecture stratigraphique du système étudié.

La modélisation a plusieurs objectifs. Premièrement, elle vise à valider le modèle conceptuel établi en amont grâce à l'analyse des données de terrain, un modèle initialement basé sur l'influence théorique et non quantitative des facteurs de contrôle. Secondement, elle permet de discuter quantitativement des facteurs de contrôle et de leur influence sur le développement des systèmes sédimentaires. Enfin, grâce au calibrage du modèle, des propositions de simulations prédictives sont faites.

L'objectif est de réussir à simuler la dynamique des lobes sédimentaires qui se développent diachroniquement au cours de l'Holocène. Afin de vérifier la justesse de la simulation numérique, des comparaisons peuvent être faites avec les transects stratigraphiques (*Chapitre III.B.4.b*) ; *Figure III-7*) pour étudier la sédimentation. De plus, la comparaison avec les paléocartes (*Chapitre III.B.6.a*) permet de visualiser la dynamique sédimentaire simulée.

## B. La modélisation stratigraphique

### 1. Le logiciel Dionisos

Pour cette étude, la modélisation stratigraphique a été réalisée grâce au logiciel Dionisos (Diffusion Oriented – Normal & Inverse – Simulation Of Sedimentation) développé par l'IFP Energies Nouvelles et commercialisé par BEICIP. Initialement, ce logiciel a été créé pour la description stratigraphique de bassins sédimentaires à l'échelle de l'exploration pétrolière. La modélisation du

bassin intègre une description quantifiée temporellement de l'architecture stratigraphique (Granjeon, 1996).

## 2. Les principes

Cette modélisation simule l'évolution temporelle et spatiale de la morphologie d'un bassin à la suite de son remplissage sédimentaire. Pour cela, le modèle permet de tester différentes hypothèses se basant sur le flux sédimentaire entrant et sortant du système, la capacité de transport sédimentaire, l'espace d'accommodation disponible et la déformation tectonique du bassin.

L'espace d'accommodation disponible pour la sédimentation est directement lié aux interactions entre la surface initiale décrite précédemment, la variation du niveau marin et la subsidence. Cet espace d'accommodation est également lié aux volumes de sédiments déjà déposés et à leur compaction.

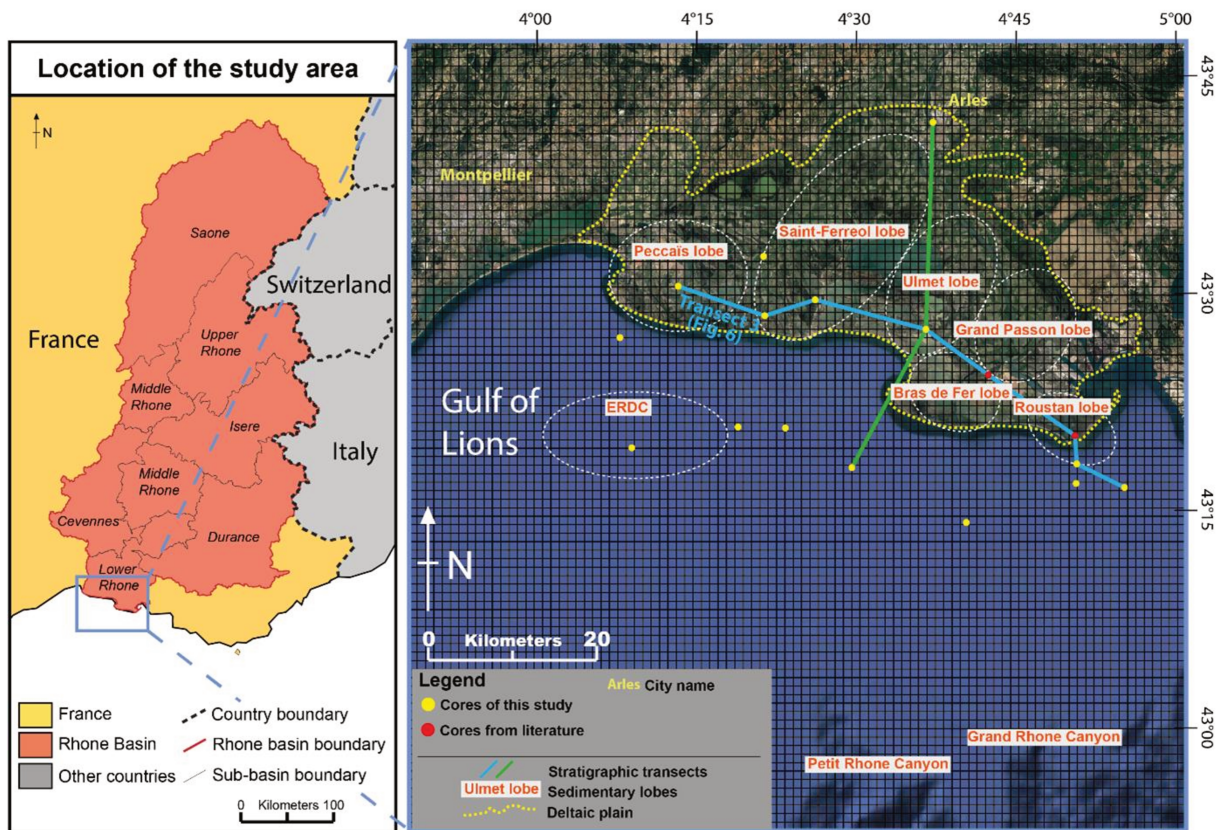
La compaction joue un rôle important dans la subsidence à court terme (Stefani & Vincenzi, 2005; Asselen, 2011). Dans le cas du système deltaïque du Rhône à l'Holocène, cette compaction est le principal moteur de la subsidence car la région est tectoniquement stable à cette période.

Le logiciel Dionisos permet de simuler en 2D ou en 3D, le remplissage d'un bassin sédimentaire tout en représentant les séquences de progradation/rétrogradation des systèmes deltaïques.

Cependant, l'utilisation du logiciel Dionisos possède certaines limites, car il est initialement adapté pour simuler l'évolution de systèmes sédimentaires à des échelles de temps longs (jusqu'à une dizaine de millions d'années) et à des échelles spatiales importantes (jusqu'au millier de kilomètres). Pour ces raisons, il est possible de représenter des tendances sur des périodes, comme une augmentation de crues ou de tempêtes. Mais il ne sera pas possible de représenter un bref événement extrême comme une crue millénaire mais à la place des tendances.

L'utilisation du logiciel s'est progressivement diversifiée pour répondre à des problématiques de recherche, comme la mise en évidence de cycles de 100 000 ans au Quaternaire dans le golfe du Lion (Rabineau, 2001; Rabineau et al., 2005), la quantification et l'illustration de la distorsion du signal sédimentaire (Robin et al., 2005), l'enregistrement des cycles climatiques et glacio-eustatiques au Quaternaire dans le golfe du Lion (Jouet, 2007), l'architecture stratigraphique du golfe de Corinthe au Quaternaire (Rohais, 2007) ou encore la dynamique sédimentaire en contexte de régression forcée dans le Golfe du Saint-Laurent (Dietrich, 2016).

Pour cette étude, la simulation numérique est faite sur le système deltaïque du Rhône, dans une zone géographique comprise entre la diffluence du Rhône jusqu'aux canyons sur le rebord du plateau interne du golfe du Lion (*Figure VI-1*). La modélisation couvre l'ensemble de l'Holocène et a pour but de reproduire les différentes phases de développement du delta (*Chapitre III*) identifiées à partir des carottes sédimentaires. Ici, le modèle géologique conceptuel fait office de « vérité terrain », et les résultats des simulations numériques doivent s'en approcher le plus possible pour pouvoir valider les différents paramètres sélectionnés. Cette validation passe par une comparaison quantifiée des volumes de dépôts estimés dans le modèle conceptuel et numérique. Une correspondance surfacique pour les phases de développement de la plaine deltaïque est également faite. Notre objectif, pour valider notre modélisation du delta du Rhône au cours de l'Holocène, est d'obtenir un taux de correspondance supérieur à 90% avec le modèle conceptuel. Cette cible une fois atteinte, nous proposons de réaliser une modélisation prédictive du delta du Rhône afin d'estimer l'impact des changements climatiques et anthropiques futurs.



*Figure VI-1 Etendue du système sédimentaire modélisé numériquement dans Dionisos avec la maille utilisée de 1 km<sup>2</sup>. Les principaux lobes sédimentaires, l'étendue de la plaine deltaïque et les transects stratigraphiques utilisés pour la comparaison sont également représentés.*

### 3. Les lois de transports

Avec le logiciel Dionisos, le transport sédimentaire est contrôlé par une équation basée sur des lois de diffusion regroupées dans une équation de diffusion empirique (Eq. 3) (Granjeon, 1996). Cette loi est également utilisée par d'autres logiciels de modélisations de systèmes sédimentaires (Culling, 1960; Kenyon & Turcotte, 1985 ; Postma & Van Den Berg Van Saparoea, 2007 ; Granjeon, 2014). Elle relie le flux hydrosédimentaire s'écoulant à la surface du sol à la pente (mouvement horizontal) (Granjeon, 1996) à de l'advection (mouvement vertical) (Granjeon & Joseph, 1999).

Cette loi de diffusion contrôle le dépôt ou l'érosion des sédiments dans chaque maille du modèle tout en conservant la masse, c'est-à-dire que la somme des dépôts en entrée dans le système sont égales à la somme des dépôts et des sorties au cours du temps.

L'équation de diffusion du logiciel Dionisos est composée de deux types de transport sédimentaire :

- L'écoulement gravitaire (Eq. 1),
- L'écoulement gravitaire couplé au flux hydrique (Eq. 2).

La non-linéarité de Eq. 2 qui se reporte sur Eq. 3 est due à la diffusion non-linéaire observée dans les systèmes naturels (Granjeon, 2014).

$$\text{Eq. 1:} \quad Q_{grav} = S \cdot K_{slope.grav}$$

$$\text{Eq. 2:} \quad Q_{slope.water} = S^{ns} \cdot Q^{nq} \cdot K_{water}$$

$$\text{Eq. 3:} \quad Q_s = S \cdot K_{slope.grav} + S^{ns} \cdot Q^{nq} \cdot K_{water}$$

$Q_{grav}$ :	Flux de sédiment par écoulement gravitaire (m <sup>2</sup> /s)
$S$ :	Pente locale
$K_{slope.grav}$ :	Coefficient de diffusion par écoulement gravitaire
$K_{water}$ :	Coefficient de diffusion par le flux hydrique
$Q_{slope.water}$ :	Flux de sédiment (m <sup>2</sup> /s)
$Q$ :	Débit hydrique (m <sup>2</sup> /s)
$ns \ nq$ :	Coefficient de non-linéarité compris entre 1 et 3
$Q_s$ :	Flux total de sédiments (m <sup>2</sup> /s)

*Pour conclure, la modélisation stratigraphique réalisée à l'aide du logiciel Dionisos va permettre de simuler, pour chaque maille, la lithologie et la topographie selon des pas de temps définis. Elle permettra aussi de restituer la géométrie moyenne 3D des unités sédimentaires et l'évolution des faciès au sein des unités sédimentaires. Les différents tests permettront de faire des hypothèses sur l'influence des facteurs de contrôle sur la sédimentation.*

## C. Stratégie de modélisation

Plusieurs étapes sont nécessaires avant d'arriver à la simulation numérique finale et à son interprétation. Une stratégie de modélisation est établie en amont pour diriger les étapes.

La première étape consiste à lister les données nécessaires, les collecter et les analyser. Ces données permettent de réaliser un modèle conceptuel (*Chapitre III*) qui se base sur des hypothèses. Ces hypothèses sont testées dans la simulation numérique. La quantification des paramètres « clé » qui constituent les paramètres d'entrée pour la simulation numérique est réalisée à partir du modèle géologique. Les proportions lithologiques et le flux sédimentaire sont estimés avec une précision variable en fonction des données disponibles ce qui génère une incertitude.

La seconde étape consiste à estimer les paramètres contrôlant l'espace disponible pour la sédimentation. Les variations eustatiques, l'évolution de la subsidence et les variations d'apports sédimentaires font partie de ce type de données. La topographie initiale, représente le socle de la modélisation sur lequel les sédiments vont se déposer au cours de la modélisation. Le niveau de base correspond au niveau marin et suit les principes de Schumm, (1993). L'espace disponible pour la sédimentation correspond alors à la distance entre un niveau de référence et le niveau marin. Cet espace peut être estimé à partir de la courbe eustatique et de l'épaisseur sédimentaire (Granjeon, 2014). La déformation du bassin influe sur la subsidence, qui contrôle également la variation de l'espace d'accommodation. Cette déformation peut être due à la tectonique locale ou régionale ou à la compaction. En fonction du contexte géologique, la position de la source et sa variation au cours du temps permettent d'estimer les apports hydrosédimentaires. Les paramètres utilisés dans les lois de transports déterminent l'efficacité du transport et la répartition des sédiments.

La troisième étape consiste à réaliser des premières simulations numériques pour tester le comportement du système. Il est recommandé de commencer une modélisation 2D afin de tester l'effet des coefficients de diffusion sur la répartition des sédiments. Une fois calibrée avec les bonnes géométries (épaisseur des dépôts et distance entre l'apex et le trait de côte), la modélisation peut être réalisée en 3D. L'influence des paramètres sur la répartition des sédiments est testée en faisant varier leurs valeurs. Dans le cadre de cette étude, une approche essai-erreur est faite. Ce sont des tests de sensibilité qui ont pour but de tester les ordres de grandeur des paramètres, d'analyser le comportement de la simulation afin d'affiner progressivement ces paramètres.

Enfin, la dernière étape consiste à faire la simulation numérique finale. Pour chaque période de temps (*Chapitre III*), les volumes de dépôts sont quantitativement comparés entre la modélisation numérique et conceptuelle (notre vérité terrain). Il en est de même pour la surface de la plaine deltaïque au cours de l'Holocène. Une correspondance de 90% entre le modèle conceptuel et le modèle numérique permet de valider ce dernier.



## D. Les données d'entrées de la modélisation

La modélisation nécessite des données d'entrées, tel que la paléo-bathymétrie, la courbe de variation du niveau marin, les classes granulométriques et le flux hydrosédimentaire.

### 1. Paléo-bathymétrie

La zone d'étude utilisée pour la modélisation numérique est un maillage carré de 92 km<sup>2</sup> englobant l'ensemble du système deltaïque du Rhône, divisé en cellules de 1 km de côté (*Figure VI-1*). Cette dimension permet de couvrir le delta depuis l'apex jusqu'aux canyons sous-marins situés à la limite du plateau continental.

La reconstruction de la carte topographique de 12 500 cal. BP se base sur les données d'études précédentes (Vella et al., 2005 ; Jouet, 2007 ; Arnaud-Fassetta & Suc, 2015). Elle complète ces topographies par l'analyse de données sédimentaires et sismiques :

- Dans le nord, pour la plaine deltaïque actuelle, la surface de 12 500 cal. BP a été faite en utilisant les carottes sédimentaires de cette étude et la base de données BSS du BRGM (<https://infoterre.brgm.fr/page/banque-sol-bss>), avec un total de 59 points de contrôle utilisés pour améliorer la surface créée dans des études précédentes (Vella et al., 2005; Arnaud-Fassetta & Suc, 2015). La partie nord-est et la partie nord-ouest de la zone d'étude se trouvent en dehors de la plaine deltaïque et n'ont donc pas été incluses.
- Pour les parties centrale et méridionale de la zone d'étude, la topographie proposée par Jouet (2007) est utilisée. Cela correspond à une reconstruction de la surface il y a 20 000 ans cal. BP, correspondant à la surface d'érosion du dernier maximum glaciaire (LGM). Cette carte est contrainte par les interprétations des profils sismiques du golfe du Lion (Jouet, 2007 ; Fanget et al., 2014). Pour estimer la différence de topographie entre la surface de 20 000 cal. BP (Jouet, 2007) et notre surface de 12 500 cal. BP, des cartes d'isopaches des différentes unités identifiées dans le prodelta sont utilisées (Labaune et al., 2005).
- Pour l'Est et l'Ouest du système, deux bandes de 6 km de large dans le prodelta ne sont pas encore estimées. Pour combler cela, la différence entre la topographie actuelle et celle de 12 500 cal. BP qui est calculée dans les parties centrales adjacentes à ces bandes est reproduite sur les 6 km à l'Est et l'Ouest.

### 2. La variation du niveau marin

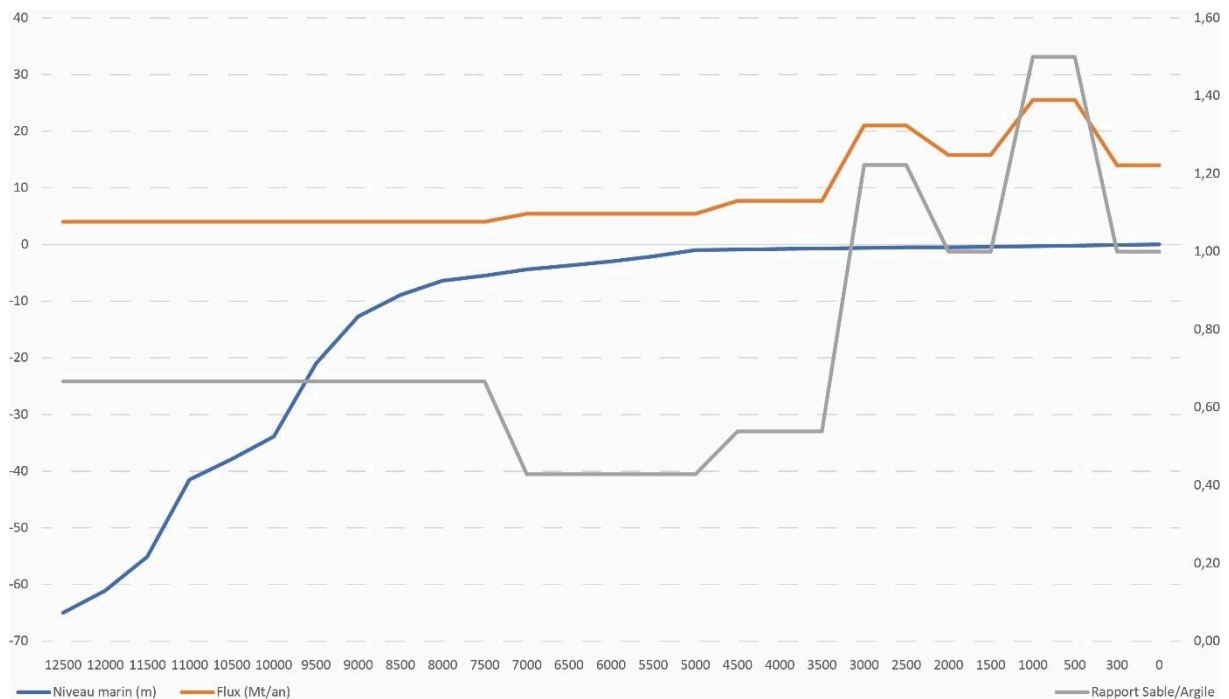
L'espace d'accommodation disponible initialement correspond à la différence entre la surface topographique de 12 500 cal. BP et le niveau marin à 12 500 cal. BP.

La variation du niveau marin est estimée à partir des travaux antérieurs estimant les variations du niveau marin relatif (*Figure VI-2*) (Fairbanks, 1989 ; Bard et al., 1996 ; Hanebuth et al., 2000 ; Camoin et al., 2004 ; Jouet et al., 2006 ; Yokoyama et al., 2007).

La période 12 600 à 11 500 cal. BP, correspondant au refroidissement climatique du Dryas récent (Mangerud et al., 1974), enregistre un ralentissement de la remontée du niveau (Bard et al., 1996; Fairbanks, 1989). Ce ralentissement de la remontée du niveau marin, à 60/50 m sous le niveau marin actuel, couplé aux apports sédimentaires, permet le développement de l'ERDC (*Chapitre III*) sur la plateforme interne du golfe du Lion (Berné et al., 2007 ; Jouet, 2007).

Une transgression rapide est enregistrée à partir de 11 300 cal. BP. Elle correspond au début d'un réchauffement rapide lors du Préboréal générant une *Melt Water Pulse* (Mwp-1B) : une période de production importante d'icebergs dans l'Atlantique, associée à la fusion et au démantèlement des grands inlandsis polaire et antarctique (Fairbanks, 1989). La transgression provoque un abandon de l'ERDC à partir de 10 000 cal. BP.

Cette transgression provoque un recul du trait jusqu'au Nord de l'actuel étag de Vaccarès autour de 7000 cal. BP alors à 5 m sous le niveau marin actuel. Par la suite, le niveau marin suit une lente hausse (< 1 m/1000ans) que les apports sédimentaires peuvent largement compenser en permettant à la plaine deltaïque de prograder.



*Figure VI-2 Evolution du niveau marin (Jouet, 2007) associée à l'évolution du flux sédimentaire Holocène (Martinez et al., in press) et l'estimation du rapport sable/argile au cours de l'Holocène.*

### 3. Classes granulométriques

Les classes granulométriques sont intégrées dans la simulation numérique à partir de l'étude des carottes sédimentaires décrites au cours de cette thèse. La concentration moyenne d'argiles et de sables est estimée à partir des descriptions sédimentologiques et des corrélations stratigraphiques (*Chapitre III*). Comme le rapport est estimé à partir des observations sédimentaires et non pas grâce à une étude granulométrique laser précise, le choix fait est de se limiter à deux granulométries ; les argiles et les sables. Ce rapport est ensuite associé au flux sédimentaire estimé pour la même période (*Figure VI-2*).

### 4. Flux hydrosédimentaire

La méthode de calcul du flux sédimentaire est présentée dans le *Chapitre III*. Ce flux sédimentaire définit le volume de sédiment transporté dans le système sédimentaire lors de la modélisation. Il est associé aux concentrations d'argiles et de sables (*Figure VI-2*).

## E. L'influence des paramètres sur la simulation numérique

La stratégie de modélisation adoptée se base sur une phase de paramétrisation du modèle où les différents paramètres sont testés indépendamment. Le but est d'identifier l'impact des paramètres sur le transport et le dépôt des sédiments dans le delta du Rhône. Dans le cadre de cette étude, huit paramètres ont subi cette phase de tests ; le débit hydrique, l'importance de la chenalisation, les coefficients de non-linéarités de l'Eq. 2 & Eq. 3 de la loi de diffusion, et les coefficients de transports des sables et des argiles en environnement continental ou marin. Les autres (paléo-bathymétrie, niveau marin, classe granulométrique, flux sédimentaire) sont mieux contraint donc ne sont pas modifiés dans les différents tests.

### 1. Les coefficients de diffusion

Les coefficients de diffusion sont propres à chaque lithologie (sable & argile) et à chaque environnement (marin & continental).

Des tests sont faits en faisant varier la valeur de chaque coefficient indépendamment des autres. Cette approche a permis de définir des valeurs des coefficients de diffusion pour l'ensemble de l'Holocène (*Tableau VI-1*) et d'identifier l'effet des coefficients sur la répartition des sédiments dans le système deltaïque.

La *Figure VI-3* présente les résultats de plusieurs simulations où l'on fait varier la valeur du coefficient de transport. Ce coefficient peut être modifié pour le domaine continental (*Figure VI-3.A.1*)

ou marin (*Figure VI-3.B.1*) avec les valeurs de la *Tableau VI-1*. Il est ensuite multiplié et divisé par 0.25, 0.5 et 0.75 pour permettre de visualiser l'influence du coefficient sur la répartition des dépôts.

<b>Coefficient de diffusion par l'eau</b>	<b>Sable</b>	<b>Argile</b>
<b>Continental (km<sup>2</sup>/ka)</b>	<b>1 000</b>	<b>10 000</b>
<b>Marin (km<sup>2</sup>/ka)</b>	<b>10</b>	<b>120</b>

*Tableau VI-1 Valeur des coefficients de diffusion utilisés pour la simulation numérique du delta du Rhône après 7 000 cal. BP*

Pour le domaine continental (*Figure VI-3.A*), avec le coefficient de transport initial (*Figure VI-5.A.1*), les dépôts d'argiles et de sables sont localisés dans l'actuelle embouchure du Rhône et présentent une décroissance vers l'amont. Si le coefficient est multiplié par 0.25 (*Figure VI-5.A.2*), les dépôts au niveau de l'embouchure sont plus importants. Cependant, cette tendance de concentration des dépôts n'est pas reproduite avec une multiplication du facteur par 0.5, ni par 0.75 (*Figure VI-5.A. 3,4*). Lorsque le coefficient est divisé par 0.25 et 0.5, les dépôts sont dispersés sur l'ensemble du système (*Figure VI-5.A. 5,6*). Lorsque le coefficient est divisé par 0.75, les dépôts sont concentrés dans la plaine deltaïque (*Figure VI-5. A. 7*). Ce coefficient présente donc une influence assez imprévisible sur la répartition des sédiments dans ce cas d'étude. Pour cette raison, le coefficient de transport continental sera fixé à 1 000 km<sup>2</sup>/ka pour les sables et 10 000 km<sup>2</sup>/ka pour les argiles sur l'ensemble des périodes définies, sauf pour la première période de 12 500 – 7 000 ans cal. BP où le coefficient des sables est augmenté à 3 000 km<sup>2</sup>/ka pour permettre leur transport jusqu'à la zone de l'ERDC et qu'ils ne se déposent pas en amont.

Pour le domaine marin (*Figure VI-3.B*) avec le coefficient de transport initial (*Figure VI-3. B. 1*), les dépôts d'argiles et de sables sont localisés dans l'actuelle embouchure du Rhône et présentent une décroissance vers l'amont. L'augmentation du coefficient provoque une dispersion des sédiments dans le prodelta ce qui induit une diminution progressive des dépôts à l'embouchure (*Figure VI-3. B. 2,3,4*). La diminution du coefficient de transport « bloque » les sédiments à l'amont du rivage, leur accumulation se fait alors préférentiellement dans la plaine deltaïque. Ce coefficient de transport en domaine marin a donc un caractère moins chaotique que celui du domaine continental. Cependant, pour rester cohérent avec les choix faits pour le coefficient continental, celui-ci aussi sera identique sur chaque période de l'Holocène, avec 10 km<sup>2</sup>/ka pour les sables et 120 km<sup>2</sup>/ka pour les argiles. Seule la première période a des valeurs différentes avec 2 km<sup>2</sup>/ka pour les sables et de 20 km<sup>2</sup>/ka pour les argiles, cela afin de permettre l'accumulation dans la zone de l'ERDC. Ces valeurs sont sélectionnées pour permettre aux sédiments de se déposer dans les zones correspondantes aux modèles conceptuels (*Chapitre III*).

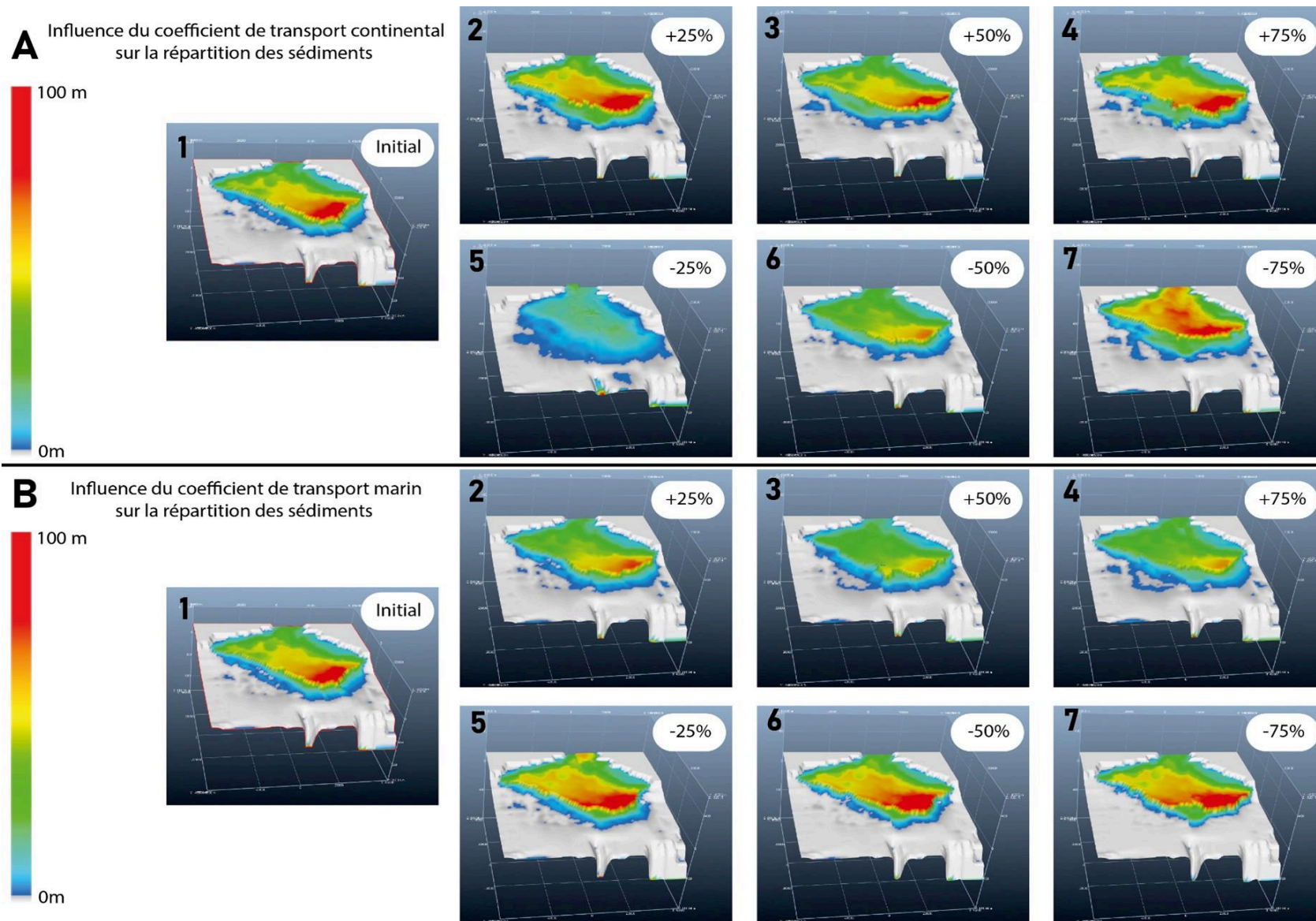


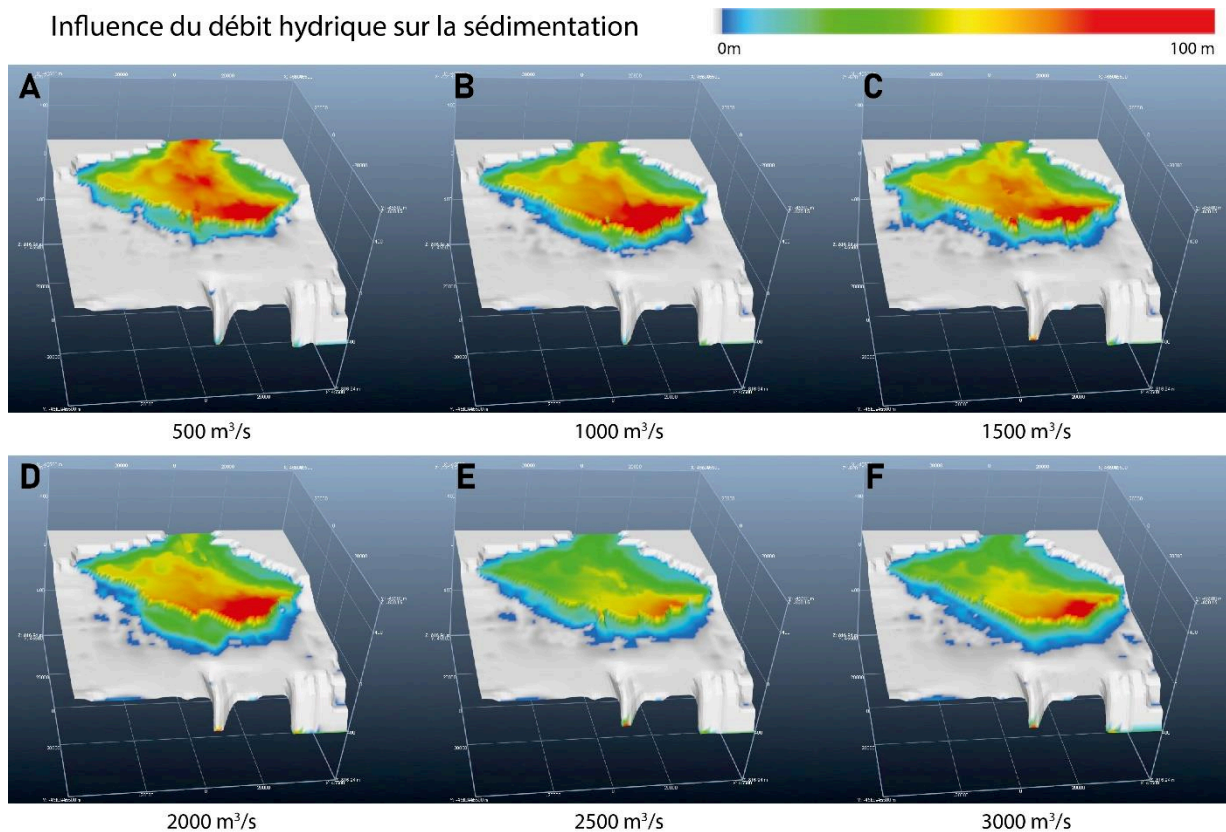
Figure VI-3 Influence des coefficients de diffusion continentaux (A) et marins (B) sur la répartition des sédiments dans le système sédimentaire. Le coefficient initial (1) peut être augmenté (2,3,4) ou diminué (5,6,7). Les zones dans les tons jaunes et rouges indiquent d'importants dépôts sédimentaires, les tons verts et bleus correspondent à des taux de sédimentations plus faibles et les zones blanches sont les secteurs sans dépôts.

## 2. Le débit hydrique

Le débit hydrique est le seul paramètre qui se base sur les données acquises par les stations de mesure distribuées le long du Rhône (notamment à Beaucaire) lors des dernières dizaines d'années.

Cependant, les valeurs attribuées au débit hydrique ( $m^3/s$ ) ont une grande importance sur la répartition des sédiments (*Figure VI-4*). Le débit ( $Q$ , Eq. 2 & Eq. 3) influence la capacité de transport : plus le débit est important, plus l'incision du chenal sera importante et plus les sédiments seront transportés à l'aval dans le système. Ce phénomène est représenté sur la *Figure VI-3*, les zones rouges correspondent aux zones de dépôt. Les dépôts observés en amont de la plaine deltaïque (*Figure VI-4. A,B,C*) ne sont plus présents sur les simulations avec un débit plus important (*Figure VI-4. D,E,F*).

Les résultats indiquent que lorsque les débits sont inférieurs à  $1\,500\,m^3/s$ , les sédiments, qui



*Figure VI-4 Influence du débit sur la répartition des dépôts dans le système deltaïque. Le débit est compris entre 500 et 3000  $m^3/s$ . Les zones dans les tons jaunes et rouges indiquent d'importants dépôts sédimentaires, les tons verts et bleus correspondent à des taux de sédimentations plus faibles et les zones blanches sont les secteurs sans dépôts.*

sont un mélange d'argiles et de sables, se déposent en grande quantité à l'amont de l'embouchure du système (*Figure VI-4 A,B,C*). Or, au cours de l'Holocène, les maximums de sédimentation sont observés au niveau de l'embouchure actuelle et de faible taux sont présent à l'apex du delta. Les débits autour de 2 000 m<sup>3</sup>/s (*Figure VI-4. D*) semblent donc avoir une meilleure correspondance avec ce qui est observé sur le modèle géologique. Cette valeur est proche du débit moyen actuel de 1700 m<sup>3</sup>/s.

### 3. L'indice de chenalisation

Le facteur de chenalisation contrôle le mode de répartition de l'eau d'une cellule vers ses voisins. Si le facteur est égal à 0, alors l'eau est distribuée vers tous les voisins en fonction de la pente. Si le facteur est égal à 1, alors l'eau se dirige vers un seul voisin situé en contre-bas de la cellule, la probabilité d'aller sur une autre cellule est proportionnelle à la pente. Si le facteur est entre 0 et 1, le déplacement se fait par un mélange des deux modèles précédents.

Les simulations (*Figure VI-5*) indiquent que lorsque l'indice de chenalisation est proche de 0 (*Figure VI-5.A*), les sédiments progradent sur la mer en formant un arc de cercle. Cette structure très lisse se déforme au fur et à mesure que l'indice de chenalisation augmente (*Figure VI-5. B,C,D,E,F,G*). Il est important de noter que les indices élevés provoquent un dépôt de plus en plus précoce des sédiments jusqu'à l'extrême de la *Figure VI-5.G* avec un exhaussement des dépôts de plusieurs dizaines de mètres localisés sur quelques km<sup>2</sup> qui est physiquement faux.

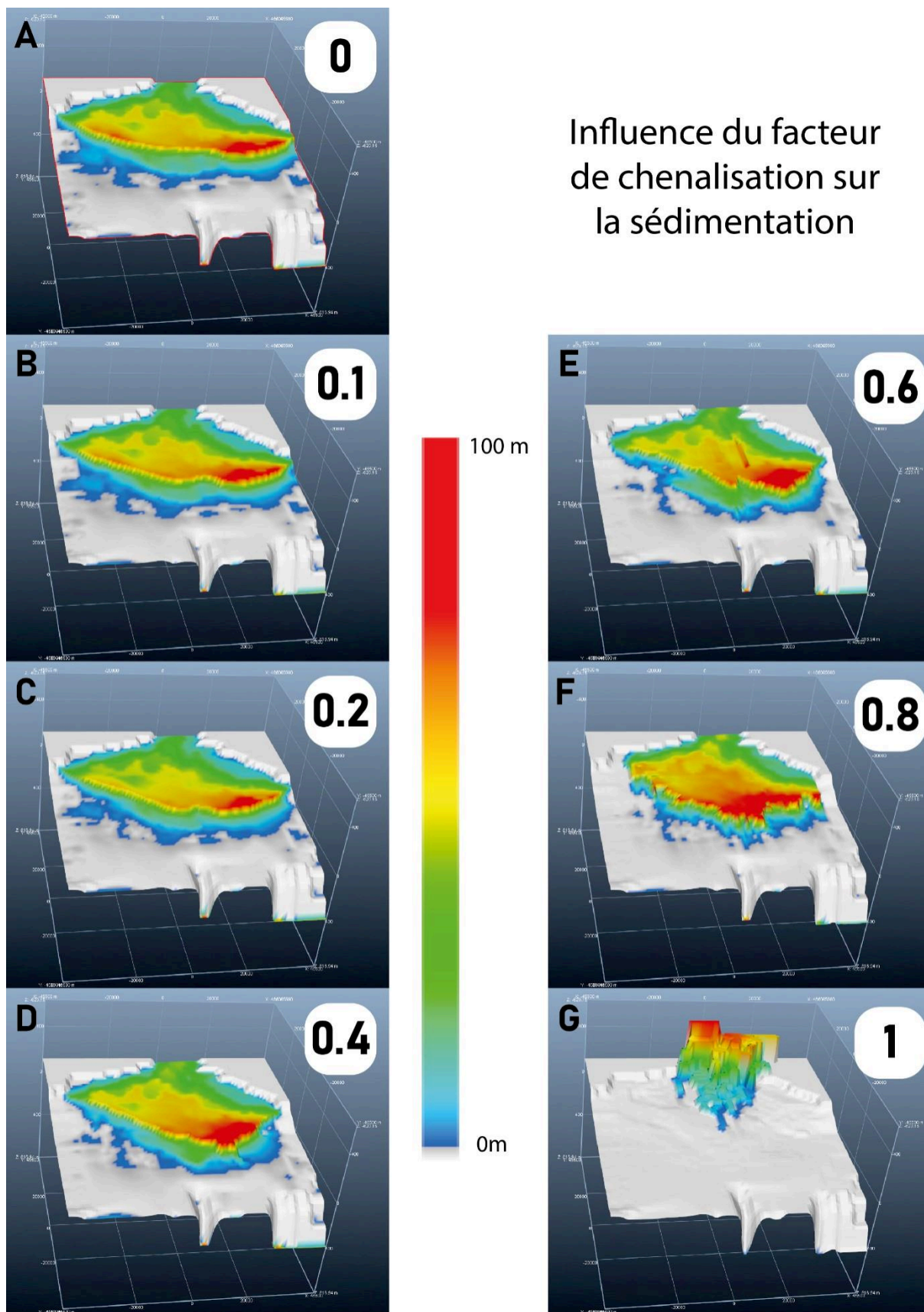
Lorsque l'indice de chenalisation est compris entre 0,1 et 0,6 (*Figure VI-5. B,C,D,E*), les zones de dépôts rappellent celles du modèle conceptuel. Les dépôts sont répartis dans trois zones principales. Dans la plaine deltaïque se déposent des sédiments de débordement lié aux crues du Rhône. Les maximums de dépôts se retrouvent à l'embouchure et sur le front de delta. (*Figure VI-5. B,C,D,E*).

### 4. Les coefficients de non-linéarités

Les coefficients de non-linéarités sont présents dans l'Eq. 2, qui pour rappel est la suivante :

$$\text{Eq. 2:} \quad Q_{slope.water} = S^{ns} \cdot Q^{nq} \cdot K_{water}$$

$S$ :	Pente locale
$K$ :	Coefficient de diffusion
$Q_{slope.water}$ :	Flux de sédiment (m <sup>3</sup> /s)
$Q$ :	Débit hydrique (m <sup>3</sup> /s)
$^{ns} \ ^{nq}$ :	Coefficient de non-linéarité compris entre 1 et 3



## Influence du facteur de chenalisation sur la sédimentation

Figure VI-5 Influence du paramètre de chenalisation sur la répartition des sédiments. Le facteur de chenalisation peut varier entre 0, non chenalisé et 1, chenalisé. Les zones dans les tons jaunes et rouges indiquent d'importants dépôts sédimentaires, les tons verts et bleus correspondent à des taux de sédimentations plus faibles et les zones blanches sont les secteurs sans dépôts.



La *Figure VI-6.A* représente l'influence de la pente sur la répartition des sédiments. Cet exposant peut varier entre 1 et 3, plus la valeur est élevée, plus la dispersion est importante. La *Figure VI-6.B* représente l'influence du flux d'eau sur la répartition des sédiments. Cet exposant peut également varier entre 1 et 3, plus la valeur est importante, plus une concentration spatiale des taux de sédimentation a lieu.

Concernant ce coefficient du flux d'eau, les travaux de [Granjeon, \(2014\)](#) montrent des comportements chaotiques au sein d'un système sédimentaire lorsque ce coefficient augmente. Une convergence des écoulements se produit dans les zones de bas-relief créant une érosion locale. A l'inverse, des taux de sédimentation importants sont observés dans les bifurcations du système fluvial. Pour le coefficient de la pente, il semble provoquer une dispersion homogène des sédiments dans le système (*Figure VI-6. A*). Les travaux de [Granjeon, \(2014\)](#) montrent que ce facteur semble favoriser l'érosion subaérienne. Ce phénomène pourrait expliquer la diminution des taux de sédimentation avec l'augmentation du coefficient sur la *Figure VI-6*.

Ces coefficients sont présents pour reproduire le fonctionnement observé dans les systèmes sédimentaires naturels. Dans le cadre de notre étude, les coefficients utilisés ont une valeur de 1.5 sauf pour la période 12500 – 7000 où ils ont une valeur de 2 pour le flux d'eau et de 3 pour la pente, ces valeurs permettent aux sédiments de se déposer préférentiellement dans la zone de l'ERDC situé en aval de l'actuelle plaine deltaïque.

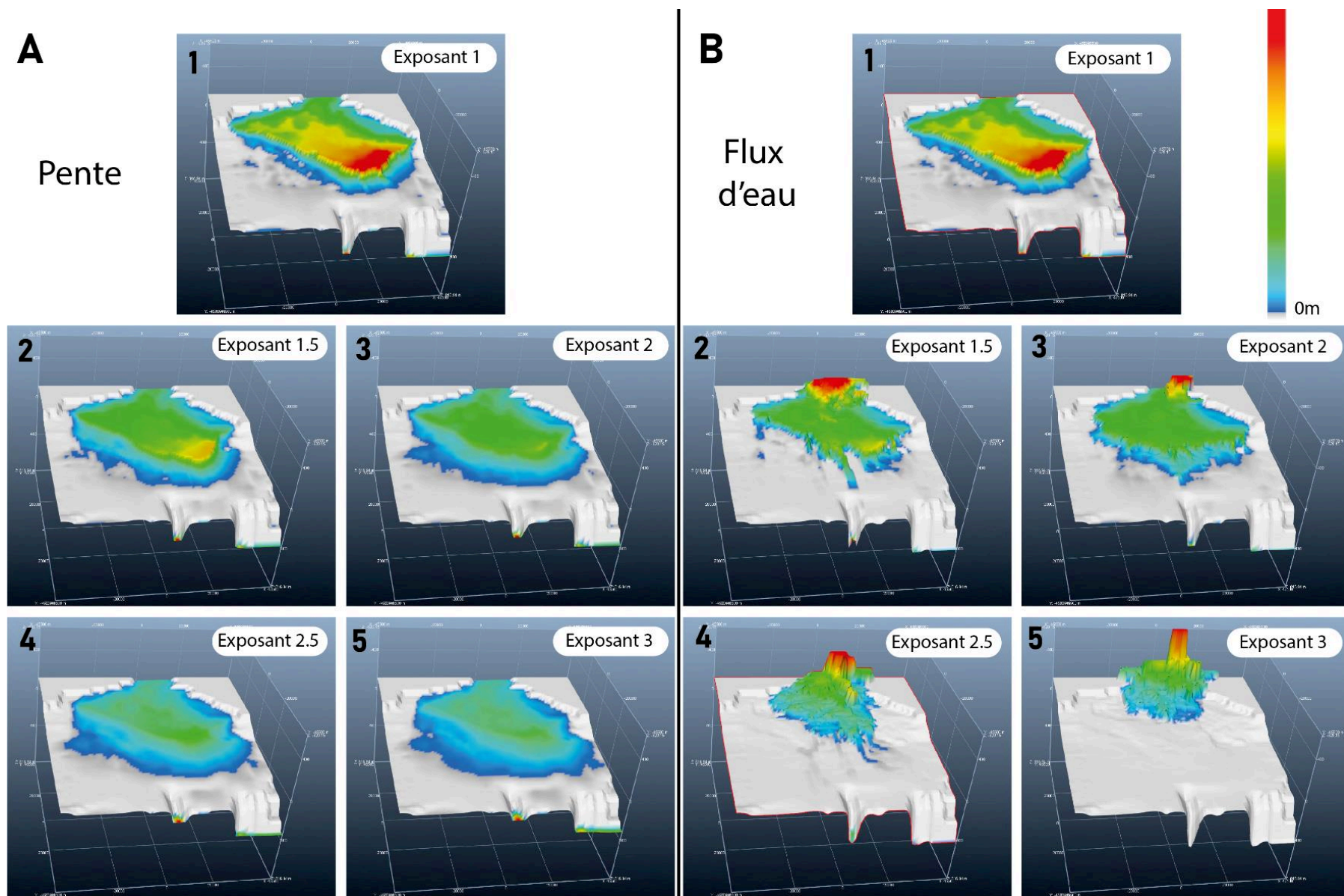


Figure VI-6 Influence des coefficients de la pente (A) et du flux d'eau (B) sur la répartition des sédiments dans le système deltaïque. Les exposants varient entre 1 et 3, plus la valeur est importante, plus l'influence du coefficient l'est également. Les zones dans les tons jaunes et rouges indiquent d'important dépôts sédimentaires, les tons verts et bleus correspondent à des taux de sédimentations plus faibles et les zones blanches sont les secteurs sans dépôts.

## F. Le delta du Rhône au cours de l'Holocène

La série de tests a permis de discriminer les valeurs des paramètres utilisés pour modéliser le développement du Rhône au cours de l'Holocène. Pour rappel, l'objectif est de réussir à simuler la dynamique des lobes sédimentaires qui se développent diachroniquement au cours de l'Holocène entre 7000 cal. BP et aujourd'hui. Afin de vérifier la justesse de la simulation numérique, des comparaisons ont été faites avec les transects stratigraphiques (*Figure VI-1*) pour étudier la sédimentation. De plus, la comparaison avec les paléocartes présentées dans le *Chapitre III* permet de visualiser la dynamique sédimentaire simulée par le logiciel Dionisos à partir des paramètres intégrés.

### 1. Les paramètres de simulation

Pour reproduire la complexité du delta dont les chenaux avulsent plusieurs fois au cours de l'Holocène, la modélisation stratigraphique se compose de plusieurs simulations numériques.

La simulation générale regroupe 5 phases de simulation consécutives avec un pas de temps de 500 ans. Chaque simulation est réalisée indépendamment et se base sur la topographie obtenue à la fin de la simulation précédente. La synthèse des caractéristiques attribuées pour chaque simulation est faite dans la *Tableau VI-2*.

<b>Paramètres</b>	<b>12 500 – 7 000</b>	<b>7 000 – 4 500</b>	<b>4 500 – 2 000</b>	<b>2 000 – 1 000</b>	<b>1 000 – 0</b>
<i>nq</i>	2	1.5			
<i>ns</i>	3	1.5			
<b>Chenalisation</b>	0.5	0.3	0.5		0.7
<b>Coef. Sable Continental</b>	3 000	1 000			
<b>Coef. Sable Marin</b>	2	10			
<b>Coef. Argile Continental</b>	10 000				
<b>Coef. Argile Marin</b>	20	120			

*Tableau VI-2 Ensemble des paramètres influençant la répartition des sédiments dans le système deltaïque du Rhône*

Les paramètres, coefficient de transport et de non-linéarité, choisis pour la simulation qui couvre la période 12 500 – 7 000 cal. BP, ont des valeurs avec un écart important des autres simulations (*Tableau VI-2*). Cette différence permet aux sédiments de se déposer principalement dans la zone de l'ERDC (*Figure VI-1*). Le coefficient de diffusion des sables est de 3 000 km<sup>2</sup>/ka pour permettre à cette classe granulométrique de traverser la plaine deltaïque en amont et de se déposer en aval pour former l'ERDC pendant la phase de ralentissement de la remontée du niveau marin enregistrée à cette période (*Fairbanks, 1989; Bard et al., 1996*). Les coefficients de diffusion des sables et des argiles en domaine marin sont différents des autres simulations pour encore une fois favoriser l'accumulation de sédimentation dans cette zone. Les coefficients de non-linéarité sont de 2 pour celui du flux d'eau et de 3 pour celui de la pente. Le coefficient de 2 du flux d'eau permet aux apports de converger dans les dépressions, ceci dans le but de permettre un écoulement vers l'Ouest. Pour contrebalancer le dépôt précoce des sédiments qui pourrait être lié à ce coefficient important, celui de la pente est placé à 3 pour favoriser la diffusion des sédiments le long du chenal fluvial.

Les paramètres utilisés pour les simulations réalisées à partir de 7 000 cal. BP ont des valeurs similaires pour chaque période. Cette similarité des paramètres permet de garder une cohérence dans la dynamique sédimentaire modélisée. Les coefficients de diffusion en milieu continental et marin ainsi que les coefficients de non-linéarité sont identiques (*Tableau VI-2*). L'objectif est de faire transiter les sédiments à travers la plaine deltaïque résultant de la simulation 12 500-7000 Cal. BP afin qu'ils s'accumulent en aval pour reproduire la première phase de progradation du delta. Un ajustement des coefficients de transport est fait à 1 000 et 10 000 km<sup>2</sup>/an en domaine continental, et à 10 et 120 km<sup>2</sup>/an en domaine marin et les facteurs de non-linéarité sont à 1.5 pour la pente et le flux d'eau. Cette modification a pour but de reproduire le fonctionnement du delta, c'est-à-dire un transport des sédiments dans la plaine deltaïque jusqu'à l'embouchure, où les sables se déposent préférentiellement sur le front de delta, ce qui permet sa progradation, et où les argiles sont transportées vers le prodelta. Cependant, les débordements fluviaux dans la plaine deltaïque sont également représentés dans la modélisation par des dépôts sédimentaires sur l'ensemble de la plaine, ce qui permet son aggradation.

Le facteur de chenalisation est le seul paramètre à varier dans les simulations faites à partir de 7 000 cal. BP. L'objectif est de canaliser des chenaux distributaires afin de permettre la progradation des différents lobes de Saint-Ferréol et d'Ulmet dans la partie centrale, de Peccaïs à l'Ouest et du Bras de Fer et de Roustan à l'Est.

La simulation 7 000 – 4 500 cal. BP cherche à reproduire la progradation des lobes de Saint-Ferréol et d'Ulmet (*Figure VI-1, Chapitre III*). Les lobes de St Ferréol et d'Ulmet se développent dans la partie centrale sans se différencier. Cette progradation diffuse est reproduite en partie par un indice de chenalisation de 0.3, ce qui en fait le plus faible de la modélisation (*Tableau VI-2*).

Pour les simulations suivantes, **4 500 – 3 000** cal. BP et **3 000 – 2 000** cal. BP, le facteur de chenalisation choisi est de 0,5. Ce facteur de chenalisation plus important implique que les flux hydrosédimentaires sont plus chenalisés, ce qui a pour conséquence de reproduire la différenciation des lobes sédimentaires de Saint-Ferréol à l'Ouest et d'Ulmet à l'Est et le développement du lobe de Peccaïs dans la pointe sud-ouest du delta (*Figure VI-1*).

Pour la dernière simulation, **1 000 – 0** cal. BP, le facteur de chenalisation est le plus important de la modélisation, il est porté à 0,7. L'objectif est de reproduire l'importante chenalisation d'origine anthropique que subit le Rhône. Cette valeur permet de concentrer les dépôts au niveau du lobe du Bras de Fer qui se développe lors du PAG (*Vella et al., 2005*) et du lobe de Roustan, qui est l'actuelle embouchure du Rhône.

Les paramètres présentés dans la *Tableau VI-2* ne sont pas les seuls paramètres utilisés lors des simulations à influencer fortement la répartition des sédiments. Comme évoqué dans la section VI.D.4, il faut y ajouter le flux sédimentaire et le débit hydrique.

Caractéristiques	Source 1	Source 2	Source 3	Source 4	Source 5	Source 6	Source 7
Position (m)	49 000	56 000	48 000	57 000	46 000	46 000	60 000
Largeur (m)	4 000	4 000	4 000	3 000	3 000	2 000	4 000
Périodes	12 500 – 7 000	7 000 – 2 000	4 300 – 2 000	2 000 – 1 000	2 000 – 1 000	1 000 – 300	1 000 – 0

*Tableau VI-3 Caractéristiques des différentes sources hydrosédimentaires utilisées dans Dionisos*

Le flux sédimentaire contrôle le volume de sédiment entrant dans le système deltaïque à chaque période. Dans la modélisation, ce flux correspond à une source par laquelle les sédiments sont intégrés. Le flux hydrique est un débit d'eau permettant à ces sédiments d'être diffusés dans le système deltaïque. Actuellement, le flux hydrosédimentaire arrive dans le delta par un chenal unique (6.1 Mt/an & 1700 m<sup>3</sup>/s) jusqu'à l'apex du delta, puis une diffluence se fait en aval avec deux chenaux distributaires débouchant dans la Méditerranée. Cette configuration n'a pas toujours été valable au cours de l'Holocène. Le Rhône a connu plusieurs épisodes d'avulsions au cours de l'Holocène (*Arnaud-Fassetta & Suc, 2015*). Ces phénomènes d'avulsions sont introduits dans le modèle par des légers décalages dans la position géographique de la source du flux hydrosédimentaire à l'entrée du système. Ces changements n'ont pas pour but de représenter à l'identique les avulsions identifiées, mais ils sont effectués pour favoriser l'écoulements hydrosédimentaire en respectant le calendrier et la spatialisation de la progradation des différents lobes deltaïques.

La position des sources hydrosédimentaires varie artificiellement pour chaque période simulée d'Ouest (faible valeur) en Est (forte valeur) au cours du temps (*Tableau VI-3*). La résolution du modèle force la surestimation de la largeur du chenal pour qu'il puisse dépasser la taille d'une maille (1x1 km).

- La source 1 a une position fixe de 12 500 à 7 000 cal. BP. Elle fournit les sédiments qui vont former l'ERDC, avant la transgression marine se terminant par la MFS à 7000 cal. BP.
- La source 2 alimente le développement des lobes de Saint-Ferréol et d'Ulmet entre 7 000 et 2 000 cal. BP.
- La source 3 devient active à partir de 4300 cal. BP et complète la source 2 pour permettre le fort développement du lobe de Saint-Ferréol, et pour initier le développement du lobe de Peccaïs.
- La source 4 (2000 – 1000 cal. BP) est mise en place pour alimenter les lobes de Saint-Ferréol et d'Ulmet jusqu'à la fin de leurs progradations.
- La source 5 (2 000 – 1000 cal. BP) et 6 (1000 – 300 cal. BP) sont mises en place pour continuer et finir d'alimenter le lobe de Peccaïs jusqu'à son abandon.
- La source 7 (1000 – 0 cal. BP) permet au lobe du Bras de Fer et de Roustant de se développer à l'Est du système.

## 2. Comparaison qualitative de l'architecture du delta modélisé avec le modèle géologique

La validité du modèle numérique stratigraphique est testée en comparant les résultats de simulation avec le modèle géologique. Les transects de corrélations stratigraphiques (TS) et les paléocartes (PC) du *Chapitre III* sont donc comparés au modèle numérique (*Figure VI-7, Figure VI-8*).

Pour les transects (*Figure VI-7, Figure VI-8*), la comparaison se base sur la phase de rétrogradation, puis sur les phases de progradation qui sont identifiées dans les TS d'axe nord-sud. L'axe ouest-est permet lui de comparer les périodes de développement du delta avec notamment les avulsions qui font prograder de nouveaux lobes deltaïques tels que Peccaïs à l'Ouest et le Bras de Fer à l'Est.

Le premier stade de comparaison est celui de **12 500** cal. BP. A cette période, le niveau marin est 65 m sous le niveau actuel et les dépôts localisés forment l'ERDC (*Figure VI-9, Figure VI-10*). La simulation numérique reproduit cette dynamique avec un écoulement hydrosédimentaire identifié à l'ouest du système (*Figure VI-7.A*) en direction de l'ERDC et aucun dépôt n'est identifié dans le transect nord-sud qui traverse la futur plaine deltaïque (*Figure VI-8.A*).

Le second stade de comparaison est celui de **7 000** cal. BP. A cette période, le trait de côte remonte le plus au Nord du système lors de l'Holocène (*Figure VI-9, Figure VI-10*). Cette remontée provoque une régression des dépôts sédimentaires vers le Nord en suivant l'axe des chenaux par lesquels transitaient les sédiments de l'ERDC entre **12 500 - 10 000** cal. BP. La simulation numérique reproduit cette dynamique avec des dépôts à l'ouest du système (*Figure VI-7.B*). Cependant aucun sédiment n'est déposé dans le centre de la futur plaine deltaïque ce qui n'est pas représentatif du TS (*Figure VI-8.B*).

Le troisième stade de comparaison est celui de **4 500** cal. BP. A cette période, les lobes de Saint-Ferréol et Ulmet ont progradé et forme la première partie d'actuelle plaine deltaïque (*Figure VI-10*). Cette dynamique s'enregistre à la fois sur l'axe ouest-est dans lequel d'importants dépôts sont identifiés dans le centre du transect (*Figure VI-7.C*) et également dans l'axe nord-sud avec une progradation des sédiments.

Les quatrième et cinquième stades de comparaison sont ceux de **2 000** et **1 000** cal. BP. A ces périodes, les lobes de Saint-Ferréol et d'Ulmet continuent de prograder dans la partie centrale du système (*Figure VI-8, D,E, Figure VI-10*). Les dépôts importants à l'ouest (*Figure VI-7.E*) sont issus du développement du lobe de Peccaïs à cette période. L'axe nord-sud continue de simuler la progradation de dépôts sédimentaires vers le sud.

La dernière comparaison est celle de 0 cal. BP (1950). A cette période, les lobes de Saint-Ferréol, d'Ulmet et de Peccaïs ont été abandonnés au profit du lobe du Bras de Fer, également abandonné depuis, et du lobe de Roustan, l'embouchure actuelle (*Figure VI-10*). Les dépôts sédimentaires sont donc localisés dans l'est du système deltaïque, comme illustré sur la *Figure VI-7.F*. Sur l'axe nord-sud, la progradation des dépôts continue, mais semble être surestimée dans le sud par rapport au TS.

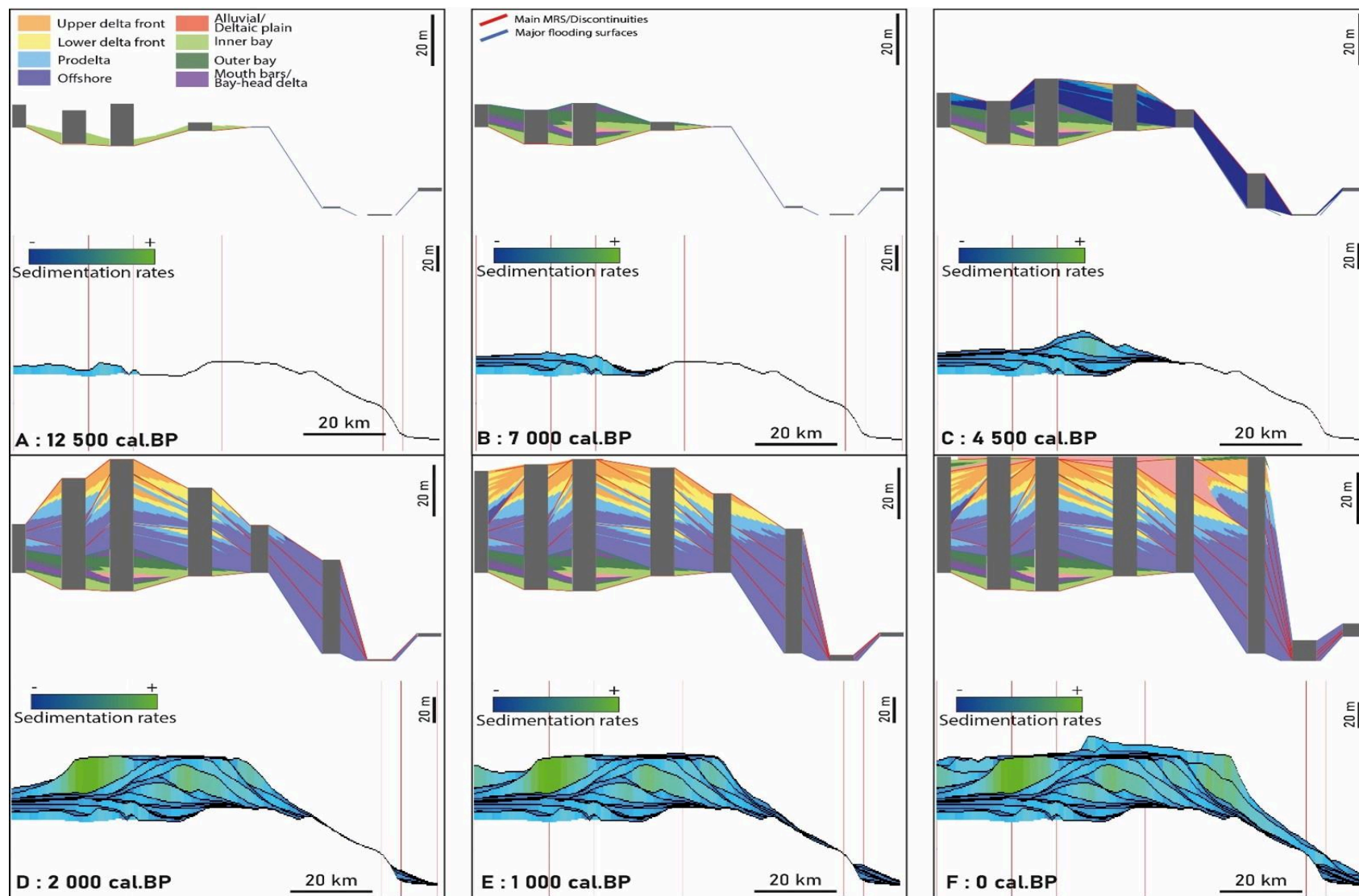


Figure VI-7 Comparaison entre les transects stratigraphique (1) et les simulations numériques (2) au cours de l'Holocène (1 à F) selon l'axe Ouest-Est (Fig. 1). Les transects stratigraphiques sont représentés à partir des environnements de dépôts du chenal fluvial à l'offshore. Les simulations numériques sont représentées par le taux de sédimentation, en bleu des taux faibles et en vert les taux importants.



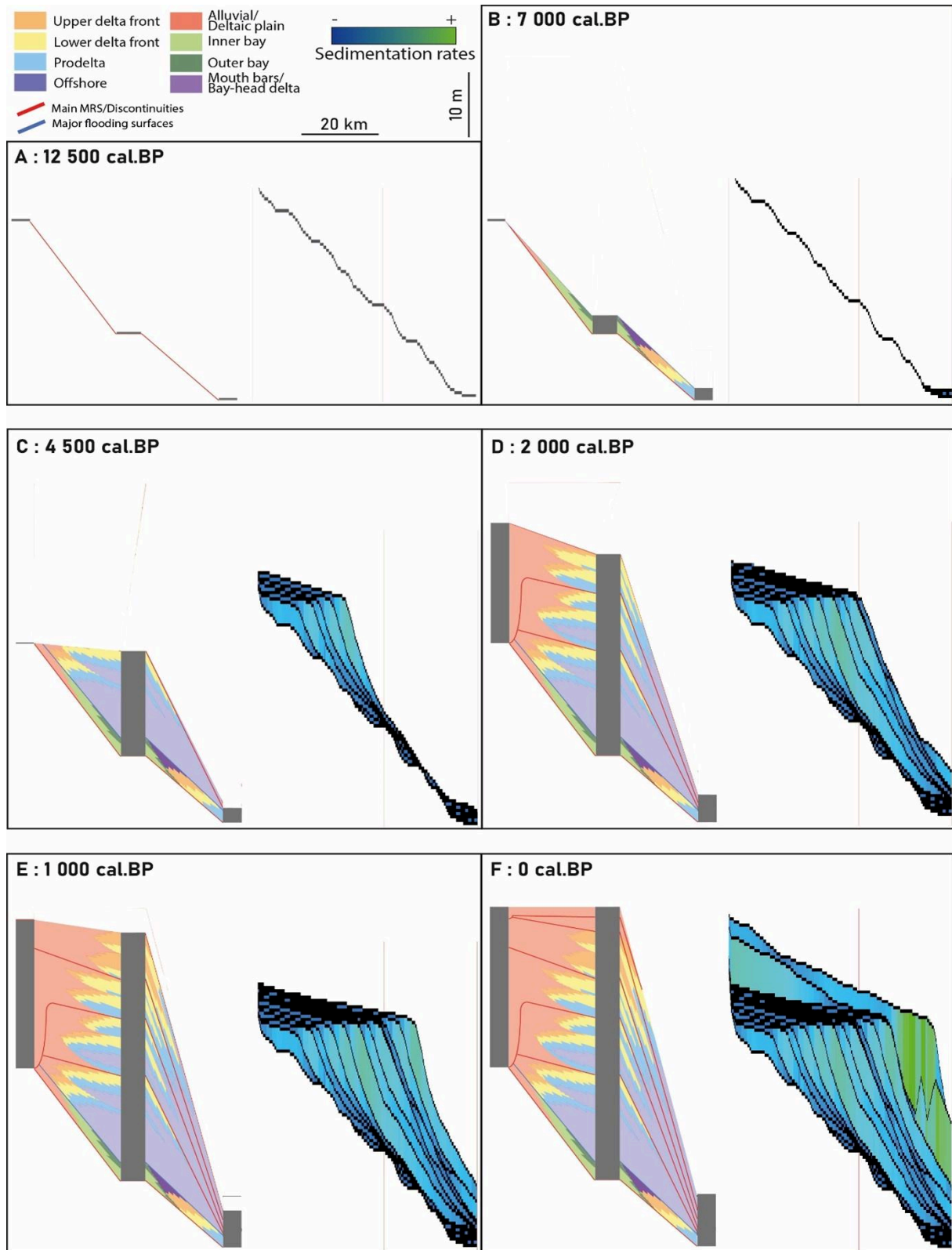


Figure VI-8 Comparaison entre les transects stratigraphiques (1) et les simulations numériques (2) au cours de l'Holocène (1 à F) selon l'axe Nord-Sud (Fig. 1). Les transects stratigraphiques sont représentés à partir des environnements de dépôts du chenal fluvial à l'offshore. Les simulations numériques sont représentées par le taux de sédimentation, en bleu des taux faibles et en vert les taux importants.

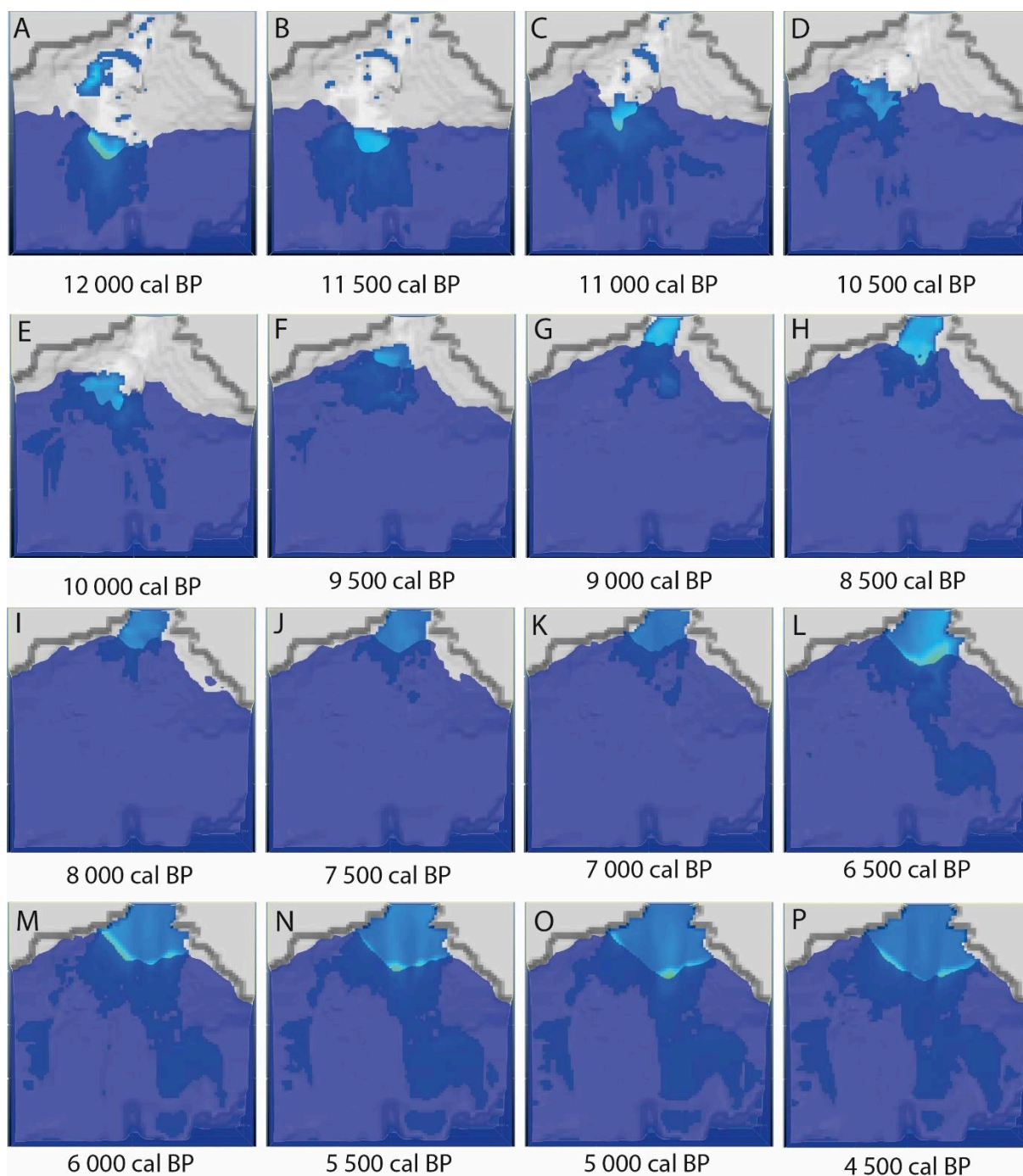


Figure VI-9 Evolution du rivage entre 12 000 et 4 500 cal. BP avec un pas de temps de 500 ans. Représentation des taux de sédimentation pour chaque 500 ans avec les valeurs les plus importantes en vert et les plus faibles en bleu. Les zones blanches n'enregistrent pas de dépôts

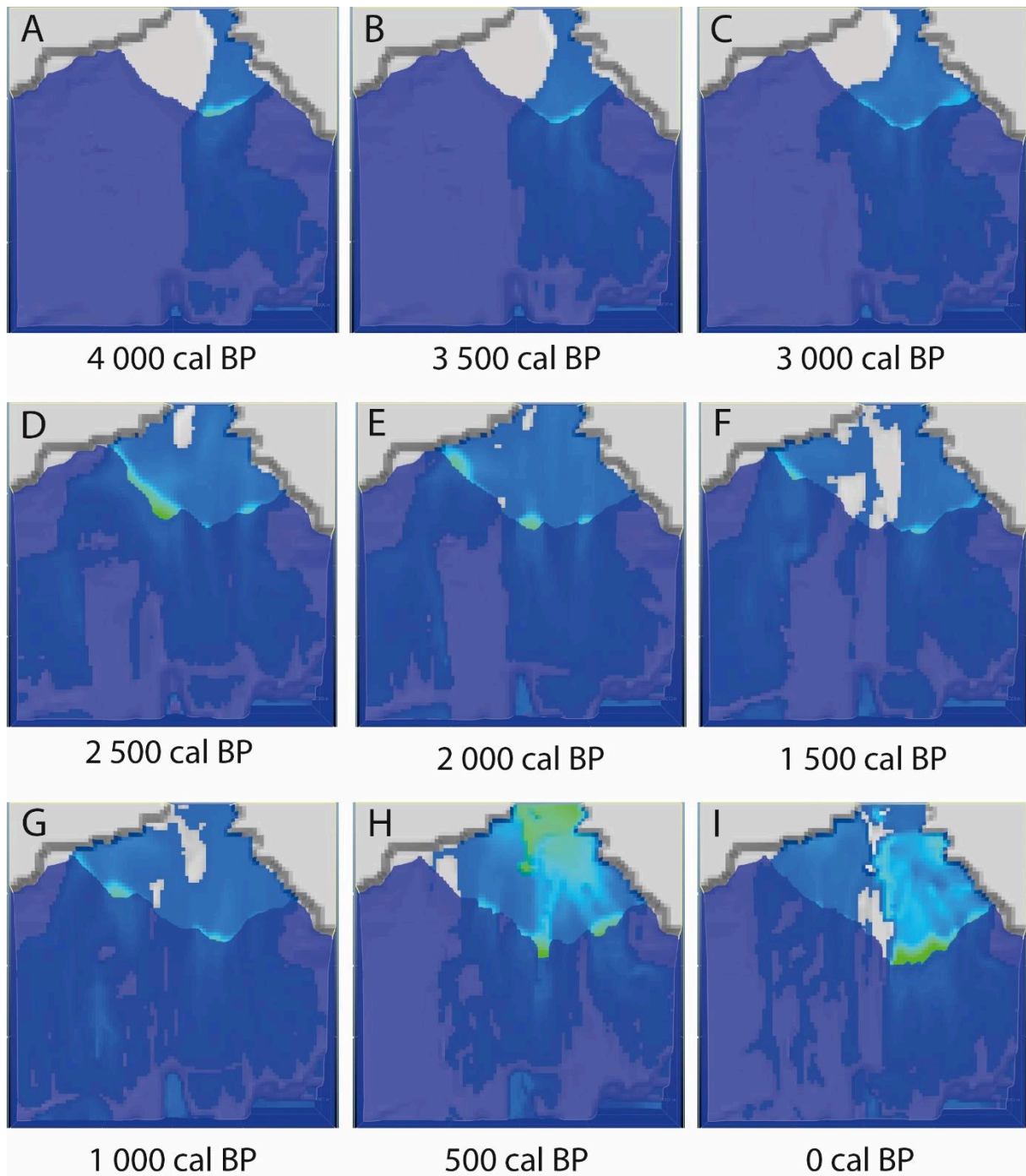


Figure VI-10 Evolution du rivage entre 4 000 et 0 cal. BP avec un pas de temps de 500 ans. Représentation des taux de sédimentation pour chaque 500 ans avec les valeurs les plus importantes en vert et les plus faibles en bleu. Les zones blanches n'enregistrent pas de dépôts

### 3. Répartition des dépôts et comparaison quantitative avec le modèle géologique

Pour vérifier la justesse des données obtenues par modélisation numérique, une comparaison de surface a été faite avec les paléocartes présentées dans le Chapitre III, reposant sur la compilation des données chronostratigraphiques du delta (*Tableau VI-4*). Le taux de correspondance est calculé en

superposant les simulations numériques et ces cartes. Les résultats indiquent une correspondance moyenne de la plaine deltaïque sur l'ensemble de l'Holocène de **91%** (*Tableau VI-4*).

La période avec la meilleure correspondance est celle de **12 000** cal. BP, avec **93%**. A cette période, avec un niveau marin à -65 m, le trait de côte est situé plus au Sud dans le système, la surface continentale est donc la plus importante. Les différences entre les deux modèles sont donc moins impactantes sur le calcul du taux de correspondance. A l'inverse, la période avec la plus faible correspondance (**87%**), est celle à **7 000** cal. BP, car la surface de la plaine deltaïque est à son minimum, les différences entre les deux modèles sont alors très impactantes sur le calcul du taux de correspondance.

Le dernier millénaire est caractérisé par une baisse du taux de correspondance dans la plaine deltaïque (1 742 km<sup>2</sup>) entre le modèle géologique et le modèle stratigraphique. Elles varient entre 92% et 89%, ceci s'explique par les structures complexes présentes sur la dernière carte comme celles dans le golfe de Fos à l'est de l'embouchure. Ces structures ne peuvent pas être reproduites dans la simulation numérique.

Age cal. BP	12 000	7 000	4 500	2 000	1 000	0	Total
Correspondance de la plaine deltaïque	93%	87%	89%	92%	92%	89%	91%
Correspondance globale	96%	97%	97%	97%	97%	96%	97%

*Tableau VI-4 Correspondance entre la simulation numérique et les paléocartes.*

*En conclusion, les résultats de la modélisation stratigraphique sont très concluants. La correspondance moyenne des environnements en surface entre la simulation numérique et les paléocartes du delta est de 91%. Le logiciel Dionisos parvient à simuler la dynamique du système deltaïque du Rhône au cours de l'Holocène malgré le fait que les échelles de temps et d'espaces soient fortement réduites par rapport à son utilisation initiale. Les phases de développement de l'ERDC puis de Saint-Ferréol et d'Ulmét sont modélisées aux bonnes limites temporelles tout comme le basculement de la sédimentation vers l'ouest autour de 2000 cal. BP avec le lobe de Peccaïs puis vers l'est avec le développement du Bras de Fer et de Roustan lors du PAG/Post-PAG. La précision de ses résultats permet d'envisager des modélisations prédictives sur le système sédimentaire du delta du Rhône avec peu d'incertitude.*

## G. Simulations prospectives de l'évolution du delta

La modélisation précédente a permis de calibrer les coefficients de transport et de non-linéarité utilisés par les lois de transport hydrosédimentaire du logiciel Dionisos. A partir de ces résultats, une modélisation prédictive est faite pour le système deltaïque du Rhône. L'objectif est d'identifier les possibles impacts du réchauffement climatique en cours et des différents court-circuitage anthropogénique du bassin versant sur la plaine deltaïque du Rhône qui représente un enjeu écologique et économique important.

### 1. Les projections du GIEC

La mer Méditerranée va subir de nombreux changements au cours du réchauffement climatique en cours. Les projections n'indiquent pas de modifications de direction des vents ou des vagues et de fréquences des tempêtes (Calafat et al., 2014; Androulidakis et al., 2015; Vousdoukas et al., 2017). Cependant, l'indice de confiance de cette période est faible. A l'inverse, la hausse du niveau marin va entraîner des inondations sur le littoral. Cette prévision a un indice de confiance fort (Lionello et al., 2017; Vousdoukas et al., 2017). Ce risque d'érosion et d'inondation est encore plus important dans les zones de très bas-reliefs comme les deltas (Ali & El-Magd, 2016) ou dans les systèmes dont le flux hydrosédimentaire bassin versant est fortement court-circuité (comme le Rhône). D'après Fox-Kemper, (2021), la hausse du niveau marin varie à l'horizon 2100 entre 0,5 et 0,9 mètres en Mer Méditerranée. Les projections indiquent également que les inondations du littoral au cours du XXI<sup>e</sup> siècle auront une augmentation non-linéaire car l'inondation côtière se transforme progressivement en écoulement puis ennoisement permanent (Antonioli et al., 2017; Le Cozannet et al., 2015; Sánchez-Arcilla et al., 2016).

Le niveau marin n'est pas le seul facteur à prendre en compte, la pluviométrie va fortement évoluer avec le réchauffement climatique. Le contour méditerranéen (Sud du bassin rhodanien) devrait enregistrer une baisse des précipitations qui entraînerait une diminution des flux hydriques de 12 à 15% ou plus (Yeste et al., 2021). A l'inverse, l'Europe occidentale (Nord du bassin rhodanien) sous l'influence de l'océan Atlantique enregistrerait une augmentation des précipitations de 7% par °C d'augmentation (GIEC, 2021). La production hydroélectrique pourrait également être impactée par une réduction des flux hydrique dans le Nord de la Méditerranée de 6 à 33% si la température n'augmente pas de plus de 2°C, voir 20 à 60% pour une augmentation de 3°C (Lobanova et al., 2016; Solaun & Cerdá, 2017; Payet-Burin et al., 2018).

Le rendement agricole pourrait également être impacté. Le réchauffement réduirait le rendement et créerait une plus grande dépendance à l'eau avec des besoins d'irrigation (Saadi et al., 2015) qui pourrait augmenter de 25% (Fader et al., 2016). Dans les environnements côtiers, les

intrusions d'eaux salines dans les aquifères d'eaux douces seraient courantes et impacteraient la productivité agricole (Ali & El-Magd, 2016).

Les effets du réchauffement climatiques évoqués précédemment influenceront donc les flux hydrosédimentaires du Rhône jusqu'au delta. Ces modifications seront contemporaines de la hausse du niveau marin et de l'érosion du littoral associée. ***Qu'elles seraient les conséquences à l'échelle du delta du Rhône ?***

## 2. Approche millénaire

Afin d'apporter des éléments de réponse, l'évolution du delta du Rhône sera modélisée sur 1000 ans avec le logiciel Dionisos. Plusieurs scénarios permettent d'appréhender la réponse morphosédimentaire du delta du Rhône en fonction :

- De l'intensité de la hausse du niveau marin
- D'une diminution ou d'une augmentation des apports sédimentaires
- D'une diminution ou d'une augmentation du flux hydrique

### *a) La hausse du niveau marin*

Premièrement, le niveau marin dans la Méditerranée pourrait croître de 0.5 à 0.9 m à l'horizon 2100. Cette tendance est reproduite sur 1000 ans avec donc une hausse du niveau marin comprise entre 5 et 9 mètres. L'effet de cette hausse est représenté dans la *Figure VI-11*. Ces simulations sont basées sur un exploitation similaire du bassin versant (agricole, forestier, hydraulique) avec des flux sédimentaire équivalent au flux sédimentaire actuel, soit 5,7 Mt de MES (Poulier et al., 2018) et 0,4 Mt par charriage (OSR 6) pour un total de 6.1 Mt/an.

Une hausse du niveau marin de 50 cm par siècle, soit la prévision optimiste du GIEC, serait à l'origine d'un recul du trait de côte de plus d'un kilomètre sur le premier siècle. Ceci s'explique par le faible relief et les nombreux marais à la même altitude que l'actuel niveau marin. A la fin du millénaire, le recul serait de 10 à 20 km (*Figure VI-11. B*).

Une hausse du niveau marin de 70 cm par siècle serait à l'origine d'un recul du trait de côte légèrement plus important que la précédente prévision pour le premier siècle, avec une remonté affirmée le long du chenal du Grand Rhône. Cette fois-ci, la hausse du niveau marin provoquerait un recul de 20 à 30 km du trait de côte pour la fin du millénaire (*Figure VI-11. C*).

Une hausse du niveau marin de 90 cm par siècle serait à l'origine d'un recul du trait de côte similaire à la hausse de 70 cm car les marais littoraux sont compris entre 0 et 1 m d'altitude. Cependant, à la fin du millénaire cette hausse de 9 mètres serait à l'origine d'un recul de 30 km (Figure VI-11. D). L'envoieement de l'étang de Vaccarès par la mer ferait remonter le trait de côte à un niveau similaire que celui enregistré à 7000 cal. BP.

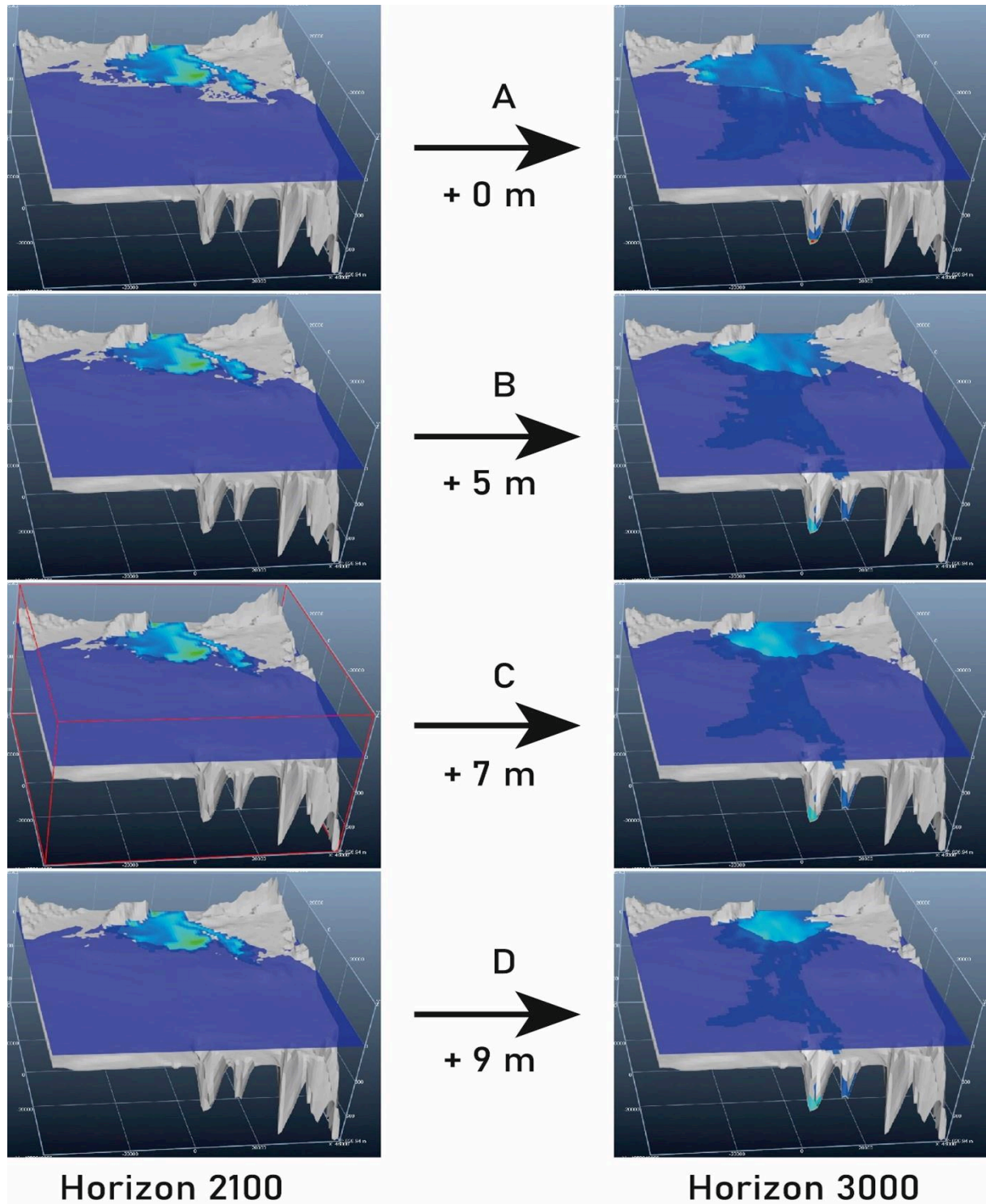


Figure VI-11 Simulations numériques de l'influence de l'élévation du niveau marin sur la plaine deltaïque au Rhône à l'horizon 2100 (à gauche) et 3000 (à droite). Le niveau marin varie entre 0 et +9 m. Les dépôts sédimentaires sont représentés par des nuances de bleu (valeur faible) et vert (valeur forte). Les zones en blanc ne présentent pas de dépôts.

### *b) La variation des flux hydrosédimentaires*

La hausse du niveau marin sera à l'origine d'un important recul du trait de côte dans le delta du Rhône. De plus, une diminution du flux hydrosédimentaire pourrait aggraver ce phénomène.

La diminution du flux sédimentaire accentue les dynamiques de recul du trait de côte identifiées dans la *Figure VI-11*. Une diminution de 10% des apports sédimentaires (*Figure VI-12*) aggrave le recul du trait de moins de 1 km pour une hausse de 5 m sur le millénaire, de moins de 5 km pour une hausse de 7 m et 9 m. Le recul du trait de côte s'accroît avec une diminution de 25 et 50% des apports sédimentaires (*Figure VI-12*).

La diminution du flux sédimentaire pourrait s'expliquer par la diminution de l'humidité dans le contour méditerranéen réduisant ainsi l'érosion par ruissellement ou par une réduction du débit hydrique par prise d'eau pour l'usage agricole. Cette réduction du ruissellement couplée à une réduction du débit hydrique entraînerait donc une réduction du flux sédimentaire.

A l'inverse une augmentation du flux sédimentaire pourrait être liée à l'augmentation des surfaces de terres agricoles pour compenser la baisse de rendement, ou à l'augmentation des risques d'incendies (Fargeon et al., 2019) ce qui injecterait plus de sédiments dans le réseau fluvial. De plus, des actions de réactivation des lînes du lobe du Bras de Fer permettraient de remobiliser une charge solide (OSR, 5/6). Une augmentation de l'apport sédimentaire compenserait une partie de la hausse du niveau marin (*Figure VI-12*). Par exemple, les simulations (*Figure VI-12*) indiquent qu'une hausse de 10% des apports sédimentaires permettrait au delta du Rhône de préserver entre 1 et 5 km de littoral pour une hausse du niveau marin de 5 m, 7 m et 10 m. Une augmentation des apports sédimentaires à 25% permettrait de préserver une bande de 5 à 10 km de large et pour 50% d'apport sédimentaires supplémentaire de préserver une bande de 10 à 20 km de large.

L'influence des variations de débit hydrique sans modification du flux sédimentaire a été testée mais les résultats ne présentent pas de différences significatives comme celle du flux sédimentaire.



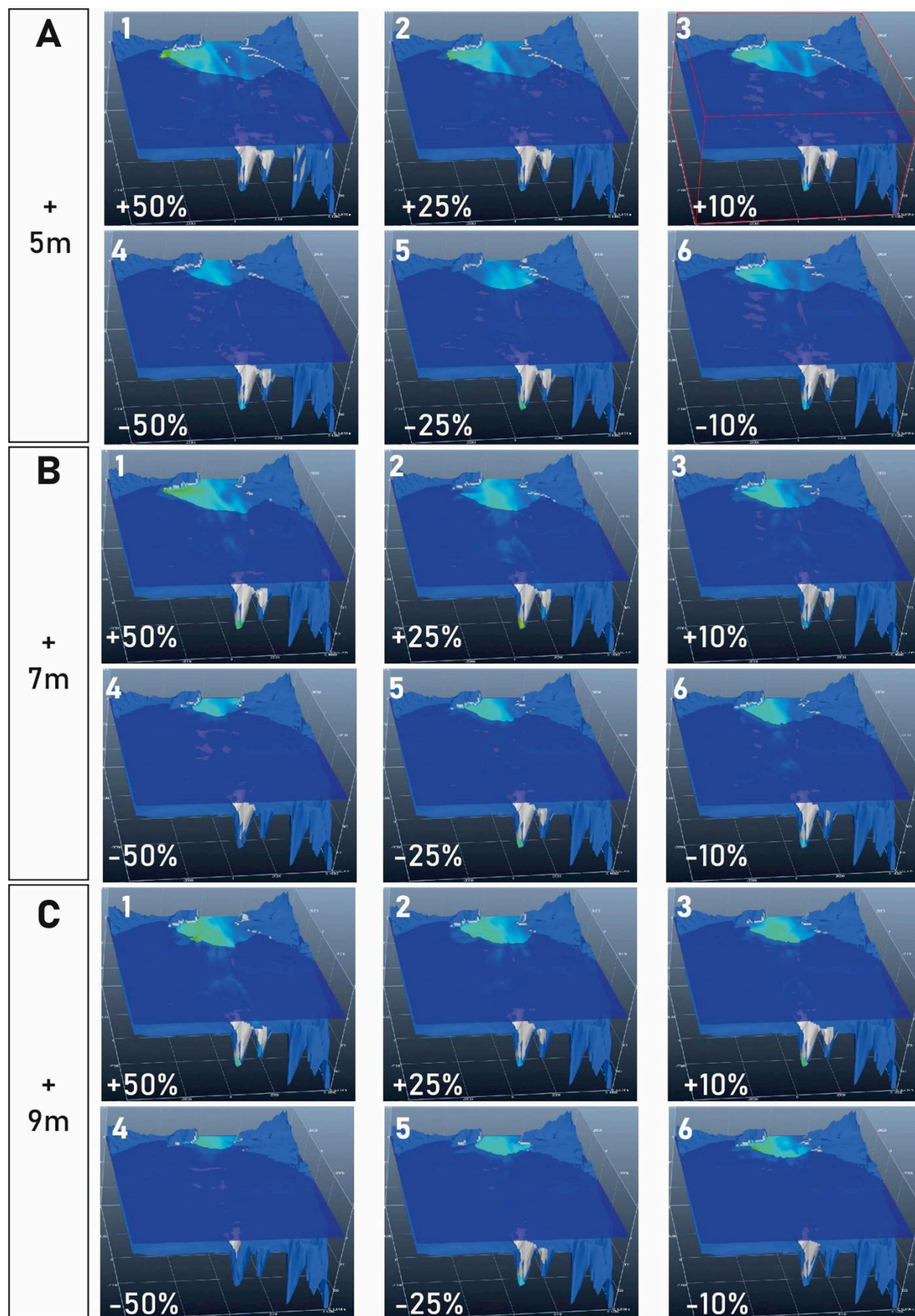


Figure VI-12 Simulation numérique de l'influence des variations d'apports sédimentaires sur la plaine deltaïque du Rhône en fonction des variations du niveau marin à l'horizon 3000 avec +5 mètres (A), + 7 mètres (B) et +9 mètres (C). Les simulations proposent des scénarios avec une augmentation du flux sédimentaire (1,2,3) ou une diminution (4,5,6). Les dépôts sédimentaires sont représentés par des nuances de bleu (valeur faible) et vert (valeur fort). Les zones en blanc ne présentent pas de dépôts.

### c) Préservation de la plaine deltaïque

La modélisation numérique permet de tester les conditions nécessaires pour préserver la surface de la plaine deltaïque actuelle. Pour rappel, la plaine deltaïque du Rhône s'étend actuellement sur 1 740 km<sup>2</sup>.

Le GIEC prévoit une remontée du niveau marin en mer Méditerranée de 50 cm/siècle pour les scénarios optimistes à 90 cm/siècle pour les scénarios pessimistes. Dans ces conditions, le flux sédimentaire nécessaire pour préserver la surface de la plaine deltaïque est résumé dans la [Tableau VI-5](#). Les projections sont faites pour la fin du millénaire.

Les résultats indiquent que pour une élévation de 50 cm/siècle, le flux sédimentaire entrant dans le système deltaïque du Rhône doit être multiplié par 3 (soit 18.3 Mt/an) pour préserver une plaine deltaïque équivalente à l'actuelle. Il doit ensuite être multiplié par 4, soit 24.4 Mt/an, pour une remontée de 70 cm/an et par 5, soit 30.5 Mt/an, pour une remontée de 90 cm/an. Ce dernier scénario indique que le flux sédimentaire entrant doit dépasser celui estimé lors du PAG (25.5 Mt/an) qui était le plus important de l'Holocène.

Ces résultats illustrent l'impact majeur de la remontée du niveau marin sur le système deltaïque du Rhône dans les prochains siècles. Sans une augmentation conséquente des apports sédimentaires dans l'édifice deltaïque du Rhône, ce dernier risque de disparaître.

	Remontée du niveau marin	Evolution du flux sédimentaire				
		+0%	+100%	+200%	+300%	+400%
Surface (km <sup>2</sup> )	50 cm/siècle	686	1 512	<b>1 768</b>	1 918	
	70 cm/siècle	667	1 356	1 592	<b>1 782</b>	
	90 cm/siècle	666	1 149	1 446	1 692	<b>1 747</b>
Evolution (km <sup>2</sup> )	50 cm/siècle	-1056	-228	<b>26</b>	176	
	70 cm/siècle	-1075	-386	-150	<b>40</b>	
	90 cm/siècle	-1076	-593	-296	-50	<b>5</b>
Evolution (%)	50 cm/siècle	-61%	-13%	<b>2%</b>	10%	
	70 cm/siècle	-62%	-22%	-9%	<b>2%</b>	
	90 cm/siècle	-62%	-34%	-17%	-3%	<b>0%</b>

Tableau VI-5 Prédiction de l'évolution de la plaine deltaïque du Rhône à l'horizon 3000 en fonction de l'évolution des apports sédimentaires par rapport à l'actuel (6,1 Mt/an) et une remontée du niveau marin entre +50 à 90 cm/siècle

## H. Conclusion Chapitre

La modélisation stratigraphique numérique du delta du Rhône est rendue possible par une base de données complète. La topographie initiale, la courbe du niveau marin et les flux sédimentaires sont les paramètres d'entrées de cette modélisation. Les coefficients de transports, le débit hydrique, la chenalisation, les coefficients de non-linéarité sont les paramètres testés avec une approche essai-erreur pour réussir à calibrer le modèle.

Les résultats de la simulation au cours de l'Holocène indiquent que le modèle numérique a une similarité de 89 à 93% avec la plaine deltaïque. Cette correspondance permet de valider le modèle Holocène et de réaliser le modèle prédictif.

Ce modèle prédictif est basé sur les prévisions du GIEC qui prévoient une remontée du niveau marin, une diminution des pluies dans le Sud du bassin, mais une augmentation dans le Nord du bassin. Cette complexité régionale rend l'estimation du flux hydrosédimentaire complexe. Pour cette raison, les effets d'une diminution et d'une augmentation du flux sédimentaire en fonction de la hausse du niveau marin ont été estimés. Pour réussir à préserver la plaine deltaïque de la hausse du niveau marin, le delta doit recevoir un flux sédimentaire équivalent à 18.3 Mt/an dans la projection optimiste du GIEC (+ 50 cm/siècle) (*Figure VI-13*). Si le niveau marin augmente de 90 cm/siècle, les apports sédimentaires doivent être équivalents à ceux enregistrés lors du PAG (*Martinez et al., 2023*) pour limiter l'impact de la transgression marine (*Figure VI-13*). A l'inverse, avec ce scénario pessimiste, si le flux sédimentaire est divisé par deux par rapport à celui actuel, le trait de côte reculerait jusqu'à atteindre la position de la MFS enregistrée à 7000 cal. BP (*Figure VI-13*). Ces résultats illustrent la fragilité de cet édifice sédimentaire.

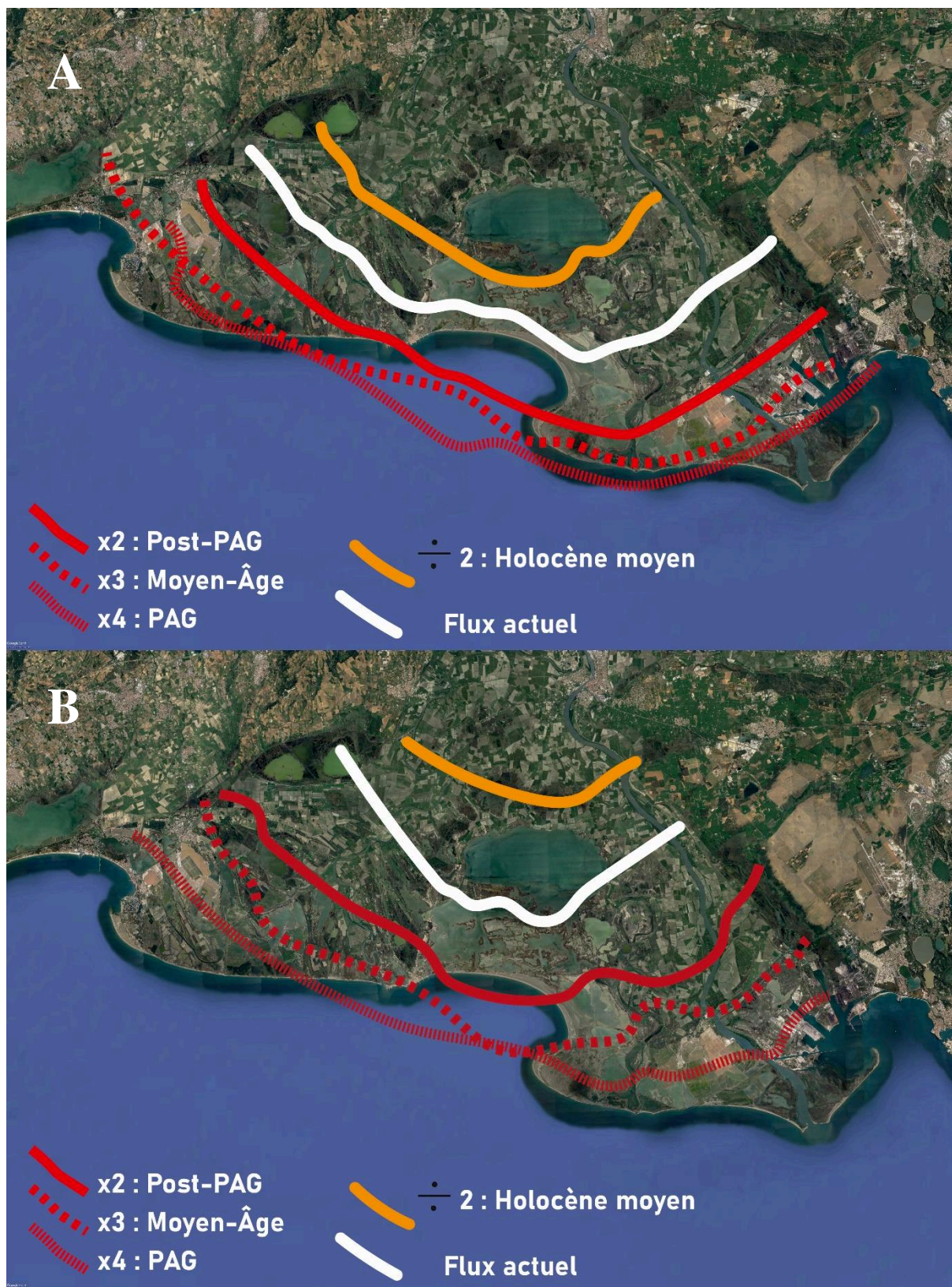


Figure VI-13 Tendence évolutive du trait de côte du delta du Rhône à l'horizon 3000 en fonction d'une hausse du niveau marin constante de 0.5m/siècle (A) et de 0.9m/siècle et de différents flux sédimentaires. Les traits en rouge représentent la position du trait de côte suite à une augmentation du flux sédimentaire par rapport à celui actuel. Les traits en blanc correspondent au flux actuel, et en orange le flux est divisé par deux par rapport à l'actuel.

## VII. Conclusion générale

Le réchauffement climatique en cours a et entraînera des répercussions sur l'ensemble des écosystèmes. Parmi eux, le littoral, à l'interface entre le continent et l'océan, est une zone critique. En effet, les édifices sédimentaires tels que les deltas sont dépendants des apports sédimentaires continentaux et des variations du niveau marin. Dans ce contexte de réchauffement climatique, la hausse du niveau marin est assurée par les prédictions du GIEC. Cette étude apporte des éléments de réponse sur les trajectoires futures d'un système deltaïque comme celui du Rhône sur la base de données quantitatives de flux hydrosédimentaires restitués depuis 12000 ans, associées à une modélisation.

Afin de parvenir à modéliser les évolutions possibles du delta du Rhône, l'étude stratigraphique du delta au cours de l'Holocène a permis de quantifier et de calibrer les paramètres hydrosédimentaires utilisés pour simuler son architecture. Cette première étape de reconstruction de l'architecture sédimentaire se base sur l'étude de 17 carottes sédimentaires prélevées sur la plaine deltaïque actuelle ainsi qu'au large, avec l'apport de 97 nouvelles datations complétant les 94 datations préexistantes, réalisées lors de travaux antérieurs. Cela a permis de contraindre finement le modèle chronostratigraphique du delta et d'estimer les flux sédimentaires.

### A. Dynamique du delta du Rhône

L'analyse chronostratigraphique et sédimentologique a permis d'identifier six séquences de dépôts caractérisant l'évolution du delta à l'Holocène. La première séquence s'étend de 12 500 à 7 000 cal. BP et correspond à une phase majeure de transgression marine avec un recul important du trait de côte. Cependant, au Dryas récent (12 500-11 700 cal. BP), une phase de stabilité relative a permis le développement de l'Early Rhone Deltaic Complex (ERDC). L'ERDC est abandonné et transgressé à la suite de l'accélération de la remontée du niveau marin (*Melt pulse 1b*) accompagné des faibles apports sédimentaires, estimés à 4 Mt/an en moyenne pour cette première séquence. Ce faible apport sédimentaire peut s'expliquer par une surface forestière importante à cette période favorisant la stabilité et l'évolution de la couverture pédologique à l'échelle du bassin, initiée par le réchauffement Holocène et l'absence d'activité humaine développée.

A partir de cette période, la progradation du delta s'initie avec une première phase de progradation des lobes de Saint-Ferréol et d'Ulmet dans la zone centrale de l'actuelle plaine deltaïque entre 7 000 et 4 300 cal. BP. Cette première phase de progradation est due au ralentissement de la remontée du niveau marin (<1 m/1000ans) et à une légère augmentation du flux sédimentaire à 5.4 Mt/an. Cette valeur s'explique par l'effet érosif des péjorations climatiques et des premiers impacts anthropogéniques sur la végétation et les sols entre 7 000 et 4 500 cal. BP qui impactent une plus grande partie du bassin versant.

A partir de 4 500 cal. BP, l'intensification de l'érosion se confirme avec un premier seuil de développement anthropique dans le bassin versant à la fin du Néolithique. Cette intensification s'additionne à un changement de dynamique d'insolation solaire avec des mois d'été recevant davantage de radiations. De plus, la circulation atmosphérique Nord Atlantique apporte une humidité plus importante et un régime pluviométrique plus concentré dans les sous-bassins méditerranéens du Rhône. L'ensemble de ces changements explique l'augmentation du flux sédimentaire à 7.7 Mt/an sur la période 4 500-3 000 cal. BP et se traduit par une accélération de la progradation des lobes de Saint-Ferréol et d'Ulmet.

La progradation du delta s'affirme entre 3 000 et 2 000 cal. BP, avec le maximum de croissance des lobes de St-Ferréol et d'Ulmet. Le flux sédimentaire entrant dans le delta est alors estimé à 21 Mt/an sur cette période (5 fois plus qu'au début de l'Holocène). L'importante augmentation des flux sédimentaires s'explique par le second seuil d'anthropisation identifié dans le bassin versant. A partir de 3 000 cal. BP, les populations humaines se structurent et leurs emprises sur le paysage s'accroissent des plaines aux montagnes, notamment par le développement de l'agriculture et la fixation des terroirs. Cette anthropisation, couplée à des péjorations climatiques, induisent une augmentation des flux hydrosédimentaires dans le bassin versant.

Le développement anthropique s'accroît entre 2000 et 1000 cal. BP avec la romanisation et le haut Moyen Âge. L'intensification de l'activité hydrosédimentaire est également enregistrée sur cette période. Ces phases d'intensification hydrosédimentaire, contemporaines des périodes de forts développements anthropiques, soulignent l'influence croissante de l'Homme sur la dynamique érosive du bassin versant au cours d'une période climatiquement plus favorable (optimum climatique romain). Ces phases s'expliquent par l'accroissement de l'activité agro-pastorale, la généralisation des cultures peu couvrantes et fortement érosives, et une déforestation importante dans le bassin versant. Le flux sédimentaire arrivant dans le delta du Rhône reste élevé avec une estimation à 15.8 Mt/an sur cette période, qui correspond à l'abandon progressif des lobes de St-Ferréol et d'Ulmet, et au développement des lobes de de Peccaïs et du grand Passon, respectivement à l'ouest et à l'est des lobes de St-Ferréol et d'Ulmet.

Le dernier millénaire peut être divisé en trois parties. La fin du petit optimum médiéval (1000-1300 AD) est marquée par une forte stabilité morphosédimentaire à l'échelle du bassin rhodanien, suivi du Petit Age Glaciaire (PAG), la dernière crise climatique majeure enregistrée dans le bassin rhodanien, entre 1300 et 1850 AD. Cette crise est associée à une connectivité hydrosédimentaire accrue dans l'ensemble des sous-bassins, d'origine climatique et anthropique, ce qui induit un flux arrivant dans le delta du Rhône atteignant 25.5 Mt/an, le plus important enregistré à l'Holocène. La période post-PAG, correspond à l'anthropocène et enregistre une diminution des apports sédimentaires provoquée par le court-circuitage du Rhône notamment par les barrages hydroélectriques. De plus, une

remontée du niveau marin causée par une accélération sans précédent des émissions gaz à effet de serre dans l'atmosphère depuis la Révolution industrielle (début XIX<sup>ème</sup> siècle) et par le réchauffement climatique actuel provoque un recul du trait de côte.

## B. Apport des cartes anciennes

Au cours des derniers siècles, les avancées techniques permettent le développement de nouveaux supports cartographiques. Les cartes établies à partir du XVIII<sup>ème</sup> siècle (cartes de Cassini et d'état-major) sont particulièrement utiles pour nous informer sur la structure des paysages et le degré d'anthropisation du bassin rhodanien depuis la fin du PAG. L'étude des cartes de Cassini (seconde moitié du XVIII<sup>ème</sup> siècle) et de l'Etat-Major (milieu du XIX<sup>ème</sup> siècle) ont permis de calculer la répartition des modes d'occupation des sols depuis la fin du PAG. L'étude de ces cartes se base sur l'utilisation des intelligences artificielles et notamment du *Deep Learning* avec une approche de reconnaissance automatique des modes d'occupation des sols par segmentation sémantique. Cette méthode permet d'identifier des structures de pixels à partir d'une base d'apprentissage créée manuellement. La comparaison entre les résultats de la segmentation sémantique avec une segmentation manuelle signale une correspondance proche de 90%. La comparaison entre la carte de Cassini et celle de l'Etat-Major indique une large croissance des surfaces forestières, des prairies et de l'arboriculture en quelques décennies, ce qui signale notamment une rapide reconquête forestière après le maximum d'expansion agropastorale identifié au début du XIX<sup>ème</sup> siècle.

Pour compléter l'analyse de ces cartes du XVIII<sup>ème</sup> et XIX<sup>ème</sup> siècle, les cartes du programme européen Corine Land Cover (CLC) sont particulièrement utiles pour évaluer les évolutions récentes de l'occupation du sol. Elles permettent également d'estimer la répartition des différentes classes d'occupation des sols obtenues par photo-interprétation d'images satellitaires depuis la fin du XX<sup>ème</sup> siècle.

A partir des résultats obtenus sur l'évolution de l'occupation des sols, le modèle d'érosion Revised Universal Soil Loss Equation, qui permet d'estimer des taux d'érosion à partir du type d'occupation des sols, est testé sur les cartes de CLC. Les résultats obtenus de 5.7 Mt/an de sédiments sont équivalents aux flux de matières en suspension dans le Rhône estimés pour la période 2011/2016 (Poulier et al., 2018). Cette validation du modèle sur les cartes de CLC nous a permis de transposer la méthode sur les cartes de Cassini et de l'Etat-Major et d'estimer des valeurs d'érosion pour chaque mode d'occupation sur les cartes de l'Etat Major et de Cassini. Les flux estimés pour la fin du PAG sont de 7,6 Mt/an (XVIII<sup>ème</sup> siècle) et de 6,9 Mt/an (XIX<sup>ème</sup> siècles).

## C. Modélisation stratigraphique du delta du Rhône

L'ensemble des données acquises lors de cette thèse ont permis d'estimer les flux de sédiments arrivant dans le delta du Rhône au cours de l'Holocène et de l'anthropocène. Ces flux

sédimentaires constituent des paramètres d'entrées indispensables à la réalisation de simulations stratigraphiques dont les objectifs sont, dans un premier temps, de reproduire l'architecture stratigraphique du delta du Rhône, établie grâce aux données sédimentologiques et chronologiques, et dans un second temps de réaliser des simulations prédictives d'évolution du delta d'après les scénarios climatiques projetés par le GIEC.

Les données d'entrées nécessaires à la réalisation de modèles stratigraphiques du delta du Rhône à l'Holocène incluent de restituer la topographie initiale à 12 500 ans, la courbe de remontée du niveau marin et les classes granulométriques des sédiments transportés et déposés. Le logiciel de modélisation stratigraphique utilisé est Dionisos<sup>TM</sup>, développé par l'IFPEN. Ce logiciel de modélisation stratigraphique se base sur des lois de diffusion de particules sédimentaires nécessitant la calibration de paramètres tels que des coefficients de diffusion en fonction de la pente, du flux d'eau, des classes granulométriques (argile ou sable), des environnements (continental ou marin) et de l'indice de chenalisation des flux hydrosédimentaires. Pour ajuster ces paramètres, une approche « essai-erreur » a été adoptée et a permis d'obtenir un modèle stratigraphique du delta au cours de l'Holocène réaliste et comparable au modèle géologique de référence, avec un pas de temps de 500 ans. De plus, une comparaison surfacique de la plaine deltaïque de la modélisation avec celle des paléocartes obtenues lors de l'étude chronostratigraphique indique une correspondance comprise entre 89 et 93% en fonction des périodes.

Enfin, grâce au calibrage de la modélisation couvrant l'Holocène, des projections d'évolution du delta du Rhône à l'horizon 3000 ont été réalisées. Avec la réduction des pas de temps de modélisation à 100 ans, il a été possible de modéliser l'évolution du delta à l'horizon 2100, en se basant sur les projections de hausse du niveau marin du GIEC. Ces projections indiquent une remontée du niveau marin comprise entre 50 et 90 cm/siècle et une diminution du flux hydrique qui pourrait entraîner une diminution de la charge sédimentaire si la concentration est maintenue constante.

Les résultats de simulations prospectives indiquent que sans augmentation du flux sédimentaire, le trait de côte du delta pourrait reculer de plusieurs kilomètres à l'horizon 3000. La surface du delta diminuerait de 60% sans augmentation du flux sédimentaire, pour compenser une remontée de 50 cm/siècle, le flux devrait tripler par rapport à ses valeurs actuelles. Pour une remontée du niveau marin de 70 cm/siècle, il devrait quadrupler et pour une augmentation du niveau marin de 90 cm/siècle, qui est la projection pessimiste du GIEC, le flux devrait être multiplié par 5.

## **D. Perspectives**

L'ensemble de ces résultats à l'Holocène, à l'anthropocène et pour les années à venir illustre les impacts du climat et des activités humaines sur les flux sédimentaires.



L'apport de nouvelles datations dans le delta du Rhône permettraient d'améliorer le modèle chronostratigraphique du delta du Rhône et donc de proposer une fluctuation du flux sédimentaire avec une meilleure résolution temporelle, plus en adéquation avec les phasages hydro- et pédosédimentaires identifiés à l'échelle du bassin versant.

Par la suite, de nombreuses données géochimiques (XRF) mesurées sur des échantillons prélevés sur les carottes sédimentaires du delta permettent d'envisager une approche par « *finger printing* » et la corrélation de ces données à celles disponibles dans le bassin versant pourrait permettre d'identifier quels sont les sous-bassins contributeurs des principaux apports sédimentaires pour chaque grande période d'évolution du delta.

Enfin, une adaptation du modèle d'érosion RUSLE permettrait d'ajuster les volumes potentiels érodés à l'échelle du bassin versant et de chaque sous-bassin. Une première adaptation pourrait être faite sur les terres arables dont les techniques agricoles ont évolué au cours des siècles, impactant différemment la structure et donc le potentiel érosif des sols.

## VIII. Bibliographie

- Aalto, R., & Nittrouer, C. A. (2012). 210Pb geochronology of flood events in large tropical river systems. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 370(1966), 2040–2074. <https://doi.org/10.1098/rsta.2011.0607>
- Ali, E. M., & El-Magd, I. A. (2016). Impact of human interventions and coastal processes along the Nile Delta coast, Egypt during the past twenty-five years. *The Egyptian Journal of Aquatic Research*, 42(1), 1–10. <https://doi.org/10.1016/j.ejar.2016.01.002>
- Allen, J. R. (1963). The classification of cross-stratified units. With notes on their origin. *Sedimentology*, 2(2), 93-114.
- Allen, J. R. (1965). A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology*, 5(2), 89-191.
- Allen, J. R. L., & Rae, J. E. (1986). Time sequence of metal pollution, Severn Estuary, southwestern UK. *Marine Pollution Bulletin*, 17(9), 427–431. [https://doi.org/10.1016/0025-326X\(86\)90323-1](https://doi.org/10.1016/0025-326X(86)90323-1)
- Alley, R. B., & Clark, P. U. (1999). THE DEGLACIATION OF THE NORTHERN HEMISPHERE: A Global Perspective. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 27(1), 149–182. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.27.1.149>
- Aloisi, J. C., and Duboul-Razavet, C., (1974). Deux exemples de sédimentation deltaïque actuelle en méditerranée: les deltas du Rhône et de l'Ebre. *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA*, 8(1), 227-240.
- Amorosi, A., Milli, S., (2001). Late Quaternary depositional architecture of Po and Tevere river deltas (Italy) and worldwide comparison with coeval deltaic successions. *Sedimentary geology*, 144(3-4), 357-375.
- Amorosi, A., Centineo, M. C., Colalongo, M. L., & Fiorini, F. (2005). Millennial-scale depositional cycles from the Holocene of the Po Plain, Italy. *Marine Geology*, 222–223, 7–18. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2005.06.041>
- Amorosi, A., Rossi, V., & Vella, C. (2013). Stepwise post-glacial transgression in the Rhône Delta area as revealed by high-resolution core data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 374, 314–326. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.02.005>
- Amorosi, A., Bruno, L., Campo, B., Morelli, A., Rossi, V., Scarponi, D., Hong, W., Bohacs, K. M., & Drexler, T. M. (2017). Global sea-level control on local parasequence architecture from the Holocene record of the Po Plain, Italy. *Marine and Petroleum Geology*, 87, 99–111. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2017.01.020>
- Amorosi, A., Bruno, L., Campo, B., Costagli, B., Dinelli, E., Hong, W., Sammartino, I., Vaiani, S.C., (2020). Tracing clinothem geometry and sediment pathways in the prograding Holocene Po Delta system through integrated core stratigraphy. *Basin Res.* 32 (1-10), 206e215. <https://doi.org/10.1111/bre.12360>.
- Androulidakis, Y. S., Kombiadou, K. D., Makris, C. V., Baltikas, V. N., & Krestenitis, Y. N. (2015). Storm surges in the Mediterranean Sea: Variability and trends under future climatic conditions. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 71, 56–82. <https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2015.06.001>
- Anthony, E.J., Marriner, N., Morhange, C., (2014). Human influence and the changing geomorphology of Mediterranean deltas and coasts over the last 6000 years: From progradation to destruction phase? *Earth-Science Reviews* 139. 336–361.

- Antonelli, C., Provansal, M., & Vella, C. (2004). Recent morphological channel changes in a deltaic environment. The case of the Rhône River, France. *Geomorphology*, 57(3–4), 385–402. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(03\)00167-3](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(03)00167-3)
- Antonoli, F., Anzidei, M., Amorosi, A., Lo Presti, V., Mastronuzzi, G., Deiana, G., De Falco, G., Fontana, A., Fontolan, G., Lisco, S., Marsico, A., Moretti, M., Orrù, P. E., Sannino, G. M., Serpelloni, E., & Vecchio, A. (2017). Sea-level rise and potential drowning of the Italian coastal plains: Flooding risk scenarios for 2100. *Quaternary Science Reviews*, 158, 29–43. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.12.021>
- Archaeomedes, E. (1998). Des oppida aux métropoles. *Anthropos, coll. Villes, Paris* 290p.
- Argant, J. (1990). Climat et environnement au Quaternaire dans le Bassin du Rhône d'après les données palynologiques. *Travaux et Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon*, 111(1), 3–199.
- Arnaud, F., Debret, M., Chapron, E., Perrette, Y., Hoblea, F., Bravard, J.-P., & Astrade, L. (2007). 9 500 ans de crues du Rhône enregistrées dans le lac du Bourget: Confrontation au cadre chronoclimatique alpin (p. 95). Les éditions du Cths. <https://hal.science/halsde-00368727>
- Arnaud, F., Révillon, S., Debret, M., Revel, M., Chapron, E., Jacob, J., Giguet-Covex, C., Poulenard, J., & Magny, M. (2012). Lake Bourget regional erosion patterns reconstruction reveals Holocene NW European Alps soil evolution and paleohydrology. *Quaternary Science Reviews*, 51, 81–92. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.07.025>
- Arnaud-Fassetta, G., Provansal, M., (1993). Étude géomorphologique du delta du Rhône: évolution des milieux de sédimentation fluviales au cours de l'Holocène récent. *Méditerranée: revue géographique des pays méditerranéens*, 78(3-4), 31-42.
- Arnaud-Fassetta, G., (1999). Dynamiques fluviales holocènes dans le delta du Rhône. *L'Information géographique*, 63(1), 37-38.
- Arnaud-Fassetta, G., Provansal, M. (1999). High-frequency variations of water flux and sediment discharge during the Little Ice Age (1586–1725 AD) in the Rhône Delta (Mediterranean France). Relationship to the catchment basin. In *Man and River Systems* (pp. 241-250). Springer, Dordrecht.
- Arnaud-Fassetta, G., De Beaulieu, J.-L., Suc, J.-P., Provansal, M., Williamson, D., Leveau, P., Aloisi, J.-C., Gadel (†), F., Giressè, P., Oberlin, C., & Duzer, D. (2000). Evidence for an early land use in the Rhone delta (Mediterranean France) as recorded by late Holocene fluvial paleoenvironments (1640–100 BC). *Geodinamica Acta*, 13(6), 377–389. <https://doi.org/10.1080/09853111.2000.11105381>
- Arnaud-Fassetta, G. (2003). River channel changes in the Rhone Delta (France) since the end of the Little Ice Age: Geomorphological adjustment to hydroclimatic change and natural resource management. *CATENA*, 51(2), 141–172. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(02\)00093-0](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(02)00093-0)
- Arnaud-Fassetta, G., & Suc, J.-P. (2015). Dynamique hydrogéomorphologique et diversité végétale dans le delta du Rhône (France) de -10 000 ans à demain. In E.-D. M. & B. G. édit. Reynard E. (Ed.), *Le Rhône, entre nature et société* (p. p.63-98). Cahiers de Vallesia. <https://hal.science/hal-01261498>
- Asselen, S. van. (2011). The contribution of peat compaction to total basin subsidence: Implications for the provision of accommodation space in organic-rich deltas. *Basin Research*, 23(2), 239–255. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2010.00482.x>
- Badino, F., Ravazzi, C., Vallè, F., Pini, R., Aceti, A., Brunetti, M., Champvillair, E., Maggi, V., Maspero, F., Perego, R., & Orombelli, G. (2018). 8800 years of high-altitude vegetation and climate history at the

- Rutor Glacier forefield, Italian Alps. Evidence of middle Holocene timberline rise and glacier contraction. *Quaternary Science Reviews*, 185, 41–68. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.01.022>
- Bailly, M. (2002). La flèche et l'éclat. Production et consommation des outillages lithiques taillés du Néolithique final à l'âge du Bronze ancien entre Saône et Rhône (Doctoral dissertation, Thèse de doctorat, Université de Besançon, ex. multigraph., 2 vol).
- Bajard, M., Poulénard, J., Sabatier, P., Etienne, D., Ficetola, F., Chen, W., Gielly, L., Taberlet, P., Develle, A.-L., Rey, P.-J., Moulin, B., de Beaulieu, J.-L., & Arnaud, F. (2017). Long-term changes in alpine pedogenetic processes: Effect of millennial agro-pastoralism activities (French-Italian Alps). *Geoderma*, 306, 217–236. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.07.005>
- Bard, E., Hamelin, B., Arnold, M., Montaggioni, L., Cabioch, G., Faure, G., & Rougerie, F. (1996). Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge. *Nature*, 382(6588), Article 6588. <https://doi.org/10.1038/382241a0>
- Bard, E., Hamelin, B., & Delanghe-Sabatier, D. (2010). Deglacial Meltwater Pulse 1B and Younger Dryas Sea Levels Revisited with Boreholes at Tahiti. *Science*, 327(5970), 1235–1237. <https://doi.org/10.1126/science.1180557>
- Barral, P., & Nouvel, P. (2012). La dynamique d'urbanisation à la fin de l'âge du Fer dans le Centre-Est de la France: Vol. Kolloquien zur Vor-und Frühgeschichte Band (Issue 16, p. 139). Dr. Rudolf Habelt GmbH. <https://shs.hal.science/halshs-00771765>
- Bassetti, M. A., Jouet, G., Dufois, F., Berné, S., Rabineau, M., Taviani, M., (2006). Sand bodies at the shelf edge in the Gulf of Lions (Western Mediterranean): Deglacial history and modern processes. *Marine Geology*, 234(1-4), 93-109.
- Bassetti, M.-A., Berné, S., Sicre, M.-A., Dennielou, B., Alonso, Y., Buscail, R., Jalali, B., Hebert, B., & Menniti, C. (2016). Holocene hydrological changes in the Rhône River (NW Mediterranean) as recorded in the marine mud belt. *Climate of the Past*, 12(7), 1539–1553. <https://doi.org/10.5194/cp-12-1539-2016>
- Bassinot, F. C., Beaufort, L., Vincent, E., Labeyrie, L. D., Rostek, F., Müller, P. J., Quidelleur, X., & Lancelot, Y. (1994). Coarse fraction fluctuations in pelagic carbonate sediments from the tropical Indian Ocean: A 1500-kyr record of carbonate dissolution. *Paleoceanography*, 9(4), 579–600. <https://doi.org/10.1029/94PA00860>
- Beeching, A., Brochier, J. L., Cordier, F., (2000). La transition Mésolithique-Néolithique entre la plaine du Rhône moyen et ses bordures préalpines. *Les Paléoalpins e Hommagea Pierre Bintz, Géologie Alpine e Mémoire Hs*, 31, 201e210.
- Beets, D. J., & Spek, A. J. F. van der. (2000). The Holocene evolution of the barrier and the back-barrier basins of Belgium and the Netherlands as a function of late Weichselian morphology, relative sea-level rise and sediment supply. *Netherlands Journal of Geosciences*, 79(1), 3–16. <https://doi.org/10.1017/S0016774600021533>
- Bellotti, P., Chiocci, F. L., Milli, S., Tortora, P., Valeri, P., (1994). Sequence stratigraphy and depositional setting of the Tiber Delta; integration of high-resolution seismics, well logs, and archeological data. *Journal of Sedimentary Research*, 64(3b), 416-432.
- Benito, G., Macklin, M. G., Zielhofer, C., Jones, A. F., & Machado, M. J. (2015). Holocene flooding and climate change in the Mediterranean. *CATENA*, 130, 13–33. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2014.11.014>

- Berger, A. L. (1977). Support for the astronomical theory of climatic change. *Nature*, 269(5623), Article 5623. <https://doi.org/10.1038/269044a0>
- Berger, A., (1978). Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes. *Journal of Atmospheric Sciences*, 35(12), 2362-2367.
- Berger, A. (1988). Milankovitch Theory and climate. *Reviews of Geophysics*, 26(4), 624-657. <https://doi.org/10.1029/RG026i004p00624>
- Berger, A., & Loutre, M. F. (1991). Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews*, 10(4), 297-317. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(91\)90033-Q](https://doi.org/10.1016/0277-3791(91)90033-Q)
- Berger, A., & Loutre, M. F. (1992). Astronomical solutions for paleoclimate studies over the last 3 million years. *Earth and Planetary Science Letters*, 111(2), 369-382. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(92\)90190-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(92)90190-7)
- Berger, A., & Loutre, M. F. (1994). Astronomical Forcing through Geological Time. In *Orbital Forcing and Cyclic Sequences* (pp. 15-24). John Wiley & Sons, Ltd. <https://doi.org/10.1002/9781444304039.ch2>
- Berger, J. F., (2003). La «dégradation des sols» à l'Holocène dans la moyenne vallée du Rhône: contextes morpho-climatique, paléobotanique et culturel, chapitre 3: Les facteurs de l'érosion: modes d'analyse et conceptualisation des processus, chapitre 4: Les étapes de la morphogenèse holocène dans le sud de la France. *Archéologie et systèmes socioenvironnementaux. Etudes multiscalaires sur la vallée du Rhône dans le programme Archaeomedes*. Paris, CNRS, 2003, 43-161.
- Berger, J. F. (2006). Apports récents de la paléopédologie à la définition des phases de stabilité des pédopaysages holocènes nord méditerranéens. *Hommage à R. Néboit-Guilhot, l'homme et l'érosion*, p-47.
- Berger, J. F., Brochier, J. L., Vital, J., Delhon, C., & Thiébault, S. (2007). Nouveau regard sur la dynamique des paysages et l'occupation humaine à l'âge du Bronze en moyenne vallée du Rhône. *Environnements et Cultures à l'âge Du Bronze En Europe Occidentale Actes Du 129e Colloque Du CTHS, Besançon, Avril 2004*, 260-283.
- Berger, J.-F., Salvador, P.-G., Franc, O., Vérot-Bourrély, A., & Bravard, J.-P. (2008). La chronologie fluviale postglaciaire du haut bassin rhodanien. *Collection EDYTEM. Cahiers de géographie*, 6(1), 117-144. <https://doi.org/10.3406/edyte.2008.1034>
- Berger, J.-F., & Guilaine, J. (2009). The 8200calBP abrupt environmental change and the Neolithic transition: A Mediterranean perspective. *Quaternary International*, 200(1), 31-49. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2008.05.013>
- Berger, J. F. (2015). Approche socio-environnementale du Néolithique à l'Anthropocène: quelques études intégrées de la vallée du Rhône aux milieux nord Méditerranéens. *Habilitation à Diriger des Recherches, Spécialité: Géographie physique, Université Lyon, 2*, 780.
- Berger, J.-F., Delhon, C., Magnin, F., Bonté, S., Peyric, D., Thiébault, S., Guilbert, R., & Beeching, A. (2016). A fluvial record of the mid-Holocene rapid climatic changes in the middle Rhone valley (Espelucho-Lalo, France) and of their impact on Late Mesolithic and Early Neolithic societies. *Quaternary Science Reviews*, 136, 66-84. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.11.019>
- Berger, J.-F., Shennan, S., Woodbridge, J., Palmisano, A., Mazier, F., Nuninger, L., Guillon, S., Doyen, E., Begeot, C., Andrieu-Ponel, V., Azuara, J., Bevan, A., Fyfe, R., & Roberts, C. N. (2019). Holocene land cover and population dynamics in Southern France. *The Holocene*, 29(5), 776-798. <https://doi.org/10.1177/0959683619826698>

- Berne, S., Lericolais, G., Marsset, T., Bourillet, J. F., & De Batist, M. (1998). Erosional offshore sand ridges and lowstand shorefaces; examples from tide- and wave-dominated environments of France. *Journal of Sedimentary Research*, 68(4), 540–555. <https://doi.org/10.2110/jsr.68.540>
- Berné, S., Jouet, G., Bassetti, M. A., Dennielou, B., & Taviani, M. (2007). Late Glacial to Preboreal sea-level rise recorded by the Rhône deltaic system (NW Mediterranean). *Marine Geology*, 245(1–4), 65–88. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.07.006>
- Bernhardt, C.E., Stanley, J.-D., and Horton, B.P., (2011), Wetland vegetation in Manzala lagoon, Nile delta coast, Egypt: Rapid responses of pollen to altered Nile hydrology and land use: *Journal of Coastal Research*, v. 274, p. 731–737, doi:10.2112/10A-00001.1.
- Bernhardt, C. E., Horton, B. P., and Stanley, J. D., (2012). Nile Delta vegetation response to Holocene climate variability. *Geology*, 40(7), 615-618.
- Bernigaud, N. (2013). Systèmes agro-pastoraux et utilisation de la faux en Dauphiné depuis le second âge du Fer. *Anderson et al., dir.*, 37-47.
- Bernigaud, N., Berger, J.-F., Bouby, L., Delhon, C., & Latour-Argant, C. (2014). Ancient canals in the valley of Bourgoin-La Verpillière (France, Isère): Morphological and geoarchaeological studies of irrigation systems from the Iron Age to the Early Middle Ages (8th century bc–6th century ad). *Water History*, 6(1), 73–93. <https://doi.org/10.1007/s12685-013-0096-9>
- Bernigaud, N., Bondeau, A., & Guiot, J. (2019). Réchauffement climatique et développement de la viticulture en Gaule romaine: L’apport de la modélisation spatiale et agrosystémique.
- Bethemont, J., & Bravard, J. P. (2016). *Pour saluer le Rhône*. Paris, France: Libel.
- Bhattacharya, J. P., & Giosan, L. (2003). Wave-influenced deltas: Geomorphological implications for facies reconstruction. *Sedimentology*, 50(1), 187–210. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2003.00545.x>
- Bhattacharya, J. P. (2006). Deltas. In H. W. Posamentier & R. G. Walker (Eds.), *Facies Models Revisited* (Vol. 84, p. 0). SEPM Society for Sedimentary Geology. <https://doi.org/10.2110/pec.06.84.0237>
- Bladé, I., Liebmann, B., Fortuny, D., Van Oldenborgh, G. J., (2012). Observed and simulated impacts of the summer NAO in Europe: implications for projected drying in the Mediterranean region. *Climate dynamics*, 39, 709-727.
- Bloom, A.L., (1978). *Geomorphology*. Prentice Hall, Engle [1] wood Cliffs, N.J
- Blum, M. D., & Roberts, H. H. (2009). Drowning of the Mississippi Delta due to insufficient sediment supply and global sea-level rise. *Nature Geoscience*, 2(7), Article 7. <https://doi.org/10.1038/ngeo553>
- Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J., Huon, S., Jantschik, R., Clasen, S., Simet, C., Tedesco, K., Klas, M., Bonani, G., & Ivy, S. (1992). Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic Ocean during the last glacial period. *Nature*, 360(6401), Article 6401. <https://doi.org/10.1038/360245a0>
- Bond, G. C., Lotti, R., (1995). Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the last glaciation. *Science*, 267(5200), 1005-1010.
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., deMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I., & Bonani, G. (1997). A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science*, 278(5341), 1257–1266. <https://doi.org/10.1126/science.278.5341.1257>

- Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M. N., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I., & Bonani, G. (2001). Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate During the Holocene. *Science*, 294(5549), 2130–2136. <https://doi.org/10.1126/science.1065680>
- Borrelli, P., Van Oost, K., Meusburger, K., Alewell, C., Lugato, E., & Panagos, P. (2018). A step towards a holistic assessment of soil degradation in Europe: Coupling on-site erosion with sediment transfer and carbon fluxes. *Environmental Research*, 161, 291–298. <https://doi.org/10.1016/j.envres.2017.11.009>
- Bouby, L. (2010). Agriculture dans le bassin du Rhône du Bronze final à l'Antiquité: Agrobiodiversité, économie, cultures [These de doctorat, Paris, EHESS]. <https://www.theses.fr/2010EHES0589>
- Boudet, L., Sabatier, F., Radakovitch, O., (2017). Modelling of sediment transport pattern in the mouth of the Rhône delta: Role of storm and flood events. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 198, 568-582.
- Boudevillain, B., Argence, S., Claud, C., Ducrocq, V., Joly, B., Joly, A., Lambert, D., Nuissier, O., Plu, M., Ricard, D., Arbogast, P., Berne, A., Chaboureau, J.-P., Chapon, B., Crépin, F., Delrieu, G., Doerflinger, E., Funatsu, B. M., Kirstetter, P.-E., ... Terray, L. (2009). Origines et caractéristiques. *La Météorologie*.
- Bown, T. M., Kraus, M. J., (1987). Integration of channel and floodplain suites; I, Developmental sequence and lateral relations of alluvial Paleosols. *Journal of Sedimentary Research*, 57(4), 587-601.
- Boxleitner, M., Ivy-Ochs, S., Egli, M., Brandova, D., Christl, M., Dahms, D., & Maisch, M. (2019). The 10Be deglaciation chronology of the Göschenertal, central Swiss Alps, and new insights into the Göschenen Cold Phases. *Boreas*, 48(4), 867–878. <https://doi.org/10.1111/bor.12394>
- Boyd, R., Dalrymple, R., & Zaitlin, B. A. (1992). Classification of clastic coastal depositional environments. *Sedimentary Geology*, 80(3), 139–150. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(92\)90037-R](https://doi.org/10.1016/0037-0738(92)90037-R)
- Boyer, J., Duval, C., Le Strat, P., Gensous, B., & Tesson, M. (2005). High resolution stratigraphy and evolution of the Rhône delta plain during Postglacial time, from subsurface drilling data bank. *Marine Geology*, 222–223, 267–298. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2005.06.017>
- Boyle, J., Chiverrell, R., & Schillereff, D. (2015). Lacustrine Archives of Metals from Mining and Other Industrial Activities—A Geochemical Approach. In J. M. Blais, M. R. Rosen, & J. P. Smol (Eds.), *Environmental Contaminants: Using natural archives to track sources and long-term trends of pollution* (pp. 121–159). Springer Netherlands. [https://doi.org/10.1007/978-94-017-9541-8\\_7](https://doi.org/10.1007/978-94-017-9541-8_7)
- Boyle, J. F., Chiverrell, R. C., & Schillereff, D. (2015). Approaches to Water Content Correction and Calibration for  $\mu$ XRF Core Scanning: Comparing X-ray Scattering with Simple Regression of Elemental Concentrations. In I. W. Croudace & R. G. Rothwell (Eds.), *Micro-XRF Studies of Sediment Cores: Applications of a non-destructive tool for the environmental sciences* (pp. 373–390). Springer Netherlands. [https://doi.org/10.1007/978-94-017-9849-5\\_14](https://doi.org/10.1007/978-94-017-9849-5_14)
- Bradley, R. S., Jones, P. D. (1993). 'Little Ice Age' summer temperature variations: their nature and relevance to recent global warming trends. *The Holocene*, 3(4), 367-376
- Bravard, J.-P. (1987). *Le Rhône, du Léman à Lyon*. La Manufacture.
- Bravard, J.-P. (1989). The metamorphosis of the rivers of the French Alps at the end of the Middle-Ages and during modern times [La métamorphose des rivières des Alpes françaises à la fin du Moyen- Age et à l'Époque Moderne]. *Bulletin - Société Géographique de Liège*, 25, 145–157.
- Bravard, J. P., (1997). Géoarchéologie des vallées alluviales de Rhône-Alpes depuis le Tardiglaciaire. *Documents d'Archéologie Rhône-Alpes*, 129-150.

- Bravard, J. P., Amoros, C., Pautou, G., Bornette, G., Bournaud, M., Creuzé des Châtelliers, M., ... Tachet, H. (1997). River incision in south-east France: morphological phenomena and ecological effects. *Regulated Rivers: Research & Management: An International Journal Devoted to River Research and Management*, 13(1), 75-90
- Bravard, J.-P., Vérot-Bourrely, A., & Franc, O. (1997). Paléodynamique du site fluvial de Lyon depuis le Tardiglaciaire. In J.-P. Bravard & M. Prestreau (Eds.), *Dynamique du paysage* (pp. 177–201). Alpara. <https://doi.org/10.4000/books.alpara.1492>
- Bravard, J. P., Landon, N., Peiry, J. L., Piégay, H. (1999). Principles of engineering geomorphology for managing channel erosion and bedload transport, examples from French rivers. *Geomorphology*, 31(1-4), 291-311.
- Bravard, J. P., & Magny, M. (2002). Les fleuves ont une histoire. *Paléo-environnement des rivières et des lacs français depuis*, 15(000).
- Bravard, J.-P., Barthélemy, L., Brochier, J., Joly-Saad, M.-C., Roberts, M., Thiébault, S., Astrade, L., Evin, J., Landon, N., & Petiot, R. (2003). Mouvements de masse et paléoenvironnement quaternaire: Les paléo-lacs de Boulc (Haut-Diois, Alpes, France). *Revue de Géographie Alpine / Journal of Alpine Research*, 91(1), 9–27. <https://doi.org/10.3406/rga.2003.2227>
- Bravard, J. P. (2003). Dynamiques à long terme des systèmes écologiques ou de l'Eden impossible à la gestion de la variabilité. *Lévêque C. et Leeuw (van der) S.(éds), Quelles natures voulons-nous*, 133-139.
- Bravard, J. P., Clémens, A. (2008). *Le Rhône en 100 questions* (p. 295). ZABR, Zone Atelier Bassin du Rhône.
- Bravard, J.-P. (2010). Discontinuities in braided patterns: The River Rhône from Geneva to the Camargue delta before river training. *Geomorphology*, 117(3–4), 219–233. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.01.020>
- Brayshay, B. A., & Dinnin, M. (1999). Integrated palaeoecological evidence for biodiversity at the floodplain-forest margin. *Journal of Biogeography*, 26(1), 115–131. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2699.1999.00288.x>
- Brierley, G. J., & Fryirs, K. A. (2013). *Geomorphology and River Management: Applications of the River Styles Framework*. John Wiley & Sons.
- Brisset, E., Guiter, F., Miramont, C., Revel, M., Anthony, E. J., Delhon, C., De Beaulieu, J. L., (2015). Lateglacial/Holocene environmental changes in the Mediterranean Alps inferred from lacustrine sediments. *Quaternary Science Reviews*, 110, 49-71.
- Brochier, J.-L., Mandier, P., Argant, J., & Petiot, P. (1991). Le cône détritique de la Drôme: Une contribution à la connaissance de l'Holocène du Sud-Est de la France. *Quaternaire*, 2(2), 83–99. <https://doi.org/10.3406/quate.1991.1956>
- Brown, A. G., Tooth, S., Bullard, J. E., Thomas, D. S. G., Chiverrell, R. C., Plater, A. J., Murton, J., Thorndycraft, V. R., Tarolli, P., Rose, J., Wainwright, J., Downs, P., & Aalto, R. (2017). The geomorphology of the Anthropocene: Emergence, status and implications. *Earth Surface Processes and Landforms*, 42(1), 71–90. <https://doi.org/10.1002/esp.3943>
- Brun, P., & Chaume, B. (2013). Une éphémère tentative d'urbanisation en Europe centre-occidentale durant les VI e et V e siècles av. J.-C.? *Bulletin de La Société Préhistorique Française*, 110(2), 319–349.



- Brush, G. S. (1989). Rates and patterns of estuarine sediment accumulation. *Limnology and Oceanography*, 34(7), 1235–1246. <https://doi.org/10.4319/lo.1989.34.7.1235>
- Buoncrisiani, J.-F., Petit, C., Campy, M., Bossuet, G., & Richard, H. (2002). Quantification de l'ablation d'un bassin versant marno-calcaire alpin durant le Petit Age Glaciaire par l'étude d'un système lacustre (cas du lac du « Claps » de Luc-en-Diois Drôme, France). *Geodinamica Acta*, 15(2), 103–111. <https://doi.org/10.1080/09853111.2002.10510744>
- Butzer, K. W. (1976). Early hydraulic civilization in Egypt: A study in cultural ecology. University of Chicago Press.
- Calafat, F. M., Avgoustoglou, E., Jordà, G., Flocas, H., Zodiatis, G., Tsimplis, M. N., & Kouroutzoglou, J. (2014). The ability of a barotropic model to simulate sea level extremes of meteorological origin in the Mediterranean Sea, including those caused by explosive cyclones. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119(11), 7840–7853. <https://doi.org/10.1002/2014JC010360>
- Caldwell, R. L., & Edmonds, D. A. (2014). The effects of sediment properties on deltaic processes and morphologies: A numerical modeling study. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 119(5), 961–982. <https://doi.org/10.1002/2013JF002965>
- Camargue, C., (1970). Étude hydrogéologique, pédologique et de salinité. *DDA et CNA du Bas-Rhône et du Languedoc-Arles. Rapport en quatre volumes*.
- Camoin, G. F., Montaggioni, L. F., & Braithwaite, C. J. R. (2004). Late glacial to post glacial sea levels in the Western Indian Ocean. *Marine Geology*, 206(1), 119–146. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.02.003>
- Carozza, L., Galop, D., Marembert, F., & Monna, F. (2005). Quel statut pour les espaces de montagne durant l'âge du Bronze ? Regards croisés sur les approches société-environnement dans les Pyrénées occidentales. *Documents d'archéologie Méridionale*, 28, 7–23.
- Carozza, L., Berger, J. F., Burens-Carozza, A., & Marcigny, C. (2015). Society and environment in Southern France from the 3rd millennium BC to the beginning of the 2nd millennium BC: 2200 BC a tipping point? *7th Archaeological Conference of Central Germany October 23–26, 2014 in Halle (Saale)/7. Mitteldeutscher Archäologentag vom 23. bis 26. Oktober 2014 in Halle (Saale)* (pp. 335-362).
- Cattaneo, A., & Steel, R. J. (2003). Transgressive deposits: A review of their variability. *Earth-Science Reviews*, 62(3), 187–228. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(02\)00134-4](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00134-4)
- Charlier, R. H., Chainieux, M. C. P., & Morcos, S. (2005). Panorama of the History of Coastal Protection. *Journal of Coastal Research*, 21(1 (211)), 79–111. <https://doi.org/10.2112/03561.1>
- Chawla, A., & Kirby, J. T. (2002). Monochromatic and random wave breaking at blocking points. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 107(C7), 4-1-4–19. <https://doi.org/10.1029/2001JC001042>
- Chen, M. S., Wartel, S., Eck, B. V., & Maldegem, D. V. (2005). Suspended matter in the Scheldt estuary. *Hydrobiologia*, 540(1), 79–104. <https://doi.org/10.1007/s10750-004-7122-y>
- Chiocci, F. L., Ercilla, G., Torre, J., (1997). Stratal architecture of Western Mediterranean Margins as the result of the stacking of Quaternary lowstand deposits below 'glacio-eustatic fluctuation base-level'. *Sedimentary Geology*, 112(3-4), 195-217.
- Cinotti, B. (1996). Évolution des surfaces boisées en France: Proposition de reconstitution depuis le début du XIXe siècle. *Revue Forestière Française*, 48(6), 547–562. <https://doi.org/10.4267/2042/26776>

- Clauzon, G. (1974). L'hypothèse eustatique et le creusement prépliocène de la vallée du Rhône. *Annales de Géographie*, 83(456), 129–140.
- Clauzon, G., Suc, J. P., Gautier, F., Berger, A., Loutre, M. F., (1996). Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: controversy resolved? *Geology*, 24(4), 363-366.
- Clerc, J. (1988). Recherches pollanalytiques sur la paléocologie tardiglaciaire et holocène du Bas-Dauphiné (Doctoral dissertation, Aix-Marseille 3).
- Coleman, J. M., Roberts, H. H., Stone, G. W., (1998). Mississippi River delta: an overview. *Journal of Coastal Research*, 699-716.
- Colomb, E., Gieu, G., Masse, J. P., Rouire, J., Roux, M., (1975). Notice de la Carte Géologique 1/50 000, Feuille 1018 d" Istres. *Live (stained) benthic foraminifera from the Rhône prodelta (Gulf of Lion, NW Mediterranean): Environmental controls on a river-dominated shelf. J. Sea Res*, 65(1), 58-75.
- Correggiani, A., Cattaneo, A., Trincardi, F., 2005. The modern Po Delta system: lobe switching and asymmetric prodelta growth. *Marine Geology* 222–223, 49–74.
- Combourieu-Nebout, N., Peyron, O., Bout-Roumazeilles, V., Goring, S., Dormoy, I., Joannin, S., Sadori, L., Siani, G., & Magny, M. (2013). Holocene vegetation and climate changes in the central Mediterranean inferred from a high-resolution marine pollen record (Adriatic Sea). *Climate of the Past*, 9(5), 2023–2042. <https://doi.org/10.5194/cp-9-2023-2013>
- Connor, S. E., Vannièrè, B., Colombaroli, D., Anderson, R. S., Carrión, J. S., Ejarque, A., Gil Romera, G., González-Sampériz, P., Hofer, D., Morales-Molino, C., Revelles, J., Schneider, H., van der Knaap, W. O., van Leeuwen, J. F., & Woodbridge, J. (2019). Humans take control of fire-driven diversity changes in Mediterranean Iberia's vegetation during the mid-late Holocene. *The Holocene*, 29(5), 886–901. <https://doi.org/10.1177/0959683619826652>
- Coutellier, V. and Stanley, D.J., (1987). Late Quaternary stratigraphy and paleogeography of the eastern Nile Delta, Egypt. *Mar. Geol.* 77: 257-275.
- Cross, T. A., & Lessenger, M. A. (1988). Seismic Stratigraphy. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 16(1), 319–354. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.16.050188.001535>
- Crutzen, P. J., & Stoermer, E. F. (2000). "The 'Anthropocene'" (2000). In "The 'Anthropocene'" (2000) (pp. 479–490). Yale University Press. <https://doi.org/10.12987/9780300188479-041>
- Crutzen, P., & Lelieveld, J. (2001). Human Impacts on Atmospheric Chemistry. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 29(1), 17–45. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.29.1.17>
- Crutzen, P. J. (2002). The "anthropocene." *Journal de Physique IV (Proceedings)*, 12(10), 1–5. <https://doi.org/10.1051/jp4:20020447>
- Culling, W. E. H. (1960). Analytical Theory of Erosion. *The Journal of Geology*, 68(3), 336–344. <https://doi.org/10.1086/626663>
- Curry, J. R., (1964), Transgressions and regressions, in MILLER, R. L., ed., Papers in marine geology -Shepard commemorative volume: New York, Macmillan Co., p. 175-203
- Dainville, F. D. (1955). La carte de Cassini et son intérêt géographique. *Bulletin de l'Association de géographes français*, 32(251), 138-147.

- Dalrymple, R. W., Zaitlin, B. A., & Boyd, R. (1992). Estuarine facies models; conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Research*, 62(6), 1130–1146. <https://doi.org/10.1306/D4267A69-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Dalrymple, R. W. (2006). Incised Valleys in Time and Space: An Introduction to the Volume and an Examination of the Controls on Valley Formation and Filling. In R. W. Dalrymple, D. A. Leckie, & R. W. Tillman (Eds.), *Incised Valleys in Time and Space* (Vol. 85, p. 0). SEPM Society for Sedimentary Geology. <https://doi.org/10.2110/pec.06.85.0005>
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., Hvidberg, C. S., Steffensen, J. P., Sveinbjörnsdóttir, A. E., Jouzel, J., & Bond, G. (1993). Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364(6434), Article 6434. <https://doi.org/10.1038/364218a0>
- Davies, J.L., (1980). *Geographical Variation in Coastal Development*. Longman, London.
- Davis, R. A. (1978). Beach and Nearshore Zone. In R. A. Davis (Ed.), *Coastal Sedimentary Environments* (pp. 237–285). Springer US. [https://doi.org/10.1007/978-1-4684-0056-4\\_6](https://doi.org/10.1007/978-1-4684-0056-4_6)
- Dearing, J. A., & Jones, R. T. (2003). Coupling temporal and spatial dimensions of global sediment flux through lake and marine sediment records. *Global and Planetary Change*, 39(1), 147–168. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(03\)00022-5](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(03)00022-5)
- Debret, M. (2008). *Caractérisation de la variabilité climatique Holocène à partir de séries continentales, marines et glaciaires* [PhD thesis, Université Joseph-Fourier - Grenoble I]. <https://theses.hal.science/tel-00535769>
- Debret, M., Chapron, E., Desmet, M., Rolland-Revel, M., Magand, O., Trentesaux, A., Arnaud, F., (2010). Northwestern Alps Holocene paleohydrology recorded by flooding activity in Lake Le Bourget, France. *quaternary science reviews*, 29(17-18), 2185-2200.
- Delhon, C., & Thiebault, S. (2008). An approach to Holocene vegetation history in the middle Rhone valley (France): Anthracological data from the «TGV-Méditerranée» excavations (p. 63). Archaeopress. <https://shs.hal.science/halshs-00325525>
- Delhon, C., Thiébault, S., & Berger, J. F. (2009). Environment and landscape management during the Middle Neolithic in Southern France: Evidence for agro-sylvo-pastoral systems in the Middle Rhone Valley. *Quaternary International*, 200(1-2), 50-65.
- Delhon, C., Thiébault, S., Brochier, J. L., & Berger, J. F. (2010). Dynamiques de végétation au Tardiglaciaire et à l'Holocène ancien en moyenne vallée du Rhône d'après les données anthracologiques. *Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 21(3), 281-293.
- Delile, H., Goiran, J. P., & Blichert-Toft, J. (2018). The contribution of geochemistry to ancient harbor geoarcheology: The example of Ostia Antica. *Quaternary Science Reviews*, 193, 170–187. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.06.019>
- Denton, G. H., Karlén, W., (1973). Holocene climatic variations—their pattern and possible cause. *Quaternary Research*, 3(2), 155-205.
- Descroix, L., & Gautier, E. (2002). Water erosion in the southern French alps: Climatic and human mechanisms. *CATENA*, 50(1), 53–85. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(02\)00068-1](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(02)00068-1)

- Dezileau, L., Terrier, B., Berger, J. F., Blanchemanche, P., Latapie, A., Freydier, R., Bremond, L., Paquier, A., Lang, M., & Delgado, J. L. (2014). A multidating approach applied to historical slackwater flood deposits of the Gardon River, SE France. *Geomorphology*, 214, 56–68. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.03.017>
- Dietrich, W. E., Kirchner, J. W., Ikeda, H., Iseya, F., (1989). Sediment supply and the development of the coarse surface layer in gravel-bedded rivers. *Nature*, 340(6230), 215-217.
- Diederik P. Kingma, Jimmy Ba, (2015). Adam: A Method for Stochastic Optimization. *CoRR*, abs/1412.6980.
- Dietrich, P. (2016). Faciès, architectures stratigraphiques et dynamiques sédimentaires en contexte de régression forcée glacio-isostatique: La réponse pro- à paraglaciale des complexes deltaïques de la Côte Nord de l'Estuaire et du Golfe du Saint-Laurent (Québec, Canada).
- Dinh, T.V., Barthelemy, L., (2021). Climate variability and extreme weather events in the Mediterranean region. Université Grenoble Alpes Technical report. DOI: 10.13140/RG.2.2.29330.38080.
- Dongare, A. D., Kharde, R. R., & Kachare, A. D. (2012). *Introduction to Artificial Neural Network*. 2(1).
- Dott Jr, R. H., and Bourgeois, J., (1982). Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. *Geological Society of America Bulletin*, 93(8), 663-680.
- Dunesme, S., Piégay, H., Mustière, S. (in press). Automatic vectorization of fluvial corridor features on historical maps to assess riverscape changes. [Cartography and Geographic Information Science](#)
- Dung, B. V., (2013). Late Pleistocene–Holocene seismic stratigraphy of the Southeast Vietnam shelf. *Lion* (Doctoral dissertation, Kiel).
- Durand, A., & Leveau, P. (2004). Farming in Mediterranean France and Rural Settlement in the late Roman and Early Medieval Periods: The Contribution from Archaeology and Environmental Sciences in the last Twenty Years (1980–2000). In *The Making of Feudal Agricultures?* (pp. 177–253). Brill. [https://doi.org/10.1163/9789047404033\\_007](https://doi.org/10.1163/9789047404033_007)
- Durbiano, C. (1988). L'expansion du vignoble des Côtes du Rhône méridionales. *Méditerranée*, 65(3), 3-11.
- Durrieu de Madron, X., Radakovitch, O., Heussner, S., Loye-Pilot, M. D., & Monaco, A. (1999). Role of the climatological and current variability on shelf-slope exchanges of particulate matter: Evidence from the Rhône continental margin (NW Mediterranean). *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 46(9), 1513–1538. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(99\)00015-1](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(99)00015-1)
- Eisma, D. (1998). Microtidal Deposits. In *Intertidal Deposits*. CRC Press.
- Elliott, T., (1976). Upper Carboniferous sedimentary cycles produced by river-dominated, elongate deltas. *Journal of the Geological Society*, 132(2), 199-208.
- Elliott, T., (1986). Deltas, in Reading, H.G., ed., *Sedimentary Environments and Facies*: Oxford, U.K., Blackwell Scientific Publications, p. 113–154.
- Embry, A. F., 2002. Tectonic and eustatic signals in the sequence stratigraphy of the Upper Devonian Canadaway Group, New York state: Discussion. *AAPG bulletin*, 86(4), 695-695.
- Embry, A., (2009). Crockerland–The Source Area for the Triassic to Middle Jurassic Strata of Northern Axel Heiberg Island, Canadian Arctic Islands. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 57(2), 129-140.
- Estournel, C., Durrieu de Madron, X., Marsaleix, P., Auclair, F., Julliand, C., & Vehil, R. (2003). Observation and modeling of the winter coastal oceanic circulation in the Gulf of Lion under wind conditions

- influenced by the continental orography (FETCH experiment). *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 108(C3). <https://doi.org/10.1029/2001JC000825>
- Fader, M., Shi, S., von Bloh, W., Bondeau, A., & Cramer, W. (2016). Mediterranean irrigation under climate change: More efficient irrigation needed to compensate for increases in irrigation water requirements. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20(2), 953–973. <https://doi.org/10.5194/hess-20-953-2016>
- Fairbanks, R. G. (1989). A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: Influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342(6250), Article 6250. <https://doi.org/10.1038/342637a0>
- Fan, S., Ren, H., Wang, R., Pan, C., Huang, G., Chen, Y., Zhan, P., Yang, J., Luo, H., Jian, S., & Wu, X. (2013). Vegetation Restoration and Conservation Plans for Integrated Coastal Management in Hengqin, China. *Journal of Coastal Research*, 29(6), 1297–1308. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-12-00243.1>
- Fanget, A.-S., Bassetti, M.-A., Arnaud, M., Chiffolleau, J.-F., Cossa, D., Goineau, A., Fontanier, C., Buscail, R., Jouet, G., Maillet, G. M., Negri, A., Dennielou, B., & Berné, S. (2013). Historical evolution and extreme climate events during the last 400 years on the Rhone prodelta (NW Mediterranean). *Marine Geology*, 346, 375–391. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2012.02.007>
- Fanget, A.-S., Berné, S., Jouet, G., Bassetti, M.-A., Dennielou, B., Maillet, G. M., & Tondut, M. (2014). Impact of relative sea level and rapid climate changes on the architecture and lithofacies of the Holocene Rhone subaqueous delta (Western Mediterranean Sea). *Sedimentary Geology*, 305, 35–53. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2014.02.004>
- Farber, E., Vengosh, A., Gavrieli, I., Marie, A., Bullen, T. D., Mayer, B., Holtzman, R., Segal, M., & Shavit, U. (2004). The origin and mechanisms of salinization of the lower Jordan river. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(9), 1989–2006. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2003.09.021>
- Faust, J. C., Fabian, K., Milzer, G., Giraudeau, J., & Knies, J. (2016). Norwegian fjord sediments reveal NAO related winter temperature and precipitation changes of the past 2800 years. *Earth and Planetary Science Letters*, 435, 84–93. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.12.003>
- Favory, F., & Fiches, J.-L. (1994). *Les campagnes de la France méditerranéenne dans l'Antiquité et le haut Moyen Âge: Études micro-régionales*. Éd. de la Maison des Sciences de l'Homme. <https://hal.science/hal-03290231>
- Favory, F., Raynaud, C., Mathian, H., & Sanders, L. (1999). *Le territoire: Un modèle de l'organisation de l'espace en archéologie rurale; étude de cas dans la cité antique de Nîmes*. 499–518. <http://pascal-francis.inist.fr/vibad/index.php?action=getRecordDetail&idt=20858560>
- Foix, N., Paredes, J. M., Giacosa, R. E., (2013). Fluvial architecture variations linked to changes in accommodation space: Río Chico Formation (late Paleocene), Golfo San Jorge basin, Argentina. *Sedimentary Geology*, 294, 342-355.
- Forbes, D. L. (2005). Paraglacial Coasts. In M. L. Schwartz (Ed.), *Encyclopedia of Coastal Science* (pp. 760–762). Springer Netherlands. [https://doi.org/10.1007/1-4020-3880-1\\_241](https://doi.org/10.1007/1-4020-3880-1_241)
- Fox-Kemper, B. (2021). Ocean, Cryosphere and Sea Level Change. 2021, U13B-09.
- Franc, O. (2018), Histoire des paysages et des sociétés en bord de Saône depuis la dernière glaciation (Lyon—Vaise). Alpara. <https://doi.org/10.4000/books.alpara.3424>
- Franco, B., Vincent, C. (2007). Les glaciers à l'épreuve du climat. IRD Editions.

- Frey, R. W., & Pemberton, S. G. (1987). THE PSILONICHNUS ICHNOCOENOSE, AND ITS RELATIONSHIP TO ADJACENT MARINE AND NONMARINE ICHNOCOENOSES ALONG THE GEORGIA COAST1. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 35(3), 333–357. <https://doi.org/10.35767/gscpgbull.35.3.333>
- Frigola J, Moreno A, Cacho I, et al. (2007) Holocene climate variability in the western Mediterranean region from a deepwater sediment record. *Paleoceanography* 22: PA2209.
- Fruget, J.-F., & Dessaix, J. (2003). Changements environnementaux, dérives biologiques et perspectives de restauration du Rhône français après 200 ans d'influences anthropiques. *Vertigo - la revue électronique en sciences de l'environnement*, Volume 4 Numéro 3, Article Volume 4 Numéro 3. <https://doi.org/10.4000/vertigo.3832>
- Fryirs, K. (2013). (Dis)Connectivity in catchment sediment cascades: A fresh look at the sediment delivery problem. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38(1), 30–46. <https://doi.org/10.1002/esp.3242>
- Fuchs, R., Verburg, P. H., Clevers, J. G., & Herold, M. (2015). The potential of old maps and encyclopaedias for reconstructing historic European land cover/use change. *Applied Geography*, 59, 43-55.
- Galloway, W. E. (1975). Process Framework for Describing the Morphologic and Stratigraphic Evolution of Deltaic Depositional Systems. 87–98.
- Gasse, F. (2000). Hydrological changes in the African tropics since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 19(1), 189–211. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(99\)00061-X](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(99)00061-X)
- Gautier, E. (1992). Recherches sur la morphologie et la dynamique fluviales dans le bassin du Buech, Alpes du sud [These de doctorat, Paris 10]. <https://www.theses.fr/1992PA100003>
- Gauthier, E. (2004). *Forêts et agriculteurs du Jura: les quatre derniers millénaires* (Vol. 765). Presses Univ. Franche-Comté.
- García, J. H., Dunesme, S., & Piégay, H. (2020). Can we characterize river corridor evolution at a continental scale from historical topographic maps? A first assessment from the comparison of four countries. *River Research and Applications*, 36(6), 934-946.
- Gensous, B., & Tesson, M. (2003). Analysis of the postglacial deposits of the Rhône shelf (golfe du Lion). Implementation to the study of the late Quaternary depositional sequences. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 174(4), 401–419. <https://doi.org/10.2113/174.4.401>
- Gertsch, B., Keller, G., Adatte, T., Berner, Z., Kassab, A. S., Tantawy, A. A. A., Stueben, D., (2010). Cenomanian–Turonian transition in a shallow water sequence of the Sinai, Egypt. *International Journal of Earth Sciences*, 99, 165-182.
- Giguet-Covex, C., Arnaud, F., Poulenard, J., Disnar, J.-R., Delhon, C., Francus, P., David, F., Enters, D., Rey, P.-J., & Delannoy, J.-J. (2011). Changes in erosion patterns during the Holocene in a currently treeless subalpine catchment inferred from lake sediment geochemistry (Lake Anterne, 2063 m a.s.l., NW French Alps): The role of climate and human activities. *The Holocene*, 21(4), 651–665. <https://doi.org/10.1177/0959683610391320>
- Giguet-Covex, C., Bajard, M., Chen, W., Walsh, K. J., Rey, P. J., Messenger, E., Poulenard, J., (2023). Long-term trajectories of mountain agro-ecosystems in the North-Western Alps. *Regional Environmental Change*, 23(2), 58.

- Goiran, J. P., Morhange, C., Bourcier, M., Carbonel, P., and Morigi, C., (2000). Évolution des rivages d'Alexandrie à l'Holocène récent, marge occidentale du delta du Nil, Egypte. *Méditerranée*, 94(1), 83-90.
- Got, H., Aloisi, J. C., (1990). The Holocene sedimentation on the Gulf of Lions margin: a quantitative approach. *Continental Shelf Research*, 10(9-11), 841-855.
- Granjeon, D. (1996). Modélisation stratigraphique déterministe: Conception et applications d'un modèle diffusif 3d multilithologique [These de doctorat, Rennes 1]. <https://www.theses.fr/1995REN10179>
- Granjeon, D., & Joseph, P. (1999). Concepts and Applications of A 3-D Multiple Lithology, Diffusive Model in Stratigraphic Modeling. In J. W. Harbaugh, W. L. Watney, E. C. Rankey, R. Slingerland, R. H. Goldstein, & E. K. Franseen (Eds.), *Numerical Experiments in Stratigraphy: Recent Advances in Stratigraphic and Sedimentologic Computer Simulations* (Vol. 62, p. 0). SEPM Society for Sedimentary Geology. <https://doi.org/10.2110/pec.99.62.0197>
- Granjeon, D. (2014). 3D forward modelling of the impact of sediment transport and base level cycles on continental margins and incised valleys. In A. W. Martinius, R. Ravnås, J. A. Howell, R. J. Steel, & J. P. Wonham (Eds.), *From Depositional Systems to Sedimentary Successions on the Norwegian Continental Margin* (1st ed., pp. 453–472). Wiley. <https://doi.org/10.1002/9781118920435.ch16>
- Griole, C., (1976). Hydrodynamique et hydrochimie du complexe aquifère de haute et moyenne Camargue, Acte de colloque : Hydrogeology of great sedimentary Bassins. *IAH-IAHS, Budapest, Hongrie*, 351-369.
- Grove, J.M., (1988): The Little Ice Age. London: Routledge, xxii + 498 pp. Progress in Physical Geography: Earth and Environment, 32(1), 103–106.
- Guilaine, J., Manen, C., 2005. From Mesolithic to early Neolithic in the western Mediterranean. In *Going over: The Mesolithic-Neolithic Transition in the North-West Europe* (pp. 21-51). Oxford University Press.
- Guilaine, J., & Manen, C. (2005). From Mesolithic to Early Neolithic in the western Mediterranean. In C. V. WHITTLE A. (Ed.), *Going over: The Mesolithic-Neolithic Transition in the North-West Europe* (pp. 21–51). Oxford University press. <https://hal.science/hal-00721114>
- Guillocheau, F. (1991). Modalité d'empilement des séquences génétiques dans un bassin de plate-forme (Dévonien armoricain): Nature et distorsion des différents ordres de séquences de dépôts emboîtés. *Modalité d'empilement Des Séquences Génétiques Dans Un Bassin de Plate-Forme (Dévonien Armoricain) : Nature et Distorsion Des Différents Ordres de Séquences de Dépôts Emboîtés*, 15(2), 383–410.
- Guimerá, J., Mariano, A., (1990). Structure et évolution de la compression alpine dans la Chaîne Ibérique et la Chaîne côtière catalane (Espagne). *Bulletin de la Société géologique de France*, 6(2), 339-348.
- Guo, Z., Shengoku, H., Wu, G., Chen, Q., Yuan, W., Shi, X., Shao, X., Xu, Y., Shibasaki, R. (2018). Semantic segmentation for urban planning maps based on U-Net, *IEEE International Symposium on Geoscience and Remote Sensing*, 6187-6190.
- Gustavs, I., (1992): Rechnergestützte Inversion und Modellierung des Kompaktionsprozesses von Sedimenten. Diploma thesis, Ernst Moritz Arndt University, Greifswald.
- Hanebuth, T., Stattegger, K., & Grootes, P. M. (2000). Rapid Flooding of the Sunda Shelf: A Late-Glacial Sea-Level Record. *Science*, 288(5468), 1033–1035. <https://doi.org/10.1126/science.288.5468.1033>
- Haq, B. U., Hardenbol, J., & Vail, P. R. (1987). Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic. *Science*, 235(4793), 1156–1167. <https://doi.org/10.1126/science.235.4793.1156>

- Hammoumi, A., Moreaud, M., Ducottet, C., Desroziers, S. (2021). Adding geodesic information and stochastic patch-wise image prediction for small dataset learning, *Neurocomputing*, Volume 456, 481-491, ISSN 0925-2312, <https://doi.org/10.1016/j.neucom.2021.01.108>
- Harper, C. L., & Snowden, M. A. (2017). *Environment and society: Human perspectives on environmental issues* (Sixth edition). Routledge, Taylor & Francis Group.
- Haslett, S. K., & Allen, J. R. L. (2014). Salt-marsh evolution at Northwick and Aust warths, Severn Estuary, UK: A case of constrained autocyclicality. *Atlantic Geology: Journal of the Atlantic Geoscience Society / Atlantic Geology: Revue de La Société Géoscientifique de l'Atlantique*, 50, 1–17. <https://doi.org/10.4138/atlgeol.2014.001>
- Heap, A. D., Bryce, S., & Ryan, D. A. (2004). Facies evolution of Holocene estuaries and deltas: A large-sample statistical study from Australia. *Sedimentary Geology*, 168(1), 1–17. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2004.01.016>
- Heaton, T. J., Köhler, P., Butzin, M., Bard, E., Reimer, R. W., Austin, W. E., Skinner, L. C., (2020). Marine20—the marine radiocarbon age calibration curve (0–55,000 yr cal. BP). *Radiocarbon*, 62(4), 779-820.
- Heinrich, H. (1988). Origin and Consequences of Cyclic Ice Rafting in the Northeast Atlantic Ocean During the Past 130,000 Years. *Quaternary Research*, 29(2), 142–152. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(88\)90057-9](https://doi.org/10.1016/0033-5894(88)90057-9)
- Herrault, P. A., Sheeren, D., Fauvel, M., Paegelow, M. (2015). Vectorisation automatique des forêts dans les minutes de la carte d'état-major du 19e siècle. *Revue internationale de géomatique*, 25(1), 35-51.
- Hijma, M. P., and Cohen, K. M., (2011). Holocene transgression of the Rhine River mouth area, The Netherlands/Southern North Sea: palaeogeography and sequence stratigraphy. *Sedimentology*, 58(6), 1453-1485.
- Hoffmann, T., Lang, A., & Dikau, R. (2008). Holocene river activity: analysing 14C-dated fluvial and colluvial sediments from Germany. *Quaternary Science Reviews*, 27(21-22), 2031-2040.
- Holzhauser, H., Magny, M., & Zumbühl, H. J. (2005). Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years. *The Holocene*, 15(6), 789–801. <https://doi.org/10.1191/0959683605hl853ra>
- Homewood, P., Guillocheau, F., Eschard, R., & Cross, T. A. (1992). Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique: Une démarche intégrée. *Corrélations Haute Résolution et Stratigraphie Génétique : Une Démarche Intégrée*, 16(2), 357–381.
- Hooke, R. L., Martín Duque, J. F., & Pedraza Gilsanz, J. de. (2012). *Land transformation by humans: A review*. <https://hdl.handle.net/20.500.14352/43718>
- Huang, G., Liu, Z., Van Der Maaten, L., Weinberger, K. (2017). "Densely Connected Convolutional Networks," *IEEE Conference on Computer Vision and Pattern Recognition (CVPR)*, Honolulu, HI, USA, pp. 2261-2269. doi: 10.1109/CVPR.2017.243
- Hudson, P. F., Butzer, K. W., & Beach, T. (2008). Fluvial deposits and environmental history: Synthesis. *Geomorphology*, 101(1–2), xvii–xx. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.06.015>
- Hurrell, J.W.; Kushnir, Y.; Ottersen, G.; Visbeck, M. An overview of the North Atlantic Oscillation. *Geophys. Monogr. Am. Geophys. Union*, 134, 1–36.



- Ibañez, C., Pont, D., & Prat, N. (1997). Characterization of the Ebre and Rhone estuaries: A basis for defining and classifying salt-wedge estuaries. *Limnology and Oceanography*, 42(1), 89–101. <https://doi.org/10.4319/lo.1997.42.1.0089>
- Imbrie, J., Berger, A., Boyle, E. A., Clemens, S. C., Duffy, A., Howard, W. R., Kukla, G., Kutzbach, J., Martinson, D. G., McIntyre, A., Mix, A. C., Molfino, B., Morley, J. J., Peterson, L. C., Pisias, N. G., Prell, W. L., Raymo, M. E., Shackleton, N. J., & Toggweiler, J. R. (1993). On the structure and origin of major glacial cycles 2. The 100,000-year cycle. *Paleoceanography*, 8(6), 699–735. <https://doi.org/10.1029/93PA02751>
- Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Maisch, M., Christl, M., Kubik, P. W., & Schlüchter, C. (2009). Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps. *Quaternary Science Reviews*, 28(21), 2137–2149. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.03.009>
- Jalali, B., Sicre, M.-A., Bassetti, M.-A., & Kallel, N. (2016). Holocene climate variability in the North-Western Mediterranean Sea (Gulf of Lions). *Climate of the Past*, 12(1), 91–101. <https://doi.org/10.5194/cp-12-91-2016>
- Jalali, B., Sicre, M. A., Azuara, J., Pellichero, V., & Combourieu-Nebout, N. (2019). Influence of the North Atlantic subpolar gyre circulation on the 4.2 ka BP event. *Climate of the Past*, 15(2), 701–711.
- Jalut, G., Amat, A.E., Louis Bonnet, Gauquelin, T., Michel Fontugne, T.M., (2000). Holocene climatic changes in the Western Mediterranean, from south-east France to south-east Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Volume 160, Issues 3–4, pp 255-290.
- Jauzein, A., 1971. Les agents de la morphogénèse – Les eaux courantes. *Trav. Lab. Géol. ENS.*, 5, 177p.
- Jalut, G., Dedoubat, J. J., Fontugne, M., & Otto, T. (2009). Holocene circum-Mediterranean vegetation changes: climate forcing and human impact. *Quaternary international*, 200(1-2), 4-18.
- Jandot, O. (2017). *Les délices du feu: L’homme, le chaud et le froid à l’époque moderne*. Champ Vallon.
- Jennings, S., Orford, J. D., Canti, M., Devoy, R. J. N., & Straker, V. (1998). The role of relative sea-level rise and changing sediment supply on Holocene gravel barrier development: The example of Porlock, Somerset, UK. *The Holocene*, 8(2), 165–181. <https://doi.org/10.1191/095968398667901806>
- Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dansgaard, W., Fuhrer, K., Gundestrup, N., Hammer, C. U., Iversen, P., Jouzel, J., Stauffer, B., & Steffensen, J. P. (1992). Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature*, 359(6393), 311–313. <https://doi.org/10.1038/359311a0>
- Johnson, D.W., (1919), *Shore processes and shoreline development*, John Wiley & Sons, New York.
- Jorda, M., & Provansal, M. (1996). Impact de l’anthropisation et du climat sur le détritisme en France du sud-est (Alpes du sud et Provence). *Bulletin de La Société Géologique de France*, 167(1), 159–168.
- Jouet, G., Berné, S., Rabineau, M., Bassetti, M. A., Bernier, P., Dennielou, B., Sierro, F. J., Flores, J. A., & Taviani, M. (2006). Shoreface migrations at the shelf edge and sea-level changes around the Last Glacial Maximum (Gulf of Lions, NW Mediterranean). *Marine Geology*, 234(1), 21–42. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.09.012>
- Jouet, G. (2007). *Enregistrements stratigraphiques des cycles climatiques et glacio-eustatiques du Quaternaire terminal: Modélisations de la marge continentale du Golfe du Lion [These de doctorat, Brest]*. <https://www.theses.fr/2007BRES2028>

- Kaniewski, D., Marriner, N., Cheddadi, R., Guiot, J., & Van Campo, E. (2018). The 4.2&thinsp; ka&thinsp; BP event in the Levant. *Climate of the Past*, 14(10), 1529–1542. <https://doi.org/10.5194/cp-14-1529-2018>
- Kenyon, P. M., & Turcotte, D. L. (1985). Morphology of a delta prograding by bulk sediment transport. *GSA Bulletin*, 96(11), 1457–1465. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1985\)96<1457:MOADPB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1985)96<1457:MOADPB>2.0.CO;2)
- Kneller, B. (1995). Beyond the turbidite paradigm: Physical models for deposition of turbidites and their implications for reservoir prediction. *Geological Society, London, Special Publications*, 94(1), 31–49. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1995.094.01.04>
- Koerner, W., Cinotti, B., Jussy, J. H., & Benoît, M. (2000). Evolution des surfaces boisées en France depuis le début du XIX<sup>ème</sup> siècle: identification et localisation des boisements des territoires agricoles abandonnés. *Revue forestière française*.
- Kraus, M. J., (1987). Integration of channel and floodplain suites; II, Vertical relations of alluvial Paleosols. *Journal of Sedimentary Research*, 57(4), 602-612.
- La Violette, P. E., & Arnone, R. A. (1988). A tide-generated internal waveform in the western approaches to the Strait of Gibraltar. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 93(C12), 15653–15667. <https://doi.org/10.1029/JC093iC12p15653>
- Labaune, C., Jouet, G., Berné, S., Gensous, B., Tesson, M., & Delpeint, A. (2005). Seismic stratigraphy of the Deglacial deposits of the Rhône prodelta and of the adjacent shelf. *Marine Geology*, 222–223, 299–311. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2005.06.018>
- Lagaaij, R., Kopstein, F. P. H. W., (1964). Typical features of a fluviomarine offlap sequence. In *Developments in sedimentology* (Vol. 1, pp. 216-226). Elsevier.
- Laigre, L., Arnaud-Fassetta, G., & Reynard, E. (2011). Cartographie sectorielle et dynamique de la plaine alluviale du Rhône suisse (Tourtemagne-Sierre) depuis la fin du Petit Age Glaciaire.
- Lambeck, K., Esat, T. M., Potter, E. K., (2002). Links between climate and sea levels for the past three million years. *Nature*, 419(6903), 199-206.
- Lambeck, K., Yokoyama, Y., & Purcell, T. (2002). Into and out of the Last Glacial Maximum: Sea-level change during Oxygen Isotope Stages 3 and 2. *Quaternary Science Reviews*, 21(1), 343–360. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(01\)00071-3](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00071-3)
- Lambeck, K., Antonioli, F., Purcell, A., & Silenzi, S. (2004). Sea-level change along the Italian coast for the past 10,000yr. *Quaternary Science Reviews*, 23(14), 1567–1598. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.02.009>
- Landon, N., & Piégay, H. (1994). L'incision d'affluents méditerranéens du Rhône: La Drôme et l'Ardèche / The incision of two sub-mediterranean tributaries of the Rhône: the Drôme and the Ardèche. *Géocarrefour*, 69(1), 63–72. <https://doi.org/10.3406/geoca.1994.4239>
- Landry, C., Pasty, J. F., Alix, P., Brouillaud, S., Franc, O., Vermeulen, C., (2015). Nouveaux indices de fréquentation de la vallée inférieure de la Saône au Paléolithique moyen et supérieur. *Bulletin de la Société préhistorique française*, 112(4), 791-795.
- Le Cozannet, G., Rohmer, J., Cazenave, A., Idier, D., van de Wal, R., de Winter, R., Pedreros, R., Balouin, Y., Vinchon, C., & Oliveros, C. (2015). Evaluating uncertainties of future marine flooding occurrence as sea-level rises. *Environmental Modelling & Software*, 73, 44–56. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2015.07.021>

- Le Roy Ladurie, E. (2009). Considérations sur le climat. *Annales des Mines - Responsabilité et environnement*, N° 56(4), 9. <https://doi.org/10.3917/re.056.0009>
- Le Roy Ladurie, E., Javelle, J.-P., & Rousseau, D. (2015). Sur l'histoire du climat en France: Le XVIIIe siècle. *La Météorologie*, 8(91), 19. <https://doi.org/10.4267/2042/57858>
- LeCun, Y., Bengio, Y., & Hinton, G. (2015). Deep learning. *Nature*, 521(7553), Article 7553. <https://doi.org/10.1038/nature14539>
- Lefebvre, D., (1980). Evolution morphologique et structurale du golfe du Lion, essai de traitement statistique des données. These, Univ. Paris, Paris, 163 pp. Le Roy, M., Nicolussi, K., Deline, P., Astrade,
- Legrand, M., & Mayewski, P. (1997). Glaciochemistry of polar ice cores: A review. *Reviews of Geophysics*, 35(3), 219–243. <https://doi.org/10.1029/96RG03527>
- Leveau, P. (1998). Échelles d'anthropisation et archéologie des campagnes de Gaule du Sud à l'époque romaine. *Méditerranée*, 90(4), 17–26. <https://doi.org/10.3406/medit.1998.3071>
- Lewin, J. (2013). Enlightenment and the GM floodplain. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38(1), 17–29. <https://doi.org/10.1002/esp.3230>
- Liébault, F., Piégay, H., (2002). Causes of 20th century channel narrowing in mountain and piedmont rivers of southeastern France. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, 27(4), 425-444.
- Lionello, P., Conte, D., Marzo, L., & Scarascia, L. (2017). The contrasting effect of increasing mean sea level and decreasing storminess on the maximum water level during storms along the coast of the Mediterranean Sea in the mid 21st century. *Global and Planetary Change*, 151, 80–91. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.06.012>
- Lisiecki, L. E., & Raymo, M. E. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}\text{O}$  records. *Paleoceanography*, 20(1). <https://doi.org/10.1029/2004PA001071>
- Liu, W., & Fedorov, A. V. (2019). Global Impacts of Arctic Sea Ice Loss Mediated by the Atlantic Meridional Overturning Circulation. *Geophysical Research Letters*, 46(2), 944–952. <https://doi.org/10.1029/2018GL080602>
- Lobanova, A., Koch, H., Liersch, S., Hattermann, F. F., & Krysanova, V. (2016). Impacts of changing climate on the hydrology and hydropower production of the Tagus River basin. *Hydrological Processes*, 30(26), 5039–5052. <https://doi.org/10.1002/hyp.10966>
- Loizeau, J.-L., Girardclos, S., & Dominik, J. (2012). Taux d'accumulation de sédiments récents et bilan de la matière particulaire dans le Léman (Suisse—France). *ARCHIVES DES SCIENCES*.
- Luterbacher H.P., (1970). Environmental distribution of early Tertiary microfossils, Tremp Basin, Northeastern Spain. ESSo Production Research, EPR-E-1ER-70, Bègles, 1-48. Magny, M., 2004. Fluctuations du niveau des lacs dans le Jura, les Préalpes françaises du Nord et le Plateau suisse, et variabilité du climat pendant l'Holocène. *Méditerranée*, 102(1), 61-70.
- MacAyeal, D. R. (1993). Binge/purge oscillations of the Laurentide ice sheet as a cause of the North Atlantic's Heinrich events. *Paleoceanography*, 8(6), 775-784.
- Macklin, M. G., Jones, A. F., & Lewin, J. (2010). River response to rapid Holocene environmental change: Evidence and explanation in British catchments. *Quaternary Science Reviews*, 29(13), 1555–1576. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.06.010>

- Magny, M., Bégeot, C., Guiot, J., & Peyron, O. (2003). Contrasting patterns of hydrological changes in Europe in response to Holocene climate cooling phases. *Quaternary Science Reviews*, 22(15), 1589–1596. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(03\)00131-8](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(03)00131-8)
- Magny, M. (2004). Fluctuations du niveau des lacs dans le Jura, les Préalpes françaises du Nord et le Plateau suisse, et variabilité du climat pendant l'Holocène. *Méditerranée*, 102(1), 61–70. <https://doi.org/10.3406/medit.2004.3341>
- Magny, M., Arnaud, F., Holzhauser, H., Chapron, E., Debret, M., Desmet, M., Vannièrè, B., (2010). Solar and proxy-sensitivity imprints on paleohydrological records for the last millennium in west-central Europe. *Quaternary Research*, 73(2), 173-179.
- Magny, M., Bossuet, G., Ruffaldi, P., Leroux, A., & Mouthon, J. (2011). Orbital imprint on Holocene palaeohydrological variations in west-central Europe as reflected by lake-level changes at Cerin (Jura Mountains, eastern France). *Journal of Quaternary Science*, 26(2), 171–177. <https://doi.org/10.1002/jqs.1436>
- Magny, M., Joannin, S., Galop, D., Vannièrè, B., Haas, J. N., Bassetti, M., Desmet, M., (2012). Holocene palaeohydrological changes in the northern Mediterranean borderlands as reflected by the lake-level record of Lake Ledro, northeastern Italy. *Quaternary Research*, 77(3), 382-396.
- Maillet, G., (2005). Relations sédimentaires récentes et actuelles entre un fleuve et son delta en milieu microtidal: exemple de l'embouchure du Rhône (Doctoral dissertation, Université de Provence-Aix-Marseille I).
- Maillet, G. M., Sabatier, F., Rousseau, D., Provansal, M., & Fleury, T. J. (2006). Connexions entre le Rhône et son delta (partie 1): Évolution du trait de côte du delta du Rhône depuis le milieu du XIXe siècle. *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 12(2), 111–124. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.558>
- Maillet, G. M., Vella, C., Provansal, M., & Sabatier, F. (2006). Connexions entre le Rhône et son delta (partie 2): Évolution du trait de côte du delta du Rhône depuis le début du XVIIIe siècle. *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 12(2), 125–140. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.559>
- Mangerud, J., Andersen, S. T., Berglund, B. E., & Donner, J. J. (1974). Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. *Boreas*, 3(3), 109–126. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1974.tb00669.x>
- Mann, M.E., Bradley, R.S., and Hughes, M.K., (1999). Northern Hemisphere Temperatures during the Past Millennium: Inferences, Uncertainties, and Limitations, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 759–762.
- Mann, M. E., Zhang, Z., Rutherford, S., Bradley, R. S., Hughes, M. K., Shindell, D., Ammann, C., Faluvegi, G., & Ni, F. (2009). Global Signatures and Dynamical Origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science*, 326(5957), 1256–1260. <https://doi.org/10.1126/science.1177303>
- Manning, A. J., Langston, W. J., & Jonas, P. J. C. (2010). A review of sediment dynamics in the Severn Estuary: Influence of flocculation. *Marine Pollution Bulletin*, 61(1), 37–51. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2009.12.012>
- Margaritelli, G., Cacho, I., Català, A., Barra, M., Bellucci, L. G., Lubritto, C., Rettori, R., & Lirer, F. (2020). Persistent warm Mediterranean surface waters during the Roman period. *Scientific Reports*, 10(1), Article 1. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-67281-2>

- Marriner, N., Flaux, C., Morhange, C., & Kaniewski, D. (2012). Nile Delta's sinking past: Quantifiable links with Holocene compaction and climate-driven changes in sediment supply? *Geology*, 40(12), 1083–1086. <https://doi.org/10.1130/G33209.1>
- Martinez, T., Hammoumi, A., Ducret, G., Moreaud, M., Deschamps, R., Piegay, H., & Berger, J.-F. (2023). Deep learning ancient map segmentation to assess historical landscape changes. *Journal of Maps*, 19(1), 2225071. <https://doi.org/10.1080/17445647.2023.2225071>
- Maselli, V., & Trincardi, F. (2013). Man-made deltas. *Scientific Reports*, 3(1), Article 1. <https://doi.org/10.1038/srep01926>
- Masselink, G. (1992). Longshore Variation of Grain Size Distribution along the Coast of the Rhone Delta, Southern France: A Test of the “McLaren Model.” *Journal of Coastal Research*, 8.
- Masselink, G., & Hughes, M.G. (2003). An Introduction to Coastal Processes and Geomorphology (1st ed.). Routledge. <https://doi.org/10.4324/9780203783740>
- Mateu-Vicens, G., Brandano, M., Gaglianone, G., and Baldassarre, A., (2012). Seagrass-meadow sedimentary facies in a mixed siliciclastic–carbonate temperate system in the Tyrrhenian Sea (Pontinian Islands, Western Mediterranean). *Journal of Sedimentary Research*, 82(7), 451-463.
- Matthes, F. E. (1939). Report of committee on glaciers, April 1939. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 20(4), 518-523.
- Mayewski, P. A., Rohling, E. E., Stager, J. C., Karlén, W., Maasch, K. A., Meeker, L. D., Meyerson, E. A., Gasse, F., Kreveld, S. van, Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R. R., & Steig, E. J. (2004). Holocene climate variability. *Quaternary Research*, 62(3), 243–255. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2004.07.001>
- McPherson, J. G., Shanmugam, G., Muiola, R. J., (1987). Fan-deltas and braid deltas: varieties of coarse-grained deltas. *Geological Society of America Bulletin*, 99(3), 331-340.
- Miall, A. D., (2014). *Fluvial depositional systems* (Vol. 14, p. 316). Cham: Springer International Publishing.
- Milankovitch, M. (1941). Canon of insolation and the iceage problem. *Koniglich Serbische Akademie Beograd Special Publication*, 132.
- Millot, C., & Wald, L. (1981). Upwelling in the Gulf of Lions. In *Coastal Upwelling* (pp. 160–166). American Geophysical Union (AGU). <https://doi.org/10.1029/CO001p0160>
- Millot, C. (1990). The Gulf of Lions' hydrodynamics. *Continental Shelf Research*, 10(9), 885–894. [https://doi.org/10.1016/0278-4343\(90\)90065-T](https://doi.org/10.1016/0278-4343(90)90065-T)
- Miramont, C., & Guilbert, X. (1997). Variations historiques de la fréquence des crues et évolution de la morphogénèse fluviale en moyenne Durance (France du Sud-Est)/Historical changes of floods frequency and fluvial morphogenesis in the middle Durance fluvial system (South-eastern France). *Géomorphologie relief processus environnement*, 3(4), 325–337. <https://doi.org/10.3406/morfo.1997.931>
- Miramont, C., Jorda, M., & Pichard, G. (1998). Évolution historique de la morphogénèse et de la dynamique fluviale d'une rivière méditerranéenne: L'exemple de la moyenne durance (France du sud-est). *Géographie physique et Quaternaire*, 52(3), 381–392. <https://doi.org/10.7202/004855ar>
- Miramont, C., Rosique, T., Sivan, O., Edouard, J.-L., Magnin, F., & Talon, B. (2004). Le cycle de sédimentation «postglaciaire principal» des bassins marneux subalpins: État des lieux. *Méditerranée*, 102(1), 71–84. <https://doi.org/10.3406/medit.2004.3342>

- Mitchell, T. M. (1997). *Machine Learning*. McGraw-Hill.
- Mjolsness, E., & DeCoste, D. (2001). Machine Learning for Science: State of the Art and Future Prospects. *Science*, 293(5537), 2051–2055. <https://doi.org/10.1126/science.293.5537.2051>
- Monaco, A., Biscaye, P., Soyer, J., Pocklington, R., & Heussner, S. (1990). Particle fluxes and ecosystem response on a continental margin: The 1985–1988 Mediterranean ECOMARGE experiment. *Continental Shelf Research*, 10(9), 809–839. [https://doi.org/10.1016/0278-4343\(90\)90061-P](https://doi.org/10.1016/0278-4343(90)90061-P)
- Morgan, R.P.C., (2009). *Soil Erosion and Conservation*. John Wiley & Sons, Hoboken. Mutti, E., Tinterri, R., Di Biase, D., Fava, L., Mavilla, N., Angella, S., Calabrese, L. (2000). Delta-front facies associations of ancient flood-dominated fluvio-deltaic systems. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13(2), 165–190.
- Mossa, J., Chen, Y.-H., Walls, S. P., Kondolf, G. M., & Wu, C.-Y. (2017). Anthropogenic landforms and sediments from dredging and disposing sand along the Apalachicola River and its floodplain. *Geomorphology*, 294, 119–134. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.03.010>
- Motte, C., & Vouloir, M. C. (2007). Le Site cassini. ehes. fr: Un Instrument d’Observation pour une Analyse du Peuplement. *Bulletin du Comité français de cartographie*, 191, 68-84.
- Mudie, P. J., & Byrne, R. (1980). Pollen evidence for historic sedimentation rates in California coastal marshes. *Estuarine and Coastal Marine Science*, 10(3), 305-IN3. [https://doi.org/10.1016/S0302-3524\(80\)80103-4](https://doi.org/10.1016/S0302-3524(80)80103-4)
- Mulder, T., & Syvitski, J. P. M. (1995). Turbidity Currents Generated at River Mouths during Exceptional Discharges to the World Oceans. *The Journal of Geology*, 103(3), 285–299. <https://doi.org/10.1086/629747>
- Muto, T., Steel, R. J., & Swenson, J. B. (2007). Autostratigraphy: A Framework Norm for Genetic Stratigraphy. *Journal of Sedimentary Research*, 77(1), 2–12. <https://doi.org/10.2110/jsr.2007.005>
- Nakagawa, T., de Beaulieu, J.-L., & Kitagawa, H. (2000). Pollen-derived history of timber exploitation from the Roman period onwards in the Romanche valley, central French Alps. *Vegetation History and Archaeobotany*, 9(2), 85–89. <https://doi.org/10.1007/BF01300058>
- Nelson, J. M., Smith, J. D. (1989). Evolution and stability of erodible channel beds. *River meandering*, 12, 321–377.
- Nicholls, R. J., Adger, W. N., Hutton, C. W., Hanson, S. E. (2020). *Deltas in the Anthropocene* (p. 282). Springer Nature.
- Notebaert, B., & Piégay, H. (2013). Multi-scale factors controlling the pattern of floodplain width at a network scale: The case of the Rhône basin, France. *Geomorphology*, 200, 155-171.
- Notebaert, B., Berger, J.-F., & Brochier, J. L. (2014a). Characterization and quantification of Holocene colluvial and alluvial sediments in the Valdaine Region (southern France). *The Holocene*, 24(10), 1320–1335. <https://doi.org/10.1177/0959683614540946>
- Notebaert, B., Berger, J. F. (2014). Quantifying the anthropogenic forcing on soil erosion during the Iron Age and Roman Period in southeastern France. *Anthropocene*, 8, 59-69.
- Notebaert, B., Verstraeten, G., Vandenberghe, D., Marinova, E., Poesen, J., & Govers, G. (2011). Changing hillslope and fluvial Holocene sediment dynamics in a Belgian loess catchment. *Journal of Quaternary Science*, 26(1), 44–58. <https://doi.org/10.1002/jqs.1425>

- O'Brien, P. E., Wells, A. T. (1986). A small, alluvial crevasse splay. *Journal of Sedimentary Research*, 56(6), 876-879.
- Olivero, E. B., Malumián, N. (2008). Mesozoic-cenozoic stratigraphy of the fuegian Andes, Argentina. *Geologica Acta: an international earth science journal*, 6(1), 5-18.
- Olivier, J.-M., Dole-Olivier, M.-J., Amoros, C., Carrel, G., Malard, F., Lamouroux, N., & Bravard, J.-P. (2009). The Rhône River Basin. In *Rivers of Europe* (pp. 247–295). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-369449-2.00007-2>
- Ollivier, V., Guendon, J. L., Ali, A., Roiron, P., & Ambert, P. (2006). Evolution postglaciaire des environnements travertineux provençaux et alpins: nouveau cadre chronologique, faciès et dynamiques morphosédimentaires. *Quaternaire*.
- Olsen, J., Anderson, N. J., & Knudsen, M. F. (2012). Variability of the North Atlantic Oscillation over the past 5,200 years. *Nature Geoscience*, 5(11), Article 11. <https://doi.org/10.1038/ngeo1589>
- Oomkens, E. (1970). Depositional sequences and sand distribution in the postglacial Rhône delta complex. *Deltaic Sedimentation, Modern and Ancient*, James P. Morgan, Robert H. Shaver.
- Orton, G. J., & Reading, H. G. (1993). Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, 40(3), 475–512. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1993.tb01347.x>
- Ortonovi, S. (2021). Instabilité des versants du vignoble champenois: Analyse des forçages et modélisation de l'aléa [These de doctorat, Reims]. <https://www.theses.fr/2021REIML022>
- Palanques, A., Durrieu de Madron, X., Puig, P., Fabres, J., Guillén, J., Calafat, A., Canals, M., Heussner, S., & Bonnín, J. (2006). Suspended sediment fluxes and transport processes in the Gulf of Lions submarine canyons. The role of storms and dense water cascading. *Marine Geology*, 234(1), 43–61. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.09.002>
- Panagos, P., Borrelli, P., Poesen, J., Ballabio, C., Lugato, E., Meusburger, K., Montanarella, L., & Alewell, C. (2015). The new assessment of soil loss by water erosion in Europe. *Environmental Science & Policy*, 54, 438–447. <https://doi.org/10.1016/j.envsci.2015.08.012>
- Paola, C. (2000). Quantitative models of sedimentary basin filling. *Sedimentology*, 47(s1), 121–178. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2000.00006.x>
- Parrot, E. (2015). Analyse spatio-temporelle de la morphologie du chenal du Rhône du Léman à la Méditerranée (Doctoral dissertation, Lyon 3).
- Payet-Burin, R., Bertoni, F., Davidsen, C., & Bauer-Gottwein, P. (2018). Optimization of regional water—Power systems under cooling constraints and climate change. *Energy*, 155, 484–494. <https://doi.org/10.1016/j.energy.2018.05.043>
- Pelletier, M. (1990). *La Carte de Cassini: l'extraordinaire aventure de la carte de France*. Presses Ponts et Chaussées.
- Peltier, W. R., & Fairbanks, R. G. (2006). Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record. *Quaternary Science Reviews*, 25(23), 3322–3337. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.04.010>
- Pemberton, S. G. (1992). *Applications of ichnology to petroleum exploration* (Vol. 17, pp. 141-167). SEPM Society for Sedimentary Geology.

- Peng, C., Li, Y., Jiao, L., Chen, Y., & Shang, R. (2019). Densely based multi-scale and multi-modal fully convolutional networks for high-resolution remote-sensing image semantic segmentation. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 12(8), 2612-2626.
- Peng, D., Zhang, Y., Guan, H. (2019). End-to-End Change Detection for High Resolution Satellite Images Using Improved UNet++. *Remote Sens.* 11(11), 1382; <https://doi.org/10.3390/rs11111382>
- Pennington, B. T., Sturt, F., Wilson, P., Rowland, J., Brown, A. G. (2017). The fluvial evolution of the Holocene Nile Delta. *Quaternary Science Reviews*, 170, 212-231.
- Pérez-Lambán, F., Peña-Monné, J.L., Badía-Villas, D., Picazo Millán, J.V., Sampietro-Vattuone, M.M., Alcolea Gracia, M., Aranbarri, J., González-Sampériz, P., Fanlo Loras, J. (2018). Holocene environmental variability in the Central Ebro Basin (NE Spain) from geoarchaeological and pedological records. *Catena* 163.
- Petitpierre, R. (2021). Neural networks for semantic segmentation of historical city maps: Cross-cultural performance and the impact of figurative diversity. *arXiv preprint arXiv:2101.12478*.
- Pethick, J. (1984). *An Introduction to Coastal Geomorphology*. Arnold, Baltimore, Md., 260 pp.
- Petrenko, A. A. (2003). Variability of circulation features in the Gulf of Lion NW Mediterranean Sea. Importance of inertial currents. *Oceanologica Acta*, 26(4), 323–338. [https://doi.org/10.1016/S0399-1784\(03\)00038-0](https://doi.org/10.1016/S0399-1784(03)00038-0)
- Pétrequin, P. (2005). Habitats lacustres néolithiques et perception du temps. *Bulletin de La Société Préhistorique Française*, 102(4), 789–802.
- Petts, G. E., Gurnell, A. M. (2005). Dams and geomorphology: research progress and future directions. *Geomorphology*, 71(1-2), 27-47.
- Peyron, O., Guiot, J., Cheddadi, R., Tarasov, P., Reille, M., Beaulieu, J.-L. de, Bottema, S., & Andrieu, V. (1998). Climatic Reconstruction in Europe for 18,000 YR B.P. from Pollen Data. *Quaternary Research*, 49(2), 183–196. <https://doi.org/10.1006/qres.1997.1961>
- Pichard, G., Arnaud-Fassetta, G., Moron, V., & Roucaute, E. (2017). Hydro-climatology of the Lower Rhône Valley: Historical flood reconstruction (AD 1300–2000) based on documentary and instrumental sources. *Hydrological Sciences Journal*, 62(11), 1772–1795. <https://doi.org/10.1080/02626667.2017.1349314>
- Pichard, G., Provansal, M., & Sabatier, F. (2014). Les embouchures du Rhône: L’apport de la cartographie à l’étude de leur évolution géomorphologique au cours du petit âge glaciaire (PAG). *Méditerranée*, 122, 43–59. <https://doi.org/10.4000/mediterranee.7128>
- Piégay, H., Walling, D. E., Landon, N., He, Q., Liébault, F., & Petiot, R. (2004). Contemporary changes in sediment yield in an alpine mountain basin due to afforestation (the upper Drôme in France). *Catena*, 55(2), 183-212.
- Plater, A. J., & Appleby, P. G. (2004). Tidal sedimentation in the Tees estuary during the 20th century: Radionuclide and magnetic evidence of pollution and sedimentary response. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 60(2), 179–192. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2003.12.006>
- Poinsart, D., & Salvador, P. G. (1993). Historique de l'endiguement du Rhône à l’aval de Lyon (19e siècle). *Le fleuve et ses métamorphoses*, 299-313.
- Posamentier, H. W., & Vail, P. R. (1988). Eustatic Controls on Clastic Deposition II—sequence and Systems Tract Models.



- Postma, G., VAN, D., & BERG VAN SAPAROE, A. P. (2007). Flume modelling of river-delta systems at geological relevant time scales: templates for sea-level induced flux. *Analogue and numerical forward modelling of sedimentary systems; from understanding to prediction*, 40, 191-206.
- Poulier, G., Le Coz, J., Le Bescond, C., Thollet, F., Panay, J., Lagouy, M., Dramais, G., Grisot, G., Launay, M., Gairoard, S., Radakovitch, O., Lepage, H., Coquery, M., & Gattacceca, J. (2018). *Bilan actualisé des flux de matières en suspension et micropolluants associés sur le bassin du Rhône. Rapport final* (p. 93) [Research Report]. irstea. <https://hal.inrae.fr/hal-02607069>
- Prosper-Laget, V., Pichard, G., Miramont, C., & Sivan, O. (2009). Les conditions climatiques de la torréntialité au cours du Petit Age Glaciaire en Provence. *Archéologie du Midi Médiéval*, 27(1), 157-167.
- Provansal, M., & Morhange, C. (1994). Seuils climatiques et réponses morphogéniques en Basse-Provence depuis 5000 ans [ Climatic threshold and morphogenesis in Basse-Provence since 5000years ]. *Quaternaire*, 5(3), 113–118. <https://doi.org/10.3406/quate.1994.2022>
- Provansal, M., Berger, J.-F., Bravard, J.-P., Salvador, P.-G., Arnaud-Fassetta, G., Bruneton, H., & Vérot-Bourrély, A. (1999). Le régime du Rhône dans l'Antiquité et au Haut Moyen Âge. *Gallia*, 56, 13–32.
- Provansal, M., Vella, C., Arnaud-Fassetta, G., Sabatier, F., & Maillet, G. (2003). Role of fluvial sediment inputs in the mobility of the Rhône delta coast (France) / Participation des apports sédimentaires fluviaux à la mobilité du littoral du delta du Rhône (France). *Géomorphologie relief processus environnement*, 9(4), 271–282. <https://doi.org/10.3406/morfo.2003.1190>
- Provansal, M. (2005). Relations sédimentaires récentes et actuelles entre un fleuve et son delta en milieu microtidal: Exemple de l'embouchure du Rhône (Doctoral dissertation, Université Aix-Marseille).
- Provansal, M., Dufour, S., Sabatier, F., Anthony, E. J., Raccasi, G., & Robresco, S. (2014). The geomorphic evolution and sediment balance of the lower Rhône River (southern France) over the last 130years: Hydropower dams versus other control factors. *Geomorphology*, 219, 27–41. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.04.033>
- Rabineau, M. (2001). Un modèle géométrique et stratigraphique des séquences de dépôts quaternaires sur la marge du golfe du Lion : enregistrement des cycles climatiques de 100 000 ans [Phdthesis, Université Rennes 1]. <https://theses.hal.science/tel-00136517>
- Rabineau, M., Berné, S., Aslanian, D., Olivet, J.-L., Joseph, P., Guillocheau, F., Bourillet, J.-F., Ledrezen, E., & Granjeon, D. (2005). Sedimentary sequences in the Gulf of Lion: A record of 100,000 years climatic cycles. *Marine and Petroleum Geology*, 22(6–7), 775–804. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2005.03.010>
- Ran, M., & Chen, L. (2019). The 4.2 ka BP climatic event and its cultural responses. *Quaternary International*, 521, 158–167. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.05.030>
- Räpple, B. (2018). Sedimentation patterns and riparian vegetation characteristics in novel ecosystems on the Rhône River, France: A comparative approach to identify drivers and evaluate ecological potentials [These de doctorat, Lyon]. <https://www.theses.fr/2018LYSEN006>
- Rapuc, W. (2021). *Les grands lacs périalpins: Archives du fonctionnement de la zone critique* [Phdthesis, Université Savoie Mont blanc]. <https://hal.science/tel-03518283>
- Raymo, M. E., & Huybers, P. (2008). Unlocking the mysteries of the ice ages. *Nature*, 451(7176), Article 7176. <https://doi.org/10.1038/nature06589>

- Reimer, P. J., Austin, W. E., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., Talamo, S. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*, 62(4), 725–757.
- Reinson, G.E. (1984). Barrier-island and associated strand-plain systems. In: Walker, R.G. (Ed.), *Facies Models*. Geoscience Canada, Reprint Series 1. Geol. Ass. Can., St. John's, pp. 119–140.
- Renard, K. G. (1997). *Predicting Soil Erosion by Water: A Guide to Conservation Planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE)*. U.S. Department of Agriculture, Agricultural Research Service.
- Renssen, H., Seppä, H., Crosta, X., Goosse, H., & Roche, D. M. (2012). Global characterization of the Holocene Thermal Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 48, 7–19. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.05.022>
- Rey, T. (2006). *Dynamiques hydro-sédimentaires en Petite Camargue à l'Holocène* (Doctoral dissertation, Université Paul Valéry-Montpellier III).
- Rey, T., Lefevre, D., Vella, C. (2009). Deltaic plain development and environmental changes in the Petite Camargue, Rhône Delta, France, in the past 2000 years. *Quaternary Research*, 71(3), 284–294.
- Reynard, E., Arnaud-Fassetta, G., Laigre, L., & Schoeneich, P. (2009). *Le Rhône alpin vu sous l'angle de la géomorphologie: État des lieux*.
- Rimbu, N., Lohmann, G., Kim, J. H., Arz, H. W., & Schneider, R. (2003). Arctic/North Atlantic Oscillation signature in Holocene sea surface temperature trends as obtained from alkenone data. *Geophysical research letters*, 30(6).
- Robin, C., Rouby, D., Granjeon, D., Guillocheau, F., Allemand, P., & Raillard, S. (2005). Expression and modelling of stratigraphic sequence distortion. *Sedimentary Geology*, 178(3), 159–186. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2005.04.003>
- Rohais, S. (2007). *Architecture stratigraphique et flux sédimentaires sur la marge Sud du golfe de Corinthe (Grèce): Analyse de terrain, modélisations expérimentales et numériques* (Thèse soutenue le 2 février 2007).
- Ronneberger, O., Fischer, P., & Brox, T. (2015). U-Net: Convolutional Networks for Biomedical Image Segmentation. In N. Navab, J. Hornegger, W. M. Wells, & A. F. Frangi (Eds.), *Medical Image Computing and Computer-Assisted Intervention – MICCAI 2015* (pp. 234–241). Springer International Publishing. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-24574-4\\_28](https://doi.org/10.1007/978-3-319-24574-4_28)
- Rossiaud, J. (1994). *Réalités et imaginaire d'un fleuve: recherches sur le Rhône médiéval* (Doctoral dissertation, Paris 1).
- Roudié, P. (1989). Gavignaud (Geneviève), Propriétaires-viticulteurs en Roussillon (Structures-conjonctures-société, XVIIIe-XXe siècles), Paris, Publications de la Sorbonne (série France XIXe-XXe s., 17), 1983. *Annales du Midi*, 101(187), 337–338.
- Rousseau, L. (1960). De l'influence du type d'humus sur le développement des plantules de sapins dans les Vosges. In *Annales de l'école nationale des eaux et forêts et de la station de recherches et expériences*. ENEF, Ecole nationale des eaux et forêts, Nancy (FRA).
- Rustomji, P., & Pietsch, T. (2007). Alluvial sedimentation rates from southeastern Australia indicate post-European settlement landscape recovery. *Geomorphology*, 90(1), 73–90. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.01.009>

- Saadi, S., Todorovic, M., Tanasijevic, L., Pereira, L. S., Pizzigalli, C., & Lionello, P. (2015). Climate change and Mediterranean agriculture: Impacts on winter wheat and tomato crop evapotranspiration, irrigation requirements and yield. *Agricultural Water Management*, 147, 103–115. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2014.05.008>
- Sabatier, F. (2001). Fonctionnement et dynamiques morpho-sédimentaires du littoral du delta du Rhône (Doctoral dissertation, Aix-Marseille 3).
- Sabatier, F., Mailliet, G., Provansal, M., Fleury, T.-J., Suanez, S., & Vella, C. (2006). Sediment budget of the Rhône delta shoreface since the middle of the 19th century. *Marine Geology*, 234(1–4), 143–157. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.09.022>
- Sabatier, F., Samat, O., Ullmann, A., Suanez, S. (2009). Connecting large-scale coastal behaviour with coastal management of the Rhône delta. *Geomorphology*, 107(1-2), 79-89.
- Saito, Y., Yang, Z., & Hori, K. (2001). The Huanghe (Yellow River) and Changjiang (Yangtze River) deltas: A review on their characteristics, evolution and sediment discharge during the Holocene. *Geomorphology*, 41(2), 219–231. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(01\)00118-0](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(01)00118-0)
- Salvador, P.-G., & Berger, J.-F. (2014). The evolution of the Rhone River in the Basses Terres basin during the Holocene (Alpine foothills, France). *Geomorphology*, 204, 71–85. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.07.030>
- Sánchez-Arcilla, A., García-León, M., Gracia, V., Devoy, R., Stanica, A., & Gault, J. (2016). Managing coastal environments under climate change: Pathways to adaptation. *Science of The Total Environment*, 572, 1336–1352. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.01.124>
- Sauer, C. O. (1938). Theme of Plant and Animal Destruction in Economic History. *Journal of Farm Economics*, 20(4), 765–775. <https://doi.org/10.2307/1231378>
- Schmedemann, N., Schafmeister, M. T., Hoffmann, G. (2008). Numeric de-compaction of Holocene sediments. *Polish Geological Institute Special Papers*, 23, 87-94.
- Schumm, S. A. (1977). The fluvial system. (*No Title*). Retrieved November 22, 2023, from <https://cir.nii.ac.jp/crid/11302822268654050560>
- Schumm, S. A. (1981). Evolution and Response of the Fluvial System, Sedimentologic Implications. In F. G. Ethridge & R. M. Flores (Eds.), *Recent and Ancient Nonmarine Depositional Environments: Models for Exploration* (Vol. 31, p. 0). SEPM Society for Sedimentary Geology. <https://doi.org/10.2110/pec.81.31.0019>
- Schumm, S. A., Mosley, M. P., & Weaver, W. (1987). *Experimental fluvial geomorphology*. <https://www.osti.gov/biblio/6211294>
- Schumm, S. A. (1993). River Response to Baselevel Change: Implications for Sequence Stratigraphy. *The Journal of Geology*, 101(2), 279–294. <https://doi.org/10.1086/648221>
- Schwartz, D., De Foresta, H., Dechamps, R., & Lanfranchi, R. (1990). Découverte d'un premier site de l'âge du fer ancien (2110 BP) dans le Mayombe congolais. Implications paléobotaniques et pédologiques. *CR Acad. Sci. Paris*, 310(2), 1293-1298.
- Sclafert, T. (1959). *Cultures en Haute-Provence: déboisements et pâturages au Moyen Âge* (Vol. 4). Editions de l'Ecole des Hautes Etudes en Sciences Sociales.

- Sekovski, I., Newton, A., & Dennison, W. C. (2012). Megacities in the coastal zone: Using a driver-pressure-state-impact-response framework to address complex environmental problems. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 96, 48–59. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2011.07.011>
- Shackleton, N. J., Opdyke, N. D. (1973). Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 105 year and 106-year scale. *Quaternary research*, 3(1), 39-55.
- Shackleton, N. J. (2000). The 100,000-Year Ice-Age Cycle Identified and Found to Lag Temperature, Carbon Dioxide, and Orbital Eccentricity. *Science*, 289(5486), 1897–1902. <https://doi.org/10.1126/science.289.5486.1897>
- Shakun, J. D., & Carlson, A. E. (2010). A global perspective on Last Glacial Maximum to Holocene climate change. *Quaternary Science Reviews*, 29(15), 1801–1816. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.03.016>
- Shakun, J. D., Clark, P. U., He, F., Marcott, S. A., Mix, A. C., Liu, Z., Otto-Bliesner, B., Schmittner, A., & Bard, E. (2012). Global warming preceded by increasing carbon dioxide concentrations during the last deglaciation. *Nature*, 484(7392), Article 7392. <https://doi.org/10.1038/nature10915>
- Sharma, P. V. (1997). *Environmental and engineering geophysics*. Cambridge university press.
- Sheffer, N., Enzel, Y., Grodek, T., Waldmann, N., & Benito, G. (2003). Is the largest flood on record on the gardon river (France), indeed the largest? (pp. 112-112). Israel Geological Society.
- Shelhamer, E., Long, J., and Darrell, T. (2017) "Fully Convolutional Networks for Semantic Segmentation," in *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence*, vol. 39, no. 4, pp. 640-651, doi: 10.1109/TPAMI.2016.2572683.
- Shepard, F.P. (1973). *Submarine Geology*. Harper and Row, New York, N.Y., 3rd ed.
- Shin, S.-I., Liu, Z., Otto-Bliesner, B. L., Kutzbach, J. E., & Vavrus, S. J. (2003). Southern Ocean sea-ice control of the glacial North Atlantic thermohaline circulation. *Geophysical Research Letters*, 30(2). <https://doi.org/10.1029/2002GL015513>
- Slimak, L., Pesse, D., & Giraud, Y. (2006). Reconnaissance d'une installation du Protoaurignacien en vallée du Rhône. Implications sur nos connaissances concernant les premiers hommes modernes en France méditerranéenne. *Comptes Rendus Palevol*, 5(7), 909–917. <https://doi.org/10.1016/j.crpv.2006.05.002>
- Small, C., & Nicholls, R. J. (2003). A Global Analysis of Human Settlement in Coastal Zones. *Journal of Coastal Research*, 19(3), 584–599.
- Smith, D. E., Harrison, S., Firth, C. R., & Jordan, J. T. (2011). The early Holocene sea level rise. *Quaternary Science Reviews*, 30(15), 1846–1860.
- Solaun, K., & Cerdá, E. (2017). The Impact of Climate Change on the Generation of Hydroelectric Power—A Case Study in Southern Spain. *Energies*, 10(9), Article 9. <https://doi.org/10.3390/en10091343>
- Sornoza, L., Barnolas, A., Arasa, A., Maestro, A., Rees, J. G., Hernandez-Molina, F. J. (1998). Architectural stacking patterns of the Ebro delta controlled by Holocene high-frequency eustatic fluctuations, delta-lobe switching and subsidence processes. *Sedimentary Geology*, 117(1-2), 11-32.
- Stanford, J. D., Hemingway, R., Rohling, E. J., Challenor, P. G., Medina-Elizalde, M., & Lester, A. J. (2011). Sea-level probability for the last deglaciation: A statistical analysis of far-field records. *Global and Planetary Change*, 79(3), 193–203. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2010.11.002>

- Stanley, D. J. (1990). Recent subsidence and northeast tilting of the Nile delta, Egypt. *Marine Geology*, 94(1-2), 147-154.
- Stanley, D. J., Warne, A. G. (1994). Worldwide initiation of Holocene marine deltas by deceleration of sea-level rise. *Science*, 265(5169), 228-231.
- Stanley, D. J. (1997). Mediterranean deltas: subsidence as a major control of relative sea-level rise. *Bulletin de l'Institut océanographique (Monaco)*. Stanley, D. J., & Warne, A. G. (1993). Nile Delta: Recent Geological Evolution and Human Impact. *Science*, 260(5108), 628–634. <https://doi.org/10.1126/science.260.5108.628>
- Stanley D.J. & Warne A.G. (1998): Nile Delta in its destruction phase, *Journal of Coastal Research*, 795-825.
- Starkel, L., Soja, R., & Michczyńska, D. J. (2006). Past hydrological events reflected in Holocene history of Polish rivers. *CATENA*, 66(1), 24–33. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2005.07.008>
- Steckler, M. S., Mountain, G. S., Miller, K. G., & Christie-Blick, N. (1999). Reconstruction of Tertiary progradation and clinoform development on the New Jersey passive margin by 2-D backstripping. *Marine Geology*, 154(1), 399–420. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(98\)00126-1](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(98)00126-1)
- Stefani, M., & Vincenzi, S. (2005). The interplay of eustasy, climate and human activity in the late Quaternary depositional evolution and sedimentary architecture of the Po Delta system. *Marine Geology*, 222–223, 19–48. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2005.06.029>
- Steffen, W., Crutzen, P. J., & McNeill, J. R. (2017). 2. The Anthropocene: Are Humans Now Overwhelming the Great Forces of Nature? In 2. *The Anthropocene: Are Humans Now Overwhelming the Great Forces of Nature?* (pp. 12–31). New York University Press. <https://doi.org/10.18574/nyu/9781479844746.003.0006>
- Steinhilber, F., Abreu, J. A., Beer, J., Brunner, I., Christl, M., Fischer, H., Heikkilä, U., Kubik, P. W., Mann, M., McCracken, K. G., Miller, H., Miyahara, H., Oerter, H., & Wilhelms, F. (2012). 9,400 years of cosmic radiation and solar activity from ice cores and tree rings. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 109(16), 5967–5971. <https://doi.org/10.1073/pnas.1118965109>
- Surell, A. (1847). *Mémoire sur l'amélioration des embouchures du Rhône*. Impr. Ballivet et Fabre.
- Swenson, J. B., Paola, C., Pratson, L., Voller, V. R., & Murray, A. B. (2005). Fluvial and marine controls on combined subaerial and subaqueous delta progradation: Morphodynamic modeling of compound-clinoform development. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 110(F2). <https://doi.org/10.1029/2004JF000265>
- Syvitski, J. P., & Morehead, M. D. (1999). Estimating river-sediment discharge to the ocean: Application to the Eel margin, northern California. *Marine Geology*, 154(1), 13–28. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(98\)00100-5](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(98)00100-5)
- Syvitski, J. P. M., & Bahr, D. B. (2001). Numerical models of marine sediment transport and deposition. *Computers and Geosciences*, 27, 617–618. [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(00\)00119-9](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(00)00119-9)
- Syvitski, J. P. M., Peckham, S. D., Hilberman, R., & Mulder, T. (2003). Predicting the terrestrial flux of sediment to the global ocean: A planetary perspective. *Sedimentary Geology*, 162(1), 5–24. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(03\)00232-X](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(03)00232-X)
- Syvitski, J. P. M., Vörösmarty, C. J., Kettner, A. J., & Green, P. (2005). Impact of Humans on the Flux of Terrestrial Sediment to the Global Coastal Ocean. *Science*, 308(5720), 376–380. <https://doi.org/10.1126/science.1109454>

- Taberlet, P., Bonin, A., Zinger, L., & Coissac, E. (2018). *Environmental DNA: For Biodiversity Research and Monitoring*. Oxford University Press.
- Tasar, O., Tarabalka, Y., & Alliez, P. (2019). Incremental learning for semantic segmentation of large-scale remote sensing data. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 12(9), 3524-3537.
- Teatini, P., Gambolati, G., Castelletto, N., Ferronato, M., Janna, C., Cairo, E., Rocca, F. (2010). Monitoring and modelling 3-D ground movements induced by seasonal gas storage in deep reservoirs. *Proc. EISOLS, 2010*, 339.
- Tena, A., Piégay, H., Seignemartin, G., Barra, A., Berger, J. F., Mourier, B., & Winiarski, T. (2020). Cumulative effects of channel correction and regulation on floodplain terrestrialisation patterns and connectivity. *Geomorphology*, 354, 107034. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107034>
- Tendille, C. (1982). Mobiliers métalliques protohistoriques de la région nîmoise: instruments et outils divers (V). *Documents d'archéologie méridionale*, 5(1), 33-52.
- Thornes, J. B., & Wainwright, J. (2004). *Environmental Issues in the Mediterranean: Processes and Perspectives from the Past and Present*. Routledge.
- Tinner, W., & Kaltenrieder, P. (2005). Rapid responses of high-mountain vegetation to early Holocene environmental changes in the Swiss Alps. *Journal of Ecology*, 93(5), 936-947. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2745.2005.01023.x>
- Tousson, O. (1922). Prince Omar Tousson Atlas. *Royal Geographical Society, Egypt, Cairo*.
- Triat-Laval, H. (1982). Pollenanalyse de sédiments quaternaires récents du pourtour de l'Etang de Berre. *Ecologia mediterranea*, 8(4), 97-115.
- Vallauri, D., Grel, A., Granier, E., & Dupouey, J. L. (2012). *Les forêts de Cassini. Analyse quantitative et comparaison avec les forêts actuelles* (Doctoral dissertation, WWF).
- Van Asselen, S., Stouthamer, E., Van Asch, T. W. (2009). Effects of peat compaction on delta evolution: a review on processes, responses, measuring and modeling. *Earth-Science Reviews*, 92(1-2), 35-51.
- Van der Leeuw, S., & Lévêque, C. (2003). Quelles natures voulons-nous? Pour une approche socio-écologique du champ de l'environnement.
- Van Geel, B., & Renssen, H. (1998). Abrupt Climate Change around 2,650 BP in North-West Europe: Evidence for Climatic Teleconnections and a Tentative Explanation. In A. S. Issar & N. Brown (Eds.), *Water, Environment and Society in Times of Climatic Change: Contributions from an International Workshop within the framework of International Hydrological Program (IHP) UNESCO, held at Ben-Gurion University, Sede Boker, Israel from 7-12 July 1996* (pp. 21-41). Springer Netherlands. [https://doi.org/10.1007/978-94-017-3659-6\\_2](https://doi.org/10.1007/978-94-017-3659-6_2)
- Van der Leeuw, S. E. & The ARCHAEOMEDES research team. (2005). Climate, hydrology, land use, and environmental degradation in the lower Rhone Valley during the Roman period. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(1), 9-27. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2004.10.018>
- Van Wagoner, J. C., Posamentier, H. W., Mitchum, R. M. J., Vail, P. R., Sarg, J. F., Loutit, T. S., Hardenbol, J. (1988). An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions.
- Vauclin, S., Mourier, B., Tena, A., Piégay, H., Winiarski, T. (2020). Effects of river infrastructures on the floodplain sedimentary environment in the Rhône River. *Journal of Soils and Sediments*, 20, 2697-2708.

- Vázquez-Tarrío, D., Tal, M., Camenen, B., & Piégay, H. (2019). Effects of continuous embankments and successive run-of-the-river dams on bedload transport capacities along the Rhône River, France. *Science of The Total Environment*, 658, 1375-1389.
- Vella, C., Fleury, T.-J., Raccasi, G., Provansal, M., Sabatier, F., & Bourcier, M. (2005). Evolution of the Rhône delta plain in the Holocene. *Marine Geology*, 222–223, 235–265. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2005.06.028>
- Vella, C., Fleury, T. J., Gensous, B., Labaune, C., & Tesson, M. (2008). Grandes séquences holocènes et discontinuités sédimentaires dans le delta du Rhône. *Collection EDYTEM. Cahiers de géographie*, 6(1), 155–166. <https://doi.org/10.3406/edyte.2008.1036>
- Vella, C., Tomatis, C., & Sivan, O. (2014). Le contexte paléoenvironnemental. *Archaeonautica*, 18(1), 65–73. <https://doi.org/10.3406/nauti.2014.1309>
- Vernet, J.-P., Dominik, J., & Favarger, P. Y. (1983). Texture and sedimentation rates in Lake Geneva. *Environmental Geology*, 5(3), 143–149. <https://doi.org/10.1007/BF02381272>
- Vernier, E. (1972). Recherches sur la dynamique sédimentaire du Golfe de Fos (Doctoral dissertation)
- Vital, J. (2005). Modalités et contexte d'évolution des formes architecturales à la fin du Néolithique et au début de l'âge du Bronze en moyenne vallée du Rhône. *Actes des congrès nationaux des sociétés historiques et scientifiques*, 127(2), 365–387.
- Vousdoukas, M. I., Mentaschi, L., Voukouvalas, E., Verlaan, M., & Feyen, L. (2017). Extreme sea levels on the rise along Europe's coasts. *Earth's Future*, 5(3), 304–323. <https://doi.org/10.1002/2016EF000505>
- Wagner, S., Zorita, E. (2005). The influence of volcanic, solar and CO2 forcing on the temperatures in the Dalton Minimum (1790–1830): A model study. *Climate dynamics*, 25, 205-218.
- Walker, R.G., Plint, A.G. (1992). Wave- and storm-dominated shallowmarine systems. In: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geol. Ass. Can., St. John's, Geotext 1, pp. 219–23
- Walker, M., Johnsen, S., Rasmussen, S. O., Popp, T., Steffensen, J.-P., Gibbard, P., Hoek, W., Lowe, J., Andrews, J., Björck, S., Cwynar, L. C., Hughen, K., Kershaw, P., Kromer, B., Litt, T., Lowe, D. J., Nakagawa, T., Newnham, R., & Schwander, J. (2009). Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records. *Journal of Quaternary Science*, 24(1), 3–17. <https://doi.org/10.1002/jqs.1227>
- Walker, M., Head, M. J., Lowe, J., Berkelhammer, M., Björck, S., Cheng, H., Cwynar, L. C., Fisher, D., Gkinis, V., Long, A., Newnham, R., Rasmussen, S. O., & Weiss, H. (2019). Subdividing the Holocene Series/Epoch: Formalization of stages/ages and subseries/subepochs, and designation of GSSPs and auxiliary stratotypes. *Journal of Quaternary Science*, 34(3), 173–186. <https://doi.org/10.1002/jqs.3097>
- Walsh, K., & Mocchi, F. (2011). Mobility in the Mountains: Late Third and Second Millennia Alpine Societies' Engagements with the High-Altitude Zones in the Southern French Alps. *European Journal of Archaeology*, 14(1–2), 88–115. <https://doi.org/10.1179/146195711798369427>
- Walsh, K., Berger, J.-F., Roberts, C. N., Vanniere, B., Ghilardi, M., Brown, A. G., Woodbridge, J., Lespez, L., Estrany, J., Glais, A., Palmisano, A., Finné, M., & Verstraeten, G. (2019). Holocene demographic

- fluctuations, climate and erosion in the Mediterranean: A meta data-analysis. *The Holocene*, 29(5), 864–885. <https://doi.org/10.1177/0959683619826637>
- Walter, R. C., & Merritts, D. J. (2008). Natural Streams and the Legacy of Water-Powered Mills. *Science*, 319(5861), 299–304. <https://doi.org/10.1126/science.1151716>
- Wanner, H., Beer, J., Bütikofer, J., Crowley, T. J., Cubasch, U., Flückiger, J., Goosse, H., Grosjean, M., Joos, F., Kaplan, J. O., Küttel, M., Müller, S. A., Prentice, I. C., Solomina, O., Stocker, T. F., Tarasov, P., Wagner, M., & Widmann, M. (2008). Mid- to Late Holocene climate change: An overview. *Quaternary Science Reviews*, 27(19), 1791–1828. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.06.013>
- Warne, A. G., Stanley, D. J. (1993). Archaeology to refine Holocene subsidence rates along the Nile delta margin, Egypt. *Geology*, 21(8), 715-718.
- Waters, C. N., Zalasiewicz, J., Summerhayes, C., Barnosky, A. D., Poirier, C., Gałuszka, A., Cearreta, A., Edgeworth, M., Ellis, E. C., Ellis, M., Jeandel, C., Leinfelder, R., McNeill, J. R., Richter, D. deB., Steffen, W., Syvitski, J., Vidas, D., Wagreich, M., Williams, M., ... Wolfe, A. P. (2016). The Anthropocene is functionally and stratigraphically distinct from the Holocene. *Science*, 351(6269), aad2622. <https://doi.org/10.1126/science.aad2622>
- Weninger, B., Alram-Stern, E., Bauer, E., Clare, L., Danzeglocke, U., Jöris, O., Kubatzki, C., Rollefson, G., Todorova, H., & Andel, T. van. (2006). Climate Forcing Due to the 8200 Cal yr BP Event Observed at Early Neolithic Sites in the Eastern Mediterranean. *Quaternary Research*, 66(3), 401–420. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2006.06.009>
- Wiles, G. C., D'Arrigo, R. D., Villalba, R., Calkin, P. E., Barclay, D. J. (2004). Century-scale solar variability and Alaskan temperature change over the past millennium. *Geophysical Research Letters*, 31(15).
- Wirth, S. B., Glur, L., Gilli, A., & Anselmetti, F. S. (2013). Holocene flood frequency across the Central Alps – solar forcing and evidence for variations in North Atlantic atmospheric circulation. *Quaternary Science Reviews*, 80, 112–128. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.09.002>
- Wittmann, H., von Blanckenburg, F., Maurice, L., Guyot, J.-L., Filizola, N., & Kubik, P. W. (2011). Sediment production and delivery in the Amazon River basin quantified by in situ-produced cosmogenic nuclides and recent river loads. *GSA Bulletin*, 123(5–6), 934–950. <https://doi.org/10.1130/B30317.1>
- Wolman, M. G., & Schick, A. P. (1967). Effects of construction on fluvial sediment, urban and suburban areas of Maryland. *Water Resources Research*, 3(2), 451–464. <https://doi.org/10.1029/WR003i002p00451>
- Woodbridge, J., Roberts, N., Fyfe, R. (2018). Pan-Mediterranean Holocene vegetation and land-cover dynamics from synthesized pollen data. *Journal of Biogeography*, 45(9), 2159-2174.
- Wright, L. D. (1977). Sediment transport and deposition at river mouths: A synthesis. *GSA Bulletin*, 88(6), 857–868. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1977\)88<857:STADAR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1977)88<857:STADAR>2.0.CO;2)
- Xu, W., Deng, X., Guo, S., Chen, J., Sun, L., Zheng, X., Xiong, Y., Shen, Y., Wang, X. (2020). High-Resolution U-Net: Preserving Image Details for Cultivated Land Extraction. 4064; doi:10.3390/s20154064
- Yeste, P., Rosa-Cánovas, J. J., Romero-Jiménez, E., García-Valdecasas Ojeda, M., Gámiz-Fortis, S. R., Castro-Díez, Y., & Esteban-Parra, M. J. (2021). Projected hydrologic changes over the north of the Iberian Peninsula using a Euro-CORDEX multi-model ensemble. *Science of The Total Environment*, 777, 146126. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.146126>



- Yi, S., Saito, Y., Zhao, Q., and Wang, P. (2003). Vegetation and climate changes in the Changjiang (Yangtze River) Delta, China, during the past 13,000 years inferred from pollen records. *Quaternary Science Reviews*, 22(14), 1501-1519.
- Yokoyama, Y., Kido, Y., Tada, R., Minami, I., Finkel, R. C., & Matsuzaki, H. (2007). Japan Sea oxygen isotope stratigraphy and global sea-level changes for the last 50,000 years recorded in sediment cores from the Oki Ridge. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 247(1), 5–17. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.11.018>
- Zalasiewicz, J., Williams, M., Steffen, W., & Crutzen, P. (2010). The New World of the Anthropocene. *Environmental Science & Technology*, 44(7), 2228–2231. <https://doi.org/10.1021/es903118j>
- Zhao, J.B., Ma, Y.D., Cao, J.J., Hao, Y.F., Shao, T.J., Liu, X.M. (2020). Holocene pedostratigraphic records from the southern Chinese Loess Plateau and their implications for the effects of climate on human civilization, CATENA, Volume 187,104410. ISSN 0341-8162. [doi.org/10.1016/j.catena.2019.104410](https://doi.org/10.1016/j.catena.2019.104410).
- Zhorneyak, L. V., Zanchetta, G., Drysdale, R. N., Hellstrom, J. C., Isola, I., Regattieri, E., Piccini, L., Baneschi, I., & Couchoud, I. (2011). Stratigraphic evidence for a “pluvial phase” between ca 8200–7100 ka from Renella cave (Central Italy). *Quaternary Science Reviews*, 30(3), 409–417. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.12.003>
- Zhou Z., Rahman Siddiquee M.M., Tajbakhsh N., Liang J. (2018) UNet++: A Nested U-Net Architecture for Medical Image Segmentation. In: Stoyanov D. et al. (eds) Deep Learning in Medical Image Analysis and Multimodal Learning for Clinical Decision Support. DLMIA 2018, ML-CDS 2018. Lecture Notes in Computer Science, vol 11045. Springer, Cham. [https://doi.org/10.1007/978-3-030-00889-5\\_1](https://doi.org/10.1007/978-3-030-00889-5_1)
- Zhou, Z.-H. (2021). *Machine Learning*. Springer Nature.
- Zielhofer, C., & Faust, D. (2008). Mid- and Late Holocene fluvial chronology of Tunisia. *Quaternary Science Reviews*, 27(5), 580–588. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.11.019>
- Zielhofer, C., Köhler, A., Mischke, S., Benkaddour, A., Mikdad, A., and Fletcher, W. J. (2019). Western Mediterranean hydro-climatic consequences of Holocene ice-rafted debris (Bond) events, *Clim. Past*, 15, 463–475, <https://doi.org/10.5194/cp-15-463-2019>, 2019.
- Zong, Y., Huang, K., Yu, F., Zheng, Z., Switzer, A., Huang, G., Tang, M. (2012). The role of sea-level rise, monsoonal discharge and the palaeo-landscape in the early Holocene evolution of the Pearl River delta, southern China. *Quaternary Science Reviews*, 54, 77-88.