



HAL
open science

**DYNAMIQUE EROSIVE ACTUELLE ET
TRANSFERTS FLUVIATILES DANS L'OUEST DU
BASSIN DE PARIS. Exemple de bassins versants
littoraux en Haute Normandie: le Dun, la Ganzeville et
l'Yères.**

A. Lequien

► **To cite this version:**

A. Lequien. DYNAMIQUE EROSIVE ACTUELLE ET TRANSFERTS FLUVIATILES DANS L'OUEST DU BASSIN DE PARIS. Exemple de bassins versants littoraux en Haute Normandie: le Dun, la Ganzeville et l'Yères.. Interfaces continentales, environnement. Université de Rouen, 2006. Français. NNT: . tel-00919196

HAL Id: tel-00919196

<https://theses.hal.science/tel-00919196>

Submitted on 16 Dec 2013

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.

THESE
Présentée pour l'obtention du grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE ROUEN

Par
Alexandra LEQUIEN

Discipline : Géologie
Spécialité : Hydrologie

DYNAMIQUE EROSIVE ACTUELLE ET TRANSFERTS FLUVIATILES
DANS L'OUEST DU BASSIN DE PARIS.

Exemple de bassins versants littoraux en Haute Normandie :
le Dun, la Ganzeville et l'Yères.

Soutenue le 14 Décembre 2006

Membres du Jury:

J.J. MACAIRE, Professeur, Université de Tours
J.M. MOUCHEL, Professeur, Université de Paris VI
B. LAIGNEL, Professeur, Université de Rouen
Y. LE BISSONNAIS, Directeur de recherche, Inra Montpellier
A. DURAND, Professeur, Université de Rouen
J.P. DUPONT, Professeur, Université de Rouen
L. GUEZENEC, Agence de l'Eau Seine Normandie, Rouen

Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur
Directeur de thèse
Directeur de thèse
Membre invité

AVANT-PROPOS

Cette thèse a été réalisée au sein du Laboratoire de Géologie de Rouen - UMR CNRS 6143 « Morphodynamique Continentale et Côtière ». Elle a été financée par la région Haute Normandie ainsi que par l'Agence de l'Eau Seine-Normandie et le programme européen INTERREG 3 « BAR » relatif aux plages à risques.

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier en premier lieu mes directeurs de thèse : Alain Durand pour la confiance qu'il m'a accordée en me proposant ce sujet de thèse et Jean-Paul Dupont pour m'avoir fait partager sa vision globale des problématiques environnementales.

Je remercie Messieurs Jean-Jacques Macaire (Université de Tours), Jean-Marie Mouchel (Université de Paris VI), Benoît Laignel (Université de Rouen), Yves Le Bissonnais (INRA Montpllier) et Loïc Guézennec (Agence de l'Eau Seine Normandie – Direction de secteur Seine Aval) de m'avoir fait l'honneur d'accepter d'évaluer mes travaux de thèse.

Je remercie également tous les membres du Département de Géologie de l'UMR 6143 qui ont participé à ce projet, et notamment :

Robert Lafite qui m'a apporté une aide scientifique et technique précieuse,

Valérie Mesnage qui a suivi mon parcours universitaire depuis 2002,

Emmanuel Dupuis, Yoann Copard, Sophie Le Bot, Nicolas Massei, David Sebag pour leurs conseils,

Michel Simon et Martine Duval pour leur participation aux campagnes de terrain,

Irène Zimmerlin pour ses observations au microscope électronique à balayage,

Yolanda, Cristina, Pierre, Ludmilla, Sofia, Mickaël et Jérémy qui ont participé durant leur stage à l'acquisition et au traitement de ces données,

Smail, Johanna et Amer, que je remercie pour leur disponibilité et à qui j'adresse mes encouragements pour la suite de leur thèse.

Je salue enfin ici mes parents, ma sœur, mes grands-parents, Matthieu, Paulina, Malika, Ludovic, Pierre, Ludivine, Thomas, Sofia, Fanny, Florence en les remerciant pour leur humour, leur générosité et leur ouverture d'esprit.

TABLE DES MATIERES

TABLE DES MATIERES	1
INTRODUCTION.....	3
I. CADRE DE L'ETUDE.....	6
1. DESCRIPTION GÉNÉRALE DU BASSIN DE LA SEINE ET DES FLEUVES CÔTIERS NORMANDS	7
2. GÉOMORPHOLOGIE ET HYDROGRAPHIE DE LA HAUTE NORMANDIE.....	8
3. GÉOLOGIE DE LA HAUTE NORMANDIE.....	10
4. KARST ET HYDROGÉOLOGIE RÉGIONALE	24
5. CLIMAT ET HYDROLOGIE	28
6. SOLS ET ÉROSION.....	31
II. MATERIELS ET METHODES	35
1. PRÉSENTATION GÉNÉRALE DES BASSINS VERSANTS ÉTUDIÉS	36
2. APPROCHE STATIQUE POUR LA DÉTERMINATION DES VARIABLES D'ÉTAT DES BASSINS	41
3. APPROCHE DYNAMIQUE POUR LE SUIVI EN CONTINU DES TRANSFERTS FLUVIATIILES	51
4. MÉTHODES DE TRAITEMENT DES DONNÉES.....	57
III. ANALYSE DU POTENTIEL D'ERODIBILITE.....	64
1. COMPARAISON INTERBASSINS DES VARIABLES D'ÉTAT	65
2. ANALYSE DE LA STABILITÉ STRUCTURALE DES SOLS	77
3. VERS UNE ÉVALUATION DU POTENTIEL D'ÉRODIBILITÉ DES BASSINS ÉTUDIÉS.....	83
IV. FONCTIONNEMENT HYDROLOGIQUE ET REACTIVITE EROSIVE.....	90
1. LE CONTEXTE HYDROLOGIQUE 2005	91
2. LA RÉPONSE PLUIE-DÉBIT DES BASSINS	95
3. LE TRANSPORT PARTICULAIRE.....	101
4. LE TRANSPORT DISSOUS	104
5. LES FLUX DE MATIÈRES À L'ÉCHELLE ÉVÉNEMENTIELLE	109
V. SYNTHÈSE ET DISCUSSION.....	121
1. IDENTIFICATION DES FACTEURS DE CONTRÔLE DES BILANS D'ÉROSION RÉGIONAUX	122
2. ESTIMATION PLURIANNUELLE DES BILANS D'ÉROSION ET DES APPORTS DES RIVIÈRES LITTORALES DE HAUTE NORMANDIE.....	141
CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES.....	147
BIBLIOGRAPHIE.....	151
LISTE DES FIGURES.....	163
LISTE DES TABLEAUX	168
ANNEXES.....	171

INTRODUCTION

CONTEXTE ET PROBLEMATIQUE

L'érosion hydrique des sols résulte de la combinaison de nombreux facteurs dont certains sont constants (substrat géologique, nature des sols, relief, pente) alors que d'autres évoluent dans le temps (couvert végétal, occupation des sols, pratiques culturales) ou sont aléatoires (pluviométrie et crues). L'apparition de ce phénomène dans les zones cultivées du Nord-Ouest de l'Europe (Bolline et Laurant, 1983 ; Monnier *et al.*, 1986 ; Boardman *et al.*, 1994) fait suite aux mutations agricoles des années 50-60. Les modifications des pratiques culturales et l'évolution de l'occupation des sols ont en effet augmenté de façon importante la surface des zones ruisselantes : dans le Nord-Ouest de la France, l'augmentation de la surface des parcelles de culture et la suppression des haies ont notamment été identifiés comme des facteurs aggravants de l'érosion hydrique (Ouvry, 1992). Dans ces régions, la compréhension des processus érosifs constitue un enjeu économique et environnemental majeur. En effet, les transferts de matières engendrés par l'érosion des sols ont des conséquences multiples, depuis la destruction des sols, les coulées boueuses et les inondations, jusqu'à la modification de la qualité des eaux de surface, les problèmes d'alimentation en eau potable et la modification des biotopes aquatiques (Papy et Douyer, 1991 ; Boardman *et al.*, 1994).

Les phénomènes érosifs peuvent être appréhendés et quantifiés selon différentes approches : l'analyse des formations superficielles, l'étude géomorphologique des paysages et l'estimation des flux de matériel particulaire et dissous transitant dans les eaux superficielles. A l'échelle mondiale, une étude des facteurs contrôlant les bilans d'érosion dans les rivières et les fleuves a été proposée par de nombreux auteurs (Milliman et Meade, 1983 ; Milliman et Syvitsky, 1992 ; Probst, 1992 ; Ludwig et Probst, 1998, Meybeck *et al.*, 2003 ; Syvitski, 2003). A l'échelle régionale, de nombreux travaux visant à la compréhension et à l'estimation de l'érosion dans le Nord-Ouest du Bassin Parisien ont porté sur l'étude des sols (Auzet, 1987 ; Auzet *et al.*, 1992 ; Ouvry, 1992 ; Martin *et al.*, 1997 ; Le Bissonnais *et al.*, 1998 ; Lecomte, 1999 ; Leguédois, 2003). Il s'avère, néanmoins, que les travaux présentés sur les bilans d'érosion ont généralement utilisé des données mensuelles ou semestrielles, acquises selon différentes méthodologies et pour des périodes variables, alors que les études régionales sur les sols ont été réalisées à l'échelle de la parcelle (de quelques m² à quelques hectares) ou du bassin versant élémentaire (quelques km²).

De par leur situation géographique (interface continent/océan) et leur forte sensibilité à l'érosion, les bassins versants littoraux de l'Ouest du Bassin Parisien constituent des sites

d'étude pilotes pour estimer l'impact de l'érosion et quantifier les flux sédimentaires exportés à la Manche, conformément à la Directive européenne Cadre sur l'Eau.

OBJECTIFS

Afin de proposer une analyse globale et précise des processus érosifs à l'échelle du bassin versant, une méthodologie spécifique a été initiée. Elle consiste à acquérir à la fois des données décrivant la sensibilité des bassins versants à l'érosion ainsi que des données haute fréquence sur les flux de matières transitant en rivière. Le premier objectif est de définir un potentiel d'érodibilité à l'échelle du bassin versant, en proposant une cartographie des paramètres explicatifs de l'érosion. Le second objectif est de quantifier l'érosion de façon précise, à partir de l'utilisation des enregistrements haute fréquence et d'estimer ainsi les apports à la Manche. Le troisième objectif est comprendre les facteurs contrôlant les transferts de matières en étudiant le fonctionnement hydrologique des bassins versants mais aussi en proposant une comparaison des bilans d'érosion régionaux avec les bilans d'érosion mondiaux.

PLAN DE L'ETUDE

La première partie de ce mémoire est un exposé général sur la zone d'étude : la région Haute Normandie, d'un point de vue géographique, géomorphologique, géologique, climatique et hydrologique (Partie 1). La seconde partie décrit les protocoles expérimentaux mis en oeuvre pour l'acquisition des données sur les sols et des données hydrologiques haute fréquence. Elle présente également les méthodes choisies pour l'interprétation des données (Partie 2). Le potentiel d'érodibilité de chacun des bassins étudiés est ensuite évalué à partir des variables d'état et du couplage entre stabilité structurale des sols et ruissellement (Partie 3) puis les flux hydro-sédimentaires enregistrés en rivière sont présentés, mettant en évidence l'importance des apports souterrains (Partie 4). L'ensemble des résultats est synthétisé dans la partie 5 et une comparaison avec les données de 214 rivières mondiales est proposée.

I. CADRE DE L'ETUDE

1. Description générale du Bassin de la Seine et des fleuves côtiers normands

Le réseau hydrographique du bassin de la Seine et des cours d'eau côtiers normands occupe une surface de 97 000 km². Il comprend 55 000 km de linéaire fluvial. La majeure partie de ce réseau converge vers la Seine, qui draine un bassin versant total de 78 000 km² à travers un parcours de 780 km (entre sa source sur le plateau de Langres et son estuaire au Havre). La zone littorale de la Manche s'étend sur 640 km et comprend une trentaine d'exutoires principaux. Les cours d'eau côtiers normands représentent 13 200 km drainant 14 000 km². Située à l'Ouest du bassin de la Seine, la région administrative Haute Normandie, occupe une surface de 12 317 km², soit plus de 12% du bassin « Seine-Normandie » (Figure 1).

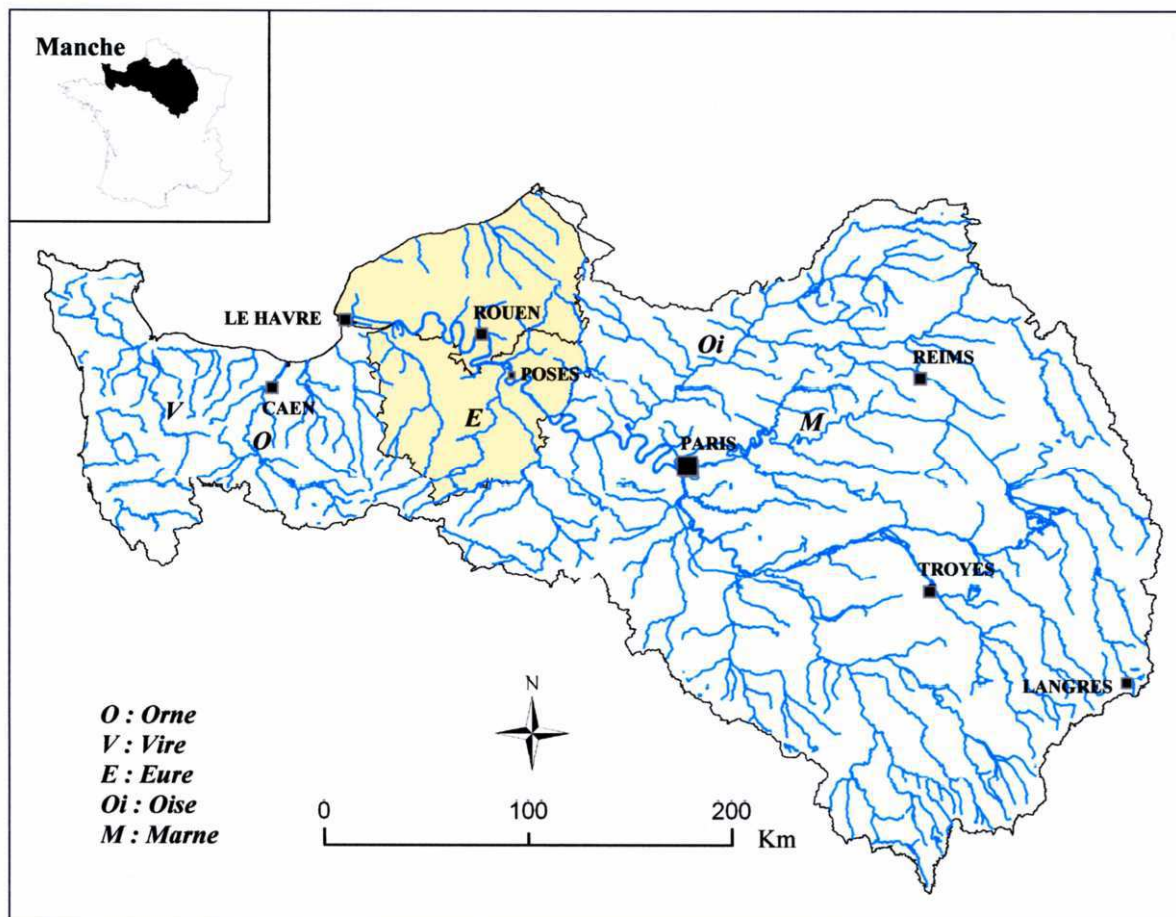


Figure 1: Localisation de la région Haute Normandie à l'échelle du bassin de la Seine et des cours d'eau côtiers normands.

Les reliefs sont peu accentués avec une altitude moyenne de 160 m. Le bassin de la Seine est soumis à un régime pluvial océanique, recevant en moyenne 720 mm de précipitations par an mais pouvant varier de 1100 mm.an⁻¹ à 800 mm.an⁻¹ en zone littorale (AESN, 2004). Le débit

moyen interannuel de la Seine est faible : $310 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à Paris et $481 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ au barrage de Poses, limite de la zone d'influence tidale. Les principaux cours d'eau côtiers présentent une gamme de débit moyen interannuel variant de quelques $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à $15 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ pour la Vire et $24 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ pour l'Orne, apportant un débit total de $100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à la Manche (AESN, 2004).

Le bassin de la Seine-Normandie compte 17,25 millions d'habitants. La densité de population est très variable : de 35 à plus de 20 000 hab/km². Plus de la moitié de la population (55%) se concentre en région parisienne et les agglomérations de Rouen, Caen, Le Havre, Reims et Troyes comptent chacune plus de 150 000 habitants. L'économie industrielle du bassin repose sur les industries de chimie de spécialités, automobile, énergie, chimie de base, sidérurgie ; l'industrie chimique de base est notamment très développée autour de l'estuaire de Seine. L'agriculture joue un rôle primordial dans l'aménagement du paysage et du territoire avec 104 000 exploitations agricoles réparties sur 6 millions d'hectares, soit 62% de la surface du bassin. Enfin, du point de vue du patrimoine et des milieux naturels, le bassin compte 3 650 zones naturelles d'intérêt écologique, faunistique et floristiques (ZNIEFF) qui recouvrent 26 500 km². Une partie d'entre elles, à composante humide, joue un rôle essentiel dans la fonctionnalité des milieux aquatiques et contribue à la diversité biologique de ces écosystèmes (AESN, 2004).

2. Géomorphologie et hydrographie de la Haute Normandie

L'analyse globale du relief à l'échelle de la Région Haute Normandie a été effectuée grâce à la visualisation d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT au pas de 50 m) traité avec un Système d'Information Géographique : ArcView 8.3 © (Figure 2). L'Ouest du Bassin de Paris est caractérisé par de vastes plateaux d'altitudes modérées (< 300 m) et un modelé lié au sous-sol sédimentaire et à son évolution récente.

L'altitude des plateaux varie régionalement et il est possible de distinguer (Figure 2) :

- les plateaux élevés (altitudes supérieures à 150 m) comprenant le Pays de Bray, le Sud du Talou, le Pays d'Ouche, le Nord du Vexin Normand et le Sud Est du Pays de Caux ;
- les plateaux moyennement élevés (altitudes comprises entre 125 et 150 m), tels que le Pays de Caux central, le Roumois, la Plaine du Neubourg et la Plaine de Saint André ;
- les zones basses (altitudes inférieures à 125 m) comprenant le littoral de la Manche (qui ne concerne pas le bassin versant de la basse Seine), l'extrémité occidentale du Pays de Caux, le Lieuvin, le Sud du Vexin Normand et les vallées qui entaillent les plateaux, dont la vallée de Seine.

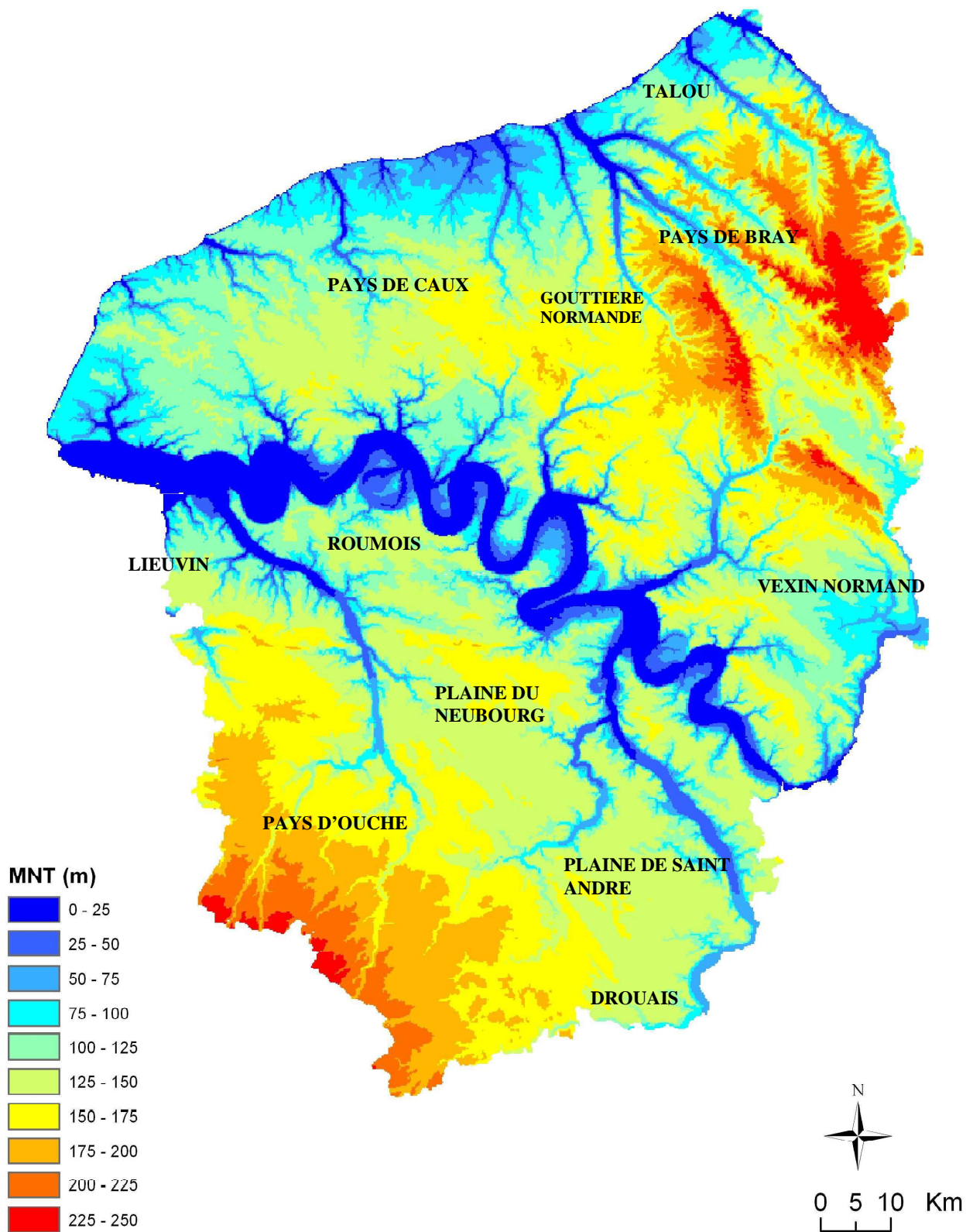


Figure 2: Carte du Modèle Numérique de Terrain (MNT) de la région Haute Normandie. Régionalisation des altitudes par tranche de 25 m (système de projection : Lambert II étendu).

Les caractéristiques géomorphologiques de part et d'autre de la Seine sont très différentes (Laignel *et al.*, 2003). Au Nord de la Seine, les plateaux sont fortement disséqués par des vallées actives et des vallons secs tandis que la partie sud de la Seine est constituée de vastes plateaux découpés par un réseau hydrographique très pauvre et peu hiérarchisé (Hauchard, 2001).

La Figure 3 présente le découpage hydrographique de la région Haute Normandie. Au Nord de la Seine, le réseau hydrographique régional est constitué de 8 rivières affluents de la Seine (d'Ouest en Est : Lézarde, Commerce, Sainte Gertrude, Rançon, Austreberthe, Cailly, Robec, Andelle) et de 10 rivières littorales (d'Ouest en Est : Valmont, Durdent, Le Dun, Sâane, Scie, Varenne, Béthune, Eaulne, Yères, Bresle). Au Sud de la Seine, les plateaux sont plus monotones et peu disséqués, avec seulement deux rivières principales, la Risle et l'Eure et leurs affluents. La répartition des cours d'eau, de même que les surfaces drainées sont ainsi très inégales entre le Nord et le Sud.

3. Géologie de la Haute Normandie

3.1. Le substratum

Cinq étages du Crétacé supérieur sont rencontrés en Haute Normandie : Cénomaniens, Turonien, Coniacien, Santonien et Campanien. Néanmoins, dans le Pays de Bray apparaissent à l'affleurement des formations du Crétacé inférieur et du Jurassique (Figure 4). Différents travaux (Laignel, 1997, 2003) ont permis de proposer une synthèse des caractéristiques lithologiques et physiques de ces craies selon l'étage considéré (Figure 5 et Tableau 1).

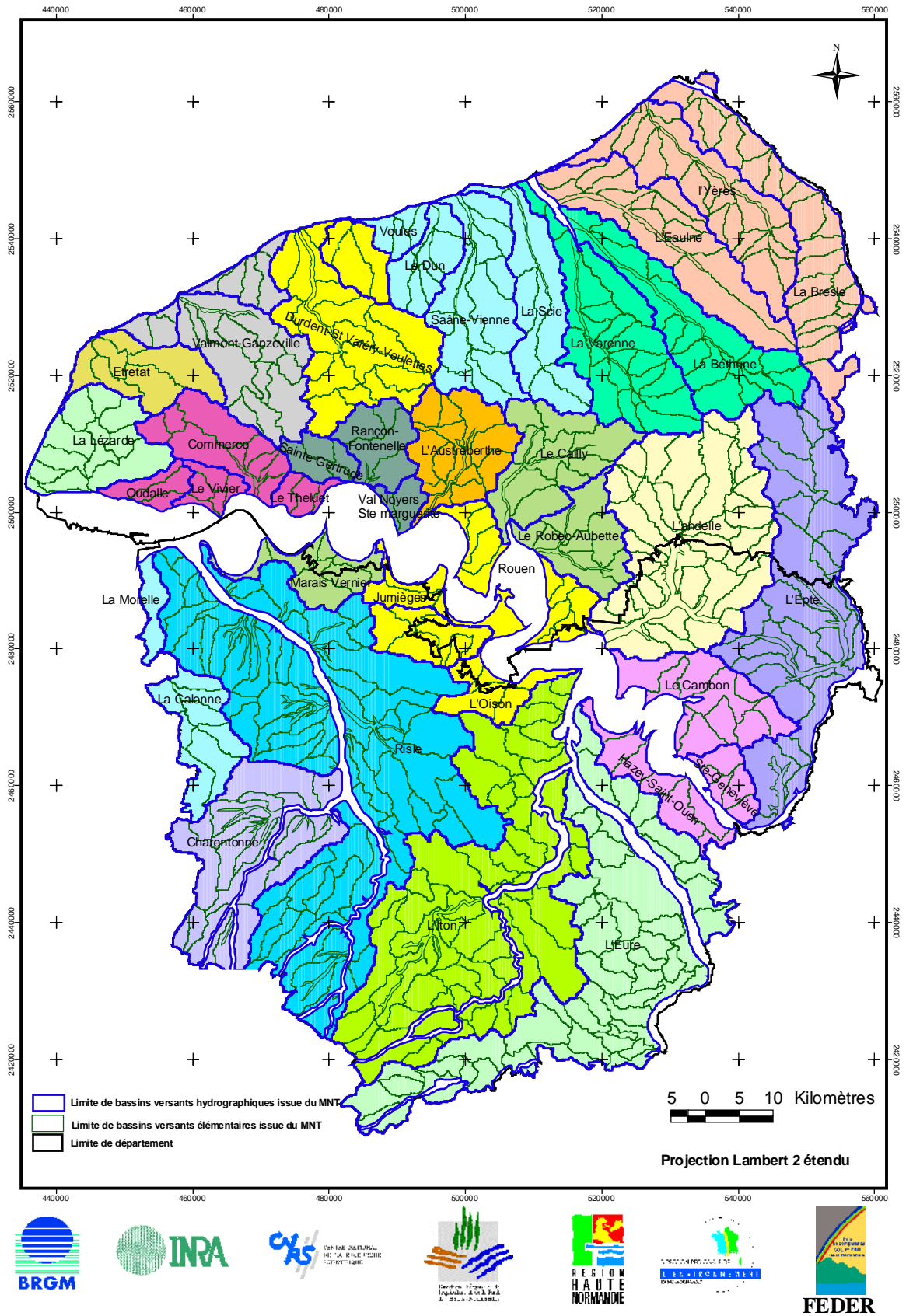


Figure 3: Carte de localisation des bassins versants de la région Haute Normandie (BRGM *et al.*, 2000) (Système de projection : Lambert II étendu).

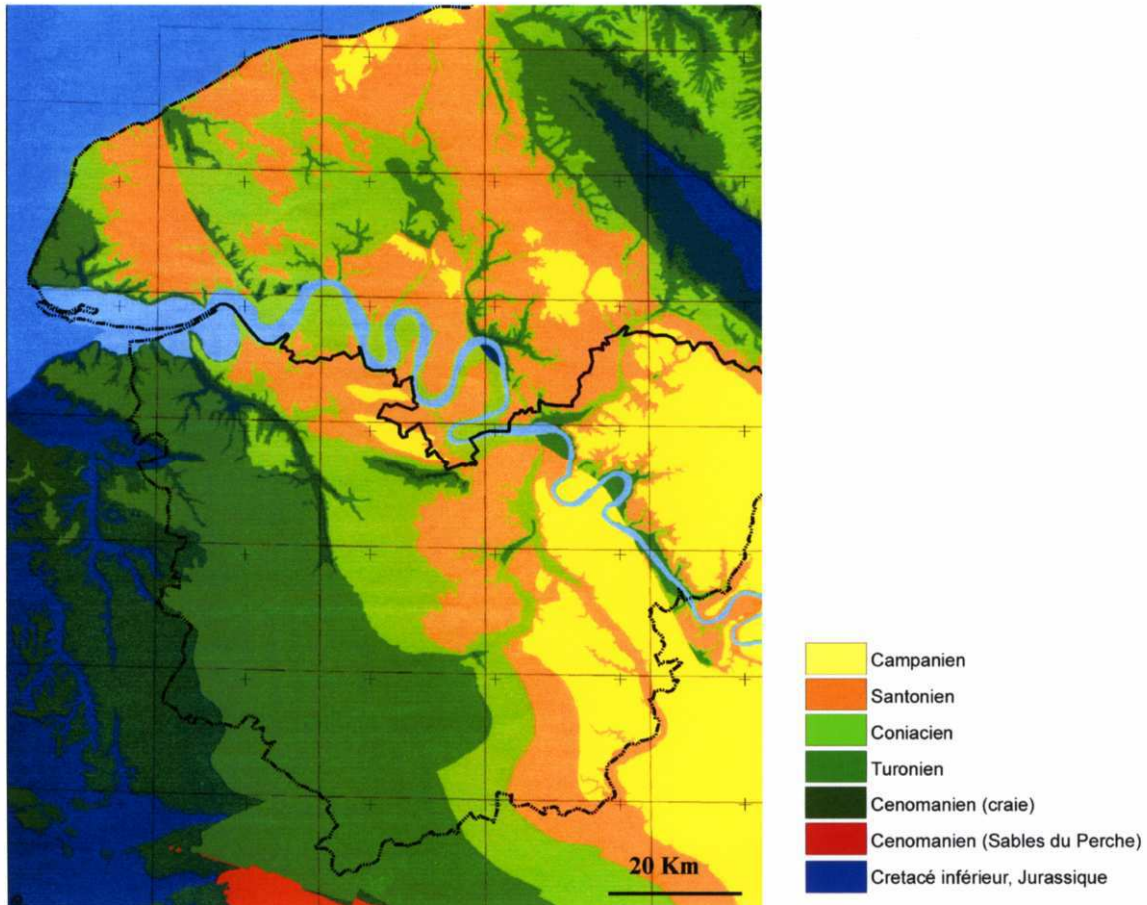


Figure 4: Carte du substrat de la région Haute Normandie, d'après Quesnel, 1997 (système de projection : Lambert II étendu).

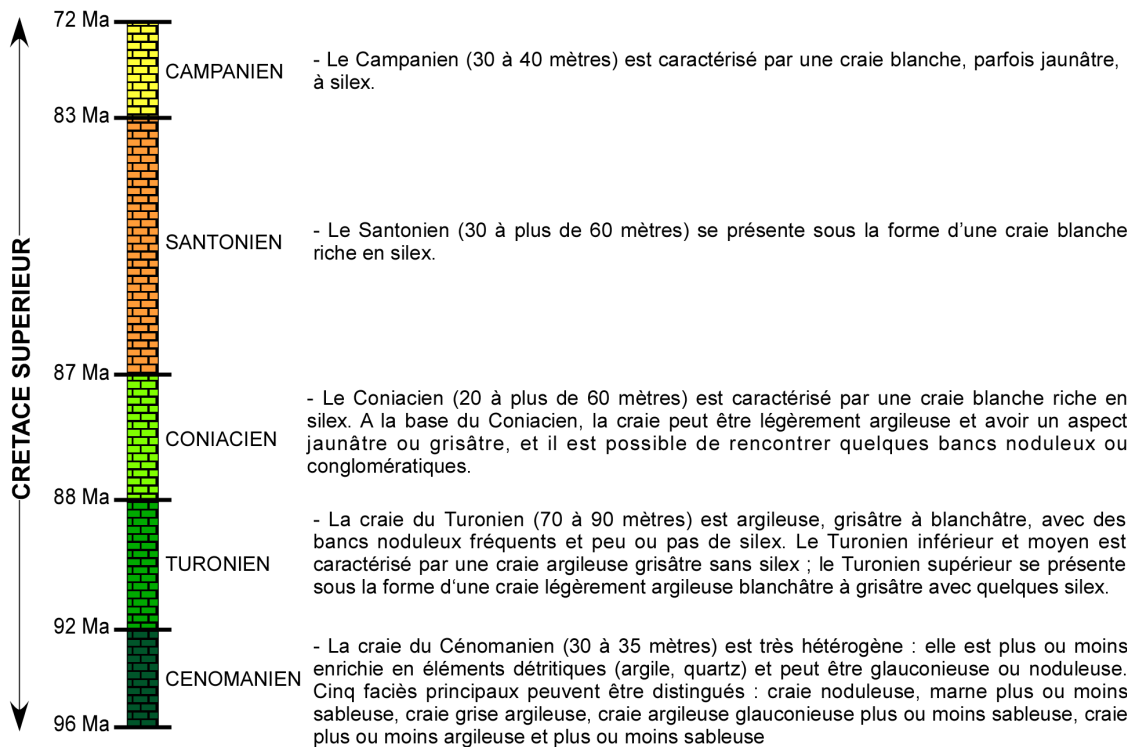


Figure 5: Lithologie de la craie (d'après Laignel, 2003).

	Teneur silex %	Teneur insolubles fins (fsf) %	Porosité %	Perméabilité millidarcy	Densité
Cénomannien	0,5 à 20	7 à 50	15,4 à 41,3	0,1 à 13,1	1,6 à 2,1 (craie noduleuse 1,8 à 2,4)
Turonien	0 à 5 (Tsup : 3 à 5) (Tinf, moy : 0 à 1)	3 à 9,1 (Tsup : 3 à 3,9) (Tinf, moy : 4,9 à 9,1)	26,3 à 47	0,1 à 4,1	1,7 à 2,1 (Tsup : 1,7 à 1,9) (Tinf, moy : 1,9 à 2,1) (craie noduleuse 1,9 à 2,4)
Coniacien	8 à 13,5	0,5 à 4	22,6 à 38,3	1,1 à 2,6	1,6 à 1,7 1,8 à 1,9 (craie noduleuse 1,9 à 2,4)
Santonien	10 à 16	0,3 à 2,8	40,2 à 45,6	3,5 à 5,6	1,6 à 1,8 (craie noduleuse 1,9 à 2,2)
Campanien		2,3 à 4,2	43,4 à 45	3,8 à 6,5	
<u>Crétacé</u>					
<u>supérieur</u>	20	50	47	13,1	2,1 (craie noduleuse 2,4)
Maximum	0	0,3	15,4	0,1	1,6
Minimum					

Tableau 1: Caractéristiques lithologiques et physiques des craies de Haute Normandie (d'après Laignel, 2003).

Les travaux de Laignel (1997) ont permis de montrer que les compositions chimiques de la fraction silicatée fine (insolubles fins) des craies (Tableau 2) sont relativement homogènes au sein d'un même étage stratigraphique, à l'exception du Turonien pour lequel il existe des différences entre le Turonien inférieur et moyen et le Turonien supérieur.

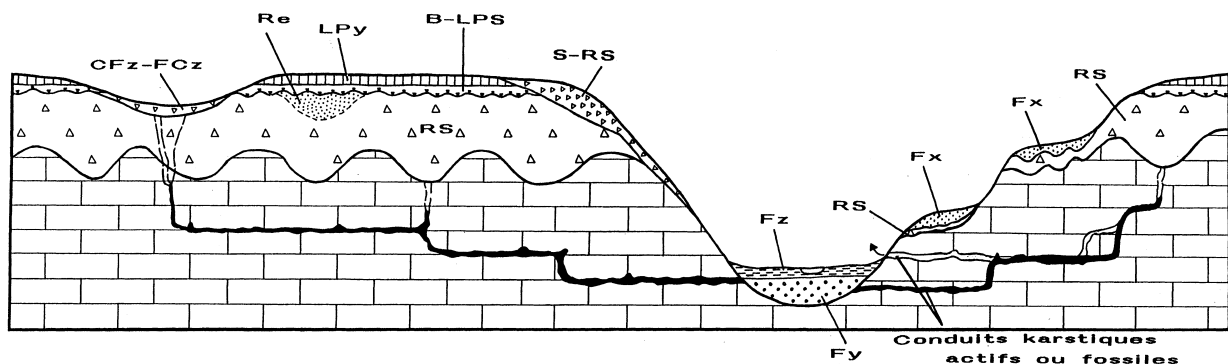
échantillons	âge craies	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂	MnO
MEN 1	Turonien inf	57.09	13.97	5.67	17	3.64	1.21	0.61	0.81
MEN 2	Turonien inf, moy	54.73	13.17	7	16.87	4.53	1.23	0.82	1.65
ACQ	Turonien sup	61.14	18.71	5.86	8	3.71	0.71	1	0.86
PUY 1	Turonien sup	62.08	14.15	6.54	9.81	4.04	1.63	0.88	0.88
PTA	Coniacien	65.46	20.52	6.2	2.65	3.13	0.83	1.12	0.09
PUY 2	Coniacien	61.17	17.94	6.4	9.19	3.28	0.9	0.71	0.41
SAC 2	Santonien	65.26	19.92	7.13	3.37	2.92	0.58	0.81	0.01
SAA	Santonien	63.2	19.31	6.49	5.69	3.32	0.65	0.9	0.43
LCB 2	Campanien	65.04	22.35	5.29	2.77	2.95	0.64	0.96	0
SGE 2	Campanien	63.61	24.03	5.03	2.41	3.24	0.41	1.27	0.01

Tableau 2: Composition chimique des fractions silicatées fines des craies de Haute Normandie en pourcentage massique (Laignel, 1997).

Les craies coniaciennes, santoniennes et campaniennes sont chimiquement proches. Le Turonien supérieur est également chimiquement proche des craies précédentes, à l'exception de sa teneur en alumine (Al_2O_3) légèrement plus faible et de sa teneur en oxyde de magnésium (MgO) légèrement plus élevée. Les craies du Turonien inférieur et moyen se démarquent des précédentes, notamment pour SiO_2 , Al_2O_3 et MgO. Néanmoins, ces teneurs sont mesurées sur le résidu insoluble de la craie (Santonien 1 à 3 %, Coniacien 3 à 5 %, Turonien 5 à 10 % environ) (Laignel, 1997). Ainsi en rapportant ces teneurs à la craie totale, les différences sont beaucoup moins importantes. Le cortège argileux des craies est composé presque exclusivement de smectite (80 à 95 %) et d'une faible proportion d'illite (5 à 20 %). La minéralogie des argiles ne présente ni variation stratigraphique, ni variation régionale (Laignel, 1997).

3.2. Les formations superficielles

Diverses formations superficielles ayant chacune une répartition spatiale différente couvrent le substrat crayeux ; il s'agit des dépôts tertiaires, des argiles à silex provenant de l'altération des craies, des loëss plio-quadernaires et des alluvions (Figure 6).



Fz : Alluvions holocènes, Fy : Alluvions weichseliennes, Fx : Alluvions pléistocènes, CFz : colluvions, S-RS : Bief à silex, LPy : Loëss, B-LPS : Limon à silex, RS : Formation résiduelle à silex (Argile à silex), Re : Dépôts tertiaires.

Figure 6: Coupe schématique de la répartition des formations superficielles sur substrat crayeux en Haute Normandie (Laignel, 2003 ; Laignel *et al.*, 2004).

3.2.1. Les sables tertiaires

Les dépôts tertiaires se présentent essentiellement sous forme de sables plus ou moins argileux et/ou d'argiles conservées sporadiquement en poches au sommet des argiles à silex, dans des poches karstiques ou des fossés d'effondrement ou encore sous forme d'une couche continue sous les loëss et directement au contact de la craie (Laignel, 2003).

Les travaux les plus récents ont essentiellement porté sur les formations sablo-argileuses associées aux argiles à silex. Ainsi Laignel (1997) et Quesnel (1997) ont pu distinguer différents types de dépôts sablo-argileux résiduels tertiaires. Les principales familles identifiées dans l'Ouest du bassin de Paris sont les suivantes (par ordre chronologique):

- *Les sables et argiles du Thanétien* (sables fins à moyens avec cailloutis de silex verdis à la base), localisés essentiellement à l'Est du Pays de Caux et dans le Talou, d'origine marine.
- *Les sables et argiles de l'Yprésien* (dont les sables fins du Cuisien), situés principalement dans le Pays de Caux (excepté le Sud-Ouest) et dans le Talou, d'origine marine.
- *Les sables du Thimerais d'âge éocène probable* (sables moyens à grossiers, plus ou moins argileux, avec parfois des passées de quartz arrondis, voire des galets), localisés principalement dans le Thimerais, la Beauce et le Faux-Perche (*a priori* également observés dans le Pays d'Ouche et le Pays d'Auge (Quesnel, 1997).
- *Les sables à faciès type Fontainebleau du Rupélien supérieur* (sables fins), localisés essentiellement à l'Est du département de l'Eure (Drouais), d'origine marine (paléo-rivage du Rupélien supérieur mis en évidence par Menillet *et al.*, 1994).
- *Les Sables de Lozère du Pliocène* (sables souvent grossiers à rares passées de sables moyens à fins, pouvant être argileux, situés de part et d'autre de la Seine dans le Sud-Ouest du Vexin Normand, dans le Roumois, dans le Nord et l'Est des plaines du Neubourg et de Saint André. D'origine fluviale jusqu'à Rouen puis fluvio-marine en aval (Tourenq *et al.*, 1991 ; Lautridou, 1999), ils correspondent à des arènes granitiques remaniées par la paléo-Seine-Loire depuis le Massif Central (Cavelier *et al.*, 1995; Tourenq et Pomerol, 1995).
- *Les Sables de Saint Eustache du Pliocène* (sables fins postérieurs aux sables de Lozère), avec une localisation identique à celle des sables de Lozère, d'origine mal définie pouvant être marine (Kuntz et Lautridou, 1979 ; Lautridou, 1999), fluviale ou éolienne (Quesnel, 1997).

La composition chimique des dépôts tertiaires sableux est relativement homogène et dominée par de fortes teneurs en SiO₂ (81 à 97%). La fraction argileuse de ces dépôts peut contenir jusqu'à 90 % de smectite, cette smectite pouvant être très riche en magnésium (Laignel, 1997, 2003).

3.2.2. Les argiles à silex

La craie de l'Ouest du Bassin de Paris est recouverte par un manteau de formations meubles à silex appelées formations résiduelles à silex (souvent noté RS), argiles à silex ou encore altérites à silex. Ces formations dont l'épaisseur moyenne varie de quelques mètres à 40 mètres (voire même plus localement au niveau des entonnoirs de dissolution) affleurent du Pays de Caux jusqu'en Picardie au Nord, jusqu'au Pays Chartrain au Sud, et du Pays d'Auge à l'Ouest jusqu'au Vexin à l'Est.

Elles sont composées de silex emballés dans une matrice argilo-limono-sableuse, les proportions de chacun des constituants variant d'un site à l'autre (Laignel, 1997). Cette formation est le produit de l'altération météorique de la craie au cours du Cénozoïque : l'eau de pluie, chargée d'acide carbonique et d'oxygène atmosphérique, renforcés par la circulation en terre végétale, est dotée d'un grand pouvoir dissolvant vis à vis des craies ; les éléments insolubles des craies sont alors évacués par les eaux de percolation et il reste des dépôts résiduels (Laignel, 1997 ; Laignel et Meyer, 2000 ; Laignel *et al.*, 2002). Les argiles à silex peuvent être séparées en deux familles distinctes suivant la position morphologique des sites (Laignel, 1997 ; Laignel *et al.*, 1998, 2002; 2003): les argiles à silex localisées sur les plateaux et les argiles à silex situées sur les versants. Les caractéristiques globales de ces deux types d'argiles à silex sont données dans le Tableau 3.

	RS de plateau	RS de versant
Teneur en silex (fraction > 2mm)	43 à 62 %	60 – 93 %
% fragmentation	5 à 29 % (peu cassés)	28 – 85 % (fortement cassés)
Caractérisation de la matrice	Homogène	Très hétérogène

Tableau 3: Caractéristiques des RS de plateau et des RS de versant (Laignel, 2003).

Les argiles à silex de plateau : les altérites à silex

Les argiles à silex de plateau se trouvent sous deux formes géométriques différentes, soit sous forme d'un manteau d'altération continu recouvrant la craie, soit sous forme de poches ou d'entonnoirs de dissolution pouvant atteindre jusqu'à 80 mètres de profondeur. La carte de la répartition spatiale de l'épaisseur d'argiles à silex (Figure 7) met en évidence une épaisseur des RS relativement faible (en moyenne < 10 m) au Nord et à l'Est de la Seine et généralement forte (> 10 m et pouvant atteindre jusqu'à 40 m) au Sud de la Seine (Quesnel, 1997 ; Laignel, 1997).

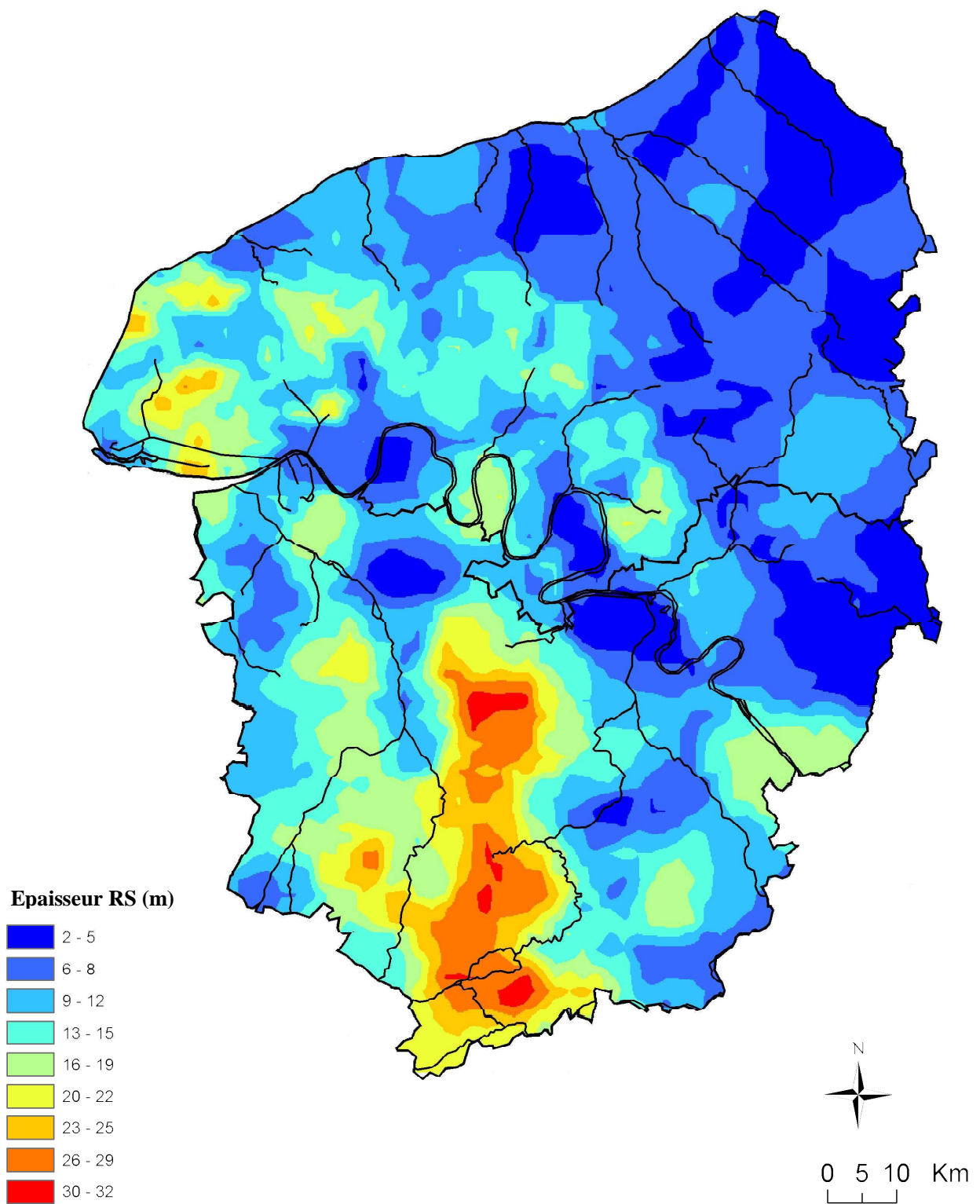


Figure 7: Carte de répartition des épaisseurs d'argiles à silex dans la région Haute Normandie (d'après Laignel, 1997 ; Quesnel, 1997) (système de projection : Lambert II étendu).

Du point de vue lithologique, cinq familles géographiques d'argiles à silex ont pu être distinguées (Figure 8) dans la région Haute Normandie (Laignel, 1997 ; Quesnel, 1997 ; Laignel *et al.*, 1998, 1999, 2002). Les caractéristiques des familles sont données dans le Tableau 4.

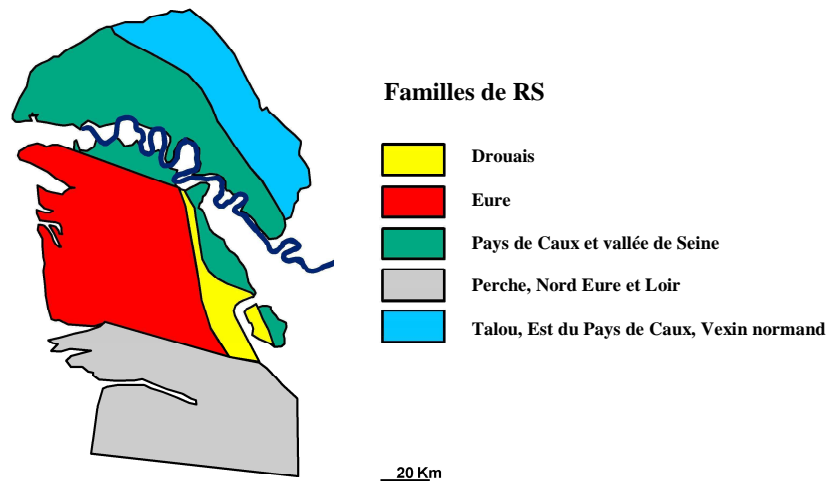


Figure 8: Carte des familles d'argile à silex dans la région Haute Normandie (système de projection : Lambert II étendu) d'après (Laignel, 1997 ; Laignel *et al.*, 2002).

Famille d'argile à silex	Caractéristiques
NE de la Seine : Talou, E Pays de Caux, Vexin normand	Epaisseur : 2 - 5 m Matrice de teinte brune à ocre Riche en SiO ₂ (74-78%) Cortège argileux : Smectite (60-90%) Dépôts tertiaires associés : Thanétien, Yprésien
N de la Seine : Pays de Caux, Vallée de Seine	Epaisseur : 5 - 15 mètres Matrice de teinte rouge à brun-rouge Riche en Fe ₂ O ₃ (6-10%) Cortège argileux : Kaolinite (55-65%) Dépôts tertiaires associés : Sables du Pliocène (Sables de Lozère, St Eustache)
Drouais	Epaisseur : 2 - 5m Matrice de teinte brune, brun-rouge ou brun-ocre Cortège argileux : Smectite (50-60%) Dépôts tertiaires associés : sables de l'Oligocène (Sables de Fontainebleau)
Eure Ouest et Sud de l'Eure	Epaisseur : 10 - 40m Matrice de teinte brun-rouge à rouge au sommet des profils et s'éclaircissant en profondeur pour devenir beige, rosâtre et blanche Riche en SiO ₂ (70-85%) Cortège argileux : Kaolinite (40 - 90%) Dépôts tertiaires associés : silcrettes, dépôts continentaux
Perche, Nord Eure et Loir	Epaisseur : 10 - 40m Matrice de teinte brun-rouge à rouge au sommet des profils et s'éclaircissant en profondeur pour devenir beige, rosâtre et blanche Riche en Al ₂ O ₃ (25-38%) Cortège argileux : Kaolinite (95-100%) Dépôts tertiaires associés : silcrettes, dépôts continentaux

Tableau 4: Caractéristiques des familles géographiques d'argiles à silex (d'après Laignel, 1997 ; Laignel *et al.*, 2002).

Les argiles à silex de versant : les Biefs à silex

Les argiles à silex de versant, dont la localisation est très restreinte sur les versants ont une géométrie en biseau. A l'observation, les argiles à silex de versant bien que très hétérogènes se caractérisent principalement par des fortes teneurs en silex et la présence de silex cassés. Les matrices sont limono-argileuses avec une minéralogie de la fraction argileuse dominée par la kaolinite (50 à 100%). La composition chimique est variable, cependant les teneurs en SiO₂ sont fortes avec une moyenne de 70%. Les quantités de SiO₂ oscillent néanmoins entre 45 et 94.1 %. Les pourcentages de Al₂O₃ et Fe₂O₃ sont également variables, respectivement de 2.6 à 29.7% et de 0.1 à 13.3%.

3.2.3. Les loess

Les loess sont des dépôts sédimentaires meubles, continentaux d'origine éolienne et dominés par une fraction granulométrique silteuse. Ces dépôts éoliens se sont mis en place au cours des phases froides du Pléistocène, en contexte périglaciaire (Lautridou, 1985). Les travaux de Laignel (1997) et Quesnel (1997) mettent en évidence une tendance à une diminution de l'épaisseur de loess du Nord-Ouest vers le Sud-Est. Les compositions chimiques et minéralogiques sont relativement homogènes (Laignel, 2003).

En Haute Normandie, les épaisseurs moyennes varient de 2 à 5 m, pouvant atteindre par endroit jusqu'à 10 m dans le Pays de Caux, avec globalement une diminution d'épaisseur du Nord-Ouest vers le Sud-Est (Figure 9).

3.2.4. Les alluvions

Plusieurs niveaux de dépôts alluviaux de la Seine et plus généralement des rivières du Bassin Parisien, peuvent être distingués. Ceux-ci sont regroupés en deux ensembles (Laignel, 2003):

- *Les alluvions modernes holocènes* : elles correspondent à l'extension des plus grandes crues dans la plaine alluviale récente. Elles sont particulièrement bien développées dans la vallée de la Seine où leur épaisseur peut dépasser 20 m. Elles sont composées de sables, de silts, de graves et d'argiles. On trouve également des lentilles de tourbe de 2 à 4 m d'épaisseur. Ces alluvions reposent le plus souvent sur les alluvions anciennes.

- *Les alluvions anciennes pléistocènes* : elles se décomposent en plusieurs niveaux de terrasses en basse Seine. Les alluvions des basses terrasses sont constituées par des graves argileuses et les alluvions des hautes terrasses sont essentiellement composées de silex mélangés à des argiles et des sables et sont donc difficilement discernables des formations résiduelles à silex mentionnées précédemment.

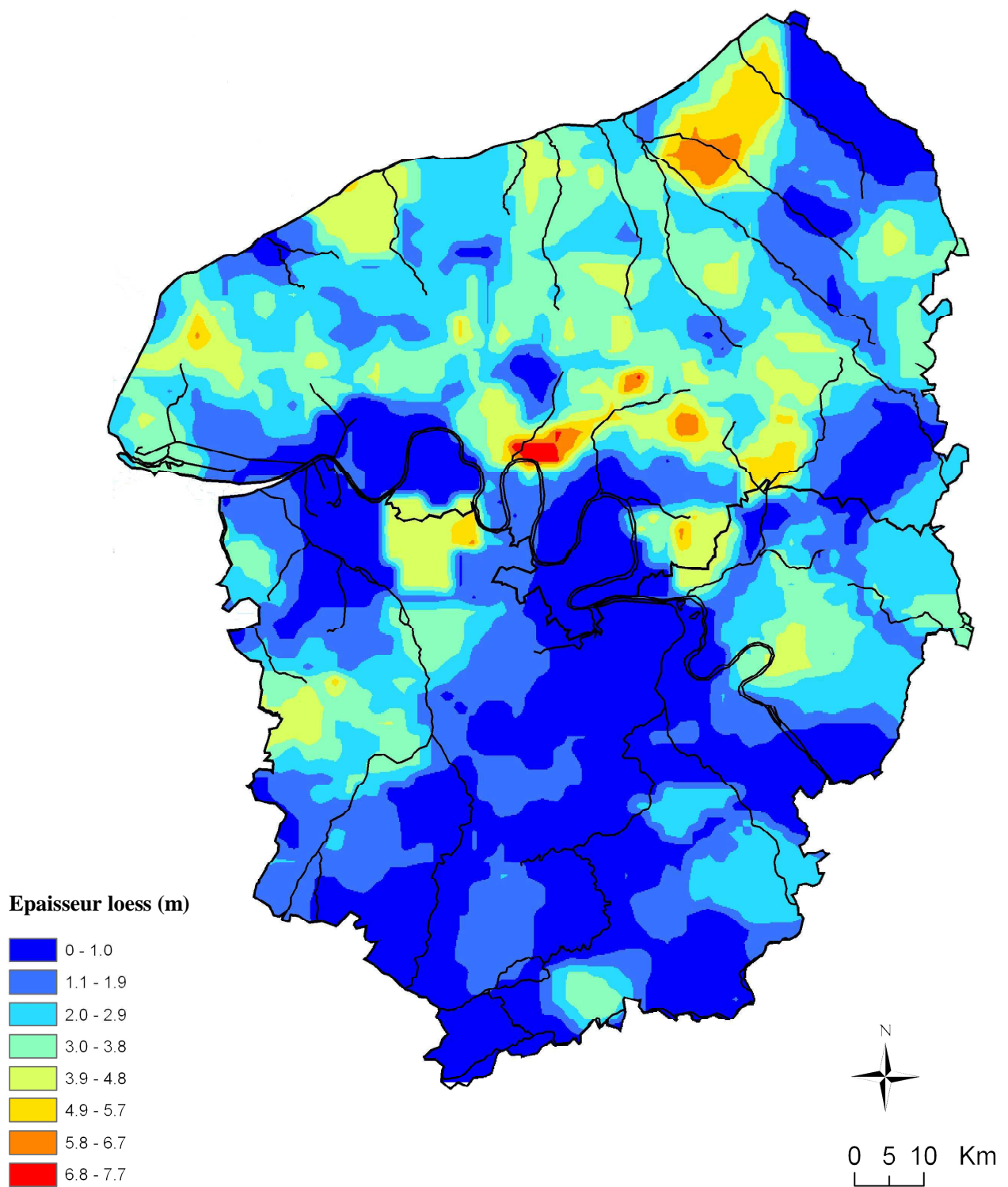


Figure 9: Carte de répartition des épaisseurs de loess dans la région Haute Normandie (d'après Laignel, 1997 ; Quesnel, 1997) (système de projection : Lambert II étendu).

3.3. Le contexte structural

3.3.1. La Seine Maritime

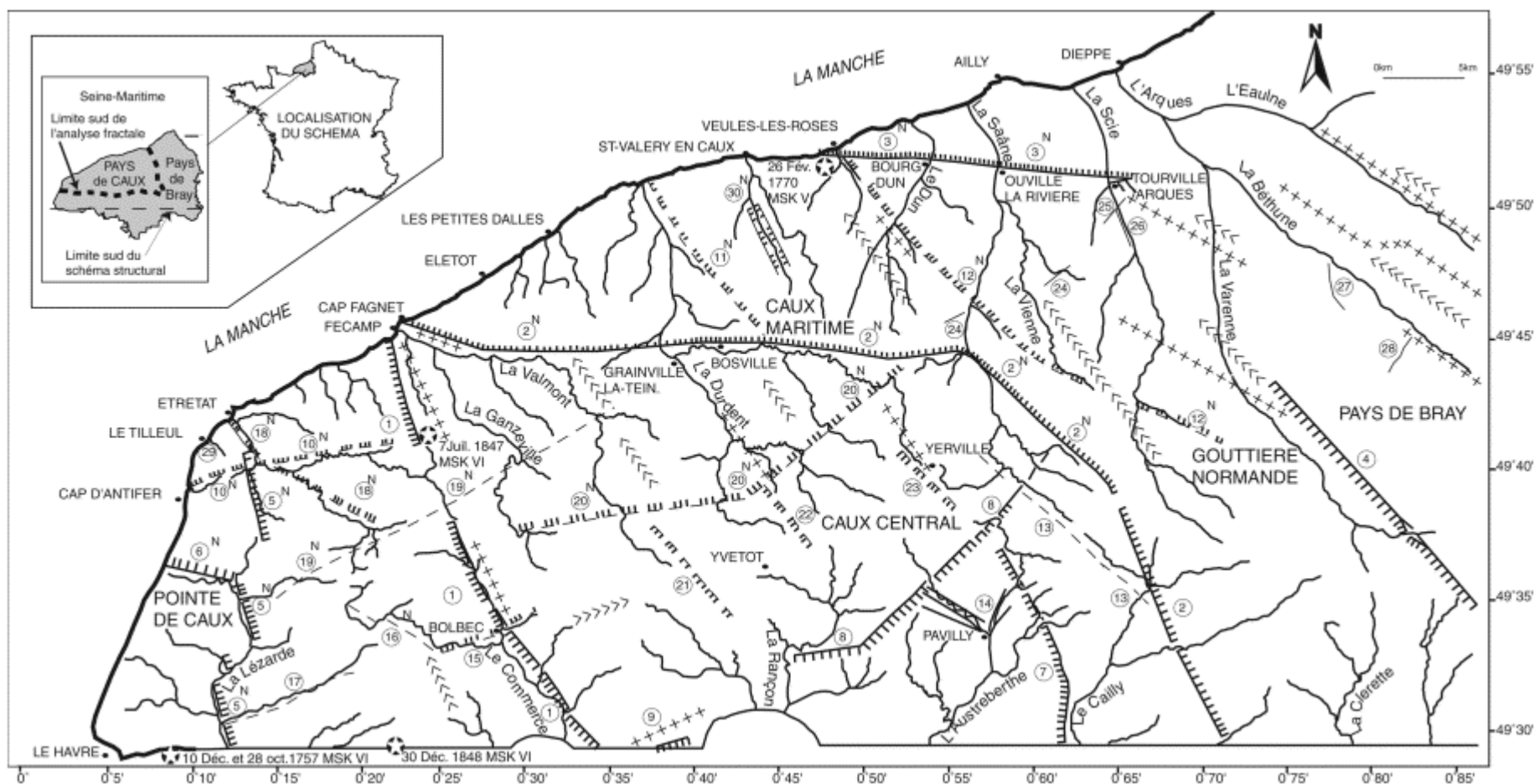
Les schémas structuraux du département de Seine Maritime ont montré la prédominance des directions N120–130 (armoricaine) et N150–160 pour les failles, les flexures et plis (Cavelier et Medioni, 1980; Chantraine *et al.*, 1996; Doré, 1987; Lebret, 1984 ; Vigarié, 1954; Wazi, 1988). L'existence d'accidents secondaires de direction N30–50 (varisque) a été soulignée par Cavelier et Médioni (1980).

Des travaux récents ont complété ces schémas en mettant en évidence une troisième direction majeure orientée N90–100 (Hauchard *et al.*, 2002). Le Nord du département a fait l'objet d'une analyse très détaillée (Hauchard *et al.*, 2002) où les auteurs répertorient les accidents structuraux connus (F1, F2, F3, F4, F7-9, F13-15, F17, F21-29) et présentent d'autres accidents, considérés comme nouveaux et annotés par un N (Figure 10). Les directions tectoniques majeures N150–160 et N120–130 et secondaires N30–50 expliquent les failles F1, F2 (partie orientale), F4, F5, F6, F7, F8, F9, F11, F12, F18, F30. Les failles F2 (partie occidentale), F3, F10 et de F20 (partie occidentale) trouvent leur origine dans la nouvelle direction N90–100, perpendiculaire à la direction N150–160 (Hauchard *et al.*, 2002).

Parmi les failles majeures affectant le sous-sol crayeux de la Seine Maritime, citons :

- F1 : faille de Fécamp-Lillebonne, cassure tectonique majeure du Pays de Caux
- F4 : faille majeure du Pays de Bray (ou faille de Mathonville) délimitant un fossé d'effondrement au niveau de la « Gouttière Normande »
- F7 : faille de la Seine de direction générale quasiment sud-nord
- F9 : faille de Villequier, bordée au Nord par un anticlinal
- F8 : prolongement vers le Nord-Est de F9.

L'Yères, située immédiatement au NE de la Figure 10, est encadrée par deux axes synclinaux et s'écoule selon un axe anticlinal, comme la Béthune et L'Eaulne.



TTTT : faille avec indication du regard, TTTT : faille supposée avec indication du regard, ----- : faille, - - - - : faille supposée, ⑦ : numérotation des failles
 N : faille nouvelle, ☉ : secousse sismique (date/intensité MSK), +++ : axe anticlinal, <<< : axe synclinal, ~ : principales vallées et vallons secs,
 La Durdent : nom des cours d'eau, Étretat • : principaux lieux cités

Figure 10: Schéma structural du Nord du département de Seine Maritime (In Hauchard *et al.*, 2002).

3.3.2. L'Eure

Le contexte structural du département de l'Eure de la figure 11 est issu du schéma structural proposé par Cavalier et Medioni (1980) et Wazi (1988), complété par certains grands axes structuraux tels que l'anticlinal et le synclinal du Sud du département (Valdès, 2005).

Les principaux accidents structuraux du département de l'Eure sont:

F1 : la faille de la Seine qui repose sur un axe anticlinal

F2 : la faille de Cormeilles-Freneuse dont le compartiment sud est effondré (Wazi, 1988).

F3 : la faille de Bourghéroulde (autrement appelée accident de l'Oison) sur laquelle l'Albien affleure (Figure 4) au niveau du rejeu le plus important (environ 90 m) ainsi que dans le creusement de la vallée de l'Oison. Le compartiment sud est effondré (Wazi, 1988).

F4 : l'accident des Godeliers pour lequel le compartiment nord est soulevé

F5 : une faille au Nord-Est du département.

F_R : l'accident supposé de la Risle. Au niveau de Pont-Audemer, on retrouve des affleurements d'Albien en rive gauche de la Risle et des affleurements de Santonien en rive droite de la Risle (soit une différence de niveau supérieure à 80 m).

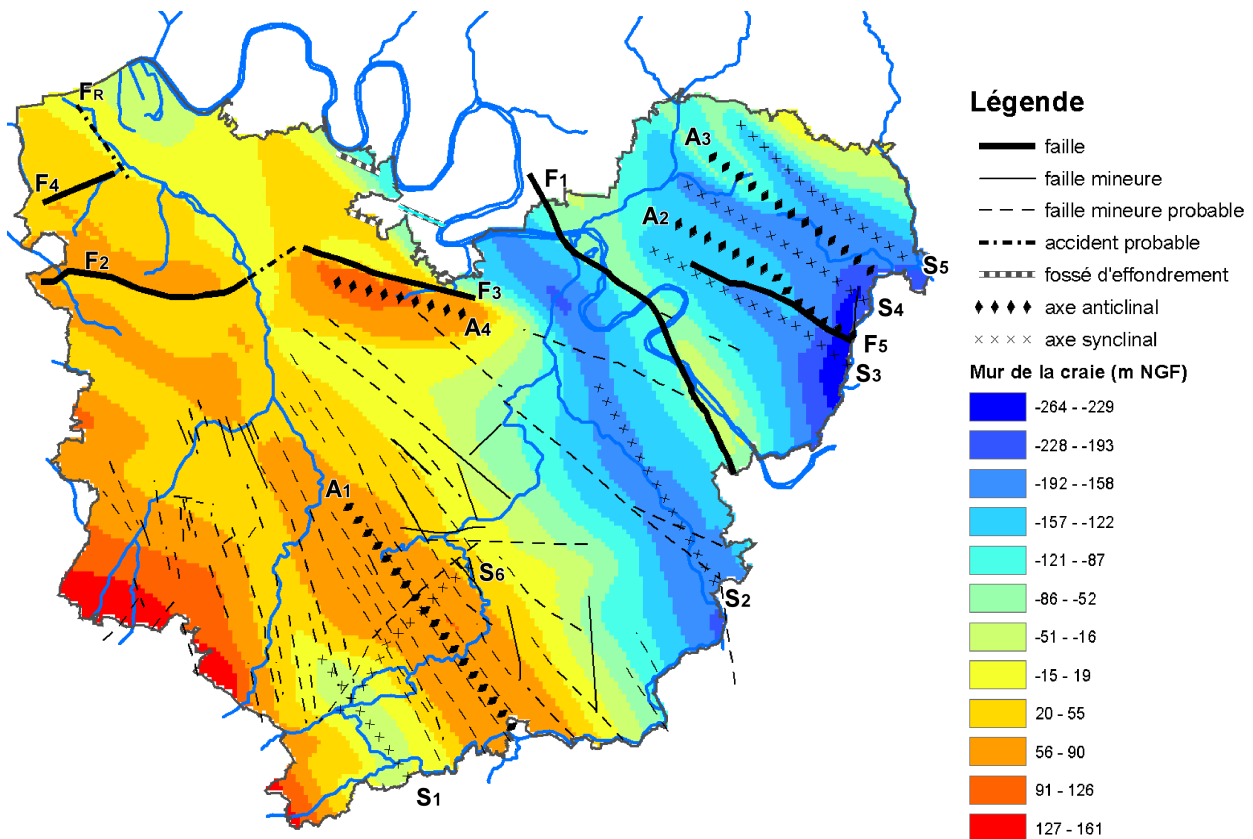


Figure 11: Schéma structural du département de l'Eure in Valdès 2005 (d'après Cavalier et Medioni, 1980 ; Wazi, 1988).

4. Karst et hydrogéologie régionale

Le substrat crayeux régional joue un rôle fondamental dans le transfert de l'eau depuis la surface jusque dans les terrains géologiques et aux exutoires. Il constitue le système aquifère principal. L'aquifère régional est caractérisé par trois types de porosité : la porosité matricielle, la porosité de fractures et la porosité de conduits donnant lieu à trois types de drainage ; le drainage matriciel, le drainage de fractures et le drainage de conduits appelé également drainage karstique. Le drainage karstique régional ne présente pas la même ampleur que les karsts de pays calcaires, mais est très développé dans certaines zones du bassin de Paris, et sa genèse est spécifique (Calba *et al.*, 1979 ; Rodet, 1992, 1997). Il se caractérise notamment par des vitesses de transit élevées atteignant jusqu'à 600 m.h^{-1} (Nebbache, 1999) et par la présence de bétoires (terme régional d'origine cauchoise qui signifie « boit-tout »). La craie, recouverte par les argiles à silex, est en effet percée en de nombreux points par des bétoires. Elles constituent des points d'engouffrement des eaux de surface qui drainent les eaux de ruissellement du bassin versant directement vers la craie.

Le comportement piézométrique est influencé prioritairement par la surface topographique dont elle suit la morphologie de surface et dont elle atténue les irrégularités. Les eaux souterraines se propagent vers les vallées humides en empruntant préférentiellement les vallées sèches (c'est-à-dire dépourvues d'écoulement superficiel). Ces dernières sont fissurées et karstifiées. Les cours d'eau drainent la nappe de la craie par l'intermédiaire de leurs alluvions ; les bassins hydrogéologiques correspondent généralement aux bassins hydrographiques.

L'examen de la carte piézométrique régionale (Figure 12) élaborée à partir des données de la banque d'Accès aux Données des Eaux Souterraines (<http://www.adeseaufrance.fr>) montre que la profondeur de la nappe varie selon les zones topographiques. Elle présente les valeurs maximales dans le Pays de Caux, le Pays de Bray et le Pays d'Ouche qui constituent les zones régionales les plus élevées (Figure 2). En revanche, elle est très faible à proximité de la Seine et en zone littorale où son niveau s'établit à moins de 20 m. Sous les vallées sèches, la nappe est également peu profonde, à quelques mètres de la surface topographique.

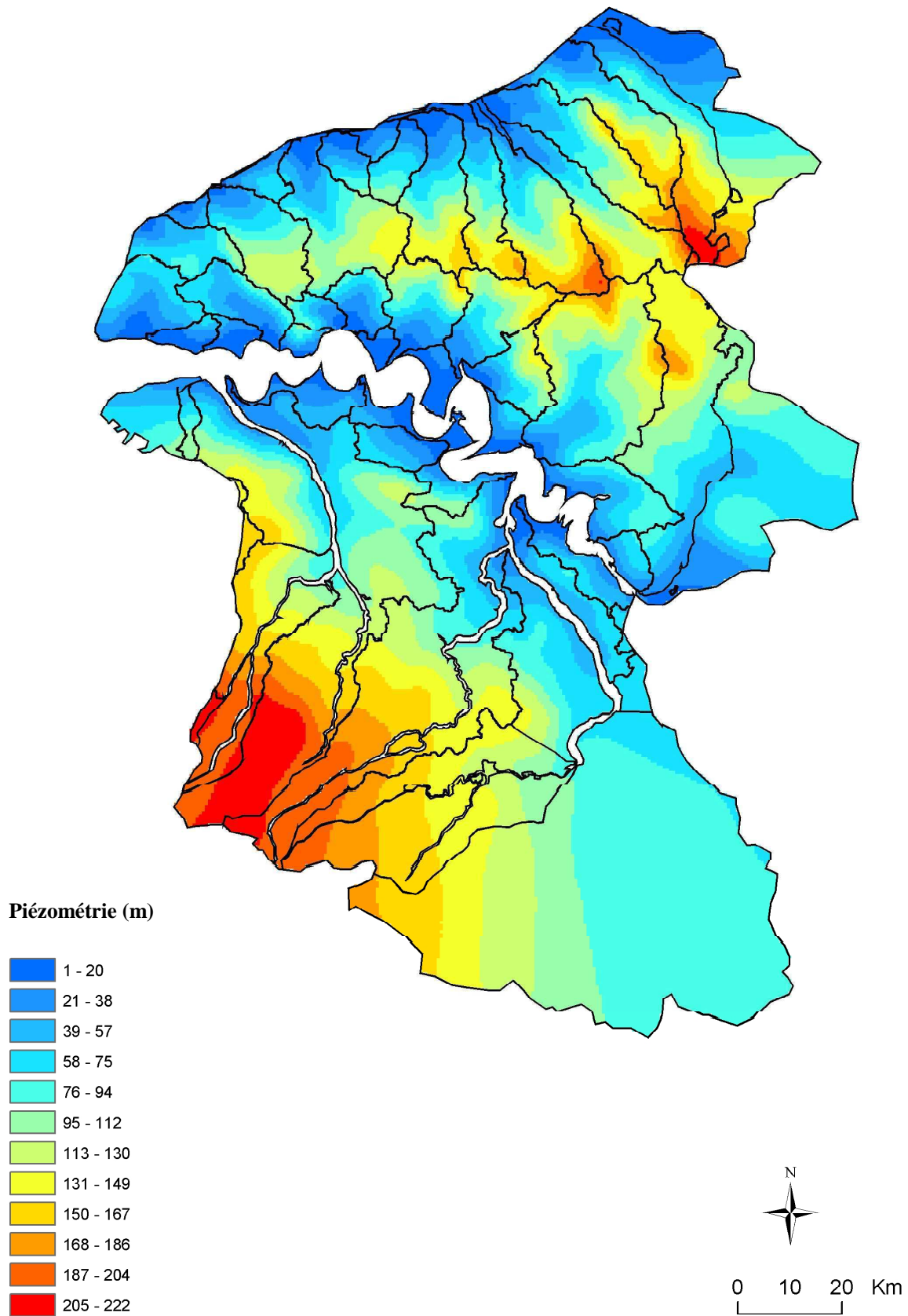


Figure 12: Carte piézométrique régionale à partir des données du BRGM (système de projection : Lambert II étendu).

La puissance de l'aquifère de la craie correspond à la différence d'altitude entre le niveau piézométrique et le mur de la craie : elle varie spatialement et temporellement. La figure 13 représente la puissance (épaisseur) de la nappe régionale en moyennes eaux. La puissance varie de profondeurs négatives à plus de 300 mètres de profondeur localement. La vision globale de la carte de puissance montre que les plus fortes valeurs de puissance sont localisées dans la moitié est de la région, à proximité de la Seine, à l'extrême Sud du département de l'Eure et en zone littorale. Les plus faibles valeurs sont localisées à l'Ouest de la région, zone qui correspond à l'exutoire de l'aquifère de la craie vers la Manche et vers la Seine, et dans le Pays de Bray.

Les variations temporelles du niveau piézométrique traduisent les périodes de recharge (après l'hiver) et de vidange (après l'été) de la nappe. Le niveau piézométrique présentant un faible gradient, les fortes variations de puissance observées ainsi que les valeurs négatives correspondent donc principalement aux variations d'altitude du mur de la craie (failles, synclinaux, anticlinaux). En effet, dans le cas de l'Eure, l'observation détaillée de la Figure 11 montre que les plus fortes valeurs de puissance de nappe correspondent aux synclinaux S₁, S₂, S₃, S₄ et S₅ et que les plus faibles valeurs de puissance de nappe correspondent aux anticlinaux A₁ et A₂, ainsi qu'à la faille de la Seine F1 localisée sur un anticlinal. De part et d'autre des failles F2 et F3, la variation de puissance est bien visible : pour F2, le compartiment sud effondré présente une puissance de nappe bien plus importante que le compartiment nord. Pour F3, le soulèvement du compartiment sud induit une épaisseur de nappe plus faible que pour le compartiment nord (Valdès, 2005). A cette évolution générale de la nappe de la craie liée aux facteurs régionaux se superpose pour chaque point de mesure interpolée, l'influence des conditions locales telles que l'importance de la couverture semi-perméable, la profondeur de la nappe, les conditions aux limites aval et amont, la situation topographique et les caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère.

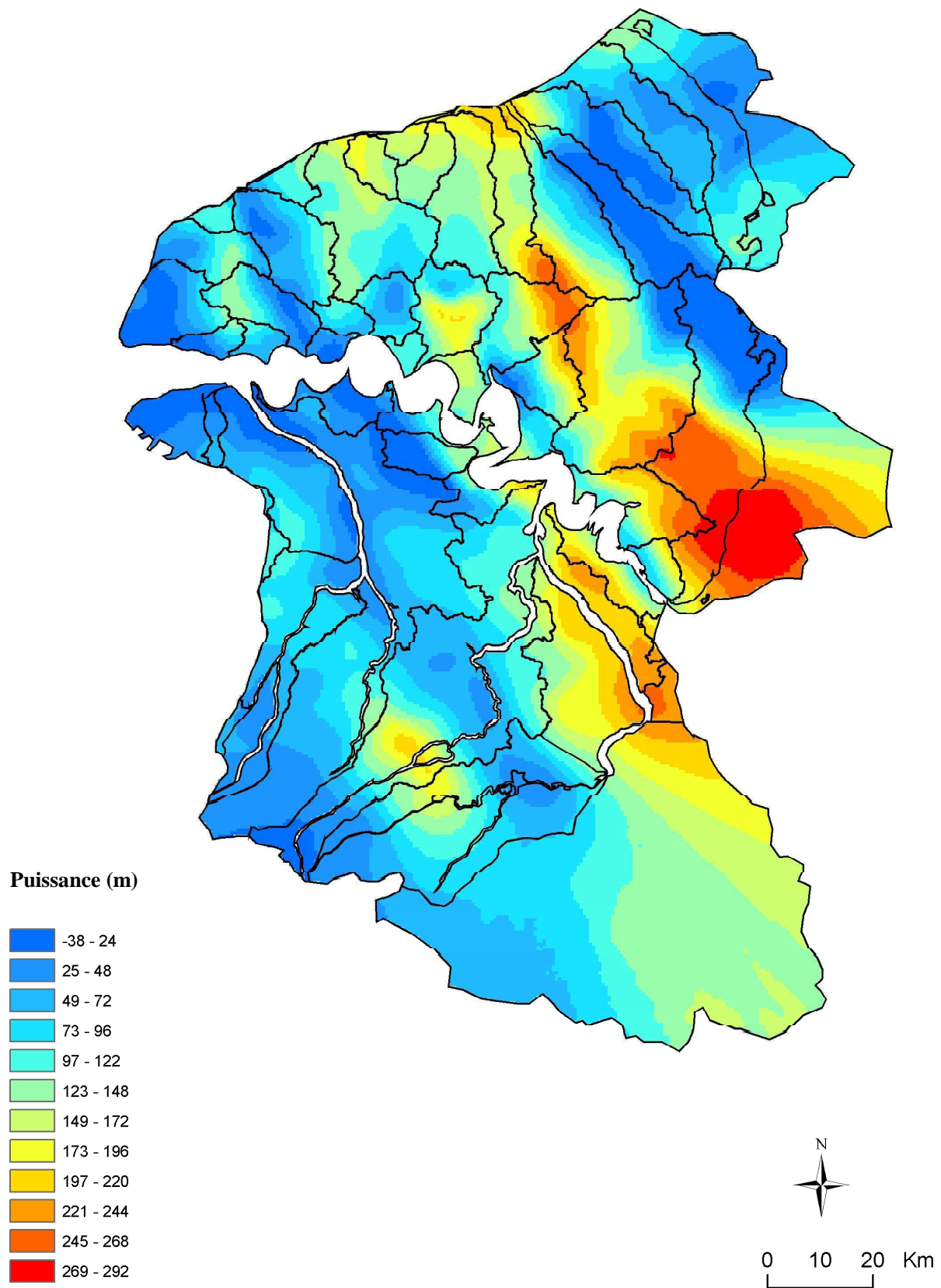


Figure 13: Carte de puissance de la nappe en moyennes eaux à partir des données du BRGM de niveau piézométrique et du mur de la craie (système de projection: Lambert II étendu).

5. Climat et hydrologie

Le climat de l'Ouest du Bassin de Paris est de type tempéré océanique avec une température moyenne annuelle proche de 13°C. La carte des hauteurs de précipitations annuelles calculées sur trente ans (BRGM *et al.*, 2000) indique une pluviométrie régionale annuelle comprise entre 550 et 1100 mm (Figure 14). La répartition géographique des précipitations de la Seine Maritime est marquée par un axe central d'orientation est-ouest de forte pluviométrie et une pluviosité plus faible sur la frange littorale et la vallée de la Seine. Dans l'Eure, au Sud de la Seine, les précipitations sont comprises entre 550 et 800 mm/an avec un gradient décroissant de la pluviométrie du Nord-Ouest vers le Sud-Est.

Les cours d'eau régionaux connaissent très peu de variations saisonnières, excepté sur le Pays de Bray et les rivières du Pays d'Ouche. Les rapports entre le débit moyen et les périodes d'étiage sont compris entre 1.5 et 4. Les rapports entre crue instantanée décennale et module dépassent rarement 10 (2.7 pour la Durdent à Vittefleury, 2.6 pour l'Iton à Normanville). Sur l'amont des bassins versants de l'Epte, de l'Andelle et de la Risle, ce rapport peut atteindre 30 à 40, ce qui reste modéré par rapport à d'autres régimes hydrologiques (<http://www.haute-normandie.ecologie.gouv.fr>). Les modules ou débits moyens interannuels des principaux bassins versants de Haute Normandie sont indiqués dans le Tableau 5. Le département de l'Eure est alimenté par les deux plus importants cours d'eaux de la région (Risle et Eure) et la Seine Maritime par deux rivières majeures (Epte et l'Andelle) ainsi que par des rivières littorales dont les modules varient de 6.70 à 0.52 m³.s⁻¹. Ainsi, à l'aval de Poses, dans la partie estuarienne, la Seine reçoit de ses affluents, l'équivalent de 14 % de son module à Poses (45 m³/s).

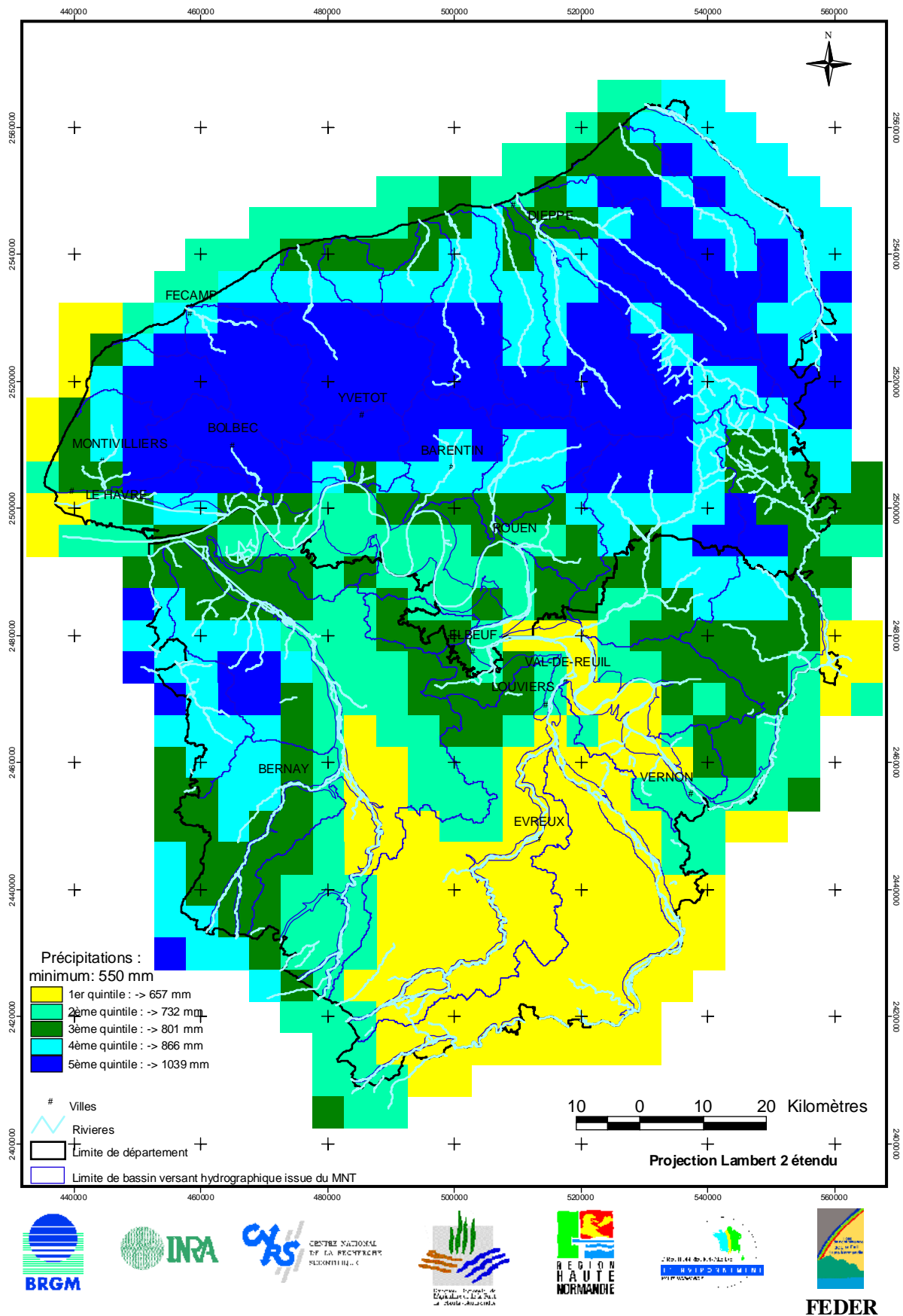


Figure 14: Carte régionale des hauteurs de précipitations annuelles (BRGM *et al.*, 2000 ; source : Aurelhy, MétéoFrance) (Système de projection : Lambert II étendu).

Cours d'eaux	Station hydrométrique	Module (m3.s-1)	Surface (km2)
Seine	Poses	470	65000
Eure	Louviers	26,4	5934,9
Risle	Pont-Authou	12,3	1800,2
Epte	Gommecourt	9,80	1489,6
Andelle	Pont-Saint-Pierre	7,00	695,1
Bresle	Ponts et marais	6,70	693,4
Durdent	Vittefleu	3,87	354,6
Charentonne	Serquigny	3,80	513,5
Iton	Normanville	3,80	1030,5
Varenne	Martigny	3,56	344,7
Eaulne	Martin-Eglise	3,30	318,1
Cailly	Déville	3,00	240,7
Béthune	Saint-Aubin-le-Cauf	2,89	306,9
Avre	Saint-Remy	2,80	714,0
Yères	Touffreville-sur-Eu	2,73	267,1
Saône	Longueil	2,67	270,3
Austreberthe	Duclair	1,94	209,1
Scie	Hautot-sur-mer	1,84	216,7
Valmont	Fécamp	1,79	158,9
Sainte Gertrude	Caudebec	1,39	58,8
Lézarde	Harfleu	1,10	160,5
Ganzeville	Ganzeville	0,80	89,3
Veules	Veules-les-roses	0,52	23,5
Gambon	Les Andelys	0,36	99,6
Aubette	Saint-Léger	0,35	78,8
Commerce	Gruchet-le-Valasse	0,25	117,9
Dun	Bourg-Dun	0,21	93,3

Tableau 5: Modules interannuels des principaux bassins versants de Haute Normandie (source : <http://www.haute-normandie.ecologie.gouv.fr>)

6. Sols et érosion

Les sols observés sur les plateaux de l'Ouest du Bassin de Paris sont principalement des sols bruns lessivés installés sur loess (Duchaufour, 1997). De nombreuses études menées ces dernières années ont montré que ces sols peu structurés sont particulièrement sensibles au ruissellement et à l'érosion (Auzet, 1987 ; Auzet *et al.*, 1990 ; Ouvry, 1992 ; Le Bissonnais *et al.*, 1998 ; Martin *et al.*, 1997 ; Lecomte, 1999 ; Leguédois, 2003). En effet, ces sols limoneux à faible teneur en argile, à taux de matière organique peu important et à degré de saturation calcique faible, présentent un risque élevé à la battance. Le phénomène de battance correspond à une dégradation structurale du sol, entraînant une diminution de la capacité d'infiltration et provoquant ainsi ruissellement et érosion.

L'occupation des sols est essentiellement agricole (Figure 15). Il existe une relation morphologie–occupation des sols forte dans la région. L'occupation des sols typique est divisée en trois principaux ensembles : (i) des plateaux essentiellement cultivés, (ii) des ruptures de pentes et versants très pentus peu exploitables et ainsi le plus souvent laissés boisés, (iii) des fonds de vallée en partie cultivés et/ou en pâture. Dans la région étudiée, les zones cultivées représentent entre 50 et 60% de la surface des bassins versants (Hauchard, 2002).

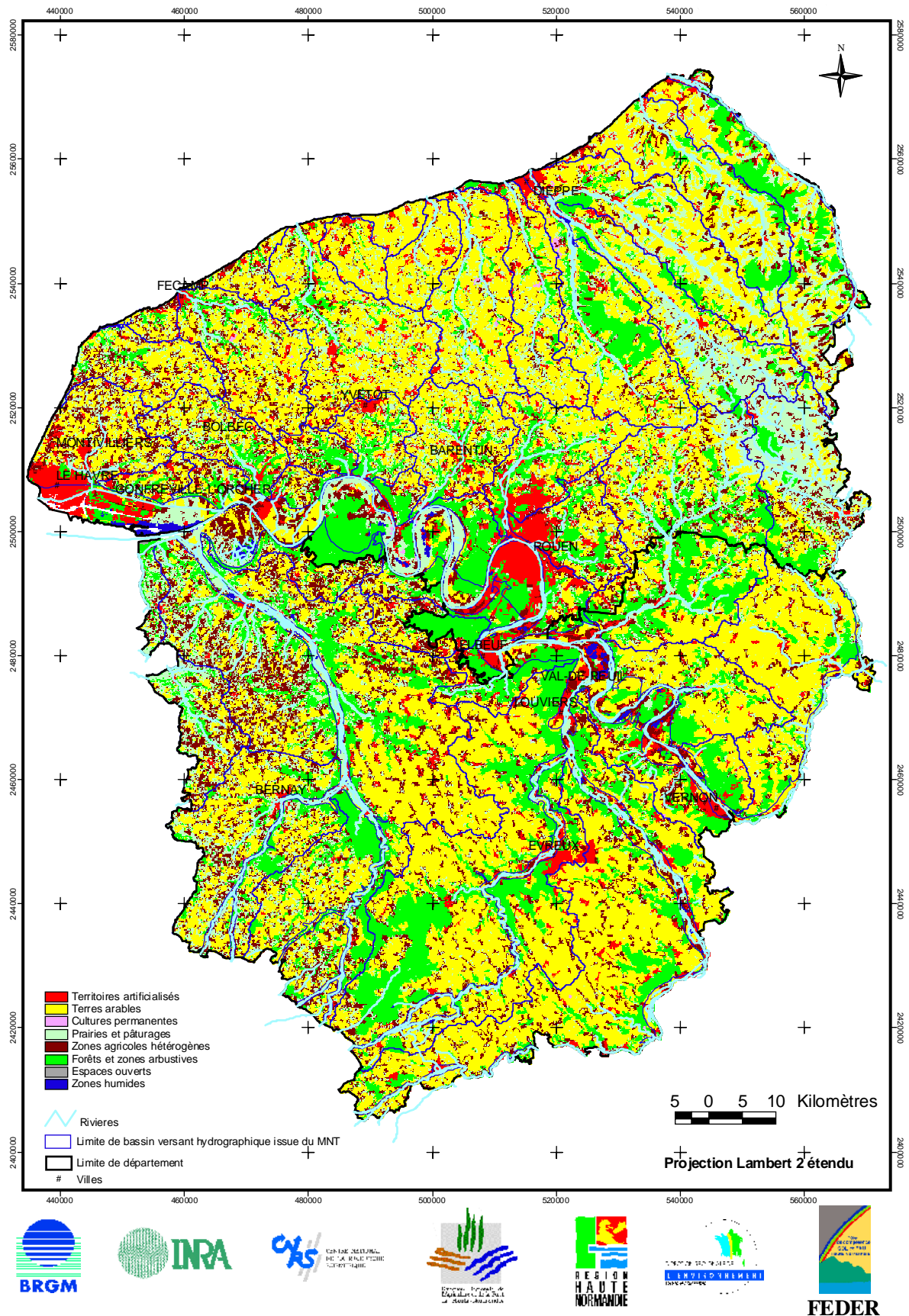


Figure 15: Carte régionale d'occupation des sols (BRGM *et al.*, 2000 ; source : CORINE Land Cover) (Système de projection : Lambert II étendu).

Une cartographie régionale de l'aléa érosion des sols en région Haute Normandie à partir d'un modèle de système expert (SIG Arc/Info du BRGM) a été réalisée par le BRGM en 2000 (étude pilotée par le BRGM en collaboration avec l'INRA et l'UMR 6143). Ce modèle permet la combinaison des 4 grands facteurs de l'érosion : le sol, la topographie, l'occupation du sol et le climat. Un certain nombre de paramètres sont utilisés pour représenter ces facteurs : la battance, l'érodibilité, l'occupation du sol, la pente, les hauteurs et l'intensité des précipitations. La battance et l'érodibilité s'appuient sur les types de sols rencontrés. Afin d'évaluer l'aléa érosion, ces paramètres ont été hiérarchisés et pondérés à partir de la connaissance des experts sur les phénomènes érosifs (BRGM, 2000).

Les résultats de la cartographie permettent d'observer globalement une diminution de l'aléa érosion du Nord vers le Sud (Figure 16). Dans le détail, 4 zones présentant des intensités de l'aléa différentes peuvent être distinguées au Nord de la Seine : le Pays de Caux avec un aléa très fort, le Pays de Bray avec un aléa fort, le Sud-Est du Pays de Bray avec un aléa moyen à faible et l'Est de la Seine (Vexin) avec un aléa fort. Au Sud de la Seine, 3 zones peuvent être différenciées : l'Ouest de la Risle avec un aléa moyen à fort, l'Est de la Risle avec un aléa moyen et l'extrémité Sud avec un aléa faible à très faible.

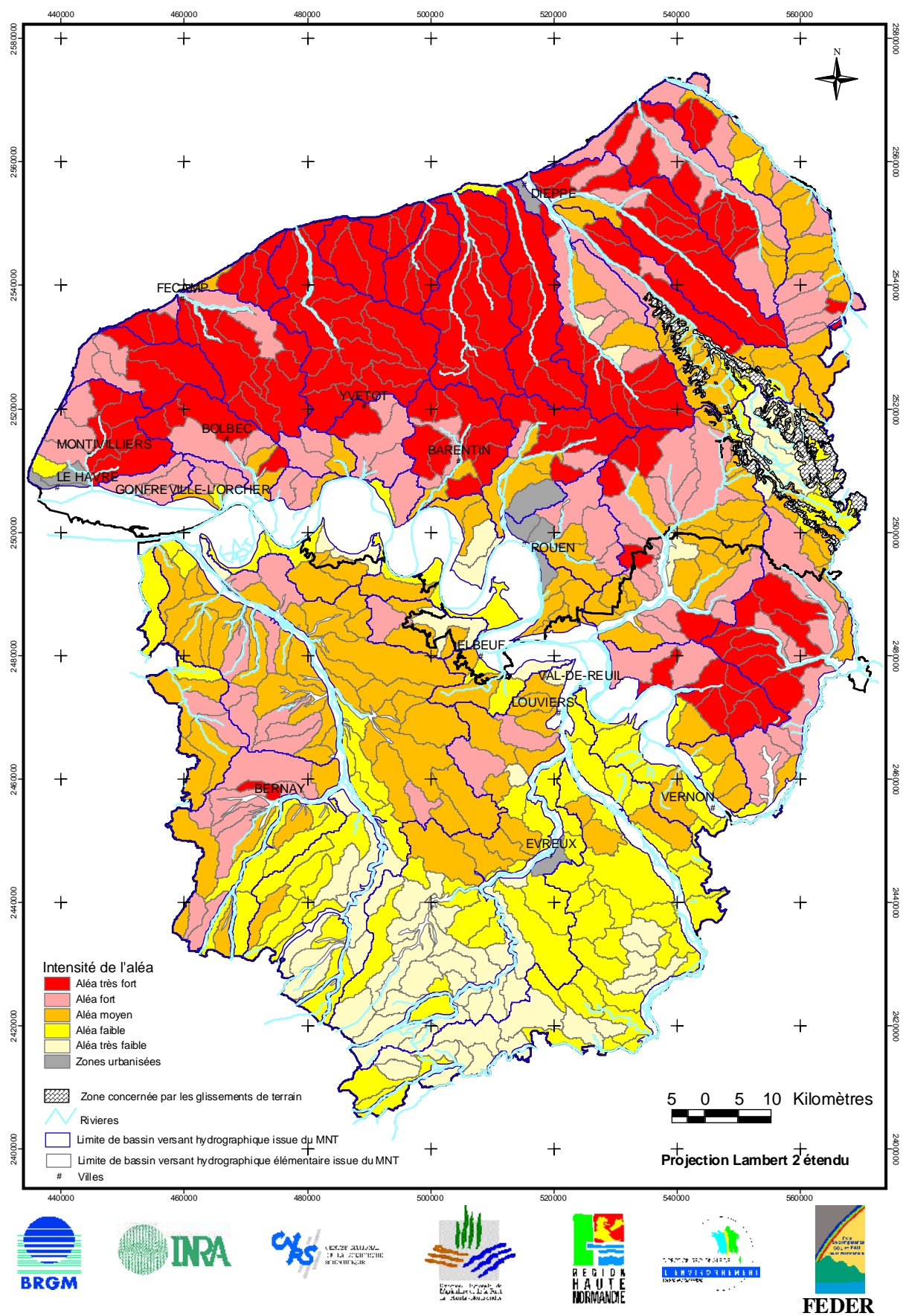


Figure 16: Carte de l'aléa érosion pour les bassins versants élémentaires de la région Haute Normandie (BRGM *et al.*, 2000) (système de projection : Lambert II étendu).

II. MATERIELS ET METHODES

La stratégie d'étude proposée repose sur le couplage de deux approches, l'une statique l'autre dynamique, à l'échelle du bassin versant. L'approche statique consiste à caractériser les variables d'état des bassins par cartographie. L'approche expérimentale a pour objectif de suivre en continu les transferts de matières en rivière.

1. Présentation générale des bassins versants étudiés

1.1. Localisation des sites d'études

De par leur situation géographique (interface continent/océan) et leur forte sensibilité à l'érosion (Figures 16 et 17), les bassins versants littoraux de Haute Normandie constituent des sites d'étude privilégiés pour estimer l'impact de l'érosion sur la qualité des eaux superficielles et quantifier les apports de matières à la Manche, conformément à la Directive européenne Cadre sur l'Eau. Pour cette étude, le choix des sites s'est porté sur l'Yères, le Dun et la Ganzeville. La Figure 17 présente la localisation de ces bassins à l'échelle régionale. L'Yères est située au Nord-Est du Pays de Bray, le Dun dans le Pays de Caux et la Ganzeville à l'Ouest du Pays de Caux.

1.2. Caractéristiques générales

Les données présentées proviennent de l'état des lieux régional réalisé en 2003 par l'Agence de l'Eau Seine-Normandie en vue du nouveau contexte réglementaire de la DCE (AESN, 2003). L'Yères constitue une unité hydrographique administrative à part entière et le Dun et la Ganzeville ont été respectivement regroupés avec les bassins limitrophes de la Veules et de la Valmont (Figures 18, 19 et 20). La Ganzeville est le bassin le plus urbanisé avec 32 250 habitants, l'Yères présente une urbanisation diffuse de 13 000 habitants et le Dun compte seulement 3 530 habitants. Les surfaces drainées réelles calculées pour chacun des bassins étudiés sont de 307 km² sur l'Yères, 106 km² sur le Dun et 93 km² sur la Ganzeville. Ces surfaces diffèrent de celles indiquées sur les Figures 18, 19 et 20 du fait des différents regroupements administratifs. La qualité des habitats, traduisant le degré d'aménagement hydraulique, est « perturbée » sur l'Yères, « très perturbée » sur le Dun et de « perturbée » à « très perturbée » sur la Ganzeville. Concernant la qualité des eaux, le Dun et la Ganzeville présentent un déclassement sur les matières azotées, phosphorées et les nitrates alors que l'Yères est caractérisée par un déclassement uniquement sur les nitrates. Quant à la qualité des eaux souterraines sur les trois bassins, elle s'avère marquée par la présence de nitrates.

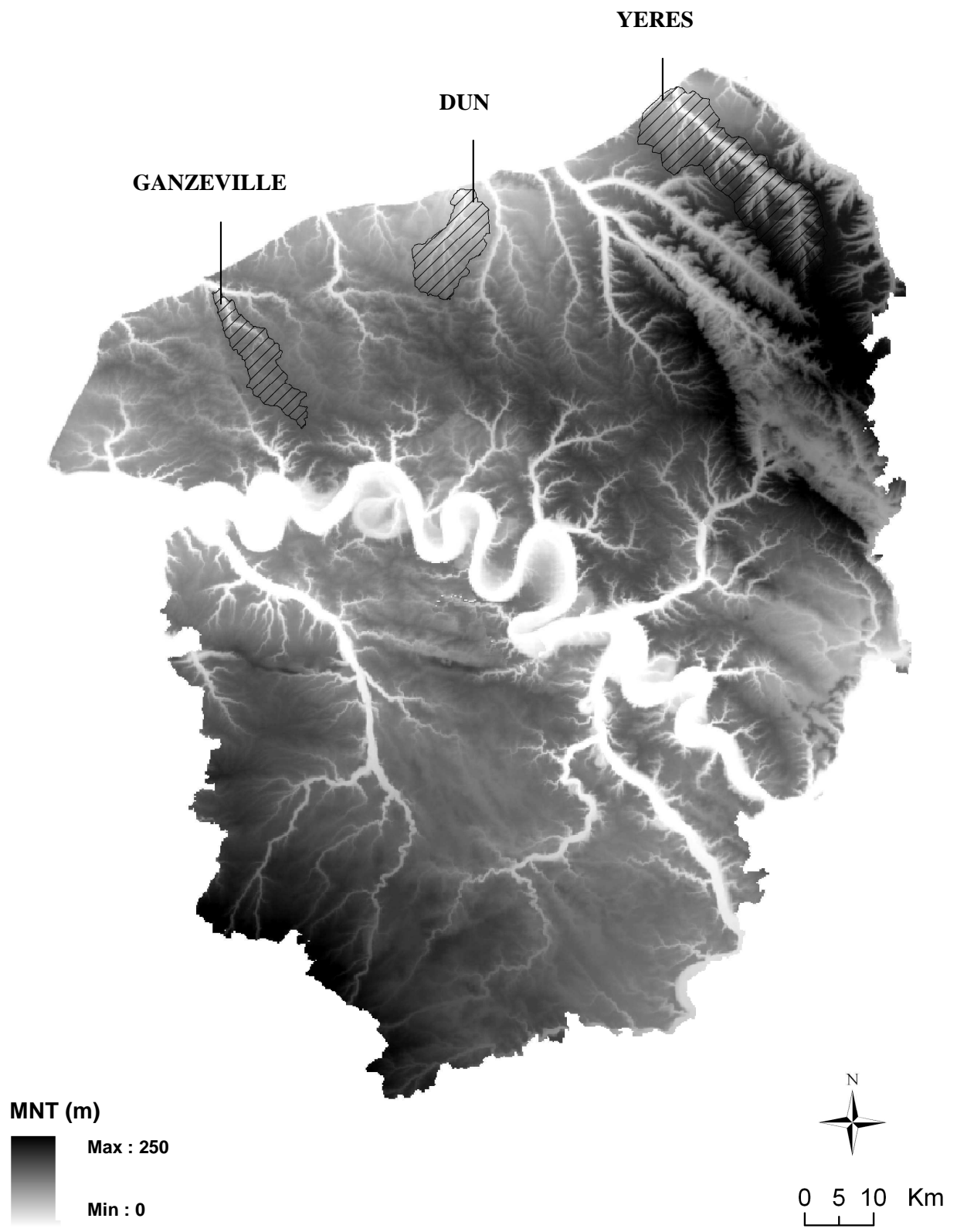
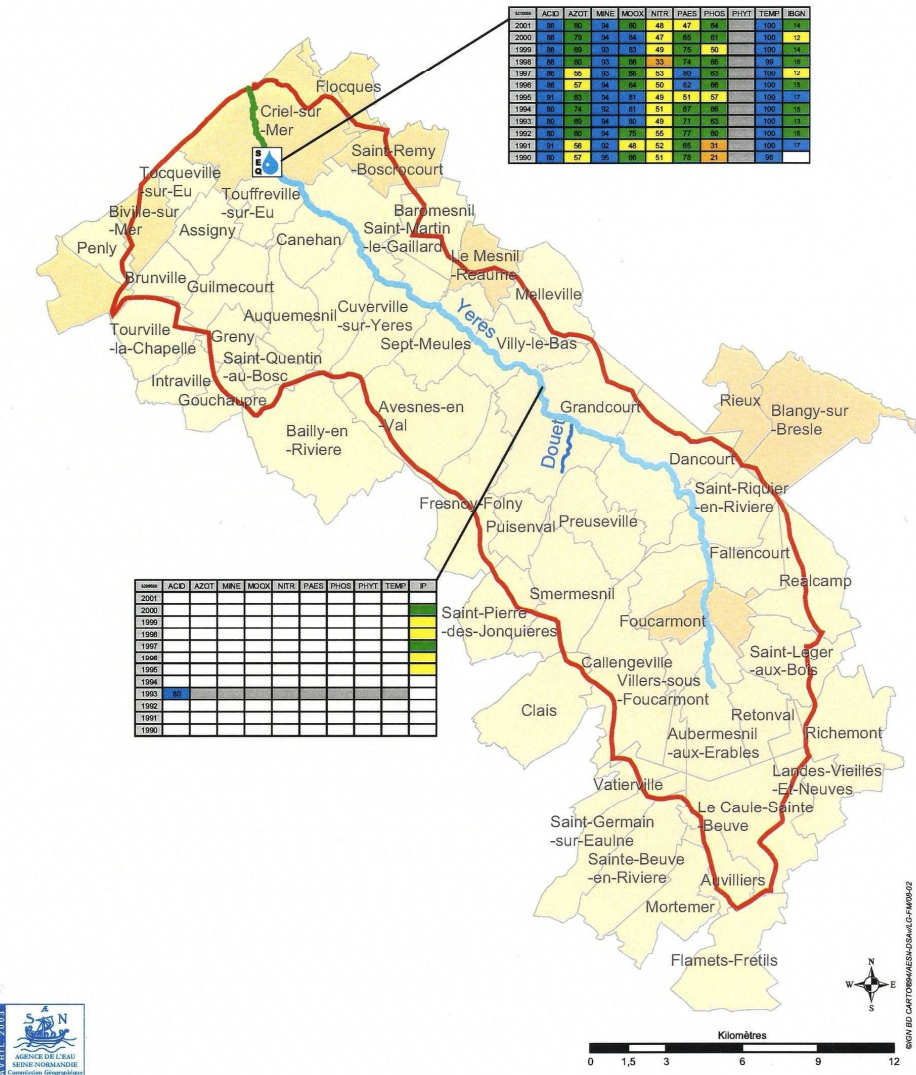


Figure 17: Localisation des bassins versants étudiés à l'échelle régionale (système de projection : Lambert II étendu).

Etat des eaux superficielles, souterraines et littorales

Unité hydrographique : YERES



Caractéristiques

- Superficie du bassin : ✓ 316 km²
- Longueur des cours d'eau principaux : ✓ 42 km
- Exutoire : ✓ La Manche

Eaux superficielles

- Qualité physico-chimique : ✓ Déclassement sur l'altération Nitrates.
- ✓ Altération Matières Phosphorées à surveiller.
- État des populations : ✓ IBGN : situation non stabilisée, variations annuelles préoccupantes entre qualité bonne et qualité médiocre.
- ✓ IP : Bonne (disparition des espèces les plus intolérantes. Quelques espèces ont des classes d'âge manquantes. La structure trophique montre des signes de déséquilibre.) à médiocre (peuplement ayant perdu ses espèces intolérantes et montrant des signes d'instabilité : abondance excessive d'espèces généralistes, classes d'âge perturbées).
- Qualité des habitats : ✓ Perturbés : ouvrages, sur-entretien, concrétionnements, ruissellements

Eaux souterraines

- Qualité physico-chimique : ✓ Teneurs moyennes en nitrates comprises entre 10 et 25 mg/l, avec tendance à la hausse forte.
- ✓ Teneurs en produits phytosanitaires à la hausse en tête du bassin versant.
- Qualité bactériologique : ✓ Information non disponible.
- Événements turbides : ✓ Information non disponible.

Eaux côtières

- Qualité bactériologique : ✓ Qualité des eaux de baignade régulièrement déclassée.
- ✓ Présence de moulières fréquentées pour la pêche à pied (voire pour la pêche commerciale).

Zones humides

- ✓ Sites Natura 2000.
- ✓ ZH alluviales (923 ha) d'intérêt pour les fonctions « régime des eaux » et « qualité des eaux ».
- ✓ Ballastières (cours aval).

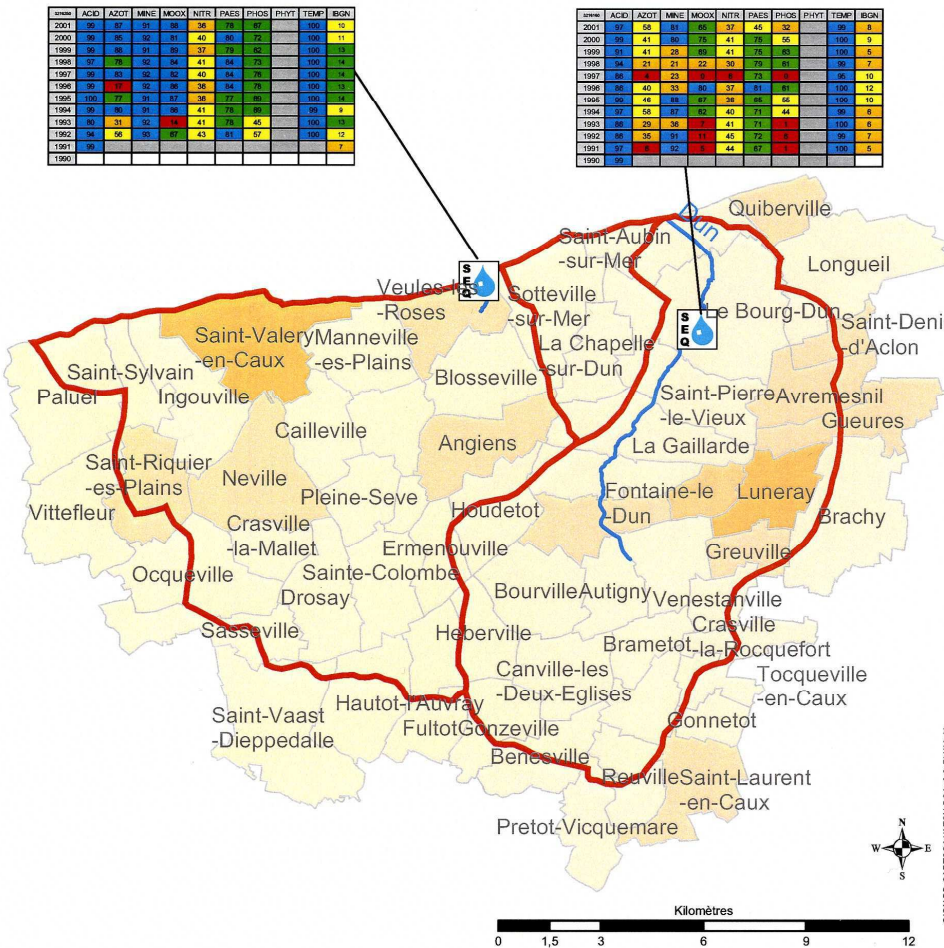
Légende :

- Densité de population (hab/km²)
 - 0 - 80
 - 81 - 200
 - 201 - 400
 - 401 - 800
 - 801 - 1000
 - 1001 - 3000
 - 3001 - 6000
- Objectif de qualité
 - 1A - Excellent
 - 1B - Bonne
 - 2 - Médiocre
 - 3 - Mauvaise
 - HC - Hors Classe
- Cours d'eau principaux sans objectif de qualité
- Principales stations de mesure de la qualité des eaux superficielles

Figure 18: Caractéristiques générales du bassin versant de l'Yères (source : AESN, 2003).

Etat des eaux superficielles, souterraines et littorales

Unité hydrographique : DUN-VEULES



Caractéristiques

- Superficie du bassin : ✓ 244 km²
- Longueur des cours d'eau principaux : ✓ 14 km
- Exutoire : ✓ La Manche

Eaux superficielles

- Qualité physico-chimique : ✓ [Dun] déclassements pour les altérations Matières Azotées et Phosphorées ainsi que pour les Nitrates ; Phosphore à surveiller.
- ✓ [Veules] problèmes sur les Nitrates.
- Qualité bactériologique : ✓ [Dun] fortement chargé dans sa partie aval.
- État des populations : ✓ [Dun] potentialités piscicoles altérées.
- ✓ [Dun] IBGN : situation préoccupante.
- ✓ [Veules] IBGN : évolution à la baisse préoccupante.
- Qualité des habitats : ✓ [Dun] Habitats très perturbés par les pollutions, les ruissellements et les nombreux obstacles. Amont en zone urbaine. La ripisylve est souvent absente et non entretenue.
- ✓ [[Veules] Habitats perturbés. La structure du lit (sable, gravier, galets) lui confère une bonne qualité pour les habitats piscicoles, mais lit et berges artificialisés.

Eaux souterraines

- Qualité physico-chimique : ✓ Le Dun est en communication hydraulique souterraine avec la Veules.
- ✓ Présence de nitrates avec légère tendance à la hausse.
- Qualité bactériologique : ✓ Information non disponible.
- Événements turbides : ✓ Plusieurs événements signalés.

Eaux côtières

- Qualité bactériologique : ✓ Eaux de baignade régulièrement déclassées, avec un problème ponctuel à Veules-les-Roses (classement non conforme ces deux dernières années).
- ✓ Moulières fréquentées pour la pêche à pied.

Zones humides

- ✓ [Dun] Zones d'expansion de crues rares.

Légende :

Densité de population (hab/km ²)	Objectif de qualité	Cours d'eau principaux sans objectif de qualité
0 - 80	1A - Excellente	Principales stations de mesure de la qualité des eaux superficielles
81 - 200	1B - Bonne	
201 - 400	2 - Médiocre	
401 - 800	3 - Mauvaise	
801 - 1000		
1001 - 3000		
3001 - 6000		

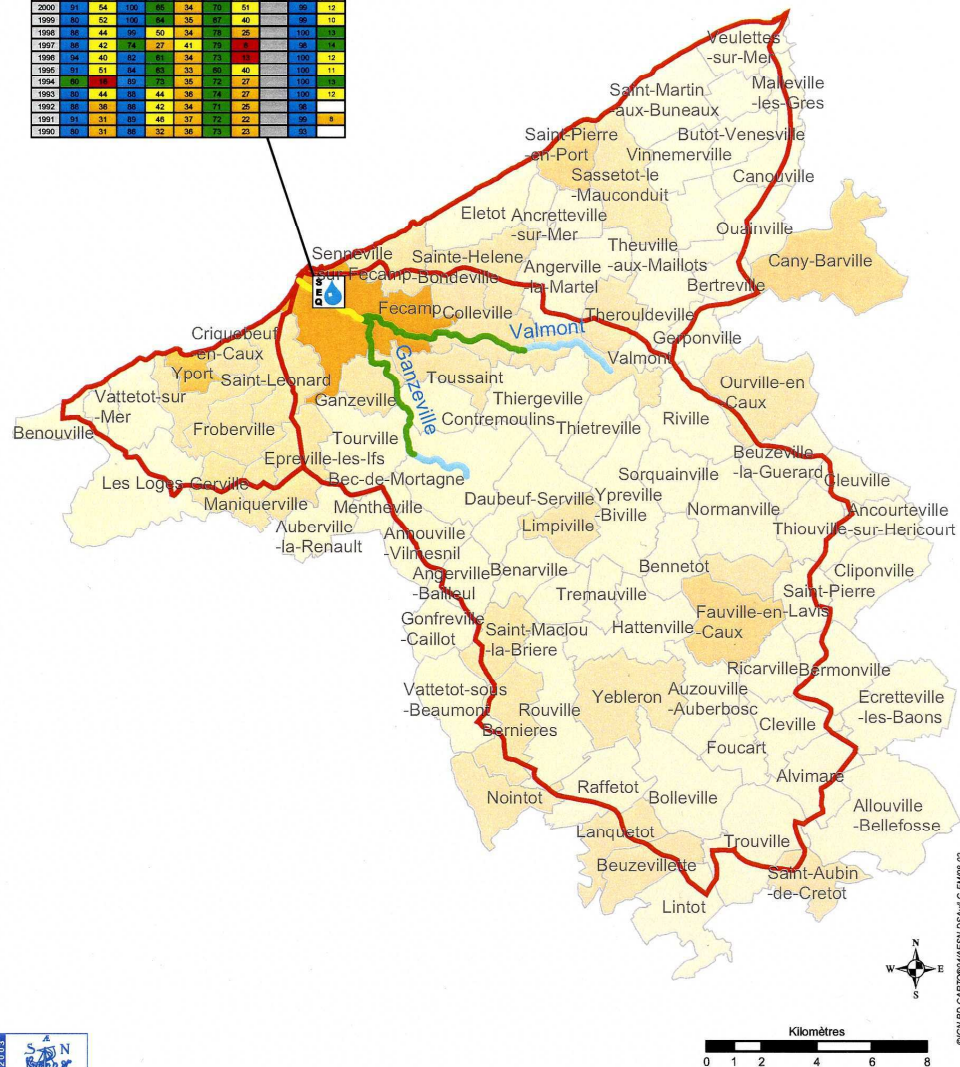


Figure 19: Caractéristiques générales du bassin versant du Dun (source : AESN, 2003).

Etat des eaux superficielles, souterraines et littorales

Unité hydrographique : VALMONT

Année	ACID	AZOT	MINI	MOOX	NITR	PAES	PHOS	PHYT	TEMP	IBGN
2001	86	54	100	86	32	76	56		100	12
2000	81	54	100	85	34	79	51		99	12
1999	80	52	100	84	35	87	49		99	10
1998	80	44	95	80	34	73	25		100	13
1997	85	42	74	27	41	79	1		98	14
1996	94	40	82	81	34	71	1		100	12
1995	81	51	84	83	33	89	40		100	11
1994	80	58	92	79	38	72	27		100	10
1993	80	44	85	44	38	74	27		100	12
1992	88	36	88	42	34	71	25		98	8
1991	91	31	89	48	37	72	22		99	9
1990	80	31	88	32	36	73	23		95	8



Caractéristiques

- Superficie du bassin : ✓ 401 km²
- Longueur des cours d'eau principaux : ✓ 23 km
- Exutoire : ✓ La Manche

Eaux superficielles

- Qualité physico-chimique : ✓ Altérations importantes sur Matières Azotées, Phosphorées et Nitrates.
- Qualité bactériologique : ✓ Valmont aval fortement chargée.
- État des populations : ✓ IBGN : situation préoccupante.
- Qualité des habitats : ✓ Perturbés à très perturbés : ouvrages, buses, ruissellements, ballastières.

Eaux souterraines

- Qualité physico-chimique : ✓ Présence de nitrates avec tendance à la hausse.
✓ Présence de phytosanitaires au niveau de certains captages.
- Qualité bactériologique : ✓ Information non disponible.
- Événements turbides : ✓ Oui (Fécamp, Colleville).

Eaux côtières

- Qualité bactériologique : ✓ Fragilité de la qualité des eaux de baignade lors d'événements pluvieux (déclassement de la plage d'Yport en 1997).
✓ Présence de moulières à l'ouest de Fécamp (Yport notamment), fréquentées pour la pêche à pied.
- Qualité physico-chimique : ✓ Résurgences contaminées par du mercure – moules présentant des teneurs très élevées (Vaucottes).

Zones humides

- ✓ ZH alluviales (203 ha) d'intérêt pour les fonctions « régime des eaux » et « qualité des eaux ».
- ✓ Ballastières.

Légende :

0 - 80	1A - Excellente	Cours d'eau principaux sans objectif de qualité
81 - 200	1B - Bonne	Principales stations de mesure de la qualité des eaux superficielles
201 - 400	2 - Médiocre	
401 - 800	3 - Mauvaise	
801 - 1000	HC - Hors Classe	
1001 - 3000		
3001 - 6000		



Figure 20: Caractéristiques générales du bassin versant de la Valmont-Ganzeville (source : AESN, 2003).

2. Approche statique pour la détermination des variables d'état des bassins

2.1. Synthèse des données disponibles

Pour les caractéristiques environnementales ou « variables d'état » des trois bassins, les données utilisées proviennent en partie de la cartographie régionale de l'aléa érosion des sols (BRGM *et al.*, 2000) :

- le MNT au pas de 50 m (©IGN),
- la base de données géographiques d'occupation des sols CORINE Land Cover 1997-1998 (©IFEN), mise à jour pour la composante prairie en 1998-1999 grâce aux images satellitaires (Landsat et SPOT),
- les données MétéoFrance : hauteurs moyennes mensuelles de précipitations sur 30 ans selon un maillage de 5 km (base AUREHLY de MétéoFrance, données corrigées de l'effet de la topographie),
- la synthèse lithologique des formations géologiques et superficielles, établie à partir de la Banque de données du Sous-Sol (BBS) et de l'assemblage de 35 cartes géologiques au 1/50 000 couvrant la région (BRGM).

L'épaisseur des formations superficielles (Figures 7 et 9), le contexte structural (Figure 10) et hydrogéologique (Figures 12 et 13) des trois sites ont été étudiés à partir des cartes proposées en Partie I.

2.2. Les variables géomorphologiques et l'occupation des sols

Les bassins versants ont une distribution et une géométrie, directement déterminées par les facteurs lithologiques, structuraux et climatiques. De nombreux auteurs ont orienté leurs travaux sur le développement d'une géomorphologie « quantitative ». Ainsi pour Strahler (1952), les paramètres de forme du bassin versant peuvent être définis par la relation aire/altitude d'un bassin versant, c'est-à-dire les propriétés hypsométriques (Figure 21). La courbe de répartition hypsométrique exprime le pourcentage de superficie du bassin au-delà d'une certaine altitude ; les altitudes du bassin versant sont normalisées par rapport à l'altitude maximale et minimale. Pour l'auteur, elle traduit l'état d'équilibre dynamique potentiel du bassin. La courbe d'un bassin jeune, en déséquilibre, offre une allure convexe : l'intégrale hypsométrique est forte. Au stade d'équilibre, le bassin est plus mature et la courbe prend une forme concave en amont et convexe en aval. L'intégrale hypsométrique est plus faible que

précédemment. Dans le cas d'un bassin ancien, les reliefs sont moins prononcés, la convexité de la courbe est plus prononcée et l'intégrale moins importante (Figure 22).

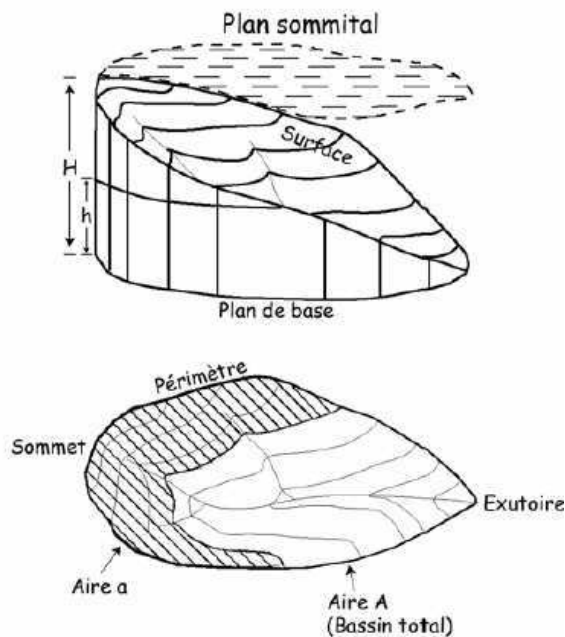


Figure 21: Les éléments de l'analyse hypsométrique, d'après Strahler (1952).

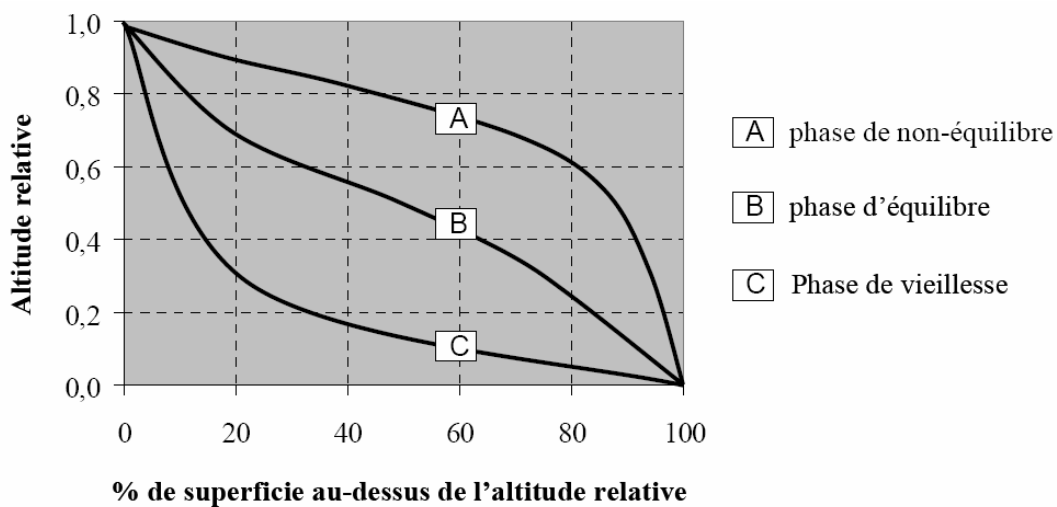


Figure 22: Courbes hypsométriques caractéristiques du cycle de l'érosion d'après Strahler (1952).

Plus récemment, la forme des bassins a été caractérisée par un indice de forme reflétant le degré d'allongement du bassin (Hurtrez, 1998). Ce rapport de forme repose sur l'assimilation du bassin versant à une ellipse équivalente en superficie (Figure 23) et caractérisée par un centre de gravité, un petit axe et un grand axe.

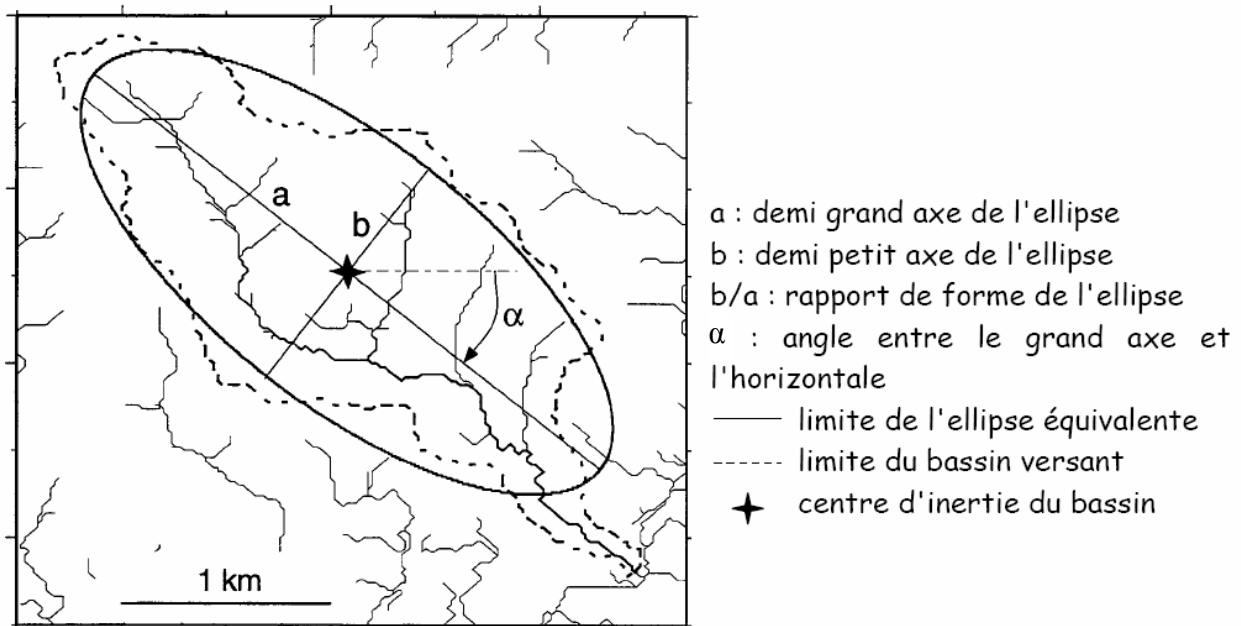


Figure 23: Paramètres de l'ellipse équivalente et rapport de forme de bassin versant (Hurtrez, 1998).

La description d'un bassin versant peut également être appréhendée par le coefficient de Gravelius qui correspond au coefficient de compacité K_c , rapport entre le périmètre du bassin (P) et l'aire du bassin (A). Sa formule est la suivante :

$$K_c = 0.28P / \sqrt{A}$$

Ce coefficient est égal à 1 lorsque le bassin est parfaitement circulaire; en présence d'un bassin très allongé, l'indice de Gravelius peut atteindre des valeurs proches de 3.

Le profil en long des rivières est également utile à la vision temporelle de l'évolution des reliefs. De forme généralement concave pour les rivières, sa régulation dépend des processus de transport s'effectuant à l'échelle du bassin versant : roulement, glissement, saltation des débris solides dans le fond du lit de la rivière mais aussi transport en suspension qui évacuent la matière fournie par les versants (Hauchard, 2001). Le profil en long d'un cours d'eau permet également de définir la pente longitudinale du cours d'eau en divisant la longueur totale du cours d'eau par la différence d'altitude entre les points extrêmes du profil (Mayer 2003). Enfin, la pente moyenne du bassin, caractérisant la vitesse de l'écoulement de l'amont vers l'aval s'avère utile à la compréhension du ruissellement, même si elle est très hétérogène sur tout le bassin versant (Zavoianu, 1985).

A partir du M.N.T régional, ces paramètres ont été extraits pour chacun des sites, en utilisant le module S.I.G du logiciel IDRISI. Dérivée les valeurs d'un M.N.T permet d'identifier la pente pour chaque cellule traitée par rapport aux cellules voisines. Pour chacune des cellules

de la grille traitée, les dérivées sont calculées localement à partir d'une fenêtre 3*3 contenant les altitudes des 8 pixels entourant la cellule ciblée (Figure 24).

Cellule cible

19	15	13
11	10	10
7	10	9

Figure 24: Schéma de la fenêtre 3*3 avec la cellule cible (Ronald Eastman, 2003).

Selon le principe d'un écoulement dans la direction de la plus grande pente, l'extraction des bassins se fait en définissant une aire de drainage minimale pour laquelle un écoulement permanent est maintenu (Ronald Eastman, 2003). A partir de mesures effectuées sur les polygones des bassins versants étudiés, le calcul des variables géométriques « périmètre », « aire drainée », « pente moyenne » (moyenne des valeurs de la carte des pentes des pixels constituant le bassin) et « longueur » est réalisé. Les altitudes et aires normées nécessaires à l'obtention de la courbe hypsométrique et du profil en long sont calculées en chaque pixel :

$$\text{AltNorm} = (\text{AltMax} - \text{Alt}) / (\text{AltMax} - \text{AltMin})$$

$$\text{AireNorm} = (\text{AireMax} - \text{Aire}) / (\text{AireMax} - \text{AireMin})$$

Avec :

- AltNorm : altitude normée
- AireNorm : aire normée
- Alt : altitude du pixel traité
- AltMax : altitude maximale du bassin versant
- AltMin : altitude minimale du bassin versant
- Aire : aire cumule du pixel traité
- AireMax : aire cumulée maximale
- AireMin : aire cumulée minimale.

Les résultats sont exportés au format (.txt) de façon à pouvoir construire ensuite les courbes hypsométriques et les profils en long correspondants.

Afin de quantifier l'occupation des sols à l'échelle des bassins étudiés, la carte régionale d'occupation des sols (Figure 15) a été traitée numériquement sous IDRISI selon une procédure de « classification supervisée ». Les étapes sont les suivantes :

1. Localisation de parcelles représentatives de chaque catégorie d'occupation du sol sur la carte initiale (appelées parcelles d'entraînement) ;
2. Vectorisation des polygones autour de chaque parcelle avec assignation d'un identifiant unique pour chaque classe d'occupation du sol ;
3. Analyse des pixels inclus dans les parcelles d'entraînement et création d'un fichier de signatures spectrales pour chaque catégorie d'occupation du sol ;
4. Classification de l'ensemble des pixels de l'image par comparaison de la signature spectrale de chacun des pixels par rapport à celle du fichier des signatures témoins.

Quatre catégories ont ainsi été définies et quantifiées en pourcentage de surface totale du bassin : il s'agit des composantes « zones agricoles », « zones urbaines », « prairies » et « forêts ». Les catégories « terres arables, cultures permanentes, zones agricoles hétérogènes » proposées dans la Figure 15 ont été regroupées pour définir la composante « zones agricoles », les composantes « zones urbaines », « prairies » et « forêts » correspondant respectivement aux catégories « territoires artificialisés », « prairies et pâturage » et « forêts et zones arbustives ».

2.2.1. Analyse de la structure des sols

Echantillonnage des sols

Les campagnes de prélèvements des échantillons des sols ont eu lieu en novembre 2003 pour l'Yères et en février 2005 pour le Dun et la Ganzeville. L'échantillonnage a été réalisé selon un maillage orthogonal de 2.5 km avec des transects orientés N-S et E-W. De cette façon, sur l'Yères, le Dun et la Ganzeville, 94 points d'échantillonnage ont été collectés (Figure 25). Les prélèvements ont été effectués sur la couche superficielle 0-10 cm. Seuls les points localisés sur les plateaux ont été analysés.

Les paramètres de l'érodibilité des sols

De nombreuses propriétés des sols influencent la composition et la quantité de sédiments exportés par l'érosion hydrique. La susceptibilité globale des sols face aux processus érosifs est désignée par le terme générique d'érodibilité (Bryan et *al.*, 1989).

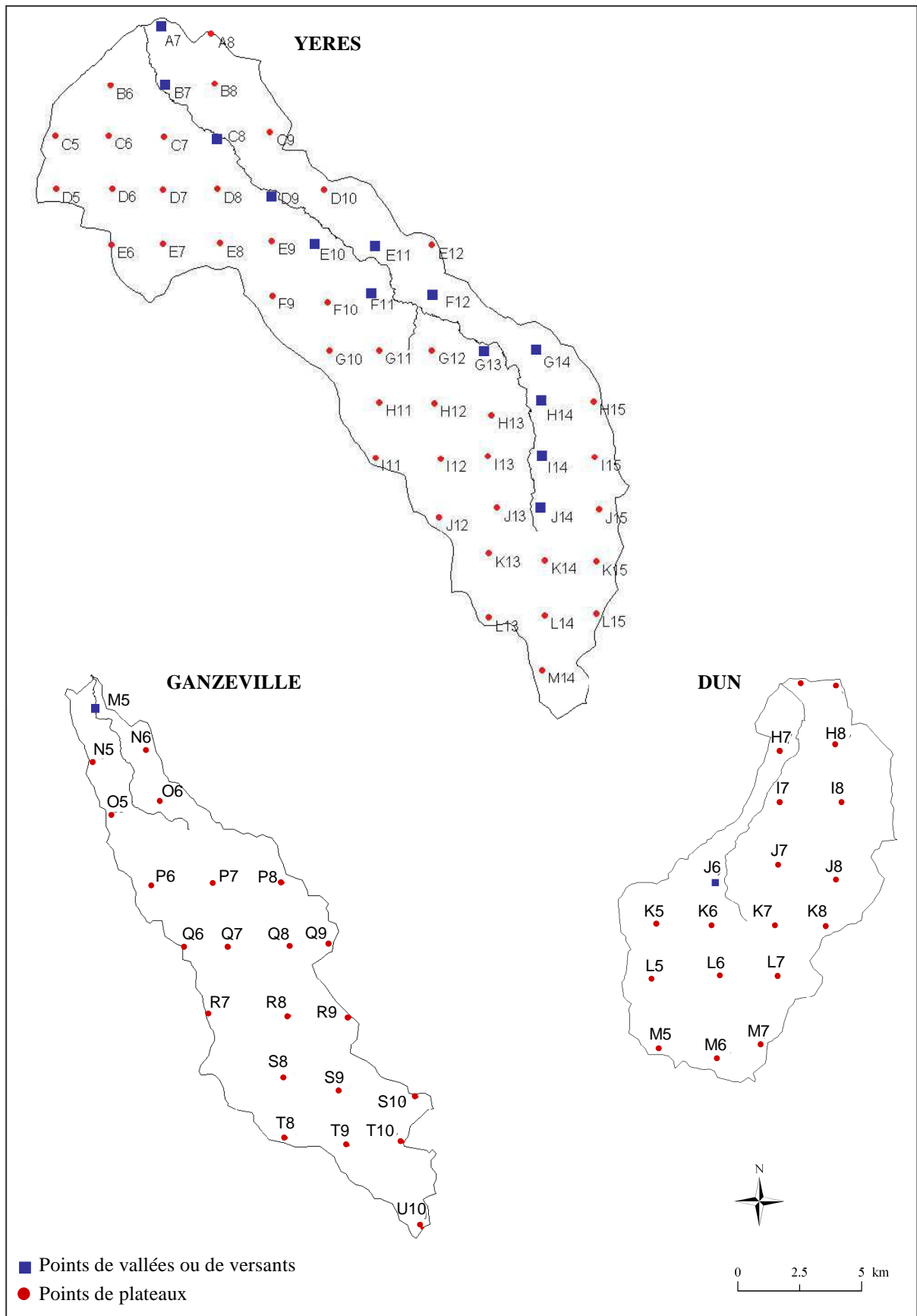


Figure 25: Localisation des échantillons de sols sur les bassins de l'Yères, du Dun et de la Ganzeville.

2.2.2. Texture des sols, matière organique et calcimétrie

Afin de caractériser la texture des sols, des analyses portant sur la granulométrie totale des sols ont été réalisées. Classiquement, la détermination de la granulométrie des sols est réalisée en combinant des techniques de sédimentation (méthode à la pipette ou hydromètre) pour les fractions fines et tamisage pour les fractions grossières (Mathieu et Pieltain, 1998 ; Pansu et Gautheyrou, 2003). Depuis quelques dizaines d'années, de nombreux développements méthodologiques ont été réalisés pour les mesures granulométriques (Allen, 1988, 1990). La diffraction laser a été retenue pour étudier la granulométrie des sols prélevés sur les bassins étudiés (Coulter® LS 230). Elle présente plusieurs avantages, bien que sous-estimant systématiquement les fractions $< 2 \mu\text{m}$ par rapport à la méthode classique (Buurman *et al.*, 1997 ; Beuselinck *et al.*, 1998 ; Loizeau *et al.*, 1994) :

- large gamme de tailles analysées ;
- information détaillée pour les fractions fines ;
- petite quantité d'échantillon nécessaire ;
- durée d'analyse courte ;
- bonne reproductibilité ;

La composition moyenne de chaque sol prélevé a ensuite été reportée dans un diagramme ternaire selon les tailles de classes suivantes : % argiles de 0 à $4 \mu\text{m}$, % silts de 4 à $63 \mu\text{m}$ et % sables de $63 \mu\text{m}$ à 2 mm. Les résultats obtenus sont comparés avec la classification texturale pour l'étude de l'érodibilité des sols (Figure 26) issue de CORINE (1992), dont les échelles varient de 1 (faiblement érodible) à 3 (fortement érodible).

La teneur en matière organique des sols de l'Yères a été estimée par analyse du carbone organique selon la méthode Anne (norme AFNOR X31-109, 1993). Cette méthode repose sur l'oxydation du carbone organique par le bichromate de potassium et le dosage de la quantité de bichromate non consommé en retour par le sulfate ferreux. Le taux de carbone de la matière organique étant estimé le plus souvent égal à 58 % (Waksman, 1936, cité par Mathieu et Pieltain, 1998), les teneurs en matière organique sont déduites de façon conventionnelle en multipliant la teneur en carbone organique par 1.72. Pour les sols du Dun et de la Ganzeville, la matière organique a été estimée à partir des mesures sur le carbone total (analyseur élémentaire EA1110 CHNS, Ircof Rouen). Pour cela, la régression linéaire entre la variable « carbone total » mesurée sur 10 échantillons de sols de l'Yères et la variable « matière organique » mesurée selon la méthode Anne sur ces mêmes échantillons a été utilisée (Figure 27).

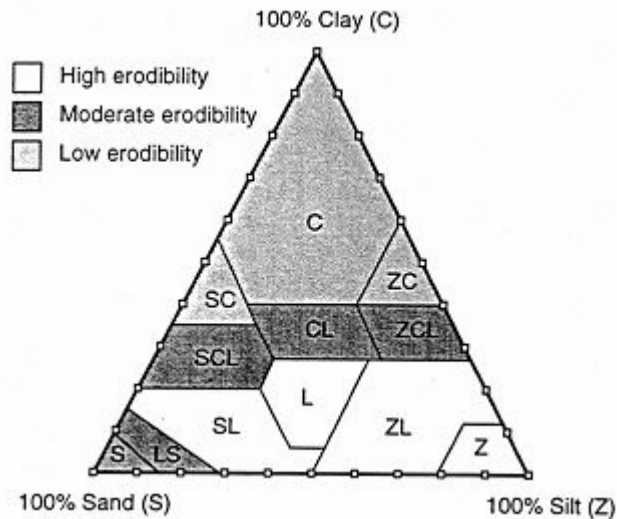


Figure 26: Classes texturales pour une estimation d'érodibilité des sols (CORINE, 1992).

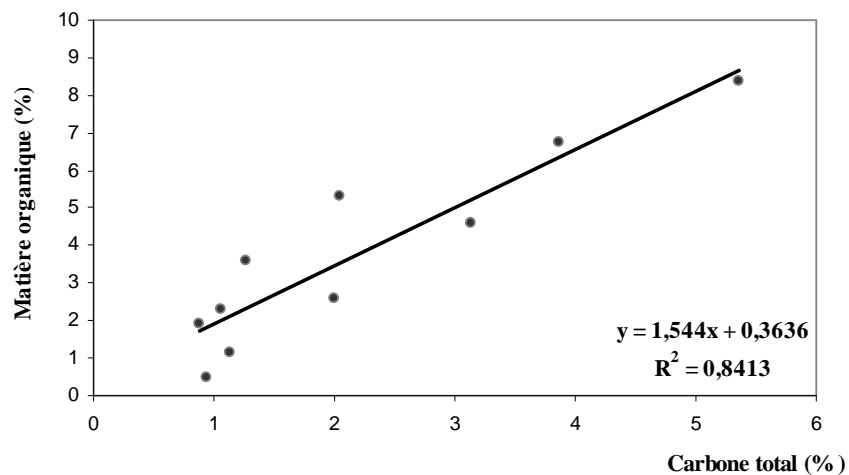


Figure 27: Régression linéaire entre les teneurs de carbone total mesurées par analyse élémentaire CHNS et les teneurs en matière organique estimées selon la méthode Anne sur 10 échantillons de sols de l'Yères.

Enfin le dosage du calcaire total a été effectué sur les sols des trois bassins par la méthode du calcimètre de Bernard. Par action de l'acide chlorhydrique sur le carbonate de calcium contenu dans le sol, le volume de gaz carbonique dégagé par la réaction est mesuré à l'aide d'une burette à gaz (Mathieu et Pieltain, 1998).

2.2.3. Les tests de stabilité structurale

De nombreux auteurs ont mis en évidence le lien entre la stabilité structurale des sols et les phénomènes d'érosion (De Ploey and Poesen, 1985; Imeson, 1985; Le Bissonnais, 1996; Cammeraat et Imeson, 1998; Ternan and Neller, 1999). Afin de simuler la désagrégation et d'estimer la sensibilité de la structure des sols à la pluie, des tests de stabilité structurale ont

été réalisés. La méthode suivie est celle proposée par Le Bissonnais et Le Souder (1995) et Le Bissonnais (1996).

Après prélèvement sur le terrain, les échantillons de sols sont séchés à l'air libre et passés au tamis de 3 et 5 mm. Les tests sont ensuite réalisés sur les agrégats calibrés de taille comprise entre 3 et 5 mm, préalablement mis à l'étuve à 40 °C pendant 24 h pour s'affranchir des variations d'humidité.

Le protocole de mesure de la stabilité structurale combine trois traitements représentant des conditions d'humectation et d'apport d'énergie contrastées. Chaque traitement a été, en effet, conçu pour simuler un mécanisme de désagrégation spécifique :

- traitement 1 : immersion ou « fast wetting », i.e éclatement par humectation rapide ;
- traitement 2 : agitation après réhumectation dans l'éthanol ou « stirring », i.e désagrégation mécanique liée à l'impact des gouttes de pluie;
- traitement 3 : humectation par capillarité ou « slow wetting », i.e microfissuration par gonflement différentiel.

Ces trois traitements correspondent respectivement aux comportements des agrégats de sols face à un orage violent, à des pluies d'intensité modérée et à des périodes pluvieuses continues. Chaque traitement est réalisé en parallèle sur trois réplicats. Dans la continuité de la méthode de Hénin *et al.* (1958), la méthode proposée préconise l'usage d'éthanol pour conserver la structure des agrégats et limiter la ré-agrégation des particules durant le séchage.

La granulométrie des fragments de sol produits par chacun de ces traitements est mesurée sur une colonne de 6 tamis de 2000, 1000, 500, 200, 100 et 50µm. Les distributions granulométriques sont synthétisées à l'aide du diamètre moyen pondéral DMP (ou MeanWeight Diameter, MWD). Le DMP est calculé de la façon suivante :

$$DMP = \frac{\sum^i \% (i) \phi (i)}{\sum^i \% (i)}$$

Avec :

% (i) le pourcentage massique et Φ (i) le diamètre moyen de la fraction i.

Le résultat peut s'exprimer sous la forme d'histogrammes représentant la distribution de la taille des particules pour chacun des tests ou sous forme de diamètres moyens pondéraux. La moyenne des MWD des trois tests permet également d'obtenir une valeur synthétique pour la caractérisation globale du mécanisme de désagrégation du sol considéré (Figure 28).

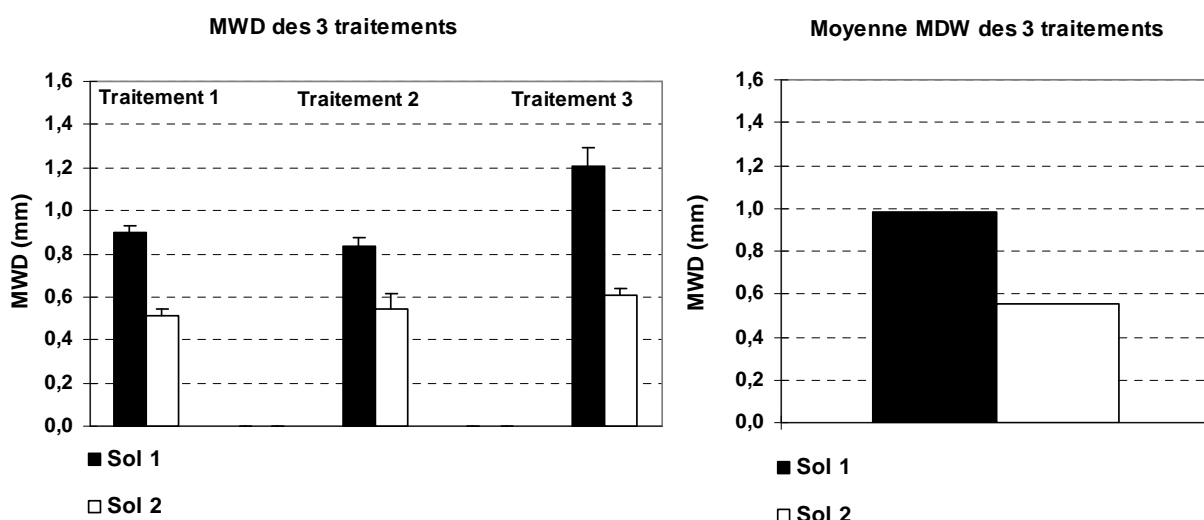
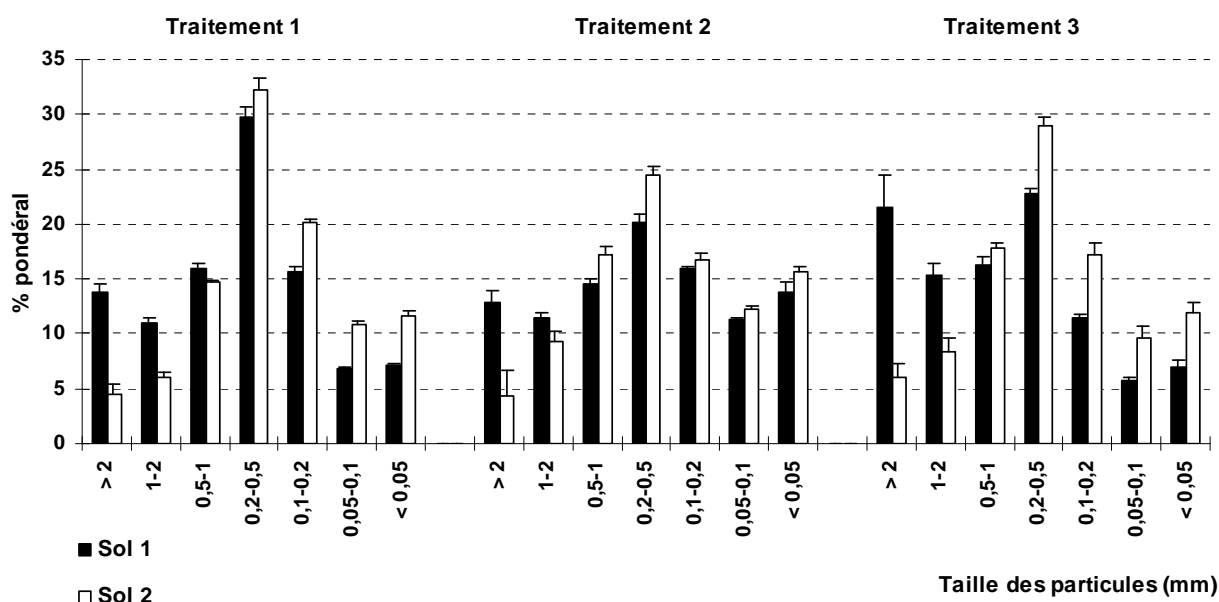


Figure 28: Exemple de résultats obtenus sur deux sols à l'issue des tests de stabilité structurale.

L'interprétation de ces tests et la comparaison des sols entre eux se fait par l'intermédiaire du tableau suivant (Tableau 6) :

MWD	Stabilité	Battance	Ruissellement et érosion
< 0,4 mm	Très instable	Systématique	Risque important et permanent
0,4 - 0,8 mm	Instable	Très fréquente	Risque fréquent
0,8 - 1,3 mm	Moyennement stable	Fréquente	Risque variable
1,3 - 2 mm	Stable	Occasionnelle	Risque limité
> 2 mm	Très stable	Très rare	Risque très faible

Tableau 6: Classes de stabilité, battance et érosion en fonction des valeurs du MWD moyen pondéral après désagrégation, d'après Le Bissonais et Le Souder (1995).

3. Approche dynamique pour le suivi en continu des transferts fluviaux

3.1. Installation et équipement des sites

Après investigation sur le terrain, l'installation des sites de mesures haute fréquence à proximité des stations limnimétriques de la Diren s'avérait être la meilleure option (Figure 30). Ces stations de référence sont en effet situées à l'aval du bassin et ne subissent pas l'influence tidale. De plus, les mesures de niveaux d'eau sont réalisées par des limnigraphes automatisés et régulièrement validés lors de jaugages sur les seuils construits en aval de ces stations. Ces données sont ainsi directement exploitables pour les calculs de flux de matières issus des mesures haute fréquence. L'installation des sites a eu lieu dès mai 2004 sur l'Yères et fin janvier 2005 sur le Dun et la Ganzeville, suite à différents retards de financement. Afin de proposer une comparaison intersites, seuls les résultats obtenus au cours de l'année 2005 seront présentés par la suite.

Chaque rivière a été équipée de sondes multiparamètres (turbidité, conductivité, température) de modèle Ysi 6820 (bassins du Dun et de la Ganzeville) ou Hydrolab 4a (bassin de l'Yères), couplées à un préleveur automatique d'eau de 24 flacons (modèle ISCO 6700) (Figure 29).



Figure 29: Exemple d'installation d'un site de mesures haute fréquence.

Les données sont enregistrées par les sondes à un pas de temps de 30 minutes et les prélèvements automatiques d'eau (900 ml) ont lieu toutes les 16 h. Afin de proposer des données fiables et continues, le contrôle des sondes (nettoyage des capteurs, vérification de l'alimentation), la collecte des données de sondes (logiciel Flowlink 4®) et des échantillons d'eaux sont réalisés lors de chaque passage sur le terrain selon un rythme bimensuel. Les données de turbidité des sondes sont ensuite calibrées et vérifiées au laboratoire en fonction

des mesures de turbidité obtenues sur les échantillons d'eaux. Ce dispositif est particulièrement adapté au suivi en continu de la charge solide de l'eau, tant en hydrogéologie (Massei, 2001) qu'en hydrologie de surface (Steegeen *et al.*, 2000 ; Bordalo *et al.*, 2001).

3.2. Les mesures haute fréquence de turbidité et de conductivité

La turbidité est un paramètre qui caractérise le caractère trouble de l'eau lié à la présence de matières en suspension (MES) finement divisées : argiles, limons, grains de silice, matières organiques, etc (Rodier, 1996). Les sondes installées en rivière mesurent la turbidité grâce à un capteur équipé d'un émetteur Infra-rouge et d'un récepteur optique de type photodiode. Elles émettent ainsi un faisceau de longueur d'onde de 880 nm et mesurent le faisceau rétro-diffusé à 90° à travers la lame d'eau (Hydrolab, 1998 ; Ysi, 1998). En fonction de la charge de MES dans les eaux, la turbidité mesurée sera plus ou moins élevée. La turbidité mesurée est exprimée en NTU : Nephelometric Turbidity Unit (unité de turbidité néphélogométrique).

Les sondes installées en rivière mesurent également la conductivité électrique ce qui permet de suivre en continu la minéralisation totale des eaux. La conductivité électrique d'une eau est la conductance d'une colonne d'eau comprise entre deux électrodes métalliques de 1 cm² de surface et séparées l'une de l'autre de 1 cm. Elle est l'inverse de la résistivité électrique (Rodier, 1996). Pour réaliser ces mesures, les sondes sont équipées d'une cellule de 4 électrodes de nickel : deux électrodes sont conductrices et deux électrodes mesurent la résistance opposée au passage du courant en milli-Siemens. Afin de convertir cette valeur en milli-Siemens par cm (mS. cm⁻¹), la conductance est multipliée par la constante de cellule dont la valeur est de 5.0 cm⁻¹ (Hydrolab, 1998 ; Ysi, 1998).

3.3. Le suivi hydro-pluviométrique

Les données pluviométriques journalières sont issues des postes MétéoFrance de Saint Martin (Yères), d'Avremesnil (Dun) et de Fécamp (Ganzeville). Les données pluviométriques horaires du poste MétéoFrance de Dieppe ont également été utilisées pour des analyses sur les trois bassins versants étudiés. Les débits horaires des stations limnimétriques de référence ont été extraits de la Banque Hydro au niveau des stations de Touffreville sur Eu (Yères), Bourgdun (Dun) et Ganzeville (Ganzeville). Enfin, concernant la piézométrie, seuls les piézomètres d'Auberville-La-Renault (Ganzeville) et de Puisenval (Yères) présentaient des données journalières sur l'ensemble de l'année 2005 (Figure 30).

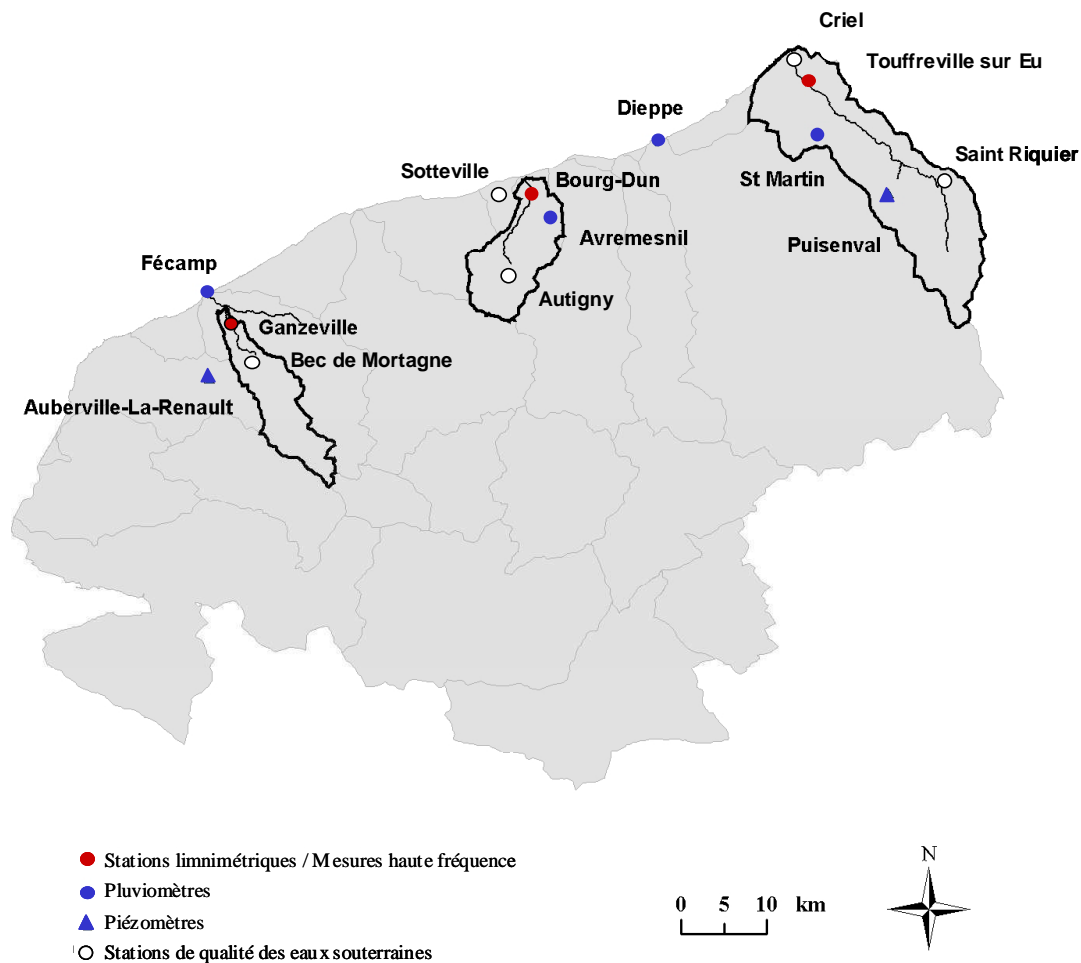


Figure 30: Carte de localisation des sites de mesures haute fréquence, des pluviomètres du réseau MétéoFrance, des piézomètres et des stations de suivi de qualité des eaux souterraines (système de projection : Lambert II étendu).

3.4. Détermination de la charge particulaire et dissoute

3.4.1. Correction des chroniques de turbidité

Afin de corriger les différentes anomalies concernant la turbidité mesurée par les sondes (dérives de mesures par encrassement du capteur, artefacts dus aux relevés de terrain, défaut d'alimentation de la sonde et autres dysfonctionnements), ces chroniques ont été traitées systématiquement par sessions bimensuelles, c'est-à-dire par sets de données collectés sur le terrain tous les 15 jours.

Dans un premier temps, la turbidité des échantillons d'eaux brutes prélevés automatiquement sur le terrain est mesurée (turbidimètre-néphélomètre de laboratoire HACH 18900) pour valider les mesures haute-fréquence. Une correction automatisée (Visual Basic) consiste ensuite à réajuster la ligne de base d'une session donnée de 15 jours en fonction des valeurs de turbidité de la session précédente et postérieure. Elle a également eu pour objectif de

gommer les anomalies selon le principe suivant : si les variations mesurées par la sonde portent sur moins de 5 valeurs (soit des variations durant moins de 2h30), elles sont gommées tandis qu'elle sont conservées si les variations se prolongent au-delà de 5 valeurs. Enfin, les différentes lacunes ont été comblées en générant une moyenne pondérée sur les valeurs antérieures sous XIStat. Un exemple de correction est donné dans la Figure 31.

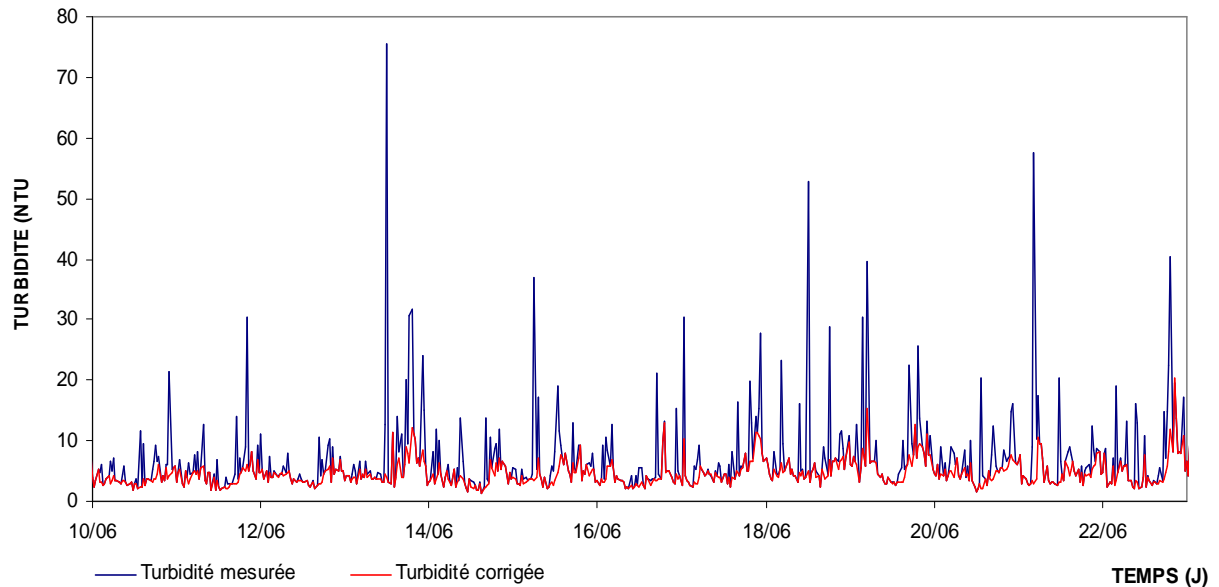


Figure 31: Exemple de correction de la turbidité mesurée sur le bassin versant du Dun du 10.06.05 au 24.06.05

3.4.2. Calcul des flux de MES

De retour au laboratoire, les prélèvements d'eaux brutes sont filtrés sur des filtres Durieux (0,45 μm) pré-pesés au dixième de milligramme (P1 en mg). Après filtration, les filtres sont mis à l'étuve à 40°C durant 24 h puis repesés (P2 en mg). La différence de poids rapportée au volume filtré (variable selon les échantillons et les volumes nécessaires aux autres analyses, généralement entre 600 et 800 ml) donne la concentration en MES (mg.l^{-1}). Les relations entre turbidité mesurée par les sondes et concentration en MES ont permis d'affecter une concentration de MES théorique à chacune des mesures de turbidité (Figure 32). Des flux particuliers F_i (kg. s^{-1}) ont ensuite été calculés en multipliant la concentration C_i (kg. m^{-3}) par le débit Q_i ($\text{m}^3. \text{s}^{-1}$) durant l'intervalle de temps i (30 minutes) selon la relation suivante :

$$F_i = C_i \times Q_i \text{ (Probst, 1983)}$$

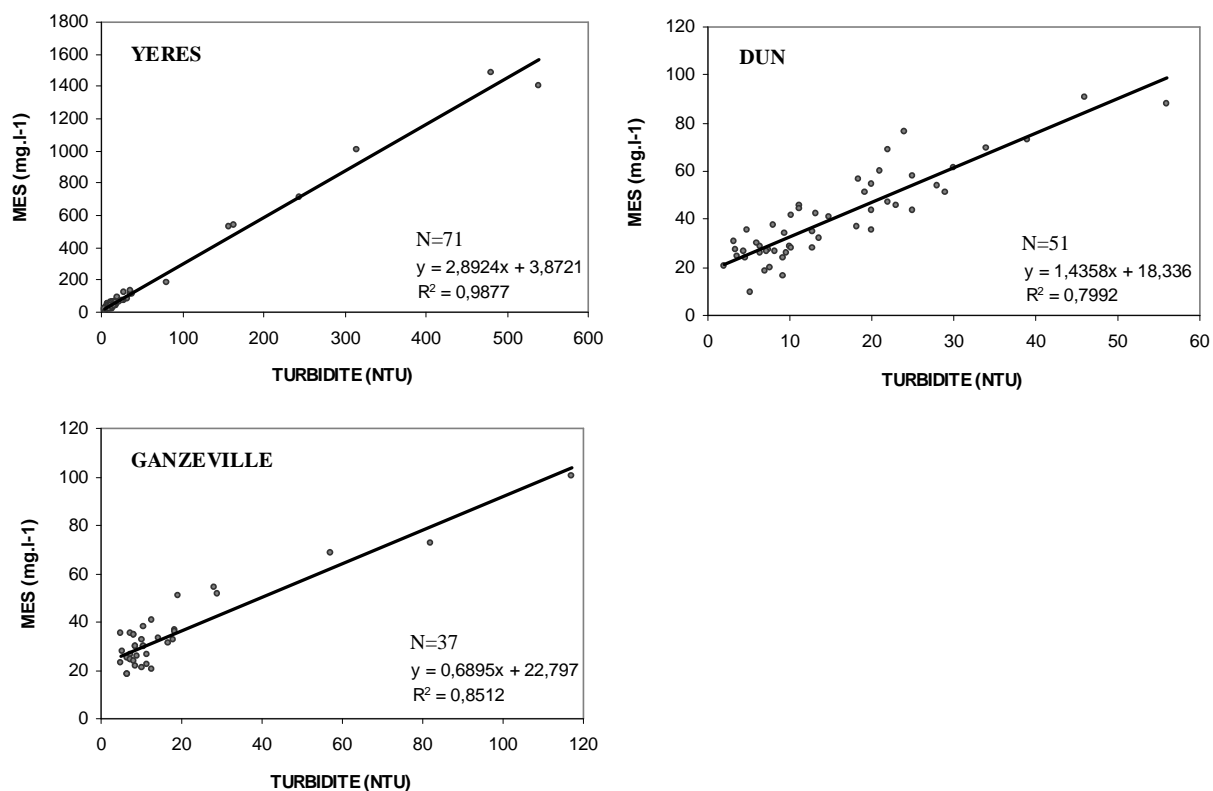


Figure 32: Régression linéaire entre turbidité mesurée et concentration en MES pour chacun des bassins versants étudiés en 2005.

3.4.3. Caractérisation du matériel particulaire

Analyses microgranulométriques

Les analyses microgranulométriques sont effectuées à l'aide d'un compteur de particules Coulter Multisizer II (Figure 33). Le principe de la mesure est fondé sur la perturbation de l'intensité de courant électrique, produite par le passage des particules au travers d'un orifice tubulaire (choix d'une sonde à orifice de 100 μm de diamètre dans le cadre de cette étude), de part et d'autre duquel sont situées des électrodes. Cet appareil permet l'obtention d'un spectre granulométrique de 2 à 63 μm découpé en 256 classes de tailles (dont les dimensions augmentent selon une progression logarithmique). Les concentrations particulières obtenues sont exprimées en concentration volumique en fonction de la taille des particules (en diamètre équivalent sphérique, c'est-à-dire le diamètre de la sphère dont le volume correspond au volume mesuré ; il faut donc remarquer que des particules de même volume mais de taille différentes ne peuvent alors être distinguées).

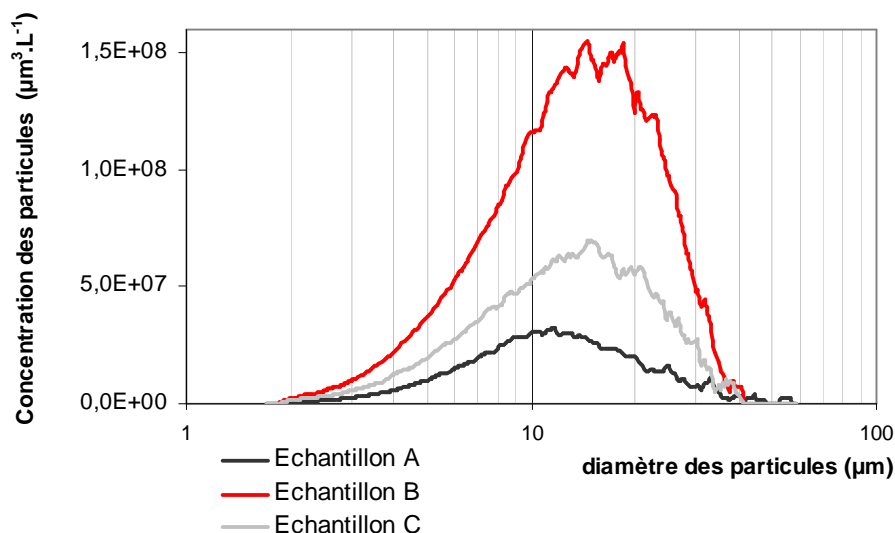


Figure 33: Exemple de courbes granulométriques obtenues sur des échantillons d’eaux par le compteur de particules Coulter Multisizer II.

Observations au Microscope Electronique à Balayage (MEB)

L’observation au MEB (Cambridge S200) permet l’identification et, dans certains cas, la quantification des différentes populations de particules mises en évidence par la microgranulométrie. Le choix des échantillons à observer est fonction de la position des prélèvements dans la chronique et des données issues des mesures de microgranulométrie. Techniquement, un volume déterminé de chaque échantillon est filtré sur membrane en polycarbonate de taille de pores de 0,45 µm. Pour obtenir une bonne qualité d’observation (absence de superposition des particules sur la membrane), la quantité filtrée est ajustée en fonction de la turbidité mesurée au turbidimètre-néphélomètre HACH selon la relation suivante (Figure 34) :

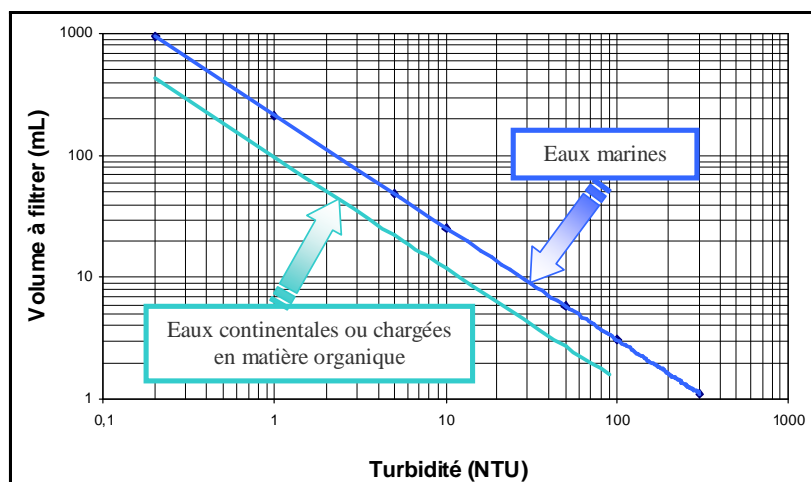


Figure 34: Détermination du volume d’eau à filtrer en fonction de la turbidité des échantillons d’eaux (Zimmerlin, 2001).

L'observation au MEB est réalisée au Département de Géologie de Rouen par I. Zimmerlin. Trois types d'identification sont proposés:

- l'identification des différentes particules selon leur morphologie et leur nature (minérale, organique ou organominérale) ;
- l'identification des constituants des différentes populations mises en évidence par microgranulométrie (recherche par taille de particules permettant une correspondance entre l'image 2D des particules obtenue au MEB et le volume particulaire mesuré par microgranulométrie) ;
- l'identification de marqueurs particuliers spécifiques témoignant de l'origine des apports particuliers (micro-agrégats pédologiques, carbonates, grains de quartz).

3.4.4. Données géochimiques

Au cours de l'année 2005, des analyses chimiques de 4 éléments majeurs (K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+) ont été réalisées sur 82 échantillons d'eaux des trois bassins étudiés. Afin de limiter les coûts d'analyses et de prendre en compte la variabilité hydrologique, ces échantillons ont été sélectionnés pour des gammes de débits différents, parmi les centaines d'échantillons conservés au congélateur après filtration (filtres Durieux de 0,45 μm). La relation Mg/Ca obtenue à partir de ces mesures ponctuelles a été utilisée pour la décomposition chimique de l'hydrogramme annuel 2005. Pour les flux massiques chimiques (correspondant au produit du débit de la rivière Q_i par la concentration de l'élément considéré C_i à l'instant t), les relations entre débit (Q_i) et concentration (C_i) ont été recherchées, à partir de ces mesures (Annexe 1) et de celles réalisées par la DIREN lors des années précédentes (Annexe 2). D'autre part, parmi ces échantillons, une dizaine a fait l'objet d'analyses sur l'élément silicium.

4. Méthodes de traitement des données

4.1. Analyses corrélatoires des chroniques

Les analyses corrélatoires de chroniques de mesures sont largement décrites par Box *et al.* (1994). Mangin (1975) est l'un des premiers à utiliser ces analyses en hydrologie karstique sur des chroniques de débit. Par la suite, de nombreux auteurs (Larocque *et al.*, 1998 ; Labat *et al.*, 2000a, 2000b ; Plagnes, 2000 ; Bouchaou *et al.*, 2002) ont repris ces analyses en hydrologie souterraine ou de surface.

4.1.1. L'autocorrélation

Les analyses d'autocorrélation permettent de quantifier la dépendance linéaire de la valeur du paramètre avec les valeurs précédentes. L'autocorrélogramme représente alors plus ou moins la « mémoire du système » au cours du temps. Si un système est relativement inertielle, le coefficient d'autocorrélation $r(k)$ diminuera lentement au cours du temps.

$$r(k) = \frac{C(k)}{C(0)},$$
$$C(k) = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{n-k} (x_t - \bar{x})(x_{t+k} - \bar{x})$$

où k est le lag ou décalage temporel ($k = 0$ à m), n est la longueur de la chronique, x la valeur ponctuelle du paramètre au temps t et \bar{x} la valeur moyenne du paramètre, m est la troncature, fixée d'après la littérature à $n/3$ (Mangin, 1984).

L'effet mémoire est un paramètre quantitatif de l'inertie des systèmes, il représente le temps correspondant à la valeur 0.2 de l'autocorrélogramme normalisé (Figure 35). Mangin (1984) propose cette valeur de 0.2 pour le calcul de l'effet mémoire, bien que la littérature ne donne pas de sens physique à cette valeur de 0.2 ; le choix de cette valeur est devenu une convention qui permet les comparaisons entre systèmes.

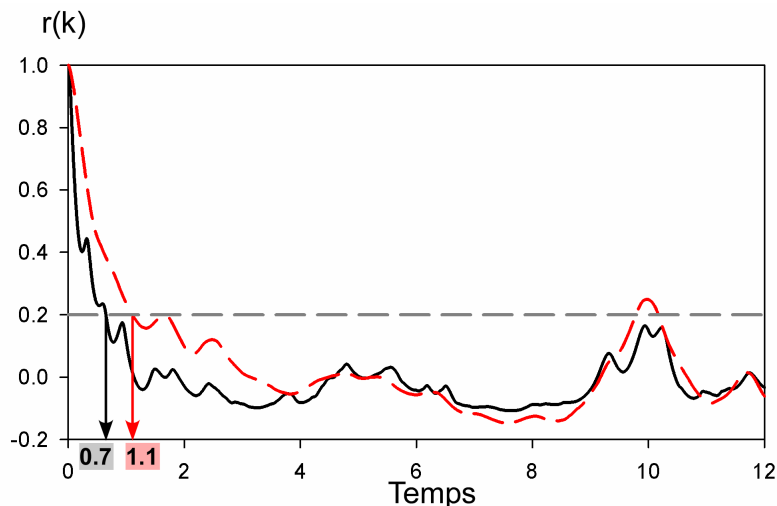


Figure 35: Exemple d'autocorrélogrammes et effets mémoires estimés.

4.1.2. L'intercorrélation

Les analyses d'intercorrélations permettent de quantifier la dépendance linéaire entre deux chroniques, la chronique d'entrée x_t et la chronique de sortie y_t . Si le signal d'entrée est aléatoire, la fonction d'autocorrélation $r_{xy}(k)$ correspond à la réponse impulsionnelle du système, si le signal d'entrée n'est pas aléatoire, la fonction d'intercorrélation renseigne sur les relations de causalité entre l'entrée et la sortie.

$$r_{xy}(k) = \frac{C_{xy}(k)}{\sigma_x \sigma_y}$$

$$C_{xy}(k) = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{n-k} (x_t - \bar{x})(y_{t+k} - \bar{y})$$

où $C_{xy}(k)$ est l'intercorrélogramme, et σ_x et σ_y sont les écarts types des chroniques x_t et y_t .

La fonction d'intercorrélation n'est généralement pas symétrique : $r_{xy}(k) \neq r_{yx}(k)$.

Si $r_{xy}(k) > 0$ pour $k > 0$, le signal d'entrée influence le signal de sortie.

Si $r_{xy}(k) < 0$ pour $k > 0$, c'est le signal de sortie qui influence le signal de sortie.

Lorsque le signal d'intercorrélation est symétrique et centré en $k=0$, cela indique que les deux signaux sont synchrones et n'ont pas de lien de causalité entre eux, leur réponse est alors dépendante d'un troisième signal. Le temps de réponse est défini comme le temps entre $k=0$ et le maximum de $r_{xy}(k)$ (Figure 36).

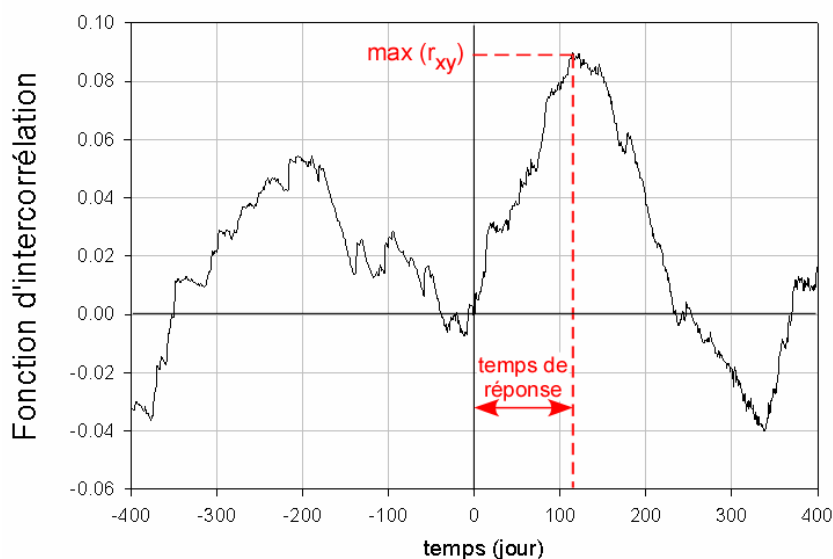


Figure 36: Exemple d'intercorrélogramme et temps de réponse estimé.

4.1.3. La fonction de gain et de cohérence

A partir des calculs des fonctions d'autocorrélations et d'intercorrélations de la chronique d'entrée x_i et de la chronique de sortie y_i , Larocque *et al.* (1998) ont proposé les fonctions de gain et de cohérence. La fonction de cohérence indique le déphasage entre le signal d'entrée et de sortie. Elle décrit la linéarité de la relation « entrée-sortie » : plus la valeur est proche de 1, plus le « système bassin versant » pourra être considéré comme linéaire. La non-linéarité du système signifie que d'autres facteurs doivent être pris en compte pour définir le système. De façon complémentaire, la fonction de gain identifie la façon dont le signal d'entrée a été modifié par le système. Elle exprime une amplification (>1) ou une atténuation (<1) du signal de sortie par rapport au signal d'entrée.

La fonction de cohérence, $CO_{xy}(f)$ et la fonction de gain $G_{xy}(f)$ sont définies comme suit:

$$CO_{xy}(f) = S_{xy}(f) / \sqrt{S_x(f)S_y(f)}$$

$$G_{xy}(f) = \frac{S_{xy}(f)}{S_x(f)}$$

Avec :

- $S_{xy}(f)$, transformée de Fourier de la fonction d'intercorrélation des variables d'entrée x et de sortie y
- $S_x(f)$ et $S_y(f)$, transformées de Fourier des autocorrélogrammes du signal d'entrée x et du signal de sortie y .

4.2. Les hystérésis

Williams (1989) a étudié la relation entre la concentration en sédiments (C) et le débit (Q) pour des crues de rivières. Il a ainsi établi cinq classes d'hystérésis C-Q (C-Q curves) qui décrivent les cinq scénarii possibles de transport des phases dissoutes et particulaires.

De façon générale, pour une valeur de débit donné, les concentrations en MES peuvent être plus élevées durant la phase de montée de la crue, résultant en une hystérésis horaire ou orthograde (Bogen, 1980 ; Walling and Webb, 1981 ; Asselman, 1999 ; Sammori *et al.*, 2004) ou être plus importantes durant la décrue, décrivant alors une hystérésis antihoraire ou rétrograde (Heidel, 1956). Les hystérésis horaires seraient liées à un épuisement du stock de matière disponible avant le pic de débit (Williams, 1989) alors que les hystérésis antihoraires seraient conséquentes à l'existence de sources distantes (Heidel, 1956 ; Williams, 1989) ou à l'effondrement de berges juste après le passage du pic de crue (Sarma, 1986 ; Ashbridge, 1995). Dans notre étude, ces deux types d'hystérésis ont été observés ainsi que celle de

classes V (Williams, 1989), qui combinent les deux types précédents: orthogrades pour les forts débits et rétrogrades pour les plus faibles débits.

La méthode de Williams a été développée ici sur le paramètre de conductivité. Les hystérésis T-Q (turbidité-débit), C-Q (conductivité électrique-débit) ainsi que T-C (turbidité-conductivité électrique) permettent ainsi de comparer directement et visuellement les transports des phases particulières et dissoutes.

4.3. Analyses statistiques

4.3.1. ACP

Les analyses en composantes principales communément appelées ACP sont des analyses statistiques utilisées pour des sets de données importants. Elles permettent de synthétiser un ensemble de données en identifiant la redondance dans celles-ci. Cette méthode est couramment utilisée en environnement pour des variations temporelles ou spatiales des données (Morell *et al.*, 1996 ; Ben Othman *et al.*, 1997 ; Eisenlohr *et al.*, 1997 ; Reisenhofer *et al.*, 1998 ; Wang *et al.*, 2001 ; Motelay-Massei *et al.*, 2003).

Le principe général des ACP est ici présenté de façon générale sans entrer dans les détails mathématiques. Un set de données est assimilé à une matrice de données à n variables et p individus (Figure 37). Cette matrice de données correspond à un nuage de p points de variance V dans un espace à n dimensions, par conséquent difficilement visualisable lorsque n est supérieur à 3.

Les ACP, par un changement de repère (changement de l'espace des variables) tentent de donner une représentation simplifiée de l'ensemble des données dans un espace de dimension réduite ($< n$). Cette réduction des dimensions de l'espace des variables est basée sur les corrélations qui peuvent exister entre variables. Schématiquement, deux variables ayant une bonne corrélation seront réduites à une seule variable appelée facteur.

On arrive ainsi à diminuer la dimension du nuage de points jusqu'à un espace réduit permettant la visualisation des données et des regroupements d'individus. Néanmoins, cette réduction du nombre de variables se traduit par une perte de l'information. La variance du nuage de points dans l'espace à n dimensions (équivalent à l'étalement du nuage des individus dans l'espace des variables) n'est pas entièrement conservée dans l'espace réduit (Figure 38). L'espace réduit pourra être utilisé à condition que les facteurs choisis expriment une part suffisamment importante de la variance.

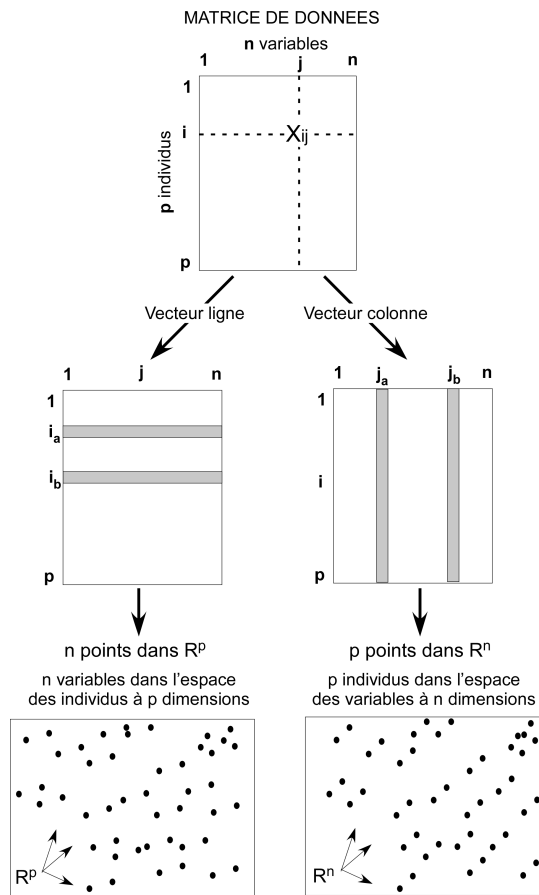


Figure 37: Un set de données correspond à une matrice à n variables et p individus est une matrice (p,n).

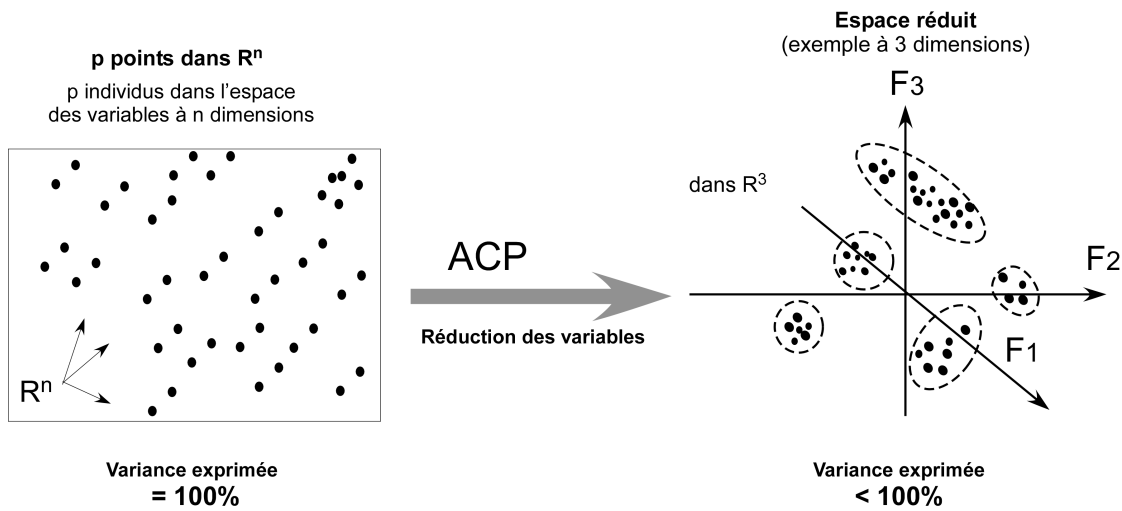


Figure 38 : Principe de l'ACP: une réduction du nombre de variables.

4.3.2. Ancova

L'Ancova (Analyse de covariance) à un ou plusieurs facteurs permet de modéliser une variable donnée à partir des valeurs prises par des variables quantitatives considérées comme explicatives et d'une variable qualitative.

4.4. Analyse spatiale des données

L'outil Système d'Information Géographique (SIG) permet de générer de l'information aux points de l'espace non renseignés par les prélèvements de terrain. Différentes méthodes d'interpolation spatiale sont disponibles sous Arcview 8.3 ©.

L'interpolation spatiale est un problème classique d'estimation d'une fonction $F(x)$, où $x = (x,y)$, en un point du plan à partir de valeurs connues de F en un certain nombre n , de points environnants :

$$F(x_p) = \sum_{i=1}^n W_i \cdot F(x_i)$$

Le problème consiste alors à déterminer la pondération, c'est-à-dire les poids W_i de chacun des points environnants. Il existe plusieurs méthodes pour définir ces poids. Les méthodes les plus connues sont l'interpolation linéaire (en fonction de l'inverse de la distance), la méthode des splines cubiques (correspondant à l'ajustement de polynômes cubiques) et le krigeage (qui détermine les poids à appliquer à partir du degré de similarité entre les valeurs de F estimées à partir de la covariance entre les points en fonction de la distance entre ces points).

Seule la méthode des splines, utilisée dans ce travail pour les cartes de stabilité structurale, est présentée. Cette méthode est connue pour créer des cartes d'interpolation de propriétés du sol ou de structures géologiques (Burrough et McDonnell, 1998).

III. ANALYSE DU POTENTIEL D'ERODIBILITE

Etant donné la complexité des relations entre facteurs d'érosion et transferts en rivière, l'objectif de cette partie est d'identifier l'état initial du « système bassin versant » en déterminant les caractéristiques environnementales de chacun des sites d'étude. Une comparaison interbassins des facteurs de l'érosion est proposée dans cette partie ainsi qu'une analyse de la stabilité structurale des sols.

1. Comparaison interbassins des variables d'état

1.1. Les facteurs géologiques

Parmi les cinq étages du Crétacé supérieur identifiés à l'échelle régionale (Figure 4), les étages rencontrés sur l'Yères et la Ganzeville sont le Coniacien et le Turonien alors que le Dun repose sur des étages plus récents: le Santonien et le Campanien. Chaque étage stratigraphique présentant des caractéristiques lithologiques et physiques spécifiques (cf. Partie 1), le substratum du Dun se caractérise par un pourcentage de silex plus élevé et une perméabilité plus importante que le substratum des bassins versants de la Ganzeville et de l'Yères.

Concernant les formations superficielles, la carte régionale de la répartition spatiale des argiles à silex (Figure 7) montre que l'Yères et le Dun présentent des gammes d'épaisseurs faibles (de 2 à 8 m et de 6 à 12 m, respectivement) par rapport aux épaisseurs observées sur la Ganzeville (de 6 à 22 m). Inversement, la carte de la répartition spatiale des épaisseurs de loess (Figure 9) met en évidence des épaisseurs plus importantes dans la partie aval de l'Yères (supérieures à 5 m) et des épaisseurs plus faibles sur les bassins du Dun et de la Ganzeville (épaisseurs maximales inférieures à 5 m).

La Figure 39 décrivant la lithologie des formations géologiques à l'échelle régionale est présentée pour illustrer synthétiquement les caractéristiques géologiques des 3 bassins versants étudiés. Conformément aux descriptions précédentes, les mêmes types de formations superficielles sont rencontrés sur les trois bassins: il s'agit en majorité de loess indifférenciés, d'argiles à silex et de formations intermédiaires avec colluvions. Néanmoins, l'Yères présente une spécificité: le substrat crayeux affleure dans sa partie amont et intermédiaire.

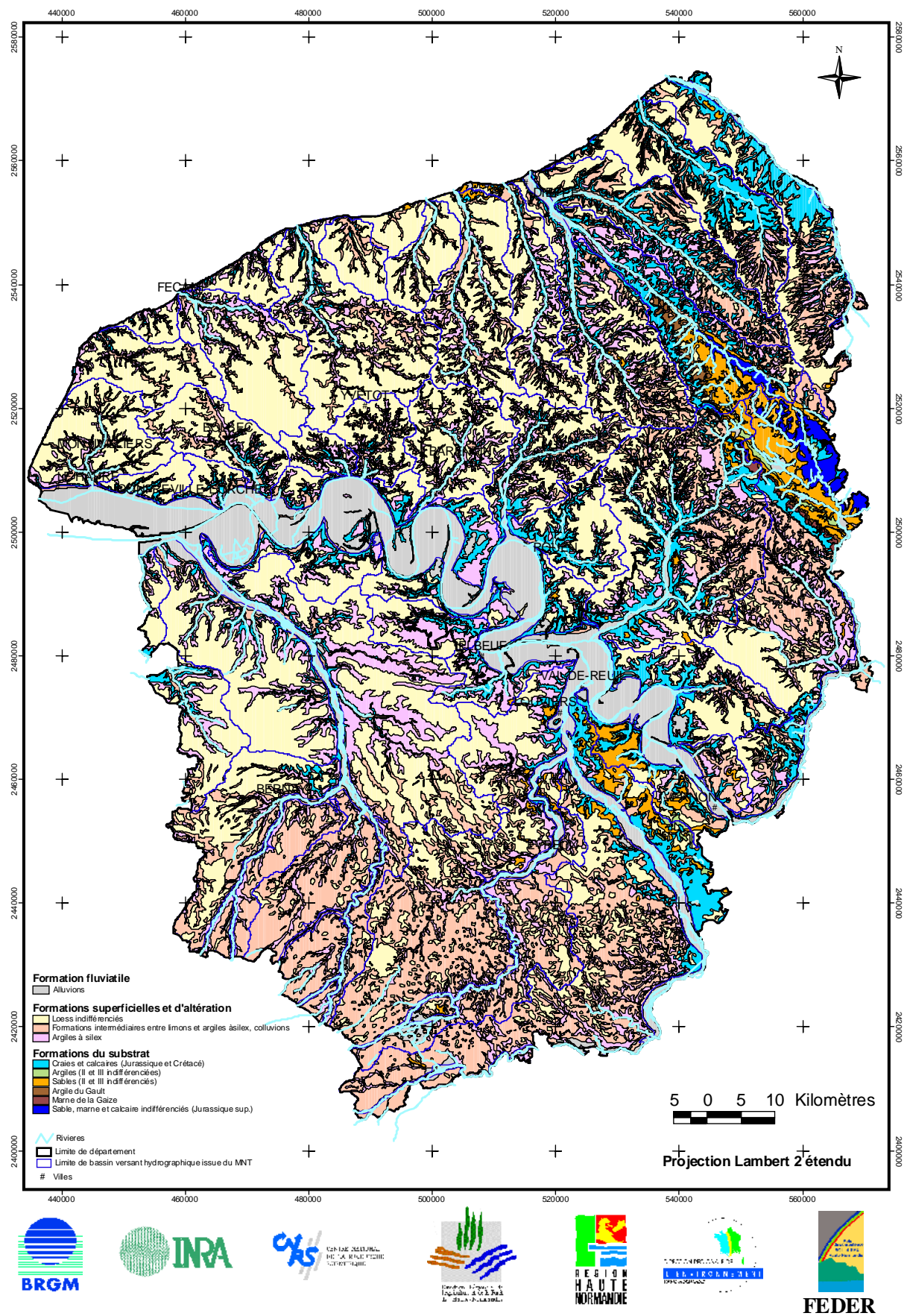


Figure 39: Synthèse lithologique des formations géologiques de la région Haute Normandie (BRGM *et al.*, 2000) (système de projection : Lambert II étendu).

1.2. Les facteurs tectoniques et hydrogéologiques

Le schéma structural du Nord de la région Haute Normandie (Figure 10) permet de décrire les principaux accidents suivants pour chacun des bassins:

- l'Yères, encadrée par deux axes synclinaux, s'écoule selon un axe anticlinal ;
- le Dun présente deux failles (F3 de direction N90-100 dans sa partie aval et F12 de direction N150-160 dans sa partie intermédiaire), ainsi qu'un axe synclinal dans sa partie amont ;
- la Ganzeville présente la faille F1 N150-160 à l'Ouest et la faille F2 de direction N90-100 à l'Est, toutes deux parallèles à des axes anticlinaux.

Concernant le niveau piézométrique, les trois bassins présentent un gradient de l'aval vers l'amont. Les profondeurs maximales de nappe sont observées à l'amont des bassins de l'Yères et de la Ganzeville (167 et 130 m respectivement), l'amont du bassin du Dun présentant des profondeurs inférieures à 112 m (Figure 12). A l'inverse les plus fortes valeurs de puissance (Figure 13) sont rencontrées sur le Dun (de 123 à 196 m), l'Yères et la Ganzeville présentant des valeurs de puissance plus faibles (principalement inférieures à 72 m). Selon l'hypothèse d'un lien entre le contexte structural et la puissance de la nappe (Valdès, 2005), les fortes valeurs de puissance du Dun pourraient être expliquées par l'existence d'un axe synclinal alors que les valeurs observées sur l'Yères et la Ganzeville seraient liées aux axes anticlinaux.

1.3. Les facteurs hydro-climatologiques

Les caractéristiques pluviométriques des 3 bassins sont analysées à partir des cartes régionales de hauteurs de précipitations annuelles (Figure 14). Ces bassins présentent des hauteurs annuelles supérieures au 2^{ème} quintile observé à l'échelle régionale (657-732 mm). Le bassin versant de l'Yères présente la plus forte variabilité de hauteurs de précipitations annuelles : à l'Ouest, les précipitations sont les plus importantes (entre 866 et 1039 mm) et plus faibles dans la partie centrale (801-866 mm) et avale du bassin (732-801 mm). Le bassin versant du Dun présente des hauteurs de précipitations augmentant de l'aval (732-801 mm) vers l'amont (866-1039 mm) et le bassin versant de la Ganzeville présente une uniformité des hauteurs de précipitations annuelles (866-1039mm). La comparaison interbassins révèle ainsi que la Ganzeville est le bassin versant présentant la pluviosité la plus uniforme et la plus élevée alors que le Dun et l'Yères sont caractérisées par un gradient de pluviosité aval-amont.

Les caractéristiques hydrologiques présentées ici sont issues des données collectées par la Diren au niveau des stations limnimétriques de référence situées à l'exutoire des bassins

versants (Figure 30). Parmi les données de synthèse disponibles dans la Banque Hydro, les variables hydrologiques renseignées pour les trois sites étudiés sont présentées dans le Tableau 7. Ces variables ont été calculées à partir des débits journaliers acquis durant une période connue, période correspondant à l'installation plus ou moins récente de la station limnimétrique:

- le module est la moyenne pondérée des 12 écoulements mensuels moyens sur l'ensemble de la période ;
- le QMNA 5 est le débit mensuel minimal annuel (QMNA) de fréquence de retour 5 ans, soit le débit ayant une probabilité d'être dépassé 4 années sur 5 et obtenu par ajustement de tous les QMNA de la période considérée ;
- le QJMax est la plus forte valeur de débit moyen journalier enregistré sur la période.

Ces variables sont également exprimées en $l.km^{-2}.s^{-1}$, permettant de s'affranchir des différences de surface drainée entre les bassins et de faciliter la comparaison intersites.

Bassin versant	Yères	Dun	Ganzeville
Période de calcul	1965-2006	1995-2006	1964-2006
Station limnimétrique	Touffreville sur Eu	Bourg-Dun	Ganzeville
Surface drainée (km ²)	267	93,3	89,3
Période de calcul	1965-2006	1995-2006	1964-2006
Module (m ³ .s ⁻¹)	2,60	0,21	0,75
Module (l.km ² .s ⁻¹)	9,74	2,25	8,40
QMNA 5 (m ³ .s ⁻¹)	1,20	0,05	0,36
QMNA 5 (l.km ² .s ⁻¹)	4,49	0,48	4,03
QJMax (m ³ .s ⁻¹)	10,50	5,25	3,06

Tableau 7: Données hydrologiques de synthèse des bassins versants de l'Yères, du Dun et de la Ganzeville (Source : <http://www.hydro.eaufrance.fr>).

Les valeurs obtenues pour le module interannuel montrent que l'Yères et la Ganzeville présentent des valeurs similaires (9.74 et 8.40 $l.km^{-2}.s^{-1}$ respectivement) alors que le Dun est caractérisé par une valeur de l'ordre de 4 fois inférieure (2.25 $l.km^{-2}.s^{-1}$). De la même façon, les valeurs de QMNA 5 pour l'Yères et la Ganzeville sont proches alors que le Dun présente une valeur de QMNA 5 de l'ordre de 10 fois inférieure aux deux autres bassins. Concernant les plus fortes crues mesurées, le Dun présente un rapport QJMax/Module de 25, rapport très supérieur aux deux autres rivières (de l'ordre de 4). Ce rapport pourrait traduire la réactivité hydrologique événementielle marquée du Dun par rapport à l'Yères et la Ganzeville.

1.4. Les facteurs géomorphologiques et l'occupation des sols

Les Modèles Numériques de Terrain sont présentés pour chacun des bassins versants dans la Figure 40. Parmi les trois bassins versants, l'Yères présente l'altitude maximale (241 m), le Dun et la Ganzeville présentant des altitudes similaires (de l'ordre de 150 m). A partir de ces données d'altitudes, différents paramètres géomorphologiques ont été calculés (Tableau 8) selon la méthodologie présentée précédemment (*cf.* Partie 2).

Bassin versant	Yères	Dun	Ganzeville
Périmètre (km)	137,9	65,0	82,3
Aire (km ²)	307,3	106,4	93,9
Longueur cours d'eau (km)	38,0	15,5	30,3
Coefficient de Gravelius	2,2	1,8	2,4
Dénivellation (m)	234	147	145
Pente moyenne (degrés)	5,9	4,0	6,0
Pente maximale (degrés)	25,7	26,6	56,4
Pente du drain majeur (degrés)	4,1	5,9	5,3

Tableau 8: Synthèse des paramètres géomorphologiques calculés sur les trois bassins.

L'Yères et la Ganzeville présentent des indices de compacité similaires et élevés (respectivement 2,2 et 2,4) du fait de la forme très allongée de leurs bassins. Le Dun, de forme moins allongée présente un indice plus faible : 1.8. Les pentes moyennes de l'Yères et de la Ganzeville sont également proches (de l'ordre de 6°) et plus élevées que celle du Dun (4°). La pente maximale étant calculée à partir des pixels d'altitude maximale et minimale, elle est proportionnelle à la dénivellation : l'Yères de dénivellation maximale présente ainsi la pente maximale la plus forte. Enfin, parmi les trois bassins, le Dun est caractérisé par la valeur maximale de pente de drain majeur (5.9°).

Les courbes de répartition hypsométrique renseignent sur l'état d'équilibre dynamique potentiel des bassins étudiés (Figure 41). La comparaison de ces courbes montre que l'Yères et le Dun sont en phase d'équilibre alors que la Ganzeville est en phase de vieillesse.

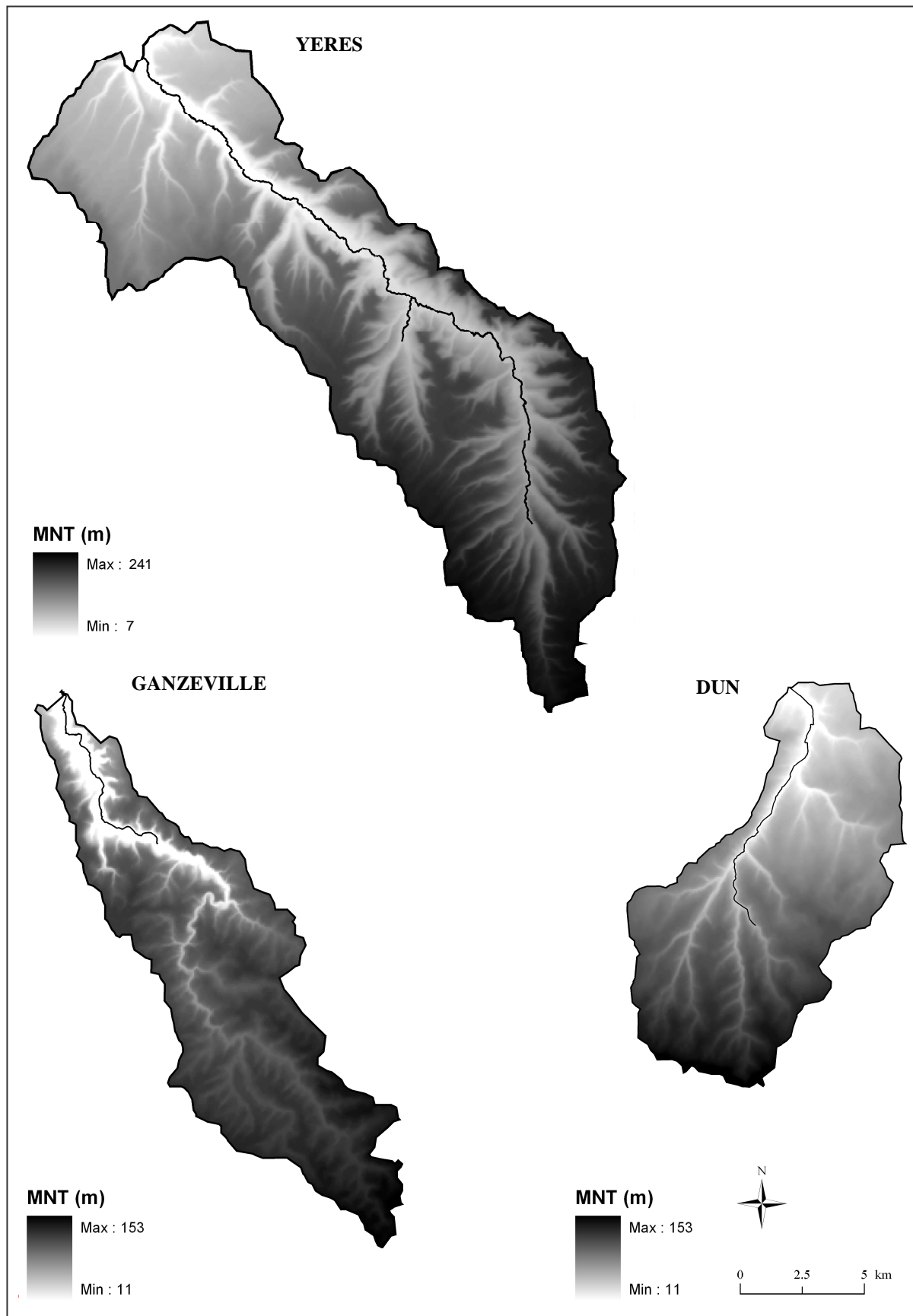


Figure 40 : M.N.T des bassins versants de l'Yères, du Dun et de la Ganzeville.

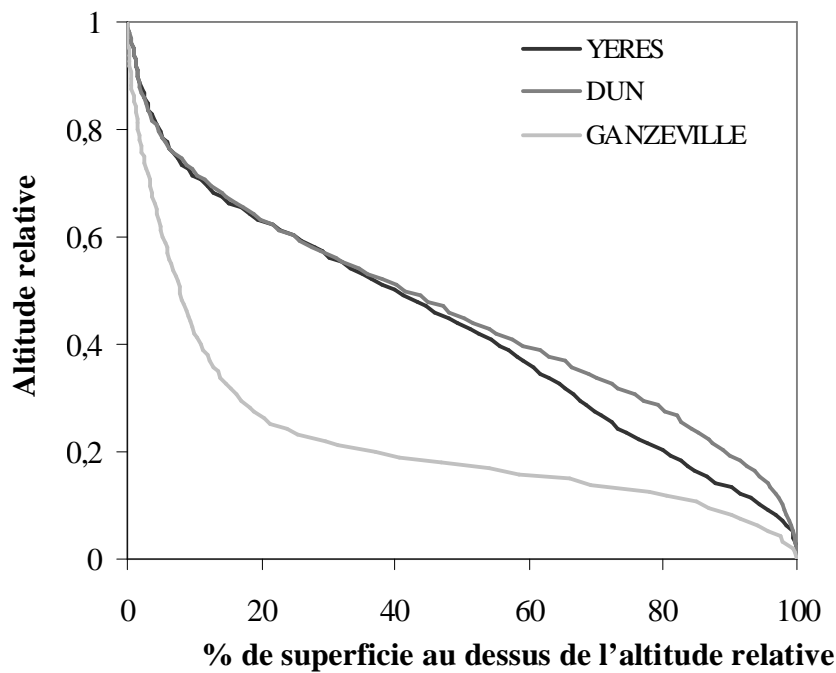


Figure 41: Courbes de répartition hypsométrique pour les trois bassins étudiés.

L'analyse des profils en long du drain majeur (Figure 42) révèle un changement de pente très marqué sur le Dun, faible pour la Ganzeville et nul pour l'Yères. Ces différences d'incisions du drain majeur suggèrent des processus de transport (roulement, glissement, saltation des débris solides) spécifiques à chacune des rivières (Hauchard, 2001).

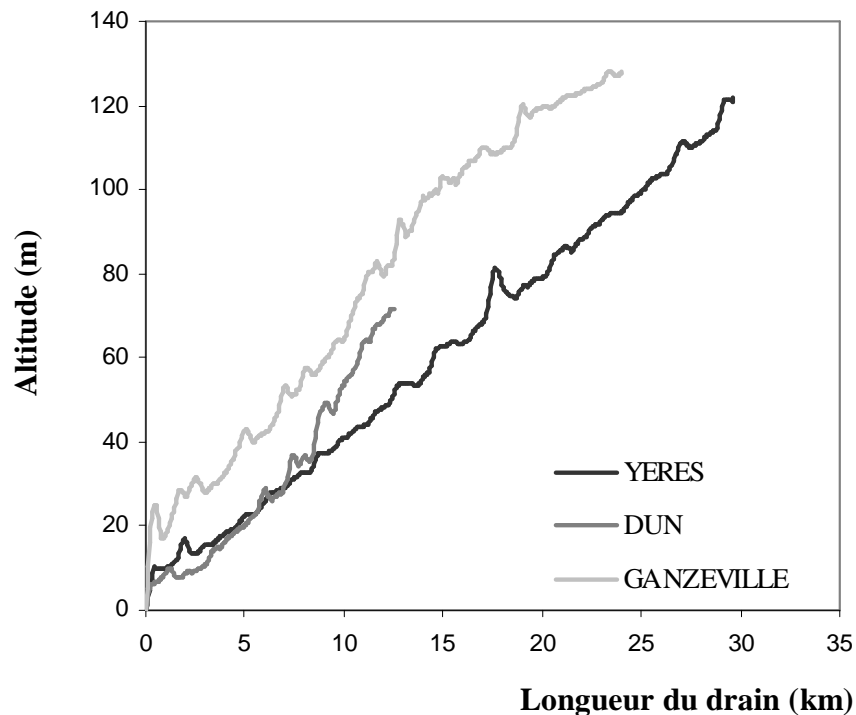


Figure 42: Profil en long du drain principal des trois bassins étudiés.

A partir de la carte régionale d'occupation du sol (Figure 15), reclassée numériquement sous Idrisi © (cf. Partie 2), les cartes présentées pour chacun des bassins étudiés comprennent 4 composantes : « zones agricoles », « zones urbaines », « prairies » et « forêts » (Figure 43). Les surfaces correspondantes ont été quantifiées sur les trois bassins versants (Tableau 9) :

Bassin versant	Yères	Dun	Ganzeville
Zones agricoles (%)	60,7	76,5	77,5
Zones urbaines (%)	2	6,8	2,9
Prairies (%)	20,4	15,6	12,4
Forêts (%)	16,2	0,2	6

Tableau 9: Répartition en pourcentage de la superficie totale du bassin versant des « zones agricoles », « zones urbaines », « prairies » et « forêts ».

Les bassins versants du Dun et la Ganzeville se caractérisent par une proportion plus importante de terres agricoles par rapport à l'Yères, dont l'occupation des sols est plus hétérogène avec 20,4 % de prairies et 16,2 % de forêts. D'autre part, le pourcentage de zones urbanisées (imperméabilisées) le plus important est observé sur le Dun, avec 6,8 %.

1.5. Les facteurs pédologiques

Les analyses présentées (Figure 44) ont été réalisées sur les échantillons de sols prélevés en plateaux (Figure 25). Les sols des trois bassins versants sont majoritairement composés de silts : la proportion moyenne de silts est proche sur l'Yères et la Ganzeville (respectivement 71.5 % et 66.6 %) et très élevée sur le Dun (87.2%). Les teneurs moyennes en sables varient de 25.1% sur la Ganzeville à 13% sur le Dun. Pour les argiles, la variabilité interbassins est faible puisque les moyennes observées sont proches et de l'ordre 10%.

Régionalement, la composition granulométrique des sols est à mettre en relation avec l'épaisseur des formations superficielles (Laignel, 2003). L'épaisseur de loess influence la composition granulométrique du sol, principalement la classe granulométrique des silts moyens et grossiers (10-63µm). En effet, les loess sont constitués principalement de particules dont la taille est comprise entre 10 et 50 µm (Lautridou, 1985). Par conséquent, si le sol est installé sur une épaisseur de loess conséquente, la fraction 10-50 µm sera dominante. Lorsque le loess est peu épais, la contribution de l'argile à silex sous-jacent à la composition granulométrique du sol génère une augmentation de la fraction sableuse. En effet, les argiles à silex présentent en surface un enrichissement sableux lié à la fragmentation des silex par le gel (Laignel, 1997).

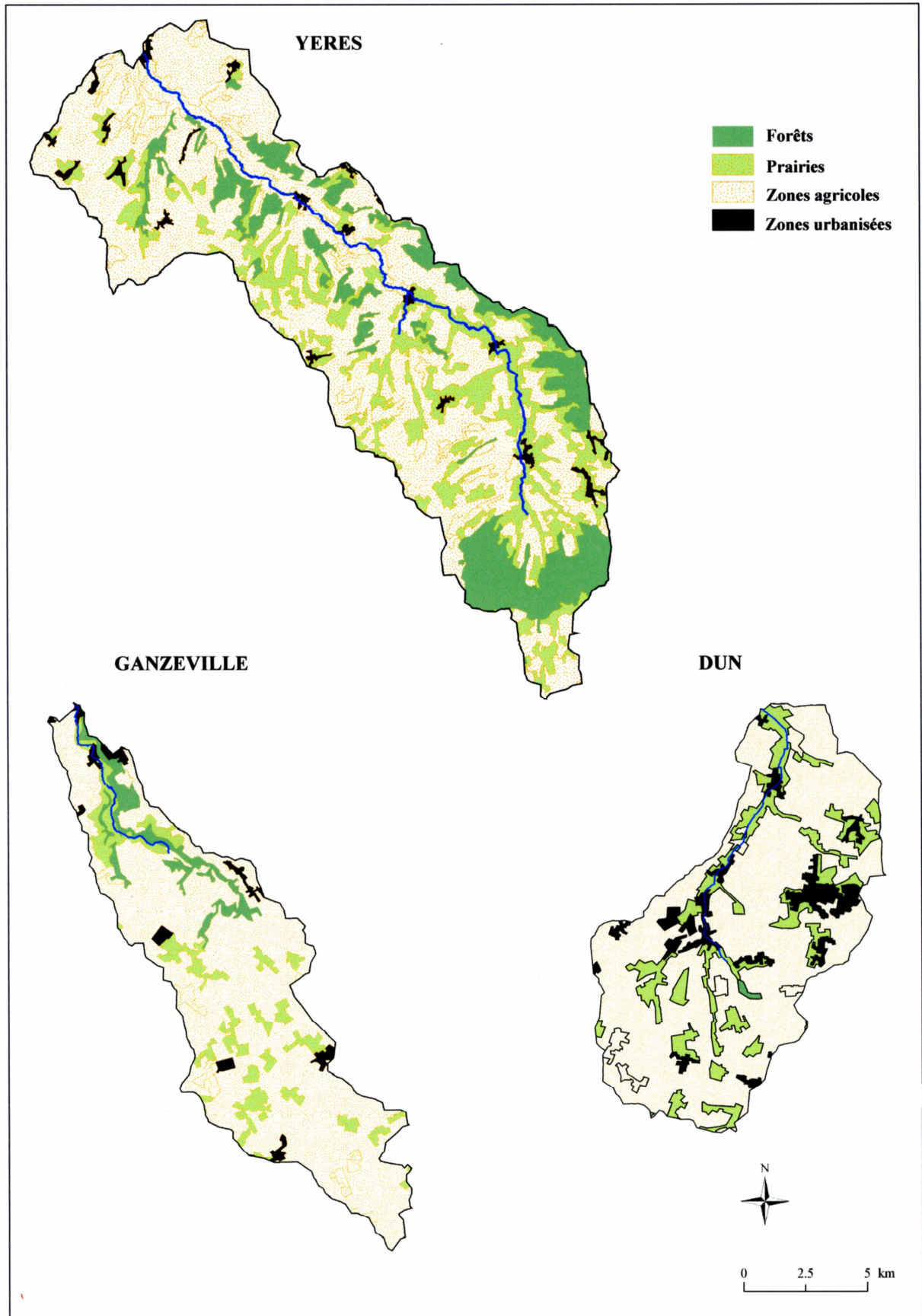


Figure 43: Occupation des sols sur les trois bassins étudiés.

YERES (N=40)					
	Sables (%)	Silts (%)	Argiles (%)	MO (%)	Carbonates (%)
Valeur maximale	47,0	81,7	19,3	12,6	69,9
Valeur minimale	1,0	45,6	5,4	0,5	0,1
Moyenne	18,4	71,5	10,2	4,2	3,3
Ecart type	1,7	1,4	0,6	0,5	1,8
DUN (N=18)					
	Sables (%)	Silts (%)	Argiles (%)	MO (%)	Carbonates (%)
Valeur maximale	27,0	91,4	18,3	3,7	6,0
Valeur minimale	0,5	81,7	8,1	1,6	0,8
Moyenne	13,0	87,2	12,5	2,1	1,7
Ecart type	2,2	0,9	0,9	0,1	0,3
GANZEVILLE (N=21)					
	Sables (%)	Silts (%)	Argiles (%)	MO (%)	Carbonates (%)
Valeur maximale	34,1	73,9	11,0	3,5	3,0
Valeur minimale	15,1	59,3	5,6	1,7	0,4
Moyenne	25,1	66,6	8,3	2,4	1,0
Ecart type	1,3	1,0	0,3	0,1	0,1

Tableau 10: Synthèse des analyses de granulométrie et de teneurs en matière organique et carbonates sur les sols des trois bassins étudiés.

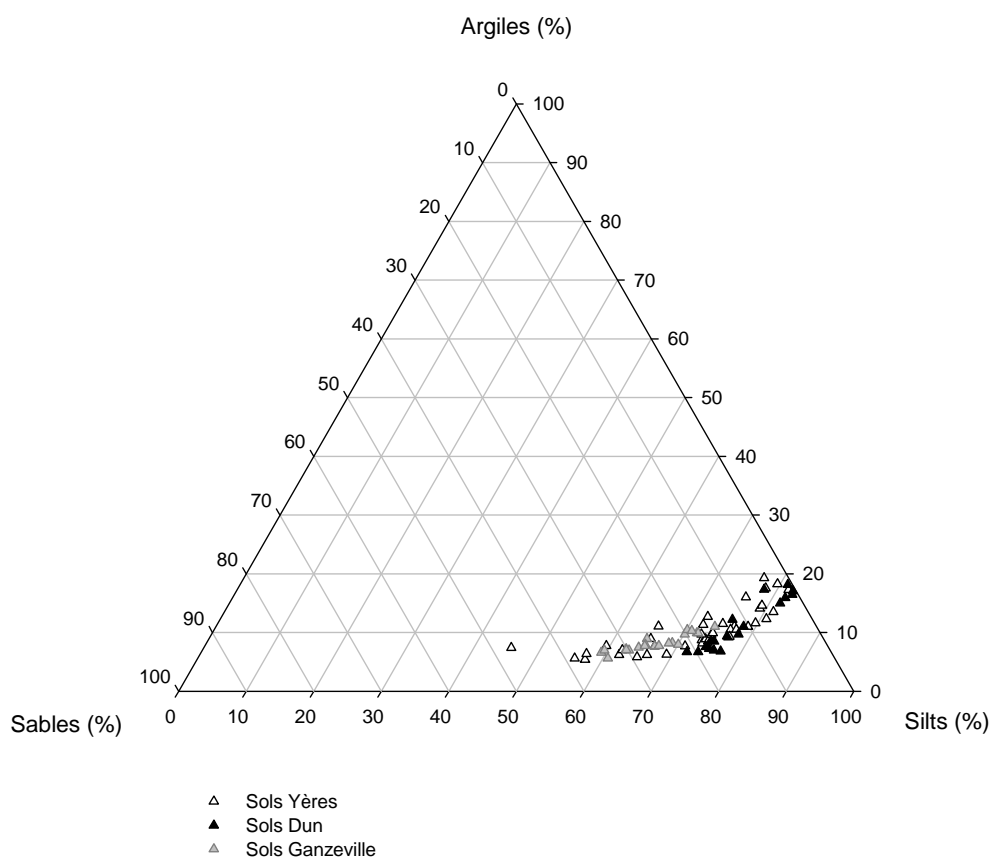


Figure 44: Diagramme textural des sols de l'Yères, du Dun et de la Ganzeville.

D'après la comparaison interbassins des valeurs croissantes de silts et décroissantes de sables, un classement par ordre croissant d'épaisseur moyenne de loess à l'échelle des bassins versants est proposé:

Ganzeville <Yères <Dun.

Concernant la matière organique, les teneurs moyennes sont faibles sur les trois bassins, avec sur l'Yères une teneur relativement plus élevée. Du fait d'une occupation des sols plus hétérogène sur ce bassin, certains échantillons ont été prélevés en forêt avec des teneurs supérieures à 10%, contrairement aux échantillons de sols agricoles prélevés sur les deux autres bassins, faiblement organiques.

Les teneurs en carbonates sont très faibles sur les trois bassins versants étudiés (< 2%). Elles sont liées à la nature des formations superficielles (loess ou argiles à silex) sur lesquelles sont installées les sols. Les loess haut-normands sont principalement décarbonatés (Lautridou, 1985), et les argiles à silex présentent peu ou pas de carbonates (Laignel, 1997). Néanmoins, de fortes valeurs (> 50%) peuvent être observées dans le cas d'une contribution du substratum crayeux sous-jacent, comme on l'observe sur l'Yères (valeur maximale de 69.9%).

Les données texturales de chacun des trois bassins versants sont résumées dans la Figure 44 et mettent en évidence une fraction silteuse majoritaire.

1.6. Synthèse interbassins des variables d'état

Le Tableau 11 propose une synthèse des variables d'état décrites précédemment pour chacun des bassins versants.

Bassin versant	Yères	Dun	Ganzeville
Substratum			
Etages de craie	Coniacien-Turonien	Santonien-Campanien	Coniacien-Turonien
Formations superficielles			
Argiles à silex (m)	2-8	6-12	6-22
Epaisseur de loess (m)	0-5,7	2-4,8	0-4,8
Tectonique et hydrogéologie			
Principaux accidents	axe anticlinal	F3 de direction N90-100 F12 de direction N150-160	F1 N150-160 F2 de direction N90-100
Niveau piézométrique max. (m)	167	112	130
Puissance de la nappe max. (m)	72	196	72
Hydro-climatologie			
Hauteurs de précipitations (mm)	732- 1039	732-1039	866-1039
Module ($m^3 \cdot s^{-1}$)	2,60	0,75	0,21
QMNA 5 ($m^3 \cdot s^{-1}$)	1,20	0,36	0,05
QJMax ($m^3 \cdot s^{-1}$)	10,50	3,06	5,25
Géomorphologie			
Aire (km^2)	307,3	106,4	93,9
Longueur cours d'eau (km)	38,0	15,5	30,3
Coefficient de Gravelius (<i>cf. p 43</i>)	2,2	1,8	2,4
Dénivellation (m)	234	147	145
Pente moyenne (degrés)	5,9	4,0	6,0
Pente maximale (degrés)	25,7	26,6	56,4
Pente du drain majeur (degrés)	4,1	5,9	5,3
Etat d'équilibre dynamique	phase d'équilibre	phase d'équilibre	phase de vieillesse
Occupation des sols			
Zones agricoles (%)	60,7	76,5	77,5
Zones urbaines (%)	2,0	6,8	2,9
Prairies (%)	20,4	15,6	12,4
Forêts (%)	16,2	0,2	6,0
Pédologie			
Sables (%)	18,4	13,0	25,1
Silts (%)	71,5	87,2	66,6
Argiles (%)	10,2	12,5	8,3
Matière organique (%)	4,2	2,1	2,4
Carbonates (%)	3,3	1,7	1,0

Tableau 11: Synthèse interbassins des variables d'état.

2. Analyse de la stabilité structurale des sols

2.1. Comportement à la pluie des sols du Dun et de l'Yères

Parmi les échantillons de sols disponibles (Figure 25), les tests de stabilité structurale (cf. Partie 2) ont été réalisés sur 18 échantillons du Dun et sur 29 échantillons de l'Yères. L'ensemble des résultats obtenus (moyennés sur N=29 pour Yères et N=18 pour le Dun) est présenté dans la Figure 45. La figure 45 A permet de décrire la distribution granulométrique des sols, i.e le stock de matières potentiellement mobilisable (Leguédois, 2003) en cas de pluies intenses (traitement 1), de pluies d'intensité modérée (traitement 2) et de périodes hivernales pluvieuses continues (traitement 3).

Pour les deux bassins, la fraction majoritairement mobilisée en cas de pluies d'orage (traitement 1) est similaire : il s'agit de la fraction 0.2-0.5 mm. Pour les deux autres types de pluies, les réponses des sols du Dun et de l'Yères diffèrent. En cas de pluies d'intensité modérée (traitement 2), la fraction majoritaire sur l'Yères est celle > 2 mm alors que sur le Dun, plusieurs fractions dominent: 2-1 mm ; 1-0.5 mm ; <0.05 mm. Enfin dans le cas de pluies hivernales (traitement 3), la fraction majoritaire sur l'Yères est également celle > 2 mm alors que celle du Dun est 1-0.5 mm.

Afin d'identifier les fractions granulométriques significativement différentes entre les deux bassins pour les traitements 2 et 3, des tests statistiques (Tukey (HSD): Honestly Significant Difference) ont été réalisés (Tableau 12). Pour les traitements 2 et 3, la discrimination entre l'Yères et le Dun repose sur les fractions > 2 mm et 0.5-1 mm, et les fractions < 0,1mm (Figure 45 A). Pour une pluie d'intensité modérée (traitement 2), les fractions caractérisant la réponse des deux bassins sont celles > 2 mm sur l'Yères et comprise entre 0.5-1 mm sur le Dun. Enfin, pour des pluies hivernales continues (Traitement 3), le Dun se distingue de l'Yères par une fraction dominante < 0.1 mm (Figure 45 A).

TRAITEMENT 2						
Modalités	Variable	Différence	Différence réduite	Valeur critique	Pr. > Diff	Significatif
YERES-DUN	> 2 mm	-22,235	-2,327	2,014	0,025	Oui
YERES-DUN	0,5-1 mm	-8,172	-2,431	2,014	0,019	Oui
Valeur d critique de Tukey : 2,848						
TRAITEMENT 3						
Modalités	Variable	Différence	Différence réduite	Valeur critique	Pr. > Diff	Significatif
YERES-DUN	0,1-0,5 mm	-4,412	-2,969	2,014	0,005	Oui
YERES-DUN	< 0,05 mm	-4,264	-2,296	2,014	0,026	Oui
Valeur d critique de Tukey : 2,848						

Tableau 12: Test de Tukey (HSD) pour l'analyse des différences entre les groupes avec un intervalle de confiance à 95 %. Seules les variables présentant une différence significative entre les groupes (Yères/Dun) sont présentées.

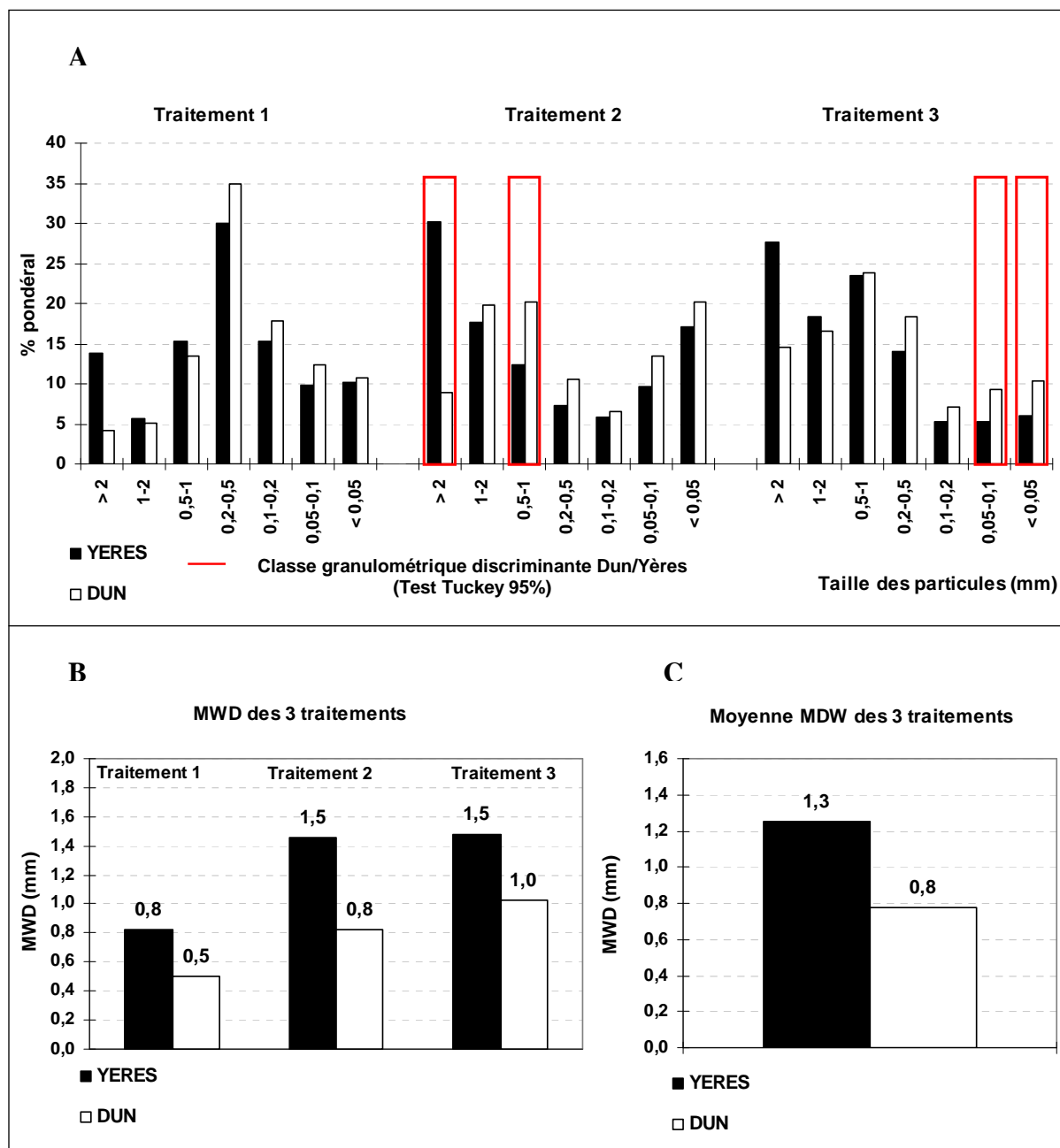


Figure 45: Distribution granulométrique (A), MWD obtenus pour les trois traitements (B) et MWD global (C) à l'issue des tests de stabilité structurale sur les sols de l'Yères et du Dun.

La Figure 45 B met en évidence que les diamètres moyens pondéraux (MWD) obtenus à l'issue du traitement 1 sont inférieurs à ceux des traitements 2 et 3 sur l'ensemble des sols testés. Le traitement 1 est en effet le plus destructif (Le Bissonais et Le Souder, 1995) et traduit l'importance des événements orageux en terme de dégradation des sols par rapport à des pluies plus modérées. Les traitements 2 et 3 ne sont pas discriminants sur l'Yères (MWD identiques), ce qui suggère une réponse identique des sols de l'Yères en cas de pluies modérées ou hivernales. Néanmoins, sur le Dun, le MWD obtenu à l'issue du traitement 2 est

inférieur à celui du traitement 3, d'où une sensibilité des sols du Dun plus marquée en cas de pluies d'intensité modérée.

La Figure 45 C montre que les sols de l'Yères sont globalement plus stables que ceux du Dun, avec des MWD moyens respectifs de 1,3 et 0,8. A partir du Tableau 6, il est possible d'établir des classes de stabilité, battance et érosion en fonction des valeurs moyennes de MWD. Ainsi, les sols de l'Yères seraient « moyennement stables », de « battance fréquente » et présenteraient « un risque de ruissellement et érosion diffuse variable, en fonction des paramètres climatiques et topographiques ». Pour le bassin versant du Dun, les sols seraient « instables », de « battance très fréquente », avec « un risque de ruissellement et d'érosion diffuse fréquent en toute situation ».

2.2. Comportement à la pluie des sols de la Ganzeville

Les tests de stabilité structurale n'ayant pas été réalisés sur le bassin de la Ganzeville, une analyse de covariance (ANCOVA) a permis de simuler ces valeurs. A partir des données quantitatives (granulométrie, teneurs en matière organique et carbonates) et qualitative (occupation des sols : « culture », « prairie », « forêt ») disponibles sur les bassins de l'Yères et du Dun, l'ANCOVA permet de modéliser la variable « stabilité structurale ». Les résultats fournis permettent d'évaluer la qualité de l'ajustement du modèle aux données. Une fois le modèle établi, il est possible de calculer des prévisions pour des individus supplémentaires (échantillons de sols de la Ganzeville) n'entrant pas dans les calculs du modèle. Ainsi, à partir des données quantitatives et qualitatives (granulométrie, matière organique, carbonates et occupation des sols) connues pour le bassin versant de la Ganzeville, l'ANCOVA permet de « prévoir » les valeurs théoriques de « stabilité structurale » sur ce bassin.

Le Tableau 13 fournit les coefficients d'ajustement du modèle établi. Le R^2 (coefficient de détermination) est très satisfaisant (0.84) et met en évidence que 84 % de variabilité de la variable « stabilité structurale » est expliquée par les variables quantitatives et qualitatives utilisées.

R (coefficient de corrélation)	0,92
R² (coefficient de détermination)	0,84
R ² adj. (coefficient de détermination ajusté)	0,79

Tableau 13: Coefficients d'ajustement du modèle de simulation de la variable « stabilité structurale » à partir des données de sols de l'Yères et du Dun.

Le Tableau 14 d'analyse de la variance repose sur l'utilisation du test F de Fisher. Etant donnée que la probabilité associée au F est dans ce cas inférieure à 0.0001, cela signifie que l'on prend un risque d'erreur de moins de 0.01% en concluant que les variables explicatives choisies apportent une quantité d'information significative au modèle (Escofier et Pagès, 1998).

Source	ddl	Somme des carrés	Carrés moyens	F de Fisher	Pr > F
Modèle	12	17,717	1,476	15,734	< 0,0001
Résidus	35	3,284	0,094		
Total	47	21,001			

Tableau 14: Evaluation de la valeur de l'information apportée par les variables quantitatives et qualitatives choisies.

Le Tableau 15 permet d'évaluer la contribution de chaque variable considérée à la qualité du modèle. Plus la probabilité associée au F de Fisher est faible, plus fort est l'impact de la variable sur la qualité du modèle (Escofier et Pagès, 1998). Ainsi, les variables « occupation du sol » et « matière organique » contribuent fortement au modèle, par opposition à la variable « sables moyens » dont la probabilité associée au F de Fisher est la plus élevée.

Source	ddl	Somme des carrés	Carrés moyens	F de Fisher	Pr > F
Occupation du sol	2	3,261	1,630	16,885	0,000
Matière organique (%)	1	0,898	0,898	9,305	0,004
Sables fins (125-250 µm)	1	0,149	0,149	1,544	0,223
Silts très fins (4-8 µm)	1	0,145	0,145	1,502	0,229
Carbonates (%)	1	0,133	0,133	1,375	0,249
Silts grossiers (31-63 µm)	1	0,132	0,132	1,366	0,251
Silts moyens (16-31 µm)	1	0,128	0,128	1,323	0,258
Sables très fins (63-125 µm)	1	0,126	0,126	1,302	0,262
Silts fins (8-16 µm)	1	0,125	0,125	1,290	0,264
Argiles (<4 µm)	1	0,123	0,123	1,274	0,267
Sables moyens (250-500 µm)	1	0,103	0,103	1,070	0,308

Tableau 15: Analyse du modèle (Type III SS).

Le Tableau 16 présente les valeurs calculées pour la stabilité structurale des sols de la Ganzeville. Parmi les 21 valeurs, 3 valeurs attribuées sont négatives (P7, Q6 et T8), ce qui pourrait être dû aux très faibles teneurs en « silts fins et moyens » de ces échantillons par rapport à la moyenne des sols de la Ganzeville. Ces trois sols peuvent être ainsi considérés comme particulièrement instables.

Individus	Prévision	Occupation de sols
N5	0,665	Culture
N6	2,722	Prairie
O5	0,923	Culture
O6	1,468	Culture
P6	0,563	Culture
P7	-4,432	Culture
P8	0,692	Culture
Q6	-10,138	Culture
Q7	1,023	Culture
Q8	2,697	Forêt
Q9	0,752	Culture
R7	1,350	Culture
R8	0,952	Culture
R9	0,932	Culture
S8	1,201	Culture
S9	1,245	Culture
S10	0,722	Culture
T8	-12,268	Culture
T9	0,639	Culture
T10	0,998	Culture
U10	0,809	Culture

Tableau 16 : Prévisions des valeurs de stabilité structurale pour les sols de la Ganzeville.

2.3. Variabilité spatiale de la stabilité structurale des sols

La Figure 46 présente les valeurs moyennes de MWD interpolées à l'échelle des bassins versants étudiés. Les classes de MWD choisies correspondent à celles du Tableau 6 et permettent de visualiser directement les zones de risque de ruissellement et d'érosion diffuse important ou fréquent (MWD < 0.8 mm ; code couleur rouge) par rapport aux zones de risque variable à très faible (MWD > 0.8 mm).

Si les sols de l'Yères et du Dun ont été définis précédemment comme « moyennement stables » et « instables » respectivement, la représentation de chacune des gammes de stabilité met en évidence une hétérogénéité spatiale à l'échelle des bassins versants. Sur le bassin de l'Yères, les zones de risque de ruissellement et d'érosion diffuse important ou fréquent sont localisées dans la partie amont, la partie centrale ouest et la partie avale alors que les zones de risque variable à très faible se trouvent dans la partie centrale est et dans la partie avale ouest. Sur le bassin du Dun, la variabilité spatiale est moins marquée avec une dominance de zones de risque de ruissellement et d'érosion diffuse important ou fréquent, excepté dans la partie centrale ouest. Dans le cas du bassin versant de la Ganzeville, seule une comparaison des différents niveaux de risque, sans définition précise des classes d'instabilité est possible car les valeurs ont été interpolées par analyse statistique. Les zones probables présentant un risque de ruissellement et d'érosion diffuse se trouveraient ainsi en partie centrale et en partie amont ouest.

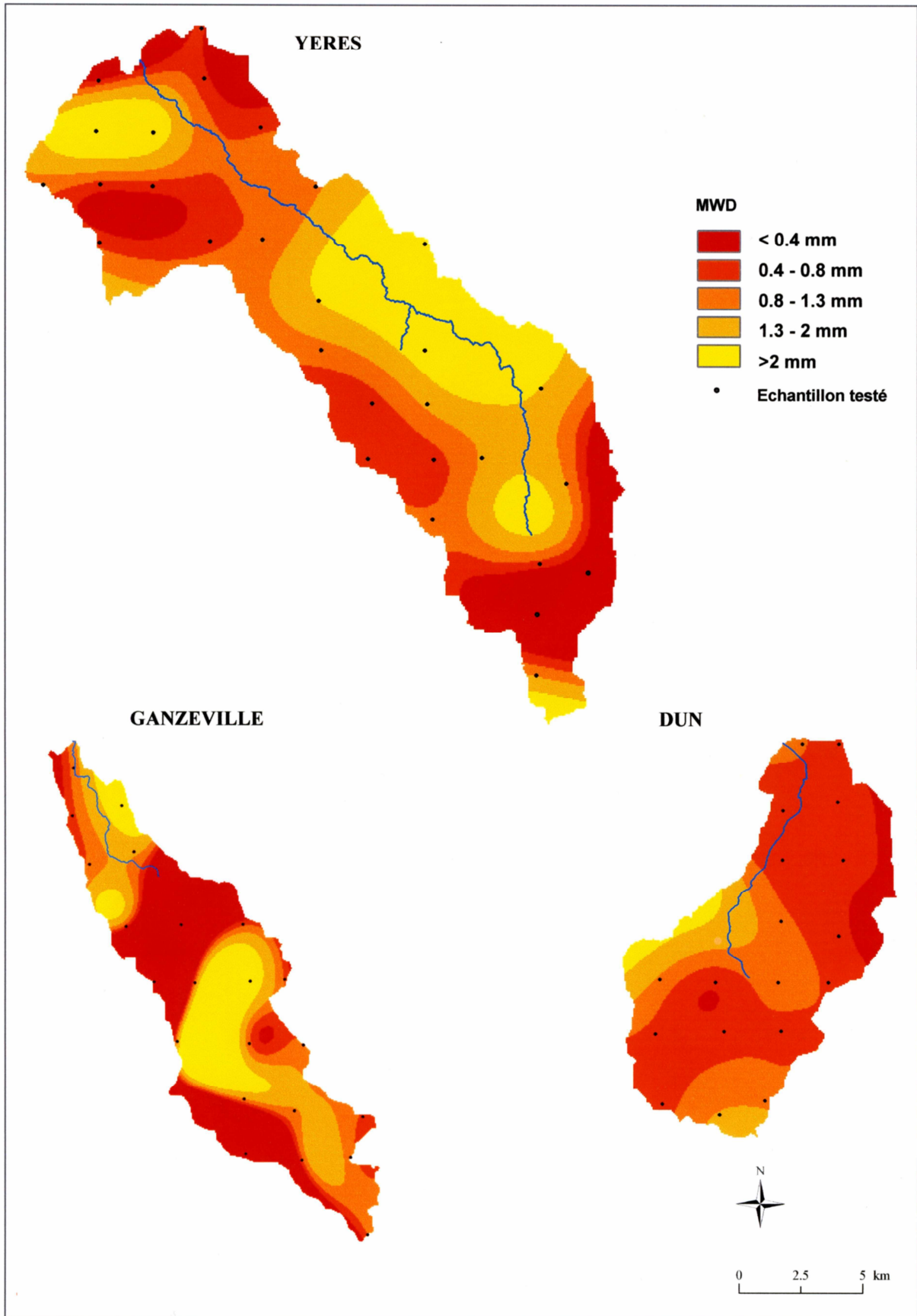


Figure 46: Variabilité spatiale de la stabilité structurale des sols à l'échelle des bassins versants étudiés.

3. Vers une évaluation du potentiel d'érodibilité des bassins étudiés

3.1. A partir des variables d'état

3.1.1. Le substratum, les variables géologiques et pédologiques

Différents types de matériaux ont été évalués selon leur niveau d'érodibilité de faible à moyen (Montier *et al.*, 1998), dont certaines roches qui ont pu être classées en définissant des indices de résistance à l'érosion mécanique (Probst, 1992) (Tableaux 17 et 18).

Matériau	Erodibilité
Alluvions	Forte
Sédiment fluviatiles anciens (tertiaires)	Moyenne
Terrasses	Moyenne
Roches calcaires	Faible
Calcaire marneux	Forte
Craie	Moyenne
Craie secondaire	Moyenne
Marne	Forte
Argiles	Moyenne
Matériaux argileux	Faible
Argiles primaires, secondaires et tertiaires	Faible
Roches argileuses	Faible
Sables	Moyenne
Sable alluvial ou glacio-fluvial, matériaux sableux et graveleux	Forte
Sable éolien, dépôts locaux	Forte
Roche sableuse	Faible
Limons	Forte
Limons pierreux	Moyenne
Formations détritiques, Arkose	Faible
Flysch, molasse	Forte
Roches cristallines	Faible
Schistes	Moyenne
Schiste	Forte
Ardoise	Forte
Roches volcaniques	Faible
Autres roches	Moyenne

Tableau 17 : Evaluation de l'érodibilité des matériaux (Montier *et al.*, 1998).

Type de roches	Coefficient
Roches métamorphiques anciennes et plutoniques	1
Roches volcaniques	2
Roches sédimentaires consolidées	4
Différents types de roches en zones plissées et faillées	10
Roches sédimentaires non consolidées	32
Alluvions récentes	40

Tableau 18 : Indices de résistance à l'érosion mécanique selon le type de roches (Probst, 1992).

Les bassins versants étudiés présentent un sous-sol principalement composé d'un substrat crayeux recouvert par un manteau de formations superficielles : argiles à silex, dépôts détritiques sablo-argileux tertiaires et loess sur lesquels reposent des sols limoneux peu structurés (Tableau 11). D'après les tableaux précédents, le substratum crayeux serait d'une érodibilité moyenne (Montier *et al.*, 1998) et les sols limoneux d'une érodibilité forte. Le coefficient de résistance à l'érosion mécanique correspondant aux données régionales, c'est-à-dire des roches sédimentaires consolidées, serait plutôt faible (égal à 4) par rapport aux alluvions récentes, de coefficient 40 (Probst, 1992).

Concernant la nature des sols, la comparaison du diagramme textural des sols étudiés (Figure 44) avec celui proposé pour l'étude de l'érodibilité des sols (Figure 26, CORINE, 1992) permet de conclure à une « érodibilité élevée » des sols pour les trois bassins étudiés. D'autres caractéristiques pédologiques agissent sur le degré de sensibilité d'un sol à l'érosion hydrique: la nature minéralogique des argiles, les teneurs en matière organique et carbonates, l'infiltrabilité et la cohésion. Du fait des faibles teneurs en matière organique et en carbonates obtenus sur les sols des trois bassins, le caractère élevé de l'érodibilité des sols se trouve renforcé.

3.1.2. Les variables hydro-pluviométriques

Riebe *et al.* (2001) ont proposé une synthèse bibliographique des différents types de relations entre précipitations annuelles et taux d'érosion (Figure 47).

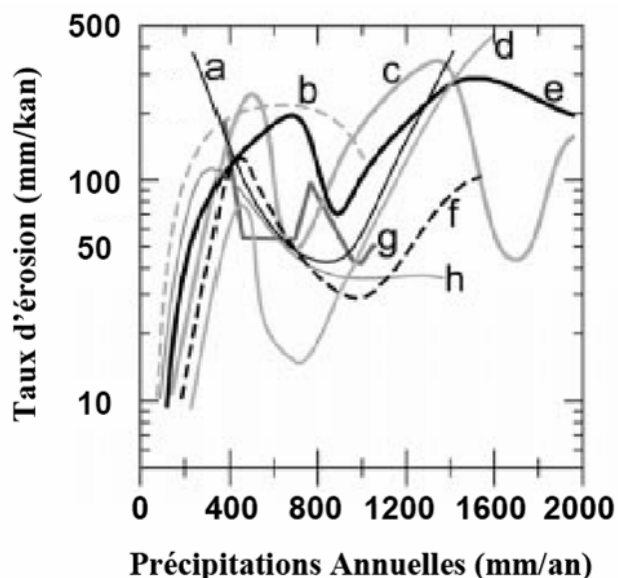


Figure 47: Relations empiriques entre les taux de dénudation et les précipitations moyennes annuelles établies à partir de huit études (Riebe *et al.*, 2001) : (a) Fournier (1960); (b) Rango (1970); (c) Walling et Webb (1983); (d) Ohmori (1983); (e) Wilson (1973); (f) Douglas (1967); (g) Langbein et Schumm (1958); (h) Judson et Ritter (1964).

Bien que les relations obtenues soient variables et non linéaires, un premier pic est observé dans les environnements semi-arides (précipitations ~ 400 mm/an) ainsi qu'une augmentation progressive des taux d'érosion à partir de 1000-1200 mm/an. La décroissance observée après le premier pic a été attribuée à l'effet protecteur de la végétation (Langbein et Schumm, 1958) ; puis, avec l'augmentation des précipitations, cet effet protecteur est ensuite réduit d'où une augmentation progressive des taux d'érosion. D'après ces relations, les hauteurs de précipitations annuelles enregistrées à l'échelle des bassins versants (732-1039 mm, Tableau 11) pourraient générer des taux d'érosion variant de 10 à 200 mm/kan.

3.1.3. Les variables topographiques

L'influence du relief local sur les taux d'érosion a également été montrée (Pinet et Souriau, 1988 ; Ahnert, 1970). D'après les travaux de Ahnert (1970), une relation linéaire entre le taux de dénudation (D en mm/kan) et le relief local (h en m), correspondant à la dénivellation (différence entre l'altitude maximale et minimale) est établie:

$$D = 0,1535 \times h$$

A partir des dénivellations des bassins versants (Tableau 8), les taux de dénudation obtenus selon cette relation sont respectivement pour l'Yères, le Dun et la Ganzeville : 35.9, 22.6 et 22.3 mm/kan.

La courbe de répartition hypsométrique renseigne également sur l'état d'équilibre dynamique d'un bassin (Strahler, 1952): un bassin versant en état d'équilibre est identifié comme un bassin à potentiel érosif intermédiaire entre le potentiel érosif élevé d'un bassin en phase de non-équilibre et le potentiel érosif faible d'un bassin en phase de vieillesse (Figure 22). Ainsi l'Yères et le Dun, en phase d'équilibre auraient un potentiel d'érosion plus élevé que celui de la Ganzeville.

3.1.4. Les variables anthropiques

L'occupation des sols et les différents aménagements humains ont un impact sur les transferts des sédiments en rivière (Berner et Berner, 1987, Meybeck, 2001 ; Douglas, 1967; Verstraeten and Poesen, 2001). Dans leur modèle mondial de prévision des bilans d'érosion, Ludwig *et al.* (1998) ont intégré deux paramètres anthropiques: la densité des populations et le pourcentage de terres cultivées dans un bassin. A plus petite échelle, l'érosion en nappe et en rigoles présenterait une diminution exponentielle avec l'augmentation de la couverture végétale (Poesen *et al.*, 1994). Les systèmes racinaires des végétaux peuvent maintenir fortement la cohésion des sols et sont reconnus comme un facteur essentiel dans la stabilité

des pentes (Wu *et al.*, 1979 ; Anderson et Richards, 1987). Ainsi d'après l'occupation des sols des bassins versants étudiés (Tableau 9), l'Yères présente une superficie agricole inférieure à celle du Dun et de la Ganzeville, d'où un risque d'érosion en nappe et en rigoles moins élevé.

3.2. A partir de la stabilité structurale des sols et du ruissellement

L'objectif de cette partie est de proposer une estimation du potentiel d'érodibilité plus précise que celle obtenue à partir des caractéristiques générales des bassins ou « variables d'état ». Pour cela, nous avons choisi de superposer les cartes de stabilité structurale précédemment établies à l'échelle des bassins versants étudiés (Figure 46) avec des cartes de ruissellement. Ces cartes de ruissellement ont été établies sous Idrisi © selon le principe suivant : la fonction « Runoff » du logiciel affecte une pluie unitaire (valeur de 1) à chacun des pixels du M.N.T considéré et calcule l'accumulation potentielle des unités de pluie pour chacun des pixels. La Figure 48 représente les étapes de calcul de l'accumulation d'eau de pluie pour une surface de 3x3 pixels.

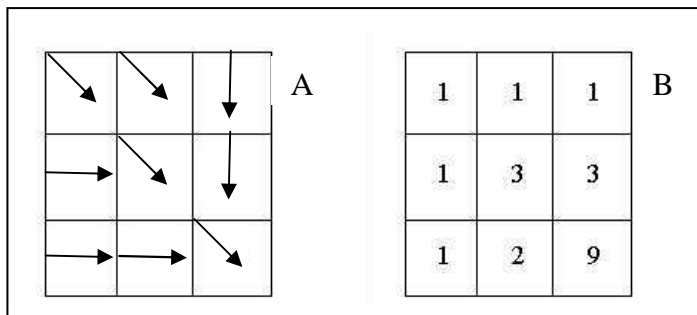


Figure 48 : Génération d'un flux d'eau (A) et calcul de l'accumulation (B) pour une surface de 3x3 pixels sous Idrisi.

Les valeurs de ruissellement obtenues sont sans dimensions et dépendent à la fois de la taille du bassin et de la pente. Ces valeurs de ruissellement ont été regroupées en trois classes d'intervalles égaux, permettant de définir des zones de ruissellement fort, moyen ou faible pour les trois bassins étudiés (Figure 49). Afin de proposer une cartographie du potentiel d'érodibilité à l'échelle du bassin versant, le paramètre « ruissellement » a été couplé au paramètre « stabilité des sols » (Figures 50 et 51). Les cartes de stabilité structurale établies précédemment (Figure 46) sont représentées en transparence afin de visualiser directement les zones de potentiel d'érodibilité maximum, c'est-à-dire les zones présentant des sols très instables et un ruissellement fort (encadré rouge).

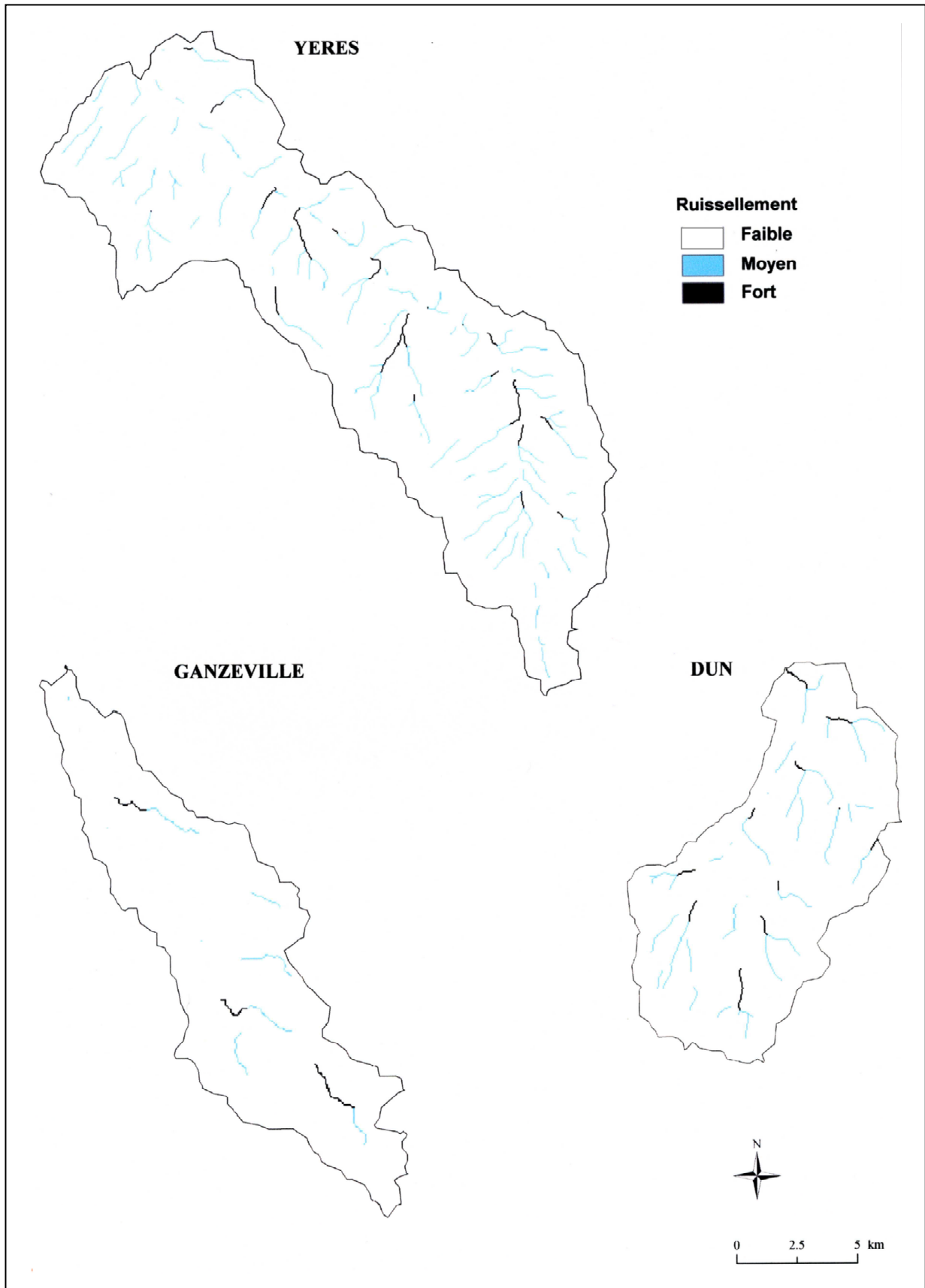


Figure 49 : Cartes de ruissellement des trois bassins étudiés.

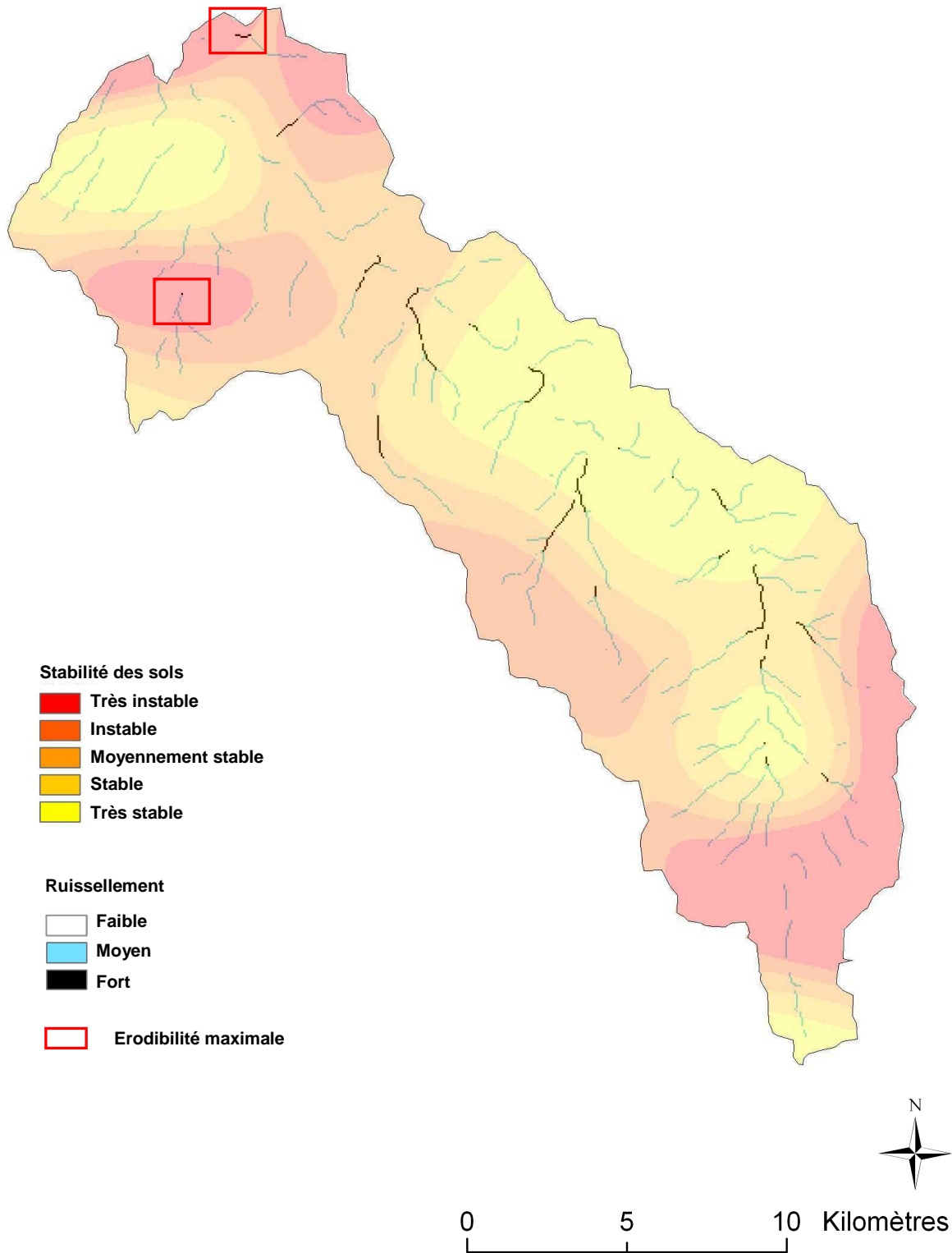


Figure 50 : Cartes du potentiel d'érodibilité à partir des paramètres de stabilité structurale et de ruissellement pour le bassin de l'Yères.

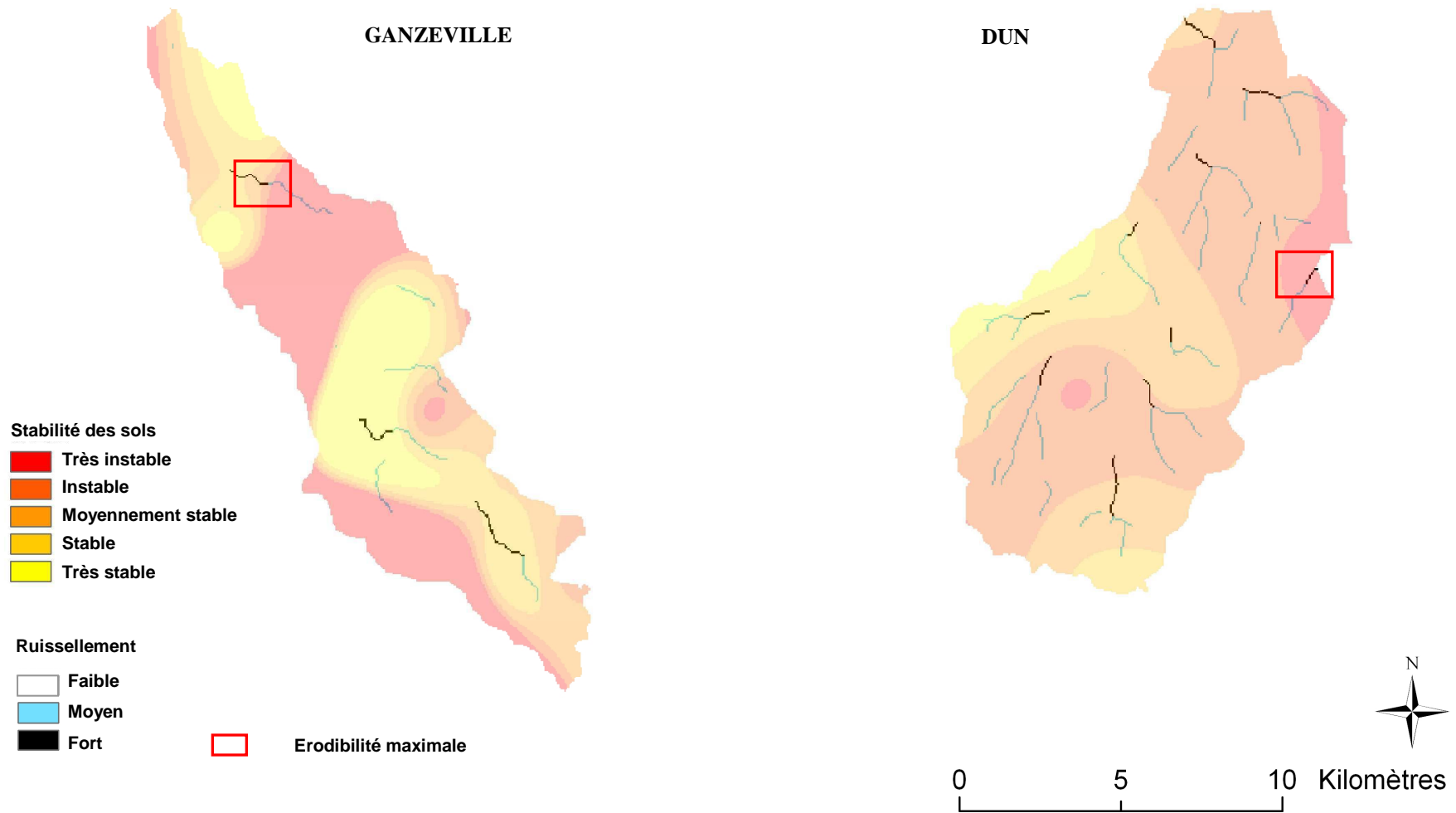


Figure 51 : Cartes du potentiel d'érodibilité à partir des paramètres de stabilité structurale et de ruissellement pour les bassins du Dun et de la Ganzeville.

IV. FONCTIONNEMENT HYDROLOGIQUE ET REACTIVITE EROSIVE

Un bassin versant est un système ouvert dans lequel existent de nombreuses interactions entre les processus physiques, chimiques et biologiques. L'ensemble de ces interactions est à l'origine de la variabilité des flux de matières solides et dissoutes mesurés en rivière. Le suivi en continu de la charge solide et dissoute à l'aval d'une rivière permet donc de déterminer la quantité totale de matières exportées et transportées à l'échelle du bassin versant.

1. Le contexte hydrologique 2005

1.1. Les conditions hydrologiques durant la période d'étude

Les débits journaliers enregistrés en 2005 ont été comparés avec l'ensemble des débits acquis antérieurement par la Diren (<http://www.hydro.eaufrance.fr>) (Figure 52). Les résultats montrent que l'année 2005 est une année sèche. Pour les 3 bassins, la tendance 2005 est encadrée par les débits minimaux et médians enregistrés sur la période antérieure (1965-2005 sur l'Yères, 1995-2005 sur le Dun et 1964-2005 sur la Ganzeville). Il est à noter, sur le bassin de la Ganzeville, une décroissance constante des débits de Septembre à Novembre 2005 du fait du réaménagement de la station limnimétrique par les services de la Diren.

Seuls les débits enregistrés en 2005 sur le bassin de la Ganzeville tendent majoritairement vers les débits médians. Quelques épisodes de crues, définis par un débit 2005 supérieur au débit médian des années antérieures, sont représentés par un encadré noir sur la figure 52. Pour l'Yères, 3 épisodes ont été enregistrés : la crue d'orage CE1 (04.07.05) et les crues d'automne CA3 (31.10.05) et CA4 (08.12.05). Pour le Dun et la Ganzeville, une crue d'été CE2 ayant eu lieu simultanément sur ces deux bassins a été enregistrée le 28.07.05 ainsi que la crue automnale CA4 du 06.12.05, commune aux trois bassins. Ainsi les analyses de fonctionnement hydrologique et de réactivité érosive proposées dans cette partie vont porter sur une année sèche.

1.2. Le bilan hydrique 2005

La relation pluie-débit, qui reconstitue le trajet de la pluie à l'exutoire d'une unité hydrologique considérée, peut être décomposée en deux fonctions (Ambroise, 1999):

- la fonction de production qui transforme le signal d'entrée « pluie brute » en une partie infiltrée et une partie ruisselée ou « pluie efficace »,
- la fonction de transfert qui représente l'acheminement de la pluie ruisselée à l'exutoire. La « pluie efficace » est ainsi transformée en signal de sortie « débit ».

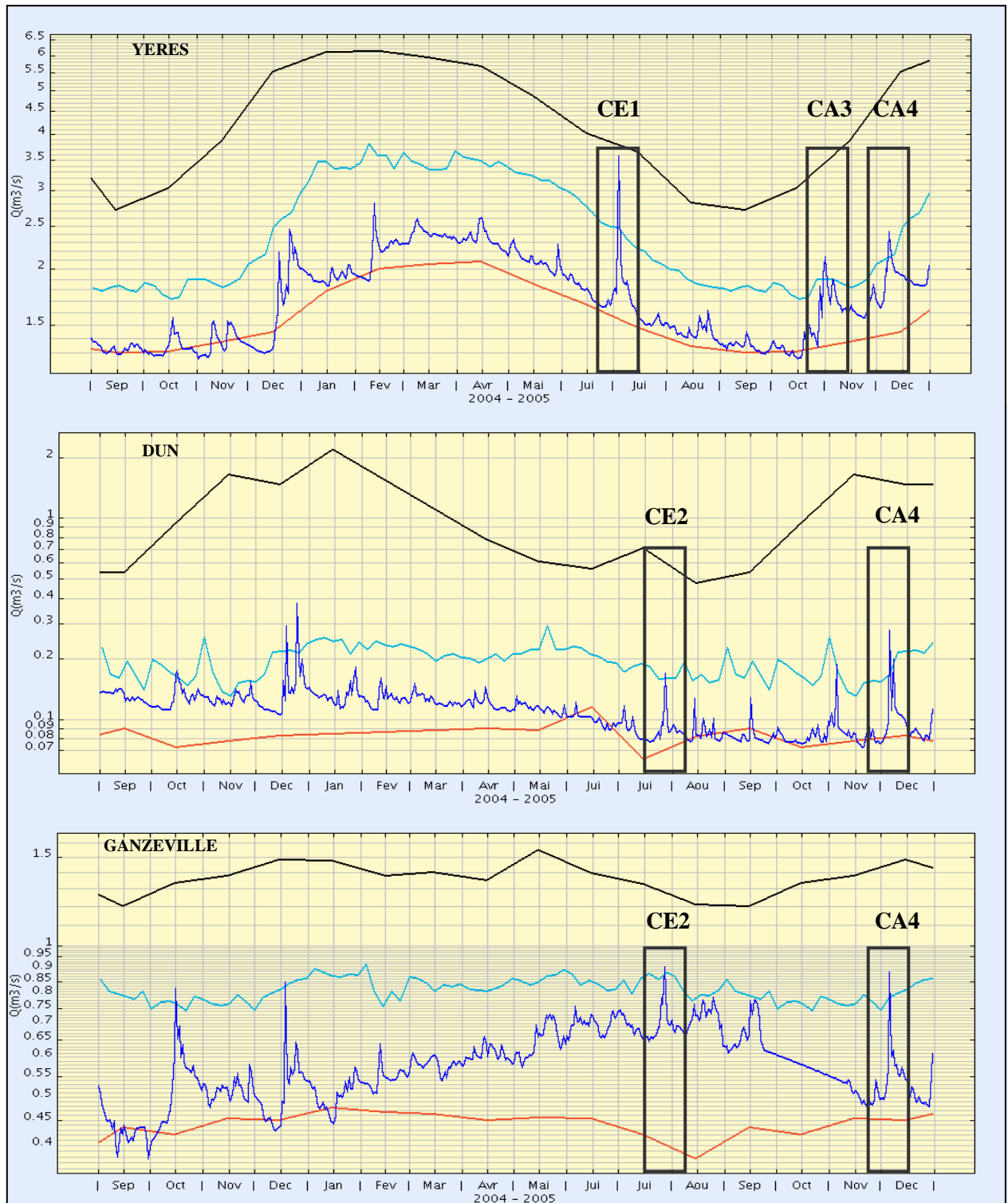


Figure 52 : Le contexte hydrologique 2005 par rapport aux débits antérieurs (source : Diren).

Cette relation est illustrée par la figure 53 qui présente les variables « pluie brute », « pluie efficace » et débit » pour chacun des 3 bassins au cours de l'année 2005. La pluie efficace a été estimée de façon simplifiée en retranchant l'ETR :

$$P_{eff} = P_b - ETR$$

Avec :

P_{eff} : Pluie efficace,

ETR : Evapotranspiration réelle, estimée à partir de l'ETP (évapotranspiration potentielle) par la relation :

$$ETR = P_b \text{ si } ETP > P_b$$

$$ETR = ETP \text{ si } P_b > ETP$$

Bien que négligeant l'humidité antérieure des sols et les processus d'interception, cette expression permet de considérer que les pluies d'été seront évaporées en quasi-totalité tandis que les pluies d'hiver s'infiltreront en quasi-totalité.

Les données présentées sont journalières et proviennent de la station de Dieppe pour l'ETP (MétéoFrance), des postes pluviométriques (MétéoFrance) et des stations limnimétriques de référence (DIREN) situées à l'aval de chacun des bassins étudiés (Figure 30).

A l'échelle du bassin versant, l'équation du bilan hydrique (Roche, 1962), qui exprime de façon simplifiée la transformation du signal d'entrée « pluie brute » en signal de sortie « débit » s'écrit :

$$P_b = Q + ETR \pm \Delta S$$

Avec :

P_b : Pluie brute ou volume entrant [mm ou m³],

Q : Débit ou volume sortant [mm ou m³],

ETR : évapotranspiration [mm ou m³],

ΔS : variation de stockage [mm ou m³].

Cette équation met en évidence que la différence entre le volume d'eau entrant et le volume d'eau sortant du bassin versant au cours d'une période considérée dépend de l'évapotranspiration réelle et de la variation du volume d'eau emmagasiné au cours de la période donnée. Les termes du bilan hydrique, exprimés en hauteur d'eau (mm) ou volume d'eau (m³) ont été calculés à partir des chroniques de pluie-débit (Figure 53) pour chacun des bassins versants étudiés au cours de l'année 2005 (Tableau 19).

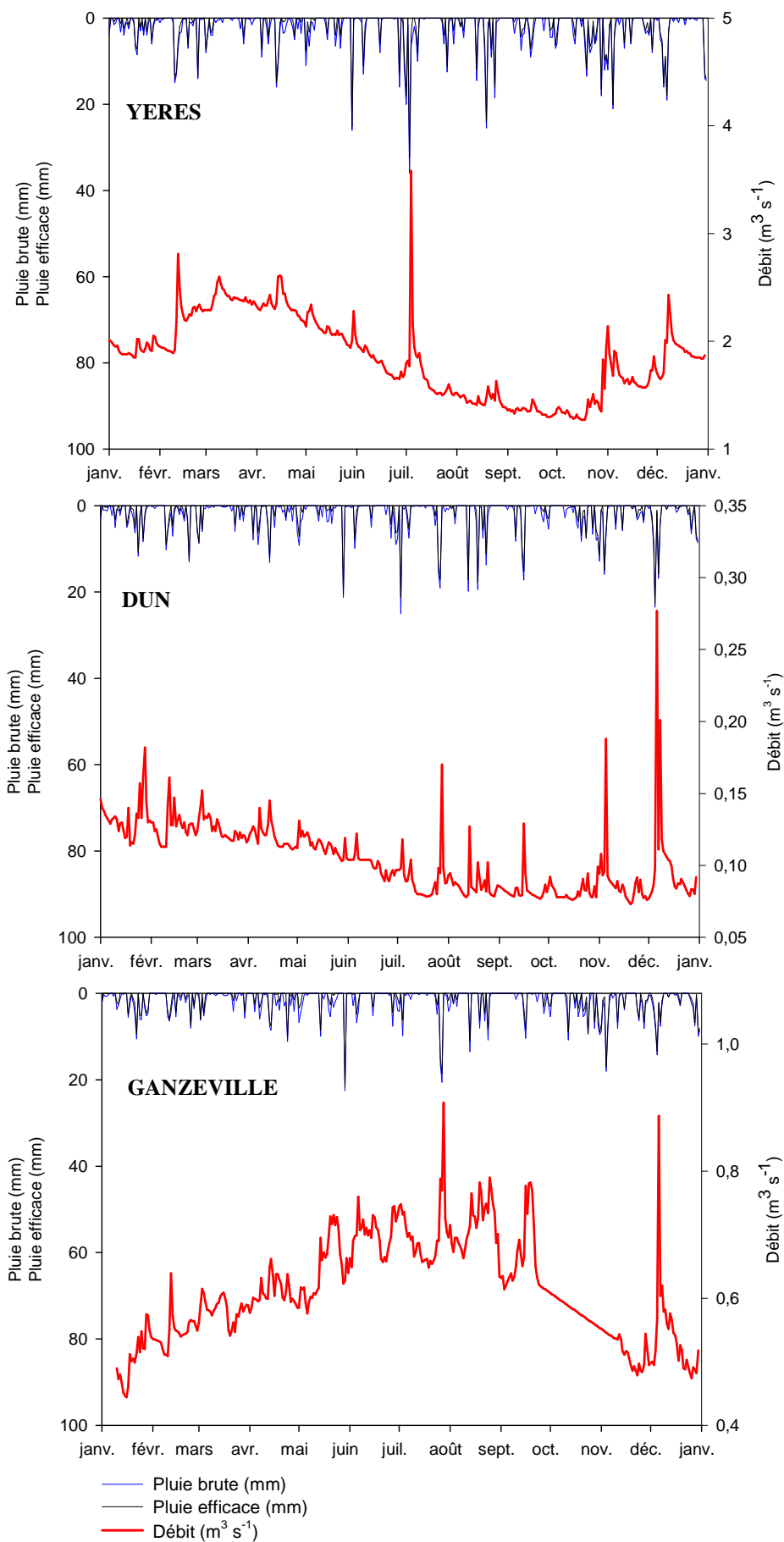


Figure 53 : Relation pluie brute, pluie efficace et débit des bassins versants de l'Yères, du Dun et de la Ganzeville au cours de l'année 2005.

Bassin versant	Yères	Dun	Ganzeville
Pb (mm)	913	769	687
ETR (mm)	245	218	210
Peff (mm)	668	551	477
Q (mm)	219	35	215
ΔS (mm)	449	516	262
Pb (m ³)	244.10 ⁶	71,5.10 ⁶	61,2.10 ⁶
ETR (m ³)	65,3.10 ⁶	20,2.10 ⁶	18,7.10 ⁶
Peff (m ³)	178.10 ⁶	51,3.10 ⁶	42,5.10 ⁶
Q (m ³)	58,5.10 ⁶	3,26.10 ⁶	19,1.10 ⁶
ΔS (m ³)	120.10 ⁶	48.10 ⁶	23,4.10 ⁶
ETR / Pb (%)	26,8	28,3	30,6
Q / Peff (%)	32,8	6,3	45,1
ΔS / Peff (%)	67,2	93,6	54,9

Tableau 19: Calcul des termes du bilan hydrique 2005 pour les trois bassins versants étudiés.

Le rapport ETR / pluie brute représente les pertes hydriques dues à l'évapotranspiration réelle et traduit de façon simplifiée la fonction de production à l'échelle des bassins versants. Il indique que ces pertes sont de l'ordre de 30% sur les trois bassins. La pluie efficace ou le volume écoulé constitue ainsi 70 % de la pluie brute ou volume entrant.

A l'échelle régionale, la faible variabilité pluviométrique interbassins (200 mm) et la quantité d'eau maximale évaporée par le sol et la transpiration des végétaux, estimée à partir des mêmes données d'ETP peuvent expliquer ces rapports similaires.

Le rapport Q / Peff relatif à la fonction de transfert permet de mettre en évidence que les volumes d'eaux écoulés (pluie nette) ne sont pas intégralement restitués en rivière. Les volumes sortants ou débits constituent respectivement sur l'Yères et la Ganzeville 32.8 % et 45, 1% des volumes écoulés et atteignent seulement 6.3 % sur le Dun. Les variations positives de stockage sont donc très importantes sur les trois bassins et varient de 54.9 % sur la Ganzeville à 93.6 % sur le Dun. Etant donné le contexte hydrogéologique régional (*cf.* Partie 1), ces volumes stockés alimenteraient la nappe de la craie, soit pour sa recharge, soit pour en être évacués par voie souterraine.

2. La réponse pluie-débit des bassins

2.1. Analyses spectrales et corrélatoires

L'analyse spectrale pluie brute-débit permet de déterminer le type d'épisodes pluvieux induisant une réactivité hydrologique forte du bassin. Les hautes fréquences (0.4 à 0.5) correspondent à des événements pluvieux courts ou brefs comme les pluies d'orage. Les

basses fréquences (0 à 0.1) correspondent à des événements pluvieux longs comme les perturbations d'hiver. Les spectres obtenus sur les trois bassins versants au cours de l'année 2005 montrent que les correspondances entre les pics de pluie et de débit sont limitées (Figure 54). De façon générale, un décalage est observé entre les pics de débits et de pluie.

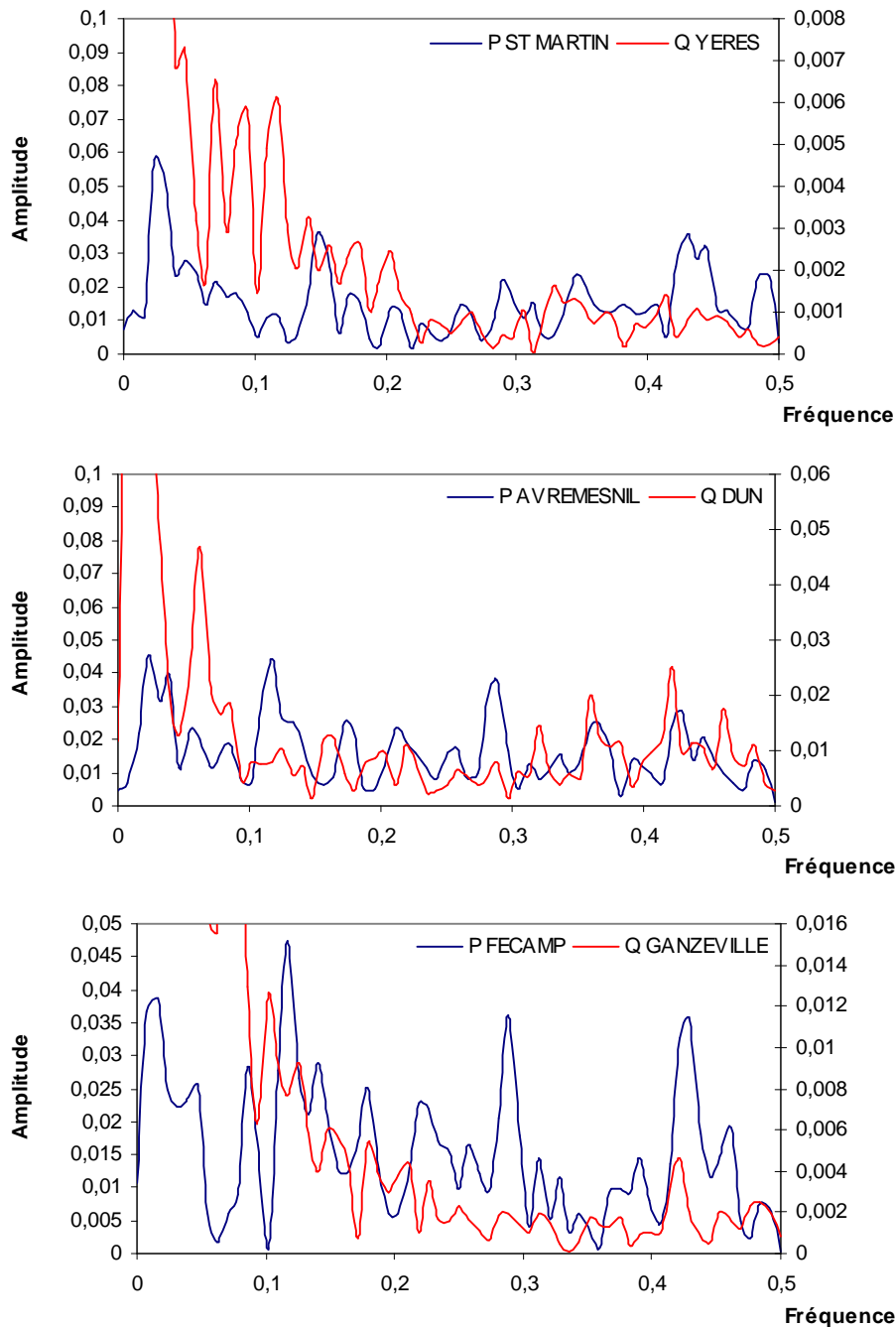


Figure 54 : Spectres pluie-débit des bassins versants étudiés en 2005.

Ceci traduit l'influence modérée du type d'épisodes pluvieux sur le régime des débits des bassins en 2005. De même, le décalage spectral pluie-débit suggère un retard dans la transmission du signal d'entrée pluie qui pourrait souligner l'importance des transferts

souterrains à l'origine d'un délai dans la transformation du signal pluie en débit. Néanmoins, ces résultats montrent que les trois bassins présentent un fonctionnement hydrologique différent. En effet, pour le Dun, aucune correspondance n'est notée et pour les deux autres bassins, quelques correspondances seulement apparaissent. Il s'agit des hautes fréquences pour la Ganzeville et des basses fréquences pour l'Yères (Figure 54 et *cf. infra* Tableau 20). La réactivité hydrologique du bassin de la Ganzeville serait donc influencée par les pluies d'hiver ou les pluies d'orage (hautes fréquences) alors que celle de l'Yères dépendrait davantage d'évènements pluvieux hivernaux (basses fréquences). Enfin, la non-correspondance des spectres de pluie et de débit sur le bassin du Dun met en évidence une réactivité aux précipitations non influencée par le type d'épisodes pluvieux.

L'effet mémoire traduit l'effet tampon ou l'effet de réservoir d'un bassin versant (Mangin, 1984; Amraoui *et al.*, 2004). Les résultats des corrélogrammes pour les trois bassins versants (Figure 55) montrent que l'effet mémoire est atteint en 33 jours pour l'Yères, 8 jours pour la Ganzeville et en 3 jours pour le Dun (Tableau 20). L'effet mémoire est relativement faible et similaire entre le bassin versant du Dun et de la Ganzeville et bien plus élevé sur l'Yères. Ainsi, les temps calculés à partir des chroniques de débits mettent en évidence une capacité de stockage plus importante sur l'Yères que sur le Dun et la Ganzeville.

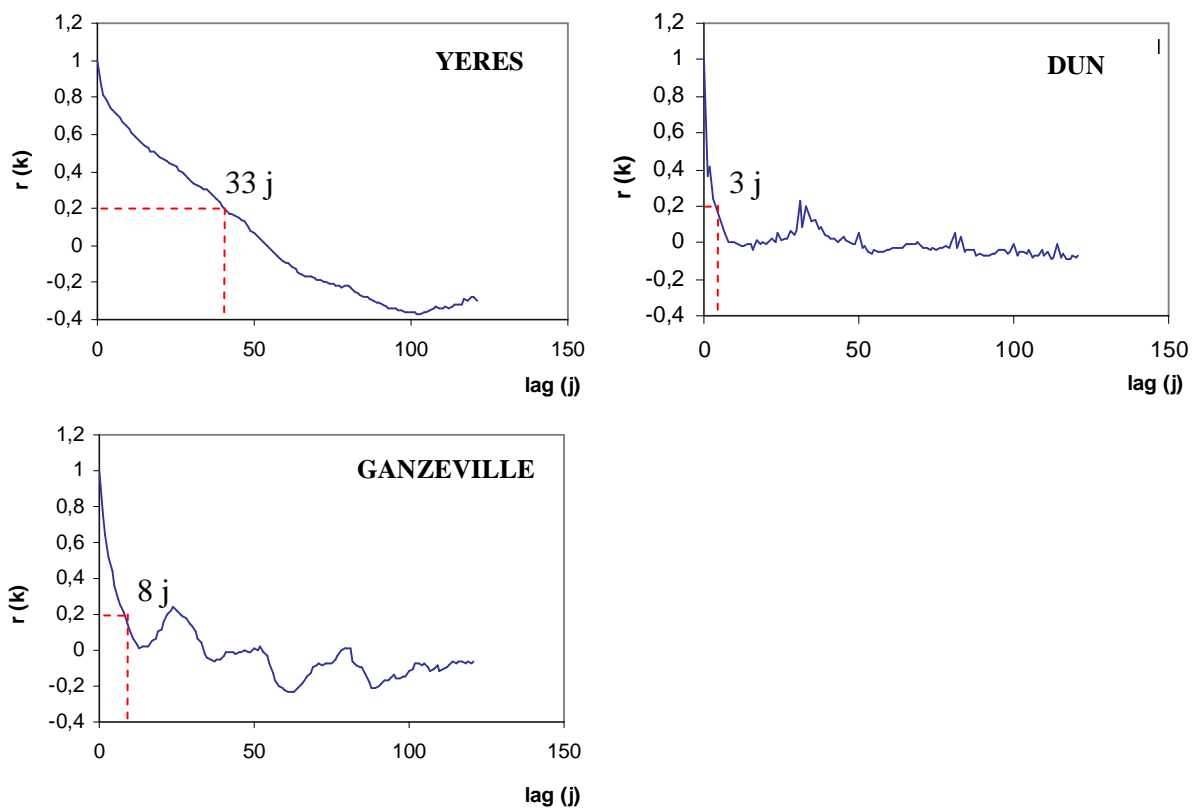


Figure 55 : Autocorrélogrammes des chroniques de débit des bassins versants étudiés en 2005.

Les intercorrélations permettent d'établir un lien entre le signal d'entrée « pluie brute » et le signal de sortie « débit ». La pluie étant considérée comme un signal aléatoire, la fonction d'intercorrélation exprime la réponse impulsionnelle du système. Ayant utilisé un pas de temps horaire pour cette analyse, les temps de la réponse impulsionnelle sont exprimés en heures pour les trois bassins (Figure 56).

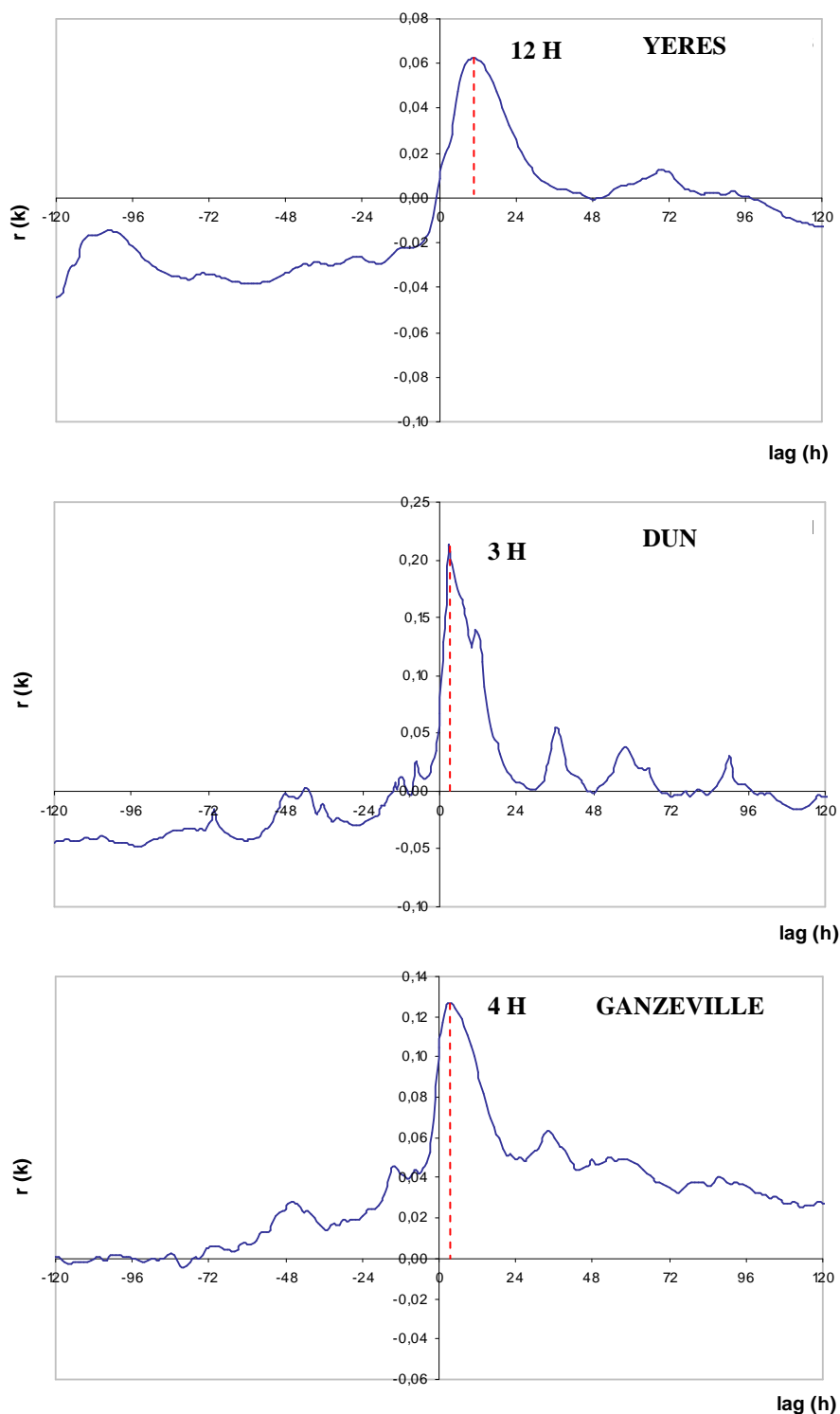


Figure 56: Intercorrélogrammes pluie-débit et réponse impulsionnelle des bassins étudiés en 2005.

Ce temps est de 12 h pour l'Yères, 3 h pour le Dun et 4 h pour la Ganzeville. Les bassins versants les plus réactifs sont ainsi ceux du Dun et de la Ganzeville, l'Yères présentant un temps de réponse 3 à 4 fois plus élevé par rapport aux deux autres bassins.

2.2. La fonction de gain et de cohérence

Les résultats obtenus pour la fonction de cohérence, calculée à partir des chroniques pluie-débit (Tableau 20) mettent en évidence la non-linéarité des 3 systèmes (valeurs non-proches de 1). De plus, le Dun apparaît comme le système le moins linéaire, par rapport à l'Yères et la Ganzeville qui présentent des valeurs proches. Les calculs de la fonction de gain sur la relation pluie-débit montrent que le signal de sortie est atténué pour les trois bassins: la fonction de gain est inférieure à 1 (Tableau 20). On note la faible valeur obtenue sur l'Yères par rapport aux deux autres bassins. Ceci est à mettre en relation avec l'effet mémoire ou capacité de stockage plus élevé sur ce bassin, pouvant être à l'origine d'une atténuation du signal de sortie plus importante.

Bassin versant	Yères	Dun	Ganzeville
Correspondance spectrales	Qq en basse fréquence	Aucune	Qq en haute fréquence
Effet mémoire	33 jours	3 jours	8 jours
Réponse impulsionnelle	12 heures	3 heures	4 heures
Fonction de cohérence	0,658	0,618	0,665
Fonction de gain	0,34	0,613	0,561

Tableau 20: Synthèse des paramètres utiles à la compréhension de la réponse pluie-débit des bassins.

Les analyses spectrales et corrélatoires ont permis d'identifier des fonctionnements hydrologiques interbassins différents. De par une capacité de stockage faible et une réactivité rapide, les bassins du Dun et de la Ganzeville s'opposent au fonctionnement de l'Yères, bassin de réactivité plus lente et de capacité de stockage importante. D'autre part, l'analyse de la fonction de cohérence a permis de mettre en évidence la non-linéarité des 3 systèmes, impliquant la prise en compte d'autres facteurs pour définir la réponse pluie-débit. Les résultats obtenus pour la fonction de gain ont également montré une atténuation du signal de sortie « débit ». Dans un contexte karstique, de tels résultats concernant la fonction de gain peuvent être interprétés comme un relargage des eaux souterraines en période sèche (Larocque *et al.*, 1998). Etant donné le contexte hydrogéologique régional et la période sèche 2005, l'hypothèse d'un soutien du débit des rivières par la nappe souterraine s'avère déterminante.

2.3. La relation piézométrie-débit

Afin d'illustrer cette relation, une analyse par intercorrélation des variables journalières piézométrie-débit a pu être réalisée sur le bassin de l'Yères et de la Ganzeville (Figure 57). Les données piézométriques journalières de l'aquifère de la craie sont en effet complètes uniquement pour la station de Puisenval (Yères) et Auberville-la-Renaut (Ganzeville) en 2005 (Figure 30).

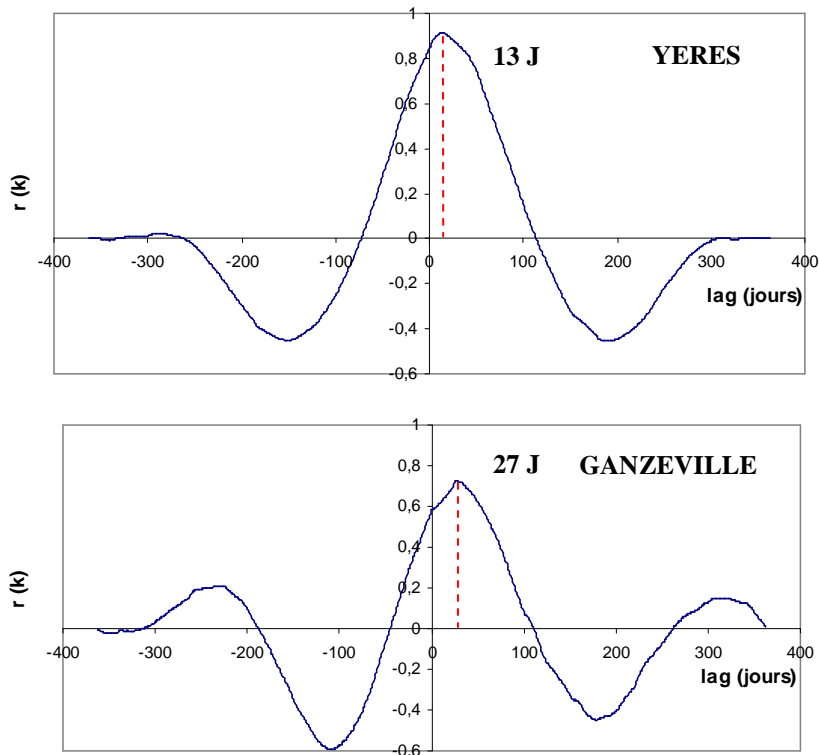


Figure 57 : Intercorrélogramme piézométrie-débit sur le bassin versant de l'Yères et de la Ganzeville en 2005.

Le signal d'entrée « piézométrie » n'étant pas aléatoire, la fonction d'intercorrélacion renseigne sur les relations de causalité entre les deux variables. La variable d'entrée « piézométrie » détermine ainsi le débit et le temps de réponse est respectivement de 13 jours et 27 jours pour les bassins de l'Yères et de la Ganzeville. L'analyse de la chronique annuelle de ces deux variables met également en évidence que le débit de rivière et le niveau piézométrique présentent les mêmes tendances, très marquées pour l'Yères, moins pour la Ganzeville (Figure 58).

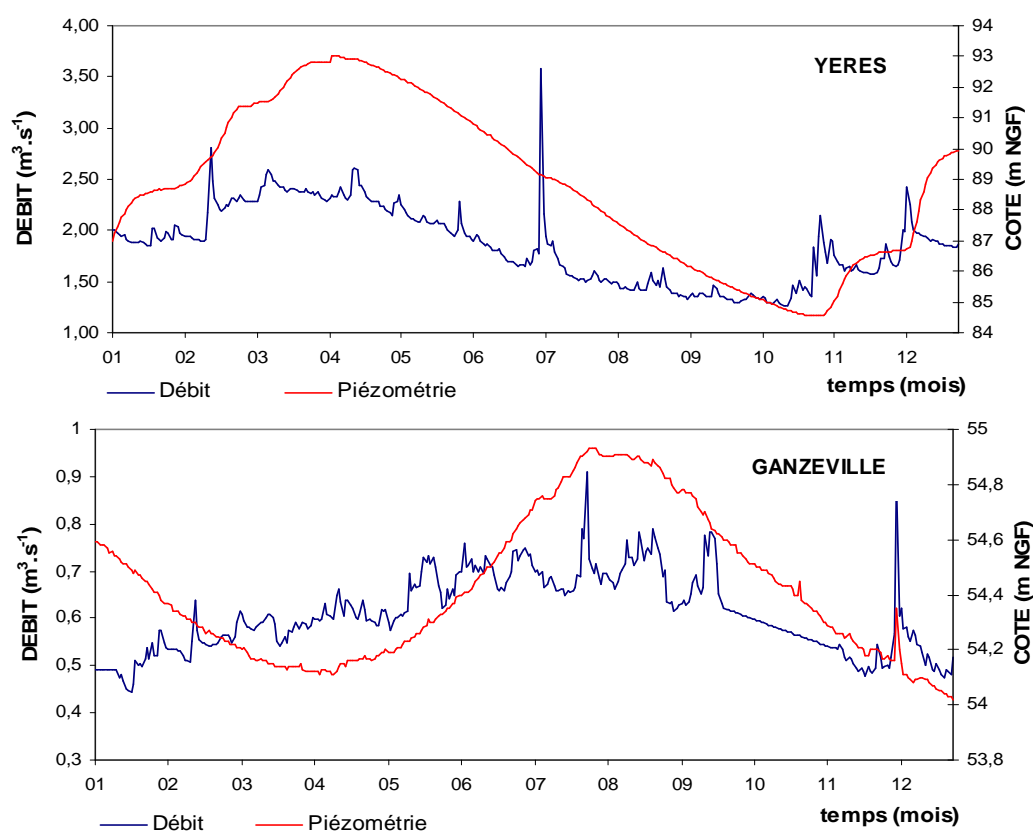


Figure 58: Chroniques de piézométrie et de débit au pas de temps journalier sur les bassins de l'Yères et de la Ganzeville au cours de l'année 2005.

3. Le transport particulaire

3.1. Présentation des chroniques de turbidité

Les chroniques de turbidité assemblées et corrigées sont présentées pour chacun des bassins versants du 01.02.05 au 01.02.06 (Figure 59). L'évolution de la turbidité suit globalement les variations de débits.

A partir de la calibration des mesures de haute fréquence de la turbidité par les mesures ponctuelles de concentrations de MES réalisées sur les échantillons d'eaux, des flux particulaires et des bilans d'érosion précis ont été calculés.

Les flux particulaires moyens annuels, exprimés en $t. an^{-1}$, ont été normalisés par la taille du bassin afin d'obtenir des bilans d'érosion. Les résultats sont les suivants :

- 2674 $t. an^{-1}$ soit 10,1 $t. km^{-2}. an^{-1}$ pour le bassin de l'Yères,
- 124 $t. an^{-1}$ soit 1,3 $t. km^{-2}. an^{-1}$ pour le bassin du Dun,
- 588 $t. an^{-1}$ soit 6,6 $t.km^{-2}. an^{-1}$ pour le bassin de la Ganzeville.

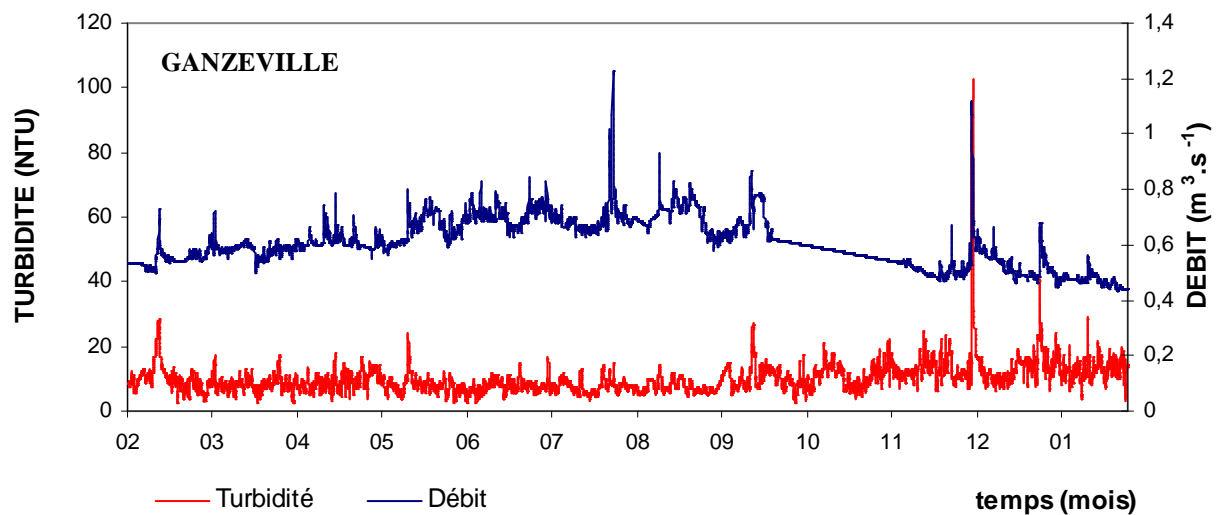
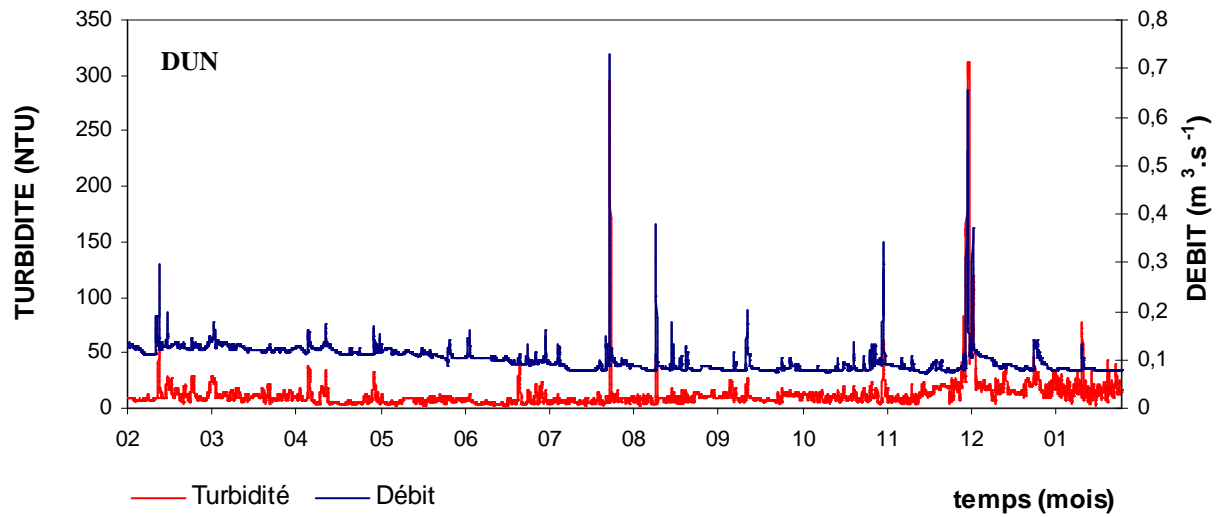
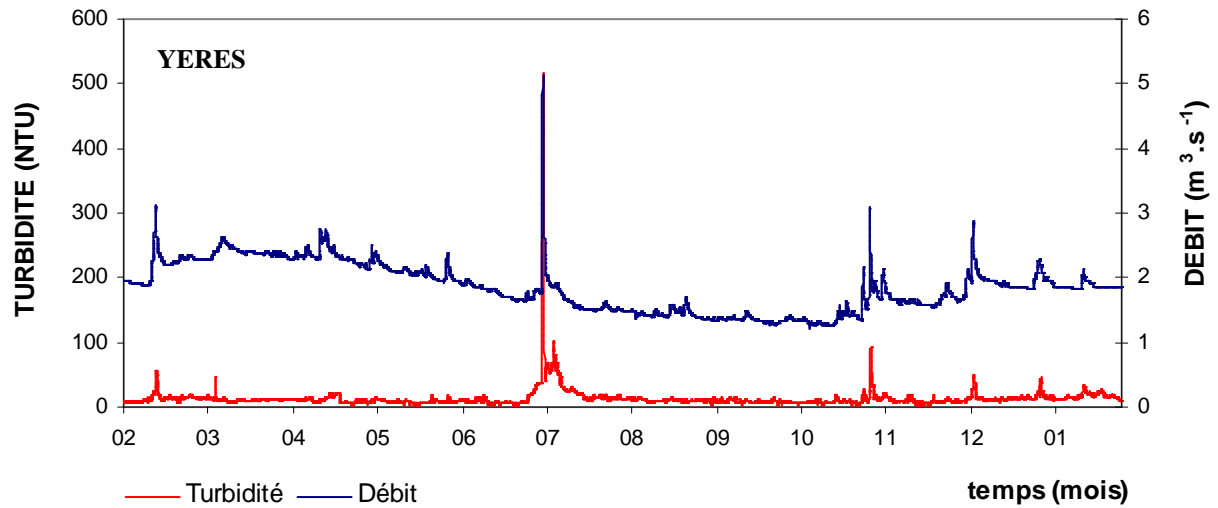


Figure 59: Chroniques annuelles de turbidité et de débit sur les bassins étudiés en 2005.

3.2. Autocorrélations sur les données de turbidité

Des corrélations simples ont également été réalisées sur les données haute fréquence de turbidité (Figure 60). A l'échelle annuelle, l'effet mémoire de la turbidité est atteint en 1 jour 20 h pour l'Yères, 13 h pour la Ganzeville et en 4 h 42 pour le Dun. Comme pour les effets mémoires relatifs au débit (Tableau 21), ces temps indiquent que l'effet régulateur du bassin de l'Yères sur le signal de turbidité est plus élevé que celui du Dun et de la Ganzeville. Néanmoins, la différence d'effet mémoire entre ces deux paramètres montre que les transports des phases dissoute et particulaire ne sont pas nécessairement synchrones.

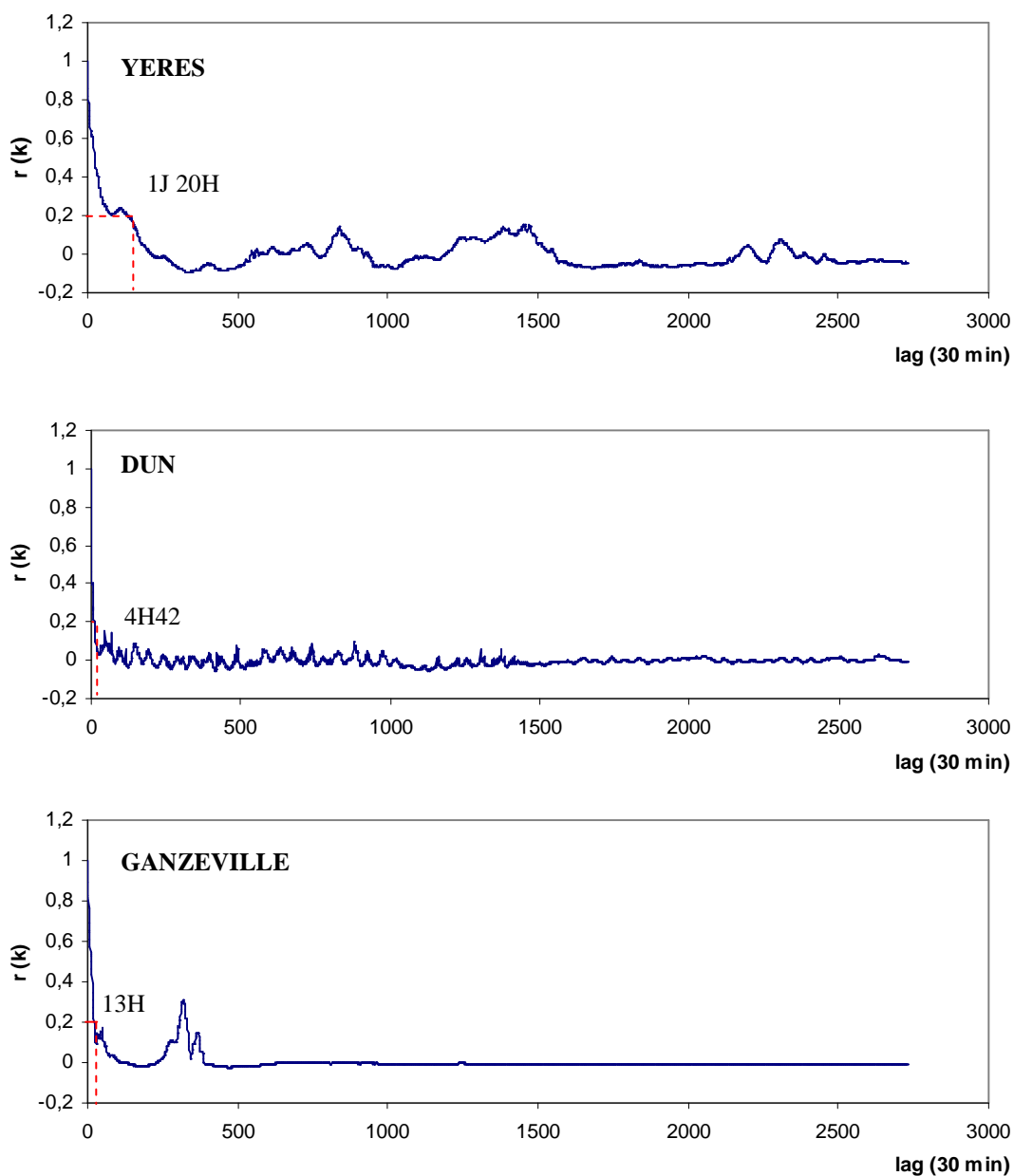


Figure 60: Correlogrammes simples des chroniques de turbidité sur les bassins étudiés en 2005.

Bassin versant	Effet mémoire Débit	Effet mémoire Turbidité
Yères	33 jours	1 jour 20 h
Dun	3 jours	4 h 42
Ganzeville	8 jours	13 h

Tableau 21: Comparaison des effets mémoire des chroniques de débit et de turbidité sur les trois bassins étudiés.

4. Le transport dissous

4.1. Décomposition chimique des hydrogrammes annuels

Les décompositions chimiques appliquées à l'hydrologie de surface font majoritairement appel aux variations de conductivité et aux concentrations ioniques de K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , Cl^- , NO_3^- , pour la décomposition d'hydrogrammes (Pinder et Jones, 1969; Hill, 1993; Dewalle et Pionke, 1994; Robson et Neal, 1990 ; Robson *et al.*, 1992 ; Elsenbeer *et al.*, 1995 ; Soulsby, 1995 ; Neal *et al.*, 1997).

A partir du suivi haute fréquence de la conductivité électrique des eaux ($\mu S.cm^{-1}$) réalisé sur les trois bassins étudiés, la contribution respective des eaux de ruissellement et des eaux de nappe a pu être étudiée.

La méthode reprend le principe de l'équation de mélange de Pinder et Jones (1969) et repose sur les hypothèses suivantes :

- Les variables Q_t (débit) et C_t (conductivité) de l'eau de rivière proviennent de deux composantes qui présentent des conductivités très contrastées et des débits variables à l'échelle annuelle: l'eau de pluie ou de ruissellement (caractérisée par Q_r et C_r) et l'eau souterraine (définie par Q_s et C_s),
- En situation d'étiage, le débit de la rivière peut être considéré comme résultant de la vidange des eaux souterraines (C_s),
- En régime de crue, les deux composantes (eaux de pluie ou de ruissellement et eaux souterraines) interagissent et contribuent à l'augmentation du débit.

Dans le cas d'un régime permanent, les équations de conservation de l'eau ($Q_t=Q_s+Q_r$) et de conservation du traceur naturel ($Q_t*C_t=Q_s*C_s+Q_r*C_r$) permettent d'exprimer les débits de chacune des deux composantes à partir de la conductivité mesurée :

(1) La proportion d'eaux de la nappe restituée dans la rivière est donnée par la relation suivante : $Ps = (C_t/ C_s) \times 100$

Avec :

Ps : pourcentage d'eaux souterraines contenues dans les eaux de rivière à l'instant t ,

Ct : conductivité électrique des eaux de la rivière à l'instant t,

Cs : conductivité électrique des eaux de nappe à l'instant t.

(2) Chaque valeur de conductivité électrique mesurée permet ensuite de déduire les débits issus des apports souterrains et du ruissellement selon les relations suivantes :

$$Q_s = (C_t / C_s) * Q_r$$

$$Q_r = (1 - C_t / C_s) * Q_s$$

Avec :

Qs : débit issu des apports souterrains à l'instant t,

Qt : débit de la rivière à l'instant t,

Qr: débit issu des eaux de pluie et de ruissellement à l'instant t,

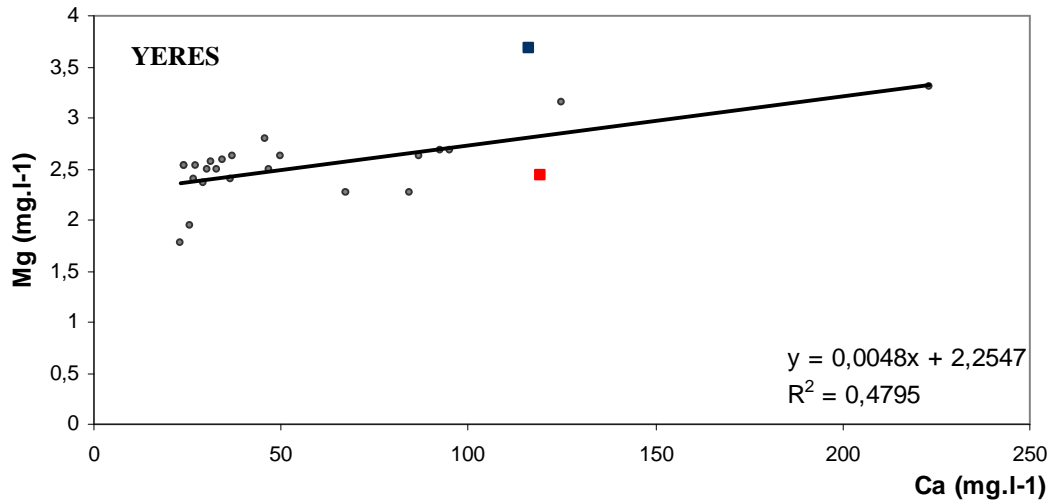
Ct : conductivité électrique des eaux de la rivière à l'instant t.

Cs : conductivité électrique des eaux de nappe à l'instant t.

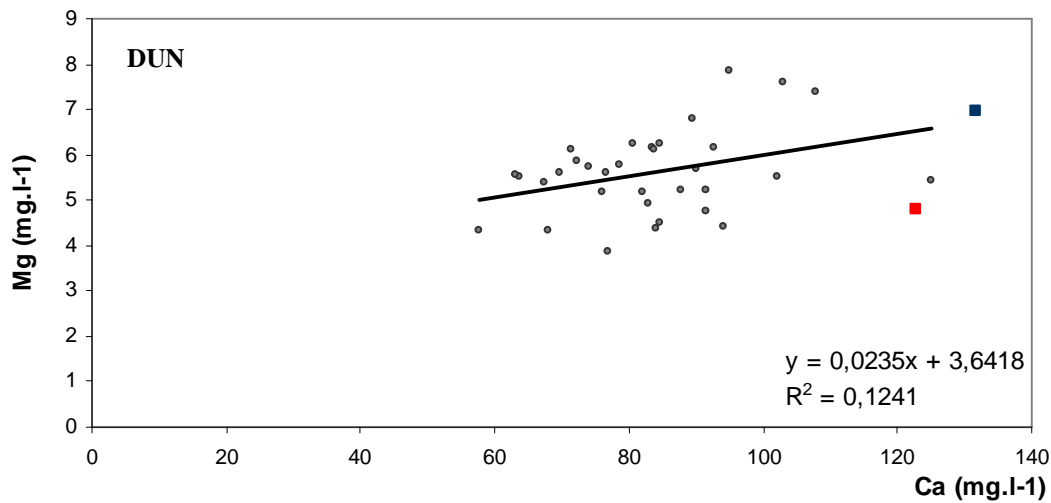
Afin de définir la valeur de conductivité des eaux souterraines, les données d'analyses disponibles pour les eaux souterraines des bassins versants étudiés ont été examinées. Le rapport Mg/Ca des différents piézomètres a été comparé avec la tendance du rapport Mg/Ca mesurée sur des échantillons d'eaux de surface au cours de l'année 2005. La relation Mg/Ca montre que les rapports mesurés en rivière sont conformes au rapport mesuré dans les eaux de l'aquifère amont de l'Yères et de la Ganzeville et au rapport mesuré dans les eaux de l'aquifère aval du Dun (Figure 61). Ainsi, les conductivités retenues pour les eaux souterraines dans les calculs de décomposition des hydrogrammes annuels sont les conductivités moyennes de Saint Riquier pour l'Yères, de Sotteville pour le Dun et de Bec de Mortagne pour la Ganzeville (Figure 30), soit :

- 663 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ pour l'Yères,
- 749 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ pour le Dun,
- 623 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ pour la Ganzeville.

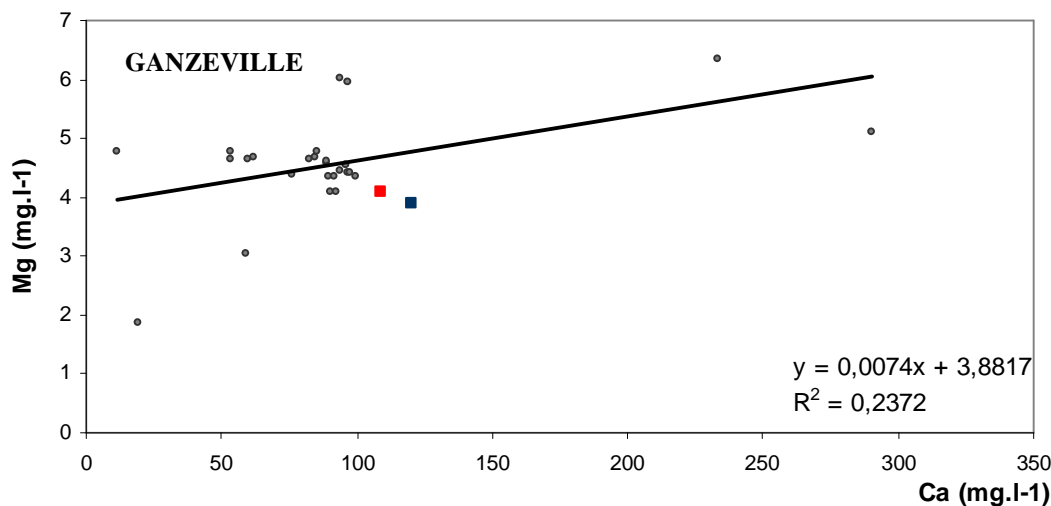
La décomposition des hydrogrammes annuels à partir de la conductivité sur la période du 01.02.05 au 01.02.06 met en évidence une forte contribution des eaux souterraines sur l'ensemble des bassins versants (Figure 62). En moyenne, sur la période considérée, la contribution du débit issu des eaux souterraines (Qs) ainsi calculée est respectivement de 89% sur l'Yères, de 90% sur le Dun et de 85% sur la Ganzeville. Néanmoins, il s'agit d'un calcul par défaut sachant que les arrivées karstiques lors d'épisodes pluvieux font elles-mêmes l'objet d'une diminution de conductivité (Massei, 2001 ; Valdes, 2006).



• Eaux de surface ■ Saint Riquier (Aqf Amont) ■ Criel sur mer (Aqf Aval)



• Eaux de surface ■ Sotteville sur mer (Aqf Aval) ■ Autigny (Aqf Amont)



• Eaux de surface ■ Bec de Mortagne (Aqf Amont) ■ Ganzeville (Aqf Aval)

Figure 61: Rapport Mg/Ca des échantillons d’eau de surface et des piézomètres choisis pour la définition d’une conductivité des eaux souterraines.

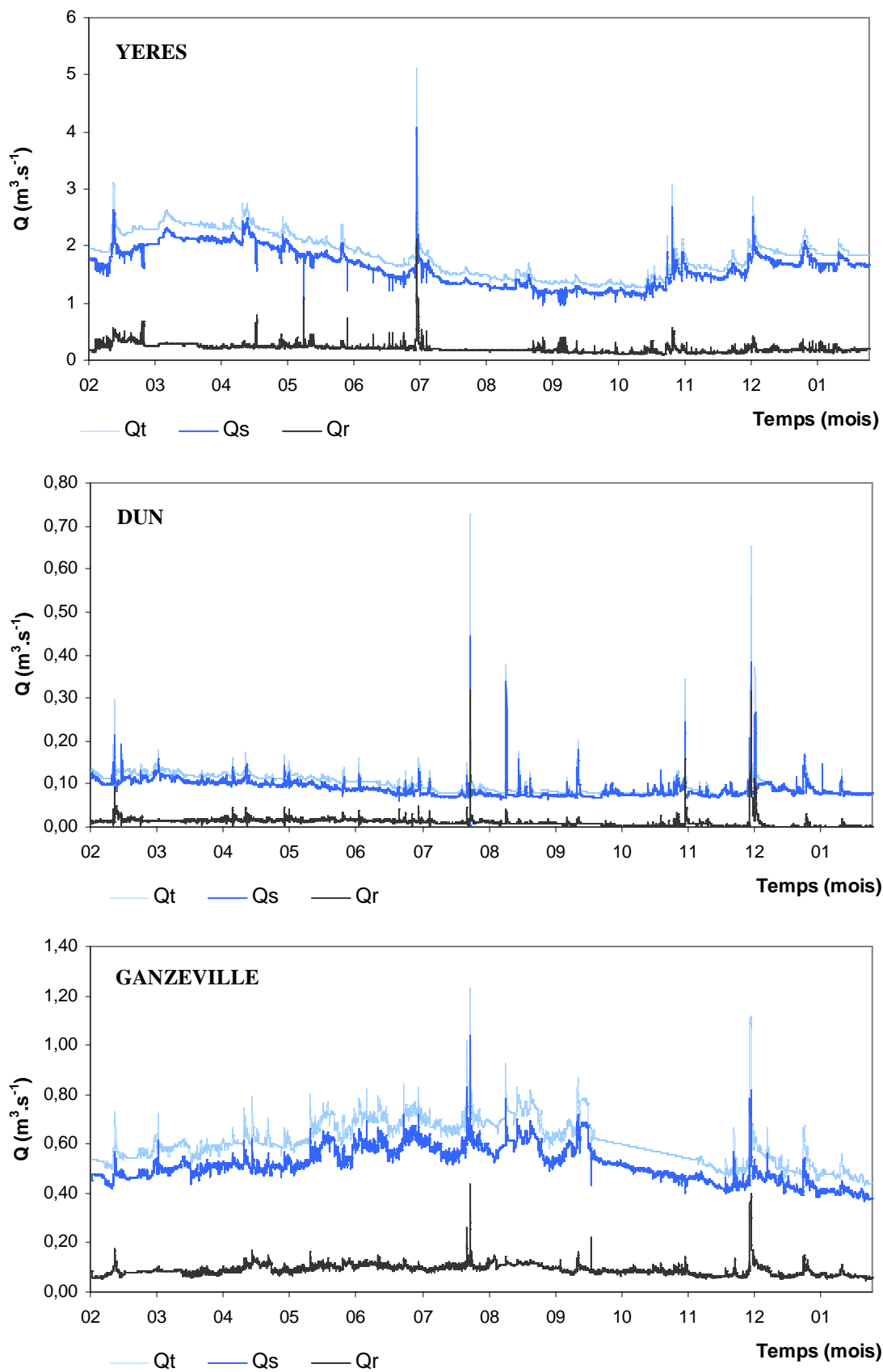


Figure 62: Décomposition de l'hydrogramme annuel des rivières selon la contribution des eaux de ruissellement (Q_r) et de nappe (Q_s).

4.2. Quantification des flux dissous en 2005

Sur les trois bassins étudiés, les relations entre débit et concentration d'élément majeur (K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+) au cours de l'année 2005 ne sont pas exploitables (Annexe 1). De même, la mauvaise qualité des relations entre débit et mesures pluriannuelles de la Diren (1995-2005) disponibles sur l'Yères et le Dun (données inexistantes sur la Ganzeville) ne permet pas le calcul de flux chimiques par intégration des concentrations simulées en fonction des débits (Annexe 2). Du fait de ces relations inexploitables, seul un ordre de grandeur des flux chimiques annuels est proposé. Pour chacun des éléments majeurs K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ ainsi que pour les analyses ponctuelles de silicium (*cf.* Partie 2), une concentration moyenne (CM) a été affectée au débit moyen annuel (Tableau 22). Les bilans sont obtenus par normalisation des flux par rapport à la surface du bassin. L'érosion chimique concerne principalement l'élément Ca^{2+} alors que les bilans de K^+ , Mg^{2+} , Na^+ et Si^{4+} sont très faibles (Tableau 22). Ces bilans sont conformes aux contributions des eaux de nappe et de ruissellement évoquées précédemment. En effet, l'ion Ca^{2+} , caractéristique des eaux de nappe (Plagnes, 2000) dont nous venons de voir qu'elles régulent fortement le débit de rivières, est exporté en quantité très importante alors que l'ion K^+ , issu des eaux de ruissellement, dont la contribution au débit de surface est mineure, est moins représenté en rivière (Tableau 22).

Bassin versant	Yères	Dun	Ganzeville
CM Ca^{2+} (mg/L)	116	113,2	110
Flux Ca^{2+} (t.an ⁻¹)	6776,2	357,2	1739,6
Bilan Ca^{2+} (t.km ² .an ⁻¹)	25,6	3,8	19,5
CM Mg^{2+} (mg/L)	2,4	6,4	4,6
Flux Mg^{2+} (t.an ⁻¹)	140,9	20,3	87,4
Bilan Mg^{2+} (t.km ² .an ⁻¹)	0,5	0,2	1,0
CM Na^+ (mg/L)	9,4	25,9	16,8
Flux Na^+ (t.an ⁻¹)	547,2	81,8	321,7
Bilan Na^+ (t.km ² .an ⁻¹)	2,1	0,9	3,6
CM K^+ (mg/L)	1,9	26,4	4,3
Flux K^+ (t.an ⁻¹)	115,6	83,6	82,0
Bilan K^+ (t.km ² .an ⁻¹)	0,4	0,9	0,9
CM Si^{4+} (mg/L)	12,3	11,7	12,1
Flux Si^{4+} (t.an ⁻¹)	718,5	36,9	231,8
Bilan Si^{4+} (t.km ² .an ⁻¹)	2,7	0,4	2,6

Tableau 22: Estimation des flux et bilans annuels de K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , Si^{4+} à l'exutoire des bassins versants étudiés en 2005.

Alors que la quantification des flux dissous sur les trois bassins étudiés est approximative, la comparaison des relations entre débit et mesures pluriannuelles de la Diren (1995-2005)

montre que, par rapport au Dun et à l'Yères, l'Andelle et l'Austreberthe présentent des corrélations de bonne qualité pour K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} (Annexe 2). Cette différence semble être liée à l'épaisseur des formations superficielles : l'Andelle et l'Austreberthe présentent en effet une épaisseur d'argiles à silex plus importante que celle des bassins de l'Yères et du Dun (Figure 7). Or, cette épaisseur conditionne les écoulements des eaux de ruissellement vers la nappe souterraine ; plus les épaisseurs sont importantes, plus les écoulements vers la nappe sont concentrés sur des points d'introduction (bétoires). Ces introductions concentrées contribuent à une charge ionique relativement plus faible des eaux des aquifères (conductivité des eaux de surface de l'Andelle et de l'Austreberthe inférieure à $600 \mu S.cm^{-1}$). A l'inverse, plus cette épaisseur est faible, plus les écoulements vers la nappe sont diffus. Les processus de karstification sont moins développés et les transferts diffus vers la nappe sont dominants, ce qui favorise les échanges eau-roche et conduit à des eaux relativement plus minéralisées dans les aquifères correspondants (conductivité des eaux de surface de l'Yères et du Dun supérieure à $600 \mu S.cm^{-1}$). Dans l'hypothèse régionale d'une régulation du débit de surface par les eaux souterraines, la qualité de la relation entre débit de surface et concentrations en éléments majeurs sera meilleure dans les bassins versants dont les eaux souterraines sont moins chargées, c'est-à-dire dans les bassins présentant une épaisseur d'argiles à silex conséquente, tels que l'Andelle et l'Austreberthe.

5. Les flux de matières à l'échelle événementielle

5.1. Chroniques des épisodes de crue

Les crues sélectionnées pour cette analyse sont celles identifiées précédemment (*cf.* Partie 4 1.1). Afin de comprendre la réponse hydrologique des bassins en crue, les chroniques de turbidité, débit, conductivité électrique à $25^{\circ}C$ (pas de temps : 30 min) et pluie cumulative (pas de temps journalier) sont présentées pour chacun des épisodes majeurs ayant eu lieu sur le Dun (Figure 63), l'Yères (Figure 64) et la Ganzeville (Figure 65). Les principales caractéristiques décrivant l'intensité des épisodes (turbidité et débit maximum, conductivité minimale et pluie cumulée) sont résumées dans le tableau 23.

Sur les trois bassins versants, les pics de débit et de turbidité observés en période d'étiage, c'est-à-dire de juin à novembre (CE1 ; CA3 pour l'Yères et CE2 pour le Dun et la Ganzeville) sont plus étroits que les pics observés sur la période de décembre à mai en période de crue (CA4 pour les trois bassins).

Bassin versant	Débit max. ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	Turbidité max. (NTU)	Conductivité min. ($\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$)	Pluie cumulée (mm)
Yères (CE1: 04.07.05)	5,12	324	366	86,5
Yères (CA3: 31.10.05)	3,08	93	499	53,5
Yères (CA4: 08.12.05)	2,87	49	565	58,5
Dun (CE2: 28.07.05)	0,73	65	368	43,8
Dun (CA4: 06.12.05)	0,66	99	274	50,8
Ganzeville (CE2: 28.07.05)	1,23	87	396	43,3
Ganzeville (CA4: 06.12.05)	1,12	159	396	39,9

Tableau 23: Caractéristiques des crues sélectionnées au cours de l'année 2005 pour les trois bassins versants.

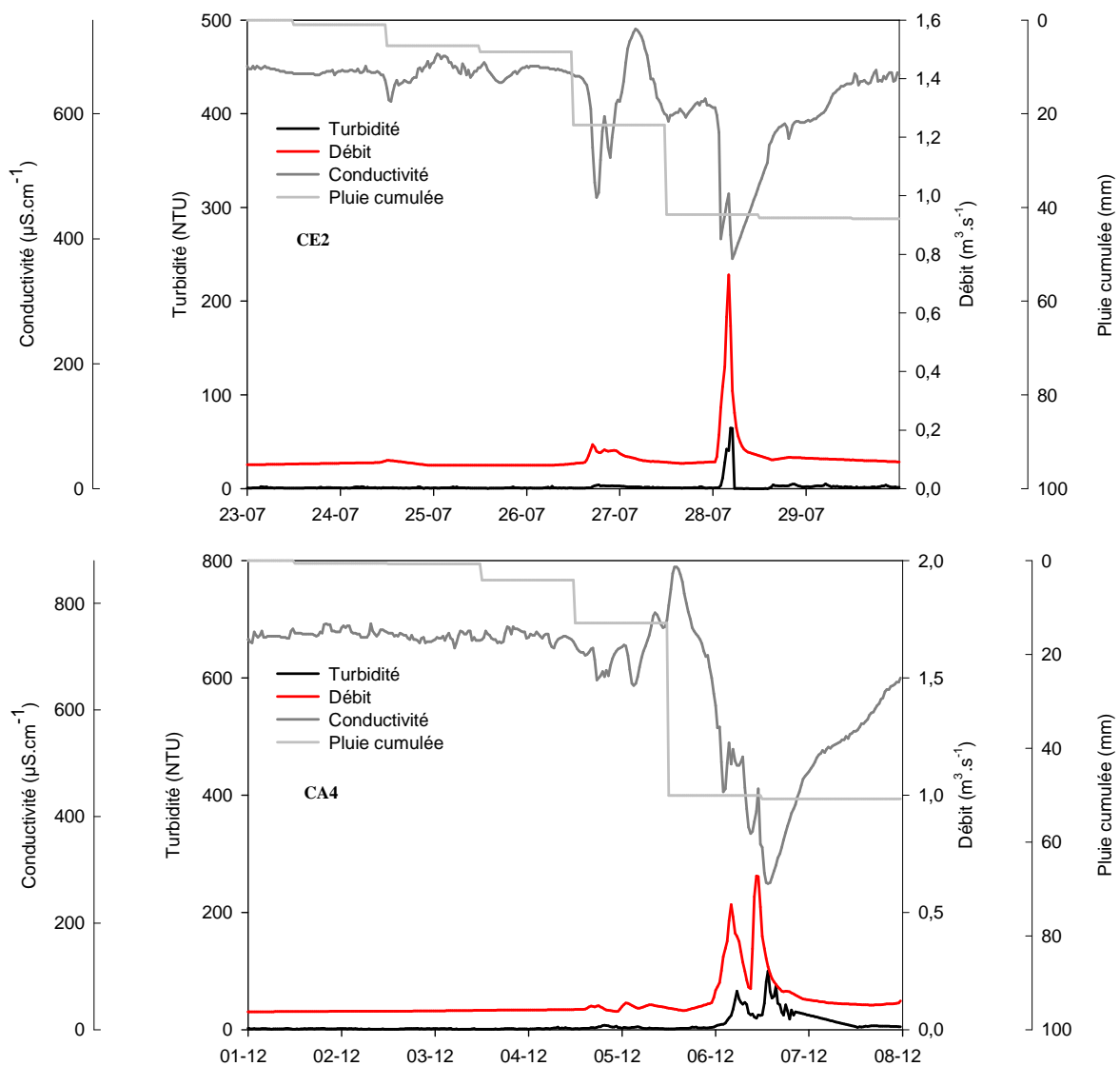


Figure 63: Chroniques de turbidité, débit, conductivité électrique à 25°C et pluie cumulative des crues enregistrées sur le Dun en 2005.

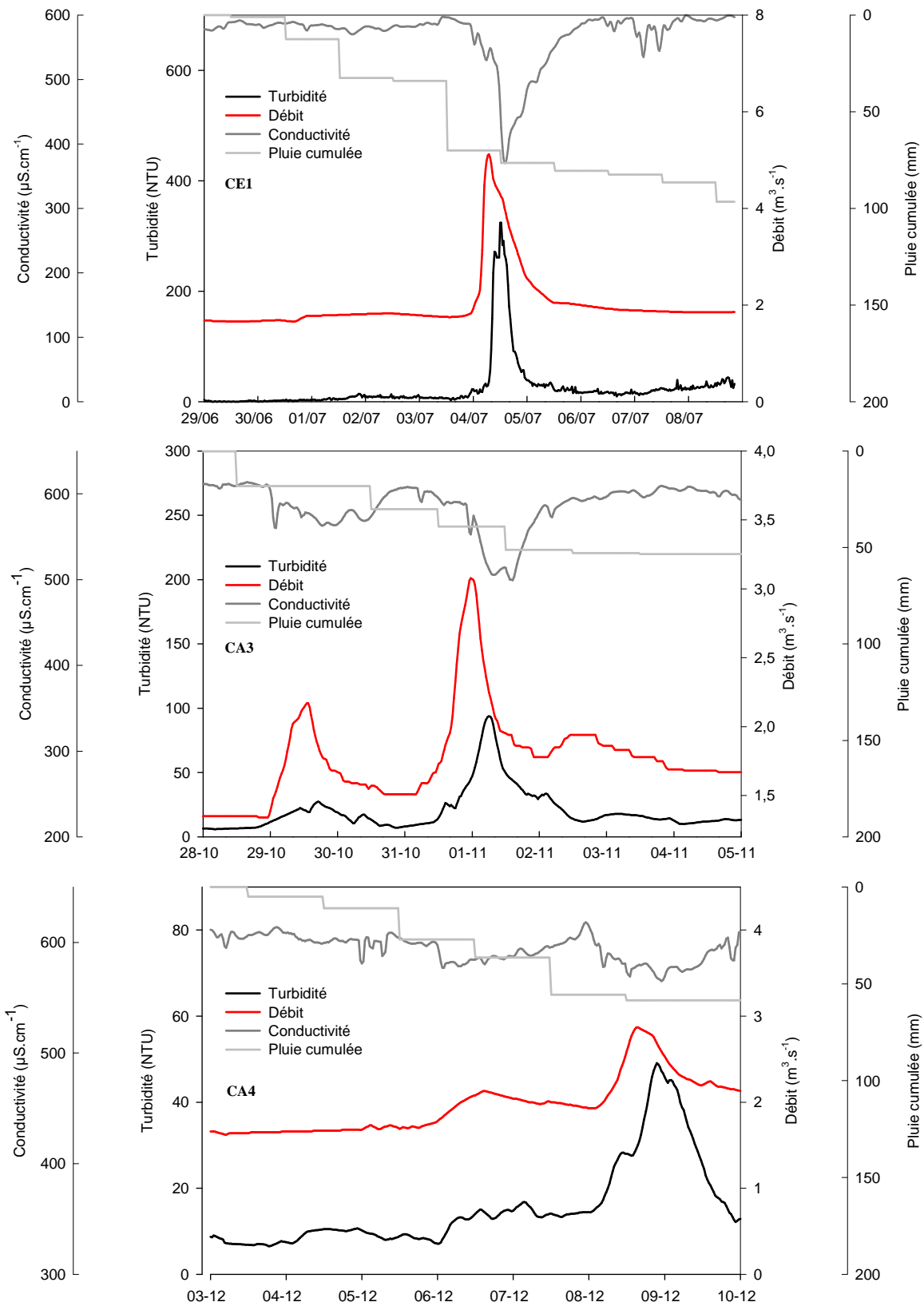


Figure 64: Chroniques de turbidité, débit, conductivité électrique à 25°C et pluie cumulée des crues enregistrées sur l'Yères en 2005.

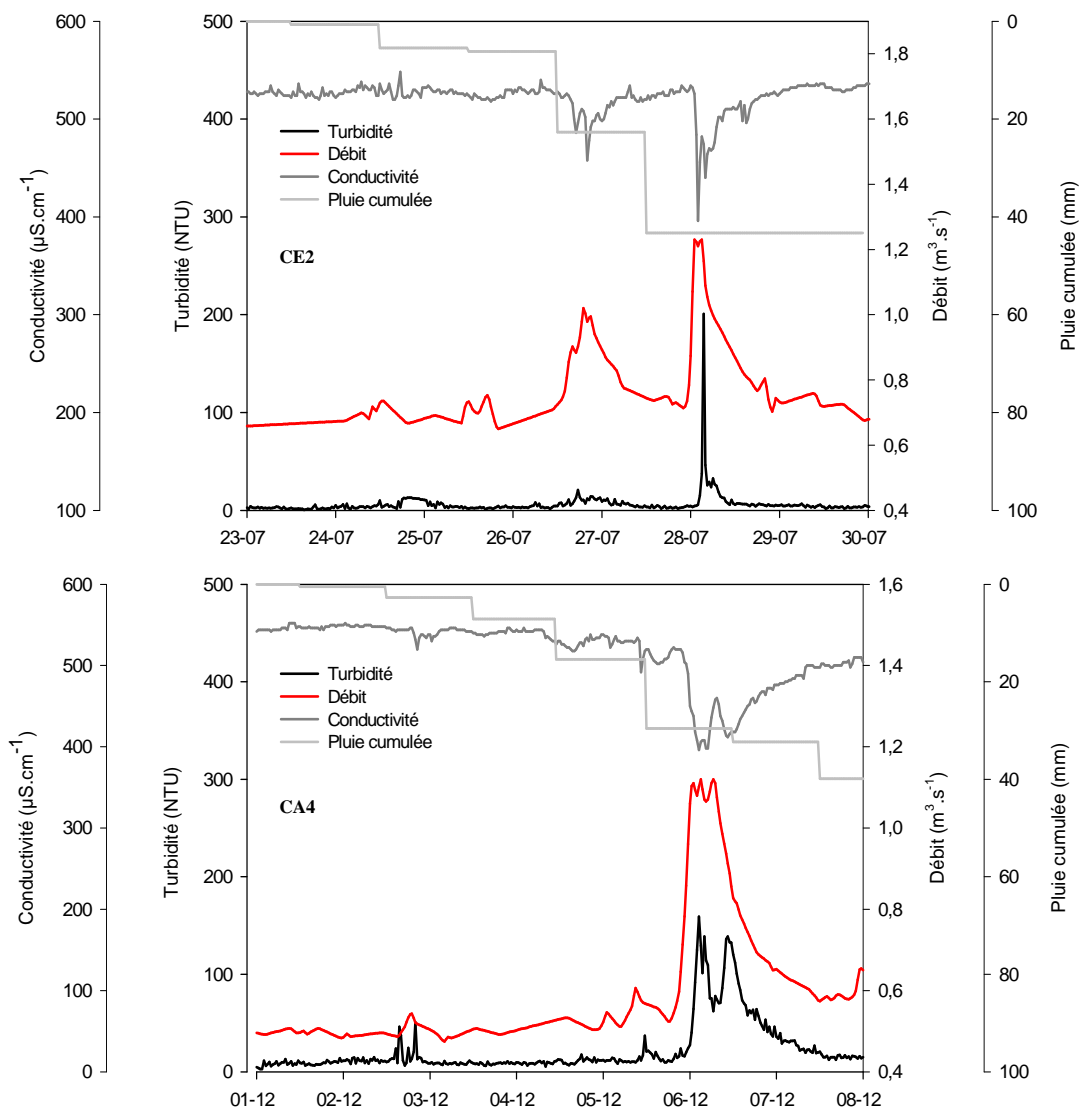


Figure 65: Chroniques de turbidité, débit, conductivité électrique à 25°C et pluie cumulée des crues enregistrées sur la Ganzeville en 2005.

5.2. Quantification des flux solides à l'échelle de la crue

La dynamique des flux de matières en suspension générés lors des épisodes de crue a été étudiée par de nombreux auteurs (Xu *et al.*, 2005, Mitchell *et al.*, 2003, Asselman, 1999, Lawler *et al.*, 2006, Williams, 1989, Old *et al.*, 2003). L'analyse des réponses sédimentaires en crue rend compte de l'importance des quantités mobilisées à court terme à l'échelle du bassin versant. Les bilans de MES les plus forts sont générés par la crue d'orage d'intensité maximale sur l'Yères (11 % du flux total annuel) et par la crue automnale CA4 sur le Dun (9,2 % du flux total annuel). Pour la crue de décembre 2005, commune aux trois bassins, le bilan de MES le plus élevé est enregistré sur le Dun (Tableau 24).

	Yères			Dun		Ganzeville	
	CE1 (41h30)	CA3 (42h)	CA4 (98h30)	CE2 (30h)	CA4 (37h30)	CE2 (30h)	CA4 (46h30)
Flux MES (t.j ⁻¹)	176,5	23,9	12,7	2,6	7,3	1,4	2,4
Bilan MES (kg.km ⁻² .j ⁻¹)	666	90	48	27	79	16	27
CAB (%)	11,4	1,6	1,9	2,6	9,2	0,3	1,1

Tableau 24: Estimation des flux solides lors des crues enregistrées en 2005 et contribution au bilan annuel total (CBA %).

5.3. Approche des processus de transport par hystérésis

Les hystérésis T-Q (turbidité-débit), C-Q (conductivité électrique-débit) ainsi que T-C (turbidité-conductivité électrique) permettent de comparer directement et visuellement les transports des phases particulaire et dissoute. Ces trois types d'hystérésis ont été construits pour les trois bassins sur chacune des crues identifiées (Figure 66).

Pour les crues ayant eu lieu en période d'étiage (CE2 pour le Dun et la Ganzeville, CE1 et CA3 pour l'Yères), les hystérésis T-C et C-Q sont respectivement orthogrades et rétrogrades pour tous les bassins alors que les hystérésis T-Q sont orthogrades pour le Dun et la Ganzeville et rétrogrades pour l'Yères. Ainsi en période d'étiage sur les trois bassins, la montée de turbidité précède la chute de conductivité (hystérésis T-C orthogrades) et cette chute de conductivité intervient après le pic de débit (hystérésis C-Q rétrogrades). Les hystérésis T-Q varient quant à elles selon les bassins : sur l'Yères le pic de turbidité apparaît après le pic de débit et sur les deux autres bassins, le pic de turbidité apparaît avant le maximum de débit. Le type d'hystérésis T-Q orthograde obtenu sur le Dun et la Ganzeville pourrait correspondre à la remise en suspension d'un stock important de matériaux disponibles non mobilisés lors des crues précédentes de plus faible intensité. Sur l'Yères, le type d'hystérésis T-Q rétrograde peut être expliqué par un temps de transport plus long des MES par rapport aux flux d'eau et/ou une distance des MES à l'exutoire plus importante que sur les autres bassins.

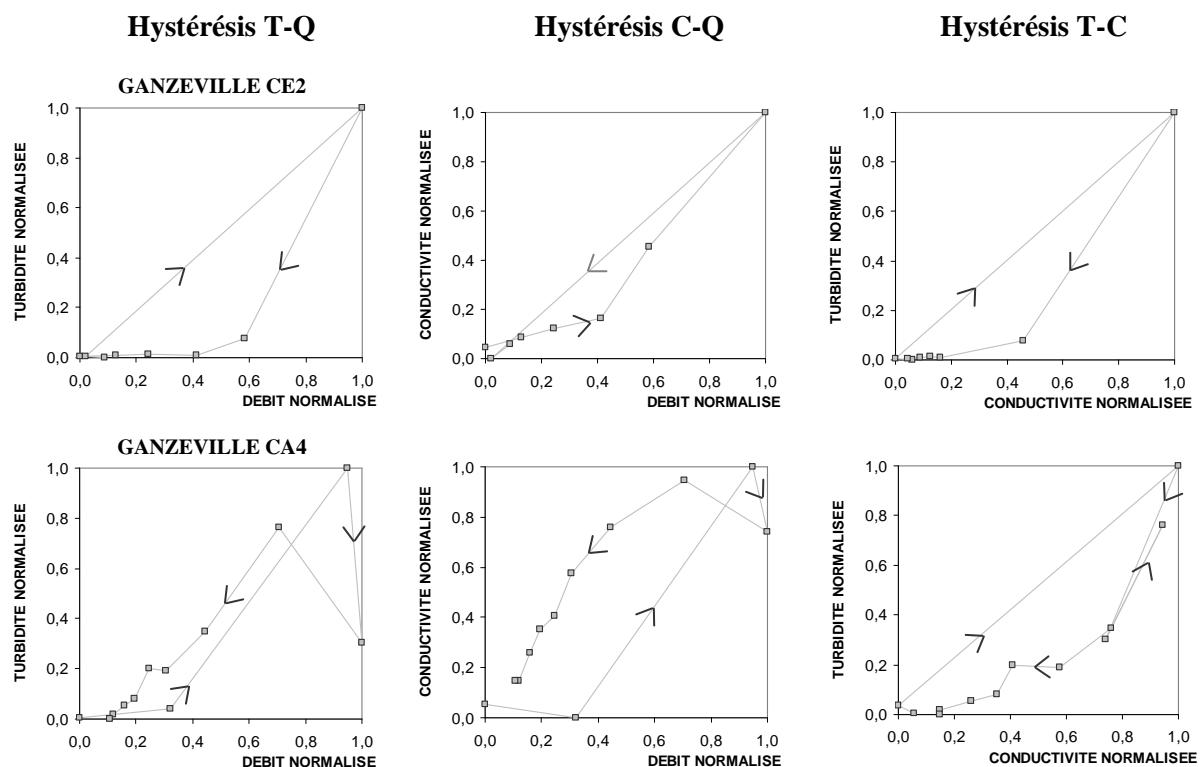


Figure 66: Hystérésis T-Q (turbidité-débit), C-Q (conductivité électrique-débit) et T-C (turbidité-conductivité électrique) pour les trois bassins versants sur les crues enregistrées en 2005.

Pour les crues ayant eu lieu en automne (CA4 sur l'ensemble des bassins), les trois types d'hystérésis sont plus complexes. De classe V (Williams, 1989), les hystérésis T-Q combinent les deux types précédents: orthogrades pour les forts débits et rétrogrades pour les plus faibles débits. Les crues se décomposent en effet selon deux phases : un premier pic de turbidité orthograde pour lequel la conductivité chute brutalement et un deuxième pic de turbidité rétrograde pour lequel la conductivité des eaux diminue lentement. Cela pourrait correspondre à une remise en suspension dans un premier temps et un apport retardé de MES par transferts souterrains.

5.4. Typologie des matériaux transportés

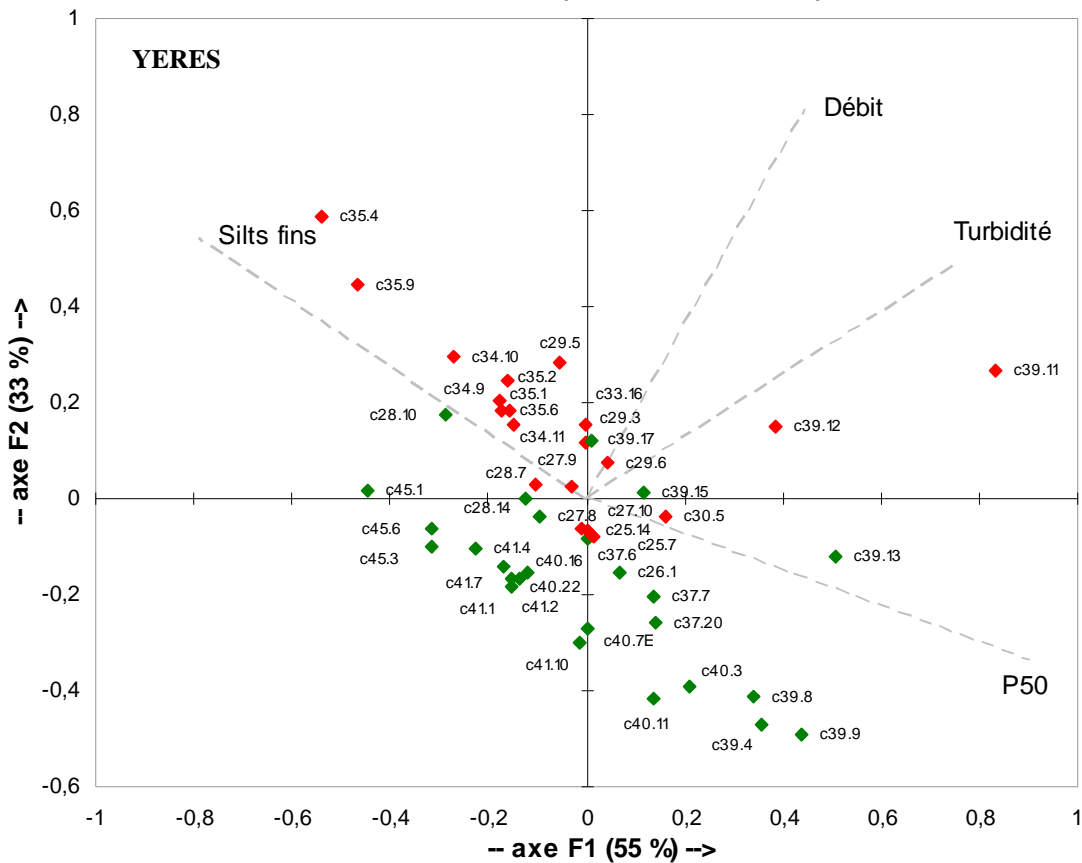
Afin de caractériser le transport des particules, une ACP a été réalisée sur les données microgranulométriques Coulter ($< 63 \mu\text{m}$) de chacun des bassins en 2005 (Figure 67). Quatre variables hydrodynamiques et granulométriques ont été retenues : « P₅₀ » ou médiane, « silts fins », « débit instantané » et « turbidité ». D'autre part, afin de représenter le contexte hydrologique (faible/fort débit), un seuil de débit a été choisi pour classifier les échantillons de faible débit (figurés verts) et les individus de fort débit (figurés rouges). Ces seuils

correspondent aux valeurs des modules interannuels soit: 2,71 ; 0.19 et 0.79 m³.s⁻¹, respectivement pour l'Yères, le Dun et la Ganzeville (<http://www.haute-normandie.ecologie.gouv.fr>). L'analyse par ACP montre une forte structure des données, puisque deux facteurs suffisent à exprimer 88% de la variance totale sur l'Yères, 83 % de la variance sur le Dun et 78% de la variance sur la Ganzeville. Les facteurs F3 à F4 exprimant une variance inférieure à 15 %, seuls F1 et F2 seront présentés. Le tableau 25, présentant la contribution des variables pour la construction de chaque facteur, permet une même caractérisation des deux facteurs principaux pour les trois bassins :

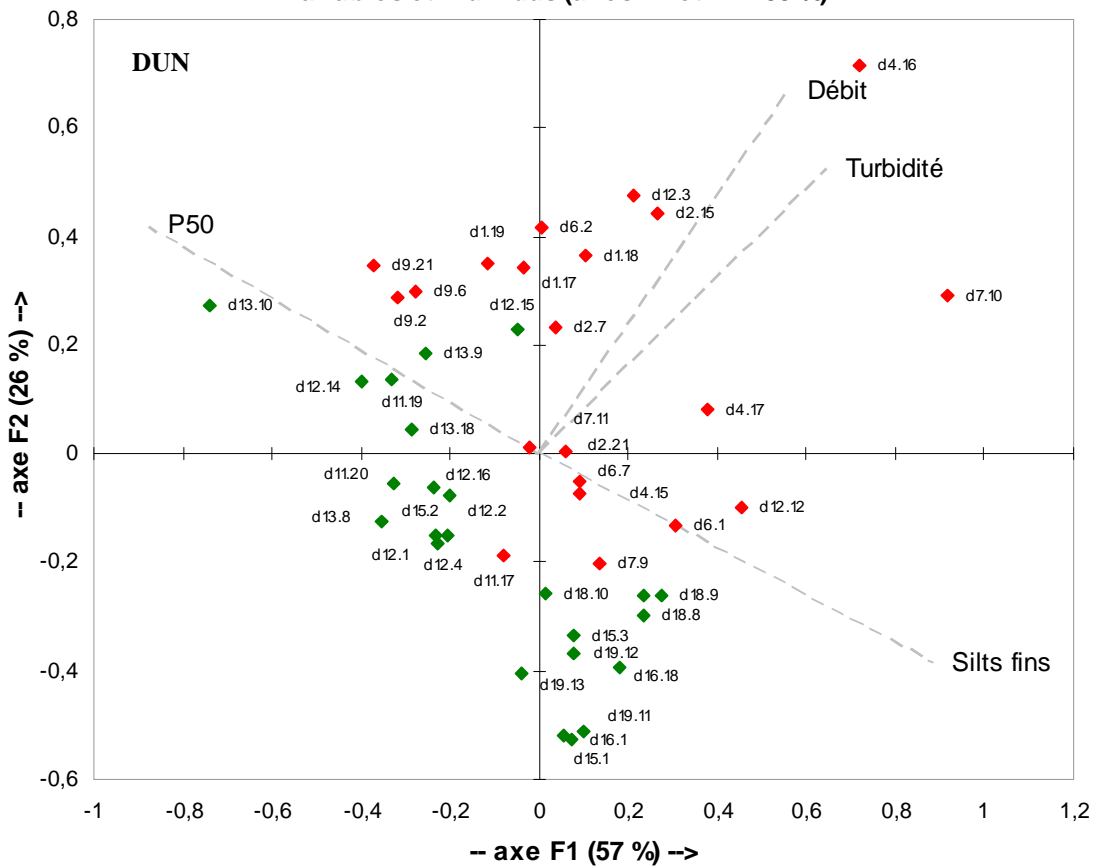
- F1 peut être interprété comme un axe granulométrique opposant les particules fines « silts fins » aux particules plus grossières représentés par la médiane « P₅₀ »,
- F2 correspond aux conditions hydrodynamiques et décrit les processus de crue dans sa partie positive.

Sur l'ensemble des bassins, la projection sur F1 des barycentres des individus de faible débit (figurés vert) et de fort débit (figurés rouge) met en évidence une correspondance avec les particules plus grossières (« p 50 ») et les particules plus fines (« silts fins »), respectivement. Sur F2, la projection du barycentre des échantillons de forts débits est positive et négative pour les échantillons de faibles débits. Ainsi, la distinction des échantillons de faibles et forts débits se fait selon l'axe F2 et la microgranulométrie de ces échantillons peut être déterminée par l'axe F1 (Figure 67). Néanmoins, les projections obtenues sur F2 mettent en évidence l'importance des conditions hydrodynamiques pour les échantillons de crue du Dun et de la Ganzeville, plus dispersés que ceux de l'Yères. Ceci pourrait illustrer des processus hydrodynamiques plus marqués sur les deux plus petits bassins.

Variables et Individus (axes F1 et F2 : 88 %)



Variables et Individus (axes F1 et F2 : 83 %)



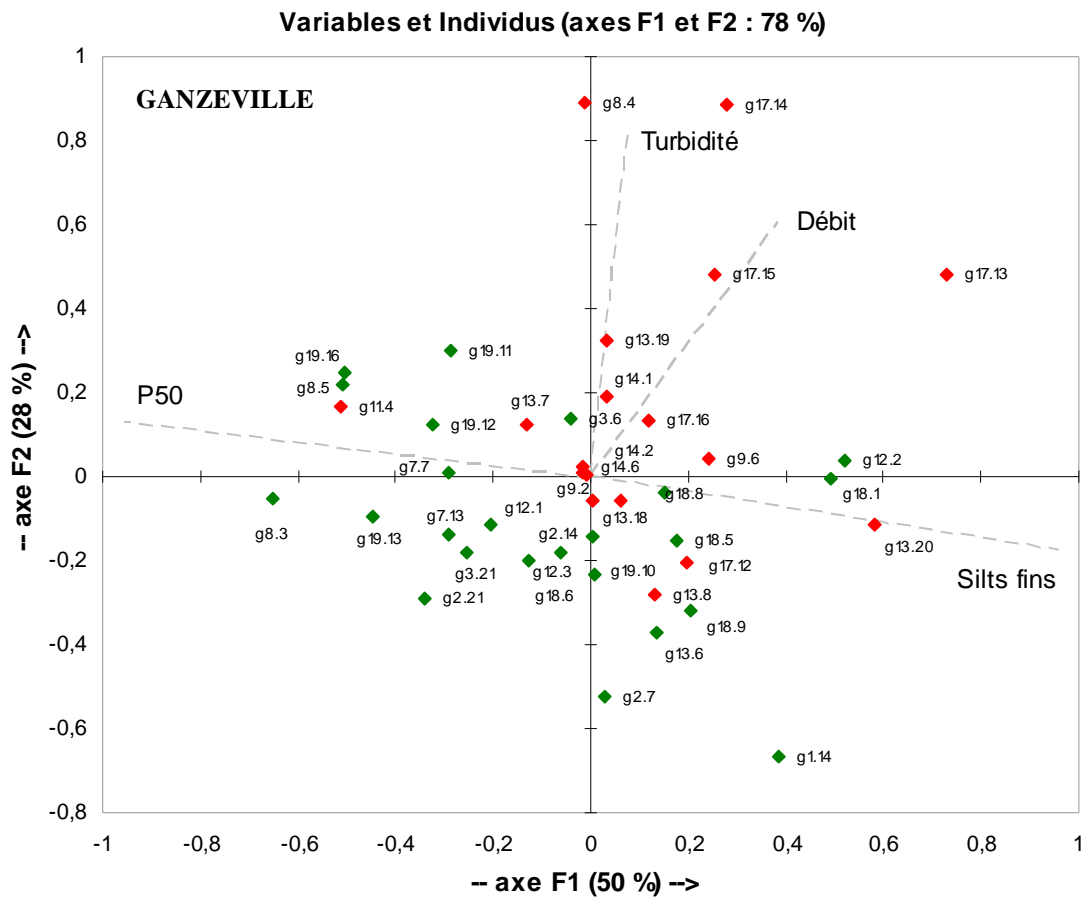


Figure 67: Plan factoriel F1-F2 et projections des individus pour chacun des bassins versants en 2005. Les points verts correspondent aux échantillons prélevés pour des débits faibles (inférieurs au seuil) et les points rouges aux échantillons prélevés pour des débits forts (supérieurs au débit seuil).

	YERES		DUN		GANZEVILLE	
	F1	F2	F1	F2	F1	F2
Silts fins	28,076	22,648	34,421	14,229	46,245	2,779
P50	36,820	8,780	33,539	17,074	45,964	1,666
Turbidité	26,067	18,405	18,275	26,148	0,311	62,721
Débit	9,038	50,166	13,765	42,549	7,480	32,835

Tableau 25: Contribution des variables en % pour chacun des bassins versants.

A titre d'illustration, les microgranulométries disponibles sur les échantillons prélevés pendant les crues majeures présentées précédemment montrent un accroissement de particules fines lors du pic de crue et de la descente de crue (Figure 68). La mobilisation de particules plus fines lors d'épisodes de crue a déjà été montrée (Walling *et al.*, 2000). Les travaux de Walling *et al.* (2000) sur les variations de taille de particules pendant les épisodes de crues ont en effet mis en évidence une augmentation de sédiments grossiers pendant la montée de crue, accroissement attribué à une remise en suspension du lit de la rivière et un pic de sédiments plus fins lors du pic de crue et de la descente de crue.

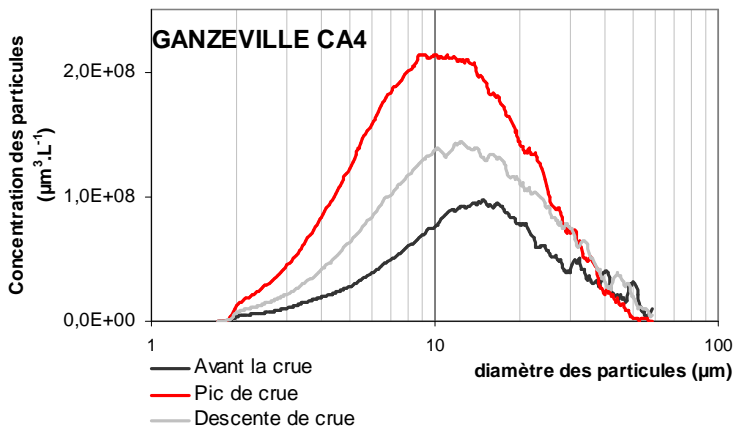
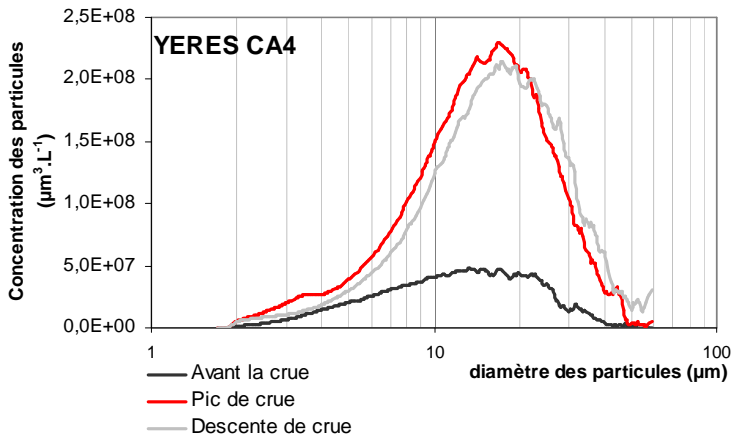
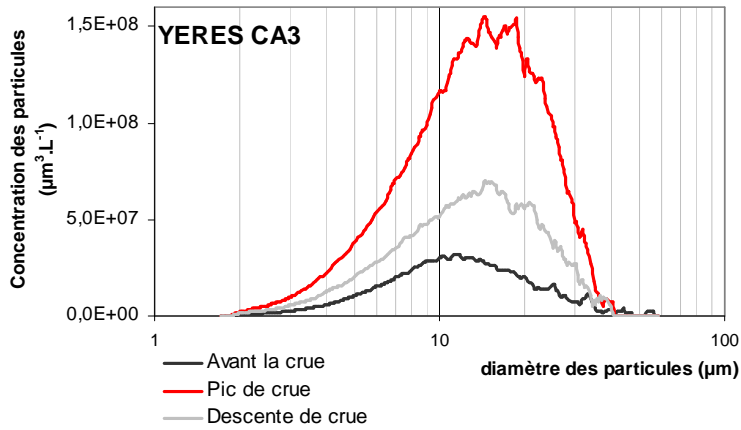
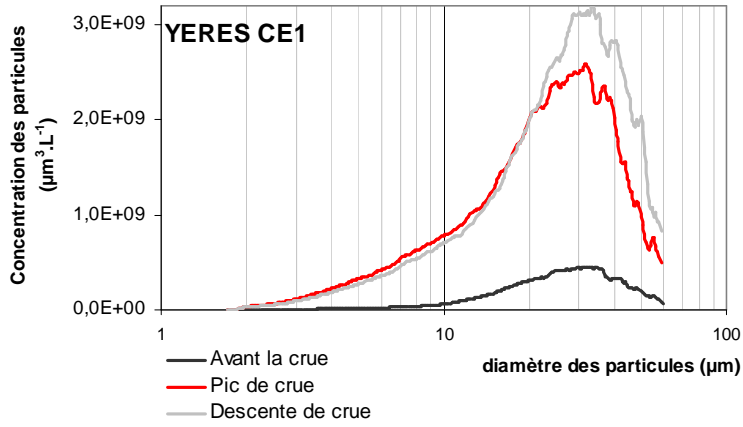


Figure 68: Courbes granulométriques obtenues sur les échantillons de crues au Coulter Multisizer II.

D'un point de vue qualitatif, l'analyse systématique au MEB d'une centaine d'échantillons d'eaux a révélé la prédominance de floccs organo-minéraux comprenant majoritairement des grains de quartz, ainsi que la présence de précipités de carbonates (Figure 69). De plus, il a été montré que les agrégats pédologiques (Figure 69) ne sont pas directement identifiables dans les échantillons d'eaux : il s'agit plutôt de floccs organo-minéraux (Parada, 2006). D'après les travaux de Droppo *et al.* (2005), la différence entre les floccs formés sur colonne d'eau et les agrégats de sol réside dans leurs propriétés physiques. Les agrégats étant plus ronds, denses et compacts que les floccs (de forme poreuse et irrégulière avec une teneur élevée en eau), les résultats de cette recherche ont suggéré que dans un système fluvial, les agrégats pédologiques subissent une transformation rapide sous forme de particules hybrides (combinaisons agrégat-floc).

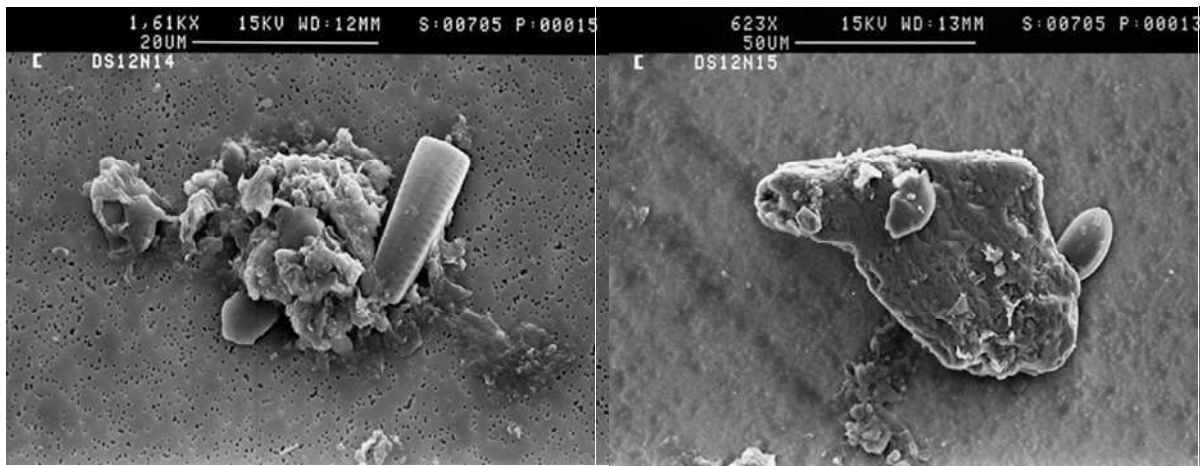


Photo MEB 1: Floc organo-minéral

Photo MEB 2: Grain de quartz

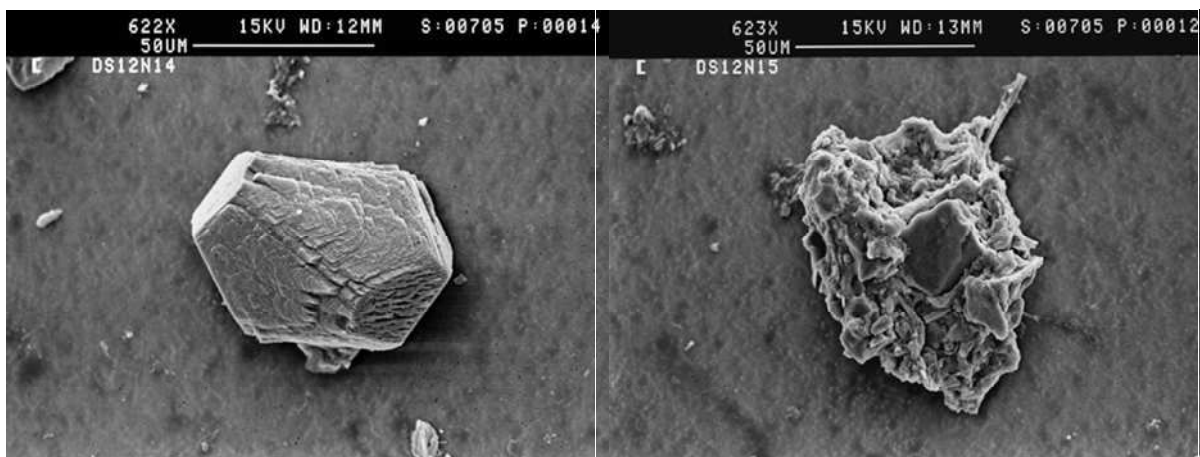


Photo MEB 3: Précipité de carbonates

Photo MEB 4: Agrégat pédologique

Figure 69: Exemple de marqueurs particuliers observés sur les échantillons d'eaux.

V. SYNTHÈSE ET DISCUSSION

1. Identification des facteurs de contrôle des bilans d'érosion régionaux

(Article soumis à *Earth Surface Processes and Landforms*)

1.1. Stratégie adoptée et synthèse des données disponibles

Les facteurs contrôlant la variabilité des bilans d'érosion dans les bassins versants mondiaux ont été étudiés par de nombreux auteurs (Milliman et Meade, 1983 ; Milliman and Syvitsky, 1992 ; Ludwig et Probst, 1998 ; Meybeck *et al.*, 2003 ; Syvitsky, 2003). Parmi ces facteurs, le débit spécifique et l'altitude maximale du bassin versant ont été identifiés comme les facteurs déterminants (Walling, 1983 ; Milliman et Syvitsky, 1992 ; Summerfield et Hulton, 1994 ; Meybeck *et al.*, 2003). Néanmoins, la comparaison globale des bilans d'érosion est délicate, car les études ont été réalisées à différentes échelles de temps et d'espace. De nombreux travaux ont utilisé des données mensuelles ou semestrielles, alors que les données haute fréquence sont préférables pour l'identification du rôle des différents facteurs régissant les bilans d'érosion (Li *et al.*, 2005 ; Laignel *et al.*, 2006).

C'est ce que nous avons voulu montrer en utilisant des mesures haute fréquence acquises sur les petits bassins versants régionaux (< 1000 km²). Pour cela, trois objectifs ont été dégagés:

- (1) étudier la représentativité de ces bilans d'érosion à l'échelle globale et régionale, en comparant ces données haute fréquence avec les données de 214 rivières du monde entier, dont les deux rivières majeures drainant l'Ouest du Bassin de Paris : la Seine et la Somme,
- (2) caractériser les régimes hydro-sédimentaires à l'échelle régionale, en calculant le pourcentage de temps nécessaire pour transporter la moitié du flux hydro-sédimentaire sur les petits bassins versants et la Seine,
- (3) illustrer l'importance de la variabilité climatique interannuelle et du contexte hydrologique dans la détermination des bilans d'érosion, en comparant les chroniques pluriannuelles de la Seine avec les chroniques annuelles des petits bassins versants.

Les bilans régionaux utilisés sont issus des mesures haute fréquence réalisées en 2005 sur les bassins versants littoraux de l'Yères, du Dun et de la Ganzeville et en 2002 sur l'Andelle et Austreberthe (Laignel *et al.*, 2006). Comme décrit précédemment (*cf.* Partie 2), des préleveurs automatiques et des sondes multi-paramètres ont été installées à l'aval des bassins versants (Figure 70) afin de mesurer le débit et la charge solide toutes les 30 minutes. Les concentrations de MES ont été estimées à partir des mesures de turbidité des sondes, après calibration au laboratoire des échantillons d'eaux prélevés en rivière toutes les 16 h. En multipliant les concentrations de MES par le débit, la charge solide des rivières est obtenue à

une échelle de résolution temporelle très fine. Ce dispositif est particulièrement adapté au suivi en continu de la charge solide des eaux souterraines (Massei, 2001) et des eaux superficielles (Steege *et al.*, 2000; Bordalo *et al.*, 2001).

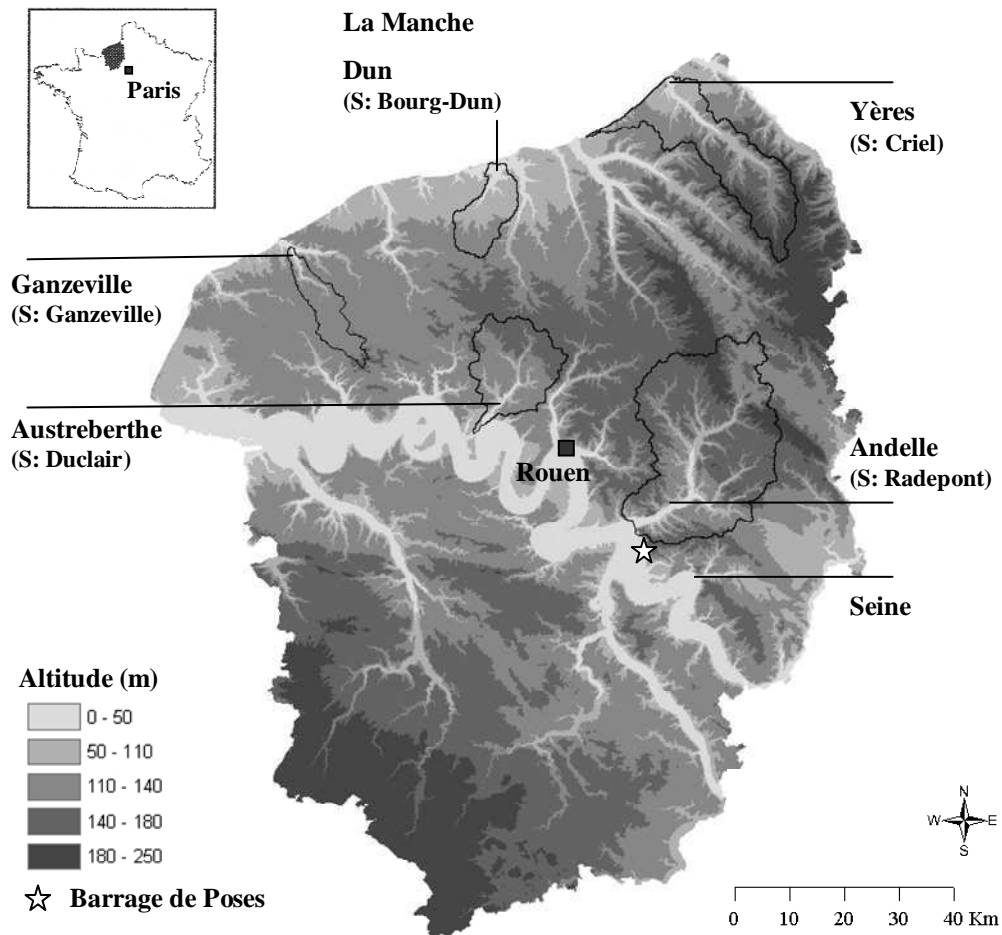


Figure 70: Localisation des 5 petits bassins versants, leur station d'instrumentation aval (S) et le barrage de Poses dans l'Ouest du Bassin de Paris.

Afin d'intégrer la variabilité climatique interannuelle régionale et le contexte hydrologique, les données haute fréquence acquises pendant une année sur les cinq petits bassins versants ont été comparées aux données pluriannuelles disponibles pour la Seine. Pour cette analyse, les données journalières de débit et de concentrations de MES collectées par le Service de la Navigation de la Seine (S.N.S) au barrage de Poses (Figure 70) ont été acquises sur la période 1980-2005.

Pour caractériser le régime hydro-sédimentaire des petits bassins versants et de la Seine, le pourcentage de temps nécessaire pour transporter 50% du débit liquide et solide annuel a été déterminé (Meybeck *et al.*, 2003). Ces indicateurs de variabilité temporelle correspondent au pourcentage de temps de l'année étudiée (2002 ou 2005) nécessaire pour que la moitié des débits liquides et solides cumulés soit transportée, les débits liquides et solides étant rangés par ordre décroissant sur la période étudiée. La valeur théorique maximum de 50% correspond à un transport constant de la charge liquide et solide ; plus le pourcentage de temps pour transporter 50% de la charge cumulative liquide ou solide est faible, plus la contribution des périodes de crue est grande, entraînant une distribution des écoulements liquides et solides au cours du temps d'autant plus convexe. A l'échelle régionale, ces indicateurs temporels ont été comparés en 2002 et 2005.

Afin de vérifier la représentativité de nos données à l'échelle globale et pour identifier les facteurs globaux contrôlant les bilans d'érosion en rivière, les résultats régionaux ont été confrontés aux résultats de deux études mondiales (Milliman et Syvitsky, 1992 ; Meybeck *et al.*, 2003). En utilisant des données journalières, Meybeck *et al.* (2003) ont calculé le débit spécifique ($1 \text{ km}^{-2} \text{ s}^{-1}$) et les bilans d'érosion ($\text{kg km}^{-2} \text{ j}^{-1}$) pour 60 bassins versants mondiaux. Milliman et Syvitsky (1992) ont collecté les débits spécifiques (mm an^{-1}), les débits solides (t an^{-1}) et les bilans d'érosion ($\text{t km}^{-2} \text{ an}^{-1}$) de 280 fleuves mondiaux. Ces deux sets de données incluent différents types de bassins versants, présentant des surfaces, des régimes d'écoulement, des climats et des topographies variés. Il est néanmoins intéressant de noter que les données présentées dans ces deux études ont été obtenues en utilisant des données brutes acquises selon différentes méthodologies et pour des périodes variables.

Seules les données renseignées à la fois pour le débit spécifique et le bilan d'érosion ont été extraites de ces deux études (i.e., 213 bassins versants, Annexe 3). Le débit spécifique pouvant être exprimé en mm an^{-1} ou en $1 \text{ km}^{-2} \text{ s}^{-1}$ (W^*), il a été calculé pour ces deux dimensions sur tous les bassins sélectionnés. Les données journalières de la Seine et les données haute fréquence des petits bassins versants ont été moyennées sur la période étudiée pour obtenir le débit annuel spécifique et le bilan annuel d'érosion, ce qui a permis une comparaison avec les autres données mondiales. Enfin, le débit moyen ($W, 1 \text{ s}^{-1}$) et la charge solide ($S, \text{t an}^{-1}$) ont été calculés pour tous ces bassins en multipliant le débit spécifique ($W^*, 1 \text{ km}^{-2} \text{ s}^{-1}$) et le bilan d'érosion ($S^*, \text{t km}^{-2} \text{ an}^{-1}$) par la surface des bassins versants correspondants. Ainsi, la synthèse des données mondiales et régionales est composée de 219 rivières et fleuves pour lesquels le débit moyen ($W, 1 \text{ s}^{-1}$), le débit spécifique ($R, \text{mm an}^{-1}$ et $W^*, 1 \text{ km}^{-2} \text{ s}^{-1}$), la charge solide ($S, \text{t an}^{-1}$) et le bilan d'érosion ($S^*, \text{t km}^{-2} \text{ an}^{-1}$) sont

disponibles (Annexe 3). En outre, puisque les deux études globales fournissent des informations sur l'altitude maximale des bassins versants, les rivières régionales dont l'altitude maximale est inférieure à 300 m ont été spécifiquement regroupées avec 32 autres bassins versants mondiaux ayant une altitude maximale de 500 m, notés ici « bassins versants < 500 m » (Tableau 26).

1.2. Les facteurs globaux

1.2.1 Les bilans régionaux à l'échelle globale

Basés sur les mesures haute fréquence, les bilans d'érosion obtenus sur les petits bassins versants sont de 21 et 16 t km⁻² an⁻¹ pour l'Andelle et l'Austreberthe respectivement (Laignel *et al.*, 2006), 10 t km⁻² an⁻¹ pour l'Yères, 6.6 t km⁻² an⁻¹ pour la Ganzeville et 1.3 t km⁻² an⁻¹ pour le Dun. Pour les deux rivières majeures drainant l'Ouest du bassin de Paris, le bilan d'érosion moyen pour la Seine calculé sur la période 1980-2005 est de 11 t km⁻² an⁻¹ et de 4.7 t km⁻² an⁻¹ pour la Somme (Meybeck *et al.*, 2003).

Les bilans d'érosion mondiaux variant de 0.3 à 26 000 t km⁻² an⁻¹ (Milliman et Syvitski, 1992 ; Meybeck *et al.*, 2003, Annexe 3), les valeurs régionales obtenues sont parmi les plus faibles du monde mais sont proches des valeurs des bassins versants < 500 m dont la moyenne est 19.6 t km⁻² an⁻¹ (Tableau 26).

Le débit spécifique, la surface et l'altitude maximale du bassin versant jouant un rôle important dans la détermination de la variabilité des bilans d'érosion en rivière (Walling, 1983; Milliman et Syvitsky, 1992; Summerfield et Hulton, 1994; Meybeck *et al.*, 2003), les relations entre débit spécifique et surface du bassin (Figure 71), bilan d'érosion et surface du bassin (Figure 72), bilan d'érosion et débit spécifique (Figure 73) ont été d'abord représentées graphiquement pour tous les bassins versants, puis séparément pour ceux d'altitude < à 500 m (Figures 71 B, 72 B et 73 B).

Bassin versant	Pays	S (km ²)	R (mm an ⁻¹)	W* (l km ⁻² s ⁻¹)	W (l s ⁻¹)	S* (t km ⁻² an ⁻¹)	S (t an ⁻¹)	Periode	Références
Kalkkinen	Finland	25000	250	7,9	198186	0,3	6500	-	Kempe <i>et al.</i> , 1991 (in 1)
Kymi joki	Finland	37000	80	2,5	93861	0,4	14800	-	Kempe <i>et al.</i> , 1991 (in 1)
Dun	France	90	35	1,1	101	1,3	117	2005	Cette étude
Apalachicola	USA	44000	470	14,9	655758	4	176000	-	Judson and Ritter, 1964 (in 1)
Somme	France	5560	205	6,5	36140	4,7	26382	1980-1997	Meybeck <i>et al.</i> , 2003
Dnieper	Russia	380000	86	2,7	1036276	5,2	1976000	-	Milliman and Syvitski, 1992
Saint Lawrence	Canada	1000000	378	12	12000000	5,2	5168400	-	Rondeau <i>et al.</i> , 2000 (in 2)
Attawapiskat	Canada	36000	320	10,1	365297	6	216000	-	Syvitski, 1992 (in 1)
Ganzeville	France	90	215	6,8	615	6,6	594	2005	Cette étude
Moose	Canada	60000	410	13	780061	7	420000	-	Syvitski, 1992 (in 1)
Annapolis	Canada	546	719	22,8	12449	7,3	4006	1980-1982	Binda <i>et al.</i> , 1986; Water Survey of Canada, 1995 (in 2)
Senegal	Senegal	270000	48	1,5	410959	8	2160000	-	Martins and Probst, 1991 (in 1)
Weser	Germany	38000	230	7,3	277144	8	304000	-	Kempe <i>et al.</i> , 1991 (in 1)
Kolyma	Russia	640000	140	4,4	2841197	9	5760000	-	Lisitzin, 1992 (in 1)
Sao Francisco	Brazil	640000	150	4,8	3044140	9	5760000	-	Milliman and Meade, 1983 (in 1)
Marne	France	12500	281	8,9	111250	9,1	114063	1992-1996	Meybeck <i>et al.</i> , 1999 (in 2)
Yères	France	265	219	7	1842	10	2650	2005	Cette étude
Seine	France	65000	240	7,6	495006	11	715000	1980-2005	Cette étude
Nene	UK	1500	160	5,1	7610	11	16500	-	Wilmot and Collins, 1981 (in 1)
Severnay Dvina	Russia	350000	330	10,5	3662481	13	4550000	-	Lisitzin, 1992 (in 1)
Yana	Russia	220000	130	4,1	906900	14	3080000	-	Lisitzin, 1992 (in 1)
Welland	UK	530	200	6,3	3361	14	7420	-	Wilmot and Collins, 1981 (in 1)
Melarchez	France	7	246	7,8	55	14,6	102	1975-1977	Meybeck <i>et al.</i> , 1999 (in 2)
Grand Morin	France	1200	171	5,4	6504	15,3	18396	1992-1995	Meybeck <i>et al.</i> , 1999 (in 2)
Austreberthe	France	208	328	11	2288	16	3328	2002	Laignel <i>et al.</i> , 2006
Sanaga	Canada	130000	500	15,9	2061136	20	2600000	-	UNEP, 1982 (in 1)
Andelle	France	710	335	11	7810	21	14910	2002	Laignel <i>et al.</i> , 2006
Nottaway	Canada	66000	270	8,6	565068	15	990000	-	Kranck and Rufman, 1981 (in 1)

Tableau 26: Caractéristiques générales des bassins versants d'altitude maximale inférieure à 500 m.

Tableau 26 (Suite)

Bassin versant	Pays	S (km ²)	R (mm an ⁻¹)	W* (l km ⁻² s ⁻¹)	W (l s ⁻¹)	S* (t km ⁻² an ⁻¹)	S (t an ⁻¹)	Periode	Références
Exe	UK	600	860	27,3	16362	24	14400	-	Milliman and Syvitski, 1992
Bristol Avon	UK	670	400	12,7	8498	27	18090	-	Milliman and Syvitski, 1992
Potomac	USA	25000	310	9,8	245751	28	700000	-	Judson and Ritter, 1964 (in 1)
Delaware	USA	17000	190	6	102423	39	663000	-	Judson and Ritter, 1964 (in 1)
Druance	France	90	611	19,4	1746	50	4500	1999-2000	Butaeye, 2001 (Laignel <i>et al.</i> , 2006)
Wye	UK	4000	630	20	79909	51	204000	-	Milliman and Syvitski, 1992
Creedy	UK	260	500	15,9	4122	53	13780	-	Milliman and Syvitski, 1992
Chaudière	Canada	5805	769	24,4	141642	56,6	328418	1969	Ministère de l'environnement, 1971 (in 2)
Clyde	UK	1900	430	13,6	25907	60	114000	-	Milliman and Syvitski, 1992
Tyne	UK	2200	680	21,6	47438	61	134200	-	Milliman and Syvitski, 1992
Severn	UK	6800	380	12	81938	65	442000	-	Milliman and Syvitski, 1992

Références:

(1): Milliman and Syvitski, 1992

(2): Meybeck *et al.*, 2003

A l'échelle globale, il existe une relation inverse entre le débit spécifique et la surface du bassin versant (Milliman et Syvitski, 1992). Le débit spécifique décroît avec l'augmentation de la surface du bassin (Figure 71 A). Cependant, pour les bassins versants < 500 m, la surface n'a pas d'influence sur le débit spécifique (Figure 71 B).

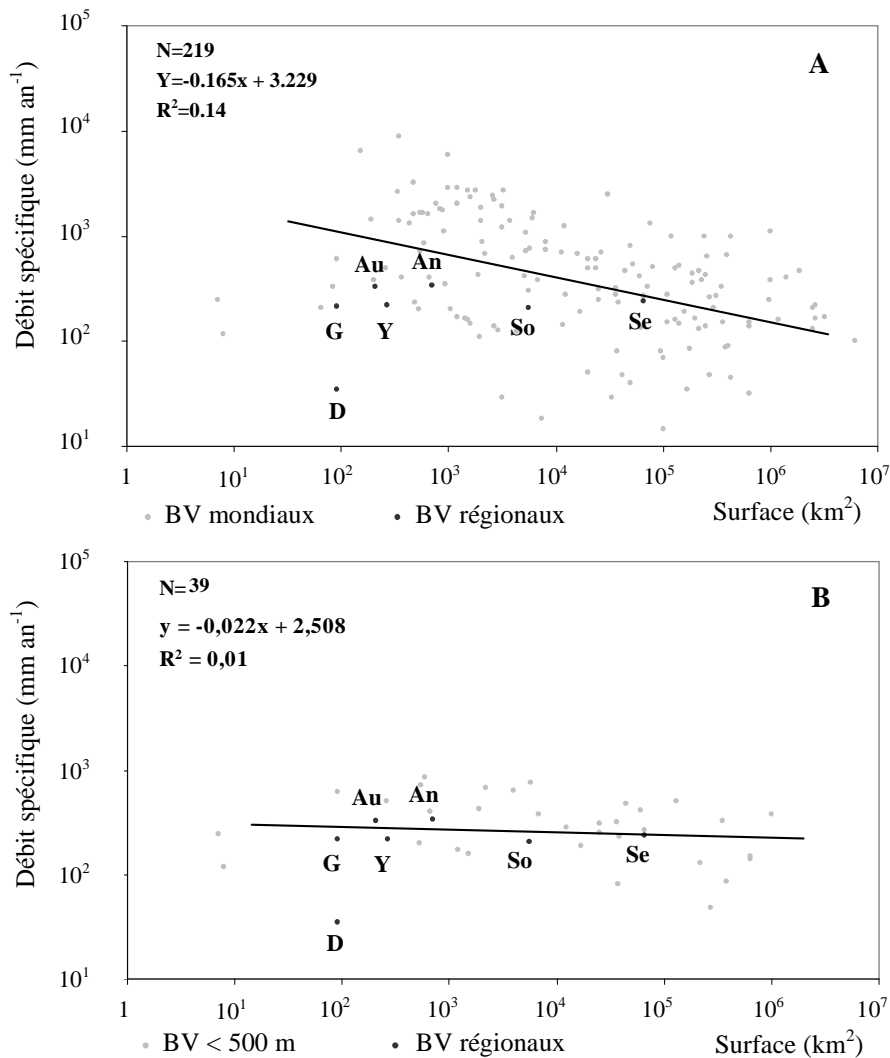


Figure 71: Surface du bassin (km²) vs débit spécifique (mm yr⁻¹) à l'échelle globale (A) et pour les bassins < 500 m (B) (Dun=D, Ganzeville=G, Yères=Y, Andelle=An, Austreberthe=Au, Somme=So, Seine=Se).

La tendance des rivières régionales (incluant la Somme et la Seine) est inférieure à celle des rivières mondiales (Figure 71 A) et, excepté pour le Dun, cette tendance est conforme à celle des bassins versants mondiaux < 500 m (Figure 71 B).

La relation entre le bilan d'érosion et la surface du bassin versant est également inverse (Figure 72), comme cela a été montré lors d'études antérieures (Milliman et Meade, 1983, Milliman et Syvitski, 1992, Meybeck *et al.*, 2003).

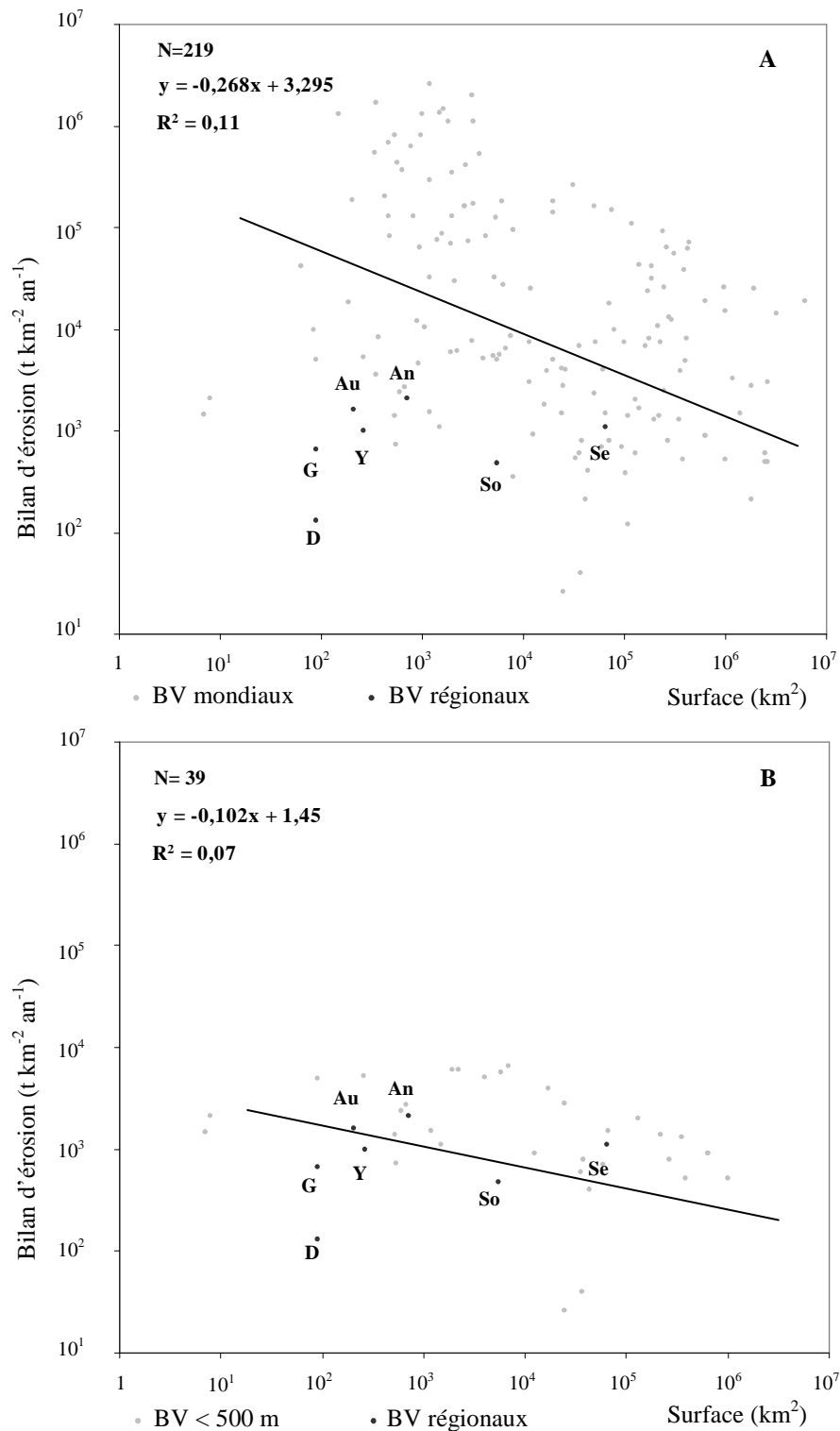


Figure 72: Surface du bassin (km^2) vs bilan d'érosion ($t \text{ km}^{-2} \text{ an}^{-1}$) à l'échelle globale (A) et pour les bassins < 500 m (B) (Dun=D, Ganzeville=G, Yères=Y, Andelle=An, Austreberthe=Au, Somme=So, Seine=Se).

Par rapport à la relation précédente (Figures 71 A et B), la pente de la relation est plus forte pour l'ensemble des rivières, y compris pour les bassins < 500 m (Figure 72 A et B). Les données régionales sont distribuées selon la surface de leur bassin versant et la tendance régionale est également inférieure à la tendance générale (Figure 72 A). Excepté pour le Dun, les données régionales s'intègrent dans la tendance décrite par les bassins versants < 500 m (Figure 72 B).

La relation entre débit spécifique et bilan d'érosion indique que le bilan d'érosion augmente avec le débit spécifique pour l'ensemble des bassins versants (Figure 73 A et B), comme cela a été décrit dans les travaux de Summerfield et Hulton (1994) et de Meybeck *et al.* (2003). Excepté pour le Dun et deux autres rivières de Finlande situées dans des zones climatiques de toundra et de taiga (Kalkkinen et Kymi joki), les données des bassins versants < 500 m sont peu dispersées. Enfin, comme précédemment, les données régionales s'alignent avec la tendance des rivières < 500 m, sauf pour le Dun (Figure 73 B).

1.2.2 La surface du bassin, le débit spécifique et la topographie en tant que facteurs globaux

Les résultats présentés ont confirmé que le débit spécifique, la surface du bassin et la topographie sont des facteurs clés contrôlant la variabilité mondiale des bilans d'érosion (Figures 71 A, 72 A et 73 A). Le débit spécifique d'un bassin versant est le résultat d'un excès de précipitations par rapport à l'évapotranspiration et dépend également de la topographie. Ainsi, en zones de montagnes, le contrôle orographique des précipitations et la faible densité de végétation génèrent de plus fortes valeurs de débit spécifiques (i.e., une augmentation de précipitations par rapport à une évapotranspiration réduite) qu'en zones de plaines. Milliman et Syvitski (1992) ont expliqué la relation inverse entre surface du bassin et débit spécifique comme résultant des variations topographiques à l'échelle du bassin versant: les plus grands bassins présentent une plus grande proportion de zones de faibles altitudes (« lowlands », d'altitude maximale < à 500 m) où les précipitations sont réduites et l'évapotranspiration importante.

La relation inverse entre bilan d'érosion et surface du bassin peut être expliquée par le fait que les processus de dépôts en rivière et dans les plaines alluviales augmentent avec la surface du bassin (Hovius, 1998) alors que les processus d'érosion et de transport se produisent sur de courtes distances et pour des échelles spatiales réduites (Osterkamp and Toy, 1997), d'où des bilans d'érosion plus importants pour de petits bassins versants.

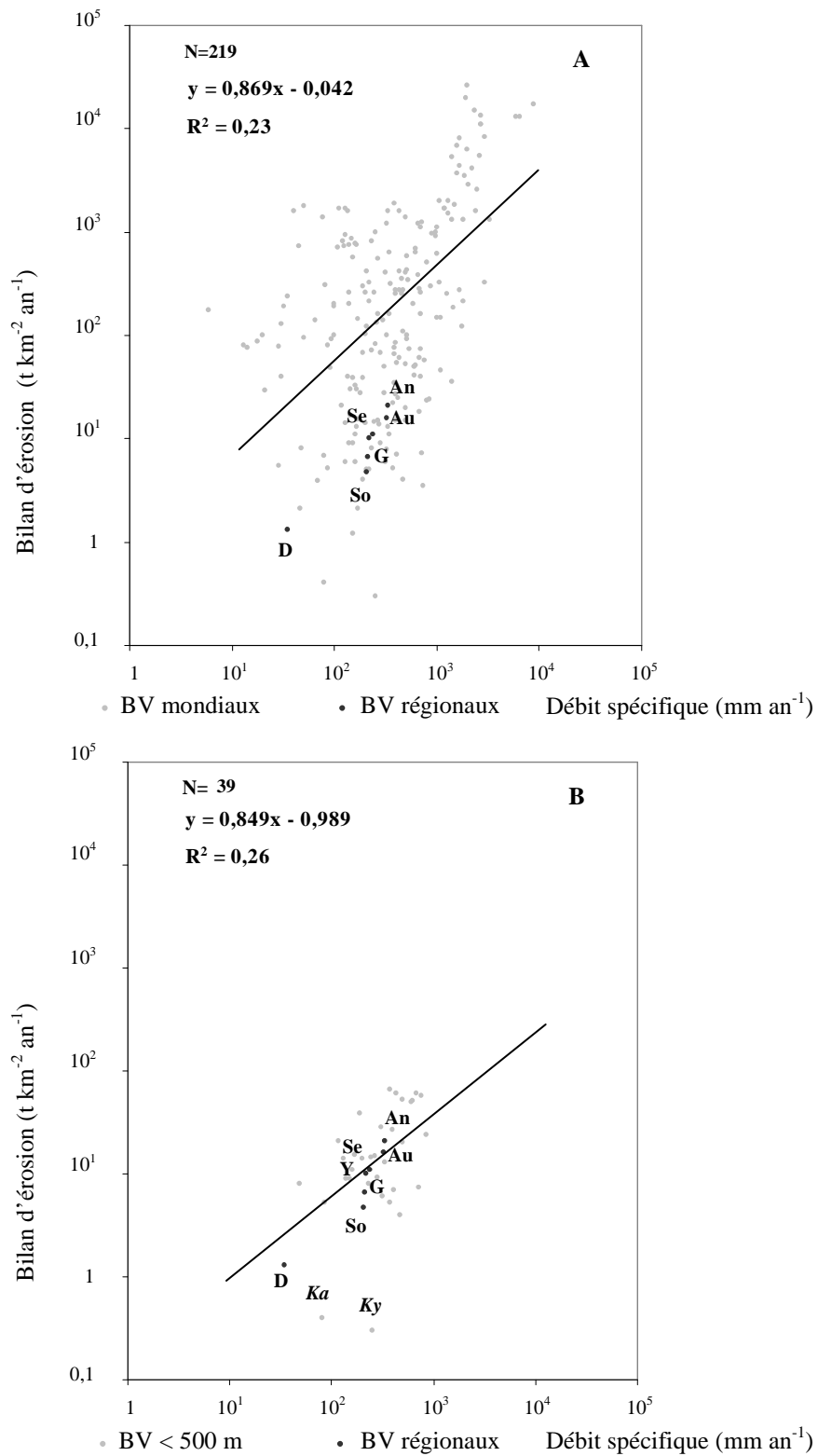


Figure 73: Débit spécifique ($mm\ an^{-1}$) vs bilan d'érosion ($t\ km^{-2}\ an^{-1}$) à l'échelle globale (A) et pour les bassins < 500 m (B) (Dun=D, Ganzeville=G, Yères=Y, Andelle=An, Austreberthe=Au, Somme=So, Seine=Se, Ka= Kalkkinen, Ky=Kymi joki).

Enfin, l'augmentation du bilan d'érosion avec le débit spécifique est conforme à la relation entre concentration de MES et débit observée à l'échelle du bassin versant : cette relation complexe (Williams, 1989) est communément décrite par une fonction de type exponentielle. La relation observée dans la Figure 71 B a montré que la surface du bassin a une importance secondaire sur le débit spécifique des bassins versants < 500 m. Cela est en accord avec la précédente hypothèse de Milliman et Syvitski (1992) : le débit spécifique ne dépend pas de la surface du bassin pour cette catégorie de rivières puisqu'elles sont composées de zones topographiquement homogènes (< 500 m) où les variations topographiques n'ont pas d'influence sur le climat (i.e., sur l'équilibre entre précipitations et évapotranspiration). Enfin, les données relatives aux bilans d'érosion régionaux étant conformes à la tendance générale décrite par les bassins < 500 m, cela a permis de montrer que la surface du bassin, le débit spécifique mais aussi la topographie sont les facteurs globaux contrôlant ces bilans régionaux. Cependant les résultats obtenus pour les rivières régionales suggèrent que d'autres facteurs peuvent intervenir dans la détermination de ces bilans. En effet, les facteurs précédemment cités ne peuvent pas complètement expliquer les faibles valeurs de débit spécifique et de bilan d'érosion du Dun (dont le bilan est de $1.3 \text{ t km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$, i.e., bien plus faible que le bilan moyen de tous les bassins < 500 m, qui est de $19.6 \text{ t km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$).

1.2.3 Importance de la variabilité interannuelle et du contexte hydrologique dans l'étude globale des bilans d'érosion

Afin d'illustrer l'importance de la période étudiée dans cette synthèse, les bilans d'érosion et les débits spécifiques de chacune des années de mesures disponibles pour la Seine (1980 à 2005) ont été représentés, ainsi que les bilans et débits spécifiques annuels des petits bassins versants régionaux obtenus en 2002 et 2005 et la tendance observée pour les bassins versants mondiaux < 500 m (Figure 74).

Par rapport au bilan d'érosion et au débit spécifique moyenné de 1980 à 2005 pour la Seine et aux autres données moyennées des bassins versants < 500 m présentés précédemment (Figure 73 B), la tendance des données pluriannuelles de la Seine renseigne sur le potentiel de variation des bilans d'érosion de ce fleuve au cours de la période 1980-2005 du fait des fluctuations climatiques interannuelles. De plus, cette tendance pouvant être utilisée comme référence en matière de variabilité interannuelle climatique régionale, l'alignement des données des petits bassins versants avec cette tendance régionale permet de valider les bilans d'érosion proposés pour des contextes hydrologiques différents en 2002 et 2005 et de les recadrer éventuellement par rapport à cette tendance régionale.

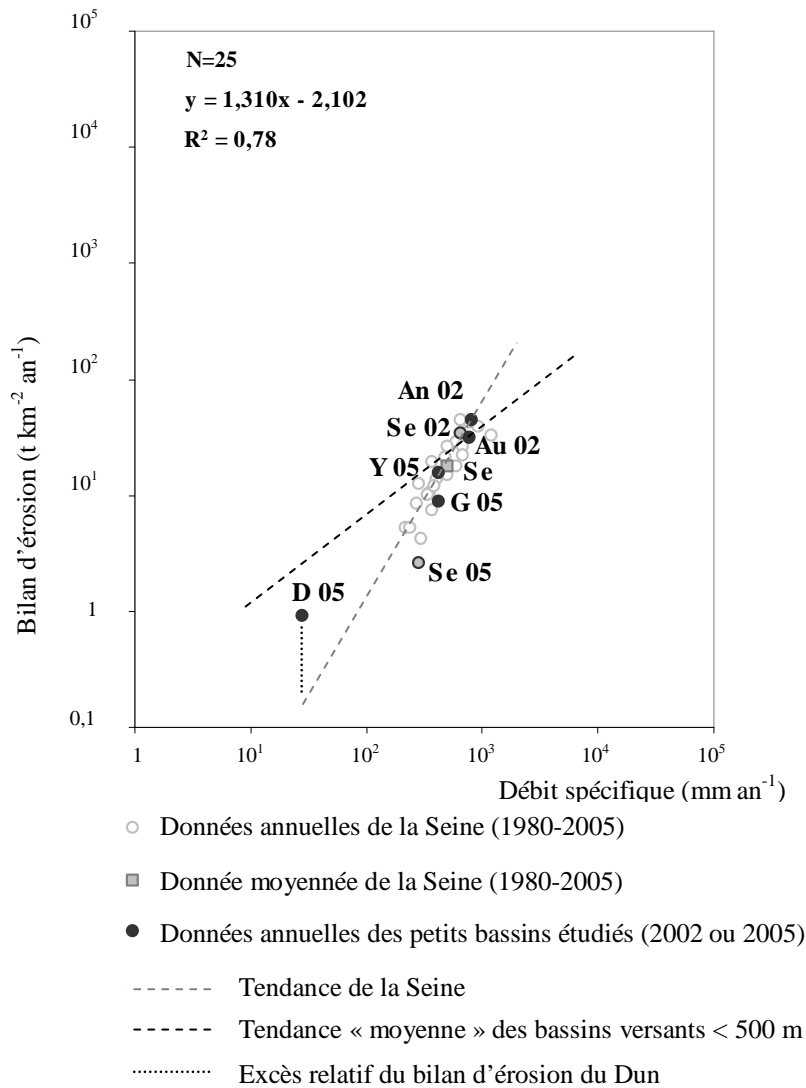


Figure 74: Illustration de la variabilité interannuelle des bilans d'érosion à travers l'exemple de la Seine (période 1980-2005).

1.3. Les facteurs régionaux

1.3.1. Le régime hydro-sédimentaire à l'échelle régionale

Afin d'analyser le régime hydro-sédimentaire à l'échelle régionale, les courbes de transport des débits cumulés liquides (Figure 75 A) et solides (Figure 75 B) au cours des années 2002 et 2005 ont été comparées pour les petits bassins versants et la Seine. Ces deux années correspondent à un contexte hydrologique différent. L'année 2002 a été plus humide que 2005, comme en témoigne les débits spécifiques moyennés pour les petits bassins versants et la Seine en 2002 ($10.4 \text{ l km}^2 \text{ s}^{-1}$) et en 2005 ($5.1 \text{ l km}^2 \text{ s}^{-1}$).

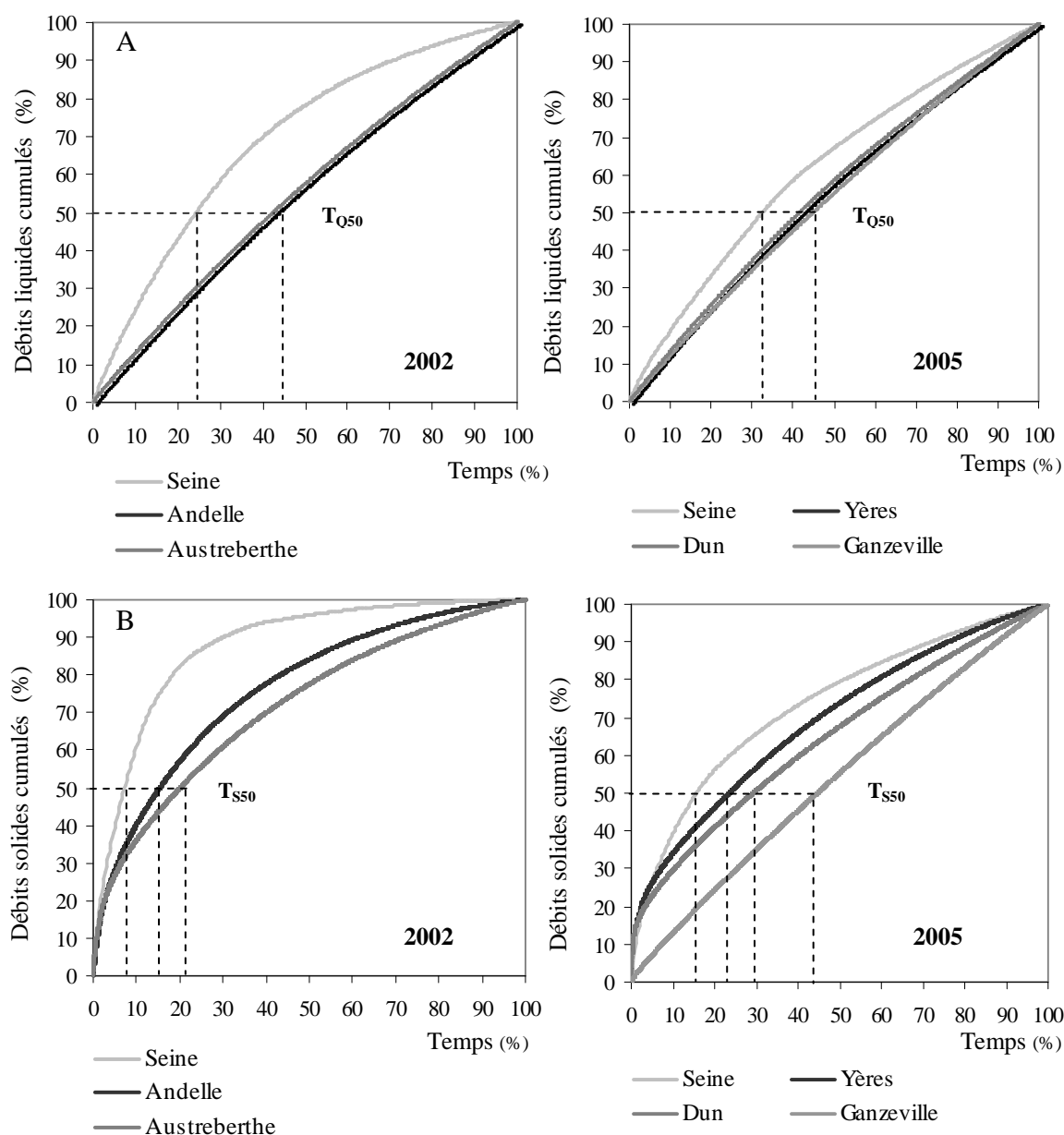


Figure 75: Courbes de transport hydro-sédimentaire de la Seine et des petits bassins versants étudiés en 2002 et 2005.

Le pourcentage de temps nécessaire pour transporter la moitié des débits liquides (indice T_{Q50}) est plus important pour les petits bassins versants que pour la Seine en 2002 et 2005 (Figure 75 A). En dépit de la différence hydrologique entre 2002 et 2005, les valeurs de T_{Q50} sont similaires pour les petits bassins versants (environ 40 %), contrairement à la Seine dont les valeurs de T_{Q50} varient avec le contexte hydrologique: plus l'année est sèche, plus l'indice T_{Q50} est élevé (Tableau 27).

Le pourcentage de temps nécessaire pour transporter la moitié des débits solides (indice T_{S50}) est également plus important pour les petits bassins versants que pour la Seine en 2002 et

2005 (Figure 75 B). Pour la Seine, comme pour les petits bassins versants, les valeurs de T_{S50} varient avec le contexte hydrologique. Ainsi, contrairement aux valeurs de T_{Q50} , les valeurs de T_{S50} des petits bassins versants dépendent également du contexte hydrologique: de 15% (Andelle) à 20% (Austreberthe) en 2002 et de 23% (Yères) à 45% (Ganzeville) en 2005 (Tableau 27).

Bassin versant	Année	T_{Q50} (%)	T_{S50} (%)	Débit ($m^3 s^{-1}$)
Seine	2005	33	16	343
Seine	2002	24	7	591
Yères	2005	41	23	0,34
Dun	2005	41	29	0,12
Ganzeville	2005	45	45	0,64
Andelle	2002	42	15	8,5
Austreberthe	2000	42	20	2,2

Tableau 27: Durées de transport hydro-sédimentaire de la Seine et des petits bassins versants en 2002 et 2005.

1.3.2. La régulation souterraine et le contexte hydrologique en tant que facteurs régionaux

En plus des facteurs globaux, Meybeck *et al.* (2003) ont souligné l'influence d'autres facteurs locaux sur les bilans d'érosion, tels que les plaines alluviales, la présence de lacs et les interactions entre eaux souterraines et eaux de surface. D'après ces auteurs, le pourcentage de temps nécessaire pour transporter la moitié du flux hydro-sédimentaire renseigne sur ce type de facteurs : les durées les plus longues sont en effet observées pour des bassins versants fortement régulés par des barrages, des lacs ou par des interactions entre eaux souterraines et eaux de surface.

Dans le cas de la Somme, les longues durées de transport liquide et solide (36.7% et 23.3 %, respectivement) ont été expliquées par la contribution de l'aquifère sous-jacent (Meybeck *et al.*, 2003). De la même façon, les longues durées de transport liquide (> 40%, Tableau 27) et solide (de 15 à 45 %, Tableau 27) calculées pour les petits bassins versants peuvent être expliquées par la contribution de l'aquifère crayeux sous-jacent. Etant donné le contexte karstique régional (*cf.* Partie 1), la régulation souterraine à travers le réseau karstique pourrait jouer un rôle dans le stockage des flux hydro-sédimentaires, ce qui expliquerait les longues durées de transport observées. De plus, la contribution de la nappe souterraine au débit de rivière a été montrée sur les bassins de l'Yères et de la Ganzeville (*cf.* Partie 4) et l'étude de la

source karstique régionale du Bébec (Massei *et al.*, 2003) a mis en évidence la remobilisation de sédiments intrakarstiques lors d'épisodes pluvieux intenses. Cela démontre l'impact potentiel du transport souterrain sur les flux hydro-sédimentaire à l'échelle régionale et confirme nos résultats (cf. Partie 2) sur la contribution souterraine au débit de rivière dans les petits bassins versants régionaux.

L'analyse des valeurs de T_{Q50} des petits bassins versants par rapport à la Seine et aux différents contextes hydrologiques fournit d'autres informations. Tout d'abord, les valeurs de T_{Q50} de la Seine sont inférieures à celles des petites rivières (Tableau 27). Cela peut être expliqué par un effet de taille. Le substratum de ce très grand bassin (65000 km^2) est plus hétérogène, ce qui entraîne une plus faible proportion de substratum karstifié (Rodet, 1997) et par conséquent des durées de transport des flux d'eaux plus courtes que pour les petits bassins. Ainsi, la différence observée pourrait être attribuée à la plus faible régulation souterraine de ce grand bassin. En second lieu, les valeurs de T_{Q50} de la Seine évoluent avec le contexte hydrologique, ce qui n'est pas le cas des valeurs de T_{Q50} des petits bassins versants, qui restent similaires au cours de deux années hydrologiquement différentes. Cela suggère une interaction constante entre les eaux souterraines et les eaux de surface, indépendamment du contexte hydrologique pour ces petits bassins versants. Cette différence est également illustrée par la forme des courbes de transport des flux d'eaux: l'interaction constante entre les eaux souterraines et les eaux de surface est traduite par des courbes qui sont presque rectilignes pour les petits bassins versants alors que les courbes de la Seine sont convexes (Figure 75). La convexité des courbes de transport de la Seine reflète le caractère inconstant de l'interaction entre les eaux souterraines et les eaux de surface dans ce bassin, caractère d'autant plus marqué au cours de l'année humide 2002, où la contribution des eaux de ruissellement a été plus importante.

Concernant le régime sédimentaire à l'échelle régionale, les durées de transport sédimentaire sont plus courtes que les durées de transport des flux d'eaux en 2002 et en 2005 pour les petits bassins versants et pour la Seine (Tableau 27). Ceci met en évidence le fort potentiel de mobilisation des sédiments par les flux d'eaux (Meybeck *et al.*, 2003). D'autre part, les durées de transport sédimentaire varient avec le contexte hydrologique et les valeurs de débit (sauf pour la Ganzeville, Tableau 27). Etant donné que le débit détermine la capacité de transport de la charge solide, les plus courtes durées de transport sont observées au cours de l'année humide 2002 et inversement, les plus longues durées de transport sont observées au cours de l'année sèche 2005. De plus, contrairement au transport des flux d'eaux (Figure 75 A), les

durées de transport sédimentaire sont représentées par des courbes convexes pour tous les bassins régionaux (Figure 75 B) et leur degré de convexité représente l'importance des quantités de sédiments mobilisés lors des crues.

Par rapport aux valeurs de T_{S50} des petits bassins versants, les plus faibles valeurs de T_{S50} obtenues sur la Seine peuvent être attribuées au plus fort débit du bassin mais également à une régulation souterraine des flux sédimentaires moins importante.

Pour les petits bassins versants, la variabilité des valeurs de T_{S50} pour une année donnée est forte : ces valeurs sont inférieures à 20% au cours d'une année humide et varient de 23 à 45% au cours d'une année sèche (Tableau 27 ; Figure 75 B) alors que les valeurs de T_{Q50} sont équivalentes au cours des années étudiées. Cela pose la question de savoir pourquoi le contexte hydrologique a une influence sur le transport des flux d'eaux et non sur le transport sédimentaire.

Comme établi précédemment, pour une année donnée, la mobilisation des sédiments est contrôlée à la fois par le débit de surface et la régulation souterraine. La régulation souterraine étant constante dans les petits bassins versants (durées de transport des flux d'eaux équivalentes, Tableau 27), la variabilité des durées de transport sédimentaire dépendrait surtout du débit de surface. Plus spécifiquement, cette variabilité serait fortement dépendante de la quantité de sédiments mobilisables par le ruissellement de surface et du stockage superficiel dans le bassin. Pour un bassin donné, cet équilibre sédimentaire dépend de caractéristiques intrabassins, telles que l'érodibilité des sols, l'occupation des sols et la pente du bassin.

1.4. Les facteurs intrabassins

Des facteurs intrabassins peuvent en effet être utilisés pour expliquer les bilans d'érosion et la variabilité du transport sédimentaire dans les petits bassins versants étudiés. Ainsi, lorsque l'on considère l'altitude maximale de chacun de ces bassins, on note l'augmentation de la durée du transport sédimentaire et des bilans d'érosion avec l'augmentation de l'altitude (Figure 76). Ces résultats confirment ceux précédemment obtenus à l'échelle globale, sur l'importance du relief dans la détermination des bilans d'érosion mais soulignent également l'importance du relief local, même dans le cas de bassins versants de faible altitude.

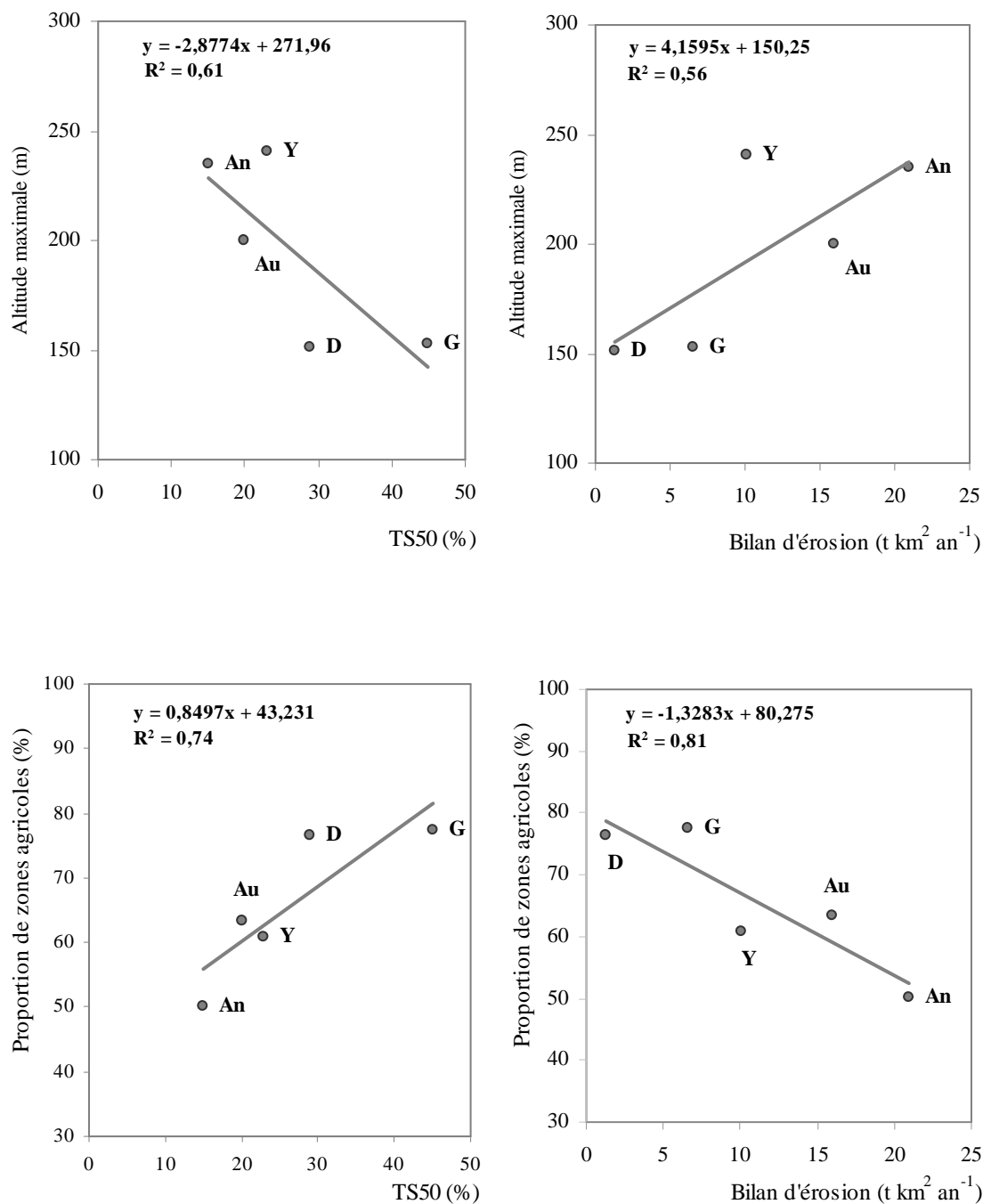


Figure 76: T_{SS50} (%) et bilan d'érosion ($t\ km^{-2}\ yr^{-1}$) vs altitude maximale et proportion de zones agricoles pour les petits bassins versants étudiés (Dun=D, Ganzeville=G, Yères=Y, Andelle=An, Austreberthe=Au).

Lorsque que l'on compare les indicateurs de transport sédimentaire et les bilans d'érosion avec l'occupation du sol, et notamment avec la proportion de terres agricoles (Tableau 28; Figure 76), on constate que la mobilisation de sédiments est plus rapide dans les bassins versants présentant le moins de zones agricoles et que les bilans d'érosion augmentent avec la diminution de la proportion de zones agricoles. Malgré l'effet reconnu des pratiques agricoles

sur l'érosion des sols (Auzet, 1987 ; Boardman, 1991), il apparaît ici que ces pratiques ne jouent pas un rôle majeur dans la mobilisation et les bilans sédimentaires à l'échelle des petits bassins versants de l'Ouest du Bassin de Paris. Ce paradoxe pourrait néanmoins être expliqué par les différentes mesures agri-environnementales et les ouvrages de rétention mis en place dans la région pour limiter les processus de ruissellement. Enfin, cette analyse des facteurs intrabassins reste limitée par l'influence déterminante du débit sur le transport et les bilans sédimentaires. En effet, sans considérer l'altitude ou la proportion de terres agricoles des bassins versants, on constate que la distribution des T_{S50} ou des bilans d'érosion de chacun des bassins (Figure 76) peut avant tout être expliquée par les valeurs croissantes de débit, sauf dans le cas de la Ganzeville (Tableau 28).

Bassin versant	Yères	Dun	Ganzeville	Andelle	Austreberthe
Altitude maximale (m)	241	151	153	235	200
Zones agricoles (%)	60,7	76,5	77,5	50,2	63,5
Bilan d'érosion ($t\ km^2\ an^{-1}$)	10	1,3	6,6	21	16
T_{S50} (%)	23	29	45	15	20
Débit ($m^3\ s^{-1}$)	0,34	0,12	0,64	8,50	2,22

Tableau 28: Facteurs intrabassins et caractéristiques hydro-sédimentaires.

D'autres facteurs intrabassins pourraient expliquer l'anomalie de la Ganzeville à l'échelle régionale ($T_{Q50} \sim T_{S50}$, Tableau 27) ainsi que l'anomalie de débit spécifique et de bilan d'érosion du Dun observée à l'échelle mondiale (Figures 71 A et 72 A). Tout d'abord la Ganzeville présente de nombreux aménagements hydrauliques: la présence d'ouvrages hydrauliques et de seuils génèrent une anomalie hydrodynamique qui gomme les variations de turbidité et génère des durées de transport similaires entre débits liquides et solides. Néanmoins, cette anomalie hydrodynamique n'a pas d'effet sur le positionnement de la rivière à l'échelle mondiale (Figures 71 A, 72 A et 73 A).

Le débit spécifique et le bilan d'érosion du Dun sont parmi les plus faibles de l'ensemble des rivières mondiales, y compris des rivières $<$ à 500 m (Figures 71 B et 72 B). Lorsque l'on considère la tendance régionale des bilans d'érosion vs les débits spécifiques (Figure 74), le comportement anormal du Dun correspond en réalité à un bilan d'érosion excédentaire par rapport à son débit spécifique. Ainsi, malgré un très faible bilan d'érosion à l'échelle mondiale, ce bassin est caractérisé par une forte érodibilité des sols. Cette forte érodibilité des sols a été montrée en Partie 3 à l'aide de tests de stabilité structurale et dans l'étude menée sur

ce bassin par Le Bissonais *et al.* (1998) concernant les taux d'érosion à la parcelle. Ces auteurs ont en effet montré que les flux de matières exportés par ruissellement pouvaient atteindre 4 t ha^{-1} à l'échelle de la parcelle (500 m^2) suite à un orage. Enfin, le débit spécifique anormal du Dun pourrait être expliqué par la capture d'une partie de son bassin versant souterrain par un bassin adjacent. Cela est conforme aux hypothèses régionales concernant l'influence du contexte structural sur le fonctionnement de l'aquifère karstique (Slimani *et al.*, 2006).

Ainsi, considérant le déficit des ressources en eaux souterraines du Dun et le bilan d'érosion excédentaire de ce bassin, il apparaît probable que la contribution des sédiments intrakarstiques dans les bilans d'érosion enregistrés en rivière soit négligeable par rapport aux sédiments mobilisés par le ruissellement de surface. De plus, d'après les études de Massei *et al.* (2001) sur la capacité de transport souterrain et le stockage dans les réseaux karstiques et de Le Bissonais *et al.* (1998) sur la quantité de sédiments mobilisables par le ruissellement de surface, il est possible d'extrapoler la capacité de stockage souterrain à tous les petits bassins étudiés et de mettre en évidence le fait que les bilans d'érosion enregistrés en rivière ne correspondent pas à la totalité du stock de matières potentiellement mobilisable par l'érosion des sols.

1.5. Intérêt de la mesure haute fréquence

Le suivi haute fréquence des débits et de la concentration des MES en rivière permet d'intégrer l'ensemble des événements hydrologiques et de proposer ainsi des calculs de bilans d'érosion très précis. En comparant ce type de mesures avec les données acquises dans les bassins versants mondiaux et notamment dans les bassins versants de faible altitude ($< 500 \text{ m}$), il apparaît que ces valeurs sont parmi les plus faibles du monde et qu'elles sont régies par les facteurs globaux suivants : le débit spécifique, la surface du bassin et la topographie. D'autre part, il est intéressant de noter que pour les bassins versants régionaux et les bassins versants mondiaux $< 500 \text{ m}$, la taille du bassin n'a qu'une importance secondaire sur le débit spécifique.

La méthodologie proposée est également utile pour l'identification des facteurs régionaux et locaux qui contrôlent la variabilité des bilans d'érosion enregistrés. Calculés à partir des données haute fréquence, les indicateurs de durée de transport hydro-sédimentaire ont souligné l'importance de la régulation souterraine et du contexte hydrologique sur la variabilité régionale des flux hydro-sédimentaires. Les très longues durées de transport des flux d'eaux ont démontré l'interaction constante entre eaux de surface et eaux souterraines

dans les petits bassins versants étudiés, indépendamment du contexte hydrologique. Quant aux durées de transport des débits solides, elles ont révélé que les transferts de MES dépendaient du contexte hydrologique et ont mis en évidence des comportements sédimentaires différents pour chacun des petits bassins versants. Les courbes de transport sédimentaire représentent en effet le couplage entre le stockage superficiel et le transport souterrain des sédiments.

La combinaison de l'approche haute fréquence avec le calcul des durées de transport a également permis d'identifier des facteurs intrabassins pouvant expliquer les anomalies hydro-sédimentaires à l'échelle régionale ou mondiale. Dans le cas de la Ganzeville, l'aménagement des rivières (présence d'ouvrages hydrauliques et de seuils) entraîne une anomalie sédimentaire et dans le cas du Dun, la capture d'une partie du bassin souterrain génère un déficit d'écoulement par rapport à un bilan d'érosion excédentaire, expliqué par une forte érodibilité des sols.

Enfin, l'intérêt d'acquies des mesures pluriannuelles dans l'étude des bilans d'érosion a été démontré. L'analyse régionale de la variabilité climatique interannuelle a permis de représenter la gamme de variation des bilans enregistrés sur la Seine et a souligné qu'en fonction de ces variations, les bilans d'érosion mesurés pendant des années sèches (telle que l'année 2005) peuvent être très inférieurs à ceux obtenus pendant des années humides.

2. Estimation pluriannuelle des bilans d'érosion et des apports des rivières littorales de Haute Normandie

2.1 Intégration de la variabilité climatique dans les calculs de bilans d'érosion

Afin de prendre en compte la variabilité climatique interannuelle, les bilans d'érosion ont été calculés pour les rivières littorales de Haute-Normandie de 1995 à 2005 selon la relation suivante (Tableau 29) :

$$\log S^* = 1.31 \times \log R - 2.102$$

Avec :

S^* , bilan d'érosion en $t \text{ km}^{-2} \text{ an}^{-1}$

R, débit spécifique en mm an^{-1} (<http://www.hydro.eaufrance.fr>)

		1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	Bilans moyens (1995-2005)
Valmont	R	563	287	191	281	401	459	645	447	355	284	282	S* : 19,5
	S*	31,7	13,1	7,7	12,8	20,3	24,3	37,9	23,4	17,3	12,9	12,8	
Durdent	R	513	294	212	277	388	464	598	441	362	289	275	S*: 18,9
	S*	28,1	13,5	8,8	12,5	19,5	24,6	34,3	23,0	17,8	13,2	12,4	
Dun	R	149	46,6	18	37	78,2	160	243	184	133	59,8	35,3	S*: 3,8
	S*	5,6	1,2	0,3	0,9	2,4	6,1	10,5	7,3	4,8	1,7	0,8	
Sâane	R	454	244	189	257	351	416	621	435	334	264	229	S*: 17,1
	S*	23,9	10,6	7,6	11,4	17,1	21,3	36,1	22,6	16,0	11,8	9,8	
Scie	R	375	199	166	215	305	371	514	383	294	236	207	S*: 14
	S*	18,6	8,1	6,4	9,0	14,2	18,4	28,1	19,1	13,5	10,2	8,5	
Yères	R	484	148	160	226	361	463	613	452	308	208	219	S*: 16,4
	S*	26,0	5,5	6,1	9,6	17,7	24,5	35,4	23,8	14,4	8,6	9,2	
Bresle	R	397	208	195	246	315	429	508	425	332	249	229	S*: 15,5
	S*	20,1	8,6	7,9	10,7	14,8	22,2	27,7	21,9	15,9	10,9	9,8	
Béthune	R	-	-	-	-	382	485	579	413	246	202	184	S*: 17,9
	S*	-	-	-	-	19,1	26,1	32,9	21,1	10,7	8,3	7,3	
Eaulne	R	500	134	128	240	398	525	635	442	347	210	213	S*: 17,3
	S*	27,1	4,8	4,6	10,4	20,1	28,9	37,1	23,1	16,8	8,7	8,9	
Varenne	R	439	238	205	255	356	437	555	416	351	275	248	S*: 16,9
	S*	22,9	10,3	8,4	11,2	17,4	22,8	31,1	21,3	17,1	12,4	10,8	
Moyenne R		430	200	163	226	334	421	551	404	306	228	212	
Moyenne S*		22,7	8,4	6,4	9,8	16,3	21,9	31,1	20,7	14,4	9,9	9,0	

Avec : R en mm an⁻¹ et S* en t km⁻² an⁻¹

La Valmont à Fécamp (159 km²) L'Yères à Touffreville sur Eu (267 km²)
La Durdent à Vittefleur (355 km²) La Bresle à Ponts et Marais / Longroy (613 km²)
Le Dun au Bourg-Dun (93 km²) L'Eaulne à Martin-Eglise (318 km²)
La Sâane à Longueil (270 km²) La Varenne à Martigny (345 km²)
La Scie à Hautot sur Mer (217 km²) La Béthune à Saint Aubin le Cauf (307 km²)

Tableau 29: Simulations des bilans d'érosion des rivières littorales de Haute Normandie sur la période 1995-2005.

Les résultats obtenus (Tableau 29) mettent en évidence une forte variabilité des bilans calculés selon l'année considérée. Ainsi, au cours de l'année la plus humide, i.e. 2001 avec un débit spécifique moyen de 551 mm an^{-1} , la moyenne des bilans d'érosion calculée sur les dix rivières littorales atteint $31,1 \text{ t km}^2 \text{ an}^{-1}$, soit un bilan moyen de l'ordre de 4 fois plus élevé que durant l'année sèche 1997, de débit spécifique moyen de 163 mm an^{-1} et de bilan moyen $6,4 \text{ t km}^2 \text{ an}^{-1}$. Pour les rivières étudiées précédemment, les bilans calculés au cours de l'année humide 2001 seraient de $35,4 \text{ t km}^2 \text{ an}^{-1}$ pour l'Yères, de $10,5 \text{ t km}^2 \text{ an}^{-1}$ pour le Dun et de $37,9 \text{ t km}^2 \text{ an}^{-1}$ pour la Valmont-Ganzeville.

Les calculs proposés permettent donc de relativiser les bilans obtenus en 2005 et de montrer une nouvelle fois, l'importance du débit spécifique et des fluctuations interannuelles sur les bilans d'érosion proposés. D'autre part, en considérant que les flux sédimentaires sont principalement issus du ruissellement de surface (cf. Partie 5 1.5), soit environ 10 % du débit des rivières (cf. Partie 4), cela amène à reconsidérer les bilans d'érosion calculés par rapport aux volumes d'eaux issus du ruissellement de surface. Les bilans seraient ainsi 10 fois plus importants que ceux présentés précédemment et approcheraient alors des taux d'érosion obtenus à la parcelle.

2.2 Estimation des flux de MES exportés à la Manche

Les apports de MES à la Manche, moyennés sur la période 1995-2005 sont exprimés en flux (t an^{-1}) après multiplication des bilans d'érosion par la surface des 10 bassins correspondants (Tableau 29). Le flux moyen annuel de MES exporté à la Manche par l'ensemble des rivières littorales est estimé à $48\,500 \text{ t an}^{-1}$ au cours de la période 1995-2005 (Figure 77). Ces apports littoraux constitue de l'ordre de 7 % des flux de MES de la Seine, dont la moyenne calculée de 1980 à 2005 est de $715\,000 \text{ t an}^{-1}$.

Ces valeurs restent néanmoins des estimations de flux mesurés au niveau de stations situées le plus en aval des bassins versants et ne tiennent pas compte des filtres naturels (estuariers, deltas, plateaux tidaux) ou artificiels (digues), dans lesquels une grande partie de sédiments peut être piégée. Dans le cas de l'Amazonie, 20% des sédiments sont retenus au niveau du Delta ; ce chiffre s'élève à 55% pour la combinaison des apports Ganges et Brahmapoutre et jusqu'à 82% pour le Fleuve Jaune ; le reste étant déposé sur les plateaux et les côtes (Coynel, 2005).

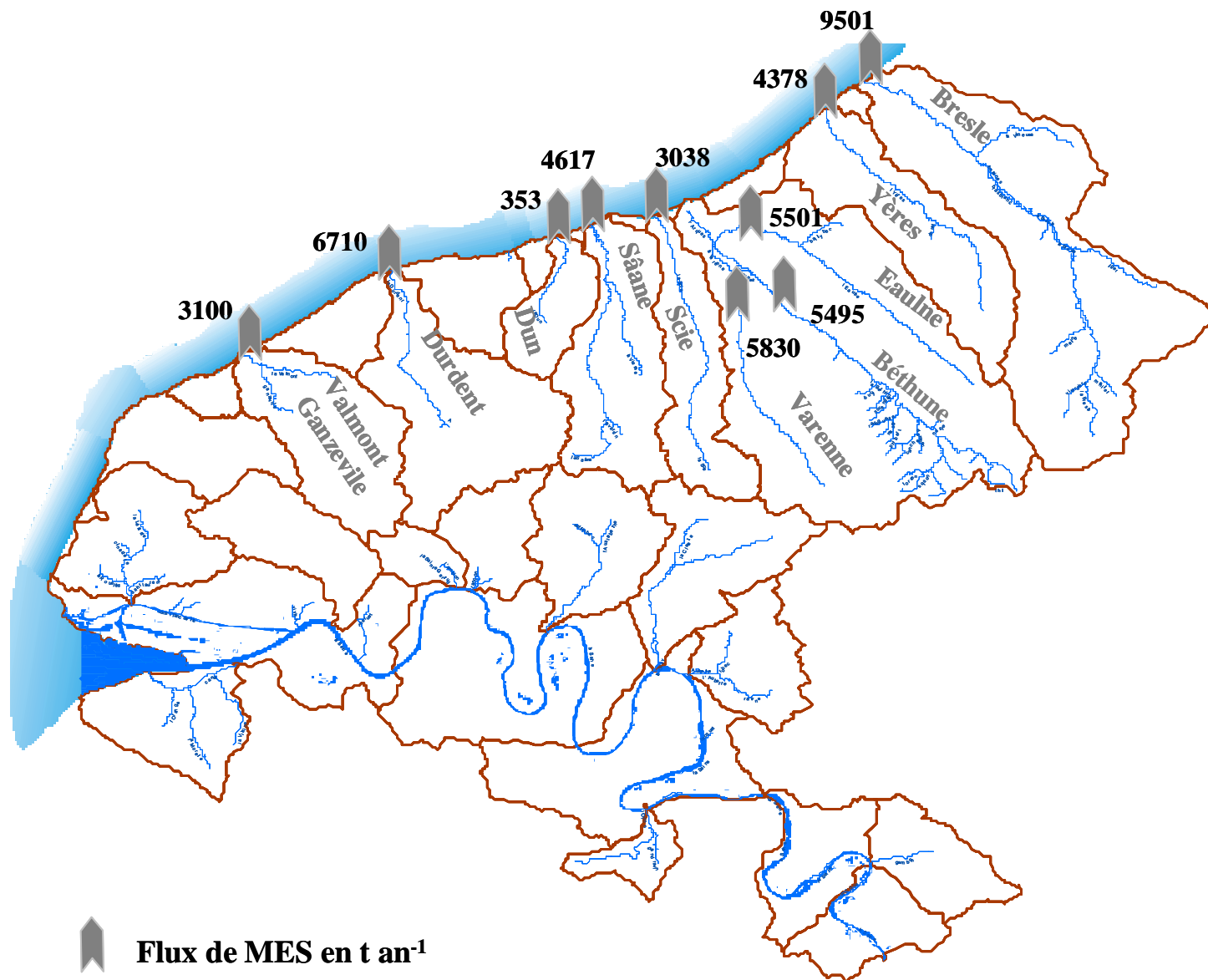


Figure 77: Flux moyens annuels de MES exportables à la Manche (estimation sur la période 1995-2005).

2.3 Estimation des flux de Ca^{2+} , NH_4^+ , PO_4^{3-} et NO_3^- exportés à la Manche

Les données DIREN disponibles de 1995 à 2005 ont été exploitées pour proposer une estimation moyenne des flux de Ca^{2+} , NH_4^+ , PO_4^{3-} et NO_3^- (exprimés t an^{-1}) exportés à la Manche par les bassins versants littoraux de Haute Normandie. Pour cela, la concentration moyenne (CM) de l'ensemble de ces analyses a été affectée au débit moyen annuel (Q) de la période considérée. Pour chacune des rivières, 16 analyses de calcium se trouvaient disponibles de 1995 à 2005 et 53 pour les autres éléments (Tableau 30).

	Valmont	Durdent	Dun	Sâane	Scie	Yères	Bresle	Béthune	Eaulne	Varenne
Q (l s^{-1})	1908	4148	315	2910	2013	2763	6153	3414	3408	3700
CM Ca^{2+} (mg l^{-1})	105	103,8	113,9	113	114,5	116,7	105,9	103,9	118,2	106,4
Flux Ca^{2+} (t an^{-1})	6318	13584	1132	10371	7267	10169	20551	11181	12707	12416
CM NH_4^+ (mg l^{-1})	0,40	0,07	0,37	0,06	0,07	0,14	0,15	0,11	0,04	0,06
Flux NH_4^+ (t an^{-1})	24,1	8,5	3,7	5	4,4	12,2	29,1	11,3	3,8	7,0
CM NO_3^- (mg l^{-1})	30,9	26,7	26,7	23,4	22,1	16,9	15,3	18,9	19,2	14,6
Flux NO_3^- (t an^{-1})	1862	3489	265	2147	1405	1474	2967	2036	2060	1699
CM PO_4^{3-} (mg l^{-1})	0,94	0,27	0,38	0,21	0,38	0,23	0,16	0,46	0,21	0,21
Flux PO_4^{3-} (t an^{-1})	56,3	34,7	3,8	19,3	23,8	19,6	30,1	49,5	22	24,5

Tableau 30: Synthèse des données DIREN de 1995 à 2005 et calcul des flux de Ca^{2+} , NH_4^+ , PO_4^{3-} et NO_3^- sur les bassins versants littoraux de Haute Normandie.

Parmi les rivières littorales de Haute Normandie, le bassin de la Bresle présente les flux de calcium et d'ammonium les plus élevés (avec respectivement 20551 t an^{-1} et $29,1 \text{ t an}^{-1}$) et les bassins de la Durdent et de la Valmont, les flux de nitrates et d'orthophosphates les plus importants (respectivement 3489 t an^{-1} et $56,3 \text{ t an}^{-1}$).

Les flux moyens annuels de matières dissoutes exportés à la Manche par l'ensemble des rivières littorales, estimés au cours de la période 1995-2005, sont de (Figure 78) :

- 105696 t an^{-1} pour le calcium,
- $109,1 \text{ t an}^{-1}$ pour l'ammonium,
- 19404 t an^{-1} pour les nitrates,
- 284 t an^{-1} pour les orthophosphates.

L'érosion chimique du calcium est ainsi très importante, suggérant un degré d'altération du massif crayeux très marqué à l'échelle régionale. Enfin, les pressions agricoles et domestiques exercées sur le littoral de Haute Normandie produisent au total près de 20000 t de flux polluants à l'échelle annuelle, comprenant majoritairement des nitrates.

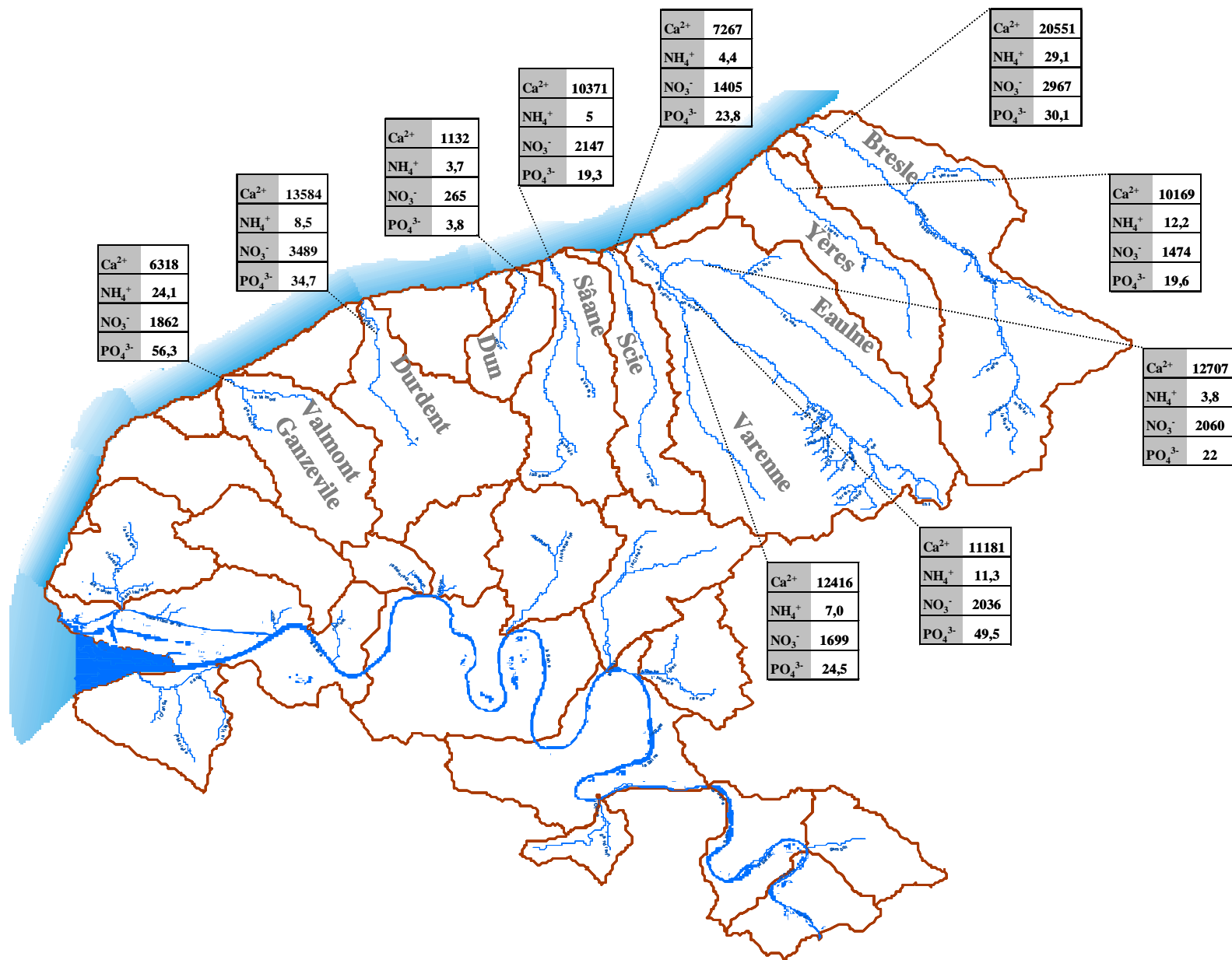


Figure 78: Flux moyens annuels de Ca²⁺, NH₄⁺, PO₄³⁻ et NO₃⁻ exportables à la Manche (estimation sur la période 1995-2005).

CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES

Démarche de travail

Dans ce travail, le lien entre érosion des sols et transferts de matières en rivière a été examiné à l'échelle du bassin versant. Cette investigation s'appuie essentiellement sur la comparaison entre le potentiel d'érodibilité défini à l'échelle des bassins et la quantification de l'érosion mesurée à l'exutoire des bassins. Le potentiel d'érodibilité est analysé à partir des variables d'état ou caractéristiques environnementales de chacun des sites d'étude mais aussi à partir d'une cartographie couplant la stabilité structurale des sols et les zones de fort ruissellement. La résolution de cette dernière carte est très précise dans la mesure où les données de stabilité structurale des sols et les calculs de ruissellement ont été interpolés et réalisés selon un maillage de 250 m. Concernant la quantification de l'érosion, l'instrumentation de l'exutoire des bassins a permis de constituer une base de données haute résolution des débits et des concentrations de MES, permettant de calculer des bilans d'érosion précis et réalistes, intégrant l'ensemble des événements hydrologiques ayant lieu en rivière.

Dynamique érosive des bassins versants de l'Ouest du Bassin de Paris et fonctionnement hydrologique

Bien que les sols limoneux des bassins versants littoraux de l'Ouest du Bassin Parisien soient sensibles à l'érosion, les bilans d'érosion enregistrés en rivière sont parmi les plus faibles du monde: $10,1 \text{ t km}^{-2} \text{ an}^{-1}$ pour le bassin de l'Yères, $1,3 \text{ t km}^{-2} \text{ an}^{-1}$ pour le bassin du Dun et $6,6 \text{ t km}^{-2} \text{ an}^{-1}$ pour le bassin de la Ganzeville. Les faibles bilans également obtenus sur deux autres bassins versants régionaux l'Andelle et l'Austreberthe (respectivement de 21 et $16 \text{ t km}^{-2} \text{ an}^{-1}$) confirment que la dynamique érosive, c'est-à-dire le lien entre processus érosifs et transferts de matières en rivière est complexe et que des facteurs autres que la sensibilité des sols à l'érosion sont déterminants. La compréhension de cette dynamique a nécessité l'étude du fonctionnement hydrologique des bassins versants. Il ressort que les échanges entre eaux superficielles et eaux souterraines sont très importants : la contribution des eaux souterraines au débit de surface a été estimée à 89% sur l'Yères, 90% sur le Dun et 85% sur la Ganzeville. Concernant les flux dissous, il a été montré que plus l'épaisseur des formations superficielles est importante, plus les écoulements des eaux de ruissellement vers la nappe souterraine sont concentrés, à l'origine de concentrations en éléments majeurs (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ et K^+) correctement corrélés avec le débit de surface.

Analyse globale des facteurs de contrôle de la dynamique érosive régionale

La comparaison des données régionales avec celles de 214 bassins versants mondiaux, incluant la Somme et la Seine, révèle que les facteurs globaux contrôlant la dynamique érosive de l'Ouest du Bassin Parisien sont la surface du bassin, le relief modéré et le faible débit spécifique. A l'échelle régionale, la variabilité de la dynamique érosive est essentiellement déterminée par le contexte hydrologique et les processus d'écoulement superficiels et souterrains. En effet, les durées de transport des flux d'eaux confirment une interaction constante entre les eaux de surface et les eaux souterraines. Les durées de transport des flux sédimentaires varient avec le contexte hydrologique et traduisent le couplage entre le stockage superficiel et le transport souterrain des sédiments.

Des facteurs intrabassins ont également été mis en avant dans le contrôle des bilans d'érosion régionaux, tels que l'aménagement des rivières (ouvrages hydrauliques et seuils) et la différence entre la surface du bassin versant superficiel et du bassin souterrain. L'originalité de cette analyse globale est de mettre en évidence un potentiel de stockage souterrain des flux hydro-sédimentaires dans l'aquifère karstique régional. Néanmoins, il est probable que la contribution des sédiments intrakarstiques dans les bilans d'érosion enregistrés en rivière est négligeable par rapport aux sédiments mobilisés par le ruissellement de surface, même si la totalité du stock de matières potentiellement mobilisable par l'érosion des sols ne transite pas en rivière.

Estimation interannuelle la dynamique érosive régionale

L'intérêt des mesures pluriannuelles dans l'étude de la dynamique érosive a été démontré à travers l'exemple de la Seine : les bilans d'érosion mesurés sur la période 1980-2005 varient de $2.7 \text{ t km}^{-2} \text{ an}^{-1}$ en 2005 à $20.7 \text{ t km}^{-2} \text{ an}^{-1}$ en 1999 selon que l'année est sèche ou humide. En intégrant cette variabilité climatique interannuelle à l'échelle régionale, il apparaît que les bilans d'érosion estimés sur l'ensemble des rivières littorales de Haute-Normandie de 1995 à 2005 varient en moyenne de $6.4 \text{ t km}^2 \text{ an}^{-1}$ en 1997 à $30,9 \text{ t km}^2 \text{ an}^{-1}$ en 2001. Au total, le flux moyen annuel de MES exporté à la Manche est estimé à $48\,500 \text{ t an}^{-1}$.

Perspectives

La dynamique érosive de l'Ouest du Bassin de Paris a montré l'importance des échanges nappes-rivières sur les transferts hydro-sédimentaires. Les flux d'eaux en rivière étant essentiellement d'origine souterraine (de l'ordre de 90 %) et les flux sédimentaires étant

principalement issus du ruissellement de surface (de l'ordre de 10 %), cela amène à reconsidérer les bilans d'érosion enregistrés par rapport aux volumes d'eaux issus du ruissellement de surface. Les bilans seraient ainsi 10 fois plus importants que ceux présentés précédemment et approcheraient alors des taux d'érosion obtenus à la parcelle.

La quantification des transferts de MES en rivière pourrait être couplée avec les éléments se fixant sur les MES tels que les pesticides, les métaux traces ou le carbone organique. L'estimation des apports de MES à la Manche pourrait être précisée par l'étude de l'effet de la marée sur l'évacuation des flux hydro-sédimentaires : des données haute fréquence enregistrées au niveau du débouché de l'Yères lors de deux marées d'équinoxe sont en effet en cours d'analyse. Enfin, afin d'apprécier la situation actuelle par rapport à une situation antérieure moins dégradée, une étude de l'évolution des apports au cours des derniers siècles pourrait être envisagée à partir de carottages réalisés dans les zones d'embouchure des rivières littorales.

BIBLIOGRAPHIE

AESN, 2003. *Les priorités d'actions territoriales du VIIIème programme. Rapport de la commission géographique Seine-Aval.* AESN, Rouen, 69 pp.

AESN, 2004. *Etat des lieux : Bassin Seine et cours d'eau côtiers normands.* AESN, Rouen, 172 pp, 2 annexes.

Afnor, 1993. *Qualité des sols, méthodes chimiques, détermination du carbone organique par oxydation sulfochromique.* NF X31-109.

Ahnert, F., 1970. Functional relationship between denudation, relief and uplift in large mid-latitude drainage basins. *American Journal of Science* **268**: 243-263.

Allen, T. 1988. Granulométrie. In *Techniques de l'ingénieur*, pp 1040/1–26.

Allen, T. 1990. Particle size measurement. In *Powder technology series*. Chapman et Hall, 806 pp.

Ambroise, B., 1999. *La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant. Processus, facteurs, modèles.* Editions HGA, Bucarest, 195 pp.

Amraoui, F., Razack, M., Bouchaou, L., 2004. Comportement d'une source karstique soumise à une sécheresse prolongée : la source Bittit (Maroc). *C. R. Geoscience* **336 (12)**: 1099-1109.

Anderson, M. G., Richards, K. S., 1987. Slope stability. In *Geotechnical Engineering and Geomorphology*. John Wiley and Sons, Chichester, 648 pp.

Ashbridge, D., 1995. Processes of river bank erosion and their contribution to the suspended sediment load of the River Culm, Devon. In Foster I.D.L., Gurnell A. and Webb B.W. eds., *Sediment and Water Quality in River Catchments*. Wiley, Chichester: 229-245.

Asselman, N. E .M., 1999. Suspended sediment dynamics in a large drainage basin: the River Rhine. *Hydrological Processes* **13**: 1437-1450.

Auzet, A.V., 1987. L'érosion des sols cultivés en France sous l'action du ruissellement. *Ann. Géog.* **537**: 529-556.

Auzet, A.V., Boiffin, J., Papy, F., Maucorp J., Ouvry, J.F., 1990. An approach to the assessment of erosion forms and erosion risk on agricultural land in the Northern Paris Basin, France. In Boardman, J., Foster, D.L. and Dearing, J.A., eds, *Soil erosion and agricultural land*. Wiley, Chichester: 383-400.

Auzet, A.V., Boiffin, J., Papy, F., Ludwig, B., Maucorps, J., 1992. Rill erosion as a function of the characteristics of cultivated catchments in the North of France. *Catena* **20**: 41-62.

Ben Othman, D., Luck, J. M., Tournoud, M. G., 1997. Geochemistry and water dynamics: application to short time-scale flood phenomena in a small Mediterranean catchment: I. Alkalis, alkali-earths and Sr isotopes. *Chemical Geology* **140 (1-2)**: 9-28.

- Berner, E., Berner, R., 1987.** *The Global Water Cycle: Geochemistry and Environment*. Englewood Cliffs. New Jersey, Prentice-Hall, 397 pp.
- Beuselinck, L., Govers, G., Poesen, J., Degraer, G. Froyen, L., 1998.** Grain-size analysis by laser diffractometry: comparison with the sieve-pipette method. *Catena* **32**: 193–208.
- Boardman, J., 1991.** Land use, rainfall and erosion risk on the South Downs. *Soil Use Management* **7**: 34–38.
- Boardman, J., Ligneau, L., De Roo, A. and Vandaele, K., 1994.** Flooding of property by runoff from agricultural land in northwestern Europe. *Geomorphology* **10**: 183-196.
- Bogen, J., 1980.** The hysteresis effect of sediment transport systems. *Norsk Geografisk Tidsskrift* **34**: 45-54.
- Bolline, A. et Laurant, A., 1983.** La prévision de l'érosion en Europe Atlantique: le cas de la zone limoneuse de Belgique. *Pédologie* **XXXIII (2)** : 117-136.
- Bordalo A. A., Nilsumranchit W., Chalermwat K., 2001.** Water quality and uses of the Bangpakong River (Eastern Thailand). *Water Research* **35 (15)**: 3635-3642.
- Bouchaou, L., Mangin, A., Chauve, P., 2002.** Turbidity mechanism of water from a karstic spring: example of the Ain Asserdoune spring (Beni Mellal Atlas, Morocco). *Journal of Hydrology* **265(1-4)**: 34-42.
- Box, G. E. P., Jenkins, G.M., Reinsel, G. C., 1994.** *Time series analysis: forecasting and control*. 3rd ed. Prentice-Hall International. Inc, New Jersey, USA, 598 pp.
- BRGM, INRA, UMR 6143, 2000.** *Aléa érosion des sols en Haute-Normandie. Etude réalisée dans le cadre du pôle de compétences Sol et Eau en Haute-Normandie*. Rapport BRGM/RP 50454, 93 pp, 2 annexes, 1 CD.
- Bryan, R. B., Govers, G., Poesen, J., 1989.** The concept of soil erodibility and some problems of assessment and application. *Catena* **16**: 393–412.
- Burrough, P. A., McDonnell, R.A. 1998.** *Principles of geographical information systems*. Oxford University Press, New York, 333 pp.
- Buurman, P., Pape, T., Muggler, C. C., 1997.** Laser grain-size determination in soil genetic studies. 1. Practical problems. *Soil Science* **162(3)**: 211–218.
- Calba, F., Charrière, G., Conrad., G., Lefebvre, D., Rodet, J., 1979.** Relations entre le développement du karst de la craie, la dynamique et la qualité des eaux souterraines du Pays de Caux. *Bull. Trimestriel Soc. Géol. Normandie et Amis du Museum du Havre* **66 (4)**: 45–68.
- Cammeraat, L.H., Imeson, A.C., 1998.** Deriving indicators of soil degradation from soil aggregation studies in southeastern Spain and southern France. *Geomorphology* **23**: 307–321.
- Cavelier, C., Medioni, R., 1980.** *Carte géologique de Rouen à 1/250000 et notice explicative*. BRGM, Orléans, 45 pp.

Cavelier, C., Ciozier, L., Debrand-Passard, S., Fleury, R., Pomerol, C., Tourenq, J., 1995. Les écoulements fluviaux issus du Massif Central dans le Bassin Parisien, tributaires de l'Atlantique et de la Manche au Néogène-Pléistocène: relations avec la tectonique. *In* Géologie de France. BRGM, Paris, 53 pp.

Chantraine, J., Autran, A., Cavelier, C., 1996. *Carte géologique de la France au 1:1 000 000e et notice explicative.* BRGM, Orléans, 8 pp.

CORINE, 1992. *Soil erosion risk and important land resources in the southern regions of the European community.* Report Eur 13233, Office for official publications of the European community, Brussels, 99 pp.

Coynel, A., 2005. *Erosion mécanique des sols et transferts géochimiques dans le bassin Adour-Garonne.* Thèse de doctorat, Université de Bordeaux I, 572 pp.

de Ploey, J., Poesen, J., 1985. Aggregate stability, runoff generation and interrill erosion. *In* Richards, K. S., Arnett, R. R. & S, E., eds, *Geomorphology and Soils*, Allen and Unwin, London, Chapitre 5: 99-120.

Dewalle, D. R., Pionke, H. B., 1994. Streamflow generation on a small agricultural catchment during autumn recharge: 2. Storm flow periods. *Journal of Hydrology* **163**: 23-42.

Doré, F., 1987. *Guide géologique régionale Normandie-Maine.* Masson, Paris, 2^e éd., 216 pp.

Douglas, I., 1967. Man, vegetation and the sediment yield of rivers. *Nature* **215**: 925-928.

Droppo, I.G., Nackaerts, K., Walling, D.E., Williams, N., 2005. Can flocs and water stable soil aggregates be differentiated within fluvial systems? *Catena* **60**: 1-18.

Duchaufour, P., 1997. *Abrégé de pédologie. Sol, végétation, environnement.* Masson Ed., Paris, 291 pp.

Eisenlohr, L., Bouzelboudjen, M., Kiraly, L., Rossier, Y., 1997. Numerical versus statistical modelling of natural response of a karst hydrogeological system. *Journal of Hydrology* **202 (1-4)**: 244-262.

Elsenbeer, H., Lorieri, D. Bonell, M., 1995. Mixing model approaches to estimate storm flow sources in an overland flow-dominated tropical rain forest catchment. *Water Resources Research* **9**: 2267-2278.

Escofier, B., Pagès J., 1998. *Analyses factorielles simples et multiples : Objectifs, méthodes et interprétation.* Dunod Ed., 284 pp.

Fournier, F., 1960. *Climat et érosion.* Paris. Presses Universitaires de France, 201 pp.

Hauchard, E., 2001. *De la dynamique non linéaire à la dynamique du relief en géomorphologie. Application aux bassins versants de la marge nord occidentale du Bassin de Paris.* Thèse de doctorat, Université de Rouen, 779 pp.

Hauchard, E., 2002. *Plan de Prévention des Risques d'inondation par débordement et ruissellement. Méthodologie pour la définition de l'aléa ruissellement. Approche hydrogéomorphologique. Application au bassin versant de l'Austreberthe (Pays de Caux, Seine-Maritime).* Rap. DDE Seine-Maritime, 105 pp.

Hauchard, E., Laignel, B., Delahaye, D., 2002. Proposition d'un nouveau schéma structural du Nord-Ouest du bassin de Paris reposant sur l'analyse fractale des réseaux de thalwegs et les données récentes de la géologie régionale. *C. R. Geoscience* **334(4)**: 295-302.

Heidel, S. G., 1956. The progressive lag of sediment concentration with flood waves. *Transactions of the American Geophysical Union* **37**: 56-66.

Hénin, S., Monnier, G., Combeau, A., 1958. Méthode pour l'étude de la stabilité structurale des sols. *Annales Agronomiques* **9(1)**: 71-90.

Hill, A. R., 1993. Base cation chemistry of storm runoff in a forested headwater wetland. *Water Resources Research* **29** (8): 2663-2675.

Hovius, N., 1998. Controls on sediment supply by large rivers. *In: Relative role of Eustasy, Climate, and Tectonism in Continental Rocks*, Shanley KW and McCabe PJ (eds). *Society for Sedimentary Geology, Special Publication* **59**: 3-16.

Hurtrez, J.E., 1998. *Analyse géomorphologique des interactions tectonique-érosion dans le système himalayen.* Thèse de doctorat, Université de Montpellier II, 195 pp.

Hydrolab, 1998. *DataSonde 4 and MiniSondeWater Quality Multiprobes.* User's Manual. Hydrolab Corporation, 278 pp.

Imeson, A.C., 1985. *Geomorphological processes, soil structure and ecology.* *In: Pitty, A. (Ed.), Themes in Geomorphology.* Croom Helm, London, U.K., 72- 84.

Judson, S., Ritter, D. F., 1964. Rates of regional denudation in the United States. *Journal of Geophysical Research* **69** : 3395-3401.

Kuntz, G., Lautridou, J.-P., 1979. Le Plio-Quaternaire de Haute-Normandie. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris* **16(3)**: 93-126.

Labat, D., Ababou, R., Mangin, A., 2000a. Rainfall-runoff relations for karstic springs. Part I: convolution and spectral analyses. *Journal of Hydrology* **238(3-4)**: 123-148.

Labat, D., Ababou, R., Mangin, A., 2000b. Rainfall-runoff relations for karstic springs. Part II: continuous wavelet and discrete orthogonal multiresolution analyses. *Journal of Hydrology*, **238 (3-4)**: 149-178.

Laignel, B., 1997. *Les altérites à silex de l'Ouest du Bassin de Paris: caractérisation lithologique, genèse et utilisation potentielle comme granulats.* Thèse de doctorat, Université de Rouen. BRGM, Orléans, **264**, 219 pp.

- Laignel, B., 2003.** *Caractérisation et dynamique érosive de systèmes géomorphologiques continentaux sur substrat crayeux. Exemple de l'Ouest du Bassin de Paris dans le contexte nord-ouest européen.* Mémoire HDR, Université de Rouen, 138 pp.
- Laignel, B., Quesnel, F., Meyer, R., J. J., M., 1998.** Relations quantitatives entre les craies à silex et les formations résiduelles à silex de l'Ouest du Bassin de Paris. *Geodynamica Acta* **11(4)**: p 171-181.
- Laignel, B., Quesnel, F., Meyer, R., Bourdillon, C., 1999.** Reconstruction of the Upper Cretaceous chalks removed by dissolution during the Cenozoic in the western Paris Basin. *International Journal of Earth Sciences* **88**: 467–474.
- Laignel, B., Meyer, R., 2000.** Désilicification des silex des formations résiduelles à silex de l'ouest du Bassin de Paris. *Bull. Soc. Géol. Fr.* **171(5)**: 569-576.
- Laignel, B., Quesnel, F., Meyer, R., 2002.** Classification and origin of the clay with flints of the western Paris Basin (France). *Zeitschrift für Geomorphologie* **46 (1)**: 69–91.
- Laignel, B., Quesnel, F., Spencer, C., Meyer, R., 2003.** Slope clays-with-flints (biefs à silex) as indicators of Quaternary periglacial dynamics in the Western part of the Paris Basin, France. *J. Quaternary Sci.* **18**: 295-299.
- Laignel, B., Dupuis, E., Rodet, J., Lacroix, M., Massei, N., 2004.** An example of sedimentary filling in the chalky karst of the Western Paris Basin: Characterization, origins and hydrosedimentary behaviour. *Zeitschrift für Geomorphologie* **48 (2)**: 219-243.
- Laignel, B., Dupuis, E., Durand, A., Dupont, J. P., Hauchard, E., Massei, N., 2006.** Erosion balance in the watersheds of the western Paris Basin by high-frequency monitoring of discharge and suspended sediment in surface water. *C. R. Geoscience* **338 (8)**: 556-564.
- Langbein, W. B., Schumm, S. A., 1958.** Yield of sediment in relation to mean annual precipitation. *American Geophysical Union Transactions* **39**: 1076–1084.
- Larocque, M., Mangin, A., Razack, M., Banton, O., 1998.** Contribution of correlation and spectral analyses to the regional study of a large karst aquifer (Charente, France). *Journal of Hydrology* **205 (3-4)**: 217-231.
- Lautridou, J. P., 1985.** *Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie.* Thèse de doctorat, Université de Caen, 908 pp.
- Lautridou, J.-P., 1999.** Le fleuve Seine, le fleuve Manche. *Bull. Soc. Géol. Fr.* **170(4)**: 545-558.
- Lawler, D. M., Petts, G.E., Foster, I.D.L., Harper, S., 2006.** Turbidity dynamics during spring storm events in an urban headwater river system: The Upper Tame, West Midlands, UK. *Science of The Total Environment* **360 (1-3)**: 109-126.
- Le Bissonnais, Y., Le Souder, C., 1995.** Mesurer la stabilité structurale des sols pour évaluer leur sensibilité à la battance et à l'érosion. *Étude et Gestion des Sols* **2(1)**: 43–56.

- Le Bissonnais, Y., 1996.** Aggregate stability and assessment of soil crustability and erodibility: I. Theory and methodology. *European Journal of Soil Science* **47**: 425–437.
- Le Bissonnais, Y., Benkhadra, H., Chaplot, V., Fox, D., King, D., Daroussin, J., 1998.** Crusting, runoff and sheet erosion on silty loamy soils at various scales and upscaling from m² to small catchments. *Soil and Tillage Research* **46**: 69–80.
- Lebret, P., 1984.** *La bordure nord de la province normande, évolution quaternaire, sédimentation loessique et tectonique récente.* Thèse de doctorat, Université de Rouen, 195 pp.
- Lecomte, V., 1999.** *Transfert de produits phytosanitaires par le ruissellement et l'érosion de la parcelle au bassin versant : Processus, déterminisme et modélisation spatiale.* Thèse de l'Ecole Nationale du Génie Rural, des Eaux et Forêts, Orléans, 202 pp.
- Leguédou, S., 2003.** *Mécanismes de l'érosion diffuse des sols - Modélisation du transfert et de l'évolution granulométrique des fragments de terre érodés.* Thèse de doctorat, Université d'Orléans, 157 pp.
- Li, F. C., Angelier, J., Chen, R. F., Hsieh, H. M., Deffontaines, B., Luo, C. R., Wu, T.T., Lin, M. C., 2005.** Estimates of present-day erosion based on sediment transport in rivers: a case study in Taiwan. *C. R. Geoscience* **337 (13)**: 1131–1139.
- Loizeau, J. L., Arbouille, D., Santiago, S. Vernet, J. P., 1994.** Evaluation of a wide range laser diffraction grain size analyser for use with sediments. *Sedimentology* **41**: 353–361.
- Ludwig, W., Probst, J. J., 1998.** River sediment discharge to the ocean: present controls and global budgets. *American Journal of Science* **298**: 265–295.
- Mangin, A., 1975.** *Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques.* Thèse de doctorat, Université de Dijon, 124 pp.
- Mangin, A., 1984.** Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoire et spectrale. *Journal of Hydrology* **67**: 25-43.
- Martin, P., Le Bissonnais, Y., Benkhadra, H., Ligneau, L., Ouvry, J. F., 1997.** Mesures du ruissellement et de l'érosion diffuse engendrés par les pratiques culturales en pays de Caux (Normandie). *Géomorphologie* **2**: 143–155.
- Massei, N., 2001.** *Transport de particules en suspension dans l'aquifère crayeux karstique et à l'interface craie/alluvions.* Thèse de doctorat, Université de Rouen, 189 pp.
- Massei, N., Wang, H. Q., Dupont, J. P., Rodet, J., Laignel, B., 2003.** Assessment of direct transfer and resuspension of particles during turbid floods at a karstic spring. *Journal of Hydrology* **275 (1–2)**: 109–121.
- Mathieu, C, Pieltain., F., 1998.** *Analyse physique des sols : méthodes choisies.* Lavoisier Ed., Cachan, 275 pp.

- Mayer, R. E., 2003.** *Géomorphologie : Principes, méthodes et pratique*. Editions Guérin, 123 pp.
- Menillet, F., Havlicek, P., Frobert, L., Duguet, E., Gigot, C., Lebreton, P., Pierret, A., Monciardini, C., 1994.** *Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Dreux n°216*. BRGM, Orléans. Notice explicative Ménillet F., Rioult M., Hvalicek P., Lecointre A., Pascaud P., 91 pp.
- Meybeck, M., 2001.** River basin under anthropocene conditions. *In* von Bodungen B. and Turner K. eds., *Science and Integrated Basin Management*, Dahlem workshop series, John Wiley and Sons: 275-294.
- Meybeck, M., Laroche, L., Dürr, H. H., Syvitski, J. P. M., 2003.** Global variability of daily Total Suspended Solids and their fluxes in rivers. *Global and Planetary Change* **39**: 65-93.
- Milliman, J. M., Meade, R. H. 1983.** World-wide delivery of river sediment to the oceans. *Journal of Geology* **91**: 1– 21.
- Milliman, J. M., Syvitski, J. P. M., 1992.** Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. *Journal of Geology* **100**: 525– 544.
- Mitchell, S. B., Lawler, D. M., West J. R. Couperthwaite, J. S., 2003.** Use of continuous turbidity sensor in the prediction of fine sediment transport in the turbidity maximum of the Trent Estuary, UK. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* **58**: 643–650.
- Monnier, G., Boiffin, J., Papy, F., 1986.** Réflexions sur l'érosion hydrique en conditions climatiques modérées: Cas des systèmes de grande culture de l'Europe de l'Ouest. *Cahiers ORSTOM, Série Pédologie.*, **XXII, 2** : 123-131.
- Montier, C., Daroussin, J., King, D., 1998.** Cartographie de l'aléa "Erosion des sols" en France. *Collection Etudes et Travaux*, **18**, 63 pp.
- Morell, I., Gimenez, E., Esteller, M. V., 1996.** Application of principal components analysis to the study of salinization on the Castellon Plain (Spain). *Science of the Total Environment* **177(1-3)**: p161-171.
- Motelay-Massei, A., Ollivon, D., Garban, B., Chevreuil, M., 2003.** Polycyclic aromatic hydrocarbons in bulk deposition at a suburban site: assessment by principal component analysis of the influence of meteorological parameters. *Atmospheric Environment* **37 (22)**: 3135-3146.
- Neal, C., Hill, T., Hill, S., Raynolds, B., 1997.** Acid neutralising capacity measurements in surface and ground waters in the Upper River Severn, Plynlimon: from hydrograph splitting to water flow pathways. *Hydrology and Earth System Sciences* **3**: 687–696.
- Ohmori, H., 1983.** Erosion rates and their relation to vegetation from the viewpoint of worldwide distribution. *University of Tokyo Department of Geography Bulletin* **15**: 77-91.

- Old, G. H., Leeks, G. J. L., Packman, J. C., Smith, B. P. G., Lewis S., Hewitt E.J., 2003.** The impact of a convectional summer rainfall event on river flow and fine sediment transport in a highly urbanised catchment: Bradford, West Yorkshire. *Science of The Total Environment* **314 (316)**: 495–512.
- Osterkamp, W. R., Toy, T. J., 1997.** Geomorphic considerations for erosion prediction. *Environmental Geology* **29**: 152-157.
- Ouvry, J.F., 1992.** L'évolution de la grande culture et l'érosion des terres dans le Pays de Caux. *Bull. Ass. Géog. Fr.* **2**: 107-114.
- Pansu, M., Gautheyrou, J., 2003.** *L'analyse du sol: minéralogique, organique et minérale.* Springer, 1012 pp.
- Parada, S., 2006.** *Analyse du transfert de particules solides à l'échelle du bassin versant. Cas de l'Yères, du Dun et de la Ganzeville.* Rapport de Master Sciences de l'Environnement, Université de Rouen, 30 pp.
- Pinder, G. F., Jones, J. F., 1969.** Determination of groundwater component of peak discharge from the chemistry of total runoff. *Water Resources Research* **5 (5)**: 438-445.
- Pinet, P., Souriau, M., 1988.** Continental erosion and large scale relief. *Tectonics* **7 (3)**: 563–582.
- Plagnes, V., 2000.** *Structure et fonctionnement des aquifères karstiques. Caractérisation par la géochimie des eaux.* Thèse de doctorat, Université Montpellier II, 376 pp.
- Papy, F., Douyer, C., 1991.** Influence des états de surface du territoire agricole sur le déclenchement des inondations catastrophiques. *Agronomie* **11**: 201-215.
- Poesen, J. W. A., Torri, D., Bunte, K., 1994.** Effects of rock fragments on soil erosion by water at different spatial scales: a review. *Catena* **23**: 141-166.
- Probst, J.-L., 1983.** *Hydrologie du bassin de la Garonne, modèle de mélanges, bilans de l'érosion, exportation des phosphates et des nitrates.* Thèse de doctorat, Université Paul-Sabatier, Toulouse, 148 pp.
- Probst, J. L., 1992.** *Géochimie et hydrologie de l'érosion continentale, mécanisme, bilan global actuel et fluctuations au cours des 500 derniers millions d'années.* Sciences géologiques, Strasbourg, édition Université Louis Pasteur, 190 pp.
- Quesnel, F., 1997.** *Cartographie numérique en géologie de surface - Application aux altérites à silex de l'Ouest du Bassin de Paris.* Thèse de doctorat, Université de Rouen, BRGM, Orléans, 255 pp.
- Ragot, J., 1988.** *La sédimentation crétacée aux abords de l'accident Fécamp–Lillebonne–Villequier (Seine-Maritime, France). Biostratigraphie et contrôle structural.* Thèse de doctorat, Université de Rouen, 141 pp.

- Rango, A., 1970.** Possible effects of stream channel yield. *Water Resources Research* **6**: 1765-1770.
- Reisenhofer, E., Adami, G., Barbieri, P., 1998.** Using chemical and physical parameters to define the quality of karstic freshwaters (Timavo river, North-Eastern Italy): A chemometric approach. *Water Research* **32(4)**: 1193-1203.
- Riebe, C. S., Kirchner, J. W., Granger, D.E., Finkel, R. C., 2001.** Minimal climatic control on erosion rates in the Sierra Nevada, California. *Geology* **29**: 447-450.
- Robson, A., Neal, C., 1990.** Hydrograph separation using chemical techniques: an application to catchments in Mid-Wales. *Journal of Hydrology* **116**: 345–363.
- Robson, A., Neal, C., Christophersen, J. S., Hill, S., 1992.** Short-term variations in rain and stream water conductivity at a forested site in mid-Wales, implications for water movement. *Sciences of the Total Environment* **119**: 1–18.
- Roche, M., 1962.** *Hydrologie de surface*. Gauthier-Villars, 429 pp.
- Rodet, J., 1992.** *La craie et ses karsts*. CNEK-Groupe Seine Publishers : Caen.
- Rodet, J., 1997.** Typologie des karsts dans la craie du bassin de Paris. *Annales de la Société Géologique du Nord* **5**: 351–359.
- Rodier J., 1996.** *L'analyse des eaux : eaux naturelles, eaux résiduaires, eau de mer*. Dunod, 8ème Ed., Paris, 1383 pp.
- Ronald Eastman, J., 2003.** *IDRSI Kilimanjaro: Guide to GIS and Image Processing*. Clark Labs Eds, Worcester, 305 pp.
- Sammori T., Yusop Z., Kasran B., Noguchi, S., Tani, M., 2004.** Suspended solids discharge from a small forested basin in the humid tropics. *Hydrological Processes* **18**: 721-738.
- Sarma, J. N., 1986.** Sediment transport in the Burhi Dihing River, India. In Hadley R.F. ed., *Drainage basin sediment delivery*, IAHS Publ. **159**: 199-215.
- Slimani, S., Dupont, J. P., Massei, N., Valdés, D., Laignel, B., 2006.** L'influence du contexte structural sur les fonctionnements hydrologiques dans les craies karstifiées de Haute-Normandie. In *Colloque de l'Association Européenne pour l'Eau et la Santé (ASEES)*, 4-5 Mai 2006, Rouen, France.
- Soulsby, C., 1995.** Contrasts in storm event hydrochemistry in an acidic afforested catchment in Upland Wales. *Journal of Hydrology* **170**: 159–179.
- Steegen A., Govers G., Nachtergaele J., Takken I., Beuselinck L., Poesen J., 2000.** Sediment export by water from an agricultural catchment in the Loam Belt of central Belgium. *Geomorphology* **33 (1-2)**: 25-36.

- Strahler, A. N., 1952.** Hypsometric (area-altitude) analysis of erosion topography. *Bulletin of the American Geological Society* **63**: 1117-1142.
- Summerfield, M. A., Hulton, N. J., 1994.** Natural controls of fluvial denudation in major world drainage basins. *Journal of Geophysical Research* **99**: 13871–13884.
- Syvitski, J.P.M., 2003.** Supply and flux of sediment along hydrological pathways: research for the 21st century. *Global and Planetary Change* **810**: 1-11.
- Tourenq, J., Kuntz, G., Lautridou, J.-P., 1991.** Démonstration par l'exoscopie des quartz des conditions marines de mise en place des sédiments pliocènes (Sables de Lozère...) de Haute-Normandie (France). *C.R. Géoscience* **312 (2)**: 855-862.
- Tourenq, J., Pomerol, C., 1995.** Mise en évidence par la présence d'augite du Massif Central, de l'existence d'un pré-Loire coulant vers la Manche au Pléistocène. *C.R. Géoscience* **320 (2a)**: 1163-1169.
- Ternan, J.L., Neller, R., 1999.** The erodibility of soils beneath wildfireprone grasslands in the humid tropics Hong Kong. *Catena* **36**: 49– 64.
- Valdès, D., 2005.** *Variabilité spatiale du fonctionnement hydrologique de l'aquifère karstique de la craie (Département de l'Eure, France)*. Thèse de doctorat, Université de Rouen, 282 pp.
- Verstraeten, G., Poesen, J., 2001.** Factors controlling sediment yield from small intensively cultivated catchments in a temperate humid climate. *Geomorphology* **40**: 123–144.
- Vigarié, A., 1954.** Observations sur les caractères structuraux et morphologiques de la région de Rouen, *Ann. Géogr.* **2**: 2–32.
- Waksman., S. A., 1936.** *Humus, origin, chemical composition and importance in nature*. Baillière, Tindall and Cox, London.
- Walling, D. E., 1983.** The sediment delivery problem. *Journal of Hydrology* **65**: 209–237.
- Walling, D. E., Webb, B. W., 1981.** The reliability of suspended sediment load data, in Erosion and sediment transport measurements. *Proceedings of the Florence symposium*, June 1981, Florence, Italy, *IAHS Publ.*, **133**: 177-194.
- Walling, D. E., Webb, B. W., 1983.** Patterns of sediment yield. In Gregory, K.J., ed., *Background to paleohydrology*. Chichester, U.K., John Wiley and Sons: 69–100.
- Walling, D. E., Owens, P. N., Waterfall, B. D., Leeks, G. J. L. Wass P. D., 2000.** The particle size characteristics of fluvial suspended sediment in the Humber and Tweed catchments, UK. *Science of the Total Environment* **251-252**: 205–222.
- Wang, Y., Ma, T., Luo, Z., 2001.** Geostatistical and geochemical analysis of surface water leakage into groundwater on a regional scale: a case study in the Liulin karst system, northwestern China. *Journal of Hydrology* **246 (1-4)**: 223-234.

Wazi, N., 1988. *Le Crétacé du Roumois (Vallée de l'Oison) et le tertiaire-quaternaire des régions voisines de la basse vallée de la Seine (Haute-Normandie). Stratigraphie et tectonique.* Thèse de doctorat, Université de Rouen, 552 pp.

Williams, G. P., 1989. Sediment concentrations versus matter discharge during hydrologic events in rivers. *Journal of Hydrology* **111**: 89-106.

Wilson, L., 1973. Variations in mean annual sediment yield as a function of mean annual precipitation. *American Journal of Science* **273**: 335–349.

Wu, T. H., McKinnell, W.P., Swanston, D. N., 1979. Strength of tree roots and landslides on Prince of Wales Island, Alaska. *Canadian Geotechnical Journal*, **16**: 19-33.

Xu, K., Chen Z., Zhao Y., Wang, Z., Zhang, J., Hayashi, S., Murakami, S., Watanabe, M., 2005. Simulated sediment flux during 1998 big-flood of the Yangtze (Changjiang) River, China. *Journal of Hydrology* **313(3-4)**: 221-233.

Ysi, 1998. *Environmental monitoring systems: Operations manual 6-series.* Ysi Technical support, 184 pp.

Zavoianu, I., 1985. Morphometry of drainage basin. *Developments in water science* **20**, 238pp.

Zimmerlin, I., 2001. *Protocole de filtration des échantillons d'eaux pour une observation au Microscope Electronique à Balayage.* Rapport d'activité, Université de Rouen, 12 pp.

LISTE DES FIGURES

Figure 1: Localisation de la région Haute Normandie à l'échelle du bassin de la Seine et des cours d'eau côtiers normands.	7
Figure 2: Carte du Modèle Numérique de Terrain (MNT) de la région Haute Normandie. Régionalisation des altitudes par tranche de 25 m (système de projection : Lambert II étendu).	9
Figure 3: Carte de localisation des bassins versants de la région Haute Normandie (BRGM <i>et al.</i> , 2000) (Système de projection : Lambert II étendu).	11
Figure 4: Carte du substrat de la région Haute Normandie, d'après Quesnel, 1997 (système de projection : Lambert II étendu).	12
Figure 5: Lithologie de la craie (d'après Laignel, 2003).	12
Figure 6: Coupe schématique de la répartition des formations superficielles sur substrat crayeux en Haute Normandie (Laignel, 2003 ; Laignel <i>et al.</i> , 2004).	14
Figure 7: Carte de répartition des épaisseurs d'argiles à silex dans la région Haute Normandie (d'après Laignel, 1997 ; Quesnel, 1997) (système de projection : Lambert II étendu).	17
Figure 8: Carte des familles d'argile à silex dans la région Haute Normandie (système de projection : Lambert II étendu) d'après (Laignel, 1997 ; Laignel <i>et al.</i> , 2002).	18
Figure 9: Carte de répartition des épaisseurs de loess dans la région Haute Normandie (d'après Laignel, 1997 ; Quesnel, 1997) (système de projection : Lambert II étendu).	20
Figure 10: Schéma structural du Nord du département de Seine Maritime (In Hauchard <i>et al.</i> , 2002).	22
Figure 11: Schéma structural du département de l'Eure in Valdès 2005 (d'après Cavelier et Medioni, 1980 ; Wazi, 1988).	23
Figure 12: Carte piézométrique régionale à partir des données du BRGM (système de projection : Lambert II étendu).	25
Figure 13: Carte de puissance de la nappe en moyennes eaux à partir des données du BRGM de niveau piézométrique et du mur de la craie (système de projection: Lambert II étendu). ..	27
Figure 14: Carte régionale des hauteurs de précipitations annuelles (BRGM <i>et al.</i> , 2000 ; source : Aurelhy, MétéoFrance) (Système de projection : Lambert II étendu).	29
Figure 15: Carte régionale d'occupation des sols (BRGM <i>et al.</i> , 2000 ; source : CORINE Land Cover) (Système de projection : Lambert II étendu).	32
Figure 16: Carte de l'aléa érosion pour les bassins versants élémentaires de la région Haute Normandie (BRGM <i>et al.</i> , 2000) (système de projection : Lambert II étendu).	34
Figure 17: Localisation des bassins versants étudiés à l'échelle régionale (système de projection : Lambert II étendu).	37
Figure 18: Caractéristiques générales du bassin versant de l'Yères (source : AESN, 2003)...	38
Figure 19: Caractéristiques générales du bassin versant du Dun (source : AESN, 2003).	39
Figure 20: Caractéristiques générales du bassin versant de la Valmont-Ganzeville (source : AESN, 2003).	40
Figure 21: Les éléments de l'analyse hypsométrique, d'après Strahler (1952).	42
Figure 22: Courbes hypsométriques caractéristiques du cycle de l'érosion d'après Strahler (1952).	42
Figure 23: Paramètres de l'ellipse équivalente et rapport de forme de bassin versant (Hurtrez, 1998).	43
Figure 24: Schéma de la fenêtre 3*3 avec la cellule cible (Ronald Eastman, 2003).	44
Figure 25: Localisation des échantillons de sols sur les bassins de l'Yères, du Dun et de la Ganzeville.	46
Figure 26: Classes texturales pour une estimation d'érodibilité des sols (CORINE, 1992). ...	48

Figure 27: Régression linéaire entre les teneurs de carbone total mesurées par analyse élémentaire CHNS et les teneurs en matière organique estimées selon la méthode Anne sur 10 échantillons de sols de l'Yères.	48
Figure 28: Exemple de résultats obtenus sur deux sols à l'issue des tests de stabilité structurale.	50
Figure 29: Exemple d'installation d'un site de mesures haute fréquence.	51
Figure 30: Carte de localisation des sites de mesures haute fréquence, des pluviomètres du réseau MétéoFrance, des piézomètres et des stations de suivi de qualité des eaux souterraines (système de projection : Lambert II étendu).	53
Figure 31: Exemple de correction de la turbidité mesurée sur le bassin versant du Dun du 10.06.05 au 24.06.05	54
Figure 32: Régression linéaire entre turbidité mesurée et concentration en MES pour chacun des bassins versants étudiés en 2005.	55
Figure 33: Exemple de courbes granulométriques obtenues sur des échantillons d'eaux par le compteur de particules Coulter Multisizer II.	56
Figure 34: Détermination du volume d'eau à filtrer en fonction de la turbidité des échantillons d'eaux (Zimmerlin, 2001).	56
Figure 35: Exemple d'autocorrélogrammes et effets mémoires estimés.	58
Figure 36: Exemple d'intercorrélogramme et temps de réponse estimé.	59
Figure 37: Un set de données correspond à une matrice à n variables et p individus est une matrice (p,n).	62
Figure 38 : Principe de l'ACP: une réduction du nombre de variables.	62
Figure 39: Synthèse lithologique des formations géologiques de la région Haute Normandie (BRGM <i>et al.</i> , 2000) (système de projection : Lambert II étendu).	66
Figure 40 : M.N.T des bassins versants de l'Yères, du Dun et de la Ganzeville.	70
Figure 41: Courbes de répartition hypsométrique pour les trois bassins étudiés.	71
Figure 42: Profil en long du drain principal des trois bassins étudiés.	71
Figure 43: Occupation des sols sur les trois bassins étudiés.	73
Figure 44: Diagramme textural des sols de l'Yères, du Dun et de la Ganzeville.	74
Figure 45: Distribution granulométrique (A), MWD obtenus pour les trois traitements (B) et MWD global (C) à l'issue des tests de stabilité structurale sur les sols de l'Yères et du Dun.	78
Figure 46: Variabilité spatiale de la stabilité structurale des sols à l'échelle des bassins versants étudiés.	82
Figure 47: Relations empiriques entre les taux de dénudation et les précipitations moyennes annuelles établies à partir de huit études (Riebe <i>et al.</i> , 2001) : (a) Fournier (1960); (b) Rango (1970); (c) Walling <i>et Webb</i> (1983); (d) Ohmori (1983); (e) Wilson (1973); (f) Douglas (1967); (g) Langbein <i>et Schumm</i> (1958); (h) Judson <i>et Ritter</i> (1964).	84
Figure 48 : Génération d'un flux d'eau (A) et calcul de l'accumulation (B) pour une surface de 3x3 pixels sous Idrisi.	86
Figure 49 : Cartes de ruissellement des trois bassins étudiés.	87
Figure 50 : Cartes du potentiel d'érodibilité à partir des paramètres de stabilité structurale et de ruissellement pour le bassin de l'Yères.	88
Figure 51 : Cartes du potentiel d'érodibilité à partir des paramètres de stabilité structurale et de ruissellement pour les bassins du Dun et de la Ganzeville.	89
Figure 52 : Le contexte hydrologique 2005 par rapport aux débits antérieurs (source : Diren).	92
Figure 53 : Relation pluie brute, pluie efficace et débit des bassins versants de l'Yères, du Dun et de la Ganzeville au cours de l'année 2005.	94
Figure 54 : Spectres pluie-débit des bassins versants étudiés en 2005.	96

Figure 55 : Autocorrélogrammes des chroniques de débit des bassins versants étudiés en 2005.....	97
Figure 56: Intercorrélogrammes pluie-débit et réponse impulsionnelle des bassins étudiés en 2005.....	98
Figure 57 : Intercorrélogramme piézométrie-débit sur le bassin versant de l'Yères et de la Ganzeville en 2005.....	100
Figure 58: Chroniques de piézométrie et de débit au pas de temps journalier sur les bassins de l'Yères et de la Ganzeville au cours de l'année 2005.....	101
Figure 59: Chroniques annuelles de turbidité et de débit sur les bassins étudiés en 2005.....	102
Figure 60: Corrélogrammes simples des chroniques de turbidité sur les bassins étudiés en 2005.....	103
Figure 61: Rapport Mg/Ca des échantillons d'eaux de surface et des piézomètres choisis pour la définition d'une conductivité des eaux souterraines.....	106
Figure 62: Décomposition de l'hydrogramme annuel des rivières selon la contribution des eaux de ruissellement (Qr) et de nappe (Qs).....	107
Figure 63: Chroniques de turbidité, débit, conductivité électrique à 25°C et pluie cumulative des crues enregistrées sur le Dun en 2005.....	110
Figure 64: Chroniques de turbidité, débit, conductivité électrique à 25°C et pluie cumulative des crues enregistrées sur l'Yères en 2005.....	111
Figure 65: Chroniques de turbidité, débit, conductivité électrique à 25°C et pluie cumulative des crues enregistrées sur la Ganzeville en 2005.....	112
Figure 66: Hystérésis T-Q (turbidité-débit), C-Q (conductivité électrique-débit) et T-C (turbidité-conductivité électrique) pour les trois bassins versants sur les crues enregistrées en 2005.....	115
Figure 67: Plan factoriel F1-F2 et projections des individus pour chacun des bassins versants en 2005. Les points verts correspondent aux échantillons prélevés pour des débits faibles (inférieurs au seuil) et les points rouges aux échantillons prélevés pour des débits forts (supérieurs au débit seuil).....	118
Figure 68: Courbes granulométriques obtenues sur les échantillons de crues au Coulter Multisizer II.....	119
Figure 69: Exemple de marqueurs particuliers observés sur les échantillons d'eaux.....	120
Figure 70: Localisation des 5 petits bassins versants, leur station d'instrumentation aval (S) et le barrage de Poses dans l'Ouest du Bassin de Paris.....	123
Figure 71: Surface du bassin (km ²) vs débit spécifique (mm yr ⁻¹) à l'échelle globale (A) et pour les bassins < 500 m (B) (Dun=D, Ganzeville=G, Yères=Y, Andelle=An, Austreberthe=Au, Somme=So, Seine=Se).....	128
Figure 72: Surface du bassin (km ²) vs bilan d'érosion (t km ⁻² an ⁻¹) à l'échelle globale (A) et pour les bassins < 500 m (B) (Dun=D, Ganzeville=G, Yères=Y, Andelle=An, Austreberthe=Au, Somme=So, Seine=Se).....	129
Figure 73: Débit spécifique (mm an ⁻¹) vs bilan d'érosion (t km ⁻² an ⁻¹) à l'échelle globale (A) et pour les bassins < 500 m (B) (Dun=D, Ganzeville=G, Yères=Y, Andelle=An, Austreberthe=Au, Somme=So, Seine=Se, Ka= Kalkkinen, Ky=Kymi joki).....	131
Figure 74: Illustration de la variabilité interannuelle des bilans d'érosion à travers l'exemple de la Seine (période 1980-2005).....	133
Figure 75: Courbes de transport hydro-sédimentaire de la Seine et des petits bassins versants étudiés en 2002 et 2005.....	134
Figure 76: T _{S50} (%) et bilan d'érosion (t km ⁻² yr ⁻¹) vs altitude maximale et proportion de zones agricoles pour les petits bassins versants étudiés (Dun=D, Ganzeville=G, Yères=Y, Andelle=An, Austreberthe=Au).....	138

Figure 77: Flux moyens annuels de MES exportables à la Manche (estimation sur la période 1995-2005).	144
Figure 78: Flux moyens annuels de Ca^{2+} , NH_4^+ , PO_4^{3-} et NO_3^- exportables à la Manche (estimation sur la période 1995-2005).	146

LISTE DES TABLEAUX

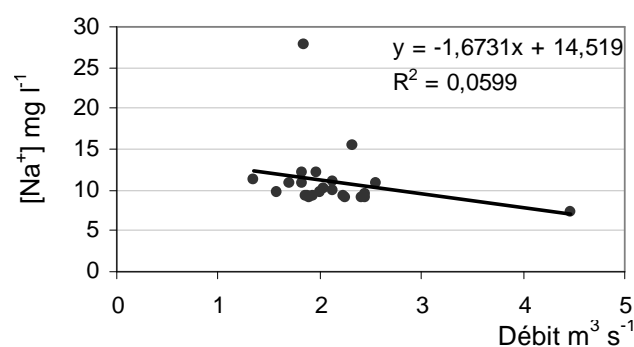
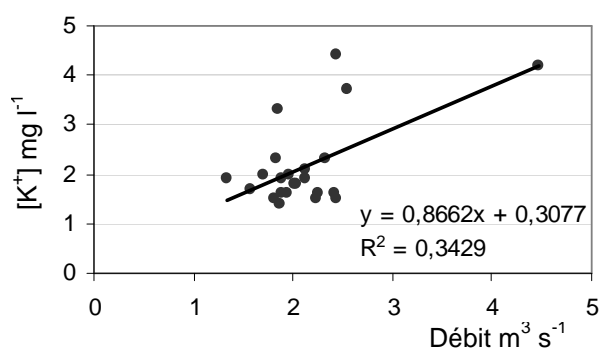
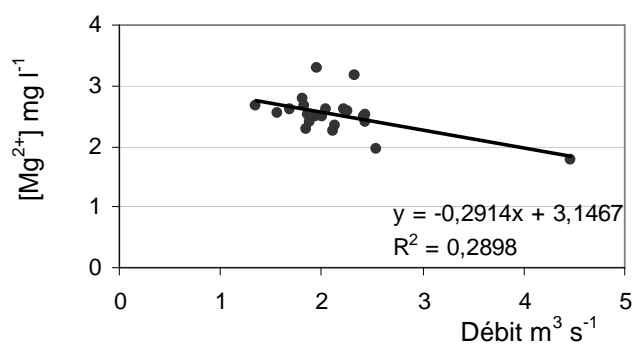
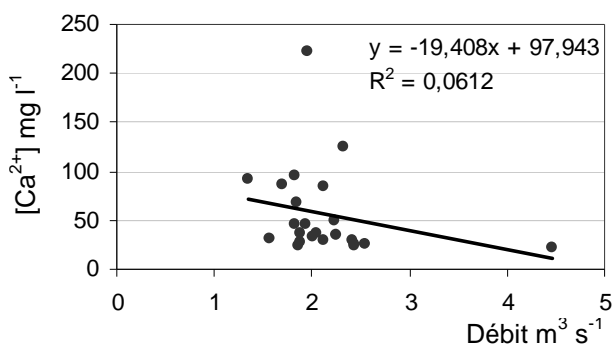
Tableau 1: Caractéristiques lithologiques et physiques des craies de Haute Normandie (d'après Laignel, 2003).	13
Tableau 2: Composition chimique des fractions silicatées fines des craies de Haute Normandie en pourcentage massique (Laignel, 1997).	13
Tableau 3: Caractéristiques des RS de plateau et des RS de versant (Laignel, 2003).	16
Tableau 4: Caractéristiques des familles géographiques d'argiles à silex (d'après Laignel, 1997 ; Laignel <i>et al.</i> , 2002).	18
Tableau 5: Modules interannuels des principaux bassins versants de Haute Normandie (source : http://www.haute-normandie.ecologie.gouv.fr)	30
Tableau 6: Classes de stabilité, battance et érosion en fonction des valeurs du MWD moyen pondéral après désagrégation, d'après Le Bissonnais et Le Souder (1995).	50
Tableau 7: Données hydrologiques de synthèse des bassins versants de l'Yères, du Dun et de la Ganzeville (Source : http://www.hydro.eaufrance.fr).	68
Tableau 8: Synthèse des paramètres géomorphologiques calculés sur les trois bassins.	69
Tableau 9: Répartition en pourcentage de la superficie totale du bassin versant des « zones agricoles », « zones urbaines », « prairies » et « forêts ».	72
Tableau 10: Synthèse des analyses de granulométrie et de teneurs en matière organique et carbonates sur les sols des trois bassins étudiés.	74
Tableau 11: Synthèse interbassins des variables d'état.	76
Tableau 12: Test de Tukey (HSD) pour l'analyse des différences entre les groupes avec un intervalle de confiance à 95 %. Seules les variables présentant une différence significative entre les groupes (Yères/Dun) sont présentées.	77
Tableau 13: Coefficients d'ajustement du modèle de simulation de la variable « stabilité structurale » à partir des données de sols de l'Yères et du Dun.	79
Tableau 14: Evaluation de la valeur de l'information apportée par les variables quantitatives et qualitatives choisies.	80
Tableau 15: Analyse du modèle (Type III SS).	80
Tableau 16 : Prévisions des valeurs de stabilité structurale pour les sols de la Ganzeville.	81
Tableau 17 : Evaluation de l'érodibilité des matériaux (Montier <i>et al.</i> , 1998).	83
Tableau 18 : Indices de résistance à l'érosion mécanique selon le type de roches (Probst, 1992).	83
Tableau 19: Calcul des termes du bilan hydrique 2005 pour les trois bassins versants étudiés.	95
Tableau 20: Synthèse des paramètres utiles à la compréhension de la réponse pluie-débit des bassins.	99
Tableau 21: Comparaison des effets mémoire des chroniques de débit et de turbidité sur les trois bassins étudiés.	104
Tableau 22: Estimation des flux et bilans annuels de K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , Si^{4+} à l'exutoire des bassins versants étudiés en 2005.	108
Tableau 23: Caractéristiques des crues sélectionnées au cours de l'année 2005 pour les trois bassins versants.	110
Tableau 24: Estimation des flux solides lors des crues enregistrées en 2005 et contribution au bilan annuel total (CBA %).	113
Tableau 25: Contribution des variables en % pour chacun des bassins versants.	118
Tableau 26: Caractéristiques générales des bassins versants d'altitude maximale inférieure à 500 m.	126
Tableau 27: Durées de transport hydro-sédimentaire de la Seine et des petits bassins versants en 2002 et 2005.	135
Tableau 28: Facteurs intrabassins et caractéristiques hydro-sédimentaires.	139

Tableau 29: Simulations des bilans d'érosion des rivières littorales de Haute Normandie sur la période 1995-2005.....	142
Tableau 30: Synthèse des données DIREN de 1995 à 2005 et calcul des flux de Ca^{2+} , NH_4^+ , PO_4^{3-} et NO_3^- sur les bassins versants littoraux de Haute Normandie.	145

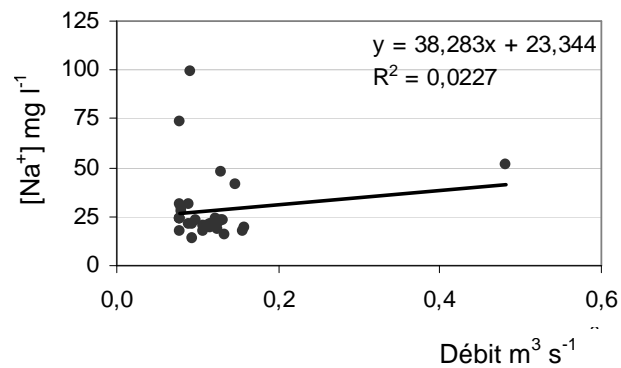
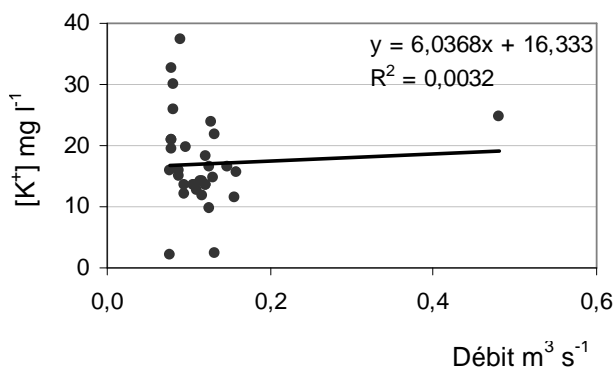
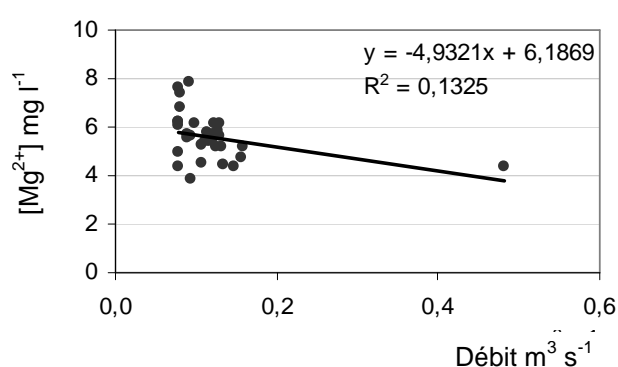
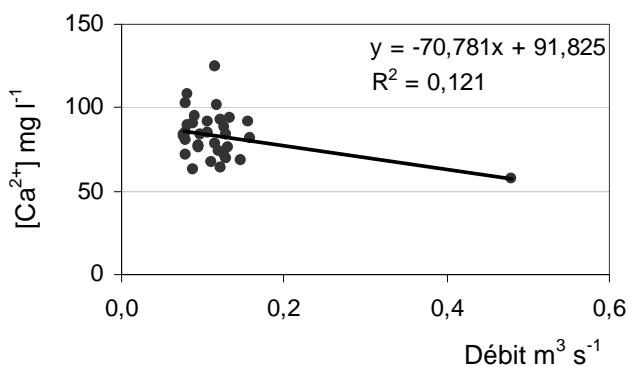
ANNEXES

Annexe 1 : Relations entre débit de surface et éléments majeurs (K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+) établies à partir des mesures réalisées en 2005 sur les trois bassins étudiés.

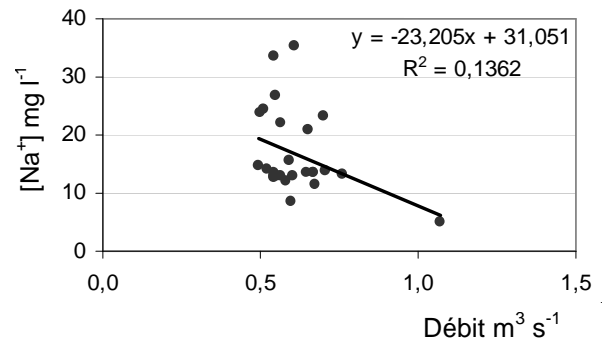
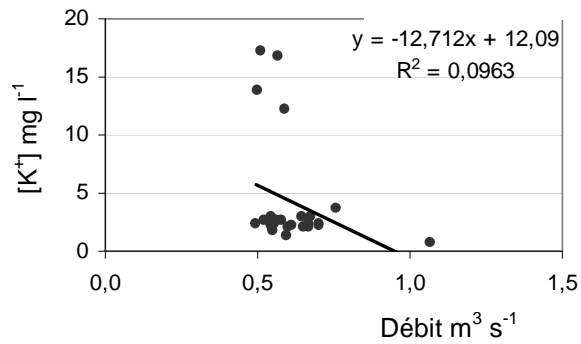
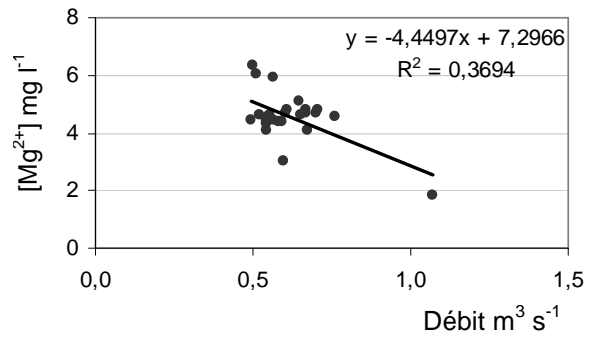
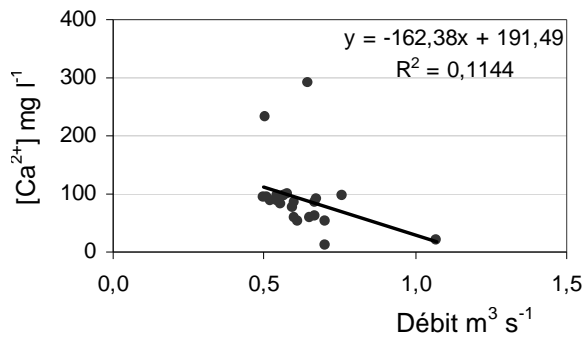
A) Bassin versant de l'Yères (N=24)



B) Bassin versant du Dun (N=33)

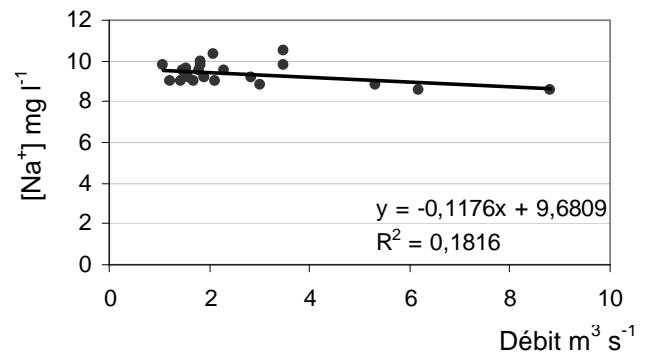
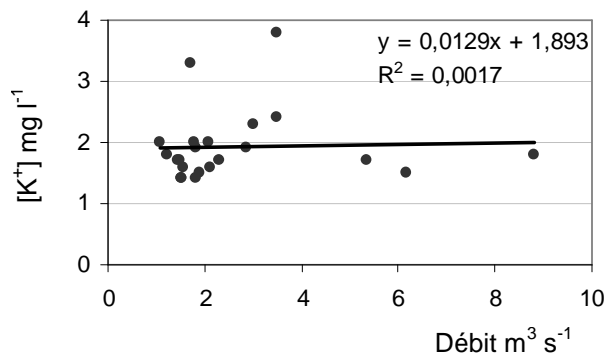
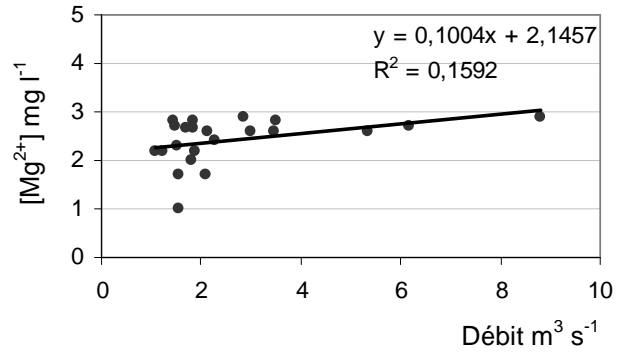
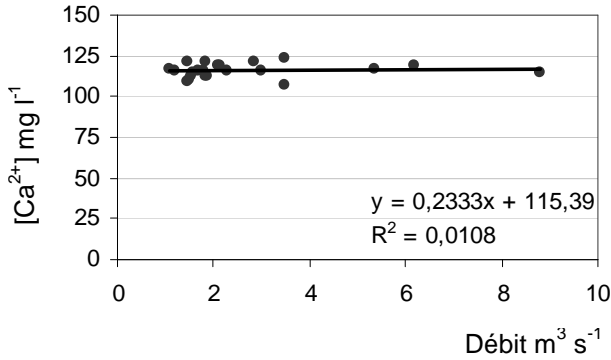


C) Bassin de la Ganzeville (N=25)

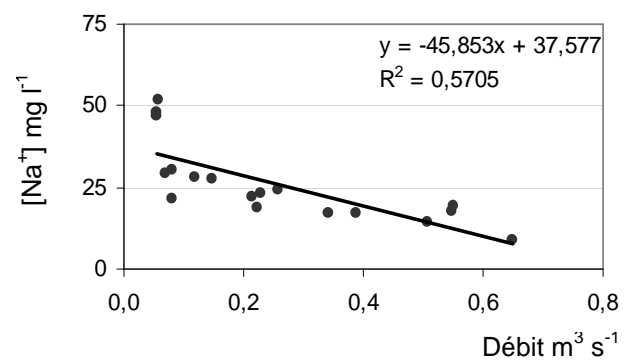
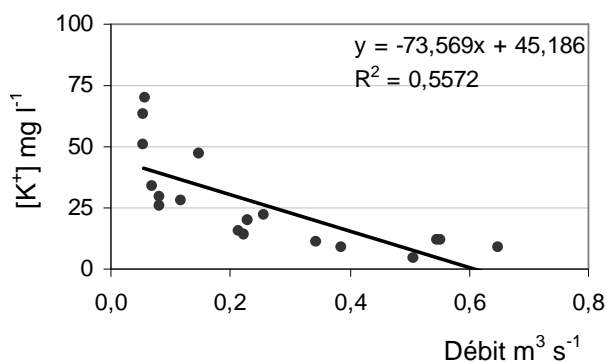
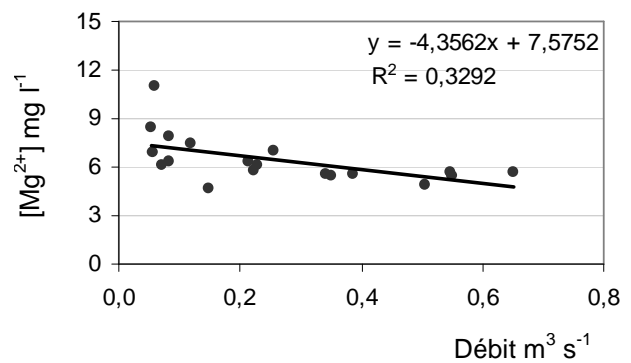
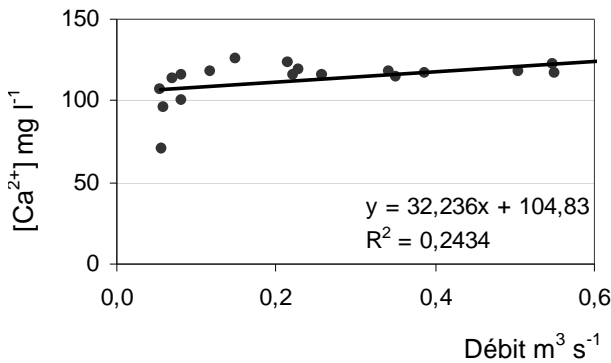


Annexe 2 : Relations entre débit de surface et éléments majeurs (K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+) établies à partir des mesures pluriannuelles de la DIREN sur les bassins de l'Yères, du Dun, de l'Austreberthe et de l'Andelle (données non disponibles sur la Ganzeville).

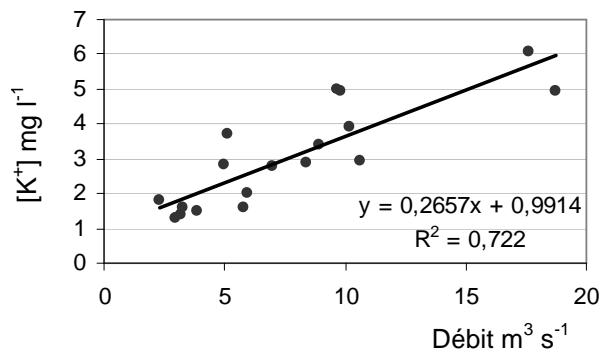
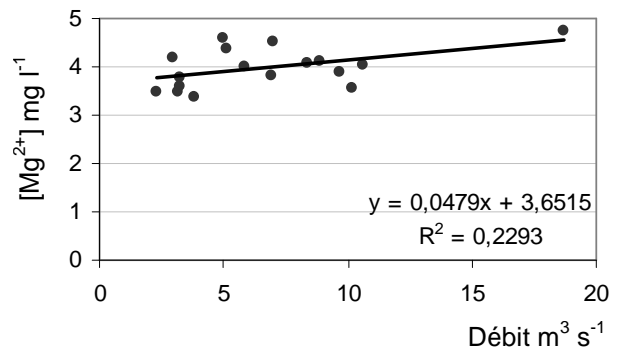
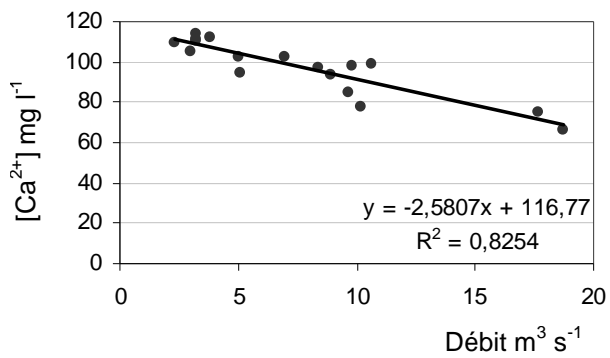
A) Bassin de l'Yères (1995-2005, N=21)



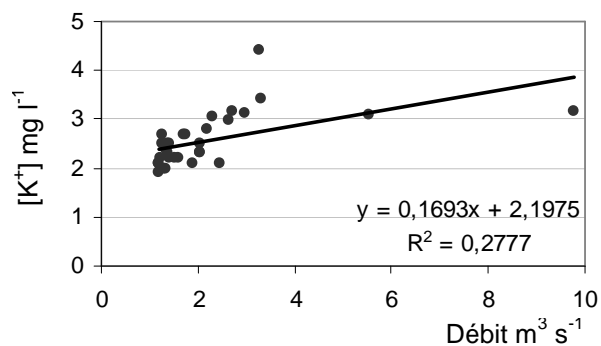
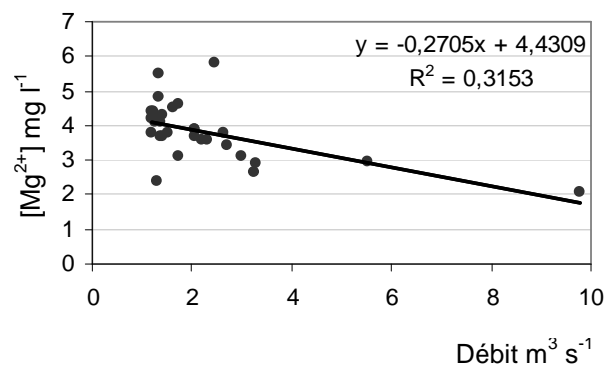
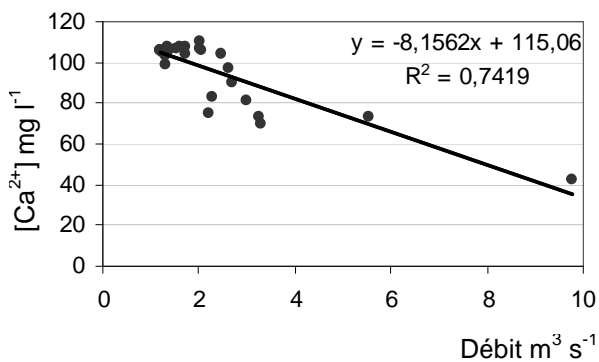
B) Bassin du Dun (1995-2005, N=19)



C) Bassin de l'Andelle (1997-2003, N=17)



D) Bassin de l'Austreberthe (1991-2003, N=30)



Remarque : les données de $[Na^+]$ ne sont pas disponibles pour l'Andelle et l'Austreberthe.

Annexe 3 : Synthèse des données des bassins versants mondiaux

Références:

(1): Milliman and Syvitski, 1992

(2): Meybeck *et al.*, 2003

Bassin versant	Pays	S (km ²)	R (mm an ⁻¹)	W* (l km ⁻² s ⁻¹)	W (l s ⁻¹)	S* (t km ⁻² an ⁻¹)	S (t an ⁻¹)	Références
Alpenrhein	Austria	6100	1482	47	286700	1825	11132500	Müller and Förstner, 1968 (in 2)
Little colorado	USA	70600	6	0,2	13626	176,7	12472196	U.S.G.S, 1966 (in 2)
Limpopo	Mozambique	410000	13	0,4	169013	80,0	32800000	Milliman and Meade, 1983 (in 1)
Rio Grande	USA	99700	14	0,5	45663	74,8	7460053	Stabler, 1911 (in 2)
Pecos	USA	7490	18	0,6	4344	86,5	647922	Stabler, 1911 (in 2)
Bou Sellem	Morocco	2300	20	0,6	1459	100	230000	1
Murray	Australia	1060000	21	0,7	705860	29	30740000	Milliman and Meade, 1983 (in 1)
Salt Fork Red	USA	3150	29	0,9	2939	76,7	241448	Stabler, 1911 (in 2)
Nzi	Ivory coast	33150	29	0,9	30995	5,4	177866	Monet, 1972 (in 2)
Moulouya	Morocco	51000	30	1	48516	130	6630000	1
Nile	Egypt	3000000	30	1	2853881	40	120000000	Sestini, 1991 (in 1)
Colorado	USA	630000	32	1	639269	190	119700000	Meade and Parker, 1985 (in 1)
Dun	France	90	35	1,1	101	1,3	117	Cette étude
Liaohe	China	170000	35	1,1	188673	240	40800000	Milliman and Meade, 1983 (in 1)
Haile	China	50000	40	1,3	63420	1600	80000000	Milliman and Meade, 1983 (in 1)
Gambia	Senegal	42000	47	1,5	62580	2,1	88914	Lô, 1984 (in 2)
Senegal	Senegal	270000	48	1,5	410959	8	2160000	Martins and Probst, 1991 (in 1)
Daling	China	20000	50	1,6	31710	1800	36000000	Milliman and Meade, 1983 (in 1)
Rufiji	Tanzania	180000	50	1,6	285388	95	17100000	Milliman and Meade, 1983 (in 1)
Brazos	USA	110000	65	2,1	226725	140	15400000	Judson and Ritter, 1964 (in 1)
Bani	Mali	102000	68	2,2	221340	3,9	394638	Picouet, 1999 (in 2)
Huanghe	China	770000	77	2,4	1880074	1400	1078000000	Milliman and Meade, 1983 (in 1)
Kymi joki	Finland	37000	80	2,5	93861	0,4	14800	Kempe et al., 1991 (in 1)
Bandama	Ivory Coast	94250	80	2,5	239395	6,9	653624	Monet, 1972 (in 2)
Kizil-Irmak	Turkey	74000	82	2,6	192415	310	22940000	1
S Saskatchewan	Canada	179000	86	2,7	486880	80,3	14373700	M.o.E, 1974 (in 2)
Dnieper	Russia	380000	86	2,7	1036276	5,2	1976000	1
Volta	Ghana	400000	91	2,9	1154236	48	19200000	UNEP, 1982 (in 1)
Tarsus	Turkey	1400	93	2,9	4129	93	130200	1
Kura	Georgia	180000	100	3,2	570776	200	36000000	Lisitzin, 1992 (in 1)

Bassin versant	Pays	S (km ²)	R (mm an ⁻¹)	W* (l km ⁻² s ⁻¹)	W (l s ⁻¹)	S* (t km ⁻² an ⁻¹)	S (t an ⁻¹)	Références
Orange	South Africa	890000	100	3,2	2822171	100	89000000	Rooseboom and Harmse, 1979 (in 1)
Amazon	Brazil	6100000	100	3,2	19342973	190	1159000000	Meade et al., 1985 (in 1)
Elm Fork Red	USA	1940	109	3,5	6732	700,8	1359552	Stabler, 1911 (in 2)
Isser	Algeria	3600	110	3,5	12557	1700	6120000	Walling, 1985 (in 1)
Bébec	France	8	118	3,8	30	21	168	Massei, 2001 (in Laignel <i>et.al</i> , 2006)
Walla Walla	USA	4279	122	3,9	16560	824,9	3529747	Mapes, 1969 (in 2)
Piray	Bolivia	2880	126	4	11549	730	2102400	Guyot, 1993 (in 2)
Djer	Algeria	390	130	4,1	1608	1700	663000	1
Sebou	Morocco	40000	130	4,1	164891	930	37200000	Snoussi et al., 1990 (in 1)
Yana	Russia	220000	130	4,1	906900	14	3080000	Lisitzin, 1992 (in 1)
Ob	Russia	2500000	130	4,1	10305682	6	15000000	Milliman and Meade, 1983 (in 1)
Dnester	Russia	62000	135	4,3	265411	40	2480000	1
El Abid	Morocco	2635	137	4,3	11436	1598,7	4212575	Cherifi, 2001 (in 2)
Homathko	Canada	5700	140	4,4	25304	750	4275000	Syvitski and Farrow, 1983 (in 1)
Sakarya	Turkey	46000	140	4,4	204211	200	9200000	1
Krishna	India	250000	140	4,4	1109843	260	65000000	Ramesh and Subramanian, 1988 (in 1)
Kolyma	Russia	640000	140	4,4	2841197	9	5760000	Lisitzin, 1992 (in 1)
Red Deer	Canada	11570	144	4,6	52759	30,3	350513	M.o.E, 1974 (in 2)
S Saskatchewan	Canada	141000	145	4,6	648600	16,6	2336511	M.o.E, 1974 (in 2)
Piray	Bolivia	1590	147	4,7	7394	868,7	1381233	Guyot, 1993 (in 2)
Yesil-Irmak	Turkey	34000	150	4,8	161720	560	19040000	1
Oder	Germany	110000	150	4,8	523212	1,2	132000	Lisitzin, 1992 (in 1)
Indagirka	Russia	360000	150	4,8	1712329	39	14040000	Milliman and Meade, 1983 (in 1)
Sao Francisco	Brazil	640000	150	4,8	3044140	9	5760000	Milliman and Meade, 1983 (in 1)
Nene	UK	1500	160	5,1	7610	11	16500	Wilmot and Collins, 1981 (in 1)
Kliniklim	Canada	6500	160	5,1	32978	770	5005000	Syvitski and Farrow, 1983 (in 1)
Elbe	Germany	130000	160	5,1	659564	6	780000	Kempe et al., 1991 (in 1)
Niger	Nigeria	1200000	160	5,1	6088280	33	39600000	Milliman and Meade, 1983 (in 1)
Piray	Bolivia	1420	164	5,2	7384	744,6	1057332	Guyot, 1993 (in 2)
Vistula	Poland	200000	165	5,2	1046423	13	2600000	Lisitzin, 1992 (in 1)
Parana	Argentina	2600000	165	5,2	13603501	30	78000000	Depetris and Lenardon, 1982 (in 1)
Mississippi	USA	3221000	168	5,3	17167930	142,7	459685015	Binda et al., 1986; WSC, 1995 (in 2)
MacKenzie	Canada	1800000	170	5,4	9703196	2,1	3780000	Syvitski, 1992 (in 1)

Bassin versant	Pays	S (km ²)	R (mm an ⁻¹)	W* (l km ⁻² s ⁻¹)	W (l s ⁻¹)	S* (t km ⁻² an ⁻¹)	S (t an ⁻¹)	Références
Grand Morin	France	1200	171	5,4	6504	15,3	18396	Meybeck <i>et al.</i> , 1999
Amur	Russia	1800000	180	5,7	10273973	28	50400000	Milliman and Meade, 1983 (in 1)
Delaware	USA	17000	190	6	102423	39	663000	Judson and Ritter, 1964 (in 1)
Colorado	Argentina	23000	190	6	138572	300	6900000	Holeman, 1968 (in 1)
Chao Phya	Thailand	160000	190	6	963978	68	10880000	Milliman and Meade, 1983 (in 1)
Rhine	Germany	170000	190	6	1024226	4	680000	Lisitzin, 1992 (in 1)
Welland	UK	530	200	6,3	3361	14	7420	Wilmot and Collins, 1981 (in 1)
Sous	Morocco	16000	200	6,3	101471	260	4160000	Snoussi <i>et al.</i> , 1990 (in 1)
Agly	France	1045	202	6,4	6700	103	107635	Serrat, 1999 (in Laignel <i>et.al.</i> , 2006)
Somme	France	5560	205	6,5	36140	4,7	26382	2
Lena	Russia	2500000	205	6,5	16251268	5	12500000	Milliman and Meade, 1983 (in 1)
Peace	Canada	293000	208	6,6	1933800	121,9	35719630	Binda <i>et al.</i> , 1986; WSC, 1995 (in 2)
Elvira	Bolivia	64	208	6,6	423	416,1	26630	Guyot, 1993 (in 2)
Ganzeville	France	90	215	6,8	615	6,6	594	Cette étude
Yères	France	265	219	7	1842	10	2650	Cette étude
Filyos	Turkey	13000	220	7	90690	320	4160000	1
Ebro	Spain	85000	220	7	592973	210	17850000	Palanques <i>et al.</i> , 1990 (in 1)
Yenisei	Russia	2600000	220	7	18138001	5	13000000	Milliman and Meade, 1983 (in 1)
Weser	Germany	38000	230	7,3	277144	8	304000	Kempe <i>et al.</i> , 1991 (in 1)
Yukon	USA	840000	230	7,3	6126332	71	59640000	Meade and Parker, 1985 (in 1)
Bermejo	Bolivia	480	233	7,4	3552	814	390696	Guyot, 1993 (in 2)
Seine	France	65000	240	7,6	495006	11	715000	Cette étude
Indus	Pakistan	970000	245	7,8	7535832	260	252200000	Milliman <i>et al.</i> , 1983 (in 1)
Melarchez	France	7	246	7,8	55	14,6	102	Meybeck <i>et al.</i> , 1999
Chira	Peru	20000	250	7,9	158549	1000	20000000	Milliman and Meade, 1983 (in 1)
Kalkkinen	Finland	25000	250	7,9	198186	0,3	6500	Kempe <i>et al.</i> , 1991 (in 1)
Danube	Romania	810000	250	7,9	6421233	83	67230000	Milliman and Meade, 1983 (in 1)
Liard	Canada	275000	262	8,3	2282500	132,1	36335750	Binda <i>et al.</i> , 1986; WSC, 1995 (in 2)
Kuban	Russia	48000	270	8,6	410959	160	7680000	Lisitzin, 1992 (in 1)
Nottaway	Canada	66000	270	8,6	565068	15	990000	Kranck and Rufman, 1981 (in 1)

Bassin versant	Pays	S (km ²)	R (mm an ⁻¹)	W* (l km ⁻² s ⁻¹)	W (l s ⁻¹)	S* (t km ⁻² an ⁻¹)	S (t an ⁻¹)	Références
Godavari	India	310000	270	8,6	2654110	550	170500000	Biksham and Subramanian, 1988 (in 1)
Loire	France	110000	278	8,8	969100	13,9	1525700	2
Marne	France	12500	281	8,9	111250	9,1	114063	Meybeck <i>et al.</i> , 1999
Stikine	Canada	36000	281	8,9	320400	67,4	2426958	Binda <i>et al.</i> , 1986; WSC, 1995 (in 2)
Negro	Argentina	100000	300	9,5	951294	140	14000000	Holeman, 1968 (in 1)
Nam Mae Pai	Thailand	5530	306	9,7	53641	49,6	274509	DEDP, 1996, 1997 (in 2)
Potomac	USA	25000	310	9,8	245751	28	700000	Judson and Ritter, 1964 (in 1)
Coruh	Turkey	20000	312	9,9	197869	400	8000000	1
Attawapiskat	Canada	36000	320	10,1	365297	6	216000	Syvitski, 1992 (in 1)
Huai Mae Ya	Thailand	85	325	10,3	873	99,6	8450	DEDP, 1996, 1997 (in 2)
Drini	Albania	12000	325	10,3	123668	1200	14400000	Milliman and Meade, 1983 (in 1)
Niger	Mali	71000	328	10,4	738400	7,9	562356	Picouet, 1999 (in 2)
Austreberthe	France	208	328	11	2288	16	3328	Laignel <i>et.al</i>, 2006
El Harrach	Algeria	390	330	10,5	4081	1600	624000	1
Severnay Dvina	Russia	350000	330	10,5	3662481	13	4550000	Lisitzin, 1992 (in 1)
Andelle	France	710	335	11	7810	21	14910	Laignel <i>et.al</i>, 2006
Klamath	USA	22000	340	10,8	237189	160	3520000	Janda and Nolan, 1979 (in 1)
Zaire	Zaire	3800000	340	10,8	40969051	11	41800000	Milliman and Meade, 1983 (in 1)
Têt à Vinça	France	940	349	11,1	10400	638	599720	Serrat and Bénech, 2000 (in Laignel <i>et.al</i> , 2006)
Peace	Canada	186000	356	11,3	2101800	316,8	58928520	Binda <i>et al.</i> , 1986; WSC, 1995 (in 2)
Columbia	USA	670000	375	11,9	7967085	22	14740000	Meade <i>et al.</i> , 1990 (in 1)
Saint Lawrence	Canada	1000000	378	12	12000000	5,2	5168400	Rondeau <i>et al.</i> , 2000 (in 2)
Severn	UK	6800	380	12	81938	65	442000	1
Espejos	Bolivia	203	382	12,1	2456	1879,8	381589	Guyot, 1993 (in 2)
Fraser	Canada	228000	385	12,2	2781600	75,2	17143320	Binda <i>et al.</i> , 1986; WSC, 1995 (in 2)
Zambesi	Mozambique	1400000	390	12,4	17313546	35	49000000	Milliman and Meade, 1983 (in 1)
Bristol Avon	UK	670	400	12,7	8498	27	18090	1
Arno	Italy	8100	400	12,7	102740	270	2187000	Holeman, 1968 (in 1)
Goksu	Turkey	10000	400	12,7	126839	250	2500000	1

Bassin versant	Pays	S (km ²)	R (mm an ⁻¹)	W* (l km ⁻² s ⁻¹)	W (l s ⁻¹)	S* (t km ⁻² an ⁻¹)	S (t an ⁻¹)	Références
Volga	Russia/Ukraine	1400000	400	12,7	17757484	15	21000000	Lisitzin, 1992 (in 1)
Nam Mae Pai	Thailand	369	401	12,7	4686	83,6	30843	DEDP, 1996, 1997 (in 2)
Chena	USA	5125	410	13	66625	54,8	280594	Love, 1965 (in 2)
Moose	Canada	60000	410	13	780061	7	420000	Syvitski, 1992 (in 1)
Pechora	Russia	250000	425	13,5	3369165	25	6250000	Lisitzin, 1992 (in 1)
Clyde	UK	1900	430	13,6	25907	60	114000	1
Morondava	Madagascar	4200	430	13,6	57268	1600	6720000	1
Seyhan	Turkey	19000	430	13,6	259069	270	5130000	1
St. Lawrence	Canada	1100000	435	13,8	15173135	4	4400000	Milliman and Meade, 1983 (in 1)
Mekong	Thailand	189000	435	13,8	2608200	416,1	78642900	DEDP, 1996, 1997 (in 2)
Tiber	Italy	16000	450	14,3	228311	350	5600000	IAHS/Unesco, 1974 (in 1)
Yangtze	China	1900000	460	14,6	27714358	250	475000000	Milliman and Meade, 1983 (in 1)
Fraser	Canada	216400	464	14,7	3181080	107,3	23221884	Binda et al., 1986; WSC, 1995 (in 2)
Ceyhan	Turkey	20000	470	14,9	298072	275	5500000	1
Apalachicola	USA	44000	470	14,9	655758	4	176000	Judson and Ritter, 1964 (in 1)
Nakdong	Korea	24000	490	15,5	372907	400	9600000	Lee and Chough, 1989 (in 1)
Creedy	UK	260	500	15,9	4122	53	13780	1
Damodar	India	20000	500	15,9	317098	1400	28000000	Holeman, 1968 (in 1)
Muonio Älv	Sweden	24000	500	15,9	380518	15	360000	Kempe et al., 1991 (in 1)
Sanaga	Canada	130000	500	15,9	2061136	20	2600000	UNEP, 1982 (in 1)
Squamish	Canada	3600	510	16,2	58219	580	2088000	Hickin, 1989 (in 1)
Kuskokwim	USA	80000	510	16,2	1293760	100	8000000	Syvitski, 1992 (in 1)
Fraser	Canada	220000	510	16,2	3557839	91	20020000	Milliman and Meade, 1983 (in 1)
Mahandi	India	140000	515	16,3	2286276	430	60200000	Chakrapani and Subramanian, 1990 (in 1)
Rhône	France	90000	530	16,8	1512557	340	30600000	Milliman and Meade, 1983 (in 1)
Garonne	France	52000	533	16,9	878800	74,1	3852940	Latouche, 1995, 1996 (in 2)
Meong	Vietnam	790000	590	18,7	14779934	200	158000000	Milliman and Meade, 1983 (in 1)
Hudson	USA	20000	600	19	380518	50	1000000	Milliman and Meade, 1983 (in 1)
Sacramento	USA	24000	602	19,1	458400	40,9	981120	Stabler, 1911 (in 2)
Druance	France	90	611	19,4	1746	50	4500	Butaeye, 2001 (in Laignel <i>et.al.</i> , 2006)
Russian	USA	36000	615	19,5	702055	680	24480000	Janda and Nolan, 1979 (in 1)

Bassin versant	Pays	S (km ²)	R (mm an ⁻¹)	W* (l km ⁻² s ⁻¹)	W (l s ⁻¹)	S* (t km ⁻² an ⁻¹)	S (t an ⁻¹)	Références
Wye	UK	4000	630	20	79909	51	204000	1
Salween	Thailand	260000	631	20	5200000	634	164841300	DEDP, 1996, 1997 (in 2)
Copper	USA	60000	650	20,6	1236682	1200	72000000	Meade and Parker, 1985 (in 1)
Mekong	Thailand	391000	653	20,7	8093700	381,1	148994460	DEDP, 1996, 1997 (in 2)
Ardour	France	16000	670	21,2	339929	18	288000	Snoussi et al., 1990 (in 1)
Po	Italy	54000	670	21,2	1147260	280	15120000	IAHS/Unesco, 1974 (in 1)
Tyne	UK	2200	680	21,6	47438	61	134200	1
Stekine	Canada	18000	690	21,9	393836	1100	19800000	Syvitski, 1992 (in 1)
Skeena	Canada	42000	690	21,9	918950	260	10920000	Binda et al., 1986 (in 1)
Pearl	China	440000	690	21,9	9627093	160	70400000	Milliman and Meade, 1983 (in 1)
Columbia	Canada	26600	691	21,9	582540	39,4	1048572	M.o.E, 1974 (in 2)
Lot	France	11500	697	22,1	254150	74,1	852093	Latouche, 1995, 1996 (in 2)
Matanuska	USA	5345	710	22,5	120263	1241	6633145	Love, 1965 (in 2)
Annapolis	Canada	546	719	22,8	12449	7,3	4006	Binda et al., 1986; WSC, 1995 (in 2)
Rhone lacustre	Switzerland	7987	738	23,4	186896	3,5	28278	O.F.E.H, 1976 (in 2)
Chaudière	Canada	5805	769	24,4	141642	56,6	328418	Ministère de l'environnement, 1971 (in 2)
Susitna	USA	50000	800	25,4	1268392	500	25000000	Meade and Parker, 1985 (in 1)
Rhine	Germany	50196	804	25,5	1279998	23,4	1172579	B.f.G, 2000 (in 2)
Exe	UK	600	860	27,3	16362	24	14400	1
Arve	Switzerland	2079	883	28	58212	299,3	622245	Baeff, 1891 (in 2)
Eel	USA	8063	889	28,2	227377	954,8	7698875	Binda et al., 1986; WSC, 1995 (in 2)
Hii	Japan	920	970	30,8	28298	980	901600	IAHS/Unesco, 1974 (in 1)
Magdalena	Colombia	240000	990	31,4	7534247	920	220800000	Milliman and Meade, 1983 (in 1)
Irrawaddy	Burma	430000	995	31,6	13567035	620	266600000	Milliman and Meade, 1983 (in 1)
Ishikari	Japan	13000	1000	31,7	412227	150	1950000	Jansen et al., 1979 (in 1)
Hungho	Vietnam	120000	1000	31,7	3805175	1100	132000000	Milliman and Meade, 1983 (in 1)
Rhone alpestre	Switzerland	5220	1060	33,6	175392	320,5	1672853	O.F.E.H, 1976 (in 2)
Mad	USA	1200	1070	33,9	40715	2000	2400000	Janda and Nolan, 1979 (in 1)
Usk	UK	910	1100	34,9	31742	46	41860	1
Orinoco	Venezuela	990000	1100	34,9	34531963	150	148500000	1

Bassin versant	Pays	S (km ²)	R (mm an ⁻¹)	W* (l km ⁻² s ⁻¹)	W (l s ⁻¹)	S* (t km ⁻² an ⁻¹)	S (t an ⁻¹)	Références
Redwood Cr	USA	730	1200	38,1	27778	1700	1241000	Nolan et al.,1987 (in 1)
Waimakariri	New Zealand	3200	1200	38,1	121766	1700	5440000	Griffiths, 1981 (in 1)
Tone	Japan	12000	1250	39,6	475647	250	3000000	Jansen et al., 1979 (in 1)
Potzu	Taiwan	430	1300	41,2	17726	2000	860000	WRPC, 1988 (in 1)
Fly	Papua New Guinea	76000	1300	41,2	3132927	1500	114000000	Harris, 1991 (in 1)
Erhian	Taiwan	350	1400	44,4	15538	36	12600	WRPC, 1988 (in 1)
Waiau	New Zealand	2000	1400	44,4	88787	1300	2600000	Griffiths, 1981 (in 1)
Chishui	Taiwan	3700	1400	44,4	164257	5300	19610000	WRPC, 1988 (in 1)
Khlong Mala	Thailand	188	1451	46	8648	186,2	34996	DEDP, 1996, 1997 (in 2)
Pachang	Taiwan	470	1600	50,7	23846	6750	3172500	WRPC, 1988 (in 1)
Peikang	Taiwan	640	1600	50,7	32471	3700	2368000	WRPC, 1988 (in 1)
Houtung	Taiwan	540	1650	52,3	28253	8000	4320000	WRPC, 1988 (in 1)
Touchien	Taiwan	570	1650	52,3	29823	4400	2508000	WRPC, 1988 (in 1)
Buller	New Zealand	6300	1660	52,6	331621	270	1701000	Griffiths, 1981 (in 1)
Khlong Sok	Thailand	892	1750	55,5	49506	120,1	107116	DEDP, 1996, 1997 (in 2)
Pamanga	Philippines	830	1800	57,1	47374	1300	1079000	1
Nagara	Japan	2000	1800	57,1	114155	210	420000	Walling, 1985 (in 1)
Wu	Taiwan	2000	1850	58,7	117326	3450	6900000	WRPC, 1996 (in 1)
Choshui	Taiwan	3150	1900	60,2	189783	20000	63000000	WRPC, 1988 (in 1)
Taan	Taiwan	770	2000	63,4	48833	6300	4851000	WRPC, 1988 (in 1)
Tsengwen	Taiwan	1200	2000	63,4	76104	26000	31200000	WRPC, 1988 (in 1)
Tachia	Taiwan	1200	2050	65	78006	2900	3480000	WRPC, 1988 (in 1)
Tanshui	Taiwan	2700	2200	69,8	188356	4100	11070000	WRPC, 1988 (in 1)
Peinan	Taiwan	1600	2350	74,5	119229	14800	23680000	WRPC, 1988 (in 1)
Rakaia	New Zealand	2600	2400	76,1	197869	1600	4160000	Griffiths, 1981 (in 1)
Purari	Papua New Guinea	31000	2500	79,3	2457509	2600	80600000	Milliman and Meade, 1983 (in 1)
Linpian	Taiwan	340	2600	82,4	28031	5400	1836000	WRPC, 1988 (in 1)
Huallien	Taiwan	1500	2700	85,6	128425	13500	20250000	WRPC, 1988 (in 1)
Hsiukuluan	Taiwan	1800	2700	85,6	154110	11000	19800000	WRPC, 1988 (in 1)
Kaoping	Taiwan	3250	2700	85,6	278253	11000	35750000	WRPC, 1988 (in 1)
Lanyang	Taiwan	980	2900	92	90119	8200	8036000	WRPC, 1988 (in 1)
Karamea	New Zealand	1200	2900	92	110350	320	384000	Griffiths, 1981 (in 1)
Tung kang	Taiwan	470	3250	103,1	48437	1300	611000	WRPC, 1988 (in 1)
Haast	New Zealand	1000	5970	189,3	189307	13000	13000000	Griffiths, 1981 (in 1)
Cleddau	New Zealand	150	6500	206,1	30917	13000	1950000	Griffiths, 1981 (in 1)
Hokitika	New Zealand	350	8900	282,2	98776	17000	5950000	Griffiths, 1981 (in 1)

RESUME

La compréhension des transferts sédimentaires depuis les zones « source » jusqu'aux zones de dépôt des sédiments constitue un enjeu majeur pour la lutte contre l'érosion des sols et la qualité des eaux. Portant sur de petits bassins versants côtiers de l'Ouest du bassin parisien, l'intérêt de ce travail est de présenter une démarche intégrée de la dynamique érosive à l'échelle du bassin versant, depuis l'analyse de la stabilité structurale des sols jusqu'au suivi haute fréquence des transferts de matières en rivière. L'objectif est d'identifier les facteurs contrôlant le ruissellement et l'érosion sur ces sites et de proposer une estimation des apports fluviaux de matières en suspension (MES) à la Manche orientale. Les résultats obtenus soulignent que malgré des sols limoneux peu structurés générant des taux d'érosion à la parcelle importants, les bilans d'érosion enregistrés en rivière sont parmi les plus faibles du monde (10,1 t.km⁻².an⁻¹ pour le bassin de l'Yères, 1,3 t.km⁻².an⁻¹ pour le bassin du Dun et 6,6 t.km⁻².an⁻¹ pour le bassin de la Ganzeville). La comparaison de ces données avec celles de 214 bassins versants mondiaux montre que ces faibles bilans sont expliqués par la taille des bassins étudiés (< 1000 km²), le relief modéré et le faible débit spécifique. Régionalement, ce dernier facteur est contraint par un fonctionnement hydrologique karstique, qui est à l'origine non seulement du déficit de la balance des écoulements de surface mais aussi d'un stockage intrakarstique de matériaux fins issus de l'érosion des sols. Les résultats mettent en évidence des échanges nappe-rivière très importants sur les sites d'étude : la contribution des eaux souterraines au débit de surface est de l'ordre de 90 %. Concernant les apports fluviaux de MES à la Manche orientale, l'extrapolation des bilans d'érosion obtenus à l'ensemble des fleuves côtiers du littoral haut-normand conduit à une estimation du flux exporté à la mer de 48 500 t.an⁻¹. Issu de l'érosion des bassins versants côtiers, ce flux de MES apparaît très faible tant à l'échelle mondiale que régionale où le flux de MES de la Seine atteint en moyenne 715 000 t.an⁻¹ à Poses en amont de l'estuaire.

Mots-clés :

Bassin versant, bilan d'érosion, données haute fréquence, échange nappe-rivière, stabilité structurale des sols, transferts sédimentaires

ABSTRACT

Applied to small coastal river basins of the Western Paris Basin, the interest of this work is to present an integrated approach of the erosion dynamics at the scale of the river basin, from measurements of soil erodibility to high frequency monitoring of transfers in rivers.

The objective is to quantify accurately river sediment yields, to identify factors controlling the erosion dynamics and to propose an estimation of continental sedimentary contributions to the English Channel. The obtained results underline that, despite of limonous soils highly erodible and high erosion rates measured from agricultural catchments, the rivers studied have some of the lowest values of sediment yield on a global scale (10, 1 t km⁻² an⁻¹ for the Yères River, 1, 3 t km⁻² an⁻¹ for the Dun River, 6, 6 t km⁻² an⁻¹ for the Ganzeville River). The comparison of these data with those of 214 rivers around the world (including the Somme and the Seine Rivers) confirms the influence of global factors controlling the erosion dynamics: basin area, low relief and moderate runoff. Regionally, this last factor is forced by a karstic hydrological functioning that is involved in the deficit balance of water discharges but also in the relief landscape (surface storage of soils erosion products) and in a fine materials storage in the subsurface karstic network. Within the studied river basins, the contribution of groundwater to the surface flow was established about 90 %. Concerning the sedimentary contributions to the English Channel, the extrapolation of these river sediments yields to all Norman coastal rivers (Seine-Maritime) gives a regional river sediment delivery of 48 500 t yr⁻¹. This sediment delivery also appear to be low on global and regional scales - where the average sediment yield of the Seine River reaches 715 000 t.an-1 at Poses, the upstream limit in the estuary.

Keywords: river basin, erosion, river sediment yield, high frequency monitoring, groundwater-surface water interactions, soil aggregate stability, water and sediment discharges.