



**HAL**  
open science

# Modélisation prospective du transfert de matières en suspension (MES) dans le bassin versant du Rhône. Construction d'un modèle sédimentaire et application de scénarios

Mathieu Fressard, Clément Fabre, Simone Bizzi, Flora Branger, Hervé Piégay

## ► To cite this version:

Mathieu Fressard, Clément Fabre, Simone Bizzi, Flora Branger, Hervé Piégay. Modélisation prospective du transfert de matières en suspension (MES) dans le bassin versant du Rhône. Construction d'un modèle sédimentaire et application de scénarios: OSR6 | Axe D - Action D.3 | Rapport scientifique final. [Rapport de recherche] CNRS; INRAE; Univ. Padova. 2024. hal-04653218

**HAL Id: hal-04653218**

**<https://hal.science/hal-04653218>**

Submitted on 26 Aug 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.



Observatoire  
des Sédiments  
du Rhône

**Modélisation prospective du  
transfert de matières en  
suspension (MES) dans le bassin  
versant du Rhône.**

**Construction d'un modèle  
sédimentaire et application de  
scénarios**

# Modélisation prospective du transfert de MES dans le bassin versant du Rhône.

## Construction d'un modèle sédimentaire et application de scénarios

Rapport scientifique final

Version du 19 juin 2024

---

Observatoire des Sédiments du Rhône – 6<sup>ème</sup> programme d'action

---

Axe D – Prévoir les changements pour anticiper les impacts

---

Action D3 – Modélisation prospective du transfert de MES

---

### Personnes impliquées

Mathieu Fressard (CNRS, EVS Lyon / IDEES Caen) ; Clément Fabre (CNRS, EVS Lyon) ; Simone Bizzi (Univ. Padova, dept. of Geosciences) ; Flora Branger (INRAE Lyon, Riverly) ; Hervé Piégay (CNRS, EVS Lyon)

### Pour citer ce rapport

Fressard M., Fabre C., Bizzi S., Branger F., Piégay H. (2024) *Modélisation prospective du transfert de MES dans le bassin versant du Rhône : Construction d'un modèle sédimentaire et application de scénarios*. Rapport final. Observatoire des Sédiments du Rhône – 6<sup>ème</sup> programme d'action. Action D3. 55 p.

L'OSR est un dispositif animé par le Graie. Pour toute information vous pouvez contacter  
Bertrand Morandi (bertrand.morandi@graie.org)



---

## Résumé

Ce travail vise à développer un modèle de transferts de MES à l'échelle du bassin versant du Rhône et de ses principaux affluents, puis à proposer des scénarios de l'évolution potentielle de ces transferts sur la base de projections climatiques.

Le modèle CASCADE-Rhône a été développé sur la base du couplage de trois sous modèles : (1) InVEST SDR (production sédimentaire des versants) ; J2000-Rhône (transferts hydrologiques) et (3) CASCADE (connectivité sédimentaire dans le réseau hydrographique). Les résultats montrent que le modèle reproduit bien les ordres de grandeur mesurés aux stations de l'OSR.

Dans un second temps, les scénarios de prospective climatique (précipitations) ont été utilisés pour estimer les évolutions potentielles de ces transferts à horizon 2100. Le scénario RCP 8.5 a été analysé via 5 modèles climatiques complémentaires. L'ensemble des modèles converge vers une réduction globale des transferts sédimentaires sur le bassin versant du Rhône (de -5% à -20% selon les modèles), lié principalement à la baisse générale des débits et des épisodes de précipitations érosives dans les Alpes.

---

## Mots-clés

Rhône, Observatoire, Sédiments, OSR, transferts de MES, érosion, modélisation, bassin versant, scénarios, changement climatique, prospective

---

# Table des matières

<b>1</b>	<b>Introduction et objectifs</b> .....	<b>5</b>
1.1	Contexte et objectifs scientifiques.....	5
1.2	Démarche générale de la modélisation .....	6
<b>2</b>	<b>Modélisation de la production sédimentaire des versants</b> .....	<b>7</b>
2.1	Principe général du modèle INVEST-SDR.....	7
2.2	Détermination des limites du secteur d'étude .....	8
2.3	Cartographie des facteurs de la modélisation : fondements et acquisition des données de base .....	8
2.3.1	<i>Modélisation de l'érosion des sols (RUSLE)</i> .....	8
2.3.2	<i>Taux de transfert sédimentaire (SDR)</i> .....	15
2.4	Résultats : Apports du modèle spatial pour l'interprétation des signaux sédimentaires du bassin versant.....	16
2.4.1	<i>Cartographie des facteurs de base</i> .....	16
2.4.2	<i>Calage du modèle de transfert</i> .....	20
2.4.3	<i>Transferts versant/cours d'eau à l'échelle du bassin du Rhône</i> .....	21
<b>3</b>	<b>Modélisation des transferts de MES dans le réseau hydrographique</b> .....	<b>25</b>
3.1	Principe général du modèle CASCADE .....	25
3.2	Données d'entrée .....	26
3.2.1	<i>Réseau hydrographique</i> .....	26
3.2.2	<i>Débits</i> .....	27
3.2.3	<i>Largeur de bande active</i> .....	28
3.2.4	<i>Définition des classes granulométriques modélisées</i> .....	28
3.2.5	<i>Capacité de transport</i> .....	29
3.2.6	<i>Barrages</i> .....	29
3.2.7	<i>Granulométrie des MES</i> .....	29
3.2.8	<i>Intégration des sources sédimentaires des versants</i> .....	30
3.3	Résultats.....	30
3.3.1	<i>Caractéristiques du réseau hydrographique du modèle</i> .....	30
3.3.2	<i>Cartographie des flux sédimentaires dans le réseau hydrographique</i> .....	32
3.3.3	<i>Validation du modèle : comparaison aux mesures des flux de MES en station</i> .....	34
3.3.4	<i>Connectivité des principaux affluents aux corridor Rhodanien</i> .....	36
<b>4</b>	<b>Simulations sous scénarios de changement climatique</b> .....	<b>39</b>
4.1	Choix des scénarios climatiques .....	39
4.2	Implémentation dans le modèle sédimentaire.....	40
4.3	Ajustement des modèles .....	41
4.4	Impacts sur l'érosivité des pluies et les transferts versant/cours d'eau .....	41
4.5	Impacts sur les transferts de MES dans le réseau hydrographique.....	45
<b>5</b>	<b>Discussion</b> .....	<b>48</b>
5.1	Convergences avec d'autres études sur le bassin du Rhône .....	48
5.2	Évolutions et améliorations du modèle .....	48
5.2.1	<i>Cartographie des sources sédimentaire (InVEST-SDR)</i> .....	48
5.2.2	<i>Transferts sédimentaires dans le réseau hydrographique (CASCADE-Rhône)</i> .....	49
5.2.3	<i>Scénarios prospectifs</i> .....	49
<b>6</b>	<b>Conclusion</b> .....	<b>50</b>
<b>7</b>	<b>Bibliographie</b> .....	<b>51</b>

---

# 1 Introduction et objectifs

## 1.1 Contexte et objectifs scientifiques

Ce travail s'inscrit dans le cadre de l'axe D de l'OSR 6 « Prévoir les changements pour anticiper les impacts ». Cet axe a pour objectif de proposer des scénarios prospectifs d'évolution des transferts hydrologiques, sédimentaires et de contaminants pour le Rhône. Il se base sur les connaissances acquises, méthodes et modèles développés depuis plus de 10 ans permettant de disposer de solides bases de données pour la construction et l'application de ces scénarios. Cette action D3 « modélisation prospective des transferts sédimentaires », s'est spécifiquement axée sur la construction d'un modèle de transport de MES sur l'ensemble du bassin du Rhône et de ses principaux affluents, puis sur l'exploration de scénarios de prospective climatique.

Pour la modélisation des transferts de sédiments à l'échelle du bassin versant, plusieurs modèles sont disponibles pour le bassin versant du Rhône. Le Modèle Mage-Adis TS est un modèle hydrosédimentaire 1D à très haute résolution spatiale et temporelle (Guertault et al., 2016). Il permet de réaliser des calculs hydrosédimentaires sur l'ensemble du linéaire du Rhône, du lac Léman à la mer. Il résout les équations de Barré-de-Saint-Venant ainsi que l'équation d'advection-dispersion d'une concentration en sédiment avec de potentiels échanges avec le fond via un terme source. Ce modèle est principalement utilisé pour la simulation d'événements spécifiques tels que les chasses ou les épisodes de crue (Guertault et al., 2018 ; Le Coz et al., 2021). Cependant, il requiert de nombreuses données de suivi (issues des stations météorologiques) afin de contraindre la modélisation (Launay et al., 2019). Il n'intègre pas directement de données climatiques et, de ce fait, il reste aujourd'hui difficile d'y intégrer rapidement des scénarios de prospective climatique (besoin d'étapes de modélisation intermédiaires, voir Troudet et al., 2023). D'autres modèles sédimentaires, exclusivement orientés sur l'érosion des versants peuvent être cités. Ils ont été développés à l'échelle européenne avec pour objectif de proposer un zonage des grandes tendances à l'échelle continentale (Panagos et al., 2015 ; Borrelli et al., 2018). Ces modèles restent difficiles à utiliser localement dans la mesure où (1) ils sont nécessairement affectés par une grande marge d'erreur inhérente à l'extension spatiale de leur application et (2) ils ne représentent pas la dynamique des flux sédimentaires dans le réseau fluvial, considéré comme faisant transiter efficacement 100% de la production sédimentaire des versants vers les exutoires (Fabre et al., 2024).

Ainsi, le besoin de développement d'une modélisation spécifiquement adaptée à l'échelle de travail et permettant une intégration explicite des scénarios de prospective climatique proposées par les climatologues apparaît nécessaire. Nous avons ainsi pris le parti de mettre en place un nouveau couplage méthodologique entre 3 sous-modèles complémentaires : J2000-Rhône (Branger et al., 2016), InVEST-SDR (Hamel et al., 2015) et CASCADE (Schmitt et al., 2016). Le protocole développé se base sur les résultats de l'OSR 5 durant lequel la construction de ce modèle sédimentaire spatialement distribué a montré des résultats prometteurs sur le bassin versant de l'Arc (Fressard et al., 2021). Les résultats ont montré le potentiel et la plus-value d'une approche à moyenne échelle (par sous-bassin) par comparaison aux approches dites régionales (bassin entier) du fait de la qualité des données d'entrée utilisées et du couplage de modèles de type grille (sources sédimentaires des versants) avec des modèles de type vectoriel (circulations dans les linéaires). Cette approche a été étendue à l'ensemble du bassin du Rhône français pour la construction du modèle, puis différents scénarios de prospective climatique ont été traités.

## 1.2 Démarche générale de la modélisation

Le principe général de la méthode consiste en un couplage de trois modèles indépendants permettant une modélisation intégrée des bilans sédimentaires annuels moyens dans le réseau hydrographique du Rhône et de ses principaux affluents. Le modèle J2000-Rhône constitue le support de base en fournissant les informations relatives aux débits du cours d'eau pour le calcul des capacités de transport solide. Un modèle d'érosion/transport sur les versants (InVEST-SDR) permet, quant à lui, de spatialiser la production sédimentaire des versants et calibrer la localisation et le volume fourni par les sources sédimentaires qui alimentent le cours d'eau. Enfin, le modèle CASCADE simule la circulation sédimentaire (MES) dans le réseau hydrographique (Figure 1).

Sur la base de ces trois modèles couplés, différents scénarios prospectifs peuvent être proposés en faisant varier différents paramètres spatialisés du modèle représentés sous forme de cartes. Nous nous sommes exclusivement focalisés sur des scénarios de prospective climatique fournis par le portail DRIAS climat traités dans le projet Explore 2 (Soubeyroux et al., 2020). Bien qu'ayant été identifiés comme très importants dans le cadre du séminaire n°1 de l'action D1 de l'OSR 6 (« Identification des scénarios du changement » - Radakovitch et al., 2022), les scénarios de changements d'occupation du sol n'ont pas été investigués du fait de la complexité et du caractère très exploratoire de leur développement à des échelles aussi vastes que le bassin versant du Rhône.

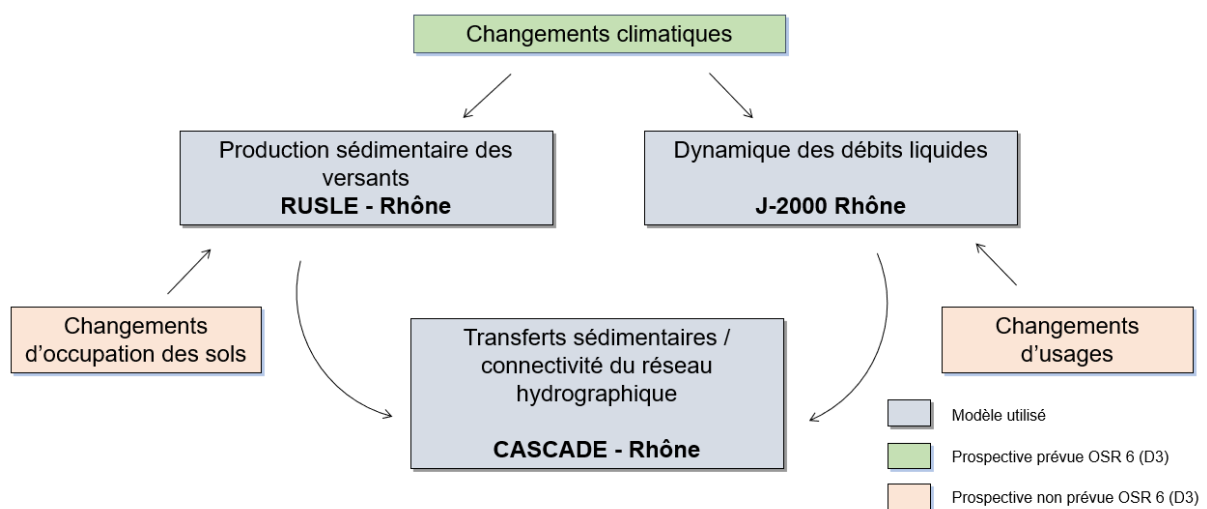


Figure 1 : Schéma général de la procédure de modélisation

Ce rapport présentera successivement la méthode ainsi que les résultats à l'échelle régionale pour les modèles InVEST-SDR et CASCADE (sections 2 et 3). La méthode et les résultats associés au modèle J2000 ne seront pas présentés, mais peuvent être trouvés, entre autres, dans Branger et al. (2016) et dans Branger et al. (2023). La section 4 présente l'approche développée pour la modélisation prospective des transferts de MES. Enfin, la section 5 sera consacrée à une discussion générale autour de ce travail, de son positionnement dans l'OSR et des perspectives d'évolution/application du modèle.

## 2 Modélisation de la production sédimentaire des versants

### 2.1 Principe général du modèle INVEST-SDR

L'approche INVEST-SDR (Hamel et al., 2015) a pour objectif de modéliser les transferts de sédiments entre les versants et le cours d'eau. Elle se base sur l'emploi de 2 modèles emboîtés (Figure 2), renseignant respectivement : (1) les processus d'érosion (vus ici au sens de l'ablation de particules de sols sur les versants) – RUSLE (Wischmeier and Smith, 1978 ; Renard et al., 1997) et (2) une composante connectivité (vue ici comme la probabilité qu'une particule de sol érodée soit prise en charge effectivement jusqu'au réseau hydrographique) – « Index of connectivity » IC (Borselli et al., 2008 ; Vigiak et al., 2012 ; Cavalli et al., 2013). Les dynamiques fluviales ne sont pas prises en compte. Une particule de sol atteignant le cours d'eau sera ainsi considérée comme effectivement transportée jusqu'à l'exutoire du bassin versant. Le modèle renseigne sur les transferts sédimentaires selon une moyenne interannuelle à une échelle de temps considérée comme la durée de la chronique de précipitations utilisée pour calibrer le modèle. Il est ainsi généralement conseillé de disposer d'une chronique d'au minimum 10 ans (Nearing et al., 2017).

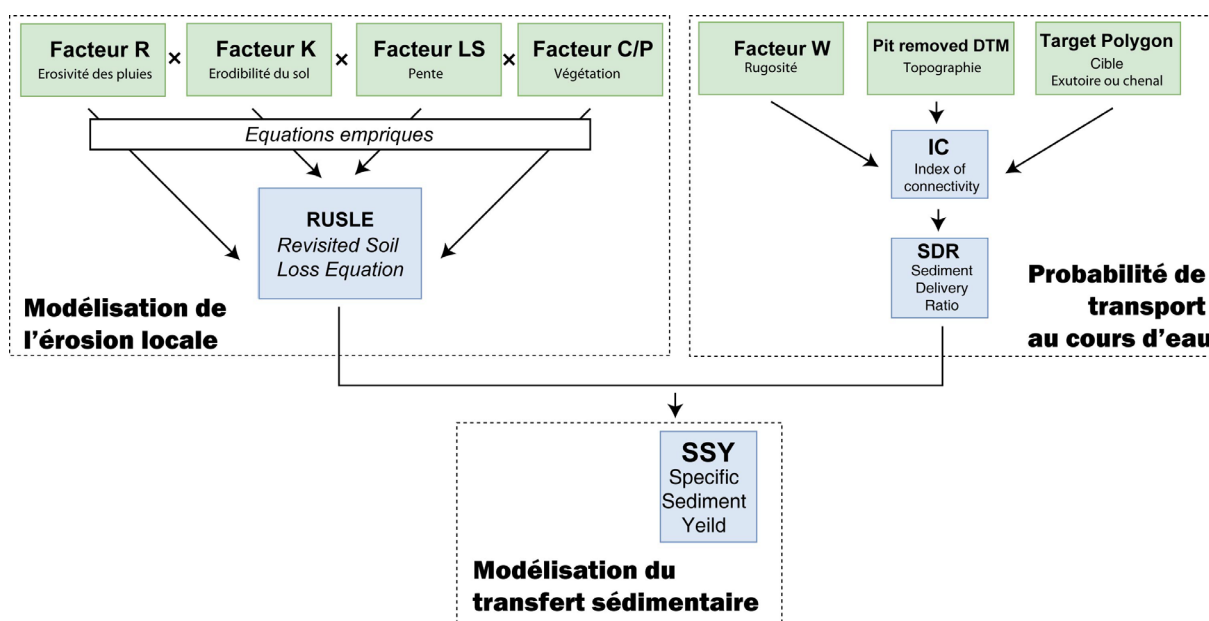


Figure 2 : Schéma général de la modélisation INVEST-SDR

Le modèle Invest-SDR est disponible sous forme d'une application « standalone » téléchargeable sur le site du « *Natural Capital Project – Stanford University*<sup>1</sup> ». Le déploiement du modèle se fait sur la

<sup>1</sup> <https://naturalcapitalproject.stanford.edu/invest/sediment-retention>



base de couches SIG en format raster (grille) représentant les différents facteurs en entrée qui seront détaillés dans la section suivante. Le modèle peut être également utilisé via l'interface python, pour le traitement par lots (itérations multiples) afin de faciliter les procédures de calage/validation en faisant varier les paramètres de calibration du modèle.

Depuis 2015, de nombreuses études ont utilisé ce modèle pour estimer les transferts sédimentaires dans des bassins versants à des échelles très diverses de quelques dizaines de km<sup>2</sup> à plusieurs centaines de milliers (e.g. Hamel et al., 2017; Zhou et al., 2019; Hoofman et al., 2023; Kantharajan et al., 2023). Ce modèle est ainsi largement accepté par la communauté scientifique et offre l'avantage (1) d'être largement documenté, (2) de permettre des estimations assez rapides des transferts de sédiments dans un bassin versant (temps de calcul réduits) et (3) d'être très explicite dans son fonctionnement, notamment du fait de l'utilisation d'équations empiriques basées sur des paramètres simples, organisés thématiquement selon les principaux facteurs de contrôle de l'érosion : précipitations, sols, pente et occupation du sol.

## 2.2 Détermination des limites du secteur d'étude

Le choix a été fait de se focaliser sur la partie française du Rhône pour des raisons d'accès et de disponibilité des données d'entrée. Le travail pourra être étendu par la suite à la partie Suisse du fleuve, même si les apports en amont de Genève sont a priori faibles du fait de la dé-connectivité induite par le lac Léman. Le bassin versant considéré est celui extrait à partir du modèle numérique de terrain de référence d'IGN (BD-ALTI 25) avec une résolution spatiale de 25 mètres. Le delta du Rhône n'est pas inclus afin de faciliter les traitements SIG. L'exutoire est considéré au droit de la station de mesure de Beaucaire.

## 2.3 Cartographie des facteurs de la modélisation : fondements et acquisition des données de base

Cette section a pour objectif de présenter des facteurs élémentaires dérivés pour l'application du modèle sur le bassin versant du Rhône. Nous insisterons globalement peu sur les principes généraux (le lecteur sera envoyé vers des ouvrages et articles scientifiques de référence) pour nous focaliser plus spécifiquement sur les choix méthodologiques réalisés pour les déterminer spatialement.

### 2.3.1 Modélisation de l'érosion des sols (RUSLE)

L'équation RUSLE constitue la première étape de modélisation dans le cadre de l'approche INVEST-SDR. Elle permet de proposer une spatialisation de la moyenne interannuelle des pertes en sols attribuée à l'érosion en nappes (érosion diffuse) et en rigoles (érosion concentrée). Cette approche ne prend pas en compte les dynamiques de transport et de sédimentation, il s'agit donc ici de la composante ablation du système érosif. Cette équation empirique s'organise autour de 5 paramètres fondamentaux représentant les facteurs de contrôle naturels et anthropiques de l'érosion des sols. Elle correspond au produit de l'érosivité des précipitations (facteur R) et de la résistance du milieu (facteurs K, LS, C et P), où :

$$A = R \times K \times LS \times C \times P$$

Avec, A : Pertes en sol annuelles potentielles (t.ha<sup>-1</sup>.an<sup>-1</sup>), R : Facteur d'érosivité des précipitations (MJ.mm.ha<sup>-1</sup> h<sup>-1</sup> an<sup>-1</sup>), K : Facteur d'érodibilité du sol (t.h.MJ<sup>-1</sup>.mm<sup>-1</sup>), LS : Facteur de la longueur et de l'inclinaison de la pente (adimensionnel), C : Facteur du couvert végétal (adimensionnel), P : Facteur des mesures de conservation du sol (adimensionnel)

Le modèle, dans sa version spatialisée, est implémenté selon une succession d'images raster représentant chacun des facteurs évoqués ci-dessous. Le calcul des différents facteurs est réalisé sous SIG suivant une grande diversité de méthodes développées au cours des 40 dernières années.

RUSLE est de loin le modèle le plus utilisé au monde pour la spatialisation des vitesses d'érosion. Plus de détails sur les principes et fonctionnement du modèle pourront être trouvés (en langue anglaise) dans les deux ouvrages fondateurs de la méthode : Renard et al., 1997; Wischmeier and Smith, 1978 ; ainsi que dans trois synthèses et méta analyses, plus récentes, sur l'utilisation du modèle à l'échelle mondiale (Alewell et al., 2019 ; Phinzi and Ngetar, 2019 ; Kumar et al., 2022). Enfin, Chaize (2022) propose une synthèse des principes et fonctionnement du modèle en français ainsi que son application en domaine viticole.

- Facteur R

#### Principes généraux de la méthode

Le facteur R mesure l'énergie cinétique de l'impact des gouttes de pluie sur le sol et le niveau de ruissellement associé (Wischmeier & Smith, 1978). L'érosivité des précipitations est un facteur de premier ordre dans RUSLE. Elle constitue le facteur d'initiation du processus d'érosion en agissant sur le détachement des particules de sol, la décomposition des agrégats sédimentaires et le transport des particules de sol érodées par ruissellement (Fournier, 1969; Panagos et al., 2015). Le facteur R se définit comme le produit de l'énergie cinétique d'un épisode pluvieux (E) et de son intensité maximale sur 30 minutes (I30).

$$R = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n \sum_{k=1}^{mj} (EI30)_k$$

Avec, **R** : Érosivité moyenne annuelle des précipitations (MJ.mm.ha<sup>-1</sup> h<sup>-1</sup> an<sup>-1</sup>), **n** : Nombre d'années de la chronique de précipitations, **m<sub>j</sub>** : Nombre d'épisodes pluvieux érosifs d'une année « j », **EI30** : Indice d'érosivité des précipitations d'un épisode pluvieux érosif « k » (MJ.mm.ha<sup>-1</sup>.h<sup>-1</sup>).

L'indice d'érosivité d'un épisode pluvieux est calculé selon la somme de l'énergie cinétique des précipitations durant l'épisode, via la formule proposée par Brown and Foster (1987). Les épisodes pluvieux érosifs sont déterminés en utilisant trois critères formulés par Renard et al. (1997) : (i) une période de 6 heures avec moins de 1,27 mm de précipitations dissocie deux épisodes pluvieux, et (ii) la lame d'eau précipitée est supérieure à 12,7 mm et/ou (iii) à 6,35 mm en 15 minutes pour considérer un épisode pluvieux comme érosif. Le facteur R doit être calculé à partir de données de précipitations au pas de temps fin (i.e. au maximum 30 minutes, mais de préférence à partir des hyétogrammes bruts de précipitations). Plus de détails dans les formules de calcul du facteur R et leur implémentation pourront être trouvés dans Brown and Foster (1987) ainsi que dans Panagos et al. (2015).

#### Application au bassin versant du Rhône

La cartographie de l'érosivité des pluies à l'échelle du bassin versant du Rhône a été réalisée selon la méthode proposée par Beguería et al. (2018) qui constitue un des exemples les plus aboutis sur la question. Cette méthode offre l'avantage (1) d'être calibrée à partir de données d'observation (stations climatiques) à haute résolution (6 min) offrant ainsi une très bonne précision ; (2) de permettre une spatialisation basée sur les grilles climatiques couramment utilisées en modélisation (i.e. grille SAFRAN en France) et (3) d'être compatible avec les modèles de projections climatiques qui seront utilisés dans l'application de scénarios prospectifs (cf. section 3 de ce rapport).

Cette méthode se base sur le calcul de l'érosivité des pluies à partir de données issues des hiérogammes brutes de précipitations ou données agrégées au pas de temps fin permettant d'estimer avec précision le facteur R pour chacune des stations météorologiques de contrôle via la méthode classiquement développée par Wischmeier & Smith (1978). Les résultats sont agrégés au pas de temps journalier et constituent ainsi un jeu de données d'entraînement (Figure 3). Dans un second temps,

l'objectif est d'identifier des relations statistiques entre le facteur R journalier (EI30) et la pluviométrie journalière du modèle de surface SAFRAN selon une équation classiquement observée dans la littérature de type :

$$EI30_{\text{jour}} = \alpha \cdot PP_{\text{jour}}^{\beta}$$

Les coefficients  $\alpha$  et  $\beta$  sont ainsi obtenus pour chaque station climatique utilisée sur la zone d'étude. Les valeurs de ces deux coefficients sont ensuite spatialisées à l'échelle du bassin versant à partir d'une interpolation par Krigeage ordinaire. Le facteur R journalier peut alors être calculé à partir des modèles climatiques de surface, et les calculs peuvent être étendus aux modèles de projection climatiques. Enfin, différentes cartes de facteur R peuvent être produites via des routines classiques en SIG pour être intégrées au modèle InVEST-SDR (Figure 4).

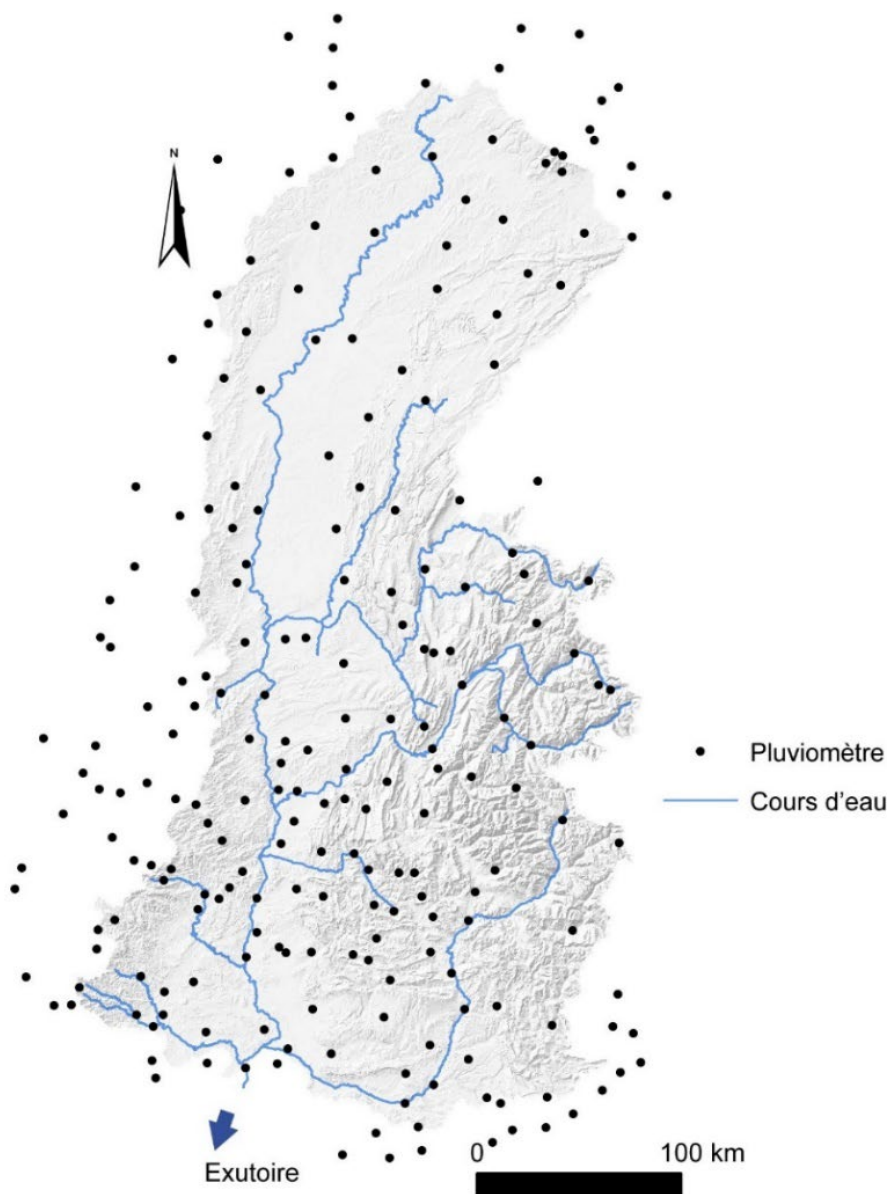


Figure 3 : Localisation des pluviomètres utilisés pour le calcul du R factor sur le bassin versant du Rhône

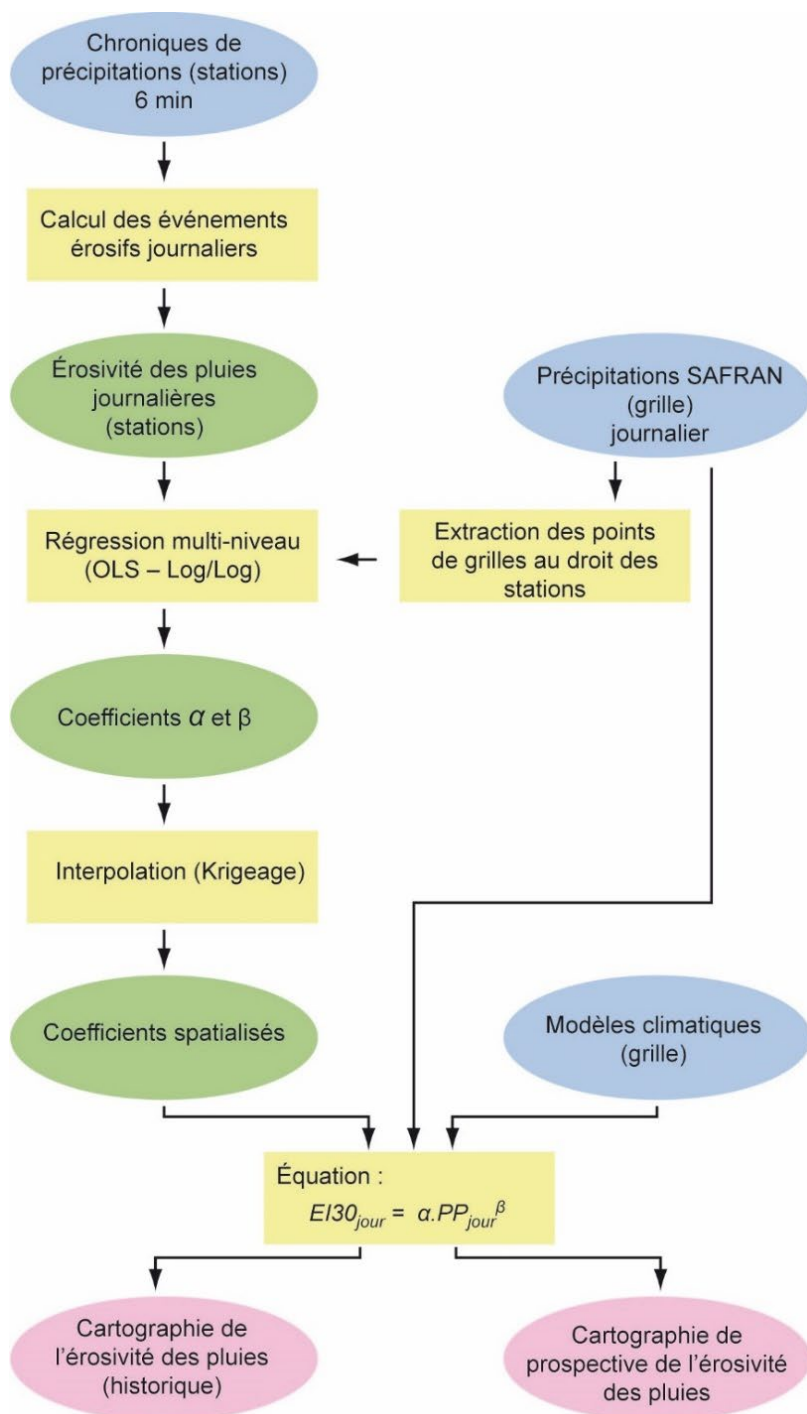


Figure 4 : Schéma général de l'implémentation de la méthode de calcul de l'érosivité des pluies

- Facteur K

### Principe général de la méthode

Le facteur K mesure la sensibilité des particules de sol au détachement et au transport par ruissellement ainsi que l'incidence du sol sur le volume ruisselé des précipitations. Il est déterminé en fonction de la texture des sols, de leur teneur en matière organique, de leur perméabilité et de la structure. Le facteur K est calculé via la formule suivante :

$$K = \frac{(2,1 \cdot 10^{-4} M^{1,14} (10 - MO) + 3,25 (s - 2) + 2,5 (p - 3))}{100}$$

Où, K : Facteur d'érodibilité du sol à l'érosion hydrique (t.h.MJ-1.mm-1), M : Facteur textural du sol où  $M = (m_{lim} + m_{stf}) \times (100 - m_{arg})$  avec  $m_{lim}$  : fraction limoneuse (0,002 - 0,05 mm) (%) ;  $m_{stf}$  : fraction de sable très fin (0,05 - 0,1 mm) (%) ;  $m_{arg}$  : fraction argileuse (< 0,002 mm) (%), MO : Teneur en matière organique du sol (%), s : Indice de structure du sol, p : Indice de perméabilité du sol.

Plus de détails sur la méthode pourront être trouvés dans Wischmeier & Smith (1978) et Bagarello et al. (2012).

### Application au bassin versant du Rhône

La cartographie du facteur K a été réalisée à partir de la base de données du Référentiel Régional Pédologique (RRP) (Laroche et al., 2014). Cette base de données, disponible à l'échelle départementale, est accessible sur convention auprès des organismes gestionnaires locaux (e.g. chambres d'agriculture, universités, INRAE etc.). Les sols sont cartographiés à l'échelle de l'UCS (unité cartographique de sols) et agrègent un ensemble de données qualitatives et quantitatives pour chacune des strates identifiées lors de sondages pédologiques. Il s'agit d'une donnée interprétée suivant des principes de la cartographie pédologique. Au-delà de la typologie des sols, cette base de données permet de disposer de paramètres quantitatifs mesurés en laboratoire, indispensables pour le calcul de leur sensibilité intrinsèque à l'érosion. Seule la base de données de la Franche-Comté n'a pas pu être acquise car encore en cours de construction.

Cinq variables communes aux deux bases de données ont été sélectionnées pour le calcul du facteur K : teneur en argiles, limons, sables, matière organique et éléments grossiers. Les variables complémentaires nécessaires ont été dérivées par des fonctions de pédotransfert issues de la littérature scientifique.

- La teneur en sables fins a été estimée par l'approche proposée par Corral-Pazos-de-Provens et al. (2018). Cette approche permet d'appliquer trois formules d'estimation complémentaires de la fraction de sable fin d'un échantillon en fonction de la classe texturale du sol et de sa teneur en sables (formules de Shirazi et al., 2001 ; Ismail and Ravichandran, 2008 ; Panagos et al., 2015b).
- L'indice de structure du sol a été dérivé à partir de la classe texturale par la formule proposée par Giordano et al. (2004).
- L'indice de perméabilité des sols a été calculé à partir des teneurs en argile et limon des sols suivant la formule d'estimation de la conductivité hydraulique de Campbell (1985). La conductivité calculée a été corrigée afin de prendre en compte la teneur en éléments grossiers des sols à partir de la formule de Brakensiek et al. (1986).

Les calculs ont été réalisés pour chaque unité cartographique de sol sur la base des valeurs médianes normalisées pour chaque paramètre. Les fichiers de forme agrégés sont ensuite convertis en image raster afin de permettre l'intégration du facteur dans la procédure de calcul sous SIG. Pour la région

Franche-Comté, la valeur moyenne d'érosivité du bassin versant a été provisoirement appliquée afin de permettre un calcul sur l'ensemble de la zone. Les résultats seront mis à jour à compter de la disponibilité des données pour cette région.

- Facteur LS

#### Principe général de la méthode

Le facteur LS représente la combinaison des effets de la longueur (L) et le gradient (S) de la pente sur les pertes en sol par érosion hydrique. Ces deux paramètres topographiques agissent sur la vitesse et l'énergie cinétique du ruissellement, déterminant ainsi sa capacité à arracher les particules de sol.

Desmet and Govers (1996) ont développé une équation qui est considérée aujourd'hui comme la plus appropriée, notamment en contexte agricole pour l'estimation du facteur LS (Panagos et al., 2015). Elle se fonde sur un MNT et sur l'équation de (Foster and Wischmeier, 1974), dans laquelle la mesure de la surface d'accumulation du ruissellement est considérée comme une estimation de la longueur de la pente. L'équation de Desmet and Govers (1996) est donnée par :

$$L_{i,j} = \frac{(A_{i,j-in} + D^2)^{m+1} - A_{i,j-in}^{m+1}}{D^{m+2} \times X_{i,j}^m \times 22,13^m}$$

Avec :  $L_{i,j}$  : Longueur de la pente (m) pour un pixel de coordonnées (i,j),  $A_{i,j-in}$  : Surface d'accumulation du ruissellement (m<sup>2</sup>) en amont du pixel de coordonnées (i,j), D : Résolution du MNT utilisé (m),  $X_{i,j}$  : Résultat de  $\sin a_{i,j} + \cos a_{i,j}$  où  $a_{i,j}$  est la direction du ruissellement du pixel de coordonnées (i,j), m : Valeur entre 0 et 1 représentant le rapport entre érosion concentrée et diffuse, calculé à partir de la pente (Voir Desmet et Govers, 1996).

#### Application au bassin versant du Rhône

Nous nous sommes basés sur le MNT issu de la BD-ALTI (IGN) à une résolution de 25m. Cette donnée directement disponible offre l'avantage d'une résolution cartographique adaptée à l'échelle de travail et à l'étendue du secteur d'étude. Les données de résolution supérieure (i.e. RGE alti 5m ou 1m) n'ont pas été utilisées afin de limiter les temps de calculs. Par ailleurs, ces modèles haute résolution sont souvent affectés par des artefacts (cuvettes, ripisylve masquant ponctuellement le cours d'eau etc.) nécessitant de nombreuses opérations de corrections hydrologiques difficilement réalisables à cette échelle de travail (e.g. Callow et al., 2007)

- Facteur C

#### Principe général de la méthode

Le facteur C s'attache à déterminer la densité du couvert végétal. En plus d'absorber l'énergie cinétique des gouttes de pluie avant qu'elles n'atteignent le sol, la végétation constitue un obstacle au ruissellement érosif et favorise l'infiltration des eaux de pluie en améliorant la porosité de la surface du sol grâce au système racinaire (Benchetrit, 1954 ; Gyssels et al., 2005 ; Ranzi et al., 2012). Il s'agit d'un facteur central de l'équation RUSLE, notamment car il formalise le lien entre les modes d'occupation du sol et la susceptibilité à l'érosion. Le facteur C varie entre 0 et 1, les valeurs les plus élevées étant attribuées aux modes d'occupation du sol ne disposant pas de couvert végétal.

Trois principales méthodes peuvent être employées pour l'estimation ou la mesure du facteur C :

- La méthode la plus précise consiste en des mesures directes du facteur au sein de parcelles expérimentales exposées à des pluies naturelles ou simulées (Almagro et al., 2019). Ces données sont souvent rares, voire inexistantes, compte tenu du caractère onéreux et chronophage de telles études (Nearing et al., 2000 ; Morgan, 2009).

- Pour les zones agricoles, des approches alternatives basées sur la télédétection sont couramment utilisées et montrent de bons résultats. Ces approches sont basées sur l'utilisation de l'indice de végétation par différence normalisée (NDVI) pour estimer la vigueur du couvert végétal. Cet indice repose sur le contraste des caractéristiques de deux canaux spécifiques d'une image satellite : l'absorption du pigment chlorophyllien dans le canal rouge et la forte réflectance des matières végétales dans le canal proche infrarouge. Cette approche offre également l'avantage de permettre un suivi dans le temps (échelle saisonnière ou interannuelle) suivant les images satellites disponibles sur la zone.
- L'approche la plus courante se fonde sur l'utilisation de cartes d'occupation du sol, puis à l'attribution pour chaque type de couverture biophysique de la valeur de facteur C correspondante directement à partir de la littérature (Oliveira et al., 2011 ; Almagro et al., 2019 ; Cossart et al., 2020).

#### Application au bassin versant du Rhône

En raison de la superficie à couvrir pour cette étude, une approche basée sur l'affectation de valeurs issues de la littérature pour chaque classe d'occupation du sol a été retenue. Elle se base notamment sur les travaux de Panagos et al. (2015b), eux-mêmes calculés à partir d'une revue détaillée de la littérature dans différents contextes agro-cultureux (Tableau 1). La carte d'occupation du sol de référence sélectionnée est la carte proposée par Théia Land. Il s'agit d'une couverture nationale issue de la classification supervisée de multiples images Sentinel (Leroy et al., 2013 ; Baghdadi et al., 2021). Elle offre une résolution spatiale de 10 m.

**Tableau 1 : Facteurs C retenus pour chaque type d'occupation du sol identifiées sur Théia-Land**

Classe OSO	Dénomination	C-Factor
1	Urbain dense	0
2	Urbain diffus	0
3	Zones industrielles et commerciales	0
4	Routes	0
5	Oléagineux d'hiver	0.28
6	Céréales à paille	0.2
7	Protéagineux de printemps	0.32
8	Soja	0.28
9	Tournesol	0.32
10	Maïs	0.38
11	Riz	0.15
12	Tubercules/racines	0.34
13	Prairies	0.0906
14	Vergers	0.2145
15	Vignes	0.3363
16	Forêts de feuillus	0.003
17	Forêts de conifères	0.003
18	Landes	0.0403
19	Pelouses	0.0229
20	Surfaces minérales	0.85
21	Plages et dunes	0
22	Glaciers	0
23	Eau	0

### 2.3.2 Taux de transfert sédimentaire (SDR)

La cartographie du taux de transfert sédimentaire (i.e. probabilité de transport d'une particule érodée sur le versant vers le cours d'eau à une échelle annuelle) à l'échelle du pixel est réalisée en deux étapes successives décrites ci-dessous (Figure 5).

Étape 1 : Sur la base des travaux de (Borselli et al., 2008), le modèle calcule d'abord l'indice de connectivité (IC) pour chaque pixel. L'indice de connectivité (IC) décrit le lien hydrologique entre les sources de sédiments (parcelles ou versants) et les puits ou cibles de destination (i.e. les cours d'eau). Des valeurs élevées de l'indice indiquent qu'une plus grande fraction des sédiments érodés d'un pixel en amont est acheminée vers un puits ou cible en aval. Une connectivité élevée se produit généralement lorsque la trajectoire d'écoulement entre les sources sédimentaires et les puits est abrupte, directe, courte ou peu végétalisée. Des valeurs plus faibles d'indice de connectivité sont associées à des zones plus végétalisées et à des pentes plus faibles.

L'IC est fonction à la fois (1) de la composante amont de chaque pixel et (2) de la trajectoire de l'écoulement entre le pixel et le cours d'eau le plus proche (composante aval). Si la zone en amont est vaste, que la pente est faible et que la couverture végétale est importante, l'indice sera faible, ce qui indique que les sédiments ont moins de chances d'arriver jusqu'au cours d'eau. De même, si le chemin de diffusion aval entre le pixel et le cours d'eau est long, que la pente est faible et que la couverture végétale est bonne l'IC sera faible.

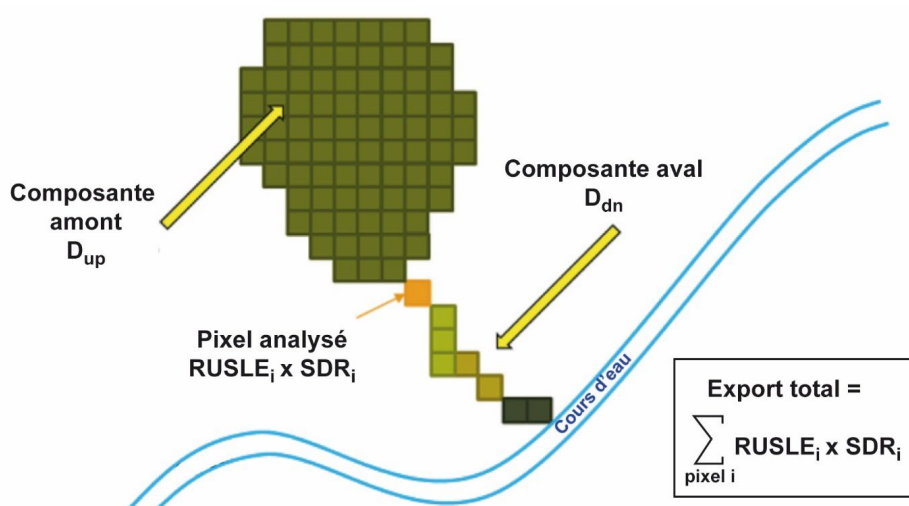


Figure 5 : Principe général du calcul de « l'index of connectivity » -IC et SDR (modifié de Hamel et al., 2015)

Les rasters de pente et le facteur C (RUSLE – facteur végétation) constituent les données de base pour le calcul de l'IC. Différents seuils sont utilisés pour éviter des valeurs infinies en cas de pente nulle ou pour limiter les biais dus à des valeurs de pente très élevées (Cavalli et al., 2013).

Étape 2 : Le taux de transfert sédimentaire peut ensuite être calculé sur la base de l'IC à partir de la formule proposée par Vigiak et al. (2012).

$$SDR = \frac{SDR_{max}}{1 + \exp\left(\frac{IC_0 - IC_i}{k_b}\right)}$$

Avec ,  $SDR_{max}$  : Taux de transfert sédimentaire maximal fonction de la texture du sol (%),  $IC_0$  et  $k_b$  : Paramètres de calibration définissant la forme de la relation entre l'IC et le SDR (adimensionnel)



Le produit des résultats RUSLE et SDR permet de dériver la contribution de chaque pixel au transport sédimentaire depuis les versants vers le cours d'eau. Le cours d'eau a été tracé à partir de la reclassification du raster de direction de flux calculé à partir du MNT. Cette extraction a été préférée à l'utilisation des bases de données existantes sur l'hydrographie (i.e. BDTopo IGN ou BD TOPAGE), car elle permet une parfaite correspondance avec le MNT, essentiel pour les calculs du SDR. Le seuil d'accumulation de flux pour déterminer la présence d'un cours d'eau a été défini manuellement pour correspondre au mieux avec le tracé du réseau hydrographique sur la carte topographique de l'IGN.

## 2.4 Résultats : Apports du modèle spatial pour l'interprétation des signaux sédimentaires du bassin versant

### 2.4.1 Cartographie des facteurs de base

- Érosivité des pluies

Le modèle de cartographie d'érosivité des pluies montre un bon ajustement avec les valeurs calculées directement à partir des données pluviométriques. 90% des valeurs prédites se situent dans une marge d'erreur de 10% par rapport aux valeurs de terrain. Les écarts maximums résiduels se situent autour de 25%. On note une légère sous estimation globale (série décalée vers la gauche sur la Figure 6 avec un décalage de -2.5% sur la moyenne). Il s'agit d'une conséquence couramment observée à partir de cette méthode dans la littérature (Beguería et al., 2018).

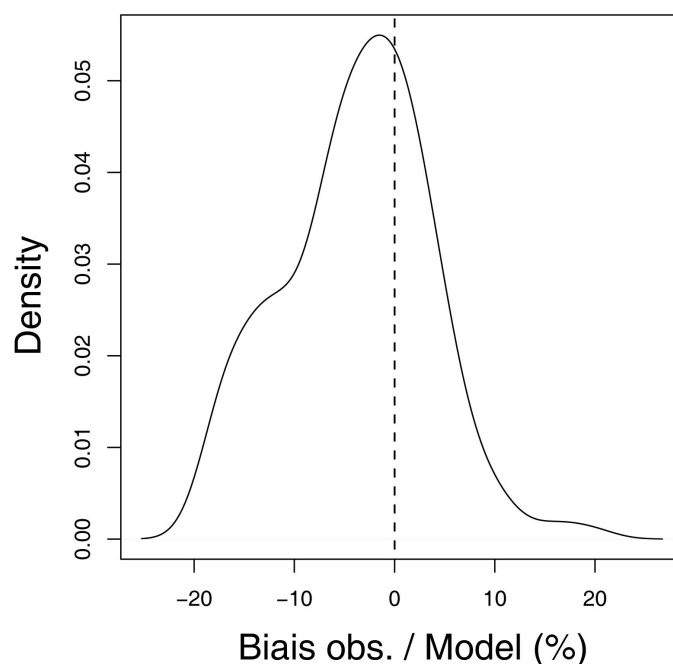
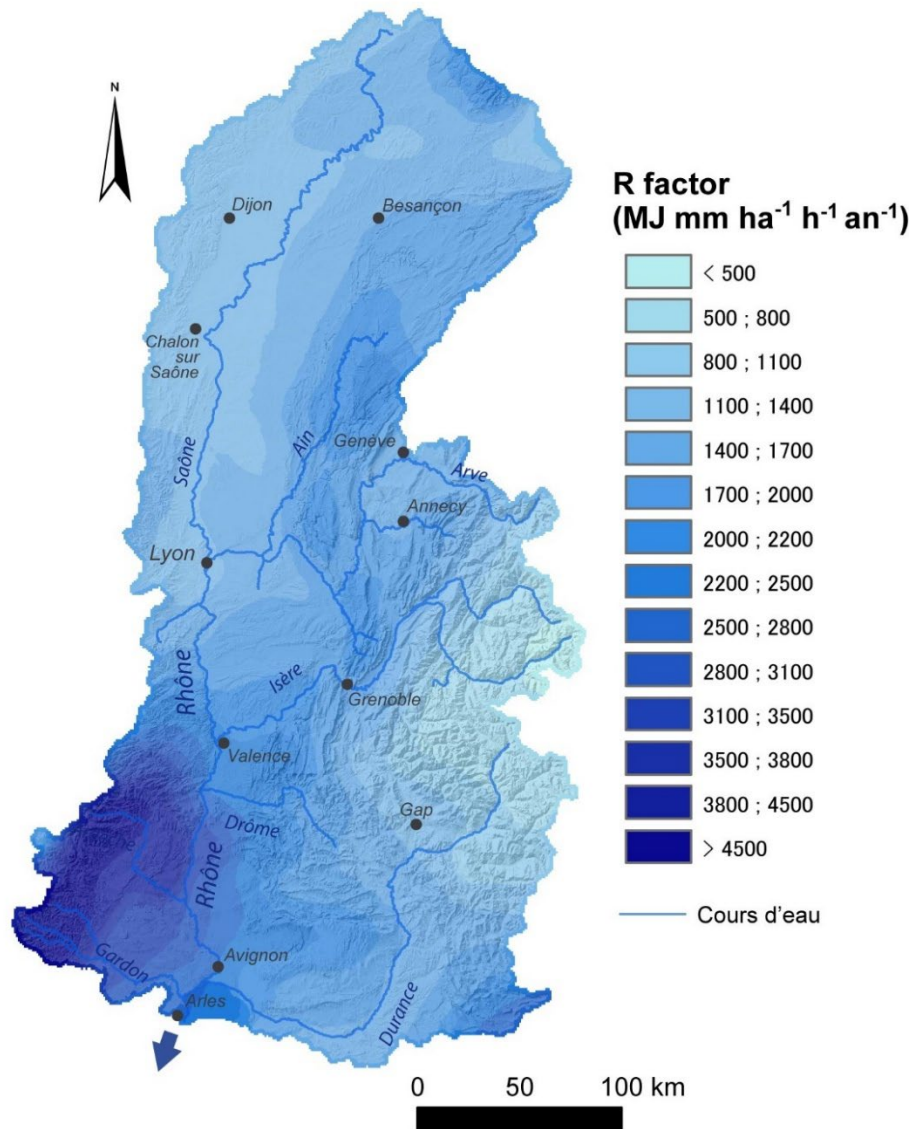


Figure 6 : Distribution des biais d'estimation du modèle d'érosivité des pluies

La Figure 7 présente la carte actuelle de l'érosivité des pluies calculée entre 2006 et 2023. Les valeurs s'échelonnent selon une très large gamme avec  $350 \text{ MJ.mm.ha}^{-1}\text{.an}^{-1}$  pour les plus basses et environ  $6000 \text{ MJ.mm.ha}^{-1}\text{.an}^{-1}$  pour les plus élevées. Les valeurs sont globalement faibles dans les massifs montagneux alpins principalement du fait de l'absence de précipitations liquides durant la période hivernale et la relative faible fréquence des épisodes orageux estivaux. A l'inverse, les valeurs d'érosivité apparaissent extrêmement élevées (supérieures à  $3500 \text{ MJ.mm.ha}^{-1}\text{.an}^{-1}$ ) pour la partie sud ouest du bassin versant. Ces valeurs sont principalement expliquées par la forte fréquence d'épisodes orageux intenses de type Cévenoles qui contribuent de manière très significative à l'érosivité. Sur le

reste du bassin versant, les valeurs sont moyennes et correspondant aux valeurs classiquement mesurées en domaine de climat océanique dégradé. On note une légère croissance des valeurs d'Ouest en Est pour la partie nord du bassin versant, ainsi qu'un léger accroissement des valeurs du nord vers le sud.

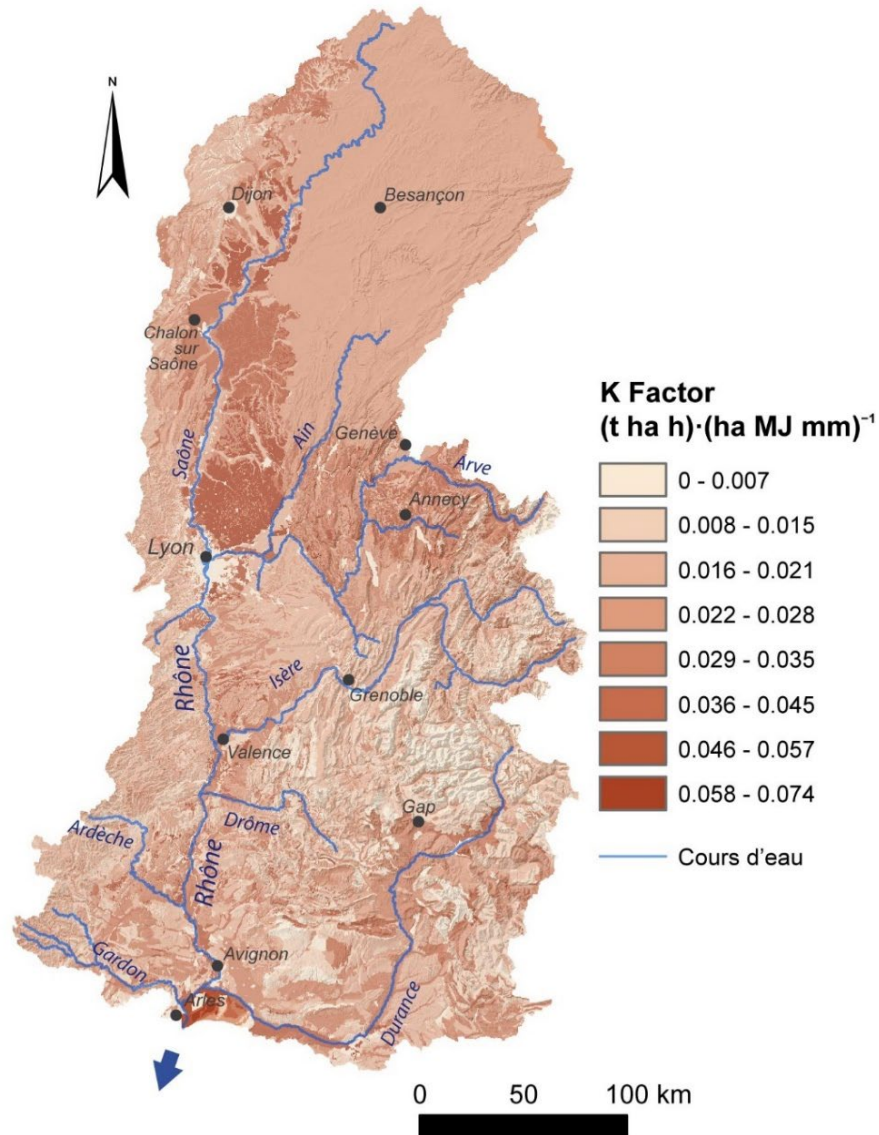


**Figure 7 : Carte de l'érosivité des pluies entre 2006 et 2023**

- Érodibilité des sols

L'érodibilité des sols présente une distribution très hétérogène à l'échelle du bassin du Rhône en raison de la diversité des sols présents sur le bassin versant (Figure 8). Sans rentrer dans le détail des différents types de sols, la valeur moyenne sur le bassin versant est de 0.024 t.ha.h.MJ<sup>-1</sup>.ha<sup>-1</sup>.mm<sup>-1</sup> (écart type 0.013 t.ha.h.MJ<sup>-1</sup>.ha<sup>-1</sup>.mm<sup>-1</sup>), bien en dessous de la valeur moyenne calculée à l'échelle de l'union-européenne par Panagos et al. (2014) à 0.032 t.ha.h.MJ<sup>-1</sup>.ha<sup>-1</sup>.mm<sup>-1</sup>. Cet écart peut être expliqué, à la fois par la meilleure précision locale de la base de données sols, incluant dans le détail les taux de pierrosité qui ont un effet limitant sur l'érodibilité des sols, et la large surface couverte par le bassin versant en domaine Alpin. En effet, les valeurs d'érosivité les plus faibles calculées sont sur les lithosols et peyrosols (parfois leptiques) peu épais et très pierreux du domaine de haute et moyenne montagne (valeurs comprises entre 0.001 et 0.006 t.ha.h.MJ<sup>-1</sup>.ha<sup>-1</sup>.mm<sup>-1</sup>). Les valeurs les

plus hautes (entre  $0.06$  et  $0.07 \text{ t}\cdot\text{ha}\cdot\text{h}\cdot\text{MJ}^{-1}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{mm}^{-1}$ ) sont principalement observées en fond de vallée (alluvions récentes et fluvisols du Bas-Dauphiné et du Tricastin), sur les dépôts de limons éoliens et sur les sols lessivés limoneux des Dombes Centrales (bien visibles sur la figure 8). La valeur par défaut de 0 a été attribuée aux étangs, lacs, secteurs urbains et zones de montagne en roche cohérente (i.e. Granites etc.).



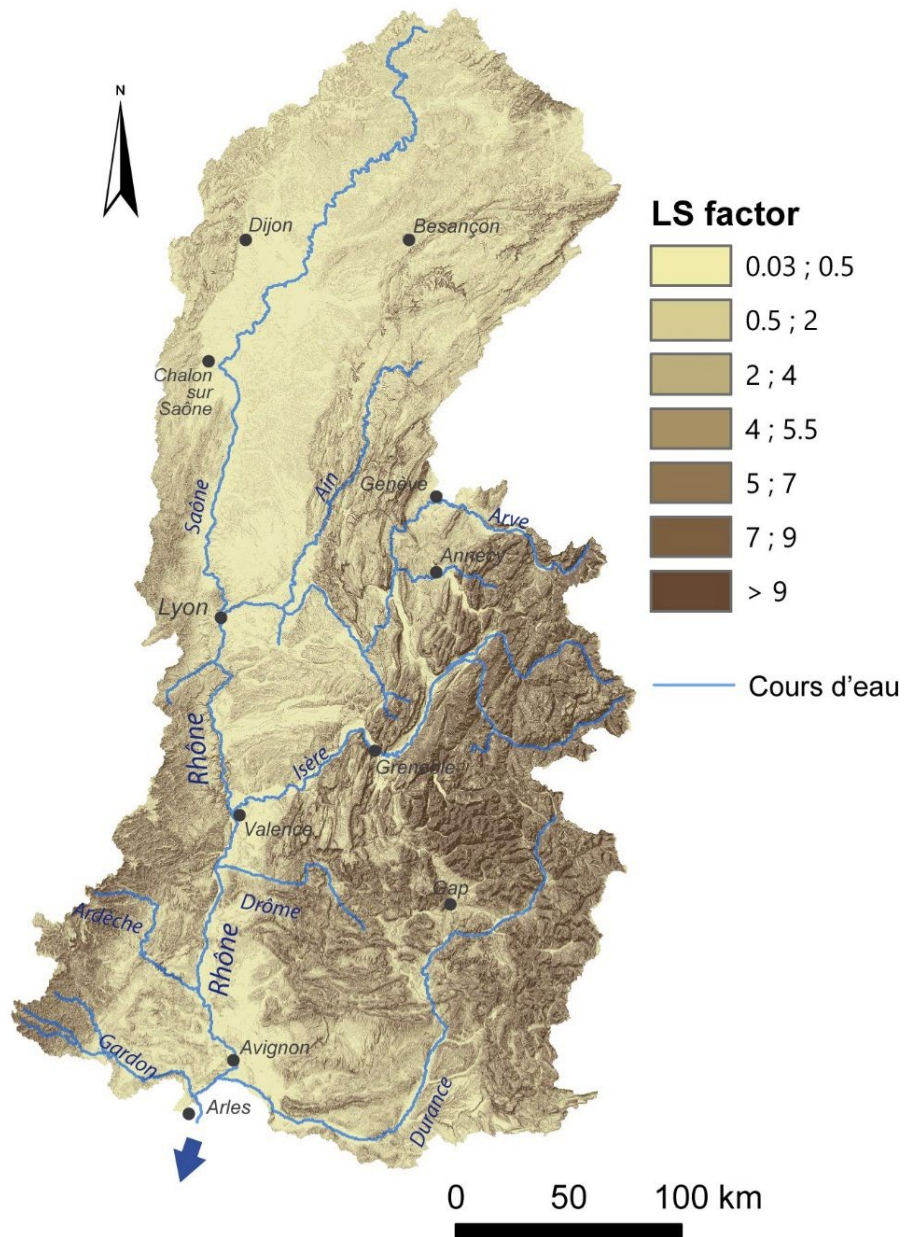
**Figure 8 : Carte du facteur K (érodibilité des sols)**

- Pente

Le facteur pente (LS) présente une distribution spatiale en concordance directe avec l'énergie du relief (Figure 9). Les valeurs les plus élevées (supérieures à 10) sont presque exclusivement situées en domaine Alpin et très localement ailleurs en fonction de petits ressauts du relief. La valeur moyenne pour le bassin versant du Rhône est de 3.37. Les zones de plaine, fonds de vallée et surfaces de plateaux (par ex. Dombes) sont caractérisées par des valeurs très faibles.

Ainsi, les valeurs moyennes par sous bassin versant viennent confirmer ces premières observations visuelles de la carte. Les bassins versants caractérisés par les valeurs les plus élevées sont en domaine montagnard : l'Isère (6.5), l'Arve, la Drôme et la Durance montrent les valeurs les plus élevées (entre

6.5 et 5). Inversement, les bassins versants situés en zone de plaine ou en contexte topographique moins énergétique sont caractérisés par des valeurs nettement plus faibles, par exemple la Saône et l'Ain (entre 1.3 et 2.8).

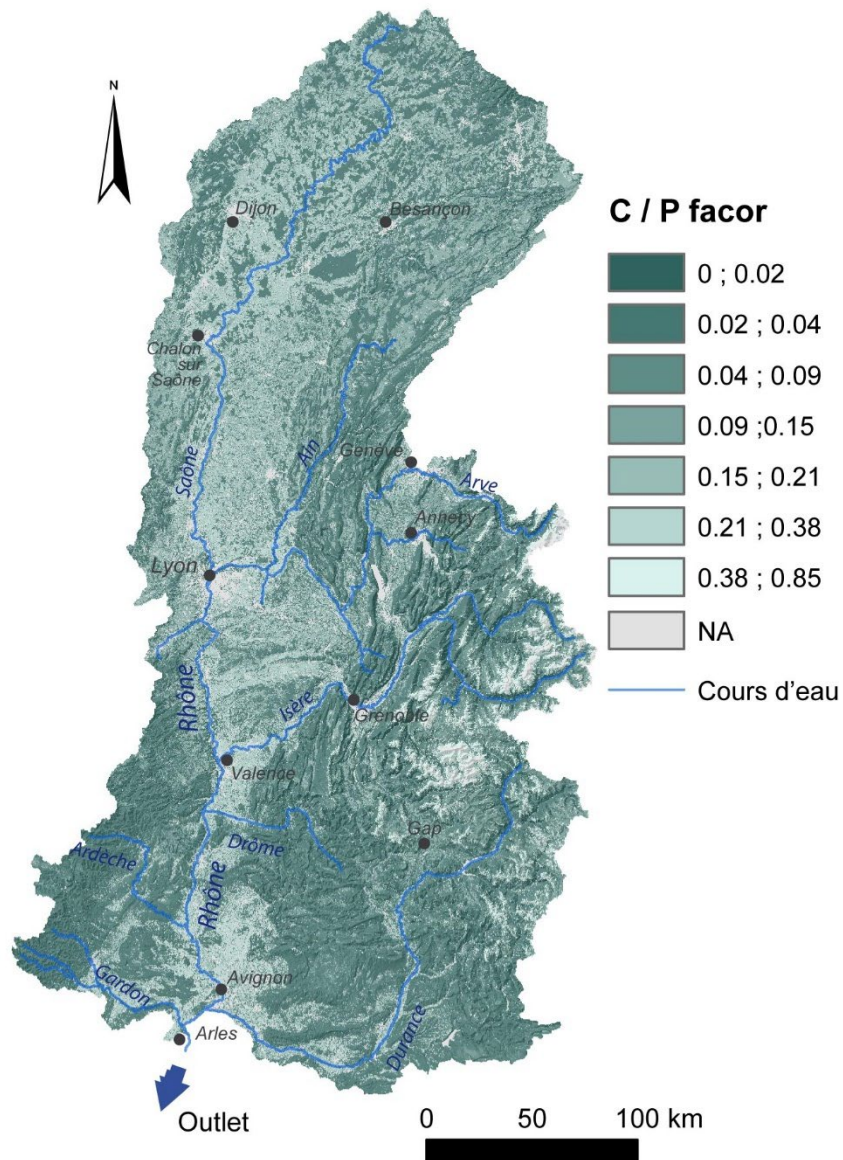


**Figure 9 : Carte du facteur LS (longueur et déclivité de la pente)**

- Végétation/occupation du sol

Les bassins versants couverts par une large proportion de secteurs forestiers présentent des valeurs de facteur C moyennes très faibles, tels que l'Ardèche, l'Ain ou la Drôme (entre 0.02 et 0.04). Inversement, les bassins versants de l'Arve et de l'Isère présentent les valeurs les plus élevées (respectivement 0.15 et 0.12). Bien qu'étant caractérisés par un couvert forestier non négligeable, la large proportion de surfaces minérales non protégées par la végétation tend à influencer la valeur

moyenne de ces bassins versants. Les secteurs de plaine agricole tels que la Saône ou la basse vallée du Rhône (entre Montélimar et Orange) sont caractérisés par des valeurs intermédiaires (0.07 et 0.08).



**Figure 10 : Carte du facteur CP (végétation et pratiques culturales)**

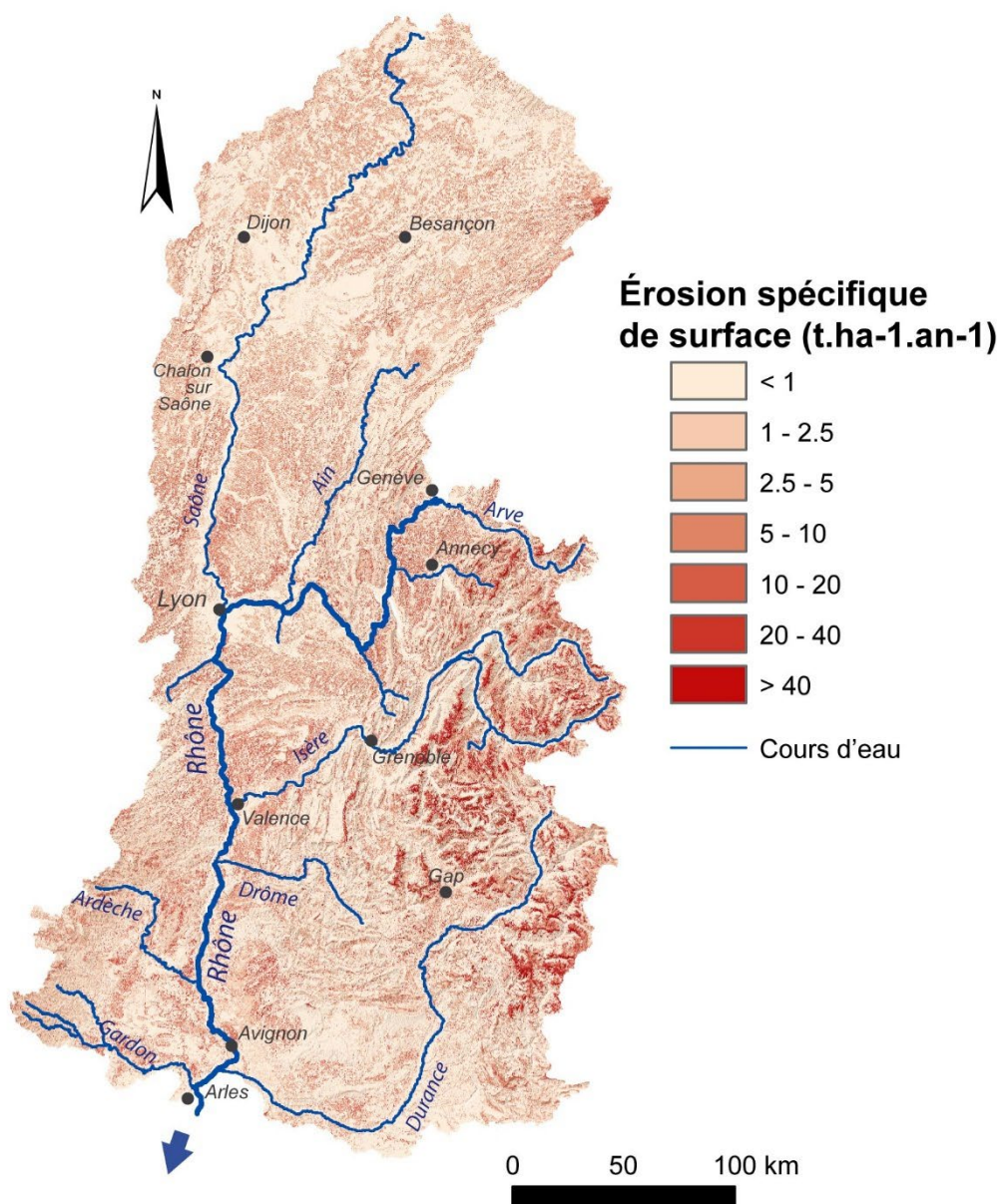
#### 2.4.2 Calage du modèle de transfert

Le calage du modèle s'effectue via l'ajustement de l'équation du SDR au travers de trois paramètres principaux. Suivant les recommandations de Hamel et al. (2015), la priorité doit être donnée à l'ajustement via le paramètre K. Différentes itérations du modèle ont été réalisées en faisant varier ce paramètre d'ajustement entre 1.5 et 3.5. Ceci correspond à la plage d'étendue généralement observable dans la littérature. Le modèle avec le meilleur  $R^2$  entre les valeurs modélisées et ue ajustement parfait avec les données mesurées correspondant à une droite 1 :1 sur le graphique est retenu comme modèle final. Le paramètre K retenu est finalement de 2.6.

### 2.4.3 Transferts versant/cours d'eau à l'échelle du bassin du Rhône

- RUSLE : Érosion des sols sur les versants

La figure 11 représente la production sédimentaire brute des versants, sans considérer le transport vers le cours d'eau. La valeur moyenne pour l'ensemble du bassin versant est de  $6.11 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$ . A cette échelle, peu de détails peuvent être visualisés. On note tout de même une différence importante entre les zones situées dans les massifs alpins et le reste du bassin versant.

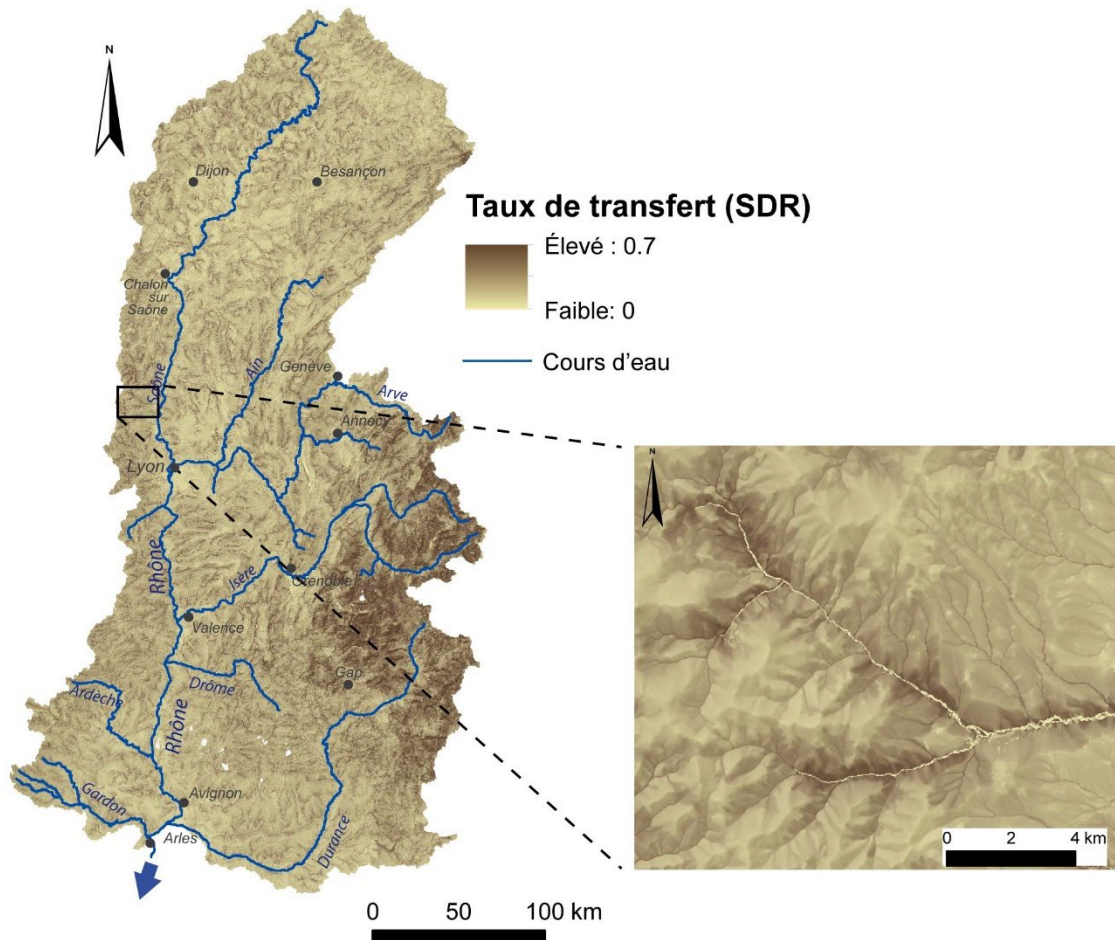


**Figure 11 : Carte de l'ablation sédimentaire des versants (sortie du modèle RUSLE)**

- Taux de transfert

La figure 12 représente les SDR, soit la probabilité de transport d'une particule érodée localement jusqu'au cours d'eau. A échelle régionale, elle présente un schéma d'organisation mettant en évidence la plus forte connectivité des versants Alpains aux cours d'eau. A échelle locale, le schéma d'organisation

est classique, caractérisé par des milieux et bas de versants globalement bien connectés aux cours d'eau, par comparaison avec les hauts de versants et secteurs de plateau.



**Figure 12 : Taux de transfert versants - cours d'eau**

- Transfert sédimentaire

Les deux principales sorties du modèles InVEST-SDR, c'est-à-dire (1) la cartographie des transferts sédimentaires versants - cours d'eau et (2) les dépôts intermédiaires sur versants sont présentés sur la figure 13. Là encore, il est difficile de distinguer avec précision la localisation des zones sources et leur volume de production à l'échelle du bassin versant. Sans surprise, on notera la large dominance de la production des massifs Alpains à la fois en termes de volume transféré, mais également de volume déposé sur les versants avant de rejoindre le cours d'eau. En complément, la figure 14 présente une vue à une échelle plus détaillée de deux secteurs où les dynamiques érosion/dépôt sont bien contrastées. Elle permet notamment d'illustrer la précision cartographique du modèle et sa bonne concordance avec la vision géomorphologique de la diffusion des processus de transfert de l'amont vers l'aval des versants. Enfin, la figure 15 présente les résultats du transfert sédimentaire agrégé à l'échelle de petits bassins versants connectés au Rhône et à ses principaux affluents. Sur cette carte les flux sont rapportés à la surface, ce qui permet une comparaison et une observation à une échelle régionale plus aisée.

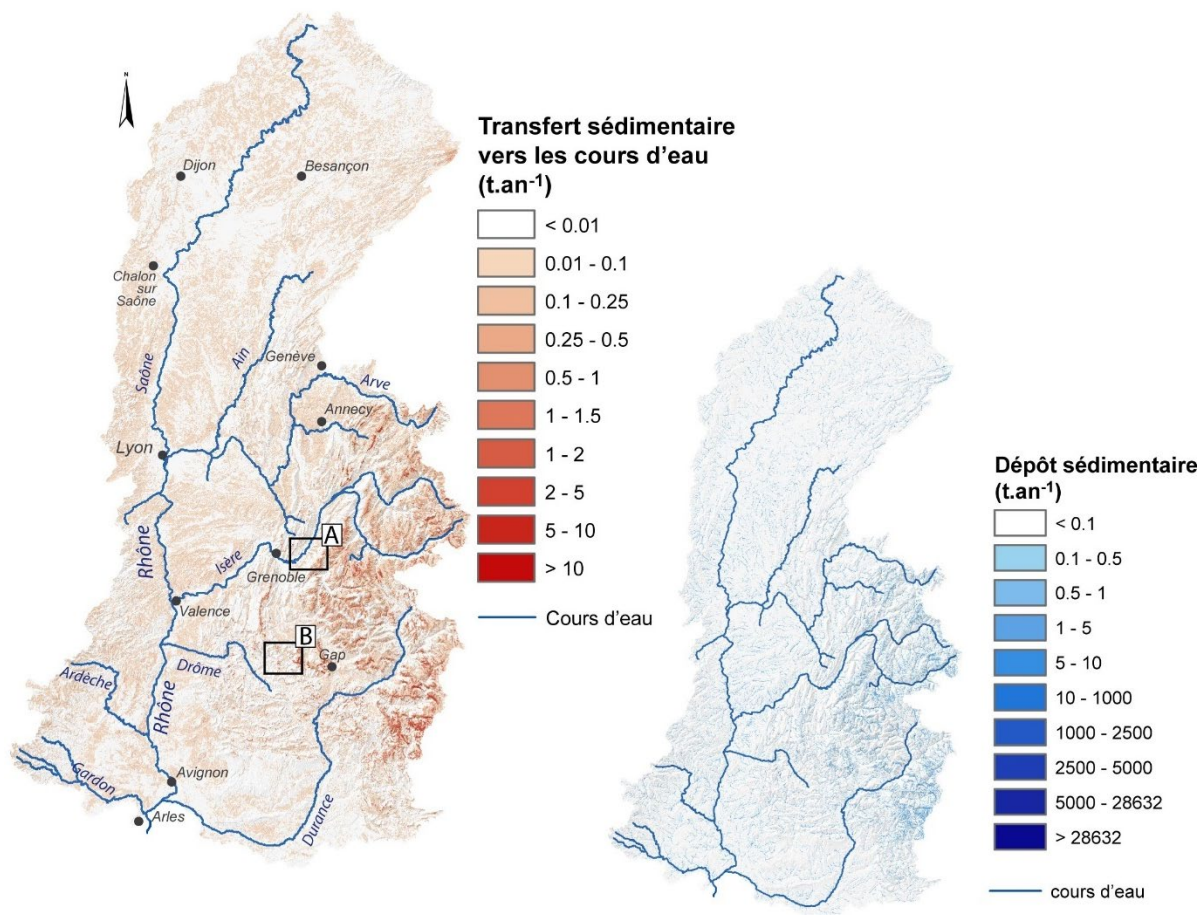


Figure 13 : Cartographie de l'érosion et des dépôts sédimentaires sur les versants (sortie du modèle InVEST-SDR)

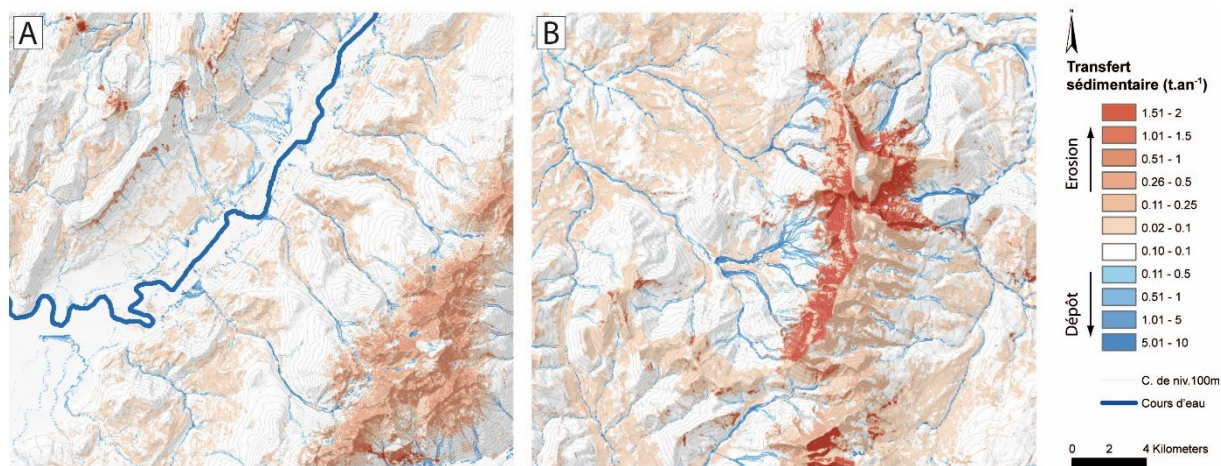


Figure 14 : Vue à une échelle plus détaillée des formes d'érosion/dépôt sur deux secteurs illustratifs (A) la vallée du Grésivaudan en amont de Grenoble et (B) le Grand Ferran, massif du Dévoluy



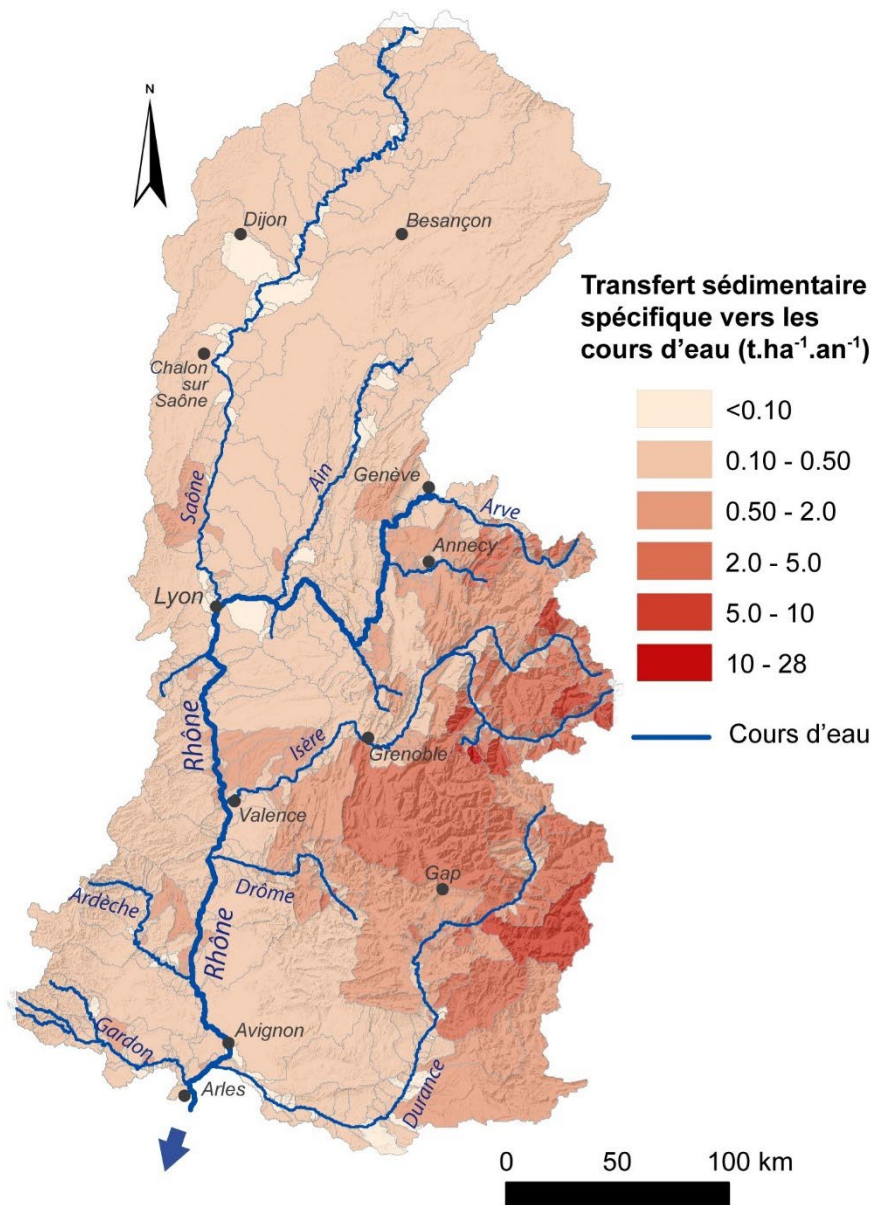


Figure 15 : Transfert spécifique transfert versants - cours d'eau agrégé à l'échelle de petits sous-bassins versants

### 3 Modélisation des transferts de MES dans le réseau hydrographique

#### 3.1 Principe général du modèle CASCADE

Le modèle CASCADE (CATCHment Sediment Connectivity And Delivery) a été développé par Schmitt et al. (2016, 2018). Il décrit la connectivité sédimentaire des réseaux fluviaux et combine des approches basées sur la théorie des graphes et la modélisation du transport solide (Tangi et al., 2019). Le principal avantage de CASCADE est la quantification des transferts sédimentaires via une approche dite « source-to-sink », permettant une analyse spatiale de la trajectoire des sédiments, depuis les zones sources jusqu'aux exutoires. CASCADE a été principalement développé pour documenter les dynamiques spatiales du processus de transport de sédiments et les impacts des altérations du réseau fluvial, telles que les infrastructures humaines.

La formalisation numérique de CASCADE se base sur un réseau hydrographique représenté sous forme d'un graphe (succession de nœuds et de liens). Des attributs hydromorphologiques liés au transport solide sont associés à chaque tronçon (pente, longueur, surface drainée, débit, largeur du chenal actif, distribution granulométrique et coefficient de rugosité de Manning) (Figure 16). Ces attributs sont utilisés pour calculer la capacité de transport de chaque tronçon, c'est-à-dire la quantité d'énergie disponible pour le transport de chaque classe granulométrique. L'utilisateur peut choisir entre les quatre formules de transport solide suivantes : Engelund and Hansen, 1967 ; Wilcock and Crowe, 2003 ; Wong and Parker, 2006 ; Yang, 1973. D'autres formules peuvent être implémentées si nécessaire. D'une manière générale, CASCADE a jusqu'alors plutôt été développé dans une logique de simulation de la charge de fond et du transport de sédiments grossiers.

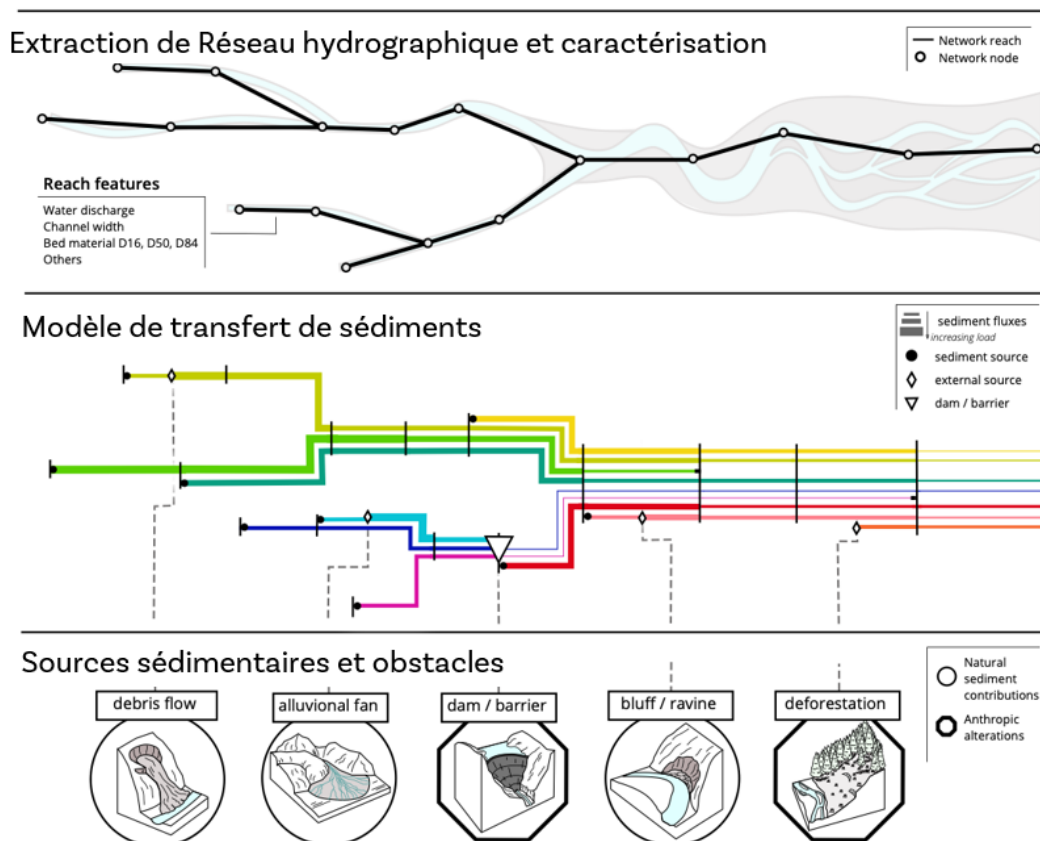


Figure 16 : Principe général du modèle CASCADE (in Tangi et al. 2019)

Pour estimer le transport de sédiments fins (< 8 mm) dans CASCADE, plusieurs adaptations ont été nécessaires. En effet, CASCADE adopte des formules courantes de transport de sédiments développées dans la littérature. Les formules de transport de sédiments ont tendance, dans la grande majorité des cas, à représenter le matériau du lit et non la charge en suspension que nous visons. Par conséquent, nous avons modifié la version originale du modèle pour fixer une limite aux matériaux transportés, à savoir le total des sédiments fins atteignant la rivière, tel qu'estimé par le modèle d'érosion (InVEST-SDR).

CASCADE est un modèle statique qui simule les flux instantanés de transport de sédiments dans chaque tronçon pour une seule valeur de débit. En bouclant le calcul sur les différents quantiles de débit pour chaque tronçon, CASCADE peut représenter la dynamique du cycle hydrologique moyen. Plus de détails sur le fonctionnement de CASCADE peuvent être trouvés sur le site web du modèle (<http://cascade.deib.polimi.it/>) ou dans Tangi et al. (2019).

## 3.2 Données d'entrée

### 3.2.1 Réseau hydrographique

Le réseau hydrographique a été extrait du modèle numérique de terrain de l'IGN (BD-Alti à une résolution de 25m) à partir de l'outil TopoToolbox (Schwanghart and Scherler, 2014) comme suggéré dans Tangy et al. (2019). TopoToolbox comprend des fonctions Matlab d'analyse topographique et d'écoulement sur la base de dans les modèles numériques de terrain (MNT). TopoToolbox permet d'extraire le réseau hydrographique et de calculer les dérivés du MNT nécessaires pour les calculs dans CASCADE tels que la pente du réseau hydrographique. Plus de détails sur la TopoToolbox sont disponibles sur : <https://topotoolbox.wordpress.com/>.

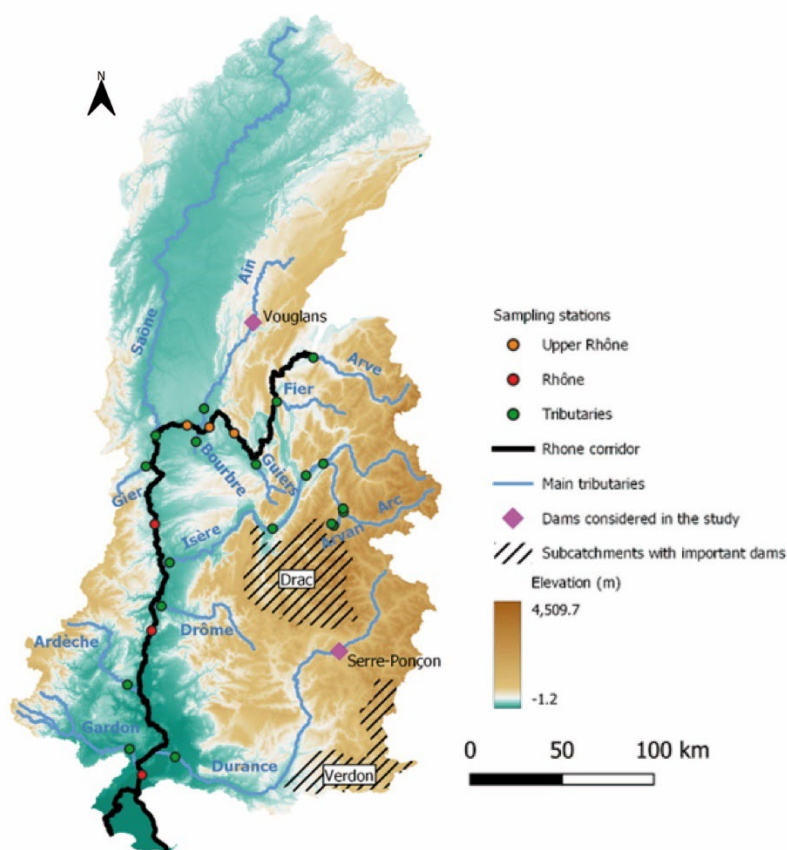


Figure 17 : Réseau hydrographique retenu pour la modélisation du transfert de MES (in Fabre et al., 2024)

Le réseau hydrographique représenté correspond au chenal principal du Rhône, ainsi que ses principaux affluents. Nous avons également ajouté l'Arc et l'Arvan (Figure 17) en raison du grand nombre de données de suivi disponibles dans l'observatoire Arc-Isère (Thollet et al., 2021). Les tronçons de cours d'eau ont été partitionnés manuellement sur la base de critères géomorphologiques comme suggéré dans Tangy et al. (2019).

### 3.2.2 Débits

Les données de débit ont été extraites du modèle hydrologique distribué J2000-Rhône (Branger et al., 2016 ; Morel et al., 2019). J2000-Rhône est une adaptation du modèle hydrologique J-2000 sur le bassin versant du Rhône (Krause, 2001). Comme J-2000, J2000-Rhône est basé sur des unités de réponse hydrologique (HRU). Ces HRU présentent des caractéristiques homogènes du paysage, telles que la pente, l'altitude, les sols ou l'occupation du sol, et délimitent des zones aux conditions hydrologiques homogènes. La version de J2000-Rhône à partir de laquelle nous avons extrait les valeurs de débit comprend plusieurs barrages. Le réseau fluvial de J2000-Rhône diffère du réseau fluvial délimité par TopoToolbox et utilisé dans cette étude. Par conséquent, pour chaque cours d'eau du réseau fluvial, nous avons attribué manuellement le cours d'eau correspondant dans J2000-Rhône afin de représenter l'évolution du débit le long du Rhône et de ses principaux affluents. Les valeurs de débits moyens interannuels simulés par J2000 sont globalement proches des valeurs mesurées en station sur les différents sites de suivi, avec une légère sous-estimation (Tableau 2).

**Tableau 2 : Débits interannuels moyens observés et simulés par J2000 au droit des 25 stations de mesure**

ID station	Station	Cours d'eau	Obs. (m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )	Sim. (J2000; m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )	Bias (%)
1	Genève	Arve	73.9	60.1	-18.7
2	Motz	Fier	41.2	33.7	-18.2
3	Belmont	Guiers	16.0	15.3	-4.5
4	Bugey	Upper Rhône	-	444.5	
5	Creys	Upper Rhône	457.0	438.7	-4.0
6	Tignieu-Jamezieu	Bourbre	7.7	8.6	12.9
7	Pont-de-Chazey	Ain	123.0	95.2	-22.6
8	Jons	Upper Rhône	457.0	562.4	23.1
9	Lyon	Saône	473.0	445.8	-5.8
10	Givors	Gier	3.2	3.4	6.6
11	Andancette	Rhône	-	1046.9	
12	Saint-Sorlin-d'Arves	Arvan	1.2	1.0	-17.5
13	Villette	Arvan	1.2	1.0	-13.3
14	Saint-Jean-de-Maurienne	Arvan	2.8	2.4	-15.4
15	Pontamafrey	Arc	30.0	18.0	-40.1
16	Chamousset	Arc	49.1	56.2	14.6
17	Montmelian	Isère	121.0	99.4	-17.8
18	Grenoble	Isère	178.0	117.7	-33.9
19	Beaumont-Montoux	Isère	333.0	227.2	-31.8
20	Livron	Drôme	20.0	14.4	-28.2
21	Cruas	Rhône	-	1344.0	
22	Saint-Martin-d'Ardèche	Ardèche	65.0	58.2	-10.4
23	Bonpas	Durance	190.0	141.2	-25.7
24	Remoulins	Gardon	32.7	31.8	-2.7
25a	Beaucaire	Rhône	1690.0	1660.8	-1.7
<b>Moy.</b>					<b>-11.6</b>

Pour estimer les flux sédimentaires annuels, CASCADE utilise des quantiles de débit annuel. Dans cette étude, nous avons utilisé les quantiles suivants (0,1, 10, 30, 50, 70, 90, 99,9 et 100 % des débits) pour représenter les différentes conditions hydrologiques sur la période 2010-2019. Nous avons donc calculé ces quantiles pour chaque cours d'eau du réseau fluvial CASCADE.

### 3.2.3 Largeur de bande active

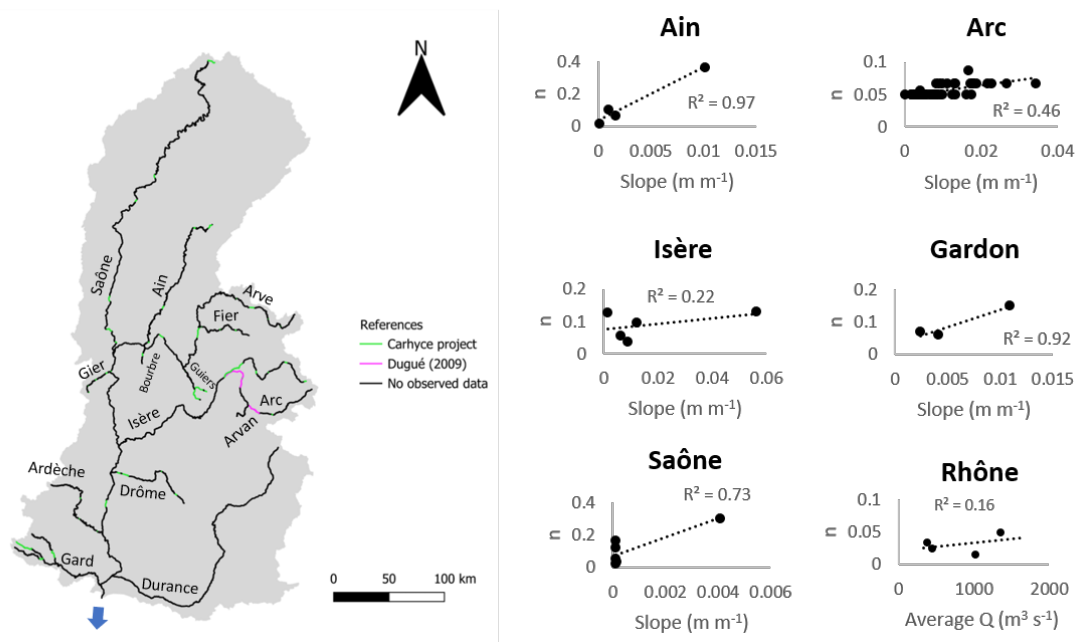
L'estimation de la largeur de bande active pour chaque tronçon a été réalisée à partir de la formule de Morel et al. (2019) :

$$W_i^{(ac)} = a Q_i^b$$

Où  $W_i^{(ac)}$  est la largeur de bande active pour le tronçon  $i$  (en mètres),  $Q_i$  est le débit pour le tronçon  $i$  (exprimé en  $m^3 \cdot s^{-1}$ ),  $a$  est un paramètre spécifique à la géomorphologie du bassin versant et  $b$  est un paramètre lié aux caractéristiques du lit du cours d'eau, en particulier les changements de largeur de bande active en fonction des variations de débit. Ces deux derniers paramètres ( $a$  et  $b$ ) ont été déterminés pour chaque tronçon sur la base de Morel et al. (2019).

### 3.2.4 Coefficients de Manning-Strickler

Les coefficients de Manning-Strickler ( $n$ ) ont été calculés pour chaque tronçon sur la base de multiples valeurs disponibles dans la littérature scientifique et les rapports techniques (e.g. Dugué 2009 ; projet CARHYCE etc.). Des corrélations ont été effectuées entre  $n$  et des paramètres hydromorphologiques, tels que la pente, la largeur de l'écoulement actif ou le débit moyen dans les cours d'eau considérés. Chacune de ces corrélations a été réalisée indépendamment pour chaque cours d'eau, et la valeur finale a été sélectionnée sur la base de la régression la mieux adaptée (Figure 18).



**Figure 18 : Exemples de régressions linéaires utilisées pour la cartographie du coefficient  $n$  de Manning-Strickler (in Fabre et al., 2024)**

### 3.2.5 Définition des classes granulométriques modélisées

La gamme de granulométrie modélisée dans CASCADE doit être déterminée a priori sur la base de l'échelle  $\Phi$  (Krumbein, 1934), qui est une échelle logarithmique décrivant la taille des particules et calculée comme suit :

$$\Phi = -\log_2 \frac{D}{D_0}$$

où  $\Phi$  est l'échelle phi de Krumbein,  $D$  est le diamètre de la particule en millimètres, et  $D_0$  est un diamètre de référence, égal à 1 mm, conservé pour assurer la cohérence dimensionnelle de l'équation.

Pour simuler la charge en suspension dans cette étude, il convient de choisir la gamme appropriée. Généralement, les particules inférieures à 0.125 mm ont tendance à se déplacer en suspension (Wilcock et al., 2009). Les gros grains (> 8 mm) ont tendance à se déplacer en charge de fond. Entre les deux, les grains se déplacent alternativement en suspension, saltation ou charriage en fonction du débit et de la capacité de transport (Wilcock et al., 2009). Nous avons ici retenu les diamètres compris entre 0.001 et 8 mm pour la simulation des MES, c'est-à-dire une valeur  $\phi$  comprise entre -3 et 10 (Tableau 3). Une partie du flux simulé pourrait être transportée par charriage ou saltation, mais nous supposons qu'elle est négligeable par rapport à la charge totale en suspension en limitant les valeurs de  $\phi$  entre -3 et 10.

**Tableau 3 : Classes granulométriques utilisées dans CASCADE pour simuler le transport en suspension (d'après Krumbein, 1934)**

Classification	$\Phi$ scale	Size (mm)
Silt/Clay	4 to 10	0.001 – 0.062
Sand	-1 to 4	0.062 – 2
Gravel	-3 to -1	2 - 8

### 3.2.6 Capacité de transport

CASCADE intègre plusieurs formules de capacité de transport adaptées à chaque classe granulométrique. Pour les sédiments fins, nous avons utilisé la formule de Yang parmi les formules disponibles (Yang, 1973). Cette formule est une équation de transport de charge totale qui se base sur la puissance spécifique, la vitesse et la contrainte de cisaillement. L'équation comprend deux relations distinctes pour le transport du sable et du gravier. Dans cette étude, nous avons décidé d'utiliser la relation pour le transport de sable, car une partie du sable est transportée en suspension (Krumbein, 1934 ; Wilcock et al., 2009).

### 3.2.7 Barrages

Sur le Rhône et ses affluents, de nombreux barrages ont un impact sur le cycle de l'eau et peuvent être en mesure de piéger les sédiments. Dans cette étude, où nous nous concentrons sur le transfert de sédiments fins à l'échelle annuelle, nous n'avons pris en compte que les plus grands barrages qui influencent directement le transport en aval. Sur le réseau modélisé, nous avons inclus deux grands barrages (Serre-Ponçon sur la Durance et Vouglans sur l'Ain ; Figure 17) qui sont connus pour interrompre la connectivité sédimentaire (leur coefficient de piégeage des sédiments fins dans CASCADE a été fixé à 100%). D'autres barrages connus pour interrompre la connectivité sédimentaire se trouvent dans les sous-bassins versants du Drac et du Verdon. Ils ont également été pris en compte en considérant une absence de source sédimentaire dans le modèle pour ces deux bassins versants (Figure 17). Les autres ouvrages n'ont pas été pris en compte, en supposant que leur influence sur le transport de MES à l'échelle annuelle est très limitée voire négligeable, notamment en raison des chasses régulières (annuelles dans les Alpes) effectuées pour éviter l'accumulation sédimentaire en amont. Seule leur influence sur le débit a été pris en compte, car ils sont inclus dans J2000-Rhône.

### 3.2.8 Granulométrie des MES

La granulométrie moyenne des MES transportées pour chaque tronçon a été intégrée dans le modèle sur la base des mesures réalisées pour chaque station de l'OSR depuis 2009. En l'absence de données

complémentaires sur les parties intermédiaires et amont des cours d'eau, la distribution granulométrique est considérée comme homogène à l'échelle du sous-bassin versant. Le Tableau 4 résume les distributions granulométriques retenues pour chaque cours d'eau selon les besoins du modèle CASCADE (i.e. D10, D50 et D90).

**Tableau 4 : Principales caractéristiques granulométriques retenues pour les MES sur les principaux cours d'eau (D<sub>10</sub>, D<sub>50</sub>, et D<sub>84</sub>). Ces valeurs sont dérivées des données de terrain acquises via l'OSR et le site atelier Arc-Isère**

Cours d'eau ou section	Station retenue	D <sub>10</sub> (mm)	D <sub>50</sub> (mm)	D <sub>90</sub> (mm)
Arve	Jons (8)	3.38 10 <sup>-3</sup>	9.91 10 <sup>-3</sup>	4.57 10 <sup>-2</sup>
Fier	Motz (2)	2.81 10 <sup>-3</sup>	2.34 10 <sup>-2</sup>	7.30 10 <sup>-2</sup>
Guiers	Jons (8)	3.38 10 <sup>-3</sup>	9.91 10 <sup>-3</sup>	4.57 10 <sup>-2</sup>
Ain	Jons (8)	3.38 10 <sup>-3</sup>	9.91 10 <sup>-3</sup>	4.57 10 <sup>-2</sup>
Bourbre	Jons (8)	3.38 10 <sup>-3</sup>	9.91 10 <sup>-3</sup>	4.57 10 <sup>-2</sup>
Saône	Lyon (9)	2.67 10 <sup>-3</sup>	1.22 10 <sup>-2</sup>	4.34 10 <sup>-2</sup>
Gier	Givors (10)	6.57 10 <sup>-3</sup>	2.79 10 <sup>-2</sup>	8.52 10 <sup>-2</sup>
Arvan	Beaumont-Monteux (19)	4.39 10 <sup>-3</sup>	1.98 10 <sup>-2</sup>	5.49 10 <sup>-2</sup>
Arc	Beaumont-Monteux (19)	4.39 10 <sup>-3</sup>	1.98 10 <sup>-2</sup>	5.49 10 <sup>-2</sup>
Isère	Beaumont-Monteux (19)	4.39 10 <sup>-3</sup>	1.98 10 <sup>-2</sup>	5.49 10 <sup>-2</sup>
Drôme	Livron (20)	2.60 10 <sup>-3</sup>	2.08 10 <sup>-2</sup>	7.04 10 <sup>-2</sup>
Ardèche	Saint-Martin-d'Ardèche (22)	5.28 10 <sup>-3</sup>	2.59 10 <sup>-2</sup>	8.88 10 <sup>-2</sup>
Durance	Bonpas (23)	2.75 10 <sup>-3</sup>	1.79 10 <sup>-2</sup>	6.67 10 <sup>-2</sup>
Gardon	Remoulins (24)	6.07 10 <sup>-3</sup>	2.51 10 <sup>-2</sup>	7.60 10 <sup>-2</sup>
Rhône (Genève à Jons)	Jons (8)	3.38 10 <sup>-3</sup>	9.91 10 <sup>-3</sup>	4.57 10 <sup>-2</sup>
Rhône (Jons à Andancette)	Andancette (11)	3.17 10 <sup>-3</sup>	1.61 10 <sup>-2</sup>	5.88 10 <sup>-2</sup>
Rhône (Andancette à Arles)	Arles (25b)	4.54 10 <sup>-3</sup>	1.97 10 <sup>-2</sup>	5.55 10 <sup>-2</sup>

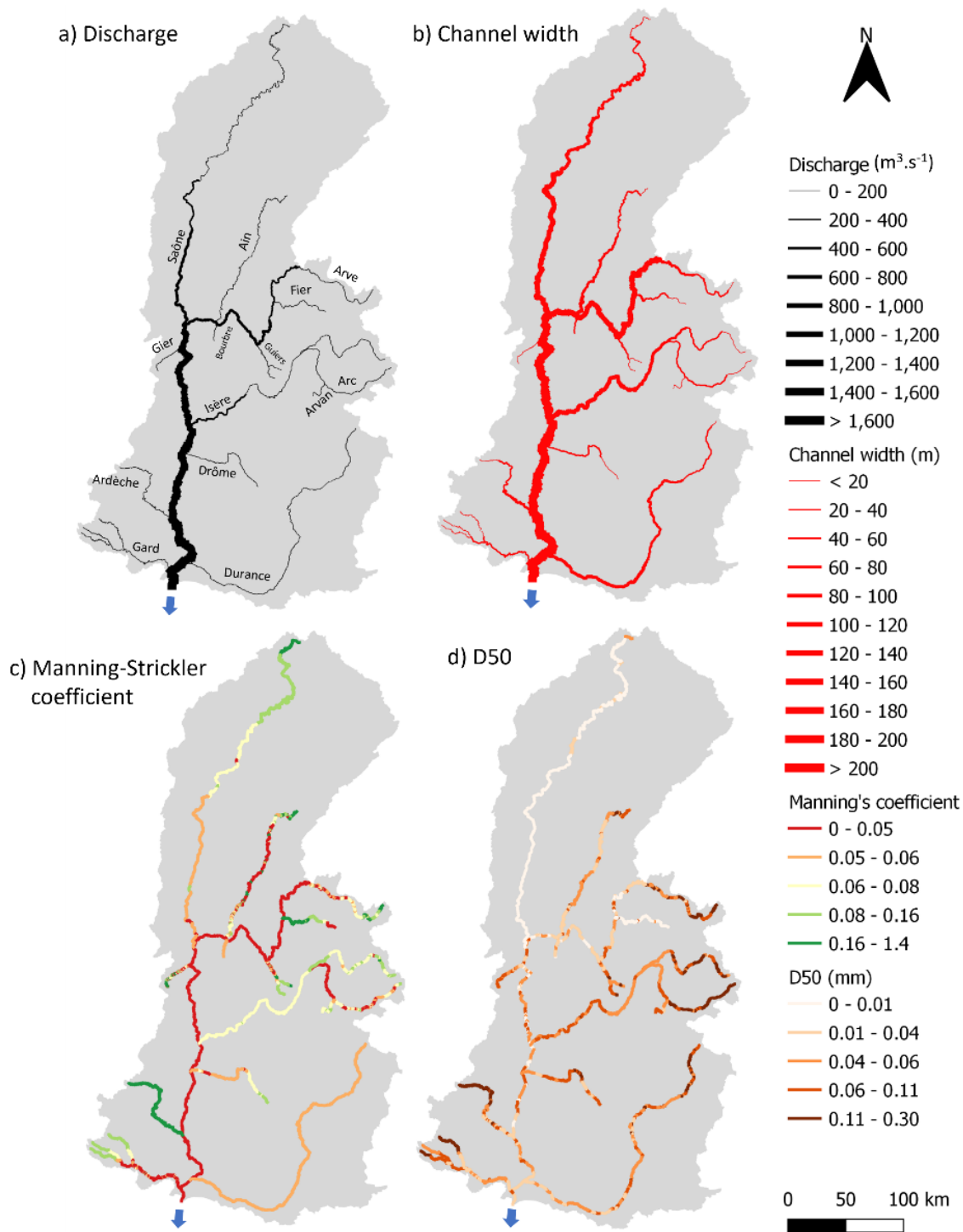
### 3.2.9 Intégration des sources sédimentaires des versants

Les sources sédimentaires sont associées au réseau hydrographique à l'échelle du tronçon. Le volume sédimentaire disponible est extrait de la carte modélisée de la production sédimentaire des versants. Les sous bassins versants drainant chaque tronçon sont dérivés par SIG et la somme de la production sédimentaire est agrégée puis associée pour chaque tronçon du réseau (Figure 15). La granulométrie des sources est extraite de la base de données mondiale Soil-Grids (<https://soilgrids.org/>).

## 3.3 Résultats

### 3.3.1 Caractéristiques du réseau hydrographique du modèle

Les valeurs moyennes des quatre paramètres principaux permettant à CASCADE de prédire le transport de MES sont présentées dans la Figure 19.



**Figure 19 : Cartographie des principaux facteurs utilisés pour la modélisation CASCADE. (a) Débit moyen, (b) Largeur de bande active, (c) coefficient de Manning-Strickler et (d) D50 (in Fabre et al., 2024)**

Pour les débits, on observe une augmentation progressive classique de l'amont vers l'aval avec une valeur maximale de  $1625 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  à l'exutoire du bassin versant (figure 19a). À l'échelle régionale, la carte illustre la contribution significative de la partie amont du Rhône et de la Saône au débit total. Les bassins versants alpins (i.e. l'Isère et la Durance) contribuent également de manière significative au débit du Rhône. La largeur de bande active est directement déduite du débit et présente donc un schéma proche à l'échelle régionale (figure 19b).



La valeur moyenne du coefficient de Manning-Strickler est de 0.184 (figure 19c). Il est réparti de manière irrégulière sur le bassin versant. Le corridor rhodanien se caractérise par les valeurs les plus faibles, comprises entre 0 et 0.05. À l'inverse, les valeurs les plus élevées sont situées en amont des principaux bassins versants alpins (i.e. le Fier et l'Isère), et en amont de la Saône et de l'Ain. L'Ardèche est également caractérisée par des coefficients de Manning-Strickler élevés. Sur leur partie aval, les principaux affluents (Saône, Drôme, Isère, Durance) présentent des valeurs faibles à moyennes (entre 0.05 et 0.08).

En ce qui concerne la granulométrie (figure 19d), la Saône se distingue par les faibles valeurs de D50 observées (moins de 0.01 mm). Les autres affluents et le corridor du Rhône présentent des valeurs plus élevées. La plupart des rivières présentent un schéma général organisé selon une diminution progressive du D50 de l'amont (valeurs supérieures à 0,11 mm) vers l'aval (entre 0,04 et 0,06 mm).

### 3.3.2 Cartographie des flux sédimentaires dans le réseau hydrographique

Les cartes de transport et dépôts sédimentaires sont présentées en figure 21 et figure 22. Au-delà de cette cartographie à échelle régionale, l'ensemble des données peut être mise à disposition au format SIG, permettant une interrogation attributaire de l'ensemble des tronçons dans le détail.

La valeur maximale de transfert de MES interannuel moyen est modélisée à l'exutoire du bassin versant, au droit de la station de Beaucaire et est égal à 5.15 Mt.an<sup>-1</sup> (Figure 20). Plus en détails, l'Isère, la Saône et la Durance sont les principaux contributeurs aux flux totaux de MES (avec respectivement 2.12, 1.20, 0.65 Mt.an<sup>-1</sup>) et montrent une augmentation progressive de l'amont vers l'aval. Les vallées de l'Arc (0.63 Mt.an<sup>-1</sup> à Chamousset), du Haut-Rhône (0.49 Mt.an<sup>-1</sup> à Jons) et de l'Arve (0.21 Mt.an<sup>-1</sup> à Genève) sont également caractérisés par des flux de MES importants. Les autres affluents, plus petits, présentent des contributions plus faibles.

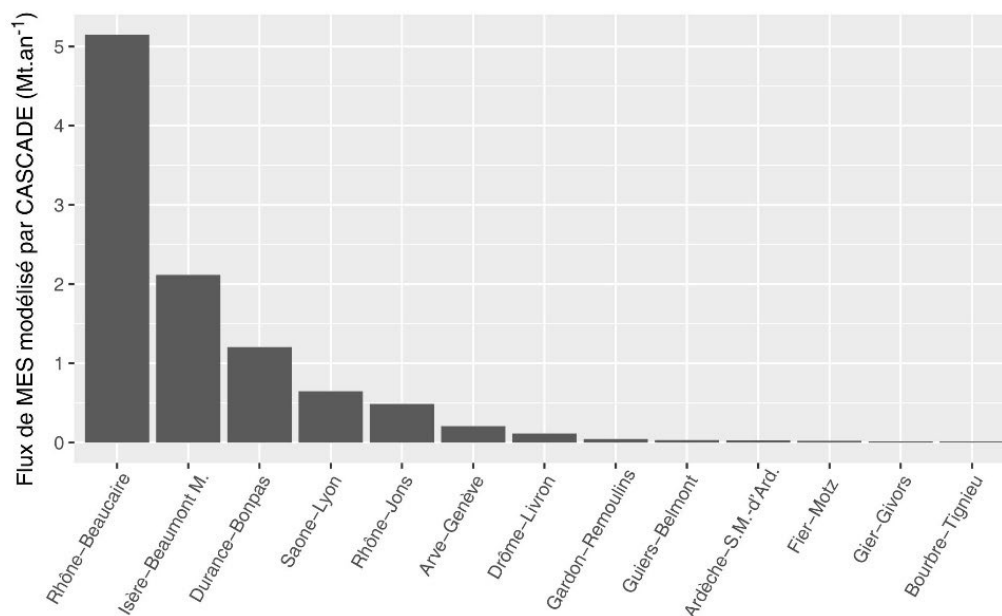
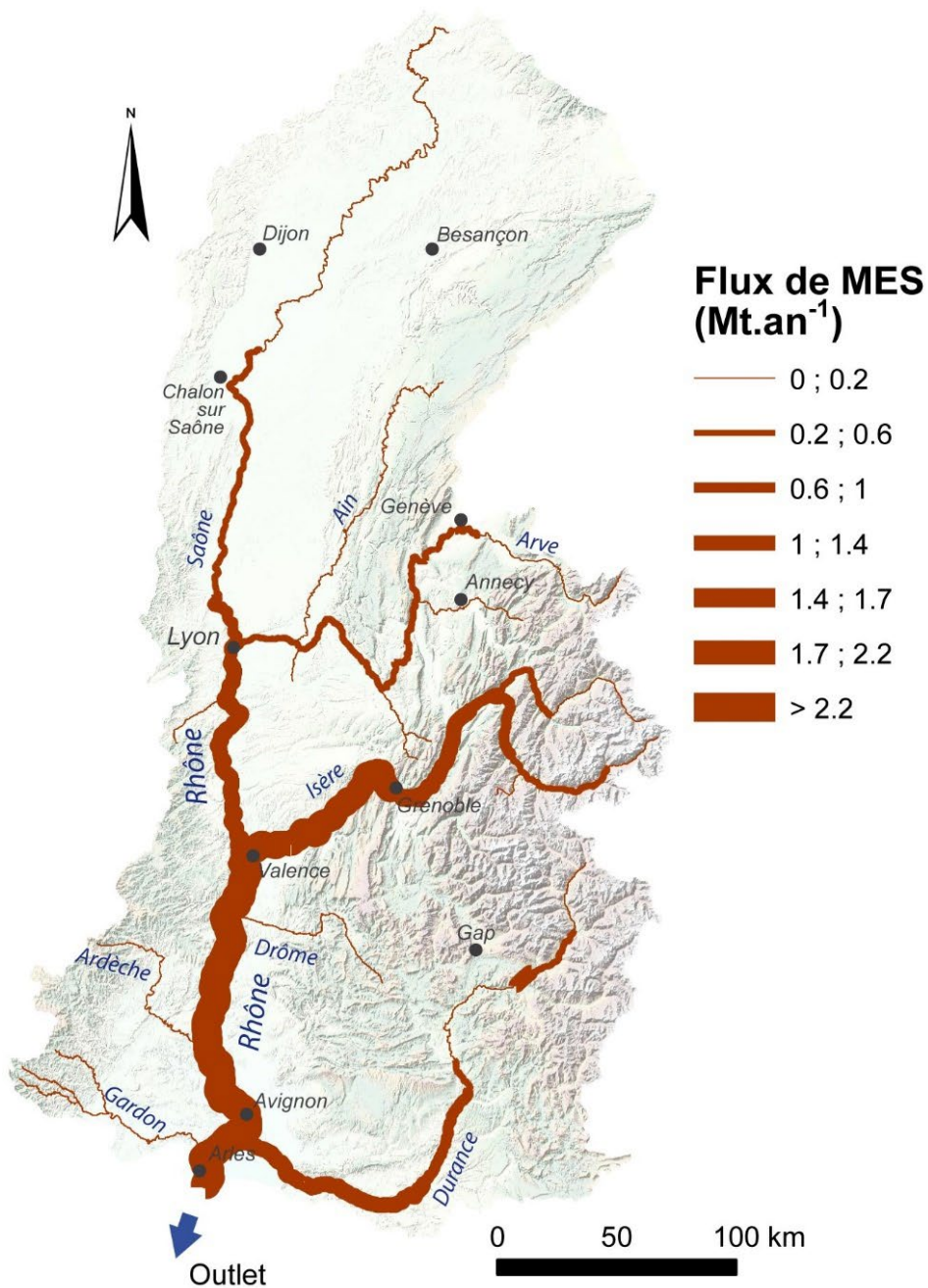
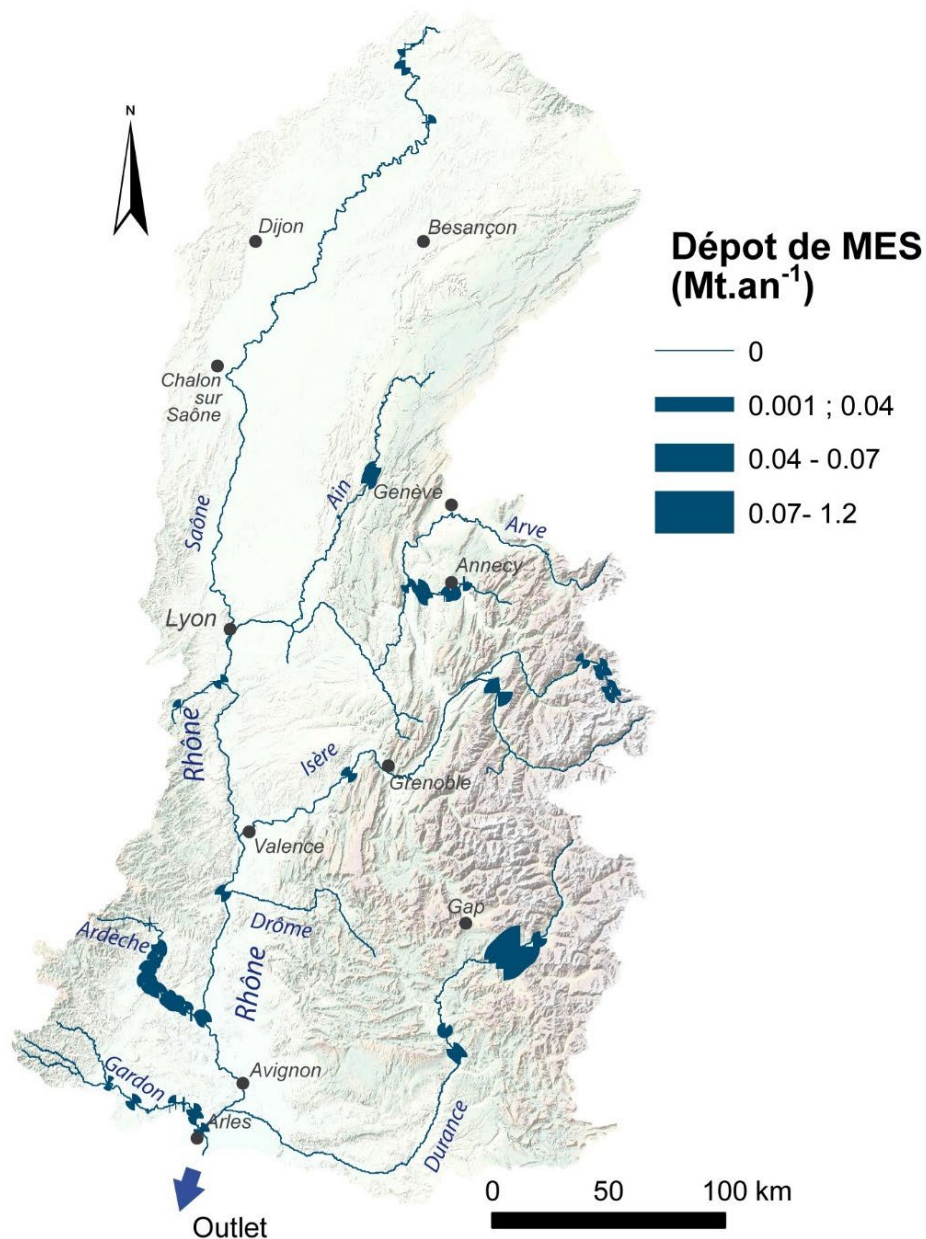


Figure 20 : Bilan des flux de MES modélisés au droit de chacune des stations de mesures de l'OSR



**Figure 21 : Carte des flux de MES simulés par CASCADE**

Très peu de sections présentent des dynamiques de dépôt significatives. Ceci s'explique par la nature même des MES, très facilement prises en charge dans le réseau. Les principales zones de dépôt se trouvent directement en amont des deux principaux barrages inclus dans les modèles (Serre-Ponçon - Durance et Vouglans - Ain). Les basses vallées de l'Ardèche et du Fier, caractérisées par de vastes plaines alluviales, présentent des zones de dépôt importantes directement liées aux faibles pentes de ces tronçons (Figure 22).



**Figure 22 : Carte des dépôts de MES simulés par CASCADE**

### 3.3.3 Validation du modèle : comparaison aux mesures des flux de MES en station

La comparaison des valeurs modélisées avec les 25 stations de mesure disponibles à l'échelle du bassin versant permet de mettre en évidence le bon ajustement global du modèle. Le coefficient  $R^2$  entre les valeurs mesurées et modélisées est de 0.87 (Figure 23).

Ce bon ajustement global du modèle (à l'échelle du bassin versant), masque en réalité une grande diversité dans la qualité des prédictions à l'échelle du sous bassin versant. Ainsi, les écarts les plus importants peuvent être observés pour les stations de Bonpas (Durance) et de Creys (Rhône) avec des écarts respectifs de 1.5 et 0.75 Mt.an<sup>-1</sup>. A l'inverse, les stations de Beaumont-Montoux (Isère) et Cruas (Rhône) par exemple apparaissent surestimées. Les stations de Remoulins (Gardon) et Pont d'Ain (Ain) par exemple, sont bien prédites (Figure 24).

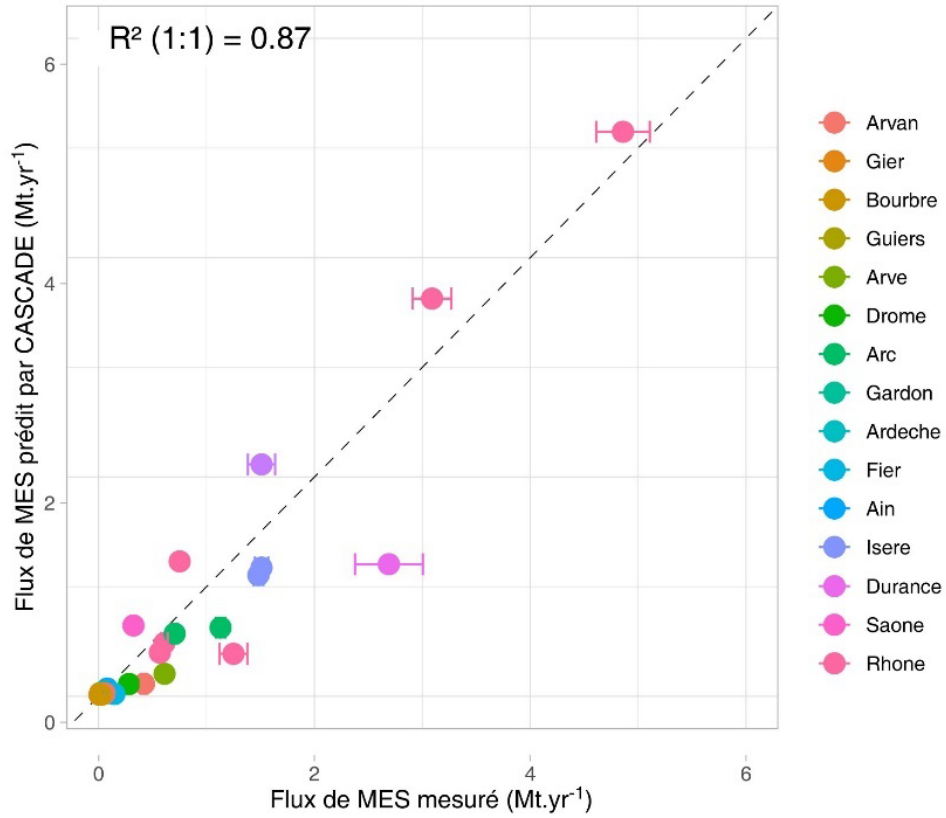


Figure 23 : Comparaison des flux modélisés et mesurés pour les 25 stations retenues dans le cadre de cette étude

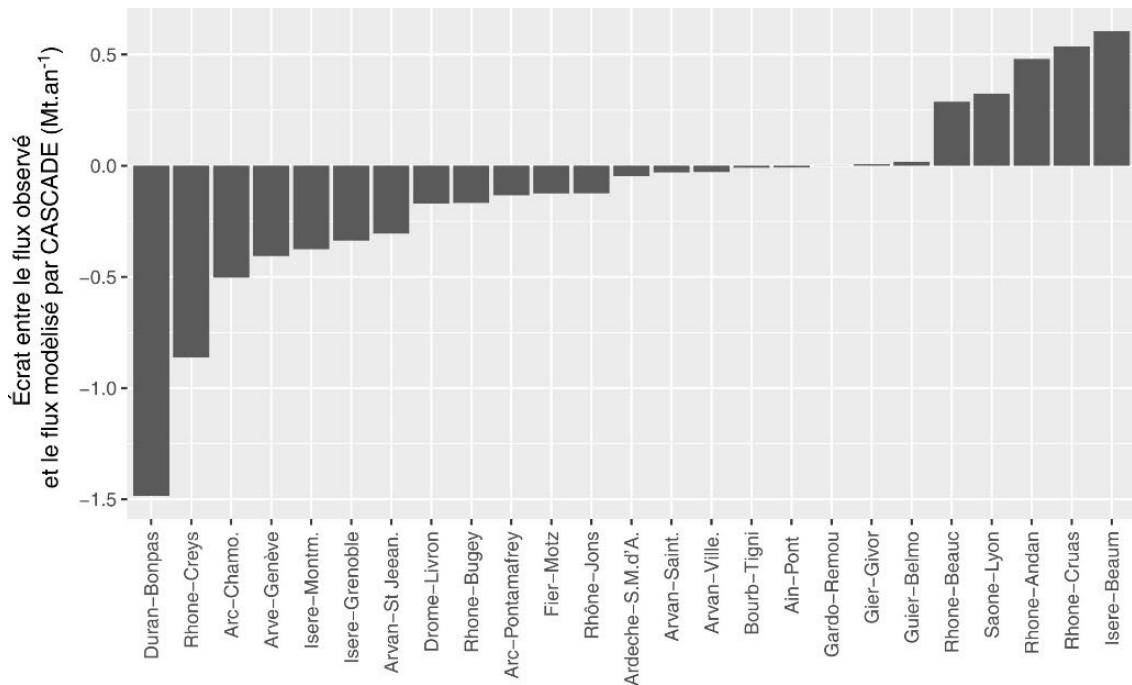


Figure 24 : Écarts absolus entre les valeurs modélisées et mesurées pour chacune des 25 stations prises en compte

### 3.3.4 Connectivité des principaux affluents aux corridor Rhodanien

CASCADE permet une analyse de la connectivité sédimentaire. Elle est vue ici comme l'identification de la provenance des sédiments en un point donné dans le bassin versant, s'apparentant donc à une analyse « source-to-sink ». Pour illustrer le potentiel du modèle, nous proposons ici deux exemples d'analyse de la connectivité au droit des stations de Beaucaire (proche de l'exutoire du bassin versant) et de Jons (amont du bassin versant).

La figure 25 montre la contribution relative de chaque tronçon du Rhône au débit solide (MES) modélisé à la station de Beaucaire. Sa lecture peut être complétée par la vision cartographique sur la figure 26. Les grands affluents alpins constituent les principaux contributeurs du débit solide du Rhône. L'Isère est responsable de 41% des flux de MES transitant à l'exutoire du bassin versant. La Durance représente 24% de ces flux. Le Rhône amont (considéré ici comme l'amont du CNPE du Bugey), essentiellement alimenté par des affluents alpins, contribue à hauteur de 8%, la Drôme 2%. Ainsi, 75% des flux apparaissent d'origine alpine. La Saône contribue à hauteur de 13% du flux total. Les flux restants constitués par le Rhône aval et ses petits affluents, ainsi que l'Ardèche, le Gier et le Gardon représentent un flux cumulé de 12%.

La cartographie de la provenance des sédiments (Figure 26) montre un aspect très morcelé de ces sources sédimentaires, alternant entre des zones de très faible contribution et des zones ponctuellement très émettrices. Ces zones de forte contribution sédimentaire correspondent majoritairement à des confluences avec les tributaires de taille importante. A titre d'exemple, l'apport massif de sédiment observable au droit de la ville de Grenoble correspond à la confluence de l'Isère et du Drac.

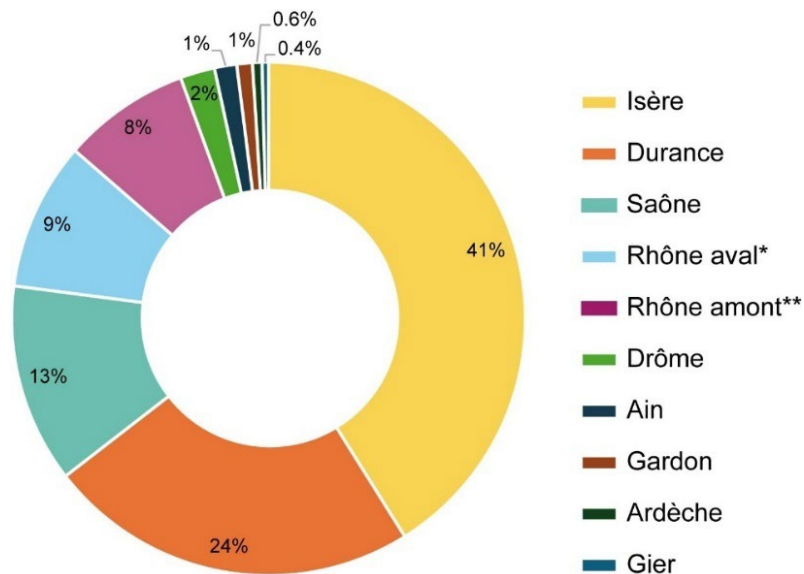
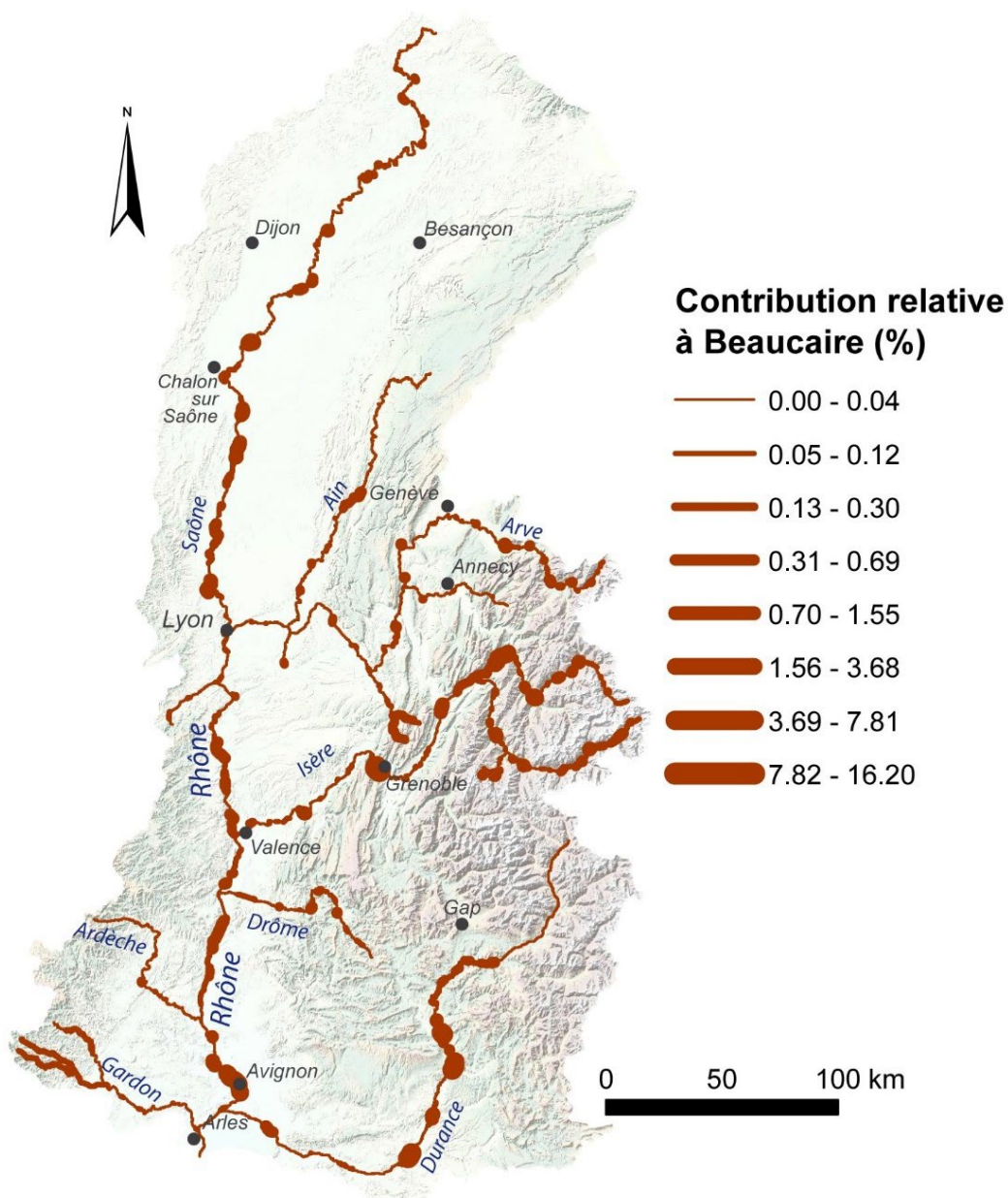


Figure 25 : Contribution relative des différents secteurs du Rhône au flux total à Beaucaire \*de Andancette à Beaucaire avec exclusion des principaux affluents (Isère, Drôme, Ardèche, Durance et Gardon) \*\* amont CNPE du Bugey



**Figure 26 : Contribution relative des tronçons aux flux totaux à Beaucaire**

Le même type d’analyse peut être proposé en amont de Jons (Figure 27). Pour ce tronçon, 42% des flux apparaissent comme étant issus de l’Arve, 29% du chenal et des petits affluents du Rhône ; et 15% de l’Ain. Les 14% restants proviennent des autres affluents, Guiers, Fier et Bourbre. On notera ici l’effet du barrage de Vouglans, largement visible sur la carte (Figure 28) ainsi que la relative faible contribution du Fier, liée à un important dépôt de sédiments modélisé en amont des gorges du val du Fier.

Tout au long du linéaire, les zones les plus contributives peuvent être identifiées comme par exemple un secteur d’une dizaine de kilomètres en aval du barrage de Vouglans, l’amont du bassin versant du Guiers et les parties amont et médiane de l’Arve.

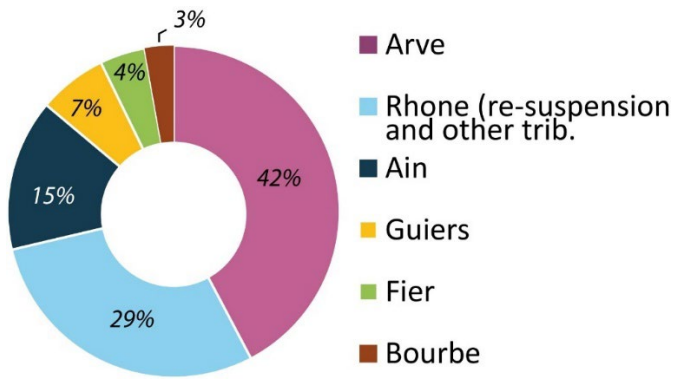


Figure 27 : Synthèse par sous bassin versant des contributions relatives moyennes à Jons

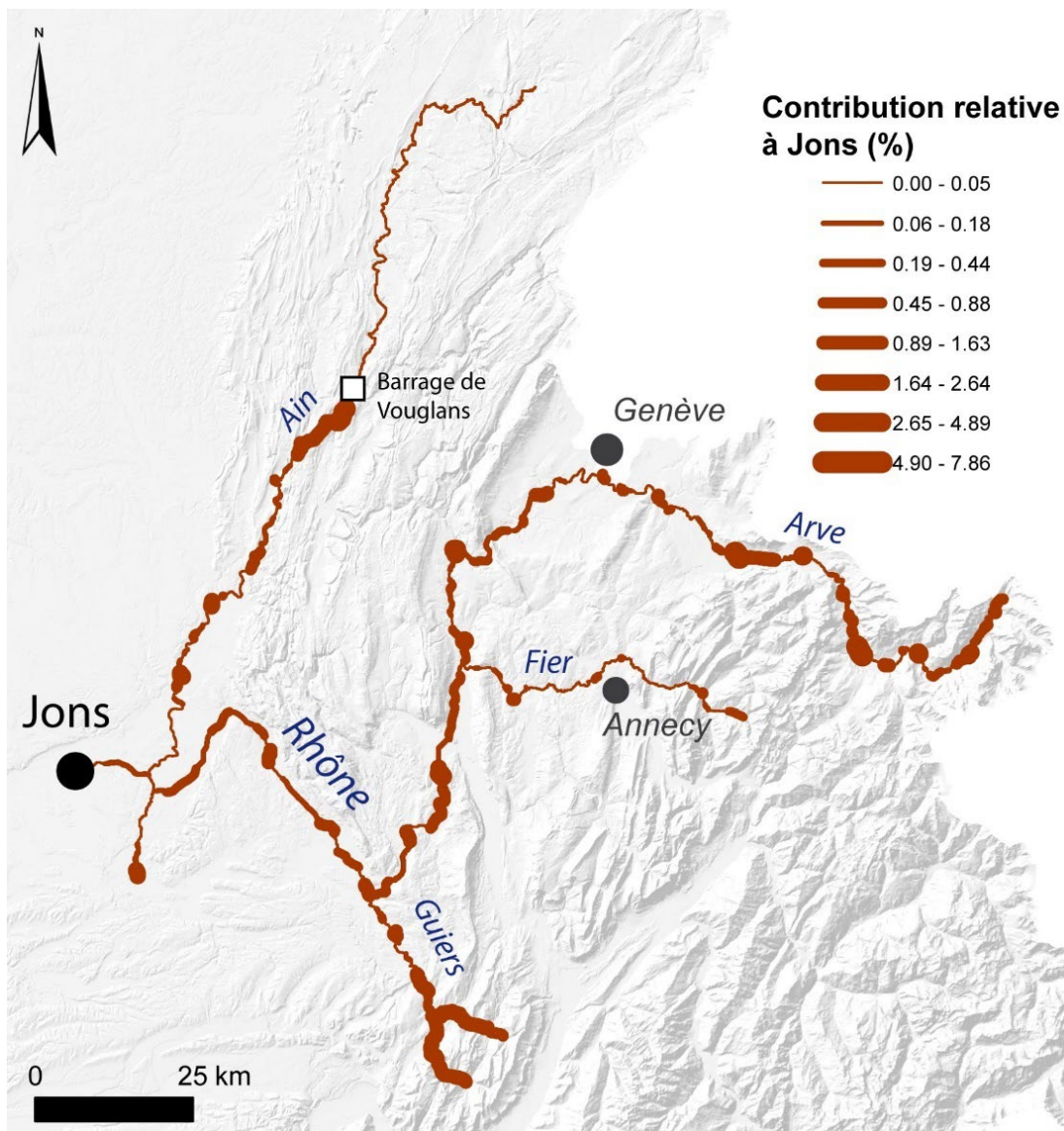


Figure 28 : contribution relative des tronçons aux flux de MES à Jons

## 4 Simulations sous scénarios de changement climatique

### 4.1 Choix des scénarios climatiques

Les scénarios retenus sont identiques à ceux sélectionnés dans l'action D2 de l'OSR 6 : « Modélisation prospective des transferts hydrologiques et des débits » (Branger et al., 2023). Ces scénarios appartiennent au corpus proposé par le projet explore 2 (Sauquet & Evin, 2023).

D'une manière générale, les projections climatiques peuvent être caractérisées comme une combinaison de quatre facteurs :

- Les RCP (Representative Concentration Pathways), qui constituent les scénarios de référence de l'évolution du forçage radiatif lié aux émissions de gaz à effets de serre. Ils sont définis dans le cadre d'exercices d'intercomparaison des modèles climatiques (CMIP). Nous utilisons ici les scénarios définis par l'exercice CMIP5.
- Les GCM (General Circulation model), qui sont les modèles numériques de circulation atmosphérique de base pour le calcul des projections à l'échelle globale. Leur résolution est une grille d'environ 200x200km.
- Les RCM (Regional Climate Model), qui sont utilisés afin d'obtenir une meilleure représentation du climat local. Les RCM sont utilisés selon un principe de descente d'échelle (ou régionalisation) permettant un passage à une résolution spatiale de l'ordre d'une dizaine de kilomètres, en prenant comme conditions aux limites les sorties des GCM.
- Les méthodes de correction de biais, qui permettent, à l'échelle régionale, d'aligner les simulations des RCM sur des observations sur une période de référence passée.

Pour cette première approche de simulation, nous avons retenu uniquement des projections issues du scénario RCP 8.5, le plus pessimiste (Figure 29), c'est-à-dire avec maintien de la trajectoire actuelle de croissance des émissions de gaz à effets de serre. Ce scénario, pessimiste, permet de mettre en évidence la borne haute des changements potentiels.

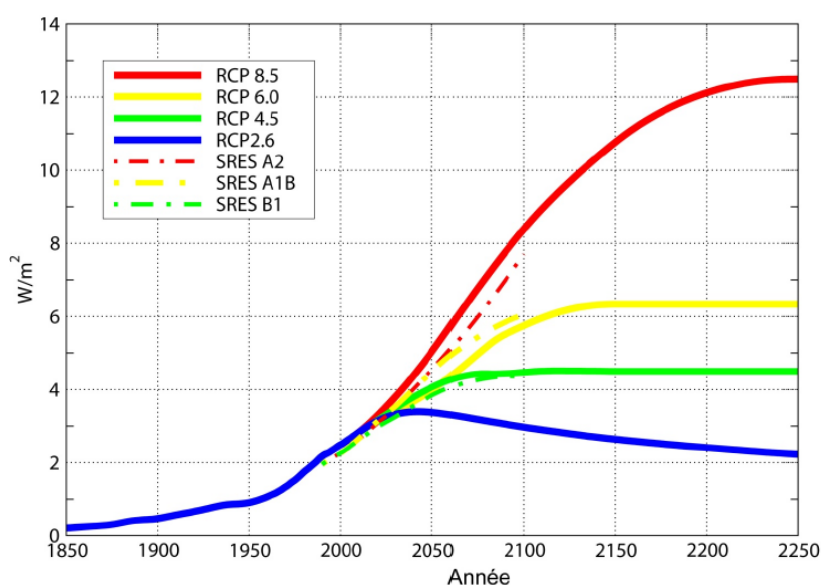


Figure 29 : Scénarios RCP présentant l'évolution du forçage radiatif lié aux émissions de GES (Soubeyroux et al., 2021)



Au sein des projections issues de 19 couples RCM/GCM identifiés par Explore 2, 5 ont été retenues pour ce travail (Tableau 5). Nous avons sélectionné des couples permettant de mettre en évidence une représentativité de la dispersion des scénarios possibles (cf. Branger et al., 2023 pour plus de détails dans la justification de ces choix). Le scénario IPSL-WRF Europe, initialement retenu dans les 6 couples présentés dans Branger et al. (2023) a depuis été écarté en raison de surestimations importantes dans les précipitations (Radakovitch et al., 2024).

D'une manière générale, les tendances de ces scénarios convergent vers une augmentation généralisée des températures +/- 4°C sur l'ensemble du bassin et plus dans les Alpes-du-Sud. Les cumuls de précipitations tendent vers l'augmentation dans la partie nord du bassin versant (i.e. Saône, Ain etc.) et au contraire vers une réduction plus ou moins important dans l'arc méditerranéen et les Alpes.

**Tableau 5 : Couples GCM/RCM sélectionnés pour les projections dans le cadre de ce travail**

GCM	RCM	Caractéristiques de la projection
<b>CNRM-CM5</b>	ALADIN63	Pluie - Réchauffement ++
<b>EC-EARTH</b>	RACMO22E	Pluie -- Réchauffement ++
<b>HadGEM2</b>	CCLM4-8-17	Pluie ---- Réchauffement + + + +
<b>MPI-ESM</b>	CCLM4-8-17	Pluie --- Réchauffement +
<b>MOHC-HadGEM2-ES</b>	HadREM3-GA7-05	Pluie - Réchauffement + + +

#### 4.2 Implémentation dans le modèle sédimentaire

L'intégration des scénarios de changement climatique s'effectue à deux niveaux dans la procédure de modélisation : érosivité des pluies et débits.

- Érosivité des pluies

L'érosivité journalière est recalculée pour chaque maille de la grille pour l'ensemble des modèles de prospective climatique sur les 5 couples RCM/GCM choisis. Les paramètres  $\alpha$  et  $\beta$  sont gardés identiques à la période actuelle. Les résultats sont ensuite agrégés à l'échelle annuelle. Ils permettent ainsi de proposer une cartographie de l'érosivité des pluies à différents horizons temporels entre la période historique et 2100. Sur cette base, de nouvelles itérations du modèle InVEST-SDR peuvent être réalisées, pour différents scénarios en modifiant le facteur d'érosivité des pluies (facteur R). Enfin, une extraction des résultats à l'échelle de petits sous-bassins versants est réalisée afin de cartographier les sources sédimentaires utilisées dans la modélisation CASCADE.

- Débits

Les quantiles des débits futurs ont été calculés à partir des résultats de l'action D2 de l'OSR 6. Nous avons fait le choix dans un premier temps de travailler sur les débits uniquement influencés par le climat. Les scénarios de gestion d'ouvrages n'ont pas été utilisés à ce stade.

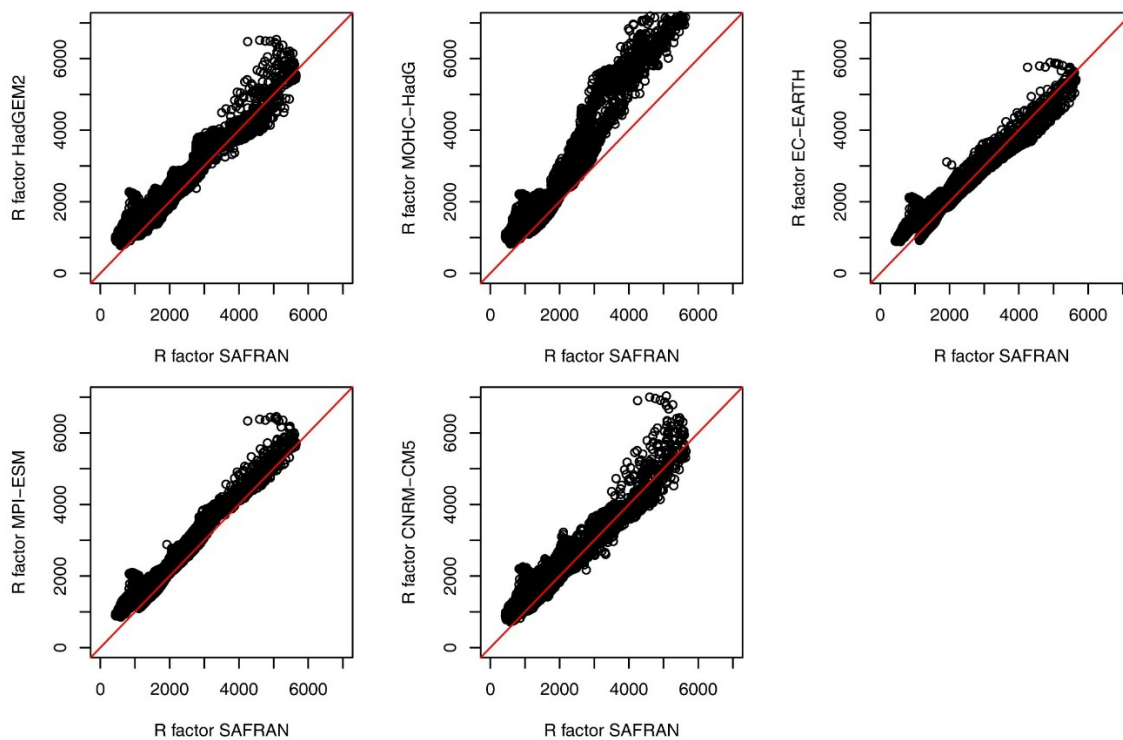
- Présentation des résultats

Cinq nouvelles itérations du modèle CASCADE ont été réalisées en modifiant à la fois les couches d'information issues des sources sédimentaires, et de la dynamique des débits. Pour ce rapport, nous insisterons principalement sur les changements observés entre la période de référence des projections

DRIAS (i.e. 1976 – 2005, dite période historique) et l’horizon le plus lointain permis par les modèles (par convention 2071-2100). Ceci nous permet de définir les bornes les plus larges possibles de projection. La présentation des résultats s’effectue principalement via les taux de variation entre les deux périodes.

### 4.3 Ajustement des modèles

L’analyse de l’ajustement entre les modèles climatiques et les observations constitue une étape importante qui permet de juger de la qualité des modèles utilisés en amont de la modélisation prospective. La comparaison des facteurs R calculés à l’échelle annuelle pour chaque maille de la grille avec la réanalyse SAFRAN et les projections des 5 couples GCM/RCM sur la période historique (1976-2005) montre globalement un bon ajustement. Seule la projection MOHC-HadGEM2 tend globalement vers une surestimation des valeurs, notamment pour les gammes d’érosivité forte (Figure 30).



**Figure 30 : Corrélations entre l’érosivité des pluies calculées à partir du modèle de surface SAFRAN et des différents couples GCM/RCM utilisés pour les projections (période référence 2006-2023)**

### 4.4 Impacts sur l’érosivité des pluies et les transferts versants/cours d’eau

Les figures 31 et 32 présentent les cartes de l’érosivité des pluies pour la période de référence 1976 – 2005 et pour la prospective fin du 21<sup>ème</sup> siècle 2071-2100. Ces cartes montrent des zonages cohérents pour les deux périodes avec des tendances relativement homogènes à l’échelle régionale. Ces 5 cartes montrent l’érosivité très élevée dans le Sud-Ouest du bassin du Rhône (zone Cévenole), par opposition à la zone alpine et au Nord-Ouest du bassin. Ces grandes tendances régionales sont maintenues sur les cartes prospectives à horizon 2100 moyennant quelques ajustements locaux qui restent difficilement visibles par simple comparaison visuelle.

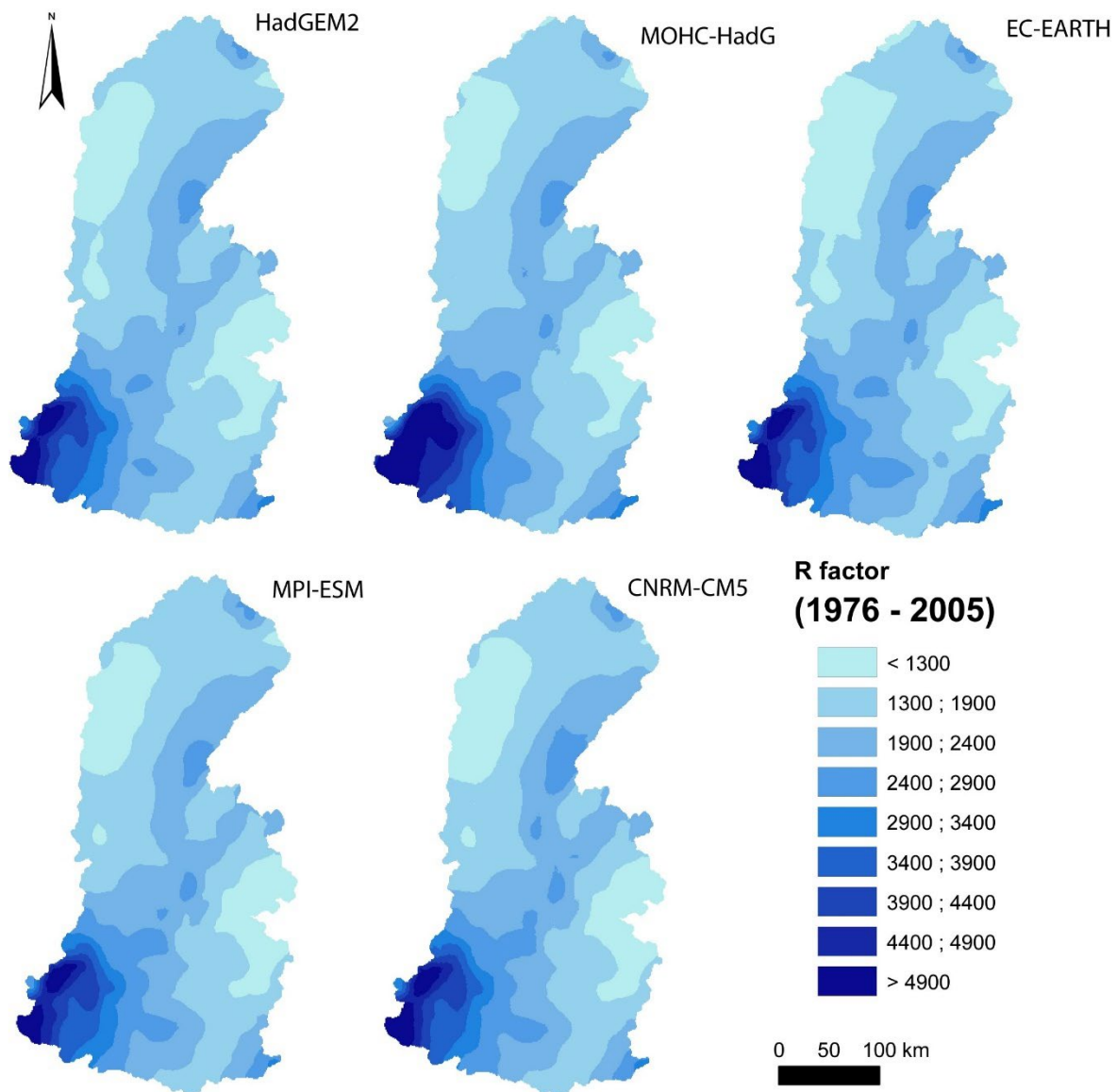
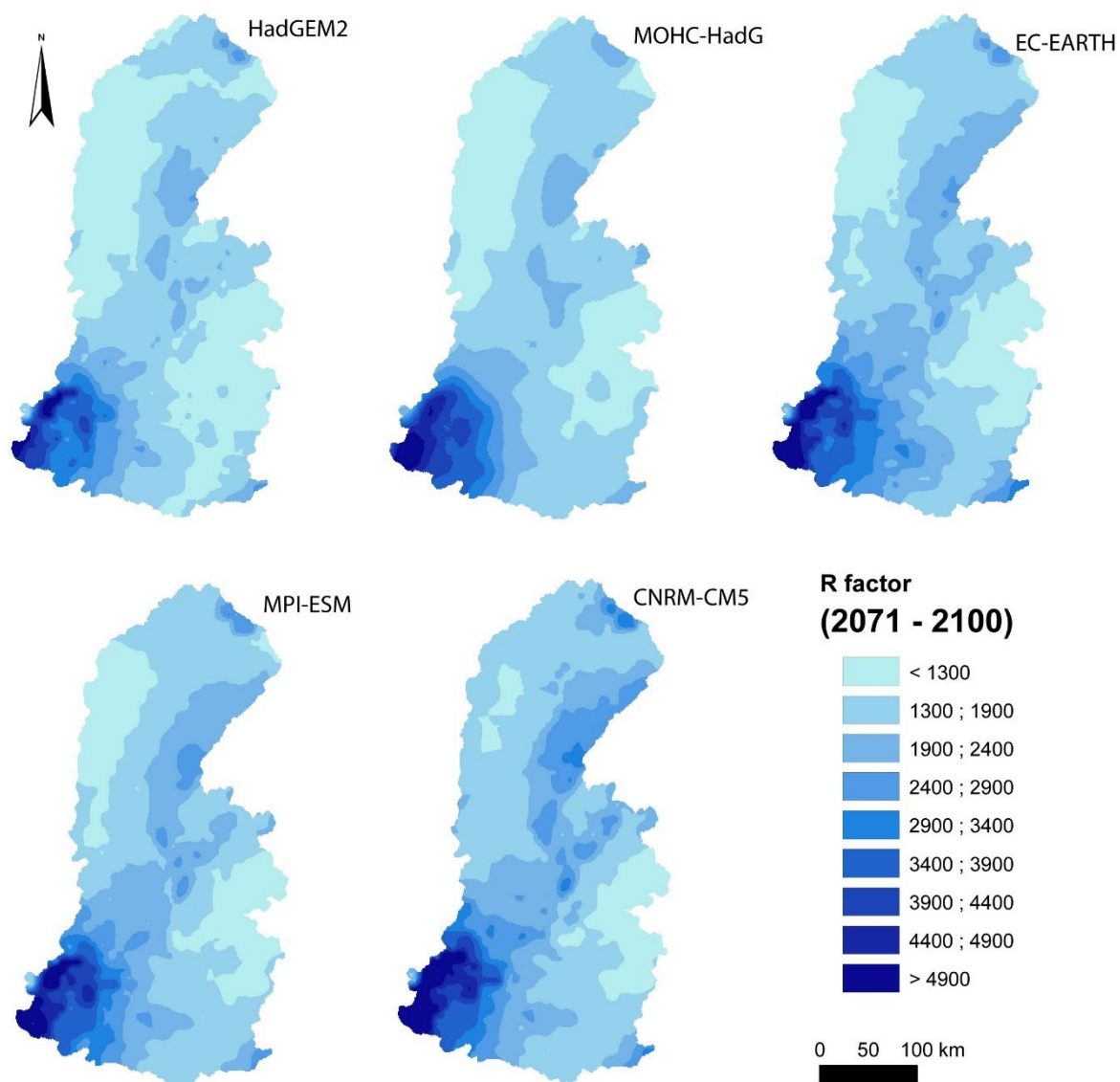


Figure 31 : Facteur R modélisé par chaque couple GCM/RCM pour la période 1976-2005



**Figure 32 : Facteur R modélisé pour chaque couple GCM/RCM pour la période 2071-2100**

En complément, la Figure 33 présente le taux de variation entre les deux périodes. Ici, l'ensemble des scénarios convergent vers une diminution significative de l'érosivité des pluies dans le secteur des Alpes. Cette diminution apparaît principalement liée à la baisse des cumuls pluviométriques sur la période estivale (plus favorable aux orages et donc aux événements susceptibles d'engendrer une forte érosivité). La baisse des précipitations neigeuses au profit des précipitations liquides en hiver ne semble pas être en mesure de compenser cette baisse. Seul le modèle EC-EARTH diverge pour les Alpes du sud, pour lesquelles l'évolution de l'érosivité des pluies est estimée constante entre les deux périodes. Le modèle MOHC-HadG prévoit une stagnation de l'érosivité sur les massifs Alpains centraux.

Une légère augmentation de l'érosivité des pluies dans la basse vallée du Rhône (axe Orange, Avignon, Arles) apparaît également comme une tendance observée à divers degrés par les 5 modèles. Celle-ci est variable en termes d'extension spatiale et de magnitude (de +5 à +15%).

Des tendances contradictoires peuvent être observées pour les parties nord et ouest du bassin versant (Saône, Ain, Gier et Ardèche). Avec les projections issues des modèles HadGEM2 et MOHC-HadG, on obtient une évolution claire vers une diminution de 5 à 15%. Les projections MPI-ESM et EC-EARTH

correspondent à une grande variabilité des trajectoires dans ces différents bassins, entre légère hausse pour l'extrême nord du bassin et stagnation globale pour la partie centrale et aval. Le modèle CNRM-CM5 prévoit, quant à lui, une importante hausse de l'érosivité, supérieure à 15%, notamment sur le bassin versant de la Saône. La même tendance peut être observée pour la partie Ouest du bassin versant (Gier et Ardèche notamment).

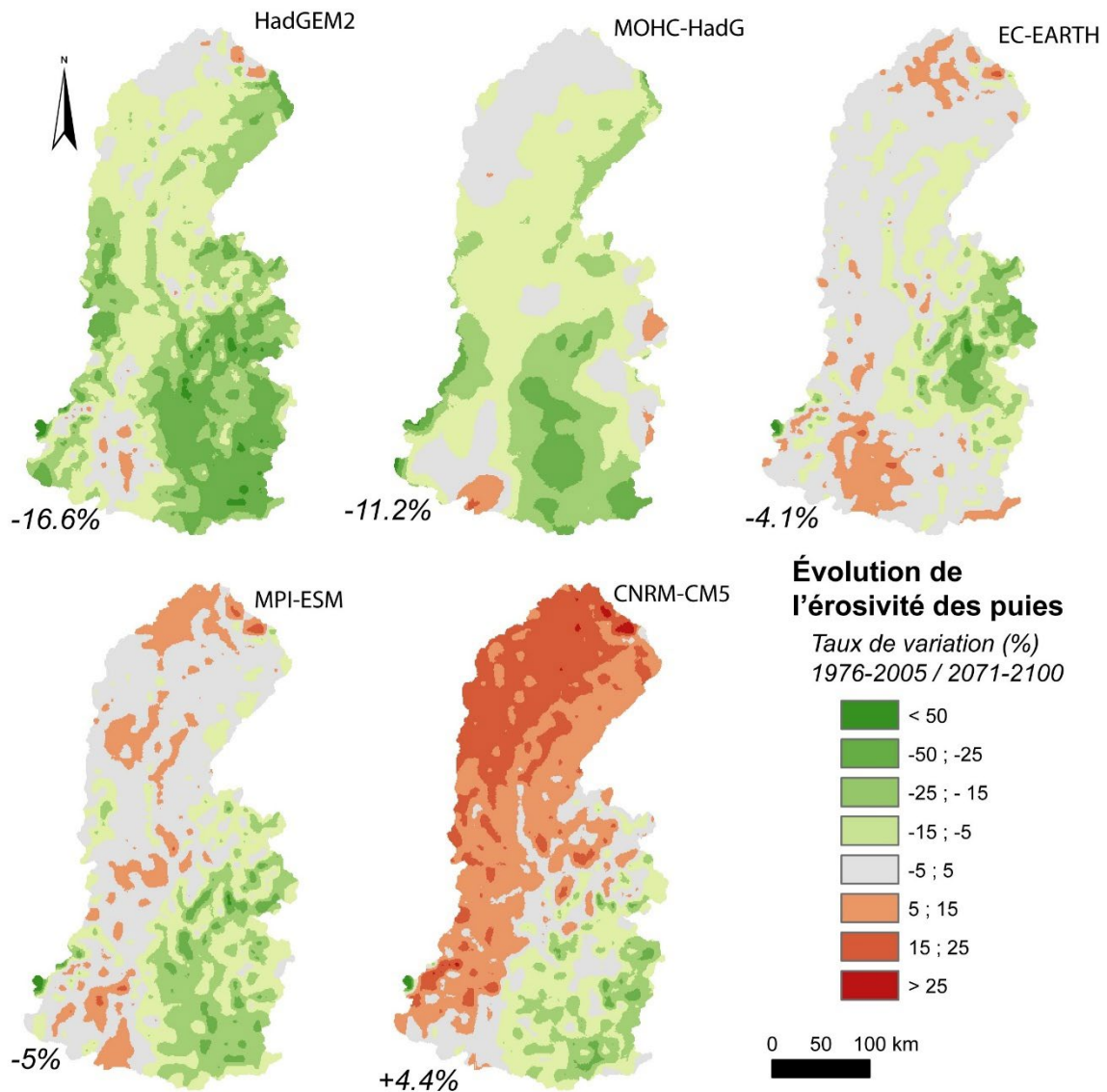
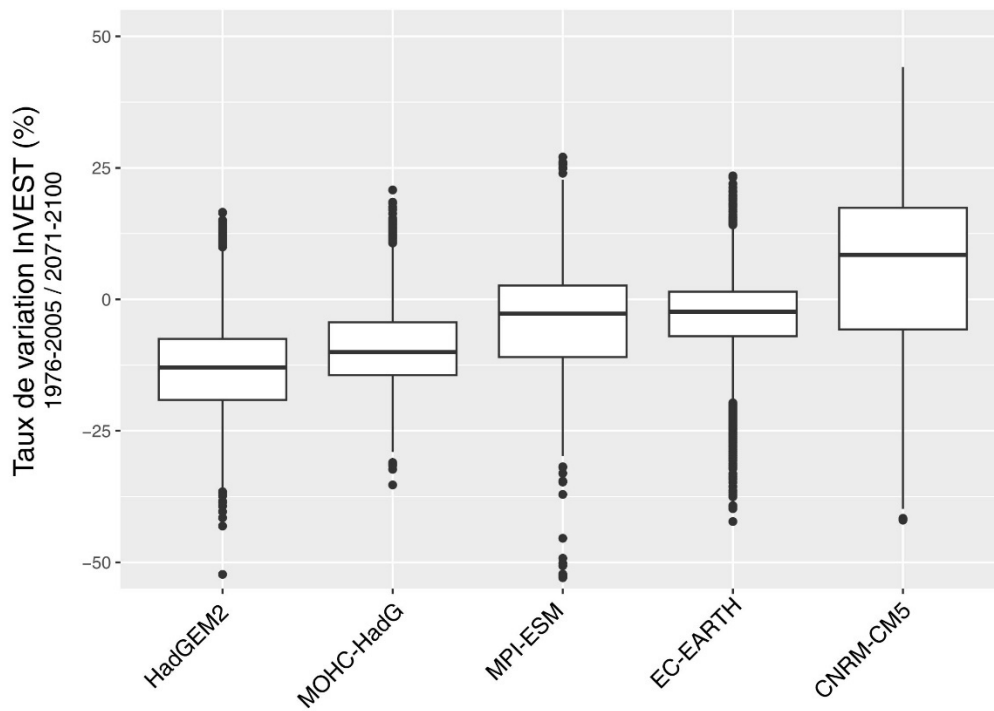


Figure 33 : Cartes du taux de variation de l'érosivité des pluies entre 1976-2005 et 2071-2100



**Figure 34 : Taux de variation du transfert versants - cours d'eau entre 1976-2005 et 2071-2100**

L'effet de ces changements dans l'érosivité des pluies va impliquer une réponse variable du bassin versant en termes de production sédimentaire. Pour le bassin du Rhône dans son ensemble, 4 des 5 couples de modèles climatiques utilisés projettent une baisse significative des sources sédimentaires. Les valeurs se situent entre -14% pour la projection HadGEM2 à -4% pour EC-EARTH. Seule la projection CNRM-CM5 envisage une hausse d'environ +10% à l'échelle du bassin (Figure 34).

#### 4.5 Impacts sur les transferts de MES dans le réseau hydrographique

Les figures 35 et 36 présentent les projections d'évolution des transferts de MES sous scénarios de changement climatique pour le Rhône et ses principaux affluents. L'intégration de la capacité de transport des cours d'eau en plus des sources sédimentaires tend à renforcer des tendances déjà observées.

La baisse généralisée de la fourniture sédimentaire Alpine peut être clairement observée sur les trois cours d'eau principaux : Isère, Durance et Drôme et dans une moindre mesure sur l'Arve. L'ensemble des projections correspond à une baisse significative entre un maximum de -25% (Isère avec HadGEM2) à -5% (Drôme and CNRM-CM5).

Les affluents du Nord et de l'Ouest du bassin versant sont caractérisés par des baisses moins significatives, et dans certains scénarios par une hausse non négligeable des transferts (Saône, Ain, Ardèche, Gier et Gardon). Cette situation peut être en partie expliquée par un relatif maintien de l'érosivité des pluies localement (voire hausse dans certains cas comme sur le bassin versant de la Saône), couplée à une augmentation importante (parfois supérieure à 20%) de fréquence des plus hauts débits (Quantile 10%, voir Branger et al., 2023) qui permettent un transport plus efficace des particules érodées sur les versants.

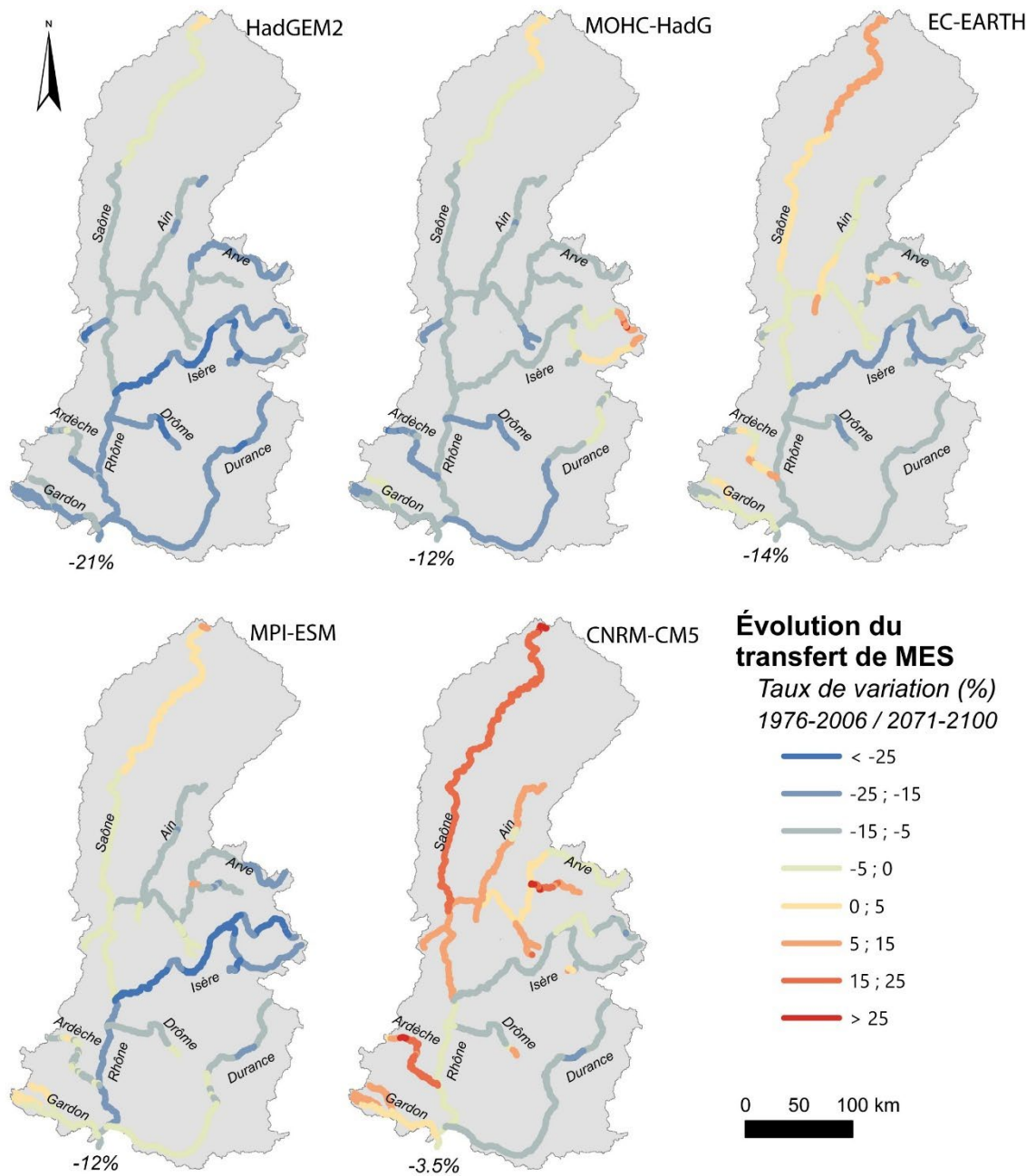
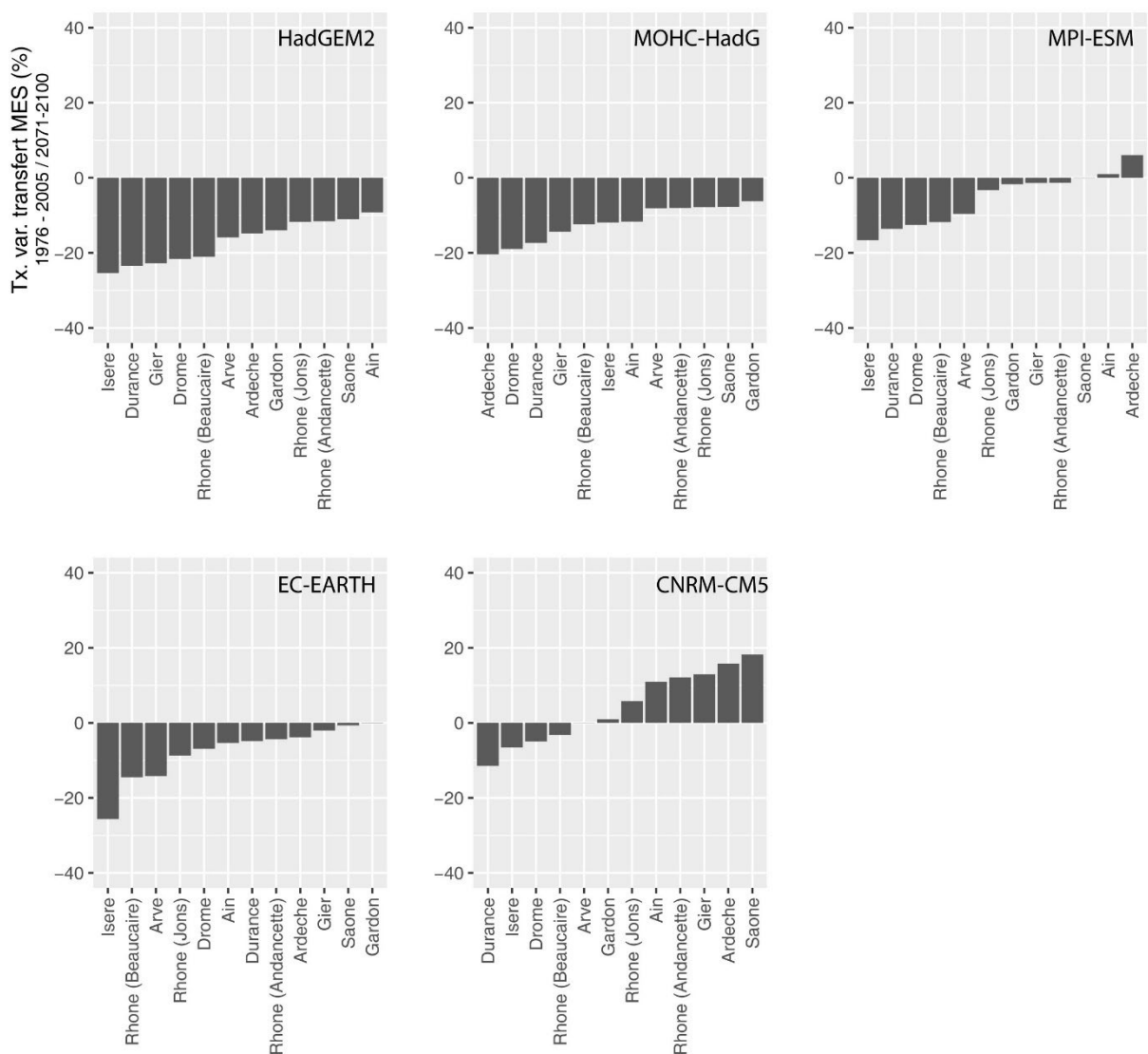


Figure 35 : Cartographie de l'évolution du transfert de MES sur le bassin versant du Rhône entre 1976-2005 et 2071-2100 (%)



**Figure 36 : Évolution du transfert de MES sur le bassin versant du Rhône entre 1976-2005 et 2071-2100 (%)**

A la station de Beaucaire (station la plus en aval servant ici de référence pour l'interprétation du comportement global du bassin versant), toutes les projections climatiques aboutissent une diminution des transferts de MES vers la mer (Figure 36). Pour la projection la plus pessimiste (HadGEM2) on note une baisse de -21% tandis que la plus optimiste (CNRM-CM5) montre quant à elle une baisse de -3.5%. Dans ce dernier cas (CNRM-CM5), il apparaît que la baisse des flux provenant des Alpes puisse être en partie compensée par la hausse des flux dans les autres affluents (Saône, Ardèche, Ain etc.). Les autres projections se situent dans un ordre de grandeur intermédiaire : -14% pour EC-EARTH ; -12% pour HadREM2 et MPI-ESM.



---

## 5 Discussion

### 5.1 Convergences avec d'autres études sur le bassin du Rhône

Une grande partie du travail réalisé dans cette action D3 a été concentrée sur la construction du modèle sédimentaire CASCADE-Rhône, issu du couplage de trois sous modèles. Son développement s'inscrit en complémentarité avec d'autres travaux menés sur la mesure et la modélisation du transport solide sur le bassin versant du Rhône.

Le modèle Mage-AdisTS (Guertault et al., 2018 ; Launay et al., 2019 ; Le Coz et al., 2021) ainsi que les récents développements de couplage de ce dernier avec les modèles J2000-Rhône et MARS-MUSTANG dans le cadre du projet ContinuumMES (voir Troudet et al., 2023) permet de disposer d'une modélisation fine des transferts sédimentaires dans le corridor Rhodanien. Des développements d'intégration du transport de MES en contexte de changement climatique sont en cours à la suite de ce projet. Nos travaux s'inscrivent en complémentarité en proposant une approche basée sur la localisation des sources sédimentaires et leur connectivité au cours d'eau. La résolution temporelle y est nécessairement plus dégradée (échelle annuelle vs journalière), mais permet de rapidement dégager des tendances à l'échelle du bassin versant et de facilement intégrer différents scénarios de changement climatique. Par ailleurs, la cartographie des facteurs de l'approche RUSLE (InVEST-SDR) permettra d'alimenter d'autres développements méthodologiques tels que l'intégration du transfert des MES dans le modèle J-2000-Rhône, basé également sur une approche type RUSLE/ MUSLE (Krause et al., 2001) et prévu dans l'OSR7.

Dans le cadre de l'OSR, plusieurs études se sont focalisées sur le traçage sédimentaire (fingerprinting) dans le Rhône via des analyses physico-chimiques des sédiments prélevés dans les PAP ou dans des carottes (Dabrin et al., 2021 ; Bégorre et al., 2022). L'objectif général de ces travaux est de mieux comprendre les liens entre les zones sources, les zones de stockage et les transferts/remobilisation des sédiments. In fine, la contribution relative des affluents aux flux totaux du Rhône est mise en évidence à différentes échelles spatiales et temporelles. Par sa capacité à travailler sur la connectivité et ainsi tracer l'origine des sédiments en tout point du bassin versant, le modèle CASCADE Rhône constitue un point de comparaison entre les mesures locales et des potentiels théoriques des sous bassins. Là encore, les comparaisons sont aujourd'hui peu abouties mais constituent des perspectives de recherche importantes qui seront abordées durant l'OSR 7.

Les résultats obtenus convergent avec les nombreuses études annonçant la modification du régime nival Alpin en lien avec les hausses des températures et l'évolution (accélération) de la dynamique de fonte. Cette évolution amène à de nombreuses questions scientifiques et opérationnelles dans lesquelles le modèle CASCADE-Rhône pourra être mobilisé (e.g. Laura et al., 2017; Chiarle et al., 2021; Radakovitch et al., 2022 ; Radakovitch et al., 2024).

### 5.2 Évolutions et améliorations du modèle

#### 5.2.1 Cartographie des sources sédimentaires (InVEST-SDR)

Le modèle InVEST-SDR constitue la base de l'approche de CASCADE-Rhône puisqu'il spatialise les zones sources de sédiments et donne l'ordre de grandeur du volume transféré vers les cours d'eau. Ce modèle, basé entre autres sur les équations USLE, ne représente fondamentalement que les processus d'érosion liés au ruissellement de surface et seulement pour les fractions fines (i.e. jusqu'à 2mm). Bien que ce type d'érosion soit largement dominant en contexte de plaine et/ou de plateau, en domaine alpin, il est largement suppléé par des phénomènes hydro-gravitaires (coulées de débris, glissements de terrain, effondrements et chutes de blocs etc., Hungr et al., 2014). Ces processus constituent un apport sédimentaire très important vers les cours d'eau qui n'est pas encore pris en compte dans le modèle. De même, les granulométries plus grossières (notamment fournies par ces processus

gravitaires), représentent une fraction importante des transferts observables dans les Alpes et reste à l'heure actuelle négligée dans le modèle. De nouveaux développements méthodologiques devront être réalisés dans l'OSR 7 pour inclure ces processus en se basant par exemple sur les travaux de Hooke, (2003) ; Rodrigues et al. (2018) ; Schopper et al. (2019) ; Steger et al. (2022).

La cartographie des facteurs de l'équation RUSLE a nécessité un important effort d'analyse, de traitement de bases de données et de développement de scripts de calculs. Un soin particulier a été apporté à la cartographie de l'érosivité des pluies et de l'érodibilité des sols permettant d'atteindre une précision inégalée à cette échelle de travail. Le MNT employé (IGN – BDAlti) constitue également une donnée à haute résolution pour cette échelle de travail. En revanche, la cartographie du facteur C (facteur culture/végétation) a été réalisée avec une approche relativement grossière (attribution de valeurs de références issues de la littérature). Bien que la cartographie de base de l'occupation du sol soit précise (Donnée Théia-Land à 10m de résolution), des approches alternatives basées sur l'extraction des bandes rouges et proches infrarouges issues d'images satellitales pourraient largement améliorer la qualité de cartographie de ce facteur. A l'image des travaux réalisés par Fressard et al. (2023) sur le bassin versant de l'Ardière, il apparaît possible de déployer une cartographie au pas de temps saisonnier voire mensuel sur l'ensemble du bassin à partir des images Sentinel. Ceci permettrait de mieux saisir la variabilité temporelle de ce facteur et ainsi proposer une cartographie InVEST-SDR à un pas de temps plus fin (mois ou saison).

### 5.2.2 *Transferts sédimentaires dans le réseau hydrographique (CASCADE-Rhône)*

Le modèle CASCADE est utilisé pour ce travail dans sa version statique, les transferts annuels étant estimés sur la base d'une approche statistique via des itérations multiples du modèle en fonction des quantiles de débits pour chaque tronçon (Tangi et al., 2019). Une nouvelle version dynamique (D-CASCADE) est maintenant disponible (Tangi et al., 2022). Elle se base essentiellement sur les mêmes couches de données. Son utilisation devrait permettre d'augmenter la résolution temporelle de l'analyse et de se focaliser sur des événements spécifiques (par ex. crues remarquables, chasses etc.).

Dans son état actuel, le modèle inclut explicitement les 2 principales retenues du bassin versant (barrages de Serre-Ponçon – Durance et Vouglans – Ain). Cependant, d'autres ouvrages ont une incidence significative sur la connectivité sédimentaire (par ex. les retenues de Ste-Croix – Verdon ou de Monteynard – Drac). L'intégration de plus d'ouvrages semble important pour la suite des développements du modèle et pour sa validation.

Une des forces du modèle CASCADE réside dans sa capacité à travailler sur un grand nombre de classes granulométriques, incluant les éléments grossiers transportés par charriage. Il s'agit d'une des principales perspectives envisagées dans l'OSR 7 pour ce modèle. Même si les données de base permettant l'exécution des scripts de calcul sont disponibles, la localisation des zones sources de sédiments grossiers ainsi que les volumes de transfert associés demeurent inconnus et nécessiteront un important effort de cartographie.

### 5.2.3 *Scénarios prospectifs*

Pour l'OSR 6, nous nous sommes focalisés sur un scénario prospectif d'émission (RCP 8.5) et des simulations proposées par 5 couples RCM/GCM. Les simulations GCM sont issues du projet d'intercomparaison des modèles couplés CMIP 5. Des simulations plus récentes issues du CMIP 6 ont été mises à disposition. Il apparaît que cette dernière génération de modèles permet une meilleure prise en compte des événements extrêmes, ce qui pourrait constituer un pont d'amélioration significatif des projections actuelles dans la mesure où ces éléments constituent souvent des points clé dans l'estimation des transferts de sédiments dans un bassin versant (potentiellement sous estimés à l'heure actuelle).

Les changements d'occupation du sol constituent, au même titre que le climat, un forçage majeur dans l'évolution des vitesses d'érosion sur les versants et de la connectivité de ces versants aux cours d'eau. En ce sens, certaines études montrent que l'effet des changements d'occupations des sols peuvent être supérieurs aux changements climatiques dans l'évolution à la hausse ou à la baisse de la fourniture sédimentaire d'un bassin versant (Borrelli et al., 2017). Cependant, la construction de scénarios prospectifs d'évolution de l'occupation des sols est un exercice difficile (Verburg et al., 2006), d'autant plus que le secteur d'étude et la diversité des dynamiques qui le constituent est grande. A l'avenir, il conviendra tout de même de tester certaines hypothèses d'évolution sur des secteurs de taille réduite afin de caractériser la magnitude potentielle de l'effet de tels changements sur l'érosion des versants. Par exemple, l'évolution de l'étagement forestier en domaine montagnard, les changements de pratiques agricoles avec le développement de systèmes agroécologiques et l'augmentation des surfaces en herbe en domaine agricole. Ces perspectives n'ont pas été intégrées à l'OSR 7 mais pourraient faire l'objet de projets complémentaires.

---

## 6 Conclusion

Le travail mené dans cette action de l'OSR 6 a permis de construire le modèle des transferts sédimentaires : CASCADE-Rhône. Ce modèle est basé sur le couplage de trois sous modèles : (1) InVEST-SDR permet de spatialiser la production sédimentaire des versants et leur degré de connectivité aux cours d'eau ; (2) J2000-Rhône fournit des informations sur les débits pour le calcul des capacités de transport solide ; (3) CASCADE met en évidence la circulation sédimentaire dans le réseau hydrographique et offre la possibilité de tracer les cascades sédimentaires depuis les sources jusqu'aux exutoires. Cette action s'est concentrée sur la modélisation du transfert de matières en suspension (MES).

Le modèle permet une bonne estimation des ordres de grandeur des flux transportés. La comparaison des valeurs modélisées avec les valeurs observées sur les stations de mesure de l'OSR montre un ajustement de bonne qualité permettant l'utilisation de ce modèle pour la réalisation de simulations. Pour la période actuelle, les résultats montrent une très forte contribution de l'arc Alpin aux débits solides du Rhône. Ainsi, selon CASCADE-Rhône, 75% des MES arrivant à l'exutoire du bassin versant sont originaires des Alpes (Isère, Durance, Arve et Drôme). Les 25% restant sont principalement constitués par la Saône (%). Ces résultats sont concordants avec les autres travaux de recherche menés dans l'OSR (modèle Mage-AdisTS et suivi en station).

Les modélisations produites sous scénarios de changement climatique convergent et mettent en évidence une diminution significative des transferts sédimentaires à l'horizon 2100 (entre 3 et 21% selon les projections sélectionnées). Les bassins versants en domaine Alpin apparaissent comme les plus impactés du fait des importantes modifications des régimes climatiques attendues. Par comparaison, les bassins versants en domaine de plaine seront moins impactés (entre - 5 et +18% de taux de variation pour la Saône).

La majeure partie de l'investissement de cette action a été la construction du modèle sédimentaire qui n'existait pas à priori. Ainsi, sur cette base, de nombreuses perspectives d'évolution et d'amélioration ont été proposées pour l'OSR 7. De même des applications de comparaison avec des approches par fingerprinting et d'autres modèles pourront être effectuées.

## 7 Bibliographie

- Alewell, C., Borrelli, P., Meusburger, K., Panagos, P., 2019. Using the USLE: Chances, challenges and limitations of soil erosion modelling. *International Soil and Water Conservation Research* 7, 203–225. <https://doi.org/10.1016/j.iswcr.2019.05.004>
- Almagro, A., Thomé, T.C., Colman, C.B., Pereira, R.B., Junior, J.M., Rodrigues, D.B.B., Oliveira, P.T.S., 2019. Improving cover and management factor (C-factor) estimation using remote sensing approaches for tropical regions. *International Soil and Water Conservation Research* 7, 325–334. <https://doi.org/10.1016/j.iswcr.2019.08.005>
- Bagarello, V., Di Stefano, C., Ferro, V., Giordano, G., Iovino, M., Pampalone, V., 2012. Estimating the USLE soil erodibility factor in Sicily, South Italy. *Applied Engineering in Agriculture* 28, 199–206. <https://doi.org/10.13031/2013.41347>
- Baghdadi, N., Inglada, J., Weiss, M., Bazzi, H., Demarez, V., Lagacherie, P., Biagiotti, I., Selle, A., 2021. Le Pôle Thématique National des Surfaces Continentales Theia: produits et services pour l'agriculture. *Innovations Agronomiques* 83, 11–27.
- Bégorre, C., Dabrin, A., Masson, M., Mourier, B., Eyrolle, F., Lepage, H., Morereau, A., Coquery, M., 2022. Reconstruction of historical suspended particulate matter contributions of Rhône River tributaries to the Mediterranean Sea. *Geomorphology* 417, 108445. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2022.108445>  
<https://hal.science/OSR/hal-03816201v1>
- Beguería, S., Serrano-Notivol, R., Tomas-Burguera, M., 2018. Computation of rainfall erosivity from daily precipitation amounts. *Science of the Total Environment* 637, 359–373. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.04.400>
- Benchetrit, M., 1954. L'érosion anthropogène: couverture végétale et conséquences du mode d'exploitation du sol. *L'Information Géographique* 18, 100–108. <https://doi.org/10.3406/ingeo.1954.1382>
- Borrelli, P., Robinson, D.A., Fleischer, L.R., Lugato, E., Ballabio, C., Alewell, C., Meusburger, K., Modugno, S., Schütt, B., Ferro, V., Bagarello, V., Oost, K.V., Montanarella, L., Panagos, P., 2017. An assessment of the global impact of 21st century land use change on soil erosion. *Nat Commun* 8, 2013. <https://doi.org/10.1038/s41467-017-02142-7>
- 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>
- Borselli, L., Cassi, P., Torri, D., 2008. Prolegomena to sediment and flow connectivity in the landscape: a GIS and field numerical assessment. *Catena* 75, 268–277. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2008.07.006>
- Brakensiek, D.L., Rawls, W.J., Stephenson, G.R., 1986. Determining the saturated hydraulic conductivity of a soil containing rock fragments. *Soil Science Society of America Journal* 50, 834–835. <https://doi.org/10.2136/sssaj1986.03615995005000030053x>
- Branger, F., Bonneau, J., Pellerin, N., Le Coz, J., 2023. Modélisation prospective des transferts hydrologiques et des débits : Résultats des scénarios simulés avec le modèle J2000-Rhône (Research Report). INRAE. <https://hal.science/OSR/hal-04228411v1>
- Branger, F., Gouttevin, I., Tilmant, F., Cipriani, T., Barachet, C., Montginoul, M., Le Gros, C., Sauquet, E., Braud, I., Leblais, E., 2016. Modélisation hydrologique distribuée du Rhône. irstea.
- Brown, L.C., Foster, G.R., 1987. Storm erosivity using idealized intensity distributions. *Transactions of the ASAE* 30, 379–386. <https://doi.org/10.13031/2013.31957>
- Campbell, G.S., 1985. *Soil physics with BASIC: transport models for soil-plant systems*. Elsevier.

- Cavalli, M., Trevisani, S., Comiti, F., Marchi, L., 2013. Geomorphometric assessment of spatial sediment connectivity in small Alpine catchments. *Geomorphology* 188, 31–41. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.05.007>
- Chaize, B., 2022. Érosion et structure paysagère dans un bassin versant viticole (Mercurey, Bourgogne) : des enjeux actuels aux dynamiques holocènes (phdthesis). Université Jean Moulin - Lyon III.
- Chiarle, M., Geertsema, M., Mortara, G., Clague, J.J., 2021. Relations between climate change and mass movement: Perspectives from the Canadian Cordillera and the European Alps. *Global and Planetary Change* 202, 103499. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2021.103499>
- Corral-Pazos-de-Provens, E., Domingo-Santos, J.M., Rapp-Arrarás, Í., 2018. Estimating the very fine sand fraction for calculating the soil erodibility K-factor. *Land Degradation & Development* 29, 3595–3606. <https://doi.org/10.1002/ldr.3121>
- Cossart, É., Fressard, M., Chaize, B., 2020. Spatial patterns of vineyard landscape evolution and their impacts on erosion susceptibility: RUSLE simulation applied in Mercurey (Burgundy, France) since the mid-20th century. *erd* 74, 281–300. <https://doi.org/10/gm8vqb>
- Dabrin, A., Bégorre, C., Bretier, M., Dugué, V., Masson, M., Le Bescond, C., Le Coz, J., Coquery, M., 2021. Reactivity of particulate element concentrations: apportionment assessment of suspended particulate matter sources in the Upper Rhône River, France. *Journal of Soils and Sediments* 21, 1256–1274. <https://doi.org/10.1007/s11368-020-02856-0>  
<https://hal.science/OSR/hal-03487104v1>
- de Oliveira, P.T.S., Sobrinho, T.A., Rodrigues, D.B.B., Panachuki, E., 2011. Erosion risk mapping applied to environmental zoning. *Water Resources Management* 25, 1021–1036. <https://doi.org/10.1007/s11269-010-9739-0>
- Desmet, P.J.J., Govers, G., 1996. A GIS procedure for automatically calculating the USLE LS factor on topographically complex landscape units. *Journal of soil and water conservation* 51, 427–433.
- Engelund, F., Hansen, E., 1967. A monograph on sediment transport in alluvial streams. Technical University of Denmark Østervoldgade 10, Copenhagen K.
- Fabre, C., Fressard, M., Bizzi, S., Branger, F., Piegay, H., n.d. Combining hillslope erosion and river connectivity models to assess large scale fine sediment transfers: Application over the Rhône River (France). *Earth Surface Processes and Landforms*.
- Foster, G.R., Wischmeier, Wh., 1974. Evaluating irregular slopes for soil loss prediction. *Transactions of the ASAE* 17, 305–0309. <https://doi.org/10.13031/2013.36846>
- Fournier, F., 1969. L'érosion hydrique et le climat. *Bulletin technique d'information*.
- Fressard, M., Branger, F., Conjard, J., Le Flem, O., Scoazec, C., Perrin, A., 2021. Analyse spatiale des zones sources de MES (Research Report). INRAE ; CNRS.  
<https://hal.science/OSR/hal-03293119v1>
- GIORDANO, G., FERRO, V., BAGARELLO, V., DI STEFANO, C., IOVINO, M., MINACAPILLI, M., 2004. Studi applicativi per la realizzazione della carta dell'erosione potenziale del territorio siciliano e del relativo sistema informativo territoriale.
- Guertault, L., Camenen, B., Paquier, A., Peteuil, C., 2018. A one-dimensional process-based approach to study reservoir sediment dynamics during management operations. *Earth Surface Processes and Landforms* 43, 373–386. <https://doi.org/10.1002/esp.4249>  
<https://hal.science/OSR/hal-02606666v1>
- Guertault, L., Camenen, B., Peteuil, C., Paquier, A., Faure, J.B., 2016. One-Dimensional Modeling of Suspended Sediment Dynamics in Dam Reservoirs. *Journal of Hydraulic Engineering* 142, 04016033. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HY.1943-7900.0001157](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HY.1943-7900.0001157)
- Gyssels, G., Poesen, J., Bochet, E., Li, Y., 2005. Impact of plant roots on the resistance of soils to erosion by water: a review. *Progress in physical geography* 29, 189–217. <https://doi.org/10.1191/0309133305pp443ra>

- Hamel, P., Chaplin-Kramer, R., Sim, S., Mueller, C., 2015. A new approach to modeling the sediment retention service (InVEST 3.0): Case study of the Cape Fear catchment, North Carolina, USA. *Science of The Total Environment* 524–525, 166–177. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.04.027>
- Hamel, P., Falinski, K., Sharp, R., Auerbach, D.A., Sánchez-Canales, M., Denny-Frank, P.J., 2017. Sediment delivery modeling in practice: Comparing the effects of watershed characteristics and data resolution across hydroclimatic regions. *Science of The Total Environment* 580, 1381–1388. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.12.103>
- Hooftman, D.A.P., Bullock, J.M., Evans, P.M., Redhead, J.W., Ridding, L.E., Varma, V., Pywell, R.F., 2023. A model of sediment retention by vegetation for Great Britain: new methodologies & validation. <https://doi.org/10.1101/2023.08.17.553678>
- Hooke, J., 2003. Coarse sediment connectivity in river channel systems: a conceptual framework and methodology. *Geomorphology* 56, 79–94. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(03\)00047-3](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(03)00047-3)
- Hungr, O., Leroueil, S., Picarelli, L., 2014. The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides* 11, 167–194. <https://doi.org/10.1007/s10346-013-0436-y>
- Ismail, J., Ravichandran, S., 2008. RUSLE2 model application for soil erosion assessment using remote sensing and GIS. *Water resources management* 22, 83–102. <https://doi.org/10.1007/s11269-006-9145-9>
- Kantharajan, G., Govindakrishnan, P.M., Singh, R.K., Natalia, E.C., Jones, S.K., Singh, A., Mohindra, V., Kumar, N.K.R.K., Rana, J.C., Jena, J.K., Lal, K.K., 2023. Quantitative assessment of sediment delivery and retention in four watersheds in the Godavari River Basin, India, using InVEST model — an aquatic ecosystem services perspective. *Environ Sci Pollut Res* 30, 30371–30384. <https://doi.org/10.1007/s11356-022-24013-5>
- Krause, P., 2001. Das hydrologische Modellsystem J2000-Beschreibung und Anwendung in großen Flußgebieten. Programmgruppe Systemforschung und Technologische Entwicklung.
- Krumbein, W.C., 1934. Size frequency distributions of sediments. *Journal of sedimentary Research* 4, 65–77.
- Kumar, M., Sahu, A.P., Sahoo, N., Dash, S.S., Raul, S.K., Panigrahi, B., 2022. Global-scale application of the RUSLE model: a comprehensive review. *Hydrological Sciences Journal* 67, 806–830. <https://doi.org/10.1080/02626667.2021.2020277>
- Laroche, B., Richer de Forges, A.C., Leménager, A., Arrouays, D., Schnebelen, N., Eimberck, M., Toutain, B., Lehmann, S., Tientcheu, E., Héliès, F., 2014. Le programme Inventaire Gestion et conservation des Sols. Volet Référentiel Régional Pédologique. *Etude et Gestion des Sols* 21, 125–140.
- Launay, M., Dugué, V., Faure, J.-B., Coquery, M., Camenen, B., Le Coz, J., 2019. Numerical modelling of the suspended particulate matter dynamics in a regulated river network. *Science of the total environment* 665, 591–605. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.02.015>  
<https://hal.science/OSR/hal-02553064v1>
- Laura, M., Tartari, G., Salerno, F., Valsecchi, L., Bravi, C., Lorenzi, E., Genoni, P., Guzzella, L., 2017. Climate Change Impacts on Sediment Quality of Subalpine Reservoirs: Implications on Management. *Water* 9, 680. <https://doi.org/10.3390/w9090680>
- Le Coz, J., Camenen, B., Faure, J.-B., Launay, M., Troudet, L., Kieffer, L., Boyer, P., Radakovitch, O., Verney, R., 2021. Modélisation des flux—Modèle hydro-sédimentaire 1D. INRAE; IFREMER. <https://hal.science/OSR/hal-03293557v1>
- Leroy, M.A., Baghdadi, N., Cherchali, S., Desconnets, J.-C., Faure, J.F., Hagolle, O., Kosuth, P., Maurel, P., Pacholczyk, P., Stoll, M., 2013. THEIA Land Data Centre, in: *Living Planet Symposium*. p. 9.
- Morel, M., Tamisier, V., Pella, H., Booker, D.J., Navratil, O., Piégay, H., Gob, F., Lamouroux, N., 2019. Revisiting the drivers of at-a-station hydraulic geometry in stream reaches. *Geomorphology* 328, 44–56. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.12.007>
- Morgan, R.P.C., 2009. *Soil erosion and conservation*. John Wiley & Sons.

- Nearing, M.A., Romkens, M.J.M., Norton, L.D., Stott, D.E., Rhoton, F.E., Lafren, J.M., Flanagan, D.C., Alonso, C.V., Binger, R.L., Dabney, S.M., 2000. Measurements and models of soil loss rates. *Science* 290, 1300–1301. <https://doi.org/10.1126/science.290.5495.1300b>
- Nearing, M.A., Yin, S., Borrelli, P., Polyakov, V.O., 2017. Rainfall erosivity: An historical review. *Catena* 157, 357–362. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2017.06.004>
- Panagos, P., Ballabio, C., Borrelli, P., Meusburger, K., Klik, A., Rousseva, S., Tadić, M.P., Michaelides, S., Hrabalíková, M., Olsen, P., 2015a. Rainfall erosivity in Europe. *Science of the Total Environment* 511, 801–814. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.01.008>
- Panagos, P., Borrelli, P., Meusburger, K., Alewell, C., Lugato, E., Montanarella, L., 2015b. Estimating the soil erosion cover-management factor at the European scale. *Land use policy* 48, 38–50. <https://doi.org/10.1016/j.landusepol.2015.05.021>
- Panagos, P., Borrelli, P., Poesen, J., Ballabio, C., Lugato, E., Meusburger, K., Montanarella, L., Alewell, C., 2015c. 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>
- Phinzi, K., Ngetar, N.S., 2019. The assessment of water-borne erosion at catchment level using GIS-based RUSLE and remote sensing: A review. *International Soil and Water Conservation Research* 7, 27–46. <https://doi.org/10.1016/j.iswcr.2018.12.002>
- Radakovitch, O., Fressard, M., Coquery, M., Morandi, B., Boyer, P., Branger, F., Clémens, A., 2022. Synthèse du séminaire du 27 Janvier 2022. “ Identifier les scénarios du changement pour anticiper les impacts sur le transfert sédimentaire dans le Rhône ”. OSR6 | Axe D - Action D1 | Rapport scientifique final (Research Report). IRSN ; CNRS ; INRAE ; GRAIE. <https://hal.science/OSR/hal-03750544v1>
- Ranzi, R., Le, T.H., Rulli, M.C., 2012. A RUSLE approach to model suspended sediment load in the Lo river (Vietnam): Effects of reservoirs and land use changes. *Journal of Hydrology* 422, 17–29. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.12.009>
- Renard, K.G., Foster, G.R., Weesies, G.A., McCool, D.K., Yoder, D.C., 1997. Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). US Government Printing Office Washington, DC.
- Rodrigues, M.F., Reichert, J.M., Burrow, R.A., Flores, E.M.M., Minella, J.P.G., Rodrigues, L.A., Oliveira, J.S.S., Cavalcante, R.B.L., 2018. Coarse and fine sediment sources in nested watersheds with eucalyptus forest. *Land degradation & development* 29, 2237–2253. <https://doi.org/10.1002/ldr.2977>
- Sauquet, E., Evin, G., 2023. Rapport Explore2 syntheseConnaissanceMetropole - VF.pdf. <https://doi.org/10.57745/V4G4Y9>
- Schmitt, R.J., Bizzi, S., Castelletti, A., 2016. Tracking multiple sediment cascades at the river network scale identifies controls and emerging patterns of sediment connectivity. *Water Resources Research* 52, 3941–3965. <https://doi.org/10.1002/2015WR018097>
- Schmitt, R.J., Bizzi, S., Castelletti, A.F., Kondolf, G.M., 2018. Stochastic modeling of sediment connectivity for reconstructing sand fluxes and origins in the unmonitored Se Kong, Se San, and Sre Pok tributaries of the Mekong River. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 123, 2–25. <https://doi.org/10.1002/2016JF004105>
- Schopper, N., Mergili, M., Frigerio, S., Cavalli, M., Poepl, R., 2019. Analysis of lateral sediment connectivity and its connection to debris flow intensity patterns at different return periods in the Fella River system in northeastern Italy. *Science of the total environment* 658, 1586–1600. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.12.288>
- Schwanghart, W., Scherler, D., 2014. TopoToolbox 2–MATLAB-based software for topographic analysis and modeling in Earth surface sciences. *Earth Surface Dynamics* 2, 1–7. <https://doi.org/10.5194/esurf-2-1-2014>

- Shirazi, M.A., Boersma, L., Johnson, C.B., 2001. Particle-size distributions: comparing texture systems, adding rock, and predicting soil properties. *Soil Science Society of America Journal* 65, 300–310. <https://doi.org/10.2136/sssaj2001.652300x>
- Soubeyroux, J.M., Bernus, S., Corre, L., Drouin, A., Dubuisson, B., Etchevers, P., Gouget, V., Josse, P., Kerdoncuff, M., Samacoits, R., 2021. Les nouvelles projections climatiques de référence DRIAS 2020 pour la métropole. Météo France.
- Soubeyroux, J.-M., Bernus, S., Corre, L., Drouin, A., Dubuisson, B., Etchevers, P., Gouget, V., Josse, P., Kerdoncuff, M., Samacoits, R., n.d. The new DRIAS-2020 baseline climate projections for metropolitan France.
- Steger, S., Scorpio, V., Comiti, F., Cavalli, M., 2022. Data-driven modelling of joint debris flow release susceptibility and connectivity. *Earth Surface Processes and Landforms* 47, 2740–2764. <https://doi.org/10.1002/esp.5421>
- Tangi, M., Bizzi, S., Fryirs, K., Castelletti, A., 2022. A dynamic, network scale sediment (dis) connectivity model to reconstruct historical sediment transfer and river reach sediment budgets. *Water Resources Research* 58, e2021WR030784. <https://doi.org/10.1029/2021WR030784>
- Tangi, M., Schmitt, R., Bizzi, S., Castelletti, A., 2019. The CASCADE toolbox for analyzing river sediment connectivity and management. *Environmental Modelling & Software* 119, 400–406. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2019.07.008>
- Verburg, P.H., Schulp, C.J.E., Witte, N., Veldkamp, A., 2006. Downscaling of land use change scenarios to assess the dynamics of European landscapes. *Agriculture, Ecosystems & Environment* 114, 39–56. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2005.11.024>
- Vigiak, O., Borselli, L., Newham, L.T.H., McInnes, J., Roberts, A.M., 2012. Comparison of conceptual landscape metrics to define hillslope-scale sediment delivery ratio. *Geomorphology* 138, 74–88. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.08.026>
- Wilcock, P.R., Crowe, J.C., 2003. Surface-based Transport Model for Mixed-Size Sediment. *Journal of Hydraulic Engineering* 129, 120–128. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(2003\)129:2\(120\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(2003)129:2(120))
- Wischmeier, W.H., Smith, D.D., 1978. Predicting rainfall erosion losses-A guide to conservation planning. *Predicting rainfall erosion losses-A guide to conservation planning*.
- Wong, M., Parker, G., 2006. Reanalysis and correction of bed-load relation of Meyer-Peter and Müller using their own database. *Journal of hydraulic engineering* 132, 1159–1168. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(2006\)132:11\(1159\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(2006)132:11(1159))
- Yang, C.T., 1973. Incipient motion and sediment transport. *Journal of the hydraulics division* 99, 1679–1704. <https://doi.org/10.1061/JYCEAJ.0003766>
- Zhou, M., Deng, J., Lin, Y., Belete, M., Wang, K., Comber, A., Huang, L., Gan, M., 2019. Identifying the effects of land use change on sediment export: Integrating sediment source and sediment delivery in the Qiantang River Basin, China. *Science of The Total Environment* 686, 38–49. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.05.336>





## Observatoire des Sédiments du Rhône

### Dispositifs scientifiques cadres



### Partenaires scientifiques



### Partenaires techniques et financiers

