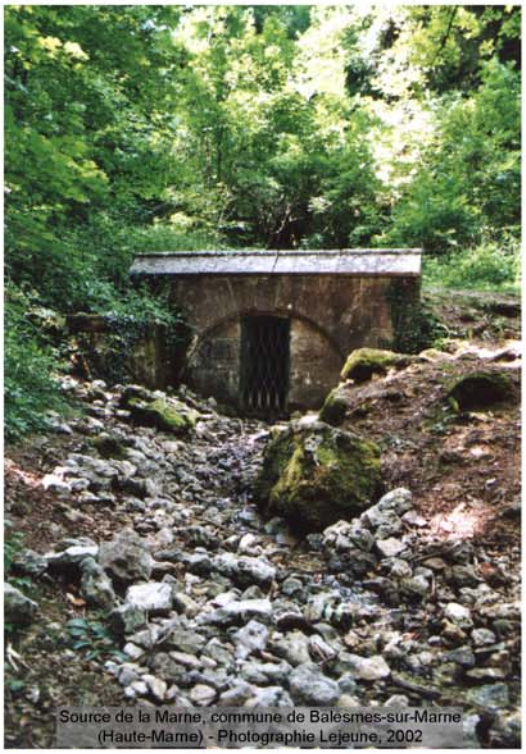
Université de Reims Champagne-Ardenne
U.F.R. de Lettres et de Sciences Humaines
Ecole doctorale : Textes, Cultures et Sociétés

Groupe d'Etude sur les Géomatériaux
et Environnements Naturels
et Anthopiques
(GEGENA)
EA 3785

# Dynamiques d'érosion des bas plateaux de l'Est de la France: l'exemple du bassin-versant amont de la Marne (Tome I)

Olivier Lejeune

Thèse soutenue publiquement le 2 décembre 2005
pour l'obtention du grade de Docteur de l'Université de Reims Champagne-Ardenne
(Discipline : Géographie Physique)



Source de la Marne, commune de Balesmes-sur-Marne (Haute-Marne) - Photographie Lejeune, 2002

## Jury:

MARRE A., Professeur de Géographie Physique, Université de Reims Champagne-Ardenne (Directeur de recherche)

COJAN I., Maître de recherche à l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris (Rapporteur)

PETIT F., Professeur de Géographie Physique, Université de Liège (Rapporteur)

CORBONNOIS J., Professeur de Géographie Physique, Université du Mans (Examinateur)

PASCAL A., Professeur de géologie, Université de Reims Champagne-Ardenne (Examinateur)

SALOMON J-N., Professeur de Géographie Physique, Université Michel de Montaigne à Bordeaux (Examinateur)

# RÉSUMÉS

Au cœur du Bassin de Paris, la vallée de la Marne est restée un secteur peu étudié d'un point de vue géomorphologique, en dépit de quelques études ponctuelles et souvent anciennes, alors même que les autres vallées environnantes faisaient l'objet de nombreux travaux.

L'objectif de ce travail consiste à tenter de remédier à ces lacunes en apportant un certain nombre d'informations nouvelles, offrant ainsi une meilleure compréhension de l'évolution géomorphologique de la vallée de la Marne depuis le début de son encaissement dans les plateaux calcaires de l'Est de la France.

Ce travail en prend en considération différentes échelles temporelles. Ainsi, cette thèse se déroule selon trois pas de temps :

1) Dans la première partie, les étapes de l'incision de la vallée de la Marne au cours du Quaternaire sont décrites. Ce travail se base sur l'étude des indices géomorphologiques et sédimentologiques laissés par la Marne et les cours d'eau affluents lors de leur encaissement. Ces indices font aussi l'objet de datations absolues qui permettent de calculer des vitesses d'incision qui sont comparées à celles des autres cours d'eau du Bassin parisien.

Sept niveaux d'incision on été définis. Ils s'ordonnent en trois phases. La phase la plus ancienne correspond à deux vastes gouttières emboîtées dans la surface sommitale. La seconde phase coïncide avec une période incision forte où trois niveaux de terrasses sont étagés. La troisième phase correspond au remblaiement du fond de la vallée dans lequel s'emboîtent deux niveaux d'incision.

Ces informations permettent d'apporter un éclairage nouveau sur les anciennes hypothèses, selon laquelle la Marne supérieure appartenait jadis au bassin de la Meuse en passant par les vallées de l'Ornain-Saulx, de l'Aisne et de la Bar. Ces hypothèses se révèlent infondées.

2) Dans la seconde partie, les évènements plus récents (Weichsélien / Tardiglaciaire / Holocène) sont examinés. Ils ont façonné le fond de la vallée de la Marne. Les processus et la chronologie du remplissage alluvial du fond de la vallée sont abordés. Ensuite l'évolution du fond de vallée à l'échelle séculaire et annuelle est étudiée. L'accent est mis sur l'impact des aménagements humains et des variations climatiques pour expliquer la dynamique fluviale de la Marne. Enfin, une évaluation de la dégradation spécifique dans le bassin-versant de la Marne à la sortie des plateaux calcaires permet de replacer ce bassin dans le contexte géomorphologique général de l'Est de la France.

3) Dans la troisième partie, l'utilisation de méthodes hydrologiques ont révélé à la fois des transferts d'eau à l'intérieur d'un bassin versant et vers les bassins versants contigus. Il apparait des secteurs d'infiltration généralisée, de perte, de rendement moyen et de rendement fort. Cela démontrent une divergence ou une concentration des écoulements en fonction du compartimentage morpho-structural des aquifères calcaires et les différentiels d'incision des vallées. On obtient un maillage hydrogéologique des interfluves entre des secteurs déficitaires et des secteurs excédentaires en eau qui témoignent de transferts d'eaux. Ce processus constitue les « captures actives » souvent corroborées par des traçages hydrogéologiques. Ces « captures actives », révélées par ces méthodes en période chaude ou interglaciaire, préparent de futures captures hydrographiques de surface, communément reconnues en début de phase froide.

Mots clefs : Bassin parisien, bassin-versant de la Marne, Haute-Marne, Marne, incision du réseau hydrographique, capture hydrographique, dynamique fluviale, dégradation spécifique, karst, percée hydrogéologique, capture active, géoprospective.

# ABSTRACT

In the heart of Paris basin, the Marne valley remained an area not well known from a geomorphologic point of view despite a few specific and often old studies, while the other surrounding valleys were the subject of many works.

The objective of this work consists in trying to overwhelm this gap by bringing a certain number of new information, thus offering a better comprehension of the geomorphologic evolution of the Marne valley since the beginning of its cashing in the limestone plateau of the East of France.

This work takes into account various temporal scales. Thus, this thesis proceeds according to three steps of time :

1) In the first part, the stages of the incision of the Marne valley during the Quaternary are described. This work is based on the study of the geomorphological and sedimentological indices, left by the Marne and its tributary rivers at the time of their cashing. These indices are also the subject of absolute datings, which allow to determine speeds of incision, which are then compared to the other rivers of the Paris basin.
Seven levels of incision were defined, ordonating in three steps. The oldest step corresponds to two vast gutters, encased in summit surface. The second step coincides with one strong incision period where three levels of terraces are staged. The third step corresponds to the filling of the bottom of the valley in which two levels of incision are encased.
This information allow to bring a new insight on the old assumptions, which thought that the upper Marne belonged formerly to the Meuse basin, while passing by the valleys of Ornain-Saulx, Aisne and Bar. These hypothesis appeared to be unfounded.

2) In the second part, the more recent events (Weichsélien/Tardiglaciaire/Holocene) are examined. They worked out the bottom of the Marne valley. The processes and the chronology of the alluvial filling of the bottom of the valley are explained. Then, the evolution of the bottom of the valley on a secular and annual scale is studied. The impact of human installations and the climatic variations are highlighted in order to explain the river dynamics of the Marne. Finally, an evaluation of the specific degradation in the Marne basin at the exit of the limestone plateau allow to replace this basin in the general geomorphologic context of the East of France.

3) In the third part, the use of hydrological methods revealed at the same time transfers of water inside a catchment area and towards the basins contiguous slopes. Some sectors of generalized infiltration, loss, average output and strong output appeared, meaning a divergence or a concentration of the flows according to the morpho-structural partitioning of the aquifers limestones and the differentials of incision of the valleys. A grid hydrogeologic of the interfluves between overdrawn and surplus sectors in water is obtained, which prove the water transfers.

This process constitutes the « active stream piracy » often corroborated by hydrogeologic trackings. These "active captures", revealed by these methods in hot or interglacial period, prepare future hydrographic captures of surface, commonly recognized at the beginning of cold phase.

Key-words : Paris basin, Marne basin, Haute-Marne, Marne, hydrographic network incision, stream piracy, fluvial dynamic, specific degradation, karst, hydrogeological cut-off, active stream piracy, geoprospective.

# SOMMAIRE

**RÉSUMÉS** 3

**SOMMAIRE** 5

**REMERCIEMENTS** 12

**INTRODUCTION GENERALE : CONTEXTE DE L'ETUDE ET PRESENTATION DU TERRAIN** 15

**0.1.Le bassin-versant de la Marne dans le contexte hydrographique de l'est de la France.……** 17

**0.2. La Marne dans son contexte géomorphologique.……...……...…...……..** 19
0.2.1. Le Bassigny. 21
0.2.2. Les plateaux de Langres et du Chaumontais. 21
0.2.3. La Vallée. 21
0.2.4. Le Haut-Pays. 22
0.2.5. L'Ornois. 22
0.2.6. Le Barrois et le Vallage. 22
0.2.7. Le Perthois. 23

**0.3. Aperçu historique des études sur le secteur de la Marne amont…….……...…..** 26
0.3.1. Des études anciennes et peu nombreuses concernant la Marne amont. 26
0.3.2. Un désintérêt pendant plusieurs décennies. 27
0.3.3. Un regain d'études sous l'impulsion de l'ANDRA. 28

**0.4. Les objectifs de ce travail.…….……..……...…..** 28

**PARTIE 1 : L'APPROFONDISSEMENT DES VALLÉES DE L'EST DE LA FRANCE : LE CAS DE L'AMONT DE LA VALLÉE DE LA MARNE** 31

**CHAPITRE 1 : LE FAÇONNEMENT DE LA VALLÉE DE LA MARNE.** 33

**INTRODUCTION ……...……** 35

**1.1. Mise en place du réseau hydrographique et son évolution générale au cours du Quaternaire dans le Nord-Est de la France. ……..……** 36
1.1.1. La surface sommitale initiale. 36
1.1.1.1. Mise en place de la surface sommitale et du réseau hydrographique. 36
1.1.1.2. Quelques éléments pour la datation du début de l'incision du réseau hydrographique. 37
1.1.2. Les facteurs d'incision du réseau hydrographique à partir du Plio-Quaternaire. 38
1.1.2.1. Le facteur eustatique. 39
1.1.2.2. Le facteur néotectonique. 40
1.1.2.3. Le facteur climatique 41
1.1.3. Le recul des cuestas. 43

**1.2. L'incision de la vallée de la Marne ……..…….…….. 45**
1.2.1. Les stades d'incision de la vallée de la Marne. 45
1.2.1.1. Méthode de détermination des stades d'incision de la Marne 45
1.2.1.2. Les stades d'incision et leurs caractéristiques. 47
1.2.1.2.1. Les grandes gouttières sommitales (Ma.5 et Ma.6). 48
1.2.1.2.2. A partir de Ma.4 : une vallée plus marquée. 50
1.2.1.2.3. La dernière phase : le remblaiement du fond de la vallée. 55
1.2.1.2.4. Les marqueurs particuliers de l'incision de la Marne 56
1.2.1.2.5. Synthèse des niveaux d'incision de la Marne. 69
1.2.2. Les formations alluviales associées aux niveaux d'incision 70
1.2.2.1. Description des formations alluviales. 70
1.2.2.2. Vers une identification des paléo-environnements de dépôts. 81
1.2.2.3. Synthèse des données sédimentologiques. 84
1.2.2.4. Comparaison des nappes Ma.2 et Ma.3. 87
1.2.3. Les datations. 88
1.2.3.1. Synthèse des datations dans le bassin de la Marne supérieure 89
1.2.3.2. Les données archéologiques et faunistiques. 91
1.2.4. Les vitesses d'incision des différents stades d'incision de la Marne. 92
1.2.5. Comparaison des vitesses d'incision du système Marne avec les autres vallées du Bassin parisien 95
1.2.6. Corrélation avec l'aval de la vallée de la Marne et les bassins annexes. 99
1.2.6.1. : Les formes de terrain et les formations associées dans la vallée de la Marne dans sa traversée de la Champagne crayeuse. 99
1.2.6.2. : Les formes de terrain et les formations associées dans la vallée de la Marne en aval d'Epernay 102
1.2.6.2.1. : La vallée de la Marne dans la traversée du plateau tertiaire entre Epernay et la confluence de l'Ourcq. 102
1.2.6.2.2. : La vallée de la Marne dans la traversée de la partie aval du plateau tertiaire de la confluence de l'Ourcq à celle de la Seine. 104
1.2.6.2.3.Conclusions. 108

**1.3. L'incision des vallées affluentes ……..…… 110**
1.3.1. Les affluents inscrits principalement dans les calcaires oxfordiens et bathono-bajociens. 110
1.3.1.1. La Suize. 110
1.3.1.2. Le Rognon. 111
1.3.2. Les affluents inscrits principalement dans les calcaires tithoniens. 114
1.3.2.1. La Blaise. 114
1.3.2.2. La Saulx. 116
1.3.3. Le raccord avec les niveaux d'incision de la Marne. 117
1.3.3.1. Les affluents de l'amont : un raccordement difficile à réaliser 117
1.3.3.2. Les affluents du Perthois 121
1.3.4. Les vitesses d'incision des vallées affluentes. 125

**1.4. L'élargissement de la vallée de la Marne. ……..…… 128**
1.4.1. Les contraintes lithologiques à l'origine des différentes morphologies de la vallée. 128
1.4.1.1. Les contrastes de dureté des roches 129
1.4.1.2. L'influence de l'immunité karstique 130
1.4.2. Proposition d'un schéma fonctionnel de la vallée de la Marne 133

**15. Evolution corrélative des reliefs au cours de cette période. ……..…… 138**
1.5.1. La Côte des Bars 138
1.5.1.1. Le front de cuesta 138
1.5.1.2. La couverture argilo-sableuse du Crétacé inférieur 138
1.5.2. La Côte de Meuse 140
1.5.2.1. Le front de cuesta. 140
1.5.2.2. La couverture séquanienne 144
1.5.3. La Côte de Moselle 144

1.5.3.1. Le front de cuesta 145
1.5.3.2. La couverture callovienne 148

**CONCLUSION GENERALE DU CHAPITRE ……..……** 149

## CHAPITRE 2 : LA RÉORGANISATION DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE. 151

**INTRODUCTION ……...……** 153

**2.1. Les captures hydrographiques : principes, conséquences et exemples.…...…….....……..…** 154
2.1.1. La définition des captures hydrographiques. 154
2.1.1.1. les différents types de captures hydrographiques. 154
2.1.1.2. Les indices de captures hydrographiques. 156
2.1.2. La réorganisation du réseau hydrographique du Bassin de Paris. 157

**2.2. Les différentes hypothèses de tracés de la Marne vers le nord évoquées depuis le XIX$^{ème}$ siècle. ……..…....** 161

**2.3. La capture de la Marne : les nouveaux éléments. ……...……...……..** 163
2.3.1. L'hypothétique tracé de la Marne par le fossé tectonique de la Marne. 163
2.3.2. L'hypothétique tracé de la Marne par la Forêt de Trois Fontaines. 164

**2.4. Les captures affectant le bassin-versant de la Marne ……...……...……...……..** 166
2.4.1. La capture avérée de la Saulx/Ornain : une capture majeure à l'amont du bassin versant de la Marne. 167
2.4.1.1. Les premiers travaux sur cette capture. 167
2.4.1.2. Apport des travaux récents 167
2.4.1.3. L'apport de la connaissance du karst sur l'interfluve Marne/Saulx 168
2.4.2. Les captures mineures : le cas de la Somme-Soude 173
2.4.3. Les phénomènes de recul du point de confluence. 174
2.4.2.1. Les phénomènes à l'aval : l'exemple du recul du point de confluence du Grand-Morin 174
2.4.2.2. Les phénomènes dans la partie amont : l'exemple du recul du point de confluence de la combe du vallon. 175

**CONCLUSION GENERALE DU CHAPITRE ……..……** 178

# PARTIE 2 : FONCTIONNEMENT ET ÉVOLUTION DU REMBLAIEMENT DE FOND DE VALLÉE ET HYDRODYNAMISME DU COURS D'EAU ACTUEL 181

## CHAPITRE 3 : ÉVOLUTION RECENTE DU FOND DE LA VALLÉE DE LA MARNE 183

**INTRODUCTION ……...……** 185

**3.1. Description du remplissage du fond de la vallée.…….……..……** 186
3.1.1. Les différentes sources d'information utilisées. 186
3.1.2. La géométrie des formations : l'étude des sondages. 187
3.1.2.1. Evolution longitudinale des formations alluviales de fond de vallée 187
3.1.2.2. Géométrie du fond de la vallée. 188
3.1.2.3. Profils transversaux des formations de fond de vallée 190
3.1.3. Granulométrie des formations alluviales. 192

3.1.3.1. Les formations alluviales du Barrois. 192
3.1.3.2. Les formations alluviales du Perthois. 193
3.1.4. Synthèse des données granulométriques. 203

**3.2. Interprétation des données..……...…….……...…….……..…….. 207**
3.2.1. Corrélation de la nappe alluviale grossière du fond avec les grèzes de versant. 207
3.2.2. Les éléments de datation du remplissage du fond de vallée. 208
3.2.3. Corrélation du remplissage alluvial en amont de Vitry-le-François avec celui en aval. 213
3.2.4. Essai de reconstitution paléoenvironnementale. 214
3.2.5. Comparaison avec les autres niveaux d'incision de la Marne 217

**CONCLUSION GENERALE DU CHAPITRE ……..……. 220**

# CHAPITRE 4 :LA DYNAMIQUE ACTUELLE DE LA MARNE. 221

**INTRODUCTION ……...…… 223**

**4.1. L'hydrodynamisme de la Marne au cours de la seconde partie du XX$^{ème}$ siècle. ……..… 224**
4.1.1. Le réseau de mesures. 224
4.1.2. Caractéristiques hydrologiques de la Marne. 226
4.1.2.1. Les débits caractéristiques. 226
4.1.2.1.1. Les modules 226
4.1.2.1.2. Les débits mensuels : témoins de la versatilité saisonnière des débits. 229
4.1.2.1.3. Les débits moyens journaliers 234
4.1.2.2. Les étiages. 236
4.1.2.2.1. La date de l'étiage 236
4.1.2.2.2. La sévérité de l'étiage 237
4.1.2.3. Les crues. 240
4.1.2.3.1. Analyse fréquentielle des crues de la Marne. 240
4.1.2.3.2. Régime des crues 241
4.1.2.3.3. Typologie des crues 242
4.1.2.3.4. Evolution des crues d'amont en aval. 244
Conclusion partielle 247

**4.2. L'impact anthropique sur les débits….……..……...…….. 248**
4.2.1. L'influence du canal et des aménagements associés : un impact important sur les débits amont de la Marne. 248
4.2.1.1. Impact des réservoirs de l'amont du bassin-versant de la Marne sur les écoulements 248
4.2.1.2. Impact du canal de la Marne à la Saône sur les débits de la Marne. 250
4.2.2. Le lac du Der : fonctionnement général et impact sur les débits. 253
4.2.2.1. Le fonctionnement général du lac du Der-Chantecoq. 254
4.2.2.2. Impact du lac du Der sur les crues. 254
4.2.2.3. Impact du lac du Der sur les étiages. 257
4.2.3. Les prélèvements d'eau dans la vallée. 258
Conclusion partielle 259

**4.3. La dynamique fluviale de la Marne. …….. 260**
4.3.1. Objectifs et méthode 260
4.3.2. Evolution en plan du lit majeur et mineur de la Marne : collecte et validité des sources cartographiques. 260
4.3.2.1. Les documents concernant la Marne dans le Perthois alluvial. 261
4.3.2.2. Les documents concernant la Marne en amont de Saint-Dizier. 262
4.3.3. Le lit majeur de la Marne 265
4.3.3.1. La sectorisation et description du lit majeur. 265
4.3.3.1.1. En amont de Saint-Dizier (Barrois) 265
4.3.3.1.2. En aval de Saint-Dizier (Perthois) 266

4.3.3.2. L'origine de la sectorisation du lit majeur. 267
4.3.3.3. Evolution des limites du lit majeur au cours de la période historique 268
4.3.4. Evolution en plan du lit mineur depuis le XIX$^{ème}$ siècle. 269
4.3.4.1. Description du lit mineur 269
4.3.4.2. Evolution du lit mineur. 272
4.3.4.2.1. Le lit mineur entre la source et Saint-Dizier 272
4.3.4.2.2. Le lit mineur entre Saint-Dizier et Vitry-le-François 272
4.3.4.3. Impact des aménagements dans le lit majeur et dans le mineur de la Marne 276
4.3.4.3.1. Aménagement du lit majeur et mineur avant le XIX$^{ème}$ siècle 276
4.3.4.3.2. Aménagement et rectification récente du lit majeur et mineur 279
4.3.4.4. L'impact du climat sur la dynamique fluviale de la Marne. 282
4.3.5. Evolution inter-annuelle du lit majeur de la Marne. 284
4.3.5.1. Caractérisation des sites et des campagnes de mesures. 284
4.3.5.1.1. Caractérisation générale des sites d'observation et de mesures. 284
4.3.5.1.2. Caractérisation du site du Barrois : un secteur anthropisé stabilisé. 285
4.3.5.1.3. Caractéristiques des sites du Perthois. 287
4.3.5.2. Ajustement inter-annuel du chenal au cours de la période 2002-2004. 288
4.3.5.3. Détermination de la puissance des tronçons de cours d'eau. 292
Conclusion partielle 295

**4.4. L'érosion actuelle du bassin-versant de la Marne dans les plateaux calcaires. ……** 296
4.4.1. Le contexte climatique 296
4.4.1.1. Le contexte climatique général du bassin de la Marne 296
4.4.1.2. Le contexte climatique de l'année de mesures 2002-2003 300
4.4.2. L'objectif et le protocole de mesures. 302
4.4.2.1. Les objectifs 302
4.4.2.2. Les types de mesures réalisées. 303
4.4.2.3. Les sites d'expérimentation. 304
4.4.3. Les résultats de la mesure des flux solides et dissous à la station de Möeslains. 304
4.4.3.1. Représentativité des mesures au niveau de la section. 304
4.4.3.2. Les résultats observés. 305
4.4.3.2.1. Les matières en solution 306
4.4.3.2.2. Les matières en suspension (M.E.S.). 314
4.4.3.2.3. Le régime mensuel des matières exportées. 321
4.4.3.2.4. L'impact sur le lac du Der et la dynamique fluviale de la Marne. 321
4.4.4. Représentativité de la mesure à l'échelle de l'Est de la France : comparaison avec d'autres bassins-versants. 323
4.4.4.1. Comparaison avec les petits bassins-versants expérimentaux du Bassin parisien. 323
4.4.4.2. Comparaison avec les mesures dans les grands cours d'eau. 328
4.4.5. L'érosion d'un site particulier : les Côtes Noires. 330
4.4.5.1. Description du site des « Côtes Noires ». 331
4.4.5.2. La mesure de la dégradation spécifique 333
4.4.5.2.1. Les matières en solution 333
4.4.5.2.2. Les matières en suspension 334
4.4.5.2.3. La comparaison MES et matières en solution amont/aval. 334
4.4.5.3. Processus de mise en mouvement des matières solides dans le méandre des Côtes Noires. 336
4.4.5.3.1. Le recul du méandre. 336
4.4.5.3.2. Les processus concourant à cette évolution. 337
Conclusion partielle 340

**CONCLUSION GENERALE DU CHAPITRE ……** 341

# PARTIE 3 : L'EVOLUTION FUTURE DU BASSIN-VERSANT DE LA MARNE 343

## CHAPITRE 5 : LES POTENTIALITÉS DE RÉORGANISATION DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE AU NIVEAU DES INTERFLUVES MARNE-AUBE ET MARNE-MEUSE 345

**INTRODUCTION ……...…… 347**

**5.1. Les méthodes utilisées pour déterminer les flux hydrogéologiques inter et intra-bassin.. …… 349**
5.1.1. Les profils hydrologiques et les profils de paramètres physico-chimiques. 349
5.1.1.1. La méthode 349
5.1.1.2. Les résultats attendus 351
5.1.2. La cartographie des rendements hydrologiques et de paramètres physico-chimiques. 351

**5.2. Les résultats des mesures.……..…….. 354**
5.2.1. Le bassin de la Blaise 354
5.2.1.1. Les données géographiques du bassin-versant 354
5.2.1.2. Situation des campagnes de mesures 356
5.2.1.3. Les résultats des profils hydrologiques de la Blaise 357
5.2.1.4. Mise en évidence de l'hétérogénéité des écoulements sur la Blaise. 359
5.2.2. Le bassin de la Suize 362
5.2.2.1. Les données géographiques du bassin-versant 362
5.2.2.2. Situation des campagnes de mesures 363
5.2.2.3. Les résultats des profils hydrologiques de la Suize 363
5.2.2.4. Mise en évidence de l'hétérogénéité des écoulements sur la Suize. 366
5.2.3. Le bassin de la Saulx 369
5.2.3.1. Les données géographiques du bassin-versant 369
5.2.3.2. Situation des campagnes de mesures 370
5.2.3.3. Les résultats des profils hydrologiques de la Saulx 370
5.2.2.4. Mise en évidence de l'hétérogénéité des écoulements sur la Saulx. 373
5.2.4. Le bassin du Rognon 375
5.2.4.1. Les données géographiques du bassin-versant 375
5.2.4.2. Situation des campagnes de mesures 376
5.2.4.3. Les résultats des profils hydrologiques du Rognon 377
5.2.4.4. Mise en évidence de l'hétérogénéité des écoulements sur le Rognon. 380
5.2.5. Un schéma constant pour les cours d'eau des plateaux calcaires 383
5.2.6. L'influence des facteurs morphostructuraux. 384

**5.3. Vers une réorganisation du réseau hydrographique local.…….…….. 387**
5.3.1. Des circulations intra et extra-bassins 387
5.3.2. Corrélations avec les traçages hydrogéologiques. 390
5.3.3. Les sites à fort rendement : des sites de captures futures ? 397
5.3.3.1. Le Barrois : les fenêtres hydrogéologiques : le cas de la vallée de l'Ornel. 397
5.3.3.1.1. Fonctionnalité des fenêtres hydrogéologiques : influence des débits par les apports karstiques. 399
5.3.3.1.2. Importance de ces fenêtres dans le transfert des flux de bassin à bassin et impact sur la morphologie de la vallée. 400
5.3.3.2. Les reculées de l'Oxfordien. 404
5.3.3.2.1. Le Cul du Cerf. 404
5.3.3.2.2. La source des Dhuits. 407
5.3.3.3. Les tufières du Bajocien (Chaumontais) : la tufière de Rolampont. 408
5.3.4. La cartographie générale des flux : vers une réorganisation du réseau hydrographique ? 410

**CONCLUSION GENERALE DU CHAPITRE** 415

# CONCLUSION GENERALE 417

**BIBLIOGRAPHIE** 423

**TABLE DES FIGURES** 455
**TABLE DES TABLEAUX** 465
**TABLE DES ANNEXES** 469

# REMERCIEMENTS

La réalisation de ce travail, qui a débuté il y a maintenant 5 ans, a pu aboutir grâce à l'aide des nombreuses personnes et organismes qui m'ont soutenu, encouragé et surtout prodigué un nombre incommensurable de conseils.

Je tiens en premier lieu à remercier **Alain MARRE,** Professeur de Géographie Physique à l'Université de Reims et membre du G.E.G.E.N.A. (Groupe d'Etude sur les Géomatériaux et les Environnements Naturels et Anthropiques), qui a dirigé ce travail et qui a su susciter mon intérêt pour la géomorphologie dès ma maîtrise et mon DEA, réalisés sur l'évolution géomorphologique de la Cuesta d'Ile-de-France, près de Reims. Il a aussi permis l'obtention d'une bourse d'étude auprès de la **Conseil Régional de Champagne-Ardenne**, que je tiens aussi à remercier ici.

Je remercie également les membres du Jury d'avoir répondu présent afin de juger ce travail de recherche.

- **Jeannine CORBONNOIS,** Professeur de Géographie Physique, actuellement à l'Université du Mans. Elle fut durant ces recherches, directrice du C.E.G.U.M. (Centre d'Etudes Géographiques de l'Université de Metz). Je la remercie vivement pour m'avoir prêté à de nombreuses reprises du matériel d'hydrométrie sans lequel une partie de ce travail n'aurait pas été possible.
- **Isabelle COJAN,** Ingénieur civil des Mines et Maître de recherche habilité à l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris (Laboratoire du C.G.E.S., Centre de Géotechnique et d'Exploitation du Sous-sol). Les nombreuses réunions de travail en salle et sur le terrain avec elle, dans le cadre des travaux de l'Andra, ont été pour moi une source de découverte perpétuelle.
- **André PASCAL,** hydrogéologue, Professeur à UFR de Sciences de l'Université de Reims et membre du G.E.G.E.N.A. (Groupe d'Etude sur les Géomatériaux et les environnements Naturels et Anthropiques). Il a été, déjà en 2000, membre de mon jury de DEA.
- **François PETIT,** Professeur de Géographie Physique à l'Université de Liège. Ses travaux dans le domaine de la compréhension des systèmes fluviaux a été une source perpétuelle d'inspiration au cours de ces cinq années de travaux sur la bassin de la Marne.
- **Jean-Noël SALOMON,** Professeur de Géographie à l'Université Michel de Montaigne (Bordeaux III). Spécialiste, entre autre, des karsts, il a encadré et jugé de nombreux travaux sur l'évolution géomorphologique des plateaux de l'Est de la France.

Je tiens en particulier à remercier **Alain DEVOS,** Maître de Conférence à l'Université de Reims et membre actif du G.EG.E.N.A. pour les centaines d'heures passées ensemble dans son bureau et sur le terrain. Il m'a fait découvrir le Barrois dans tous ses retranchements, tant en surface que sous terre et m'a initié à toutes les techniques d'hydrométrie utilisées dans ce travail. Il a su en permanence aiguisé ma curiosité. En outre, il a tenu le rôle de « chaperon » au cours de mes sept années d'enseignement au sein

du département de Géographie, successivement en tant que Chargé de cours, Moniteur et A.T.E.R.

Je dois ma connaissance du karst du Barrois à **Stéphane JAILLET,** ingénieur de recherche au laboratoire E.D.Y.T.E.M. (Chambéry) dont les nombreuses discussions, les sorties sur et sous-terre et les travaux ont toujours été une source d'inspiration.

Merci également à **Dominique HARMAND**, Professeur à l'Université de Nancy 2, de m'avoir fait partagé sa connaissance des vallées de l'Est de la France durant nos sorties communes sur le terrain. Je le remercie aussi vivement pour ses nombreux conseils dans le domaine de la sédimentologie.

Toute ma gratitude va à **l'Andra** (Agence Nationale pour la gestion des Déchets Radioactifs) et en particulier à **Jacques BRULHET**, de la division Scientifique pour avoir été l'instigateur de ce travail sur l'incision de la vallée de la Marne dans le cadre de recherches menées pour l'Andra et dont une partie des résultats est utilisé dans cet ouvrage. Je le remercie aussi pour toutes les discussions scientifiques qui m'ont souvent permis d'éclairer ma « lanterne ».

Je suis reconnaissant aux membre du C.E.G.U.M. (et en particulier **Michel SARY**, **Didier FRANÇOIS**, **Roger POINSAINT**) de m'avoir accueilli à plusieurs reprises et d'avoir mis à ma disposition données et matériels. Avec regrets, je tiens à dire que certains matériels (préleveur automatique, limnigraphe) ont été vandalisé sur le terrain et sont malheureusement restés à la charge du laboratoire de Metz.

Merci aux membres de mon laboratoire (G.E.G.E.N.A.) pour m'avoir accueilli à bras ouvert et m'avoir prodigué tant de conseils pour la réalisation de ce travail. Merci donc à **Vincent BARBIN, directeur du Laboratoire, Xavier DROTHIERES, Gilles FRONTEAU, Béatrice MARIN, Oumarrou MALAM-ISSA**. Ce dernier a permis la réalisation des granulométries par Coulter à l'I.N.R.A. d'Orléans.

Mes remerciements vont ensuite au membres de l'antenne du **B.R.G.M. Champagne-Ardenne** qui m'ont accueilli au cours des 18 premiers mois de ce travail en tant que stagiaire. Outre un salaire, ils m'ont ouvert en grand les portes de toutes leur bases de données, bibliothèques… De plus, les discussions scientifiques ont toujours été d'un grand secours. Ma gratitude va donc en particulier à son directeur, **Michel AGUILLAUME** ; sa secrétaire, **Francine MERLETTE** et **Emmanuelle ROUXEL-DAVID** (hydrogéologue). Cette dernière m'a appris beaucoup en hydrogéologie mais aussi en blagues en tout genre (pas toujours de bon goût d'ailleurs !).

Merci aux membre de l'association GEOKARST (**S. JAILLET, A. DEVOS, D. JACQUEMIN, C. JAILLET, G. VAUCEL, Y. RATHJEN, B. LOSSON, C. HERBILLON, J-P. DEPAQUIS, J-P. DECLOUX**) pour leur aide dans la réalisation de traçages hydrogéologiques et les ballades dans la forêt de Trois-Fontaines.

Je veux aussi remercier toutes les personnes qui m'ont facilité mes recherches bibliographiques :

-**Yannick ERAUD** de l'Agence de l'Eau Seine-Normandie, pour la fourniture des données hydrologiques.
- **Stéphane ARDOIN**, Archéologue au service départemental d'archéologie du département du Val-de-Marne.
- **Lydie CHENU**, du centre départemental Météo-France de la Haute-Marne.
- **Sophie CHOSSENOT, Vincent GAVENEAUX, Eric TAPPERET, Yann VANMOEHERKE** de la D.R.A.C. Champagne-Ardenne.
- **Jacky GADBLED** et **Mme BODNAR** du service du cadastre de Châlons-en-Champagne.
- **Juliette DAVENNE**, conservatrice du Musée de Saint-Dizier et sa secrétaire **Dominique MASSON,** pour m'avoir permis d'accéder au fond V. Stchepinsky.
-Aux membres du bureau d'étude de la ville de Saint-Dizier et en particulier **M. STAUB.**
- **Marcel MILLARD,** ingénieur divisionnaire, Chef de la circonscription Marne à l'I.I.B.R.B.S., pour la fourniture des données hydrométriques de prélèvements et de restitution du lac du Der.

Ma gratitude va aussi à toutes les étudiants du laboratoire venues me prêter main forte pour toutes les mesures hydrométriques et topographiques que ce travail a nécessité dans des conditions pas toujours faciles : **Valérie BALBRICK, Mélanie FANTON, Elodie FERREIRA, Pierre PANNET, Frédéric SALAUN**.

Enfin, pour leur patience, leur intérêt, leur dévouement, tous mes remerciements vont aux membres de ma famille, à mes parents **André et Anny LEJEUNE** ; mes grands-mères **Alice LEJEUNE et Madeleine GOFFART** ; mes grands-pères que j'aurai souhaité plus connaître ; mes futurs beaux-parents **Pierre et Françoise PIETTRE** ; **Arnaud PIETTRE** et **Mylène KARRAMKAM** et enfin à **Sabine**, ma fiancée, future mère de mes enfants.

# INTRODUCTION GÉNÉRALE : CONTEXTE DE L'ÉTUDE ET PRÉSENTATION DU TERRAIN

**0.1. Le bassin-versant de la Marne dans le contexte hydrographique de l'est de la France.……..…** 17

**0.2. La Marne dans son contexte géomorphologique.……...……...…….** 19
0.2.1. Le Bassigny. 21
0.2.2. Les plateaux de Langres et du Chaumontais. 21
0.2.3. La Vallée. 21
0.2.4. Le Haut-Pays. 22
0.2.5. L'Ornois. 22
0.2.6. Le Barrois et le Vallage. 22
0.2.7. Le Perthois. 23

**0.3. Aperçu historique des études sur le secteur de la Marne amont…….……..** 26
0.3.1. Des études anciennes et peu nombreuses concernant la Marne amont. 26
0.3.2. Un désintérêt pendant plusieurs décennies. 27
0.3.3. Un regain d'études sous l'impulsion de l'ANDRA. 28

**0.4. Les objectifs de ce travail.…….……..……..** 28

Dans l'esprit du touriste de passage, l'expression « vallée de la Marne », fait uniquement référence à sa partie viticole entre Epernay et Château-Thierry. Peut-être établira-t-il aussi un lien avec le passé historique de la vallée. Histoire marquée en 1914 par l'armée allemande qui a été repoussée près de Meaux par le Maréchal Joffre, où encore, par les fameux taxis de la Marne qui ont transporté, après leur réquisition par l'armée française, les soldats vers le front. L'amateur de peinture aura en tête les tableaux impressionnistes, ayant pour toile de fond les bords de Marne (Coret, 2000), source d'inspiration de nombreux peintres comme Jean-Baptiste Camille Corot, Camille Pissarro, Vincent Van Gogh ou encore Paul Cézanne, qui a d'abord peint les bords de la vallée de la Marne avant la Montagne Sainte-Victoire. L'amateur d'accordéon songera aussitôt aux guinguettes des bords de Marne dans la région de Joinville-le-Pont. Enfin, plus récemment, d'autres penseront à la ville nouvelle de Marne-la-Vallée, créée au milieu des années 1960 afin « de contrôler le développement des vastes régions urbaines » (Madiot, 1996) et, bien plus tard, à son célèbre parc d'attraction. Ainsi, la vallée de la Marne se révèle relativement connue dans sa partie aval, d'Alfortville à Epernay.

A l'inverse, la partie supérieure du bassin-versant, en amont d'Epernay, bien que représentant près de 60% de la superficie totale du bassin-versant, est restée méconnue par les touristes et l'amateur d'art.

Ce découpage se retrouve aussi au niveau des études environnementales, en particulier géomorphologiques, qui ont été menées dans cette vallée. En aval, elles sont nombreuses, bien que très morcelées dans l'espace. En amont, elles sont beaucoup plus rares. Cette dichotomie a initié ce travail.

Cette introduction a pour objectif de présenter le bassin de la Marne supérieure dans son contexte géographique général. Nous dégagerons ensuite les différentes entités géomorphologiques traversées par la Marne et qui nous servirons pour les descriptions de ce travail. Les études géomorphologiques étant peu nombreuses dans cette partie du bassin, il convient de les lister et d'en faire ressortir les principaux résultats. Ils constitueront la base de ce travail dont la structure sera énoncée à la fin de ce texte préliminaire.

## 0.1. Le bassin-versant de la Marne dans le contexte hydrographique de l'est de la France.

La Marne est le plus long affluent de la Seine (Figure 0.1) avec 525 km, jusqu'à sa confluence avec la Seine en amont immédiat de Paris. Elle possède un bassin-versant de 12679 $km^2$, soit 17% de la superficie du bassin-versant de la Seine. Elle est loin devant l'Oise (300 km), l'Yonne (293 km)… et pas très loin derrière la Seine elle-même, 776 km.

Juste derrière le bassin-versant de la Seine, la Marne est un des cours d'eau du Bassin parisien les plus importants. Seule la Moselle française et l'Oise ont des bassins de taille comparable mais avec des drains principaux beaucoup moins longs. La Meuse française a, quant à elle, une longueur de cours comparable (500 km) mais pour un bassin légèrement plus petit (10120 $km^2$).

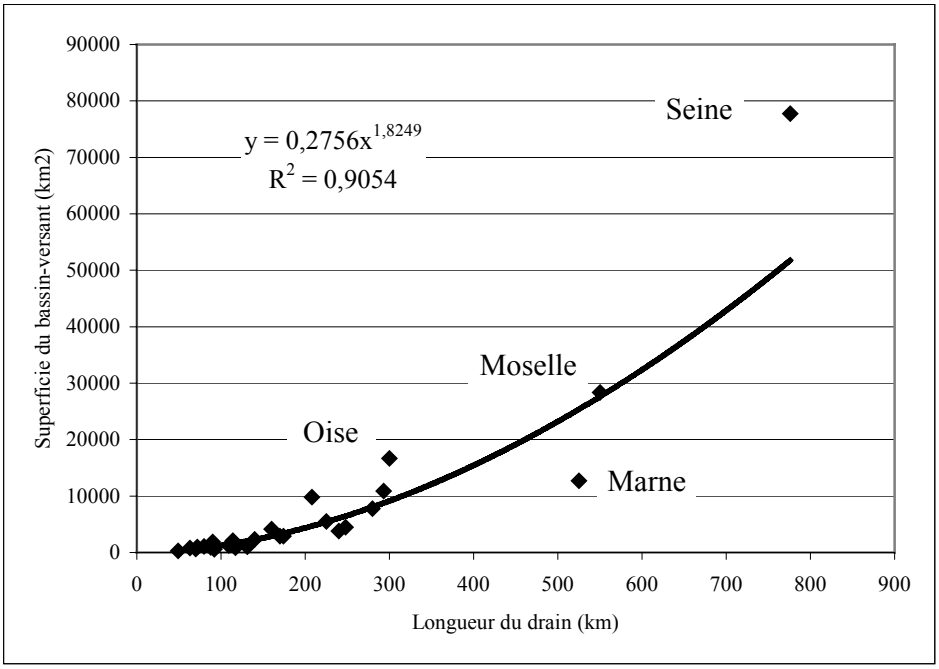



*Figure 0.1 : Situation de la Marne par rapport à quelques autres cours d'eau du Bassin parisien.*

La Marne constitue un cours d'eau charnière entre trois des grands bassins-versants français. Elle appartient au bassin de la Seine. Les limites de son bassin constituent la ligne de partage des eaux entre le bassin de la Seine, de la Meuse et du Rhône.

L'étude porte seulement sur la partie du bassin-versant située en amont de Vitry-le-François. La Marne prend sa source en Haute-Marne dans la commune de Balesmes-sur-Marne, sur le rebord du plateau de Langres. Son cours, d'abord orienté sud-nord, traverse une région de plaines et de plateaux puis traverse successivement la Côte de Moselle, de Meuse et des Bars. Arrivée dans le Perthois, en aval de Saint-Dizier, elle bifurque vers l'ouest jusqu'à Vitry-le-François. Elle reçoit plusieurs affluents : la Suize, le Rognon, la Blaise et enfin la Saulx, gonflée par les eaux de l'Ornain et de la Chée quelques kilomètres avant sa confluence avec la Marne.

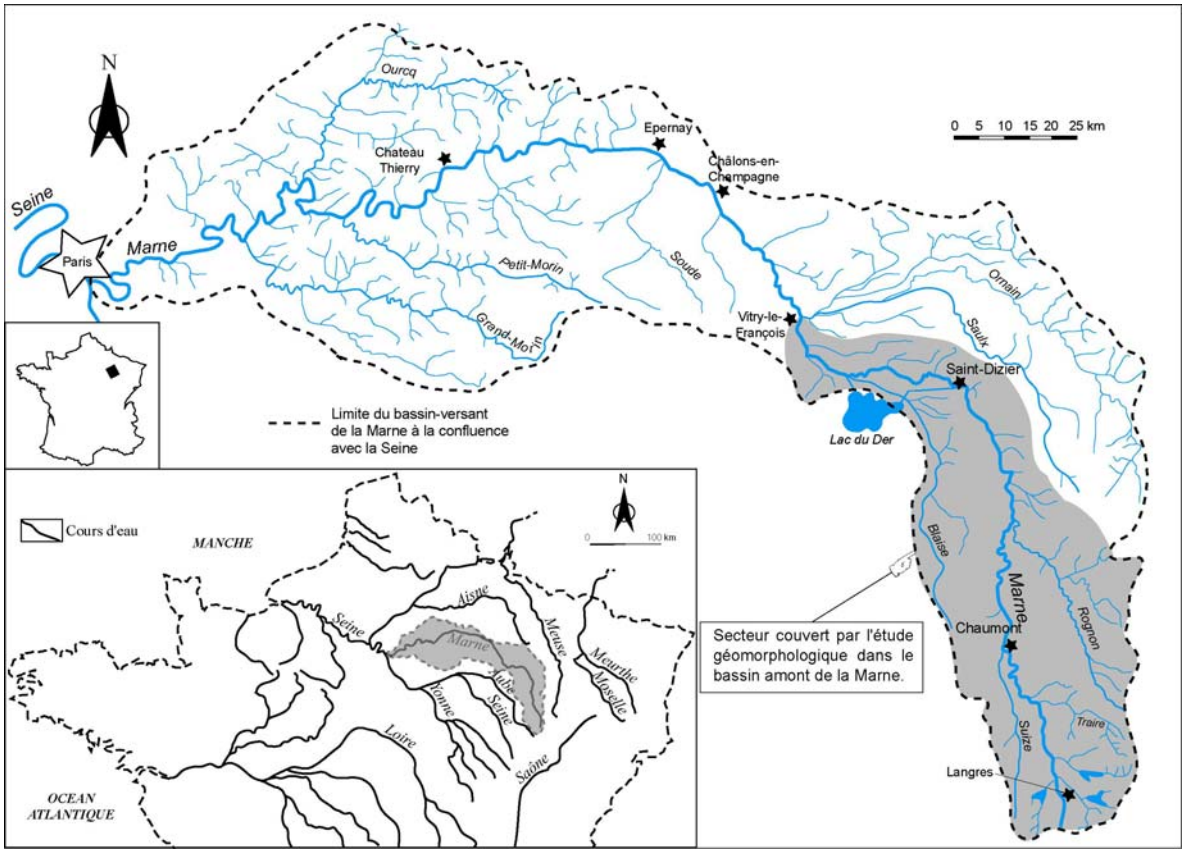



*Figure 0.2 : Localisation du bassin-versant d'étude.*

## 0.2. La Marne dans son contexte géomorphologique.

L'espace d'étude peut être divisé en plusieurs « pays » (Figure 0.3). Chacun d'entre eux est caractérisé par ses particularités physiques (Figures 0.4 et 0.5) et humaines.

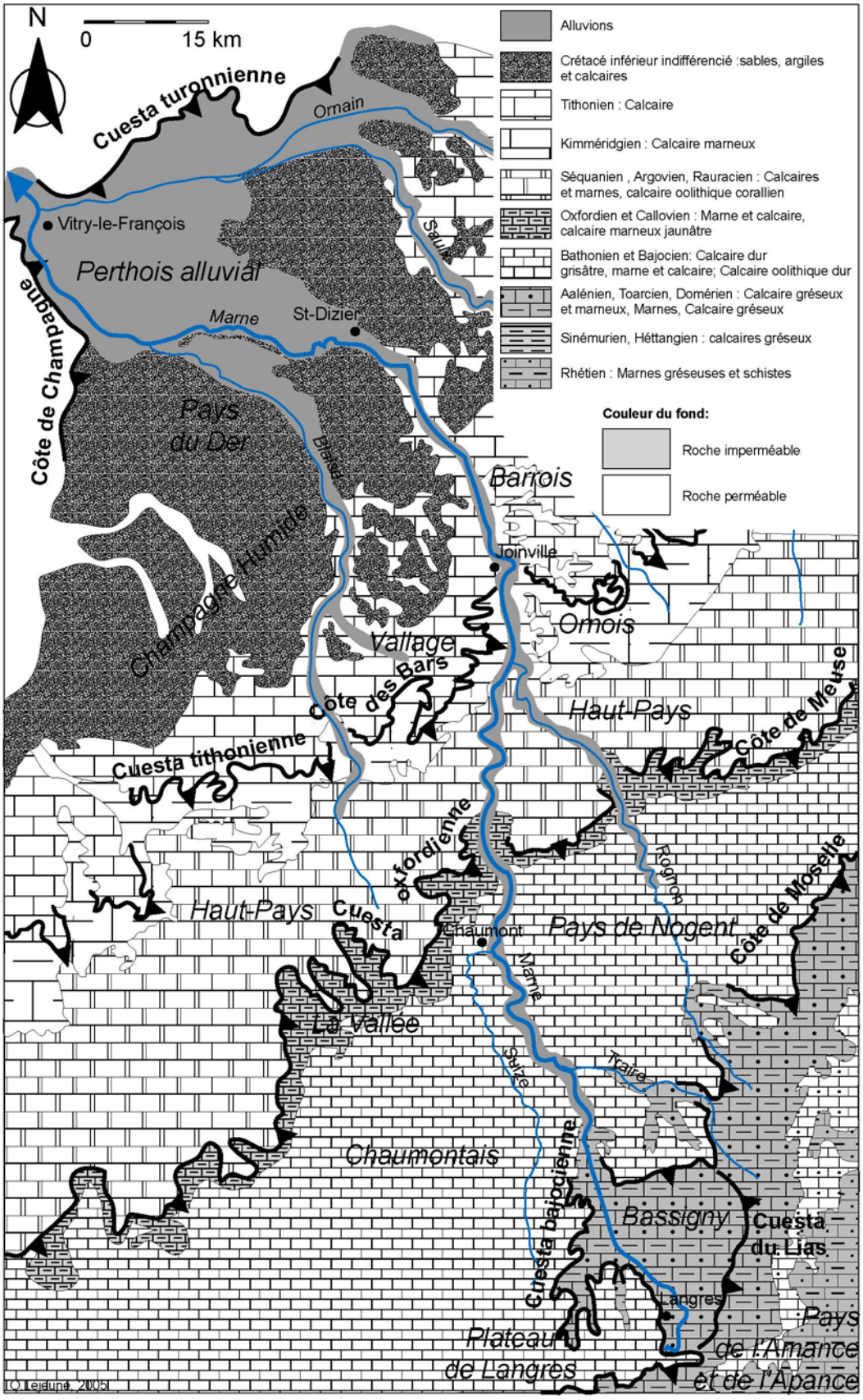



*Figure 0.3 : Localisation des pays du bassin de la Marne et corrélation avec la géologie locale.*

### 0.2.1. Le Bassigny.

Le Bassigny correspond au revers de la Côte de Moselle. L'altitude topographique de cet ensemble qui constitue la partie amont du bassin-versant de la Marne culmine à environ 400-450 m. Il ne représente cependant pas plus de quelques dizaines de $km^2$, soit moins de 1,5 % du bassin-versant de la Marne.

Les formations qui le composent appartiennent au Lias moyen et supérieur. Les différentes couches composant cet ensemble sont les argiles du Domérien inférieur. Ils passent peu à peu aux grés médioliasiques du Domérien supérieur (Maubeuge, 1984a), constitués par des calcaires marneux détritiques gréso-micacés (B.R.G.M., 1980). La série du Lias se termine par les argiles et schistes cartons du Toarcien.

Les ressources hydrogéologiques sont peu importantes. La nature du substrat (essentiellement imperméable) donne cependant naissance à de multiples petits ruisseaux, dont la Marne, qui commence son parcours officiel sur la commune de Balesmes-sur-Marne à 419 m d'altitude. Trois des petits affluents de la Marne ont été aménagés en barrages réservoirs (le Liez, la Mouche et le Charme) afin d'alimenter en eau le canal de la Marne à la Saône ainsi que le bief de partage situé non loin de là.

Les formations géologiques locales ont fortement influencé l'industrie du Bassigny au cours du XVIII$^{ème}$ et XIX$^{ème}$ siècle par l'installation d'une petite industrie métallurgique et de la coutellerie ainsi que des tuileries et briqueteries. Ces activités ne sont plus en services et l'emploi est actuellement davantage tourné vers la culture et l'élevage.

### 0.2.2. Les plateaux de Langres et du Chaumontais.

Le plateau de Langres constitue la partie à l'amont pendage du revers de la cuesta bajocienne. L'altitude moyenne de ce pays est de 450-500 m d'altitude, mais peut localement atteindre plus de 550 m. La lithologie,assez homogène, est essentiellement constituée par des calcaires à polypiers et quelques bancs marno-calcaires du Bajocien inférieur et moyen. Au-dessus, le Bajocien supérieur est constitué par une base marneuse surmontée de calcaires oolithiques durs. Ce niveau marneux favorise l'apparition du seul niveau aquifère qui permet d'alimenter, faiblement, les quelques cours d'eau anaclinaux, comme la Suize, s'écoulant sur le revers du plateau. Le plateau demeure pourtant « aride » (Maubeuge, 1984a et 1984b) avec une densité de drainage presque nulle. L'infiltration y est généralisée.

Les activités humaines sont limitées sur le plateau, hormis des cultures céréalières dans les vallons secs en berceau alors que les crêtes sont plutôt occupées par des forêts.

En aval pendage, la dénomination change et prend celle de Chaumontais lorsque l'on passe au niveau des couches bathoniennes. La nature du substrat diffère cependant peu du plateau de Langres. Le Bathonien, assez homogène, est formé par des calcaires durs.

### 0.2.3. La Vallée.

Le pays de « La Vallée » correspond à la dépression monoclinale située au pied de la Côte de Meuse. Elle se compose de calcaires marneux, de marnes du Callovien et de l'Oxfordien moyen et inférieur. Cette dépression est extrêmement étroite, c'est-à-dire au

maximum 2 km en raison de la faible puissance de la couche (quelques mètres) et en raison du fort pendage (18‰). La fracturation est quasi inexistante, hormis l'extension orientale de la faille de Vittel, orientée est-ouest, et qui emprunte la dépression monoclinale callovienne dans le bassin du Rognon.

En raison de la nature imperméable du substrat, il se développe un réseau hydrographique assez dense, alimenté par plusieurs lignes de sources localisées sur le front de la cuesta oxfordienne. L'hydromorphie qui règne dans ce secteur induit une occupation du sol radicalement différente puisque la culture céréalière, présente sur le plateau du Dogger est remplacée par des pâturages.

### 0.2.4. Le Haut-Pays.

Le Haut-Pays correspond au revers de la Côte de Meuse. Le plateau est monotone et peu ondulé. Les altitudes maximales, autour de 420 m, se localisent au niveau du rebord du plateau, surplombant la Vallée de 150 m. Les altitudes s'abaissent peu à peu vers le nord-ouest, pour atteindre environ 300 m. Le plateau est essentiellement calcaire, cependant, on constate une certaine variabilité lithologique. Ainsi, à la base, l'Oxfordien *s.s.* est constitué de calcaires compacts. Au-dessus, l'Argovo-rauracien est composé de calcaires coralliens à l'est de la Marne. Par contre, à l'ouest, un changement rapide de faciès favorise l'apparition de calcaires plus marneux. Enfin, au sommet, le Séquanien se compose d'une alternance de bancs calcaires compacts et plus marneux. Ces derniers définissent un karst de contact lithostratigraphique.

Le réseau hydrographique est peu abondant avec une densité de drainage très faible (0,15 km/km$^2$). L'infiltration généralisée est forte sur le plateau. Seuls quelques drains sont permanents, souvent sur le front de la Côte de Meuse et plus rarement sur le revers de la cuesta. Les principaux cours d'eau, comme la Marne et le Rognon, traversent la cuesta en formant de vastes percées conséquentes.

L'occupation du sol est essentiellement forestière et agricole, malgré la pauvreté des sols.

### 0.2.5. L'Ornois.

L'Ornois est une région de collines et de vallons, recouverte par des prairies. Il est compris entre le plateau oxfordien au sud-est et le front de la Côte des Bars au nord. L'Ornois coïncide avec l'auréole des marnes et des calcaires kimméridgiens. Ces formations sont épaisses, mais le pendage général vers le nord-ouest étant relativement fort, ce pays se révèle très étroit (de 1 à 4 km). Dans cette bande, l'alternance de couches calcaires et marneuses détermine un aquifère multicouche qui permet l'apparition de nombreuses sources qui donne naissance à un réseau hydrographique pérenne plus dense que sur les autres plateaux du bassin de la Marne (0,5 km/km$^2$).

### 0.2.6. Le Barrois et le Vallage.

La Côte des Bars, peu marquée dans le paysage, surplombe l'Ornois d'à peine une cinquantaine de mètres. Son revers correspond à la région du Barrois à l'est de la Marne et

du Vallage à l'ouest. Les altitudes maximales, localisées au niveau du rebord du front de la cuesta sont d'environ 420 m, mais s'abaissent progressivement vers le nord-ouest à environ 220 m dans la région de Saint-Dizier. Le plateau se compose de calcaire d'âge Tithonien sur une épaisseur d'un peu plus de 100 m. Ces calcaires sont assez massifs, mais interrompus par des faciès plus marneux dans la partie basse, des calcaires plus indurés dans la partie médiane et des calcaires dolomitiques au sommet. Au nord-ouest, les calcaires tithoniens sont peu à peu recouverts par les formations essentiellement argilo-sableuses du Crétacé inférieur.

Le Barrois et le Vallage sont affectés par une tectonique plus intense que les autres pays. En effet, ils sont traversés par le fossé tectonique de la Marne, d'orientation sud-nord. Perpendiculairement à ce fossé, on trouve une série d'ondulations synclinales et anticlinales à grand rayon de courbure. Elles sont bien observées dans la vallée de la Saulx et de l'Ornain. Plus à l'ouest, elles n'ont pas été décrites.

Lorsque les calcaires sont sub-affleurants, le plateau est relativement sec. Il n'est parcouru par très peu de drains pérennes car les eaux tendent à s'infiltrer dans les calcaires. A l'inverse, à l'abord des formations crétacées, les écoulements se font plus présents, en raison des ruissellements alimentés par les nombreux petits aquifères. Cependant, les écoulements ne parviennent presque jamais jusqu'aux drains principaux (Blaise, Marne, Saulx, Ornain) en raison de la karstification des calcaires sous-jacents.

Le plateau calcaire est occupé, en majeure partie, par de la céréaliculture mais dans la partie sablo-argileuse, la forêt est très présente (Forêt de Trois-Fontaines). Par contre, dans le fond des vallées principales, la présence humaine est plus marquée. Il s'agit de cultures et de prairies mais aussi d'activités industrielles actuelles et surtout passées (sidérurgie, traitement du minerai de fer issu des couches crétacées, activités hydrauliques).

### 0.2.7. Le Perthois.

Lorsque les calcaires tithoniens n'affleurent plus, même au fond des vallées, on atteint alors la région du Perthois. Cette région correspond à la dépression monoclinale crétacée, coincée entre le plateau du Barrois-Vallage à l'est et la Côte de Champagne (cuesta turonienne) à l'ouest. Ce terme générique désigne en réalité deux Pays ayant quelques similitudes entre eux.

On observe ainsi le Perthois Crétacé, appelé au sud de la Marne, Pays du Der. Ce secteur se caractérise par l'omniprésence des formations imperméables argilo-sableuses du crétacé inférieur. Les altitudes sont encore relativement élevées, autour de 200 m. La topographie est légèrement ondulée en raison de la faible résistance des formations géologiques. La forêt est présente partout.

Plus à l'est, les couches crétacées (en particulier les argiles de l'Albien) sont progressivement recouvertes par des alluvions dont l'épaisseur varie en moyenne de 5 à 7 m. On est alors dans le Perthois alluvial. Le paysage s'ouvre et laisse place à une vaste plaine de 360 $km^2$ drainée par la Marne et quelques uns de ses affluents (Blaise, Saulx, Ornain). Les altitudes sont faibles et ne dépassent que très rarement les 150 m.

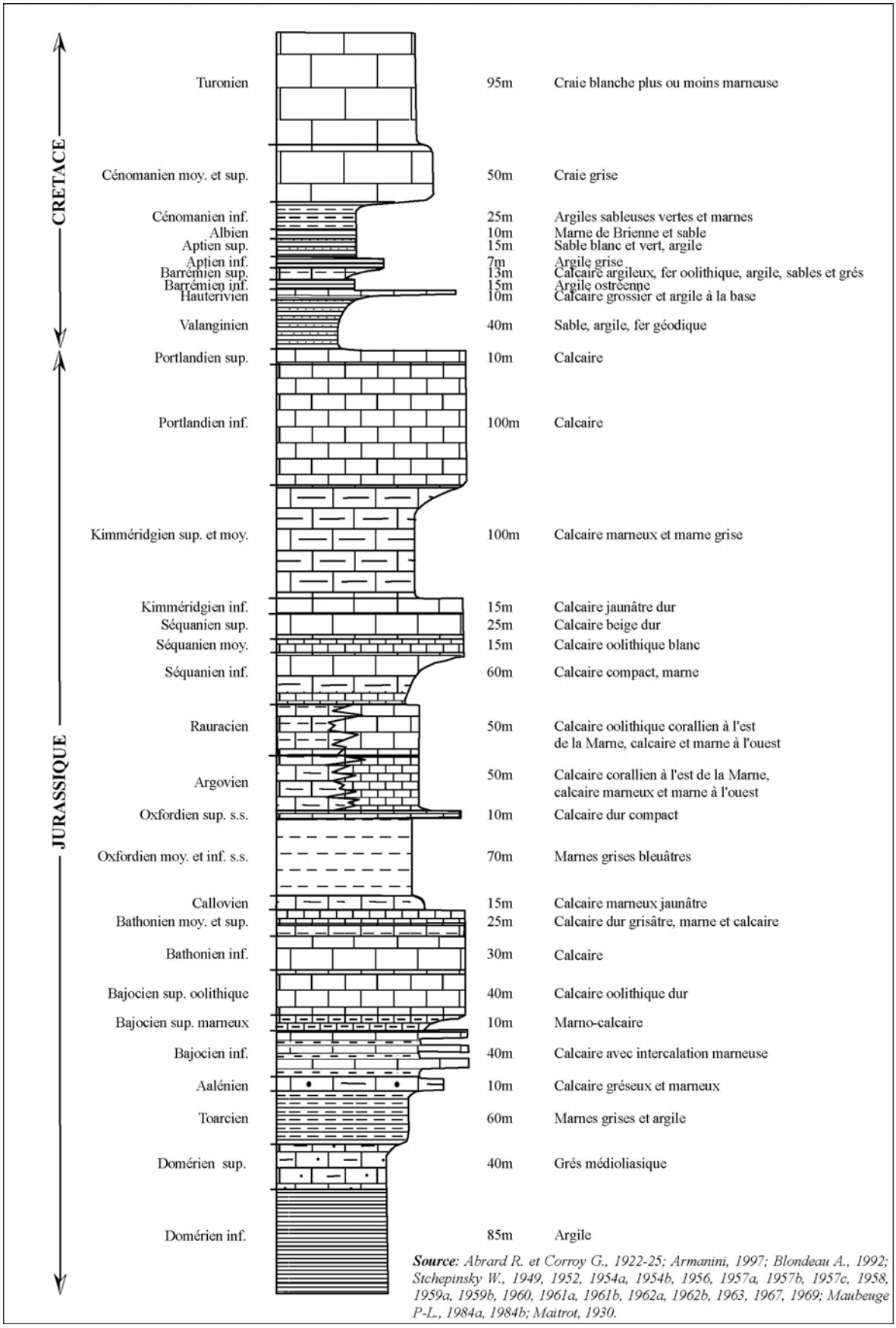



*Figure 0.4 : Log lithostratigraphique simplifié des formations géologiques du bassin de la Marne.*

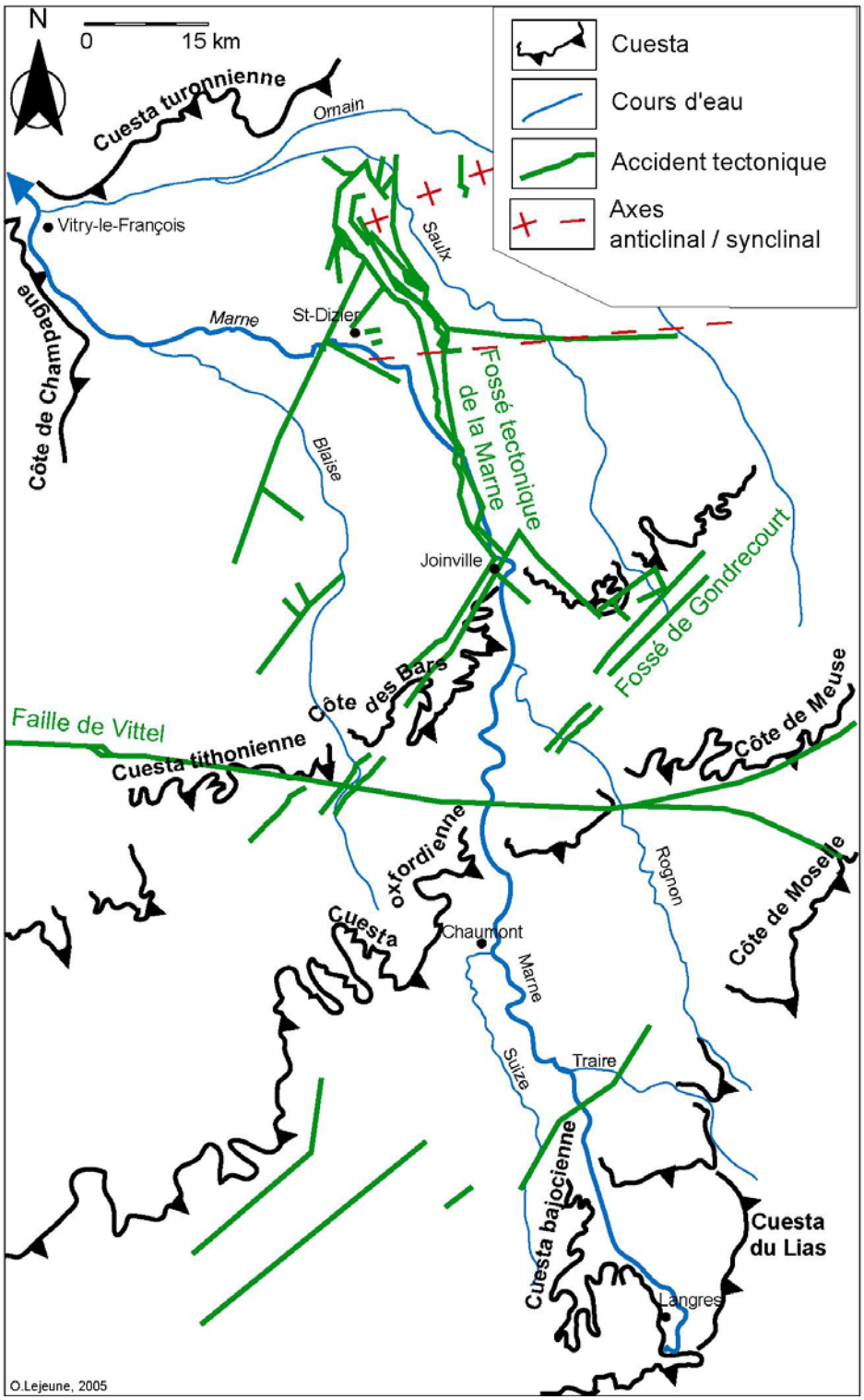



*Figure 0.5 : Principaux accidents tectoniques du bassin supérieur de la Marne (d'après Stchépinsky, 1962, 1968 ; Goguel, 1965 ; Paulin, 1976).*

## 0.3. Aperçu historique des études sur le secteur de la Marne amont.

Trois périodes peuvent être distinguées dans l'histoire des recherches géologiques et géomorphologiques de cette région.

### 0.3.1. Des études géomorphologiques anciennes et peu nombreuses concernant la Marne amont.

Les premiers travaux concernant la partie supérieure de la vallée de la Marne datent du milieu du XIX$^{ème}$ siècle. Ils concernent uniquement l'hypothèse selon laquelle la Marne a été un affluent de la Meuse, via un passage par les vallées de la Saulx-Ornain, de l'Ante, de l'Aisne et de la Bar (Buvignier, 1840 et 1852). L'auteur a repéré de nombreux placages alluviaux s'étalant vers le nord, sauf sur l'interfluve entre la Marne et la Saulx. Son seul argument en faveur d'un itinéraire de la Marne vers le nord repose sur le coude qu'elle forme au niveau de Saint-Dizier. Cette hypothèse est reprise un peu plus tard par Denizot (1919) sans qu'aucun argument nouveau ne vienne l'étayer.

Ce n'est qu'à partir de l'élaboration des premières cartes géologiques que des informations sur les niveaux d'incision de la Marne apparaissent. Ainsi, la carte géologique au 1 : 80 000 de Wassy (Abrard et Corroy, 1922-1925) met en évidence trois niveaux de terrasses dans le secteur de Saint-Dizier à +10-15 m, +30-35 m et +55-60 m. Sur la carte géologique au 1 : 80 000 de Bar-le-Duc, Jolly et Gardet (1938) indiquent quelques formations alluviales sur l'interfluve Marne-Saulx. Elles semblent se raccorder aux hautes terrasses de la Saulx, et non de la Marne.

Un peu plus tard, Tricart (1952) élabore une carte géomorphologique de la région perthoise. Il y distingue trois niveaux alluviaux (Figure 0.6) à + 55 m (Grève I), à + 10-15 m (Grève II), ainsi qu'un remblaiement du fond de la vallée (Grève III). Il évoque la possibilité d'un ancien tracé de la Marne vers l'Aisne mais indique qu'aucune trace pétrographique n'a été retrouvée. Il en déduit qu'il ne peut conclure à la véracité de cette hypothèse car les graviers ont été entièrement déblayés.

Plus en amont de Saint-Dizier, l'auteur n'a pas trouvé de traces de l'incision de la rivière. Il écrit : « *En Amont de la région de Saint-Dizier, l'étagement des divers niveaux se réduit à sa plus simple expression : les terrasses disparaissent complètement* ».

Enfin, à la fin des années 1950 et au début des années 1960, l'ensemble des cartes géologiques réalisées par Stchépinsky (1957a, 1957c, 1959a, 1959b, 1960, 1961b, 1967, 1969) n'a révélé aucune trace d'alluvions dans la vallée de la Marne sauf à l'entrée du Perthois, près de Saint-Dizier. A l'inverse des observations établies par les auteurs précédents, Stchépinsky dessine une formation alluviale sur la quasi intégralité de l'interfluve Marne-Saulx, dans la Forêt de Trois-Fontaines. Elle se compose de très peu de galets dans une matrice argileuse et sableuse. Elle est perchée à +55 m par rapport à la Marne.

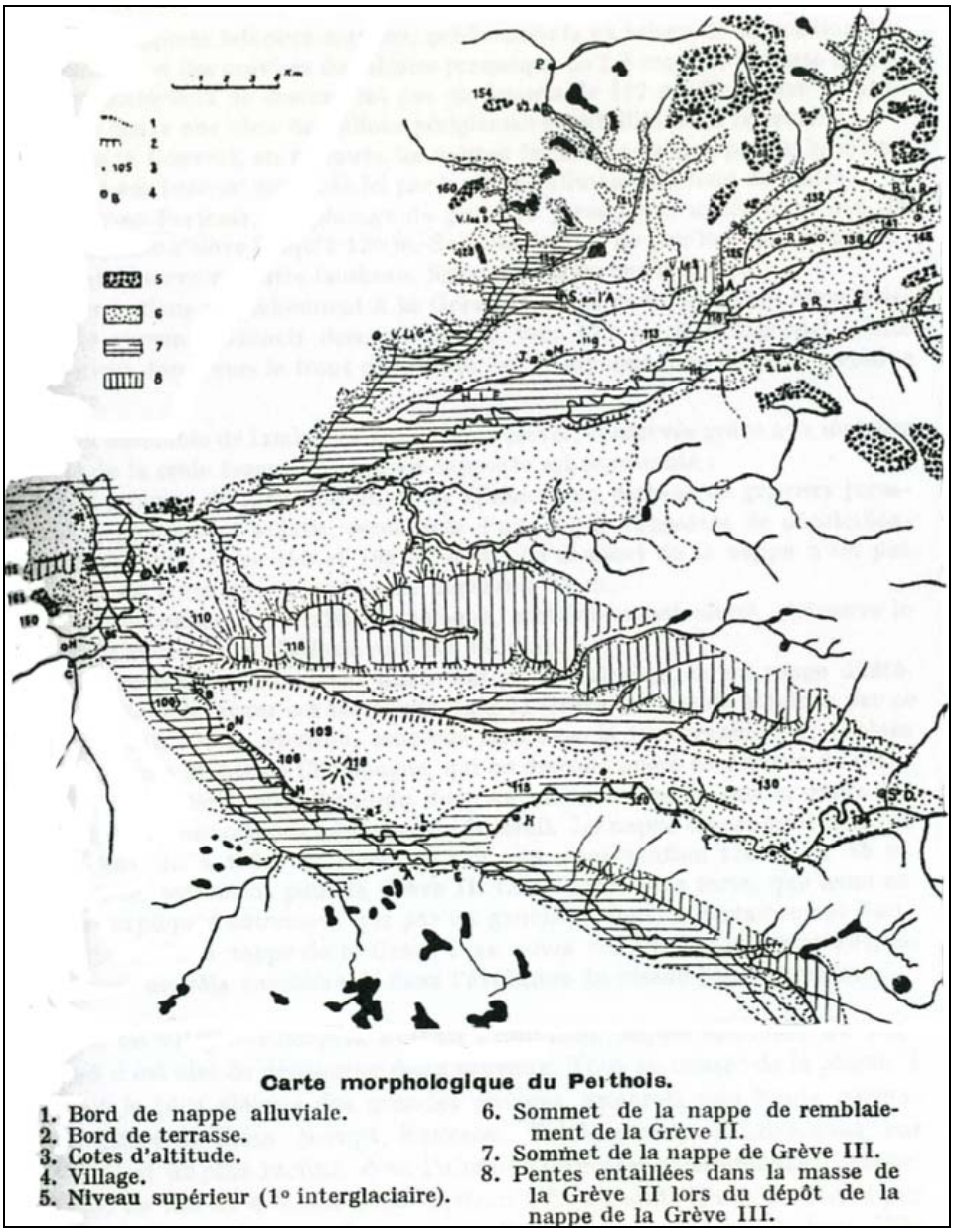



*Figure 0.6 : Carte géomorphologique du Perthois (Tricart, 1952)*

0.3.2. Un désintérêt pendant plusieurs décennies.

Du milieu des années 1960 aux années 1990, les études concernant ce secteur ont été peu nombreuses. Ces travaux, non centrées sur le bassin de la Marne, touchent des problématiques souvent méthodologiques.

Ainsi, Dewolf (1965) dresse plusieurs cartes des formations superficielles très précises, dont plusieurs dans la haute vallée de la Marne, en particulier autour de Joinville et sur le plateau du Barrois. L'auteur n'y décèle aucune trace d'alluvions mais uniquement des formations colluviales.

En 1972, Michel, dans un travail sur l'archéologie du Quaternaire, réalise une synthèse des niveaux d'incision de l'ensemble des grandes vallées du Bassin de Paris. Pour

la première fois, on identifie quelques lambeaux de terrasses en amont de Saint-Dizier. Il note deux niveaux étagés à + 10 m et + 20 m d'altitude.

Vingt ans plus tard, Harmand (1992) revient sur l'idée une paléo-Marne ayant un cours vers le nord. Il reste néanmoins très prudent avec cette hypothèse. Cette idée est pourtant reprise en 1994 par Deshaies. Ce dernier est plus affirmatif. Il se base uniquement sur la morphométrie des vallées et indique que la Marne a suivi un passage vers le nord via le fossé tectonique de la Marne.

#### 0.3.3. Un regain d'études sous l'impulsion de l'ANDRA.

A la fin des années 1990, l'Andra (Agence Nationale pour la gestion des Déchets RAdioactifs) recherche un site sur le territoire métropolitain afin de mener des recherches sur le concept de stockage de déchets radioactifs à vie longue en formation géologique profonde. Plusieurs sites sont prospectés, dont celui de Meuse / Haute-Marne, à proximité de la commune de Bure, afin d'y installer un laboratoire souterrain de recherche. L'Andra engage alors un programme d'étude visant à préciser l'évolution naturelle de cette région et donc des vallées qui encadrent le site du laboratoire. Ce programme inclut la quantification de l'érosion, la dynamique de l'érosion au cours du passé et l'extrapolation vers le futur comportant notamment l'acquisition de données nouvelles sur le terrain (Andra, 2000).

C'est dans ce cadre que le laboratoire du G.R.E.U.R.C.A. (Groupe de Recherche sur l'Erosion de l'Université de Reims Champagne-Ardenne) devenu G.E.G.E.N.A. (Groupe d'Etude sur les Géomatériaux et Environnements Naturels et Anthropiques), a entrepris, depuis plusieurs années, des travaux liés à la compréhension de l'évolution des vallées au cours de la période Quaternaire. Ces travaux ont été menés en collaboration avec les laboratoires de Géographie Physique de Nancy I, de Géologie de Nancy II (G2R), de Géographie de Metz (CEGUM) ainsi que l'Ecole des Mines de Paris.

En partant du maigre bilan bibliographique exposé précédemment, il s'est alors avéré nécessaire de procéder à une étude sur l'évolution géomorphologique du bassin-versant de la Marne. Plusieurs rapports (Jaillet et *al*., 2001 ; Marre et *al*, 2000, 2003, 2004) ont été réalisés.

Ce travail, inséré dans cette vague de travaux, va traiter des « ***Dynamiques d'érosion des bas plateaux de l'Est de la France : l'exemple du bassin-versant amont de la Marne*** ». Ce texte reprend une partie des résultats obtenus et qui concernent les phases d'incision de la Marne au cours du Quaternaire. Nous allons cependant plus loin en nous interrogeant sur l'évolution récente et actuelle de la rivière.

### 0.4. Les objectifs de cette thèse.

Pour traiter un tel sujet, il nous semble judicieux, afin d'avoir une vue d'ensemble de la dynamique de l'érosion et de la restructuration du réseau hydrographique, d'aborder la question selon :

- plusieurs échelles de temps. De ce fait, l'étude s'amorce à la charnière Plio-Quaternaire. Dans la partie est du bassin-parisien, le réseau hydrographique s'enfonce et se modifie à la suite de mouvements épeirogéniques (Tricart, 1952). Cet enfoncement est corrélatif à un brusque refroidissement global majeur (Antoine et *al*, 1999) marquant cette période (passage d'un climat subtropical au Pliocène à un climat alternant les phases chaudes et froides du Quaternaire). Une partie de notre étude couvrira donc la période du Pléistocène. C'est la période où les vallées s'approfondissent et piègent une partie des sédiments arrachés aux substrats rocheux.

  Nous aborderons aussi la période Tardiglaciaire-Holocène. où le piégeage des matériaux alluviaux est maximum dans les fonds de vallées de l'Est de la France. Ces dépôts de fonds de vallées sont extrêmement révélateurs de la dynamique de la Marne au cours des quinze derniers milliers d'années.

  Enfin, l'étude de la dynamique actuelle de la Marne et de ses affluents est symptomatique de son fonctionnement et permet, par l'apport de méthodes hydrologiques et géomorphologiques, d'extrapoler une probable évolution du chevelu hydrographique à plus ou moins long terme.

- une échelle multiscalaire, passant de l'étude globale à l'échelle de la vallée de la Marne en amont de Vitry-le-François (3350 $km^2$) à l'étude de micro-phénomènes pouvant apporter un éclairage sur certains aspects phénoménologiques, catalyseurs de l'évolution des vallées.

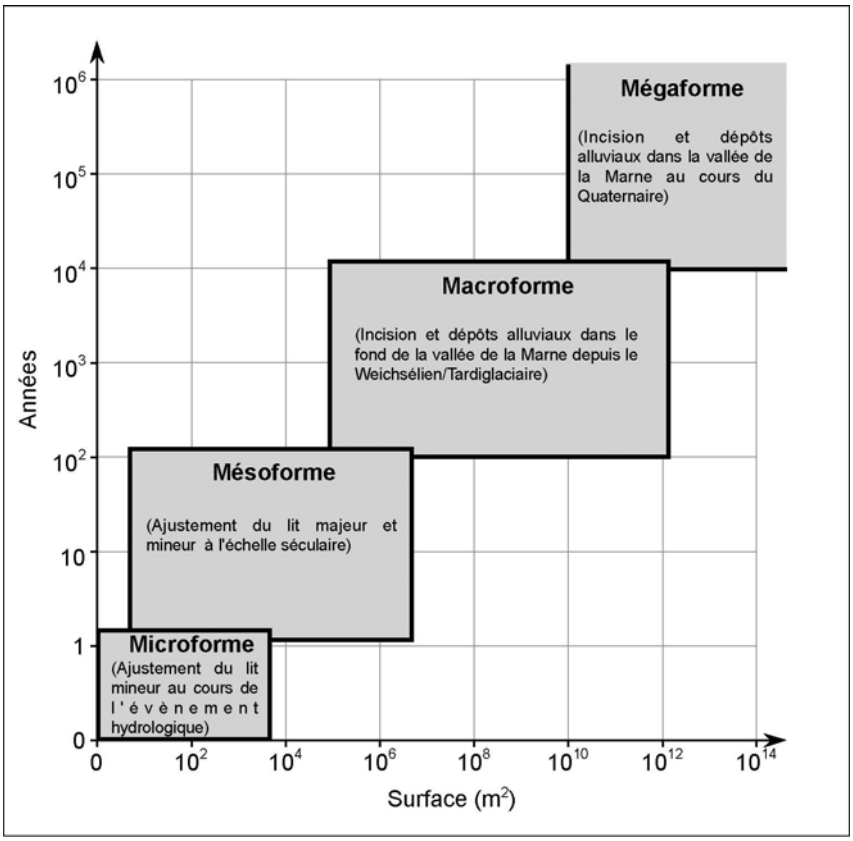



*Figure 0.7 : Adaptation des formes fluviales de la Marne selon les facteurs spatio-temporels (d'après Lewin, 1978 ; Knighton, 1984 modifié et adapté à la vallée de la Marne)*

En fonction de ces deux paramètres spatial et temporel, ce travail sera organisé en trois parties et cinq chapitres (Figure 0.8) :

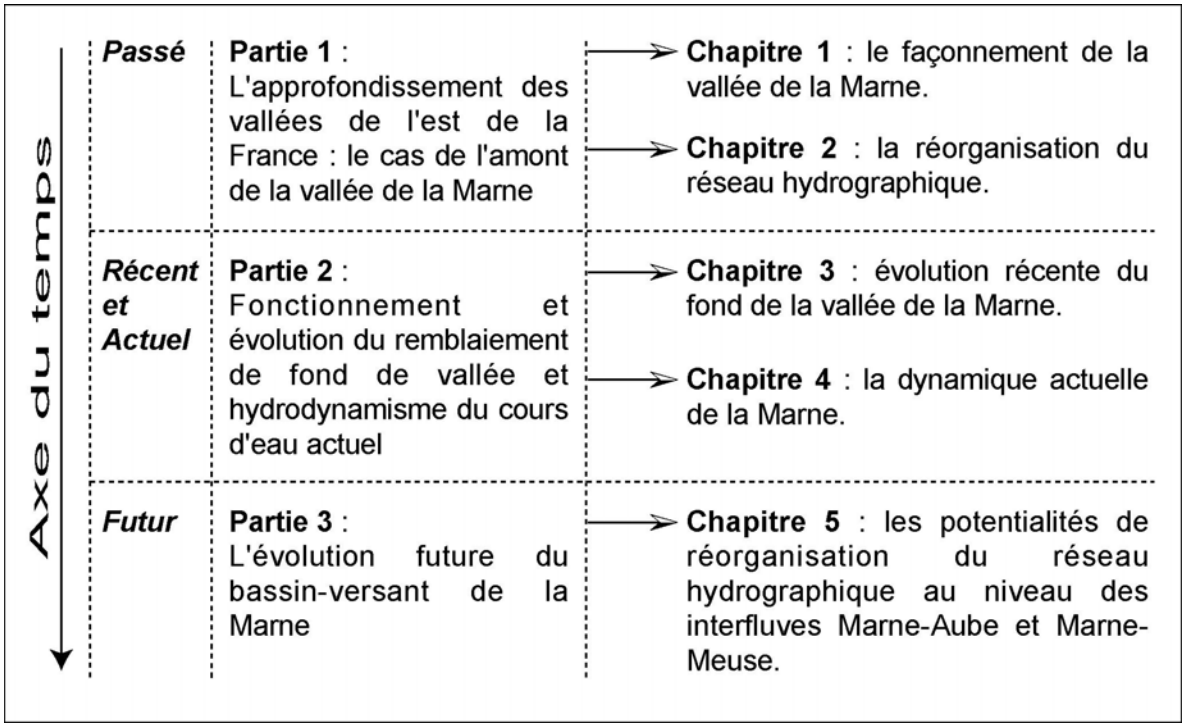



*Figure 0.8 : Organisation du plan de travail.*

# PARTIE 1 : L'APPROFONDISSEMENT DES VALLÉES DE L'EST DE LA FRANCE : LE CAS DE L'AMONT DE LA VALLÉE DE LA MARNE.

# CHAPITRE 1 : LE FAÇONNEMENT DE LA VALLÉE DE LA MARNE.

**INTRODUCTION ……** 35

**1.1. Mise en place du réseau hydrographique et son évolution générale au cours du Quaternaire dans le Nord-Est de la France. ……** 36

1.1.1. La surface sommitale initiale. 36
1.1.1.1. Mise en place de la surface sommitale et du réseau hydrographique. 36
1.1.1.2. Quelques éléments pour la datation du début de l'incision du réseau hydrographique. 37
1.1.2. Les facteurs d'incision du réseau hydrographique à partir du Plio-Quaternaire. 38
1.1.2.1. Le facteur eustatique. 39
1.1.2.2. Le facteur néotectonique. 40
1.1.2.3. Le facteur climatique 41
1.1.3. Le recul des cuestas. 43

**1.2. L'incision de la vallée de la Marne ……** 45
1.2.1. Les stades d'incision de la vallée de la Marne. 45
1.2.1.1. Méthode de détermination des stades d'incision de la Marne 45
1.2.1.2. Les stades d'incision et leurs caractéristiques. 47
1.2.1.2.1. Les grandes gouttières sommitales (Ma.5 et Ma.6). 48
1.2.1.2.2. A partir de Ma.4 : une vallée plus marquée. 50
1.2.1.2.3. La dernière phase : le remblaiement du fond de la vallée. 55
1.2.1.2.4. Les marqueurs particuliers de l'incision de la Marne 56
1.2.1.2.5. Synthèse des niveaux d'incision de la Marne. 69
1.2.2. Les formations alluviales associées aux niveaux d'incision 70
1.2.2.1. Description des formations alluviales. 70
1.2.2.2. Vers une identification des paléo-environnements de dépôts. 81
1.2.2.3. Synthèse des données sédimentologiques. 84
1.2.2.4. Comparaison des nappes Ma.2 et Ma.3. 87
1.2.3. Les datations. 88
1.2.3.1. Synthèse des datations dans le bassin de la Marne supérieure 89
1.2.3.2. Les données archéologiques et faunistiques. 91
1.2.4. Les vitesses d'incision des différents stades d'incision de la Marne. 92
1.2.5. Comparaison des vitesses d'incision du système Marne avec les autres vallées du Bassin parisien 95
1.2.6. Corrélation avec l'aval de la vallée de la Marne et les bassins annexes. 99
1.2.6.1. : Les formes de terrain et les formations associées dans la vallée de la Marne dans sa traversée de la Champagne crayeuse. 99
1.2.6.2. : Les formes de terrain et les formations associées dans la vallée de la Marne en aval d'Epernay 102
1.2.6.2.1. : La vallée de la Marne dans la traversée du plateau tertiaire entre Epernay et la confluence de l'Ourcq. 102
1.2.6.2.2. : La vallée de la Marne dans la traversée de la partie aval du plateau tertiaire de la confluence de l'Ourcq à celle de la Seine. 104
1.2.6.2.3.Conclusions. 108

**1.3. L'incision des vallées affluentes ……** 110
1.3.1. Les affluents inscrits principalement dans les calcaires oxfordiens et bathono-bajociens. 110
1.3.1.1. La Suize. 110
1.3.1.2. Le Rognon. 111
1.3.2. Les affluents inscrits principalement dans les calcaires tithoniens. 114
1.3.2.1. La Blaise. 114
1.3.2.2. La Saulx. 116
1.3.3. Le raccord avec les niveaux d'incision de la Marne. 117
1.3.3.1. Les affluents de l'amont : un raccordement difficile à réaliser 117
1.3.3.2. Les affluents du Perthois 121
1.3.4. Les vitesses d'incision des vallées affluentes. 125

**1.4. L'élargissement de la vallée de la Marne. ……** 128
1.4.1. Les contraintes lithologiques à l'origine des différentes morphologies de la vallée. 128
1.4.1.1. Les contrastes de dureté des roches 129
1.4.1.2. L'influence de l'immunité karstique 130
1.4.2. Proposition d'un schéma fonctionnel de la vallée de la Marne 133

**15. Evolution corrélative des reliefs au cours de cette période. ……** 138
1.5.1. La Côte des Bars 138
1.5.1.1. Le front de cuesta 138
1.5.1.2. La couverture argilo-sableuse du Crétacé inférieur 138
1.5.2. La Côte de Meuse 140
1.5.2.1. Le front de cuesta. 140
1.5.2.2. La couverture séquanienne 144
1.5.3. La Côte de Moselle 144
1.5.3.1. Le front de cuesta 145
1.5.3.2. La couverture callovienne 148

**CONCLUSION GENERALE DU CHAPITRE ……** 149

## INTRODUCTION

Contrairement à la plupart des vallées du Bassin parisien, la partie supérieure de la vallée de la Marne en amont de Vitry-le-François n'a pas fait l'objet d'études géomorphologiques jusqu'à une date récente.

A la suite des études menées pour l'Andra autour du laboratoire souterrain de Bure, visant à comprendre l'évolution naturelle régionale, nous nous proposons ici de combler les lacunes des connaissances existantes à propos de l'incision de la vallée de la Marne supérieure. Nous tenterons donc de déterminer les étapes de l'incision de la Marne. Dans ce chapitre, le fond de la vallée de la Marne ne sera pas abordé puisqu'il fera l'objet du chapitre 3.

Ce premier chapitre est divisé en quatre parties qui abordent successivement :

- Les processus généraux qui peuvent contribuer à l'enfoncement des vallées. Un bref rappel des différentes dynamiques permettant l'incision des cours d'eau s'impose, ainsi que des phénomènes favorisant l'élargissement de ces vallées. Nous poserons ensuite le problème de la mise en place et de la datation de la surface sommitale, point de départ de l'incision des cours d'eau du Bassin parisien.
- Les étapes de l'incision de la vallée de la Marne. L'établissement d'une cartographie géomorphologique précise couplée aux études sédimentologiques nous permettent de déterminer les étapes de l'incision de la Marne. La réalisation de datations, combinées aux recherches précédentes donnent lieu à l'identification des paléo-environnements de dépôt des alluvions du cours d'eau. Les vitesses d'incision du cours d'eau seront calculées et comparées aux vitesses des autres cours d'eau du Bassin parisien.
- Les étapes de l'incision des vallées affluentes de la Marne supérieure. Nos observations géomorphologiques se sont étendues aux vallées affluentes de la Marne. Les témoins de l'encaissement des vallées de la Suize et du Rognon, situées à l'amont de la Marne, sont peu nombreux. A l'inverse, la Blaise et la Saulx qui rejoignent la Marne dans le Perthois offrent une plus grande abondance de témoins. Nous nous proposons d'établir des corrélations entre ces différents cours d'eau et d'en calculer les vitesses d'incision.
- Les processus qui concourent à l'évolution latérale de la vallée et du front des cuestas. Nous conclurons ce chapitre par les processus qui favorisent l'élargissement de la vallée de la Marne et ceux accentuant le recul des cuestas traversées par la Marne et ses affluents.

## 1.1. Mise en place du réseau hydrographique et son évolution générale au cours du Quaternaire dans le Nord-Est de la France.

Avant d'étudier les processus concourant à l'incision de la Marne, il importe de déterminer la nature et l'âge de la surface à partir de laquelle cette incision s'est produite.

### 1.1.1. La surface sommitale initiale.

#### 1.1.1.1. Mise en place de la surface sommitale et du réseau hydrographique.

La notion de surface sommitale apparaît à la fin du XIX$^{ème}$ siècle (Deffontaines et *al*., 1991). Demangeon (1910) évoque déjà ces surfaces en ces termes « …*la résultante de ces observations, c'est que, si dans un bassin hydrographique on mène par les sommets de toutes les crêtes un plan idéal, on obtient une surface uniforme légèrement inclinée dans la direction même de l'hydrographie…* ». Sa connaissance est essentielle car elle constitue le point de départ de l'encaissement des cours d'eau.

Ainsi, l'observation des reliefs de l'Est de la France a permis de mettre en évidence une telle surface plane. Ils correspondent à l'ensemble des points hauts du relief. Les restes de cette topographie sont antérieurs au dégagement des cuestas et elle tronque les assises sédimentaires (Flageollet, et *al*., 1985). Elle est inclinée vers le Nord-Ouest et son altitude est de l'ordre de 500 m en Lorraine, 380 m près de Joinville, 290 m près de Reims et 160 m au cœur du Bassin de Paris.

A la fin du XIX$^{ème}$ siècle, Davis (1895) écrit, à propos des principaux cours d'eau de l'Est du Bassin parisien, qu'ils ont entaillé une « surface de dénudation » correspondant à un plateau mollement ondulé qui peut être interprété comme une « pénéplaine ».

Cette forme est cependant interprétée par de nombreux auteurs comme une surface polygénique (Tricart, 1952 ; Harmand, 1992, 1995 ; Le Roux, Harmand, 2003). Après une phase d'aplanissement au cours du Wealdien (Crétacé inférieur), un paléo-réseau hydrographique s'installe. Après une transgression au Crétacé supérieure dont il reste peu de trace (Losson, 2004), cette surface infra-crétacée est exhumée pendant le Cénozoïque. Le bassin de Paris est exondé presque totalement à partir de la fin de l'Oligocène (Wyns, 1977). Les climats tropicaux humides qui règnent durant cette période altèrent alors cette surface (Hilly, Haguenauer, 1979). Plus tard (Oligo-miocène), le climat chaud et sec autorise la mobilisation de la silice et des oxydes de fer. On voit apparaître différents témoins de cette surface dont il ne reste aujourd'hui que des reliquats (minerai de fer fort, Pierre de Stonne,…). Jusqu'au Plio-quaternaire, les cours d'eau ne sont pas encaissés dans cette surface Oligo-miocène (Tricart, 1952) qui est une reprise de la surface infra-crétacée (ou haute surface originelle). Cette dernière a subi une ablation généralisée. La surface découlant de cette ablation est la surface dite sommitale qui tronque les reliefs de côtes. Cette surface n'est pas plane. Tricart (1949) pense que ce relief, pour lui daté du Villafranchien, est loin d'être une pénéplaine mais plutôt une topographie mure. Elle constitue le point de départ pour l'incision future du réseau hydrographique.

Le réseau hydrographique paraît donc s'installer progressivement dans l'est du Bassin parisien depuis le milieu du Tertiaire dans une configuration qui est proche de celle que l'on connaît actuellement. Malgré la mise en place de cette surface d'érosion

polygénique, deux blocs de cours d'eau semblent déjà se dégager. A l'Est, les cours d'eau se dirigent essentiellement vers le Nord, suivant ainsi le retrait de la mer rupélienne (Oligocène) (Löhnertz, 2003 *in* Cordier, 2004). Dans la partie ouest, le réseau hydrographique, là aussi les cours d'eau suivent le retrait de la mer stampienne (Jaillet, 2000 ; Le Roux, Harmand, 2003). Cette orientation vers l'Ouest est accentuée ou commandée par l'affaissement progressif du centre du bassin sédimentaire. Les cours d'eau deviennent conformes à la structure générale du Bassin parisien.

#### 1.1.1.2. Quelques éléments pour la datation du début de l'incision du réseau hydrographique.

Il faut attendre la coupure Pliocène-Quaternaire (Tricart, 1949 et 1952 ; Macaire, 1983 ; 1984) et le changement climatique (passage d'un climat tropical à un climat avec des alternances glaciaires/interglaciaires) pour voir les rivières inciser leur vallée dans les plateaux de l'Est de la France.

On note cependant la difficulté de donner une « date précise » à ce mouvement d'incision générale du réseau hydrographique. Riser (1999) souligne cette difficulté en notant toutefois des changements importants à l'échelle mondiale autour de 2,4 millions d'années. Dans cette période, on note une recrudescence des mouvements tectoniques (provoquant une dynamique érosive active), une extension de la cryosphère en particulier dans l'hémisphère boréal (en raison de changements de la circulation générale atmosphérique et marine du globe liées à de lentes modifications de la hauteur et de la position des reliefs et une injection d'aérosols dans l'atmosphère en raison d'éruptions volcaniques…).

On assiste alors à un débat passionné autour de la question de la date du début du Quaternaire. Encore récemment, on situait le début du Quaternaire à 1,64 million d'années (Conchon, 1992 ; Lautridou, 1992), posant comme critère de détermination les englacements massifs connus par la terre depuis cette date. Ils notent toutefois la non-concomitance parfaite de ces phénomènes à l'échelle planétaire, ceux-ci pouvant avoir commencé plus tôt, il y a 3,4 millions d'années dans le golfe du Labrador.

En fait, 2,4 et 1,64 millions d'années correspondent toutes deux à des périodes de refroidissements intenses ; le premier ayant été mieux enregistré dans les sédiments que le second. C'est pour cette raison que la première date est souvent retenue comme le point de départ officiel de phases plus froides (glaciaires) alternant avec des phases plus chaudes (interglaciaires). Cette alternance est alors l'un des moteurs de l'incision des cours d'eau.

On remarque pourtant un point important à propos du réseau hydrographique du Bassin de Paris. Les études sur l'incision des rivières révèlent, dans le Bassin parisien, que les rares ensembles alluviaux les plus anciens, ne remontent pas au-delà du million d'années. C'est le cas dans le Nord de la France de la Somme dont l'ensemble alluvial le plus ancien a été daté de 1,1 million d'années B.P. (Antoine et *al*., 2000) ; 1 million d'années sur le Loir (Despriée et *al*., 2003) ; 800 000 ans B.P. sur la Seine aval (Lefebvre et *al*., 1994) ou encore 780 000 ans B.P. sur la Creuse (Despriée et *al*., 2004). Ces datations sont effectuées sur des alluvions se situant en position haute sur le versant sans être sur la partie sommitale.

Au niveau local, on peut enfin noter la présence, à l'affleurement, de plusieurs paléo-réseaux karstiques sub-horizontaux, remplis de limons et d'ocres argileuses avec des

grains de fer fort. Ils s'inscrivent dans la partie sommitale du revers du plateau Bajocien (vers 380-390 m d'altitude), à proximité de la vallée de l'Aujon (bassin de l'Aube). Ces drains, de plusieurs kilomètres chacun, ne constituent pas un simple remplissage de diaclases ou de failles mais de véritables réseaux karstiques (Maubeuge, 1984a). Ils ont livré, entre autres, une faune « nettement villafranchienne » (Moulinet G., Gardet G., 1925 ; Bruet, 1927a, 1927b, 1927c, 1929 ; Bruet et *al*., 1931). Cette datation est sans doute à prendre avec beaucoup de précautions, néanmoins, la faune et le remplissage trouvés dans ces réseaux témoignent sans aucun doute du climat tropical ou subtropical, caractéristique de la période du Pliocène supérieur (Tricart, 1952). La mise en place de réseaux karstiques demande un gradient hydraulique suffisant. Ceci implique donc que les cours d'eau régionaux soient déjà incisés. On a ici l'un des premiers témoins de l'incision des cours d'eau.

Ainsi, faute de datation précise, nous sommes contraints considérer que le début de l'incision dans le Bassin parisien s'est déroulé entre le moment de l'installation de l'ensemble des facteurs propices à l'encaissement du réseau hydrographique, soit vers 2,4 millions d'années.

### 1.1.2. Les facteurs d'incision du réseau hydrographique à partir du Plio-Quaternaire.

La coupure Plio-Quaternaire signe donc le temps d'une nouvelle dynamique où les cours d'eau s'enfoncent dorénavant dans les plateaux de l'Est de la France. En 1949, Tricart signale « *Elle [la surface d'érosion Pliocène] constitue le point de départ du travail Quaternaire de l'érosion, très différent de celui du Pliocène* ». Trois dynamiques vont alors se compléter ici (figure 1.1) :

-une dynamique d'incision de la vallée
-une dynamique d'élargissement de la vallée
-une dynamique d'exportation des matériaux

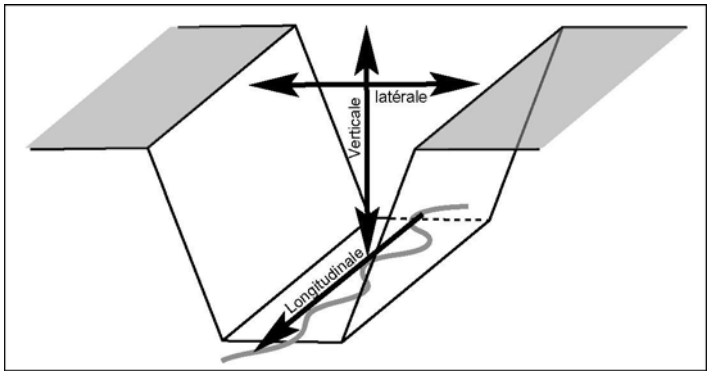



*Figure 1.1 : Affrontement de trois dynamiques concourant au creusement, à l'élargissement et à l'exportation des matériaux dans une vallée.*

Trois mécanismes concourent à l'incision du réseau hydrographique et permettent la mise en œuvre des dynamiques d'évolution des vallées. Il s'agit des phénomènes d'eustatisme, de la tectonique et des facteurs climatiques. Nous allons voir maintenant les

grands principes de ces trois moteurs de l'encaissement du réseau hydrographique et faire le point sur les connaissances touchant le bassin supérieur de la Marne.

#### 1.1.2.1. Le facteur néotectonique.

Le premier facteur pouvant être un moteur de l'évolution du réseau hydrographique dans les reliefs du Bassin parisien est la néotectonique, c'est-à-dire l'ensemble des déformations qui affectent depuis le Pliocène les formations géologiques. Cette tectonique récente est l'œuvre de différents facteurs pouvant agir seuls ou se combiner selon les secteurs (figure 1.2). Elle permet le « rajeunissement » des reliefs.

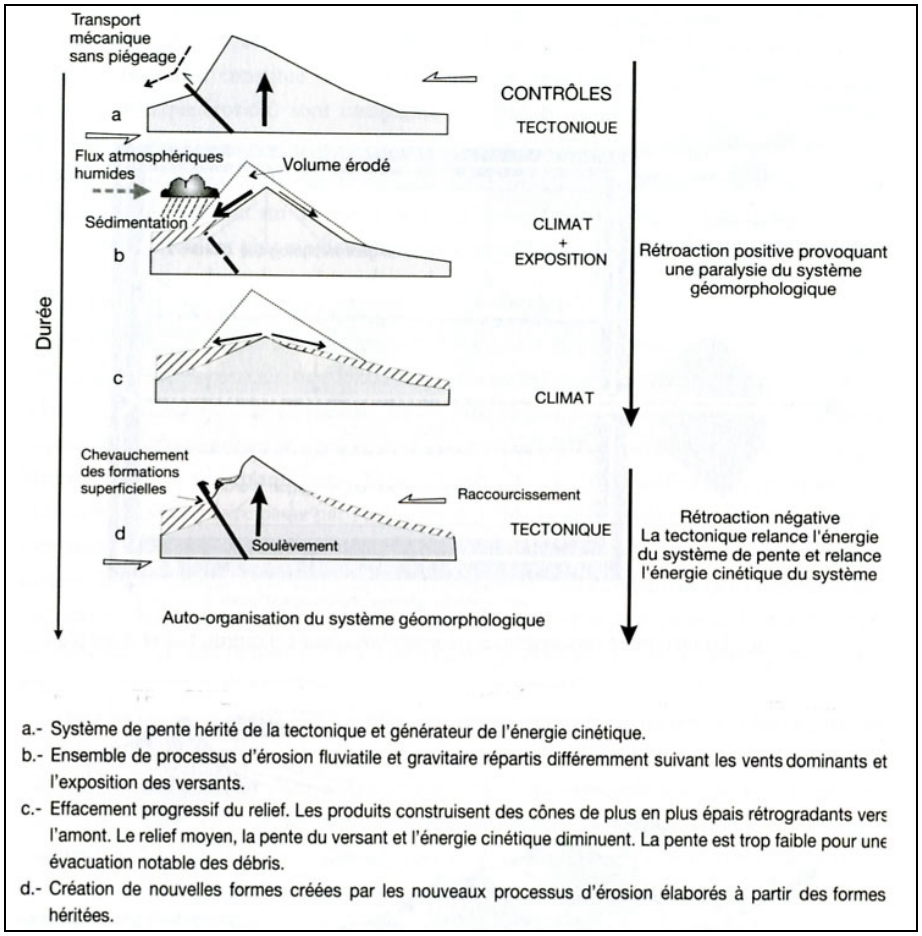



*Figure 1.2 : Tectonique et évolution morphogénique d'un relief élémentaire (d'après Delcaillau, 2004)*

Il s'agit d'une rupture isotasique pouvant résulter dans notre cas (Bassin parisien) :

- D'une décharge détritique en raison de l'érosion des roches.
- D'un allègement lié à la fonte des glaces aux marges du bassin (rebond glacio-eustatique).

Il semble que les facteurs internes, liés à la tecto-orogènese aient peu d'influence ici en raison de l'éloignement du secteur d'étude des zones reconnues comme tectoniquement actives (massif alpin, …). La tectonique rentre dans une phase de calme relatif au Quaternaire (Tricart, 1949). Des mouvements de surrection sont néanmoins constatés au

Pliocène au niveau des marges du bassin, dans le massif vosgien (Le Roux, 2000) et rhénan (Westaway, 2001), dans le Massif Central (Michon et Merle, 2001).

A l'échelle du Bassin parisien, de nombreux auteurs ont souligné l'importance de l'épirogénèse dans la genèse des terrasses (Wyns, 1977 ; Colbeaux et *al*., 1980). Le soulèvement régulier du bassin serait à l'origine de l'encaissement des rivières. Ce soulèvement est estimé à environ 80 m au cours du Quaternaire (Van Vliet-Lanoë et *al*., 2000).

A une échelle plus fine, dans le bassin de la Marne, Fourniguet (1980, 1987a, 1987b) a effectué des travaux basés sur la comparaison des nivellements IGN de 1890 à 1980. Il met en exergue des zones de surrection et de subsidence. Ainsi, la partie amont (plateaux calcaires) connaît une surrection de l'ordre de 0,4 à 1 mm/an alors que la partie aval (Perthois) semble être plus stable. Il est cependant difficile d'appliquer ces chiffres à l'ensemble de la période d'incision de la Marne tant ces données sont importantes (0,4 mm/an correspondait sur le dernier million d'années à une surrection de 400 m, ce qui entre en contradiction avec les données dont nous disposons). Ces données n'ont qu'une valeur locale et surtout, ne valent que pour la période d'étude. Elles ne peuvent en aucune manière être extrapolées sur des périodes plus longues. Il faut peut-être imaginer alors des périodes de surrection qui alternent avec des périodes de calme, voire de subsidence. Cependant, dans cette région de bas plateaux calcaires de l'Est du Bassin parisien, les différentes études menées sur les cours d'eau (Michel, 1972 ; Harmand, 1992 ; Gaillard, 1999 ; Chaussé et *al*, 2000) n'ont jamais fait état de déformations significatives des profils en long des terrasses pouvant être attribuées à de la néotectonique. A ce sujet, J-P. Larue (2003b) signale des traces de néotectonique affectant la Seine inférieure. Les profils en long des hautes terrasses de cette dernière semblent affectés par de la tectonique alors que les profils des terrasses moyennes et basses restent parallèles entre eux et aucunement déformés.

#### 1.1.2.2. Le facteur eustatique.

Cette notion, inventée par E. Suess à la fin du XIX$^{ème}$ siècle (1888) est reprise et appliquée aux terrasses alluviales par le Général de Lamothe au début du XX$^{ème}$ siècle (1901). Elle rend compte des variations universelles d'égale amplitude du niveau moyen des mers (Coque, 1993). Ce niveau des mers varie directement en fonction de la formation ou la fusion des calottes glaciaires, de l'écrasement des fosses marines durant la surrection des chaînes montagneuses ou d'un changement de la vitesse d'accrétion des fonds océaniques (Foucault, Raoult, 1995). Ceci provoque des régressions ou des transgressions des mers. Lors des régressions, les cours d'eau sont censés inciser leur substratum car le niveau de base est bas. Durant les phases de transgression, les rivières doivent déposer les alluvions en raison de l'amoindrissement de leur profil en long.

Cette théorie séduisante lors de son élaboration (Chaput, 1917, 1923) a cependant vite été modulée. En effet, elle implique, lors des phases de haute ou de basse mer de longues périodes de stabilité pour que les cours d'eau puissent trouver leur profil d'équilibre. Or, Pruvost (1930), comme beaucoup de ses contemporains, montrent que les

masses continentales ne peuvent garder un tel immobilisme et sont soumises à des mouvements de subsidence ou de surrection.

Dans le bassin de la Marne supérieure, tout comme dans les bassins de la Meurthe et de la Moselle (Cordier, 2004), dans le sud-ouest du bassin de Paris (Macaire, 1984) ou sur la Seine moyenne (Lefebvre et *al*., (1994), il apparaît difficilement imaginable de constater l'impact des variations eustatiques en raison du fort éloignement du niveau de base général. Accepter la mise en oeuvre de cette théorie, c'est, à nouveau, avoir une vue cyclique des évènements où, à chaque fluctuation du niveau marin correspondrait un profil en long du cours d'eau totalement abouti (Davis, 1895). Par contre, l'influence de l'eustatisme doit être prise en compte dans le cas de travaux géomorphologiques effectués sur des rivières ayant la mer comme niveau de base direct. Ainsi, l'influence des fluctuations du niveau marin se fait ressentir dans la partie aval de la Seine (Lefebvre et *al*., 1994). Van Vliet-Lanoé. et *al*. (2000) attribuent l'incision de la vallée de la Somme et la géométrie des terrasses à l'eustatisme plutôt qu'aux variations climatiques. Il existe donc un point au-delà duquel les variations eustatiques ne se font plus sentir et où le facteur climatique prend le relais.

#### 1.1.2.3. Le facteur climatique

Le troisième facteur explicatif de l'enfoncement du réseau hydrographique et de la formation de terrasses alluviales est le climat (Tricart , 1947a, Bourcart, 1947 ; Bourdier, 1959 ; Weisrock, 2002). Le Quaternaire se caractérise par une forte alternance de périodes froides et de périodes plus chaudes. Initialement déterminée dans les Alpes Bavaroise par Penck et A. Brûckner (1901-1909), la chronologie du Quaternaire compte au début du XX$^{ème}$ siècle, seulement quatre grandes phases froides (Günz, Mindel, Riss, Würm). Les travaux, en particulier ceux concernant l'étude des glaces des grands inlandsis et des sédiments marins, basés sur l'étude de l'isotope $\delta^{18}O$, permettent aujourd'hui de mettre en évidence près de quinze cycles « chaud-froid » au cours du dernier million d'années (Duchadeau-kervazo et *al*., 1986 ; Barnola et *al*., 1987 ; Jouzel et *al*, 1987 ; Guiot et *al*, 1989 ; Shackleton et *al*., 1990 ; Jouzel et *al*, 1999 ; Petit J et *al*., 1999 ; Riser, 1999 ; Jouzel, 2003).

Ces alternances climatiques permettent la mise en place de cycles alluvionnement-creusement.

L'incision se réalise lorsque la rivière dispose de suffisamment d'eau pour évacuer les matériaux qui encombrent son bed-rock et entamer ce dernier. De forts débits et donc des puissances fluviales adéquates (Schmitt et *al*, 2001) sont par conséquent nécessaires. Ils sont obtenus durant les périodes de transition (Vandenberghe, 1995, 2002) :

**-soit au passage de la période interglaciaire à glaciaire**. Le froid limite l'évaporation et tend à faire disparaître la forêt, ce qui limite l'évapotranspiration. Le cours d'eau dispose de plus d'eau. Il a plus de force pour éroder alors que la charge solide n'augmente pas. Cette période de creusement est brève (Starkel, 1983 *in* Larue, 2003b) au regard de la longueur des périodes froides. Cette activité au

passage du « chaud » au « froid » a été nettement enregistrée dans la vallée de la Somme et est illustrée par la figure suivante (figure 1.3).

-**soit au passage de la période glaciaire à interglaciaire**. Le « redoux » engendre la fonte des neiges et du permafrost. L'eau, ainsi libérée, accroît la capacité érosive de la rivière, d'autant plus que le cours d'eau n'est que très peu alimenté en charge solide en raison du retour progressif de la couverture végétale. Cette période de retour à un climat plus tempéré se produit beaucoup plus brutalement que la transition « froid/chaud » (Severinghaus, et *al*, 1998 et 1999). Le temps d'incision, plus court, explique sans doute la plus faible entaille au cours de cette période que durant le passage interglaciaire-glacaire. Ceci n'apparaît cependant pas systématiquement sur tous les cours d'eau (Larue, 2003a).

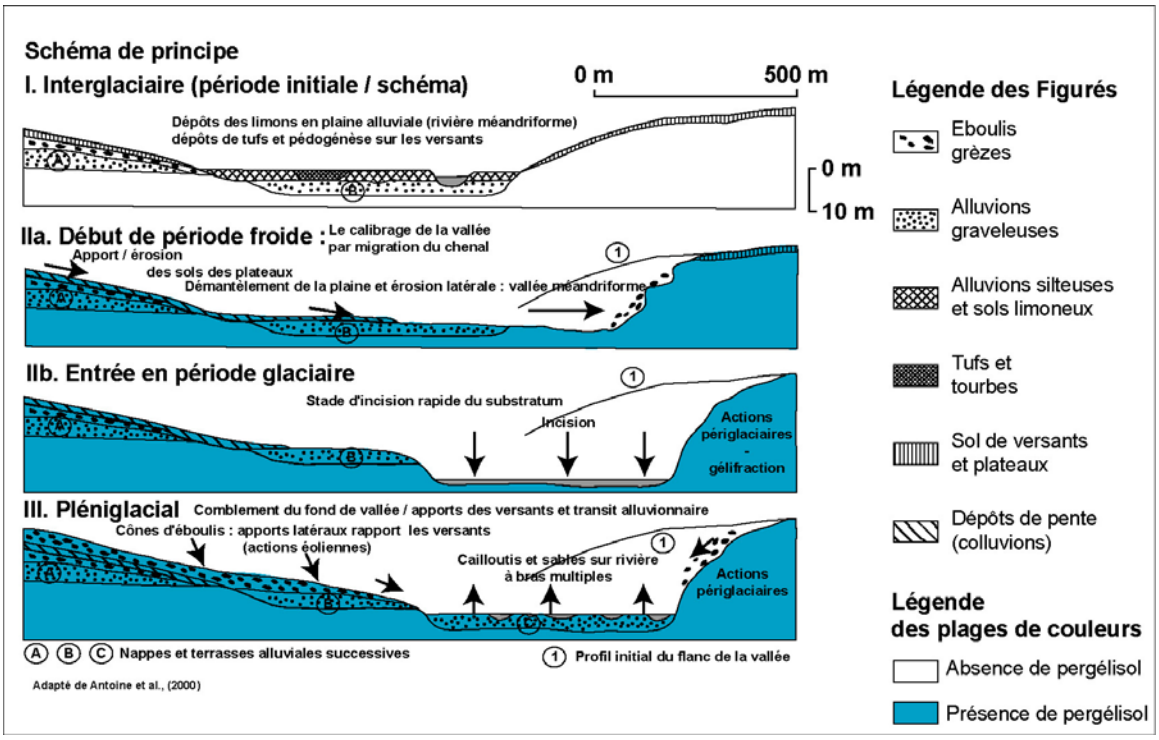



*Figure 1.3 : Schéma évolutif des vallées du Nord de la France en fonction de l'alternance de périodes glaciaires/interglaciaires (D'après Antoine et al, 1994 modifié).*

L'alluvionnement se produit pendant les périodes froides. Les cycles gel-dégel favorisent la fracturation des matériaux dans des proportions importantes. Lors du dégel printanier, l'eau libérée par la couche active et la fonte des neiges entraîne l'exportation des gélifracts et leur accumulation dans les fonds alluviaux.

Ainsi, pour résumer ce qui vient d'être dit : « *Si les trois causes qui peuvent être responsables de cette évolution sont connues, l'eustatisme, la tectonique et le climat […] la part de chacune d'elles en un point donné de la vallée reste souvent délicate à évaluer* » (Larue, 2003b). L'hypothèse de l'eustatisme doit, semble-t-il, être écartée dans le cas de la Marne supérieure. En effet, le bassin étudié se situe très loin de la mer. Qu'en est-il des deux autres facteurs ? Il est difficile de se faire une idée précise. Le climat joue un rôle

prépondérant mais il ne peut expliquer, à lui seul, l'incision du réseau hydrographique. Les mouvements tectoniques doivent alors jouer un rôle (Wins, 1977).

Outre l'impact sur l'encaissement des vallées, l'incision du réseau hydrographique permet aussi le dégagement et le recul des cuestas. L'évolution de ces reliefs, caractéristiques du secteur d'étude, doit par conséquent être abordée car elle constitue une évolution majeure des paysages de l'Est de la France, et donc de la vallée de la Marne.

### 1.1.3. Le recul des cuestas.

De la haute surface originelle à la haute surface sommitale, il se produit une ablation à peu près homogène sur l'ensemble de l'est du Bassin parisien. Le Roux (2000) estime cette ablation, correspondant à une dissolution lente sous l'action des agents atmosphériques, à une valeur comprise entre 10 et 50 m. Concomitamment à cette ablation, le réseau hydrographique s'enfonce progressivement en érodant préférentiellement les roches meubles au détriment des roches cohérentes qui restent en relief dans le paysage. Le paysage de cuestas apparaît progressivement. L'érosion dégage les surface structurales qui constituent les revers des cuestas ainsi que les dépressions monoclinales au pied des fronts.

Les grands axes fluviaux voient leur tracé grossièrement stabilisé depuis la fin du Crétacé supérieur (Le Roux, Harmand, 2003). Lors de l'incision, ils se surimposent à la structure alors que le réseau hydrographique secondaire, s'adapte plus facilement. Ces derniers concourent à l'érosion et à l'évacuation des matériaux meubles des dépressions monoclinales.

Les travaux de Le Roux (2000a, 2000b, 2001) sur la reconstitution de la surface sommitale permettent aussi d'évaluer le recul des reliefs de cuestas en fonction du taux d'ablation (figure 1.4).

Il apparaît que les cuestas constituent un élément relativement fixe du paysage avec des reculs de l'ordre du kilomètre. Notons tout de même que ce recul n'est pas homogène en raison de l'augmentation du pendage des couches qui s'accroît vers la partie est du bassin. Cet accroissement du pendage induit une diminution générale du recul. Cependant, l'auteur signale que certains facteurs locaux (synclinaux, anticlinaux) viennent moduler ce recul.

Ainsi, dans le bassin de la Marne, pour une ablation maximum de 50 m :

-les couches du crétacé inférieur se sont déplacées en moyenne de 4 km dans le Barrois, mais de près de 10 km au niveau de l'anticlinal de Bar-le-Duc.

-la couche tithonienne s'est déplacée en moyenne de moins de 1 km

-la couche kimméridgienne s'est déplacée en moyenne de 1 à 2 km

- la couche oxfordienne en moyenne de 1 à 3 km

- la couche callovienne en moyenne de 2 à 5 km

De plus, l'ablation théorique de 50 m est une hypothèse extrême. Toujours selon l'auteur, il semble néanmoins plausible que cette ablation soit moindre (20-25 m). Ceci tend alors à diviser par deux le recul des cuestas. A cela, dans le bassin de la Marne, nous pouvons ajouter que localement, les percées cataclinales accentuent le recul des fronts de cuesta.

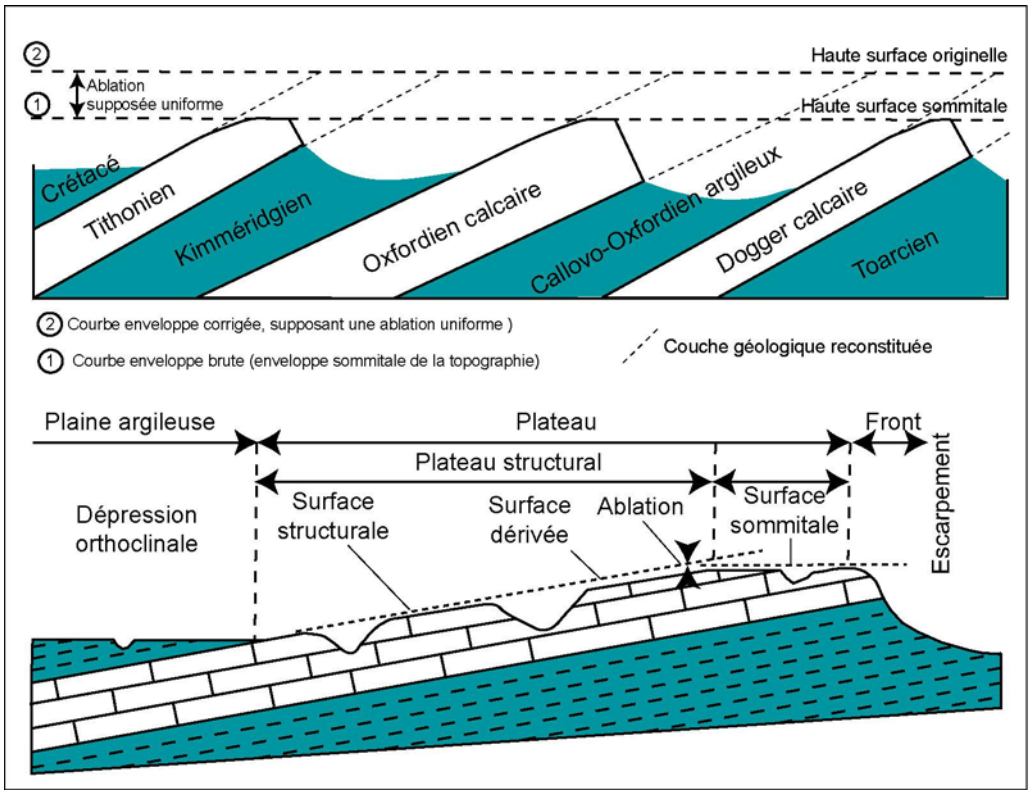



*Figure 1.4 : Méthode de la construction de la carte géologique de la surface sommitale et morphologie théorique des cuestas du bassin amont de la Marne (d'après le Roux, 2000 modifié)*

Après avoir énuméré les principaux moteurs offrant une meilleure compréhension de l'incision de la vallée de la Marne supérieure et donné quelques clés de compréhension relatives au concept de surface sommitale, le point de départ de cette incision, nous allons pouvoir appréhender le sujet proprement dit de ce premier chapitre : la détermination des différentes phases de l'entaille de la Marne supérieure en amont de la commune de Vitry-le-François.

## 1.2. L'incision de la vallée de la Marne.

A partir de la surface sommitale précédemment décrite, l'ensemble des vallées du Bassin parisien se sont incisées au gré des alternances des périodes glaciaires et interglaciaires. Nous allons donc caractériser et dater ici les différentes traces laissées par la Marne lors de son incision au cours du Quaternaire. Enfin, nous allons pouvoir effectuer des corrélations avec quelques unes des autres vallées, affluentes de la Marne.

### 1.2.1. L'incision de la vallée de la Marne.

#### 1.2.1.1. Méthodes de détermination des stades d'incision de la Marne.

La localisation et l'identification des différentes étapes de l'incision de la Marne en amont de Vitry-le-François nous ont amené à établir une cartographie géomorphologique systématique de la vallée de la Marne. Le très faible nombre de dépôts alluviaux ne permet pas de procéder de la même manière que dans les vallées où ils sont plus répandus. La cartographie géomorphologique utilisée repose par conséquent sur la cartographie des formations alluviales et des formes de versants. Nous avons ensuite effectué des analyses sédimentologiques sur les différents niveaux d'incision précédemment identifiés afin de tenter de différencier et de corréler les différents niveaux de terrasses, mais aussi d'en reconnaître les modes de dépôt.

Par ailleurs, le procédé utilisé pour la cartographie géomorphologique est la « méthode cartographique champenoise » (Guérémy, Marre, 1996). A l'origine, cette méthode a été mise au point afin de mieux appréhender les formes géomorphologiques mais surtout les processus qui concourent à leur formation. Ce procédé s'appuie sur la cartographie des formes et des formations superficielles, de la cartographie des processus ayant mis en place des formes, ainsi que sur la datation relative de ces formes (figure 1.5). Les cartes possèdent une première couche de couleur représentant les processus et leur degré d'activité. Une seconde couche est composée de signes noirs indiquant les formes de terrain et les dépôts corrélatifs. Le tout est superposé à un fond topographique I.G.N. Cette méthode a été éprouvée depuis le milieu des années 1990 dans des milieux aussi différents que les milieux de montagne (Cliquot et *al*., 1993) ou les milieux de plaines et de plateaux (Lejeune, 1999 et 2000a ; Salaün, 1999, 2000 et en cours).

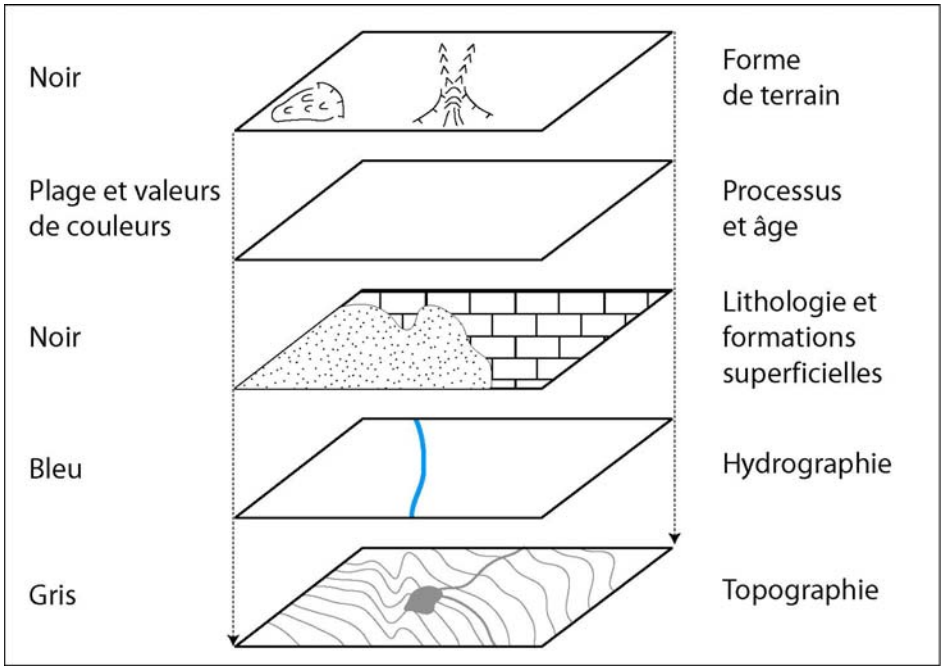



*Figure 1.5 : Structure de la méthode de cartographie Champenoise (d'après Guérémy, Marre, 1996)*

Les levées géomorphologiques ont été effectuées sur le terrain au 1/10 000. Cette échelle offre une bonne précision de la cartographie. Cependant, le rendu cartographique (annexes 1.1 à 1.17) est fait au 1/25 000 dans la vallée de la Marne en amont de Saint-Dizier et au 1/50 000 entre Saint-Dizier et Vitry-le-François (Région du Perthois).

La cartographie permet de localiser des formes de versants ou de terrasses et des formations de versants (grèzes...) ou alluviales. Grâce à cette cartographie, nous avons pu réaliser des profils longitudinaux des différents niveaux alluviaux. Ces derniers se définissent par une composante morphologique (replat) et/ou une composante sédimentaire. On peut en outre trouver des niveaux fluviatiles, qui représentent la trace d'un ancien cours de la rivière à une altitude supérieure à celle du cours d'eau actuel (Foucault et Raoult, 1995). Il en est séparé par un talus, généré par les alternances de phases d'alluvionnement et de creusement lié a des variations du niveau de base, du climat et/ou de la tectonique (Joly, 1997). On peut alors différencier des terrasses alluviales, c'est-à-dire que le matériel constitutif de la terrasse est la nappe alluviale du lit fluvial ancien et des terrasses rocheuses, taillées dans la roche en place et dépourvues de couverture alluviale (Joly, 1997).

L'altitude de ces niveaux alluviaux sera ici définie essentiellement par leur altitude topographique. En effet, contrairement à un grand nombre d'autres vallées du Bassin parisien, la partie supérieure de la Marne n'a pas fait l'objet de beaucoup de sondages pouvant nous éclairer sur les épaisseurs alluviales. C'est en effet un secteur peu peuplé, où il existe peu de nouvelles constructions, peu de prospection pour la ressource en eau… Il y a donc peu de coupes et de sondages réalisés dans ce secteur hormis autour des plus grandes communes haut-marnaises (Langres, Chaumont, Joinville, Saint-Dizier). Le secteur du Perthois s'avère un peu plus riche en raison du vaste épandage alluvial qui fait l'objet d'une exploitation importante. Il nous est ainsi difficile de nous référer comme d'autres auteurs (Antoine, 1989, 1993 ; Harmand, 1991 et 1992 ; Cordier, 2004) à l'altitude

du bed-rock des niveaux alluviaux. Notre préférence repose donc sur l'utilisation de l'altitude topographique des terrasses. En tout état de cause, il ne nous semble pas plus judicieux de se référer à la surface topographique des terrasses alluviales qu'à l'altitude de leur bed-rock. En effet, la surface topographique peut être érodée bien après le dépôt de la formation et ne pas représenter son « altitude réelle ». L'altitude du bed-rock n'est pas non plus un élément qui offre une garantie forte car, lors du dépôt des alluvions, cette topographie n'était pas plane et régulière. Elle pouvait offrir de fortes variations altitudinales. C'est d'ailleurs le cas du bed-rock du fond de la vallée dont la profondeur, par rapport à la surface de la plaine alluviale actuelle, varie de 1 m à 9 m.

La numérotation des niveaux d'incision se fera, quelle que soit la vallée considérée, par les premières lettres du nom de la rivière (Ma pour la Marne, Rog pour le Rognon…), suivi par un numéro. Le plus petit chiffre correspond au niveau le plus jeune (0 pour le lit mineur actuel). Le plus grand coïncide avec le niveau d'incision le plus élevé, autrement dit le plus ancien.

A partir de la cartographie géomorphologique, nous avons choisi un certain nombre de terrasses alluviales de la Marne qui offrent des coupes dans lesquelles des prélèvements ont été effectués. Des analyses texturales ont été réalisées sur les échantillons prélevés. Le protocole de mesures a été le suivant :

-passage des échantillons à l'eau oxygénée afin de les débarrasser de toutes matières organiques (Juvigné, 1982).
-lavage des échantillons afin de défloculer les sédiments. Les limons ainsi séparés sont ensuite récupérés et séchés en même temps que le reste de l'échantillon nettoyé.
-tamisage des échantillons après séchage. L'ensemble des tamis de la colonne n'a pas été utilisé en référence à la méthodologie décrite par Pinot (1994). En effet, afin d'alléger le nombre de manipulations, nous n'avons utilisé qu'un tamis sur deux.

Enfin, nous analyserons ces données granulométriques afin d'en différencier les niveaux alluviaux et d'en déterminer le(s) mode(s) de dépôt. Ces dernières méthodes seront détaillées ultérieurement.

#### 1.2.1.2. Les stades d'incision et leurs caractéristiques.

Sept niveaux d'incision visibles aujourd'hui dans le paysage, par des formes de versants et/ou de terrasses ont été mis en évidence (annexes 1.1 à 1.17). Ils peuvent être regroupés en trois phases correspondant chacune à des "dynamiques morphoclimatiques" différentes.

Pendant la première phase, la Marne s'inscrit dans deux larges gouttières emboîtées. Elles incisent la paléo-surface sommitale. Pendant la seconde phase, la vallée de la Marne s'incise de 110 m et prend une forme plus calibrée avec des versants nets dégagés en domaine calcaire par un système morphogénique périglacaire (dégagement de trois niveaux de terrasses et de versants réglés à manteau de gélifracts). Enfin, la troisième phase se caractérise par un remblaiement d'une épaisseur maximum moyenne de 7 m,

caractéristique d'une dynamique morphogénique fluviale qui commence par une nappe alluviale à galets grossiers se raccordant sur les versants à une formation de grèzes litées. Cette phase se termine par un dépôt limoneux caractéristique d'un changement de dynamique morphoclimatique (stabilité, karstification). La période actuelle se marque par un chenal unique incisé de 2 à 3 mètres dans ce remblaiement.

Dans cette partie, nous allons détailler les deux premières phases qui correspondent à l'incision de la vallée. La dernière phase sera juste effleurée ici puisqu'elle fera l'objet d'une analyse plus précise au cours du chapitre 3 de ce travail.

#### 1.2.1.2.1. Les grandes gouttières sommitales (Ma.5 et Ma.6).

Dans la morphologie de la partie supérieure de la vallée de la Marne, il subsiste des formes évoquant les deux gouttières emboîtées, Ma.6 et en particulier Ma.5.

Le niveau Ma.6 correspond au palier le plus élevé dans la vallée. Constitué par une forme de glacis descendant vers la Marne, sa pente est relativement faible (environ 10°). Il est perché à environ 110-130 m au-dessus du cours d'eau actuel. Il définit une vallée dont la largeur peut être estimée à 8-10 km. Les formations superficielles qui le tapissent sont issues directement des formations géologiques sous-jacentes. Elles sont peu épaisses (quelques dizaines de centimètres au maximum) mais elles ne sont pas contemporaines des glacis, car issues de l'altération postérieure de ces formes. On est plutôt en présence de glacis d'érosion. On trouve ainsi essentiellement des gélifracts dérivés des différents calcaires souvent englués dans des formations argileuses rougeâtres (argiles de décarbonatation).

Cette première gouttière est rapidement entaillée par la seconde (Ma.5). Cette dernière est, elle aussi, composée par deux grands glacis dont la pente est plus forte (environ 10-15°) que celle du niveau Ma.6. Elle décrit alors une large vallée en berceau inscrite dans la précédente, donc moins large, soit environ 5-6 km. On remarque toutefois que cette paléo-vallée, perchée à environ 100 m d'altitude relative, semble dissymétrique. La rivière semble avoir glissé sur sa rive droite car le glacis y est mieux conservé. Des formes de plusieurs kilomètres sont observables dans la portion de vallée entre Joinville et Saint-Dizier. A l'inverse, sur la rive gauche, il tend à disparaître. Les formations superficielles qui la recouvrent se révèlent identiques à celles de Ma.6, ce qui montre qu'elles sont effectivement plus récentes.

Dans la partie amont de la vallée, au-delà de Bologne, on ne retrouve pas de formes de reliefs situées à plus de 80 m au-dessus de la Marne qui auraient pu conserver des traces des deux gouttières sommitales. En revanche, nous pouvons y observer des surfaces structurales ayant une pente SE-NO. Elles correspondent aux calcaires du Bathonien et du Bajocien.

Ces deux gouttières sont très peu représentées dans la portion de la vallée de la Marne comprise entre Chaumont et Joinville. Cette quasi-absence est sans doute imputable à la plus faible résistance à l'érosion des matériaux géologiques que l'on trouve dans cette partie de vallée (des marno-calcaires, des calcaires peu résistants ou des calcaires résistants mais peu épais). Quand les niveaux Ma.5 et Ma.6 sont visibles, on les trouve entaillés dans

les marno-calcaires du Kimméridgien et de l'Oxfordien s.l. qui offrent encore aujourd'hui des reliefs plus élevés qu'à l'amont du bassin, dans les formations bathonienne et Bajocienne.

Les calcaires tithoniens, en partie recouverts par les formations argilo-sableuses crétacées, permettent l'observation de ces formes. On les remarque particulièrement bien à l'amont pendage, dans le secteur de Joinville-Poissons (figure 1.6). On observe ici un plan faiblement incliné qui correspond au niveau Ma.6 (au fond de la photographie). Il est entaillé par le niveau Ma.5, qui forme un plan incliné, ayant une pente plus importante. Notons qu'en raison de la relative platitude de la région, il est difficile de photographier ces deux niveaux en même temps. Ainsi, sur le cliché ci-dessous, les deux niveaux soulignés en jaunes, ne sont pas dans le prolongement l'un de l'autre, mais situé de part et d'autre de la vallée.

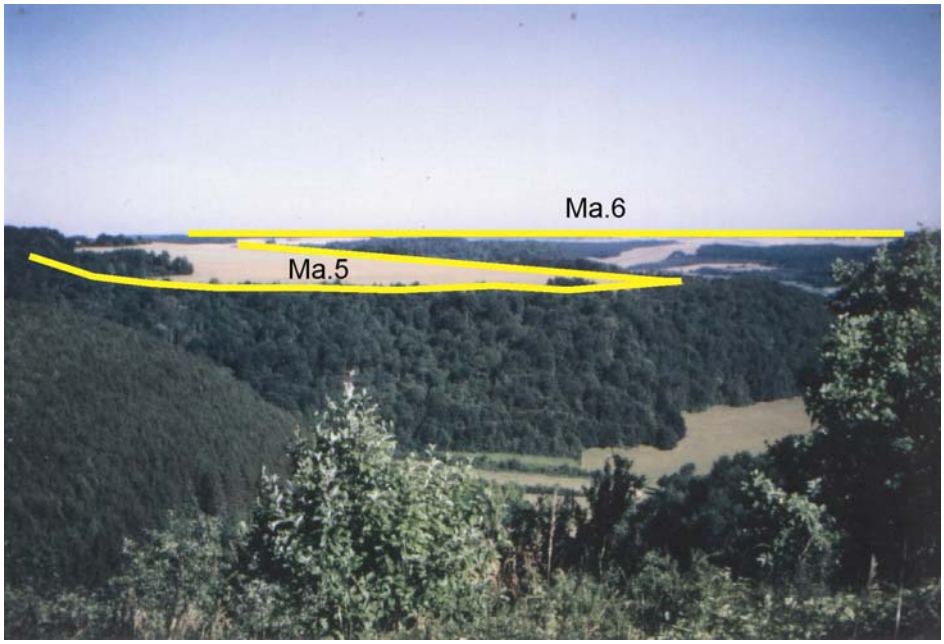



*Figure 1.6 : Les formes sommitales d'incision de la vallée de la Marne vu des « Lacets de Mélaire » (photo A. Marre)*

Notons que le niveau Ma.5 est visible ici à une altitude relative un peu plus élevée dans les calcaires du Tithonien (100 m) que dans les formations kimméridgiennes et oxfordiennes (90-80 m). Les lambeaux de Ma.5 sont aussi particulièrement visibles dans les secteurs où les nombreuses formes de méandres des niveaux inférieurs (train de méandres de Froncles, méandre de Joinville…) ont permis, une meilleure conservation de la paléo-vallée de ce premier stade (figure 1.6).

Enfin, plus en aval, dans la région du Perthois, nous entrons dans le domaine des roches meubles (argiles du Gault, craie turonnienne). L'érosion différentielle dont nous avons évoqué l'action, dès le début du dégagement des cuestas, a particulièrement arasé ce secteur. Nous ne trouvons ici aucun relief supérieur à 70 m d'altitude relative par rapport à

la Marne actuelle. Les hauts reliefs ont totalement disparu. On ne peut donc pas y observer des formes attribuables aux niveaux Ma.6 et Ma.5.

Ces deux vastes formes de gouttières emboîtées incisent les restes de la haute surface sommitale. La morphologie de ces deux premiers niveaux tend à mettre en évidence une succession de vallées peu encaissées dans les plateaux calcaires. Il apparaît donc au vu de ces morphologies que nous sommes plutôt dans des paléo-vallées ayant une dynamique d'érosion latérale supérieure à la dynamique d'incision.

Ce type de morphologie dans la partie sommitale des vallées a été observé à de nombreuses reprises. Pour exemple la Moselle inférieure en aval de sa confluence avec la Sarre (Hoffmann, 1996) possède dans sa partie supérieure une large paléo-vallée en forme de cuvette (Trogtal). L'auteur évoque la genèse de cette forme au cours du Miocène et une réentaille de cette première cuvette par une seconde paléo-vallée, un peu plus incisée, mais qui garde tout de même une forme de berceau assez prononcée (Plateautal). Cette dernière pourrait avoir été creusée au tout début du Quaternaire ancien.

Des formes identiques ont aussi été identifiées dans d'autres vallées du nord-ouest du Bassin parisien. C'est le cas dans la basse Seine (Lautridou et *al*., 1999) et sur la Meuse (Pissart et *al*., 1997). C'est aussi le cas dans d'autres contextes géomorphologiques, comme la Loire supérieure dont le passage de la vallée en berceau à une vallée en gorge se serait réalisé au cours de la crise climatique prétiglienne (Defive, 1996).

#### 1.2.1.2.2. A partir de Ma.4 : une vallée plus marquée.

Une nouvelle phase d'érosion définit une vallée plus étroite, plus calibrée, dans laquelle s'étage plusieurs niveaux d'encaissement.

Dans cette seconde phase d'incision de la vallée, la cartographie géomorphologique nous a permis d'identifier trois niveaux allant du plus haut (Ma.4) au plus bas (Ma.2). Ces niveaux sont présentés sur la figure 1.7.

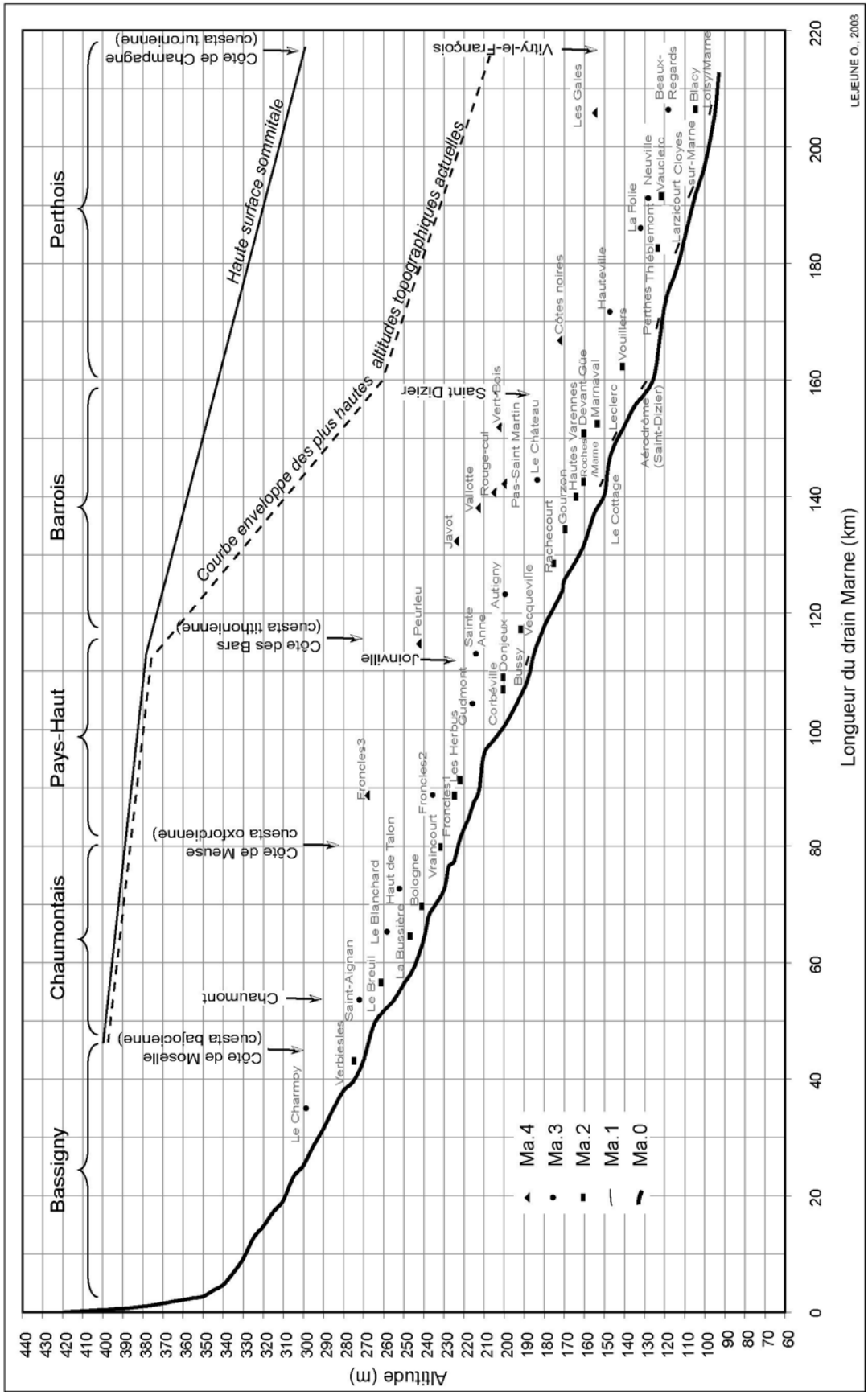



*Figure 1.7 : les niveaux alluviaux de la Marne en amont de Vitry-le-François.*

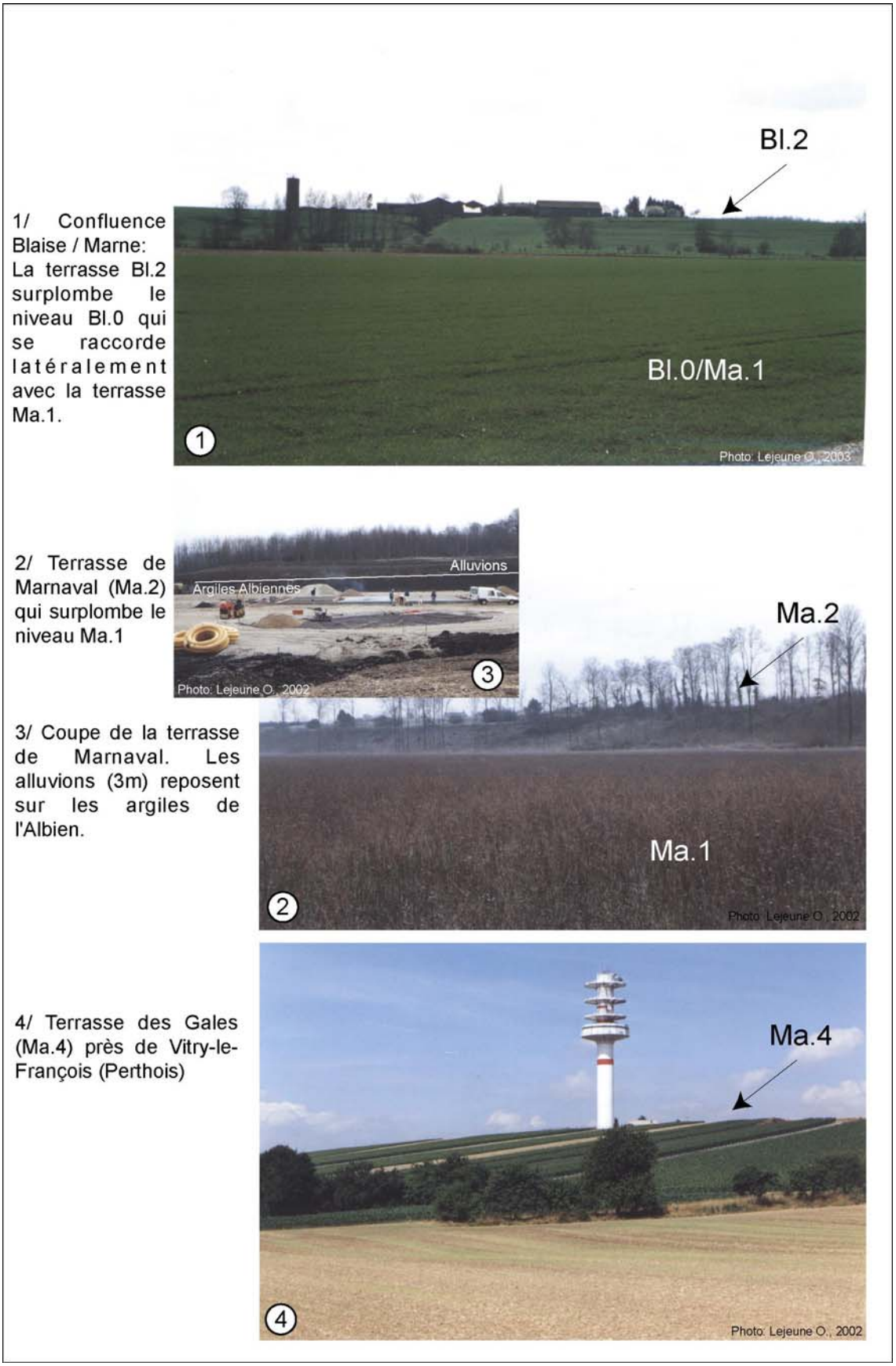



*Figure 1.8 : Photographies des terrasses alluviales de la Marne supérieure.*

- *Le niveau Ma.4 :*

Il est peu représenté dans cette partie supérieure de la vallée de la Marne. Seuls neuf lambeaux ont pu être identifiés. On les trouve exclusivement en aval de la percée cataclinale de la Côte de Meuse, dans la région du Barrois et du Perthois. Ils apparaissent sous la forme d'un glacis en pente très douce, surplombé par un versant raide d'une quarantaine de mètres. Ma.4 est aussi représenté par un méandre perché au niveau de la commune de Froncles. Quelques graviers épars sur deux des neuf lambeaux cartographiés ont été trouvés. Il n'a cependant jamais été trouvé de coupes exploitables, susceptibles de subir des analyses sédimentologiques. En amont de Bologne, dans la région du Chaumontais, il est difficile de distinguer Ma.4 de la surface structurale sur laquelle il aurait pu se reposer. En effet, aucun dépôt fluviatile n'a pu être trouvé et seul l'argument altitudinal peut être avancé car il y a une correspondance avec une altitude relative d'environ +50-55 m. Les preuves pétrographiques du passage de la Marne sur ces niveaux sont donc inexistantes.

Ainsi, les critères de détermination permettant de rattacher ensemble tous ces lambeaux de niveaux alluviaux sont principalement altitudinaux mais également morphologiques. En effet, tous ces niveaux sont situés à une altitude relative moyenne par rapport au cours d'eau actuel d'environ 55 m. On note toutefois la forte variabilité de ces altitudes relatives puisque le lambeau Ma.4 le plus bas se situe à +46 m alors que le plus haut culmine à +65 m (les Gales, figure 1.8-4) avec une tendance à l'augmentation vers l'aval. Trois hypothèses peuvent être émises :

- Tout d'abord, les restes de glacis et de méandres, attribués à Ma.4, font bien tous partie du même ensemble. On peut alors penser qu'ils ont subi une déformation tectonique après leur mise en place, d'où des décalages notables entre les terrasses. Ceci a été observé sur d'autres cours d'eau du Bassin parisien et en particulier la Seine (Chaput, 1923 ; Michel, 1972 ; Larue, 2003).

- La seconde hypothèse nous amène a considérer que le niveau Ma.4 est constitué essentiellement de morceau de glacis et non de terrasses. On peut alors penser qu'en raison du méandrage de la Marne, ces derniers n'aient pas toujours été tronqués au même niveau (Macaire, 1990). On explique alors les différences d'altitudes entre chaque élément de Ma.4.

- La troisième hypothèse prône la multiplicité des niveaux. Cette supposition parait possible en raison de la tranche altitudinale couverte par le niveau Ma.4 (19 m). On peut alors imaginer la présence de plusieurs niveaux possibles. Cette hypothèse ne recueille pas notre faveur. En effet, en faisant intervenir les observations morphologiques, on s'aperçoit que ces lambeaux Ma.4 sont toujours surplombés par un versant réglé d'une quarantaine de mètres (sauf dans le Perthois ou Ma.4 est en inversion de relief et constitue les points hauts de la région). Ce versant peut être suivi, sur la quasi totalité de la vallée, a une hauteur constante et se raccorde parfaitement à Ma.4.

- *Le niveau Ma.3 :*

Le niveau Ma.3 constitue, à proprement parler, le premier niveau alluvial. Il réunit quatorze lambeaux constitués par des terrasses alluviales et/ou des morphologies fluviatiles (méandres perchés). Leur distribution spatiale est à peu près homogène sur l'ensemble de la vallée. L'altitude relative de Ma.3 par rapport à la Marne actuelle est d'environ +23 m. On constate, comme pour Ma.4, une augmentation lente de cette altitude qui passe de +15 m en amont de Chaumont à environ +25 m dans le Perthois. Dans la partie amont de la vallée, Ma.3 est représenté par des méandres perchés peu recouverts par des formations alluviales (Saint-Aignan, le Charmoy), mal conservés (Froncles 2) ou retravaillés en carrière de calcaire (Gudmont-Villiers). Plus en aval, ces méandres font place à de véritables terrasses alluviales. Les lambeaux alluviaux occupent néanmoins des surfaces limitées (quelques centaines de $m^2$ au maximum) lorsque la vallée est inscrite dans les plateaux calcaires.

D'une manière générale, les coupes permettant des analyses sédimentologiques et pétrographiques sont rares. Par contre, dans le Perthois, les épandages sont sans commune mesure avec ceux observés plus en amont. La première terrasse Ma.3 en aval de Saint-Dizier (terrasse de Hauteville) occupe près de 11 $km^2$. L'étude de quelques sondages issus de la B.S.S. (Banque de données du sous-sol) du B.R.G.M., nous a permis de constater que les formations alluviales de cette terrasse ont des épaisseurs constantes, comprises entre 8 et 10 m. On trouve toujours à la base un cailloutis calcaire surmonté par des limons. Les proportions sont toujours quasi identiques (respectivement 70 % et 30 %). Encore plus en aval, près de Vitry-le-François, on observe toute une série de morceaux de terrasses qui viennent chapeauter des croupes crayeuses (terrasses de Beaux-Regards). Les formations alluviales semblent identiques à celles de Hauteville (de part leur nature), quoiqu'un peu moins épaisses (seulement 5 m). C'est donc dans le Perthois que nous allons pouvoir observer quelques affleurements qui nous étudierons plus tard.

- *Le niveau Ma.2 :*

Ma.2 reste le niveau le mieux représenté sur l'ensemble du secteur étudié. Il est possible de le suivre de l'amont de Chaumont jusqu'à Vitry-le-François. La cartographie a mis en évidence vingt-deux lambeaux de terrasses pour ce niveau. Son altitude relative moyenne est de 10 m par rapport à la Marne actuelle. On constate aussi que l'altitude relative du niveau Ma.2 diminue en allant vers l'amont. Elle passe de 16 m dans le Perthois à seulement 6 m en amont de Chaumont.

Un changement de nature de ce niveau s'opère de l'amont vers l'aval de la vallée. Ainsi, entre Chaumont et Bologne, dans la traversée des plateaux des calcaires bathoniens et bajociens, on peut constater que le niveau Ma.2 est représenté essentiellement par des paléo-méandres perchés. A la différence de ceux du niveau Ma.3, ces paléo-méandres portent pratiquement toujours des formations alluviales (galets et graviers épars). De Bologne à Saint-Dizier, on remarque que Ma.2 est constitué par de véritables terrasses, nombreuses, mais d'extension modeste (quelques hectares au plus). Ainsi, la terrasse de Donjeux nous livre un des rares affleurements, visible dans les alluvions de la Marne de ce niveau à l'intérieur de la traversée des plateaux calcaires. La base de cette terrasse culmine à 205 m d'altitude et le sommet à 210 m ; la Marne coule à 198 m, ce qui donne une altitude relative de 7 m à la base de la formation et de 12 m à la surface topographique.

Cette formation de 5 m d'épaisseur montre deux séries :

-une série limoneuse au sommet d'environ 0,80 m d'épaisseur.

-une série caillouteuse sous-jacente d'environ 4,20 m d'épaisseur.

Enfin, de Saint-Dizier à Vitry-le-François, Ma.2 est représenté par de très importants épandages alluviaux, essentiellement en rive droite de la Marne. On observe en particulier la terrasse dite de « Thiéblemont-Farémont », la plus importante du système. Celle-ci s'étend d'un seul tenant sur 56 $km^2$ et traverse le Perthois d'ouest en est sans interruption. Cette terrasse livre des coupes, en particulier celle de « Reims-la-Brulée ».

#### 1.2.1.2.3. La dernière phase : le remblaiement du fond de la vallée.

Après le dépôt des alluvions de Ma.2, la Marne connaît une phase d'incision. Celle-ci va se poursuivre jusqu'au bed-rock du fond de la vallée actuelle. Suite à cet épisode, la Marne alluvionne et constitue dans le fond de vallée un remblaiement alluvial de quelques mètres d'épaisseur. Nous n'allons pas ici nous attarder sur cette phase qui sera plus complètement analysée dans le chapitre 3. Nous ne donnerons que quelques clefs afin de comprendre comment se présente le fond de la vallée de la Marne.

- *Le niveau Ma.1 :*

Après l'incision permettant le dégagement de Ma.2, la Marne alluvionne et vient combler son bed-rock au cours de plusieurs épisodes sur lesquels nous reviendrons précisément dans le chapitre 3.

Les coupes et les sondages issus de la Banque de Données du Sous-Sol du BRGM révèlent que les formations de fond de vallée semblent légèrement moins épaisses en amont de Joinville que dans la partie aval. En effet, les sondages décrits dans le secteur Chaumont-Joinville ne dépassent pas les 3-4 m d'épaisseur alors qu'ils atteignent fréquemment les 7 m en aval de Joinville.

En amont, la séquence de fond de vallée débute par un cailloutis calcaire très grossier (Ø moyen : 15-20 cm). Par-dessus, on trouve une autre unité stratigraphique épaisse au maximum d'un mètre et composée de cailloutis calcaires plus fins mais peu émoussés. Par-dessus, vient se poser une formation limoneuse de 2 à 3 m d'épaisseur avec des intercalations de plaquettes calcaires peu émoussées. Il semble indéniable que les apports de versants sont donc ici fort conséquents.. Vers l'aval, l'unité stratigraphique composée du cailloutis calcaire fins est de plus en plus épaisse (2-3 m dan le Perthois). Les autres unités conservent des épaisseurs stables.

- *Le niveau Ma.0 :*

La Marne incise son niveau Ma.1 de 2 à 3 m au maximum. Ceci constitue le dernier niveau d'incision. La Marne s'écoule sur ses alluvions en amont de Saint-Dizier et la Marne va s'écouler sur son substratum rocheux plus en aval.

### 1.2.1.2.4. Les marqueurs particuliers de l'incision de la Marne.

En dehors des formes et des formations alluviales de la vallée de la Marne, plusieurs éléments majeurs permettent d'affiner la compréhension de l'incision de la vallée. Il s'agit des vallons sans écoulement pérenne, affluents de la Marne et des réseaux karstiques.

- Les vallons « secs » de la vallée de la Marne.

Les formes des vallons et des ravins sont des éléments incontournables de la connaissance de l'encaissement de la Marne car ils ont enregistré en partie des incisions de la rivière. On constate cependant une très grande diversité morphologique des vallons secs débouchant dans la vallée de la Marne. Nous proposons alors d'établir une typologie des vallons selon la nature géologique de l'encaissant. Quatre grands types de vallons secs peuvent être distingués (figure 1.9).

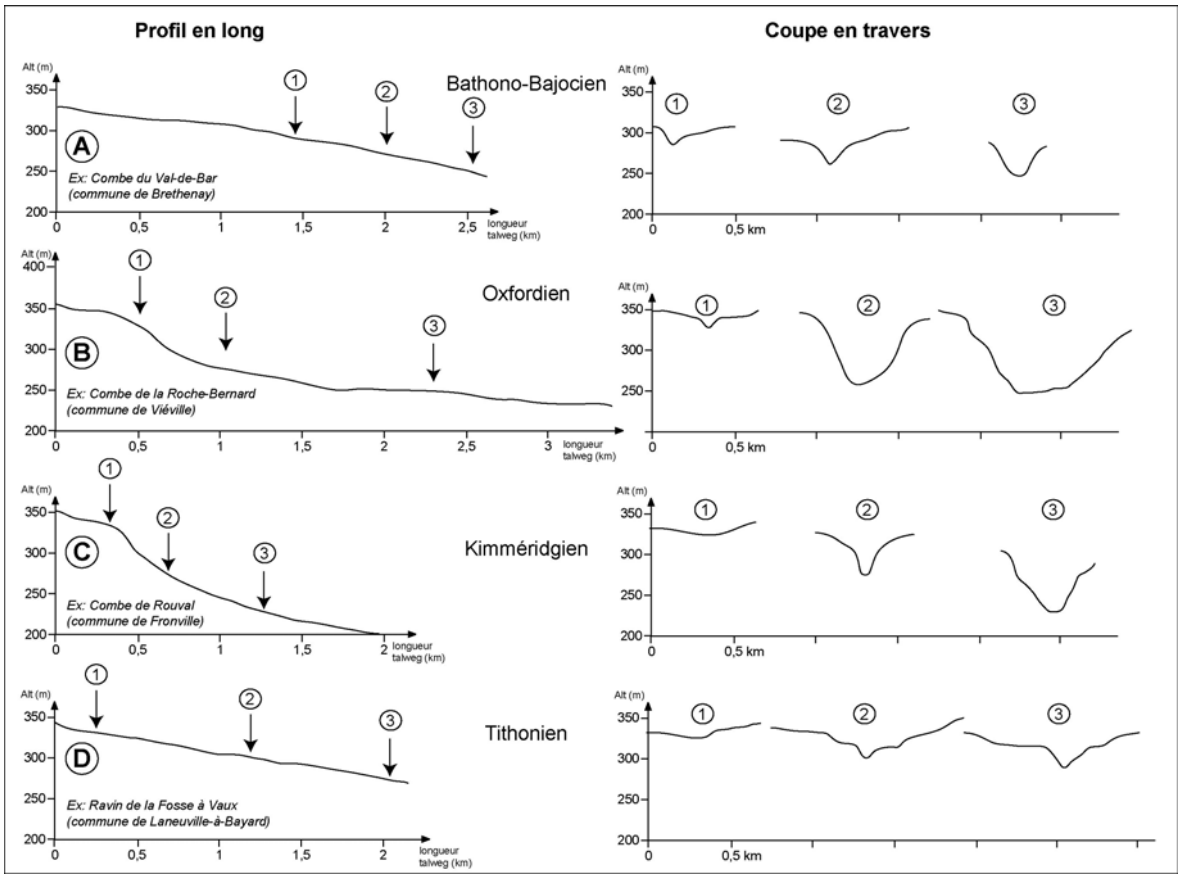



*Figure 1.9 : Morphologie générale des vallons secs en fonction de la nature du substrat.*

En amont, les vallons s'encaissent dans les calcaires du Bathono-Bajocien. La toponymie locale parle de combes mais il s'agit en fait davantage de **ravins**. En effet, ces vallons sont souvent courts (1 à 2 km maximum), non ramifiés (ordre 1 de Horton) et possèdent une forme de « V » qui évoque une forte incision. Le profil longitudinal possède une pente assez faible (de l'ordre de 3 %) et régulière, qui tend à s'accélérer légèrement en aval (4-6 %).

Dans leur partie amont, ces ravins se raccordent doucement avec la partie haute de la vallée, constituée par la surface structurale du plateau bathono-bajocien. En aval, leur bed-rock semble se raccorder au bed-rock de la vallée de la Marne actuelle. Les formations superficielles de type grèzes viennent recouvrir de quelques décimètres les versants de ces ravins. Par contre, ils sont exempts, en général, de formations venant colmater leur fond. Ceci dénote un profond nettoyage de ces vallons au cours de la dernière déglaciation.

Dans les calcaires oxfordiens *s.l.*, les vallons offrent une autre physionomie bien que la toponymie parle ici aussi de **combes**. Nous sommes en présence de vallons qui offrent une hiérarchisation plus complexe (ordre 2). Leur profil longitudinal est plus long que celui de ceux précédemment décrits, soit 4 à 5 km et n'est pas régulier. La partie amont est faiblement pentue (2-4 %) mais s'accélère rapidement dans la partie médiane (10 %) pour ensuite retrouver une pente beaucoup plus modeste (1 à 3 %). Ces variations traduisent uniquement la variabilité lithologique des calcaires de l'Oxfordien, composés par une alternance de bancs plus ou moins tendres. Dans l'exemple de la figure 1.9.b, la partie abrupte du vallon est constituée par les calcaires oolithiques durs du Rauracien alors que la partie basse est inscrite dans des calcaires plus marneux de l'Argovien. En se dirigeant vers l'aval de la vallée de la Marne, les formations oxfordiennes varient mais on retrouve toujours des binômes roches cohérentes-roches plus meubles qui confèrent aux vallons de l'Oxfordien des profils longitudinaux identiques. L'hétérogénéité des matériaux composants les versants de ces vallons est aussi à l'origine du faible enregistrement de leurs phases d'incision. En effet, l'Oxfordien *s.l.* est très sensible à la gélifraction (Barre, 1969). Lors des périodes froides une couverture de grèzes, pouvant aller jusqu'à 10-15 m d'épaisseur (figure 1.10) est venue feutrer les versants. Les vallons très incisés (plus de 100 m dans leur partie aval) prennent ainsi des profils transversaux très évasés qui n'ont pas pu conserver des traces de phases d'incision. En revanche, le profil en long se raccorde à la base de la vallée actuelle.

Malgré la production importante de matériaux issus des versants, on ne trouve pas de cônes colluviaux venant se mêler aux alluvions de la Marne. La forme très étroite et sinueuse de la vallée de la Marne, qui forme ici un train de méandres remarquables (Deshaies, 1994) sur plus de 18 km, n'est pas propice à la conservation des cônes colluviaux issus des vallons affluents. De par la forme de sa vallée, la Marne est contrainte à méandrer dans sa vallée et vient saper ces dépôts.

*Figure 1.10 : Carrière de grèzes litées issues des formations oxfordiennes dans un vallon de la vallée du Rognon.*

Les marno-calcaires kimméridgiens affleurent peu dans la vallée de la Marne qui traverse ces formations sur seulement 8 km. Elles sont systématiquement chapeautées par des calcaires du Tithonien qui constituent la partie sommitale des versants de la vallée. Il s'y développe alors des vallons simples (ordre 1 de Horton), assez courts, c'est-à-dire, avec des profils longitudinaux inférieurs à 2 km et avec une pente moyenne comprise généralement entre 8 et 10 %. Comme dans l'Oxfordien, la pente moyenne ne reflète pas la réalité des profils en long. Trois segments peuvent être identifiés. En amont, les vallons possèdent des pentes inférieures à 5 % auxquelles correspondent des profils en travers, montrant des vallons peu incisés et en forme de berceau. Dans la partie médiane, la pente s'accélère (entre 10 et 15 %) et les vallons prennent une forme très étroite en « V ». En aval, la pente s'atténue progressivement,entre 3 et 6 %, tout en gardant un profil en travers en « V » qui s'évase graduellement en raison de la nature peu résistante des roches kimméridgiennes.

Ces variations de la valeur de la pente ne semblent pas uniquement liées au changement de lithologie. En effet, la partie amont du vallon, en berceau parait se raccorder à une phase très ancienne qui peut être l'équivalent de Ma.5. Ensuite, ces vallons en berceau sont retaillés plus abruptement par un ravin en « V ». Cette phase d'incision nette se raccorde au bed-rock de la vallée de la Marne actuelle et dénote une adaptation rapide des vallons à l'incision de la Marne. A l'inverse de la portion de vallée oxfordienne, les vallons taillés dans le Kimméridgien offrent un remplissage conséquent qui favorise la construction de cônes colluviaux au débouché des vallons (figure 1.11). Ces derniers ont été conservés car la Marne possède ici une plaine alluviale large et une vallée rectiligne qui a permis leur conservation.

*Figure 1.11 : Coupe dans le cône colluvial au débouché du vallon sec inscrit dans les formations kimméridgiennes (commune de Rupt/Haute-Marne) – Photo O. Lejeune, 2001*

Enfin, dans la partie de la vallée de la Marne comprise entre Joinville et Saint-Dizier, le cours d'eau traverse l'auréole des calcaires du Tithonien. L'étude des vallons secs, affluents de la Marne, inscrits dans ces formations géologiques a été la plus instructive.

Jaillet (2000) a initié l'étude de ces vallons du Tithonien dans les vallées de la Saulx et de la Marne, en établissant une typologie de leurs formes. Il y distingue alors trois types de vallons dont la morphologie varie. Il différencie des entailles :

-de type « ravine », c'est-à-dire un vallon peu entaillé avec un profil longitudinal très raide et un cône de déjection modeste.

-de type « canyon », avec une entaille importante se faisant avec un profil en long en escalier et un cône colluvial conséquent.

-de type « vallon sec » avec une entaille très importante, un profil en long allongé et un cône modeste.

L'étude plus exhaustive des vallons de la Marne confirme cette première approche tout en y apportant quelques amendements. Les trois types de vallons sont effectivement présents sur la Marne. Cependant, les deux premiers sont des formes très rares, voire en exemplaire unique. Par contre, le type « vallon sec » est le plus représenté (figure 1.9.d). Ces derniers ont des profils longitudinaux rectilignes et en pente douce (3-4 %), pouvant comporter quelques cassures peu marquées.

On peut distinguer deux sous-types de « vallon sec » en fonction de leur position dans la vallée :

-En amont de Roches-Sur-Marne, les vallons affluents sont courts. Ils descendent rapidement du plateau et ont un écoulement intermittent qui est alimenté par des petites nappes perchées dans les formations argilo-sableuses crétacées situées en haut du versant. Ils sont essentiellement inscrits dans les calcaires tithoniens. Les profils en travers montrent trois formes distinctes. Dans la partie amont des vallons, on observe distinctement une forme en berceau très évasée qui paraît se raccorder à une phase ancienne d'incision de la Marne (Ma.5 ou Ma.6). Dans la partie médiane, il est entaillé par un autre vallon en berceau plus net, mais toutefois difficile à faire coïncider avec une phase d'incision de la Marne, tant ces derniers sont peu nombreux dans ce secteur (figure 1.12). Enfin, les écoulements actuels se font dans un ravin fortement incisé de plusieurs mètres qui descend se raccorder à la Marne actuelle. C'est au niveau de cette incision que nous trouvons parfois quelques ressauts topographiques au niveau de bancs calcaires plus résistants. Ils sont caractéristiques d'une incision rapide, brutale et récente car le profil en long n'a pas encore eu le temps de se réajuster.

*Figure 1.12 : Amont du vallon de Laneuville-à-Bayard. (x: 801,7 ; y: 1098,1 ; z: 185).*

Localement, les formations superficielles attestent de ces raccordements. Ainsi, on note que dans le vallon de Laneuville-à-Bayard, une coupe montre des grèzes litées, recouvrant la seconde incision en berceau, qui se raccorde avec les alluvions d'un des lambeaux de terrasses Ma.2. (figure 1.13).

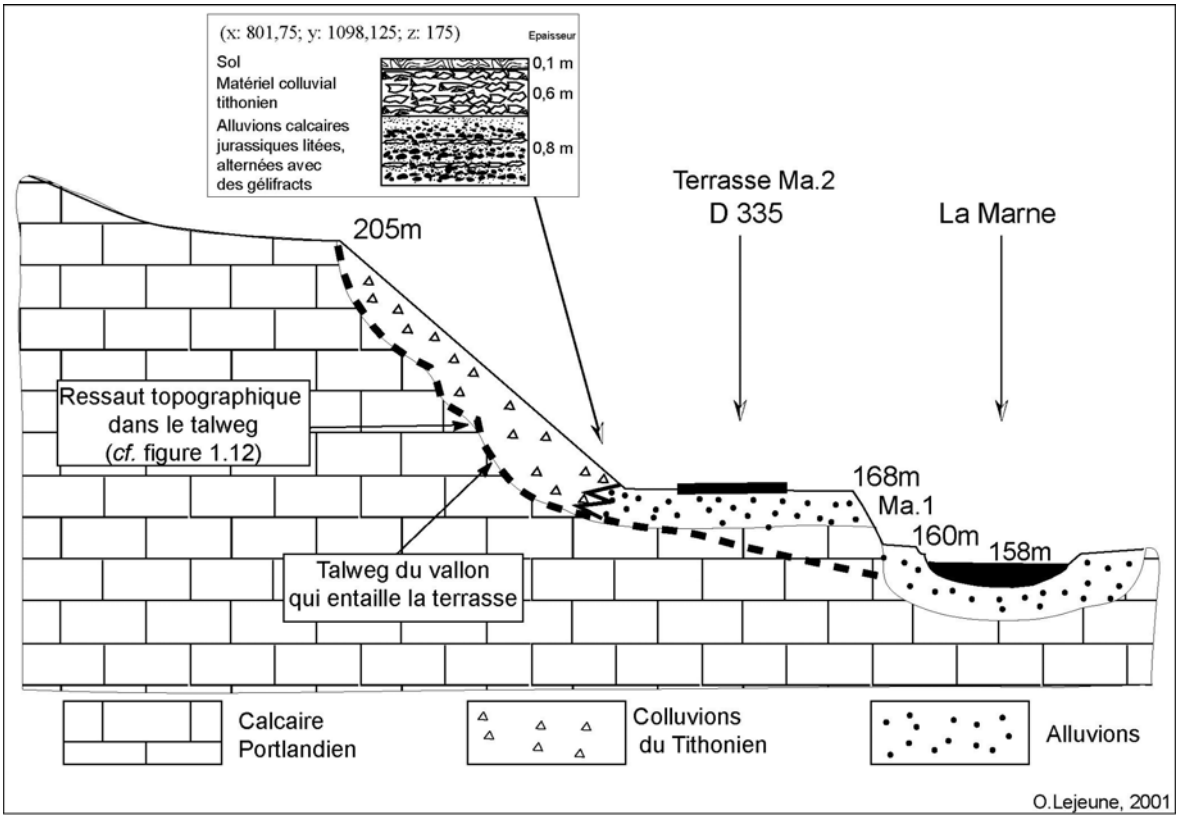



*Figure 1.13 : Coupe schématique du vallon de Laneuville-à-Bayard et agencements des formations superficielles associées aux niveaux d'incision.*

-En aval de Roches-sur-Marne, les vallons sont plus longs et mieux hiérarchisés, car leur partie supérieure est inscrite totalement dans les formations du crétacé plus meubles. Leur alimentation est toujours intermittente bien que le Crétacé, plus épais ici qu'en amont, donne lieu à l'apparition de nappes plus conséquentes. Elles alimentent les vallons une plus grande partie de l'année. Le ruisseau de la Côte-aux-Chats est à ce titre très démonstratif (figure 1.14). La coupe transversale et le profil en long mettent en évidence un système de versants façonnés en glacis qui portent une mince couverture d'éléments gélifractés. Cette dernière vient se raccorder à un fond de vallon probablement en berceau. Ce fond de vallon se prolonge par la terrasse Ma.2. Un deuxième vallon à fond plat et aux versants bien dessinés vient inciser le précédent. Ce vallon dessine une forme à fond plat dans sa traversée et au dépens des formations de la terrasse Ma.2, pour venir se raccorder au bed-rock de Ma.1. Enfin, le cours actuel incise un ravin en « V », profond de plusieurs mètres. L'intégralité des écoulements actuels débouche dans un gouffre-perte et donne naissance à une petite vallée aveugle. Le karst permet ici la conservation des terrasses par immunité karstique. Avant Ma.2, le vallon n'est pas assez incisé pour atteindre le calcaire. Il se produit des ruissellements en surface, d'où le démantèlement des terrasses supérieures. Dès que le vallon entaille le calcaire, il y a perte des écoulements qui vont rejoindre directement la Marne par voie souterraine. Le ruissellement ne se fait plus sur la terrasse donc elle se conserve. Au pied de ces vallons, dans le champs alluvial de la Marne, on trouve quasi systématiquement des sources dont l'origine karstique a été démontrée par traçage.

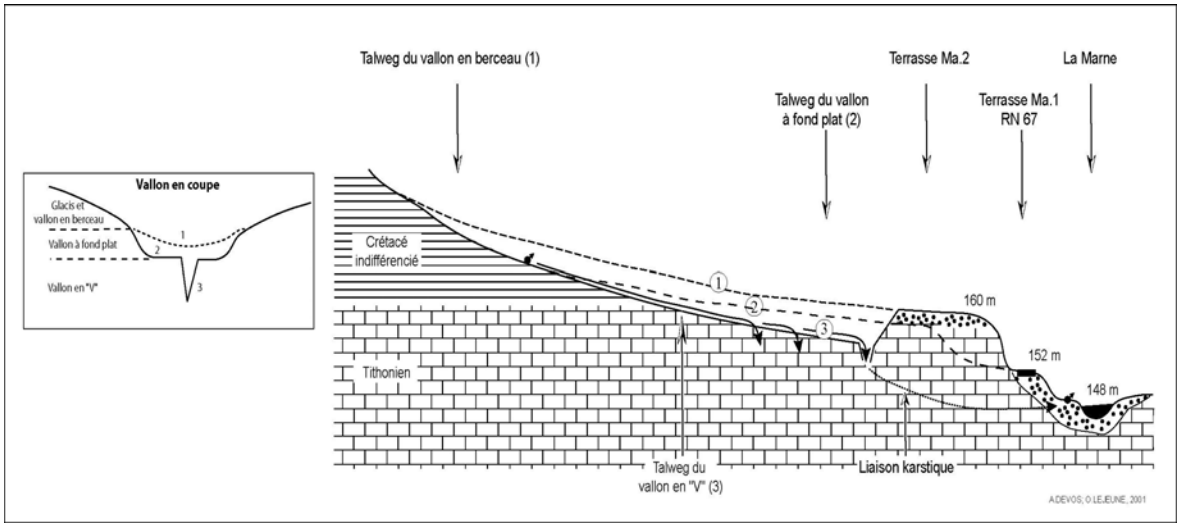



*Figure 1.14 : Exemple du raccordement d'un vallon karstique à la terrasse Ma.2 (Vallon de la Côte aux Chats)*

A l'instar des vallons de l'Est de la France (Dreidemy et *al*., 1991 ; Helluin et *al*., 1991, Losson, 2003), l'étude des phases d'incision anciennes des vallons secs affluents de la Marne est délicate pour plusieurs raisons. D'abord, les vallons n'ont pas ou peu enregistré les étapes de l'incision du réseau hydrographique. Les matériaux constituant le substratum sont, en outre, peu propices à ces enregistrements surtout en amont du bassin. Les formations de pentes sont très épaisses (Oxfordien) et feutrent les versants, camouflant ainsi des reliquats éventuels de l'incision des vallons. Enfin, la prospection de ces vallons n'a révélé que très peu de formations caractéristiques permettant le raccord avec des niveaux d'incision de la Marne, rares eux aussi. Il est donc primordial de s'intéresser ici aux formes de ces entailles.

Ce travail a tout de même permis, malgré ces difficultés de mettre à jour plusieurs points :

-en premier lieu, la mise en place de vallons en berceau perchés qui semblent se raccorder aux niveaux les plus hauts identifiés dans la vallée de la Marne (Ma.5). Ceci implique que ces morphologies existent depuis fort longtemps.

-en second lieu, une phase de verticalisation des écoulements qui a bien suivi l'incision de la Marne depuis le niveau Ma.4. Ceci témoigne d'une incision rapide et violente entre les niveaux Ma.4 et Ma.0. Cette morphogenèse nécessite des écoulements abondants et brutaux qui ont pu se réaliser sous un climat subarctique, situation que l'on retrouve davantage en début de phase froide (anaglaciaire). (Van Vliet-Lanoë et Guillocheau, 1995). En effet, dans ce contexte calcaire, ces incisions ne se produisent que dans des conditions de sol gelé qui limitent les infiltrations et favorisent le ruissellement.

Ainsi, les vallons qui offrent le plus de possibilités en terme de reconstitution de la chronologie relative de l'incision du réseau hydrographique sont ceux du Tithonien. La nature de la roche n'est pas étrangère à ce meilleur enregistrement. Cependant, un facteur semble indubitablement jouer un rôle prépondérant dans la conservation de l'information. Il s'agit du rôle joué par la couverture crétacée. Elle tend en effet à concentrer les écoulements et favoriser l'apparition de pertes à son contact avec les calcaires tithoniens.

Ceci favorise alors une perte de compétence des écoulements dans la partie aval des vallons affectés par ce phénomène. Cela permet de conserver les dépôts dans le vallon mais aussi de maintenir les formations alluviales de la Marne déposées à proximité du débouché du vallon.

Il semble donc que les investigations futures doivent se tourner préférentiellement vers les vallons de ce type, sources de potentialités plus importantes en terme de reconstitution chronologiques et paléo-environnementales.

- Le karst.

Le karst est un bon marqueur de l'incision des cours d'eau car il réagit rapidement et s'adapte au changement du niveau de base. De nombreux travaux se sont servis de ce marqueur afin d'affiner les connaissances de l'évolution quaternaire des cours d'eau (Ek, 1961 ; Rodet, 1992 ; Ambert et *al*., 1995 ; Bitterli, 1997 ; Quinif, 1999 ; Jaillet, 2000 ; Audra et *al*., 2001 ; Losson, 2003).

Ainsi, les plateaux calcaires dans lesquels la Marne et ses affluents sont encaissés, sont le siège d'une intense karstification. Cette dernière touche l'ensemble des couches calcaires du bassin de la Marne (Bathonien-Bajocien, Oxfordien *s.l.*, Tithonien). Les morphologies karstiques analysables sont néanmoins plus marquées à l'aval, dans le Tithonien. En effet, un gradient hydraulique plus fort, des contrastes de perméabilités plus importants entre la couverture crétacée et le Tithonien ; de l'eau en plus grande quantité rendent ce secteur propice au développement d'un karst de contact lithostratigraphique sous couverture (Jaillet, 1995a ; 1996 ; 1999 ; 2000).

Des travaux récents (Harmand, et *al*., 2004) ont permis d'affiner la connaissance des liens entre le karst et les vallées de la Marne supérieure et de la Saulx déjà fortement pressentis dans un travail précédent (Jaillet ., 2000).

Trois systèmes karstiques, égrainés tout au long des vallées, ont été étudiés (figure 1.15).

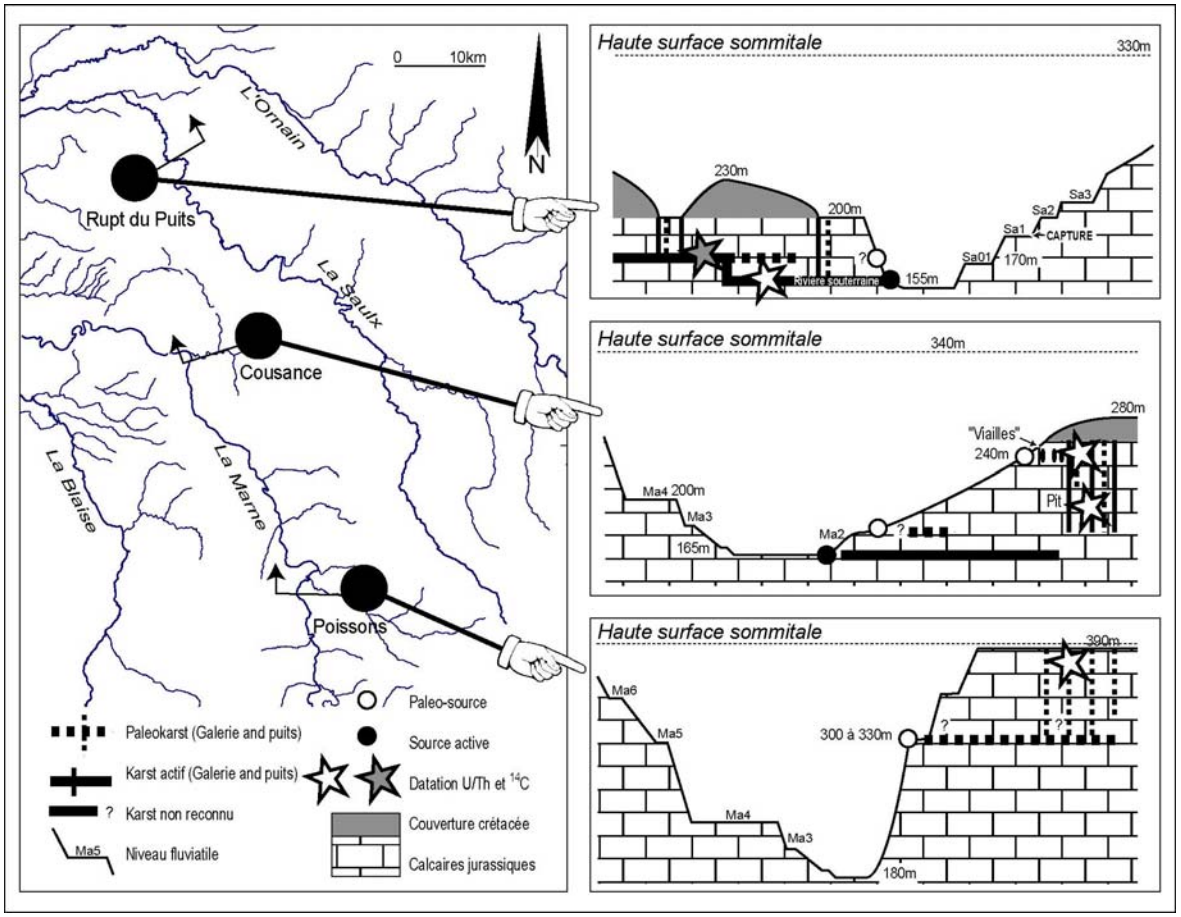



*Figure 1.15 : Relation entre trois systèmes karstiques et l'incision de la vallée de la Marne et de la Saulx (d'après Harmand, et al, 2004, modifié)*

Le premier se localise près de Joinville, sur la commune de Poissons, à la confluence entre la Marne et le Rongeant, ainsi que sur d'autres communes aux alentours (Thonnance-lès-Joinville, Osne-le-Val). Il s'agit d'un paléo-karst constitué par des puits karstiques. Ces puits ont fait l'objet d'une intense exploitation au XIX$^{ème}$ siècle car ils possèdaient un remplissage ferrugineux (Cornuel, 1839 et 1879 ; Buvignier, 1852). Ils se localisent à environ 390 m d'altitude, au niveau de la haute surface sommitale qui correspond ici à la surface topographique actuelle. Les puits, profond de plusieurs dizaines de mètres, permettent d'apprécier l'altitude des paléo-points de sortie des eaux vers environ 300-330 m. Ceci permet de les raccorder approximativement aux hauts niveaux d'encaissement de la Marne. Cependant, étant donné la relative imprécision altitudinale des paléo sources, il n'a malheureusement pas été possible d'affiner le raccordement et de préciser si ces réseaux karstiques se raccordent à Ma.5.

Le second est situé à proximité de Saint-Dizier près de la commune de Cousance-les-Forges. La Cousance est un affluent de la Marne. Elle s'inscrit dans les calcaires du Tithonien recouverts par les formations crétacées. Elle naît dans le fossé tectonique de la Marne où plusieurs sources karstiques (Source de l'Usine, Bézerne) alimentent le cours d'eau. Jaillet (2000) a identifié deux types de karst. Le plus ancien est situé à + 75 m d'altitude relative par rapport au talweg de la Marne. Il s'agit de « viailles » qui sont les dernières traces d'une ancienne surface piézométrique qui semble s'être mise en place au

cours de l'épisode Ma.4 ou Ma.3. Ce karst ancien est trépané par un karst plus récent qui est constitué par des puits aveugles dont l'exutoire est situé dans le bassin de la Cousance, au niveau de la « reculée de l'Audeuil ». La cartographie géomorphologique (figure 1.16) a permis de raccorder d'une manière certaine l'exutoire de ce karst récent au niveau Ma.2 de la Marne.

Enfin, le troisième système karstique est localisé dans la vallée de la Saulx, à une vingtaine de kilomètres au Nord de Saint-Dizier. Il s'agit du Rupt-du-Puits. Il se développe dans le calcaire Tithonien recouvert par les argiles et sables crétacés qui constituent en surface un karst de contact lithostratigraphique. Ce réseau se compose de plus de 20 km de conduits spéléologiquement explorables. Le drain principal comporte, dans sa partie amont, une partie perchée à 15 m par rapport à la Saulx. La partie aval correspond à l'altitude actuelle de la Saulx sauf les 500 derniers mètres qui prennent la forme d'un siphon avant de rejoindre le cours d'eau. Le drain amont a été rapporté à la terrasse Sa.3 (terrasse +15 m ; Harmand, et *al*., 2002 ; Harmand, et *al*, 2004) qui est l'équivalent de Ma.2 dans la vallée de la Marne. Le drain aval est contemporain de la dernière grande incision. Une corrélation altitudinale peut être faite avec le bed-rock de la vallée actuelle. Enfin, la présence d'un siphon permettant la remontée des eaux au niveau de la plaine alluviale actuelle est symptomatique de la remontée du niveau de base et de la constitution du remblaiement alluvial (Salvayre, 1995, Jaillet et *al.*, 2002b). Ceci montre aussi la grande réactivité du karst avec cette adaptation rapide des morphologies karstiques aux changements climatiques et au changement du niveau de base.

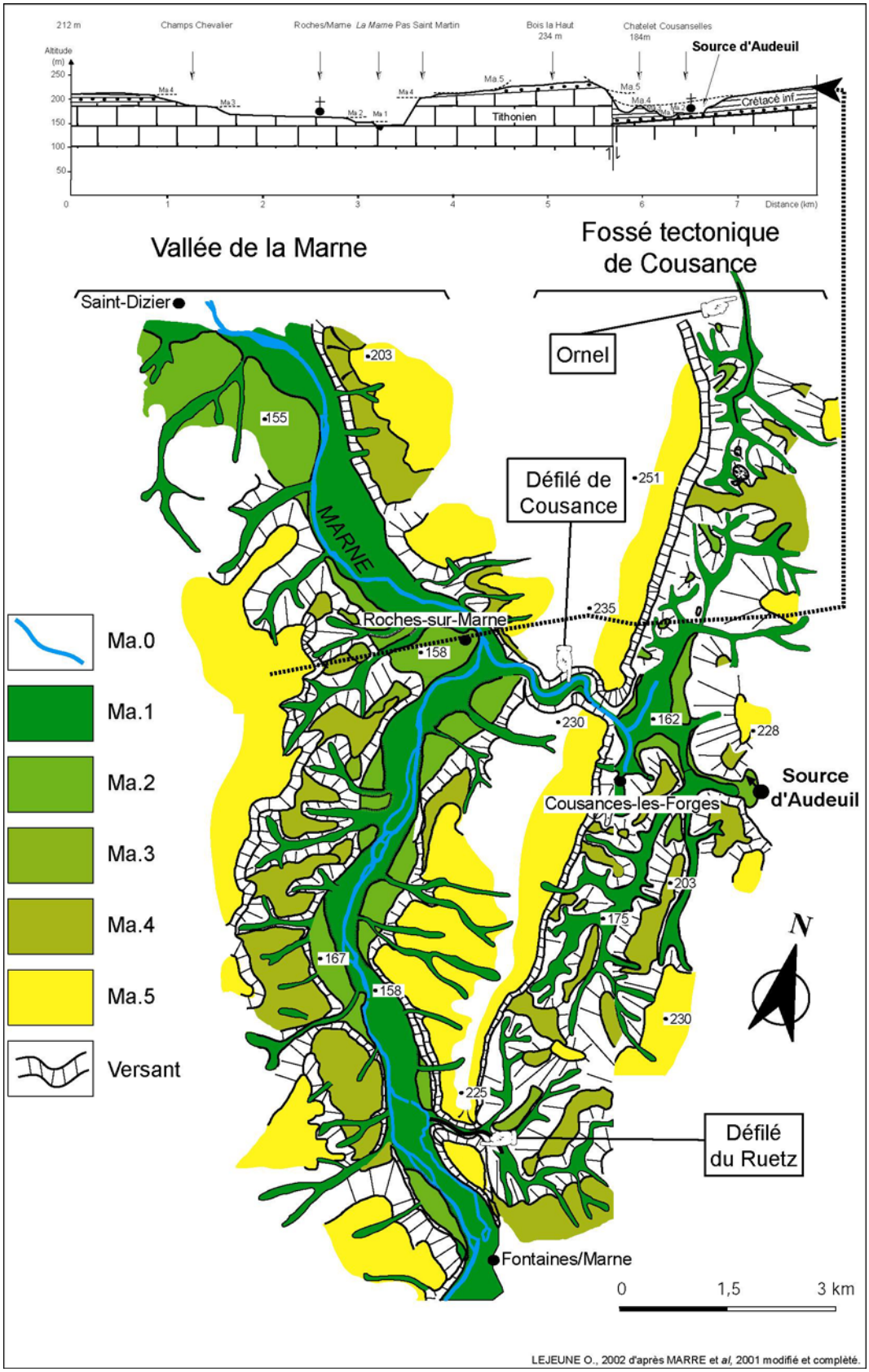



*Figure 1.16 : Cartographie des niveaux d'incision de la Marne à proximité du méandre de Roches/Marne et corrélation avec les niveaux du bassin de la Cousance (d'après Lejeune et al., 2002 modifié)*

Dans la vallée de la Marne, beaucoup de sources semblent traduire un comportement karstique de la vidange aquifère. Parmi ces dernières, plusieurs ont fait l'objet de plongées spéléologiques (Funcken et *al*., 1994). Différents plongeurs ont dressé la topographie de ces boyaux noyés ou en ont fait des descriptions précises. Plusieurs points communs se dégagent de ces cartographies qui ressemblent fortement au Rupt-du-Puits. En effet, ces drains sont tous calés sur le bed-rock de la dernière grande incision de la Marne post Ma.2. Ils possèdent, par ailleurs, tous un siphon aval assujetti sur le niveau actuel de la Marne (Ma.0 et Ma.1). Enfin, les morphologies sont assez identiques puisque l'on trouve souvent un drain sub-horizontal long de plusieurs centaines de mètres et rectiligne.

C'est ce que l'on peut constater sur les deux exemples ci-dessous (figures 1.17 et 1.18).

Le premier se localise sur la commune de Laneuville-à-Bayard. Une vasque karstique (source de Laneuville-à-Bayard), inscrite dans les calcaires tithoniens, a été plongée à plusieurs reprises. La topographie réalisée met clairement en évidence le calage du réseau sub-horizontal sur le bed-rock de la vallée actuelle et le siphon permettant la remontée des eaux jusqu'au niveau de la Marne. Le réseau replacé sur la carte topographique montre que la source est associée à un vallon sec entaillant profondément les calcaires.

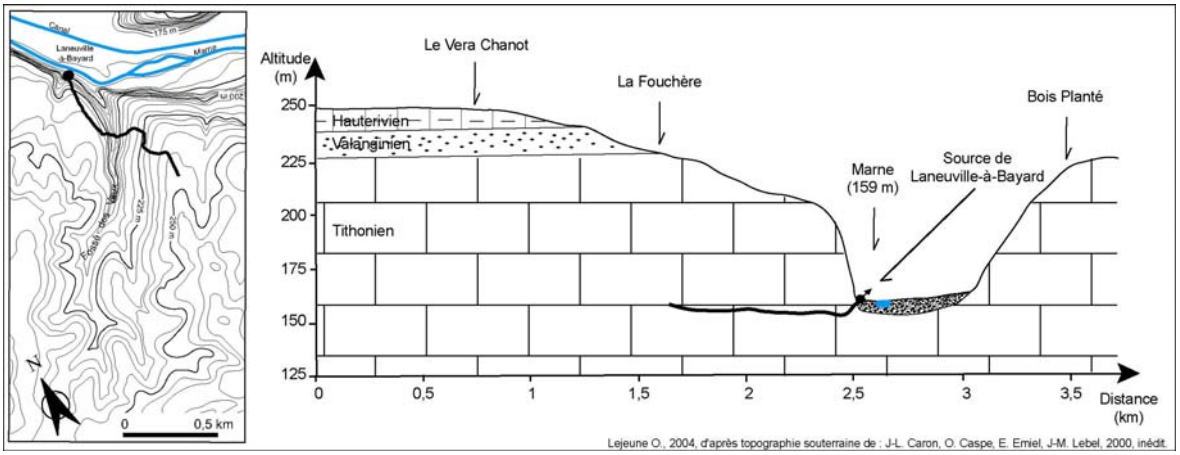



*Figure 1.17 : Système karstique noyé de Laneuville-à-Bayard*
*(D'après J-L. Caron, O. Caspe, E. Emiel, J-M. Lebel, 2000, com. personnelle)*

Plus en amont, le schéma se reproduit dans les calcaires de l'Oxfordien supérieur (Séquanien). Au niveau de la commune de Villiers-sur-Marne, se développe, au pied d'un versant très raide de la vallée de la Marne, une source karstique (Source Bleue) qui sourd au fond d'un étang (figure 1.18). Les plongées ont permis d'établir là aussi une topographie assez fine du drain. Les spéléo-plongeurs ont pu parcourir une galerie sur près de 1 km. A l'inverse du réseau de Laneuville-à-Bayard, celui de la Source Bleue, semble calé sur des diaclases et des joints de stratification. Ceci explique un début de réseau assez chaotique qui descend à -19 m sous le niveau de la Marne actuelle. Après ce parcours atypique, la galerie rejoint à nouveau une cote altitudinale plus conforme qui correspond, comme précédemment, à un calage du réseau sur le bed-rock de la vallée (incision post Ma.2).

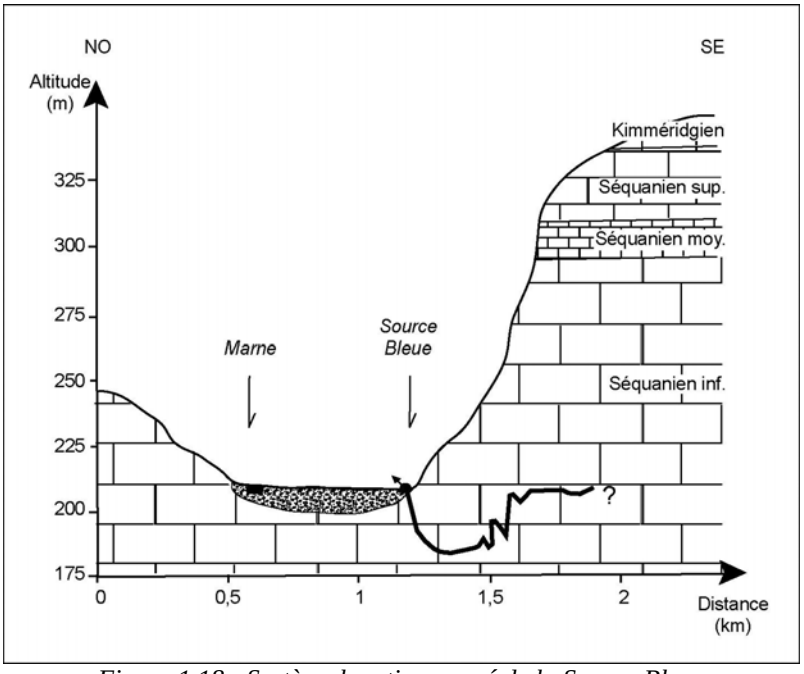



*Figure 1.18 : Système karstique noyé de la Source Bleue (D'après Guivarc'h Y., com. personnelle, inédit)*

Il semble donc, à l'image du Rupt-du-Puits (vallée de la Saulx), que sur la Marne, l'incision post-Ma.2 qui a atteint le bed-rock ait permis le développement de réseaux karstiques. Ceux-ci sont donc des enregistreurs de cette incision mais aussi les témoins d'une période de relative stabilité en raison de l'horizontalité des conduits explorés (Salomon, 2000). Il faut cependant admettre que la connaissance de ces réseaux marnais est fragmentaire en raison de leur inaccessibilité (réseaux noyés).

Les études menées dans d'autres vallées (Jaillet, 2000) tendent à montrer la relative jeunesse de ces réseaux de fond de vallée. La détermination de la période de mise en place de ces réseaux appelle à quelques commentaires. Tout d'abord, rappelons que la karstification est guidée par trois éléments majeurs :

-une roche soluble et fragilisée par la fissuration
-de l'eau, à l'état liquide, en quantité suffisante pour engendrer une érosion mécanique et l'attaque chimique de la roche
-une dénivelée satisfaisante.

Ainsi, pour que des réseaux karstiques se développent, ces conditions sont uniquement réunies au cours de périodes chaudes. Les périodes froides sont à exclure car l'eau y est à l'état solide (pergélisol). Le creusement des galeries ne peut donc être envisagé au cours de ces périodes.

Les réseaux, calés sur le bed-rock de la vallée actuelle, tels ceux de Laneuville-à-Bayard et de la Source Bleue se sont donc installés postérieurement à la dernière incision puisqu'ils ont besoin d'un gradient hydraulique suffisant pour se développer. Il semble alors qu'ils soient très récents. C'est d'ailleurs ce que tendent à montrer les nombreuses datations au Rupt-du-Puits car, dans les drains raccordés au bed-rock de la vallée actuelle, elles se rapportent toutes à l'Holocène (Izouakane, 1989 ; Jaillet, 2000).

1.2.1.2.5. Synthèse des niveaux d'incision de la Marne

La cartographie géomorphologique a mis en évidence sept étapes dans le creusement de la vallée de la Marne en amont de Vitry-le-François. Ces niveaux peuvent être regroupés en trois phases bien distinctes :

- la première regroupe les deux niveaux les plus hauts (100-130 m) qui constituent deux vastes gouttières, respectivement, de 8 et 6 km de large et très peu encaissées dans la surface sommitale. La plus basse (Ma.5) vient s'emboîter dans la plus haute (Ma.6). Nous n'avons pas décelé la présence de formations corrélatives à ces formes.
- la seconde phase est caractérisée par une phase d'accélération de l'incision. On y observe trois niveaux de terrasses étagées (Ma.4 ; Ma.3 et Ma.2). Le niveau le plus haut (Ma.4) permet de calibrer la vallée actuelle. Cette phase d'enfoncement de la Marne est visible dans le paysage d'aujourd'hui par un grand versant réglé d'environ 40 m. Il passe progressivement à un glacis qui forme des replats à environ 50-60 m au-dessus de la vallée actuelle. On trouve cependant peu de formations alluviales, mais des morphologies spécifiques (versants de sapement, méandres perchés…) qui confirment l'origine fluviatile de ces replats et non une origine uniquement structurale. Les deux niveaux suivants sont caractérisés par une nouvelle incision toutefois moins importante que pour Ma.4. Ainsi, Ma.3 est perché de 20-25 m par rapport à la rivière et, Ma.2, de 10-15 m. Ces deux niveaux présentent pour la première fois de véritables terrasses alluviales dont les formations, composées de granulats calcaires sur plusieurs mètres, seront étudiées dans le paragraphe suivant. Le niveau Ma.2 subit ensuite une nouvelle incision jusqu'au bed-rock de la vallée actuelle.
- La troisième phase est constituée par le remblaiement du fond de la vallée par des galets et graviers calcaires sur lesquels viennent reposer des formations limoneuses. Il constitue le niveau Ma.1. C'est dans ce remblaiement que l'on note une entaille de quelques mètres, faite par le cours d'eau (lit mineur) et dénommée Ma.0. Dans cette dernière phase, les formes et les formations ne sont plus étagées comme dans la phase précédente, mais emboîtées.

Cette succession de formes et formations alluviales n'est pas visible partout dans la vallée de la Marne supérieure. Seuls quelques sites permettent leur observation. Il s'agit du méandre de Froncles et surtout des deux méandres sculptés de Joinville et de Roches-sur-Marne (figure 1.19). La Marne y décrit un méandre dans lequel, on peut observer, en rive concave (rive droite), un versant d'une centaine de mètres qui se compose de deux parties. Dans la partie haute, un premier versant réglé correspond à l'entaille de Ma.4. Dans la partie inférieure, on observe un second versant réglé dont les formations se raccordent à base de la vallée. A l'inverse, la rive gauche, convexe a permis à deux reprises de conserver la totalité des reliquats des niveaux d'incision de la Marne.

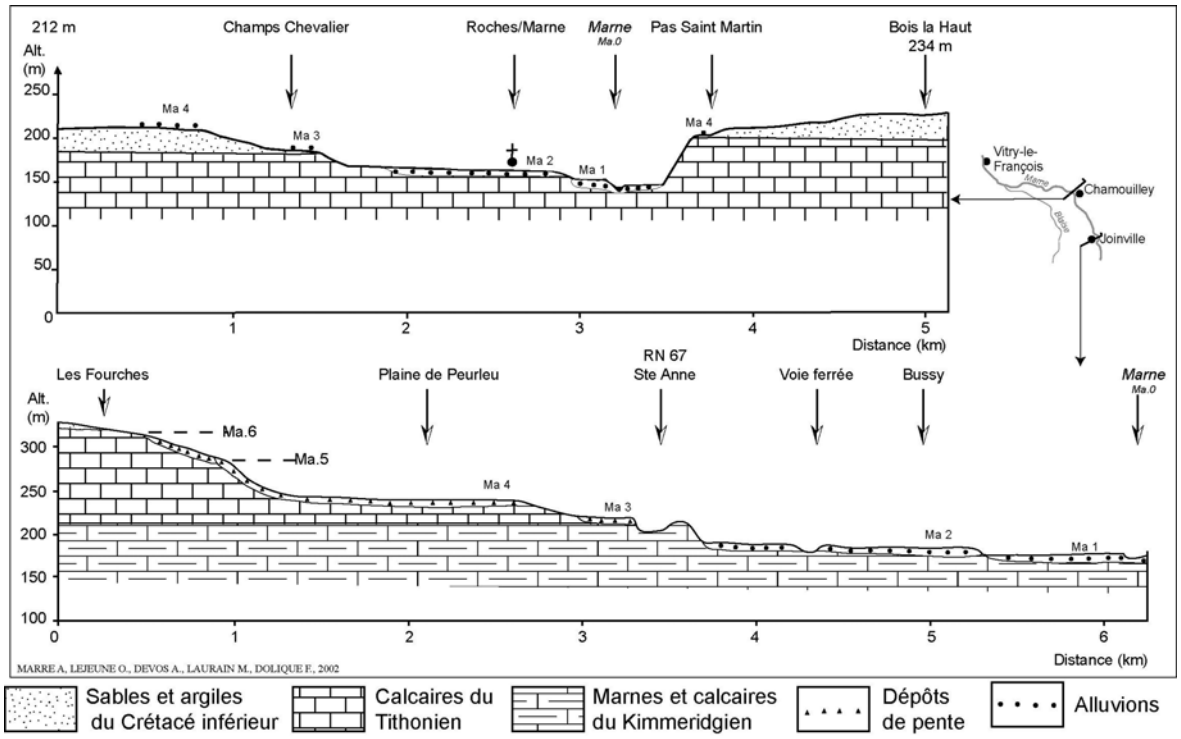



*Figure 1.19 : Coupes géologiques transversales et stades d'incision sur les sites des méandres de Joinville et de Chamouilley dans la vallée de la Marne (d'après Lejeune, et al. 2002)*

On note toutefois, comme les quelques auteurs (Tricart, 1952 ; Stéchinsky, 1957c, 1960, 1961 ; Michel, 1972) ayant travaillé dans cette partie de la vallée, l'extrême pauvreté des placages alluviaux qui semblent être presque systématiquement évacués de la partie calcaire de la vallée lors des périodes de reprise d'érosion. En revanche, la région de la plaine du Perthois, de par sa position monoclinale, inscrite dans des formations géologiques meubles, entre le plateau du Barrois et la cuesta de Champagne, a favorisé le piégeage d'une grande partie de ces alluvions. Elle constitue un site privilégié pour l'étude des dépôts alluviaux.

### 1.2.2. Les formations alluviales associées aux niveaux d'incision

#### 1.2.2.1. : Description des formations alluviales.

Les niveaux supérieurs n'ont pas permis la découverte d'alluvions sauf sur le niveau Ma.4 qui a seulement autorisé l'observation de quelques graviers et galets épars, en quantité et surtout de qualité insuffisante pour tenter des analyses. A l'inverse, les niveaux inférieurs (Ma.3 et Ma.2) ont permis d'observer plusieurs coupes qui autorisent de caractériser ces formations alluviales.

- *Le niveau Ma.3*

Le niveau Ma.3 possède deux coupes de références uniquement dans le Perthois, les terrasses d'Hauteville et de Beaux-Regards. La première se situe à quelques kilomètres en aval de Saint-Dizier et la seconde près de Vitry-le-François (Annexes 1.2 à 1.4). En amont de Saint-Dizier, les coupes rencontrées pour ce niveau ont livré peu de sédiments exploitables en raison de remaniements anthropiques, d'exploitation.

*La coupe d'Hauteville (Ma.3)*

La coupe de la terrasse de Hauteville se situe à quelques centaines de mètres à l'est de l'entrée du village de Hauteville, en bordure d'un chemin descendant de la terrasse Ma.3 vers la Marne (x :780,5 ; y :1107,25 ; z : 137, à la base de la coupe). Cette forme, située à l'entrée du Perthois, constitue l'interfluve entre la Marne au nord et la Blaise au sud. Il semble que la formation alluviale ait ici constitué une chape de protection des argiles de l'Albien sous-jacentes.

La coupe a pu être dégagée sur 4,5 m de hauteur, mais cela ne représente pas la totalité de l'épaisseur de la formation alluviale (figure 1.20). En effet, sur les dépôts observés, il existe au moins 2 à 3 m de limons brun-rougeâtre. De par la position de la coupe en rebord de la terrasse, ces limons ont subi un certain rabotage, et sont donc difficilement observables en place. En dessous de la coupe, environ deux mètres d'alluvions sont encore présents. Nous ne les avons pas observés mais un petit niveau de sources indique la présence du substratum argileux. Les reconstructions géométriques réalisées à partir des sondages issus de la B.S.S. du B.R.G.M. permettent d'envisager une épaisseur de la terrasse mesurée autour du site de prélèvement de 9,7 m (6,7 m de graviers et 3 m de limons). Tous les sondages ont révélé des épaisseurs remarquablement proches les unes des autres. Ceci nous amène à généraliser ces observations à l'ensemble de la terrasse de Hauteville qui possède donc des formations alluviales d'environ 10 m.

La partie étudiée de la coupe présente une succession de lits horizontaux et sub-horizontaux constitués par des galets et des graviers pris dans une matrice essentiellement sableuse. La formation, de couleur beige à rouille, est très homogène. Chacun des dix-sept lits présente un granoclassement positif (galets et graviers à la base, graviers et sables au sommet). A la base de la coupe, les lits atteignent une épaisseur moyenne de 40 à 60 cm. Cette épaisseur diminue vers le haut pour atteindre environ 20 cm.

Trois échantillons ont été prélevés dans le but de procéder à des analyses granulométriques. Ils sont répartis sur toute la hauteur de la coupe. Ils sont numérotés de bas en haut avec un identifiant constitué de l'année de prélèvement, des initiales du nom de la terrasse et d'un numéro d'échantillon (ex : 03 HAU 01). L'analyse texturale de ces échantillons (figure 1.20) montre une grande homogénéité des alluvions avec une médiane de 10,25 mm et une moyenne comprise entre 10 et 10,75 mm quel que soit l'échantillon. Les particules grossières (>2 mm) sont sur-représentées (entre 77 et 84 % selon les échantillons). Parmi ces dernières, les graviers (2 mm<ά<20 mm) sont les plus abondants car ils représentent de 63 à 77 %. Enfin, on note que les éléments les plus grossiers dans l'échantillon sont situés à la base de la coupe 03 HAU 01 (supérieurs à 100 mm). Ceci tend

à montrer un granoclassement positif sur l'ensemble de la coupe. Le tri granulométrique est assez bon et homogène sur l'ensemble de la coupe, mais tend à s'améliorer légèrement vers le haut (So de Trask : 03 HAU 01 = 2,32 ; 03 HAU 02 = 1,78 ; 03 HAU 03 = 1,79). On observe une distribution bimodale. Le premier mode se rencontre dans les graviers (8-12,5 mm), le second dans les sables (0,2-0,315 mm). Les limons représentent à peine 1% des échantillons.

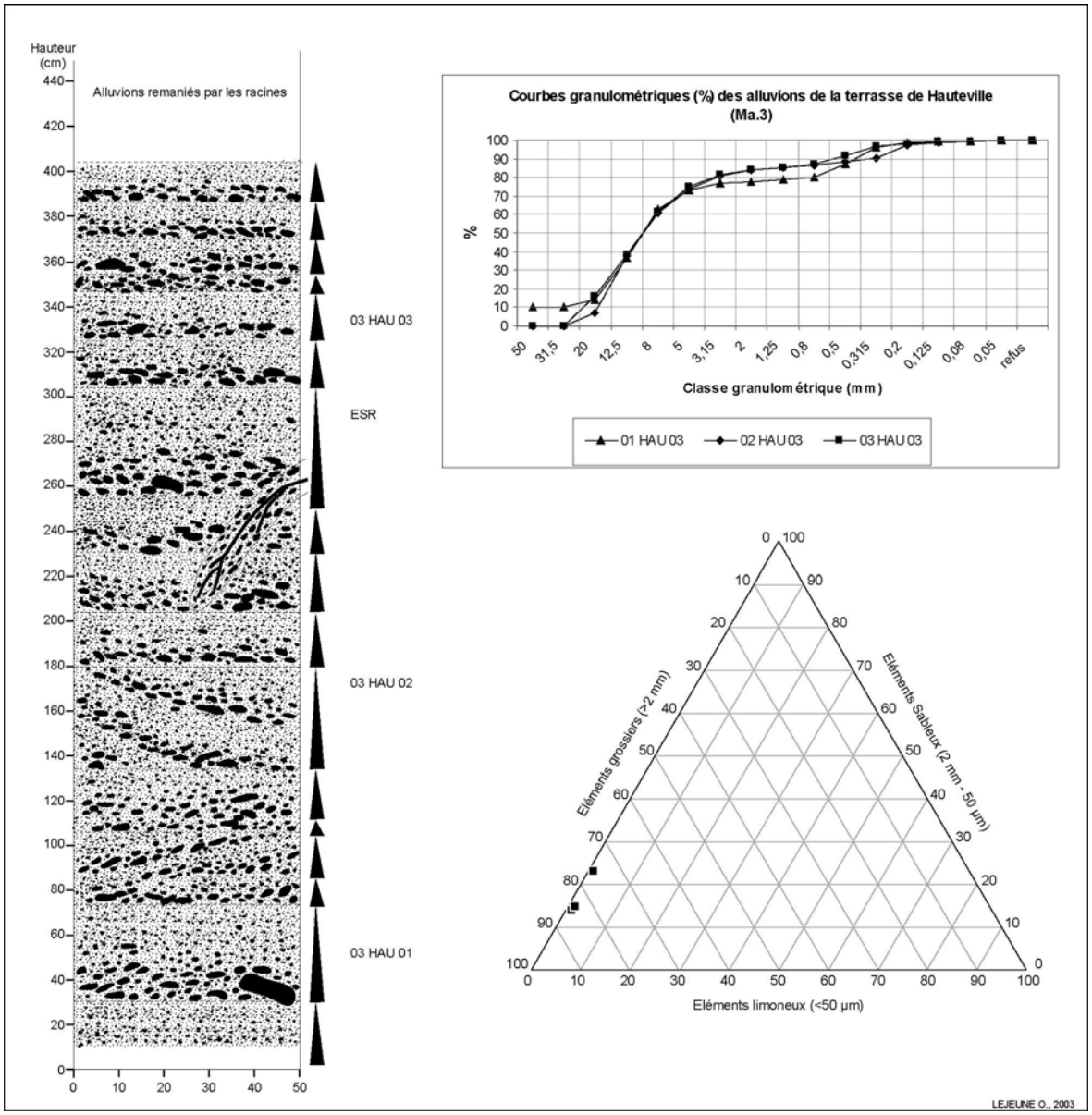



*Figure 1.20 : La coupe de la terrasse de Hauteville (Ma.3)*

Chacun de ces lits peut être interprété comme une séquence de crue dont la sub-horizontalité fait penser à un dépôt de barres longitudinales par un cours d'eau à forte énergie. Les épaisseurs relativement restreintes (de 10 à 40 cm) des lits ainsi que le ravinement du sommet des lits inférieurs par ceux venant les recouvrir sont caractéristiques de chenaux en tresse. Ce type de chenalisation est confirmé par l'orientation très disparate des différents lits, prouvant ainsi la variabilité des directions d'écoulements et donc la multiplicité des chenaux. Quelques stratifications obliques sont observables et sont

caractéristiques d'une baisse de compétence du cours d'eau qui provoque une diminution des apports grossiers (Einsele, 2000). Les indices d'asymétrie des échantillons analysés sont négatifs et expriment des décrues rapides (Chamley, 2000). La réduction de l'épaisseur des lits du bas vers le haut ainsi que la réduction de la taille moyenne des éléments semblent indiquer la baisse progressive de la compétence du cours d'eau pour cette unité grossière.

*La coupe de Beaux-Regards (Ma.3)*

La coupe étudiée est localisée au sud de la commune de Blacy (x :762,3 ; y :1117,4 ; z : 113 à la base de la coupe). On la trouve en rive gauche de la Marne, en amont immédiat de la percée cataclinale de la cuesta de l'Ile-de-France. La coupe est orientée N-S dans une ancienne carrière transformée en dépôt sauvage d'immondices. Elle présente, sur une hauteur de 5 m, des alluvions essentiellement calcaires qui reposent directement sur la craie du Turonien.

Trois unités sont visibles. La partie inférieure de la coupe est constituée par 4 m de cailloutis calcaires (unité A1) disposés en lits sub-horizontaux dont l'épaisseur diminue de la base (40 cm) vers le sommet (10 à 15 cm). Tous possèdent un granoclassement positif. Sur l'unité A1 repose un lit composé de galets et de graviers pris dans une matrice sableuse. Il constitue l'unité A2. Il est plus épais que les précédents (80 cm) et n'est pas bien classé. De plus, il est localement induré par des carbonates. Enfin, au sommet de la série, on observe 1 m de limons bruns (unité B) affectés par une structure polyédrique. (figure 1.21).

Six échantillons ont été prélevés et analysés sur cette coupe dans les unités A1 et A2 (figure 1.21). Les médianes sont comprises entre 13,9 mm à la base et 8,8 mm dans la partie supérieure. Les moyennes sont plus éparpillées, entre 18,21 mm à la base et 9,18 mm au sommet. Ceci traduit clairement un granoclassement positif sur l'ensemble de la coupe avec une base plus grossière. Comme pour la coupe de Hauteville, la courbe est bimodale (8-12,5 mm et 0,2-0,315 mm). Les éléments grossiers sont les plus représentés. Ils occupent entre 74,5 et 85,6 % des prélèvements (là aussi les graviers y sont majoritaires : de 55 à 74 %). Le reste est composé d'éléments sableux, sans doute en majorité composés par des grains issus du démantèlement des couches sableuses de la couverture du Crétacé inférieur. Les limons sont quasi inexistants (0,05 à 0,5 %).

La mesure des indices de tri indique un classement moyen dans l'unité A (So de 1,74 à 2,5 ; Qdφ de 0,86 à 1,06) avec les plus mauvais indices à la base. Néanmoins, l'unité A1 s'avère de moins en moins bien classée de bas en haut. L'unité A2 est encore plus mal triée (So de 2,36 ; Qdφ de 1,34).

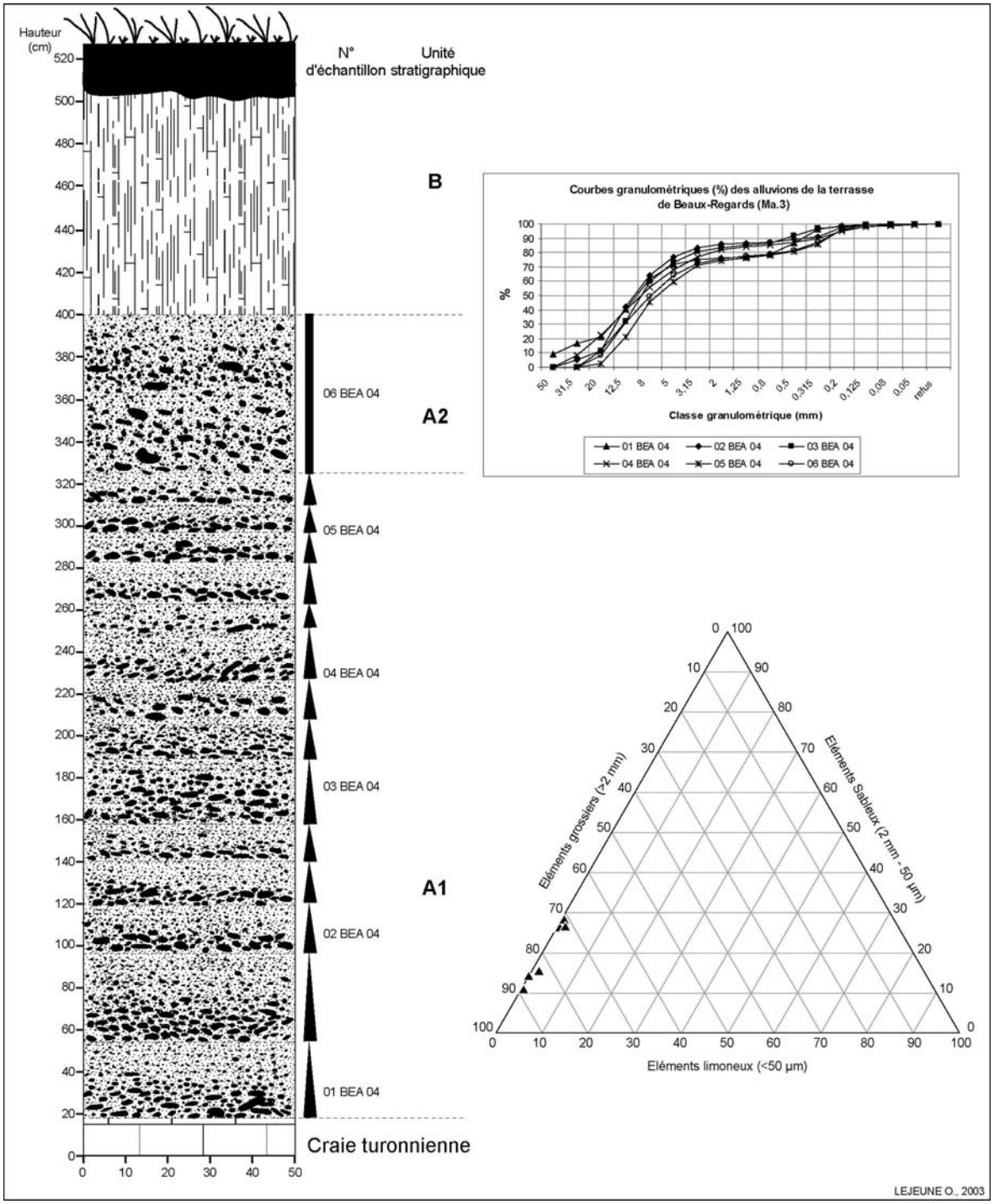



*Figure 1.21 : La coupe de la terrasse de Beaux-Regards (Ma.3)*

Tout comme pour la terrasse de Hauteville, les alluvions de l'unité A de Beaux-Regards sont constituées de séquences de crue disposées en une succession de lits sub-horizontaux (barres longitudinales). L'asymétrie négative (Sk entre -0,07 à –0,86) nous indique des apports d'eau importants mais brefs suivis de décrues rapides. Les lits, peu épais, se succèdent rapidement, indiquant un style fluvial en tresse. La diminution de la moyenne et de la médiane traduit une baisse de la puissance des paléocirculations qui ont permis le dépôt des alluvions.

L'unité A2 semble avoir de nombreux points communs avec l'unité A1. Elle en diffère toutefois par le mauvais tri granulométrique et une asymétrie indiquant une prédominance des éléments grossiers par rapport aux fines. Les deux unités se sont déposées dans des conditions voisines. Néanmoins, l'unité A2 est localement affectée par un certain nombre de petites poches de cryoturbation qui ont permis le mélange des alluvions et favorisé l'expulsion des fines vers l'extérieur de l'unité.

L'unité B repose sur l'unité A par un contact net et horizontal. Elle est composée en majorité de limons (structure polyédrique). On rencontre parfois quelques litages noyés dans une structure globalement homogène. Cette couche limoneuse marque la mise en place d'une nouvelle dynamique de l'écoulement. Elle traduit une période où l'écoulement est moins puissant, où l'eau, lors des crues, se décante dans la plaine alluviale. C'est peut-être la trace d'un changement de style fluvial. On passe d'un réseau en tresse à un style en méandres, à l'image de ce qui existe aujourd'hui.

- *Le niveau Ma.2*

Le niveau Ma.2 offre, lui aussi, deux coupes de référence permettant de caractériser ses alluvions. Il s'agit de la coupe de Donjeux, située à quelques kilomètres en amont de Joinville (annexe 1.13) et de Reims-la-Brulée, située dans la partie aval du Perthois (annexe 1.2).

*La coupe de Donjeux*

La coupe se situe en rive gauche de la Marne (x :808,25 ; y :1077,8 ; z :205 à la base de la coupe), dans l'entonnoir de percée cataclinale dans la cuesta Tithonienne. Cette coupe est la seule à noous avoir permis d'observer les alluvions de Ma.2 dans la partie calcaire de la vallée de la Marne. Il s'agit de la coupe la plus complète observée sur le terrain. Elle est reconstituée à partir de deux affleurements dans la même carrière et que nous avons nommé coupe 1 pour la base et coupe 2 pour la partie sommitale.

La coupe mesure 10,5 m d'épaisseur. On peut y déceler visuellement cinq unités de bas en haut :

-unité A : lits de galets et graviers dans une matrice sableuse sur environ 5 m.
-unité B : limons sableux de couleur orangée sur environ 2 m.
-unité C : un paléosol sur une vingtaine de centimètres.
-unité D : des limons beiges à structure polyédrique sur un peu plus de 2 m.
-unité E : un lit de gélifracts calcaires sur 20-30 cm.

L'ensemble est recouvert par un sol brun épais de 80 cm. Six échantillons ont été prélevés pour effectuer des analyses granulométriques (figure 1.22).

Six échantillons ont été prélevés dans la série caillouteuse A et ont fait l'objet d'analyses granulométriques.

L'unité A, composée des galets et des graviers pris dans une matrice sableuse, est organisée suivant des lits sub-horizontaux à granoclassement positif avec parfois une stratification oblique. Au fur et à mesure que l'on se déplace vers le sommet de la coupe,

on observe que les lits sont de moins en moins épais et que la formation est de plus en plus fine. Chacun de ces lits peut être interprété comme une séquence élémentaire de crue. Une dichotomie existe entre le bas de la coupe (coupe 1) et la partie haute de l'unité A (coupe 2). La base est plutôt grossière (moyenne comprise entre 25,5 et 19,6) alors que la partie haute est plus fine (moyenne comprise entre 10,8 et 15,5). Les éléments grossiers sont pourtant présents dans des proportions quasi identiques sur l'ensemble des échantillons (entre 80,5 et 88,7 %). Le reste est composé par du sable (12,7 % en moyenne) et une faible fraction de limons. Les indices de tri indiquent un tri moyennement bon malgré un moins bon tri à la base de l'unité (So de 2,09 à 2,77, Qdφ de 0,95 à 1,35) que dans la partie haute (So de 1,76 à 2,08 et Qdφ de 1,28 à 1,31). La distribution des courbes granulométriques est bimodale (12,5-31,5 mm et 0,125-0,315 mm).

Ainsi, la série basale est constituée par une succession de séquences de crues de 35 à 10 cm. L'indice d'asymétrie (SK), négatif sur l'ensemble de l'unité A, laisse penser que nous avons à faire à des décrues rapides dans un système hautement énergétique. L'orientation variée des galets et la structure sub-horizontale des lits met en évidence une multitude de chenaux caractéristiques d'un style tressé. Dans la partie haute de l'unité, le couplage entre des lits qui deviennent obliques, des moyennes et des médianes qui diminuent, tout comme l'épaisseur des lits, traduisent une diminution de la dynamique du cours d'eau.

Cette réduction de l'énergie de la rivière se prolonge dans les unités suivantes avec la présence de limons (unités B et D) qui peuvent être interprétés comme des limons de débordement. Ils sont entrecoupés par un paléosol (unité C). Ce dernier met en exergue une période d'exondation du dépôt. On est peut-être ici en présence d'un changement de style fluvial. On passe d'un tressage à un chenal unique entouré par une plaine d'inondation où sédimentent les limons de débordement dans le paléo-lit majeur. Nous ne disposons cependant pas d'assez d'éléments pour confirmer cette hypothèse. On ne peut que supputer cela en procédant par analogie avec l'actuelle plaine alluviale de la Marne.

La coupe se termine par un lit de gélifracts de quelques dizaines de centimètres d'épaisseur. Ce lit vient couvrir les dépôts fluviatiles. Il s'agit essentiellement de fragments de Tithonien provenant du sommet du versant. Il faut donc envisager le dépôt de ces éléments durant une période où la végétation n'est pas encore installée sur le versant. L'absence de cette dernière permet le transit de ces éléments sur la pente. Enfin, la coupe se termine par un sol brun épais. L'incision de la rivière a permis la conservation de ces deux dernières unités.

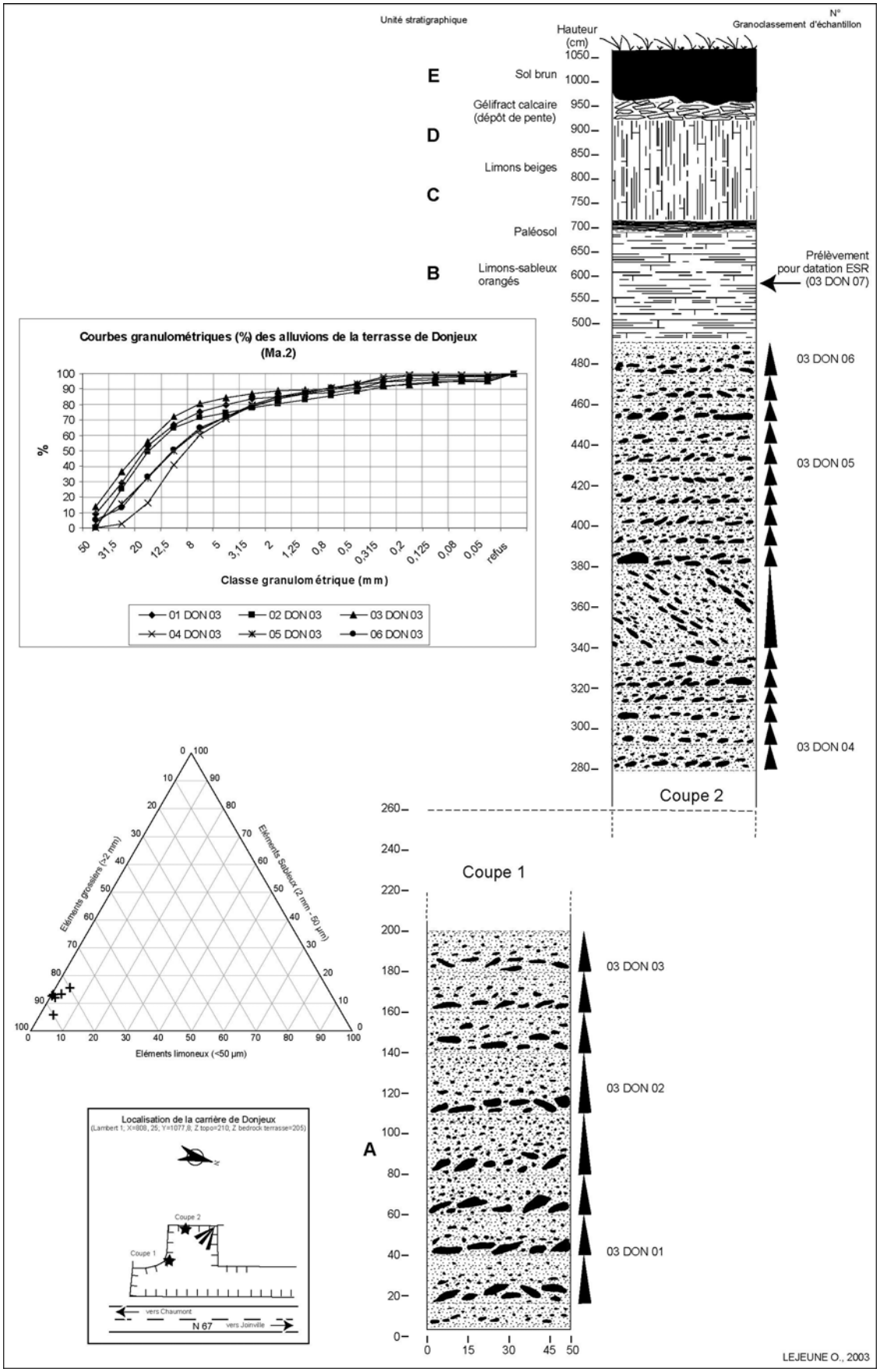



*Figure 1.22 : La coupe de la terrasse de Donjeux (Ma.2)*

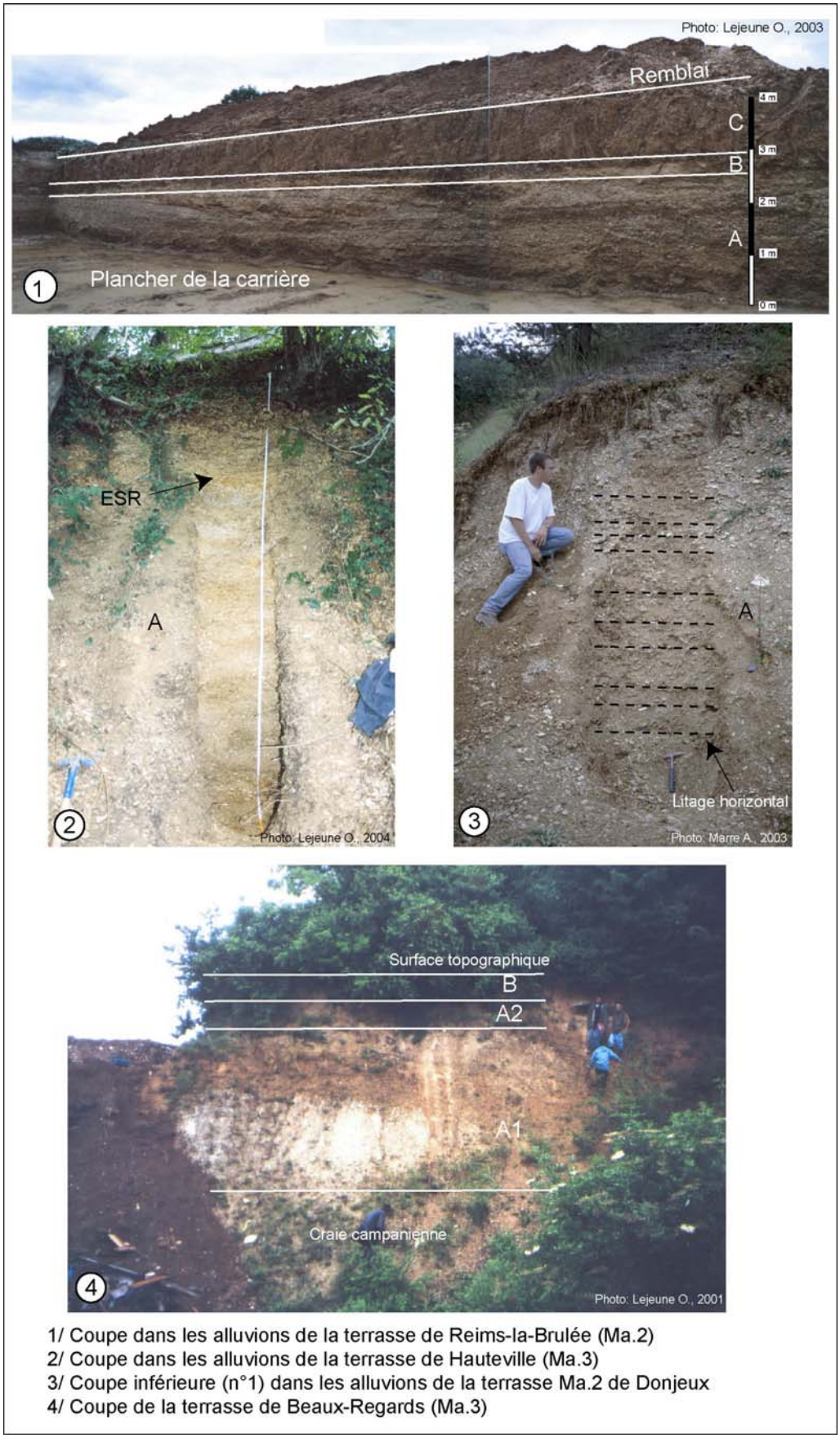



*Figure 1.23 : Photographies des coupes dans les alluvions des terrasses de la Marne.*

*La terrasse de Reims-la-Brulée*

La coupe de cette terrasse (x : 772,2 ; y : 1114,6 ; z : 119 à la base de la coupe) a déjà fait l'objet d'études précédentes (Marre et *al*., 2003 ; Jacquot, 2003). Elle se localise dans la partie aval du Perthois, à l'extrémité Ouest de la terrasse de Reims-la-Brûlée/Thiéblemont qui constitue un vaste interfluve, entre la Saulx/Ornain au nord et la Marne au sud. La coupe était située dans une vaste carrière de granulat, à présent remblayée. Il s'agissait d'une coupe de 3,5 m de haut. Nous n'avons pas observé le bed-rock de la terrasse, mais des sondages proches ainsi que des observations faites durant la période d'exploitation, nous font penser qu'il se situe à environ 50 cm de la base de la coupe. Son observation a permis de mettre en évidence trois unités de bas en haut (figure 1.24) :

-Unité A : Essentiellement composée de cailloutis calcaires, elle semble homogène au premier abord. Toutefois, on peut y distinguer trois sous-unités dont les transitions sont nettes :

- L'unité A1 est une unité grossière (galets pluri centimétriques) avec un litage subhorizontal mal défini.
- L'unité A2 est composée de lits de galets et graviers à stratification subhorizontale.
- L'unité A3 est une série de lits de galets et graviers à stratification oblique dans lesquelles on distingue des chenaux sableux.

- Unité B : un lit sableux de 20-40 cm d'épaisseur.
- Unité C : des limons bruns épais d'environ 1 m.

Les études granulométriques réalisées sur quatre échantillons corroborent ces observations.

L'unité A possède, d'une manière générale, des formations moyennement bien triées (So de Trask de 1,96 à 2,29 et Qdφ de 0,97 à 1,19). La distribution est aussi bimodale avec un mode principal autour de 12,5 à 20 mm et un mode secondaire autour de 0,315 mm. On peut cependant y voir des nuances :

-La sous-unité A1 est composée de trois lits composés de galets et de graviers dans une matrice sableuse. Ils sont épais de 35-40 cm où l'on distingue mal le granoclassement. Elle possède une médiane et une moyenne relativement faibles (Md = 8,26 mm, moyenne = 8,45 mm) malgré la présence de galets. Ils sont cependant loin d'être majoritaires. La proportion d'éléments grossiers est forte dans l'échantillon (89,9 %) dont 87 % de graviers et quelques galets (3 %).

-La sous-unité A2 est structurée en une série de lits peu épais (10-15 cm) à stratification oblique sur environ 1 m d'épaisseur. Les éléments grossiers sont encore nombreux (77,9 %) mais on constate un apport important de sable par rapport à A1 (21,8 % contre 8,1 %). Cette sous-unité se révèle la moins bien triée de la coupe (So de Trask de 2,29 et Qdφ de 1,19).

-La sous-unité A3 (1 m d'épaisseur) retrouve un litage sub-horizontal assez bien marqué par des lits fins (environ 10 cm) dans lesquels on peut voir apparaître des chenaux très sableux. Ces derniers étaient observables sur la quasi totalité de l'affleurement sauf au niveau de la coupe étudiée. En effet, l'ennoyage de la carrière les a rendu inaccessibles. Ils n'ont donc pas fait l'objet d'une étude granulométrique mais constituent néanmoins, un des traits caractéristiques de cette

sous-unité. La proportion d'éléments grossiers augmente de nouveau pour atteindre 84 %. Le triage des matériaux est plutôt bon (So de Trask de 1,96 et Qdφ de 0,97). La transition avec l'unité suivante B se fait par une discordance nette.

L'unité B est constituée par une formation sableuse (à 97,6 %) dans laquelle on distingue parfois des petits lits composés de particules sableuses plus grossières. Elle est unimodale (0,2 mm) et est remarquablement bien triée (So de Trask de 1,15 et Qdφ de 0,20).

L'unité C correspond à un épandage de limons très homogènes d'environ 1 m d'épaisseur.

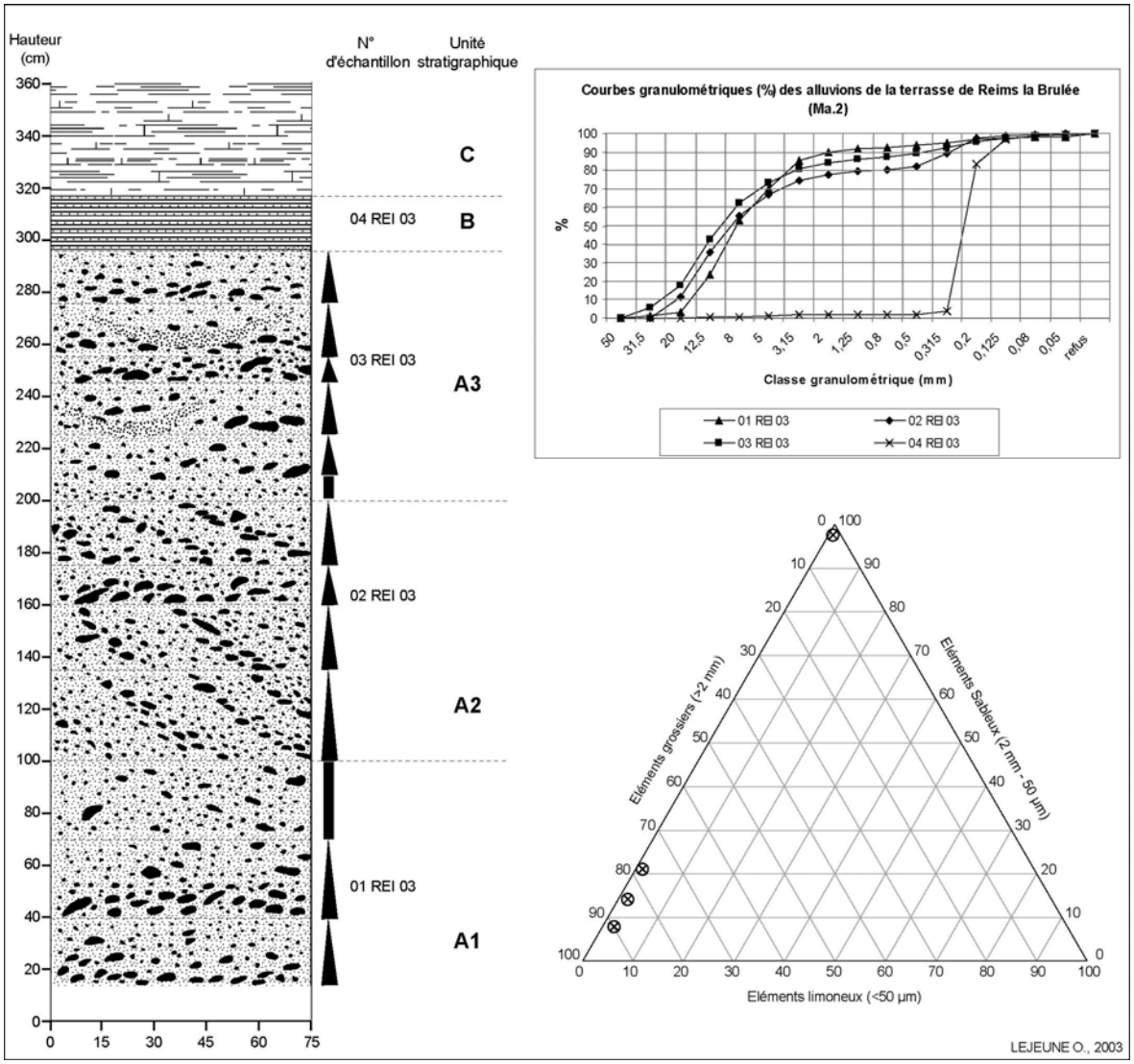



*Figure 1.24 : La coupe de la terrasse de Reims-la-Brulée (Ma.2)*

La physionomie des unités stratigraphiques de la coupe de Reims-la-Brulée correspond à une superposition de séquences de crues. Les chenaux sont peu incisés dans la plaine alluviale, d'où la faible épaisseur des lits. Les indices d'asymétrie négatifs de l'unité A (SK compris entre –0,55 et –0,06) indiquent des décrues rapides. La mesure des

orientations des galets et graviers permet de mettre en évidence des directions très variées (mesures réalisées sur trente éléments et s'étalant de N170 à N350). Les litages sub-horizontaux caractérisent une mise en place des sédiments par un style fluvial en tresse et donc un cours d'eau à haute énergie. On note toutefois des passées plus calmes (stratifications obliques et SK proche de 1) bien que le style fluvial reste le même.

La compétence du cours d'eau est en diminution constante plus on remonte la coupe. On en vient alors à l'unité B qui repose en discordance sur l'unité précédente. Ceci caractérise probablement une surface ravinante et un changement de dynamique du cours d'eau qui passe sans doute à un style méandriforme ; les limons correspondent aux formations de débordement de la plaine alluviale.

De nombreuses autres observations réalisées sur l'ensemble de la terrasse de Reims-la-Brûlée/Thiéblemont, soit à partir de coupes, soit au moyen de sondages, permettent de généraliser ces conclusions à la totalité l'interfluve Saulx/Marne dans le Perthois.

#### 1.2.2.2. Vers une confirmation des paléo-environnements de dépôts.

Afin de mettre en évidence les conditions d'alluvionnement, nous avons traité les résultats granulométriques à l'aide d'un diagramme de Passega modifié (Passega, 1963 et 1964, Arnaud-Fassetta, 1998 ; Losson, 2003) ainsi qu'avec des mesures morphométriques classiques (Cailleux et Tricart, 1963, Berthois, 1975). La méthode de Passega permet d'identifier les mécanismes de transport-dépôt des alluvions traitées. Grâce à une répartition représentée sur un papier logarithmique, elle met en évidence deux paramètres : en abscisse, la médiane et en ordonnée le centile le plus grossier. Le premier tend à être représentatif de la compétence moyenne du cours d'eau lors du dépôt et le second est caractéristique de la compétence maximale de l'écoulement. Le diagramme se découpe en différentes zones correspondant aux différents processus de transport-sédimentation mis en œuvre par le cours d'eau. (Gaillard, 1999).

Le diagramme de la figure 1.25 montre :

- que les échantillons issus des séries A sont situés dans la partie inférieure de la zone NO qui correspond aux sédiments transportés par roulement au fond du lit, à proximité de la zone OP qui illustre des processus mixte de roulement/suspension graduée. On peut en conclure que la mise en place de ces alluvions s'est faite dans des **conditions hydrodynamiques très énergiques**. Ces conditions de transport sont tout à fait compatibles avec ce que nous avons montré auparavant, c'est-à-dire un **style fluvial en tresse**.
- que les échantillons issus de la partie sommitale de la série A sont situés dans la zone PQ qui correspond à la mise en place des alluvions par suspension graduée en mode énergique avec quelques éléments apportés par roulement. Il s'agit d'anciens chenaux sableux.

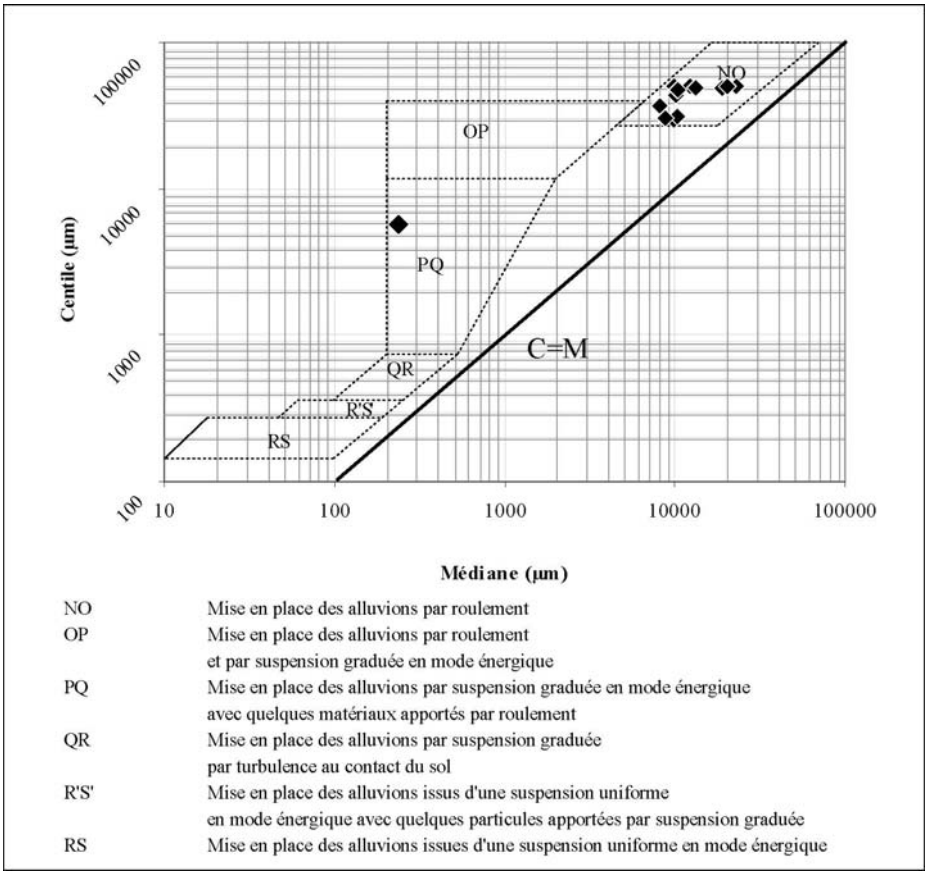



*Figure 1.25 : Diagramme de Passega des formations alluviales des terrasses Ma.2 et Ma.3*

Enfin, la réalisation d'analyses morphométriques sur quelques échantillons issus de la base des unités A, observables des coupes de Hauteville (Ma.3), Beaux-Regards (Ma.3), Donjeux (Ma.2) et de Reims-la-Brulée (Ma.2) permettent de déterminer les conditions existantes au moment du dépôt des alluvions. Nous avons donc procédé à des mesures d'émoussé et d'aplatissement sur la fraction 4-6 cm de quatre échantillons (01 HAU 03, 01 DON 03, 01 REI 03 et 01 BEA 04) représentatifs des deux niveaux de terrasses Ma.2 et Ma.3. Ces mesures doivent être prises en compte avec beaucoup de recul car de nombreux éléments peuvent venir biaiser ces résultats. En effet, Pissart et *al* (1998) et Duschesne et *al*. (1985) insistent sur la difficulté à réaliser ce type de mesures sur un nombre suffisant de cailloux. Ainsi, pour illustrer ce propos, le calcul de ces indices sur les différentes coupes étudiées implique, dans l'optique d'obtenir une représentativité statistique acceptable, de mesurer plus de 600 galets. Pour des raisons de temps, ceci n'a pas été réalisé. Les données ne peuvent être prises qu'avec d'extrêmes précautions.

- Les mesures d'aplatissement réalisées (figure 1.26) montrent que la classe morphométrique 3-4 est la plus représentée (de 32,4% à 42,6%). La prédominance de cette classe indique, selon Cailleux et Tricart (1963), un paléoenvironnement froid. Ceci confirme l'hypothèse de la mise en place des alluvions par un style fluvial en tresse de l'unité A.

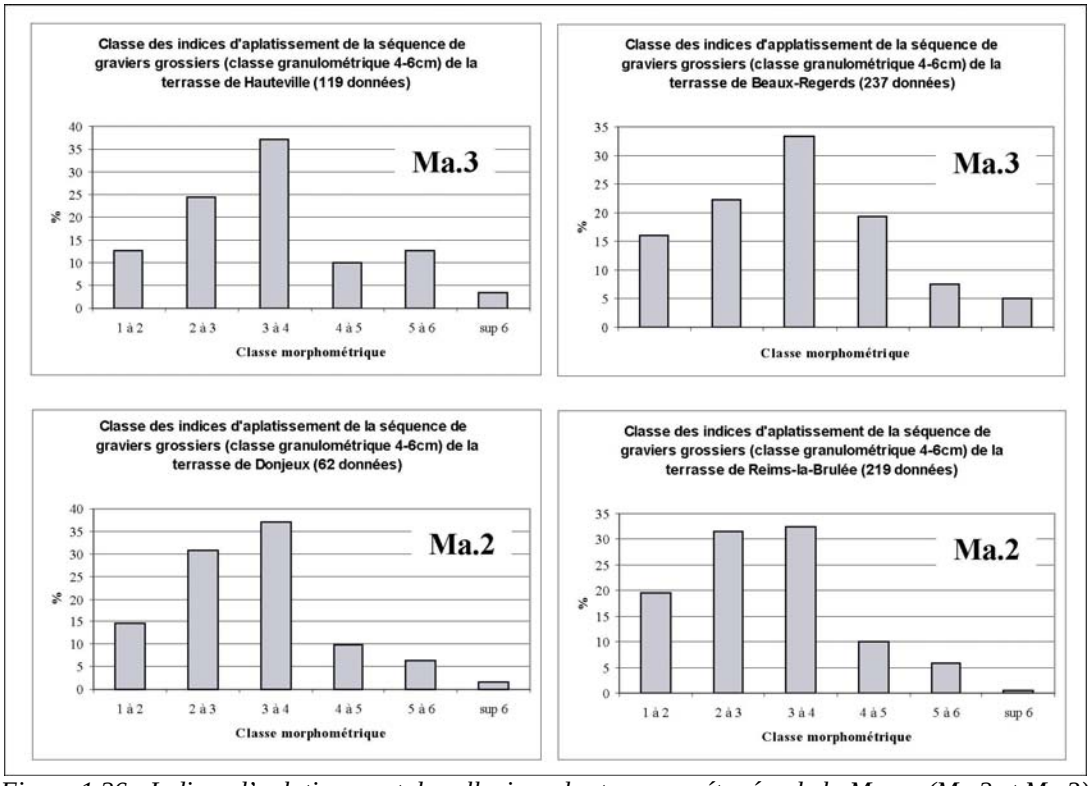



*Figure 1.26 : Indices d'aplatissement des alluvions des terrasses étagées de la Marne (Ma.2 et Ma.3)*

- Les mesures d'émoussés réalisées, sont présentées dans le tableau 1.1. Même si on doit considérer que cet indice est moins représentatif que le précédent (Jacquot, 2003), ces mesures indiquent aussi un milieu froid.

| | | **Ma.3** | | **Ma.2** | |
|---|---|---|---|---|---|
| | Normes d'après Cailleux et Tricart, (1963) | **Hauteville** | **Beaux-Regards** | **Donjeux** | **Reims-la-Brulée** |
| **Nombre d'éléments mesurés** | / | 119 | 237 | 62 | 219 |
| **Médiane** | 155 | 258 | 199 | 279 | 308 |
| **Ecart-type** | Pas de données | 129 | 138 | 112 | 144 |
| **Mini** | 47 | 111 | 132 | 187 | 136 |
| **Maxi** | 520 | 685 | 549 | 704 | 994 |

*Tableau 1.1 : Synthèse des mesures d'émoussés pour les terrasses Ma.3 et Ma.2.*

Ces données prises dans leur globalité tissent donc un fort faisceau de présomptions nous invitant à considérer que les nappes alluviales étudiées ont été façonnées au cours d'épisodes froids.

#### 1.2.2.3. Synthèse des données sédimentologiques

L'étude des coupes des formations alluviales de la Marne supérieure permet maintenant de réaliser une synthèse des données sédimentologiques des terrasses Ma.3 (+20-25 m) et Ma.2 (+10-15 m). Ainsi, malgré la faible quantité de coupes existantes, nous sommes en mesure de mettre en exergue un certain nombre de points communs entre tous ces dépôts.

Pour le niveau Ma.3, les deux coupes étudiées offrent deux lithofaciès principaux :

Le premier est représenté par l'unité A, composée par des lits caillouteux à matrice plus ou moins sableuse. Il s'agit d'une succession de séquences élémentaires de crues Chacune de ces séquences possède une épaisseur pluri-décimétrique à décimétrique, est organisée en stratifications subhorizontales ou, parfois oblique, qui ont un granoclassement globalement positif. Les dépôts de chacune de ces séquences de crues apparaissent de moins en moins épais au fur et à mesure que l'on se rapproche du sommet. De plus, on remarque que la quantité d'éléments grossiers contenue dans ces séquences de crues diminue de plus en plus vers le haut de l'unité, même si elle reste toujours prépondérante, en particulier à la base (unité A1). Les indices calculés ainsi que les courbes granulométriques sont toujours très proches quel que soit le lit et la coupe étudiée. Il faut cependant constater qu'à Hauteville, nous n'avons pas observé les alluvions à la base de la coupe reposant sur le bed-rock. Nous ne pouvons donc établir de comparaisons entre les deux sites étudiés.

Néanmoins, la coupe de Beaux-Regards montre un granoclassement positif continu sur l'ensemble de la coupe. La base est grossière. Ainsi, l'absence de fines et/ou de paléosols entre le bed-rock et les premières alluvions grossières témoigne souvent d'une incision rapide en début de phase froide (Larue, 2003). En effet, il semble que le refroidissement concoure à une baisse de l'évapotranspiration qui favorise une augmentation du débit liquide et une stagnation du débit solide en raison de la persistance de la végétation.

Dans la partie supérieure de l'unité A (A2), les observations traduisent la présence d'une formation caractéristique de **chenaux en tresses**, montrant la baisse de compétence du cours d'eau pendant du dépôt des formations de cette terrasse. La taille des cailloutis et la grande épaisseur de la formation, sans doute dues à une importante production de matériaux issus de la gélifraction des calcaires du bassin-versant, sont autant d'indices qui laissent penser que cette formation a été mise en place pendant une période froide. L'amoindrissement de l'épaisseur des dépôts de chacun des épisodes de crues ainsi que la taille des éléments roulés témoignent de la transition vers une période à la morphogenèse plus calme (interglaciaire).

La partie haute de la coupe, l'unité B, peut être interprétée comme des limons de débordement déposés par décantation dans un contexte de cours d'eau à méandres. L'ensemble de ces données est synthétisé dans le tableau 1.2.

| Unité | Faciès | Taille des alluvions | Dérive granulométrique | Style fluvial | Interprétation climatique |
|---|---|---|---|---|---|
| **B** | Limoneux | + | = | Cours d'eau à faible énergie (méandrage) | Interglaciaire |
| **A2** | Graviers et sables | ++ | + | Cours d'eau à haute énergie (tressage) | Cataglaciaire |
| **A1** | Galets,graviers et sables | +++ | + | Cours d'eau à très haute énergie (tressage) | Péniglaciaire |

*Tableau 1.2 : Essai de synthèse des modalités de mise en place des alluvions de la nappe Ma.3.*

De même, les terrasses de la nappe Ma.2 offrent des similitudes importantes entre elles. La coupe la plus complète est celle de Donjeux. Elle sera utilisée comme coupe référence. La coupe de Reims-la-Brulée permet cependant d'apporter un certain nombre d'informations complémentaires sur la base du remplissage. On peut ainsi proposer une chronologie de l'alluvionnement de ce niveau (Tableau 1.3).

L'unité A possède des alluvions peu différenciées (galets, graviers et sables), les nuances entre les sous-unités sont ténues. La nature, la taille des formations et leur agencement (tressage) indiquent que le cours d'eau est déjà puissant. Un certain nombre de suppositions d'ores et déjà peuvent être avancées quant au dépôt de ces formations. Dans le Perthois, la base (A1) possède des formations un peu plus fines que les unités supérieures. Dans la partie encaissée de la vallée, A1 n'a pas été observé. Deux hypothèses peuvent être proposées :

-1) Ceci peut être la résultante de la **géométrie de la vallée**. En amont, la vallée étroite accélère la vitesse du flux d'eau et provoque un effet de « chasse » qui limite le dépôt des alluvions. A l'inverse, dans le Perthois, la vallée très large permet le dépôt des alluvions. La localisation, loin de l'axe de la vallée de la terrasse de Reims-la-Brulée justifie sans doute la moindre taille des formations par un tri granulométrique latéral.

-2) C'est peut-être une cause climatique qui explique ces dépôts un peu plus fins. La période **anaglaciaire** se caractérise par une baisse de l'évapotranspiration et par la disparition progressive de la végétation. Le débit liquide augmente mais les débits solides s'accroissent peu. Au moment où la végétation disparaît, on observe un apport plus important d'éléments grossiers.

La faible différenciation de l'unité A1 avec l'unité supérieure plaide sans doute en faveur de l'adoption de l'hypothèse 1.

La partie médiane de l'unité A (A2), très épaisse (plusieurs mètres), est composée d'éléments très grossiers. Ils le sont plus en amont (Donjeux) car la coupe est proche des lieux de production des gélifracts alors que celle de Reims-la-Brulée s'en éloigne. L'épaisseur de l'unité, la taille et la disposition des alluvions attestent du tressage du cours d'eau. L'énergie de la rivière est très importante. Ceci atteste de la fourniture considérable de matériaux calcaires. La mise en place de A2 peut être attribuée à une période **péniglaciaire**.

La partie haute de l'unité A (A3) montre une diminution progressive de la dynamique du cours d'eau. Il conserve tout de même un style identique (**tressage**), malgré la présence d'un certain nombre d'éléments qui confirment cette baisse de la dynamique. A

la fin de la période froide, les températures tendent à augmenter de nouveau, la végétation recolonise peu à peu les versants et fixe de plus en plus les gros gélifracts. Ces derniers ne sont plus entraînés dans le cours d'eau. Seuls des éléments plus fins sont emportés, d'où la présence essentiellement de petits graviers et de sables. On trouve toutefois des lits plus grossiers, résultant peut-être de courts retours du froid. Nous nous trouvons au moment de ce dépôt dans une phase **cataglaciaire**.

Les unités B, C et D contrastent avec les dépôts précédents. L'unité B est homogène et met en exergue des phénomènes de décantation dans une plaine alluviale. Cela traduit la disparition des écoulements turbulents occupant l'ensemble du fond de vallée, au profit d'un style fluvial plus calme, pouvant correspondre à du **méandrage**. La disparition de tout élément grossier calcaire, remplacé par des limons avec une fraction sableuse atteste de la fermeture du couvert végétal qui occupe une bonne partie du bassin de la Marne. Cette présence de végétation est compatible avec un climat plus tempéré et par conséquent avec une période **interglaciaire**.

Dans la continuité du mode de dépôt de l'unité B, la divagation d'un cours d'eau à chenal unique, amènent donc ces dépôts, situés sur les rebords de la vallée, à connaître des périodes d'exondation prolongée. Un sol peut alors se mettre en place rapidement (unité C).

La migration du lit mineur de la Marne à proximité de la terrasse provoque à nouveau son recouvrement par les eaux qui y laissent, comme témoignage de leur passage, de nouveaux dépôts limoneux (unité D).

Durant la transition de la période chaude à une nouvelle période froide, se produit une phase de creusement qui perche la nappe Ma.2. Elle est alors totalement déconnectée du cours d'eau et n'est plus recouverte par les eaux. Cependant, la végétation disparaissant, le versant produit de nouveau des fragments de calcaires. Ces derniers n'atteignent pas tous la Marne. Un certain nombre viennent alors finir leur course sur la terrasse. C'est l'unité E qui marque alors le retour d'une **période glaciaire**.

| Unité | Faciès | Taille des alluvions | Dérive granulométrique | Style fluvial | Interprétation climatique |
|---|---|---|---|---|---|
| **E** | Gélifract | / | / | ? (formation de versant) | Anaglaciaire |
| **D** | Limoneux | + | = | Cours d'eau à faible énergie (méandrage) | Interglaciaire |
| **C** | Paléosol | / | / | Cours d'eau à faible énergie (méandrage) | Interglaciaire |
| **B** | Limoneux | + | = | Cours d'eau à faible énergie (méandrage) | Interglaciaire |
| **A3** | Petits graviers et sables | ++ | + | Cours d'eau à haute énergie (tressage) | Cataglaciaire ? |
| **A2** | Graviers et sables | ++++ | + | Cours d'eau à haute énergie (tressage) | Pléniglaciaire |
| **A1** | Galets, graviers et sables | +++ | + | Cours d'eau à très haute énergie (tressage) | Pléniglaciaire ? |

*Tableau 1.3 : Essai de synthèse des modalités de mise en place des alluvions de la nappe Ma.2.*

L'étude des coupes appartenant aux niveaux Ma.2 et Ma.3 a donc permis de reconstruire grossièrement l'histoire de la mise en place des formations alluviales. Cette histoire est comforme aux observations faites dans d'autres vallées (Mol et *al*., 2000 ; Huisink, 2000 ; Van Huissteden et *al*., 2001a et 2001b ; Vandenberghe et *al*., 2000, 2001, 2002 ; Vandenberghe, 2002, 2003 ; Kasse et *al*., 2003). Ainsi, après avoir étudié chaque nappe séparément, nous avons trouvé intéressant de comparer entre eux l'ensemble de ces dépôts afin de déterminer si les conditions de sédimentation ont été différentes entre Ma.2 et Ma.3.

### 1.2.2.4. : Comparaison des nappes Ma.2 et Ma.3

Afin de comparer les différents dépôts alluviaux, nous avons synthétisé un certain nombre de données granulométriques caractéristiques sur les graphiques des figures 1.27 et 1.28.

La figure 1.27 permet d'apprécier la troublante ressemblance entre les formations issues des niveaux Ma.2 et Ma.3. Le diagramme triangulaire permet de visualiser les analogies existantes en ce qui concerne la nature des alluvions déposées sur les quatre coupes étudiées. En effet, la quasi-totalité des échantillons comporte une majorité d'éléments grossiers (entre 74,5 et 92 %), alors que la fraction limoneuse est presque inexistante (entre 0,05 et 4,9 %).

Les courbes granulométriques sont presque toutes bimodales ; les modes étant identiques (1$^{er}$ mode compris entre 2 et 3,15 mm ; 2$^{nd}$ mode compris entre 0,2 et 0,315 mm).

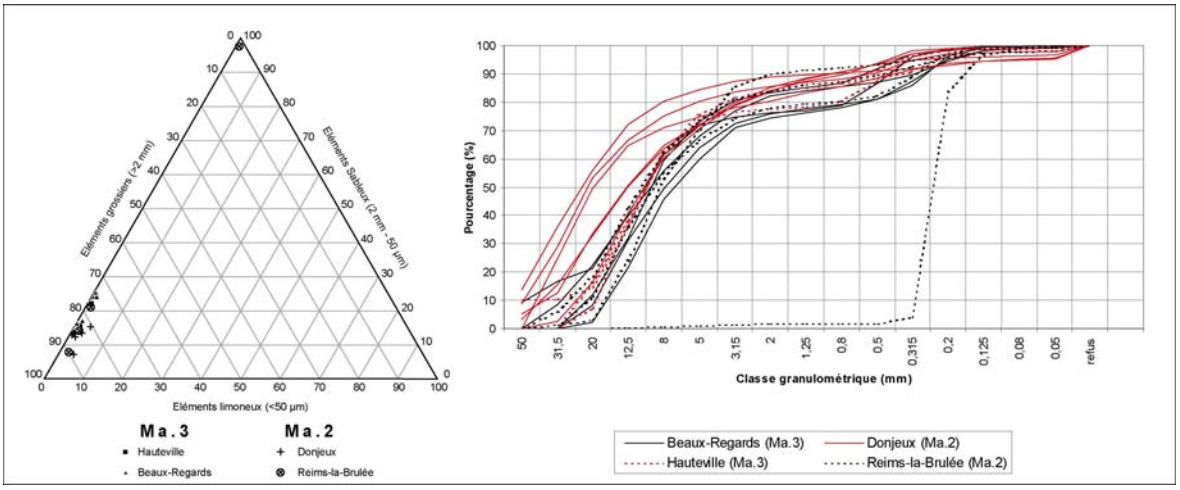



*Figure 1.27 : Synthèse des données granulométriques des formations alluviales des terrasses de la Marne (Ma.2 et Ma.3).*

Le graphique 1.28 montre deux indices granulométriques caractéristiques (la médiane (mm) en abscisse et l'indice de tri de Trask en ordonnée). Trois nuages de points sont visibles. Le premier correspond à des lits sableux identifiés au sommet des unités A de Ma.2. L'indice de tri est bon (proche de 1) et la médiane est faible. Le second regroupe la majorité des échantillons qui possèdent une médiane comprise entre 8 et 14 mm avec un tri assez moyen (So entre 1,73 et 2,64). Enfin, le troisième ensemble regroupe des échantillons ayant une médiane forte (de 19 à 24 mm) mais des indices de tri similaires à

l'ensemble 2. Il est donc, là aussi difficile de discriminer les deux niveaux alluviaux en utilisant ces indices.

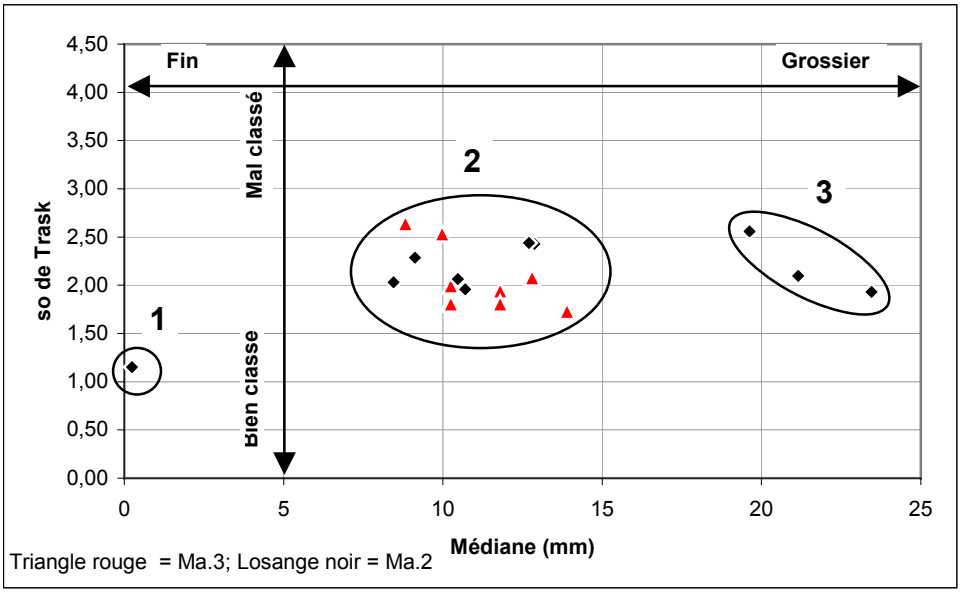



*Figure 1.28 : Classement des échantillons de Ma.2 et Ma.3 selon la médiane et l'indice de tri (So de Trask).*

Il n'est pas possible de faire des différences caractéristiques de compétences de la rivière entre les dépôt de chacune de ces terrasses. Il semblerait que les conditions de transport et de dépôts soient à peu près les mêmes à chaque retour d'une période froide. Il n'a donc pas été possible de faire des distinctions climatiques entre chacune de ces périodes par cette méthode d'étude.

Les particularités sédimentologiques de ces ensembles alluviaux ne peuvent pas être utilisées comme critère de discrimination afin de distinguer les niveaux de terrasses entre eux. Seules l'altitude relative et les datations restent les éléments importants pour la corrélation des lambeaux alluviaux. Cependant, nous tenons encore à rappeler que, statistiquement, le nombre de sites étudiés reste restreint. Ceci doit donc nous inciter à une certaine prudence dans les interprétations géomorphologiques et surtout paléoclimatiques.

### 1.2.3. Les datations.

Afin de caler chronostratigraphiquement ces ensembles alluviaux, des datations ont été effectuées. Une première campagne de datations avait été réalisée dans le cadre des thèses de Jaillet (2000) et de Pons-Branchu (2001) dans les différents réseaux karstiques régionaux. Ces datations ont été faites sur spéléothèmes par la méthode U/Th. Une tentative de corrélation de ces datations avec les niveaux d'incision des vallées avait alors été initiée. Une seconde campagne a été réalisée par l'école des Mines de Paris, grâce à des financements de l'Andra (Cojan, Voinchet, 2003 ; 2004 ; Cojan, et *al*, soumis). Ces

dernières ont été effectuées directement sur le matériel alluvial par la méthode E.S.R. (Electron Spin Resonance).

#### 1.2.3.1. Synthèse des datations dans le bassin de la Marne supérieure

Nous ne reviendrons pas ici sur les datations U/Th réalisées dans les réseaux karstiques locaux, citées (Jaillet, 2000 ; Pons-Branchu, 2001 ; Jaillet et *al*, 2002 et 2004). Nous n'emploierons ici que les données de ces travaux. Nous discuterons plus spécifiquement des résultats de la seconde campagne de datation par la méthode ESR. Cette méthode, aussi nommée RPE (Résonance Paramagnétique Electronique) est basée sur la mesure du piégeage de certains électrons dans les défauts du minéral (ici le quartz). On mesure par spectrométrie ESR le nombre total d'électrons piégés dans le réseau cristallin du minéral qui est proportionnel à la quantité de rayonnement ionisant émis par l'environnement et au temps d'exposition (Despriée, et *al*, 2003 ; Voinchet et *al*., 2003). Dans le cas d'un sédiment fluviatile, l'exposition du quartz au rayonnement solaire engendre la vidange du système et donc la remise à « 0 » du compteur avant son enfouissement dans la formation alluviale. Le problème le plus important rencontré est de trouver des sédiments datables en quantité suffisante. En effet, la méthode repose sur l'analyse de sédiments siliceux fins (de 100 à 200 µm). Malheureusement, le bassin-versant de la Marne étant essentiellement calcaire, ce type de matériau est rare. L'ensemble des coupes décrites précédemment n'a pas toujours été daté pour cette raison, où a été mais les datations se sont avérées peu concluantes.

Par cette méthode, huit datations ont été effectuées. Cependant, seules cinq ont été retenues ici. Les trois autres, bien que ne présentant pas de problèmes spécifiques du point de vue technique, s'avèrent totalement incompatibles avec les données de terrain. En effet, ces dernières ont été réalisées sur la terrasse Ma.2 de Reims-la-Brulée/Thiéblemont (interfluve Marne/Saulx). Deux d'entre elles (2003 RLB 08 et 2003 RLB 09) ont été faites sur la coupe étudiée précédemment ; la troisième (2003 FAV 01) a été exécutée sur une coupe dans la commune de Favresse, toujours sur le même ensemble alluvial. Les résultats obtenus sont respectivement de 1500±200 ka ; 824±120 ka et 353±48 ka. Ces résultats ont été écartés car il n'y a pas de concordance entre ces chiffres. De plus, nous sommes sur la terrasse +10-15 m donc beaucoup trop bas pour des datations au-delà du million d'années. Ainsi, dans l'état actuel de nos connaissances, nous préférons donc les écarter, d'autant plus que les autres mesures effectuées se révèlent totalement cohérentes entre elles.

Les cinq autres datations obtenues sont plus compatibles avec les données de terrain et les datations précédemment obtenues sur spéléothèmes dans le karst du Barrois. Elles ont alors été synthétisées sur la figure 1.29.

Grâce aux datations U/Th (Jaillet, 2000) réalisées dans le paléo-karst de Poissons, les raccords avec les niveaux les plus hauts de la vallée de la Marne ont été réalisés. Il subsiste cependant encore de nombreuses zones d'ombres. En effet, l'emplacement de l'exutoire des puits de Poissons est très approximatif. On ne peut alors que cerner le niveau de base auquel se raccordent ces puits autour de 100 à 130 m au-dessus du niveau de base actuel. Le raccordement peut alors se réaliser avec Ma.6 ou plus probablement avec Ma.5. L'autre problème réside dans la datation elle-même : elle nous permet seulement d'avoir une datation à minima car elle arrive à la limite de la méthode U/Th, à savoir 400 000 ans.

Ma.5 ou Ma.6 sont âgés au minimum de 400 000 ans. Il va sans dire que ces niveaux qui entaillent la surface sommitale, dont nous avons discuté l'âge auparavant, sont en réalité beaucoup plus anciens, c'est-à-dire, sûrement plus de 1 million d'années au regard des datations obtenues dans d'autres vallées.

Les alluvions du niveau **Ma.3** ont été datées à 3 reprises par la méthode ESR. Les deux premières datations (Cojan, et *al*, 2003) ont été réalisées dans la carrière de la coupe de Beaux-Regards, à proximité de la coupe étudiée, dans les faciès fins surmontant l'unité caillouteuse A. Les résultats sont de 154±16 ka (01 BLA 02) et 77±7 ka (01 BLA 06). La datation suivante a été effectuée sur la coupe d'Hauteville, dans la partie sommitale du remblaiement caillouteux (unité A). Le résultat obtenu est de 150±18 ka (03 LAN 01). Au vu du taux de blanchiment de l'échantillon 01 BL 06, moins bon que ceux des deux autres, on peut alors considérer que le dépôt des alluvions de Ma.3 date approximativement de 151 000 ans (minimum : 132 ka ; maximum : 170 ka). On peut alors rapporter cette terrasse au **stade isotopique 6** (**Saalien**).

Les alluvions de **Ma.2** ont été datées à deux reprises par la méthode ESR. La première datation (01 LOI 01) a été accomplie en aval du secteur d'étude, à Loisy-sur-Marne, près de Vitry-le-François. Le résultat est de 93±9 ka. La seconde datation a été réalisée sur les alluvions de la terrasse de Donjeux (2003 DON 07) dans les limons (unité B). Le résultat obtenu est de 112±13 ka. Par ce procédé, l'estimation pour Ma.2 est donc d'environ 104 500 ans (minimum : 84 ka. ; maximum : 125 ka.). La terrasse Ma.2 peut être rapportée au **stade isotopique 5a-d** (**Würm ancien**).

Ces datations sont totalement cohérentes avec celles effectuées dans le karst du Barrois et dans un des puits aveugles des carrières de savonnière en Perthois (Gouffre du Cornuant) qui ont été mis en relation avec les réseaux du bassin de la Cousance, perché à 10-15 m au-dessus de la Marne. Dix datations U/Th ont été réalisées dans le cadre de la thèse de Pons-Branchu (2001) (Annexe 1.29) et la plus ancienne nous permet de remonter à 102 436±1137 Y.B.P. Quatre autres datations U/Th ont été accomplies dans le cadre de la thèse de Jaillet (2000) dans le réseau de l'Avenir. Ce réseau se raccorde, lui aussi, aux réseaux de la Cousance. Deux de ces datations sont interprétables. La plus fiable indique un âge de 98 700 Y.B.P. (+12500/-11500 Y.). L'autre, moins fiable, indique un âge de150 500 Y.B.P. (+49 000/-33 800 Y.).

Ainsi, ces datations sur spéléothèmes nous ramènent systématiquement vers le stade isotopique 5. Ceci signifie que les réseaux souterrains de la Cousance étaient déjà fonctionnels et suffisamment exondés durant l'Eémien pour favoriser la pousse des spéléothèmes. Ils se raccordaient donc à un niveau de base constitué par la plaine alluviale de la Marne, qui, en raison de la forte incision se produisant lors de la transition Eémien/Weichélien ancien, va devenir la terrasse Ma.2.

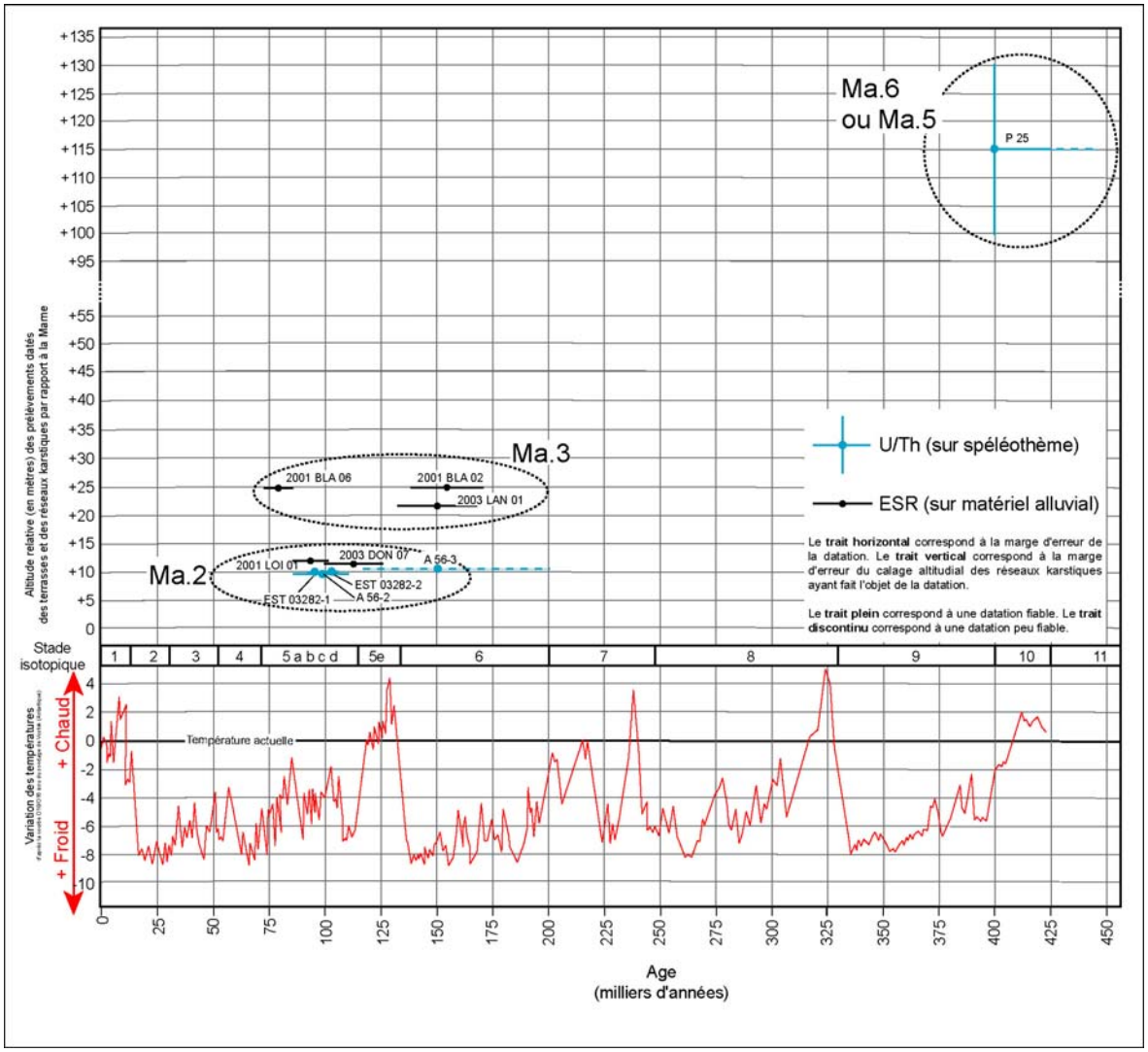



*Figure 1.29 : Synthèse des datations dans le bassin de la Marne supérieure*
*(D'après données issues de Cojan, et al., à paraître ; Jaillet, 2000 ; Pons-Branchu, 2001)*

### 1.2.3.2. Les données archéologiques et faunistiques

La vallée de la Marne supérieure, et en particulier la région du Perthois avec ses grands épandages alluviaux, est particulièrement riche en découvertes archéologiques et faunistiques. Malheureusement, la plupart sont anciennes et peu d'entre elles ont fait l'objet de descriptions précises dans leur contexte sédimentaire.

Le Perthois a donné lieu à un grand nombre de découvertes archéologiques de bifaces, pointes et grattoirs qui ont été rapportés à des faciès anciens de la période Moustérienne (Lepage, 1990 ; 1991a ; 1991b ; Stchépinsky, notes personnelles). Au-delà de cette période, la région possède peu de traces d'installations humaines (Patrolin, 2000). Bien que l'on ne sache pas vraiment si ces découvertes ont été faites en surface ou lors de fouilles profondes (absence de coupe replaçant les objets dans une stratigraphie précise), il apparaît toutefois que ces objets sont toujours découverts sur les replats de terrasse Ma.2 ou inférieurs.

Il en va de même pour la faune dont le nombre de découvertes est fort important au cours du XIX$^{ème}$ siècle et de la première moitié du XX$^{ème}$ siècle (sans doute en raison de l'exploitation manuelle des carrières de granulats). Là aussi, la région perthoise est un site privilégié pour les découvertes, actuellement conservées dans les musées régionaux (Saint-Dizier, Châlons-en-Champagne).

Parmi ces nombreuses découvertes, les plus intéressantes sont celles réalisées par Louis (1963) à proximité de Vitry-le-François au lieu-dit les Vassues. La consultation des cartes topographiques de l'époque indique que ce site, se localise à l'extrémité ouest de la terrasse Ma.2 de Reims-la-Brulée/Thiéblemont. L'auteur y a découvert des restes de défenses et des molaires appartenant à un *Mammuthus primigenius* ainsi qu'une dent de cheval (*Equus caballus*) dans le fond d'une gravière. D'autres auteurs ont aussi mis à jour des faunes identiques dans ce même niveau (Stchépinsky, Cailleux, 1951 ; Stchépinsky, 1958).

Dans le niveau alluvial inférieur (remplissage actuel du fond de vallée), des faunes parfois similaires ont été observées (Stchépinsky, 1957b). Néanmoins, Mazenot (1950) fait remarquer que les dents et les ossements retrouvés dans ce niveau sont toujours passablement émoussés ; signe, sans doute, d'un remaniement d'une terrasse antérieure.

Ainsi, ces observations, même si leur caractère parcellaire et imprécis n'apportent pas à elles seules des informations nécessaires à la datation des niveaux alluviaux, se corrèlent assez bien avec les données que nous avons recueillies antérieurement. La présence de *Mammuthus primigenius* dans les alluvions de la terrasse Ma.2 atteste du caractère froid et steppique de l'ambiance climatique lors du dépôt de Ma.2. De plus, Il semble que cette espèce soit très représentative de la fin du Saalien et du Weichsélien (Guérin, Patou-Mathis 1996 *in* Cordier, 2004).

Au terme de ce travail sur les niveaux d'incision de la Marne amont, nous possédons dorénavant de nouvelles informations concernant quelques jalons temporels. Nous pouvons envisager un calcul les vitesses d'incisions correspondant aux terrasses datées.

### 1.2.4. Les vitesses d'incision des différents stades d'incision de la Marne.

Ainsi, grâce à l'ensemble des datations obtenues directement sur les alluvions de la Marne ou indirectement par l'intermédiaire des datations U/Th dans les réseaux karstiques du Barrois, nous sommes en mesure de calculer des vitesses d'incision de la Marne depuis le niveau Ma.3. Ces vitesses sont calculées à partir des âges moyens obtenus par les datations ESR. Ainsi, nous attribuons un âge moyen de 151 ka. à la terrasse Ma.3 et de 104 ka. à la terrasse Ma.2. Cependant, afin d'apprécier au mieux les vitesses d'incision de la Marne à partir de ces deux niveaux alluviaux, nous allons procéder à un double calcul. Le premier se fera de l'altitude de la surface de la terrasse à l'altitude de la Marne actuelle. Le second sera effectué entre le bed-rock de la terrasse et celui du fond de vallée. L'ensemble de ces altitudes topographiques est obtenu à partir des cartes topographiques au 1/25 000. Les altitudes des bed-rock sont essentiellement acquises grâce aux sondages de la B.S.S. du B.R.G.M. Champagne-Ardenne. Consécutivement à ces calculs, nous

pouvons donner une vitesse moyenne d'incision de la vallée au droit de chaque terrasse repère pour le niveau Ma.2 (Tableau 1.4) et Ma.3 (tableau 1.5).

| **Ma.2 (âge = 104 ka.)** | **AMONT** → | | | **AVAL** |
|---|---|---|---|---|
| **Localisation et nom de la terrasse** | **CHAUMONT (Les 4 Moulins)** | **JOINVILLE (Vecqueville)** | **SAINT-DIZIER (Marnaval)** | **PERTHOIS (Thiéblemont)** |
| Alt. sommet terrasse | 258 m | 187 m | 156 m | 129 m |
| Alt. Marne | 250 m | 180 m | 145 m | 113 m |
| Vitesse d'incision | 7,7 cm/1000 ans | 6,7 cm/1000 ans | 8,7 cm/1000 ans | 15,3 cm/1000 ans |
| Alt. bed-rock terrasse | 256 m | 185 m | 151 m | 122 m |
| Alt. bed-rock fond de vallée. | 246 m | 177 m | 137 m | 110 m |
| Vitesse d'incision | 9,6 cm/1000 ans | 7,7 cm/1000 ans | 13,4 cm/1000 ans | 11,5 cm/1000 ans |
| Vitesse d'incision moyenne | 8,65±0,95 cm/ 1000 ans | 7,2±0,5 cm /1000 ans | 11,05±2,35 cm /1000 ans | 13,4±1,9 cm /1000 ans |

*Tableau 1.4 : Vitesse d'incision de la Marne supérieure depuis la terrasse Ma.2*

| **Ma.3 (âge = 151 ka.)** | **AMONT** → | | | **AVAL** |
|---|---|---|---|---|
| **Localisation et nom de la terrasse** | **CHAUMONT (Saint-Aignan)** | **JOINVILLE (Autigny)** | **SAINT-DIZIER (Ambrières)** | **PERTHOIS (Beaux-Regards)** |
| Alt. sommet terrasse | 272m | 202 m | 148 m | 117 m |
| Alt. Marne | 255 m | 175 m | 123 m | 95 m |
| Vitesse d'incision | 11,3 cm/1000 ans | 17,8 cm/1000 ans | 16,6 cm/1000 ans | 14,7 cm/1000 ans |
| Alt. bed-rock terrasse | 270 m (minimum) | 199 m | 140m | 113 m |
| Alt. bed-rock fond de vallée. | 246 m | 168 m | 118 m | 90 m |
| Vitesse d'incision | 15,9 cm/1000 ans | 20,5 cm/1000 ans | 14,6 cm/1000 ans | 15,2 cm/1000 ans |
| Vitesse d'incision moyenne | 13,6±2,3 cm /1000 ans | 19,15±1,35 cm /1000 ans | 15,6±1 cm /1000 ans | 14,95±0,25 cm /1000 ans |

*Tableau 1.5 : Vitesse d'incision de la Marne supérieure depuis la terrasse Ma.3*

L'obtention de ces résultats amène alors plusieurs réflexions :

- D'une manière générale, **la vitesse d'incision à partir de Ma.2 tend à augmenter vers l'aval.** Ce constat n'est pas surprenant puisque nous avons vu auparavant que les terrasses avaient tendance à gagner en altitude relative vers l'aval. Pour Ma. 3, les choses sont plus complexes. Les vitesses semblent assez constantes tout au long de la vallée.On constate cependant une augmentation sensible au niveau de Joinville. On pense immédiatement à une déformation pouvant être tectonique se produisant au niveau de l'entrée dans le Barrois. Ceci traduirait alors un soulèvement différentiel au niveau de Joinville qui se serait réalisé entre le dépôt de la terrasse Ma.3 et Ma.2. Sans écarter complètement cette hypothèse, nous n'avons jamais constaté de déformation synsédimentaire pouvant attester de ce soulèvement. A l'inverse, il faut noter que les données sur les épaisseurs alluviales des terrasses de ce secteur restent très fragmentaires. Ainsi, l'épaisseur du remblaiement alluvial n'est connue que par l'intermédiaire d'un seul sondage (code minier : 265-6-0006) qui peut être sujet à caution (l'épaisseur paraît surévaluée). Si cela devait être le cas, la vitesse serait alors revue à la baisse.

- La vitesse d'incision est plus forte entre Ma.3/Ma.2 qu'entre Ma.2/Ma.0. On assiste à un **ralentissement progressif de la vitesse d'incision depuis le dépôt de Ma.3** (Tableau 1.6).

| | **AMONT** → | | | **AVAL** |
|---|---|---|---|---|
| **Localisation et nom de la terrasse** | **CHAUMONT** | **JOINVILLE** | **SAINT-DIZIER** | **PERTHOIS** |
| Vitesse d'incision moyenne entre Ma.2 et Ma.0 | 8,65±0,95 cm /1000 ans | 7,2±0,5 cm /1000 ans | 11,05±2,35 cm /1000 ans | 13,4±1,9 cm /1000 ans |
| Vitesse d'incision moyenne entre Ma.3 et Ma.2 | 26±7 cm /1000 ans | 45,7±3,2 cm /1000 ans | 25,5±8,5 cm /1000 ans | 20,2±3,2 cm /1000 ans |

*Tableau 1.6 : Comparaison des vitesses d'incision de la Marne supérieure entre la terrasse Ma.3/Ma.2 et Ma.2/Ma.0.*

Ainsi, sur l'ensemble de la partie amont de la Marne, les vitesses moyennes passent de 24,3 cm / 1000 ans entre Ma.3et Ma.2 à 10 cm / 1000 ans entre Ma.2 et Ma.0. La vitesse est divisée par 2,4.

Nous avons vu en effet que les niveaux supérieurs n'avaient pas pu faire l'objet de datation car les alluvions n'ont pas été conservées. Nous pouvons cependant tenter d'apprécier la vitesse d'incision à partir des restes de la surface sommitale. Le début du creusement de la vallée intervient sans doute au moment du passage Pliocène/Quaternaire ; cette limite étant fixée à 2,41 millions d'années (Antoine et *al*. 1999). La vallée entaille alors la surface d'érosion sommitale qui est conservée localement. C'est par exemple le cas près de Joinville où nous retrouvons des lambeaux de cette surface à 380 m d'altitude. Le bed-rock actuel de la vallée étant à 180 m, on peut mesurer une incision d'environ 200 m. On obtient alors une vitesse d'incision de **0,08 mm/an, soit 8** cm / 1000 ans. Cependant, dans l'état actuel de nos connaissances, nous devons avouer notre incapacité à dater

correctement les deux gouttières sommitales ainsi que le niveau Ma.4. Certes, le karst de Poissons, raccordé à Ma.5, a livré des datations U/Th à 400 000 ans, mais il s'agit de datations minimum. Or, il s'avère que dans les autres vallées du Bassin parisien, les niveaux situés dans une position aussi haute ont produit des datations souvent proches ou supérieures au million d'années.

Afin d'interpréter au mieux ces données, il est apparu indispensable de les confronter avec celles déjà obtenues dans d'autres vallées du Bassin parisien et du bassin de la Loire. Cette comparaison doit permettre de mieux interpréter les valeurs acquises dans la vallée de la Marne mais aussi de relativiser ces données.

### 1.2.5. Comparaison des vitesses d'incision du système Marne avec les autres vallées du Bassin parisien.

Nous avons ainsi sélectionné les vallées ayant déjà fait l'objet de nombreuses études et, dont de multiples jalons chronologiques ont été repérés (Tableau 1.7).

| Vallée | Nombre de niveaux fluviatiles découverts | Altitude relative du niveau le plus haut | Datation la plus ancienne et altitude relative du niveau daté | Vitesse d'incision (cm/1000ans) | Auteurs |
|---|---|---|---|---|---|
| Somme | 11 | +55m | 1105±86 ka. (+55m) | 4,9 | Antoine, et *al*., 2000b |
| Seine moyenne | 7 | +90m | 1800 ka. (+90m) | 5 | Lécolle, 1980, 1981 ;Larue, 2003 |
| Tamise | 5 | +70m | 1000 (+70m) | 7 | Maddy et *al*., 2000, Bridgland et *al*., 1997 |
| Meuse (Givet) | 6 | / | 1500 (+120m) | 8 | Van Balen et *al*., 2000 |
| Meuse (Namur) | 10 | / | 2000 (+105m) | 5,2 | Van Balen et *al*., 2000 |
| Meuse (Liège) | 10 | +150m | 2000 (+115m) | 5,7 | Van Balen et *al*., 2000 |
| Loire moyenne | 5 | +62m | 1800 ka. (+62m) | 3,4 | Larue, 2003a et 2003b |
| Loir aval | 6 | +34m | 903±140 ka. (+34m) | 3,7 | Despriée et *al*. 2003 |
| Yonne | 12 | +80m | 463±72 ka. (+40m) | 8,6 | Chaussé, et *al*., 2000;2004 |
| Meurthe | 9 | +160m | 650 ka. (+85m) | 13 | Cordier, 2004 |
| Loir amont | 8 | +59m | 518±80 ka. (+28m) | 5,4 | Despriéeet *al*. 2003 |
| Creuse intermédiaire | 11 | +85/105m | 500 ka. (+55m) | 11 | Despriée et *al*. 2004 |
| Creuse bassin de Paris | 8 | +55m | 800 ka. (+55m) | 6,8 | Despriée et *al*. 2004 |

*Tableau 1.7 : Tableau de synthèse des taux d'incision de la moitié nord de la France.*

On constate d'une façon générale que l'ensemble des bassins pris en exemple présente une grande hétérogénéité en ce qui concerne le nombre de jalons de l'incision. La Moselle amont compte 22 niveaux fluviatiles alors que la Loire moyenne ou la Tamise n'en comptent que 5. Néanmoins, à partir de ces niveaux et des datations qui ont pu y être menées, il est possible de calculer des vitesses d'incision. Dans le tableau 1.7, nous avons retenu les datations les plus anciennes réalisées dans l'ensemble de ces vallées. On note toutefois que ce ne sont pas les niveaux les plus élevés qui ont systématiquement fait l'objet de ces datations. Ce n'est donc pas la vitesse d'incision globale de la vallée qui a été

calculé ici mais celle à partir des niveaux les plus anciens datés. Ainsi, par exemple, sur la Creuse intermédiaire, le niveau à partir duquel nous calculons l'incision est la terrasse +55 m (datée de 500 ka.) alors que le plateau est situé à +130 m au-dessus du cours d'eau. De plus, il faut remarquer que les périodes de référence sont assez variables, allant de quelques milliers à plusieurs millions d'années. Nous utiliserons alors les vallées ayant des périodes de référence longues. Les autres sont indiquées à titre indicatif. Les comparaisons doivent donc être faites avec, en toile de fond ce problème. En effet, les rythmes d'érosion diffèrent en fonction des périodes. Cependant, en ne considérant que les bassins où nous disposons de niveaux sommitaux datés, deux tendances peuvent être dégagées :

**-les têtes de bassin connaissent des vitesses d'érosion plus importantes** que leur partie aval. C'est le cas de la Meuse de Givet qui a une vitesse d'incision de 8 cm / 1000 ans alors que, plus en aval (Liège), la vitesse tombe à 5,7 cm / 1000 ans. La même observation peut être faite sur le Loir (amont : 5,4 cm / 1000 ans ; aval : 3,7 cm / 1000 ans) ou sur la Creuse (intermédiaire : 11 cm / 1000 ans ; aval : 6,8 cm / 1000 ans).

**-les vallées situées aux marges du Bassin parisien ont des vitesses plus importantes** que celles directement assujetties au niveau de base marin. On entrevoit alors un gradient Est-Ouest. A l'Est du bassin de Paris, les vallées ont des taux d'incision forts (Meurthe : 13 cm / 1000 ans), dans le centre du bassin des taux d'incision plus réduits (Marne : 8 cm / 1000 ans ; Yonne : 8,6 cm / 1000 ans) alors que dans la partie Est, les taux sont plus faibles (Seine moyenne : 5 cm / 1000 ans ; Somme : 4,9 cm / 1000 ans).

Après nous être intéressé à l'incision globale des vallées, nous nous transposons maintenant à une échelle plus fine. Nous avons donc reporté sur un graphique (figure 1.30) les altitudes relatives des terrasses de plusieurs vallées du Nord de la France et des pays limitrophes (en ordonnée), corrélées avec les datations qui s'y rapportent (en abscisse). Il en découle alors une chronologie de l'incision des vallées prises en compte ici. Ceci nous permet de présenter un historique de l'incision des vallées et de dégager deux grandes tendances pour ces cours d'eau. Certaines vallées connaissent en effet des vitesses d'incision très régulières alors que d'autres mettent en évidence des périodes d'encaissement lentes entrecoupées par des phases beaucoup plus rapides.

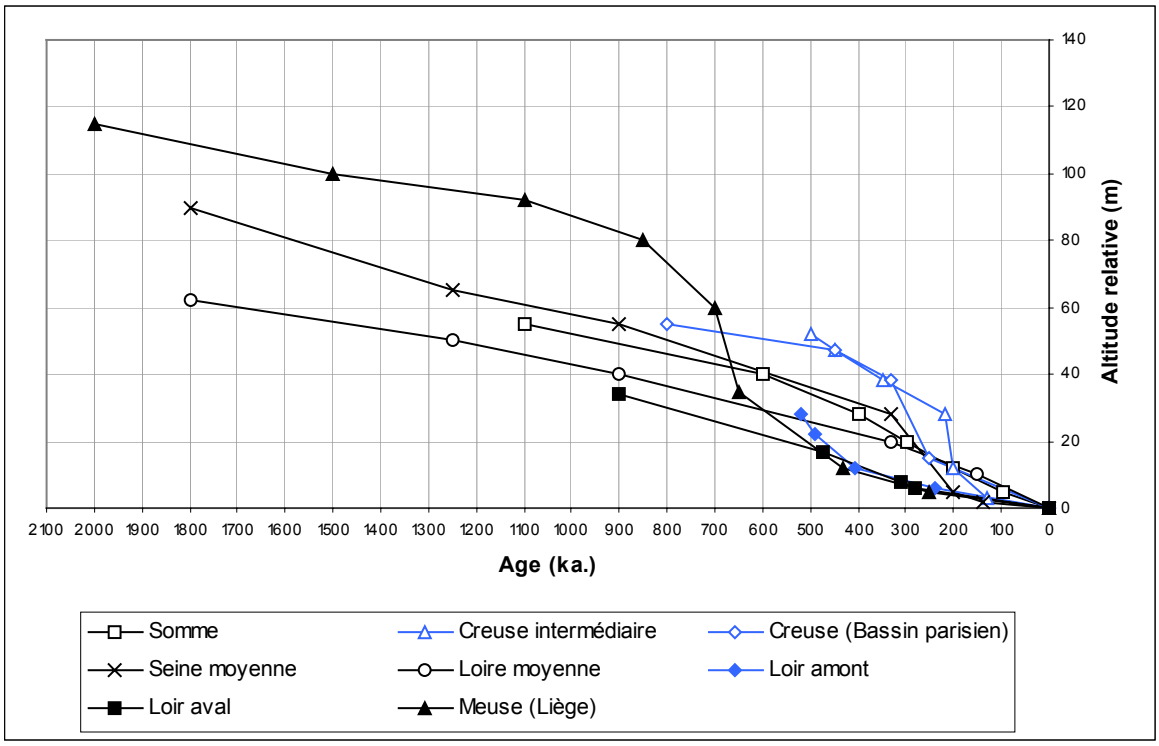



*Figure 1.30 : Profil de vitesse de quelques vallées de la partie Nord de la France.*

Afin de mieux apprécier les rythmes d'encaissement des vallées, nous avons des profils de vélocité (figure 1.31). Ces derniers permettent d'élaborer une ébauche de typologie :

**-Un certain nombre de vallées ont un profil de vitesse très régulier**. C'est le cas de la Somme, de la Loire moyenne et du Loir aval. Pour ces trois cours d'eau, les vitesses intermédiaires entre les niveaux d'incision varient très peu, c'est-à-dire entre 2 et 8 cm / 1000 ans. Pour ces trois exemples, on constate une vitesse très stable et très faible (entre 2 et 5 cm / 1000 ans) au Quaternaire ancien (entre 2500 ka. et 700 ka.). Il se peut cependant que cette stabilité ne soit que relative car les jalons chronologiques sont rares pour cette période. Le Quaternaire moyen (de 700 ka. à environ 200 ka.) connaît une période de légère accélération de la vitesse d'incision (jusqu'à 8 cm / 1000 ans). Enfin, à partir du Quaternaire récent (de 200 ka. à nos jours), la vitesse diminue généralement et redescend légèrement.

**-Les autres vallées connaissent des variations importantes des vitesses d'incision**. Ces vallées subissent des périodes d'accalmie au cours du Quaternaire ancien. Les vitesses sont comparables aux trois cas précédemment décrits. Pour les cours d'eau dont nous disposons de données aussi anciennes (Seine moyenne, Meuse), les vitesses ne dépassent pas les 5 cm / 1000 ans. Au Quaternaire moyen, les choses sont plus complexes. Néanmoins, sur l'ensemble de ces vallées, on peut voir une augmentation rapide et forte de l'incision. Les vitesses sont assez hétérogènes d'une vallée à l'autre. La vitesse maximale atteinte est de 80 cm / 1000 ans sur la Creuse moyenne durant une période très courte. La plus faible des vitesses maximales est mesurée sur la Seine moyenne (18 cm / 1000 ans).

Enfin, au cours du Quaternaire récent, les vitesses chutent et reviennent à des valeurs plus basses (inférieures à 6 cm / 1000 ans).
Bien que nous n'ayons pas beaucoup de repères chronologiques sur la Marne, son évolution semble s'insérer dans ce dernier schéma. En effet, sur les 150 000 dernières années, les valeurs d'incision, assez fortes tendent à décroître. On passe ainsi de 24 cm / 1000 ans de 150 à 100 ka. à environ 10 cm / 1000 ans de 100 ka. à nos jours.

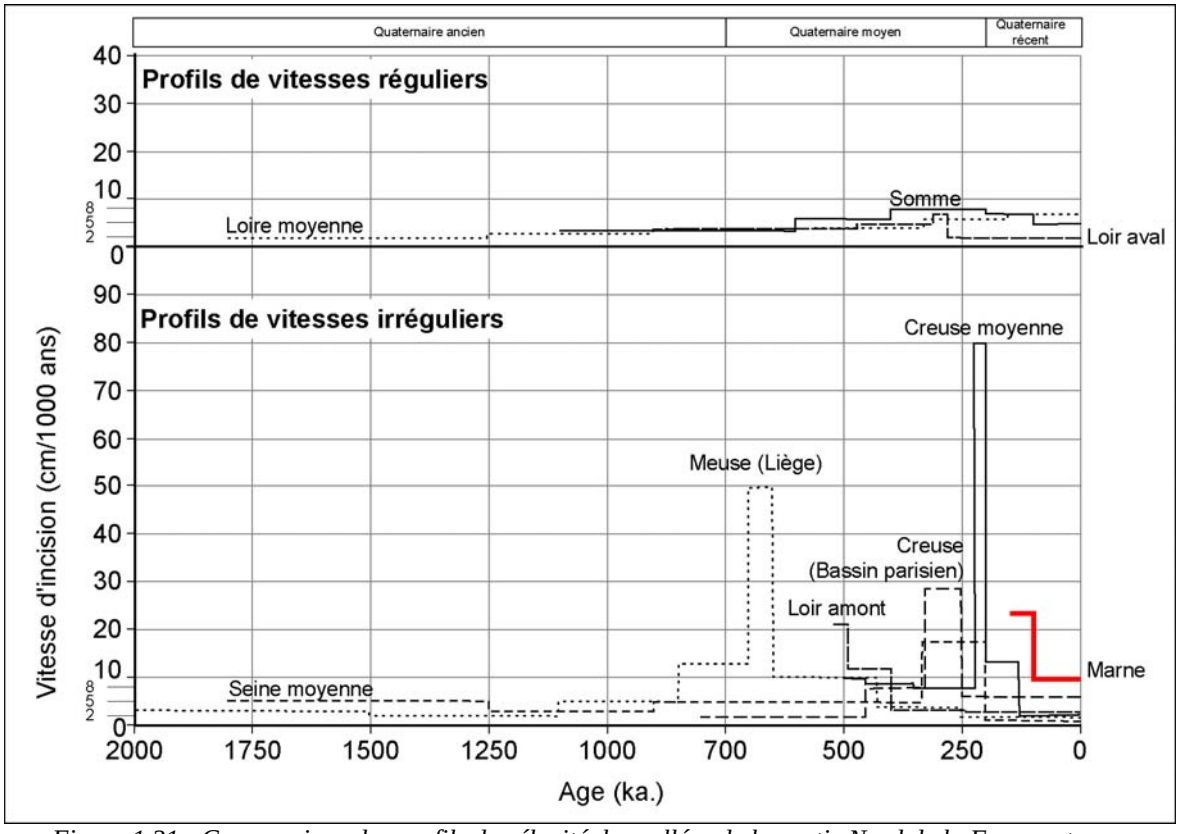



*Figure 1.31 : Comparaison des profils de vélocité des vallées de la partie Nord de la France et pays limitrophes.*

Ces résultats tendent à montrer que les cours d'eau pris ici en exemple ont tous un comportement identique. Après une longue période de calme (taux d'incision très faibles), les vallées connaissent une période d'accélération de l'incision au cours du Quaternaire moyen. Après un pic d'érosion intense mais court (50 à 100 ka.), les taux d'érosion diminuent à nouveau. On note toutefois deux comportements sensiblement différents puisqu'il semble que ce pic soit faible pour les rivières qui sont influencées directement par les variations eustatiques (Somme, Loire moyenne, Loir aval), alors que dans les autres bassins, plus « continentaux », les pics sont plus intenses. Malgré la présence de ces pics sur tous ces cours d'eau, force est de constater qu'ils ne sont pas concomitants. Ils se produisent très tôt sur la Meuse ou le Loir amont (entre 500 et 700 ka.) alors qu'ils apparaissent plus tardivement dans les autres bassins (entre 300 et 200 ka.). Les données sont encore très fragmentaires sur la Marne supérieure. Il semble pourtant au vu du début de profil de vélocité, qu'elle fasse partie de cette dernière catégorie.

### 1.2.6. Corrélation avec l'aval de la vallée de la Marne et les bassins annexes.

#### 1.2.6.1. : Les formes de terrain et les formations associées dans la vallée de la Marne dans sa traversée de la Champagne crayeuse.

Après avoir franchi la cuesta de la Côte de Champagne, la Marne traverse le vaste plateau formé par la craie du Crétacé moyen et supérieur. Dans cette portion de vallée plus rectiligne, les témoins de son incision sont moins nombreux. Les niveaux de terrasses inférieures sont visibles. Les cartes géologiques de Vitry-le-François (Blondeau, 1992), de Châlons-sur-Marne (Labourguigne et Mégnien, 1975) et Avize (Laurain et *al*, 1985) nous montrent qu'il y a, dans toute cette partie de la vallée de la Marne, seulement trois nappes alluviales (Fx, Fy, et Fz) qui correspondent respectivement à des terrasses + 20 m, + 10 m, et à la plaine alluviale. Au-dessus, et comme l'avait déjà signalé Tricart (1952), les hauts niveaux de terrasses n'ont pas été conservés. Leur étagement ne semble pas faire de doute, bien que les tapis de colluvions aient tendance à feutrer fortement les rebords de terrasses et empêchent souvent l'observation de cet étagement. Il faut noter que les altitudes de ces trois niveaux ne semblent pas être constantes. De nouvelles observations ont été menées dans un tronçon de vallée compris entre Loisy-sur-Marne et Châlons-en-Champagne (Fanton, 2004 et observations complémentaires). On a pu y observer (figure 1.32) :

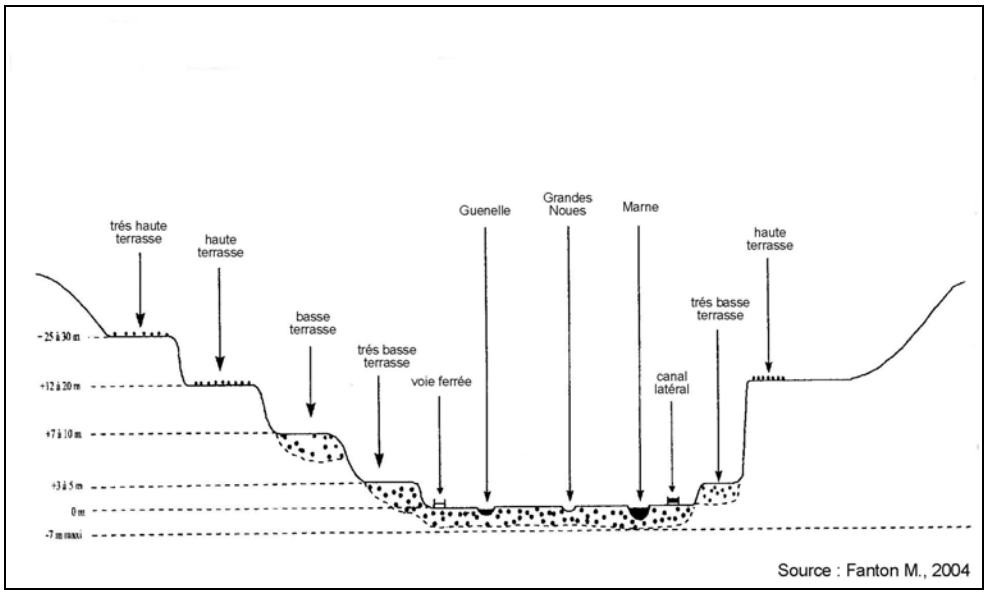



*Figure 1.32 : Courbes synthétiques des niveaux de terrasses de la Marne entre Loisy-sur-Marne et Vésigneul-sur-Marne.*

- La plaine d'inondation est large de 3 à 4 km. La Marne y coule dans un chenal qui dessine des méandres actuellement instables : sapements de berges et recoupements de méandres y sont permanents. Au niveau de Vésigneul-sur-Marne, au lieu-dit le Grand Accru, on a pu observer sur les berges de la Marne une formation alluviale de galets et graviers de calcaires jurassiques pris dans une matrice sableuse ; elle est surmontée par des limons sableux beiges épais de 80 cm et des limons argileux épais de 30 cm.

- Une très basse terrasse est située à environ 2 m au-dessus de la plaine d'inondation. A Vésigneul-sur-Marne, à la faveur du sapement de la berge du lit mineur au-dessous d'un chemin menacé d'effondrement, on a pu observer une coupe qui montre à la base une formation visible sur 1,7 m. Elle est constituée de galets et de graviers pris dans une matrice sableuse. Les stratifications horizontales montrent une alternance de lits épais d'une dizaine de centimètres dans lesquels on peut retrouver un granoclassement positif. Au-dessus, une formation épaisse de 50 cm montre des lits de graviers, de sables grossiers et de limons aux dépens desquels se sont formés des poches irrégulières dans leur forme et dans leur importance. Elles sont le résultat de figures de charge dans la couche active d'un pergélisol. Ces deux formations inférieures témoignent bien de l'ambiance froide dans laquelle elles se sont déposées. Elles sont recouvertes par 40 cm de sables grossiers et beiges et 30 cm de colluvions à petits débris anguleux. Enfin, 50 cm de dépôts anthropiques (vieux chemin) couronnent l'ensemble. D'après les sondages et forages issus de la banque de données du sous-sol du B.R.G.M., cette formation peut atteindre 6 m à 7 m d'épaisseur.

- Une basse terrasse peut être suivie régulièrement sur le terrain. Elle porte presque systématiquement des villages et est située à une altitude relative qui varie entre 7 et 12 m. Il semble que cette altitude relative diminue progressivement d'amont en aval. Elle est de 12 m à Loisy-sur-Marne) et de 7 m à Plivot (à 10 km en amont d'Epernay). Elle présente des alluvions grossières composées de galates de calcaires jurassiques et de craie avec un granoclassement positif. L'épaisseur de la formation varie de 5 à 8 m. Près de Châlons-en-Champagne A. Nicaise a levé en 1883 une coupe située à 11 m d'altitude relative (figure 1.33). Il y décrit des alluvions sur 7,5 m d'épaisseur. La base est composée par une formation de « grèves » jurassiques et crayeuses dans une matrice limono-sableuse. Elles contiennent des intercalations sableuses et sont épaisses de 4 m. Au-dessus, il décrit une couche de sables et de graveluches mêlés sur 2 m d'épaisseur. Elles sont surmontées par des limons brun-rouge épais de 1 à 2 m. C'est dans la partie basale de la coupe, dans les alluvions grossières, que fût découvert une faune (*Elephas primigenius, Bos primigenius, tichorinus*), une industrie (lames de silex taillé) ainsi que des ossements humains (crâne et tibia). L'ensemble est attribué au début du Moustérien ; ce qui est compatible avec autres découvertes (Stchépinsky, 1962 et notes personnelles, Louis, 1963) et les datations ESR obtenues dans le Perthois (Cojan. et Voinchet, 2003).

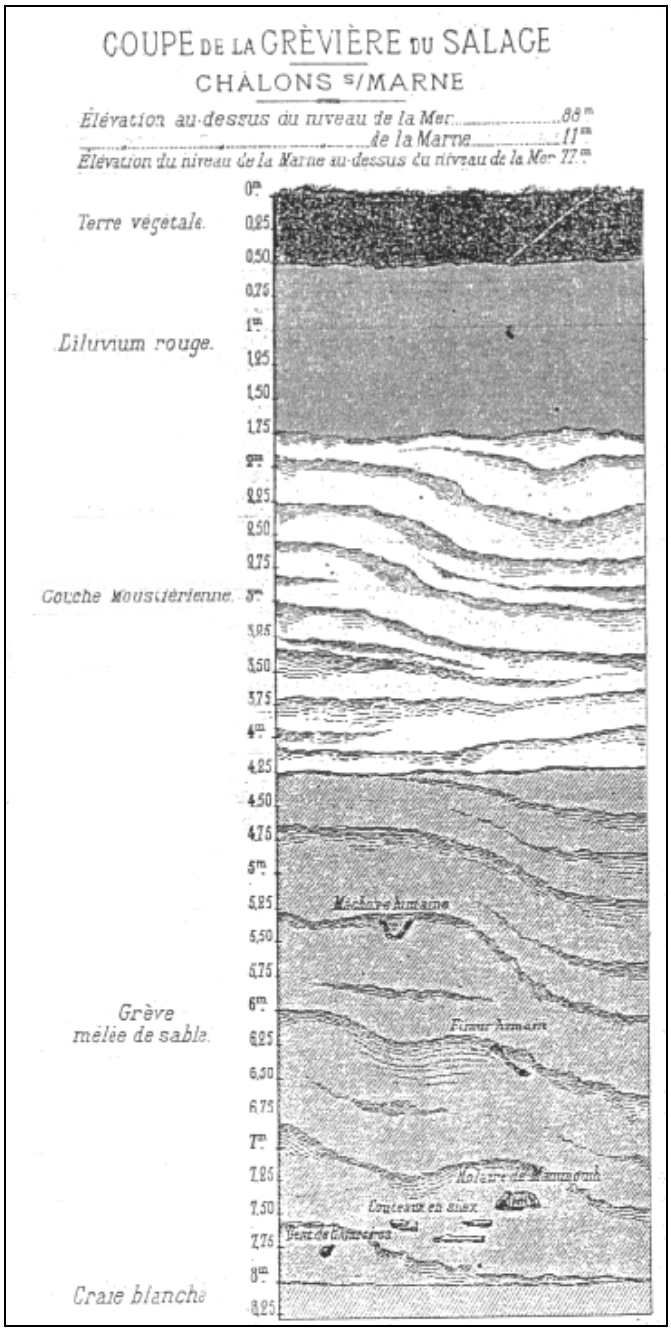



*Figure 1.33 : Coupe dans les alluvions de la Marne (Ma.2) levée par Nicaise (1883) à Châlons-en-champagne.*

- Une haute terrasse a pu être observée à une altitude relative comprise entre 15 et 20 m. Elle a bien été observée sur la rive gauche de la Marne entre Loisy-sur-Marne et Vésigneul-sur-Marne. Ce niveau de terrasse cultivée, présente peu de coupe. Les quelques descriptions de ce niveau montrent une épaisseur d'alluvions de 5 à 7 m avec un granoclassement positif avec, à la base, des blocs de craies anguleux remaniés et surmontés par des galets et graviers jurassiques et crayeux.

- Enfin, des lambeaux d'une très haute terrasse ont été observés sur la rive gauche de la Marne en amont de Vésigneul. Ils correspondent à des replats cultivés sur lesquels des galets sont visibles. Aucune coupe n'a pu être décrite.

Sur les cartes géologiques, la plaine d'inondation et la très basse terrasse ne sont pas distinguées et sont notées Fz. La basse terrasse est notée Fy et les affleurements observés de la haute terrasse sont notés Fx. La très haute terrasse n'a pas été mentionnée.

Les caractéristiques et la position géomorphologique de ces terrasses nous permettent de considérer que :

- La plaine d'inondation et la très basse terrasse correspondent au niveau noté Ma.1 plus en amont. Dans cette portion de la vallée, il semble que la Marne ait construit un remblaiement pendant le dernier épisode froid. Cette forme a ensuite été incisée jusqu'au niveau de galets avant qu'un nouveau dépôt limoneux ne se mette en place au-dessus. Plus en amont la vallée étant plus étroite, c'est la totalité de la surface de la vallée qui a été incisée. Ici il reste des lambeaux de l'épaisseur totale du remblaiement de la dernière période froide.

- La basse terrasse correspond au niveau noté Ma.2. Formes et formations sont bien en continuité.

- La haute terrasse peut être rapportée au niveau Ma.3

- La très haute terrasse pourrait être attribuée au niveau Ma.4. L'absence de coupes observables nous incite toutefois à une certaine prudence pour ce raccordement basé uniquement sur la position de cette terrasse. De plus, la craie, matériau très gélif, a été fortement érodée pendant les périodes froides et n'offre plus de reliefs assez élevés capables de conserver des traces d'incision de la Marne. Il faut aussi noter les dépôts importants de graveluches qui feutrent ces reliefs et sont susceptibles de masquer d'éventuels dépôts alluviaux.

#### 1.2.6.2. : Les formes de terrain et les formations associées dans la vallée de la Marne en aval d'Epernay

##### 1.2.6.2.1. : La vallée de la Marne dans la traversée du plateau tertiaire entre Epernay et la confluence de l'Ourcq.

Depuis Epernay jusqu'à sa confluence avec l'Ourcq, la Marne s'encaisse dans des couches tertiaires où les formations résistantes dominent une forte épaisseur de formations argilo-sableuses. L'incision de la vallée évolue de l'amont vers l'aval de 230 m à 145 m. Le tracé de cette portion de vallée est rectiligne sauf dans la partie aval où apparaissent des méandres qui témoignent de la diminution de la pente du talweg de la Marne à l'approche de la confluence avec la Seine.

Dans ce secteur, peu d'auteurs ont identifié des niveaux d'incision de la Marne. En effet, cette tâche est rendue difficile en raison de la faible cohérence des matériaux des versants ce qui a favorisé le déclenchement de mouvements de terrain (glissements rotationnels et coulées boueuses). Les nombreuses cartes géomorphologiques établies sur les deux versants de la vallée de la Marne (Cozeret, 1987a et b ; Lombart, 1988 ; Perrin, 1987 ; Satabin, 1987 ; Langlais, 1989 ; Guérémy , 1993 ; Guérémy et *al*, 1991 et 1993 ; Framery, 1993 ; Marre et *al*, 1997 ; Simon, 1999 et 2000) montrent que les mouvements de terrain sont nombreux et parfois coalescents dans ce secteur. Ils n'ont pas permis la conservation des formes de terrasses sur les versants. Ainsi, les formes rugueuses (mouvements de terrain, coulées) ont détruit d'une manière quasi systématique les « formes lisses » (versants réglés, glacis et terrasses). Cependant, sur de rares exemples, on a pu relever jusqu'à six niveaux de terrasses étagées. Tout comme dans la partie précédente, les trois niveaux à la base de la vallée ont été relativement bien conservés.

Sur les cartes géologiques, le fond de la vallée est noté Fz. Il peut être attribué au niveau Ma.1. Le remblaiement peut atteindre jusqu'à 9 m d'épaisseur (Morfaux et *al*, 1979). La stratigraphie obtenue par observation sur les rebords de la Marne qui incise Ma.1 de 3 à 4 m, ainsi que les sondages permettent de dire que la base du remblaiement est composée par une strate de cailloutis jurassiques enveloppés dans une matrice sableuse épaisse de 2 à 4 m. Les données de sondages ne nous permettent pas de préciser la stratigraphie. Tricart (1952) a effectué une analyse morphométrique d'alluvions jurassiques du remblaiement. Il obtient un indice d'aplatissement compris entre 3 et 3,5 pour la fraction de cailloutis comprise entre 2 et 4 cm, ce qui indique un paléoenvironnement fluviatile en climat froid. Cette mesure est corroborée dans un vallon affluent de la Marne, où Tricart observe un passage progressif des alluvions au dépôt de pente des versants (grèzes litées) qui n'ont pu être mis en place qu'au cours de la dernière période froide. Au-dessus des cailloutis repose une couche limoneuse de 2 à 5 m d'épaisseur.

La terrasse notée Fy sur les cartes géologiques, qui peut être attribuée au niveau Ma.2, domine la plaine alluviale d'environ 10 m. Il s'agit d'une terrasse alluviale qui porte 6 à 8 m d'alluvions de galets jurassiques mêlées à des éclats de silex, de craie ainsi qu'à des dépôts de pente remaniés (Hatrival et *al*, 1977). Cette forme a une extension importante et est facilement identifiable.

La terrasse notée Fx est beaucoup moins représentée dans la vallée. Son altitude relative culmine à environ 20-25 m au-dessus de la Marne. Elle semble appartenir à notre ensemble Ma.3. Une coupe dans les alluvions de ce niveau à Troissy (en aval d'Epernay) dont la base est à + 20 m et le toit à + 25 m révèle une stratigraphie assez précise. La base est constituée par une séquence grossière de graviers et galets jurassiques et crayeux avec des éléments siliceux provenant du démantèlement de la couche d'argile à meulières des plateaux de la cuesta de l'Ile-de-France. Au-dessus vient une séquence constituée par des cailloutis et des grèves bien litées possédant, en partie sommitale, des chenaux entrecroisés à dominante sableuse. On constate dans la coupe, un granoclassement positif qui dénote une baisse de la compétence du cours d'eau au cours du dépôt de la formation.

Le seul étagement de terrasses représentatif connu est situé près de Binson-et-Orquigny. Six niveaux de formations fluviatiles étagés sont observables (Pauporté, 1990). Les trois replats inférieurs peuvent être raccordés à Ma.1, Ma.2 et Ma.3. Les trois autres

niveaux ont été observés à + 45 m, +53-59 m et + 70 m. Ils sont difficilement raccordables aux niveaux supérieurs identifiés dans la vallée jurassique de la Marne et dans le Perthois. En effet, il n'y a pas de continuité topographique après le hiatus de la Champagne Crayeuse et la comparaison des caractéristiques sédimentaires n'est pas possible.

Plus en aval, autour de Château-Thierry, la vallée est plus étroite car les matériaux meubles laissent la place à des matériaux plus cohérents. Dans cette portion de la vallée, les dépôts d'alluvions semblent être plus rares : seuls sont signalés des niveaux à 10-15 m et à 50 m d'altitude relative (noté Fy et Fx) sur la carte géologique (Bliet et *al*, 1969). Le niveau supérieur porte une couche d'alluvions épaisse de moins de 1,5 m. Le niveau inférieur présente une épaisseur d'alluvions de 3 à 7 m. )

1.2.6.2.2. : La vallée de la Marne dans la traversée de la partie aval du plateau tertiaire de la confluence de l'Ourcq à celle de la Seine.

Le tronçon de la vallée marnaise, situé entre les confluences de l'Ourcq et de la Seine, traverse une partie du plateau tertiaire où les roches sont à dominante marno-calcaire. Il décrit de nombreux méandres propices à la conservation d'alluvions sur un plateau qui domine le fond de vallée seulement de 70 à 90 m. Les versants sont nets.

En raison de la proximité de Paris, cette partie de la vallée a fait l'objet d'un grand nombre d'études. Les premiers travaux datent de la fin du XIX$^{ème}$ et du début du XX$^{ème}$ siècle. Plusieurs auteurs ont travaillé sur les épaisses formations alluviales et sur les vestiges archéologiques et paléontologiques qui s'y trouvent. Ils ont pu identifier trois niveaux de terrasses.

La première synthèse géomorphologique portant sur cette région a été faite en 1923 par Chaput. Il montre clairement qu'il existe trois terrasses situées à 12-15 m d'altitude relative, à 30-35 m et à 55 m. La terrasse située à 12-15 m présente une épaisseur d'alluvions de 8 m et peut être datée de la période moustérienne grâce à différents taxons archéologiques et paléontologiques trouvés dans la partie supérieure du remblaiement. La partie inférieure du remblaiement contient une industrie acheuléenne. La terrasse située à 30-35 m est épaisse en moyenne de 5 m d'alluvions. Son extension spatiale est importante et peut être suivie régulièrement dans toute la vallée et en particulier à Chelles où on peut nettement voir un paléoméandre perché. Les différentes découvertes archéologiques qui y ont été faites, remontent à la période chelléenne. Enfin, la terrasse située à + 55 m est représentée par quelques lambeaux présents essentiellement dans les lobes des méandres de la Marne ainsi qu'à la confluence avec la Seine.

Les cartes géologiques de Meaux (Lorenz et *al*, 1977), Lagny (Caudron et *al*, 1970) et Paris (Soyer, 1957) corroborent les écrits de Chaput. Trois niveaux de terrasses sont décrits au-dessus du remblaiement de fond de vallée. L'épaisseur des formations alluviales, bien qu'inconstante, présente une légère tendance à l'augmentation vers l'aval.

Le remblaiement de fond de vallée, noté Fz (ou Ma.1 dans notre nomenclature), est épais de 3 à 5 m. La stratigraphie de ce remblaiement est classique, c'est-à-dire qu'il possède une base de cailloutis grossier qui a tendance à s'affiner vers le sommet, avec, de

temps à autre, des lits sablo-argileux. La séquence se termine par des limons. Au-dessus, on trouve la terrasse Fy à 10-15 m d'altitude relative. L'épaisseur des alluvions est de 7 à 13 m. Les matériaux qui composent la terrasse sont des graviers hétérométriques, des sables fins et des limons. Il s'agit ici du niveau noté Ma.2. A Chelles, Caudron et *al*, (1970) décrivent une coupe dans le paléoméandre perché que Chaput avait décrit en son temps. Ils y observent de nombreuses poches de cryoturbation au sommet ainsi que la coexistence d'une faune chaude (*Elephas antiquus*) et d'une faune froide (*Elephas primigenius*). Pour les niveaux Fx et Fw, les descriptions de coupes sont rares.

De nouvelles études ont été menées dans cette région. Il s'agit d'études géomorphologiques sur la confluence du Grand Morin, et d'études archéologiques près de la confluence avec la Seine. Ces travaux permettent de caler temporellement certaines des phases d'incisions de la vallée de la Marne.

Les formations de fond de vallée sont épaisses puisque les quelques sondages dont nous avons connaissance atteignent régulièrement 10 à 12 m. Ces épaisseurs paraissent augmenter plus en aval (Freytet, 1989), entre Gournay-sur-Marne et la confluence avec la Seine, où on rencontre le substratum par sondages entre 12 et 15 m de profondeur. La nappe grossière de fond est à nouveau décrite : elle est épaisse de 1 à 2 m et surmontée par des strates essentiellement argilo-sableuses puis limoneuses épaisses respectivement de 5 à 7 m et de 4 à 8 m.

En ce qui concerne les terrasses supérieures, Abrard (1944) et Pastre et *al*. (1997) voient en Fy (notre Ma.2) une formation datant du Pléistocène récent, peut-être Saalien. La terrasse Fx, regroupant trois nappes alluviales, date, selon eux, du Pléistocène moyen, sans qu'il soit donné plus de précisions sur leur géométrie.

Signalons aussi l'existence de la seule étude (Michel., 1972) qui concerne, entre autres, la vallée de la Marne de la source à la confluence avec la Seine avec une description assez complète des formations, de la faune et de l'industrie associées. Trois niveaux fluviatiles sont décrits avec une altitude relative moyenne de 12-19 m, 29-35 m et 50-60 m. Néanmoins l'altitude relative augmente vers l'aval. La basse terrasse est attribuée à la fin du Riss ou au début du Würm (I ou II). Elle est associée à de l'industrie moustérienne.

A proximité de la confluence avec la Seine, la lisibilité des terrasses alluviales est plus complexe. Ce secteur a donné lieu à une abondante littérature qui signale les découvertes de nombreuses pièces lithiques et faunistiques, les descriptions des nombreuses formations des nappes alluviales et les changements du site de confluence de la Marne avec la Seine. Ce problème du déplacement du site de confluence a été soulevé pour la première fois par Ch. d'Orbigny (1859-1860). Il a découvert, dans les alluvions de la Marne, des galets de granite et de porphyre provenant du Morvan. Ils ne pouvaient être apportés là que par la Seine qui reçoit l'Yonne. Plus tard, Cailleux (1943), a étudié la nature et la granulométrie des formations alluviales de la Seine et de la Marne à leur confluence dans la plaine de Bonneuil. Il démontre clairement l'évolution géomorphologique de la confluence dès le niveau fluviatile perché à 50-55 m (figure 1.34). Les alluvions de la Marne et de la Seine sont fortement mélangées dès la boucle de Saint-Maur pour le niveau 50-55 m, seulement à partir du Petit-Créteil pour le niveau 45 m et autour de Maisons-Alfort pour les niveaux inférieurs (25-30 m et 10-15 m). Une

progression de la confluence vers l'aval, au fil du temps, est ainsi montrée. Toutefois, il faut noter que les avis des auteurs qui ont travaillé sur ce secteur de confluence (Chaput, 1923 ; Cailleux, 1943 ; Michel, 1962 et 1972) divergent sur le trajet de la Seine dans la plaine de Bonneuil où les études sont peu aisées à cause de l'urbanisation et des nombreux remblais qui se développent dans cette banlieue ouest de Paris. Plusieurs hypothèses de tracés ont été proposées. Aucune n'a vraiment été vérifiée même si l'étude des alluvions de la plaine de Bonneuil (Bratkiw, 1964) démontre qu'elles sont issues du bassin de la Seine.

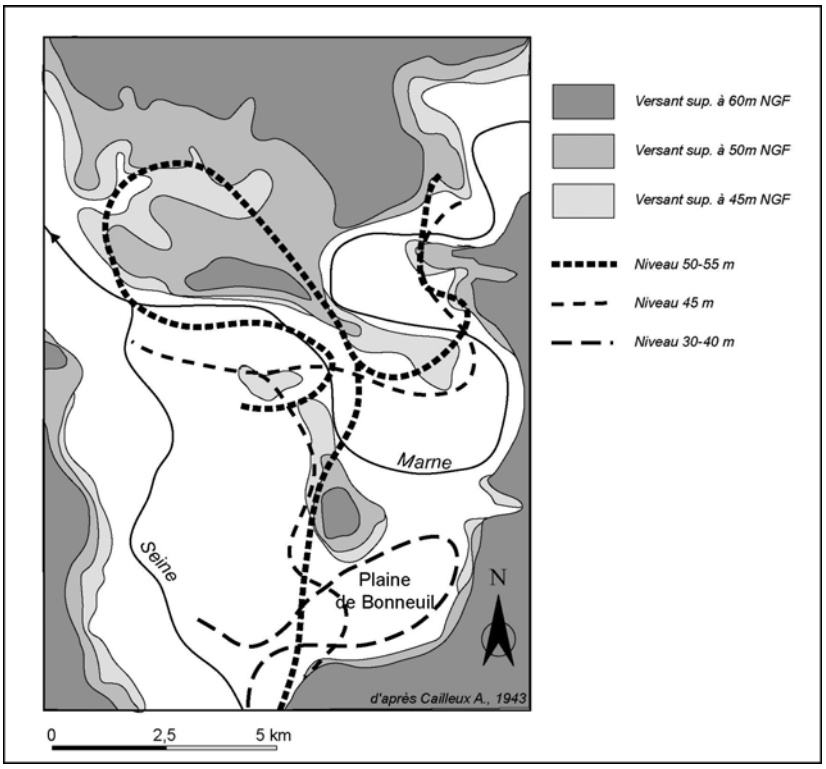



*Figure 1.34 : Les hauts niveaux de la Marne corrélés avec ceux de la Seine à la confluence des deux cours d'eau.*

La carte géologique de Paris (Soyer, 1975) reprend les trois niveaux fluviatiles situés à 50 m, 25-30 m et 10-15 m d'altitude relative qui étaient déjà signalés par Michel en 1967 et 1972. La description stratigraphique des dépôts de tous ces niveaux est similaire. Elle débute par un ensemble conglomératique résistant contenant de nombreux blocs volumineux et cimentés par un « calcin ». Au-dessus, on observe une succession de séquences de galets puis de cailloutis et de sables (granoclassement positif). Le sommet est recouvert par des sables gris argileux. Il faut noter les nombreuses figures sédimentaires décrites dans les différentes coupes dans les alluvions et attestant de l'enregistrement des périodes froides (Michel, 1962).

Des fouilles archéologiques récentes ont été effectuées dans des formations alluviales de la Marne, sur la commune de Maisons-Alfort, à 700 m de la confluence Marne/Seine (Rodriguez et *al*, 1994 ; Durbet et *al*, 1995, 1997). Les alluvions étudiées appartiennent à Fy (terrasse 10-15 m) et ont leur base à des altitudes comprises entre 24 et 29 m. La surface topographique est entre 32 et 39 m. La Marne coule à 26 m, sur ses propres alluvions. Les études géomorphologiques et archéologiques ont été menées de

concert sur ces alluvions et ont montré que cette formation est complexe. Elle est formée par plusieurs nappes superposées et inclinées en direction de la Marne.

- A la base, reposant sur le substratum Lutétien, une nappe grossière est caractéristique d'un style fluvial en tresse. Elle a été décrite avec de nombreuses traces du passage d'une période glaciaire (fente de gel). Elle contient un certain nombre de vestiges archéologiques (bifaces) non datés.
- Au-dessus, une autre nappe essentiellement composée de matériaux plus ou moins fins traduit toujours un milieu froid. Les études malacologiques et palynologiques le confirment. Des analyses U/Th faites sur des ossements moustériens ont donné des dates allant de 162 000 ± 9 000 ans à 206 000 ± 16 500 ans, soit la période Saalienne (stade isotopique 6).
- La nappe sus-jacente est aussi caractéristique d'un milieu froid avec une haute énergie et de fortes variations, (fente de gel, blocs erratiques). Des ossements et des pièces lithiques sont datés par méthode U/Th de 350 000 ans. Il semble donc que cette nappe soit le résultat du remaniement d'une nappe plus ancienne.
- Au sommet, le dépôt de limons sableux témoigne d'une sédimentation de plus en plus calme, liée à un réchauffement climatique. Il peut être attribué à l'Holocène. Les études malacologiques et palynologiques et les sites archéologiques datant de l'âge du bronze le confirment.

Cette étude montre que dans cette partie de la vallée de la Marne, les terrasses ne semblent plus être étagées comme en amont. La terrasse située à l'altitude relative de 10-15 m est datée par méthode ESR dans le Perthois à 93 000 ans (Cojan et Voinchet, 2003) et dans le Barrois par U/Th autour de 100 000 ans (Jaillet, 2000 et Pons-Branchu, 2001). Dans la région de la confluence avec la Seine, la terrasse observée à cette même altitude relative est plus ancienne. Ce n'est donc pas la même.

Plusieurs éléments caractérisent ce décalage stapio-temporel :

- La confluence avec la Seine a été un secteur propice à l'alluvionnement. Hormis le Perthois, où les alluvions atteignent jusqu'à 10 m d'épaisseur, seule la région de la confluence Marne-Seine connaît une couverture alluviale épaisse de 13 m.
- Les formes nettes de terrasses disparaissent dans cette partie de la vallée de la Marne. Elles laissent la place à des « glacis alluviaux » identiques à ceux décrits dans les méandres de la Seine en aval de Paris. (Lautridou et *al*., 1984 ; Lécolle, 1984a, 1984b, 1986).

Ces caractères peuvent probablement être expliqués par :

- Des mélanges et des remaniements des alluvions apportées par les deux cours d'eau se sont produits à plusieurs reprises, sans qu'il soit possible de faire une distinction entre les deux origines.

- La pente du profil en long de la Marne diminue fortement dans les derniers kilomètres de son cours.
- La néotectonique a pu avoir aussi un rôle important Les travaux de Wyns (1977), faits à partir de mesures altitudinales prises à la base des alluvions de la Marne et de la Seine, (Cailleux et Diffre, 1968) montrent un soulèvement différentiel de l'anticlinal de Meudon depuis le Mindel.

1.2.6.2.3.Conclusions.

Dans la vallée de la Marne en aval de Vitry-le-François, les observations de terrain et les recherches bibliographiques permettent de distinguer sept niveaux fluviatiles (figure 1.35).

Dans la partie basse de la vallée, on trouve le niveau actuel de la Marne ainsi qu'une terrasse emboîtée dans le dernier remblaiement. Cette dernière peut être suivie parfaitement tout au long de la vallée. Elle se corrèle avec la terrasse Ma.1 décrite en amont. Son altitude relative varie peu, de 1 à 3 m.

Au-dessus, dans la partie médiane de la vallée, cinq niveaux étagés ont été repérés. Les deux niveaux inférieurs peuvent être aisément suivis tout le long de la vallée. Identifiés en amont de Vitry-le-François et notés Ma.2 et Ma.3, ils peuvent être corrélés assez facilement avec les observations de terrain et les données bibliographiques. Malgré des fluctuations altitudinales locales, ces trois niveaux gardent, en aval de Vitry-le-François une certaine stabilité : pour Ma.2 de 8 à 15 m et pour Ma.3 de 22 à 30 m. Seule la partie aval de la vallée de la Marne, près de la confluence avec la Seine possède encore des points obscurs en ce qui concerne le raccord de ces niveaux. Des travaux complémentaires sont donc nécessaires en aval.
Pour les trois niveaux suivants (+ 40 m ; + 50 m et + 70 m), il est difficile de tirer des conclusions et de procéder à des raccords avec les données issues de l'amont de la vallée. En effet, les niveaux supérieurs sont plus difficiles à étudier car les terrasses et replats fluviatiles sont rares et les affleurements observés sont peu nombreux et de mauvaise qualité. Ils ne permettent pas de bonnes études des altitudes relatives et des formations. De plus, lors du passage de la Marne au travers du plateau crayeux, les faibles altitudes n'ont pas permis de conserver des lambeaux fluviatiles car aucun relief n'est à plus de 40-50 m d'altitude relative. Il existe un hiatus de près de 80 km. Ainsi, Ma.4 est difficilement reliable à un de ces trois niveaux. Deux hypothèses peuvent être avancées. La première est fondée uniquement sur l'altitude relative. On est alors tenté de raccorder Ma.4 au niveau à + 50 m. La seconde est fondée sur la morphologie de la vallée. En effet, en amont, Ma.4 correspond à une forte incision (environ 40 m) caractérisé par un versant réglé qui se poursuit par un glacis. En aval d'Epernay, ces spécificités sont caractéristiques du niveau situé à + 70 m. Dans l'état actuel de nos connaissances, nous n'avons pas pu trancher.

Enfin, pour les deux paléo-vallées en berceau (Ma.5 et Ma.6), nous ne disposons pas de données précises en aval de Vitry-le-François. Néanmoins, les altitudes des reliefs dans la craie ne permettent pas de retrouver ces niveaux. Par contre, en aval d'Epernay, il existe une potentialité de pouvoir les retrouver en raison de l'encaissement important de la vallée de la Marne (plus de 200 m).

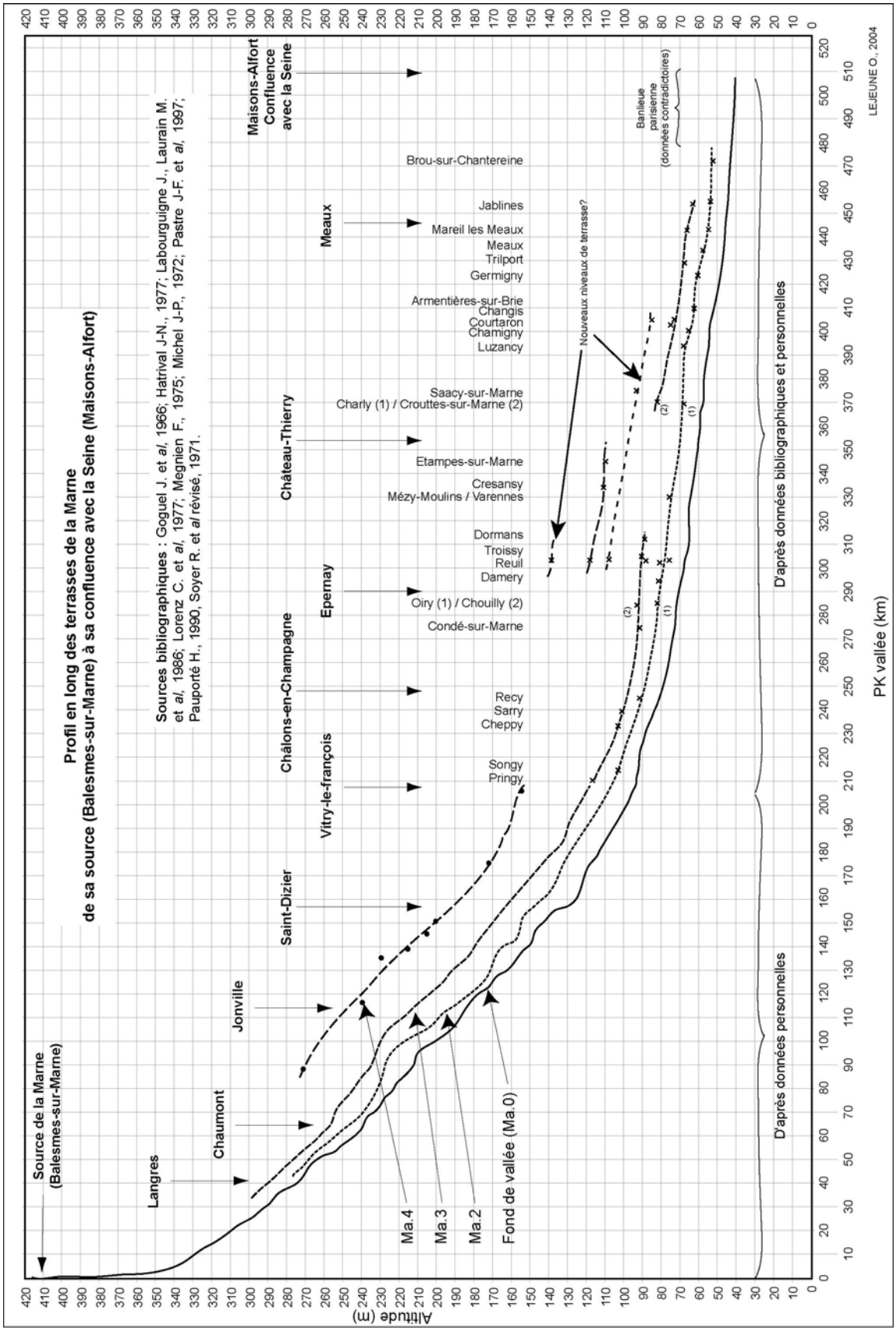



*Figure 1.35 : Profil en long des terrasses de la Marne de sa source (Balesmes-sur-Marne) à sa confluence avec la Seine (Maisons-Alfort)(d'après données bibliographiques et de terrain).*

## 1.3. L'incision des vallées affluentes.

La Marne supérieure possède quatre principaux affluents que sont la Suize, le Rognon, la Blaise et la Saulx. Les deux premiers sont des cours d'eaux issus uniquement des formations calcaires du jurassique. A l'inverse, les deux suivants, après avoir eux aussi parcourus les plateaux calcaires jurassiques, ont la particularité de confluer avec la Marne dans la dépression monoclinale du Perthois. Cette position leur confère des capacités d'enregistrement des niveaux d'incision que les vallées de l'amont n'ont pas.

Nous allons ici faire le point sur les niveaux d'incision de ces vallées et réaliser, si possible, des corrélations avec la Marne.

### 1.3.1. Les affluents inscrits principalement dans les calcaires oxfordiens et bathono-bajociens.

La Marne reçoit en rive gauche, au niveau de Chaumont, la Suize et à quelques kilomètres en amont de Joinville, en rive droite, le Rognon. Ces deux cours d'eau s'écoulent sur les calcaires oxfordiens et bathono-bajociens. Ces deux vallées ont enregistré un certain nombre de niveaux de creusement dont nous allons faire l'inventaire.

#### 1.3.1.1. La Suize.

Longue d'une cinquantaine de kilomètres, cette vallée a été explorée afin de tenter de trouver des éléments pouvant être des marqueurs de l'incision. Elle n'a livré aucune formation alluviale. A l'inverse, les formes de versants apparaissent révélatrices des phases d'incision de la rivière dans les calcaires du Bathono-Bajocien.

L'encaissement dans le plateau est assez prononcé. En amont, il est de 60-70 m à Ormancey, de 90 m dans la partie médiane (Villiers-sur-Suize) et de 70 m près de Chaumont.

A partir de la partie sommitale des plateaux traversés, deux types de vallées se déclinent successivement :

-Dans un premier temps, on trouve de vastes glacis qui descendent en pente douce vers la vallée. Ils définissent une paléo-vallée large d'environ 3 km et encaissée d'une quarantaine de mètres. Cette morphologie est similaire aux gouttières déjà observées sur la Marne (niveau Ma.6 et Ma.5).

-En dessous, le gabarit de la vallée change radicalement. On passe subitement à une vallée très étroite (entre 200 et 500 m de large), très bien calibrée. Les versants de la vallée sont des versants raides qui se raccordent directement au fond de la vallée. Ils ne sont interrompus par aucun replat fluviatile. Pourtant, à trois reprises, on voit se dessiner des méandres perchés (figure 1.36) à +13 m, +10 m et +5 m Leurs versants sont recouverts de gélifracts calcaires. Ces méandres à faible rayon de courbure, se situent à l'aval du bassin et sont inscrits dans les calcaires du Bathonien inférieur. Le pendage fort (supérieur à 15 ‰) semble être à l'origine de la localisation de ces formes (Deshaies, 1994).

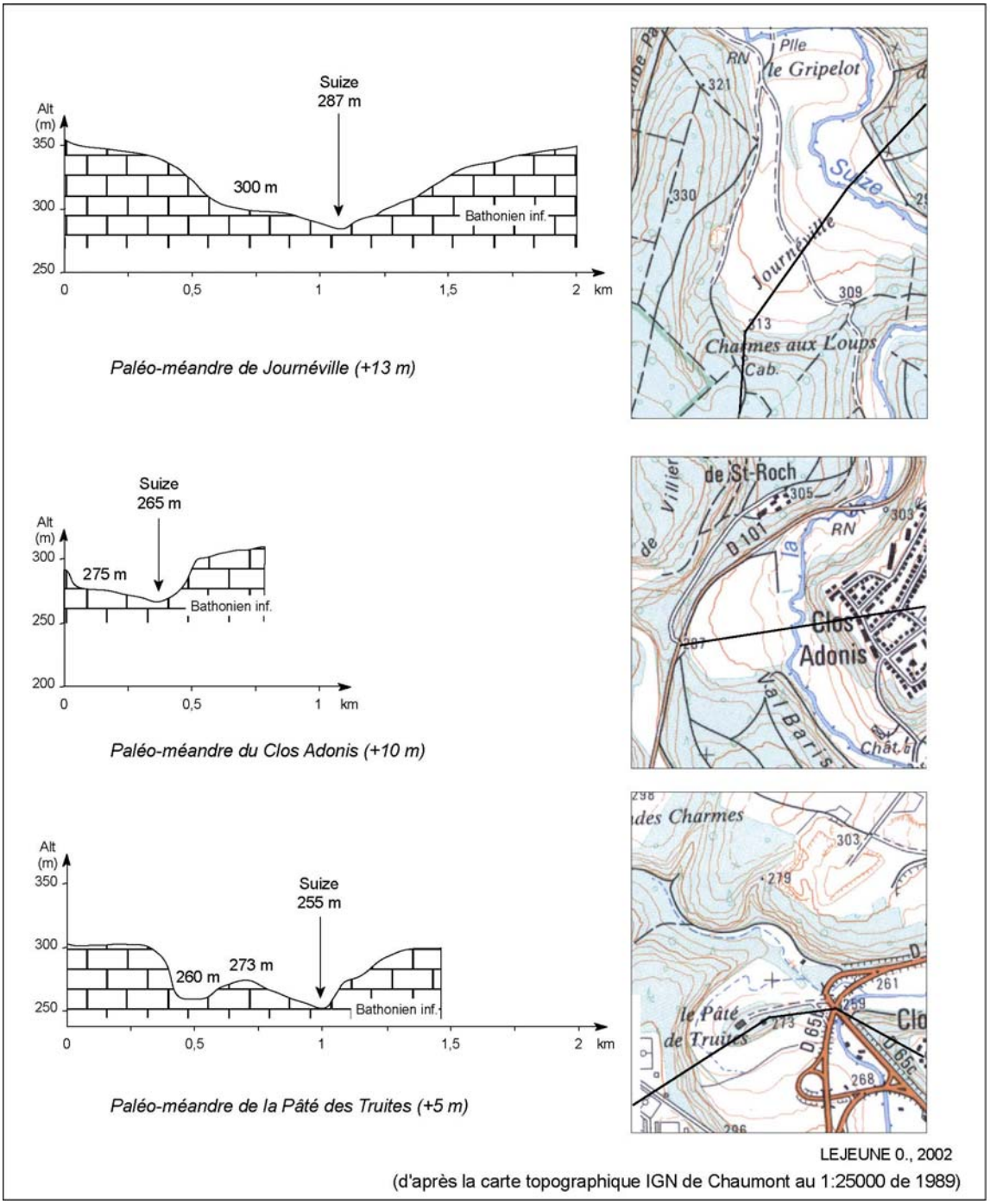



*Figure 1.36 : Les traces de l'incision de la Suize : les paléo-méandres perchés*

### 1.3.1.2. Le Rognon.

En rive droite de la Marne, on trouve le bassin du Rognon. La vallée a fait l'objet de prospection afin d'y déceler les grandes phases de l'incision. Des cartes géomorphologiques ont été dressées dans la partie aval du bassin dans la traversée des formations oxfordiennes. En amont, la vallée a fait l'objet d'observations ponctuelles.

Le Rognon est un cours d'eau dont la vallée est bien marquée dans le paysage. En amont, il est encaissé d'environ 100 m dans le plateau bathono-bajocien. En aval, l'incision est plus forte dans la traversée de l'Oxfordien (environ 140 m).

Ainsi, comme dans la vallée de la Suize et de la Marne, la vallée du Rognon comporte deux phases majeures d'incision. :

La première est une large gouttière sommitale qui permet de définir une paléo-vallée d'environ 5 km de large. Ceci se voit assez bien dans les secteurs où le Rognon traverse les cuestas bajocienne et oxfordienne. Ainsi, en amont (au niveau du passage de la Côte de Moselle), l'encaissement de la gouttière est de 40-50 m. Il paraît identique un peu plus en aval, lors du passage de la Côte de Meuse.

La seconde correspond à une phase de calibrage de la vallée qui se traduit par une entaille plus nette dans les plateaux. On peut alors identifier trois ensembles géomorphologiques bien individualisés le long de la vallée :

- Le premier concerne l'amont de la vallée du Rognon. Elle traverse les plateaux des calcaires bathonien et bajocien. La vallée est alors étroite (300 m maximum), sinueuse, et bien dessinée dans le plateau. Les traces de l'enfoncement du Rognon sont peu nombreuses. Il s'agit uniquement de formes de versant et en particulier une série de cinq méandres perchés, sans formation fluviatile (figure 1.37). On a pu distinguer deux ensembles de méandres : un premier ensemble perché à 5-7 m d'altitude relative et un second perché à 12-15 m. Comme dans la vallée de la Suize, les méandres encaissés sont essentiellement localisés en aval pendage de l'auréole bathono-bajocienne, où le pendage est fort.

- Le second correspond à la percée cataclinale du Rognon dans la côte oxfordienne. Dans cette partie, le Rognon reçoit ces deux affluents, la Manoise et la Sueurre.

- La troisième partie s'étend depuis Signéville jusqu'à la confluence avec la Marne. La vallée traverse les calcaires et les marnes de l'Argovo-Rauracien. Le fond de vallée est large (500-600 m) avec des versants en pente douce, sauf dans le train de méandres qui précède la confluence avec la Marne. Les traces de l'incision sont peu nombreuses. En effet, il ne subsiste dans cette portion de la vallée du Rognon que deux lambeaux de terrasses à 10 m d'altitude relative.

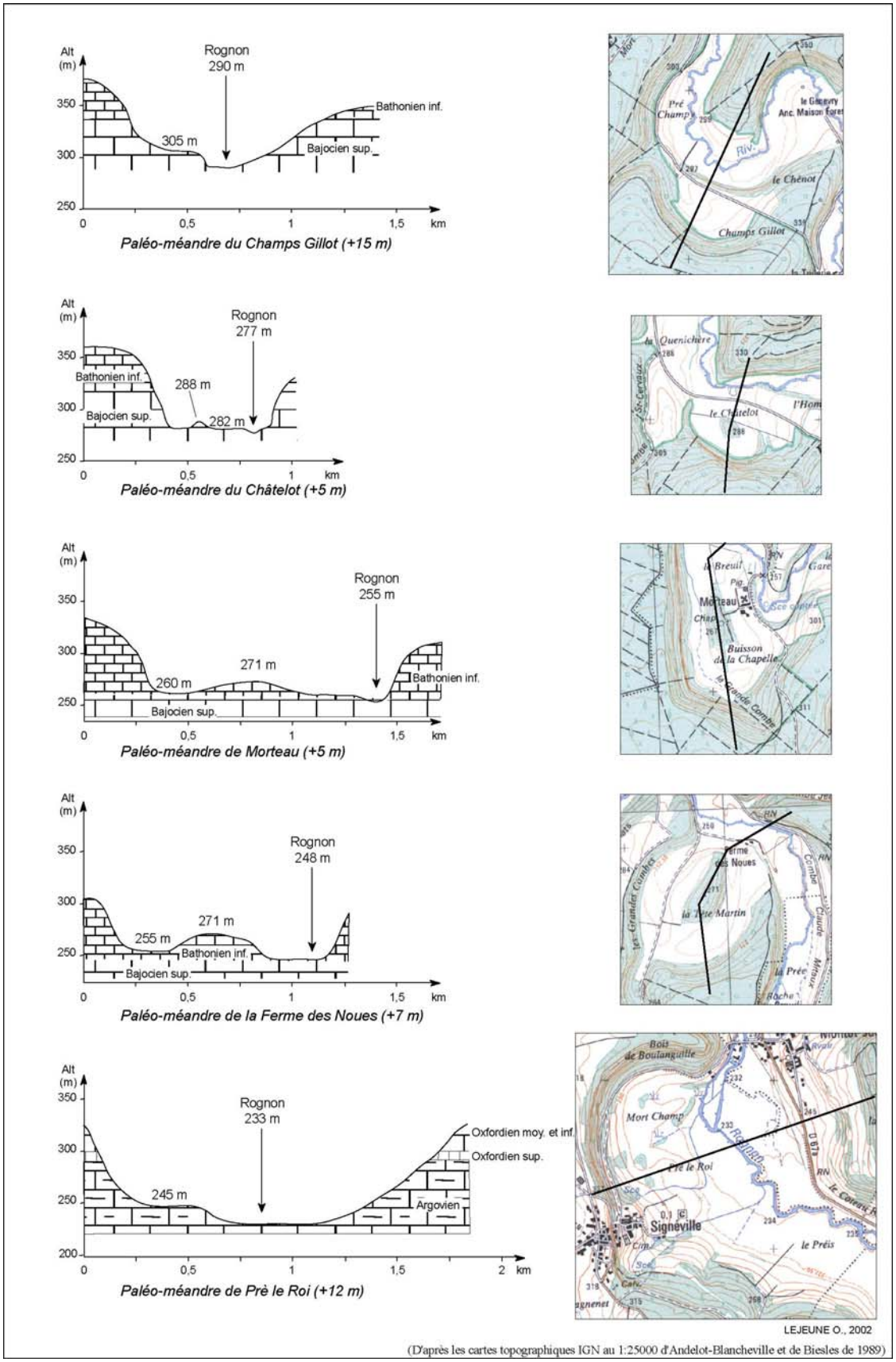



*Figure 1.37 : Les traces de l'incision du Rognon: les paléo-méandres perchés*

### 1.3.2. Les affluents inscrits principalement dans les calcaires tithoniens.

Dans la partie aval du secteur d'étude, deux cours d'eau confluent avec la Marne dans la région du Perthois : la Blaise et la Saulx.

#### 1.3.2.1. La Blaise.

La Blaise est un cours d'eau d'un peu moins de 80 km de long qui prend naissance sur le revers de la Côte de Meuse. Après avoir traversé le Barrois, la Blaise conflue avec la Marne dans le Perthois.

Jusqu'à présent, aucun travail géomorphologique n'avait été réalisé sur cette vallée. Seuls Tricart (1952) et Pinchemel (1964) ont fait quelques observations sur le Perthois et donc sur la partie aval de la vallée de la Blaise. Ces observations sont succinctes : seule la Grève III décrite par Tricart dès 1952 est notée. Celle-ci correspond à la plaine alluviale actuelle de la Blaise. Rien n'est mentionné sur les autres niveaux fluviatiles.

Nous avons donc été amenés à établir une carte géomorphologique de la partie aval de la vallée, dans la région du Perthois (Annexes 1.2 à 1.4). La partie amont a fait l'objet d'une reconnaissance mais la carte géomorphologique n'a pas été établie en raison du faible nombre d'éléments fluviatiles reconnus. Nos observations ont cependant permis de mettre en évidence, dans cette vallée, deux phases :

- Tout d'abord, on retrouve la trace d'une gouttière sommitale, surtout au niveau du passage de la côte des Bars où les reliefs sont conséquents. La gouttière est toutefois moins marquée ici que dans les vallées de la Suize et du Rognon. En effet, dans cette région, la partie sommitale du plateau n'est plus constituée de roches cohérentes mais par les formations argilo-sableuses du Crétacé inférieur. Elles confèrent à la partie haute de la vallée des formes mal définies et fuyantes (figure 1.38). Si la gouttière a été marquée dans ces formations, l'érosion en a effacé les traces.

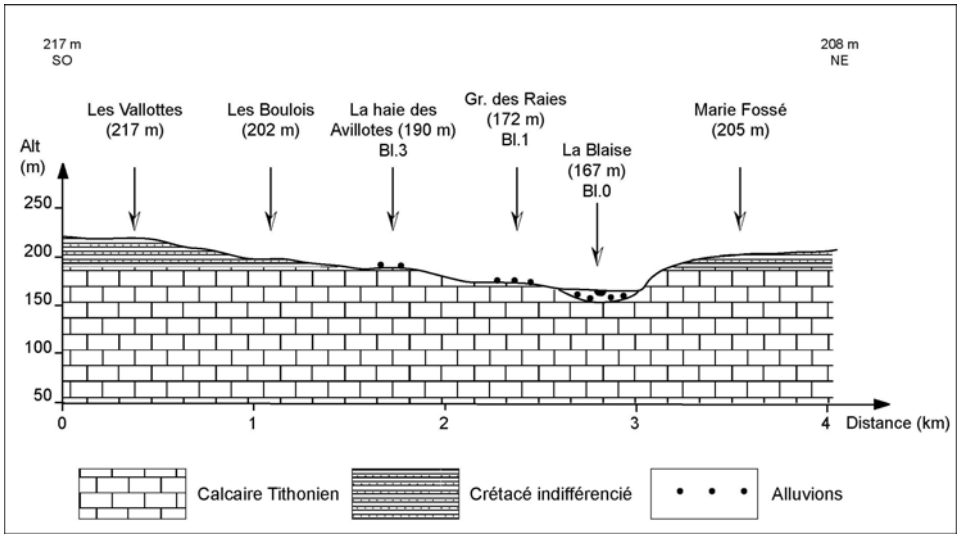



*Figure 1.38 : Les niveaux d'incision de la Blaise à la sortie du Barrois.*

- Dans le plateau du Barrois, la vallée est étroite et bien marquée. Les traces de niveaux fluviatiles sont inexistantes. A l'inverse, dès que la Blaise s'écoule sur les formations meubles du Crétacé, plusieurs terrasses sont visibles. On distingue trois niveaux de terrasses étagées. Ainsi, dans le Perthois, elles prennent une plus grande extension et il est possible de les suivre d'une manière quasi continue (figure 1.39).

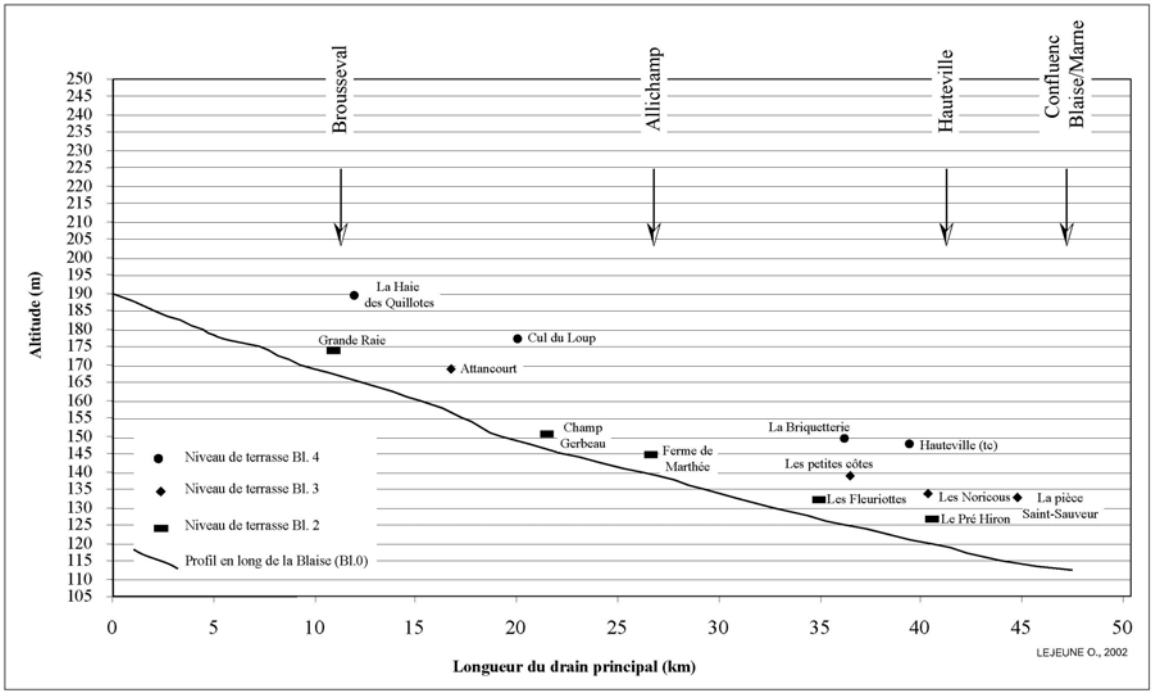



*Figure 1.39 : Les niveaux de terrasse de la vallée de la Blaise*

- **Le niveau Bl.0** correspond au cours d'eau de la Blaise. Il est important de remarquer que la Blaise n'entame le remblaiement de fond de vallée que de 1 à 2 m au maximum.
- **Le niveau Bl.1**, confondu, sur la figure 1.39, avec le niveau Bl.0, correspond au remplissage du fond de la vallée. Le niveau Bl.0 vient l'inciser légèrement.
- **Le niveau Bl.2** correspond à la première terrasse étagéede la Blaise. Elle a une altitude relative de 7 m dans le Perthois. Vers l'amont, elle se réduit progressivement à 4 m. Quelques sondages donnent une épaisseur d'alluvions d'environ 5 m dans le village de Landricourt. Ils se répartissent de la façon suivante : environ 3 m d'alluvions calcaires recouvertes par 2 m de limons.
- **Le niveau Bl.3** correspond à la seconde terrasse étagée. Elle a une altitude relative de 17-19 m dans la partie aval du Perthois. Cette altitude relative s'abaisse vers l'amont pour atteindre 10-12 m. L'épaisseur alluviale est plus conséquente. Trois sondages révélent une épaisseur de d'environ 10 m (5 à 7 m d'alluvions calcaires recouvertes par 5 à 3 m de limons).

- **Le niveau Bl.4** correspond à la troisième et dernière terrasse étagée. Elle est commune à la Blaise et à la Marne dans la partie aval du Perthois et correspond à la terrasse de Hauteville. Son altitude relative par rapport à la Blaise est de 30 m dans le Perthois et diminue aussi régulièrement vers l'amont jusqu'à 22 m. L'épaisseur d'alluvions est d'environ 8 à 9 m (2/3 d'alluvions calcaires ; 1/3 de limons).

Au-dessus de ces niveaux fluviatiles bien identifiés, on rencontre localement, lorsque le relief est assez élevé, des traces de plans inclinés, dirigés vers le centre de la vallée de la Blaise. Ces glacis que l'on retrouve essentiellement en rive droite de la vallée se localisent uniquement au niveau du passage de la côte des Bars. Cette vaste gouttière de trois à cinq kilomètres de large est moins bien marquée que dans la vallée de la Marne. La couverture crétacée meuble qui recouvre la plus grande partie du revers du plateau du Barrois, a limité la conservation de ces formes. Ce niveau est nommé **Bl.4**.

#### 1.3.2.2. La Saulx et l'Ornain.

La Saulx conflue avec la Marne dans la partie aval du Perthois, près de Vitry-le-François. La Saulx reçoit les eaux de l'Ornain à l'entrée du Perthois. Ces deux cours d'eau se ressemblent beaucoup. Ils naissent tous les deux dans les plateaux jurassiques (plateau tithonien pour la Saulx et oxfordien et tithonien pour l'Ornain) dans lesquels ils s'incisent fortement (environ 100 m pour la Saulx et 140 m pour l'Ornain dans leur cours moyen). Ils y suivent un cours grossièrement sud-est/nord-ouest, puis en pénétrant dans l'auréole crétacée, bifurquent subitement vers l'ouest.

L'incision des vallées de la Saulx et de l'Ornain est complexe car ces vallées ont été affectées par une capture hydrographique qui a détourné leurs eaux vers la Marne au détriment de l'Aisne. Depuis le XIX$^{ème}$ siècle, de nombreux auteurs se sont intéressés à ce détournement (Buvignier, 1852 ; Denizot, 1919 ; Gardet, 1946, Tricart, 1952). Nous en reparlerons plus précisément dans le chapitre suivant. Les phases d'incision n'avaient cependant jamais été cartographiées avec précision car les différents auteurs cités précédemment n'avaient porté leur attention qu'au site de capture. Ces travaux ont été réalisés par D. Harmand dans le cadre des travaux menés pour l'Andra (Harmand et *al*., 2002 ; Harmand, et *al*., 2004).

La Saulx et l'Ornain ont enregistré chacun dix niveaux d'incision constitués par des formes de versants, des replats fluviatiles et de véritables terrasses (figure 1.40). Dans la partie calcaire des bassins, ces niveaux s'organisent en trois ensembles bien distincts :

- L'ensemble haut est constitué par deux gouttières emboîtées l'une dans l'autre (à + 95 m et + 110-115 m). Ces niveaux définissent des paléo-vallées larges de plusieurs kilomètres.

- L'ensemble intermédiaire est formé de sept niveaux de terrasses et de replats fluviatiles numérotés de Sa/Or.2 (pour le plus bas, + 5-7 m) à Sa/Or.8 (le plus haut, + 75-80 m). Les premiers sont recouverts par une couche d'alluvions épaisse de quelques mètres. Ces derniers disparaissent

rapidement sur les niveaux les plus hauts. Cet ensemble est marqué dans le paysage par une incision bien visible dans le paysage. La vallée, étroite de moins de 500 m, se rétrécit progressivement.

- Le plus bas de ces ensembles est constitué par les niveaux emboîtés Sa/Or.0 et Sa/Or.1 au niveau de la plaine alluviale actuelle des deux cours d'eau.

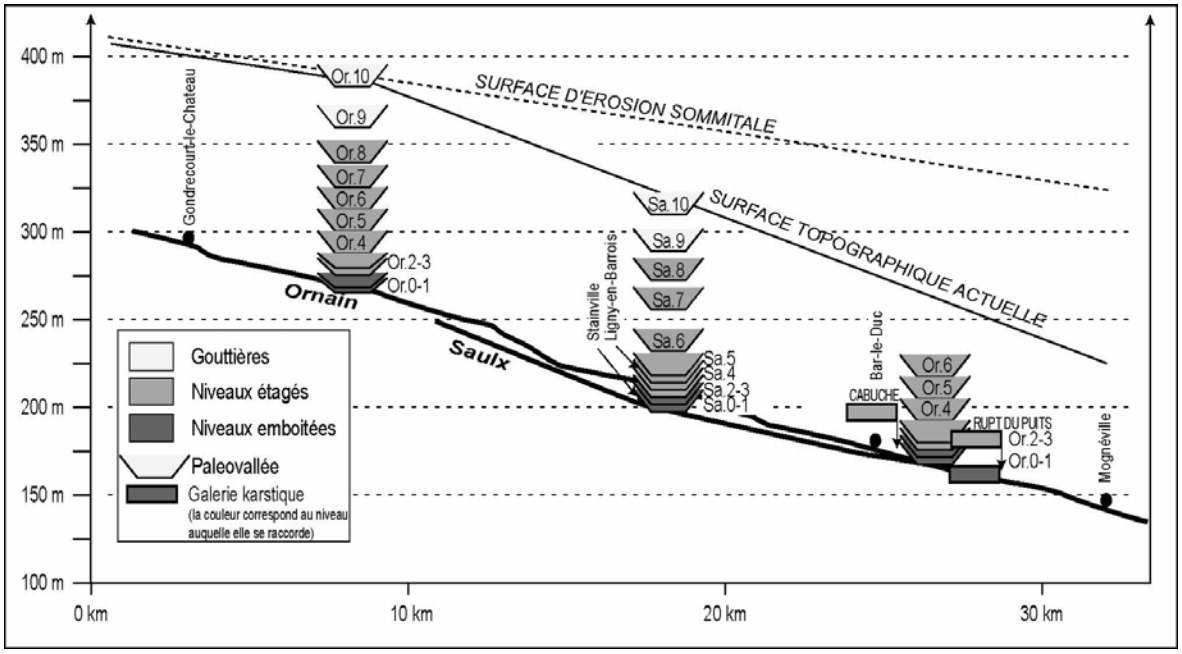



*Figure 1.40 : Les niveaux d'incision de la Saulx et de l'Ornain dans le Barrois (d'après Harmand, et al., 2004 modifié)*

Après le coude vers l'ouest des cours d'eau, la nature du paysage change radicalement lorsque la Saulx et l'Ornain pénètrent dans le Crétacé inférieur. Dans le Perthois, les niveaux sont moins nombreux puisque l'on trouve uniquement les niveaux inférieurs (de Sa.0 à Sa.3). Les formations alluviales sont bien représentées par de vastes terrasses étagées (Sa.2 et Sa.3) de plusieurs kilomètres carrés et épaisses de 5-6 m. Elles sont constituées par une série caillouteuse basale recouverte par une série limoneuse.

### 1.3.3. Le raccord avec les niveaux d'incision de la Marne.

#### 1.3.3.1. Les affluents de l'amont : un raccordement difficile à réaliser

Les travaux menés sur la Suize et le Rognon ont permis la découverte d'un nombre très limité de niveaux d'incision pouvant être corrélés à ceux de la Marne.

Sur la Suize, dans la partie sommitale, la gouttière identifiée ressemble en tous points à celle que nous trouvons sur la Marne. Les reconstructions géométriques ne permettent cependant pas de les corréler avec exactitude aux niveaux Ma.6 ou Ma.5. Plus bas, deux méandres sont perchés à +10 et +13 m. Proches, ils paraissent appartenir à un

même ensemble. Plus en aval, un autre méandre est perché à +5 m. On peut alors voir ici deux niveaux bien distincts. Il est toutefois très hasardeux de tenter ici des corrélations avec les niveaux de la vallée de la Marne, avec aussi peu de jalons de l'incision de la Suize.

Sur le Rognon, les choses sont plus complexes car nous disposons de sept lambeaux de terrasses, méandres perchés et replats fluviatiles. Ils se divisent en deux catégories d'altitudes relatives : trois sont compris entre + 5 et + 7 m et les quatre autres sont compris entre +10 et +15 m. Nous proposons ici trois hypothèses de raccordements de ces jalons de l'incision du Rognon (figure 1.41) :

-Hypothèse 1 : De ces deux ensembles altitudinaux, il est alors possible d'identifier deux niveaux bien distincts. On a dans ces conditions deux niveaux comme dans la vallée de la Suize. On part ici du principe que les profils en long des terrasses des cours d'eau sont parallèles entre eux ainsi qu'avec le profil actuel du cours d'eau.

On a cependant constaté que les niveaux fluviatiles des vallées de cette région (Blaise, Marne, Saulx…) tendent à avoir l'altitude relative des terrasses qui augmente vers l'aval et des profils en long parallèles (Jaillet, et *al*., 2001 ; Harmand et *al*., 2002 ; Harmand et *al*., 2004. Cojan, et *al*., à paraître. ; *cf*. ce travail). En partant de ces principes, il paraît plausible d'envisager ce même comportement dans la vallée du Rognon. Deux autres hypothèses sont alors envisagées :

-Hypothèse 2 : On peut identifier trois niveaux d'incision. On distingue alors un haut niveau constitué par le méandre perché situé en amont à + 15 m. Un niveau moyen, incarné par les deux terrasses situées à l'aval, est corrélé au paléo-méandre de Pré-le-Roi. Enfin, un bas niveau composé par les trois paléo-méandres perchés s'inscrit dans les calcaires bathono-bajociens.

-Hypothèse 3 : On identifie seulement deux niveaux. En effet, en fonction de la pente que l'on donne aux profils en long des terrasses, en raison de la proximité altitudinale des différents jalons de l'incision (dans une tranche d'altitude de 5 m) et enfin, en raison de l'éloignement important entre les jalons, on peut aisément imaginer un regroupement entre la quasi totalité des jalons. On associe dans un même bas niveau les + 5 m, + 7 m, + 12 m et + 10 m. Le jalon à + 15 m reste alors seul et vient constituer un niveau supérieur.

Il est clair que les arguments du raccord de ces jalons entre eux sont extrêmement ténus. Sans certitude de notre part, il semble néanmoins que l'hypothèse 3 ait notre faveur.

Tout d'abord, l'hypothèse 1, assez simpliste, ne tient pas compte des observations géomorphologiques faites dans les autres vallées. En l'absence de preuves contradictoires, il est raisonnable d'appliquer les schémas généraux notés ailleurs.

L'hypothèse 2 est séduisante mais elle se heurte à une multiplication des niveaux d'incision. Pourquoi, alors que sur la Marne, on observe uniquement un niveau fluviatile à + 10-15 m et à + 20-25 m, il y aurait une multiplication des niveaux (+ 5 m ; + 10 m ; + 15 m) sur un de ces affluents amont ? D'autant que les capacités d'enregistrement des

vallées calcaires ne semblent pas particulièrement favorables. On ne peut cependant pas exclure cette hypothèse 2.

A l'inverse, l'hypothèse 3 paraît plus conforme aux connaissances acquises sur la région. En effet, les niveaux de terrasses situés à l'aval de la vallée du Rognon, proches de la confluence avec la Marne se corrèlent bien avec le niveau Ma.2. La terrasse de Donjeux (Ma.2) est toute proche de la confluence Marne/Rognon et l'altitude relative coïncide. Les arguments sont uniquement altitudinaux, en l'absence de preuves sédimentologiques. Ainsi, Ma.2 est le niveau le plus représenté sur la Marne en nombre de jalons (la moitié des terrasses du bassin supérieur de la Marne tous niveaux confondus) mais aussi en extension. Que l'on retrouve donc un grand nombre de jalons se corrélant avec Ma.2 dans les vallées affluentes semble logique. Cette idée paraît se vérifier ici, tout comme, nous le verrons ensuite, dans les vallées de la Blaise et de la Saulx.

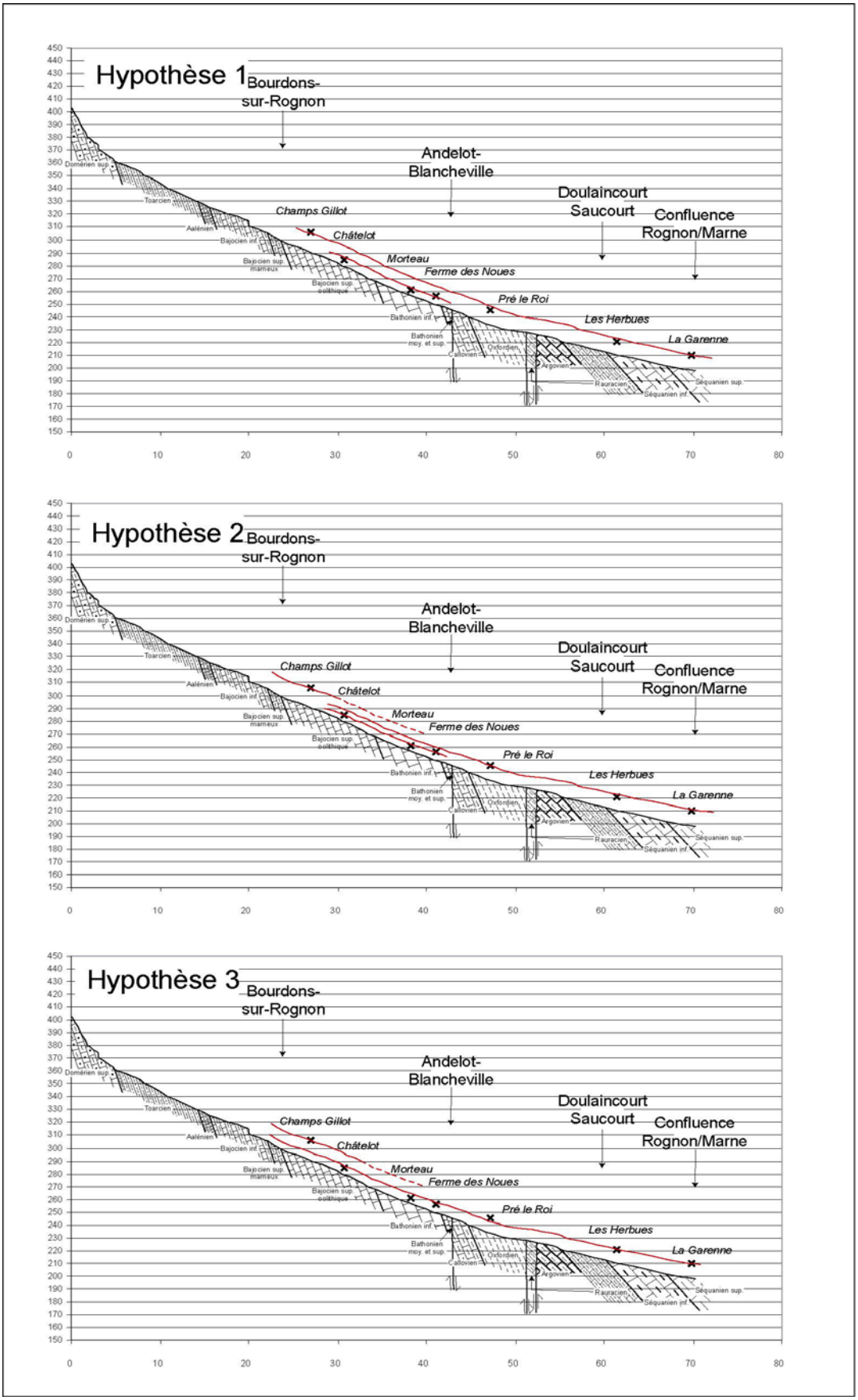



*Figure 1.41 : Hypothèses de raccordement des niveaux fluviatiles du Rognon.*

Ainsi, si l'on considère cette hypothèse comme celle à retenir, il importe alors de considérer que ce niveau d'incision du Rognon, corrélé à Ma.2, date d'environ 100 000 ans. Nous l'appellerons Ro.1 et le niveau de base (le Rognon) sera nommé Ro.0. Le niveau supérieur (paléo-méandre du Champs Gillot) à + 15 m, plus ancien, se corrèle peut-être à Ma.3 (environ 150 000 ans). Nous n'avons cependant à ce sujet aucune certitude. Nous le nommerons Ro.2. Enfin la gouttière sommitale, raccordée à Ma.5, prendra le nom de Ro.3 (Tableau 1.8).

| **Type de vallée** | **Marne** | **Suize** | **Rognon** |
|---|---|---|---|
| Gouttières | Ma.6 | Su.2 ? | Pas de trace |
| | Ma.5 | | Ro.4 |
| Vallée calibrée | Ma.4 | Pas de corrélation possible | Pas de trace avérée |
| | Ma.3 | | Ro.3 |
| | Ma.2 | | Ro.2 |
| | Ma.1 | Su.1 | Ro.1 |
| | Ma.0 | Su.0 | Ro.0 |

*Tableau 1.8 : Equivalence des niveaux d'incisions entre la Marne, de la Suize et le Rognon.*

#### 1.3.3.2. Les affluents du Perthois

- *Le raccordement des niveaux d'incision de la vallée de la Marne et de la vallée de la Blaise*.

Comme pour les affluents de la Marne situés en amont, la vaste gouttière sommitale existe dans la vallée de la Blaise. Sa corrélation avec celle de la Marne (sans doute Ma.5) s'avère possible.

En dessous, quatre niveaux d'encaissement ont été cartographiés. La réalisation des profils en long des terrasses de la Marne et de la Blaise (figure 1.42) permet d'assembler plusieurs niveaux de terrasses de ces deux cours d'eau qui confluent dans le Perthois. En l'absence de coupe, ces raccordements ont été faits uniquement sur des critères altitudinaux. Les corrélations sont assez aisées en raison de la grande étendue des terrasses dans la région perthoise et le raccord souvent direct entre les jalons des deux vallées.

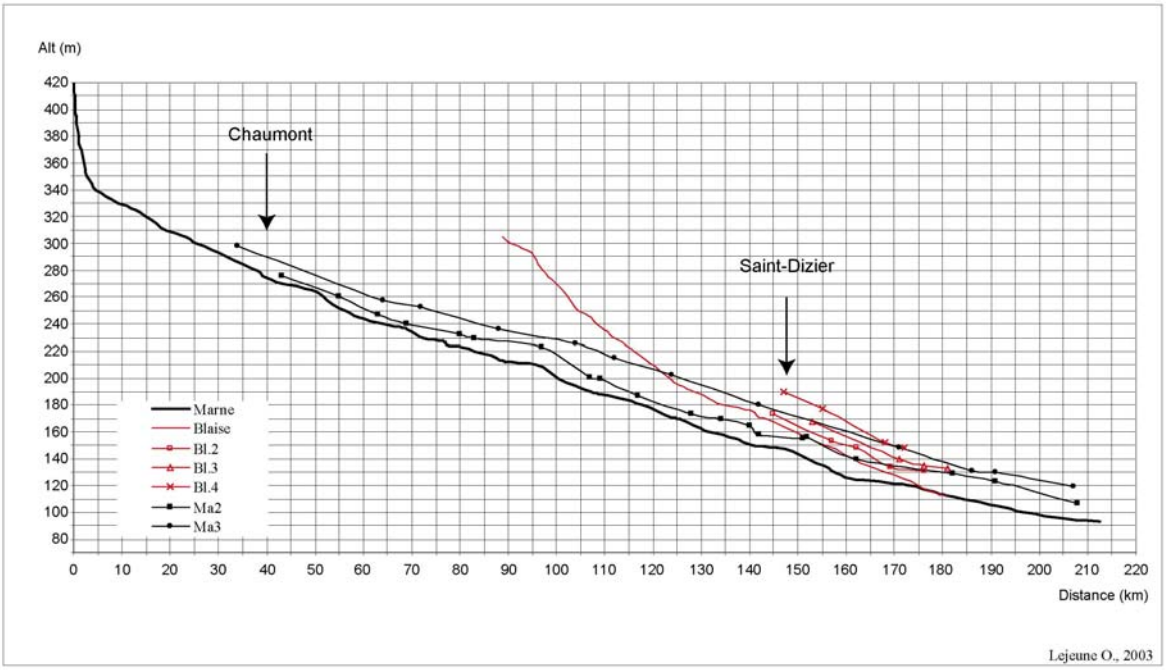



*Figure 1.42 : Raccordement des terrasses de la Blaise avec celles de la Marne*

Les **niveau Bl.0 et Bl.1** correspondent aux niveaux Ma.0 et Ma.1.

Le **niveau Bl.2** correspond au niveau Ma.2. Outre l'argument altitudinal, les deux terrasses ont plusieurs points communs. En premier lieu, il s'agit pour les deux cours d'eau de la première terrasse étagée. Les épaisseurs d'alluvions sont très proches à proximité de la confluence Marne/Blaise (environ 5 m) alors que les autres ensembles alluviaux possèdent des épaisseurs plus conséquentes (environ 10 m). Enfin, un certain nombre d'éléments archéologiques et faunistiques identiques ont été trouvés dans ces deux niveaux alors qu'ils sont absents dans les niveaux supérieurs (Stchépinsky, 1962). Ce raccord a été souligné par Lepage (1991b) « *Par exemple, en aval de Saint-Dizier, la moyenne terrasse de la Marne correspond à la basse terrasse de la Blaise* ».

Le **niveau Bl.3** ne trouve pas d'équivalent sur la Marne. Nous verrons plus loin que le même schéma se retrouve sur la Saulx, ce qui nous laisse penser que La Saulx et la Blaise n'ont pas réussi à évacuer la totalité des matériaux qui se trouvaient dans leur vallée alors que la Marne, plus puissante a pu nettoyer sa vallée et donc conserver moins de témoins de son incision.

Le **niveau Bl.4** correspond au niveau Ma.3. La terrasse de Hauteville, commune aux deux vallées sur plusieurs kilomètres, constitue l'interfluve immédiatement en amont de la confluence entre les deux rivières.

Le **niveau Bl.5** correspond à la vaste gouttière sommitale que l'on rencontre dans la vallée de la Marne (Ma.5).

Les correspondances entre les différents niveaux d'incisions de la Blaise et de la Marne sont résumées dans le tableau 1.9 :

| Type de vallée | Marne | Blaise |
|---|---|---|
| Gouttières | Ma.6 | Pas de trace |
| | Ma.5 | Bl.5 |
| Vallée calibrée | Ma.4 | Pas de trace |
| | Ma.3 | Bl.4 |
| | Pas de trace | Bl.3 |
| | Ma.2 | Bl.2 |
| | Ma.1 | Bl.1 |
| | Ma.0 | Bl.0 |

*Tableau 1.9 : Equivalence des niveaux d'incision entre la Marne et la Blaise.*

- *Le raccordement des niveaux d'incision de la vallée de la Marne, de la Saulx et de l'Ornain.*

La Saulx et l'Ornain ont un nombre de niveaux fluviatiles identiques (11), mais plus nombreux que la Marne qui n'en possède que sept dans la partie en amont de Vitry-le-François (Tableau 1.10 et figure 1.43).

Ces deux cours d'eau possèdent, tout comme la Marne, deux gouttières sommitales emboîtées (Sa/Or.10 et Sa/Or.9) l'une dans l'autre, qui entaillent la surface sommitale. Ces trois vallées, les plus importantes de la région, ont donc enregistré les prémices de l'incision du réseau hydrographique. Seules leur forme et leur position altitudinale permettent de raccorder ces formes entre elles.

Dans la partie médiane des vallées, il y a moins de niveaux d'incision sur la Marne que sur la Saulx et l'Ornain. Elles ont pourtant des caractéristiques similaires. Un calibrage de la vallée apparaît à partir de Ma.4 sur la Marne et à partir de Sa/Or.8 sur la Saulx et l'Ornain. De Ma.4 à Ma.2, ainsi que les niveaux de la Saulx et de l'Ornain correspondants, les niveaux fluviatiles sont étagés. Les formations sont toujours peu nombreuses sur les hauts niveaux et de plus en plus présentes et épaisses sur les bas niveaux. Sur les hauts niveaux, les formations alluviales sont donc à l'état résiduel. A l'inverse, dès Ma.3 (Sa/Or.4), les formations sont véritablement présentes. On a donc ici une coupure nette entre ces deux sous-ensembles. C'est d'ailleurs à partir de ces derniers niveaux que l'on peut parler de terrasses. Dès Ma.3, les raccords avec la Saulx-Ornain sont plus aisés car les vallées ont des terrasses communes dans la région perthoise. Le critère retenu ici pour les raccords se base cependant uniquement sur les morphologies et les altitudes. En effet, les formations sont difficilement différenciables. Les matériaux sont identiques et composés, dans leur quasi-totalité, d'éléments issus du Tithonien. La structure des dépôts est aussi identique avec des séquences de crues peu épaisses à granoclassement positif. On remarque enfin la présence d'une terrasse supplémentaire sur la Saulx-Ornain (Sa.2 et Or.2) par rapport à la Marne. Il semble donc que la Marne, plus puissante, ait favorisé le déstockage massif des formations lors de certains épisodes d'incision alors que les autres affluents n'aient pas eu la même compétence. La présence d'une terrasse supplémentaire a été aussi notée sur la Blaise (Bl.2). Elle n'est cependant pas contemporaine des terrasses Sa/Or.2.

Dans la partie inférieure des vallées, le dernier remblaiement se corrèle parfaitement d'une vallée à l'autre. On observe partout une très basse terrasse à + 2-3 m d'altitude relative (Ma.1, Sa.1, Or.1) qui correspond à l'entaille du remblaiement de fond des vallées dans lequel sont incisés les cours d'eau actuels (Ma.0, Sa.0, Or.0).

| Type de vallée | Marne | Saulx | Ornain |
|---|---|---|---|
| Gouttières | Ma.6 (+130 m) | Sa 10 (+110-115 m) | Or 10 (+115 m) |
| | Ma.5 (+110 m) | Sa 9 (+95 m) | Or 9 (+100 m) |
| Vallée calibrée | Ma.4 (+45-50 m) | Sa 8 (+75 m) | Or 8 (+80 m) |
| | | Sa 7 (+55-65 m) | Or 7 (+60 m) |
| | | Sa 6 (+40-50 m) | Or 6 (+45 m) |
| | | Sa 5 (+30-35 m) | Or 5 (+35 m) |
| | Ma.3 (+20-25 m) | Sa 4 (+20 m) | Or 4 (+20 m) |
| | / | / | / |
| | Ma.2 (+15 m) | Sa 3 (+15 m) | Or 3 (+15 m) |
| | / | Sa 2 (+5-7 m) | Or 2 (+5-7 m) |
| | Ma.1 (+2-3 m) | Sa 1 (+2-3 m) | Or 1 (+2-3 m) |
| | Ma.0 | Sa 0 | Or 0 |

*Tableau 1.10 : Corrélation entre les niveaux d'incision de la Marne, de la Saulx et de l'Ornain.*

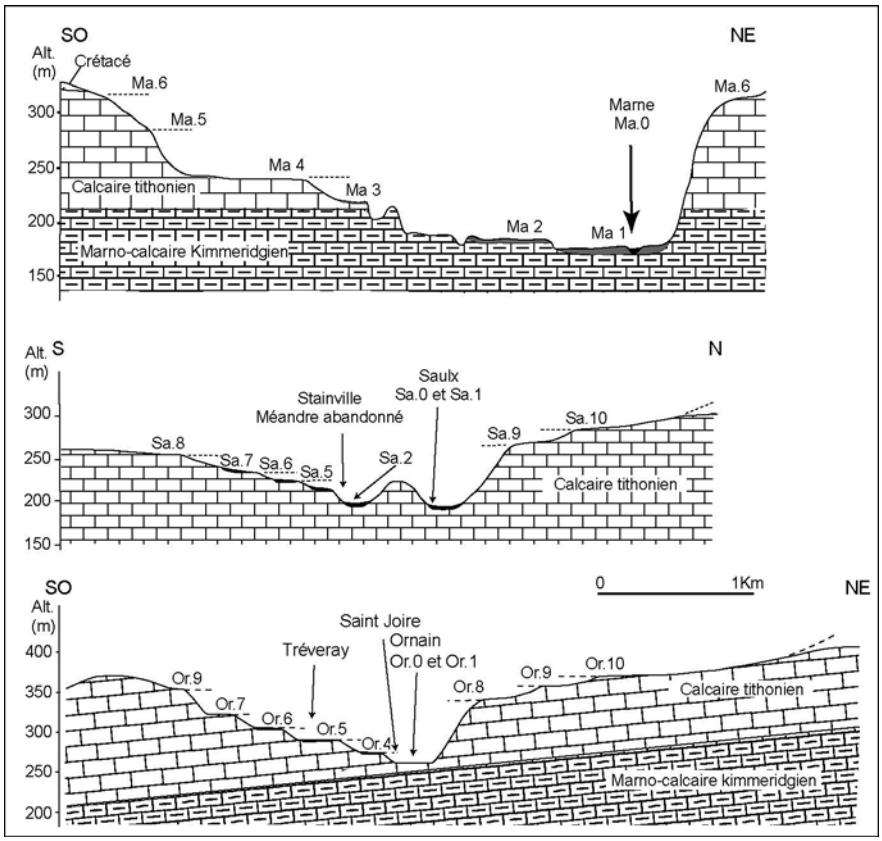



*Figure 1.43 : Coupes types des vallées de la Marne (Joinville), de la Saulx (Stainville) et de l'Ornain (Saint-Joire). (d'après Cojan et al., soumis)*

1.3.4. Synthèse des niveaux d'incision des vallées affluentes.

L'étude des affluents de la Marne a donc permis d'identifier et de corréler leur niveaux d'incision avec ceux de la Marne. Les résultats sont synthétisés dans le tableau 1.11.

<table>
<tr><th>Type de vallée</th><th>Marne</th><th>Suize</th><th>Rognon</th><th>Blaise</th><th>Saulx</th><th>Ornain</th></tr>
<tr><td rowspan="2">Gouttières</td><td>Ma.6</td><td rowspan="5">Données trop fragmentaires pour établir des corrélations</td><td>/</td><td>/</td><td>Sa 10</td><td>Or 10</td></tr>
<tr><td>Ma.5</td><td>Ro.4</td><td>Bl.5</td><td>Sa 9</td><td>Or 9</td></tr>
<tr><td rowspan="11">Vallée calibrée</td><td rowspan="4">Ma.4</td><td>/</td><td>/</td><td>Sa 8</td><td>Or 8</td></tr>
<tr><td>/</td><td>/</td><td>Sa 7</td><td>Or 7</td></tr>
<tr><td>/</td><td>/</td><td>Sa 6</td><td>Or 6</td></tr>
<tr><td>/</td><td>/</td><td>Sa 5</td><td>Or 5</td></tr>
<tr><td rowspan="2">/</td><td rowspan="2">/</td><td rowspan="2">Sa 4</td><td rowspan="2">Or 4</td></tr>
<tr><td>Ma.3</td><td>Ro.3</td><td>Bl.4</td></tr>
<tr><td>/</td><td rowspan="3">Su.2 (incertitude)</td><td></td><td>Bl.3</td><td>/</td><td>/</td></tr>
<tr><td>Ma.2</td><td>Ro.2</td><td>Bl.2</td><td>Sa 3</td><td>Or 3</td></tr>
<tr><td>/</td><td>/</td><td>/</td><td>Sa 2</td><td>Or 2</td></tr>
<tr><td>Ma.1</td><td>Su.1</td><td>Ro.1</td><td>Bl.1</td><td>Sa 1</td><td>Or 1</td></tr>
<tr><td>Ma.0</td><td>Su.0</td><td>Ro.0</td><td>Bl.0</td><td>Sa 0</td><td>Or 0</td></tr>
</table>

*Tableau 1.11. Synthèse des corrélations entre les terrasses de la Marne et de la Saulx-Ornain*

En plus des datations déjà évoquées précédemment, d'autres datations ont été obtenues par méthode ESR (Tableau 1.12) dans les vallées de la Saulx et de l'Ornain (Cojan et Voinchet, 2003, 2004).

| **Ornain** | | **Saulx** | | **Marne** | |
|---|---|---|---|---|---|
| Age ESR | Terrasse correspondante | Age ESR | Terrasse correspondante | Age ESR | Terrasse correspondante |
| 177 ± 23 ka (1) | **Or 4** | 209 ± 21 ka (2)<br>*180 ± 12* ka (3)<br>150 ± 19 ka (3) | **Sa 4** | | |
| | | | | 154 ± 16 ka (4)<br>150 ± 18 ka (5) | **Ma 3** |
| | | | | 93 ± 9 ka (6)<br>112 ± 13 ka (7) | **Ma 2** |

Tableau 1.12.: Age des nappes alluviales de l'Ornain, de la Saulx et de la Marne d'après des données ESR (1 – Laimont, 2 – Vroil, 3 – Bettancourt, Ouest de Vroil, 4 – Blacy, 5 – Hauteville, 6 – Loisy, 7 – Donjeux).

L'analyse de l'encaissement des vallées affluentes de la Marne montre un faible enregistrement des niveaux d'incision dans les plateaux calcaires. Les vallées du bassin amont de la Marne possèdent entre quatre et sept niveaux fluviatiles. Ceci est en adéquation avec les données enregistrées dans les vallées du centre et de l'ouest du Bassin parisien. Elles possèdent en général peu de niveaux alluviaux enregistrés (Maddy et *al*., 2000 ; Larue, 2003, Harmand et *al*., 2004). A l'inverse, les vallées des bassins de l'Est de la France, en particulier celles issues du massif vosgien, en ont conservé davantage (Losson, 2003 ; Cordier et *al*, 2002, 2004). La Saulx et l'Ornain sont un peu à part dans le

bassin de la Marne car elles ont conservé un plus grand nombre de témoins (jusqu'à 11 niveaux). Cette dichotomie est sans doute liée à la capture de la Saulx-Ornain vers la Meuse, via l'Aisne. Ainsi, ayant appartenu à l'origine au système de la Meuse, le complexe Saulx-Ornain a peut-être enregistré plus de niveaux au cours des premiers temps de son encaissement. Ce clivage important est donc surtout visible dans la partie haute des vallées. La Saulx et l'Ornain ont conservé des jalons régulièrement étagés sur la totalité des versants (en moyenne tous les 10 m). Ce n'est pas le cas dans les vallées de la Marne supérieure, de la Suize, du Rognon et la Blaise. Elles ont conservé peu de niveaux au-delà de 25 m d'altitude relative.

En deçà de 25 m d'altitude relative, les marques de l'incision se retrouvent dans l'ensemble des vallées étudiées. Grâce aux datations réalisées sur les terrasses de la Saulx et de la Marne, on peut alors constater que :

-les terrasses (Ma.3, Sa.4, Or.4, Rog.2 et Bl.3) ont été élaborées entre 150 ± 18 ka et 209 ± 21 ka, soit au cours de la période saalienne (stade isotopique 6). Ce stade glaciaire très long (70 ka selon Riser, 1999 ; 150 ka selon Antoine, 1998 ; et Lebret et *al*., 1993) est composé par d'importantes fluctuations climatiques (interglaciaires intra-Saalien selon Reille et *al*., 2000). Ceci explique sans doute la forte dispersion des datations qui se répartissent sur près de 100 ka (de 132 ka à 230 ka). Cojan et Voinchet, (2004) interprètent ces fluctuations des âges par une variabilité verticale de l'échantillonnage (les prélèvements sont parfois réalisés à la base ou parfois au sommet des terrasses) et par une migration latérale du cours d'eau au cours du temps.

-les terrasses (Ma.2, Rog.1, Bl.1, Sa.3, Or.3) coïncident au retour du froid au début du Weichsélien (5d) après le bref interglaciaire Eémien (stade 5e).

A l'aide de ces corrélations, nous pouvons calculer des vitesses d'encaissement sur les autres affluents de la Marne (Tableau 1.13). Afin de comparer plus justement ces vitesses, nous prenons comme point de référence les terrasses uniquement inscrites dans les plateaux calcaires. Nous n'utilisons donc pas les terrasses du Perthois inscrites dans des argiles et qui favorisent une incision plus accentuée. De plus, les jalons de l'incision étant souvent peu nombreux dans ces vallées, nous avons considéré, pour le calcul des vitesses, les terrasses situées en aval des bassins. Nous obtiendrons ainsi des vitesses maximales d'incision car les altitudes relatives des terrasses tendent à augmenter vers l'aval.

| **Cours d'eau** | **Marne** (à Saint-Dizier) | **Suize** | **Rognon** | **Blaise** | **Ornain** | **Saulx** |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Vitesse depuis les terrasses équivalentes à Ma.3 (cm / 1000 ans) | 15,6±1 | / | 9,9 (très en amont de la vallée) | 13,9 | 14,5 | 13,3 |
| Vitesse depuis les terrasses équivalentes à Ma.2 (cm / 1000 ans) | 11,05±2,35 | de 4,8 à 12,5 (raccord incertain) | 9,6 | 7,7 | 11,5 | 12,5 |

Tableau 1.13 : Vitesses d'incision des affluents de la Marne à partir des terrasses corrélées à Ma.2 et Ma.3.

A partir de ces calculs, deux remarques peuvent être formulées :

En premier lieu, on constate un ralentissement de l'incision dans l'ensemble des bassins. Le comportement est donc conforme à celui de la Marne et des autres cours d'eau du Bassin parisien (figure 1.31).

En second lieu, on observe que les vitesses d'incision sont légèrement plus faibles sur les affluents que sur la Marne. On peut penser que ce comportement différencié est lié à une capacité érosive plus importante de la Marne par rapport aux autres cours d'eau du Bassin. Ceci n'est que la confirmation des observations faites dans ces vallées qui sont moins encaissées que la Marne, dans la surface sommitale. Cette puissance moins importante des affluents est sans doute la conséquence de la nature calcaire du substratum qui favorise les pertes des cours d'eau (Devos, 1996 ; Lejeune et Devos, 2004). Ceci a donc pour conséquence de diminuer la compétence des cours d'eau perchés (les affluents de la Marne) et de renforcer la compétence du cours d'eau récupérant ces écoulements qui constitue alors le niveau de base. Si ce comportement différencié existe depuis le début de l'encaissement des cours d'eau dans la surface sommitale, il explique la présence de vallées plus ou moins encaissées. D'un côté, on obtient des cours d'eau perchés, qui perdent de l'eau et qui ne peuvent pas éroder leur bed-rock pendant les périodes interglaciaires. De l'autre coté, d'autres cours d'eau plus incisés gagnent de l'eau et accroissent leur capacité à éroder leur bed-rock. Nous analyserons ces problèmes hydrogéologiques qui tendent à expliquer le différentiel érosif entre les principales vallées étudiées dans le dernier chapitre de ce travail.

## 1.4. L'élargissement de la vallée de la Marne.

Après l'étude de la dynamique d'incision de la vallée de la Marne et de ces affluents, nous allons en analyser les modalités d'élargissement. Deux principaux facteurs sont analysés ici : l'influence des contraintes lithologiques et du karst.

### 1.4.1. Les contraintes lithologiques à l'origine des différentes morphologies de la vallée.

Parcourir la vallée de la Marne de sa source du plateau de Langres à Vitry-le-François, revient à traverser des sections de vallée totalement différentes en terme de morphologie. En effet, la vallée peut être très étroite, encaissée, très large et/ou ouverte. Au premier abord, il semble que les différentes morphologies ne sont pas en rapport avec la place des segments dans la vallée. Ainsi, à Fronville, situé en amont de Joinville, la vallée prend une forme large et encaissée, alors que quelques kilomètres plus en aval, elle est de nouveau étroite. Cela se vérifie en mesurant simplement la largeur de la plaine alluviale qui peut varier du simple au quintuple en l'espace de quelques centaines de mètres dans les plateaux calcaires et encore plus fortement dans la région perthoise (figure 1.44).

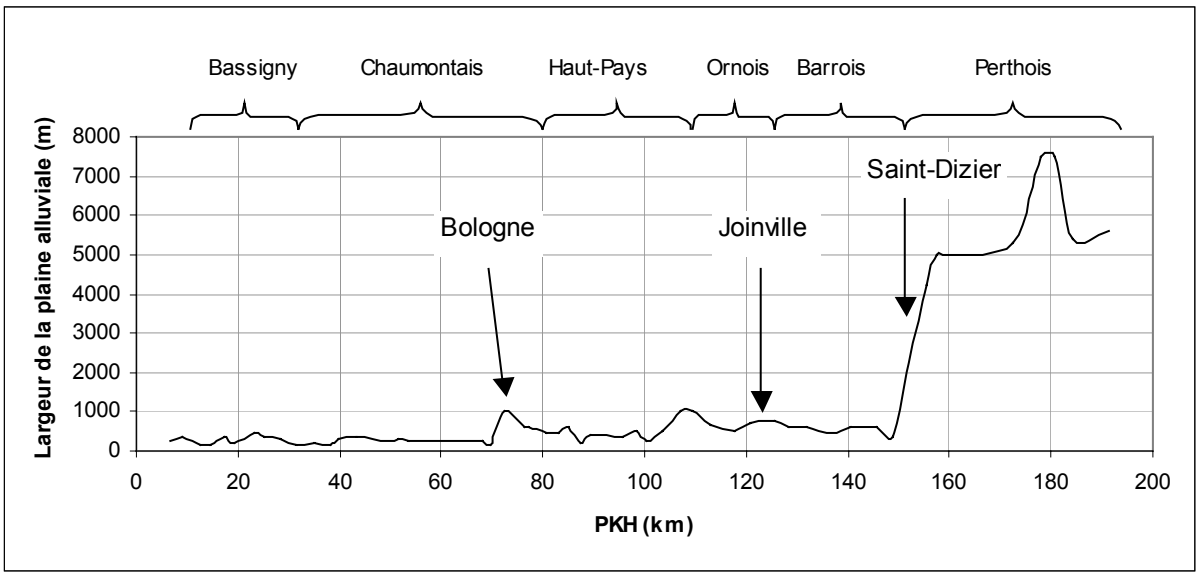



*Figure 1.44 : Exemple de changement morphologique rapide : variation de la largeur de la plaine alluviale.*

Ces variations brusques, que l'on note à l'échelle de la plaine alluviale, se retrouvent sur l'ensemble de la vallée. Bien sûr, un grand nombre d'éléments peuvent expliquer cette hétérogénéité de la morphologie de la vallée (passages de cuestas qui induisent des reliefs plus forts…). Il est apparu essentiel de s'intéresser aux facteurs pouvant être à l'origine de ces variations morphologiques. Le parcours du terrain nous a conduit à nous intéresser à deux facteurs. Il s'agit des variations lithologiques et de l'influence du karst.

1.4.1.1. Les contrastes de dureté des roches

Le premier facteur qui explique les variations morphologiques de la vallée de la Marne repose sur les contrastes lithologiques.

Nous avons cherché un indicateur morphologique pouvant facilement être comparé à un profil en long géologique de la vallée. Plusieurs indicateurs de formes sont cités dans la littérature anglo-saxonne des années 1970-80 (Wells et *al*. 1988, Bull et Fadden, 1977). Ils quantifient les morphologies induites par l'érosion dans une vallée.

Nous avons utilisé l'indice morphologique de vallée de Bull et Fadden, (1977). Cet indice est un rapport entre la largeur du fond de vallée et l'altitude des sommets d'interfluves (Delcaillau, 2004) :

$$V_f = 2.V_{fw} / ((E_{ld}-E_{sc}) + (E_{rd}-E_{sc}))$$

Où

$V_{fw}$ = largeur du fond de vallée

$E_{ld}$ = altitude du sommet de l'interfluve gauche

$E_{rd}$ = altitude du sommet de l'interfluve droit

$E_{sc}$ = altitude du lit du cours d'eau

L'indice $V_f$ permet de caractériser la forme de la vallée. Un indice $V_f$ élevé correspond à une vallée large avec une amplitude de relief faible alors que l'indice $V_f$ faible coïncide avec une vallée en V ayant un fond étroit.

Appliqué à la partie supérieure de la vallée de la Marne (figure 1.45), l'indice $V_f$ met clairement en évidence les variations morphologiques de la vallée de la Marne. Malgré les fortes fluctuations de l'indice, quatre observations peuvent être notées :

-la première indique l'augmentation générale de l'indice qui tend à montrer que la vallée s'élargit de plus en plus vers l'aval. Ceci n'est évidemment pas une surprise puisque, quelle que soit la période de creusement, les débits augmentent vers l'aval.

-la seconde met en évidence une modification progressive de l'amont vers l'aval de la forme des profils en travers de la vallée. En amont, la vallée possède une forme se rapprochant d'un profil en « V ». en aval, la vallée est plus proche d'un profil en « U ».

-la troisième montre la présence d'une succession de secteurs où les indices $V_f$ sont relativement homogènes. Ces différents secteurs se corrèlent bien en fonction des changements de lithologie. Dans le toarcien, l'indice varie fortement autour de la courbe de tendance. Dans la traversée du Bajocien, l'indice chute brutalement et reste faible ; la vallée est très étroite, mais la forme de la vallée fluctue en raison de quelques méandres encaissés. Dans le Bathonien, l'indice augmente de nouveau et reste très stable autour de la courbe de tendance. On est alors en présence d'une vallée étroite et rectiligne. Dans l'Oxfordien, l'indice passe sous la courbe de tendance mais il fluctue fortement. Ceci témoigne d'une vallée plus étroite mais qui tend à méandrer. Le passage du Kimméridgien voit l'indice augmenter et passer au-dessus de la courbe de tendance en restant stable, ce qui indique une

vallée plus large et rectiligne. Enfin, le passage du Tithonien fait diminuer sensiblement l'indice dans un premier temps, ce qui indique que la vallée se rétrécit légèrement. Dans un second temps, l'indice augmente de nouveau lorsque la vallée de la Marne traverse les calcaires du Tithonien surmontés par les argiles et sables du Crétacé inférieur.

-la quatrième révèle des fluctuations plus importantes au niveau des percées conséquentes qui provoquent, pour la Côte de Moselle et de Meuse, une augmentation de l'indice $V_f$, donc une vallée très large. A l'inverse, le passage de la Côte des Bars fait diminuer fortement l'indice. En effet, la résistance plus forte des calcaires du Tithonien induit une percée conséquente moins marquée que pour les Côtes de Moselle et de Meuse.

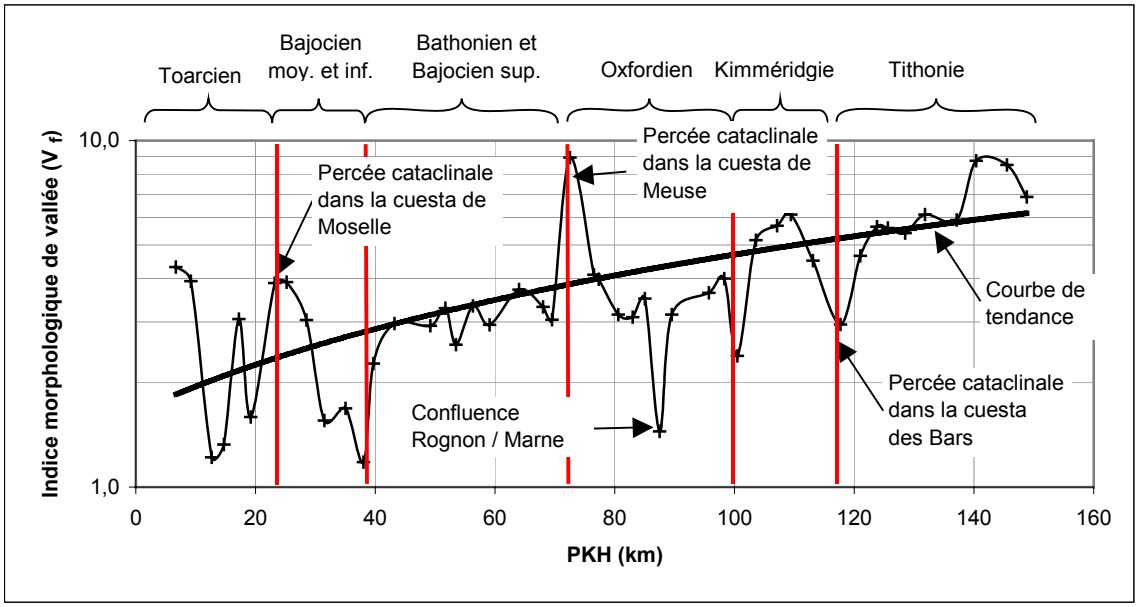



*Figure 1.45 : Influence de la lithologie sur la morphologie de la vallée de la Marne par comparaison avec l'indice morphologique de vallée de Bull et Fadden, (1977).*

Nous démontrons que les gabarits de la vallée et des percées conséquentes sont guidés par des facteurs morphostructuraux. L'indice $V_f$ permet de mesurer ces fluctuations.

Cependant, d'autres causes influent indéniablement sur la morphologie de la vallée de la Marne. C'est le cas du karst qui va, localement, conserver la raideur des versants grâce aux phénomènes d'immunité karstique.

### 1.4.1.2. L'influence de l'immunité karstique

Les calcaires du bassin de la Marne sont karstifiés. Ceci est attesté par les milliers de formes exokarstiques et endokarstiques qui se développent sur les plateaux tithonien, oxfordien ou bathono-bajocien. Les karsts qui s'étendent sur ces revers de cuestas présentent des caractéristiques similaires. Il s'agit de karst sous couverture imperméable. On constate que les formes karstiques sont plus présentes dans le Barrois que dans les autres pays du bassin. Cette différenciation semble être liée à la présence d'une couverture

argilo-sableuse recouvrant le plateau d'une manière plus efficace (plus épaisse, plus étendue) que sur les revers des autres plateaux.

Lors de la traversée de ces différents calcaires, il apparaît rapidement que les versants de la vallée restent raides (souvent au-delà de 30-35°). Cela s'observe bien dans les calcaires tithoniens et dans une moindre mesure dans ceux du Kimméridgien et du Bathono-bajocien. En aval, dans d'autres roches plus argileuses (tertiaire) ou carbonatées (craies), ce n'est pas le cas. Les versants sont plus fuyants.

Afin d'expliquer ces morphologies, nous avançons ici l'hypothèse que les versants de la vallée de la Marne inscrits dans certains calcaires sont protégés de l'érosion par le phénomène d'**immunité karstique.** Ce terme désigne l'aptitude d'un relief à être conservé grâce à la présence de karst (Choppy, 1985, Beaudoin, 1974 et 1989, Lejeune et Devos, 2002). Nous utilisons donc ce terme dans sa seconde acception et non dans celle des années 1960, définie par Fénelon (1967) : « *la propriété que possède une roche de résister à la corrosion par suite de l'absence d'un sel soluble dans sa composition, la dolomie confère aux roches calcaires une immunité karstique partielle* ».

Ainsi, les calcaires du bassin de la Marne sont fortement karstifiés. Jaillet (2000) estime la densité des drains souterrains à environ 4 % du volume de la roche dans le Barrois. Cependant cette karstification est fortement assujettie à la présence d'une couverture qui a pour fonction de drainer et concentrer les eaux de ruissellement vers les pertes. Sans elle, les pertes se feraient d'une manière diffuse et l'endokarst se développerait dans une moindre mesure.

Ainsi, les eaux suivent un parcours souterrain plutôt qu'aérien et débouchent dans la vallée de la Marne par des sources essentiellement sous-alluviales, sans jamais emprunter les vallons qui demeurent secs. Ces derniers fonctionnent uniquement, durant les périodes interglaciaires lors d'épisodes pluvieux importants (très rares) ou au cours des périodes glaciaires, lorsque le sol est gelé et favorise le ruissellement au détriment de l'infiltration. Ceci explique la présence d'un certain nombre de vallons dont l'évolution semble limitée (vallons perchés, …).

Afin de mettre en évidence ces liaisons karstiques préférentielles entre les plateaux et le fond des vallées, un grand nombre de traçages hydrogéologiques ont été réalisés autour de la vallée de la Marne (figure 1.46), en rive droite (Jaillet, 2000) et rive gauche (*cf*. ce travail).

Dans le Barrois, entre les communes de Eurville-Bienville et Saint-Dizier, les versants de la vallée sont inscrits dans les calcaires du Tithonien. La partie sommitale du plateau est recouverte par les formations du Crétacé. Au contact de ces deux formations s'égraine un grand nombre de formes exokarstiques actives (dolines, gouffres, …). C'est à partir de ces pertes que les traceurs ont été injectés. L'ensemble des traçages effectués dans ce secteur se sont donc révélés positifs dans des sources de la vallée. Ces dernières apparaissent indifféremment en rive concave ou convexe mais toujours au pied de versants très raides.

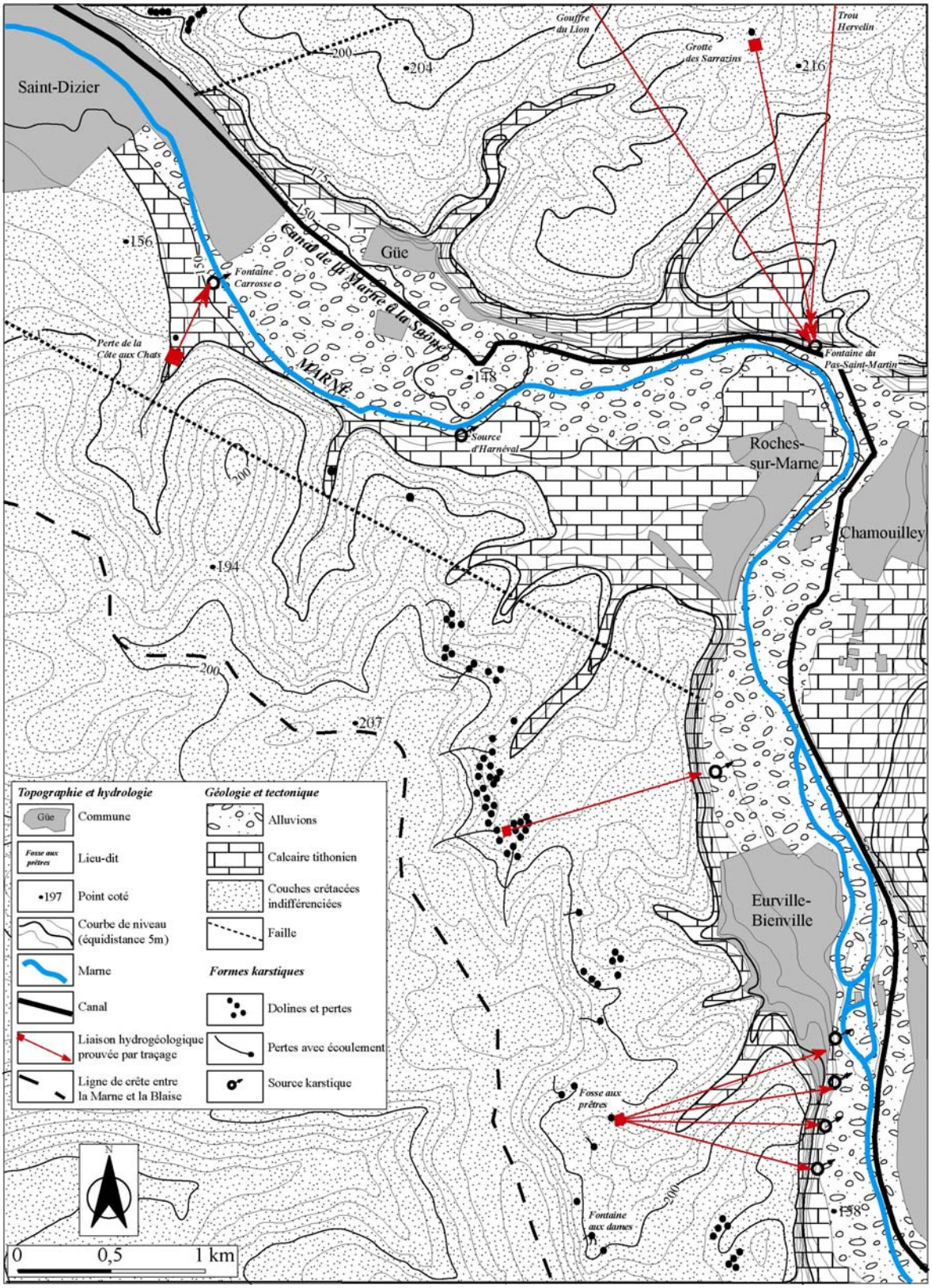



*Figure 1.46 : Liaisons hydrogéologiques prouvées entre les pertes du plateau du Barrois et les sources de la vallée de la Marne (exemple de la section de vallée Eurville / Saint-Dizier).*

L'exemple du traçage de la Fosse aux Prêtres met en évidence cette influence (figure 1.47). La perte absorbe l'eau issue des ruissellements du Crétacé. La vitesse moyenne du traceur, de l'ordre de 85m/h et un rapport $V_{max}/V_{min}$ de 1,43 montrent la présence de chenaux karstiques hiérarchisés (Audra, 2001) dans la partie vadose de l'aquifère. Le grand nombre de sources en pied de versant souligne la multitude des drains traversant le massif calcaire. En outre, les taux de restitution sont plutôt faibles. Il est de 23 % pour les quatre sources repérées. Cette donnée laisse donc supposer la présence d'autres sources sous-alluviales qui augmentent encore la densité de drainage souterrain.

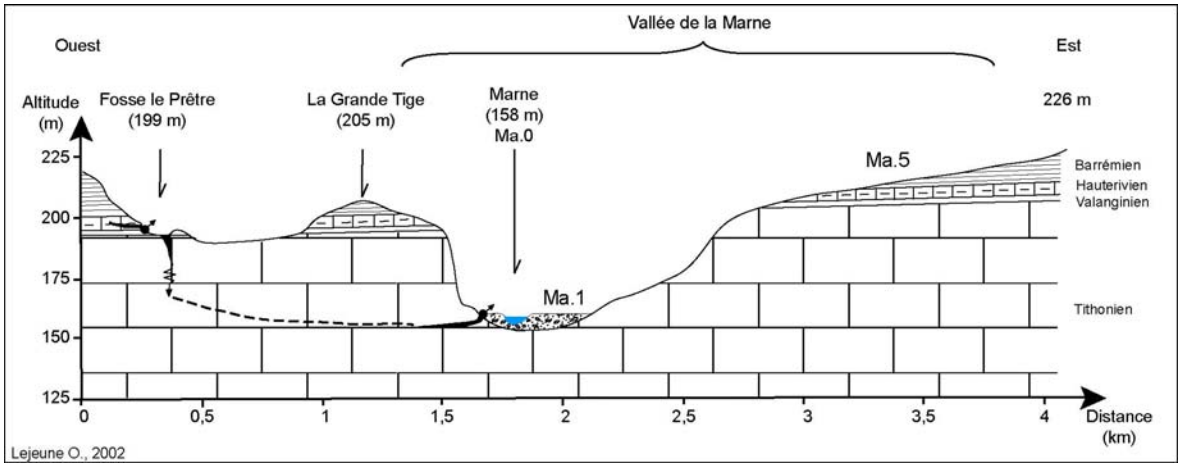



Figure 1.47 : Exemple du traçage de la Fosse le Prêtre aux sources d'Eurville-Bienville dans le Barrois.

## 1.4.2. Proposition d'un schéma fonctionnel de la vallée de la Marne

Une trilogie de formes de versant (versant réglé, glacis et terrasse) a été observée dans les montagnes des Alpes du Sud (Guérémy et *al*. 1991). Elles sont qualifiées de *« formes lisses »* et s'opposent aux *« formes rugueuses »* résultant des mouvements de masse. De plus, Guérémy et *al*. (1991) ont montré que les formes lisses sont créées pendant les périodes froides alors que les formes rugueuses sont générées en période humide (interglaciaire).

Dans la vallée de la Marne en aval d'Epernay, plusieurs travaux ont été réalisés afin de cartographier ces formes de versant (Guérémy et Marre, 1991 ; Framery, 1993 ; Guérémy, 1993 ; Guérémy et *al*., 1993 ; Marre, 1994 ; Marre et *al*., 1997). Ceux menés en amont de Vitry-le-François ont donc prolongé ces travaux (Marre et *al*., 2000 ; Marre et *al*., 2001 ; Lejeune et *al*., 2002 ; Marre et *al*., 2003 et ce travail). Ils ont permis de montrer qu'il est possible de retrouver une telle trilogie. En effet, *des « formes lisses »* ont été fréquemment constatées : il s'agit de lambeaux de versants réglés, toujours accompagnés par des formations superficielles caractéristiques d'un climat froid (grèzes litées au pied des calcaires jurassiques de Haute Marne, formations de type « head » ou coulées de gélifluxion au pied des formations tertiaires de la Marne), de lambeaux de glacis portant des formations superficielles constituées de fragments anguleux ruisselés et épaisses de quelques décimètres à un mètre et de terrasses fluviatiles. Les trois formes n'ont jamais pu

être observées en continuité car la vallée de la Marne reste toujours étroite et la plupart des formes ont été démantelées au cours des périodes d'incision. Seuls, la Plaine de Peurleu, au-dessus de Joinville en Haute Marne (Marre et *al*., 2000, Lejeune et *al*., 2002), et un haut niveau au-dessus de Reuil en aval d'Epernay (Pauporté, 1990, Guérémy, 1993) montrent en continuité un versant réglé et un glacis. A plusieurs reprises, il nous a été donné de pouvoir observer que ces formes lisses viennent recouvrir (et parfois aplanir) des formes rugueuses plus anciennes : c'est notamment le cas de tous les versants de la vallée de la Marne en aval d'Epernay. Là, et à plusieurs reprises, les formations tertiaires ont donné naissance à de grands glissements de terrain, lissés lors de la phase froide postérieure.

Ainsi, deux cas de figure peuvent être envisagés en fonction de la nature lithologique composant les versants. La figure 1.48 présente deux scénarios du façonnement de ces versants applicables à l'ensemble de la vallée de la Marne.

Le premier cas présente une vallée possédant **des roches cohérentes dans la partie haute des versants et des roches meubles dans la partie inférieure.** On rencontre cette situation essentiellement dans la partie aval de la vallée, dans les plateaux tertiaires, mais aussi en amont, au niveau des percées cataclinales et dans une moindre mesure dans la traversée du Kimméridgien :

- Figure 1. 48 schéma A1 : pendant une période froide un pergélisol s'installe. Les processus de gélifraction permettent la construction d'un versant réglé qui comporte dans sa partie sommitale une forme d'ablation et dans sa partie inférieure une forme d'accumulation. Les fragments produits par les cycles gel-dégel tapissent le versant réglé d'accumulation. Sur les pentes les plus fortes, ils ont chuté par gravité. Sur les pentes plus faibles, leurs déplacements ont aussi été assistés par des ruissellements printaniers qui se déclenchent au moment de la fonte du manteau neigeux. Plus en aval, sur le glacis, le transit des fragments est permis grâce aux ruissellements printaniers. Ces déplacements produisent aussi un léger émoussé des fragments qui, finalement, vont rejoindre la plaine alluviale dans laquelle un cours d'eau en tresses étale la charge solide sur une large surface. Le fonctionnement de tous ces processus est possible grâce à la quasi-inexistence du couvert végétal.

- Figure 1.48, schéma B1 et C1 : lors du passage de la période froide à la période chaude, les précipitations et le dégel du pergélisol fournissent en abondance des eaux. Ces dernières permettent à la rivière de prendre un chenal unique et d'inciser son lit. La géomorphologie est modifiée par la construction de terrasses au détriment de l'ancienne plaine d'inondation et par l'augmentation des valeurs des pentes des versants, sur lesquelles un couvert végétal s'installe. Les formations argileuses deviennent alors plus plastiques grâce à l'abondance des eaux. C'est ainsi que l'augmentation des valeurs des pentes et des valeurs de la plasticité des roches favorisent le déclenchement des mouvements de terrain.

- Figure 1.48, schéma D1 : pendant la période chaude, le couvert végétal du versant est devenu forestier. Il n'empêche pas le fonctionnement local des mouvements de terrain car les précipitations peuvent être abondantes lors des

saisons humides. Cette situation a été observée de nos jours (Guérémy et Vejux, 1987 ; Marre 1987 ; Guérémy et Marre, 1991, Lejeune, 2000b et 2000c, David et Lejeune, 2001a, 2001b et 2001c ; Lejeune et David, 2001).

- Figure 1.48, schéma E1 : lors du retour vers une période froide, une nouvelle incision de la rivière se réalise. Elle maintient en action les mouvements de terrain. Puis, progressivement, avec le développement du pergélisol discontinu puis continu, de nouvelles conditions de climat froid s'installent : le couvert végétal s'éclaircit, les ruissellements printaniers redeviennent très actifs. Ils commencent à favoriser une nouvelle incision de la vallée par la rivière puis de nouvelles conditions de lissage des versants apparaissent.

- Figure 1.48, schéma F1 : la période froide s'est installée de nouveau. Les processus de gélifraction favorisent la production de fragments calcaires. Les ruissellements printaniers permettent leur transit. Les cours d'eau en tresses étalent les charges solides dans la plaine d'inondation. Les formes rugueuses des versants sont alors aplanies et régularisées par ces nouvelles conditions.

- Figure 1.48, schéma G1 et H1 : le retour à une nouvelle période chaude continue l'évolution.

Le second cas présente une **vallée intégralement inscrite dans des roches cohérentes carbonatées**. Le fonctionnement du fond de vallée est identique à ce qui a été précédemment décrit pour la vallée inscrite en roche meuble. Nous ne reviendrons donc pas sur ce point. Par contre, l'évolution des versants et le développement du karst sont des éléments différents. Ce contexte se rencontre en amont dans la traversée des plateaux calcaires jurassiques et en aval de Vitry-le-François dans la traversée de l'auréole crayeuse.

- Figure 1. 48 schéma A2 : identique au schéma A1.

- Figure 1. 48 schéma B2 et C2 : début de la période de réchauffement. Le dégel progressif du pergélisol fournit en abondance de plus en plus d'eau. Les infiltrations sont encore réduites à partir des calcaires et/ou des formations constituant la couverture sus-jacente. Un début de karstification apparaît et une désobstruction partielle se produit lorsque les conduits sont préexistants. Les réseaux se calent sur le bed-rock de la dernière incision de la Marne. Des siphons se mettent en place et permettent aux sources de résurger dans la vallée par des vasques dans les alluvions.

- Figure 1.48, schéma D2 : pendant la période chaude, le couvert végétal est devenu forestier. Les précipitations peuvent être abondantes. Les réseaux souterrains se développent de plus en plus.

- Figure 1.48, schéma E2 : lors du retour vers une période froide, une nouvelle incision de la rivière se réalise et vient entamer le substrat rocheux. Dans un premier temps, le karst est encore actif car le refroidissement limite l'ETP et les pluies efficaces sont plus importantes. L'eau froide est plus agressive. Par la suite,

le karst devient inactif. Les infiltrations se font au niveau des dolines inscrites dans les formations meubles. L'abondance d'eau provoque des mouvements de masse qui ferment les gouffres et les dolines. Le pergélisol se développe à partir de la surface topographique et vient limiter puis stopper totalement les infiltrations.

- Figure 1.48, schéma F2 : la période froide s'est installée de nouveau. Les processus de gélifraction favorisent la production de fragments calcaires. Les ruissellements printaniers permettent leur transit jusqu'au cours d'eau en tresses qui les évacuent par la plaine d'inondation. Les formes rugueuses des versants sont mineures, voire inexistantes. Elles sont donc très facilement lissées. La nouvelle génération de formes lisses est calée sur cette nouvelle incision alors que la génération précédente est localement préservée. Les formes lisses anciennes sont progressivement détruites par les sapements de la rivière et les vallons. Le transit des eaux se fait donc uniquement par la surface et les drains karstiques sont bloqués par un pergélisol continu.

- Figure 1.48, schéma G2 et H2 : le retour à une nouvelle période chaude provoque la fonte progressive du pergélisol qui devient discontinu. L'eau peut à nouveau s'infiltrer et le karst est réactivé. Les drains actifs viennent alors se caler sur le bed-rock de la dernière incision de la rivière. L'ancien niveau est alors déconnecté dans sa partie aval et il devient inactif. Sa partie amont reste active et vient se connecter au drain le plus récent.

La cartographie géomorphologique a permis de mettre en place des relations spatiales et temporelles entre les divers types de « formes lisses » ou « rugueuses », de construire une chronologie relative et un scénario d'évolution géomorphologique régional.

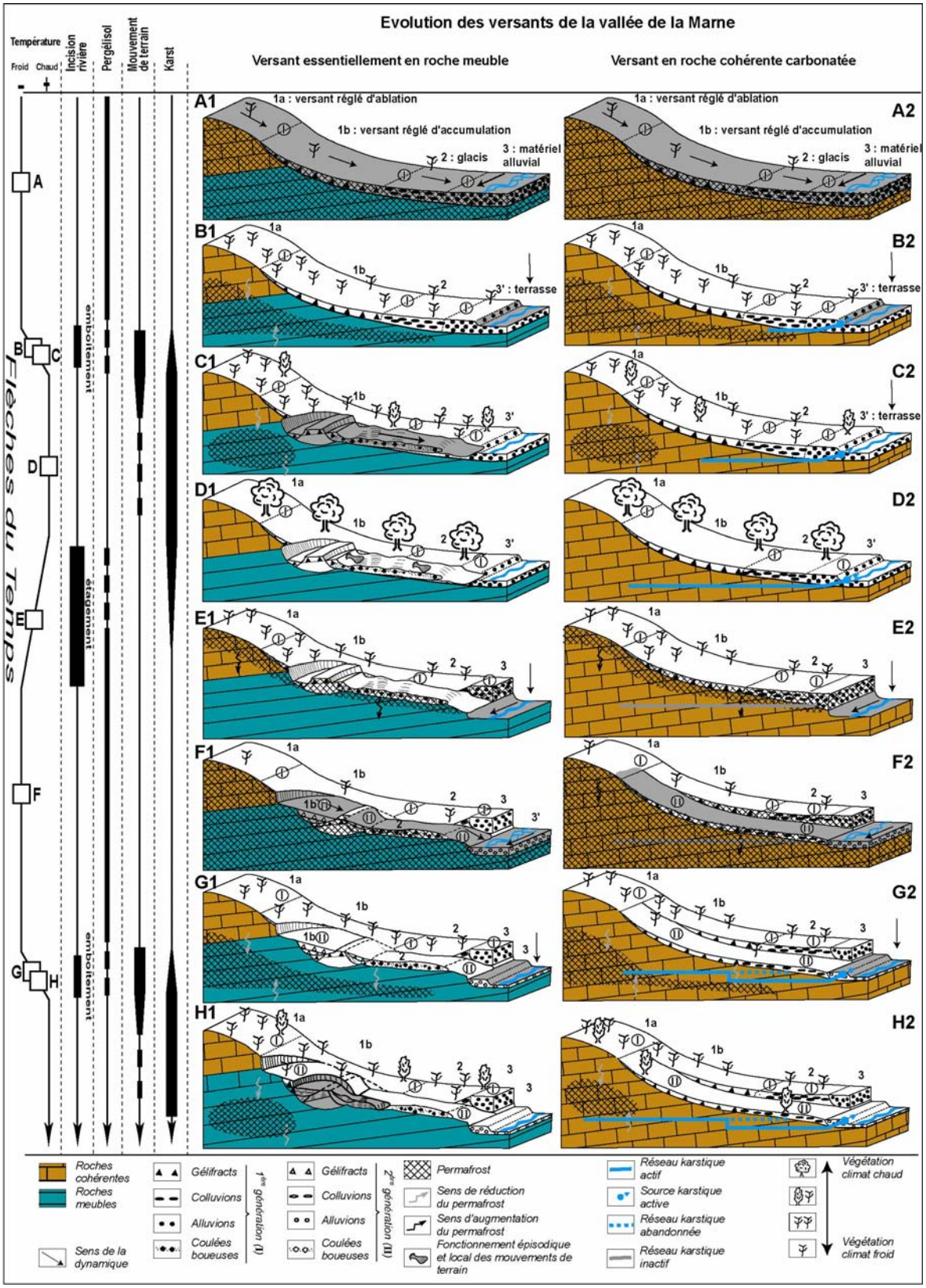



*Figure 1.48 : Schéma conceptuel d'évolution des versants de la vallée de la Marne*

## 1.5. Evolution corrélative des reliefs au cours de cette période.

L'incision des vallées de la Marne et de ses affluents est accompagnée de l'évolution corrélative des autres éléments du relief. D'une part, on assiste à l'érosion des fronts de cuesta, dont les matériaux comblent les dépressions monoclinales. Ces dernières, drainées par des cours d'eau, sont ensuite plus ou moins désengorgées par le réseau hydrographique. D'autre part, on constate une disparition progressive des matériaux meubles constituant le recouvrement des plateaux calcaires régionaux.

Il est donc question ici de faire le point sur l'évolution de ces autres éléments constitutifs du bassin-versant de la Marne supérieure. Nous allons nous pencher sur l'évolution des différents fronts de cuesta présents dans le bassin (Côte des Bars, Côte de Meuse, Côte de Moselle) en tentant d'identifier les processus morphogénétiques concourants à l'évolution de ces reliefs. Nous nous pencherons aussi sur les périodes de mise en place de ces processus. Nous évoquerons enfin le retrait progressif des couvertures meubles des revers des plateaux et les processus qui y participent.

### 1.5.1. La Côte des Bars

#### 1.5.1.1. Le front de cuesta

La première cuesta rencontrée lorsque nous remontons la Marne est la Côte des Bars (cuesta tithonienne). Dans le secteur d'étude, elle est assez peu marquée dans le paysage. En effet, malgré une altitude maximum de 408 m près de Joinville, la cuesta ne domine sa dépression monoclinale kimméridgienne (Ornois) que d'une soixantaine de mètres. Le paysage est très monotone (Joly, 1911) en raison des faibles contrastes altitudinaux liés aux faibles contrastes de dureté entre les calcaires tithoniens et les marnes kimméridgiennes armées de nombreux bancs calcaires résistants (Durand, 1932 ; Personnet, 1975 ; Debrand-Passard, et *al*., 1980). De plus, la gélifraction intense des périodes froides a permis la mise en place d'un tablier d'éboulis sur le front de cuesta, (Barres, 1969). Le Roux (2000) estime le recul du front a quelques centaines de mètres en moyenne. Ce recul est plus important au droit des percées conséquentes des cours d'eau tels que la Marne, et ses affluents ou il peut atteindre 1 ou 2 km.

#### 1.5.1.2. La couverture argilo-sableuse du Crétacé inférieur

A l'inverse, il semble que la couverture crétacée, plus sensible à l'érosion subisse un recul important. Le Roux (2000) donne un recul de 3 à 4 km depuis le début du Quaternaire avec par endroit un maximum de 10 km. Ce recul est lié à la nature meuble des matériaux érodés. L'érosion variable d'un secteur à un autre est due au contexte tectonique. La présence d'anticlinaux à large rayon de courbure favorise le recul du front de la cuesta (anticlinal de Bar-le-Duc) alors que des synclinaux en limitent l'évolution (synclinal de Tréveray).

Les processus à l'origine du retrait des formations argilo-sableuses crétacées ont été identifiés clairement (Jaillet, 2000). Au niveau du contact entre le Crétacé argilo-sableux et le Tithonien calcaire se produit des phénomènes d'infiltration généralisée. Les formations

imperméables guident et concentrent alors les écoulements vers le calcaire qui tend à se karstifier. Des puits se développent et permettent aux eaux de rejoindre les drains sub-horizontaux calés sur le niveaux de base de la rivière (figure 1.49). Il existe donc une bande de karstification active sous laquelle le karst se met en place. Lorsque la formation argilo-sableuse dépasse 20-30 m d'épaisseur le karst ne peut pas s'établir car l'eau ne peut atteindre le calcaire potentiellement karstifiable. Lorsque la formations argilo-sableuse est inférieure à 2 m d'épaisseur, elle ne peut pas favoriser l'organisation du réseau hydrographique de surface et concentrer les eaux. La bande de karstification est large de 10 à 30 km. Jaillet (2000) montre ainsi la migration concomitante du contour lithologique et de la bande de karstification. Le karst évacue les matériaux argilo-sableux vers les cours d'eau environnants. **Le karst est un jalon de l'incision des cours d'eaux, comme nous l'avons vu précédemment mais aussi un témoin privilégié du recul de la couverture**.

Le karst de Poissons, daté à plus de 400 000 ans, ne peut alors avoir été mis en place que lorsque la bande active de couverture crétacée était à l'aplomb des puits karstiques encore visibles actuellement. La bande active migre peu à peu vers l'ouest et est en place au niveau de Savonnière/Cousance pour y développer un karst vers 100 000 ans.

L'action du karst dans le démantèlement de la couverture crétacée implique alors un climat permettant l'action des eaux sous forme liquide. Il faut donc envisager que l'action du karst et la disparition de la couverture crétacée se fassent au cours des périodes interglaciaires et en particulier durant les périodes transitoires (**anaglaciaires et cataglaciaire)**. Ces périodes connaîssent un refroidissement progressif provoquant une augmentation des précipitations efficaces qui favorisent la genèse de mouvements de masse et le soutirage karstique au niveau des points d'infiltration. Le sol n'étant pas encore gelé, ces processus ont tout le loisir de s'exprimer. Les périodes **interglaciaires** proprement dites sont favorables à la dissolution des carbonates et dans une moindre mesure des matières en suspension, soit environ ¼ du total des matières exportées (Corbonnois, 1993 et 1998).

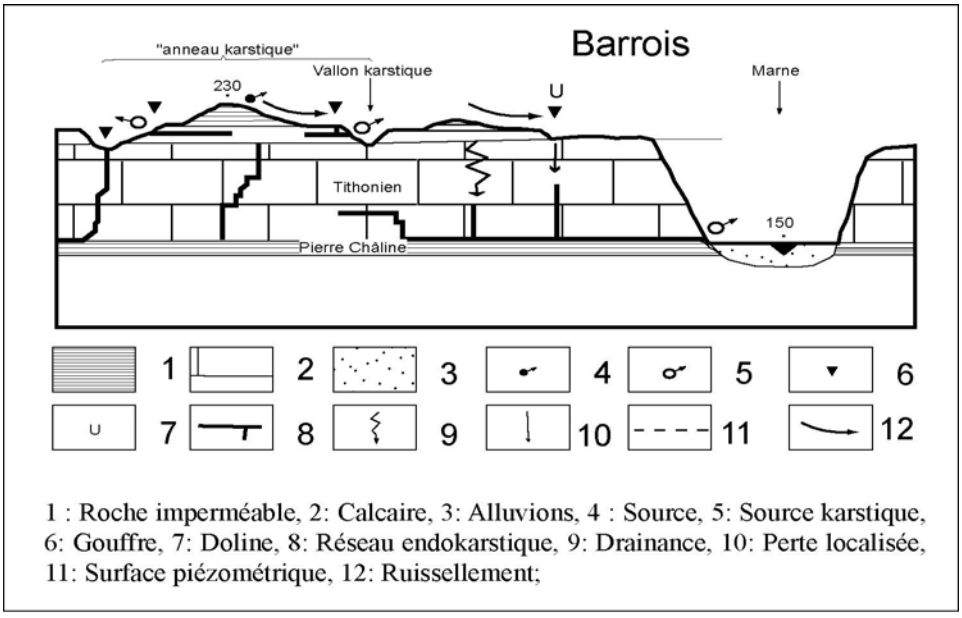



*Figure 1.49 : Schéma fonctionnel du karst de revers de la Côte des Bars (D'après Lejeune, et al., 2002, modifié)*

### 1.5.2. La Côte de Meuse

Plus à l'est, la Marne traverse la Côte de Meuse qui est composée des calcaires oxfordien *s.l.* au sommet et des marnes de l'Oxfordien moy. et inf. *s.s.* à la base. Elle est plus marquée que la Côte des Bars. Elle culmine, dans le bassin de la Marne, à 424 m à Prez-sous-Lafauche. La dépression monoclinale, inscrite dans le Callovien, se situe à une altitude d'environ 300 m. La dénivelée moyenne est supérieure à 100 m. De plus, malgré la forte aptitude de l'Oxfordien à produire des grèzes (Barres, 1969), celles-ci empâtent finalement assez peu le front de cuesta car de nombreux cours d'eau parcourent la dépression monoclinale qu'ils ont nettoyée.

#### 1.6.2.1. Le front de cuesta.

Dans le bassin de la Marne, le front de la cuesta est orienté nettement E-N-E / O-S-O. Il est festonné par un certain nombre de cours d'eau qui y impriment des entonnoirs de percée cataclinale de grandes dimensions. Les plus importants sont celui de la Marne au niveau de Bologne et celui du Rognon près d'Andelot-Blancheville (figure 1.50).

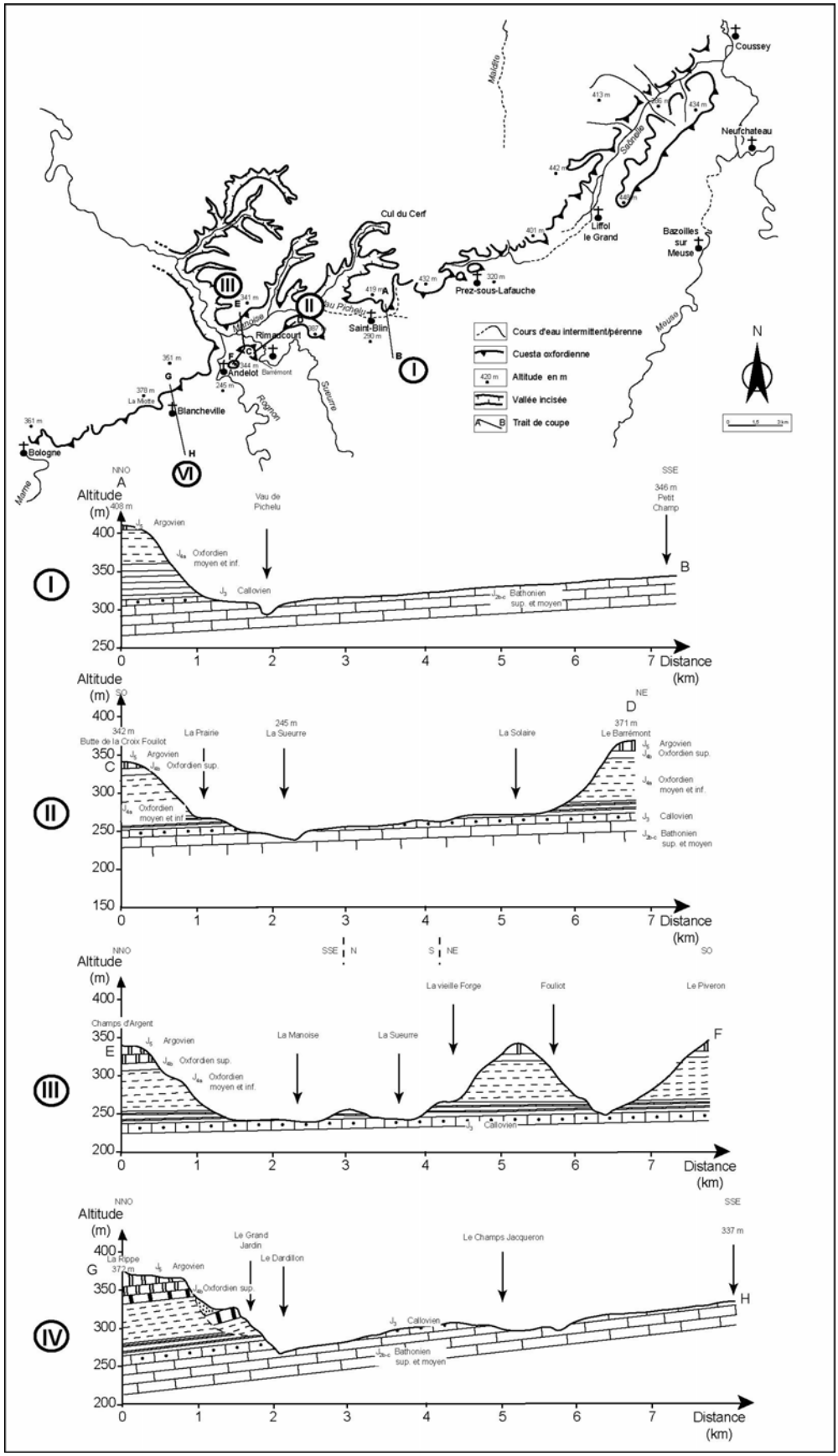



*Figure 1.50 : Coupes géologiques en travers de la cuesta oxfordienne dans la région d'Andelot-Blancheville (d'après Marre et al., 2003)*

Le Roux (2000) estime le retrait moyen de cette côte, depuis le début du Quaternaire, de 1 à 3 km. En raison des matériaux, c'est-à-dire 30-40 m de calcaires Oxfordien *s.s.* et l'Argovien se superposant à près de 80 m de marnes et d'argiles de l'Oxfordien moy. et sup. *s.s.* et du Callovien), la cuesta est très sensible à l'érosion. Compte tenu des observations de terrain (Annexes 1.21 à 1.24) un scénario du recul du front de la cuesta peut être proposé en fonction des alternances de paléo-climats (Marre et *al*., 2003).

Ainsi, durant la **période anaglaciaire**, le retour progressif du froid provoque abaissement de l'évapotranspiration, ce qui induit une augmentation des précipitations efficaces. On assiste à la mutation de la végétation qui était plutôt forestière (Van Vliet-Lanöe, 1991) devient plus basse (Kulka, 1980). La protection du sol est réduite, ce qui provoque l'augmentation des ruissellements. L'infiltration des eaux dans les calcaires oxfordiens est encore possible notamment lors de la fonte nivale de printemps ce qui permet aux aquifères de se recharger. Les écoulements restent donc bien nourris par le ruissellement de fonte et la vidange des aquifères. Les eaux peuvent imbiber les argiles et entretenir le fonctionnement des formes de solifluxion voire des mouvements de terrain localisés. Ces derniers entrainent les calcaires Oxfordiens qui glissent sur les formations marneuses sous-jacentes. Ces processus concourent au recul du front de la cuesta.

Au cours du **pléniglaciaire**, le permafrost est installé sur la totalité des versants et des vallons et interdit l'infiltration vers les aquifères. Le ruissellement devient très actif lors du printemps au moment de la fonte de la couche active et de la neige. Il y a alors incision des vallons en forme de berceau qui aujourd'hui sont secs. La corniche sommitale du front de la cuesta est soumise à une intense gélifraction et devient une zone d'ablation et de production de fragments calcaires qui chutent et nourrissent les dépôts de pente qui tapissent les versants en construisant le triptyque « versant réglé-glacis-terrasse ». Pendant cette phase, la corniche sommitale connaît une ablation nette. Grâce à un transit actif sur les formes lisses, l'évacuation des débris produits sur les versants est efficace. Le fort débit saisonnier des cours d'eau en tresse permet une exportation de ses charges solides en dehors de la région. Le recul du front de la cuesta est donc actif sur toute sa longueur.

Lors de la phase **cataglaciaire**, on assiste au retour progressif de la végétation sur les versants, mais les sols sont encore nus et leur protection reste faible. La fonte du permafrost commence à partir de la topographie, elle libère une masse d'eau considérable qui est disponible sur les pentes. En effet, la partie inférieure du permafrost étant encore existante, aucune infiltration n'est possible. Des ruissellements peuvent alors se produire. Ils apportent aux rivières des eaux claires qui permettent une concentration des écoulements en un seul chenal et une incision du fond de la vallée. On assiste alors à une métamorphose fluviale allant d'un style tressé vers un style fluvial à chenal unique.

Sur les versants, les formations argileuses sont gorgées d'eau et atteignent leurs limites de plasticité voire même de liquidité ce qui déclenche des mouvements de terrain sur les pentes et rides du front de la cuesta. Les versants réglés sont alors localement détruits par des cicatrices et participent à l'alimentation des masses glissées (Guérémy, 1983). Plus tard, lorsque le dégel devient plus profond et que les aquifères des calcaires de l'Oxfordien commencent à fonctionner, des sources viennent participer à l'alimentation en eau de ces mouvements de terrain en favorisant notamment des mouvements en « topple ».

Le tracé de la cuesta se singularise alors avec une succession de rentrants en forme de demi-cercle qui correspondent aux cicatrices de départ des mouvements de terrains limitantss et de saillants étroits sur lesquels subsistent des restes de versants réglés.

Les masses de matériaux meubles et déstructurés qui atteignent le fond de la vallée sont alors facilement prises en charge par les eaux claires des rivières et exportées de la région. Le karst de contact lithostratigraphique (Oxfordien/Callovien/Bathonien) qui est aussi au pied du front de la cuesta peut à nouveau s'activer et participer par soutirage des formations meubles à l'évacuation de ces matériaux.

Les processus de recul du front de côte apparaissent donc encore actifs pendant cette phase de réchauffement. Mais, au fur et à mesure que l'épaisseur du permafrost diminue son efficacité disparaît.

Durant les périodes **interglaciaires**, les observations de terrain permettent d'établir les principaux processus qui participent au fonctionnement géomorphologique front de la cuesta sous un climat tempéré océanique. La couverture végétale est abondante (forêt de feuillus) ce qui se traduit par une forte interception des précipitations. L'infiltration est généralisée sur les calcaires fissurés oxfordiens qui sont aussi altérés par crypto-corrosion sous les limons de plateau. Les sols forestiers ou cultivés sont variés suivant leur position dans l'espace : on peut aller des rendzines à des sols bruns calciques. Les infiltrations diffuses alimentent un aquifère installé dans les calcaires de l'Oxfordien et dont le mur est localisé sur les formations argileuses sous-jacentes (Argiles à Chailles). Là, une ligne de source vidange l'aquifère et donne naissance à une série de ruisseaux intermittents qui incisent légèrement les versants. En amont des sources, aucune trace de ruissellement n'apparaît, seuls les écoulements de base assurent l'alimentation des cours d'eau. Parfois, ces lignes de sources maintiennent en fonctionnement latent des mouvements de terrain. Il existe là un régime biostasique qui n'exprime pas un recul important du front de la cuesta.

Au pied du front de la cuesta et compte tenu des contrastes potentiels de perméabilité, on pourrait s'attendre à observer un karst de contact lithostratigraphique à la limite entre les formations calloviennes et bathoniennes, à l'image du karst de la Wöevre septentrionale (Gamez, Sary, 1979, Gamez et *al*, 1985 ; Gamez, 1995). Ce karst de soutirage de la couverture callovienne serait alors le principal moteur du recul du front de côte. Cependant la nature calcaire du Callovien dans le secteur concerné (Calcaires de Rimaucourt) diminue singulièrement les contrastes de perméabilité prévisibles. Les écoulements issus des sources de débordement de la nappe de l'Oxfordien supérieur restent faibles et ont une compétence dynamique limitée ce qu'attestent les concrétions et tufs observés dans le lit de ces cours d'eau (Kron et *al*., 1996). Elle draine sur moins d'un kilomètre les formations meubles oxfordiennes avant de se perdent de manière diffuse dans les calcaires bathoniens sans dégager de véritable karst de soutirage. Des pertes dans les cours d'eau concernent des bassins-versant de grande taille. La Saônnelle se perd en amont de Liffol le Grand à la perte du Bocard avant d'aller alimenter les émergences de Neuchâteau (sources de Noncourt et de l'Abreuvoir). Ces circulations sont à mettre en relation avec le cours souterrain de la Meuse entre Bazoilles et Noncourt (Le Roux, Salado, 1980). Actuellement le karst ne participe donc pas au recul du front de la cuesta. qui semble quasi nul sous climat tempéré.

Il apparaît donc que sous le climat tempéré océanique actuel le recul du front de la cuesta reste modéré.

1.5.2.2. La couverture séquanienne

Recouvrant le plateau Oxfordien *s.l.* calcaire, le Séquanien inférieur est constitué de calcaires qui s'intercalent avec des niveaux beaucoup plus marneux (calcaires à Arstates inférieurs). Cette couverture est a ce jour extrêmement démantelée puisqu'il ne subsiste plus sur le plateau que quelques reliquats. Ces derniers s'organisent généralement en buttes surplombant le plateau calcaire de quelques dizaines de mètres (figure 1.51). La faible épaisseur de cette couverture explique son démantèlement rapide et sa relative absence actuelle. Les modalités d'érosion de ce recouvrement sont peu connues. On peut cependant supposer, qu'à l'image du Barrois, son démantèlement est lié à la présence d'une importante karstification dans calcaires les Argovo-Rauracien. L'étude des vallons descendant de la cuesta suffit à repérer un grand nombre de sources dont le comportement karstique est avéré. L'exemple le plus flagrant est sans doute la résurgence de la Manoise au fond de la reculée du Cul du Cerf (Devos, 1996, Porte, 1999, Jaillet, 2000). Sur le plateau, les indices karstiques sont minces. On note toutefois la présence dans le Bois de Trampot, d'une centaines de phénomènes karstiques sur un espace très limité (1 $km^2$), cartographiés par Jacquemin et Gamez, (1994). Ceci concourt alors à l'évacuation de la couverture séquanienne recouvrant le plateau Oxfordien.

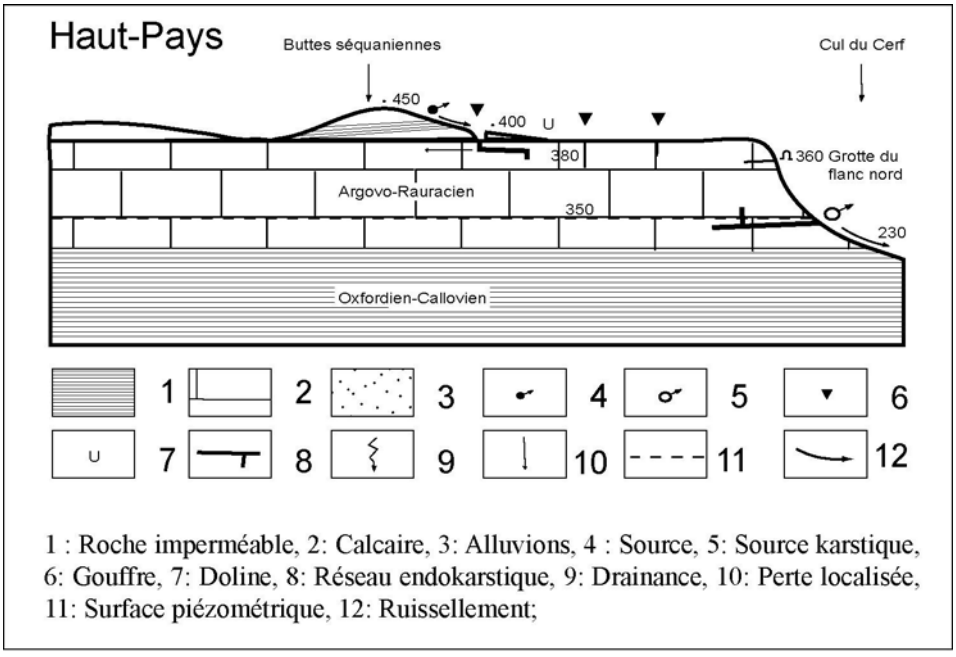



*Figure 1.51 : Schéma fonctionnel du karst de revers de la Côte de Meuse (D'après Lejeune, et al., 2002, modifié)*

1.5.3. La Côte de Moselle

La Marne traverse la Côte de Moselle 20 km en aval de sa source. Elle a creusé un entonnoir de percée cataclinale de plusieurs kilomètres de large. Il est essentiel de

s'intéresser ici à l'évolution et aux divers processus qui concourent à l'élargissement de cette forme.

#### 1.6.3.1. Le front de cuesta

La Côte de Moselle, est une cuesta double. Un front principal est dû au binôme de calcaires bajociens et qui repose sur les schistes cartons du Toarcien. Il permet l'apparition dans le paysage d'un escarpement d'environ 150 m de dénivelé, dont les points les plus hauts se situent à plus de 450 m d'altitude. Le front secondaire, à quelques kilomètres plus à l'est, est constitué par les grés du Domérien supérieur qui recouvrent les argiles à *Amaltheus margaritatus* du Domérien inférieur. Il constitue un front d'une centaine de mètres de commandement. La Marne, qui sourd au contact entre le Bajocien et le Toarcien sur le front de la cuesta, s'écoule sur le revers de la cuesta double du Lias qui constitue également la dépression monoclinale au pied de la cuesta bajocienne avant de la traverser quelques kilomètres plus loin.

En ce qui concerne le talus de la cuesta bajocienne, en raison de la localisation des buttes témoins et d'avant-buttes dans la percée cataclinale de la Marne, qui constituent les traces des paléo-talus, il semble que le recul de la côte ait été ici conséquent. On peut l'estimer au minimum à 8 km. Ceci semble un peu plus important au regard du recul mesuré par Le Roux (2000) pour les autres sites de percées cataclinales de la Marne. Les matériaux sont cependant différents et beaucoup plus meubles ici, ce qui paraît pouvoir expliquer cette différence notable.

Bien que ces deux fronts (Bajocien et Domérien) soient constitués de matériaux de nature sensiblement différentes, les observations ont montré une relative similitude concernant le mode d'évolution de ces reliefs. Nous présentons ici les processus majeurs qui concourent actuellement à d'évolution de la Côte de Moselle.

Le talus de la cuesta revêt deux morphologies différentes. La première est un front relativement régularisé dans son intégralité. On observe alors un versant réglé dans la partie sommitale, suivi par un vaste glacis descendant vers la vallée de la Marne et/ou la dépression monoclinale domérienne. La seconde est assez similaire mais offre, en plus, une corniche inscrite dans les calcaires bajociens dans la partie sommitale. Suivant ces deux morphologies, plusieurs types de processus vont permettre le démantèlement de ce talus :

-Tout d'abord, le processus dominant est le **mouvement de terrain rotationnel** (figure 1.52A). On en rencontre un grand nombre sur le front de cuesta. Il se compose d'une niche d'arrachement qui s'inscrit dans les calcaires du Bajocien. Elle utilise en général des diaclases ouvertes préexistantes dans les calcaires en raison de la détente mécanique du calcaire en bordure de versant (Birot, 1981). Le plan de glissement se fait dans les argiles toarciennes. En aval du glissement, on trouve souvent des formes de coulées boueuses qui tendent à vallonner le pied de la cuesta. Des morphologies indiquant la présence de ce type de phénomènes ont été notés ponctuellement au-dessus du hameau de Corlée (Sud de Langres), ainsi que dans la partie aval de la vallée de la Traire (Marteau, 2004).

-Le second processus est le **Topple** (figure 1.52B). En effet, le talus n'est pas régularisé partout et il subsiste localement (par exemple au-dessus de la source de la Marne à Balesmes-sur-Marne) des corniches rocheuses environ 10-15 m de commandement. Ces dernières évoluent par basculement de blocs souvent décamétriques. Ces blocs sont déstructurés lors de leur chute et viennent constituer le tablier d'éboulis recouvrant le pied de la cuesta.

-Le troisième processus (figure 1.52C) est moins facilement observable. On peut en observer au sud de la commune de Balesmes-sur-Marne. Il s'agit en fait d'un **topple sous couverture argileuse**. En effet, le plateau bajocien est recouvert par une couche non négligeable d'argiles de décalcification qui feutrent les reliefs. Sous ces argiles, les calcaires bajociens sont très fracturés (diaclases de distension). On peut s'en rendre compte en examinant les calcaires à partir des nombreuses petites cavités (grottes naturelles ou anthropiques inscrites dans l'escarpement bajocien). Les blocs calcaires individualisés par les diaclases glissent alors lentement sur le versant. Ce processus est souvent associé à de la solifluxion. Cette dernière est assez commune. Nous l'avons observé sur l'ensemble du front de la cuesta entre Langres et Balesmes-sur-Marne. Maubeuge (1984a et 1984b) convient que la solifluxion est le processus le plus répandu sur la cuesta.

Ces trois processus sont mis en action en raison de l'humectation de la couche toarcienne qui joue alors le rôle de « couche savon » et qui permet le glissement des blocs calcaires sur le versant. Ceci nous permet alors de souligner le rôle prépondérant de ces fissures de distension dans l'évolution du talus. En effet, elles permettent la circulation des eaux en profondeur en favorisant les infiltrations jusqu'aux argiles. Ces fissures sont, la plupart du temps comblées par les argiles de décalcification sus-jacentes. L'alternance de saisons humides et sèches favorise alors les cycles humectation-dessication qui vont engendrer la déstabilisation des blocs sur le versant. Enfin, elles sont à l'origine des nombreuses dépressions fermées (dolines de soutirage) qui se localisent en bordure du talus, sur le revers du plateau.

Les différents processus qui font vivre ce front de côte,sont fortement assujettis à la présence d'eau sous forme liquide. Elle est le moteur des processus de déstructuration des pentes. Il semble que le climat tempéré couvant actuellement la région ne permette que l'entretien de ces phénomènes ou leur déclenchement occasionnel (Marteau, 2004). Il faut se porter au début et à la fin des périodes glaciaires pour voir une libération de grandes quantités d'eau. On dispose dès lors de l'élément essentiel à la genèse de mouvements de plus grande ampleur à l'image de ce que l'on peut trouver plus en aval du bassin, quand la Marne traverse l'auréole Tertiaire (Guérémy et Marre, 1991 ; Marre, et *al*., 1997). Pourtant, au cours des périodes froides, les versants ne restent pas figés. La corniche sommitale bajocienne est alors soumise à la cryoclastie et produit alors un tablier d'éboulis calcaires qui va venir lisser les versants et générer les formes de glacis et de versants réglés subsistant encore aujourd'hui sur le front de Côte. C'est dans ces gélifracts lités, venant fossiliser des blocs de calcaires glissés, qu'ont été retrouvé des artéfacts archéologiques et de la faune attestant de la mise en place de ces formes lisses de versant au cours de phases froides (Joly, 1976).

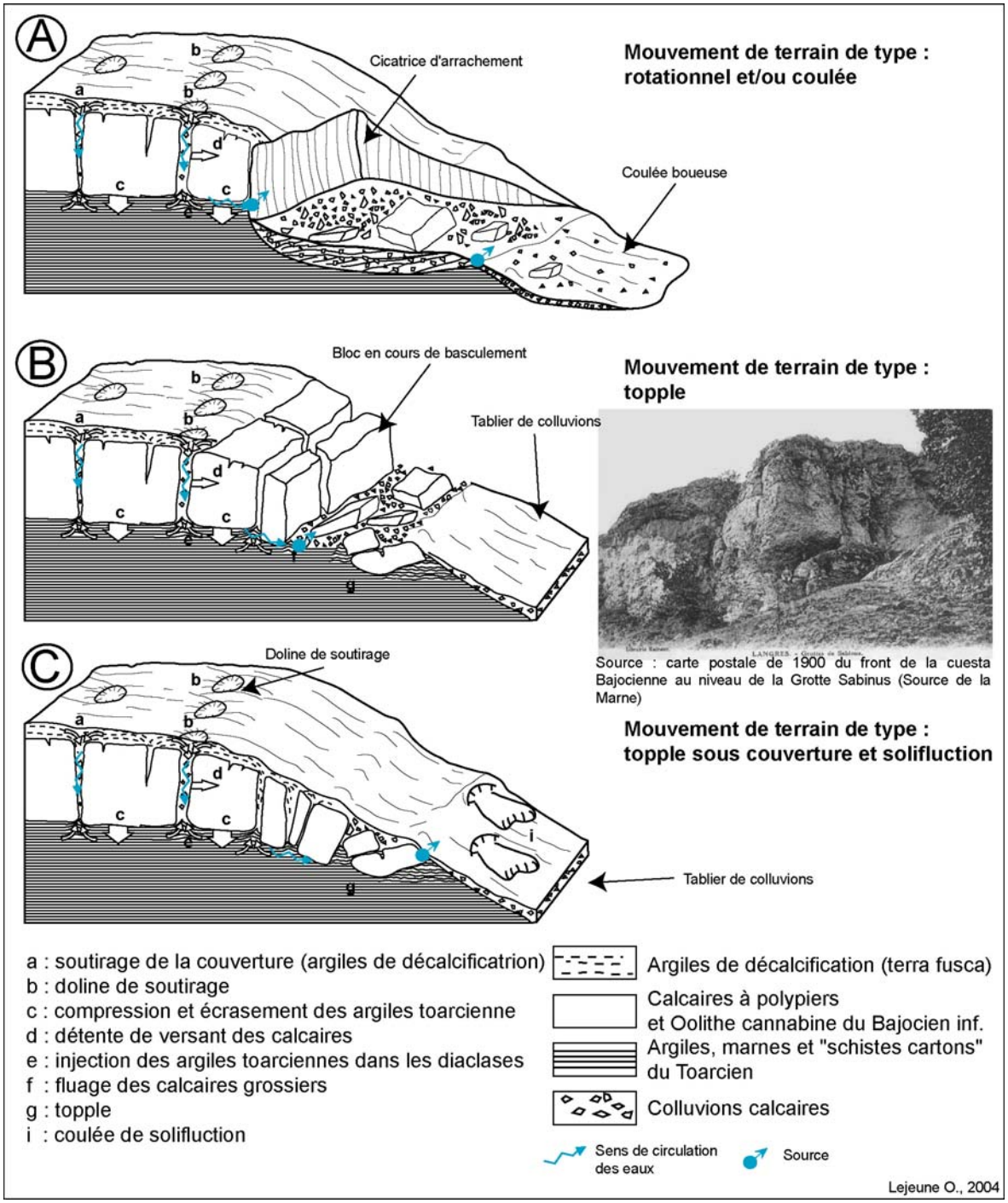



*Figure 1.52 : Blocs-diagrammes schématiques représentant les processus morphogéniques des mouvements de masse sur le font de côte sous climat tempéré.*

### 1.5.3.2. La couverture callovienne

Le revers de la Côte de Moselle est nu. La roche à l'affleurement est le Bajocien à l'est puis le Bathonien à l'ouest. La couverture callovienne est inexistante sur le plateau. Il faut, pour la trouver, aller la rechercher presque au pied de la Côte de Meuse. En raison des contrastes potentiels de perméabilité entre les deux formations, on peut alors s'attendre à rencontrer un karst de contact lithostratigraphique à la limite entre les formations calloviennes et bathoniennes, à l'image du karst de la Wöevre septentrionale (Gamez, Sary, 1979, Gamez, 1995). Cependant la nature calcaire du Callovien dans le secteur concerné (Calcaires de Rimaucourt) diminue singulièrement les contrastes de perméabilité. On rencontre donc très peu de formes exokarstiques au contact entre ces deux formations.

Sur le reste du plateau du Chaumontais, la couverture callovienne peu épaisse a disparu. Le mode d'infiltration est actuellement l'infiltration généralisée (figure 1.53). En effet, le plateau constituant l'interfluve entre la Marne et le Rognon est sans écoulement. On note cependant la présence, dans les secteurs en amont pendage, dans la forêt domaniale d'Ageville, de quelques dolines. Ces dernières sont sans doute la trace d'une ancienne position de la couverture callovienne. Il n'a cependant pas été possible de reconnaître des réseaux pénétrables et encore moins de trouver des éléments de datation. Néanmoins, dans les vallées anaclinales (Marne, Rognon, Sueurre), de nombreuses sources karstiques ont été repérées (Catherinet, 1995 ; Balbrick, 2004).

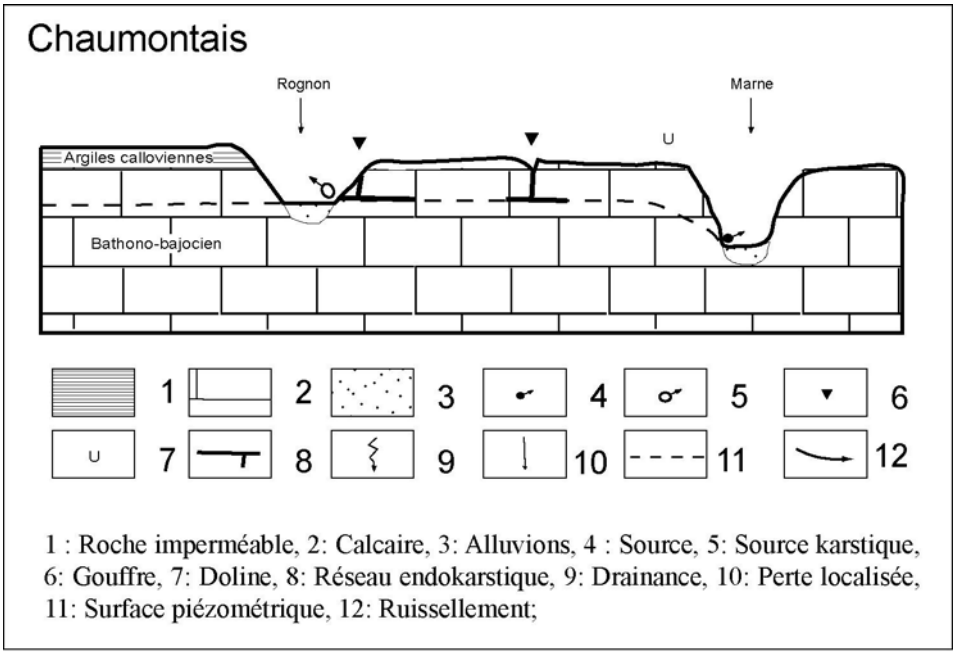



*Figure 1.53 : Schéma fonctionnel du karst de revers de la Côte de Moselle (D'après Lejeune, et al., 2002, modifié)*

## CONCLUSION GENERALE DU CHAPITRE 1

L'amont de la vallée de la Marne était, jusqu'à présent, exsangue d'étude géomorphologique générale concernant les phases d'incision de la rivière. Nous avons mis en évidence 7 niveaux d'incision disposés en trois phases distinctes. La première, correspond à deux paléo-vallées en berceau emboîtées dans la surface sommitale et sans doute âgées du début de l'incision des cours d'eau à la coupure Plio-Quaternaire. La seconde phase regroupe des terrasses étagées (de Ma.4 à Ma.2) dont les plus basses ont été datées par méthode ESR d'environ 150 000 ans pour la terrasse +20-25 m et 100 000 ans pour le niveau à +10-15 m. Ces datations sont tout à fait compatibles avec les datations obtenues dans les réseaux karstiques régionaux qui ont été corrélés au niveau d'incision des cours d'eau (Marne, Saulx).Enfin, la dernière phase correspond au remblaiement du fond de vallée dans lequel les niveaux Ma.1 et Ma.0 sont emboîtés.

L'étude des niveaux Ma.2 et Ma.3 a permis de montrer que, d'une part, l'incision se fait en période anaglaciaire alors que le remblaiement principal s'établit en période pléniglaciaire et la couverture limoneuse des terrasses s'établit en cataglaciaire et/ou interglacaire. D'autre part, les niveaux Ma.2 et Ma.3 ont des caractéristiques sédimentologiques extrêmement proches qui dénotent des conditions de dépôt sensiblement identiques.

Les datations ont permis le calcul des vitesses d'incision. A partir de la surface sommitale, dont l'âge est estimé, la vitesse d'encaissement de la Marne est évaluée à environ 8 cm / 1000 ans. Depuis le niveau Ma.3, les vitesses sont fortes mais on constate un ralentissement progressif (on passe de 24 cm / 1000 ans de 150 à 100 ka à 10 cm / 1000 ans de 100 ka à nos jours). La confrontation de ces chiffres avec ceux d'autres vallées révèlent que d'une part le taux d'incision global de la Marne s'intègre dans un schéma général d'abaissement des vitesses d'incision d'est en ouest dans le Bassin parisien. La Marne se situe alors dans le centre du Bassin parisien et est en situation médiane. D'autre part, la décroissance des vitesses depuis 150 000 ans semble cohérente avec les données obtenues dans les autres bassins-versants. Ces derniers montrent une augmentation des vitesses d'incision au cours du Quaternaire moyen puis une diminution progressive des vitesses à partir de cette période.

Sur la base de l'identification des niveaux d'incision de la Marne en amont de Vitry-le-François, nous avons procédé à la reconnaissance des niveaux d'incision des vallées et vallons secs affluents et à leur corrélation. Force est de constater que les indices de l'incision dans ces vallées sont réduits dans les plateaux calcaires jurassiques et un peu plus nombreux lorsque la confluence se réalise dans le Perthois. Nous avons enfin procédé à une étude bibliographique concernant les travaux déjà menés dans la partie aval de la vallée, jusqu'à la confluence avec la Seine. A l'inverse de la partie amont, cette partie de la vallée a fait l'objet de nombreuses études ponctuelles. La synthèse de ces données nous permet de reconnaître sept niveaux fluviatiles inscrits dans la partie basse et médiane des versants de la vallée. C'est deux de plus que dans la partie amont. Les niveaux (jusqu'à Ma.3) se relient bien dans l'ensemble de la vallée alors qu'au-delà, les corrélations sont plus aléatoires. Aucune observation n'a été faite sur la partie sommitale des versants afin

d'identifier la présence d'éventuelles « gouttières » comme nous l'avons remarqué en amont de Saint-Dizier.

Enfin, nous avons porté notre attention sur les processus qui concourent à l'évolution des versants de la vallée de la Marne ainsi que ceux qui permettent le recul des cuestas du bassin. Ceci nous amène à comprendre l'évolution morphologique distincte des différentes sections de la vallée en fonction des variations lithologiques.

L'ensemble de ces informations collectées dans la vallée de la Marne et ses affluents permettent de poursuivre nos investigations sur la question des anciens tracés de la Marne vers le nord en direction de l'Aisne. Ces hypothèses ont été soulevées depuis le milieu du XIX$^{ème}$ siècle (Buvignier, 1852 ; Tricart, 1952 ; Deshaies, 1994) mais sont, pour l'instant, restées sans preuve. Le seul argument avancé par ces différents auteurs est le changement brusque de direction de la Marne au niveau de Saint-Dizier.

# CHAPITRE 2 : LA RÉORGANISATION DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE.

**INTRODUCTION ……...…… 153**

**2.1. Les captures hydrographiques : principes, conséquences et exemples…...……....……..… 154**
2.1.1. La définition des captures hydrographiques. 154
2.1.1.1. les différents types de captures hydrographiques. 154
2.1.1.2. Les indices de captures hydrographiques. 156
2.1.2. La réorganisation du réseau hydrographique du Bassin de Paris. 157

**2.2. Les différentes hypothèses de tracés de la Marne vers le nord évoquées depuis le XIX$^{ème}$ siècle. ……..…..... 161**

**2.3. La capture de la Marne : les nouveaux éléments. ……...……...…….. 163**
2.3.1. L'hypothétique tracé de la Marne par le fossé tectonique de la Marne. 163
2.3.2. L'hypothétique tracé de la Marne par la Forêt de Trois Fontaines. 164

**2.4. Les captures affectant le bassin-versant de la Marne ……...……...……...…….. 166**
2.4.1. La capture avérée de la Saulx/Ornain : une capture majeure à l'amont du bassin versant de la Marne. 167
2.4.1.1. Les premiers travaux sur cette capture. 167
2.4.1.2. Apport des travaux récents 167
2.4.1.3. L'apport de la connaissance du karst sur l'interfluve Marne/Saulx 168
2.4.2. Les captures mineures : le cas de la Somme-Soude 173
2.4.3. Les phénomènes de recul du point de confluence. 174
2.4.2.1. Les phénomènes à l'aval : l'exemple du recul du point de confluence du Grand-Morin 174
2.4.2.2. Les phénomènes dans la partie amont : l'exemple du recul du point de confluence de la combe du vallon. 175

**CONCLUSION GENERALE DU CHAPITRE ……..…… 178**

## INTRODUCTION

L'étude des niveaux d'incision de la Marne supérieure a permis de définir, avec une relative précision, les grandes étapes de son l'encaissement. La première phase, comprenant deux larges gouttières emboîtées, vient entailler la haute surface sommitale. Une seconde étape de verticalisation de l'encaissement donne le gabarit de la vallée, dans laquelle on retrouve des terrasses étagées. Enfin, la troisième étape correspond au remblaiement terminal dans lequel la Marne a dessiné des terrasses emboîtées et où elle s'écoule actuellement.

Une grande interrogation subsiste encore dans ce secteur : la réorganisation du réseau hydrographique. En effet, depuis le milieu du XIX$^{ème}$ siècle, de nombreux auteurs (Buvignier, 1852 ; Davis, 1895 ; Tricart, 1952) ont mis en évidence des détournements hydrographiques dans le Bassin parisien. Ces captures ont parfois été démontrées, comme celle de la Moselle au détriment de la Meuse et au profit de la Meurthe-Moselle. Au contraire, certaines ont été décrites, sans arguments probants. Tel est le cas de l'hypothétique cours de la Marne vers le nord, en direction de la Meuse, via les vallées de la Saulx, de l'Ornain et de l'Aisne.

Ce chapitre sera donc consacré aux problèmes de réorganisation du réseau hydrographique affectant le bassin de la Marne.

Après avoir brièvement énuméré les principes et les conséquences des captures hydrographiques, nous nous intéresserons aux principales captures de l'est du bassin de Paris. Nous évoquerons les captures affectant les vallées de la Moselle, de la Meuse et de la Saulx-Ornain.

Nous nous attacherons ensuite plus précisément à analyser l'hypothèse de l'ancien cours de la Marne vers le nord. Ainsi, en nous appuyant sur l'analyse géomorphologique préalablement effectuée, des nouveaux éléments pourront être développés.

Enfin, nous conclurons ce chapitre par l'étude des différentes captures qui ont affecté le bassin de la Marne. Nous différencierons ici :

- les captures qui affectent fortement la taille du bassin de la Marne. C'est le cas de celle de la Saulx/Ornain.
- les captures qui réorganisent le réseau hydrographique à l'intérieur même du bassin-versant. Nous distinguerons des captures mineures comme celle de la Somme-Soude et les phénomènes de recul de confluence (combe du Vallon dans la partie jurassique du bassin ; Grand-Morin dans la partie aval du bassin de la Marne).

## 2.1. Les captures hydrographiques : principes, conséquences et exemples.

Nous allons énumérer les principes des captures hydrographiques ainsi que les processus permettant cette modification du cours d'une rivière. Nous prendrons ensuite comme exemple les principales captures du Bassin parisien.

### 2.1.1. La définition des captures hydrographiques.

Dès le XIX$^{ème}$ siècle, de nombreux auteurs (Buvignier, 1840, 1852 ; Davis, 1895 ; Campbell, 1896 ; De Martonne, 1925) suggèrent la possibilité qu'une rivière change de cours et modifie ainsi la taille du bassin-versant. En effet, les lignes de partage des eaux sont généralement soumises à une lente migration, conséquence de l'érosion des têtes de bassin. Il arrive qu'une partie de la ligne de partage des eaux d'un bassin-versant soit ainsi repoussée près d'une autre rivière. Davis (1895) signale qu'une légère modification de la topographie peut engendrer le détournement de toutes les branches d'un cours d'eau situé en amont au profit d'un bassin en voie d'accroissement. Ce changement de cours se produit de façon rapide. Il en résulte qu'un bassin-versant hydrographique subit l'amputation d'une partie de sa superficie alors qu'un autre bassin contigu connaît un accroissement de sa surface. « *Elles réalisent des empiètements de bassins hydrographiques en expansion aux dépens d'autres* » (Coque, 1993). Ce changement de cours sous-entend que les bassins capturés et bénéficiaires soient très proches l'un de l'autre. Joly (1997) donne la définition suivante : *« détournement d'un cours d'eau vers un cours d'eau voisin dont il devient affluent »*. Cette définition permet donc d'englober tous les cas de figures de réorganisation hydrographique. Il existe cependant différentes modalités pouvant expliquer ces détournements que sont les captures par érosion régressive et par déversement.

#### 2.1.1.1. les différents types de captures hydrographiques.

Les modalités de captures hydrographiques sont nombreuses. Bravard et Petit (1997) ainsi que Weisrock (1997) en ont résumé les principales (Figure 2.1).

Au niveau du site de capture, quatre tronçons de cours d'eau peuvent être identifiés :

- **Le cours d'eau capturé (B)**. Il s'agit du cours d'eau le plus haut en altitude. La capture va se réaliser à son détriment.
- **La vallée abandonnée (B')**. En aval du cours d'eau capturé, ce tronçon est alors déconnecté du réseau hydrographique après la réalisation de la capture.
- **Le cours d'eau conquérant (A').** Il s'agit d'un affluent du cours d'eau bénéficiaire. Il va permettre la liaison entre le cours d'eau capturé et le cours d'eau bénéficiaire.
- **Le cours d'eau bénéficiaire (A)**. Il s'agit du cours d'eau le plus déprimé. Il va bénéficier de la capture. Son bassin-versant connaît un accroissement par addition de la surface du bassin du cours d'eau capturé et du cours d'eau conquérant.

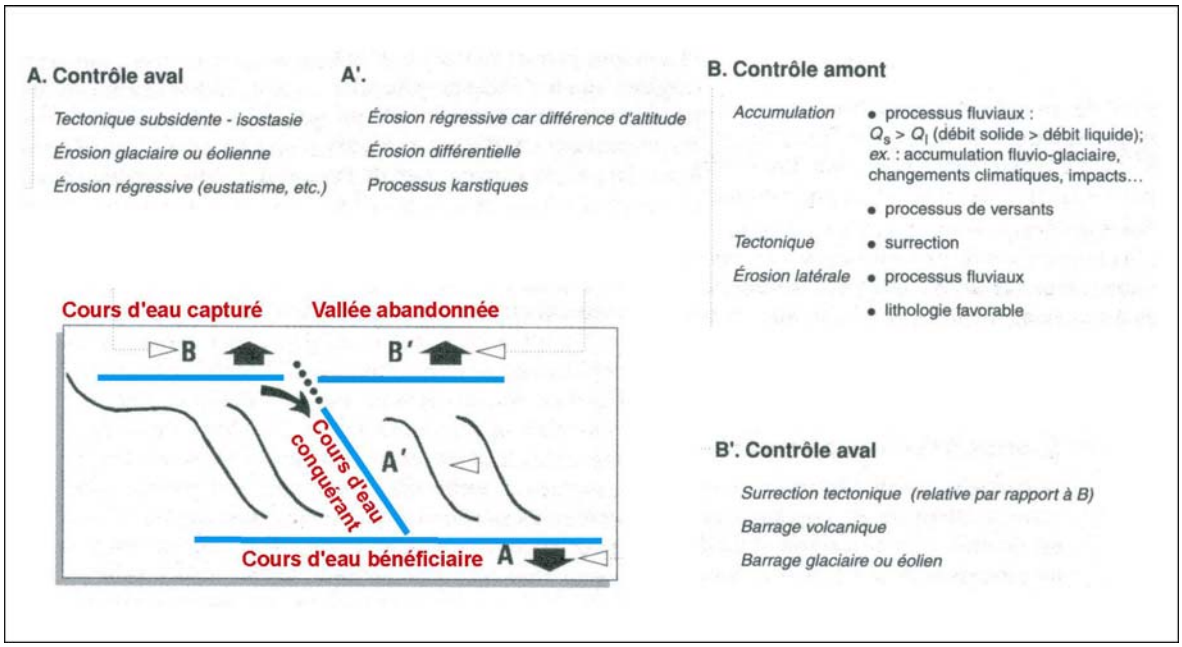



*Figure 2.1 : Typologie des facteurs externes intervenant dans la genèse d'une capture hydrographique (d'après Weisrock, 1997 ; Bravard et Petit, 1997, modifié)*

Les interactions des processus entre ces quatre tronçons de rivière déterminent quatre types de captures hydrographiques simples en fonction du secteur à l'origine de la capture :

- **La capture liée à l'influence du cours d'eau « capturé »**. Il s'agit d'une capture par déversement. Les accumulations de matériaux liés aux processus fluviaux et/ou de pentes, en général sous le contrôle du climat, engendrent un engorgement de la vallée. L'exhaussement du lit provoque un déversement de la rivière du tronçon capturé vers le tronçon bénéficiaire, via le tronçon conquérant.
- **La capture liée à l'influence du tronçon abandonné**. Le tronçon qui est abandonné connaît un phénomène qui bloque l'écoulement des eaux, pour des raisons de surrection tectonique ou de constitution d'un barrage (volcanique, glaciaire…). De ce fait, l'eau ne peut plus s'évacuer vers l'aval. Elle est obligée de trouver un nouvel exutoire vers un cours d'eau adjacent.
- **La capture liée au recul de la tête de bassin du cours d'eau conquérant.** Le recul est le résultat de l'érosion régressive liée au différentiel altitudinal existant entre le cours d'eau capturé et le cours d'eau bénéficiaire. L'érosion différentielle couplée à l'action du karst est à l'origine du recul de la rivière conquérante. Ce recul vient court-circuiter la vallée perchée.
- **La capture liée à l'influence du cours d'eau bénéficiaire**. Le cours d'eau bénéficiaire connaît un abaissement altitudinal par rapport au cours d'eau capturé. Les raisons de cette incision différentielle sont multiples. Il s'agit des mouvements tectoniques de subsidence, de l'érosion régressive… L'abaissement du cours d'eau bénéficiaire entraîne par conséquent, le recul de tête de la vallée conquérante qui vient couper le cours d'eau capturé.

Ces différents type de détournements de rivières peuvent se combiner entre eux. On est alors confronté à une multitude de cas de captures.

#### 2.1.1.2. Les indices de captures hydrographiques.

Certains indices hydrographiques, morphologiques et sédimentologiques caractéristiques sont susceptibles de favoriser l'identification du phénomène de capture dans les bassins concernés directement par ce détournement hydrographique (Tableau 2.1).

| | **Vallée capturée** | **Vallée abandonnée** | **Vallée conquérante** | **Vallée bénéficiaire** |
|---|---|---|---|---|
| **Indices hydrographiques** | * Coude de capture vers le cours d'eau conquérant | * Alignement avec le cours d'eau capturé | * Coude de capture formé avec le cours d'eau capturé | / |
| **Indices morphologiques** | / | * Vallée surdimensionnée par rapport à l'écoulement postcapture.<br>* Absence de terrasses postcaptures.<br>* Abandon de percées anaclinales et cataclinales | * Absence de terrasses antécaptures | / |
| **Indices sédimentologiques** | / | / | * Présence des sédiments issus de la vallée capturée dans les terrasses postcaptures | * Présence des sédiments issus de la vallée capturée dans les terrasses postcaptures |

*Tableau 2.1 : Récapitulatif des indices témoignant de la présence d'une capture hydrographique.*

Les indices hydrographiques sont les plus évidents à détecter. C'est d'ailleurs principalement à partir de l'observation de ces derniers que les captures ont pu être repérées (Davis, 1895 ; Tricart, 1952). On identifie facilement sur le terrain un coude de capture. La vallée capturée et la vallée conquérante forment un angle. Dans l'alignement de la vallée capturée, on distingue une vallée sèche. Alors que les formes et les formations de terrasses antécaptures sont continues entre la vallée capturée et la vallée abandonnée, elles disparaissent dans cette dernière, en deçà de l'altitude à laquelle s'est effectuée la capture.

Dans la vallée conquérante, seules les formations et les terrasses postcaptures sont observables. Les sédiments, quant à eux, présentent les caractéristiques des formations du bassin de la vallée capturée.

Dans la vallée bénéficiaire, les formations des terrasses postcaptures, en aval du site de la confluence avec la vallée conquérante, sont composées d'un mélange de sédiments issus du bassin capturé et de la partie supérieure du bassin bénéficiaire.

A une échelle plus vaste, des modifications voient le jour dans les cours d'eau environnants. Ainsi, le tronçon capturé et abandonné est soustrait au bassin d'un autre cours d'eau. Ce bassin tronqué subit donc des modifications. On constate alors un surdimensionnement des paléoméandres de cette vallée par rapport aux écoulements post captures. Une rupture sédimentologique intervient dans les formations alluviales. Les formations antécaptures possèdent des caractéristiques communes au bassin capturé et au

bassin tronqué. A l'inverse, les formations postcaptures perdent les spécificités du tronçon capturé.

2.1.2. La réorganisation du réseau hydrographique du Bassin de Paris.

Le recensement de l'ensemble de ces indices a permis de mettre en évidence de nombreuses captures dans le Bassin parisien depuis le milieu du XIX$^{ème}$ siècle. Buvignier (1852 ;1856), Davis (1895) et Tricart (1952) ont mis à jour la réalité de grandes réorganisation du réseau hydrographique dans la partie nord-est du Bassin de Paris (Figure 2.2).

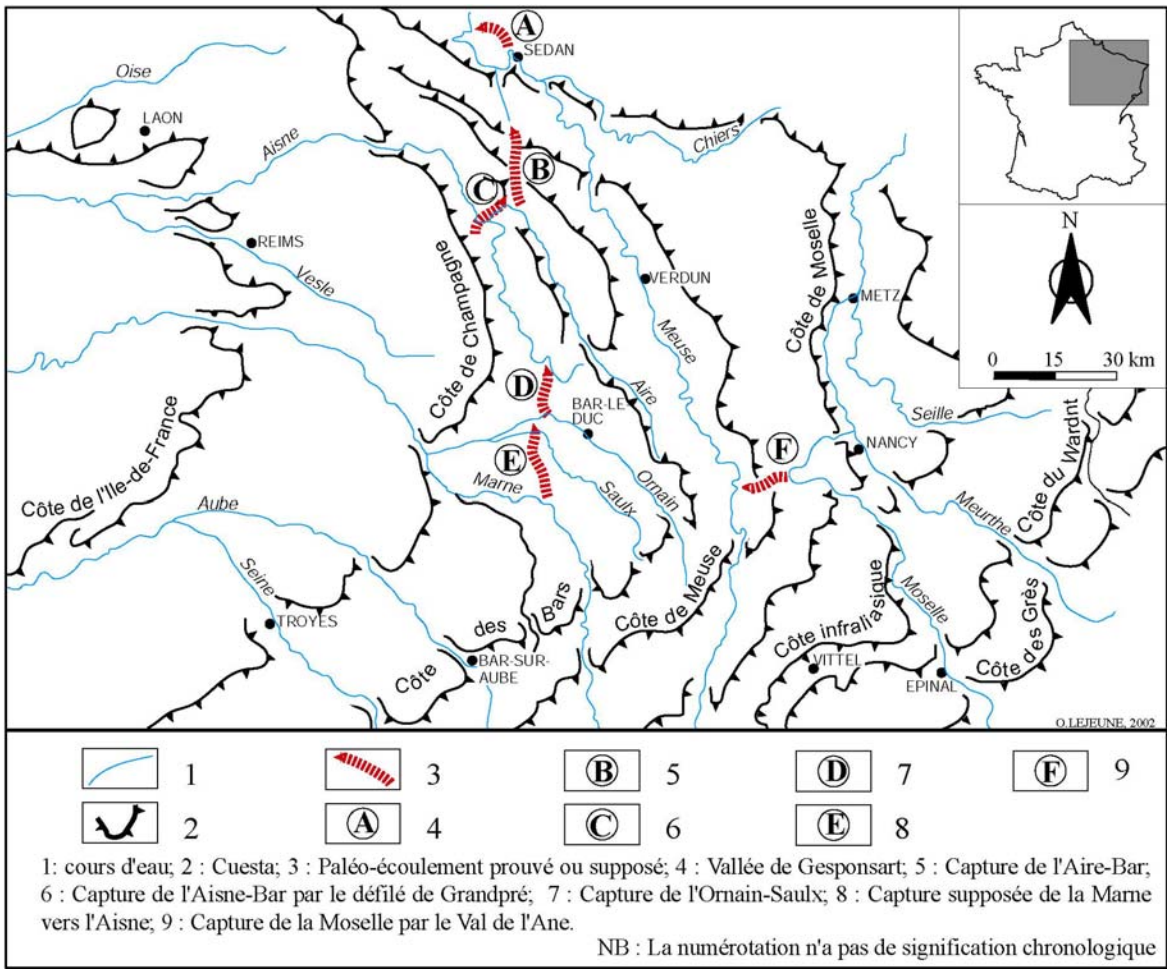



*Figure 2.2 : Synthèse cartographique des principaux sites de captures hydrographique dans l'Est du Bassin parisien.*

Six grandes captures ont été évoquées par ces auteurs. Il convient de préciser que ces captures se sont toutes réalisées aux dépens de la Meuse. Les quatre exemples suivants ont directement touché le bassin de la Meuse :

**-La capture de la Moselle.** Près de Toul, on assiste au détournement de la Haute-Moselle au bénéfice de la Meurthe et au détriment de la Meuse. Subsiste alors une vallée

abandonnée reliant jadis la Haute-Moselle et la Meuse : le Val-de-l'Ane, aujourd'hui parcouru par le ruisseau de l'Ingressin.

Les publications anciennes se sont attachées à décrire le phénomène et ont énoncé plusieurs hypothèses concernant les mécanismes ayant pu déclencher la capture. C'est d'abord l'hypothèse d'une capture par érosion régressive (Buvignier, 1852 ;1856 ; Davis, 1895 ; Blache (1943) ; puis par soutirage karstique (Joly, 1911 ; Capot-Rey, 1937) et enfin par déversement (Tricart, 1952). Les arguments avancés reposent essentiellement sur des critères topographiques et hydrologiques. C'est plus tard que des études morpho-sédimentaires et pétrographiques précises sur la Meuse et la Meurthe-Moselle permettent de préciser la réalité et les conditions de la capture. Les différents auteurs énoncent alors :

-des preuves morphologiques. La taille des méandres encaissés du Val de l'Ane se révèle surdimensionnée par rapport à l'écoulement de l'Ingressin (Deshaies, 1994 ; Deshaies et Weisrock, 1995a et 1995b ; Weisrock et *al*., 1995). Quant à la pente du bed-rock du Val de l'Ane, elle est orientée vers la Meuse (Harmand et *al*, 1995a et 1998).

-des preuves morphosédimentaires. On constate une absence de terrasses anté-captures en aval du coude de capture (Harmand, 1991 ; Harmand et *al*., 1995a, 1995b et 1995c).

-des preuves pétrographiques. On met en évidence la présence, dans le bassin de la Meuse, de matériaux fluviatiles issus des Vosges (Buvignier, 1852, 1856 ; Harmand, 1991, 1992).

-des preuves minéralogiques. Des ruptures minéralogiques sont enregistrées dans les terrasses de la Meuse (Vandenberghe et *al*., 1985 ; Pissart et *al*., 1997a et 1997b) et de la Paléo-Meurthe (Cordier, 2004). Ainsi, dans la vallée de la Meuse, la disparition des Hornblendes brunes plaide en faveur du détournement de la Moselle au détriment du bassin de la Meuse.

Pour la plupart des auteurs, il semble que les processus principaux expliquant la capture reposent sur deux causes. D'une part, un alluvionnement important en aval du coude de capture a provoqué un déversement de la Moselle vers la Meurthe. D'autre part, l'érosion régressive d'un affluent de la Meurthe (Le Terroin) est venue capturer la Moselle. Dans ce contexte, l'hypothèse de soutirages karstiques est évoqué (Gamez et *al*., 1995 ; Losson, 2003), afin d'expliquer l'affaiblissement des débits en aval du coude.

L'âge de cette capture est longtemps resté mal connu. Néanmoins, une datation indirecte a été effectuée aux Pays-Bas, sur une terrasse de la Meuse ayant enregistré la capture. Elle est de 250 ±20 ka (Krook, 1993 ; Huxtable, 1993). Dernièrement, cette datation a été affinée et tend à vieillir la capture. Elle se situerait au minimum entre 300 et 400 ka (Losson et Quinif, 2001 ; Losson, 2003).

**-La capture de l'Aisne-Bar.**

Initialement, l'Aisne s'écoulait vers la Meuse par la vallée de la Bar. Elle a ensuite été détournée, au profit du bassin-versant de l'Oise.

Différents auteurs (Buvignier, 1856 ; Bois, 1903 ; Tricart, 1952, De Heinzelin, 1964 ; Harmand, 1991) ont souligné le remarquable alignement hydrographique existant entre la Bar, l'Aisne et la Saulx-Ornain située plus au sud.

Des arguments géomorphologiques, « très convaincants » selon Pissart et *al*., 1998, sont avancés par Deshaies, (1994) et Deshaies et Weisrock, (1995a et 1995b) à propos du surdimensionnement des méandres de la Bar qui démontre que cette vallée a été façonnée par un cours d'eau qui avait un bassin-versant beaucoup plus étendu que l'actuel.

En outre, une rupture minéralogique a été constatée dans les alluvions des terrasses de la Meuse à Givet à 28 m d'altitude relative (Pissart *et al.,* 1997b) et à Charleville (Pissart *et al.,* 1997a, 1998). La tourmaline, abondante dans la vallée de l'Aisne, est présente dans les terrasses supérieures à ce niveau mais elle disparaît dans les niveaux inférieurs. Cette absence correspond à la capture de l'Aisne-Bar (Harmand *et al.,* 1998).

La datation de cette capture a été effectuée à partir des terrasses de la Meuse. Elle aurait un âge compris entre 890 ka et 1,05 Ma (Pissart et *al*., 1997b, 1998 ; Felder et *al*., *in* Pissart et *al*., 1997a).

**-La capture de la vallée de Gespunsart.**

Entre Donchery et Charleville, la Meuse ne s'écoulait pas initialement dans la vallée que son cours emprunte actuellement. Elle s'acheminait par une vallée plus au nord (vallée de Gespunsart), occupée aujourd'hui par deux ruisseaux (la Vrigne et la Goutelle). A l'inverse, la portion de vallée entre Donchery et Charleville était parcourue par l'Aisne-Bar. La confluence entre la paléo-Meuse et l'Aisne-Bar s'effectuait au nord de Charleville (Nordon, 1928 ; Macar, 1945 ; Pissart, 1961).

Afin d'expliquer ce changement de cours, Pissart et *al*. (1997a) invoque un engorgement de la paléo-Meuse de Gespunsart. Cet engorgement aurait provoqué un déversement vers la section de vallée occupée alors par l'Aisne-Bar. En effet, la vallée de Gespunsart, en partie creusée dans des formations primaires assez résistantes, constitue le contrefort du massif Ardennais. A l'inverse, le cours inférieur de l'Aisne-Bar est inscrit dans la dépression péri-ardennaise constituée par des formations géologiques meubles. L'Aisne-Bar creuse alors plus vite sa vallée qui se trouve déprimée par rapport à la paléo-Meuse. A la faveur du rapprochement des deux cours d'eau, la capture se réalise.

La datation de cet événement est effectuée par corrélation du bed-rock de la Meuse de Gespunsart avec les terrasses de la Meuse. Il semble que cette capture soit contemporaine de celle de l'Aisne-Bar, soit aux environs de 890 ka (Pissart et *al*., 1997a). Son ancienneté est attestée par l'épais remblaiement colluvial qui remplit la vallée abandonnée et atteint par endroit plus de 45 m.

**-La capture de l'Aire-Bar.**

Initialement, l'Aire s'écoulait, en empruntant la vallée de la Bar, vers la Meuse. L'Aire a ensuite été détournée vers l'Aisne. Elle forme un coude net au sud-ouest de Vouziers et emprunte le défilé de Grandpré.

Cette capture a été beaucoup moins étudiée que celle de la Moselle. En effet, elle n'est véritablement décrite qu'assez tardivement par Blache (1943) ; Thilloy (1946) ; Laurent (1948), Tricart (1952), Voisin (1982) même si des publications antérieures évoquent néanmoins cette capture (Lapparent, 1897).

Peu d'éléments ont été développés afin d'expliquer les mécanismes de cette capture ainsi que sa datation. Cependant, il existe un important remblaiement alluvial d'une quinzaine de mètres, correspondant à la moyenne terrasse de l'Aire (+ 50 m) qui se prolonge dans la vallée de la Bar. Il constitue le remplissage de fond de vallée. L'ensemble s'abaisse en direction de la Meuse (Tricart, 1958). Il est possible d'y voir un engorgement de la vallée qui a engendré le déversement de l'Aire amont vers l'Aisne via le défilé de Grandpré. La capture est facilitée en raison de l'existence préalable de ce défilé, hérité de la capture de L'Aisne-Bar.

Les deux exemples suivants ont indirectement affecté le bassin de la Meuse. Ils seront, de ce fait détaillés par la suite car ces réorganisations du réseau hydrographique affectent le bassin de la Marne. Il s'agit de :

**-La capture supposée de la Marne vers les vallées de la Saulx et de l'Ornain.**
**-La capture de la Saulx-Ornain vers l'Aisne.**

## 2.2. Les différentes hypothèses de tracés de la Marne vers le nord évoquées depuis le XIX$^{ème}$ siècle.

Depuis plus d'un siècle, un certain nombre d'auteurs (Buvignier, 1852 ; 1856 ; Denizot, 1919 ; Patte, 1937 ; Stchépinsky, 1962 ; De Heinzelin**,** 1964 ; Deshaies, 1994 ; Deshaies et Weisrock, 1995) ont mentionné la possible existance d'un ancien tracé de la Marne vers le nord. Elle aurait ainsi été un affluent de la Meuse après avoir parcouru les vallées de l'Aisne et de la Bar et avoir reçu comme affluents la Saulx et l'Ornain. Son itinéraire aurait pu se faire suivant deux tracés possibles : le premier utilisait le fossé de Cousance et l'autre cheminait au travers de la Forêt de Trois Fontaines, située au nord de Saint-Dizier (Figure 2.3).

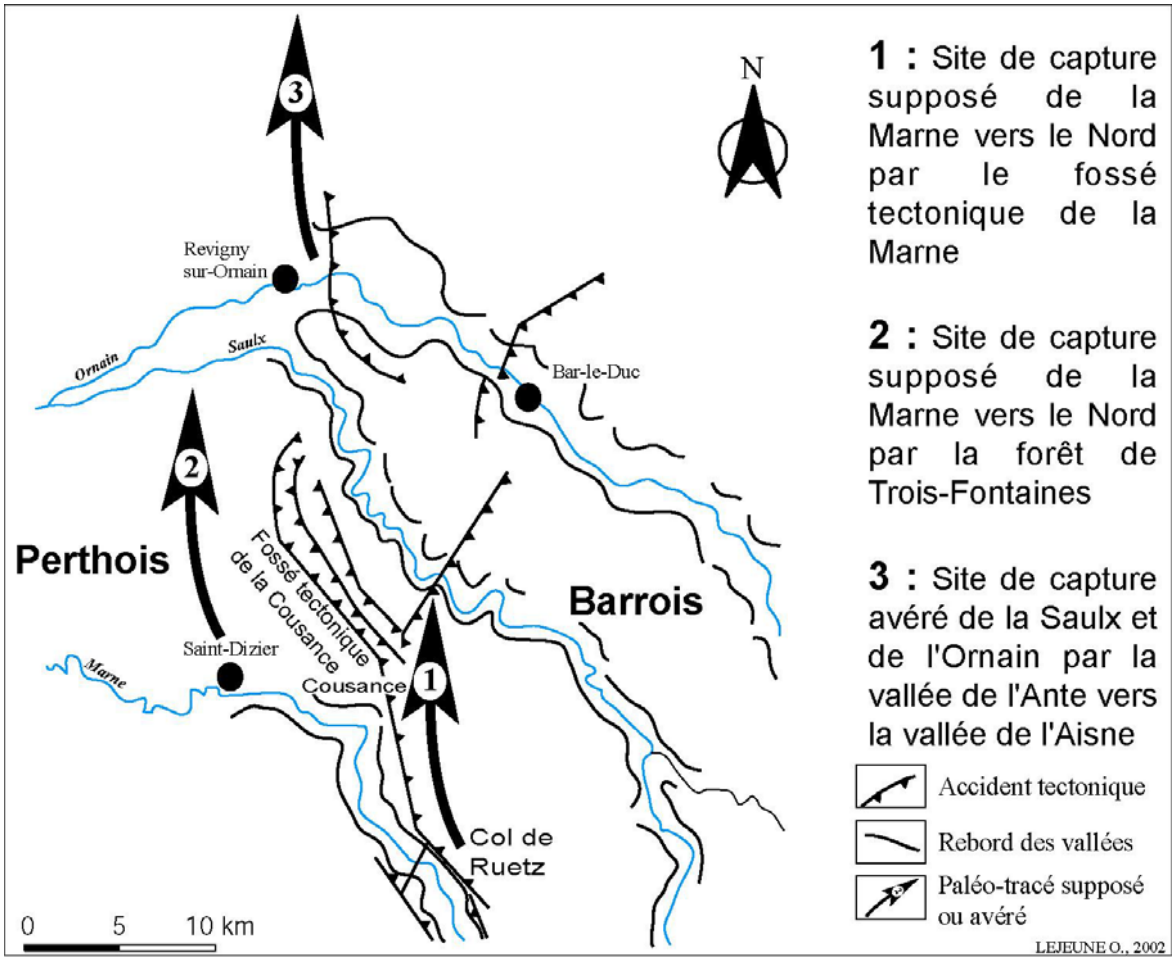



*Figure 2.3 : Les sites des captures avérées et supposées dans les régions de Saint-Dizier, Bar-le-Duc.*

Ce sont surtout des arguments topographiques et paléo-hydrologiques qui venaient étayer ces hypothèses. En effet, les premiers auteurs (Buvignier, 1852, 1856 ; Bois, 1903) ne font qu'évoquer l'hypothétique tracé de la Marne vers le nord en raison de son changement de direction brusque vers l'ouest, sans pour autant mettre à jour l'existence d'itinéraire précis sur l'interfluve Marne-Saulx.

Ce n'est qu'à partir de la première guerre mondiale que des paléo-tracés précis ont pu être identifiés. Néanmoins, les différents auteurs qui s'y sont intéressés, restent très prudents et en parlent toujours au conditionnel.

Denizot, (1919) et Tricart (1952) imaginent une paléo-Marne quittant son tracé actuel au niveau du méandre de Chamouilley. La Marne emprunte, selon eux, le fossé tectonique de la Cousance en passant au niveau d'un col situé à + 50 m. Ils s'appuient sur le coude que forme la Marne vers l'ouest et sur la présence d'alluvions signalés auparavant par Patte (1937) mais non retrouvés par Tricart.

Plus tard, Stchépinsky (1957b ; 1957c ; 1958 ; 1959b ; 1962) qui dresse les cartes géologiques autour de Saint-Dizier, cartographie de vastes placages d'alluvions anciennes sur l'interfluve Marne-Saulx. Ces alluvions sont constituées d'un mélange de galets mêlés à des argiles verdâtres et des sables. Il les qualifie de haute terrasse et les raccorde à des placages alluviaux situés à + 55 m d'altitude en rive droite de la vallée de la Marne (terrasse du Vert-Bois). En émettant cette hypothèse, l'auteur met à jour un nouvel hypothétique tracé au travers de la Forêt de Trois-Fontaines.

Plus récemment, Deshaies (1994) propose, tout comme Tricart et Denizot, un itinéraire empruntant le fossé tectonique de la Cousance. Il présente toutefois un nouveau passage à travers le col de Ruetz. Le paléo-tracé suit la direction du fossé vers le nord avant de rejoindre la vallée de la Dorma, affluente de la Saulx. Ses arguments reposent uniquement sur des observations topographiques car aucune formation alluviale n'a été découverte le long de ce cours supposé.

## 2.3. La capture de la Marne : les nouveaux éléments.

Différents auteurs ont émis l'hypothèse que la Marne a fait partie du bassin de la Meuse. Nous nous proposons, à partir des éléments géomorphologiques identifiés dans la vallée de la Marne supérieure, d'apporter de nouveaux éléments permettant de préciser cette hypothèse.

### 2.3.1. L'hypothétique tracé de la Marne par le fossé tectonique de la Marne.

Le premier tracé possible reliant la Marne à la Saulx aurait cheminé par le fossé tectonique de Cousance. En effet, de Joinville à Fontaines-sur-Marne, la vallée de la Marne est guidée par un fossé tectonique qu'elle quitte brutalement en formant un coude vers l'ouest. Or, on observe que ce fossé se prolonge vers le nord, où il génère une dépression longitudinale et un escarpement. Aujourd'hui, ce fossé est drainé par plusieurs ruisseaux qui rejoignent la Marne à l'ouest après avoir traversé l'interfluve par des passages étroits.

Le levé géomorphologique (Jaillet et *al*., 2001) apporte plusieurs arguments démontrant que la Marne n'a probablement pas utilisé ce fossé structural (Figure 1.4 ; Annexes 1.5 à 1.9) :

- Le fossé est constitué par une succession de dépressions ayant chacune leur propre exutoire vers la vallée de la Marne (ruisseaux de l'Ornel, de la Cousance et de Ruetz). Ces cours d'eau sont en effet surimposés à la structure. Lors du début de l'incision du réseau hydrographique, ces rivières s'écoulaient sur les formations meubles datant du Crétacé. Suite à l'incision générale du réseau hydrographique, ces trois rivières mettent à nu les formations calcaires sous-jacentes. Les écoulements karstiques, précédemment décrits par Jaillet (2000), se mettent alors en place (fenêtres hydrogéologiques) et engendrent de ce fait un apport d'eau conséquent. Le dégagement des formations du fossé tectonique peut dès lors prendre forme rapidement. Le franchissement de l'escarpement de ligne de faille du fossé ne peut par conséquent se réaliser uniquement dans le cas de figure où le niveau de base local attire le Ruetz, la Cousance et l'Ornel. Lors de la mise en place de ces rivières la Marne doit être déjà à sa place actuelle.
- Il n'a jamais été trouvé dans le fossé des formations alluviales qui auraient pu être déposées par la Marne au cours de son passage hypothétique.
- L'examen des formes de terrain traduit une succession de longs glacis qui descendent, vers l'ouest, depuis le plateau du Barrois. Les plus anciens (Ma.5) passent au-dessus de l'interfluve séparant le fossé de Cousance de la vallée de la Marne. Les plus récents (en-deçà de Ma.4) viennent buter contre l'escarpement de ligne de faille. C'est aux dépens des glacis élaborés lors du stade Ma.4 que se sont creusées les dépressions qui organisent le drainage actuel.
- En amont et en aval du site supposé de capture, on distingue clairement toutes les formes et formations des stades de creusement de la Marne. Seul, le niveau Ma.6 n'est pas retrouvé en aval du site. Cependant, l'explication de son absence réside dans la faible résistance des formations géologiques qui n'ont pu conserver les

niveaux les plus anciens. « Plus un phénomène est ancien, plus les preuves sont ténues et contestables » (Losson, 2003).

Au vu de ces arguments, il semble donc que la Marne ait toujours suivi son tracé actuel depuis le niveau Ma.5. Elle n'aurait par conséquent jamais emprunté le fossé de Cousance. Il n'est cependant pas à exclure que l'accident tectonique ait fait partie de l'ancienne gouttière Ma.6. En effet, à cette époque, l'érosion différentielle n'avait pas encore mis en évidence le fossé, et la Marne, indifférente à lui, serpentait dans toute cette zone. L'hypothèse d'un tel tracé semble donc une piste de travail à abandonner

2.3.2. L'hypothétique tracé de la Marne par la Forêt de Trois Fontaines.

**Ce second tracé** éventuel aurait fait serpenter la Marne à l'emplacement de l'actuelle Forêt de Trois-Fontaines. Les preuves du passage de la Marne par ce tracé sont inexistantes. Deux éléments tendent à infirmer cette thèse.

- Tout d'abord, les prospections et le levé géomorphologique (Marre et *al*., 2000 ; Jaillet et *al*., 2001) d'une partie de la forêt n'a pas permis de retrouver les grands affleurements de dépôts alluviaux précédemment relevés par les auteurs de ces cartes géologiques anciennes (Stchépinsky, 1957b ; 1957c ; 1958 ; 1959b). Ce n'est que sur le Mont Tarra (Annexe 1.10), qui domine Sermaize-les-Bains, qu'une nappe de dépôts alluviaux pouvant altitudinalement se rapporter au niveau Ma.4 a pu être mise en évidence. L'étude de l'incision de la Saulx (Harmand et *al*, 2002 ; Harmand, et *al*, 2004) a permis de rapporter les alluvions du Mont Tarra au niveau Sa.4, c'est-à-dire aux terrasses étagées situées à + 40 m d'altitude relative (Figure 2.4). Plus au sud, l'exploration du plateau n'a pas révélé la présence de formations alluviales. N'ayant pas observé une continuité des dépôts alluviaux sur l'ensemble de ce plateau, la preuve d'un passage de la Marne, à cet endroit ne peut être établie.

- Par ailleurs, lorsqu'on dresse le profil en long des terrasses de la Marne entre Chaumont et Vitry-le-François, on constate l'existence d'une continuité et d'un parallélisme des derniers niveaux. Ces jalons témoignent donc ici du passage de la Marne suivant son itinéraire actuel depuis le début de la deuxième phase d'incision, soit depuis le niveau Ma.4 (+ 50 m), en amont et en aval du site supposé de capture. Au-delà de Ma.4, le Perthois n'a pas conservé de témoins des niveaux supérieurs. Néanmoins, si l'on tient compte des profils en long des terrasses de la Marne en aval de Vitry-le-François, reconstitués à partir de la bibliographie (Figure 1.35), on constate la présence de terrasses très hautes en altitude relative. Ainsi, en aval d'Epernay, la présence de terrasses à 75 m d'altitude relative semble démontrer la constance du tracé de la rivière.

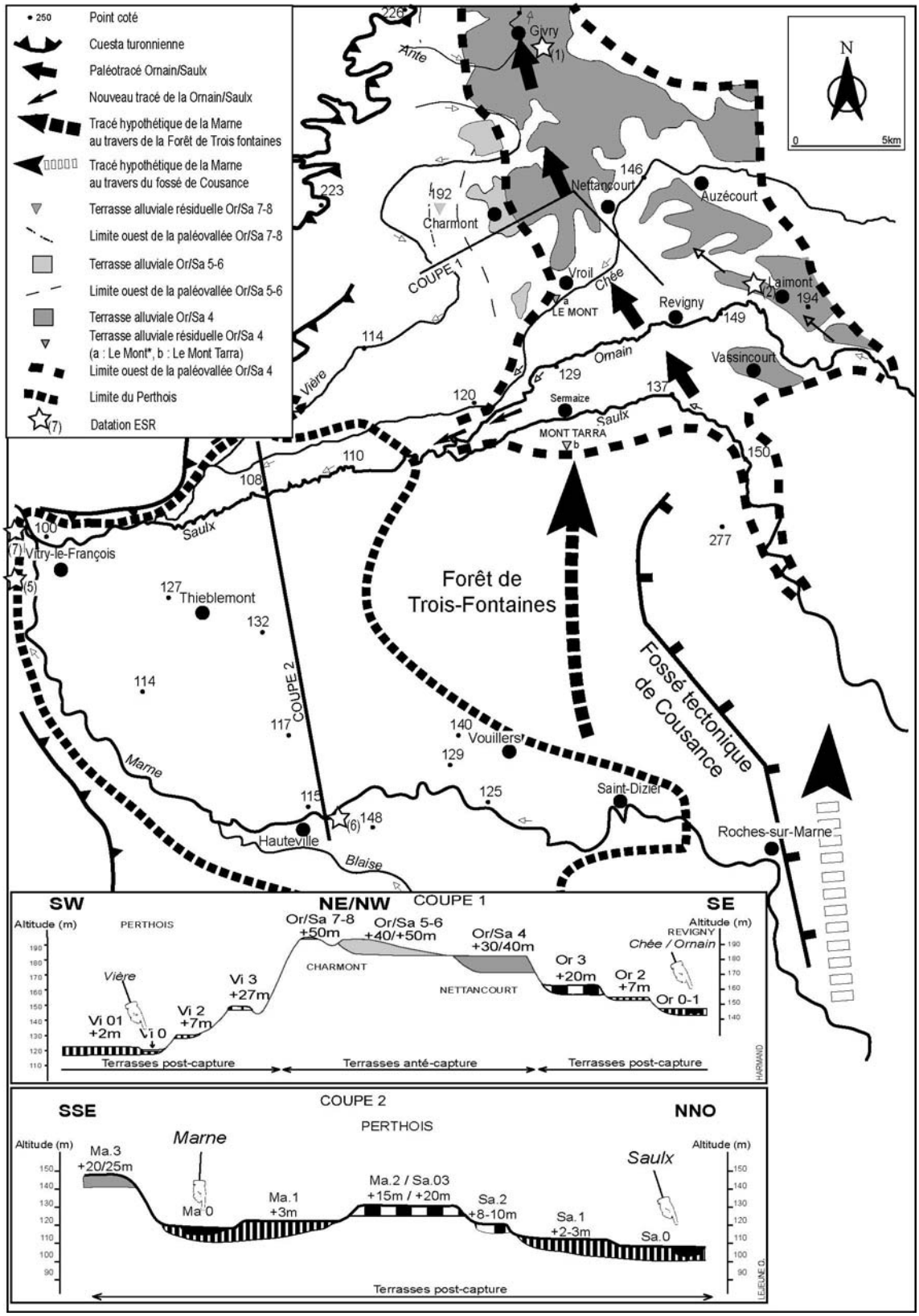



*Figure 2.4 : La région du Perthois : carte et coupes dans les vallées de la Marne et de la Saulx-Ornain. (d'après Harmand et al., 2004)*

## 2.4. Les captures affectant le bassin-versant de la Marne

L'ancien tracé de la Marne vers le nord n'apparait donc pas effectif. Cependant, le bassin de la Marne a fait l'objet d'un certain nombre de réorganisations du réseau hydrographique (Figure 2.5). Deux types de captures peuvent être identifiés.

Il y a tout d'abord celles qui ont affecté la surface du bassin de la Marne. Il s'agit du détournement :

-de la Saulx-Ornain au détriment du bassin de l'Aisne,

-de la Somme-Vaure au détriment du Petit-Morin,

-de la Maurienne au détriment du Grand-Morin. Cette dernière, mise en évidence par Davis (1895) est fortement mise en doute par Tricart (1952). Nous n'en parlerons donc pas ici.

On trouve ensuite des réorganisations hydrographiques qui ne modifient pas la taille du bassin de la Marne. Elles prennent la forme de recul de confluence :

- de la Combe du Vallon (Bassin de la Marne supérieure)

-de l'Ormançon (Bassin de l'Ornain)

-du Grand-Morin (Bassin de la Marne inférieure)

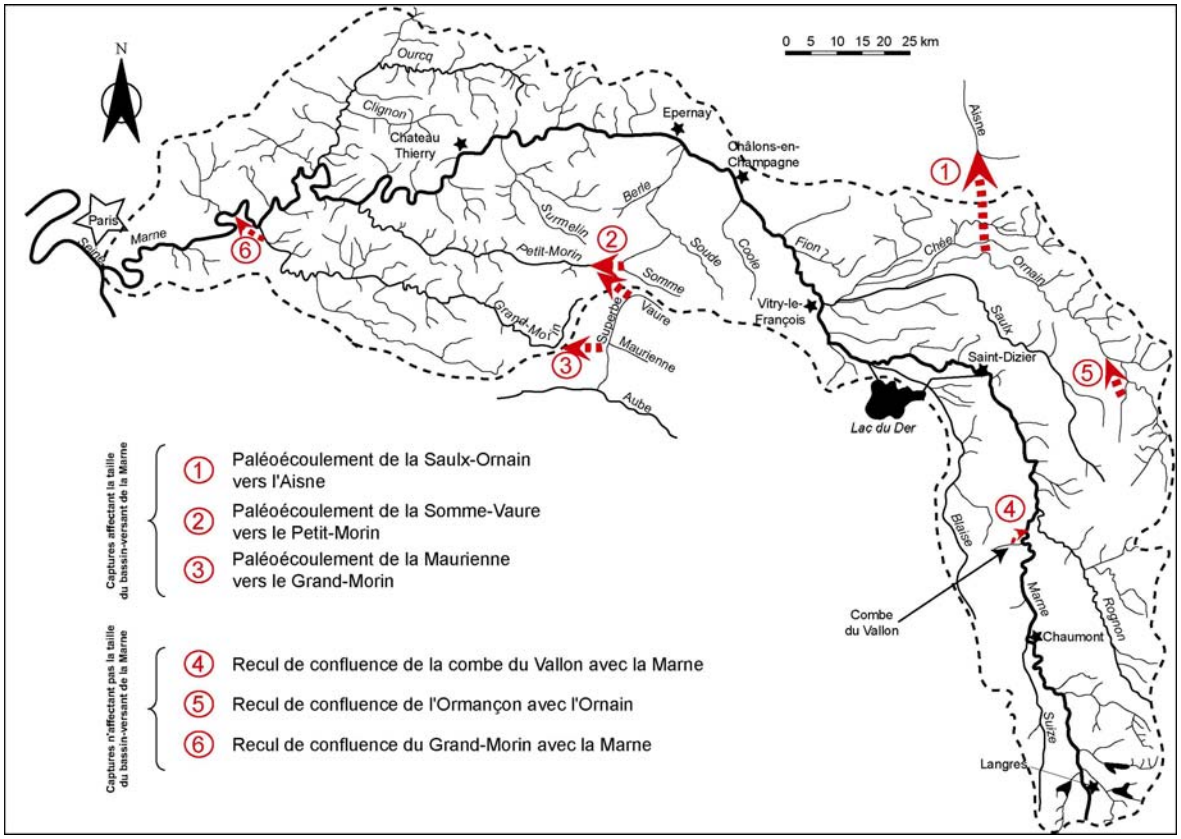



*Figure 2.5 : Les principales captures affectant le bassin de la Marne*

Nous décrirons ici ces captures et nous nous intéresserons plus précisément aux modalités qui ont permis la mise en place de telles manifestations.

### 2.4.1. La capture avérée de la Saulx/Ornain : une capture majeure à l'amont du bassin versant de la Marne.

Cette capture est sans doute celle ayant le plus affecté le bassin de la Marne. En effet, de par la taille du bassin de la Saulx-Ornain, son rattachement à celui de la Marne engendre chez ce dernier un accroissement de plus de 15 % de sa surface.

#### 2.4.1.1. Les premiers travaux sur cette capture.

A l'image de l'hypothèse de la capture de la Marne, celle de la Saulx-Ornain est mentionnée depuis le milieu du XIX$^{ème}$ siècle par des nombreux auteurs comme Buvignier, 1852, 1856 ; Barrois, 1878 ; Denizot, 1917, 1919, Gardet, 1937, 1946 ; Pâque, 1943, 1944, 1947 ; Tilloy, 1946 ; Tricart, 1952.

Les parties supérieures de la Saulx et de l'Ornain, inscrites dans les plateaux calcaires jurassiques ont des cours parallèles qui sont orientée sud-est / nord-ouest. Tout comme la Marne, ces deux cours d'eau changent brusquement de direction. Ils prennent une orientation nettement est-nord-est / ouest-sud-ouest, formant ainsi un coude à l'entrée du Perthois pour y rejoindre la Marne près de Vitry-le-François. Au nord de ce coude, la rivière Ante conflue avec l'Aisne dans la dépression monoclinale comprise entre la Côte de Champagne à l'ouest et le revers de la Côte d'Argonne à l'est. Dans la partie sommitale de ces vallées, on rencontre de vastes nappes alluviales que les auteurs précédemment cités ont identifiées comme étant de vastes épandages de galets et graviers jurassiques mis en place au cours d'une période froide (Pâque et Cailleux, 1946 ; Pâque, 1947). L'orientation septentrionale du paléo-écoulement est attestée par la diminution des surfaces alluviales vers l'Aisne. La taille moyenne des alluvions tend, elle aussi, à diminuer vers le nord.

Les datations de ces alluvions anté-captures n'ont fait que rajeunir. Tricart (1952) situe ces alluvions à la période du Mindel. Plus tard, Guillaume (1982) identifie des bifaces qu'elle attribue à la transition Acheuléen moyen et supérieur. Ces derniers sont combinés à une faune caractéristique du Saalien, soit environ 250 ka.

#### 2.4.1.2. Apport des travaux récents

Les travaux récents (Marre et *al*., 2000 ; Jaillet et *al*., 2001 ; Harmand et *al*., 2002 ; Harmand, et *al*, 2004) ont permis de repositionner ces alluvions anté-captures dans le schéma général d'incision de la Saulx et de l'Ornain. De ce fait, cette dernière terrasse anté-capture, à + 30-40 m, est numéroté Sa/Or.4 (Figure 2.4).

Une série de datations ESR a été réalisée par l'Ecole des Mines de Paris (Cojan et Voinchet, 2003 et 2004 ; Cojan et *al*, à paraître). Elles ont permis de dater plus précisément ces dépôts entre 209 ± 21 ka et 150 ± 19 ka (Tableau 1.12), c'est-à-dire durant le stade isotopique 6 (Saalien). Cette analyse implique un rajeunissement de la capture par rapport aux estimations précédentes.

Harmand et *al*. (2002) signale l'interaction complexe des facteurs ayant provoqué la capture de la Saulx-Ornain par la Marne et identifie précisément les processus ayant favorisé cette capture. Comme l'avait suggéré Tricart (1952) le contrôle aval s'avère

important. Le différentiel d'incision entre la Marne, plus basse, et la Saulx et l'Ornain, plus hauts, est à l'origine de la vague d'érosion régressive rapide lancée dans un paléo-affluent de la Marne (la Vière) inscrite dans les formations meubles du crétacé inférieur. Ce dernier vient capturer la paléo-Saulx-Ornain. Pourtant, il semble que l'engorgement de cette dernière paléo-vallée soit un élément essentiel expliquant le changement de cours. Harmand (2002) évoque la résistance un peu plus forte de la gaize argonnaise par rapport aux formations argilo-sableuses du Crétacé inférieur. Cette différence de résistance a favorisé l'accumulation des formations alluviales issues de la gélifraction des calcaires jurassiques constituant l'amont des bassins-versants. Par ailleurs, il note aussi l'inflluence des soutirages karstiques de la Saulx qui peuvent affaiblir les débits et ralentir le creusement de la vallée.

#### 2.4.1.3. L'apport de la connaissance du karst sur l'interfluve Marne/Saulx

En outre, il convient de noter qu'en milieu carbonaté, le karst peut jouer une rôle dans les captures hydrographiques. Le rôle du karst a été démontré sur le site même de la capture de la Moselle au niveau du karst de Pierre-la-Treiche (Joly, 1911 ; Gamez et *al*., 1995 ; Losson et Quinif, 2001 ; Losson, 1995, 2003) ou dans des recoupements de méandres de diverses rivières belges (Quinif, 1974, 1998 et 1999).

Dans le cas de la capture de la Saulx-Ornain, l'implication du karst a été évoquée par Jaillet (2000) et Harmand et *al.* (2002) sans que les processus liés à la karstification aient été précisément décrits. Dans la perspective d'enrichir cette démarche, nous proposons ici de mettre en avant l'influence du karst sur le détournement de la Saulx-Ornain vers la Marne.

A l'inverse de la capture de la Moselle, intégralement réalisé dans des calcaires, celle de la Saulx-Ornain s'est effectuée dans des formations non carbonatées. Ainsi, bien que les parties amont de ces deux cours d'eau soient inscrites dans les calcaires jurassiques, le coude de capture se localise dans les sables et les argiles de l'Albien. Le karst ne peut donc pas jouer un rôle direct sur le site même du détournement hydrographique. Par contre, il peut jouer un rôle en amont, dans les formations calcaires. Ce sont les processus dans la partie supérieure de ces bassins que nous allons décrire ici.

Jusqu'à présent, le bassin de la Saulx a fait l'objet d'études hydrologiques (Devos, 1996) et karstiques (Jaillet, 2000). Ils ont tous deux montré l'existence d'un découpage de l'aquifère tithonienne selon le modèle de Mangin (Mangin, 1975). Il existe dans la vallée de la Saulx un karst qui se développe dans la zone vadose et qui apparait dépendant des infiltrations d'eau, elles-mêmes commandées par la présence de la couverture argilo-sableuse crétacée. Ces réseaux karstiques générés par ces infiltrations sont calés sur le bed-rock de la vallée. Devos (1996) montre l'existence de pertes diffuses et concentrées dans le lit de la Saulx. La cartographie des rendements hydrologiques d'étiage permet la spatialisation de ces écoulements (Figure 2.6). Devos et *al*. (1996) met en évidence que la Saulx draine parfois sa nappe. Les rendements sont dans ce cas moyens ou forts. Par contre, à certains endroits, les mesures indiquent que la Saulx est perchée par rapport à sa nappe ; elle se perd alors en tout ou partie. Les traçages réalisés au niveau de ces secteurs de pertes (Personnet, 1975, DDA Meuse, 1982) ont montré que les modalités de vidange

de la nappe sont en général de type karstique, en raison des vitesses de transit non négligeables (35 m/ h en moyenne) bien que beaucoup plus lente que dans le cas de traçages de la zone vadose (Jaillet, 2000). De plus, les sorties de traceurs en de multiples points pour un même traçage démontrent que le transit s'est réalisé par la zone noyée. La sortie des traceurs s'effectue souvent par des sources situées dans la plaine alluviale de la Marne et de ses affluents.

La réalisation d'une typologie des pertes et des émergences peut alors être envisagée en fonction de la position des cours d'eau les uns par rapport aux autres (Figure 2.7).

**Les cours d'eau perchés sur un interfluve** (la Saulx) possèdent deux types de karst. Tout d'abord, il s'agit d'émergences alimentées par les eaux d'infiltration transitant directement par la zone vadose et parfois par la nappe, selon son état de charge. C'est par exemple le cas du Rupt-du-Puits (Jaillet, 2000). Il s'agit ensuite de pertes dans le fond de la rivière. Ces pertes supposent, comme nous l'avons vu précédemment, l'existence de drains karstiques. Ils n'ont toutefois pas été observés dans le cas de la Saulx. Cependant, imaginer des pertes karstiques sous-alluviales, telles qu'elles ont été observées au niveau des terrasses de la Moselle à Pierre-la-Treiche (Jaillet et *al*., 2002 ; Losson, 2003) est possible.

Au contraire, **les cours d'eau constituant le niveau de base régional** (La Marne), tendent à drainer leur nappe en permanence. Ceux-ci développent des drains calés sur le bed-rock de la vallée.

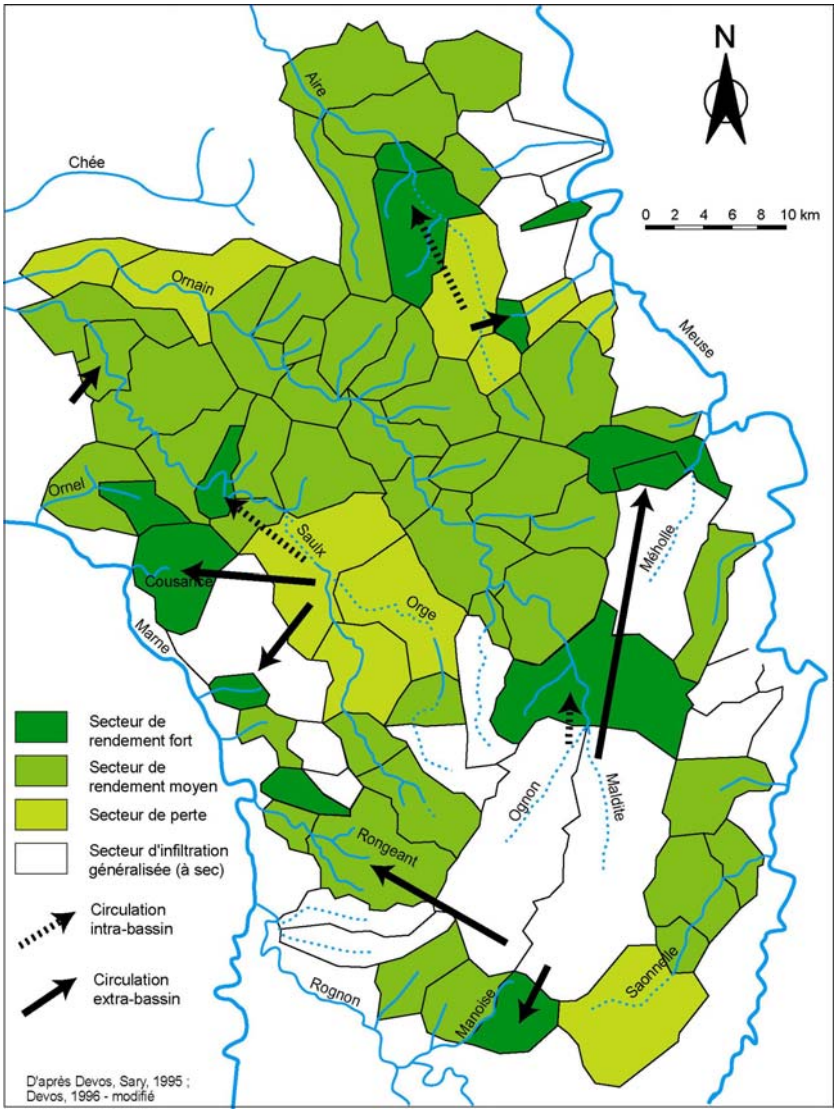



*Figure 2.6 : Cartographie des débits spécifiques de l'interfluve Marne-Meuse (d'après Devos, Sary, 1995 ; Devos, 1996, modifié)*

Ce schéma de fonctionnement valable actuellement (Figure 2.7-A), peut, sans aucun doute, être transposé à l'ensemble des périodes interglaciaires précédentes (Figure 2.7-B).

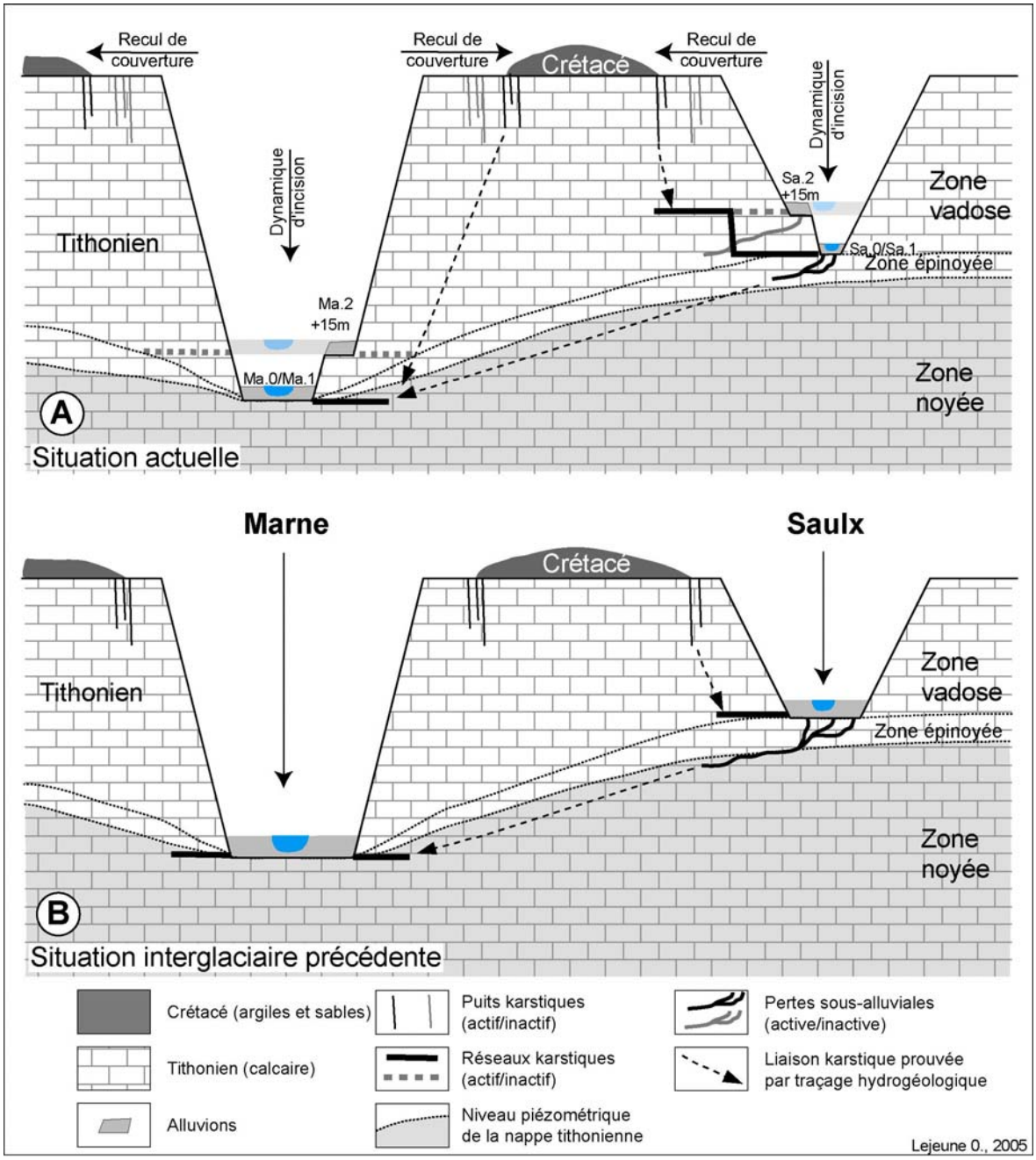



*Figure 2.7 : Schéma conceptuel des pertes de la Saulx vers la vallée de la Marne.*

Cependant, au fur et à mesure de l'encaissement des cours d'eau, ces phénomènes hydrologiques et karstiques vont entrainer un certain nombre de répercussions sur le fonctionnement géomorphologique des vallées.

On peut alors reprendre la typologie des tronçons de cours d'eau acteurs des captures hydrographiques définie par Bravard et Petit (1997) et Weisrock (1997) :

-Au niveau du **cours d'eau capturé** (la Saulx), les pertes sous-alluviales vont amoindrir la capacité du cours d'eau à évacuer ses alluvions puisqu'il va disposer d'une quantité d'eau inférieure. La vallée tend donc à s'engorger.

-Au niveau du **cours d'eau bénéficiaire** (la Marne), celui-ci dispose de plus d'eau. En effet, l'eau perdue par la Saulx est gagnée par la Marne. Ceci accroît la puissance de la rivière. Elle peut alors creuser plus fortement sa vallée.
-Au niveau du **cours d'eau conquérant** (la Vière), le surcreusement de la Marne favorise le lancement d'une vague d'érosion régressive qui va engendrer le recul de la tête de cette vallée.

On voit alors se dessiner les différents facteurs pouvant faciliter une capture hydrographique. D'une part, l'engorgement de la Saulx-Ornain limite l'incision de la vallée, provoque un exhaussement du lit et favorise à terme le déversement des eaux vers la vallée constituant le niveau de base local. D'autre part, le recul de tête de la Vière, généré par une dynamique d'incision plus forte de la Marne, réduit l'épaisseur de l'interfluve séparant les deux entités hydrographiques. A terme la Vière vient recouper la vallée de la Saulx-Ornain.

Ce résultat final, la capture de la Saulx-Ornain par la Marne, est le fait d'un long travail de différenciation entre la vallée de la Marne et celle de la Saulx-Ornain. En effet, on ne peut pas envisager que ces transferts d'eau souterrains aient un impact au cours d'une seule période interglaciaire. Il s'agit d'un long travail de sape qui se déroule au cœur du massif calcaire. La succession de plusieurs périodes chaudes où le karst peut fonctionner permet d'accentuer progressivement le gradient hydraulique existant entre les deux vallées. Les transferts d'eau s'accentuent. La Marne accroît sa puissance alors que, paradoxalement, la Saulx-Ornain restreint la sienne. Ce n'est qu'au moment où ce travail préparatoire arrive à terme, que la capture peut aboutir (Figure 2.8).

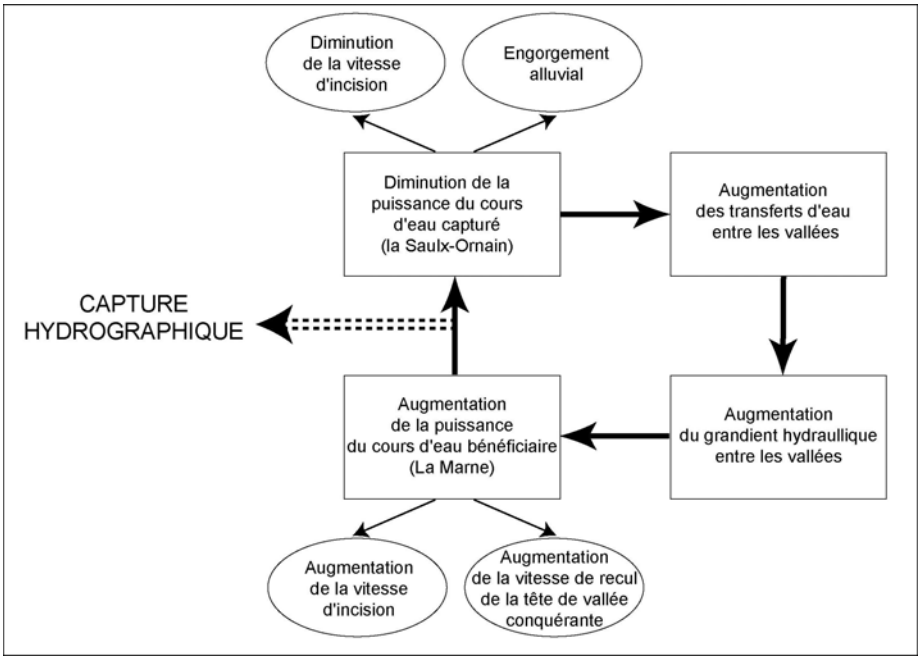



*Figure 2.8 : Boucle de rétroaction des phénomènes hydrogéologiques de transfert d'eau de bassin à bassin à l'origine d'une capture hydrographique.*

### 2.4.2. Les captures mineures : le cas de la Somme-Soude

Entre Vitry-le-François et Epernay, s'étend une large auréole crayeuse qui constitue le revers de la cuesta de Champagne. Celui-ci vient buter à l'Ouest, contre le talus de la cuesta d'Ile-de-France. C'est au cœur de la Champagne Crayeuse que la Somme, qui se dirige vers l'entonnoir de percée conséquente du Petit-Morin, forme un coude à 90° vers le nord-est pour rejoindre ensuite la Soude, affluent de la Marne. Initialement, la Somme constituait l'amont du Petit-Morin. Le secteur abandonné est aujourd'hui occupé par les Marais de Saint-Gond. Ces marais occupent le fond de la vaste percée cataclinale, totalement surdimensionnée par rapport à l'écoulement actuel (Figure 2.9). En outre il importe de remarquer que la Vaure dessine aussi un coude prononcé vers le sud-ouest. Ce cours d'eau constituait un petit affluent de la paléo-Somme et a, lui aussi, subi une capture par la Superbe.

Bien qu'elle soit devenue un cas d'école depuis l'article de Davis (1895), peu d'auteurs se sont intéressés à cette capture (De Martonne, 1925 ; Catel, 1927). Ils n'ont en général fait que reprendre les arguments de Davis, sans apporter de nouveaux éléments. Un peu plus tard, Tricart (1952) date cette capture de la fin du Saalien (Grève II). Il plaide en faveur d'une capture par déversement. Initialement, la Somme empruntait la percée cataclinale dans la cuesta de Champagne. La difficulté à évacuer les gélifracts crayeux a engorgé cette percée et a favorisé la bifurcation de la Somme vers un paléo-affluent de la Soude qui est devenu la partie aval de la Somme actuelle.

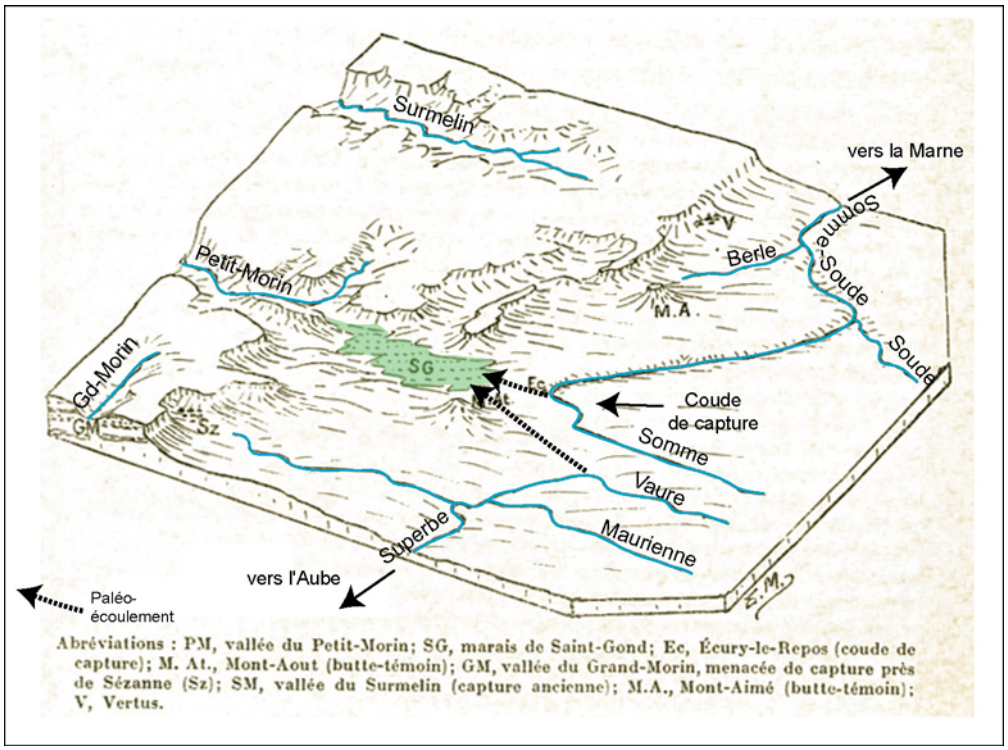



*Figure 2.9 : La capture de la Somme par la Soude au détriment du Petit-Morin (d'après De Martonne, 1925, modifié)*

Tricart remet en cause l'idée qu'une capture par soutirage (recul de tête). Il n'évoque donc pas non plus la possibilité d'une capture assistée par des écoulements souterrains.

Les travaux récents de Salaün (2000 et en cours) au niveau des Marais de Saint-Gond et dans les vallées limitrophes mettent pourtant en évidence une grande disparité des écoulements dans ces milieux crayeux, d'ordinaire considérés comme étant des aquifères très homogènes. Les mêmes disparités spatiales dans les écoulements ont aussi été constatées non loin de ce secteur, sur la Vesle, elle aussi inscrite dans des formations crayeuses (Devos et *al*., 2005 ; Lejeune et *al*., 2005). A l'inverse, d'autres cours comparables (la Suippe) connaissent une grande homogénéité de leurs rendements hydrologiques.

L'existence de tels phénomènes de pertes est alors en mesure d'expliquer l'affaiblissement de la compétence de la paléo-Somme qui a vu disparaître une partie de ses eaux vers un autre bassin plus bas en altitude. Cet autre bassin est le paléo-affluent de la Soude que Tricart (1952) ne semblait pas comprendre comment il pouvait être alimenté en eau.

Ceci souligne l'importance de la présence d'un gradient hydraulique suffisant afin de permettre ces transferts de masses d'eau souterraines de bassin à bassin. Ces transferts d'eau sont un élément susceptible de participer à cette capture. On est alors confronté à la conjugaison de plusieurs facteurs explicatifs du détournement de la Somme.

### 2.4.3. Les phénomènes de recul du point de confluence.

Ce type de capture, aussi appelé auto-capture, a été signalé pour la première fois par Tricart (1952). Il est question pour lui d'une réorganisation locale du réseau hydrographique. Autrement dit, un cours d'eau capture un de ses propres affluents. Ce dernier va se retrouver amputé de sa partie aval et devenir une vallée sèche.

Ces phénomènes sont courants. A titre d'exemple, nous allons nous intéresser au recul de la confluence du Grand-Morin en aval du bassin de la Marne et celui de la Combe du Vallon, situé dans la partie amont du bassin.

#### 2.4.2.1. Les phénomènes à l'aval : l'exemple du recul du point de confluence du Grand-Morin

Signalé notamment par Davis (1895), Pomerol et Feugueur (1968) et Caudron et *al*, (1970), le recul du point de confluence du Grand-Morin avec la Marne n'a que récemment fait l'objet d'une étude précise de la part de Leroyer et *al*., (1997) et Pastre et *al*., (1991 ; 1997a et 1997b). Nous reprendrons ici l'essentiel de leurs travaux.

A proximité de la Commune d'Esbly, le Grand-Morin vient confluer avec la Marne juste avant que celle-ci ne dessine une série de méandres inscrits dans les formations meubles de l'Eocène et de l'Oligocène (Figure 2.10). Un peu plus en aval, on observe une vallée de 8 km, sans véritable écoulement. Elle décrit un vaste méandre qui vient rejoindre dans sa partie amont, le site de confluence actuel de la Marne et du Grand-Morin. Il s'agit pour tous ces auteurs d'un paléo-méandre abandonné par le Grand-Morin suite à sa capture par la Marne. Ce méandre est aujourd'hui occupé par des marais (Marais de Lesches).

Pastre et *al*. (1997) font remarquer que cette zone marécageuse se situe pratiquement à la même altitude que la Marne. Il émet par conséquent l'hypothèse que le détournement ne peut être que très récent. Ils confirment cette théorie par la réalisation d'un certain nombre de sondages dans la vallée abandonnée. Ces sondages permettent de dater cet abandon au moment du Tardiglaciaire et plus précisément du Dryas ancien.

Les mécanismes de la capture se révèlent assez simples. D'abord, il semble que l'exhaussement du lit de la Marne et la divagation d'un chenal ait permis la capture. Il faut pourtant que les deux cours d'eau aient préalablement fait disparaître la cloison les séparant. Celle-ci a dû disparaître assez facilement en raison de la nature du substrat, ici essentiellement sableux et marneux.

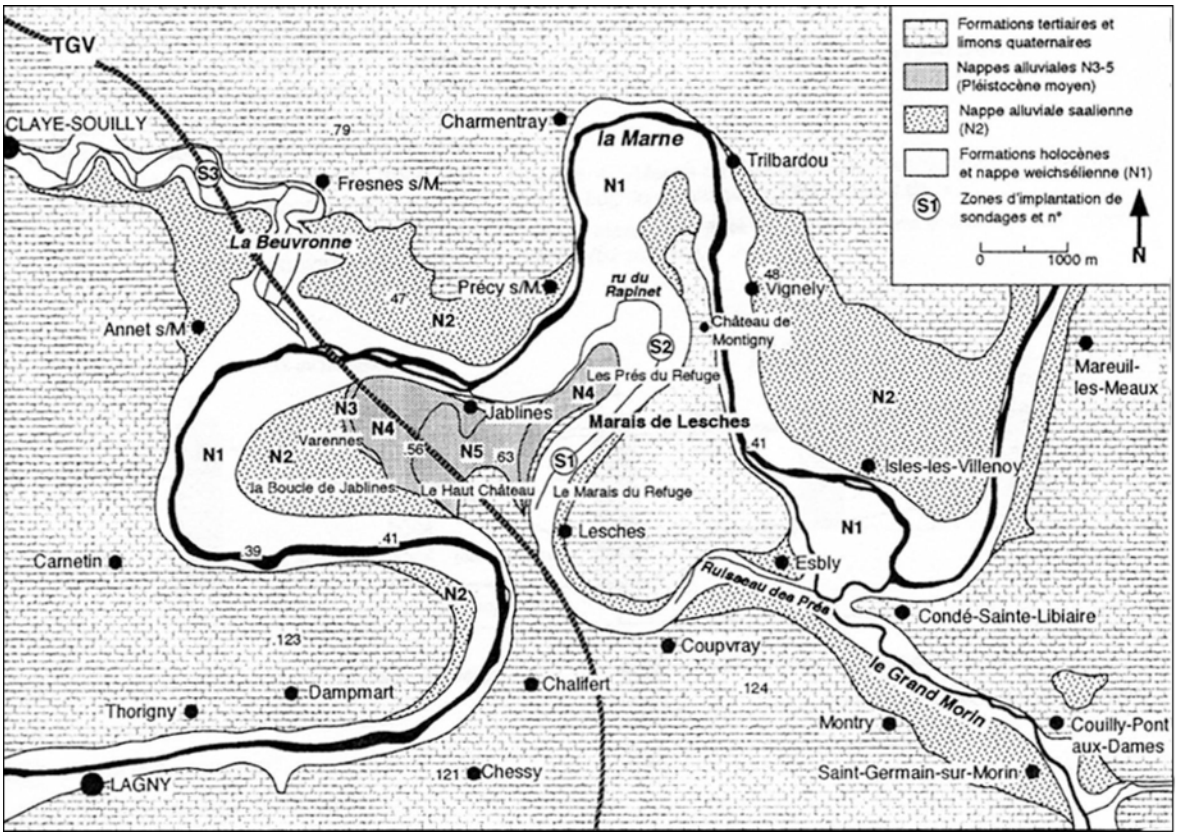



*Figure 2.10 : Le site de recul de confluence du Grand-Morin (d'après Pastre et al., 1997b)*

2.4.2.2. Les phénomènes dans la partie amont : l'exemple du recul du point de confluence de la combe du vallon.

En amont de sa vallée, la Marne décrit un vaste train de méandres encaissés, localisé entre la percée cataclinale de la cuesta oxfordienne et la confluence avec le Rognon.

A 2 km en amont de Villiers-sur-Marne, on observe en rive gauche un long vallon qui conflue avec la Marne (Combe du Vallon) à 215 m d'altitude. Un peu plus en aval, dans le lobe interne d'une des boucles de la Marne, près de la commune de Villiers-sur-Marne, on constate la présence d'un vallon sec d'environ 1 km de long (Vallon Saint-

Gille). L'aval du vallon conflue, en rive gauche avec la Marne au niveau de Villiers-sur-Marne à 210 m d'altitude. En amont, le vallon aboutit dans le vide par un col culminant à 227 m d'altitude. L'examen topographique du site met clairement en évidence une ancienne connexion entre ces deux vallons (Figure 2.11).

La déconnection du vallon aval semble être le résultat de l'évolution d'un des méandres encaissés de la Marne, venu recouper le grand vallon. En effet, le méandre de la Marne glisse d'est en ouest depuis le début de l'incision du réseau hydrographique. On observe un grand pédoncule qui prend naissance à partir du niveau Ma.5 et qui descend jusqu'au niveau la Ma.1. Initialement, une cloison séparait la Combe du Vallon et la vallée de la Marne. Mais le recul du méandre est venu saper cette cloison. La dynamique d'incision de la vallée, et la migration latérale qui en découle, semble donc à l'origine de cette capture. D'autres reculs de confluence de ce type existent dans la région. Cette situation est analogue à la capture de l'Ormançon, situé dans le bassin de l'Ornain. Jaillet (2000) évoque la possibilité de soutirages karstiques permettant une assistance à la capture. Ce cas de figure n'est absolument pas à exclure dans le cas présenté ici. Néanmoins, nous manquons de traces pouvant l'attester.

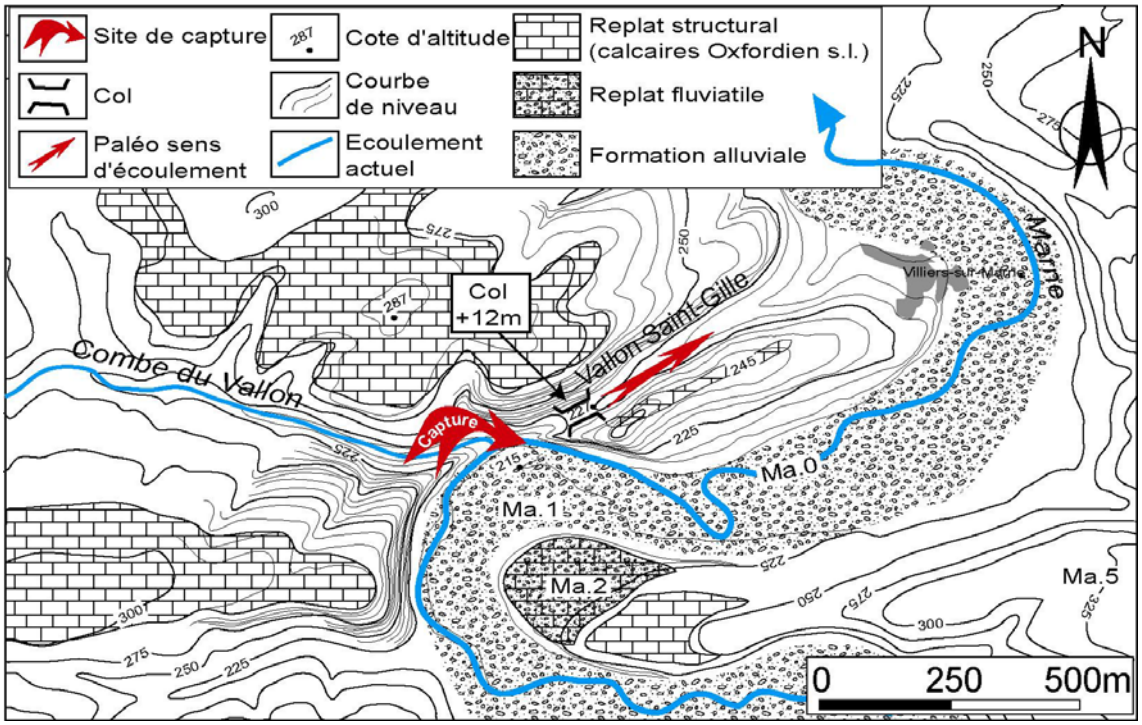



*Figure 2.11 : Recul du point de confluence de la Combe du Vallon avec la Marne.*

Suite à la capture, on assiste à un réajustement des profils en long des deux morceaux de vallons (Figure 2.12). Dans le cas de la Combe du Vallon, le profil en long se caractérise par une rupture nette. On observe alors un vallon qui a un profil en « U ». Cependant, en aval de la cassure, le fond du vallon possède un micro-canyon de 3 à 4 m de profondeur. Ce dernier se raccorde au bed-rock de la vallée actuelle. Le canyon témoigne d'une vague d'érosion régressive déclenchée dans le vallon après la capture. Le fond du canyon ne porte aucune trace de formations superficielles car celui-ci est régulièrement nettoyé par des écoulements issus des nappes du Kimméridgien et de l'Oxfordien s.l. Les versants du vallon en « U » sont tapissés des formations de type grèzes litées.

Si on prolonge le profil en long de la partie en amont de la rupture, un raccord s'avère aisément possible au niveau du col du vallon Saint-Gille. L'analyse des formes du fond de ce dernier est difficile à mettre en oeuvre car une route nationale y passe actuellement Néanmoins, le prolongement du paléo-profil en long permet de raccorder le paléo-vallon à un niveau situé à environ + 10-12 m. Ceci indique que la capture n'était pas encore effective lorsque la Marne coulait à cette altitude qui correspond approximativement au niveau Ma.2. Cette capture s'est donc réalisée plus tard, lors de l'incision post-Ma.2, c'est-à-dire vraisemblablement au début du Weichsélien.

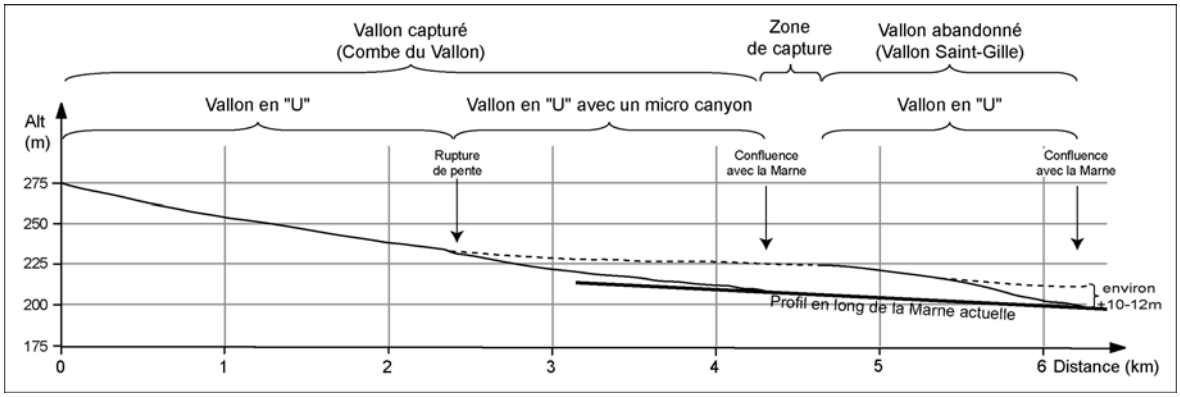



*Figure 2.12 : Profil en long de la Combe du Vallon et du vallon abandonné*

## CONCLUSION DU CHAPITRE 2

L'est du Bassin parisien a connu, au cours du Quaternaire, un certain nombre de réorganisations du réseau hydrographique. Ces captures prennent deux apparences :

-Elles peuvent être mineures et sont de nature à modifier ponctuellement le réseau hydrographique. Assez nombreuses, elles ne présentent toutefois qu'un intérêt local.

-Elles peuvent être majeures et engendrent un remodelage important du réseau hydrographique.

Parmi les captures majeures de l'est du Bassin de Paris, la majorité avait été clairement mise en lumière par de nombreux arguments hydrographiques et morphosédimentaires incontestables. Deux blocs de captures semblent se dessiner. Il s'agit, à l'est, de la capture de la Moselle et à l'ouest, des captures de la Meuse de Gespunsart, de l'Aisne-Bar, de l'Aire-Bar et de la Saulx-Ornain. Ce dernier ensemble constituait, avant ces réorganisations, une vaste paléo-rivière, d'orientation sud-nord, qui confluait avec la Meuse.

A cette grande unité hydrologique, de nombreux auteurs ont vu se greffer la Marne supérieure. Celle-ci aurait alors eu un cours vers le nord et aurait déversé ses eaux dans la Meuse, via les vallées de la Saulx, de l'Ornain, de l'Aisne et de la Bar. Cette hypothèse est uniquement basée sur l'alignement hydrographique de la Marne supérieure avec les autres cours d'eau cités précédemment.

L'étude géomorphologique de l'incision de la Marne supérieure a permis d'affiner les connaissances sur les hypothétiques tracés méridiens de la Marne. Il demeure toutefois difficile d'affirmer avec certitude que la Marne n'a jamais emprunté le fossé tectonique de la Cousance ou la Forêt de Trois Fontaines. Cependant, il convient de rappeler que toutes les captures évoquées dans ce chapitre ont laissé des traces dans le paysage, qu'elles soient morphologiques ou sédimentaires. Dans le cas de la Marne, aucune trace, quelle qu'elle soit n'a pu être retrouvée sur le terrain.

-**D'un point de vue morphologique**, il n'existe pas, sur le plateau du Barrois, de paléo-vallées abandonnées de taille suffisante pour accueillir un cours d'eau ayant un bassin-versant de 2500 $km^2$.

-**D'un point de vue sédimentaire**, aucune alluvion n'a pu être retrouvée sur le tracé supposé de la paléo-Marne. Si des formations alluviales calcaires étaient venues recouvrir le plateau du Barrois dans ce secteur, il semble pertinent de penser qu'elles auraient été conservées. En effet, on constate que partout dans ce secteur, lorsque des formations meubles du Crétacé inférieur sont recouvertes par des alluvions jurassiques, ces dernières sont conservées. C'est le cas dans le Perthois et le Paléo-Perthois où les formations alluviales se sont parfaitement maintenues dans le paysage, souvent en position d'inversion de relief. Ainsi, à titre de comparaison, les dépôts anté-captures laissés par la Saulx-Ornain dans la vallée de l'Ante sont présents sur environ 20 $km^2$.

Après l'évocation des arguments par défaut, il importe de mentionner qu'il en existe d'autres, montrant la pérennité du tracé de la Marne à sa place actuelle. La cartographie géomorphologique et les profils de terrasses mettent en évidence une

continuité des traces d'incision de la rivière en aval des sites de capture supposés, même si elles sont ténues, au moins à partir du niveau Ma.5.

Ainsi, malgré la Marne, qui semble avoir gardé un cours tel que nous le connaissons aujourd'hui, on voit se dessiner un paléo-réseau hydrographique drainant la majeure partie de l'est du Bassin parisien. Ce réseau avait une orientation méridienne, allant se jeter dans la Mer du Nord. La subsidence du fossé d'effondrement du Rhin, du fossé de la Saône et du centre du Bassin de Paris sont sans doute la cause d'une réorganisation lente du réseau hydrographique (Deshaies, 1994). Elles se sont déroulées directement ou indirectement au détriment de cet important cours d'eau que Deshaies (1994) avait nommé « Grande Meuse ». Elles en ont alors fait un « fleuve relique » (Harmand, 1992) au bénéfice du bassin du Rhin et de la Seine.

Au vu des données dont on dispose à ce jour, on ne peut que dresser le constat que les captures hydrographiques attestées sont de plus en plus jeunes au fur et à mesure que nous nous dirigeons vers le centre du Bassin de Paris. En marge du Bassin parisien, on trouve la capture de la Moselle (> 300-400 ka) et la Meuse de Gespunsart (890 ka) et plus au centre, la capture de la Saulx-Ornain (environ 200 ka).

Il faut cependant noter que des travaux très récents tendent à mettre à mal ce schéma de réorganisation du réseau hydrographique. En effet, Le Roux et Harmand, (2003) ont élaboré un schéma de l'évolution géologique de l'est du Bassin de Paris. Les cours d'eau auraient suivi le retrait vers l'ouest de la mer stampienne. Ceci explique alors les coudes prononcés, ne résultant pas d'une capture, que la Seine, l'Aube, la Marne, l'Oise… forment vers l'Ouest. Dans ce schéma, l'Aisne pose alors un problème puisqu'elle forme, elle aussi, un coude dans la même direction que les autres rivières du centre du Bassin de Paris. Deux hypothèses peuvent être avancées : soit l'Aisne se situe à la charnière entre le système régissant les cours d'eau du centre du Bassin de Paris et celui dirigeant ceux de l'Est du bassin, soit, la capture de l'Aisne-Bar n'est pas effective. Cette dernière hypothèse semble être corroborée par un travail récent de Pissart et Krook (2004) sur les alluvions de la Meuse à Givet. Ils semblent infirmer la rupture minéralogique précédemment décrite par ces mêmes auteurs (Pissart et *al*., 1997b), un des principaux arguments démontrant la capture de l'Aisne-Bar.

En tout état de cause, il apparaît que l'est du Bassin-parisien se structure en blocs de cours d'eau alternativement stables et instables. La Marne se situe alors à la limite septentrionale d'un ensemble stable comportant les rivières Seine, Aube… et les rivières s'écoulant au nord étant soumises aux fluctuations de leur cours (Saulx, Ornain, Aisne, Meuse).

# PARTIE 2 : FONCTIONNEMENT ET ÉVOLUTION DU REMBLAIEMENT DE FOND DE VALLÉE ET HYDRODYNAMISME DU COURS D'EAU ACTUEL.

# CHAPITRE 3 : ÉVOLUTION RÉCENTE DU FOND DE LA VALLÉE DE LA MARNE.

**INTRODUCTION ……...…… 185**

**3.1. Description du remplissage du fond de la vallée.…….……..…… 186**
3.1.1. Les différentes sources d'information utilisées. 186
3.1.2. La géométrie des formations : l'étude des sondages. 187
3.1.2.1. Evolution longitudinale des formations alluviales de fond de vallée 187
3.1.2.2. Géométrie du fond de la vallée. 188
3.1.2.3. Profils transversaux des formations de fond de vallée 190
3.1.3. Granulométrie des formations alluviales. 192
3.1.3.1. Les formations alluviales du Barrois. 192
3.1.3.2. Les formations alluviales du Perthois. 193
3.1.4. Synthèse des données granulométriques. 203

**3.2. Interprétation des données..……...…….……...…….……..…….. 207**
3.2.1. Corrélation de la nappe alluviale grossière du fond avec les grèzes de versant. 207
3.2.2. Les éléments de datation du remplissage du fond de vallée. 208
3.2.3. Corrélation du remplissage alluvial en amont de Vitry-le-François avec celui en aval. 213
3.2.4. Essai de reconstitution paléoenvironnementale. 214
3.2.5. Comparaison avec les autres niveaux d'incision de la Marne 217

**CONCLUSION GENERALE DU CHAPITRE ……..…… 220**

## INTRODUCTION

Faisant suite à l'étude de l'incision de la Marne au cours du Quaternaire et à la réorganisation du réseau hydrographique de l'est de la France, ce chapitre va traiter de la question de l'évolution géomorphologique du remplissage du fond de la vallée de la Marne. Ainsi, après la dernière incision générant le perchage de Ma.2 et le creusement du bed-rock actuel de la vallée de la Marne, le fond de vallée est peu à peu comblé par des alluvions.

En effet, à l'image des phases d'incision de la Marne en amont de Vitry-le-François, le remblaiement du fond de la vallée de la Marne n'a jamais été l'objet de l'attention des géomorphologues, et cela en dépit de quelques observations éparses, réalisées par des géologues et archéologues locaux depuis plus d'un siècle. Par conséquent, nous ne possédons à ce jour aucune information paléoenvironnementale sur ce secteur.

Afin d'avancer quelque peu sur ce terrain et de tenter de combler ces lacunes, nous allons étudier les principales étapes de la mise en place de ce remblaiement en nous basant :

-sur une description des formations alluviales à partir des sondages et sur des observations directes réalisées dans des gravières et sur les berges de la Marne.

-sur des analyses granulométriques réalisées sur ces formations afin d'en déduire les paléoenvironnements de dépôts.

-sur des corrélations effectuées avec les cours d'eau voisins et la partie aval de la Marne.

-sur l'analyse d'indices faunistiques et archéologiques découverts dans les sédiments de la Marne.

-sur des travaux palynologiques anciens ainsi que sur des datations $^{14}C$ que nous replacerons dans leur contexte sédimentologique.

## 3.1. Description du remplissage du fond de la vallée

La quasi totalité des principaux cours d'eau du Bassin parisien ont fait l'objet d'études géomorphologiques de leur remblaiement de fond de vallée. Il s'agit de la Somme (Antoine, 1997a et b ; Antoine et *al*, 1994, 2000a, 2002 et 2003) ; l'Aube (Gaillard, 1999) ; la Seine (Roblin-Jouve A, 1991) ; la Moselle (Carcaud, 1990, 1992 ; Carcaud et *al*., 1991) ; la Meurthe (Kowalski et *al*., 1990) ; la Meuse (Lefevre et *al*., 1993) et l'Aisne (Chartier, 1990, 1991, 1992). Un certain nombre d'articles de synthèse a été rédigé à partir de ces résultats (Bravard, 1992 ; Weisrock, 1990, 1993 ; Pastre et *al*., 2000 et 2003). Par contre, la Marne, bien qu'étant l'un des plus grands cours d'eau du Bassin parisien, n'a été que très peu étudiée. Dans sa partie aval, il existe quelques études autour de la confluence avec le Grand-Morin (Leroyer et *al*., 1997 ; Pastre et Leroyer, 1997b). En amont, plusieurs travaux sont à l'origine de quelques observations sur le remplissage du fond de la Marne (Hery, 1997 ; Sibileau, 2001 ; Marre et *al*., 2000 ; Jaillet et *al*., 2001 ; Fanton, 2004).

### 3.1.1. Les différentes sources d'information utilisées.

Afin d'appréhender, la géométrie du remplissage alluvial et les caractéristiques sédimentaires des alluvions du fond de la vallée de la Marne, nous avons procédé à des observations de coupes naturelles en bordure de Marne (berges en rive concave de méandre). En outre, nous avons réalisé quelques observations dans les nombreuses gravières existant dans certaines parties de la plaine alluviale de la Marne. Ces observations restent toutefois souvent très fragmentaires car l'exploitation est faite en eau.

D'autres sources d'informations ont été utilisées. Il s'agit :

-des sondages réalisés par les entreprises de granulats, exploitant ces matériaux dans la zone considérée. Malheureusement, les informations apportées par ce biais s'avèrent de très mauvaise qualité et donc non exploitables pour la réalisation de cette étude.

-des sondages réalisés par nos soins à la tarière manuelle. Cependant, la nature calcaire et la taille des matériaux à traverser ne nous a pas permis de poursuivre dans cette voie.

-des sondages issus de la Banque de Données du Sous-Sol du B.R.G.M. Ils sont assez nombreux (269 dossiers), mais la qualité de l'information et la localisation des sondages nous ont malheureusement obligé à en éliminer la plupart (figure 3.1). En effet, la description des formations alluviales est souvent peu précise et les sondages, souvent peu profonds. Enfin, ces sondages apparaissent généralement mal répartis dans le fond de vallée. On les trouve essentiellement au niveau des les grandes agglomérations (Chaumont, Joinville, Saint-Dizier, Vitry-le-François) et le long des infrastructures routières et ferroviaires. Ces faits expliquent donc le faible nombre de transects en travers dont nous avons disposé dans le cadre de ce travail.

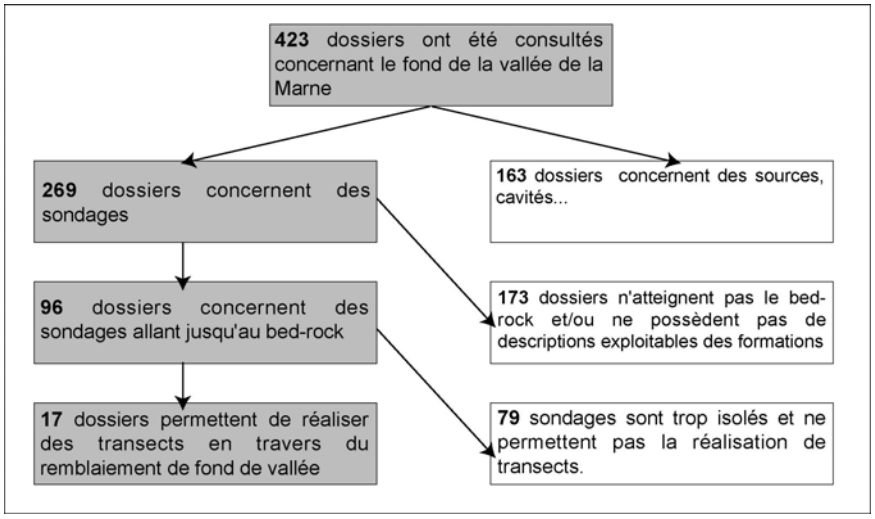



*Figure 3.1 : Dépouillement des sondages concernant la vallée de la Marne entre Joinville et Saint-Dizier.*

### 3.1.2. La géométrie des formations : l'étude des sondages.

Les sondages et les observations de terrain nous permettent de dresser un aperçu général de l'évolution longitudinale et transversale des formations du fond de la vallée de la Marne.

#### 3.1.2.1. Evolution longitudinale des formations alluviales de fond de vallée

L'étude des sondages a permis de mettre en évidence une certaine variabilité de l'épaisseur maximale des formations alluviales colmatant le fond de la vallée de la Marne (Figure 3.2).

On constate des variations très importantes dans la partie amont de la vallée, dans les plateaux calcaires. L'épaisseur globale oscille entre 2,8 m au minimum et 9 m au maximum. La moyenne, dans cette partie de la vallée, est de 4,9 m. Les secteurs, où l'épaisseur est moindre, se situent dans les portions de la vallée à méandres. C'est en particulier dans le train de méandres calcaires bathono-bajociens, ainsi que dans les méandres de Joinville et de Chamouilley. Dans les segments plus rectilignes, le remblaiement est en revanche plus conséquent.

Dans le Perthois, la variabilité de l'épaisseur des formations alluviales se révèle moins forte c'est-à-dire entre 3,7 m et 5,7 m. La moyenne apparaît, elle aussi, légèrement inférieure à la partie amont avec 4,2 m.

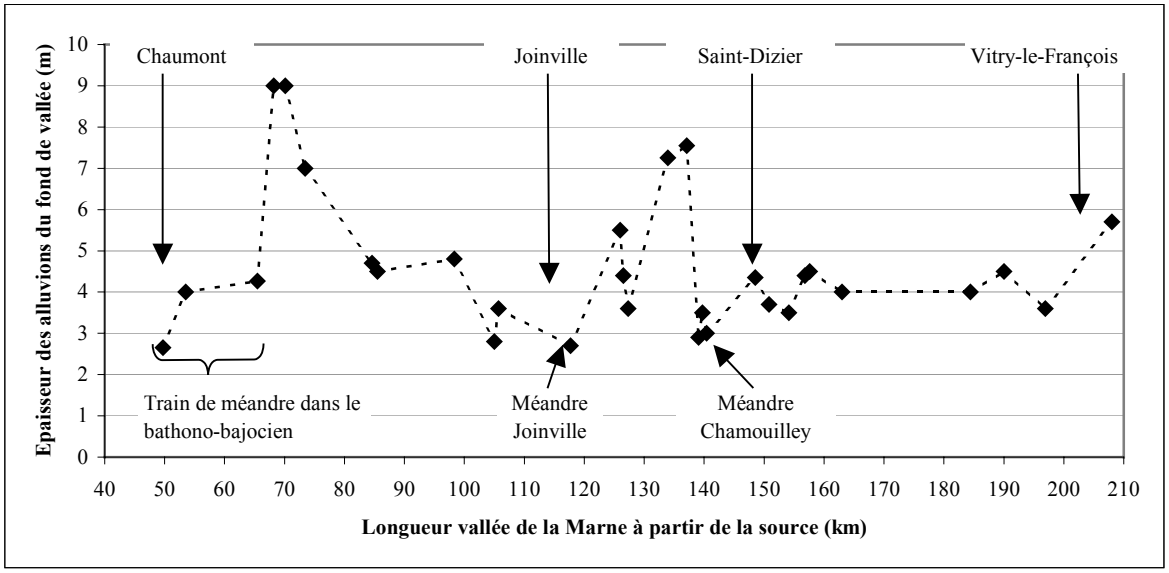



*Figure 3.2 : Variation de l'épaisseur des alluvions de fond de vallée de Chaumont à Vitry-le-François (d'après sondages issus de la B.S.S. du B.R.G.M.)*

Généralement, les sondages n'apportent que peu d'informations sur la nature des formations alluviales. Néanmoins, une distinction a été opérée par les sondeurs entre les formations calcaires grossières composant la partie basse et les formations limono-sableuses fines formant la partie sommitale du remblaiement. Ainsi, dans la partie calcaire de la vallée, la nappe basale est puissante en moyenne de 3,5 m alors que la nappe limono-sableuse sus-jacente est de 1,4 m.

Dans le Perthois, la nappe de cailloutis calcaires s'affine et a une puissance moyenne de 2,1 m. A l'inverse, la nappe limoneuse accroît son épaisseur pour atteindre 2,1 m.

### 3.1.2.2. Géométrie du fond de la vallée.

La géométrie du fond de la vallée de la Marne n'est pas identique dans la partie calcaire de la vallée et dans le Perthois. Trois éléments discriminants existent et permettent de faire la distinction.

Tout d'abord, le remblaiement du fond de la vallée de la Marne a une largeur qui varie considérablement de sa source à Vitry-le-François (Figure 1.44). Dans la partie calcaire de la vallée, la largeur moyenne est d'environ 400 m. Les secteurs les plus larges (environ 1000 m) correspondent à la traversée des calcaires les moins résistants (Oxfordien s.l., Kimméridgien). Les secteurs les plus étroits coïncident avec la traversée des roches les plus dures. Dès que la Marne atteint la plaine du Perthois, elle s'écoule sur des matériaux meubles formant la dépression orthoclinale au pied de la Côte de Champagne. La largeur de Ma.1 augmente considérablement. Elle est en moyenne de 4500 m et peut atteindre localement 7500 m.

Lors des derniers épisodes froids, la production de gélifracts a été importante dans la partie amont de la vallée. Le cours d'eau ne peut tout évacuer malgré une pente plus forte (1,7‰) dans ce secteur que dans le Perthois (moins de 1‰). Ces gélifracts se sont

accumulés dans le fond de la vallée. La taille du fond de la vallée, qui demeure étroit en raison des contraintes géologiques, ne permet que des phénomènes d'accrétion. On y retrouve ainsi des épaisseurs d'alluvions calcaires conséquentes. Les limons-sableux venant recouvrir cet ensemble grossier sont moins épais en amont que dans le Perthois. On peut là aussi incriminer l'influence de la pente. En effet, si l'on anticipe un peu sur les résultats du chapitre 4, nous verrons que ces alluvions sont assez récentes et doivent leurs dépôts aux crues débordantes. Or, en amont, les crues plus rapides offrent des puissances plus importantes que dans le Perthois. On peut penser que les limons s'y déposent en moins grande quantité. A l'inverse, dans le Perthois, toutes les conditions pour favoriser un dépôt conséquent de ces alluvions fines sont réunies. La pente de la vallée s'amoindrit et cette dernière devient plus large. La traversée de la Côte de Champagne couplée à des confluences avec la Blaise et la Saulx-Ornain favorise le ralentissement du flux hydrique lors des crues. Les phénomènes d'atterrissement y sont donc plus considérables.

Enfin, en raison de facteurs naturels et humains, la partie amont possède un lit majeur qui se trouve en adéquation avec sa plaine alluviale (Figure 3.3-A). Actuellement, les crues débordantes occupent l'ensemble de la plaine alluviale. Le lit mineur, ici fortement aménagé et stabilisé, prend l'apparence d'une entaille nette dans le paysage de la plaine alluviale.

Dans le Perthois, la plaine alluviale est très large (Figure 3.3-B). Les crues actuelles ne peuvent recouvrir l'ensemble de cet espace. Elles n'occupent, en définitive, qu'un espace restreint et ont généré un lit majeur de quelques centaines de mètres (parfois de l'ordre du kilomètre) dans la plaine alluviale. On tient sans doute ici un indice montrant que cette plaine est totalement héritée et n'est plus qu'en partie fonctionnelle aujourd'hui. Le lit mineur semble avoir subi moins d'aménagements qu'en amont. Il est plus large et dessine davantage de méandres. La Marne y a creusé un chenal d'étiage bien marqué qui atteint le bed-rock alors qu'en amont, la Marne s'écoule sur ses alluvions grossières.

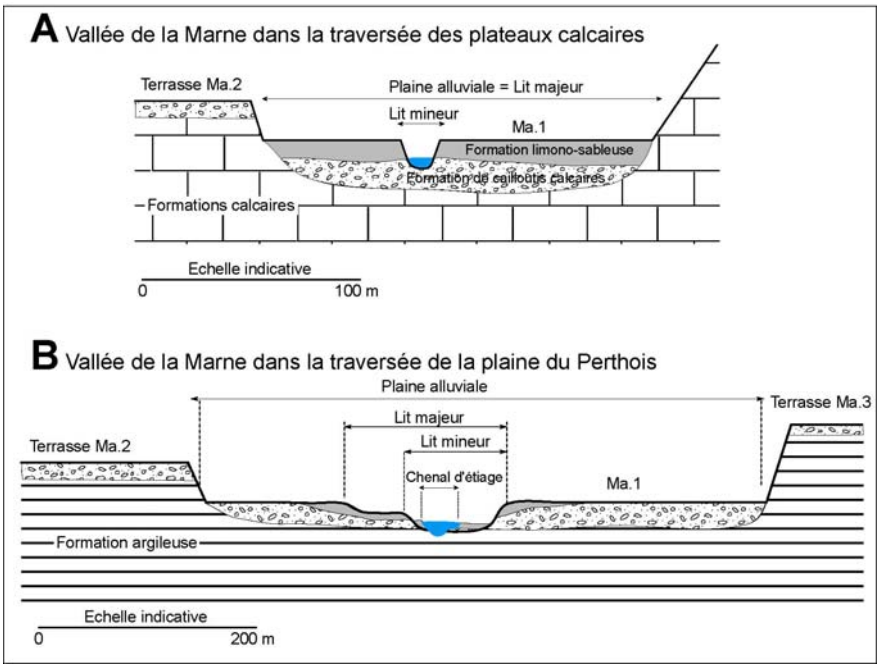



*Figure 3.3 : Coupe schématique de la géométrie du fond de la vallée de la Marne dans la traversée des plateaux calcaires et dans la plaine du Perthois.*

### 3.1.2.3. Profils transversaux des formations de fond de vallée

L'analyse des sondages issus de la B.S.S. du B.R.G.M. a permis de réaliser deux transects en travers de la vallée.

Le premier se localise dans le Barrois, en amont du méandre de Chamouilley. Sept sondages remarquablement alignés permettent d'apprécier la nature et la géométrie des formations du fond de la vallée de la Marne (Figure 3.4).

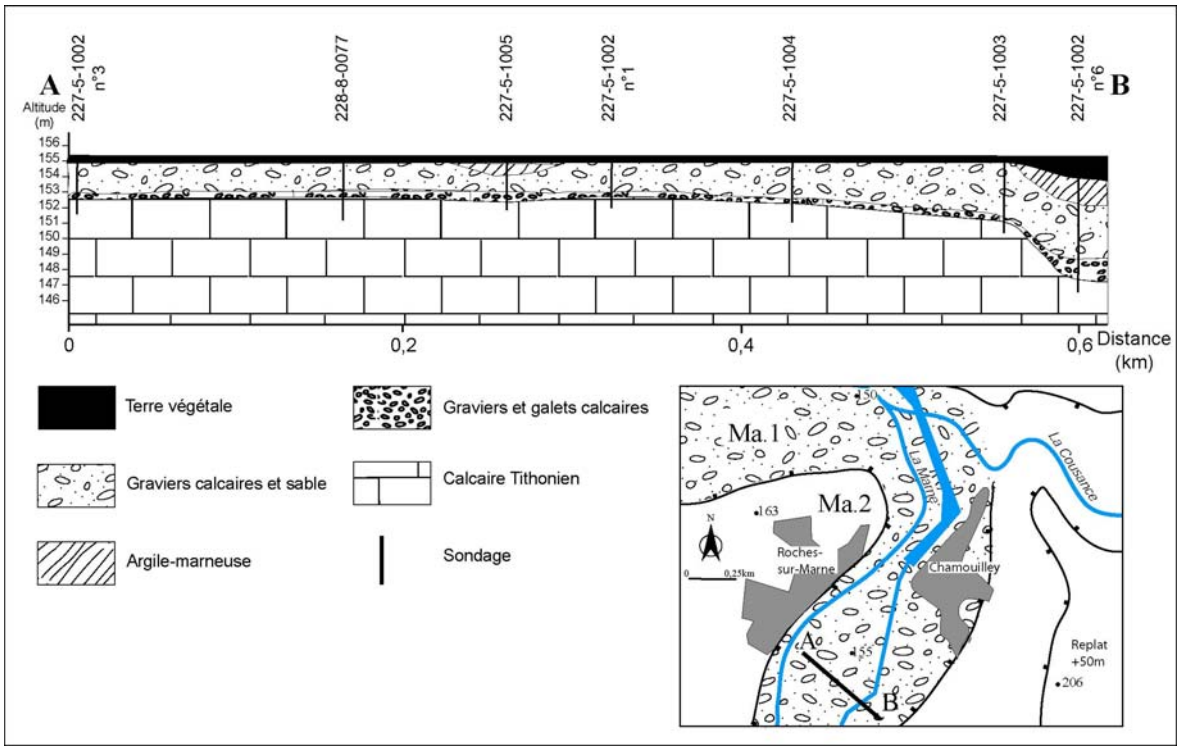



*Figure 3.4 : Stratigraphie des alluvions du fond de vallée au niveau du méandre de Chamouilley (d'après Marre et al., 2003).*

D'emblée, cette coupe impose de poser plusieurs remarques.

Tout d'abord, le bed-rock apparaît remarquablement régulier car on le trouve toujours à 2,5 – 3 m de profondeur. Seuls les deux sondages au sud-est indiquent la présence d'un paléochenal en rive concave du méandre inscrit dans les calcaires tithoniens. En outre, deux formations caillouteuses ont été distinguées. Au contact du bed-rock, une première nappe, épaisse de cinquante centimètres environ, se compose de galets et graviers calcaires. Au-dessus, vient reposer une seconde nappe constituée de cailloutis calcaires de taille plus réduite. A plusieurs reprises, on constate que cette nappe est entaillée par des chenaux comblés par des formations argileuses. Enfin, les sondeurs ont identifié une formation de « terre végétale » de 0,5 à 2 m de puissance. Il s'agit en fait de limons sableux dont la présence a été confirmée par quelques sondages superficiels effectués à l'aide d'une tarière manuelle.

Le second transect est réalisé sur la base de dix sondages (Figure 3.5). Il se localise dans la ville de Saint-Dizier, en aval immédiat de la confluence avec l'Ornel. A l'inverse du transect précédent, les sondages ne sont pas parfaitement alignés mais se dispersent à l'intérieur d'une bande d'environ 200 m de large.

La synthèse de ces forages permet de confirmer une partie des observations réalisées sur le transect de Chamouilley. On peut distinguer de bas en haut :

- le bed-rock possédant deux chenaux inscrits dans les formations géologiques (argiles du Barrémien supérieur). Le chenal principal est au centre de la vallée et le chenal secondaire est déporté vers le bord de la vallée.
- une première nappe de cailloutis grossiers de 0,5 à 1 m d'épaisseur.
- une seconde nappe composée de graviers plus fins, épaisse d'environ 1 à 5 m. Parfois, dans cette dernière, un lit d'argile-marneuse de quelques décimètres vient s'y interstratifier.
- une lentille de tourbes, qui est localisée à l'aplomb du chenal principal. Elle est épaisse au maximum de 2 m.
- une nappe de limons jaunes foncés présente sur la largeur totale du transect. L'épaisseur maximum est de 4,5 m mais la moyenne est de 2,5 m.
- des remblais localisés sur un maximum de 3 m d'épaisseur recouverts par une couche identifiée comme de la terre végétale.

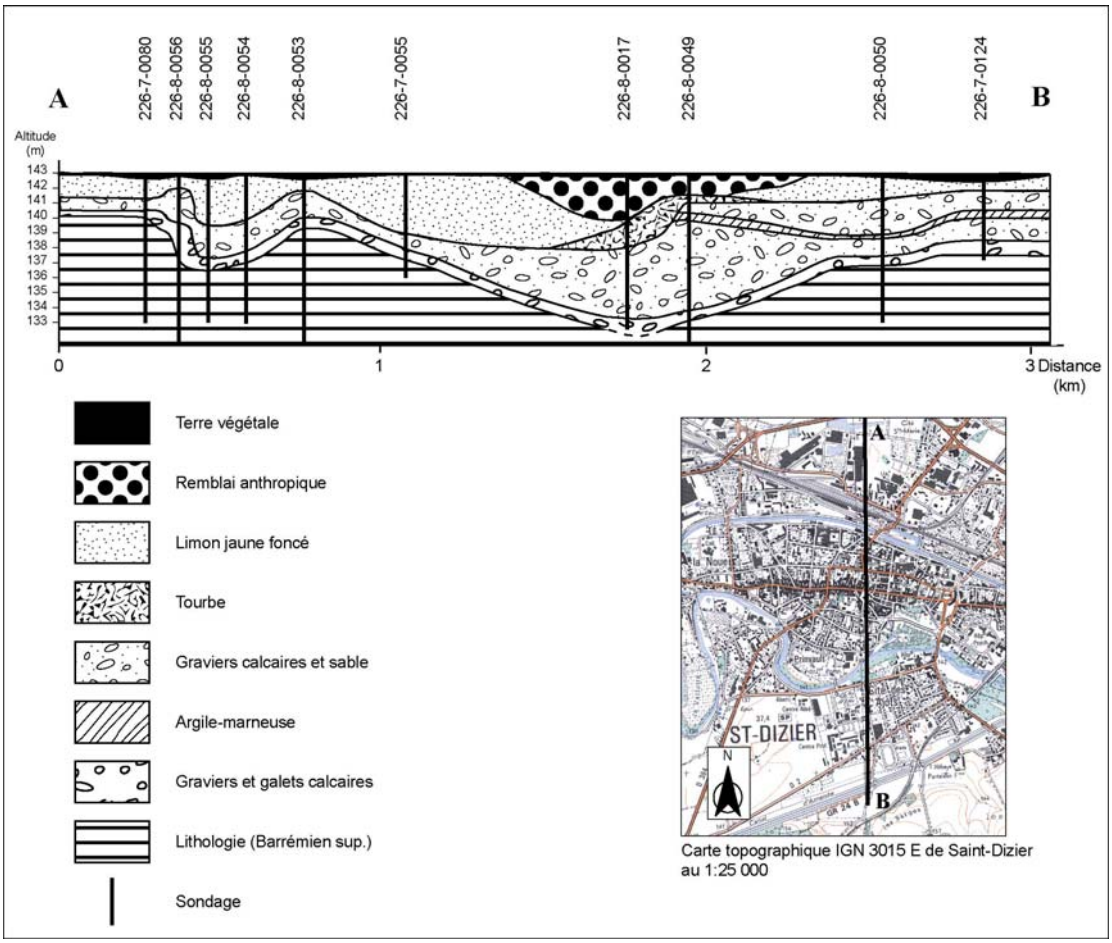



*Figure 3.5 : Stratigraphie des alluvions dans le fond de vallée de la Marne au niveau de Saint-Dizier (d'après Marre et al, 2003).*

### 3.1.3. Granulométrie des formations alluviales.

Afin de confirmer ou, au contraire d'infirmer les observations obtenues par les sondages, nous avons procédé à des analyses granulométriques et morphométriques des formations alluviales. Nous emploierons ici la même méthodologie que celle utilisée précédemment, lors de l'étude des alluvions des terrasses Ma.2 et Ma.3.

#### 3.1.3.1. Les formations alluviales du Barrois.

Dans la traversée des plateaux calcaires, seule une coupe exploitable a pu faire l'objet d'analyses. Cette coupe se situe à l'entrée du Barrois, sur la commune de Rupt, près de Joinville. Ailleurs, les aménagements des berges et l'inaccessibilité des lieux, mais aussi la faible incision de la Marne ont rendu impossible le levé d'autres coupes.

*La coupe de Rupt (Ma.1)*

Cette coupe de terrasse se situe en rive gauche de la Marne (x : 808,3 ; y : 1085,25 ; z : 181 m à la base de la coupe) en amont de Joinville sur la commune de Rupt (Figure 3.6). Elle est épaisse de 3 m, cependant la coupe n'offre que 2 m émergés ; la base étant toujours submergée, même lors d'étiage sévère. Les échantillons étudiés ne sont représentatifs que de la partie supérieure de la coupe.

L'observation de l'affleurement met en évidence, du bas vers le haut, deux unités :
-Unité A : elle comprend une succession de lits subhorizontaux constitués de galets et de graviers dans une matrice essentiellement sableuse sur une épaisseur de deux mètres. La partie sous l'eau (un mètre) semble identique, bien que l'on distingue des éléments très grossiers qui pavent le fond du lit mineur.
-Unité B : elle est constituée de sables-limoneux bruns sur un mètre d'épaisseur.

Trois échantillons ont été extraits de cette coupe :

L'unité A a fait l'objet de deux prélèvements d'échantillons. La coupe se compose de lits subhorizontaux de galets et de graviers (entre 86,4 et 88,6 %) dans une matrice sableuse (entre 13,3 et 10,3 %). La distribution se présente sous une forme bimodale avec un premier mode à 8 mm et un second autour de 0,315 mm. On observe un granoclassement positif. A la base de la partie hors d'eau, le lit ayant fait l'objet d'analyse apparaît assez grossier (moyenne de 15,52 mm et Md de 18,74 mm). Au contraire, les matériaux composant le lit du sommet de l'unité sont plus fins (moyenne de 11,46 mm et Md de 12,21 mm). Le tri est moyen mais il s'améliore vers le haut (So de 2,00 à 1,63, Qdφ de 1,00 à 0,71). Les lits se révèlent aussi de plus en plus fins vers le haut de l'unité (60 cm à la base et 20 cm au sommet) même si on ne dispose que d'une faible partie de la coupe.

L'unité B est composée d'un mètre de sables-limoneux bruns. Seul un échantillon a pu être collecté dans cette unité. Il est constitué d'environ 55,8 % de sables, de 31,8 % de limons et de 12,4 % d'argiles. La moyenne est de 116 µm alors que la médiane est un peu

plus élevée (145 µm). Le classement de la formation s'avère assez mauvais avec un So de 3,37 et un Qdφ de 1,75. L'indice SK est, quant à lui, nettement négatif (-0,99). Il indique un meilleur classement des particules fines de l'échantillon. Ce constat traduit sans doute un dépôt des éléments de l'unité B lors de décrues provoquant un retrait des eaux rapide, à l'origine d'un mauvais tri.

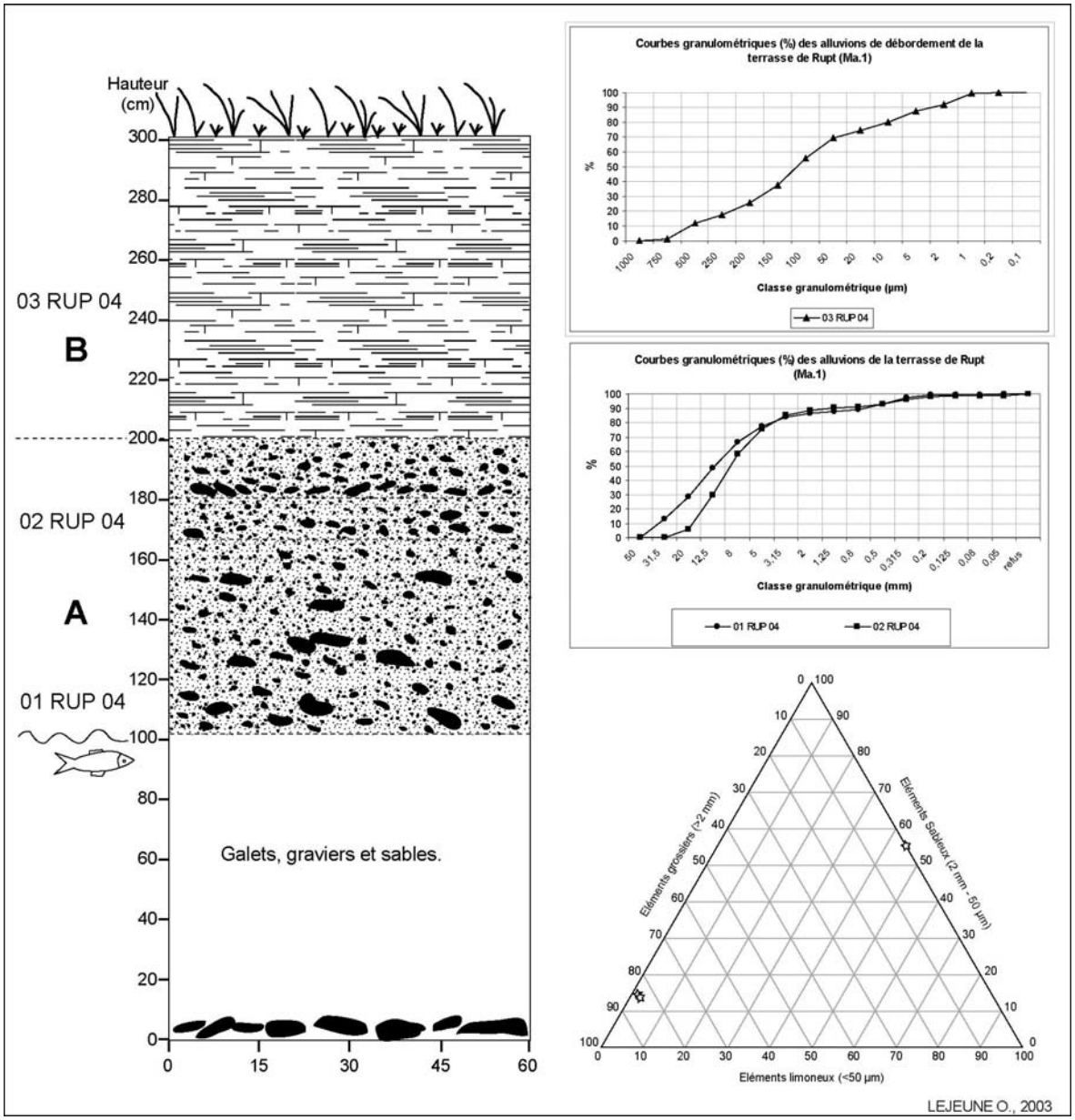



*Figure 3.6 : Coupe et caractéristiques granulométriques des formations alluviales de la terrasse Ma.1 au niveau de Rupt (amont de Joinville).*

### 3.1.3.2. Les formations alluviales du Perthois.

Dans le Perthois, un grand nombre de sites offrent des coupes facilement observables. Ces lieux d'observation privilégiés se situent tous au niveau des berges de la

Marne. Leur observation a été rendue possible en raison de la faiblesse de l'étiage lors des années 2003 et 2004 qui a permis un accès plus aisé au lit mineur. Néanmoins, dans le reste du Perthois, malgré un nombre important de gravières, les alluvions du niveau Ma.1 se sont avérées difficilement observables dans de bonnes conditions. Ces sites d'extraction de granulats sont exploités en eaux et la présence continue de la nappe alluviale ne favorise pas la conduite d'observations.

Par conséquent, quatre coupes ont été retenues en vue de présenter les formations alluviales du remblaiement de fond de vallée de ce secteur.

*La coupe de Haute-Fontaine (Ma.1)*

A l'entrée du Perthois, cette coupe de terrasse est visible dans un méandre de la Marne en rive concave (x : 783 ; y : 1107,2 ; z : 120 m à la base de la coupe). La Marne entaille, à cet endroit, l'intégralité du remblaiement alluvial du fond de la vallée. Au moment des étiages il devient possible d'observer la totalité du remblaiement, soit 4,20 m d'épaisseur (Figure 3.7).

Son examen visuel a permis de dégager trois unités de bas en haut :
-Unité A : essentiellement composée de cailloutis calcaires, elle semble homogène au premier abord. Toutefois, on peut y distinguer deux sous-unités dont la transition se fait progressivement :
- L'unité A1 est une unité grossière (galets pluri centimétriques) avec un litage subhorizontal mal défini.
- L'unité A2 est constituée de lits de galets et graviers à stratification subhorizontale plus nettement visible.

-Unité B : un lit sableux d'environ 40 cm d'épaisseur.
-Unité C : des sables-limoneux bruns sur environ 1 m. L'ensemble est assez homogène mais on distingue deux sous-unités qui se différencient par leur structure :
-L'unité C1 : présence d'une structure polyédrique.
-L'unité C2 : absence de structure polyédrique.

La coupe se termine par un sol brun épais d'environ 20 cm.

Six prélèvements ont été effectués en vue de réaliser des analyses granulométriques.

L'unité A1 comporte un lit épais de 40 cm, composé de galets et de graviers hétérométriques (91 %) pris dans une matrice sableuse (8 %). La base de ce lit présente un pavage de galets de grande dimension (10 à 20 cm de longueur). La médiane et la moyenne de cette unité confirment la nature grossière du sédiment (respectivement 14,75 mm et 18,84 mm). Le tri y est moyennement bon (So de 2,00, Qdφ de 1,01). L'indice d'asymétrie est nettement négatif (-0,79) et semble indiquer un dépôt de sédiments lors de crues rapides et intenses dans un milieu à forte énergie, en raison de la taille des éléments transportés.

L'unité A2, épaisse d'environ 1,6 m, repose sur l'unité A1. On trouve une série de lits de 10 à 20 cm dont l'épaisseur tend à diminuer vers le haut. Ces lits sont en moyenne

composés, là aussi, par des galets et des graviers (de 87 à 88,1 %) pris dans une matrice sableuse (de 10,1 à 12,7 mm). Un granoclassement positif est visible tant sur l'ensemble de la coupe que dans chacun des lits. La médiane passe de 12,05 mm (moyenne = 13,52 mm) au bas de la série à 9,8 mm en haut (moyenne = 10,3 mm).Le tri, meilleur que pour A1, s'améliore encore vers le haut de la coupe (So de 1,77, Qdφ de 0,82 à la base et So de 1,69 et Qdφ de 0,76 au sommet).

L'unité B est composée d'un lit de sable et de limon épais d'environ 40 cm. On y observe également quelques lits sableux de taille millimétrique. Cependant, dans l'ensemble la formation semble homogène. L'analyse granulométrique révèle que cette unité est constituée aux 2/3 de sables et à 1/3 de limons. Le tri est assez mauvais (So de 2,6, Qdφ de 1,4). L'indice d'asymétrie positif caractérise un sédiment mis en place par un apport d'eau constant et une décroissance régulière des débits.

L'unité C1 mesure 60 cm d'épaisseur. Elle est composée de sables limoneux à structure polyédrique verticale. La moyenne et la médiane sont proches (moyenne = 105 µm et Md = 107 µm). Le sédiment est mal classé (So de 2,89, Qdφ de 1,53) et l'indice d'asymétrie, largement négatif, indique sans doute un dépôt lors de décrues rapides avec une fin de décantation peut-être plus lente, d'où un mauvais mélange de sédiments plus ou moins fins.

L'unité C2 est épaisse d'environ 1 m. La formation ne possède pas de structure polyédrique comme C1 mais elle lui ressemble du point de vue de sa couleur et de sa composition. Les données granulométriques nous montrent un sédiment légèrement plus fin qu'en C1 avec une médiane de 67 µm (moyenne = 79 µm) et un peu mieux trié (So de 2,7, Qdφ de 1,4).

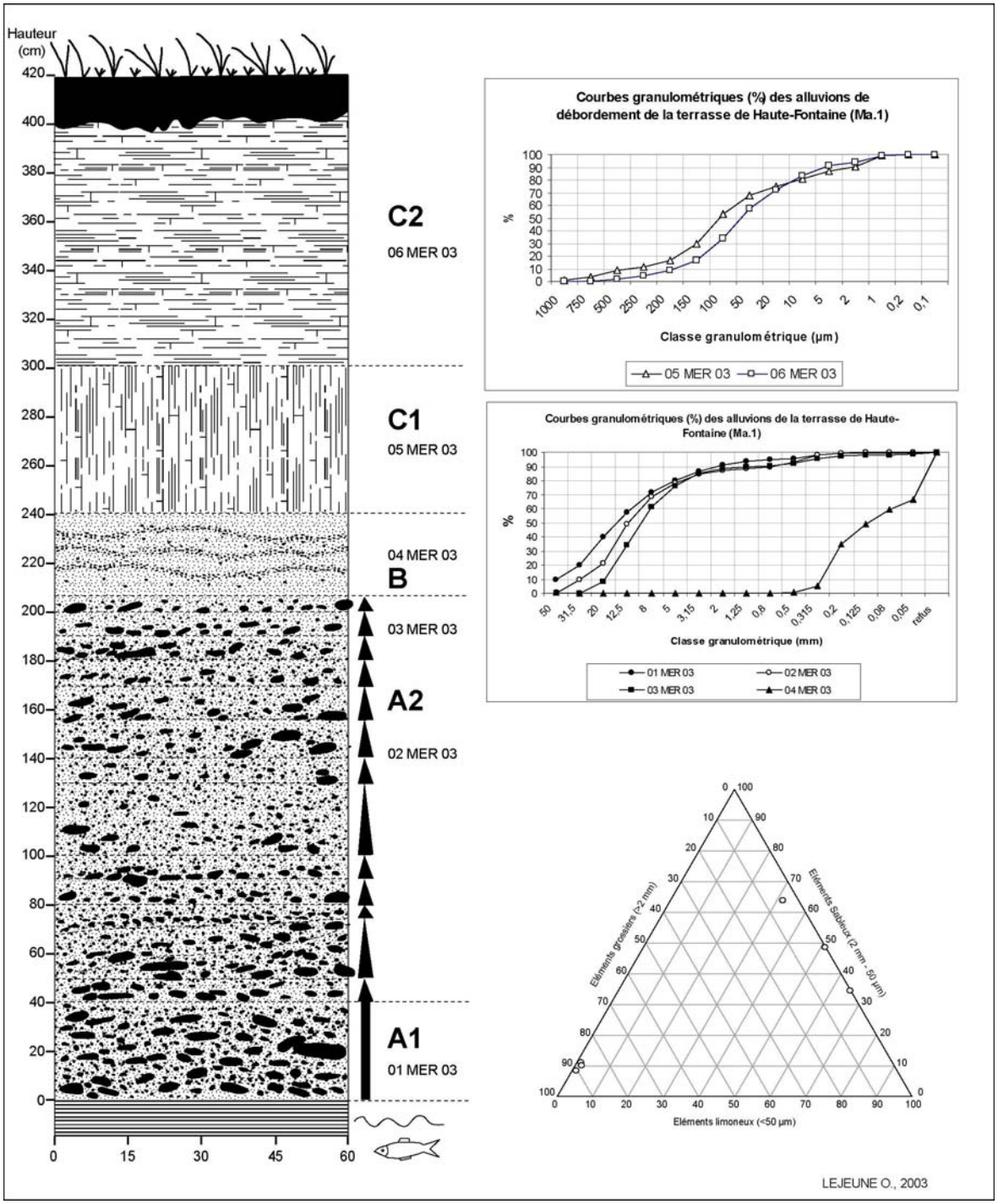



*Figure 3.7 : Coupe et caractéristiques granulométriques des formations alluviales de la terrasse Ma.1 au niveau de Haute-Fontaine.*

*La coupe de Sapignicourt (Ma.1)*

La coupe de Sapignicourt est la seule située dans une gravière à quelques centaines de mètres du lit mineur de la Marne (x : 779,85 ; y : 1108,65 ; z : 120 m à la base de la coupe). Haute de 4,20 m (Figure 3.8), on peut y observer la quasi totalité du remblaiement,

sauf la partie supérieure, sablo-limoneuse. En effet pour les besoins de l'exploitation de granulats, elle a été évacuée.

On distingue donc, lors de l'observation visuelle, deux unités principales :

- L'unité A : elle se découpe en trois sous-unités :
  - L'unité A1 : D'apparence grossière (blocs, galets et graviers), elle repose directement sur les marnes albiennes. Epaisse d'environ 90 cm, elle se divise en deux lits subhorizontaux ayant un granoclassement positif.
  - L'unité A2 : Elle semble plus fine et on constate une disparition des blocs. Le litage est subhorizontal et le granoclassement est positif. Les lits y sont plus fins qu'en A1.
  - L'unité A3 : Elle est constituée par un litage généralement oblique sur environ 1,4 m d'épaisseur. On y trouve localement des chenaux sableux d'épaisseur centimétrique à décimétrique.
- L'unité B : Il s'agit d'une unité limoneuse dont l'épaisseur est estimée ici à 80 cm. Elle n'apparaît plus au droit de la coupe mais a été observée sur les bordures de l'exploitation de granulats à environ 100 m au nord de la coupe étudiée ici.

Les analyses granulométriques ont été réalisées en six points au sein de l'unité A. Ces analyses nous apportent les éléments suivants :

L'unité A1 est constituée par deux lits d'environ 40-45 cm d'épaisseur chacun. Leur composition se révèle essentiellement grossière (39 % de galets et blocs ; 56 % de graviers) dans une matrice sableuse (4,7 %). Les plus gros éléments (20-25 cm de grande longueur) sont situés au contact avec le substrat albien. La moyenne et la médiane sont élevées (respectivement 17,75 mm et 19,56 mm). L'indice de tri, plutôt bon (So de 1,39 et Qdφ de 0,48), s'explique sans doute en raison de la présence quasi exclusive d'éléments grossiers. L'indice d'asymétrie s'avère cependant largement négatif. Ces résultats plaident donc en faveur d'une mise en place du dépôt lors de crues puissantes avec une décroissance rapide des débits en phase de décrues.

L'unité A2 se distingue de A1 par une série de lits plus fins (10-15 cm). La stratification y est subhorizontale. La composition varie légèrement par rapport à A1 puisque les blocs disparaissent et les galets voient leur proportion chuter (de 18,9 à 9,4 %). On conserve néanmoins un ensemble essentiellement composé d'éléments supérieurs à 2 mm (de 75,2 à 85, 2 %) avec un mode à 12,5 mm. La matrice englobant ces graviers et galets est sableuse (mode 0,315 mm) et représente de 13,9 à 24 % du poids des échantillons. La médiane et la moyenne apparaissent nettement plus faibles que pour A1 (md = entre 8,2 et 10 mm ; moyenne entre 9,28 et 11,38 mm). Cette unité présente un granoclassement positif mais il est parfois mal marqué. Les indices de tri sont assez mauvais (So compris entre 1,92 et 2,98 et Qdφ compris entre 0,94 et 1,57). Ces indices semblent indiquer que le dépôt de cette unité a été réalisée par un cours d'eau moins puissant que pour celui qui a déposé l'unité A1 avec des débits assez irréguliers (SK proche de 0).

L'unité A3 possède des lits ne dépassant jamais 10 à 15 cm d'épaisseur et présente une stratification clairement oblique avec un granoclassement positif. La médiane est comprise entre 8,7 et 9,1 mm (moyenne entre 9,5 et 9,8 mm). Les éléments supérieurs à 2 mm y sont majoritaires (de 95,2 à 95,4 %) mais essentiellement composés de graviers. La

matrice, peu représentée, est sableuse. Le tri s'améliore beaucoup dans cette unité et de bas en haut (So de 1,69 à 1,47 et Qdφ de 0,76 à 0,55). Le SK négatif met en évidence des apports d'eau et des décrues rapides du cours d'eau. Par ailleurs des chenaux uniquement sableux (médiane de 0,39 mm) viennent s'intercaler dans la partie supérieure de cet ensemble. Le granoclassement de ces chenaux est positif. Le tri est bon (So de 1,21 et Qdφ de 0,28) et l'indice d'asymétrie est positif. Ces données nous indiquent des venues d'eau régulières.

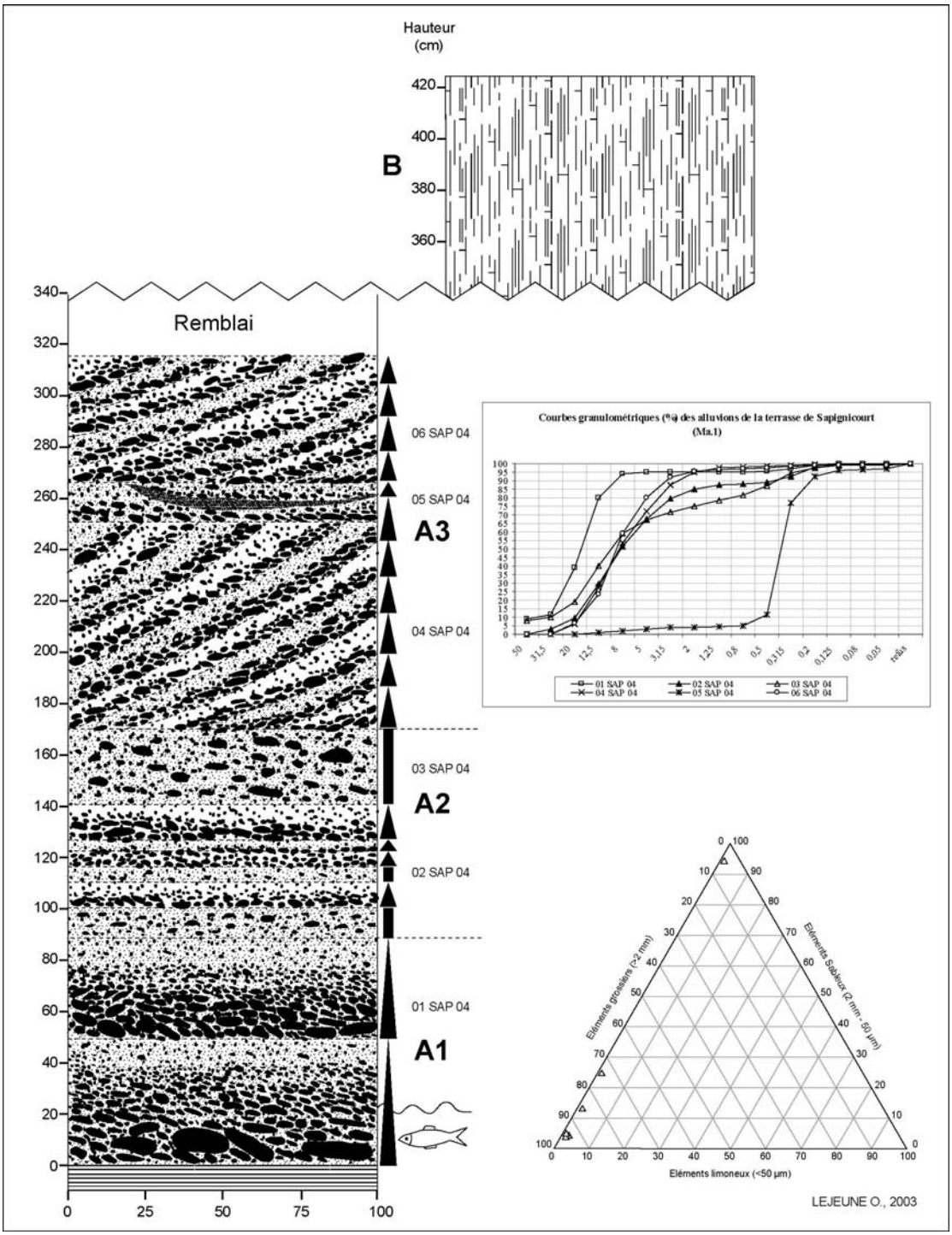



*Figure 3.8 : Coupe et caractéristiques granulométriques des formations alluviales de la terrasse Ma.1 au niveau de Sapignicourt.*

*La coupe d'Arrigny (Ma.1)*

La coupe de la terrasse d'Arrigny est localisée à environ 100 m en amont du canal de restitution du Der, en rive concave d'un méandre de la Marne. (x : 774,85 ; y : 1106,15 ; z : 117 m à la base de la coupe) Haute de 3 m, elle repose directement sur les argiles de l'Albien (Figure 3.9).

Trois unités principales se distinguent nettement sur cette coupe :

-L'unité A, épaisse de 2 m, est constituée d'une succession de lits subhorizontaux composés essentiellement de galets et de graviers dans une matrice sableuse. On peut distinguer deux sous-unités.

-La sous-unité A1 est constituée de lits de 20 à 40 cm d'épaisseur sur environ 1 m.

-La sous-unité A2 présente des lits subhorizontaux de 5 à 15 cm qui se succèdent sur 1 m d'épaisseur.

-L'unité B est composée d'un lit sablo-limoneux d'environ 25 cm d'épaisseur avec des litages fins (centimétriques) plus sableux.

-L'unité C : elle est constituée de sables-limoneux bruns sur environ 70 cm. L'ensemble est assez homogène. On observe toutefois deux sous-unités qui se différencient par leur structure :

-L'unité C1 présente une structure polyédrique sur environ 40 cm d'épaisseur.

-L'unité C2 ne présente pas de structure polyédrique sur environ 30 cm d'épaisseur.

Cinq prélèvements ont été effectués pour la réalisation d'analyses granulométriques.

L'unité A1 possède une médiane et une moyenne élevées (12,9 mm et 14,1 mm). Les sédiments y sont grossiers. 23 % du poids de l'échantillon est composé de galets et 69 % de graviers dans une matrice sableuse (7,5 %). Sa distribution est bimodale avec un premier mode à 12,5 mm et un second dans les sables à 0,315 mm. Le tri se révèle assez moyen (So de 1,72 et Qdφ de 0,78). L'indice d'asymétrie est égal à –1. On peut alors déduire de ces résultats que nous sommes ici confrontés à des alluvions déposées par un cours d'eau à forte énergie en raison de la taille des éléments déposés dont les crues et les décrues s'avèrent rapides.

L'unité A2 est constituée d'éléments plus fins que A1 avec une médiane de 11,8 mm et une moyenne de 13,7 mm bien que les proportions d'éléments grossiers et fins et les indices de tri ne changent pas radicalement de l'unité sous-jacente. Le facteur discriminant repose alors sur l'épaisseur des lits qui traduisent autant de séquences de crues.

L'unité B, épaisse de 20 à 25 cm, est composée d'éléments fins (médiane = 0,116 mm). En majorité ses éléments sont constitués de sables (59,8 %) et de limons (32,7 %) dans lesquels on aperçoit quelques niveaux de sables plus grossiers

accompagnés de quelques graviers (7,5 %). Le tri apparaît médiocre avec un So de 2,74 et un Qdφ de 1,45. L'indice d'asymétrie positif montre que les sédiments ont été mis en place par un cours d'eau ayant des crues et des décrues avec des débits réguliers.

L'unité C1 est constituée essentiellement de sables fins et très fins (43 %), de limons (46 %) et d'argiles (11 %) dont la médiane est de 0,08 mm (moyenne = 0,12 mm). Le tri des sédiments se révèle mauvais (So de 3,1 et Qdφ de 1,63).

L'unité C2 ressemble à l'unité C1 bien que la taille des sédiments y soit moindre (Md = 0,046 mm et moyenne de 0,06 mm). L'indice de classement (So de 1,01)et le Qdφ de Krumbein (proche de 0) est très faible, attestant ainsi d'un très bon tri des sédiments. L'indice d'asymétrie positif atteste d'un régime hydrologique régulier.

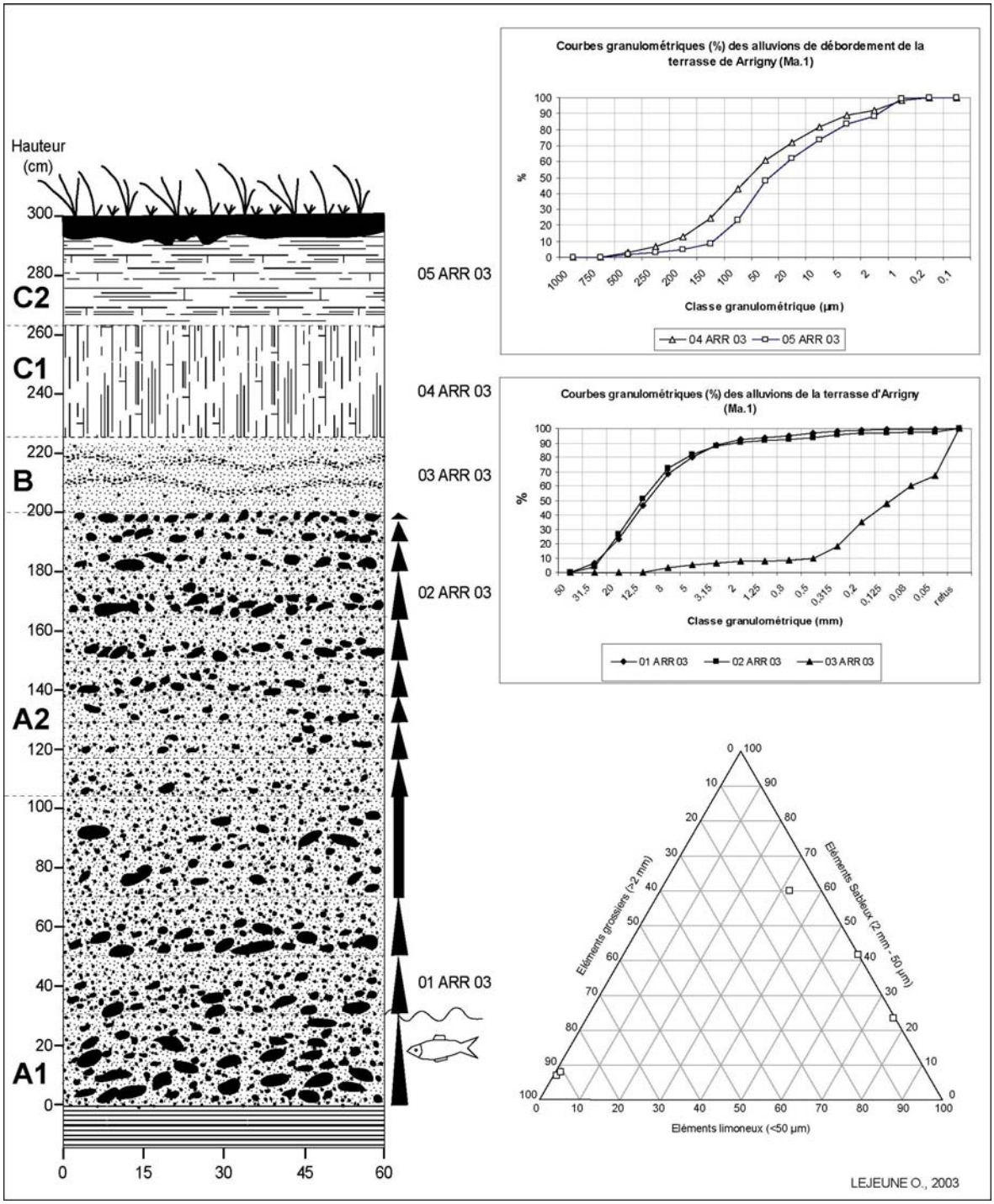



*Figure 3.9 : Coupe et caractéristiques granulométriques des formations alluviales de la terrasse Ma.1 au niveau d'Arrigny.*

*La coupe de Norrois (Ma.1)*

La coupe de la terrasse de Norrois située sur la rive droite de la Marne (x : 768,15 ; y : 1110 ; z : 102 m à la base de la coupe), est représentative de la partie aval du Perthois. Localisée en aval du canal de restitution du Der, elle n'a été accessible qu'en 2003 grâce à

l'arrêt de la vidange du Der et à l'étiage exceptionnellement bas. La coupe est haute de 3,20 m (Figure 3.10) mais le substratum n'y est pas visible suite aux nombreux travaux de recalibrage du lit mineur liés à l'aménagement du lac du Der.

On peut y distinguer quatre unités.
-L'unité A dont la partie observable est peu épaisse (80 cm). On peut y distinguer un litage subhorizontal et un granoclassement positif dans chaque lit de l'unité.
-L'unité B, épaisse de 20-25 cm se compose de sables limoneux jaunâtres qui comportent des petites veines de taille centimétrique, composées de sables plus grossiers.
-L'unité C est plus limoneuse et de couleur brune. Dans cet ensemble, épais de 1,2 m, on peut y voir deux sous-unités :
    -La sous-unité C1 : qui comporte une structure polyédrique.
    -La sous-unité C2 qui est plus homogène.
-L'unité D est épaisse d'environ 1 m. Elle se compose de graviers et de galets de calcaires jurassiques ainsi que de galets albiens. Cette unité est anthropique et correspond aux dépôts du curage de la Marne. Ces travaux ont été menés dans le cadre des aménagements hydrauliques liés à la mise en place du canal de restitution du Der. Ces travaux ont donné lieu à un recalibrage du lit mineur de la Marne dans la partie aval du Perthois.

Quatre échantillons ont été récupérés sur cette coupe pour effectuer des analyses granulométriques :

L'unité A présente sur 80 cm d'épaisseur deux lits, épais de 40 cm chacun. L'échantillon prélevé montre un sédiment ayant une distribution bimodale (8 mm et 0,315 mm). Assez grossier, ces éléments supérieurs à 2 mm représentent 80,5 % de l'échantillon. Il s'agit essentiellement de graviers pris dans une matrice sableuse (18,3 %). La taille médiane est de 8 mm (moyenne de 8,41 mm). Le So de Trask, de 2,07, indique un mauvais triage (Qdφ de 1,05).

L'unité B est majoritairement constituée de sables (62,4 %) et de limons (32,4 %) dans lesquels apparaîssaient ponctuellement de petits graviers (5,2 %). La médiane est de 0,11 mm (moyenne de 0,17 mm). Le tri est mauvais (So de 2,62 et Qdφ de 1,39).

L'unité C1 est principalement composée d'éléments limoneux (65 %) et sableux (24,2 %). L'échantillon (02 NOR 03) est mal trié avec un So de Trask de 2,86 et un Qdφ de 1,51.

L'unité C2 est sensiblement identique à C1. Le prélèvement indique toutefois une augmentation des sables (38,6 %) et une diminution des limons (49,7 %) par rapport à C1. Les différents indices (So, Qdφ) se révèlent identiques à l'unité précédente. L'indice d'asymétrie (SK) est positif et atteste d'un régime hydrologique régulier.

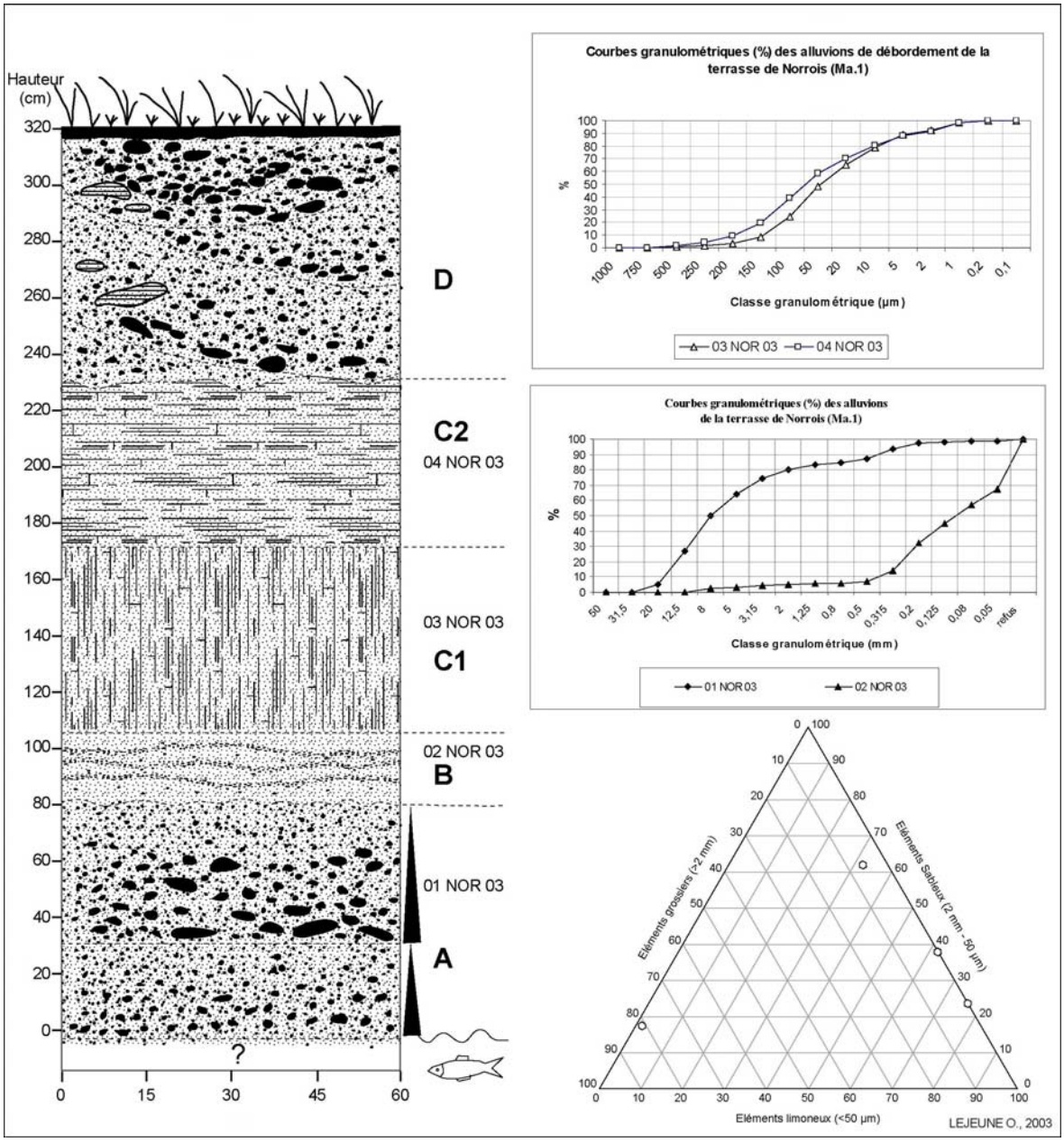



*Figure 3.10 : Coupe et caractéristiques granulométriques des formations alluviales de la terrasse Ma.1 au niveau de Norrois.*

### 3.1.4. Synthèse des données granulométriques.

*L'étude des sédiments des cinq coupes du remblaiement du fond de la vallée de la Marne, met à jour de nombreux points communs :*

On peut établir une séparation nette entre les principales unités sédimentaires constituant les différentes coupes étudiées. La synthèse des trois fractions dimensionnelles principales (éléments limoneux, sableux et grossiers) dans un diagramme triangulaire permet d'identifier trois ensembles (Figure 3.11) :

- La premier correspond à l'ensemble des sous-unités (A1, A2 et A3) constituant la base du remblaiement du fond de la vallée sur plusieurs mètres. Elles sont composées de galets et de graviers calcaires. Ces éléments grossiers représentent entre 75 et 95 % du poids des échantillons traités. Le reste de ces échantillons est presque uniquement constitué d'une fraction sableuse.

- La seconde unité (B) se révèle beaucoup moins épaisse (20-40 cm) que la précédente. Elle se compose d'éléments fins essentiellement sableux (60 à 65 %) et limoneux (30-33 %). Les éléments grossiers restent encore présents mais dans des proportions minimes (moins de 8 %).

- La troisième unité est épaisse de 1 à 2 m. Elle est composée de limons (entre 64 et 78 %) et de sables (entre 22 et 55 %).

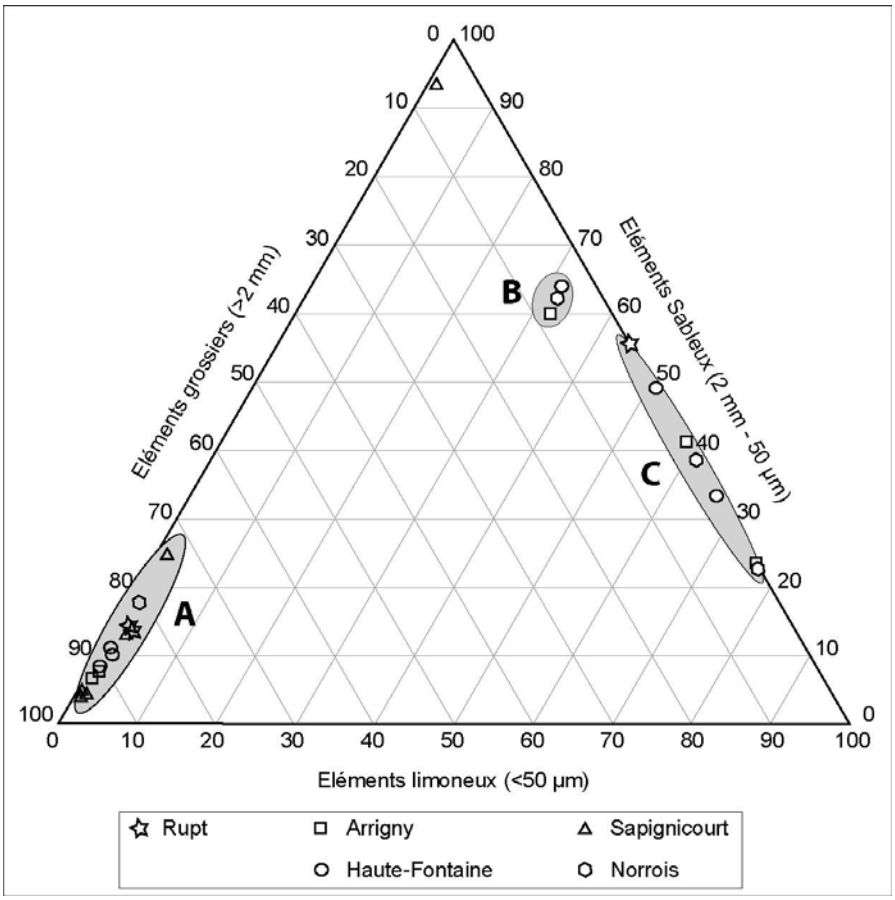



*Figure 3.11 : Diagramme triangulaire synthétisant les proportions des différentes classes granulométriques des sédiments des coupes analysées de Ma.1.*

Si l'on porte notre attention sur deux des principaux indices granulométriques (médiane et So de Trask), des ensembles sédimentaires apparaissent (Figure 3.12).

Le premier correspond aux unités caillouteuses (A). Le tri y est moyennement bon car compris entre 1,5 et 2. Par contre, on constate globalement que la médiane tend à diminuer vers le haut des différentes coupes étudiées. Cet élément traduit une baisse de compétence de la rivière.

Le second ensemble identifiable correspond aux unités plus fines (B et C) situées dans la partie sommitale des coupes. Dans l'ensemble, la médiane y est très faible (de 0,048 à 0,116 mm) et le tri très mauvais (de 2,62 à 3,37) en raison de l'hétérométrie des sédiments qui les composent.

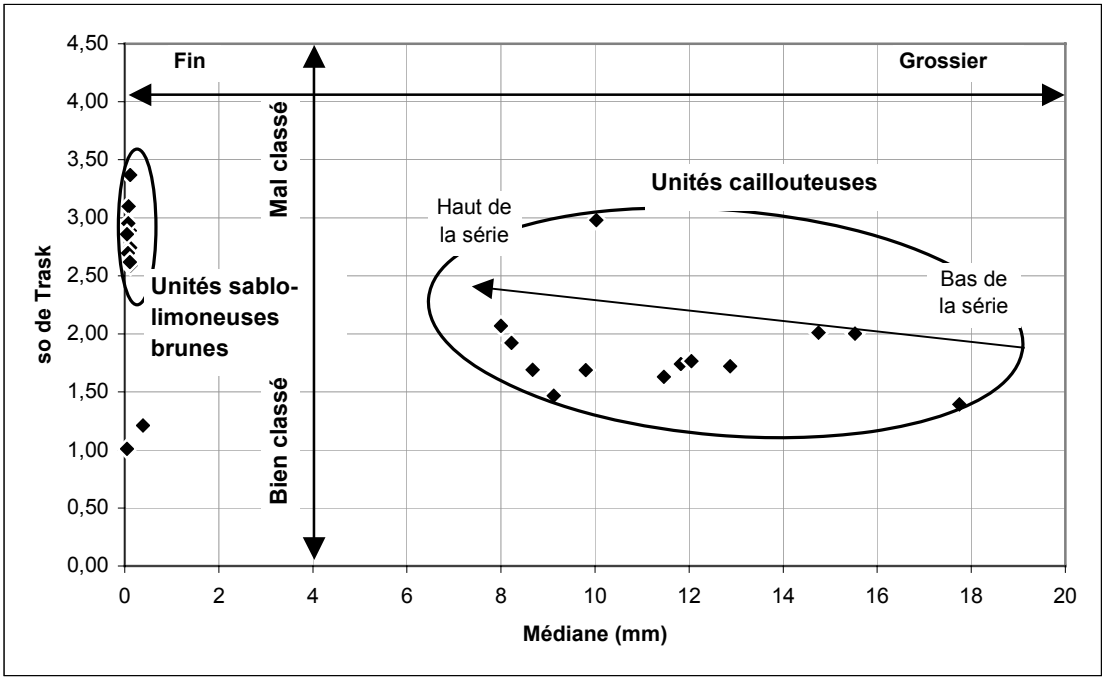



*Figure 3.12 : Classement des échantillons de Ma.1 selon la médiane et l'indice de tri (So de Trask).*

Ainsi, à partir de l'ensemble de ces données, on peut établir une coupe type, caractéristique de l'ensemble des alluvions du fond de la vallée de la Marne en amont de Vitry-le-François (Figure 3.13).

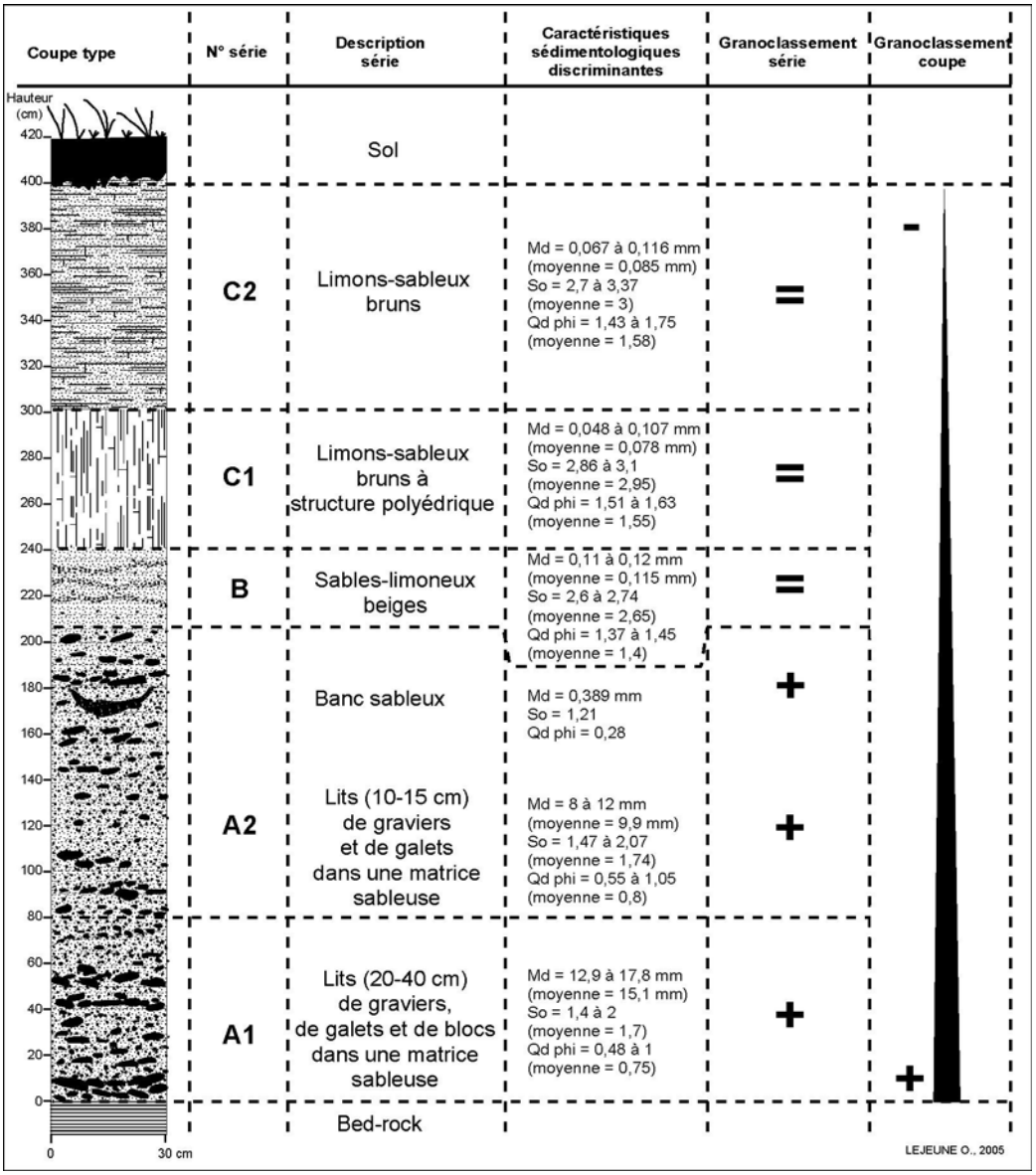



*Figure 3.13: Coupe stratigraphique schématique des formations du fond de la vallée de la Marne et leurs caractéristiques discriminantes*

## 3.2. Interprétation des données.

Afin d'interpréter les données granulométriques obtenues précédemment, il nous faut tenter de les enrichir avec des éléments de datations ainsi que des précisions sur les conditions de dépôt de ces formations alluviales.

### 3.2.1. Corrélation de la nappe alluviale grossière du fond avec les grèzes de versant.

Le long de la vallée de la Marne, plusieurs carrières (Villiers-sur-Marne, Froncles, Provenchères) donnent accès à des coupes de grèzes litées précédemment identifiées (Marre et *al*., 2001). Il est aussi possible d'en observer dans les nombreuses vallées affluentes de la Marne (vallée du Rognon, vallée de la Maldite, Combe du Vallon) pour ne citer que les plus importantes.

Dans la vallée de la Marne, les grèzes de Villiers-sur-Marne (Figure 3.14) sont particulièrement intéressantes. Ces dernières, en pente forte (35° environ) tapissent la partie basale d'un des versants de la vallée. On observe qu'elle passent nettement sous la topographie de la plaine alluviale actuelle, donnant ainsi l'impression d'être recouvertes par les formations plus fines (graviers et limons). Il ne nous a pas été possible de vérifier visuellement ce contact.

A l'inverse, dans la vallée du Rongeant, en amont de Thonnance-les-Joinville, une autre coupe de grèzes litées permet de visualiser le passage latéral des grèzes à des formations alluviales à petits galets. Ces deux formations apparaissent donc contemporaines.

On peut par conséquent avancer l'interprétation suivante : dans la vallée de la Marne les formations de grèzes litées, caractéristiques d'un climat froid, passent à la nappe de galets du fond du remblaiement que nous avons noté A1. Elles ont été suivies par d'autres remblaiements réalisés par des chenaux localisés mais que nous ne connaissons très mal et, enfin, par un épandage limoneux généralisé. Dans les vallées affluentes, comme celle du Rongeant où la dynamique fluviale est moindre, le passage des formations de versant (grèzes litées) aux formations alluviales est clair. Il n'a toutefois pas été suivi par le dépôt des limons. De ce fait, l'incision actuelle de ces cours d'eau se réalise directement dans les cailloutis ce que permettent les pentes plus fortes de ces vallées.

En rapprochant ces observations de celles relatées par d'autres chercheurs dans les vallées de l'est du Bassin parisien (Tricart, 1952 ; Mathieu et Pomerol, 1976 ; Pellerin, 1984 ; Larue, 1999, 2000, 2004 ; Lautridou et *al*, 1999 ; Pastre et *al*, 1997a ; Weisrock, 1993), on constate la cohérence de ce schéma avec ceux déjà observés dans d'autres vallées. Dans ce cas, la nappe à galets daterait de la fin de la phase pléniglaciaire de la dernière période froide (Lefebvre, 1974). On peut alors parler de remblaiement Weichsélien. Les formations, venues se reposer sur ce dernier, s'avèrent donc postérieures, c'est-à-dire datant du Tardiglaciaire et de l'Holocène. Il importe de préciser la chronologie absolue de ces dépôts.

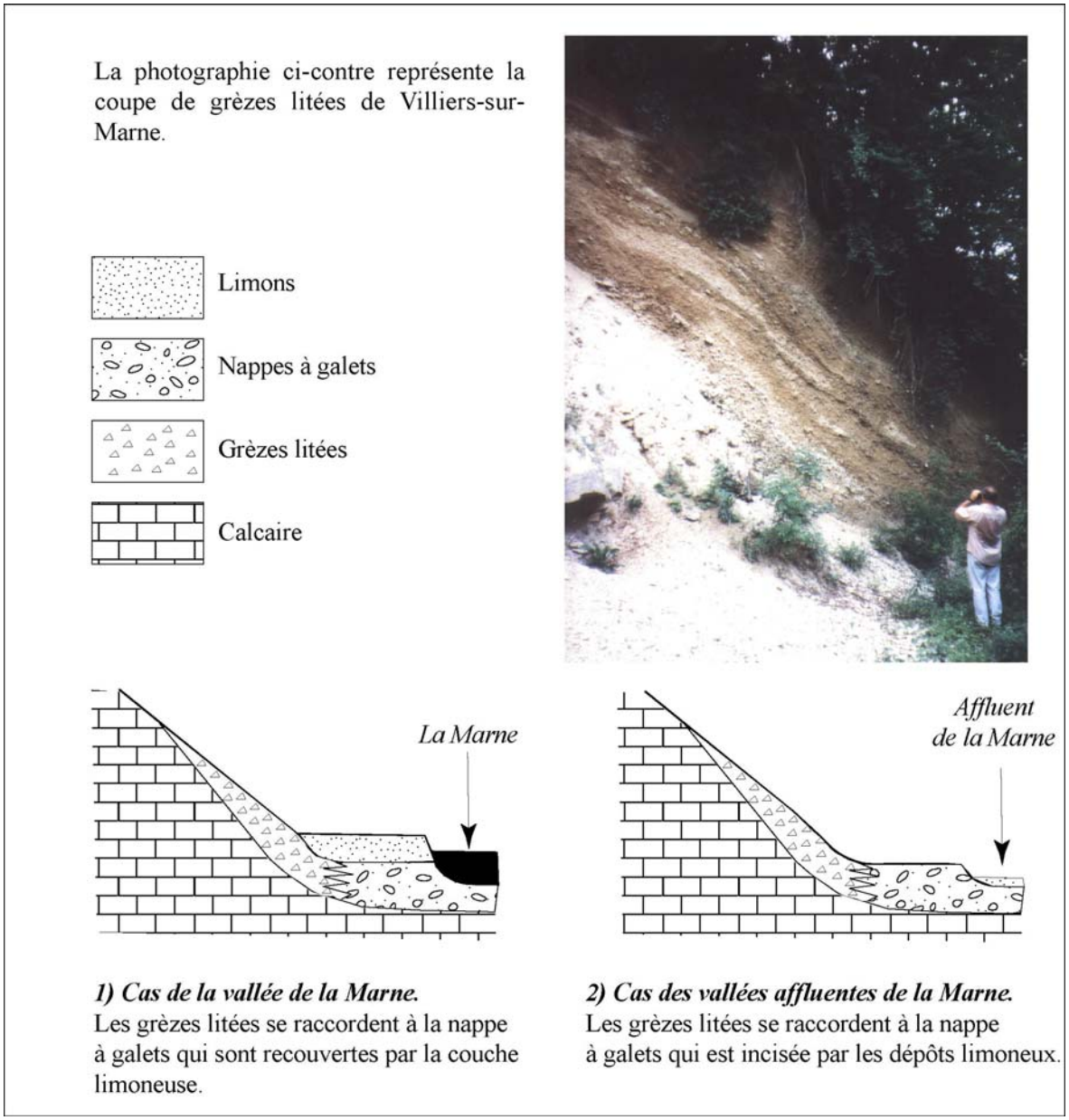



*Figure 3.14 : Raccord des formations de versant avec les alluvions dans le fond de la vallée de la Marne et dans les vallons affluents (Jaillet et al., 2001).*

### 3.2.2. Les éléments de datation du remplissage du fond de vallée.

En dehors du raccord existant entre les formations de versant et la nappe grossière de la partie basale du remblaiement (sous-unité A1), il n'existe pas d'autres éléments de datation. Quelques ossements ont été trouvés dans cette nappe, mais ces découvertes semblent imputables à des faunes (Dents d'*Elephas primigenius,* Stchépinsky, Cailleux, 1951) et des découvertes archéologiques (Bifaces, Maillot et Villes, 1980) issus du remaniement de terrasses plus anciennes.

Par contre, les parties supérieures du remblaiement ont fait l'objet d'observations permettant d'avoir une idée sur les périodes de mise en place de ces sédiments.

Dans la partie haute de la sous-unité A2, les graviers calcaires livrent régulièrement des troncs d'arbres. De nombreuses publications (Paulin, 1884 ; Tricart, 1952 ; Stockler, 1999) font état de ces découvertes. Malheureusement, ces troncs ne sont jamais replacés dans leur contexte stratigraphique.

Ainsi, en aval de Vitry-le-François, dans la plaine alluviale de la Marne entre les communes de Saint-Martin-aux-Champs et de La Chaussée-sur-Marne, une gravière a livré des troncs sur lesquels la D.R.A.C. a procédé à des datations au $C_{14}$ et à de la dendrochronologie. Malheureusement, ces découvertes n'ont pas été initialement replacées dans leur contexte sédimentaire. Une discussion avec les personnes de la D.R.A.C. et le levé de la coupe de la gravière ont permis toutefois de déterminer un peu plus précisément la localisation de ces troncs (Figure 3.15).

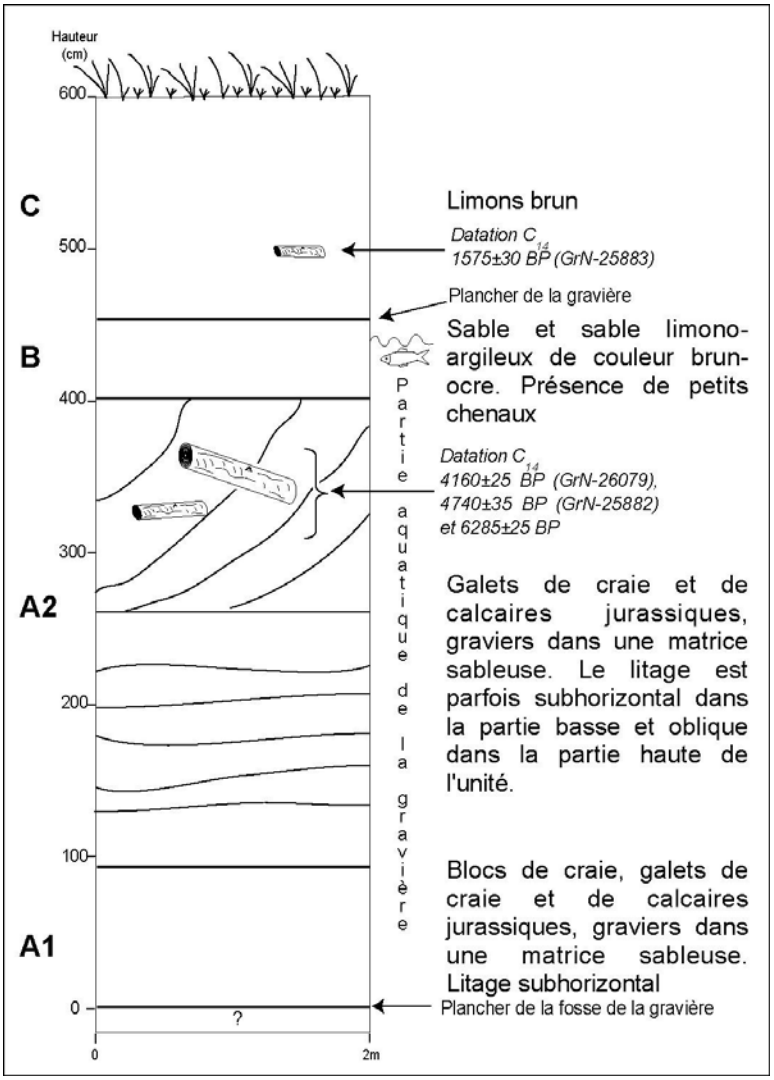



*Figure 3.15 : Coupe dans les alluvions de la gravière de Saint-Martin-aux-Champs et position des troncs datés par la D.R.A.C.*

La coupe est épaisse de 6 m, dont 4,5 m sont sous l'eau. La gravière n'atteint pas le bed-rock. Des sondages proches montrent que ce dernier s'étend de 6 à 12,4 m (Codes miniers : 189-6-0022 et 189-7-0018). Les bois se situent dans la partie sommitale de l'unité A2. Trois datations $^{14}C$ ont été réalisées par la D.R.A.C (Tegel, Vanmoerkerke, 1999 ; 2000). Elles sont de 4160±25 BP (GrN-26079), 4740±35 BP (GrN-25882) et 6285±25 BP. La dernière, conforme à une étude dendrochronologique, donne un âge compris entre 5343 BC et 5192 BC. Au vu de ces données, on peut supposer que le dépôt de ces alluvions s'est produit durant l'**Atlantique et le Subboréal**.

En amont, à Saint-Dizier, des travaux antérieurs (Mazenot, 1950 ; Stchépinsky et Cailleux, 1951) ont porté sur des analyses palynologiques. Elles ont été effectuées dans une lentille sablo-argileuse située dans la partie sommitale des niveaux à galets et graviers. La description du site de prélèvement, faite par ces auteurs, semble correspondre à la sous-unité A2. Le comptage des grains de pollens a permis de réaliser le spectre pollinique ci-dessous (Figure 3.16)

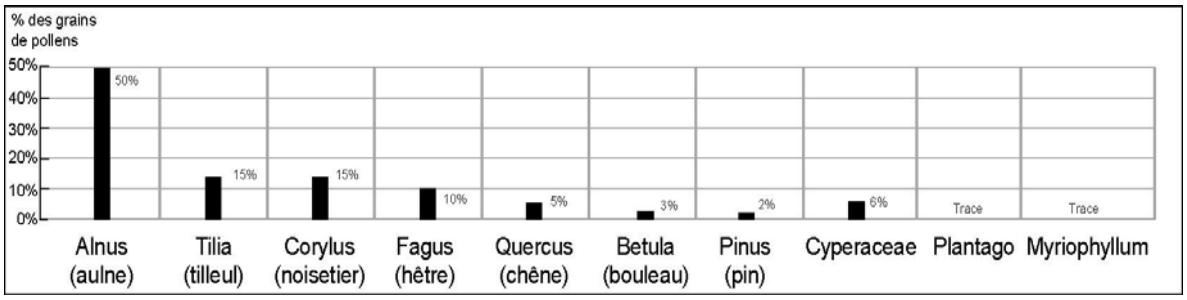



*Figure 3.16 : Etude palynologique d'une lentille sablo-argileuse insérée dans l'unité A2 de la terrasse Ma.1 (d'après données Stchépinsky et Cailleux, 1951)*

La plupart de ces espèces sont héliophiles (*Alnus, Quercus*) ou de demi-ombres (*Corylus, Tilia*). On constate la prépondérance d'*Alnus* (50 %), une espèce pionnière, à l'inverse de *Quercus* et *Fagus* que l'on trouve en faible quantité. Il semble alors probable que cette association végétale soit le témoignage d'une reconquête forestière au début d'une période plutôt chaude. La présence modeste de *Pinus*, caractéristique de période plus froide, semble aller dans ce sens. Il demeure toutefois difficile d'interpréter ce travail, d'autant que nous n'avons pas la possibilité d'apprécier l'évolution de cette végétation. Néanmoins, la comparaison de ce travail avec d'autres analyses polliniques réalisées dans d'autres vallées du Bassin parisien (Huault et Lefebvre, 1983 ; Lefebvre et *al*., 1993 ; Leroyer et *al*., 1997 ; Gaillard, 1999 ; Boulen, 2000 et 2001) parait correspondre au **Subboréal**. Ces résultats se révèlent cohérents avec les données obtenues dans la gravière de Saint-Martin-aux-Champs.

Dans la partie supérieure du remblaiement de fond de vallée, dans les limons-sableux bruns de l'unité C, nous avons trouvé un certain nombre d'éléments de datation (Marre et *al*., 2001).

Ainsi, à la base de l'unité C1, un fragment d'os a été découvert (Figure 3.17-5 et 6). J-P. Brugal (MMSH Aix-en-Provence) a examiné l'os et a déterminé qu'il s'agissait de l'extrémité proximale du tibia gauche d'un *Equus caballus* de petite taille, correspondant très probablement au cheval celte. Cette espèce d'équidé s'avère caractéristique de la

période Gallo-Romaine (autour de 2000-2500 BP). Néanmoins, il faut être prudent avec un résultat aussi fragmentaire. Nous pouvons cependant constater une bonne corrélation avec une datation $^{14}C$ obtenue à Saint-Martin-Aux-Champs réalisée dans la même unité et donnant un résultat de 1575±30 BP (GrN-25883). On se situe alors au cours du **Subatlantique**.

Les coupes situées dans les gravières et dans les berges de la Marne de la région du Perthois livrent, dans l'unité limono-sableuse C, de nombreux fragments de poteries et de tuiles. On les retrouve dans l'ensemble de l'unité en grande quantité. L'examen de ces fragments révèle qu'ils couvrent l'intervalle de temps allant de la période Gallo-romaine à la période médiévale (Figure 3.17-1, 2 et 3).

Enfin dans la partie sommitale de C, souvent identifiée comme C2, on retrouve de grandes quantités de scories, fruits des activités sidérurgiques et métallurgiques dominante dans cette région du Moyen-âge jusqu'au début du XX$^{ème}$ siècle (Henriot, 1961). Ces déchets miniers sont présents à des profondeurs variables (quelques centimètres à un mètre). On les trouve dans de fins lits d'épaisseur centimétrique. Les scories apparaissent souvent enrobées dans une matrice très sableuse qui tranche avec les limons-sableux de l'unité C. Ceci dénote la présence de périodes d'activité hydrologique plus intenses. La période d'exploitation du minerai correspondant au Petit Age Glaciaire, ceci explique la présence de passées plus grossières dans l'unité sablo-limoneuse.

Ainsi, ces quelques éléments de datation nous ont permis d'apprécier l'âge des différentes unités constituant le remblaiement du fond de la vallée de la Marne. Il demeure cependant indispensable, si l'on veut connaître avec certitude les grandes étapes de la mise en place de ces formations, de confirmer ces premiers résultats par de nouvelles investigations. Des datations $^{14}C$, des études palynologiques et malacologiques réalisées dans des conditions moins soumises à caution seraient alors les bienvenues.

Néanmoins, ces résultats peuvent être confrontés aux travaux réalisés dans la partie aval de la Marne à proximité de la confluence avec le Grand-Morin (Pastre *et al*. 1997b).

*Figure 3.17 : Eléments archéologiques et faunistiques permettant de dater les alluvions de Ma.1. (Marre et al., 2003)*

### 3.2.3. Corrélation du remplissage alluvial en amont de Vitry-le-François avec celui en aval.

La capture du Grand Morin par la Marne est connue depuis longtemps (Davis, 1895 ; Pomerol et Feugueur, 1968). Néanmoins, une étude récente du site (Pastre et Leroyer, 1997 ; Leroyer et *al*, 1997) apporte de nouvelles connaissances sur le remblaiement du fond de la vallée de la Marne, de la paléovallée du Grand Morin et des vallées voisines de taille plus modeste. Des datations $^{14}C$, des études malacologiques et palynologiques ont permis d'élaborer une chronologie précise de l'installation du remblaiement : « *La succession stratigraphique est conforme à la zonation sédimentaire générale des fonds de vallée du secteur. Les cailloutis de base sont attribuables au Pléniglaciaire weichsélien, les sables et les silts médians caractérisent une partie du bilan tardiglaciaire. Les limons organo-minéraux et les tourbes représentent la majeure partie de l'Holocène et les limons supérieurs appartiennent au Subatlantique* » (Pastre et Leroyer, 1997b). Les datations effectuées dans ce secteur de confluence (Marne, Grand Morin, Beuvronne) sont présentées dans le tableau ci-dessous (Tableau 3.1). Ces datations ne concernent que l'Holocène car les matériaux datables apparaissent inexistants dans le remblaiement tardiglaciaire-weichsélien.

| Chronozone | Datation absolue (BP) | Localisation | Flore associée | Environnement sédimentaire |
|---|---|---|---|---|
| **Transition Dryas/Préboréal** | 9690±90 (Gif-9317) | Vallée de la Marne | *Salix* (saule) et *Juniperus* (génévrier) sont abondants ainsi qu'une forte présence de *Pinus* (pin) et dans une moindre mesure *Betula* (bouleau). | Apport sédimentaire fort de silts argileux et de sables puis un recreusement et donc déblaiement partiel du remblaiement alluvial. |
| **Préboréal** | 9640±110 (Gif-9316) | Vallée de la Marne | | Mise en place de silts organo-minéraux au début de la période puis de formations réellement organiques plus tard. |
| | 9300±100 (Gif-9320) | Vallée de la Beuvronne | | |
| **Atlantique récent** | 5720±75 (Gif-8456) | Vallée de la Marne | Présence variable mais avérée selon les sondages de *Ulmus* (orme), *Quercus* (chêne), *Salix* (saule), *Pinus* (pin), *Tilia* (tilleul). | Apport sédimentaire fin et réduit avec des phases de tourbification qui ont sans doute déjà débuté au cours du Boréal. |
| **Subboréal** | 4740±70 (Gif-8457) | Vallée de la Marne | Hausse de la présence de *Alnus* (aulne) et présence de *Corylus* (noisetier), *Quercus* (chêne), et *Pinus* (pin). *Tilia* (tilleul) et *Ulmus* (orme) se raréfient. | Augmentation de la charge sédimentaire sur la Marne mais sédimentation plus organique dans les vallées affluentes traduisant l'ouverture progressive du couvert végétal et le début de l'érosion des versants. La fin du Subboréal voit une reprise de l'érosion |

*Tableau 3.1 : Datations du remblaiement Holocène dans la partie aval de la Marne à la confluence avec le Grand-Morin (d'après Pastre et Leroyer, 1997b ; Leroyer et al, 1997)*

Ces observations montrent que les matériaux sont plus fins en aval qu'en amont. On peut toutefois tenter d'établir des corrélations en fonction des dates obtenues.

En aval, la nappe d'alluvions weichséliennes / tardiglaciaires reste grossière malgré une composition pétrographique qui varie sensiblement (Cauvin et Lesauvage, 1971). On constate l'apparition de blocs de craie et surtout de meulières qui s'ajoutent aux galets et graviers jurassiques et lutétiens. Cet ensemble semble correspondre à l'unité A1 (Figure 3.13).

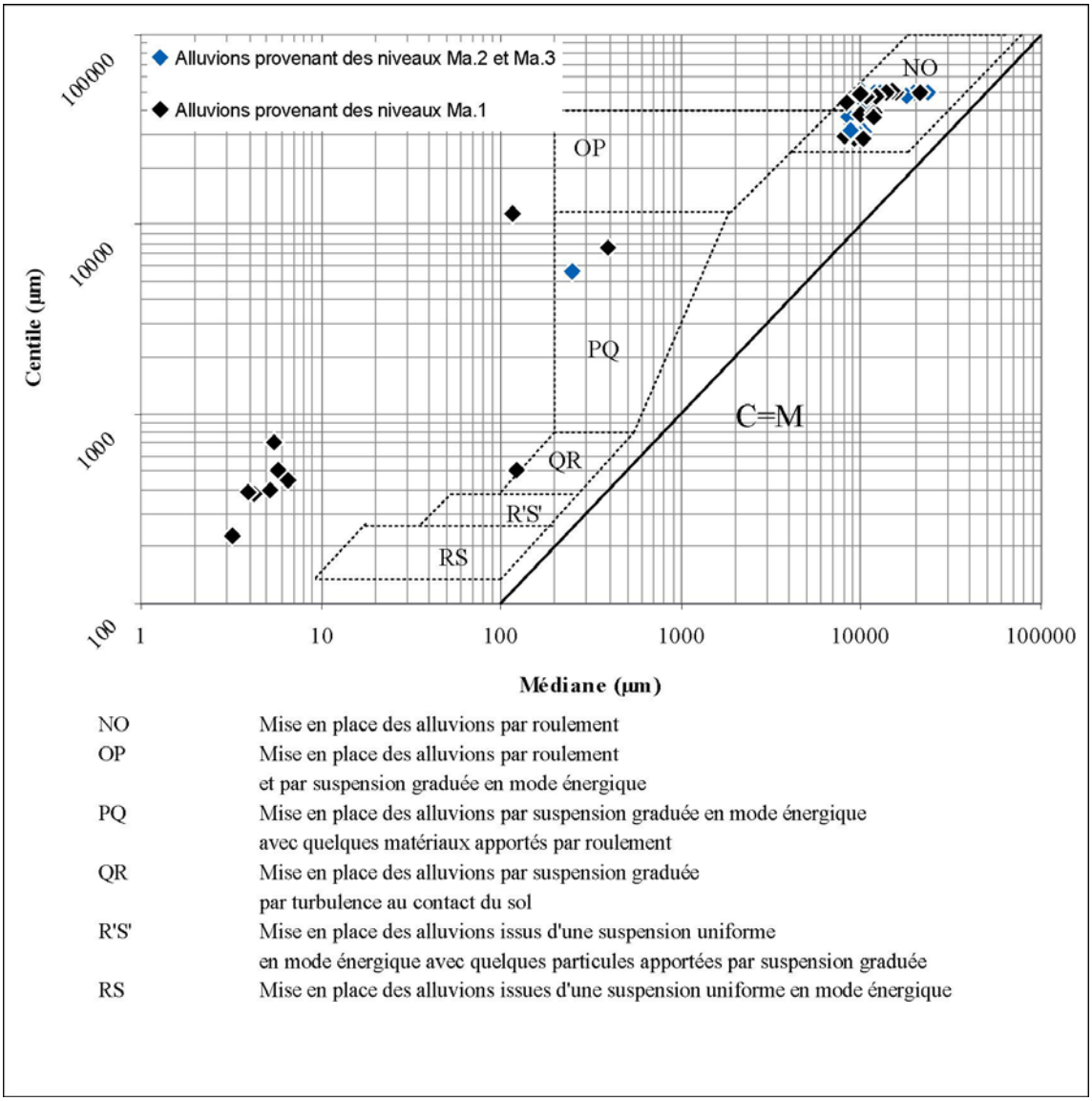
Au-dessus, on constate une dichotomie entre les alluvions holocènes de l'aval, plus fines et de l'amont, plus grossières. A l'aval, dès la transition Dryas/Préboréal, les apports de matériaux sont sableux et silteux. On trouve ensuite au Préboréal des silts organo-minéraux, puis un développement tourbeux du Boréal à l'Atlantique récent. Au cours de toute cette période, les formations corrélatives en amont sont uniquement constituées de galets et de graviers calcaires. La correspondance se fait ici avec l'unité A2.

On constate ensuite une phase d'érosion à la fin du Subboréal. Cette phase a été caractérisée dans les sédiments des plaines alluviales de nombreux cours d'eau (Bravard, 1991, 1992, Lefebvre et al., 1993, Gaillard, 1999). La partie aval du bassin enregistre des dépôts argileux et ensuite limono-argileux. Ces derniers sont déposés au Subatlantique. La corrélation est donc possible avec les unités B et surtout C pour les limons de la partie sommitale.

Il existe donc un clivage fort sur la nature des sédiments entre l'amont et l'aval du bassin. Dans la partie supérieure de la Marne, les sources d'alimentation en sédiments sont presque uniquement calcaires. Ceci explique que les formations des unités A1 et A2 soient très majoritairement carbonatées. Par contre, en aval, les sources de matériaux sont plus diversifiées et fournissent des éléments de nature plus fine (sables et argiles du Tertiaire). A cette explication, on peut adjoindre le fait que les galets et graviers jurassiques sont de plus en plus amoindris au fur et à mesure qu'on les retrouve à l'aval. Enfin, la pente de la vallée diminue en aval. Ceci induit donc une vitesse du courant plus réduite qui favorise sûrement la sédimentation des fines et une tourbification accrue. Ceci explique la variabilité de la nature des alluvions que l'on trouve dans les différentes parties de la vallée de la Marne.

### 3.2.4. Essai de reconstitution paléoenvironnementales.

Afin de déterminer les paléoenvironnements de dépôt des formations du fond de la vallée de la Marne, nous avons utilisé la méthode de Passega. Ils sont donnés dans le graphique ci-dessous (Figure 3.18).




| | |
|---|---|
| NO | Mise en place des alluvions par roulement |
| OP | Mise en place des alluvions par roulement et par suspension graduée en mode énergique |
| PQ | Mise en place des alluvions par suspension graduée en mode énergique avec quelques matériaux apportés par roulement |
| QR | Mise en place des alluvions par suspension graduée par turbulence au contact du sol |
| R'S' | Mise en place des alluvions issus d'une suspension uniforme en mode énergique avec quelques particules apportées par suspension graduée |
| RS | Mise en place des alluvions issues d'une suspension uniforme en mode énergique |

*Figure 3.18 : Diagramme de Passega des formations alluviales des terrasses Ma.1*

Le diagramme de Passega permet d'identifier plusieurs ensembles ayant des caractéristiques granulométriques communes. Il montre, s'il en est encore besoin, que les unités sont bien individualisées.

On peut alors distinguer un premier groupe de points qui se localise dans la zone NO. Toutes les coupes étudiées possèdent une base grossière (A1) dont les échantillons se situent dans cette zone. La succession de lits subhorizontaux ainsi, que la nature des matériaux et leur mode de mise en place par roulement semblent clairement indiquer la mise ne place des sédiments par **des chenaux en tresse**. Le raccord avec les formations de pente de type grèzes litées indique que ces formations datent d'une phase **péniglaciaire**, ici le **Weichsélien**.

L'unité A2 est inscrite aussi dans cet ensemble NO. Toutefois, la taille plus fine des alluvions indique une baisse progressive de la compétence du cours d'eau. Il reste néanmoins puissant. La succession de lits subhorizontaux indique, comme pour l'unité A1, un style fluvial en tresse. La transition entre A1 et A2 est progressive. La base de cette unité n'est pas datée. Cependant, dans les lits plus fins de la partie sommitale de l'unité, plusieurs datations $^{14}C$ situent le dépôt au cours de l'**Atlantique et du Subboréal**. Il est peut-être possible d'interpréter ces bancs sableux comme des colmatages de chenaux secondaires dans la plaine alluviale. On aurait donc déjà la mise en place d'**un style à méandre avec un système d'anastomose de plaine**. Ceci a été observé dans la plaine de Brienne (Gaillard, 1999). Il semble cependant que le Perthois offre des observations moins nettes, peut-être en raison de la nature des matériaux, moins malléables dans le bassin de la Marne que dans celui de l'Aube.

L'unité B est déposée à la suite d'une phase érosive caractérisée par une transition nette avec l'unité précédente. Ces dépôts sablo-limoneux sur 20 à 40 cm d'épaisseur paraissent indiquer une reprise de l'érosion dans le bassin amont de la Marne. Les quelques points dans le diagramme sont situés dans les zones PQ et QR qui indiquent la présence de processus mixte à base de suspension graduée et de roulement. La coupe de Rupt ainsi que des observations ponctuelles indiquent l'absence de cette unité dans la partie de la vallée en amont de Saint-Dizier. En revanche, les coupes levées dans le Perthois indiquent la présence uniforme de cette unité. Ceci indique une zone d'érosion en amont et de stockage de sédiments entre Saint-Dizier et Vitry-le-François. Une période d'hydrodynamisme intense a été enregistrée à la fin du Subboréal dans les vallées adjacentes, telle que l'Aube (Gaillard, 1999) et la Meuse (Lefebvre et *al*., 1993), entre 3800 et 3265 BP. Ce regain d'activité est lié à une dégradation du climat (Lorius, Duplessy, 1977 ; Rossignol-Strick, 1999 ; Jouzel et *al*., 2004) à la **fin du Subboréal**. Il faut aussi signaler que nous sommes dans une période de défrichements intenses. Ils ont été signalés à cette période dans les bassins voisins de l'Aube (Gaillard, 1999), de la Marne aval (Leroyer et *al*., 1997), de la Seine (Krier et *al*., 1993) et de la Meuse (Lefebvre et *al*., 1993). On peut donc penser qu'ils ont eu lieu aussi dans la partie supérieure du bassin de la Marne ; d'autant que l'on constate une recrudescence des sites archéologiques d'âge chalcolithique dans le Perthois (Nallier R., 2004). Cette dégradation ne semble cependant pas remettre en cause le style de rivière à méandres acquit précédemment.

L'unité C voit l'ensemble de ses échantillons se localiser à proximité de la zone R'S' et RS du diagramme de Passega. On est en présence de sédiments mis en place dans des conditions de vitesses d'écoulement lentes. Ceci est caractéristique de dépôts de plaine d'inondation et nous emmène à penser que le cours d'eau est à faible énergie. Il est caractéristique des **rivières à méandres**, telles que nous les connaissons aujourd'hui. Les datations absolues et relatives tendent à montrer que ces conditions hydrodynamiques ont peu changé depuis le **subatlantique**.

L'ensemble des données permettant la reconstitution morphosédimentaire et précisant la succession des styles fluviaux est synthétisé dans le tableau ci-dessous (Tableau 3.2).

| Unité | Faciès | Taille des alluvions | Dérive granulométrique | Style fluvial | Interprétation climatique |
|---|---|---|---|---|---|
| **C2** | Limoneux | + | = | Cours d'eau à faible énergie (méandrage) | Interglaciaire *(subatlantique)* |
| **C1** | Limoneux | + | = | Cours d'eau à faible énergie (méandrage) | Interglaciaire *(subatlantique*) |
| **B** | Sablo-limoneux | ++ | = | Cours d'eau à faible énergie (méandrage) | Interglaciaire (*fin du Subboréal*) |
| **A2** | Graviers et sables | +++ | + | Cours d'eau à haute énergie (tressage) | Transition Cataglaciaire / Interglacaire (du *Tardiglaciaire jusqu'à l'Atlantique et au Subboréal)* |
| **A1** | Galets, graviers et sables | ++++ | + | Cours d'eau à très haute énergie (tressage) | Pléniglaciaire (*Weichsélien*) |

*Tableau 3.2 : Essai de synthèse des modalités de mise en place des alluvions de la nappe Ma.1.*

Nous pouvons maintenant comparer les résultats obtenus sur les sédiments du fond de la vallée de la Marne avec ceux issus de l'étude des formations alluviales des terrasses supérieures.

### 3.2.5. Comparaison avec les autres niveaux d'incision de la Marne

Dans le chapitre 1, nous avons vu qu'il existait des similitudes importantes entre les alluvions composant les niveaux Ma.2 et Ma.3. Les alluvions de fond de vallée que nous venons d'étudier offrent aussi un certain nombre de points de comparaison avec les niveaux supérieurs.

D'une manière générale, la totalité des coupes possède un granoclassement positif dans l'unité A. Les coupes débutent par quelques lits grossiers assez épais (30 à 40 cm) puis, ces lits s'affinent peu à peu pour atteindre une dizaine de centimètres dans la partie sommitale. Ils ont un granoclassement positif. Les éléments grossiers sont majoritaires dans les unités de base des coupes, quel que soit le niveau de terrasse. Les éléments de taille supérieure à 2 mm représentent entre 74,5 et 96 % de ces échantillons issus des unités A (Figure 3.19). Ils sont englobés dans une matrice sableuse. Les courbes granulométriques sont dans leur grande majorité bimodales et offrent des modes identiques. Le premier est compris entre 2 et 3,15 mm et le second entre 0,2 et 0,315 mm.

Dans la partie haute de l'unité A, on trouve des chenaux presque exclusivement sableux à plus de 95 % (coupes de Sapignicourt, Reims-la-Brulée). Les courbes granulométriques de ces chenaux sont monomodales (mode entre 0,2 et 0,315 mm).

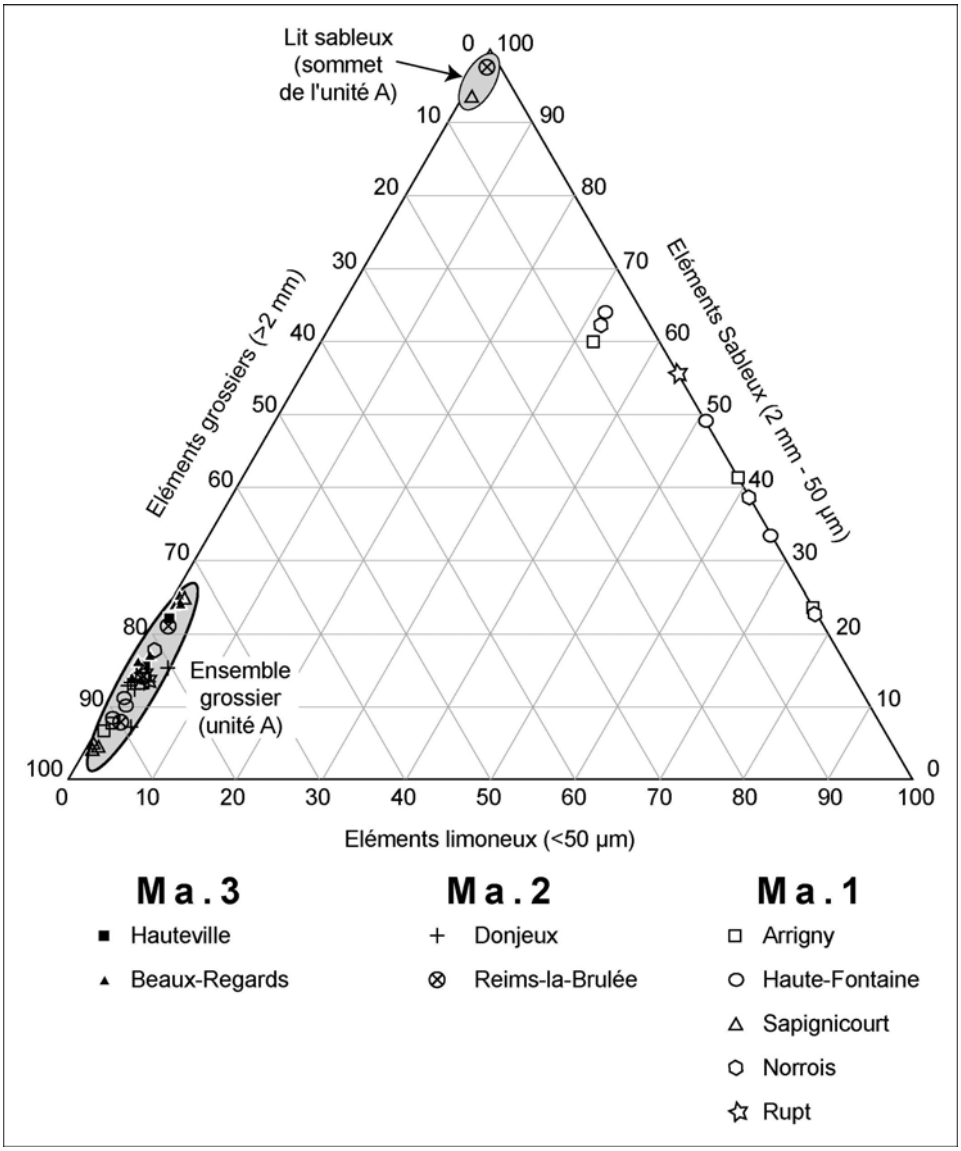



*Figure 3.19 : Synthèse des données granulométriques des formations alluviales des terrasses Ma.1, comparaison avec les niveaux supérieurs (Ma.2 et Ma.3).*

Les autres unités supérieures ont fait l'objet d'altération et d'érosion et n'ont pas pu faire systématiquement l'objet d'analyses. Les séries des coupes Ma.2 et Ma.3 sont souvent incomplètes. On constate cependant que l'aspect visuel des coupes est très proche.

Ainsi, sur la coupe de Reims-la-Brulée (Figure 1.24), on trouve une unité sablo-limoneuse beige recouvrant l'unité de cailloutis (A). Elle est très similaire à l'unité B rencontrée dans les coupes de Ma.1 (Figure 3.14). Pourtant, d'un point de vue granulométrique, les courbes granulométriques de l'unité B de Ma.1 sont bimodales (0,2 mm et >0,05 mm), leur médiane est comprise entre 0,11 et 0,12 mm et le So de Trask indique un mauvais tri (entre 2,6 et 2,74). A l'inverse, l'unité B de Reims-la-Brulée est monomodale (0,2 mm) car la fraction inférieure à 0,05 mm est pratiquement absente. La médiane est plus élevée (0,246 mm) et le So de Trask est meilleur (1,15). Il apparaît alors que ces unités sont identiques, et qu'il y ait eu un lessivage de cette unité avec le départ des particules fines. En tout état de cause, il semble que les conditions de dépôts soient identiques pour l'ensemble des unités de Ma.2 et Ma.1.

Si l'on considère maintenant les principaux indices granulométriques (médiane et So de Trask) des échantillons traités, on peut aussi constater des analogies (Figure 3.20) qui permettent de différentier 4 ensembles.

Le premier ensemble correspond essentiellement aux mesures faites sur les lits à la base des coupes étudiées. Le tri est assez varié (entre 1,39 et 2,56) mais le trait caractéristique est la nature grossière des sédiments (médiane supérieure à 15 mm).

Le second ensemble coïncide avec les sédiments de la partie haute de l'unité A (sous-unités A2 et A3). Les médianes sont plus faibles que dans l'ensemble précédent (de 8 à 13,9) mais s'inscrivent dans une dynamique de baisse de ces indices vers le haut des coupes. De même le tri, compris entre 1,47à 2,98, permet d'individualiser cet ensemble. On peut cependant remarquer qu'au sein de cet ensemble, le tri est légèrement meilleur dans la terrasse Ma.1 (de 1,47 à 2,07, sauf un point à 2,98) que dans Ma.2 et Ma.3 (de 1,73 à 2,64).

Le troisième ensemble correspond essentiellement à l'unité B, sablo-limoneuse beige possédant un indice de tri très bon et une médiane faible.

Le quatrième ensemble ne concerne que les niveaux limono-sableux de Ma.1.

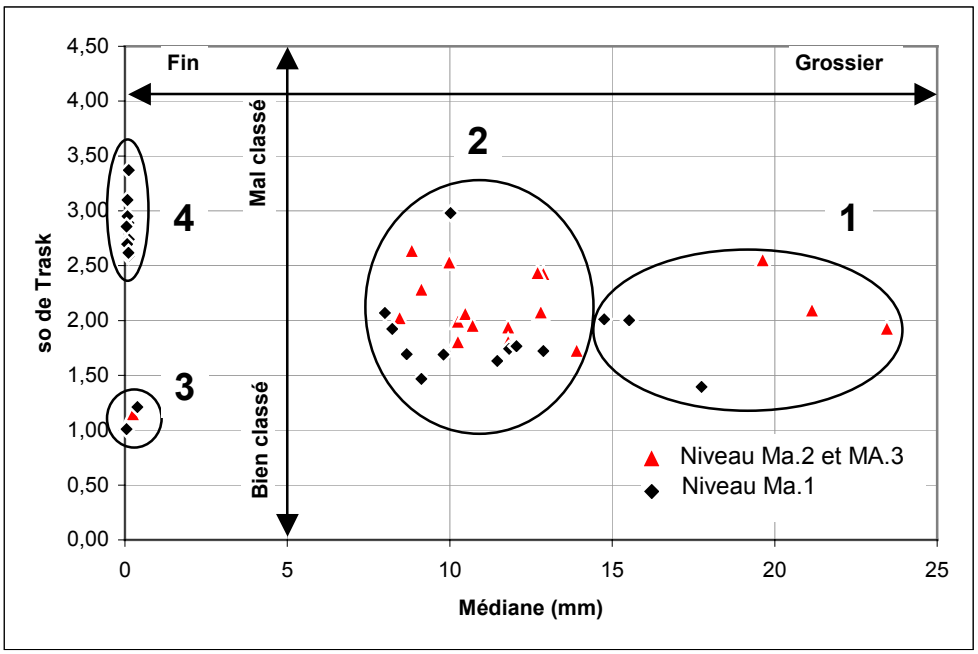



*Figure 3.20 : Comparaison d'indices granulométriques des alluvions des niveaux Ma.2 et Ma.3* avec ceux de Ma.1.

On constate donc que les différents niveaux alluviaux de la Marne supérieure offrent de nombreuses similitudes sédimentologiques, tant du point de vue de la taille des sédiments que de leur nature ou de leur organisation au sein du dépôt. Ces observations nous emmènent donc à penser que les conditions de dépôt de ces alluvions ont été très similaires quelle que soit la période de sédimentation.

## CONCLUSION DU CHAPITRE 3

Dans un premier temps, l'étude de nombreux sondages a permis d'appréhender la géométrie des formations alluviales par la réalisation de transects en travers de la vallée.

Dans un second temps, l'observation de coupes et l'analyse de leurs sédiments ont permis de mettre en évidence les grandes étapes de la mise en place des alluvions de fond de vallée. Les cailloutis grossiers qui constituent la base du remplissage sont attribuables au Pléniglaciaire weichsélien. Au-dessus, les cailloutis plus fins constituent les dépôts de la première moitié de l'Holocène jusqu'au Subboréal. La partie sommitale, sableuses puis limono-sableuses, a été attribuée à la période fini-Subboréal et Subatlantique.

Ces constatations permettent de montrer la métamorphose fluviale de la Marne depuis le Weichsélien. Le style fluvial en tresse, acquis depuis la dernière période froide perdure longtemps jusqu'au Subboréal. La dynamique du cours d'eau diminue alors progressivement jusqu'à basculer vers le méandrage au Subatlantique, peut-être en étant passé rapidement par un système mixte anastomose/méandre durant le Subboréal.

La confrontation de ces résultats avec ceux obtenus en aval du bassin par d'autres auteurs tendent à valider ce modèle.

Enfin, la comparaison avec les données granulométriques réalisées sur les niveaux de terrasses supérieurs (Ma.2 et Ma.3) semblent indiquer que les conditions de sédimentation sont identiques quelle que soit la période de dépôts.

Cette étude permet donc de poser les bases de la suite de ce travail. En effet, le chapitre suivant va concerner la dynamique hydrologique et morpho-sédimentaire du bassin supérieur de la Marne. Pour appréhender ces thématiques, les données que nous venons d'acquérir, sont donc des éléments indispensables.

# CHAPITRE 4 : LA DYNAMIQUE ACTUELLE DE LA MARNE.

**INTRODUCTION** ..... 223

**4.1. L'hydrodynamisme de la Marne au cours de la seconde partie du XX$^{ème}$ siècle.** ..... 224
4.1.1. Le réseau de mesures. 224
4.1.2. Caractéristiques hydrologiques de la Marne. 226
4.1.2.1. Les débits caractéristiques. 226
4.1.2.1.1. Les modules 226
4.1.2.1.2. Les débits mensuels : témoins de la versatilité saisonnière des débits. 229
4.1.2.1.3. Les débits moyens journaliers 234
4.1.2.2. Les étiages. 236
4.1.2.2.1. La date de l'étiage 236
4.1.2.2.2. La sévérité de l'étiage 237
4.1.2.3. Les crues. 240
4.1.2.3.1. Analyse fréquentielle des crues de la Marne. 240
4.1.2.3.2. Régime des crues 241
4.1.2.3.3. Typologie des crues 242
4.1.2.3.4. Evolution des crues d'amont en aval. 244
Conclusion partielle 247

**4.2. L'impact anthropique sur les débits**..... 248
4.2.1. L'influence du canal et des aménagements associés : un impact important sur les débits amont de la Marne. 248
4.2.1.1. Impact des réservoirs de l'amont du bassin-versant de la Marne sur les écoulements 248
4.2.1.2. Impact du canal de la Marne à la Saône sur les débits de la Marne. 250
4.2.2. Le lac du Der : fonctionnement général et impact sur les débits. 253
4.2.2.1. Le fonctionnement général du lac du Der-Chantecoq. 254
4.2.2.2. Impact du lac du Der sur les crues. 254
4.2.2.3. Impact du lac du Der sur les étiages. 257
4.2.3. Les prélèvements d'eau dans la vallée. 258
Conclusion partielle 259

**4.3. La dynamique fluviale de la Marne.** ..... 260
4.3.1. Objectifs et méthode 260
4.3.2. Evolution en plan du lit majeur et mineur de la Marne : collecte et validité des sources cartographiques. 260
4.3.2.1. Les documents concernant la Marne dans le Perthois alluvial. 261
4.3.2.2. Les documents concernant la Marne en amont de Saint-Dizier. 262
4.3.3. Le lit majeur de la Marne 265
4.3.3.1. La sectorisation et description du lit majeur. 265
4.3.3.1.1. En amont de Saint-Dizier (Barrois) 265
4.3.3.1.2. En aval de Saint-Dizier (Perthois) 266
4.3.3.2. L'origine de la sectorisation du lit majeur. 267
4.3.3.3. Evolution des limites du lit majeur au cours de la période historique 268
4.3.4. Evolution en plan du lit mineur depuis le XIX$^{ème}$ siècle. 269
4.3.4.1. Description du lit mineur 269
4.3.4.2. Evolution du lit mineur. 272
4.3.4.2.1. Le lit mineur entre la source et Saint-Dizier 272
4.3.4.2.2. Le lit mineur entre Saint-Dizier et Vitry-le-François 272
4.3.4.3. Impact des aménagements dans le lit majeur et dans le mineur de la Marne 276
4.3.4.3.1. Aménagement du lit majeur et mineur avant le XIX$^{ème}$ siècle 276
4.3.4.3.2. Aménagement et rectification récente du lit majeur et mineur 279
4.3.4.4. L'impact du climat sur la dynamique fluviale de la Marne. 282
4.3.5. Evolution inter-annuelle du lit majeur de la Marne. 284
4.3.5.1. Caractérisation des sites et des campagnes de mesures. 284
4.3.5.1.1. Caractérisation générale des sites d'observation et de mesures. 284
4.3.5.1.2. Caractérisation du site du Barrois : un secteur anthropisé stabilisé. 285
4.3.5.1.3. Caractéristiques des sites du Perthois. 287
4.3.5.2. Ajustement inter-annuel du chenal au cours de la période 2002-2004. 288
4.3.5.3. Détermination de la puissance des tronçons de cours d'eau. 292
Conclusion partielle 295

**4.4. L'érosion actuelle du bassin-versant de la Marne dans les plateaux calcaires.** ..... 296
4.4.1. Le contexte climatique 296
4.4.1.1. Le contexte climatique général du bassin de la Marne 296
4.4.1.2. Le contexte climatique de l'année de mesures 2002-2003 300
4.4.2. L'objectif et le protocole de mesures. 302
4.4.2.1. Les objectifs 302
4.4.2.2. Les types de mesures réalisées. 303
4.4.2.3. Les sites d'expérimentation. 304
4.4.3. Les résultats de la mesure des flux solides et dissous à la station de Mœslains. 304
4.4.3.1. Représentativité des mesures au niveau de la section. 304
4.4.3.2. Les résultats observés. 305
4.4.3.2.1. Les matières en solution 306
4.4.3.2.2. Les matières en suspension (M.E.S.). 314
4.4.3.2.3. Le régime mensuel des matières exportées. 321
4.4.3.2.4. L'impact sur le lac du Der et la dynamique fluviale de la Marne. 321
4.4.4. Représentativité de la mesure à l'échelle de l'Est de la France : comparaison avec d'autres bassins-versants. 323
4.4.4.1. Comparaison avec les petits bassins-versants expérimentaux du Bassin parisien. 323
4.4.4.2. Comparaison avec les mesures dans les grands cours d'eau. 328
4.4.5. L'érosion d'un site particulier : les Côtes Noires. 330
4.4.5.1. Description du site des « Côtes Noires ». 331
4.4.5.2. La mesure de la dégradation spécifique 333
4.4.5.2.1. Les matières en solution 333
4.4.5.2.2. Les matières en suspension 334
4.4.5.2.3. La comparaison MES et matières en solution amont/aval. 334
4.4.5.3. Processus de mise en mouvement des matières solides dans le méandre des Côtes Noires. 336
4.4.5.3.1. Le recul du méandre. 336
4.4.5.3.2. Les processus concourant à cette évolution. 337
Conclusion partielle 340

**CONCLUSION GENERALE DU CHAPITRE** ..... 341

## INTRODUCTION

L'objet du chapitre 4 consiste à présenter la dynamique récente et actuelle de la Marne. Le fonctionnement de ce cours d'eau va être abordé sous plusieurs aspects (hydrologique, dynamique fluviale, mesure de l'érosion), ainsi qu'à différentes échelles de temps, allant de l'échelle multi-séculaire à l'échelle de l'année, voire de l'épisode hydrologique.

Dans un premier temps, nous allons aborder le fonctionnement hydrologique de la Marne. Cette analyse est basée sur l'étude statistique de données recueillies grâce aux équipements hydrométriques de la DIREN Champagne-Ardenne ainsi que ceux de l'I.I.B.R.B.S. (Institut Interdépartemental des Barrages Réservoirs du Bassin de la Seine). Cette étude permet non seulement de dégager les comportements hydrodynamiques du bassin mais aussi de comprendre l'organisation spatiale de la dynamique dans le corridor fluvial.

Cependant, l'influence anthropique sur les débits n'est pas négligeable et doit être prise en compte. L'analyse des données hydrométriques précédemment effectuée montre déjà cet impact non négligeable. Nous procéderons donc ensuite à l'examen des principaux facteurs pesant sur le régime de la Marne.

L'analyse hydrométrique nous amènera naturellement à l'étude de la dynamique fluviale de la Marne. Une étude diachronique du lit majeur et mineur a donc été réalisée, couvrant la période débutant il y a presque deux siècles. Celle-ci doit permettre l'évaluation de l'intensité du fuseau de mobilité du lit mineur. Nous tiendrons également compte de l'influence des différents aménagements humains sur le tracé de la Marne afin d'en apprécier l'impact. Cette variabilité du tracé en plan est visible à l'échelle annuelle. C'est ce que nous montrerons.

Afin de compléter ce tour d'horizon de la dynamique actuelle de la Marne, nous procéderons à l'évaluation des flux solides et dissous sortant de la partie calcaire du bassin-versant de la Marne ainsi qu'à l'étude d'un des « wagons » remarquable du train sédimentaire du cours d'eau à l'entrée du Perthois. Ces mesures de dégradation spécifique devraient permettre, après avoir reconstitué les débits « naturels » de la rivière, d'évaluer le potentiel érosif du cours d'eau et d'identifier les processus qui y participent.

## 4.1. L'hydrodynamisme de la Marne au cours de la seconde partie du XX$^{ème}$ siècle.

L'étude des débits est indispensable car ce sont les écoulements qui contrôlent la dynamique fluviale de la Marne. Ainsi, nous étudierons les débits à différentes stations hydrométriques réparties dans le bassin-versant amont de la Marne afin d'en extraire les principales caractéristiques hydrologiques.

### 4.1.1. Le réseau de mesures.

Le réseau de mesures hydrométriques dans le bassin-versant de la Marne est assez fourni. En amont de Vitry-le-François, il existe dix-huit stations (Annexe 4.1) de mesures actuellement en activité, gérées par les DIREN Champagne-Ardenne et d'Ile-de-France (13) et par l'I.I.B.R.B.S (3). Sept stations sont implantées directement sur la Marne, les autres sont localisées sur les principaux affluents (Blaise, Rognon, Manoise, Traire, Suize). Cependant, malgré ce réseau de mesures conséquent, peu de stations sont véritablement utilisables pour un traitement statistique. En effet, elles possèdent souvent une courte période d'exploitation et/ou des lacunes trop nombreuses pour être comblées. Il faut aussi constater que de nombreuses autres stations ont, au cours de la seconde partie du XX$^{ème}$ siècle, été installées sur des affluents de la Marne (Cousance, Thonnance, Joux…) par le B.R.G.M. afin d'évaluer les ressources en eau du Tithonien, du Kimméridgien et de l'Oxfordien pour répondre aux besoins croissants en eau potable de l'après seconde Guerre Mondiale. Les données hydrométriques de ces stations, rapidement abandonnées, n'ont jamais été dépouillées ni même exploitées suite à la déprise rurale et à la conjoncture économique (choc pétrolier, crise des industries sidérurgique et métallurgique). Elles n'ont pu être utilisées ici. On peut regretter aussi que l'ensemble des nappes d'importances ne soient pas équipées de stations hydrométriques. On ne peut donc pas caractériser chaque aquifère.

Ainsi, sur le lit mineur de la Marne, trois stations seulement sont utilisables statistiquement :

- Marnay-sur-Marne : Cette station, située à mi-chemin entre Langres et Chaumont, contrôle un bassin de 360 km$^2$, soit 11 % du bassin étudié. Cette partie du bassin est inscrite en partie dans les formations argilo-gréso-marneuse du Domérien et du Toarcien. On retrouve ces formations relativement imperméables dans le fond de la vallée. La partie supérieure du relief (plateau de Langres) est constituée par les calcaires du Bajocien. Cette station est en activité depuis 1983. A l'heure où ce texte est écrit, les données postérieures à l'année 2000 ne sont pas accessibles (dépouillement en cours). La période utilisable est comprise entre le 1$^{er}$ janvier 1984 et le 31 décembre 1999. Ces données sont fiables et les débits sont peu influencés selon la DIREN. Nous verrons plus tard que ce n'est pas le cas, en particulier pour les débits d'étiage, en raison de la présence des prélèvements du canal ainsi que de ceux de lacs-réservoirs.

- Saint-Dizier (la Noue) : Cette station possède la période de référence exploitable la plus longue du bassin amont de la Marne puisqu'elle existe depuis 1948 avec très peu de lacunes. Il faut signaler qu'il y a eu à Saint-Dizier une station hydrométrique (la Vallotte) située à 200 m en aval de la Noue. Cependant, cette station, fonctionnelle depuis 1930, localisée dans un secteur où les modifications du profil en travers sont assez nombreuses, ne semble pas offrir des données fiables. De plus, la corrélation avec la station de la Noue n'est pas possible car l'altitude du 0 de l'échelle est sujette à caution. La Noue contrôle 2380 $km^2$, soit 72 % du bassin étudié. Elle est située entre les affleurements calcaires du Tithonien et des formations variées du Crétacé inférieur. Le bassin est donc quasi exclusivement calcaire, sauf la partie amont (voir station de Marnay-sur-Marne). La fiabilité des données semble correcte sauf en ce qui concerne les faibles débits (inférieur à 5 $m^3$) qui sont légèrement sous évalués (Service hydrométrique DIREN, communication orale).Là aussi, cette station ne reflète que partiellement la réalité des écoulements en raison des prélèvements d'eau lié au lac du Der.

- Frignicourt : Cette station est située en amont immédiat de Vitry-le-François, au niveau du pont de la D 396. Fonctionnelle depuis 1974, elle contrôle un bassin de 3290 $km^2$. Elle s'inscrit dans la région du Perthois et surveille le bassin-versant de la Marne en amont de la confluence avec la Saulx. Elle a été installée après la création du lac du Der afin d'avoir des mesures en aval immédiat du canal de restitution. Les débits sont donc ici influencés par des aménagements hydrauliques.

Ces trois stations offrent des données fiables. Les périodes de références concomitantes sont cependant assez courtes. En effet, une partie des stations n'est pas automatisée et fonctionne encore avec des limnigraphes mécaniques dont les limnigrammes n'ont pas été dépouillés. Ainsi, les périodes de références sont de 16 années pour Marnay-sur-Marne (1984-1999), 52 années pour Saint-Dizier (1948-1999) et 25 années pour Frignicourt (1974-1998).

De plus, elles subissent l'influence des prises et des rejets d'eau liés aux différents barrages réservoirs (réservoirs du Liez, de Charmes, de la Mouche et du lac du Der) et de l'activité du canal latéral à la Marne et du canal de la Marne à la Saône. Toutefois, nous avons eu accès, grâce à l'I.I.B.R.B.S., aux données hydrométriques de la station de Saint-Dizier pour les années 2002-2003 ainsi qu'aux débits de prélèvement et de rejet du lac du Der. Ces données seront exploitées dans la partie concernant la mesure de l'érosion actuelle du bassin-versant de la Marne.

Toutefois, avant de procéder à l'analyse des facteurs influençant les débits, nous allons caractériser le comportement hydrodynamique du bassin par l'analyse des données hydrométriques aux droits de ces trois stations.

### 4.1.2. Caractéristiques hydrologiques de la Marne.

L'étude des caractéristiques hydrologiques des stations exploitables de la Marne en amont de Vitry-le-François est indispensable à la compréhension de la dynamique fluviale de la Marne et des flux de matières du bassin-versant :

-elle évalue l'abondance brute et spécifique des écoulements ;

-elle détermine les débits caractéristiques des écoulements ;

-elle montre les variations interannuelles, saisonnières et journalières des écoulements qui conditionnent les contrastes de charges dans le lit mineur ;

-elle permet enfin d'appréhender les puissances brutes et spécifiques qui expriment le style fluvial.

L'analyse des débits sera effectuée d'une manière classique, aux trois stations précédemment définies.

#### 4.1.2.1. Les débits caractéristiques.

L'examen des débits caractéristiques comprend l'étude des modules, des débits mensuels ainsi que des débits moyens journaliers. Dans un premier temps, nous présentons les débits caractéristiques avant d'étudier les débits extrêmes (crues et étiages).

##### 4.1.2.1.1. Les modules

L'analyse des données des trois stations permet d'apprécier l'évolution longitudinale des débits de la Marne. Les modules ne semblent pas affectés de manière trop importante par les barrages et, en particulier, par le lac du Der. En effet, les débits mensuels et journaliers sont fortement modifiés mais l'équilibre annuel du cours d'eau est peu modifié (Sibileau, 2001).

Les modules interannuels (Figure 4.1.a) sont pour Marnay-sur-Marne, Saint-Dizier et Frignicourt, de 3,7 $m^3/s$, 26,9 $m^3/s$ et 41,8 $m^3/s$. L'abondance spécifique (Figure 4.1.b) est respectivement de 10,6 $l/s/km^2$, 11,3 $l/s/km^2$ et 12,69 $l/s/km^2$, soit 334,3 mm, 356,4 mm et 400,2 mm en lame d'eau écoulée. Les coefficients d'immodération sont respectivement de 2,51, 4,71 et 3,06 et les coefficients de variation sont de 25, 36 et 26 %.

Si l'on se reporte à une période de référence commune (1984-1998) afin de comparer les 3 stations entre elles, les modules inter-annuels sont de 3,56 $m^3/s$, 21,35 $m^3/s$ et 39,36 $m^3/s$ (Débits spécifiques 9,89; 8,97 et 11,96 $l/s/km^2$). Les coefficients d'immodération sont de 2,5, de 3,26 et de 2,27 et les coefficients de variations sont de 26, de 34 et de 25 %.

Quelle que soit la période de référence, les indices correspondent à ceux observés classiquement en milieu de plaines et de plateaux pour un cours d'eau appartenant au domaine tempéré océanique de plaine (Pardé, 1947 ; Loup, 1974 ; Pagney, 1988). La lame d'eau écoulée est cependant relativement importante en raison des fortes précipitations du bassin (environ 900 mm/an) alors que l'ETR reste stable dans l'ensemble du Bassin parisien (environ 550 mm/an).

On observe une variabilité plus importante à Saint-Dizier qu'aux deux autres stations. Ce comportement est attribuable au contexte géomorphologique et géologique des bassins-versants surveillés par les stations hydrométriques. A Saint-Dizier, l'ensemble des données est proche de celles obtenues sur la Saulx et l'Ornain (Devos, 1996), même si elles sont un peu moins pondérées. Cette légère divergence s'explique par la structure géologique composite du bassin de la Marne, alors que celles de la Saulx et de l'Ornain sont plus simples avec 1 à 2 aquifères alimentant le système. La station de Marnay-sur-Marne contrôle un bassin-versant essentiellement argilo-marneux donc assez imperméable malgré la présence modeste des grés du Domérien. Les coefficients d'immodération et de variation devraient être plus élevés car la nature du bassin amont de la Marne devrait exprimer un fort ruissellement et les têtes de bassin sont en général plus réactives aux précipitations. Il n'en est rien. Ceci traduit sans doute l'impact anthropique sur les débits. Enfin, pour les débits enregistrés à l'aval, à la station de Frignicourt, le coefficient de variation assez bas est la conséquence de la pondération qu'engendre le rendu différé des eaux des années les plus humides.

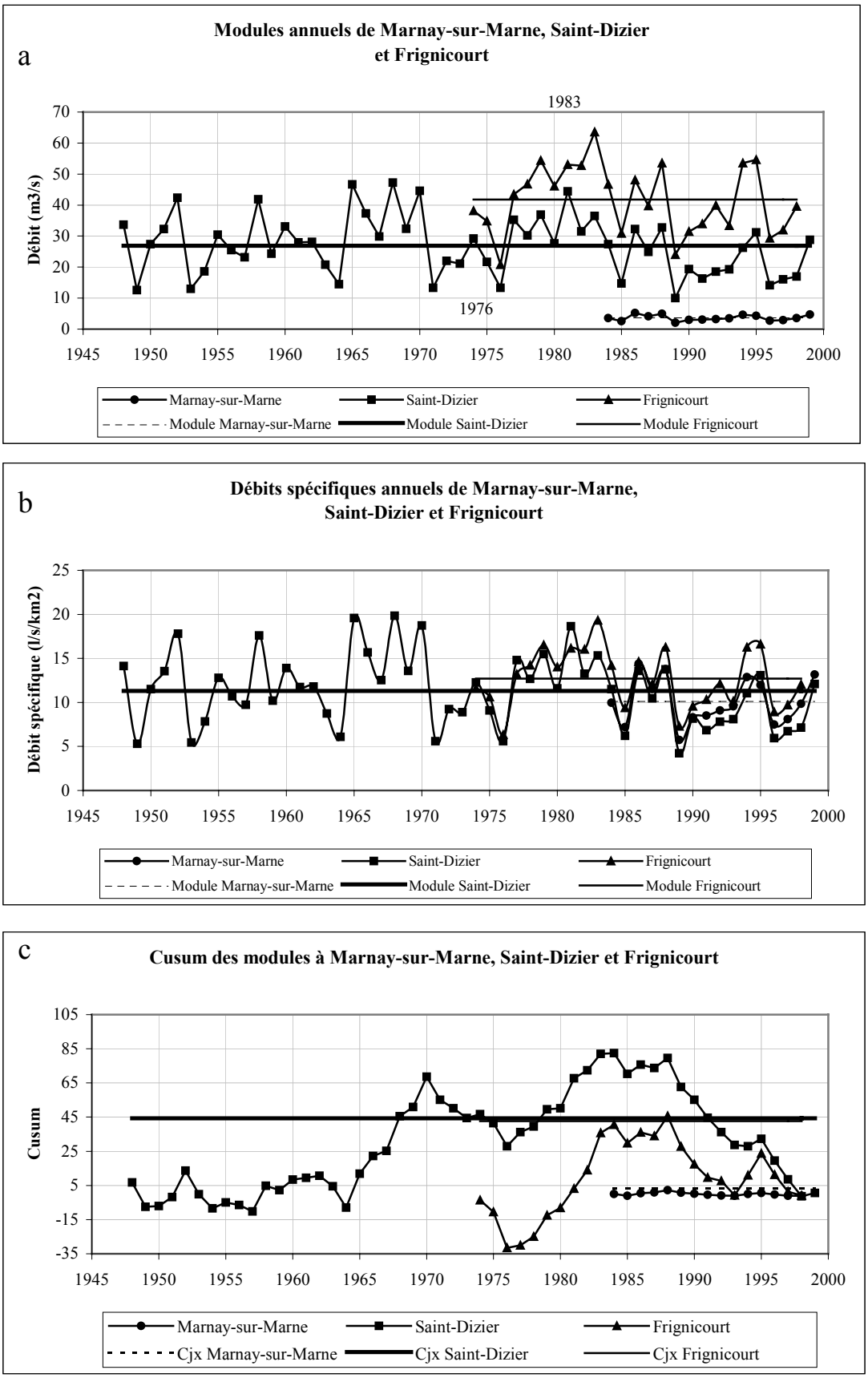



*Figure 4.1 : Variation des modules bruts, spécifiques et du CUSUM des stations hydrométriques de Marnay-sur-Marne, Saint-Dizier et Frignicourt.*

Ces données ne restent cependant que des moyennes. Il convient d'étudier l'évolution des modules. On peut ainsi apprécier les variations inter-annuelles existantes grâce à la méthode du CUSUM. Cette méthode, aussi appelée méthode du double cumul, « met en relation les totaux progressifs d'une série chronologique avec ceux d'une série de base considérée comme homogène » (François et *al*, 1993). Appliqué aux modules annuels des stations de la Marne, ce traitement statistique permet de montrer l'hétérogénéité des chroniques hydrologiques et fait ressortir les séries humides (Courbe ascendante) et sèches (Courbe descendante).

Sur le graphique (Figure 4.1.c), les CUSUM des trois stations ont été représentés. On peut ainsi voir qu'ils évoluent de manière identique, les points d'inflexion des courbes étant les mêmes. Nous allons nous attacher à décrire plus particulièrement la série la plus longue, c'est-à-dire celle de Saint-Dizier. Le double cumul permet de dégager depuis 1948 des séries d'années humides (1965-1970 ; 1977-1984) et des séries d'années sèches (1948-1964 ; 1971-1976 ; 1985-1999). On trouve cependant parfois une année sèche dans une série humide et inversement Parallèlement à cela, on constate que les coefficients d'hydraulicité (rapport du module de chaque année sur le module inter-annuel) sont assez faibles. Ils ne dépassent pas 2. Ils évoluent cependant d'une manière concomitante avec le CUSUM. Pour les deux sous-séries humides, les coefficients d'hydraulicité sont respectivement de 1,47 et 1,25 (maximum de 1,76 en 1968). Pour les trois sous-séries sèches, ils sont de 0,98, de 0,75 et de 0,8 (minimum de 0,37 en 1989).

Nous avons donc, malgré l'anthropisation des débits, montré l'hétérogénéité et la variabilité des modules de la Marne ; la cause principale de cette versatilité est liée au climat. Un temps anticyclonique provoque des années sèches alors qu'un temps perturbé est à l'origine d'années pluvieuses. Afin de préciser ces disparités, nous allons étudier le régime hydrologique de la rivière.

#### 4.1.2.1.2. Les débits mensuels : témoins de la versatilité saisonnière des débits.

D'après l'étude des régimes hydrologiques pour la période 1984-1998, la Marne amont est soumise à un régime simple pluvio-évaporal océanique (Loup, 1974). Les hautes eaux ont lieu « *durant la période froide, le maximum aux mois de janvier, février et parfois mars et les basses eaux en saison chaude, le minimum en août ou septembre* » (Pardé, 1947). C'est ce qu'indiquent les coefficients d'immodération (rapport des débits mensuels extrêmes) respectivement de 6,55, de 5,67 et de 2,48 pour Marnay-sur-Marne, Saint-Dizier et Frignicourt. Ces chiffres, assez faibles, compris entre 4 et 7 pour les deux stations amont, sont caractéristiques des rivières de bassins sédimentaires en climat tempéré (Pardé, 1947). La nature essentiellement calcaire du bassin-versant en amont de Saint-Dizier permet une vidange progressive des principales nappes aquifères en raison de la perméabilité de fissures affectant les calcaires. La dernière station a un coefficient d'immodération très faible (2,27), reflet de l'impact des prises et des rejets du lac du Der. Cependant, pour l'ensemble des stations, nous constatons une pondération des débits assez marquée avec un seul maxima et un seul minima.

Pour Marnay et Saint-Dizier, le débit mensuel maximal apparaît au mois de janvier (7,815 et 39,349 $m^3$/s) alors que le minima est au mois d'août (1,193 et 29, 364 $m^3$/s). La station de Frignicourt doit être traitée à part car l'analyse révèle un indice d'immodération qui traduit l'écrêtage des crues d'hiver mais aussi le soutien d'étiage pendant la période estivale.

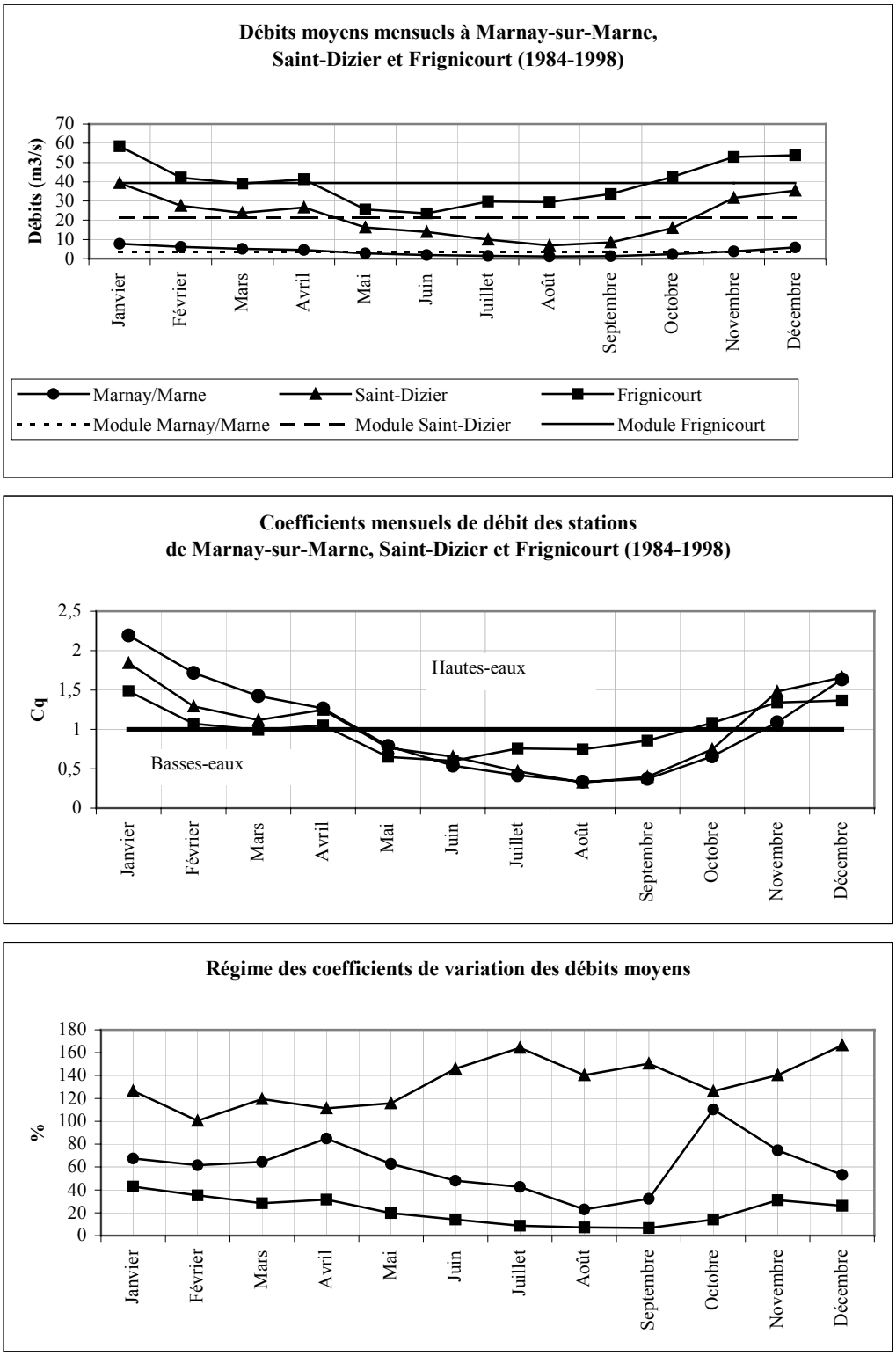



*Figure 4.2 : Régimes hydrologiques de la Marne aux stations de Marnay-sur-Marne, Saint-Dizier et Frignicourt.*

Les fluctuations des coefficients de variation (Figure 4.2) des débits mensuels sont conséquentes. Pour la station de Saint-Dizier, ils sont toujours supérieurs à 100 % et atteignent même 166 % en décembre. La station de Marnay-sur-Marne connaît des variations moindres mais allant du simple (23 % en août) au quintuple (110 % en octobre). Ces fortes variations durant les saisons intermédiaires sont la résultante de la forte versatilité du temps au cours de ces périodes alors que durant l'été et l'hiver on constate une certaine stabilité des paramètres climatiques (Beltrando et *al*, 1995). Enfin, les coefficients de variations à la station de Frignicourt sont exceptionnellement bas (43 % en janvier à 7 % en septembre). Il s'agit en fait toujours de la résultante du travail de redistribution des eaux prélevées durant la période hivernale et rendues durant le printemps et surtout l'été. Toutefois, malgré les modifications apportées aux débits par l'homme, la tendance générale est conservée même si l'on constate à Saint-Dizier des coefficients de variation inversés (forts) durant la période estivale par rapport au autres stations en raison des prélèvements du Der pouvant être effectués au cours de l'étiage.

L'étude des débits mensuels fréquentiels (fréquences $^1/_2$, $^1/_5$ sèche et humide, $^1/_{10}$ sèche et humide) (Figure 4.3) confirme ce que nous avons vu précédemment, à savoir, une pondération forte des débits. Le rapport maximal des débits fréquentiels décennaux secs et humides pour les deux stations amont est de 8, c'est-à-dire pratiquement identique à celui de la Saulx à Mognéville (Devos, 1996). On peut penser que cet indice tend à montrer que la diversité des différents aquifères calcaires composant le bassin-versant amont de la Marne pondère le comportement hydrodynamique du bassin-versant.

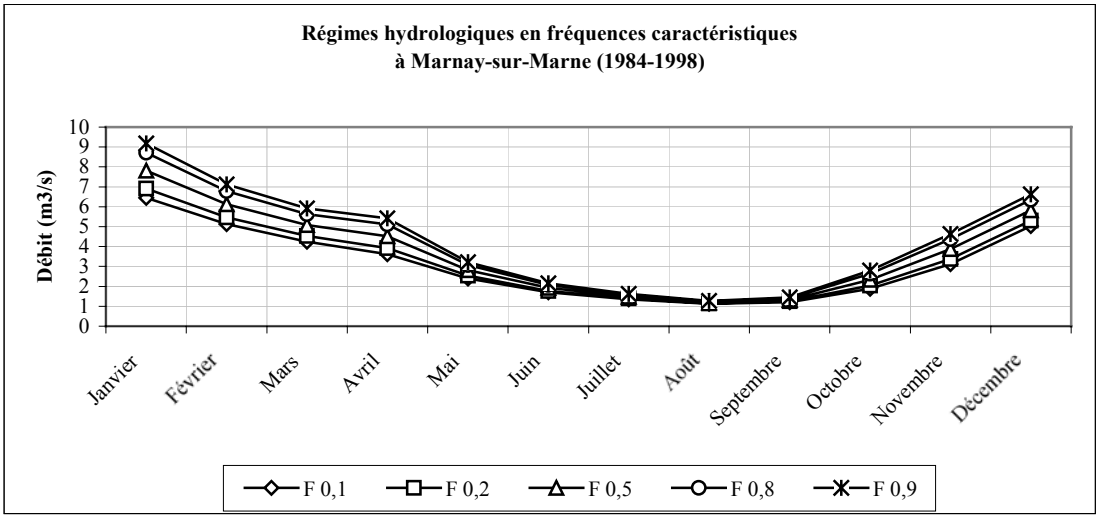
Nous avons, pour finir, réalisé les courbes des débits mensuels classés aux trois stations. Ceci permet de mieux visualiser d'éventuelles ruptures de pente représentatives de conditions d'écoulement contrastées.

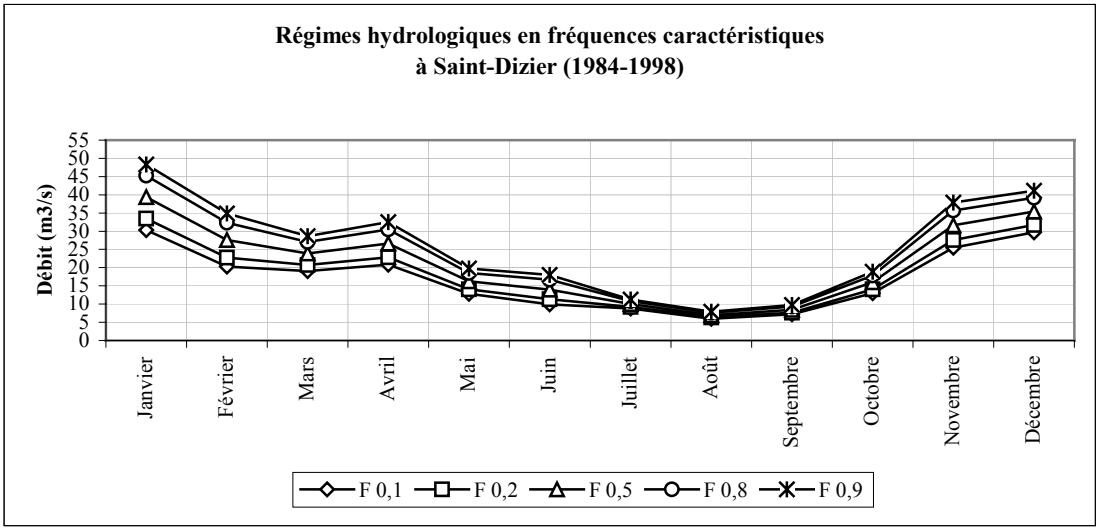
Les trois courbes (Figure 4.4) offrent un aspect sensiblement différent. La courbe des débits moyens classés à la station de Marnay-sur-Marne, la plus en amont du bassin, présente au moins quatre segments de droite, assez peu visibles, traduisant une alimentation complexe du cours d'eau ainsi que l'absence d'un étiage sévère. En effet, ce secteur connaît une triple alimentation liée aux nappes :

-des grès médioliasiques ainsi qu'à celle des calcaires du Bajocien qui coiffent encore par endroits le plateau de Langres.

-au ruissellement qui peuvent se produire grâce aux argiles du Domérien inférieur ainsi qu'aux marnes grises et argiles du Toarcien composant une bonne partie des versants de ce secteur.

-aux importants rejets liés à la présence des différents barrages réservoirs alimentant le canal de la Marne à la Saône.



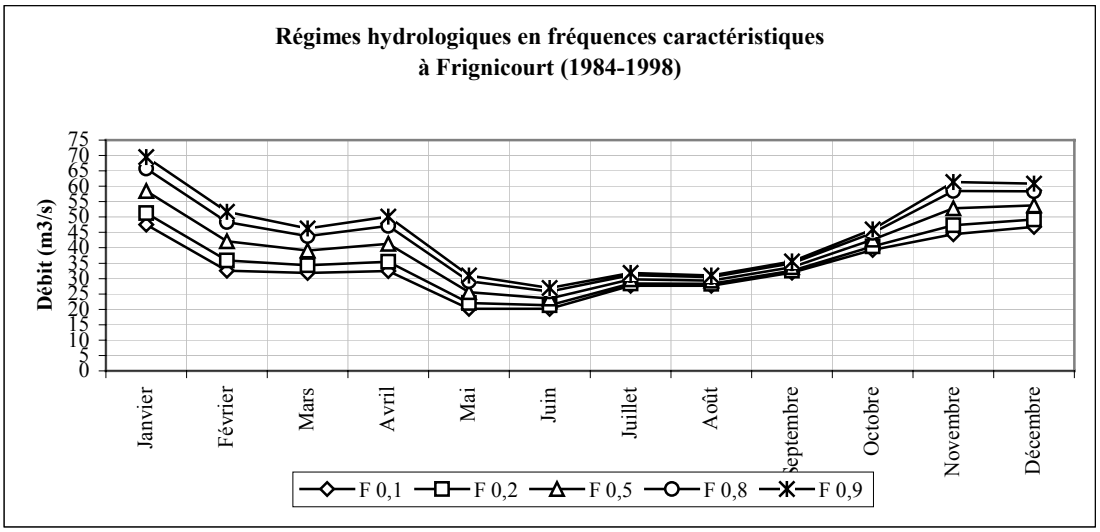




*Figure 4.3 : Régimes hydrologiques de fréquences caractéristiques des stations de Marnay-sur-Marne, Saint-Dizier et Frignicourt pour la période commune 1984-1998.*

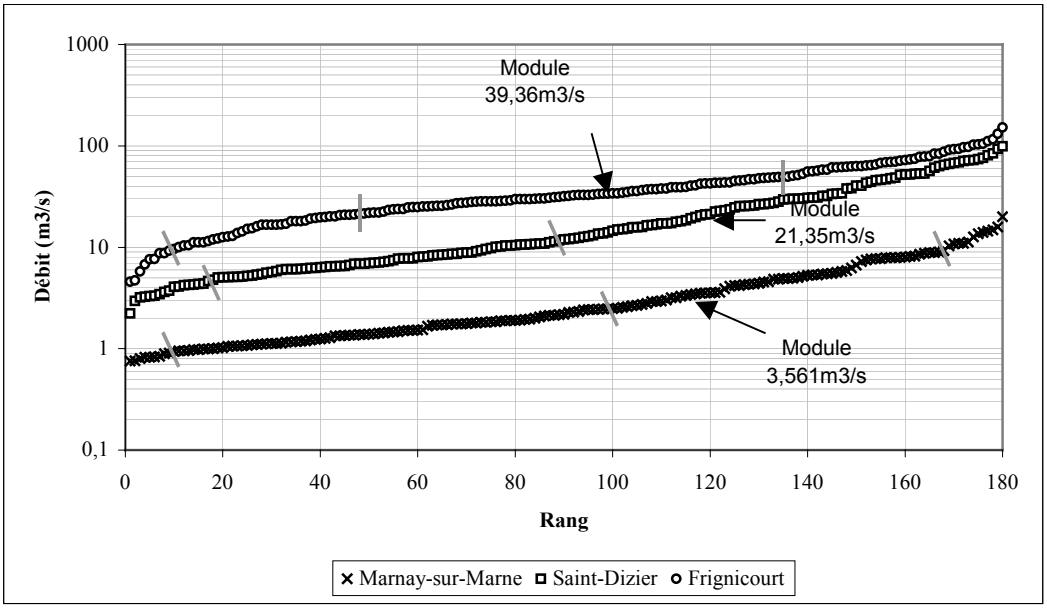



*Figure 4.4 : Débits mensuels classés à Marnay-sur-Marne, Saint-Dizier et Frignicourt*

A la station de Saint-Dizier, beaucoup plus en aval, la courbe montre trois ou quatre segments de droite, exprimant l'alimentation du cours d'eau par les différentes nappes calcaires traversées par la Marne. Il s'agit des nappes des calcaires du Bajocien, de l'Oxfordien, des marno-calcaires du Kimméridgien et surtout des calcaires du Tithonien. Ces derniers mettent en évidence, dans le secteur, des débits spécifiques mensuels d'étiage de fréquence ½ bien supérieurs (4 l/s/km$^2$) aux autres roches du bassin-versant, toujours inférieurs à 2 l/s/km$^2$ (Devos, 1996). L'impact des nappes ainsi que celui des barrages-réservoirs amont ne semble plus visible ici.

Enfin, à la station de Frignicourt, la courbe des débits mensuels classés est plus régulière. Sa pente est aussi moins forte que celle des deux autres stations. Ce constat pointe le fort l'impact du barrage-réservoir du Der qui tend à pondérer le régime du cours d'eau tout au long de l'année.

#### 4.1.2.1.3. Les débits moyens journaliers

La compréhension des débits moyens journaliers classés permet de connaître l'influence des différentes nappes dans la constitution du débit. Mais, l'étude de ces débits offre surtout la possibilité de relativiser les données et de montrer la représentativité des débits caractéristiques et en particulier le module. Ainsi, les courbes des débits moyens journaliers classés aux trois stations montrent que les modules correspondent à une fréquence de 70% à Frignicourt et de plus de 72 et 75 % pour Marnay-sur-Marne et Saint-Dizier (Figure 4.5). Ces fréquences importantes soulignent l'hétérogénéité de l'alimentation du cours d'eau par les nombreuses nappes aquifères.

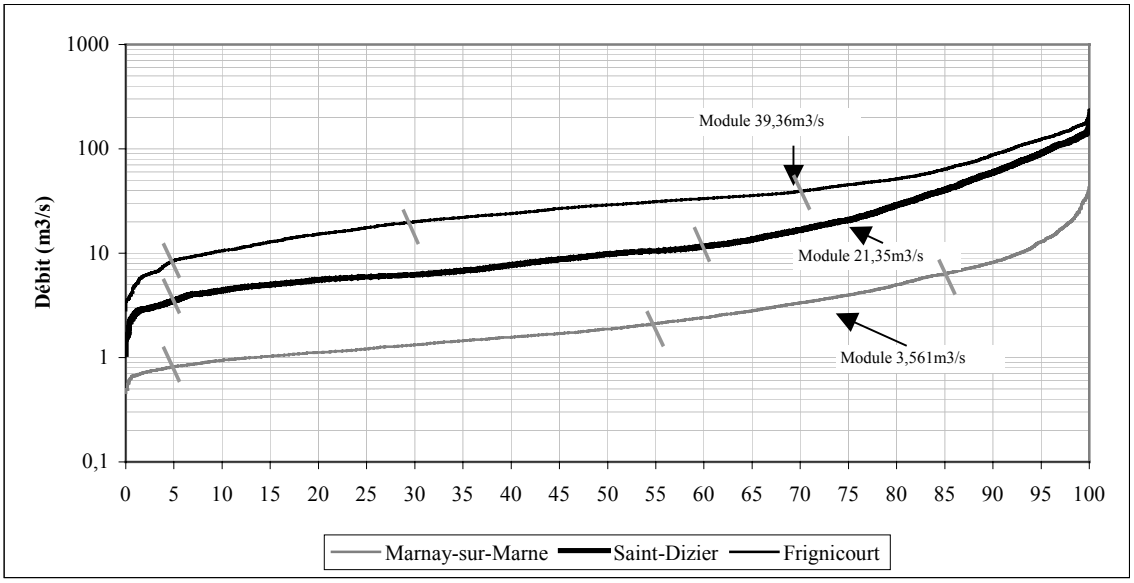



*Figure 4.5 : Débits journaliers classés à Marnay-sur-Marne, Saint-Dizier et Frignicourt (période de référence 1984-1998)*

Nous avons donc procédé à la détermination des débits journaliers caractéristiques à partir de la courbe des débits moyens journaliers. La synthèse de ces données est faite dans le tableau ci-dessous (Tableau 4.1).

| | Marnay-sur-Marne | Saint-Dizier | Frignicourt | |
|---|---|---|---|---|
| Maximum | 44,2 | 190 | 236 | |
| DCM 10 | 17,5 | 112 | 144 | |
| DC1 | 9,26 | 68,7 | 98,9 | |
| DC3 | 4,02 | 21,2 | 45,6 | |
| DC6 | 1,9 | 9,94 | 29,2 | |
| DC9 | 1,24 | 5,98 | 18,1 | Normale selon Guilcher (1979) pour cours d'eau à régime océanique dégradé |
| DC11 | 0,898 | 4,13 | 9,8 | |
| DCE | 0,748 | 3,03 | 6,5 | |
| minimum | 0,46 | 1,07 | 2,9 | |
| DCM 10/DC 6 | 9,2 | 11,3 | 4,9 | 3 à 3,5 |
| DCE / DC 6 | 0,4 | 0,3 | 0,2 | 0,15 à 0,25 |

*Tableau 4.1 : Débits caractéristiques ($m^3$/s) de la Marne amont aux trois stations de Marnay-sur-Marne, Saint-Dizier et Frignicourt.*

Les débits moyens journaliers de ces trois stations dénotent tout de même un certain manque de pondération, visible grâce aux rapports DCM 10 / DC 6 et DCE / DC 6. Ils sont assez élevés par rapport aux indices définis par Guilcher (1979). Ceux-ci sont loin des normes données pour les cours d'eau à régime océanique dégradé mais se rapprochent beaucoup du régime méditerranéen en raison de l'influence du milieu presque exclusivement calcaire du bassin amont de la Marne. Nous sommes alors en contradiction avec les débits moyens mensuels qui étaient plutôt pondérés. Ainsi, les débits moyens journaliers expriment une grande réactivité alors que les

débits moyens mensuels traduisent une grande pondération. Ce désaccord apparent semble exprimer que les crues rapides peuvent être la résultante de précipitations localement exacerbées, mais surtout dans ce type de milieu, à la présence d'une activité karstique prononcée.

#### 4.1.2.2. Les étiages.

L'étiage est la période de l'année où l'alimentation du cours d'eau est assurée quasi exclusivement par l'apport des nappes aquifères.

Bien que les étiages ne soient pas considérés comme des débits morphogènes, capables de modeler le lit mineur du cours d'eau, ils n'en constituent pas moins la situation hydrologique la plus fréquente au cours d'une année. Il paraît donc essentiel de les étudier car leur impact sur le transport des matières en solution et en suspension n'est pas négligeable. En outre, l'analyse des débits extrêmes soulève le problème des contrastes de pression au sein du chenal plein bord qui commandent également la morphodynamique du cours d'eau.

Les débits d'étiages pouvant être fortement perturbés par les activités humaines (pompages, rejets), leur étude est élaborée à partir des débits moyens mensuels d'étiage (QMNA). La période d'observation s'étend de 1984 à 1998 pour les trois stations.

##### 4.1.2.2.1. La date de l'étiage

Pour la période de référence considérée, l'étiage n'est pas concomitant aux trois stations de la Marne (Figure 4.6).

A Marnay-sur-Marne, les QMNA se répartissent de juillet à octobre en atteignant leur maximum aux mois d'août-septembre, ce qui est conforme à de nombreux cours d'eau de la région (Balbrick, 2004 ; Devos, 1996 ; Sibileau, 2002).

Par contre, les QMNA aux stations de Saint-Dizier et de Frignicourt sont clairement perturbés. A Saint-Dizier, le régime est pseudo-naturel puisque la fréquence maximum de QMNA se situe en août (33,3 %), comme pour Marnay. On trouve aussi deux pics en février et en septembre. A Frignicourt, le régime est tout à fait anormal et inversé par rapport aux deux autres stations amont. On les trouve de février à juin et d'octobre à novembre mais sont absents de juillet à septembre. Le pic maximum est localisé en mai (40 % des QMNA) en raison du rôle écrêteur du lac du Der sur les crues de la Marne.

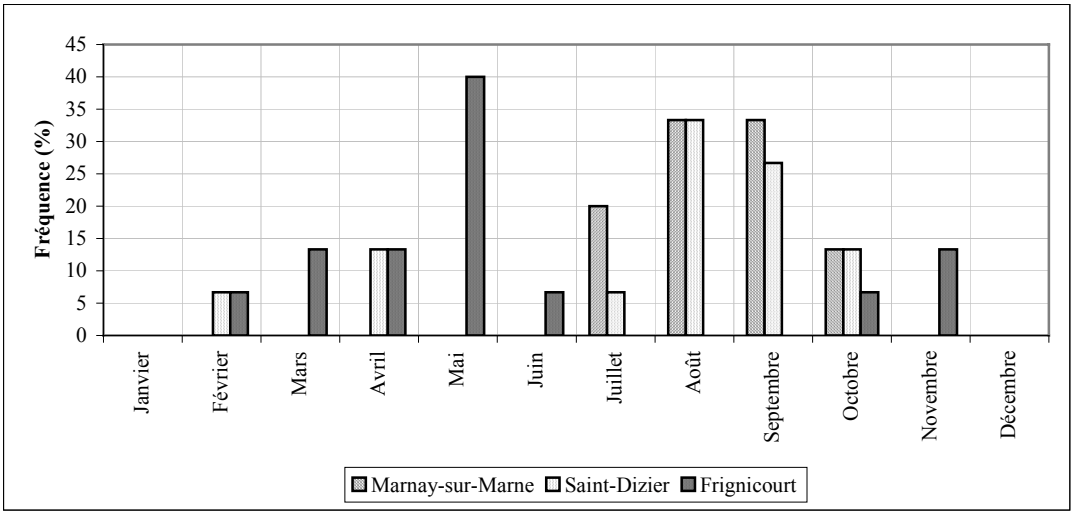



*Figure 4.6 : Fréquences des débits mensuels d'étiages aux trois stations hydrométriques de la Marne (1984-1998)*

L'influence des prélèvements et surtout des rejets du lac du Der apparaissent donc très visibles pour les deux stations aval. Nous allons voir ensuite que le lac du Der joue un rôle aussi important sur le soutien d'étiage à l'aval du bassin d'étude.

### 4.1.2.2.2. La sévérité de l'étiage

Le traitement statistique des QMNA des trois stations de la Marne amont (Tableau 4.2) permet d'apprécier la régularité (Figure 4.7) et la sévérité (Figure 4.8) de l'étiage. Ainsi, des coefficients de variation bas (en particulier pour la station de Marnay : 25,6 %), combinés avec des débits spécifiques mensuels d'étiage de fréquence ½ assez élevés par rapport à ceux que l'on peut trouver dans d'autres bassins comportant les mêmes formations (Devos, 1996), montre que la Marne ne subit pas d'étiages très sévères. Elle est alimentée d'une manière régulière.

| | **Qs ($l/s/km^2$)** | **Ecart-type ($m^3/s$)** | **Mini ($m^3/s$)** | **Maxi ($m^3/s$)** | **Coef de variation (%)** | **$Qf_{0,1}$ ($m^3/s$)** | **$Qf_{0,2}$ ($m^3/s$)** | **$Qf_{0,5}$ ($m^3/s$)** | **$Qf_{0,8}$ ($m^3/s$)** | **$Qf_{0,9}$ ($m^3/s$)** |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **Marnay-sur-Marne** | 3,000 | 0,052 | 0,754 | 1,664 | 25,6 | 1,013 | 1,036 | 1,080 | 1,123 | 1,146 |
| **Saint-Dizier** | 2,246 | 0,500 | 2,225 | 10,861 | 46,3 | 4,707 | 4,927 | 5,347 | 5,767 | 5,984 |
| **Frignicourt** | 4,107 | 1,341 | 4,565 | 24,937 | 46,2 | 11,796 | 12,386 | 13,513 | 14,639 | 15,229 |

*Tableau 4.2 : Caractéristiques des QMNA aux trois stations hydrométriques de la Marne amont pour la période 1984-1998.*

La nature de l'alimentation est cependant plus complexe à évaluer car l'alimentation des différents aquifères du bassin (Bajocien, Oxfordien, Tithonien) se combine avec les nombreux rejets liés aux activités humaines.

A Marnay-sur-Marne, la Marne est alimentée naturellement par la vidange des grés médio-liasiques et la vidange rapide des calcaires karstifiés du Bajocien. Pourtant, dans le bassin du Rognon, affluent de la Marne et drainant les mêmes formations que la Marne

amont, le comportement n'est pas identique (Balbrick, 2004) . Ces formations devraient, comme sur le Rognon, conférer au régime des QMNA une vitesse de tarissement rapide et une forte réactivité aux précipitations. Or, ce n'est pas le cas à Marnay. Les barrages réservoirs de l'amont jouent le rôle de zone tampon.

Ceci est aussi particulièrement observable à Saint-Dizier et surtout à Frignicourt où l'influence du Der se fait sentir. Le remplissage et la vidange du lac ne se faisant pas d'une manière identique tous les ans, les étiages diffèrent fortement. Le rapport des QMNA maxi/mini est alors particulièrement élevé (5,5 à Frignicourt et 4,9 à Saint-Dizier) alors qu'a l'amont (Marnay) le rapport est de seulement de 2,2. Cependant, l'impact du barrage-réservoir n'est pas l'unique responsable des forts rendements de la partie inférieure de la Marne au débouché du Barrois. La position de la station de Saint-Dizier à l'aval pendage du Tithonien, en limite de recouvrement des argiles crétacées du Gault, explique des rendements importants (supérieurs à 2 l/s/km$^2$ dans les calcaires tithoniens) car la nappe des calcaires du Tithonien devient captive. Nous verrons dans le chapitre 5 que la Marne, déprimée par rapport aux autres cours d'eau adjacents, reçoit des eaux de ces cours d'eau. Ces derniers sont donc déficitaires en écoulement.

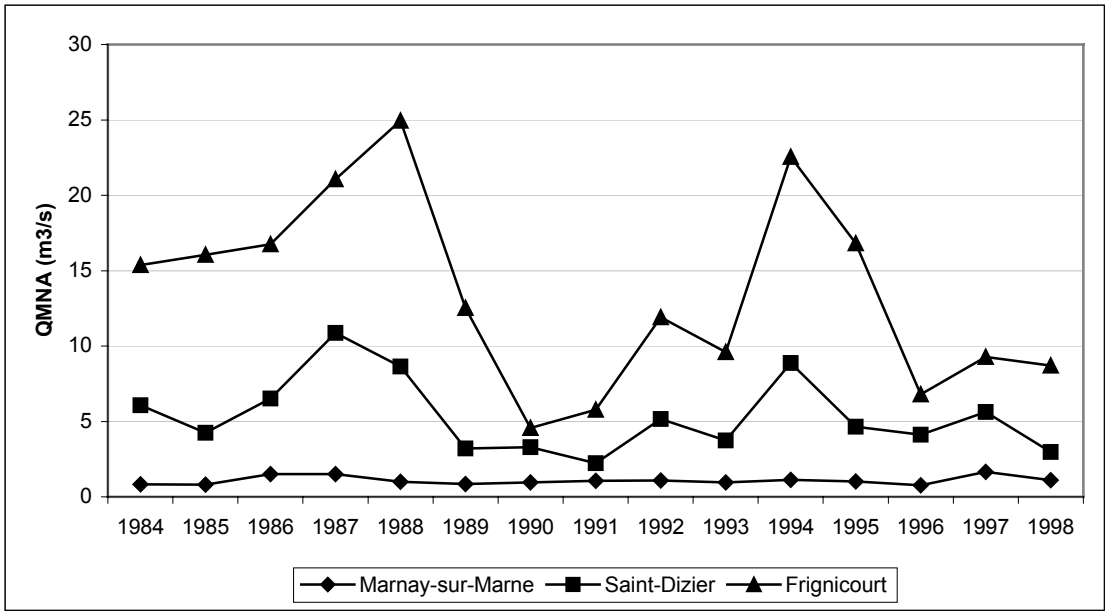



*Figure 4.7 : Evolution interannuelle des QMNA aux trois stations hydrométriques de la Marne amont.*

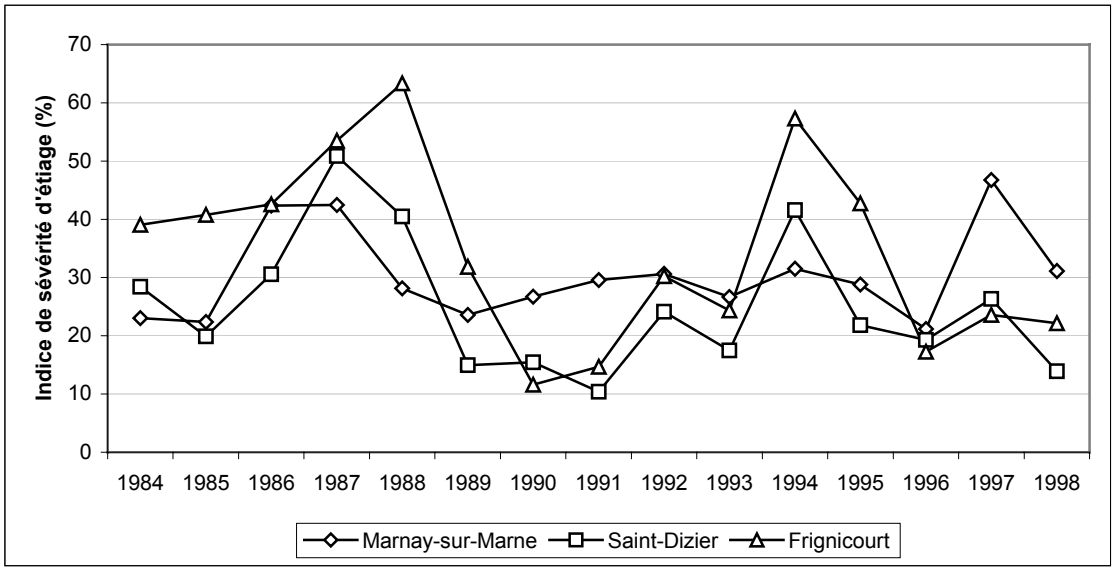



*Figure 4.8 : Evolution interannuelle des indices de sévérité d'étiage (%) aux trois stations hydrométriques de la Marne amont.*

#### 4.1.2.3. Les crues.

Selon Cosandey et *al* (2003), « les crues résultent de l'arrivée rapide de l'eau dans le fleuve ou la rivière, provoquant une montée brutale de son niveau ». Il s'agit d'un épisode hydrologique extrême, « débordant ou non, qui affecte, sans périodicité le plus souvent, l'écoulement » (Loup, 1974). Ces évènements sont donc aléatoires mais jouent un rôle majeur dans le façonnement du fond des vallées (Bravard, Petit, 1997). En effet, on considère que les débits morphogènes sont les débits de crue et en particulier les débits pleins bords car ils permettent, entre autre, l'édification de la plaine alluviale et l'évolution des méandres.

Nous allons donc procéder à l'étude des crues des stations hydrométriques de la Marne en analysant la fréquence et le régime de ces événements. Cette étude permettra d'établir une typologie des crues.

##### 4.1.2.3.1. Analyse fréquentielle des crues de la Marne.

Afin de connaître la récurrence statistique des crues de la Marne aux trois stations de référence, les débits journaliers maximaux ont été ajustés à la loi de Gumbel selon l'équation :

$$F(Q) = e^{-e^{-a(Q-Q0)}}$$

$a = 1/(0.78\sigma)$ $\sigma$ est l'écart-type de la série

$Q0 = Qm - (0.577 \times 1/a)$ Qm est la moyenne de la série

Les données ont été calculées pour la période 1974-1999 pour les stations de Saint-Dizier et de Frignicourt, afin de permettre la comparaison des données. Nous avons reporté les données de Saint-Dizier pour l'ensemble de la période de référence connue (1948-1999). Cela permet alors d'apprécier le rôle écrêteur du Der sur les crues, en particulier pour les fréquences les plus hautes. La station de Marnay a une période de référence plus courte. Nous avons indiqué les récurrences théoriques calculées pour 1983-1999, bien que ces chiffres ne semblent pas avoir de signification car les débits, au-delà de la cote de débordement sont sujet à caution en raison des modifications récentes et non datées de la géométrie du lit majeur qui n'ont pas été prises en compte dans la courbe de tarage de la station.

| Fréquence | 0,33 | 0,5 | 0,66 | 0,8 | 0,9 | 0,95 | 0,98 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Récurrence théorique (année) | 1,5 | 2 | 3 | 5 | 10 | 20 | 50 |
| Marnay-sur-Marne (83-99) | 33 | 34 | 37 | 41 | 45 | 49 | 55 |
| Saint-Dizier (48-99) | 143 | 165 | 206 | 246 | 294 | 340 | 400 |
| Saint-Dizier (74-99) | 133 | 169 | 206 | 214 | 246 | 276 | 320 |
| Frignicourt (74-99) | 156 | 170 | 193 | 220 | 260 | 290 | 340 |

*Tableau 4.3 : Débits de fréquences caractéristiques des crues ($m^3/s$) aux trois stations de Marnay-sur-Marne, de Saint-Dizier et de Frignicourt.*

L'analyse de ces données permet de montrer, pour la période 1974-1999, aux stations de Saint-Dizier et de Frignicourt, que les périodes de retour des évènements de crues sont cohérentes entre elles. Par contre, si on prend en considération les données de Saint-Dizier pour la période longue, on constate une forte diminution de la récurrence des débits entre les stations de Saint-Dizier et de Frignicourt. L'influence du lac du Der est donc ici clairement mise en évidence.

Les débits pleins bords de la Marne sont mal connus, y compris aux stations hydrométriques. A la station de Saint-Dizier, il est communément admis qu'ils sont de 100 $m^3/s$ (Sibileau, 2001, Malavoi, 2001). D'une manière globale (I.S.L., 1999a) (Figure 4.9), ces débits semblent augmenter régulièrement de l'amont (25 $m^3/s$ à Chaumont) vers l'aval jusqu'à la confluence avec le Rognon (70 $m^3/s$). A partir de cette confluence ; le débit plein bord passe rapidement à 100 $m^3/s$. Il stagne ensuite à ce niveau jusqu'aux alentours de Saint-Dizier.

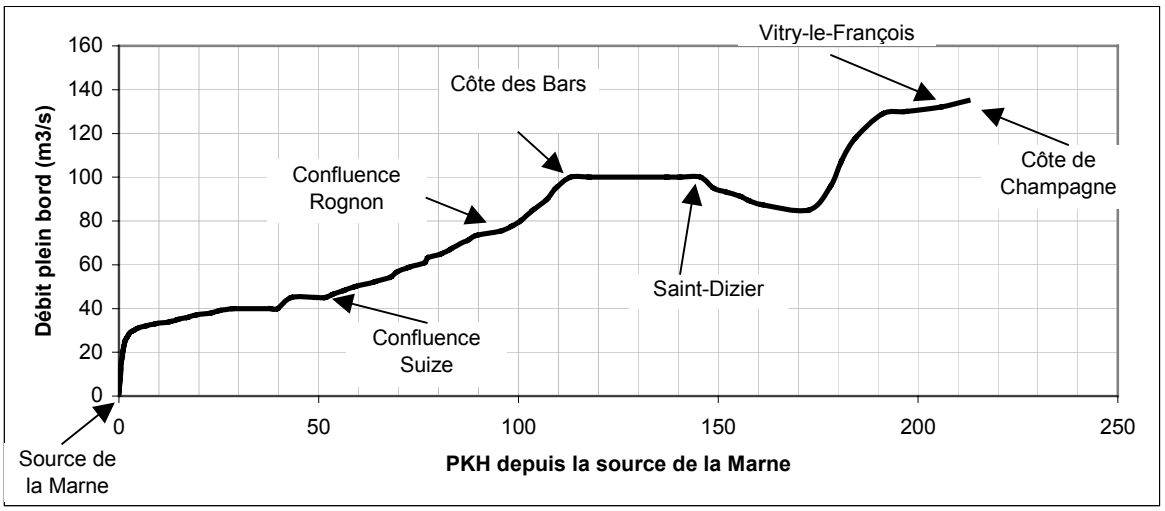



*Figure 4.9 : Profil hydrologique des débits pleins bords de la Marne de sa source à Vitry-le-François (d'après I.S.L., 1999a modifié et complété)*

En aval, dans le Perthois, le débit plein bord reste en moyenne de 100 $m^3/s$. Des profils topographiques en travers de la Marne réalisés entre Saint-Dizier et Frignicourt ont permis, en appliquant la formule de Manning et Strickler, de montrer que ces débits pleins bords sont en effet en moyenne de 100 $m^3/s$ mais qu'ils fluctuent entre 81 et 193 $m^3/s$ (voir paragraphe 4.3.5.3.). De plus, en aval du canal de restitution du Der, le recalibrage du lit mineur amène, en moyenne, le débit plein bord à près de 140-150 $m^3/s$, ce qui a pour conséquence de limiter les crues, lorsque celles-ci ont une récurrence théorique de 1,5 à 2. Cette augmentation du débit plein bord tend à favoriser l'étalement des crues et donc la sédimentation dans la plaine alluviale.

#### 4.1.2.3.2. Régime des crues

Afin d'analyser le régime des crues de la Marne, nous avons étudié la répartition des débits maxima journaliers moyens annuels aux trois stations pour les plus longues périodes de référence puis pour des périodes communes aux trois stations.

| | Période de référence différente | | | Période de référence commune | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1974-1999 | 1948-1999 | 1983-1999 | 1983-1999 | | |
| | Frignicourt | Saint-Dizier | Marnay-sur-Marne | Frignicourt | Saint-Dizier | Marnay-sur-Marne |
| Automne | 31 | 33 | 35 | 35 | 35 | 35 |
| Hiver | 58 | 57 | 53 | 47 | 47 | 53 |
| Printemps | 12 | 9 | 12 | 18 | 18 | 12 |
| Eté | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |

*Tableau 4.4 : Répartition des débits maxima journaliers moyens annuels (%) aux 3 stations de Marnay-sur-Marne, de Saint-Dizier et de Frignicourt.*

Il ressort de cette étude que ces crues, quelle que soit la station, sont majoritairement hivernales (entre 53% à l'amont et 58% à l'aval). Au cours de la saison précédente, à l'automne, les crues représentent 35% des crues à l'amont et 31% à l'aval. Ces crues ne sont pourtant pas puissantes puisque les indices de Myer-Coutagne de l'évènement le plus fort dépasse à peine 10 (crue centennale de janvier 1955 à Saint-Dizier), ce qui classe cette crue comme une crue faible selon Loup (1974). La valeur moyenne du coefficient de Myer à Marnay, Saint-Dizier et Frignicourt sont, pour ces deux saisons, respectivement de 1,75, 3,23 et 2,99. Ces crues sont la résultante, à cette latitude, d'une circulation atmosphérique de secteur Ouest où des trains de perturbations se succèdent aux cours de l'automne et de l'hiver (Pardé, 1947). Ce sont ces crues, en particulier celles d'automne, qui vont avoir un rôle déterminant pour l'action érosive de la Marne.

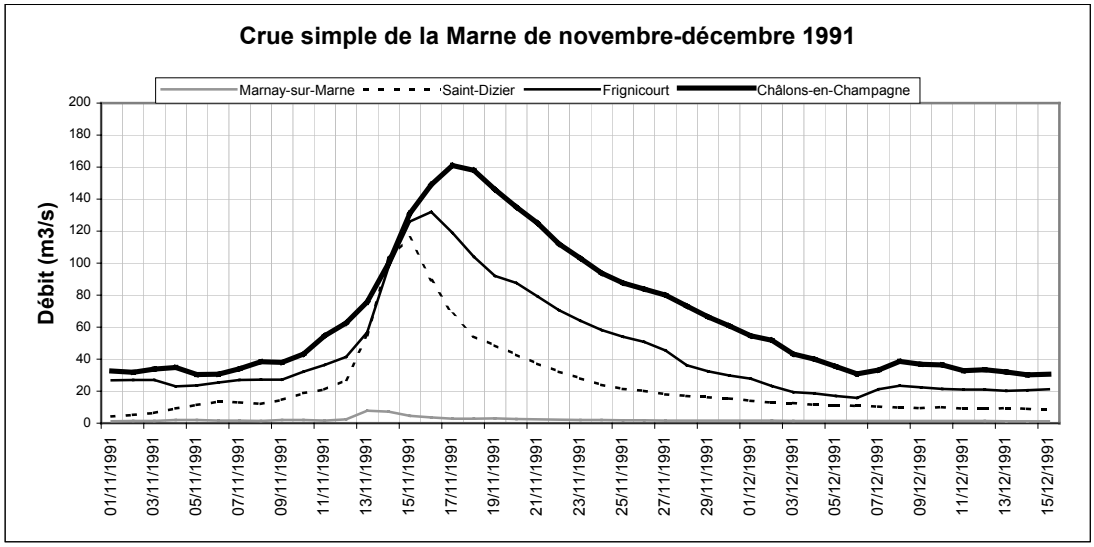
Lors du printemps et surtout de l'été, les crues sont rares voire nulles. Les coefficients de Myer sont légèrement inférieurs (respectivement 1,28, 2,15, 2,48) aux coefficients de la saison froide. Elles correspondent plutôt à des averses localisées sur une partie du bassin-versant.

Ces quelques éléments nous invitent à élaborer une typologie des crues.

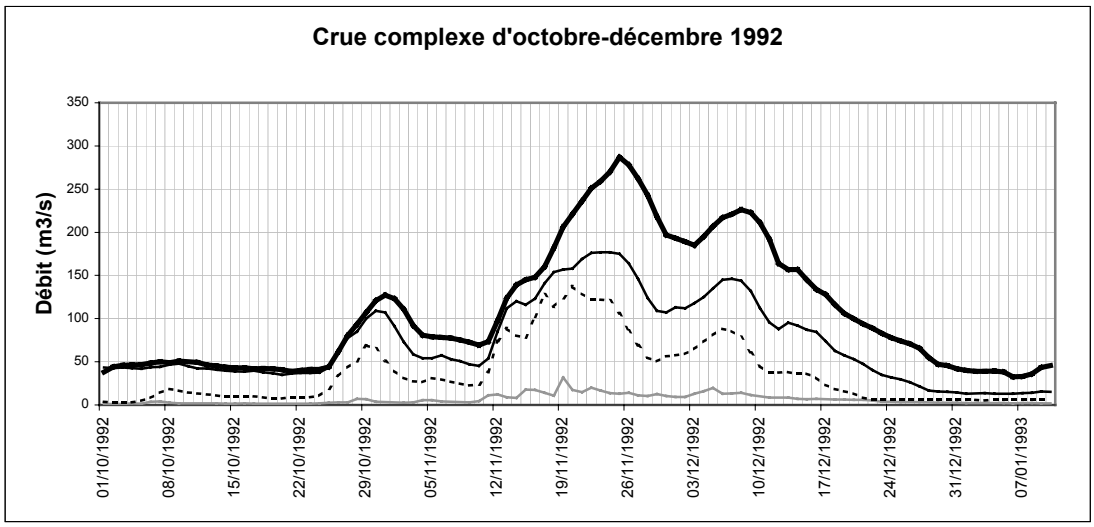
#### 4.1.2.3.3. Typologie des crues

L'étude du régime des crues de la Marne nous a amené à établir une typologie des crues en fonction des hydrogrammes. Deux types de crues sont perceptibles en analysant les hydrogrammes de crue (Figure 4.10).

Les crues simples : Elles possèdent un pic de crue unique. Leur puissance est variable puisque les crues simples estivales ont des coefficients de Myer/Coutagne toujours inférieurs à 1,5 quelle que soit la station étudiée. Par contre les crues fortes, automnales et hivernales, connaissent un coefficient plus fort (jusqu'à 4,3 en novembre 1972 à Saint-Dizier). Ces dernières sont cependant plus rares.
Ces crues sont engendrées par un épisode pluvieux élémentaire circonscrit à un secteur limité du bassin-versant. La durée de ces crues est courte, c'est-à-dire de quelques jours à quelques semaines. On observe en moyenne environ trois semaines entre le début de la montée de la crue et le retour à l'étiage ou à un nouvel événement de crue.




| | Date | Pic de crue ($m^3$/s) | Coef de Myer/Coutagne |
|---|---|---|---|
| Marnay-sur-Marne | 13/11/91 | 7,8 | 0,41 |
| Saint-Dizier | 15/11/91 | 116 | 2,37 |
| Frignicourt | 16/11/91 | 132 | 2,3 |
| Châlons-en-Champagne | 17/11/91 | 161 | 0,03 |




| | Date | Pic de crue 1 ($m^3$/s) | Coef de Myer/Coutagne 1 | Date | Pic de crue 2 ($m^3$/s) | Coef de Myer/Coutagne 2 | Date | Pic de crue 3 ($m^3$/s) | Coef de Myer/Coutagne 3 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Marnay-sur-Marne | 28/10/92 | 6,97 | 0,4 | 19/11/92 | 32 | 1,7 | 05/12/92 | 19,6 | 1,03 |
| Saint-Dizier | 29/10/92 | 68,9 | 1,4 | 20/11/92 | 137 | 2,8 | 06/12/92 | 88,2 | 1,81 |
| Frignicourt | 30/10/92 | 109 | 1,9 | 23/11/92 | 177 | 3,1 | 07/12/92 | 146 | 2,55 |
| Châlons-en-Champagne | 31/10/92 | 127 | 1,6 | 25/11/92 | 287 | 3,6 | 08/12/92 | 226 | 2,85 |

*Figure 4.10 : Typologie des évènements de crue de la Marne : exemples de crues simples et complexes.*

Les crues complexes : Elles se révèlent essentiellement présentes lors de l'automne et de l'hiver. Il s'agit de crues constituées par de multiples pics de crue plus ou moins conséquents (ruissellement) se superposant à un gonflement général de l'hydrogramme (vidange des nappes). Ces crues restent les plus puissantes. Les indices de Myer/Coutagne pour ce type de crue peuvent monter à plus de 10 (crue de janvier 1955 à Saint-Dizier).
Ces crues sont produites par des circulations de masses d'airs provenant de l'Ouest et générant des épisodes pluvieux et durables du mois d'octobre à avril (Pédelaborde, 1957). La durée des crues de ce type est de l'ordre de plusieurs mois. Ces pics de crues, générés par les ruissellements jouent un rôle sur l'apport des M.E.S. (érodabilité plus importante donc augmentation du flux de M.E.S.).

#### 4.1.2.3.4. Evolution des crues d'amont en aval.

L'étude des hydrogrammes de crues de l'ensemble des stations hydrométriques du bassin amont de la Marne, tant sur la Marne elle-même que sur ses affluents, montre que presque 100 % des crues débordantes à Saint-Dizier (100 $m^3/s$) sont générées en même temps sur l'ensemble des drains du bassin amont de la Marne (Figure 4.11). Ces crues débordantes sont en général des crues composites à quelques rares exceptions près (ex : novembre 1963 ; février 1973 ; mars 1974 ; novembre et décembre 1991).

Les débits de pointe de crues permettent de déterminer les vitesses de transit des crues. Le tableau 4.5 exprime le pourcentage du temps de transit des pointes de crue entre les différentes stations hydrométriques de la Marne. Ceci montre que la vitesse de propagation des crues sur la Marne est assez rapide puisque les vitesses de transit entre les stations sont au 2/3 inférieures à 2 jours.

| | Entre Marnay-sur-Marne et Saint-Dizier | Entre Saint-Dizier et Frignicourt | Entre Frignicourt et Châlons-en-Champagne |
|---|---|---|---|
| 0 < x < 1 jour | 6% | 16% | 21% |
| 1 < x < 2 jours | 58% | 53% | 53% |
| 2 < x < 3 jours | 21% | 26% | 16% |
| x > 4 jours | 15% | 5% | 10% |

*Tableau 4.5 : Pourcentage du temps de transit des crues (débit de pointe de crue) de la Marne entre Marnay-sur-Marne (amont du bassin) et Châlons-en-Champagne. (Etude faite sur un échantillon de 50 crues débordantes à Saint-Dizier depuis 1983)*

Entre Marnay-sur-Marne et Saint-Dizier, les pointes de crues ont une vitesse de plus de 2 km/h. Cette vitesse de propagation importante est due à une pente du cours d'eau forte (0,5 %) avec une vallée assez étroite (quelques centaines de mètres). La pointe de crue est donc élevée. Dès que la crue passe dans la région du Perthois, la pente devient plus faible (en moyenne 0,07 %) et la plaine inondable est plus large (parfois 2 km). La vitesse diminue sensiblement, chutant la plupart du temps à moins de 1 km/h. Entre Frignicourt et Châlons, la vitesse de propagation des pointes de crues tend à stagner. Les facteurs de ralentissement des eaux sont nombreux. En premier lieu, on peut imputer ce ralentissement à la diminution de la pente du cours d'eau qui s'accentue encore (0,04 %), mais on observe

aussi un phénomène d'engorgement lié au passage de la percée cataclinale de la cuesta de Champagne combinée à la confluence de la Saulx.

De même, la réalisation de profils hydrologiques de pointe de crue pour quelques épisodes permet de mettre en évidence plusieurs secteurs remarquables. La théorie veut qu'il y ait une augmentation arithmétique des débits de pointe de crue entre les stations en fonction de la surface du bassin-versant (Letouze, 1985). Or, les profils réalisés montrent une augmentation plus marquée des débits de pointe de crue entre Marnay et Saint-Dizier. A l'inverse, entre Saint-Dizier et Frignicourt, les débits de pointe de crue, comme les coefficients de Myer, stagnent voire diminuent (Figure 4.12) en raison des variations morphométriques du lit, mais aussi sans doute en raison de la répartition des précipitations (moins de précipitations dans le Perthois ; voir paragraphe 4.4.1.). En aval, le débit de pointe de crue augmente à nouveau à cause du rétrécissement de la vallée dans sa traversée du revers de la cuesta de Champagne.

Il faut cependant noter que le débit de pointe de crue n'est pas le critère fondamental pour analyser une crue. L'élément majeur est sans doute le volume de crue écoulé qui intègre la puissance de l'épisode. Nous avons cependant privilégié l'étude des débits de pointe de crue car c'est l'événement le plus facilement observable sur les hydrogrammes de la Marne.

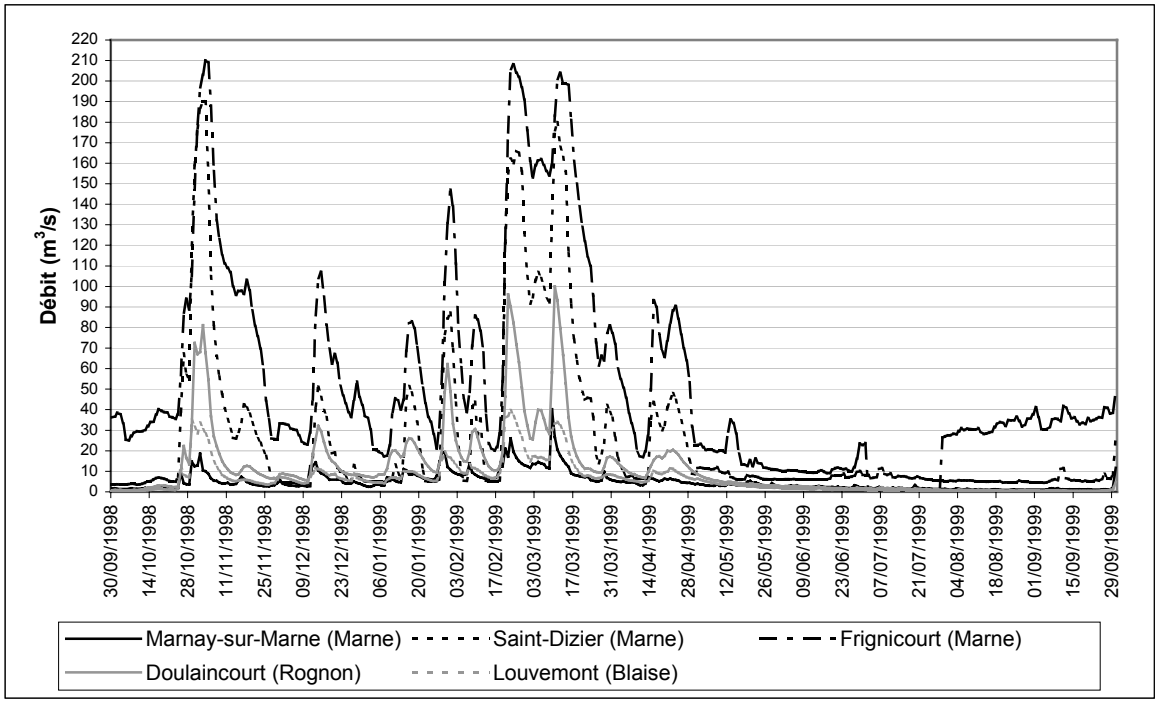
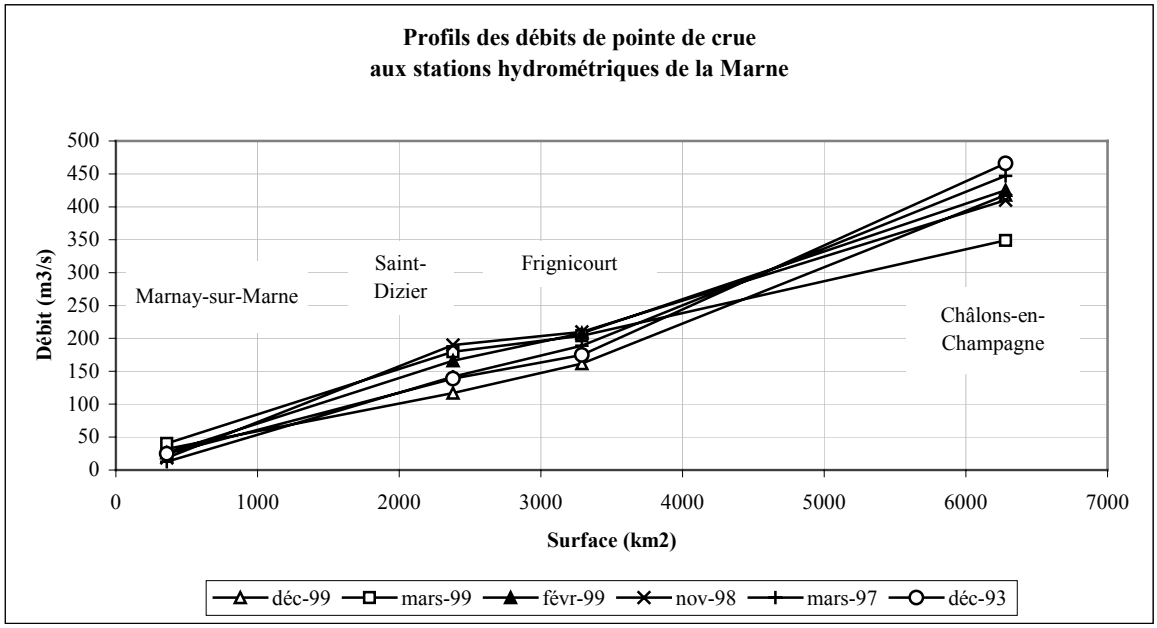



*Figure 4.11 : Les écoulements durant l'année hydrologique 1998-1999 pour cinq stations hydrologiques du bassin-amont de la Marne : concomitance des évènements de crues sur l'ensemble du bassin.*



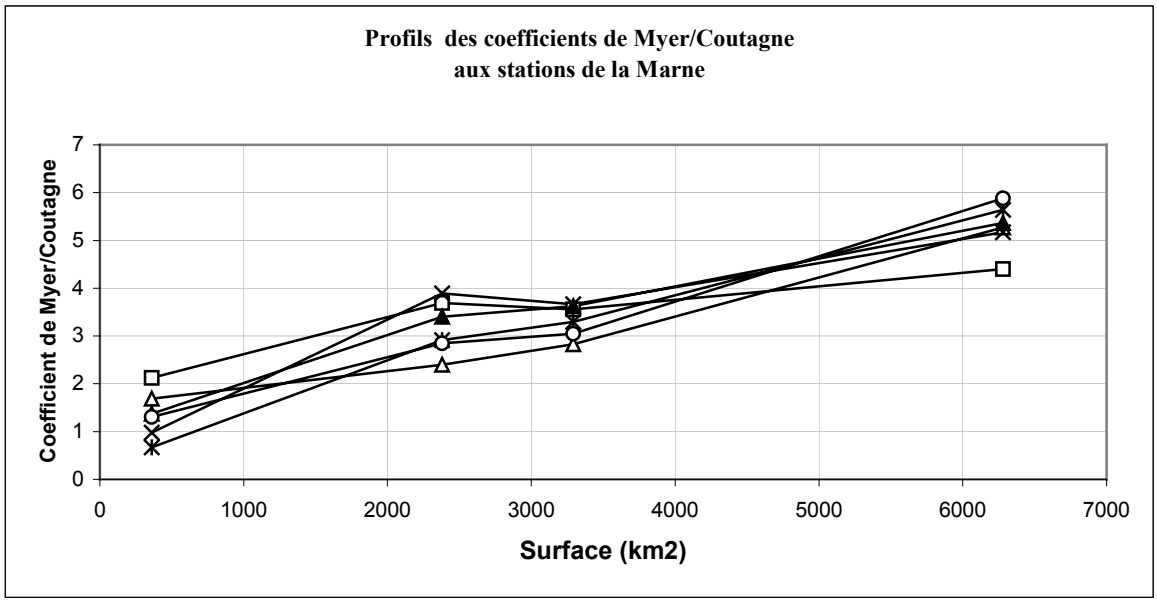




*Figure 4.12 : Profils hydrologiques de pointe de crue et profils de coefficients de Myer/Coutagne pour quelques exemples de crues de la Marne.*

## Conclusion partielle

L'étude hydrologique de la Marne amont permet de mettre en avant le caractère climatique de son régime à ses trois stations de référence puisque les écoulements sont fortement assujettis aux précipitations. On constate cependant le rôle non négligeable du contexte géomorphologique qui tend à pondérer plus ou moins les écoulements selon les secteurs du cours d'eau.

L'étude des débits extrêmes permet aussi de montrer que sur ce type de cours d'eau inscrit en milieu essentiellement carbonaté et soutenu par les précipitations, les étiages sont profonds et souvent de longue durée. Quant aux crues, elles sont soient simples ou composites mais les pointes de crues se propagent rapidement de l'amont vers l'aval, sans doute en raison de la largeur du corridor fluvial en amont de Saint-Dizier qui tend à accélérer les écoulements.

Il serait hasardeux de pousser plus avant l'analyse de ces caractéristiques hydrologiques. Bien que ces données soient représentatives des écoulements réels se produisant dans le bassin-versant, au niveau du drain principal, elles ne sont en aucun cas totalement représentatives des conditions climatiques, géologiques et hydrogéologiques ayant généré ces écoulements car l'influence anthropique sur les débits est forte. Ainsi, comme nous avons pu le remarquer, de nombreux facteurs humains perturbent les débits tout au long de la vallée. Des prélèvements et des rejets, nombreux et parfois conséquents, perturbent la lisibilité des écoulements de la Marne. Ils sont cependant proches des données de cours d'eau comparables, c'est-à-dire, situés dans le même secteur géographique et ayant des caractéristiques sensiblement identiques. C'est le cas de l'Aube (Gaillard, 1999), de la Saulx et de l'Ornain (Devos, 1996). Les comportements des écoulements de la Marne sont néanmoins perturbés par ces aménagements.

L'étude de ces données est donc indispensable afin de mieux comprendre ensuite les phénomènes liés à la dynamique fluviale de la Marne ainsi que la dynamique des flux de matières minérales à la sortie des plateaux calcaires.

## 4.2. L'impact anthropique sur les écoulements.

L'analyse hydrologique des trois stations hydrométriques à l'amont de Vitry-le-François a révélé, quels que soient les débits étudiés, une influence anthropique marquée. Cette partie a pour objet de déterminer quelles sont ces perturbations mais aussi d'essayer d'en évaluer l'impact sur les débits de la Marne.

### 4.2.1. L'influence du canal et des aménagements associés : un impact important sur les débits amont de la Marne.

Débuté en 1862, le creusement du canal de la Marne à la Saône, reliant Vitry-le-François à Heuilley-sur-Saône, a été achevé tardivement en 1907 (Miquel, 1994 ; Pinon, 1995). Il connecte le bassin-versant de la Saône à celui de la Marne en empruntant le bief de partage de Balesmes-sur-Marne, en partie creusé dans les calcaires bajociens du plateau de Langres. Long de 214 km, le canal comporte 71 écluses sur 152 km du coté Marne et 43 écluses sur 62 km coté Saône, permettant de compenser une dénivelée respective de 239 m et 156 m. En raison du manque de documents synthétiques existants sur le fonctionnement de ce canal, un schéma hydraulique a été réalisé à partir de quelques travaux existants (Sandrin, 2000 ; Sibileau, 2001 ; Ferreira, 2004) et d'un inventaire de terrain (Figure 4.13). Il permet de faire le point sur l'alimentation du canal et de comprendre les interactions résultant de sa proximité avec la Marne.

#### 4.2.1.1. Impact des réservoirs de l'amont du bassin-versant de la Marne sur les écoulements

Afin d'alimenter en eau le canal ainsi que le bief de partage, séparant le bassin de la Marne et de la Saône, 2 lacs-réservoirs ont été construits vers 1880 sur la Marne amont. Il s'agit des réservoirs de la Mouche et du Liez. Ils ont été rejoints au début du XX$^{ème}$ siècle par le réservoir de Charmes dans le bassin de la Marne et du réservoir de la Vingeanne dans le bassin de la Saône (non traité ici). Ces réservoirs, de tailles réduites (capacités comprises entre 8 et 16 000 000 m$^3$), ont été créés en amont du bassin de la Marne, sur une mince bande de terrains imperméables composés des argiles et marnes du Lias qui constituent les soubassements du Bassigny. Ils sont construits sur de petits affluents de la Marne. Leur vocation est d'alimenter le canal et de permettre le soutien d'étiage de la Marne.

L'organisation des prélèvements d'eau pour le canal, via les trois réservoirs « Haut-Marnais » est assez complexe.

Le réservoir principal est celui du Liez, naturellement alimenté par trois ruisseaux. Il reçoit aussi des eaux prélevées, en amont, dans la Marne (débit maximum : 4 m$^3$/s) mais aussi des eaux issues du barrage de la Mouche (module : 0,3 m$^3$/s). Le Liez se vidange vers la Marne, cependant, en cas de nécessité (besoin d'eau lors de la période estivale), l'eau coule directement vers le canal latéral à la Marne.

Le réservoir de la Mouche a une alimentation plus simple. Deux ruisseaux apportent la totalité des eaux. Les eaux sont ensuite restituées par son exutoire et par un aqueduc permettant d'alimenter le réservoir du Liez.

Enfin, le réservoir de Charmes, alimenté par un ruisseau, peut être vidangé par le ruisseau du Val-de-Gris vers la Marne mais également par une conduite rejoignant le réservoir du Liez (maximum 0,3 $m^3/s$). Il faut aussi noter que ce réservoir sert d'alimentation en eau potable pour la ville de Langres (module de 25 l/s).

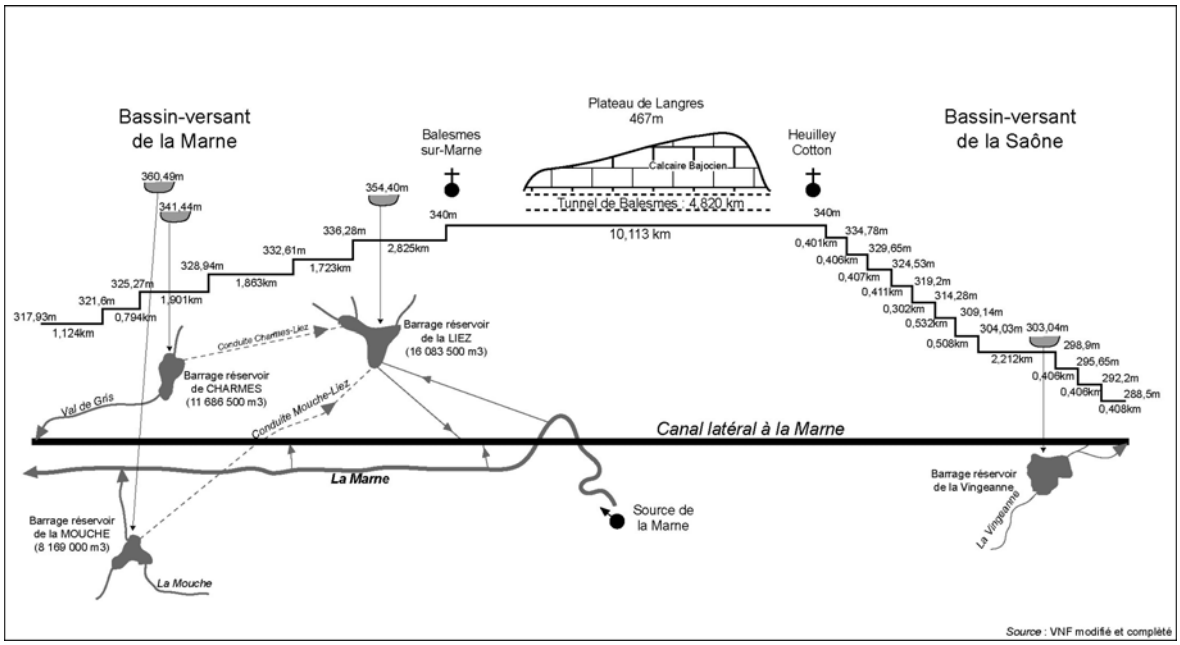



*Figure 4.13 : Alimentation du bief de partage du canal de la Marne à la Saône.*

Les barrages sont remplis dès le début de l'hiver (décembre) jusqu'aux mois de mai/juin. Ensuite, les eaux servent à alimenter le canal ou à soutenir l'étiage de la Marne. Le niveau des réservoirs baisse dès juin jusqu'à la fin de l'automne (Fraisse et Lacaze, 1999a, 1999b et 1999c).

La mise en service de ces barrages-réservoirs provoque un double impact sur les débits de la Marne. En effet, lors de la période hivernale, le remplissage des trois barrages de la Marne amont limite les crues de la Marne. Mais surtout, dès les mois de juin, les lâchés permettent de soutenir l'étiage de la Marne corrélativement à l'alimentation du canal. On peut noter aussi que la Marne, par l'intermédiaire de ces réservoirs, alimente seule le bief de partage du canal de la Marne à la Saône.

Ainsi, le régime de la Marne amont est modifié significativement en basses eaux et principalement durant l'étiage. Toutefois, les données hydrologiques étant très fragmentaires, il n'a pas été possible de procéder à la reconstitution des débits de la Marne dans ce secteur et donc de chiffrer précisément l'impact de ces interactions sur les débits de la Marne.

4.2.1.2. Impact du canal de la Marne à la Saône sur les débits de la Marne.

Nous venons de voir l'impact que peuvent avoir les barrages réservoirs sur les débits de la Marne. Les réservoirs permettent le soutien d'étiage de la Marne amont. Ceci permet alors d'alimenter le canal par le biais des nombreuses prises d'eau. Les relations entre le canal et la Marne sont cependant encore plus subtiles en raison de la proximité entre le canal et la Marne dans toute la traversée des plateaux calcaires, jusqu'à Saint-Dizier. Il s'éloigne un peu de la rivière dans la traversée du Perthois. Le canal restitue alors de l'eau à la Marne en de nombreux points. Ceci a été montré sur les canaux de l'Est de la France dans les vallées de l'Ornain et de la Moselle (CEGUM, 1994 ; Devos, et *al*, 1996).

Ici, il convient d'établir une typologie des pertes / rejets ainsi que de l'alimentation du canal par la Marne grâce à l'établissement d'un schéma hydraulique (Figure 4.14) :

-**rejets directs dans la Marne ou par l'intermédiaire de rigoles :**

-*déversoirs* : Il s'agit d'un système d'évacuation du trop-plein d'eau du canal. Ils sont localisés à proximité des écluses ou de manière aléatoire, le long du canal. Les eaux, issues du canal, sont redirigées vers la Marne directement ou indirectement via des rigoles d'évacuations.

-*déchargeoirs* : Ce système sert à vidanger le canal lors des travaux d'entretien (chômage). Ils servent assez peu souvent, néanmoins, ils font office de déversoirs.

-**pertes directes :**

-*fuite des ponts-canaux* : Il existe, sur le tracé de la Marne amont, 6 ponts-canaux entre le bief de partage Marne/Saône et Saint-Dizier. Les pertes sont importantes en raison de la perméabilité du fond de l'ouvrage. Elles ont pu être estimées, lors d'une mesure ponctuelle (jaugeage à la bassine) à près de 100 l/s le 20 juillet 2003 sur le pont-canal de Mussey-sur-Marne.

-*fuites par les aqueducs* (le cours d'eau passe sous le canal d'une manière libre) : ils sont peu nombreux dans le bassin amont de la Marne. Le principal se localise en amont du bassin sur la conduite reliant le réservoir de la Mouche à celui du Liez.

-*fuites par les siphons* (le cours d'eau passe sous le canal par une canalisation en « U » en eau) : Lorsque le canal s'intercale entre la Marne et leurs affluents, ces derniers rejoignent la Marne par un siphon passant sous le canal.

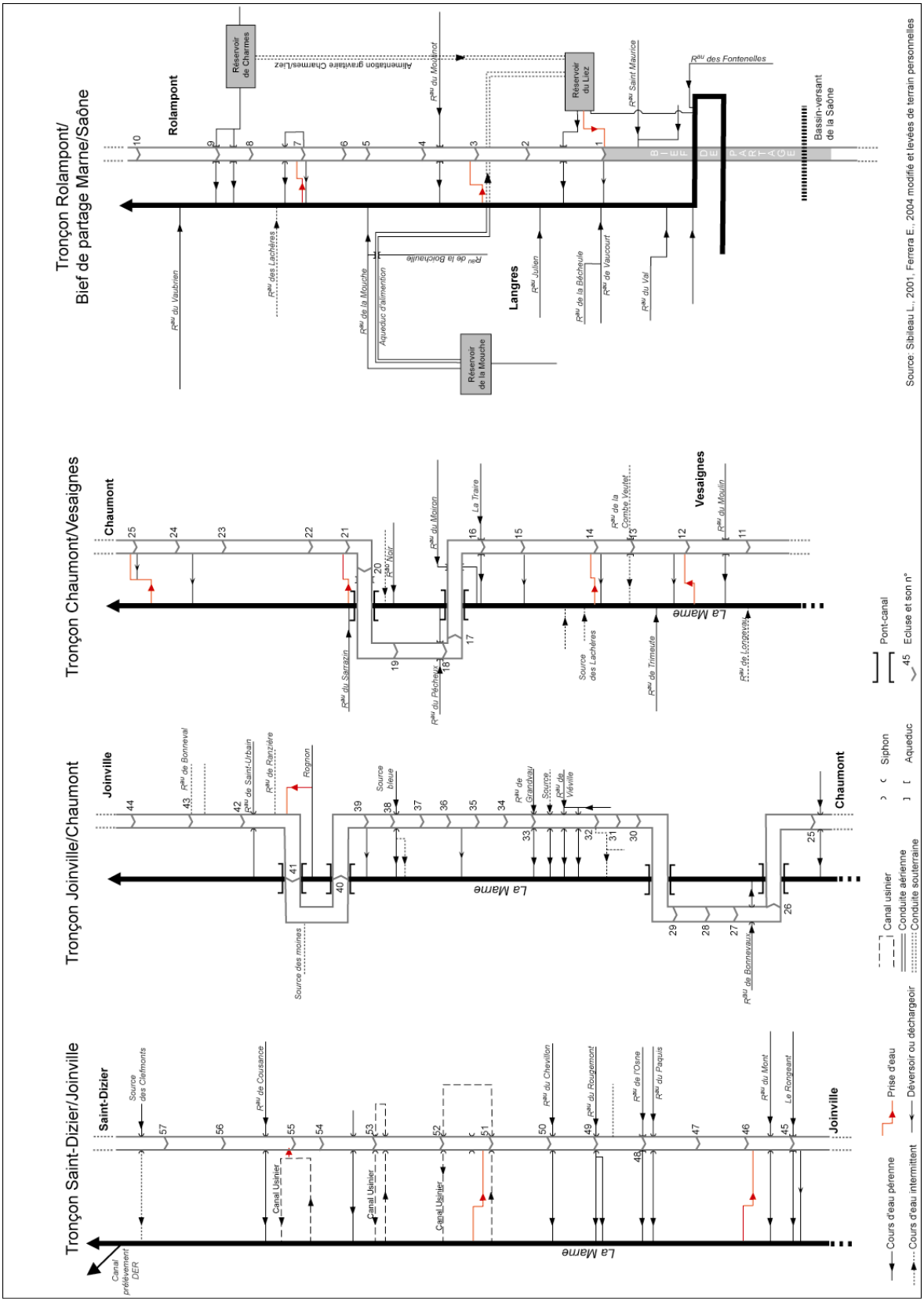



*Figure 4.14 : Schéma hydraulique simplifié du canal latéral de la Marne de Saint-Dizier au bief de partage Marne/Saône et interaction entre le canal et la Marne.*

-**pertes indirectes :**

-*fuites diffuses du canal* : Le canal de la Marne à la Saône repose tout au long de son cours sur les formations du Jurassique et les alluvions calcaires de la Marne. Il existe donc des interactions entre le canal et la nappe alluviale de la Marne. Les pertes diffuses empêchent toute quantification précise de leur débit. Des études ont été effectuées sur les canaux de l'Est de la France afin de quantifier ces pertes.

| Secteur d'étude | Nature du substrat | Perte (l/s/km) | Référence |
|---|---|---|---|
| Canaux de l'est de la France | Divers | 4 à 6 | AESN, 1978 |
| Bassin de la Vesle | Craie du Campanien | 9,8 | Anjou Recherche, 1993 |
| Bassin de l'Ornain | Calcaire du Jurassique | 18 | Devos et *al*, 1994 |
| Bassin de l'Ornain | Calcaire du Jurassique | 15 | Devos, 1996 |
| Bassin de la Vesle | Craie du Campanien | 19,6 | Cordonnier, 2001 et 2002 |

*Tableau 4.6 : Récapitulatif des études sur les pertes des canaux en fonction du substrat.*

Les pertes sont donc une réalité sur les canaux de type Freycinet dans l'Est de la France. Cependant, ces pertes vont du simple au quadruple en fonction de la nature du substrat. Le bassin de la Marne doit donc aussi perdre de l'eau. En utilisant les données calculées sur l'Ornain, proche géologiquement du bassin de la Marne, il semble pertinent d'avancer un chiffre de 2,5 $m^3$/s sur la partie calcaire du canal (jusqu'à Saint-Dizier). L'impact de ces pertes est double. Dans un premier temps, ces eaux partent dans la nappe alluviale et peuvent donc réalimenter la Marne. Dans un second temps, elles impliquent de compenser ces déficits par une suralimentation du canal.

-*perte par évaporation* : Le canal est un plan d'eau soumis à l'évaporation. Au cours des mois chauds, l'AESN (1978) estime ces pertes à 0,2 $m^3$/mètre linéaire de canal pour ce type d'ouvrage. Rapporté à la section du canal coulant sur substrat calcaire, la perte par évaporation se chiffre alors à 363 l/s. En amont de la station de Marnay-sur-Marne, les pertes du canal par évaporation représentent 7 à 9 % des débits d'étiage (Ferreira, 2004).

-**gains du canal au détriment de la Marne** : Afin de pallier aux différentes pertes du canal, V.N.F. (Voie navigable de France) est dans l'obligation de prélever de l'eau dans la Marne afin d'alimenter le canal ainsi que le bief de partage Marne/Saône. Ces prises d'eaux se font directement dans la Marne (9 prises d'eau directes), dans un affluent de la Marne (Rognon) et un prise par l'intermédiaire d'un canal usinier, lui-même alimenté par la Marne.

Il existe donc un grand nombre de points d'interaction entre le canal, les barrages l'alimentant et la Marne entre le bief de partage et Vitry-le-François. Ceci perturbe la lisibilité des débits de la Marne. Il est cependant difficile de reconstituer exactement les

débits de la Marne en raison des nombreuses prises et rejets du canal, sans compter les pertes diffuses.

L'impact sur les débits semble important dans la partie amont où ces derniers peuvent être fortement amputés ou majorés. La Marne, petite rivière (Module de 3,7 $m^3/s$ à Marnay-sur-Marne), peut voir ses débits accrus de plusieurs centaines de litres en raison des lâchés des barrages ou tronqués par une prise d'eau pour le canal. Localement, durant la période estivale, ces prises peuvent conditionner des assecs de la Marne.

Ce constat s'avère néanmoins atténué vers l'aval puisque la part de ces gains et de ces pertes diminuent en raison de l'augmentation des écoulements de la Marne. Cependant, à l'aval, les débits sont fortement influencés par l'impact du barrage réservoir du Der-Chantecoq.

### 4.2.2. Le lac du Der : fonctionnement général et impact sur les débits.

Afin de diminuer l'effet des crues de la Seine et de ses principaux affluents mais aussi de maintenir un niveau d'étiage acceptable pour fournir à Paris de l'eau de bonne qualité pour l'alimentation en eau potable, l'I.I.B.R.B.S. (Institut Interdépartemental des barrages réservoirs du bassin de la Seine) gère quatre grands barrages sur l'Yonne, la Seine, l'Aube et la Marne. C'est en 1974 que le lac du Der-Chantecoq a été mis en service. Il prend le relais du réservoir de Champaubert, construit en 1938 uniquement sur la Blaise. Il constitue alors le plus grand barrage-réservoir d'Europe.

Ce réservoir a un impact fort sur les débits de la Marne. Il faut donc appréhender le fonctionnement de cette entité hydrologique anthropique (Figure 4.15).

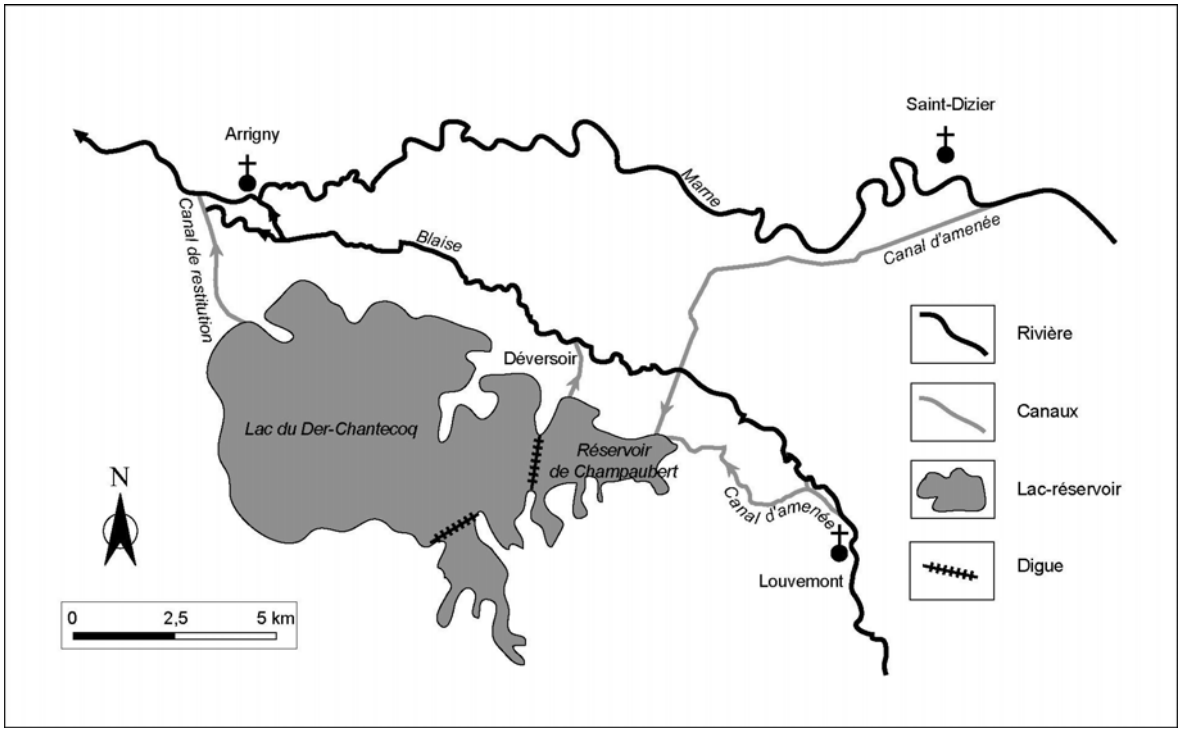



*Figure 4.15 : Schéma fonctionnel d'alimentation du lac du Der par la Blaise et la Marne.*

#### 4.2.2.1. Le fonctionnement général du lac du Der-Chantecoq.

Le lac du Der est situé en Champagne humide (Perthois). Le réservoir a une superficie de 48 $km^2$ avec une capacité de remplissage de 350 millions de $m^3$ pouvant être étendue à 375 millions de $m^3$ en cas de crues exceptionnelles (Ballif, 1970). Le remplissage se fait de novembre à juin. Les eaux sont prélevées sur la Marne à Saint-Dizier, mais aussi sur la Blaise à Louvemont. Les débits maximums prélevés peuvent représenter les 2/3 des débits maximums de pointe de crue, soit respectivement 408 $m^3/s$ et 33 $m^3/s$ (I.I.B.R.B.S., 1994 ; Meybeck et *al*, 1998). La restitution se fait de juillet à octobre par un canal de restitution sur la Blaise (à l'amont de Sainte-Livière) et sur la Marne (à Arrigny). Le débit de restitution dans la Marne est au maximum de 50 $m^3/s$, celui de la Blaise se révèle négligeable (2 $m^3/s$ au maximum).

Trois secteurs hydrographiques se dessinent donc :

-Le premier est situé en amont de Saint-Dizier, où le débit est « pseudo-naturel », même si les débits sont influencés par les barrages amont et le canal de navigation. Les données hydrométriques ont été reconstituées à partir des données de la station hydrométrique de Saint-Dizier auxquelles ont été ajoutées une mesure ponctuelle journalière du débit par un débitmètre (Mesures I.I.B.R.B.S.) dans les canaux d'amenée du lac du Der. On supposera que le débit prélevé est constant tout au long de la journée.

-Le second est localisé entre Saint-Dizier et Arrigny ; là où les débits de la Marne sont amputés puisque l' I.I.B.R.B.S. puise de l'eau de la fin de l'automne jusqu'à la fin du printemps, en particulier lors des fortes crues. C'est le débit enregistré par la station hydrométrique de Saint-Dizier (Voir 4.1.2.).

-Le troisième apparaît à partir d'Arrigny. Les crues ont été écrêtées mais l'étiage est, lui aussi, totalement artificiel suite aux lâchers du lac du Der dans la Marne. Notons que les débits de la Blaise, affluent de la Marne sont, eux aussi, totalement modifiés.

#### 4.2.2.2. Impact du lac du Der sur les crues.

Comme nous l'avons dit auparavant, le rôle premier du Der consiste à écrêter les crues. Ceci implique donc une modification singulière du régime de la Marne. L'analyse des débits supérieurs aux débits « morphogènes » à Saint-Dizier (85 - 100 $m^3/s$), représentatifs des écoulements du secteur Saint-Dizier/Arrigny, a été effectuée afin de montrer l'impact des prélèvements du lac du Der.

Les débits morphogènes, c'est-à-dire les débits à pleins bords, constituent les débits qui permettent les modifications géomorphologiques optimum du lit mineur (Bravard et Petit, 1997). Au-delà de ces débits, il intervient des phénomènes de sédimentation dans la plaine alluviale.

La figure 4.16 permet de montrer que les débits supérieurs à 100 $m^3/s$ sont présents pratiquement chaque année. Le nombre moyen de jours/an ayant des débits supérieurs à 100 $m^3/s$, est plus nombreux après la mise en service du réservoir (15 jours de 1948-1974 ; 21 jours de 1975-2001), malgré la réduction de l'amplitude des débits liée aux prélèvements du Der. Dans cette portion de vallée, le Der n'a donc pas d'influence notable sur ces débits. La versatilité climatique et des périodes plus humides depuis le milieu des

années 1970 sont à l'origine de cette augmentation du nombre de jours moyens de débits supérieurs à 100 $m^3/s$.

Ainsi, le rapprochement de ces données avec le CUSUM (Figure 4.1c) de la station de Saint-Dizier met clairement en évidence l'influence des périodes sèches et humides sur le dépassement du débit plein bord. En effet, on constate que les périodes sèches définies auparavant (1948-64 ; 1971-76 et 1985-2001) correspondent à un plus faible nombre de jours de crues débordantes. A l'inverse, les périodes plus humides (1965-70 ; 1977-84) coïncident avec des débordements plus fréquents. Ceci souligne l'origine pluviale des ondes de crues rencontrées dans ce bassin-versant de la Marne en amont de Vitry-le-François.

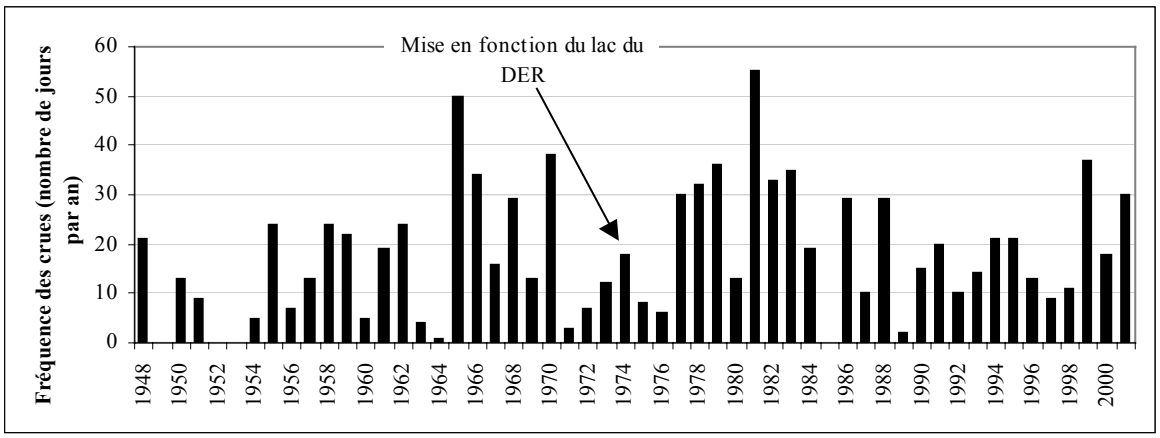



*Figure 4.16 : Fréquence des crues morphogènes (supérieures à 100 m3) à la station de Saint-Dizier de 1948 à 2001.*

L'analyse de la récurrence des crues décennales (Figure 4.17) montre une réduction conséquente de ces dernières depuis la création du lac du Der. De 1948 à 1974, le nombre de jours ayant connu des débits de crue au moins décennaux était de 4,4 jours/an, alors que durant la période suivante (1975-2001), cette moyenne tombe à 1,4 jours/an. Le graphique ci-dessous montre clairement cette réduction après la mise en service du Der. L'influence des périodes sèches et humides se fait d'autant plus fortement sentir. On peut le voir en particulier au cours de la période sèche 1984-2001 pendant laquelle on n'a pas observé de crues supérieures ou égales à la fréquence décennale.

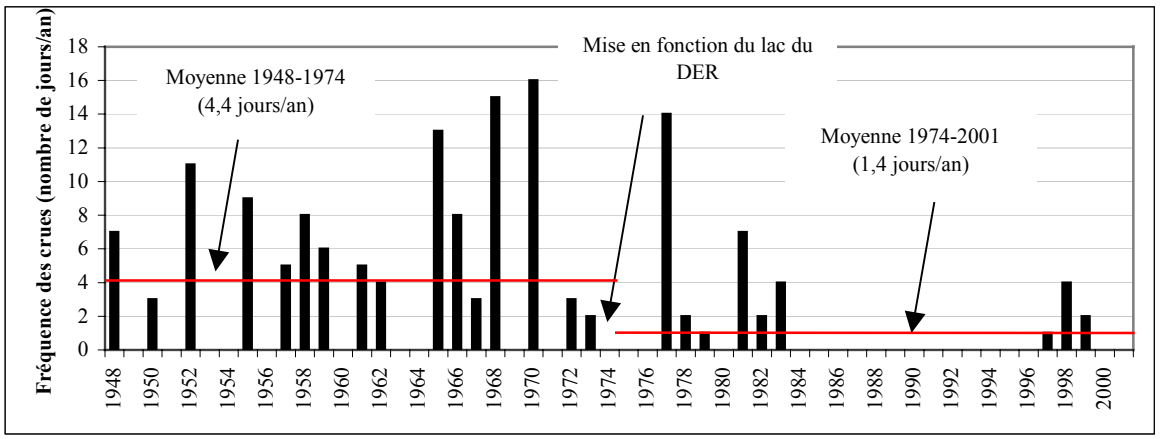



*Figure 4.17 : Fréquence des crues ayant une période de retour au moins décennale à la station de Saint-Dizier pour la période 1948-2001.*

L'analyse des données hydrométriques a permis de reconstituer les débits et de montrer leur rôle morphogène dans le Perthois depuis 1974 (Figure 4.18).

L'étude des débits supérieurs à 100 $m^3/s$ permet de mettre en évidence les secteurs du Perthois, particulièrement affectés par les modifications anthropiques des débits liés au lac du Der.

Entre 100 et 150 $m^3/s$, la Marne conserve un pseudo régime naturel puisque nous assistons à une augmentation relativement régulière du nombre de jours des débits morphogènes de cette classe vers l'aval. Il faut cependant signaler qu'il n'y a pas forcément concomitance de dépassement d'amont en aval puisqu'un débit peut dépasser les 100 $m^3/s$ à l'amont de Saint-Dizier alors que l'onde de crue correspondante peut, par le jeu des prélèvements, être inférieure dans le Perthois.

Entre 150 et 200 $m^3/s$, le tronçon Saint-Dizier/Arrigny connaît une réduction du nombre de jour de près de - 300 % par rapport à l'amont de Saint-Dizier. A l'inverse, après le canal de restitution du lac du Der, le nombre de jour augmente de nouveau, de + 240 % par rapport au tronçon précédent.

Entre 200 et 250 $m^3/s$, les prélèvements sont encore plus forts puisque nous constatons une réduction de 560 % grâce à la prise du Der alors que les rejets dans cette gamme de débit sont peu nombreux (25 rejets durant la période d'étude 1974-2000).

Enfin, au-delà de 250 $m^3/s$, l'écrêtage des crues est quasi total. La majorité des crues est écrêtée, ce qui a pour conséquence de diminuer le potentiel morphogénique du cours d'eau comme cela a été observé sur l'Aube (Gaillard, 1999).

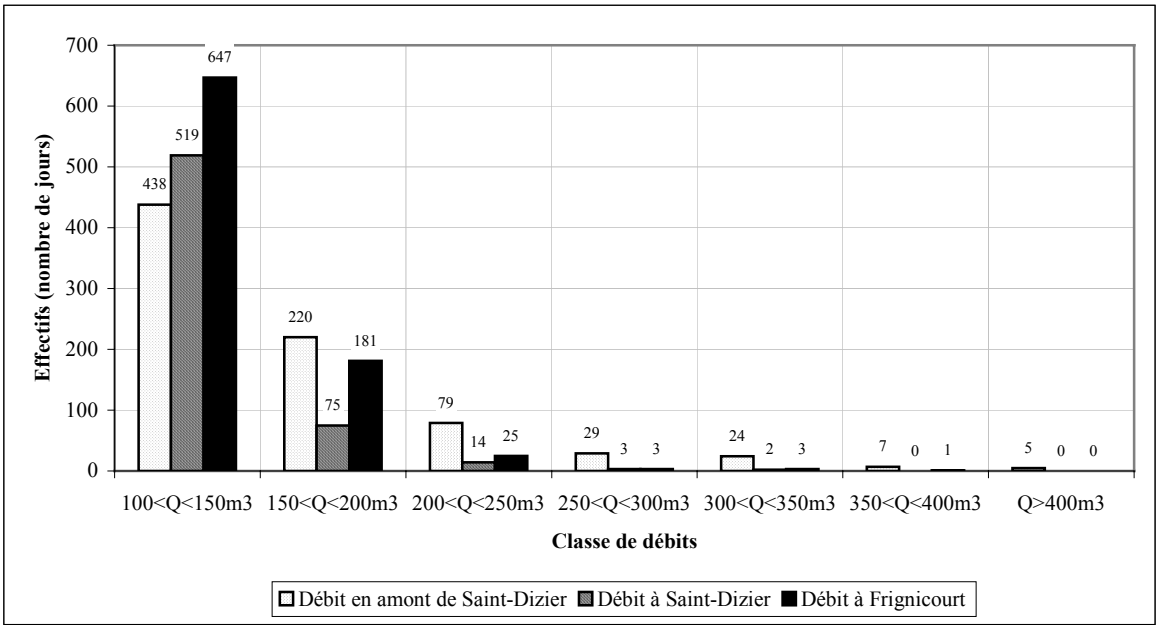



*Figure 4.18 : Distribution des débits morphogènes dans le Perthois depuis 1974.*

4.2.2.3. Impact du lac du Der sur les étiages.

L'autre utilisation du barrage réservoir du Der est le soutien des étiages. Les lâchés annuels réalisés à partir des canaux de restitution situés sur la Blaise et surtout sur la Marne modifient considérablement les écoulements durant plus de quatre mois (période estivale et début de l'automne). Alors que dans le Perthois alluvial, les cours d'eaux ont une forte tendance à perdre en débit spécifique (Devos A., 1996) en raison de la faiblesse des ressources en eau des différentes nappes alluviales, la Marne connaît une nette augmentation de ses QMNA dans le Perthois. On peut le constater sur la figure 4.19 qui permet de montrer cette augmentation à la station de Frignicourt alors que les stations amont montrent une tendance à la décroissance des débits.

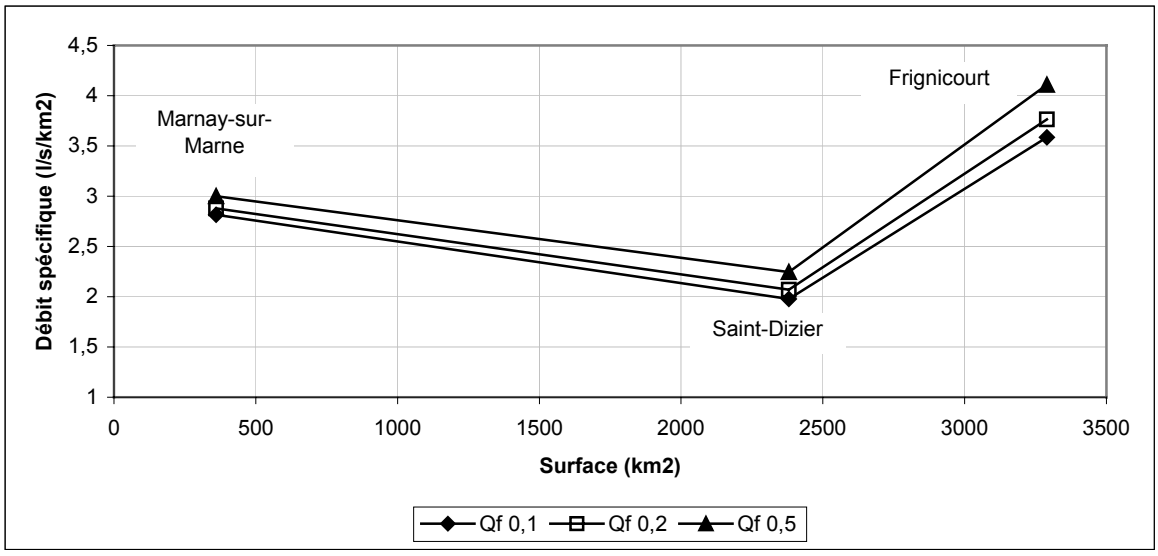



*Figure 4.19 : Profil des QMNA aux stations de la Marne amont et impact du lac du Der (période de référence 1984-1999).*

L'étude du tarissement des étiages de la Marne permet de mettre en évidence le soutien du lac du Der. Sur la figure 4.20, nous présentons deux courbes, caractéristiques du tarissement de la Marne à Châlons-en-Champagne, l'une avant la construction du lac du Der (1969) et l'autre après (1983). Pour un même débit de 13,6 $m^3/s$ à Saint-Dizier, on constate une évolution différente des débits d'étiage à la station hydrométrique de Châlons-en-Champagne. Avant, la mise en fonction du Der, le tarissement de 1969 prend l'allure d'une courbe ayant une décroissance forte, caractéristique d'un tarissement naturel du cours d'eau. A l'inverse, celle de 1983 est représentée par une droite quasi horizontale, symptomatique du soutien de l'étiage de la Marne par les lâchers du Der.

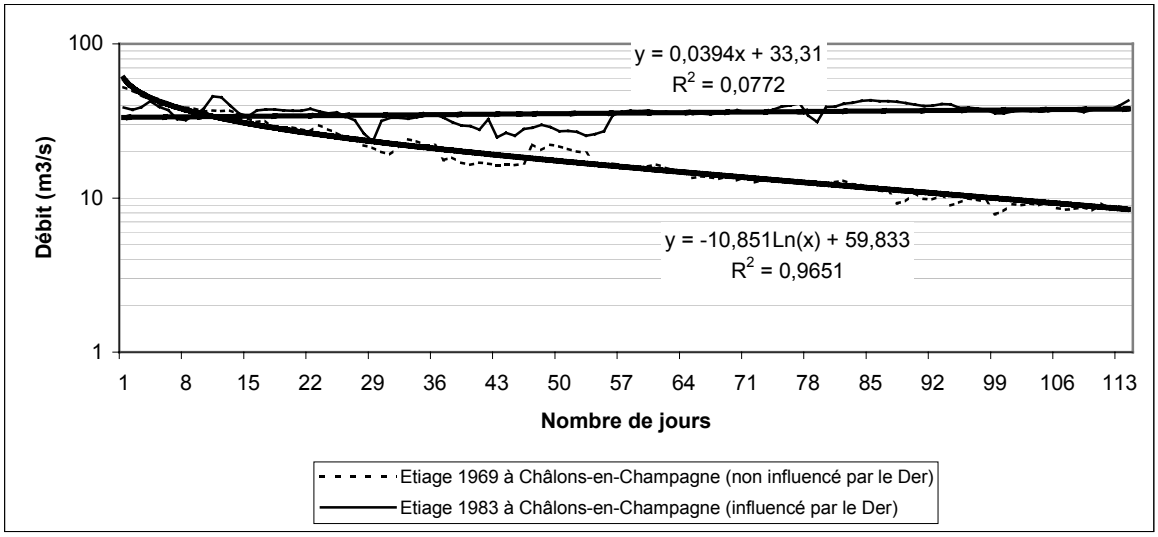



*Figure 4.20 : Comportements différents de la Marne à l'étiage à la station de Châlons-en-Champagne pour un débit identique à Saint-Dizier (13,6 m3/s).*

### 4.2.3. Les prélèvements d'eau dans la vallée.

Dans la vallée de la Marne, trois types de prélèvements ont été identifiés :

- Il s'agit tout d'abord des prélèvements au fil de l'eau. Il s'agit en général d'usines sidérurgiques/métallurgiques ayant des besoins en eaux pour le refroidissement des machines. Il peut aussi être question de moulins encore en activité. Bien que les prélèvements puissent être relativement importants, les eaux sont immédiatement restituées.

- Il s'agit de prélèvements A.E.P. réalisés dans la nappe alluviale par de nombreux captages. Cependant, les prélèvements réalisés pour l'A.E.P. et pour l'industrie puisent au maximum de l'ordre de 500 000 à 800 000 $m^3$/an soit entre 15 et 24 l/s chacun (AESN, 2002a ; 2002b). De plus, ces types de captages ne sont pas plus de 10 dans le secteur d'étude (localisés prés des grandes villes : Langres, Chaumont, Joinville, et en particulier Saint-Dizier). Les autres sont des prélèvements de plus petite dimension (quelques litres par seconde au maximum).

- Les prélèvement pour l'agriculture. L'occupation du lit majeur de la Marne de sa source à Saint-Dizier est essentiellement constituée par des pâtures, épisodiquement interrompues par des cultures de graminées (blé, maïs). Il existe donc quelques cultures devant être aspercées durant la période estivale. Ces parcelles, peu nombreuses, ne représentent que quelques centaines d'hectares.

Ces prélèvements ne sont donc pas en mesure d'influencer durablement les débits de la Marne sauf peut-être à une échelle locale et durant de courtes périodes de temps.

## Conclusion partielle

L'étude des débits confirme que la Marne est caractéristique des cours d'eau drainant les aquifères calcaires de l'Est du Bassin de Paris.

Cependant, les débits de la Marne sont fortement altérés par de nombreux prélèvements anthropiques. Ces modifications du débit sont liées, pour l'essentiel, aux prélèvements d'eau du lac du Der et d'une manière moins importante au canal latéral à la Marne ainsi que des barrages réservoirs du bief de partage Marne / Saône.

Ces modifications du débit liquide doivent donc être prises en compte dans le travail suivant qui va consister à comprendre le fonctionnement récent et actuel de la Marne en terme de dynamique fluviale. Nous nous attacherons enfin à quantifier les exportations des matières en solution et en suspension hors du bassin-versant calcaire de la Marne.

## 4.3. La dynamique fluviale de la Marne.

L'objectif de cette partie est de montrer dans quelle proportion et à quel rythme les lits mineur et majeur de la Marne ont évolué au cours des deux derniers siècles ainsi qu'à l'échelle annuelle. Nous essayerons aussi de déterminer quels sont les facteurs à l'origine de cette évolution.

### 4.3.1. Objectifs et méthode

Dans l'optique de comprendre l'évolution de la bande active de la Marne en amont de Vitry-le-François au cours des derniers siècles, une étude historique et hydrogéomorphologique du corridor fluvial a été entreprise.

L'étude doit mesurer la mobilité du lit mineur de la Marne, appréhendé à plusieurs échelles temporelles et spatiales. Elle doit aussi quantifier l'érosion latérale générée par les divagations de la Marne.

La première partie de ce travail repose sur une étude diachronique de documents cartographiques reprenant l'ensemble du cours de la Marne en amont de Vitry-le-François. Ceux-ci s'étendent sur une période allant de 1837 à nos jours, soit 164 années. L'examen des cartes anciennes s'agrémente de la consultation de nombreuses archives afin d'identifier les interventions humaines sur les lits majeur et mineur. On pourra alors faire la part des choses entre l'évolution naturelle du cours d'eau, liée aux variations climatiques se répercutant sur les données hydrologiques et l'influence anthropique (aménagement de l'espace du lit majeur).

La seconde partie de cette étude est basée sur la compréhension de l'évolution latérale du lit mineur à l'échelle annuelle. Une dizaine de profils transversaux, dans le lit mineur de la Marne au cours des années 2002, 2003 et 2004, ont été réalisés. Ces profils se répartissent sur quatre sites tests, afin de montrer la mobilité actuelle du lit mineur de la Marne, et de comprendre comment et par quels mécanismes la rivière répond aux variations hydrologiques inter-annuelles.

### 4.3.2. Evolution en plan des lits majeur et mineur de la Marne : collecte et validité des sources cartographiques.

Pour la réalisation de cette étude, il nous a fallu collecter un maximum de documents cartographiques concernant le tracé du lit mineur de la Marne en amont de Vitry-le-François. L'examen des cartes de différentes époques nous a rapidement indiqué que deux secteurs étaient en totale opposition de par leur dynamique alluviale :

- La traversée de la plaine du Perthois alluvial
- La traversée des plateaux calcaires (en amont de Saint-Dizier)

4.3.2.1. Les documents concernant la Marne dans le Perthois.

L'étude de documents cartographiques à différentes dates permet de réaliser une étude diachronique du tracé de la Marne. En fonction des différents documents consultés, deux périodes peuvent être distinguées :

Au cours de la première, antérieure à la révolution française, les cartes sont assez approximatives. Il est difficile de les comparer d'une manière précise avec les cartes actuelles Il faut avoir recours à un traitement informatique complexe (Koerner, et *al*, 2000 et 2002) permettant de rectifier les déformations spatiales dont ces documents sont frappés. En outre, les cartes concernant ce secteur d'étude sont moins précises que dans d'autres secteurs. Elles permettent néanmoins d'avoir une idée générale de la forme du lit mineur. C'est le cas des cartes de Cassini (1750-1760), Naudin (1720) ou, dans une moindre mesure, des documents antérieurs (Carte de la Champagne latine de 1635, carte de la province et frontière de Champagne de 1680, carte de la Lorraine et du Barrois de 1756…).

Au XIX$^{ème}$ siècle, on voit apparaître des documents plus précis, pouvant être comparés, sans trop de difficultés, avec les cartes récentes (Annexe 4.11).

Le document le plus ancien, exploitable car extrêmement précis, est le cadastre Napoléonien à 1 : 10 000. Il est élaboré selon les différentes communes du Perthois entre 1807 et 1845. Celui-ci est en partie repris dans la carte d'état major à 1 : 80 000 (feuille de Wassy) en 1837. On retiendra la date de **1837**, même si les levés cartographiques ont pu être réalisées 20 années auparavant pour certaines communes.

Entre **1874 et 1878**, le service des Ponts et Chaussées et des Chemins Vicinaux, a élaboré, sous l'impulsion du Conseil Général, un atlas des cantons de la Marne contenant des cartes topographiques en couleur à 1 : 50 000. Ce document, d'une qualité exceptionnelle tant du point de vue de la forme que de l'exactitude des levées topographiques, est le premier document offrant une telle précision à cette échelle sur l'ensemble du Perthois.

Le tracé du lit mineur a ensuite été repéré pour **l'année 1918** sur des cartes topographiques à 1 : 50 000. N'ayant pas eu l'opportunité de consulter l'ensemble des cartes concernant le secteur d'étude, nous avons utilisé les travaux de Malavoi (2001) où ce tracé a été relevé d'une manière précise dans le Perthois. Le tracé de cette époque a été confirmé par les levées issues de la Carte routière de la Marne à 1 : 100 000 de 1917. Le tracé est quasi identique. Les quelques dissimilitudes sont liées au changement d'échelle et à la précision moindre de la carte à 1 : 100 000.

Pour le **tracé de 1955**, nous avons utilisé des photographies aériennes (mission IGN FR 31). Cette mission a été choisie, malgré le fait que de nombreuses autres missions existent sur ce secteur, car elle a été prise juste après la grande crue centennale de l'hiver 1955. Un grand nombre de détails peuvent y être notés. Ce tracé a ensuite été vérifié a l'aide des bleus de révision existant pour certaines communes ainsi que les cadastres révisés. Ces derniers documents ont uniquement servi à valider le tracé obtenu grâce aux photographies aériennes. Ils n'ont pas été utilisés seuls et uniquement pour certaines communes, car la période d'élaboration de ces révisions du cadastre varie assez fortement d'une commune à l'autre ; la révision du cadastre s'étalant de 1933 à 1976.

Le **tracé de 1988-1989** est issu des Scan 25 de l'IGN qui sont la numérisation des cartes topographiques à 1 : 25 000 série bleue (Vitry-le-François, Pargny-sur-Saulx et

Saint-Dizier). Ces documents numérisés et géoréférencés ont servi de base à ce travail afin de caler les autres tracés.

Enfin le **tracé de 2001** est la résultante de la combinaison entre la restitution de la mission aérienne IGN FB 52-88 B à 1 :25 000 et les plans photogrammétriques à 1 : 5 000, aimablement communiqués par les services techniques de la Mairie de Saint-Dizier pour le secteur de Saint-Dizier et les communes alentour.

Une fois ces documents collectés, les tracés du lit mineur de 1837, 1874-1878, 1918, 1955, 1988-1989 et 2001 ont été numérisés et superposés afin d'être comparés. Afin de limiter toute déformation liée à des problèmes de numérisation, nous nous sommes servis de points remarquables, « immuables », que nous avons pu retrouver sur chacun des documents utilisés. Nous nous sommes ainsi servis des églises de l'ensemble des villes et villages présents dans le Perthois, tout comme de la quasi totalité des ouvrages d'art enjambant la Marne. Ces églises et ces ponts ont été choisis car ils possèdent des bornes topographiques IGN.

#### 4.3.2.2. Les documents concernant la Marne en amont de Saint-Dizier.

Dans cette partie de la vallée, les documents les plus anciens sont la carte dressée par G. Mercator en 1585 et la carte établie par G. Robert de Vaugondy de 1756 (Annexe 4.12). L'échelle de ces documents est inconnue mais approche le 1 : 100 000. A ces cartes viennent s'ajouter les cartes de Cassini (feuilles de Châlons-sur-Marne, Joinville et Chaumont).

Les documents utilisés ensuite sont du même type que ceux utilisés pour l'étude du Perthois. Il s'agit de photographies aériennes de 1948-1949 à 1 : 25 000 (F 2719-3119, F 2718-3118, F 3017-3117 de 1948 et F 3220-3420 de 1949) et de 1955 (FR 31) : de cartes topographiques IGN série bleue au 1 :25 000 éditées entre 1989 et 1994, sauf pour Joinville parue en 1998 mais ayant été élaborée à l'aide des mêmes missions aériennes que pour les autres cartes du secteur.

Enfin la mission aérienne IGN FB 52-88 B, couvrant à 1 : 25 000 le département de la Haute-Marne, a été utilisée car elle constitue le document le plus récent qui témoigne d'un éventuel changement du cours de la Marne.

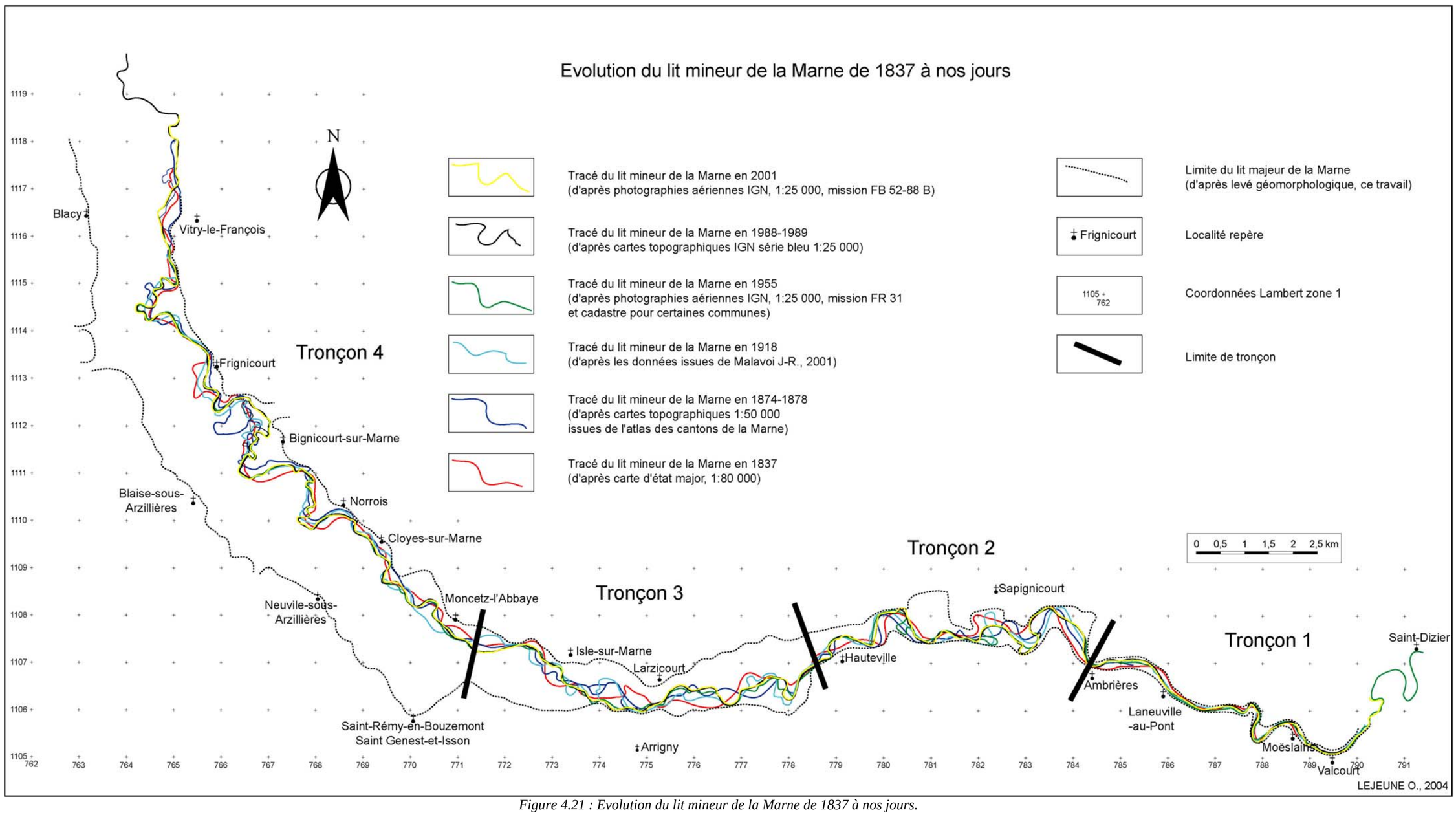



*Figure 4.21 : Evolution du lit mineur de la Marne de 1837 à nos jours.*

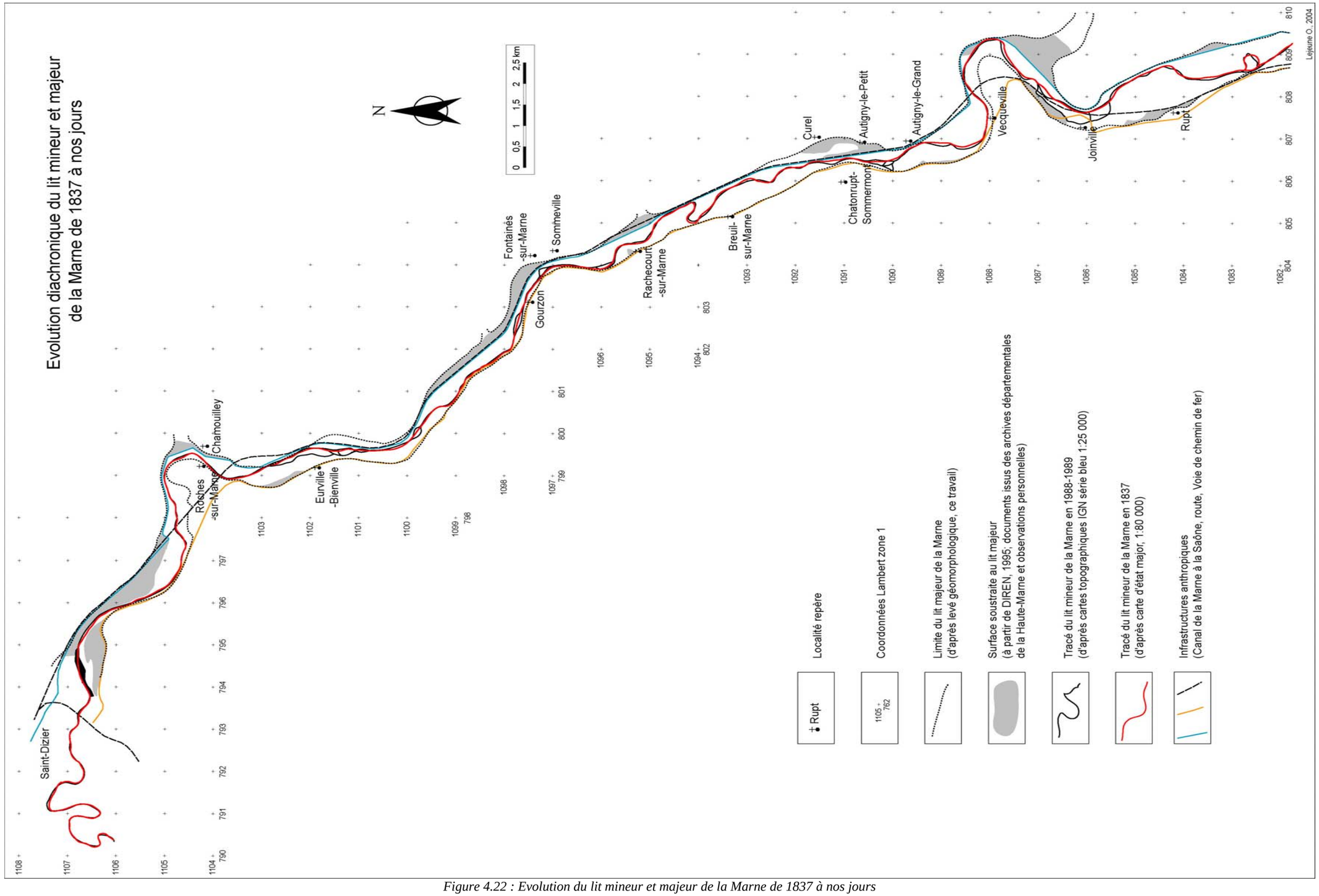



*Figure 4.22 : Evolution du lit mineur et majeur de la Marne de 1837 à nos jours*

### 4.3.3. Le lit majeur de la Marne

Les documents cartographiques précédemment décrits vont permettre l'étude du lit majeur de la Marne.

#### 4.3.3.1. La sectorisation et description du lit majeur.

Les cartes examinées permettent d'opposer le lit majeur de la Marne dans les plateaux calcaires jurassiques et dans le Perthois.

##### 4.3.3.1.1. En amont de Saint-Dizier (Barrois)

Dans cette partie amont de la vallée, la plaine alluviale de la Marne occupe l'ensemble du fond de la vallée. Nous avons vu précédemment (chap. 3) que le fond est constitué d'alluvions grossières datant de la fin de la dernière période froide recouvertes par des formations alluviales holocènes plus fines (graviers et limons).

La portion de vallée étudiée est assez rectiligne mais entrecoupée par quelques méandres encaissés (méandre de Joinville et méandre de Chamouilley). Alors que la vallée est relativement étroite (500 m de large en moyenne), le passage dans ces méandres resserre encore le champ alluvial (moins de 300 m).

La plaine d'inondation de la Marne est naturellement circonscrite entre les versants abrupts de la vallée et les basses terrasses de la Marne (Ma.2). Au cours du Tardiglaciaire-Holocène, la Marne a donc pu divaguer dans toute cette zone et déposer ses alluvions. Actuellement, le niveau Ma.1 est totalement submersible lors des crues débordantes (fréquence supérieure à 1,3).

Le fond de la vallée est ici très anthropisé puisque, dans un espace très réduit, on trouve le canal de la Marne à la Saône, une voie ferrée, une route nationale et une route départementale. En outre, il existe de nombreuses zones urbanisées avec quelques zones industrielles et commerciales. Toutes les infrastructures sont généralement situées sur des remblais hauts de plusieurs mètres afin de les mettre hors d'eau. La cartographie réalisée (Figure 4.22) entre Joinville et Saint-Dizier montre que cet espace représente plus de 20 % (soit 4,4 $km^2$ sur les 21,5 $km^2$ de la zone considérée) de la plaine d'inondation naturelle. Cette évaluation de la perte de surface du lit majeur de la Marne au cours des 164 dernières années a été établie par comparaison des limites du lit majeur déterminées d'après la cartographie géomorphologique et l'étude des sondages avec la cartographie des niveaux des plus hautes crues connues (documents A.E.S.N., 1983 ; DIREN, 1996) et en particulier celle de 1910 (crue centennale).

On assiste alors à une surrection plus importante du plan d'eau lors des crues puisque les eaux ne peuvent plus s'étaler convenablement. L'impact des crues dans ce secteur semble alors plus fort.

#### 4.3.3.1.2. En aval de Saint-Dizier (Perthois)

En aval de Saint-Dizier, la Marne quitte la vallée étroite pour s'écouler sur une vaste plaine alluviale. Tout comme le lit mineur, le lit majeur de la Marne s'écoule sur la partie sud de la plaine du Perthois.

A l'inverse de ce qui se passe dans la portion amont, il n'y a pas adéquation entre la plaine alluviale et la zone d'inondation. Dans le Perthois, la plaine alluviale, correspondant au niveau Ma.1, est extrêmement large. Au niveau d'Arrigny, la largeur est supérieure à 5 km. Par contre, la zone inondable est plus restreinte, un peu plus de 2 km au plus large de la zone inondable.

Ici, la zone inondable, définie pour les crues centennales (type 1910), est limitée par le rebord de la terrasse Ma.1. Ce rebord, souvent abrupt, mesure parfois 3 à 4 m de haut. Il circonscrit donc bien les plus fortes crues. D'ailleurs, la quasi totalité des communes est installée sur ce rebord de terrasse, à l'abri de ces plus fortes crues.

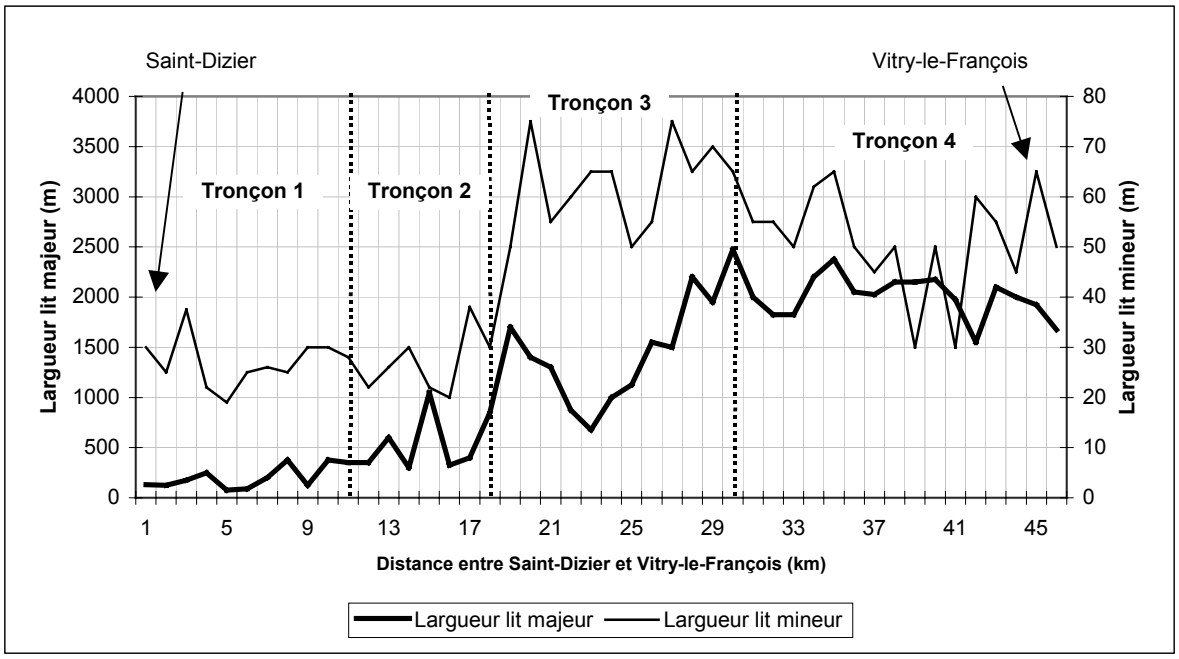



*Figure 4.23. : Evolution de la largeur du lit majeur et mineur de la Marne dans le Perthois.*

L'étude morphométrique du lit majeur (Figure 4.23) met en évidence quatre tronçons bien individualisés et très homogènes :

-de Saint-Dizier à Ambrières (tronçon 1) : le lit majeur est très étroit puisqu'il a une largeur moyenne de 171 m. Cette largeur est cependant assez inconstante avec un écart-type de 94 m, soit un coefficient de variation de 55 %.

-d'Ambrières à Hauteville (tronçon 2) : le lit majeur s'élargit. La largeur moyenne est de 511 m et l'écart-type reste encore fort (268 m) soit un coefficient de variation de 52 %.

-de Hauteville à Moncetz-l'Abbaye (tronçon 3) : avec une largeur moyenne de 1236 m, ce tronçon a une largeur plus constante (coefficient de variation de 28 %).

-de Moncetz-l'Abbaye à Vitry-le-François (tronçon 4) : la largeur moyenne de 2033 m et est très régulière (coefficient de variation de 11 %).

#### 4.3.3.2. L'origine de la sectorisation du lit majeur

La sectorisation du lit majeur de la Marne dans sa traversée des plateaux calcaires jurassiques et dans la plaine du Perthois résulte du contexte hydrogéomorphologique et de l'anthropisation du lit majeur. Elle résulte aussi des différences qui apparaissent en analysant la pente du talweg. La figure 4.24a a été réalisée en mesurant la pente du talweg entre chaque courbe de niveau présente sur les cartes topographiques au 1 : 25 000. Elle met en évidence plusieurs tronçons :

- Dans les premiers kilomètres, la pente est forte (entre 20 et 50 ‰ et parfois supérieure à 50 ‰).
- Au cours de la traversée des plateaux calcaires, la pente du talweg décroît régulièrement. Elle tend à se stabiliser entre Chaumont et Saint-Dizier, où elle est en moyenne de 1,8 ‰ mais peut monter jusqu'à 4 ‰. Ces petits soubresauts apparaissent lors du passage de la Marne au travers des différentes cuestas (percées cataclinales de la Côte de Meuse et de la Côte du Barrois).

- A la sortie du Barrois, la Marne est le témoin d'une augmentation significative de cette pente. Elle passe un seuil (Figure 4.24b) que l'on nommera « Seuil du Barrois » et que l'on voit se dessiner vers 145 m d'altitude. Ce seuil est sans doute la résultante de l'érosion différentielle ayant existé entre les calcaires du Tithonien très résistants et les formations plus tendres du Crétacé inférieur. La pente s'accélère alors, passant localement à 8 ‰ sur quelques centaines de mètres puis s'atténuant peu à peu jusqu'à Hauteville.

- Enfin, de Hauteville à Vitry-le-François, la pente du talweg s'amoindrit (de l'ordre de 1 ‰ en moyenne).

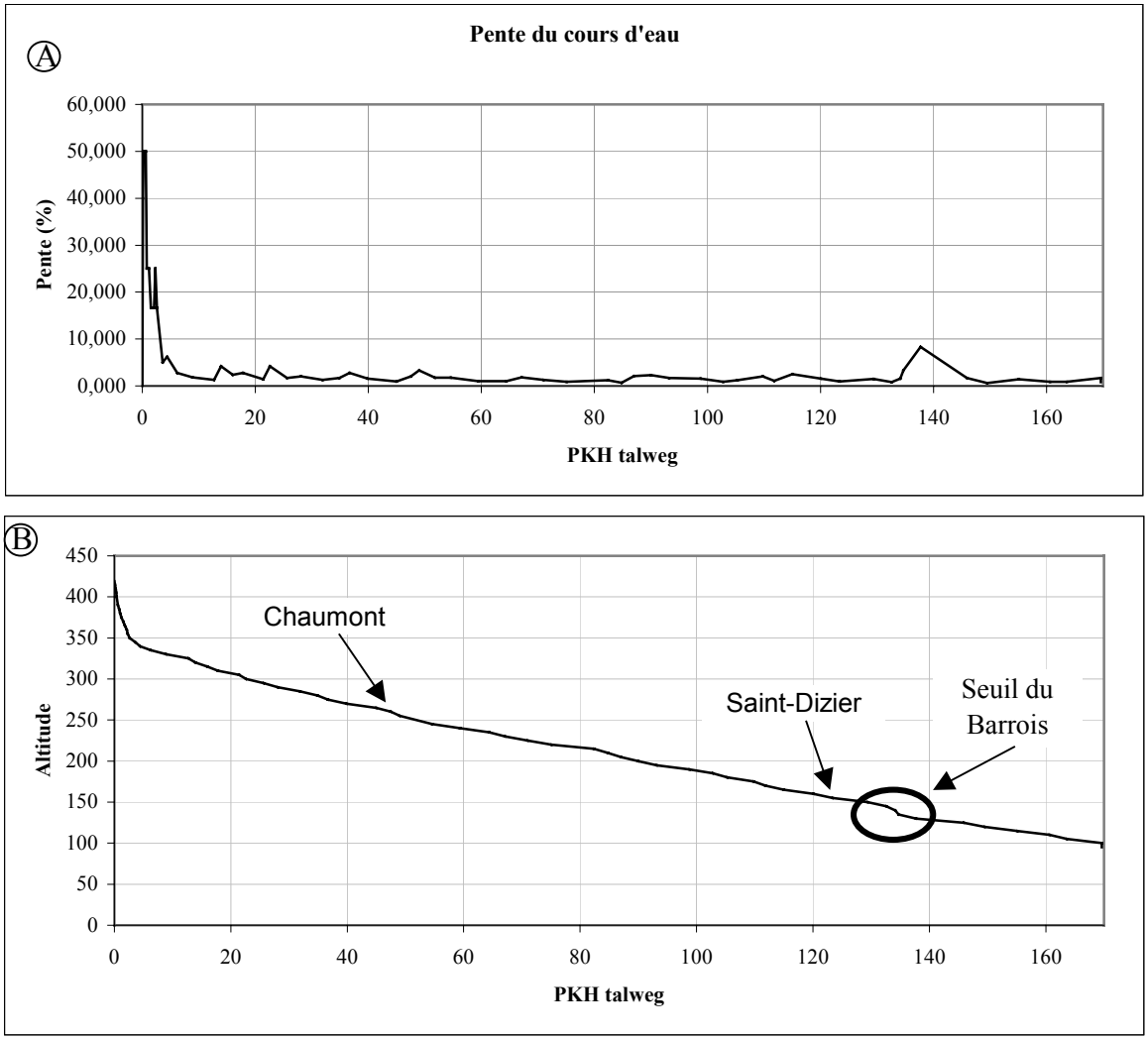



*Figure 4.24. : Profil en long du talweg de la Marne (A) et évolution de la pente (B) de sa source à Vitry-le-François.*

4.3.3.3. Evolution des limites du lit majeur au cours de la période historique

Ainsi, comme nous le montre la figure 4.21, la largeur du lit majeur dans la partie en amont de Saint-Dizier a fortement changé en raison de la forte anthropisation du fond de la vallée. A l'inverse, dans le Perthois (Figure 4.22), il semble que la géométrie du lit majeur n'ait pas évolué depuis le début du XIX$^{éme}$ siècle. Seuls quelques réajustements sont détectables sur les documents que nous avons pu consulter pour cette étude. Ces modifications ne sont pas d'ordre naturel mais correspondent à des modifications humaines. C'est, par exemple la construction d'une levée de terre près de Saint-Rémy-en-Bouzemont (à la limite des tronçons 3 et 4) afin de faire passer la route départementale 57. Le lit majeur a alors été amputé de quelques hectares. Cette modification est la plus importante réalisée dans le Perthois. Dans le Perthois, le lit majeur de 2001 est à 99,3 % identique à celui de 1837. Cette stabilité des limites du lit majeur nous conduit à penser qu'elles sont héritées d'une époque où la Marne, plus puissante, a dessiné ce lit majeur. Nous allons voir ensuite, qu'actuellement, elle ne fait que retoucher modestement et très localement ces contours.

### 4.3.4. Evolution en plan du lit mineur depuis le XIX$^{ème}$ siècle.

A l'instar du lit majeur, le lit mineur de la Marne a évolué durant les deux derniers siècles. Cette évolution n'est évidemment pas homogène sur l'ensemble de son cours. Nous nous proposons ici de décrire le lit mineur de la Marne, de quantifier son activité érosive depuis 1837 par l'analyse de la mobilité latérale et l'évolution de la longueur du chenal et enfin de mettre en évidence les différents facteurs concourant à cette dynamique.

#### 4.3.4.1. Description du lit mineur

En amont de Vitry-le-François, la Marne est un cours d'eau possédant un chenal bien individualisé. Les calculs théoriques à partir de paramètres tels que le débit à plein bord ($Q_{pb}$) et la pente du cours d'eau (S) selon la relation établie par Léopold et Wolman (1957) permettent effectivement de classer la Marne dans les cours d'eau possédant un style fluvial à méandres. Les données, que nous possédons (Figure 4.25) au droit des stations hydrométriques de Marnay-sur-Marne, de Saint-Dizier et de Frignicourt, classe la Marne amont en-dessous de la droite discriminante, d'équation $S = 0{,}013.Q_{pb}^{-0{,}44}$. Elle sépare les cours d'eau en tresse (partie haute du graphique) des cours d'eau à méandres (partie basse du graphique).

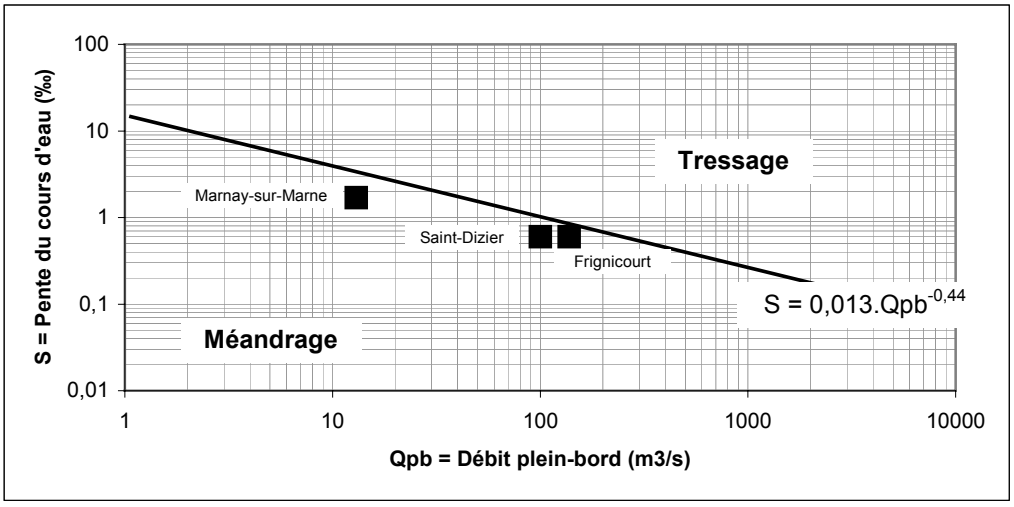



*Figure 4.25. : Style fluvial théorique de la Marne, aux stations hydrométriques étudiées, par positionnement sur le graphique de Léopold et Wolman (1957) en fonction du débit plein bord et de la pente du cours d'eau.*

Gaillard (1999) affirme que l'adéquation entre le style fluvial constaté de visu et confirmé par cette relation permet de montrer que le cours d'eau n'est que peu influencé par l'action humaine. On remarque alors que si les deux stations les plus en amont sont éloignées de la droite discriminante, il n'en est pas de même pour les données de la station de Frignicourt qui en est très proche. Ceci semble alors vouloir exprimer l'influence humaine plus forte à cette station en raison des modifications liées au Der.

Par ailleurs, la relation entre la taille médiane des alluvions composant le fond du cours d'eau ($D_{50}$) et la puissance fluviale ($\omega$) délivrée par le cours d'eau (Van den Berg, 1995) confirme l'appartenance au style fluvial à chenal unique (Figure 4.26). Cette relation implique que plus un cours d'eau est puissant, plus il est capable de déplacer une charge de fond de taille importante. Au droit des stations hydrométriques de la Marne, les mesures permettent donc de situer les sections du cours d'eau en dessous de la droite discriminante d'équation $\omega = 843.D_{50}^{0,41}$.

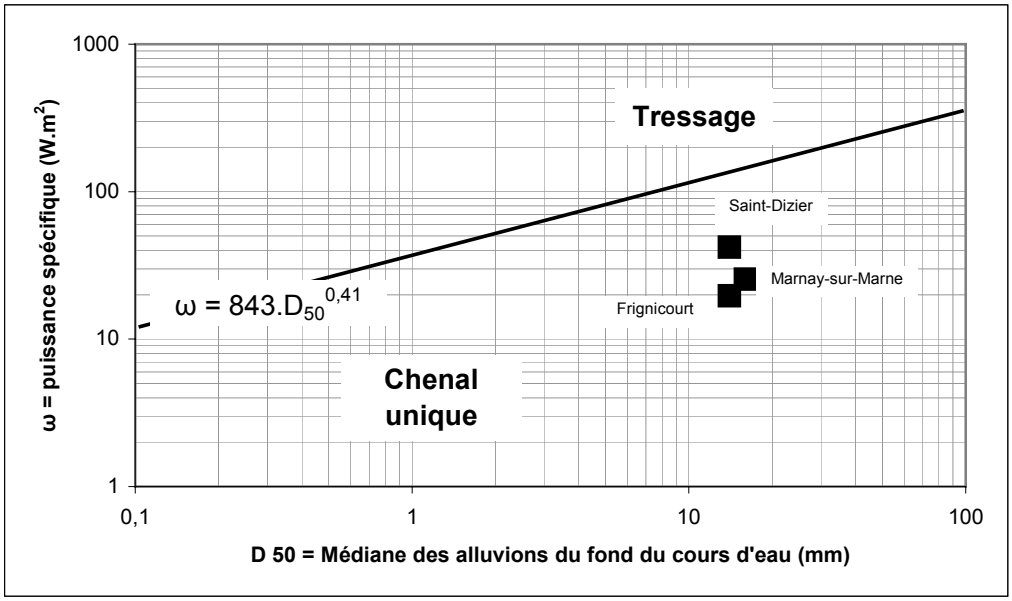



*Figure 4.26. : Style fluvial théorique de la Marne, aux stations hydrométriques étudiées, par positionnement sur le graphique de Van den Berg (1995) et Van Den Berg, Bledsoe (2003) en fonction de la puissance spécifique du cours d'eau et de la taille médiane des alluvions du fond.*

Il faut cependant noter qu'à Marnay-sur-Marne, bien que la puissance spécifique soit de 28 $W.m^{-2}$, la puissance brute est très faible (255 $W.m^{-1}$). Cette puissance brute est maximum à Saint-Dizier, à la porte du Perthois, avec 1177 $W.m^{-1}$ et une puissance spécifique de 42 $W.m^{-2}$. Enfin, à Frignicourt, alors que la Marne a traversé la quasi totalité du Perthois, sa puissance brute baisse un peu (1083 $W.m^{-1}$) et sa puissance spécifique s'effondre avec 19 $W.m^{-2}$. Nous verrons ultérieurement que les aménagements liés à la mise en eau du lac du Der ne sont pas étrangers à cette chute.

En amont de Saint-Dizier, le lit mineur serpente dans une vallée étroite. Les méandres sont libres de se déplacer dans la plaine alluviale mais restent néanmoins contraints par les versants de la vallée. Nous sommes là, en présence d'un style à méandres sinueux puisque l'indice de sinuosité (Figure 4.27) est en moyenne de 1,09. L'écart-type est seulement de 0,16, ce qui dénote une grande régularité des sinuosités. Les quelques valeurs supérieures à 1,5 et caractéristiques d'un style méandriforme, sont dues à des méandres encaissés très étroits. Ces derniers définissent une plaine alluviale de 100 à 200 m de large qui contraint le chenal actuel de la Marne à épouser leur forme.

En revanche, entre Saint-Dizier et Vitry-le-François, là où le cours d'eau s'inscrit dans une vallée large faiblement incisée, la Marne décrit des méandres entièrement libres ou semi-contraints. La sinuosité du chenal peut alors s'exprimer et le style passe à un type clairement méandriforme (Is moyen du secteur : 1,67) mais très

irrégulier (écart-type : 0,72). Cette augmentation de la sinuosité n'est sans doute pas étrangère au passage du seuil du Barrois qui induit une pente soudainement plus forte de quelques pour mille. La Marne dissipant ainsi l'énergie emmagasinée par cet accroissement de la pente, se met à méandrer plus intensément. De plus, dans le Perthois, la nappe phréatique des alluvions, libre et sub-affleurante, est en échange constant avec la Marne. La nappe est, en fonction de l'état hydrologique, soit une nappe libre soutenue convexe (plutôt en étiage) ou soutenue concave (plutôt en crue) (Schoeller, 1962). Cette alternance permet, là aussi, l'accentuation du méandrage. Plus en amont, en raison de la nature calcaire du substrat géologique et du perchement localisé du cours d'eau au-dessus des différentes nappes traversées, la Marne tend à perdre en compétence.

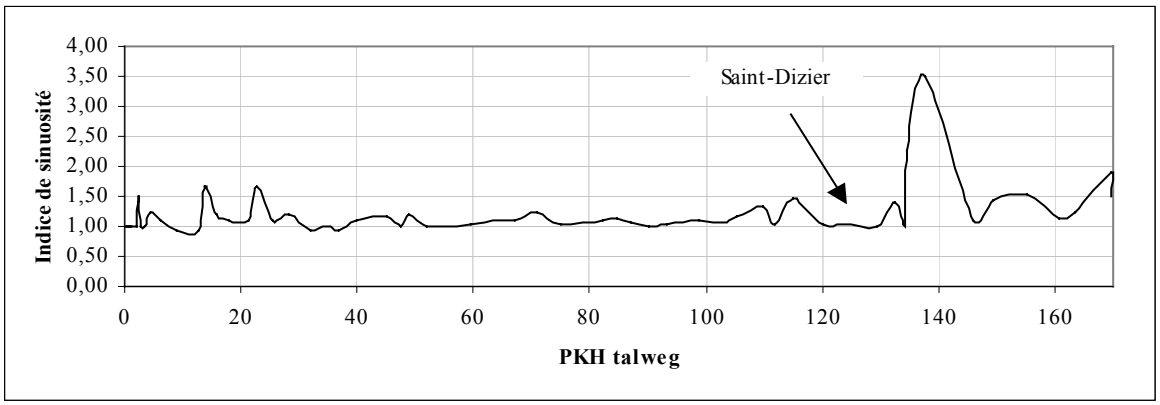



*Figure 4.27 : Evolution de l'indice de sinuosité de la Marne de sa source à Vitry-le-François.*

Il faut enfin remarquer que, dans le Perthois, la Marne est rejetée vers le sud de la plaine. Elle vient alors se plaquer contre le rebord externe des terrasses étagées Ma.2 (terrasse des Ajots) et Ma.3 (terrasse d'Hauteville). A une échelle un peu plus large, la bande active de la Marne est elle-même rejetée vers le sud du Perthois. Ce fait est d'autant plus étrange que l'on peut le remarquer pour l'ensemble des cours d'eau importants du secteur comme la Blaise (rejetée contre la terrasse Bl.2) et la Saulx-Ornain (rejetée contre sa terrasse Sa.3). Ceci provoque une forte dissymétrie des versants. Or, dans le Perthois, les argiles de l'Albien constituent le soubassement de la plaine. Son pendage est O.S.O. Il est possible que ces cours d'eau aient simplement glissé vers l'aval pendage, ce qui expliquerait leur position atypique. Ce phénomène est renforcé sur la Marne par la présence à la limite du Barrois et du Perthois, d'un cône alluvial d'une taille conséquente provenant de l'Ornel, affluent de rive droite de la Marne, qui barre une partie de sa vallée. La Marne a été contrainte lors de l'élaboration de ce cône, de dévier son cours vers le sud de sa vallée.

#### 4.3.4.2. Evolution du lit mineur

##### 4.3.4.2.1. Le lit mineur entre la source et Saint-Dizier

En amont de Saint-Dizier, l'étude diachronique des différents tracés de la Marne montre nettement que le lit mineur a peu, voire pas du tout évolué durant la période couverte par les cartes utilisées. En effet, de la carte de Cassini aux cartes IGN récentes, les tracés des méandres libres de la Marne sont quasi identiques. Il subsiste bien quelques secteurs où le tracé du lit mineur diffère sensiblement d'un document à l'autre, mais ceci s'explique, soit par des artéfacts liés à la numérisation, soit par des aménagements du cours d'eau (moulins, canaux usiniers…). Nous pouvons alors considérer ce secteur comme n'ayant pas évolué depuis 1837.

##### 4.3.4.2.2. Le lit mineur entre Saint-Dizier et Vitry-le-François

Dans la plaine alluviale du Perthois, le tracé du lit mineur de la Marne évolue rapidement. Ceci nous amène à porter une attention plus particulière sur ce secteur. Trois éléments font l'objet de notre attention. Il s'agit d'abord de l'évolution de l'axe médian du lit mineur, de l'évolution des surfaces balayées par la Marne et, enfin, de l'évolution des indices de sinuosité des différents tronçons géomorphologiques.

*-Evolution du lit mineur*

La comparaison de la longueur du lit mineur de la Marne de 1837 à nos jours montre une tendance à l'allongement. En 1837, le lit mineur mesurait 40,6 km et en 2001, 46 km. Il y a donc un accroissement du cours de 5,5 km, ce qui représente une augmentation de 13,5 % en 164 ans, soit 33,5 m / an. Une telle évolution a été signalée sur l'Aube par Gaillard (1999).

Ceci ne s'est cependant pas fait à ce rythme régulier depuis le début du XIX$^{ème}$ siècle. La comparaison des longueurs du lit mineur à chaque date (1837, 1876, 1918, 1955, 1988, 2001), permet de mettre en évidence le ralentissement de la vitesse d'allongement (Tableau 4.7). Cette décroissance de la vitesse d'allongement semble se faire assez régulièrement. On passe alors d'une vitesse de 55 m/an au cours de la période 1837-1876 à un peu plus de 14 m/an entre 1988-2001. Seule la période 1918-1955 connaît un ralentissement fort auquel nous n'avons pas pu trouver d'explication.

| | nombre d'année | allongement du lit mineur (m) | m/an |
|---|---|---|---|
| 2001-1988 | 13 | 191 | 14,69 |
| 1988-1955 | 33 | 782 | 23,69 |
| 1955-1918 | 37 | 329 | 8,89 |
| 1918-1876 | 42 | 2021 | 48,11 |
| 1876-1837 | 39 | 2146 | 55,02 |

*Tableau 4.7. : Evolution de la longueur du lit mineur de la Marne dans le Perthois*

Cette évolution moyenne cache une certaine disparité spatiale des tronçons géomorphologiques du Perthois (Figure 4.28). On constate que l'augmentation générale de la longueur du lit mineur est due, en grande partie, à l'allongement du tronçon 4. Cela représente 4 km, soit 74,5 % de l'allongement global du lit mineur dans le Perthois, soit une augmentation de 19,3 %. Les autres tronçons 1, 2 et 3 ont connus de petites variations, en particulier le tronçon 2 qui a vu sa longueur accrue de 12,5 %. Les tronçons 1 et 3 sont globalement restés stables durant la période étudiée.

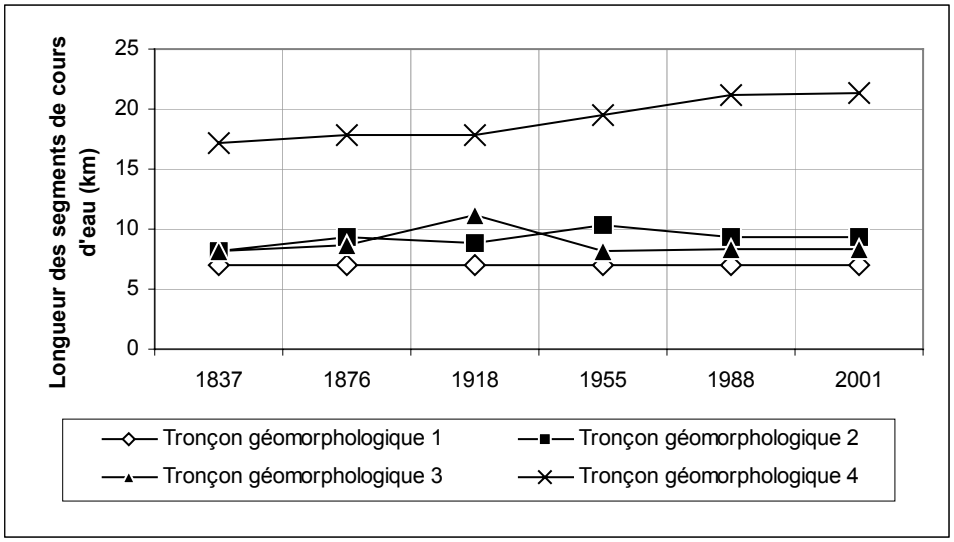



*Figure 4.28. : Evolution de la longueur du lit mineur de la Marne dans le Perthois*

L'accroissement de la longueur des tronçons 2 et 4, est dû à un méandrage plus important mais il tend à atténuer la pente du cours d'eau. Elle y est respectivement de 0,73 et 0,71 °/∞ alors que les deux autres tronçons ont conservé des pentes de 1,45 °/∞ pour le tronçon 1 et 1,03 °/∞ pour le tronçon 3.

*-Evolution de la surface balayée par le lit mineur*

Le recoupement des différents tracés au cours de la période étudiée a permis de calculer la surface apparente balayée par la Marne. On parle ici de surface apparente car la Marne, au cours de son histoire récente, a pu balayer plusieurs fois la même surface. Ne sont alors conservées que les limites latérales extrêmes atteintes par le lit mineur.

Dans le Perthois, la surface globale balayée par la Marne (fuseau de mobilité réel) au cours de la période 1837-2001 est de 12,39 km$^2$, soit 1639 m$^2$/km/an, ce qui représente 27,8 % de la surface globale du lit majeur. Comme pour la longueur du drain principal, la surface globale balayée n'est pas représentative des évolutions locales car ce balayage ne s'est pas fait avec la même intensité dans tous les tronçons.

Plusieurs observations peuvent être effectuées. Tout d'abord, à l'échelle globale du Perthois, on assiste depuis 1837 à une baisse des surfaces balayées par la Marne *(Tableau 4.8)*. Au cours de la période 1837-1876, cette surface rapportée à la longueur du drain, était de 8114 m$^2$/km/an ; elle n'est plus que de 319 m$^2$/km/an au cours de la période 1988-2001.

| | 1837-1874 | 1874-1918 | 1918-1955 | 1955-1989 | 1989-2001 |
|---|---|---|---|---|---|
| Surface totale balayée (m$^2$/km/an) | 8114 | 5809 | 6316 | 1509 | 319 |

*Tableau 4.8 : Balayage latéral global de la Marne dans le Perthois.*

A l'échelle de chaque tronçon (Figure 4.29), même si on constate partout une baisse de la dynamique érosive du cours d'eau, on observe des rythmes d'évolution différents. Ainsi, le tronçon 1 est resté très stable car son évolution est limitée en raison de son calage contre un rebord de terrasse Ma.3. Le tronçon 2 est le plus actif et cela quelle que soit la période étudiée. Le tronçon 3 a connu deux périodes bien distinctes. D'abord de 1837 à 1955 où le balayage est fort (entre 1805 et 2566 m$^2$/km/an) et à partir de 1955, où on constate une forte baisse du balayage (jamais supérieur à 115 m$^2$/km/an). Il faut sans doute y voir l'action du lac du Der et de ses aménagements. Enfin le tronçon 4 suit la même évolution que le tronçon 3. Il connaît aussi deux périodes d'activité différentes.

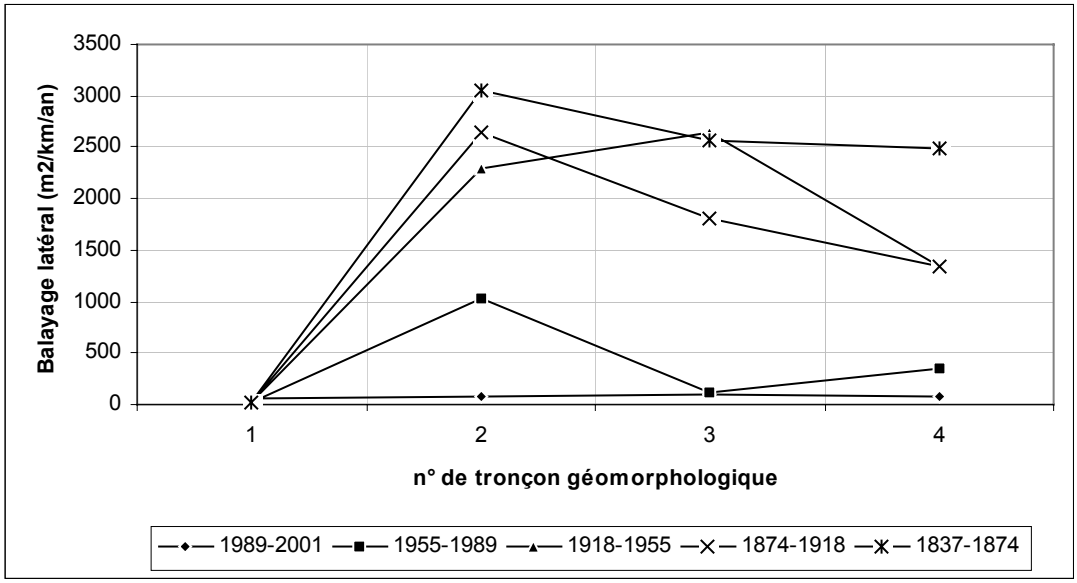



*Figure 4.29 : Balayage latéral (m$^2$/km/an) à différentes dates des différents tronçons géomorphologiques de la Marne dans la région perthoise.*

*-Evolution des indices de sinuosité du lit mineur.*

L'étude des indices de sinuosité (Is) des différents tronçons (longueur du drain principal/longueur de l'axe de la vallée) montre aussi une évolution significative. D'une manière globale, l'*Is* tend à s'accroître légèrement au fil du temps, passant de 1,2 en 1837 à 1,36 en 2001.

Si l'on se porte à l'échelle de chaque tronçon (Figure 4.30), on voit à nouveau que deux types de tronçons s'individualisent. Il s'agit des segments 1 et 3 qui restent stables quelle que soit la période étudiée avec un Is respectif autour de 1 et 1,25. A l'inverse, les segments 2 et 4 connaissent une évolution assez importante puisque le tronçon 3 connaît une évolution positive comprise entre 1,2 et 1,5 et le tronçon 4, de 1,3 à 1,6. Cette évolution est temporelle puisque les Is les plus faibles se rencontrent sur les tracés anciens de la Marne alors que les Is les plus forts correspondent aux tracés récents.

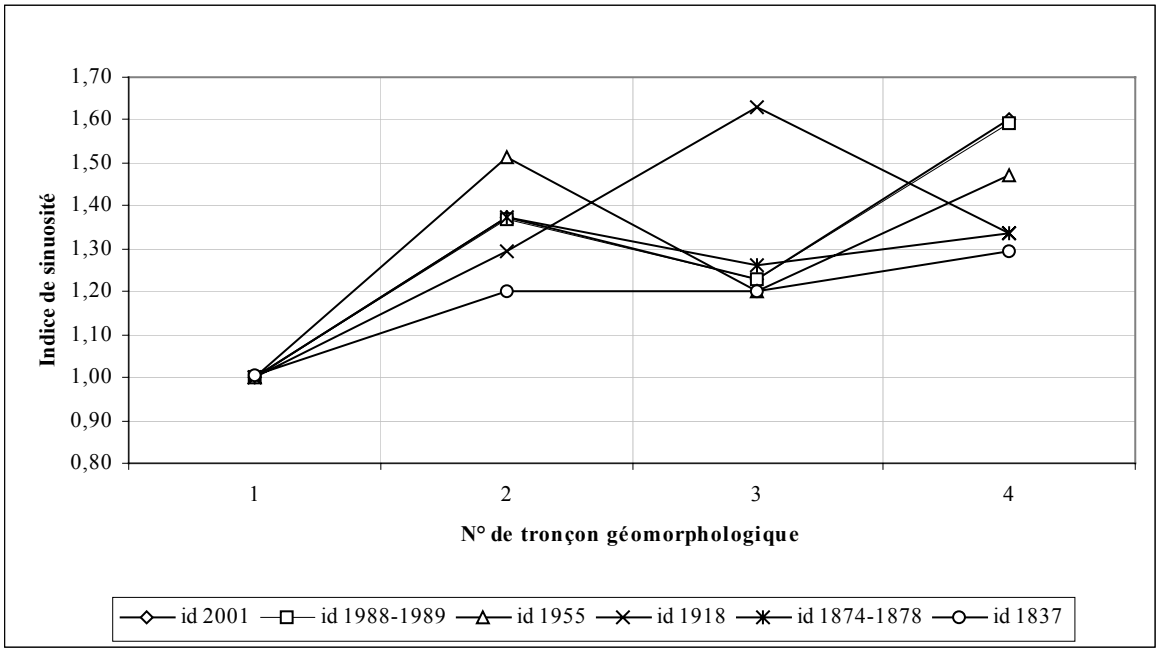



*Figure 4.30 : Indices de sinuosité des différents tronçons géomorphologiques de la Marne dans le Perthois à différentes dates.*

Cette augmentation globale de l'indice de sinuosité dans le Perthois au cours des deux derniers siècles est sans doute le résultat d'une perte de compétence de la Marne. Le cours d'eau qui incise le remblaiement du fond de vallée coule désormais pratiquement sur son bedrock argileux cohérent pavé par les alluvions grossières issues de la dernière période froide. Quelques analyses granulométriques montrent que ces alluvions qui pavent le fond du lit mineur ont une médiane proche de 8-10 cm. En conséquence, la Marne n'a plus la compétence nécessaire pour évacuer des matériaux de cette taille. Elle doit donc dissiper autrement son énergie. L'incision étant rendue difficile par la présence du bedrock et du pavage de galets, elle ne trouve d'autres solutions que d'amplifier ses sinuosités.

#### 4.3.4.3. Impact des aménagements dans le lit majeur et dans le lit mineur de la Marne.

Afin de savoir si les aménagements menés par l'homme dans les lits majeur et mineur de la Marne ont pu influencer l'évolution du tracé du cours d'eau, il convient d'en examiner l'historique.

##### 4.3.4.3.1. Aménagement du lit majeur et du lit mineur avant le XIX$^{ème}$ siècle

Les régions du Barrois et du Perthois, autour de la vallée de la Marne, font l'objet d'une présence humaine depuis fort longtemps comme en attestent les nombreuses découvertes de bifaces remontant à l'époque moustérienne (Tricart, 1952, Stchépinsky, date inconnue ; Chertier, 1976a, 1976b et 1976c). Cependant, la pression démographique sur cette région est restée relativement négligeable jusqu'au Néolithique où l'agriculture se développe. Cette occupation est démontrée par la présence de nombreux sites d'âge néolithique et postérieur qui ont été découverts au gré des travaux de terrassements réalisés dans ce secteur et recensés par les archéologues locaux (base de données DRACAR de la D.R.A.C. Champagne-Ardenne ; Patrolin, 2000).

L'impact de ces populations sur la Marne en terme d'aménagement hydraulique semble malgré tout assez faible jusqu'au XIX$^{ème}$ siècle. En effet, la Marne amont est considérée comme dangereuse pour la navigation en raison de ses crues nombreuses et fortes et de l'instabilité de ses berges. Suite à un arrêt du roi Louis XVI du 24 juin 1777 (cote archive départementale *C1739*) ordonnant aux administrations provinciales de veiller à rendre la Marne navigable, les services en charge de la zone amont (Perthois et Barrois) répondent le 10 juillet 1782 que la Marne n'est pas navigable. La seule utilisation possible du cours d'eau est pour le flottage du bois. Une autre lettre de cette administration de 1787 (cote archive départementale *C1746*) précise que dans le Perthois, la navigation est fort dangereuse et que le flottage du bois est réduit au strict minimum car il y a eu des pertes humaines.

Un autre indice plaide en faveur de la faible occupation et de la faible utilisation du lit de la Marne ; c'est la présence modeste d'aménagements hydrauliques anciens. A l'aide des documents issus des archives départementales de la Marne et de la Haute-Marne et des cartes de Cassini, nous avons dressé une cartographie non exhaustive des moulins, bocards et patouillets qui sont susceptibles d'avoir engendré des modifications du lit mineur.

Suite à ce travail (Figure 4.31), deux observations peuvent être effectuées :

A l'amont de Saint-Dizier, un grand nombre de ces infrastructures hydrauliques ont été construites dans le lit majeur et souvent à proximité du lit mineur. On recense un grand nombre de moulins à meule mus par l'action de l'eau et utilisés pour la confection de farine de céréales. Le secteur est également caractérisé par la présence de nombreux sites d'extraction de minerais de fer sur le plateau du Barrois : dans des minières (Jaillet, , 2000 ; Marteau, et *al*, 2004) pour l'extraction du fer de roche et dans les couches géologiques du Crétacé pour l'extraction de fer géodique et oolithique. Le minerai était

immédiatement débarrassé de sa gangue argileuse et concassé. Outre ces activités, grandes consommatrices d'eau, les vallons et vallées affluentes de la Marne connaissant des assecs sur une longue période de l'année, les principaux sites de traitement du minerai (bocards et patouillets) se situaient alors préférentiellement sur les axes fluviaux pérennes. Sur la Marne, entre Joinville et Saint-Dizier, 8 bocards ont été recensés. La présence de cette activité extractive a permis l'émergence et le développement d'une activité sidérurgique et métallurgique qui a constitué l'activité industrielle principale de la Haute-Marne jusqu'à la première moitié du XX$^{ème}$ siècle. Des aménagements importants et nombreux existent donc dans, et à proximité du lit mineur. On retrouve cette organisation et la présence de nombreux ouvrages hydrauliques dans toutes les vallées voisines, comme l'Ornain, la Saulx (Devos, 1996), la Blaise…

Dans le Perthois, ces activités sont tout autre. L'activité est essentiellement agricole et le besoin en moulins pour moudre le grain est important. Cependant, la nature géologique (argiles et craies marneuses) du substrat donne naissance à de nombreux petits cours d'eau affluents de la Marne. Les moulins sont préférentiellement installés sur ces petits drains pérennes, plus facile à aménager que la Marne. De plus, la Marne connaît déjà une dynamique plus active dans ce secteur. Le service de la navigation en charge de la Champagne déclare en 1787 (cote archive départementale *C1746*) que *« entre Hauteville et Larzicourt, la rivière n'est point encaissée, le fond est de grève et le lit varie continuellement ».* Aucun moulin n'est donc installé dans le lit majeur de la Marne dans le Perthois. Les aménagements liés à l'activité sidérurgique et métallurgique sont absents de ce secteur car les sources de minerai de fer sont déjà assez loin.

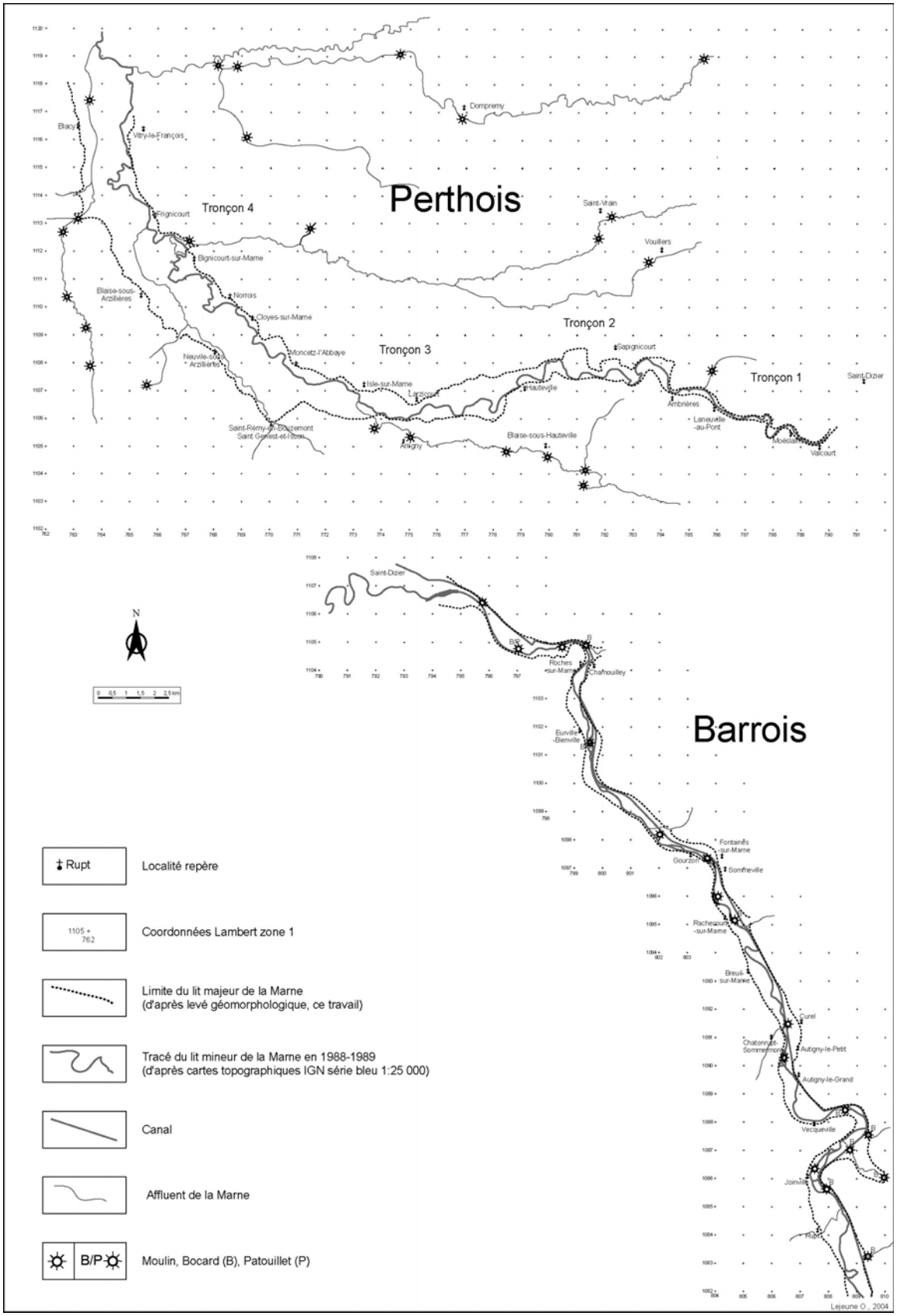



*Figure 4.31 : Répartition des ouvrages hydrauliques dans les régions du Barrois et du Perthois aux abords de la Marne.*

#### 4.3.4.3.2. Aménagement et rectification récente du lit majeur et mineur

Au cours du XIX$^{ème}$ mais surtout durant le XX$^{ème}$ siècle, de nombreux aménagements ont été réalisés dans le lit majeur et à proximité. Ainsi, de nombreux éléments ont pu influencer le tracé de la Marne. Nous allons examiner ici l'ensemble de ces éléments et tenter de voir si leur impact est notable ou pas. Ces éléments ont été identifiés. Il s'agit des aménagements liés à la création du lac du Der, au développement de l'exploitation des gravières, au fonctionnement du canal de la Marne à la Saône, ainsi que l'impact de la construction de différents ouvrages d'art.

##### *- Impact des aménagements du lac du Der sur le fonctionnement global de la Marne dans le Perthois.*

La mise en fonction du lac du Der a été accompagnée par un certain nombre de modifications du lit mineur de la Marne qui sont susceptibles d'avoir un impact sur la dynamique hydro-géomorphologique. Le lit mineur a été retouché depuis le milieu des années 1970 afin de l'adapter aux débits de soutien d'étiage et de limiter les crues à l'aval du Der Ce recalibrage est passé par :

-un approfondissement du lit mineur de près de 1 m.
-un doublement de la largeur du lit mineur.

Ces modifications augmentent la capacité du lit mineur pour évacuer de plus grandes quantités d'eau en faisant passer le débit plein bord du Perthois de 80-100 $m^3/s$ à plus de 150 $m^3/s$.

Les sédiments récupérés ont été utilisés par les différentes entreprises de travaux publics qui ont participé aux aménagements du lac du Der. Le volume des matériaux déplacé est estimé à 500 000 $m^3$ (Malavoi, 2001), soit près de 190 000 tonnes d'alluvions. Ces matériaux ont servi aux différents aménagements autour du Der et une partie a été étalée en bordure du lit mineur afin de rehausser les berges (Figure 3.10).

La restructuration des berges, ainsi que la volonté de limiter la dynamique divagatrice de la Marne a amené les collectivités à aménager ses berges dans le but d'éviter leur érosion. Alors que dans les trois premiers tronçons, les aménagements de berges ne représentent qu'environ 5 à 15 %, ce chiffre est porté à près de 45 % dans le tronçon 4. Ces aménagements visent à protéger les terres agricoles (70 %) et les habitations (30 %). En effet, comme nous l'avons déjà souligné, une dizaine de communes du Perthois sont directement installées sur le rebord externe de la terrasse Ma.1, constituant régulièrement la rive droite de la Marne. La vulnérabilité de ces secteurs est grande car ils sont soumis à des phénomènes d'effondrement des berges.

Il faut noter que les berges de la Marne sont composites car elles sont constituées par des galets et graviers à la base, recouvertes par des limons. Ces berges subissent une attaque régulière de leur base par le cours d'eau. Les sédiments de la base sont hétérogènes et offrent une mauvaise cohésion. Ils sont donc facilement mobilisables par le cours d'eau. La Marne sape la base de la berge, met en surplomb la couche limoneuse qui s'effondre ensuite en bloc dans le cours d'eau. Ces processus sont classiques (Hey et *al*, 1991) et ont déjà été décrits dans la région, sur la Saulx perthoise (CTGREF, 1974 ; Maire, 1977). Les

alluvions fines évacuées par le lit mineur et réétalées ensuite sur les berges par les crues tendent à augmenter le poids sur les limons en surplomb. Ceci augmente d'autant plus l'instabilité des berges en aval du canal de restitution du Der.

### *- L'impact des gravières ?*

La présence de gravières à proximité d'un cours d'eau tend à créer une zone d'appel qui provoque le rabattement de la nappe phréatique et qui incite le cours d'eau a modifier son tracé (Berlan, 1998). Il est alors attiré vers la gravière en raison de la modification de la géométrie de la nappe alluviale (nappe libre soutenue convexe). Il nous est alors apparu important de faire le point sur les exploitations de granulats dans le Perthois et essayer de percevoir si cela pouvait avoir un impact sur la dynamique fluviale de la Marne.

Ainsi, de par l'accumulation très importante de sédiments calcaires dans tout le secteur compris dans un triangle compris entre Vitry-le-François, Saint-Dizier et Sermaize-les-Bains, de nombreuses gravières ont été ouvertes.

L'exploitation se fait essentiellement sur le niveau Ma.1 qui offre un potentiel de plus de 500 millions de $m^3$. Les autres terrasses de la Marne représentées dans ce secteur (Ma.2 et Ma.3), bien que possédant un potentiel alluvionnaire important, ne sont pas ou très peu exploitées. Pourtant le volume alluvial virtuellement exploitable pour ces deux niveaux est de plus de 400 millions de $m^3$.

Ainsi, dans la partie marnaise du Perthois qui représente environ 210 $km^2$, 9 grandes sociétés se partagent l'exploitation de plus de 320 sites. Il s'agit des sociétés Zeimett, GSM, Moroni, Bologne, La Marnaise, Jean Lefèvre, Calin, Blandin et Routière Morin. L'exploitation se fait sur un total de 9 $km^2$ (soit près de 4,5 % de la surface du Perthois marnais).

L'exploitation de ces granulats est restée relativement confidentielle jusque dans les années 1975-1980 où un grand nombre de gravières ont été ouvertes, entre la Marne et l'Orconte, dans la terrasse Ma.1 (Figure 4.32). Auparavant, quelques gravières avaient été ouvertes à proximité du lit mineur de la Marne sur la commune de Larzicourt. Ce type d'exploitation est actuellement presque totalement abandonné mais toutes les gravières n'ont pas été comblées.

Ainsi, en raison de leur faible densité dans et à proximité immédiate du lit majeur de la Marne, les gravières ne semblent pas jouer un rôle notable dans la genèse d'une dynamique de méandrage. Les modélisations hydrogéologiques réalisées par le B.R.G.M. (Panel, 1991) semblent confirmer ces observations.

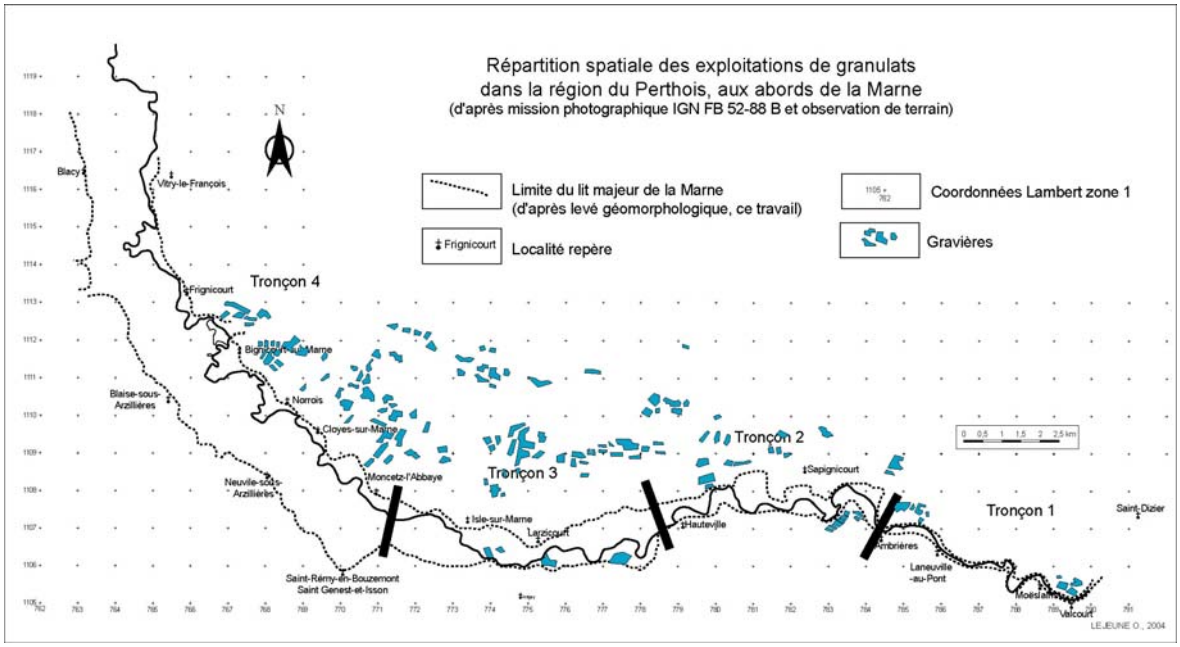



*Figure 4.32 : Répartition des exploitations de granulats dans la région du Perthois au abord de la Marne.*

*- Impact du canal latéral à la Marne.*

En amont de Saint-Dizier, le canal, longe de près le cours d'eau et connaît de nombreuses interactions avec lui (pertes, prises d'eau…). Dans le Perthois, où, hormis aux abords de Sapignicourt et en amont immédiat de Vitry-le-François, le canal passe loin de la Marne (2 à 4 km). La seule interaction existant entre le canal et la Marne dans ce secteur, est la prise d'eau de Sapignicourt. Celle-ci a été créée pour l'alimentation du canal entre Saint-Dizier et Vitry-le-François. Afin d'alimenter le canal, un barrage d'environ 3,5 m de hauteur sur environ 30 m de large a été construit perpendiculairement au cours de la Marne. Il crée une petite retenue d'eau dans le lit mineur de la Marne, à partir de laquelle une rigole d'alimentation prélève de l'eau. L'interaction de cet aménagement est double. Dans un premier temps, le prélèvement d'eau, non permanent, joue néanmoins sur les débits de la Marne et les réduit indubitablement. Dans un second temps, le barrage influe sur la vitesse des eaux. Ainsi, en amont, il semble que des processus de sédimentation se produisent. A l'inverse, en aval, des turbulences hydrodynamiques générées par le barrage ont tendance à fragiliser les berges.

Cependant, les effets de cet aménagement restent locaux et n'ont que des effets limités. Des prélèvements d'eau et des mesures de conductivités ont été réalisés dans plusieurs situations hydrologiques, en amont et en aval du barrage, afin d'en évaluer son impact sur les M.E.S et les solubles. A l'étiage, le barrage tend à retenir les M.E.S. 1 à 2 mg/l. A l'inverse, en crue non débordante, on constate une augmentation de quelques mg/l de M.E.S. en aval immédiat du barrage. Il s'agit d'une remise en charge locale des M.E.S. Quant aux matières en solution, les mesures de conductivité n'ont pas révélé de variations significatives. Ces quelques mesures tendent à confirmer les observations morphologiques

*- Les ouvrages d'art*

Dans la perspective de limiter les atteintes de la Marne sur les ouvrages d'art enjambant la Marne, les alentours des ponts ont tous été équipés d'enrochements sur quelques dizaines de mètres en amont et en aval. Ils ont permis une remarquable stabilité de ces ouvrages durant les deux derniers siècles.

Ils sont relativement peu nombreux :

-dans le tronçon 1, quatre ponts dont un détruit
-dans le tronçon 2, deux ponts dont 1 détruit
-dans le tronçon 3, un pont
-dans le tronçon 4, trois ponts et deux passerelles piétonnes.

Cumulés, ces douze ouvrages possèdent environ 3500 m d'enrochement, soit à peine 4 % des berges du Perthois, autrement dit 16 % du total des berges du Perthois enrochées.

Force est de constater que les aménagements ont joué un rôle important dans la limitation de l'érosion dans le Barrois et dans le Perthois. Dans le Barrois, on constate une stabilisation quasi totale du lit mineur de la Marne depuis 1837 en raison des nombreux aménagements anthropiques. Dans le Perthois, l'analyse est plus délicate puisque le lit mineur n'est pas stabilisé. On enregistre une activité érosive importante depuis 1837. Il s'agit d'un secteur où les aménagements sont peu nombreux jusqu'à la seconde moitié du XX$^{ème}$ siècle. En effet, bien que le contexte socio-économique régional ait été plutôt bon, la région est toujours restée un peu en marge des grands axes de développement français ; la Haute-Marne fait partie du désert français (Gravier, 1947). Les aménagements deviennent véritablement conséquents depuis les années 1970, à la création du lac du Der. Or, on a constaté un ralentissement de l'activité fluviale bien avant cette date, dès la fin du XIX$^{ème}$ siècle. Il faut donc trouver une autre explication à ce ralentissement ancien de l'activité fluviale de la Marne dans le Perthois.

4.3.4.4. L'impact du climat sur la dynamique fluviale de la Marne.

L'impact de la création du lac du Der sur les débits, et donc sur la dynamique fluviale de la Marne dans le Perthois, a été mis en évidence. Cependant, bien que les surfaces balayées par la Marne aient fortement diminué à la suite de la mise en fonction du lac du Der, la baisse de la dynamique est déjà perceptible avant 1974. Les aménagements anciens du lit mineur, de par leur faible nombre et leur faible étendue, ne semblent pas en mesure d'expliquer ce ralentissement de la dynamique fluviale. Il importe donc de trouver une explication « naturelle » à la perte énergétique de la Marne.

Or, cette perte d'énergie du cours d'eau qui tend à rendre plus stable le chenal de la Marne est la résultante d'une diminution du débit, elle-même dépendante des fluctuations climatiques au cours des deux derniers siècles.

Le XIX$^{ème}$ siècle voit la fin du Petit Age Glaciaire, caractérisé par des températures et des précipitations basses. L'évaporation est donc faible et est à l'origine d'un surplus

hydrique important qui détermine un environnement fluvial à forte énergie. Les cours d'eau connaissent donc une exacerbation de leur activité avec un style fluvial qui tend plutôt vers le tressage (Bonnefont, 1993, Arnaud-Fassetta, 2003). Le Petit Age Glaciaire se termine vers la fin du XIX$^{ème}$ siècle, par une période de transition où les températures restent relativement fraîches (Jones, 1990, Le Roy Ladurie, 2004) mais avec une baisse des précipitations. En ce qui concerne les précipitations, afin de comprendre leur évolution, nous avons choisi d'étudier cinq stations météorologiques *(Figure 4.33)*. Ces postes, proches du bassin amont de la Marne, possèdent de longues séries d'enregistrements pluviométriques. Le traitement par CUSUM de ces données met en évidence une longue période sèche de 1820 à 1900. La combinaison de températures fraîches et de précipitations peu abondantes influe sur les écoulements qui restent importants.

Depuis 1900, les précipitations augmentent de nouveau et on aborde une longue série humide, plus ou moins bien marquée selon les stations étudiées. On entre cependant dans la période de réchauffement important et rapide des températures atmosphériques. Ces dernières vont progressivement augmenter et gagner près de 2°c en l'espace d'un siècle (Mann et *al*., 1998 ; Arnel, 1999 ; Houghton et *al*., 2001 ; Luterbacher, et *al*, 2004). Ce fort accroissement des températures, combiné à, somme toute, une faible augmentation des précipitations amène donc une augmentation de l'ETP. Les cours d'eau sont alors confrontés à un déficit hydrique de plus en plus conséquent. En toute logique, on peut alors s'attendre à voir leur dynamique générale se ralentir, même si l'évolution du climat tend à se diriger vers une recrudescence des évènements climatiques extrêmes (Ducharne et *al*., 2003).

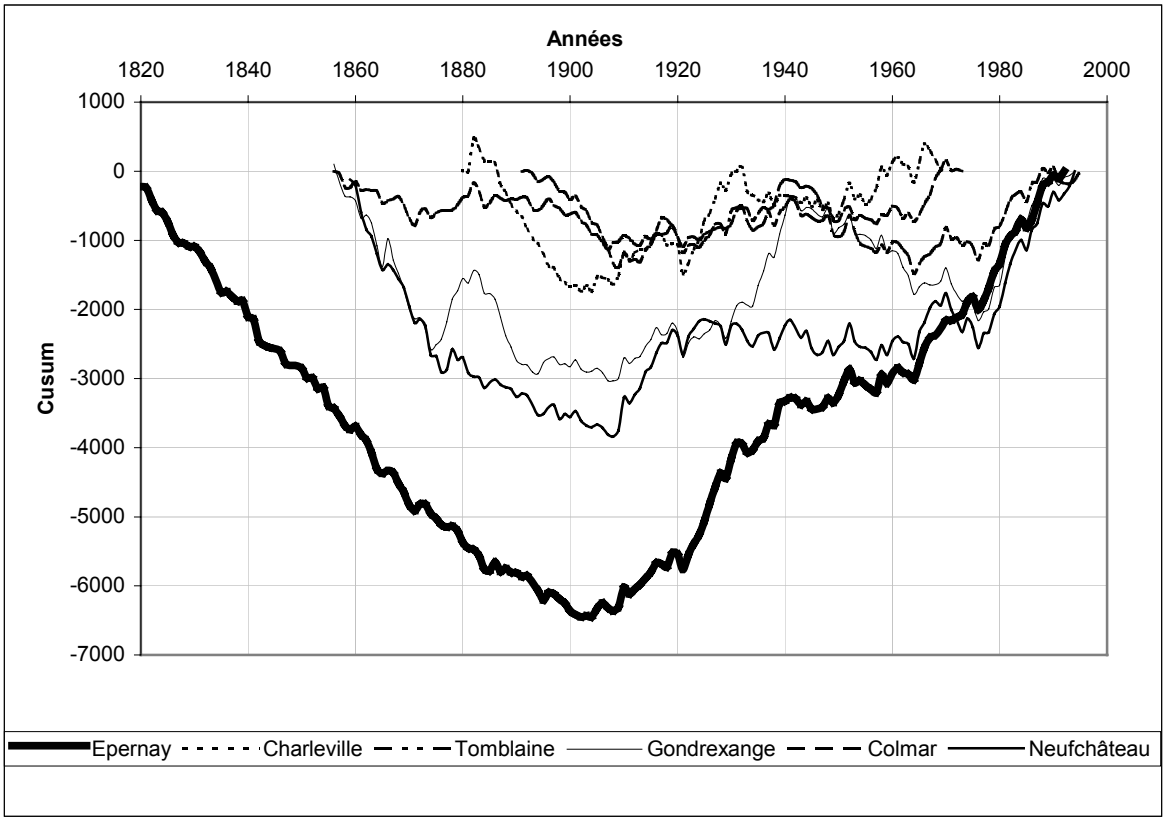



*Figure 4.33 : CUSUM des précipitations de cinq stations climatiques du grand Est (séries longues).*

Il semble que le facteur pouvant, peut-être expliquer l'évolution de la dynamique fluviale de la Marne, et sans doute celle des autres cours d'eau de ce secteur, est sans doute lié à l'impact du changement climatique depuis le XIX$^{ème}$ siècle. Les aménagements anthropiques dans les cours d'eau ne sont donc pas les seuls à être à l'origine de cette diminution sensible de la dynamique. L'évolution climatique peut sans doute expliquer une partie de ces variations. Il semble cependant difficile de faire la part des choses entre les différents impacts que ces phénomènes ont pu engendrer sur la dynamique fluviale de la Marne. Néanmoins, nous avons proposé ici quelques éléments de réflexion.

### 4.3.5. Evolution inter-annuelle du lit mineur de la Marne.

Cette partie de ce travail est basé sur l'étude de l'érosion dans le lit mineur à l'échelle annuelle. Elle doit nous permettre d'apprécier l'instabilité morphologique du lit mineur en fonction des événements hydrologiques.

Afin d'apprécier quantitativement l'évolution de la Marne au cours de la période 2002-2004, nous avons accompli dix profils en travers du lit mineur de la Marne au cours de trois campagnes exécutées à des dates différentes. Les mesures ont été réalisées durant l'étiage estival de juin 2002, l'étiage hivernal de février 2003 et durant l'étiage estival de juillet 2004 à l'aide d'un niveau de chantier *Leica basic Level* d'une précision de mesure de 3 mm sur 1 km (Figure 4.38-7). La réalisation de ces profils en travers s'est accompagnée d'un certain nombre de mesures et d'observations ponctuelles permettant de présenter la dynamique fluviale de la Marne en amont de Saint-Dizier et dans les tronçons géomorphologiques 2 et 3 du Perthois. Le soutien d'étiage de la Marne par le lac du Der ne nous a pas permis de réaliser des transects dans le tronçon géomorphologique 4, à l'aval du canal de restitution du Der. Le tronçon 1, au lieu-dit « les Côtes Noires », fera l'objet d'une étude plus approfondie à la fin de ce chapitre.

#### 4.3.5.1. Caractérisation des sites et des campagnes de mesures.

##### 4.3.5.1.1. Caractérisation hydrologique des périodes de mesure.

Les profil en travers du lit mineur ont été réalisés entre 2002 et 2004 (Figure 4.34). Au cours de cette période, le module de la Marne a été de 16 $m^3/s$ à Saint-Dizier. A l'aval de la station hydrométrique, entre la première et la seconde campagne, le débit plein bord a été atteint 4 fois avec un maximum à 140 $m^3/s$. Entre la seconde et la troisième campagne, il n'a été atteint qu'une fois avec un maximum à 149 $m^3/s$. En amont de la station de Saint-Dizier, le lac du Der n'ayant pas encore prélevé d'eau dans la Marne, les débits sont plus forts. Les données de l'I.I.B.R.B.S. nous ont permis d'estimer les débits de pointe de crue qui ont tous été supérieurs à 280 $m^3/s$ durant l'hiver 2002-2003. Nous n'avons pas disposé de ces données pour la période 2003-2004. Cependant, l'enregistrement de la crue de février 2004 étant comparable aux quatre précédents, on peut supposer que le débit maximum atteint par cette crue a été au moins équivalent.

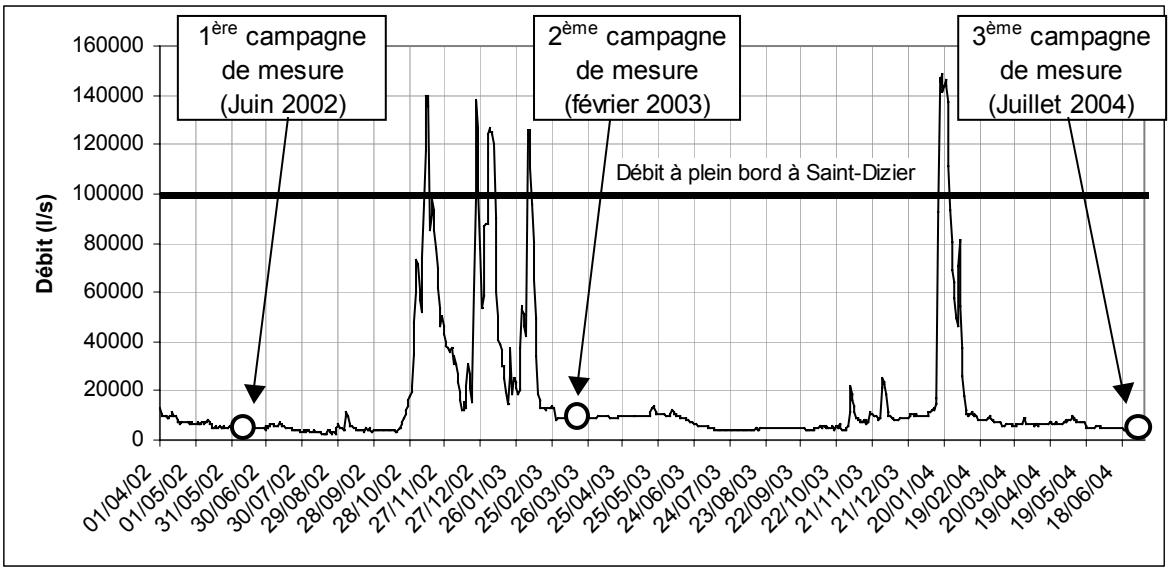



*Figure 4.34 : Situation hydrologique des campagnes de mesures des profils en travers à la station hydrométrique de Saint-Dizier.*

Quatre méandres libres divagants ou train de méandres ont été étudiés. Les sites choisis constituent chacun des exemples caractéristiques du Barrois et du Perthois (Figure 4.35).

#### 4.3.5.1.2. Caractérisation du site du Barrois : un secteur anthropisé stabilisé.

La partie barroise de la vallée connaît peu de sinuosités. Le fait important à retenir concernant ce secteur est sa forte anthropisation. En effet, la Marne amont a fait l'objet de nombreux aménagements afin de stabiliser son lit mineur. On trouve donc une grande quantité de secteurs avec des enrochements ou des géotextiles. Elle décrit peu de méandres libres, hormis celui du Breuil (Figure 4.35-4), situé entre Breuil-sur-Marne et Rachecourt-sur-Marne. Le site de Breuil est constitué de deux demi-méandres simples dont la sinuosité globale (Is) est de 3,05. Le profil en long du site de Breuil est aussi modifié artificiellement par la présence d'anciens seuils réalisés afin d'élever le plan d'eau pour les moulins, bocards et patouillets (Morin-Hamon, 1996). L'observation des berges restées à l'état « naturel » a révélé qu'elles étaient soumises à une faible instabilité (peu d'encoches d'érosion qui sont de faibles dimensions). L'activité agricole n'est pas étrangère à cette stabilisation du tracé de la Marne. La protection des parcelles, exploitées le plus souvent en pâture, a nécessité de nombreux travaux de consolidation des berges. Ainsi, au vu de ces nombreuses modifications anthropiques de la Marne dans ce secteur, nous avons décidé de ne pas réaliser de profils en travers.

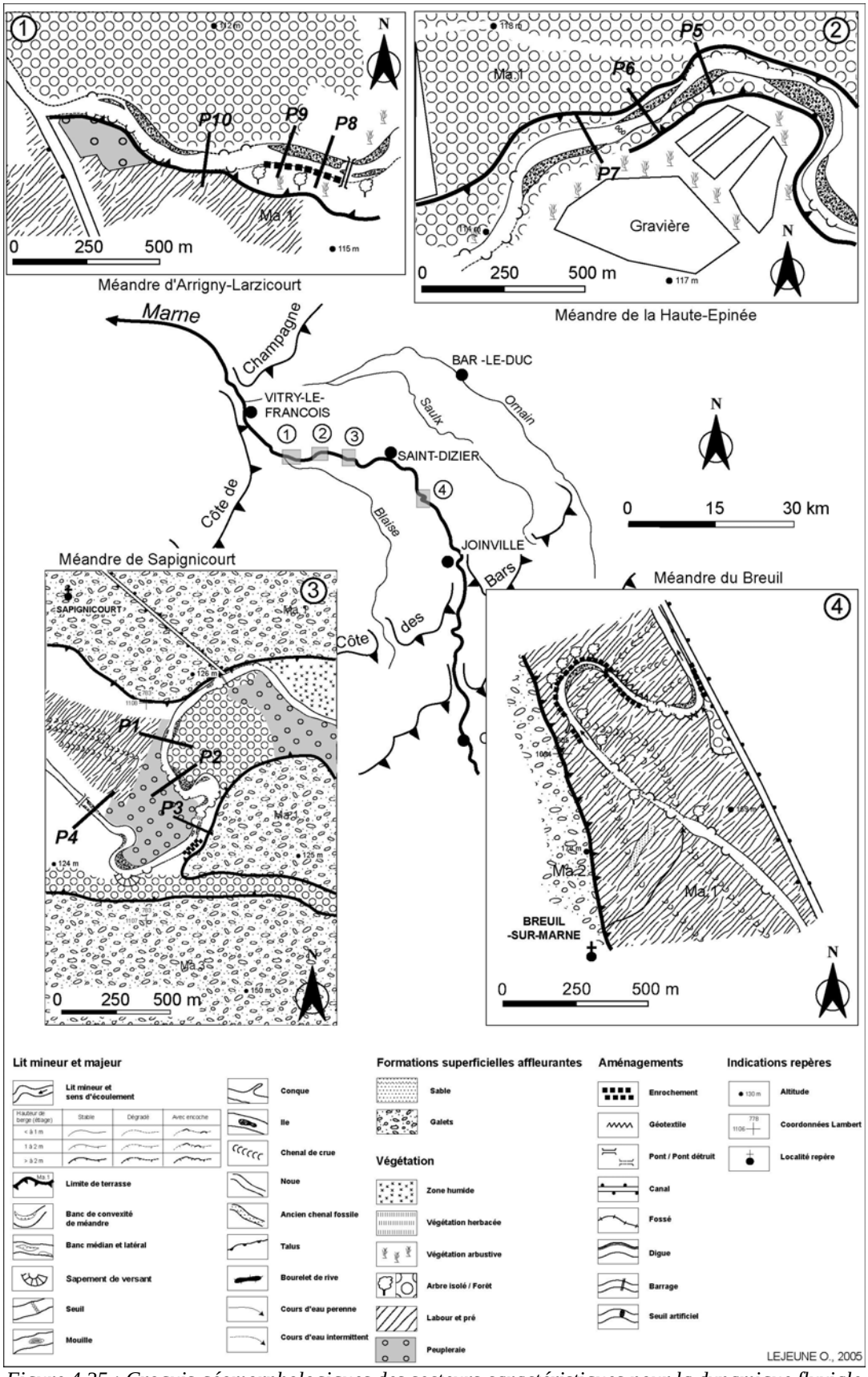



*Figure 4.35 : Croquis géomorphologiques des secteurs caractéristiques pour la dynamique fluviale et localisation des profils en travers.*

4.3.5.1.3. Caractéristiques des sites du Perthois.

Dans le Perthois, trois sites ont été étudiés.

Le segment de cours d'eau le plus en amont est celui de Sapignicourt (Figure 4.35-3). Il se compose d'une succession de deux demi-méandres simples, d'un demi-méandre multilobé et enfin d'un demi méandre simple. L'indice de sinuosité de l'ensemble du secteur est de 1,45 avec un écart-type de 0,3. On se situe donc à la limite entre le chenal sinueux et le méandre (Brice, 1964). Quatre profils, de P1 à P4, ont été réalisés sur ce site. Le chenal d'étiage a une profondeur moyenne d'environ 1,5 m mais est mal marqué dans le chenal plein bord. Il est rejeté sur la rive droite. La rive gauche est occupée par des bancs latéraux plus ou moins bien développés. Ils le sont moins dans les sections plus rectilignes (P1, P3 et P4), mais beaucoup plus dans les parties méandriformes (P2).

Le segment médian (Figure 4.35-2) localisé au lieu-dit « La haute Epinée » est composé d'un demi-méandre multilobé suivi par un demi-méandre simple. Le premier méandre a un Is de 1,66 et le second, de 1,05 (moyenne de 1,35). Nous sommes là aussi à la limite admise entre le chenal sinueux et le méandrage. Trois profils ont été mesurés (P5, P6 et P7). Le chenal d'étiage est large d'une trentaine de mètres. Il est situé en général au centre du chenal plein bord dans lequel ont voit apparaître des petits chenaux secondaires actifs en période de crues non débordantes.

Enfin, le troisième segment (Figure 4.35-1) est localisé en aval du pont reliant la commune d'Arrigny à Larzicourt. La section est composée de deux demi-méandres simples. L'Is est de 1,18 pour le premier et de 1,08 pour le second. La section est de type rectiligne. Trois profils y ont été effectués (P8, P9 et P10). La profondeur du chenal d'étiage est en moyenne de 2 m. La largeur du chenal plein bord est variable (de 70 à 140 m). Ce segment a été retouché par l'homme, en particulier lors de la troisième campagne de mesures, où le lit mineur a été recalibré.

Les trois sites possèdent des berges dont les caractéristiques sédimentologiques sont identiques. Le fond du lit mineur est composé par les argiles de l'Albien. La partie basse des berges est inscrite dans les formations alluviales grossières (galets et graviers jurassiques). La partie supérieure est composée par des limons.

Dans le Perthois, les sites choisis s'inscrivent dans un lit majeur qui tend à retourner à la ripisylve naturelle même si on rencontre localement des peupleraies. L'emprise humaine passée demeure localement présente par la subsistance de quelques anciennes gravières.

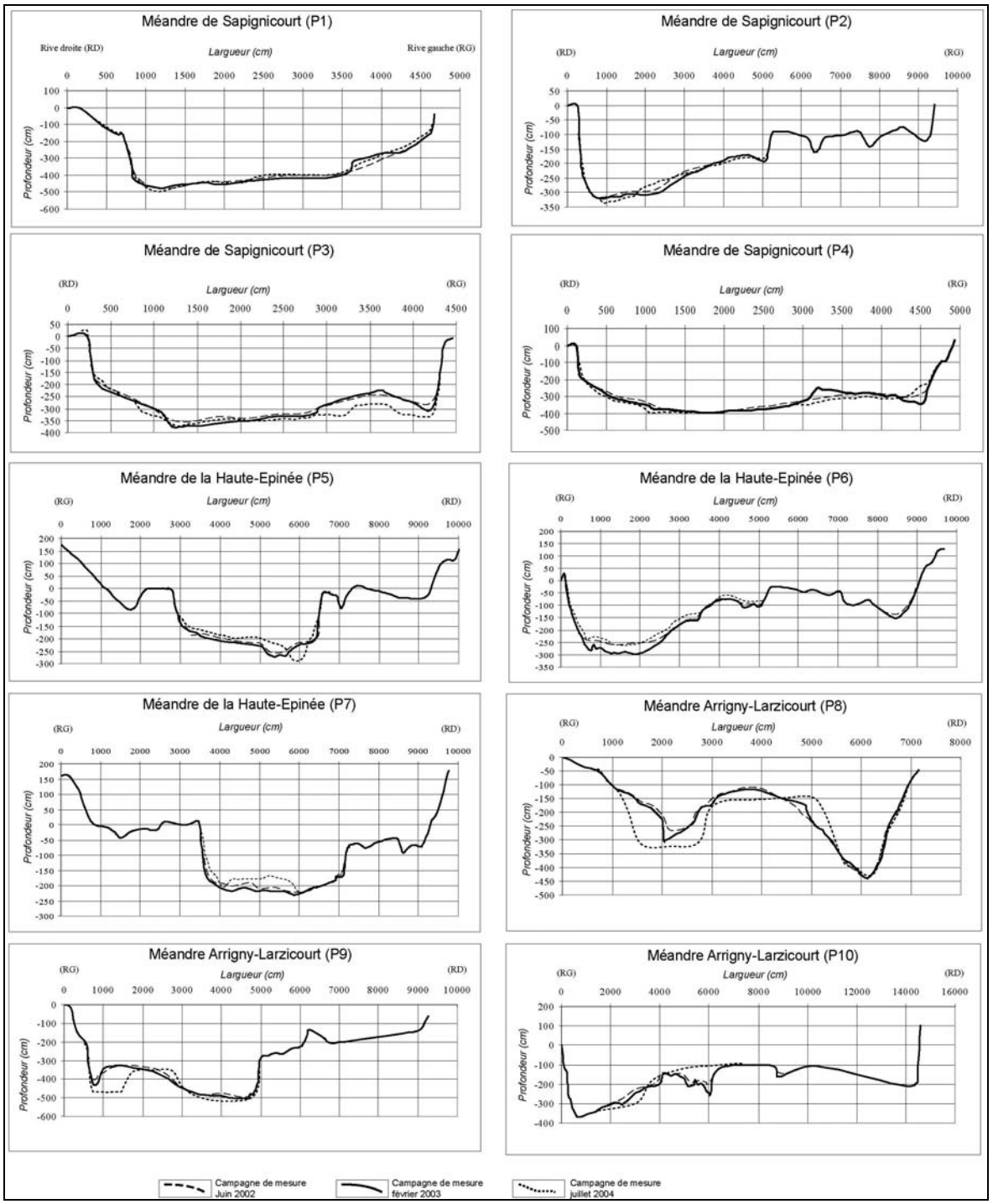



*Figure 4.36 : Profils topographiques en travers de la Marne dans le Perthois.*

#### 4.3.5.2. Ajustement inter-annuel du chenal au cours de la période 2002-2004.

Nous avons calculé la surface mouillée de chaque profil pour chaque campagne (Figure 4.37). Ceci nous permet alors d'apprécier le rythme d'évolution du lit mineur. On peut alors observer que les crues hivernales de 2002-2003 ont eu tendance à creuser le talweg car on constate une augmentation de la section mouillée entre les campagnes 1 et 2.

Ceci est observable sur huit profils. L'augmentation de la surface de la section mouillée varie de 1 % pour le profil P2 à 8,8 % pour P6 soit une augmentation respective en valeur absolue de 1,6 $m^3$ à 18,5 $m^3$. Les valeurs des autres profils (P1, P5, P7, P8, P9, P10) sont assez basses (toujours inférieures à 9 $m^3$) car elles correspondent plutôt à une évacuation d'une mince couche d'alluvions en transit sur le fond du cours d'eau et à l'érosion du bedrock. Par contre, le profil P6 connaît une forte érosion correspondante au décapage d'une couche d'alluvions plus épaisse qui recouvrait le fond du chenal d'étiage.

A l'inverse, deux profils ont des valeurs négatives. Il s'agit des numéros P3 et P4 où l'on constate une réduction de la surface mouillée de –3,4 et -0,8 %. Il faut noter que ses deux profils appartiennent au segment de Sapignicourt. Les deux autres profils P1 et P2, même s'ils ont vu un accroissement de leur surface mouillée, ont connu des atterrissements limités.

Entre les campagnes 2 et 3, les épisodes de crues ont été moins nombreux (un seul au-delà du débit plein bord). Sur les deux premiers segments (Sapignicourt et Haute Epinée), l'accrétion est plutôt la règle. En effet sur sept profils, cinq connaissent une réduction de leur surface mouillée (de -1 % pour le profil P7 à –3,3 % pour le profil P6). Les profils P3 et P4 connaissent un comportement inverse avec une augmentation de 5,5 et 2,8 %.

En ce qui concerne le segment le plus à l'aval, afin d'évacuer des embâcles accumulés sous le pont d'Arrigny, des pelleteuses sont intervenues dans le lit mineur (Figure 4.38-5). Ils ont par ailleurs procédé au recalibrage du lit en modifiant la géométrie du banc médian et latéral. On assiste alors à une augmentation de la surface mouillée de 18 à 22 $m^3$ (8,1 et 7 %) pour les profils P9 et P10. Le P8, bien qu'ayant subit aussi des modifications, ne connaît qu'un accroissement mineur (1,9 $m^3$ soit 0,7 %).

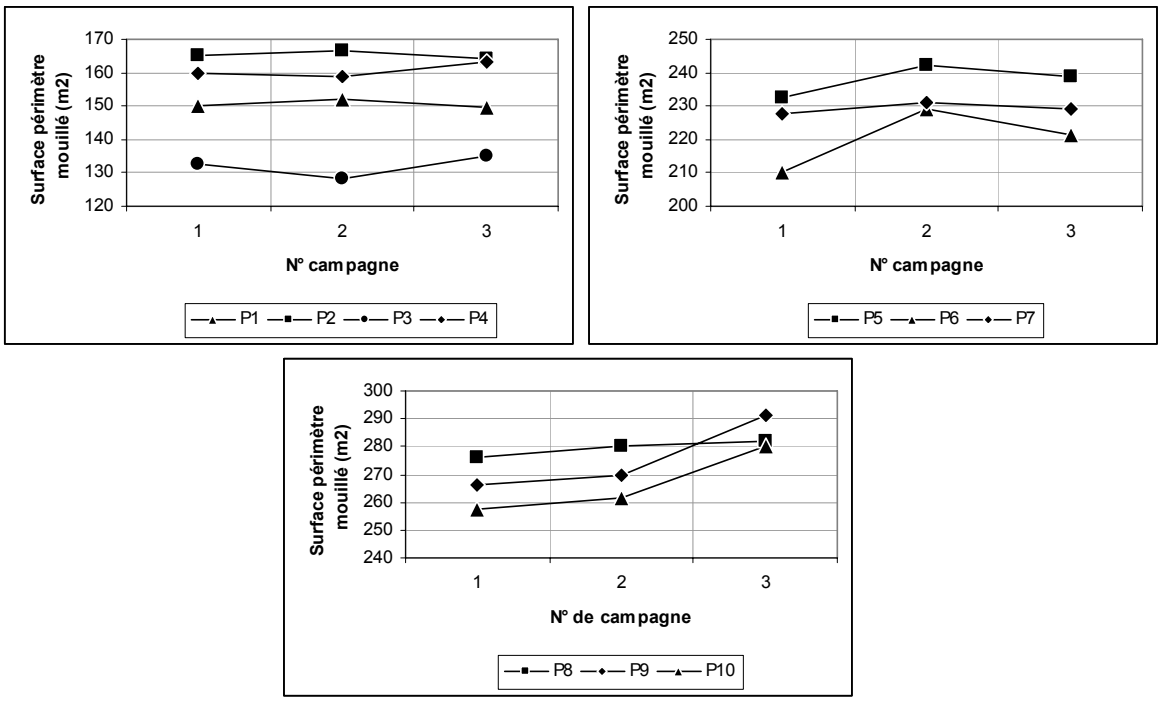



*Figure 4.37 : Tendance évolutive de la surface mouillée de chaque profil topographique en travers de la Marne*

*Figure 4.38 : Photographies de la dynamique fluviale de la Marne dans le Perthois.*

A partir de ces profils, plusieurs observations peuvent être posées :

- On peut voir que la Marne subit assez peu de modifications de la largeur de son lit mineur. Celle-ci est restée relativement stable sur tous les profils au cours des trois campagnes. Ceci est toutefois à nuancer car des observations ponctuelles réalisées à proximité des secteurs mesurés nous ont permis d'estimer, très localement, des reculs de berges de l'ordre de 2 à 4 m au cours de l'année hydrologique 2002-2003. Ces reculs sont liés à de légères déstabilisations des berges lors de crues qui ont couché des peupliers. Ces derniers, en tombant, ont entraîné une partie de la berge sur laquelle ils étaient plantés.

- Les profils montrent que les phénomènes d'érosion et d'accrétion sur le fond du lit sont prédominants. Les crues de 2002-2003, pourtant peu importantes (période de retour légèrement inférieure à 1,5 ans), ont suffit à provoquer l'érosion de 80 % des profils). A l'inverse, pour l'année suivante qui n'a connu qu'une crue (période de retour : 1,5 ans), l'accrétion est la règle sur 70 % des profils pris en compte.

- Au cours de la période de mesures (829 jours), le dépassement du débit plein bord, à la station hydrométrique de Saint-Dizier, a eu lieu durant 25 jours, soit 3% du temps. Il semble difficile de concevoir que les modifications du lit ne se déroulent qu'au cours de ces quelques jours. Plusieurs observations durant les mois d'étiage ont montré que des modifications importantes pouvaient se dérouler dans des gammes de débits faibles ou au moins inférieures au débit dit morphogène. Ces constatations ont aussi été réalisées sur d'autres cours d'eau (Pickup, Warner, 1976 ; Knighton A, 1973 ; Dzana et *al* ; 1995, 1996 ; Gaillard, 1999 ; Dzana, 2000). Sur la Marne, ces modifications correspondent à des déplacements de la charge de fond (cailloutis calcaires d'un diamètre moyen d'environ 8-12 mm de diamètre), mais aussi a une érosion du bedrock argileux (Figure 4.38-6). Dans ce dernier cas, les argiles apparaissent à l'air libre lors des débits les plus faibles. Il semble que des phénomènes de décompressions et de mouillage-sèchage (Saint-Laurent et Guimont, 1999) apparaissent alors, aidés par le feuilletage naturel de la roche. Les fragments argileux de taille pluricentimétrique, sont ensuite repris par le cours d'eau lors d'une nouvelle montée des eaux.

Les profils montrent que la Marne réagit rapidement aux variations annuelles du débit. Si l'on fait le bilan général sur les trois années de mesures, on constate que l'évolution tend plutôt vers l'augmentation de la surface mouillée sur huit profils. L'augmentation est bien évidemment forte pour les deux profils ayant subit d'importantes modifications anthropiques (environ 9 %). Les autres connaissent une augmentation comprise entre 1,9 et 5,2 %. Même si nos mesures demeurent assez limitées dans l'espace et surtout dans le temps, on est tenté d'en déduire que la Marne tend à s'inciser dans le Perthois, d'autant que c'est le seul secteur où le cours d'eau incise actuellement son bedrock. On peut aussi remarquer que les autres rivières empruntant le Perthois (la Saulx, l'Ornain et la Blaise) coulent aussi sur leur bedrock alors que dans leur cours amont, tout comme la Marne, elles coulent sur leurs alluvions grossières. Les raisons d'un tel comportement sont complexes à déterminer. Une vague érosion régressive semble difficile à imaginer car, à l'aval du Perthois, la Marne coule de nouveau sur ses formations

alluviales. Il est aussi tentant de rapprocher ce comportement aux mesures de néotectonique réalisées par Fourniguet (1980, 1987a, 1987b). Il montre, en utilisant les données des nivellements depuis le début du XX$^{ème}$ siècle, que le Perthois tend à s'élever de 0,1 à 0,5 mm/an. Ces données, si elles sont fiables, sont en mesure d'expliquer la dynamique d'incision de la Marne dans cette région.

#### 4.3.5.3. Détermination de la puissance des tronçons de cours d'eau.

Les transects peuvent alors nous permettre de calculer les puissances brutes et spécifiques dans ces secteurs et ainsi préciser un peu plus les informations sur ces facteurs qui étaient encore, jusqu'à présent assez empiriques. Ces calculs permettent de quantifier la capacité de travail du cours d'eau (Bravard, Petit , 1997 ; Petit, et *al*, 2000). L'étude des puissances de chaque transect permet aussi de les comparer entre eux.

Ainsi, pour chaque profil en travers de la Marne, nous avons déterminé la puissance brute et spécifique à l'aide de la formule :

- puissance brute (W.m$^{-1}$) : $\Omega = \rho.g.Q_{pb}.S$
- puissance spécifique (W.m$^{-2}$) : $\omega = \Omega/w$

où $\rho$ = masse volumique de l'eau (1000kg.m$^{-3}$)
g = accélération de la gravité (9,81 m.s$^{-2}$)
Qpb = débit à plein bord (m$^{-3}$/s$^{-1}$)
S = pente moyenne de la section (m.m$^{-1}$)
w = largeur de la section (m$^{-1}$)

Tous les termes de l'équation sont connus sauf le débit à plein bord ($Q_{pb}$) qui doit être aussi calculé. deux méthodes ont été utilisées ici afin d'apprécier ce paramètre pour chaque profil :

- Méthode DIREN qui extrapole le débit plein bord à partir du débit à plein bord de la station hydrologique immédiatement à l'aval de la section étudiée et de la surface du bassin-versant contrôlée par la section étudiée. Cette méthode suppose que l'augmentation de l'amont vers aval du débit à plein bord est linéaire.

$$Q_{pb} = Q.(a/A)^{0,8}$$

$Q_{pb}$ = débit à plein bord (m$^{-3}$/s$^{-1}$) recherché
Q = débit à plein bord (m$^{-3}$/s$^{-1}$) de la station hydrométrique aval
a = surface du bassin à l'amont du tronçon étudié (km$^{-2}$)
A = surface du bassin à la station hydrométrique (km$^{-2}$)

- Méthode de Manning-Strickler qui permet de calculer la vitesse du courant passant à travers une section de cours d'eau. Le résultat est multiplié par la surface de la section pour obtenir un débit.

$$Q_{pb} = (k_s.R^{2/3}.I^{1/2})/S$$

$k_s$ = coefficient de rugosité de Manning.
R = rayon hydraulique ou rayon moyen (rapport de la surface mouillée/périmètre mouillé) en $m^{-1}$.
l = pente moyenne de la section ($m.m^{-1}$)
S = surface mouillée ($m^{-2}$)

Pour chaque profil, nous obtenons les données suivantes :

| N° de profil | Débit à plein bord (Qpb) ($m^3/s^{-1}$) | | Puissance fluviale | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | méthode DIREN | Méthode Manning-Strickler | avec Qpb DIREN | | avec Qpb Manning-Strickler | |
| | | | brute (Ω) ($W.m^{-1}$) | spécifique (ω) ($W.m^{-2}$) | brute (Ω) ($W.m^{-1}$) | spécifique (ω) ($W.m^{-2}$) |
| P1 | 109,0 | 152,7 | 535 | 13 | 749 | 19 |
| P2 | 109,0 | 133,2 | 535 | 11 | 653 | 13 |
| P3 | 109,0 | 125,7 | 535 | 13 | 616 | 15 |
| P4 | 109,0 | 170,0 | 535 | 11 | 834 | 18 |
| | | | | | | |
| P5 | 111,8 | 82,5 | 878 | 24 | 648 | 18 |
| P6 | 111,8 | 77,6 | 878 | 18 | 609 | 12 |
| P7 | 111,8 | 110,8 | 878 | 18 | 869 | 17 |
| | | | | | | |
| P8 | 115,0 | 193,4 | 1128 | 16 | 1897 | 26 |
| P9 | 115,0 | 101,5 | 1128 | 19 | 996 | 17 |
| P10 | 115,0 | 81,0 | 1128 | 17 | 795 | 12 |

*Tableau 4.9 : Calcul du débit à plein bord et de la puissance spécifique pour chaque profil topographique en travers de la Marne*

La première remarque que l'on peut formuler concerne les fortes différences observables entre les deux méthodes utilisées pour le calcul du débit à plein bord. La première ne fait qu'extrapoler le débit par rapport à la taille du bassin-versant. Elle ne tient pas compte des paramètres géomorphologiques qui caractérisent la section. Le $Q_{pb}$ augmente donc régulièrement d'amont en aval. A l'inverse, la seconde prend en considération ces paramètres locaux. Il semble alors plus judicieux de prendre en considération les données obtenues par cette méthode. Ainsi, les débits à plein bord sont compris entre 77,6 et 193,4 $m^3/s$ avec une moyenne de 125 $m^3/s$. Les études portant sur se secteur (Malavoi, 2001 ; I.S.L., 1999a) semblent donc avoir sous-évalué d'environ 25 % cette donnée en utilisant des méthodes de calcul basées sur l'extrapolation de $Q_{pb}$ par rapport à la surface du bassin étudié.

D'une façon générale, la puissance brute obtenue est assez forte puisqu'elle est comprise entre 616 et 1897 $W.m^{-1}$ et est en moyenne de 1229 $W.m^{-1}$. Les valeurs obtenues sont néanmoins légèrement inférieures à celles du Barrois (station de Saint-Dizier), car si on ignore la valeur extrême du profil P8 situé en aval immédiat du pont d'Arrigny, la moyenne des neuf autres profils chute à 896 $W.m^{-1}$.

Inversement, les puissances spécifiques sont assez faibles. Elles ne sont jamais supérieures à 26 $W.m^{-2}$ qui est la valeur obtenue sur le profil P8. Les autres voient leur puissance spécifique osciller entre 12 et 19 $W.m^{-2}$, ce qui est, là aussi, assez faible par

rapport aux données de la Marne en amont de Saint-Dizier (42 $W.m^{-2}$). C'est aussi des chiffres ténus pour des méandres libres. Ferguson (1981, *in* Bravard, Petit, 1997) estime que la puissance spécifique minimale nécessaire pour que les méandres libres soient actifs est de 10 $W.m^{-2}$. Schmitt et *al.*, (2000, 2001) évalue que le seuil en deçà duquel le réajustement morphodynamique n'est pas significatif est de 35 $W.m^{-2}$. La Marne perthoise se situe dans cette fourchette. Ceci explique peut-être que l'activité des méandres de la Marne dans le Perthois soit assez ralentie. Cette faiblesse de la puissance spécifique combinée à un ralentissement de l'érosion des formes et de la mise en mouvement des particules de fond dans le lit mineur a été observée sur de nombreuses rivières (Reid, Frostick, 1985 ; Assani, 1997).

Si l'on se porte maintenant à l'échelle de chaque train de méandres étudié, on constate que la puissance brute qui est forte en entrant dans le train de méandres diminue peu à peu. Par contre, elle augmente de nouveau à la sortie de ceux-ci. On peut observer cela sur le site de Sapignicourt et de la Haute-Epinée. Cette observation s'explique par l'augmentation de la surface mouillée dans le train de méandres dans les parties à fort rayon de courbure. L'eau, passant dans une section plus large, perd en puissance. A l'inverse, à la sortie du méandre, retrouvant une section plus rectiligne et donc plus étroite, la puissance augmente de nouveau.

Par contre sur le site de Arrigny-Larzicourt, les données sont faussées par la présence du pont routier à l'aval immédiat (30 m) du premier profil (P8). On observe alors des données de puissance brute et spécifique bien supérieures aux autres mesures. Ce pont possède en effet une pile centrale de forme allongée (Lebreton, 1974) qui provoque plusieurs phénomènes distincts :

-Elle coupe le chenal d'écoulement en deux. En amont du pont, la partie du coté de la rive droite se situant à la sortie d'un méandre, concentre les fortes vitesses. Les processus d'érosion sont maximums. Ce secteur est alors surcreusé et accueille le chenal d'étiage. Sur la rive gauche, on assiste à des phénomènes d'accumulation. Un banc latéral se développe et vient prendre appui contre la pile du pont.

-En aval du pont, on assiste à un affouillement suite aux perturbations hydrodynamiques de la pile combiné au décalage du courant sur la rive droite. Coincé entre la rive et la pile, les eaux se concentrent dans un chenal étroit et on assiste à une forte accélération du courant (effet Venturi). On peut alors voir sur le profil P8, une incision du chenal. En rive gauche, l'inverse se produit et les alluvions se déposent sous forme d'un banc médian qui vient se rattacher peu à peu à la berge pour former un banc latéral.

## Conclusion partielle

L'étude de l'évolution du tracé de la Marne à l'échelle séculaire révèle que 2 secteurs peuvent être identifiés. la Marne lors de sa traversée des plateaux calcaires peut être considérée comme stable. Inversement, la Marne dans le Perthois est beaucoup plus mobile.

Ce secteur aval peut être lui aussi découpé en 4 tronçons à dynamique homogène. Cependant, on a pu déterminer que la mobilité du secteur en aval de Saint-Dizier tend à diminuer depuis le début du XX$^{ème}$ siècle alors que depuis 1837, l'érosion engendrée par le balayage latéral du cours paraissait constante. La première idée est que les aménagements humains dans les lits majeur et mineur de la Marne ont pu concourir à la stabilisation. Même si nous avons montré que les grands aménagements récents (lac du Der) ont mis un coup d'arrêt à la mobilité du cours d'eau, il semble pourtant qu'il faille trouver une autre explication à la baisse de la dynamique au début du siècle dernier. Les aménagements du fond du lit ne peuvent expliquer à eux seuls ce ralentissement. Ces données correspondent avec les fluctuations climatiques liées à la fin du Petit Age Glaciaire et le réchauffement depuis le début du XX$^{ème}$ siècle.

A une échelle plus fine, nous avons étudié la variabilité inter-annuelle du lit mineur par la réalisation de profil en travers. Ces profils ont permis de montrer des phénomènes de déstockage des sédiments et d'érosion du fond du lit mineur malgré le fait que ces mesures aient été effectuées au cours d'une période sèche. Ils montrent aussi que les phénomènes d'érosion latérale sont très marginaux sur les profils étudiés. Ils ont également permis de calculer les puissances spécifiques. Ces dernières, très faibles, confirment les observations précédentes, à savoir un ralentissement de la dynamique du cours d'eau.

## 4.4. L'érosion actuelle du bassin-versant de la Marne dans les plateaux calcaires.

Après avoir étudié le régime hydrométrique de la Marne amont et son impact sur la dynamique fluviale, nous allons nous intéresser aux quantités de matériaux érodés et transportés par le cours d'eau. L'objectif de cette dernière partie du chapitre 4 consiste à évaluer le potentiel érosif de la Marne. Nous avons pour cela, procédé à des mesures sur les matières en solution et en suspension au débouché des plateaux calcaires traversés par la Marne. L'objectif est de quantifier les matières sortant de cette partie du bassin-versant et d'évaluer l'érosion sur le site des Côtes Noires qui est un des « wagons érosifs » caractéristique du train sédimentaire de la Marne dans le Perthois.

Cependant, avant même d'exploiter ces mesures, il nous faut d'abord présenter le contexte climatique.

### 4.4.1. Le contexte climatique

Afin d'apprécier correctement les mesures d'érosion effectuées au cours de l'année hydrologique 2002-2003, le contexte climatique général ainsi que celui de l'année de mesure se doivent d'être étudiés. C'est, en effet, le contexte climatologique qui explique les écoulements (Roche, 1963) et donc concoure à l'érosion du bassin-versant.

#### 4.4.1.1. Le contexte climatique général du bassin de la Marne

Le bassin-versant amont de la Marne s'inscrit dans le contexte climatique plus large de la France du Nord-Est. Il est affecté par un temps très variable et changeant en moyenne tous les 3 à 4 jours (Pédélaborde, 1957). En effet, la confrontation des masses d'air polaire et d'air tropical donnant lieu à des températures fortement contrastées génère des trains de perturbations circulant d'Ouest en Est.

La répartition des précipitations dans le haut bassin de la Marne s'intègre dans le col pluviométrique du seuil de Bourgogne, entre les dômes pluviométriques du Morvan et du Barrois. Les précipitations y sont soutenues mais légèrement plus faibles que dans les secteurs précédemment cités. La carte en isohyètes de la région Champagne-Ardenne pour la période 1961-1990 (Figure 4.39) montre que le relief joue un grand rôle dans la répartition des précipitations. En effet, on voit rapidement que les zones à fortes précipitations correspondent aux secteurs de relief plus élevé (massif ancien des Ardennes, relief de côte des Bars, Argonne, plateau de Langres). L'effet orographique est donc assez net. Les masses d'air, essentiellement océaniques, s'élèvent lentement le long des revers des différentes cuestas de la partie Est du Bassin parisien. Cependant, les précipitations sont davantage conditionnées par les contrastes de rugosité de reliefs que par le gradient pluviométrique (142 mm/100 m). Ceci permet alors d'expliquer que le plateau de Langres, situé à la même altitude (450-500 m) que le massif ardennais, soit moins arrosé (respectivement 800-900 mm contre 1000-1200 mm/an (Devos et *al*, 2004) ; le relief étant plus homogène en Haute-Marne que dans le nord de la région. Le reste de la Champagne-Ardenne est essentiellement constitué par une large auréole crayeuse qui provoque, en raison du rayonnement plus intense, une véritable sécheresse géologique. La combinaison de ce facteur additionnée à une altitude relativement faible (150 m), explique les faibles

précipitations de cette zone (entre 500 et 700 mm/an) Dans un même temps, les températures sont assez peu contrastées mais, là aussi, le relief apporte quelques nuances. Le gradient thermique est, en moyenne, de l'ordre 0,55°/100m. La dénivelée existant entre le haut et le bas d'une cuesta (de l'ordre de 100-150 m) explique donc en partie des différences de température d'un à deux degrés.

Alors qu'il existe des différences notables à l'échelle de la région, il semble que le bassin en amont de Saint-Dizier connaisse des précipitations moyennes s'étalant de 700 à 900 mm/an. Elles ne sont cependant pas réparties d'une manière totalement homogène sur l'espace considéré. En effet, la tête du bassin, le plateau de Langres, connaît un léger dôme pluviométrique (800-900 mm/an). C'est le cas aussi dans le Barrois où l'on rencontre un dôme plus important (1000-1200 mm/an) centré sur les bassins de la Saulx et de l'Ornain. Le bassin de la Marne amont se situe à la marge méridionale de ce dôme. Les précipitations y sont atténuées (800-900 mm/an). Entre Saint-Dizier et Vitry-le-François, la région du Perthois est affectée par une plus faible pluviométrie (500 à 700 mm/an). On note néanmoins une dissymétrie dans l'alimentation pluviale entre la rive droite et la rive gauche de la Marne, ce qui présage de rendements hydrologiques potentiels contrastés entre les deux rives.

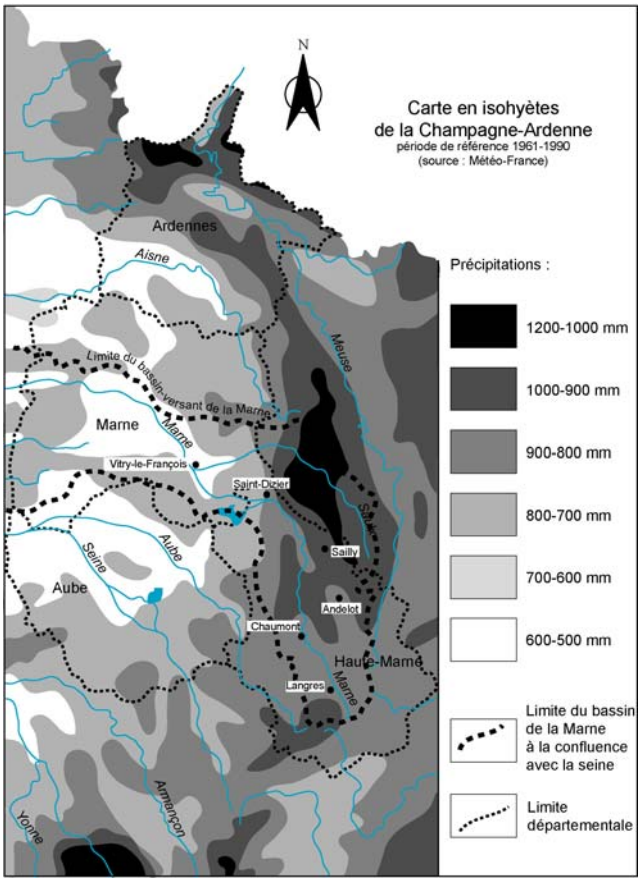



*Figure 4.39 : Cartographie en isohyètes des précipitations annuelles en Champagne-Ardenne (d'après cartographie Météo-France modifiée, période de référence 1961-1990).*

L'analyse sérielle des précipitations inter-annuelles dans cinq stations caractéristiques (Langres, Andelot-Blancheville, Chaumont, Sailly, Saint-Dizier) réparties sur l'ensemble du bassin amont de la Marne démontre que les données pluviométriques

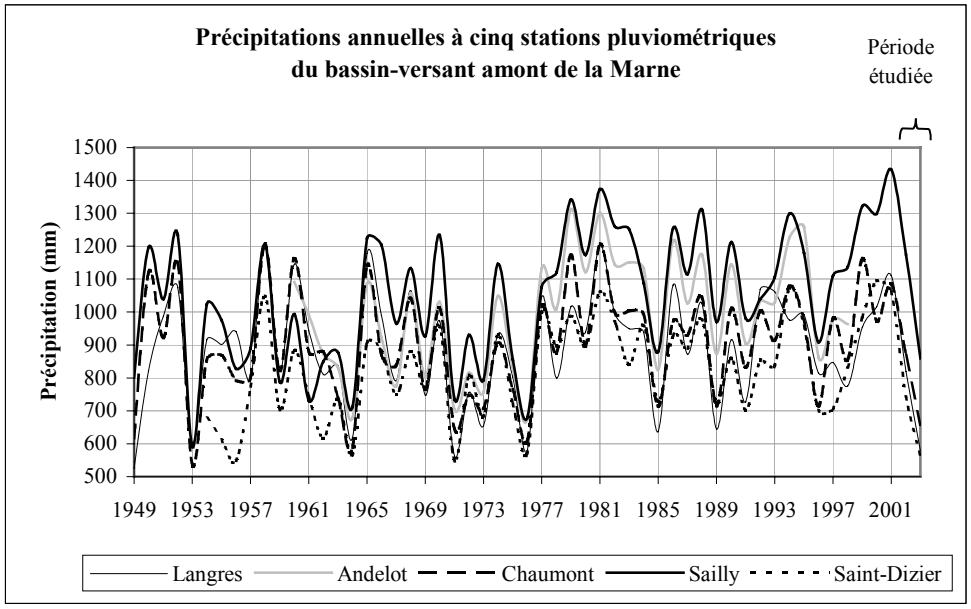
évoluent d'une manière identique. En amont de Saint-Dizier, les moyennes annuelles de ces stations sont peu contrastées (Tableau. 4.10) lorsque les stations sont proches de la vallée. Sur la partie septentrionale du bassin, les précipitations sont plus importantes car les stations se situent sur le bord du dôme pluviométrique du Barrois. Les coefficients de variation sont aussi faiblement contrastés ; toutes les stations étant affectées par des cœfficients de variation compris entre 18 et 20 %, ce qui est conforme à la variabilité des précipitations interannuelles dans le grand Est de la France (Pédelaborde, 1957).

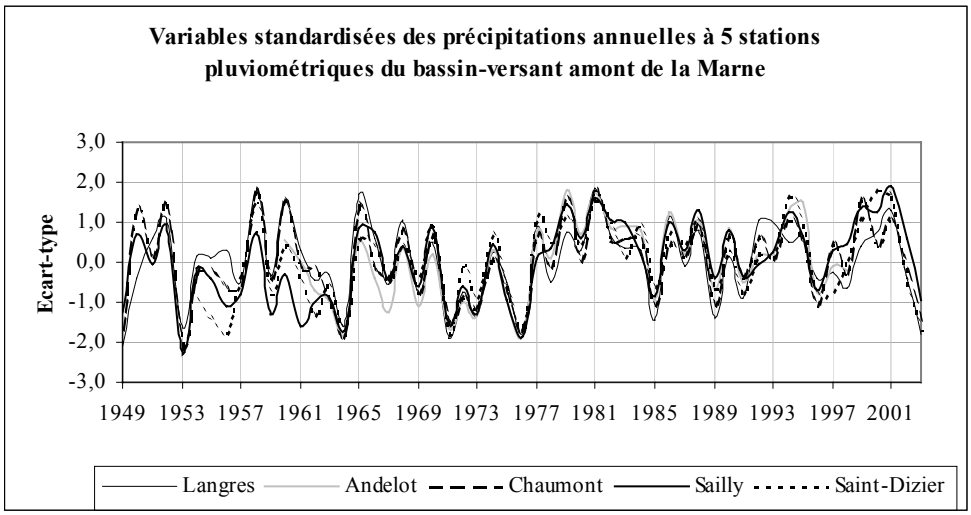
| | **Langres** (1949-2003) | **Andelot** (1960-1998) | **Chaumont** (1949-2003) | **Sailly** (1949-2003) | **Saint-Dizier** (1954-2003) |
|---|---|---|---|---|---|
| **Moyenne (mm)** | 887 | 995 | 902 | 1052 | 823 |
| **E-Type (mm)** | 173 | 175 | 170 | 202 | 152 |
| **Etendue (mm)** | 680 | 627 | 670 | 843 | 546 |
| **Coef variation (%)** | 20 | 18 | 19 | 19 | 19 |
| **Série Humide** | | | | | |
| **Moyenne (mm)** | 947 | 1069 | 976 | 1165 | 905 |
| **E-Type (mm)** | 152 | 140 | 135 | 134 | 110 |
| **Coef variation (%)** | 16 | 13 | 14 | 12 | 12 |
| **Série Sèche** | | | | | |
| **Moyenne (mm)** | 775 | 828 | 762 | 837 | 677 |
| **E-Type (mm)** | 158 | 123 | 140 | 112 | 97 |
| **Coef variation (%)** | 20 | 15 | 18 | 13 | 14 |

*Tableau 4.10 : Caractéristiques des précipitations annuelles de cinq stations pluviométriques du bassin amont de la Marne.*

De même, l'étude du CUSUM de ces stations (Figure 4.39) montre que leur évolution est analogue. Une série globalement sèche de 1949 à 1976 (moyenne 859 mm) précède une série globalement humide de 1977 à 2003 (moyenne 998 mm). Cette dernière a reçu un surplus de précipitations compris entre 7 % (pour Saint-Dizier) et 19 % (pour Andelot-Blancheville). L'amont (autour du plateau de Langres) et la partie Ouest du bassin de la Marne (Chaumont et Saint-Dizier) sont donc soumis à un régime plus régulier. A l'inverse, la partie nord-est du bassin (sur les contreforts du dôme pluviométrique du Barrois : Sailly et Andelot) connaît un régime interannuel plus contrasté.

Cependant, ces séries sont entrecoupées par des sous séries humides ou sèches (Figures 4.40 et 4.41) (François, 1988; François et *al*, 1993). Ainsi, à l'intérieur de la longue période sèche se dégage trois sous séries humides (1949-1952 ; 1958 et 1965-1970). Au cours de la longue série humide, c'est plutôt des années sèches et non des périodes qui viennent interrompre la série. Il s'agit des années 1985, 1991-1992, 1996 et 2003. Ainsi de 1949 à 2003, on peut dénombrer 22 années plutôt sèches et 33 années plutôt humides. La série sèche est entrecoupée de sous séries humides ayant une durée de 4 à 6 ans et une année (1958) exceptionnellement pluvieuse (+ 1,5 à +2 écarts-types selon les stations). Au contraire, la période humide n'est entrecoupée que d'années très sèches et isolées (-1 à -2 écarts-types selon les stations). Cette opposition entre série sèche et humide s'explique essentiellement par la répartition des types de temps dans l'année considérée. En effet, les séries sèches regroupent des années où le type de temps est essentiellement anticyclonique. Les séries humides connaissent des types de temps cyclonique.



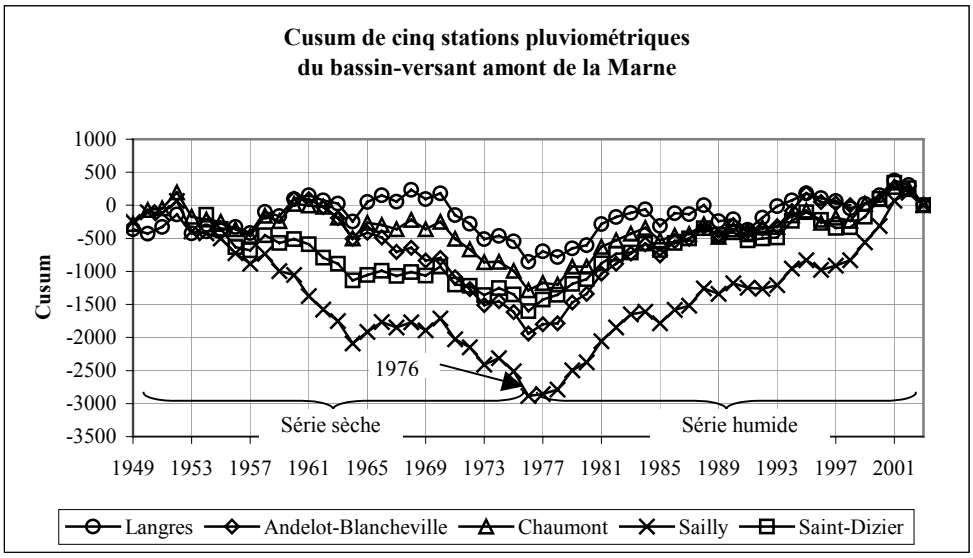




*Figure 4.40 : Evolution des précipitations dans le bassin amont de la Marne à cinq stations pluviométriques (d'après données Météo-France).*

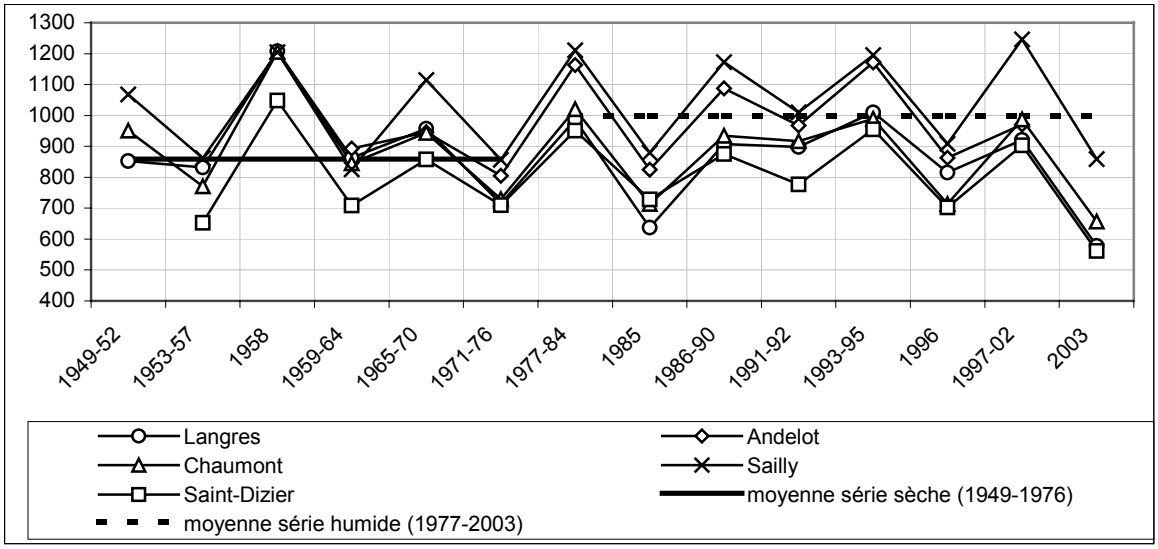



*Figure 4.41 : Variation des moyennes des séries sèches et humides des précipitations aux cinq stations climatiques étudiées dans le bassin-versant de la Marne supérieure.*

La période durant laquelle les mesures d'érosion sur le bassin amont de la Marne ont été réalisées s'étend sur les années 2002 et 2003. Elle se situe à l'amorce d'une période sèche faisant suite à une période humide de près de 25 ans. Ainsi, l'année 2002 (total annuel 743 mm), bien qu'appartenant encore à une série sèche, se situe déjà en dessous de la moyenne de la période d'étude. Elle présente une fréquence de 30% avec une récurrence proche de 3 ans. Par contre l'année 2003 (total annuel de 562 mm) est franchement sèche (-1,5 à -2 écarts-types), car sa fréquence est de 4,5% et sa récurrence est de 22 ans. On peut donc déjà penser que la quantité de matière érodée sera sans doute beaucoup plus faible que les mesures réalisées ailleurs dans des milieux similaires.

La période de mesures s'intègre donc bien en période très sèche. Néanmoins les moyennes interannuelles cachent un régime pluvial hétérogène dans l'année.

#### 4.4.1.2. Le contexte climatique de l'année de mesures 2002-2003.

La connaissance des conditions climatiques proches est essentielle afin d'appréhender les modalités d'écoulement sur les sites de mesures. Deux stations climatiques ont attiré notre attention. Il s'agit des stations de Saint-Dizier et de Louvemont (Figure 4.42 et 4.43). La principale constatation que l'on peut faire est tout d'abord une grande similarité en terme de température. En effet, les deux stations ont une température moyenne annuelle de 12,5°c. Ce chiffre est largement supérieur à la température moyenne annuelle de la station de Saint-Dizier (9,5°c), ce qui implique donc, pour l'année hydrologique considérée une évapotranspiration plus importante qu'à l'ordinaire. La formule de Turc nous permet de calculer l'Etr :

$$\mathbf{Etr = P/\sqrt{(P^2/(300+25T+0{,}05T^3)^2+0{,}9)}}$$

P = précipitation moyenne annuelle
T = température moyenne annuelle

L'Etr est au poste de Saint-Dizier de 496 mm alors que les précipitations sont de 658mm, laissant ainsi une faible place à l'écoulement et donc au ruissellement (période d'observation potentiellement pauvre en événement de crue). La pluie efficace est alors de 161 mm. Cette valeur d'Etr est quasiment identique (500 mm pour la période 1961-1990) aux données calculées sur les proches bassins de la Saulx et de l'Ornain (Devos, 1996).

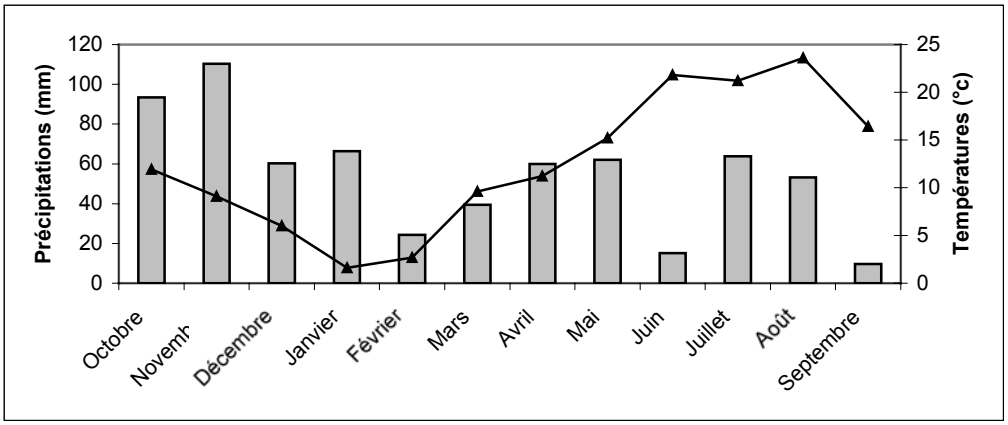



*Figure 4.42 : Régime des précipitations et des températures à Saint-Dizier pour l'année 2002-2003 (données Météo-France).*

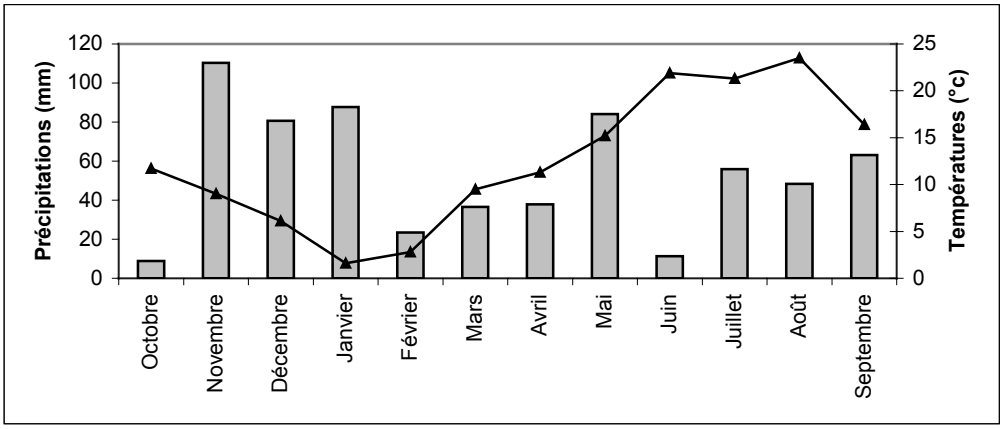



*Figure 4.43 : Régime des précipitations et des températures à Louvemont pour l'année 2002-2003 (données I.I.B.R.B.S.).*

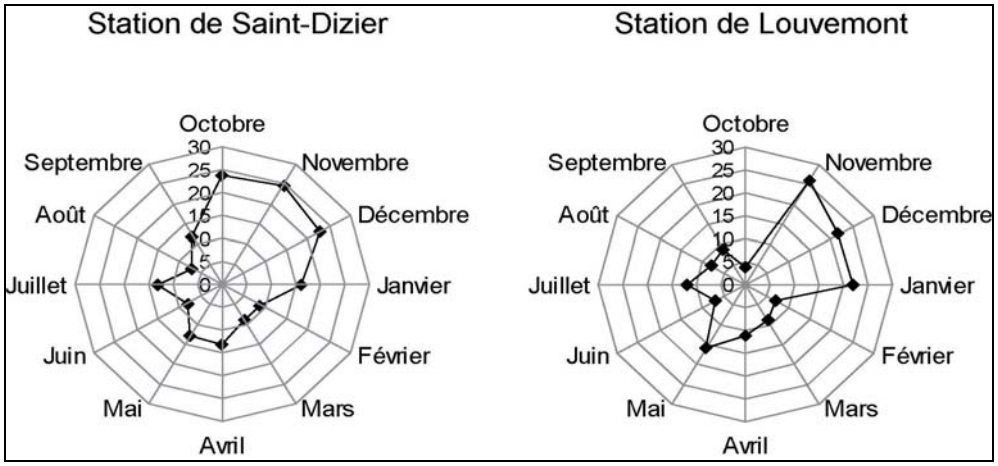



*Figure 4.44 : Nombre de jours de précipitations à Saint-dizier et à Louvemont pour l'année 2002-2003*

Les précipitations sont, elles aussi, très proches dans les deux stations. Du 1 octobre 2002 au 30 septembre 2003, les précipitations moyennes annuelles étaient de 658 mm à Saint-Dizier et 648 mm à Louvemont. Ces données sont plus faibles que la moyenne sur le reste du bassin (899 mm sur la partie amont du bassin de la Marne, données Météo-France). La majorité des précipitations ont eu lieu durant l'automne (respectivement 40 et 31 % du total annuel). Le reste de l'année, les précipitations sont assez bien réparties entre les différentes saisons (entre 20 et 25 % quelles que soient la saison et la station). Les précipitations automnales fortes ainsi que celles du début de l'hiver, tant en quantité qu'en nombre de jours de pluies (42 % des jours de pluies) (Figure 4.42, 4.43 et 4.44), sont donc la résultante des flux de dépressions d'ouest traversant le secteur d'étude. La période hivernale proprement dite est caractérisée par des précipitations et des températures (4,6°c) faibles en lien avec les anticyclones continentaux venus de l'est et du nord. Une partie de ces précipitations se fait sous forme neigeuse. Le printemps connaît des températures plus chaudes (16,1°c) et des pluies régulières en raison du retour du front polaire. Enfin l'été connaît un climat chaud (supérieur à 20°c) et un nombre de jours de précipitation faible. Cependant, bien que les pluies soient assez rares (18 % des jours de pluies), il y tombe plus d'eau qu'au cours de l'hiver ou du printemps. Elles ont lieu en majorité au cours du mois de juillet sous forme de pluies d'orage, donc avec des intensités fortes. Mais, compte tenu de l'évaporation du moment, les précipitations ne profitent pas à l'écoulement et au ruissellement.

Les données climatiques indiquent que la période, durant laquelle les mesures d'érosion ont été effectuées, appartiennent plutôt à une phase sèche, voire exceptionnellement sèche avec des épisodes pluviaux ne profitant pas aux écoulements. C'est d'ailleurs ce que montrait déjà l'étude du régime de la Marne à Saint-Dizier. En effet, le module de l'année 2002-2003, avec 22,5 $m^3$ (données I.I.B.R.B.S), est légèrement inférieur au module interannuel (1948-1999) et sensiblement identique au module de la même station au cours de la période de référence 1984-1998 (21,4 $m^3$).

### 4.4.2. L'objectif et le protocole de mesure.

#### 4.4.2.1. Les objectifs

Nous avons ainsi réalisé des mesures d'érosion au cours de l'année 2002-2003 sur la Marne. Les objectifs de cette étude sont multiples.

Tout d'abord, nous voulons quantifier et déterminer le comportement des flux de matières en solution et en suspension qui sortent du bassin-versant calcaire de la Marne supérieure. Nous comparerons ces résultats avec ceux de bassins inscrits dans la même zone climatique et s'étendant dans des formations analogues du bassin de Paris. Ces bassins sont de tailles différentes. Nous verrons comment le bassin de la Marne s'inscrit dans ce contexte plus général.

Ensuite, nous mesurerons le départ de matières sur un site caractéristique du Perthois : les Côtes Noires. Ce dernier présente une morphologie particulière, puisqu'il s'agit d'un véritable secteur de bad-lands en milieu de plaine. Nous analyserons enfin les processus qui participent à l'érosion de ce secteur.

4.4.2.2. Les types de mesures réalisées.

Plusieurs paramètres physico-chimiques ont été mesurés.

-*Les M.E.S. (matières en suspension).* Un prélèvement d'un litre d'eau est réalisé afin d'être ultérieurement filtré en laboratoire à l'aide d'une rampe de filtration 6 postes reliée à une pompe à vide (filtration forcée). Les filtres utilisés sont en microfibres de verre avec des pores d'un diamètre de 0,45 µm qui est, par convention, la limite inférieure des M.E.S. (Fustec et *al*., 1998). Ils sont passés à l'étuve pendant 20 mn à 80°c pour connaître leur poids débarrassé de l'humidité ambiante. Après filtrage, les filtres sont à nouveau séchés puis repesés. Le poids des M.E.S. est alors déduit par soustraction du poids du filtre avant et après filtration (Berthois, 1958).

-*La température.* Elle a été mesurée sur site à l'aide d'un conductimètre–thermomètre WTW 330i avec une sonde Tetracon 325. Elle est exprimée en °c. La température est un paramètre essentiel car dans des régions karstiques, sa mesure est un élément important dans l'identification de l'origine des eaux (Hoffmann, Pellegrin, 1996).

-*La conductivité*. Les mesures ont été réalisées sur site avec le même équipement que la température. La conductivité est « l'expression de la charge dissoute » (Jaillet, 2000) exprimé en µS/cm à 25°c. « Elle rend compte de la minéralisation des eaux par la quantité d'ions en solution » (Bakalowicz, 1975, 1992). Afin d'exprimer cette conductivité en mg/l et ainsi calculer des teneurs et des flux, nous avons réalisé une corrélation avec la dureté totale (Bakalowicz, 1974, Plagnes, 2000).

-*Le Titre Hydrotimétrique (TH) ou dureté totale* est la somme des concentrations calciques et magnésiennes (Aminot, 1974, Lamalle C. et *al*, 1989). Il a été évalué sur les sites de mesure par complexométrie à l'aide d'un coffret d'analyse des eaux Visocolor. Il permet d'apprécier la dureté totale de l'échantillon. Après la prise d'un échantillon d'eau, celui-ci est mélangé à une solution de titrage (EDTA) versée goutte après goutte à l'aide d'une seringue graduée. Lorsque le mélange vire le résultat en °d (degré allemand) se lit directement sur la seringue.
Ensuite, un résultat est exprimé en °f (degré français) et en mg/l grâce à la relation :

$$1°d° = °1{,}78°f° = °17{,}8°\text{mg/l de } CaCO_3$$

Par ailleurs, il faut noter que le débit de la Marne à ces stations de mesures correspond au débit mesuré à la station hydrométrique de Saint-Dizier. Cette dernière n'est seulement distante de Möeslains et de Laneuville-au-Pont que de quelques kilomètres. Il n'y a pas d'apport d'eau significatif sur ce tronçon. En basses eaux quelques mesures de débits ont été réalisées et ont montré une bonne correspondance des débits entre ces points.

#### 4.4.2.3. Les sites d'expérimentation.

Ainsi, plusieurs sites d'expérimentation ont été utilisés pour réaliser ce travail. Ils ont fonctionné du 1 octobre 2002 au 30 septembre 2003 :

- Möeslains (commune située à quelques kilomètres en aval de Saint-Dizier) au niveau du pont (x : 788,75 ; y : 1105,55 ; z : 130) amenant à la Base Aérienne 113 de Saint-Dizier. Cette station de mesures doit permettre d'évaluer la dégradation spécifique du bassin amont de la Marne qui est essentiellement calcaire.
- le second se situe quelques kilomètres plus en aval, sur la commune de Laneuville-au-Pont, au niveau du pont enjambant la Marne (x : 786,95 ; y : 1106,4 ; z : 125). Les mesures à cette station doivent être comparées à la station de mesures précédente. Entre ces deux stations, se trouve le site des Côtes Noires. Ce site est intéressant car il constitue un des rares sites de bad-lands en milieu de plaine et de plateau sous climat tempéré.

Chaque site à fait l'objet des mesures décrites précédemment. Les prises d'échantillons et les mesures réalisées directement sur le terrain sont exécutées à 2-3 m de la berge.

### 4.4.3. Les résultats de la mesure des flux solides et dissous à la station de Möeslains.

L'étude des flux solides et dissous à la station de mesures de Möeslains permet d'apprécier l'évacuation des matériaux érodés dans le bassin amont de la Marne.

#### 4.4.3.1. Représentativité des mesures au niveau de la section.

Afin de montrer que les mesures réalisées par une prise d'échantillon d'eau à 2-3 m de la rive gauche de la Marne sont bien représentatives de l'ensemble des matières s'écoulant dans le chenal, nous avons réalisé des profils transversaux de paramètres physico-chimiques et de M.E.S. (Figure 4.45) (Antonelli, Provansal, 2002 et inconnue). Pour plus de simplicité, nous présentons ici les mesures faites à Möeslains mais aussi à la station de mesures de Laneuville-au-Pont.

Quatre campagnes de mesures ont été réalisées lors d'épisodes hydrologiques contrastés (montée de crue, décrue, étiage) à l'aide de bouteille Neyrpic de un litre ou de perche de prélèvement manuel. Les paramètres mesurés sont la conductivité, le TH (titre hydrotimétrique) et les matières en suspension. Ces paramètres ont été mesurés en cinq points du profil en travers et à environ 50 cm de profondeur.

En montée de crue, le coefficient de variation pour les M.E.S. est en moyenne de 5 % quelle que soit la station de mesures. Les conductivités et le TH ne varient que très peu (respectivement 2 et 0 % pour Möeslains et 0,2 et 1 % pour Laneuville-au-Pont).

En descente de crue, les coefficients de variation sont assez similaires à la situation hydrologique précédente, soit environ 4 % pour les M.E.S., 0,2 % pour la conductivité et pas de variation pour le TH.

Enfin, à l'étiage, la variabilité latérale des mesures est plus forte en raison de l'activité chlorophyllienne. C'est le cas en particulier pour les M.E.S. qui voient leur coefficient de variation osciller entre 23,4 % à l'amont des Côtes Noires et 17,7 % à l'aval. Cette variabilité est toute relative en raison de la faiblesse des teneurs comprises entre 2 et 5 mg/l. C'est aussi le cas, dans une moindre mesure, pour les conductivités qui fluctuent entre 0,4 et 0,7 %. Le TH ne varie pas.

Ainsi, les fluctuations latérales aux 2 stations de mesures, quel que soit le paramètre mesuré, sont négligeables. La prise d'échantillons à proximité de la rive gauche est donc représentative de l'ensemble de la section.

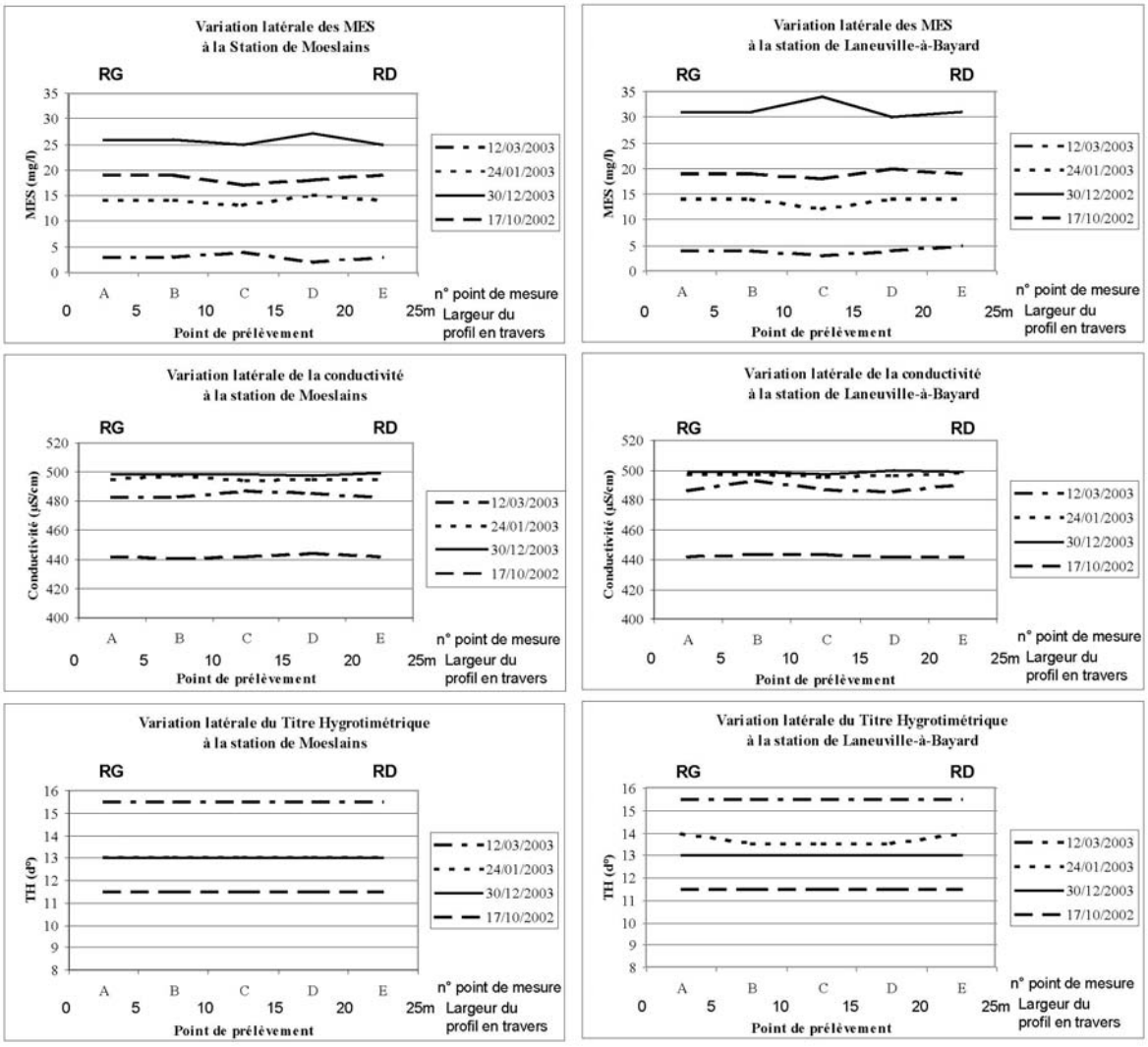



*Figure 4.45 : Vérification de l'homogénéité latérale des flux de matières aux deux stations de mesures de l'érosion*

4.4.3.2. Les résultats observés.

La dégradation spécifique ou dénudation est l'expression du « rapport entre le poids annuel des alluvions transportées par le cours d'eau et la superficie du bassin-versant » (Cosandey et *al.*, 2003). Elle s'exprime en tonne/km$^2$/an.

Au cours de l'année 2002-2003, 161 mesures de conductivités, de température, de TH ont été réalisées aux deux stations de mesures de Möeslains et de Laneuville-au-Pont ainsi qu'un nombre identique de prélèvements d'eau pour la pesée ultérieure des M.E.S. au laboratoire. Ceci représente donc une mesure tous les 2,26 jours. Néanmoins, ces dernières ont été effectuées plus fréquemment en automne et en hiver afin d'appréhender plus finement les évènements de crues et d'une manière plus lâche au cours de la période estivale, puisque la période d'étiage est synonyme de stabilité hydrologique.

#### 4.4.3.2.1. Les matières en solution

Les matières en solution transportées par la Marne vont être étudiées dans cette partie en évaluant la dégradation spécifique des solubles au cours de l'année 2002-2003 mais aussi en nous intéressant à la variabilité des teneurs à l'échelle annuelle et évènementielle.

*-évaluation de la dégradation spécifique des solubles au sortir des plateaux calcaires de la Marne supérieure.*

Le calcul de la dissolution spécifique se fait par « intégration du débit et de la charge dissoute à chaque instant » (Jaillet, 2000) car les concentrations en calcium et en bicarbonates, entre autres, sont étroitement liées au régime des eaux courantes (Collignon, 1988). Afin de permettre ce calcul, les conductivités mesurées en µS/cm doivent être converties en teneur (mg/l) de matière dissoute. Une corrélation est donc réalisée entre la conductivité et la dureté totale (Figure4.46).

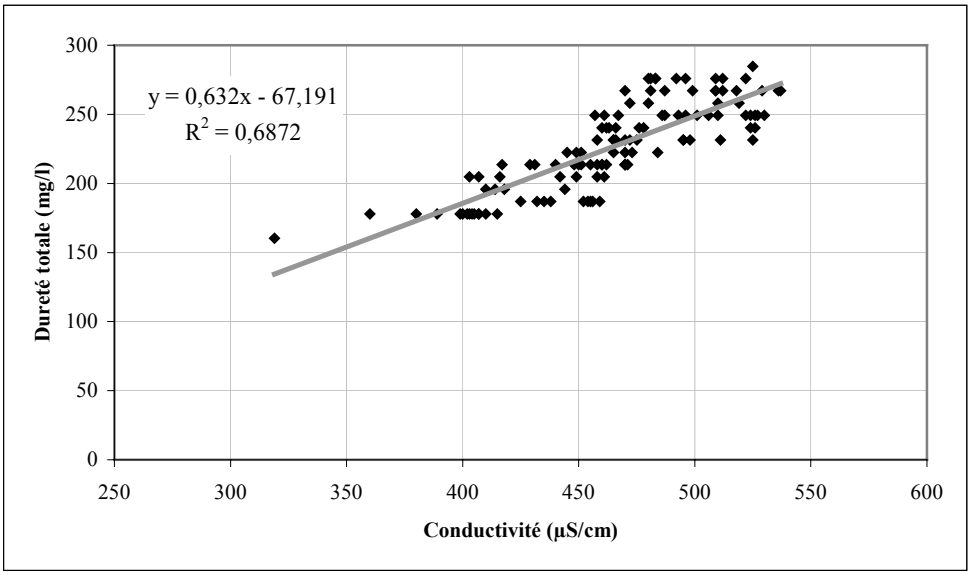



*Figure 4.46 : Courbe de corrélation entre les conductivités (µS/cm) et la dureté totale (mg/l) sur 161 valeurs mesurés au cours de l'année hydrologique 2002-2003 .*

La relation entre les deux paramètres est nette bien que le coefficient de détermination du nuage de points soit plutôt faible ($R^2$ = 0,69) par rapport à ceux déterminés sur de plus petits bassins-versants expérimentaux comme, par exemple, le

Rupt-du-Puits ($R^2$ = 0,99 ; Jaillet, 2000) ou de la Burdigale à Marneffe en Belgique ($R^2$ = 0,82 ; Lamalle et *al*., 1989).

Afin de tenter d'améliorer cette corrélation, nous avons dissocié les mesures ayant été effectuées au cours de l'étiage, de la montée de crue et de la descente de crue (Tableau 4.11).

| Type d'événement hydrologique | Nombre de données | Equation | Coefficient de corrélation |
|---|---|---|---|
| Montée de crue | 25 | y = 0,34x + 73,824 | $R^2$ = 0,3196 |
| Décrue | 20 | y = 0,0109x + 250,97 | $R^2$ = 0,0004 |
| Etiage | 116 | y = 0,7356x - 112,84 | $R^2$ = 0,6884 |

*Tableau 4.11 : Coefficients de corrélation entre les conductivités (µS/cm) et la dureté totale (mg/l) en fonction des différents évènements hydrologiques .*

Les résultats obtenus ne sont pas concluants car on peut constater une très mauvaise corrélation entre le TH et la conductivité au cours des montées de crue et surtout des décrues, le coefficient restant acceptable pour les étiages. La réponse à cette disparité des $R^2$ est sans doute à chercher du coté de l'origine des eaux composant l'hydrogramme de crue. En effet, ce dernier se compose d'un mélange entre des eaux « anciennes » (de nappe ?) et des eaux nouvelles (ruissellement ?) (Cosandey et *al*, 2003). Les crues n'ont pas forcement été générées dans le même secteur du bassin-versant (notion d'aire contributive, Tailliez et *al*., 2000) et les eaux ont une signature chimique différente (annexe 4.17) en raison de la complexité lithologique du bassin de la Marne amont. Ceci n'est donc pas satisfaisant. La corrélation générale est donc celle que nous avons retenue.

Ensuite, afin d'extrapoler les données échantillonnées sur l'intégralité de la période d'observation, une relation doit être trouvée entre la conductivité, traduite en mg/l et le débit de la Marne afin d'évaluer les teneurs journalières de matières dissoutes. Cette relation, bien qu'imparfaite ($R^2$ = 0,71), nous permet de calculer une teneur moyenne de **227 mg/l** et un écart-type de 27 mg/l. La multiplication de ces teneurs journalières par le débit mesuré à Saint-Dizier, nous permet d'évaluer le tonnage de matières dissoutes exportées à la station de Möeslains à 175553 tonnes au cours de l'année hydrologique 2002-2003 soit une dégradation spécifique de **73,1 t/km$^2$/an**. Rapportée à une épaisseur moyenne sur l'ensemble du bassin amont de la Marne, nous évaluons donc le départ des matières dissoutes à **27,6 mm/1000 ans**.

Les formules empiriques permettant de calculer la dissolution spécifique (Ds) de bassins-versants carbonatés sont nombreuses :

- Corbel, 1957, 1959 :

$$\mathbf{Ds = 0,4 \, . \, Ie \, . \, \overline{TH} / 1000}$$

Où

Ie = Infiltration efficace (mm)
TH = minéralisation moyenne (mg /l)

Soit pour l'année 2002-2003 : **36,2 mm/1000 ans**

- Pulina, 1974 (*in* Gamez, 1995) :

$$\mathbf{Ds = a \,.\, \overline{TH} \,.\, Q / S}$$

Où

a = coefficient correspondant au poids spécifique de la roche (calcaire = 12,6)
$\overline{TH}$ = minéralisation moyenne (mg /l)
Q = module ($m^3/s$)
S = surface du bassin ($km^2$)

Soit pour l'année 2002-2003 : **26,8 mm/1000 ans**

- Gombert, 1997, 2002 :

$$\mathbf{DMP\ (Dissolution\ maximum\ potentielle) = E \,.\, \overline{10^6}}$$
$$\mathbf{avec\ E = Ie \,.\, \overline{TH} / \rho}$$

Où

E = épaisseur de calcaire dissous (m)
Ie = Infiltration efficace (m)
$\overline{TH}$ = minéralisation moyenne (mg /l)
$\rho$ = masse volumique moyenne (2650 $kg/m^3$)

Soit pour l'année 2002-2003 : **31,4 mm/1000 ans**

Les résultats obtenus sont cohérents avec les données mesurées bien que les formules empiriques paraissent souvent surestimer la dissolution spécifique. Seule la formule de Pulina est proche des données mesurées. C'est aussi la seule qui tienne compte du débit du cours d'eau. Or, nous l'avons vu auparavant, la Marne est une rivière dont le débit est fortement influencé par des prélèvements anthropiques et en particulier ceux du lac du Der. Il va sans dire que le bilan fait sur la dissolution spécifique est assez fortement affecté par ces prélèvements, d'autant qu'ils se font surtout lors des crues.

*-Impact des prélèvements d'eau du lac du Der*

La reconstitution des débits n'est pas aisée car le canal de prélèvement d'eau du Der ne dispose que d'un débitmètre dont la lecture est effectuée quotidiennement à 8h00. Le débit ainsi enregistré n'est donc pas forcément représentatif du débit moyen journalier.

Nous avons toutefois tenté d'évaluer l'impact des prélèvements du lac du Der sur les matières dissoutes en reconstituant les débits de la Marne par addition des débits mesurés à la station hydrométrique de la Noue (Saint-Dizier) avec les débits mesurés sur le canal de prélèvement menant au lac du Der (Figure 4.47).

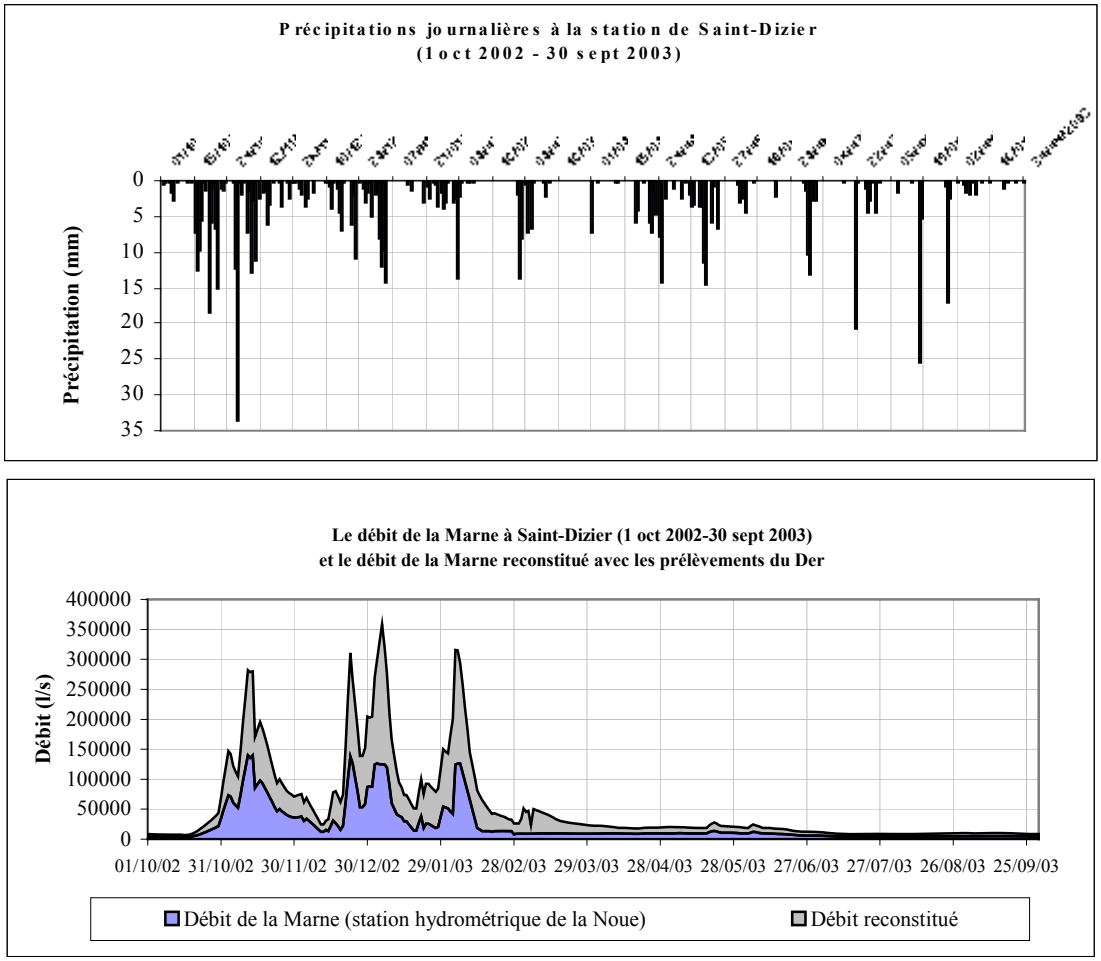



*Figure 4.47 : Impact du lac du Der sur les débits de la Marne et corrélation de ces débits avec les précipitations à la station météorologique de Saint-Dizier.*

Les débits sont corrigés essentiellement pour la période automnale et hivernale. Le module passe alors de 22,5 $m^3/s$ à 30,7 $m^3/s$. Leur utilisation (Figure 4.47) rend possible la réévaluation de la dissolution spécifique. Celle-ci est alors de **99,9 t/km$^2$/an** ou **37,7 mm/1000ans,** soit un accroissement de 27%. De même, le résultat de la formule de Pulina est à reconsidérer. Il est égal à **36,6 mm/1000 ans,** donc assez conforme aux mesures réalisées. Cette formule, tout comme celle de Corbel, semble particulièrement bien s'adapter à ce type de bassin de grande taille et relativement homogène (essentiellement composé de roches carbonatées). Ce n'est pas le cas sur des bassins-versants plus petits (Gamez, 1985 ; Jaillet, 2000), où l'application de ces formules sous ou surestime systématiquement la dissolution spécifique. Le bilan d'érosion à l'échelle annuelle, réalisé sur les grands bassins-versants, tout comme les formules empiriques, cachent des comportements hydrodynamiques que nous présentons maintenant.

*-variation de la teneur de matière dissoute au cours de l'année.*

Malgré le nombre assez réduit de mesures réalisées au cours de l'année (161 mesures), la variabilité des différents paramètres enregistrés est révélatrice du comportement hydrodynamique du système (Figure 4.48).

La teneur moyenne de matières en solution est de 227 mg/l. Mais au niveau journalier, ces teneurs peuvent varier du simple au double : de 148 mg/l à 297 mg/l au cours de l'année de mesure. Il convient donc de s'attarder sur les évènements de crue et d'étiage.

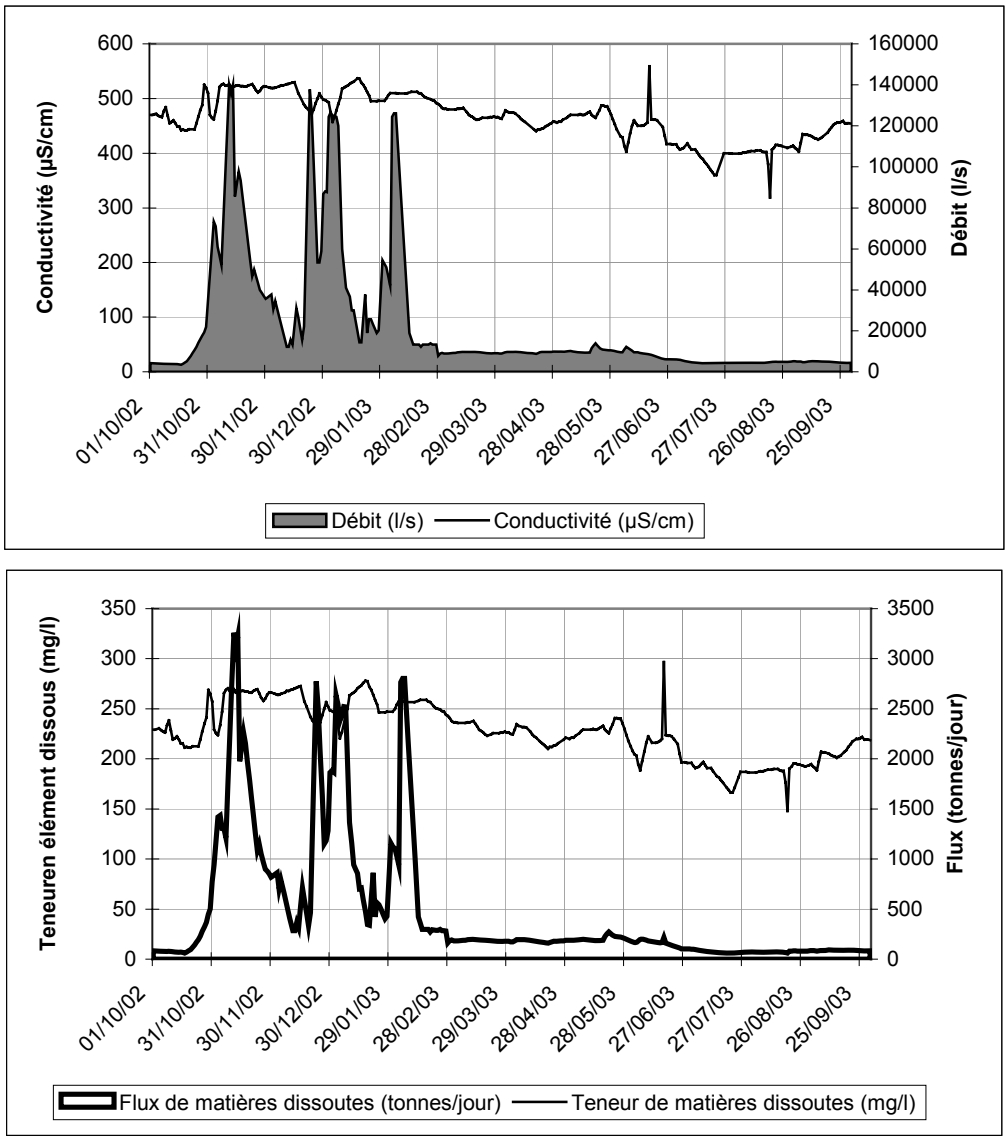



*Figure 4.48 : Evolution des débits / conductivités et des flux/teneurs de matières dissoutes à la station de mesure amont des Côtes Noires (1 oct 2002 - 30 sept 2003)*

D'une manière générale, on constate que les teneurs sont plus importantes durant les périodes automnale et hivernale (247 mg/l) que lors du reste de l'année (208 mg/l). Ce

phénomène est assez classique sous climat tempéré dans les rivières dont les eaux présentent un spectre chimique dont le $Ca^{2+}$ est l'élément principal (Meybeck, 1985, Carbonnel, Meybeck, 1975). Les minéraux restent stockés sur la surface topographique pendant les mois qui connaissent des totaux pluviométriques forts (printemps et été) et des prélèvements évapotranspiratoires importants. Les teneurs des cours d'eau tendent alors à baisser. Cela peut être accentué par le type d'occupation du sol qui engendre la création d'une croûte de battance. A l'inverse, dès la première précipitation automnale, le lessivage des sols provoque une montée des concentrations minérales dans les cours eaux. Ceci apparaît nettement à l'échelle mensuelle sur la Marne (Figure 49), où les fortes teneurs en éléments dissous apparaissent lors des mois d'automne et d'hiver qui ont un débit moyen mensuel élevé. A l'inverse, les plus faibles teneurs sont enregistrées lors des mois de printemps et d'été. Reste alors quelques mois de transitions (octobre et mars), situés à l'interface entre ces deux grands ensembles saisonniers. Cette relation conductivité moyenne mensuelle / débit moyen mensuel répond à une relation y = a.x+b avec un très bon coefficient de corrélation ($R^2 = 0,87$).

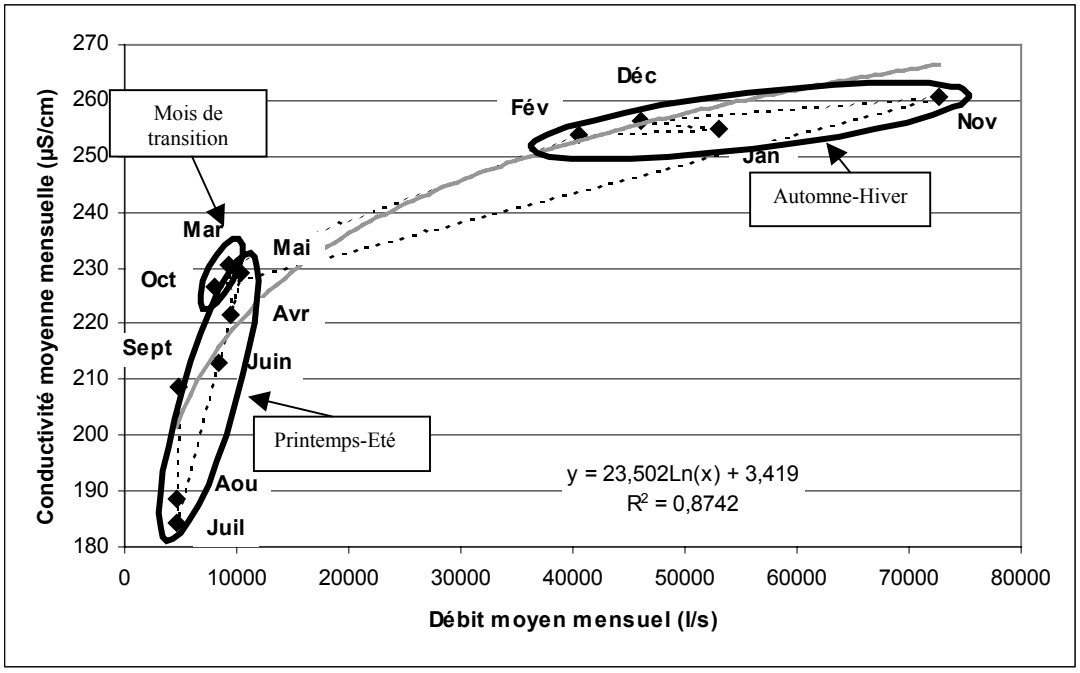



*Figure 4.49 : Cycle annuel des éléments dissous dans la Marne à Möeslains.*

De novembre à février, on peut constater une succession continue de crues qui ont permis à la Marne d'évacuer près de 81 % du volume total de matières en solution. A l'inverse, au cours de la période des basses eaux (de mars à octobre) à peine interrompue à quelques reprises par de petites crues dont l'impact est négligeable, la Marne n'en a évacué que 20 %.

*-variation de la teneur de matières dissoutes à l'échelle de l'événement hydrologique*

Bien évidemment, au cours de ces périodes, on constate d'importantes variations de ces teneurs en fonction des différents évènements hydrologiques.

Ainsi, lors des évènements de crue qui ont lieu au cours de la période automnale et hivernale, on constate :

-Une courte phase de piston flow qui se traduit par une légère augmentation de la teneur en élément dissous, juste avant l'arrivée de la crue.
-une décroissance générale des teneurs dès la phase de montée de crue.
-des teneurs minimums lors du passage du pic de crue. Cependant, on constate un léger décalage (hystérèse) entre les teneurs minimales qui arrivent souvent une journée avant le pic de crue.
-une remontée des teneurs lors de la décrue.

Ainsi, malgré la faiblesse du nombre de données dont nous disposons, l'étude de quelques crues se déroulant au cours de cette période et de la relation existant entre les conductivités et les débits nous montre l'existence de boucles horlogiques (Figure 4.50).

La baisse de la teneur en matières dissoutes dès le début de la crue met en évidence un phénomène de dilution lié à l'arrivée rapide d'eau peu minéralisée c'est-à-dire d'origine météorique. On peut supposer que le ruissellement est maximum lors du pic de crue. Des observations similaires ont déjà été réalisées dans la région sur les crues ayant affecté des bassins de plus petites dimensions (Jaillet, 2000 ; Corbonnois, 1994). Ceci est d'ailleurs corroboré par le calcul de l'I.E.B. (Indice d'écoulement de base) à la station de Saint-Dizier. En effet, cette technique repose sur un procédé automatique de décomposition de l'hydrogramme à partir de débits journaliers afin de mettre en évidence la proportion des écoulements liés, d'une part à la vidange aquifère et, d'autre part, au ruissellement (L'vovich, 1972 ; Kaden, 1993 ; Humbert, Kaden, 1994). Cet indice, calculé pour l'année 2002-2003 à Saint-Dizier, est de 33%. Cette valeur est plutôt faible comparativement à des I.E.B. dans la craie (80 % sur la Vesle, Devos et *al*., 2005 ; Lejeune et *al*., 2005a) ou même les I.E.B. des vallées voisines (47 % sur la Saulx, Devos, 1996). Les différentes nappes alimentant la Marne n'ont participé à cette alimentation qu'à hauteur d'un tiers du volume d'eau écoulé ; le reste étant considéré comme du ruissellement. Ceci nous amène alors à examiner ces ruissellements. Dans la région qui nous préoccupe ici, les observations de ruissellement de surface sont peu nombreuses. On ne les trouve que dans les têtes de bassin. L'infiltration généralisée des eaux étant la règle générale dans ce type de paysage, il s'avère que ces ruissellements, participant à la construction de l'hydrogramme de crue, transitent par des conduits souterrains. Il est alors envisageable qu'une part essentielle des ruissellements participant à la crue soit d'origine karstique, tout comme ce qui a déjà été observé dans des bassins voisins ayant des caractéristiques lithologiques, climatiques et hydrologiques proches (Devos, 1996).

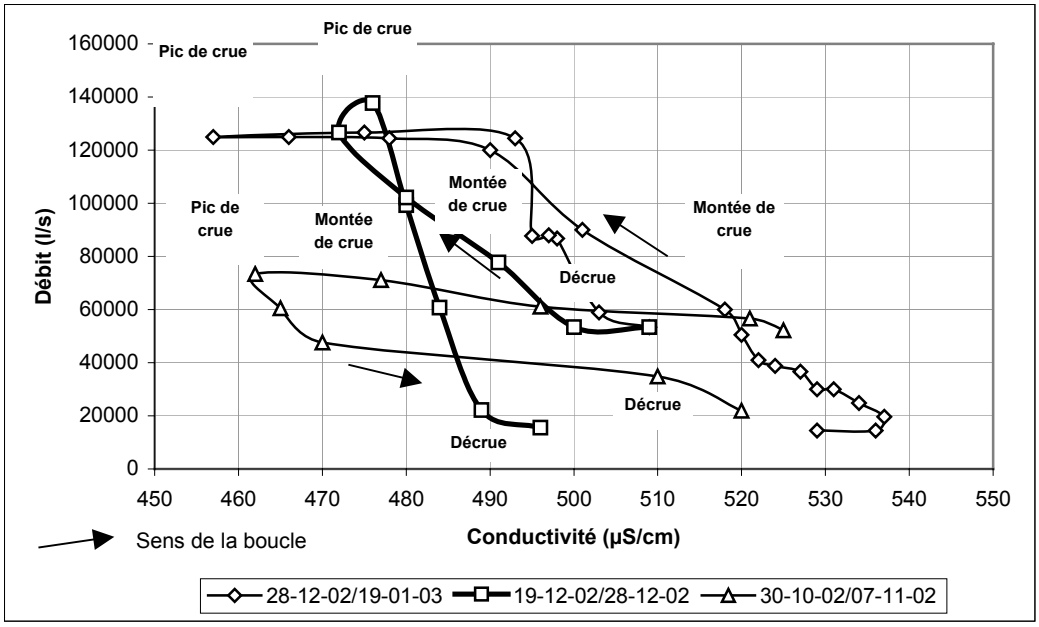



*Figure 4.50 : Trois crues de la Marne formant des boucles horlogiques de matières dissoutes au cours de l'année 2002-2003*

Lors de la décrue, les éléments dissous voient leur teneur augmenter à nouveau. Ceci est dû à l'arrivée, en fin de crue, d'eaux de nappes qui ont une minéralisation plus forte en raison du contact prolongé avec le substrat carbonaté et du ressuyage des formations superficielles carbonatées.

Au cours de l'année 2002-2003, l'étiage a duré 234 jours soit 64 % de l'année. On distingue, dès le début octobre 2002, une courte période qui correspond à la fin de l'étiage. On retrouve ensuite un autre épisode d'étiage dès le début du mois de mars 2003. Il se prolonge jusqu'à la fin septembre. Au cours de ces épisodes, les conductivités s'élèvent en moyenne à 440 µS/cm avec un écart-type de seulement 33 µS/cm. La constance des conductivités est due aux différents aquifères qui fonctionnent en relais et alimentent la Marne à l'étiage (Figure 4.5).

Si l'on considère la période d'étiage la plus longue, deux phases se distinguent :

-de mars à la mi-juillet 2003. Les conductivités baissent lentement et régulièrement. Elles passent de 481 µS/cm le 3 mars à 397 µS/cm le 13 juillet. En effet, le surplus hydrique diminue, les minéraux ne sont pas mobilisés par les averses, ni entraînés dans la Marne. La conductivité baisse.

-de la mi-juillet à la fin septembre 2003, les conductivités augmentent régulièrement et passent de 400 µS/cm à la mi-juillet à 454 µS/cm à la fin septembre. Cette légère élévation s'explique par les très faibles débits que connaît la Marne au cours de cette période. Ils ont des QMNA inférieurs à la fréquence 0,1 et provoquent une forte concentration des minéraux dans l'eau.

Lors de l'étiage 2003, on peut noter la présence « d'anomalies », souvent brèves (1 journée), durant lesquelles les conductivités enregistrées s'écartent assez largement de la moyenne. Ainsi, trois anomalies négatives ont été enregistrées les 5 mai (403 µS/cm), 22 juillet (360 µS/cm) et 19 août 2003 (319 µS/cm). Une anomalie positive a été enregistrée le

17 mai 2003 (556 µS/cm). On peut supposer qu'il s'agisse de bloom algaux, de pollutions ponctuelles…

Ainsi, après avoir étudié les éléments dissous, il nous reste à aborder l'exportation des matières en suspension.

#### 4.4.3.2.2. Les matières en suspension (M.E.S.).

Nous allons donc mesurer ici la dégradation spécifique des M.E.S. à différentes échelles temporelles : bilan annuel, régime mensuel et événement hydrologique. Nous tenterons ensuite de déterminer l'origine de ces M.E.S.

*-Bilan annuel de la dégradation spécifique des M.E.S. à la sortie des plateaux calcaires de la Marne amont.*

Les teneurs de M.E.S. ont été obtenues par filtrage des échantillons d'eau récoltés. Les données manquantes ont été obtenues :

-soit par l'application d'une équation de corrélation entre les débits et les teneurs au cours des crues. Une distinction est faite entre les montées de crues et les décrues (Figure 4.51).

- Montée de crue : $y = -14{,}226x2 + 2018{,}8x + 3280{,}2$ et $R^2 = 0{,}69$
- Décrue : $y = 16605\ln(x) - 4558{,}4$ et $R^2 = 0{,}76$

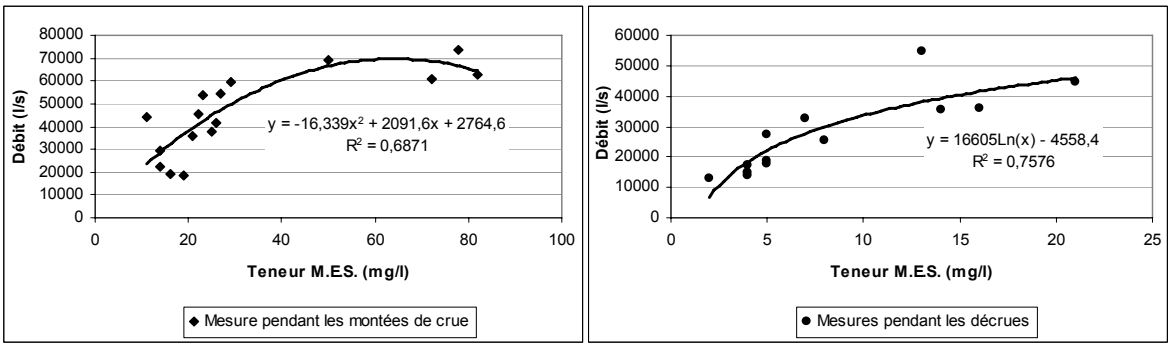



*Figure 4.51 : Corrélations teneur M.E.S (mg/l) / Débit (l/s) pour les montées de crue et les décrues à la station de Möeslains.*

-soit par une intrapolation dans le cadre des étiages en raison de la mauvaise corrélation entre les teneurs et les débits ($y = -518{,}23x + 10858$ et $R^2 = 0{,}30$). Cependant, au cours de l'épisode hydrologique d'étiage, les teneurs mesurées sont faibles (toujours inférieures à 12 mg/l) et surtout relativement constantes (moyenne de 5,9 mg/l et écart-type de 3 mg/l). Lamalle, et *al*. (1989) estiment que cette mauvaise corrélation concernant la relation M.E.S./débit est le résultat de débits très peu différents les uns des autres. Ils déterminent alors difficilement l'inclinaison de la droite de régression en raison de l'hétérogénéité des aquifères.

L'intégration de ces équations dans le calcul de la dégradation spécifique du bassin de la Marne amont nous amène à évaluer le flux de M.E.S. évacué par le cours d'eau à 15900 tonnes pour l'année hydrologique 2002-2003. Ceci détermine une dégradation spécifique de **6,6 t/km$^2$/an**, soit **2,5mm/1000 ans**.

Comme pour les matières dissoutes, le bilan des M.E.S. est perturbé par les prélèvements du réservoir du Der. L'utilisation des données hydrométriques corrigées en fonction du débitmètre du canal de prélèvement du lac du Der nous permet alors de réévaluer la quantité de M.E.S. sortie du bassin-versant à **8,6 t/km$^2$/an** (**3,25 mm/1000 ans**). La quantité de M.E.S. partie dans le lac-réservoir est donc de **2 t/km$^2$/an,** soit environ 4800 tonnes au cours de l'année de mesures.

*-régime mensuel de l'exportation des M.E.S. au cours de l'année 2002-2003.*

La teneur moyenne en M.E.S. au cours de l'année 2002-2003 est de 11,5 mg/l avec un écart-type de 13,4 mg/l. Les mesures s'étendent cependant de 1 mg/l (22/02/03) à 82 mg/l (03/11/02) (Figure 4.52).

La moyenne annuelle ne reflète pas la répartition temporelle du transport des M.E.S. car l'automne, avec ses nombreuses crues, connaît une teneur moyenne de plus de 22 mg/l alors que les autres saisons ont des moyennes assez proches, s'étendant de 6,9 à 9 mg/l.

La période durant laquelle les crues se sont succédées, représente 33 % du temps. Elle a permis d'évacuer près de 94 % du tonnage total de M.E.S. de l'année. Au contraire, du 1$^{er}$ au 21 octobre 2002 (fin de l'étiage de l'année 2002) et du 17 février au 30 septembre 2003 (étiage de l'année 2003), soit 66 % du temps, la Marne n'aura évacué que 6 % des M.E.S.

Ainsi, tout comme pour les teneurs d'éléments dissous, les teneurs en M.E.S. fluctuent beaucoup en fonction des différents évènements hydrologiques ayant lieu au cours de l'année. Les crues sont les plus pourvoyeuses en M.E.S. Ceci a été observé sur l'ensemble des cours d'eau mesurés depuis deux siècles à travers le monde et quel que soit le milieu observé (Baade, 1996 ; Corbonnois, 1988a ; 1988b ; 1993 ; 1994 ; 1998 ; Cerdan et *al*, 2002 ; Fiandino, 2004 ; Fiandino et *al*., 2004 ; .Mathys et *al*, 2003 ; Jaillet et Devos, 2000 ; Penven et *al*, 1995 ; Restrepo, Kjerfve, 2000 ; Serrat et *al*, 2001).

*-variabilité de la teneur de M.E.S. à l'échelle de l'événement hydrologique.*

Il est difficile d'analyser avec exactitude les différents événements hydrologiques qui ont généré des variations de teneur en M.E.S. En effet, quatre paramètres auraient pu nous permettre de déterminer et de comprendre précisément la provenance des M.E.S. au cours de l'année 2002-2003 :

-la spatialisation des pluies sur le bassin amont de la Marne.

-la spatialisation des aires contributives à la construction de l'hydrogramme de crue. Ce paramètre découle directement de la connaissance de la répartition des pluies dans le bassin-versant.

-l'état hydrique du sol. Ce paramètre aurait permis lui aussi de mieux appréhender la naissance d'un événement de crue car le taux de saturation en eau d'un sol influence directement le ruissellement après l'averse.
-état physique du sol (agrégats, croûte de battance…)

Ainsi, faute de connaître ces trois paramètres, on ne peut que considérer que les averses donnant naissance aux crues sont générées d'une manière homogène sur le bassin-versant. Ce n'est évidemment pas le cas, au vu de l'existence d'un dôme pluviométrique positionné sur la région du Barrois.

Cependant et malgré ces lacunes, on constate, dans la série étudiée, que les crues automnales et hivernales sont de type complexe et qu'elles sont composées de plusieurs pics de crue (Figure 4.52). Le maximum de M.E.S. intervient lors du premier pic, même s'il reste relativement modeste. Les suivants connaissent des teneurs de M.E.S. plus faibles.

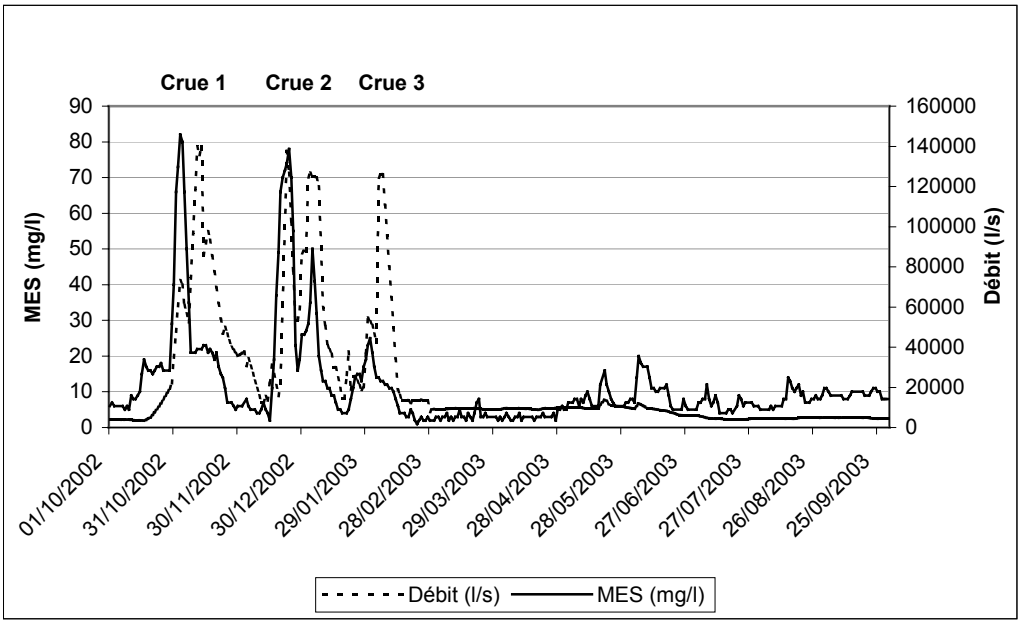



*Figure 4.52 : Evolution des teneurs en MES et du débit de la Marne à la station de mesure de Möeslains (1er oct 2002 - 30 sept 2003)*

Au cours de l'automne et de l'hiver 2002-2003, la Marne a connu trois crues complexes composées chacune d'au moins deux pics de crue majeurs. Le premier est accompagné d'un pic de M.E.S. supérieur à 70 mg/l, les suivants sont de plus faible ampleur.

En outre, on constate la diminution progressive de l'ampleur des pics de M.E.S., quel que soit le débit, plus on approche de la fin de l'hiver. Ceci explique la faible corrélation existant entre la teneur en M.E.S et le débit et cela semble traduire le lessivage des M.E.S. du bassin de la Marne à deux échelles de temps. A l'échelle de la période automne-hiver, on constate une diminution progressive, par événement de crue, du rapport M.E.S évacué / volume d'eau écoulé (Figure 4.53).

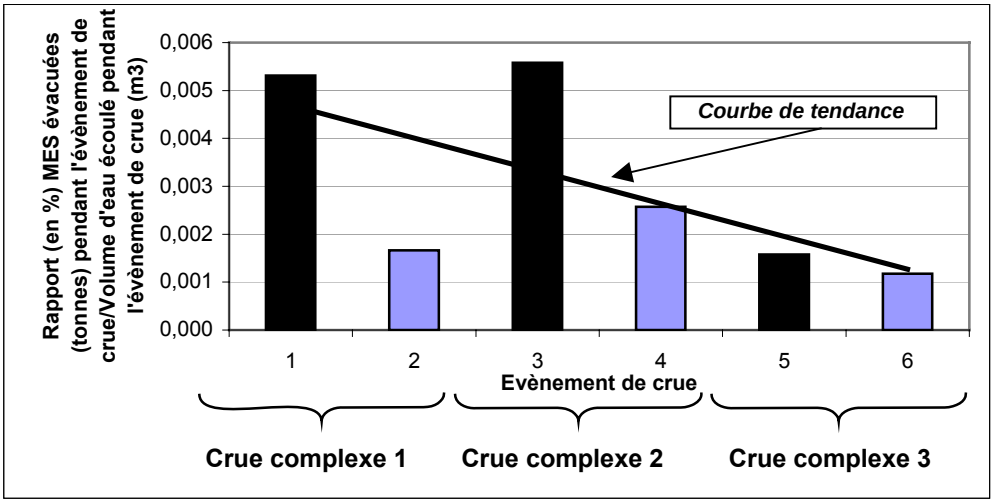



*Figure 4.53 : Transport de M.E.S. par événement de crue lors des trois crues complexes de la Marne au cours de l'année 2002-2003*

Lors d'une crue complexe, le premier événement prélève et exporte une grande partie des M.E.S. alors que le second en évacue moins. Le maximum des teneurs de M.E.S. se produit en général juste avant la pointe de crue ou plus rarement simultanément. Ceci est un phénomène connu sur les entités hydrologiques de la région (Corbonnois, 1988a et 1988b ; 1993 ; Gamez, 1985a et 1985b ; 1991) ou sur d'autres cours d'eau (Antonelli, 2002 ; Restrepo, Kjerfve, 2000 ; Tessier, 2003 ; Serrat, 1999 : Serrat et *al*, 2001). Dès que le pic de crue est passé, on constate une baisse immédiate et rapide des teneurs de M.E.S.

Pour Corbonnois (1994), un tel comportement, observé dans le bassin de Rembercourt (Lorraine) semble être le témoin d'une eau de ruissellement ayant transité rapidement dans des vallons et par les nombreux réseaux karstiques. C'est sans doute aussi le cas ici. En effet, de nombreuses observations sur des sources karstiques, dans le fond de la vallée de la Marne, montre une réactivité rapide aux évènements pluvieux. Les quelques mesures ponctuelles de M.E.S. réalisées lors de crues mettent en évidence des charges en suspension souvent importantes (+ de 150 mg/l).

La descente rapide des teneurs après le passage du pic de crue est sans doute la résultante d'un effet de chasse d'eau qui a nettoyé les lits mineur et/ou majeur. Ceci se traduit dans les faits par l'apparition d'une boucle antihorlogique (Figure 4.54).

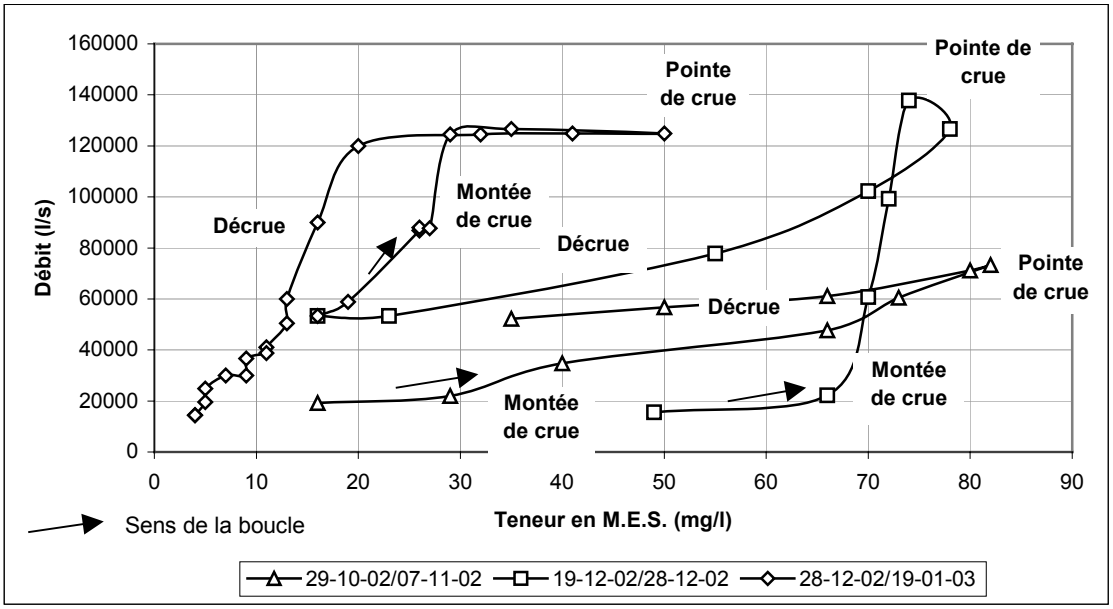



*Figure 4.54 : Trois crues de la Marne formant des boucles de M.E.S. antihorlogiques au cours de l'année 2002-2003*

*-origine des M.E.S.*

Les M.E.S. transportées par la Marne au sortir des plateaux calcaires ont plusieurs origines :

- *L'impact des cycles crue/décrue dans le lit mineur*

  Lorsqu'on représente la charge sédimentaire (tonne/jour) de la Marne au cours de l'année 2002-2003 en fonction du débit (l/s), on peut constater que cette relation n'est pas homogène pour tous les débits (Figure 4.55). En effet, la relation est bonne pour les débits inférieurs à 90-100 $m^3/s$. Les mesures sont toujours très proches de la courbe moyenne. A l'inverse, elle est plus mauvaise au-delà de cette limite. On observe une dispersion assez prononcée et une charge sédimentaire assez faible, sous évaluée par rapport à la courbe moyenne. Ce type de relation a été observé sur de grand cours d'eau comme la Magdalena River (Restrepo, Kjerfve, 2000). Ici, il semble que ce seuil corresponde à la cote de débordement de la Marne (débit plein bord) mesuré à environ 100 $m^3/s$ à Saint-Dizier (I.S.L., 1999a). En deçà de la limite de dispersion, on observe que les points sont à 92 % situés au-dessus de la courbe moyenne. Ceci dénote une surabondance de la charge solide par rapport au débit. A l'inverse au-delà de la limite de dispersion, les points sont situés à 90 % en dessous de la courbe moyenne.

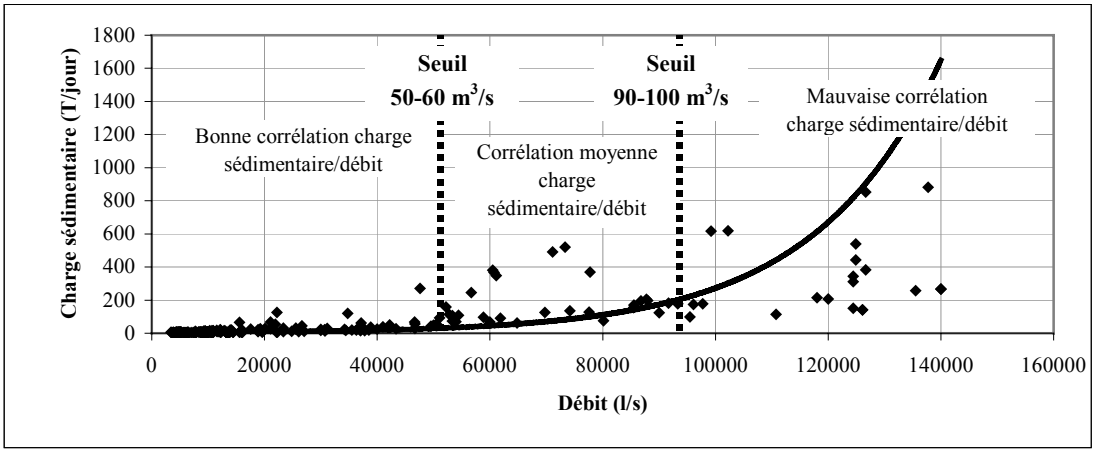



*Figure 4.55 : Relation Débit/Charge sédimentaire (t/jour) pour la Marne à l'aval de Saint-Dizier lors de l'année hydrologique 2002-2003.*

L'explication de cette répartition est sans doute liée à la structure des berges du lit mineur et du lit majeur. Ainsi que nous l'avons vu dans le chapitre précédent, les alluvions de la Marne, composant le remblaiement de fond de vallée, sont composées de plusieurs niveaux d'alluvions grossières sur lesquelles viennent reposer plusieurs ensembles limoneux. En dessous de la limite 90-100 $m^3/s$, les eaux de la Marne en crue peuvent facilement mobiliser les sédiments présents sur le fond et surtout sur les berges. On peut probablement voir un seuil autour de 50 $m^3/s$, à partir duquel on observe une dispersion un peu plus forte, correspondant au passage des niveaux de galets et graviers aux niveaux limoneux. La sensibilité à l'érosion des limons étant plus forte, ils sont mobilisés plus facilement. Enfin, au-dessus de 90-100 $m^3/s$, les eaux débordent et s'étalent sur le lit majeur principalement occupé par des pâtures en amont de Saint-Dizier. La dissipation de l'énergie du cours d'eau en raison de l'élargissement du secteur en eau et le passage de l'eau sur une surface enherbée et rugueuse, ont tendance à permettre le dépôt de la charge solide (Petit, Daxhelet, 1989). C'est ce qui explique sans doute la position de cette partie du nuage de points sur le graphique. Sa forme est aussi remarquable car dans la partie du graphique supérieur à 90-100 $m^3/s$, le semis de points a une distribution verticale. Ainsi, pour les forts débits, à débit égal, la charge sédimentaire peut être très variée. Par exemple, pour un débit de 126 $m^3/s$, la charge oscille de 141 à 853 T/j. Cette variabilité résulte du fait que cette zone du graphique intègre des mesures de montée de crue et de décrue. En montée de crue, la charge connaît une augmentation importante liée au déstockage des sédiments du bassin-versant. A l'inverse, en décrue, l'onde de matières solides étant déjà passée et les sols et les formations superficielles étant en phase de ressuyage, la charge diminue. La croûte de battance est alors nettoyée en partie.

Certains secteurs sont pourvoyeurs en M.E.S. dans certaines situations hydrologiques alors que dans d'autres situations, ils ne fournissent pas ou peu de charge solide. Les wagons du train sédimentaire de la Marne sont donc mobiles.

- *Les ruissellements dans les vallons et par le karst permettant l'évacuation rapide des M.E.S. issus du démantèlement de la couverture.*

Nous avons dans le chapitre 1 les nombreux vallons à écoulement intermittent faisant directement la jonction entre la partie sommitale du plateau et le fond de la vallée.

De même, beaucoup de réseaux karstiques existent dans la région. De nombreuses liaisons hydrogéologiques ont été effectuées par le biais de ces nombreux collecteurs. Plus de 80 traçages colorimétriques ont ainsi été réalisés au cours des 50 dernières années sur l'interfluve Marne-Saulx (Devos, Jaillet, 1996 ; Devos, 1996. ; Jaillet, 2000) ; 4 autres, en rive gauche sur l'interfluve Marne-Blaise, ont été exécutés dans le cadre de ce travail. Ces opérations mettent en évidence des transits rapides des eaux (de 45 à 267 m/h) directement vers la Marne ou vers des affluents de celle-ci. Ces ruissellements aériens et souterrains concentrés qui s'inscrivent dans les calcaires du Tithonien tendent à évacuer la couverture argilo-sableuse du Crétacé sus-jacent. La turbidité liée à la mise en charge des réseaux karstiques lors d'événements pluvieux est bien connue dans la région car de nombreuses sources karstiques ont été étudiées dans le cadre de prospection pour la recherche en eau potable (CGE, 1971). Des études plus récentes sur les sources karstiques de la Saulx (Jaillet, Devos, 2001 ; Devos, et *al*, 1998) ont montré ce transit rapide des M.E.S. de la couverture crétacée vers le cours d'eau via le karst. La turbidité reflète donc le démantèlement actuel de la couverture argilo-sableuse crétacée qui protège le calcaire Tithonien de l'ablation chimique.

Ces petits bassins-versants unitaires karstiques, dont la taille moyenne est de 15 $km^2$, s'étalent tout au long de la Marne et de ses affluents. Ainsi, même si les réseaux karstiques ont une réactivité horaire aux précipitations, leur disposition tout au long des vallées tend à étaler le flux de M.E.S., avec une réactivité plus longue dans les grands drains, d'autant que ces derniers sont mal hiérarchisés.

- *Une origine anthropique : l'exemple du lessivage de l'agglomération Bragarde.*

Afin d'apprécier si les zones urbanisées traversées par la Marne ont un impact sur les flux de M.E.S., une quinzaine de mesures ont été réalisées en amont et en aval de l'agglomération Bragarde. Ces mesures ont été réalisées au cours de montée de crue, de décrue et durant l'étiage de l'année 2002-2003.

En aval de Saint-Dizier, les mesures ont été réalisées en bordure de la N 67, en face de l'ancienne tréfilerie de Güe selon le même protocole de mesure utilisé à la station de Möeslains.

Ces mesures montrent que la traversée de Saint-Dizier n'élève pas significativement les M.E.S. et les matières dissoutes. En effet, par rapport à la station de mesure aval, les données récoltées à l'amont de Saint-Dizier sont sensiblement identiques. L'écart-type est inférieur à 2 mg/l. En crue, l'écart-type est particulièrement faible (inférieur à 0,5 mg/l) contrairement à la période de fin d'étiage où il peut dépasser 4 mg/l. Ce fort écart en fin d'étiage doit être mis au crédit d'un phénomène d'eutrophisation en aval de Saint-Dizier et qui intervient durant l'été (AREA, 1999). Cet enrichissement en matières nutritives des eaux de la Marne est lié à la combinaison de deux facteurs :

- les rejets urbains qui ne sont pas encore tous maîtrisés malgré la présence d'une station d'épuration performante mais qui ne reçoit pas la totalité des effluents urbains)
- l'élévation estivale de la température des eaux de la Marne.

4.4.3.2.3. Le régime mensuel des matières exportées.

La synthèse des mesures faites sur les matières solubles et solides évacuées mensuellement par la Marne permet de visualiser la variabilité de ces paramètres au cours de l'année (Figure 4.56). Les périodes automnales et hivernales sont particulièrement propices au transport des MES et des matières solubles. Ce transport est inféodé aux débits qui sont eux-mêmes sous la tutelle des précipitations et des prélèvements évapotranspiratoires. Gamez (1995) signale cette dépendance aux facteurs bioclimatiques car l'hiver connaît une évapotranspiration faible. L'ensemble de ces facteurs favorise le ruissellement et par voie de conséquence les transports de matières. A l'opposé, la période estivale connaît une forte évapotranspiration. Les ruissellements sont quasi inexistants et le transport de matières minérales est entravé.

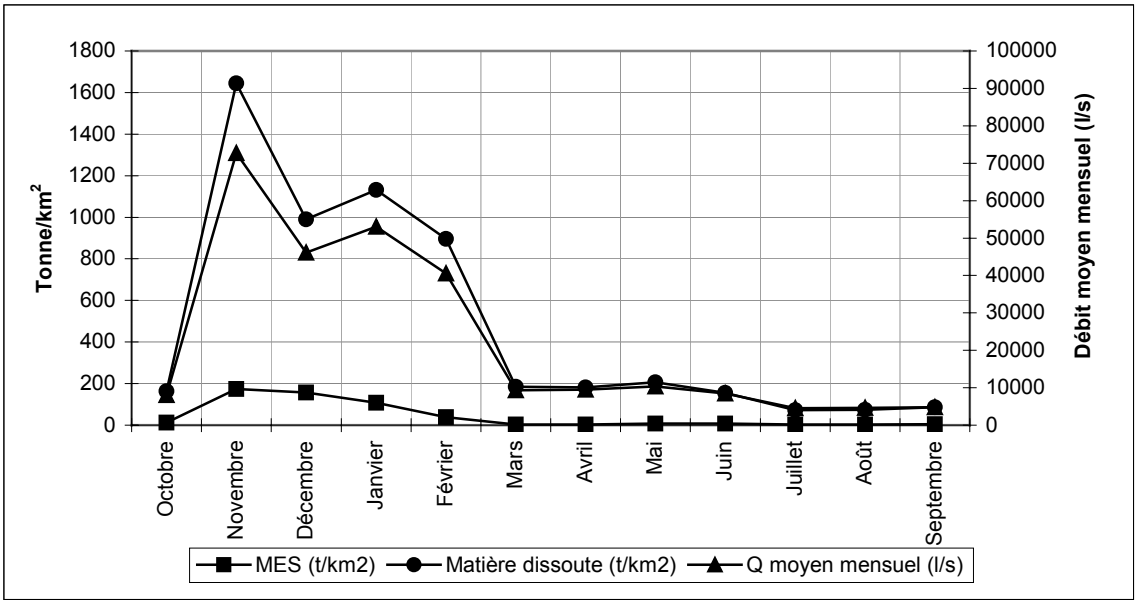



*Figure 4.56 : Exportation moyenne mensuelle des MES et des matières dissoutes à la station de mesure de Möeslains (2002-2003).*

Après l'étiage, qui se termine au mois d'octobre, la Marne connaît un mois de novembre où le transport de matières solubles et de matières solides est maximum en raison de leur remise en mouvement après le stockage estival.

4.4.3.2.4. L'impact sur le lac du Der et la dynamique fluviale de la Marne.

Les eaux de la Marne, détournées vers le lac du Der, y amènent une grande quantité de matières dissoutes (26,8 t/km$^2$/an, soit 64 320 tonnes) et, de M.E.S. (4 760 tonnes). Ceci représente un volume respectif de 24 272 m$^3$ et 1 796 m$^3$ (Figure 4.57). Seule une partie de ces matières reste piégée dans le lac du Der. Le reste est réinjecté dans la Marne par un canal de restitution. Le lac joue le rôle de bac de décantation pour les M.E.S. alors que les matières dissoutes précipitent au fond du lac et sont fixées par la végétation algale (Meybeck, 1985).

Dix-sept mesures ponctuelles de conductivité et de M.E.S. ont été réalisées sur les eaux évacuées vers la Marne afin d'en estimer la quantité restituée. Elles ont donné des valeurs de conductivité très basse, d'une moyenne de 249 µS/cm (comprise entre 222 et 278 µS/cm). La restitution se déroule généralement de juillet à octobre avec un module de restitution estimé à 30 $m^3$/s. On peut donc estimer à 28 000 tonnes, la quantité de matières dissoutes restituées à la Marne. Cela représente 43 % du volume entré dans le lac du Der. De même, on peut estimer à 1 500 tonnes, les M.E.S. restituées à la Marne, soit 33 % du volume entré dans le lac.

La sédimentation dans le fond du lac peut être estimée à environ 36 000 tonnes de matières dissoute et 3 200 tonnes de M.E.S. Ceci représente, sur les 48 $km^2$ de la superficie du lac, environ **0,3 mm/an** de dépôt pour l'année 2002-2003.

Il faut cependant noter que pour cette étude, nous n'avons pas tenu compte des apports de la Blaise qui est un cours d'eau modeste. Ils sont donc sans commune mesure avec ceux de la Marne. Notons que la comparaison, le module de la Blaise à Louvemont (station hydrométrique en amont immédiat de la prise du Der), est de 4,4 $m^3$/s, soit 16% du module de la Marne. Les prélèvements pour l'alimentation du lac du Der y sont modestes. Il semble donc possible de considérer que ces apports de matières sont minimes. Ceci n'est pas de nature à modifier l'ordre de grandeur des chiffres du bilan sédimentaire que nous avançons.

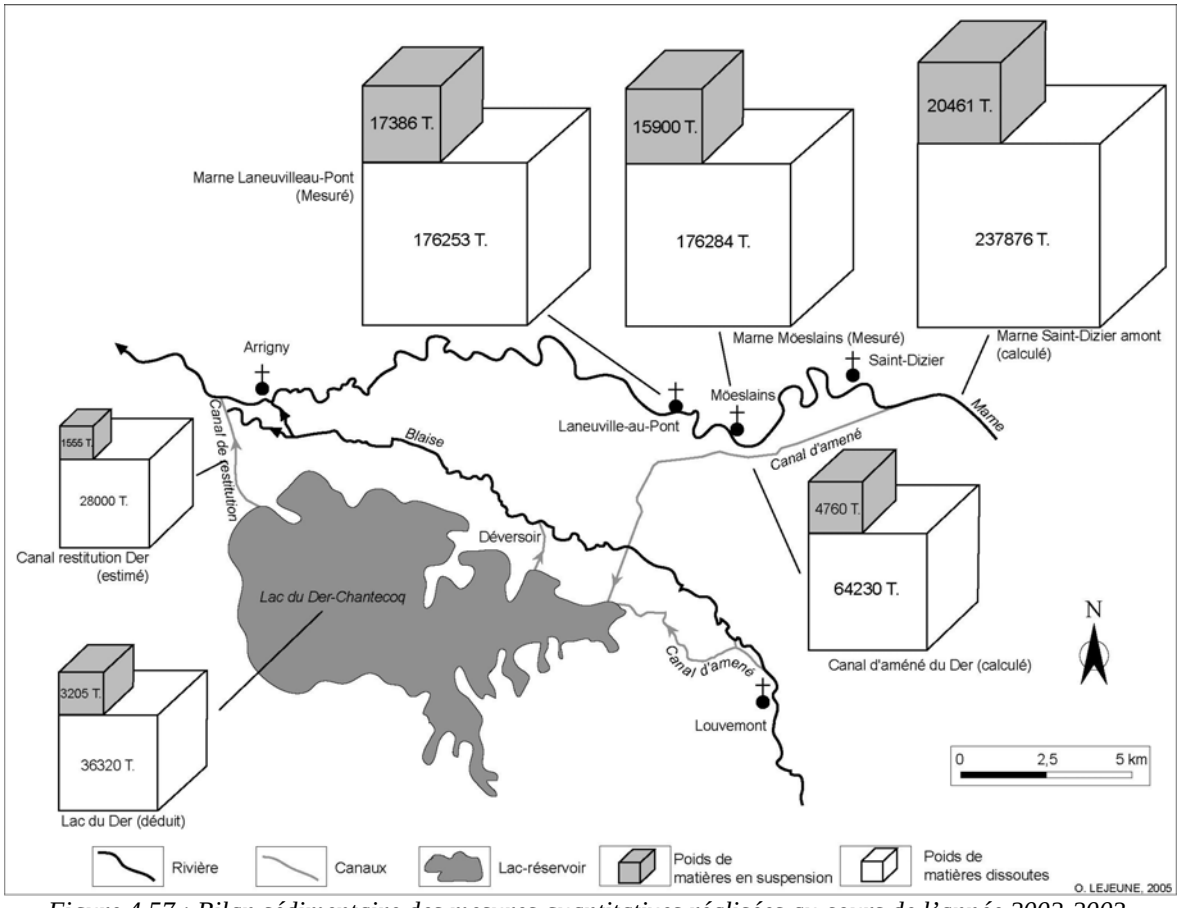



*Figure 4.57 : Bilan sédimentaire des mesures quantitatives réalisées au cours de l'année 2002-2003.*

Le bilan des matières en solution et en suspension tend à montrer un remplissage progressif du Der. Ce détournement de matière, en cours depuis la création du lac-réservoir en 1974, crée un déséquilibre sédimentaire du système fluvial de la Marne. La divagation de la Marne dans le Perthois, a fortement diminué depuis la mise en fonction du Der, même si elle était déjà amorcée auparavant. Ces quelques éléments tendent à montrer que cette baisse de la dynamique est la résultante de plusieurs facteurs humains liés au lac du Der :

- le détournement des eaux de crue (crues morphogènes)
- le déséquilibre sédimentaire résultant du détournement des eaux
- les recalibrages du lit mineur en aval d'Arrigny.

### 4.4.4. Représentativité de la mesure à l'échelle de l'Est de la France : Comparaison avec d'autres bassins-versants.

Il n'est pas question ici de faire une liste exhaustive des travaux menés sur le sujet car elle serait trop longue. Il semble cependant important de recadrer notre travail dans un cadre plus large. Ainsi, afin de permettre de mieux apprécier et relativiser les mesures d'érosion réalisées au cours de la période 2002-2003, nous allons ici les comparer aux différents travaux exécutés dans un milieu comparable (Bassin parisien) ainsi que sur des cours d'eau de taille analogue.

#### 4.4.4.1. Comparaison avec les petits bassins-versants expérimentaux du Bassin parisien.

L'est du Bassin parisien, caractérisé par un milieu de plaines et de bas plateaux essentiellement calcaires, est un secteur qui a fait l'objet d'un certain nombre d'études concernant la mesure de l'érosion et la réalisation de bilans sédimentaires. Ces derniers ont été réalisés essentiellement par l'université de Metz (Corbonnois J. et *al*, 1985 ; Corbonnois J., 1988, 1993, 1994 ; Jaillet S. et Devos A., 2000 ; Jaillet S., 2000 ; Gamez P., 1985 et 1995) (Figure 4.58). La première remarque que l'on peut faire sur ces travaux est qu'ils concernent tous, sans exception, de petits bassins-versants expérimentaux dont la taille n'excède pas 13 $km^2$ (Jaillet S., 2000), soit près de 200 fois plus petit que le bassin faisant l'objet de cette étude. Ces petits bassins se situent en amont de systèmes plus grands et sont donc des secteurs préférentiels d'érosion et de transport des particules. En terme de précipitations, ils sont comparables tant en quantité tombée qu'en terme de répartition au cours de l'année. Ils ont cependant une très forte réactivité aux précipitations par rapport aux grands bassins-versants. Il s'agit donc de wagons d'érosion.

De cette comparaison, nous avons volontairement éliminé toutes les études ayant comme espace d'études des parcelles expérimentales (Lombart O., 1996 ; Morand F., Wicherek S., 1984 ; Penven M-J. et al., 1995) car ces mesures ne sont pas réalisées dans des bassins naturels.

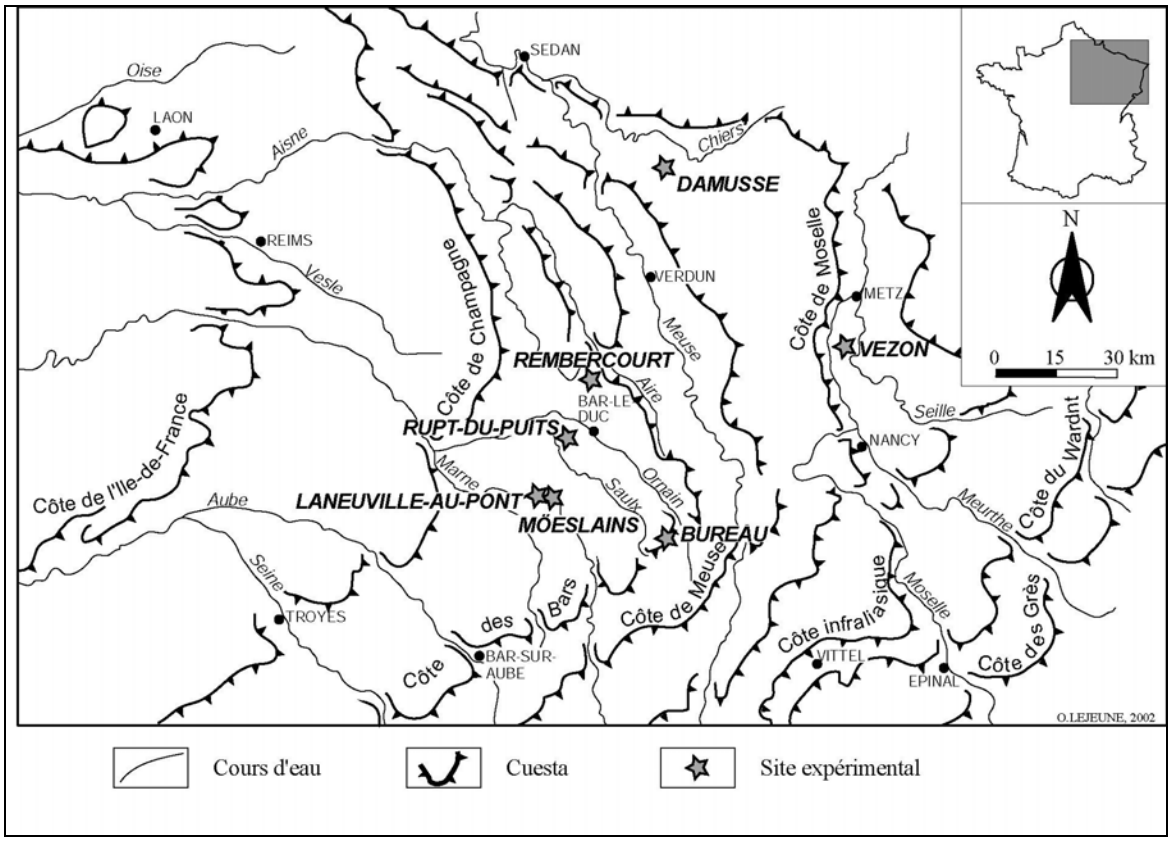



*Figure 4.58 : Localisation des principaux sites expérimentaux de mesure de l'érosion dans les plateaux du Bassin parisien de l'Est de la France.*

Les comparaisons vis-à-vis de notre bassin vont être de deux ordres ; tout d'abord en terme de bilan sédimentaire et ensuite en terme de réactivité du bassin (Tableau 4.12).

| Bassin-versant | Surface (km2) | Alt mini (m) | Alt maxi (m) | Pente (%) | Substratum | Situation | Période de mesure | années de mesure | P (mm) | Q (l/s) | Q (l/s/km2) | Charge dissoute (t/km2) | Charge solide (t/km2) | Auteurs |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| VEZON | 1 | 245 | 396 | 13,3 | Calcaire / Marne | Front de côte de Moselle | 1986-1989 | 1986 | 815 | 8,5 | 8,5 | 78,5 | 44,3 (11 mois) | Corbonnois J., 1988, 1993, 1998 |
| | | | | | | | | 1987 | 843 | 7,9 | 7,9 | 72,1 (11 mois) | 46,1 (10 mois) | |
| | | | | | | | | 1988 | 832 | 8,3 | 8,3 | 79,2 | 36,7 | |
| | | | | | | | | 1989 | 584 | 4,8 | 4,8 | 38 (11 mois) | 24 (11 mois) | |
| DAMUSSE | 9,3 | 195 | 288 | 2,3 | Calcaire / Marne | Dépression de la Woëvre | 1985-1990 | 1985 | 687 | 86,5 | 9,3 | 75,8 | 28,6 | Corbonnois J., 1993, 1998; Gamez P., 1991 |
| | | | | | | | | 1986 | 984 | 140,5 | 15,1 | 92,9 (9 mois) | 66,9 (9 mois) | |
| | | | | | | | | 1987 | ? | 158 | 17,0 | 122 | 67,4 | |
| | | | | | | | | 1988 | 968 | 173 | 18,6 | 144 | 70,7 | |
| | | | | | | | | 1989 | 683 | 96,5 | 10,4 | 82,3 | 31,3 | |
| | | | | | | | | 1990 | 791 | 98,5 | 10,6 | 80 | 31 | |
| REMBERCOURT | 2,8 | 263 | 306 | 1,8 | Calcaire | Revers de la côte du Barrois | 1988-1990 | 1988 | 1292 | 50,5 | 18,0 | ? | ? | Corbonnois J., 1993, 1998 |
| | | | | | | | | 1989 | 952 | 34,5 | 12,3 | 107 | 43 | |
| | | | | | | | | 1990 | 1126 | 42 | 15,0 | 104 | 21,7 | |
| RUPT-DU-PUITS | 13 | 155 | 227 | / | Calcaire / Argile / Sable | Revers de la côte du Barrois | 1997-1999 | 1997-98 | 927 | 82 | 6,3 | 44,9 | ? | Jaillet S., 2000 |
| | | | | | | | | 1998-99 | 1317 | 162 | 12,5 | 69,6 | ? | |
| MARNE (Amont Saint-Dizier) | 2380 | 135 | 419 | / | Essentiellement Calcaire + Argile / Sable | Bassin de la Marne amont | 2002-2003 | 2002-03 | 899 | 30,7 | 12,5 | 99,9 | 8,6 | Lejeune 0, ce travail |

*Tableau 4.12 : synthèse des résultats de mesure de l'érosion dans les plateaux de l'Est du Bassin parisien.*

Les données obtenues sur la Marne au cours de l'année hydrologique 2002-2003 sont tout à fait comparables aux données obtenues sur ses petits bassins-versants. Si l'on considère les transports globaux de la Marne (M.E.S. + matières dissoutes) avant le prélèvement fait par le Der (108,5 t/km$^2$/an), ils se situent plutôt un peu en dessous de la moyenne des autres bassins expérimentaux. Celle-ci est de 132 t/km$^2$/an mais avec un écart-type assez fort de 41 t/km$^2$/an. Il faut noter aussi que cette moyenne est imparfaite et sous-évaluée car elle prend en compte plusieurs bassins dont les mesures ont été effectuées, non pas sur 12 mois mais souvent sur 11 (Vezon en 1986 et 1989) voire 10 (Vezon en 1987) et 9 mois (Damusse en 1986).

Par contre, la répartition des M.E.S. et des matières dissoutes est différente. Sur la Marne, à la sortie des plateaux calcaires, toujours pour les données reconstituées avant la prise d'eau du Der, les M.E.S. représentent 8 % du total des sédiments évacués. C'est la proportion de M.E.S. qui est communément admise à l'échelle mondiale pour les grands cours d'eau (Milliman J-D., Meade R-H., 1983). Pourtant sur les petits bassins de l'Est de la France, la proportion est beaucoup plus grande et surtout assez constante. La moyenne est de 32,1 % avec un écart-type de 6,8 %. La raison de ces divergences des chiffres est sans doute à chercher dans la structure même de ces bassins. Ils se situent à l'extrême amont de bassins plus grands et ils possèdent des pentes plus fortes.

On peut penser que ces observations sont aussi valables dans les petits bassins à l'amont de celui de la Marne. Or, cela signifie par conséquent que les M.E.S. sont actuellement stockées quelque part entre ces secteurs amont très producteurs de M.E.S. et l'exutoire calcaire du bassin de la Marne par où, peu de matières solides transitent. On voit donc apparaître des wagons d'accession en amont de Saint-Dizier.

Ce stockage s'effectue au niveau des plaines alluviales des grands axes de drainage du bassin amont de la Marne (la Marne elle-même et ses principaux affluents comme la Blaise, le Rognon, La Suize…). Fustec E., et *al*. (1998) estiment que les cours d'eau d'ordre 4 et plus, ayant de larges plaines alluviales, constituent des pièges à sédiments lors des évènements de crue. C'est le cas de la Marne à Saint-Dizier qui a un ordre 5 à Saint-Dizier et qui possède une plaine alluviale large (voir section 4.3.3.1.). Les crues érodent et exportent les M.E.S. mais elles permettent le dépôt de quantités importantes de matériaux sur ces plaines alluviales en provoquant leur exhaussement. Des mesures d'atterrissement sur la plaine alluviale ont été réalisées dans la vallée de l'Aube et de la Seine lors des crues de 1995 (crues centennales). Elles montrent des sédimentations allant jusqu'à 17 kg/m$^2$ à quelques mètres du lit mineur. Fustec E. signale cependant sur la Seine un gradient décroissant des dépôts perpendiculairement au lit mineur (2,5 kg/m$^2$ à 70 m du chenal). L'accrétion annuelle est estimée à 14 mm/an au maximum. En Angleterre, C-P. Lambert et D-E. Walling (1987) signalent des accrétions de l'ordre de 0,5 mm/an sur la plaine alluviale de la rivière Culm.

Nous avons effectué quelques mesures ponctuelles dans la vallée de la Marne. Ainsi, sur la commune de Fronville, (en amont de Joinville), on peut remarquer en rive gauche de la Marne des coupes dans les alluvions. On observe dans l'unité limoneuse des lits dans lesquels on trouve des résidus de fonderie à environ 0,7 m de la surface. Considérant que les premiers établissements industriels (hauts-fourneaux) apparaissent au XIII$^{ème}$ siècle mais l'activité majeure se déroule plutôt autour du XVIII et XIX$^{ème}$ siècle

(Henriot M., 1961 ; Wittmann, 1961), on peut alors estimer l'accrétion de 0,09 à 0,35 cm/an.

Un peu plus loin à Chamouilley (en amont de Saint-Dizier), on trouve les mêmes résidus à environ 1 m de profondeur. On peut apprécier l'accrétion entre 0,13 et 0,5 cm/an. Encore un peu plus en aval, à l'entrée du Perthois, sur la commune de Laneuville-au-Pont, une coupe dans les limons de débordement a livré des capsules en plastique (dont une était datée de 1967) et qui étaient ensevelies à 57 cm de profondeur. Cette observation nous permet de calculer un atterrissement de 1,58 cm/an depuis cette date. Cette valeur n'a bien évidemment qu'une valeur locale. Il peut, par exemple, s'agir un piégeage des sédiments et des déchets dans une dépression favorisant la sédimentation. Elle dénote cependant l'importance des atterrissements dans la plaine alluviale. Celle-ci possède donc une hydrogéomorphologie complexe. Les atterrissement permettent la mise en place de bourrelets de rives. Ces derniers peuvent être à l'origine de la migration des méandres libres (Brunet et Gazelle, 1995).

Ce stockage des M.E.S. s'effectue aussi au niveau des petites vallées et vallons, affluents de ces grands axes de drainages. Les coupes sédimentaires observables parfois dans les talwegs de ces petites unités montrent régulièrement un remplissage substantiel de limons bruns (plusieurs dizaines de centimètres) venant directement reposer sur une couche limoneuse plus rougeâtre correspondant aux résidus du lavage du minerai de fer. Ce minerai de fer pisolithique issu directement des formations géologiques du Crétacé inférieur (Barrémien et Valanginien) a été exploité dans le bassin de la Marne et en particulier dans le Barrois. Avant de le transformer, il était lavé dans des patouillets, souvent installés dans les petits vallons, proches des sites d'extraction. Dans la région, les premières traces d'exploitation remontent au XII$^{ème}$ siècle, mais c'est entre le XVI$^{ème}$ et le XIX$^{ème}$ siècle que l'usage de cet instrument connaît son apogée (Henriot M., 1961). On peut donc penser que les dépôts rougeâtres datent de cette époque. Les limons bruns sont donc postérieurs. Ces vallons sont donc bien des pièges à sédiments, d'autant que la sédimentation a souvent été favorisée afin de colmater le fond des vallons pour limiter les pertes de type karstique. Ceci devait permettre de conserver une certaines constance des débits pour les ouvrages hydrauliques (Buvignier A., 1852). Ces derniers sont très rarement mis en mouvement lors de la mise en charge de ces vallons. Le déstockage est actuellement minimum. Des observations similaires ont été faites dans des vallons de la Sarthe (Larue J-P. et *al*., 1999) où l'on constate le piégeage d'une grande partie des sédiments dans ces vallons.

La réactivité hydrologique de ces petits bassins face à un événement pluvial est très rapide (horaire) alors que dans le cas de la Marne à Saint-Dizier, la réactivité est journalière. Cette réactivité plus faible sur la Marne que sur les petits bassins expérimentaux est directement liée à un effet de taille puisque l'on passe de bassins de quelques km$^2$ à un bassin de 2380 km$^2$. Elle est aussi liée aux caractéristiques morphométriques des bassins (Tableau 4.13) qui conditionnent la forme de l'hydrogramme de crue et à l'organisation générale du réseau hydrographique (Kim S., 1991).

| **Bassins-versants étudiés** | **Aire ($km^2$)** | **Indice d'allongement de Horton (IH)**<br>**IH = LH/lH**<br>LH = plus grande longueur à l'exutoire (km)<br>LH = plus grande largeur (km) perpendiculaire a cette longueur | **Indice de compacité de Gravélius (Kc)**<br>**Kc = P / P'**<br>P = périmètre stylisé du bassin<br>P' = $2\sqrt{(\pi A)}$<br>A = aire du bassin ($km^2$) | **Indice du rectangle équivalent (IR)**<br>**IR = LR/lR**<br>LR = $P/4+\sqrt{((P/4)^2-A)}$<br>LR = $P/4-\sqrt{((P/4)^2-A)}$<br>P = périmètre stylisé du bassin<br>A = aire du bassin ($km^2$) |
|---|---|---|---|---|
| Marne | 2380 | 2,31 | 1,44 | 4,28 |
| Damusse | 9,3 | 1,33 | 1,009 | 1,88 |
| Rembercourt | 2,8 | 1,86 | 0,7 | Pas de données |
| Vezon | 1 | Pas de données | Pas de données | Pas de données |
| Rupt-du-Puits | 13 | 1,66 | 1,02 | 1,44 |

*Tableau 4.13 : Indices morphométriques de différents bassins de mesure de l'érosion de l'Est du Bassin parisien.*

L'étude de ces indices met en lumière les différences entre le bassin de la Marne et les autres bassins de plus petites dimensions. Le premier indice utilisé ici (IH) indique que le bassin de la Marne est beaucoup plus allongé que les autres (2,31 pour la Marne et entre 1,33 et 1,86 pour les autres). Les deux autres indices comparent les bassins à un cercle ou à un rectangle. Plus le chiffre est proche de 1 plus on se rapproche de la figure géométrique parfaite. Les petits bassins sont très proches d'une forme circulaire/carré alors que les indices montrent à nouveau que le bassin de la Marne est plus allongé. Or, plus le bassin est allongé, plus le temps de transit des eaux sera long, plus l'hydrogramme et la pointe de crue sont étalés. Bien sur, la pente moyenne du drain principal a son importance. Plus elle est forte et plus les écoulements seront puissants et susceptibles de mettre en mouvement des particules minérales en plus grande quantité et de tailles plus importantes. Elle est de 0,1% pour la Marne à Saint-Dizier alors qu'elle est de 1,8% pour le bassin de Rembercourt et 13,3% pour le bassin du Vezon. Enfin, l'ordination du réseau hydrographique est importante. Les petits bassins ont un ordre 1 ou 2 (selon Horton) alors que la Marne à Saint-Dizier est de 5 ; ce qui explique aussi que les temps de concentration sont plus rapides dans les petits bassins que dans les grands. On comprend alors fort bien pourquoi les M.E.S. mesurées dans ces petits bassins représentent plus de 30% de la masse minérale évacuée alors qu'elle n'est que de 8 % pour la Marne à Saint-Dizier. Il faut cependant moduler notre propos car les mesures sur la Marne ayant été réalisées au cours d'une période sèche avec peu de crues et surtout de faibles intensités, les M.E.S. sont sans doute sous représentées cette année là.

#### 4.4.4.2. Comparaison avec les mesures dans les grands cours d'eau.

Après avoir confronté les résultats de dégradation spécifique réalisés sur la Marne avec les mesures effectuées sur de petits bassins expérimentaux, nous avons trouvé pertinent de les comparer à des mesures effectuées sur quelques bassins de grande taille.

Force est d'abord de constater la pauvreté des études de bilan sédimentaire dans les reliefs français de bas plateaux en milieu sédimentaire. Ces études sont relativement anciennes. Enfin, elles concernent souvent des bassins versants composés non

exclusivement de roches carbonatées, alors que le bassin de la Marne en amont de Saint-Dizier en est constitué à plus de 90 %.

Néanmoins, plusieurs études sont susceptibles d'être comparées avec notre travail. Il s'agit de travaux qui ont été menés sur la Seine à Poses (Mouchel J-M. et *al*., 1998 ; Meybeck M. et *al*., 1998), sur la Meuse à Liège (Spring W., Prost E., 1883 ; Close-Lecocq J-F. et *al*., 1982) et sur l'Orne dans le Calvados (Nasseh A. et *al*, 1996). Les deux premiers bassins, plus grands que le nôtre (respectivement 65000 et 16400 $km^2$), s'inscrivant dans des contextes géomorphologiques diversifiés (97,5 % de roches sédimentaires dont 78,2 % de roches carbonatées et 2,5 % de roches cristallines, selon Thibert S, 1994) pour le premier et des schistes de l'Ardenne et roches carbonatées du Bassin parisien pour le second). Le troisième, de taille comparable à la Marne amont (2900 $km^2$), est constitué de 75 % de schistes, le reste étant composé de marnes, de grés et de calcaires. Par contre, ces 3 bassins sont soumis à un climat tempéré avec un régime et des quantités de précipitations comparables (autour de 800-900 mm/an) au moment des mesures bien qu'elles aient été réalisées dans des périodes humides alors que nos mesures ont été faites en période sèche.

En terme de résultat du bilan sédimentaire, il existe des points de divergence entre la Marne amont et ces trois cours d'eau. Ainsi, le rapport M.E.S./ matière dissoute est de 1/10 sur la Marne, ce qui est le rapport communément admis (Milliman J-D., Meade R-H., 1983). A l'inverse, sur l'Orne et la Meuse, ce rapport est de 28 et 32 %.

A l'inverse, il existe aussi plusieurs points de convergence. Nous n'allons traiter ici que des M.E.S. car ces données sont communes à l'ensemble des bassins pris en exemple.

Tout d'abord, la plus grande partie des éléments en suspension est évacuée lors des crues. Nous avons vu que sur la Marne, 94 % des M.E.S. l'étaient lors des crues. C'est aussi le cas sur la Meuse et l'Orne où le chiffre atteint 90 %. Sur la Seine, le chiffre, bien que conséquent, est un peu supérieur à (80 %).

La charge en suspension est assez faible puisqu'elle est de 8,6 $t/km^2/an$ sur la Marne amont, 18 $t/km^2/an$ sur l'Orne, 24 $t/km^2/an$ pour la Meuse à Liège et 11 $t/km^2/an$ sur la Seine aval. Le taux de dégradation spécifique des M.E.S. des deux derniers bassins est fortement influencé par les actions humaines (présence de grandes agglomérations, industries…) qui tendent à augmenter artificiellement le flux particulaire. Le taux de dégradation spécifique des M.E.S. de l'Orne est lui aussi surévalué car les mesures ont été réalisées lors d'une période humide. Ceci explique aussi le rapport M.E.S./ matière dissoute qui était un peu différent sur ces bassins.

Il est reconnu qu'il existe un transfert d'échelle entre la parcelle, de petite taille et qui connaît une érosion intense, et le bassin-versant élémentaire d'une taille plus grande mais connaissant un départ de matière moins important. Le Bissonnais Y. et *al*. (1996) ont reconnu ce type de transfert d'échelle sur des bassins allant du 1 $m^2$ au bassin élémentaire de l'ordre du $km^2$. Ainsi, le facteur d'échelle liant les mesures de M.E.S. est supérieur à 1 entre les bassins de 1 $m^2$et 20 $m^2$, légèrement inférieur à 1 pour les bassins entre 20 $m^2$ et 500 $m^2$ et de 0,1 à 0,3 pour les bassins entre 500 $m^2$ et 1 $km^2$. Il explique cela par des phénomènes de stockage des particules dans le bassin-versant. On voit donc que le facteur d'échelle tend à diminuer avec l'augmentation de la taille du bassin-versant. Qu'en est-il alors avec des impluviums de taille plus conséquente ?

Si on applique cela aux bassins faisant l'objet de cette étude comparative, on observe qu'entre les bassins élémentaires étudiés précédemment (Vezon, Rembercourt, Damusse) et la Marne, un phénomène similaire se produit. Le facteur d'échelle est compris entre 3,8 et 5,3. Maintenant, si on compare la Marne amont à la Seine aval, le facteur d'échelle tombe à 1,1, soit un taux de M.E.S. quasi identique.

Par contre au-delà de 2380 km$^2$ (la Marne amont), on peut constater que le taux de dégradation des particules solides est très proche quel que soit le bassin alors que leur taille diffère fortement. On trouve ainsi un rapport de taille de 27 entre le plus grand (la Seine) et le plus petit bassin (la Marne) pris ici en compte. On peut alors peut-être en déduire que le facteur d'échelle liant le taux de dégradation des M.E.S. à la taille du bassin devient presque nul au delà d'une certaine taille (Figure 4.59). Il devient alors pratiquement identique pour tous les cours d'eau, quelle que soit leur taille, pourvu qu'ils aient des caractéristiques climatiques, géologiques, topographiques, géomorphologiques comparables.

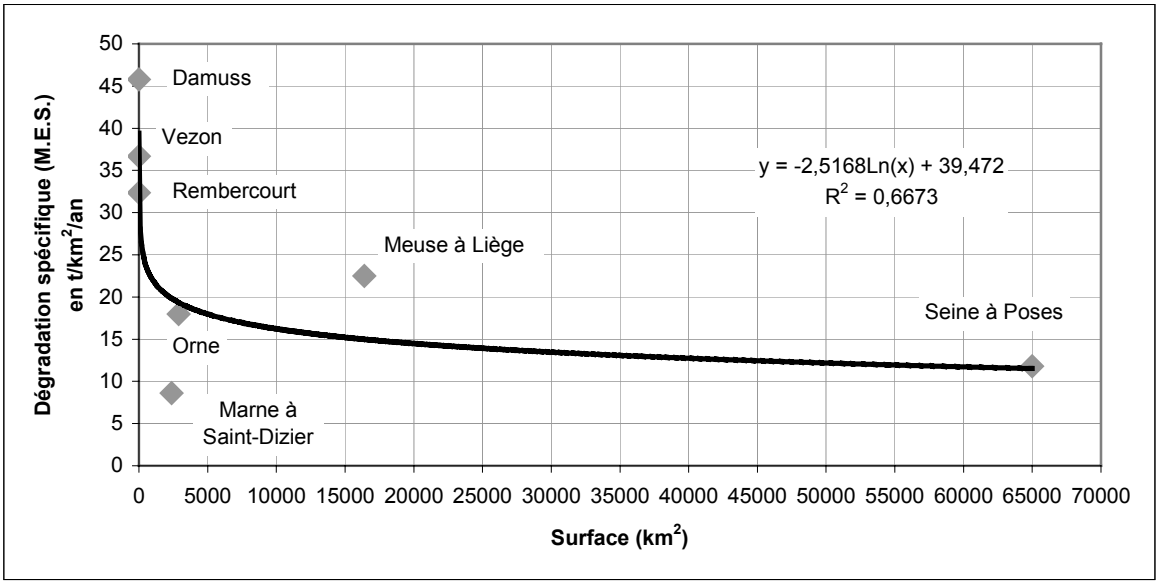



*Figure 4.59 : Relation surface de bassin-versant / dégradation spécifique pour les impluviums de bassin essentiellement sédimentaires.*

## 4.4.5. L'érosion d'un site particulier : les Côtes Noires.

En aval de la station de mesures de Möeslains, la Marne méandre fortement et vient lécher un rebord de terrasse (Ma.3 et Ma.4) reposant sur les formations géologiques de l'Albien (Figure 4.60). Le site, né de la rencontre d'un méandre de la Marne et des sables-marneux de l'Albien a créé un versant concave de méandre sur lequel se sont développés de véritables bad-lands. Ce phénomène, au-delà d'être une curiosité géologique, semble être très intéressant en terme d'érosion et est représentatif des phénomènes érosifs dans la partie amont du Perthois. Nous l'avons étudié pensant qu'il s'agit d'un wagon d'érosion appartenant au train sédimentaire de la Marne.

4.4.5.1. Description du site des « Côtes Noires ».

A Möeslains, la Marne quitte les calcaires du Barrois (Tithonien) et entre dans la région du Perthois. Elle incise désormais l'Albien inférieur et supérieur, caractérisés par des formations plutôt sableuses et grésifiées à la base (10 m). Elles sont recouvertes par des marnes (Argiles du Gault) sur au moins 20 m, ainsi que les quelques mètres d'alluvions carbonatées (3-5 m au maximum) provenant du démantèlement des plateaux en amont. Dans ce site de méandres, la vallée de la Marne est fortement dissymétrique. En rive droite, la plaine alluviale s'étend sur plusieurs kilomètres avant de retrouver un versant occupé par la basse terrasse de la Marne (Ma.2). En rive gauche se développe un escarpement de 25 à 30 m de hauteur que la Marne longe sur près de 15 km. Le cours d'eau, qui décrit des méandres, vient saper régulièrement la base de cet escarpement.

Le site des Côtes Noires est donc l'exemple caractéristique de ce secteur. Il s'agit d'un méandre de la Marne venant, sur près de 400 m, saper l'escarpement de roches albiennes. C'est pourtant un site qu'il est difficile de définir d'un point de vue géomorphologique. En effet, ses caractéristiques permettent aussi bien de le rattacher **aux méandres encaissés dits sculptés** qu'aux **méandres libres de type ancrés dans la roche en place**.

Dans le premier cas, les Côtes Noires sont bien issues du glissement latéral de la concavité pendant l'enfoncement du cours d'eau (Deshaies M., 1994). Il en résulte alors une dissymétrie entre un escarpement de rive concave (versant de sapement) et une rive convexe en glacis constituant le lobe du méandre. Ce dernier s'inscrit dans les argiles du Gault (Albien) recouvertes faiblement (quelques mètres) par des alluvions de Ma.1.

Dans le second cas, à la faveur du seuil de Saint-Dizier, le profil en long de la Marne s'accentue. On peut aussi y voir un méandre libre situé en pied de versant et qui divague en recoupant son substratum sur la roche en place au fond du lit mineur.

Le méandre des Côtes Noires se situe donc au croisement de ces deux définitions. La différence réside dans un problème d'échelle temporelle. Le premier type (méandre sculpté) est issu de l'incision générale du cours d'eau lors du Pléistocène récent. Le second type, issu de la dynamique récente du cours d'eau (à l'échelle du siècle), fait vivre le méandre. On peut définir ce méandre comme un méandre libre semi-contraint par l'affleurement albien.

Ainsi, la roche à nu sur un affleurement de 400 m de long et près de 30 m de haut est fortement affectée par la météorisation. De véritables bad-lands sont donc apparus sur cet escarpement en forte pente (34° en moyenne) et dénué de végétation. L'observation du site lors d'évènements pluvieux a montré la fonctionnalité des ravines de profondeur métrique et qui étaient fortement pourvoyeuses en matières solides. C'est à ce titre que ce site est original car il doit permettre de mesurer un wagon d'érosion de la Marne.

Se pose alors la question de la quantité de matière évacuée de cet espace au cours d'une année ?

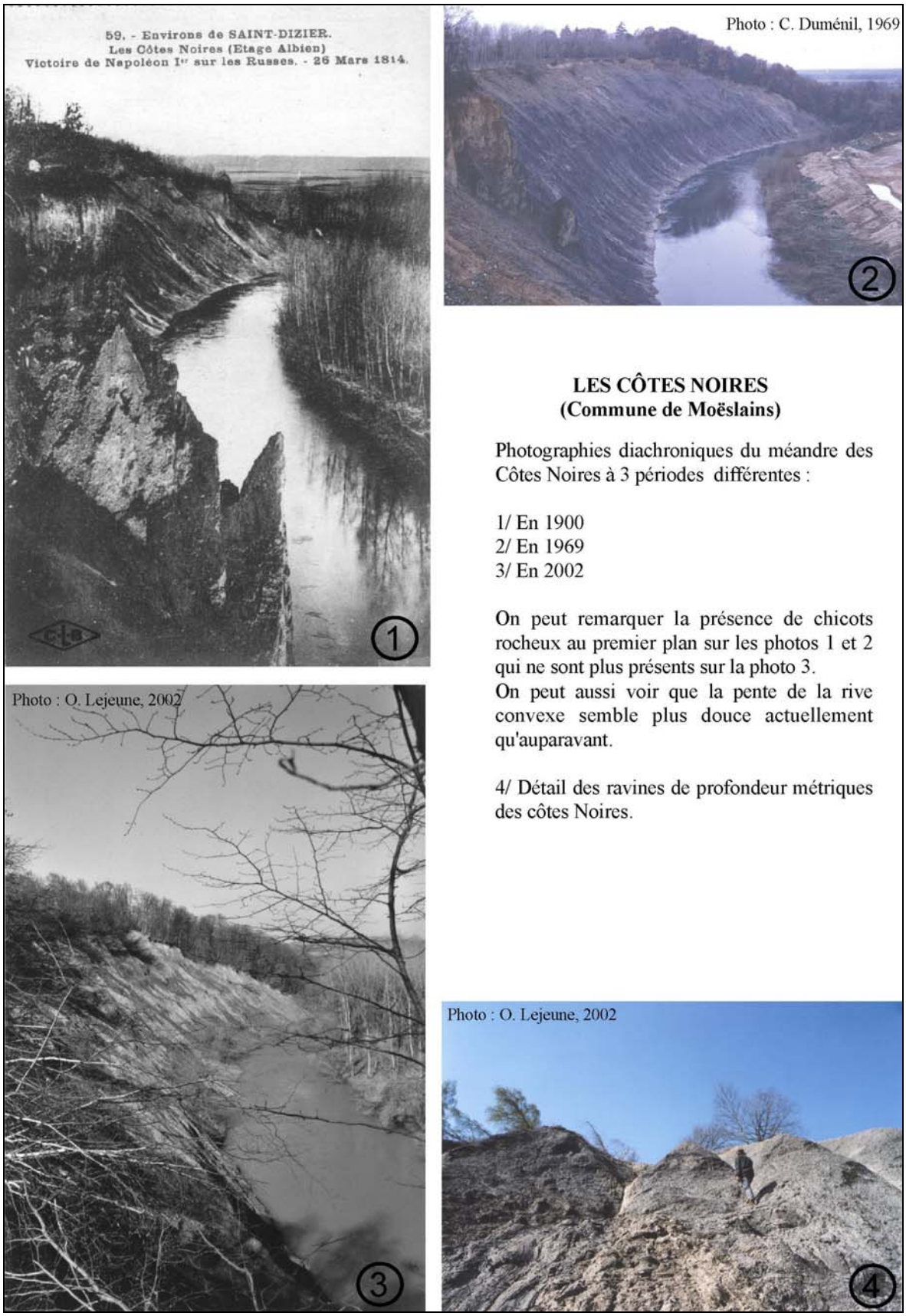



*Figure 4.60 : Photographies comparatives du site des Côtes Noires à 3 dates différentes (1900, 1969, 2002).*

#### 4.4.5.2. La mesure de la dégradation spécifique

Afin de mesurer l'érosion dans ce méandre des Côtes Noires, nous avons réalisé des mesures à l'aval du site, au niveau du pont enjambant la Marne sur la commune de Laneuville-au-Pont. Le bassin-versant est de 2410 km$^2$. Ces mesures, réalisées concomitamment à celles de la station de mesures de Möeslains, vont nous permettre, par comparaison d'établir le bilan sédimentaire de la zone étudiée.

Le protocole de mesure est identique pour les deux stations et la validité des mesures a été vérifiée précédemment (4.4.3.1.). Nous ne reviendrons pas ici sur le fonctionnement et la saisonnalité de l'érosion. Les deux stations de mesures étant très proches, nous n'avons pas constaté de variations significatives.

##### 4.4.5.2.1. Les matières en solution

161 mesures ayant été effectuées à la station de Laneuville-au-Pont. Nous avons établi une corrélation afin de traduire la conductivité en poids d'éléments dissous (mg/l). La relation trouvée (Figure4.61) est satisfaisante et le $R^2$ (0,73) est légèrement supérieur à celui de la station de Möeslains.

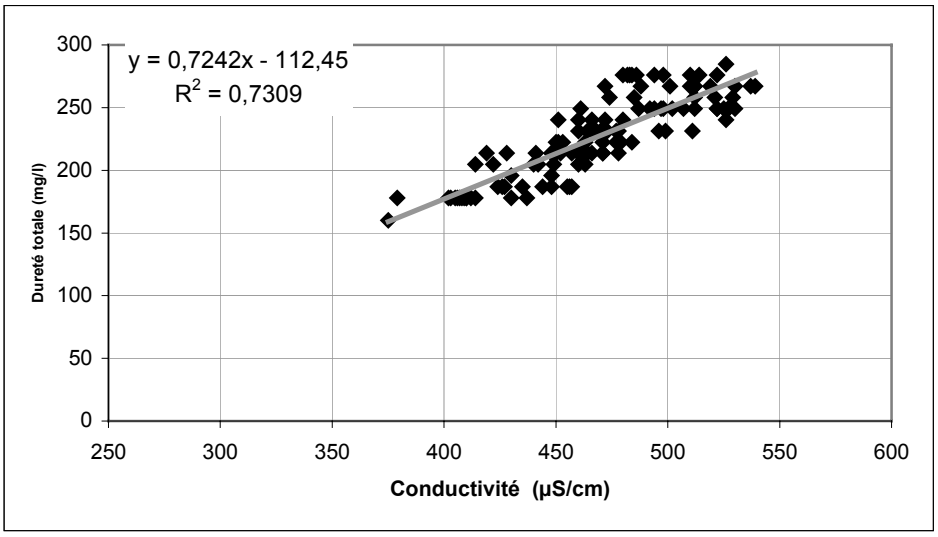



*Figure 4.61 : Courbe de corrélation entre les conductivités (µS/cm) et la dureté totale (mg/l) sur 161 valeurs mesurées au cours de l'année hydrologique 2002-2003 .*

La corrélation conductivité traduite en mg/l avec les débits n'est pas pleinement satisfaisante ($R^2$ = 0,71) mais identique à celle du site amont. Elle nous permet de calculer une teneur moyenne de 224 mg/l et un écart-type de 28 mg/l. La teneur moyenne est légèrement inférieure à la teneur trouvée à Möeslains, mais, compte tenu des marges d'erreurs des mesures (nombre de mesures faites sur l'année, marge d'erreur des appareils de mesures…), ceci est peu significatif. On peut ainsi estimer la quantité de matières dissoutes exportées par la Marne à **73,1 t/km$^2$/an**. Ce chiffre est tout à fait identique à celui trouvé pour la station de mesures amont. Il nous permet de supposer que le secteur des Côtes Noires n'est pas un secteur pourvoyeur en matières dissoutes car la matière affleurante est peu soluble (sables et marnes).

#### 4.4.5.2.2. Les matières en suspension

Nous avons procédé de même pour les matières solides. La corrélation effectuée entre M.E.S. (mg/l) et le débit (l/s) n'est pas satisfaisante ($R^2 = 0,51$). Comme pour la station de Möeslains, nous avons procédé à une séparation des différentes situations hydrologiques afin d'arriver à des corrélations plus satisfaisantes (Figure 4.62).

- Montée de crue : $y = -32,029x2 + 4110,4x – 13169$ et $R^2=0,69$
- Décrue : $y = 28134Ln(x) – 17071$ Et $R^2= 0,78$
- Etiage : La moyenne est de 6,6 mg/l et l'écart-type est de 3,6 mg/l. Les mesures sont comprises entre 1 et 15 mg/l. La corrélation avec le débit est mauvaise ($R^2 = 0,50$). Comme pour la station de Möeslains, nous avons comblé les mesures en utilisant une corrélation linéaire $y = - 630,03x + 11106$ ou au cas par cas.

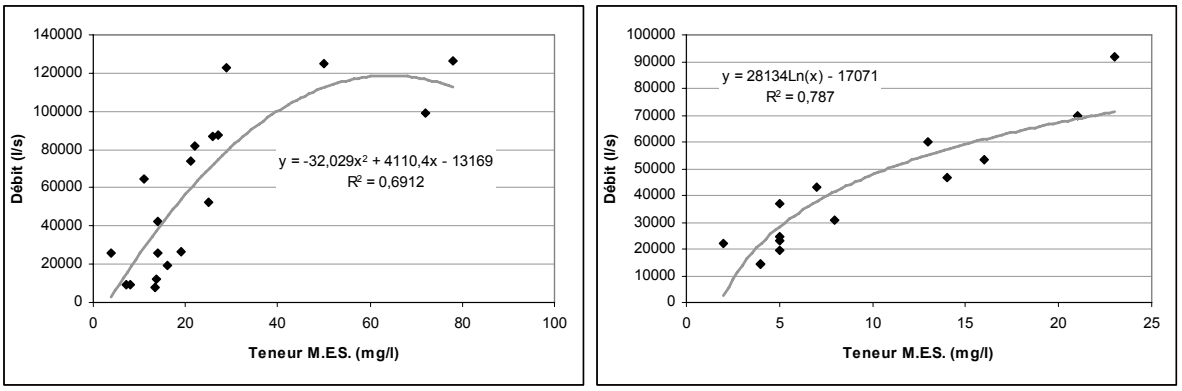



*Figure 4.62 : Corrélations teneur M.E.S (mg/l) / débit (l/s) pour les montées de crue et les décrues à la station de Laneuville-au-Pont.*

Il est à noter que durant l'été 2002-2003, il s'est produit une petite crue simple. L'intégration des mesures de cet événement biaise sensiblement les corrélations, surtout en ce qui concerne les décrues. La corrélation globale pour les décrues chute ainsi à 0,54. Nous avons donc décidé d'éliminer ces 3 données afin d'améliorer cette relation. Elle remonte ainsi à 0,78, ce qui est correct.

Le calcul du flux de matières en suspension au cours de l'année hydrologique de mesure nous amène à un bilan de 17385 tonnes de matières solides passé par la station de Laneuville-au-Pont. Compte tenu de la légère augmentation de taille du bassin-versant (2410 $km^2$), la dénudation du bassin s'élève à **7,2 t/$km^2$/an**.

#### 4.4.5.2.3. La comparaison MES et matières en solution amont/aval.

Les résultats que nous venons d'obtenir nous permettent de comparer les résultats de la dégradation spécifique issus des deux stations de mesures (Tableau 4.14).

| | **Amont de Saint-Dizier** (données calculées) | **Aval de Saint-Dizier (station de Möeslains)** (données calculées) | **Aval de Saint-Dizier (station de Laneuville-au-Pont)** (données calculées) | **Apport de la Marne au Der** (données calculées) | **Apport des Cotes Noires** (données calculées) |
|---|---|---|---|---|---|
| Surface bassin-versant de la Marne à Moeslains ($km^2$) | 2380 | 2400 | 2410 | | |
| Débit moyen oct2002-sept 2003 (l/s) | 30764 | 22553 | 22553 | 8211 | |
| Volume écoulé total (million de $m^3$) | 972839 | 713193 | 713193 | 259645 | |
| Volume écoulé de nappe | 325351 | 228482 | 228482 | 96869 | |
| IEB (Kaden U., 1993) | 33% | 32% | 32% | | |
| Conductivité moyenne (µS/cm) | 465 | 465 | 466 | 0 | +1 |
| Matière dissoute moyenne (mg/l) | 227 | 227 | 228 | 0 | +1 |
| MES moyenne (mg/l) | 11,5 | 11,5 | 12,5 | 0 | +1 |
| Matière dissoute totale (tonne/an) | 239876 | 175553 | 176252 | 64323 | 700 |
| MES totale (tonne/an) | 20632 | 15900 | 17385 | 4731 | 1484 |
| Dissolution spécifique (tonne/$km^2$) | 99,948 | 73,147 | 73,134 | 27 | -0,013 |
| MES exportées (tonne/$km^2$) | 8,597 | 6,625 | 7,214 | 2 | 0,588 |

*Tableau 4.14 : Tableau récapitulatif des mesures de l'érosion aux deux sites de mesure du Perthois.*

Ces résultats nous permettent de dire que la zone comprise entre les 2 stations apporte très peu de matières dissoutes. Le tonnage produit par la zone des Côtes Noires, composée des Côtes Noires sensu-stricto ainsi que de la zone balayée par le cours d'eau au cours de l'année (lit mineur et majeur), est de 700 tonnes (264 $m^3$). Ceci représente une augmentation d'à peine 0,4% entre les communes de Möeslains et de Laneuville-au-Pont. Cependant, compte tenu de l'augmentation de la surface du bassin-versant entre les deux stations, le taux de dissolution spécifique n'évolue donc pas.

A l'inverse, si l'on considère les matières en suspension, on constate une augmentation significative du tonnage entre les deux stations de mesures. 1484 tonnes ont été produites dans la zone considérée, ce qui représente 560 $m^3$. Ceci représente une augmentation de 9% entre Möeslains et Laneuville-au-Pont. On passe de 6,6 à 7,2 t/$km^2$/an. La zone des Côtes Noires, entre les 2 stations de mesures de Möeslains et Laneuville-au-Pont (soit 10 $km^2$), apporte donc **148,4 t/$km^2$/an** de M.E.S. Ce taux de dégradation spécifique est très important par rapport au taux global mesuré pour l'ensemble du bassin à Saint-Dizier. A l'inverse, ce taux de M.E.S. est très proche de ceux enregistrés dans les petits bassins expérimentaux. Le wagon sédimentaire des Côtes Noires est donc bien un wagon d'érosion.

#### 4.4.5.3. Processus de mise en mouvement des matières solides dans le méandre des Côtes Noires.

Nous allons tenter ici d'estimer la vitesse de recul du méandre des Côtes Noires et surtout de déterminer les processus géomorphologiques qui concourent au recul de ce site.

##### 4.4.5.3.1. Le recul du méandre.

Quelle est la vitesse de recul d'un tel phénomène ? A cette question, il est difficile de répondre avec exactitude. Dans un premier temps, une étude diachronique des différents documents cartographiant le site a été réalisée. Nous avons disposé de la carte d'état major, de plans cadastraux de différentes époques, de plans photogrammétriques, de cartes topographiques à différentes dates. Cependant, leur médiocre qualité et surtout leur imprécision (le document le plus précis est au 1 :5000) ne nous a pas permis d'établir une vitesse de recul significative et valable avec cette méthode.

L'étude de photographies prises à différentes dates permet une étude diachronique (Figure 4.60, photos 1, 2 et 3). On peut ainsi apprécier qualitativement l'évolution des Côtes Noires. On note alors surtout la disparition de pitons marneux que l'on voit bien sur la photographie prise au début du XX$^{ème}$ siècle et qui ont disparu en 2002.

Nous avons alors tenté un calcul empirique à partir des mesures d'érosion que nous avons réalisées au cours de l'année 2002-2003. Il va sans dire que ce calcul ne peut être qu'indicatif et ne doit être appréhendé qu'avec une extrême prudence. En effet, en raison de l'approximation et surtout de la représentativité des mesures (1 année de mesures), il est difficile d'extrapoler sur des temps plus longs (décennies, siècle ou plus). Ceci ne permet que de donner « un ordre d'idées » de la vitesse de recul du méandre des Côtes Noires.

Dans la zone considérée (entre les 2 stations de mesures), les secteurs potentiellement érodables sont le site des Côtes Noires proprement dit, mais aussi le lit mineur de la Marne. Nous allons considérer que le secteur du lit majeur est plutôt une zone d'atterrissement et non d'érosion.

Le site des Côtes Noires présente une superficie offerte à l'érosion de 28 000 m$^2$. Quant au lit mineur de la Marne, la surface potentiellement érodable est d'un peu moins de 100 000 m$^2$. Les Côtes Noires représentent donc 25 % de cette surface. Le site des Côtes Noires est apparemment plus soumis à l'érosion que le lit mineur. Nous ne sommes cependant pas en mesure d'attribuer un coefficient d'érodabilité à ces 2 entités. Nous allons donc considérer que la vitesse d'érosion est identique en tous points de la zone considérée.

Lors des mesures, nous sommes arrivés à la conclusion que la zone inter-station de mesures avait permis la production de 700 tonnes de matières solubles et 1484 tonnes de M.E.S. Ceci représente un total d'environ 824 m$^3$ ((700+1484)/2,65)).

Rapporté à la surface globale réelle érodable (128 000 m$^2$), la tranche de matière évacuée de la zone est de **7 mm**. Par contre, si on considère que le site des Côtes Noires (sensu stricto) est l'unique pourvoyeur de matières, l'ablation moyenne y est de **29 mm**. On peut donc considérer que l'épaisseur moyenne de matière évacuée est comprise entre ces 2 valeurs.

Ces formes, inscrites dans des formations géologiques de même type ont été très étudiées dans les Alpes (Cohen M. 1998 ; Dumas B., et *al*, 1987 ; Lecompte M. et *al*, 1998 ; Macaire O., et *al*, 2002 ; Mathys N., et *al*, 2003 ; Oostwoud-Wijdenes D-J., et *al*, 1998 ; Rey F., et *al*, 2004 ;…).

Ces travaux ont permis de mettre en évidence les modalités de l'érosion ainsi que les vitesses d'ablation de ce type de formation. Les vitesses sont assez variables en fonction des conditions lithologiques et topographiques (Chodzko J. et *al*, 1991 ; Garnier P. et al, 1996 ; Lecompte M. et *al*, 1997 ; Lecompte M. et *al*, 1998) ainsi que du couvert végétal (Rey F. et al, 2002 et 2004). Cependant, les taux de dénudation varient finalement assez peu (Tableau 4.15).

| Lieux | Age et type de formations | Période d'étude | Vitesse d'ablation | Ref. Bibliographiques |
|---|---|---|---|---|
| Baronnies méridionales | Cénomanien | 1989-1995 | 1 cm/an | Lecompte M. et *al*, 1998 |
| Baronnies méridionales | Gargasien | 1989-1995 | 2 cm/an | Lecompte M. et *al*, 1998 |
| Baronnies méridionales | Oxfordien | 1989-1995 | 3,5-3,7 cm/an | Lecompte M. et *al*, 1998 ; Chodzko J. et *al*, 1991 |
| Buëch (Alpes du Sud) | Oxfordien | 1988-1990 | 1,6 cm/an | Olivry J-C., Hoorelbeck J., 1990 ; Olivry J-C., 1988 |
| Draix, Alpes de Haute Provence | Oxfordien | ? | 1-1,5 cm/an | Mathys N. et *al*, 1996 |
| Draix, Alpes de Haute Provence | Oxfordien | ? | 1-2 cm/an | Oostwoud-Wijdenes D-J. et *al*, 1998 |
| Marne / Haute-Marne | Albien | 2002-2003 | 0,7-2,9 cm/an | Ce travail |

*Tableau 4.15 : Tableau récapitulatif de quelques mesures d'ablation des badlands dans les formations marneuses des Alpes ; comparaison avec les Côtes Noires.*

L'ensemble des taux d'ablation mesurés dans les marnes des Alpes est donc globalement compris entre **1 et 3,7 cm/an.** Le taux d'ablation issu de nos mesures est compris entre **0,7 et 2,9 cm/an** pour l'année 2002-2003. Les mesures sont donc assez comparables. Les conditions climatiques ne sont pourtant pas les mêmes (précipitations moyennes annuelles, intensités des pluies, rythmes des précipitations). Des forts taux d'érosion ont déjà été enregistrés dans des milieux de plaines et de bas plateaux. Dans l'Aisne, sur de petites parcelles témoins dénudées, Morand F. et Wicherek S. (1984) ont mesuré des taux d'ablation de 3,3 mm/an, soit de chiffres tout à fait comparables à nos données. Pourquoi trouvent-on alors des chiffres d'ablation comparables ?

#### 4.4.5.3.2. Les processus concourant à cette évolution.

Le site des Côtes Noires est un site de Bad-lands original de par sa localisation au cœur du Bassin parisien, dans un domaine de plaines et de bas plateaux. Ce site affecte essentiellement les marnes de l'Albien supérieur et dans une moindre mesure les sables verts de l'Albien inférieur. Le site évolue au gré des différents processus morphogénétiques qui se mettent en action (Figure 4.63) selon les évènements climatiques.

L'examen du site montre que son évolution est liée à une chaîne complexe de processus qui agissent successivement ou concomitamment au cours de l'année.

En haut de l'escarpement des Côtes Noires, les marnes de l'Albien (marnes jaunâtres) sont recouvertes par quelques formations graveleuses et limoneuses issues de l'alluvionnement ancien de la Marne (niveau Ma.3). Ce niveau définit un petit niveau sourceux (rechargé par les précipitations hivernales) qui humecte les marnes sous jacentes. La décompression de la roche et l'appel au vide provoque des fissures accentuées par la dessiccation dans la partie haute du versant. Lorsqu'elles sont humectées par les eaux issues des précipitations et des eaux de la nappe alluviale perchée, elles sont à l'origine de glissements rotationnels de taille métrique. Durant la période estivale, la rétraction des matériaux provoque plutôt des mouvements de type Topple.

Ces matériaux, détachés du versant, glissent alors sous forme de coulées boueuses ou de blocs.

A mi-versant, la partie basale de l'Albien supérieur est composée par les Marnes grises (Argiles du Gault). C'est dans cette formation que les ravines des bad-lands se développent véritablement. On assiste donc à l'apparition d'une succession de crêtes et de talwegs dans lesquels s'engouffrent les coulées boueuses et les blocs détachés plus haut.

Au passage de l'Albien supérieur à l'Albien inférieur, les ravines s'interrompent brusquement. On voit apparaître au niveau de la base des croupes séparant les talwegs, un espace, abrupt, fortement soumis à la gélifraction. Comme cet espace est légèrement décalé par rapport à l'axe des ravines, les matériaux déstructurés ne sont pas évacués et s'accumulent au pied de ce micro-escarpement (environ 1à 2 m).

A la base du versant, l'Albien inférieur, composé par des sables verts, glauconeux, armés par de petits bancs gréseux est plus résistant. La pente du versant s'amoindrit et forme alors un replat sur lequel viennent se reposer les coulées boueuses et les blocs qui forment alors de petits cônes colluviaux. Le replat des sables est limité par la berge de la Marne

A la base du versant, la Marne vient donc saper l'escarpement. Durant l'étiage, le débit étant très faible, l'eau ne parvient pas sur le replat des sables verts. L'action érosive de la Marne est limitée. A l'inverse, en crue, la Marne monte de quelques mètres et vient saper la base des ravines. Elle peut alors prendre en charge l'intégralité des cônes colluviaux. Cette remise en mouvement des matériaux accumulés à la base du versant permet alors une nouvelle déstabilisation du versant. L'énergie de la Marne est alors suffisante pour exporter ces matériaux, limitant considérablement l'empâtement du lit mineur.

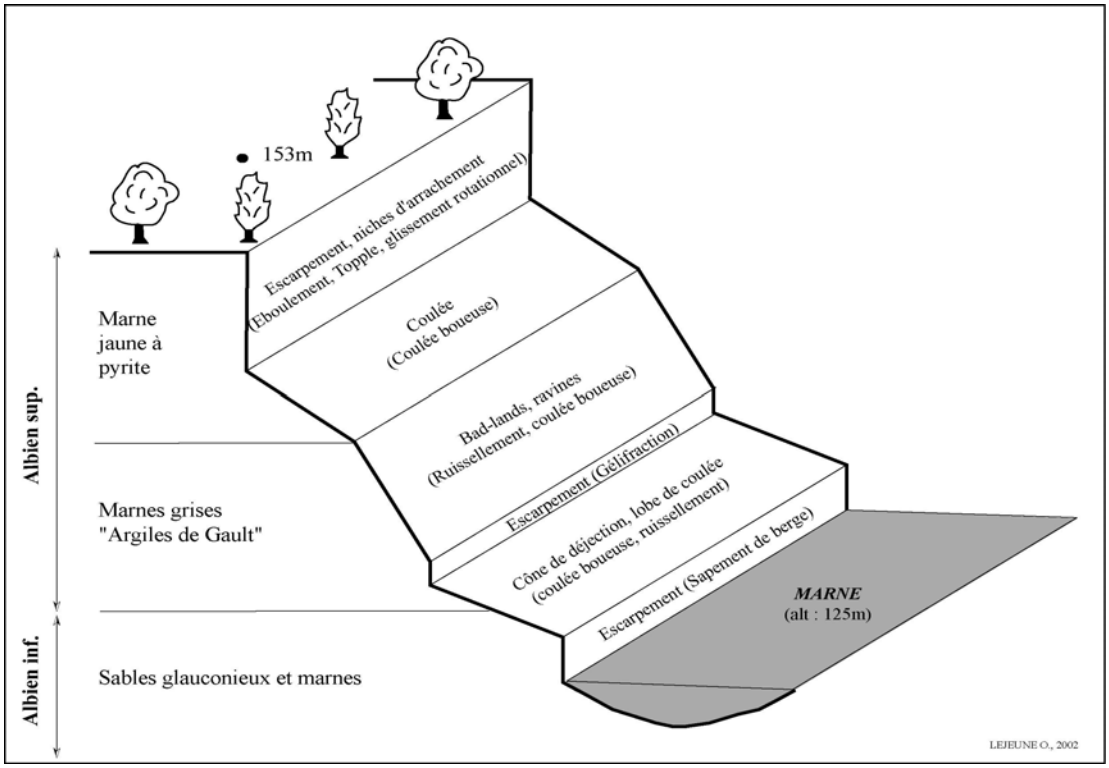



*Figure 4.63 : Formes et chaînes de processus concourant à l'évolution du site des Côtes Noires.*

Les bad-lands des Côtes Noires sont donc soumis à une double dynamique. La **dynamique de versant** proprement dite qui trouve comme moteur les processus gravitaires assistés par l'action du climat (précipitations, cycles gel-dégel, cycles humectation-dessication) qui joue lui-même sur l'alimentation souterraine des phénomènes de mouvements de masse. A cela vient s'ajouter une **dynamique fluviale** importante qui engendre un sapement de la rive concave du méandre. Elle provoque l'érosion et le transport des matières apportées à la base de l'escarpement par la dynamique de versant ainsi que l'érosion directe de ce versant lorsque l'ensemble des matériaux déstructurés ont été tous exportés.

C'est sans doute cette double dynamique qui explique que le taux d'ablation de cette zone de bad-lands de bas plateau avoisine ceux que l'on trouve en milieu de moyenne montagne ou en tête des bassins du Bassin parisien. Nous sommes donc dans un wagon sédimentaire très érosif.

## Conclusion partielle

Dans la dernière partie de ce chapitre, nous avons tenté d'apprécier la dégradation spécifique de la partie calcaire du bassin amont de la Marne pour l'année hydrologique 2002-2003. Après correction des données hydrologiques suite aux prélèvements réalisés par le Der, la quantité de M.E.S. sortie du bassin, à la station de Möeslains, est de **8,6 t/km$^2$/an** (**3,25 mm/1000 ans**) alors que les matières en solution ont été estimées à **99,9 t/km$^2$/an** (**37,7 mm/1000 ans**). L'utilisation des formules de calcul de la dissolution a permis de valider cette dernière donnée. L'étude met en exergue l'importance des crues puisque leur écrêtage par le Der ampute le flux particulaire de 23 % et le flux de matière dissoute de 27 %. 70 % de ces particules sont ensuite piégées dans le lac, ce qui tend progressivement à le combler. Tout ceci crée un déséquilibre sédimentaire qui joue sans doute un rôle préjudiciable dans les désordres constatés sur le système fluvial de la Marne. Ceci est constaté en particulier dans la portion située entre Saint-Dizier et la « confluence » avec le canal de restitution du Der.

Nous avons ensuite mesuré l'activité d'un des wagons du train sédimentaire de la Marne : le site des Côtes Noires. Ce site, véritable bad-lands au milieu du Bassin parisien, est très actif. L'étude comparative des mesures d'érosion réalisées en amont et en aval de ce site permettent de donner une dégradation spécifique du site comprise entre **7 et 29 mm/an**. Cette dégradation est très forte et est comparable aux mesures réalisées sur les mêmes matériaux dans les Alpes surtout en raison de l'action érosive directe du cours d'eau sur les marnes de l'Albien.

## CONCLUSION DU CHAPITRE 4

Ce chapitre a eu pour vocation de mettre en exergue la dynamique récente et actuelle de la Marne au travers de l'étude de la dynamique hydrologique qui joue un rôle prépondérant sur l'évolution du cours d'eau, tant du point de vue de la dynamique fluviale que de la dynamique d'érosion, de transport et de dépôt des matières minérales.

L'étude du régime de la Marne a permis de mettre en avant le fonctionnement hydrologique du cours d'eau qui connaît, malgré une certaine pondération à l'échelle annuelle, des extrêmes hydrologiques assez exacerbés (fortes crues et étiages profonds). Cette étude permet aussi de mettre en avant des transferts de masse d'eau relativement rapides lors des crues. Ces dernières sont de 2 types (simple et complexe). Malgré le soutien des nombreuses nappes aquifères que la Marne draine au cours de son périple à travers les plateaux calcaires, les écoulements sont essentiellement liés aux précipitations (I.E.B. d'environ 35 % à Saint-Dizier).

Cependant, les écoulements de la Marne sont fortement modifiés par des altérations anthropiques. Les aménagements liés aux canaux (barrages-réservoirs à amont, bief de partage avec la Saône, prises d'eau canal…) et surtout le barrage réservoir du Der, altèrent les écoulements de la Marne. Ceci a alors forcément des répercutions importantes sur la dynamique fluviale et sédimentaire.

L'analyse de la dynamique fluviale de la Marne depuis le début du XIX$^{ème}$ siècle a montré un ralentissement net de cette dynamique. Deux secteurs sont à dissocier : le fond de vallée lors de la traversée des plateaux calcaires où la dynamique est faible voire nulle depuis au moins 2 siècles et la région du Perthois où la divagation du cours d'eau a été forte mais décline depuis la fin du petit âge glaciaire. Ce ralentissement a été fortement accentué au cours des 3 dernières décennies par l'action humaine ; en particulier la mise en eau du barrage réservoir du Der. Ce dernier, en écrêtant les plus fortes crues, mais aussi en soutenant fortement les étiages, pondère les débits et limite alors l'action érosive de la Marne. De plus, cette pondération de l'érosion par la limitation de la divagation du lit mineur dans la bande active du cours d'eau est accentuée par les nombreuses actions de recalibrage et d'endiguement qui ont été réalisés dans la partie aval du Perthois.

La tentative de mesure de la dégradation spécifique du bassin-versant calcaire de la Marne a mis en évidence une dégradation spécifique importante si l'on considère que les mesures ont été réalisées lors d'une année ou le déficit pluviométrique et d'écoulement se sont fait sentir.

Les résultats obtenus, 73,1 t/km$^2$/an de matières dissoutes et 6,6 t/km$^2$/an de M.E.S. exportées hors du bassin-versant calcaire de la Marne sont pourtant sous-évalués car le Der capte près de 27 % des matières dissoutes (99,9 t/km$^2$/an) et 23 % des M.E.S (8,6 t/km$^2$/an). Ces matières sont en partie conservées dans le Der qui n'en rejette

respectivement que 43 et 33 %. Ceci concourt alors à déséquilibrer encore plus le bilan sédimentaire de la Marne. Quelle en est l'action sur la dynamique fluviale de la Marne, nous n'avons pas pu le déterminer. Il faut cependant nuancer ces résultats car l'année hydrologique de mesures est une année très sèche avec peu de crues et un tarissement très long. Lors d'une année moyenne, plus humide, il semble pertinent de penser que le taux d'érosion soit plus fort.

L'étude du site caractéristique des Côtes Noires montre que la dynamique érosive de la Marne est forte. Le site, qui s'apparente à un relief de bad-lands est soumis à de multiples processus gravitaires de déstabilisation du versant. Le moteur essentiel de cette dynamique est la Marne qui vient saper la base du versant. Les mesures effectuées montrent que ce secteur érosif connaît des départs de matières comparables aux sites de bad-lands alpins et aux têtes de bassin dans les régions de bas plateaux calcaires de l'Est de la France.

Ainsi, ce chapitre à permis de montrer deux facteurs qui concourent actuellement à l'érosion des plateaux calcaires de l'Est de la France, à savoir :

-une dynamique d'érosion. Le karst permet la dissolution des calcaires et l'exportation des matériaux arrachés par les facteurs météoriques aux différentes couvertures géologiques (argiles et sables du crétacé, marnes du Bathonien moyen…) recouvrant les plateaux. La disparition progressive de ces dernières fait apparaître les calcaires (Tithonien, bajocien…) en surface. Ces calcaires sont alors placés dans une position favorisant l'ablation future des plateaux durant la prochaine période froide.

-une dynamique d'exportation. La dynamique fluviale structure la Marne en un train sédimentaire qui exporte les matériaux érodés et évacués par le karst et les ruissellements vers l'extérieur du bassin calcaire de la Marne.

# PARTIE 3 : L'ÉVOLUTION FUTURE DU BASSIN-VERSANT DE LA MARNE

# CHAPITRE 5 : LES POTENTIALITÉS DE RÉORGANISATION DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE AU NIVEAU DES INTERFLUVES MARNE-AUBE ET MARNE-MEUSE

**INTRODUCTION ……...…… 347**

**5.1. Les méthodes utilisées pour déterminer les flux hydrogéologiques inter et intra-bassin.. …… 349**
5.1.1. Les profils hydrologiques et les profils de paramètres physico-chimiques. 349
5.1.1.1. La méthode 349
5.1.1.2. Les résultats attendus 351
5.1.2. La cartographie des rendements hydrologiques et de paramètres physico-chimiques. 351

**5.2. Les résultats des mesures.……..…….. 354**
5.2.1. Le bassin de la Blaise 354
5.2.1.1. Les données géographiques du bassin-versant 354
5.2.1.2. Situation des campagnes de mesures 356
5.2.1.3. Les résultats des profils hydrologiques de la Blaise 357
5.2.1.4. Mise en évidence de l'hétérogénéité des écoulements sur la Blaise. 359
5.2.2. Le bassin de la Suize 362
5.2.2.1. Les données géographiques du bassin-versant 362
5.2.2.2. Situation des campagnes de mesures 363
5.2.2.3. Les résultats des profils hydrologiques de la Suize 363
5.2.2.4. Mise en évidence de l'hétérogénéité des écoulements sur la Suize. 366
5.2.3. Le bassin de la Saulx 369
5.2.3.1. Les données géographiques du bassin-versant 369
5.2.3.2. Situation des campagnes de mesures 370
5.2.3.3. Les résultats des profils hydrologiques de la Saulx 370
5.2.2.4. Mise en évidence de l'hétérogénéité des écoulements sur la Saulx. 373
5.2.4. Le bassin du Rognon 375
5.2.4.1. Les données géographiques du bassin-versant 375
5.2.4.2. Situation des campagnes de mesures 376
5.2.4.3. Les résultats des profils hydrologiques du Rognon 377
5.2.4.4. Mise en évidence de l'hétérogénéité des écoulements sur le Rognon. 380
5.2.5. Un schéma constant pour les cours d'eau des plateaux calcaires 383
5.2.6. L'influence des facteurs morphostructuraux. 384

**5.3. Vers une réorganisation du réseau hydrographique local.…….…….. 387**
5.3.1. Des circulations intra et extra-bassins 387
5.3.2. Corrélations avec les traçages hydrogéologiques. 390
5.3.3. Les sites à fort rendement : des sites de captures futures ? 397
5.3.3.1. Le Barrois : les fenêtres hydrogéologiques : le cas de la vallée de l'Ornel. 397
5.3.3.1.1. Fonctionnalité des fenêtres hydrogéologiques : influence des débits par les apports karstiques. 399
5.3.3.1.2. Importance de ces fenêtres dans le transfert des flux de bassin à bassin et impact sur la morphologie de la vallée. 400
5.3.3.2. Les reculées de l'Oxfordien. 404
5.3.3.2.1. Le Cul du Cerf. 404
5.3.3.2.2. La source des Dhuits. 407
5.3.3.3. Les tufières du Bajocien (Chaumontais) : la tufière de Rolampont. 408
5.3.4. La cartographie générale des flux : vers une réorganisation du réseau hydrographique ? 410

**CONCLUSION GENERALE DU CHAPITRE 415**

## INTRODUCTION

Après nous être tournés vers le passé et avoir évalué la dynamique érosive de la Marne amont à l'échelle du Pléistocène, de l'Holocène et des deux derniers siècles, nous allons nous tourner vers le futur et tenter d'évaluer les potentialités de réorganisation du réseau hydrographique local.

Le réseau hydrographique étant déjà fortement encaissé dans des plateaux calcaires, il n'est pas question d'imaginer de futures captures hydrographiques ayant pour processus un engorgement alluvial du cours d'eau capturé. La quantité de matériaux devant combler la vallée capturée devrait être trop importante. Il faut donc imaginer que les futures captures hydrographiques se mettent en place plutôt par le recul de tête de vallée. En effet, jusqu'à présent les captures hydrographiques ont été envisagées lors des périodes froides par érosion régressive sur permafrost ou par engorgement alluvial (Harmand, et *al*, 1995 a, 1995b, 1995c ; Losson, 2004 ; Weisrock, 1997). Ceci implique donc une érosion se faisant par ruissellement lors du dégel saisonnier durant les périodes glaciaires.

Or, le moteur du recul de la tête d'une vallée ou d'un vallon est bien évidemment l'eau. En effet, cette dernière joue un rôle essentiel dans l'exportation des matériaux issus de l'érosion régressive et elle limite ainsi l'empâtement ou l'engorgement des têtes de vallée. Pour que certains cours d'eau puissent faire reculer rapidement la tête de leur vallée, il faut une grande quantité d'eau. Il faut aussi que ces eaux soient concentrées afin que leur action érosive soit maximum. En effet, si l'apport d'eau est important mais diffus, l'érosion sera évidemment moins forte et le recul de la tête de la vallée sera moins rapide. L'intervention du karst dans le recul des têtes de vallées est donc envisagée ici en raison de sa capacité à concentrer les eaux. Cependant, pour que celui-ci soit actif, il faut imaginer que les processus concourant à une capture hydrographique soient opérationnels, non pas en période froide, mais au cours des périodes interglaciaires. En période froide, le sol gelé rend le karst inopérant.

Ainsi, dans le cadre de production de catalogue des débits d'étiage de fréquences caractéristiques à certains points d'observation (codification hydrographique), l'Agence de l'Eau Rhin-Meuse (A.E.R.M.) et le Centre d'Etudes Géographiques de l'Université de Metz (C.E.G.U.M.) ont proposé une méthodologie d'étude des écoulements (François et *al*, 1994a, 1994b, 1994c). Nous appliquerons cette méthode aux milieux calcaires de bas plateaux de l'Est de la France caractérisés par des karsts de contact lithostratigraphique (Nicod, 1994) qui participent à la construction des écoulements. L'objectif est donc de montrer les apports de cette méthode dans la compréhension des écoulements souterrains de cette région de bas plateau, mais aussi dans la construction de ces paysages.

Nous allons mettre en évidence l'hétérogénéité spatiale des écoulements en pays calcaires dans la haute vallée de la Marne (interfluves Marne-Aube et Marne-Meuse) grâce aux méthodes des profils hydrologiques, de la spatialisation des débits d'étiage et de l'étude de paramètres physico-chimiques.

En pays calcaire, le régime des cours d'eau est essentiellement inféodé aux écoulements souterrains. Les aquifères calcaires déterminent non seulement une forte hétérogénéité spatiale des débits mais aussi des comportements hydrodynamiques

contrastés dans l'espace-temps (caractère anisotrope) ce qui perturbe fortement les modélisations de ces écoulements. En hydrologie, ces caractéristiques sont habituellement mises en évidence par l'analyse des débits aux stations hydrométriques. Malheureusement, elles ne reflètent pas ou lissent les réalités géographiques compte tenu de la faible densité du réseau de mesures.

La mise en œuvre de ces méthodes va nous permettre de révéler à la fois des transferts d'eau à l'intérieur d'un bassin versant et vers les bassins versants contigus. Ainsi, apparaîtrons des secteurs d'infiltration généralisée, de perte, de rendement moyen et de rendement fort. Elles démontreront une divergence ou une concentration des écoulements en fonction du compartimentage morpho-structural des aquifères calcaires et les différentiels d'incision des vallées. Nous obtiendrons un maillage hydrogéologique des interfluves entre des secteurs déficitaires et des secteurs excédentaires en eau qui témoignent de transferts d'eaux. Ces résultats seront souvent corroborés par des traçages hydrogéologiques.

Ces transferts d'eau constituent les « captures actives », c'est-à-dire des captures hydrographiques souterraines qui sont en cours de réalisation et qui peuvent, dans le futur, être les prémices d'une capture hydrographique de surface.

Ainsi, après avoir présenté succinctement la méthodologie, nous l'appliquerons aux bassin-versants de la Blaise, de la Suize, du Rognon et de la Saulx, des affluents de la Marne, avant de proposer une nouvelle approche globale à l'échelle des interfluves Aube-Marne et Marne-Meuse. La cartographie des rendements hydrologiques d'étiage, représentatifs de vidanges aquifères et de vitesses de tarissement contrastées, constitue un outil fondamental pour le géographe dans la compréhension des écoulements actuels et futurs.

## 5.1. Les méthodes utilisées pour déterminer les flux hydrogéologiques inter et intra-bassin.

La compréhension des écoulements dans un bassin-versant repose essentiellement sur l'analyse des données aux stations hydrométriques. Mais la densité moyenne des stations, lisse considérablement le comportement hydrodynamique du bassin-versant car à l'exutoire choisi, les données intègrent tous les paramètres du bilan de l'eau (ruissellement, écoulement souterrain, ressuyage, vidange aquifère, etc…). Les géographes (L'vovich, 1972 ; Jeannin, 1998 ; Humbert, Kaden, 1994) utilisent plusieurs méthodes de séparation des écoulements, d'étude de tarissement ou d'hydrogramme, et de bilans hydrologiques afin de mieux comprendre la construction des écoulements et leur organisation spatiale. Dans des milieux calcaires fortement marqués par un transfert souterrain, l'accent est davantage porté sur les systèmes karstiques à partir de modèles de type « boite noire », ou de compartimentage de l'aquifère (modèle Mangin) que sur les bassins-versants. A ce titre, la dimension spatiale et multiscalaire est souvent délaissée et méconnue au profit du comportement hydrodynamique global ce qui est paradoxal, pour les karstologues géographes, surtout dans un contexte de demande croissante de cartographie des ressources en eau.

La méthode présentée ici à pour principal objectif de cartographier des portions de bassins-versant ou des tronçons de cours d'eau à écoulement d'étiage homogène. Elle s'articule autour de campagnes de mesures de débits d'étiage et s'organise en 6 points:

- détermination du réseau de mesures
- jaugeage aux points de référence
- homogénéisation des données
- construction des profils hydrologiques
- cartographie des ressources en eau
- lissage et calage des profils aux débits mensuels d'étiage caractéristiques.

### 5.1.1. Les profils hydrologiques et les profils de paramètres physico-chimiques.

#### 5.1.1.1. La méthode

✓ Le réseau de mesures

L'analyse hydrologique repose sur les écoulements aux stations hydrométriques dont la densité empêche toute lisibilité géographique et lisse l'ensemble des facteurs qui les régissent.

La présente méthode consiste à découper l'espace en bassins élémentaires à raison d'un point de mesures pour 13 $km^2$ (François et *al*, 1994). On garantit ainsi un réseau de mesures significatif de la diversité ou de l'hétérogénéité géographique. Pour chaque point choisi, selon les confluences, sources, contextes hydrogéologique et géomorphologique, on calcule la surface du bassin-versant, le point kilométrique hydrologique et les coordonnées géographiques.

Les mesures de débit sont effectuées au micro-moulinet monté sur perche de jaugeage à intégration (Esteves, 1989). Elles sont réalisées en période d'étiage car, d'une part, cette état correspond à une situation hydrologique stabilisée et non influencée par des ruissellements et, d'autre part, il permet d'apprécier les débits issus de la vidange aquifère. La période de mesures correspond également aux écoulements proches du débit modal en milieu océanique de bas plateau. Les mesures, loin d'être le reflet d'une situation hydrologique ponctuelle, sont bien représentatives d'écoulements majoritairement observés dans l'année (débits modaux). Il est prévu de faire au minimum trois campagnes de mesures à situations hydrologiques contrastées durant un laps de temps court de manière à éviter les régimes influencés par les actions humaines (éclusées, pompages sauvages).Après le jaugeage, chaque mesure est dépouillée et produit le débit et une série de données fondamentales comme la surface mouillée, le périmètre mouillé, le rayon hydraulique, etc… Les débits affectés, le cas échéant, d'erreurs hydrométriques et d'influences imputables aux éclusées et rejets divers sont corrigés ou homogénéisés par corrélation entre deux campagnes (Decloux, Sary, 1991). Après traitement des données, les résultats sont valorisés par les profils hydrologiques et la cartographie des rendements.

- ✓ Les profils hydrologiques

Les profils hydrologiques correspondent à un graphique de type courbe montrant l'évolution des débits bruts et des débits spécifiques du cours d'eau, de l'amont vers l'aval. Les critères spatiaux sont la surface de bassin-versant ou les points kilométriques. Réalisés en période d'étiage, ils permettent de visualiser la construction des écoulements du drain principal selon la vidange des réservoirs aquifères via les affluents, les sources et les échanges nappe-rivière (notion d'aquifère drainant ou drainé). Ils mettent en évidence "la complexité des paramètres naturels intégrés du bassin" (Sary, 1993) et reflètent les réalités géographiques (le poids des affluents, des sources et du drainage de l'aquifère par le drain principal, hétérogénéité spatiale des conditions qui concourent à l'écoulement de base). Avec un réseau de mesures suffisamment fin, on peut aisément différencier les écoulements issus du drainage de la zone noyée par le cours d'eau, de ceux issus d'apports latéraux, comme par exemple les affluents et systèmes karstiques.

Le lissage des profils hydrologiques consiste à déterminer leurs équations sur papier bi-logarithmique afin de les caler sur des débits de référence, dans le but d'établir des catalogues de débits d'étiage (Arts et *al*, 1996). En représentant ces profils lissés sur papier arithmétique, on obtient un profil constitué par une succession de courbes, chacune étant garante des conditions d'écoulement d'étiage homogène. Le calage des profils consiste à ajuster le profil lissé sur des débits de référence (débits mensuels d'étiage ou QMNA de fréquence décennale, quinquennale et biennale) au droit des stations hydrométriques et ainsi de connaître le débit du drain principal en tous points du cours d'eau quelle que soit la situation hydrologique d'étiage. C'est l'objet des catalogues de débits d'étiage de l'Agence de l'Eau Rhin-Meuse. Le lissage des profils hydrologique fait donc partie intégrante de la méthode. Cette partie ne sera cependant pas abordée ici car elle n'apporte rien de plus à la compréhension de l'hétérogénéité spatiale des écoulements.

✓ Les profils des paramètres physico-chimiques

Afin de mieux interpréter les profils hydrologiques, nous proposons de les comparer à des profils de quelques paramètres physico chimiques (Devos, 1996 ; 2003). Les analyses étant souvent coûteuses ou lourdes, nous travaillons sur deux paramètres facilement mesurables grâce à des sondes portables : la conductivité et la température.

La conductivité mesurée en micro-siemens par centimètre (µS/cm) reflète la minéralité totale de l'eau. Elle évolue en fonction des aquifères traversés en absence de pollution ou des relations nappe-rivière. Une rivière qui perd de l'eau se caractérise davantage par des précipitations chimiques (essentiellement du $CaCO_3$) qui fait chuter la conductivité. Une rivière qui recoupe une zone noyée se caractérise par une minéralisation qui augmente.

La température mesurée en degrés Celsius (°c) reflète également le cheminement des eaux tout comme les amplitudes nycthémérales calculées à chaque point du réseau de mesures. Une eau qui ruisselle sans relation avec la nappe présente une température qui cherche un équilibre avec celle de l'atmosphère. Une eau de nappe se caractérise par une température stable (homothermie) proche de la température moyenne annuelle atmosphérique (Schoeller, 1962 ; Petit et Erpicum, 1986-1987).

La comparaison des profils hydrologiques et des profils de température et de conductivité permet de mieux interpréter les résultats et d'affiner la spatialisation de la vidange de l'aquifère.

5.1.1.2. Les résultats attendus

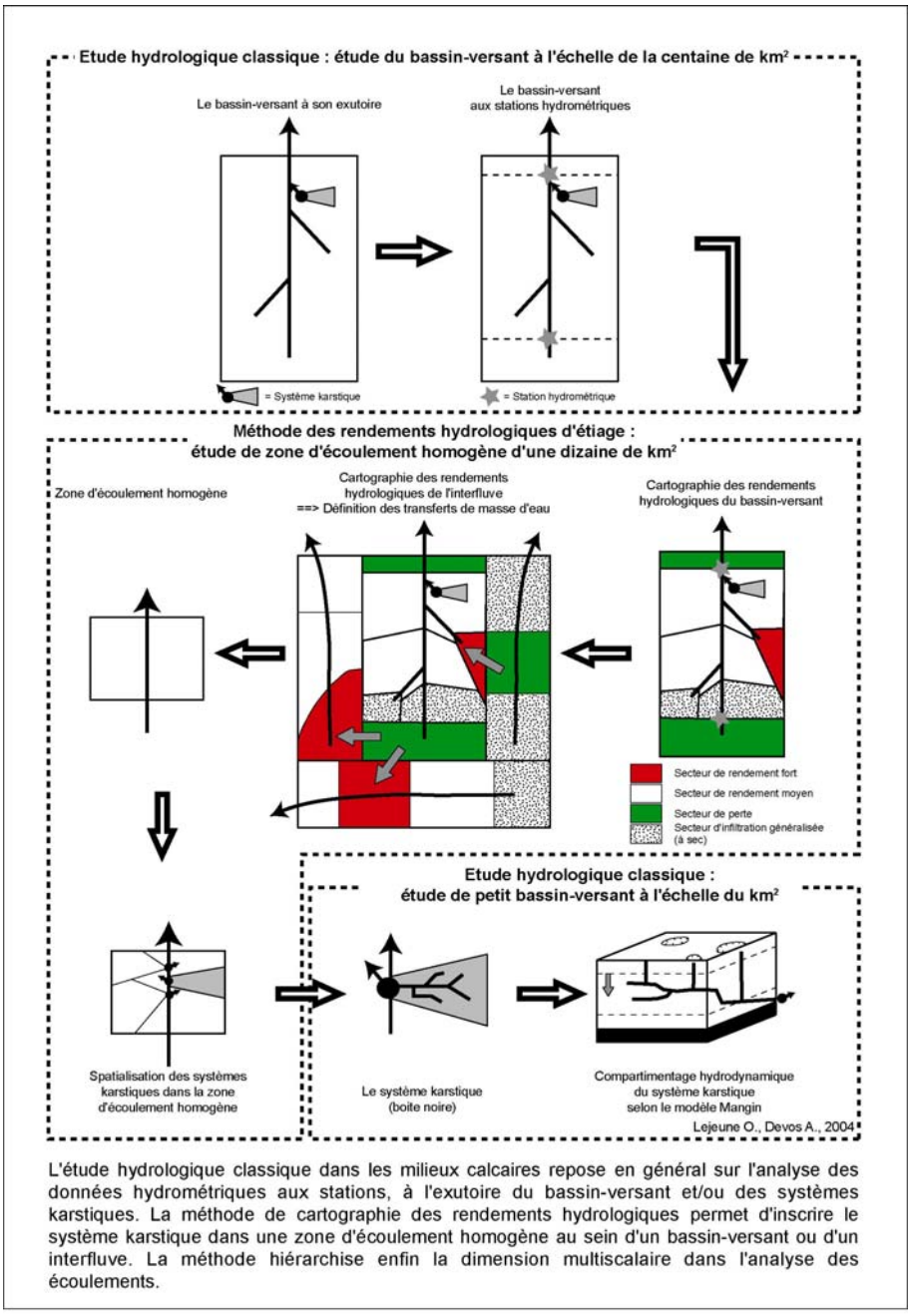
La réalisation de profils hydrologiques d'étiage, corroborée par les profils de paramètres physico-chimiques permet de montrer l'hétérogénéité des écoulements dans le chenal d'étiage. L'utilisation de cette méthode permet d'identifier clairement les tronçons du cours d'eau qui bénéficient d'apports hydriques et ceux qui subissent des pertes. La méthode permet aussi, grâce à la physico-chimie, de déterminer l'origine des apports en eaux. Elle doit cependant être couplée à une étude fine de terrain permettant d'identifier, dans le fond des vallées, des zones sourceuses, ainsi que des secteurs d'introduction des eaux sur les versants ou sur les plateaux environnants (exo et endokarst).

5.1.2. La cartographie des rendements hydrologiques et de paramètres physico-chimiques.

Complémentaire à la méthode des profils hydrologiques et de paramètres physico-chimiques, la cartographie des rendements hydrologiques (Zumstein, 1976) consiste à représenter, pour chaque bassin élémentaire, le débit spécifique et donc l'apport ou la perte d'eau entre deux points de mesures successifs en faisant abstraction du poids des apports latéraux (Arts, François, 1998 ; Arts, Sary, 2000). Elle a pour principal objectif de mettre en évidence la répartition spatiale de la vidange aquifère qui dépend essentiellement des potentialités hydrogéologiques du substratum. Elle permet de déterminer des secteurs de rendements faibles voire négatifs (pertes), moyens ou forts (recoupement piézométrique,

drainage de nappe) qui s'organisent spatialement selon le maillage géomorphologique et hydrogéologique des bassins. Pour un même aquifère, le maillage correspond à la superposition de la structure du réseau hydrographique et du compartimentage du système Mangin.

Cette méthode (Figure 5.1) met donc en évidence l'hétérogénéité spatiale des écoulements en pays calcaires inhérente à l'anisotropie de l'aquifère karstique. Les études classiques en hydrologie basées sur l'analyse aux stations hydrométriques ne permettent pas cette différentiation spatiale. Ces dernières intègrent la totalité des paramètres spatiaux mais lissent à outrance les diversités spatiales en faisant abstraction des réalités géographiques (Sary, 1993).




L'étude hydrologique classique dans les milieux calcaires repose en général sur l'analyse des données hydrométriques aux stations, à l'exutoire du bassin-versant et/ou des systèmes karstiques. La méthode de cartographie des rendements hydrologiques permet d'inscrire le système karstique dans une zone d'écoulement homogène au sein d'un bassin-versant ou d'un interfluve. La méthode hiérarchise enfin la dimension multiscalaire dans l'analyse des écoulements.

*Figure 5.1 : Démarche multiscalaire pour la compréhension du comportement hydrodynamique des aquifères karstiques*

Cette méthode s'applique aux bassins-versants étudiés (Blaise, Suize, Rognon, Saulx) mais aussi aux bassins adjacents. Cette juxtaposition des bassins de mesures doit permettre de mettre en évidence des transferts d'eau entre les bassins contigus. Elle doit aussi signaler les zones de rendements exceptionnels qui seront, en raison de particularités géomorphologiques, susceptibles de devenir des secteurs de captures hydrographiques probables dans le futur (captures actives).

## 5.2. Les résultats des mesures.

Comme nous l'avons vu dans le chapitre 4, les grands cours d'eau de la région et en particulier la Marne connaissent une forte anthropisation des débits, encore plus visible durant les périodes d'étiage. La méthode présentée est donc difficilement applicable, sauf au prix d'un réseau de points de mesures extrêmement dense sur ces drains principaux. Sur la Marne, nous avons estimé qu'il fallait plus de 150 points de mesures simultanés pour reconstituer ces débits. Ce chiffre trop important, nous a incité à délaisser ce grand axe et à découper le bassin amont de la Marne en sous-bassins plus petits. Nous avons concentré nos mesures sur les affluents majeurs et les cours d'eau qui leur sont contigus. La Marne en amont de Saint-Dizier possède trois principaux affluents qui sont la Blaise, la Suize et le Rognon. A ces trois bassins, nous avons rajouté celui de la Saulx qui a fait l'objet d'un travail similaire (Devos, 1996). Nous avons ainsi pu bénéficier d'une campagne de mesures inédite et réalisée lors des étiages estivaux de 1994 et 1995.

En suivant cette méthode, nous avons donc réalisé trois campagnes de mesures, sur chacun des bassins versants et des cours d'eau contigus. L'espace a été maillé en 318 sous-bassins-versants unitaire.

Nous nous proposons d'analyser ces données au travers de la réalisation de profils hydrologiques et physico-chimiques sur les drains principaux et de cartes à l'échelle de l'ensemble de chaque bassin.

### 5.2.1. Le bassin de la Blaise

#### 5.2.1.1. Les données géographiques du bassin-versant

La surface totale du bassin-versant de la Blaise est de 640 $km^2$.

La Blaise naît sur le revers de la cuesta oxfordienne (prolongement méridional de la côte de Meuse) où elle coule sur des calcaires coralliens résistants (Figure 5.2). Elle traverse ensuite l'étroite auréole (5 km) marno-calcaire du Kimméridgien qui constitue le pied de la cuesta tithonienne (prolongement de la côte du Barrois) dont le revers est constitué par des calcaires résistants et épais d'une centaine de mètres qui, localement, sont recouverts par les formations essentiellement sablo-argileuses du Crétacé inférieur. La présence de roches imperméables reposant sur des calcaires a permis la naissance d'un karst de contact lithostratigraphique qui facilite l'infiltration des eaux. Enfin, la Blaise termine son parcours en pénétrant dans la plaine du Perthois constituée par des argiles de l'Albien recouvertes par une épaisse couche d'alluvions (10 m maximum).

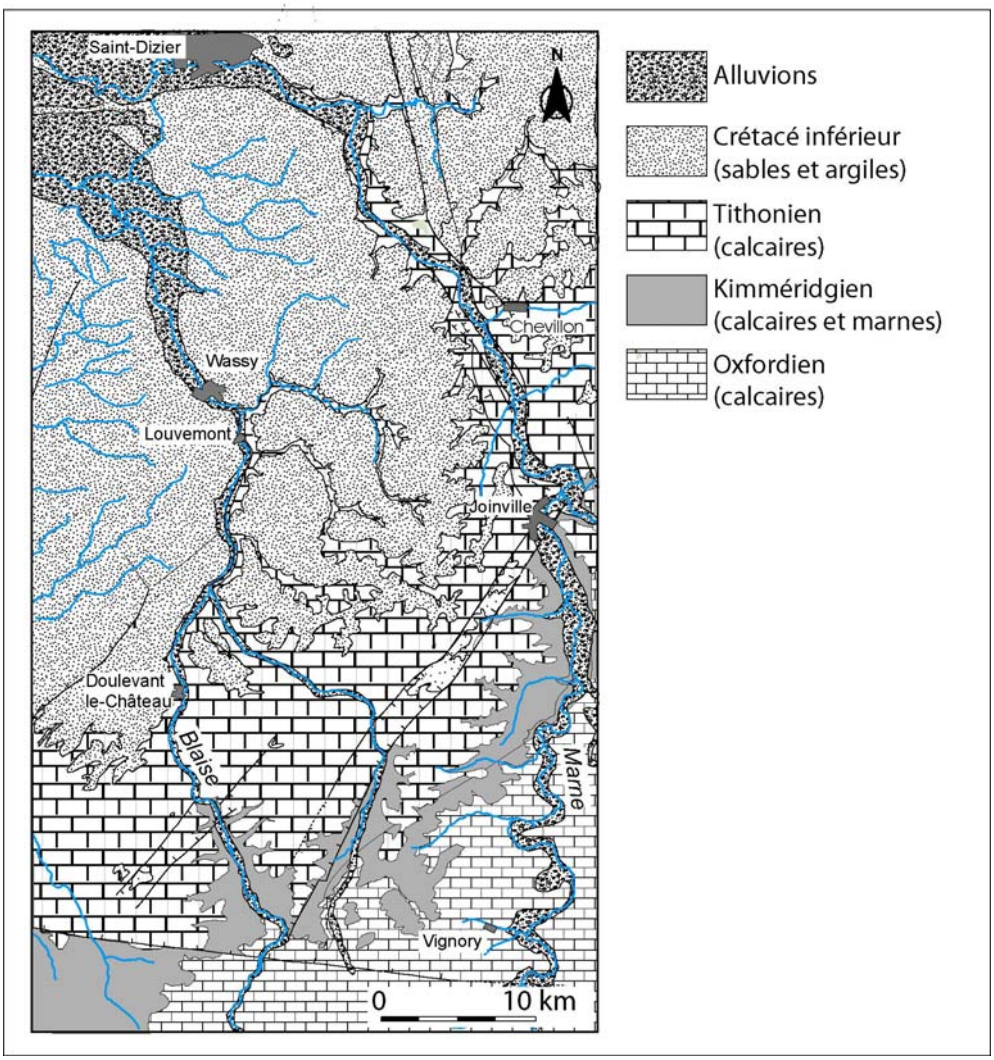



*Figure 5.2 : Géologie du bassin-versant de la Blaise*

D'un point de vue hydrographique, le bassin-versant de la Blaise est assez pauvre en cours d'eau pérenne. Seuls la Blaise et son principal affluent,le Blaiseron, sont régulièrement alimentés par les différents aquifères présents dans le bassin.

Afin de connaître la situation hydrologique des différentes campagnes de mesures menées pendant les étés 2002 et 2003, nous avons utilisé les deux stations hydrométriques, gérées par la D.I.R.E.N., de Colombey-les-Deux-Eglises à l'amont et Louvemont à l'aval. Ces deux stations contrôlent uniquement la partie calcaire du bassin et ne sont pas influencées par les activités humaines. La partie aval du bassin-versant de la Blaise qui est essentiellement argileuse et recouverte par des alluvions n'est pas prise en considération.

Cette analyse hydrométrique voit ses résultats résumés dans le tableau 5.1.

Elle révèle des comportements hydrodynamiques différentiés, étroitement liés à la nature du substratum. En effet, le bassin amont connaît davantage de ruissellements (IEB : 44 %) sur les formations semi-perméables et imperméables du Lias. Dans la partie aval,

plus calcaire, les écoulements souterrains constituent près de la moitié du volume écoulé (IEB : 46 %). Cette dualité lithologique entre l'amont et l'aval est également mise en exergue par l'abondance spécifique plus élevée en amont sur les calcaires oxfordiens, qu'à l'aval sur les calcaires tithoniens déjà recouverts à Louvemont par une épaisse couche d'alluvions. Ainsi, les débits spécifiques révélés aux stations montrent des chiffres beaucoup plus importants en amont (14,6 l/s/km$^2$) qu'en aval, à Louvemont (9 l/s/km$^2$). Les écoulements ont alors tendance à se perdent dans la couverture alluviale, plus épaisse en aval qu'en amont. Ceci explique cette forte diminution à l'entrée du Perthois alluvial.

| | Surface du bassin (km$^2$) | Période étudiée | Module (m$^3$/s) | Débit spécifique (l/s/km$^2$) | Etendue (m$^3$/s) | Ecart type (m$^3$/s) | Coefficient de variation | IEB (Indice d'écoulement de base) | Débit de fréquence caractéristique (m3/s) | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | | | | $Q f_{0,1}$ | $Q f_{0,2}$ | $Q f_{0,5}$ | $Q f_{0,8}$ | $Q f_{0,9}$ |
| **Colombey** | 116 | 1989-2000 | 1,69 | 14,60 | 1,27 | 0,70 | 41,24 | 44% | 0,797 | 1,103 | 1,688 | 2,272 | 2,578 |
| **Louvemont** | 485 | 1989-2000 | 4,39 | 9,00 | 4,31 | 2,84 | 64,70 | 46% | 0,755 | 2,005 | 4,391 | 6,776 | 8,026 |

*Tableau 5.1 : Caractéristiques hydrologiques aux stations hydrométriques de la Blaise*

### 5.2.1.2. Situation des campagnes de mesures

Pendant les étés 2002 et 2003, nous avons effectué trois campagnes de mesures sur le cours de la Blaise entre sa source et Louvemont. Ces mesures ont été réalisées sur 15 points numérotés de Bla.1 à Bla.15 et dans des situations hydrologiques d'étiage contrastées mais relativement sévères. Les données présentées dans le tableau 5.2 mettent en évidence cette situation d'étiage dans les deux stations hydrométriques. Elles laissent supposer une augmentation régulière du débit tout au long du cours d'eau. En revanche, nos mesures contredisent cela. Elles permettent de définir cinq tronçons à écoulements contrastés mais homogènes.

| Station | Campagne de mesures (Débit en l/s) | | | QMNA (l/s) | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 26-27 août 2002 | 22 juin 03 | 21 sept 03 | $Qf_{0,1}$ | $Qf_{0,2}$ | $Qf_{0,5}$ | $Qf_{0,8}$ | $Qf_{0,9}$ |
| Colombey-les-Deux-Eglises | 374 | 243 | 65 | 96 | 119 | 164 | 208 | 232 |
| Louvemont | 400 | 722 | 172 | 306 | 374 | 504 | 634 | 702 |

*Tableau 5.2 : Débits mensuels d'étiage (QMNA) de fréquences caractéristiques comparaison avec les débits mesurés lors des campagnes de terrain (Bassin de la Blaise).*

Cette hétérogénéité des écoulements sur l'ensemble du cours de la Blaise est soulignée par les contrastes de sévérité d'étiage qui existent pour une même campagne de

mesures aux deux stations hydrométriques. Elle témoigne de l'absence de concomitance des tarissements. Ainsi, par exemple, la première campagne est caractérisée en amont par un QMNA supérieur à la fréquence 0,9 alors qu'à l'aval, celui-ci est proche de la fréquence 0,2. Par contre, lors de mesures réalisées tardivement (campagne du 21 septembre 2003), les QMNA sont identiques (fréquence inférieur à 0,1).

#### 5.2.1.3. Les résultats des profils hydrologiques de la Blaise

Ces mesures ont permis de mettre en évidence une forte variabilité des débits de l'amont à l'aval du cours d'eau, et non pas une augmentation linéaire du débit, comme cela peut être interprété aux stations hydrométriques.

Tronçon n°1- Dans le tronçon compris entre Bla.1 à Bla.3, nous constatons une diminution générale mais lente des débits bruts et spécifiques. Ce comportement est lié à la nature géologique de la partie amont du bassin de la Blaise. Les calcaires de l'Oxfordien donnent naissance à une nappe à faible rendement aquifère et leur traversée se traduit par des pertes localisées.

Tronçon n°2- Entre Bla.3 à Bla.5 en amont de la commune de Blaise, le cours d'eau coule sur les calcaires de l'Oxfordien. Il est déconnecté de la zone noyée de la nappe et ces eaux s'infiltrent totalement dans le substrat calcaire. Le chenal est à sec.

Tronçon n°3- Le tronçon compris entre Bla.5 à Bla.8 se caractérise par une augmentation brutale des débits bruts et spécifiques. Il y a la vidange d'un aquifère sur un espace restreint par des sources karstiques. Cela peut être expliqué par la présence de la faille de Vittel qui constitue un obstacle hydrogéologique (karst barré).

Tronçon n°4- Dans le tronçon compris entre les points Bla.8 et Bla.14, une brusque diminution des débits, puis une lente progression des débits bruts alors que les débits spécifiques tendent à stagner voire diminuer. L'écoulement est donc assuré par les eaux venues de l'amont tandis que les calcaires du Tithonien n'apportent guère d'eau.

Tronçon n°5- Dans la partie inférieure du bassin, de Bla.14 à Bla.15, la Blaise quitte une vallée étroite inscrite dans le plateau calcaire du Barrois pour divaguer dans la vaste plaine alluviale du Perthois. Les eaux de la nappe phréatique s'étalent dans un champ alluvial plus large. On constate donc, comme sur l'ensemble des cours d'eau régionaux qui connaissent des conditions similaires, une perte de débit (Devos, 1996).

Les mesures de température et de conductivité confortent celles des débits (Figure 5.3). A l'amont, les températures sont élevées et les conductivités diminuent peu à peu jusqu'au point de mesure Bl.2 ce qui se traduit par une précipitation chimique dans le chenal. Au point Bl.6, les eaux qui sourdent, ont une température froide alors que la conductivité est forte (supérieur à 500 µS/cm). On constate aussi que la conductivité est exceptionnellement stable quelle que soit la campagne de mesures prise en compte. A l'aval, les calcaires tithoniens alimentent peu le cours d'eau. Les conductivités baissent lentement alors que les températures augmentent sensiblement.

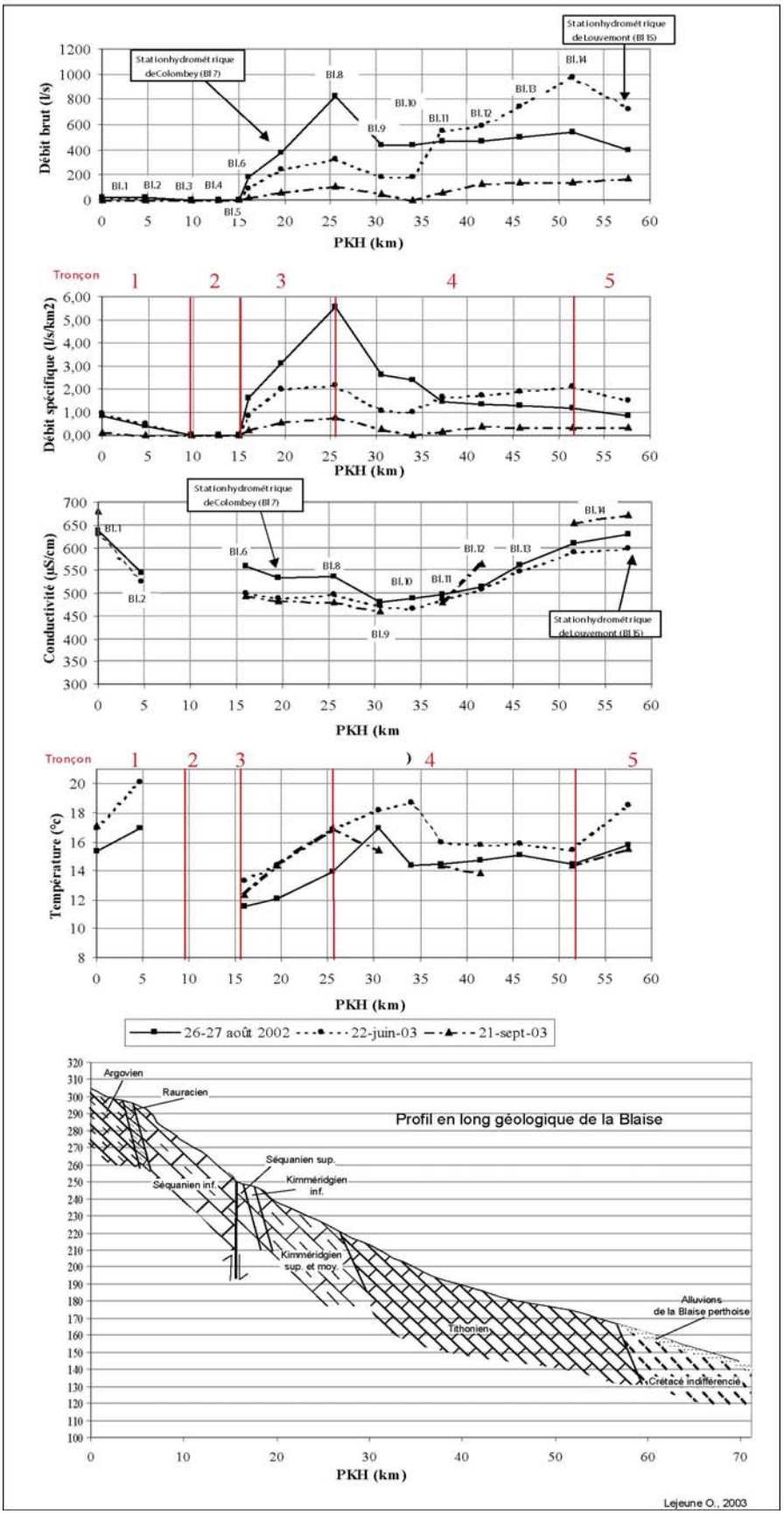



*Figure 5.3 : Profils hydrologiques, de conductivités et de températures de la Blaise.*

5.2.1.4. Mise en évidence de l'hétérogénéité des écoulements sur la Blaise.

Les campagnes de mesures n'ont pas été uniquement réalisées sur le cours d'eau de la Blaise mais sur l'ensemble du bassin-versant de la Blaise (28 points de mesures) ainsi que sur les bassin-versants contigus (52 points de mesures). Les bassins élémentaires ont une superficie moyenne de 15 $km^2$. Les rendements moyens sur l'ensemble de la zone d'étude sont légèrement inférieurs à 2 $l/s/km^2$, soit le rendement moyen de ce type de calcaire dans l'Est de la France pour une fréquence biennale (Devos, 1996). Les cartes (Figures 5.4 et 5.5) montre une forte hétérogénéité spatiale des écoulements.

Quatre types de zones apparaissent :

- des secteurs de pertes où les débits spécifiques sont négatifs (inférieurs à 0 $l/s/km^2$). Les eaux se perdent en partie où en totalité. Dans le bassin-versant de la Blaise, les pertes ont lieu essentiellement sur le drain principal, quelle que soit la lithologie. Elles témoignent d'une déconnexion entre le cours d'eau et la zone noyée de l'aquifère.

- des secteurs d'infiltration généralisée ou le débit spécifique est égal à 0 $l/s/km^2$. Les cours d'eau sont à sec dans ces zones. On les trouve sur la partie haute de l'interfluve Marne-Blaise et dans la partie amont de la Blaise. Douze points de mesures sont sans écoulement et représentent presque 200 $km^2$ (soit 43 % du bassin-versant).

- des secteurs de rendements moyens (0,1 à 5 $l/s/km^2$) sont situés essentiellement dans la partie médiane et basse du bassin, dans la traversée du Tithonien. Ces zones sont alimentées par les sources karstiques en lien avec l'exokarst recouvrant le sommet du plateau (karst du contact lithostratigraphique Tithonien-Crétacé). Dans le bassin de la Marne et de l'Aube, les zones de rendement moyen sont nombreuses et représentent 42 % de la surface de ces bassins élémentaires.

- des secteurs de rendements forts (supérieur à 5 $l/s/km^2$). L'un d'entre eux est localisé dans le bassin de la Blaise dans la percée cataclinale de la Blaise dans la traversée de la Côte du Barrois. Les autres sont extérieurs au bassin-versant de la Blaise : au Nord–Ouest dans la vallée de la Voire (Vo.4 ; au Sud-Ouest celui de la source des Dhuits (Re.4d) dans la vallée de la Renne et à l'est sur un affluent de la Marne (Ma.12g2). De plus, on peut noter que deux d'entre eux ont un rendement exceptionnel : 42 $l/s/km^2$ pour le point Bl.6 sur la Blaise et 65 $l/s/km^2$ à la source des Dhuits.

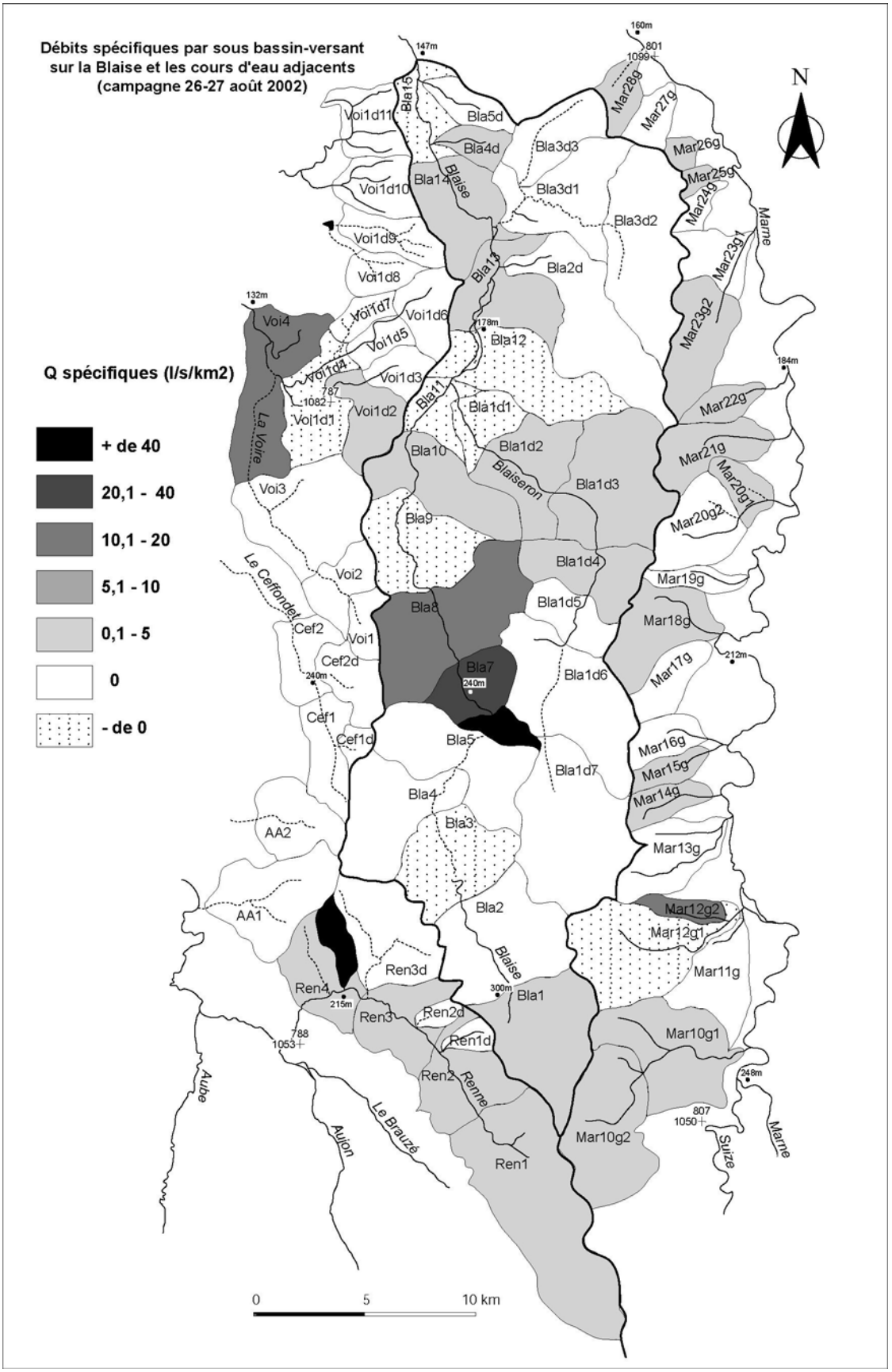



*Figure 5.4 : Cartographie des rendements spécifique dans le bassin-versant de la Blaise et les bassins-versants adjacents (26-27 août 2002) (Lejeune et al., 2005)*

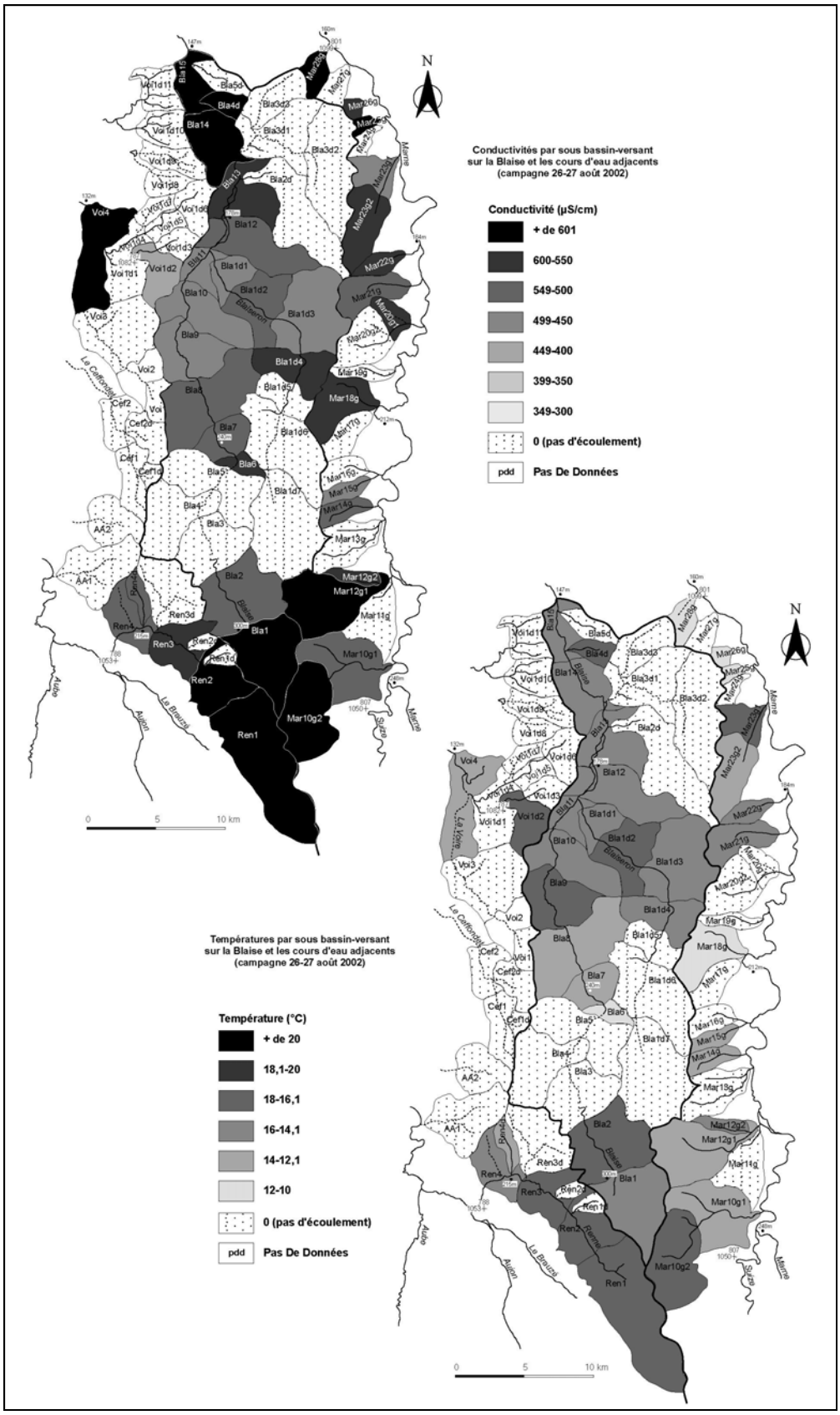



*Figure 5.5 : Cartographie des conductivités et des températures dans le bassin-versant de la Blaise et les bassins-versants adjacents (26-27 août 2002)*

### 5.2.2. Le bassin de la Suize

#### 5.2.2.1. Les données géographiques du bassin-versant

La Suize est un petit affluent de rive gauche de la Marne. Elle naît sur le plateau de Langres. Dans un bassin-versant de 255 $km^2$, elle draine les marno-calcaires du Bajocien supérieur. Elle s'écoule rapidement sur les calcaires du Bajocien supérieur sur une vingtaine de kilomètres puis revient sur le Bajocien supérieur à la faveur d'une ondulation anticlinale. Elle termine son parcours sur les calcaires durs du Bathonien inférieur et supérieur.

L'hydrologie du bassin est simple puisque seul le drain principal connaît des écoulements : la Suize. Il faut toutefois remarquer qu'un de ses vallons (combe du Vaux de Villiers), qui conflue avec elle dans sa partie aval, mesure 107 $km^2$, soit près de 42 % de la surface totale du bassin. Ceci met en exergue les fortes infiltrations que connaît le plateau de Langres.

Malgré sa taille modeste, le bassin de la Suize est équipé de deux stations hydrométyriques D.I.R.E.N *(tableau 5.3)*. En amont, celle de Villiers-sur-Suize contrôle 89,6 $km^2$. Le module y est de près de 1 $m^3$ pour un débit spécifique de 11 $l/s/km^2$, ce qui est comparable aux débits spécifiques des cours d'eau voisins. En aval, la station de Chaumont surveille un bassin de 255 $km^2$. Son débit brut est inférieur à celui de la station amont et le débit spécifique atteint péniblement 3,3 $l/s/ km^2$. Ce débit spécifique, le plus bas enregistré sur les stations hydrométriques de Haute-Marne est le résultat des pertes de la Suize.

En revanche l'indice d'écoulement de base est relativement proche pour les deux stations : 39 % en amont et 36 % en aval. Cela signifie que les écoulements sont fortement inféodés aux conditions climatiques et que les nappes soutiennent peu le débit du cours d'eau. En effet, les nappes locales ont de faibles rendements sauf celle du Bajocien inférieur qui connaît quelques sources karstiques permanentes (Maubeuge, 1984a et 1984b, Stchépinsky, 1967). Tout comme dans la vallée de la Blaise, on observe le développement d'un petit karst de contact lithostratigraphique au contact entre les calcaires marneux du Bajocien supérieur et les calcaires à polypiers du Bajocien inférieur. Ce karst est sans doute à l'origine de l'alimentation des sources karstiques qui se développent dans le fond de la vallée (commune de Marac). On peut aussi remarquer que la légère différence d'I.E.B. entre l'amont et l'aval est le résultat des précipitations légèrement plus fortes dans la partie basse du bassin. Pour la période 1985-1999, Chaumont a reçu 926 mm de précipitations alors que Langres en a reçu 893 mm.

| | Surface du bassin ($km^2$) | Période étudiée | Moyenne ($m^3/s$) | Débit spécifique ($l/s/km^2$) | Etendue ($m^3/s$) | Ecart type ($m^3/s$) | Coefficient de variation | IEB (Indice d'écoulement de base) | Débit de fréquence caractéristique (m3/s) | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | | | | $Q f_{0,1}$ | $Q f_{0,2}$ | $Q f_{0,5}$ | $Q f_{0,8}$ | $Q f_{0,9}$ |
| **Villiers-sur-Suize** | 89,6 | 1985-1999 | 0,985 | 11 | 1,042 | 0,29 | 29,87 | 39% | 0,610 | 0,739 | 0,985 | 1,231 | 1,360 |
| **Chaumont** | 255 | 1985-1999 | 0,849 | 3,33 | 0,798 | 0,24 | 28,23 | 36% | 0,542 | 0,647 | 0,849 | 1,051 | 1,156 |

*Tableau 5.3 : Caractéristiques hydrologiques aux stations hydrométriques de la Blaise*

5.2.2.2. Situation des campagnes de mesures

Trois campagnes de mesures de débit ont été effectuées au cours des années 2002 et 2003 (tableau 5.4). Ces mesures ont été pratiquées lors de situations d'étiage contrastées puisque la première campagne (7 juillet 2002) a été réalisée avec un QMNA proche de 0,5 aux deux stations hydrométriques et les deux autres, lors d'étiages plus sévères (inférieur à 0,2 voire 0,1). Le comportement de la Suize est assez atypique car les QMNA sont plus faibles à l'aval qu'à l'amont. Ainsi, alors qu'il y a toujours eu de l'eau à la station de Villiers-sur-Suize lors des mesures, la station de Chaumont connaît des assecs réguliers. Ce fut le cas lors des deux dernières campagnes.

| **Station** | **Campagne de mesures (Débit en l/s)** | | | **QMNA (l/s)** | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 07 juillet 02 | 10 juillet 03 | 26 sept 03 | $Qf_{0,1}$ | $Qf_{0,2}$ | $Qf_{0,5}$ | $Qf_{0,8}$ | $Qf_{0,9}$ |
| Villiers-sur-Suize | 65 | 42 | 16 | 25,5 | 47 | 88 | 130 | 151,5 |
| Chaumont | 39 | 0 | 0 | 1,1 | 11 | 29 | 48 | 58 |

*Tableau 5.4 : Débits mensuels d'étiage (QMNA) de fréquences caractéristiques, comparaison avec les débits mesurés lors des campagnes de terrain (bassin de la Suize).*

On note la non concomitance des étiages entre les différentes stations hydrométriques. Les QMNA ne sont pas identiques au même moment et en tous points du cours d'eau.

5.2.2.3. Les résultats des profils hydrologiques de la Suize

Les trois campagnes de mesures ont permis de réaliser des profils hydrologiques et des paramètres physico-chimiques (Figure 5.6). On peut cependant émettre une remarque pour la dernière campagne réalisée le 26 septembre 2003. Elle a été faite lors d'un étiage très sévère avec un QMNA de fréquence 0,1 et de nombreux phénomènes d'eutrophisation

ont été constatés. Les conductivités ont été fortement altérées par ce processus, car les matières nutritives qui se développent dans l'eau tendent à fixer les éléments minéraux et en particulier les carbonates. Cette fixation provoque une baisse de la conductivité.

En fonction de ces mesures, nous pouvons déterminer 5 tronçons ou le comportement du cours d'eau est homogène.

-Tronçon n°1 : des points Sui.1 à Sui.2. La Suize est uniquement alimentée en étiage par les petites nappes issues du Bajocien supérieur. La température y est relativement fraîche et la conductivité faible. Il s'agit d'une eau de nappe qui est restée peu de temps au contact du calcaire en raison de sa faible conductivité.

-Tronçon n°2 : le point Sui.3. La Suize connaît un assec quelle que soit la campagne de mesures. On se trouve alors dans le secteur où la Suize quitte le Bajocien supérieur pour couler sur le Bajocien inférieur. Lors du passage à cette dernière couche géologique, la Suize tend à se perdre. De plus, nous nous situons en amont pendage et le cours d'eau se trouve déconnecté de la nappe bajocienne inférieure.

-Tronçon n°3 : des points de mesures Sui.4 à Sui.7. La Suize connaît une augmentation forte de ses débits brut et spécifique, en particulier entre des point Su.4 et Su.5 (communes D'Ormancey et de Marac). Dans cette zone, deux phénomènes se produisent.

D'abord, d'une manière globale, nous nous situons dans une zone en aval pendage du Bajocien inférieur. La pente du cours d'eau étant plus importante que le pendage, la Suize recoupe alors la nappe. De plus, à Villiers-sur-Suize, le cours d'eau coule de nouveau sur les marno-calcaires du Bajocien supérieur. La nappe du Bajocien inférieur redevient captive et a tendance à sourdre dans le fond de la vallée. Ceci explique que cette zone possède des rendements hydrologiques plus importants qu'ailleurs. L'origine aquifère de ces eaux est attestée par une conductivité forte, supérieure à 500 µS/cm sur les points Sui.4 et Sui.5 et des températures plus faibles que dans le reste du bassin.

Ensuite, La présence d'une zone karstique avec de nombreuses sources dans le secteur Ormancey-Marac explique en grande partie cet apport d'eau.

-Tronçon n°4 : de Sui.7 à Sui.10. Dans ce tronçon, les nappes sont minimes et ne peuvent soutenir le débit d'étiage. On observe une diminution progressive des débits brut et spécifique. Le cours d'eau connaît des pertes diffuses dans le fond de son lit. Parallèlement à cette diminution des débits, on constate une diminution des conductivités qui est liée à la précipitation des carbonates sur le fond du cours d'eau. On observe aussi une hausse des températures qui est la preuve de l'absence d'apport d'eau de nappe dans cette zone. Au contraire, il s'agit d'eaux qui se réchauffent progressivement au contact de l'atmosphère.

-Tronçon n°5 : de Sui.10 à Sui.11. Dans ce dernier secteur à l'aval du bassin, la Suize coule sur les calcaires du Bathonien inférieur. En fonction de la sévérité de l'étiage, le comportement du cours d'eau est différent. Lorsque le QMNA est proche de 0,5, ce secteur gagne de l'eau provenant de la nappe du Bathonien inférieur. Les températures chutent alors que les conductivités remontent légèrement. Par contre, quand les QMNA sont inférieurs à 0,2, le secteur fonctionne en perte.

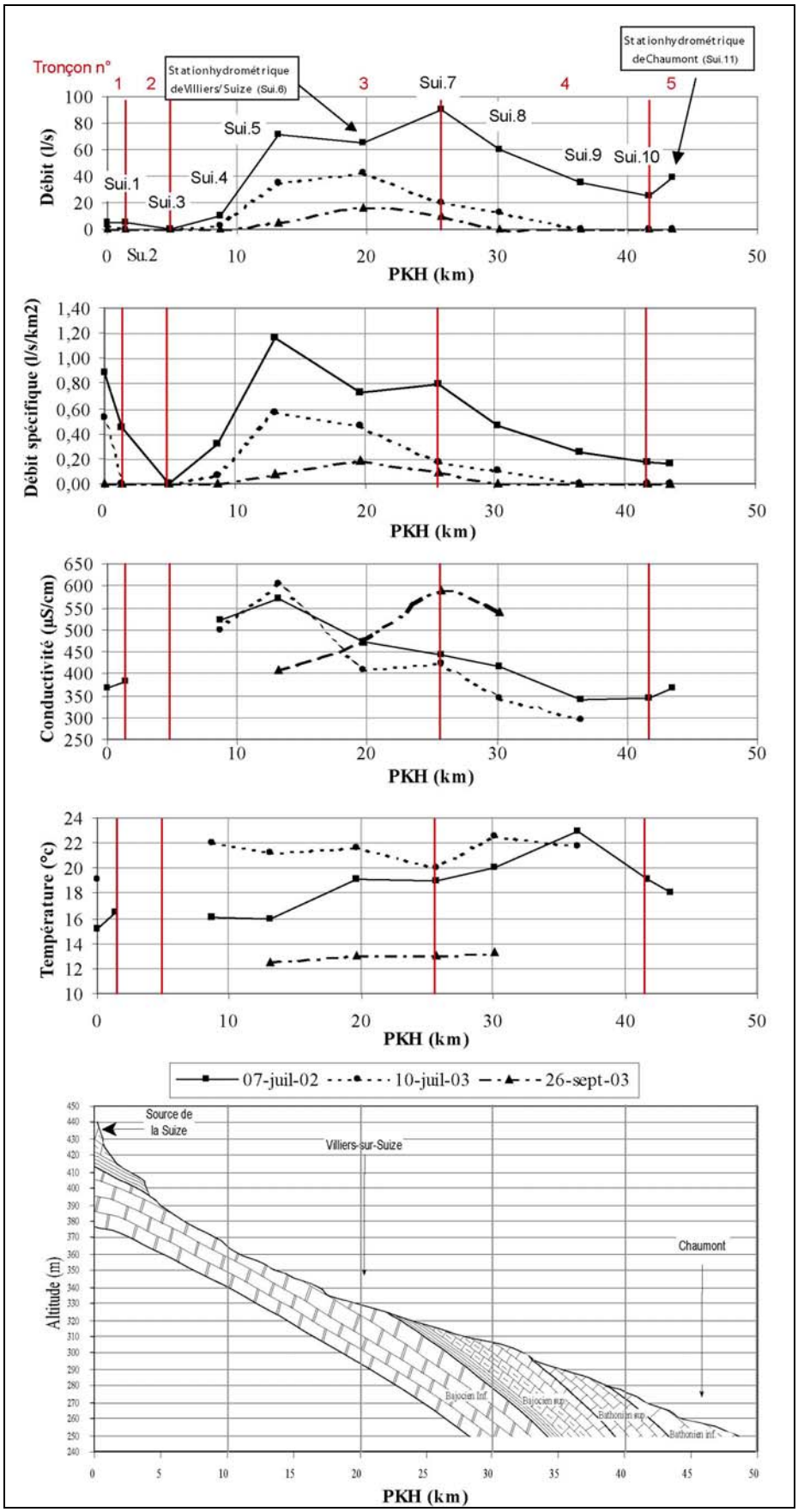



*Figure 5.6 : Profils hydrologiques, de conductivités et de températures de la Suize.*

5.2.2.4. Mise en évidence de l'hétérogénéité des écoulements sur la Suize.

La campagne de mesures a été réalisée sur l'ensemble du bassin ainsi que sur les bassins versants adjacents du 7 au 9 juillet 2002 (Figures 5.7 et 5.8). Les vingt et un sous-bassins versants constituant le bassin de la Suize ont une surface moyenne de 12 $km^2$. Le bassin-versant étant très linéaire et la Suize sans affluent, la cartographie est une redite des profils hydrologiques. Malgré l'apparition, comme sur les autres cours d'eau étudiés, de zones d'infiltration généralisée, de pertes, de rendements moyens et de rendements forts, on constate d'ores et déjà que les contrastes sont moins forts que dans les autres bassins.

Toutefois, quatre types de zones apparaissent :

- des secteurs d'infiltration généralisée, c'est-à-dire des secteurs à sec (débit spécifique égal à 0 $l/s/km^2$). Ces zones représentent 45 % du total de la surface du bassin. Comme pour les autres bassins, l'amont de celui de la Suize connaît ce type de comportement. La zone est cependant assez réduite. A l'inverse, Le Vau de Villiers, vallon qui conflue avec la Suize près de Chaumont, est totalement sec, sans l'ombre d'un écoulement même en période de hautes eaux. Il s'étend sur 107 $km^2$.

- des secteurs de pertes (débits spécifiques négatifs). On les trouve dans la moitié inférieure de la Suize. Ils représentent 30 % des surfaces. Il s'agit cependant de pertes diffuses dans le fond du cours d'eau et jamais localisées. Quand les pertes ne sont pas totales, les conductivités des eaux y sont assez faibles (inférieures à 500 µS/cm), traduisant ainsi la non alimentation de ces secteurs par la nappe aquifère et la précipitation des carbonates dans le fond du chenal. Ceci est corroboré par des températures très élevées (supérieures à 18°c).

- des secteurs de rendements moyens. Ils sont au nombre de 6 et ils s'égrainent sur l'ensemble du bassin. On les trouve là où des affleurements de calcaires-marneux apparaissent dans la partie haute des versants et donnent naissance à un certain nombre de petites sources ; Ces dernières maintiennent un petit écoulement pérenne tout au long de l'année. C'est le cas en tête de vallée (Su.1 et Su.2) et aussi sur les petits affluents (Su.5d et Su.7g) ou les rendements sont compris entre 0 et 2 $l/s/km^2$.

- des secteurs de rendements forts (supérieur à 2 $l/s/km^2$). Il n'en existe que deux qui sont coalescents (Su.4 et Su.5). Il s'agit d'un ensemble apparaissant à la faveur de l'affleurement du Bajocien inférieur. Les rendements, de 4,4 $l/s/km^2$, sont les plus élevés de ce secteur. Ils restent néanmoins assez faibles au regard des rendements forts rencontrés dans les autres bassins. L'apport de la nappe bajocienne est attesté par une conductivité élevée, supérieure à 500 µS/cm, et une température basse, entre 10 et 12°c.

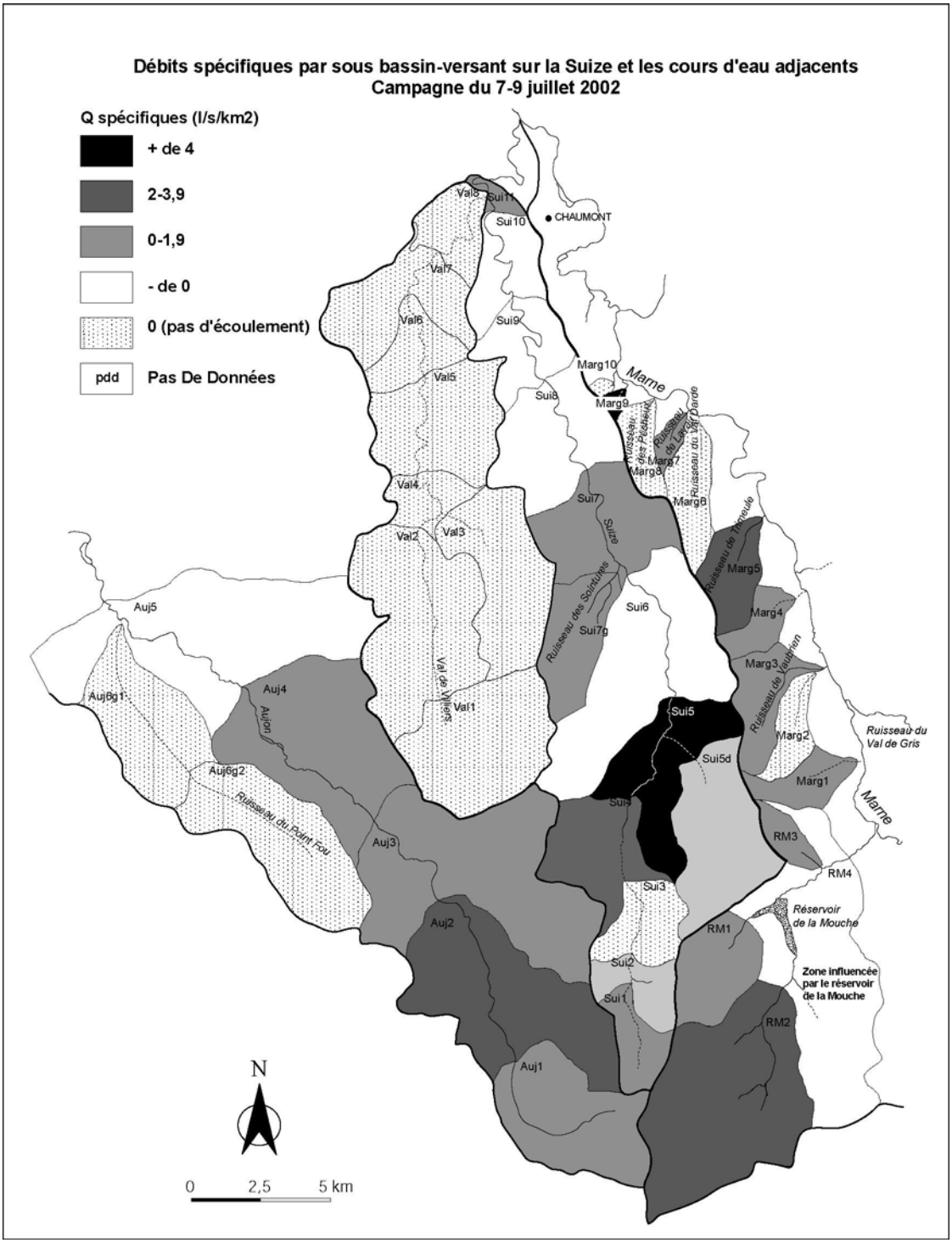



*Figure 5.7 : Cartographie des rendements spécifiques durant la campagne de mesures du 7-9 juillet 2002 dans le bassin-versant de la Suize et les bassins-versants adjacents.*

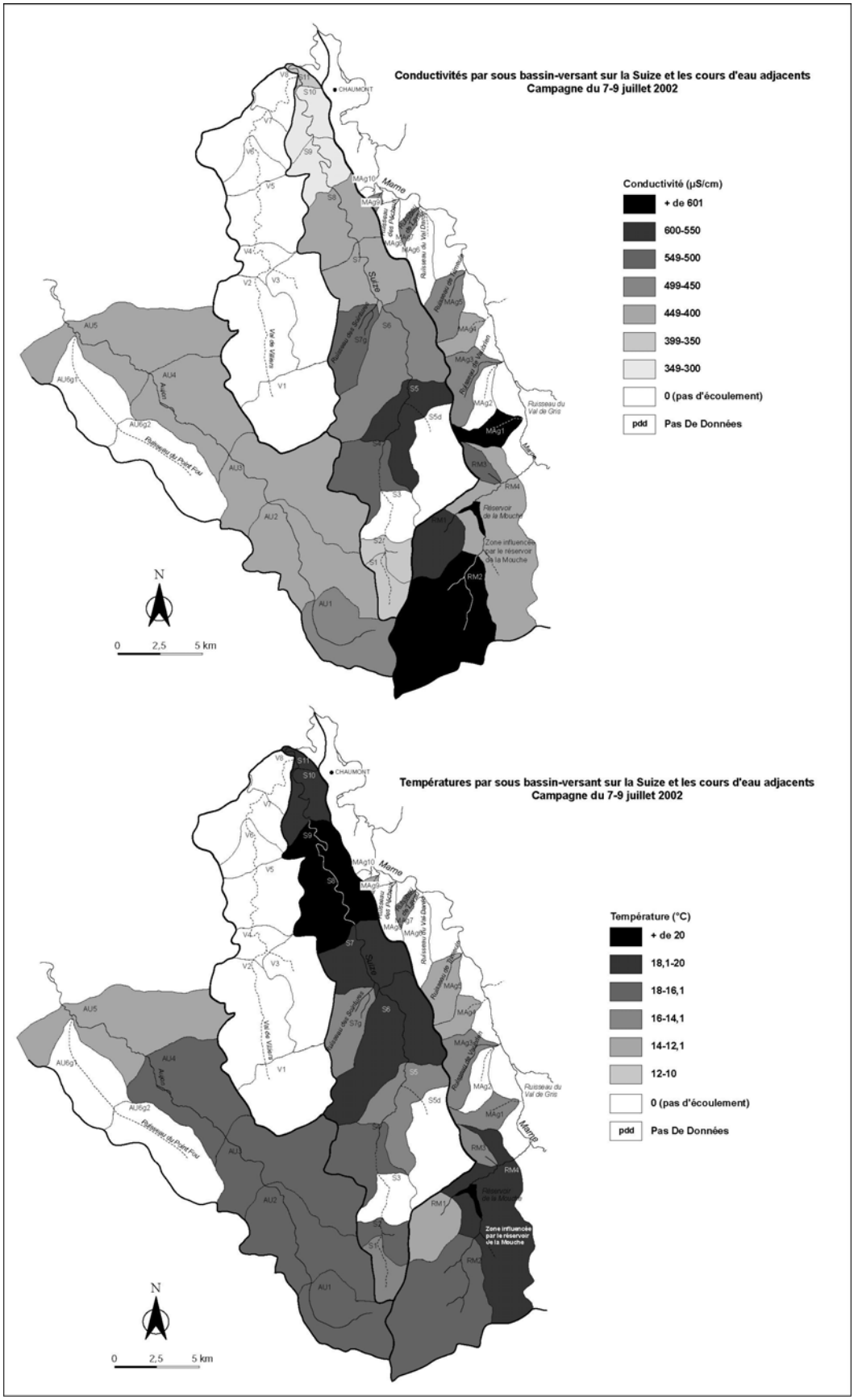



*Figure 5.8 : Cartographie des conductivités et des températures durant la campagne de mesures du 7-9 juillet 2002 dans le bassin-versant de la Suize et les bassins-versants adjacents.*

### 5.2.1.3. Le bassin de la Saulx

#### 5.2.3.1. Les données géographiques du bassin-versant

La Saulx est un affluent de rive droite de la Marne qui la rejoint en aval de Vitry-le-François. Le bassin-versant fait près de 2100 $km^2$ car il reçoit l'Ornain et la Chée. Le secteur qui nous intéresse est la partie carbonatée du bassin. Elle est inscrite dans les marno-calcaires kimméridgien qui laissent place rapidement aux calcaires du Tithonien qui composent le reste du bassin. Les derniers sont composés par une masse calcaire assez homogène dans laquelle, dans la partie basse, un niveau imperméable appelé « Pierre Châline » constitue le niveau de base pour l'aquifère. Enfin, sur les interfluves, on trouve des lambeaux de Crétacé, composés essentiellement d'argiles et de sables. La superposition de ces strates imperméables recouvrant les calcaires permettent l'apparition d'un karst de contact lithostratigraphique (Jaillet, 1995a ; 1996 ; 2000). Le bassin est caractérisé, en amont, par le synclinal de Tréveray et en aval, par l'anticlinal de Bar-le-Duc, tous deux d'axe Est-Ouest.

L'hydrographie est simple car la Saulx est le drain principal du bassin. Elle a peu d'affluent hormis l'Orge en amont du bassin qui apporte peu d'eau, surtout en période d'étiage car il est souvent à sec. L'alimentation de la Saulx se fait essentiellement par de nombreuses zones de sources karstiques localisées dans le fond de la vallée.

Cette partie amont du bassin est contrôlée par la station hydrométrique de Couvonges-Mognéville (475 $km^2$). L'étude des débits sur la période 1969-1990 (tableau 5.5) révèle un débit brut de 7,78 $m^3$ et un débit spécifique de 16 $l/s/km^2$. Ces chiffres, bien qu'étant du même ordre de grandeur que sur les autres cours d'eau régionaux, sont plutôt élevés pour un bassin de cette taille. En effet, aucun bassin n'atteint ces rendements hormis le Rognon à Doulaincourt-Saucourt avec 17 $l/s/km^2$ (tableau 5.5). Ces forts rendements témoignent de l'importance du dôme pluviométrique du Barrois qui alimente la nappe des calcaires Tithoniens. Ce soutien du cours d'eau par cette nappe apparaît clairement grâce au calcul de l'I.E.B. qui atteint 52 %. Il est particulièrement fort (annexe 5.14) par rapport aux autres cours d'eau du bassin de la Marne. On constate cependant que les cours d'eau traversant le Tithonien ont des I.E.B. plus forts que les cours d'eau traversant les autres nappes.

| | Surface du bassin ($km^2$) | Période étudiée | Module ($m^3/s$) | Débit spécifique ($l/s/km^2$) | Etendue ($m^3/s$) | IEB (Indice d'écoulement de base) | Débit de fréquence caractéristique (m3/s) | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | | $Qf_{0,1}$ | $Qf_{0,2}$ | $Qf_{0,5}$ | $Qf_{0,8}$ | $Qf_{0,9}$ |
| **Couvonges - Mognéville** | 475 | 1969-1990 | 7,78 | 16 | 8,1 | 52 % | 4,67 | 5,73 | 7,78 | 9,82 | 10,89 |

*Tableau 5.5. : Caractéristiques hydrologiques de la station hydrométrique de Couvonges-Mognéville sur la Saulx (d'après A. Devos, 1996)*

5.2.3.2. Situation des campagnes de mesures

Les deux campagnes présentées ont été réalisées avant le début de ce travail par A.Devos sur le bassin de la Saulx et sur les affluents de rive droite de la Marne. Elles sont cependant restées inédites jusqu'à aujourd'hui (Figure 5.6).

Ces deux campagnes ont été réalisées en début et en fin de saison sèche, durant le mois de novembre 1994 et juin 1995. Le débit à la station de Couvonges-Mognéville est respectivement de 2,446 et de 3,914 $m^3/s$. Ceci correspond à un QMNA de 85,3 et 99,9 et à un indice de sévérité d'étiage de 32 % et de 51 %. Il s'agit donc plutôt d'une situation de basses eaux que d'étiage.

| Station | Campagne de mesures (Débit en l/s) | | QMNA (l/s) | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 29-30 novembre 1994 | 27-29 juin 1995 | $Qf_{0,1}$ | $Qf_{0,2}$ | $Qf_{0,5}$ | $Qf_{0,8}$ | $Qf_{0,9}$ |
| Couvonges - Mognéville | 3,914 | 2,446 | 950 | 1230 | 1770 | 2310 | 2600 |

*Tableau 5.6 : Débits mensuels d'étiage (QMNA) de fréquences caractéristiques* comparaison avec les débits mesurés lors des campagnes de terrain (d'après A. Devos, 1996).

5.2.3.3. Les résultats des profils hydrologiques de la Saulx

Les profils hydrologiques (débits bruts et spécifiques et paramètres physico-chimiques) permettent de montrer que (Figure 5.5) :

-De Sau.1 à Sau.3, les débits bruts et spécifiques augmentent fortement en raison des nombreux niveaux de sources existant dans les marno-calcaires kimméridgiens. Les eaux ne s'infiltrent pas en raison de l'imperméabilité des roches de l'Ornois. Les débits sont soutenus par le recoupement du Tithonien à la faveur du passage de la Saulx au travers de la percée catalinale de la Côte des Bars.

-De Sau.3 à Sau.8 (de Montier/Saulx à Lavincourt), les débits bruts stagnent alors que les débits spécifiques chutent fortement. Dans ce secteur, la Saulx coupe perpendiculairement le synclinal de Tréveray. Le niveau de base de la nappe étant plus bas, les eaux s'infiltrent à la faveur de pertes diffuses. Malgré la confluence avec l'Orge, les

débits ne subissent pas d'augmentation car ce petit affluent est soumis au même processus de perte.

-De Sau.8 à Sau.12, la Saulx voit ses écoulements se perdre, à tel point que, lors des étiages sévères, elle est totalement à sec. La campagne présentée ici étant réalisée en basses eaux, l'assec n'a pas été constaté. Au contraire, on constate une stagnation, voire une légère augmentation des débits brut et spécifique liée à l'apport important du ruisseau de Nant qui est un petit affluent de la Saulx.

-De Sau.12 à Sau.18, la Saulx connaît une augmentation rapide et forte des débits brut et spécifique. Entre le point Sa.12 et Sa.18, pour les mesures effectuées les 29-30 novembre 1994, le débit est multiplié par 4,7, passant de 0,713 $m^3/s$ à 3,38 $m^3/s$. Cette brusque augmentation est due à la présence de l'anticlinal de Bar-le-Duc qui permet la présence du mur aquifère à proximité de la surface. Ceci se traduit dans le fond de la vallée, par un secteur où les grosses sources karstiques abondent, en particulier dans la région de Rupt-aux-Nonains (Devos, et *al*, 1998 ; Jaillet, Devos, 2001).

-De Sau.18 à Sau.37, la Saulx draine l'aquifère tithonien. Elle est en équilibre avec sa nappe. Les apports d'eau sont abondants mais réguliers. C'est ce qui explique l'augmentation lente et régulière du débit brut et la stagnation du débit spécifique dans cette zone.

-De Sau.37 à Sau.38, la Saulx perd brusquement de l'eau. Les débits brut et spécifique chutent alors en raison de l'entrée du cours d'eau dans le Perthois alluvial. Comme pour la Blaise, la présence d'une épaisse couche d'alluvions dans le fond de vallée combinée à un bedrock plus large, permet aux eaux de s'infiltrer et au cours d'eau de se perdre dans les alluvions.

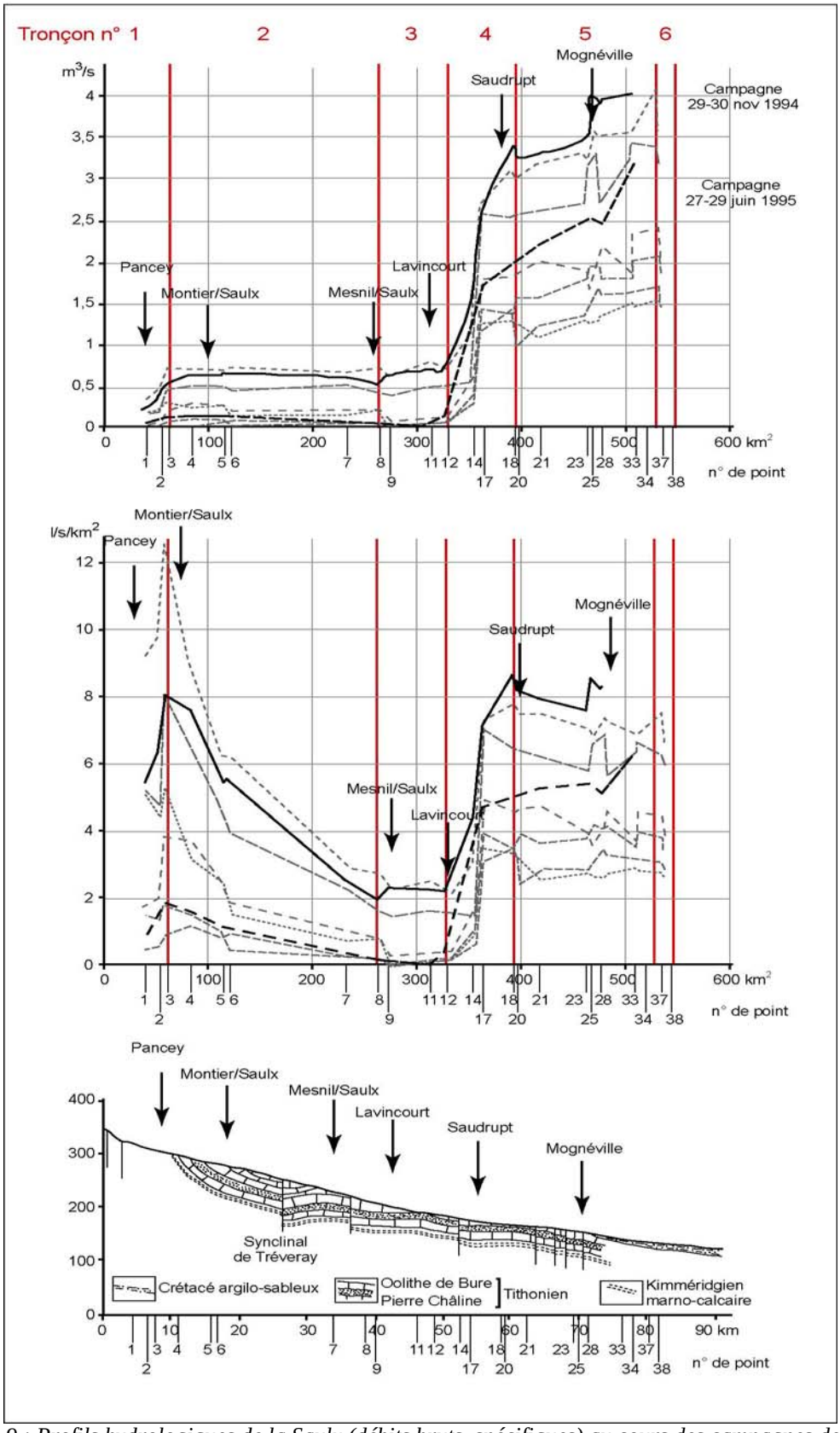



*Figure 5.9 : Profils hydrologiques de la Saulx (débits bruts, spécifiques) au cours des campagnes de mesures d'étiage du 29-30 novembre 1994 et du 27-29 juin 1995 (en gras) comparés au profil géologique de la Saulx (d'après Devos, 1996, modifié)*

5.2.2.4. Mise en évidence de l'hétérogénéité des écoulements sur la Saulx.

La campagne de mesures réalisée sur l'ensemble du bassin de la Saulx durant la fin des basses eaux de novembre 1994 a permis de réaliser cette carte des rendements spécifiques (Figure 5.11). Le bassin de la Saulx amont est découpé en vingt-neuf sous-bassins d'une taille moyenne de 15 $km^2$. On peut constater la présence de sous bassins-versants à rendements très fortement contrastés par rapport aux autres bassins versants étudiés au cours de ce travail.

On observe:

- des secteurs d'infiltration généralisée, c'est-à-dire des secteurs à sec (débit spécifique égal à 0 $l/s/km^2$). Etant donné la réalisation tardive de la campagne de mesures et de l'indice de sévérité d'étiage très élevé de la campagne (99,9), ces zones sont peu nombreuses. On trouve ces sous-bassins en marge de l'impluvium, dans la partie extrême amont de la vallée de la Saulx et les vallées et vallons affluents. C'est le cas de l'Orge amont.

- des secteurs de pertes (débits spécifiques négatifs). Les eaux se perdent en partie où en totalité. Ces pertes se retrouvent essentiellement dans la partie aval sur l'Orge et sur la Saulx moyenne ainsi que dans des petits sous-bassins-versants sur la Saulx aval. Au total, dix sous-bassins élémentaires sont déficitaires, soit 35 % de la surface totale du bassin. Ils témoignent d'une déconnexion entre le cours d'eau et la zone noyée (drainage de la zone vadose).

- des secteurs de rendements moyens. Pour cette campagne, le rendement moyen à la station de Mognéville est de 8,2 $l/s/km^2$. La classe de débit spécifique moyen choisie ici pour plus de facilité est comprise entre 0 et 10 $l/s/km^2$. Quinze sous-bassins appartiennent à cette classe, ce qui représente près de 230 $km^2$. Ils sont situés dans la partie amont de la Saulx et de l'Orge (Kimméridgien), ainsi que dans la moitié inférieure du bassin de la Saulx, sur ses petits affluents.

- des secteurs de rendements forts (supérieurs à 10 $l/s/km^2$). Ils sont peu nombreux. Il s'agit d'un premier ensemble de sous-bassins Sau.14, Sa.17, Sa.18, et ensuite de Sau.21 et Sau.23. Ces secteurs représentent une surface relativement restreinte (17 %) mais apportent l'essentiel de l'eau de la Saulx. Les rendements y sont très importants avec un maximum pour cette campagne dans le sous-bassin Sau.17 (106 $l/s/km^2$). Tout comme pour les profils hydrologiques, ces zones à fort rendement se localisent au niveau de l'anticlinal de Bar-le-Duc qui permet la présence du mur aquifère à proximité de la surface topographique.

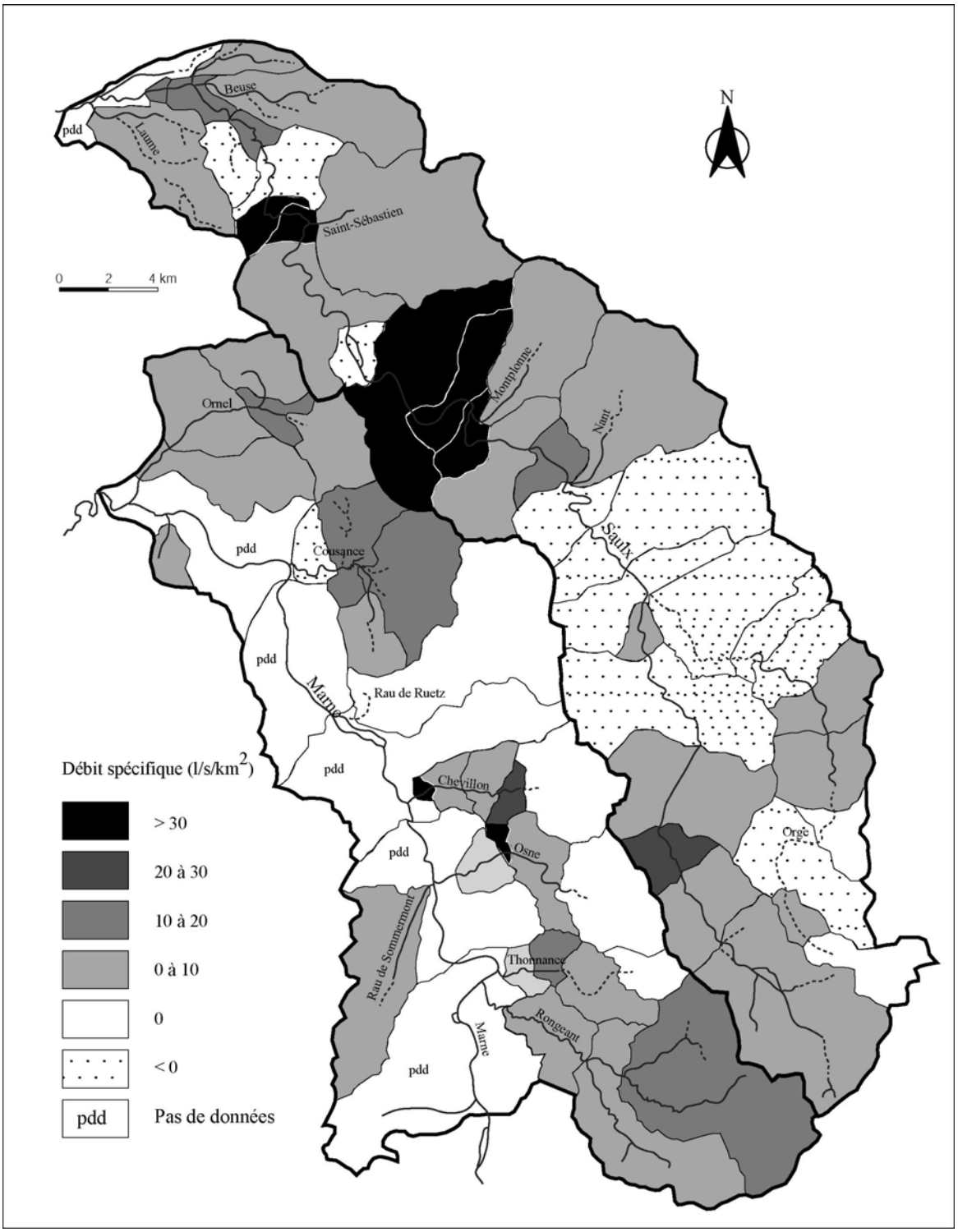



*Figure 5.10 : Cartographie des rendements spécifiques durant la campagne de mesures du 29-30 novembre 1994 dans le bassin-versant de la Saulx et les bassins-versants adjacents.*

## 5.2.4. Le bassin du Rognon

### 5.2.4.1. Les données géographiques du bassin-versant

Le bassin-versant du Rognon, étendu sur 614 km$^2$, recoupe plusieurs cuestas (figure 5.11). Au sud, on trouve la cuesta de Moselle, limitant le plateau de Langres et au pied duquel se situe un petit morceau de la dépression du Bassigny. Dans la partie nord du bassin, le Rognon recoupe orthoclinalement la Côte de Meuse. Le revers de cette cuesta constitue le Haut-Pays et son pied, la région de l'Ornois. Les revers sont essentiellement carbonatés (calcaires du Bajocien et du Bathonien pour le plateau de Langres et calcaires et marno-calcaires de l'Oxfordien et du Kimméridgien pour le revers de la Côte de Meuse). A l'inverse, les dépressions monoclinales sont constituées de roches imperméables (argiles et grés du Domérien et du Toarcien pour le Bassigny et marno-calcaires du Séquanien dans l'Ornois).

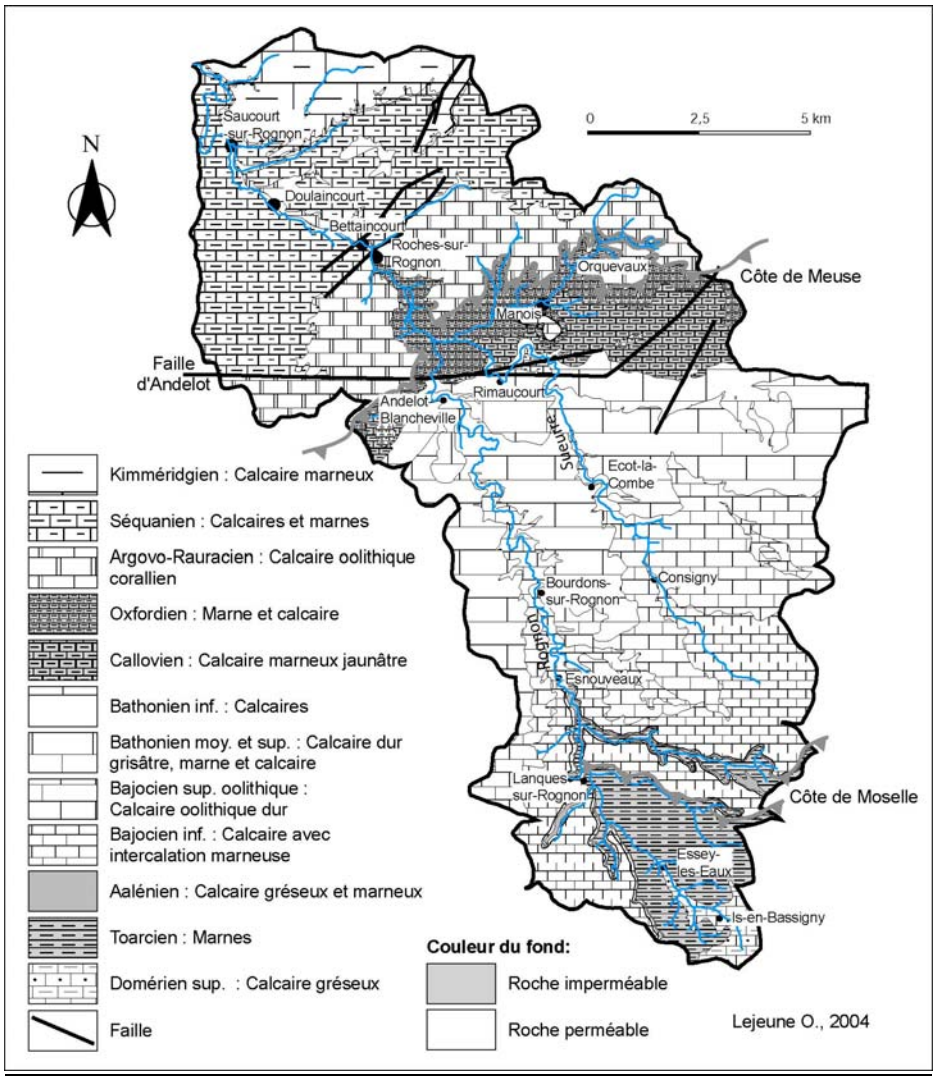



*Figure 5.11 : Géologie du bassin du Rognon.*

Le bassin est pauvre en cours d'eau pérenne. Les plateaux sont découpés par un grand nombre de vallons qui demeurent secs la majeure partie de l'année. Seuls quelques drains sont alimentés par les différents aquifères présents dans le bassin. Il s'agit du Rognon et de ses deux principaux affluents, La Sueurre et la Manoise.

Afin d'affiner la connaissance des écoulements dans le bassin-versant, les données aux stations hydrométriques ont été étudiées (Tableau 5.7). La station la plus en amont (Bourdons-sur-Rognon) contrôle un bassin de 173 $km^2$ alors que la station à l'aval (Doulaincourt) surveille 601 $km^2$, soit la quasi-totalité du bassin-versant.

| | **Surface du bassin ($km^2$)** | **Période étudiée** | **Moyenne ($m^3/s$)** | **Débit spécifique ($l/s/km^2$)** | **Ecart type ($m^3/s$)** | **Coefficient de variation** | **IEB (Indice d'écoulement de base)** | **Débit de fréquence caractéristique (m3/s)** | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | | | $Qf_{0,1}$ | $Qf_{0,2}$ | $Qf_{0,5}$ | $Qf_{0,8}$ | $Qf_{0,9}$ |
| **Bourdon-sur-Rognon** | 173 | 1988-2002 | 2,11 | 12 | 0,52 | 25,2 | 38 % | 1,43 | 1,66 | 2,11 | 2,55 | 2,78 |
| **Doulaincourt-Saucourt** | 601 | 1988-2002 | 10,1 | 17 | 2,8 | 27,4 | 45 % | 6,54 | 7,75 | 10,1 | 12,4 | 13,6 |

*Tableau 5.7. : Caractéristiques hydrologiques aux stations hydrométriques*

L'analyse de données aux stations hydrométriques révèle des comportements hydrodynamiques différentiés et étroitement liés à la nature du substratum. En effet, le bassin amont connaît davantage de ruissellements (IEB : 38 %) sur les formations semi-perméables et imperméables du Lias. Par contre dans la partie aval, calcaire, les écoulements souterrains constituent près de la moitié du volume d'eau (IEB : 45 %). Cette dualité lithologique entre l'amont et l'aval est également mise en exergue par l'abondance spécifique plus élevée dans les calcaires. Cependant, cette analyse ne met pas en évidence l'hétérogénéité spatiale des écoulements au sein d'un aquifère.

#### 5.2.4.2. Situation des campagnes de mesures

Au cours des périodes estivales des années 2002 et 2003, trois campagnes de mesures de débits ont été effectuées sur le Rognon à des situations hydrologiques d'étiage contrastées (Tableau 5.8). Dix-neuf points de mesures ont été réalisés le long d'un cours de 72 km. Ils sont numérotés de Rog.19 à Rog.1, de la source à la confluence avec la Marne. Ces mesures ont été réalisées durant des étiages relativement sévères. Les contrastes de sévérité d'étiage pour une même campagne de mesures aux deux stations hydrométriques témoignent de l'absence de concomitance des tarissements.

| Station | Campagne de mesures (Débit en l/s) | | | QMNA (l/s) | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 24 oct 02 | 11 juil 03 | 26 sept 03 | $Qf_{0,1}$ | $Qf_{0,2}$ | $Qf_{0,5}$ | $Qf_{0,8}$ | $Qf_{0,9}$ |
| Bourdons-sur-Rognon | 5 | 32 | 0 | 22 | 35 | 86 | 212 | 340 |
| Doulaincourt | 678 | 710 | 323 | 558 | 680 | 992 | 1448 | 1765 |

*Tableau 5.8 : Débits mensuels d'étiage (QMNA) de fréquences caractéristiques comparaison avec les débits mesurés lors des campagnes de terrain.*

Ces mesures ont permis de mettre en évidence une forte variabilité des débits de l'amont à l'aval du cours d'eau et non pas une augmentation linéaire du débit, comme cela peut être visible aux stations hydrométriques.

### 5.2.4.3. Les résultats des profils hydrologiques du Rognon

La réalisation des profils hydrologiques en débits bruts et débits spécifiques permet de sectoriser le cours d'eau en 4 tronçons à écoulements homogènes (Figure 5.12).

Tronçon n°1 - de la zone Ro.19 à Ro.13, en amont de la commune d'Esnouveaux, nous constatons une augmentation globale mais lente des débits bruts et spécifiques. Ce comportement est lié à la nature géologique de la partie amont du bassin du Rognon. Les calcaires gréseux du Domérien supérieur et les marnes du Toarcien donnent naissance à plusieurs nappes d'intérêt local et à faibles rendements. La traversée des affleurements calcaires se traduit par des pertes localisées.

Tronçon n°2 - entre Ro.12 et Ro.7 (Andelot-Blancheville), le Rognon coule sur les calcaires du Bajocien et du Bathonien. Le cours d'eau recoupe les nappes de ces deux couches calcaires. Cependant, la pente du Rognon est plus faible que le pendage des couches. Le cours d'eau se déconnecte alors progressivement de sa zone noyée. Dans la partie aval de ce secteur, les eaux du Rognon s'infiltrent totalement dans le substrat calcaire. Le chenal est à sec (Photo 5).

Tronçon n°3 - la zone Ro.6 (en amont d'Andelot) se caractérise par une augmentation brusque des débits bruts et spécifiques. Ceci traduit l'influence de la faille d'Andelot (appellation locale de la faille de Vittel). Celle-ci constitue un obstacle hydrogéologique, un aquifère barré, qui permet la mise en contact des calcaires du Bajocien avec les marnes de l'Oxfordien. La vidange de l'aquifère se fait brusquement dans une zone restreinte. Il ne s'agit cependant pas d'un recoupement de nappe homogène mais d'une vidange localisée par des sources karstiques (karst barré).

Tronçon n°4 - dans la partie aval du Rognon (de Ro.5 à Ro.1), on constate que les débits bruts augmentent en raison de la confluence avec la Sueurre, elle-même grossie par les eaux de la Manoise. Pendant ce temps, les débits spécifiques stagnent voire diminuent légèrement. Dans cette partie, le débit est donc assuré par les eaux venues de l'amont alors que les calcaires marneux du Kimméridgien n'apportent guère d'eau. Au contraire, on constate une légère diminution du débit spécifique.

L'analyse des profils physico-chimiques confirme l'évolution des débits précédemment décrite. Ainsi, à l'amont les températures sont élevées et les conductivités diminuent peu à peu jusqu'au point de mesure Ro.9 ce qui se traduit par une précipitation carbonatée dans le lit mineur (enrobage tufeux des alluvions). Ensuite, l'assèchement du cours d'eau proscrit toute mesure physico-chimique. C'est au point Ro.6 que la température baisse brusquement conjointement à une augmentation de la conductivité (supérieur à 500 µS/cm) qui est exceptionnellement stable quelle que soit la campagne de mesure prise en compte. A l'aval, le cours d'eau n'est pas alimenté par les calcaires marneux du Kimméridgien. Les conductivités baissent lentement alors que les températures augmentent sensiblement.

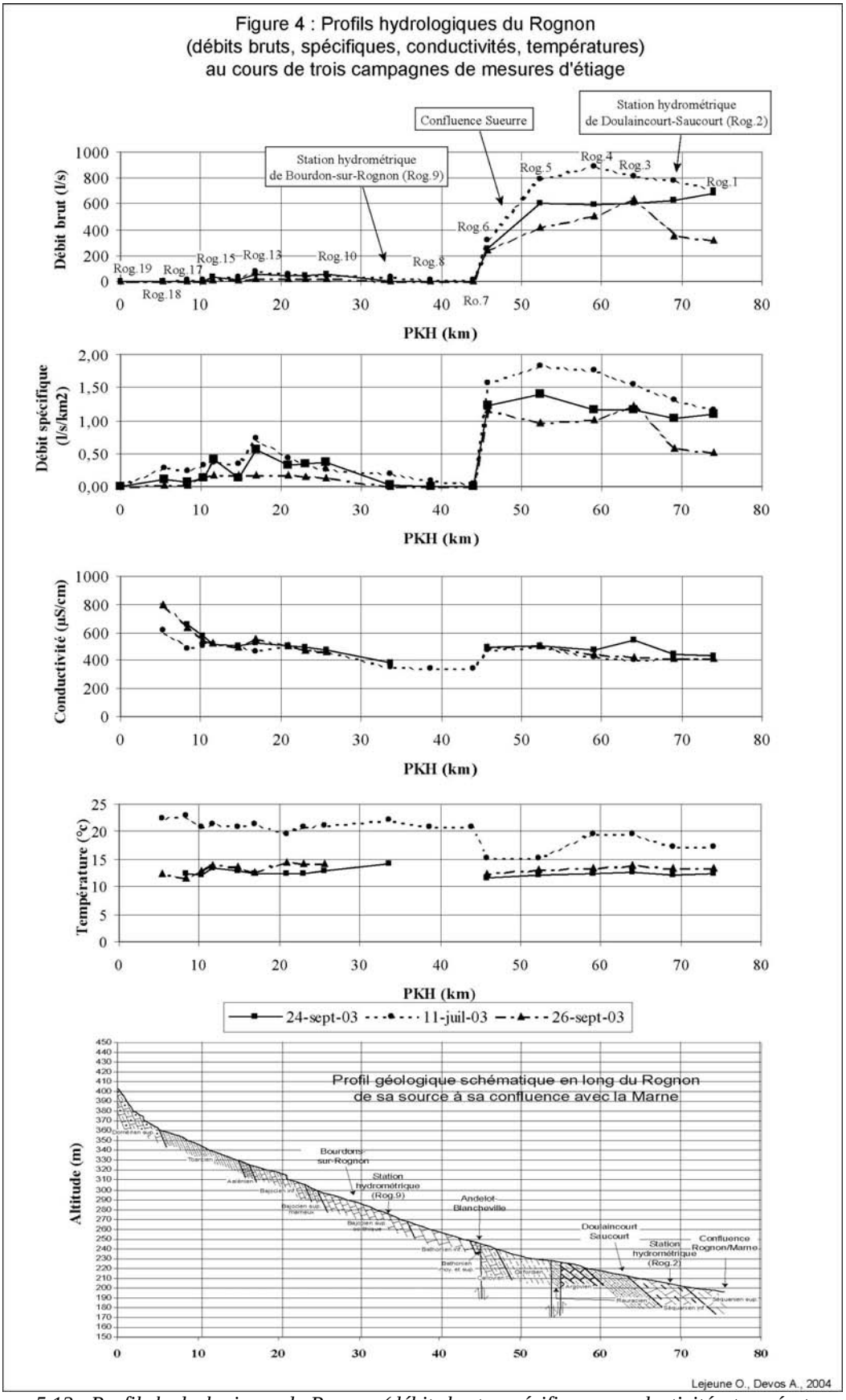



*Figure 5.12 : Profils hydrologiques du Rognon (débits bruts, spécifiques, conductivités, températures) et profil géologique au cours de trois campagnes de mesures d'étiage (Lejeune et al., 2004)*

5.2.4.4. Mise en évidence de l'hétérogénéité des écoulements sur le Rognon.

Les campagnes de mesures ont aussi été faites sur l'ensemble du bassin-versant du Rognon en définissant cinquante huit sous bassins-versants (Figure 5.13 et 5.14). Ils ont une superficie moyenne de 10,5 $km^2$. Les débits spécifiques, calculés par sous bassin-versant ont été mesurés. La carte montre une forte hétérogénéité spatiale des écoulements alors que la moyenne sur l'ensemble du bassin-versant est d'environ 2 $l/s/km^2$. Quatre types de zones apparaissent :

- des secteurs d'infiltration généralisée, c'est-à-dire des secteurs à sec (débit spécifique égal à 0 $l/s/km^2$). Ils sont présents aux marges du bassin, en particulier sur le revers des cuestas. Dix-huit points de mesures sont sans écoulement, ce qui représente 31 % des points et 47 % de la surface totale du bassin.

- des secteurs de pertes (débits spécifiques négatifs). Les eaux se perdent en partie ou en totalité. On les trouve essentiellement sur le drain principal du Rognon sur l'auréole bathono-bajocienne. Ils témoignent d'une déconnexion entre le cours d'eau et la zone noyée (drainage de la zone vadose).

- des secteurs de rendements moyens (0,1 à 5 $l/s/km^2$ ; 5 $l/s/km^2$ correspondant au rendement moyen maximum rencontré dans les calcaires du Bajocien (Devos, 1996) sont situés sur le secteur imperméable et semi-perméable du Bassigny ainsi que dans la partie aval du Rognon (Kimméridgien). Au milieu de la zone des calcaires du Bathono-Bajocien, sur le Rognon et sur la Sueurre, on peut observer des secteurs à plus fort rendement (Ro.10, Ro.11 et Su.4), à la limite supérieure de la classe de débit considérée. Ces zones sont alimentées par les sources karstiques en lien avec l'exokarst recouvrant le sommet du plateau (karst de contact lithostratigraphique).

- des secteurs de rendements forts (supérieurs à 5 $l/s/km^2$) Dans la partie médiane du bassin, on voit se dégager des zones de rendements très forts situés au pied et sur le front de la cuesta oxfordienne. Ces écoulements s'expliquent par la vidange du karst barré bathonien d'Andelot-Blancheville. Les débits spécifiques y sont exceptionnellement forts (supérieurs à 10 $l/s/km^2$ mais allant jusqu'à 38 $l/s/km^2$). Le front de la côte oxfordienne est marqué par de grosses sources karstiques comme le Cul du Cerf sur la vallée de la Manoise. Cette exsurgence karstique, véritable reculée, a des rendements supérieurs à 15 $l/s/km^2$. Par comparaison, le rendement moyen pour ce type de formation calcaire, dans l'Est de la France, est en moyenne de 2-3 $l/s/km^2$ (Devos, 1996).

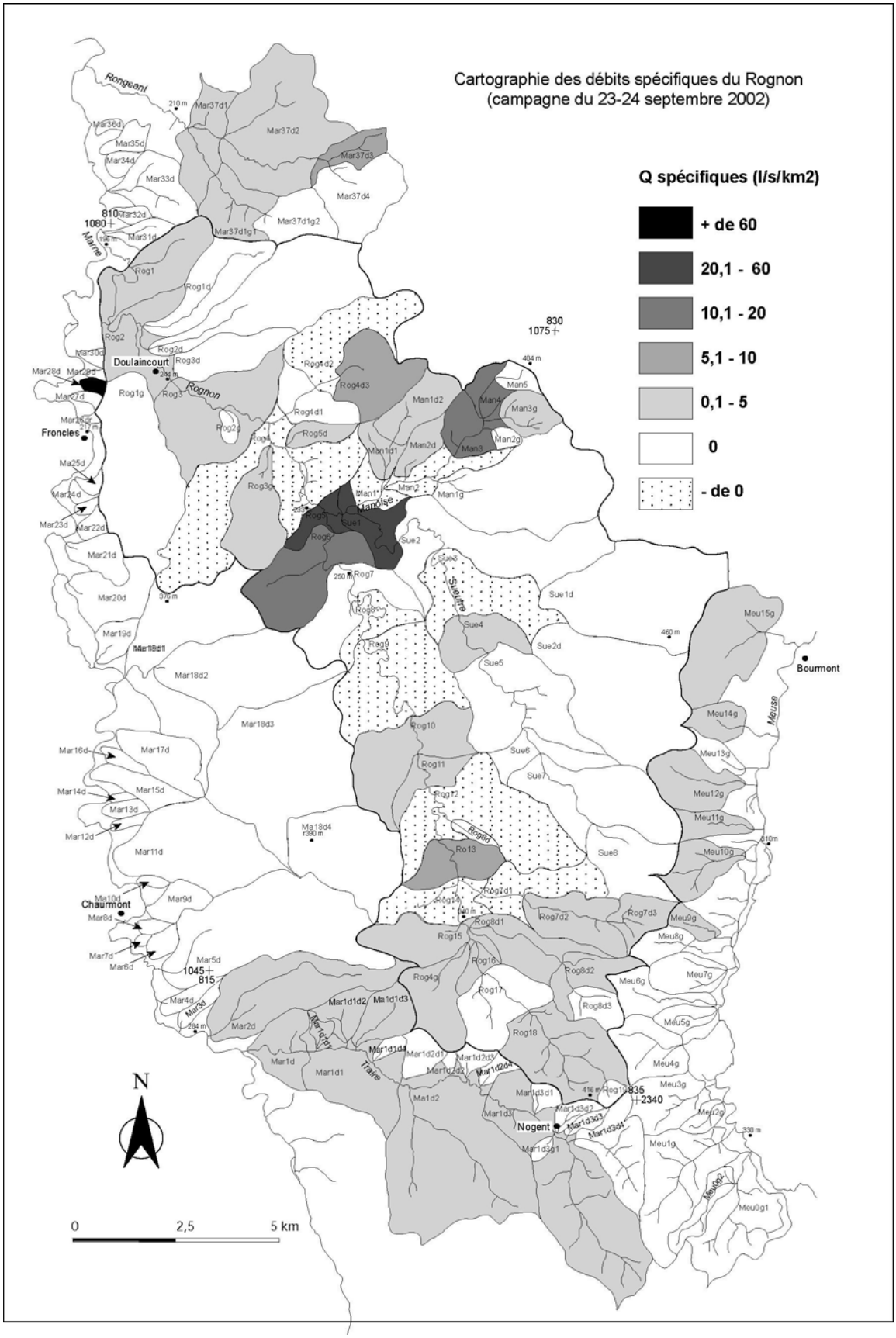



*Figure 5.13 : Cartographie des rendements spécifiques, des conductivités et des températures durant la campagne de mesures du 7-9 juillet 2002 dans le bassin-versant du Rognon et les bassins-versants adjacents.*

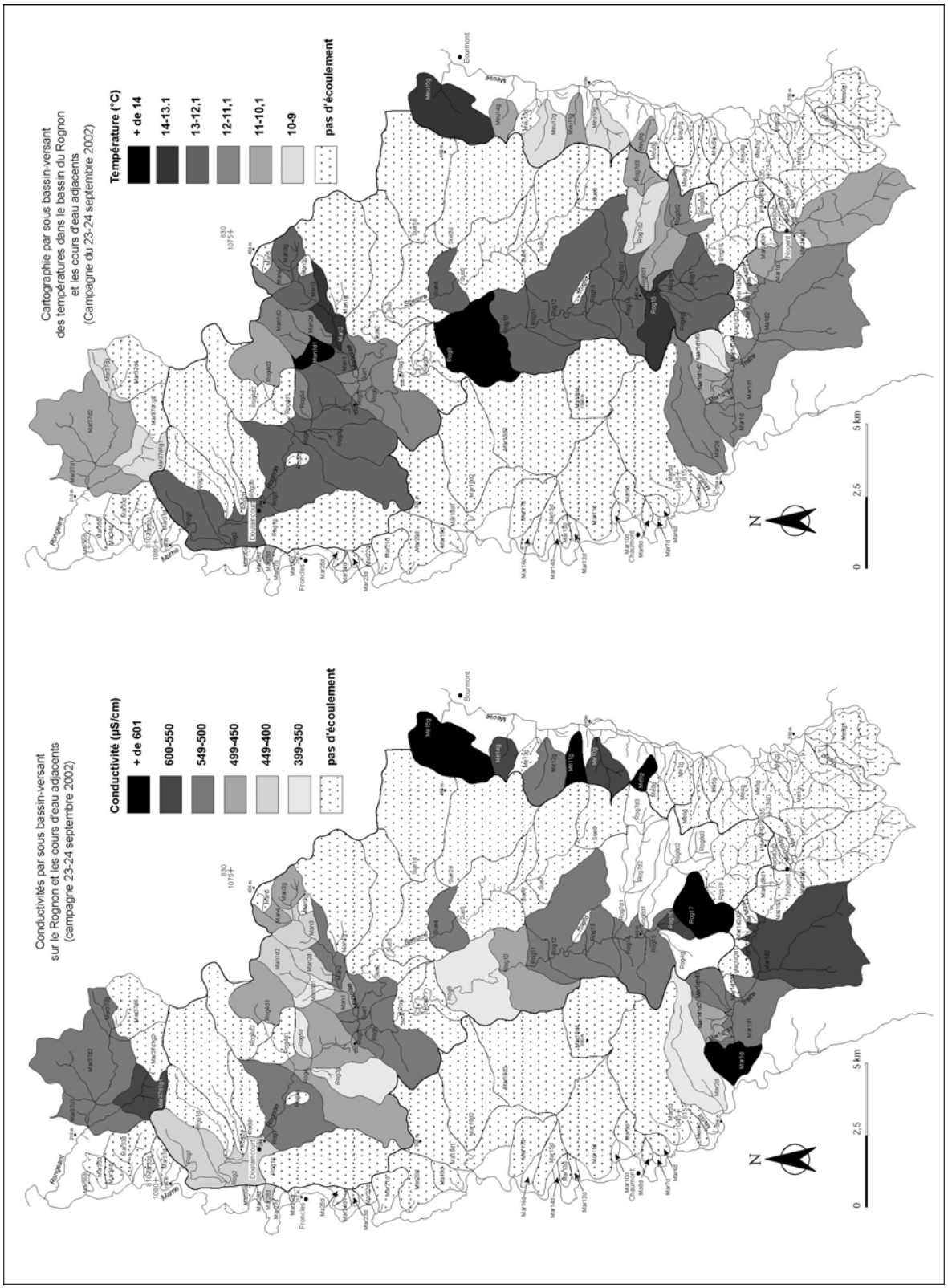



*Figure 5.14 : Cartographie des conductivités et des températures durant la campagne de mesures du 7-9 juillet 2002 dans le bassin-versant du Rognon et les bassins-versants adjacents.*

### 5.2.5. Un schéma constant pour les cours d'eau des plateaux calcaires

A la suite de l'étude de ces quatre grands affluents de la Marne amont (Blaise, Suize, Saulx, Rognon) et des études précédentes (Devos, 1996 ; Devos et *al*., 1996, 1999, 2000 ; Lebaut, 1999, Obda et *al*., 2000), il convient de soulever plusieurs problèmes liés à la méthode elle-même, et d'une manière plus générale, à la compréhension des écoulements dans les milieux calcaires de bas plateau.

Ainsi, dans la méthode des profils hydrologiques, la dernière étape est le lissage des profils et le calcul de l'équation de la courbe. Le profil doit être calé sur une station hydrométrique. Or, nous venons de le voir, sur un même drain, les situations d'étiage ne sont pas concomitantes le long du cours d'eau. C'est, par exemple le cas de la Blaise, où, lors de la campagne des 26-27 août 2002, le QMNA à la station de Louvemont est biennale alors que la station amont possède un QMNA largement supérieur à la fréquence décennale. Ce décalage (hystérésis) souligne la diversité des vitesses de tarissement dans un bassin-versant inhérent à l'hétérogénéité des aquifères.

En proposant un réseau de mesures avec une maille de 13 $km^2$, correspondant approximativement à la surface moyenne des systèmes karstiques pénétrables du Barrois (Jaillet, 2000), la méthode lisse beaucoup les disparités spatiales. En milieu homogène (Lebaut et *al*., 1998), elle s'applique aisément et le lissage respecte en général les réalités géographiques du bassin-versant (Sary, 1993). On peut même proposer une typologie de profils hydrologiques selon la taille des bassins (Arts, François, 1998 ; Corbonnois et *al*., 1994, 1999). Cependant en milieu calcaire, un réseau de mesures plus dense s'impose pour appréhender les modalités de vidange des aquifères, car la méthode assimile la zone d'écoulement homogène à un espace (un sous-bassin) alors que la vidange de l'aquifère ne s'effectue qu'en plusieurs points situés au fond de la vallée.

La méthode permet de mieux comprendre et de spatialiser les écoulements et les potentialités aquifères. Cette meilleure connaissance a une incidence sur la compréhension des flux de M.E.S. et des solubles. Elle concerne aussi les flux de polluants.

Habituellement, la méthode employée afin d'extrapoler les débits tout au long d'un cours d'eau est celle des débits spécifiques. Elle consiste à extrapoler les débits de station hydrométrique en station en fonction de la surface. Cette méthode a ses limites car elle ne prend pas en compte les variations naturelles des débits. A l'inverse, la méthode des profils hydrologiques tient compte de ces évolutions (Figure 5.15). L'utilisation de cette méthode permet donc de connaître le débit en tous points du cours d'eau. Ainsi, elle peut être utilisée pour le calibrage d'ouvrages hydrauliques.

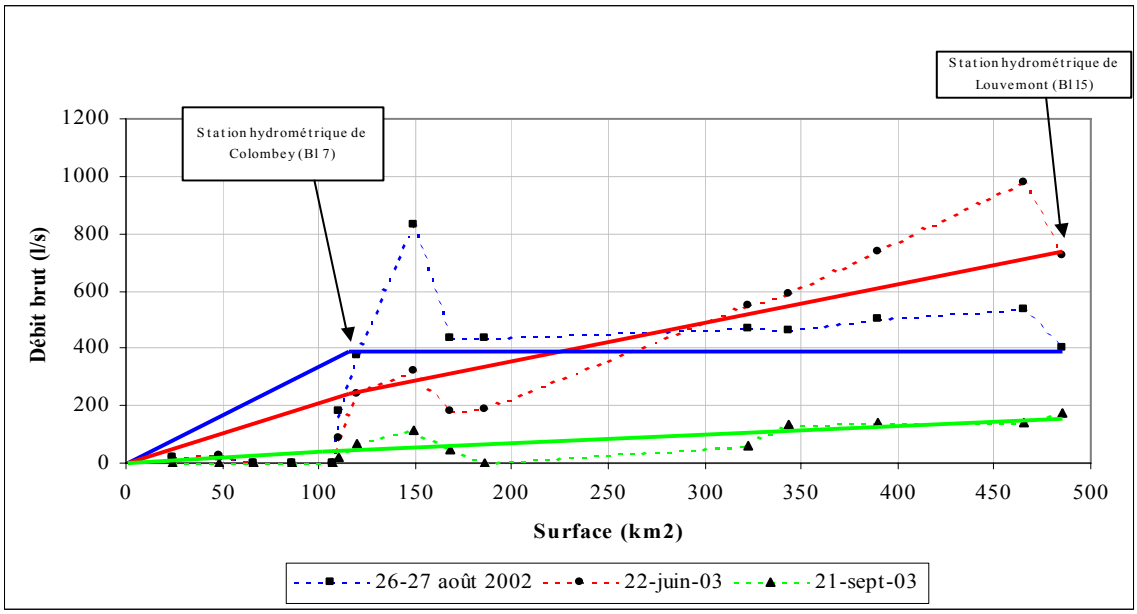



*Figure 5.15 : Comparaison de la méthode des profils hydrologiques(en trait pointillé) et des débits spécifiques (en trait plein) pour les trois campagnes menées sur la Blaise.*

### 5.2.6. L'influence des facteurs morphostructuraux.

Dans cette région de bas plateau calcaire, l'aquifère peut être structuré essentiellement selon le modèle de Mangin (Mangin, 1975, 1998). Ce modèle est basé « sur l'étude des relations entrée-sortie ». Il s'agit d'une approche fonctionnelle, systémique du système karstique. On assiste alors a un découpage vertical de l'aquifère d'une manière simpliste en quatre zones. D'abord en surface, la zone vadose dans laquelle l'eau percole plus ou moins rapidement ; ensuite la zone épinoyée ou zone de battance de la nappe aquifère ; la zone noyée qui est toujours en charge et enfin à la base, le mur aquifère sur lequel la nappe repose sans jamais s'y infiltrer. Nous avons délibérément choisi ici d'ignorer la présence d'un épikarst pouvant exister localement, car il ne joue pas un rôle prépondérant dans l'alimentation des grands cours d'eau régionaux. C'est par exemple le cas du karst hauterivien existant dans le couverture crétacée recouvrant le Tithonien.

En fonction d'un encaissement variable tout au long de leur cours, les rivières recoupent ces différentes parties de l'aquifère. L'alimentation diffère ainsi en fonction des zones drainées. Chaque point d'inflexion de segment de droite du profil hydrologique détermine ce changement des conditions d'écoulement représentatif de la position du cours d'eau dans le système Mangin au sein d'un même aquifère. Plusieurs cas peuvent être envisagés :

-Figure 5.17.A, certains tronçons peuvent être marqués par une diminution conjointe des débits bruts et spécifiques (pertes diffuses et localisées). Cet aspect des profils peut être interprété comme correspondant à un cours d'eau perché au-dessus de la zone noyée et qui traverse la zone vadose. Le cours d'eau est alors à sec. S'il est indigène à ce secteur, l'aréisme prévaut et les chenaux d'écoulement

correspondent à des héritages morphoclimatiques. Ce comportement s'observe essentiellement en amont des bassins (tronçons 1 et 2 de la Blaise et de la Suize ; tronçon 2 de la Saulx et du Rognon) mais aussi dans les parties aval (tronçons 4 de la Blaise et de la Suize).

-Figure 5.17.B, lorsque l'on assiste à une augmentation des débits bruts avec des débits spécifiques stables, on peut interpréter ces courbes par un faible drainage en limite de zone noyée (équilibre piézométrique entre la nappe et le cours d'eau). On peut voir ce comportement à l'aval de la Suize (tronçon 5).

- Figure 5.17.C, l'augmentation conjointe des débits bruts et spécifiques peut s'expliquer par un recoupement de la zone noyée par le cours d'eau qui vidange la nappe (forts rendements). Ceci se rencontre systématiquement sur l'ensemble des cours d'eau étudiés ici. On assiste toujours à une forte augmentation des débits dans la partie médiane du cours d'eau. Le profil hydrologique dessine alors un col de cygne. Les raisons de cet apport de nappe sont multiples : changement d'aquifère, événement tectonique, karst barré, … La vidange de la nappe peut aussi se faire selon différentes modalités. En effet, même si les modalités karstiques sont avérées dans plusieurs cas (Saulx, Rognon, Suize) grâce à la présence vérifiée de sources karstiques plongées, il peut aussi s'agir d'une vidange de type fissural (figure 5.16). Néanmoins, cette augmentation se réalise toujours sur une courte distance.

*Figure 5.16 : Exemple de vidange fissurale des calcaires tithonien par des tertres dans le fond de la vallée de la Marne.*

- Figure 5.17.D, une stagnation des débits bruts corrélativement à une diminution des débits spécifiques s'explique par le recoupement du mur aquifère par le cours d'eau. Si ce dernier est indigène au secteur, et donc privé de réserve en eau, il s'assèche. Un épikarst ou la vidange d'une couverture (drainance) peut lui garantir un écoulement minimum. On devine ce comportement à l'aval des cours d'eau, où

la pente du profil topographique du talweg s'amenuise et se rapproche du pendage des couches géologiques.

Ces profils constituent donc un outil fondamental pour le géographe car ils permettent de mettre en évidence les réalités géographiques qui concourent à la construction des écoulements des cours d'eau en pays calcaire.

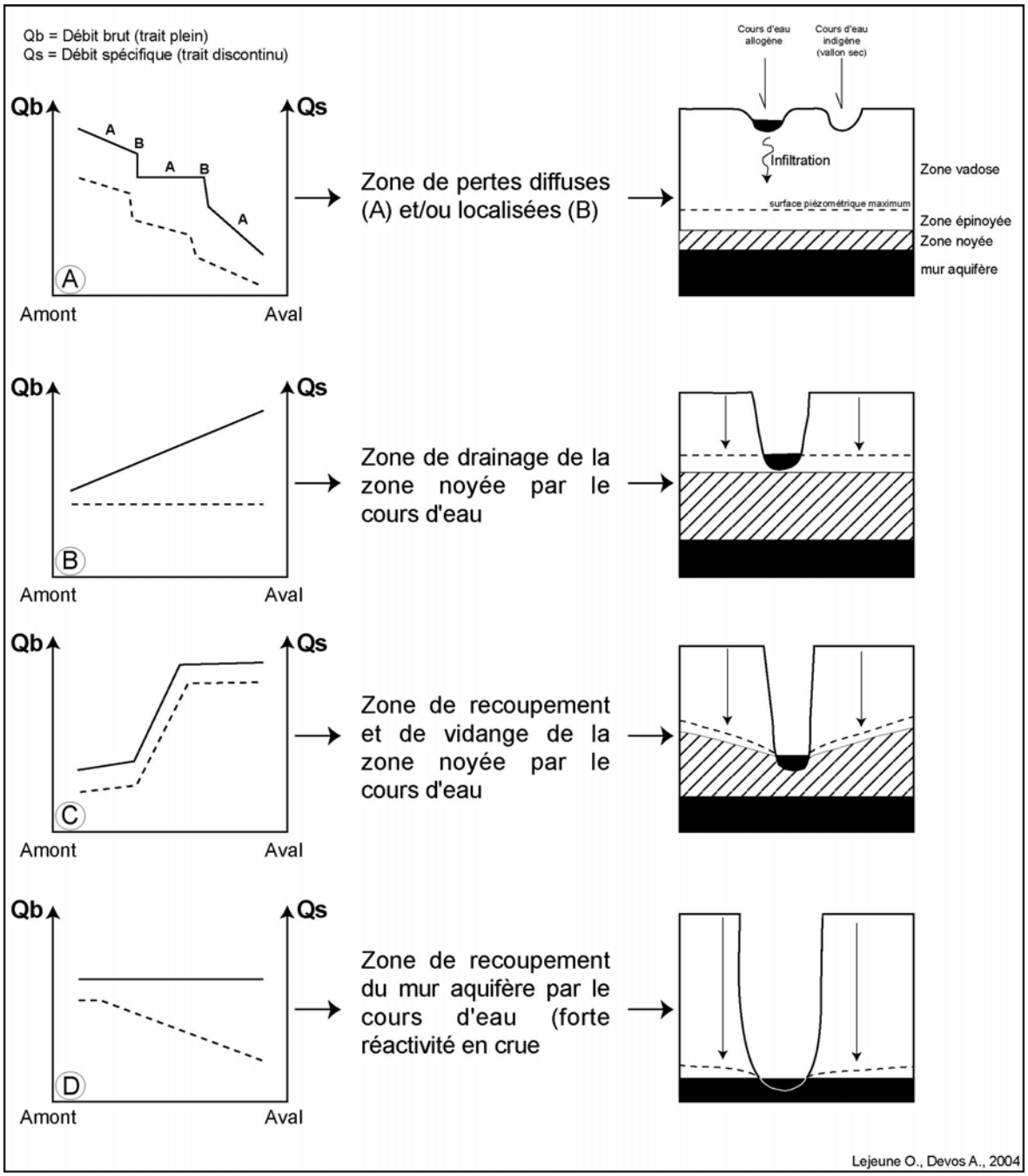



*Figure 5.17 : Essais d'interprétation des profils hydrologiques d'étiage en pays calcaire en fonction des relations karst-rivière.*

## 5.3. Vers une réorganisation du réseau hydrographique local.

Après avoir étudié les variations de débits et des paramètres physico-chimiques associés sur le linéaire puis sur l'ensemble des bassins-versants des cours d'eau principaux du bassin amont de la Marne, nous allons porter ici notre attention sur les transferts d'eau d'un bassin à un autre.

### 5.3.1. Des circulations intra et extra-bassins

A partir des cartes présentées précédemment (Figures 5.4 ; 5.7 ; 5.10 ; 5.13), nous avons pu localiser et expliquer la présence des secteurs d'infiltration généralisée, des secteurs de débit moyen, des secteurs de pertes et de rendements très importants à l'intérieur des différents bassins-versants.

Selon le même protocole, la méthode de la cartographie des rendements hydrologiques d'étiage a été appliquée à l'ensemble des cours d'eau appartenant aux interfluves jurassiques Aube-Marne et Marne-Meuse. L'espace a été maillé en 318 bassins-versants unitaires. A ces bassins, il a été ajouté les cartes de rendements hydrologiques réalisées sur l'Ornain, l'Aire et les bassins adjacents (Devos, 1996, 1998).

Deux types de circulations d'eau ont pu être identifiés. Il s'agit de circulations à l'intérieur même des bassins et aussi vers l'extérieur des bassins. Lorsqu'on a une zone de perte ou d'infiltration généralisée, cette dernière est parfois contiguë à une zone de rendement fort (Figure 5.18).

Ainsi, à l'intérieur des bassins, on constate que l'amont est toujours une juxtaposition de sous-bassins versants déficitaires (perte et/ou infiltration généralisée). Des espaces de plusieurs dizaines voire de plusieurs centaines de $km^2$ ne connaissent aucun écoulement en étiage, et parfois même en crue. Bien que les vallées amont soient bien incisées dans les plateaux jurassiques, héritage des périodes froides passées, le débit des cours d'eau qui y prennent place sont actuellement totalement sous dimensionnées (Deshaies, 1994). En aval immédiat de ces zones, qui constituent parfois un véritable « Causse », se juxtaposent des secteurs à très fort rendement. C'est le cas sur les quatre cours d'eau étudiés ici. Bien que les rendements moyens des calcaires traversés pour un QMNA de fréquence ½ soient assez faibles (toujours inférieur à 5 $l/s/km^2$), on trouve dans ces zones des rendements toujours supérieurs à 30 $l/s/km^2$ et parfois beaucoup plus (42 l/s/km2 pour le sous bassin Bla.6 de la Blaise et 38 l/s/km2 pour le point Rog.5 du Rognon). Seule la Suize semble échapper à ces très forts rendements, bien que l'hétérogénéité du bassin soit aussi présente.

Les eaux météoriques qui sont précipitées sur les bassins amont et qui s'y infiltrent immédiatement doivent ressortir en aval dans ces zones à très fort rendement. Or, ce n'est pas le cas, car, en tenant compte des rendements moyens des calcaires constituants ces têtes de bassin (Devos, 1996), on constate un manque important.

C'est par exemple le cas sur la Blaise amont, lors de la campagne des 26 et 27 août 2002. Cette partie du bassin (110 $km^2$ au point de mesure Bla.6), composée de calcaires argovo-rauracien, ainsi que de calcaires kimméridgiens est sans écoulement. Lors des mesures, le rendement moyen devrait être compris entre 2,5 et 3,8 $l/s/km^2$. Il était en réalité très inférieur, car on trouve seulement 1,6 $l/s/km^2$ (179 l/s au point Bla.6). Si on porte

maintenant attention aux mesures des sous-bassins contigus à celui de la Blaise, on peut observer que deux d'entre eux ont des rendements très importants. Il s'agit du sous-bassin Mar.12g2 sur la Marne avec 48 l/s soit 14,35 l/s/km$^2$ et Ren.4d sur la Renne (bassin de l'Aube) avec 48,3 l/s/km$^2$ (203 l/s). L'addition des débits bruts de ces deux sous-bassins avec celui de Bla.6 permet d'obtenir 430 l/s/km$^2$. Ce chiffre correspond alors à un rendement de 3,9 l/s/km$^2$. On démontre ainsi une divergence des écoulements de la Blaise amont vers l'aval du bassin mais aussi vers les bassins attenants.

Si on porte notre attention sur l'amont du bassin du Rognon, on peut aussi procéder de la même manière. Là aussi, l'amont du bassin connaît des rendements très faibles, voire des pertes totales du cours d'eau (ASHM, 1953). C'est au point Rog.6 (196 km$^2$) que le cours d'eau passe de 0 à 252 l/s, soit 1,28 l/s/km$^2$). Cette partie du bassin est composée de calcaires bathono-bajocien et rauracien, dont les rendements moyens sont estimés à environ 1 à 1,5 l/s/km$^2$. Il apparaît donc que l'ensemble des eaux infiltrées à l'amont ressortent au point Rog.6. L'étude des bassins limitrophes ne montre pas de rendements forts. Il semble que là aussi, ce calcul simple semble fonctionner.

Sur l'amont du bassin de la Suize, les mêmes processus sont observables bien que leur ampleur soit moins importante. Là aussi, 11 km$^2$ connaissent des rendements faibles (0,4 l/s/km$^2$ en Sui.1et Sui.2) ou nul (Sui.3) alors que le rendements moyen de l'aquifère bajocien est en moyenne d'environ 1 à 1,5 l/s/km$^2$. Là encore, de part et d'autre de ce secteur amont, nous trouvons des sous-bassins à rendements supérieurs à la moyenne des rendements de ces roches. En RM.1 sur l'amont de la Mouche, nous trouvons un rendement proche de 1 l/s/km$^2$ et sur l'Aujon amont en Auj.1 et Auj.2 les rendements sont supérieurs à 1,2 l/s/km$^2$.

Enfin, sur la Saulx, l'amont est relativement épargné par ces phénomènes de pertes et de rendements faibles en raison du soutien d'étiage des nappes des niveaux marno-calcaires du Kimméridgien. On note cependant des pertes importantes, pouvant aller jusqu'à l'assec dans la partie médiane du bassin ; là où le cours d'eau entre dans l'auréole tithonienne. En aval de cette zone de perte principale, nous avons déjà décrit la zone à très fort rendement autour de Rupt-aux-Nonains. Il existe aussi, à l'ouest du bassin de la Saulx, en rive droite de la Marne, des cours d'eau ayant des rendements conséquents. Les eaux de la nappe tithonienne se vidangent par des sources de rive droite de la Marne via la Cousance (Figure 5.33, Photo 4) et l'Ornel. Ces sources sont clairement identifiées et leur alimentation d'origine karstique n'est plus a démontrer (B.R.G.M., 1971, 1975a, 1975b, 1975c, 1984 ; C.G.E., 1971 ; Dolveck et Mestoudjian, 1995, 2001 ; Devos, 1996 ; Devos, Jaillet, 1998 ; Jaillet, 2000).

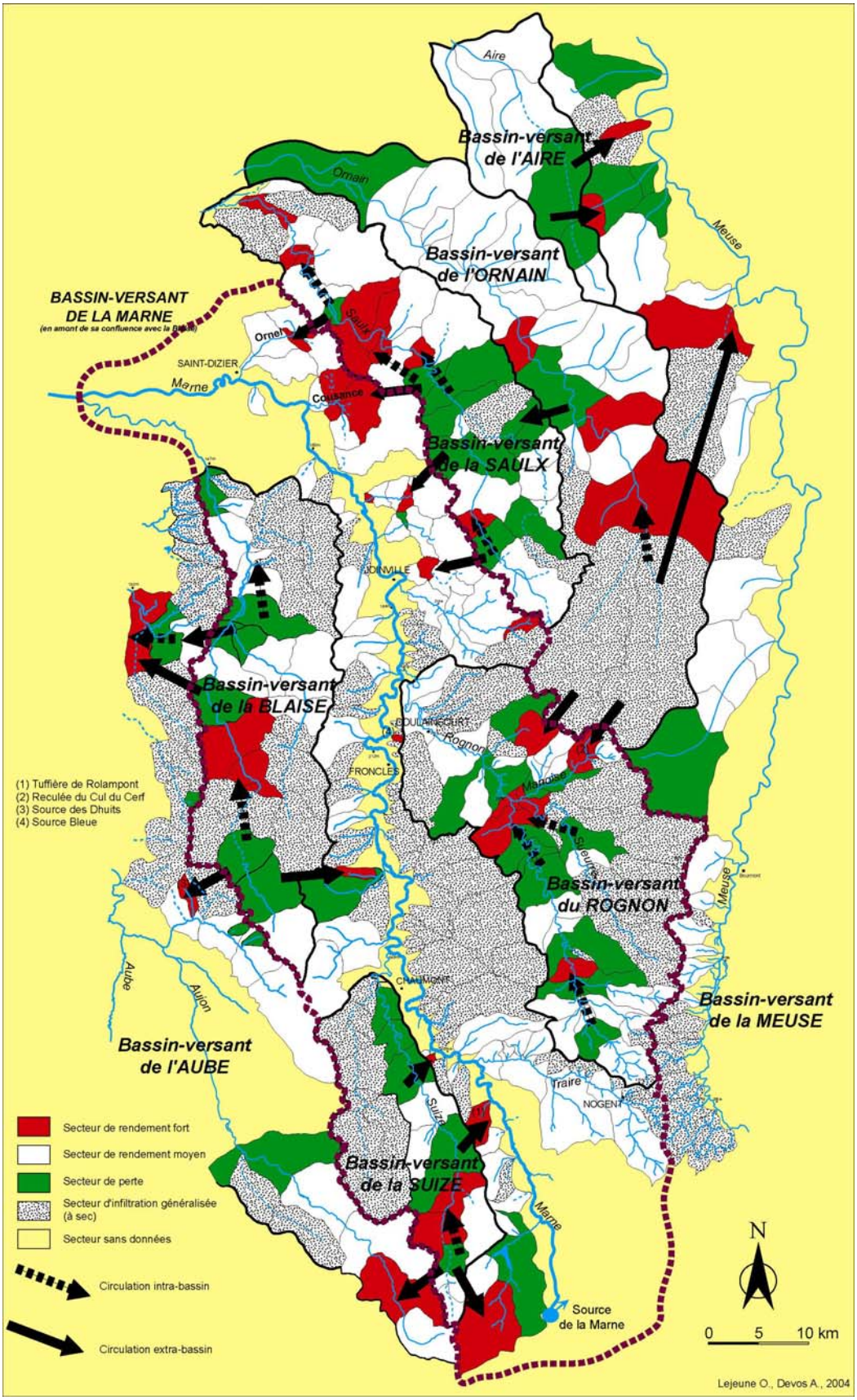



*Figure 5.18 : Cartographie des rendements spécifiques et des circulations intra et inter-bassins dans le bassin-versant de la Marne et les bassins-versants adjacents (d'après Lejeune et al, 2004)*

5.3.2. Corrélations avec les traçages hydrogéologiques.

Afin de vérifier les circulations d'eau intra et inter-bassins décrites précédemment, nous avons effectué quelques traçages. De plus, nous avons pu bénéficié des résultats obtenus dans les années 1940 (Mathieu, 1946), dans les années 1970 par le B.R.G.M., et plus récemment par les clubs spéléologiques locaux (C.L.R.S., L.L.S., Géokarst, 1998, 1999a, 1999b, 1999c, 2000) et dans les thèses de Devos (1996) et Jaillet (2000).

Au nord du secteur d'étude, le bassin de la Saulx a fait l'objet de nombreux traçages (Figure 5.19). Les plus récents, réalisés durant les 2 dernières décennies sont plutôt des opérations de traçages d'envergure modeste, ayant eu pour objectif de définir la zone d'alimentation du système karstique du Rupt-du-Puits ainsi que des systèmes connexes. Les vitesses atteintes par les traceurs sont assez importantes, c'est-à-dire souvent supérieures à 50 m/h et pouvant aller jusqu'à 275 m/h en raison du gradient hydraulique.

A la fin des années 1970 et début des années 1980, le B.R.G.M. et les S.R.A.E. et D.D.A. réalisent de multiples traçages (Guillaume et *al*., 1971). Ils ont été exécutés avec des moyens importants, c'est-à-dire, de grandes quantités de traceur, des surveillances en de multiples points et sur de longues durées. Les résultats obtenus par ces opérations de traçages ont toujours étonné la communauté des experts en raison de la complexité importante des circulations d'eau. A tel point que l'exactitude de certains de ces traçages a été mise en doute par de nombreux auteurs (Devaux, 1974 ; Jaillet, 2000). *« …un certain nombre de ces opérations, réalisées la plupart sous la houlette du B.R.G.M. nous semble très discutables, voir pour certaines totalement aberrantes »* (Jaillet, 2000).

Ainsi, dans la zone considérée, ces traçages ont été effectués par injection directe de fluorescéine dans le lit de la Saulx (Personnet, 1975) ou à proximité immédiate de celui-ci (D.D.A. Meuse, 1982). Ces injections ont été réalisées dans la partie aval de la zone de perte que nous avons numéroté comme sous-bassin Sau.9 lors des campagnes de mesures de débit. Les points de restitution sont nombreux puisque le traceur à pu être retrouvé dans des sources identifiées comme karstiques plus en aval de la Saulx (Sources du Moulinet et sources de Rupt-aux-Nonains) Ces sources se situent dans les zones de rendements très forts, respectivement Sau.14 et Sau.17, identifiées lors des campagnes de mesures de débit. Cependant, du traceur a aussi été retrouvé en dehors du bassin de la Saulx, notamment dans le bassin de la Cousance, où les sources de l'Usine et de la Bézerne ont été colorées. Les injections ont été faites pratiquement dans la zone noyée. Les temps de transferts sont alors assez faibles. La moyenne de ces temps de transit est de 35 m/h avec des extrêmes allant de 6 à 75 m/h.

Ces opérations tendent à mettre en évidence des circulations d'eau entre la Saulx et la Marne, via le bassin de la Cousance. Les sources alimentant ce bassin connaissent une alimentation bimodale :

-D'abord par la zone vadose, elle-même alimentée au gré des précipitations et de la vidange de la « compresse humide » (Gamez, 1995), composée par les argiles et les sables du Crétacé sus-jacent, qui va distiller ces eaux une partie de l'année. C'est une alimentation rapide car les différents traçages réalisés ici ont des vitesses de transit souvent supérieures à 150 m/h.

-Ensuite par une alimentation de nappe (nappe des calcaires du Tithonien), plus régulière, tout au long de l'année et ayant une origine plus lointaine, c'est-à-dire, issue du bassin de la Saulx. Les vitesses de transfert sont plus lentes.

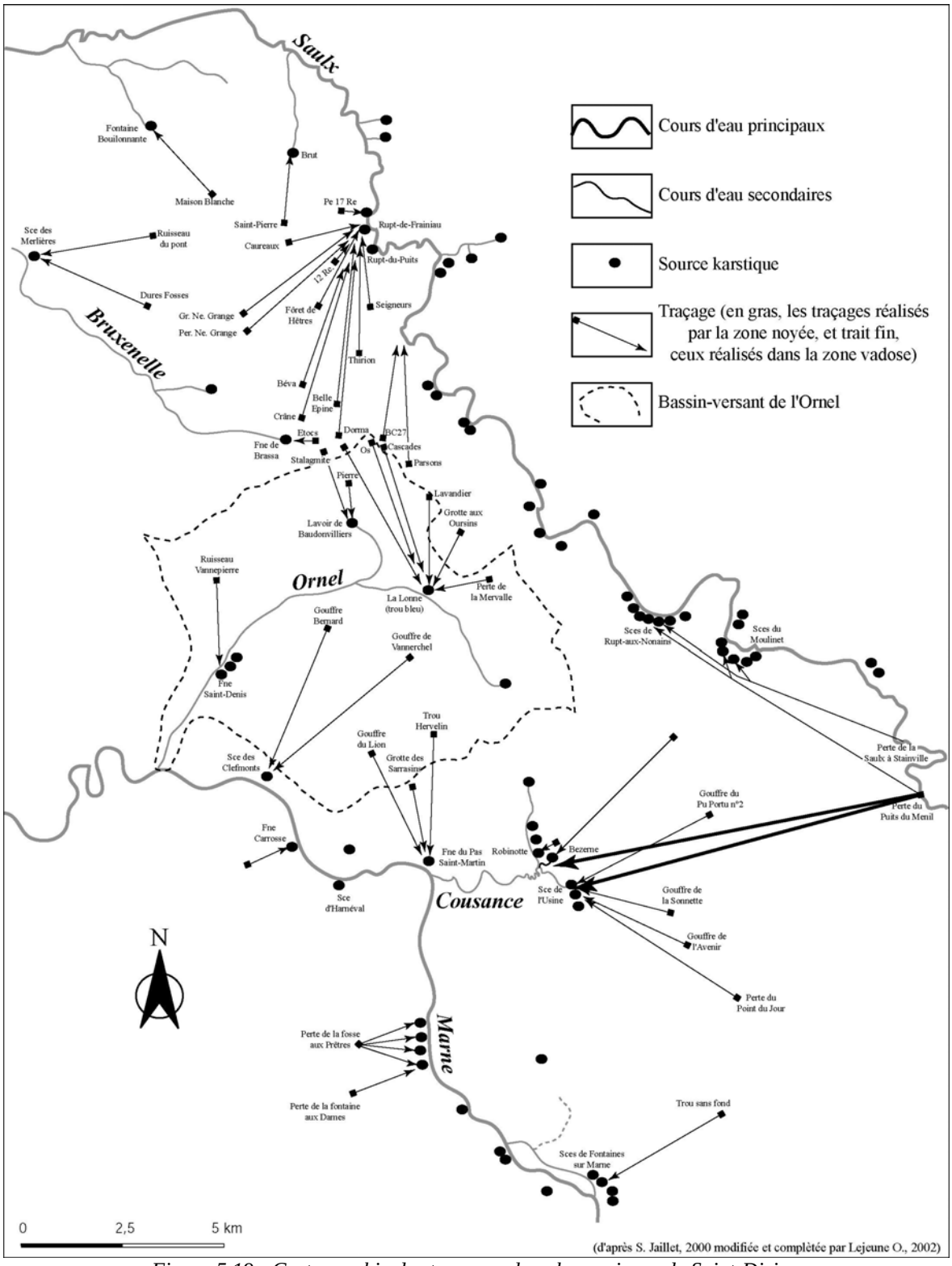



*Figure 5.19 : Cartographie des traçages dans les environs de Saint-Dizier.*

Dans la partie amont de l'Ornain se développe un karst de contact lithostratigraphique à la limite entre l'affleurement des calcaires et des marnes à Arstates inférieurs (Oxfordien sup.) qui jouent le rôle de couverture et les calcaires de l'Oxfordien moyen sous-jacents. Sur un petit secteur, dans le Bois de Trampot, de nombreux phénomènes exokarstiques se développent (Jacquemin, Gamez, 1994). Depuis les années 1950 de nombreuses expériences de traçages (GSPV Épinal, 1953 ; Louis, 1994) ont été réalisées afin de connaître l'exutoire de ces eaux qui s'infiltrent dans ce plateau calcaire. Ces opérations se sont révélées infructueuses en raison des mauvaises conditions hydrologiques lors des traçages mais aussi par un défaut de surveillance de certains points. En effet, les exutoires supposés des eaux infiltrées au bois de Trampot sont les exsurgences du front de la Côte de Meuse, toutes proches et situées au sud du point d'injection. Les points de sortie potentiels situés au nord ont toujours été négligés en raison de la présence du fossé tectonique de Gondrecourt-le-Château qui constituerait une barrière géologique infranchissable pour les eaux (Clermonté, 1966). Pourtant les eaux ne sont jamais ressorties par les sources du front de côte, et en particulier par le Cul du Cerf. Ce n'est qu'en 1997, qu'une opération de traçage (Commission Scientifique de la LISPEL 1997) permis la mise en relation de l'exokarst de Trampot avec les exsurgences du Rongeant. Le traceur a été observé par des pêcheurs à l'amont du Rongeant. On a estimé alors la vitesse de transit à 83 m/h (Jaillet et *al*, 2005 in Marre et *al*, 2005). Jaillet (2000) met en évidence le rôle de la tectonique dans la mise en relation des aquifères d'introduction et de restitution des eaux à la faveur du fossé de Gondrecourt (Figure 5.20). Là encore la cartographie des rendements spécifiques montre des rendements très forts dans la partie amont du Rongeant (sous-bassin Mar.37d3). Elle confirme ainsi la présence d'un point de sortie préférentiel des eaux sur le Rongeant amont.

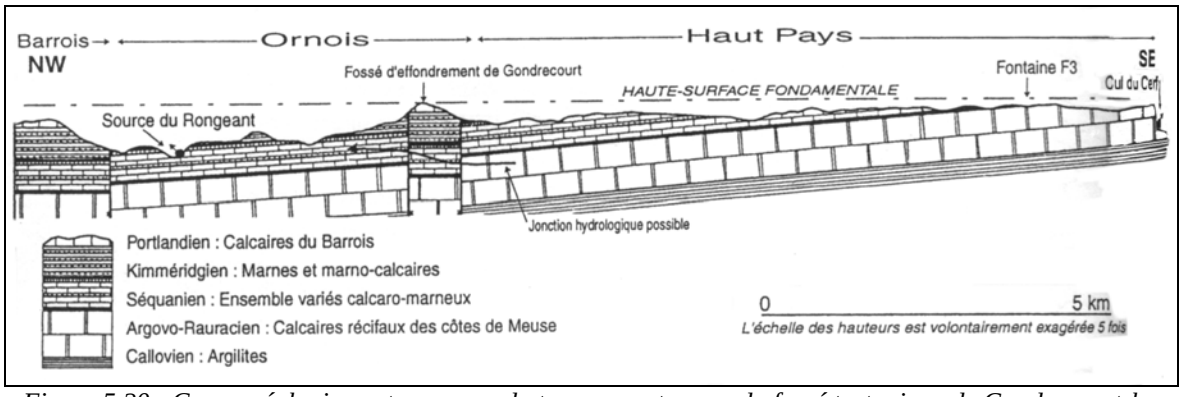



*Figure 5.20 : Coupe géologique et parcours du traceur au travers du fossé tectonique de Gondrecourt-le-Château (Jaillet, 2000)*

Dans la partie amont de la Blaise, au cours des années 1970, des études hydrogéologiques ont été réalisées afin de comprendre le parcours des eaux souterraines (Paulin, 1976 ; Pellissier-Hermitte, 1973), pour évaluer la capacité de l'aquifère et mieux le protéger. Un certain nombre d'opérations de traçages a été réalisé dans ce secteur. Ces travaux ont été écartés depuis leur réalisation en raison de différentes anomalies qui ne pouvaient correspondre au schéma classique adopté dans ces régions calcaires de bas plateau. Les opérateurs ont utilisé une grande quantité de traceur et procédé une

surveillance de près de cinq mois sur vingt points de sortie éventuels. Bien que les protocoles de traçages n'ont peut-être pas fait l'objet d'un respect total et bien que l'analyse des moyens de surveillance (fluocapteurs) soient assez délicate et parfois sujet à caution en raison des interférences que peut provoquer le bruit de fond de la fluorescence naturelle (Laurent et *al*., 1981 ; Lepillier et *al*., 1986 ; Audra, 2001). Il n'est pas moins troublant de voir là aussi la correspondance entre les mesures de débits que nous avons réalisées et ces anciennes opérations.

Ces opérations de coloration (figure 5.21) ont mis en relief les transferts d'eaux issues des sous-bassins déficitaires (Bla.2 et Bla.3) de l'amont de la Blaise et se dirigeant vers la partie médiane de la Blaise excédentaire (Bla.6, Bla.7 et Bla.8) et surtout la source des Dhuits dans le bassin de la Renne (bassin de l'Aube). Les temps de transit des eaux colorées sont faibles (entre 15 et 41 m/h) sur des distances longues.

La liaison entre le secteur d'injection d'un second traçage au captage de Lamothe et l'amont du Blaiseron n'est pas surprenante mais il faut noter que les eaux colorées ne sont pas apparues dans le cours d'eau mais dans le fond d'un puits. Le Blaiseron ne faisant alors pas partie du protocole de surveillance. Nous nous trouvons ici dans un cas bien particulier puisque l'aquifère d'injection (Calcaires Oolithiques dit « Oolithe de Lamothe » du Séquanien moyen) est différent de l'aquifère de restitution (Calcaires du Kimméridgien inférieur). Cette anomalie a, longtemps, laissé planer un doute important sur la qualité de ce traçage. Pourtant, la simple réalisation d'une coupe géologique permet de montrer clairement la possibilité qu'ont les eaux du Séquanien de venir se mélanger à celles du Kimméridgien à la faveur d'un accident tectonique (Faille de Vittel) mais aussi en raison de la présence du prolongement du fossé tectonique de Gondrecourt-le-Château qui guide les écoulements du point d'injection au point de restitution.

Enfin, l'injection de colorant en amont de la Renne a permis de montrer l'alimentation de la source des Dhuits, par l'amont de la Renne et l'amont de la Blaise.

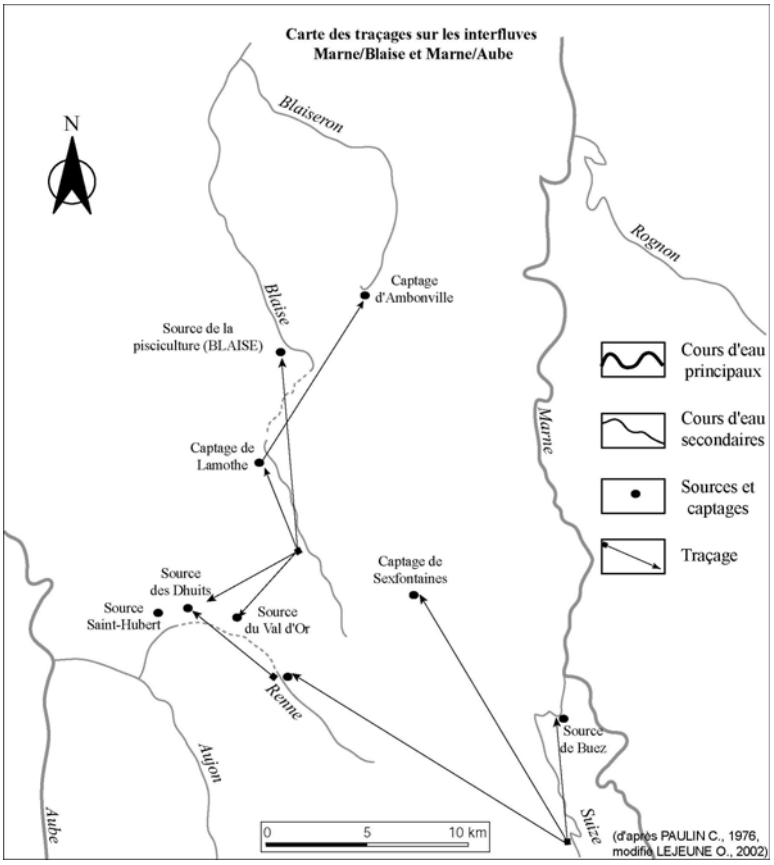



*Figure 5.21 : Cartographie des traçages de l'amont de la Blaise.*

Signalons enfin que, plus en aval, d'autres traçages sont évoqués dans la bibliographie (Tombeck, 1875). Ils mettent en relation un exokarst qui se localise sur l'interfluve Marne-Blaise au contact entre les affleurements argilo-sableux crétacés et les calcaires du Tithonien. L'auteur affirme que lors du nettoyage du minerai de fer dans des patouillets situés sur le plateau, les eaux de lavage s'infiltraient par des pertes situées sur la commune de Sommancourt et venaient troubler les eaux des sources du fond de la vallée de la Blaise, proche de Wassy et Brousseval. Il s'avère que le secteur d'absorption des eaux a été considéré comme un secteur d'infiltration géréralisée (Bla.3d1 et Bla.3d2) lors de l'établissement de la carte de rendement hydrologique de la Blaise alors que le secteur ou se situent les sources connaît des rendements plus importants (Bla.14). Ce traçage, même s'il ne possède pas la portée scientifique de ceux présentés auparavant, montre néanmoins la justesse des mesures hydrologiques réalisées au cours de ce travail.

Enfin, sur la Suize, une injection de fluorescéine a été réalisée lors de la fin de l'étiage 1974 à Neuilly-sur-Suize (Paulin, 1976, figure 5.22) à l'aval du secteur que nous avons nommé, lors de nos mesures de débit, Su.8. Lors de cette expérience de traçage, la restitution du traceur a été observée de visu ou par l'intermédiaire de fluocapteurs. L'analyse de ces derniers étant sujet à caution, nous n'avons tenu compte que des observations visuelles. Le traceur est ressorti à plusieurs endroits :

-dans un premier temps, à l'aval du bassin de la Suize, par des sources de rive gauche de la Suize (sources de Buez), prouvant ainsi que les eaux s'infiltrant dans le secteur Su.8 ressortent bien plus bas dans la vallée (aval

de Sui.11). Bien que l'aquifère d'introduction (Bathonien sup.) ne soit pas le même que celui de restitution (Bathonien inf.), il existe donc des liaisons hydrogéologiques importantes et rapides (290 m/h).
-dans un second temps, vers les captages A.E.P. des villages du front de la Côte de Meuse, là aussi avec des vitesses assez rapides (de l'ordre de 60-70 m/h). Il est à noter que le traceur a été observé dans un autre aquifère que celui où il a été introduit (Argovo-Rauracien).
-dans un troisième temps, vers la vallée de la Renne avec des vitesses rapides (60 m/h). A nouveau le traceur a été observé dans un troisième aquifère (calcaire Bajocien sup et moy.).

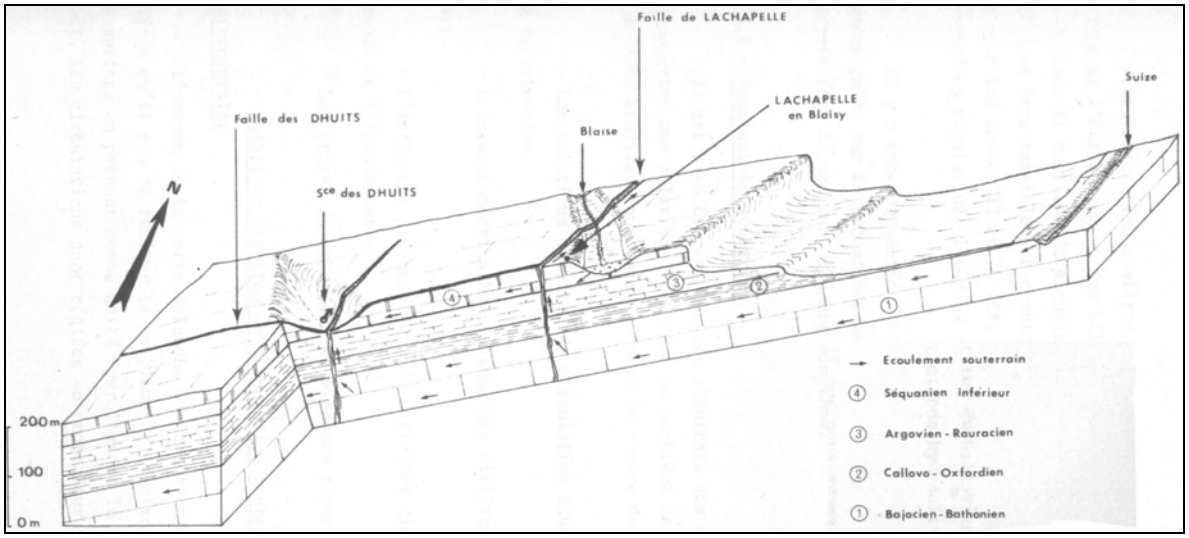



*Figure 5.22 : Bloc diagramme représentant le parcours des traçages de l'amont de la Blaise et de la Suize (d'après Paulin, 1976).*

Ces résultats appellent plusieurs réflexions. Le contexte morphostructural joue ici un rôle primordial car le pendage ainsi que les différentes fractures affectant les couches calcaires du secteur soumettent les eaux à de sévères contraintes de cheminement. Le pendage permet l'écoulement des eaux vers les émergences du système et la fracturation permet la mise en relation des différentes nappes. Nous ne sommes cependant pas ici devant un écoulement de nappe classique mais plutôt face à un écoulement concentré, eu égard à la vitesse de propagation du traceur assez rapide. Le rôle de la tectonique n'est cependant pas unique car les contraintes résultant du gradient hydraulique sont aussi notables. Les modalités de vidange de ces aquifères étant karstiques, les sources permettent la vidange des nappes et concentrent fortement les eaux. Ainsi, lorsque ces sources sont conséquentes, elles rendent possible une concentration de l'énergie, une érosion plus efficace et un recul différentiel des vallons où sont installées les sources karstiques (ex : source des Dhuits). Ainsi, dans les bassins de la Blaise, de la Suize, de la Saulx ou du Rognon, on assiste a un compartimentage des différents aquifères concernés par cette étude.

### 5.3.3. Les sites à fort rendement : des sites de captures futures ?

La cartographie des rendements hydrologiques a mis en évidence des zones de rendements très forts (Figure 5.18). Ces secteurs sont susceptibles de constituer des sites de captures hydrographiques futures. Nous allons étudier quelques uns de ces points afin d'évaluer s'ils présentent de véritables potentialités de réorganisation hydrographique. Ces modèles sont caractéristiques des différentes auréoles calcaires

#### 5.3.3.1. Le Barrois : les fenêtres hydrogéologiques : le cas de la vallée de l'Ornel.

Le premier exemple est pris dans le Barrois, dans le fossé tectonique de la Marne. Les calcaires du Barrois sont recouverts par les argiles et les sables du Crétacé inférieur. Lors de l'incision de la Marne, qui constitue le niveau de base, les affluents de celle-ci, naissant dans le fossé tectonique, se sont également enfoncés, se surimposant alors au substrat géologique. La présence de fractures et de flexures dans les calcaires permet localement l'affleurement du Tithonien alors que le crétacé reste présent tout autour. Cette ouverture constitue alors une fenêtre hydrogéologique. La nappe tithonienne qui était restée captive jusque là, devient libre. Les écoulements sont concentrés autour de cette ouverture qui constitue le point de sortie unique des eaux. Des réseaux karstiques sub-horizontaux se mettent en place.

Trois bassins sont concernés par cette évolution : le Ruetz, la Cousance et l'Ornel. Comme sur la Cousance (Jaillet, 2000), le bassin de l'Ornel s'est sans doute mis en place au cours de l'interglaciaire Eémien.

L'Ornel, affluent de rive droite de la Marne, (Figure 5.23) est un bassin de 50 $km^2$. Le calcaire Tithonien affleure sur 7 % du bassin au niveau de l'escarpement de faille du fossé tectonique de la Marne et également dans le fond des talwegs de l'Ornel et du ruisseau de Baudonvilliers (affluent de l'Ornel). Les deux cours d'eau sont alimentés par les sources karstiques de Baudonvilliers et de la Lonne (B.R.G.M., 1984). Le reste du bassin est recouvert par les roches argilo-sableuses du Crétacé. Sur le plateau, au contact de ces deux types de formations, se développent et s'alignent des formes exokarstiques (karst de contact lithostratigraphique), permettant l'introduction des eaux vers la nappe.

Ce type de bassin pose de nombreux problèmes d'aménagement en raison de la versatilité des débits en raison de leurs origines karstiques qui provoquent de nombreuses inondations difficilement prévisibles (I.S.L., 1999b). Afin d'étudier cette fenêtre hydrogéologique, et de comprendre comment l'eau y circule et l'alimente, nous avons effectué 2 campagnes de mesures de débit selon les méthodes des profils hydrologiques et de la cartographie des rendements hydrologiques d'étiage. Le bassin a ainsi été mesuré en onze points différents, soit un point pour 4,5 $km^2$ (Figure 5.23).

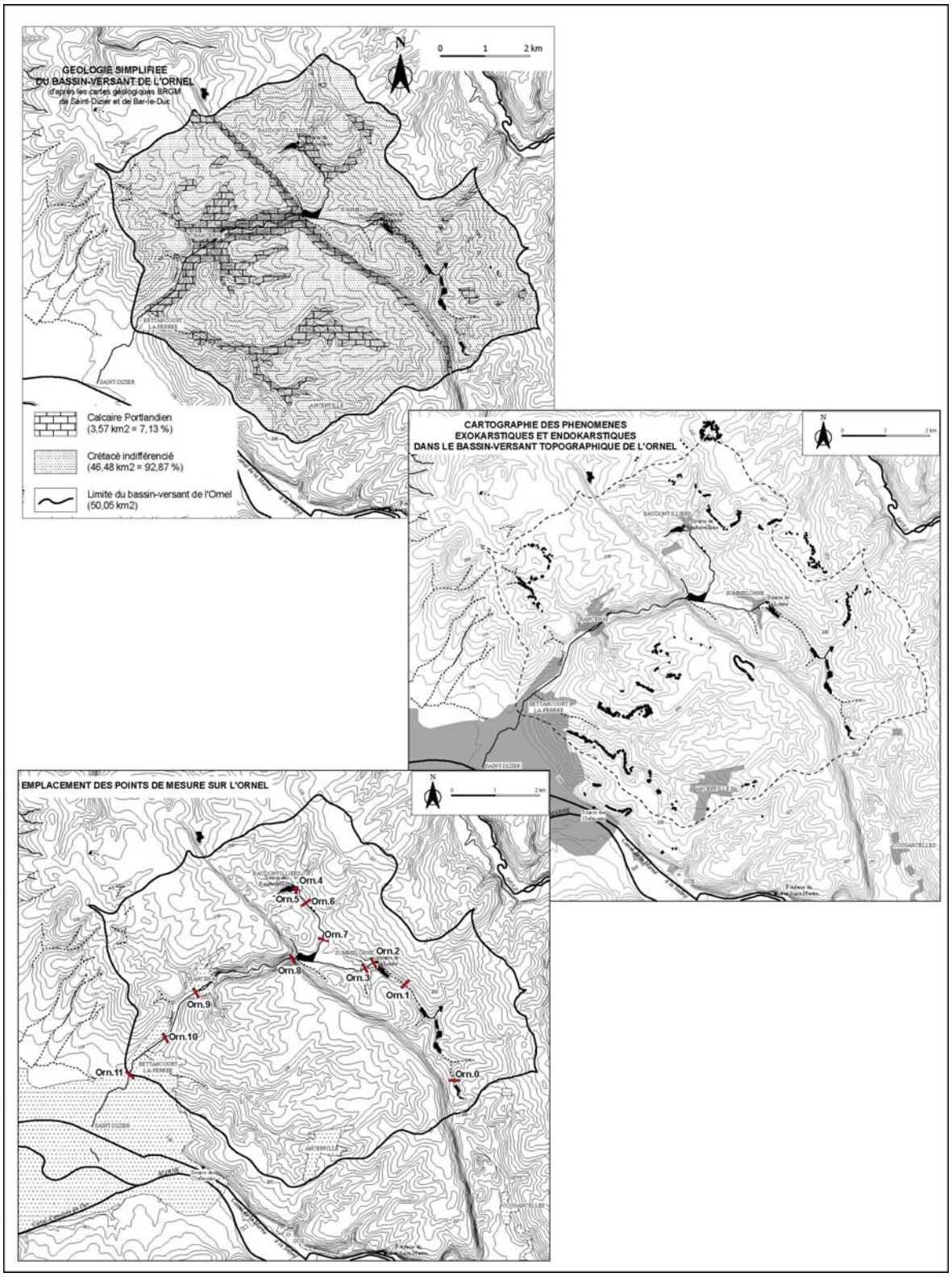



*Figure 5.23 : Présentation du bassin de l'Ornel.*

5.3.3.1.1. Fonctionnalité des fenêtres hydrogéologiques : influence des débits par les apports karstiques.

Les mesures précédemment réalisées ont montré que le bassin de l'Ornel présente des rendements forts. Il est contigu à des zones de pertes situées dans le bassin de la Saulx.

Dans le bassin de l'Ornel, les deux campagnes de mesures réalisées début juillet et fin août 2002 ont des résultats très proches. Les profils hydrologiques (Figure 5.24) montrent que les têtes de vallon (Orn.0 et Orn.1) connaissent des écoulements très faibles (débits brut et spécifique) qui sont accompagnés par des conductivités basses (200 µS/cm) et des températures assez élevées (supérieures à 16 °c). Ces écoulements se faisant sur les formations crétacées, il semble qu'ils soient dus à des eaux de ruissellement. Dès le passage des sources de la Lonne (Orn.3), on constate une augmentation des débits, une augmentation de la conductivité (supérieure à 630 µS/cm) et une baisse de la température (10,8 °c). Plus en aval (Orn.8), l'augmentation du débit brut continue alors que le débit spécifique baisse subitement en raison de la confluence avec le ruisseau de Baudonvilliers. Par la suite (Orn.9, Orn.10 et Orn.11), les débits bruts continuent à augmenter mais d'une manière plus faible alors que les débits spécifiques s'effondrent. Dans un même temps, les températures s'élèvent et les conductivités stagnent à un niveau élevé. Nous sommes en présence d'un profil hydrologique en col de cygne, caractéristique d'un milieu hétérogène.

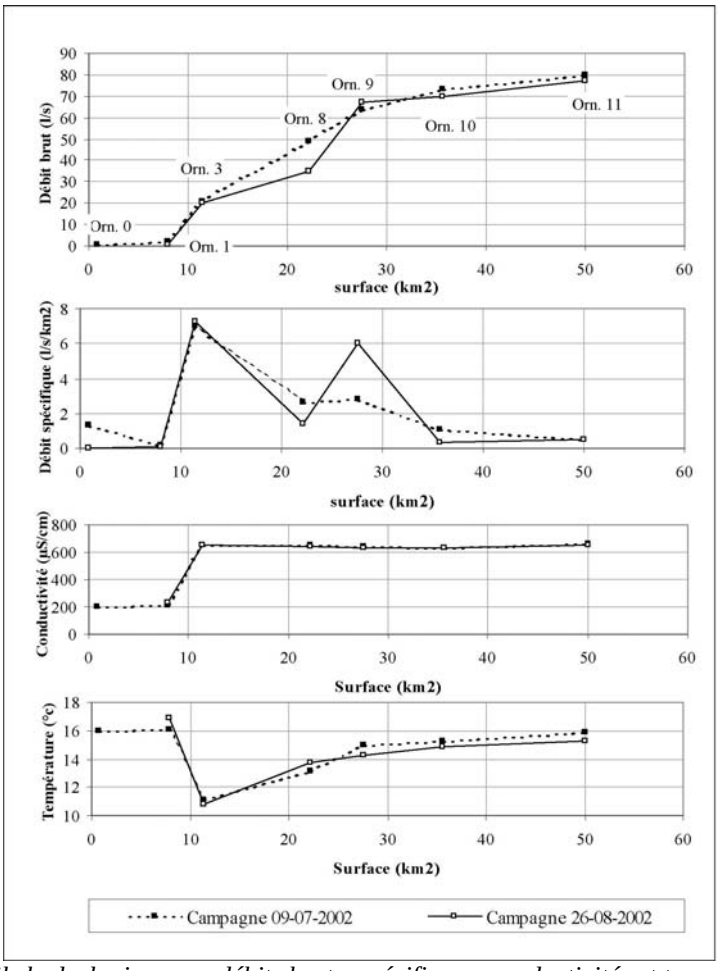



*Figure 5.24 : profils hydrologiques en débits bruts, spécifiques, conductivités et températures de l'Ornel lors de deux campagnes de mesures.*

L'accroissement du débit se réalise effectivement dès que le cours d'eau coule sur les calcaires Tithoniens et traduit la présence de la fenêtre hydrogéologique. Le premier apport d'eau a lieu au passage des sources de la Lonne qui ont une origine nettement karstique. En effet, la source principale (Trou Bleu) est une exsurgence bien connue. La vasque a été plongée (Devaux, 1974). Elle donne accès a un conduit noyé sub-horizontal de prés de 150 m de long. Les traçages réalisés (Jaillet, 2000) tendent à prouver l'origine karstique des eaux en raison des vitesses supérieures à 60 m/h et du rapport $V_{max}/V_{pic}$ égal à 1,17 et caractéristique de réseaux karstiques avec des drains organisés. L'alimentation se fait essentiellement par la zone vadose de l'aquifère tithonien. Lors des mesures de débit, ces sources apportent 46 % de l'eau de l'Ornel (Figure 5.25). Ensuite, les points Or.8 et Or.9 localisés juste en amont et en aval de l'escarpement de faille permettent un gain de débit substantiel (35 % lors de la 1ère campagne et 48 % lors de la 2ème). L'alimentation de ces secteurs semble être réalisée par la zone noyée de la nappe.

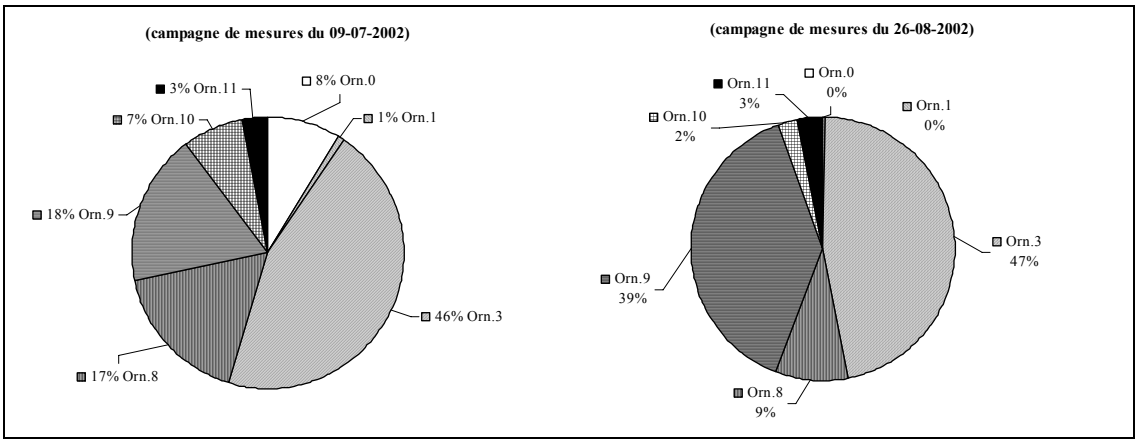



*Figure 5.25 : Proportion respective des débits spécifiques des sous bassins-versants de l'Ornel.*

5.3.3.1.2. Importance de ces fenêtres dans le transfert des flux de bassin à bassin et impact sur la morphologie de la vallée.

Après avoir vu la répartition linéaire des écoulements dans le talweg de l'Ornel, il convient de s'intéresser à la répartition des eaux à l'intérieur de la fenêtre hydrogéologique. La cartographie des rendements hydrologiques d'étiage permet de mettre en évidence une zone de rendements hydrologiques forts (température faible et conductivité élevée) et en particulier autour des sources de la Lonne (Figures 5.26 et 5.27).

L'alimentation hydrologique de ce secteur à haut rendement est assurée par des apports d'eau ayant transité par la zone vadose. C'est ce que les nombreux traçages réalisés à partir de pertes localisées sur le plateau du Barrois montrent (Devos et *al*., 1996 ; Herbillon et *al*, 1996, Jaillet, 2000). En effet, six traçages ont été positifs aux sources de la Lonne, deux au lavoir de Baudonvilliers. Une dizaine d'autres traçages n'ont pas été détectés dans le bassin de l'Ornel mais dans des sources appartenant à des bassins-versants contigus. Ils ont néanmoins permis de délimiter le bassin-versant hydrogéologique de l'Ornel. On voit alors que ce bassin alimenté par la zone vadose est finalement peu différent du bassin topographique (Figures 5.26 et 5.27). Cependant, l'alimentation permanente et importante des sources de la Lonne et du Lavoir de Baudonvilliers durant la période estivale (plusieurs dizaines de l/s) ne semble pas s'expliquer uniquement par les

eaux provenant de la vidange de la couverture crétacée. Une alimentation de ces sources par des apports lointains semble tout à fait plausible. Elle n'est pas démontrée dans le bassin de l'Ornel. On peut cependant remarquer que dans le bassin voisin (la Cousance), des traçages lourds ont montré que des eaux issues de l'amont de la Saulx alimentent cet affluent de rive gauche de la Marne. L'Ornel étant situé dans un contexte morphostructural identique, l'hypothèse d'un apport d'eau ayant la même provenance est possible.

Les parties amont de ces bassins (Ornel, Cousance) sont assez inactives hydrologiquement parlant. Ces vallées sont plutôt étroites et empâtées dans les formations de pente issues des roches argilo-sableuses du Crétacé. Dès l'arrivée dans la zone d'émergence du Tithonien, les vallées sont plus larges et les versants plus abrupts. La dynamique hydrologique étant plus forte, les versants sont nettoyés (peu de formations de pente) et les colluvions viennent s'accumuler sur plusieurs mètres (3,6 m maximum, Van den Avenne, Maiaux, 1984) dans le fond de la vallée, lui conférant alors un fond plat. Parfois, comme sur la Cousance, on trouve des vallons secs à fond plat (Fossé d'Audeuil) légèrement déconnectés de la dynamique actuelle (vallon perché de quelques mètres) mais qui doivent pouvoir fonctionner dans des climats plus humides. On peut alors comparer ces formes de vallée et de vallons a des micro-reculées.

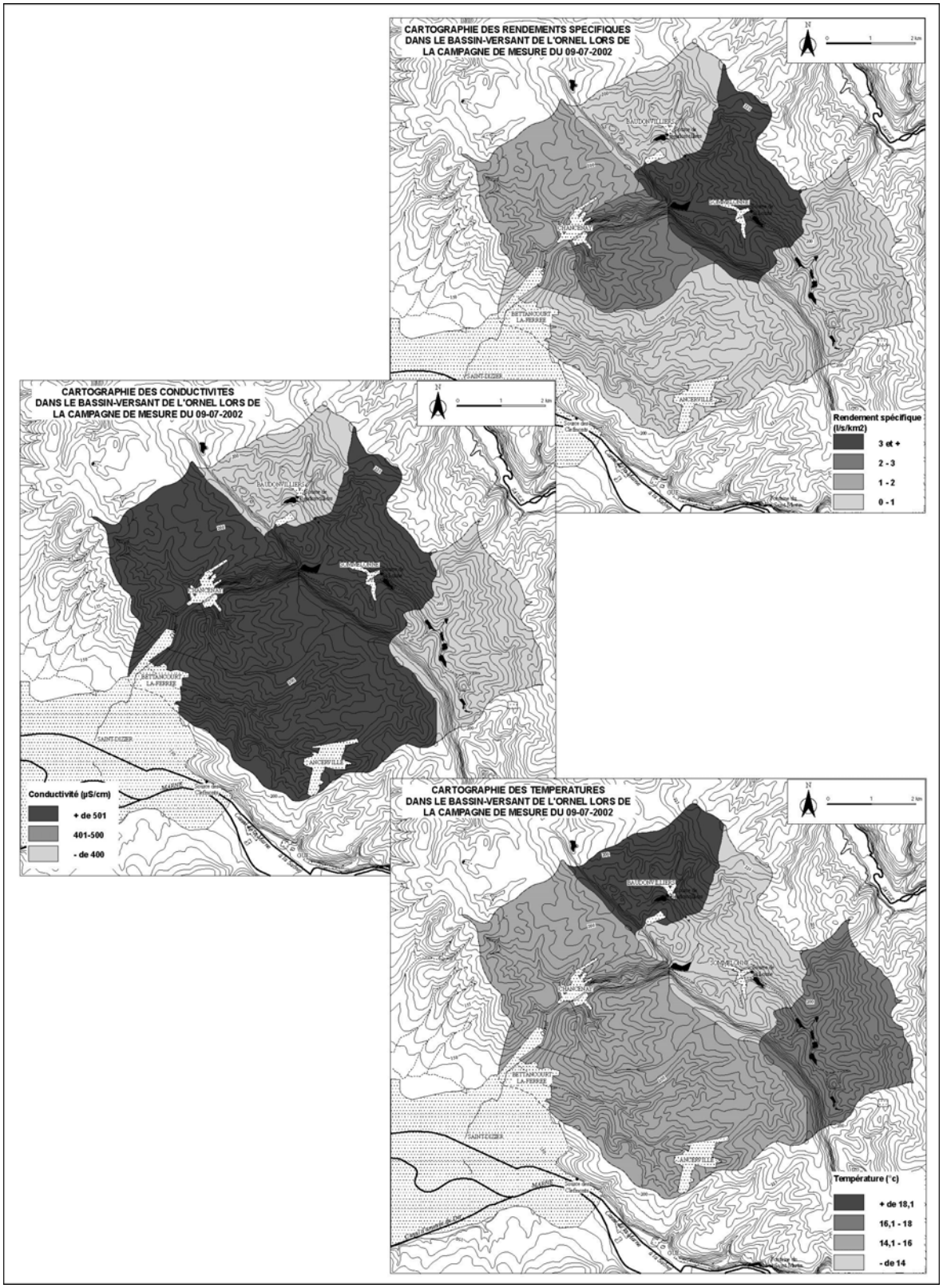



*Figure 5.26 : Cartographie des rendements spécifiques, des conductivités et des températures dans le bassin-versant de l'Ornel, un exemple de fenêtre hydrogéologiques, campagne de mesures du 9 juillet 2002.*

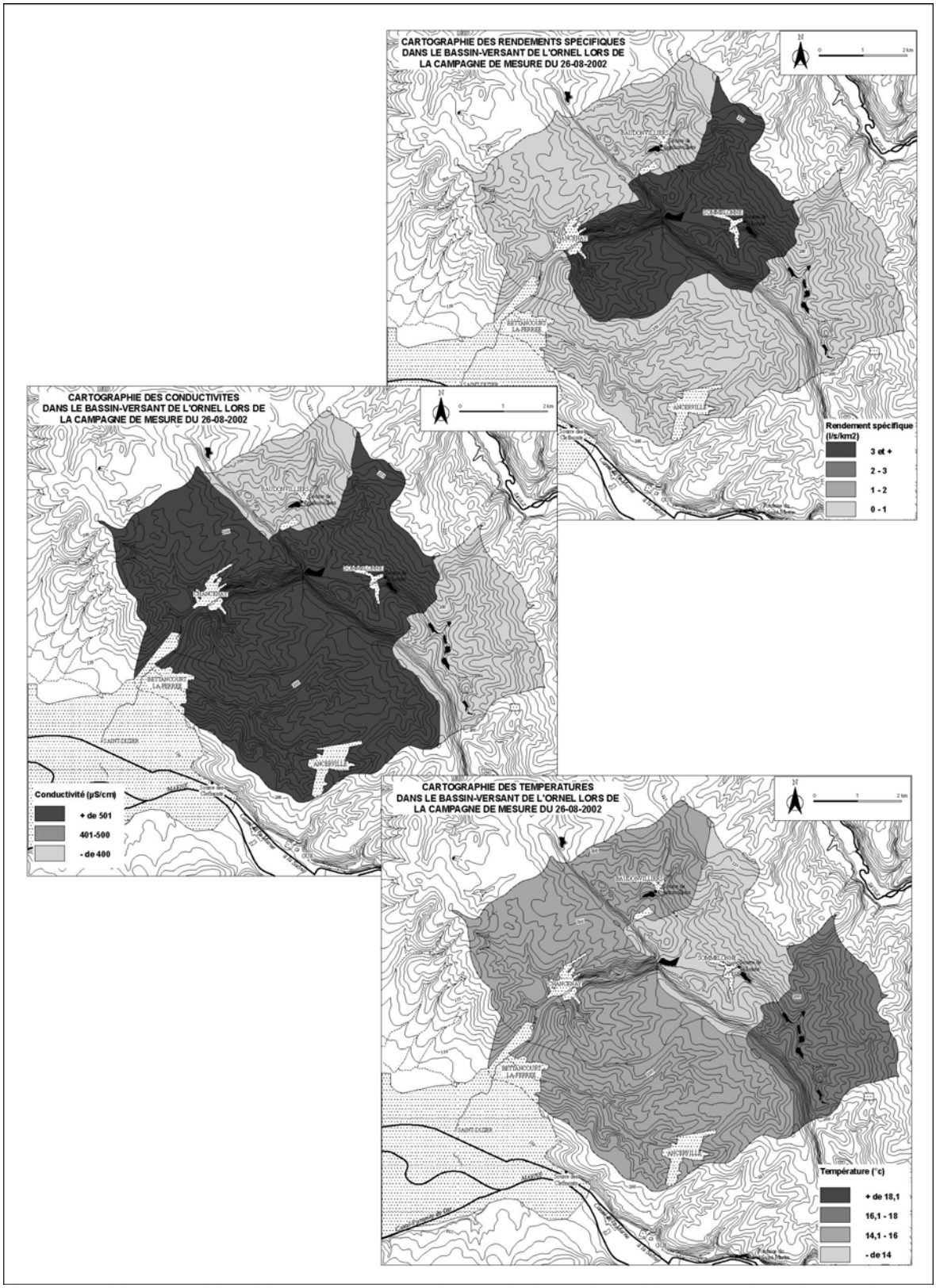



*Figure 5.27 : Cartographie des rendements spécifiques, des conductivités et des températures dans le bassin-versant de l'Ornel, un exemple de fenêtre hydrogéologiques, campagne de mesures du 26 août 2002.*

5.3.3.2. Les reculées de l'Oxfordien (Haut-Pays).

Plus en amont, dans les formations de l'Oxfordien, des phénomènes similaires peuvent être observés. Nous avons détaillé ici deux sites particuliers : le Cul du Cerf et le vallon des Dhuits.

5.3.3.2.1. Le Cul du Cerf.

Le front de la Côte de Meuse est entaillé par de nombreux vallons qui dissèquent le talus (Figure 5.28). Parmi ces vallons, certains sont fortement incisés et constituent de véritables reculées au fond desquelles sourdent des sources de type karstique. C'est le cas du Cul du Cerf qui donne naissance à la Manoise. L'extrême amont de la vallée est étroit et incisé de près de 70 m dans le plateau avec des versants très raides (35°).

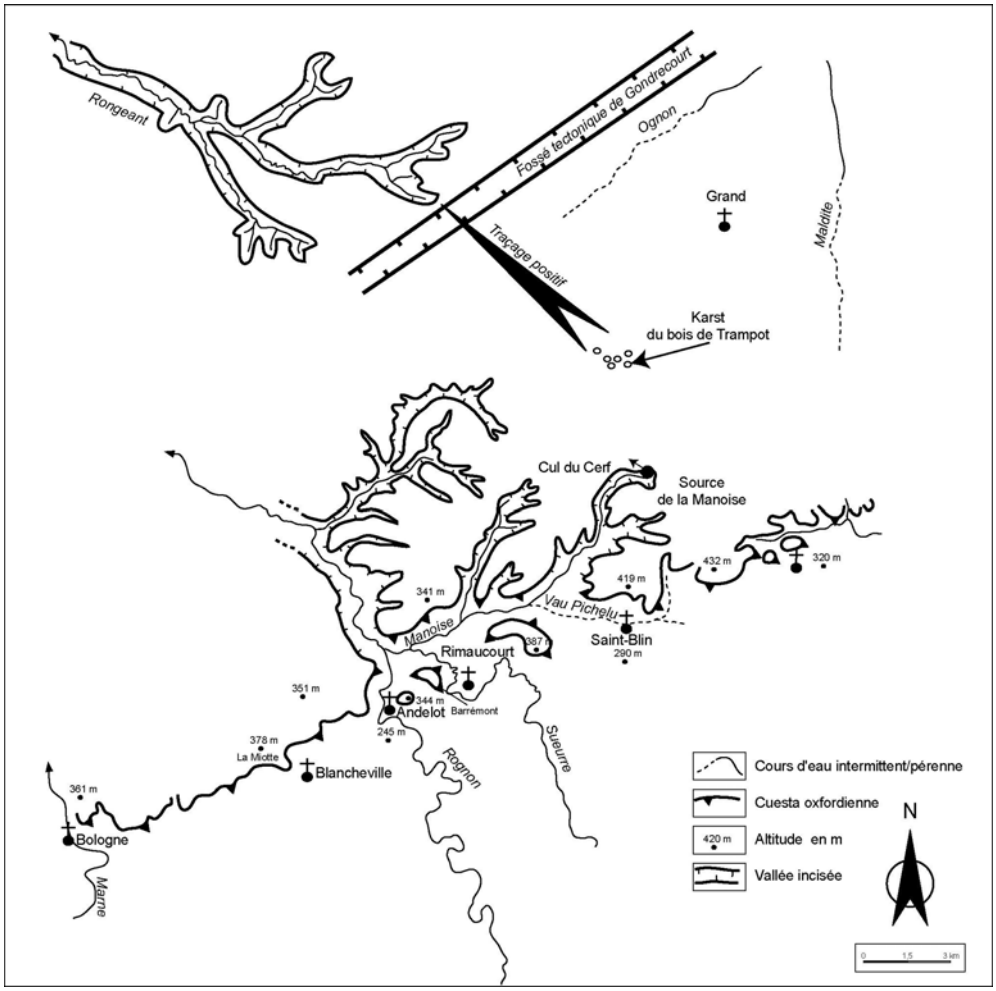



*Figure 5.28 : La Côte de Meuse, le Cul du Cerf et les liaisons karstiques entre les vallées environnantes.*

En amont de la vallée de l'Ornain, l'Ognon et la Maldite n'incisent pas la surface du plateau qui est marqué par une dynamique d'infiltration généralisée par le karst de Trampot (Jacquemin et Gamez, 1994) (Figure 5.29) et par celui de Grand (Albouy et *al*, 1995) avec des pertes diffuses ou concentrées. On peut aussi observer quelques réseaux souterrains pénétrables (Réseau Hadès). La densité du réseau hydrographique même

intermittent y est très faible (0,15 km/km$^2$) et les rendements hydrologiques d'étiage sont nuls voire négatifs à cause des pertes. Il faut attendre la période de hautes-eaux pour observer, dans la Maldite ou dans l'Ognon des écoulements qui sont le résultat de la mise en charge des émergences de nappe subaffleurante de l'aquifère oxfordien en limite de nappe captive sous recouvrement séquano-kimméridgien (Devos, 1996). Cette mise en charge se traduit par des tertres émissifs et des bouillons en fond de vallée dont la localisation est aléatoire car ils migrent dans la vallée en fonction du battement piézométrique de la nappe. On observe également ce type de fonctionnement hydrodynamique dans les vallées profondes anaclinales affluentes du Rognon.

En somme, la principale dynamique actuelle de démantèlement du plateau oxfordien est assurée par les écoulements souterrains qui exportent les matériaux par ablation chimique et par transport solide en soutirant la couverture séquano-kimméridgienne par l'intermédiaire du karst d'infiltration. Ces écoulements nourrissent l'aquifère oxfordien dont les principaux exutoires témoignent d'un comportement d'aquifère fissuré peu karstifié, à l'exception de quelques systèmes karstiques. La cartographie des rendements hydrologiques d'étiage représentatifs de la vidange de l'aquifère de l'Oxfordien a déjà montré le rôle important de ces écoulements souterrains dans le façonnement des captures hydrographiques qui participent au démantèlement du plateau (Devos, Sary, 1996). Là où l'infiltration domine, la massivité du plateau est conservée (bassins de l'Ognon et de la Maldite) par le processus d'immunité karstique. Ce n'est qu'à la faveur d'ouverture de fenêtres hydrologiques (Jaillet, 2000), de recul de véritable reculées coté Marne ou coté Meuse que le démantèlement du plateau semble actif. Les sources karstiques qui affouillent la base de ces versants sont bien développées et spéléologiquement explorables (Figure 5.26).

Le traçage du Bois de Trampot (Devos, Jaillet, 1997, Jaillet, 2000) a mis en évidence des écoulements souterrains dans les calcaires oxfordiens vers le Rongeant à Thonnance-les-Moulins via le fossé tectonique de Gondrecourt-le-Château. Pourtant des tentatives de trouver un traceur naturel prouvant ces liaisons karstiques entre Trampot et Rongeant n'ont pas aboutie (Jaillet et *al*, 2005). On constate néanmoins que les grandes orientations tectoniques correspondent à celle du fossé tectonique de Gondrecourt (40°N) mais aussi à des accidents perpendiculaires à celui-ci (140°N) (Porte, 1999 ; Bergerat et *al*., 2003 ; André, 2003 ; Carpentier, 2004). Cette dernière orientation correspond à un axe de drainage préférentiel pouvant expliquer la liaison hydrogéologique entre la forêt de Trampot et le Rongeant. L'évolution de cette fenêtre est donc fondamentale pour comprendre le recul de la vallée du Rongeant et ainsi le démantèlement du plateau oxfordien.

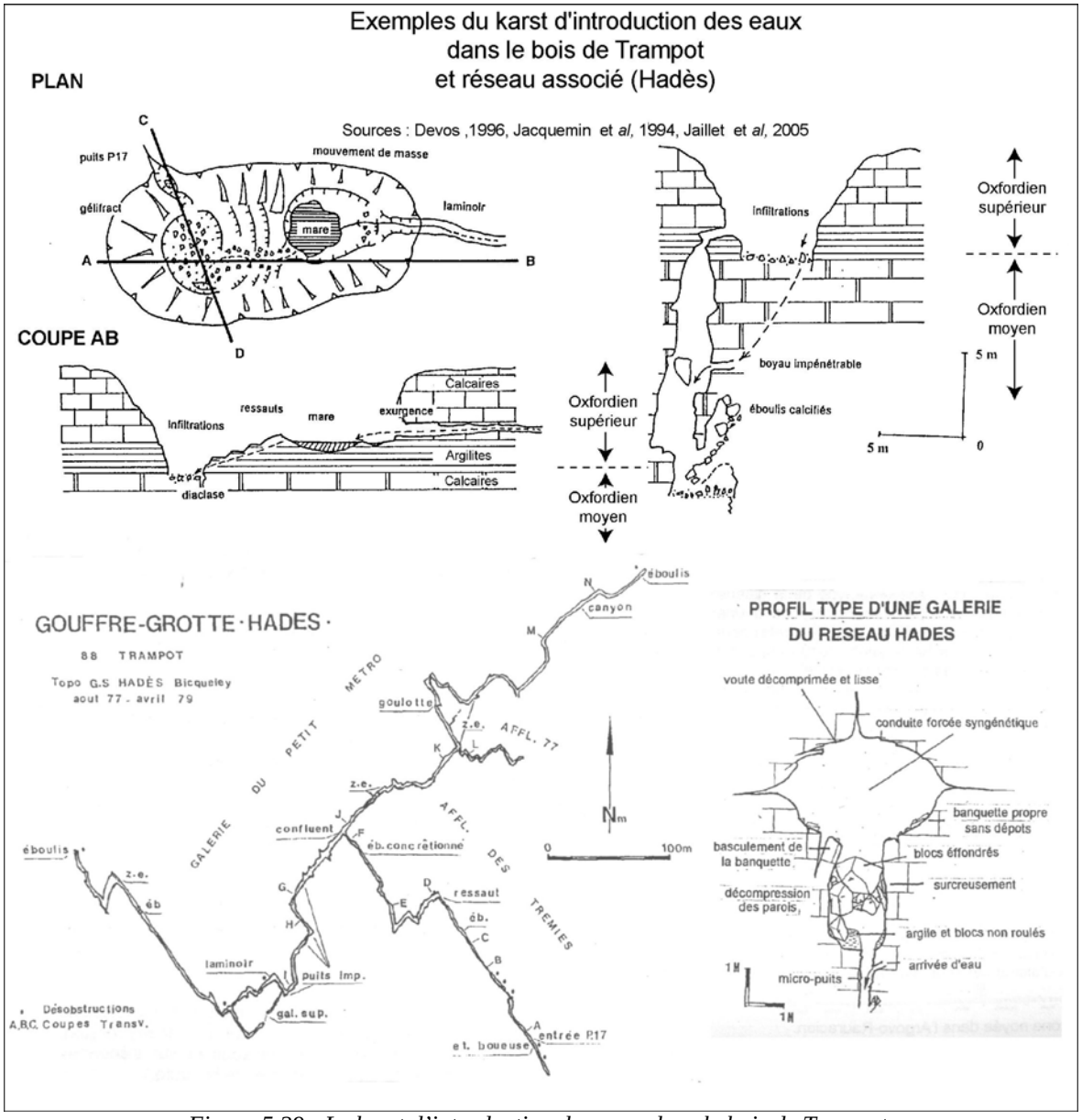



*Figure 5.29 : Le karst d'introduction des eaux dans le bois de Trampot.*

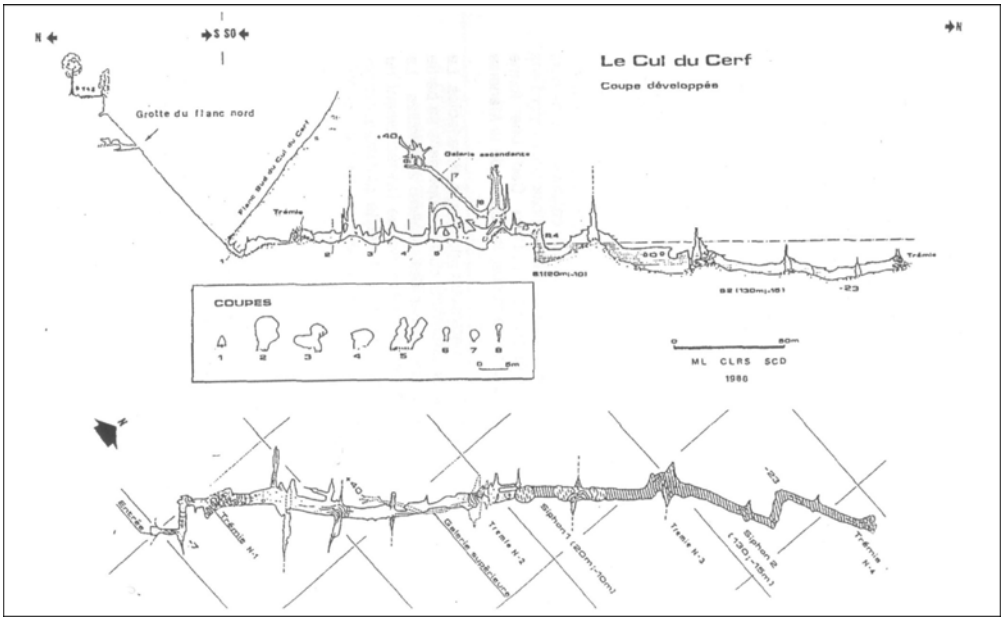



*Figure 5.30 : Karst de restitution de l'Oxfordien : le réseau du Cul du Cerf (Devos, 1996).*

Il apparaît qu'actuellement, le démantèlement du plateau oxfordien peut, soit s'effectuer par le sud via le Cul du Cerf, soit par le nord via la fenêtre hydrologique du Rongeant. Les rendements hydrologiques d'étiage militent en faveur de la Manoise à l'inverse du traçage du Bois de Trampot. Cependant, une baisse du niveau de base aurait tendance à recouper le mur aquifère (Argiles à Chailles) dans la vallée de la Manoise ce qui amoindrirait fortement l'importance de la zone noyée et favoriserait ainsi les écoulements vers le nord.

### 5.3.3.2.2. La source des Dhuits.

Dans le bassin versant de l'Aube, le ruisseau des Dhuits, affluent de la Renne est alimenté par une source au rendement extrêmement fort. Comme nous l'avons vu précédemment lors des mesures de débit d'étiage, les rendements de cette source (Ren.4d) sont proches de 50 l/s/km$^2$ (QMNA de fréquence ½). Les eaux proviennent, selon la méthode de la cartographie des rendements d'étiage, confirmée par des traçages, de l'amont de la Blaise et de l'amont de la Renne. On peut proposer des transferts d'eau du bassin de la Blaise à celui de la Renne via la source des Dhuits (Figure 5.29, Photo 1). Les circulations souterraines proposées sont fortement tributaires de l'étagement des niveaux de base qui semblent être, dans ces milieux de bas plateaux à faible gradient hydraulique, le facteur déterminant dans l'organisation spatiale des écoulements.

La source des Dhuits, captée en parti pour l'A.E.P. des communes environnantes, est située au fond d'un vallon, au pied d'un versant très raide (36°). La source jaillit au niveau d'un joint de stratification des calcaires de l'Oxfordien. D'après les quelques données hydrométriques que nous possédons (Froment, 1976), il semble que pour l'année 1974 (Tableau 5.9), la source ait fourni un débit moyen de 0,26 m$^3$/s avec un débit moyen pour le mois le plus faible (février) de 0,17 m$^3$/s et pour le mois le plus humide de 0,36 m$^3$/s (octobre).

| | **Débit moyen annuel de 1974** | **Mois le plus sec (février)** | **Mois le plus humide (octobre)** |
|---|---|---|---|
| **Module ($m^3/s$)** | 0,26 | 0,17 | 0,36 |
| **Débit spécifique ($l/s/km^2$)** | 65 | 42,5 | 90 |

*Tableau 5.9 : Débits caractéristiques de la source des Dhuits en 1974 (D'après Froment, 1976).*

Les débits semblent réguliers et continus. Les débits extrêmes sont cependant exacerbés avec les débits de pointe de crue qui ont été estimés jusqu'à 7 $m^3/s$ (février 1975). Ce type de source semble très réactive par rapport aux précipitations. L'alternance rapide de forts débits et des tarissements rapides permet l'érosion et l'exportation rapide des gélifracts composant le versant réglé issu de la dernière période froide mais aussi l'attaque directe de la roche mère composant le versant. Ses débits concourent à l'entretien de la raideur du versant et au recul de la tête du vallon. A terme, cette régression du vallon des Dhuits est susceptible de venir capturer la partie amont de la Blaise.

#### 5.3.3.3. Les tufières du Bajocien (Chaumontais) : la tufière de Rolampont.

En amont du bassin de la Marne, dans l'auréole Bathono-Bajocienne, on observe la présence de nombreuses formations tufeuses. Ces formations sont représentées sous trois formes distinctes en fonction du mode de dépôt des carbonates : les marais tufeux ; les ruisseaux et les barrages tufeux et enfin les tufières (Figure 5.31).

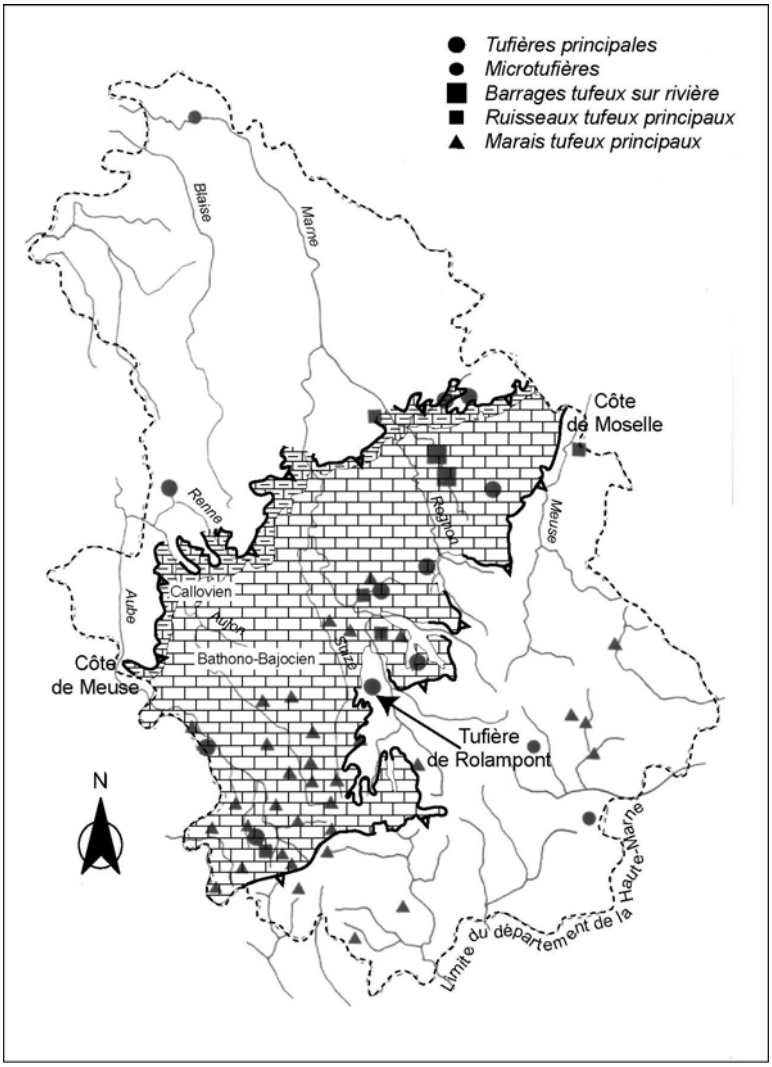



*Figure 5.31 : Carte de localisation des formations tufeuses de Haute-Marne (d'après Royer, 1995 modifié)*

Les deux premiers types sont fortement représentés. Les marais tufeux sont au nombre d'une centaine en Haute-Marne, localisés principalement sur le revers du plateau de Langres, du pays Chaumontais et du pays de Nogent. Le second type est localisé dans les petites vallées. Enfin, les tufières sont peu nombreuses. Elles correspondent le plus souvent à des zones de rendement important, identifiées par la cartographie des rendements d'étiage.

C'est le cas de la tufière de Rolampont, la plus grande tufière de Haute-Marne. Elle occupe près de 4 hectares. Elle est épaisse localement de près de 25 m (Rameau, Royer, 1972 et 1981). Elle a d'ailleurs été exploitée en carrière afin de fournir de la pierre pour la construction. Située sur le Val Aubrien, affluent de rive gauche de la Marne, elle se localise un peu en aval de la percée cataclinale de la Marne dans la Côte de Moselle (cuesta Bajocienne).

Cette formation semble être Holocène, en raison des découvertes archéologiques, prises dans les formations tufeuses, et datées de l'age de Bronze (Ballet, 1971), mais aussi

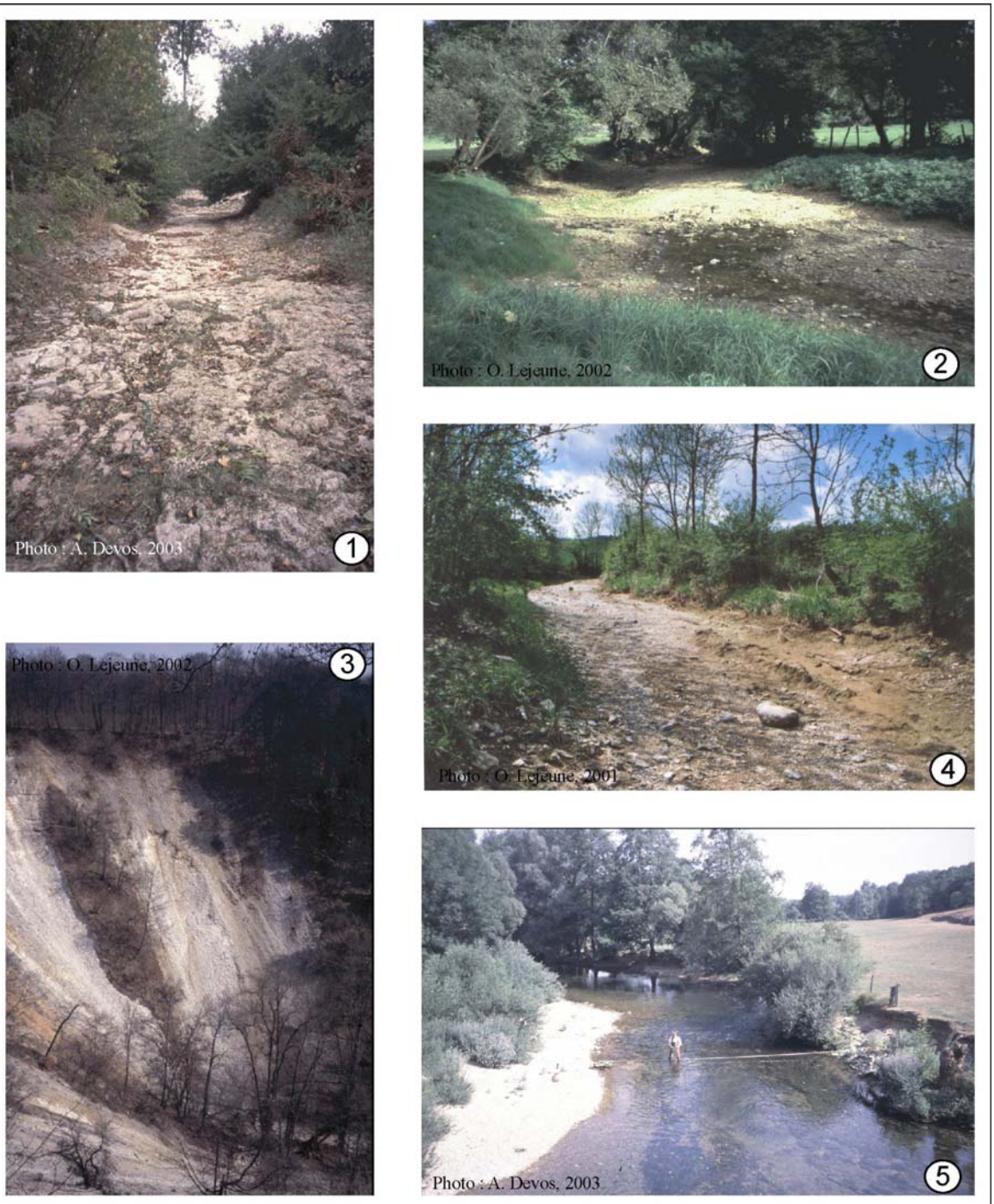
en raison de la présence, à la base de la formation, d'une flore caractéristique de période chaude (Royer, 1995).

Cette étude des débits d'étiage montre que le site de Rolampont est en lien direct avec la partie amont du bassin-versant de la Suize qui connaît des secteurs d'infiltration généralisée voire de perte dans le lit même du cours d'eau. D'ailleurs, la densité de drainage de cette zone amont de la Suize est extrêmement faible (0,1 km/km$^2$), soit une densité encore plus faible que pour l'amont pendage de l'Oxfordien. Ainsi, comme dans les cas précédents, une dynamique de transfert d'eau existe de la Suize vers le ruisseau du Val Aubrien.

Cependant, étant donné le volume de carbonates déposé par les sources, aux points d'émergence de ces eaux, il n'est certainement pas imaginable de penser que ce type de vallon peut être le siège futur d'une réorganisation du réseau hydrographique. En effet, l'empâtement du vallon par les dépôts de tufs ne permet pas une dynamique d'érosion et de recul du vallon mais plutôt une dynamique d'accumulation.

#### 5.3.4. La cartographie générale des flux : vers une réorganisation du réseau hydrographique ?

Cette cartographie permet de mettre en évidence la forte hétérogénéité des écoulements dans ce secteur. On constate en effet la présence de zones d'infiltration généralisée, de rendement moyen mais surtout de nombreux secteurs à rendement fort (Figure 5.33, Photos 1 à 5) ainsi que des pertes de part et d'autre des lignes de partage des eaux. On peut ainsi aisément proposer des transferts d'eau entre les bassins qui préparent de futures captures hydrographiques de surface (Devos, Sary, 1996).




Les affluents de la Marne:
1/ La Sueurre à sec au point de mesure Su.5
2/ Le Rognon à sec au point de mesure Ro.4
3/ La reculée du Cul du Cerf
4/ La Blaise à sec au point de mesure Bl.5
5/ Jaugeage à l'aide d'une perche à intégration de type Pirée à la station hydrométrique de Doulaincourt-Saucourt (aval du Rognon).

*Figure 5.32 : Planches photographiques de quelques affluents de la Marne.*

*Figure 5.33 : Les sources karstiques de l'amont du bassin de la Marne et des bassins adjacents.*

Ainsi un « **bassin d'interfluve** » dominant ses bassins voisins risque de connaître des transferts d'eau divergents lui conférant un bilan de l'eau déficitaire (Suize). Un **bassin étagé** peut être considéré par contre comme un **« bassin relais** » gagnant de l'eau du bassin supérieur mais perdant une partie des ses eaux au bénéfice du bassin voisin inférieur comme la Saulx (Devos, 1996, 1998). Enfin, le bassin ou l'axe de drainage le plus bas connaît de nombreux apports d'eau liés aux transferts définis plus haut. C'est le **niveau de base régional**. Cette vision théorique est en fait plus complexe car cette hiérarchisation concerne davantage des morceaux d'aquifères que des bassins. La spatialisation des ressources en eau résulte du compartimentage tectonique et morphostructural des aquifères (Devos, Gamez, Jaillet, 1999) couplé à l'incision différentielle des cours d'eau qui détermine les niveaux de base régionaux et les modalités d'échange nappe-rivière.

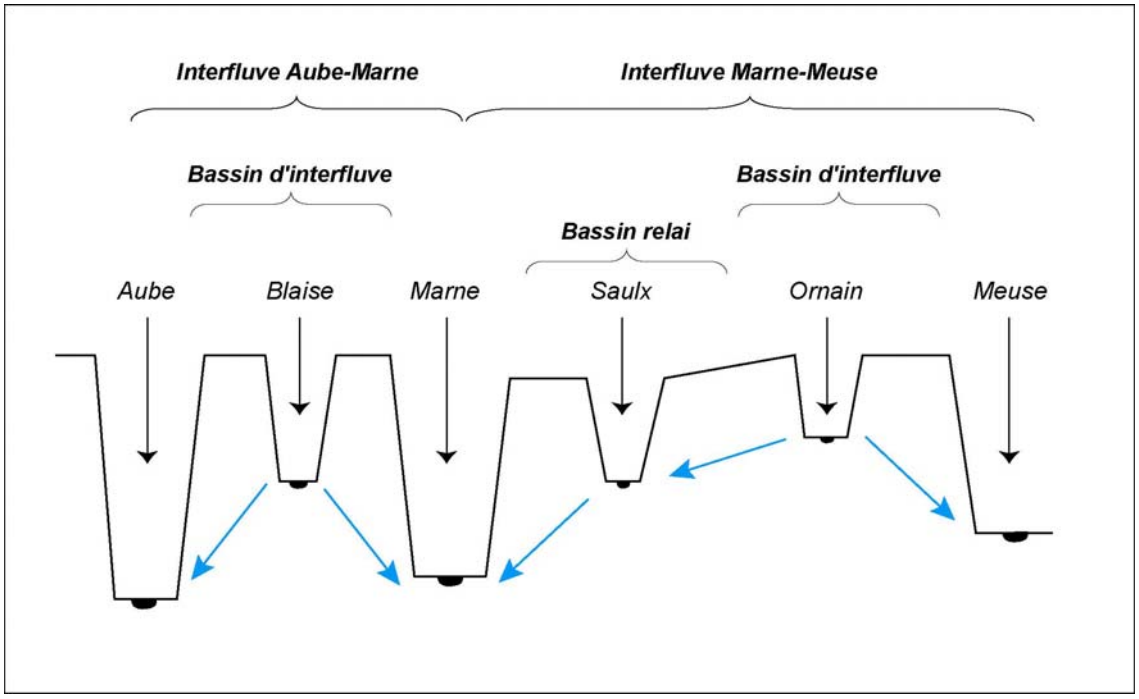



*Figure 5.34 : Coupe schématique présentant les différents types de bassin.*

L'utilisation de cette méthode a des applications géomorphologiques puisqu'elle permet de poser les bases d'une réflexion sur le rôle des écoulements souterrains en milieux calcaire dans le façonnement des captures hydrographiques (Losson, 2004). Ces dernières souvent décrites par des processus de déversement ou de recul de tête s'inscrivent généralement dans des contextes imperméables où le ruissellement domine aux dépens des écoulements souterrains pourtant prépondérants dans les roches calcaires. L'explication traditionnelle des captures détermine même le cadre morpho-climatique concomitant puisque le ruissellement domine en période froide faisant ainsi abstraction du substratum (Jaillet et *al*., 2001).

La participation des écoulements souterrains au façonnement des captures proposerait, par contre, un autre contexte morpho-climatique propice à l'infiltration. La mise en action des processus hydrogéologiques et physico-chimiques (et donc karstiques), permettant d'assister une capture, doit se produire obligatoirement lors de périodes plus chaudes. En effet, les périodes froides limitent l'action des eaux souterraines (Corbonnois, et *al*., 1999) en raison de l'instauration d'un permafrost profond continu (Antoine et *al*, 1999). Les écoulements souterrains, notamment karstiques, préparent donc les captures hydrographiques au cours des interstades.

En effet, le recul de tête de vallon par érosion régressive se présente sous la forme d'incision profonde, voire de reculées (Cul du Cerf, figure 5.32, photo 3), dont le fond est occupé par d'importantes émergences karstiques. Celles-ci concentrent les écoulements souterrains et les énergies propices à l'incision des vallées en des points de sortie préférentiels. Ces cours d'eau conquérants, alimentés par ces sources, présentent ici un cours cataclinal (Ornel). A l'inverse, les cours d'eau en voie de capture, présentant un cours orthoclinal, drainent des secteurs de pertes (Saulx amont, Blaise amont). L'énergie est alors diffusée et l'incision plus faible, voire nulle. La dynamique actuelle est

d'avantage représentée par l'infiltration que par l'incision du secteur. Ceci accentue alors les gradients hydrauliques. En commandant les vitesses d'incision et de recul, les écoulements souterrains sont donc fondamentaux dans la compréhension des captures puisqu'ils expliquent le recul rapide de certains cours d'eau et l'immunité karstique dont sont frappées les parties amont des vallées.

Malgré le fait que les transferts d'eau affectent l'ensemble des couches géologiques calcaires étudiées, il est apparu, au travers des quelques exemples de secteurs à forts rendements, que le plateau Bathono-Bajocien n'est pas propice à de futures réorganisations hydrographiques. A l'inverse, l'Oxfordien et le Tithonien semblent plus favorables en raison de la présence de morphologies de type reculée ou fenêtre hydrogéologique avec de grosses sources karstiques, aptes à générer un recul de tête de vallon et provoquer une capture par un cours d'eau conquérant.

## CONCLUSION GÉNÉRALE DU CHAPITRE 5

Dans les bas plateaux calcaires de l'est de la France (Corbonnois et *al*., 1994, 1999, Devos, 1996 ; Lebaut, et *al*, 1998 ; Lebaut, 2001) comme dans les hauts plateaux marocains (Devos et *al.*, 1999 ; Nejjari et *al*., 2001), les méthodes des profils hydrologiques et des cartes des débits spécifiques ont montré leur intérêt pour la compréhension des écoulements. Elles révèlent les échanges continus entre les cours d'eau et les réservoirs aquifères et permettent ainsi de redéfinir le cours d'eau comme un site d'échange, de transfert et non plus comme un chenal ayant comme principal objet l'évacuation vers l'aval du volume d'eau. La méthode permet également de circonscrire le système karstique dans un contexte hydrogéologique commandé par le compartimentage des aquifères et le différentiel d'incision des vallées. Le géographe, soucieux de la dimension multiscalaire, se voit doté d'une méthode de hiérarchisation spatiale et hydrodynamique. Les méthodes classiques se focalisent trop souvent sur l'étude des comportements hydrodynamiques aux stations hydrométriques ou/et aux exutoires des systèmes karstiques. La méthode des rendements hydrologiques d'étiage replace le système karstique dans une zone d'écoulement homogène au sein du bassin-versant marqué par l'hétérogénéité spatiale.

La méthode permet également de mieux comprendre le rôle des écoulements souterrains dans le façonnement des captures hydrographiques. Ceci s'inscrit dans les problématiques de modèles géomorphologiques prédictifs sur l'évolution des paysages. Les captures par recul de tête sont préparées par le contexte hydrogéologique et sont réalisées par les écoulements qui participent à l'érosion et au façonnement des paysages. Les zones à fort rendement hydrologique sont effectivement associées à des systèmes karstiques qui s'inscrivent dans des fenêtres hydrogéologiques et au fond de véritables reculées. A l'inverse, les zones à faible rendement et surtout à pertes ont tendance à présenter une faible dynamique géomorphologique (stabilité). Cette dualité spatiale confère à la région étudiée une certaine hétérogénéité de l'incision des vallées. Cependant, la méthode ne prend en compte que les débits d'étiage et amplifie le rôle de l'érosion chimique dans le façonnement des paysages alors que ces derniers sont aussi attaqués par l'érosion mécanique lors des crues.

Les profils hydrologiques et la carte des débits spécifiques permettent d'appréhender l'organisation spatiale de la vidange aquifère en phase de tarissement (zone noyée) mais ne mettent pas en évidence le comportement hydrodynamique des systèmes karstiques en fonction de situations hydrologiques contrastées. Un couplage avec l'instrumentation hydrométrique et le suivi physico-chimique des principaux exutoires s'impose de manière à mieux comprendre la part respective de chaque zone (noyée, épinoyée, vadose et épikarstique) du système Mangin dans la construction des écoulements pour chaque évènement hydrologique, des crues aux étiages (Devos, Jaillet, 1998 ; Jaillet, Devos, 2001).

# CONCLUSION GÉNÉRALE

Depuis le XIX$^{ème}$ siècle, la partie supérieure du bassin de la Marne a peu fait l'objet d'études géomorphologiques. Quelques études ponctuelles existent mais sont généralement assez anciennes. Ainsi, bien que la Marne soit à ce jour l'un des plus grand cours d'eau du Bassin-parisien, les grandes étapes de son incision, sa dynamique hydro- et morphosédimentaire sont pratiquement inconnues.

Nous nous sommes donc proposés de pallier à ces manques en tentant ici de mettre en évidence les principaux traits géomorphologiques de ce bassin. L'accent est mis sur la dynamique de l'érosion et de la restructuration du réseau hydrographique qui sont abordés à plusieurs échelles de temps.

La première partie de ce travail porte sur l'analyse de l'incision de la vallée de la Marne. Le levé de la carte géomorphologique a permis de mettre en évidence **sept niveaux d'incision** visibles aujourd'hui dans le paysage par des formes de versants et/ou de terrasses. Ces sept niveaux peuvent être regroupés en trois familles de formes dont la construction s'étale sur la période « plio-quaternaire ». Ainsi, la plus ancienne phase est marquée par de grands glacis qui caractérisent **deux vastes gouttières emboîtées**, larges de plusieurs kilomètres, et qui s'incisent dans les restes de la haute surface sommitale. La dynamique d'érosion est alors plutôt latérale. Vient ensuite la seconde phase d'incision qui imprime, dans le paysage, le gabarit de la vallée. La dynamique d'érosion est alors à l'incision. **Trois niveaux de terrasse étagés sont visibles à 50 m, 20-25 m et 10-15 m d'altitude relative**. Enfin, la dernière phase est constituée par le remblaiement du fond de vallée dans lequel on identifie deux niveaux emboités. Ces niveaux d'incision sont numérotés de Ma.6 à Ma.0. Le parallélisme de l'ensemble des profils en long de ces niveaux tend à montrer l'absence de soulèvement tectonique différencié dans la vallée de la Marne. Malgré le peu de formations alluviales, les deux derniers niveaux ont fait l'objet de datation par méthode ESR ainsi que des corrélations avec des réseaux karstiques datés antérieurement à ce travail. Ma.3 est alors daté d'environ 150 ka (stade isotopique 6, Saalien) et Ma.2 d'environ 100 ka (stade isotopique 5a-d, Würm ancien).

L'analyse des sédiments met en évidence l'origine climatique de leur mise en place, lors de **périodes froides** par des cours d'eau dont le **style fluvial est le tressage**.

Ainsi, **à partir de la surface sommitale,** la vitesse d'encaissement de la Marne est évaluée à environ **8 cm / 1000 ans**. Depuis le niveau Ma.3, les vitesses sont fortes mais on enregistre une diminution graduelle puisque l'on passe de **24 cm / 1000 ans** de 150 à 100 ka à **10 cm / 1000 ans** de 100 ka à nos jours. La confrontation de ces chiffres avec ceux d'autres vallées révèlent que d'une part le taux d'incision global de la Marne s'intègre dans un schéma général du Bassin parisien avec un abaissement des vitesses d'incision qui va de l'est vers l'ouest. La Marne, qui se situe dans le centre du Bassin parisien, est en situation médiane. D'autre part, la décroissance des vitesses depuis 150 000 ans est compatible avec les données obtenues dans les autres bassins-versants du Bassin de Paris.

Ce travail a enfin permis de corréler entre eux les niveaux d'incision de la Marne amont avec ceux, enregistrés par d'autres auteurs dans la partie aval de la vallée. Nous avons aussi réalisé la corrélation avec les affluents de la Marne supérieure (Suize, Blaise, Rognon et Saulx-Ornain). On constate que les vitesses d'incision de ces affluents sont moindres que celles de la Marne.

Par ailleurs, un passage de la Marne vers le nord, en direction de la vallée de l'Aisne via les paléo-vallées de la Saulx et de l'Ornain, avait été envisagé par le fossé tectonique de Cousance et par la Forêt de Trois-Fontaines dès la fin du XIX$^{ème}$ siècle. Les levés géomorphologiques effectués et la réalisation de profils en long de terrasses montrent que, dès la première phase d'incision, la Marne avait un tracé qui suivait la vallée actuelle en amont de Saint-Dizier. Le fossé de Cousance a donc été creusé par le jeu de l'érosion différentielle. **L'hypothèse d'un paléo-tracé de la Marne par ce passage paraît donc devoir être abandonnée**. Le passage en revue des différentes captures montre que, ce bassin-versant n'a pas subit de profonde réorganisation du réseau hydrographique, mis à part le détournement de la Saulx-Ornain au cours du Saalien.

La seconde partie de cette thèse est consacrée à la mise en place des formations alluviales du remblaiement de fond de la vallée, à l'évolution morphodynamique de la Marne depuis les 137 dernières années et à l'estimation des flux sédimentaires de la Marne au sortir des plateaux calcaires.

L'étude des sondages et des coupes a permis d'appréhender la géométrie des formations alluviales du fond de la vallée et la chronologie de leur mise en place. Ainsi, **les cailloutis grossiers au contact du bed-rock sont d'âge weichsélien** car ils se rattachent aux formations périglaciaires de type grèzes litées présentes sur les versants. Le style fluvial est le **tressage**. Au-dessus, les cailloutis sont certes plus fins mais le cours d'eau a conservé un style tressé. Ils constituent les dépôts de la première moitié de l'Holocène jusqu'au Subboréal. **La partie sommitale**, sableuse puis limono-sableuse, ont été **attribuée à la période fini-Subboréal et Subatlantique**. Ces derniers dépôts caractérisent **la métamorphose fluviale vers un style à méandre en passant rapidement par un système mixte anastomose/méandre**.

La connaissance de ce remplissage est mise en perspective avec l'évolution morphodynamique de la Marne. On identifie dès lors deux secteurs ayant des comportements différents. La partie **en amont de Saint-Dizier** a **un lit mineur stable depuis 1837** ; **dans le Perthois, le lit mineur est très mobile**. Depuis cette période, l'activité du lit mineur semble décliner peu à peu, d'abord lentement au XIX$^{ème}$ siècle, puis très rapidement, en raison des divers aménagements humains et, en particulier, ceux liés au lac du Der qui déstabilisent le bilan hydro-sédimentaire de la Marne dans le Perthois.

La dernière étape de cette seconde partie a consisté à évaluer la dégradation spécifique des matières dissoutes et des matières en suspension. Une étude hydrologique précise aux stations hydrométriques de la Marne et la prise en compte des nombreux prélèvements anthropiques ont permis d'évaluer ces données. Les résultats sont de 73,1 t/km$^2$/an de matières dissoutes et de 6,6 t/km$^2$/an de M.E.S. exportées hors du bassin-versant calcaire de la Marne. Ces données sont pourtant sous-évaluées car le lac du Der capte près de 27 % des matières dissoutes et 23 % des M.E.S. La prise en compte de ces prélèvements porte le bilan à respectivement **99,9 t/km$^2$/an** et **8,6 t/km$^2$/an**. Ces matières sont en partie conservées dans le lac du Der qui n'en rejette respectivement que 43 et 33 %. Cette situation concourt à déséquilibrer le bilan sédimentaire de la Marne. Par ailleurs, il

importe de préciser que les mesures effectuées ont été réalisées au cours d'une année particulièrement sèche. Elles sont par conséquent minimisées.

La troisième partie est consacrée à la compréhension des modalités d'écoulements des eaux dans la haute vallée de la Marne (interfluves Marne-Aube et Marne-Meuse) grâce aux méthodes des profils hydrologiques, de la spatialisation des débits d'étiage et de l'étude de paramètres physico-chimiques. L'hétérogénéité spatiale des écoulements en pays calcaires a été mise en évidence.

L'étude porte sur cinq sous bassins-versants appartenant au bassin de la Marne amont, soit environ 4500 $km^2$. Les mesures ont été réalisées entre 2001 et 2003 en période d'étiage. Les mesures nous ont permis d'établir des profils hydrologiques et physico-chimiques et nous avons également cartographié les rendements hydrologiques d'étiage.

L'utilisation de ces méthodes a révélé, d'une part, des transferts d'eau à l'intérieur d'un bassin versant et d'autre part, vers les bassins versants contigus. Ainsi, sont apparus des secteurs d'infiltration généralisée, de perte, de rendement moyen et de rendement fort. Ainsi, elles démontrent **une divergence ou une concentration des écoulements en fonction du compartimentage morpho-structural des aquifères calcaires et les différentiels d'incision des vallées**. On obtient un maillage hydrogéologique des interfluves entre des secteurs déficitaires et des secteurs excédentaires en eau qui témoignent de transferts d'eaux. On comprend alors le rôle des écoulements souterrains et du karst dans le façonnement des captures hydrographiques de surface. Ceci s'inscrit dans les problématiques des modèles géomorphologiques prédictifs sur l'évolution des paysages.

Ce processus constitue les « captures actives » souvent corroborées par des traçages hydrogéologiques. **Ces « captures actives », révélées par ces méthodes en période chaude ou interglaciaire, préparent de futures captures hydrographiques de surface, communément reconnues en début de phase froide**.

Bien que ce travail ait permis d'acquérir de nouvelles données sur l'incision de la Marne supérieure, de nombreuses interrogations subsistent. Ce travail ouvre donc la voie à de futures études dans le domaine de la géomorphologie concernant les vallées des plateaux calcaires de l'Est de la France.

D'un point de vue local, force est de constater que les niveaux d'incision de la Marne supérieure connaissent encore de nombreuses zones d'ombres. Au-delà de Ma.3, les dépôts sont peu connus d'un point de vue sédimentologique, souvent en raison d'un recouvrement colluvial important. **Des campagnes de sondages demeurent alors nécessaire sur les lambeaux de Ma.4** déjà reconnus en amont de Saint-Dizier, afin de mieux cerner la géométrie des dépôts. Ces reconnaissances sont indispensables pour dater ce niveau et calculer des vitesses d'incision. **Des études palynologiques apparaissent également nécessaires pour mieux appréhender les paléo-environnements** des dépôts sur l'ensemble des niveaux fluviatiles.

A l'échelle du bassin de la Marne, nos observations ponctuelles et la bibliographie mettent en évidence, jusqu'à la confluence avec la Seine, que les niveaux d'incision sont plus nombreux à l'aval de Vitry-le-François. Il conviendra donc de s'y intéresser afin de **réaliser des profils en long** plus précis que ceux réalisés dans ce travail. Leur réalisation pourra permettre une **meilleure connaissance des rythmes de l'incision au travers de l'auréole crayeuse du Crétacé supérieur et du plateau tertiaire**. Il sera alors possible de **réaliser des corrélations avec la partie amont du bassin** étudiée ici, mais aussi **avec les autres vallées affluentes de la Marne**. La connaissance de l'incision des cours d'eau de la craie et les raccords avec la Marne permettront par exemple de dater la fameuse capture de la tête du Surmelin par la Somme-Soude, décrite par Davis (1895) et Tricart (1952). Des raccords pourront enfin être réalisés avec la Seine au prix d'un important travail dans le secteur de la confluence avec la Seine.

Le remblaiement du fond de la vallée pourra aussi être étudié d'une manière plus approfondie. Bien que nous ayons maintenant une assez bonne connaissance des différentes nappes alluviales, **les datations utilisées dans ce travail demandent à être compléter**. D'autres devront être effectuées, en particulier dans les séries caillouteuses basales, dont la chronologie demeure, pour l'heure, pratiquement inconnue. **Les paléo-environnements de dépôt devront aussi être précisés par des analyses palynologiques.** Le remblaiement en amont de Vitry-le-François ne semble pas posséder de coupes susceptibles de fournir le matériel nécessaire pour effectuer des datations. A l'inverse, plus en aval, les prospections faites dans les gravières permettront de préciser cette chronologie.

Des questions se posent aussi sur l'**estimation de la dégradation spécifique du bassin supérieur de la Marne d'un point de vue temporel**. L'étude réalisée ici a permis d'apprécier le tonnage de matières solubles et en suspension évacuée par la Marne au cours d'une année hydrologique sèche. Qu'en est-il pour des années hydrologiques plus humides ? Un suivi de l'érosion sur **plusieurs années permettrait d'apprécier la variabilité des flux de matières**. La finesse des mesures peut aussi être améliorée, en particulier lors de **la mesure des évènements de crue**. Enfin, les observations ont permis de constater l'importance de la charge de fond. Elle n'a cependant pas été mesurée. L'installation de pièges à sédiments pourrait apporter des informations dans ce sens.

D'un point de vue spatial, la répartition des zones d'érosion et d'accumulation de matières est encore méconnue. L'étude de l'organisation des différents wagons sédimentaires de la Marne supérieure peuvent apporter des éléments sur la dynamique du lit mineur de la Marne.

L'application des méthodes des rendements hydrologiques d'étiage et des profils hydrologiques a permis d'expliquer l'évolution géomorphologique, future du bassin de la Marne. Les travaux menés sur l'hydrogéologie des interfluves Marne-Meuse et Marne-Aube ont mis en évidence de multiples sites de futures captures hydrographiques. **Une confirmation des transferts d'eau peut être méthodiquement envisagée par la réalisation de traçages à partir des secteurs de perte dans le lit même des cours d'eau (traçage de la zone noyée) et à partir des pertes sur les interfluves (traçages de la zone vadose)**. Tous ces points ne constitueront pas systématiquement des secteurs de captures.

Un examen géomorphologique plus précis des sites permettrait de limiter le nombre de secteurs susceptibles d'être le siège de ces détournements hydrographiques.

Enfin, ces méthodes peuvent être développées dans des milieux différents des calcaires jurassiques, comme par exemple la craie. Ce dernier milieu, généralement réputé pour son homogénéité hydrogéologique, apparaît grâce à des travaux préliminaires, au contraire très hétérogène (Devos et *al*., 2005 ; Lejeune et *al*., 2005b).

# BIBLIOGRAPHIE

**-----A-----**


- **ABRARD.R., CORROY.G.**, 1922-1925 - *Carte géologique de Wassy au 1:80 000 et sa notice*, Service Géologique National.
- **ABRARD R.,** 1944 - Le substratum des alluvions anciennes de la Marne au nord d'Esbly (Seine et Marne), *Compte-Rendu Sommaire des Séances de la Société Géologique de France*, pp. 13-14.
- **A.E.S.N.**, 1978 - *Les Bassins de la Seine et des cours d'eau normands*. Hors série, Bulletin directeur Normandie, Tome 2, fascicule 6, Hydraulique fluviale et voies navigables. 133 p.
- **A.E.S.N.** 1983 - *Atlas des zones inondées*, Agence financière de Bassin Seine-Normandie.
- **A.E.S.N.,** 2002b – *Contribution à l'état des lieu de la directive cadre européenne : Complément bassin de la Marne,* AESN, 96p.
- **A.E.S.N.,** 2002a – *Bassin Seine-Normandie : Eléments préparatoires en vue de l'état des lieux au titre de la directive cadre européenne sur l'eau*, AESN, 393p.
- **ALBOUY M., BERTAUX J-P, DELETIE P.,** 1995 - L'intervention du mécénat technologique et scientifique d'Electricité de France sur le site antique de Grand, *Annale du département des Vosges*, pp. 7-14.
- **AMBERT M., AMBERT P.,** 1995 - Karstification des plateaux et encaissement des vallées aux cours du Néogène et du Quaternaire dans les Grands Causses méridionaux (Larzac, Blandas), *Géologie de la France*, 4, pp. 37-50.
- **AMINOT A.,** 1974 - Spéléologie physique : géochimie des eaux d'aquifères karstiques, les analyses chimiques en hydrogéologie karstique, *Ann. Spéléo*., 29, 4, pp. 461-483.
- **ANDRA,** 2000 - *Recherches pour le stockage des déchets radioactifs à haute activité et à vie longue : bilan des études et travaux 2000*, coll. Les rapports, ANDRA, 544p.
- **ANDRE G**., 2003 - *Caractérisations des déformations méso-cénozoïques et des circulations de fluides dans l'Est du Bassin de Paris*., Thèse Université de Nancy 1, Coll. les rapports ANDRA.
- **ANJOU RECHERCHE,** 1993 – *Contrôle du périmètre de protection rapprochée des champs captants de Couraux – Sensibilité aux pollutions par les produits sanitaires*, Etude point zéro pour la direction du District de Reims, 54p + annexes.
- **ANTOINE P.,** 1989 – *Les terrasses Quaternaires du bassin de la Somme : étude géologique et géomorphologique , contribution à la connaissance des paléoenvironnement des gisements paléolithiques*, Thèse de Doctorat, Université des Sciences et technologie de Lille 1, 437p.
- **ANTOINE P.,** 1993 - Le système de terrasses du bassin de la Somme : modèle d'évolution morpho-sédimentaire cyclique et cadre paléoenvironnemental pour le paléolithique, *Quaternaire*, pp. 3-16.
- **ANTOINE P.**, 1994 - The Somme valley terrasse system (Northern France) a model of river response to Quaternary, *Terra Nova*, 6, pp. 453-464.
- **ANTOINE P.,** 1997a - Modification des systèmes fluviatiles à la transition pléniglaciaire – tardiglaciaire et à l'Holocène : l'exemple du bassin de la Somme (Nord de la France), *Géographie Physique et Quaternaire*, vol. 51, 1, pp. 1-14.
- **ANTOINE P.,** 1997b - Evolution Tardiglaciaire et début Holocène des vallées de la France septentrionale : nouveaux résultats, *C.R.A.S. de Paris*, IIa, 325, pp. 35-42.
- **ANTOINE P.,** 1998 – Terrasses et systèmes fluviatiles dans la France du Nord-Ouest, *Géochronique*, n°65, pp. 8-9.
- **ANTOINE P.,** 2002 - Les Lœss en France et dans le Nord-Ouest européen, *Revue Française de Géotechnique*, n°99, 3-21.
- **ANTOINE P., MUNAUT A-V, SOMME J.,** 1994 - Réponse des environnements aux climats du début glaciaire weichsélien : données de la France du Nord-Ouest, *Quaternaire*, 5, (3-4), pp. 151-156.
- **ANTOINE et *al*,** 1999 - *La France pendant les deux derniers extrêmes climatiques : variabilité naturelle des environnements*, INQUA-ANDRA, 59p + 2 cartes.

- **ANTOINE P., FAGNART J-P., LIMONDIN-LOZOUET N., MUNAUT A-V.,** 2000a - Le Tardiglaciaire du bassin de la Somme : éléments de synthèse et nouvelles données, *Quaternaire*, 11, 2, pp. 85-98.
- **ANTOINE P., LAUTRIDOU J-P., LAURENT M.,** 2000b - Long-term fluvial archives in NW France : response of the Seine and Somme rivers to tectonic movements, climatics variations ad sea level changes, *Geomorphology*, 33, pp. 183-207.
- **ANTOINE P., MUNAUT A-V., LIMONDIN-LOZOUET N., PONEL P., FAGNART J-P.,** 2002 - Réponse des milieux de fond de vallée aux variations climatiques (Tardiglaciaire et début Holocène), d'après les données du bassin de la Selle (Nord de la France). Processus et bilans sédimentaires, *In Bravard J-P., Magny M., Dir., Histoire des rivières et des lacs de Lascaux à nos jours,* Errance, Paris, pp. 15-27.
- **ANTOINE P., MUNAUT A-V., LIMONDIN-LOZOUET N., PONEL Ph., DUPERON J., DUPERON M.,** 2003 - Response of the Selle River to climatic modifications during the Lateglacial and Early Holocene (Somme Bassin-Northern France), *Quaternary Science Reviews*, 22, pp. 2061-2076.
- **ANTONELLI C., PROVANSAL M., ?** - Vers une ré-évaluation des matières en suspension du Rhône aval par acquisition de mesures sur toute la colonne d'eau, *Geomorphology*, pp. 141-147.
- **ANTONELLI C., PROVANSAL M.,** 2002 - Ré-évaluation des matières en suspension du Rhône aval par acquisition de mesures sur toute la colonne d'eau, Excursion Camargue (2-4 sept 2002) – Commission des hydrosystèmes continentaux, pp. 42-44.
- **ANTONELLI C.,** 2002 – *Flux sédimentaires et morphogénèse récente dans le chenal du Rhône aval*, Thèse de doctorat, Université d'Aix-Marseille 1, 279p.
- **AREA ,** 1999 – *Impact de l'agglomération de Saint-Dizier (52) sur la Marne*, commande AERN, 54p.
- **ARMANINI.J-L**., 1997 - *Mémoire de la mer de notre région :300 millions d'années en Meuse et en Haute-Marne,* ANDRA-Comité de développement touristique des pays de la Saulx et du Perthois, 16p.
- **ARNAUD-FASSETTA G.,** 1998 – *Dynamiques fluviales holocènes dans le delta du Rhône*, Thèse de doctorat de géographie, Université d'Aix-Marseille 1, 329p.
- **ARNAUD-FASSETTA G.,** 2003 – River channel changes in the Rhône delta (france) since the end of the Little Ice Age : geomorphological adjustment to hydroclimatic change and natural resource management, *Catena*, 51, pp. 141-172.
- **ARNEL N.W.,** 1999 – The effect of climate change on hydrological regimes in Europe : a continental perspective, *Global environnemental change*, 9, pp. 5-23.
- **ARTS I., SARY M., 2000 -** Cartographie des débits d'étiage: application au bassin de la Meurthe, *Revue Géographique de l'Est*, Tome XXXX, n°1-2, pp. 35-46.
- **ARTS I., FRANÇOIS D., 1998 -** Profils hydrologiques du bassin de la Meurthe. Proposition d'une typologie, *Mosella*, Tome XXIII, n°1-2, pp. 169-182.
- **ARTS I., FRANÇOIS D., CORBONNOIS J., SARY M., 1996** - *Réalisation d'un catalogue des débits caractéristiques des cours d'eau du bassin de la Meurthe*, Rapport CEGUM/Agence de l'Eau Rhin-Meuse, 30 p. et annexes.
- **ASHM**, 1953 - Le cours d'eau de la Sueur, *Les Cahiers Haut-Marnais*, n°33, pp. 51-52.
- **ASSANI A-A., 1**997 – *Recherche d'impacts d'une retenue sur le comportement d'une rivière ardennaise (Hydrologie, sédimentologie, morphologie et végétation), cas du barrage de Butchenbach sur la Warche (Belgique)*, Thèse de doctorat, Université de Liège, 129p.
- **AUERBACH B.,** 1893, *Le plateau Lorrain : essai de géographie régionale*, ed. Berger-Levrault et Cie, 353p.
- **AUDRA Ph., CAMUS H., ROCHETTE P.,** 2001 - Le karst des plateaux jurassiques de la moyenne vallée de l'Ardèche : datation par paléomagnétisme des phases d'évolution plio-quaternaire (aven de la combe Rajeau), *Bull. Soc. Géol. France*, t.172, 1, pp. 121-129.
- **AUDRA P**., 2001 - *Mesures de débit et traçages – manuel à l'usage des spéléologues*, Université de Nice, 44p.

**-----B-----**


- **BAADE J.,** 1996 – Spatial and temporal variability of discharge and sediment yield in small loess-covered catchments, *Géomorphologie*, 3, pp. 65-74.
- **BAKALOWICZ M.**, 1975 – Variation de la conductivité d'une eau en fonction de la température et précisions des mesures, *Annales de spéléologie*, 30, 1, pp. 3-6.
- **BAKALOWICZ M.**, 1974 - Spéléologie Physique : géochimie des eaux d'aquifères karstiques., *Annales de Spéléologie*, 29, 2, pp. 167-173.
- **BAKALOWICZ M.**, 1992 - Géochimie des eaux et flux de matières dissoutes : l'approche objective du rôle du climat dans la kastogénèse, pp. 61-74, in SALOMON J-N et MAIRE R., *Karst et évolutions climatiques* : hommage à J. Nicot, PUB, 520p.
- **BALBRICK V.,** 2004 – *Essai méthodologique d'analyse de données hydrologiques aux stations hydrométriques et lors de campagne de mesure en période d'étiage, application au bassin-versant du Rognon (Bassin de la Marne, Haute-Marne – France)*, Mémoire de maîtrise, Université de Reims, 133p + Annexes
- **BALLET P.,** 1971 – *La Haute-Marne antique*, Fougères, 383 p.
- **BALLIF J-L.**, 1970 - Le réservoir Marne: étude hydrogéologique, *Les Cahiers Haut-Marnais*, n°101, pp. 81-99.
- **BARNOLA J-M., RAYNAUD D., KOROTKEVICH Y-S., LORIUS C.,** 1987 - Vostok ice core provides 160000 year record of atmospheric $CO_2$, *Nature*, 329, pp. 408-414.
- **BARRE M.,** 1969 – *Etude des gisements de Grouines (Département de la Meuse)*, B.R.G.M., Rapport n°69 SGL 66 NES, 33p. + 35 annexes + Cartes.
- **BARROIS Ch.,** 1878 – Note sur les alluvions de la rivière Aisne, *Ann. Soc. Géol. Nord*, T.V, 110p.
- **BEAUDOIN.J-P.,** 1974 - *Phénomènes et dépôts karstiques du Barrois,* Mémoire de Maîtrise, Université de Nancy II, 93p.
- **BEAUDOIN.J-P.,** 1989 - *Karst en Meuse, le travail des eaux souterraines en pays calcaire,* CDDP de la Meuse, Conseil Général de la Meuse, Bar-le-Duc, 93p.
- **BELTRANDO G., CHEMERY L.,** 1995 – *Dictionnaire du climat*, *coll*. Références, *ed*. Larousse, 344p.
- **BERLAN J-M.,** 1998, *Impact sur l'environnement de l'extraction des granulats*, Synthèse rapide, Office International de l'Eau, 17p.
- **BERGERAT F ; CHILES J.-P. ; FRIZON DE LAMOTTE D. ET ELION P** 2003 - *Analyses des microstructures tectoniques du Dogger et de l'Oxfordien calcaires. Recherches pour le stockage des déchets radioactifs,* BET 2003, ANDRA, 64-75 pp.
- **BERTHOIS L.,** 1958 - Essai d'évaluation du tonnage des matières apportées en solution par les eaux de la Loire pendant l'année 1957, *Revue de Géomorphologie Dynamique*, T. IX, pp. 146-151.
- **BERTHOIS L.,** 1975, *Etude sédimentologique des roches meubles*, Doin, Paris, 269p.
- **BIROT P**., 1981 - Creusement des vallées et néofracturation des roches compactes, *Bull. Assoc. Géogr. Franç*., n°478, pp. 139-143.
- **BITTERLI T**., 1997 - Age et évolution des cavités karstiques en relation avec l'histoire des vallées : l'exemple du Laufonnais, *Bull. Soc. Neuchâteloise de Géographie*, 41, pp. 7-22.
- **BLACHE J.,** 1943 - Captures comparées : la vallée morte de la Bar et les cas voisins, *Revue de Géographie Alpine*, pp. 1-37.
- **BLIET L., BLONDEAU A., CAVELIER C., POMEROL Ch.,** 1969 - *Carte géologique au 1 :50 000 de Château-Thierry et sa notice*, BRGM, 20p.
- **BLONDEAU A**., 1992 - *Carte géologique de Vitry-le-François et sa notice*, 225, BRGM, 36p.

- **BOIS P.,** 1903 - Sur les variations de la Meuse à l'époque Quaternaire, *Compte-Rendu de l'Académie des Sciences*, Vol. CXXXVII, pp. 85-89.
- **BONNEFONT J.C.,** 1993 - Réflexion sur la dynamique fluviale du petit âge glaciaire en Lorraine, *L'eau, la terre et les Hommes : hommage à René Frécaut*,, PU de Nancy, pp. 311-319.
- **BONNEFONT J.C., DESHAIES M.,** 1995 - Impact de l'article de Davis : la Seine, la Meuse et la Moselle (1895) sur l'étude des paléoréseaux hydrographiques, Revue Géographique de l'Est, 3-4, pp. 223-234.
- **BOULEN M.,** 2000 - Un enregistrement pollinique tardiglaciaire à Chivres-Val « le marais maudit », *Quaternaire*, 11, 2, pp. 123-128.
- **BOULEN M.,** 2001 – Etude palynologique de deux séquences sur le tracé du Gazoduc des Marches de l'Est, *Bilan scientifique 2001*, D.R.A.C. Champagne-Ardenne, pp. 41-45.
- **BOURCART J.,** 1947 - Considérations théoriques sur l'origine des terrasses fluviatiles, *Bull. Soc., Géol. Fr*, 17 (7-8-9), pp. 395-402.
- **BOURDIER F,** 1959 - Origines et succès d'une théorie géologique illusoire : l'eustatisme appliqué aux terrasses alluviales, *Revue de Géomorphologie Dynamique*, n° 1,2, 3,4, pp. 16-29.
- **BRATKIM O.,** 1964 - L'alluvion de 8-10m de la Seine à Bonneuil près du confluent Seine-Marne, *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 259, pp. 3803-3806.
- **BRAVARD J-P.,** 1983 - Les sédiments fins des plaines d'inondation dans la vallée du Haut-Rhône, *Revue de Géographie Alpine*, Tome LXXI, 4, pp. 363-379.
- **BRAVARD J-P.,** 1991 – La formation de la plaine alluviale holocène du Rhône en amont de Lyon, *Physio-Géo*, 22-23, pp. 167-172.
- **BRAVARD J-P.**, 1992 - Les rythmes d'évolution morphologique des vallées françaises au Tardiglaciaire et à l'Holocène, *Bull. Assoc. Géogr. Franç*., 3, pp. 207-225.
- **BRAVARD J-P., PETIT F.,** 1997 – *Les cours d'eau : dynamique du système fluvial*, coll. U, Armand Colin, 222p.
- **BRAVARD J-P., MAGNY M. sld,** 2002 - *Les fleuves ont une histoire, paléo-environnement des rivières et des lacs français depuis 15 000 ans*, ed. ERRANCE, 312p.
- **BRICE J-C.,** 1964 – Channel patterns and terraces of the Loup River in Nebraska, *U.S.G.S. Prof. Paper*, 422d, 41p.
- **BRIDGLAND D-R., GIBBARD P-L.,** 1997 - Quaternary river diversions in the London basin and the eastern English channel, *Géographie Physique et Quaternaire*, Vol.51, 3, pp. 337-346.
- **B.R.G.M., D.D.A. de la Meuse**, 1971 - Géologie et hydrogéologie de la vallée de la Saulx ; étude préliminaire, 71 SGN 89 MES, 29p, 9 annexes.
- **B.R.G.M.,** 1975a - *Projet d'étude des circulations karstiques entre les vallées de la Saulx et de l'Ornain*, BRGM, SGR/LOR 75/56, 9p, 6 annexes.
- **B.R.G.M.,** 1975b - *Etude hydrogéologique de la nappe portlandienne dans les bassins de l'Ornain et de la Saulx*, BRGM, SGR/LOR 75/58, 16p.
- **B.R.G.M.,** 1975c - *Etude hydrogéologique de la nappe portlandienne dans les bassins de l'Ornain et de la Saulx, gestion du réseau de mesures, annuaire hydrométrique, années 1972-73-74*, BRGM, SGR/LOR 75/57, 36p.
- **B.R.G.M.,** 1980 - *Synthèse géologique du bassin de Paris*, coll. Mémoire du B.R.G.M., n°101, 3 volumes.
- **B.R.G.M.,** 1984 - *Renforcement de l'alimentation en eau potable des collectivités du bassin de la Seine ; recherche de nouvelles ressources dans le secteur de Sommelonne-Baudonvilliers-Haironville*, BRGM, SGR/LOR 84/72, 17p.
- **BRUET E**., 1927a - Sur le Pliocène supérieur dans la vallée de l'Aujon, C.R.A.S., 2ème série, tome 185, pp. 602.
- **BRUET E**., 1927b - Sur la découverte du Pliocène supérieur dans la vallée de l'Aujon, C.R.A.S., 2ème série, tome 184, pp. 1262.

- **BRUET E**., 1927c - Sur la présence d'une nappe alluviale et sur la découverte du callovien de la région d'Arc-en-Barrois (Haute-Marne), *BSGF*, 4, XXVII, pp. 115-122.
- **BRUET E**., 1929, Sur le faciès particulier du Pliocène supérieur dans la vallée de l'Aujon (Haute-Marne), C.R.A.S., 2ème série, tome 188, pp. 1262.
- **BRUET E., AUFRERE L.,** 1931 - La morphologie Pliocène de la forêt de Chateauvillain et d'Arc-en-Barrois, *Bull. de l'Ass. Des Géographes Français*, pp. 22-31.
- **BRUNET R-C., GAZELLE F.,** 1995 – Alternance des phénomènes d'érosion et de rétention de la matière dans la zone inondable de l'Adour au cours d'une saison hydrologique, *Acta Oecologica*, 16, 3, pp. 331-349.
- **BULL W-B., M-C. FADDEN,** 1977 – Tectonic geomorphology north and south of Garlock Fault, (California), *Geomorphology*, 1, pp. 15-32.
- **BUVIGNIER A.,** 1840 – Note sur les alluvions de la Moselle dans la vallée de la Meuse, *Mémoires de la société philomatique de Verdun*, tome 1, pp. 25-258.
- **BUVIGNIER A.**, 1852 - *Statistique géologique, minéralogique et paléontologique du département de la Meuse*, Atlas de 32 planches, J.B.Baillère Ed., Paris, 694p.
- **BUVIGNIER A.**, 1856 – Réunion extraordinaire de Joinville (Haute-Marne) du 7-14 septembre 1856, *Bull. Soc. Géol. France*, 2ème série, 13, pp. 870-872.

**-----C-----**

- **CAILLEUX A., DIFFRE Ph.,** 1968 - Topographie de la base des alluvions quaternaires à Paris, *Bull. Soc. Géol. de France*, 7, X, pp. 535-541.
- **CAILLEUX A., TRICART J.,** 1963 - *Initiation à l'étude des sables et galets*, Centre de Documentation Universitaire, Paris, T.1 (texte), 369p, T.2 (valeurs numériques : morphoscopie des sables), 194p ; T.3 (valeurs numériques : galets, granulométrie et nature des sables), 202p.
- **CAILLEUX A.,** 1943 - Les alluvions anciennes de la Seine et de la Marne au voisinage du confluent, *Bull. Serv. Cart. Géol. France*, t. 44, 212, pp. 39-61.
- **CAMPBELL**, 1896 – Drainage modifications and their interpretation, *J. of Geology*, IV, pp. 567-581 et pp. 651-678.
- **CAPOT-REY R.,** 1937 – La structure et le relief de la Lorraine, Soc. Lor. Et. Locales Ens. Publics, *Géographie Lorraine*, Berger-Levrault ed., Nancy, pp. 41-107.
- **CARBONNEL J-P., MEYBECK M.,** 1975 – Quality variations of Mekong river at Phom Penh, Cambodgia and chimical transport in the Mekong basin, *Journal of Hydrology*, 27, pp. 249-265.
- **CARCAUD N.,** 1990 - Etude préliminaire du comblement de fond de vallée de la Moselle à Vandières (Meurthe-et-Moselle), *Revue Géographique de l'Est*, 1, pp. 37-48.
- **CARCAUD N.**,1992 - *Remplissages des fonds de vallées de la Moselle et de la Meurthe en Lorraine sédimentaire*, Thèse de doctorat de Nancy II, 279p.
- **CARCAUD N., WEISROCK A., OCCHIETTI S.,** 1991 - Creusements et alluvionnements holocènes de la Meurthe et de la Moselle, *Physio-Géo*, n°22-23, pp. 131-136.
- **CARPENTIER C.**, 2004 - *Géométries et environnements de dépôt de l'Oxfordien de l'Est du Bassin de Paris.* Thèse de Doctorat, Université Nancy 1, 470 p.
- **CATHERINET A.,** 1995 - Les Sources, le sacré et les rites de l'eau dans l'Antiquité, sur le territoire du département de la Haute-Marne, *Les cahiers Haut-Marnais*, 203, pp. 25-68.
- **CAUDRON M., LABOURGUIGNE J.,** 1970 - Carte géologique de Lagny au 1/50 000ème, et sa notice 45p.
- **CATEL,** 1927 – Les Marais de Saint-Gond, *Bull de L'A.G.F.*, pp. 57-60.
- **CAUVIN J., LESAUVAGE M.,** 1971 - Principales caractéristiques des alluvions de la Marne, *Bull. Liaison Labo. P. et Chaussées*, 55, pp. 85-96.

- **CEGUM,** 1994, *Schémas hydrauliques de l'Ornain et du canal de la Marne au Rhin entre Gondrecourt-le-Château et Bar-le-Duc*, rapport pour la DDE de la Meuse, 13p + annexes.
- **CERDAN O., LE BUISSONNAIS Y., COUTURIER A., BOURRENNANE H., SOUCHERE V.,** 2002 – Rill erosion on culturated hillslopes during two extreme rainfall events in Normandy, France, *Soil and Tillage Rechearch*, 67, pp. 99-108.
- **C.G.E.,** 1971 – *Projet de captage et d'adduction de la nappe des calcaires du Portlandien*, Ville de Saint-Dizier-C.G.E., 43p. + 5 cartes hors texte.
- **CHAMLEY H.**, 2000 - *Bases de sédimentologie*, 2ème édition, ed. DUNOD, 178p.
- **CHAPUT E.,** 1917 – Recherche sur les terrasses alluviales de la Loire et de ses principaux affluents, *Annales de l'Université de Lyon*, série I, fasc. 43, 303 p.
- **CHAPUT E.,** 1923 - Terrasses alluviales de la Seine entre la Manche et Montereau, *Bull. Carte Géol. de la France*, 153, pp. 281-420.
- **CHARTIER M.,** 1990 - Formes et formations de remplissage des vallons en Picardie orientale : l'exemple de la Muison, affluent de la Vesle (Aisne), étude préliminaire, *Revue Géographique de l'Est*, 1, pp. 93-102.
- **CHARTIER M.,** 1991 - *Etude des paléoenvironnements de la vallée de l'Aisne à l'Holocène*, Thèse, Paris 7, 274p.
- **CHARTIER M.,** 1992 **-** L'apport des analyses granulométriques dans l'étude des sites archéologiques Holocène, le cas de la vallée de l'Aisne**,** *Travaux du laboratoire de Géographie Physique*, Université Paris 7, n°19, pp. 67-95.
- **CHAUSSE C., LIMOUDIN-LOZOUET N., OCCHIETTI S., VOINCHET P., BACON J-C,** 2000 - La nappe alluviale de Soucy-les-Grandes-Pièces (Yonne, France) : reconstitution pluridisciplinaire du fonctionnement d'un cours d'eau du Pléistocène moyen, *Géographie Physique et Quaternaire*, vol. 54, 2, pp. 187-208.
- **CHAUSSE C., VOINCHET P., BAHAIN J-J., CONNET N., LHOMME V., LIMONDIN-LOZOUET N.,** 2004 – Middle and upper Pleistocene evolution of the river Yonne valley (France), *Quaternaire*, 15, 1-2, pp. 53-64.
- **CHERTIER B.,** 1976 - Les civilisations du Paléolithique inférieur en Champagne-Ardenne, in *La Préhistoire Française : Civilisation, Paléolithiques et Mésolithiques*, ed. CNRS, I, 2, pp. 973-976.
- **CHERTIER B.,** 1976 - Les civilisations du Paléolithique moyen en Champagne-Ardenne, in *La Préhistoire Française : Civilisation, Paléolithiques et Mésolithiques*, ed. CNRS, I, 2, pp. 1131-1134.
- **CHERTIER B.,** 1976 - Les civilisations du Paléolithique supérieur en Champagne-Ardenne, in *La Préhistoire Française : Civilisation, Paléolithiques et Mésolithiques*, ed. CNRS, I, 2, pp. 1358-1360.
- **CHODZKO J., LECOMPTE M., LHENAFF R., MARRE A.,** 1991 – Vitesse de l'érosion dans les « roubines des Baronnies (Drôme), *Physio-Géo*, n°22-23, pp. 21-28.
- **CHOPPY J.,** 1985 - *Dictionnaire de spéléologie physique et karstologie*, série 9, travaux de référence, 151p.
- **CLERMONTE J.,** 1966 - *Etude géologique et hydrogéologique dans la région du fossé tectonique de Gondrecourt-le-Château (Meuse),* Mémoire soutenu pour le diplôme d'étude supérieur de sciences naturelles, Université de Nancy, 98p +annexes.
- **CLIQUOT E., GUEREMY P., LHENAFF R., MARRE A.,** 1993 – Une carte de la dynamique des formes de terrain: l'exemple de la dépression du Ponchille (Massif des Baronnies, Préalpes françaises du Sud) *Géomorphologie et aménagement*, Livre hommage à P. Gabert, CNRS, Caen, pp. 231-240.
- **CLOSE-LECOCQ J-F., PISSART A., KOCH G.,** 1982 - Les transports en suspension et en solution de la Meuse à Liège et à Tailfer (amont de Namur), *Bull. Soc. Géog. Liège*, n°18, pp. 5-18.
- **COHEN M.,** 1998 – Végétation et ravinement dans les Baronnies méridionales (Alpes françaises, *Géomorphologie*, n°1, pp. 35-52.

- **COJAN I., VOINCHET P.,** 2003 - *Site Meuse/Haute-Marne – Quantification de l'Erosion : Essai de datation de terrasses alluviales par méthode ESR (2001-2002),* Rapport ANDRA – Ecole des Mines, n°C RP 0ARM 01-015, confidentiel, 49p.
- **COJAN I., VOINCHET P.,** 2004 - *Site Meuse/Haute-Marne –Datations de terrasses alluviales du secteur Meuse-Haute-Marne par méthode ESR,* Rapport ANDRA-ARMINES, n° C.RP.0ARM.04.0001.1, 31p.
- **COJAN I., BRULHET J., CORBONNOIS J., DEVOS A., GARGANI J., HARMAND D., JAILLET S., JOUVE A., LAURAIN M., LEJEUNE O., LE ROUX J., LOSSON B., MARRE M., MOREAU M-G., RICORDEL C., SIMON-COINÇON R., STAB O., THIRY M., VOINCHET P.,** Morphologic evolution of eastern Paris Basin : « ancient surfaces and late incisions, *Société Géologique de France*, soumis.
- **Commission Scientifique de la LISPEL** 1997 - Opération de traçage sur le Bois de Trampot (Haut-Pays - Vosges). Du 21 au 27 mars 1997. Rapport interne, 17 p.
- **COLLIGNON B**., 1988 - *Spéléologie : approche scientifique*, Edisud, 238p.
- **CONCHON O.,** 1992 - Que sont Gûnz et Mindel devenus ?, approches récentes de la stratigraphie du Quaternaire, *Géochronique*, 44, pp. 16-18.
- **COQUE R.,** 1993 – *Géomorphologie*, A. Colin, 503p.
- **CORBEL J.,** 1959 - Une méthode d'étude des régions calcaires : quelques indications pratiques, *Revue de Géomorphologie Dynamique*, n°1, 2, 3, 4, pp. 45-48.
- **CORBEL J.,** 1957 – *Les karsts du Nord-Ouest de l'Europe et de quelques régions de comparaison : étude sur le rôle du climat dans l'érosion des calcaires*, Mémoires et documents de l'Institut des études rhodaniennes de l'Université de Lyon, 541p + photographies.
- **CORBONNOIS J.**, 1988a - Dynamique fluviale de la Mortagne : exemples de quelques secteurs actifs, *Mosella*, t. XVIII, pp. 87-105.
- **CORBONNOIS J.**, 1988b - Crues et transports solides dans le ruisseau de Vezon (Lorraine), *Mosella*, t. XVIII, pp. 161-188.
- **CORBONNOIS J.**, 1993 - Régime des transports solides et dissous : comparaison des résultats de mesures réalisées dans trois bassins-versants représentatifs lorrains, *L'eau, la Terre et les Hommes : hommage à René Frécaut*,, PU de Nancy, pp. 281-290.
- **CORBONNOIS J.**, 1994, Influence des voies d'écoulement de l'eau sur le régime des transports solides et dissous dans les calcaires du Portlandien, *Hydro. Continentale*, vol 9, 2, pp. 123-138.
- **CORBONNOIS J.**, 1998 - Les facteurs de la variation spatio-temporelle des transports solides et dissous : exemple de trois bassins versants en Lorraine, *Géomorphologie*, 4, pp. 313-330.
- **CORBONNOIS J., ZUMSTEIN J-F.,** 1994 - Proposition de typologie des cours d'eau : Application au réseau hydrographique du Nord-Est de la France (Bassin de la Moselle), *Revue de Géographie Alpine*, 2, pp. 15-24.
- **CORBONNOIS J., GAMEZ P., SARY M.,** 1985 – Le régime des transports solides et dissous dans le karst couvert de la dalle d'Etain (Interfluve Loison-Othain, Lorraine septentrionale), *Spélunca*, Mémoire n°14, pp. 129-136.
- **CORBONNOIS J. et *al***, 1999 - Répartition des écoulements en basses eaux : aspects méthodologiques, *Comité national français de géodésie et géophysique*, rapport quadriennal 1995-1998, pp. 253-260.
- **CORBONNOIS J., FRANÇOIS D., ARTS I., SARY M., GILLE E., GAMEZ P., DEVOS A., DECLOUX J.P., 1999 -** *Répartition des écoulements en basses-eaux. Aspects méthodologiques*, Comité National Français de Géodésie et Géophysique, Rapport Quadriennal 1995-1998, XXIIe Assemblée Générale de l'Union Géodésique et Géophysique Internationale, Birmingham (M. Angleterre), du 18 au 30 juillet 1999, pp. 253-260.
- **CORDIER S.,** 2004 – *Les niveaux alluviaux quaternaires de la Meurthe et de la Moselle entre Baccarat et Coblence : étude morphosédimentaire et chronostratigraphique, incidence climatiques et tectoniques*, Thèse de doctorat, Université Paris XII, 2 tomes, texte : 288p et figures.

- **CORDIER S., HARMAND D., BEINER M.,** 2002 – Les alluvions anciennes de la Meurthe dans 'Est du bassin de Paris (France, Lorraine) : étude morpho-sédimentologique et essai de reconstitution paléoclimatique, *Revue Géographique de l'Est,* XLII, 4, pp.197-208.
- **CORDIER S., HARMAND D., LOSSON B., BEINER M.,** 2004 – Alluviation in the Meurthe and Moselle valleys (Earstern Paris Basin, France): lithological contribution to the study of the Moselle capture and Pleistocene climatic fluctuations, *Quaternaire*, 15, (-2), pp. 65-76.
- **CORDONNIER G.,** 2002 - *Le canal de l'Aisne à la Marne : aspects environnementaux et paysagers*, mémoire de DEA, Université de Reims, 136p.
- **CORDONNIER G.,** 2001 – *Le bassin-versant de la Vesle à Châlons-sur-Vesle : bassin-versant, cycle de l'eau, aménagement et qualité de l'eau*, mémoire de maîtrise, Université de Reims, 166p.
- **CORET N.,** 2000 – *Les peintres de la vallée de la Marne*, *coll*. Autour de l'impressionnisme, *ed*. RL, 182p.
- **CORNUEL M-J.**, 1839 - Sur les minerais de fer du canton de Poissons, *Bull. Soc. Géol. Fr*., n°1.
- **CORNUEL M-J.,** 1879 – Observation sur les puits naturels des calcaires Portlandien des départements de la Haute-Marne, de la Meuse et sur le minerai de fer qu'ils renferment, *Bull. Soc. Géol. De France*, 3ème série, Tome 1, pp. 722-739.
- **CORNUEL M-J.,** 1882 - Notice sur un ancien cours d'eau à Saint-Dizier, *Mem., Soc., Let., Sci., Saint-Dizier*, I, pp. 173-184, Saint-Dizier.
- **COSANDEY C., BIGOT S. DACHARRY M., GILLE E., LAGANIER R., SALVADOR P-G.,** 2003 – *Les eaux courantes*, coll. Géographie sup., Belin, 240p.
- **COZERET O.,** 1987a - *Erosion hydrique et glissements de terrain dans le vignoble champenois, une étude de cas : le bassin-versant de Dizy-Champillon-Hautvilliers*, Mémoire de DEA, Université de Reims, 172p.
- **COZERET O.,** 1987b - Les mouvements de terrain dans le secteur de Dizy-Champillon-Hautvilliers (Marne), *Travaux de l'Institut de Géographie de Reims*, n°69-72, ERIGUR, Reims, pp. 129-150.
- **CTGREF,** 1974 - *Etude écologique préliminaire à l'aménagement de la Saulx et de l'Ornain (Perthois)*, 27p, annexes.

**-----D-----**

- **DAVID E., LEJEUNE O.,** 2001a - Commune de Cuis (Marne) : Eboulement de blocs rocheux aux « Falaises de Cuis » au lieu-dit « Les Marottes », Avis du BRGM, Rapport BRGM/RP-50985-FR, 18p, 1 figures, 6 photos.
- **DAVID E., LEJEUNE O.,** 2001b - *Commune de Boursault (Marne) : Evolution des désordres occasionnés par un mouvement de terrain*, Avis du BRGM, Rapport BRGM/RP-50892-FR, 22p, 4 figures, 12 photos.
- **DAVID E., LEJEUNE O.,** 2001c - *Commune de Boursault (Marne) : Examen des désordres occasionnés par un mouvement de terrain*, Avis du BRGM, Rapport BRGM/RP-50684-FR, 22p, 3 figures, 7 photos.
- **DAVIS W.M..,** 1895 - La Seine, la Meuse et la Moselle, *Annales de Géographie*, 5ème année, pp. 25-49.
- **DDA Meuse,** 1982 – *Renforcement de l'alimentation en eau potable des collectivités du bassin de la Seine, sous bassin rive droite de la Marne, bassin de la Saulx : résultat des travaux départementaux de recherche d'eau*.
- **DEBRAND-PASSARD S., ENAY R., RIOULT M., CARIOU E., MARCHAND D., MENOT J-C.,** 1980, Le Jurassique supérieur, *In Synthèse géologique du Bassin de Paris*, mémoire B.R.G.M., n°101, pp.195-253.
- **DECLOUX J-P., SARY M.,** 1991 - Campagnes d'étiage-objectif, traitement et valorisation des données, *Mosella*, Tome XVIII, PUM, pp. 121-134.

- **DEFFONTAINES B., CADET J-P., FOURNIGUET J.,** 1991/1992 - L'analyse des surfaces enveloppes appliquée à l'étude morpho-structurale de l'est de la France, *Géodinamica Acta*, 5, 4, pp. 279-292.
- **DEFIVE E.**, 1996 – *L'encaissement du réseau hydrographique dans le bassin supérieure de la Loire : contribution à l'étude des rythmes d'évolution géomorphologiques en moyenne montagne volcanisée*, Thèse de 3ème cycle, Université de Paris 1, 572p.
- **DE HEINZELIN J.,** 1964 - Le réseau hydrographique de la région Gallo-Belge au Néogène, *Bull. Soc. Belge de Géologie*, Tome 72, 2, pp. 137-148.
- **DELCAILLAU B.**, 2004 – *Relief et tectonique récente : nouveau précis de Géomorphologie*, Vuibert, 259p.
- **DEMANGEON A.,** 1910 – Le relief du Limousin, *Annale de Géographie*, n°19, pp. 120-149.
- **DE MARTONNE E.,** 1925- *Traité de Géographie Physique*, 3 tomes, tome 1 : *Notions générales, climat-hydrographie*, tome 2 : *le relief du sol* ; tome 3 : *biogréagraphie,* A. Colin, 1517p.
- **DENIZOT G.,** 1917 – Observations sur les dépôts superficiels de la vallée de l'Aisne dans la région de Sainte-Menehould, *C. R. Som. Soc. Géol. de France*, p. 173.
- **DENIZOT G.,** 1919 - Observations sur la Marne et l'Aisne, Compte Rendu Somm. Soc. Géol. France, pp. 133-134.
- **DESHAIES M.,** 1994 - *Les méandres encaissés dans les plateaux calcaires de la France de l'est*, Thèse de doctorat, Université de Nancy II, 381p.
- **DESHAIES M., WEISROCK A.,** 1995a - Les méandres encaissés de la Meuse et des captures dans le bassin de la Moselle : enseignements de l'étude morphométrique, *Revue Géographique de l'Est*, 3-4, pp.241-254.
- **DESHAIES M., WEISROCK A.,** 1995b - Amplitude des méandres encaissés quaternaires et surface des bassins-versants dans le nord-est de la France : implications paléogéographiques, *Geodinamica Acta*, Vol.8, pp. 33-55.
- **DESPRIEE J., GAGEONNET R., VOINCHET P., BAHAIN J-J., FALGUERES C., LORAIN J-M., DUVIALARD J.,** 2003 – Les nappes alluviales pleistocènes du Loir dans la région de Vendôme (Loir et Cher, France) : contexte morphosédimentaire et chronologie RPE, *Quaternaire*, 14, 2, pp. 207-218.
- **DESPRIEE J., VOINCHET P., BAHAIN J-J., FALGUERES C., DUVIALARD J., VARACHE F.,** 2004 – Pleistocene fluvial systems of the Creuse river (Middle Loire Basin – Centre region, France), *Quaternaire*, Paris, Vol. 15, 1-2, pp. 77-86.
- **DEVAUX F.,** 1974 – Inventaire spéléologique du département de la Meuse, *Spéléo-L,* n°5, pp. 297-348.
- **DEVOS A., DUMENIL C., LEJEUNE O.,** 2004, *Le climat des Ardennes*, pp. 29-38, *in* Les Ardennes : une géographie pour notre temps, *ed*. Terres Ardennaises, 416p.
- **DEVOS.A.,** 1996 - Hydrologie et aménagements hydrauliques de la Saulx et de l'Ornain (Lorraine), Coll. Thèse à la Carte, Presse Universitaire du Septentrion, 443p + Annexes.
- **DEVOS A.,** 1998 - *Hydrologie en pays calcaire: exemple de la Saulx barroise*, Arbeiten aus dem Géographischen Institut der Universität des Saarlandes. Actes du symposium « Problèmes de l'environnement en Saar-Lor-Lux », Saarbrücken, pp.11-25.
- **DEVOS.A.,** 2003 - Les limites spatiales en hydrologie, *Trav. Instit. Géog. de Reims*, n°113-114, pp. 111-126.
- **DEVOS A., JAILLET S.,** 1996 – Synthèse des traçages du Barrois et de son pourtour immédiat, *Echo des cavernes meusiennes*, n°4, pp. 10-32.
- **DEVOS A., FRANÇOIS D., SARY M.,** 1996 - L'alimentation des canaux de navigation en Lorraine et son influence sur l'écoulement des rivières en période de basses eaux, *Hommes et terres du Nord*, 1, pp39-46.

- **DEVOS A., SARY M.,** 1996 - Captures actives et hydrologie entre Marne et Meuse (Lorraine), Actes du colloque "Paléoréseaux hydrographiques quaternaires", *Revue Géographique de l'Est*, Nancy 6-8 Sept. 1995, pp. 309-320.
- **DEVOS A., JAILLET S.,** 1997 - *Opération de traçage dans le bois de Trampot (Haut-Pays – Vosges) organisé du 21 au 27 mars 1997*, rapport GEOKARST, 17 p.
- **DEVOS A., JAILLET S.,** 1998 - Les sources de la Saulx barroise, typologie, contraintes et potentialités, *Mosella,* Tome XXIII, n°1-2, pp. 149-168.
- **DEVOS A., JAILLET, MANCEAU L., POINSAINT R.,** 1998 – *Etude des sources karstiques de Rupt-aux-Nonains*, Rapport final, Conseil Général de la Meuse – CEGUM, 82p. + 1 carte.
- **DEVOS .A, NEJJARI .A, GILLE .E, AKDIM .B, BENJELLOUL M.,** 1999 - *Ressources et usages de l'eau dans le bassin supérieur de l'oued Guigou (Moyen-Atlas – Maroc)*, Etudes de Géographie Physique de l'Université d'Aix-Marseille N°XXVIII, 1999, pp. 191-195, actes du colloque du 8-10 octobre 1998 "la montagne méditerranéenne : paléoenvironnements, morphogenèse, aménagements".
- **DEVOS A., JAILLET S., GAMEZ P.,** 1998 - *Structures tectoniques et contraintes de cheminement des eaux dans les aquifères karstiques du Barrois*, livre des contributions au colloque "Karst & Tectonics" Han/Lesse, pp. 53-56.
- **DEVOS.A., JAILLET.S., GAMEZ.P.,** 1999 - Structures tectoniques et contraintes de cheminement des eaux dans les aquifères karstiques du Barrois, Colloque Karst & tectonics, Han-sur-Lesse Belgique, *Géodinamica Acta*, n°3-4, Vol.12, pp 249-257.
- **DEVOS A., BENJELLOUL M., NEJJARI A.,** 2000 - Les ressources en eau et leurs utilisations dans la plaine du Guigou (Moyen Atlas, Maroc), *Mosella*, tome XXV, n°3-4, pp. 328-339.
- **DEVOS A., LEJEUNE O., BUTAEYE D., PANNET P., CORDONNIER G., BARBIN V., MARRE A., PASCAL A.,** 2005, *Analyse des modalités d'écoulement des eaux dans le bassin-versant de la Vesle*, Rapport annuel Piren-Seine, site du Piren-Seine http//www.piren-seine.fr
- **DIREN,** 1996 - *Etude de la cartographie des zones inondées par les plus hautes eaux connues sur le bassin Seine Normandie* : planches 21 à 35 de l'atlas 6b.
- **DOLVECK J. et MESTOUDJIAN J.,** 1995 - *Etude paysagère de la vallée de la Marne de la source à Saint-Dizier*, AESN, 2 tomes, 31p. et 60p.
- **DOLVECK J. et MESTOUDJIAN J.,** 2001 - *Etude sitologique de la Marne moyenne : diagnostic et propositions d'actions*, AESN et Syndicat Intercommunal d'aménagement et d'Entretien de la Marne, 64p.
- **DREIDEMY J-C., WEISROCK A.,** 1991 - Le remplissage des vallons secs en Lorraine: étude préliminaire, *Physio-Géo*, n°22-23, pp. 137-142.
- **DUCHADEAU-KERVAZO C., KERZAVO B., O'YL W.,** 1986 - Approche des oscillations climatiques entre 135 000 B.P. et le maximum glaciaire par analyse des périodicités et implications, *bull. de l'AFEQ*, 25-26, 1-2, pp. 70-77.
- **DUCHARNE A., THERY S., VIENNOT P., LEDOUX E., GOMEZ E., DEQUE M.,** 2003 – Influence de changement climatique sur l'hydrologie du bassin de la Seine, *Vertigo – La revue en science de l'environnement*, Vol.4, 3, pp. 1-13.
- **DUMAS B., GUEREMY P., LECOMPTE M., LHENAFF R., RAFFY J.,** 1987 – Mouvements de terrain et érosion hydrique dans les Baronnies méridionales : méthodes d'étude et premiers résultats, *Trav. Ins. Géog. Reims*, n°69-72, pp. 68-93.
- **DUMONTIER M.,** 1959 - La perte de la Meuse à Bazoilles, *Le Pays Lorrain*, n°4, pp. 115-124.
- **DURAND A.,** 1932 - L'étage Kimméridgien dans les départements de la Meuse et de la Haute-Marne, *B.D.S.G.F.,* 3-4, pp. 293-335.
- **DURBET G., RODRIGUEZ P., BADALIAN L., HADJOUIS D., GAUTHIER A., LAURENT M., RICARD J-L., WATTEZ J.,** 1997 - Découverte d'un site Paléolithique moyen dans des alluvions saaliennes du confluent Seine-Marne à Maisons-Alfort (Val-de-Marne), *C.R.A.S. de Paris*, t. 324, Iia, pp. 505-512.

- **DURBET G., BADALIAN L., HADJOUIS D., LAURENT M., MARSCH R., RICARD J-L., RIMBAULT S., WATTEZ J.,** 1995 - *Maison Alfort : ZAC d'Alfort 1, Fouille archéologique*, Rapport de fouille archéologique, Laboratoire Départemental d'Archéologie du Val-de-Marne et ARPEA 94, 77p + 8 annexes.
- **DUSCHESNE F., PISSART A.,** 1985 - Valeur statistique des comptages de cailloux de différentes lithologies, *Bull. Soc. Géogr. de Liège*, Vol. 21, pp. 13-23.
- **DZANA J-G., GAILLARD S.,** 1995 - Zone inondables et topographie des lits majeurs: l'exemple de l'Aube et de la Seine supérieur, *Ann. Géo*., Notes, 581-582, pp. 191-200.
- **DZANA J-G., GAILLARD S.,** 1996 - Hydrodynamique et mobilité d'une boucle de méandre au stade du débit à pleins bords : l'exemple de la Seine supérieure, *Géomorphologie*, 2, pp. 16-28.
- **DZANA J-G.,** 2000 - Réponses morphodynamiques d'un hydrosystème à faible énergie aux aménagements hydrauliques : l'exemple de la Seine supérieure (France), *Géomorphologie*, 3, pp. 161-176.

**-----E-----**

- **EINSELE G.,** 2000 – *Sedimentary basins: evolution, facies and sediment budget*, Springer-ferlag, Berlin, 792p.
- **EK C.,** 1961 - Conduits souterrains en relation avec les terrasses fluviales, *Ann. Soc. Géol. Belg*., 84, pp. 313-340.
- **ESTEVES M., 1989** - *Mesure des débits par intégration des cours d'eau normalisation des méthodes de traitement des données*, Agence de l'Eau Rhin-Meuse, Mission déléguée de bassin Rhin-Meuse, 15p.

**-----F-----**

- **FANTON M.,** 2004 - *Cartographie hydrogéomorphologique des zones inondables de la Marne entre Loisy-sur-Marne et Vésigneul-sur-Marne*, Mémoire de maîtrise, Université de Reims, Département de Géographie, 117p.
- **FENELON P.,** 1967 – *Vocabulaire Français des phénomènes karstiques*, coll. Mémoires et documents, nouvelle série, vol. 4, ed. C.N.R.S., pp. 13-68.
- **FERREIRA E.,** 2004 - *Aspects environnementaux et paysagers des canaux de navigation en milieux calcaires : le canal de la Marne à la Saône en amont de Chaumont, versant Marne*, Mémoire de maitrise, Université de Reims, 126p + annexes.
- **FIANDINO M. MARTIN C.,** 2004 - Quantification des flux de matières en suspension de trois fleuves côtiers méditerranéens (Bassin de l'étang de Berre) : approche méthodologique, *Etude de Géographie Physique*, n°XXXI, pp. 71-86.
- **FIANDINO M.,** 2004 - Les flux de matières en suspension de trois fleuves côtiers de l'étang de Berre (Bouches-du-Rhône), *Méditerranée*, 1-2, pp. 171-180.
- **FLAGEOLLET J-C., LE ROUX J., VINCENT P-L.,** 1985 - Carte géologique de la France au 1 :50 000, feuille de Toul et sa notice explicative, 39p.
- **FOUCAULT A., RAOULT J-F.,** 1995 – *Dictionnaire de géologie*, Masson, 324p.
- **FOURNIGUET J.,** 1980 - Mouvements verticaux actuels en bassin de Paris révélés par les comparaisons de nivellements, *Bull. Soc. Géol. France*, XXII, 4, pp. 685-693.
- **FOURNIGUET J**., 1987a - *Géodynamique actuelle dans le nord et le nord-est de la France : apport des comparaisons du nivellement*, Mémoire du BRGM, n°127, 173p.
- **FOURNIGUET J**., 1987b - Géodynamique actuelle en France : une illustration de l'apport des comparaisons de nivellements à l'étude des déformations actuelles, *Géochronique*, 23, pp. 17-21.
- **FRAISSE T., LACAZE N.**, 1999a – Etude pour l'élaboration d'un plan de gestion et d'aménagement de l'environnement lacustre et de la flore du lac de Charmes, Etude Carex Environnement, 38p.
- **FRAISSE T., LACAZE N.**, 1999b – Etude pour l'élaboration d'un plan de gestion et d'aménagement de l'environnement lacustre et de la flore du lac du Liez, Etude Carex Environnement, 48p.

- **FRAISSE T., LACAZE N.**, 1999c – Etude pour l'élaboration d'un plan de gestion et d'aménagement de l'environnement lacustre et de la flore du lac de la Mouche, Etude Carex Environnement, 43p.
- **FRAMERY D**., 1993 - *Cartographie de géomorphologie dynamique entre Boursault et Mareuil-le-Port*, Mémoire de Maîtrise, Université de Reims, 148p.
- **FRANÇOIS D.,** 1988 - Etude statistique des pluies et des débits annuels, *Mosella*, tome XVIII, pp. 135-159.
- **FRANÇOIS D., GILLE E., ZUMSTEIN J-F.,** 1993 - Analyse des séries chronologiques et applications aux données hydroclimatiques, *L'eau, la terre et les hommes : hommage à René Frécaut*, PU de Nancy, pp. 137-146.
- **FRANÇOIS D., SARY M., AUER J-C., ZUMSTEIN J-F.,** 1994a - *Etude méthodologique des débits d'étiage,* rapport AERM/CEGUM.
- **FRANÇOIS D, SARY M**., 1994b - Intérêt des profils hydrologiques d'étiage pour la détermination des débits de référence au droit des ouvrages hydrauliques, *Revue de Géographie Alpine*, 2, pp. 37-44.
- **FRANÇOIS D, SARY M**., 1994c - Etude méthodologique des débits d'étiage, AERM, 30p.
- **FREYTET P**., 1989, Alluvions modernes de la Marne entre Gournay-sur-Marne et Charenton, *Centre de Géomorphologie de Caen*, 37, pp. 97-101.
- **FROMENT P.,** 1976 - *Bilan hydrologique de la haute vallée de la Blaise 1973-1976*, Rapport de DEA, 18p.
- **FUNCKEN L., PAUWELS M.,** 1994 - Activité des plongeurs belges en Meuse/Haute-Marne 1987-1993, *Sous le Plancher*, 9, pp. 141-147.
- **FUSTEC E., GREINER I., SCHANEN O., GAILLARD S., DZANAN J-G.,** 1998 – *Les zones humides riveraines: des milieux divers aux multiples fonctions*, pp. 211-262 ; *in la Seine et son Bassin: fonctionnement écologique d'un systhème fluvial anthropisé*, Elsevier, 749p.

**-----G-----**

- **GAILLARD.S.,** 1999 - *Dynamique morphosédimentaire holocène et fonctionnement actuel d'un hydrosystème à faible énergie*, Université Paris IV, Thèse de doctorat, Septentrion, 237p.
- **GAMEZ P.,** 1985a - Karstologie lorraine : aperçu sur les karsts lorrains, *Spéléo L*, 15, pp. 35-43.
- **GAMEZ P.,** 1985b, Erosion des sols et érosion chimique dans le bassin karstifié de la Damusse (Lorraine septentrionale, *Annales de la Société Géologique de Belgique*, t.108, pp. 213-219.
- **GAMEZ P.,** 1995 - Hydrologie et karstologie du bassin du Loison (Woëvre septentrionale – Lorraine), *Mosella*, tome XXI, numéro spécial annuel, 453p.
- **GAMEZ P., SARY M**., 1979 - Morphogenèse et kasrtogenèse en Woëvre septentrionale – l'interfluve Loison-Othain, *Mosella*, Tome IX, n°1, pp.3-76.
- **GAMEZ P., SARY M., RODET J., LETOUZE F.,** 1985 - Morphogénèse et karstogénèse en Woëvre septentrionale : l'interfluve Loison-Othain, *Spélunca*, mémoire n°14, pp. 73-75.
- **GAMEZ P., WEHRLI A., FIZAINE J-P., SCAPOLI J.,** 1995 – L(implication du karst dans la capture de la Moselle, Acte du colloque « Paléoréseaux hydrographiques quaternaires », *Revue Géographique de l'Est*, 3-4, pp. 297-308.
- **GARDET G.,** 1937 – Les alluvions de l'Ornain en aval de Bar-le-Duc (Feuille de Bar-le-Duc au 1/80 000), *Bull. Soc. Géol. Fr.*, pp. 222-229.
- **GARDET G.,** 1946 - Sur l'âge de la capture de l'Ornain par la Marne, *Compte-rendu Sommaire des Séances de la société Géologique de France*, pp. 63-65.
- **GEOKARST,** 1998 - *Campagne de traçages dans le Barrois et le Perthois*, Rapport final, 23p + annexes.
- **GEOKARST**, 1999a - *Traçages complémentaires sur le plateau du Barrois*, Rapport de synthèse, 21p + annexes.
- **GEOKARST,** 1999b - *Opérations de traçages à la perte de Chileloup et à la perte de la Vau Vauthier et aux pertes de Renesson,* Rapport de sortie, 27p.
- **GEOKARST**, 1999c - *Week-End rencontre Rupt-du-Puits du 26-28 mars 1999*, Rapport de sortie, 27p.

- **GEOKARST**, 2000 - *Stage d'observations souterraines Hydrologie-Karstologie : 29, 30 avril et 1er mai 2000*, Rapport de sortie, 22p.
- **GOGUEL J.,** 1965 – *Carte géologique au 1:50 000 de Doulevant-le-Château et sa notice*, B.R.G.M., 8p.
- **GOMBERT Ph.,** 1997 – Quantification du rôle des paramètres climatiques dans la dissolution karstique, *C. R. Acad. Sci. Paris*, T. 324, Série IIa, pp. 17-23.
- **GOMBERT Ph.,** 2002 – Role of karstic dissolution in global carbon cycle, *Global and planetary Change,* 33, pp. 177-184.
- **GRAVIER J-F.,** 1947 – *Paris et le désert français*,
- **GSPV Epinal**, 1953 - Nouvelles de groupes, *Bull. du CNS,* n°1, 13 p.
- **GUEREMY P.,** 1983 - *Le glissement de terrain et la coulée de Roocourt*, recueil de texte issu du colloque La Haute-Marne, pays de confins, pays de carrefours, Chaumont, pp. 89-94.
- G**UEREMY P**., 1993 - *Les mouvements de terrain sur le versant de rive droite de la vallée de la Marne entre Damery et Reuil,* Groupe de recherche sur l'Erosion de Champagne-Ardenne (GRECA). Rapport destiné au Comité Interprofessionnel des Vins de Champagne (CIVC), 25p.
- **GUEREMY P., VEJUX V.**, 1987 – Mouvements de terrain successifs : les glissements de terrain et les coulees du versant sud de la Montagne d'Avize, *Travaux de l'Institut de Géographie de Reims*, n°69-72, ERIGUR, pp. 113-127.
- **GUEREMY P., MARRE A.,** 1991 - Les mouvements de terrain dans le vignoble champenois, *La Champagne viticole*, Hors-série, Epernay, pp. 8-16.
- **GUEREMY P., LHENAFF R., MARRE A.**, 1991 - Mouvements de masse et évolution des formes de terrain dans le Massif des Baronnies (Préalpes françaises du sud), *Z. für Geomorph.,* Suppl.-Bd. 83, pp 211-220.
- **GUEREMY P., LAURAIN M., MARRE A.,** 1993 - *Les mouvements de terrain sur le versant de rive droite de la vallée de la Marne entre Damery et Reuil,* Travaux du GREURCA, inédit, 12p.
- **GUEREMY P., MARRE A.,** 1996 – Une nouvelle méthode de cartographie géomorphologique applicable aux aléas naturels, *Travaux de l'Institut de Géographie de Reims*, n°93-94, ERIGUR, 5-40.
- **GUILCHER A.,** 1979 – *Précis d'hydrologie marine et continentale*, Masson, 2ème édition, 344p.
- **GUILLAUME M., MAIAUX C., PIERSON G., BRESSON G.,** 1971 – *Géologie et hydrogéologie de la vallée de la Saulx*, B.R.G.M., 71 SGN 89 NES, 29 p. + annexes.
- **GUILLAUME Ch.**, 1982 - Station de surface du Paléolithique inférieur et moyen en Lorraine, *Bull. de l'Assoc. Fr. pour le Quaternaire*, n°2 et 3, pp. 135-146.
- **GUIOT J., PONS A., de BEAULIEU J-L., REILLE M.,** 1989 - A 140000 year continental climate reconstruction from two European pollen records, *Nature*, 338, pp. 309-313.

**-----H-----**

- **HARMAND D**., 1991 - Les alluvions anciennes et les niveaux de terrasses dans la vallée de la Meuse lorraine, *Mosella*, t. XVIII, pp. 1-38.
- **HARMAND D**., 1992 - *Histoire de la vallée de la Meuse lorraine*, Presse universitaire de Nancy, 146p.
- **HARMAND D**., 1995 - Evolution morphologique cénozoïque des vallées de l'Est du bassin de Paris : comparaison avec le sud du bassin, *Territoires, paysages et héritages (Mélange Bonnefont*), Pu de Nancy, pp. 41-48.
- **HARMAND D., KARTIT A., OCCHIETTI S., WEISROCK A.,** 1995a - L'âge de la capture : corrélations entre les formations fluviatiles saaliennes de la haute Moselle et de la Meuse, *Revue Géographique de l'Est*, 3-4, pp.269-290.

- **HARMAND D., WEISROCK A., GAMEZ P., LE ROUX J., OCCHIETTI S., DESHAIES M., BONNEFONT J.C., SARY M.,** 1995b - Nouvelles données relatives à la capture de la Moselle, *Revue Géographique de l'Est*, 3-4, pp. 321-343.
- **HARMAND D., KROOK L., PISSART A.,** 1995c - L'enregistrement de la capture de la haute Moselle dans les alluvions de la basse vallée de la Meuse, *Revue Géographique de l'Est*, 3-4, pp. 291-296.
- **HARMAND D., PISSART A., KROOK L**., 1998 - L'évolution du paléo-bassin de la Meuse : les enseignements des captures et leurs implications environnementales, Arbeiten aus dem Géographischen Institut der Universität des Saarlandes. Actes du symposium « Problèmes de l'environnement en Saar-Lor-Lux », Saarbrücken, pp.157-173.
- **HARMAND D., FAUVEL P-J. JAILLET S., LE ROUX J., ALLOUC J., BRULHET J., BROCANDEL M.,** 2002 – Incision ante- et post-capture dans les vallées de l'Ornain et de la Saulx (Est du bassin de Paris), *Revue Géographique de l'Est*, Tome XLII, 4, pp. 171-183.
- **HARMAND D., LEJEUNE O., JAILLET S., , ALLOUC J., OCCHIETTI S., BRULHET J., FAUVEL P-J., HAMELIN B., LAURAIN M., LE ROUX J., MARRE A., PONS-BRANCHU E., QUINIF Y., DEVOS A.,** 2004 - Dynamique de l'érosion dans le Barrois et le Perthois : incision et karstification dans les bassins-versants de la Marne, de la Saulx et de l'Ornain, *Quaternaire*, 15, 4, pp. 305-318.
- **HATRIVAL J-N., MORFAUX P.** 1977 - Carte géologique d'Epernay au 1/50 000ème, et sa notice, B.R.G.M., 19p.
- **HELLUIN M., PELLERIN J., CLET M., PILET-LEMIERE J.,** 1991 - Anthropisation et remblaiement de vallons de premier ordre dans la région de Fougères (Ille-et-Vilaine)., *Physio-Géo*, n°22-23, pp. 143-148.
- **HENRIOT M.,** 1961 – L'évolution de la métallurgie du Barrois, *Revue d'histoire de la sidérurgie*, 2, pp. 115-126.
- **HERBILLON C., JAILLET S., DEPAQUIS J-P., DEVOS A., JACQUEMIN D., ROBERT N., TAILLIEZ C.,** 1996, Quatre traçages complémentaires effectués au cours de l'Hiver 95/96, Echo des Cavernes Meusiennes, 4, pp. 77-79.
- **HERY K.,** 1997 – *L'évolution du tracé de la Marne dans la traversée de la Champagne sèche*, Mémoire de maitrise, Université de Reims, 89p.
- **HILLY J., HAGUENAUER B.,** 1979 - Guides géologiques régionaux : Champagne-Ardenne, Masson, 216p.
- **HOFFMANN F., PELLEGRIN J-C,** 1996 - Méthodologies hydrochimiques, *Trav. Lab Géo. Phys. Appli. Bordeaux*, 14, pp. 13-79.
- **HOFFMANN R.,** 1996 – Die quartäre Tectonik des südwestlichen Schiefergebirges begründet mit der Höhenlage der jüngeren Hauptterrasse der mosel und ihrer Nebenflüsse, *Bonn. Geowiss. Schrift.,* Band 19, 156S.
- **HOUGHTON J., DING Y., GRIGGS D., NOGUER M., VAN DER LINDEN P., DAI X., MASKELL K., JOHNSON C.,** 2001 – Climate Change 2001: the scientific basis – contribution of working group 1 to the third Assessment report of IPCC, Cambridge University Press, 97p. http://www.grida.no/climate/ipcc_tar/wg1/index.htm
- **HUAULT M-F., LEFEBVRE D.,** 1983 – Un dépôt holocène exceptionnel dans la basse vallée de la Seine : La diatomite calcifiée de Mailleraye-sur-Seine (France), *Bull. de l'A.F.E.Q.*, 4, pp. 171-181.
- **HUMBERT J., KADEN U.,** 1994 - Détection des modifications de l'écoulement fluvial au moyen de l'indice des débits de base, *Revue de Géographie Alpine*, 2, pp. 25-36.
- **HUISINK M.,** 2000 - Changing river styles in response to Weichselian climate changes in the Vecht valley, eastern Netherlands, *Sedimentary Geology*, 133, pp. 115-134.
- **HUXTABLE J., 1993 –** Further thermoluminescence dates burn flints from Maastricht-Belvédère and finalised thermoluminescence age for the unit IV Middle Paleolithic sites, *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, 47, pp. 41-44.

**-----I-----**

- **IIBRBS**, 1994 - *Les grands lacs de Seine*, Plaquette de présentation de l'IIBRBS, 16p.
- **I.S.L.,** 1999a – *Bilan et actualisation du schéma hydraulique du bassin de la Marne*, rapport réalisé pour l'Entente Interdépartementale pour l'Aménagement de la Rivière Marne et ses Affluents, 9 volumes, 1000p.
- **I.S.L.,** 1999b – *Etude hydraulique de la rivière Ornel*, Syndicat Intercommunal d'Aménagement hydraulique Marne-Perthois, 2 tomes, 86p. et annexes.
- **IZOUAKANE H.,** 1989 - *Etude préliminaire du réseau du Rupt-du-Puits,* Mémoire de DEA, Université de Nancy, 65p.

**-----J-----**

- **JACQUEMIN D., GAMEZ P.**, 1994 - Inventaire souterrain du Bois de Trampot. *Hadès*, n°8, Les cahiers spéléologiques de Lorraine. Metz. pp. 7-67.
- **JACQUOT A.,** 2003 - *Etude des alluvions de la terrasse Ma2 de la Marne*, Mémoire de maîtrise, Université de Nancy 2, 100p.
- **JAILLET S.,** 1995a - *Le géosystème du Rupt-du-Puits,* Mémoire de Maîtrise, Université de Metz, 171p.
- **JAILLET S., GAMEZ P.,** 1995b - Observations morphologiques sur le géosystème karstique du Rupt-du-Puits, *Karstologia,* 26, FFS, AFK, pp27-38.
- **JAILLET S.,** 1996 - *Dynamique des karsts couverts des bas-plateaux : l'exemple du Rupt-du-Puits (Lorraine/Champagne-Ardenne),* Mémoire de DEA, Université de Bordeaux, 152p.
- **JAILLET S.,** 1999 - Recul de couverture et karstification dans le karst couvert de bas plateau : Le Barrois, *Colloque Européen Karst 99*, pp123-128.
- **JAILLET S.,** 2000 - *Un karst couvert de bas-plateau :le Barrois (Lorraine / Champagne, France) Structure – Fonctionnement – évolution*, Thèse de géographie, Université Michel de Montaigne (Bordeaux 3), deux tomes, 710 p. (tome 1 : texte et figures, 544 p. / tome 2 : annexes, 166 p.).
- **JAILLET S., DEVOS A**, 2001 - Structure et comportement d'un aquifère karstique de la vallée de la Saulx: les sources de Rupt-aux-Nonains (Lorraine-Meuse)- implication pour la gestion d'un captage AEP*", Bulletin du Groupe Francophone d'Humidimétrie et des traNsferts en Milieux Poreux (GFHN) n°46, avril 2001, pp;183-188.Actes des 26ème Journées du GFHN "Milieux poreux et milieux vivants", 27-28 Nov.2001, Meudon, organisées par l'Ecole Nationale des Travaux Publics de l'Etat – Laboratoire des Sciences de l'Environnement, Vaulx-en-Velin (Rhône).*
- **JAILLET S., CORBONNOIS J., DEVOS A., DOLIQUE F., FAUVEL J.P., HARMAND D., LAURAIN M., LEJEUNE O., LE ROUX J., LOSSON B., MARRE A., SIBILEAU L., sous la direction de JAILLET S.,** 2001 - Site Meuse/Haute Marne – Quantification de l'érosion - Dynamique de l'évolution morphologique – phase 2000-2001 des études de terrain", Rapport d'étude ANDRA-G2R, 2 Tomes, 169p. et annexes 254p.
- **JAILLET S., LOSSON B., BRULHET J., CORBONNOIS J., HAMELIN B., PONS-BRANCHU E., QUINIF Y.,** 2002b – Apport des datations U/Th de spéléothèmes à la connaissance de l'incision du réseau hydrographique de l'Est du bassin parisien, *Revue Géographique de l'Est*, Tomme XLII, 4, pp. 185-195.
- **JAILLET S. ; LOSSON B. ; BRULHET J. ; CORBONNOIS J. ; HAMELIN B ; PONS-BRANCHU E. & QUINIF Y.,** 2002c - Apport des datations U/Th de spéléothèmes à la connaissance de l'incision du réseau hydrographique de l'Est du Bassin parisien. - *Revue Géogr. de l'Est*, XLII, 4, 185-195.
- **JAILLET S. ; PONS-BRANCHU E. ; BRULHET J. & HAMELIN B.,** 2004 - Karstification as a geomorphological evidence of river incision : the karst of Cousance and the Marne valley (eastern Paris Basin). - *Terra Nova*, 16, 4, 167-172.

- **JAILLET S., CARPENTIER C., LATHUILLIERE B.,** 2005 - Etude des circulations karstiques dans les calcaires oxfordiens : la vallée du Rongeant et ses alluvions, in Marre A. et al., 2005 - Site Meuse / Haute-Marne Dynamique De L'évolution De La Morphologie Acquisition de données nouvelles sur le terrain - Modèle conceptuel et participation aux synthèses : rapport d'étude de la phase 2005, ANDRA C.RP.0GRU.05.001.1, 16p.
- **JEANNIN P-Y.**, 1998 - S*tructure et comportement hydraulique des aquifères karstiques*, thèse de doctorat de l'Université de Neufchâtel, 237 p., et annexes.
- **JOANNE P. -** 1905, *Géographie de la Haute-Marne*, Ed. Hachette et Cie, 53p.
- **JOLY F.**, 1997 – *Glossaire de Géomorphologie : base de données sémiologiques pour la cartographie*, Armand colin, 325p.
- **JOLY H.**, 1911 – *Géographie Physique de la Lorraine et de ses enveloppes*, Nancy, A. Barbier Ed., 350p.
- **JOLY J.**, 1976 – Les systèmes de base de corniche en Bourgogne, *La Préhistoire française*, T.1, Vol.1, pp. 281-282.
- **JONES D. Ph.,** 1990 - Le climat des mille dernières années, *La Recherche*, 219, pp. 304-312.
- **JOUZEL J. et *al*,** 1987 - Vostok ice core : a continous isotope temperature record over the last climatic cycle (160000 years), *Nature*, 329, pp. 403-408.
- **JOUZEL J., LORIUS C.,** 1999 - Evolution du Climat : du passé récent vers le futur, *C.R.A.S. de Paris*, 328, IIa, pp. 229-239.
- **JOUZEL J.,** 2003 - Climat du passé (400 000 ans) : des temps géologiques à la dérive actuelle, *C.R. Géoscience*, 335, pp. 509-524.
- **JOUZEL J., DEBROISE A.,** 2004 – *Le climat : jeu dangereux*, coll. Quai des Sciences, ed. Dunod, 212p.
- **JUVIGNE E.,** 1982 - L'utilisation rationnelle de l'eau oxygénée pour la destruction de matières organiques en granulométrie, *Bull. Soc. Géog. Liège*, n°18, pp. 19-29.

**-----K-----**

- **KADEN U.,** 1993 – *Etude de la séparation des écoulements sur différents basins d'Alsace. Application et automatisation de la technique du Base Flow Index*, Mémoire de maîtrise de Géographie, CEREG/ULP Strasbourg, 55p. + Annexes.
- **KASSE C., VANDENBERGHE J., Van HUISSTEDEN J., BOHNCKE S-J-P., BOS J-A-A.,** 2003 - Sensitivity of Weichselian fluvial systems to climate change (Nochten mine, eastern Germany), *Quaternary Science Reviews*, 22, pp. 2141-2156.
- **KIM S-C.,** 1991 - *Etude hydrologique de la Mortagne (Lorraine),* Thèse de Doctorat, Université de Metz, 286p.
- **KNIGHTON A-P.,** 1973 – River bank erosion in relation to stream flow condition, River Bolling-Dean, Cheshire, *East Midland Geographer*, 6, pp. 416-426.
- **KOERNER W., CINOTTI B., JUSSY J-H., BENOIT M.,** 2000 – Evolution des surfaces boisées en France depuis le début du XIX$^{ème}$ siècle : Identification et localisation des boisements des territoires agricoles abandonnées, *Economie et forêt*, LII, 3, pp. 249-269.
- **KOERNER W., DUPOUEY J-L., BUISSON-DELANDRE A., BACHACOU J., BIENAIME E., COSSERAT-MANGEOT R., CORVISIER de VILLELE M-A., GLOERSEN E.,** 2002 - De la carte de Naudin à la carte IGN : précision et déformations spatiales de la feuille de Nancy, *in « entre Meuse et Vosges : les Naudin et la Lorraine (1738-1744) »,* catalogue d'exposition sous la direction de Wagner P-E., pp.1-11.
- **KOWALSKI P., TAOUS A., WEISROCK A.,** 1990 - Etude morphosédimentaire du remblaiement des fonds de vallées de la Meurthe à Sainte Marguerite (Vosges), *Revue Géographique de l'Est*, XXX, 1, pp19-36.

- **KRIER V., LEROYER C., LIMONDIN N.,** 1993 – *Approche pluridisciplinaire de l'environnement du site holocène de Verrières (Vallée de la Seine, Aube)*, in Actes du 116ème congrès national des sociétés savantes, Chambéry 1991, Pré-Protohistoire, Paris, ed. CTHS, pp. 47-59.
- **KRON.F., ANTOINE.P., FRANCHETTO.G.**, 1996 - *Les tufs en Lorraine et Haute-Marne*, Mémoire de MST Aménagement et environnement, sous la direction de P.GAMEZ, 64p.
- **KROOK L.**, 1993 – Heavy minerals in the Belvédère deposits, *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, 47, pp. 26-30.
- **KULKA G.**, 1980 – End of the last interglacial : a predictive model of the future, *Palaeoecology of Africa*, pp. 395-408.

**-----L-----**

- **LABOURGUIGNE M., MEGNIEN F.,** 1975 - *Carte géologique de Châlons-sur-Marne au 1/50 000ème, et sa notice*, B.R.G.M., 18p.
- **LAMALLE C., PETIT F., KOCH G., HURTGEN G., PISSART A.,** 1989, Les transports en suspension et en solution dans la Burdigale, affluent principal de la Mehaigne, *Bull. Soc. Géogr. de Liège*, 25, pp. 39-51.
- **LAMBERT C-P., WALLING D-E.**, 1987 – Floodplain sedimentation : a preliminary investigation of contemporary deposition within the lower reaches of the river Culm, Devon, (U.K.), *Geogr. Ann.*, 69a, 3-4, pp. 393-404.
- **LAMOTHE L. de**, 1901 – Etude comparée des systèmes de terrasses des vallées de l'Isser, de la Moselle, du Rhin et du Rhône : preuve que leur formation est due a des oscillations eustatiques du niveau de base, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Tome 1, 4, pp. 297-383.
- **LANGLAIS G.,** 1989 - *Mouvements de terrain et érosion hydrique sur la Côte de l'Ile-de-France entre Chavot-Concourt et Cramant au sud d'Epernay*, Mémoire de Maîtrise, Université de Reims, 98p.
- **LAPPARENT A. de,** 1897 – Un épisode de l'histoire de la Bar, *Annales de Géographie*, n°25, pp. 79-80.
- **LARUE J.P.**, 1999b - L'évolution morphodynamique des vallons et vallées dans les bassins de la Maine et du Cher (sud-ouest du Bassin parisien) depuis le Tardiglaciaire, *Bull. Soc. géol. France*, t 170, n° 6, pp 927-938.
- **LARUE J-P,** 2003a - L'encaissement de l'Allier et de la Loire supérieure et moyenne (France) au Pliocène et au Pléistocène, Géomorphologie, 3, pp. 135-150.
- **LARUE J-P,** 2003b - L'encaissement inégal de la Seine et de la Loire dans le Bassin parisien (France), *Géographie Physique et Quaternaire*, Vol. 57, n°1, pp. 21-36.
- **LARUE J-P.,** 2004 – The status of ravines-like incisions in the dry valleys of the Pays de Thelle (Paris basin, France), *Geomorphology*, sous presse.
- **LAURAIN M., ALLOUC J., LEROUX J., LOUIS P, MONCARDINI Ch.,** 1985 - Carte géologique d'Avize au 1/50 000ème, et sa notice 37p.
- **LAURAIN M., MARRE A.,** 1991 – Un essai d'évaluation de la vitesse de l'érosion depuis le Moyen-Âge : l'exemple de la Champagne Humide (France), *Physio-Géo*, n°22-23, pp. 123-129.
- **LAURENT J.,** 1948 – *L'Argonne et ses bordure*, Thèse, Paris, 310p.
- **LAURENT R., GILBERT J.,** 1981 - Les traçages, *Spélunca*, 3, pp. 21-26.
- **LAUTRIDOU J-P.**, 1992 - A propos du Quaternaire en Europe, *Géochronique*, 44, pp. 15-16.
- **LAUTRIDOU J.-P., AUFFRET J.-P., BALTZER, CLET M., LECOLLE F., LEFEBVRE D., LERICOLAIS G., ROBLIN-JOUVE A., BALESCU S., CARPENTIER G., DESCOMBES J.-C., OCCHIETTI S., ROUSSEAU D.-D.,** 1999 - Le fleuve Seine, le fleuve Manche. *Bull. Soc. géol. France*, t. 170, n° 4, pp. 545-558.

- **LEBAUT S.**, 1999 - Approche hydrologique des rendements d'un aquifère : l'exemple des Grès d'Ardenne Luxembourg dans le secteur de Montmédy-Sedan, *Mosella*, pp.95-109.
- **LEBAUT S.,** 2001 - L'apport de l'analyse et de la modélisation hydrologiques de bassins versants dans la connaissance du fonctionnement d'un aquifère: les grès d'Ardenne-Luxembourg, thèse de doctorat de géographie de l'Université de Metz, *Mosella*, Tome XXVI n°1-2, 271p.
- **LEBAUT S., GILLE E., CADIHAC L., GRAS D.,** 1998 - Approche hydrologique des rendements d'un aquifère: l'exemple des Grès d'Ardenne-Luxembourg dans le secteur de Montmédy-Sedan, *Mosella*, Tome XXIII n°3-4, pp. 95-110.
- **LE BISSONNAIS Y., BENKHADRA H., GALLIEN E., EIMBERCK M., FOX D., MARTIN P., DOUYER C., LIGNEAU L., OUVRY J-F.,** 1996 – Genèse du ruissellement et de l'érosion diffuse sur sol limoneux : analyse du transfert d'échelle du m2 au bassin-versant élémentaire agricole, *Géomorphologie*, 3, pp. 51-64.
- **LEBRET P., CAMPY M., COUTARD J-P., FOURNIGUET J., ISAMBERT M., LAUTRIDOU J-P., LAVILLE P., MACAIRE J-J., MENILET F., MEYER R.,** 1993 – Cartographie des formations superficielles : réactualisation des principes de représentation au 1/50 000, *Soc. Géol. Fr*., BRGM, vol.4, n°1, pp. 39-54.
- **LEBRETON J-C.,** 1974 – *Dynamique fluviale*, Coll. De la direction des études et recherches d'Electricité de France, Eyrolles, 18, 209p.
- **LECOLLE F.,** 1980 - Le pléistocène moyen et supérieur alluvial de la vallée de la Seine en aval de Mantes (Yvelines) : paliers d'érosion et nappes alluviales. Méthodologie, *bull. de l'AFEQ*, 3, 3, pp. 117-128.
- **LECOLLE F.,** 1981 - *Le pléistocène moyen et supérieur alluvial de la vallée de la Seine au sud du Vexin et les industries préhistoriques associées*, Thèse de Doctorat de 3ème cycle, Paris VI, 182p.
- **LECOLLE F.**, 1984a - Phases érosives et cycles sédimentaires : les alluvions de la Seine au Sud du Vexin, *Bull. AFEQ*, 1-2-3, pp. 33-36.
- **LECOLLE F.,** 1984b - Les formations alluviales quaternaires de la Seine entre Paris et Rouen, *Bull. Centre de géomorphologie de Caen*, 29, pp. 19-36.
- **LECOLLE F.**, 1986 - Les alluvions Pléistocènes du méandre des Andelys (Tosny, Bernières, Eure) : Conservation exceptionnelle d'un niveau fluviatile interglaciaire et évolution particulière d'un méandre pendant les deux derniers cycles glaciaires, *Bull. Centre Géomorph. Caen*, 31, pp. 21-39.
- **LECOMPTE M., LHENAFF R., MARRE A.,** 1998 – Huit ans de mesures du ravinement des marnes dans les Baronnies méridionales (Préalpes françaises du Sud, *Géomorphologie*, n°4, pp. 351-374.
- **LECOMPTE M., CHODZKO J., LHENAFF R., MARRE A.,** 1997 – Marls Gulling : canonical analysis of erosion and sedimentation sequences (Baronnies – France), *Geodinamica Acta*, 10, 3, pp. 115-124.
- **LEFEBVRE D.,** 1974 - Les cailloutis würmiens de fond de vallée, en Basse Seine, *bull. de l'AFEQ*, 40-41, 3-4, pp.251-252.
- **LEFEBVRE D., ANTOINE P., AUFFRET J-P., LAUTRIDOU J-P., LECOLLE F.,** 1994 - Réponses de la Seine et de la Somme aux évènements climatiques, eustatiques et tectoniques du Pléistocène moyen et récent : rythmes et taux d'érosion, *Quaternaire*, 5 (3-4), pp. 165-172.
- **LEFEVRE D., HEIM J., GILOT E., MOUTHON J**., 1993 - Evolution des environnements sédimentaires et biologiques à l'Holocène dans la plaine alluviale de la Meuse (Ardennes, France) : premiers résultats, *Quaternaire*, 4, (1), pp. 17-30.
- **LEJEUNE O.,** 1999 **-** *Les Mouvements de terrain sur le flanc septentrional de la Montagne de Reims entre la commune de Verzenay et le lieu-dit le Mont Tournant,* Mémoire de maîtrise, Université de Reims, 140p.
- **LEJEUNE O.,** 2000a - *Le karst et les mouvements de terrain sur le versant nord de la Montagne de Reims de Villers-Allerand au Mont Tournant*, Mémoire de DEA, Université de Lille 1, 129p.
- **LEJEUNE.O.,** 2000b, Les mouvements de terrain et le karst en Montagne de Reims, *Bull. Sco. Et. Sci. Nat. de Reims*, n°14, pp. 29-39.

- **LEJEUNE.O.,** 2000c, Relation entre karst et mouvements de terrain sur le flanc septentrional de la Montagne de Reims (Marne-France), *Mosella*, Tome XXV, n°1-2, pp. 115-129.
- **LEJEUNE O., DAVID E.,** 2001, *Commune de Chaumont-Porcien (Ardennes) - Examen des désordres occasionnés par un mouvement de terrain*, Rapport BRGM/RP-51230-FR, 22p, 3 fig., 12 photos.
- **LEJEUNE O., DEVOS A.,** 2002, Caractéristiques et spécificités du karst de la Montagne de Reims – comparaison avec les autres karsts de contacts lithostratigraphiques de l'Est du Bassin-Parisien, *Revue Géographique de l'Est*, tome XLI, n°4, pp. 165-175.
- **LEJEUNE O., MARRE A., DEVOS A., LAURAIN M., BRULHET J., BROCANDEL M.,** 2002 - Les phases d'incision de la vallée de la Marne entre Joinville et Vitry-le-François, *RGE*, tome XLII, n°4, pp. 163-170.
- **LEJEUNE O., DEVOS A.**, 2004 - Apports des méthodes hydrologiques dans la compréhension des écoulements en pays calcaire : l'exemple des bas plateaux jurassiques du haut bassin de la Marne (France), *Karstologia*, n°44, pp. 15-24.
- **LEJEUNE O., DEVOS A., BUTAEYE D., PANNET P., CORDONNIER G., BARBIN V., MARRE A., PASCAL A**. 2005a - Analyse des modalités de circulation des eaux dans le bassin-versant de la Vesle à l'intérieur du bassin-versant et vers les bassins contigus, poster Colloque Piren-Seine à Paris, 3-4 février 2005.
- **LEJEUNE O., DEVOS A., MARRE A.,** 2005b, Spatialisation des débits d'étiage de la Blaise (Haute-Marne/France), Rapport annuel Piren-Seine, site du Piren-Seine, http//www.piren-seine.fr
- **LEOPOLD B., WOLMAN G.,** 1957 - River channel pattern: braided, meandering and straight, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 282-B, pp. 39-85.
- **LEPAGE L.,** 1990 - Trente années d'archéologie pré et protohistorique en Haute-Marne, pp. 293-316, in L'archéologie en Champagne-Ardenne : 1960-1990, Lusse J., Patrolin A. ed., 422p.
- **LEPAGE L.,** 1991a - A propos de quelques bifaces du musée de Saint-Dizier (Haute-Marne), *Préhistoire et Protohistoire en Champagne-Ardenne* , 15, pp. 15-24.
- **LEPAGE L.,** 1991b - *Il était une fois… en Haute-Marne la Préhistoire*, ed. CERPHM, 110p.
- **LEPILLIER M., MONDAIN P-H.,** 1986 - Les traçages artificiels en hydrogéologie karstique, *Hydrogéologie*, 1, pp. 33-52.
- **LE ROY LADURIE E.,** 2004 - *Histoire humaine et comparée du climat : canicules et glaciers XIII$^{ème}$-XVIII$^{ème}$ siècles*, Fayard, 740p.
- **LE ROUX J.,** 2000a – Structuration du Nord-Est du Bassin de Paris, *Bull. Info. Géol. Bas. Paris,* AGBP, vol. 37, 4, pp. 13-34.
- **Le ROUX J.,** 2000b – Reconstitution de la carte topographique et géologique de la surface sommitale, *in*. *Analyse de l'évolution morphologique des confins Meuse-Haute Marne : acquisition de données de terrain pour quantifier la dynamique de l'érosion, première phase de travaux*, ANDRA, n°012962SGG, pp. 8-32.
- **LE ROUX J., SALADO J.,** 1980 - *Fonctionnement des aquifères lorrains déduit des expériences de traçages colorimétriques*, Ministère de l'Agriculture, SRAEL, 149 p.
- **LE ROUX J., HARMAND D.,** 2003 - Origin of the hydrographic network in yhe Eastern Paris Basin and its border massifs, *Géologie de la France* ,n°1, pp. 105-110.
- **LEROYER.C, PASTRE J-F., FONTUGNE M., LIMONDIN-LOZOUET N.,** 1997 - Le Tardiglaciaire et le début de l'Holocène dans le bassin aval de la Marne (Seine-et Marne – France) : chronostratigraphie et environnement des occupations humaines, *119$^{ème}$ congr. Nat. Soc. Hist. Scient*., Amiens, Pré et Protohistoire, pp. 151-164.
- **LETOUZE F.,** 1985 – Les crues d'hiver et de printemps 1982-83 sur les bassins ruraux de Lorraine, *Mosella*, Tome XV, pp. 163-181.
- **LOMBART O.,** 1988 - *L'instabilité des versants de la Montagne de Reims*, Mémoire de Maîtrise, Université de Reims, 170p.
- **LOMBART O.,** 1996 – Une nouvelle méthode de mesure de l'érosion hydrique : exemple de la vallée de l'Ailette, *Travaux de l'Institut de Géographie de Reims*, n°93-94, pp. 99-112.

- **LORENZ C., OBERT D., BRICON C.,** 1977 - *Carte géologique de Meaux au 1/50 000ème*, et sa notice, BR.G.M., 13p.
- **LORIUS C., DUPLESSY J-C.,** 1977 - Les grands changements climatiques, *La Recherche*, 83, pp. 947-955.
- **LOSSON B.,** 1995 – *Paléo-écoulements aériens e karstiques du plateau de Haye : Implications à la capture de la Moselle*, Mémoire de maîtrise de Géographie, Université de Metz, 82p. + annexes.
- **LOSSON B.,** 2003 - *Karstification et capture de la Moselle (Lorraine/France) : vers une identification des interactions*, Thèse de doctorat, Université de Metz, 510p., + Vol des figures, + vol des annexes (227p).
- **LOSSON B., QUINIF Y.,** 2001 - La capture de la Moselle ; nouvelle données chronologiques par datations U/Th sur spéléothèmes, *Karstologia*, n°37, 29-40pp.
- **LOUIS P.,** 1963 - Découverte de deux défenses de mammouth à Vitry-le-François, *Mém. Soc. Agric. Commerc., Sci., Arts de la Marne*, vol. 78, pp. 7-10, 1 pl. , 1 tab.
- **LOUIS M.**, 1994 - Historique des recherches spéléologiques, Bois de Trampot, *Hadès,* n°8, les Cahiers spéléologiques lorrains, pp. 15-19.
- **LOUP J.,** 1974 – *Les eaux terrestres : hydrologie continentale*, Masson, 174p.
- **LUTERBACHER J., DIETRICH D., XOPLAKI, GROSJEAN M., WANNER H.,** 2004 – European seasonal and annual temperature variability, trends and extremes since 1500, *Science*, vol. 303, pp. 1499-1503.
- **L'VOVICH M.I.,** 1972 – Hydrologic budget of continents and estimate of the balance of global fresh water resources, *Soviet Hydrology*, 4, pp. 349-360.

**-----M-----**

- **MACAIRE J-J.,** 1983 - Evolution du réseau hydrographique dans le Sud-Ouest du bassin de Paris pendant le Pliocène et le Quaternaire, *Bull. Ass. Fr. Et. Quaternaire*, 16, pp. 183-195.
- **MACAIRE J-J.,** 1984 - Les vallées et formations alluviales Plio-Quaternaires dans le sud et le Sud-Ouest du Bassin de Paris : genèse et signification dynamique, *Bull. Ass. Fr. Et. Quaternaire*, 1-2-3, pp. 37-40.
- **MACAIRE J-J.,** 1990 - L'enregistrement du temps dans les dépôts fluviatiles superficiels da la géodynamique à la chronostratigraphie, *Quaternaire*, 1, pp. 41-49.
- **MACAIRE O., RITZENTHALER A., FABRE D., AMBROISE B., THIERY Y., TRUCHET E., MALET J-F., MONNET J.,** 2002 – Caractérisation des profils de formations superficielles par pénétrométrie dynamique à énergie variable : application aux marnes noires de Draix (Alpes de Haute Provence, France), *C.R. Géoscience*, 334, pp. 835-841.
- **MACAR P.,** 1945 – L'étrange capture de la Meuse par la Bar, *Annale de la Société Géologique de Belgique*, 68, pp. 198-213.
- **MADDY D., BRIDGLAND D-R., GREEN C-P.,** 2000 - Crustal uplift southern England: evidence from the river terrasse records, *Geomorphology*, 33, pp. 167-181.
- **MADIOT Y.,** 1996 - *Aménagement du territoire*, 3ème édition, A. Colin, 215p.
- **MAILLOT M., VILLES A.,** 1980 - Biface des alluvions de la Marne à Bignicourt-sur-Marne (Marne) ; *Bull. Soc. Archéologique Champenoise*, 2, pp. 3-8.
- **MAIRE G.,** 1977 - *La dynamique fluviale de la Saulx marnaise : une méthode naturaliste d'étude des rivières à fond mobil en vue de leur aménagement*, Ministère de l'agriculture, 38p., 3 planches photos, 3 cartes.
- **MAITROT L.**, 1930 - La Région de Wassy-Etude géologique : le plateau de Guindrecourt, *Bull. Soc. Haut-Marnaise des Et. Locales dans l'enseignement public*, n°3-4, pp. 72-82.

- **MALAVOI J-R**., 2001 - *Etude du fuseau de mobilité de la Marne moyenne*, AESN et Syndicat Intercommunal d'aménagement et d'Entretien de la Marne, 55p. et 3 annexes.
- **MANGIN A.**, 1975 – Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifère karstiques, Thèse d'état, (Ann. spéléo, 1974,, 29, 3, pp. 283-332), (Ann. spéléo, 1974,, 29, 4, pp. 495-601), (Ann. spéléo, 1975, 30, 1, pp. 21-24), 258 p.
- **MANGIN A.** 1998 – L'approche hydrogéologique des karsts, Spéléochronos, n°9, CERAK, Mons, pp. 71-79.
- **MANN M., BRADLEY R., HUGHES M.,** 1998 – Global scale temperature pattern and climate forcing over the past six century, *Nature*, 392, pp. 779-787.
- **MARRE A.**, 1987 - Le mouvement de terrain du 23 août 1986 à Rilly-la-Montagne : naissance et évolution, *Trav. Instit. Géogr. de Reims*, n° 69-72, pp 95-111.
- **MARRE A.**, 1994 - *Les mouvements de terrain sur le versant de rive gauche de la vallée de la Marne (Commune de Vauciennes, Marne),* Groupe de recherche sur l'Erosion de Champagne-Ardenne (GRECA)., Rapport destiné au Comité Interprofessionnel des Vins de Champagne (CIVC). 26 p.
- **MARRE A., LAURAIN M., GUEREMY P.,** 1997 - Relation spatiales et temporelles entre les formations superficielles et les mouvements de terrain sur la côte de l'Ile de France (Champagne) : un moyen de préparer la carte des aléas, *Géologie de la France*, 2, pp. 39-49.
- **MARRE A., LAURAIN M., DOLIQUE F., DEVOS A.**, 2000 - *Site Meuse/Haute-Marne, quantification de l'érosion. Dynamique de l'évolution morphologique. Phase préliminaire des études de terrain (1999-2000) – Evolution géomorphologique de la vallée de la Marne de Joinville à Sommeville*, Rapport ANDRA D RP 0GES 00-001 / A, pp. 46-55, 4 fig.
- **MARRE A., LAURAIN M., DEVOS A., LEJEUNE O.,** 2001 - *L'incision du réseau hydrographique aux confins Meuse / Haute-Marne : Etude des stades de creusement de la vallée de la Marne*, Rapport ANDRA D RP 0 G2R 01-001 / A, pp. 20-42 (volume de texte) et pp. 8-61 (volume des figures).
- **MARRE A., CORBONNOIS J., DEVOS A., HARMAND D., LAURAIN M., LEJEUNE O., LOSSON B., MATTHIEU J., BRULHET J.,** 2003 – *Site Meuse/Haute-Marne, dynamique de l'évolution de la morphologie, acquisition des données nouvelles sur le terrain, modèle conceptuel et participation aux synthèses, rapport d'études de la phase 2003*, rapport Andra C.RP.0GRU.03.001.A, 2 tomes, texte : 97p., figures 110p.
- **MARRE A., GURY M., JAUZEIN M., LAURAIN M., LEJEUNE O., MAILLANT S., 2004 -** *Site Meuse/Haute-Marne, dynamique de l'évolution de la morphologie, acquisition des données nouvelles sur le terrain, modèle conceptuel et participation aux synthèses, rapport d'études de la phase 2004*, rapport Andra C.RP.0GRU.04.001.A, 2 tomes, texte : 59p., figures 45p.
- **MARRE A., CARPENTIER C., HARMAND D., JAILLET S., LATHUILLIERE B., LEJEUNE O.,** 2005 - *Site Meuse/Haute-Marne, dynamique de l'évolution de la morphologie, acquisition des données nouvelles sur le terrain, modèle conceptuel et participation aux synthèses, rapport d'études de la phase 2005*, rapport Andra C.RP.0GRU.05.001.A, à paraître.
- **MARTEAU P., JEZEQUEL P., SIMON F., ALCOZER F.,** 2004 – *Contexte géologique et gîtologique des minières de fer de fer de la région de Poisson (Haute-Marne) : relation avec l'historique de leur exploitation*, Rapport BRGM RP-54425-FR, 43p., 2 figures, 1 tab., 25 photos.
- **MARTEAU P.,** 2004 – *Avis sur le glissement de terrain, lieudit « Ferme du Vivier » et le reprofilage de la Traire – commune de Nogent (Haute-Marne)*, BRGM, Note technique, SGR-CHA 2004-03, 5p.
- **MATHIEU C., POMEROL C**., 1976 - Caractère, origine, mise en place et rôle morphologique des grèzes crayeuses de Champagne sèche au nord de Reims, *Bull. de l'AFEQ*, 46, 1, pp. 45-52.
- **MATHIEU G.,** 1946 - Remarques hydrogéologiques sur la communication fréquente des réseaux aquifères superposés, contenus dans le Jurassique moyen de l'Est de la France, *Compte-rendu Sommaire des Séances de la société Géologique de France*, pp. 63-65.
- **MATHYS N., BROCHOT S., MEUNIER M., RICHARD D.,** 2003 – Erosion quantification in the small marly experimental catchments of draix (Alpes de Haute-Provence, France), calibration of the ETC rainfall-runoff-erosion model, *Catena*, 50, pp. 527-548.

- **MATHYS N., BROCHOT S., MEUNIER M.,** 1996 – L'érosion des terres noires dans les Alpes du Sud: contribution à l'estimation des valeurs annuelles moyennes (bassins versants expérimentaux de Draix, Alpes de Haute Provence, France), *Rev. De Géog. Alpine*, 2, pp. 17-27
- **MAUBEUGE P-L., 1984a -** Carte géologique au 1 : 50 000 de Nogent-en-Bassigny et sa notice géologique, BRGM, 27p.
- **MAUBEUGE P-L., 1984b -** Carte géologique au 1 : 50 000 de Langres et sa notice géologique, BRGM, 28p.
- **MAZENOT G.,** 1950 - L'âge des alluvions de la ville de Saint-Dizier (Haute-Marne), *BSGF*, 5, XX, pp. 403-406.
- **MEYBECK M.**, 1985, Variabilité dans le temps de la composition chimique des rivières et de leurs transports en solution et en suspension, *Revue française des Sciences de L'eau*, 4, pp. 93-121.
- **MEYBECK M., de MARCILY G., FUSTEC E.,** 1998 - *La Seine et son bassin : fonctionnement écologique d'un système fluvial anthropisé*, Elsevier, 749p.
- **MICHEL J-P.,** 1962 - Description de formations quaternaires semblables à des « diapirs » dans les alluvions anciennes de la Seine et de la Marne près de Paris, *Bull. Soc. Géol. France*, (7), t. 4, pp. 795-799.
- **MICHEL J-P.,** 1967 - Découverte d'un ancien cours de la Marne au SE de Trilport (Seine et Marne), *Compte Rendu Soc. Géol. France*, Fasc 2, pp. 40-41.
- **MICHEL J-P.,** 1972 - *Le Quaternaire de la région parisienne*, thèse de Doctorat, Paris VI, 579p + annexes.
- **MICHON L., MERLE O.,** 2001 – The evolution of the Massif Central rift: spatio-temporal distribution of the volcanism, *Bull. Soc. Géol. de France*, 172, 2, pp. 210-211.
- **MILLIMAN J-D., MEADE R-H.,** 1983 – World-wide delivrery of river sediment to the oceans, *Journal of Geology*, 91, 1, pp. 1-21.
- **MIQUEL P.,** 1994 - *Histoire des canaux, fleuves et rivières de France*, Edition n°1, 375p.
- **MOL J., VANDENBERGHR J., KASSE C.,** 2000 – River response to variations of periglacial climate in mid-latitude Europe, *Geomorphology*, 33, pp. 131-148.
- **MORAND F., WICHEREK S.,** 1984 – Douze parcelles de mesure d'érosion sur un versant de la France des plaines l'exemple de Cessières (1977-1983), *in Processus et mesure de l'érosion*, ed. CNRS, pp. 271-290.
- **MORFAUX P., KERJEAN M., POMMEROL T.,** 1979 – *Réalisation de deux sondages dans les alluvions de la Marne et la craie campanienne : résultats hydrologiques et hydrochimiques, commune de Oeuilly et de Boursault*, B.R.G.M., rapport 79 SGN 564 CHA.
- **MORIN-HAMON H.,** 1996 – La préparation des minerais de fer d'altération : le patouillet, une machine hydraulique à débourber, *L'eau et la mine,* 36, pp. 86-97.
- **MOUCHEL J-M., BONTE P.,** 1998 – *Transfert des M.E.S. à l'aval de Paris*, Rapport annuel du Piren-Seine, Thème 6 : Particules, pp.1-17.
- **MOULINET G., GARDET G.**, 1925 - Le minerai de « fer fort » du front de côte bajocienne de la région de Longuyon-Longwy-Villerupt, pp. 408-436.

**-----N-----**

- **NALLIER R.,** 2004 – *La âge du Bronze dans la Marne*, *in*. Carte archéologique de la Gaule : La Marne, Sous la direction de Chossenot R., 2004, 848p.
- **NASSEH A., TEXIER H., LACROIX M., VERAGUE J.,** 1996 - Variabilité saisonnière des flux géochimiques dans un petit bassin-versant tempéré : l'exemple de l'Orne (Calvados, France), *Géomorphologie*, 3, pp. 75-92.

- **NEJJARI A., DEVOS A., OBDA KH.,** 2001 - Spatialisation des débits d'étiage dans le bassin du Haut-Sebou, *Mosella*, Tome XXV, N°3-4, pp.121-138, acte du colloque "Eaux et sociétés dans les montagnes du Maroc et des pays voisins, Fès, 21-27 septembre 1999.
- **NICAISE A.,** 1883 - Découverte d'ossements humains associés à la faune quaternaire et à des silex taillés dans les alluvions quaternaires de la vallée de la Marne à Châlons-sur-Marne, *Bull. Soc. D'archéo. De Paris*, t.6, pp. 393-400.
- **NICOD J.,** 1994 - Plateaux karstiques sous couverture en France, d'après des travaux récents : caractères géomorphologiques et problèmes d'environnement, *Ann. Géo*., n°576, 170-194pp.
- **NORDON R.,** 1928 – Sur les deux anciens cours de la Meuse ardennaise, *Bulletin de l'Association des Géographes français*, 23-24, pp. 40-44.

**-----O-----**

- **OBDA KH., GILLE E., AKDIM B.,** 2000 - Application de la méthodologie des profils hydrologiques dans la gestion des ressources en eau: cas des oueds zloul (moyen atlas septentrional) et Nekor (rif central), *Mosella*, tome XXV, n°3-4, pp. 109-120.
- **OLIVRY J-C.,** 1988 - Réflexions sur la mesure et l'estimation des bilans d'exportation de matières solides en zones sensibles à l'érosion, *Etudes méditerranéennes*, 12, pp. 107-115.
- **OLIVRY J-C., HOORELBECK J.,** 1990 – Erodabillité des terres noires de la vallée du Buëch (France, Alpes du Sud), *Cah. ORSTOM*, Série Pédol., XXV, 1-2, pp. 95-110.
- **OOSTWOUD-WIJDENES. D. J., ERGENZINGER P.,** 1998 – Erosion and sediment transport on steep marly hillslopes, Draix, Haute-Provence, France: an experimental field study, *Catena*, 33, pp. 179-200.

**-----P-----**

- **PAGNEY P.,** 1988 – *Climats et cours d'eau de France*, Masson, coll. Géographie, 248p.
- **PANEL R.,** 1991 - *Modélisation hydrodynamique de l'influence des exploitations de granulats sur la nappe du Perthois (Marne),* rapport BRGM pour le groupement des producteurs de granulats du Perthois, R 32543 CHA 49 91, 18p., 12 fig., 2 annexes.
- **PAQUE A.,** 1943 - Co-existence d'*Elephas antiquus* et d'*El. Primigenius* dans les alluvions anciennes du plateau de Vassincourt (Meuse), *Compte-Rendu Sommaire des Séances de la Société Géologique de France*, pp. 133-135.
- **PAQUE A.,** 1944 - Nouvelles observations sur les alluvions anciennes du plateau de Vassincourt (Meuse), *Compte-Rendu Sommaire des Séances de la Société Géologique de France*, pp. 22-24.
- **PAQUE A., CAILLEUX A**., 1946 - A propos des alluvions anciennes entre Ornain et Aisne, *CRSGF*, 9, pp. 157-159.
- **PAQUE A.,** 1947 - Faune et morphologie des alluvions anciennes de l'Ornain et de l'Ante, *Bull. Soc., Géol. Fr*, 17 (7-8-9), pp. 193-198.
- **PARDE M.,** 1947 – *Fleuves et rivières*, coll. A. Colin, 224p.
- **PASSEGA R.,** 1963 - Analyses granulométriques : outil géologique pratique ?, *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, pp. 1489-1499.
- **PASSEGA R.,** 1964 - Grain size representation by CM patterns as a geological tool, *Journal of sedimentary petrology*, vol. 34, n°4, pp. 830-847.
- **PASTRE J-F., CECCHINI M., DIETRICH A., FONTUGNE M., GAUTHIER A., KUZUCUOGLU C., LEROYER C., LIMONDIN N.,** 1991 - L'évolution holocène des fond de vallées au Nord-Est de la région parisienne (France) : premiers résultats, *Physio-Géo*, n°22-23, pp. 109-115.
- **PASTRE J-F., FONTUGUE M., KUZUCUOGLU C., LEROYER C., LIMONDIN-LOZOUET N., TALON M., TISNERAT N.,** 1997a - L'évolution tardi et postglaciaire des lits fluviaux au nord-est de

Paris (France). Relations avec les données paléoenvironnementales et l'impact anthropique sur les versants., *Géomorphologie*, 4, pp. 291-312.

- **PASTRE J-P., LEROYER C.,** 1997b - La capture du Grand-Morin par l'Aisne (Bassin-Parisien / France) : âge et mécanisme, *Géographie Physique et Quaternaire*, Vol.51, 3, pp. 347-350.
- **PASTRE J-F., LEROYER C., LIMONDIN-LOZOUET N., CHAUSSE C., FONTUGNE M., GEBHARDT, HATTE C., KRIER V.,** 2000 - Le tardiglaciaire des fonds de vallée du bassin parisien (France), *Quaternaire*, 11, 2, pp. 107-122.
- **PASTRE J-F., LIMONDIN-LOZOUET N., LEROYER C., PONEL Ph., FONTUGNE M.,** 2003 - River system evolution and environmental changes during the Lateglacial in the Paris Basin (France), *Quaternary Science Reviews*, 22, pp. 2177-2188.
- **PATROLIN A.,** 2000 - *Traces, strates : archéologie en Champagne-Ardenne*, Fédération des sociétés archéologiques de Champagne-Ardenne, Ed castor et Pollux, 179p.
- **PATTE E.,** 1937 – Le Quaternaire dans la vallée de l'Aisne, *Mémoire de la Société Géologique de France*, n°32, 47p.
- **PAULIN C.,** 1976 - *Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique des calcaires fissurés des départements de l'Aube et de la Haute-Marne (secteur Juzennecourt-Blaise),* Thèse de Géologie, Bordeaux III, 89p.
- **PAULIN F**., 1884 - Note sur un chêne enfoui dans les alluvions de la Blaise à Louvemont, Mem., Soc., Let., Sci., de Saint-Dizier, pp. 191-197, Saint-Dizier.
- **PAUPORTE H.,** 1990 – *Dynamique et géomorphologie du versant nord de la vallée de la Marne entre Damery et Binson et Orquigny : essai de cartographie géomorphologique*, Mémoire de maîtrise, Université de Reims Champagne-Ardenne, 2 tomes, 57 et 52p.
- **PEDELABORDE P**., 1957 – *Le climat du bassin-Parisien –Essai d'une méthode rationnelle de climatologie physique*, Ed. Marie-Thérèse Génin, Paris, 539p, 2 vol., 116 planches.
- **PELLERIN J.,** 1984 - Relation entre les deux phases majeures du Weichsélien de l'Orne et les séquences de versant, *Bull. Ass. Fr. Et. Quaternaire*, 1-2-3, pp. 41-44.
- **PELLISSIER-HERMITTE G.,** 1973 – *Etude préliminaire entre les eaux superficielles et souterraines entre Juzennecourt et Blaise*, Rapport S.R.A.E. Champagne-Ardenne, 10p.
- **PENCK W., BRÜCKNER A.,** 1901-1909 – *Die Alpen im Eiszeitalten*, Leipzig, 3 vol, 1199p.
- **PENISSON J-P.,** ? - Les climats pendant la Préhistoire, *Terre Ardennaise*, pp.54-59.
- **PENVEN M-J., MUXART T.,** 1995 - Le drainage agricole: un rôle fondamentale dans les transferts d'eau et de matière. L'exemple du plateau briard, *Ann. Géo*., 581-582, pp. 88-104.
- **PERRIN P.,** 1987 - *Le versant Sud de la Montagne de Reims entre Aÿ et Avenay-Val-d'Or : mouvement de terrain et érosion hydrique*, Mémoire de Maîtrise, Université de Reims, 113p.
- **PERSONNET P.,** 1975 – *Etude des circulations dans les calcaires Portlandien des vallées de la Saulx et de l'Ornain*, BRGM Nancy, SGR Lorraine, n°75-60.
- **PETIT F., ERPICUM M.,** 1986-1987 - Variations de la température des eaux de sources et de leurs débits en fonction de leur mode d'alimentation, *Bull. Soc. Géog. Liège*, n°22-23, pp. 161-172.
- **PETIT F., DAXHELET C.,** 1989 - Détermination du débit à plein bords et de sa récurrence dans différentes rivières de moyenne et de haute Belgique, *Bull. Soc. Géogr. de Liège*, Vol. 25, pp. 69-84.
- **PETIT F., PERPINIEN G., DEROANNE C.,** 2000 - Détermination des puissances spécifiques critiques dans des rivières à charge de fond caillouteuse, *Revue Géographique de l'Est*, tome XXXX, n°1-2, pp. 59-65.
- **PETIT J-R., LOUZEL J., BARKOV N-I, BARNOLA J-M., BASILE I., BENDER M., CHAPPELLAZ J., DAVIS M., DELAYGUE G., DELMOTTE M., KOTLYAKOV V-M., LEGRAND M., LIPENKOV V-Y., LORIUS C., PEPIN L., RITZ C., SALTZMANN E., STIEVENARD M.,** 1999 - Climate and atmospheric history of the past 420 000 years from the Vostok ice core, Antartica, *Nature*, 399, pp. 429-236.

- **PICKUP G., WARNER R-F.,** 1976 – Effects of hydrologic magnitude enda frequency of dominant discharge, *J. of hydrology*, 29, pp. 51-75.
- **PINCHEMEL Ph.**, 1964 - *Géographie de la France*, A. Colin, 365p.
- **PINON P.**, 1995 - *Canaux, rivières des hommes*, Ed. R.E.M.P.A.R.T. Desdée de Brower, Patrimoine vivant, 143p.
- **PINOT J-P.**, 1994 – *Manipulations sédimentologiques courantes*, ed. Université de Bretagne occidentale, 118p.
- **PISSART A.**, 1961 - Les terrasses de la Meuse et de la Semois : la capture de la Meuse Lorraine par la Meuse de Dinant, *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, t. LXXXIV, Mémoires, 108p.
- **PISSART A., HARMAND D.,KROOK L.,** 1997a - L'évolution de la Meuse de Toul à Maastricht depuis le Miocène : corrélation chronologiques et traces des captures de la Meuse Lorraine d'après les minéraux denses, *Géographie Physique et Quaternaire*, Vol.51, 3, pp. 267-284.
- **PISSART A., KROOK L., HARMAND D.,** 1997b - La capture de l'Aisne et les minéraux denses des alluvions de la Meuse dans les Ardennes, *C. R. Acad. Sci. Paris*, Sciences de la terre et des planètes, 325, pp. 411-417.
- **PISSART A., DUCHESNE F., VANBRABANT C.,** 1998 - La détermination pratique des intervalles de confiance des comptages de cailloux et des mesures d'émoussé. Comparaison des mesures d'émoussé de Cailleux et Krumbein, *Géomorphologie*, 3, pp. 195-214.
- **PISSART A., KROOK L., HARMAND D.,** 1998 - Modifications du tracé de la Meuse dans la région de Charleville-Mézières en liaison avec les captures de l'Aisne et de la Moselle, *Bull. Soc. Géo. Liège*, 35, pp. 29-39.
- **PISSART A., KROOK L.,** 2004 - Les minéraux denses des terrasses de la Meuse dans la région de Chooz (Ardennes, France). *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 44, pp. 115-120.
- **PLAGNES V.,** 2000 - *Structure et fonctionnement des aquifères karstiques : caractérisation par la géochimie des eaux*, Document du BRGM, 294, ed. BRGM, 375p.
- **POMEROL Ch., FEUGUEUR L.,** 1986 - *Guide Géologique Régionaux : Bassin de Paris*, Masson, 222p.
- **PONS-BRANCHU E.,** 2001 - *Datation haute résolution de spéléothèmes ($^{230}Th/^{238}U$ et $^{226}Ra/^{238}U$). Application aux reconstitutions environnementales autour des sites du Gard et de Meuse/Haute-Marne*, Thèse de doctorat, Université d'Aix-Marseille, 224p.
- **PORTE P.**, 1999 - *Le cul du cerf: étude géomorphologique d'une reculée*, Université de Nancy II, Mémoire de Maîtrise, 184p.
- **PRUVOST P.**, 1930 – *Sédimentation et subsidence : centenaire de la société géologique de France, livre jubilaire 1830-1930*, t.2, pp. 545-564.

**-----Q-----**

- **QUINIF Y.,** 1974 - Contribution à l'étude des recoupements souterrains de méandres en Belgique, Ann. Spéléo., 29, 2, pp. 175-179.
- **QUINIF Y.,** 1998 - Dissipation d'énergie et adaptabilité dans les systèmes karstiques, *Karstologia*, 31, pp. 1-11.
- **QUINIF Y.,** 1999 - Karst et évolution des rivières : le cas de l'Ardenne, *Géodinamica Acta*, 12, 3-4, pp.267-277.

**-----R-----**

- **RAMEAU J-C., ROYER J-M.**, 1981 - *Géologie de la Haute-Marne*, C.D.D.P. Haute-Marne, 16p, 32 diapositives.

- **RAMEAU J-C., ROYER J-M.**, 1972 – *Les plateau jurassiques Haut-Marnais*, C.N.D.P. Marne, 54p.
- **REID I., FROSTICK L.E.,** 1985 – Dynamics of bedroads transport in Turkey brook, a coarse-grained alluvial channel, *Earth Surface Processes and Landforms*, 11, pp. 143-155.
- **REILLE M., de BEAULIEU J-L., SVOBODOVA H., ANDRIEU-PONEL V., GOEURY C.,** 2000 - Pollen analytical biostratigraphy of the last five climatic cycles from a long continental sequence from the Velay region (Massif Central, France), *Journal of Quaternary Science*, 15 (7), pp. 665-685.
- **RESTREPO J-D., KJERFVE B.,** 2000 - Magdalena river : interannual variability (1975-1995) and revised variation discharge and sediment load estimates, *Journal of Hydrology*, 235, pp. 137-149.
- **REY F., ROBERT Y., VENTO O.,** 2002 – Influence de la végétation forestière sur la formation des dépôts sédimentaires en terrains marneux, *Géomorphologie*, n°1, pp. 71-84.
- **REY F., BALLAIS J-L., MARRE A., ROVERA G.,** 2004 – Rôle de la végétation dans la protection contre l'érosion hydrique de surface, *C.R. Géoscience*, 336, pp. 991-998.
- **RISER J.,** 1999 – *Le Quaternaire: Géologie et milieux naturels*, Dunod, 320p.
- **RIVIERE A.,** 1977 - *Méthodes granulométriques, techniques et interprétations*, ed. MASSON (coll. Techniques et méthodes sédimentologiques, Paris, 170p.
- **ROBLIN-JOUVE A.,** 1991 - La haute Seine de Paris au confluent de l'Yonne : évolution morphologique du fond de la vallée à partir de l'Holocène, *Physio-Géo*, n°22-23, pp. 117-122.
- **ROCHE M.,** 1963 – *Hydrologie de surface*, *ed.* Gauthier-Villars, 431p.
- **RODET J.,** 1992 - Le karst dans l'évolution quaternaire de la basse Seine, pp. 363-382, in Salomon J-N et Maire R., *Karst et évolutions climatiques* : hommage à J. Nicot, PUB, 520p.
- **RODRIGUEZ P., BADALIAN L., GAUTHIER A., PERNAUD J-M., WATTEZ J.,** 1994 - *Maison Alfort, ZAC d'Alfort 1 : Etude Géomorphologique*, Laboratoire Départemental d'Archéologie du Val-de-Marne, 134p.
- **ROSSIGNOL-STRICK M.,** 1999 - The Holocene climatic optimum and pollen records of sapropel 1 in the eastern Mediterranean, 9000-6000 BP, *Quaternary Science Reviews*, 18, pp. 515-530.
- **ROYER.J-M**., 1995 - Les formations tufeuses en Haute-Marne : tufières, barrages, ruisseaux et marais tufeux, L'eau en Haute-Marne : Journées d'art et d'histoire 1993, *Les Cahiers Haut-Marnais*, 13-24p.

**-----S-----**

- **SAINT-LAURENT D., GUIMONT P.,** 1999 - Dynamique fluviale et évolution des berges du cours inférieur des rivières Nottaway, Broadback et de Rupert, en Jamésie (Québec), *Géographie Physique et Quaternaire*, vol. 53, 3, pp. 389-399.
- **SALAÜN F.,** 1999 – *Géomorphologie de la région des marais de Saint-Gond*, Mémoire de maîtrise, Université de Reims, 118p.
- **SALAÜN F.,** 2000 – *la genèse et le fonctionnement actuel des Marais de Saint-Gond: introduction à l'hydrologie et à l'hydrogéologie des Marais*, Mémoire de DEA, Université de Lille 1, 137p.
- **SALAÜN F.** – *Genèse, fonctionnement hydrogéologique et gestion des marais de Saint-Gond*, Thèse de doctorat, Université de Reims, en cours.
- **SALOMON J-N.,** 2000 – *Précis de Karstologie*, coll. Scieteren, Presse Universitaire de Bordeaux, 250p.
- **SALVAYRE H.,** 1995 - *Au-delà des siphons… Histoire de la plongée souterrains en France*, Jeanne Laffitte, ed., 203p.
- **SANDRIN M,** 2000 - *Voies navigables de Champagne-Ardenne*, Navicarte, coll. Tourisme et navigation, 8, 96p.
- **SARY M**, 1993 - Signification du profil hydrologique de basses eaux : cas de la plaine dans le massif vosgien**,** *L'eau, la terre et les hommes : hommage à René Frécaut*, PU de Nancy, pp. 129-136.

- **SATABIN D.,** 1987 - *Le versant Sud de la Montagne de Reims entre Damery et Hautvilliers : mouvement de terrain et érosion hydrique*, Mémoire de Maîtrise, Université de Reims, 99p.
- **SCHOELLER, H.,** 1962 – *Les eaux souterraines*, Masson, 642p.
- **SCHMITT L., MAIRE G., HUMBERT J.,** 2000 - Typologie hydro-géomorphologique des cours d'eau: vers un modèle adapté à la gestion du milieu physique des rivières du versant sud occidental du fossé Rhénan, *Revue de Géographie de Lyon*, 75, pp. 347-363.
- **SCHMITT L., MAIRE G., HUMBERT J.**, 2001 - La puissance fluviale : définition, intérêt, et limites pour une typologie hydro-géomorphologique de rivières, *Zeitschrift für Geomorpgologie*, 45, 2, pp. 201-224.
- **SCHOELLER H.,** 1962 – *Les eaux souterraines*, Masson, 642p.
- **SERRAT P., LUDWIG W., NAVARRO B., BLAZI J-L.,** 2001 - Variabilité spatio-temporelle des flux de matières en suspension d'un fleuve côtier méditerranéen : le Têt, *C.R.A.S.,* 2ème série, 333, pp. 389-397.
- **SERRAT P.,** 1999 - Dynamique sédimentaire actuelle d'un système fluvial méditerranéen : l'Agly (France), *C.R.A.S.*, IIa, 329, pp. 189-196.
- **SEVERINGHAUS J-P., SOWERS T., BROOK E-J., ALLEY R-B., BENDER M-L.,** 1998 – Timing of abrupt climate change at the end of the Younger Drias interval from thermally fractionated gases in polar ice, *Nature*, vol. 391, pp. 141-146.
- **SEVERINGHAUS J-P., BROOK E-J.,** 1999 – Abrupt climate change at the end of the last glacial period inferred from trapped air in polar ice, *Science*, vol. 286, pp. 930-933.
- **SHACKLETON N-J., BERGER A., PELTIER W-R.**, 1990 - An alternative astronomical calibration of the lower pleistocene timescale based on odp site 677. *Trans. R. Soc. Edinb.-Earth Sci.*, 81, pp. 251-261.
- **SIBILEAU L.,** 2001 – *Dynamique fluviale de la vallée de la Marne entre Joinville et Saint-Dizier (Haute-Marne) depuis le XVIIIème siècle*, Mémoire de maîtrise, Université de Reims, 105p. + annexes.
- **SIBILEAU L.,** 2002 – *Etude du bassin de l'Aire (Lorraine – Champagne-Ardenne)*, Mémoire de DEA, Université de Metz, 119p + annexes.
- **SIMON F.,** 1999 - Etude géomorphologique de la vallée du Ru de Brunet: comment un si petit cours d'eau a façonner une si grande vallée, Mémoire de Maîtrise, Université de Reims, 156p.
- **SIMON F.,** 2000 - *Les glissements de terrain dur le versant nord de la vallée de la Marne entre Ambonnay et Barzy-sur-Marne : Synthèse*, Mémoire de DEA, Université de Lille 1, 262p.
- **SOYER R.,** 1975 - *Carte géologique de Paris au 1/50 000ème et sa notice*, B.R.G.M., 8p.
- **SOYER R.,** 1957 - *Carte géologique de Corbeil au 1 :50 000ème et sa notice*, BRGM, 11p.
- **SPRING W., PROST E.,** 1883 – Etude sur les eaux de la Meuse, *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t.XI, pp. 123-220.
- **STCHEPINSKY V.,** - Carte géologique au 1 : 80 000 de Chaumont et sa notice géologique, BRGM, 10p.
- **STCHEPINSKY V.,** date inconnue - Pleistocène=Paléolithique, *note manuscrite personnelle*, 4p.
- **STCHEPINSKY V.,** 1949, Géologie de l'Abîme de Savonnières-en-Perthois (Meuse), Bull. Asoc. Spéléo. De l'Est, Tome II, 4, pp. 79-81.
- **STCHEPINSKY V.,** 1952 - Aperçu de l'histoire géologique de la Haute-Marne, *Les Cahiers Haut-Marnais*, n°30, 131-137.
- **STCHEPINSKY V.,** 1954a - Le crétacé inférieur de l'est du bassin de Paris d'après des données nouvelles, *BSGF*, 6, IV, pp597-608.
- **STCHEPINSKY V.,** 1954b - Une promenade dans le lit de la Marne, *Cahiers Géologiques*, n°25, pp. 222.
- **STCHEPINSKY V.,** 1956 - Sondage de Villiers-en-Lieu (Haute-Marne), *C.R. Sommaire des séances de la Société géologique de France*, n°12, pp. 215-217.

- **STCHEPINSKY V.,** 1957a - Carte géologique au 1 : 80 000 de Wassy et sa notice géologique, BRGM, 11p.
- **STCHEPINSKY V.,** 1957b - Etude de la partie Est de la Feuille de Saint-Dizier au 1 :50 000, *Bull. de la Carte Géologique de la France*, n°252, fasc A, Tome LV, pp. 51-55.
- **STCHEPINSKY V.,** 1957c - Carte géologique au 1 : 50 000 de Saint-Dizier et sa notice géologique, BRGM.
- **STCHEPINSKY V.,** 1958 - Remarques géologiques concernant l'ensemble de la Feuille de Saint-Dizier au 1 :50 000, *Bull. de la Carte Géologique de la France*, n°255, Tome LVI, pp. 91-94.
- **STCHEPINSKY V.,** 1959a - Carte géologique au 1 : 50 000 de Wassy et sa notice géologique, BRGM.
- **STCHEPINSKY V.,** 1959b - Carte géologique au 1 : 50 000 de Bar-le-Duc et sa notice géologique, BRGM.
- **STCHEPINSKY V.,** 1960 - Carte géologique au 1 : 50 000 de Joinville et sa notice géologique, BRGM.
- **STCHEPINSKY V.,** 1961a - Excursion géologique, spéléologique et touristique, *Bull. du 14ème congrès de l'Assoc Spéléo de l'Est le 17 mai 1959*, 2p.
- **STCHEPINSKY V.,** 1961b - Carte géologique au 1 : 50 0000 de Doulaincourt et sa notice géologique, BRGM, 7p.
- **STCHEPINSKY V.,** 1962a - Etude géologique de la région située sur la Feuille de Doulaincourt au 1 :50 000, *Bull. de la Carte Géologique de la France*, n°269, Tome LIX, pp. 11-14.
- **STCHEPINSKY V.,** 1962b - *Histoire géologique de la Haute-Marne et des régions voisines,* Thèse de doctorat, Saint-Dizier, 223p + Annexe.
- **STCHEPINSKY V.,** 1963 - Hydrogéologie de la Haute-Marne, *Bull. BRGM*, 3, pp.1-39.
- **STCHEPINSKY V.,** 1967 - Carte géologique au 1 : 50 000 de Chaumont et sa notice géologique, BRGM, 7p.
- **STCHEPINSKY V.,** 1968 - Carte géologique au 1 : 50 000 de Bar-sur-Aube et sa notice géologique, BRGM, 7p.
- **STCHEPINSKY V., CAILLEUX A.,** 1951 - Genèse et âge des alluvions fossilifères de Saint-Dizier (Haute-Marne), CRSGF, 13, pp. 228-230.
- **SUESS E.,** 1888 – Das Antlitz der Erde, tome 2.
- **STOCKLER P.,** 1999 - *Saint-Martin-aux-Champs, section ZH, lieu-dit « le pré Chaumont », parcelle 21 à 23 rapport d'évaluation archéologique (site 51 50205),* DRAC, 6p.

**-----T-----**

- **TAILLIEZ C., ABELE J., GILLE E.,** 2000 - Genèse et propagation de la crue de janvier 1995 dans le bassin de la Meuse française, *RGE*, tome XXXX, 1-2, pp. 47-58.
- **TEGEL W., VANMOERKERKE J.,** 1999 – *Bois subfossiles*, Bilan scientifique 1999, D.R.A.C. Champagne-Ardenne, pp. 140-141.
- **TEGEL W., VANMOERKERKE J.,** 2000 – *Bois subfossiles*, Bilan scientifique 2000, D.R.A.C. Champagne-Ardenne, pp. 147-148.
- **TESSIER L.**, 2003 – *Transport et caractérisation des matières en suspension dans le basin-versant de la Seine – identification de signatures naturelles et anthropiques*, thèse de doctorat, Ecole nationale des ponts et chaussées, 344p.
- **THIBERT S.** 1994 – *Exportations naturelles et anthropiques des ions majeurs et des éléments nutritifs dans le basin de la Seine*, thèse de doctorat, Université Paris VI, 204p.
- **TILLOY R.**, 1946 – Les rivières de l'Argonne au Quaternaire, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. XVI, Fasc 2, pp. 79-83.
- **TRICART J.,** 1947a - Méthode d'étude des terrasses, *Bull. Soc., Géol. Fr*, 17 (7-8-9), pp. 559-575.
- **TRICART J.,** 1949 - *La partie orientale du bassin de Paris: Etude morphologique, La genèse du Bassin,* Tome I, , S.E.D.E.S., Paris, 223p.

- **TRICART.J.,** 1952 - *La partie orientale du bassin de Paris: Etude morphologique, l'évolution morphologique au Quaternaire,* Tome II, S.E.D.E.S., Paris, 250p.
- **TRICART J.**, 1958 - *Terrains quaternaires. In : Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille de Vouziers (110).* – BRGM, Orléans.
- **TOMBECK M.**, 1875 – Note sur les puits naturels du terrain Portlandien de la Haute-Marne, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3ème série, tome 3, pp. 168-179.

**-----V-----**

- **VAN BALEN R-T., HOUTGAST R-F., VAN DER WATEREN F-M., VANDENBERGHE J., BOGAART P-W.,** 2000 - Sediment budget and tectonic evolution of the Meuse catchment in the Ardennes and the Roer Valley Rift System, *Global and Planetary Change*, 27, pp. 113-129.
- **VAN DEN BERG J.H., BLEDSOE B.P.** 2003 – Comment on Lewin and Brewer (2001): Predicting channel patterns in *geomorphology* 40, pp. 329-339; *Geomorphology*, 53, pp. 333-337.
- **VAN DEN BERG J.H.,** 1995 – Prediction of alluvial channel pattern of perennial rivers, *Geomorphology*, 12, pp. 259-279.
- **VANDENBERGHE J.,** 1995 – Timescales, climate and river development, *Quaternary Science Rev*., Vol 22, pp. 2053-2060,
- **VANDENBERGHE J.,** 2002 - The relation between climate and river processes, landforms and deposits during the Quaternary, *Quaternary International*, 91, pp. 17-23.
- **VANDENBERGHE J.,** 2003 - Climate forcing of fluvial system development: an evolution of ideas, *Quaternary Science Reviews*, 22, pp. 2053-2060.
- **VANDENBERGHE J., MADDY D.,** 2000 - The signifiance of fluvial archives in geomorphology, *Geomorphology*, 33, pp. 127-130.
- **VANDENBERGHE J., MADDY D.,** 2001 - The response of river systems to climate change, *Quaternary international,* 79, pp. 1-3.
- **VANDENBERGHE J., MING-KO W.,** 2002 - Modern and ancient periglacial river types, *Progress in Physical Geography*, 26, 4, pp. 479-506.
- **VAN HUISSTEDEN J., GIBBARD P-L., BRIANT R-M.**, 2001a - Periglacial fluvial systems in northwest Europe during marine isotope stages 4 and 3, *Quaternary International*, 79, pp. 75-88.
- **VAN HUISSTEDEN J., KASSE C.,** 2001b – Detection of rapid climate change in last Glacial fluvial successions in the Netherlands, *Global and Planetary Change*, 28, pp. 319-339.
- **VAN VLIET-LANOË B.,** 1991 - Les changements climatiques et leurs conséquences sur le milieu lors du dernier glaciaire dans le massif central, *Bull. Assoc. Géog. Franç*., n°477-478, pp. 11-21.
- **VAN VLIET-LANOË B., GUILLOTEAU F.,** 1995 - Evolution de l'enregistrement pédosédimentaire depuis 150 ka en France du NW et en Belgique: biorhexistasie et bilans sédimentaires, *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 320, série IIa, pp. 419-426.
- **VAN VLIET LANOE B., LAURENT M., EVERAERTS M., MANSY J-L., MANBY G.,** 2000 – Evolution néogène et quaternaire de la Somme, une flexuration tectonique active, *C.R.A.S.,* serie II, 31, pp. 151-158.
- **VATAN A.,** 1967 - *Manuel de sédimentologie*, ed. Technip, Paris, 398p.
- **VAN den AVENNE S., MAIAUX Cl.,** 1984 – *Département de la Meuse : Renforcement de l'alimentation en eau potable des collectivités du bassin de la Seine, recherche de nouvelles ressources dans les secteurs de Sommelonne – Boudonvilliers – Haironville*, Rapport BRGM, SGR/LOR 84-72, 17p.
- **VOINCHET P., FALGUERES C., LAURENT M., TOYODA S., BAHAIN J-J., , DOLO J-M.,** 2003 - Artificial optical bleaching of the Aluminium center in quartz implications to ESR dating of sediments, *Quaternary Science Reviews*, 22, pp. 1335-1338.

- **VOISIN L.,** 1994 - *L'extraction du minerai de fer dans les Ardennes*, 173p.
- **VOISIN L.,** 1982 – *Carte géologique au 1 : 50 000 de Raucourt et Flaba et sa notice explicative*, BRGM, 29p.

**-----W-----**

- **WEISROCK A.,** 1990 - Introduction à l'étude des fonds de vallées en lorraine, *Revue Géographique de l'Est*, 1, pp3-18.
- **WEISROCK A.,** 1993 - *le remplissage tardiglaciaire et holocène des vallées lorraines, L'eau, la terre, les hommes au fil de l'eau : hommage à René Frécault*, Presse Universitaire de Nancy, 303-309pp.
- **WEISROCK A., TAOUS A.,** 1995 - Enseignements de l'étude du couloir saalien de la haute Moselle, à propos de la capture de Toul, *Revue Géographique de l'Est*, 3-4, pp. 255-268.
- **WEISROCK A.,** 1997 - Cent ans après Davis : la question des captures et les paléoréseaux hydrographiques quaternaires d'après les exemples de l'Europe du Nord-Ouest, Géographie Physique et Quaternaire, Vol. 51, N°3, pp. 261-266.
- **WEISROCK A.,** 2002 – L'incision des vallées : une question de temps, *Revue Géographique de l'Est*, 4, pp. 155-161.
- **WELLS S-G., BULLARD T-F., MENGES C-M., DRAKE P-G., KARAS P.A., KELSON K-I., RITTER J-B., WESLING J-R.,** 1988 – Regional variations in tectonic geomorphology along a segmented convergent plate boundary (Pacific coast of Costa Rica), *Geomorphology*, pp. 239-265.
- **WESTAWAY R.,** 2001 – Flow in the lower continental crust as a mechanism for the Quaternary uplift of the Rhenish Massif, in Maddy D., Macklin M-G., Woodward J., *River basin sediment systems: archives of environmental change*., Balkema, pp. 87-167.
- **WYNS R.,** 1977 - Tectonique récente dans l'Ouest du Bassin de Paris : méthodes d'étude et bilan des déformations Plio-Quaternaires, *Bull. Soc. Géol. de France*, 7, t. XIX, 5, pp. 1093-1101.
- **WITTMANN M.,** 1961 – Evolution de la métallurgie du Barrois, *Revue d'histoire de la sidérurgie*, 2, pp. 89-114.

**-----Z-----**

- **ZUMSTEIN J-F.,** 1976 - Contribution à l'élaboration des cartes hydrologiques – cartes des étiages mensuels des bassins de la Meuse et de la Moselle de 1969 à 1973, *La Houille Blanche*, n°6/7, 13p.

# LISTE DES FIGURES

# INTRODUCTION


*Figure 0.1* Situation de la Marne par rapport à quelques autres cours d'eau du Bassin parisien. 18

*Figure 0.2* Localisation du bassin-versant d'étude. 19

*Figure 0.3* Localisation des pays du bassin de la Marne et corrélation avec la géologie locale. 20

*Figure 0.4* Log lithostratigraphique simplifié des formations géologiques du bassin de la Marne. 24

*Figure 0.5* Principaux accidents tectoniques du bassin supérieur de la Marne 25

*Figure 0.6* Carte géomorphologique du Perthois (Tricart, 1952) 27

*Figure 0.7* Adaptation des formes fluviales de la Marne selon les facteurs spatio-temporels (d'après Lewin, 1978 ; Knighton, 1984 modifié et adapté à la vallée de la Marne) 29

*Figure 0.8* Organisation du plan de travail. 30


# PARTIE 1 : L'APPROFONDISSEMENT DES VALLÉES DE L'EST DE LA FRANCE : LE CAS DE L'AMONT DE LA VALLÉE DE LA MARNE

## CHAPITRE 1 : LE FAÇONNEMENT DE LA VALLÉE DE LA MARNE.


*Figure 1.1* Affrontement de 3 dynamiques concourant au creusement, à l'élargissement et à l'exportation des matériaux dans une vallée. 38

*Figure 1.2* Tectonique et évolution morphogénique d'un relief élémentaire (d'après Delcaillau, 2004) 39

*Figure 1.3* Schéma évolutif des vallées du nord de la France en fonction de l'alternance de périodes glaciaires/interglaciaires (D'après Antoine et *al*, 1994 modifié). 42

*Figure 1.4* Méthode de la construction de la carte géologique de la surface sommitale et morphologie théorique des cuestas du bassin amont de la Marne (d'après Le Roux, 2000 modifié) 44

*Figure 1.5* Structure de la méthode de cartographie Champenoise (d'après Guérémy, Marre, 1996) 46

*Figure 1.6* Les formes sommitales d'incision de la vallée de la Marne vu des « Lacets de Mélaire » (photo A. Marre) 49

*Figure 1.7* Les niveaux alluviaux de la Marne en amont de Vitry-le-François. 51

*Figure 1.8* Photographies des terrasses alluviales de la Marne supérieure. 52

*Figure 1.9* Morphologie générale des vallons secs en fonction de la nature du substrat. 56

*Figure 1.10* Carrière de grèzes litées issues des formations oxfordienne dans un vallon de la vallée du Rognon. 58

*Figure 1.11* Coupe dans le cône colluvial au débouché du vallon sec inscrit dans les formations kimméridgiennes (commune de Rupt/Haute-Marne) – Photo O. Lejeune, 2001 59

*Figure 1.12* Amont du vallon de Laneuville-à-Bayard. (x: 801,7 ; y: 1098,1 ; z: 185). 60

*Figure 1.13* Coupe schématique du vallon de Laneuville-à-Bayard et agencements des formations superficielles associées aux niveaux d'incision. 61

| | | |
|---|---|---|
| *Figure 1.14* | Exemple du raccordement d'un vallons karstiques à la terrasse Ma.2 (Vallon de la Côte aux Chats) | 62 |
| *Figure 1.15* | relation entre trois systèmes karstiques et l'incision de la vallée de la Marne et de la Saulx (d'après Harmand, Lejeune, Jaillet et *al*, 2004, modifié) | 64 |
| *Figure 1.16* | Cartographie des niveaux d'incision de la Marne à proximité du méandre de Roches/Marne et corrélation avec les niveaux du bassin de la Cousance (d'après Lejeune et *al*., 2002 modifié) | 66 |
| *Figure 1.17* | Système karstique noyé de Laneuville-à-Bayard (D'après J-L. Caron, O. Caspe, E. Emiel, J-M. Lebel, 2000, com. personnelle) | 67 |
| *Figure 1.18* | Système karstique noyé de la Source Bleue (D'après Guivarc'h Y., com. Personnelle, inédit) | 68 |
| *Figure 1.19* | Coupes géologiques transversales et stades d'incision sur les sites des méandres de Joinville et de Chamouilley dans la vallée de la Marne (d'après Lejeune, et *al*. 2002) | 70 |
| *Figure 1.20* | La coupe de la terrasse de Hauteville (Ma.3) | 72 |
| *Figure 1.21* | La coupe de la terrasse de Beaux-Regards (Ma.3) | 74 |
| *Figure 1.22* | La coupe de la terrasse de Donjeux (Ma.2) | 77 |
| *Figure 1.23* | Photographies des coupes dans les alluvions des terrasses de la Marne. | 78 |
| *Figure 1.24* | La coupe de la terrasse de Reims-la-Brulée (Ma.2) | 80 |
| *Figure 1.25* | Diagramme de Passega des formations alluviales des terrasses Ma.2 et Ma.3 | 82 |
| *Figure 1.26* | Indices d'aplatissement des alluvions des terrasses étagées de la Marne (Ma.2 et Ma.3) | 83 |
| *Figure 1.27* | Synthèse des données granulométriques des formations alluviales des terrasses de la Marne (Ma.2 et Ma.3). | 87 |
| *Figure 1.28* | Classement des échantillons de Ma.2 et Ma.3 selon la médiane et l'indice de tri (So de Trask). | 88 |
| *Figure 1.29* | Synthèse des datations dans le bassin de la Marne supérieure (D'après données issues de Cojan, et *al*., à paraître ; Jaillet, 2000 ; Pons-Branchu, 2001) | 91 |
| *Figure 1.30* | Profil de vitesse de quelques vallées de la partie Nord de la France. | 97 |
| *Figure 1.31* | Comparaison des profils de vélocité des vallées de la partie Nord de la France et pays limitrophes. | 98 |
| *Figure 1.32* | Courbes synthétique des niveaux de terrasses de la Marne entre Loisy-sur-Marne et Vésigneul-sur-Marne. | 99 |
| *Figure 1.33* | Coupe dans les alluvions de la Marne (Ma.2) levée par Nicaise (1883) à Châlons-en-champagne. | 101 |
| *Figure 1.34* | Les hauts niveaux de la Marne corrélés avec ceux de la Seine à la confluence des deux cours d'eau. | 106 |
| *Figure 1.35* | Profil en long des terrasses de la Marne de sa source (Balesmes-sur-Marne) à sa confluence avec la Seine (Maisons-Alfort) (d'après données bibliographiques et de terrain). | 109 |
| *Figure 1.36* | Les traces de l'incision de la Suize : les paléo-méandres perchés | 111 |
| *Figure 1.37* | Les traces de l'incision du Rognon: les paléo-méandres perchés | 113 |
| *Figure 1.38* | Les niveaux d'incision de la Blaise à la sortie du Barrois. | 114 |
| *Figure 1.39* | Les niveaux de terrasse de la vallée de la Blaise | 115 |
| *Figure 1.40* | Les niveaux d'incision de la Saulx et de l'Ornain dans le Barrois (d'après Harmand et *al.*, 2004 modifié) | 117 |

*Figure 1.41* Hypothèses de raccordement des niveaux fluviatiles du Rognon. 120

*Figure 1.42* Raccordement des terrasses de la Blaise avec celles de la Marne 122

*Figure 1.43* Coupes types des vallées de la Marne (Joinville), de la Saulx (Stainville) et de l'Ornain (Saint-Joire). (d'après Cojan et al., soumis) 124

*Figure 1.44* Exemple de changement morphologique rapide : variation de la largeur de la plaine alluviale. 128

*Figure 1.45* Influence de la lithologie sur la morphologie de la vallée de la Marne par comparaison avec l'indice morphologique de vallée de Bull et Fadden, (1977). 130

*Figure 1.46* Liaisons hydrogéologiques prouvées entre les pertes du plateau du Barrois et les sources de la vallée de la Marne (Section Eurville / Saint-Dizier). 132

*Figure 1.47* Exemple du traçage de la Fosse le Prêtre aux sources d'Eurville-Bienville dans le Barrois. 133

*Figure 1.48* Schéma conceptuel d'évolution des versants de la vallée de la Marne 137

*Figure 1.49* Schéma fonctionnel du karst de revers de la Côte des Bars (D'après Lejeune, et *al*., 2002, modifié) 139

*Figure 1.50* Coupes géologiques en travers de la cuesta oxfordienne dans la région d'Andelot-Blancheville (d'après Marre et *al*., 2003) 141

*Figure 1.51* Schéma fonctionnel du karst de revers de la Côte de Meuse (D'après Lejeune, et *al*., 2002, modifié) 144

*Figure 1.52* Blocs-diagrammes schématiques représentant les processus morphogéniques des mouvements de masse sur le font de cote sous climat tempéré. 147

*Figure 1.53* Schéma fonctionnel du karst de revers de la Côte de Moselle (D'après Lejeune, et *al*., 2002, modifié) 148

## CHAPITRE 2 : LA RÉORGANISATION DU RÉSEAU HYDROGRAPHIOUE.

*Figure 2.1* Typologie des facteurs externes intervenant dans la genèse d'une capture hydrographique (d'après Weisrock, 1997 ; Bravard et Petit, 1997, modifié) 155

*Figure 2.2* Synthèse cartographique des principaux sites de captures hydrographique dans l'Est du Bassin parisien. 157

*Figure 2.3* Les sites des captures avérées et supposées dans les régions de Saint-Dizier, Bar-le-Duc. 161

*Figure 2.4* La région du Perthois : carte et coupes dans les vallées de la Marne et de la Saulx-Ornain. (d'après Harmand et *al*., 2004) 165

*Figure 2.5* Les principales captures affectant le bassin de la Marne 166

*Figure 2.6* Cartographie des débits spécifiques de l'interfluve Marne-Meuse (d'après Devos, Sary, 1995 ; Devos, 1996, modifié) 170

*Figure 2.7* Schéma conceptuel des pertes de la Saulx vers la vallée de la Marne. 171

*Figure 2.8* Boucle de rétroaction des phénomènes hydrogéologiques de transfert d'eau de bassin à bassin à l'origine d'une capture hydrographique. 172

*Figure 2.9* La capture de la Somme par la Soude au détriment du Petit-Morin (d'après De Martonne, 1925, modifié) 173

*Figure 2.10* Le site de recul de confluence du Grand-Morin (d'après Pastre et *al*., 1997b) 175

*Figure 2.11* Recul du point de confluence de la Combe du Vallon avec la Marne. 176

*Figure 2.12* Profil en long de la Combe du Vallon et du vallon abandonné 177

# PARTIE 2 : FONCTIONNEMENT ET ÉVOLUTION DU REMBLAIEMENT DE FOND DE VALLÉE ET HYDRODYNAMISME DU COURS D'EAU ACTUEL

## CHAPITRE 3 : ÉVOLUTION RECENTE DU FOND DE LA VALLÉE DE LA MARNE

*Figure 3.1* Dépouillement des sondages concernant la vallée de la Marne entre Joinville et Saint-Dizier. 187

*Figure 3.2* Variation de l'épaisseur des alluvions de fond de vallée de Chaumont à Vitry-le-François (d'après sondages issus de la B.S.S. du B.R.G.M.) 188

*Figure 3.3* Coupe schématique de la géométrie du fond de la vallée de la Marne dans la traversée des plateaux calcaires et dans la plaine du Perthois. 189

*Figure 3.4* Stratigraphie des alluvions du fond de vallée au niveau du méandre de Chamouilley. 190

*Figure 3.5* Stratigraphie des alluvions dans le fond de vallée de la Marne au niveau de Saint-Dizier (D'après Marre et *al*., 2001). 191

*Figure 3.6* Coupe et caractéristiques granulométriques des formations alluviales de la terrasse Ma.1 au niveau de Rupt (amont de Joinville). 193

*Figure 3.7* Coupe et caractéristiques granulométriques des formations alluviales de la terrasse Ma.1 au niveau de Haute-Fontaine. 196

*Figure 3.8* Coupe et caractéristiques granulométriques des formations alluviales de la terrasse Ma.1 au niveau de Sapignicourt. 198

*Figure 3.9* Coupe et caractéristiques granulométriques des formations alluviales de la terrasse Ma.1 au niveau d'Arrigny. 201

*Figure 3.10* Coupe et caractéristiques granulométriques des formations alluviales de la terrasse Ma.1 au niveau de Norrois. 203

*Figure 3.11* Diagramme triangulaire synthétisant les proportions des différentes classes granulométriques des sédiments des coupes analysées de Ma.1. 304

*Figure 3.12* Classement des échantillons de Ma.1 selon la médiane et l'indice de tri (So de Trask). 205

*Figure 3.13* Coupe stratigraphique schématique des formations du fond de la vallée de la Marne et leurs caractéristiques discriminantes 206

*Figure 3.14* Raccord des formations de versant avec les alluvions dans le fond de la vallée de la Marne et dans les vallons affluents. 208

*Figure 3.15* Coupe dans les alluvions de la gravière de Saint-Martin-aux-Champs et position des troncs datés par la D.R.A.C. 209

*Figure 3.16* Etude palynologique d'une lentille sablo-argileuse insérée dans l'unité A2 de la terrasse Ma.1 (d'après données Stchépinsky et Cailleux, 1951) 210

*Figure 3.17* Eléments archéologiques et faunistiques permettant de dater les alluvions de Ma.1. 212

*Figure 3.18* Diagramme de Passega des formations alluviales des terrasses Ma.1 215

*Figure 3.19* Synthèse des données granulométriques des formations alluviales des terrasses Ma.1, comparaison avec les niveaux supérieurs (Ma.2 et Ma.3). 218

*Figure 3.20* Comparaison d'indices granulométriques des alluvions des niveaux Ma.2 et Ma.3 avec ceux de Ma.1. 219

# CHAPITRE 4 :LA DYNAMIQUE ACTUELLE DE LA MARNE.

*Figure 4.1* Variation des modules bruts, spécifiques et du CUSUM des stations hydrométriques de Marnay-sur-Marne, Saint-Dizier et Frignicourt. 228

*Figure 4.2* Régime hydrologiques de la Marne aux stations de Marnay-sur-Marne, Saint-Dizier et Frignicourt. 231

*Figure 4.3* Régimes hydrologiques de fréquences caractéristiques des stations de Marnay-sur-Marne, Saint-Dizier et Frignicourt pour la période commune 1984-1998. 233

*Figure 4.4* Débits mensuels classés à Marnay-sur-Marne, Saint-Dizier et Frignicourt 234

*Figure 4.5* Débits journaliers classés à Marnay-sur-Marne, Saint-Dizier et Frignicourt (période de référence 1984-1998) 235

*Figure 4.6* Fréquences des débits mensuels d'étiages aux trois stations hydrométriques de la Marne (1984-1998) 237

*Figure 4.7* Evolution interannuelle des QMNA aux trois stations hydrométriques de la Marne amont. 239

*Figure 4.8* Evolution interannuelle des indices de sévérité d'étiage (%) aux trois stations hydrométriques de la Marne amont. 239

*Figure 4.9* Profil hydrologique des débits pleins bords de la Marne de la sa source à Vitry-le-François (d'après I.S.L., 1999a modifié et complété) 241

*Figure 4.10* Typologie des évènements de crue de la Marne : exemples de crues simples et complexes. 243

*Figure 4.11* Les écoulements durant l'année hydrologique 1998-1999 pour cinq stations hydrologiques du bassin-amont de la Marne : concomitance des évènements de crues sur l'ensemble du bassin. 245

*Figure 4.12* Profils hydrologiques de pointe de crue et profils de coefficients de Myer/Coutagne pour quelques exemples de crues de la Marne. 246

*Figure 4.13* Alimentation du bief de partage du canal de la Marne à la Saône. 249

*Figure 4.14* Schéma hydraulique simplifié du canal latéral de la Marne de Saint-Dizier au bief de partage Marne/Saône et interaction entre le canal et la Marne. 251

*Figure 4.15* Schéma fonctionnel d'alimentation du lac du Der par la Blaise et la Marne. 253

*Figure 4.16* Fréquence des crues morphogènes (supérieures à 100 m3) à la station de Saint-Dizier de 1948 à 2001. 255

*Figure 4.17* Fréquence des crues ayant une période de retour au moins décennale à la station de Saint-Dizier pour la période 1948-2001. 255

*Figure 4.18* Distribution des débits morphogènes dans le Perthois depuis 1974 256

*Figure 4.19* Profil des QMNA aux stations de la Marne amont et impact du lac du Der (période de référence 1984-1999). 257

*Figure 4.20* Comportements différents de la Marne à l'étiage à la station de Châlons-en-Champagne pour un débit identique à Saint-Dizier (13,6 m3/s). 258

*Figure 4.21* Evolution du lit mineur de la Marne de 1837 à nos jours. 263

*Figure 4.22* Evolution du lit mineur et majeur de la Marne de 1837 à nos jours. 264

| | | |
|---|---|---|
| *Figure 4.23* | Evolution de la largeur du lit majeur et mineur de la Marne dans le Perthois. | 266 |
| *Figure 4.24* | Profil en long du talweg de la Marne (A) et évolution de la pente (B) de la source de la Marne à Vitry-le-François. | 268 |
| *Figure 4.25* | Style fluvial théorique de la Marne, aux stations hydrométriques étudiées, par positionnement sur le graphique de Léopold et Wolman (1957) en fonction du débit plein bord et de la pente du cours d'eau. | 269 |
| *Figure 4.26* | Style fluvial théorique de la Marne, aux stations hydrométriques étudiées, par positionnement sur le graphique de Van den Berg (1995) et Van Den Berg, Bledsoe (2003) en fonction de la puissance spécifique du cours d'eau et de la taille médiane des alluvions du fond. | 270 |
| *Figure 4.27* | Evolution de l'indice de sinuosité de la Marne de sa source à Vitry-le-François. | 271 |
| *Figure 4.28* | Evolution de la longueur du lit mineur de la Marne dans le Perthois | 273 |
| *Figure 4.29* | Balayage latérale ($m^2$/km/an) à différentes dates des différents tronçons géomorphologiques de la Marne dans la région perthoise. | 274 |
| *Figure 4.30* | Indices de sinuosité des différents tronçons géomorphologiques de la Marne dans le Perthois à différentes dates. | 275 |
| *Figure 4.31* | Répartition des ouvrages hydrauliques dans les régions du Barrois et du Perthois au abord de la Marne. | 278 |
| *Figure 4.32* | Répartition des exploitations de granulats dans la région du Perthois au abord de la Marne. | 281 |
| *Figure 4.33* | CUSUM des précipitations de 5 stations climatiques du grand Est (séries longues). | 283 |
| *Figure 4.34* | Situation hydrologique des campagnes de mesures des profils en travers à la station hydrométrique de Saint-Dizier. | 285 |
| *Figure 4.35* | Croquis géomorphologiques des secteurs caractéristiques pour la dynamique fluviale et localisation des profils en travers. | 286 |
| *Figure 4.36* | Profils topographiques en travers de la Marne dans le Perthois. | 288 |
| *Figure 4.37* | Tendance évolutive de la surface mouillée de chaque profil topographique en travers de la Marne | 289 |
| *Figure 4.38* | Photographies de la dynamique fluviale de la Marne dans le Perthois. | 290 |
| *Figure 4.39* | Cartographie en isohyètes des précipitations annuelles en Champagne-Ardenne (d'après cartographie Météo-France modifiée, période de référence 1961-1990). | 297 |
| *Figure 4.40* | Evolution des précipitations dans la bassin amont de la Marne à 5 stations pluviométriques (d'après données Météo-France). | 299 |
| *Figure 4.41* | Variation des moyennes des séries sèches et humides des précipitations aux cinq stations climatiques étudiées dans le bassin-versant de la Marne supérieure. | 300 |
| *Figure 4.42* | Régime des précipitations et des températures à Saint-Dizier pour l'année 2002-2003 (données Météo-France). | 301 |
| *Figure 4.43* | Régime des précipitations et des températures à Louvemont pour l'année 2002-2003 (données I.I.B.R.B.S.). | 301 |
| *Figure 4.44* | Nombre de jours de précipitations à Saint-dizier et à Louvemont pour l'année 2002-2003 | 301 |
| *Figure 4.45* | Vérification de l'homogénéité latérale des flux de matières aux deux stations de mesures de l'érosion | 305 |
| *Figure 4.46* | Courbe de corrélation entre les conductivités (µS/cm) et la dureté totale (mg/l) sur 161 valeurs mesurés au cours de l'année hydrologique 2002-2003 . | 306 |
| *Figure 4.47* | Impact du lac du Der sur les débits de la Marne et corrélation de ces débits avec les | 309 |

précipitations à la station météorologique de Saint-Dizier.

*Figure 4.48* Evolution des débits / conductivités et des flux/teneurs de matières dissoutes à la station de mesures amont des Côtes Noires (1 oct 2002 - 30 sept 2003) 310

*Figure 4.49* Cycle annuel des éléments dissous dans la Marne à Möeslains. 311

*Figure 4.50* Trois crues de la Marne formant des boucles horlogiques de matières dissoutes au cours de l'année 2002-2003 313

*Figure 4.51* Corrélations teneur M.E.S (mg/l). / Débit (l/s) pour les montées de crue et les décrues à la station de Möeslains. 314

*Figure 4.52* Evolution de teneurs en MES et du débit de la Marne à la station de mesures de Möeslains (1 oct 2002 - 30 sept 2003) 316

*Figure 4.53* Transport de M.E.S. par événement de crue lors des 3 crues complexes de la Marne au cours de l'année 2002-2003 317

*Figure 4.54* Trois crues de la Marne formant des boucles de M.E.S. antihorlogiques au cours de l'année 2002-2003 318

*Figure 4.55* Relation Débit/Charge sédimentaire (t/jour) pour la Marne à l'aval de Saint-Dizier lors de l'année hydrologique 2002-2003. 319

*Figure 4.56* Exportation moyenne mensuelle des MES et des matières dissoutes à la station de mesures de Möeslains (2002-2003). 321

*Figure 4.57* Bilan sédimentaire des mesures quantitatives réalisées au cours de l'année 2002-2003. 322

*Figure 4.58* Localisation des principaux sites expérimentaux de mesures de l'érosion dans les plateaux du bassin parisien de l'Est de la France. 324

*Figure 4.59* Relation surface de bassin-versant / dégradation spécifique pour les impluviums de bassin essentiellement sédimentaires. 330

*Figure 4.60* Photographies comparatives du site des Côtes Noires à 3 dates différentes (1900, 1969, 2002). 332

*Figure 4.61* Courbe de corrélation entre les conductivités (µS/cm) et la dureté totale (mg/l) sur 161 valeurs mesurés au cours de l'année hydrologique 2002-2003 . 333

*Figure 4.62* Corrélations teneur M.E.S (mg/l) / débit (l/s) pour les montées de crue et les décrues à la station de Laneuville-au-Pont. 334

*Figure 4.63* Formes et chaînes de processus concourant à l'évolution du site des Côtes Noires. 339

# PARTIE 3 : L'EVOLUTION FUTURE DU BASSIN-VERSANT DE LA MARNE

## CHAPITRE 5 : LES POTENTIALITÉS DE RÉORGANISATION DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE AU NIVEAU DES INTERFLUVES MARNE-AUBE eT MARNE-MEUSE

*Figure 5.1* Démarche multiscalaire pour la compréhension du comportement hydrodynamique des aquifères karstiques 352

*Figure 5.2* Géologie du bassin-versant de la Blaise 355

*Figure 5.3* Profils hydrologiques, de conductivités et de températures de la Blaise. 358

*Figure 5.4* Cartographie des rendements spécifique dans le bassin-versant de la Blaise et les bassins-versants adjacents (26-27 août 2002) *(*Lejeune et *al., 2005)* 360

| | | |
|---|---|---|
| *Figure 5.5* | Cartographie des conductivités et des températures dans le bassin-versant de la Blaise et les bassins-versants adjacents (26-27 août 2002) | 361 |
| *Figure 5.6* | Profils hydrologiques, de conductivités et de températures de la Suize. | 365 |
| *Figure 5.7* | Cartographie des rendements spécifiques durant la campagne de mesures du 7-9 juillet 2002 dans le bassin-versant de la Suize et les bassins-versants adjacents. | 367 |
| *Figure 5.8* | Cartographie des conductivités et des températures durant la campagne de mesures du 7-9 juillet 2002 dans le bassin-versant de la Suize et les bassins-versants adjacents. | 368 |
| *Figure 5.9* | Profils hydrologiques de la Saulx (débits bruts, spécifiques) au cours des campagnes de mesures d'étiage du 29-30 novembre 1994 et du 27-29 juin 1995 (en gras) comparés au profil géologique de la Saulx (d'après Devos, 1996, modifié) | 372 |
| *Figure 5.10* | Cartographie des rendements spécifiques durant la campagne de mesures du 29-30 novembre 1994 dans le bassin-versant de la Saulx et les bassins-versants adjacents. | 374 |
| *Figure 5.11* | Géologie du bassin du Rognon. | 375 |
| *Figure 5.12* | Profils hydrologiques du Rognon (débits bruts, spécifiques, conductivités, températures) et profil géologique au cours de trois campagnes de mesures d'étiage (Lejeune O. et *al.*, 2004) | 379 |
| *Figure 5.13* | Cartographie des rendements spécifiques, des conductivités et des températures durant la campagne de mesures du 7-9 juillet 2002 dans le bassin-versant du Rognon et les bassins-versants adjacents. | 381 |
| *Figure 5.14* | Cartographie des conductivités et des températures durant la campagne de mesures du 7-9 juillet 2002 dans le bassin-versant du Rognon et les bassins-versants adjacents. | 382 |
| *Figure 5.15* | Comparaison de la méthode des profils hydrologiques(en trait pointillé) et des débits spécifiques (en trait plein) pour les trois campagnes menées sur la Blaise. | 384 |
| *Figure 5.16* | Exemple de vidange fissurale des calcaires tithonien par des tertres dans le fond de la vallée de la Marne. | 385 |
| *Figure 5.17* | Essais d'interprétation des profils hydrologiques d'étiage en pays calcaire en fonction des relations karst-rivière. | 386 |
| *Figure 5.18* | Cartographie des rendements spécifiques et des circulations intra et inter-bassins dans le bassin-versant de la Marne et les bassins-versants adjacents (d'après Lejeune et al, 2004) | 389 |
| *Figure 5.19* | Cartographie des traçages dans les environs de Saint-Dizier. | 392 |
| *Figure 5.20* | Coupe géologique et parcours du traceur au travers du fossé tectonique de Gondrecourt-le-Château (Jaillet, 2000) | 393 |
| *Figure 5.21* | Cartographie des traçages de l'amont de la Blaise. | 395 |
| *Figure 5.22* | Bloc diagramme représentant le parcours des traçages de l'amont de la Blaise et de la Suize (d'après Paulin, 1976). | 396 |
| *Figure 5.23* | Présentation du bassin de l'Ornel. | 398 |
| *Figure 5.24* | Profils hydrologiques en débits bruts, spécifiques, conductivités et températures de l'Ornel lors de deux campagnes de mesures. | 399 |
| *Figure 5.25* | Proportion respective des débits spécifiques des sous bassins-versants de l'Ornel. | 400 |
| *Figure 5.26* | Cartographie des rendements spécifiques, des conductivités et des températures dans le bassin-versant de l'Ornel, un exemple de fenêtre hydrogéologiques, campagne de mesures du 9 juillet 2002. | 402 |
| *Figure 5.27* | Cartographie des rendements spécifiques, des conductivités et des températures dans le bassin-versant de l'Ornel, un exemple de fenêtre hydrogéologiques, campagne de mesures du 26 août 2002. | 403 |

| | | |
|---|---|---|
| *Figure 5.28* | La Côte de Meuse, le Cul du Cerf et les liaisons karstiques entre les vallées environnantes. | 404 |
| *Figure 5.29* | Le karst d'introduction des eaux dans le bois de Trampot. | 406 |
| *Figure 5.30* | Karst de restitution de l'Oxfordien : le réseau du Cul du Cerf (Devos, 1996). | 407 |
| *Figure 5.31* | Carte de localisation des formations tufeuses de Haute-Marne (d'après Royer, 1995 modifié) | 409 |
| *Figure 5.32* | Planches photographiques de quelques affluents de la Marne. | 411 |
| *Figure 5.33* | Les sources karstiques de l'amont du bassin de la Marne et des bassins adjacents. | 412 |
| *Figure 5.34* | Coupe schématique présentant les différents types de bassin. | 413 |

# LISTE DES TABLEAUX

# PARTIE 1 : L'APPROFONDISSEMENT DES VALLÉES DE L'EST DE LA FRANCE : LE CAS DE L'AMONT DE LA VALLÉE DE LA MARNE

## CHAPITRE 1 : LE FAÇONNEMENT DE LA VALLÉE DE LA MARNE.


*Tableau 1.1* Synthèse des mesures d'émoussés pour les terrasses Ma.3 et Ma.2. 83

*Tableau 1.2* Essai de synthèse des modalités de mise en place des alluvions de la nappe Ma.3. 85

*Tableau 1.3* Essai de synthèse des modalités de mise en place des alluvions de la nappe Ma.2. 86

*Tableau 1.4* Vitesse d'incision de la Marne supérieure depuis la terrasse Ma.2 93

*Tableau 1.5* Vitesse d'incision de la Marne supérieure depuis la terrasse Ma.3 93

*Tableau 1.6* Comparaison des vitesses d'incisions de la Marne supérieure entre la terrasse Ma.3/Ma.2 et Ma.2/Ma.0. 94

*Tableau 1.7* Tableau de synthèse des taux d'incision de la moitié nord de la France. 95

*Tableau 1.8* Equivalence des niveaux d'incisions entre la Marne et le Rognon. 121

*Tableau 1.9* Equivalence des niveaux d'incision entre la Marne et la Blaise. 123

*Tableau 1.10* Corrélation entre les niveaux d'incision de la Marne, de la Saulx et de l'Ornain. 124

*Tableau 1.11* Synthèse des corrélations entre les terrasses de la Marne et de la Saulx-Ornain 125

*Tableau 1.12* Age des nappes alluviales de l'Ornain, de la Saulx et de la Marne d'après des données ESR 125

*Tableau 1.13* Vitesses d'incision des affluents de la Marne à partir des terrasses corrélées à Ma.2 et Ma.3. 126


## CHAPITRE 2 : LA RÉORGANISATION DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE.


*Tableau 2.1* Récapitulatif des indices témoignant de la présence d'une capture hydrographique. 156


# PARTIE 2 : FONCTIONNEMENT ET ÉVOLUTION DU REMBLAIEMENT DE FOND DE VALLÉE ET HYDRODYNAMISME DU COURS D'EAU ACTUEL

## CHAPITRE 3 : ÉVOLUTION RECENTE DU FOND DE LA VALLÉE DE LA MARNE


*Tableau 3.1* Datations du remblaiement Holocène dans la partie aval de la Marne à la confluence avec le Grand-Morin (d'après Pastre et Leroyer, 1997b ; Leroyer et *al*, 1997) 213

*Tableau 3.2* Essai de synthèse des modalités de mise en place des alluvions de la nappe Ma.1. 217

## CHAPITRE 4 :LA DYNAMIQUE ACTUELLE DE LA MARNE.


*Tableau 4.1* Débits caractéristiques ($m^3/s$) de la Marne amont aux trois stations de Marnay-sur-Marne, Saint-Dizier et Frignicourt. 235

*Tableau 4.2* Caractéristique des QMNA aux trois stations hydrométriques de la Marne amont pour la période 1984-1998. 237

*Tableau 4.3* Débits de fréquences caractéristiques des crues ($m^3/s$) aux trois stations de Marnay-sur-Marne, de Saint-Dizier et de Frignicourt. 240

*Tableau 4.4* Répartition des débits maxima journaliers moyens annuels (%) aux 3 stations de Marnay-sur-Marne, de Saint-Dizier et de Frignicourt. 242

*Tableau 4.5* Pourcentage du temps de transit des crues (débit de pointe de crue) de la Marne entre Marnay-sur-Marne (amont du bassin) et Châlons-en-Champagne. (Etude faite sur un échantillon de 50 crues débordantes à Saint-Dizier depuis 1983) 244

*Tableau 4.6* Récapitulatif des études sur les pertes des canaux en fonction du substrat. 252

*Tableau 4.7* Evolution de la longueur du lit mineur de la Marne dans le Perthois 273

*Tableau 4.8* Balayage latéral global de la Marne dans le Perthois. 274

*Tableau 4.9* Calcul du débit à plein bord et de la puissance spécifique pour chaque profil topographique en travers de la Marne 293

*Tableau 4.10* Caractéristiques des précipitations annuelles de cinq stations pluviométriques du bassin amont de la Marne. 298

*Tableau 4.11* Coefficients de corrélation entre les conductivités (µS/cm) et la dureté totale (mg/l) en fonction des différents évènements hydrologiques . 307

*Tableau 4.12* Synthèse des résultats de mesures de l'érosion dans les plateaux de l'Est du Bassin parisien. 325

*Tableau 4.13* Indices morphométriques de différents bassins de mesures de l'érosion de l'Est du bassin parisien. 328

*Tableau 4.14* Tableau récapitulatif des mesures de l'érosion aux deux sites de mesures du Perthois. 335

*Tableau 4.15* Tableau récapitulatif de quelques mesures d'ablation des badlands dans les formations marneuses des Alpes ; comparaison avec les Côtes Noires. 337


# PARTIE 3 : L'EVOLUTION FUTURE DU BASSIN-VERSANT DE LA MARNE

## CHAPITRE 5 : LES POTENTIALITÉS DE RÉORGANISATION DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE AU NIVEAU DES INTERFLUVES MARNE-AUBE eT MARNE-MEUSE


*Tableau 5.1* Caractéristiques hydrologiques aux stations hydrométriques de la Blaise 356

*Tableau 5.2* Débits mensuels d'étiage (QMNA) de fréquences caractéristiques comparaison avec les débits mesurés lors des campagnes de terrain (Bassin de la Blaise). 356

*Tableau 5.3* Caractéristiques hydrologiques aux stations hydrométriques de la Blaise 363

*Tableau 5.4* Débits mensuels d'étiage (QMNA) de fréquences caractéristiques, comparaison avec les débits mesurés lors des campagnes de terrain (bassin de la Suize). 363

*Tableau 5.5* Caractéristiques hydrologiques de la station hydrométrique de Couvonges-Mognéville sur la Saulx (d'après A. Devos, 1996) 370

*Tableau 5.6* Débits mensuels d'étiage (QMNA) de fréquences caractéristiques comparaison avec 370

| | | |
|---|---|---|
| | les débits mesurés lors des campagnes de terrain (d'après A. Devos, 1996). | |
| *Tableau 5.7* | Caractéristiques hydrologiques aux stations hydrométriques | 376 |
| *Tableau 5.8* | Débits mensuels d'étiage (QMNA) de fréquences caractéristiques comparaison avec les débits mesurés lors des campagnes de terrain. | 377 |
| *Tableau 5.9* | Débits caractéristiques de la source des Dhuits en 1974 (D'après Froment P., 1976). | 408 |

# LISTE DES ANNEXES (VOIR TOME II)

*Annexe 0.1* Géologie simplifiée du bassin-versant amont de la Marne, de sa source jusqu'à sa percée cataclinale au travers de la Côte de Champagne

*Annexe 1.1* Légende des cartes géomorphologiques

*Annexe 1.2* Carte géomorphologique de la vallée de la Marne perthoise dans la région de Vitry-le-François (Marre et *al*., 2003)

*Annexe 1.3* Carte géomorphologique de la vallée de la Marne perthoise dans la région de Thiéblemont-Farémont (Marre et *al*., 2003)

*Annexe 1.4* Carte géomorphologique de la vallée de la Marne perthoise dans la région de Saint-Dizier (Marre et *al*., 2003)

*Annexe 1.5* Carte géomorphologique de la vallée de la Marne de Saint-Dizier à Chamouilley (Jaillet et *al*., 2001)

*Annexe 1.6* Carte géomorphologique de la vallée de la Marne de Chamouilley à Sommeville (Jaillet et *al*., 2001)

*Annexe 1.7* Carte géomorphologique de la vallée de la Marne au niveau du méandre de Chamouilley (Jaillet et *al*., 2001)

*Annexe 1.8* Carte géomorphologique du fossé tectonique de Cousances – Région de Cousances-les-Forges (Jaillet et *al*., 2001)

*Annexe 1.9* Carte géomorphologique du fossé tectonique de Cousances – Région de Sommelonne (Jaillet et *al*., 2001)

*Annexe 1.10* Carte géomorphologique du Mont-Tarra (Jaillet et *al*., 2001)

*Annexe 1.11* Carte géomorphologique de la vallée de la Marne dans la région de Breuil-sur-Marne (Marre et *al*, 2000)

*Annexe 1.12* Carte géomorphologique de la vallée de la Marne dans la région de Joinville (Marre et *al*, 2000)

*Annexe 1.13* Carte géomorphologique de la vallée de la Marne dans la région de Donjeux (Marre et *al*., 2003)

*Annexe 1.14* Carte géomorphologique de la vallée de la Marne dans la région de Gudmont-Villiers (Marre et *al*., 2003)

*Annexe 1.15* Carte géomorphologique de la vallée de la Marne dans la région de Froncles (Marre et *al*., 2003)

*Annexe 1.16* Carte géomorphologique de la vallée de la Marne dans la région de Bologne (Marre et *al*., 2003)

*Annexe 1.17* Carte géomorphologique de la vallée de la Marne dans la région de Chaumont (Marre et *al*., 2003)

*Annexe 1.18* Tableau récapitulatif des niveaux de terrasses de la Marne de sa source à Vitry-le-François

*Annexe 1.19* Résultats des analyses granulométriques des coupes dans les alluvions de la Marne (niveau Ma.2)

*Annexe 1.20* Résultats des analyses granulométriques des coupes dans les alluvions de la Marne (niveau Ma.3)

*Annexe 1.21* Carte géomorphologique de la vallée de la Côte de Meuse dans la région d'Andelot-Blancheville (Marre et *al*., 2003)

*Annexe 1.22* Carte géomorphologique de la vallée de la Côte de Meuse dans la région de Manois (Marre et *al*., 2003)

*Annexe 1.23* Carte géomorphologique de la vallée de la Côte de Meuse dans la région de Chanteraines (Marre et *al*., 2003)

*Annexe 1.24* Carte géomorphologique de la vallée de la Côte de Meuse dans la région de Vesaigne-sous-Lafauche (Marre et *al*., 2003)

*Annexe 1.25* Topographie de quelques sites de traçages (pertes)

*Annexe 1.26* Résultats des traçages hydrogéologiques réalisés dans le Barrois

*Annexe 1.27* Corrélation entre la conductivité et la concentration en chlorure de sodium

*Annexe 1.28* Copie de la lettre adressée par la Gaule Marnavalaise avisant de la réapparition d'un traceur dans la Marne.

*Annexe 1.29* Tableau récapitulatif des datations ESR réalisés dans le bassin de la Marne (d'après Cojan et Voinchet, 2003 et 2004)

*Annexe 3.1* Tableau des sondages touchant le bedrock dans le fond de la vallée de la Marne

*Annexe 3.2* Carte de localisation des sondages (secteur de Saint-Dizier)

*Annexe 3.3* Carte de localisation des sondages (secteur de Chamouilley)

*Annexe 3.4* Carte de localisation des sondages (secteur de Bienville)

*Annexe 3.5* Carte de localisation des sondages (secteur de Rachecourt)

*Annexe 3.6* Carte de localisation des sondages (secteur de Joinville)

*Annexe 3.7* Résultats des analyses granulométriques des séries A et B des coupes dans les alluvions de la Marne (niveau Ma.1)

*Annexe 3.8* Résultats des analyses granulométriques de la série C des coupes dans les alluvions de la Marne (niveau Ma.1)

*Annexe 4.1* Liste des stations hydrométriques utilisées et leurs caractéristiques principales

*Annexe 4.2* Débits moyens mensuels à la station de Marnay-sur-Marne (Marne)

*Annexe 4.3* Débits moyens mensuels à la station de Saint-Dizier (Marne)

*Annexe 4.4* Débits moyens mensuels à la station de Frignicourt (Marne)

*Annexe 4.5* Débits moyens mensuels à la station de Villiers-sur-Suize (Suize)

*Annexe 4.6* Débits moyens mensuels à la station de Chaumont (Suize)

*Annexe 4.7* Débits moyens mensuels à la station de Colombey-les-deux-Eglises (Blaise)

*Annexe 4.8* Débits moyens mensuels à la station de Louvemont (Blaise)

*Annexe 4.9* Débits moyens mensuels à la station de Bourdons-sur-Rognon (Rognon)

*Annexe 4.10* Débits moyens mensuels à la station de Doulaincourt (Rognon)

*Annexe 4.11* Documents utilisés pour la réalisation de l'étude diachronique du lit mineur du Perthois

*Annexe 4.12* Documents utilisés pour la réalisation de l'étude diachronique du lit mineur de la Marne durant la traversée des plateaux calcaires

*Annexe 4.13* Evolution des surfaces balayées par la Marne dans le Perthois depuis 1837

*Annexe 4.14* Caractéristiques des stations pluviométriques utilisées

*Annexe 4.15* Précipitations annuelles pour 5 stations caractéristiques du bassin amont de la Marne

*Annexe 4.16* Prélèvement des M.E.S. et conductivités en amont et en aval du barrage de prise d'eau du canal latéral à la Marne (commune de Sapignicourt)

*Annexe 4.17* Spectres physico-chimiques des eaux des nappes aquifères du bassin de la Marne

*Annexe 4.18* Spectres physicochimique de la Marne amont à différentes stations de mesures

*Annexe 4.19* Profils des températures, des conductivités et du Titre Hydrotimétriques de la Marne à l'étiage de Balesmes-sur-Marne à Vitry-le-François

*Annexe 4.20* Mesures des MES, de la Conductivité, de la dureté totale et de la température à la station de mesures de Moëslains (amont des Côtes Noires)

*Annexe 4.21* Mesures des MES, de la Conductivité, de la dureté totale et de la température à la station de mesures de Laneuville-au-Pont (aval des Côtes Noires)

*Annexe 5.1* Carte des points de jaugeage sur la Blaise et les cours d'eau adjacents

*Annexe 5.2* Résultat des campagnes de mesures de débit d'étiage dans le bassin versant de la Blaise et cours d'eau adjacents (Campagne du 26-27 août 2002)

*Annexe 5.3* Résultat des campagnes de mesures de débit d'étiage dans le bassin versant de la Blaise sur le drain principal

*Annexe 5.4* Carte des points de jaugeage sur la Suize et les cours d'eau adjacents

*Annexe 5.5* Résultat des campagnes de mesures de débit d'étiage dans le bassin versant de la Suize et cours d'eau adjacents (Campagne du 7-9 juillet 2002)

*Annexe 5.6* Résultat des campagnes de mesures de débit d'étiage dans le bassin versant de la Suize sur le drain principal

*Annexe 5.7* Cartographie des sous bassins-versants du Rognon

*Annexe 5.8* Résultat des campagnes de mesures de débit d'étiage dans le bassin versant du Rognon et cours d'eau adjacents (Campagne du 24 septembre 2002)

*Annexe 5.9* Résultat des campagnes de mesures de débit d'étiage dans le bassin versant du Rognon sur le drain principal

*Annexe 5.10* Corrélation entre les différentes campagnes de débit réalisés sur la Blaise

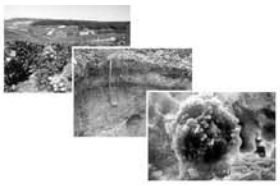
*Annexe 5.11* Corrélation entre les différentes campagnes de débit réalisés sur la Suize

*Annexe 5.12* Corrélation entre les différentes campagnes de débit réalisés sur la Rognon

*Annexe 5.13* Données des jaugeages des deux nouvelles campagnes de jaugeages sur la Saulx (d'après Devos, communication personnelle)

*Annexe 5.14* Synthèse des calculs d'I.E.B. aux stations hydrométriques du bassin de la Marne amont.

Université de Reims Champagne-Ardenne
U.F.R. de Lettres et de Sciences Humaines
Ecole doctorale : Textes, Cultures et Sociétés



Groupe d'Etude sur les Géomatériaux
et Environnements Naturels
et Anthopiques
(GEGENA)
EA 3785

# Dynamiques d'érosion des bas plateaux de l'Est de la France: l'exemple du bassin-versant amont de la Marne (Tome II : annexes)

Olivier Lejeune

Thèse soutenue publiquement le 2 décembre 2005
pour l'obtention du grade de Docteur de l'Université de Reims Champagne-Ardenne
(Discipline : Géographie Physique)

Source de la Marne, commune de Balesmes-sur-Marne (Haute-Marne) - Photographie Lejeune, 2002

## Jury:

MARRE A., Professeur de Géographie Physique, Université de Reims Champagne-Ardenne (Directeur de recherche)

COJAN I., Maître de recherche à l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris (Rapporteur)

PETIT F., Professeur de Géographie Physique, Université de Liège (Rapporteur)

CORBONNOIS J., Professeur de Géographie Physique, Université du Mans (Examinateur)

PASCAL A., Professeur de géologie, Université de Reims Champagne-Ardenne (Examinateur)

SALOMON J-N., Professeur de Géographie Physique, Université Michel de Montaigne à Bordeaux (Examinateur)

# SOMMAIRE


| | | |
|---|---|---|
| *Annexe 0.1* | Géologie simplifiée du bassin-versant amont de la Marne, de sa source jusqu'à sa percée cataclinale au travers de la Côte de Champagne | 9 |
| *Annexe 1.1* | Légende des cartes géomorphologiques | 13 |
| *Annexe 1.2* | Carte géomorphologique de la vallée de la Marne perthoise dans la région de Vitry-le-François (Marre et *al*., 2003) | 14 |
| *Annexe 1.3* | Carte géomorphologique de la vallée de la Marne perthoise dans la région de Thiéblemont-Farémont (Marre et *al*., 2003) | 15 |
| *Annexe 1.4* | Carte géomorphologique de la vallée de la Marne perthoise dans la région de Saint-Dizier (Marre et *al*., 2003) | 16 |
| *Annexe 1.5* | Carte géomorphologique de la vallée de la Marne de Saint-Dizier à Chamouilley (Jaillet et *al*., 2001) | 17 |
| *Annexe 1.6* | Carte géomorphologique de la vallée de la Marne de Chamouilley à Sommeville (Jaillet et *al*., 2001) | 18 |
| *Annexe 1.7* | Carte géomorphologique de la vallée de la Marne au niveau du méandre de Chamouilley (Jaillet et *al*., 2001) | 19 |
| *Annexe 1.8* | Carte géomorphologique du fossé tectonique de Cousances – Région de Cousances-les-Forges (Jaillet et *al*., 2001) | 20 |
| *Annexe 1.9* | Carte géomorphologique du fossé tectonique de Cousances – Région de Sommelonne (Jaillet et *al*., 2001) | 21 |
| *Annexe 1.10* | Carte géomorphologique du Mont-Tarra (Jaillet et *al*., 2001) | 22 |
| *Annexe 1.11* | Carte géomorphologique de la vallée de la Marne dans la région de Breuil-sur-Marne (Marre et *al*, 2000) | 23 |
| *Annexe 1.12* | Carte géomorphologique de la vallée de la Marne dans la région de Joinville (Marre et *al*, 2000) | 24 |
| *Annexe 1.13* | Carte géomorphologique de la vallée de la Marne dans la région de Donjeux (Marre et *al*., 2003) | 25 |
| *Annexe 1.14* | Carte géomorphologique de la vallée de la Marne dans la région de Gudmont-Villiers (Marre et *al*., 2003) | 26 |
| *Annexe 1.15* | Carte géomorphologique de la vallée de la Marne dans la région de Froncles (Marre et *al*., 2003) | 27 |
| *Annexe 1.16* | Carte géomorphologique de la vallée de la Marne dans la région de Bologne (Marre et *al*., 2003) | 28 |
| *Annexe 1.17* | Carte géomorphologique de la vallée de la Marne dans la région de Chaumont (Marre et *al*., 2003) | 29 |
| *Annexe 1.18* | Tableau récapitulatif des niveaux de terrasses de la Marne de sa source à Vitry-le-François | 30 |
| *Annexe 1.19* | Résultats des analyses granulométriques des coupes dans les alluvions de la Marne (niveau Ma.2) | 31 |
| *Annexe 1.20* | Résultats des analyses granulométriques des coupes dans les alluvions de la Marne (niveau Ma.3) | 32 |
| *Annexe 1.21* | Carte géomorphologique de la vallée de la Côte de Meuse dans la région d'Andelot-Blancheville (Marre et *al*., 2003) | 33 |
| *Annexe 1.22* | Carte géomorphologique de la vallée de la Côte de Meuse dans la région de Manois (Marre et *al*., 2003) | 34 |
| *Annexe 1.23* | Carte géomorphologique de la vallée de la Côte de Meuse dans la région de Chanteraines (Marre et al., 2003) | 35 |

*Annexe 1.24* Carte géomorphologique de la vallée de la Côte de Meuse dans la région de Vesaigne-sous-Lafauche (Marre et *al.*, 2003) 36
*Annexe 1.25* Topographie de quelques sites de traçages (pertes) 37
*Annexe 1.26* Résultats des traçages hydrogéologiques réalisés dans le Barrois 39
*Annexe 1.27* Corrélation entre la conductivité et la concentration en chlorure de sodium 46
*Annexe 1.28* Copie de la lettre adressée par la Gaule Marnavalaise avisant de la réapparition d'un traceur dans la Marne. 47
*Annexe 1.29* Tableau récapitulatif des datations ESR réalisés dans le bassin de la Marne (d'après Cojan et Voinchet, 2003 et 2004) 48

*Annexe 3.1* Tableau des sondages touchant le bedrock dans le fond de la vallée de la Marne 53
*Annexe 3.2* Carte de localisation des sondages (secteur de Saint-Dizier) 56
*Annexe 3.3* Carte de localisation des sondages (secteur de Chamouilley) 57
*Annexe 3.4* Carte de localisation des sondages (secteur de Bienville) 58
*Annexe 3.5* Carte de localisation des sondages (secteur de Rachecourt) 59
*Annexe 3.6* Carte de localisation des sondages (secteur de Joinville) 60
*Annexe 3.7* Résultats des analyses granulométriques des séries A et B des coupes dans les alluvions de la Marne (niveau Ma.1) 61
*Annexe 3.8* Résultats des analyses granulométriques de la série C des coupes dans les alluvions de la Marne (niveau Ma.1) 63

*Annexe 4.1* Liste des stations hydrométriques utilisées et leurs caractéristiques principales 67
*Annexe 4.2* Débits moyens mensuels à la station de Marnay-sur-Marne (Marne) 68
*Annexe 4.3* Débits moyens mensuels à la station de Saint-Dizier (Marne) 69
*Annexe 4.4* Débits moyens mensuels à la station de Frignicourt (Marne) 70
*Annexe 4.5* Débits moyens mensuels à la station de Villiers-sur-Suize (Suize) 71
*Annexe 4.6* Débits moyens mensuels à la station de Chaumont (Suize) 71
*Annexe 4.7* Débits moyens mensuels à la station de Colombey-les-deux-Eglises (Blaise) 72
*Annexe 4.8* Débits moyens mensuels à la station de Louvemont (Blaise) 73
*Annexe 4.9* Débits moyens mensuels à la station de Bourdons-sur-Rognon (Rognon) 74
*Annexe 4.10* Débits moyens mensuels à la station de Doulaincourt (Rognon) 75
*Annexe 4.11* Documents utilisés pour la réalisation de l'étude diachronique du lit mineur du Perthois 76
*Annexe 4.12* Documents utilisés pour la réalisation de l'étude diachronique du lit mineur de la Marne durant la traversée des plateaux calcaires 77
*Annexe 4.13* Evolution des surfaces balayées par la Marne dans le Perthois depuis 1837 78
*Annexe 4.14* Caractéristiques des stations pluviométriques utilisées 80
*Annexe 4.15* Précipitations annuelles pour 5 stations caractéristiques du bassin amont de la Marne 81
*Annexe 4.16* Prélèvement des M.E.S. et conductivités en amont et en aval du barrage de prise d'eau du canal latéral à la Marne (commune de Sapignicourt) 83
*Annexe 4.17* Spectres physico-chimiques des eaux des nappes aquifères du bassin de la Marne 84
*Annexe 4.18* Spectres physicochimique de la Marne amont à différentes stations de mesures 87
*Annexe 4.19* Profils des températures, des conductivités et du Titre Hydrotimétriques de la Marne à l'étiage de Balesmes-sur-Marne à Vitry-le-François 89

*Annexe 4.20* Mesure des MES, de la Conductivité, de la dureté totale et de la température à la station de mesure de Moëslains (amont des Côtes Noires) 90

*Annexe 4.21* Mesure des MES, de la Conductivité, de la dureté totale et de la température à la station de mesure de Laneuville-au-Pont (aval des Côtes Noires) 94

*Annexe 5.1* Carte des points de jaugeage sur la Blaise et les cours d'eau adjacents 101

*Annexe 5.2* Résultat des campagnes de mesure de débit d'étiage dans le bassin versant de la Blaise et cours d'eau adjacents (Campagne du 26-27 août 2002) 102

*Annexe 5.3* Résultat des campagnes de mesure de débit d'étiage dans le bassin versant de la Blaise sur le drain principal 104

*Annexe 5.4* Carte des points de jaugeage sur la Suize et les cours d'eau adjacents 105

*Annexe 5.5* Résultat des campagnes de mesure de débit d'étiage dans le bassin versant de la Suize et cours d'eau adjacents (Campagne du 7-9 juillet 2002) 106

*Annexe 5.6* Résultat des campagnes de mesure de débit d'étiage dans le bassin versant de la Suize sur le drain principal 107

*Annexe 5.7* Cartographie des sous bassins-versants du Rognon 108

*Annexe 5.8* Résultat des campagnes de mesure de débit d'étiage dans le bassin versant du Rognon et cours d'eau adjacents (Campagne du 24 septembre 2002) 109

*Annexe 5.9* Résultat des campagnes de mesure de débit d'étiage dans le bassin versant du Rognon sur le drain principal 112

*Annexe 5.10* Corrélation entre les différentes campagnes de débit réalisés sur la Blaise 114

*Annexe 5.11* Corrélation entre les différentes campagnes de débit réalisés sur la Suize 115

*Annexe 5.12* Corrélation entre les différentes campagnes de débit réalisés sur la Rognon 116

*Annexe 5.13* Données des jaugeages des deux nouvelles campagnes de jaugeages sur la Saulx (d'après Devos, communication personnelle) 117

*Annexe 5.14* Synthèse des calculs d'I.E.B. aux stations hydrométriques du bassin de la Marne amont. 118

# ANNEXES INTRODUCTION

## Annexe 0.1 : Géologie simplifiée du bassin-versant amont de la Marne, de sa source jusqu'à sa percée cataclinale au travers de la Côte de Champagne

| CHRONOSTRATIGRAPHIE | | | | | EPAISSEUR (m) | LITHOLOGIE |
|---|---|---|---|---|---|---|
| ERE | PERIODE | EPOQUE | ETAGES | SOUS-ETAGES | | |
| SECONDAIRE | CRETACE | SUP. | Turonien | | 95 | Craie blanche plus ou moins marneuse |
| | | | Cénomanien | moy. et sup. | 50 | Craie grise |
| | | | | inf. | 25 | Argiles sableuses vertes et marnes |
| | | INF. | Albien | | 5-10 | Marne de Brienne et sable |
| | | | Aptien | sup. | 15 | Sables blancs et verts, argile |
| | | | | inf. | 6-7 | Argile grise |
| | | | Barrémien | sup. | 3-13 | Calcaire argileux, fer oolithique, argile, sable et grès |
| | | | | inf. | 15 | Argile ostréenne |
| | | | Hauterivien | | 10 | Calcaire grossier et argile à la base |
| | | | Valanginien | | 40 | Sable, argile, fer géodique |
| | JURASSIQUE | SUP. MALM | Portlandien | sup. | 10 | Calcaire |
| | | | | inf. | 100 | Calcaire |
| | | | Kimméridgien | sup. et moy. | 100 | Calcaire marneux et marne grise |
| | | | | inf. | 15 | Calcaire jaunâtre dur |
| | | | Oxfordien | Sequanien sup. | 25 | Calcaire beige dur |
| | | | | Sequanien moy. | 15 | Calcaire oolithique blanc |
| | | | | Sequanien inf. | 60 | Calcaire compact, marne |
| | | | | Rauracien | 50 | Calcaire oolithique corallien à l'est de la Marne, calcaire marneux à l'ouest |
| | | | | Argovien | 50 | Calcaire corallien à l'est de la Marne, calcaire marneux et marne à l'ouest |
| | | | | Oxfordien sup. s.s. | 10 | Calcaire compact dur |
| | | | | Oxfordien moy. et inf. s.s. | 70 | Marnes grises bleuâtres |
| | | MOY. DOGGER | Callovien | | 15 | Calcaire marneux jaunâtre |
| | | | Bathonien | sup. et moy. | 25 | Calcaire dur grisâtre, marne et calcaire |
| | | | | inf. | 30 | Calcaire |
| | | | Bajocien | sup. oolithique | 40 | Calcaire oolithique dur |
| | | | | sup. marneux | 10 | Marno-calcaire |
| | | | | inf. | 40 | Calcaire avec intercalation marneuse |
| | | INF. DOGGER | Aalénien | | 10 | Calcaire gréseux et marneux |
| | | INF. LIAS | Toarcien | | 60 | Marnes grises et argile |
| | | | Pliensbachien | Dométien sup. | 40 | Grés médioliasique |
| | | | | Dométien inf. | 85 | Argile |

# ANNEXES CHAPITRE 1 : LE FAÇONNEMENT DE LA VALLÉE DE LA MARNE.

## Annexe 1.1 : Légende des cartes géomorphologiques

### 1) LES STADES DE CREUSEMENT

#### A) LES REPLATS

- Niveaux Ma.0 et Ma.1
- Niveau Ma.2
- Niveaux Ma.3 et Ma.4
- Niveaux Ma.5 et Ma.6
- Terrasse alluviale sur replat strucutral (la couleur correspond au stade d'incision correspondant)

#### B) LES VERSANTS

- **Versant réglé**
- Versant de raccordement
- Front de côte
- Rebord de terrasse

#### C) LES SURFACES

- Surface sommitale
- Surface structurale ou dérivées
- Surface infra-crétacée exhumée ou recouverte par une faible épaisseur de Valanginien

### 2) LES FORMES DE TERRAIN

#### A) Formes liées à l'écoulement aréolaire

- **Glacis**

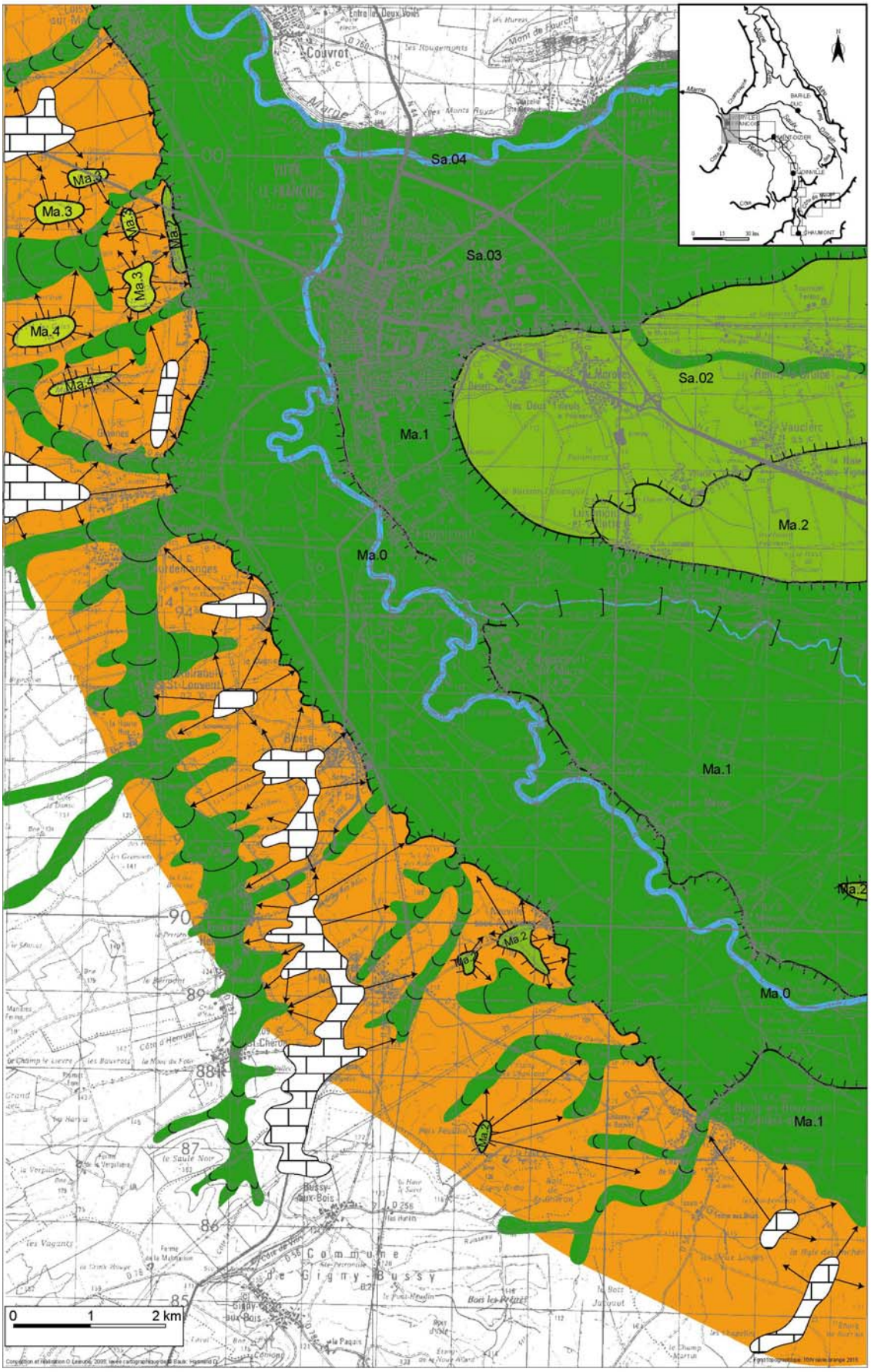
#### B) Formes liées à l'écoulement linéaire

- **Ravine de largeur comprise entre 2 et 10 m.**
- **Vallon incisé en "V"**
- **Vallon en berceau**
- Vallon à fond plat
- **Cône de déjection**
- ou — Paléotracé probable de cours d'eau
- Col

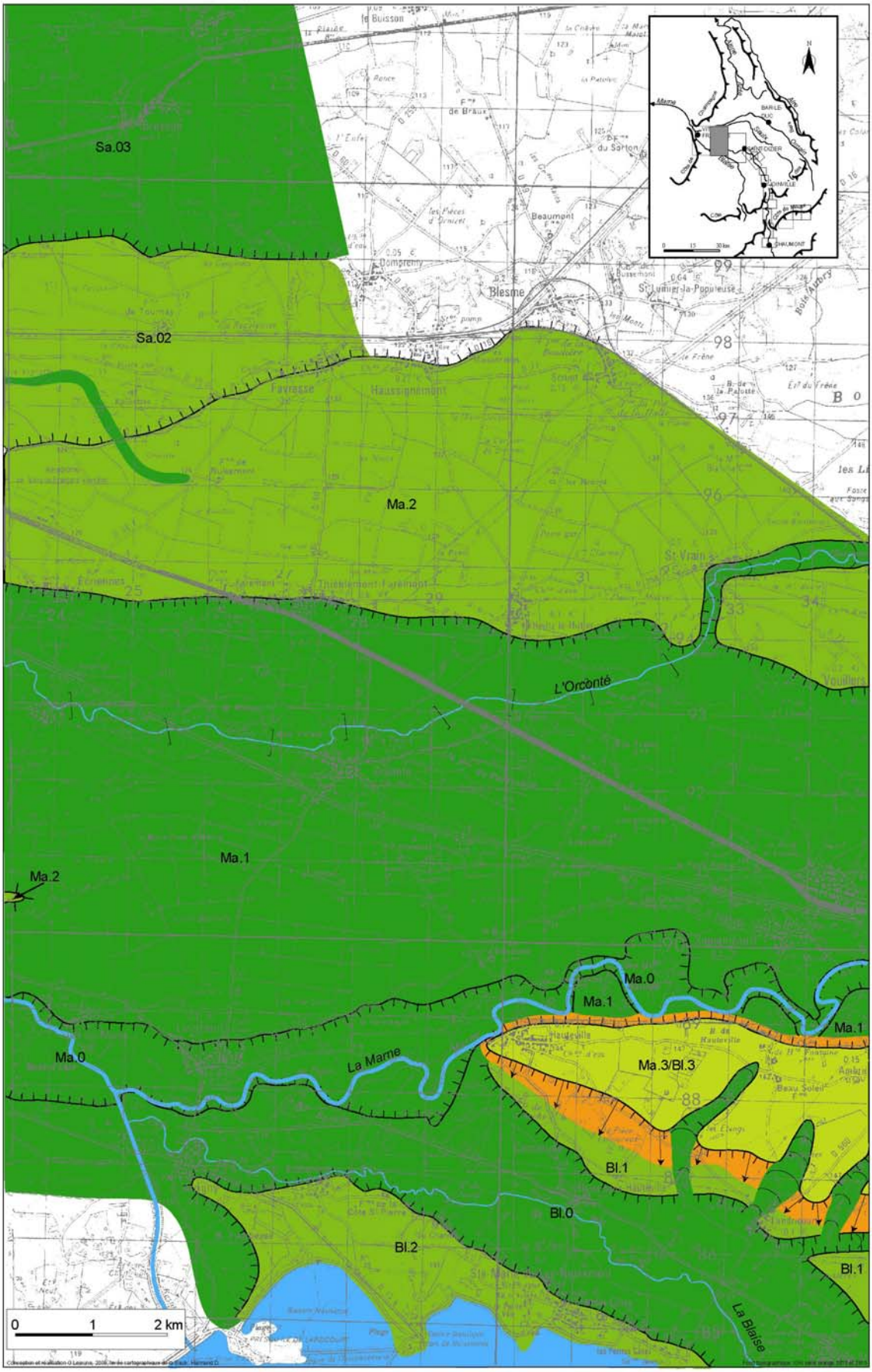
#### C) Formes liées aux mouvements de terrain

- **Mouvements de terrain**
- **Escarpement de tête principal**
- Replat de glissement
- Coulée
- Loupe de solifluxion

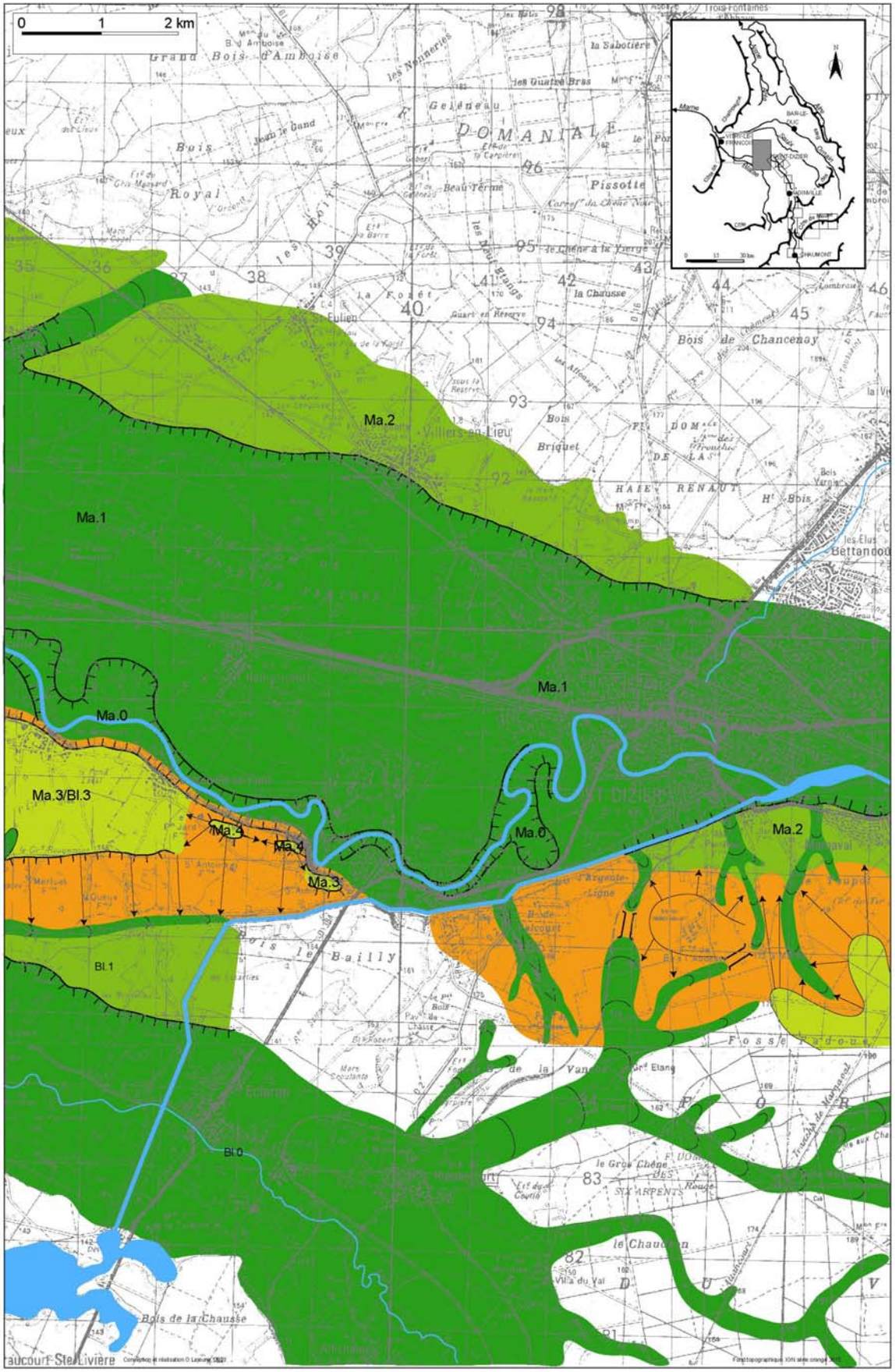
**Annexe 1.2 : Carte géomorphologique de la vallée de la Marne perthoise dans la région de Vitry-le-François (Marre et *al.*, 2003).**



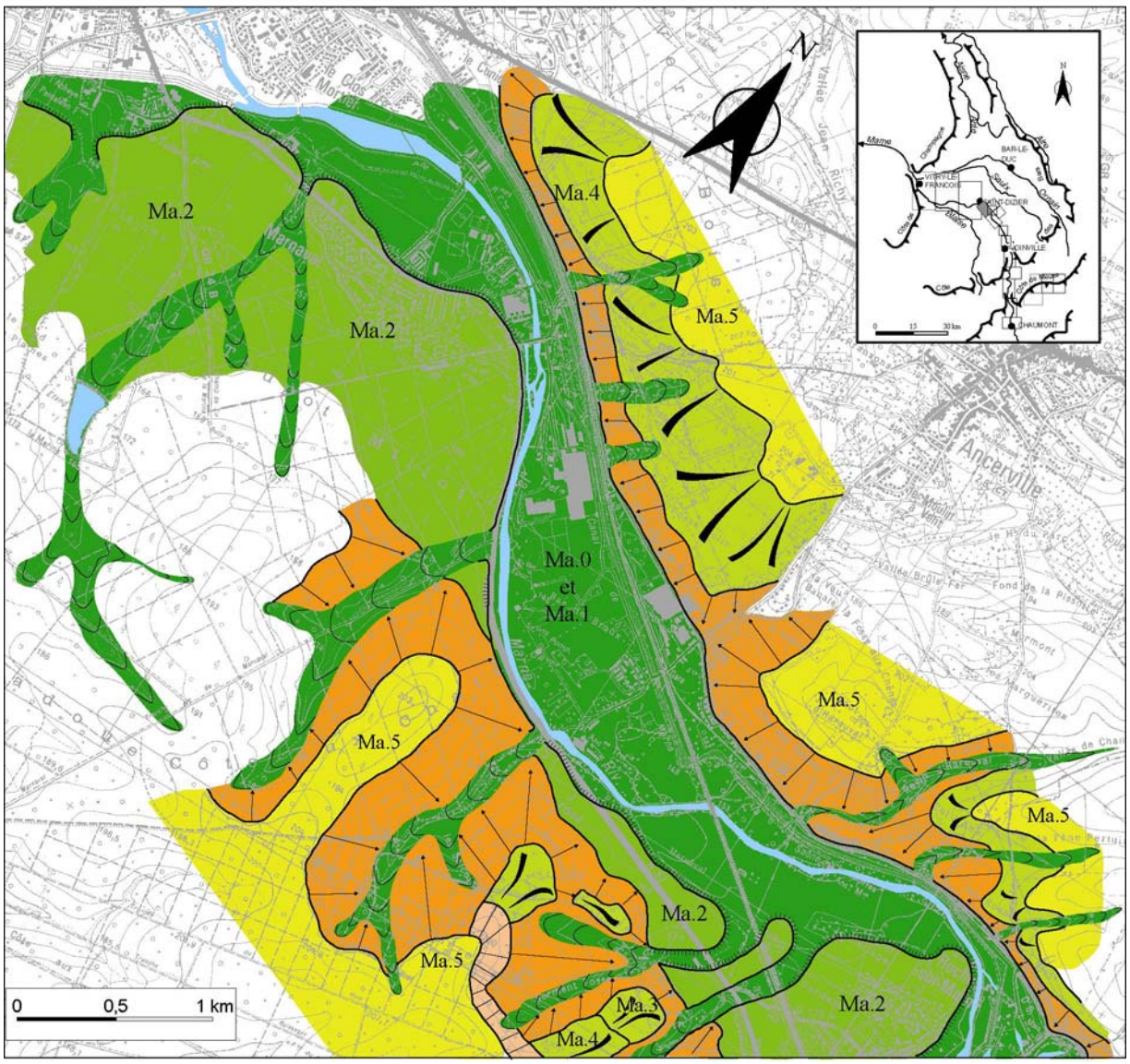
**Annexe 1.3 : Carte géomorphologique de la vallée de la Marne perthoise dans la région de Thiéblemont-Farémont (Marre et *al.*, 2003).**



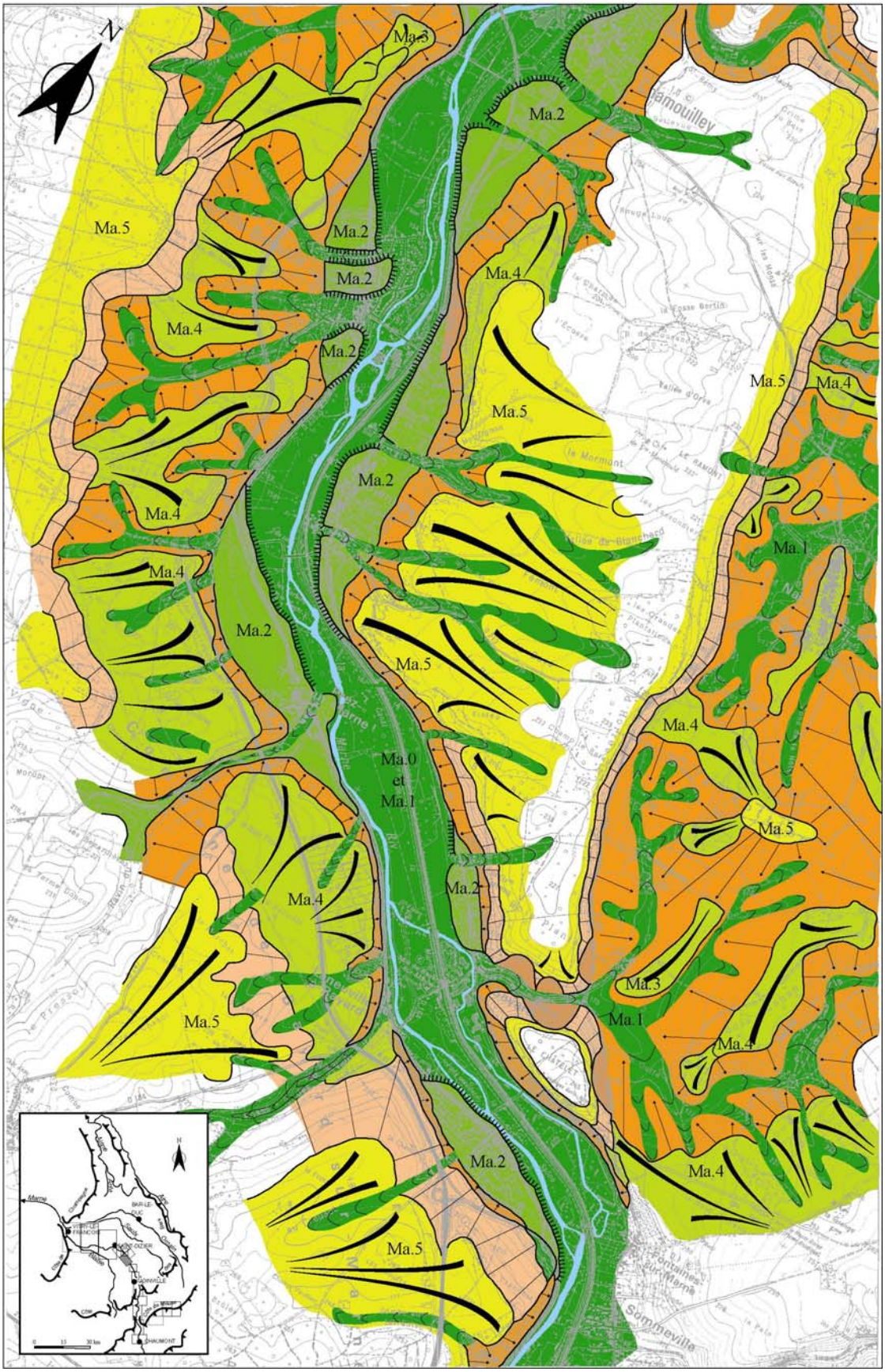
**Annexe 1.4 : Carte géomorphologique de la vallée de la Marne perthoise dans la région de Saint-Dizier (Marre et *al.*, 2003)**



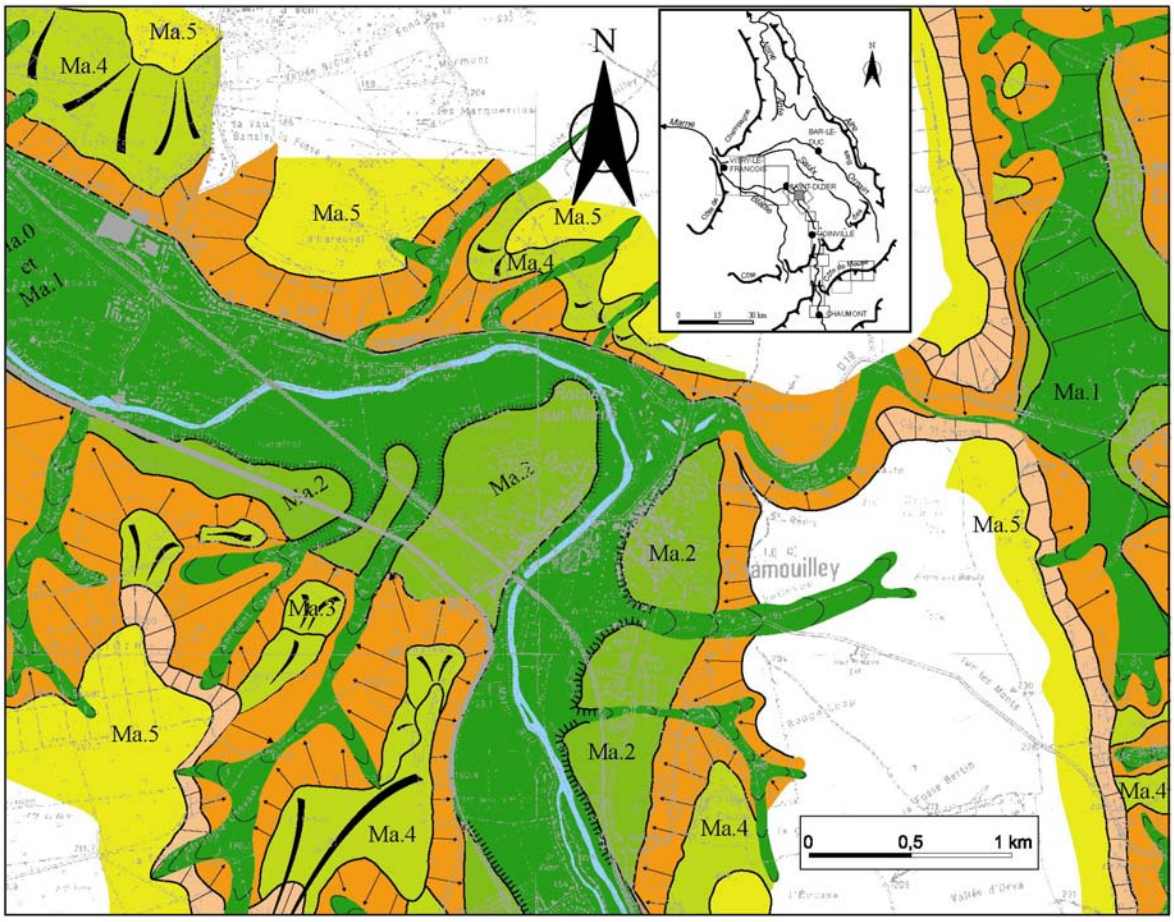
**Annexe 1.5 : Carte géomorphologique de la vallée de la Marne de Saint-Dizier à Chamouilley (Jaillet et *al.*, 2001).**



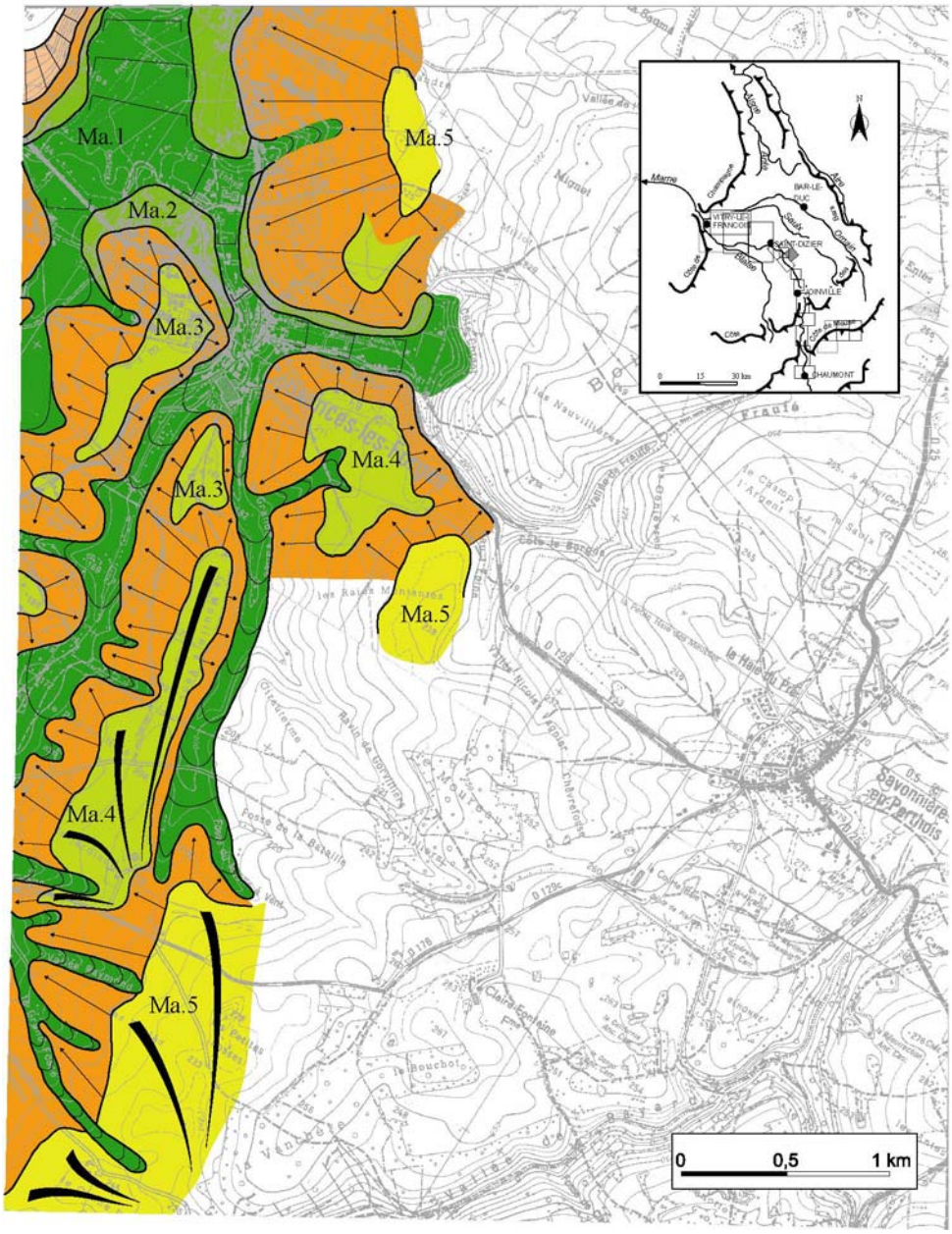
**Annexe 1.6 : Carte géomorphologique de la vallée de la Marne de Chamouilley à Sommeville (Jaillet et *al.*, 2001).**



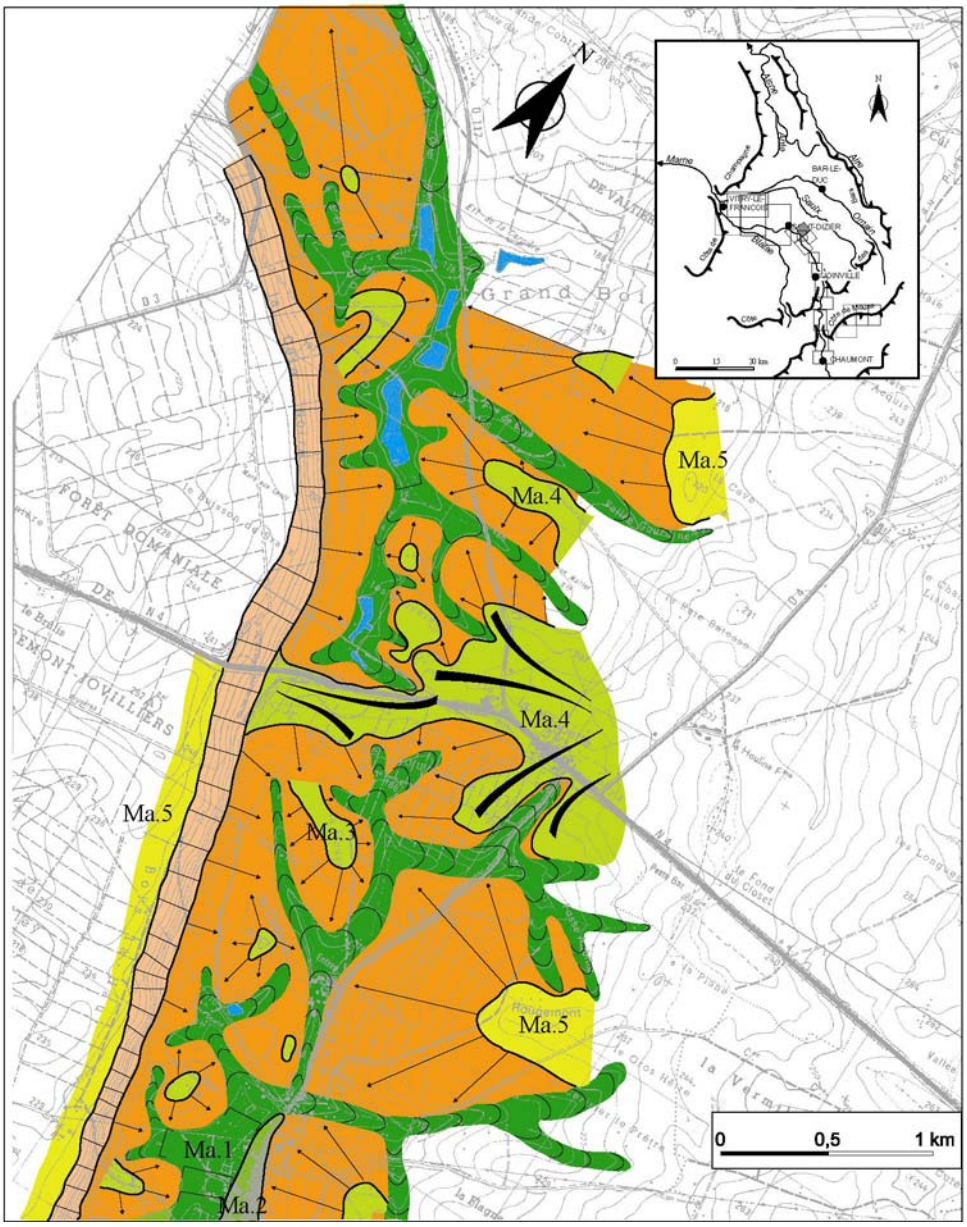
**Annexe 1.7 : Carte géomorphologique de la vallée de la Marne au niveau du méandre de Chamouilley (Jaillet et *al.*, 2001).**



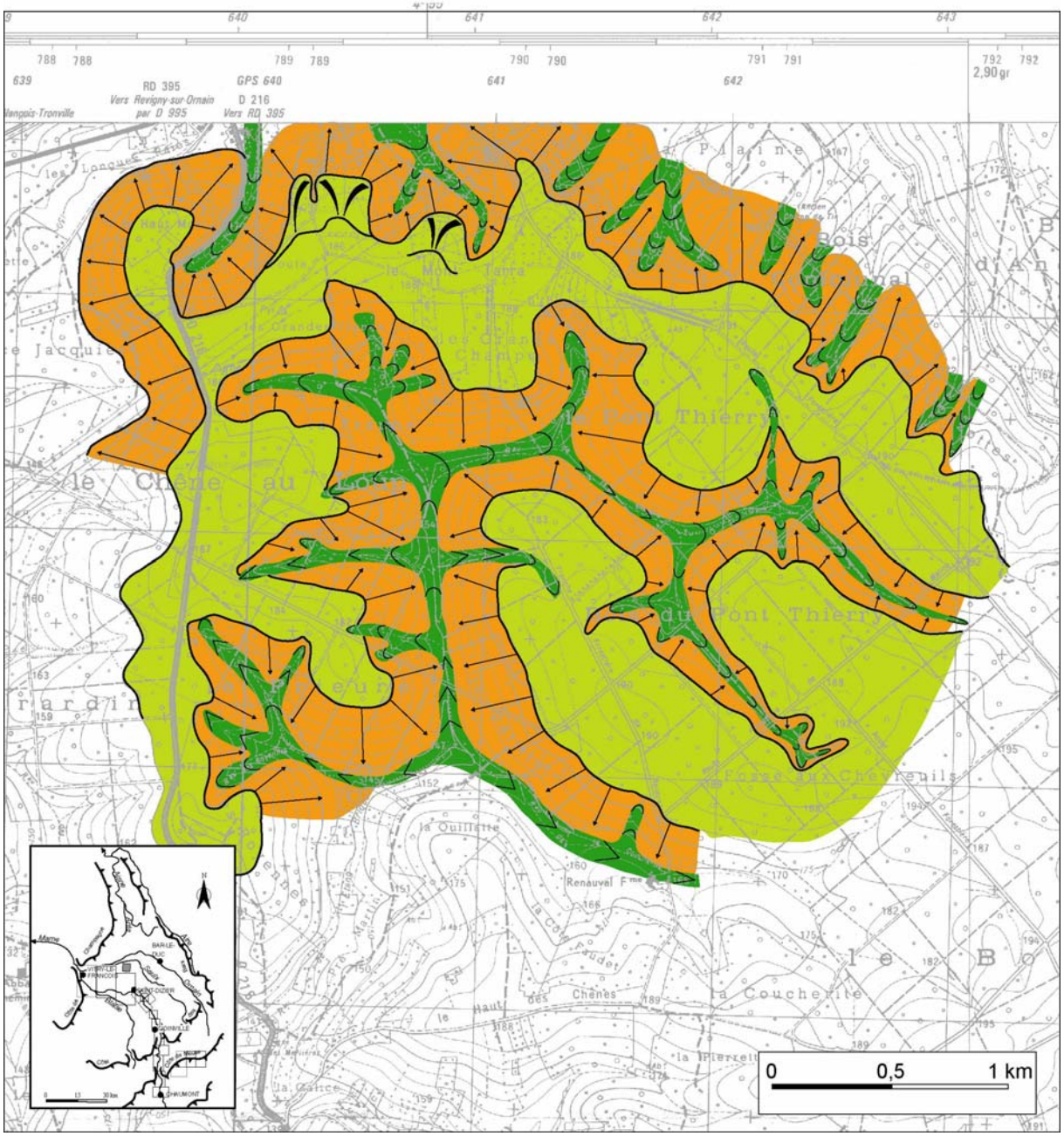
## Annexe 1.8 : Carte géomorphologique du fossé tectonique de Cousance Région de Sommelonne (Jaillet et *al.*, 2001)



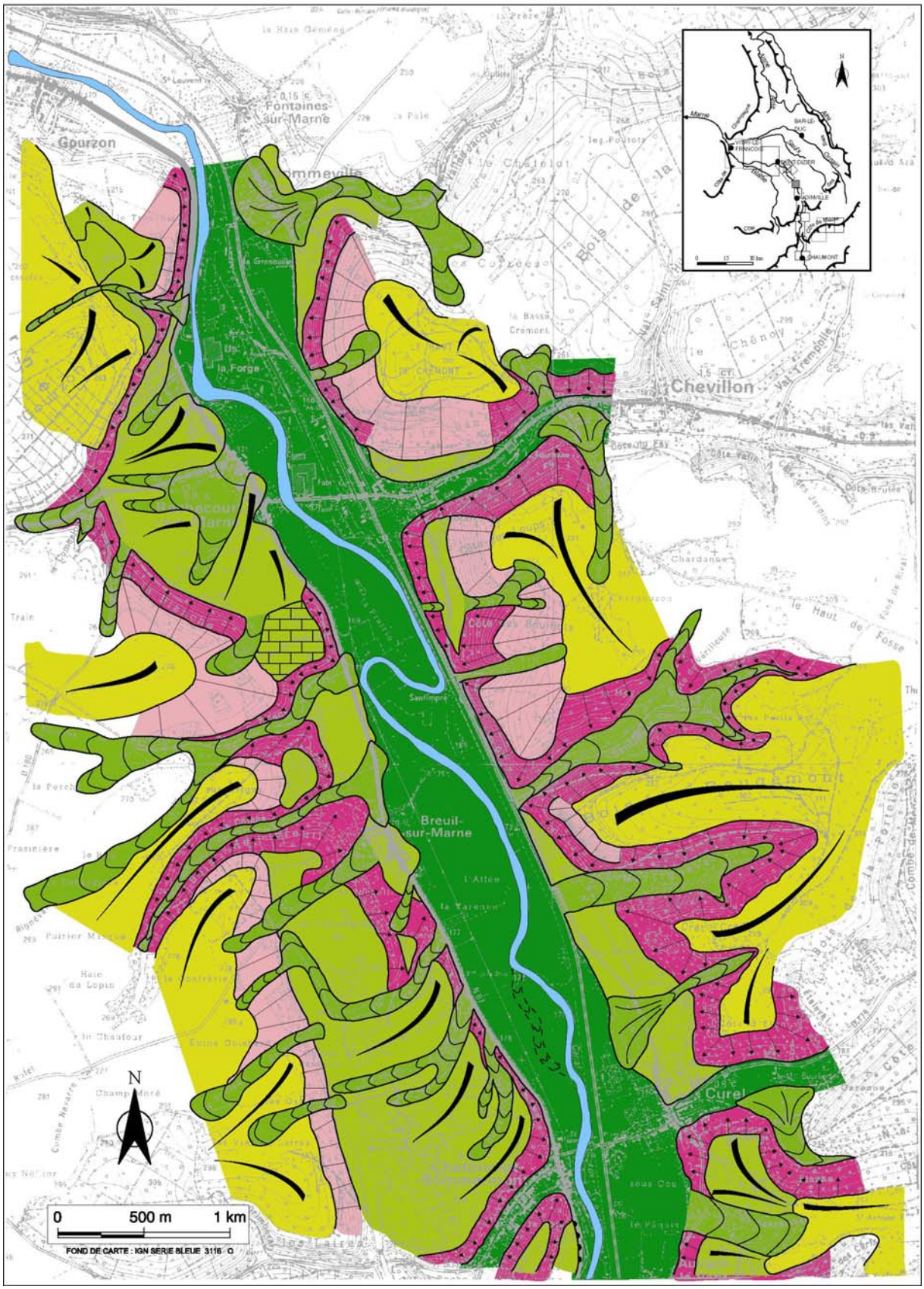
**Annexe 1.9 : Carte géomorphologique du fossé tectonique de Cousances**
**Région de Sommelonne (Jaillet et *al.*, 2001)**



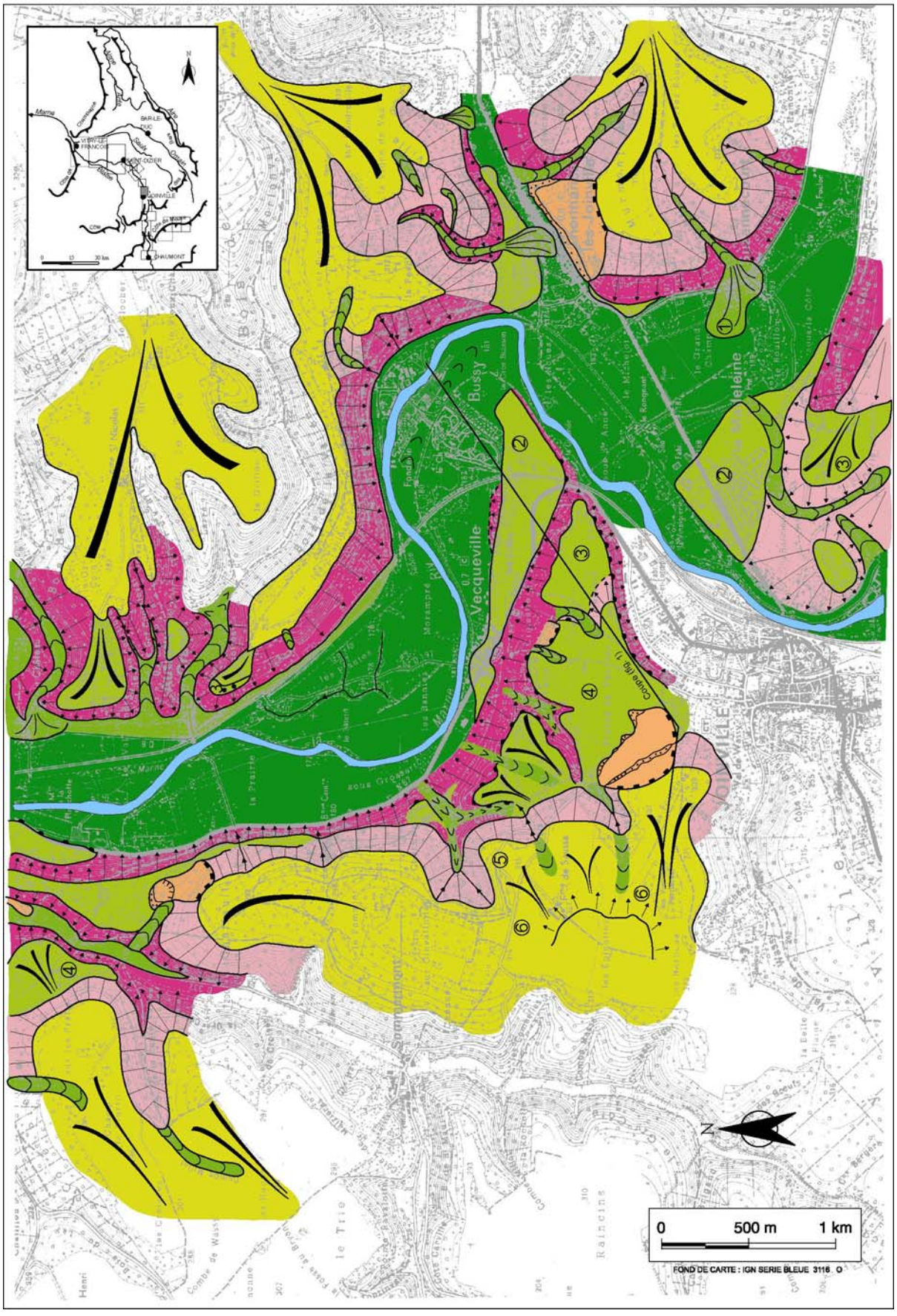
**Annexe 1.10 : Carte géomorphologique du Mont-Tarra (Jaillet et *al.*, 2001).**



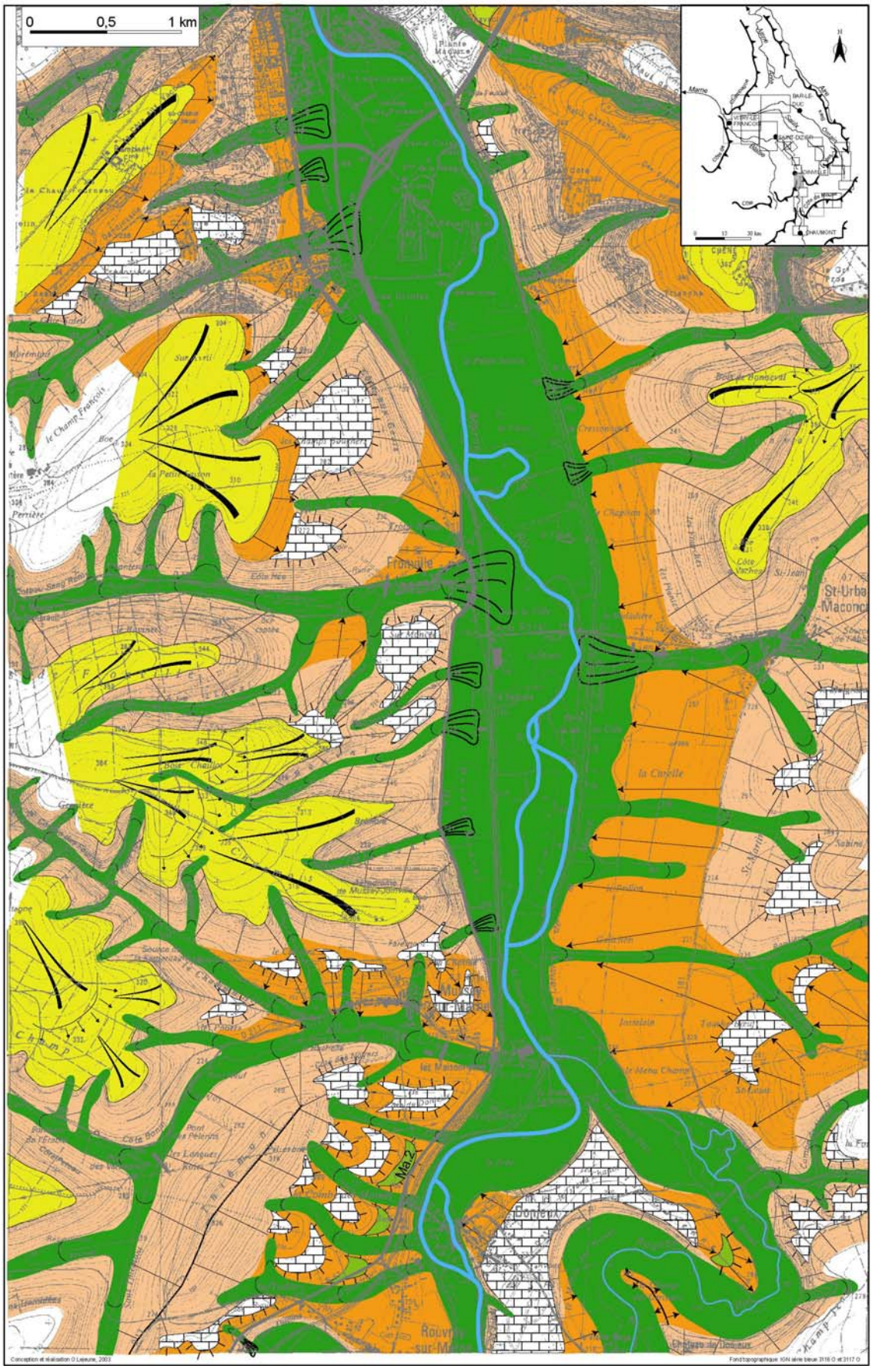
**Annexe 1.11 : Carte géomorphologique de la vallée de la Marne dans la région de Breuil-sur-Marne (Marre et *al.*, 2000)**



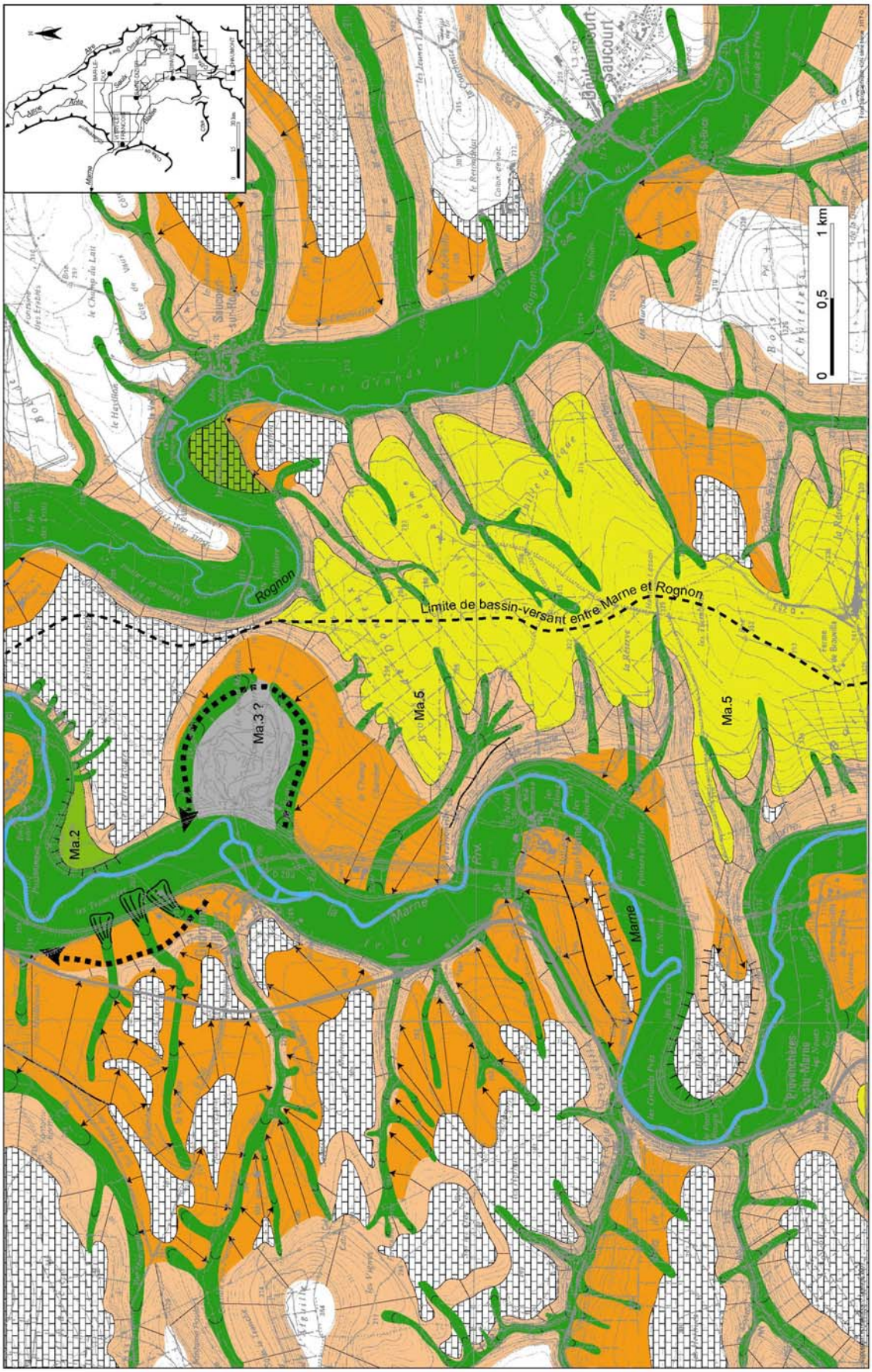
**Annexe 1.12 : Carte géomorphologique de la vallée de la Marne dans la région de Joinville (Marre et *al.*, 2000)**



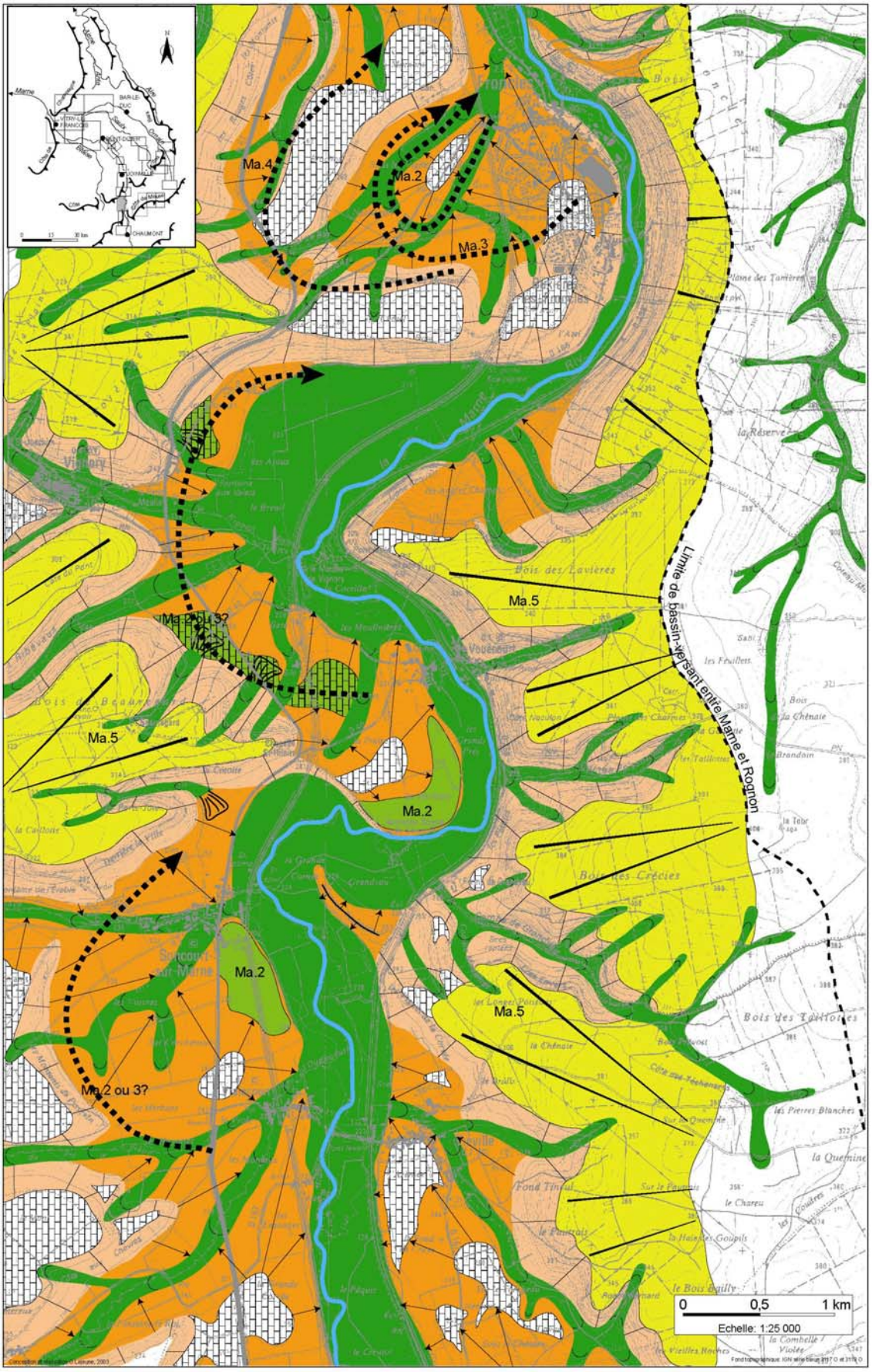
**Annexe 1.13 : Carte géomorphologique de la vallée de la Marne dans la région de Donjeux (Marre et *al.*, 2003)**



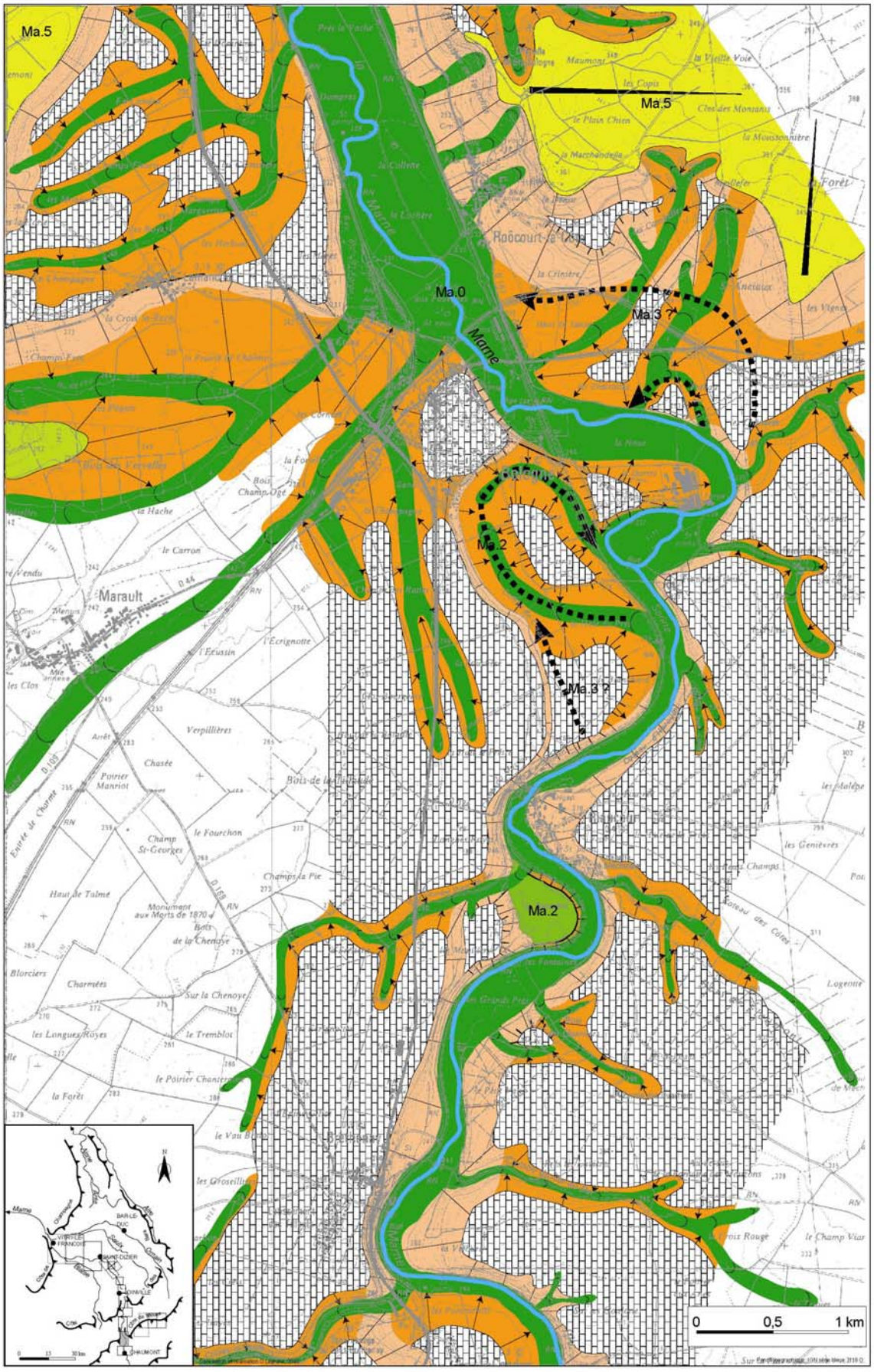
**Annexe 1.14 : Carte géomorphologique de la vallée de la Marne dans la région de Gudmont-Villiers (Marre et *al.*, 2003)**



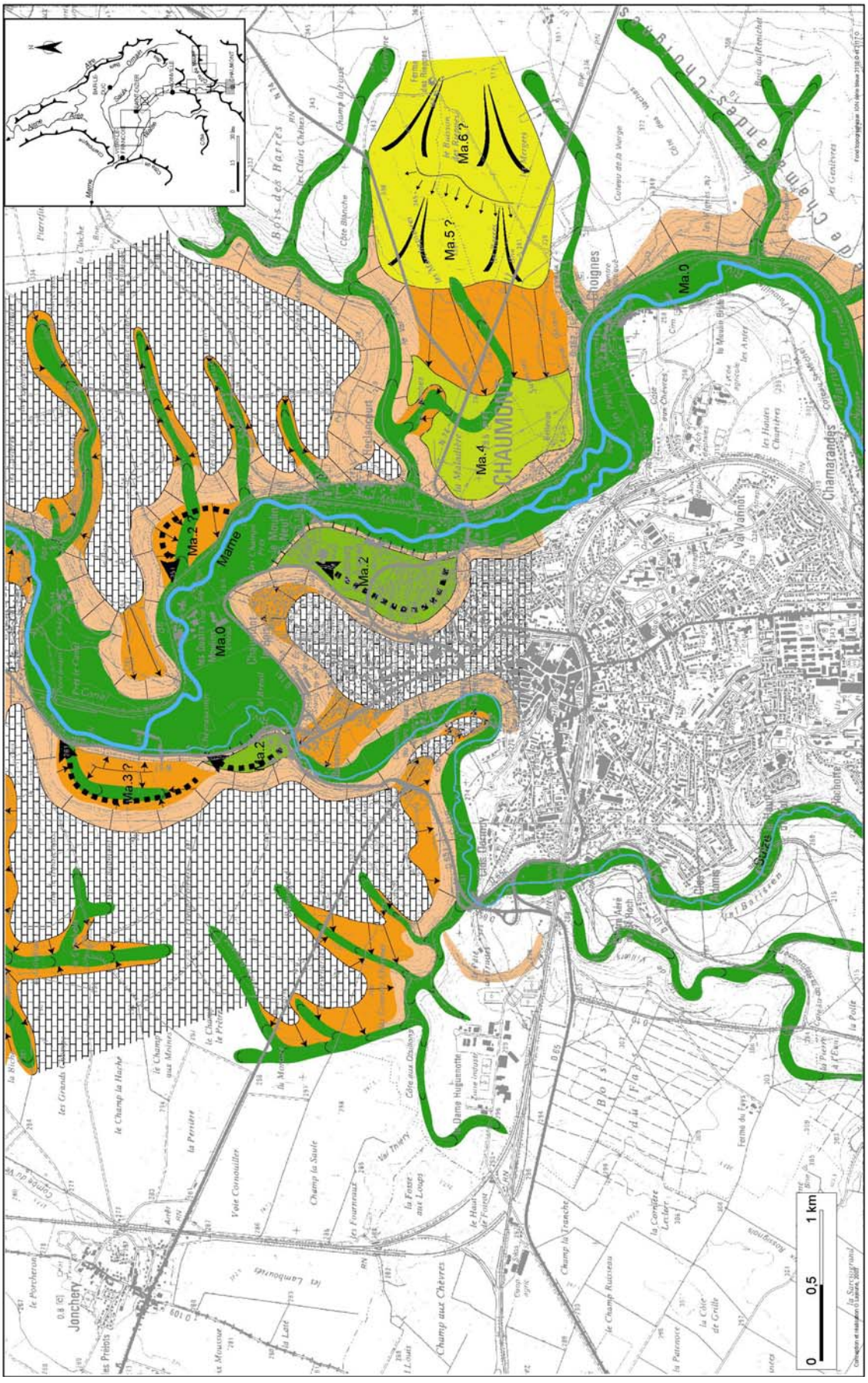
**Annexe 1.15 : Carte géomorphologique de la vallée de la Marne dans la région de Froncles (Marre et *al.*, 2003)**



**Annexe 1.16 : Carte géomorphologique de la vallée de la Marne dans la région de Bologne (Marre et *al.*, 2003)**



**Annexe 1.17 : Carte géomorphologique de la vallée de la Marne dans la région de Chaumont (Marre et al., 2003)**



# Annexe 1.18 : Tableau récapitulatif des niveaux de terrasses de la Marne de sa source à Vitry-le-François

AVAL ▲ ▼ AMONT

| Nom de la terrasse Ma.2 | | Blacy | Vauclerc | Thiéblemont | Vouillers | Marnaval | Devant Gîte | Roches-sur-Marne | Bienville | Hautes-Varennes | Gourzon | Rachecourt | Vecqueville | Donjeux | Corbéville | Froncles1 | Les Herbus | Vraincourt | Bologne | La Bussière | Le Breuil | Les quatres Moulins | Verbiesles |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Présence d'alluvions | | Oui | Oui | Oui | Oui | Oui | Oui | Oui | Oui | Oui | Oui | Oui | Oui | Oui | Oui | Oui | Oui | Oui | Oui | Oui | ? | ? | Oui |
| Coordonnées Lambert | X | 762,85 | 772,15 | 776,3 | 783,9 | 795 | 796,1 | 799 | 799,9 | 800,1 | 803,4 | 804,1 | 808,2 | 808,25 | 807,9 | 807,7 | 807,9 | 806,8 | 808,8 | 809,3 | 808,1 | 809,5 | 811,1 |
| | Y | 1117,2 | 1114,6 | 1112,9 | 1112,6 | 1106 | 1105,1 | 1104,3 | 1100,8 | 1099,5 | 1097,4 | 1095,2 | 1087,8 | 1077,8 | 1076,5 | 1070,9 | 1065,9 | 1064,6 | 1058,7 | 1056,2 | 1051,4 | 1052 | 1044,8 |
| | Z surface topo | 107 | 123 | 129 | 140 | 156 | 155 | 158 | 165 | 165 | 170 | 173 | 187 | 210 | 208 | 224 | 230 | 232 | 240 | 248 | 260 | 258 | 276 |
| | Z bedrock connu de la terrasse | ? | 118 | 122 | 134 | 152 | 153 | ? | ? | ? | ? | ? | ? | 205 | ? | ? | ? | ? | ? | ? | ? | ? | ? |
| Ma.0 | Z | 95 | 107 | 113 | 124 | 145 | 148 | 150 | 155 | 156 | 161 | 165 | 180 | 198 | 200 | 215 | 222 | 224 | 235 | 240 | 250 | 250 | 270 |
| | Z bedrock | | | | | 137 | 144 | 147 | 149,5 | | | 163 | 177 | | | | | | | | | | |
| Altitude relative | | 12 | 16 | 16 | 16 | 11 | 7 | 8 | 10 | 9 | 9 | 8 | 7 | 12 | 8 | 9 | 8 | 8 | 5 | 8 | 10 | 8 | 6 |
| Remarque | | | | | | | | | | | | Méandre perché | | | | Méandre perché | | | | Méandre perché | Méandre perché | Méandre perché | Méandre perché |

| Nom de la terrasse Ma.3 | | Beaux-Regards | Neuvilles/Arzillières | La Folie | Hauteville | Ambrières | Le Château | Autigny | Sainte-Anne | Gudmont-Villiers | Froncle2 | Haut de Tahon | Le Blanchard | Saint-Aignan | Le Charmoy |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Présence d'alluvions | | Oui | Oui | Oui | Oui | Oui | ? | ? | Oui | Non | Non | Non | Non | Non | Non |
| Coordonnées Lambert | X | 762,3 | 766,95 | 767,3 | 779,8 | 783,25 | 788,6 | 807,15 | 808,2 | 808,8 | 808,7 | 809,8 | 809,7 | 809,4 | 816,1 |
| | Y | 1117,4 | 1107,75 | 1105,5 | 1107,1 | 1106,6 | 1103,4 | 1089,5 | 1087,5 | 1075,2 | 1069,7 | 1060,2 | 1057,7 | 1050,7 | 2342,85 |
| | Z surface topo | 117 | 126 | 131 | 144 | 148 | 180 | 202 | 215 | 226 | 236 | 253 | 258 | 272 | 298 |
| | Z bedrock connu de la terrasse | 113 | ? | ? | 134,5 | 140 | ? | ? | ? | ? | ? | ? | ? | ? | ? |
| Ma.0 | Z | 95 | 107 | 108 | 119 | 123 | 150 | 175 | 180 | 205 | 215 | 232 | 238 | 255 | 283 |
| | Z bedrock | | | | | 118 | 147 | | 177 | | | | | | |
| Altitude relative | | 22 | 19 | 23 | 25 | 25 | 30 | 27 | 35 | 21 | 21 | 21 | 20 | 17 | 15 |
| Remarque | | | | | | | | | Galets épars | Méandre perché | Méandre perché | Méandre perché | replat structural | Méandre perché | Méandre perché |

| Nom de la terrasse Ma.4 | | Les Gales | Côtes Noires | Vert-Bois | Pas-Saint-Martin | Rouge-Cul | Valiotte | Javot | Peurleu | Froncles3 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Présence d'alluvions | | Oui | | | Oui | | | | | Non |
| Coordonnées Lambert | X | 761,4 | 786,7 | 796,4 | 799,4 | 800,7 | 801,5 | 803,6 | 807,4 | 807 |
| | Y | 1113,9 | 1105,8 | 1107 | 1105,4 | 1101,8 | 1098,1 | 1096,5 | 1087,5 | 1070 |
| | Z surface topo | 160 | 168 | 203 | 201 | 205 | 215 | 225 | 244 | 268 |
| | Z bedrock connu de la terrasse | ? | ? | ? | ? | ? | ? | ? | ? | ? |
| Ma.0 | Z | 95 | 122 | 145 | 150 | 155 | 160 | 162 | 180 | 215 |
| | Z bedrock | | 118 | | 147 | | | | 177 | |
| Altitude relative | | 65 | 46 | 58 | 51 | 50 | 55 | 63 | 64 | 53 |
| Remarque | | Galets épars | | | Galets épars | | | | | Méandre perché |

LEJEUNE O., 2003

# Annexe 1.19 : Résultats des analyses granulométriques des coupes dans les alluvions de la Marne (niveau Ma.2)

| | 01 DON 03 | | | 02 DON 03 | | | 03 DON 03 | | | 04 DON 03 | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Tamis (mm) | Poids (g) | Poids cumulé (g) | % | Poids (g) | Poids cumulé (g) | % | Poids (g) | Poids cumulé (g) | % | Poids (g) | Poids cumulé (g) | % |
| > 50 | 796,76 | 796,76 | 8,91 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 733,88 | 733,88 | 13,60 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| 50 - 31,5 | 1788,57 | 2585,33 | 28,92 | 1864,16 | 1864,16 | 25,09 | 1221,03 | 1954,91 | 36,23 | 107,85 | 107,85 | 2,79 |
| 31,5 - 20 | 2164,57 | 4749,90 | 53,14 | 1807,46 | 3671,62 | 49,42 | 1044,25 | 2999,16 | 55,59 | 527,91 | 635,76 | 16,42 |
| 20 - 12,5 | 1206,39 | 5956,29 | 66,64 | 1142,75 | 4814,37 | 64,80 | 891,88 | 3891,04 | 72,12 | 943,58 | 1579,34 | 40,80 |
| 12,5 - 8 | 760,74 | 6717,03 | 75,15 | 471,75 | 5286,12 | 71,14 | 448,50 | 4339,54 | 80,43 | 748,56 | 2327,90 | 60,13 |
| 8 - 5 | 449,10 | 7166,13 | 80,17 | 277,28 | 5563,40 | 74,88 | 205,06 | 4544,60 | 84,23 | 411,69 | 2739,59 | 70,77 |
| 5 - 3,15 | 311,36 | 7477,49 | 83,66 | 232,15 | 5795,55 | 78,00 | 162,39 | 4706,99 | 87,24 | 322,16 | 3061,75 | 79,09 |
| 3,15 - 2 | 151,38 | 7628,87 | 85,35 | 182,58 | 5978,13 | 80,46 | 81,35 | 4788,34 | 88,75 | 191,10 | 3252,85 | 84,02 |
| 2 - 1,25 | 140,08 | 7768,95 | 86,92 | 204,22 | 6182,35 | 83,21 | 48,53 | 4836,87 | 89,65 | 123,35 | 3376,20 | 87,21 |
| 1,25 - 0,8 | 91,26 | 7860,21 | 87,94 | 182,83 | 6365,18 | 85,67 | 36,08 | 4872,95 | 90,32 | 94,43 | 3470,63 | 89,65 |
| 0,8 - 0,5 | 199,26 | 8059,47 | 90,17 | 217,73 | 6582,91 | 88,60 | 42,67 | 4915,62 | 91,11 | 154,51 | 3625,14 | 93,64 |
| 0,5 - 0,315 | 421,93 | 8481,40 | 94,89 | 221,33 | 6804,24 | 91,58 | 45,75 | 4961,37 | 91,95 | 172,51 | 3797,65 | 98,10 |
| 0,315 - 0,2 | 189,88 | 8671,28 | 97,01 | 166,93 | 6971,17 | 93,82 | 60,35 | 5021,72 | 93,07 | 36,23 | 3833,88 | 99,03 |
| 0,2 - 0,125 | 49,18 | 8720,46 | 97,56 | 50,02 | 7021,19 | 94,50 | 75,00 | 5096,72 | 94,46 | 7,59 | 3841,47 | 99,23 |
| 0,125 - 0,08 | 21,70 | 8742,16 | 97,80 | 25,43 | 7046,62 | 94,84 | 45,75 | 5142,47 | 95,31 | 4,66 | 3846,13 | 99,35 |
| 0,08 - 0,05 | 13,04 | 8755,20 | 97,95 | 17,46 | 7064,08 | 95,07 | 19,84 | 5162,31 | 95,68 | 2,55 | 3848,68 | 99,41 |
| < 0,05 | 183,18 | 8938,38 | 100,00 | 366,06 | 7430,14 | 100,00 | 233,16 | 5395,47 | 100,00 | 22,68 | 3871,36 | 100,00 |

| | 05 DON 03 | | | 06 DON 03 | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Tamis (mm) | Poids (g) | Poids cumulé (g) | % | Poids (g) | Poids cumulé (g) | % |
| > 50 | 143,00 | 143,00 | 3,35 | 171,51 | 171,51 | 5,16 |
| 50 - 31,5 | 530,99 | 673,99 | 15,78 | 251,12 | 422,63 | 12,72 |
| 31,5 - 20 | 722,57 | 1396,56 | 32,70 | 684,92 | 1107,55 | 33,33 |
| 20 - 12,5 | 751,54 | 2148,10 | 50,30 | 570,49 | 1678,04 | 50,50 |
| 12,5 - 8 | 561,41 | 2709,51 | 63,44 | 472,22 | 2150,26 | 64,71 |
| 8 - 5 | 358,75 | 3068,26 | 71,84 | 242,95 | 2393,21 | 72,02 |
| 5 - 3,15 | 350,45 | 3418,71 | 80,05 | 224,81 | 2618,02 | 78,79 |
| 3,15 - 2 | 212,98 | 3631,69 | 85,03 | 165,33 | 2783,35 | 83,76 |
| 2 - 1,25 | 143,17 | 3774,86 | 88,39 | 138,71 | 2922,06 | 87,94 |
| 1,25 - 0,8 | 105,52 | 3880,38 | 90,86 | 91,81 | 3013,87 | 90,70 |
| 0,8 - 0,5 | 112,57 | 3992,95 | 93,49 | 81,88 | 3095,75 | 93,16 |
| 0,5 - 0,315 | 145,91 | 4138,86 | 96,91 | 59,48 | 3155,23 | 94,95 |
| 0,315 - 0,2 | 64,58 | 4203,44 | 98,42 | 24,91 | 3180,14 | 95,70 |
| 0,2 - 0,125 | 11,60 | 4215,04 | 98,69 | 12,40 | 3192,54 | 96,08 |
| 0,125 - 0,08 | 6,35 | 4221,39 | 98,84 | 11,54 | 3204,08 | 96,42 |
| 0,08 - 0,05 | 4,39 | 4225,78 | 98,94 | 9,34 | 3213,42 | 96,70 |
| < 0,05 | 45,13 | 4270,91 | 100,00 | 109,49 | 3322,91 | 100,00 |

| | 01 REI 03 | | | 02 REI 03 | | | 03 REI 03 | | | 04 REI 03 | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Tamis (mm) | Poids (g) | Poids cumulé (g) | % | Poids (g) | Poids cumulé (g) | % | Poids (g) | Poids cumulé (g) | % | Poids (g) | Poids cumulé (g) | % |
| > 50 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| 50 - 31,5 | 55,01 | 55,01 | 1,43 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 315,19 | 315,19 | 5,91 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| 31,5 - 20 | 64,77 | 119,78 | 3,12 | 517,30 | 517,30 | 11,33 | 652,33 | 967,52 | 18,15 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| 20 - 12,5 | 791,84 | 911,62 | 23,76 | 1105,93 | 1623,23 | 35,56 | 1311,68 | 2279,20 | 42,76 | 3,53 | 3,53 | 0,34 |
| 12,5 - 8 | 1114,21 | 2025,83 | 52,79 | 895,08 | 2518,31 | 55,17 | 1030,97 | 3310,17 | 62,11 | 3,66 | 7,19 | 0,70 |
| 8 - 5 | 668,38 | 2694,21 | 70,21 | 522,21 | 3040,52 | 66,61 | 604,61 | 3914,78 | 73,45 | 5,47 | 12,66 | 1,23 |
| 5 - 3,15 | 584,66 | 3278,87 | 85,45 | 358,24 | 3398,76 | 74,46 | 395,14 | 4309,92 | 80,86 | 3,87 | 16,53 | 1,60 |
| 3,15 - 2 | 171,28 | 3450,15 | 89,91 | 157,95 | 3556,71 | 77,92 | 170,89 | 4480,81 | 84,07 | 1,58 | 18,11 | 1,75 |
| 2 - 1,25 | 62,12 | 3512,27 | 91,53 | 71,04 | 3627,75 | 79,48 | 111,84 | 4592,65 | 86,17 | 0,90 | 19,01 | 1,84 |
| 1,25 - 0,8 | 32,50 | 3544,77 | 92,38 | 32,32 | 3660,07 | 80,18 | 69,15 | 4661,80 | 87,46 | 0,55 | 19,56 | 1,89 |
| 0,8 - 0,5 | 39,75 | 3584,52 | 93,41 | 84,22 | 3744,29 | 82,03 | 105,92 | 4767,72 | 89,45 | 0,97 | 20,53 | 1,99 |
| 0,5 - 0,315 | 48,39 | 3632,91 | 94,68 | 312,91 | 4057,20 | 88,89 | 170,45 | 4938,17 | 92,65 | 20,61 | 41,14 | 3,98 |
| 0,315 - 0,2 | 71,40 | 3704,31 | 96,54 | 383,40 | 4440,60 | 97,28 | 165,06 | 5103,23 | 95,75 | 822,89 | 864,03 | 83,61 |
| 0,2 - 0,125 | 33,35 | 3737,66 | 97,41 | 75,97 | 4516,57 | 98,95 | 79,13 | 5182,36 | 97,23 | 135,15 | 999,18 | 96,69 |
| 0,125 - 0,08 | 14,43 | 3752,09 | 97,78 | 24,20 | 4540,77 | 99,48 | 32,28 | 5214,64 | 97,84 | 21,95 | 1021,13 | 98,82 |
| 0,08 - 0,05 | 6,98 | 3759,07 | 97,96 | 12,60 | 4553,37 | 99,76 | 11,14 | 5225,78 | 98,05 | 6,03 | 1027,16 | 99,40 |
| < 0,05 | 78,14 | 3837,21 | 100,00 | 11,17 | 4564,54 | 100,00 | 104,15 | 5329,93 | 100,00 | 6,20 | 1033,36 | 100,00 |

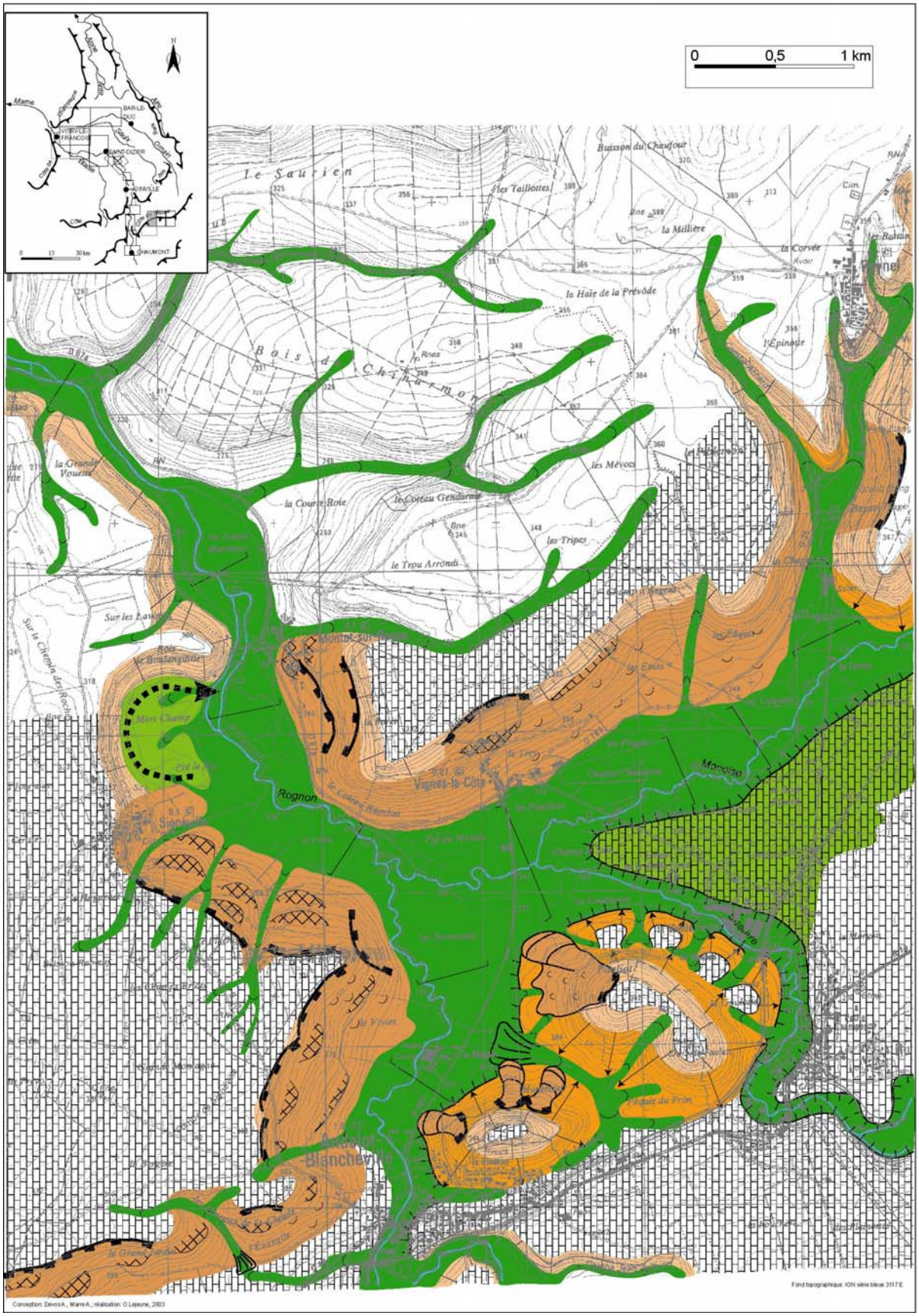
# Annexe 1.20 : Résultats des analyses granulométriques des coupes dans les alluvions de la Marne (niveau Ma.3)

| | 01 HAU 03 | | | 02 HAU 03 | | | 03 HAU 03 | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Tamis (mm) | Poids (g) | Poids cumulé (g) | % | Poids (g) | Poids cumulé (g) | % | Poids (g) | Poids cumulé (g) | % |
| > 50 | 718,79 | 718,79 | 10,30 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| 50 - 31,5 | 0,00 | 718,79 | 10,30 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| 31,5 - 20 | 287,60 | 1006,39 | 14,42 | 307,50 | 307,50 | 6,89 | 553,53 | 553,53 | 16,15 |
| 20 - 12,5 | 1536,00 | 2542,39 | 36,42 | 1367,61 | 1675,11 | 37,56 | 761,66 | 1315,19 | 38,38 |
| 12,5 - 8 | 1820,94 | 4363,33 | 62,51 | 1053,43 | 2728,54 | 61,17 | 794,78 | 2109,97 | 61,57 |
| 8 - 5 | 756,64 | 5119,97 | 73,35 | 561,56 | 3290,10 | 73,76 | 470,25 | 2580,22 | 75,29 |
| 5 - 3,15 | 234,33 | 5354,30 | 76,71 | 319,90 | 3610,00 | 80,94 | 217,23 | 2797,45 | 81,63 |
| 3,15 - 2 | 77,77 | 5432,07 | 77,82 | 132,51 | 3742,51 | 83,91 | 82,00 | 2879,45 | 84,02 |
| 2 - 1,25 | 56,13 | 5488,20 | 78,62 | 61,83 | 3804,34 | 85,29 | 44,00 | 2923,45 | 85,30 |
| 1,25 - 0,8 | 112,65 | 5600,85 | 80,24 | 56,12 | 3860,46 | 86,55 | 53,62 | 2977,07 | 86,87 |
| 0,8 - 0,5 | 484,52 | 6085,37 | 87,18 | 79,35 | 3939,81 | 88,33 | 154,97 | 3132,04 | 91,39 |
| 0,5 - 0,315 | 624,93 | 6710,30 | 96,13 | 100,00 | 4039,81 | 90,57 | 174,99 | 3307,03 | 96,49 |
| 0,315 - 0,2 | 169,82 | 6880,12 | 98,56 | 303,56 | 4343,37 | 97,38 | 60,93 | 3367,96 | 98,27 |
| 0,2 - 0,125 | 53,30 | 6933,42 | 99,33 | 71,38 | 4414,75 | 98,98 | 29,64 | 3397,60 | 99,14 |
| 0,125 - 0,08 | 22,08 | 6955,50 | 99,64 | 20,49 | 4435,24 | 99,44 | 11,29 | 3408,89 | 99,47 |
| 0,08 - 0,05 | 11,31 | 6966,81 | 99,81 | 12,49 | 4447,73 | 99,72 | 8,15 | 3417,04 | 99,70 |
| < 0,05 | 13,55 | 6980,36 | 100,00 | 12,59 | 4460,32 | 100,00 | 10,13 | 3427,17 | 100,00 |

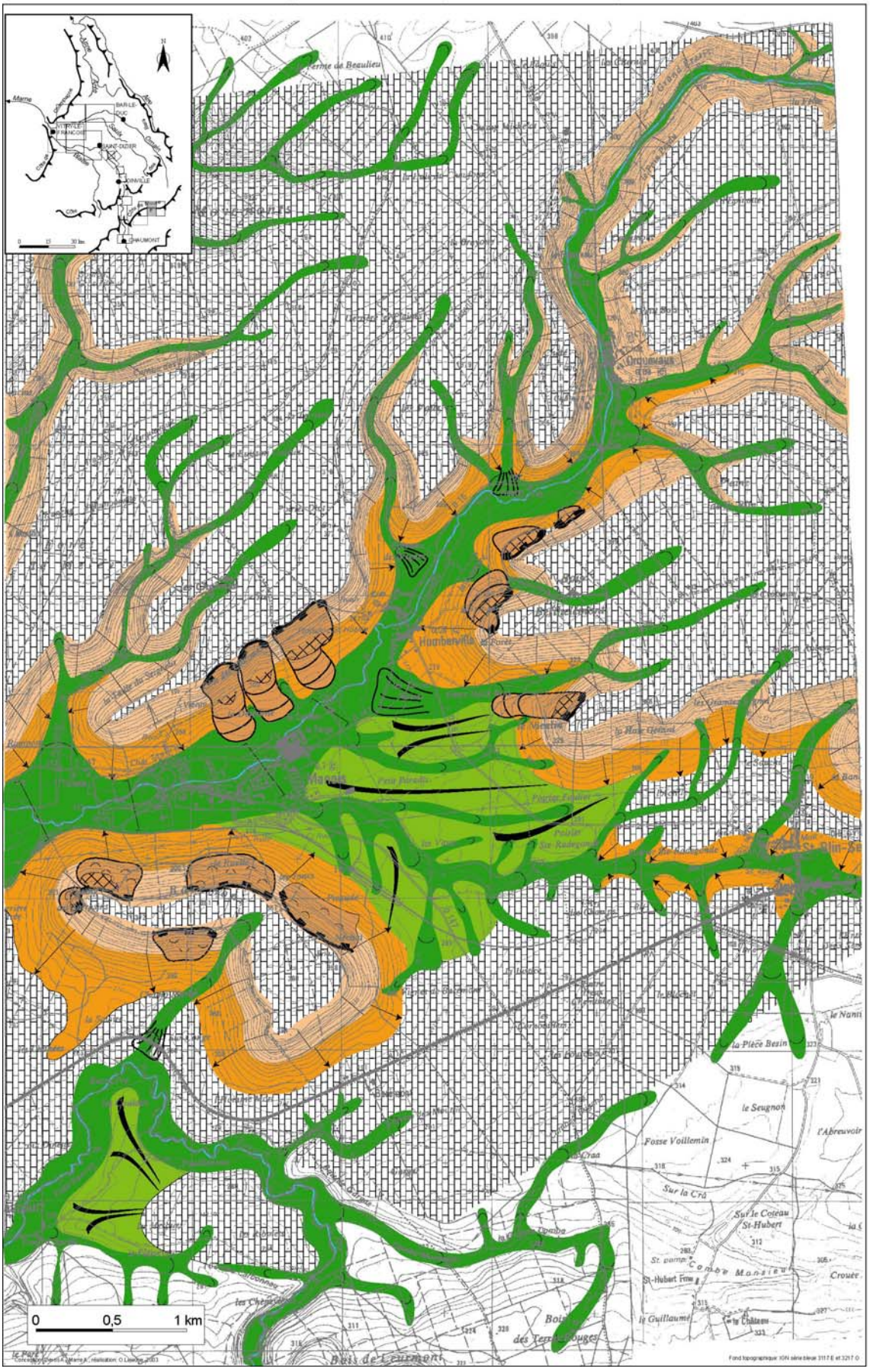
| | 01 BEA 04 | | | 02 BEA 04 | | | 03 BEA 04 | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Tamis (mm) | Poids (g) | Poids cumulé (g) | % | Poids (g) | Poids cumulé (g) | % | Poids (g) | Poids cumulé (g) | % |
| > 50 | 457 | 457 | 9,21 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 50 - 31,5 | 365 | 822 | 16,57 | 288 | 288 | 4,95 | 0 | 0 | 0 |
| 31,5 - 20 | 232 | 1054 | 21,24 | 399 | 687 | 11,82 | 421 | 421 | 11,77 |
| 20 - 12,5 | 952 | 2006 | 40,43 | 1779 | 2466 | 42,43 | 722 | 1143 | 31,96 |
| 12,5 - 8 | 1036 | 3042 | 61,32 | 1254 | 3720 | 64,01 | 978 | 2121 | 59,30 |
| 8 - 5 | 512 | 3554 | 71,64 | 734 | 4454 | 76,64 | 499 | 2620 | 73,25 |
| 5 - 3,15 | 157 | 3711 | 74,80 | 388 | 4842 | 83,31 | 259 | 2879 | 80,50 |
| 3,15 - 2 | 61,2 | 3772,2 | 76,04 | 132 | 4974 | 85,58 | 101 | 2980 | 83,32 |
| 2 - 1,25 | 42,11 | 3814,31 | 76,89 | 55 | 5029 | 86,53 | 69 | 3049 | 85,25 |
| 1,25 - 0,8 | 87,85 | 3902,16 | 78,66 | 39 | 5068 | 87,20 | 53,62 | 3102,62 | 86,75 |
| 0,8 - 0,5 | 396 | 4298,16 | 86,64 | 99 | 5167 | 88,91 | 175 | 3277,62 | 91,64 |
| 0,5 - 0,315 | 465,55 | 4763,71 | 96,02 | 132 | 5299 | 91,18 | 188 | 3465,62 | 96,90 |
| 0,315 - 0,2 | 134,17 | 4897,88 | 98,73 | 373 | 5672 | 97,60 | 50,82 | 3516,44 | 98,32 |
| 0,2 - 0,125 | 35,43 | 4933,31 | 99,44 | 89 | 5761 | 99,13 | 39,33 | 3555,77 | 99,42 |
| 0,125 - 0,08 | 17,43 | 4950,74 | 99,79 | 24,55 | 5785,55 | 99,55 | 10,11 | 3565,88 | 99,70 |
| 0,08 - 0,05 | 7,5 | 4958,24 | 99,95 | 14,33 | 5799,88 | 99,80 | 8,15 | 3574,03 | 99,93 |
| < 0,05 | 2,44 | 4960,68 | 100 | 11,55 | 5811,43 | 100 | 2,3 | 3576,33 | 100 |

| | 04 BEA 04 | | | 05 BEA 04 | | | 06 BEA 04 | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Tamis (mm) | Poids (g) | Poids cumulé (g) | % | Poids (g) | Poids cumulé (g) | % | Poids (g) | Poids cumulé (g) | % |
| > 50 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 50 - 31,5 | 214,33 | 214,33 | 8,59 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 31,5 - 20 | 341,21 | 555,54 | 22,26 | 68,11 | 68,11 | 2,37 | 307,5 | 307,5 | 8,06 |
| 20 - 12,5 | 432,17 | 987,71 | 39,59 | 546,74 | 614,85 | 21,41 | 887,65 | 1195,15 | 31,33 |
| 12,5 - 8 | 402,37 | 1390,08 | 55,72 | 699,81 | 1314,66 | 45,78 | 686,53 | 1881,68 | 49,34 |
| 8 - 5 | 311,18 | 1701,26 | 68,19 | 403,65 | 1718,31 | 59,84 | 561,56 | 2443,24 | 64,05 |
| 5 - 3,15 | 219,33 | 1920,59 | 76,98 | 319,9 | 2038,21 | 70,99 | 319,9 | 2763,14 | 72,45 |
| 3,15 - 2 | 132,51 | 2053,1 | 82,29 | 101,11 | 2139,32 | 74,51 | 132,51 | 2895,65 | 75,92 |
| 2 - 1,25 | 44,76 | 2097,86 | 84,09 | 43,44 | 2182,76 | 76,02 | 61,83 | 2957,48 | 77,55 |
| 1,25 - 0,8 | 35,59 | 2133,45 | 85,51 | 55,59 | 2238,35 | 77,96 | 56,12 | 3013,6 | 79,02 |
| 0,8 - 0,5 | 41,21 | 2174,66 | 87,17 | 89,72 | 2328,07 | 81,08 | 79,35 | 3092,95 | 81,10 |
| 0,5 - 0,315 | 59,99 | 2234,65 | 89,57 | 132,96 | 2461,03 | 85,71 | 237,65 | 3330,6 | 87,33 |
| 0,315 - 0,2 | 124,55 | 2359,2 | 94,56 | 303,56 | 2764,59 | 96,28 | 303,56 | 3634,16 | 95,29 |
| 0,2 - 0,125 | 89,95 | 2449,15 | 98,17 | 84,59 | 2849,18 | 99,23 | 104,44 | 3738,6 | 98,03 |
| 0,125 - 0,08 | 20,49 | 2469,64 | 98,99 | 10,88 | 2860,06 | 99,61 | 38,89 | 3777,49 | 99,05 |
| 0,08 - 0,05 | 12,49 | 2482,13 | 99,49 | 7,65 | 2867,71 | 99,88 | 24,32 | 3801,81 | 99,69 |
| < 0,05 | 12,59 | 2494,72 | 100 | 3,4 | 2871,11 | 100 | 11,79 | 3813,6 | 100 |

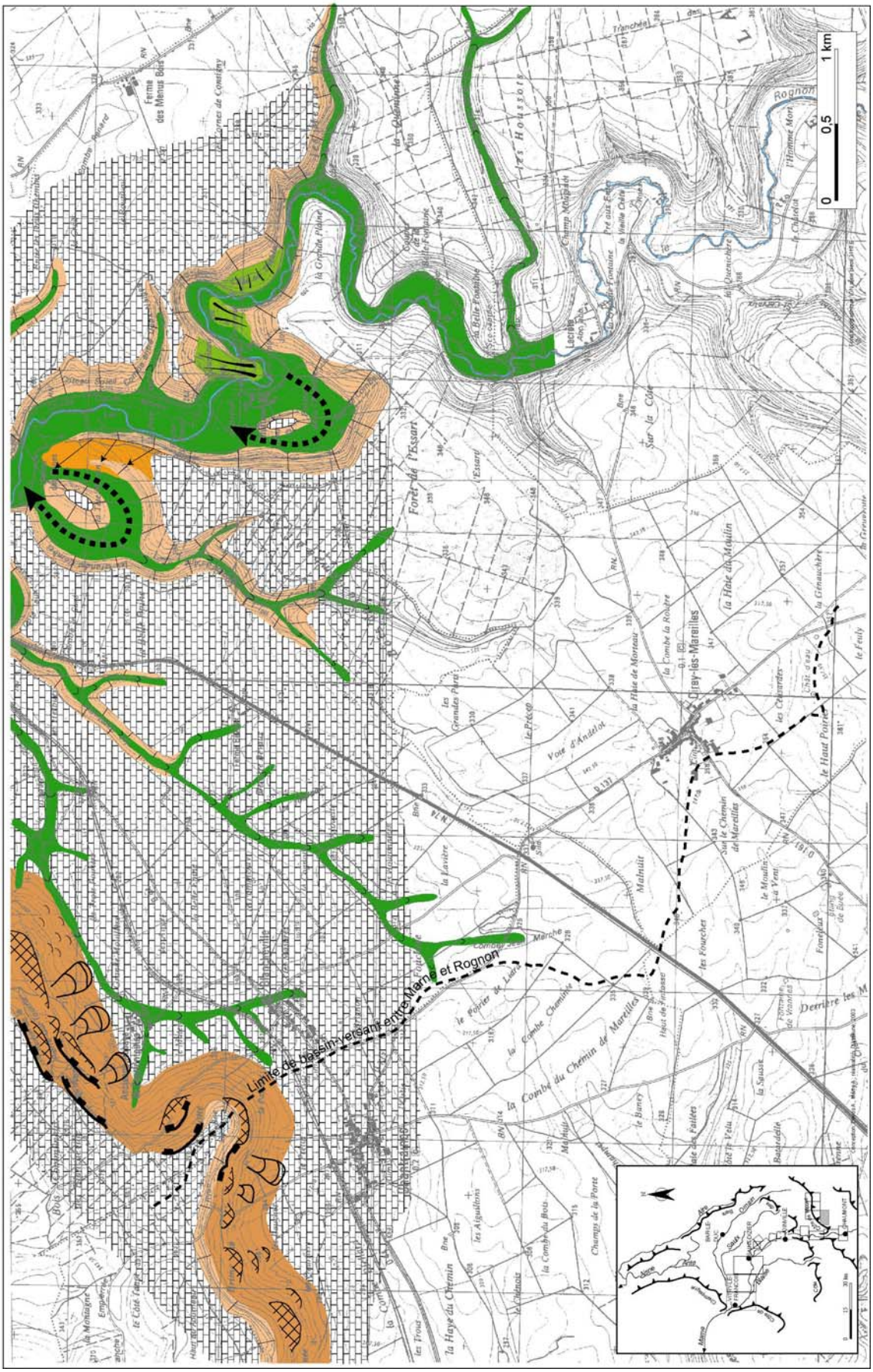
**Annexe 1.21 : Carte géomorphologique de la côte de Meuse dans la région d'Andelot-Blancheville (Marre et *al.*, 2003)**



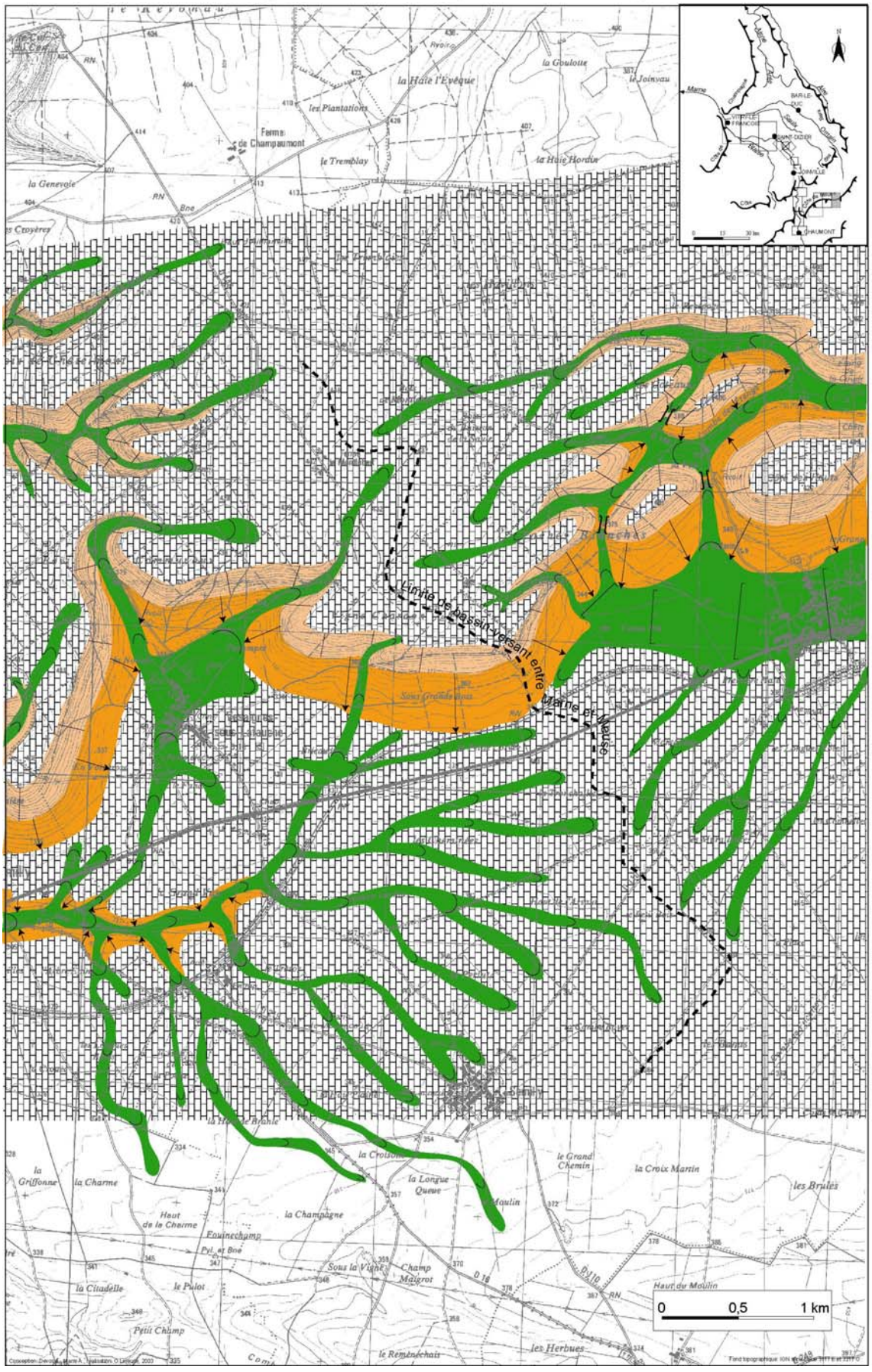
**Annexe 1.22 : Carte géomorphologique de la côte de Meuse dans la région de Manois (Marre et *al.*, 2003)**



**Annexe 1.23 : Carte géomorphologique de la côte de Meuse dans la région de Chantraines (Marre et *al.*, 2003)**

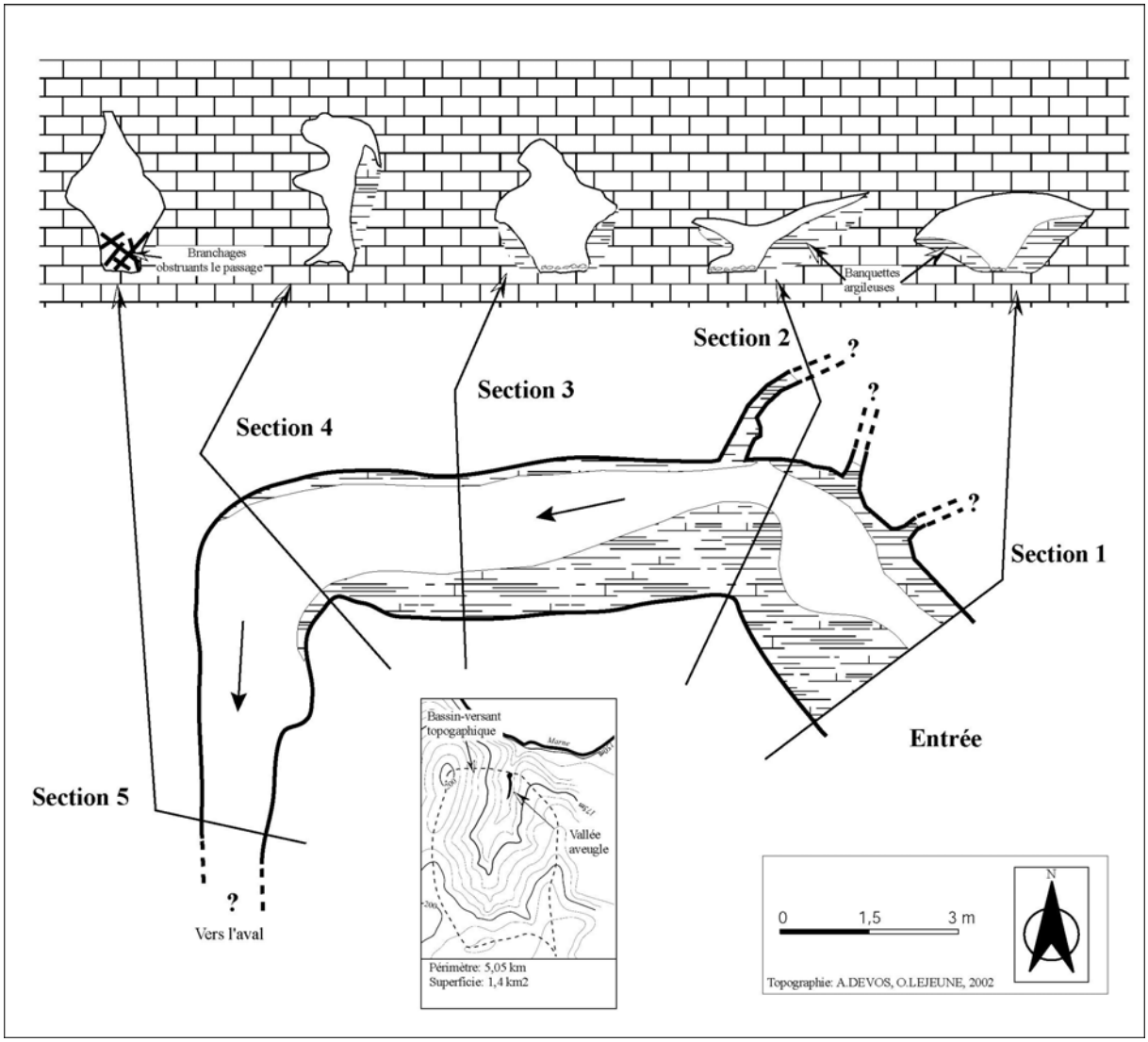


**Annexe 1.24 : Carte géomorphologique de la côte de Meuse dans la région de Vesaigne-sous-Lafauche (Marre et *al.*, 2003)**

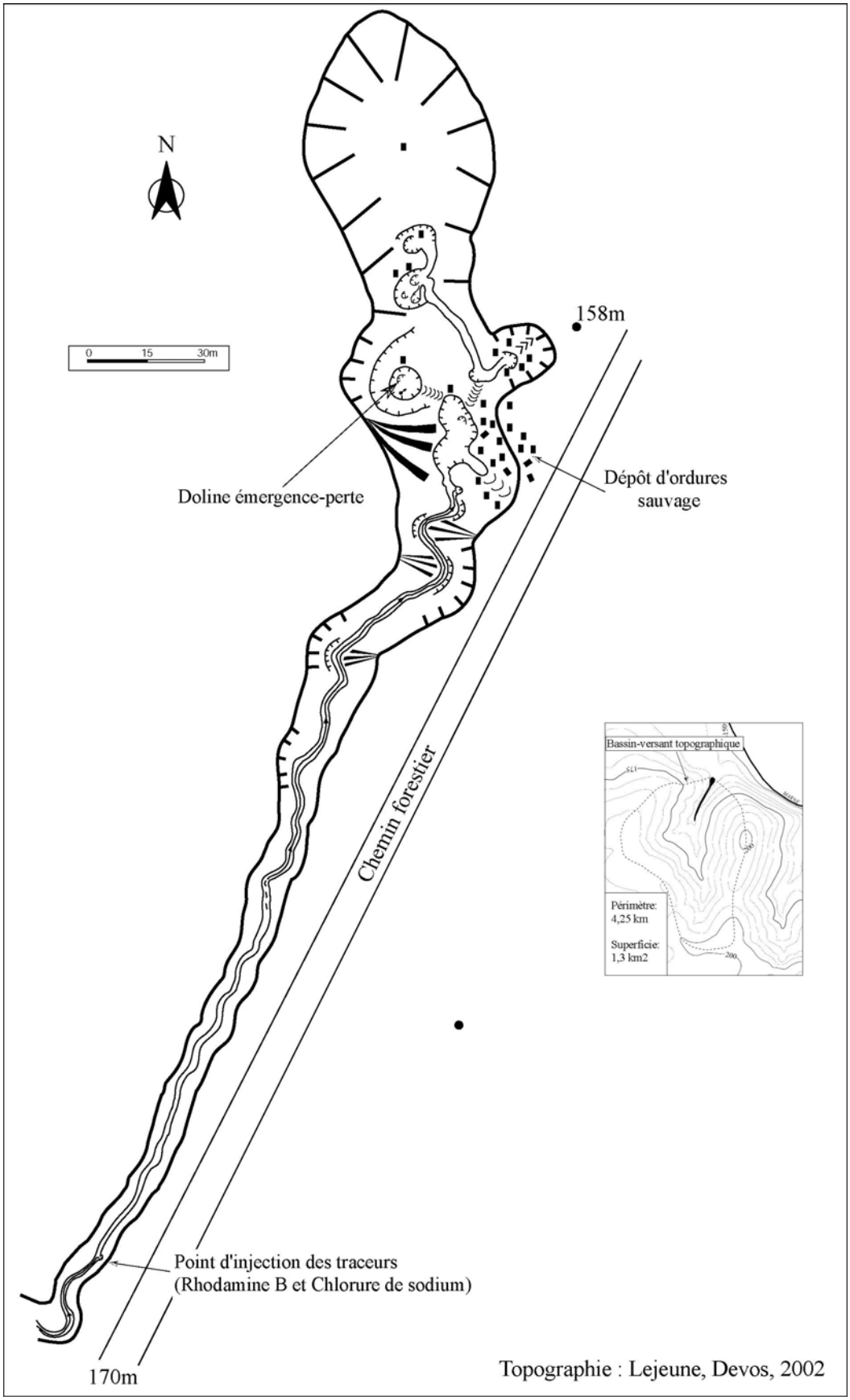


## Annexe 1.25 : Topographie de quelques sites de traçages (pertes)

*Perte de la vallée aveugle sud de la Côte aux Chats*



## *Perte de la vallée aveugle nord de la Côte aux Chats*



# Annexe 1.26 : Résultats des traçages hydrogéologiques réalisés dans le Barrois

*Traçage de la Côte aux Chats du 9 mars 2002 (Chlorure de sodium)*

| N° de flacon | Date | Heure | Conductivité (µS/cm) | Débit à l'injection (l/s) | Moyenne classe | Concentration sel mg/l | Quantité sel pour 5mn | cumul mg | % cumulé |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 09/03/02 | 10h00 | 226 | 5 | 226 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 2 | 09/03/02 | 10h05 | 226 | 5 | 226 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 3 | 09/03/02 | 10h10 | 226 | 5 | 226 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 4 | 09/03/02 | 10h15 | 226 | 5 | 226 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 5 | 09/03/02 | 10h20 | 228 | 5 | 227 | 0,06 | 87,9 | 88 | 0,01 |
| 6 | 09/03/02 | 10h25 | 231 | 5 | 229,5 | 0,21 | 307,6 | 395 | 0,04 |
| 7 | 09/03/02 | 10h30 | 236 | 5 | 233,5 | 0,44 | 659,1 | 1054 | 0,11 |
| 8 | 09/03/02 | 10h35 | 238 | 5 | 237 | 0,64 | 966,6 | 2021 | 0,20 |
| 9 | 09/03/02 | 10h40 | 240 | 5 | 239 | 0,76 | 1142,4 | 3163 | 0,32 |
| 10 | 09/03/02 | 10h45 | 255 | 5 | 247,5 | 1,26 | 1889,3 | 5053 | 0,51 |
| 11 | 09/03/02 | 10h50 | 278 | 5 | 266,5 | 2,37 | 3558,9 | 8612 | 0,86 |
| 12 | 09/03/02 | 10h55 | 349 | 5 | 313,5 | 5,13 | 7688,9 | 16301 | 1,63 |
| 13 | 09/03/02 | 11h00 | 424 | 5 | 386,5 | 9,40 | 14103,7 | 30404 | 3,04 |
| 14 | 09/03/02 | 11h05 | 470 | 5 | 447 | 12,95 | 19420,0 | 49824 | 4,98 |
| 15 | 09/03/02 | 11h10 | 453 | 5 | 461,5 | 13,80 | 20694,2 | 70518 | 7,05 |
| 16 | 09/03/02 | 11h15 | 404 | 5 | 428,5 | 11,86 | 17794,4 | 88313 | 8,83 |
| 17 | 09/03/02 | 11h20 | 358 | 5 | 381 | 9,08 | 13620,4 | 101933 | 10,19 |
| 18 | 09/03/02 | 11h25 | 322 | 5 | 340 | 6,68 | 10017,6 | 111951 | 11,20 |
| 19 | 09/03/02 | 11h30 | 297 | 5 | 309,5 | 4,89 | 7337,4 | 119288 | 11,93 |
| 20 | 09/03/02 | 11h35 | 279 | 5 | 288 | 3,63 | 5448,2 | 124736 | 12,47 |
| 21 | 09/03/02 | 11h40 | 267 | 5 | 273 | 2,75 | 4130,1 | 128866 | 12,89 |
| 22 | 09/03/02 | 11h45 | 257 | 5 | 262 | 2,11 | 3163,4 | 132030 | 13,20 |
| 23 | 09/03/02 | 11h50 | 251 | 5 | 254 | 1,64 | 2460,5 | 134490 | 13,45 |
| 24 | 09/03/02 | 11h55 | 247 | 5 | 249 | 1,35 | 2021,1 | 136511 | 13,65 |
| 25 | 09/03/02 | 12h00 | 243 | 5 | 245 | 1,11 | 1669,6 | 138181 | 13,82 |
| 26 | 09/03/02 | 12h05 | 240 | 5 | 241,5 | 0,91 | 1362,0 | 139543 | 13,95 |
| 27 | 09/03/02 | 12h10 | 237 | 5 | 238,5 | 0,73 | 1098,4 | 140641 | 14,06 |
| 28 | 09/03/02 | 12h15 | 239 | 5 | 238 | 0,70 | 1054,5 | 141696 | 14,17 |
| 29 | 09/03/02 | 12h20 | 238 | 5 | 238,5 | 0,73 | 1098,4 | 142794 | 14,28 |
| 30 | 09/03/02 | 12h25 | 237 | 5 | 237,5 | 0,67 | 1010,5 | 143805 | 14,38 |
| 31 | 09/03/02 | 12h30 | 237 | 5 | 237 | 0,64 | 966,6 | 144772 | 14,48 |
| 32 | 09/03/02 | 12h35 | 237 | 5 | 237 | 0,64 | 966,6 | 145738 | 14,57 |
| 33 | 09/03/02 | 12h40 | 237 | 5 | 237 | 0,64 | 966,6 | 146705 | 14,67 |
| 34 | 09/03/02 | 12h45 | 237 | 5 | 237 | 0,64 | 966,6 | 147671 | 14,77 |
| 35 | 09/03/02 | 12h50 | 237 | 5 | 237 | 0,64 | 966,6 | 148638 | 14,86 |
| 36 | 09/03/02 | 12h55 | 237 | 5 | 237 | 0,64 | 966,6 | 149605 | 14,96 |
| 37 | 09/03/02 | 13h00 | 237 | 5 | 237 | 0,64 | 966,6 | 150571 | 15,06 |
| 38 | 09/03/02 | 13H05 | 237 | 5 | 237 | 0,64 | 966,6 | 151538 | 15,15 |
| 39 | 09/03/02 | 13h10 | 236 | 5 | 236,5 | 0,62 | 922,7 | 152460 | 15,25 |
| 40 | 09/03/02 | 13h15 | 236 | 5 | 236 | 0,59 | 878,7 | 153339 | 15,33 |
| 41 | 09/03/02 | 13h20 | 236 | 5 | 236 | 0,59 | 878,7 | 154218 | 15,42 |
| 42 | 09/03/02 | 13h25 | 236 | 5 | 236 | 0,59 | 878,7 | 155097 | 15,51 |
| 43 | 09/03/02 | 13h30 | 236 | 5 | 236 | 0,59 | 878,7 | 155975 | 15,60 |
| 44 | 09/03/02 | 13h35 | 236 | 5 | 236 | 0,59 | 878,7 | 156854 | 15,69 |
| 45 | 09/03/02 | 13h40 | 236 | 5 | 236 | 0,59 | 878,7 | 157733 | 15,77 |
| 46 | 09/03/02 | 13h45 | 236 | 5 | 236 | 0,59 | 878,7 | 158612 | 15,86 |

| N° de flacon | Date | Heure | Conductivité (µS/cm) | Débit à l'injection (l/s) | Moyenne classe | Concentration sel mg/l | Quantité sel pour 5mn | cumul mg | % cumulé |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 47 | 09/03/02 | 13h50 | 236 | 5 | 236 | 0,59 | 878,7 | 159490 | 15,95 |
| 48 | 09/03/02 | 13h55 | 236 | 5 | 236 | 0,59 | 878,7 | 160369 | 16,04 |
| 49 | 09/03/02 | 14h00 | 235 | 5 | 235,5 | 0,56 | 834,8 | 161204 | 16,12 |
| 50 | 09/03/02 | 14h05 | 235 | 5 | 235 | 0,53 | 790,9 | 161995 | 16,20 |
| 51 | 09/03/02 | 14h10 | 235 | 5 | 235 | 0,53 | 790,9 | 162786 | 16,28 |
| 52 | 09/03/02 | 14h15 | 235 | 5 | 235 | 0,53 | 790,9 | 163576 | 16,36 |
| 53 | 09/03/02 | 14h20 | 235 | 5 | 235 | 0,53 | 790,9 | 164367 | 16,44 |
| 54 | 09/03/02 | 14h25 | 235 | 5 | 235 | 0,53 | 790,9 | 165158 | 16,52 |
| 55 | 09/03/02 | 14h30 | 235 | 5 | 235 | 0,53 | 790,9 | 165949 | 16,59 |
| 56 | 09/03/02 | 14h35 | 235 | 5 | 235 | 0,53 | 790,9 | 166740 | 16,67 |
| 57 | 09/03/02 | 14h40 | 235 | 5 | 235 | 0,53 | 790,9 | 167531 | 16,75 |
| 58 | 09/03/02 | 14h45 | 235 | 5 | 235 | 0,53 | 790,9 | 168322 | 16,83 |
| 59 | 09/03/02 | 14h50 | 235 | 5 | 235 | 0,53 | 790,9 | 169112 | 16,91 |
| 60 | 09/03/02 | 14h55 | 234 | 5 | 234,5 | 0,50 | 746,9 | 169859 | 16,99 |
| 61 | 09/03/02 | 15h00 | 234 | 5 | 234 | 0,47 | 703,0 | 170562 | 17,06 |

*Traçage des pertes d'Eurville du 1-2 mars 200 2(Chlorure de sodium) : source 1*

| N° de flacon | Date | Heure | Conductivité (µS/cm) | Débit l/s | Moyenne classe | Concentration sel mg/l | Quantité sel pour 30mn | cumul mg | % cumulé |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 01/03/02 | 6h00 | 477 | 1 | 477 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 2 | 01/03/02 | 6h30 | 477 | 1 | 477 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 3 | 01/03/02 | 7h00 | 477 | 1 | 477 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 4 | 01/03/02 | 7h30 | 477 | 1 | 477 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 5 | 01/03/02 | 8h00 | 477 | 1 | 477 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 6 | 01/03/02 | 8h30 | 477 | 1 | 477 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 7 | 01/03/02 | 9h00 | 477 | 1 | 477 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 8 | 01/03/02 | 9h30 | 477 | 1 | 477 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 9 | 01/03/02 | 10h00 | 477 | 1 | 477 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 10 | 01/03/02 | 10h30 | 477 | 1 | 477 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 11 | 01/03/02 | 11h00 | 477 | 1 | 477 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 12 | 01/03/02 | 11h30 | 477 | 1 | 477 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 13 | 01/03/02 | 12h00 | 477 | 1 | 477 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 14 | 01/03/02 | 12h30 | 477 | 1 | 477 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 15 | 01/03/02 | 13h00 | 477 | 1 | 477 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 16 | 01/03/02 | 13h30 | 477 | 1 | 477 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 17 | 01/03/02 | 14h00 | 477 | 1 | 477 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 18 | 01/03/02 | 14h30 | 477 | 1 | 477 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 19 | 01/03/02 | 15h00 | 477 | 1 | 477 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 20 | 01/03/02 | 15h30 | 477 | 1 | 477 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 21 | 01/03/02 | 16h00 | 477 | 1 | 477 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 22 | 01/03/02 | 16h30 | 477 | 1 | 477 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 23 | 01/03/02 | 17h00 | 477 | 1 | 477 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 24 | 01/03/02 | 17h30 | 477 | 1 | 477 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 25 | 01/03/02 | 18h00 | 477 | 1 | 477 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 26 | 01/03/02 | 18h30 | 477 | 1 | 477 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 27 | 01/03/02 | 19h00 | 477 | 1 | 477 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 28 | 01/03/02 | 19h30 | 477 | 1 | 477 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 29 | 01/03/02 | 20h00 | 477 | 1 | 477 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |

| N° de flacon | Date | Heure | Conductivité (µS/cm) | Débit l/s | Moyenne classe | Concentration sel mg/l | Quantité sel pour 30mn | cumul mg | % cumulé |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 30 | 01/03/02 | 20h30 | 510 | 1 | 493,5 | 0,97 | 1739,9 | 1740 | 0,01 |
| 31 | 01/03/02 | 21h00 | 595 | 1 | 552,5 | 4,42 | 7961,3 | 9701 | 0,05 |
| 32 | 01/03/02 | 22h00 | 705 | 1 | 650 | 10,13 | 18242,5 | 27944 | 0,14 |
| 33 | 01/03/02 | 22h30 | 830 | 1 | 767,5 | 17,02 | 30632,7 | 58576 | 0,29 |
| 34 | 01/03/02 | 23h00 | 957 | 1 | 893,5 | 24,40 | 43919,2 | 102496 | 0,51 |
| 35 | 01/03/02 | 24h00 | 1003 | 1 | 980 | 29,47 | 53040,4 | 155536 | 0,78 |
| 36 | 02/03/02 | 0h30 | 1176 | 1 | 1089,5 | 35,88 | 64587,0 | 220123 | 1,10 |
| 37 | 02/03/02 | 1h00 | 1326 | 1 | 1251 | 45,34 | 81616,9 | 301740 | 1,51 |
| 38 | 02/03/02 | 1h30 | 1270 | 1 | 1298 | 48,10 | 86572,9 | 388313 | 1,94 |
| 39 | 02/03/02 | 2h00 | 1145 | 1 | 1207,5 | 42,79 | 77029,9 | 465343 | 2,33 |
| 40 | 02/03/02 | 2h30 | 1023 | 1 | 1084 | 35,56 | 64007,0 | 529350 | 2,65 |
| 41 | 02/03/02 | 3h00 | 908 | 1 | 965,5 | 28,62 | 51511,4 | 580861 | 2,90 |
| 42 | 02/03/02 | 3H30 | 893 | 1 | 900,5 | 24,81 | 44657,3 | 625518 | 3,13 |
| 43 | 02/03/02 | 4h00 | 777 | 1 | 835 | 20,97 | 37750,4 | 663269 | 3,32 |
| 44 | 02/03/02 | 4h30 | 752 | 1 | 764,5 | 16,84 | 30316,3 | 693585 | 3,47 |
| 45 | 02/03/02 | 5h00 | 734 | 1 | 743 | 15,58 | 28049,2 | 721634 | 3,61 |
| 46 | 02/03/02 | 5h30 | 719 | 1 | 726,5 | 14,62 | 26309,3 | 747944 | 3,74 |
| 47 | 02/03/02 | 6h00 | 702 | 1 | 710,5 | 13,68 | 24622,1 | 772566 | 3,86 |

*Traçage des pertes d'Eurville du 1-2 mars 2002 (Chlorure de sodium) : source 2*

| N° de flacon | Date | Heure | Conductivité (µS/cm) | Débit l/s | Moyenne classe | Concentration sel mg/l | Quantité sel pour 30mn | cumul mg | % cumulé |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 01/03/02 | 6h00 | 475 | 2 | 477 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 2 | 01/03/02 | 6h30 | 475 | 2 | 475 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 3 | 01/03/02 | 7h00 | 475 | 2 | 475 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 4 | 01/03/02 | 7h30 | 475 | 2 | 475 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 5 | 01/03/02 | 8h00 | 475 | 2 | 475 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 6 | 01/03/02 | 8h30 | 475 | 2 | 475 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 7 | 01/03/02 | 9h00 | 475 | 2 | 475 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 8 | 01/03/02 | 9h30 | 475 | 2 | 475 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 9 | 01/03/02 | 10h00 | 475 | 2 | 475 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 10 | 01/03/02 | 10h30 | 475 | 2 | 475 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 11 | 01/03/02 | 11h00 | 475 | 2 | 475 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 12 | 01/03/02 | 11h30 | 475 | 2 | 475 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 13 | 01/03/02 | 12h00 | 475 | 2 | 475 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 14 | 01/03/02 | 12h30 | 475 | 2 | 475 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 15 | 01/03/02 | 13h00 | 475 | 2 | 475 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 16 | 01/03/02 | 13h30 | 475 | 2 | 475 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 17 | 01/03/02 | 14h00 | 475 | 2 | 475 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 18 | 01/03/02 | 14h30 | 475 | 2 | 475 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 19 | 01/03/02 | 15h00 | 475 | 2 | 475 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 20 | 01/03/02 | 15h30 | 475 | 2 | 475 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 21 | 01/03/02 | 16h00 | 475 | 2 | 475 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 22 | 01/03/02 | 16h30 | 475 | 2 | 475 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 23 | 01/03/02 | 17h00 | 475 | 2 | 475 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 24 | 01/03/02 | 17h30 | 475 | 2 | 475 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 25 | 01/03/02 | 18h00 | 475 | 2 | 475 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 26 | 01/03/02 | 18h30 | 475 | 2 | 475 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 27 | 01/03/02 | 19h00 | 475 | 2 | 475 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |

| N° de flacon | Date | Heure | Conductivité (µS/cm) | Débit l/s | Moyenne classe | Concentration sel mg/l | Quantité sel pour 30mn | cumul mg | % cumulé |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 28 | 01/03/02 | 19h30 | 475 | 2 | 475 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 29 | 01/03/02 | 20h00 | 495 | 2 | 485 | 0,59 | 2109,0 | 2109 | 0,01 |
| 30 | 01/03/02 | 20h30 | 548 | 2 | 521,5 | 2,72 | 9806,7 | 11916 | 0,06 |
| 31 | 01/03/02 | 21h00 | 599 | 2 | 573,5 | 5,77 | 20773,3 | 32689 | 0,16 |
| 32 | 01/03/02 | 22h00 | 695 | 2 | 647 | 10,08 | 36274,2 | 68963 | 0,34 |
| 33 | 01/03/02 | 22h30 | 844 | 2 | 769,5 | 17,25 | 62109,0 | 131072 | 0,66 |
| 34 | 01/03/02 | 23h00 | 969 | 2 | 906,5 | 25,28 | 91001,8 | 222074 | 1,11 |
| 35 | 01/03/02 | 24h00 | 1066 | 2 | 1017,5 | 31,78 | 114411,2 | 336485 | 1,68 |
| 36 | 02/03/02 | 0h30 | 1159 | 2 | 1112,5 | 37,35 | 134446,4 | 470931 | 2,35 |
| 37 | 02/03/02 | 1h00 | 1419 | 2 | 1289 | 47,69 | 171669,6 | 642601 | 3,21 |
| 38 | 02/03/02 | 1h30 | 1355 | 2 | 1387 | 53,43 | 192337,4 | 834938 | 4,17 |
| 39 | 02/03/02 | 2h00 | 1245 | 2 | 1300 | 48,33 | 173989,5 | 1008928 | 5,04 |
| 40 | 02/03/02 | 2h30 | 1123 | 2 | 1184 | 41,53 | 149525,5 | 1158453 | 5,79 |
| 41 | 02/03/02 | 3h00 | 1178 | 2 | 1150,5 | 39,57 | 142460,5 | 1300914 | 6,50 |
| 42 | 02/03/02 | 3H30 | 993 | 2 | 1085,5 | 35,76 | 128752,2 | 1429666 | 7,15 |
| 43 | 02/03/02 | 4h00 | 887 | 2 | 940 | 27,24 | 98066,8 | 1527733 | 7,64 |
| 44 | 02/03/02 | 4h30 | 852 | 2 | 869,5 | 23,11 | 83198,6 | 1610931 | 8,05 |
| 45 | 02/03/02 | 5h00 | 841 | 2 | 846,5 | 21,76 | 78348,0 | 1689279 | 8,45 |
| 46 | 02/03/02 | 5h30 | 759 | 2 | 800 | 19,04 | 68541,3 | 1757821 | 8,79 |
| 47 | 02/03/02 | 6h00 | 722 | 2 | 740,5 | 15,55 | 55993,0 | 1813814 | 9,07 |

*Traçage des pertes d'Eurville du 1-2 mars 2002 (Chlorure de sodium) : source 3*

| N° de flacon | Date | Heure | Conductivité (µS/cm) | Débit l/s | Moyenne classe | Concentration sel mg/l | Quantité sel pour 30mn | cumul mg | % cumulé |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 01/03/02 | 6h00 | 485 | 0,5 | 485 | 0,00 | 0 | 0 | 0,00 |
| 2 | 01/03/02 | 6h30 | 485 | 0,5 | 485 | 0,00 | 0 | 0 | 0,00 |
| 3 | 01/03/02 | 7h00 | 485 | 0,5 | 485 | 0,00 | 0 | 0 | 0,00 |
| 4 | 01/03/02 | 7h30 | 485 | 0,5 | 485 | 0,00 | 0 | 0 | 0,00 |
| 5 | 01/03/02 | 8h00 | 485 | 0,5 | 485 | 0,00 | 0 | 0 | 0,00 |
| 6 | 01/03/02 | 8h30 | 485 | 0,5 | 485 | 0,00 | 0 | 0 | 0,00 |
| 7 | 01/03/02 | 9h00 | 485 | 0,5 | 485 | 0,00 | 0 | 0 | 0,00 |
| 8 | 01/03/02 | 9h30 | 485 | 0,5 | 485 | 0,00 | 0 | 0 | 0,00 |
| 9 | 01/03/02 | 10h00 | 485 | 0,5 | 485 | 0,00 | 0 | 0 | 0,00 |
| 10 | 01/03/02 | 10h30 | 485 | 0,5 | 485 | 0,00 | 0 | 0 | 0,00 |
| 11 | 01/03/02 | 11h00 | 485 | 0,5 | 485 | 0,00 | 0 | 0 | 0,00 |
| 12 | 01/03/02 | 11h30 | 485 | 0,5 | 485 | 0,00 | 0 | 0 | 0,00 |
| 13 | 01/03/02 | 12h00 | 485 | 0,5 | 485 | 0,00 | 0 | 0 | 0,00 |
| 14 | 01/03/02 | 12h30 | 485 | 0,5 | 485 | 0,00 | 0 | 0 | 0,00 |
| 15 | 01/03/02 | 13h00 | 485 | 0,5 | 485 | 0,00 | 0 | 0 | 0,00 |
| 16 | 01/03/02 | 13h30 | 485 | 0,5 | 485 | 0,00 | 0 | 0 | 0,00 |
| 17 | 01/03/02 | 14h00 | 485 | 0,5 | 485 | 0,00 | 0 | 0 | 0,00 |
| 18 | 01/03/02 | 14h30 | 485 | 0,5 | 485 | 0,00 | 0 | 0 | 0,00 |
| 19 | 01/03/02 | 15h00 | 485 | 0,5 | 485 | 0,00 | 0 | 0 | 0,00 |
| 20 | 01/03/02 | 15h30 | 485 | 0,5 | 485 | 0,00 | 0 | 0 | 0,00 |
| 21 | 01/03/02 | 16h00 | 485 | 0,5 | 485 | 0,00 | 0 | 0 | 0,00 |
| 22 | 01/03/02 | 16h30 | 485 | 0,5 | 485 | 0,00 | 0 | 0 | 0,00 |
| 23 | 01/03/02 | 17h00 | 485 | 0,5 | 485 | 0,00 | 0 | 0 | 0,00 |
| 24 | 01/03/02 | 17h30 | 485 | 0,5 | 485 | 0,00 | 0 | 0 | 0,00 |

| N° de flacon | Date | Heure | Conductivité (µS/cm) | Débit l/s | Moyenne classe | Concentration sel mg/l | Quantité sel pour 30mn | cumul mg | % cumulé |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 25 | 01/03/02 | 18h00 | 485 | 0,5 | 485 | 0,00 | 0 | 0 | 0,00 |
| 26 | 01/03/02 | 18h30 | 485 | 0,5 | 485 | 0,00 | 0 | 0 | 0,00 |
| 27 | 01/03/02 | 19h00 | 485 | 0,5 | 485 | 0,00 | 0 | 0 | 0,00 |
| 28 | 01/03/02 | 19h30 | 485 | 0,5 | 485 | 0,00 | 0 | 0 | 0,00 |
| 29 | 01/03/02 | 20h00 | 485 | 0,5 | 485 | 0,00 | 0 | 0 | 0,00 |
| 30 | 01/03/02 | 20h30 | 539 | 0,5 | 512 | 1,58 | 1423,55 | 1424 | 0,01 |
| 31 | 01/03/02 | 21h00 | 601 | 0,5 | 570 | 4,98 | 4481,55 | 5905 | 0,03 |
| 32 | 01/03/02 | 22h00 | 688 | 0,5 | 644,5 | 9,34 | 8409,49 | 14315 | 0,07 |
| 33 | 01/03/02 | 22h30 | 844 | 0,5 | 766 | 16,46 | 14815,5 | 29130 | 0,15 |
| 34 | 01/03/02 | 23h00 | 966 | 0,5 | 905 | 24,60 | 22144,1 | 51274 | 0,26 |
| 35 | 01/03/02 | 24h00 | 1056 | 0,5 | 1011 | 30,81 | 27732,9 | 79007 | 0,40 |
| 36 | 02/03/02 | 0h30 | 1243 | 0,5 | 1149,5 | 38,93 | 35035,1 | 114042 | 0,57 |
| 37 | 02/03/02 | 1h00 | 1408 | 0,5 | 1325,5 | 49,24 | 44314,6 | 158357 | 0,79 |
| 38 | 02/03/02 | 1h30 | 1385 | 0,5 | 1396,5 | 53,40 | 48058 | 206415 | 1,03 |
| 39 | 02/03/02 | 2h00 | 1277 | 0,5 | 1331 | 49,56 | 44604,6 | 251019 | 1,26 |
| 40 | 02/03/02 | 2h30 | 1188 | 0,5 | 1232,5 | 43,79 | 39411,2 | 290431 | 1,45 |
| 41 | 02/03/02 | 3h00 | 1159 | 0,5 | 1173,5 | 40,33 | 36300,5 | 326731 | 1,63 |
| 42 | 02/03/02 | 3H30 | 1099 | 0,5 | 1129 | 37,73 | 33954,3 | 360685 | 1,80 |
| 43 | 02/03/02 | 4h00 | 1005 | 0,5 | 1052 | 33,22 | 29894,6 | 390580 | 1,95 |
| 44 | 02/03/02 | 4h30 | 965 | 0,5 | 985 | 29,29 | 26362 | 416942 | 2,08 |
| 45 | 02/03/02 | 5h00 | 913 | 0,5 | 939 | 26,60 | 23936,7 | 440879 | 2,20 |
| 46 | 02/03/02 | 5h30 | 868 | 0,5 | 890,5 | 23,76 | 21379,6 | 462258 | 2,31 |
| 47 | 02/03/02 | 6h00 | 822 | 0,5 | 845 | 21,09 | 18980,7 | 481239 | 2,41 |

*Traçage des pertes d'Eurville du 1-2 mars 2002 (Chlorure de sodium) : source 4*

| N° de flacon | Date | Heure | Conductivité (µS/cm) | Débit l/s | Moyenne classe | Concentration sel mg/l | Quantité sel pour 5mn | cumul mg | % cumulé |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 01/03/02 | 6h00 | 481 | 1,5 | 477 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 2 | 01/03/02 | 6h30 | 481 | 1,5 | 481 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 3 | 01/03/02 | 7h00 | 481 | 1,5 | 481 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 4 | 01/03/02 | 7h30 | 481 | 1,5 | 481 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 5 | 01/03/02 | 8h00 | 481 | 1,5 | 481 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 6 | 01/03/02 | 8h30 | 481 | 1,5 | 481 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 7 | 01/03/02 | 9h00 | 481 | 1,5 | 481 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 8 | 01/03/02 | 9h30 | 481 | 1,5 | 481 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 9 | 01/03/02 | 10h00 | 481 | 1,5 | 481 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 10 | 01/03/02 | 10h30 | 481 | 1,5 | 481 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 11 | 01/03/02 | 11h00 | 481 | 1,5 | 481 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 12 | 01/03/02 | 11h30 | 481 | 1,5 | 481 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 13 | 01/03/02 | 12h00 | 481 | 1,5 | 481 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 14 | 01/03/02 | 12h30 | 481 | 1,5 | 481 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 15 | 01/03/02 | 13h00 | 481 | 1,5 | 481 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 16 | 01/03/02 | 13h30 | 481 | 1,5 | 481 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 17 | 01/03/02 | 14h00 | 481 | 1,5 | 481 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 18 | 01/03/02 | 14h30 | 481 | 1,5 | 481 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 19 | 01/03/02 | 15h00 | 481 | 1,5 | 481 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 20 | 01/03/02 | 15h30 | 481 | 1,5 | 481 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 21 | 01/03/02 | 16h00 | 481 | 1,5 | 481 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |

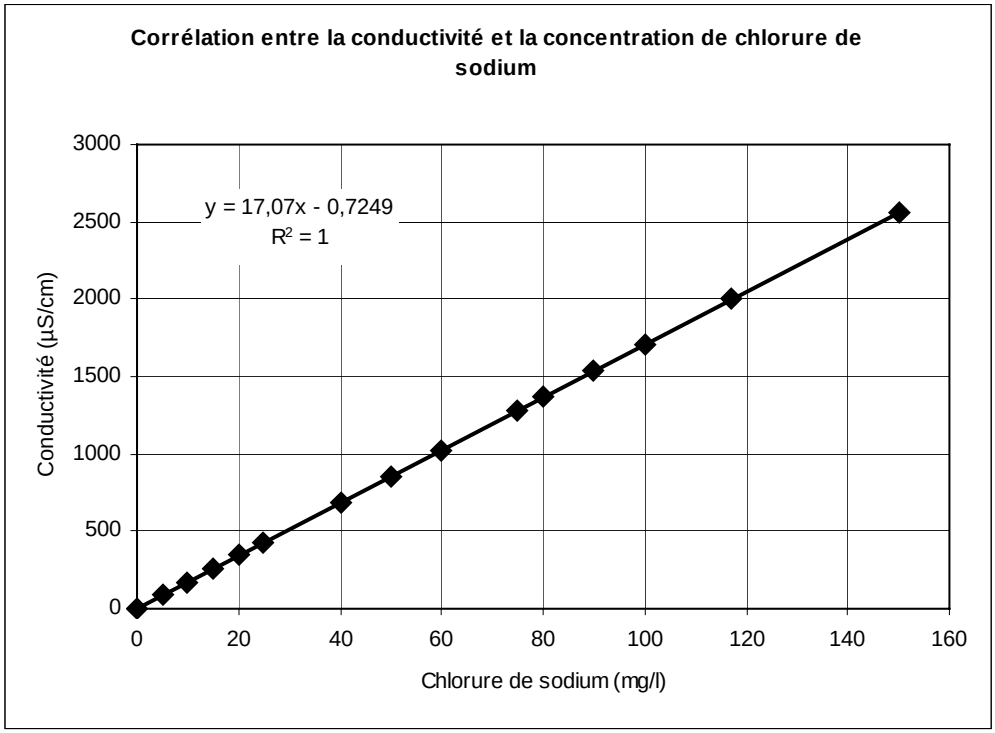
| N° de flacon | Date | Heure | Conductivité (µS/cm) | Débit l/s | Moyenne classe | Concentration sel mg/l | Quantité sel pour 5mn | cumul mg | % cumulé |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 22 | 01/03/02 | 16h30 | 481 | 1,5 | 481 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 23 | 01/03/02 | 17h00 | 481 | 1,5 | 481 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 24 | 01/03/02 | 17h30 | 481 | 1,5 | 481 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 25 | 01/03/02 | 18h00 | 481 | 1,5 | 481 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 26 | 01/03/02 | 18h30 | 481 | 1,5 | 481 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 27 | 01/03/02 | 19h00 | 481 | 1,5 | 481 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 28 | 01/03/02 | 19h30 | 481 | 1,5 | 481 | 0,00 | 0,0 | 0 | 0,00 |
| 29 | 01/03/02 | 20h00 | 505 | 1,5 | 493 | 0,70 | 1898,1 | 1898 | 0,01 |
| 30 | 01/03/02 | 20h30 | 559 | 1,5 | 532 | 2,99 | 8066,8 | 9965 | 0,05 |
| 31 | 01/03/02 | 21h00 | 611 | 1,5 | 585 | 6,09 | 16449,9 | 26415 | 0,13 |
| 32 | 01/03/02 | 22h00 | 701 | 1,5 | 656 | 10,25 | 27680,1 | 54095 | 0,27 |
| 33 | 01/03/02 | 22h30 | 840 | 1,5 | 770,5 | 16,96 | 45790,9 | 99886 | 0,50 |
| 34 | 01/03/02 | 23h00 | 991 | 1,5 | 915,5 | 25,45 | 68725,8 | 168612 | 0,84 |
| 35 | 01/03/02 | 24h00 | 1084 | 1,5 | 1037,5 | 32,60 | 88022,8 | 256634 | 1,28 |
| 36 | 02/03/02 | 0h30 | 1179 | 1,5 | 1131,5 | 38,11 | 102891,0 | 359525 | 1,80 |
| 37 | 02/03/02 | 1h00 | 1379 | 1,5 | 1279 | 46,75 | 126221,4 | 485747 | 2,43 |
| 38 | 02/03/02 | 1h30 | 1360 | 1,5 | 1369,5 | 52,05 | 140536,0 | 626283 | 3,13 |
| 39 | 02/03/02 | 2h00 | 1229 | 1,5 | 1294,5 | 47,66 | 128673,1 | 754956 | 3,77 |
| 40 | 02/03/02 | 2h30 | 1199 | 1,5 | 1214 | 42,94 | 115940,2 | 870896 | 4,35 |
| 41 | 02/03/02 | 3h00 | 1103 | 1,5 | 1151 | 39,25 | 105975,4 | 976872 | 4,88 |
| 42 | 02/03/02 | 3H30 | 1001 | 1,5 | 1052 | 33,45 | 90316,3 | 1067188 | 5,34 |
| 43 | 02/03/02 | 4h00 | 967 | 1,5 | 984 | 29,47 | 79560,6 | 1146749 | 5,73 |
| 44 | 02/03/02 | 4h30 | 914 | 1,5 | 940,5 | 26,92 | 72680,1 | 1219429 | 6,10 |
| 45 | 02/03/02 | 5h00 | 877 | 1,5 | 895,5 | 24,28 | 65562,4 | 1284991 | 6,42 |
| 46 | 02/03/02 | 5h30 | 830 | 1,5 | 853,5 | 21,82 | 58919,2 | 1343910 | 6,72 |
| 47 | 02/03/02 | 6h00 | 802 | 1,5 | 816 | 19,63 | 52987,7 | 1396898 | 6,98 |

*Traçage de la Source d'Harnéval du 2-3 février 2002 Fluorescéine*

| N° de flacon | Date | Heure | Débit à l'injection (l/s) | Densité optique (491µm) | Concentration fluorescéine |
|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 02/02/02 | 14h20 | 4 | 10 | Bruit de fond |
| 2 | 02/02/02 | 14h30 | 4 | 11 | Néant |
| 3 | 02/02/02 | 15h00 | 4 | 12 | Néant |
| 4 | 02/02/02 | 15h30 | 4 | 11 | Néant |
| 5 | 02/02/02 | 16h00 | 4 | 10 | Néant |
| 6 | 02/02/02 | 16h30 | 4 | 12 | Néant |
| 7 | 02/02/02 | 17h00 | 4 | 11 | Néant |
| 8 | 02/02/02 | 17h30 | 4 | 12 | Néant |
| 9 | 02/02/02 | 18h00 | 4 | 11 | Néant |
| 10 | 02/02/02 | 18h30 | 4 | 11 | Néant |
| 11 | 02/02/02 | 19h00 | 4 | 11 | Néant |
| 12 | 02/02/02 | 19h30 | 4 | 12 | Néant |
| 13 | 02/02/02 | 20h00 | 4 | 12 | Néant |
| 14 | 02/02/02 | 20h30 | 4 | 11 | Néant |
| 15 | 02/02/02 | 21h00 | 4 | 10 | Néant |
| 16 | 02/02/02 | 21h30 | 4 | 12 | Néant |

| N° de flacon | Date | Heure | Débit à l'injection (l/s) | Densité optique (491µm) | Concentration fluorescéine |
|---|---|---|---|---|---|
| 17 | 02/02/02 | 22h00 | 4 | 10 | Néant |
| 18 | 02/02/02 | 22h30 | 4 | 12 | Néant |
| 19 | 02/02/02 | 23h00 | 4 | 9 | Néant |
| 20 | 02/02/02 | 23h30 | 4 | 10 | Néant |
| 21 | 03/02/02 | 24h00 | 4 | 10 | Néant |
| 22 | 03/02/02 | 00h30 | 4 | 9 | Néant |
| 23 | 03/02/02 | 01h00 | 4 | 10 | Néant |
| 24 | 03/02/02 | 01h30 | 4 | 9 | Néant |
| 25 | 03/02/02 | 02h00 | 4 | 10 | Néant |
| 26 | 03/02/02 | 02h30 | 4 | 13 | Néant |
| 27 | 03/02/02 | 03h00 | 4 | 15 | Néant |
| 28 | 03/02/02 | 03h30 | 4 | 14 | Néant |
| 29 | 03/02/02 | 04h00 | 4 | 10 | Néant |
| 30 | 03/02/02 | 04h30 | 4 | 9 | Néant |
| 31 | 03/02/02 | 05h00 | 4 | 8 | Néant |
| 32 | 03/02/02 | 05h30 | 4 | 8 | Néant |
| 33 | 03/02/02 | 06h00 | 4 | 8 | Néant |
| 34 | 03/02/02 | 06h30 | 4 | 8 | Néant |
| 35 | 03/02/02 | 07h00 | 4 | 8 | Néant |
| 36 | 03/02/02 | 07h30 | 4 | 9 | Néant |
| 37 | 03/02/02 | 08h00 | 4 | 9 | Néant |
| 38 | 03/02/02 | 08h30 | 4 | 11 | Néant |
| 39 | 03/02/02 | 09h00 | 4 | 10 | Néant |
| 40 | 03/02/02 | 09h30 | 4 | 10 | Néant |
| 41 | 03/02/02 | 10h00 | 4 | 11 | Néant |
| 42 | 03/02/02 | 10h30 | 4 | 11 | Néant |

## Annexe 1.27 : Corrélation entre la conductivité et la concentration en chlorure de sodium




| N° échantillon | Chlorure de sodium (mg/l) | conductivité (µS/cm) |
|---|---|---|
| 1 | 0 | 0 |
| 2 | 5 | 87 |
| 3 | 10 | 168 |
| 4 | 15 | 256 |
| 5 | 20 | 344 |
| 6 | 25 | 424 |
| 7 | 40 | 681 |
| 8 | 50 | 852 |
| 9 | 60 | 1023 |
| 10 | 75 | 1280 |
| 11 | 80 | 1365 |
| 12 | 90 | 1533 |
| 13 | 100 | 1701 |
| 14 | 117 | 2002 |
| 15 | 150 | 2561 |

# Annexe 1.28 : Copie de la lettre adressée par la Gaule Marnavalaise avisant de la réapparition d'un traceur dans la Marne.

**Association Agrée pour la Pêche et la Protection du Milieu Aquatique**
**Bernard GEAIRAIN - Président**
8, allée de Picardie - MARNAVAL - 52100 SAINT-DIZIER
**CCP Chalons en Champagne 1012 86.U ☎ 03.25.05.35.29**

**La Gaule Marnavalaise**

**Marnaval, le 6 Février 2002**

Mr Olivier LEJEUNE
85, rue Clovis
51100 REIMS

N/ref : QUE 01 02 02
Objet : Etude hydrographique du bassin Marne, secteur AAPPMA "la Gaule Marnavalaise"
Institut de la faculté de Reims-Lettres ( GEOKARST)

Monsieur,

Le dimanche 3 février 2002 à 8 heures, j'ai constaté depuis la rive gauche de la Marne au lieu dit de la "Fontaine Carrosse" à l'endroit de la frayère que nous essayons de préserver et de restaurer, qu'un flux d'eau de couleur rougeâtre se dispersait sur une longueur d'environ 50 mètres en aval. Durant ½ heure environ. Je me suis empressé de faire constater ce phénomène par nos agents assermentés en la circonstance. Chose faite puisque l'un de nos garde pêche particulier s'est rendu sur place et a pu constater ce même état de fait.

Notre second garde s'est rendu à 9 heures environ, sur les lieux et après s'être rendu compte que toute trace de coloration et qu'aucune mortalité de poisson n'était à déplorer, a interpellé les personnes présentes sur le site et leur a demandé de bien vouloir expliquer le bien fondé de leur présence sur cette rive de la Marne.

Il lui a été répondu que le produit qui est à l'origine de cette coloration a été volontairement déversé dans la forêt du Val à l'endroit où se situe une décharge sauvage et contigu à la Nationale 67 qui borde la rive gauche de la Marne en sachant que cette étude était diligentée par l'institut GEOKARST et commanditée par la Mairie de SAINT-DIZIER et d'ANCERVILLE.

Vous voudrez bien comprendre notre étonnement en ce qui concerne le bien fondé de vos recherches et de vos investigations et des conséquences que nous redoutions de constater et que, nos gardes pêche particuliers on pu juger du bien fondé de votre mission et à laquelle nous vous assurons notre soutien le plus total.

Nous vous demandons cependant de bien vouloir en aviser vos instances de tutelles et vos clients commanditaires pour éviter que les AAPPMA concernées au plus haut degré et en parfaite ignorance de ces actions doivent dresser Procès Verbal pour toute infraction constatée comme ce fût le cas du dimanche 3 Février 2002.

Aussi, nous vous assurons de notre entière disposition pour vous fournir tout renseignement utile en ce qui concerne votre étude géologique et hydrographique.

Le Président
Bernard GEAIRAIN

Duplicataires :
Monsieur André-FORDOXEL Franck, Chef de Brigade du CSP Haute-Marne

## Annexe 1.29 : Tableau récapitulatif des datations ESR réalisés dans le bassin de la Marne (d'après Cojan et Voinchet, 2003 et 2004)

| Site | Cours d'eau | Référence | Age | Référence de la terrasse de prélèvement | Validité de la datation |
|---|---|---|---|---|---|
| Beaux-Regards | Marne | EST 04001 | 154±16 ka. | Ma.3 | satisfaisant |
| | Marne | EST 04002 | 77±7 ka. | Ma.3 | satisfaisant |
| Loisy | Marne | EST 04003 | 93±9 ka. | Ma.2 | satisfaisant |
| Donjeux | Marne | 2003 DON 07 | 112±13 ka. | Ma.2 | satisfaisant |
| Hauteville | Marne | 2003 LAN 01 | 150±18 ka. | Ma.3 | satisfaisant |
| Reims-la-Brûlée | Marne | 2003 FAV 01 | 353±48 ka. | Ma.2 | douteux |
| | Marne | 2003 RLB 08 | 1500±200 ka. | Ma.2 | douteux |
| | Marne | 2003 RLB 09 | 824±120 ka. | Ma.2 | douteux |
| Laimont | Ornain | EST 04004 | 53±4 ka. | Or.4 | douteux |
| | Ornain | EST 04005 | 199±11 ka. | Or.4 | satisfaisant |
| | Ornain | EST 04006 | 177±23 ka. | Or.4 | satisfaisant |
| | Ornain | EST 04007 | 111±13 ka. | Or.4 | douteux |
| Bettancourt-la-Longue | Saulx | EST 04008 | 150±19 ka. | Or.5 | satisfaisant |
| | Saulx | EST 04009 | 180±12 ka. | Or.5 | satisfaisant |
| Vroil | Saulx | EST 04010 | 209±21 ka. | Sa.4 | satisfaisant |
| Ante | Paléo-Ornain | 2003 ANT 01 | 137±17 ka. | Or-Sa.4 | satisfaisant |
| Vieil-Dampierre | Paléo-Ornain | 2003 VDA 01 | 220±15 ka. | Or-Sa.4 | satisfaisant |

# ANNEXES CHAPITRE 2 : LA RÉORGANISATION DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE.

## (Pas d'annexes)

# ANNEXES CHAPITRE 3 : ÉVOLUTION RÉCENTE DU FOND DE LA VALLÉE DE LA MARNE.

## Annexe 3.1 : Tableau des sondages touchant le bedrock dans le fond de la vallée de la Marne

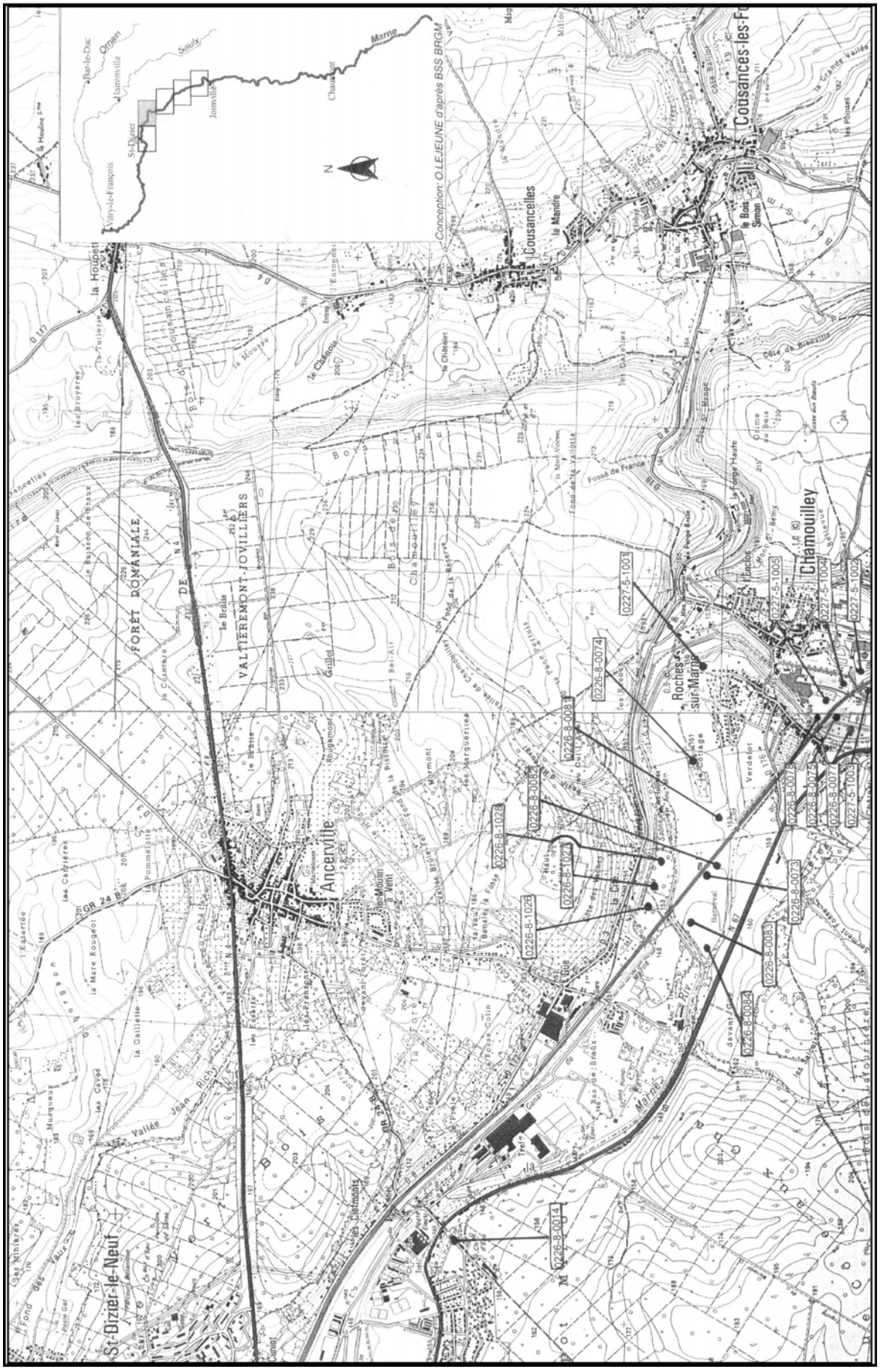
| Indice BSS (banque du sous-sol) | Coordonnées Lambert 1 | | | Profondeur du Bedrock (en mètre) | Epaisseur de Limons et terre végétale (en mètre) | Epaisseur des galets (en mètre) |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | X | Y | Z | | | |
| 0226-7-0001 | 788,35 | 105,27 | 130 | 4,5 | 3 | 1,5 |
| 0226-7-0002 | 791,355 | 108,485 | 142,45 | 5 | 0,6 | 4,4 |
| 0226-7-0003 | 788,755 | 110,35 | 144 | 5 | Alluvions indifférenciées | |
| 0226-7-0004 | 788,797 | 111,2 | 145 | 5,3 | 2,9 | 2,4 |
| 0226-7-0005 | 788,77 | 111,2 | 145 | 5,6 | 3 | 2,6 |
| 0226-7-0007 | 790,34 | 105,16 | 138,3 | 3,3 | 1,6 | 1,7 |
| 0226-7-0008 | 790,33 | 105,15 | 137 | 3,5 | 1 | 2,5 |
| 0226-7-0010 | 790,1 | 104,46 | 149,42 | 0,27 | Alluvions indifférenciées | |
| 0226-7-0011 | 790,26 | 104,68 | 142,1 | 0,12 | Alluvions indifférenciées | |
| 0226-7-0013 | 790,812 | 105,223 | 155,69 | 5,45 | Alluvions indifférenciées | |
| 0226-7-0016 | 791,125 | 108,085 | 141,4 | 3,9 | 1,25 | 2,65 |
| 0226-7-0017 | 788,9 | 110,99 | 145,58 | 5,5 | Alluvions indifférenciées | |
| 0226-7-0019 | 788,19 | 110,19 | 135,72 | 4,1 | Alluvions indifférenciées | |
| 0226-7-0029 | 787,47 | 109,03 | 134,71 | 3,7 | Alluvions indifférenciées | |
| 0226-7-0032 | 787,04 | 108,56 | 134 | 4,5 | 0,6 | 3,9 |
| 0226-7-0068 | 789,155 | 107,94 | 138,81 | 5,5 | Alluvions indifférenciées | |
| 0226-7-0069 | 787,54 | 106,33 | 130,2 | 2 | Alluvions indifférenciées | |
| 0226-7-0070 | 786,83 | 108,11 | 134,1 | 4,3 | Alluvions indifférenciées | |
| 0226-7-0071 | 786,82 | 108,1 | 132,88 | 3,7 | Alluvions indifférenciées | |
| 0226-7-0072 | 786,82 | 107,93 | 133,63 | 3 | Alluvions indifférenciées | |
| 0226-7-0073 | 786,62 | 107,61 | 132,48 | 3 | Alluvions indifférenciées | |
| 0226-7-0075 | 786,34 | 107,275 | 131,4 | 4 | Alluvions indifférenciées | |
| 0226-7-0076 | 786,22 | 106,99 | 131,42 | 6 | Alluvions indifférenciées | |
| 0226-7-0077 | 786,07 | 106,75 | 131,03 | 4,4 | Alluvions indifférenciées | |
| 0226-7-0078 | 786,03 | 106,71 | 125,58 | 3 | Alluvions indifférenciées | |
| 0226-7-0079 | 786,4 | 107,2 | 131,35 | 3,7 | Alluvions indifférenciées | |
| 0226-7-0080 | 792,044 | 105,769 | 140,8 | 2,9 | 1,7 | 1,2 |
| 0226-7-0081 | 791,366 | 105,511 | 142,38 | 3,7 | 3,7 | 0 |
| 0226-7-0082 | 790,992 | 105,395 | 139,74 | 3,2 | 2,2 | 1 |
| 0226-7-0083 | 790,596 | 105,305 | 140,26 | 4,7 | 4,2 | 0,5 |
| 0226-7-0090 | 789,945 | 104,942 | 136,94 | 4,15 | 2,85 | 1,3 |
| 0226-7-0091 | 789,767 | 104,92 | 137,45 | 4,4 | 4 | 0,4 |
| 0226-7-0120 | 786 | 106,74 | 129 | 3,6 | 1,3 | 2,3 |
| 0226-7-0121 | 791,28 | 106,56 | 136 | 3 | 0,5 | 2,5 |
| 0226-7-0127 | 788,19 | 105,25 | 130 | 4 | 2 | 2 |
| 0226-8-0001 | 793,702 | 106,465 | 143,93 | 2,9 | 1,74 | 1,16 |
| 0226-8-0002 | 793,697 | 106,477 | 140,98 | 2 | 2 | 0 |
| 0226-8-0003 | 793,678 | 106,496 | 140,7 | 2,2 | 1,6 | 0,6 |
| 0226-8-0007 | 794,007 | 106,616 | 145,56 | 4,35 | 2,48 | 1,87 |
| 0226-8-0013 | 793,93 | 107,922 | 145,43 | 3,2 | 0,6 | 2,6 |
| 0226-8-0014 | 795,4 | 106 | 151 | 3,5 | 1,4 | 2,1 |
| 0226-8-0015 | 794,3 | 108,2 | 200 | 4,9 | 4,9 | 0 |
| 0226-8-0049 | 792,72 | 107,54 | 144 | 3,5 | Divers | 2 |

| Indice BSS (banque du sous-sol) | Coordonnées Lambert 1 | | | Profondeur du Bedrock (en mètre) | Epaisseur de Limons et terre végétale (en mètre) | Epaisseur des galets (en mètre) |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | X | Y | Z | | | |
| 0226-8-0050 | 792,76 | 108,15 | 145,2 | 6,2 | 1,9 | 4,3 |
| 0226-8-0051 | 793,529 | 106,398 | 144,56 | 3,6 | 1,2 | 2,4 |
| 0226-8-0052 | 793,288 | 106,313 | 143,67 | 3,1 | 0,6 | 2,5 |
| 0226-8-0053 | 793,096 | 106,211 | 142,77 | 3,8 | 1,1 | 2,7 |
| 0226-8-0054 | 792,748 | 106,055 | 144,62 | 6 | 3,1 | 2,9 |
| 0226-8-0055 | 792,735 | 106,011 | 145,11 | 6,5 | 3,5 | 2,5 |
| 0226-8-0056 | 792,427 | 105,914 | 141,68 | 3,7 | 1,3 | 2,4 |
| 0226-8-0059 | 794,6 | 106,125 | 155 | 5 | Alluvions indifférenciées | |
| 0226-8-0060 | 793,66 | 106,16 | 154,5 | 4,5 | Alluvions indifférenciées | |
| 0226-8-0061 | 794,04 | 106,05 | 155,5 | 4,8 | 0,5 | 4,3 |
| 0226-8-0062 | 794,4 | 106,08 | 153,25 | 3,2 | 1 | 2,2 |
| 0226-8-0063 | 794,44 | 105,93 | 155,3 | 4,5 | 1 | 3,5 |
| 0226-8-0064 | 793,8 | 106,17 | 155,2 | 5,8 | 1,1 | 4,7 |
| 0226-8-0065 | 793,8 | 105,94 | 155,1 | 4,7 | 1,1 | 3,6 |
| 0226-8-0067 | 793,6 | 106,2 | 155,1 | 4,6 | 0,15 | 4,45 |
| 0226-8-0069 | 792,76 | 106,07 | 145,62 | 7,5 | 4 | 3,5 |
| 0226-8-0070 | 792,76 | 106,06 | 145,8 | 8,35 | 2,5 | 5,85 |
| 0226-8-0071 | 792,74 | 106,02 | 146,1 | 8 | 5,4 | 2,6 |
| 0226-8-0072 | 792,75 | 106,02 | 145,8 | 7 | 4;8 | 2,2 |
| 0226-8-0073 | 797,99 | 104,58 | 150 | 2 | 1,2 | 0,8 |
| 0226-8-0074 | 798,82 | 104,7 | 151 | 5,5 | 1 | 4,5 |
| 0226-8-0075 | 799,08 | 103,72 | 155 | 2,8 | 0,5 | 2,3 |
| 0226-8-0077 | 799,03 | 103,63 | 155 | 2,25 | 0,5 | 1,75 |
| 0226-8-0078 | 799,07 | 103,87 | 155 | 2,3 | 1,8 | 0,5 |
| 0226-8-0081 | 798,36 | 104,51 | 150 | 3 | 2 | 1 |
| 0226-8-0082 | 798,05 | 104,48 | 150 | 3 | 2 | 1 |
| 0226-8-0083 | 797,68 | 104,66 | 150 | 3 | 1 | 2 |
| 0226-8-0084 | 797,51 | 104,54 | 151 | 3 | 2 | 1 |
| 0226-8-1026 | 797,75 | 104,95 | 148 | 3,6 | 0,65 | 2,95 |
| 0226-8-1027 | 797,925 | 104,875 | 148 | 4,3 | 0,8 | 3,5 |
| 0226-8-1028 | 798 | 104,875 | 148 | 3 | 1,8 | 1,2 |
| 0227-5-1001 | 799,35 | 104,61 | 152 | 2,9 | 0,3 | 2,6 |
| 0227-5-1002 | 799,37 | 103,56 | 155 | 7,55 | 1,6 | 5,95 |
| 0227-5-1003 | 799,27 | 103,5 | 155 | 4 | 2,2 | 1,8 |
| 0227-5-1004 | 799,28 | 103,71 | 155 | 2,5 | 1,95 | 0;55 |
| 0227-5-1005 | 799,17 | 103,79 | 155 | 2,35 | 1,5 | 0,85 |
| 0264-4-0031 | 798,93 | 102,98 | 158 | 7,25 | 2 | 5,25 |
| 0265-1-0001 | 799,42 | 102,41 | 153 | 2 | 1,5 | 0,5 |
| 0265-1-0002 | 804,63 | 95,13 | 167 | 3,6 | Alluvions indifférenciées | |
| 0265-1-0020 | 804,03 | 96,065 | 169,4 | 5,5 | 4,2 | 1,3 |
| 0265-1-0041 | 799,54 | 103,21 | 157 | 7,55 | 1,6 | 5,95 |
| 0265-1-0045 | 804,94 | 94,76 | 169 | 3,2 | 2,7 | 0,5 |
| 0265-6-0001 | 807,15 | 1086,05 | 195 | 7,3 | Alluvions indifférenciées | |
| 0265-6-0002 | 807,7 | 1086,35 | 181 | 2,1 | Alluvions indifférenciées | |
| 0265-6-0010 | 808,325 | 1086,1 | 185 | 4,5 | Alluvions indifférenciées | |
| 0265-6-0031 | 808,05 | 1088,25 | 180 | 2,5 | Alluvions indifférenciées | |

| Indice BSS (banque du sous-sol) | Coordonnées Lambert 1 | | | Profondeur du Bedrock (en mètre) | Epaisseur de Limons et terre végétale (en mètre) | Epaisseur des galets (en mètre) |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | X | Y | Z | | | |
| 0265-6-0038 | 808,03 | 1088,2 | 180 | 2,7 | Alluvions indifférenciées | |
| 0265-6-0039 | 808,02 | 1088,15 | 180 | 2,9 | Alluvions indifférenciées | |

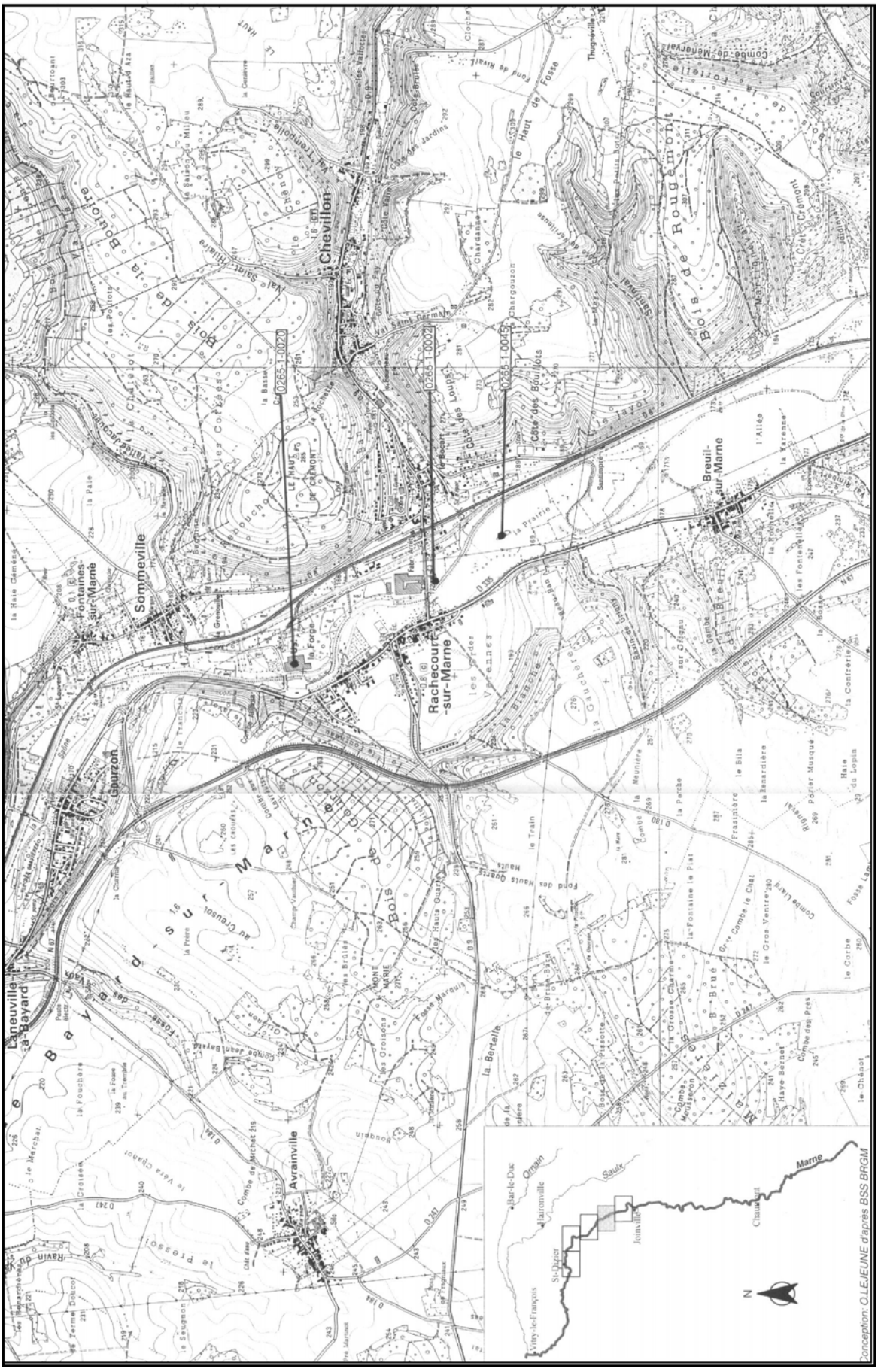
**Annexe 3.2 : Carte de localisation des sondages ( secteur de Saint-Dizier )**

**Annexe 3.3 : Carte de localisation des sondages ( secteur de Chamouilley )**

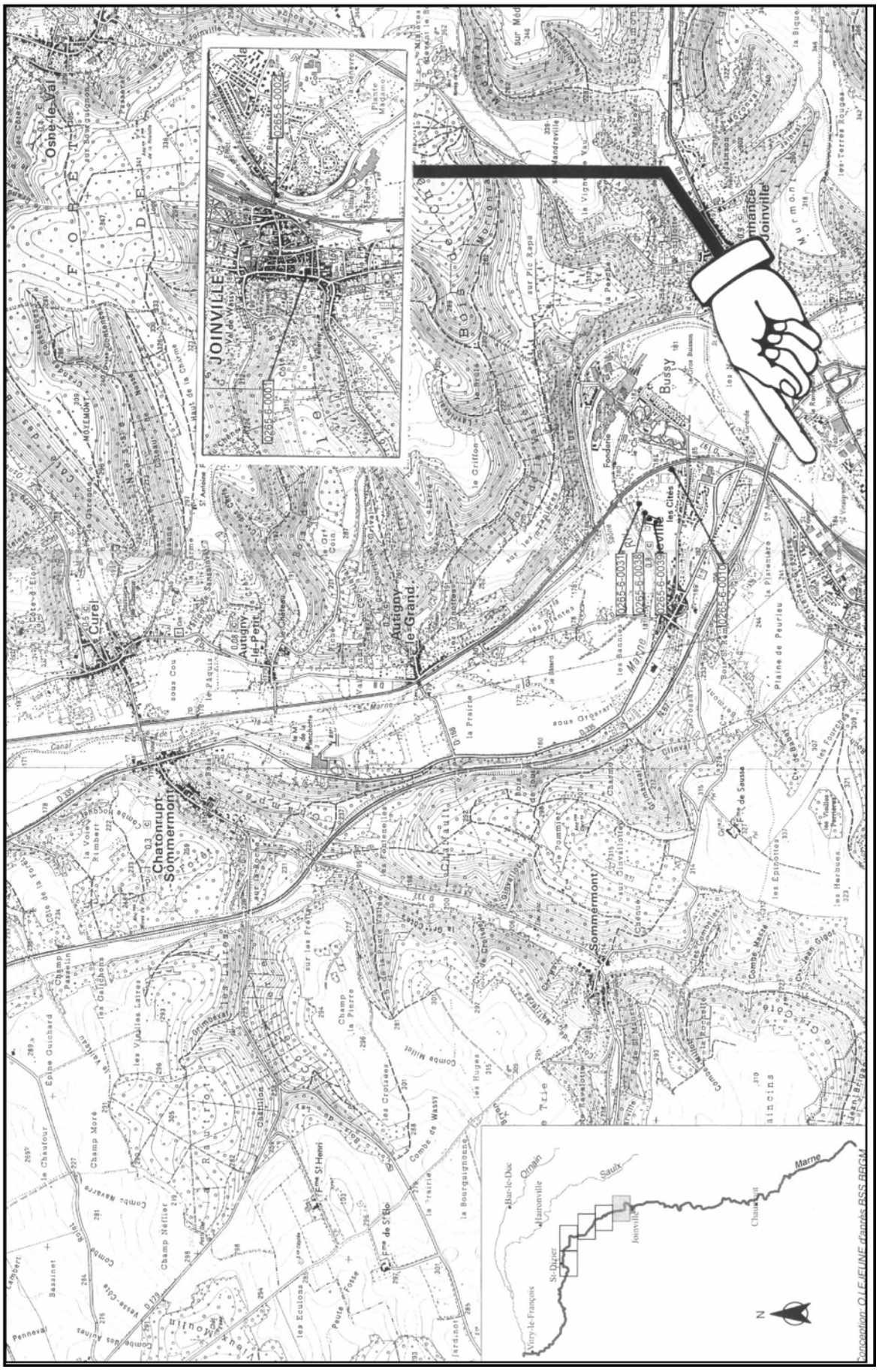


## Annexe 3.4 : Carte de localisation des sondages ( secteur de Bienville )

## Annexe 3.5 : Carte de localisation des sondages ( secteur de Rachecourt )



## Annexe 3.6 : Carte de localisation des sondages ( secteur de Joinville )



# Annexe 3.7 : Résultats des analyses granulométriques des séries A et B des coupes dans les alluvions de la Marne (niveau Ma.1)

| | 01 RUP 04 | | | 02 RUP 04 | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Tamis (mm) | Poids (g) | Poids cumulé (g) | % | Poids (g) | Poids cumulé (g) | % |
| > 50 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| 50 - 31,5 | 552,30 | 552,30 | 13,22 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| 31,5 - 20 | 632,20 | 1184,50 | 28,34 | 215,76 | 215,76 | 5,78 |
| 20 - 12,5 | 833,60 | 2018,10 | 48,29 | 899,46 | 1115,22 | 29,85 |
| 12,5 - 8 | 765,10 | 2783,20 | 66,60 | 1054,26 | 2169,48 | 58,07 |
| 8 - 5 | 441,91 | 3225,11 | 77,17 | 658,55 | 2828,03 | 75,69 |
| 5 - 3,15 | 266,95 | 3492,06 | 83,56 | 354,91 | 3182,94 | 85,19 |
| 3,15 - 2 | 117,40 | 3609,46 | 86,37 | 126,50 | 3309,44 | 88,58 |
| 2 - 1,25 | 59,19 | 3668,65 | 87,79 | 56,98 | 3366,42 | 90,11 |
| 1,25 - 0,8 | 60,26 | 3728,91 | 89,23 | 35,55 | 3401,97 | 91,06 |
| 0,8 - 0,5 | 145,09 | 3874,00 | 92,70 | 72,30 | 3474,27 | 92,99 |
| 0,5 - 0,315 | 199,88 | 4073,88 | 97,48 | 111,23 | 3585,50 | 95,97 |
| 0,315 - 0,2 | 70,92 | 4144,80 | 99,18 | 70,77 | 3656,27 | 97,86 |
| 0,2 - 0,125 | 12,66 | 4157,46 | 99,48 | 29,43 | 3685,70 | 98,65 |
| 0,125 - 0,08 | 5,69 | 4163,15 | 99,62 | 6,79 | 3692,49 | 98,83 |
| 0,08 - 0,05 | 3,67 | 4166,82 | 99,71 | 2,40 | 3694,89 | 98,90 |
| < 0,05 | 12,30 | 4179,12 | 100,00 | 41,20 | 3736,09 | 100,00 |

| | 01 MER 03 | | | 02 MER 03 | | | 03 MER 03 | | | 04 MER 03 | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Tamis (mm) | Poids (g) | Poids cumulé (g) | % | Poids (g) | Poids cumulé (g) | % | Poids (g) | Poids cumulé (g) | % | Poids (g) | Poids cumulé (g) | % |
| > 50 | 931,28 | 931,28 | 9,71 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| 50 - 31,5 | 990,74 | 1922,02 | 20,04 | 446,20 | 446,20 | 9,66 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| 31,5 - 20 | 1927,56 | 3849,58 | 40,14 | 544,85 | 991,05 | 21,45 | 313,50 | 313,50 | 8,33 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| 20 - 12,5 | 1684,33 | 5533,91 | 57,70 | 1264,76 | 2255,81 | 48,83 | 964,87 | 1278,37 | 33,97 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| 12,5 - 8 | 1348,32 | 6882,23 | 71,76 | 915,47 | 3171,28 | 68,65 | 1025,82 | 2304,19 | 61,24 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| 8 - 5 | 772,14 | 7654,37 | 79,81 | 443,02 | 3614,30 | 78,24 | 572,10 | 2876,29 | 76,44 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| 5 - 3,15 | 654,42 | 8308,79 | 86,64 | 293,19 | 3907,49 | 84,59 | 326,40 | 3202,69 | 85,12 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| 3,15 - 2 | 419,23 | 8728,02 | 91,01 | 113,27 | 4020,76 | 87,04 | 121,06 | 3323,75 | 88,33 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| 2 - 1,25 | 246,66 | 8974,68 | 93,58 | 66,12 | 4086,88 | 88,47 | 48,51 | 3372,26 | 89,62 | 0,61 | 0,61 | 0,04 |
| 1,25 - 0,8 | 99,46 | 9074,14 | 94,62 | 60,26 | 4147,14 | 89,78 | 36,59 | 3408,85 | 90,59 | 1,65 | 2,26 | 0,14 |
| 0,8 - 0,5 | 94,22 | 9168,36 | 95,60 | 145,09 | 4292,23 | 92,92 | 72,81 | 3481,66 | 92,53 | 12,34 | 14,60 | 0,93 |
| 0,5 - 0,315 | 209,20 | 9377,56 | 97,78 | 225,24 | 4517,47 | 97,79 | 117,18 | 3598,84 | 95,64 | 68,89 | 83,49 | 5,32 |
| 0,315 - 0,2 | 145,28 | 9522,84 | 99,30 | 80,24 | 4597,71 | 99,53 | 73,01 | 3671,85 | 97,58 | 459,69 | 543,18 | 34,63 |
| 0,2 - 0,125 | 22,78 | 9545,62 | 99,54 | 7,10 | 4604,81 | 99,68 | 21,03 | 3692,88 | 98,14 | 225,67 | 768,85 | 49,02 |
| 0,125 - 0,08 | 7,74 | 9553,36 | 99,62 | 2,69 | 4607,50 | 99,74 | 8,04 | 3700,92 | 98,36 | 158,99 | 927,84 | 59,15 |
| 0,08 - 0,05 | 5,21 | 9558,57 | 99,67 | 1,72 | 4609,22 | 99,78 | 4,06 | 3704,98 | 98,46 | 117,83 | 1045,67 | 66,66 |
| < 0,05 | 31,58 | 9590,15 | 100,00 | 10,26 | 4619,48 | 100,00 | 57,78 | 3762,76 | 100,00 | 522,90 | 1568,57 | 100,00 |

| | 01 SAP 03 | | | 02 SAP 03 | | | 03 SAP 03 | | | 04 SAP 03 | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Tamis (mm) | Poids (g) | Poids cumulé (g) | % | Poids (g) | Poids cumulé (g) | % | Poids (g) | Poids cumulé (g) | % | Poids (g) | Poids cumulé (g) | % |
| > 50 | 678,32 | 678,32 | 9,05 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 441,33 | 441,33 | 7,85 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| 50 - 31,5 | 182,91 | 861,23 | 11,49 | 98,83 | 98,83 | 3,20 | 129,26 | 570,59 | 10,15 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| 31,5 - 20 | 2048,57 | 2909,80 | 38,83 | 191,56 | 290,39 | 9,41 | 488,25 | 1058,84 | 18,84 | 312,83 | 312,83 | 6,23 |
| 20 - 12,5 | 3087,80 | 5997,60 | 80,03 | 624,05 | 914,44 | 29,63 | 1198,72 | 2257,56 | 40,17 | 1065,48 | 1378,31 | 27,43 |
| 12,5 - 8 | 1062,64 | 7060,24 | 94,21 | 671,52 | 1585,96 | 51,39 | 1044,17 | 3301,73 | 58,75 | 1321,01 | 2699,32 | 53,73 |
| 8 - 5 | 70,46 | 7130,70 | 95,15 | 497,60 | 2083,56 | 67,51 | 454,05 | 3755,78 | 66,83 | 921,52 | 3620,84 | 72,07 |
| 5 - 3,15 | 1,20 | 7131,90 | 95,16 | 363,22 | 2446,78 | 79,28 | 271,70 | 4027,48 | 71,67 | 781,13 | 4401,97 | 87,62 |
| 3,15 - 2 | 1,03 | 7132,93 | 95,18 | 182,72 | 2629,50 | 85,20 | 196,75 | 4224,23 | 75,17 | 378,59 | 4780,56 | 95,16 |
| 2 - 1,25 | 1,25 | 7134,18 | 95,20 | 71,83 | 2701,33 | 87,53 | 174,93 | 4399,16 | 78,28 | 128,55 | 4909,11 | 97,71 |
| 1,25 - 0,8 | 3,30 | 7137,48 | 95,24 | 14,71 | 2716,04 | 88,01 | 192,87 | 4592,03 | 81,71 | 24,34 | 4933,45 | 98,20 |
| 0,8 - 0,5 | 15,34 | 7152,82 | 95,44 | 26,86 | 2742,90 | 88,88 | 287,15 | 4879,18 | 86,82 | 20,59 | 4954,04 | 98,61 |
| 0,5 - 0,315 | 105,39 | 7258,21 | 96,85 | 118,69 | 2861,59 | 92,72 | 417,35 | 5296,53 | 94,25 | 21,68 | 4975,72 | 99,04 |
| 0,315 - 0,2 | 172,62 | 7430,83 | 99,15 | 160,15 | 3021,74 | 97,91 | 190,91 | 5487,44 | 97,65 | 11,26 | 4986,98 | 99,26 |
| 0,2 - 0,125 | 47,92 | 7478,75 | 99,79 | 31,16 | 3052,90 | 98,92 | 64,23 | 5551,67 | 98,79 | 7,48 | 4994,46 | 99,41 |
| 0,125 - 0,08 | 8,43 | 7487,18 | 99,91 | 4,32 | 3057,22 | 99,06 | 15,85 | 5567,52 | 99,07 | 3,74 | 4998,20 | 99,49 |
| 0,08 - 0,05 | 1,16 | 7488,34 | 99,92 | 1,03 | 3058,25 | 99,10 | 5,59 | 5573,11 | 99,17 | 2,78 | 5000,98 | 99,54 |
| < 0,05 | 5,94 | 7494,28 | 100,00 | 27,88 | 3086,13 | 100,00 | 46,53 | 5619,64 | 100,00 | 22,98 | 5023,96 | 100,00 |

| | 05 SAP 03 | | | 06 SAP 03 | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Tamis (mm) | Poids (g) | Poids cumulé (g) | % | Poids (g) | Poids cumulé (g) | % |
| > 50 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| 50 - 31,5 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| 31,5 - 20 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 196,58 | 196,58 | 6,59 |
| 20 - 12,5 | 4,85 | 4,85 | 0,78 | 498,58 | 695,16 | 23,32 |
| 12,5 - 8 | 7,93 | 12,78 | 2,07 | 1059,58 | 1754,74 | 58,86 |
| 8 - 5 | 5,68 | 18,46 | 2,99 | 625,30 | 2380,04 | 79,84 |
| 5 - 3,15 | 5,88 | 24,34 | 3,94 | 357,21 | 2737,25 | 91,82 |
| 3,15 - 2 | 1,27 | 25,61 | 4,14 | 106,55 | 2843,80 | 95,39 |
| 2 - 1,25 | 1,21 | 26,82 | 4,34 | 38,59 | 2882,39 | 96,69 |
| 1,25 - 0,8 | 3,57 | 30,39 | 4,91 | 16,22 | 2898,61 | 97,23 |
| 0,8 - 0,5 | 41,66 | 72,05 | 11,65 | 15,36 | 2913,97 | 97,75 |
| 0,5 - 0,315 | 404,29 | 476,34 | 77,04 | 20,54 | 2934,51 | 98,44 |
| 0,315 - 0,2 | 96,20 | 572,54 | 92,60 | 12,48 | 2946,99 | 98,85 |
| 0,2 - 0,125 | 19,60 | 592,14 | 95,77 | 3,26 | 2950,25 | 98,96 |
| 0,125 - 0,08 | 5,13 | 597,27 | 96,60 | 2,34 | 2952,59 | 99,04 |
| 0,08 - 0,05 | 1,73 | 599,00 | 96,88 | 1,57 | 2954,16 | 99,09 |
| < 0,05 | 19,32 | 618,32 | 100,00 | 27,00 | 2981,16 | 100,00 |

| | 01 ARR 03 | | | 02 ARR 03 | | | 03 ARR 03 | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Tamis (mm) | Poids (g) | Poids cumulé (g) | % | Poids (g) | Poids cumulé (g) | % | Poids (g) | Poids cumulé (g) | % |
| > 50 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| 50 - 31,5 | 346,53 | 346,53 | 6,63 | 144,33 | 144,33 | 4,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| 31,5 - 20 | 855,92 | 1202,45 | 23,02 | 809,93 | 954,26 | 26,48 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| 20 - 12,5 | 1239,51 | 2441,96 | 46,75 | 878,06 | 1832,32 | 50,84 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| 12,5 - 8 | 1144,65 | 3586,61 | 68,67 | 761,27 | 2593,59 | 71,97 | 13,90 | 13,90 | 3,16 |
| 8 - 5 | 608,56 | 4195,17 | 80,32 | 349,20 | 2942,79 | 81,66 | 8,88 | 22,78 | 5,18 |
| 5 - 3,15 | 426,94 | 4622,11 | 88,49 | 221,13 | 3163,92 | 87,79 | 6,15 | 28,93 | 6,58 |
| 3,15 - 2 | 184,85 | 4806,96 | 92,03 | 102,49 | 3266,41 | 90,64 | 4,03 | 32,96 | 7,50 |
| 2 - 1,25 | 93,66 | 4900,62 | 93,82 | 41,72 | 3308,13 | 91,80 | 1,66 | 34,62 | 7,88 |
| 1,25 - 0,8 | 57,61 | 4958,23 | 94,93 | 23,51 | 3331,64 | 92,45 | 1,86 | 36,48 | 8,30 |
| 0,8 - 0,5 | 87,29 | 5045,52 | 96,60 | 39,93 | 3371,57 | 93,56 | 6,34 | 42,82 | 9,75 |
| 0,5 - 0,315 | 81,73 | 5127,25 | 98,16 | 71,70 | 3443,27 | 95,55 | 37,23 | 80,05 | 18,22 |
| 0,315 - 0,2 | 43,73 | 5170,98 | 99,00 | 42,06 | 3485,33 | 96,71 | 72,37 | 152,42 | 34,69 |
| 0,2 - 0,125 | 15,95 | 5186,93 | 99,30 | 13,25 | 3498,58 | 97,08 | 56,09 | 208,51 | 47,46 |
| 0,125 - 0,08 | 6,37 | 5193,30 | 99,43 | 10,81 | 3509,39 | 97,38 | 55,10 | 263,61 | 60,00 |
| 0,08 - 0,05 | 3,22 | 5196,52 | 99,49 | 10,27 | 3519,66 | 97,66 | 31,94 | 295,55 | 67,27 |
| < 0,05 | 26,78 | 5223,30 | 100,00 | 84,16 | 3603,82 | 100,00 | 143,82 | 439,37 | 100,00 |

| | 01 NOR 03 | | | 02 NOR 03 | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Tamis (mm) | Poids (g) | Poids cumulé (g) | % | Poids (g) | Poids cumulé (g) | % |
| > 50 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| 50 - 31,5 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| 31,5 - 20 | 255,95 | 255,95 | 5,36 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| 20 - 12,5 | 1021,86 | 1277,81 | 26,75 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| 12,5 - 8 | 1106,08 | 2383,89 | 49,91 | 8,98 | 8,98 | 2,39 |
| 8 - 5 | 683,02 | 3066,91 | 64,21 | 3,31 | 12,29 | 3,27 |
| 5 - 3,15 | 496,56 | 3563,47 | 74,61 | 4,82 | 17,11 | 4,55 |
| 3,15 - 2 | 275,79 | 3839,26 | 80,38 | 2,40 | 19,51 | 5,19 |
| 2 - 1,25 | 130,21 | 3969,47 | 83,11 | 1,33 | 20,84 | 5,54 |
| 1,25 - 0,8 | 62,28 | 4031,75 | 84,41 | 0,37 | 21,21 | 5,64 |
| 0,8 - 0,5 | 123,60 | 4155,35 | 87,00 | 4,69 | 25,90 | 6,89 |
| 0,5 - 0,315 | 310,66 | 4466,01 | 93,50 | 26,55 | 52,45 | 13,95 |
| 0,315 - 0,2 | 188,51 | 4654,52 | 97,45 | 67,77 | 120,22 | 31,97 |
| 0,2 - 0,125 | 38,39 | 4692,91 | 98,25 | 47,55 | 167,77 | 44,62 |
| 0,125 - 0,08 | 13,94 | 4706,85 | 98,55 | 45,91 | 213,68 | 56,83 |
| 0,08 - 0,05 | 4,82 | 4711,67 | 98,65 | 40,50 | 254,18 | 67,60 |
| < 0,05 | 64,66 | 4776,33 | 100,00 | 121,82 | 376,00 | 100,00 |

## Annexe 3.8 : Résultats des analyses granulométriques de la série C des coupes dans les alluvions de la Marne (niveau Ma.1)

| | Classe granulométrie (µm) | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 0,050 - 0,100 | 0,100 - 0,200 | 0,200 - 1,000 | 1,000 - 2,000 | 2,000 - 5,000 | 5,000 - 10,000 | 10,000 - 20,000 | 20,000 - 50,000 | 50,000 - 100,000 | 100,000 - 150,000 | 150,000 - 200,000 | 200,000 - 250,000 | 250,000 - 500,000 | 500,000 - 750,000 | 750,000 - 1000,000 |
| 04 NOR 03 | 0,179 | 1,226 | 6,114 | 3,24 | 10,309 | 13,924 | 16,42 | 24,359 | 15,575 | 4,947 | 2,062 | 1,022 | 0,624 | 0 | 0 |
| 03 NOR 03 | 0,205 | 1,501 | 7,096 | 2,861 | 8,13 | 10,281 | 11,859 | 19,472 | 19,243 | 10,291 | 5,2 | 2,532 | 1,329 | 0 | 0 |
| 06 MER 03 | 0,16 | 1,052 | 5,021 | 2,452 | 8,022 | 11,438 | 14,49 | 23,128 | 17,507 | 7,89 | 4,256 | 2,41 | 2,173 | 0 | 0 |
| 05 MER 03 | 0,097 | 1,097 | 8,05 | 3,497 | 6,292 | 6,176 | 6,602 | 14,861 | 23,964 | 12,92 | 5,43 | 2,581 | 5,369 | 2,626 | 0,44 |
| 05 ARR 03 | 0,018 | 0,74 | 11,059 | 4,791 | 9,848 | 11,291 | 14,283 | 24,365 | 14,735 | 3,971 | 1,741 | 1,159 | 1,998 | 0 | 0 |
| 04 ARR 03 | 0,195 | 1,414 | 6,638 | 2,66 | 7,567 | 9,559 | 10,98 | 18,105 | 18,618 | 11,162 | 6,458 | 3,595 | 3,05 | 0 | 0 |
| 03 RUP 04 | 0,019 | 0,541 | 7,801 | 4,038 | 7,537 | 5,793 | 5,135 | 13,301 | 18,455 | 11,69 | 7,968 | 5,707 | 11,055 | 0,96 | 0 |

# ANNEXES CHAPITRE 4 : LA DYNAMIQUE ACTUELLE DE LA MARNE.

# Annexe 4.1 : Liste des stations hydrométriques utilisées et leurs caractéristiques principales

| Code | Description | Début | Fin | Producteur | Taille du bassin-versant | Coordonnées Lambert II | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | X | Y | Z |
| H5011020 | La Marne à Marnay-sur-Marne | 13/07/1983 | En cours | DIREN Champagne-Ardenne | 360 | 817,244 | 2338,781 | 290 |
| H5031010 | La Marne à Chaumont | 1900 | En cours | DIREN Champagne-Ardenne | 62 | 809,693 | 2350,127 | 251 |
| H5031020 | La Marne à Condes | 01/01/2001 | En cours | IIBRBS | 900 | 808,48 | 2352,86 | 245 |
| H5071050 | La Marne à Mussey-sur-Marne | 01/01/2001 | En cours | IIBRBS | 1970 | 809,25 | 2378,97 | 195 |
| H5071020 | La Marne à Joinville | 1900 | En cours | DIREN Champagne-Ardenne | 1920 | 807,525 | 2386,088 | 183 |
| H5071010 | La Marne à Saint-Dizier | 01/01/1948 | En cours | DIREN Champagne-Ardenne | 2380 | 791,058 | 2407,907 | 131 |
| H5091010 | La Marne à Frignicourt | 01/01/1974 | En cours | DIREN Champagne-Ardenne | 3290 | 765,698 | 2413,756 | 105 |
| H5201010 | La Marne à Châlons-en-Champagne | 01/01/1957 | En cours | DIREN Ile-de-France | 6280 | 747,367 | 2441,429 | 77 |
| H5201020 | La Marne à Matougues | 01/01/1983 | 31/03/1991 | DIREN Ile-de-France | 6530 | 739,466 | 2445,98 | 85 |
| H5033310 | La Suize à Villiers-sur-Suize | 10/08/1984 | En cours | DIREN Champagne-Ardenne | 827 | 813,563 | 2335,211 | 328 |
| H5033340 | La Suize à Chaumont | 22/03/1985 | En cours | DIREN Champagne-Ardenne | 144 | 807,485 | 2348,825 | 264 |
| H5042010 | Le Rognon à Bourdons-sur-Rognon (Lacrête) | 29/09/1987 | En cours | DIREN Champagne-Ardenne | 164 | 821,45 | 2360,92 | 270 |
| H5062010 | Le Rognon à Doulaincourt-Saucourt | 13/11/1968 | En cours | DIREN Champagne-Ardenne | 614 | 809,691 | 2375,429 | 206 |
| / | Lac du DER (prise d'eau à Saint-Dizier) | 01/10/1973 | En cours | IIBRBS | / | / | / | / |
| / | Lac du DER (rejet à la Noue, commune d'Arrigny) | 01/10/1973 | En cours | IIBRBS | / | / | / | / |
| H5083020 | La Blaise à Colombey les deux Eglises | 15/12/1972 | En cours | DIREN Champagne-Ardenne | 116 | 794,592 | 2369,308 | 239 |
| H5083070 | La Blaise à Daillancourt | 01/01/2001 | En cours | IIBRBS | 125 | 794,42 | 2370,3 | 235 |
| H5083050 | La Blaise à Louvemont | 31/10/1987 | En cours | DIREN Champagne-Ardenne | 480 | 791,672 | 2393,953 | 156 |

## Annexe 4.2 : Débits moyens mensuels à la station de Marnay-sur-Marne (Marne)

(Données : Diren)

| | Janvier | Février | Mars | Avril | Mai | Juin | Juillet | Août | Septembre | Octobre | Novembre | Décembre | Moyenne |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **1984** | 8,575 | 10,362 | 3,423 | 2,917 | 1,813 | 1,787 | 0,821 | 0,998 | 1,757 | 2,282 | 5,540 | 4,348 | 3,585 |
| **1985** | 5,457 | 5,171 | 3,543 | 4,909 | 4,945 | 1,815 | 1,470 | 0,903 | 0,798 | 0,822 | 0,832 | 0,983 | 2,587 |
| **1986** | 8,029 | 2,477 | 8,170 | 15,816 | 7,910 | 3,552 | 2,064 | 1,508 | 2,133 | 2,186 | 3,603 | 7,973 | 5,185 |
| **1987** | 8,772 | 6,270 | 7,909 | 2,950 | 1,994 | 4,209 | 3,464 | 1,711 | 1,512 | 2,926 | 4,855 | 5,495 | 4,158 |
| **1988** | 10,942 | 14,880 | 13,639 | 4,300 | 3,026 | 2,595 | 1,454 | 1,098 | 1,002 | 1,268 | 1,078 | 7,255 | 4,963 |
| **1989** | 2,660 | 2,551 | 3,896 | 5,337 | 2,163 | 1,388 | 1,223 | 1,133 | 0,936 | 0,840 | 0,895 | 1,880 | 2,068 |
| **1990** | 2,411 | 7,691 | 3,584 | 1,722 | 1,379 | 1,115 | 1,060 | 0,952 | 0,996 | 1,907 | 5,014 | 9,013 | 2,987 |
| **1991** | 14,015 | 2,790 | 4,398 | 1,890 | 1,537 | 1,072 | 1,527 | 1,060 | 1,054 | 1,159 | 2,468 | 4,921 | 3,068 |
| **1992** | 2,297 | 4,305 | 4,146 | 1,950 | 1,937 | 1,426 | 1,091 | 1,357 | 1,127 | 2,323 | 10,809 | 7,724 | 3,268 |
| **1993** | 4,851 | 2,734 | 1,398 | 1,339 | 0,983 | 0,956 | 1,511 | 0,950 | 1,707 | 11,252 | 2,435 | 12,680 | 3,445 |
| **1994** | 19,951 | 9,294 | 5,761 | 7,878 | 2,676 | 2,458 | 1,121 | 1,341 | 1,899 | 1,170 | 1,354 | 3,361 | 4,635 |
| **1995** | 14,477 | 10,927 | 8,892 | 5,887 | 4,194 | 1,849 | 1,193 | 1,026 | 1,182 | 1,245 | 1,281 | 1,894 | 4,311 |
| **1996** | 2,425 | 4,570 | 1,790 | 1,381 | 2,127 | 1,421 | 1,176 | 1,014 | 0,761 | 0,754 | 8,120 | 7,488 | 2,694 |
| **1997** | 3,520 | 5,318 | 3,175 | 1,749 | 2,106 | 1,748 | 1,848 | 1,730 | 1,664 | 1,769 | 4,550 | 6,703 | 2,914 |
| **1998** | 8,845 | 2,501 | 2,464 | 7,746 | 3,292 | 1,465 | 1,240 | 1,109 | 1,360 | 3,175 | 5,298 | 5,647 | 3,549 |
| **1999** | 7,488 | 11,308 | 11,630 | 5,033 | 3,489 | 2,427 | 1,745 | 1,148 | 1,588 | 2,175 | 1,975 | 9,637 | 4,742 |
| **Moyenne** | 7,795 | 6,447 | 5,489 | 4,550 | 2,848 | 1,955 | 1,500 | 1,190 | 1,342 | 2,328 | 3,757 | 6,062 | 3,635 |

## Annexe 4.3 : Débits moyens mensuels à la station de Saint-Dizier (Marne)
(Données : Diren)

| | Janvier | Février | Mars | Avril | Mai | Juin | Juillet | Août | Septembre | Octobre | Novembre | Décembre | Moyenne |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **1948** | 123,6 | 66,2 | 13,4 | 21,8 | 21,4 | 10,1 | 33,5 | 39,6 | 32,1 | 8,5 | 18,4 | 15,4 | 33,7 |
| **1949** | 36,2 | 17,0 | 17,1 | 11,3 | 8,8 | 11,6 | 2,7 | 1,7 | 1,3 | 1,2 | 8,2 | 34,3 | 12,6 |
| **1950** | 26,9 | 76,2 | 26,8 | 29,9 | 27,4 | 17,6 | 5,7 | 2,9 | 5,0 | 3,4 | 34,3 | 72,3 | 27,4 |
| **1951** | 76,6 | 41,0 | 48,9 | 52,4 | 14,1 | 46,5 | 25,0 | 9,0 | 3,8 | 1,4 | 40,1 | 28,0 | 32,2 |
| **1952** | 88,8 | 71,5 | 58,8 | 55,7 | 9,9 | 4,9 | 1,4 | 1,8 | 2,6 | 28,2 | 79,1 | 105,4 | 42,4 |
| **1953** | 24,0 | 44,0 | 19,3 | 8,6 | 5,2 | 27,8 | 12,7 | 4,9 | 3,2 | 1,9 | 2,3 | 2,0 | 13,0 |
| **1954** | 11,9 | 11,8 | 20,5 | 21,6 | 5,7 | 5,2 | 2,3 | 11,9 | 10,8 | 21,9 | 24,3 | 75,6 | 18,6 |
| **1955** | 138,7 | 88,3 | 39,1 | 21,2 | 9,7 | 15,1 | 9,1 | 6,2 | 5,8 | 4,8 | 5,5 | 21,5 | 30,4 |
| **1956** | 57,7 | 33,6 | 33,4 | 27,0 | 13,1 | 14,8 | 8,8 | 12,0 | 26,2 | 15,1 | 27,2 | 36,7 | 25,5 |
| **1957** | 31,8 | 92,3 | 43,8 | 23,1 | 9,9 | 8,1 | 6,7 | 7,3 | 8,0 | 10,0 | 13,7 | 22,9 | 23,1 |
| **1958** | 70,3 | 118,8 | 60,2 | 19,2 | 51,4 | 22,0 | 16,9 | 9,1 | 8,3 | 19,3 | 38,8 | 68,3 | 41,9 |
| **1959** | 143,5 | 29,6 | 23,6 | 32,5 | 25,3 | 14,1 | 5,4 | 3,9 | 1,4 | 1,0 | 1,2 | 10,1 | 24,3 |
| **1960** | 34,3 | 43,6 | 40,0 | 10,8 | 4,9 | 6,6 | 11,0 | 44,4 | 42,8 | 46,0 | 60,8 | 51,5 | 33,1 |
| **1961** | 68,1 | 90,0 | 27,4 | 15,7 | 14,5 | 13,0 | 4,3 | 3,9 | 2,3 | 7,9 | 25,7 | 62,5 | 27,9 |
| **1962** | 63,0 | 68,4 | 30,9 | 76,6 | 47,8 | 14,4 | 6,3 | 3,3 | 2,6 | 3,0 | 2,9 | 18,0 | 28,1 |
| **1963** | 22,6 | 9,1 | 32,6 | 29,4 | 15,4 | 34,7 | 11,5 | 21,6 | 9,8 | 6,9 | 39,6 | 16,2 | 20,8 |
| **1964** | 11,8 | 26,6 | 36,5 | 24,9 | 11,5 | 6,1 | 5,9 | 3,1 | 4,3 | 5,0 | 20,7 | 17,5 | 14,5 |
| **1965** | 73,1 | 33,6 | 71,4 | 49,9 | 37,7 | 24,5 | 9,8 | 7,0 | 33,5 | 35,0 | 34,1 | 150,0 | 46,6 |
| **1966** | 90,2 | 72,1 | 31,5 | 44,9 | 32,4 | 14,5 | 10,3 | 9,1 | 9,0 | 5,7 | 9,4 | 118,8 | 37,3 |
| **1967** | 68,8 | 41,6 | 40,2 | 25,5 | 15,6 | 10,5 | 5,8 | 4,7 | 9,2 | 15,5 | 46,0 | 74,7 | 29,8 |
| **1968** | 158,8 | 52,4 | 43,2 | 22,6 | 30,6 | 9,6 | 7,3 | 23,7 | 83,5 | 52,1 | 40,8 | 42,3 | 47,2 |
| **1969** | 52,1 | 71,4 | 54,4 | 52,5 | 46,8 | 40,4 | 15,7 | 6,2 | 4,3 | 2,7 | 6,4 | 35,2 | 32,3 |
| **1970** | 42,9 | 181,0 | 78,1 | 79,6 | 36,7 | 22,7 | 21,9 | 8,1 | 6,3 | 15,1 | 16,0 | 26,9 | 44,6 |
| **1971** | 24,9 | 31,4 | 19,6 | 15,8 | 12,5 | 16,2 | 7,2 | 4,8 | 3,2 | 2,7 | 10,3 | 11,6 | 13,3 |
| **1972** | 9,0 | 38,0 | 11,6 | 27,0 | 11,2 | 9,6 | 24,3 | 27,6 | 7,5 | 4,0 | 56,0 | 38,1 | 22,0 |
| **1973** | 10,7 | 64,9 | 22,3 | 13,2 | 21,6 | 9,4 | 6,8 | 6,1 | 3,5 | 4,3 | 15,2 | 75,6 | 21,1 |
| **1974** | 20,4 | 35,7 | 42,9 | 21,4 | 5,6 | 4,9 | 4,9 | 3,2 | 3,4 | 61,2 | 56,3 | 90,9 | 29,2 |
| **1975** | 45,4 | 25,1 | 12,1 | 56,0 | 16,5 | 7,8 | 6,4 | 5,6 | 6,0 | 6,6 | 26,4 | 45,9 | 21,6 |
| **1976** | 21,1 | 57,0 | 11,6 | 7,5 | 7,3 | 5,7 | 3,1 | 2,0 | 2,2 | 4,3 | 13,0 | 24,7 | 13,3 |
| **1977** | 36,2 | 161,0 | 24,4 | 21,6 | 32,0 | 15,8 | 9,3 | 14,5 | 10,7 | 7,5 | 41,1 | 48,7 | 35,2 |
| **1978** | 52,7 | 87,0 | 81,5 | 41,5 | 35,6 | 19,8 | 15,9 | 8,6 | 5,0 | 3,9 | 3,7 | 7,0 | 30,2 |
| **1979** | 7,3 | 90,9 | 85,9 | 56,9 | 41,0 | 38,9 | 11,6 | 11,5 | 8,8 | 7,2 | 27,1 | 55,5 | 36,9 |
| **1980** | 45,0 | 68,5 | 31,1 | 25,6 | 6,3 | 13,3 | 42,0 | 14,3 | 8,5 | 13,5 | 14,3 | 48,8 | 27,6 |
| **1981** | 95,3 | 35,0 | 35,4 | 21,3 | 8,8 | 26,6 | 15,9 | 11,2 | 17,3 | 80,0 | 44,6 | 141,3 | 44,4 |
| **1982** | 99,2 | 36,0 | 30,7 | 13,6 | 10,4 | 9,3 | 9,4 | 8,0 | 5,5 | 36,2 | 29,7 | 90,3 | 31,5 |
| **1983** | 71,9 | 47,4 | 36,0 | 98,6 | 92,8 | 30,7 | 9,5 | 5,6 | 7,2 | 6,4 | 12,5 | 19,3 | 36,5 |
| **1984** | 53,6 | 68,7 | 20,5 | 19,9 | 10,2 | 16,6 | 8,5 | 6,1 | 10,7 | 30,0 | 46,1 | 37,9 | 27,4 |
| **1985** | 18,4 | 25,8 | 10,4 | 16,4 | 46,8 | 15,9 | 9,8 | 7,0 | 5,0 | 4,3 | 5,4 | 11,7 | 14,7 |
| **1986** | 63,3 | 10,9 | 22,4 | 93,4 | 47,8 | 21,2 | 7,8 | 6,5 | 10,6 | 17,2 | 25,7 | 60,9 | 32,3 |
| **1987** | 52,1 | 10,9 | 27,4 | 30,3 | 21,1 | 40,5 | 30,1 | 23,1 | 12,1 | 19,3 | 15,3 | 16,9 | 24,9 |
| **1988** | 56,5 | 72,4 | 65,2 | 31,0 | 17,3 | 26,9 | 14,9 | 8,9 | 8,6 | 13,6 | 11,2 | 66,3 | 32,7 |
| **1989** | 12,9 | 6,3 | 7,1 | 38,2 | 10,8 | 8,6 | 6,9 | 4,2 | 3,3 | 3,2 | 6,4 | 12,4 | 10,0 |
| **1990** | 5,4 | 46,0 | 28,3 | 3,3 | 3,6 | 6,0 | 12,0 | 5,1 | 7,2 | 14,0 | 53,2 | 48,7 | 19,4 |
| **1991** | 80,8 | 7,3 | 7,0 | 6,6 | 6,1 | 6,7 | 7,5 | 3,4 | 2,2 | 6,3 | 32,1 | 29,7 | 16,3 |
| **1992** | 6,1 | 6,5 | 30,8 | 17,2 | 6,9 | 13,1 | 7,8 | 5,2 | 5,2 | 18,0 | 72,2 | 33,9 | 18,6 |
| **1993** | 23,7 | 8,1 | 5,7 | 6,1 | 10,1 | 9,4 | 8,4 | 3,7 | 12,6 | 51,9 | 15,1 | 76,5 | 19,3 |
| **1994** | 99,1 | 32,2 | 25,4 | 33,5 | 9,2 | 14,6 | 8,9 | 10,7 | 24,8 | 12,3 | 17,8 | 26,6 | 26,3 |
| **1995** | 74,1 | 84,4 | 67,8 | 52,5 | 26,5 | 10,5 | 8,0 | 4,7 | 9,6 | 11,4 | 15,8 | 8,8 | 31,2 |
| **1996** | 8,3 | 6,9 | 5,1 | 5,1 | 6,5 | 5,1 | 5,2 | 4,8 | 4,1 | 4,3 | 70,8 | 43,4 | 14,1 |
| **1997** | 6,2 | 22,9 | 31,0 | 5,6 | 5,8 | 8,4 | 10,4 | 7,7 | 7,8 | 8,0 | 34,0 | 44,3 | 16,0 |
| **1998** | 29,8 | 4,4 | 4,1 | 40,6 | 15,7 | 6,3 | 4,3 | 3,0 | 3,2 | 25,5 | 53,6 | 13,7 | 17,0 |
| **1999** | 21,7 | 61,2 | 82,9 | 22,7 | 8,2 | 6,9 | 7,1 | 5,0 | 6,8 | 17,8 | 17,3 | 87,5 | 28,8 |
| **Moyenne** | 51,3 | 50,6 | 34,2 | 30,8 | 20,2 | 15,8 | 10,8 | 9,2 | 10,4 | 15,5 | 27,6 | 46,6 | |

## Annexe 4.4 : Débits moyens mensuels à la station de Frignicourt (Marne)

(Données : Diren)

| | Janvier | Février | Mars | Avril | Mai | Juin | Juillet | Août | Septembre | Octobre | Novembre | Décembre | Moyenne |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **1974** | 30,6 | 42,3 | 46,1 | 26,9 | 17,0 | 5,1 | 15,1 | 19,3 | 16,7 | 65,4 | 73,9 | 99,8 | 38,2 |
| **1975** | 65,1 | 41,2 | 18,1 | 56,6 | 18,0 | 9,5 | 28,6 | 28,1 | 27,1 | 31,6 | 33,3 | 61,1 | 34,9 |
| **1976** | 31,3 | 86,6 | 18,5 | 10,1 | 7,2 | 8,8 | 8,3 | 9,2 | 12,9 | 14,3 | 18,8 | 23,1 | 20,8 |
| **1977** | 29,6 | 120,2 | 38,5 | 27,0 | 33,9 | 20,0 | 25,9 | 37,7 | 44,7 | 35,7 | 48,6 | 59,0 | 43,4 |
| **1978** | 61,1 | 97,9 | 92,2 | 69,1 | 57,3 | 26,6 | 32,9 | 37,7 | 31,9 | 30,1 | 13,4 | 11,2 | 46,8 |
| **1979** | 23,5 | 107,3 | 95,6 | 79,9 | 47,5 | 43,0 | 33,2 | 36,0 | 37,1 | 39,9 | 40,4 | 68,7 | 54,3 |
| **1980** | 57,6 | 91,3 | 47,6 | 39,4 | 12,4 | 36,4 | 62,8 | 64,0 | 44,5 | 18,6 | 19,2 | 59,4 | 46,1 |
| **1981** | 91,3 | 45,5 | 41,2 | 32,6 | 18,8 | 29,5 | 38,0 | 33,8 | 35,7 | 73,8 | 72,7 | 124,0 | 53,1 |
| **1982** | 140,1 | 65,2 | 45,6 | 26,2 | 18,9 | 13,1 | 25,6 | 31,1 | 36,0 | 68,2 | 46,5 | 115,6 | 52,7 |
| **1983** | 113,8 | 70,3 | 52,3 | 152,9 | 119,5 | 49,1 | 29,6 | 33,0 | 44,8 | 44,5 | 25,2 | 27,8 | 63,6 |
| **1984** | 69,0 | 91,2 | 32,5 | 32,0 | 15,4 | 20,2 | 28,5 | 30,2 | 42,6 | 71,3 | 70,0 | 57,0 | 46,6 |
| **1985** | 32,9 | 39,4 | 18,4 | 25,5 | 61,6 | 28,7 | 29,0 | 32,9 | 35,8 | 33,8 | 16,7 | 16,0 | 30,9 |
| **1986** | 78,0 | 19,8 | 30,0 | 105,4 | 62,2 | 55,9 | 47,0 | 29,8 | 25,2 | 16,8 | 39,1 | 68,0 | 48,1 |
| **1987** | 64,7 | 22,0 | 41,0 | 32,0 | 21,1 | 51,5 | 46,9 | 48,6 | 39,0 | 42,8 | 37,3 | 30,0 | 39,7 |
| **1988** | 63,0 | 96,8 | 83,9 | 69,3 | 45,3 | 31,2 | 33,0 | 34,0 | 33,5 | 43,7 | 24,9 | 83,7 | 53,5 |
| **1989** | 21,5 | 12,5 | 16,7 | 58,4 | 23,3 | 14,3 | 24,7 | 20,7 | 28,4 | 28,5 | 20,9 | 18,1 | 24,0 |
| **1990** | 12,2 | 49,3 | 40,7 | 4,6 | 4,7 | 8,7 | 28,0 | 23,8 | 28,7 | 43,6 | 74,6 | 58,1 | 31,4 |
| **1991** | 131,5 | 19,4 | 21,9 | 7,7 | 5,8 | 15,2 | 16,7 | 18,1 | 25,6 | 36,6 | 56,0 | 52,9 | 33,9 |
| **1992** | 19,9 | 13,8 | 43,2 | 42,4 | 11,9 | 20,8 | 24,8 | 28,4 | 35,1 | 48,1 | 111,0 | 79,3 | 39,9 |
| **1993** | 43,2 | 25,7 | 9,6 | 10,0 | 11,2 | 25,2 | 37,8 | 31,4 | 27,6 | 65,4 | 20,2 | 93,0 | 33,4 |
| **1994** | 152,0 | 73,5 | 64,0 | 72,4 | 22,6 | 26,0 | 28,3 | 34,5 | 47,8 | 49,1 | 37,9 | 34,0 | 53,5 |
| **1995** | 97,8 | 116,6 | 102,7 | 78,7 | 45,8 | 16,8 | 27,4 | 30,3 | 39,1 | 45,7 | 37,2 | 17,1 | 54,6 |
| **1996** | 11,6 | 13,0 | 11,2 | 6,8 | 7,6 | 18,1 | 21,4 | 23,7 | 27,1 | 30,0 | 93,7 | 87,7 | 29,3 |
| **1997** | 19,2 | 26,5 | 61,4 | 11,2 | 9,3 | 10,5 | 30,8 | 30,3 | 37,5 | 33,8 | 49,8 | 62,5 | 31,9 |
| **1998** | 61,1 | 12,7 | 8,7 | 63,1 | 35,9 | 10,4 | 22,0 | 23,8 | 32,9 | 50,6 | 103,8 | 49,6 | 39,6 |
| **Moyenne** | 60,9 | 56,0 | 43,3 | 45,6 | 29,4 | 23,8 | 29,8 | 30,8 | 33,5 | 42,5 | 47,4 | 58,3 | 41,8 |

## Annexe 4.5 : Débits moyens mensuels à la station de Villiers-sur-Suize (Suize)
(Données : Diren)

| | Janvier | Février | Mars | Avril | Mai | Juin | Juillet | Août | Septembre | Octobre | Novembre | Décembre | Moyenne |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **1984** | 8,575 | 10,362 | 3,423 | 2,917 | 1,813 | 1,787 | 0,821 | 0,998 | 1,757 | 2,282 | 5,540 | 4,348 | 3,585 |
| **1985** | 5,457 | 5,171 | 3,543 | 4,909 | 4,945 | 1,815 | 1,470 | 0,903 | 0,798 | 0,822 | 0,832 | 0,983 | 2,587 |
| **1986** | 8,029 | 2,477 | 8,170 | 15,816 | 7,910 | 3,552 | 2,064 | 1,508 | 2,133 | 2,186 | 3,603 | 7,973 | 5,185 |
| **1987** | 8,772 | 6,270 | 7,909 | 2,950 | 1,994 | 4,209 | 3,464 | 1,711 | 1,512 | 2,926 | 4,855 | 5,495 | 4,158 |
| **1988** | 10,942 | 14,880 | 13,639 | 4,300 | 3,026 | 2,595 | 1,454 | 1,098 | 1,002 | 1,268 | 1,078 | 7,255 | 4,963 |
| **1989** | 2,660 | 2,551 | 3,896 | 5,337 | 2,163 | 1,388 | 1,223 | 1,133 | 0,936 | 0,840 | 0,895 | 1,880 | 2,068 |
| **1990** | 2,411 | 7,691 | 3,584 | 1,722 | 1,379 | 1,115 | 1,060 | 0,952 | 0,996 | 1,907 | 5,014 | 9,013 | 2,987 |
| **1991** | 14,015 | 2,790 | 4,398 | 1,890 | 1,537 | 1,072 | 1,527 | 1,060 | 1,054 | 1,159 | 2,468 | 4,921 | 3,068 |
| **1992** | 2,297 | 4,305 | 4,146 | 1,950 | 1,937 | 1,426 | 1,091 | 1,357 | 1,127 | 2,323 | 10,809 | 7,724 | 3,268 |
| **1993** | 4,851 | 2,734 | 1,398 | 1,339 | 0,983 | 0,956 | 1,511 | 0,950 | 1,707 | 11,252 | 2,435 | 12,680 | 3,445 |
| **1994** | 19,951 | 9,294 | 5,761 | 7,878 | 2,676 | 2,458 | 1,121 | 1,341 | 1,899 | 1,170 | 1,354 | 3,361 | 4,635 |
| **1995** | 14,477 | 10,927 | 8,892 | 5,887 | 4,194 | 1,849 | 1,193 | 1,026 | 1,182 | 1,245 | 1,281 | 1,894 | 4,311 |
| **1996** | 2,425 | 4,570 | 1,790 | 1,381 | 2,127 | 1,421 | 1,176 | 1,014 | 0,761 | 0,754 | 8,120 | 7,488 | 2,694 |
| **1997** | 3,520 | 5,318 | 3,175 | 1,749 | 2,106 | 1,748 | 1,848 | 1,730 | 1,664 | 1,769 | 4,550 | 6,703 | 2,914 |
| **1998** | 8,845 | 2,501 | 2,464 | 7,746 | 3,292 | 1,465 | 1,240 | 1,109 | 1,360 | 3,175 | 5,298 | 5,647 | 3,549 |
| **1999** | 7,488 | 11,308 | 11,630 | 5,033 | 3,489 | 2,427 | 1,745 | 1,148 | 1,588 | 2,175 | 1,975 | 9,637 | 4,742 |
| **Moyenne** | 7,795 | 6,447 | 5,489 | 4,550 | 2,848 | 1,955 | 1,500 | 1,190 | 1,342 | 2,328 | 3,757 | 6,062 | 3,635 |

## Annexe 4.6 : Débits moyens mensuels à la station de Chaumont (Suize)
(Données : Diren)

| | Janvier | Février | Mars | Avril | Mai | Juin | Juillet | Août | Septembre | Octobre | Novembre | Décembre | Moyenne |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **1986** | 0,997 | 0,719 | 1,914 | 3,110 | 1,190 | 0,457 | 0,048 | 0,046 | 0,038 | 0,349 | 0,678 | 2,259 | 1,009 |
| **1987** | 1,961 | 1,402 | 1,738 | 0,602 | 0,519 | 1,168 | 0,510 | 0,142 | 0,042 | 0,486 | 1,128 | 1,055 | 0,896 |
| **1988** | 2,221 | 2,378 | 2,707 | 0,784 | 0,960 | 0,465 | 0,234 | 0,027 | 0,043 | 0,305 | 0,186 | 2,195 | 1,042 |
| **1989** | 0,772 | 0,685 | 1,314 | 1,680 | 0,490 | 0,112 | 0,356 | 0,033 | 0,000 | 0,000 | 0,051 | 0,585 | 0,608 |
| **1990** | 0,532 | 2,246 | 0,791 | 0,359 | 0,182 | 0,110 | 0,161 | 0,044 | 0,181 | 0,597 | 1,816 | 2,286 | 0,775 |
| **1991** | 2,693 | 0,671 | 1,147 | 0,287 | 0,109 | 0,025 | 0,036 | 0,004 | 0,010 | 0,005 | 0,582 | 1,190 | 0,563 |
| **1992** | 0,271 | 0,896 | 0,992 | 0,655 | 0,132 | 0,216 | 0,054 | 0,006 | 0,044 | 0,704 | 2,722 | 1,542 | 0,686 |
| **1993** | 1,480 | 0,590 | 0,115 | 0,309 | 0,141 | 0,103 | 0,139 | 0,008 | 0,299 | 2,130 | 0,278 | 3,258 | 0,737 |
| **1994** | 4,301 | 1,963 | 1,557 | 1,792 | 0,513 | 0,669 | 0,073 | 0,143 | 0,594 | 0,160 | 0,332 | 1,133 | 1,102 |
| **1995** | 3,894 | 3,036 | 2,436 | 1,619 | 1,352 | 0,381 | 0,100 | 0,024 | 0,256 | 0,288 | 0,335 | 0,746 | 1,206 |
| **1996** | 0,768 | 1,696 | 0,289 | 0,048 | 0,573 | 0,268 | 0,111 | 0,058 | 0,013 | 0,009 | 4,055 | 2,371 | 0,855 |
| **1997** | 0,667 | 1,597 | 0,533 | 0,008 | 0,393 | 0,015 | 0,241 | 0,226 | 0,306 | 0,069 | 1,811 | 2,127 | 0,666 |
| **1998** | 2,288 | 0,362 | 0,695 | 2,191 | 0,551 | 0,063 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,934 | 1,135 | 0,701 | 0,991 |
| **1999** | 1,630 | 3,037 | 2,928 | 0,978 | 0,302 | 0,142 | 0,052 | 0,000 | 0,295 | 0,281 | 0,363 | 3,066 | 1,189 |
| **Moyenne** | 1,748 | 1,520 | 1,368 | 1,030 | 0,529 | 0,299 | 0,151 | 0,054 | 0,152 | 0,451 | 1,105 | 1,751 | 0,880 |

## Annexe 4.7 : Débits moyens mensuels à la station de Colombey-les-deux-Eglises (Blaise)
(Données : Diren)

| | Janvier | Février | Mars | Avril | Mai | Juin | Juillet | Août | Septembre | Octobre | Novembre | Décembre | Moyenne |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **1973** | 0,850 | 3,258 | 1,359 | 0,780 | 0,968 | 0,502 | 0,356 | 0,324 | 0,326 | 0,248 | 1,175 | 3,636 | 1,149 |
| **1974** | 2,264 | 2,991 | 2,475 | 0,991 | 0,362 | 0,239 | 0,171 | 0,148 | 0,208 | 3,475 | 3,004 | 5,660 | 1,832 |
| **1975** | 3,662 | 2,270 | 1,390 | 3,372 | 0,795 | 0,183 | 0,196 | 0,190 | 0,396 | 0,729 | 2,182 | 2,864 | 1,519 |
| **1976** | 2,302 | 3,404 | 0,899 | 0,382 | 0,253 | 0,168 | 0,133 | 0,089 | 0,158 | 0,238 | 1,054 | 3,901 | 1,082 |
| **1977** | 2,858 | 7,248 | 1,299 | 1,502 | 1,769 | 0,746 | 0,281 | 0,559 | 0,365 | 0,435 | 3,604 | 3,666 | 2,028 |
| **1978** | 4,197 | 5,700 | 6,191 | 2,425 | 2,438 | 0,858 | 0,673 | 0,353 | 0,204 | 0,152 | 0,091 | 0,996 | 2,023 |
| **1979** | 2,317 | 7,129 | 5,333 | 3,778 | 2,840 | 1,852 | 0,396 | 0,666 | 0,458 | 0,443 | 3,011 | 5,174 | 2,783 |
| **1980** | 3,077 | 5,176 | 2,575 | 1,580 | 0,417 | 0,488 | 1,775 | 0,535 | 0,293 | 0,399 | 0,883 | 3,826 | 1,752 |
| **1981** | 6,738 | 2,480 | 2,865 | 1,408 | 0,907 | 1,013 | 0,811 | 0,556 | 0,774 | 3,963 | 2,009 | 9,032 | 2,713 |
| **1982** | 5,258 | 1,930 | 2,538 | 1,019 | 0,363 | 0,241 | 0,221 | 0,137 | 0,148 | 1,905 | 2,545 | 6,628 | 1,911 |
| **1983** | 3,750 | 3,545 | 3,091 | 5,884 | 4,505 | 1,507 | 0,329 | 0,202 | 0,538 | 0,344 | 0,695 | 1,313 | 2,142 |
| **1984** | 4,204 | 4,693 | 1,678 | 1,439 | 0,505 | 0,775 | 0,292 | 0,239 | 0,347 | 2,153 | 2,734 | 2,177 | 1,770 |
| **1985** | 1,949 | 2,314 | 1,471 | 2,949 | 2,875 | 0,924 | 0,592 | 0,306 | 0,240 | 0,170 | 0,172 | 0,651 | 1,218 |
| **1986** | 4,825 | 1,497 | 3,727 | 5,625 | 2,497 | 0,843 | 0,249 | 0,110 | 0,440 | 1,211 | 2,878 | 4,215 | 2,343 |
| **1987** | 4,145 | 2,671 | 3,384 | 1,347 | 1,168 | 2,033 | 2,095 | 1,158 | 0,450 | 1,016 | 2,020 | 2,610 | 2,008 |
| **1988** | 4,335 | 5,268 | 5,242 | 1,879 | 1,498 | 2,003 | 0,802 | 0,202 | 0,332 | 0,589 | 0,439 | 4,671 | 2,272 |
| **1989** | 1,955 | 1,424 | 2,848 | 3,587 | 1,032 | 0,297 | 0,117 | 0,081 | 0,066 | 0,092 | 0,289 | 1,590 | 1,115 |
| **1990** | 1,636 | 4,097 | 2,071 | 0,727 | 0,477 | 0,254 | 0,709 | 0,166 | 0,181 | 0,524 | 2,620 | 4,094 | 1,463 |
| **1991** | 5,621 | 1,509 | 3,358 | 0,819 | 0,373 | 0,238 | 0,177 | 0,116 | 0,167 | 0,381 | 2,911 | 3,473 | 1,595 |
| **1992** | 1,221 | 3,240 | 2,629 | 2,009 | 0,689 | 0,635 | 0,290 | 0,181 | 0,267 | 1,210 | 5,385 | 3,241 | 1,750 |
| **1993** | 3,018 | 1,456 | 0,455 | 0,846 | 0,363 | 0,240 | 0,189 | 0,144 | 0,921 | 3,226 | 0,855 | 5,306 | 1,418 |
| **1994** | 7,032 | 3,930 | 2,897 | 3,299 | 1,294 | 2,206 | 0,423 | 0,443 | 1,517 | 0,579 | 1,135 | 2,394 | 2,262 |
| **1995** | 6,098 | 4,975 | 4,385 | 3,765 | 2,309 | 0,671 | 0,408 | 0,180 | 0,508 | 0,850 | 1,207 | 1,546 | 2,242 |
| **1996** | 1,359 | 2,604 | 1,234 | 0,328 | 0,900 | 0,712 | 0,219 | 0,191 | 0,123 | 0,204 | 5,405 | 4,080 | 1,447 |
| **1997** | 1,576 | 3,761 | 2,283 | 0,396 | 0,533 | 0,334 | 0,462 | 0,415 | 0,181 | 0,372 | 1,478 | 3,540 | 1,278 |
| **1998** | 3,651 | 0,795 | 1,223 | 3,872 | 1,546 | 0,313 | 0,136 | 0,087 | 0,149 | 1,549 | 3,325 | 2,757 | 1,617 |
| **1999** | 3,228 | 5,382 | 5,306 | 2,664 | 1,050 | 0,335 | 0,190 | 0,136 | 0,198 | 1,242 | 1,070 | 7,762 | 2,380 |
| **Moyenne 73 99** | 3,449 | 3,509 | 2,748 | 2,173 | 1,286 | 0,763 | 0,470 | 0,293 | 0,369 | 1,026 | 2,007 | 3,733 | 1,819 |
| **moyenne 89-99** | 3,309 | 3,016 | 2,608 | 2,028 | 0,961 | 0,567 | 0,302 | 0,195 | 0,389 | 0,930 | 2,335 | 3,617 | 1,688 |
| **Coef de variation 89-99** | 15,9 | 13,9 | 12,7 | 20,0 | 14,5 | 19,9 | 15,1 | 13,9 | 26,3 | 21,7 | 19,6 | 10,8 | |
| **Moyenne série sèche 89-93** | 2,690 | 2,345 | 2,272 | 1,597 | 0,587 | 0,333 | 0,296 | 0,138 | 0,320 | 1,087 | 2,412 | 3,541 | 1,468 |
| **Moyenne série sèche 94-99** | 3,824 | 3,574 | 2,888 | 2,387 | 1,272 | 0,762 | 0,306 | 0,242 | 0,446 | 0,799 | 2,270 | 3,680 | 1,871 |

## Annexe 4.8 : Débits moyens mensuels à la station de Louvemont (Blaise)

(Données : Diren)

| | Janvier | Février | Mars | Avril | Mai | Juin | Juillet | Août | Septembre | Octobre | Novembre | Décembre | Moyenne |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **1989** | 3,583 | 3,324 | 6,187 | 9,957 | 2,288 | 0,617 | 0,509 | 0,348 | 0,151 | 0,156 | 0,209 | 2,972 | 2,525 |
| **1990** | 4,026 | 9,941 | 5,529 | 1,516 | 1,028 | 0,843 | 1,499 | 0,448 | 0,469 | 2,222 | 6,263 | 6,274 | 3,338 |
| **1991** | 15,634 | 2,844 | 5,380 | 2,358 | 1,062 | 0,671 | 0,580 | 0,294 | 0,288 | 0,733 | 5,635 | 9,178 | 3,721 |
| **1992** | 3,199 | 7,294 | 6,817 | 5,397 | 2,208 | 1,814 | 1,045 | 0,593 | 0,759 | 2,322 | 12,038 | 7,461 | 4,246 |
| **1993** | 8,245 | 4,290 | 1,495 | 2,126 | 1,249 | 0,842 | 0,563 | 0,327 | 1,703 | 7,091 | 2,415 | 15,690 | 3,836 |
| **1994** | 19,192 | 10,774 | 7,226 | 4,700 | 3,406 | 4,680 | 1,443 | 1,595 | 3,536 | 1,944 | 4,001 | 7,969 | 5,872 |
| **1995** | 16,813 | 13,335 | 14,400 | 12,063 | 11,498 | 1,680 | 0,935 | 0,581 | 0,757 | 1,475 | 2,116 | 1,647 | 6,442 |
| **1996** | 2,789 | 6,334 | 3,382 | 1,094 | 2,218 | 1,821 | 0,551 | 0,437 | 0,266 | 0,302 | 11,676 | 10,610 | 3,457 |
| **1997** | 3,845 | 10,010 | 6,898 | 1,477 | 1,734 | 1,506 | 1,957 | 0,869 | 0,730 | 0,804 | 3,877 | 9,373 | 3,590 |
| **1998** | 11,418 | 1,599 | 2,952 | 11,319 | 6,012 | 1,060 | 0,564 | 0,326 | 0,275 | 0,677 | 9,721 | 7,395 | 4,443 |
| **1999** | 8,105 | 16,790 | 15,268 | 7,516 | 3,376 | 1,282 | 0,738 | 0,439 | 0,584 | 2,367 | 2,919 | 22,624 | 6,834 |
| **moyenne** | 8,804 | 7,867 | 6,867 | 5,411 | 3,280 | 1,529 | 0,944 | 0,569 | 0,865 | 1,827 | 5,534 | 9,199 | 4,391 |

## Annexe 4.9 : Débits moyens mensuels à la station de Bourdons-sur-Rognon (Rognon)

(Données : Diren)

| | Janvier | Février | Mars | Avril | Mai | Juin | Juillet | Août | Septembre | Octobre | Novembre | Décembre | Moyenne |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **1988** | 5,628 | 6,016 | 7,432 | 1,943 | 1,017 | 0,907 | 0,426 | 0,150 | 0,128 | 0,410 | 0,354 | 5,432 | 2,487 |
| **1989** | 1,868 | 1,482 | 3,023 | 3,929 | 1,178 | 0,405 | 0,143 | 0,041 | 0,029 | 0,021 | 0,173 | 1,747 | 1,170 |
| **1990** | 1,643 | 5,683 | 2,390 | 0,805 | 0,460 | 0,246 | 0,341 | 0,104 | 0,312 | 1,252 | 4,197 | 5,511 | 1,912 |
| **1991** | 6,990 | 1,355 | 2,425 | 0,744 | 0,464 | 0,191 | 0,111 | 0,038 | 0,026 | 0,231 | 2,049 | 4,004 | 1,552 |
| **1992** | 1,042 | 3,170 | 3,468 | 1,925 | 0,575 | 0,311 | 0,178 | 0,076 | 0,218 | 1,373 | 7,051 | 3,730 | 1,926 |
| **1993** | 3,399 | 1,445 | 0,431 | 0,582 | 0,495 | 0,525 | 0,445 | 0,089 | 0,437 | 4,076 | 0,848 | 8,302 | 1,756 |
| **1994** | 9,851 | 4,319 | 3,473 | 3,673 | 1,082 | 1,786 | 0,336 | 0,446 | 1,541 | 0,627 | 1,050 | 3,108 | 2,608 |
| **1995** | 10,743 | 6,358 | 5,180 | 2,934 | 1,824 | 0,643 | 0,257 | 0,093 | 0,715 | 0,680 | 0,486 | 1,452 | 2,614 |
| **1996** | 1,650 | 3,166 | 0,836 | 0,343 | 0,619 | 0,551 | 0,193 | 0,104 | 0,039 | 0,071 | 6,555 | 4,479 | 1,551 |
| **1997** | 1,980 | 5,421 | 1,921 | 0,507 | 1,621 | 0,620 | 0,560 | 0,419 | 0,409 | 0,486 | 3,197 | 5,240 | 1,865 |
| **1998** | 4,495 | 1,269 | 1,325 | 4,735 | 1,735 | 0,441 | 0,149 | 0,047 | 0,113 | 2,335 | 4,297 | 2,812 | 1,979 |
| **1999** | 4,491 | 6,707 | 6,556 | 3,106 | 1,044 | 0,439 | 0,210 | 0,081 | 0,215 | 1,218 | 1,076 | 10,884 | 3,002 |
| **Moyenne** | 4,482 | 3,866 | 3,205 | 2,102 | 1,010 | 0,589 | 0,279 | 0,141 | 0,348 | 1,065 | 2,611 | 4,725 | 2,035 |

## Annexe 4.10 : Débits moyens mensuels à la station de Doulaincourt (Rognon)
(Données : Diren)

| | Janvier | Février | Mars | Avril | Mai | Juin | Juillet | Août | Septembre | Octobre | Novembre | Décembre | Moyenne |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **1969** | 13,560 | 18,648 | 14,597 | 15,087 | 12,495 | 11,923 | 5,333 | 1,719 | 1,130 | 0,729 | 1,573 | 8,321 | 8,760 |
| **1970** | 11,892 | 46,500 | 21,190 | 23,302 | 11,578 | 3,963 | 4,743 | 1,799 | 1,269 | 2,531 | 3,214 | 6,947 | 11,577 |
| **1971** | 6,683 | 8,405 | 5,486 | 4,752 | 2,745 | 3,560 | 2,135 | 1,385 | 0,956 | 0,668 | 2,947 | 3,371 | 3,591 |
| **1972** | 2,442 | 11,997 | 3,494 | 8,004 | 3,534 | 2,772 | 4,903 | 5,317 | 3,682 | 3,733 | 16,204 | 9,054 | 6,261 |
| **1973** | 3,381 | 16,068 | 5,550 | 5,230 | 4,515 | 1,780 | 1,197 | 1,190 | 0,926 | 1,325 | 4,590 | 19,123 | 5,406 |
| **1974** | 9,494 | 15,038 | 13,682 | 5,188 | 2,554 | 1,766 | 1,367 | 1,009 | 1,015 | 21,161 | 15,387 | 28,116 | 9,648 |
| **1975** | 20,894 | 11,135 | 7,473 | 16,390 | 4,550 | 2,014 | 1,264 | 0,928 | 1,023 | 1,535 | 5,892 | 11,778 | 7,073 |
| **1976** | 11,048 | 15,372 | 3,745 | 1,787 | 1,324 | 0,844 | 0,620 | 0,510 | 0,701 | 1,031 | 3,403 | 12,255 | 4,387 |
| **1977** | 15,011 | 41,936 | 6,969 | 7,879 | 9,873 | 4,360 | 2,542 | 3,107 | 2,328 | 1,512 | 16,968 | 16,262 | 10,729 |
| **1978** | 20,888 | 26,862 | 30,063 | 11,374 | 12,656 | 4,728 | 3,555 | 1,790 | 1,129 | 0,928 | 0,823 | 4,077 | 9,906 |
| **1979** | 10,781 | 37,945 | 25,997 | 14,883 | 12,752 | 8,579 | 2,554 | 2,372 | 2,043 | 1,561 | 10,108 | 23,953 | 12,794 |
| **1980** | 15,111 | 27,451 | 10,841 | 9,937 | 2,941 | 3,600 | 14,875 | 3,266 | 1,958 | 3,297 | 4,944 | 18,239 | 9,705 |
| **1981** | 25,394 | 12,776 | 13,931 | 7,975 | 3,921 | 4,896 | 3,233 | 2,323 | 3,837 | 21,809 | 9,793 | 36,423 | 12,192 |
| **1982** | 30,535 | 10,342 | 11,431 | 4,276 | 2,308 | 1,948 | 2,017 | 1,520 | 1,030 | 10,720 | 10,718 | 42,736 | 10,798 |
| **1983** | 21,635 | 19,468 | 13,520 | 39,670 | 37,284 | 7,812 | 2,326 | 1,450 | 1,793 | 1,863 | 4,703 | 5,915 | 13,120 |
| **1984** | 30,707 | 33,237 | 8,211 | 8,703 | 2,832 | 5,664 | 2,094 | 1,373 | 2,820 | 7,438 | 12,617 | 9,736 | 10,453 |
| **1985** | 8,730 | 13,791 | 7,757 | 14,767 | 11,111 | 4,210 | 2,328 | 1,349 | 0,853 | 0,634 | 0,834 | 2,731 | 5,758 |
| **1986** | 26,289 | 5,822 | 19,232 | 36,270 | 14,561 | 4,353 | 1,624 | 1,078 | 1,824 | 4,495 | 10,294 | 21,795 | 12,303 |
| **1987** | 19,865 | 12,081 | 16,419 | 7,194 | 5,912 | 13,344 | 6,820 | 5,835 | 2,509 | 3,713 | 8,246 | 10,567 | 9,375 |
| **1988** | 22,826 | 26,911 | 31,134 | 9,139 | 3,901 | 5,861 | 2,400 | 1,207 | 0,987 | 1,814 | 1,303 | 24,361 | 10,987 |
| **1989** | 9,446 | 6,282 | 13,853 | 18,826 | 5,831 | 1,980 | 1,220 | 0,875 | 0,670 | 0,624 | 1,397 | 8,705 | 5,809 |
| **1990** | 8,572 | 25,129 | 11,595 | 3,791 | 3,018 | 1,700 | 3,009 | 1,091 | 1,823 | 4,964 | 18,539 | 21,109 | 8,695 |
| **1991** | 34,723 | 6,009 | 11,260 | 4,039 | 2,315 | 1,314 | 1,251 | 0,659 | 0,546 | 1,750 | 12,625 | 17,814 | 7,859 |
| **1992** | 5,753 | 15,371 | 15,888 | 9,942 | 3,410 | 1,845 | 1,309 | 0,951 | 1,088 | 4,399 | 26,873 | 17,460 | 8,691 |
| **1993** | 16,584 | 7,487 | 2,254 | 3,693 | 2,641 | 2,209 | 1,633 | 0,963 | 2,396 | 13,144 | 4,246 | 36,787 | 7,836 |
| **1994** | 42,390 | 20,130 | 15,284 | 18,638 | 4,568 | 7,002 | 1,885 | 2,019 | 6,990 | 2,851 | 4,657 | 15,193 | 11,801 |
| **1995** | 46,781 | 34,932 | 27,063 | 15,763 | 9,345 | 3,457 | 1,657 | 0,980 | 2,843 | 3,607 | 3,513 | 7,285 | 13,102 |
| **1996** | 7,592 | 13,929 | 4,762 | 2,159 | 3,646 | 3,445 | 1,561 | 1,146 | 0,680 | 0,655 | 24,154 | 20,574 | 7,025 |
| **1997** | 7,842 | 25,345 | 12,521 | 2,319 | 6,470 | 3,083 | 2,779 | 1,292 | 1,266 | 1,621 | 8,309 | 20,895 | 7,812 |
| **1998** | 24,264 | 4,188 | 5,127 | 20,926 | 7,286 | 1,868 | 1,191 | 0,760 | 0,797 | 8,936 | 19,551 | 12,111 | 8,917 |
| **1999** | 18,790 | 33,332 | 31,409 | 13,257 | 4,606 | 2,185 | 1,438 | 0,777 | 0,719 | 3,708 | 4,057 | 47,653 | 13,494 |
| **Moyenne** | 17,739 | 19,481 | 13,604 | 11,779 | 6,983 | 4,131 | 2,802 | 1,679 | 1,730 | 4,476 | 8,790 | 17,463 | |

# Annexe 4.11 : Documents utilisés pour la réalisation de l'étude diachronique du lit mineur du Perthois

| Type de documents utilisés | Caractéristiques des documents | Date de publication | Echelle | Endroit de consultation |
|---|---|---|---|---|
| Photographie aérienne | Mission FB 52-88 B (n°1819; 1825-1826; 1843 à 1853; 4480 à 4482) | 2001 | 1:25 000 | IGN, Saint-Mandé |
| Plan photogrammétrique | Plan de saint-Dizier et alentours (fichier imformatique) | 2001 | 1:5 000 | Mairie de saint-Dizier |
| Carte topographique IGN | Série bleue, Vitry-le-François (2915 E), Pargny-sur-Saulx (3015 O), Saint-Dizier (3015 E) | 1988-1989 | 1:25 000 | Scan 25 IGN |
| Photographie aérienne | Mission FR 31 (n° 80 à 98, 138 à 140) | 1955 | 1:25 000 | IGN, Saint-Mandé |
| Plan cadastral | Bleu de révision (tableau d'assemblage communal) | De 1933 à 1976 selon commune | 1:10 000 (sauf pour Larzicourt au 1:20 000 et Vitry-le-François au 1:5 000) | Service du Cadastre, service des Impôts, Châlons-en-Champagne |
| Carte topographique IGN | | 1918 | 1:25 000 | (d'après Malavoi J-R., 2001) |
| Carte topographique | Atlas cantonal de la Marne | 1874-1878 | 1:50 000 | Service du Cadastre, service des Impôts, Châlons-en-Champagne |
| Carte d'Etat Major | Feuille de | 1837 | 1:80 000 | IGN, Saint-Mandé |
| Plan cadastral Napoléonien | | De 1807 à 1850 selon commune | 1:10 000 | Service du Cadastre, service des Impôts, Châlons-en-Champagne et Archives départementales de la Marne, Châlons-en-Champagne |
| Carte de Cassini | n°80, feuille 25 (Chalons-sur-Marne) | 1758 | 1:86 400 | Bibliothèque d'Histoire, Université de Reims |
| Carte de la Lorraine et du Barrois | G. ROBERT de VAUGONDY | 1756 | indéterminée | Bibliothèque de France |
| Catalauni Evesché de Chaalons sur Marne et en Champagne ou sont les comté de Pairie, Baillage et Eslection de Chaalons | N. SANSON | 1656 | indéterminée | Bibliothèque de France |
| Carte de la Champagne latine Campania comitatus | Johannes BLAEU | 1635 | indéterminée | Bibliothèque de France |
| Carte de la France, Picardie, Champaigne cum regionibus adiacintibus | Gérard MERCATOR | 1585 | indéterminée | Bibliothèque de France |

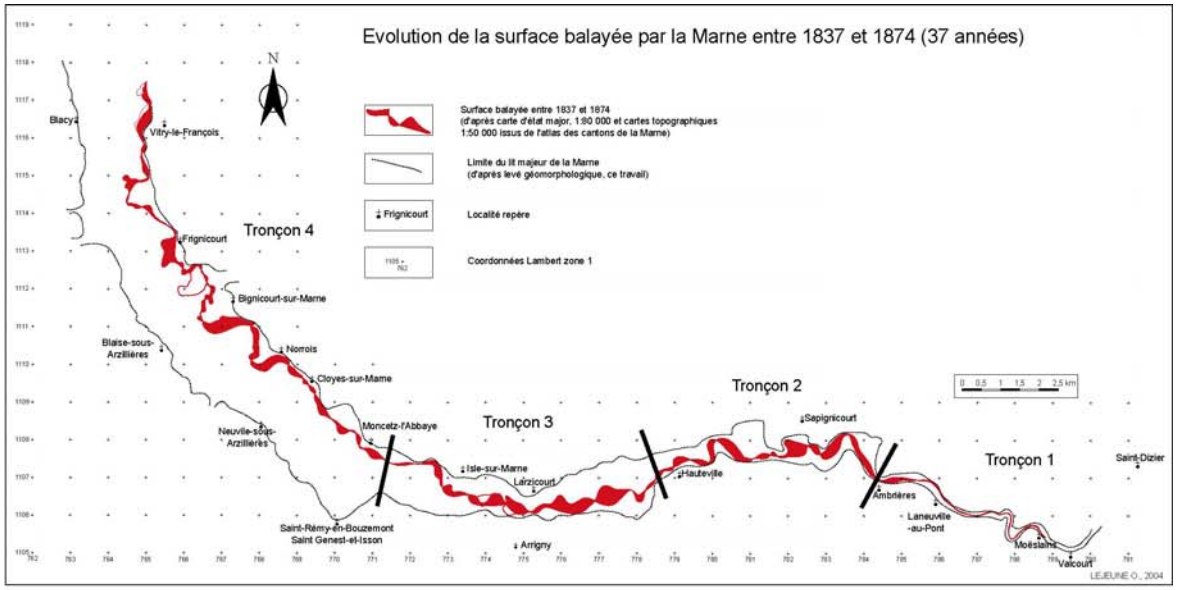
Communes concernées par ce travail: Blacy, Vitry-le-François, Bignicourt-sur-Marne, Blaise-sous-Arzillières, Norrois, Cloyes-sur-Marne, Moncetz-l'Abbaye, Isle-sur-Marne, Arrigny, Larzicourt, Hauteville, Sapignicourt, Ambrières, Laneuville-au-Pont, Hallignicourt, Moëslains, Valcourt, Saint-Dizier.

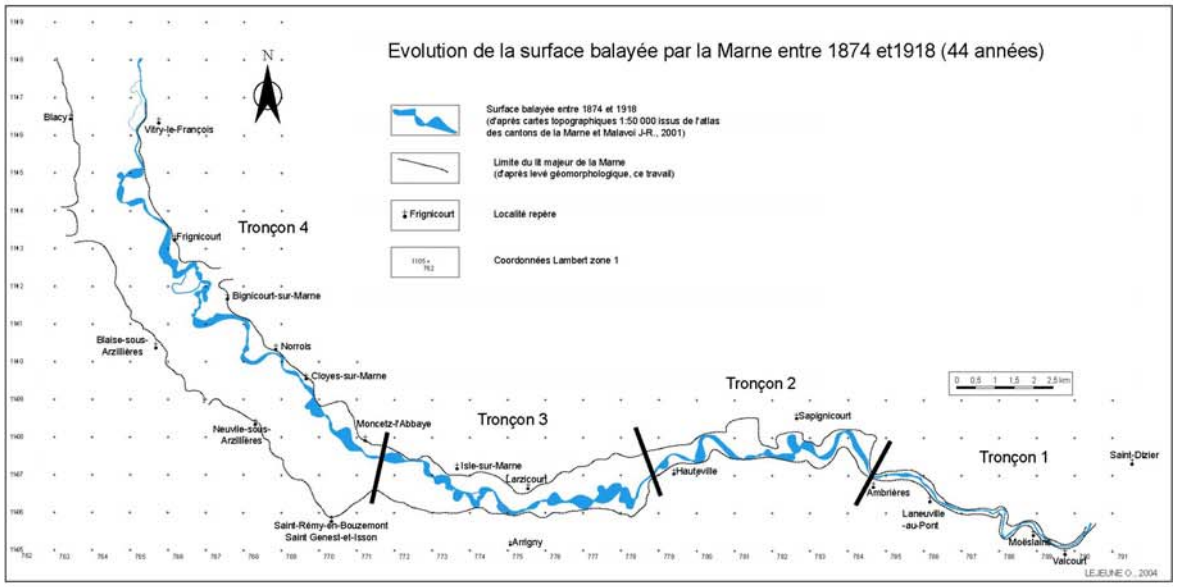
# Annexe 4.12 : Documents utilisés pour la réalisation de l'étude diachronique du lit mineur de la Marne durant la traversée des plateaux calcaires

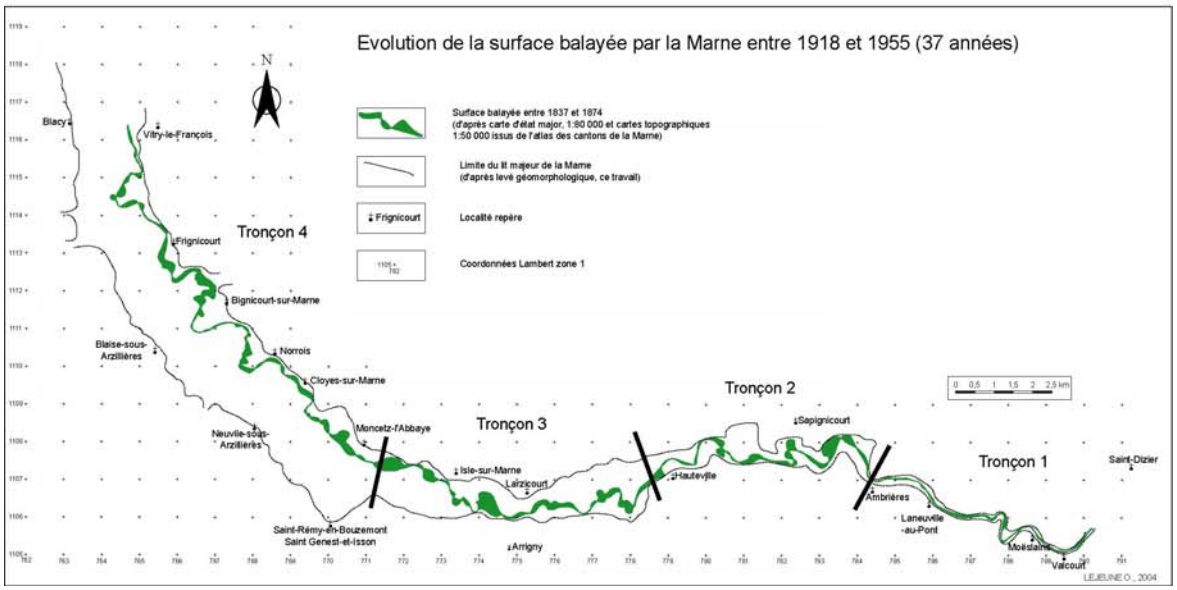
| Type de documents utilisés | Caractéristiques des documents | Date de publication | Echelle | Endroit de consultation |
|---|---|---|---|---|
| Photographie aérienne | Mission FB 52-88 B (n°22-24, 181, 182, 208, 209, 371-373, 401-403, 742, 743, 782, 783, 1103-1105, 1149, 1150, 1284, 1285, 1418, 1419, 1554, 1555, 1591, 1592, 1728, 1729, 1955-1957, 2009, 2010) | 2001 | 1:25 000 | IGN, Saint-Mandé |
| Carte topographique IGN | Série bleue, Saint-Dizier (3015 E), Bar-le-Duc (3115 O), Joinville (3116 O), Doulaincourt-Saucourt (3117 O), Chaumont (3118 O), Foulain (3119 O), Nogent (3119 E), Langres (3120 E) | 1989; 1991; 1998; 1989; 1989; 1994; 1994; 1989 | 1:25 000 | Scan 25 IGN |
| Photographie aérienne | Mission FR 31 (n°99-123) | 1955 | 1:25 000 | IGN, Saint-Mandé |
| Photographie aérienne | Mission F 3220-3420 (n° 1, 2, 138) | 1949 | 1:25 000 | IGN, Saint-Mandé |
| Photographie aérienne | Mission F 2719-3119 (n° 334-336, 539, 540, 550, 551); mission F 2718-3118 (n° 153, 154, 181-183, 356-358, 386-388, 505, 506); mission F 3017-3117 (n° 15, 16, 69, 70, 98, 99, 151, 152, 153, 180, 181, 236, 237) | 1948 | 1:25 000 | IGN, Saint-Mandé |
| Carte topographique IGN | | 1918 | 1:25 000 | (d'après Malavoi J-R., 2001) |
| Carte d'Etat Major | | 1837 | 1:80 000 | IGN, Saint-Mandé |
| Plan cadastral Napoléonien | | De 1807 à 1850 selon commune | 1:10 000 | Archives départementales de la Haute-Marne, Chaumont |
| Carte de Cassini | n°80 feuille 25 (Chalons-sur-Marne); n° 112 feuille 65 (Joinville); n°113 feuille 52 (Chaumont) | 1758, 1763, 1761 | 1:86 400 | Bibliothèque d'Histoire, Université de Reims |
| Carte de la Lorraine et du Barrois | G. ROBERT de VAUGONDY | 1756 | indéterminée | Bibliothèque de France |
| Carte de la France, Picardie, Champaigne cum regionibus adiacintibus | Gérard MERCATOR | 1585 | indéterminée | Bibliothèque de France |

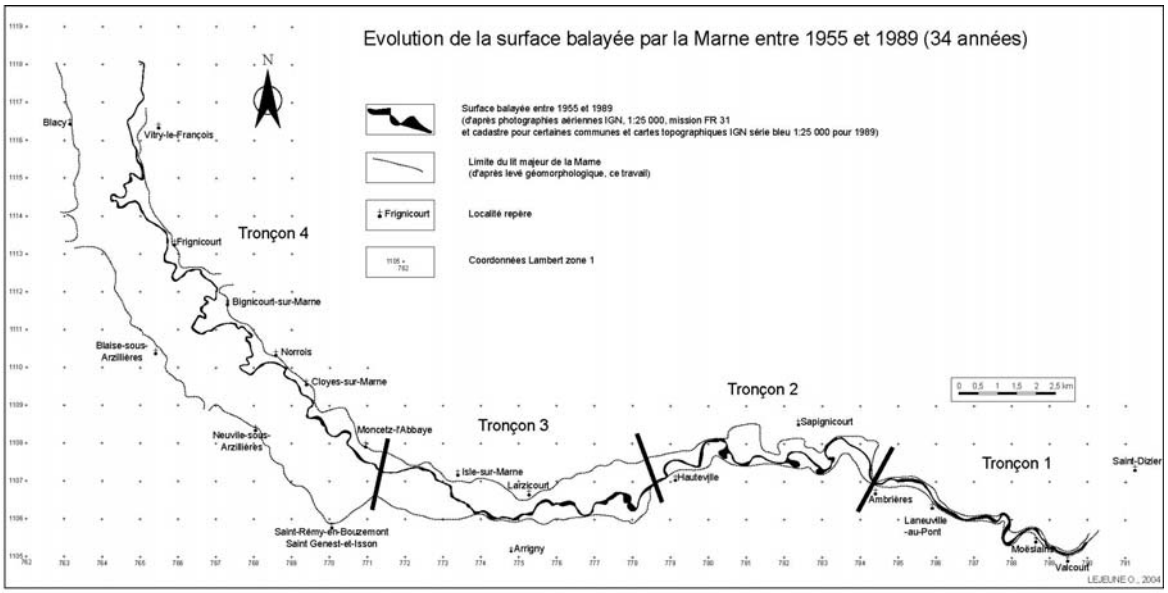
Communes concernées par ce travail: Saint-Dizier, Ancerville, Roches-sur-Marne, Chamouilley, Eurville-Bienville, Prez-sur-Marne, Laneuville-à-Bayard, Gourzon, Fontaines-sur-Marne, Rachecourt-sur-Marne, Breuil-sur-Marne, Chatonrupt-Sommermont, Curel Autigny-le-Petit, autigny-le-grand, Vecqueville, Thonnance-les-Joinville, Joinville, Rupt, Fronville, Saint-Urbain-Maconcourt, Mussey-sur-Marne, Donjeux Rouvroy-sur-Marne, Gudmont-Villiers, Villiers-sur-Marne, Provenchères-sur-Marne, Froncles, Vignory, Vouécourt, Soncourt-sur-Marne, Vraincourt, Viéville, Roôcourt-la-Cote, Bologne, Riaucourt, Bréthenay, Condes, Chaumont, Chamarandes-Choignes, Verbiesles, Luzy-sur-Marne, Foulain, Marnay-sur-Marne, Vesaignes-sur-Marne, Thivet, Rolampont, Chanoy, Humes, Jorquenay, Champigny-les-Langres, Langres, Corlée, Balesmes-sur-Marne.

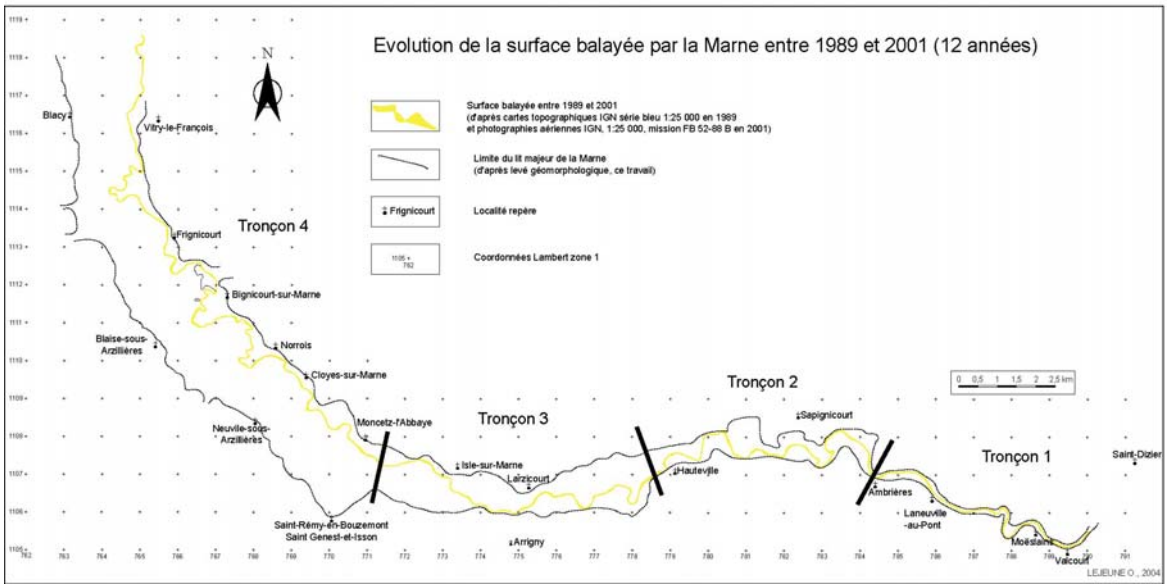
# Annexe 4.13 : Evolution des surfaces balayées par la Marne dans le Perthois depuis 1837




Evolution de la surface balayée par la Marne entre 1955 et 1989 (34 années)
N
Surface balayée entre 1955 et 1989
(d'après photographies aériennes IGN, 1:25 000, mission FR 31
et cadastre pour certaines communes et cartes topographiques IGN série bleu 1:25 000 pour 1989)
Limite du lit majeur de la Marne
(d'après levé géomorphologique, ce travail)
Frignicourt
Localité repère
Coordonnées Lambert zone 1
Tronçon 4
Tronçon 3
Tronçon 2
Tronçon 1
Blacy
Vitry-le-François
Frignicourt
Bignicourt-sur-Marne
Blaise-sous-Arzillières
Norrois
Cloyes-sur-Marne
Neuvile-sous-Arzillières
Moncetz-l'Abbaye
Saint-Rémy-en-Bouzemont
Saint Genest-et-Isson
Isle-sur-Marne
Larzicourt
Arrigny
Sapignicourt
Hautevlle
Ambrières
Laneuville
-au-Pont
Moëslains
Valcourt
Saint-Dizier
0 0,5 1 1,5 2 2,5 km
LEJEUNE O., 2004


Evolution de la surface balayée par la Marne entre 1989 et 2001 (12 années)
N
Surface balayée entre 1989 et 2001
(d'après cartes topographiques IGN série bleu 1:25 000 en 1989
et photographies aériennes IGN, 1:25 000, mission FB 52-88 B en 2001)
Limite du lit majeur de la Marne
(d'après levé géomorphologique, ce travail)
Frignicourt
Localité repère
Coordonnées Lambert zone 1
Tronçon 4
Tronçon 3
Tronçon 2
Tronçon 1
Blacy
Vitry-le-François
Frignicourt
Bignicourt-sur-Marne
Blaise-sous-Arzillières
Norrois
Cloyes-sur-Marne
Neuvile-sous-Arzillières
Moncetz-l'Abbaye
Saint-Rémy-en-Bouzemont
Saint Genest-et-Isson
Isle-sur-Marne
Larzicourt
Arrigny
Sapignicourt
Hautevlle
Ambrières
Laneuville
-au-Pont
Moëslains
Valcourt
Saint-Dizier
0 0,5 1 1,5 2 2,5 km
LEJEUNE O., 2004

## Annexe 4.14 : Caractéristiques des stations pluviométriques utilisées

(Données : Météo-France)

| N° Insee | Nom Réduit | Lieu-dit | Commune | Altitude | Coordonnées Géographiques |
|---|---|---|---|---|---|
| 52008001 | ANDELOT-BLANCHE | RUE DE VERDUN | ANDELOT-BLANCHEVILLE | 276 | 48°14'6 N<br>005°18'0 E |
| 52121001 | CHAUMONT-VILLE | GENDARMERIE | CHAUMONT | 317 | 48°06'1 N<br>005°08'7 E |
| 52121007 | CHAUMONT | PARC DDE | CHAUMONT | 317 | 48°06'3 N<br>005°09'2 E |
| 52269001 | LANGRES | SQUARE OLIVIER LAHALLE | LANGRES | 467 | 47°50'7 N<br>005°20'4 E |
| 52443001 | SAILLY | BOURG | SAILLY | 275 | 48°26'1 N<br>005°16'4 E |
| 52448001 | ST-DIZIER | ROBINSON | SAINT-DIZIER | 139 | 48°37'9 N<br>004°54'1 E |

## Annexe 4.15 : Précipitations annuelles pour 5 stations caractéristiques du bassin amont de la Marne

| | P moy annuelles | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | **Langres** | **Andelot** | **Chaumont** | **Sailly** | **Saint-Dizier** |
| 1949 | 524,6 | | 616,7 | 801,5 | |
| 1950 | 821,9 | | 1119,5 | 1195,9 | |
| 1951 | 987,8 | | 921,8 | 1039,4 | |
| 1952 | 1074,3 | | 1147,1 | 1233,8 | |
| 1953 | 602,8 | | 535,8 | 590,7 | |
| 1954 | 915,3 | | 854,5 | 1023,6 | 678,2 |
| 1955 | 901,1 | | 868,3 | 975,3 | 612,1 |
| 1956 | 940,3 | | 793,2 | 827,8 | 548,2 |
| 1957 | 798,3 | | 799,8 | 890,1 | 773,6 |
| 1958 | 1207,8 | | 1206,0 | 1205,2 | 1048,6 |
| 1959 | 822,6 | | 821,5 | 788,0 | 704,9 |
| 1960 | 1145,2 | 1091,6 | 1163,3 | 993,5 | 883,6 |
| 1961 | 943,2 | 991,9 | 880,1 | 730,7 | 745,0 |
| 1962 | 811,1 | 872,8 | 879,3 | 849,4 | 617,0 |
| 1963 | 837,0 | 830,3 | 740,0 | 877,9 | 734,4 |
| 1964 | 618,5 | 679,3 | 588,0 | 712,7 | 568,0 |
| 1965 | 1178,8 | 1086,0 | 1140,0 | 1223,9 | 907,5 |
| 1966 | 989,8 | 922,2 | 867,3 | 1204,3 | 882,7 |
| 1967 | 791,5 | 775,4 | 837,7 | 965,3 | 748,4 |
| 1968 | 1065,6 | 1057,6 | 1041,0 | 1132,9 | 880,7 |
| 1969 | 748,2 | 804,1 | 765,1 | 926,8 | 770,2 |
| 1970 | 972,1 | 1030,7 | 1011,6 | 1232,9 | 957,9 |
| 1971 | 561,6 | 702,9 | 644,1 | 734,9 | 548,7 |
| 1972 | 756,0 | 815,7 | 746,5 | 930,6 | 806,3 |
| 1973 | 655,2 | 756,5 | 706,0 | 793,3 | 682,9 |
| 1974 | 933,8 | 1048,9 | 906,8 | 1145,9 | 930,3 |
| 1975 | 802,5 | 829,3 | 765,3 | 855,8 | 722,0 |
| 1976 | 579,2 | 674,7 | 608,4 | 678,6 | 570,6 |
| 1977 | 1046,6 | 1132,4 | 1015,4 | 1076,7 | 998,0 |
| 1978 | 800,0 | 1009,0 | 876,0 | 1120,1 | 896,2 |
| 1979 | 1016,4 | 1311,7 | 1173,4 | 1340,8 | 987,6 |
| 1980 | 938,9 | 1121,2 | 900,9 | 1173,1 | 894,2 |
| 1981 | 1204,1 | 1301,3 | 1204,8 | 1373,5 | 1060,3 |
| 1982 | 996,5 | 1144,1 | 997,6 | 1260,6 | 971,7 |
| 1983 | 949,9 | 1151,2 | 1003,8 | 1251,2 | 839,9 |
| 1984 | 937,6 | 1132,6 | 992,4 | 1087,9 | 958,9 |
| 1985 | 636,7 | 825,0 | 713,7 | 879,2 | 727,9 |
| 1986 | 1081,9 | 1216,7 | 971,9 | 1254,0 | 928,1 |
| 1987 | 871,6 | 1026,9 | 929,4 | 1115,5 | 889,5 |
| 1988 | 1025,4 | 1174,7 | 1044,8 | 1311,4 | 977,5 |
| 1989 | 645,1 | 874,0 | 714,3 | 970,2 | 724,5 |
| 1990 | 915,3 | 1144,5 | 1010,8 | 1211,9 | 859,8 |
| 1991 | 727,9 | 903,3 | 831,5 | 980,6 | 701,8 |
| 1992 | 1068,8 | 1032,1 | 1002,0 | 1039,4 | 852,8 |
| 1993 | 1061,6 | 1029,7 | 913,6 | 1105,9 | 836,5 |
| 1994 | 975,4 | 1226,4 | 1078,4 | 1299,6 | 1072,7 |
| 1995 | 992,8 | 1257,9 | 975,4 | 1179,2 | 957,3 |
| 1996 | 815,0 | 862,9 | 714,2 | 908,6 | 702,2 |
| 1997 | 846,2 | 977,0 | 981,0 | 1110,6 | 705,7 |
| 1998 | 775,8 | 963,9 | 854,4 | 1137,4 | 831,9 |
| 1999 | 953,4 | | 1161,4 | 1321,1 | 983,5 |
| 2000 | 1016,8 | | 973,0 | 1299,3 | 1094,4 |

| | P moy annuelles | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | **Langres** | **Andelot** | **Chaumont** | **Sailly** | **Saint-Dizier** |
| 2001 | 1111,8 | | 1084,6 | 1433,5 | 1062,8 |
| 2002 | 819,8 | | 870,4 | 1174,0 | 742,8 |
| 2003 | 578,6 | | 657,0 | 859,2 | 561,6 |
| Moyenne | 887,2 | 994,6 | 902,2 | 1051,5 | 822,8 |
| Variance | 30074 | 30454 | 28986 | 40678 | 23173 |
| E-Type | 173 | 175 | 170 | 202 | 152 |
| Etendue | 679,5 | 626,6 | 670,2 | 842,8 | 546,2 |
| Coef variation | 19,5 | 17,5 | 18,9 | 19,2 | 18,5 |
| Série Humide | | | | | |
| Moyenne | 946,6 | 1068,7 | 976,2 | 1164,9 | 904,8 |
| Variance | 23083 | 19565 | 18346 | 18042 | 12186 |
| E-Type | 151,9 | 139,9 | 135,4 | 134,3 | 110,4 |
| Coef variation | 16,1 | 13,1 | 13,9 | 11,5 | 12,2 |
| Série Sèche | | | | | |
| Moyenne | 774,7 | 827,7 | 762,1 | 836,8 | 677,1 |
| Variance | 24944 | 15101 | 19611 | 12607 | 9418 |
| E-Type | 158 | 123 | 140 | 112 | 97 |
| Coef variation | 20,4 | 14,8 | 18,4 | 13,4 | 14,3 |

Source: Météo-France

# Annexe 4.16 : Prélèvement des M.E.S. et conductivités en amont et en aval du barrage de prise d'eau du canal latéral à la Marne (commune de Sapignicourt)

Pont de Laneuville-au-Pont

| n° prélèvement | Date | Heure | débit à Saint-Dizier (m3/s) | situation hydrologique | Teneur en M.E.S. (mg/l) | Conductivité (µS/cm) |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 39 | 04/01/2003 | 11h40 | 125 | pointe de crue | 62 | 460 |
| 41 | 12/01/2003 | 13h30 | 39 | descente de crue | 12 | 525 |
| 63 | 24/02/2003 | 10h30 | 14 | début d'étiage | 4 | 501 |
| 121 | 26/06/2003 | 17h00 | 6 | étiage | 10 | 441 |

50m amont barrage de prise d'eau du canal latéral à la Marne (commune de Sapignicourt)

| n° prélèvement | Date | Heure | débit à Saint-Dizier (m3/s) | situation hydrologique | Teneur en M.E.S. (mg/l) | Conductivité (µS/cm) |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 39-1 | 04/01/2003 | 12h20 | 125 | pointe de crue | 62 | 460 |
| 41-1 | 12/01/2003 | 14h00 | 39 | descente de crue | 11 | 525 |
| 63-1 | 24/02/2003 | 11h00 | 14 | début d'étiage | 4 | 501 |
| 121-1 | 26/06/2003 | 17h30 | 6 | étiage | 9 | 441 |

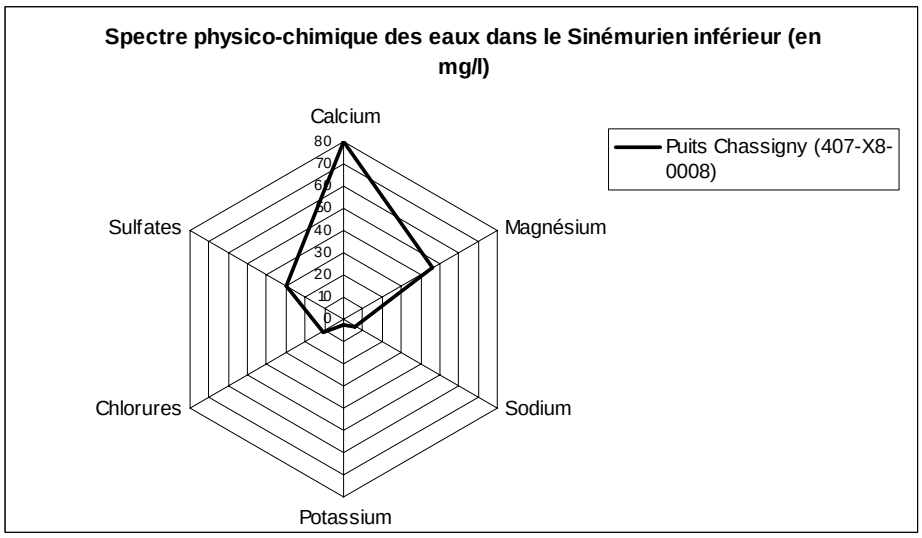
50m aval barrage de prise d'eau du canal latéral à la Marne (commune de Sapignicourt)

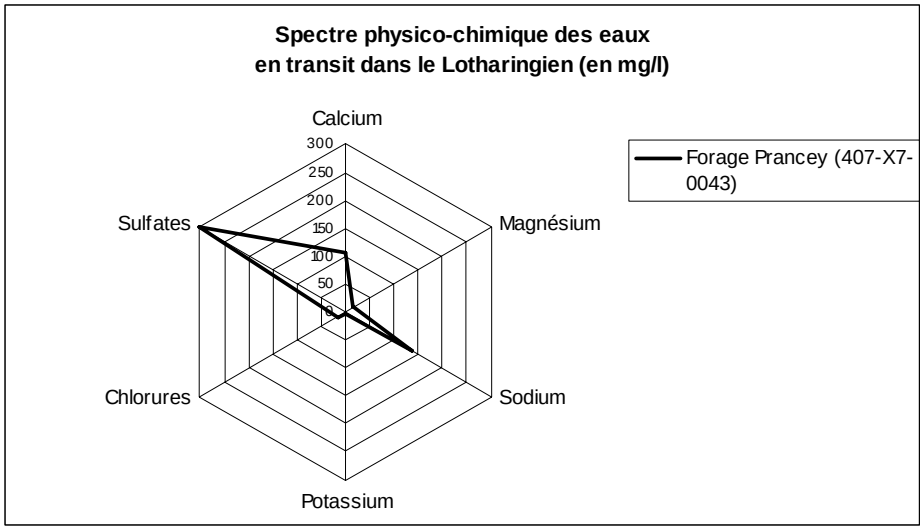
| n° prélèvement | Date | Heure | débit à Saint-Dizier (m3/s) | situation hydrologique | Teneur en M.E.S. (mg/l) | Conductivité (µS/cm) |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 39-2 | 04/01/2003 | 12h30 | 125 | pointe de crue | 65 | 461 |
| 41-2 | 12/01/2003 | 14h10 | 39 | descente de crue | 12 | 524 |
| 63-2 | 24/02/2003 | 11h15 | 14 | début d'étiage | 3 | 501 |
| 121-2 | 26/06/2003 | 17h45 | 6 | étiage | 8 | 441 |

150m barrage de prise d'eau du canal latéral à la Marne (commune de Sapignicourt)

| n° prélèvement | Date | Heure | débit à Saint-Dizier (m3/s) | situation hydrologique | Teneur en M.E.S. (mg/l) | Conductivité (µS/cm) |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 39-3 | 04/01/2003 | 12h40 | 125 | pointe de crue | 65 | 460 |
| 41-3 | 12/01/2003 | 14h20 | 39 | descente de crue | 13 | 526 |
| 63-3 | 24/02/2003 | 11h25 | 14 | début d'étiage | 3 | 501 |
| 121-3 | 26/06/2003 | 18h00 | 6 | étiage | 8 | 440 |

# Annexe 4.17 : Spectres physico-chimiques des eaux des nappes aquifères du bassin de la Marne



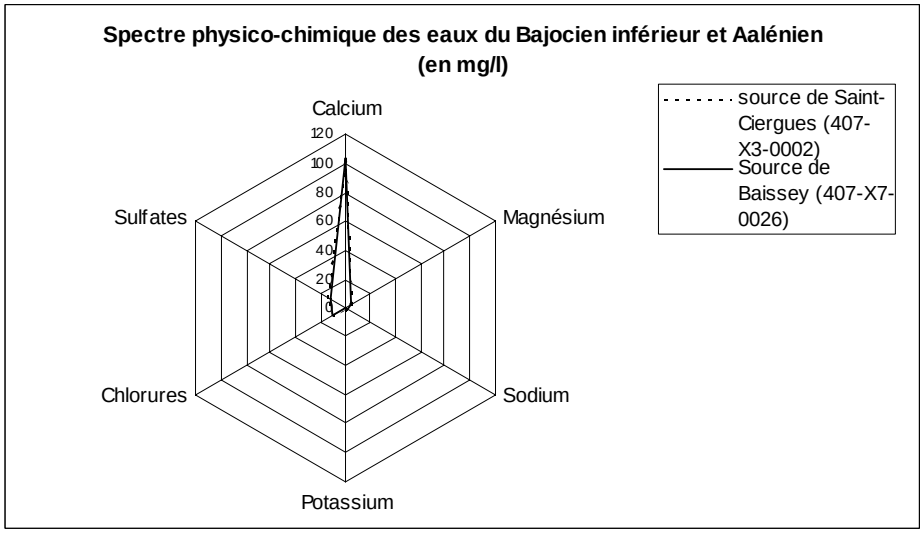
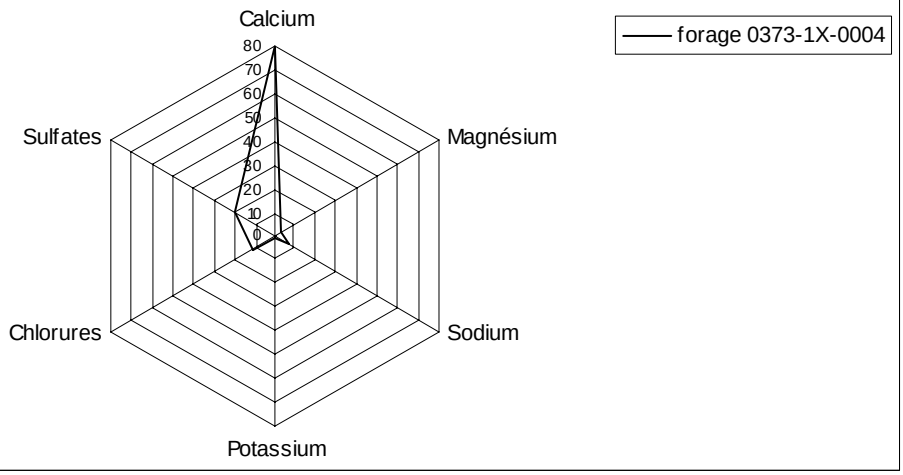



**Diagramme polaire des principaux paramètres physico-chimiques du Domérien sup (en mg/l)**




**Spectre physico-chimique des eaux du Bathonien et Bajocien sup (en mg/l)**

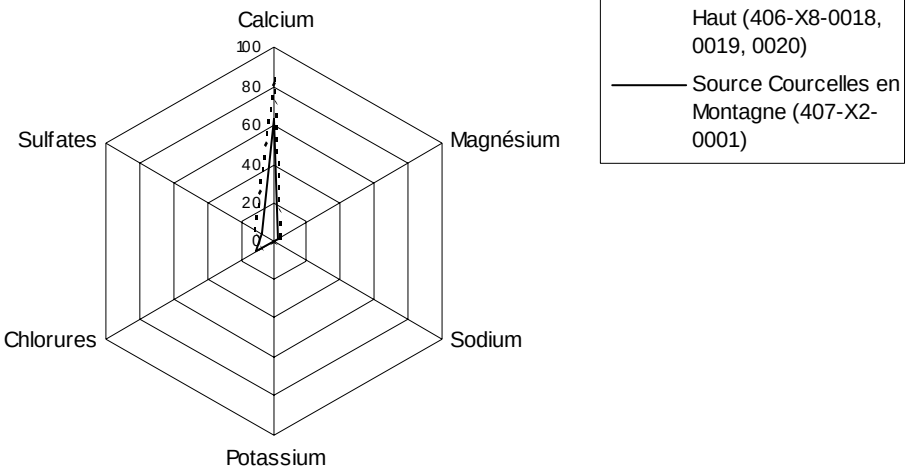



**Diagramme polaire des principaux paramètres physico-chimiques du Rauracien (en mg/l)**

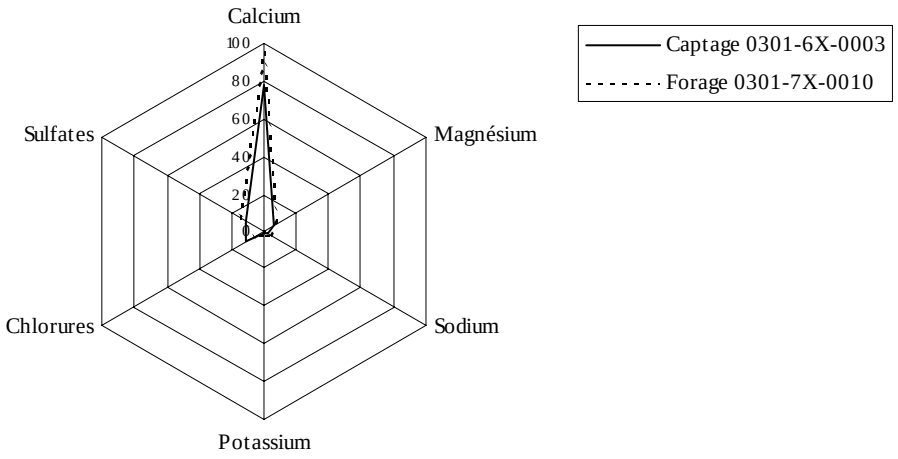


**Diagramme polaire des principaux paramètres physico-chimiques du Séquanien inf (en mg/l)**

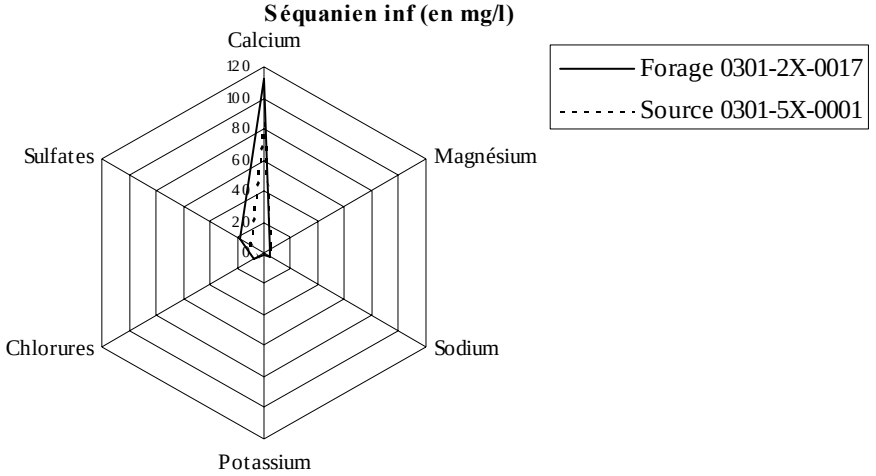



**Diagramme polaire des principaux paramètres physico-chimiques du Kimméridgien sup (en mg/l)**

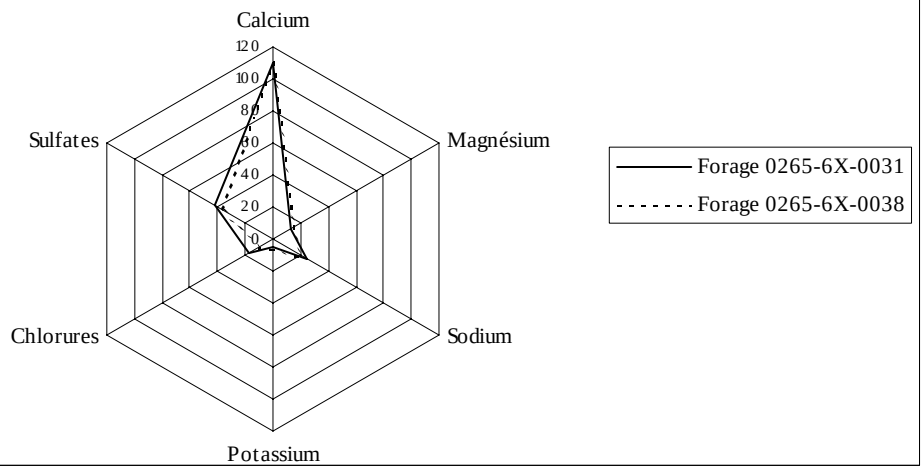
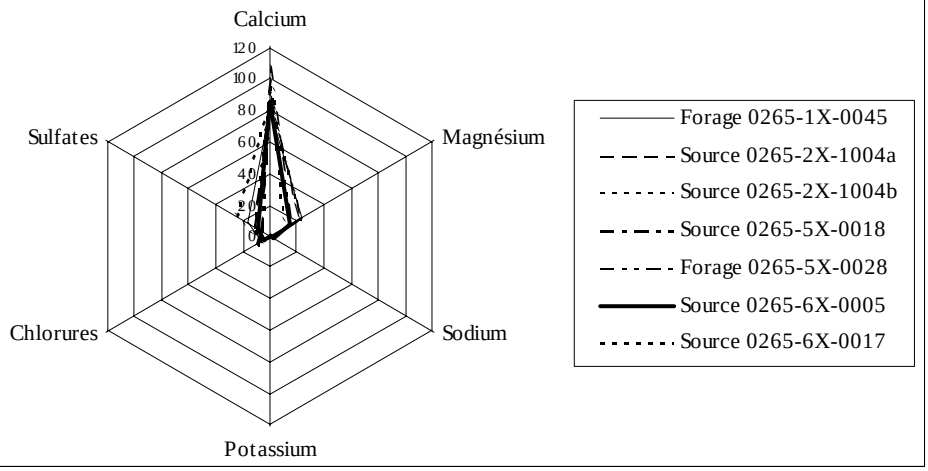
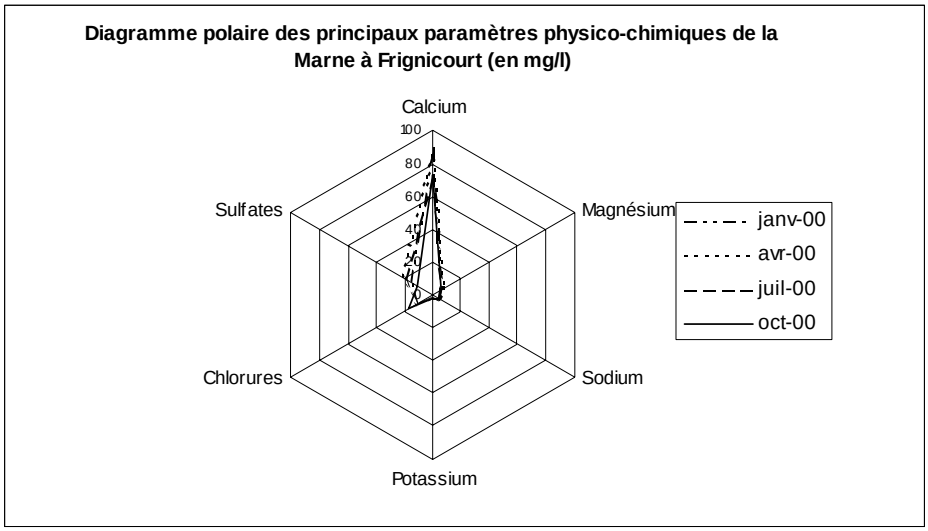
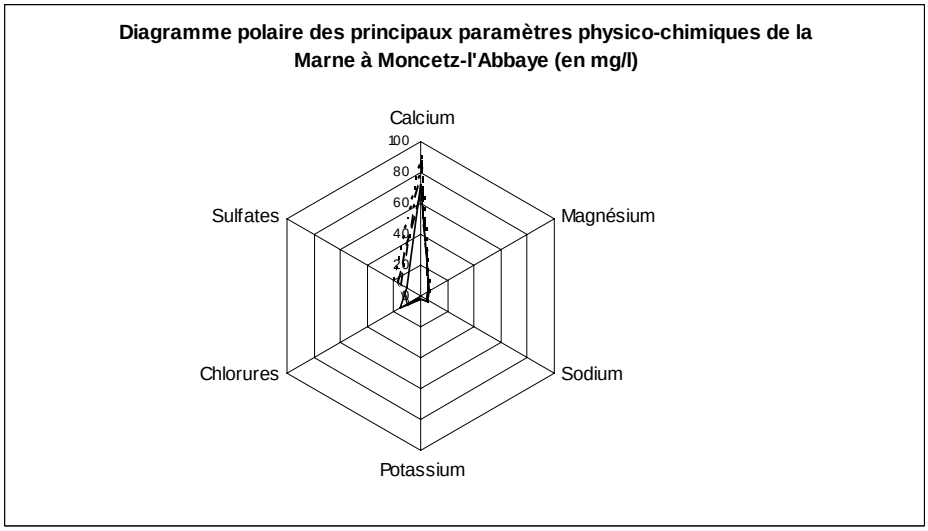



**Diagramme polaire des principaux paramètres physico-chimiques du Tithonien (en mg/l)**



# Annexe 4.18 : Spectres physicochimique de la Marne amont à différentes stations de mesures



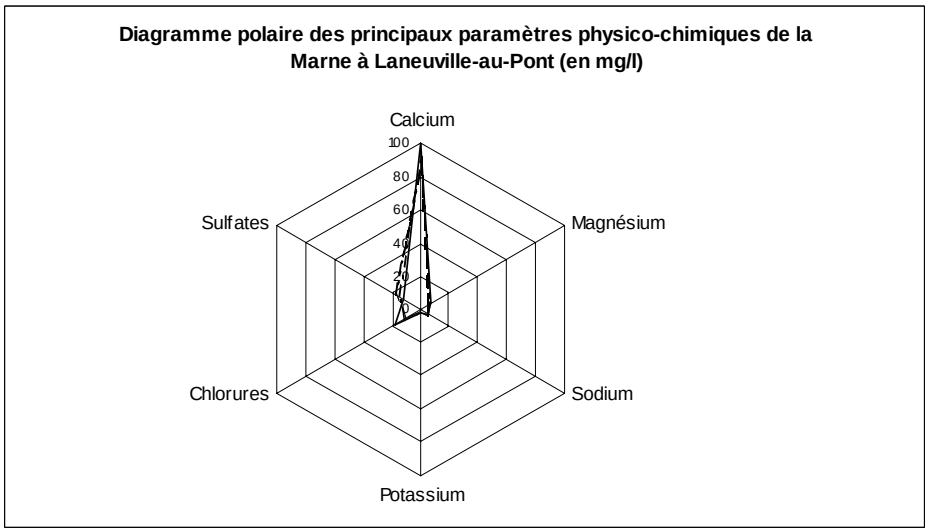



**Diagramme polaire des principaux paramètres physico-chimiques de la Marne à Vecqueville (mg/l)**

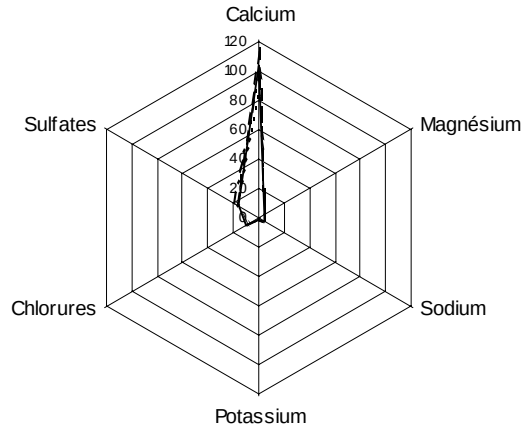



**Diagramme polaire des principaux paramètres physico-chimiques de la Marne à Riaucourt (en mg/l)**

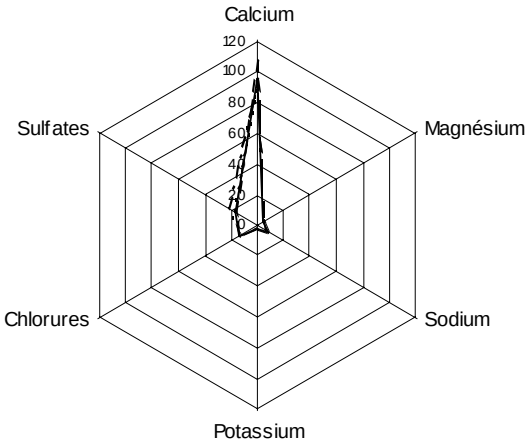
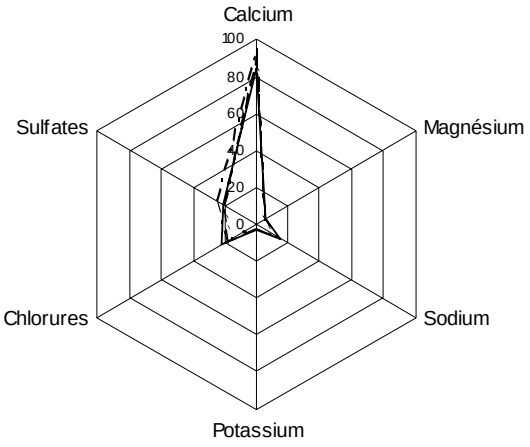
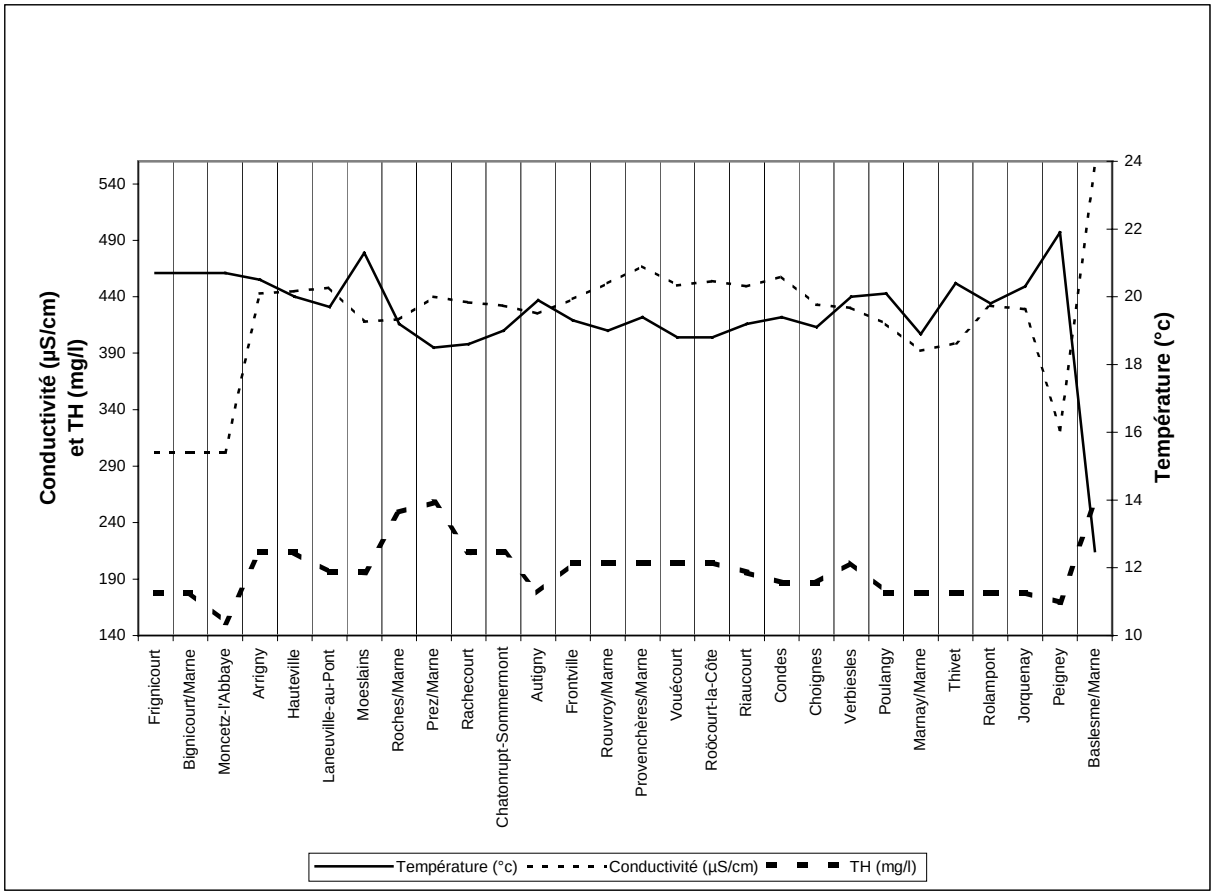



**Diagramme polaire des princiapux paramétres physico-chimiques de la Marne à Marnay-sur-Marne (en mg/l)**



## Annexe 4.19 : Profils des températures, des conductivités et du Titre Hydrotimétriques de la Marne à l'étiage de Balesmes-sur-Marne à Vitry-le-François



## Annexe 4.20 : Mesure des MES, de la Conductivité, de la dureté totale et de la température à la station de mesure de Moëslains (amont des Côtes Noires)

| N° prélèvement | Date | Heure | Poids MES (mg/l) | Conductivité (µS/cm) | Température (°c) | débit marne la Noue (Saint-Dizier) | débit marne amont prélèvement DER | MES (T/jour) la Noue | MES (T/jour) amont Marne | Dureté totale (mg/l) | Dureté (T/jour) à la Noue (Saint-Dizier) | Dureté (T/jour) amont prélèvement DER |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 02/10/02 | 10h35 | 7 | 470 | 14,1 | 4173 | 4173 | 2,524 | 2,524 | 229 | 82,602 | 82,602 |
| 2 | 04/10/02 | 10h30 | 6 | 472 | 13,2 | 4012 | 4012 | 2,080 | 2,080 | 230 | 79,870 | 79,870 |
| 3 | 07/10/02 | 09h20 | 6 | 466 | 13,5 | 3852 | 3852 | 1,997 | 1,997 | 226 | 75,368 | 75,368 |
| 4 | 09/10/02 | 10h20 | 6 | 484 | 12,5 | 3932 | 3932 | 2,038 | 2,038 | 239 | 81,048 | 81,048 |
| 5 | 11/10/02 | 11h20 | 9 | 455 | 12,1 | 3852 | 3852 | 2,995 | 2,995 | 219 | 73,002 | 73,002 |
| 6 | 13/10/02 | 10h30 | 8 | 460 | 12,4 | 3694 | 3694 | 2,553 | 2,553 | 223 | 71,030 | 71,030 |
| 7 | 15/10/02 | 09h30 | 10 | 449 | 12,3 | 3694 | 3694 | 3,192 | 3,192 | 216 | 68,800 | 68,800 |
| 8 | 16/10/02 | 09h20 | 15 | 449 | 12,5 | 3538 | 3538 | 4,585 | 4,585 | 216 | 65,890 | 65,890 |
| 9 | 17/10/02 | 09h00 | 19 | 442 | 13 | 3383 | 3383 | 5,554 | 5,554 | 211 | 61,747 | 61,747 |
| 10 | 19/10/02 | 08h00 | 16 | 442 |  | 4501 | 4501 | 6,222 | 6,222 | 211 | 82,138 | 82,138 |
| 11 | 20/10/02 | 08h30 | 16 | 442 |  | 5174 | 5174 | 7,153 | 7,153 | 211 | 94,435 | 94,435 |
| 12 | 22/10/02 | 09h27 | 16 | 444 | 12,3 | 7710 | 7710 | 10,658 | 10,658 | 212 | 141,526 | 141,526 |
| 13 | 25/10/02 | 09h40 | 18 | 455 |  | 12165 | 12165 | 18,919 | 18,919 | 219 | 230,546 | 230,546 |
| 14 | 26/10/02 | 07h50 | 16 | 467 |  | 14130 | 14130 | 19,533 | 19,533 | 227 | 277,261 | 277,261 |
| 15 | 29/10/02 | 09h20 | 16 | 525 | 10 | 19233 | 19233 | 26,587 | 26,587 | 269 | 446,528 | 446,528 |
| 16 | 03/11/02 | 09h48 | 82 | 462 | 12,1 | 73320 | 73320 | 519,458 | 519,458 | 224 | 1418,035 | 1418,035 |
| 17 | 05/11/02 | 07h50 | 66 | 496 |  | 61110 | 61110 | 348,474 | 348,474 | 247 | 1304,362 | 1304,362 |
| 18 | 08/11/02 | 07h36 | 21 | 527 | 9,3 | 74157 | 74157 | 134,550 | 134,550 | 270 | 1731,733 | 1731,733 |
| 19 | 11/11/02 | 08h35 | 22 | 526 | 9,3 | 140000 | 142220 | 266,112 | 270,332 | 269 | 3259,849 | 3311,541 |
| 20 | 15/11/02 | 11h12 | 23 | 524 | 10,3 | 91655 | 91655 | 182,137 | 182,137 | 268 | 2121,811 | 2121,811 |
| 21 | 18/11/02 | 10h20 | 21 | 523 |  | 85454 | 85454 | 155,048 | 155,048 | 267 | 1972,529 | 1972,529 |
| 22 | 20/11/02 | 10h10 | 21 | 522 | 9,4 | 69720 | 69720 | 126,500 | 126,500 | 266 | 1604,682 | 1604,682 |
| 23 | 23/11/02 | 12h30 | 14 | 526 | 9,7 | 46660 | 46660 | 56,440 | 56,440 | 269 | 1086,461 | 1086,461 |
| 24 | 26/11/02 | 13h00 | 7 | 511 | 9,7 | 43330 | 43330 | 26,206 | 26,206 | 258 | 965,976 | 965,976 |
| 25 | 29/11/02 | 11h00 | 5 | 522 | 9,2 | 37013 | 37013 | 15,990 | 15,990 | 266 | 851,895 | 851,895 |
| 26 | 04/12/02 | 10h40 | 8 | 519 | 8,7 | 30656 | 30656 | 21,189 | 21,189 | 264 | 699,469 | 699,469 |
| 27 | 08/12/03 | 10h10 | 5 | 524 | 8,3 | 23323 | 23323 | 10,076 | 10,076 | 268 | 539,927 | 539,927 |
| 28 | 11/12/03 | 10h10 | 5 | 526 |  | 12220 | 12220 | 5,279 | 5,279 | 269 | 284,538 | 284,538 |
| 29 | 15/12/02 | 09h10 | 2 | 530 | 7 | 22210 | 33310 | 3,838 | 5,756 | 273 | 523,186 | 784,661 |
| 30 | 17/12/02 | 13h00 | 19 | 510 | 8,3 | 26660 | 53320 | 43,765 | 87,530 | 257 | 592,623 | 1185,245 |
| 31 | 19/12/02 | 08h40 | 49 | 496 |  | 15540 | 46620 | 65,790 | 197,370 | 247 | 331,693 | 995,080 |
| 32 | 20/12/02 | 10h00 | 66 | 489 |  | 22200 | 52170 | 126,593 | 297,494 | 242 | 464,326 | 1091,165 |
| 33 | 22/12/02 | 11h25 | 72 | 480 | 9,2 | 99240 | 132936 | 617,352 | 826,968 | 236 | 2022,187 | 2708,801 |
| 34 | 24/12/02 | 12h52 | 78 | 472 | 9,6 | 126660 | 140000 | 853,587 | 943,488 | 230 | 2521,729 | 2787,321 |
| 35 | 28/12/02 | 11h00 | 16 | 509 | 10 | 53320 | 85550 | 73,710 | 118,264 | 257 | 1181,813 | 1896,176 |
| 36 | 30/12/02 | 11h50 | 26 | 498 | 10 | 86800 | 117660 | 194,988 | 264,311 | 248 | 1863,479 | 2526,001 |
| 37 | 01/01/03 | 16h30 | 27 | 495 | 10,1 | 87770 | 116650 | 204,750 | 272,121 | 246 | 1867,981 | 2482,625 |
| 38 | 02/01/03 | 13h00 | 29 | 493 | 10,2 | 124440 | 145817 | 311,797 | 365,359 | 245 | 2633,100 | 3085,429 |
| 39 | 04/01/03 | 11h00 | 50 | 457 | 9,4 | 124884 | 204151 | 539,499 | 881,932 | 221 | 2380,531 | 3891,514 |
| 40 | 09/01/03 | 13h40 | 13 | 518 | 5,9 | 60000 | 105885 | 67,392 | 118,930 | 263 | 1365,039 | 2408,952 |
| 41 | 12/01/03 | 13h00 | 11 | 524 |  | 38825 | 55540 | 36,899 | 52,785 | 268 | 898,798 | 1285,750 |
| 42 | 13/01/03 | 12h00 | 9 | 527 |  | 36650 | 49712 | 28,499 | 38,656 | 270 | 855,860 | 1160,887 |
| 43 | 14/01/03 | 09h00 | 9 | 529 |  | 29990 | 43885 | 23,320 | 34,125 | 272 | 704,408 | 1030,775 |
| 44 | 17/01/03 | 18h10 | 5 | 537 | 6,8 | 19616 | 39061 | 8,474 | 16,874 | 278 | 471,557 | 939,003 |
| 45 | 18/01/03 | 17h10 | 4 | 536 | 6,4 | 14430 | 36650 | 4,987 | 12,666 | 277 | 345,884 | 878,492 |
| 46 | 19/01/03 | 13h00 | 4 | 529 | 6,3 | 14430 | 36650 | 4,987 | 12,666 | 272 | 338,933 | 860,839 |
| 47 | 20/01/03 | 09h27 | 4 | 525 | 6,7 | 26095 | 49435 | 9,018 | 17,085 | 269 | 605,853 | 1147,743 |
| 48 | 24/01/03 | 12h00 | 14 | 495 | 7,4 | 25550 | 66660 | 30,905 | 80,632 | 246 | 543,772 | 1418,703 |
| 49 | 27/01/03 | 10h00 | 13 | 495 |  | 18870 | 60080 | 21,195 | 67,482 | 246 | 401,604 | 1278,663 |

| N° prélèvement | Date | Heure | Poids MES (mg/l) | Conductivité (µS/cm) | Température (°c) | débit marne la Noue (Saint-Dizier) | débit marne amont prélèvement DER | MES (T/jour) la Noue | MES (T/jour) amont Marne | Dureté totale (mg/l) | Dureté (T/jour) à la Noue (Saint-Dizier) | Dureté (T/jour) amont prélèvement DER |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 50 | 28/01/03 | 10h00 | 17 | 496 | | 20110 | 64440 | 29,538 | 94,649 | 247 | 429,238 | 1375,439 |
| 51 | 31/01/03 | 11h00 | 25 | 496 | 7,2 | 52745 | 93835 | 113,929 | 202,684 | 247 | 1125,815 | 2002,860 |
| 52 | 03/02/03 | 10h55 | 14 | 510 | 7,2 | 42220 | 158110 | 51,069 | 191,250 | 257 | 938,505 | 3514,613 |
| 53 | 06/02/03 | 10h20 | 13 | 510 | | 126105 | 167104 | 141,641 | 187,691 | 257 | 2803,176 | 3714,540 |
| 54 | 07/02/03 | 09h00 | 12 | 509 | | 110784 | 145328 | 114,861 | 150,676 | 257 | 2455,476 | 3221,128 |
| 55 | 10/02/03 | 11h40 | 11 | 509 | 7,3 | 64827 | 80000 | 61,612 | 76,032 | 257 | 1436,861 | 1773,163 |
| 56 | 13/02/03 | 09h20 | 6 | 511 | | 18870 | 62856 | 9,782 | 32,585 | 258 | 420,678 | 1401,278 |
| 57 | 15/02/03 | 11h20 | 4 | 512 | 5,2 | 13320 | 51428 | 4,603 | 17,774 | 259 | 297,811 | 1149,838 |
| 58 | 17/02/03 | 10h20 | 3 | 512 | 5,3 | 13320 | 40000 | 3,453 | 10,368 | 259 | 297,811 | 894,328 |
| 59 | 19/02/03 | 09h00 | 5 | 509 | 5,2 | 12210 | 30000 | 5,275 | 12,960 | 257 | 270,629 | 664,936 |
| 60 | 20/02/03 | 11h00 | 4 | 506 | 5,4 | 13320 | 30000 | 4,603 | 10,368 | 254 | 292,674 | 659,176 |
| 61 | 22/02/03 | 09h40 | 1 | 501 | 5,3 | 13320 | 26664 | 1,151 | 2,304 | 251 | 288,461 | 577,442 |
| 62 | 23/02/03 | 10h00 | 2 | 500 | | 13320 | 24998 | 2,302 | 4,320 | 250 | 287,626 | 539,795 |
| 63 | 24/02/03 | 09h55 | 3 | 499 | 5,3 | 13820 | 23332 | 3,582 | 6,048 | 249 | 297,558 | 502,361 |
| 64 | 26/02/03 | 10h30 | 2 | 496 | 5,7 | 13320 | 20000 | 2,302 | 3,456 | 247 | 284,309 | 426,890 |
| 65 | 27/02/03 | 10h20 | 3 | 492 | 5,6 | 13320 | 19161 | 3,453 | 4,967 | 244 | 281,030 | 404,265 |
| 66 | 29/02/03 | 10h15 | 2 | 487 | 5,9 | 8872 | 17487 | 1,533 | 3,022 | 241 | 184,489 | 363,635 |
| 67 | 01/03/03 | 09h50 | 2 | 483 | 7,4 | 9269 | 16650 | 1,602 | 2,877 | 238 | 190,514 | 342,237 |
| 68 | 02/03/03 | 12h50 | 3 | 481 | 10 | 8872 | 25570 | 2,300 | 6,628 | 237 | 181,307 | 522,546 |
| 69 | 04/03/03 | 08h00 | 2 | 480 | | 8872 | 36630 | 1,533 | 6,330 | 236 | 180,782 | 746,400 |
| 70 | 06/03/03 | 10h00 | 3 | 480 | 9,7 | 9070 | 14430 | 2,351 | 3,740 | 236 | 184,811 | 294,036 |
| 71 | 09/03/03 | 09h10 | 3 | 481 | 9,6 | 9469 | 37772 | 2,454 | 9,791 | 237 | 193,499 | 771,905 |
| 72 | 12/03/03 | 11h25 | 3 | 483 | 10,4 | 9670 | 32768 | 2,506 | 8,493 | 238 | 198,758 | 673,539 |
| 73 | 15/03/03 | 13h00 | 3 | 470 | 9,9 | 9670 | 26660 | 2,506 | 6,910 | 229 | 191,405 | 527,716 |
| 74 | 17/03/03 | 12h00 | 4 | 466 | | 9670 | 22220 | 3,342 | 7,679 | 226 | 189,197 | 434,757 |
| 75 | 19/03/03 | 09h50 | 2 | 461 | 8,4 | 9670 | 19488 | 1,671 | 3,368 | 223 | 186,474 | 375,813 |
| 76 | 22/03/03 | 09h35 | 8 | 465 | 8,5 | 9269 | 17946 | 6,406 | 12,404 | 226 | 180,825 | 350,115 |
| 77 | 25/03/03 | 09h30 | 4 | 465 | 9,7 | 9070 | 16380 | 3,134 | 5,661 | 226 | 176,945 | 319,563 |
| 78 | 28/03/03 | 10h00 | 3 | 467 | 11,8 | 9070 | 14862 | 2,351 | 3,852 | 227 | 177,974 | 291,634 |
| 79 | 30/03/03 | 10h05 | 3 | 466 | 11,1 | 9070 | 13834 | 2,351 | 3,586 | 226 | 177,458 | 270,676 |
| 80 | 01/04/03 | 10h00 | 3 | 463 | 10,5 | 8872 | 13320 | 2,300 | 3,453 | 224 | 172,085 | 258,362 |
| 81 | 03/04/03 | 14h55 | 3 | 478 | 10,4 | 9569 | 12800 | 2,480 | 3,318 | 234 | 193,857 | 259,314 |
| 82 | 05/04/03 | 09h15 | 3 | 475 | 9,6 | 9670 | 12100 | 2,506 | 3,136 | 232 | 194,200 | 243,009 |
| 83 | 08/04/03 | 10h40 | 3 | 473 | 9,1 | 9670 | 10815 | 2,506 | 2,803 | 231 | 193,077 | 215,946 |
| 84 | 11/04/03 | 10h30 | 2 | 463 | | 9469 | 9469 | 1,636 | 1,636 | 224 | 183,658 | 183,658 |
| 85 | 13/04/03 | 11h00 | 3 | 458 | 10,3 | 9269 | 9269 | 2,402 | 2,402 | 221 | 177,191 | 177,191 |
| 86 | 15/04/03 | 10h30 | 3 | 452 | | 9269 | 9269 | 2,402 | 2,402 | 217 | 174,134 | 174,134 |
| 87 | 16/04/03 | 10h10 | 3 | 449 | | 9070 | 9070 | 2,351 | 2,351 | 216 | 168,922 | 168,922 |
| 88 | 19/04/03 | 12h50 | 3 | 440 | 14,1 | 8774 | 8774 | 2,274 | 2,274 | 210 | 159,195 | 159,195 |
| 89 | 22/04/03 | 11h50 | 3 | 445 | 14,4 | 9670 | 9670 | 2,506 | 2,506 | 213 | 178,019 | 178,019 |
| 90 | 25/04/03 | 11h20 | 3 | 451 | 14,2 | 9670 | 9670 | 2,506 | 2,506 | 217 | 181,144 | 181,144 |
| 91 | 28/04/03 | 12h05 | 5 | 458 | 14,6 | 9872 | 9872 | 4,265 | 4,265 | 221 | 188,724 | 188,724 |
| 92 | 30/04/03 | 10h00 | 6 | 456 | | 9872 | 10602 | 5,118 | 5,496 | 220 | 187,632 | 201,509 |
| 93 | 01/05/03 | 13h40 | 5 | 458 | | 9872 | 10501 | 4,265 | 4,536 | 221 | 188,724 | 200,751 |
| 94 | 02/05/03 | 13h15 | 5 | 458 | 14,3 | 9872 | 10520 | 4,265 | 4,545 | 221 | 188,724 | 201,114 |
| 95 | 03/05/03 | 12h30 | 7 | 461 | 14,2 | 9872 | 10202 | 5,971 | 6,170 | 223 | 190,373 | 196,739 |
| 96 | 05/05/03 | 12h00 | 7 | 465 | | 9872 | 9872 | 5,971 | 5,971 | 226 | 192,594 | 192,594 |
| 97 | 07/05/03 | 13h30 | 8 | 470 | 16,1 | 10075 | 10075 | 6,964 | 6,964 | 229 | 199,430 | 199,430 |
| 98 | 10/05/03 | 13h00 | 7 | 470 | 16,2 | 9670 | 9670 | 5,848 | 5,848 | 229 | 191,405 | 191,405 |
| 99 | 12/05/03 | 13h00 | 10 | 471 | 16,5 | 9368 | 9368 | 8,094 | 8,094 | 230 | 185,981 | 185,981 |
| 100 | 14/05/03 | 12h00 | 6 | 470 | 15,5 | 9368 | 9368 | 4,857 | 4,857 | 229 | 185,442 | 185,442 |
| 101 | 16/05/03 | 10h00 | 6 | 474 | | 9368 | 9368 | 4,857 | 4,857 | 232 | 187,606 | 187,606 |
| 102 | 17/05/03 | 12h00 | 6 | 476 | 14,7 | 9368 | 9368 | 4,857 | 4,857 | 233 | 188,697 | 188,697 |

| N° prélèvement | Date | Heure | Poids MES (mg/l) | Conductivité (µS/cm) | Température (°c) | débit marne la Noue (Saint-Dizier) | débit marne amont prélèvement DER | MES (T/jour) la Noue | MES (T/jour) amont Marne | Dureté totale (mg/l) | Dureté (T/jour) à la Noue (Saint-Dizier) | Dureté (T/jour) amont prélèvement DER |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 103 | 18/05/03 | 10h00 | 12 | 470 | 14,7 | 11527 | 11527 | 11,952 | 11,952 | 229 | 228,175 | 228,175 |
| 104 | 20/05/03 | 10h30 | 16 | 465 | 14,2 | 13907 | 13907 | 19,226 | 19,226 | 226 | 271,326 | 271,326 |
| 105 | 22/05/03 | 09h00 | 10 | 478 | | 11739 | 11739 | 10,142 | 10,142 | 234 | 237,816 | 237,816 |
| 106 | 23/05/03 | 15h00 | 8 | 487 | 16,1 | 10899 | 10899 | 7,533 | 7,533 | 241 | 226,636 | 226,636 |
| 107 | 26/05/03 | 11h15 | 6 | 486 | 15,9 | 10691 | 10691 | 5,542 | 5,542 | 240 | 221,677 | 221,677 |
| 108 | 28/05/03 | 11h00 | 6 | 471 | | 10485 | 10485 | 5,435 | 5,435 | 230 | 208,143 | 208,143 |
| 109 | 30/05/03 | 11h15 | 7 | 453 | | 10075 | 10075 | 6,093 | 6,093 | 218 | 189,837 | 189,837 |
| 110 | 31/05/03 | 11h15 | 7 | 444 | | 9872 | 9872 | 5,971 | 5,971 | 212 | 181,215 | 181,215 |
| 111 | 02/06/03 | 11h30 | 8 | 431 | 21,3 | 9469 | 9469 | 6,545 | 6,545 | 205 | 167,381 | 167,381 |
| 112 | 03/06/03 | 11h20 | 7 | 429 | 21,2 | 9469 | 9469 | 5,727 | 5,727 | 203 | 166,413 | 166,413 |
| 113 | 05/06/03 | 16h15 | 20 | 403 | 21,1 | 12165 | 12165 | 21,021 | 21,021 | 189 | 198,274 | 198,274 |
| 114 | 09/06/03 | 11h45 | 17 | 460 | 21,5 | 9469 | 9469 | 13,907 | 13,907 | 223 | 182,067 | 182,067 |
| 115 | 11/06/03 | 09h45 | 11 | 450 | 22,7 | 9469 | 9469 | 8,999 | 8,999 | 216 | 176,863 | 176,863 |
| 116 | 14/06/03 | 09h40 | 10 | 451 | 22,6 | 8872 | 8872 | 7,665 | 7,665 | 217 | 166,200 | 166,200 |
| 117 | 16/06/03 | 09h10 | 11 | 456 | | 8675 | 8675 | 8,245 | 8,245 | 220 | 164,890 | 164,890 |
| 118 | 18/06/03 | 18h00 | 12 | 462 | 22,5 | 8286 | 8286 | 8,590 | 8,590 | 224 | 160,246 | 160,246 |
| 119 | 21/06/03 | 17h00 | 5 | 460 | 23,6 | 7332 | 7332 | 3,167 | 3,167 | 223 | 140,982 | 140,982 |
| 120 | 24/06/03 | 17h30 | 5 | 448 | 23,9 | 6229 | 6229 | 2,691 | 2,691 | 215 | 115,675 | 115,675 |
| 121 | 26/06/03 | 16h45 | 8 | 417 | 24,5 | 6050 | 6050 | 4,182 | 4,182 | 196 | 102,688 | 102,688 |
| 122 | 28/06/03 | 15h00 | 5 | 417 | | 6050 | 6050 | 2,613 | 2,613 | 196 | 102,688 | 102,688 |
| 123 | 01/07/03 | 12h00 | 5 | 416 | 21,3 | 5872 | 5872 | 2,537 | 2,537 | 196 | 99,380 | 99,380 |
| 124 | 03/07/03 | 11h15 | 7 | 407 | 20,7 | 5872 | 5872 | 3,551 | 3,551 | 191 | 96,820 | 96,820 |
| 125 | 05/07/03 | 11h15 | 8 | 410 | 20,5 | 5347 | 5347 | 3,696 | 3,696 | 193 | 88,930 | 88,930 |
| 126 | 07/07/03 | 10h15 | 12 | 418 | 21,3 | 4834 | 4834 | 5,012 | 5,012 | 197 | 82,299 | 82,299 |
| 127 | 09/07/03 | 10h30 | 6 | 407 | 22 | 4583 | 4583 | 2,376 | 2,376 | 191 | 75,577 | 75,577 |
| 128 | 11/07/03 | 17h30 | 9 | 407 | 24,6 | 4336 | 4336 | 3,372 | 3,372 | 191 | 71,496 | 71,496 |
| 129 | 15/07/03 | 12h00 | 4 | 389 | 24,1 | 4173 | 4173 | 1,442 | 1,442 | 181 | 65,309 | 65,309 |
| 130 | 17/07/03 | 12h00 | 5 | 380 | 24,2 | 4173 | 4173 | 1,803 | 1,803 | 176 | 63,627 | 63,627 |
| 131 | 22/07/03 | 20h35 | 9 | 360 | 24,1 | 4173 | 4173 | 3,245 | 3,245 | 167 | 60,041 | 60,041 |
| 132 | 24/07/03 | 10h00 | 6 | 380 | | 4173 | 4173 | 2,163 | 2,163 | 176 | 63,627 | 63,627 |
| 133 | 27/07/03 | 11h00 | 7 | 400 | 24,2 | 4336 | 4336 | 2,622 | 2,622 | 187 | 70,059 | 70,059 |
| 134 | 30/07/03 | 11h00 | 6 | 399 | | 4336 | 4336 | 2,248 | 2,248 | 186 | 69,857 | 69,857 |
| 135 | 31/07/03 | 11h20 | 6 | 399 | | 4336 | 4336 | 2,248 | 2,248 | 186 | 69,857 | 69,857 |
| 136 | 02/08/03 | 11h20 | 5 | 399 | 24,1 | 4336 | 4336 | 1,873 | 1,873 | 186 | 69,857 | 69,857 |
| 137 | 04/08/03 | 11h10 | 5 | 400 | | 4336 | 4336 | 1,873 | 1,873 | 187 | 70,059 | 70,059 |
| 138 | 07/08/03 | 09h00 | 5 | 402 | | 4336 | 4336 | 1,873 | 1,873 | 188 | 70,467 | 70,467 |
| 139 | 09/08/03 | 11h00 | 6 | 404 | 24,2 | 4336 | 4336 | 2,248 | 2,248 | 189 | 70,877 | 70,877 |
| 140 | 11/08/03 | 09h30 | 6 | 404 | | 4336 | 4336 | 2,248 | 2,248 | 189 | 70,877 | 70,877 |
| 141 | 14/08/03 | 10h30 | 14 | 405 | 25,4 | 4501 | 4501 | 5,444 | 5,444 | 190 | 73,781 | 73,781 |
| 142 | 17/08/03 | 11h00 | 10 | 402 | 25,1 | 4336 | 4336 | 3,746 | 3,746 | 188 | 70,467 | 70,467 |
| 143 | 19/08/03 | 12h00 | 12 | 319 | 22,1 | 4834 | 4834 | 5,012 | 5,012 | 148 | 61,760 | 61,760 |
| 144 | 22/08/03 | 12h30 | 7 | 415 | 22,2 | 4834 | 4834 | 2,924 | 2,924 | 195 | 81,586 | 81,586 |
| 145 | 24/08/03 | 09h00 | 7 | 414 | | 4834 | 4834 | 2,924 | 2,924 | 195 | 81,350 | 81,350 |
| 146 | 25/08/03 | 09h05 | 8 | 413 | | 4834 | 4834 | 3,342 | 3,342 | 194 | 81,114 | 81,114 |
| 147 | 28/08/03 | 13h00 | 8 | 410 | 22,1 | 4834 | 4834 | 3,342 | 3,342 | 193 | 80,411 | 80,411 |
| 148 | 31/08/03 | 10h30 | 11 | 414 | 19,3 | 5174 | 5174 | 4,918 | 4,918 | 195 | 87,070 | 87,070 |
| 149 | 03/09/03 | 10h30 | 9 | 403 | 18,3 | 4919 | 4919 | 3,825 | 3,825 | 189 | 80,172 | 80,172 |
| 150 | 05/09/03 | 10h30 | 9 | 435 | 17,5 | 4750 | 4750 | 3,694 | 3,694 | 207 | 84,955 | 84,955 |
| 151 | 07/09/03 | 10h00 | 9 | 434 | | 4834 | 4834 | 3,759 | 3,759 | 206 | 86,207 | 86,207 |
| 152 | 08/09/03 | 12h00 | 9 | 433 | | 5004 | 5004 | 3,891 | 3,891 | 206 | 88,967 | 88,967 |
| 153 | 09/09/03 | 16h30 | 8 | 432 | 18,6 | 5174 | 5174 | 3,577 | 3,577 | 205 | 91,736 | 91,736 |
| 154 | 13/09/03 | 10h40 | 10 | 425 | 18,3 | 5089 | 5089 | 4,397 | 4,397 | 201 | 88,406 | 88,406 |
| 155 | 15/09/03 | 09h30 | 10 | 429 | | 5004 | 5004 | 4,323 | 4,323 | 203 | 87,941 | 87,941 |

| N° prélèvement | Date | Heure | Poids MES (mg/l) | Conductivité (µS/cm) | Température (°c) | débit marne la Noue (Saint-Dizier) | débit marne amont prélèvement DER | MES (T/jour) la Noue | MES (T/jour) amont Marne | Dureté totale (mg/l) | Dureté (T/jour) à la Noue (Saint-Dizier) | Dureté (T/jour) amont prélèvement DER |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 156 | 16/09/03 | 09h20 | 10 | 432 | | 5004 | 5004 | 4,323 | 4,323 | 205 | 88,709 | 88,709 |
| 157 | 18/09/03 | 11h00 | 10 | 438 | 18,6 | 4834 | 4834 | 4,177 | 4,177 | 209 | 87,213 | 87,213 |
| 158 | 21/09/03 | 11h00 | 9 | 452 | 18,5 | 4834 | 4834 | 3,759 | 3,759 | 217 | 90,827 | 90,827 |
| 159 | 23/09/03 | 11h05 | 11 | 456 | | 4501 | 4501 | 4,277 | 4,277 | 220 | 85,541 | 85,541 |
| 160 | 25/09/03 | 17h00 | 10 | 457 | | 4336 | 4336 | 3,746 | 3,746 | 221 | 82,652 | 82,652 |
| 161 | 26/09/03 | 17h50 | 10 | 459 | 16,4 | 4336 | 4336 | 3,746 | 3,746 | 222 | 83,133 | 83,133 |
| 162 | 27/09/03 | 14h55 | 8 | 455 | | 4336 | 4336 | 2,997 | 2,997 | 219 | 82,174 | 82,174 |
| 163 | 30/09/03 | 13h00 | 8 | 454 | | 4336 | 4336 | 2,997 | 2,997 | 219 | 81,936 | 81,936 |

## Annexe 4.21 : Mesure des MES, de la Conductivité, de la dureté totale et de la température à la station de mesure de Laneuville-au-Pont (aval des Côtes Noires)

| N° prélèvement | Date | Heure | Poids MES (mg/l) | Conductivité (µS/cm) | Température (°c) | débit marne la Noue (Saint-Dizier) | débit marne amont prélèvement DER | MES (T/jour) la Noue | MES (T/jour) amont prélèvement DER | Dureté totale (mg/l) | Dureté (T/jour) à la Noue (Saint-Dizier) | Dureté (T/jour) amont prélèvement DER |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 02/10/02 | 11h10 | 8 | 470 | 14,1 | 4173 | 4173 | 2,884 | 2,884 | 229,101 | 82,602 | 82,602 |
| 2 | 04/10/02 | 11h05 | 7 | 473 | 13,1 | 4012 | 4012 | 2,426 | 2,426 | 231,102 | 80,102 | 80,102 |
| 3 | 07/10/02 | 09h45 | 8 | 468 | 13,3 | 3852 | 3852 | 2,662 | 2,662 | 227,776 | 75,807 | 75,807 |
| 4 | 09/10/02 | 10h45 | 12 | 484 | 12,3 | 3932 | 3932 | 4,076 | 4,076 | 238,593 | 81,048 | 81,048 |
| 5 | 11/10/02 | 11h45 | 10 | 457 | 12 | 3852 | 3852 | 3,328 | 3,328 | 220,624 | 73,426 | 73,426 |
| 6 | 13/10/02 | 10h50 | 8 | 461 | 12,2 | 3694 | 3694 | 2,553 | 2,553 | 223,198 | 71,237 | 71,237 |
| 7 | 15/01/02 | 09h55 | 11 | 451 | 11,9 | 3694 | 3694 | 3,511 | 3,511 | 216,819 | 69,200 | 69,200 |
| 8 | 16/01/02 | 09h55 | 16 | 449 | 12,4 | 3538 | 3538 | 4,891 | 4,891 | 215,565 | 65,890 | 65,890 |
| 9 | 17/10/02 | 09h15 | 19 | 442 | 13 | 3383 | 3383 | 5,554 | 5,554 | 211,233 | 61,747 | 61,747 |
| 10 | 19/10/02 | 08h20 | 16 | 444 |  | 4501 | 4501 | 6,222 | 6,222 | 212,462 | 82,615 | 82,615 |
| 11 | 20/10/02 | 09h00 | 17 | 443 |  | 5174 | 5174 | 7,600 | 7,600 | 211,846 | 94,709 | 94,709 |
| 12 | 22/10/02 | 09h56 | 12 | 478 | 11,8 | 7710 | 7710 | 7,993 | 7,993 | 234,478 | 156,191 | 156,191 |
| 13 | 25/10/02 | 10h00 | 19 | 446 |  | 12165 | 12165 | 19,970 | 19,970 | 213,697 | 224,606 | 224,606 |
| 14 | 26/10/02 | 08h20 | 17 | 469 |  | 14130 | 14130 | 20,753 | 20,753 | 228,437 | 278,874 | 278,874 |
| 15 | 29/10/02 | 11h20 | 14 | 525 | 10 | 19233 | 19233 | 23,264 | 23,264 | 268,718 | 446,528 | 446,528 |
| 16 | 03/11/02 | 10h13 | 88 | 479 | 12,1 | 73320 | 73320 | 557,467 | 557,467 | 235,159 | 1489,696 | 1489,696 |
| 17 | 05/11/02 | 08h20 | 70 | 499 |  | 61110 | 61110 | 369,593 | 369,593 | 249,201 | 1315,759 | 1315,759 |
| 18 | 08/11/02 | 07h52 | 25 | 529 | 9,2 | 74157 | 74157 | 160,179 | 160,179 | 271,853 | 1741,807 | 1741,807 |
| 19 | 11/11/02 | 09h20 | 23 | 527 | 9,4 | 140000 | 142220 | 278,208 | 282,620 | 270,281 | 3269,316 | 3321,158 |
| 20 | 15/11/02 | 11h53 | 24 | 522 | 10,4 | 91655 | 91655 | 190,056 | 190,056 | 266,390 | 2109,540 | 2109,540 |
| 21 | 18/11/02 | 10h40 | 23 | 524 |  | 85454 | 85454 | 169,814 | 169,814 | 267,940 | 1978,258 | 1978,258 |
| 22 | 20/11/02 | 10h50 | 21 | 522 | 9,4 | 69720 | 69720 | 126,500 | 126,500 | 266,390 | 1604,682 | 1604,682 |
| 23 | 23/11/02 | 13h00 | 10 | 526 | 9,7 | 46660 | 46660 | 40,314 | 40,314 | 269,498 | 1086,461 | 1086,461 |
| 24 | 26/11/02 | 13h30 | 10 | 511 | 9,7 | 43330 | 43330 | 37,437 | 37,437 | 258,026 | 965,976 | 965,976 |
| 25 | 29/11/02 | 11h30 | 7 | 522 | 9,2 | 37013 | 37013 | 22,385 | 22,385 | 266,390 | 851,895 | 851,895 |
| 26 | 04/12/02 | 11h20 | 8 | 521 | 8,7 | 30656 | 30656 | 21,189 | 21,189 | 265,619 | 703,538 | 703,538 |
| 27 | 08/12/03 | 10h50 | 6 | 527 | 8,4 | 23323 | 23323 | 12,091 | 12,091 | 270,281 | 544,645 | 544,645 |
| 28 | 11/12/03 | 10h30 | 5 | 527 |  | 12220 | 12220 | 5,279 | 5,279 | 270,281 | 285,365 | 285,365 |
| 29 | 15/12/02 | 09h40 | 4 | 530 | 6,9 | 22210 | 33310 | 7,676 | 11,512 | 272,642 | 523,186 | 784,661 |
| 30 | 17/12/02 | 13h40 | 23 | 512 | 8,2 | 26660 | 53320 | 52,979 | 105,958 | 258,776 | 596,070 | 1192,140 |
| 31 | 19/12/02 | 09h00 | 52 | 498 |  | 15540 | 46620 | 69,818 | 209,454 | 248,480 | 333,623 | 1000,868 |
| 32 | 20/12/02 | 10h30 | 68 | 491 |  | 22200 | 52170 | 130,429 | 306,509 | 243,486 | 467,026 | 1097,512 |
| 33 | 22/12/02 | 12h00 | 89 | 485 | 9,1 | 99240 | 132936 | 763,116 | 1022,225 | 239,286 | 2051,722 | 2748,365 |
| 34 | 24/12/02 | 13h15 | 85 | 474 | 9,6 | 126660 | 140000 | 930,191 | 1028,160 | 231,774 | 2536,397 | 2803,534 |
| 35 | 28/12/02 | 11h30 | 16 | 512 | 10 | 53320 | 85550 | 73,710 | 118,264 | 258,776 | 1192,140 | 1912,745 |
| 36 | 30/12/02 | 12h15 | 31 | 499 | 10 | 86800 | 117660 | 232,485 | 315,141 | 249,201 | 1868,891 | 2533,337 |
| 37 | 01/01/03 | 16h55 | 29 | 496 | 9,9 | 87770 | 116650 | 219,917 | 292,278 | 247,043 | 1873,406 | 2489,835 |
| 38 | 02/01/03 | 13h25 | 37 | 494 | 10,2 | 124440 | 145817 | 397,810 | 466,148 | 245,614 | 2640,747 | 3094,390 |
| 39 | 04/01/03 | 11h40 | 62 | 460 | 9,4 | 124884 | 204151 | 668,979 | 1093,596 | 222,552 | 2401,332 | 3925,518 |
| 40 | 09/01/03 | 14h10 | 12 | 519 | 5,7 | 60000 | 105885 | 62,208 | 109,782 | 264,082 | 1369,003 | 2415,948 |
| 41 | 12/01/03 | 13h30 | 12 | 525 |  | 38825 | 55540 | 40,254 | 57,584 | 268,718 | 901,408 | 1289,484 |
| 42 | 13/01/03 | 12h30 | 9 | 528 |  | 36650 | 49712 | 28,499 | 38,656 | 271,066 | 858,346 | 1164,259 |
| 43 | 14/01/03 | 09h25 | 10 | 531 |  | 29990 | 43885 | 25,911 | 37,917 | 273,434 | 708,505 | 1036,771 |
| 44 | 17/01/03 | 18h30 | 6 | 539 | 6,6 | 19616 | 39061 | 10,169 | 20,249 | 279,852 | 474,300 | 944,465 |
| 45 | 18/01/03 | 17h25 | 3 | 537 | 6,3 | 14430 | 36650 | 3,740 | 9,500 | 278,234 | 346,888 | 881,044 |
| 46 | 19/01/03 | 13h25 | 5 | 530 | 6,2 | 14430 | 36650 | 6,234 | 15,833 | 272,642 | 339,918 | 863,339 |
| 47 | 20/01/03 | 09h40 | 7 | 526 | 6,8 | 26095 | 49435 | 15,782 | 29,898 | 269,498 | 607,613 | 1151,076 |
| 48 | 24/01/03 | 13h00 | 14 | 497 | 7,4 | 25550 | 66660 | 30,905 | 80,632 | 247,760 | 546,936 | 1426,956 |
| 49 | 27/01/03 | 10h20 | 14 | 497 |  | 18870 | 60080 | 22,825 | 72,673 | 247,760 | 403,940 | 1286,101 |
| 50 | 28/01/03 | 10h25 | 18 | 498 |  | 20110 | 64440 | 31,275 | 100,217 | 248,480 | 431,735 | 1383,440 |

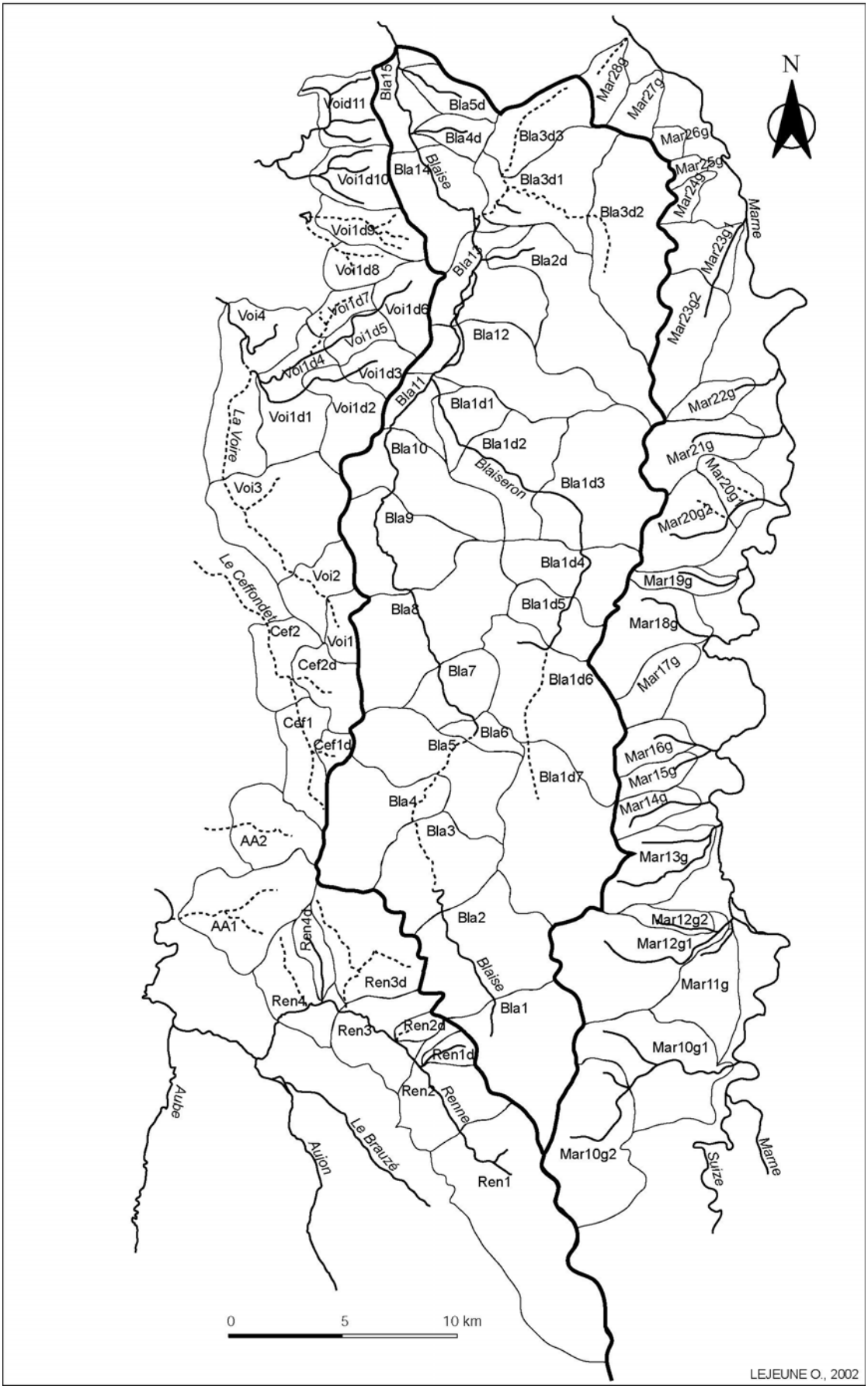
| N° prélèvement | Date | Heure | Poids MES (mg/l) | Conductivité (µS/cm) | Température (°c) | débit marne la Noue (Saint-Dizier) | débit marne amont prélèvement DER | MES (T/jour) la Noue | MES (T/jour) amont prélèvement DER | Dureté totale (mg/l) | Dureté (T/jour) à la Noue (Saint-Dizier) | Dureté (T/jour) amont prélèvement DER |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 51 | 31/01/03 | 11h35 | 26 | 498 | 7,2 | 52745 | 93835 | 118,486 | 210,791 | 248,480 | 1132,364 | 2014,511 |
| 52 | 03/02/03 | 11h15 | 24 | 512 | 6,9 | 42220 | 158110 | 87,547 | 327,857 | 258,776 | 943,964 | 3535,057 |
| 53 | 06/02/03 | 10h40 | 12 | 511 | | 126105 | 167104 | 130,746 | 173,253 | 258,026 | 2811,318 | 3725,327 |
| 54 | 07/02/03 | 09h30 | 14 | 510 | | 110784 | 145328 | 134,004 | 175,789 | 257,279 | 2462,607 | 3230,483 |
| 55 | 10/02/03 | 12h10 | 12 | 510 | 7,3 | 64827 | 80000 | 67,213 | 82,944 | 257,279 | 1441,033 | 1778,313 |
| 56 | 13/02/03 | 10h00 | 7 | 512 | | 18870 | 62856 | 11,413 | 38,015 | 258,776 | 421,899 | 1405,348 |
| 57 | 15/01/03 | 11h40 | 4 | 514 | 5,1 | 13320 | 51428 | 4,603 | 17,774 | 260,281 | 299,544 | 1156,526 |
| 58 | 17/02/03 | 10h40 | 4 | 512 | 5,3 | 13320 | 40000 | 4,603 | 13,824 | 258,776 | 297,811 | 894,328 |
| 59 | 19/02/03 | 09h30 | 6 | 510 | 5,4 | 12210 | 30000 | 6,330 | 15,552 | 257,279 | 271,415 | 666,867 |
| 60 | 20/02/03 | 11h35 | 6 | 507 | 5,5 | 13320 | 30000 | 6,905 | 15,552 | 255,050 | 293,524 | 661,091 |
| 61 | 22/02/03 | 10h00 | 3 | 502 | 5,4 | 13320 | 26664 | 3,453 | 6,911 | 251,379 | 289,299 | 579,119 |
| 62 | 23/02/03 | 10h30 | 4 | 500 | | 13320 | 24998 | 4,603 | 8,639 | 249,925 | 287,626 | 539,795 |
| 63 | 24/02/03 | 10h30 | 4 | 501 | 5,4 | 13820 | 23332 | 4,776 | 8,064 | 250,651 | 299,289 | 505,283 |
| 64 | 26/02/03 | 10h45 | 4 | 498 | 5,6 | 13320 | 20000 | 4,603 | 6,912 | 248,480 | 285,962 | 429,373 |
| 65 | 27/02/03 | 10h35 | 3 | 494 | 5,4 | 13320 | 19161 | 3,453 | 4,967 | 245,614 | 282,664 | 406,617 |
| 66 | 29/02/03 | 10h45 | 4 | 488 | 5,7 | 8872 | 17487 | 3,066 | 6,044 | 241,377 | 185,025 | 364,691 |
| 67 | 01/03/03 | 10h20 | 2 | 484 | 7,3 | 9269 | 16650 | 1,602 | 2,877 | 238,593 | 191,068 | 343,231 |
| 68 | 02/03/03 | 13h20 | 10 | 480 | 9,5 | 8872 | 25570 | 7,665 | 22,092 | 235,842 | 180,782 | 521,033 |
| 69 | 04/03/03 | 08h30 | 3 | 480 | | 8872 | 36630 | 2,300 | 9,494 | 235,842 | 180,782 | 746,400 |
| 70 | 06/03/03 | 10h25 | 4 | 482 | 9,8 | 9070 | 14430 | 3,134 | 4,987 | 237,214 | 185,886 | 295,747 |
| 71 | 09/03/03 | 09h40 | 3 | 483 | 9,7 | 9469 | 37772 | 2,454 | 9,791 | 237,903 | 194,625 | 776,395 |
| 72 | 12/03/03 | 12h00 | 4 | 486 | 10,2 | 9670 | 32768 | 3,342 | 11,325 | 239,981 | 200,495 | 679,424 |
| 73 | 15/03/03 | 13h25 | 4 | 472 | 10,1 | 9670 | 26660 | 3,342 | 9,214 | 230,433 | 192,518 | 530,785 |
| 74 | 17/03/03 | 12h20 | 5 | 467 | | 9670 | 22220 | 4,177 | 9,599 | 227,116 | 189,747 | 436,019 |
| 75 | 19/03/03 | 10h10 | 3 | 461 | 8,4 | 9670 | 19488 | 2,506 | 5,051 | 223,198 | 186,474 | 375,813 |
| 76 | 22/03/03 | 10h00 | 4 | 466 | 8,6 | 9269 | 17946 | 3,203 | 6,202 | 226,458 | 181,350 | 351,132 |
| 77 | 25/03/03 | 10h00 | 4 | 467 | 9,7 | 9070 | 16380 | 3,134 | 5,661 | 227,116 | 177,974 | 321,422 |
| 78 | 28/03/03 | 10h30 | 2 | 467 | 12 | 9070 | 14862 | 1,567 | 2,568 | 227,116 | 177,974 | 291,634 |
| 79 | 30/03/03 | 10h25 | 3 | 466 | 11 | 9070 | 13834 | 2,351 | 3,586 | 226,458 | 177,458 | 270,676 |
| 80 | 01/04/03 | 10h30 | 4 | 464 | 10,3 | 8872 | 13320 | 3,066 | 4,603 | 225,149 | 172,585 | 259,112 |
| 81 | 03/04/03 | 15h15 | 3 | 480 | 10,4 | 9569 | 12800 | 2,480 | 3,318 | 235,842 | 194,985 | 260,822 |
| 82 | 05/04/03 | 09h35 | 3 | 477 | 9,6 | 9670 | 12100 | 2,506 | 3,136 | 233,799 | 195,330 | 244,423 |
| 83 | 08/04/03 | 11h00 | 3 | 477 | 9,1 | 9670 | 10815 | 2,506 | 2,803 | 233,799 | 195,330 | 218,465 |
| 84 | 11/04/03 | 11h00 | 3 | 464 | | 9469 | 9469 | 2,454 | 2,454 | 225,149 | 184,191 | 184,191 |
| 85 | 13/04/03 | 11h45 | 4 | 460 | 10,2 | 9269 | 9269 | 3,203 | 3,203 | 222,552 | 178,221 | 178,221 |
| 86 | 15/04/03 | 11h00 | 3 | 453 | | 9269 | 9269 | 2,402 | 2,402 | 218,080 | 174,640 | 174,640 |
| 87 | 16/04/03 | 10h40 | 4 | 450 | | 9070 | 9070 | 3,134 | 3,134 | 216,191 | 169,412 | 169,412 |
| 88 | 19/04/03 | 13h35 | 4 | 448 | 14,2 | 8774 | 8774 | 3,032 | 3,032 | 214,940 | 162,932 | 162,932 |
| 89 | 22/04/03 | 12h20 | 3 | 450 | 14,5 | 9670 | 9670 | 2,506 | 2,506 | 216,191 | 180,619 | 180,619 |
| 90 | 25/04/03 | 11h35 | 4 | 452 | 14,1 | 9670 | 9670 | 3,342 | 3,342 | 217,448 | 181,670 | 181,670 |
| 91 | 28/04/03 | 12h20 | 7 | 460 | 14,7 | 9872 | 9872 | 5,971 | 5,971 | 222,552 | 189,821 | 189,821 |
| 92 | 30/04/03 | 10h30 | 6 | 457 | | 9872 | 10602 | 5,118 | 5,496 | 220,624 | 188,177 | 202,095 |
| 93 | 01/05/03 | 14h00 | 6 | 459 | | 9872 | 10501 | 5,118 | 5,444 | 221,908 | 189,272 | 201,334 |
| 94 | 02/05/03 | 13h45 | 9 | 460 | 14,3 | 9872 | 10520 | 7,676 | 8,180 | 222,552 | 189,821 | 202,284 |
| 95 | 03/05/03 | 12h50 | 8 | 463 | 14,2 | 9872 | 10202 | 6,823 | 7,052 | 224,497 | 191,480 | 197,883 |
| 96 | 05/05/03 | 12h30 | 7 | 466 | | 9872 | 9872 | 5,971 | 5,971 | 226,458 | 193,153 | 193,153 |
| 97 | 07/05/03 | 13h50 | 8 | 478 | 15,9 | 10075 | 10075 | 6,964 | 6,964 | 234,478 | 204,111 | 204,111 |
| 98 | 10/05/03 | 13h30 | 7 | 471 | 16 | 9670 | 9670 | 5,848 | 5,848 | 229,766 | 191,961 | 191,961 |
| 99 | 12/05/03 | 13h30 | 8 | 466 | 17 | 9368 | 9368 | 6,475 | 6,475 | 226,458 | 183,303 | 183,303 |
| 100 | 14/05/03 | 13h00 | 8 | 471 | 15,3 | 9368 | 9368 | 6,475 | 6,475 | 229,766 | 185,981 | 185,981 |
| 101 | 16/05/03 | 10h30 | 7 | 474 | | 9368 | 9368 | 5,666 | 5,666 | 231,774 | 187,606 | 187,606 |
| 102 | 17/05/03 | 12h30 | 7 | 472 | 15,6 | 9368 | 9368 | 5,666 | 5,666 | 230,433 | 186,521 | 186,521 |
| 103 | 18/05/03 | 10h30 | 13 | 471 | 15,3 | 11527 | 11527 | 12,947 | 12,947 | 229,766 | 228,838 | 228,838 |
| 104 | 20/05/03 | 11h00 | 19 | 463 | 14,3 | 13907 | 13907 | 22,831 | 22,831 | 224,497 | 269,757 | 269,757 |

| N° prélèvement | Date | Heure | Poids MES (mg/l) | Conductivité (µS/cm) | Température (°c) | débit marne la Noue (Saint-Dizier) | débit marne amont prélèvement DER | MES (T/jour) la Noue | MES (T/jour) amont prélèvement DER | Dureté totale (mg/l) | Dureté (T/jour) à la Noue (Saint-Dizier) | Dureté (T/jour) amont prélèvement DER |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 105 | 22/05/03 | 09h30 | 11 | 480 | | 11739 | 11739 | 11,157 | 11,157 | 235,842 | 239,200 | 239,200 |
| 106 | 23/05/03 | 15h15 | 8 | 492 | 15,9 | 10899 | 10899 | 7,533 | 7,533 | 244,194 | 229,946 | 229,946 |
| 107 | 26/05/03 | 11h30 | 7 | 487 | 15,9 | 10691 | 10691 | 6,466 | 6,466 | 240,678 | 222,321 | 222,321 |
| 108 | 28/05/03 | 11h40 | 7 | 471 | | 10485 | 10485 | 6,341 | 6,341 | 229,766 | 208,143 | 208,143 |
| 109 | 30/05/03 | 11h40 | 7 | 455 | | 10075 | 10075 | 6,093 | 6,093 | 219,348 | 190,941 | 190,941 |
| 110 | 31/05/03 | 11h40 | 7 | 444 | | 9872 | 9872 | 5,971 | 5,971 | 212,462 | 181,215 | 181,215 |
| 111 | 02/06/03 | 12h00 | 9 | 419 | 22,2 | 9469 | 9469 | 7,363 | 7,363 | 197,603 | 161,657 | 161,657 |
| 112 | 03/06/03 | 11h35 | 8 | 428 | 21,1 | 9469 | 9469 | 6,545 | 6,545 | 202,829 | 165,931 | 165,931 |
| 113 | 05/06/03 | 16h35 | 18 | 414 | 21 | 12165 | 12165 | 18,919 | 18,919 | 194,759 | 204,701 | 204,701 |
| 114 | 09/06/03 | 12h00 | 10 | 451 | 22,4 | 9469 | 9469 | 8,181 | 8,181 | 216,819 | 177,377 | 177,377 |
| 115 | 11/06/03 | 10h00 | 8 | 448 | 22,9 | 9469 | 9469 | 6,545 | 6,545 | 214,940 | 175,840 | 175,840 |
| 116 | 14/06/03 | 9h55 | 10 | 453 | 22,5 | 8872 | 8872 | 7,665 | 7,665 | 218,080 | 167,167 | 167,167 |
| 117 | 16/06/03 | 09h45 | 12 | 457 | | 8675 | 8675 | 8,995 | 8,995 | 220,624 | 165,369 | 165,369 |
| 118 | 18/06/03 | 18h20 | 10 | 464 | 22,2 | 8286 | 8286 | 7,159 | 7,159 | 225,149 | 161,178 | 161,178 |
| 119 | 21/06/03 | 17h30 | 7 | 461 | 23,5 | 7332 | 7332 | 4,434 | 4,434 | 223,198 | 141,392 | 141,392 |
| 120 | 24/06/03 | 17h45 | 5 | 450 | 23,9 | 6229 | 6229 | 2,691 | 2,691 | 216,191 | 116,348 | 116,348 |
| 121 | 26/06/03 | 17h00 | 10 | 441 | 23,8 | 6050 | 6050 | 5,227 | 5,227 | 210,621 | 110,089 | 110,089 |
| 122 | 28/06/03 | 15h35 | 6 | 419 | | 6050 | 6050 | 3,136 | 3,136 | 197,603 | 103,285 | 103,285 |
| 123 | 01/07/03 | 12h30 | 7 | 440 | 20,9 | 5872 | 5872 | 3,551 | 3,551 | 210,011 | 106,543 | 106,543 |
| 124 | 03/07/03 | 11h30 | 3 | 422 | 19,6 | 5872 | 5872 | 1,522 | 1,522 | 199,330 | 101,124 | 101,124 |
| 125 | 05/07/03 | 11h30 | 10 | 430 | 20 | 5347 | 5347 | 4,619 | 4,619 | 204,008 | 94,240 | 94,240 |
| 126 | 07/07/03 | 10h30 | 7 | 448 | 19,7 | 4834 | 4834 | 2,924 | 2,924 | 214,940 | 89,779 | 89,779 |
| 127 | 09/07/03 | 10h45 | 10 | 437 | 21,5 | 4583 | 4583 | 3,960 | 3,960 | 208,192 | 82,446 | 82,446 |
| 128 | 11/07/03 | 17h45 | 2 | 430 | 24,6 | 4336 | 4336 | 0,749 | 0,749 | 204,008 | 76,428 | 76,428 |
| 129 | 15/07/03 | 12h30 | 5 | 405 | 24,3 | 4173 | 4173 | 1,803 | 1,803 | 189,741 | 68,411 | 68,411 |
| 130 | 17/07/03 | 12h20 | 7 | 403 | 24,4 | 4173 | 4173 | 2,524 | 2,524 | 188,644 | 68,015 | 68,015 |
| 131 | 22/07/03 | 20h50 | 11 | 402 | 24,4 | 4173 | 4173 | 3,966 | 3,966 | 188,098 | 67,818 | 67,818 |
| 132 | 24/07/03 | 10h40 | 8 | 382 | | 4173 | 4173 | 2,884 | 2,884 | 177,498 | 63,997 | 63,997 |
| 133 | 27/07/03 | 11h30 | 7 | 406 | 24,6 | 4336 | 4336 | 2,622 | 2,622 | 190,292 | 71,289 | 71,289 |
| 134 | 30/07/03 | 11h30 | 7 | 401 | | 4336 | 4336 | 2,622 | 2,622 | 187,553 | 70,263 | 70,263 |
| 135 | 31/07/03 | 12h00 | 7 | 401 | | 4336 | 4336 | 2,622 | 2,622 | 187,553 | 70,263 | 70,263 |
| 136 | 02/08/03 | 11h40 | 6 | 410 | 24,4 | 4336 | 4336 | 2,248 | 2,248 | 192,513 | 72,121 | 72,121 |
| 137 | 04/08/03 | 11h35 | 6 | 400 | | 4336 | 4336 | 2,248 | 2,248 | 187,010 | 70,059 | 70,059 |
| 138 | 07/08/03 | 09h40 | 6 | 403 | | 4336 | 4336 | 2,248 | 2,248 | 188,644 | 70,672 | 70,672 |
| 139 | 09/08/03 | 11h30 | 8 | 412 | 24,4 | 4336 | 4336 | 2,997 | 2,997 | 193,632 | 72,540 | 72,540 |
| 140 | 11/08/03 | 10h00 | 7 | 403 | | 4336 | 4336 | 2,622 | 2,622 | 188,644 | 70,672 | 70,672 |
| 141 | 14/08/03 | 11h00 | 15 | 410 | 25,4 | 4501 | 4501 | 5,833 | 5,833 | 192,513 | 74,858 | 74,858 |
| 142 | 17/08/03 | 11h30 | 11 | 408 | 25,3 | 4336 | 4336 | 4,121 | 4,121 | 191,399 | 71,704 | 71,704 |
| 143 | 19/08/03 | 12h30 | 7 | 375 | 22,5 | 4834 | 4834 | 2,924 | 2,924 | 173,931 | 72,650 | 72,650 |
| 144 | 22/08/03 | 13h00 | 5 | 414 | 22,4 | 4834 | 4834 | 2,088 | 2,088 | 194,759 | 81,350 | 81,350 |
| 145 | 24/08/03 | 09h30 | 7 | 414 | | 4834 | 4834 | 2,924 | 2,924 | 194,759 | 81,350 | 81,350 |
| 146 | 25/08/03 | 09h30 | 8 | 414 | | 4834 | 4834 | 3,342 | 3,342 | 194,759 | 81,350 | 81,350 |
| 147 | 28/08/03 | 13h30 | 8 | 409 | 22,3 | 4834 | 4834 | 3,342 | 3,342 | 191,955 | 80,179 | 80,179 |
| 148 | 31/08/03 | 11h00 | 10 | 379 | 19,2 | 5174 | 5174 | 4,471 | 4,471 | 175,961 | 78,666 | 78,666 |
| 149 | 03/09/03 | 11h00 | 10 | 407 | 18,4 | 4919 | 4919 | 4,250 | 4,250 | 190,845 | 81,107 | 81,107 |
| 150 | 05/09/03 | 11h00 | 10 | 427 | 17,7 | 4750 | 4750 | 4,104 | 4,104 | 202,241 | 83,006 | 83,006 |
| 151 | 07/09/03 | 10h30 | 10 | 435 | | 4834 | 4834 | 4,177 | 4,177 | 206,988 | 86,458 | 86,458 |
| 152 | 08/09/03 | 12h40 | 10 | 433 | | 5004 | 5004 | 4,323 | 4,323 | 205,791 | 88,967 | 88,967 |
| 153 | 09/09/03 | 16h15 | 8 | 426 | 18,6 | 5174 | 5174 | 3,577 | 3,577 | 201,656 | 90,153 | 90,153 |
| 154 | 13/09/03 | 11h00 | 10 | 424 | 18,4 | 5089 | 5089 | 4,397 | 4,397 | 200,489 | 88,150 | 88,150 |
| 155 | 15/09/03 | 10h00 | 11 | 428 | | 5004 | 5004 | 4,755 | 4,755 | 202,829 | 87,686 | 87,686 |
| 156 | 16/09/03 | 10h00 | 11 | 430 | | 5004 | 5004 | 4,755 | 4,755 | 204,008 | 88,196 | 88,196 |
| 157 | 18/09/03 | 11h45 | 11 | 435 | 18,6 | 4834 | 4834 | 4,595 | 4,595 | 206,988 | 86,458 | 86,458 |
| 158 | 21/09/03 | 11h25 | 10 | 444 | 18,5 | 4834 | 4834 | 4,177 | 4,177 | 212,462 | 88,744 | 88,744 |

| N° prélèvement | Date | Heure | Poids MES (mg/l) | Conductivité (µS/cm) | Température (°c) | débit marne la Noue (Saint-Dizier) | débit marne amont prélèvement DER | MES (T/jour) la Noue | MES (T/jour) amont prélèvement DER | Dureté totale (mg/l) | Dureté (T/jour) à la Noue (Saint-Dizier) | Dureté (T/jour) amont prélèvement DER |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 159 | 23/09/03 | 11h35 | 12 | 457 | | 4501 | 4501 | 4,666 | 4,666 | 220,624 | 85,790 | 85,790 |
| 160 | 25/09/03 | 17h30 | 11 | 457 | | 4336 | 4336 | 4,121 | 4,121 | 220,624 | 82,652 | 82,652 |
| 161 | 26/09/03 | 18h15 | 9 | 448 | 16,4 | 4336 | 4336 | 3,372 | 3,372 | 214,940 | 80,523 | 80,523 |
| 162 | 27/09/03 | 15h30 | 8 | 456 | | 4336 | 4336 | 2,997 | 2,997 | 219,985 | 82,413 | 82,413 |
| 163 | 30/09/03 | 13h30 | 8 | 455 | | 4336 | 4336 | 2,997 | 2,997 | 219,348 | 82,174 | 82,174 |

# ANNEXES CHAPITRE 5 : LES POTENTIALITÉS DE RÉORGANISATION DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE AU NIVEAU DES INTERFLUVES MARNE-AUBE ET MARNE-MEUSE

## Annexe 5.1 : Carte des points de jaugeage sur la Blaise et les cours d'eau adjacents



# Annexe 5.2 : Résultat des campagnes de mesure de débit d'étiage dans le bassin versant de la Blaise et cours d'eau adjacents (Campagne du 26-27 août 2002)

| Sous bassin-versant | surface (km2) | débit (l/s) | débit spécifique | Conductivité (µS/cm) | Température (°c) |
|---|---|---|---|---|---|
| bla 1 | 23,775 | 20 | 0,84 | 638 | 15,3 |
| bla 2 | 24,75 | 20 | 0,81 | 545 | 16,9 |
| bla 3 | 17,825 | 0 | 0,00 | / | / |
| bla 4 | 20,125 | 0 | 0,00 | / | / |
| bla 5 | 20,675 | 0 | 0,00 | / | / |
| bla 6 | 3,525 | 179 | 50,78 | 559 | 11,5 |
| bla 7 | 9,5 | 374 | 39,37 | 533 | 12,1 |
| bla 8 | 29,075 | 828 | 28,48 | 537 | 13,9 |
| bla 9 | 18,325 | 436 | 23,79 | 480 | 16,9 |
| bla 10 | 18,3 | 439 | 23,99 | 488 | 14,4 |
| bla 11 | 137,05 | 470 | 3,43 | 498 | 14,5 |
| bla 12 | 20,925 | 464 | 22,17 | 515 | 14,7 |
| bla 13 | 45,925 | 503 | 10,95 | 561 | 15,1 |
| bla 14 | 76,075 | 537 | 7,06 | 610 | 14,5 |
| bla 15 | 19,25 | 400 | 20,78 | 629 | 15,8 |
| Bla1d7 | 29,975 | 0 | 0 | / | / |
| Bla1d6 | 27,3 | 0 | 0 | / | / |
| Bla1d5 | 8,6 | 0 | 0 | / | / |
| Bla1d4 | 13,75 | 19 | 1,38 | 576 | 15,1 |
| Bla1d3 | 27,075 | 31 | 0,44 | 502 | 15,8 |
| Bla1d2 | 16,75 | 88 | 3,4 | 511 | 16,1 |
| Bla1d1 | 7,5 | 35 | -7,07 | 492 | 15,9 |
| Bla2d | 26,875 | 0 | 0 | / | / |
| Bla3d3 | 7,695 | 0 | 0 | / | / |
| Bla3d2 | 18,63 | 0 | 0 | / | / |
| Bla3d1 | 10,935 | 0 | 0 | / | / |
| Bla4d | 4,4 | | 0,11 | | |
| Bla5d | 5,4 | 0 | 0 | / | / |
| Ren1 | 42,225 | 15 | 0,36 | 628 | 16,3 |
| Ren2 | 12,725 | 19 | 0,31 | 606 | 16,6 |
| Ren3 | 12,15 | 48 | 2,39 | 559 | 16,7 |
| Ren4 | 11,625 | 265 | 1,2 | 526 | 14,2 |
| Ren1d | 2,55 | 0 | 0 | / | / |
| Ren2d | 2,1 | 0 | 0 | / | / |
| Ren3d | 18,65 | 0 | 0 | / | / |
| Ren4d | 4,2 | 203 | 48,3 | 549 | 12,2 |
| Aa1 | 21,1 | 0 | 0 | / | / |
| Aa2 | 13,3 | 0 | 0 | / | / |
| Cef1 | 13,175 | 0 | 0 | / | / |
| Cef2 | 10,05 | 0 | 0 | / | / |
| Cef1d | 3,825 | 0 | 0 | / | / |
| Cef2d | 10,6 | 0 | 0 | / | / |
| Voi1 | 4,975 | 0 | 0 | / | / |
| Voi2 | 11,2 | 0 | 0 | / | / |
| Voi3 | 25,125 | 0 | 0 | / | / |
| Voi4 | 22,475 | 406 | 18,06 | 12,7 | 610 |
| Voi1d1 | 13,725 | 0 | -0,04 | / | / |
| Voi1d2 | 11,4 | 0,5 | 0,04 | 16,5 | 412 |
| Voi1d3 | 6,475 | 0 | 0 | / | / |
| Voi1d5 | 4,4 | 0 | 0 | / | / |
| Voi1d6 | 10,325 | 0 | 0 | / | / |
| Voi1d7 | 4,55 | 0 | 0 | / | / |
| Voi1d8 | 5,55 | 0 | 0 | / | / |
| Voi1d9 | 8,45 | 0 | 0 | / | / |
| Voi1d10 | 8,975 | 0 | 0 | / | / |
| Voi1d11 | 9,275 | 0 | 0 | / | / |
| Mar10g1 | 21,5 | 38 | 1,72 | 510 | 14 |
| Mar10g2 | 22,95 | 1 | 0,04 | 616 | 18 |
| Mar11g | 10,975 | 0 | 0 | / | / |
| Mar12g1 | 22,525 | 38 | 1,6 | 616 | 14,5 |
| Mar12g2 | 3,375 | 48 | 14,35 | 560 | 16 |
| Mar13g | 12,725 | 0 | 0 | / | / |

| Sous bassin-versant | surface (km2) | débit (l/s) | débit spécifique | Conductivité (µS/cm) | Température (°c) |
|---|---|---|---|---|---|
| Mar14g | 5,225 | 2 | 0,38 | 540 | 15 |
| Mar15g | 4 | 20 | 5 | 487 | 13,4 |
| Mar16g | 6 | 0 | 0 | / | / |
| Mar17g | 7,075 | 0 | 0 | / | / |
| Mar18g | 15,225 | 4 | 0,26 | 557 | 10,8 |
| Mar19g | 4,275 | 0 | 0 | / | / |
| Mar20g1 | 5,025 | 9,8 | 1,99 | 568 | 14,4 |
| Mar20g2 | 12,925 | 0 | 0 | / | / |
| Mar21g | 10,975 | 22 | 2 | 500 | 15,2 |
| Mar22g | 4,875 | 10 | 2,05 | ? | ? |
| Mar23g1 | 7,725 | 25 | 0 | 547 | 16,2 |
| Mar23g2 | 14,45 | 25 | 1,73 | 582 | 12,3 |
| Mar24g | 2,675 | 0 | 0 | / | / |
| Mar25g | 1,925 | 0,5 | 0,26 | 616 | 10,7 |
| Mar26g | 2,425 | 2 | 0,82 | 560 | 11,1 |
| Mar27g | 4,4 | 0 | 0 | / | / |
| Mar28g | 5,1 | 6,5 | 1,28 | 695 | 11 |

# Annexe 5.3 : Résultat des campagnes de mesure de débit d'étiage dans le bassin versant de la Blaise sur le drain principal

Campagne 26-27 août 2002

| Sous bassin-versant | Surface sous bassin-versant | Surface sous bassin-versant cumulé | Débit brut (l/s) | Débit spécifique (l/s/km2) | Conductivité (µS/cm) | Température (°c) |
|---|---|---|---|---|---|---|
| bla 1 | 23,775 | 23,775 | 20 | 0,84 | 638 | 15,3 |
| bla 2 | 24,75 | 48,525 | 20 | 0,41 | 545 | 16,9 |
| bla 3 | 17,825 | 66,35 | 0 | 0,00 | / | / |
| bla 4 | 20,125 | 86,475 | 0 | 0,00 | / | / |
| bla 5 | 20,675 | 107,15 | 0 | 0,00 | / | / |
| bla 6 | 3,525 | 110,675 | 179 | 1,62 | 559 | 11,5 |
| bla 7 | 9,5 | 120,175 | 374 | 3,11 | 533 | 12,1 |
| bla 8 | 29,075 | 149,25 | 828 | 5,55 | 537 | 13,9 |
| bla 9 | 18,325 | 167,575 | 436 | 2,60 | 480 | 16,9 |
| bla 10 | 18,3 | 185,875 | 439 | 2,36 | 488 | 14,4 |
| bla 11 | 137,05 | 322,925 | 470 | 1,46 | 498 | 14,5 |
| bla 12 | 20,925 | 343,85 | 464 | 1,35 | 515 | 14,7 |
| bla 13 | 45,925 | 389,775 | 503 | 1,29 | 561 | 15,1 |
| bla 14 | 76,075 | 465,85 | 537 | 1,15 | 610 | 14,5 |
| bla 15 | 19,25 | 485,1 | 400 | 0,82 | 629 | 15,8 |

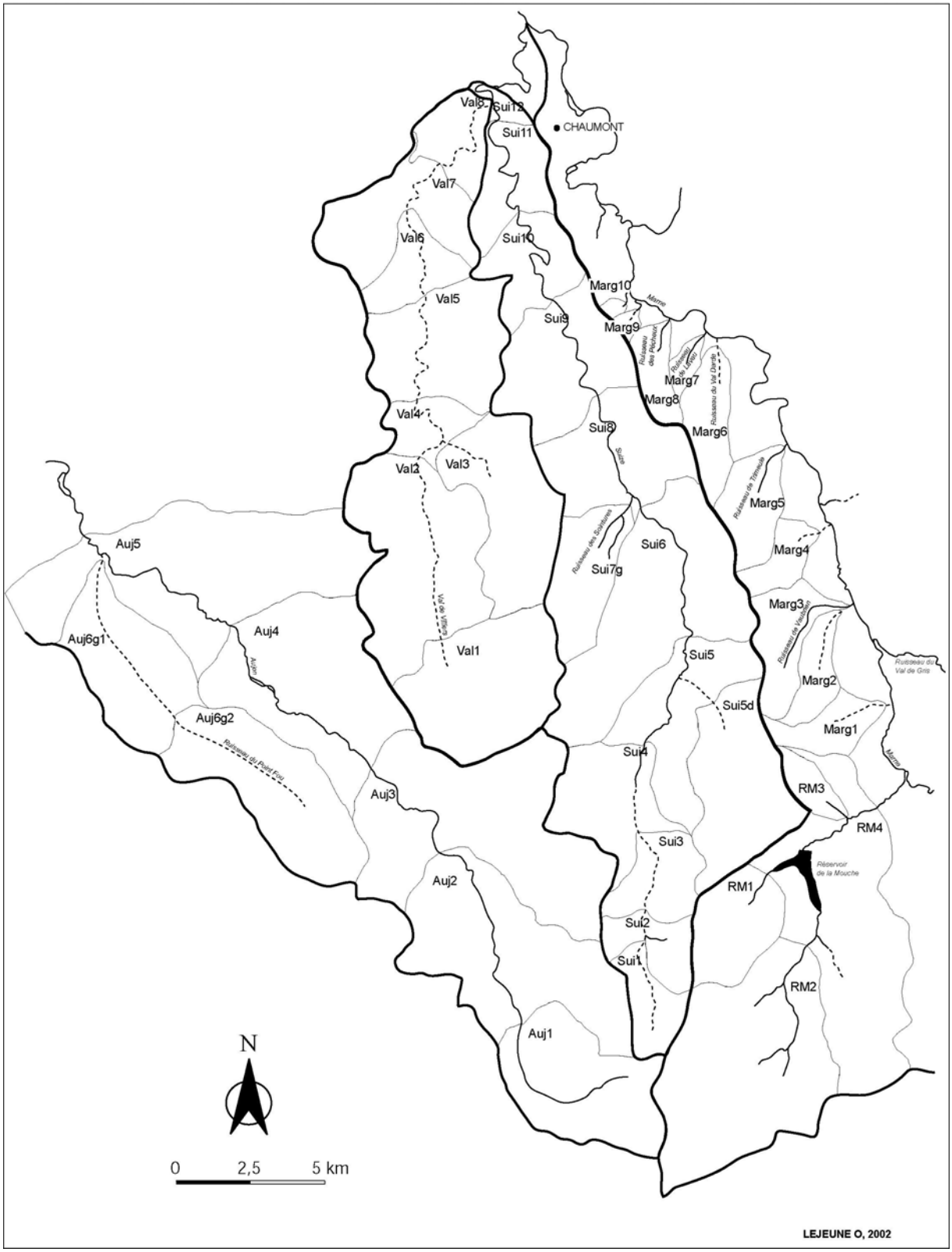
Campagne du 22 Juin 2003

| Sous bassin-versant | Surface sous bassin-versant | Surface sous bassin-versant cumulé | Débit brut (l/s) | Débit spécifique (l/s/km2) | Conductivité (µS/cm) | Température (°c) |
|---|---|---|---|---|---|---|
| bla 1 | 23,775 | 23,775 | 22 | 0,93 | 629 | 16,9 |
| bla 2 | 24,75 | 48,525 | 25 | 0,52 | 524 | 20,1 |
| bla 3 | 17,825 | 66,35 | 0 | 0,00 | / | / |
| bla 4 | 20,125 | 86,475 | 0 | 0,00 | / | / |
| bla 5 | 20,675 | 107,15 | 0 | 0,00 | / | / |
| bla 6 | 3,525 | 110,675 | 90 | 0,81 | 499 | 13,3 |
| bla 7 | 9,5 | 120,175 | 243 | 2,02 | 489 | 14,4 |
| bla 8 | 29,075 | 149,25 | 324 | 2,17 | 498 | 16,8 |
| bla 9 | 18,325 | 167,575 | 180 | 1,07 | 471 | 18,2 |
| bla 10 | 18,3 | 185,875 | 188 | 1,01 | 465 | 18,7 |
| bla 11 | 137,05 | 322,925 | 547 | 1,69 | 487 | 16 |
| bla 12 | 20,925 | 343,85 | 589 | 1,71 | 508 | 15,8 |
| bla 13 | 45,925 | 389,775 | 740 | 1,90 | 549 | 15,9 |
| bla 14 | 76,075 | 465,85 | 977 | 2,10 | 589 | 15,4 |
| bla 15 | 19,25 | 485,1 | 722 | 1,49 | 600 | 18,5 |

Campagne du 21 septembre 2003

| Sous bassin-versant | Surface sous bassin-versant | Surface sous bassin-versant cumulé | Débit brut (l/s) | Débit spécifique (l/s/km2) | Conductivité (µS/cm) | Température (°c) |
|---|---|---|---|---|---|---|
| bla 1 | 23,775 | 23,775 | 3 | 0,13 | 680 | 17,1 |
| bla 2 | 24,75 | 48,525 | 0 | 0,00 | / | / |
| bla 3 | 17,825 | 66,35 | 0 | 0,00 | / | / |
| bla 4 | 20,125 | 86,475 | 0 | 0,00 | / | / |
| bla 5 | 20,675 | 107,15 | 0 | 0,00 | / | / |
| bla 6 | 3,525 | 110,675 | 23 | 0,21 | 495 | 12,3 |
| bla 7 | 9,5 | 120,175 | 65 | 0,54 | 482 | 14,4 |
| bla 8 | 29,075 | 149,25 | 114 | 0,76 | 480 | 16,9 |
| bla 9 | 18,325 | 167,575 | 50 | 0,30 | 461 | 15,4 |
| bla 10 | 18,3 | 185,875 | 0 | 0,00 | / | / |
| bla 11 | 137,05 | 322,925 | 62 | 0,19 | 479 | 14,4 |
| bla 12 | 20,925 | 343,85 | 133 | 0,39 | 566 | 13,8 |
| bla 13 | 45,925 | 389,775 | 139 | 0,36 | / | / |
| bla 14 | 76,075 | 465,85 | 143 | 0,31 | 655 | 14,4 |
| bla 15 | 19,25 | 485,1 | 172 | 0,35 | 673 | 15,5 |

**Annexe 5.4 : Carte des points de jaugeage sur la Suize et ses cours d'eau adjacents**



# Annexe 5.5 : Résultat des campagnes de mesure de débit d'étiage dans le bassin versant de la Suize et cours d'eau adjacents (Campagne du 7-9 juillet 2002)

| Sous bassin-versant | surface (km2) | débit (l/s) | débit spécifique | Conductivité (µS/cm) | Température (°c) |
|---|---|---|---|---|---|
| Sui1 | 5,625 | 5 | 0,88 | 366 | 15,1 |
| Sui2 | 5,35 | 5 | 0 | 383 | 16,5 |
| Sui3 | 6,95 | 0 | -0,72 | / | / |
| Sui4 | 11,9 | 9,5 | 0,8 | 521 | 16,1 |
| Sui5 | 14,079 | 71 | 4,36 | 570 | 16 |
| Sui5d | 17,3 | 0 | / | / | / |
| Sui6 | 28,4 | 6,5 | -0,21 | 473 | 19,1 |
| Sui7g | 9,1 | 6,5 | 0,55 | 502 | 16 |
| Sui8 | 14,175 | 90 | 1,41 | 444 | 19 |
| Sui9 | 16,375 | 60 | -1,83 | 415 | 20 |
| Sui10 | 7,75 | 35 | -3,22 | 341 | 22,9 |
| Sui11 | 7,75 | 25 | -1,29 | 344 | 19,1 |
| Sui12 | 7,15 | 39 | 1,8 | 367 | 18,1 |
| Val1 | 21,51 | 0 | / | / | / |
| Val2 | 21,15 | 0 | / | / | / |
| Val3 | 18,73 | 0 | / | / | / |
| Val4 | 5,55 | 0 | / | / | / |
| Val5 | 17 | 0 | / | / | / |
| Val6 | 6,938 | 0 | / | / | / |
| Val7 | 12,83 | 0 | / | / | / |
| Val8 | 16,3 | 0 | / | / | / |
| Auj1 | 19,4 | 18 | 0,91 | 456 | 12,9 |
| Auj2 | 28 | 51 | 2,42 | 403 | 16,3 |
| Auj3 | 34,15 | 109 | 0,67 | 403 | 18 |
| Auj4 | 27,975 | 151 | 1,5 | 415 | 17,8 |
| Auj5 | 35,2 | 142 | -0,25 | 408 | 16,9 |
| Auj6g1 | 15,9 | 0 | / | / | / |
| Auj6g2 | 20,65 | 0 | / | / | / |
| RM1 | 9,35 | 16 | 1,71 | 578 | 12,9 |
| RM2 | 34,2 | 84 | 2,45 | 602 | 16,1 |
| RM3 | 2,975 | 0 | / | / | / |
| RM4 | 29,49 | 263 | 1,34 | 412 | 18,3 |
| Marg1 | 4,7 | 80 | 1,7 | 741 | 14,2 |
| Marg2 | 4,2 | 0 | / | / | / |
| Marg3 | 7,225 | 10 | 1,38 | 478 | 14,7 |
| Marg4 | 3,725 | 5 | 1,34 | 446 | 13,3 |
| Marg5 | 6,6 | 15 | 2,27 | 473 | 13,5 |
| Marg6 | 5,775 | 0 | / | / | / |
| Marg7 | 1,275 | 2 | 1,56 | 460 | 14,8 |
| Marg8 | 3,65 | 0 | / | / | / |
| Marg9 | 0,7 | 5 | 4,28 | 463 | 13,7 |
| Marg10 | 0,35 | 0 | / | / | / |

# Annexe 5.6 : Résultat des campagnes de mesure de débit d'étiage dans le bassin versant de la Suize sur le drain principal

Campagne 7 juillet 2002

| Sous bassin-versant | Surface sous bassin-versant | Surface sous bassin-versant cumulé | Débit brut (l/s) | Débit spécifique (l/s/km2) | Conductivité (µS/cm) | Température (°c) |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Sui 1 | 5,625 | 5,625 | 5 | 0,89 | 366 | 15,1 |
| Sui 2 | 5,35 | 10,975 | 5 | 0,46 | 383 | 16,5 |
| Sui 3 | 6,95 | 17,925 | 0 | 0,00 | / | / |
| Sui 4 | 11,9 | 29,825 | 9,5 | 0,32 | 521 | 16,1 |
| Sui 5 | 31,379 | 61,204 | 71 | 1,16 | 570 | 16 |
| Sui 6 | 28,4 | 89,604 | 65 | 0,73 | 473 | 19,1 |
| Sui 7 | 23,275 | 112,879 | 90 | 0,80 | 444 | 19 |
| Sui 8 | 16,375 | 129,254 | 60 | 0,46 | 415 | 20 |
| Sui 9 | 7,75 | 137,004 | 35 | 0,26 | 341 | 22,9 |
| Sui 10 | 7,75 | 144,754 | 25 | 0,17 | 344 | 19,1 |
| Sui 11 | 110 | 254,754 | 39 | 0,15 | 367 | 18,1 |

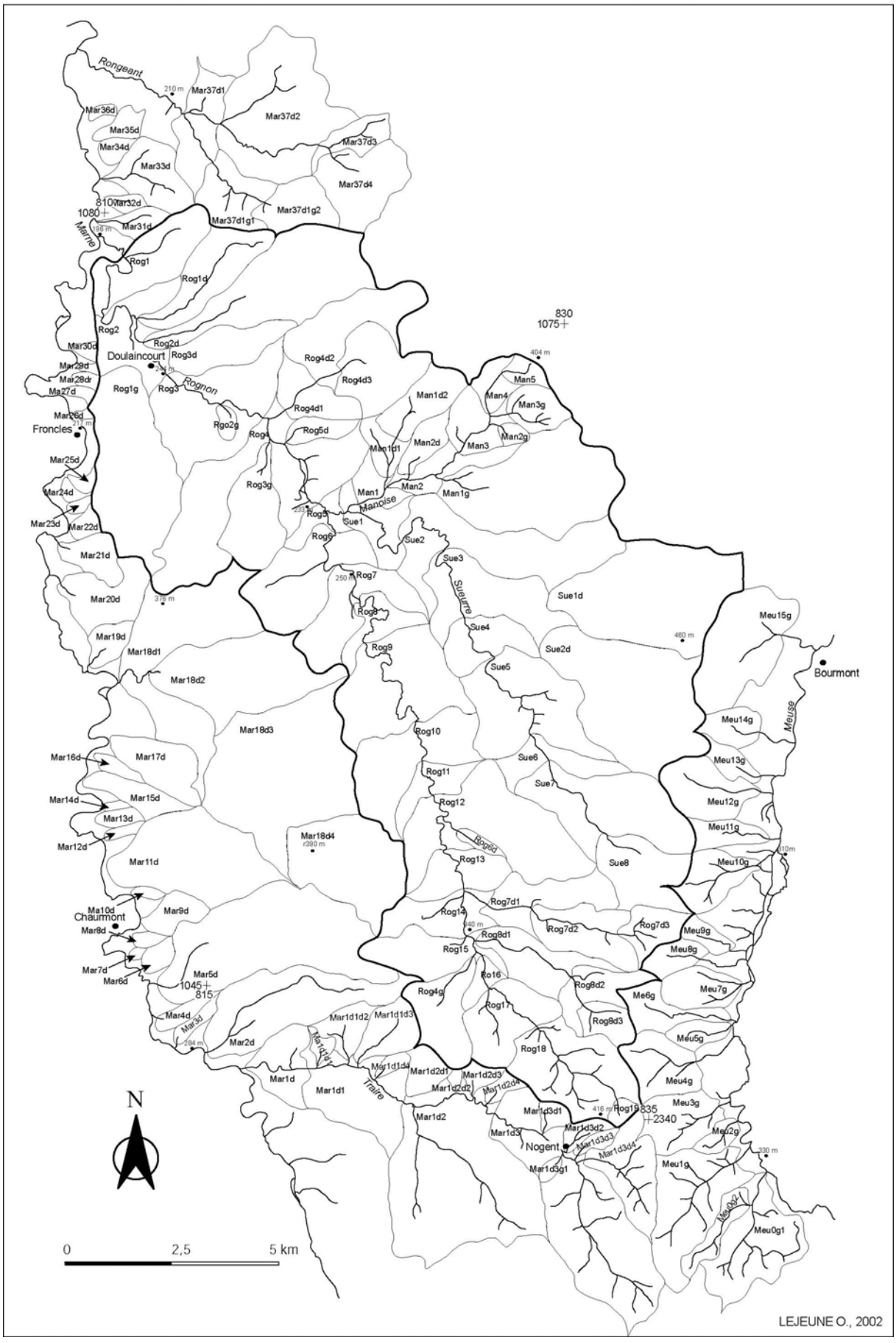
Campagne 10 juillet 2003

| Sous bassin-versant | Surface sous bassin-versant | Surface sous bassin-versant cumulé | Débit brut (l/s) | Débit spécifique (l/s/km2) | Conductivité (µS/cm) | Température (°c) |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Sui 1 | 5,625 | 5,625 | 3 | 0,53 | 367 | 19,1 |
| Sui 2 | 5,35 | 10,975 | 0 | 0,00 | / | / |
| Sui 3 | 6,95 | 17,925 | 0 | 0,00 | / | / |
| Sui 4 | 11,9 | 29,825 | 2 | 0,07 | 499 | 22 |
| Sui 5 | 31,379 | 61,204 | 35 | 0,57 | 604 | 21,2 |
| Sui 6 | 28,4 | 89,604 | 42 | 0,47 | 410 | 21,6 |
| Sui 7 | 23,275 | 112,879 | 20 | 0,18 | 422 | 20 |
| Sui 8 | 16,375 | 129,254 | 13 | 0,10 | 343 | 22,5 |
| Sui 9 | 7,75 | 137,004 | 0,5 | 0,00 | 294 | 21,7 |
| Sui 10 | 7,75 | 144,754 | 0 | 0,00 | / | / |
| Sui 11 | 110 | 254,754 | 0 | 0,00 | / | / |

Campagne 26 septembre 2003

| Sous bassin-versant | Surface sous bassin-versant | Surface sous bassin-versant cumulé | Débit brut (l/s) | Débit spécifique (l/s/km2) | Conductivité (µS/cm) | Température (°c) |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Sui 1 | 5,625 | 5,625 | 0 | 0,00 | / | / |
| Sui 2 | 5,35 | 10,975 | 0 | 0,00 | / | / |
| Sui 3 | 6,95 | 17,925 | 0 | 0,00 | / | / |
| Sui 4 | 11,9 | 29,825 | 0 | 0,00 | / | / |
| Sui 5 | 31,379 | 61,204 | 5 | 0,08 | 410 | 12,5 |
| Sui 6 | 28,4 | 89,604 | 16 | 0,18 | 474 | 13 |
| Sui 7 | 23,275 | 112,879 | 10 | 0,09 | 589 | 13 |
| Sui 8 | 16,375 | 129,254 | 0,5 | 0,00 | 539 | 13,3 |
| Sui 9 | 7,75 | 137,004 | 0 | 0,00 | / | / |
| Sui 10 | 7,75 | 144,754 | 0 | 0,00 | / | / |
| Sui 11 | 110 | 254,754 | 0 | 0,00 | / | / |

## Annexe 5.7: Cartographie des sous bassin-versants du Rognon



# Annexe 5.8 : Résultat des campagnes de mesure de débit d'étiage dans le bassin versant du Rognon et cours d'eau adjacents (Campagne du 24 septembre 2002)

| Sous bassin-versant | surface ($km^2$) | débit (l/s) | débit spécifique | Conductivité (µS/cm) | Température (°c) |
|---|---|---|---|---|---|
| Rog1 | 11,55 | 678 | 4,33 | 435 | 12,4 |
| Rog2 | 10,1 | 628 | 2,18 | 446 | 12,2 |
| Rog3 | 20,375 | 606 | 0,88 | 541 | 12,6 |
| Rog4 | 28,4 | 588 | -1,03 | 475 | 12,4 |
| Rog5 | 3,125 | 607 | 37,76 | 507 | 12 |
| Rog6 | 15,35 | 252 | 16,42 | 500 | 11,5 |
| Rog7 | 11,9 | 0 | 0,00 | / | / |
| Rog8 | 4,975 | 0 | -1,01 | / | / |
| Rog9 | 21,15 | 5 | -2,41 | 381 | 14,1 |
| Rog10 | 15,525 | 56 | 0,52 | 479 | 12,9 |
| Rog11 | 5,075 | 48 | 0,99 | 500 | 12,5 |
| Rog12 | 24,9 | 43 | -0,60 | 509 | 12,4 |
| Rog13 | 7,15 | 58 | 6,43 | 521 | 12,5 |
| Rog14 | 7,7 | 12 | -2,47 | 508 | 12,8 |
| Rog15 | 8,725 | 28 | 3,04 | 518 | 13,4 |
| Rog16 | 2,15 | 4 | 0,93 | 576 | 12,2 |
| Rog17 | 10,45 | 2 | 0,00 | 660 | 12,4 |
| Rog18 | 17,375 | 2 | 0,12 | / | / |
| Rog19 | 1,2 | 0 | 0,00 | / | / |
| Rog1d | 10,55 | 0 | 0,00 | / | / |
| Rog2d | 23,15 | 0 | 0,00 | / | / |
| Rog3d | 8,05 | 0 | 0,00 | / | / |
| Rog4d1 | 5,875 | 0 | 0,00 | / | / |
| Rog4d2 | 12,65 | 0 | -7,59 | / | / |
| Rog4d3 | 10,65 | 96 | 9,01 | 440 | 10,7 |
| Rog5d | 2,75 | 2 | 0,73 | 371 | 12 |
| Rog6d | 1,75 | 0 | 0,00 | / | / |
| Rog7d1 | 8,825 | 3 | -0,23 | 490 | 13 |
| Rog7d2 | 9,15 | 5 | 0,49 | 532 | 10 |
| Rog7d3 | 4,525 | 0,5 | 0,11 | 554 | 10,8 |
| Rog8d1 | 8,475 | 1 | 0,06 | 607 | 10,7 |
| Rog8d2 | 5,75 | 0,5 | 0,09 | 1070 | 11,4 |
| Rog8d3 | 3,75 | 0 | 0,00 | / | / |
| Rog1g | 24,35 | 0 | 0,00 | / | / |
| Rog2g | 1,05 | 0 | 0,00 | / | / |
| Rog3g | 10,55 | 8,3 | 0,79 | 365 | 12,8 |
| Rog4g | 9,15 | 0,5 | 0,05 | 440 | 12,7 |
| Sui1 | 6,15 | 237 | 32,85 | 518 | 11,6 |
| Sui2 | 21,875 | 0 | 0,00 | / | / |
| Sui3 | 14,575 | 0 | -1,03 | / | / |
| Sui4 | 7,125 | 15 | 2,11 | 504 | 12,7 |
| Sui5 | 19,5 | 0 | 0,00 | / | / |
| Sui6 | 5,55 | 0 | 0,00 | / | / |
| Sui7 | 18,95 | 0 | 0,00 | / | / |
| Sui8 | 10,2 | 0 | 0,00 | / | / |
| Sui1d | 28,75 | 0 | 0,00 | / | / |
| Sui2d | 29,8 | 0 | 0,00 | / | / |
| Man1 | 3,175 | 35 | -7,56 | 453 | 12,5 |
| Man2 | 5,375 | 35 | -4,74 | 529 | 13,3 |
| Man3 | 5,525 | 59 | 10,68 | 436 | 13 |
| Man4 | 3,05 | 49 | 16,07 | 460 | 12 |
| Man5 | 1,95 | 0 | 0,00 | / | / |
| Man1d1 | 2,95 | 24 | 4,75 | 322 | 14,3 |
| Man1d2 | 6,775 | 10 | 1,48 | 400 | 11,9 |
| Man2d | 3,15 | 1,5 | 0,48 | 524 | 11,5 |
| Man1g | 25,775 | 0 | 0,00 | / | / |
| Man2g | 1,15 | 0 | 0,00 | / | / |
| Man3g | 4,325 | 2 | 0,46 | 450 | 13 |
| Mar1d | 6,875 | 59 | 1,02 | 646 | 11,7 |
| Mar1d1 | 13,7 | 52 | 1,04 | 540 | 11,3 |
| Mar1d1d1 | 1,2 | 1 | 0,83 | 492 | 10,2 |
| Mar1d1d2 | 3,75 | 2 | 0,53 | 467 | 10,4 |
| Mar1d1d3 | 5,875 | 3,7 | 0,63 | 544 | 10 |
| Mar1d1d4 | 1,425 | 0 | 0,00 | / | / |

| Sous bassin-versant | surface ($km^2$) | débit (l/s) | débit spécifique | Conductivité (µS/cm) | Température (°c) |
|---|---|---|---|---|---|
| Mar1d2 | 40,25 | 31 | 0,65 | 598 | 11,7 |
| Mar1d2d1 | 3,45 | 0 | 0,00 | / | / |
| Mar1d2d2 | 0,525 | 0 | 0,00 | / | / |
| Mar1d2d3 | 1,525 | 0 | 0,00 | / | / |
| Mar1d2d4 | 1,3 | 0 | 0,00 | / | / |
| Mar1d3 | 32,15 | 5 | 0,16 | 502 | 10,4 |
| Mar1d3d1 | 1,5 | 0 | 0,00 | / | / |
| Mar1d3d2 | 1,825 | 0 | 0,00 | / | / |
| Mar1d3d3 | 1,15 | 0 | 0,00 | / | / |
| Mar1d3d4 | 9,75 | 0 | 0,00 | / | / |
| Mar1d3g1 | 0,7 | 0 | 0,00 | / | / |
| Mar2d | 19,15 | 21 | 1,10 | 389 | 12 |
| Mar3d | 1,3 | 0 | 0,00 | / | / |
| Mar4d | 1,825 | 0 | 0,00 | / | / |
| Mar5d | 32,8 | 0 | 0,00 | / | / |
| Mar6d | 1,425 | 0 | 0,00 | / | / |
| Mar7d | 0,25 | 0 | 0,00 | / | / |
| Mar8d | 0,825 | 0 | 0,00 | / | / |
| Mar9d | 3,25 | 0 | 0,00 | / | / |
| Mar10d | 0,45 | 0 | 0,00 | / | / |
| Mar11d | 21,275 | 0 | 0,00 | / | / |
| Mar12d | 0,7 | 0 | 0,00 | / | / |
| Mar13d | 1,4 | 0 | 0,00 | / | / |
| Mar14d | 0,4 | 0 | 0,00 | / | / |
| Mar15d | 4,45 | 0 | 0,00 | / | / |
| Mar16d | 1,2 | 0 | 0,00 | / | / |
| Mar17d | 8,225 | 0 | 0,00 | / | / |
| Mar18d1 | 25,25 | 0 | 0,00 | / | / |
| Mar18d2 | 20,975 | 0 | 0,00 | / | / |
| Mar18d3 | 36,3 | 0 | 0,00 | / | / |
| Mar18d4 | 18,925 | 0 | 0,00 | / | / |
| Mar19d | 2,95 | 0 | 0,00 | / | / |
| Mar20d | 7,95 | 0 | 0,00 | / | / |
| Mar21d | 4,125 | 0 | 0,00 | / | / |
| Mar22d | 1,3 | 0 | 0,00 | / | / |
| Mar23d | 0,65 | 0 | 0,00 | / | / |
| Mar24d | 0,7 | 0 | 0,00 | / | / |
| Mar25d | 0,875 | 0 | 0,00 | / | / |
| Mar26d | 0,35 | 0 | 0,00 | / | / |
| Mar27d | 0,65 | 0 | 0,00 | / | / |
| Mar28d | 0,7225 | 45 | 62,28 | 439 | 10,2 |
| Mar29d | 0,375 | 0 | 0,00 | / | / |
| Mar30d | 0,775 | 0 | 0,00 | / | / |
| Mar31d | 2,5 | 0 | 0,00 | / | / |
| Mar32d | 1,15 | 0 | 0,00 | / | / |
| Mar33d | 7,7 | 0 | 0,00 | / | / |
| Mar34d | 1,45 | 0 | 0,00 | / | / |
| Mar35d | 2,05 | 0 | 0,00 | / | / |
| Mar36d | 0,5 | 0 | 0,00 | / | / |
| Mar37d1 | 8,45 | 158 | 3,08 | 520 | 10,7 |
| Mar37d2 | 25,825 | 132 | 4,03 | 529 | 10,5 |
| Mar37d3 | 3,95 | 28 | 7,09 | 538 | 9,8 |
| Mar37d4 | 10,625 | 0 | 0,00 | / | / |
| Mar37d1g1 | 7,45 | 4 | 0,54 | 570 | 9,4 |
| Mar37d1g2 | 6,3 | 0 | 0,00 | / | / |
| Meu0g1 | 13,925 | 0 | 0,00 | / | / |
| Meu0g2 | 15,75 | 0 | 0,00 | / | / |
| Meu1g | 3,825 | 0 | 0,00 | / | / |
| Meu2g | 1,875 | 0 | 0,00 | / | / |
| Meu3g | 7,625 | 0 | 0,00 | / | / |
| Meu4g | 7,65 | 0 | 0,00 | / | / |
| Meu5g | 2,75 | 0 | 0,00 | / | / |
| Meu6g | 5,5 | 0 | 0,00 | / | / |
| Meu7g | 5,375 | 0 | 0,00 | / | / |
| Meu8g | 3,5 | 0 | 0,00 | / | / |
| Meu9g | 2,3 | 0,5 | 0,22 | 748 | 10,7 |
| Meu10g | 6,5 | 0,5 | 0,08 | 595 | 9,7 |

| Sous bassin-versant | surface ($km^2$) | débit (l/s) | débit spécifique | Conductivité (µS/cm) | Température (°c) |
|---|---|---|---|---|---|
| Meu11g | 3,4 | 0,5 | 0,15 | 646 | 10,9 |
| Meu12g | 8,4 | 1 | 0,12 | 513 | 9,5 |
| Meu13g | 2,325 | 0 | 0,00 | / | / |
| Meu14g | 3,475 | 9 | 2,59 | 592 | 10,8 |
| Meu15g | 15,7 | 5,6 | 0,36 | 608 | 13,9 |

# Annexe 5.9 : Résultat des campagnes de mesure de débit d'étiage dans le bassin versant du Rognon sur le drain principal

Campagne 24 septembre 2002

| Sous bassin-versant | Surface sous bassin-versant | Surface sous bassin-versant cumulé | Débit brut (l/s) | Débit spécifique (l/s/km2) | Conductivité (µS/cm) | Température (°c) |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Rog1 | 11,55 | 613,85 | 678 | 4,33 | 435 | 12,4 |
| Rog2 | 76,2 | 602,3 | 628 | 0,29 | 446 | 12,2 |
| Rog3 | 21,425 | 526,1 | 606 | 0,84 | 541 | 12,6 |
| Rog4 | 70,875 | 504,675 | 588 | -0,27 | 475 | 12,4 |
| Rog5 | 228,8 | 433,8 | 607 | 1,55 | 507 | 12 |
| Rog6 | 15,35 | 205 | 252 | 16,42 | 500 | 11,5 |
| Rog7 | 11,9 | 189,65 | 0 | 0,00 | / | / |
| Rog8 | 4,975 | 177,75 | 0 | -1,01 | / | / |
| Rog9 | 21,15 | 172,775 | 5 | -2,41 | 381 | 14,1 |
| Rog10 | 15,525 | 151,625 | 56 | 0,52 | 479 | 12,9 |
| Rog11 | 5,075 | 136,1 | 48 | 0,99 | 500 | 12,5 |
| Rog12 | 26,65 | 131,025 | 43 | -0,56 | 509 | 12,4 |
| Rog13 | 7,15 | 104,375 | 58 | 6,43 | 521 | 12,5 |
| Rog14 | 30,2 | 97,225 | 12 | -0,53 | 508 | 12,8 |
| Rog15 | 35,85 | 67,025 | 28 | 0,67 | 518 | 13,4 |
| Rog16 | 2,15 | 31,175 | 4 | 0,93 | 576 | 12,2 |
| Rog17 | 10,45 | 29,025 | 2 | 0,00 | 660 | 12,4 |
| Rog18 | 17,375 | 18,575 | 2 | 0,12 | / | / |
| Rog19 | 1,2 | 1,2 | 0 | 0,00 | / | / |

Campagne 11 juillet 2003

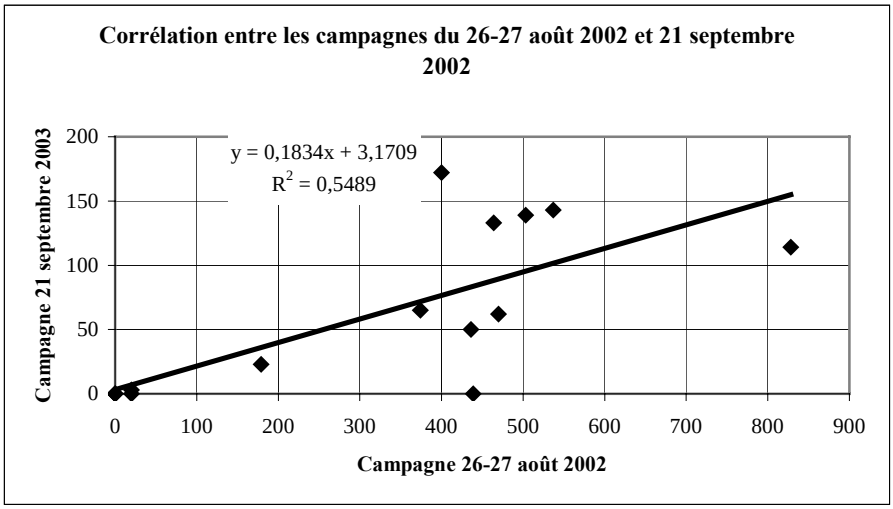
| Sous bassin-versant | Surface sous bassin-versant | Surface sous bassin-versant cumulé | Débit brut (l/s) | Débit spécifique (l/s/km2) | Conductivité (µS/cm) | Température (°c) |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Rog1 | 11,55 | 613,85 | 710 | -6,49 | 412 | 17,2 |
| Rog2 | 76,2 | 602,3 | 785 | -0,34 | 412 | 17,3 |
| Rog3 | 21,425 | 526,1 | 811 | -3,45 | 409 | 19,7 |
| Rog4 | 70,875 | 504,675 | 885 | 1,28 | 423 | 19,6 |
| Rog5 | 228,8 | 433,8 | 794 | 2,06 | 494 | 15,2 |
| Rog6 | 15,35 | 205 | 322 | 20,52 | 479 | 15,1 |
| Rog7 | 11,9 | 189,65 | 7 | -0,76 | 340 | 21 |
| Rog8 | 4,975 | 177,75 | 16 | -3,22 | 339 | 20,9 |
| Rog9 | 21,15 | 172,775 | 32 | -0,33 | 351 | 22,1 |
| Rog10 | 15,525 | 151,625 | 39 | -0,32 | 461 | 21,2 |
| Rog11 | 5,075 | 136,1 | 44 | -2,36 | 470 | 21 |
| Rog12 | 26,65 | 131,025 | 56 | -0,79 | 506 | 19,7 |
| Rog13 | 7,15 | 104,375 | 77 | 6,01 | 467 | 21,5 |
| Rog14 | 30,2 | 97,225 | 34 | 0,33 | 508 | 21 |
| Rog15 | 35,85 | 67,025 | 24 | 0,39 | 519 | 21,4 |
| Rog16 | 2,15 | 31,175 | 10 | 1,44 | 502 | 20,9 |
| Rog17 | 10,45 | 29,025 | 6,9 | 0,18 | 483 | 23 |
| Rog18 | 17,375 | 18,575 | 5 | 0,29 | 612 | 22,4 |
| Rog19 | 1,2 | 1,2 | 0 | 0,00 | / | / |

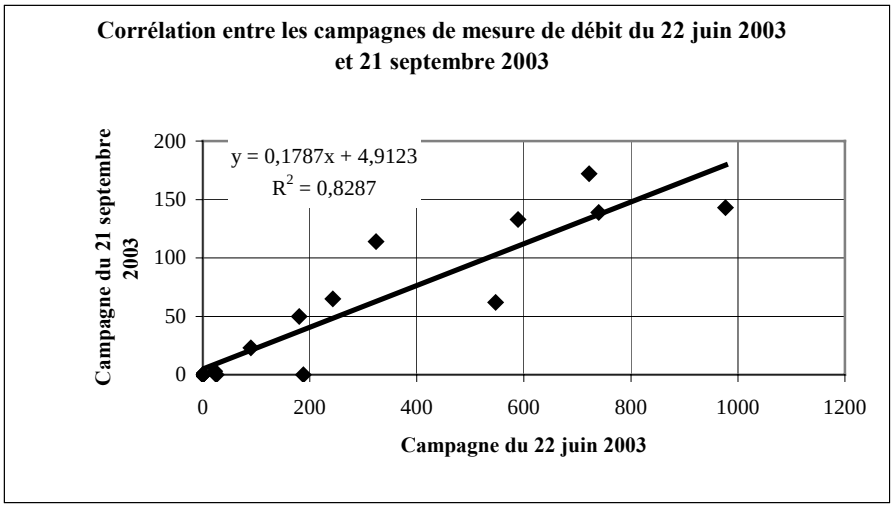
Campagne 26 septembre 2003

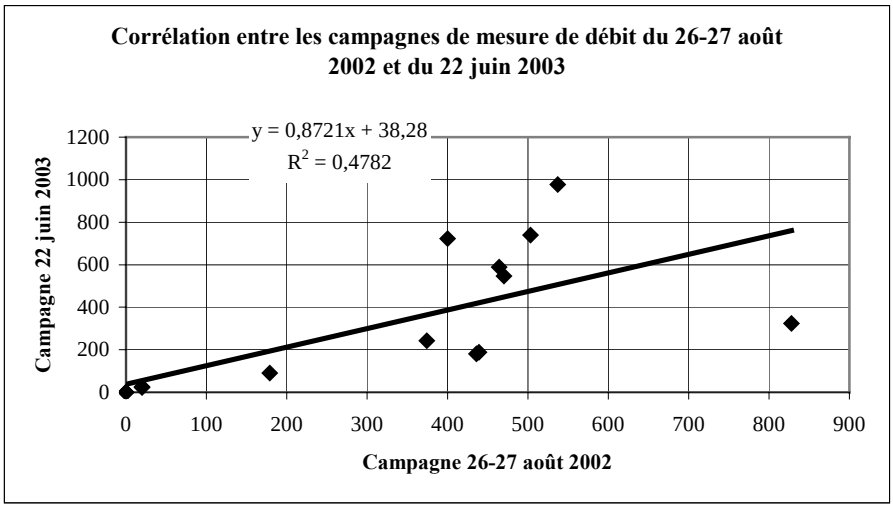
| Sous bassin-versant | Surface sous bassin-versant | Surface sous bassin-versant cumulé | Débit brut (l/s) | Débit spécifique (l/s/km2) | Conductivité (µS/cm) | Température (°c) |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Rog1 | 11,55 | 613,85 | 323 | -2,25 | 410 | 13,5 |
| Rog2 | 76,2 | 602,3 | 349 | -3,83 | 415 | 13,5 |
| Rog3 | 21,425 | 526,1 | 641 | 6,35 | 428 | 14 |
| Rog4 | 70,875 | 504,675 | 505 | 1,16 | 440 | 13,4 |
| Rog5 | 228,8 | 433,8 | 423 | 0,81 | 501 | 13,2 |
| Rog6 | 15,35 | 205 | 238 | 15,50 | 496 | 12,3 |
| Rog7 | 11,9 | 189,65 | 0 | 0,00 | / | / |
| Rog8 | 4,975 | 177,75 | 0 | 0,00 | / | / |
| Rog9 | 21,15 | 172,775 | 0 | -0,90 | / | / |
| Rog10 | 15,525 | 151,625 | 19 | -0,13 | 468 | 14,2 |
| Rog11 | 5,075 | 136,1 | 21 | -0,39 | 477 | 14,3 |
| Rog12 | 26,65 | 131,025 | 23 | 0,15 | 503 | 14,4 |
| Rog13 | 7,15 | 104,375 | 19 | 0,42 | 551 | 12,7 |
| Rog14 | 30,2 | 97,225 | 16 | 0,13 | 496 | 13,7 |

| | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Rog15 | 35,85 | 67,025 | 12 | 0,20 | 529 | 13,8 |
| Rog16 | 2,15 | 31,175 | 5 | 2,09 | 548 | 12,8 |
| Rog17 | 10,45 | 29,025 | 0,5 | 0,00 | 638 | 11,6 |
| Rog18 | 17,375 | 18,575 | 0,5 | 0,03 | 803 | 12,4 |
| Rog19 | 1,2 | 1,2 | 0 | 0,00 | / | / |

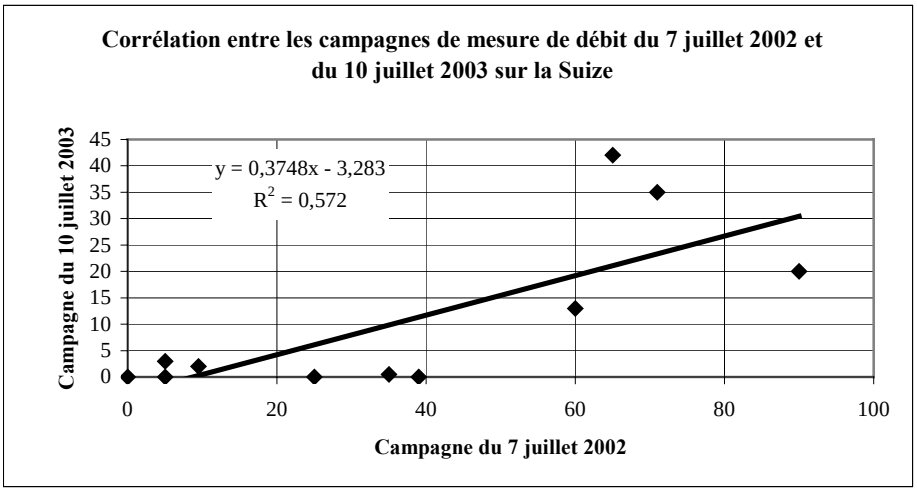
# Annexe 5.10 : Corrélation entre les différentes campagnes de débit réalisés sur la Blaise

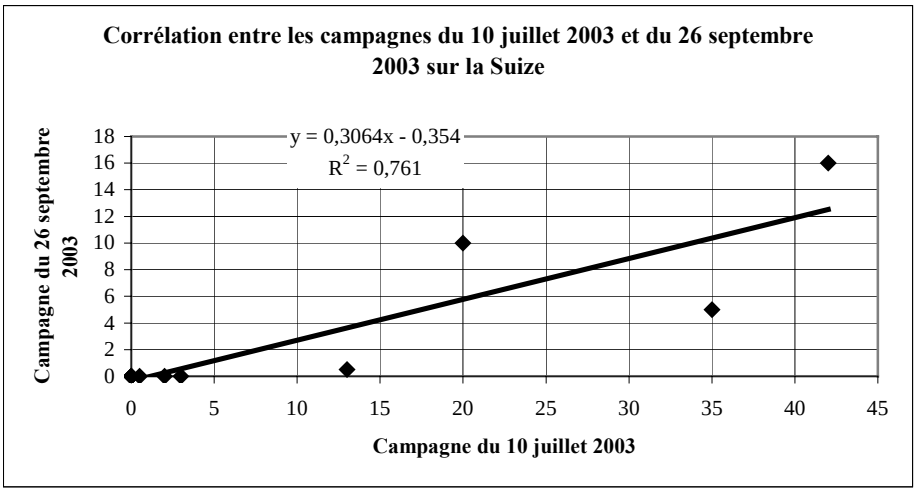


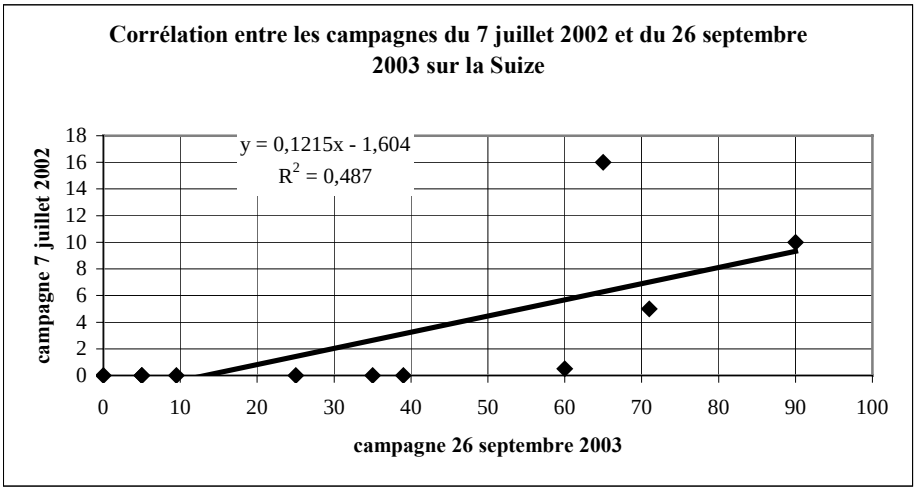



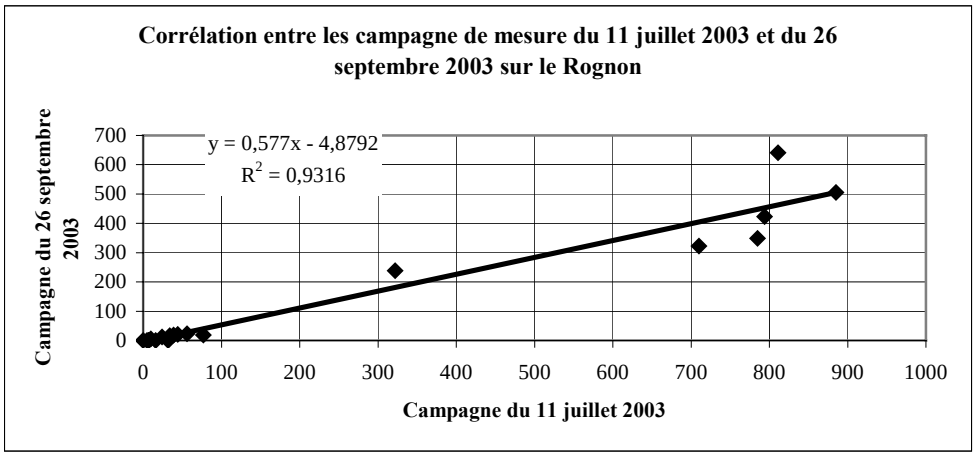
# Annexe 5.11 : Corrélation entre les différentes campagnes de débit réalisés sur la Suize

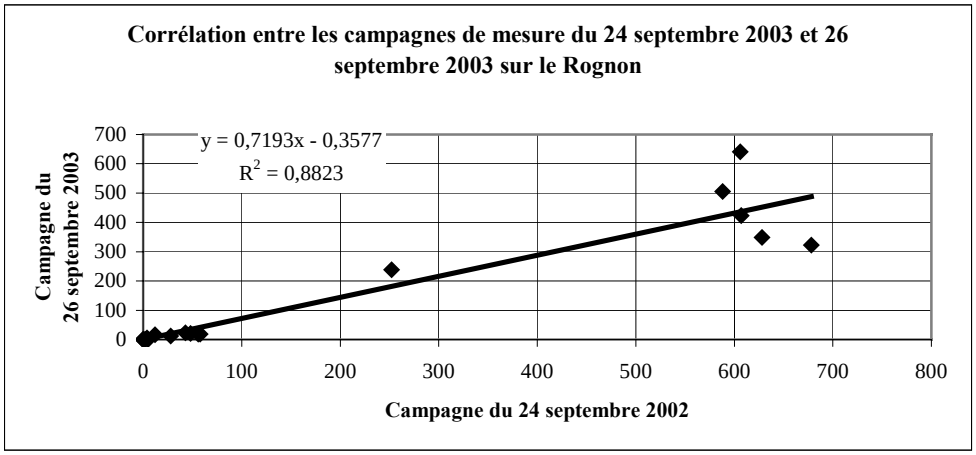


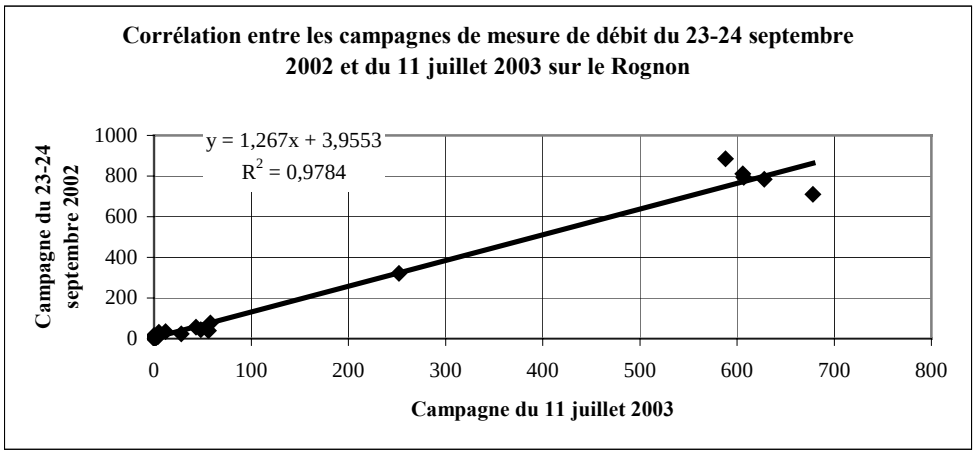



# Annexe 5.12 : Corrélation entre les différentes campagnes de débit réalisés sur la Rognon



## Annexe 5.13 : Données des jaugeages des deux nouvelles campagnes de jaugeages sur la Saulx (d'après Devos, communication personnelle)

| | | 30-nov-94 | | | | 29-mai-95 | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| N° de point | Surface du bassin | Débit brut ($m^3/s$) | Débit spécifique ($l/s/km^2$) | Conductivité (µS/cm) | Température (°c) | Débit brut ($m^3/s$) | Débit spécifique ($l/s/km^2$) |
| Sa.1 | 38,5 | 0,209 | 5,43 | 684 | 8 | 0,029 | 0,75 |
| Sa.2 | 51,5 | 0,327 | 6,35 | 666 | 7,5 | | |
| Sa.3 | 58,05 | 0,467 | 8,04 | 662 | 7,7 | 0,105 | 1,81 |
| Sa.4 | 82,05 | 0,624 | 7,61 | 634 | 8,3 | 0,129 | 1,57 |
| Sa.5 | 113,55 | 0,618 | 5,44 | 632 | 7,4 | 0,128 | 1,13 |
| Sa.6 | 116,6 | 0,646 | 5,54 | 636 | 7 | | |
| Sa.7 | 230,75 | 0,584 | 2,53 | 620 | 7,3 | | |
| Sa.8 | 261,95 | 0,503 | 1,92 | 610 | 7,8 | 0,04 | 0,15 |
| Sa.9 | 271,95 | 0,612 | 2,25 | 585 | 7,3 | | |
| Sa.11 | 311,75 | 0,693 | 2,22 | 576 | 7,3 | 0 | 0,00 |
| Sa.12 | 326,3 | 0,713 | 2,19 | 583 | 7,1 | 0,116 | 0,36 |
| Sa.14 | 352,9 | 1,534 | 4,35 | 580 | 8,6 | | |
| Sa.17 | 362,9 | 2,594 | 7,15 | 591 | 9,2 | 1,699 | 4,68 |
| Sa.18 | 391,7 | 3,38 | 8,63 | 611 | 8,8 | | |
| Sa.20 | 396,1 | 3,245 | 8,19 | 610 | 8,6 | 1,992 | 5,03 |
| Sa.21 | 417,2 | 3,306 | 7,92 | 617 | 8,6 | 2,196 | 5,26 |
| Sa.23 | 462,3 | 3,505 | 7,58 | 760 | 8,3 | | |
| Sa.25 | 465,8 | 3,98 | 8,54 | 612 | 8,2 | 2,512 | 5,39 |
| Sa.28 | 474,8 | 3,914 | 8,24 | 760 | 8,3 | | |
| Sa.29 | 477,1 | 3,955 | 8,29 | 762 | 8,1 | 2,446 | 5,13 |
| Sa.33 | 506,6 | | 0,00 | 760 | 8,1 | | |
| Sa.34 | 507,4 | 4,012 | 7,91 | 767 | 8,1 | 3,161 | 6,23 |

## Annexe 5.14 : Synthèse des calculs d'I.E.B. aux stations hydrométriques du bassin de la Marne amont.

| Cours d'eau | Station | Période | Nombre de données | Moyenne (m3/s) | Ecart-type | coef variation | IEB | Aquifère(s) concernée(s) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Suize | Chaumont | 12/11/1988 au 14/02/2000 | 4112 | 0,816 | 1,397 | 1,711 | 36% | Calcaires du Bathono-Bajocien |
| | Villiers/Suize | 12/11/1988 au 14/02/2000 | 4112 | 0,937 | 1,378 | 1,471 | 39% | Calcaire du Bajocien inf. et moy. |
| Blaise | Louvemont | 17/01/1989 au 14/02/2000 | 4046 | 4,178 | 5,959 | 1,426 | 46% | Calcaires de l'Oxfordien s.l. et Tithonien |
| | Colombey | 17/01/1989 au 06/02/2000 | 4038 | 1,701 | 2,222 | 1,306 | 44% | Calcaires de l'Oxfordien s.l. |
| Rognon | Doulaincourt | 17/01/1989 au 14/02/2000 | 4046 | 9,294 | 14,438 | 1,553 | 45% | Calcaires du Bajocien, Bathonien et de l'Oxfordien s.l. |
| | Bourdons-sur-Rognon | 17/01/1989 au 14/02/2000 | 4046 | 2,008 | 3,311 | 1,649 | 38% | Calcaire du Bajocien inf. |
| Marne | Frignicourt | 17/01/1989 au 14/02/2000 | 4046 | 39,638 | 39,001 | 0,984 | 58% | Calcaires du Bajocien, du Bathonien, de l'Oxfordien s.l., du Kimméridgien, du Tirthonien et des alluvions du Perthois |
| | Saint-Dizier amont | 17/01/1989 au 14/02/2000 | 4046 | 31,220 | 40,903 | 1,310 | 48% | Calcaires du Bajocien, du Bathonien, de l'Oxfordien s.l., du Kimméridgien et du Tirthonien |
| | Saint-Dizier (après prise d'eau du DER) | 17/01/1989 au 14/02/2000 | 4046 | 21,046 | 28,938 | 1,375 | 44% | Calcaires du Bajocien, du Bathonien, de l'Oxfordien s.l., du Kimméridgien et du Tirthonien |
| | Marnay-sur-Marne | 17/01/1989 au 14/02/2000 | 4046 | 3,654 | 4,795 | 1,312 | 49% | Grès du Domérien |