AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact : ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4
Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10
http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php
http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm

UNIVERSITE DE METZ

Centre d'Etudes Géographiques de l'Université de Metz-CEGUM

BIBLIOTHEQUE UNIVERSITAIRE - METZ
N° inv. 2000039L
Cote 4/MZ 00/10
Magasin

THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE DE METZ

Discipline : GEOGRAPHIE

L'APPORT DE L'ANALYSE ET DE LA MODELISATION HYDROLOGIQUES DE BASSINS VERSANTS DANS LA CONNAISSANCE DU FONCTIONNEMENT D'UN AQUIFERE : LES GRES D'ARDENNE-LUXEMBOURG

Sébastien LEBAUT

Jury :

J. CORBONNOIS (Université de Metz) :	**Directeur de thèse**
E. GILLE (Université de Metz) :	**Examinateur**
R. LAMBERT (Université de Toulouse) :	**Examinateur**
E. LEDOUX (Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris) :	**Rapporteur**
F. PETIT (Université de Liège) :	**Rapporteur**

Metz, le 12 décembre 2000

UNIVERSITE DE METZ

Centre d'Etudes Géographiques de l'Université de Metz-CEGUM

THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE DE METZ

Discipline : GEOGRAPHIE

L'APPORT DE L'ANALYSE ET DE LA MODELISATION HYDROLOGIQUES DE BASSINS VERSANTS DANS LA CONNAISSANCE DU FONCTIONNEMENT D'UN AQUIFERE : LES GRES D'ARDENNE-LUXEMBOURG

Sébastien LEBAUT

Jury :

J. CORBONNOIS (Université de Metz) :	Directeur de thèse
E. GILLE (Université de Metz) :	Examinateur
R. LAMBERT (Université de Toulouse) :	Examinateur
E. LEDOUX (Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris) :	Rapporteur
F. PETIT (Université de Liège) :	Rapporteur

Metz, le 12 décembre 2000

Résumé

Depuis plusieurs années le Centre d'Etudes Géographiques de l'Université de Metz, en collaboration avec l'Agence de l'Eau Rhin-Meuse et la D.I.R.E.N. Lorraine, travaille sur les débits de basses eaux des cours d'eau. L'objectif premier de ces études était de proposer une méthodologie d'estimation des débits moyens mensuels caractéristiques d'étiage en n'importe quel point du linéaire de chaque cours d'eau du bassin Rhin-Meuse. Cette méthode, reposant sur l'élaboration de profils hydrologiques débouchait assez logiquement sur l'établissement de cartes de rendements surfaciques, permettant de se faire une idée de l'efficacité des aquifères. Si la relation entre l'aspect du profil hydrologique et la variation du volume aquifère d'amont en aval avait été mise en évidence (CEGUM, 1993), il restait à pouvoir caractériser le fonctionnement d'une nappe et d'un aquifère à partir de l'analyse hydrologique. Notre travail s'inscrit dans cette démarche et aboutit à la proposition d'une approche des aspects structurels et fonctionnels des aquifères.

Cette approche hydrologique, visant à quantifier les caractéristiques des aquifères et des nappes, est une approche intégrée d'évaluation des ressources en eau qui a été appliquée ici aux affleurements des formations sablo-gréseuses du Lias Inférieur et Moyen de la bordure méridionale du Massif Ardennais.
Le mémoire est organisé en trois parties : hydrogéologie des Grès d'Ardenne-Luxembourg et étude hydro-climatologique des bassins versants d'étude où apparaît le caractère original des cours d'eau drainant ces formations (infiltration généralisée et régimes hydrologiques extrêmement pondérés). La troisième partie fait appel à la modélisation pour déterminer les principales grandeurs caractéristiques du milieu souterrain. A partir d'un modèle conceptuel reconstituant l'écoulement de nappe et d'indices morphométriques permettant une schématisation de l'aquifère, l'auteur propose une méthode d'estimation des valeurs de porosité et de perméabilité des réservoirs à l'échelle de bassins versants unitaires de quelques kilomètres carrés.
En raison de cette finesse d'approche, la méthode et les résultats obtenus permettent de préciser la connaissance du domaine souterrain, en complément des méthodes classiques de l'hydrogéologie et offrent des perspectives d'application en terme d'évaluation de la ressource en eau.

AVANT PROPOS

Cette thèse a pour origine une étude préliminaire sur l'aquifère des Grès d'Ardenne-Luxembourg pour le compte de l'Agence de l'eau Rhin-Meuse. Cette étude avait pour objectif la collecte de données existantes ainsi que la mise en place d'un réseau de mesure hydrologique de surface. C'est donc naturellement que nous nous sommes interrogés sur l'utilisation de ces données pour déterminer les potentialités de la ressource en eau souterraine et donc des paramètres associés aux aquifères et aux nappes. La base de cette recherche est la collecte de mesures témoignant de la pulsation des nappes d'eau souterraine, à l'échelle de la source, du sous bassins et du bassin global verrouillé par une station hydrométrique. La démarche engagée dans la thèse s'est donc affinée au fil de l'acquisition des données, rendant l'avancée délicate mais néanmoins passionnante.

Je voudrais par ces quelques lignes remercier les personnes qui ont contribué à cette recherche.

Je tiens à remercier J. Corbonnois pour avoir dirigé et guidé ce travail.

Toute ma reconnaissance va à J.F. Zumstein, disparu cet été. Il a été l'initiateur de ce travail sur les G.A.L., et je lui dois de nombreux conseils précieux tout au long de mon cursus universitaire.

Je tiens également à remercier E. Gille, tout d'abord pour m'avoir transmis le virus de l'hydrologie en encadrant mes mémoires de maîtrise et de DEA, mais surtout pour son engagement dans cette thèse et la rigueur qu'il a su y apporté.

Je tiens également à remercier L. Manceau et R. Poinsaint pour m'avoir épaulé dans la quête de la donnée (plus d'un millier). Ils ont assuré l'installation des stations hydrométriques, leurs relevés hebdomadaires ainsi que la saisie informatique des limnigrammes.

Mes remerciements vont également à D. François pour sa disponibilité sans faille et sa science infinie de la statistique et du traitement informatique.

Je tiens également à remercier J.C. Auer, L. Cadilhac et D. Gras de l'Agence de l'Eau Rhin-Meuse pour avoir facilité ce travail par une collaboration efficace et sympathique.

Mes remerciement s'adressent également à R. Lambert (Université de Toulouse), E. Ledoux (Ecole Nationale des Mines de Paris) et F. Petit (Université de Liège) pour avoir accepté de juger ce travail.

Je remercie toute l'équipe du CEGUM pour la bonne ambiance dans laquelle il m'a été donnée de travailler et plus particulièrement M. Sary, responsable du laboratoire de Géographie Physique, à qui je dois un nombre incalculable de cigarettes et m'a découverte du Maroc.

Enfin merci à Anne...

SOMMAIRE

Introduction générale 1

Première partie : Caractéristiques physiques des Grès d'Ardenne-Luxembourg et définition du réseau de mesure

Chapitre 1er : Présentation du domaine d'étude

Introduction 4

I) Géologie des grès d'Ardenne-Luxembourg 8
A- Origine et stratigraphie des Grès d'Ardenne-Luxembourg 8
1) Origine des Grès d'Ardenne-Luxembourg 8
2) Stratigraphie des Grès d'Ardenne-Luxembourg 10
B- Les faciès constituant les Grès d'Ardenne-Luxembourg 11
C- La tectonique 15
1) Tectonique générale 15
2) Tectonique locale 15
D- Définition des aquifères 17

II) Hydrogéologie des aquifères des Grès d'Ardenne-Luxembourg 18
A- Porosité-coefficient d'emmagasinement-perméabilité 18
1) Les sables 18
2) Les roches consolidées 20
3) Les marnes 21
B- Perméabilité à l'infiltration 21
C- Les données de pompages d'essai 24
D- Caractéristiques géochimiques des nappes 24
E- La piézométrie 26
F-Les sources 28
1) Les données utilisées 28
a- Les sources du B.R.G.M. inventoriées 28
b- Le suivi de sources représentatives 30
2) Les régimes des débits et des températures 30
3) Le tarissement des sources 32

III) L'interface atmosphère/lithosphère 37
A- Les sols 37
1) Les sols sur les argiles et les marnes 38
2) Les sols sur les formations perméables 38
B- Occupation du sol 39

Conclusion 41

Chapitre 2ème : Les bassins inscrits dans les Grès d'Ardenne-Luxembourg

Introduction 43

I) Définition des bassins unitaires et des bassins globaux 43
A- Les bassins unitaires 43
B- Les bassins globaux 46
1) Le bassin de la Thonne 46
2) Le bassin de la Marche 48
3) Le bassin du Matton 50
C- Les données hydrologiques recueillies 52
1) Sur les bassins unitaires 52
2) Sur les bassins globaux 54

II) L'interface nappe/rivière : les alluvions 58

III) Morphométrie des bassins unitaires 59
A- Signification et choix des indices 59
B- Obtention des indices 61
C- Les Résultats 61

Conclusion 63

Deuxième partie : Hydrologie des cours d'eau drainant les Grès d'Ardenne-Luxembourg

Chapitre 3ème : Les apports au système hydrologique

Introduction 66

I) Les précipitations 66
A- Régionalisation de la pluviométrie et choix d'une station représentative 66
B- Diagnostic statistique et représentativité de la série expérimentale (1974-91) 68
1) Choix de la station de référence 68
2) Application du CUSUM avec rail d'homogénéité à la longue série (1880-1998) de la station de Le Chesne 69
C- Spatialisation des précipitations 71
1) Choix de la méthode de spatialisation des précipitations 71
2) Le modèle de quantification spatiale des précipitations 73
a- Les données pluviométriques et altimétriques 73
b- La méthode 73
c- Les résultats 75
d- Correction par les résidus 77
e- Validation 78
3) Les volumes précipités sur les bassins 78
a- La structure des précipitations 78
b- Les lames d'eau abattues 80
D- Les précipitations journalières et Horaires 80

II) Evaluation des prélèvements par évapotranspiration : l'E.T.R 83
A- Les trois formulations retenues 84
B- Données relatives à l'estimation de l'E.T.P 85
1) Les températures 85
2) La radiation solaire 87
3) Le point de rosée 87
4) L'humidité relative 87
C- Application des formulations de l'E.T.P 87

Conclusion 89

Chapitre 4ème : Les écoulements

Introduction 91

I) Caractéristiques globales des débits aux stations 91
A- Les modules 91
B- Les régimes et les débits classés 94
C- Les débits mensuels de la Thonne aux fréquences caractéristiques 96

II) Analyse des phases hydrologiques 99
A- Les données utilisées 99
B- Infiltration et écoulement de crue 101
1) Choix des événements 102
2) Infiltration et écoulement de crue à l'échelle de l'épisode 102

3) Infiltration et écoulement de crue au pas de temps horaire..... 104
C- Tarissement des débits des cours d'eau..... 107
1) Définition des phases de tarissement..... 108
2) Méthodes de détermination du coefficient de tarissement..... 108
a- La méthode des corrélations..... 108
b- « Matching strip method »..... 109
3) Les résultats..... 109

III) L'organisation spatiale des écoulements de nappe..... 113
A- Typologie des bassins unitaires..... 113
B- Les profils hydrologiques et les cartes de rendement..... 115
1) Les profils hydrologiques..... 115
2) La cartographie des débits..... 115
C- Les coefficients de tarissement des bassins unitaires..... 121
1) Détermination des coefficients de tarissement..... 121
2) Validation des coefficients de tarissement..... 123
a- Validation par les débits aux stations..... 123
b- Validation par les sources..... 126
3) Les résultats..... 127

Conclusion..... 127

Troisième partie : Modélisation des écoulements

Chapitre 5ème : Modélisation des débits aux stations

Introduction..... 131

I) Structure du modèle et application..... 132
A- Les entrées du modèle 133
B- Le réservoir sol 133
C- Les réservoirs sous-sol 134

II) Les résultats du modèle 134
A- Les bilans 134
B- Remarques sur les termes du bilan 137
1) L'ETR 137
2) L'écoulement 137

II) Validation des résultats..... 137
A- Comparaison des débits calculés et mesurés..... 137
B- Application de trois méthodes automatiques de séparation des écoulements..... 142
pour l'estimation des débits de nappe.....
1) L'indice d'écoulement de base (I.E.B.)..... 142
2) Le filtre digital automatisé..... 143
3) La méthode statistique du CEGUM..... 144
C- Comparaison des résultats..... 146

Conclusion..... 149

Chapitre 6ème: Modélisation des débits sur les bassins unitaires

Introduction..... 151

I) Application du modèle hydrologique..... 151
A- Les paramètres..... 152
B- Le calage..... 152

II) Validation des résultats..... 157

III) Synthèse des résultats..... 162

Conclusion..... 166

Chapitre 7ème : Approche hydrologique des caractéristiques des aquifères

Introduction..... 169

I) Conceptualisation des échanges aquifère/rivière..... 169
A- Les paramètres de l'écoulement souterrain..... 169
B- Choix du modèle et hypothèses posées..... 171

II) Détermination des principales grandeurs caractéristiques des aquifères..... 172
A- Paramétrage de la nappe et détermination du volume aquifère utile..... 172
1) Paramétrage de la nappe..... 172
2) Le volume utile..... 176
B- Détermination des paramètres hydrodynamiques des aquifères..... 176
1) Calcul de la porosité..... 176
2) Calcul des perméabilités..... 178
3) Synthèse des résultats..... 179
C- Estimation de « l'âge » des eaux de la nappe..... 184
1) Temps de séjours et durée de renouvellement..... 184
2) Datation des eaux par le tritium..... 189

Conclusion..... 189

Chapitre 8ème : Les résultats de l'étude des G.A.L. et quelques questions d'hydrologie

I) Synthèse sur la ressource en eau du secteur..... 191

II) Le bilan hydrologique et le déficit d'écoulement..... 196

III) Les transferts entre bassins..... 197

IV) Relations entre les caractéristiques morphométriques et l'écoulement..... 197

V) Relations entre géomorphologie et écoulement..... 199

Conclusion..... 200

Conclusion générale..... 201

Bibliographie..... 203

Index..... 211

INTRODUCTION GENERALE

La gestion de la ressource naturelle que constitue l'eau s'avère, compte tenu de la demande croissante, de plus en plus nécessaire. Une bonne gestion ne peut être satisfaite qu'avec une connaissance suffisamment précise de cette ressource en terme de localisation.

Or les processus hydrologiques, souterrains et de surface, varient dans l'espace et dans le temps en fonction des entrées météorologiques et des caractéristiques physiographiques des terrains (topographie, nature du substratum et des sols, occupation du sol...).

L'exploration de la ressource en eau est souvent soumise à une dichotomie : les hydrogéologues étudient l'eau souterraine alors que les hydrologues étudient l'eau de surface.

Pour les deux un problème d'échelle demeure vis à vis de la variabilité. Les hydrogéologues déterminent les potentialités d'un aquifère à partir de données issues de forages (niveau piézométrique, pompages d'essai...). Or les variations brutales au sein de la roche aquifère rendent l'interpolation et l'extrapolation de ces données ponctuelles difficile et peu exploitable en terme d'écoulement de base. L'exemple, dans le secteur de Renwez (Gille E., Lebaut S., 1997) de forages improductifs côtoyant des forages productifs, atteste ce type de problème. De plus il est impossible, sur la base de ces données, de déterminer les volumes d'eau qui transitent par les cours d'eau.

Pour les hydrologues l'unité de travail est le bassin versant. Le réseau de mesures utilisé n'est pas adapté à la prospection de la ressource en eau dans la mesure où les bassins versants équipés de stations sont souvent de taille supérieure à 100 km^2, inscrits dans des formations aquifères à lithologie mixte, au fonctionnement différencié. Ainsi les débits globaux enregistrés intègrent ces différences qu'il est ensuite difficile de redistribuer («déglobalisation », Margat J., 1996), et par conséquent il y a impossibilité à retrouver les caractéristiques des aquifères.

L'idée est de concilier l'échelle des hydrogéologues et celle des hydrologues, et donc de disposer de résultats distribués en fonction d'un critère prédominant pour la ressource en eau souterraine (la lithologie dans le cas présent) à une échelle suffisamment grande pour s'affranchir de conditions très localisées (fracturation par exemple), mais suffisamment petite pour intégrer les facteurs d'un milieu homogène : le bassin versant unitaire.

De ce constat, sur la base d'un découpage du secteur d'étude en sous-bassins versants lithologiquement homogènes (plus ou moins), le travail proposé a pour objectif d'appréhender le fonctionnement d'un aquifère par la connaissance affinée des termes du bilan de sa nappe libre : les précipitations, l'infiltration et les débits de nappe déterminés à partir des débits des cours d'eau.

Cette démarche hydrologique visant à définir le fonctionnement des aquifères est une démarche intégrée d'évaluation des ressources en eau d'un secteur géographique défini.

A cette fin, les affleurements des formations sablo-gréseuses du Lias Inférieur et Moyen (regroupées sous l'appellation de Grès d'Ardenne Luxembourg, Lebaut 1995) ont été retenus comme secteur d'étude.

Cette démarche intégrée appliquée à un espace discrétisé en fonction des caractéristiques lithologiques nécessite un grand nombre de données hydrologiques de base, données qui pour la plupart ont été rassemblées à l'occasion d'une étude menée pour l'Agence de l'Eau Rhin-Meuse. Le préalable à cette étude a donc été la définition et la mise

en place d'un réseau de mesure selon la démarche d'Esteves (1991): « définition des objectifs, définition des données à acquérir, définition des données existantes, réalisation et gestion du dispositif de mesures ».

Ce dispositif de mesures emboîté concerne vingt sources (données ponctuelles mensuelles) et 51 bassins unitaires (données ponctuelles à pas de temps irréguliers), 3 bassins versants globaux (enregistrement continu des débits sur 32 mois).

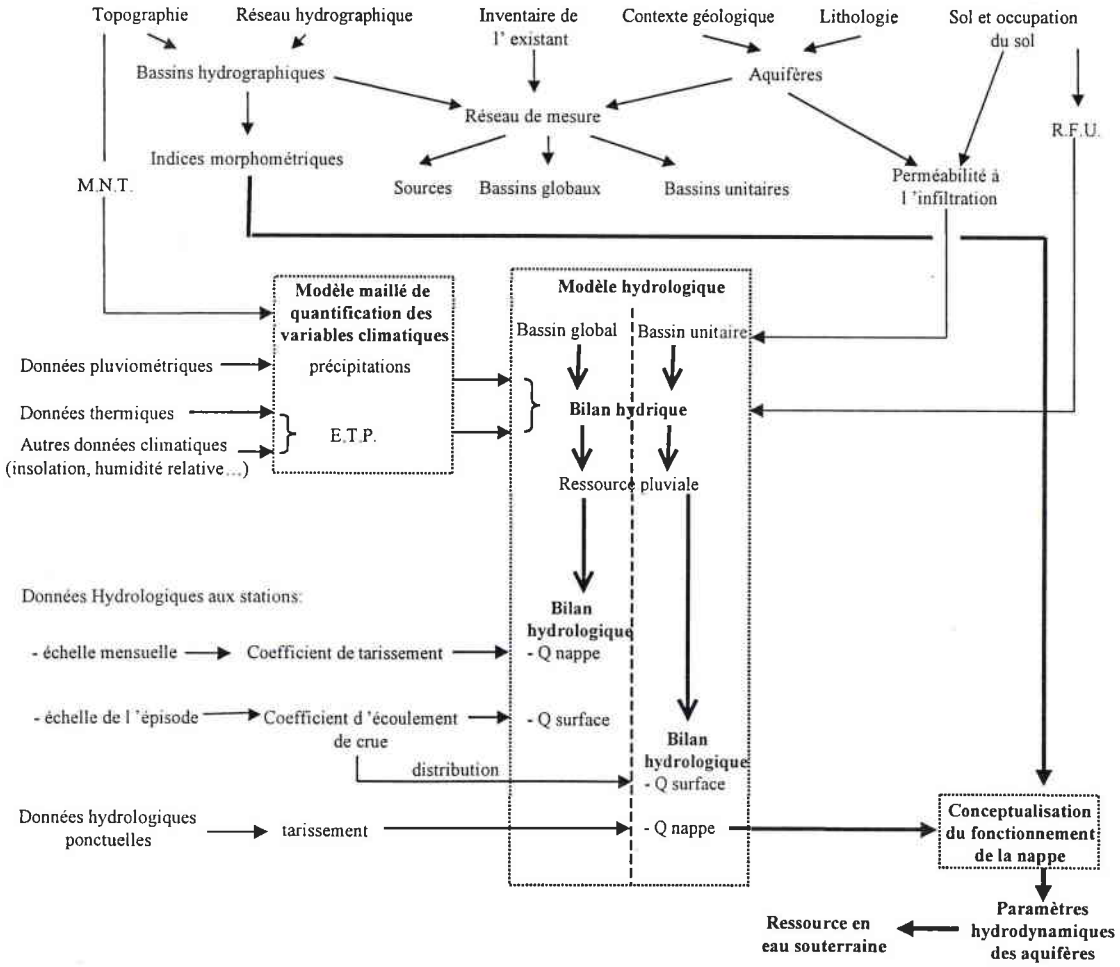
Le faible nombre d'années d'observation ainsi que la nature ponctuelle des données pourraient sembler limiter a priori la portée des résultats obtenus, mais l'intérêt de ce travail réside davantage dans la spécificité de la démarche proposée et dans sa validation par la cohérence d'ensemble des résultats.

Ce mémoire est organisé en trois parties. Les deux premières s'intègrent dans une démarche monographique : présentation du secteur d'étude et définition du réseau de mesure, estimation de la ressource pluviale et étude hydrologique des bassins. Elles débouchent sur la détermination des paramètres qui permettent la mise en œuvre de la démarche d'étude de la ressource en eau exposée dans la troisième partie.

Cette partie a trait à la valorisation des campagnes de mesures de débits sur les bassins unitaires pour aboutir à l'évaluation spatialisée de la ressource en eau de surface ainsi que les flux d'eau souterrains. Ces derniers servent de données de base à la détermination des paramètres hydrodynamiques des formations aquifères.

Cette démarche intégrée est présentée par l'organigramme (fig. 1.1) suivant :

figure 1.1- Organigramme de la démarche



Première Partie

Caractéristiques physiques des Grès d'Ardenne-Luxembourg et définition du réseau de mesure

L'objet de la thèse étant une approche hydrologique du fonctionnement des aquifères, il était nécessaire de déterminer un secteur d'étude dans lequel l'eau restituée par les nappes est prépondérante dans le régime hydrologique des cours d'eau. Il nous fallait donc retenir comme zone de prospection des terrains aquifères de type poreux capables d'emmagasiner d'importants volumes d'eau et de les restituer lentement aux cours d'eau. De tels aquifères sont peu représentés dans l'est de la France, ils sont le plus souvent calcaires avec des écoulements souterrains rapides de type fissural ou karstique.

Il ne restait donc plus que les formations gréseuses du Trias Inférieur affleurant dans les Vosges, déjà largement étudiées, ainsi que les formations majoritairement gréseuses du Lias Inférieur péri-ardennais, bien moins étudiées, dans leur partie française tout du moins.

Le choix s'est porté sur ces dernières, faisant de notre travail une contribution à la connaissance de leur comportement face à l'écoulement, et apportant des caractéristiques favorables pour atteindre les objectifs fixés.

Cependant, la configuration de leurs affleurements ainsi que la complexité des faciès lithologiques nous a contraint à faire des choix quant à la définition du secteur expérimental et la définition du réseau de mesure. Dans cette première partie nous présentons les caractéristiques structurales des formations du Lias péri-ardennais ainsi que les unités de contrôle de la nappe qui en résultent.

Chapitre 1er : Présentation du domaine d'étude

Introduction

Le faciès gréseux du Lias Inférieur et Moyen en bordure de l'Ardenne s'étend de Hirson (Aisne) à Hettange-Grande (Moselle) sur quelques 2000 km² d'affleurements dont les trois quarts se trouvent en Belgique et au Luxembourg. En France, vers l'ouest, à 15 km de Charleville-Mézières (aux environs de Renwez, Ardennes), les formations gréseuses se réduisent en affleurement et en épaisseur et ne présentent plus de réel intérêt quant à la ressource en eau ; vers l'est, à 60 km de Charleville-Mézières, la frontière franco-belge, d'orientation pratiquement nord-sud à hauteur de Montmédy (Meuse), constitue la limite orientale des affleurements du Lias gréseux en France (hormis les affleurements du grès d'Hettange proprement dit, au nord de Thionville).

Dans la partie française, retenue comme zone de travail, les formations gréseuses du Lias Inférieur péri-ardennais affleurent sur 324 km².

Le secteur géographique étudié se situe aux confins nord-est du Bassin Parisien, sur les marges méridionales du massif ardennais (carte 1.1). Du point de vu des affleurements, se secteur tire son originalité de l'influence omniprésente du massif ardennais dans l'évolution paléogéographique, du Trias à la fin du Tertiaire. Deux traits de nature géologique, mais d'âge différent, caractérisent ainsi le domaine étudié.

D'une part, à partir du Trias jusqu'au Lias Moyen, le sud du massif ardennais est le siège d'une mer épicontinentale. Elle conditionne une sédimentation de type détritique à l'origine d'un cordon gréseux au sein de la série marneuse lorraine.

D'autre part, ces matériaux, fossilisés par les terrains transgressifs de la fin du Secondaire et du début du Tertiaire, sont exhumés à la fin du tertiaire (surface d'érosion Oligo-Miocène) à la faveur du soulèvement du flanc sud du massif ardennais lié au contre coup de l'orogénèse alpine.

Il existe donc une analogie dans la disposition des terrains, entre le pourtours méridional de l'Ardenne et le flanc occidental des Vosges, ce qui fait dire à F. Huguet (1992) : « comme l'ensemble des terrains de la bordure nord-est dont ils font partie, les affleurements considérés s'intègrent parfaitement bien dans l'allure morphologique du Bassin Parisien ». Les terrains à l'affleurement se succèdent du nord vers le sud, du plus ancien (Hettangien) au plus récent (Domérien).

Alors que les cours d'eau majeurs qui prennent naissance sur le flanc occidental des Vosges sont conséquents, ceux situés sur les marges sud de l'Ardenne sont subséquents. Cette disposition du réseau hydrographique est liée au contraste lithologique prononcé entre les dépôts de couverture liasique peu indurés et le socle paléozoïque beaucoup plus résistant. Ce contraste lithologique a engendré un contact par dépression périphérique de direction est-ouest.

Cependant, compte tenu de l'homogénéité lithologique ainsi que de la faible puissance des niveaux marneux et argileux, seule la cuesta du Sinémurien est bien individualisée à la faveur de cours d'eau compétents : du fait de la Semois jusqu'à la latitude de Carignan et de la Sormonne puis de la Meuse jusqu'à Sedan.



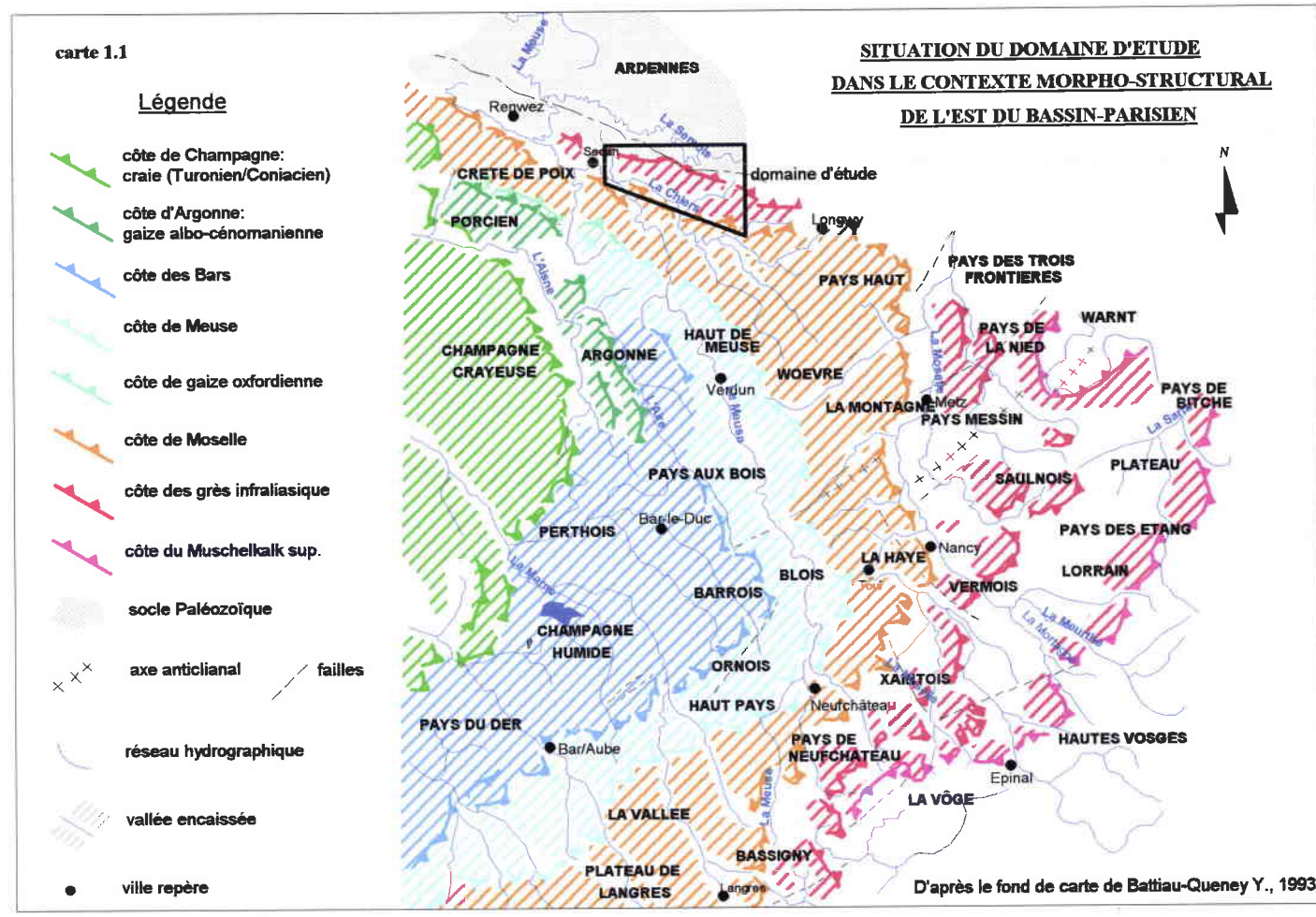
Figure 1.1- Localisation des Grès d'Ardenne-Luxembourg



Grès d'Ardenne-Luxembourg

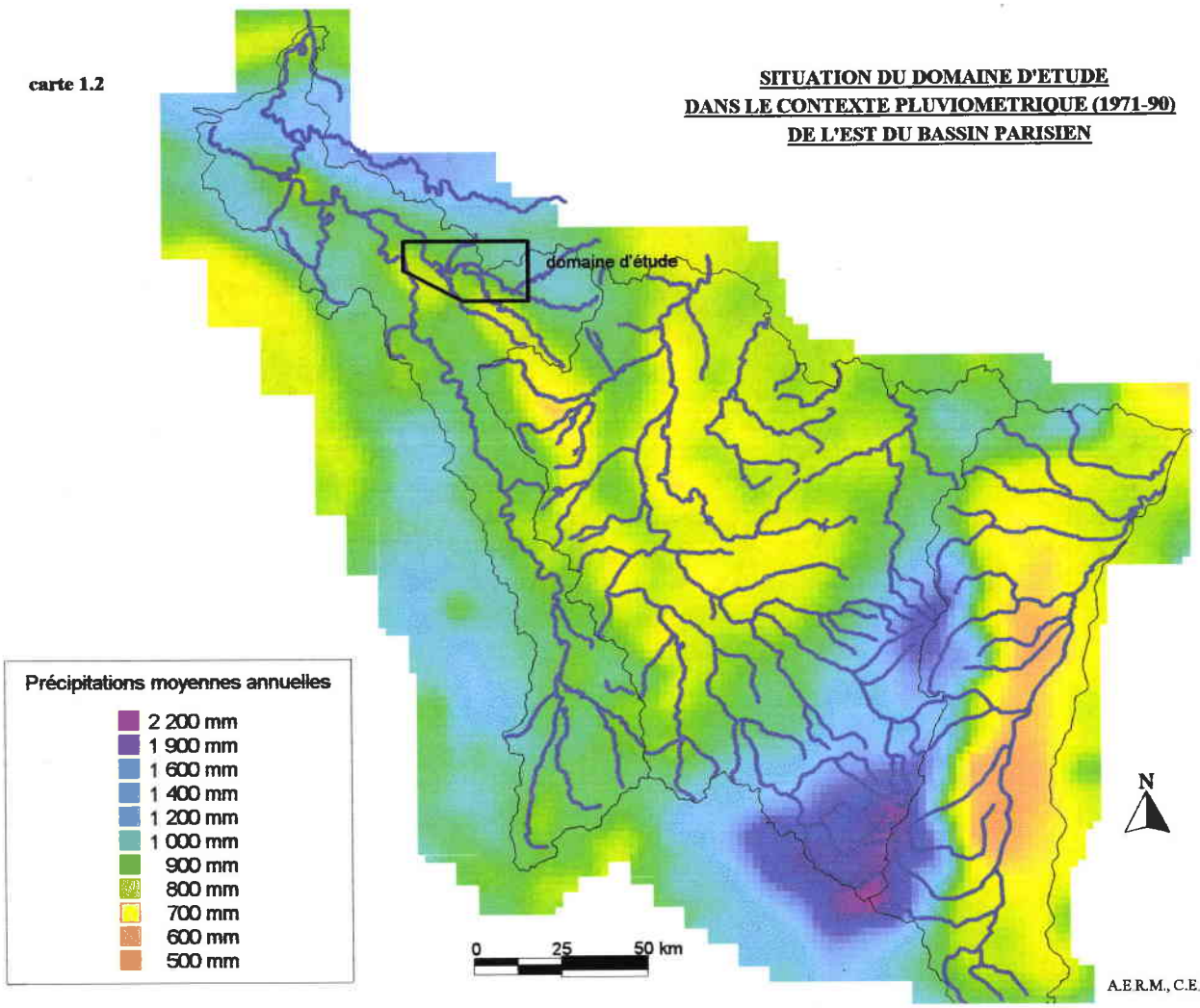
carte 1.1

SITUATION DU DOMAINE D'ETUDE DANS LE CONTEXTE MORPHO-STRUCTURAL DE L'EST DU BASSIN-PARISIEN



carte 1.2

SITUATION DU DOMAINE D'ETUDE DANS LE CONTEXTE PLUVIOMETRIQUE (1971-90) DE L'EST DU BASSIN PARISIEN



La deuxième cuesta bien individualisée est celle du Dogger, à la faveur d'une érosion différentielle des calcaires du Bajocien et des terrains gréso-sableux du Lias. Son individualisation est liée successivement, de l'est vers l'ouest, à la Vire (Belgique), la Chiers puis la Meuse.

Les assises du Lias inférieur et moyen intéressées par l'étude forment donc une topographie qui s'abaisse du nord vers le sud. C'est sur ce glacis topographique péri-ardennais, encadré par les deux premières cuestas du Bassin Parisien, que le réseau hydrographique conséquent (la Chavratte, la Thonne, la Marche et le Matton), structure verticalement l'aquifère des G.A.L. et impose les zones d'émergence.

Ces cours d'eau, sont donc bien alimentés par des aquifères de type poreux. Les écoulements de l'eau souterraine et de surface sont très abondants comme le suggère le contexte hydroclimatique.

Comme pour le contexte morphostructural, il existe une analogie hydroclimatique du secteur avec les plateaux péri-vosgiens.

Elle est tout d'abord pluviométrique avec des précipitations comparables de l'ordre de 900 à 1000 mm en moyenne pluriannuelle sur la période 1971-90 (carte 1.2). Cette analogie pluviométrique tient au fait que les plateaux péri-vosgiens comme le glacis péri-ardennais constituent la première barrière orographique majeure (400m) au flux d'ouest, prépondérant dans le climat océanique caractéristique de l'est de la France.

Le bassin versant de la Thonne, caractéristique des G.A.L., a un module spécifique de 15.6 l/s/km². L'abondance spécifique de ce bassin, relativement élevée par rapport au cours d'eau du nord-est de la France est supérieure à celles qui caractérisent les bassins versants des plateaux péri-vosgiens (12 à 13 l/s/km²) inscrits dans des milieux comparables.

Cette analogie morphostructurale et hydroclimatologique ne se traduit pas dans les mêmes termes au niveau de la ressource en eau. La comparaison des débits d'étiage aux trois fréquences caractéristiques, $F^1/_2$, $F^1/_5$ et $F^1/_{10}$ (tableau 1.1), démontre que les rendements de la Thonne, par unité de surface, sont deux fois supérieurs à ceux de la Mortagne, caractéristique des plateaux péri-vosgiens. Le rapport entre $F^1/_{10}$ et $F^1/_2$ de ces deux cours d'eau atteste d'une plus grande pondération des débits de la Thonne par rapport à ceux de la Mortagne, en liaison avec des aquifères poreux très capacitifs.

tableau 1.1- Fréquences caractéristiques des débits d'étiage de la Thonne à Thonne-les-Prés et de la Mortagne à Gerbévillers

	Débits m³/s			Débits spécifique l/s/km²			
	$F^1/_2$	$F^1/_5$	$F^1/_{10}$	$F^1/_2$	$F^1/_5$	$F^1/_{10}$	Rapport $F^1/_{10}$, $F^1/_2$
La Thonne	0.38	0.30	0.26	7.0	5.5	4.8	0.7
La Mortagne	1.8	1.2	0.98	3.6	2.4	2.0	0.6

L'originalité lithologique de la bordure méridionale du massif ardennais fait donc des G.A.L. un aquifère à forte potentialité dont les caractéristiques physiques sont favorables à une approche par l'hydrologie de surface.

Ce chapitre, sur la base du secteur retenu, constitue une description du domaine étudié, appuyée sur un inventaire des données et des connaissances.

I) Géologie des Grès d'Ardenne-Luxembourg

A- Origine et stratigraphie des Grès d'Ardenne-Luxembourg

1) Origine des Grès d'Ardenne-Luxembourg

Les formations sableuses des grès d'Ardenne-Luxembourg constituent un accident dans la série marneuse liasique du bassin parisien. Il est donc intéressant d'en mentionner la genèse.

La limite du Trias et du Lias est une période de distension et d'effondrement qui marque le début d'une période de submersion progressive de vastes surfaces de l'Europe du nord-ouest (Géologie de l'Europe..., 1980). Cette période correspond à l'émergence du bassin parisien. Dès lors, cette région, qui faisait partie du bassin germanique au Trias, subit de profonds changements, car la formation du bassin parisien s'accompagne d'un mouvement de bascule de l'Ardenne autour d'un axe nord/sud passant par le Luxembourg belge. Ceci entraîne une rotation des rivages sur le flanc sud du massif.

Ainsi, venant de l'est, la transgression qui débute à l'infraliasique s'avance progressivement dans la cuvette encore très confinée du bassin parisien, amenant de façon assez localisée des éléments détritiques (Fourmentraux J. et al., 1959). Ces éléments transitent par le sillon eifélien, de la zone d'érosion, le massif rhénan, à l'aire de sédimentation luxembourgeoise (Mertens G. et al., 1983).

L'ensablement se fait suivant les courants parallèlement à la ligne des rivages du massif ardennais, tout d'abord dans une direction nord/sud à la fin du Trias et début du Lias, puis dans une direction est/ouest à la fin du Lias.

La progression de la mer sur les rivages de l'Ardenne se poursuit durant tout le Lias.

Consécutivement à cet envahissement prolongé, deux faciès majeurs caractérisent la sédimentation dans le golfe du Luxembourg. Tout d'abord un faciès calcaire qui déborde largement ce golfe. Ce faciès, dit « lorrain », répond à une sédimentation de mer profonde. Par contre, sur les marges du golfe du Luxembourg, des cordons gréseux se trouvent insérés dans le faciès « lorrain », conférant aux terrains étudiés leur originalité.

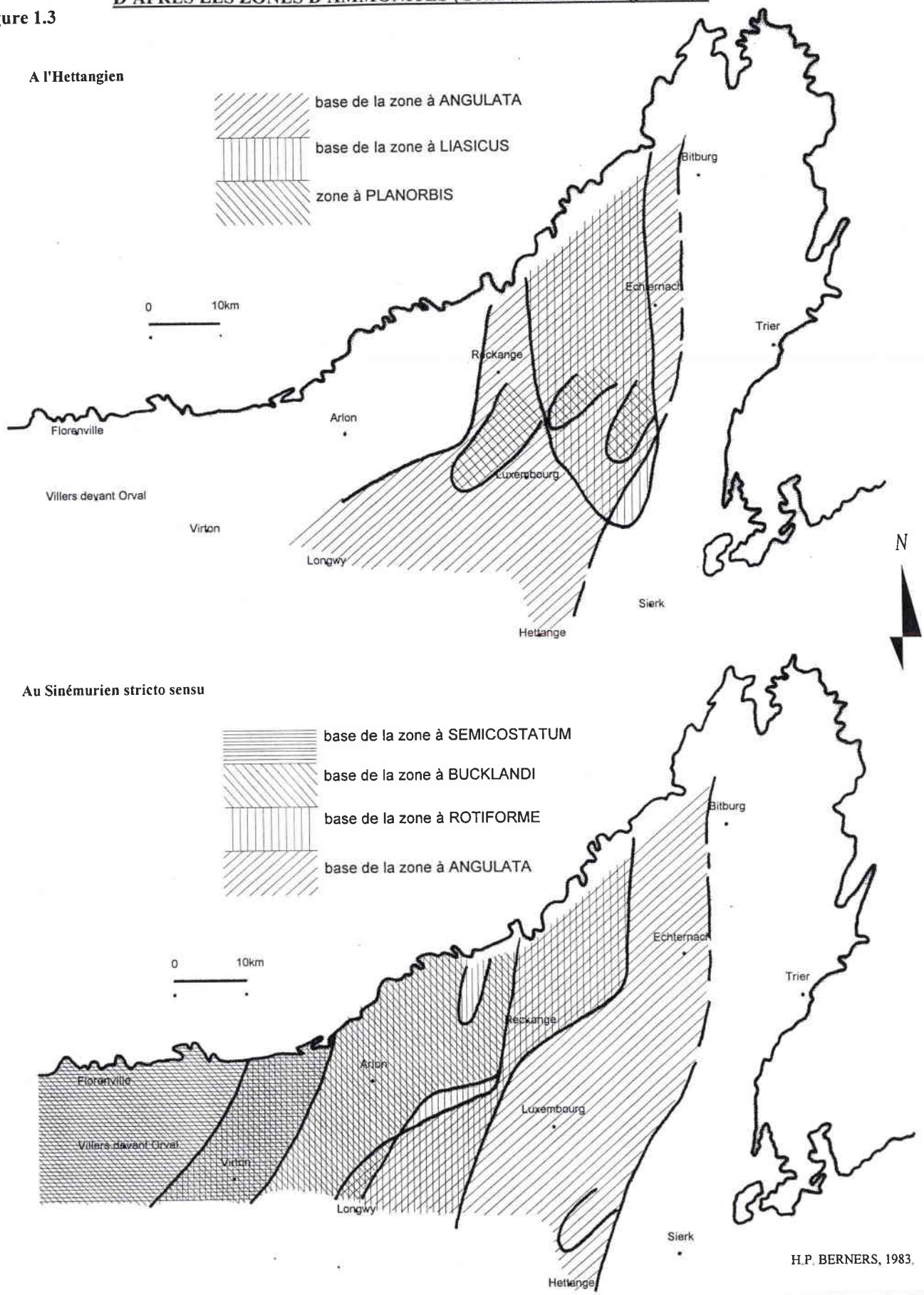
D'est en ouest, le passage du faciès arénacé monte dans l'échelle stratigraphique de l'Hettangien supérieur au Lotharingien (Guérin-Franiatte S. et al., 1989), ce qui évoque la migration de corps sableux au fur et à mesure du déplacement des lignes de rivage (transgression).

L'extension des affleurements des grès du Luxembourg, ainsi que la puissance moyenne de l'assise, soulignent le volume de sable impliqué dans cette sédimentation. Selon H.P. Berners (1983), les grès du Luxembourg proviennent d'anciens cordons littoraux formant une barre d'avant côte, engraissée par les courants de marée et les courants de tempête qui parcouraient le sillon eifélien.

Les conditions dans lesquelles ces sables ont été mobilisés par les courants marins paraissent locales, ce qui laisse penser que les sables ne venaient pas de loin, apportés dans le sillon eifélien par les fleuves du massif schisteux, sans exclure pour autant le remaniement d'un stock de sable préexistant.

PALEOGEOGRAPHIE DES AIRES DE SEDIMENTATION DES GRES DU LUXEMBOURG D'APRES LES ZONES D'AMMONITES (Golfe du Luxembourg au Lias)

figure 1.3



Le Sinémurien supérieur correspond à un changement brutal dans la sédimentation. Après la sédimentation sableuse du Lias inférieur, le Lias moyen, jusqu'au Domérien, montre des sédiments très hétérogènes où des marnes, des macignos et des sables (fins et grossiers) se succèdent et se relaient sans ordre. R. Monteyne (1958 et 1960) suggère qu'à partir du Sinémurien supérieur, la zone de fourniture ne se situe plus au nord sur le massif schisteux, mais que c'est l'Ardenne et éventuellement sa couverture triasique qui fournissent le matériel. Ce changement serait dû à la fermeture du détroit de Zulpich, par émersion du sillon eifélien.

Ainsi sur le flanc sud de l'Ardenne, on distingue au-dessus des terrains triasiques dont l'extrême sommet est souvent bien marqué par la présence du repère stratigraphique des argiles de Levallois : les niveaux de l'Hettangien, du Sinémurien, du Lotharingien, du Carixien et du Domérien (Bouly S., 1977).

La progression vers l'ouest de cette sédimentation est fonction du basculement du massif (fig. 1.3) : alors qu'à Hettange la série liasique est complète depuis le Rhétien, Sedan n'est atteint qu'à l'Hettangien, Mézières au Sinémurien et Hirson au Domérien.

Donc en bordure de l'Ardenne, les Grès du Luxembourg datant du Lias inférieur et moyen, sont présents sous la forme d'un méga-faciès gréso-sableux (Muller A., 1987). Leur extension à l'affleurement est de 150 km d'est en ouest, de la Gaume à l'Eifel. Du nord au sud, d'une cinquantaine de kilomètres à l'est (Luxembourg), il se réduit à 3 km à l'ouest aux alentours de Renwez.

2) Stratigraphie des Grès d'Ardenne-Luxembourg

Les Grès d'Ardenne-Luxembourg appartiennent dans la stratigraphie au Lias inférieur et moyen, composé d'après l'échelle stratigraphique de référence de l'Hettangien, du Sinémurien (inférieur et supérieur) et du Pliensbachien (Carixien et Domérien).

- Hettangien:

- la base : elle repose, de Montmédy à Muno (nord de Carignan), en concordance de stratification sur le grès Rhétien. Elle est constituée de marnes alternant avec des bancs peu épais de calcaire argileux. Par contre vers l'ouest, où l'Hettangien est transgressif sur le socle la marne fait parfois place à un grès argileux qui repose sur le primaire par l'intermédiaire d'un conglomérat à galets de quartzites verts. Au niveau de Renwez, l'Hettangien disparaît, les premiers dépôts liasiques de cette région étant datés du Sinémurien.

- le sommet : vers Montmédy il est constitué de marnes. Il devient de plus en plus gréseux vers l'ouest : calcaire gréseux argileux à Carignan, puis calcaire gréseux jusqu'à Renwez.

- Sinémurien Inférieur :

- la base : elle repose en concordance de stratification sur l'Hettangien sauf en quelques points à l'ouest de Sedan où elle repose en transgression et discordance de stratification sur le Primaire ardennais. Sur toutes les Ardennes françaises ce sont des marnes (marnes de Warcq, Dubard G., 1921, 1922), qui peuvent être gréseuses à l'est (Montmédy).

- le sommet : les marnes font place à des calcaires sableux à l'ouest, de Sedan à Renwez. A l'est de Sedan, au sud (le long des vallées de la Chiers et de la Meuse) ce sont des formations essentiellement calcaires, alors qu'au nord (frontière belge) ce sont des formations beaucoup plus sableuses.

- Sinémurien Supérieur :

- au Sinémurien supérieur on assiste à une grésification généralisée. Les assises sont les grès et les calcaires sableux, sauf aux environs de Renwez où des formations marneuses subsistent. A l'est de Montmédy, à Carignan, il y a d'importants niveaux sableux.

- Carixien:

- d'une manière générale, la base du Carixien est une continuation du sommet du Sinémurien supérieur avec toutefois un caractère plus marneux à l'ouest de Carignan.

- le sommet est caractérisé par des marnes sur toutes les Ardennes françaises sauf à l'est où le caractère gréseux est encore présent.

- Domérien:

- à la base du Domérien, le caractère marneux des assises est renforcé, y compris à l'est.

- par contre, le sommet est caractérisé par une sédimentation calcaire. De Montmédy à Sedan, il s'agit d'un calcaire ferrugineux, alors qu'à l'ouest, c'est un calcaire plus argileux.

Les conditions de dépôts liées au Golfe du Luxembourg et au massif ardennais ont entraîné de nombreuses variations de faciès quel que soit le niveau stratigraphique considéré. En effet, les faciès gréseux présentent rarement l'aspect de grès francs, mais ils existent souvent sous forme de calcaire gréseux, de grès à ciment calcaire et comportent assez fréquemment des récurrences sableuses ou marneuses. Ces différents faciès sont analysés dans la partie suivante.

B- Les faciès constituant les Grès d'Ardenne-Luxembourg.

Du fait de l'imbrication du cordon détritique au sein de la série marneuse « lorraine », la formation considérée offre des faciès contrastés et nuancés (fig. 1.4 et annexe 1.1).

- Hettangien

- Marne d'Helmsingen : elle est constituée de marnes bleu-noir, alternant avec des bancs peu épais de calcaire argileux de même couleur. Vers l'ouest, là où l'Hettangien est transgressif sur le socle, la marne fait parfois place à un grès argileux sombre (grès de Muno).

- Marne de Jamoigne : elle est de même composition que la marne d'Helmsingen.

- Sinémurien

- Marnes de Warcq : épais de 20 mètres à Warcq et 10 mètres au-delà. Il est constitué par des bancs réguliers de calcaire argileux, silteux ayant 10 à 40 cm d'épaisseur, alternant avec des interbancs marno-silteux d'épaisseur égale. A la base, ce sont des marnes et des marno-calcaires gris, sableux micacées et pyriteux.

- Le grès calcaire de Florenville : il a la même composition que le grès calcaire d'Orval.

- Marnes noires de Bellefontaine : marnes sableuses noirâtres, épaisses au maximum de 4 mètres, et situées à mi-hauteur dans la formation sableuse.

- Le grès calcaire d'Orval : il est constitué par des grès à ciment calcaire alternant avec des couches de sable jaune pâle, peu argileux. Les bancs de grès sont irréguliers, lenticulaires à cimentation imparfaite. La stratification est fréquemment oblique et à plusieurs niveaux, mais surtout vers le haut, apparaissent des bancs continus de lumachelles.

- Calcaire sableux de Romery : épais d'une quarantaine de mètres, cette formation est constituée par une alternance de bancs de calcaire gréseux de 0.2 à 0.8 mètre d'épaisseur, gris bleu devenant ocre par altération, et d'interbancs sableux de couleur ocre et d'épaisseur comparable.

- Le calcaire en dalle de St Laurent : épais de 10 à 15 mètres, c'est une alternance de dalles calcaires légèrement sableuses et de marnes argilo-sableuses.

- Le grès de Virton : c'est un faciès sableux composé d'une alternance de sable gris-brunâtre, argileux et ferrugineux, et de petits bancs de calcaire argilo-gréseux se divisant en plaquettes minces.

- Pliensbachien

- Schiste d'Ethe : épais de 20 à 25 mètres, il se compose de schistes anguleux très finement micacés qui se divisent en petits fragments irréguliers. Il est quelquefois sableux ou calcarifère et passe souvent à une glaise bleuâtre dans la partie supérieure. Il renferme des nodules carbonatés argileux.

- Macigno de Messancy : épais de 25 mètres, il est moins ferrugineux et plus riche en lumachelle que le Macigno d'Aubange.

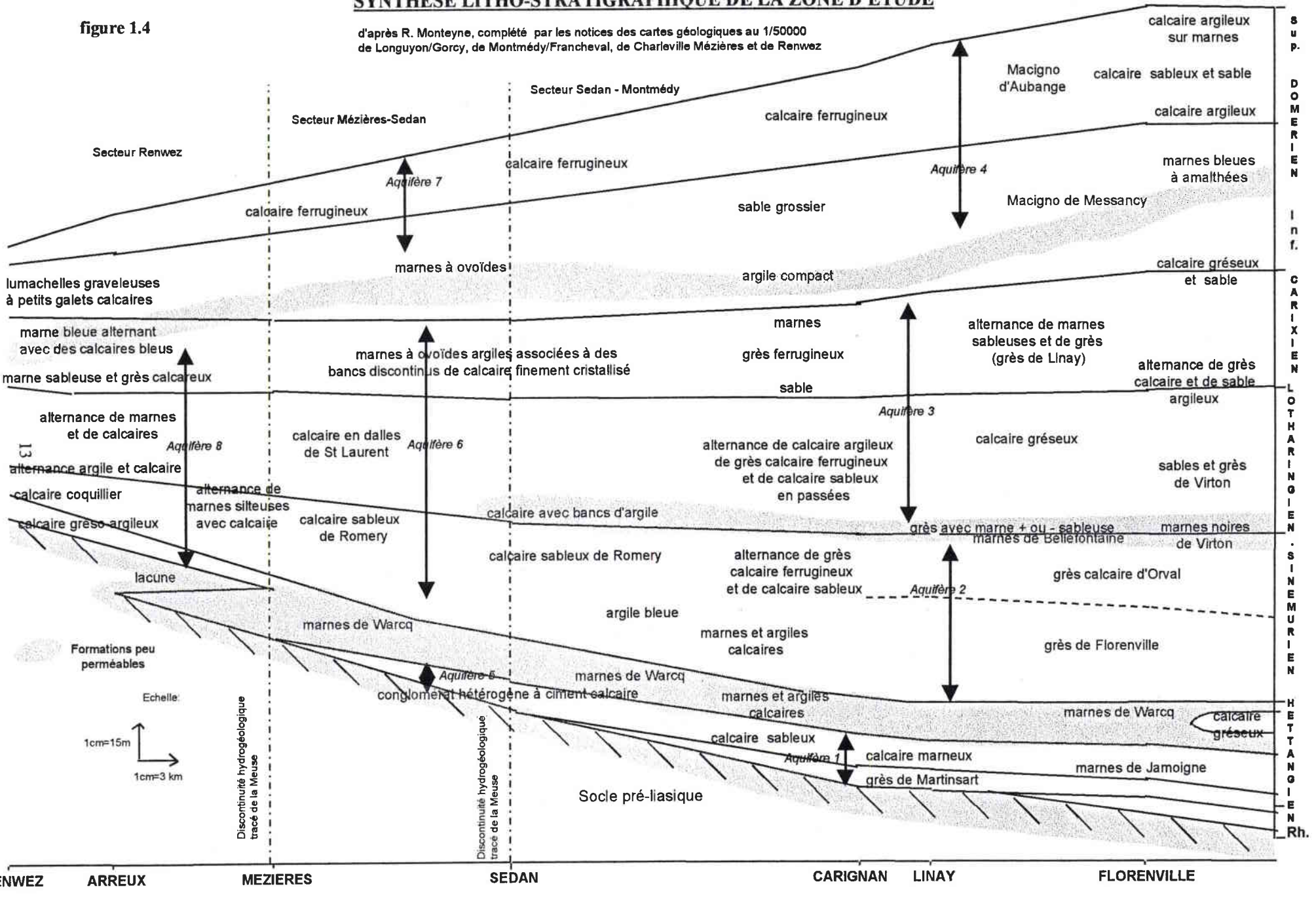
- Macigno d'Aubange : épais de 45 mètres dans la commune, il se réduit vers l'ouest. C'est un complexe de marnes et de grès argileux à calcareux brun jaune, à filets violacés ferrugineux. La roche micacée est tantôt compacte, tantôt feuilletée et certains niveaux sont conglomératiques avec des débris coquilliers.

- Calcaire ferrugineux : d'environ 25 mètres dans la région de Sedan, il est constitué par des sables grossiers un peu argilo-calcaires à la base, alternant avec des bancs de grès calcareux grossiers, ferrugineux, décalcifiés en surface. A l'ouest de Mézières, ce faciès disparaît, décalcifié et désagrégé en un sable roux.

SYNTHESE LITHO-STRATIGRAPHIQUE DE LA ZONE D'ETUDE

figure 1.4

d'après R. Monteyne, complété par les notices des cartes géologiques au 1/50000
de Longuyon/Gorcy, de Montmédy/Francheval, de Charleville Mézières et de Renwez

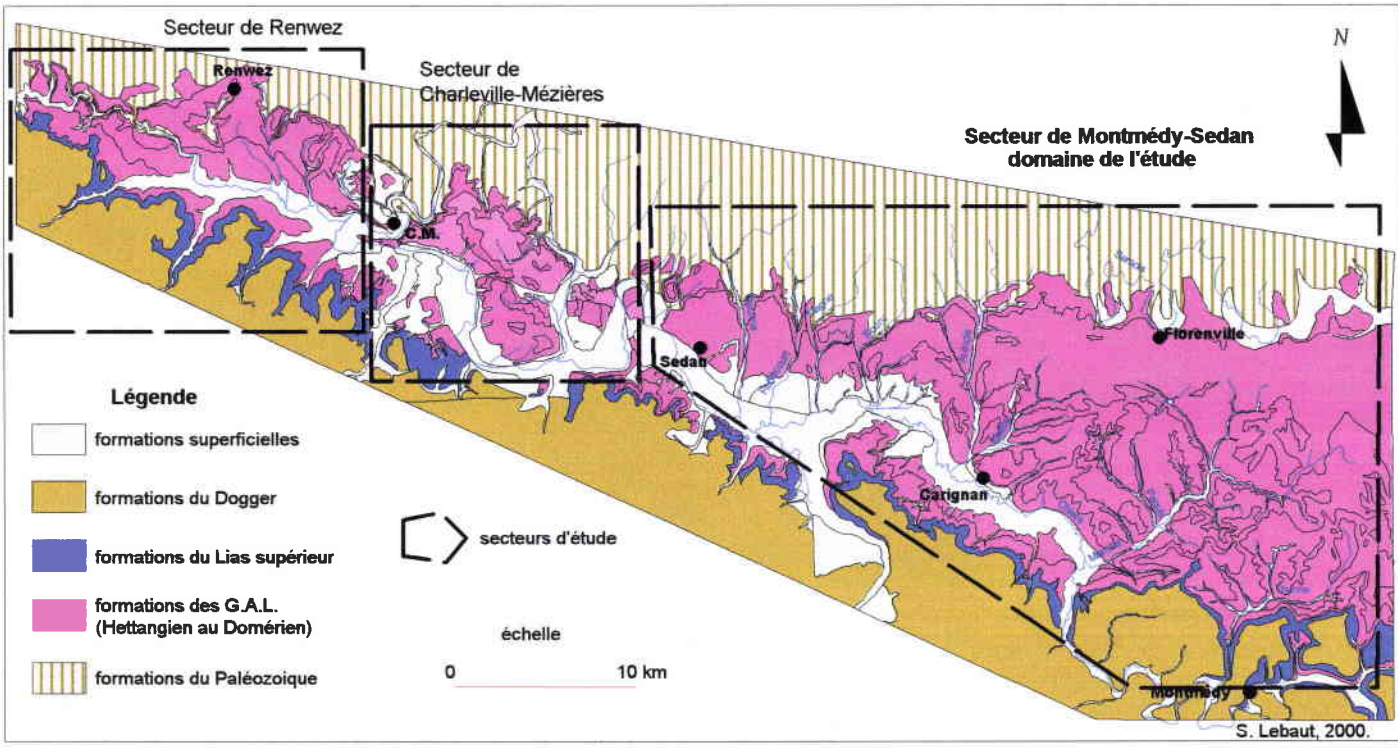


- Grès de Linay : épais de 20 à 35 mètres, c'est un grès à ciment calcaire, à intercalation de marnes sableuses feuilletées ou de sable et présentant à la base un niveau de grès ferreux avec galets gréseux.

- Marnes à « Ovoïdes » : elles représentent les assises du Carixien et du Domérien inférieur dans la partie ouest de la zone d'étude. Ce sont des roches à dominante calcaire qui s'enrichissent en argile de la base au sommet de leur formation. A ces argiles, sont associés des bancs discontinus de calcaire finement cristallisé.

La synthèse litho-stratigraphique de la zone d'étude (fig. 1.4) montre, de l'est vers l'ouest, une réduction de la puissance des terrains ainsi qu'une diminution des sédiments gréso-sableux. La présence de niveaux marneux imperméables au sein de ces terrains sablo-gréseux font de l'aquifère des grès d'Ardenne-Luxembourg un aquifère multicouche. Son épaisseur varie d'une centaine de mètres à l'est à une dizaine de mètres à l'ouest de Charleville-Mézières.

carte 1.3- Les trois secteurs de la terminaison occidentale des formations liasiques péri-ardennaises



En outre, dans cette bande des affleurements qui va de Renwez à Montmédy, on peut distinguer trois secteurs quasiment déconnectés hydrauliquement les uns des autres par le tracé du fleuve Meuse :

- un secteur occidental à l'ouest de la Meuse et de Charleville-Mézières
- un secteur central entre Charleville-Mézières et la boucle de la Meuse à Sedan
- un secteur oriental entre Sedan et la frontière franco-belge (Montmédy)

Compte tenu des faibles surfaces d'affleurement des formations du Lias dans les secteurs occidental et central, seul le secteur oriental a été retenu pour mener notre recherche (carte 1.3).

C- La tectonique

Les effets de la tectonique sur la circulation souterraine de l'eau sont doubles. D'une part le pendage des terrains induit le sens général de la circulation de l'eau. D'autre part, une importante fracturation de ce milieu poreux peut amoindrir les caractéristiques hydrodynamiques des terrains.

1) Tectonique générale

Les terrains du Sinémurien ont enregistré deux types de déformation tectonique, correspondant à deux époques de durée inégale.

Tout d'abord des déformations contemporaines à la sédimentation. Les terrains du Secondaire reposent en nette discordance sur les terrains précédents, occasionnant de faibles pendages locaux.

Les déformations postérieures à la sédimentation se ressentent davantage dans la disposition actuelle des terrains. Pendant tout le Secondaire et le Tertiaire, les mouvements du socle ardennais et la subsidence du Bassin Parisien ont déterminé le pendage général des couches vers le sud-ouest.

A ces influences s'ajoute celle du synclinal profond du Luxembourg dont la réaction au plissement alpin se traduit en surface, dans les terrains mésozoïques, par un réseau de fractures et d'ondulations.

2) Tectonique locale

Pour l'étude de la tectonique locale, une carte des isobathes de chaque terrain (de l'Hettangien au Dogger) est faite (carte 1.4). Cette carte repose sur la digitalisation de toutes les cotes du mur des terrains considérés (intersection courbes de niveau/ tracé du mur) sur les cartes au 1/50000ème de Montmédy et de Charleville-Mézières et sur les 14 sondages. Le tracé des isobathes est obtenu par une interpolation linéaire sous le logiciel SURFER sous WINDOWS.

Trois faits importants sont à retenir en ce qui concerne la zone d'étude.

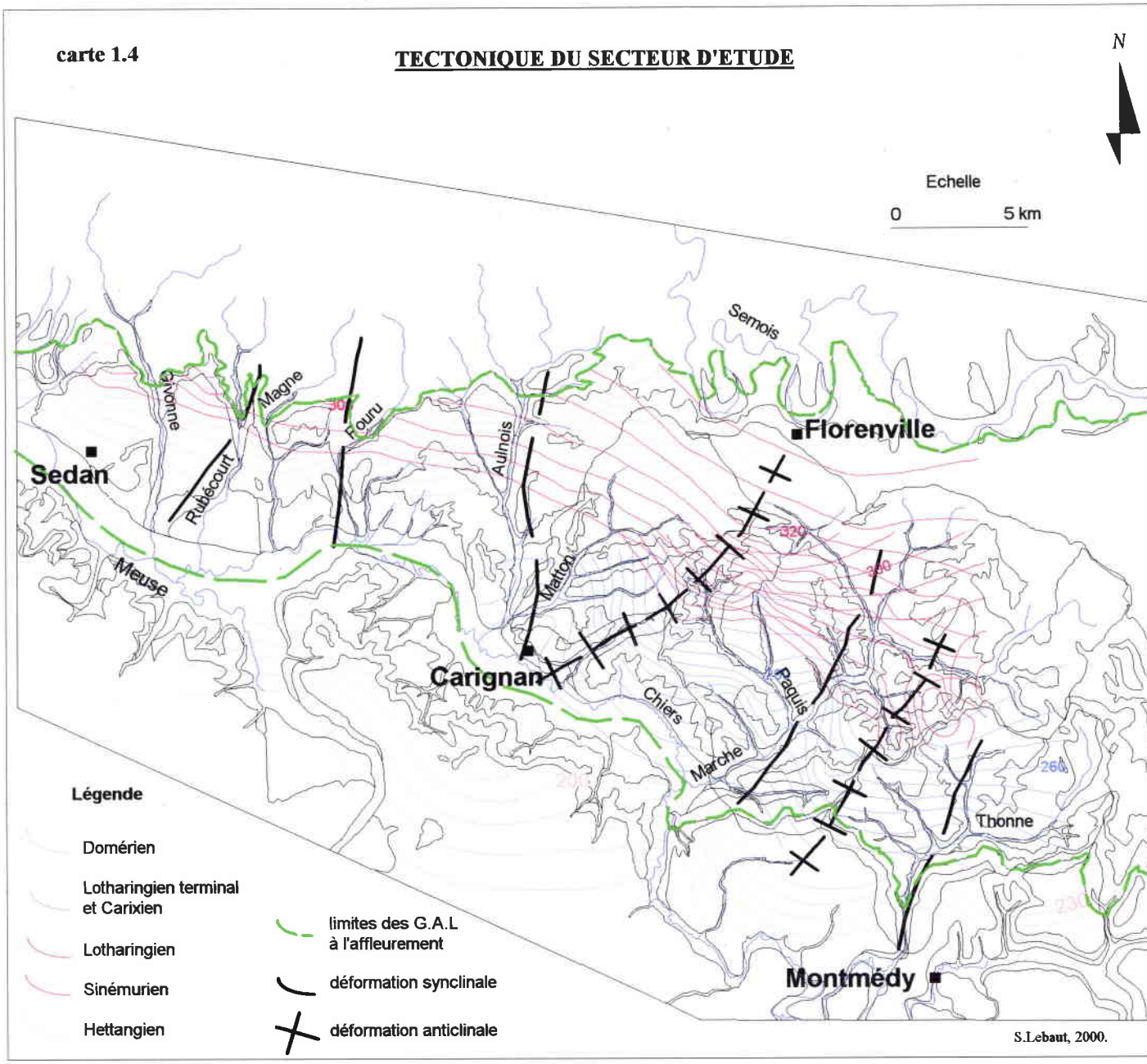
Le pendage (vers le SSO) s'accentue de l'est vers l'ouest, passant de 2° à 6°. Cette disposition correspond à la flexure sud-ardennaise, importante flexure qui affecte le socle hercynien à la limite entre sa partie subsidente (voire effondrée) sous le Bassin de Paris et l'Ardenne. Elle est plus marquée à l'ouest, à la hauteur de Givonne.

Un axe anticlinal traverse de part en part la zone d'étude. Cet anticlinal (de la Soye pour Laugier, 1964) passe par le sondage de Rethel 4, Sedan et se poursuit au nord de Montmédy.

Enfin, il existe dans les terrains du Lias Inférieur et moyen une intense fracturation. Des rapports techniques signalent, notamment aux environs de Pouru et Givonne, de nombreuses failles (de faible amplitude) qui abaissent considérablement, de proche en proche, les affleurements du nord vers le sud. Cette fracturation «se caractérise par d'abondants

carte 1.4

TECTONIQUE DU SECTEUR D'ETUDE



Les isobathes sont issues d'une interpolation linéaire à partir des cotes digitalisées sur les cartes géologiques du B.R.G.M. au 1/50000ème et de 14 sondages.

phénomènes karstiques : poches de dissolution, concrétions de calcite dans les diaclases, petits blocs effondrés » (Mergen, 1985).

D- Définition des aquifères

La disposition actuelle des terrains conditionne la localisation de la ressource en eau souterraine ainsi que sa restitution au réseau hydrographique.

Ces assises du secondaire, qui se trouvent dans le prolongement de la surface post-hércynienne marquant le massif schisteux plus au nord, forment une topographie qui s'abaisse du nord au sud. Cette topographie, fossilisée par les terrains d'âge tertiaire a été exhumée. C'est sur cette surface que le réseau hydrographique, par son incision, structure verticalement l'aquifère multicouche des GAL et impose les zones d'émergence.

La conséquence directe de cette disposition des terrains sur l'hydrogéologie régionale est l'emboîtement successif des 4 réservoirs, du nord vers le sud.

Sur le secteur considéré, les quatre niveaux aquifères qui se succèdent sont :

- L'aquifère de l'Hettangien

Cet aquifère est inscrit dans la formation conglomératique à ciment calcaire datant de l'Hettangien. Le mur de cet aquifère est constitué par les schistes primaires du massif ardennais. A l'affleurement cet aquifère n'excède pas 2.5 km de large, et disparaît sous la couverture du Sinémurien.

- L'aquifère du Sinémurien Inférieur

La formation aquifère du Sinémurien inférieur est représentée par une alternance de calcaires gréseux et de sables (calcaires d'Orval et de Florenville). Elle affleure sur 7 km à l'est et se réduit à 2 à l'ouest. Le mur de cet aquifère est constitué par la marne de Warcq du Sinémurien inférieur.

- L'aquifère du Lotharingien/Carixien

Cet aquifère affleure sur une bande d'environ 5 km de large sur l'ensemble de la zone d'étude et est inscrit dans les calcaires gréseux du Lotharingien supérieur et repose sur les marnes grises du Lotharingien inférieur. Il est limité à son mur par les marnes grises au sein de la formation du Lotharingien.

- L'aquifère du Domérien Supérieur

Cet aquifère est inscrit dans les formations du Domérien supérieur (alternance de calcaires, sables et calcaires argileux) reposant sur les marnes à amalthées du Domérien Inférieur. Il n'affleure que sur 1.5 km de large et n'est présent que dans la moitié est de la zone d'étude puisque au niveau de Margut ce niveau est rejeté en rive gauche de la Chiers, ce qui le déconnecte de fait du système hydrologique étudié.

On distingue deux types de fonctionnement correspondant à deux ensembles géographiques dont la limite est située à hauteur d'une ligne Carignan-Florenville (carte 1.5). Entre Sedan et Carignan (partie ouest), le schéma est simple : les Grès affleurent à l'intérieur des bassins versants des petits cours d'eau qui descendent de l'Ardenne à l'amont et sont drainés par eux (coupe C-D).

Au contraire, entre Carignan et Montmédy (partie est), les affleurements des Grès s'étendent à la fois sur le bassin de la Semois (en Belgique) et sur les bassins des affluents de rive droite de la Chiers (coupe A-B). Compte tenu du pendage général des couches vers le sud et de la position perchée du bassin de la Semois une centaine de mètres au-dessus de celui de la Chiers, les eaux qui s'infiltrent dans le bassin de la Semois participent à l'alimentation de la nappe qui s'écoule vers le bassin de la Chiers. La Semois elle-même subit des pertes diffuses au contact de ces formations perméables. Plusieurs études mentionnent ce phénomène (C. Guilleaume, 1936 ; R. Monteyne, 1958 ; V. Debbaut (1987) ; A. Gangloff (1998). E. Gille (1985) pour sa part, par modélisation, a estimé à 46.10^6 m^3/an le volume moyen ainsi transféré au profit de la Chiers entre Carignan et Longwy par les bassins du Ton, de la Marche et du Matton).

II) Hydrogéologie des aquifères des Grès d'Ardenne-Luxembourg

Les caractéristiques hydrogéologiques d'un aquifère découlent d'une part des propriétés intrinsèques de la roche réservoir et d'autre part des conditions aux limites de l'aquifère (gradient hydraulique, limite imperméable ...). Dans ce qui suit, sur une base bibliographique, nous présentons toutes les caractéristiques hydrogéologiques recensées. Ce sont des données issues de mesures que nous devrions retrouver en menant notre démarche à son terme.

A- Porosité - coefficient d'emmagasinement - perméabilité

Compte tenu de la forte dualité lithologique des assises considérées (sables et bancs consolidés), il est difficile de définir des valeurs globales de porosité.

1) Les sables

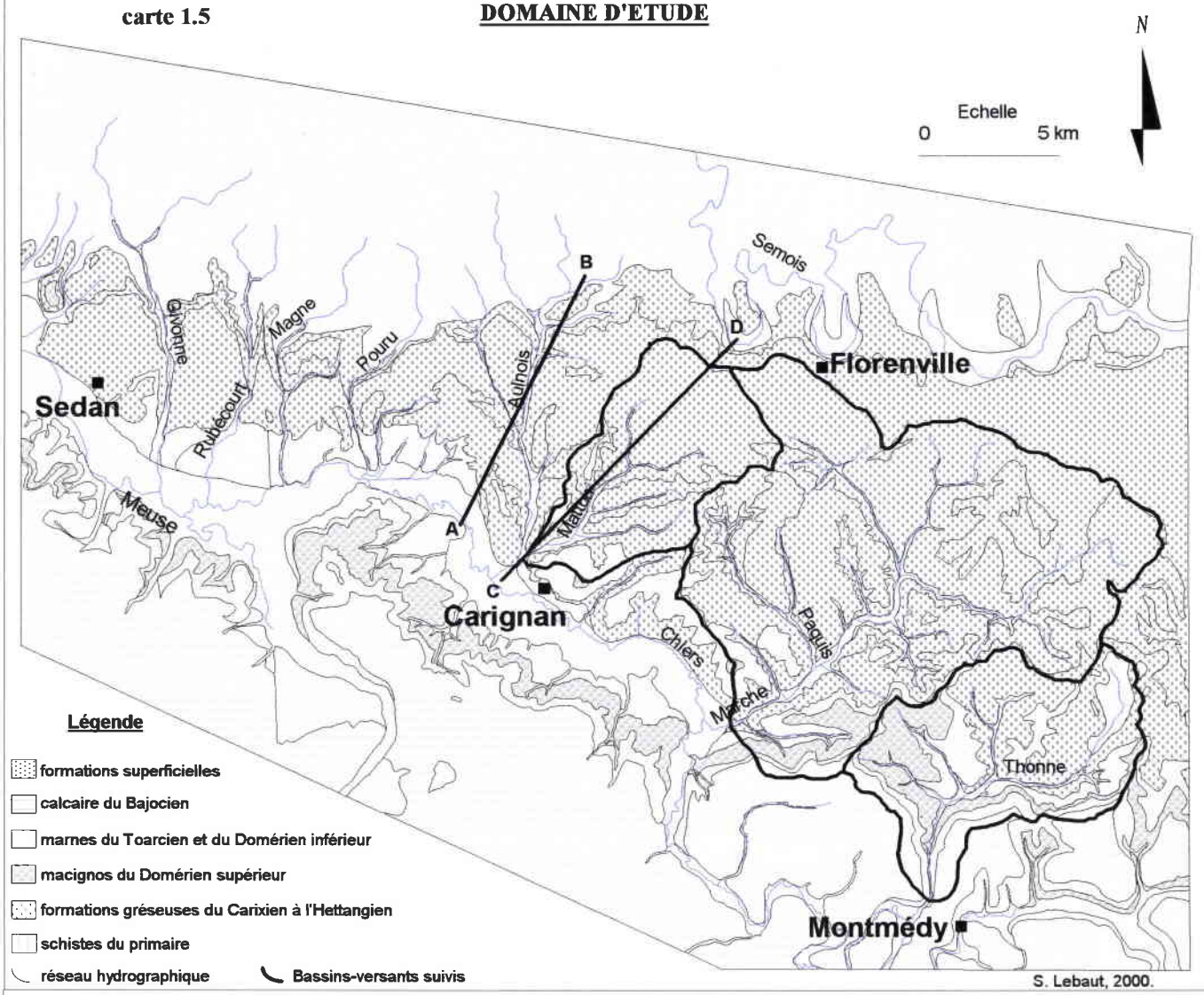
En dressant une carte du grain médian (fig. 1.5) R. Monteyne (1958 et 1960) montre que la granulométrie médiane des sédiments décroît d'est en ouest suivant un axe Arlon-Muno, qui se prolonge vers l'ouest dans les Ardennes françaises jusqu'à Charleville-Mézières. Ceci traduit la baisse de la taille du grain médian en fonction de l'éloignement de la zone d'apport des sédiments.

Sur la zone d'étude, mis à part les deux échantillons de Romery, nous n'avons des données de granulométrie que sur la partie orientale (est de Carignan). Néanmoins les grains médians ont une taille comprise entre 0.084 mm, à Romery (calcaire sableux) pour des sables argileux alternant avec des calcaires argileux, et 0.265 mm pour les sables sinémuriens.

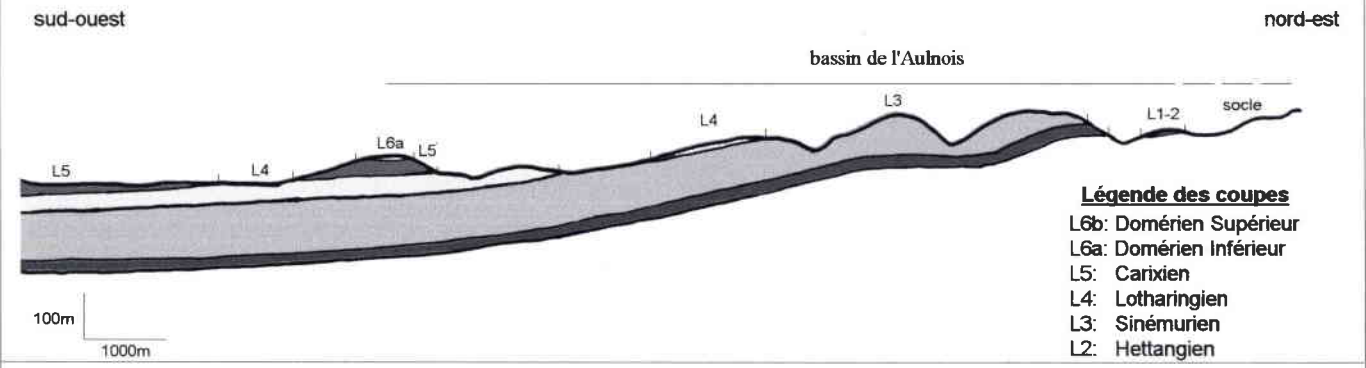
Ces sables sont donc à classer dans les sables fins (0.06 à 0.25 mm) de la classification de G. Castany (1982).

carte 1.5

DOMAINE D'ETUDE



coupe A-B



Coupe C-D

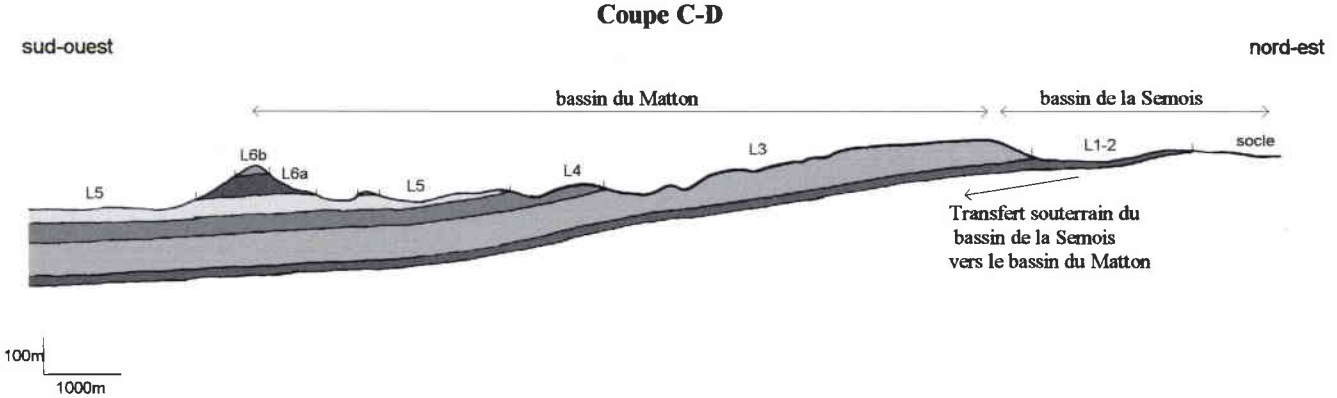
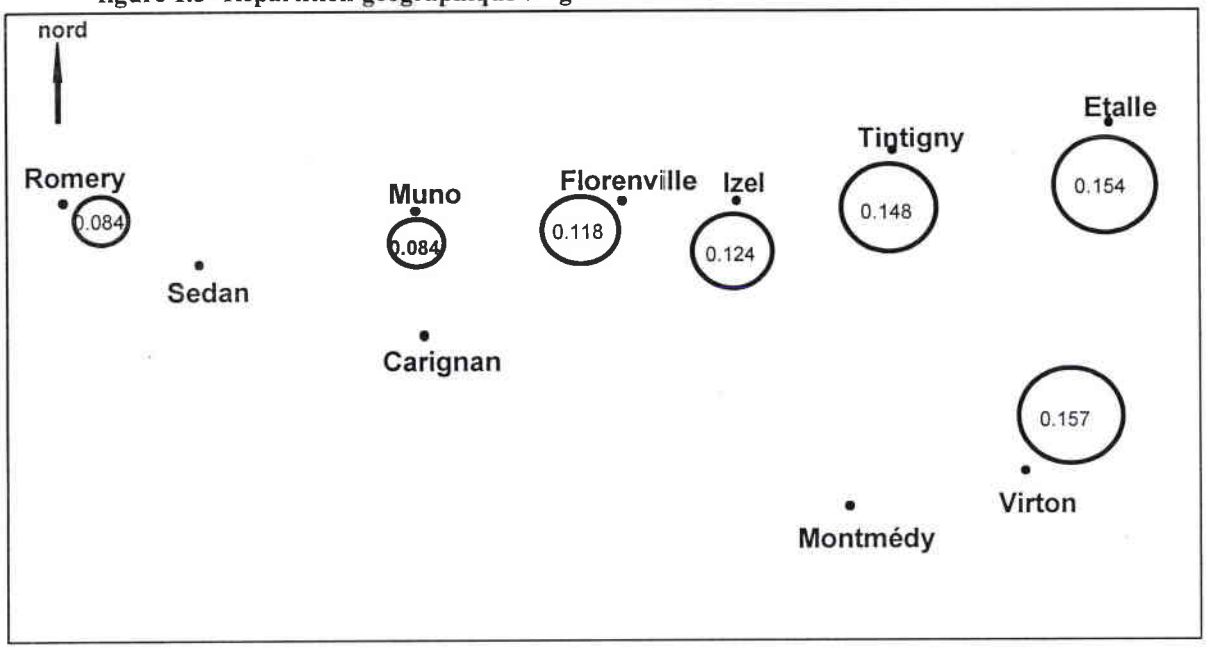


figure 1.5- Répartition géographique du grain médian



En ce qui concerne le classement des grains, la pente des courbes granulométriques des échantillons montre une granulométrie homogène avec un coefficient d'uniformité (U=d60/d10) compris entre 0.53 et 0.86.

La part des argiles et des silts (de 0.02 à 0.06 mm) est le plus souvent inférieure à 10%, alors que les sables grossiers (supérieurs à 0.25 mm) représentent moins de 5%.

Les valeurs du grain d10mm sont comprises entre 0.105 et 0.205 (annexe 1.2). Sur les échantillons relevés sur la zone d'étude (Monteyne, 1958) les valeurs de porosité varieraient de 28% à l'ouest et 34% à l'est, et les valeurs de perméabilité varieraient de 7.10^{-4} à l'ouest à 2.10^{-3} m/s à l'est.

2) Les roches consolidées

Les valeurs dont nous disposons sont issues de deux sources :

- des mesures effectuées en laboratoire sur les échantillons des sondages profonds de Rethel 2, 3 et 4 et concernant les formations du Sinémurien et du Lotharingien.
- des mesures réalisées par Mergen (1985) sur des échantillons prélevés à l'affleurement.

Pour la formation du Sinémurien, les porosités varient de 0 à 8% dans les calcaires gréseux et de 10 à 20%, quelquefois 25%, dans les grès à ciment argilo-calcaire. Les perméabilités dans les calcaires gréseux n'excèdent pas 10^{-7} m/s, par contre dans les grès, suivant l'importance de l'élément argileux, celles-ci s'échelonnent de 10^{-7} à 2.10^{-5} m/s.

Pour la formation lotharingienne, les porosités dans les calcaires gréseux sont inférieures à 5% et les perméabilités voisines de 0. Par contre, dans les grès, les porosités varient de 10 à 33% suivant le degré de cimentation, et les perméabilités s'échelonnent de 0,1 à $1,6.10^{-5}$ m/s.

La seule modélisation qui a été réalisée sur cet aquifère (E. Gille 1985), donne par calage un coefficient d'emmagasinement moyen pour l'ensemble de 2%. Cette valeur inférieure aux résultats obtenus par analyses d'échantillons, est due à des choix de modélisation : la discrétisation des paramètres s'opérant par mailles de 5x5 km, chaque maille où affleurent les grès, même si ce n'est que sur 10% de sa surface, doit être intégrée comme maille entière ; en revanche, l'infiltration, l'alimentation sont calculées à partir des surfaces réelles. Ramenée aux surfaces réelles, la porosité moyenne modélisée serait de 6 à 7%.

Toutes ces valeurs proposées ci-dessus permettent de fixer quelques ordres de grandeur, mais il est évident que dans la réalité sur le terrain elles doivent montrer une très grande variabilité : en effet, l'intense fracturation de ces formations et l'altération qui résulte de la circulation de l'eau augmentent à la fois la porosité et la perméabilité. L'eau provenant de l'infiltration est chargée d'une certaine acidité qui corrode le ciment calcaire des grès et libère le sable. Un véritable réseau hydraulique souterrain peut se développer après dissolution du calcaire et entraînement des sables résiduels. Les vitesses de circulation peuvent être localement élevées dans les fissures agrandies des roches consolidées, servant de drains souterrains à l'ensemble, mais globalement, le rendement de l'aquifère est contrôlé par la perméabilité des bancs sableux.

3) Les marnes

Les marnes, présentes à la base de l'Hettangien, du Sinémurien et du Carixien, ont fait l'objet d'une étude granulométrique par Mergen (1985). Ses résultats sont repris dans le tableau suivant.

tableau 1.2- Composition des marnes

	% d'argile	% de sable (>44 microns)
Hettangien	33	38
Sinémurien (marnes de Warcq)	27	56
Marnes de Strassen (Banel)	39	27
Carixien	30	22

Compte tenu des pourcentages de la fraction sableuse, Mergen conclut que l'utilisation du terme de «marnes » est incorrecte et que le terme «marnes sableuses » serait plus conforme pour ces roches. Toujours d'après Mergen, la perméabilité des marnes varie de 10^{-9} à 10^{-11} m/s, ce qui en fait des matériaux imperméables (la limite supérieure étant de 10^{-9} m/s).

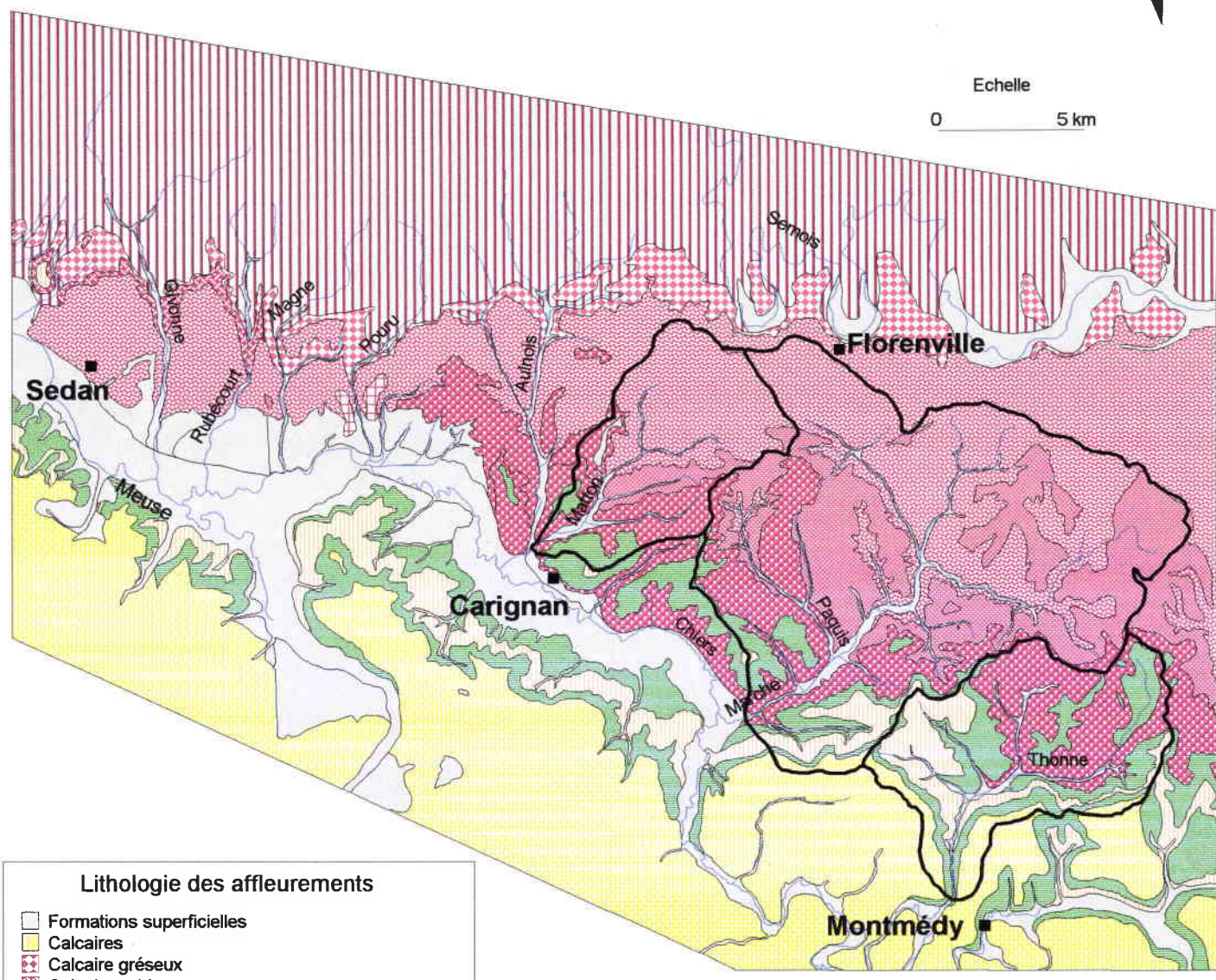
B- Perméabilités à l'infiltration

La perméabilité des grès liasiques est à l'origine essentiellement une perméabilité sub-horizontale (circulation de l'eau au niveau des stratifications), mais une perméabilité verticale existe à la faveur de fractures et de diaclases. Les niveaux les plus perméables sont en fait les faciès alternant des niveaux lithologiquement résistants avec des niveaux sableux, car cette rigidité contradictoire entraîne une intense fracturation des niveaux résistants et ajoute à la perméabilité de milieu poreux une perméabilité de fissures.

carte 1.6

LITHOLOGIE ET PERMEABILITE

DU DOMAINE D'ETUDE



Lithologie des affleurements

- Formations superficielles
- Calcaires
- Calcaire gréseux
- Calcaire sableux
- Grès à ciment calcaire alternant avec des sables
- Grès calcaires et sables argileux
- Grès ferrugineux
- Grès ferrugineux et sables
- Macigno
- Marnes
- Schistes

Les terrains aquifères des grès d'Ardenne-Luxembourg sont représentés par la classe P11.

Les couleurs correspondent à l'atlas des perméabilités du bassin Rhin-Meuse

S.Lebaut, 2000.

Légende des classes de perméabilité

P11: roches perméables à perméabilité d'interstices dominante

P12: roches perméables à perméabilité de fissures dominante

P21: roches perméables à perméabilité d'interstices affaiblie par une fraction fine
P22: alternance de roches perméables à perméabilité de fissures dominantes et de roches imperméables

P31: roches imperméables (marnes et argiles)

P33: roches imperméables cristallines ou cristallophyliennes pouvant cependant être recouvertes d'altérites épaisses

S11: formations superficielles dans lesquelles les échanges eaux de surface-eaux souterraines sont possibles

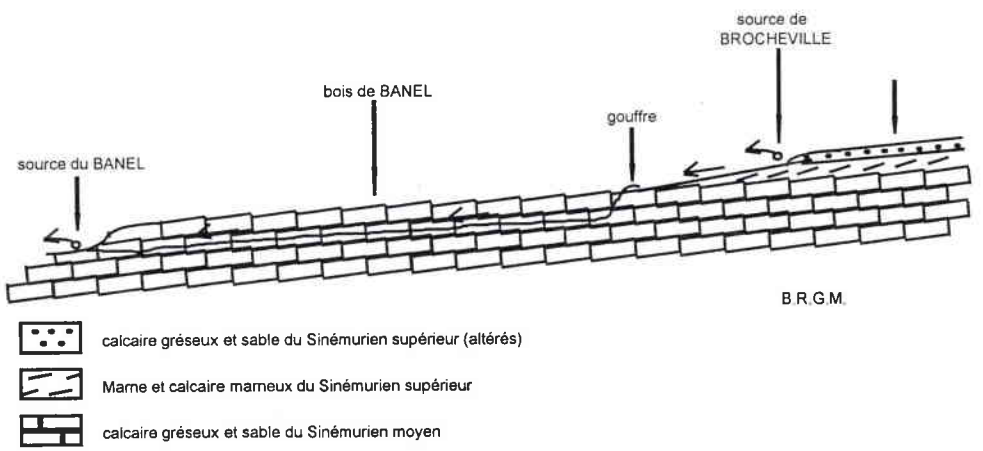
Selon la classification des perméabilités proposées par l'atlas des perméabilités publié par l'Agence de l'Eau Rhin-Meuse (1989), les assises aquifères sont regroupées dans deux ensembles (carte 1.6) :

- la classe P21 des roches peu perméables à perméabilité d'interstices affaiblie par une fraction fine, marneuse, argileuse. Cette classe concerne les macignos, marnes sableuses, grès calcareux et grès argileux (Domérien supérieur et secteur de Renwez), soit quelques 40 km².

- la classe P11 des roches perméables à perméabilité d'interstices dominante. Elle concerne tout ce qui a l'appellation de grès et de sable dans les faciès, c'est-à-dire la quasi-totalité de l'aquifère, soit 215 km² d'affleurements en France entre Montmédy et Renwez. Le comportement global de l'aquifère correspond bien à une perméabilité de milieu poreux (emmagasinement, restitutions lentes et extrêmement pondérées), mais, comme on l'a fait remarquer ci-dessus, il n'est pas rare d'y rencontrer malgré tout localement des phénomènes relevant plutôt du type perméabilité en grand (fissures) comme l'illustre le schéma ci-dessous.

On observe, dans le réservoir du Sinémurien quelques rares phénomènes pseudo-karstiques dont le plus net est celui qui crée la perte du ruisseau naissant de la source de Brocheville, à la base de l'aquifère du Lotharingien, au contact des Marnes de Bellefontaine (correspondant aux Marnes de Virton) : ce petit cours d'eau s'écoule sur le niveau marneux qui isole les deux aquifères et se perd en parvenant au contact de la formation du Sinémurien. Le traçage qu'a effectué le B.R.G.M. les 9 et 10 mars 1971, laisserait penser qu'un lien hydraulique existe entre ce secteur de perte et la source du Banel, située 80 mètres plus bas à environ 1650 mètres de distance (fig. 1.6). Les résultats donnent une vitesse de circulation de 370 mètres à l'heure, vitesse qui n'est guère compatible avec la constance du débit de la source du Banel (cf. sources) et qui reste à confirmer.

figure 1.6- La perte du Banel



A la surface des affleurements, l'efficacité de l'altération des grès et autres bancs consolidés est telle qu'on ne trouve que du sable : l'infiltration y est systématique et on n'y trouve pas trace de ruissellement.

C- Les données de pompages d'essai

Il existe peu de données relatives aux caractéristiques hydrodynamiques dans ce secteur. Seulement treize forages inventoriés (B.R.G.M., A.E.R.M.) possédant de telles données (annexe 1.3), qui plus est partielles, sont recensés.

Sur le secteur d'étude considéré (de Montmédy à Givonne), les transmissivités comprises entre 1.10^{-5} et 84.10^{-4} m^2/s autorisent des débits d'exploitation les plus importants: jusqu'à 108 m^3/h pour le forage 88-2-2 (carte 1.7).

Pour sa part, Mergen (1985) a effectué des pompages d'essai dans les trois nappes les plus importantes. Les valeurs varient de $0.5.10^{-3}$ à $3.6.\ 10^{-3}$ m^2/s pour la nappe des grès calcaires de Florenville, de 3.10^{-4} à 4.10^{-4} m^2/s pour la nappe des grès d'Orval et sont de l'ordre de 1.10^{-3} m^2/s pour la nappe du Lotharingien.

D- Caractéristiques géochimiques des nappes

Les faciès géochimiques des aquifères ont été déterminés d'après les analyses effectuées en 1982-83 (D.D.A. Champagne-Ardenne 1983-84) et 1992 sur le réseau de surveillance de la qualité des eaux souterraines dans le département des Ardennes, et complétées par les données disponibles à l'A.E.R.M.

Les analyses recensées portent sur 26 points, sources et puits, répartis comme suit :

- Hettangien : 2 points
- Sinémurien moyen : 9 points
- Lotharingien terminal et Carixien : 10 points
- Domérien supérieur : 5 points

Les résultats de ces analyses font l'objet d'une cartographie (annexe 1.4) par nappe.

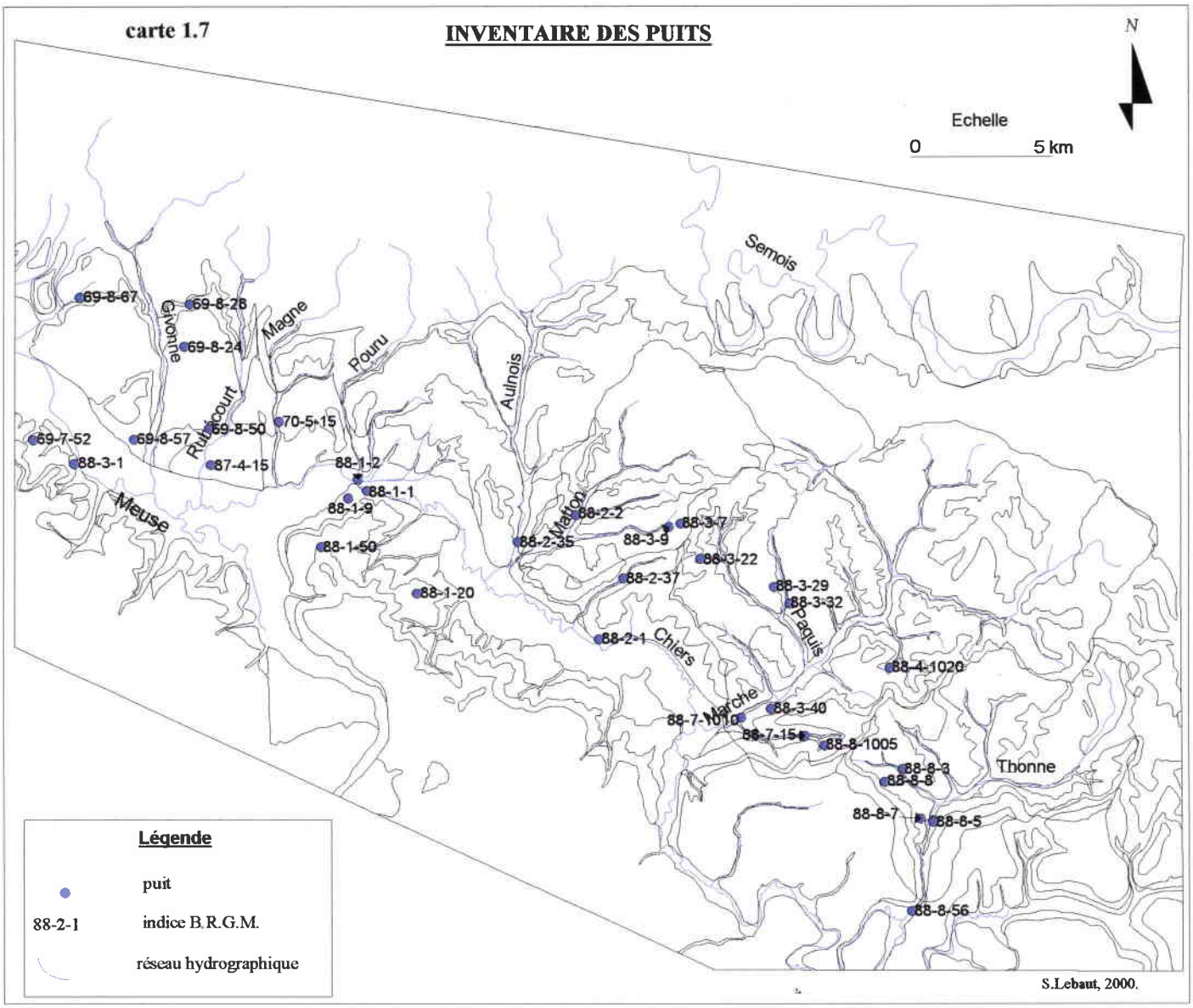
En fait, il existe peu de différences entre les eaux des différents aquifères. Ce sont des eaux de type bicarbonaté calcique moyennement à fortement minéralisées, selon les points, en carbonate de calcium. Cependant quelques différences attirent l'attention :

- les eaux de l'Hettangien, calcaires, peuvent avoir un équilibre légèrement acide, et des teneurs en fer relativement importantes vraisemblablement dues au contact avec les formations schisteuses du Primaire (P.H. de 8.1 pour la source 85-5-18).

- les eaux du Sinémurien et du Carixien ont des concentrations en sulfate qui évoluent de façon significative d'un point à un autre. Ceci serait expliqué par la position des points d'eau au contact des niveaux marneux du Sinémurien inférieur et supérieur (35 à 55 mg/l pour les sources 88-3-20 et 70-5-17).

De même sur ces deux nappes on observe une très grande variabilité des teneurs en nitrate. Ce fait serait lié à la fissuration de ces aquifères, ainsi la qualité des eaux resterait tributaire de l'environnement immédiat mais aussi éloigné des points d'eau (exemple de la source du Banel).

- les eaux du Domérien supérieur présentent de très fortes minéralisations en carbonates de calcium (jusqu'à 282 mg/l) ainsi qu'en magnésium (jusqu'à 23 mg/l). En fait, cet aquifère, largement plus calcaire que les précédents, présente des eaux dont le faciès géochimique s'apparente à celui des calcaires du Bajocien.



Les puits répertoriés sont issus d'un inventaire de la banque du sous-sol du B.R.G.M.

D'une manière générale, sous réserve d'une bonne protection des points d'eau, les eaux souterraines concernées par cette étude s'avèrent d'un point de vue physico-chimique, favorables à l'alimentation en eau potable.

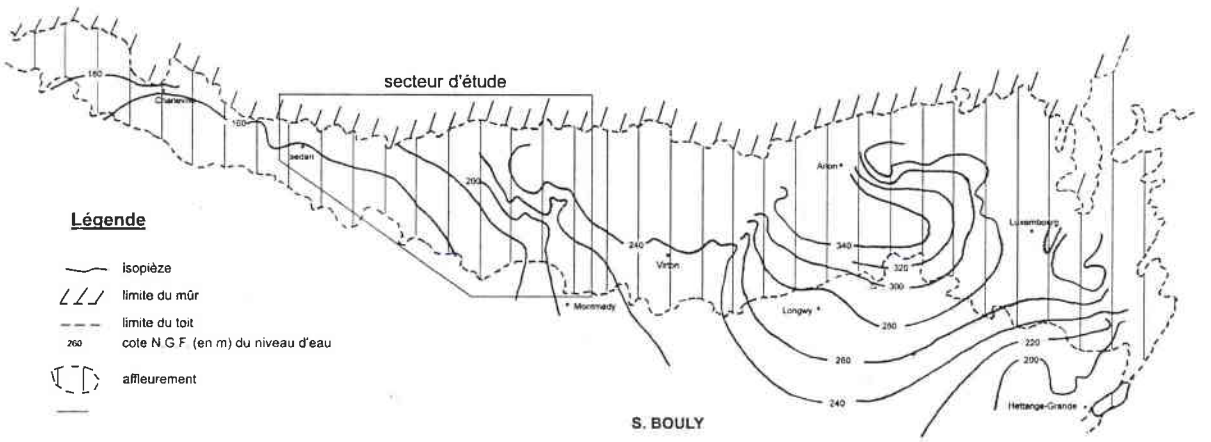
E- La piézométrie

La carte piézométrique asynchrone (fig. 1.7) dressée par S. Bouly (1977) resitue le secteur d'étude dans son contexte hydrogéologique régional. La surface piézométrique s'articule autour d'un dôme piézométrique, le secteur étudié constituant la terminaison du secteur occidental.

Une cartographie (carte 1.8) plus précise d'une piézométrie asynchrone est réalisée sur le secteur d'étude. La construction des isopièzes repose sur la côte de 21 puits profonds recensés (annexe 1.5) ainsi que sur les points représentant les potentiels imposés par les cours d'eau, digitalisés sur les cartes au 1/25 000ème de l'I.G.N. (350 points). Le tracé des isopièzes résulte d'une interpolation linéaire sous le logiciel « Surfer ».

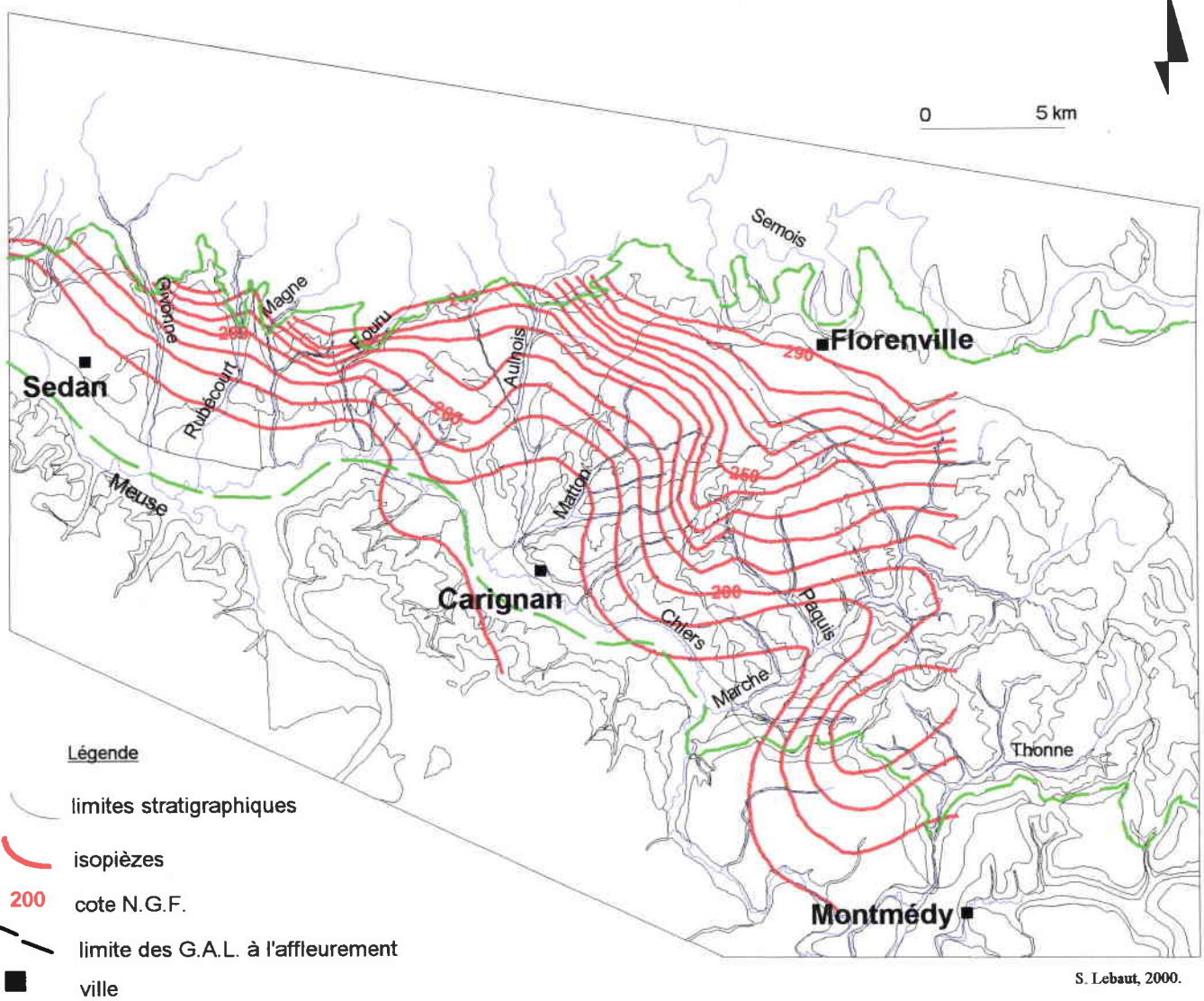
La direction de l'écoulement souterrain est nord/sud dans la partie occidentale du secteur d'étude, et devient nord-est/sud-ouest dans la partie orientale confortant l'hypothèse d'une contribution du bassin de la Semois à l'alimentation des bassins de rive droite de la Chiers.

figure 1.7- « Piézométrie asynchrone des Grès du Luxembourg » (Bouly S., 1977)



Ce schéma général de circulation de l'eau souterraine dans les G.A.L. peut être complété par des données de mesures de variations des cotes du niveau d'eau dans certains puits. Dans le cadre d'une étude, la Fondation Universitaire Luxembourgeoise (F.U.L., 1993) a suivi quelques puits foncés dans les nappes des grès de Florenville et d'Orval. Les auteurs mentionnent que les amplitudes oscillent entre 2.5 m et 11.07 m et que la valeur la plus représentative avoisine les 8 mètres. Une évaluation du temps maximum séparant les apports en eau utile (P.-E.T.P.) et la montée du niveau des piézomètres est de 2 à 3 mois. Néanmoins trois puits ne suivent pas cette règle : sur le puits de Chameleux, le transfert vertical depuis la surface jusqu'à la nappe n'est que d'un mois, le puits de St Vincent montre de rapides

carte 1.8 **PIEZOMETRIE ASYNCHRONE DE LA NAPPE DES G.A.L.**



Les isopièzes résultent d'une interpolation linéaire entre les cotes mesurées dans les puits et celles déterminées par les potentiels imposés par les cours d'eau.

montées du niveau d'eau liées aux périodes d'abondance en eau utile et le puits de Villers-devant-Orval ne montre pas de relation avec l'eau utile.

Les auteurs concluent « que les différences de comportement d'une nappe à l'autre en réponse aux quantités d'eau utile disponible ainsi que l'hétérogénéité lithologique rend toute généralisation aléatoire ».

F- Les sources

« Lieu et phénomène d'apparition et d'écoulement naturel d'eau souterraine à la surface du sol (.....) à l'origine d'un cours d'eau » (G. Castany, J. Margat ; 1977), elles reflètent donc le fonctionnement des nappes d'eau souterraines. La mesure de paramètres tels que le débit, la température ou la conductivité donne des informations sur la circulation souterraine de l'eau. De plus les sources sont à l'origine des cours d'eau et constituent de fait le premier maillon reliant l'hydrologie de surface à l'hydrologie souterraine.

1) Les données utilisées

Deux types de données sont utilisés.

D'une part sur un inventaire des données issues de la banque du sous-sol du Bureau de Recherche Géologique et Minière (B.R.G.M.) et de divers rapports techniques ou de synthèses.

D'autre part nous avons collecté des données de débits, températures et conductivités sur vingt sources représentatives des aquifères individualisés : aquifères de l'Hettangien, du Sinémurien Inférieur et du Lotharingien/Carixien. Ces sources ont été retenues essentiellement sur un critère d'accessibilité et de bonne condition de mesures de débit.

a- Les sources du B.R.G.M. inventoriées

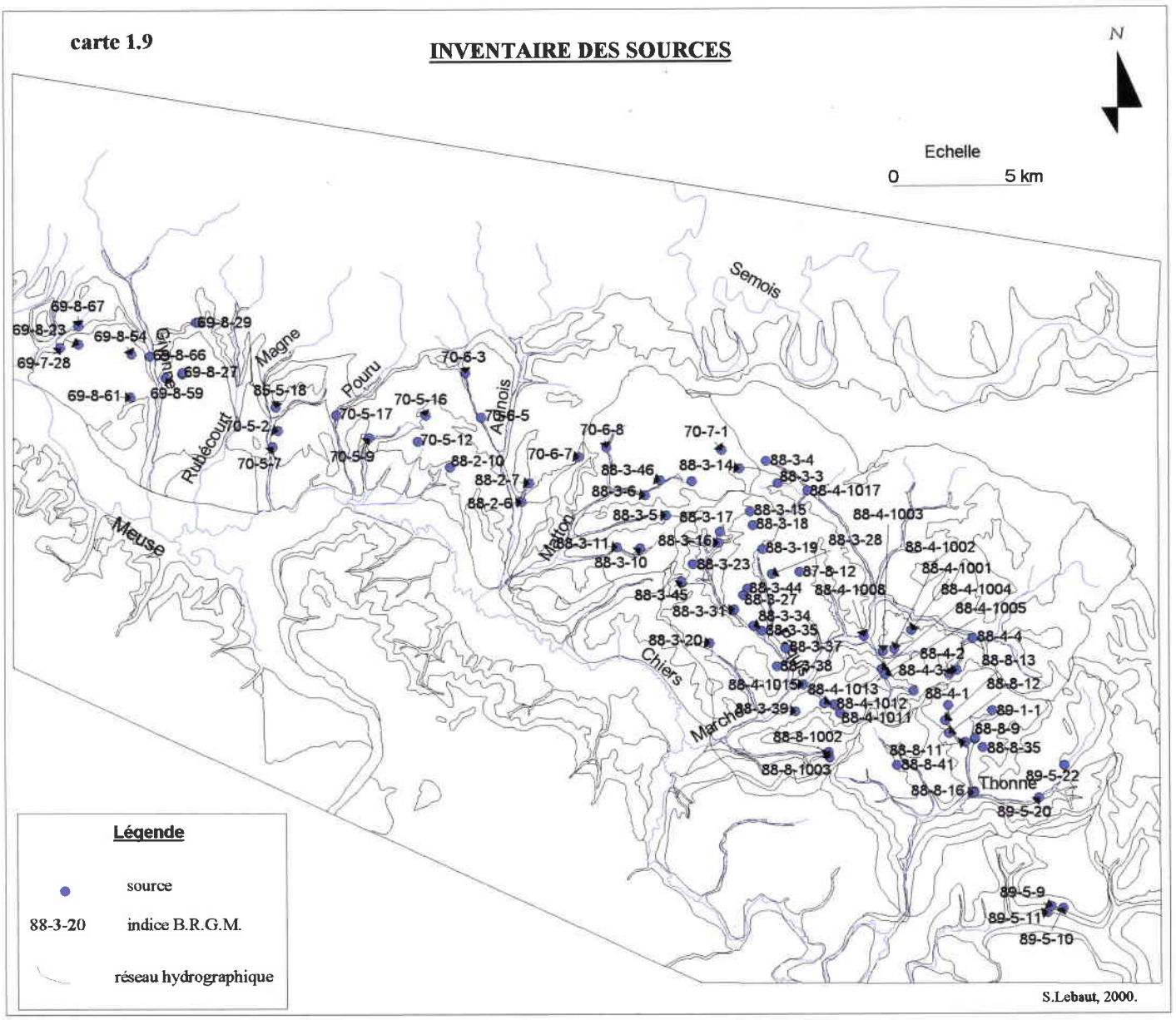
Nous avons recensé 96 sources d'après les fiches du code minier du B.R.G.M. Cet inventaire figure sous forme de tableaux détaillés en annexe 1.6 et de la carte 1.9. Les chiffres des données disponibles sont présentés dans le tableau récapitulatif suivant.

Mais les données sont hétérogènes du fait du repérage des sources par rapport aux niveaux stratigraphiques ou d'un faciès.

Pour rendre cet inventaire exploitable, toutes les sources ont été positionnées dans un étage stratigraphique, d'après les cartes géologiques au 1/50 000, et dans un des 4 niveaux aquifères définis plus haut.

Un autre problème est celui de la précision de la localisation des sources : leurs noms, leurs coordonnées Lambert et leurs altitudes semblent quelquefois erronés et interdisent leur repérage précis.

carte 1.9



Les sources répertoriées sont issues d'un inventaire de la banque du sous-sol du B.R.G.M.

tableau 1.3- Récapitulatif des données disponibles par aquifère

	Hettangien	Sinémurien Inf.	Carixien/Lotharingien	Domérien Sup.
Nombre total	2	25	52	17
Débit mesuré	0	11	46	12
Débit estimé	2	7	3	5
Géochimie	1	14	9	3

Le fait d'avoir classé les sources en fonction des aquifères permet d'avoir une première approche pour caractériser les réservoirs.

b- Le suivi de sources représentatives

Vingt sources (tableau 1.4) ont été mesurées mensuellement, de septembre 96 à juillet 97, en débit, température et conductivité. Deux sources appartiennent à l'aquifère de l'Hettangien, six à celui du Sinémurien et douze à celui du Lotharingien/Carixien. Aucune source du Domérien n'a été retenue, ces formations étant souvent isolées, rejetées au sud de la Chiers et de la Meuse, et ne présentant qu'un intérêt local en matière de ressource en eau.

tableau 1.4- Localisation géographique et stratigraphique des sources suivies (sources de déversement)

	Indice B.R.G.M.	Lambert II ét.	Z	Communes	Nom	Stratigraphie et lithologie
S1	88-8-12	82015-251405	232	Breux	la Blanche Oreille	Loth. terminal et Carixien: grès de Linay
S2	88-4-1	82000-251451	235	Breux	De le Bosse des Fées	Loth. terminal et Carixien: grès de Linay
S3	88-4-2	82019-251622	259	Fagny	Fontaine de Chelvaux	Loth. inf.: grès de Virton
S4	88-x-x	81566-251960	219	Villers (B.)	de l'Ourdel	Siné. inf.: grès et calc. sableux d'Orval et de Florenville
S5	88-4-1006	81888-251558	238	Herbeuval	Fontaine du loup	limite Loth. inf. et sup.: grès de Linay/grès de Virton
S6	88-x-x	81817-251495	235	Herbeuval	Fontaine Jabelet	limite Loth. inf. et sup.: grès de Linay/grès de Virton
S7	88-3-35	81311-251795	203	Puilly et Ch.	des longues Faches	Loth. terminal et Carixien: grès de Linay
S8	88-3-34	81338-251777	205	Aufflance	la Tannerie	Loth. terminal et Carixien: grès de Linay
S9	88-3-3	81335-252304	326	Williers	de la Culée	Loth. inf.: grès de Virton
S10	88-x-x	80867-252014	221	Les Deux Villes	Fraichais	Loth. terminal et Carixien: grès de Linay
S11	88-3-11	80819-252084	204	Les Deux Villes	la Maladrerie	Loth. terminal et Carixien: grès de Linay
S12	70-6-8	80779-252456	214	Matton et Clém.	Bois brulé	Siné. inf.: grès et calc. sableux d'Orval et de Florenville
S13	70-5-17	79802-252580	195	Sachy	Raulet	Hettangien: calcaire à gryphées
S14	88-2-10	80144-252417	198	Escombre	Suzaine	Loth. inf.: grès de Virton
S15a	88-x-x	80642-252680	235	Lambermont (B.)	Lambermont	Siné. inf.: grès et calc. sableux d'Orval et de Florenville
S15b	88-x-x	80650-252672	235	Lambermont (B.)	Lambermont	Siné. inf.: grès et calc. sableux d'Orval et de Florenville
S16	70-x-x	79769-252711	248	Pouru aux Bois	Laubrun	Hettangien: calcaire à gryphées
S17	70-x-x	80889-252642	269	Fontenoille (B.)	Fontenoille	Siné. inf.: grès et calc. sableux d'Orval et de Florenville
S18	88-4-1017	81508-252289	255	Williers	Williers	Siné. inf.: grès et calc. sableux d'Orval et de Florenville
S27	88-4-1004	81775-251640	208	Herbeuval	le Moulin	Loth. inf.: grès de Virton

2) Les régimes des débits et des températures

Il est démontré (Schoeller H., 1962 et Castany G., 1968) que le contraste thermique des eaux de source sur un cycle annuel est fonction de la vitesse de circulation de l'eau et par

conséquent du mode d'alimentation des nappes. Coupler cette analyse au débit permet d'avoir une bonne représentation du mode d'alimentation des sources.

Les valeurs de température analysées ici proviennent du suivi mensuel. Elles ont été mesurées au moyen d'une sonde permettant une lecture au 1/10°C.

Les valeurs de débit proviennent, soit :

- de données inventoriées au B.R.G.M. La plupart de ces données sont issues de campagnes réalisées au cours du printemps-été 1973, année appartenant à la séquence des années moins pluvieuses 1971-1976.
- de débits mesurés lors de campagnes réalisées dans le cadre de ce travail en 1997/98, soit par mesure directe (récipient étalonné), soit par jaugeage à la perche à intégration. Les résultats des mesures sont en annexe 1.7 et 1.8.

- L'aquifère de l'Hettangien

L'inventaire B.R.G.M. fait état de deux sources, mais sans valeur de débit.

D'après nos campagnes de mesures, les valeurs de débit de la source suivie S16, évoquant plutôt un mode de circulation de type fissural, semblent calquées sur les précipitations : les débits chutent de 11,5 l/s à 0,2 l/s entre décembre 96 et janvier 97. La température de l'eau peut chuter de 6°C en 5 mois (12.2°C en octobre à 7°C en février). La source S13, au contraire, en situation semi-captive, comme le suggère les résultats du suivi, donne des débits faibles mais relativement constants.

- L'aquifère du Sinémurien Inférieur :

Les émergences de la nappe du Sinémurien ont une température moyenne de 9.2°C pour une amplitude annuelle de l'ordre de 0.5°C, ce qui atteste une circulation lente dans un milieu de type poreux. L'inventaire B.R.G.M. recense 25 sources, dont 11 comportent une mesure ponctuelle réalisée du 20 juin au 12 juillet 1973 : le débit moyen est de 3,9l/s. C'est le plus important des 4 réservoirs considérés et ses potentialités sont confirmées par les débits mesurés aux sources S12 et S18. Ils étaient pour le mois de septembre, respectivement, de 3,8 l/s et 8,9 l/s.

Néanmoins il ne semble pas y avoir concordance entre le régime thermique peu contrasté et la réponse des débits aux précipitations relativement rapide. Pour comparaison, M.M. Petit et Erpicum (1986-87) montrent plus à l'est, en Belgique, que les débits des sources du Sinémurien, pour des contrastes de l'ordre de 0.5°C, ne réagissent que très lentement aux précipitations : « une analyse globale du débit des sources a montré que même des périodes pluvieuses d'une vingtaine de jours n'ont aucun effet immédiat sur les sources ».

Ici, plus à l'ouest, l'inadéquation entre amplitude thermique et réponse des débits aux précipitations met en évidence un fonctionnement différencié entre alimentation et restitution des sources. Une explication serait la suivante. Dans la zone non saturée, les sables entraînés laissent place à un réseau de fissure au sein duquel les eaux d'infiltration circulent rapidement (circulation pseudo-karstique) jusqu'à la zone saturée. L'augmentation rapide de la pression (effet de piston) occasionnée par le surplus d'eau se traduit dans les mêmes termes aux débits. Par contre, dans la zone saturée, le sable resté en place en fait un milieu poreux amortissant les transmissions de pression et ne favorisant pas les échanges thermiques entre eaux infiltrées et eaux en place.

- L'aquifère du Lotharingien-Carixien

L'inventaire B.R.G.M. recense 52 sources, dont 46 comportent une mesure ponctuelle réalisée du 18 juin au 16 juillet 1973, dont la moyenne est de 2,3 l/s. Sa composition, plus hétérogène que celle du Sinémurien, engendre des différences de fonctionnement notables entre les sources. D'après les résultats de nos mesures mensuelles, trois types se dégagent :

- les sources issues de la nappe libre, représentées par S7, S8, S10 et S11 ont des variations de débits importantes, avec des températures qui ont chuté d'environ 3°C entre septembre 96 et février 97.
- les sources issues de la partie semi-captive de la nappe, représentées par S1, S2, S3 et S5 ont des variations de débits plus modérées que les sources précédentes. L'amplitude thermique annuelle de 0,5°C environ s'apparente à celle des émergences de la nappe du Sinémurien.

- les cas particuliers des sources S9 et S6. La source S9 doit son régime thermique contrasté (amplitude de 6°C) à une circulation de l'eau dans la zone d'hétérothermie annuelle (cf. coupe). La source S6, tarie en septembre 96, a atteint un débit de 10 l/s en février 97 ; dans ce même temps sa température variait d'environ 1,6°C. On peut invoquer des conditions locales particulières telle que la fracturation.

- L'aquifère du Domérien Supérieur

L'inventaire B.R.G.M. fait état de 17 sources, dont 9 ont été mesurées du 15 juin au 12 juillet 1973 (période sèche) et 3 les 26 et 27 mai 1970 (période très humide). Le débit moyen, 1 l/s, confirme pour cet aquifère la vocation locale qu'on pouvait attendre de sa lithologie moins sableuse et de son extension modeste, nous n'avons donc suivi aucune source de cet aquifère dans le cadre de ce travail.

Les résultats de la confrontation des données de débits et de températures sont un bon indicateur des variations de lithologie des terrains considérés. Les formations du Sinémurien, par leur composition essentiellement sableuse, amortissent la réponse des débits face aux précipitations, sans négliger pour autant le rôle de la fracturation : le comportement est dual.

Pour les formations du Lotharingien/Carixien il apparaît très nettement une sectorisation du fonctionnement. Dans la partie orientale, elles se comportent comme celles du Sinémurien, alors que dans la partie occidentale, le fonctionnement des sources semble davantage lié aux fracturations.

3) Le tarissement des sources

Les courbes de tarissement, qui étudient la baisse du débit dans le temps au cours de périodes non influencées par les précipitations, permettent de caractériser les réserves en eau d'un aquifère.

Du point de vue méthodologique, il s'agit de repérer les périodes au cours desquelles la nappe n'est pas susceptible d'être alimentée par les précipitations. On peut alors assimiler la décroissance des débits en fonction du temps à une relation de type exponentiel (appelée la loi de Maillet) :

$Q_1 = Q_0 . e^{-\alpha(t_1 - t_0)}$ où Q_0 est le débit initial de la chronique choisie à t_0 l'instant, et $t_1 - t_0$ est exprimé en jours

Cette relation se traduit graphiquement par un alignement des débits exprimés en échelle logarithmique, en fonction du temps. L'intérêt de cette relation est :

- l'estimation des volumes dynamiques disponibles derrière ces sources, à partir du coefficient α :

$$V = \frac{Q}{\alpha}$$

- l'estimation du temps qu'il faut pour vider le réservoir à moitié en l'absence de réalimentation à partir d'un débit donné Q_0 :

$$période \quad de \quad 1/2 \; vidange \quad à \quad partir \quad de \quad Q_0 = \frac{LnQ_0 - Ln(Q_0/2)}{\alpha}$$

Cette analyse porte sur les 20 sources suivies mensuellement en 1997/98 auxquelles nous avons ajouté 5 sources (88-3-46 Banel, (n° inconnu) Haybes, 88-4-4 Hameau de Fagny, 89-5-20 Voirdel, 89-1-1 Groseillier) dont les débits ont été mesurés par le B.R.G.M en 1973.

La détermination du coefficient α s'est faite sur une chronique de 5 valeurs caractérisant la décroissance des débits en régime non influencé durant l'été 1973. Pour les 17 autres sources, les valeurs proviennent de nos propres campagnes de mesure réalisées au cours du printemps/été 1998. Cependant, les campagnes de mesure, débutée en mai, n'ont pu être toutes utilisées compte tenu de la réalimentation des nappes en juin. Seuls les débits mesurés entre juillet et août ont été retenus pour la détermination du coefficient de tarissement journalier.

Les variables nécessaires aux calculs, ainsi que les valeurs des coefficients α journaliers, les temps de demi-vidange et les volumes stockés sont consignés dans le tableau 1.5 suivant. Les sources et leur coefficient de tarissement ont donné lieu à une cartographie (carte 1.10).

Il est évidemment difficile de généraliser un comportement hydrogéologique d'un aquifère à partir de 24 sources, néanmoins les 3 paramètres calculés permettent de dégager quelques tendances lourdes.

- L'aquifère de l'Hettangien,

Représenté par la source SF, il possède des caractéristiques hydrogéologiques médiocres, comme le laissait supposer l'étude des régimes (cf. précédemment). Un coefficient α de tarissement journalier de 0.0149 révèle que seulement 46 jours sont nécessaires pour atteindre une demi-vidange. Le volume théorique contenu derrière la source n'est que de 19000 m^3.

tableau 1.5- Caractéristiques hydrologiques des sources

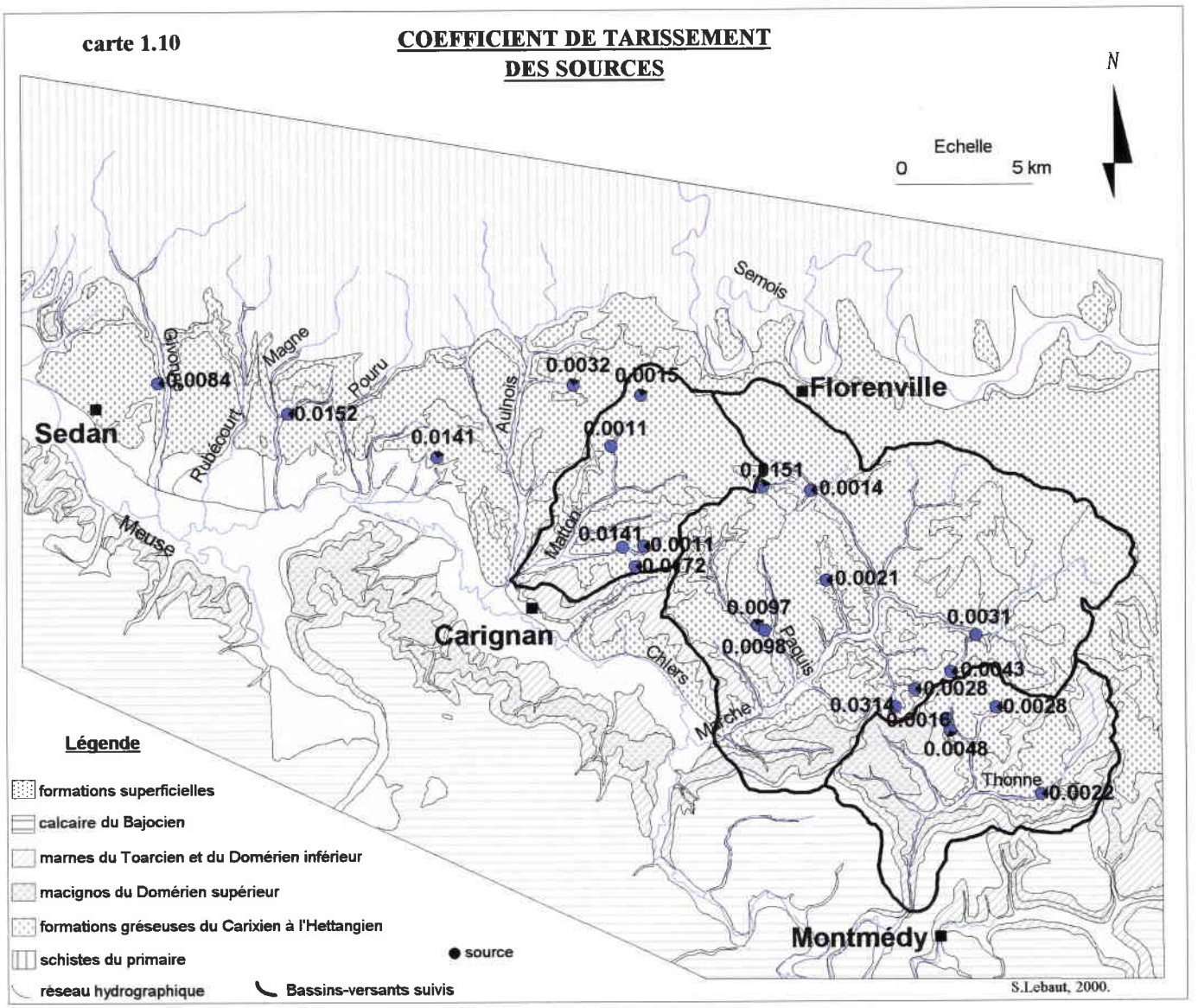
Sources	Q0 (l/s)	Q1 (l/s)	t1-t0 (jours)	Volume dynamique (m^3)	Demi-vidange (jours)	Alpha
S1	3.9	2.6	84	70000	143	0.0048
S2	8.5	6.2	84	447000	421	0.0016
S3	3.3	2.5	65	67000	162	0.0042
S4	16	14	65	673000	337	0.0021
S5	3.8	2.8	67	117000	354	0.0028
S6	0.7	0.1	65	2000	22	0.0314
S7	2.5	1.1	84	22000	70	0.0097
S8	5.5	2.4	84	48000	70	0.0098
S9	1	0.4	84	5000	45	0.0155
S10	1.7	0.4	84	8000	40	0.0172
S11	1.3	0.4	84	8000	49	0.0141
S12	11	10	84	837000	610	0.0011
S14	2.1	0.9	59	12000	48	0.0143
S15	10	7.6	84	264000	212	0.0032
S17	2.5	2.2	84	124000	455	0.0015
S18	12	11	59	646000	471	0.0013
Sf	3.3	1.2	65	19000	46	0.0149
89-1-1	1.7	1.4	70	53000	248	0.0028
89-5-20	2.6	2.2	70	101000	315	0.0022
88-4-4	1.3	1	70	37000	223	0.0031
69-X-X	18.4	10.2	70	188000	83	0.0084
88-3-3	16	14.9	70	1380000	693	0.0010

- L'aquifère du Sinémurien inférieur

Les trois paramètres ont été calculés pour 8 sources du Sinémurien. Les coefficients α de tarissement journalier s'échelonnent de 1.10^{-3} pour la source du Banel à $8.4.10^{-3}$ pour la source de Haybes. Ces faibles valeurs vont dans le sens de l'analyse des caractéristiques intrinsèques des formations sinémuriennes, et confirment les bonnes potentialités de ressource en eau de cet aquifère. Cependant deux faits attirent l'attention :

- Le faible coefficient α de la source du Banel ne correspond peut-être pas au comportement qu'on attendrait d'une source reliée, semble-t-il, à la perte d'un ruisseau (voir plus haut). Ceci montre que, même si l'aquifère du Sinémurien peut localement réagir à l'infiltration comme une formation à perméabilité de fissures (perméabilité type P12, calcaire fracturé), il fonctionne en restitution comme un milieu poreux (type P11, grès et sables).

- Des coefficients α de tarissement forts contrastés, engendrant un rapport de 1 à 9 entre les temps de demi-vidange. L'explication est donnée par la carte des coefficients α et confirme ce que l'on trouve dans la littérature (Guilleaume, Gille...), à savoir une partition du secteur d'étude. De Carignan à Montmédy (partie est) les affleurements s'étendent au bassin de la Semois occasionnant des transferts d'eau souterrains accroissant les volumes dynamiques d'eau disponibles derrière les sources. Par contre dans la partie ouest (Carignan-Sedan) les affleurements du Sinémurien ne s'étendent pas jusqu'à la partie amont du bassin versant, il n'y a pas de transfert souterrain.



Le tarissement des sources est calculé d'après des valeurs de débits mesurés durant l'été 1997, ou l'été 1973.

- L'aquifère du Lotharingien/Carixien

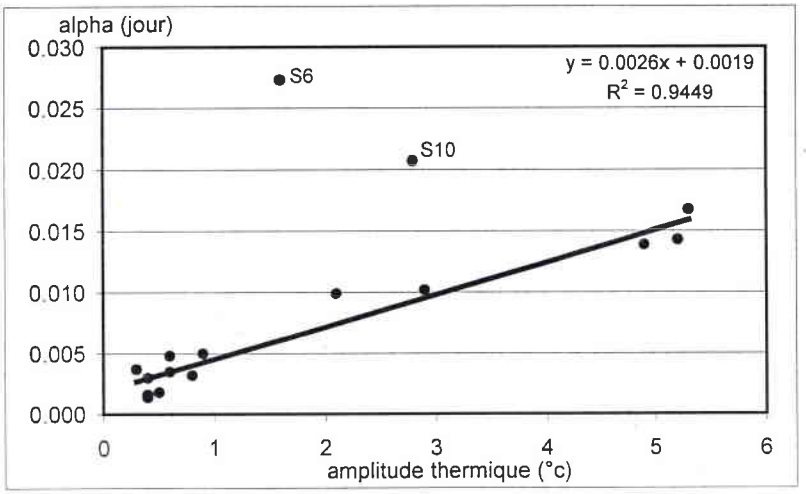
Dans cet aquifère, 14 sources ont fait l'objet du traitement. Il en ressort des coefficients α également contrastés, de $1.6.10^{-3}$ (pour S2) à $31.4.10^{-3}$ (pour S6). Mise à part la source S6 dont les conditions particulières ont déjà été évoquées précédemment, l'explication des contrastes se trouve dans la position des émergences.

Les émergences (S1, S2, S3) de la nappe semi-captive ont des coefficients α faibles ainsi que des volumes dynamiques théoriques importants (respectivement 69 000, 446 000 et 66 000 m^3).

Par contre pour les émergences de la nappe libre, le coefficient α semble être étroitement lié au volume de roche réservoir dont elles sont issues.

La détermination des coefficients de tarissement a permis de chiffrer ce que l'analyse des régimes laissait supposer. En outre, ces chiffres serviront de référence aux valeurs de tarissement qui seront déterminées par les données de l'hydrologie de surface.

figure 1.8- Relation entre le tarissement et l'amplitude thermique annuelle



Il est possible de mettre en évidence la relation liant l'amplitude thermique annuelle de l'eau des sources à leur vitesse de circulation, par le coefficient de tarissement, dans les aquifères des G.A.L. La figure 1.8 démontre que la relation entre vitesse de circulation et amplitude thermique est linéaire. Deux sources ne suivent pas cette relation, S6 qui fonctionne en régime vraisemblablement fissural, et S10 dont la mesure de débit de la première campagne est sans doute erronée.

En conclusion, l'approche par les caractéristiques des sources fait apparaître que les formations du Sinémurien Inférieur (Sinémurien s.s.), du Lotharingien et du Carixien entre Montmédy et Sedan, et plus particulièrement entre Montmédy et Carignan, recèlent les nappes les plus importantes. Ceci est à mettre en relation avec la perméabilité et la puissance de ces assises, notamment pour la nappe du Sinémurien Inférieur qui bénéficie des meilleures caractéristiques hydrogéologiques (fig. 1.9), mais également pour cette dernière, avec l'extension de sa zone d'alimentation hors des bassins versants des cours d'eau qui la drainent.

figure 1.9- Synthèse des formations aquifères des G.A.L.

P.	Stratigraphie	Lithologie	P.i.	Caractéristiques hydrogéologiques	Tarissement des sources	A.t.
50m	Domérien Sup .	calcaires	P21	/	/	/
	Domérien Inf.	Marnes	P31	Perméabilité < 10		
90m	Lotharingien Sup . et Carixien	Grès de Linay	P11	porosité de 10à 33% perméabilité de 10 $^{-6}$ à 1.6.10 $^{-3}$	de 1.6 à 31.4.10 $^{-3}$	de 0.5 à 1.6°C
	Lotharingien Moy.	marnes (de Virton)	P31	Perméabilité < 10		
80m	Lotharingien Inf . et Sinémurien	grès calcaire de Florenville grès calcaire d 'Orval	P11	porosité de 10 à 25% perméabilité de 10 $^{-7}$ à 2.10 $^{-3}$	de 1 à 8.4.10 $^{-3}$	0.5°C
	Sinémurien Inf.	Marnes (de Warcq)	P31	perméabilité <10		
15m	Hettangien	calcaire	P12	/	14.9.10 $^{-3}$	6°C
	Paléozoïque	schistes	P33			

P.: puissance P.i.: perméabilité à l 'infiltration A.t.: amplitude thermique annuelle

Cependant, on peut noter que les sources, nombreuses, certes, mais sans plus, dépassent rarement 10 l/s de débit ; ceci montre que les cours d'eau sont également alimentés par des émergences diffuses abondantes.

III) L'interface atmosphère/lithosphère

Le volume des apports météoriques, qui conditionne la ressource en eau d'un bassin versant, est redistribué à la surface du sol en fonction des propriétés à la fois des sols et des couverts végétaux. C'est à ce titre que le sol est étudié comme « pouvoir répartiteur » (fig. 1.10 ; Castany G ; 1981).

A- Les sols

La répartition de l'eau à la surface du sol est conditionnée par le drainage naturel des sols, qui lui-même est fonction de plusieurs facteurs tels que « la profondeur de la nappe phréatique, la perméabilité de la couche superficielle, la profondeur du sol, la présence à profondeur variable d'un substrat peu perméable et les conditions topographiques » (Steffens R., 1967, 1969 et 1975). En conséquence, ce qui est déterminant dans la notion de sol est :

- l'aspect de la zone non saturée
- sa composition résultant directement de l'altération sur place des formations
- des accumulations (colluvionnement)

En fonction de ces différents facteurs, une étude des sols a été réalisée sur notre secteur d'étude ou sur ces marges. Nous en reprenons les grandes lignes pour d'une part caractériser l'infiltration à la surface du sol de nos bassins et d'autre part fixer une R.F.U. (réserve facilement utilisable) que nous utiliserons dans la réalisation du bilan hydrique.

Les sols résultent de l'altération plus ou moins profonde de la roche mère pédologique. La typologie retenue ici repose uniquement sur le facteur lithologique et l'opposition existant entre les vallées d'une part, et les plateaux et vallées d'autre part.

Compte tenu de la dualité lithologique, argiles/marnes et calcaires gréseux/sables, les sols peuvent être scindés en deux catégories.

1) Les sols sur les argiles et marnes

Ces sols sont ici développés sur les argiles hettangiennes et les marnes sinémuriennes : ce sont des sols de type brun lessivé. Globalement comparables, de texture argileuse en surface caractérisée par une fraction fine (0-2µ) variant entre 20 et 35%, ils se distinguent par leur texture en profondeur. Pour les sols sur l'Hettangien, la fraction fine atteint 60% alors que sur le Sinémurien elle dépasse rarement 45%. Une différence importante réside également dans la fraction sableuse (50µ-2mm), de 20 à 45% pour le Sinémurien, elle ne dépasse pas 20% dans l'Hettangien.

Le drainage de ces sols est souvent modéré, ils sont soumis aux alternances d'humidité et de sécheresse.

2) Les sols sur les formations perméables

Les sols sur formations perméables sont représentés par trois catégories : les calcaires sableux du Sinémurien (grès d'Orval et de Florenville) et du Carixien (grès de Linay), les macignos médioliasiques et les calcaires du Bajocien.

Les sols développés sur les calcaires bajociens dépendent largement du relief.

Sur les pentes, les sols sont composés d'une charge variable de débris de roche calcaire dans une argile dont la fraction argileuse (0-2µ) varie de 20 à 35%. La fraction sableuse (50µ-2mm) oscille entre 15 et 45%. Ce sont donc des sols argilo-caillouteux, secs, et d'autant plus filtrants qu'ils reposent à faible profondeur sur les calcaires fissurés.

Par contre les sols développés sur le plateau sont des « terra fusca » dont la fraction argileuse peut varier de 20 à 70% et la fraction sableuse de 10 à 45%. Le drainage naturel de ces sols est bon, bien que le constituant argileux subisse aisément des phénomènes de gonflement en période humide.

Les sols développés sur les macignos médioliasiques sont du type « sol brun lessivé ». Dans la majorité des cas, le macigno est altéré et décalcifié sur une assez grande profondeur, la roche intacte se trouvant généralement à plus de 2 mètres. Le stade le plus altéré est représenté par une argile souvent criblée de petits fragments de macignos, alors que le stade le moins évolué est un cailloutis plus ou moins décalcifié.

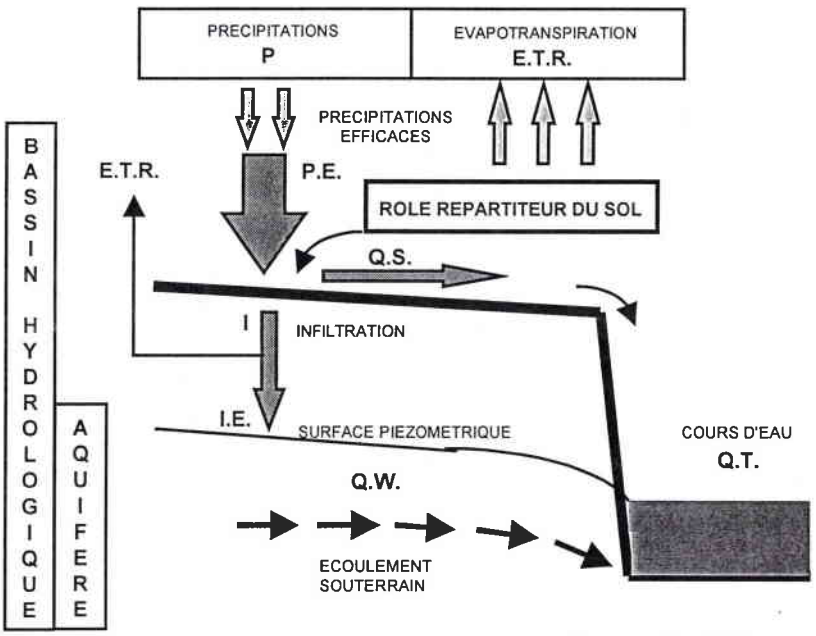
Les résultats des analyses sont donc très variables, mais d'une manière générale la fraction argileuse varie de 15 à 35%, la fraction sableuse de 20 à 50% et la charge formée de débris de macignos (0.5 à 4-5cm) varie de 15 à 50%.

Les sols développés sur les grès calcaires du Sinémurien et du Carixien ont les mêmes caractéristiques, la fraction argileuse étant un peu plus importante pour le Carixien. Ce sont soit des « podzols bruns » sur les matériaux sableux soit des sols « bruns lessivés » sur les grès calcaires. La fraction sableuse représente de 67.5 à 82.5%, la fraction argileuse variant de 8 à 17.5%.

D'une manière générale, ces sols sont très siliceux, très secs et filtrants. Ils ont donc une faible capacité de rétention et souffrent très rapidement de sécheresse.

En conclusion, mis à part les sols développés sur les marnes et argiles, de faible extension sur le secteur d'étude, la forte proportion des sables (50µ-2mm) et débris (0.5 à 4-5cm) génère des sols secs, favorisant largement l'infiltration et dont la capacité de rétention ne doit pas excéder 100mm.

figure 1.10- Le pouvoir répartiteur du sol



Castany G., 1981.

B- Occupation du sol

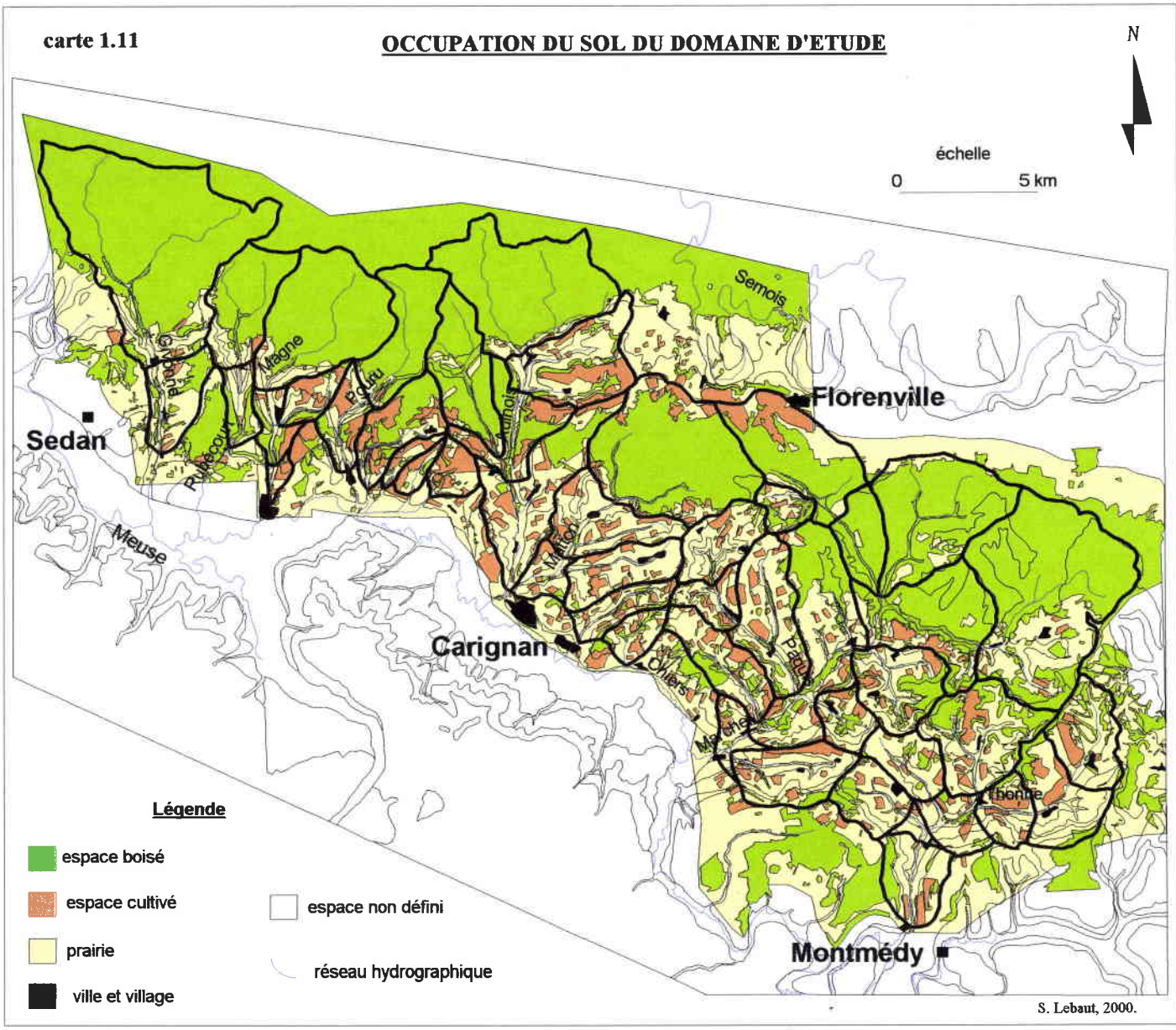
L'occupation du sol est abordée comme moyen qualitatif d'évaluation de la pression humaine sur le milieu physique. Elle a fait l'objet d'une cartographie (carte 1.11) selon quatre types de surface : culture, prairie, forêt et espace habité. La réalisation de cette carte s'appuie sur les photos aériennes de juin 1995 fournies par l'Inventaire Nationale Forestier (I.N.F.) de Nancy. En outre, des vérifications sur le terrain ont permis d'évaluer la qualité de la photo-interprétation.

Avec seulement 0.6% de surface habitée (tableau 1.6), répartie en une trentaine de villages, l'espace des G.A.L. est rural. La principale pression exercée directement sur le milieu est la prise d'eau pour A.E.P., surtout pour alimenter les villes situées sur les marges du secteur : Montmédy, Carignan, Florenville et Sedan.

La surface agricole représente près de 14% de l'espace. Elle est essentiellement localisée sur les affleurements du Lotharingien au Domérien, avec une plus grande densité à l'ouest de Carignan. Du fait de la bonne qualité à l'infiltration de ces terrains, ces cultures peuvent péjorer la qualité de l'eau souterraine, comme en témoignent les fortes teneurs en nitrate de certaines sources.

carte 1.11

OCCUPATION DU SOL DU DOMAINE D'ETUDE



La carte est établie d'après une photo-interprétation et des campagnes sur le terrain

Par contre, les affleurements du Sinémurien sont faiblement cultivés, ils regroupent la quasi totalité des 37% de forêt. Sur ces terrains plus de 90% de la surface est occupée par de la forêt et de la prairie, ce qui laisse présager d'une eau souterraine de bonne qualité.

tableau 1.6- Occupation du sol

	forêt	culture	prairie	habitat
surface	117.6	44	154.4	1.9
%	37	13.8	48.6	0.6

Donc globalement, la pression humaine sur le milieu est faible. Cette faible anthropisation du milieu est garante d'une bonne représentativité du fonctionnement hydrologique naturel par les mesures de débit. Les seules perturbations des débits ont été détectées sur la Marche lors de l'été 1997, du fait de fréquent vannage sur l'étang de l'abbaye d'Orval.

Conclusion

Au terme de ce premier chapitre, sous la forme d'un inventaire, nous sommes arrivés à une description précise de l'aquifère des G.A.L. La sédimentation de ses formations, sous la double influence du Golfe de Luxembourg et du massif ardennais, a engendré une alternance de terrains perméables puissants et de terrains imperméables de faibles épaisseurs, qui font de cet aquifère un multicouche à quatre réservoirs. Il est apparu néanmoins, d'après l'inventaire des caractéristiques hydrodynamiques et par notre première contribution par des mesures aux sources, qu'il existe des différences notables en terme de potentialité hydrologique entre ces réservoirs. Cette potentialité différentielle a pour cause d'une part les caractéristiques intrinsèques des roches (porosité, perméabilité) et leur puissance, et d'autre part leur disposition dans un contexte régional favorisant une alimentation des terrains du Sinémurien Inférieur à l'est du secteur d'étude, par des transferts souterrains provenant du bassin de la Semois (au nord).

Chapitre 2ème : Les bassins inscrits dans les Grès d'Ardenne-Luxembourg

L'unité de base dans l'étude du milieu naturel est le bassin versant. « Le concept de bassin versant, surface drainée par un cours d'eau en amont d'un point définissant son exutoire, est essentiel dans l'étude du milieu naturel. En tant qu'unité du bilan, le bassin versant s'impose en effet comme unité fonctionnelle fondamentale pour l'étude du cycle de l'eau » (Ambroise, 1994).

Afin d'observer la contribution des nappes d'eau souterraine aux débits des cours d'eau, le domaine d'étude est discrétisé en bassins de lithologie homogène que nous appelons bassin unitaire. Pour des raisons évidentes de coût, il n'est pas possible d'installer une station hydrométrique par bassin unitaire. Le réseau de mesure résulte donc d'un emboîtement des bassins unitaires, dont la mesure du débit est ponctuelle (campagnes de jaugeages), dans des bassins versants globaux suivis en continu par des stations hydrométriques.

La définition de ce réseau de mesure a été contrainte d'une part, par la structure du réseau hydrographique et d'autre part, par les données existantes.

I) Définition des bassins unitaires et des bassins globaux

Les données existantes pouvant être utilisées pour atteindre l'objectif étaient relativement pauvres.

Les bassins unitaires retenus dans le cadre de ce travail ont été définis par l'Agence de l'eau Rhin-Meuse (1989). Ils ont fait l'objet de trois campagnes de jaugeages en régime non influencées par les précipitations de 1992 à 1994.

Un seul bassin global possède des données de débit. Il s'agit du bassin de la Thonne, verrouillé par la station hydrométrique de Thonne les Prés. Gérée par la D.I.R.E.N. elle possède des données de 1974 à 1991.

A- Les bassins unitaires

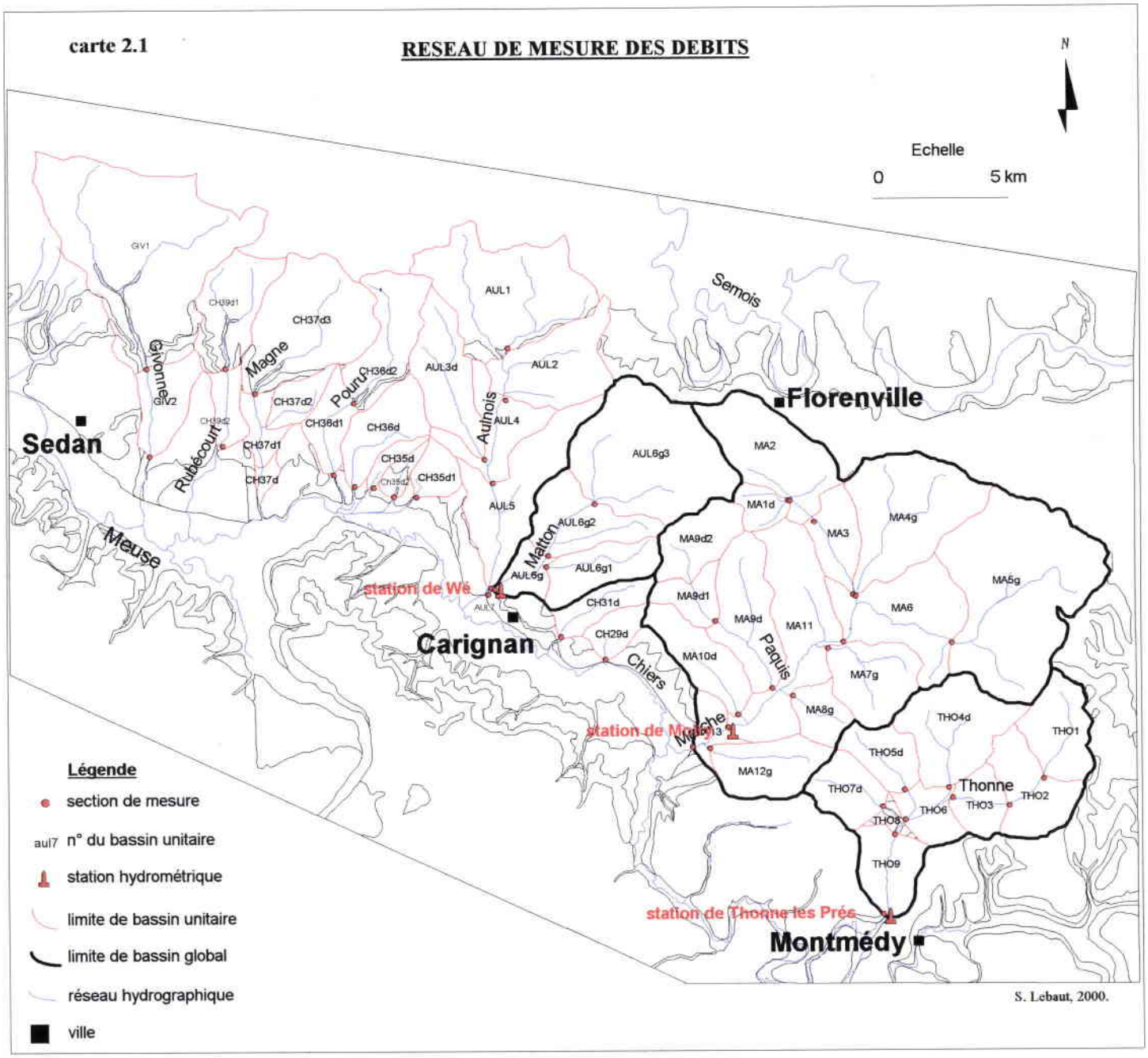
Le secteur d'étude est découpé en 51 bassins unitaires (tableau 2.1). Cinq d'entre eux sont inscrits dans les schistes à l'amont des bassins du secteur occidental, il en reste donc 46 dont les données seront utilisées pour déterminer les caractéristiques hydrogéologiques des G.A.L. La zone d'étude est de 324 km^2, ce qui donne une surface moyenne des bassins unitaires de 7 km^2.

Les bassins unitaires se répartissent comme suit : 9 dans le bassin de la Thonne (6 km^2 en moyenne), 13 dans le bassin de la Marche (11 km^2 en moyenne), 4 dans le bassin du Matton (10 km^2 en moyenne) et les 20 autres découpent la partie occidentale (surface moyenne de 7.6 km^2) sur l'Aulnois (amont et aval de la confluence avec le Matton, 61.3 km^2), sur le Magne (23.9 km^2), sur le Pouru (13.5 km^2), sur le Rubécourt (11.9 km^2) et sur la Givonne (41.2 km^2). Les plus grandes surfaces des bassins unitaires sont dans les bassins de la

tableau 2.1- Localisation et stratigraphie des bassins unitaires

bassin unitaire	cours d'eau	PKH	Surface	Coordonnées aux exutoires			stratigraphie
				X	Y	Z	
AUL1	l'Aulnois	988.962	20.6	804.71	2528.71	225	Primaire
AUL2	l'Aulnois	990.614	31.4	804.68	2526.68	215	Sinémurien
AUL3d	Goutelle	999.851	9.8	803.88	2524.47	183	Primaire
AUL4	l'Aulnois	994.444	47.3	804.17	2523.58	185	Sinémurien
AUL5	l'Aulnois	998.619	60.6	804.10	2519.70	165	Lotharingien
AUL6g3	Le Matton	994.490	22.4	807.92	2522.79	197	Sinémurien
AUL6g2	Le Matton	997.251	31.0	806.21	2520.88	177	Lotharingien
Aul6g1	Ru des deux villes	999.865	6.5	806.13	2520.47	176	Carixien
AUL6g	Le Matton	999.798	40.4	804.23	2519.64	165	Carixien
AUL7	l'Aulnois	998.890	101.1	803.99	2519.45	164	Carixien
CH29d	Ru de Linay	999.789	2.6	808.29	2517.03	165	Carixien
CH31d	La Naive	999.059	3.8	806.65	2517.88	180	Carixien
CH35d	Ru d'Escombre	998.936	1.7	799.66	2523.28	162	Lotharingien
CH35d1	Ru du Neuf Vivier	999.128	1.7	800.70	2523.23	169	Lotharingien
CH35d2	Ru du Moulin de Sauzelle	997.304	3.0	801.22	2522.95	162	Lotharingien
CH36d	Ru d'Escombre	998.639	6.8	799.12	2523.22	162	Sinémurien
CH36d1	Pouru	998.722	13.5	798.47	2523.63	170	Sinémurien
CH36d2	Pouru	995.158	9.5	799.08	2526.59	215	Primaire
CH37d	Le Magne	999.489	23.9	795.68	2522.74	165	Sinémurien
CH37d1	Le Magne	998.151	22.8	795.74	2524.09	176	Sinémurien
CH37d2	Laubrun	999.822	3.4	795.85	2525.73	195	Hettangien
CH37d3	Le Magne	995.074	16.7	795.43	2526.97	205	Primaire
CH39d1	Rubécourt	996.075	11.9	794.00	2525.04	175	Sinémurien
CH39d2	Rubécourt	992.655	8.4	794.39	2528.07	217	Primaire
GIV1	Givonne	989.648	35.6	791.20	2527.75	220	Primaire
GIV2	Givonne	996.267	41.2	791.28	2524.52	174	Sinémurien
MA1d	Ru de la Culée	999.850	2.8	815.15	2522.87	250	Sinémurien
MA2	Marche	985.178	15.8	816.05	2522.08	245	Sinémurien
MA3	Marche	988.424	21.2	817.48	2519.37	206	Sinémurien
MA4g	Ru d'Orval	999.670	17.4	817.57	2519.32	206	Sinémurien
MA5g	Ru des Corvées	995.614	33.2	821.09	2517.58	221	Sinémurien
MA6	Marche	990.504	85.6	817.09	2517.63	184	Lotharingien
MA7g	Ru d'Herbeuval	999.453	8.1	816.54	2517.40	185	Lotharingien
MA8g	Ru de Sapogne	999.508	3.7	815.11	2515.66	185	Carixien
MA9d2	Le Paquis	994.490	6.3	806.36	2500.02	215	Lotharingien
MA9d1	Le Paquis	996.195	9.6	812.36	2518.42	203	Carixien
MA9d	Le Paquis	999.761	20.1	814.44	2515.93	180	Carixien
MA10d	Ru des Prés de Pure	999.556	7.2	813.17	2514.97	175	Carixien
MA11	Marche	997.040	141.6	812.79	2514.49	172	Carixien
MA12g	La Carité	999.831	8.1	812.13	2513.72	172	Domérien
MA13	Marche	998.679	151.7	811.50	2513.76	170	Carixien
THO1	Thonne	988.958	9.1	824.43	2512.51	215	Carixien
THO2	Thonne	990.714	15.4	823.17	2511.52	208	Carixien
THO3	Thonne	992.760	21.0	821.07	2511.82	203	Carixien
THO4d	Ru de Breux	998.318	11.8	820.92	2512.20	205	Carixien
THO5d	Minières	998.709	5.1	819.29	2512.12	205	Domérien
THO6	Thonne	994.842	39.8	819.31	2511.02	198	Carixien
THO7d	Ru de Guerlette	999.049	4.9	818.49	2511.51	203	Domérien
THO8	Thonne	995.626	46.7	818.91	2510.46	195	Bajocien
THO9	Thonne	998.862	53.0	818.49	2507.53	185	Bajocien

Les coordonnées sont en Lambert II étendu



Les trois bassins suivis en continu ont été définis dans le cadre de cette étude.
Les bassins unitaires ont été définis par l'Agence de l'Eau Rhin-Meuse (1991).

Marche et du Matton. Elles sont dues à l'importance des affleurements du Sinémurien qui forment de grands bassins homogènes.

B- Les bassins globaux

Les cours d'eau qui drainent les G.A.L. dans le secteur considéré appartiennent au bassin versant de la Meuse : ce sont des affluents de rive droite de la Chiers.

Conformément à la partition Est/Ouest de la zone d'étude, le réseau hydrographique s'organise de deux façons :

- dans la partie ouest, l'amont des bassins est inscrit dans les schistes du Paléozoïque : le réseau hydrographique, dendritique, y est bien développé. Par contre, au passage dans les formations des G.A.L., les cours d'eau ne bénéficient plus d'affluent : ce passage ne semble constituer qu'une zone de transfert entre les schistes et la Chiers.

- dans la partie est, mis à part l'extrême aval de la Thonne qui entaille le plateau du Dogger, le réseau hydrographique est entièrement inscrit dans les formations des G.A.L.

Compte tenu de la présence des schistes du primaire à l'amont des bassins de la partie occidentale du secteur considéré, ces cours d'eau n'ont pas fait l'objet d'un suivi en continu pour des raisons évidentes d'hétérogénéité. De ce qui précède, devant tenir compte des limites territoriales, seuls trois bassins (tableau 2.2) remplissent les conditions de représentativité des G.A.L. Il s'agit, de l'est vers l'ouest, des bassins de la Thonne, de la Marche et du Matton (carte 2.1).

tableau 2.2 : Caractéristiques des bassins aux stations

Stations	Cours d'eau	Code hydro.	Surface B.V.	P.K.H.	Altitudes
Moiry	La Marche	B462030A	141.6	997.000	171
Thonne les Prés	La Thonne	B441030A	52.9	998.862	185
Carignan	Le Matton	B464055A	40.4	999.798	163

Dans le développement qui suit, l'analyse des bassins porte, dans un premier temps, sur l'organisation de leur réseau hydrographique face à la structure, puis dans un deuxième temps, sur leurs sols et occupations du sol.

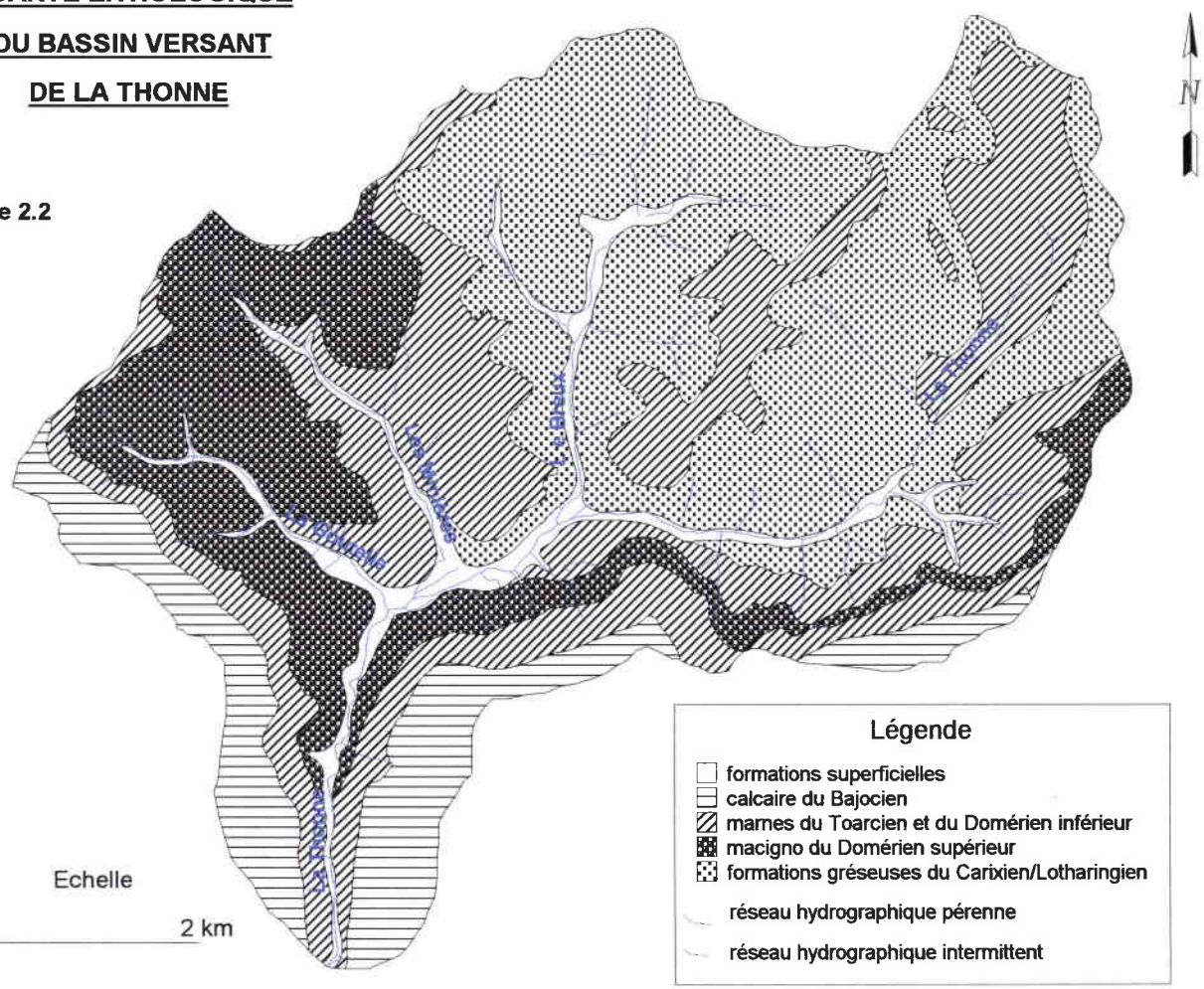
1) Le bassin de la Thonne

- Le réseau hydrographique

La Thonne prend sa source à 273m d'altitude dans l'aquifère du Lotharingien/Carixien, vraisemblablement à la faveur du niveau marneux à ovoïdes, et conflue avec la Chiers à 185m.

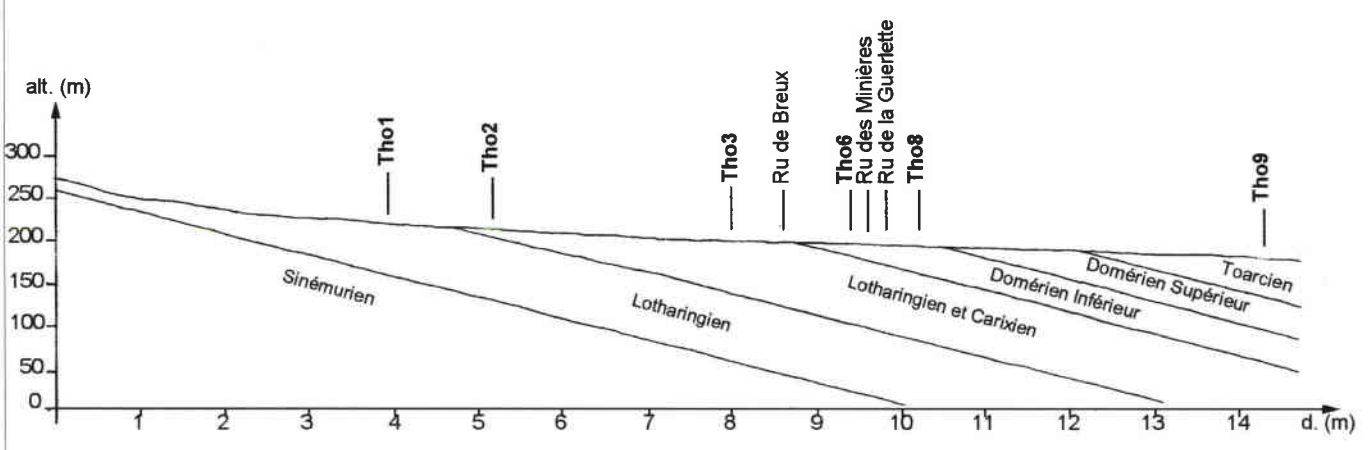
CARTE LITHOLOGIQUE DU BASSIN VERSANT DE LA THONNE

carte 2.2



Profil en long de la Thonne

figure 2.1



La station de jaugeage a été installée à Thonne-les-Prés (P.K.H. 999.798) et contrôle un bassin versant de 53.9 km^2. Dans ses limites, le bassin a une densité de drainage de 1.077km/km^2 : 0.501km/km^2 pour le réseau pérenne et 0.576km/km^2 pour le réseau intermittent.

La Thonne recoupe deux milieux lithologiques (carte 2.1): les formations des G.A.L. (58%) dans sa partie amont et les formations du Dogger (42 %) dans sa partie aval.

- dans les G.A.L. : la forte densité du réseau intermittent est due à la présence des reliquats des « marnes à ovoïdes » (ces marnes disparaissent vers l'ouest, cf. premier chapitre) dans les calcaires sableux du Lotharingien/Carixien à l'extrême amont du bassin.

Dans ce secteur, la Thonne, qui est subséquente à la côte du Dogger, se caractérise également par une absence d'émissaire en rive gauche. Par contre en rive droite trois cours d'eau contribuent à son alimentation : de l'amont vers l'aval, le ruisseau de Breux, le ruisseau de Minières et le ruisseau de Guerlette. Le premier est, comme la Thonne, inscrit dans les terrains du Lotharingien/Carixien, il est donc susceptible, compte tenu des bonnes potentialités de ces formations, de contribuer au soutien des débits en période d'étiage. En revanche, les deux autres affluents, inscrits dans les formations du Domérien (Inférieur et Supérieur, respectivement marnes et calcaires) doivent modifier le caractère de la Thonne : les apports doivent être plus brutaux lors d'épisode pluvieux, mais les contributions lors d'étiage, plus modestes.

- dans sa partie aval, la Thonne coule sur les marnes du Toarcien et recoupe le plateau de revers du Dogger façonné dans des calcaires et marno-calcaires : mises à part quelques sources provenant des calcaires, la Thonne ne bénéficie plus d'apport.

- Le profil en long

La Thonne a une dénivelée de 88 m pour un cours de 14.6 km, ce qui lui confère une pente moyenne de 0.6 %.

Sur le secteur amont, la pente moyenne est de 1.82 %, la Thonne coule sur le substratum sans l'interface alluvial.

La rupture de pente qui marque le passage de 1.82 % à 0.6 % n'est pas justifiée par un changement de substratum, ce qui laisse penser que la Thonne a atteint la nappe du Lotharingien/Carixien. Ce secteur marque l'apparition des alluvions.

Une deuxième rupture dans le profil marque le passage dans les marnes du Toarcien.

La station sur la Thonne à Thonne-les-Prés intègre le fonctionnement de neuf bassins unitaires (fig. 2.1) d'une surface moyenne de 6 km^2.

2) Le bassin de la Marche

- Le réseau hydrographique

La Marche prend sa source en Belgique à 275 m et conflue avec la Chiers à 167 m.

La station limnigraphique a été implantée à Moiry (P.K.H. 997.000) et verrouille un bassin de 140 km^2 dont les caractéristiques géologiques sont consignées dans le tableau 2.3.

CARTE LITHOLOGIQUE DU BASSIN VERSANT

DE LA MARCHE

carte 2.3

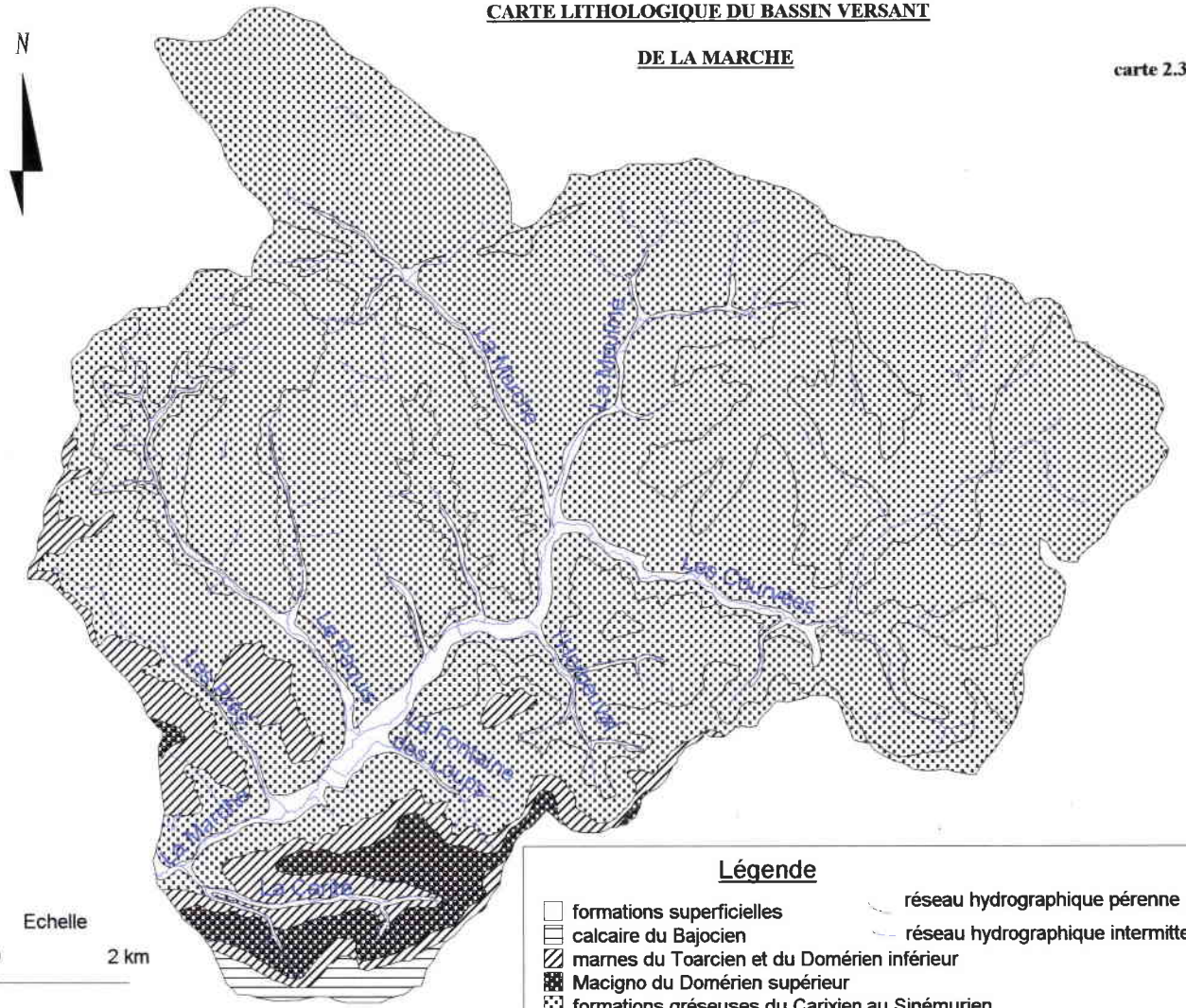
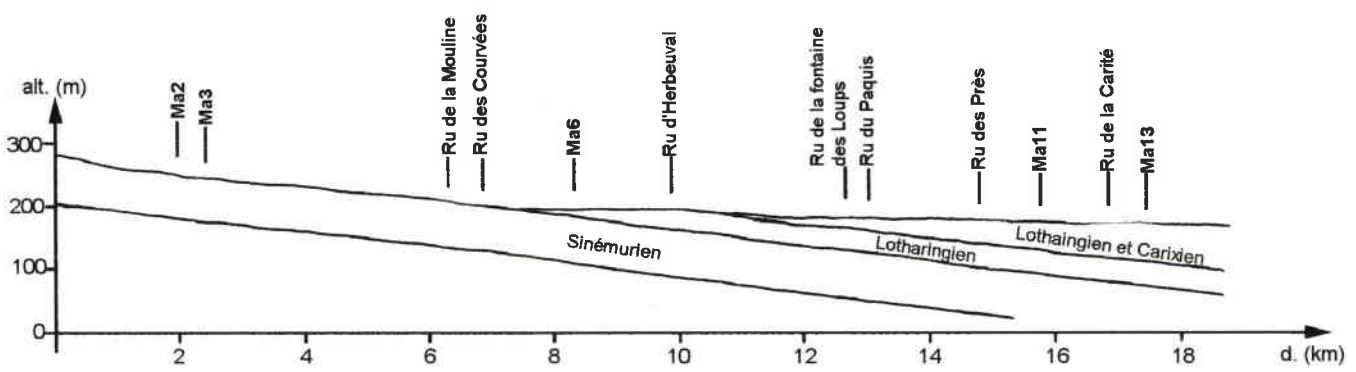


figure 2.2

Profil en long de la Marche



Dans ces limites, ce cours d'eau a une densité de drainage de 0.882 km/km^2 : 0.732 km/km^2 pour le réseau pérenne et 0.150 km/km^2 pour le réseau intermittent.

La Marche draine successivement les affleurements du Sinémurien puis du Lotharingien/Carixien. La forte densité de drainage du réseau hydrographique pérenne (la plus forte des trois bassins suivis) est due à la Marche amont et ses affluents, qui entaillent profondément les terrains du Sinémurien. Les vallées sont encaissées engendrant des versants abrupts de plus de 80 mètres de commandement. La Palle ainsi que le ruisseau des Courvées, compte tenu de leur direction perpendiculaire au pendage, constituent un collecteur de la nappe du Sinémurien de plus de 13 km (carte 2.3).

A partir de Villers-devant-Orval le paysage s'ouvre : les formations du Lotharingien/Carixien apparaissent sous la forme de larges croupes chapeautées par les marnes (résiduelles) du Domérien Inférieur.

- le profil en long

Depuis sa source (275m) jusqu'à 245 m où la Marche atteint les marnes de Warcq, le profil a une pente forte. Sur les marnes, épaisses d'environ 10 m, la pente se réduit. A partir de 235 m, dans la mesure où les marnes disparaissent sous les formations gréso-sableuses du Sinémurien, la pente s'accélère : la Marche « s'entaille » pour atteindre la surface de la nappe. Le profil en long (fig. 2.2) ne subit plus de changement majeur jusqu'à la confluence avec la Chiers.

Remarque : le passage de la Belgique à la France engendre une rupture de pente (de 200 m à 195 m) dans le profil en long occasionnée par la différence de 5m du niveau « 0 » entre ces deux pays.

La station de Moiry sur la Marche intègre le fonctionnement de treize bassins unitaires d'une surface moyenne de 11 km².

3) Le bassin du Matton

- Le réseau hydrographique

Le Matton prend sa source à 245 m d'altitude dans l'aquifère du Sinémurien et conflue avec l'Aulnois (affluent de la Chiers) à 163 m.

La station hydrométrique a été installée sur la commune de Carignan au lieu dit « Wé » et verrouille un bassin versant de 40,5 km^2, presque exclusivement composé des terrains gréso-sableux des G.A.L (carte 2.4). Seuls 2.6 km^2 de Domérien Inférieur arment les interfluves qui le séparent des bassins de l'Aulnois (ouest) et de la Marche (est). Dans ces limites, le Matton a une densité de drainage de 0,377km/km^2 : 0.661km/km^2 pour le réseau pérenne et 0.093km/km^2 pour le réseau intermittent.

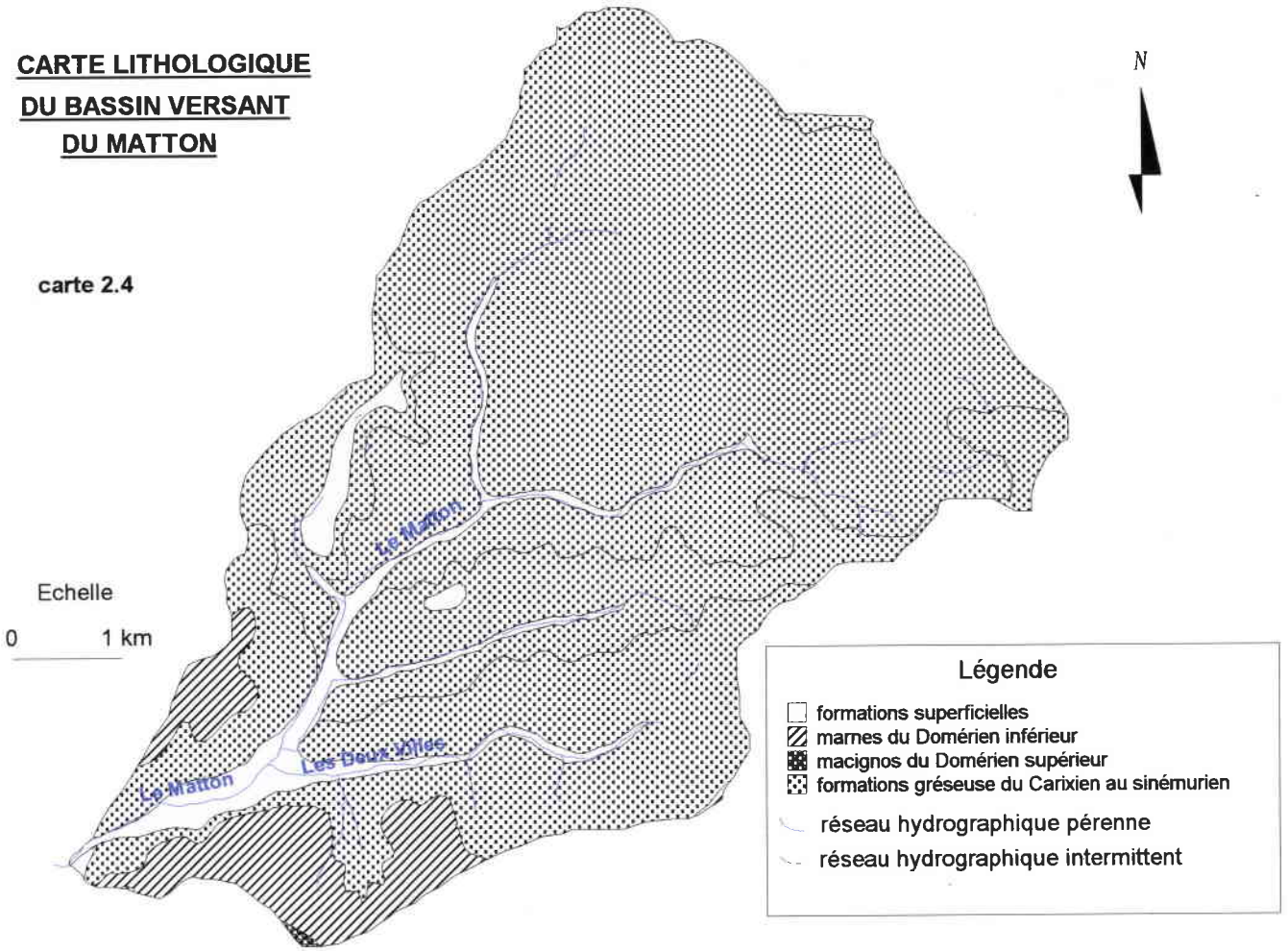
- Le profil en long

Le Matton s'inscrit dans le même contexte géologique que celui de la Marche. Son profil (fig. 2.3) en long revêt donc les mêmes caractéristiques.

La station de Wé sur le Matton intègre le fonctionnement de quatre bassins unitaires dont la surface moyenne est de 10 km².

CARTE LITHOLOGIQUE DU BASSIN VERSANT DU MATTON

carte 2.4



Profil en long du Matton

figure 2.3

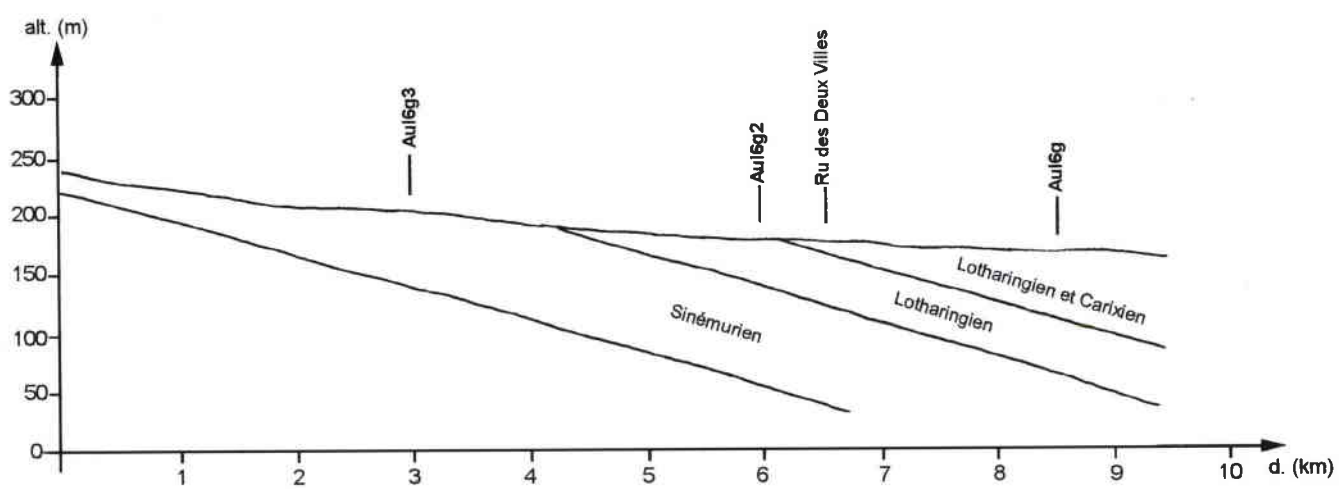


tableau 2.3 : caractéristiques lithologiques des bassins (%)

	La Marche	La Thonne	Le Matton
Formations superficielles	4.3	5.2	5.9
Grès alternants avec sables	84.5	34.4	87
Macignos	3.1	18.4	0
Calcaires	0.9	10.1	0
Marnes	6.2	31.9	7.1

En conclusion, en plus des vingt sources suivies mensuellement, l'étude du fonctionnement de l'aquifère des G.A.L. repose sur 51 bassins unitaires emboîtés partiellement dans 3 bassins globaux suivis en continu par des stations hydrométriques. Le bassin de la Thonne n'est que partiellement représentatif du fonctionnement hydrologique des G.A.L. Nous l'avons néanmoins inclus dans cette étude puisqu'il est le seul bassin à bénéficier de données hydrométriques continues sur une longue période (chronique 1974-91).

C- Les données hydrologiques recueillies

1) Sur les bassins unitaires

Dans le cadre de ce travail sur les G.A.L. les bassins unitaires ont fait l'objet de quatorze campagnes de mesure en 1996, 1997 et 1998 dans des situations hydrologiques contrastées mais non influencées par les pluies. Nous disposons d'au moins une campagne pour tous les mois exceptés novembre, décembre, janvier pour lesquels les débits sont largement influencés par les épisodes pluvieux.

L'obtention des données repose sur des campagnes de mesures. Le principe de la méthode consiste à mesurer d'amont en aval le débit d'un cours d'eau en un certain nombre de sections. Par comparaison, des différences positives ou négatives apparaissent entre deux sections de jaugeages successives. Ces différences sont imputables soit à l'alimentation soit au drainage de la nappe par le cours d'eau.

Il s'agit de données ponctuelles instantanées recueillies à l'exutoire des 51 bassins unitaires (mesure de débit directe pour les bassins amonts et débits obtenus par différence pour les bassins intermédiaires).

La qualité de la donnée ne peut être appréciée que par le respect plus ou moins strict des règles du jaugeage (vitesse, profondeur, largeur, temps de remontée du moulinet, nombre de verticales minima, ainsi que les caractéristiques du lit du cours d'eau et du régime de l'écoulement). Le tableau 2.4 regroupe certaines de ces informations pour la campagne portant sur la situation hydrologique la plus basse (25 et 26 septembre 1997), ainsi que le code de la mesure synthétisant tous ces critères en une appréciation qualitative des conditions de la mesure. Il en ressort des données fiables pour la plupart, les quelques autres pouvant présenter des erreurs supérieures à 5%.

Par contre la mesure des débits produits (rendements) par les bassins intermédiaires peut être entachée d'une erreur importante. En effet les rendements sont calculés par différence entre le débit sortant du bassin et le débit entrant, ainsi sur les bassins intermédiaires les erreurs de jaugeage se cumulent, et ce d'autant plus que le débit sortant est peu différent du débit entrant.

tableau 2.4- Caractéristiques des sections et incertitude moyenne des mesures

n° du point	vitesse (m/s)	profondeur (m)	largeur (m)	Q (l/s)	c.l.	c.s.	i.m. (+ou-%)
AUL1	0.05	0.15	4.35	31	gb	b	5
AUL2	0.19	0.19	2.90	62	dc	b	31
AUL3d	0.03	0.11	0.45	1.6	dc	b	5
AUL4	0.07	0.32	5.30	128	gb	b	29
AUL5	0.11	0.12	2.00	238	dc	b	29
AUL6g3	0.26	0.20	2.55	134	dc	b	5
AUL6g2	0.48	0.17	3.10	250	dc	b	17
AUL6g1	0.15	0.09	0.85	11	dc	m	5
AUL6g	0.53	0.21	2.80	303	dc	m	82
AUL7	0.38	0.24	5.65	524	gb	b	2672
CH29d	0.07	0.12	0.48	0	dc	b	5
CH31d	0.24	0.06	0.48	6.9	dc	m	5
CH35d	0.27	0.07	0.60	11	dc	m	5
CH35d1	0.10	0.09	0.30	1.5	dc	m	5
CH35d2	0.14	0.08	1.00	11	dc	m	5
CH36d	0.32	0.09	1.73	52	dc	m	5
CH36d1	0.13	0.10	2.00	27	dc	b	27
CH36d2	0.18	0.11	0.50	9.8	dc	b	5
CH37d	0.10	0.27	0.49	13	dc	b	1096
CH37d1	0.08	0.09	2.00	14	dc	m	514
CH37d2	0.08	0.06	0.50	1.6	dc	m	5
CH37d3	0.06	0.12	2.00	13	dc	b	5
CH39d1	0.25	0.07	0.73	13	dc	m	18
CH39d2	0.04	0.16	0.95	5.8	dc	b	5
GIV1	0.09	0.17	2.95	49	gb	m	70
GIV2	0.18	0.15	3.20	88	gb	m	5
MA1d	0.21	0.14	0.55	16	dc	b	5
MA2	0.26	0.20	2.55	130	dc	b	8
MA3	0.72	0.18	1.58	202	dc	b	26
MA4g	0.34	0.44	1.25	186	gb	b	5
MA5g	0.25	0.42	2.60	270	dc	b	5
MA6	0.40	0.45	5.00	884	dc	b	37
MA7g	0.33	0.23	2.70	203	dc	b	5
MA8g	0.10	0.19	1.00	20	dc	b	5
MA9d2	0.15	0.09	1.90	25	dc	m	5
MA9d1	0.12	0.16	1.80	34	dc	b	28
MA9d	0.28	0.14	1.90	76	dc	b	14
MA10d	0.14	0.09	0.90	11	gb	m	5
MA11	0.62	0.37	5.15	1184	dc	b	31
MA12g	0.15	0.07	0.50	5.2	dc	m	5
MA13	0.56	0.32	6.80	1238	dc	b	281
THO1	0.19	0.23	1.25	54	dc	b	5
THO2	0.17	0.21	2.30	81	dc	b	19
THO3	0.14	0.24	2.75	95	dc	b	53
THO4d	0.32	0.16	1.35	71	dc	b	5
THO5d	0.15	0.17	0.40	0.5	dc	b	5
THO6	0.45	0.18	2.60	211	dc	b	43
THO7d	0.20	0.08	0.55	9	dc	m	5
THO8	0.04	1.00	3.40	100	dc	b	73
THO9	0.26	0.21	4.40	249	dc	b	38

c.l.: caractéristique du lit: gb= galets ou blocs dc= dépôt compact

c.s.: code section: b= 136BDH bonne m= 136 BCH moyenne

i.m.: incertitude moyenne de la mesure

En considérant une erreur de ± 5% sur la mesure du débit, l'estimation du débit sur le bassin intermédiaire par soustraction du débit entrant et sortant est entaché d'une erreur inversement proportionnelle à la différence entre débit entrant et sortant. Par exemple, pour Qe le débit entrant et Qs le débit sortant, le débit intermédiaire « Qs-Qe » est mesuré à ±0.05(Qs+Qe)/(Qs-Qe) près (tableau 2.5).

tableau 2.5- Exemple (Aul2) de calcul de l'incertitude moyenne du débit des bassins intermédiaires pour une erreur de mesure de ±5%

	Aul1	Aul2	B.v. intermédiaire Aul2
Débit moyen	169 l/s	233 l/s	Débit maximum : 84 l/s 245-161 l/s
+5%	178 l/s	245l/s	soit 64 l/s à ± 31%
-5%	161 l/s	222 l/s	Débit minimum : 44 l/s 222-178 l/s

L'exemple fourni souligne la relativité de l'information que l'on peut obtenir sur les bassins intermédiaires, ce qui met en évidence les premières limites au travail sur des mesures ponctuelles.

Les campagnes de mesures se déroulent lors de périodes non influencées par les précipitations où la seule variation naturelle du débit est liée au tarissement. Le tarissement journalier étant faible, nous conférons aux débits instantanés une valeur de donnée journalière moyenne (Qmj). Au total, nous disposons de dix-sept données de débits caractéristiques des rendements des nappes des G.A.L (annexe 2.1).

2) Sur les bassins globaux

Les débits de la Thonne, enregistrés de 1974 à 1991, nous ont été communiqués par la D.I.R.E.N. Lorraine. Cette chronique est la référence dans l'analyse hydroclimatologique des cours d'eau drainant les G.A.L.

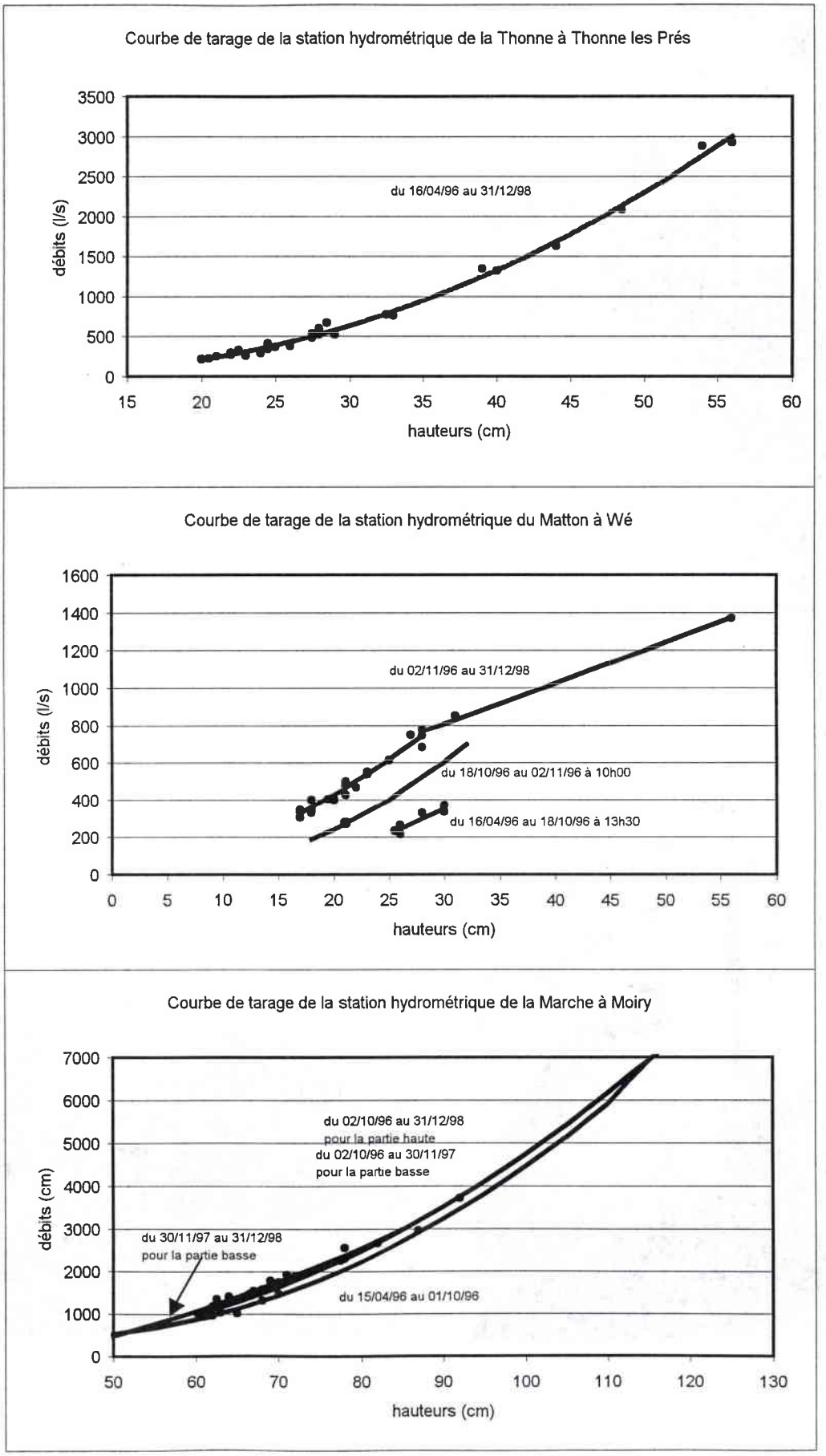
D'avril 1996 à décembre 1998, les débits de la Thonne, de la Marche et du Matton sont issus de notre propre réseau de mesures. Les trois stations limnigraphiques, de type OTT à enregistrement papier, sont installées sous des ponts, ce qui permet d'avoir des sections canalisées pour toutes les cotes du niveau d'eau. Pour le Matton et la Thonne, la nature du lit à la station est de type « galets ou blocs », nature rocheuse peu encline à la mobilité. Par contre le lit de la Marche peut être plus mouvant du fait de sa nature sableuse.

De la précision des mesures recueillies sur le terrain dépend la fiabilité des résultats et des conclusions. C'est la raison pour laquelle nous insistons sur les modalités d'acquisition des données expérimentales utilisées dans cette étude et plus particulièrement sur l'étalonnage des stations

« Etalonner une station hydrométrique, c'est rechercher la relation entre les cotes et les débits, afin de transformer la courbe des hauteurs en courbe des débits » (Rodier J. cité par Jaccon G., 1986).

Pour étalonner les stations une trentaine de jaugeages ponctuels correspondant à des hauteurs aux échelles ont été réalisés durant leur période de mise en service (avril 1996 à décembre 1998). Le nombre important de points disponibles (une trentaine par station) pour élaborer les courbes de tarage masque néanmoins une faible amplitude des hauteurs (fig. 2.4): environ 30 centimètres pour les 3 stations (photos 2.1, 2.2 et 2.3).

figure 2.4- Courbes de tarage aux trois stations hydrométriques





Stations hydrométriques

photo 1: Moiry sur La Marche
photo 2: Thonne les Prés sur La Thonne
photo 3: Wé sur Le Matton





Les débits ont été mesurés en explorant le champ des vitesses (Aldegheri M., 1979) par l'utilisation des perches « Pyrée ». La méthode retenue est l'intégration des vitesses sur les verticales.

Les couples de points hauteur/débit ont été traités sur le logiciel « HYME » conçu pour élaborer des courbes de tarage. L'expression mathématique des courbes ajustées aux points est de type polynomial du second degré, formulation qui traduit le mieux la relation hauteur/débit dans une section carrée (ponts).

Pour la Thonne il s'agit d'une courbe de tarage univoque de section stabilisée. L'extrapolation pour les forts débits ne pose donc pas de problème, d'autant plus que la courbe de tarage proposée par la D.I.R.E.N. se superpose à la nôtre et dispose de débits mesurés pour des hauteurs de 100 cm.

Pour la Marche, compte tenu de la mobilité de son lit, un glissement de la courbe de tarage s'est opéré durant la période d'observation, le plus fort glissement ayant eu lieu après les crues de novembre 1996 : il en résulte 3 courbes de tarage. Néanmoins, les courbes de tarage de type univoque, dans une section carrée, assurent une précision acceptable pour les débits extrapolés.

La station du Matton a subi un détarage le 18/10/96 lié à un curage de son lit. Il s'en est suivi une période de déséquilibre (du 18/10/96 à 13h30 au 02/11/96 à 10h00) pour laquelle il est difficile de proposer une courbe de tarage. Pour cette période, la courbe de tarage utilisée repose donc sur l'équation de la 1ère courbe avec une ordonnée à l'origine inférieure de 5 cm. La 3ème courbe n'a pas posé de problème, excepté pour sa partie haute (supérieure à 29 cm) pour laquelle nous disposons de peu de points (3) et qui présente une augmentation beaucoup moins rapide des débits en fonction de la hauteur que pour la partie basse. La section étant bien canalisée, il faut y voir une baisse des vitesses vraisemblablement liée à la baisse de la pente hydraulique par une augmentation de la cote du niveau d'eau à l'aval. En effet, 100 mètres à l'aval, le Matton conflue avec un canal de décharge puis avec l'Aulnois : le débit serait donc influencé par la concomitance des pointes de crues dans les 3 cours d'eau. La courbe haute est donc non-univoque, ce qui peut conduire à une imprécision dans le calcul des volumes de crue.

Pour estimer la validité des débits déterminés, nous avons utilisé 3 types d'information :

- l'erreur sur les courbes de tarage qui peut être déterminée par l'expression mathématique de l'erreur-type suivante :

$$E = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{i=n} \left(\frac{(Qi - Qe) \times 100}{Qe}\right)^2}{n-2}}$$

avec Qi : débit mesuré
Qe : débit estimé par la courbe de tarage
n : nombre de jaugeages

Cette formule n'a été appliquée que sur les tronçons des courbes de tarage pour lesquels nous disposions de suffisamment de débits.

- la sensibilité des stations qui permet de définir à quelle variation relative du débit correspond une certaine variation de hauteur (Esteves M., 1989).

- en exprimant le pourcentage que représentent les débits (Q.m.j) obtenus par la courbe extrapolée par rapport au nombre total des débits.

L'ensemble de ces résultats est consigné dans le tableau suivant :

tableau 2.6 - Estimation de la précision sur les courbes de tarage

Station	n°	Nbre de points	Ecart-type (%)	Sensibilité par cm	% du débit par extrapolation
Thonne		32	9.1	13%	0.8
Marche	1	8	8.7	5%	8.4
	2	9	12.3	5%	0.9
	3	15	4.2	5%	0.9
Matton	1	6	9.7	10%	2.3
	2	1	/	/	/
	3*	26	5.8	9%	2.5

n°=n° du tronçon * ne concerne pas la partie haute (>29 cm) car trop peu de points

Les courbes de tarage ont une précision acceptable, les erreurs avoisinant 10%. Bien que la plage des débits mesurés soit peu étendue, le faible nombre de valeurs de débits obtenu par extrapolation minimise les erreurs sur les calculs de volumes de crue.

Donc globalement, la précision de la mesure des débits effectifs dans les cours d'eau est acceptable. Il faut néanmoins distinguer la qualité de la donnée et sa représentativité vis à vis des nappes étudiées. L'interface alluvial peut altérer cette représentativité.

II) L'interface nappe/rivière : les alluvions

Un des objectifs de ce travail est la détermination des paramètres hydrodynamiques des aquifères par les données relatives à la variation des débits de nappes mesurées sur le réseau hydrographique. Or, lorsqu'un cours d'eau s'écoule dans une vallée, il existe des échanges d'eau à travers la couche d'alluvions, siège d'un aquifère. Il existe donc des échanges d'eau entre le milieu poreux alluvial et la rivière susceptible de faire varier les débits sans que cela soit dû à une variation du niveau d'eau dans les aquifères étudiés. Ces interactions sont étroitement liées aux caractéristiques hydrodynamiques des formations aquifères alluviales et des roches en place, caractéristiques qui font l'objet de l'étude qui suit.

Les caractéristiques hydrodynamiques varient en fonction de facteurs structuraux (nappe libre, captive) et de facteurs hydrauliques (type de connexion hydraulique entre la rivière et l'aquifère, colmatage du lit). L'analyse du réseau hydrographique par rapport aux terrains traversés a permis de mettre en évidence deux types de secteurs relatifs aux liaisons nappes alluviales/rivières.

Pour la grande majorité du réseau hydrographique, les alluvions, de faible extension, reposent sur l'aquifère du Sinémurien, du Lotharingien/Carixien ou du Domérien Supérieur. La rivière et la nappe libre de l'aquifère sont en connexion hydraulique en charge et les échanges se produisent toujours dans le sens aquifère/rivière. Les alluvions ont peu d'influence du fait de leurs faibles étendue et épaisseur, et du fait également de leur nature sablo-limoneuse.

En définitive, l'influence de la nappe alluviale sur les débits lors des différentes phases hydrologiques est faible dans les affleurements du Sinémurien, Lotharingien/Carixien. On peut donc considérer qu'en tout temps le débit dans les cours d'eau reflète le niveau des nappes étudiées.

Cependant on notera que les débits à l'aval de la Thonne pourront poser des difficultés d'interprétation. En effet, sur les deux derniers kilomètres (jusqu'au site d'implantation de la station hydrométrique), la Thonne coule sur les affleurements du Toarcien dans des alluvions relativement étendues. Il existe une liaison hydraulique continue et permanente entre l'aquifère alluvial et la Thonne. Dans ce cas la nappe alluviale influence les débits de la Thonne.

Néanmoins, l'influence que peut occasionner le fonctionnement des aquifères alluviaux vis à vis de celui des aquifères étudiés est somme toute limité à l'extrême aval des cours d'eau. De ce fait, les débits de la quasi-totalité des bassins reflètent bien les pulsations des nappes étudiées.

III) Morphométrie des bassins unitaires

Il est acquis, à contexte géologique comparable, que les paramètres de forme d'un bassin versant gouvernent les caractéristiques hydrologiques : « Il est évident que les propriétés morphométriques d'un bassin versant sont les manifestations des mêmes facteurs qui contrôlent les processus au sein de celui-ci » (Farvolden, 1963).

Dans notre cas, l'étude des indices morphométriques a pour objectif d'identifier les paramètres morphométriques qui affectent le processus du tarissement des débits et donc du débit des nappes : altitudes, densité de drainage, largeur des interfluves. Si ces paramètres semblent clairement liés aux volumes potentiels des aquifères et aux gradients hydrauliques des nappes, il sera en revanche intéressant de préciser leur rôle dans les coefficients de tarissement.

D'autre part la définition qui contrôle le flux d'eau souterraine est indispensable pour le paramétrage des aquifères (cf. 3ème partie). Les hypothèses que nous développerons s'appuieront sur les indices morphométriques retenus ici.

A- Signification et choix des indices

Le réseau hydrographique compartimente les aquifères et impose donc les niveaux et la fréquence des émergences. Ainsi, la densité de drainage des bassins est un paramètre susceptible d'influer significativement sur la restitution de l'eau des nappes au réseau hydrographique. De plus, il est admis que la densité de drainage est inverse à la perméabilité de l'aquifère, à la capacité d'infiltration et la transmissivité du sol. C'est donc une mesure indirecte de ces propriétés.

La densité relative des cours d'eau (Fs/Dd^2) combine deux importantes propriétés du drainage (longueur et nombre des cours d'eau) avec l'aire du bassin. C'est un indice qui reflète la texture du réseau de drainage, il donne la mesure du remplissage du bassin par le réseau hydrographique : « une distribution non uniforme du nombre de cours d'eau dans un bassin reflète l'existence de plusieurs perméabilités, ce qui peut être indicatif de plusieurs régimes d'eau souterraine » (Yemane et Brutsaert, 1988). En fait Fs/Dd^2 reflète les effets de la structure et de la lithologie sur le contrôle de l'eau.

Les paramètres caractérisant la topographie rendent compte des formes des nappes d'eau souterraines. La pente moyenne d'un bassin par exemple, quantifie un gradient

hydraulique potentiel. La largeur du bassin quantifie la distance entre l'interfluve et le cours d'eau, donc la largeur de la nappe.

Tous ces indices schématisent la géométrie des réservoirs et la manière dont ils se vidangent, et sont par conséquent une première approche quant au fonctionnement des aquifères.

La bibliographie fait état de nombreuses études (Lacey et Grayson, 1998 ; Zecharias et Brutsaert, 1985 et 1988 ; Vogel et Kroll, 1992...) dont l'objectif est de démontrer et de quantifier les relations existantes entre la morphométrie des bassins et les caractéristiques hydrologiques et hydrogéologiques. Zecharias et Brutsaer (1988) en confrontant 20 paramètres morphométriques à l'Indice d'Ecoulement de Base (pourcentage du débit de base par rapport au débit total) sur 19 bassins appalachiens ont mis en évidence 8 paramètres qui influencent l'I.E.B. Farvolden (1963) a trouvé que le volume et le tarissement des nappes peuvent être déterminés par ces mêmes paramètres.

Pour sa part, Rorabough (1964) a développé une équation qui relie l'angle de la courbe de tarissement (sur papier semi-logarithmique) avec des paramètres hydrodynamiques des aquifères, la transmissivité et le coefficient d'emmagasinement. Une forme de l'équation est :

$T/(l^2.S) = 0.993/\Delta t/cycle$ avec T : transmissivité ($L^2.T^{-1}$)

S : coefficient d'emmagasinemment (sans dimension)

l : la distance entre le cours d'eau et la ligne de partage des eaux. l=A/2L avec A surface du bassin versant et L longueur du réseau hydrographique.

Δt : le temps nécessaire au débit de base pour décroître d'un cycle logarithmique (T)

La valeur numérique $\Delta t/l^2$ peut donc être utilisée directement comme une caractéristique des bassins pour décrire leurs conditions hydrogéologiques sur la base d'enregistrements de débit. Trainer et Watkins (1974), avec des coefficients d'emmagasinement connus, ont calculé les transmissivités des aquifères du bassin du Potomac.

De nombreuses études se sont donc attachées à relier des variables hydrologiques et morphométriques des bassins versants avec des paramètres hydrogéologiques. Notre travail s'inscrit donc dans cette démarche. Nous avons retenu dix paramètres (tableau 2.7) qui se divisent en deux groupes : les indices caractérisant la topographie et ceux caractérisant le réseau hydrographique.

tableau 2.7 : Les indices morphométriques

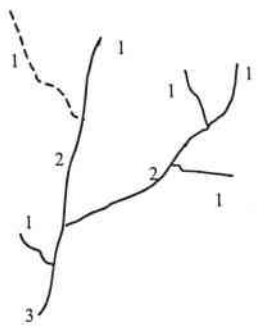
notation	indices
A	Aire du bassin
L	Longueur totale des cours d'eau
l	Distance horizontale moyenne du cours d'eau à la ligne de crête = A/2L
Nbc_e	Nombre de cours d'eau
D_d	Densité de drainage (longueur totale du réseau hydrographique par la surface du Bassin)
Fc_e	Fréquence des cours d'eau (nombre des cours d'eau par la surface du bassin)
Fce/Dd^2	Densité relative des cours d'eau
$Alt.so_1$	Altitude des sources d'ordre 1
Alt.cr.	Altitude de la ligne de crête
Alt.exu.	Altitude de l'exutoire

B- Obtention des indices

Les indices retenus sont facilement identifiables sur les cartes topographiques : ce sont des données brutes. La base de travail est la carte I.G.N. au 1/25000ème. Le réseau hydrographique est digitalisé, ainsi toutes les longueurs par bassin global et bassin unitaire sont obtenues par des requêtes sur le logiciel MAP-INFO sous WINDOWS. Les autres cotes sont déterminées à même les cartes :

- les sources d'ordre un correspondent à la classification de Stralher (encadré 2.1)
- la distance horizontale moyenne entre le cours d'eau et la ligne de crête est défini d'après la formulation de Horton : l=A/2L

encadré 2.1- Classification de Stralher



Stralher donne l 'ordre 1au plus petit ruisseau, celui qui n 'a pas de tributaire. La rivière de deuxième ordre ne se forme qu'à la jonction de deux ruisseaux de premier ordre. Le tronçon de deuxième ordre peut avoir des tributaires de premier ordre. A la confluence de deux cours d 'eau de deuxième ordre commence une rivière de troisième ordre qui peut, elle aussi, avoir d 'autre affluent de deuxième ordre et de premier ordre,ect..

Les dix paramètres morphométriques sont consignés dans le tableau 2.8, ils permettent d'établir une première typologie des bassins unitaires.

C-Les résultats

Pour l'analyse morphométrique, il faut distinguer les bassins unitaires amont des bassins intermédiaires. Les bassins unitaires amont constituent des systèmes hydrologiques complets, alors que les bassins intermédiaires peuvent ne constituer que des secteurs de transit d'eau produite plus en amont.

Nous considérons dans un premier temps les bassins unitaires amont qui se répartissent suivant leur lithologie, en quatre groupes :

- 5 bassins unitaires dans les formations du Sinémurien et Lotharingien inférieur
- 11 bassins unitaires dans les formations du Lotharingien supérieur et du Carixien
- 3 bassins unitaires dans les formations du Domérien (supérieur et inférieur)
- 5 bassins unitaires dans les formations des schistes

Pour la comparaison de ces quatre groupes de bassins unitaires, nous n'utilisons que les valeurs relatives Fc_e/Dd^2, D_d.

La densité relative des cours d'eau (Fc_e/Dd^2) ne permet qu'une distinction entre bassins inscrits dans les formations perméable de type P11 et les autres, dans les formations classées P31/P33. Les valeurs sont respectivement de 0,4 et 0,5.

Par contre la fréquence des cours d'eau (Fc_e) et la densité de drainage (Dd) permettent une analyse plus fine des perméabilités. Les schistes se démarquent nettement comme étant peu perméable. Les valeurs moyennes sont respectivement de 0.94 et 1.48. Les valeurs pour

tableau 2.8- Indices morphométriques des bassins unitaires

N°point	A	L	I	nbce	Dd	Fce	Fce/Dd²	Alt.so1	alt.crete	alt.exu
AUL1	20.3	31.0	0.33	29	1.53	1.43	0.75	335	430	225
AUL2	10.9	10.6	0.52	6	0.97	0.55	0.57	240	340	215
AUL3d	9.4	13.1	0.36	6	1.40	0.64	0.40	335	430	194
AUL4	7.8	4.1	0.94	2	0.53	0.26	0.36	215	273	185
AUL5	12.9	6.4	1.01	3	0.50	0.23	0.33	190	260	188
AUL6g3	22.6	8.5	1.33	2	0.38	0.09	0.13	250	350	196
AUL6g2	8.4	8.6	0.49	3	1.02	0.36	0.35	250	270	175
Aul6g1	6.5	6.0	0.55	5	0.92	0.77	0.83	220	280	177
AUL6g	2.9	3.2	0.46	1	1.09	0.34	0.31	175	240	165
AUL7	0.1	0.2	0.33	1	1.50	10.0	5.44	188	195	171
CH29d	2.6	1.0	1.29	1	0.39	0.38	0.56	190	270	168
CH31d	4	3.7	0.54	1	0.93	0.25	0.27	188	290	178
CH35d	1.4	0.6	1.17	1	0.43	0.71	1.03	205	260	162
CH35d1	2.9	4.8	0.30	6	1.66	2.07	0.90	195	260	169
CH35d2	3	2.8	0.54	3	1.20	1.00	0.80	210	260	165
CH36d	7	4.7	0.75	2	0.66	0.29	0.37	240	300	165
CH36d1	4.3	3.3	0.65	1	0.77	0.23	0.29	213	280	175
CH36d2	9.3	13.8	0.34	8	1.48	0.86	0.48	390	425	213
CH37d	0.9	1.2	0.37	1	1.36	1.11	0.74	176	196	162
CH37d1	2.8	3.1	0.45	2	1.10	0.71	0.64	190	254	176
CH37d2	3.1	2.8	0.56	1	0.89	0.32	0.36	250	300	190
CH37d3	17.1	23.5	0.36	15	1.37	0.88	0.57	395	425	205
CH39d1	3.1	3.2	0.49	1	1.02	0.32	0.32	222	260	175
CH39d2	8.4	13.2	0.32	7	1.57	0.83	0.41	320	375	222
GIV1	5.95	3.4	0.89	1	0.56	0.17	0.23	195	266	180
GIV2	38.3	55.5	0.35	26	1.45	0.68	0.40	400	430	195
MA1d	2.61	4.7	0.28	4	1.80	1.53	0.53	315	345	248
MA2	13.1	5.4	1.22	2	0.41	0.15	0.22	300	355	240
MA3	5.13	3.3	0.77	1	0.65	0.19	0.26	240	355	206
MA4g	16.6	14.0	0.59	10	0.84	0.60	0.70	290	360	206
MA5g	31.4	17.5	0.90	7	0.56	0.22	0.31	275	350	221
MA6	13.5	9.0	0.75	4	0.67	0.30	0.39	221	275	184
MA7g	8.3	8.3	0.50	5	1.00	0.60	0.60	237	310	182
MA8g	3.7	2.1	0.90	1	0.56	0.27	0.37	225	320	185
MA9d2	6.3	4.8	0.66	4	0.75	0.63	0.79	255	315	217
MA9d1	3.6	1.8	1.01	1	0.49	0.28	0.39	235	290	209
MA9d	10.4	7.9	0.66	2	0.75	0.19	0.24	253	305	180
MA10d	7.1	3.0	1.18	1	0.43	0.14	0.20	210	270	175
MA11	16.9	15.4	0.55	4	0.91	0.24	0.26	184	260	172
MA12g	7.9	8.1	0.49	6	1.03	0.76	0.74	220	335	175
MA13	2	2.2	0.45	2	1.10	1.00	0.90	190	265	170
THO1	7.7	3.0	1.29	4	0.39	0.52	0.75	270	320	220
THO2	8	3.4	1.19	3	0.42	0.38	0.54	225	320	208
THO3	4.1	2.3	0.91	1	0.55	0.24	0.34	230	278	203
THO4d	12	4.0	1.51	3	0.33	0.25	0.36	250	307	205
THO5d	5	3.5	0.72	2	0.70	0.40	0.51	250	320	205
THO6	4.1	4.5	0.46	3	1.09	0.73	0.67	225	310	197
THO7d	5.4	1.6	1.72	1	0.29	0.19	0.27	280	330	203
THO8	1.1	1.5	0.37	2	1.35	1.82	1.21	220	330	194
THO9	6.4	3.4	0.95	1	0.53	0.16	0.22	240	330	183

les bassins inscrits conjointement dans le Domérien Supérieur et Inférieur (calcaire et marnes) ne sont pas significatives compte tenu du fort contraste de perméabilité entre ces deux formations.

Pour les deux formations, classées P11, le contraste est flagrant. Les formations du Lotharingien/Carixien apparaissent plus perméables que celle du Sinémurien. Pour la densité de drainage, par exemple, les valeurs sont respectivement de 0,5 et 0,83. Ces résultats vont dans le même sens que ceux obtenus par le coefficient de tarissement des sources.

En conclusion, les trois indices morphométriques confirment les différences de perméabilité entre les formations des G.A.L. Dans la dernière partie, les altitudes relatives à la topographie et au réseau hydrographique seront la base de la détermination des paramètres hydrodynamiques des aquifères.

Conclusion

Le domaine d'étude est constitué d'un emboîtement du nord vers le sud de quatre formations lithologiques contrastées. Ces terrains constituent autant d'aquifères que les cours d'eau, de direction préférentielle nord/sud, drainent de l'amont vers l'aval.

L'étude bibliographique a montré que les potentialités de ressource en eau des aquifères diminuent du nord au sud et de l'est vers l'ouest d'une part sous l'effet de la diminution de la puissance des terrains et de leurs caractéristiques hydrodynamiques intrinsèques liées aux conditions de sédimentation et d'autre part par la disposition des terrains situés au nord-est dans un contexte hydrogéologique régional favorisant des transferts inter-bassins.

L'étude de vingt-cinq sources a corroboré ces faits, mais a également montré d'une part, que la ressource en eau est tributaire de phénomènes de plus grande échelle telle que la fracturation localisée ou la position semi-captive des aquifères, et d'autre part qu'il existe une différence notable entre le comportement à l'infiltration et à la circulation de l'eau souterraine dans les formations sablo-gréseuses du Sinémurien.

Afin d'appréhender l'influence de ces disparités spatiales sur les débits des rivières, un réseau de mesures emboîté composé de 3 bassins globaux et de 51 bassins unitaires a été mis en place. Les indices morphométriques déterminés sur ces derniers ont montré, comme les données hydrogéologiques, que les formations du Lotharingien/Carixien sont les plus perméables à la circulation de l'eau.

Deuxième Partie

HYDROLOGIE DES COURS D'EAU DRAINANT LES GRES D'ARDENNE-LUXEMBOURG

L'approche hydrologique des bassins globaux a pour objectif la quantification des volumes d'eau présents dans les différents compartiments du cycle de l'eau afin d'évaluer l'impact des différences de lithologie sur la ressource en eau régionale.

Une équation générale du bilan utilisable à n'importe quel pas de temps et d'espace est : $P = Q + E + \Delta R$ avec P : précipitation, Q : écoulement, E : évaporation et transpiration, ΔR : variation en eau du sol et de la réserve hydrologique

L'élaboration du bilan hydrologique sur les bassins versants repose donc sur la quantification des trois paramètres clefs du bilan : précipitation, écoulement et évapotranspiration. Les débits étant mesurés à l'exutoire des bassins, le travail préalable est l'estimation des apports au système hydrologique, sous la forme d'une quantification des variables climatiques. Elle fait l'objet d'un premier chapitre. Le pas de temps choisi est mensuel puisqu'il permet une bonne connaissance du rythme du déroulement de l'année hydrologique et de préciser l'importance relative des différents termes du bilan durant les phases d'abondance et de pénurie hydrique (hiver et été hydrologique). L'échelle spatiale retenue, le km², est suffisamment fine pour tenir compte de l'influence des variables climatiques par le relief (gradient thermique et effet orographique sur les pluies). Ce chapitre s'achève sur l'exposé d'une conceptualisation du bilan hydrique, base des bilans hydrologiques.

Le deuxième chapitre est une étude comparative du fonctionnement hydrologique des trois bassins globaux, sur la base des chroniques de débits enregistrés en continu aux stations. Les aspects globaux (modules et régimes) situent le fonctionnement hydrologique du domaine d'étude dans un contexte plus large (comparaison avec d'autres secteurs caractéristiques du nord-est de la France). Dans un deuxième temps nous quantifions les processus hydrologiques liés aux deux types d'écoulement : l'écoulement de base ou non influencé par les précipitations qui correspond à la vidange des nappes et le ruissellement qui répond plus directement aux précipitations. Cette quantification fournit les paramètres de base à un modèle hydrologique dont les résultats synthétisent les différences de fonctionnement des trois bassins globaux. Enfin, dans une troisième partie, sur la base des 17 valeurs de débit, nous étudions la disparité spatiale des écoulements en régime non influencé par les précipitations.

Chapitre 3ème : Les apports au système hydrologique

Les apports au système hydrologique résultent de la balance hydrique mettant en jeu d'une part les précipitations brutes recueillies par le pluviographe (P) et d'autre part les prélèvements par évaporation physique et transpiration des végétaux (ETR). Le résultat positif de ce bilan (P-ETR) représente l'eau effectivement utile à l'écoulement libre soit directement, par écoulement rapide de crue, soit indirectement, en transitant par les aquifères (zone non saturée puis saturée).

Du fait de la complexité, l'ETR est une variable qu'il est difficile d'obtenir directement. Sa détermination repose sur une conceptualisation du bilan hydrique (interaction atmosphère avec le complexe sol/plante) dont la base est l'ETP, variable plus facile à approcher, de manière empirique tout du moins.

L'objet de ce chapitre est donc la quantification spatiale des précipitations et de l'ETP à l'échelle mensuelle.

I) Les précipitations

L'analyse des précipitations a pour objectif l'estimation des volumes précipités susceptibles d'alimenter les bassins (ressource en eau de surface et souterraine). Or, comme tout processus naturel, les pluies sont soumises à une variabilité spatio-temporelle qu'il est nécessaire de cerner pour une estimation précise.

La démarche adoptée repose sur trois points : détermination d'une ou plusieurs régions pluviométriques homogènes en vue de la spatialisation des pluies, détermination de la variabilité temporelle (échelle interannuelle, annuelle et mensuelle), et spatialisation des précipitations aux différentes échelles de temps.

A- Régionalisation de la pluviométrie et choix d'une station représentative

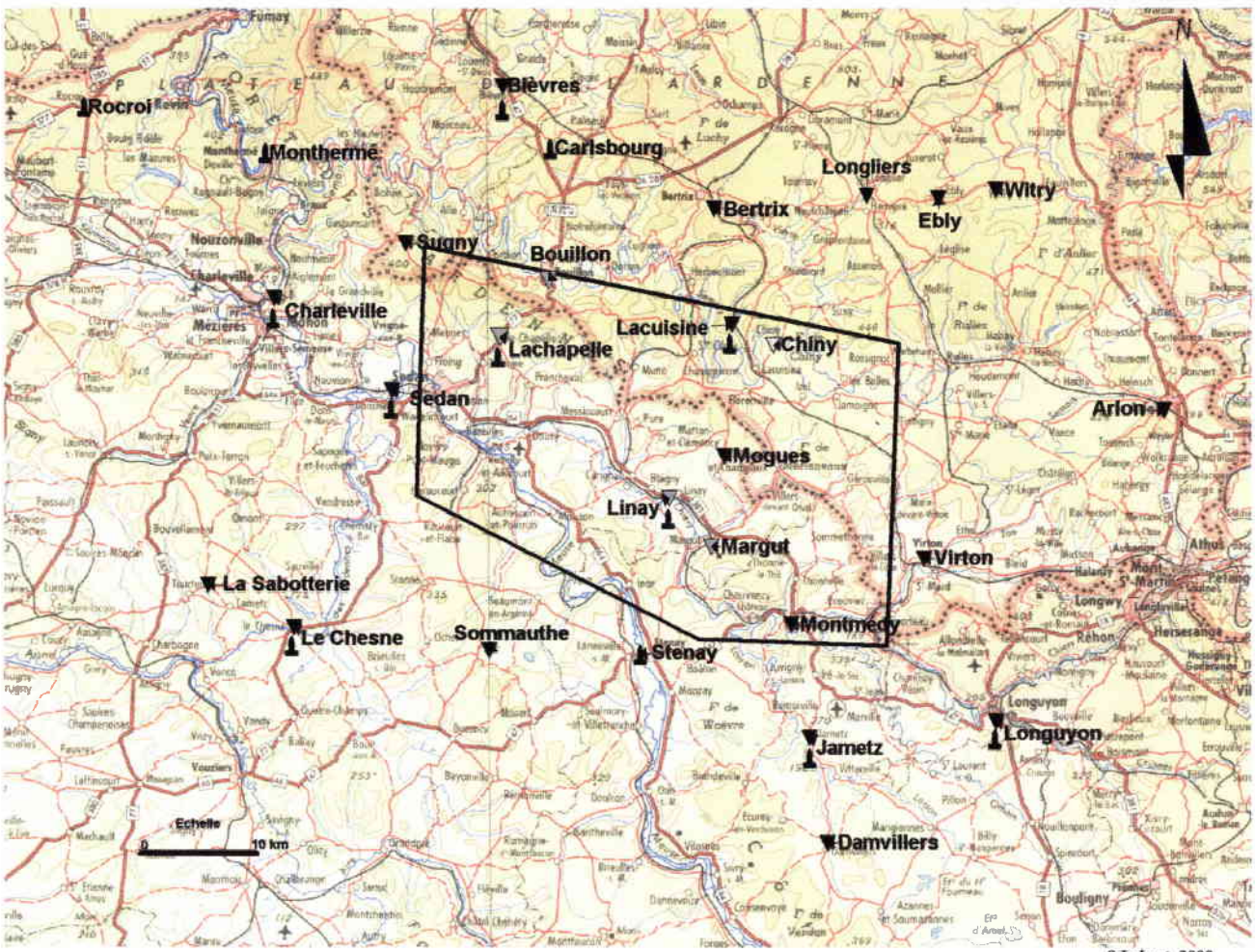
Le domaine d'étude a déjà fait l'objet d'une quantification spatiale des précipitations sur la période 1971-90. Le point de départ de cette régionalisation est donc la partition en « domaines » définie par D. François et al. (1995). En effet, le secteur des G.A.L. s'inscrit dans le domaine « Ardennes-Pays Haut » qui comprend vingt-huit stations (carte 3.1). Néanmoins, compte tenu de la position de la zone d'étude sur un glacis topographique (les altitudes s'élèvent du sud, 150 m, vers le nord, 420 m), nous n'avons, dans un premier temps, conservé que les stations situées sur les marges sud du massif ardennais : de Longuyon à Rocroi (vingt-six stations). Pour affiner le découpage en domaines pluviométriques homogènes, une classification hiérarchique ascendante des précipitations mensuelles standardisées par la méthode des variances minimales a été faite sur le logiciel « SYSTAT » sous « WINDOWS » (fonction « cluster »). La standardisation permet d'annihiler l'effet orographique (augmentation des précipitations) sur les pluies et de tenir compte seulement des régimes pluviométriques.

La classification a mis en évidence une sectorisation du « domaine Ardennes-Pays Haut », car sept stations se retrouvent pour chaque mois, plus ou moins rejetées aux extrémités des arbres de classification. Ces sept stations correspondent à la partie occidentale du secteur « Ardennes- Pays Haut » située à l'ouest d'une ligne Charleville/Le Chesne.

carte 3.1

RESEAU DE MESURES CLIMATIQUES

extrait de la carte de Reims au 1/500000



S.Lebaut, 2000.

Légende

- ▼ station pluviométrique
- ▽ station pluviométrique complémentaire (validation)
- station thermométrique
- secteur d'étude

Cette différence s'observe également sur les matrices des corrélations entre toutes ces stations.

La régionalisation ainsi définie permet de conserver dix-neuf stations pour l'étude des précipitations sur le domaine de l'étude : dix stations sur le territoire français, Longuyon, Damvillers, Jametz, Montmédy, Sommauthe, Le Chesne, La Sabotterie, Mogues, Sedan, Charleville et neuf stations sur le territoire belge, Virton, Arlon, Witry, Ebly, Longliers, Bertrix, Bièvres, Lacuisine, Sugny.

Ainsi, cette régionalisation démontre que tout le secteur d'étude appartient à une seule région pluviométrique au régime homogène, que l'on peut qualifier de secteur « Ardenne/Pays-Haut oriental ». L'étude des régimes, annuel et mensuel, peut donc se faire à partir d'une seule station représentative.

Son choix est dicté par la nécessité d'avoir une chronique de mesures la plus longue possible afin d'effectuer un diagnostic statistique visant à établir la représentativité de la série expérimentale 1974-91.

B- Diagnostic statistique et représentativité de la série expérimentale (1974-91)

L'analyse statistique nécessite des séries chronologiques homogènes, or les études hydrologiques reposent sur des séries d'observations le plus souvent dictées par la disponibilité des données composant le bilan de l'eau : climatologiques et hydrologiques. Dans notre cas, les chroniques disponibles sont celles de la Thonne à Thonne les Prés de 1974 à 1991 pour le bassin de référence, et des bassins de la Thonne, de la Marche et du Matton de mai 1996 à décembre 1998.

C'est la raison pour laquelle il est nécessaire de replacer la série expérimentale dans une longue série pour tester son homogénéité et la comparer à une normale statistique.

L'application du CUSUM à une longue série de données caractérisant le secteur géographique de l'étude permet de répondre à ces deux exigences.

La méthode du CUSUM (Lettenmeyer, 1976) représente l'écart du cumul des valeurs (Cj) avec la droite moyenne. Elle permet de dégager les ruptures dans une série, et de la découper en séries « sèches » et « humides ». Plus récemment, D. François et al. (1993) ont proposé la méthode du CUSUM avec un rail d'homogénéité permettant un diagnostic statistique sur une série.

1) Choix de la station de référence

Les longues séries de données pluviométriques sont relativement rares. Sur notre secteur géographique il existe des données depuis la fin du siècle dernier pour les stations de Rocroi, Sedan et Le Chesne. Cependant, compte tenu de trop grandes périodes lacunaires pour Sedan et Rocroi, notre choix s'est porté sur les données de Le Chesne. Les lacunes de la série retenue sont comblées par corrélation avec les données de Sedan ($r^2 \approx 0.85$). Ainsi nous disposons d'une longue série de 119 années : 1880-1998.

2) Application du CUSUM avec rail d'homogénéité à la longue série pluviométrique (1880-1998) de Le Chesne

La méthode repose sur la détermination successive de rail d'homogénéité sur l'écart du cumul des valeurs de la série avec la droite moyenne. Le rail d'homogénéité ou bande passante optimisée, tient compte à la fois des fluctuations de la moyenne et de l'écart type. Il est exprimé par la fonction Cjx suivante :

$$Cjx = \pm S\left(\frac{u\sqrt{N}}{4} + \frac{u^2}{2\sqrt{2}} + \frac{u^3}{8\sqrt{N}}\right)$$

avec S : écart type
u : variable réduite de Gauss
N : nombre de valeurs de la série

La valeur Cjx définit le demi-intervalle d'acceptation de la variable Cj. Si le plus grand Cj observé dépasse en valeur absolue la valeur Cjx (1921 sur la figure 3.1), la série étudiée n'est pas homogène et peut être scindée en deux sous-séries de moyenne et d'écart type différents : 1880-1921 et 1921-98. La première sous-série, de 42 années, est globalement sèche alors que la sous-série dans laquelle s'inscrivent les chroniques expérimentales (1974-91 et 1996-98) est moins stable. Elle se décompose en deux séries sèches (1941-49, 1968-77) et trois séries humides (1922-41, 1950-67, 1977-98), les deux chroniques expérimentales appartenant presque exclusivement à la dernière série humide (excepté les années 1974, 75, 76 et 85 pour la chronique 1974-91 et 96 pour la chronique 1996-98).

Chacune de ces sous-séries peut correspondre à un saut de moyenne ou à une tendance linéaire qu'il est possible de détecter par corrélation entre le rang de la pluie et son volume.

Les résultats obtenus avec une bande passante optimisée supérieure ou égale à 95% (u=1.96) (il existe malgré tout 5% de probabilité pour que la série soit homogène) sont reportés dans le tableau 3.1.

tableau 3.1 – Découpage de la chronique de Le Chesne en périodes homogènes

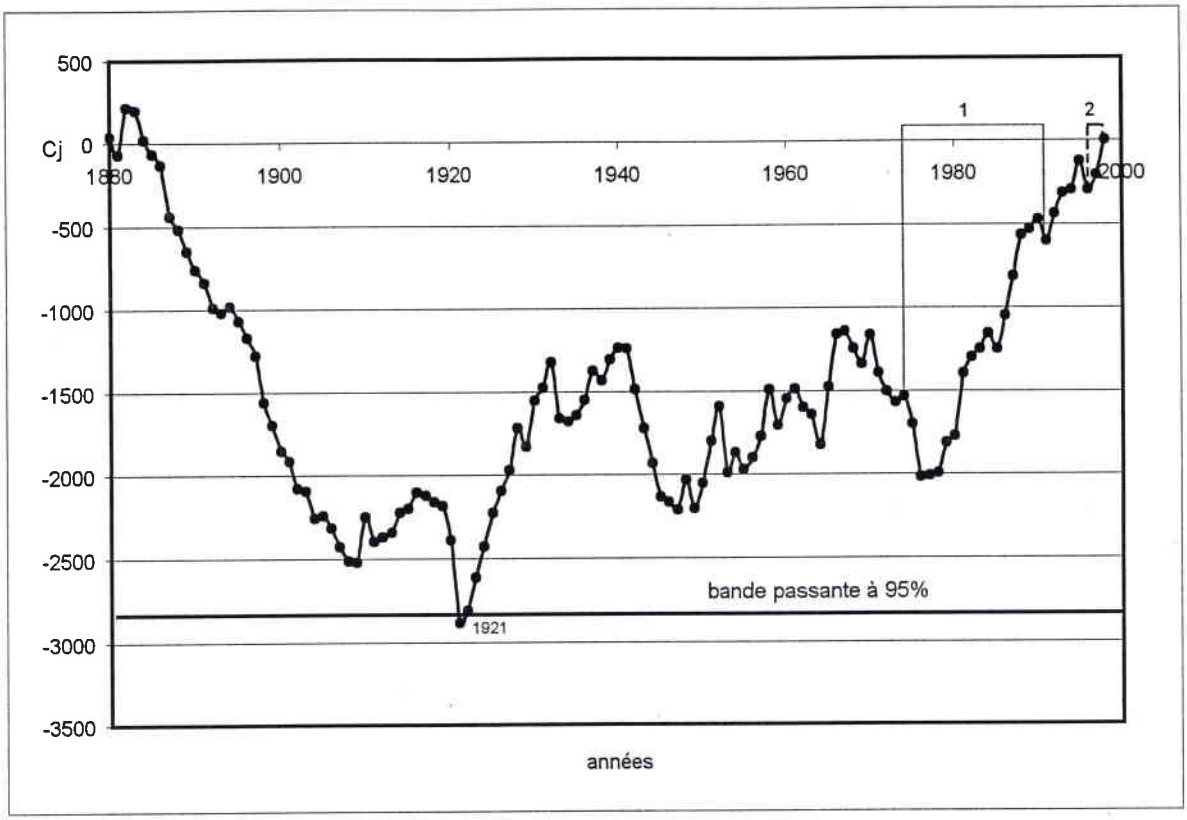
				Méthode du CUSUM				Tendance linéaire	
période	mov.(mm)	écart type	N	Cj.extr.	année	Cjx.95%	diagnostic	r	diagnostic
1880-1998	924	167	118	-2884	1921	+-2826	Série hétéogène apparente	0.07	Pas de tendance linéaire
1880-1921	855	135	42	562	1919	+-1435	Invariance apparente	1.10^{-4}	Pas de tendance linéaire
1921-1998	955	171	77	-1249	1978	+-2378	Invariance apparente	3.10^{-3}	Pas de tendance linéaire

La moyenne des précipitations (978mm) sur la chronique d'étude (1974-91) est donc très proche de la normale (955mm), puisque l'écart n'est que de 2.4%.

L'ajustement des précipitations de la chronique (1921-98) à une loi normale (fig. 3.2) montre que la période sur laquelle repose l'étude (1974-91) est extrêmement variable puisqu'elle comprend l'année sèche 1976, d'une durée de retour de 38 ans (quatrième valeur la plus sèche sur la chronique 1880-1998), et l'année humide 1981 d'une durée de retour de 38 ans (valeur la plus forte sur la chronique 1880-1998).

Alors qu'en moyenne annuelle la différence entre les précipitations est insignifiante entre la chronique dégagée comme normale et la chronique de l'étude, leurs répartitions mensuelles (fig. 3.3) diffèrent sensiblement pour les mois de mars (+22%), juin (+9%), juillet (-7%) et août (-14%).

figure 3.1- CUSUM des précipitations annuelles (1880-1998) à la station de Le Chesne



1: chronique de référence (1974-91) correspondant aux débits de la Thonne

2: chronique de débits commune (1996-98) aux trois bassins globaux

figure 3.2- Ajustement des précipitations annuelles (1921-98) à une loi normale

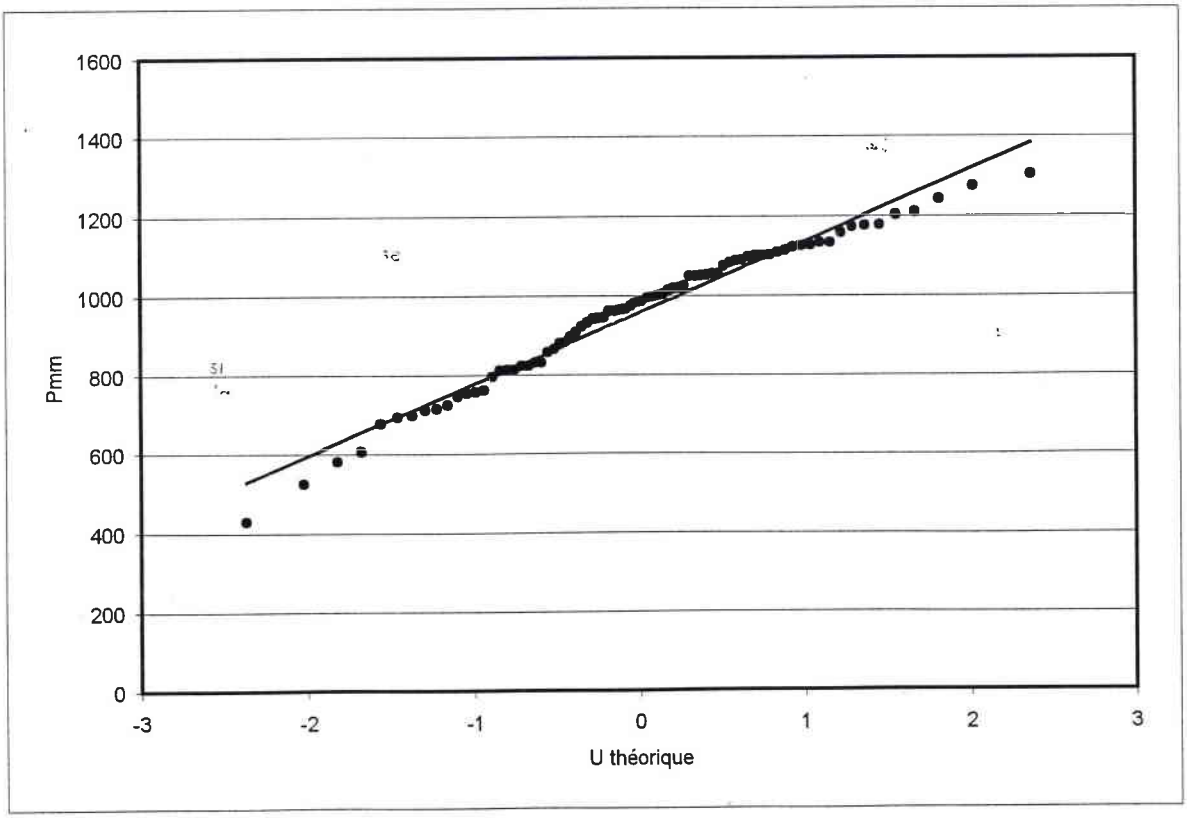
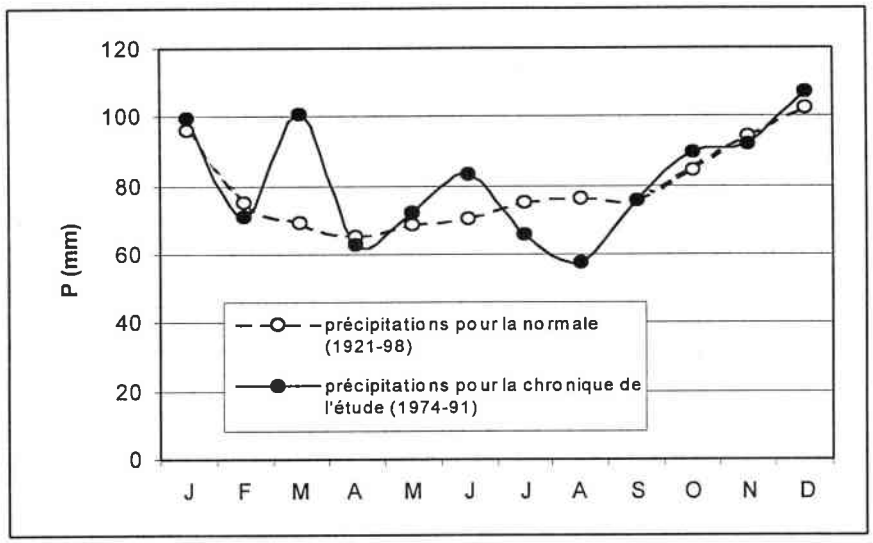


figure 3.3- régime des précipitations de la normale et de la chronique de l'étude



Si l'on considère que les pluies d'été, compte tenu des phénomènes évapotranspiratoires, prépondérants durant cette saison, ne prêtent pas à conséquence sur le régime des débits des cours d'eau, nous pouvons estimer à plus de 4% le volume d'eau utile (P-ETR) disponible sur la chronique 1974-91 par rapport à la normale.

C- Spatialisation des précipitations

L'estimation des précipitations sur un bassin versant constitue le travail préalable à toute étude hydrologique puisqu'elles sont l'entrée du système hydrologique. De sa précision dépendra le calcul des autres termes du bilan hydrologique des bassins versants que sont l'infiltration et l'évapotranspiration, l'écoulement étant le seul facteur du bilan effectivement mesuré dans sa globalité.

Or à l'échelle régionale à laquelle nous travaillons, deux types d'erreurs peuvent affecter cette estimation : une erreur de mesure du pluviographe et une erreur de distribution spatiale à partir de données spatialement discontinues, intermittentes et fréquemment nulles (échelle de la journée ou de l'épisode).

Bien qu'il soit difficile d'estimer et de remédier au premier type d'erreurs, un suivi des normes à l'installation et dans la gestion des pluviographes permet de le rendre acceptable. Cependant l'erreur due à la spatialisation peut varier sensiblement suivant la méthode utilisée et l'échelle du phénomène que l'on souhaite spatialiser. Il s'agit donc d'utiliser, en fonction de l'organisation spatiale de la pluie du milieu étudié, une méthode qui rendra le mieux compte de l'organisation de ces champs pluviométriques.

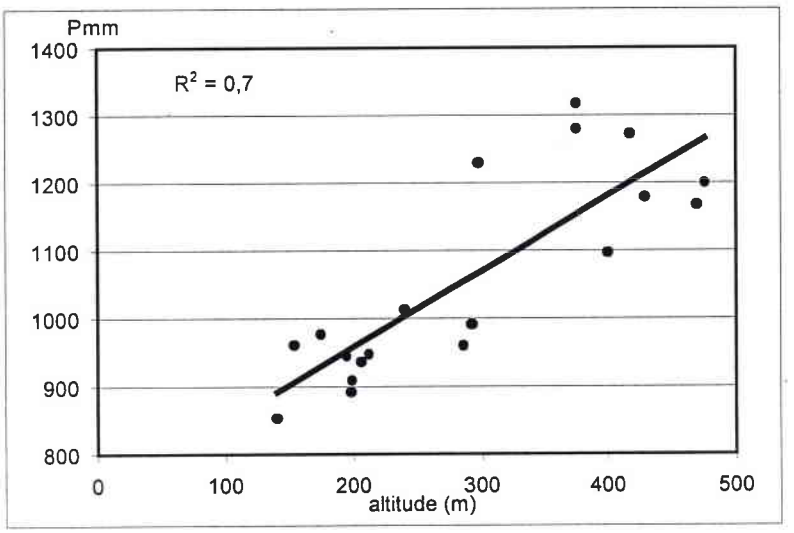
1) Choix de la méthode de spatialisation des précipitations

Parmi les nombreuses méthodes de spatialisation des précipitations, les plus couramment utilisées reposent sur la construction géométrique d'aires d'influence des postes

pluviométriques, que ce soit la méthode de Thiessen (1911) qui est la construction de polygones représentant l'influence de chaque poste ou la méthode des isohyètes qui procède d'une interpolation entre les postes : les logiciels d'interpolation permettent des interpolations par krigeage à variogramme linéaire ou non (permettant de tenir compte de flux préférentiels).

Cependant, la précision des résultats de ces méthodes dépend directement de la densité des postes pluviométriques. Or, seule une station est implantée sur le secteur d'étude, l'application de telles méthodes serait donc d'un dernier recours. De plus, ces méthodes ne tiennent pas compte de la topographie qui est le facteur explicatif déterminant de la répartition des précipitations : en effet « dans la plupart des situations, les effets orographiques sont les résultats d'interactions entre des mécanismes convectifs, frontaux ou cycloniques avec la topographie engendrant un surplus de précipitations » (Dingman, 1994).

figure 3.4- Gradient pluviométrique sur le secteur d'étude



Le gradient pluviométrique (100mm/100m) réalisé à partir des stations environnant le secteur d'étude (fig. 3.4) montre que cette région, caractérisée par un glacis topographique, ne fait pas exception. Les précipitations interannuelles (1974-91) croissent de 850mm pour 140m d'altitude à plus de 1200mm pour des altitudes de 400-450m. Néanmoins, la dispersion des points (r^2=0.7) démontre que l'altitude du poste pluviométrique n'explique pas tout, les effets de site jouant vraisemblablement un rôle important sur l'ascendance des masses d'air.

Plus récemment, les Systèmes d'Information Géographique (S.I.G.), couplés au Modèle Numérique de Terrain (M.N.T.) ont permis la réalisation de modèles pluviométriques utilisant les relations qui existent entre la pluviosité et la topographie environnante d'un site (effet orographique). Un tel modèle, inspiré de l'étude méthodologique de J. Humbert (1993) a été réalisé au C.E.G.U.M. (D. François, 1996) : il englobe le secteur des G.A.L. Le modèle restitue des données interannuelles (1971-1990) et moyennes annuelles, pour des espaces de 4 km^2 de superficie. Néanmoins, nous appuyant sur les conclusions de D. François « un modèle régionalisé donnerait de meilleurs résultats », nous nous sommes attachés à définir une région pluviométrique la plus homogène possible (cf. précédemment) de manière à optimiser le modèle, et si possible, spatialiser les précipitations à l'échelle mensuelle ou de l'épisode pluvieux.

2) Utilisation du modèle de quantification spatiale des précipitations

Ce modèle de quantification spatiale des précipitations reprend la procédure mise en place par D. François sur le secteur occidental du bassin Rhin-Meuse. Le modèle utilise des corrélations entre les précipitations mesurées aux stations (variables expliquées) et les données altimétriques (variables explicatives).

a- Les données pluviométriques et altimétriques

- les données pluviométriques

Les données pluviométriques sont les mêmes que celles utilisées dans le cadre des rapports « quantification spatiale des précipitations du bassin Rhin-Meuse, secteur occidental, phases I et II ». Il s'agit de données qui proviennent de la « banque pluvio » puis « Colchique » pour le secteur français et de données émanant de l'Institut Royal de Météorologie pour le secteur belge.

- Les données altimétriques

Elles sont issues d'un fichier M.N.T. (modèle numérique de terrain) d'une résolution de 1 km². Un programme élaboré au C.E.G.U.M. permet d'exploiter ce fichier de manière automatique et de calculer des altitudes moyennes sur des fenêtres centrées ou excentrées (variables explicatives) par rapport au site des stations (fig. 3.5).

Bénéficiant du travail réalisé par D. François, nous n'avons retenu que les 20 variables explicatives qui sont apparues le plus souvent dans les régressions. Mais compte tenu d'un M.N.T. insuffisamment étendu en Belgique, ainsi que de variables fortement corrélées entre elles, il ne subsiste que 14 variables explicatives (ou prédicteurs; tableau 3.2).

b- La méthode

Pour la spatialisation des précipitations sur le secteur d'étude, les régressions multiples ont donc confronté les précipitations de 19 stations à 14 prédicteurs (altitudes) les plus pertinents. Ces régressions ont porté sur les précipitations interannuelles, annuelles et mensuelles, sur la chronique 1974-1998, avec, comme on peut s'y attendre, un succès respectivement décroissant. Ces régressions multiples ont été faites par une méthode qui sélectionne la meilleure combinaison de prédicteurs (procédure Best Subsets Regression de Minitab sous Windows). La valeur de la pluie est calculée tous les 1 km² par une équation du type :

$$Y = a_1X_1 + a_2X_2 + ... + a_nX_n + \varepsilon$$

figure 3.5 : Fenêtres utilisées pour le calcul des paramètres par station

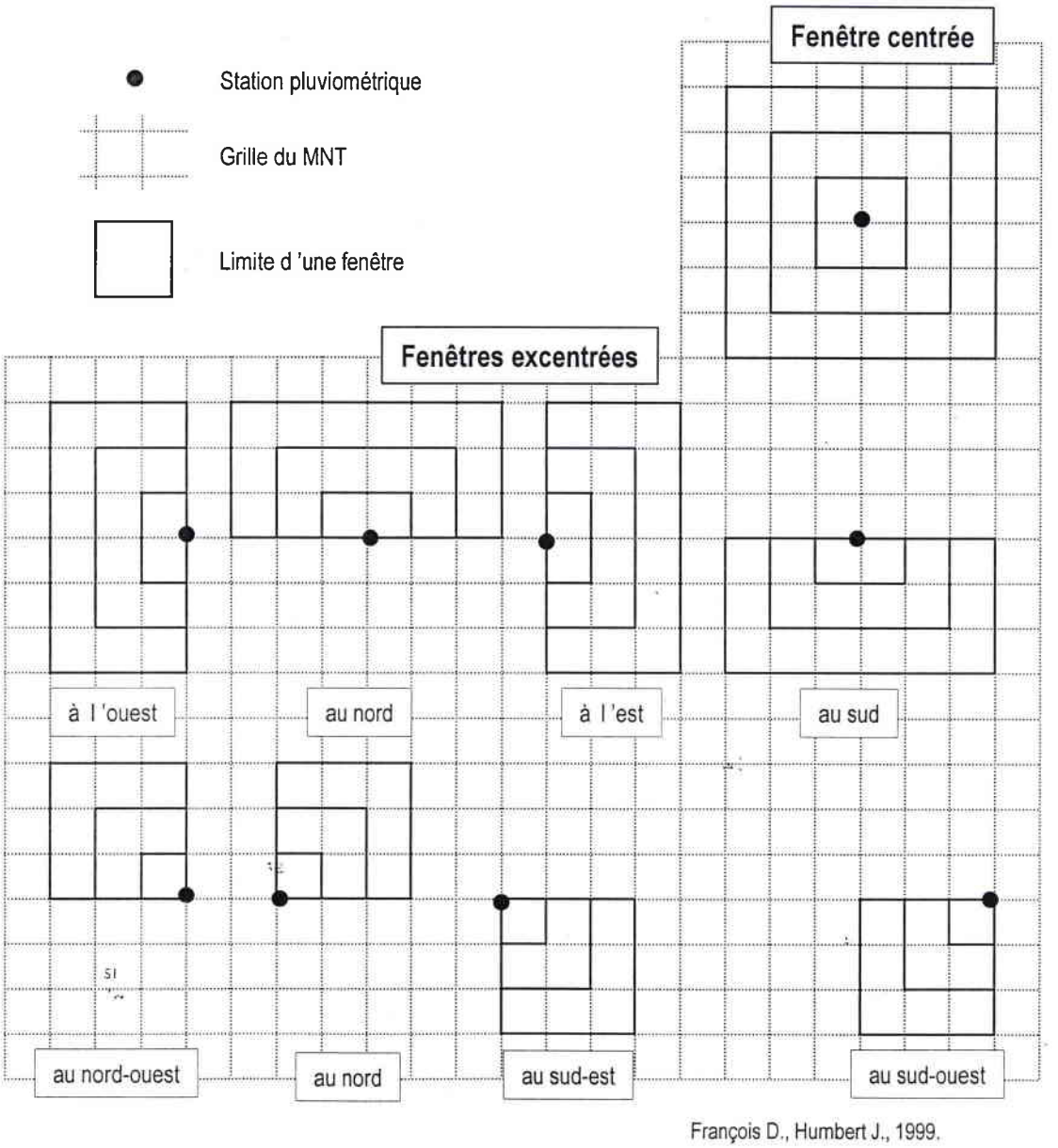


tableau 3.2 : Les prédicteurs retenus

Nom de la fenêtre	Signification
X	x Lambert en mètres
Y	y Lambert en mètres
C8M	Moyenne des altitudes dans une fenêtre centrée de 8km d'extension
N4X	Moyenne des altitudes maximales dans une fenêtre excentrée au nord de 4km d'extension
NE8M	Moyenne des altitudes dans une fenêtre excentrée au NE de 8km d'extension
NE8X	Moyenne des altitudes maximales dans une fenêtre excentrée au NE de 8km d'extension
S8M	Moyenne des altitudes dans une fenêtre excentrée au sud de 8km d'extension
S8X	Moyenne des altitudes maximales dans une fenêtre excentrée au sud de 8km d'extension
SE8M	Moyenne des altitudes dans une fenêtre excentrée au SE de 8km d'extension
SE8X	Moyenne des altitudes maximales dans une fenêtre excentrée au SE de 8km d'extension
SW16M	Moyenne des altitudes dans une fenêtre excentrée au SW de 16km d'extension
SW16X	Moyenne des altitudes maximales dans une fenêtre excentrée au SW de 16km d'extension
SW4X	Moyenne des altitudes maximales dans une fenêtre excentrée au SW de 4km d'extension
W1X	Moyenne des altitudes maximales dans une fenêtre excentrée à l'W de 1km d'extension

c- Les résultats

- Résultats à l'échelle interannuelle

Les hauteurs moyennes de précipitations sont contrastées, elles s'échelonnent de 822mm (Charleville-Mézières) dans la vallée de la Meuse à 1286mm (Bièvres) sur le massif ardennais. Cinq prédicteurs (X, C8M, NE8M, SW16M et SW16X) suffisent pour expliquer 95.8% de la variance, pour une moyenne des résidus aux stations de 2% (de 5.7% pour Montmédy à 0.4% pour Sommauthe).

Ces résultats sont comparables à ceux obtenus par D. Francois qui a pris en compte les 28 stations du domaine « Ardennes-Pays Haut », avec cependant des résidus qui ont chuté de manière significative.

- Résultats à l'échelle annuelle

La comparaison avec les résultats déjà obtenus confirme qu'en régionalisant à l'extrême le champ d'application de ce modèle, il est possible d'améliorer considérablement les résultats. En effet, par application sur tout le secteur occidental du bassin Rhin-Meuse, le modèle ne permet d'expliquer que 76 % de la variance avec 7.4 prédicteurs (soit 15 % en moins de la variance expliquée avec deux prédicteurs supplémentaires) pour une variance résiduelle de 75 mm contre 46 mm pour ce modèle régionalisé.

Les vingt années modélisées (tableau 3.3) sont contrastées puisqu'elles comprennent 1976 et 1981. A l'échelle annuelle, en moyenne, 5.4 prédicteurs suffisent pour expliquer 91 % de la variance, pour une variance résiduelle de 46 mm. Cependant il y a de fortes disparités entre les années. Pour 1974 seulement 81.3 % de la variance est expliquée avec quatre prédicteurs pour une variance résiduelle de 104.5 mm. Par contre pour 1985, six prédicteurs expliquent 95 % de la variance, la variance résiduelle n'est plus que de 27 mm.

Les variables le plus souvent sollicitées sont SW16M, SW16X et C8M qui sortent respectivement dix-neuf, seize et treize fois, les autres variables oscillant entre quatre et sept fois.

tableau 3.3- Equations du modèle de quantification spatiale des précipitations annuelles

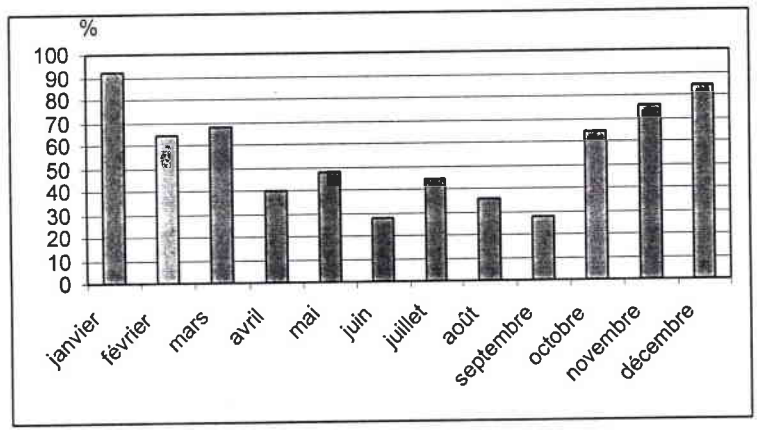
Variable	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984
X		-0.003820			-0.003047			-0.001846			
Y	0.006286			0.002234		0.004125	0.003032				
C8M	4.00290	3.22370	1.67370	2.97350		2.40320			4.97140	5.44610	6.65100
N4X										-1.96780	-2.20300
NE8M					1.41060				-1.78070		
NE8X											
S8M							3.30220	4.72030			
S8X					1.61920						
SE8M											
SE8X											
SW16M	-7.46200	-4.32900	-3.30310	-4.44940	-1.43330	-4.66400	-4.63710	-5.72800	-4.70390	-6.20320	-8.01400
SW16X	3.98560	2.48080	1.76940	2.26130		2.62590	1.89670	1.93200	2.12240	3.79030	4.61800
SW4X			0.62390								
W1X											
Cste	-15265.0	3258.1	266.2	-5025.0	2876.9	-9569.0	-6887.0	2320.5	692.8	535.9	552.2
Nb préd.	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
R^2	93.4	83.0	91.6	91.9	91.8	86.8	92.8	84.8	80.2	93.1	86.3
S	61.6	63.8	31.7	43.7	39.8	57.6	43.4	65.2	55.8	42.1	70.1

Variable	1985	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1996	1997	1998	intranuel	Nb
X	-0.002133	-0.002968	-0.002615	-0.002976	-0.002997		-0.003314		-0.001181			12
Y										0.005018	0.003138	7
C8M				2.23399	1.47330		2.50140					13
N4X												3
NE8M												2
NE8X						0.66070						2
S8M	2.87270	3.66390	4.91560		2.81410	5.09600			3.34680	1.86100	3.11690	10
S8X												2
SE8M								1.60900				2
SE8X												1
SW16M	-3.67190	-4.91200	-5.11880	-2.11920	-2.65100	-3.22780	-2.98700	-2.60870	-2.60030	-3.10600	-4.09760	25
SW16X	1.75430	2.77600	1.01400				1.73940	1.32330			1.40870	18
SW4X				1.53330		-1.42720				1.25400		5
W1X												0
Cste	2172.1	2929.5	2860.2	3098.4	2842.8	638.5	3011.6	568.1	1637.5	-11601.0	-7137.0	
Nb préd.	4	4	4	4	4	4	4	3	3	4	4	4.0
R^2	87.3	83.7	92.8	91.9	92.5	88.7	87.4	86.5	89.3	87.2	92.8	88.7
S	43.1	70.8	42.2	51.0	47.4	50.3	44.7	29.6	37.4	61.4	40.2	52.3

- Résultats à l'échelle mensuelle

L'application du modèle à l'échelle mensuelle donne des résultats très contrastés. En effet, pour certains mois, les prédicteurs n'expliquent que très partiellement la répartition des précipitations, alors que pour d'autres, peu de prédicteurs expliquent la quasi-totalité de la variance (pour janvier 1994, 2 prédicteurs, SE8M et SW16M, expliquent 94.6% de la variance).

figure 3.6- Pourcentage des pluies mensuelles déterminé par le modèle



A ce stade, un choix s'imposait car les précipitations à l'échelle mensuelle sont nécessaires à la réalisation des bilans hydrologiques sur les bassins versants : si nous n'utilisions pas le modèle, nous perdions le bénéfice d'une bonne précision (annexe 3.1) dans l'estimation des pluies pour les 2/3 des mois au moins (fig. 3.6) durant lesquels la réalimentation est prépondérante.

Nous avons donc opté pour une estimation mixte des précipitations : par modèle et par interpolation. Le seuil d'utilisation du modèle est fixé à 70% de la variance expliquée avec 5 prédicteurs au maximum. Pour les autres mois, comme pour la spatialisation des résidus, la répartition des précipitations est faite par une interpolation entre les postes par la méthode des distances inverses au carré.

d- Correction par la spatialisation des résidus (ε)

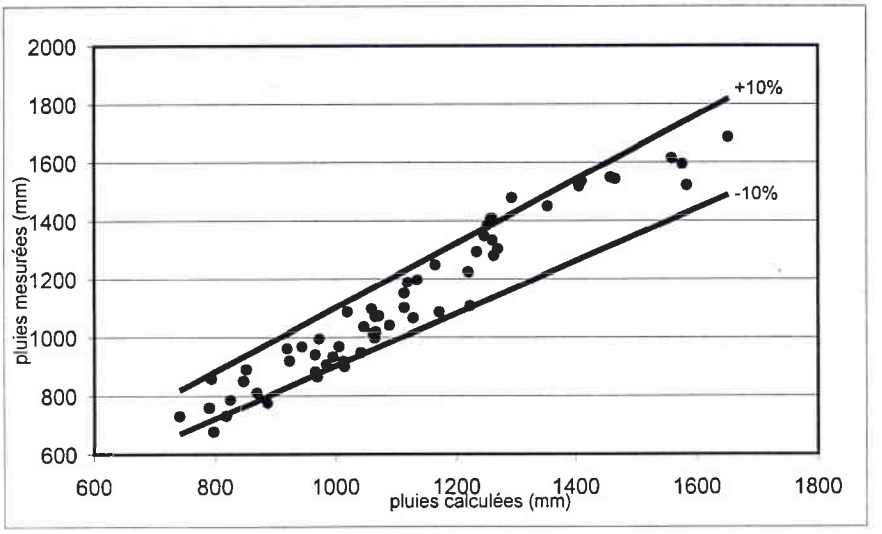
Le coefficient de détermination n'atteint jamais 100%, il reste donc une variance résiduelle qui ne peut être prise en compte qu'en la spatialisant. La procédure voudrait que les résidus soient spatialisés par krigeage. Cependant, le faible nombre de stations (dix-neuf) ne permet pas l'utilisation des méthodes géostatistiques nécessitant un échantillonnage par classes tel que le krigeage (détermination du variogramme). C'est la raison pour laquelle la spatialisation des résidus est faite par une simple méthode d'interpolation. Le choix de la méthode est fait sur la base d'une comparaison entre différentes méthodes d'interpolation des pluies réalisées par Dirks et al. (1998). Cette étude montre que la méthode des distances inverses au carré donne les meilleurs résultats. En outre, cette méthode donne des résultats comparables à une interpolation par krigeage avec un variogramme linéaire.

Ainsi la superposition des deux grilles permet de corriger les valeurs issues du modèle par les résidus (respect des données aux stations) : la valeur finale de pluie étant la somme des valeurs du modèle et des résidus. Les valeurs aux stations sont ainsi respectées.

e- Validation

La comparaison entre la pluie déterminée par spatialisation et celle mesurée par des stations permet de quantifier l'erreur des pluies calculées. A cette fin, nous avons utilisé les données incomplètes sur la chronique 1974-98 : il s'agit des données aux postes de Bouillon, Chiny, Linay, Margut. La confrontation des pluies calculées pour ces 4 stations et des pluies effectivement mesurées est traduite sur la figure 3.7 (le montant annuel est obtenu par la somme des calculs mensuels).

figure 3.7- Validation des précipitations calculées



La moyenne des écarts entre pluies calculées et mesurées est de 5.9%, l'estimation des précipitations est donc d'une bonne précision.

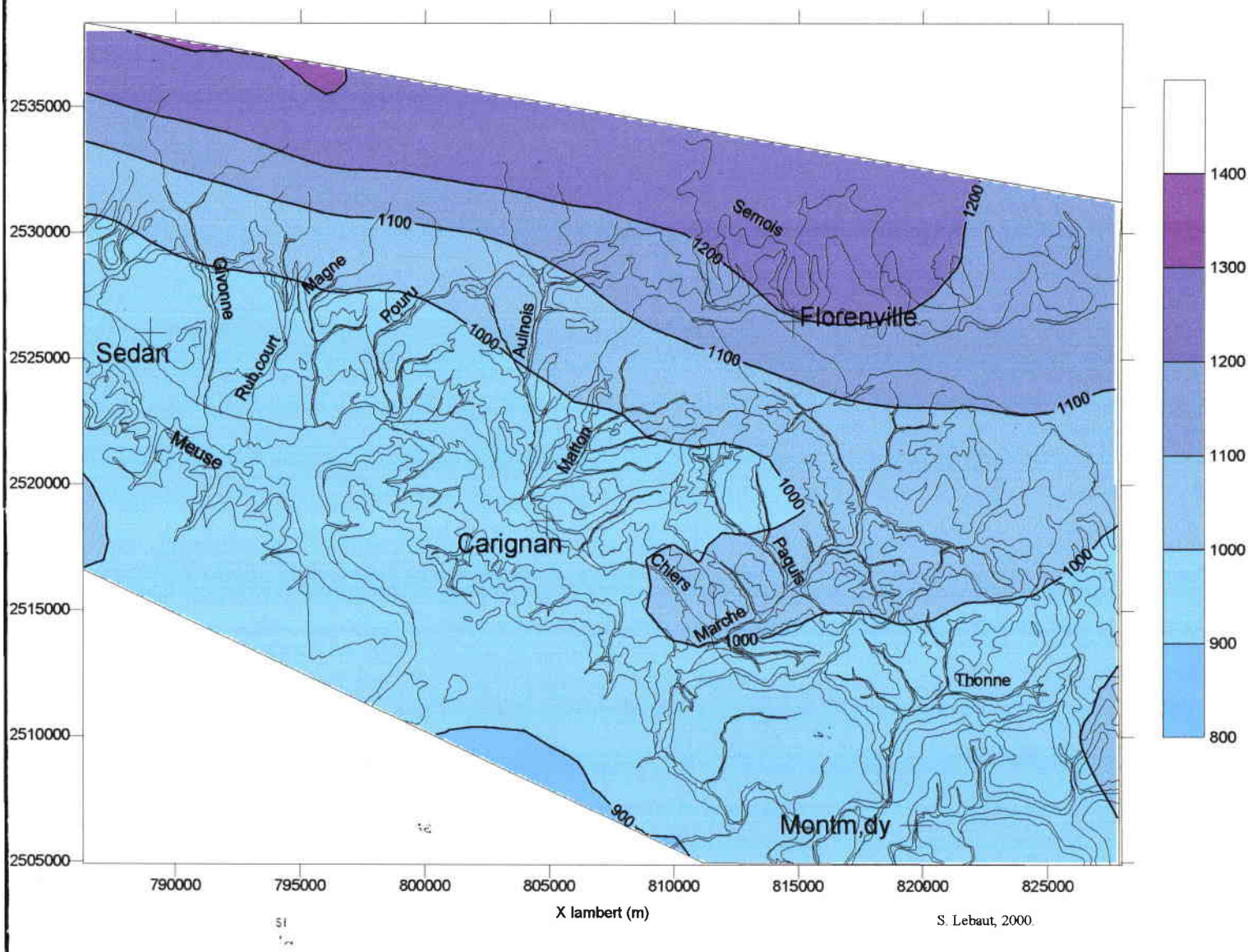
3) Les volumes précipités par bassins globaux et bassins unitaires

a- La structure spatiale des précipitations

A partir du calcul des précipitations à l'échelle mensuelle une cartographie des pluies est réalisée sur le logiciel SURFER. Le tracé des isohyètes s'est fait sur la base de la grille à 1 m² (base de calcul) par une interpolation linéaire.

A l'échelle annuelle moyenne (1974-91), les précipitations sur le domaine d'étude croissent du sud vers le nord (carte 3.2), de 900 à 1200 mm, conformément au gradient pluviométrique déterminé précédemment. Il apparaît néanmoins que l'isohyète 1000 mm dessine un éperon à l'aval du bassin de la Marche, lui conférant une meilleure alimentation que les bassins de la Thonne et du Matton : le bassin de la Thonne demeure en quasi-totalité

carte 3.2 **QUANTIFICATION SPATIALE DES PRECIPITATIONS MOYENNES ANNUELLES (mm) SUR LA PERIODE 1974-91**



Les isohyètes sont dessinées sur le logiciel " SURFER " par une interpolation linéaire entre les valeurs calculés (pas de 1 km) par le modèle de quantification spatiale des précipitations.

en deçà de l'isohyète 1000 mm, alors que le bassin du Matton est limité au nord par l'isohyète 1100 mm.

A l'échelle mensuelle moyenne la structure des pluies (annexe 3.2) est comparable à l'échelle annuelle, les différences ne concernant que les quantités. On peut noter toutefois que pour les mois de juin, août et septembre, l'éperon pluviométrique localisé au sud de la Marche disparaît, les isohyètes sont parallèles et se calquent parfaitement sur la topographie générale.

b- Les lames d'eau abattues

Comme nous l'avons vu précédemment la structure spatiale des précipitations engendre des différences quant aux volumes d'eau précipités susceptibles d'alimenter les différents bassins.

Pour les trois bassins suivis, les différences d'alimentation à l'échelle annuelle moyenne (1974-91) sont faibles (tableau 3.4) : 64 mm entre le bassin de la Marche le mieux alimenté avec 1037.1 mm et le bassin le moins bien alimenté, celui de la Thonne avec 972.8 mm. Cette différence est également répartie dans l'année et représente de 5 à 9 mm selon les mois.

tableau 3.4- Précipitations mensuelles moyennes par bassin

	janvier	février	mars	avril	mai	juin	juillet	août	septembre	octobre	novembre	décembre	annuel
Thonne	100.7	71.1	95.4	59.1	72.0	87.1	68.9	57.5	72.9	90.9	91.3	105.9	972.8
Marche	109.6	74.6	100.3	62.3	77.0	92.3	73.4	60.6	79.5	97.0	98.5	112.3	1037.1
Matton	106.4	72.2	97.8	62.1	76.5	94.0	73.1	60.7	79.7	95.2	96.6	110.1	1024.5

Par contre, les différences d'alimentation entre les bassins unitaires sont notables : à l'échelle annuelle moyenne (tableau 3.5), 176 mm de précipitation séparent le bassin unitaire « MA2 » (1115.6 mm) du bassin unitaire « THO9 » (939.5 mm).

Ces précipitations constituent l'entrée du modèle hydrologique global utilisé sur les trois bassins à la fin de cette partie et sur les bassins unitaires dans la troisième partie.

Cependant, si la comparaison à l'échelle mensuelle des écoulements avec la pluie, est suffisante pour dégager les tendances lourdes du comportement hydrologique des trois bassins, elle n'est pas satisfaisante pour une approche plus fine des processus. Une telle approche nécessite de descendre à l'échelle journalière voire horaire, et donc de disposer de données de précipitations en conséquence.

D- <u>Les précipitations journalières et horaires</u>

La séparation de l'eau utile en écoulement de crue et en eau interceptée (infiltration, évapotranspiration) est le processus qui se trouve à l'amont du « système hydrologie ». Le facteur principal, outre l'occupation du sol (peu contrastée sur le domaine de l'étude), est la nature plus ou moins perméable du substratum. Déjà définie de façon

tableau 3.5- Précipitations mensuelles moyennes (1974-91) sur les bassins unitaires

	janvier	février	mars	avril	mai	juin	juillet	août	septembre	octobre	novembre	décembre	annuel moyen
AUL1	134.2	83.5	112.7	67.5	79.9	99.9	77.5	67.5	87.0	115.4	118.7	129.7	1173.5
AUL2	119.9	78.4	104.5	65.4	78.2	97.9	76.8	62.5	87.6	103.8	108.5	120.9	1104.4
AUL3d	108.8	72.6	96.0	63.0	74.5	97.0	70.4	60.8	85.5	98.3	101.4	113.4	1041.7
AUL4	104.6	72.2	95.3	62.3	74.6	96.6	71.4	59.4	83.8	94.4	97.2	110.9	1022.7
AUL5	99.0	69.9	94.1	61.2	73.8	94.0	70.8	58.3	80.4	90.1	90.6	105.8	988.1
AUL6g3	111.9	74.6	100.5	63.1	78.1	95.6	74.9	62.0	84.8	99.2	101.9	114.2	1060.7
AUL6g2	101.0	70.0	94.6	61.0	74.6	92.9	71.2	59.7	80.6	90.9	91.4	106.4	994.1
Aul6g1	99.4	68.9	94.4	60.5	75.0	91.2	71.1	59.2	79.8	90.0	89.6	104.3	983.4
AUL6g	96.2	68.5	94.6	60.4	73.8	91.8	70.2	57.8	78.2	88.5	86.9	102.5	969.4
CH29d	102.0	70.0	96.7	59.6	74.7	90.6	71.8	59.3	78.7	91.8	90.3	105.7	991.1
CH31d	99.7	68.9	95.2	59.9	74.6	90.8	70.6	59.1	79.0	90.9	89.4	104.2	982.4
CH35d	91.1	67.0	88.1	61.2	70.7	95.2	65.9	56.0	81.1	86.0	87.0	102.1	951.5
CH35d1	93.8	68.0	89.5	61.1	71.9	95.5	67.0	57.1	81.3	88.3	89.2	103.6	966.3
CH35d2	89.7	66.5	88.0	61.2	70.8	95.0	66.0	55.6	75.3	85.8	86.2	101.1	941.3
CH36d	94.6	67.5	88.3	61.0	71.1	95.6	66.2	57.7	82.3	88.9	90.6	104.2	968.1
CH36d1	95.1	67.3	88.0	61.2	70.6	95.5	65.5	58.2	82.7	89.5	91.5	104.2	969.2
CH36d2	112.6	73.4	97.7	64.3	74.6	97.4	71.9	62.5	83.3	101.6	104.4	115.6	1059.3
CH37d	90.3	66.5	88.3	61.4	70.0	93.7	67.3	55.2	80.1	84.7	85.9	100.2	943.4
CH37d1	97.3	68.2	89.6	61.3	70.0	95.6	66.2	59.0	82.8	89.7	92.4	105.7	977.8
CH37d2	97.1	68.0	89.0	61.3	70.3	95.8	65.8	58.9	83.1	90.2	92.9	105.6	978.1
CH37d3	115.2	74.1	99.0	64.7	74.4	97.4	74.0	63.3	83.5	102.8	106.2	117.2	1071.8
CH39d1	97.8	68.4	90.0	61.2	70.0	95.5	67.9	58.9	78.3	89.6	92.5	105.7	975.8
CH39d2	115.7	74.0	99.4	64.9	74.1	96.8	76.2	63.4	83.3	102.3	106.4	117.6	1074.0
GIV1	98.4	68.6	91.2	61.6	69.4	94.6	67.3	58.6	82.2	89.0	92.1	105.5	978.4
GIV2	123.5	77.3	106.7	66.2	76.1	97.8	80.3	66.0	85.2	108.1	112.6	123.5	1123.3
MA1d	108.2	71.5	97.6	61.3	77.3	91.6	72.9	61.2	83.0	96.5	97.9	110.4	1029.5
MA2	121.2	80.0	107.1	64.7	81.2	99.2	76.1	63.9	87.3	106.6	108.7	119.8	1115.6
MA3	110.8	74.6	100.1	62.9	77.8	93.5	73.6	61.5	83.6	98.3	99.9	112.8	1049.5
MA4g	116.3	78.4	104.6	64.6	79.2	95.3	75.6	62.0	85.2	101.8	104.4	117.1	1084.6
MA5g	110.9	76.6	100.7	62.4	76.4	91.8	72.2	60.1	82.1	97.2	99.7	114.1	1044.2
MA6	108.7	75.1	100.1	62.0	76.0	92.3	72.5	60.0	81.4	95.8	97.6	112.3	1033.5
MA7g	106.3	73.5	100.0	61.6	75.1	90.5	72.1	59.6	79.4	94.9	95.6	110.4	1019.2
MA8g	103.1	71.1	98.5	61.1	74.5	89.2	71.4	59.8	77.9	93.9	93.3	107.9	1001.6
MA9d2	103.2	68.9	94.8	60.6	76.1	90.0	72.0	60.6	81.5	92.7	93.4	106.7	1000.6
MA9d1	102.2	69.1	94.8	59.8	75.9	89.8	72.7	60.0	80.2	91.9	91.7	105.7	993.9
MA9d	103.1	70.1	96.0	60.6	76.0	89.5	73.7	59.5	80.3	92.2	92.7	107.0	1000.8
MA10d	103.9	71.1	98.1	61.2	75.9	89.4	74.5	59.5	79.2	92.8	92.5	107.1	1005.2
MA11	104.7	71.5	97.6	61.3	75.9	90.4	73.3	59.9	80.3	93.6	94.2	108.7	1011.3
MA12g	100.6	69.4	96.3	59.8	72.9	87.5	69.8	58.7	75.4	92.4	90.9	104.4	978.2
MA13	105.4	72.3	100.9	61.1	74.4	88.8	73.4	59.9	77.3	93.4	92.5	108.6	1007.9
THO1	102.2	73.3	95.3	59.4	74.8	87.6	70.1	58.3	78.2	92.7	93.2	107.5	992.6
THO2	101.0	72.0	95.9	59.5	73.4	86.7	70.0	57.5	76.1	91.6	91.8	106.5	982.1
THO3	100.2	71.1	95.6	58.9	71.6	86.8	68.9	57.2	74.4	90.2	90.5	106.0	971.3
THO4d	103.4	72.9	97.5	60.1	73.3	89.0	69.4	58.1	77.3	92.4	93.1	108.1	994.6
THO5d	102.0	70.8	97.1	59.7	72.8	88.7	69.0	59.2	76.2	92.7	92.3	106.9	987.3
THO6	100.8	70.4	95.7	58.7	70.6	86.8	68.3	57.5	73.5	90.4	90.8	105.9	969.4
THO7d	99.2	68.5	94.5	58.9	71.1	86.4	68.0	58.0	73.7	91.3	90.5	103.9	964.1
THO8	100.7	70.0	95.5	58.4	69.4	85.9	68.7	56.7	72.8	89.1	90.2	106.0	963.2
THO9	95.9	68.1	92.5	58.0	68.4	84.8	68.1	55.2	70.9	86.9	88.3	102.4	939.5

minimum	89.7	66.5	88.0	58.0	68.4	84.8	65.5	55.2	70.9	84.7	85.9	100.2	939.5
maximum	134.2	83.5	112.7	67.5	81.2	99.9	80.3	67.5	87.6	115.4	118.7	129.7	1173.5
amplitude	44.5	17.0	24.7	9.5	12.8	15.1	14.8	12.4	16.7	30.7	32.9	29.5	234.0

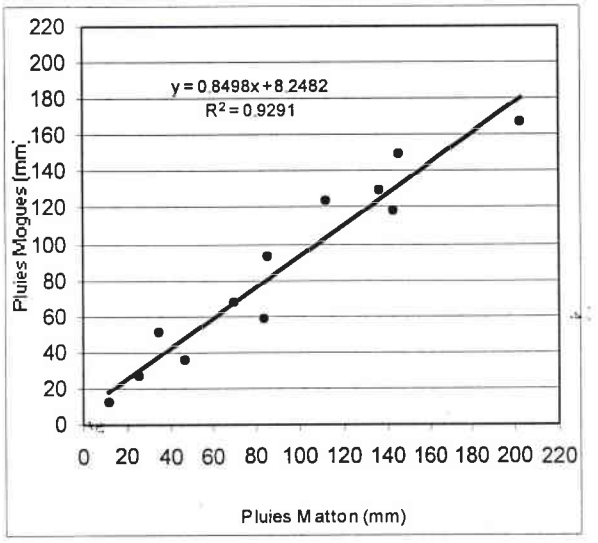
qualitative par la terminologie de l'atlas des perméabilités (cf. première partie), la perméabilité à l'infiltration des trois bassins, peut être approchée par l'analyse des hydrogrammes de crue. Un telle analyse nécessite des données de précipitations journalières pour la définition d'un coefficient d'écoulement de crue. Les données horaires sont, quant à elles, nécessaires pour la détermination des temps de transfert et de saturation des bassins.

Compte tenu de la difficulté à spatialiser les champs pluviométriques à l'échelle de la journée et donc de la lourdeur des procédures à mettre en place, comme en témoignent les récents travaux de M. Grisan (2000) et N. Sieffert (1999), nous avons pris pour hypothèse qu'à l'échelle de l'épisode deux stations sont représentatives de la pluviométrie sur les trois bassins : la station de Montmédy pour le bassin de la Thonne et celle de Mogues pour les bassins du Matton et de la Marche.

Ces deux postes pluviométriques, gérés par Météofrance, ne fournissent que des données journalières. Afin de descendre à l'échelle horaire, nous avons doté le domaine d'étude d'un pluviographe. Installé sur le bassin du Matton, il en est représentatif de la pluviométrie à toutes les échelles de temps. Cependant, du fait du caractère aléatoire de l'organisation des champs pluviométriques sur des épisodes de courte durée, ces données sont délicates à transposer sur les deux autres bassins situés plus à l'est.

La comparaison des pluies (fig. 3.8) avec la station de Mogues (située sur le bassin de la Marche) montre qu'à l'échelle mensuelle le lien entre les deux stations est fort ($r^2 = 0.93$). La pente de la droite de régression traduit le gradient pluviométrique défini plus avant.

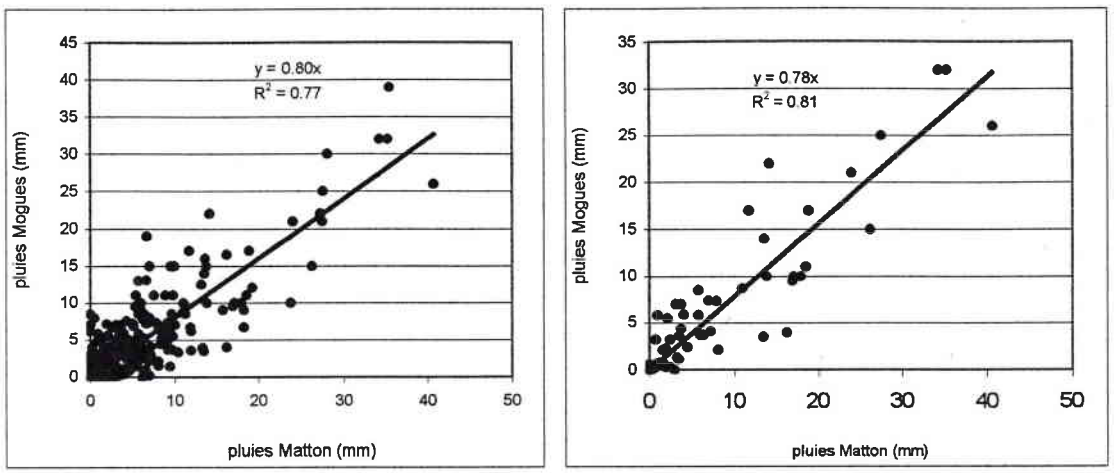
figure 3.8- Corrélation des pluies mensuelles du Matton avec Mogues



A l'échelle journalière (fig. 3.9), un lien moins évident ($r^2 = 0.77$) confirme le caractère aléatoire des précipitations. Cependant, sur les épisodes de crue retenus (il sont peu nombreux du fait de fréquentes pannes du pluviographe) un coefficient de corrélation r^2 de 0.82 laisse supposer que les bassins du Matton et de la Marche sont affectés de la même manière par les champs pluviométriques. Nous considérons donc que la station du Matton est également représentative des pluies horaires sur le bassin de la Marche.

figure 3.9- Corrélation des pluies journalières des stations de Matton et Mogues

Tous les jours communs **Jours correspondant aux épisodes de crue retenus**



Par contre les pluies enregistrées par le pluviographe de Matton ne sont pas représentatives du bassin de la Thonne : le coefficient r^2 de corrélation est de 0.67.

Les épisodes de crue ne peuvent être analysés au pas horaire que sur les bassins de la Marche et du Matton.

En conclusion, le secteur d'étude appartient à un domaine pluviométrique homogène dont la normale dégagée par la méthode du CUSUM, à partir des données d'une station représentative, est la chronique 1921-1998. La similarité (2,4%) entre normale pluviométrique et la pluviométrie de la chronique utilisée dans ce travail (1974-98) implique une bonne représentativité temporelle de cette dernière. Par conséquent, les résultats des traitements statistiques sur les débits devraient être également représentatifs de la normale.

La méthodologie de spatialisation des précipitations, qui a montré ses limites à l'échelle mensuelle, a nécessité l'emploi d'un interpolateur simple (distances inverses au carré) pour un tiers des mois dont la pluie est favorable à l'alimentation du système hydrologique. Néanmoins une validation par des stations non utilisées dans la procédure démontre une bonne précision dans l'estimation des précipitations (6%).

II) Evaluation des prélèvements par évapotranspiration : l'ETR

L'évapotranspiration (ETR) est un terme global qui regroupe tous les processus qui transforment l'eau liquide ou solide, à la surface du sol ou à proximité, en vapeur d'eau. Ce terme regroupe l'évaporation (du sol, surface d'eau libre...) et la transpiration des végétaux.

L'évapotranspiration est donc un processus complexe qui dépend du climat (l'énergie solaire et l'état de l'atmosphère jouent un rôle déterminant) mais aussi d'un ensemble de facteurs relatifs au système sol-plante : extension de la surface évaporante, albédo,

caractéristiques du couvert végétal (sa rugosité par exemple)... Une équation qui décrit le mieux ce mécanisme de prélèvement est celle de Penman-Monteith (in Shaw E.M., 1994) :

$$Et = \frac{\Delta R_n + \rho c_p (e_a - e_d)/r_a}{\lambda(\Delta + \gamma(r_s + r_a)/r_a)} g.m^{-2}.s^{-1}$$

avec :

R_n= radiation nette
ρ = masse spécifique de l'air
C_p= chaleur spécifique de l'air à pression constante
r_s= résistance nette à la diffusion à partir de la surface des feuilles
r_a= résistance nette à la diffusion à partir du sol
λ= rapport des coefficients de Dalton
γ= constante psychrométrique
e_a= pression de vapeur d'eau saturante à la température de l'air sous abris
e_d= pression de vapeur d'eau mesurée sous abris
Δ= la pente de la courbe de la pression de vapeur d'eau saturante en fonction de la température

Compte tenu de la difficulté à estimer ces variables, une telle équation n'est pas applicable directement. Nous faisons donc le choix de déterminer l'ETR indirectement par un bilan hydrique, dans lequel l'évapotranspiration potentielle (ETP) est une contrainte que l'on compare mensuellement à la disponibilité en eau.

Une première étape est donc le calcul de l'évapotranspiration potentielle (ETP).

A- Les trois formulations retenues

L'évapotranspiration potentielle représente « la consommation en eau maximale, dans des conditions hydriques non limitatives, d'un couvert végétal assez étendu » (Henia L., 1993). Les approches basées sur la physique du phénomène, certes, plus simples que l'ETR, demandent toujours des paramètres difficilement quantifiables. C'est la raison pour laquelle de nombreux chercheurs ont essayé, et établi une formulation empirique de l'ETP en terme de corrélations statistiques entre des variables complexes à mesurer et des variables couramment mesurées, comme la température par exemple.

De toutes ces formulations empiriques qui nécessitent plus ou moins de variables (Linacre, 1977, 1992, 1993; Turc, 1961...) nous en avons retenu trois pour lesquelles les données requises sont disponibles :

La formulation de Turc (1961) : $K.(T.(T+15)^{-1}).(Ig+50).(1+\frac{0.5-HR}{0.7})$

avec T : température du site (°c)
Ig : radiation solaire (cal/cm²/mois)
HR : humidité relative (%)

La formulation de Linacre (1977) : $ETP = [(500.Tm).(100 - A)^{-1} + 15.(T - Td)].(80 - T)^{-1}$

avec Tm : température au niveau de la mer (°c)
T : température du site (°c)
Td : point de rosée (°c)
A : latitude (°)

La formulation de Hargreaves-Samani (1985) :

$$ETP = \frac{0.549.Ig.[(T\max - T\min)^{1/2}].(Tmoy + 17.8)}{23.88.(595 - 0.51.Tmoy)}$$

avec Ig : radiation solaire (cal/cm²/mois)
Tmax : température maximale (°c)
Tmin : température minimale (°c)
Tmoy : température moyenne (°c)

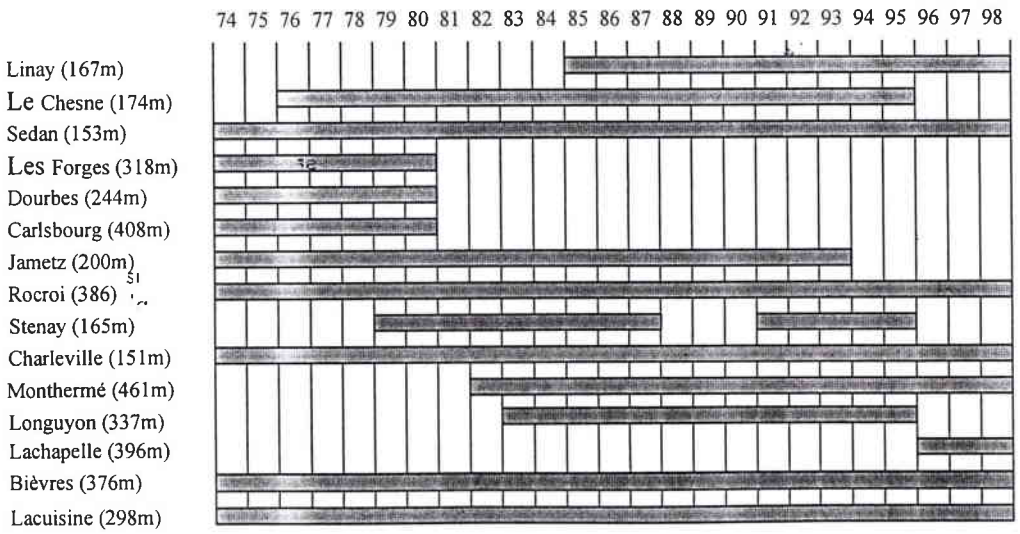
L'application de ces équations nécessite la détermination de paramètres dont nous n'avons pas les données, tels la radiation solaire, le pouvoir saturant de l'atmosphère (par l'humidité relative ou le point de rosée). Nous les déterminerons de manière empirique par des formulations proposées par différents auteurs.

B- Données relatives à l'estimation de l'ETP

1) les températures

Les températures, facteur climatique prépondérant dans l'estimation de l'évapotranspiration, constituent, au même titre que les précipitations, une variable nécessaire à l'établissement du bilan hydrologique.

figure 3.10- postes thermiques disponibles



Sur la chronique commune aux débits et aux précipitations (1974-91 et 1996-98), quinze stations bénéficiant de données thermométriques ont été recensées sur la zone d'étude ou à proximité.

La figure 3.10 montre des données discontinues dans le temps, seules quatre stations (Charleville, Sedan, Longuyon et Rocroi) possèdent des températures sur la période considérée. L'ensemble des données n'a donc pu faire l'objet d'une critique.

Spatialisation des températures

La spatialisation des températures est réalisée par l'application de gradients thermiques sur les mailles de 1 km^2 du M.N.T. De ce qui précède, ces gradients sont réalisés avec des données de différentes stations en fonction des années.

les gradients thermiques

Le gradient thermique interannuel pour 100 mètres de 0.6 °C (fig. 3.11) est conforme à ce que l'on trouve dans la région : 0.7 °C dans le pays de la Saulx (Devos, 1996), 0.53 °C pour 100 m pour la Lorraine (Zumstein, 1995), et Réménieras (1986) mentionne qu'en Europe occidentale, sur une longue période, le gradient est de 0.5 °C à 0.6 °C.

figure 3.11- Gradients thermiques annuels

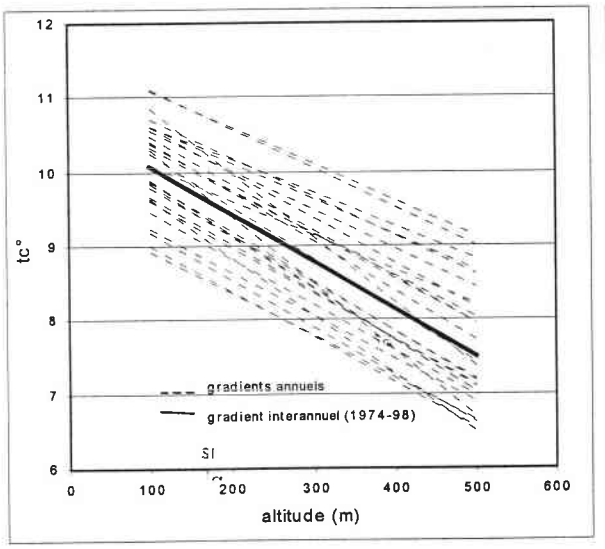
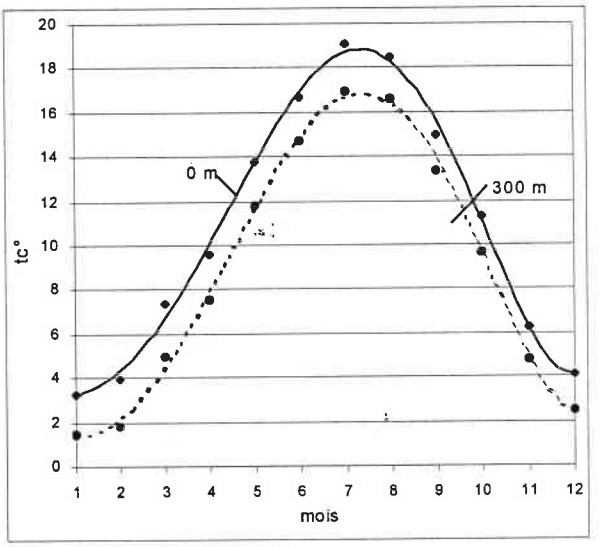


figure 3.12- Régime thermique moyen annuel (1974-91)



Le graphique des régimes pour 0m et 300m (fig. 3.12) indique des contrastes thermiques plus importants (3°C) en hiver et en été qu'au printemps et en automne (2°C). A partir de 350 m, des températures moyennes mensuelles proches de 1°C laissent présager d'un nombre important de jours de gel ayant pour effet l'imperméabilisation du sol : dans ce cas, l'écoulement est favorisé au détriment de l'alimentation des nappes.

Les températures minimales et maximales, nécessaire à la formule d'ETP de Hargreaves-Samani, ont été calculées en appliquant les gradients thermiques sur les températures extrêmes de la station belge de Lacuisine (298m).

2) La radiation solaire

Pour la détermination de la radiation solaire nous avons appliqué l'équation de Turc (1961) suivante : $Ig = Iga.(0.18 + 0.62.\frac{h}{H})$ avec

Iga : radiation sans atmosphère (cal/cm²/mois)
h/H : insolation relative
H : durée astronomique du jour (heure)
h : durée d'insolation mesurée (heure)

Les variables H et Iga sont données en fonction de la latitude par la table de Turc.

3) Le point de rosée

Toutes les formulations développées par E. Linacre (1977, 1992, 1993) prennent en compte le facteur « T-Td » (différence entre la température moyenne et le point de rosée). Il a donc développé (1977) une relation liant le point de rosée aux températures extrêmes.

$Td = 0{,}52.T\min + 0{,}6.T\max - 0.009.(T\max)^2 - 2$ avec Tmin : température minimale (°c)
Tmax : température maximale (°c)

4) L'humidité relative

Enfin, Williams (1985) relie l'humidité relative au point de rosée et à la température moyenne par l'équation suivante : $HR = 100 - 4.(T - Td)$ avec Td : point de rosée (°c)
T : température moyenne (°c)

Les approximations dans les calculs de ces paramètres rendent délicat l'application des équations déterminant l'ETP. C'est la raison pour laquelle nous avons comparé les résultats des trois équations retenues à des données d'ETP Penman calculées par l'Institut Royal belge de Météorologie. Ces données sont disponibles pour 8 années (1984-1991) à la station de Lacuisine. A cette fin, les ETP calculées par les trois équations sont calculées sur la maille (815 X Lambert-2528 Y Lambert, 320m) correspondant à la station de validation. La différence de vingt-deux mètres entre l'altitude de la station et de la maille n'est pas significative.

C- Application des formulations de l'ETP

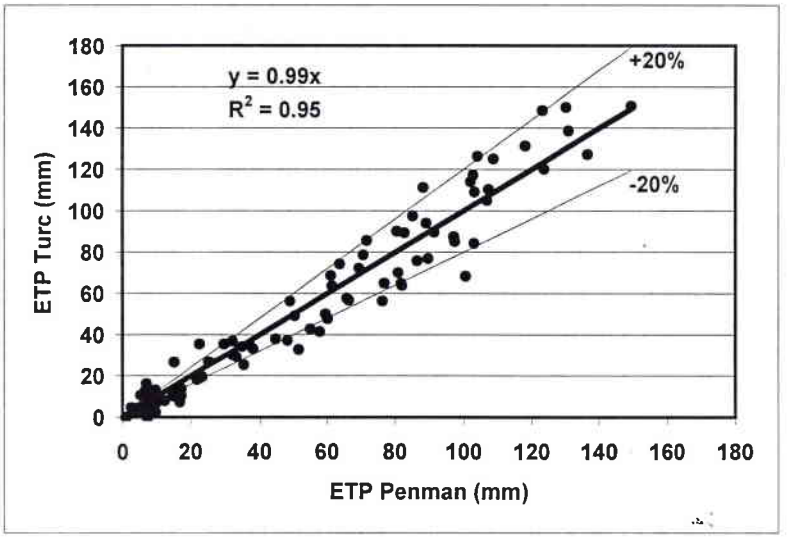
Les résultats donnés par les trois équations utilisées sont très contrastés, tant sur la dispersion des points que sur la pente des équations de régression (tableau 3.6).

tableau 3.6 - relation entre l'ETP Penman et les résultats des équations pour la station de Lacuisine

	Turc		Linacre		Hargreaves-Samani	
	r^2	pente	r^2	pente	r^2	pente
Lacuisine	0.94	1.13	0.7	1.06	0.83	0.76

Bien que l'équation de Turc (1961) sous-estiment l'ETP Penman (-13%), la faible dispersion des points (r^2 de 0.94) en fait le choix le plus judicieux pour la détermination de l'ETP sur le secteur étudié. Affectant les résultats d'un facteur 1.13 les erreurs sur les valeurs de l'ETP sont de l'ordre de ±20 % (fig. 3.13), exceptées pour les valeurs inférieures à 20 mm pour lesquelles les erreurs sont un peu plus importantes.

figure 3.13 - Relation ETP Penman/ETP Turc pour la station de Lacuisine



A ce stade, le bilan hydrique pourrait consister en une comparaison entre les deux constituants de nature climatique : les précipitations et l'ETP

Cependant, les périodes de sécheresse estivales impliquent des échanges d'eau entre l'atmosphère et le système sol-plante. Le sol joue alors le rôle de régulateur en stockant une partie des précipitations pour la végétation. Une approche agro-climatique du bilan hydrique, sur la base des précipitations et de l'ETP, décrit donc mieux le phénomène et aboutit à la détermination de valeurs d'ETR. Les valeurs d'ETP seront des variables d'entrée d'un modèle conceptuel global qui sera mis en œuvre au chapitre 5 pour reconstituer le bilan de l'eau dans les bassins versants étudiés.

Conclusion

Le secteur d'étude appartient à un domaine climatique homogène sur lequel les volumes précipités croissent du sud vers le nord (900 à 1200 mm en moyenne interannuelle), conformément à l'augmentation des altitudes (effet orographique lié au glacis topographique).

Le modèle statistique de quantification spatiale des précipitations, liant les pluies des stations aux altitudes environnantes par des régressions multiples, a permis le calcul des précipitations sur le domaine discrétisé en mailles carrées de 1 km² avec une bonne précision (6%). Néanmoins, la très faible variance expliquée pour certains mois démontre qu'un tel modèle, à l'échelle mensuelle, reste largement tributaire des volumes précipités ainsi que des types de temps qui les déterminent.

Néanmoins, cette quantification des pluies montre une différence spatiale marquée dans les apports au système hydrologique, 55 mm maximum entre les bassins globaux et 176 mm entre les bassins unitaires.

Chapitre 4ème : Les écoulements

L'analyse du contexte structural et climatique du domaine étudié a mis en évidence des différences entre les bassins globaux, mais également au sein des bassins unitaires. Elle a permis de quantifier les apports en eau ainsi que les caractéristiques des surfaces collectrices.

Les chroniques de débits des cours d'eau, comme combinaison dans le temps d'écoulement de base et d'écoulement de crue, reflètent le comportement de ces deux paramètres. Elles constituent donc le point d'appui privilégié pour une évaluation de la ressource en eau d'un secteur géographique défini.

A cet effet, un réseau de mesures hydrométriques a été implanté de manière à verrouiller les trois bassins globaux retenus comme représentatifs des formations considérées. Ces stations, posées en avril 1996, permettent de mener une étude analytique du comportement hydrologique des trois cours d'eau. Les débits de la Thonne, enregistrés de 1974 à 1991 (18 années), constituent la chronique de référence à ce travail. Elle permet de mesurer la représentativité des années 1996, 1997 et 1998.

Ce chapitre s'attache, dans un premier temps, à définir le comportement hydrologique des trois cours d'eau à différentes échelles de temps. Les régimes annuels et mensuels caractérisent l'originalité de ces cours d'eau. Une investigation à l'échelle de l'épisode ou horaire aboutit à une quantification des processus (écoulement de crue et tarissement).

Dans un deuxième temps, sur la base des mesures ponctuelles de débits, nous étudions la disparité spatiale des écoulements en régime non influencé par les précipitations.

I) Caractéristiques globales des débits aux stations

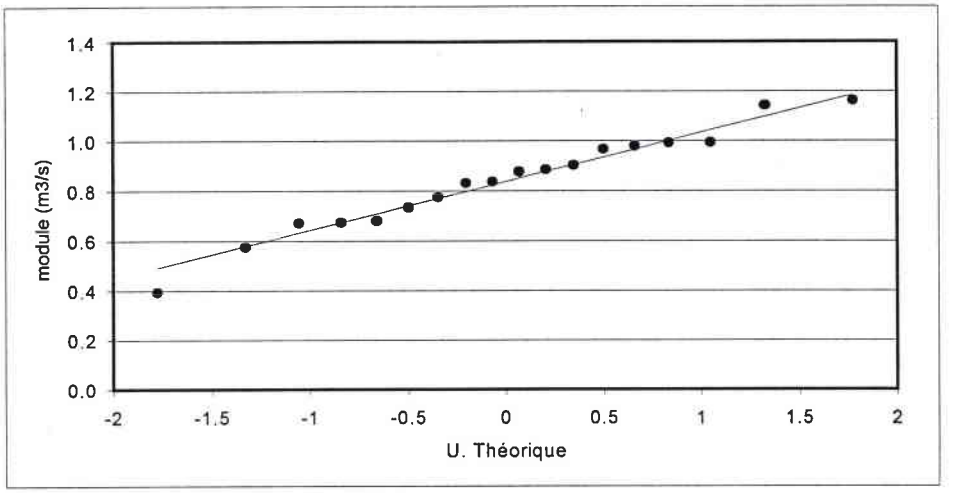
Les modules (interannuels, annuels) et les régimes des débits définissent le comportement moyen des cours d'eau en mettant en valeur leurs caractères permanents. Dépendants de l'ensemble des facteurs naturels, ils présentent la plus grande signification géographique. Ainsi l'étude des modules et des régimes des débits caractérisent le contexte des cours d'eau qui drainent les G.A.L., et permet d'en mesurer l'originalité.

A- Les modules

Un module spécifique de 15.7 l/s/km² (0.83m³/s) rattache le bassin versant de la Thonne au domaine océanique de plaine (Pagney, 1988), qui se caractérise par l'importance des prélèvements évapotranspiratoires. L'abondance spécifique de la Thonne, relativement élevée par rapport aux cours d'eau du N-E de la France, souligne la forte pluviosité du glacis péri-ardennais. Une telle valeur est comparable à celles qui caractérisent les bassins versants des plateaux péri-vosgiens (de 11.5 à 13.5 l/s/km²).

L'ajustement des modules à une loi normale (fig 4.1) montre une chronique très contrastée. Elle recèle le débit le plus faible d'une durée de retour de 86 ans (1976 avec 0.39 m3/s) et le débit le plus fort d'une durée de retour de 20 ans (1988 avec 1.16 m3/s).

figure 4.1- Ajustement des modules de la Thonne (1974-91) à une loi normale



Pour les années particulières 1997 et 1998, l'abondance spécifique des trois bassins est du même ordre de grandeur (environ 13 l/s/km²). Ces débits spécifiques élevés, bien que corrélatifs d'une bonne alimentation par les précipitations, sont également à relier au faible déficit d'écoulement. Une comparaison régionale sur la chronique 1971-90, a montré que le déficit d'écoulement de la Thonne, de 420 mm en moyenne (480 mm sur la période 1974-91), est faible par rapport aux autres bassins du nord-est de la France. Il reflète la nature perméable du substratum, qui favorise l'infiltration vers les nappes et soustrait une partie des écoulements aux phénomènes évapotranspiratoires.

Cet état de fait est paradoxalement confirmé par les forts déficits d'écoulement des années 1997-1998. Respectivement de 596 et 580 mm sur la Thonne, ils font partie des plus forts enregistrés sur les vingt années observées (tableau 4.1). L'explication se trouve dans les volumes précipités antérieurs à ces deux années. Faibles en 1996 (24% inférieurs à la moyenne), ils n'ont pas favorisé la recharge de la nappe. Les nappes sont donc au plus bas en 1997 et 1998, années dont les précipitations sont supérieures à la moyenne (précipitations proches de la moyenne en 97 et supérieures de 15% par rapport à la moyenne en 1998). Cette inertie des écoulements face aux apports met en évidence l'importance des écoulements de nappe dans les débits enregistrés à la station de Thonne-les-Prés.

Il apparaît donc que la déconnexion partielle entre les précipitations et les écoulements (r^2=0.72 ; fig. 4.2) soit le fait d'une bonne capacité à l'infiltration du substratum doublée d'une circulation lente de l'eau souterraine.

Les plus forts déficits d'écoulement dans les bassins du Matton et de la Marche (tableau 4.2) affirment le caractère davantage filtrant du substratum de ces bassins. Il est à relier avec la plus forte proportion des formations gréso-sableuses du Sinémurien.

L'analyse des débits et des déficits d'écoulement à l'échelle annuelle montre des débits partiellement déconnectés des précipitations. Ce type de relation pluies/débits ne peut s'expliquer que par d'importants volumes aquifères capables d'amortir les différences, d'une année sur l'autre, entre les volumes précipités.

tableau 4.1- Volumes précipités, écoulés et déficits d'écoulement sur le bassin de la Thonne

année	écoulement(m3/s)	volume m3	lame d'eau P	lame d'eau E	DE
1974	0.83	26174880	971	485	486
1975	0.67	21129120	674	391	283
1976	0.391	12330576	640	228	412
1977	0.97	30589920	1017	566	450
1978	0.78	24598080	940	456	484
1979	0.985	31062960	1134	575	559
1980	0.995	31378320	1023	581	442
1981	1.14	35951040	1231	666	565
1982	0.91	28697760	1021	531	490
1983	0.965	30432240	985	564	422
1984	0.875	27594000	1096	511	585
1985	0.67	21129120	815	391	423
1986	0.82	25859520	1060	479	581
1987	0.9	28382400	1044	526	518
1988	1.16	36581760	1186	677	509
1989	0.735	23178960	854	429	425
1990	0.67	21129120	1022	391	631
1991	0.576	18164736	799	336	462
1997	0.589	18586702	940	344	596
1998	0.858	27057880	1081	501	580

figure 4.2- Relation précipitations/écoulements dans le bassin de la Thonne

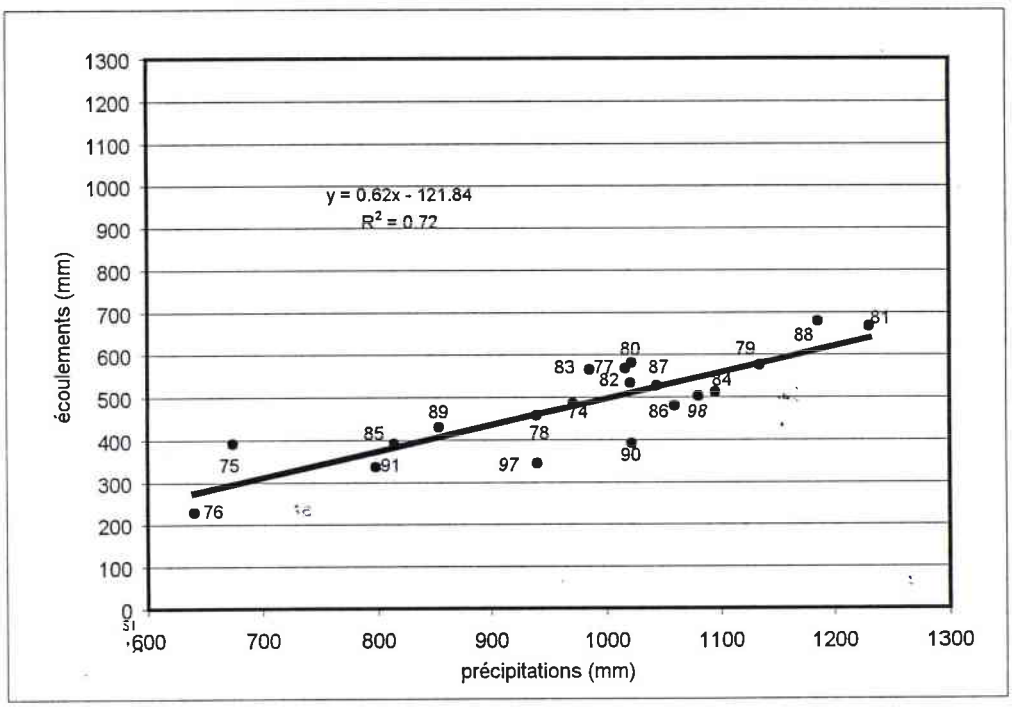


tableau 4.2- Comparaison des principales valeurs hydro-climatiques des trois bassins globaux

	année	écoulement(m3/s)	volume Hm3	P. lame d'eau	E. lame d'eau	D.E.
Thonne	1997	0.589	18.49	940	344	596
	1998	0.858	27.06	1081	501	580
Marche	1997	1.42	44.78	980	316	664
	1998	1.99	62.76	1164	445	719
Matton	1997	0.438	13.81	958	342	616
	1998	0.77	24.28	1169	601	568

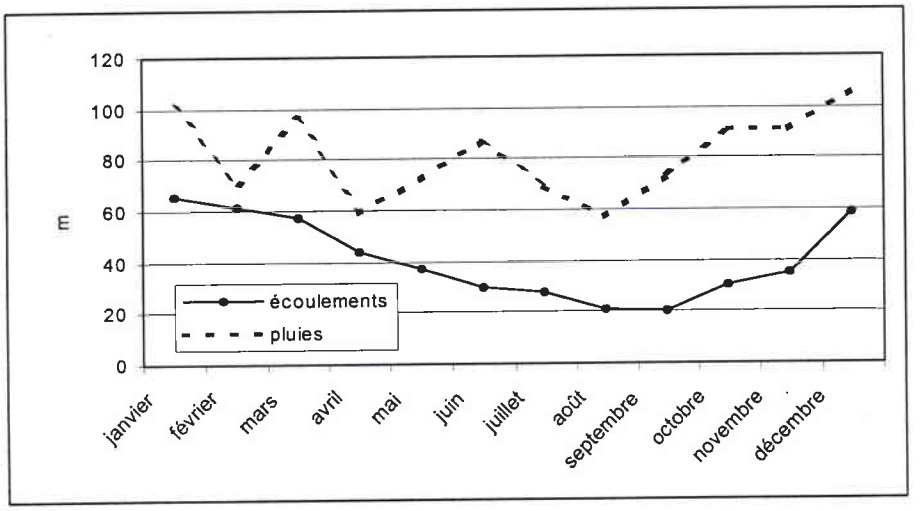
P: précipitation E: écoulement D.E.: déficit d'écoulement

B- Les régimes et les débits classés

Le régime mensuel moyen (fig. 4.3) de la Thonne est de type simple, pluvio-thermal (R. Lambert, 1996). Son découpage en hautes eaux de décembre à avril, et en basses eaux de mai à novembre est conforme à ce que l'on trouve dans cette région.

Le qualificatif de pluvio-thermal implique que ce type de régime soit commandé par les pluies efficaces. Or sur la figure 4.3, si la baisse de la pluie efficace est bien visible dans les débits (de mai à septembre), son augmentation (d'octobre à avril) est moins lisible. L'effet tampon du bassin versant est flagrant. Il est caractérisé par un rapport de trois entre le débit mensuel minimum (septembre) et le débit mensuel maximum (janvier).

figure 4.3- Régime des pluies et des écoulements mensuel moyen (1974-91)



La figure 4.4 est éloquente. Les débits des bassins de la Marche et du Matton sont quasiment déconnectés des précipitations. En outre, cette figure traduit ce que l'on pressentait dans la première partie sur la base de l'analyse lithologique. Les débits de la Thonne sont davantage influencés que ceux de la Marche et du Matton lors d'épisodes pluvieux. Ceci est à mettre au compte de la plus forte proportion de marnes et de calcaires dans ce bassin. Le régime des débits de la Thonne est le plus contrasté des trois bassins (fig. 4.5). Les rapports des débits mensuels maxima et minima sont respectivement pour 1997 et 1998, de 3.1 et 4.5 pour la Thonne, de 1.4 et 2 pour la Marche, de 2.2 et 4.2 pour le Matton.

figure 4.5- Coefficients mensuels de débits aux 3 stations

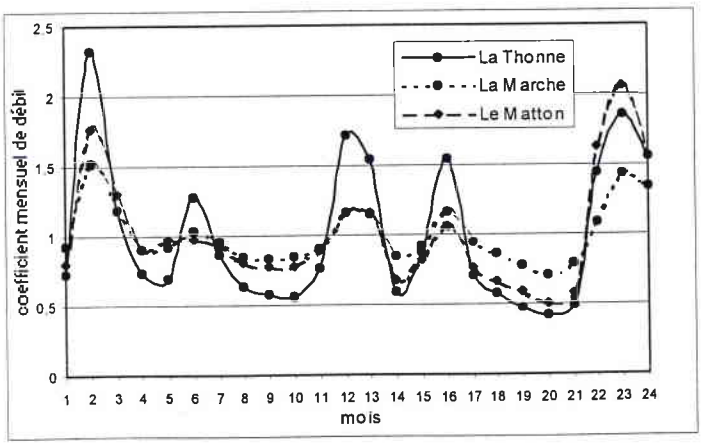
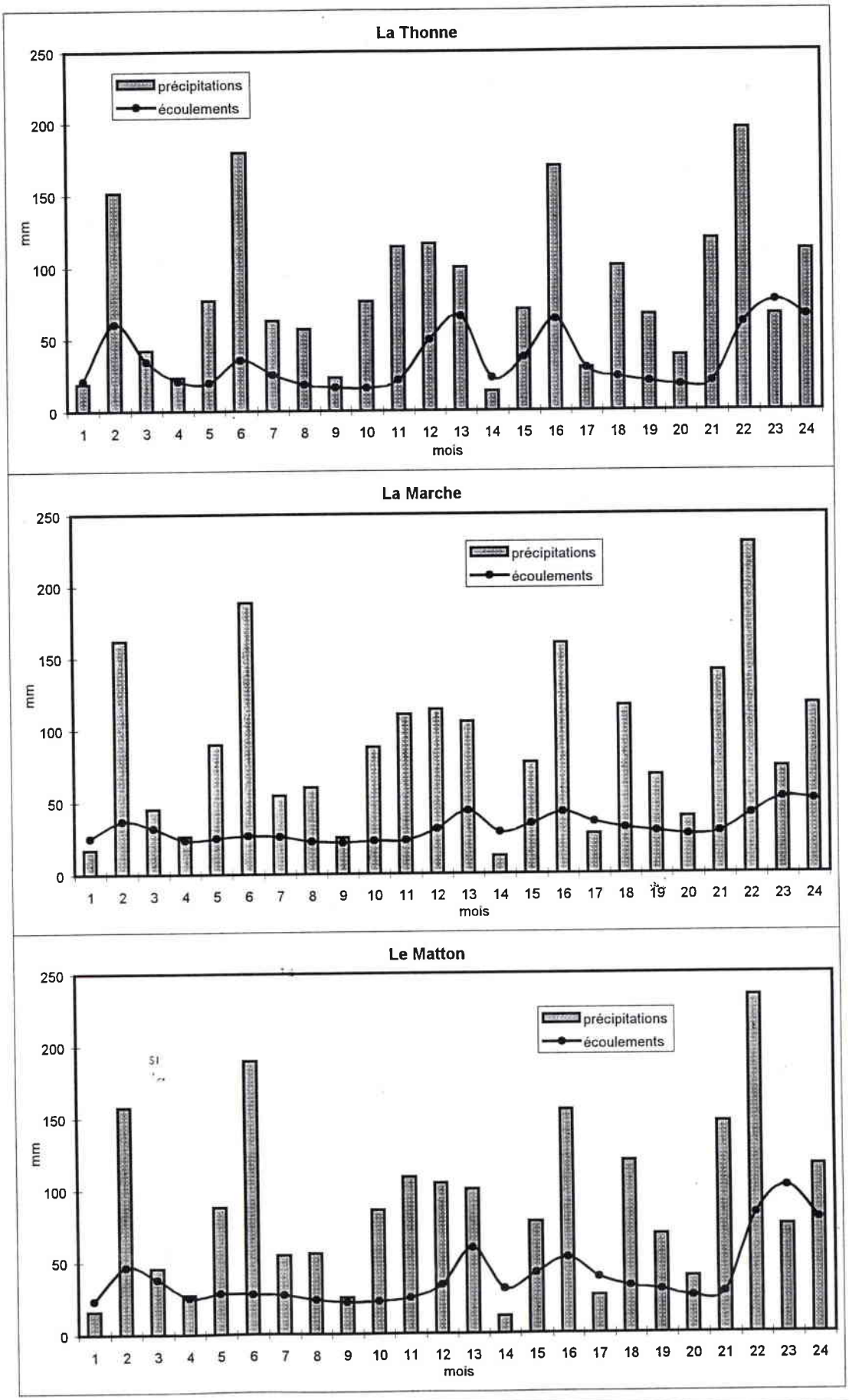


figure 4.4- Régime des précipitations et des écoulements (1997 et 1998) pour les 3 bassins globaux



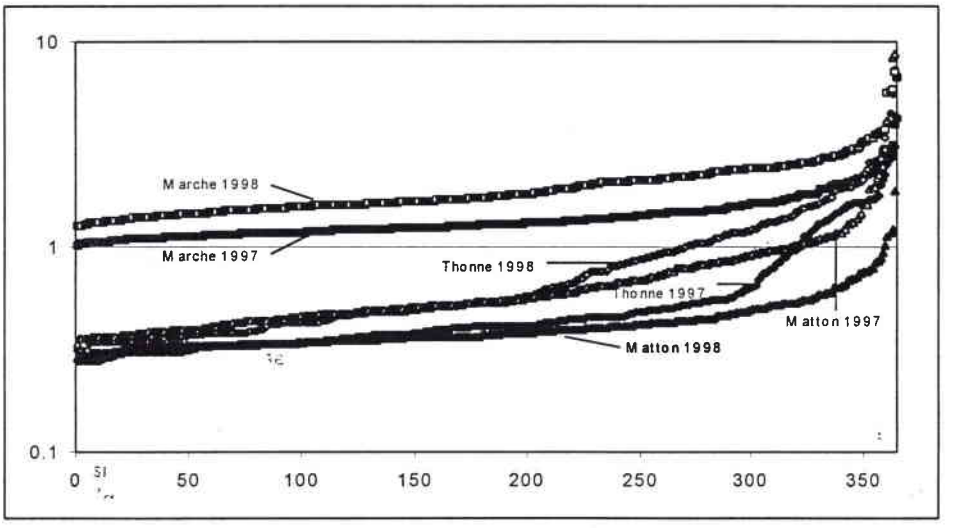
L'analyse des courbes de débits classés (fig. 4.6) permet d'affiner la différentiation entre les trois bassins.

Ces courbes, sur un graphique semi-logarithmique, mettent en évidence les deux phases hydrologiques majeures d'un cours d'eau. La partie basse de la courbe, de tendance quasi rectiligne, représente les débits non influencés par les précipitations. La partie haute, de tendance concave, représente les débits influencés par les précipitations.

La différence essentielle entre ces bassins réside dans le nombre de jours durant lesquels les débits sont influencés par les précipitations. La Thonne en possède de loin le plus grand nombre (65 jours en 1997 et 145 jours en 1998). Pour les bassins de la Marche et du Matton, au contraire, le faible nombre de jours aux débits influencés par les pluies, confirme le caractère éminemment filtrant des formations géologiques des G.A.L. Notons toutefois que les débits du Matton sont plus souvent influencés par les précipitations que ceux de la Marche. La plus forte proportion des terrains du Lotharingien/Carixien dans le bassin du Matton doit en être à l'origine. Nous avons vu dans la première partie que les sols développés sur ces formations comportent une fraction argileuse plus importante que ceux développés sur les formations du Sinémurien.

Pour les débits non influencés par les précipitations, les courbes des trois bassins sont quasiment parallèles, démontrant une similitude dans leur fonctionnement lors des phases où l'eau restituée par les nappes est prépondérante. Les débits de la Thonne bénéficient donc d'un bon soutien par les nappes du Lotharingien/Carixien. On peut en conclure que ces formations, dans la partie orientale du domaine d'étude, possède globalement les mêmes caractéristiques hydrogéologiques que les terrains du Sinémurien.

figure 4.6- Débits moyens journaliers classés des 3 bassins pour 1997 et 1998



C- Les débits mensuels de la Thonne aux fréquences caractéristiques

Les débits mensuels de la Thonne ont été ajustées simultanément aux lois Normale, Racine Normale et Log Normale. Les valeurs de débits aux fréquences caractéristiques sont déterminées d'après la loi présentant les meilleurs résultats au test de Kolmogorov-Smirnov. Globalement, ces valeurs restent dans l'intervalle de confiance à 70%, excepté les débits de février 1977 et mai 1983.

Les rapports entre les débits mensuels de fréquences caractéristiques (0.1, 0.2, 0.5, 0.8, 0.9) permettent de mettre en évidence les contrastes des débits mensuels de la Thonne, et de les comparer à d'autres bassins versants.

Le rapport le plus important entre les débits caractéristiques extrêmes (0.1 et 0.9), situé en octobre, est de 3.8 alors que le plus faible, situé en septembre est de 1.8 (fig. 4.7). Ces faibles rapports confirment ce qui a été démontré précédemment quant aux caractéristiques des G.A.L.

La comparaison des rapports des fréquences extrêmes avec deux autres bassins au comportement hydrodynamique bien défini, l'Othain à Fains les Sources (Devos A., 1996) pour le milieu calcaire et la Mortagne à Autrey Ste Hélène (Corbonnois J., 1996) pour le Grès vosgien, permet de caler le comportement hydrodynamique des formations des G.A.L. La figure 4.8 est sans équivoque, les G.A.L. se comportent globalement comme des grès francs. Pour cinq mois le rapport entre les fréquences caractéristiques extrêmes est inférieur à celui de la Mortagne, et ce, malgré les 38.9 % de calcaires et de marnes dans le bassin de la Thonne (ces formations étant vraisemblablement à l'origine des rapports supérieurs pour les sept autres mois).

La différence est surtout flagrante pour les mois d'étiage, août et septembre, pour lesquels les débits de la Thonne sont les mieux soutenus.

Les débits caractéristiques d'étiage (F. ½, $^1/_5$ et $^1/_{10}$) permettent d'affiner l'étude du comportement des nappes pour ces formations géologiques. Les différences entre les rapports des fréquences extrêmes n'étant pas significatives (tableau 4.3), le fait le plus intéressant est la comparaison entre les débits spécifiques. Les débits spécifiques de la Thonne et de la Mortagne, deux fois supérieurs à ceux de l'Othain, sont comparables. Cependant, si l'on considère que seulement 56 % de la surface du bassin de la Thonne (formation du Lotharingien/Carixien) est productive en étiage (ce qui est plausible comme l'a montré la courbe des débits moyens journaliers classés), les rendements des formations des G.A.L. sont un tiers supérieurs aux formations des Grès Vosgiens, souvent considérées comme une référence en ce qui concerne les meilleurs rendements des Bassins du Rhin et de la Meuse.

tableau 4.3- Comparaison entre les fréquences caractéristiques des débits d'étiage de la Thonne à Thonne les Prés, de la Mortagne à Autrey Ste Hélène et de l'Ornain à Fains les sources

	Débits en m^3/s			Débits spécifiques en $l/s/km^2$			
	F. $^1/_2$	F. $^1/_5$	F. $^1/_{10}$	F. $^1/_2$	F. $^1/_5$	F. $^1/_{10}$	Rapport F. $^1/_2$, F. $^1/_{10}$
La Thonne	0.38	0.30	0.26	7.0	5.5	4.8	1.46
La Mortagne	0.77	0.55	0.43	7.8	5.5	4.4	1.77
L'Ornain	1.77	1.23	0.95	3.7	2.6	2	1.85

En conclusion, cette première approche hydrologique, aux trois échelles de temps considérées (annuelle, mensuelle et journalière), a mis en évidence le fonctionnement différencié des trois bassins globaux. Ces différences ont permis de caractériser le comportement des G.A.L. comme substratum et comme aquifère.

La dualité lithologique du bassin de la Thonne est facilement lisible dans les débits. Lors d'épisode pluvieux, les marnes en font un bassin à ruissellement important, alors qu'en périodes non influencées par les pluies, les débits sont bien soutenus par les nappes des

figure 4.7- Débits mensuels de la Thonne aux fréquences caractéristiques (1974-1991)

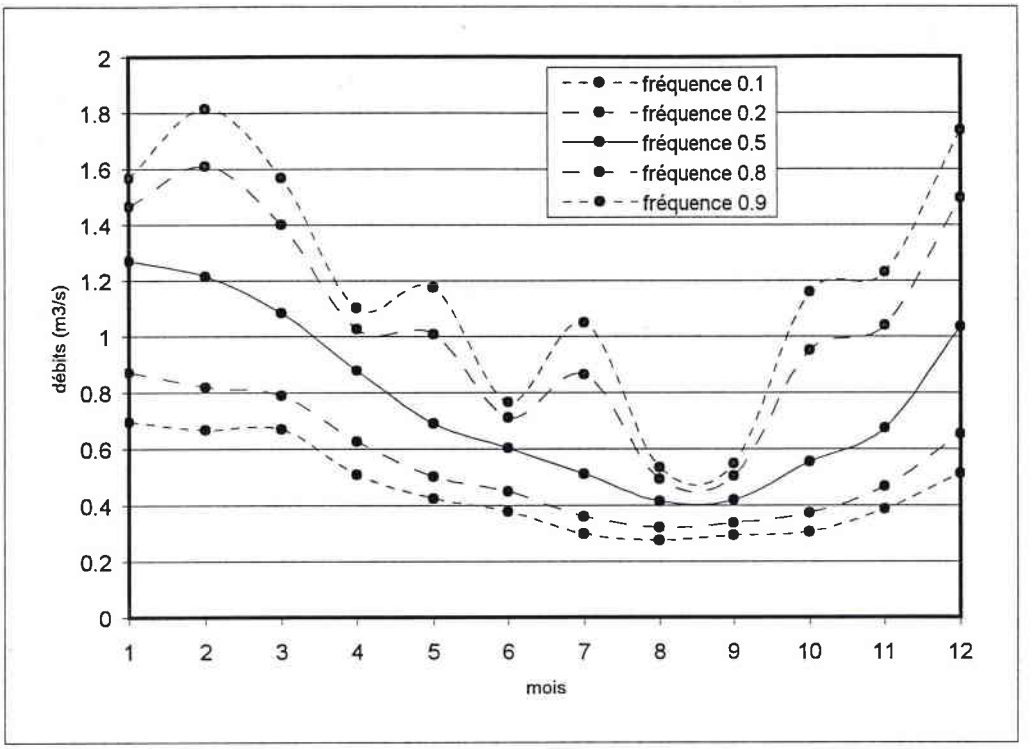
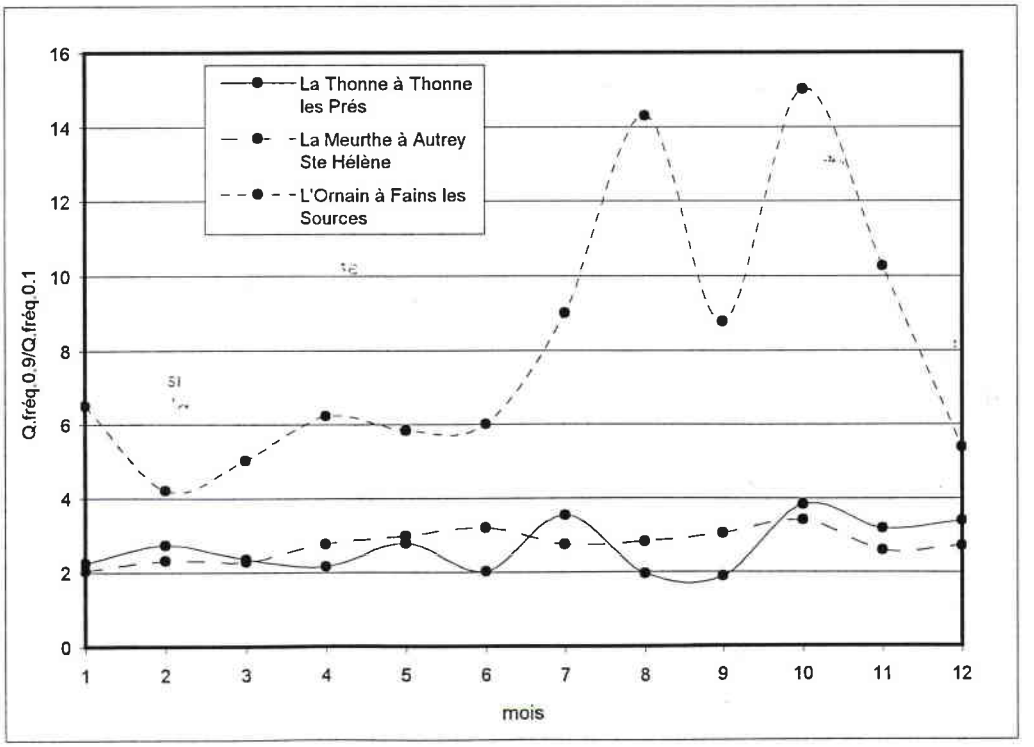


figure 4.8- Rapport des débits de fréquences caractéristiques 0.9 et 0.1 pour la Thonne et deux bassins comparatifs (1974-1991)



formations aquifères du Lotharingien/Carixien, comme dans les bassins de la Marche et du Matton.

Cette analyse a montré également, lors d'épisode pluvieux, une différence dans le fonctionnement des bassins de la Marche et du Matton. Cette distinction révèle des formations du Lotharingien/Carixien moins perméables à l'infiltration que celles du Sinémurien.

Au delà de ces nuances, les trois cours d'eau représentatifs du fonctionnement hydrologique dans les G.A.L. sont caractérisés par un régime extrêmement pondéré. Cette pondération, relative à l'inertie de la réponse des écoulements faces aux précipitations, souligne la capacité régulatrice de ces formations et confirme les potentialités de ressource en eau de ces aquifères.

L'étude hydrologique à des échelles de temps longues (annuelle et mensuelle) a montré des déficits d'écoulement importants pour le secteur géographique considéré, argumentant dans le sens d'une forte interception de l'eau précipitée. Cette étude hydrologique a également démontré la contribution majeure de l'eau des nappes souterraines aux débits.

De ces trois constats, il ressort d'une part que l'interception doit être liée à une forte infiltration alimentant les nappes, et d'autre part que les aquifères doivent se vidanger lentement pour maintenir les débits en période d'étiage.

L'étude des phases hydrologiques qui suit a pour but de quantifier l'infiltration dans les nappes et leur tarissement.

II) Analyse des phases hydrologiques

Dans le chapitre précédent, la caractérisation du régime hydrologique a mis en évidence l'importance des facteurs géologiques sur les modalités des écoulements dans les trois bassins. Cependant, intégratrices des variations successives des débits, l'échelle mensuelle n'est pas appropriée pour quantifier l'impact de ces facteurs sur les deux types d'écoulement : de crue et de nappe.

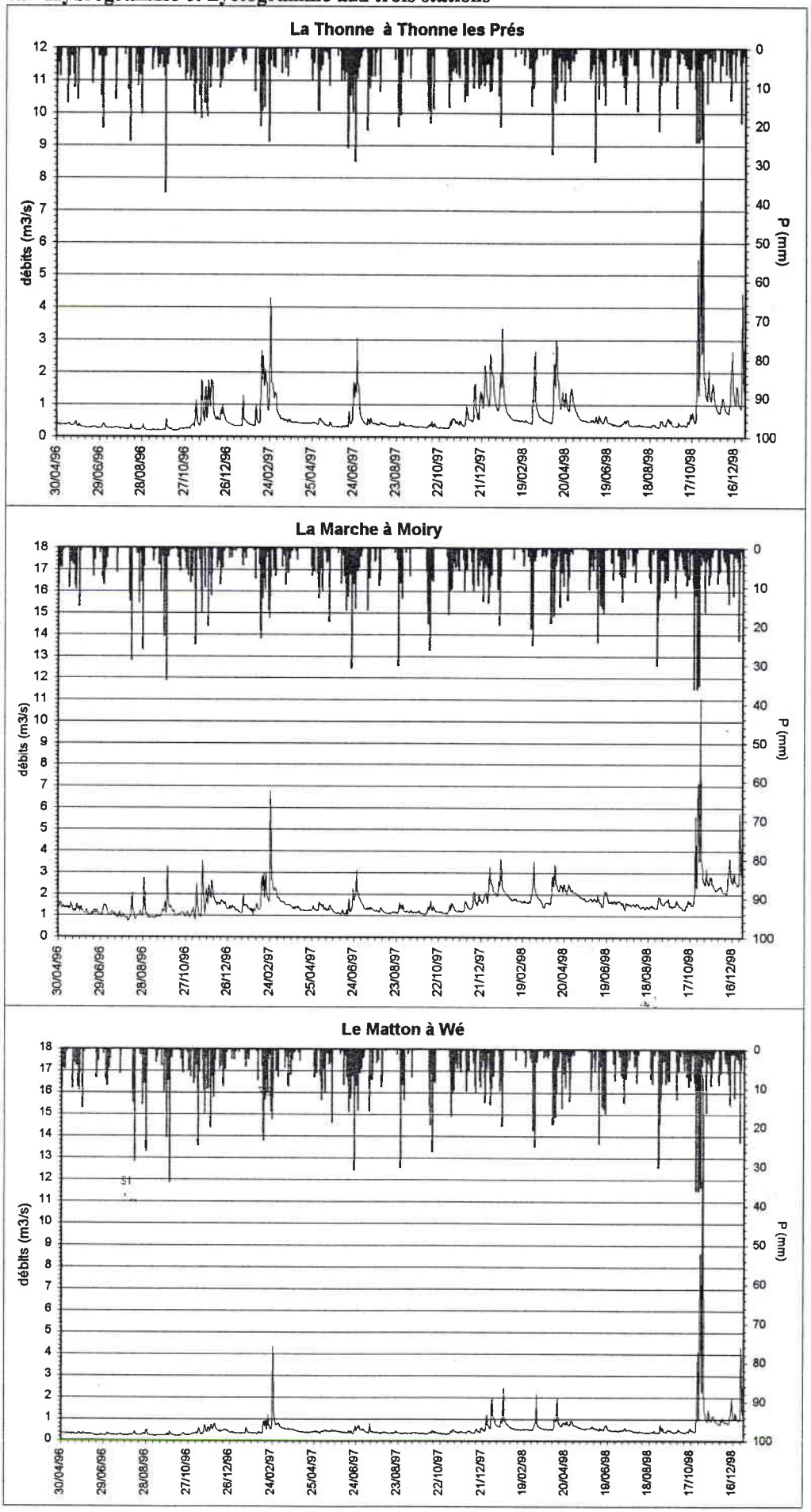
En effet, lors d'épisode pluvieux, la nature du substratum conditionne la part de l'eau ruisselée de celle infiltrée (écoulement de crue). Par contre, lors de périodes non influencées par les pluies, les propriétés intrinsèques (porosité, perméabilité) des roches ainsi que leur disposition dans un contexte régional (pendage, puissance), conditionnent la vitesse de circulation de l'eau infiltrées dans la nappe et donc la vitesse de restitution de cette eau au réseau hydrographique (tarissement).

En conséquence, l'analyse de ces deux phases hydrologiques permet de quantifier ces deux propriétés à l'échelle des bassins.

A- Les données utilisées

La quantification des phases hydrologiques se fait à partir de courtes chroniques correspondant soit à un épisode pluvieux (écoulement rapide de crue) soit à un épisode sans précipitation (tarissement). Donc, en plus des données de 1997 et 1998, années dont on dispose de données complètes, les débits de mai à décembre 1996 sont également utilisées. Au total, pour les 3 bassins combinés, l'extraction des phases hydrologiques s'est faite sur une chronique de 32 mois (fig. 4.9).

figure 4.9- Hydrogramme et hyétogramme aux trois stations



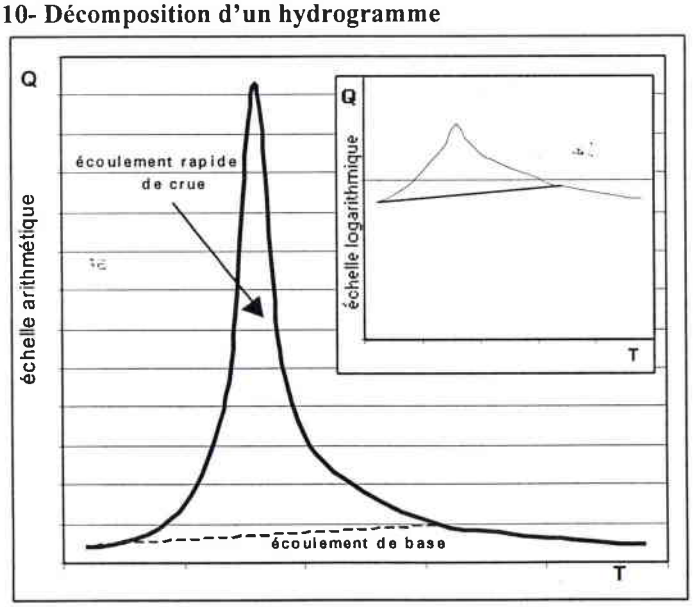
En phases non influencées par les pluies les débits peuvent être considérés comme stabilisés à l'échelle journalière. Le travail porte donc sur les débits moyens journaliers (Qmj)).

Par contre, lors d'épisodes pluvieux, compte tenu de l'importante variabilité des débits, nous travaillons à une échelle inférieure à la journée. Les volumes d'écoulement de crue aux trois stations sont donc calculés à partir de débits à pas de temps variable (Qtvar.). Pour quantifier cette phase, une analyse de l'évolution conjointe des débits et des précipitations horaires est d'un grand enseignement (seuil durée/intensité nécessaire à la saturation des sols, notamment). Nous n'avons pu cependant faire cette analyse que sur les bassins de la Marche et du Matton, seules entités à posséder des données horaires de précipitations. En effet, le très faible coefficient de corrélation entre les pluies journalières du pluviographe de Matton et du pluviomètre de Montmédy (à l'aval de la Thonne) rend impossible cette analyse sur le bassin de la Thonne (cf. premier chapitre).

B- Infiltration et écoulement de crue

Durant les épisodes pluvieux, trois phénomènes complémentaires régissent le cheminement de l'eau : le ruissellement, l'infiltration et l'interception. Il s'agit ici, pour un épisode pluvieux donné, de quantifier la part de l'eau qui bénéficie à l'alimentation des nappes, de celle qui gonfle quasiment instantanément les débits des cours d'eau. Pour identifier cette dernière, les hydrogrammes de crue, sous la forme de Qtvar, ont fait l'objet d'une décomposition logarithmique (Roche, 1963). Sur la base des débits reportés sur papier semi-log, « on admet que le passage d'un segment à l'autre témoigne d'une rapidité d'écoulement et donc de changement dans les processus de transfert » (Cosandey C., Robinson M., 2000) (fig. 4.10).

figure 4.10- Décomposition d'un hydrogramme



UNIVERSITE DE METZ
S. C. D.

1) Choix des événements

Sur ces trois années, nous avons extrait vingt-deux hydrogrammes de crue pour la Thonne, vingt-neuf pour la Marche et vingt-cinq pour le Matton.

Pour chaque épisode de crue, les volumes précipités sont déterminés par les données de Montmédy pour la Thonne et de Mogues pour la Marche et le Matton. Les pluies enregistrées par le pluviographe de Matton n'ont pu servir du fait de la fréquence des périodes lacunaires.

Les volumes de crue sont calculés par les données de débits au pas de temps variable (Q.t.var.) pour les trois bassins. Ainsi le pourcentage des volumes écoulés par rapport aux volumes précipités est calculé. Cette donnée est utilisée pour apprécier les comportements plus ou moins perméables des bassins.

2) Infiltration et écoulement de crue à l'échelle de l'épisode

La décomposition des hydrogrammes ne permet d'avoir que l'eau d'écoulement de crue suite à un épisode pluvieux. Par soustraction de l'eau écoulée il est possible de quantifier l'eau interceptée : rétention de surface, évaporation et infiltration. Si l'on considère qu'à l'échelle de l'épisode, la quantité d'eau de rétention et évaporée est comparable sur les trois bassins, nous pouvons, sinon quantifier, du moins comparer la perméabilité à l'infiltration des trois bassins.

tableau 4.4- Episodes de crue extrêmes

	date	P. (mm)	E. (mm)	C.E.R.	date	P. (mm)	E. (mm)	C.E.R.
Thonne	31/05 au 02/06/98	36.8	0.4	1.1 %	22/10 au 31/10/98	104.5	60.4	57.8 %
Marche	01/09 au 05/09/98	82.4	0.1	1.3 %	22/10 au 31/10/98	163.3	19.3	11.8 %
Matton	31/05/96	15.0	0.1	1 %	22/10 au 31/10/98	112.0	62.8	56.1 %

Les valeurs minimales, comparables pour les trois bassins, sont les moins intéressantes puisqu'une grande part de l'interception est liée à l'évapotranspiration. Par contre les valeurs maximales, calculées sur la même période (octobre/novembre 98) pour les trois bassins, montrent des comportements à l'infiltration contrastés (tableau 4.4). D'une part la Thonne et le Matton pour lesquels plus de 50% de l'eau précipitée s'écoule rapidement, d'autre part la Marche pour laquelle seulement 11% de l'eau précipitée n'est pas intercepter.

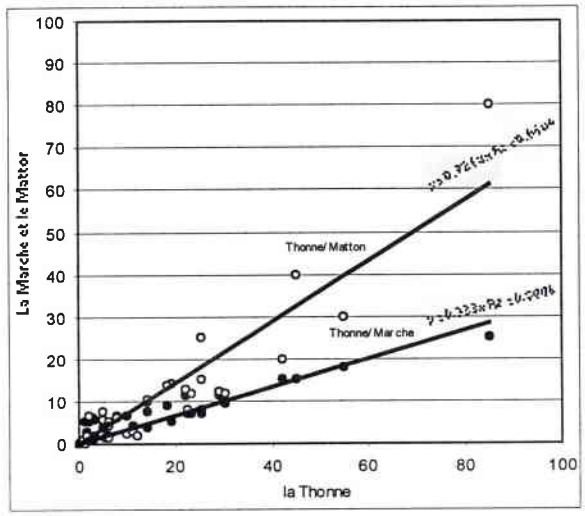
Compte tenu des faibles valeurs de l'ETP pour cette période (de l'ordre de 1 à 2 mm par jour) ces coefficients traduisent la perméabilité à l'infiltration des bassins versants.

Il est possible d'établir des relations plus ou moins fortes (figure 4.11) entre les coefficients d'écoulement rapide de crue des trois bassins (r^2 de 0.79 entre le Matton et la Thonne, de 0.89 entre la Marche et la Thonne, 0.74 entre le Matton et la Marche). Ces relations linéaires traduisent les comportements différenciés à l'infiltration quels que soient les épisodes de crues.

La Thonne bénéficie des plus faibles coefficients d'infiltration (1.03 et 3.7 par rapport au Matton et à la Marche) en liaison à son fort pourcentage de terrain calcaire et argileux. Le Matton réagit de façon similaire à la Thonne, indiquant une portion du bassin du Matton favorable à l'écoulement rapide.

Par contre la Marche présente les coefficients d'écoulement les plus faibles des trois bassins (3.5 fois moins que la Thonne et 4 fois moins que le Matton) en liaison avec une lithologie perméable généralisée sur son bassin.

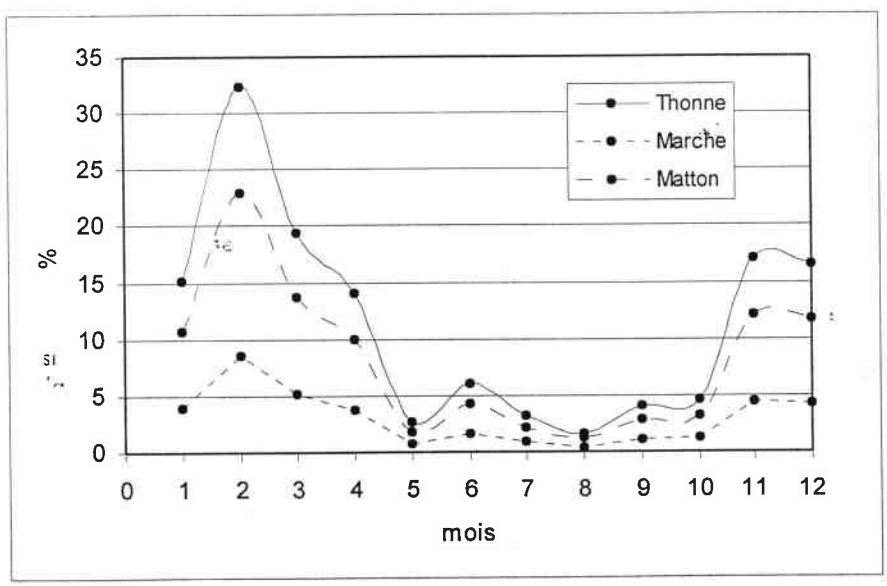
Figure 4.11- Relation des coefficients d'écoulement (en pourcentage de la pluie) de la Thonne avec ceux de la Marche et du Matton



Les relations linéaires entre le bassin de la Thonne et les bassins de la Marche et du Matton, permettent de reconstituer les coefficients rapide de crue sur les bassins de la Marche et du Matton. Ces coefficients serviront dans l'application du modèle hydrologique.

Leur moyenne mensuelle (figure 4.12) illustre la disparité des écoulements de crue des trois bassins.

figure 4.12- Coefficients d'écoulement de crue mensuels moyens pour les bassins



3) Infiltration et écoulement de crue au pas de temps horaire

Rappelons tout d'abord que les fréquentes pannes du pluviographe de Matton n'ont pas laissé le choix dans les épisodes de crue. Sur les six épisodes de crue retenus (sur la vingtaine identifié), l'intensité horaire maximale de la pluie ne dépasse pas les 7mm/heure pendant 3 heures (épisode du 20/10 au 02/11/98). Ceci limite la portée de cette analyse mais permet néanmoins de fixer un ordre de grandeur des seuils intensité/durée nécessaire à la saturation des sols.

A l'échelle d'une crue l'équation du bilan de l'eau est (J. Llamas, 1993) :

$P = Q + F + E + Da + Vd$ P : précipitation, F : infiltration, E : évapotranspiration Da : volume de rétention, Vd : interception.

Les épisodes retenus correspondent à l'hiver hydrologique. De ce fait, les volumes évapotranspirés et interceptés sont négligeables (feuilles inexistantes et ETP comprise entre 0 et 2mm par jour). Si l'on considère que les volumes de rétention s'infiltrent par la suite, il est possible d'estimer le volume infiltré par : F = P – Q.

L'évolution conjointe du cumul des ces variables à l'échelle horaire est représentée sur la figure 4.13. L'analyse de ces courbes est intéressante à un quadruple titre puisqu'on peut y lire les temps de transfert vers l'exutoire des bassins, l'intensité des pluies nécessaire pour provoquer le gonflement des débits et la saturation des sols, et enfin le temps nécessaire à l'eau de rétention pour s'infiltrer.

Il n'est évidemment pas possible de déterminer une systématique dans le comportement à l'infiltration des sols à partir de six épisodes de crue, d'autant plus que les temps de réaction des bassins face à la pluie, ainsi que les volumes nécessaires à la saturation des sols dépendent à la fois de leur état initial (pluviométrie antérieure à l'épisode) et de l'intensité/durée de l'épisode pluvieux.

Cependant, à la vue de la figure 4.13, nous pouvons apprécier les conditions pluviométriques susceptibles d'engendrer un écoulement rapide de crue, et donc de déterminer un seuil durée/intensité en deçà duquel la totalité des précipitations est interceptée. Du fait des faibles valeurs de l'ETP durant les épisodes analysés, nous considérons que l'interception représente l'infiltration.

En début d'épisodes pluvieux, les précipitations inférieures à 10 mm sur le Matton et 15/20 mm sur la Marche n'entraînent pas de réaction des bassins, la totalité des pluie est infiltrée. La différence dans la durée des pluies provocant un écoulement rapide de crue (bien visible pour l'épisode du 08/11 au 16/11/1998) est inhérente d'une part à la différence de surface des bassins et d'autre part à la différence de texture des sols situés à l'aval des deux bassins (l'amont de ces bassins est de composition identique). Il faut y voir l'augmentation, de l'est vers l'ouest, de l'élément argileux dans la formation du Carixien (cf. synthèse litho-stratigraphique en première partie).

Ce changement de propriété des sols a également pour corollaire une différences dans le temps de réaction des bassins face à la pluie. Globalement ces temps sont de 5 heures pour le Matton et de 8 heures pour la Marche, pour des intensités moyennes de 2 à 4 mm/heure. Pour des intensités inférieures à 2 mm/heure les temps de réaction sont de 9 et 20 heures pour le Matton et, 12 et 26 heures pour la Marche. Le seuil minimal intensité/durée pour déclencher un écoulement rapide de crue est donc élevé. Il confirme que les épisodes courts et de faible intensité, représentant la quasi totalité des structures des précipitations sous un climat océanique, participent presque exclusivement à l'infiltration lorsque l'interception est

figure 4.13- Précipitations, écoulement et interception horaires sur le Matton et la Marche

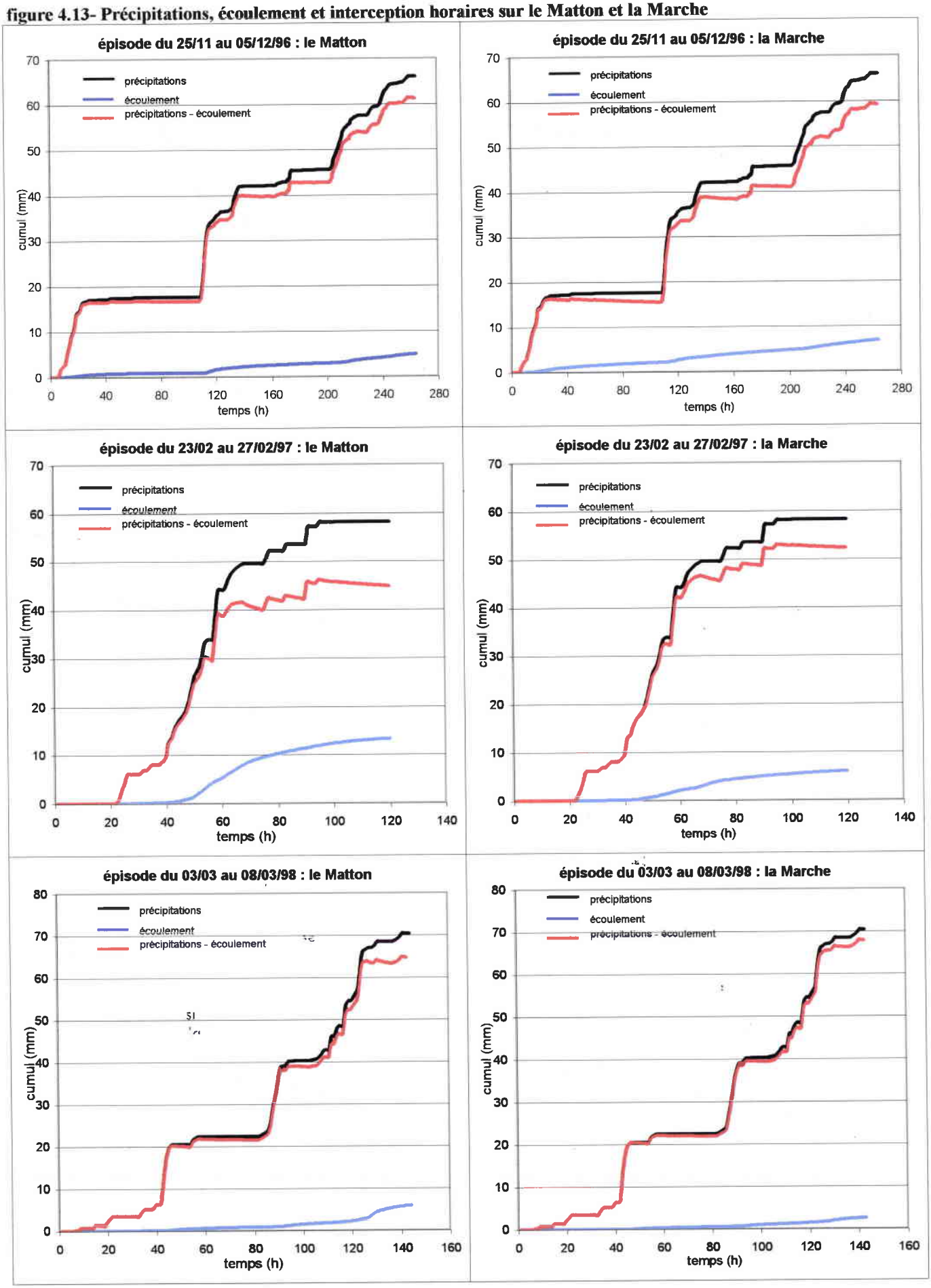
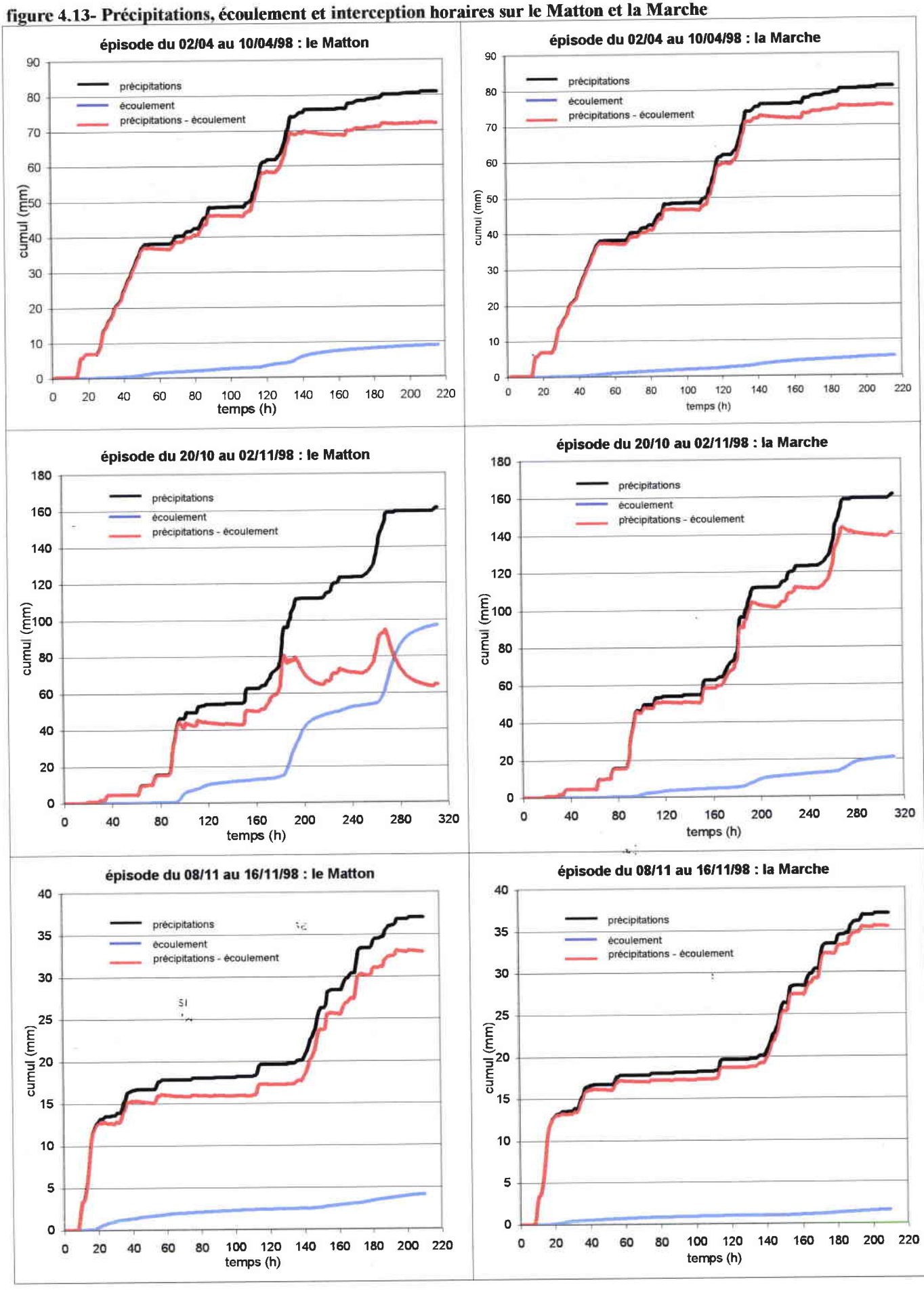


figure 4.13- Précipitations, écoulement et interception horaires sur le Matton et la Marche



négligeable. Cette très bonne capacité à l'infiltration du substratum, déjà démontrée par les faibles coefficients d'écoulement de crue à l'échelle de l'épisode est confirmée par le faible nombre de phases de saturation des sols ainsi que par leur brièveté.

La saturation des sols est matérialisée par le fléchissement puis l'inversion de la courbe « interception » lors de l'averse. Une courbe de même allure alors que la pluie a cessé traduit l'inertie du bassin à évacuer l'eau de surface.

Seuls deux épisodes, sur les six retenus, montrent une saturation des sols pour le bassin du Matton : du 23/02 au 27/02/97 et du 20/10 au 02/11/98. Ce dernier est le plus intéressant à un double titre : par l'importance de la lame d'eau abattue (160 mm en 13 jours) mais surtout parce qu'il comporte une journée (le 26/10) dont les 47 mm avoisinent les précipitations journalières décennales (50 à 60 mm) déterminées par J.P. Laborde (1981) sur la chronique 1957-76. Sans être la même période de référence, cette journée caractérise donc la réaction des bassins face à une pluie extrême, avec un sol bien humidifié par plus de 60mm de pluie lors des six jours la précédant.

Durant ces 13 jours, les sols apparaissent saturés trois fois sur le Matton. La première phase de saturation intervient après 10 heures de pluie d'intensité moyenne de 2.5 mm/heure, la seconde après 4 heures à 5 mm/heure et la troisième après 17 heures à 2 mm/heure. Ces valeurs importantes d'intensité et/ou de durée de l'épisode pluvieux nécessaire à la saturation des sols traduisent leur bonne capacité à l'infiltration. Une dizaine d'heures sans pluie suffit à rendre au substratum cette capacité, révélant finalement le peu d'importance que revêt la pluviométrie antécédente dans l'analyse des crues.

La perméabilité à l'infiltration des sols est encore meilleure sur le bassin de la Marche, puisqu'aucune phase de saturation n'est visible.

En conclusion, l'analyse du comportement des bassins lors d'épisodes pluvieux, au regard des pourcentages de lithologie de chacun des bassins, confirme la gradation dans la perméabilité à l'infiltration des différentes formations constituant les G.A.L., dégagée dans la première partie. Cette analyse a démontrée également que la quasi totalité des pluies utiles participe à l'alimentation des nappes souterraines.

C- Tarissements des débits des cours d'eau

L'analyse du tarissement étudie la fonction Q=Q(t) en régime non influencé par les précipitations. Basée sur des équations théoriques qui régissent l'eau souterraine, la décroissance des débits des aquifères peut être représentée comme une fonction des caractéristiques de l'aquifère : « le coefficient de tarissement renferme des informations concernant le stockage et les caractéristiques des aquifères » (Tallaksen, 1995).

Sous des conditions idéales des propriétés de l'aquifère, « aquifère de Depuis-Boussinesq », homogène, uniforme, isotrope, avec un écoulement vertical et un effet de capillarité à partir de la surface piézométrique négligeables, Boussinesq (1904) a linéarisé les équations de l'écoulement en milieu poreux. Une équation de « Depuis-Boussinesq » linéarisée est une simple équation exponentielle dont les différentes formes sont (Anderson M.G., Burt T.P., 1980) :

$$Q_t = Q_0 \exp(-\alpha t) \qquad (1)$$

$$Q_t = Q_0 . k^t \qquad (2)$$

avec c, α et k étant constants

$$Q_t = Q_0 \exp(-\frac{t}{c}) \qquad (3)$$

Ces équations, simples d'utilisation puisque linéaires sur papier semi-Log, posent néanmoins des problèmes de transposition sur des bassins souvent hétérogènes. Ceci à conduit certains auteurs à proposer des expressions analytiques non linéaires. Horton (in Hall F., 1968) a suggéré la relation non linéaire $Q_t = Q_o.\exp(-at^m)$ (double exponentielle de Horton). Boussinesq est également arrivé à $Q_t = Q_o.(1+at)^{-2}$ qui est l'équation d'une hyperbole.

D'autres auteurs (Nutbrown D., Downing ; 1976 et Potter K., Rice I. ; 1987); considèrent le tarissement dans un bassin comme une combinaison de courbes linéaires :

$$Q_t = \sum_{i=1}^{\infty} A.i.k.i^t \qquad (4)$$

$$Q_t = Q_0 \sum_{i=1}^{n} b.i \exp(-\alpha it) \qquad (5)$$

avec a.i et b.i étant constantes et A dépend de la valeur initiale du débit de base.

Avec ce type d'expression, un aquifère peut être linéarisé comme une somme de « n » réservoirs.

Néanmoins, le travail sur les hydrogrammes aux stations ne permet pas de connaître le poids relatif de chaque nappe : l'étude du tarissement sur les trois stations se fait donc par l'utilisation d'une expression linéaire.

Cependant, les phases de tarissement sont des événements courts qui varient l'un par rapport à l'autre en fonction des variations de facteurs physiques (Moore R., 1997): évapotranspiration, inégale distribution des pluies, présence de plusieurs aquifères….. Donc l'hétérogénéité lithologique du milieu d'application de cette expression linéaire a comme effet une variabilité temporelle du tarissement.

Pour quantifier un tarissement moyen sur les bassins nous utilisons simultanément l'ensemble des phases de tarissement définies à partir des chroniques de débits moyens journaliers. Le résultat d'une telle construction est appelé « courbe maîtresse de tarissement » (Master Recession Curve des auteurs anglophones).

1) Définition des phases de tarissement

Pour définir les phases de tarissement, nous avons considéré comme variable de départ le débit à un temps donné après la fin de la crue. Certains auteurs (Mau P., Thomas W., 1997) considèrent que ce temps peut être déterminé par la formulation empirique liant la surface du bassin versant à la durée nécessaire pour que le ressuyage cesse : $T=A^{0.2}$ (A : surface du bassin en km²). Les résultats sont T=2.7j pour la Marche, T=2.2j pour la Thonne et T=2.1j pour le Matton.

Cependant, pour garantir un régime stabilisé d'écoulement de nappe nous avons considéré que la phase de tarissement débute cinq jours après la fin de la crue.

2) Méthodes de détermination du coefficient de tarissement

a- La méthode des corrélations

Dans la méthode des corrélations, le débit (Q_t) est placé sur un graphique de coordonnées arithmétiques en fonction du débit, à un intervalle de temps après (Q_{t+dt}). Si le

tarissement suit une décroissance exponentielle conformément à l'équation (2) alors les points (Q_t, Q_{t+dt}) s'organisent de manière à dessiner une droite, dont la pente K = (Q_{t+dt} / Q_t) représente le pourcentage du débit (Q_{t+dt}) par rapport au débit (Q_t). En traçant une droite de corrélation à partir de ces points on obtient K, et par conséquent le coefficient α de tarissement exprimé par la relation suivante : $k = \exp(-\alpha) = (\frac{Q}{Q0})^{1/t}$

Le coefficient de récession K est fonction de la pente de la droite de corrélation de Q/Q_0 en fonction de l'intervalle de temps t (fig. 4.14). L'Institut d'Hydrologie de Wallingford (1980) a réalisé une régionalisation des coefficients de tarissement en prenant t=2 jours. Pour nous préserver davantage des variations anthropiques des débits, nous avons choisi de travailler sur 5 jours.

b- « Matching strip method »

D'après les épisodes de tarissement retenus, les débits sont exprimés en LnQ de manière à former une droite (équation 1). La méthode consiste à juxtaposer tous les épisodes jusqu'à ce qu'ils forment une seule droite (Sugiyama H., 1996) (fig. 4.14). Cette méthode qui consiste à lier les différentes phases de tarissement a été automatisé par Rutledge A. et Daniel C. (1994).

3) Les résultats

La méthode des corrélations, systématique, est plus facilement applicable que la « M.S.M. ». En effet, pour la « M.S.M. », des faibles coefficients de corrélation entre la courbe ajustée et les débits, traduisent la difficulté à lier certaines phases de tarissement (tableau 4.5 et 4.6). Ceci laisse présager d'un fonctionnement complexe, caractérisé par l'extrême variabilité du coefficient de tarissement (de 5.10^{-3} à $40{,}3.10^{-3}$ par la M.S.M.), à mettre en relation avec la dualité lithologique des formations aquifères (perméabilité de fissures et perméabilité de milieu poreux). En effet, il est souvent possible de scinder la courbe de tarissement théorique en deux courbes distinctes : une courbe haute au tarissement fort et une courbe basse au tarissement beaucoup plus faible.

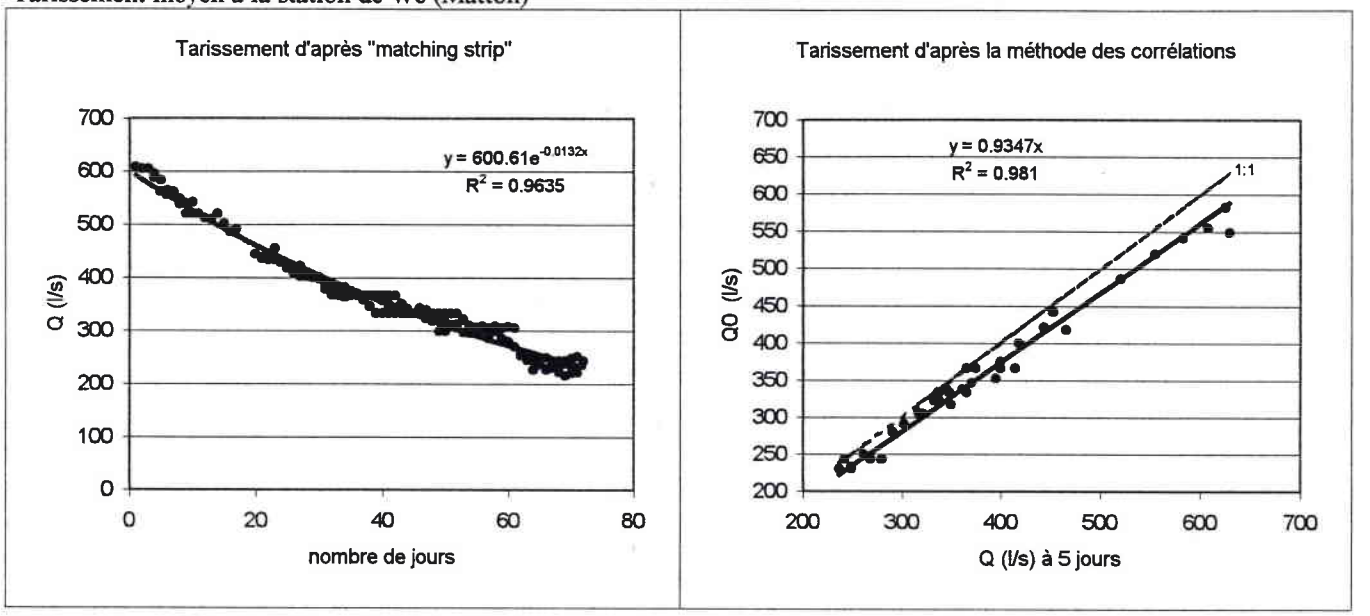
Néanmoins les résultats des coefficients de tarissement obtenus par les deux méthodes de construction des courbes maîtresses vont dans le même sens (r^2=0.62), avec toutefois une surestimation de la « matching strip method » par rapport à la méthode des corrélations (fig. 4.15).

Eu égard aux nombreux travaux (Singh, 1968; Federer, 1973; Daniel, 1976; Tallaksen, 1995; Mau et Winter; 1997;Lambert, 1996) mentionnant l'accroissement du tarissement par les effets de l'évapotranspiration en saison chaude, nous avons voulu voir si c'était le cas sur notre secteur d'étude.

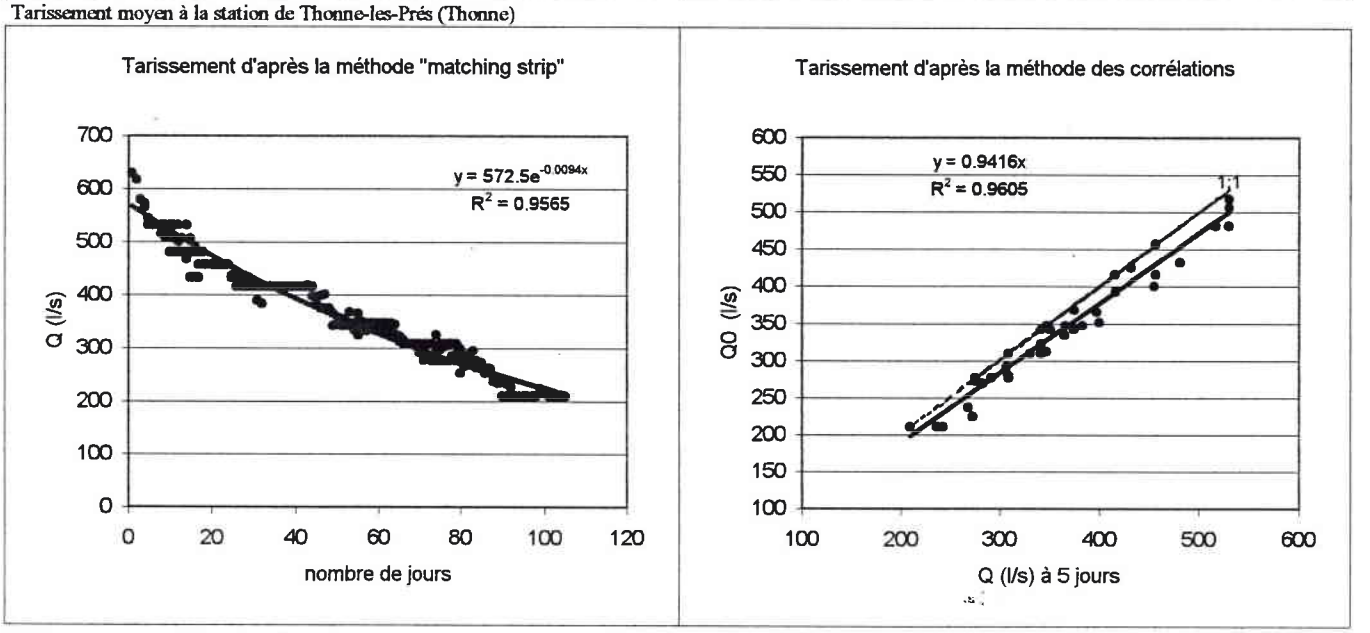
Pour cela, la méthode des corrélations est appliquée sur des phases de tarissement repérées lors de l'été hydrologique (d'avril à septembre) et lors de l'hiver hydrologique (d'octobre à mars). Cette procédure a permis de mettre en évidence un tarissement d'hiver hydrologique plus important que lors d'été hydrologique (tableau 4.5). Ceci est, encore une fois, à mettre sur le compte de la dualité lithologique, car la fréquence des épisodes pluvieux, d'octobre à mars, entraîne une plus grande participation de la nappe des calcaires, à l'infiltration et à la restitution plus rapide, que les nappes des G.A.L.

figure 4.14- Deux méthodes de détermination d'un coefficient de tarissement moyen

Tarissement moyen à la station de Wé (Matton)



Tarissement moyen à la station de Thonne-les-Prés (Thonne)



Tarissement moyen à la station de Moiry (Marche)

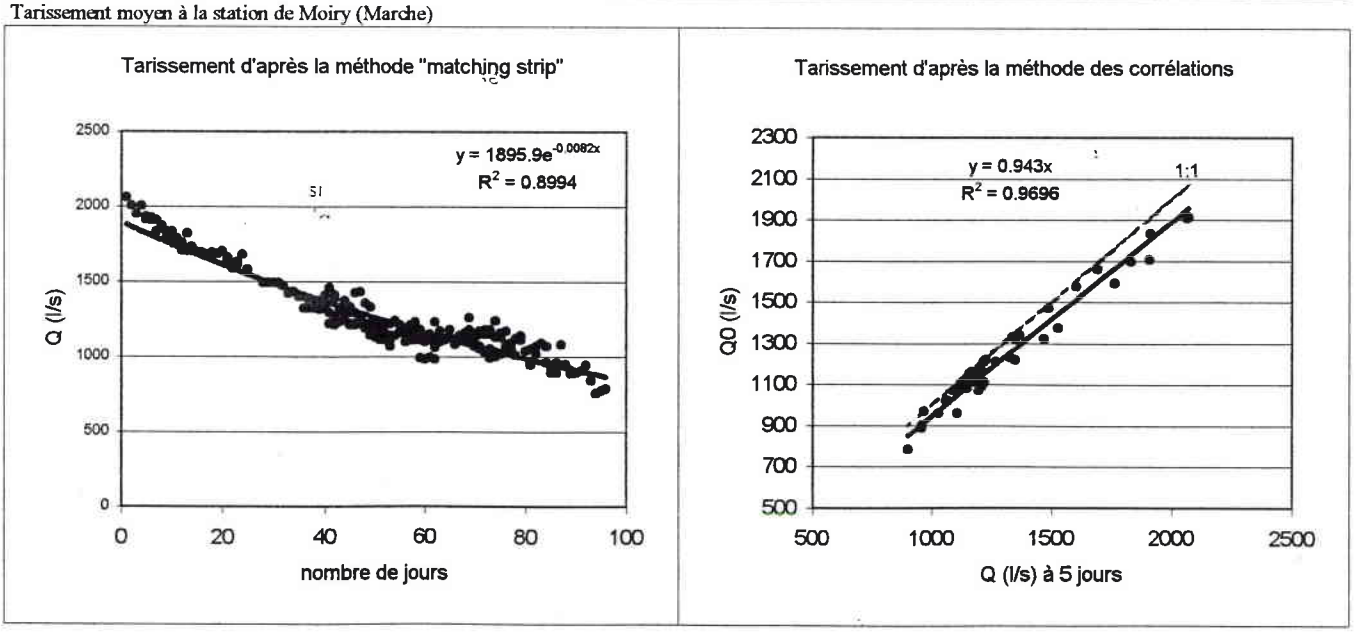


tableau 4.5- Equations du tarissement : méthode des corrélations (M.C.)

	1974		1975		1976		1977		1978		1979		1980	
	a	r^2	a	r^2	a	r^2	a	r^2	a	r^2	a	r^2	a	r^2
H.Hyd.	0.010	0.94	0.011	0.97	0.012	0.94	"	"	0.005	0.99	0.004	0.98	0.013	0.98
E.Hyd.	0.005	0.97	0.003	0.98	0.011	0.94	0.010	0.99	0.007	0.95	0.007	0.98	0.008	0.98
total	0.008	0.96	0.005	0.97	0.011	0.96	0.011	0.98	0.006	0.98	0.006	0.98	0.011	0.98

	1981		1982		1983		1984		1985		1986		1987	
	a	r^2	a	r^2	a	r^2	a	r^2	a	r^2	a	r^2	a	r^2
H.Hyd.	"	"	0.010	0.99	0.009	0.99	0.011	0.94	0.003	0.99	0.010	0.91	0.009	0.87
E.Hyd.	0.009	0.98	0.005	0.99	0.009	0.99	0.080	0.96	0.009	0.96	0.004	0.92	0.004	0.96
total	0.012	0.97	0.007	0.99	0.009	0.99	0.010	0.98	0.007	0.98	0.008	0.95	0.008	0.96

	1988		1989		1990		1991		total	
	a	r^2	a	r^2	a	r^2	a	r^2	a	r^2
H.Hyd.	0.0110	0.93	0.0060	0.99	0.0070	0.99	0.0080	0.98	0.01	0.98
E.Hyd.	0.0030	0.99	0.0060	0.99	0.0060	0.97	0.0040	0.99	0.006	0.99
total	0.0040	0.99	0.0060	0.99	0.0070	0.99	0.0060	0.99	0.008	0.99

H.Hyd.: hiver hydrologique E.Hyd.: été hydrologique

tableau 4.6- Equation du tarissement : "matching strip method"

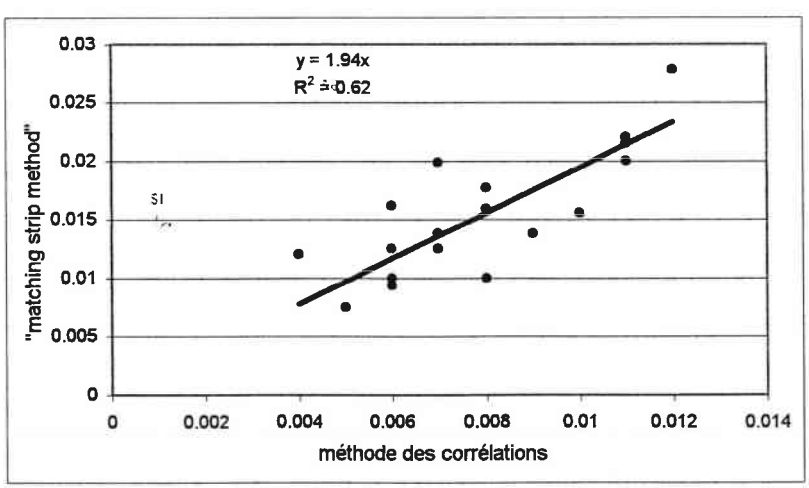
1974		1975		1976		1977		1978		1979		1980	
a	r^2	a	r^2	a	r^2	a	r^2	a	r^2	a	r^2	a	r^2
0.0177	0.95	0.0075	0.91	0.0403	0.78	0.02	0.97	0.0125	0.97	0.01	0.8	0.0215	0.98

1981		1982		1983		1984		1985		1986		1987	
a	r^2	a	r^2	a	r^2	a	r^2	a	r^2	a	r^2	a	r^2
0.0278	0.97	0.0199	0.97	0.0138	0.92	0.0156	0.92	0.0125	0.97	0.01	0.99	0.0159	0.95

1988		1989		1990		1991		total	
a	r^2	a	r^2	a	r^2	a	r^2	a	r^2
0.012	0.94	0.0162	0.94	0.0138	0.97	0.0094	0.87	0.01	0.89

a: coefficient de tarissement journalier

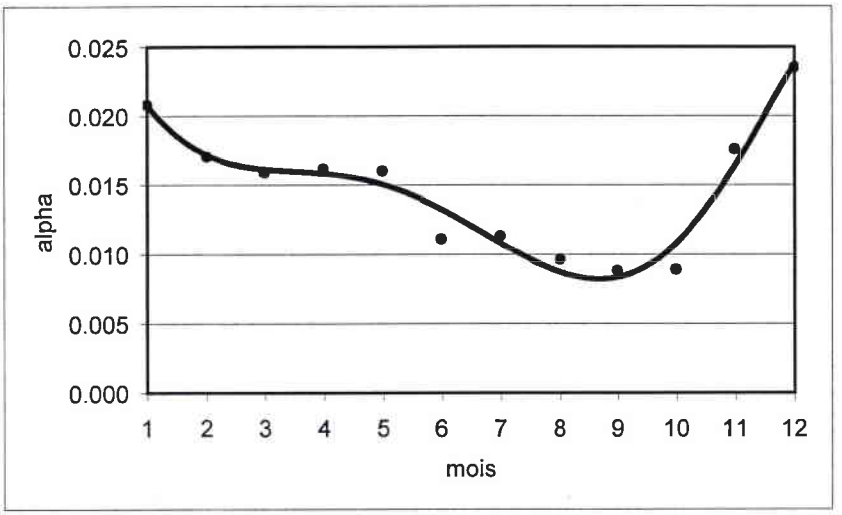
figure 4.15- Comparaison des résultats des deux méthodes



De ce fait, il n'a pas été possible de mettre en évidence l'effet éventuel de l'accroissement du tarissement par l'évapotranspiration.

Le régime moyen du coefficient de tarissement (établi sur la période 1974-91 à partir de 104 phases), compris entre 24.10^{-3} pour décembre et 4.10^{-3} pour septembre et octobre, semble calqué sur celui des pluies utiles.

figure 4.16- Régime moyen des tarissements des débits à Thonne-les-Prés



Le fait le plus intéressant est le très faible coefficient de tarissement des mois de septembre et de novembre qui caractérise la décroissance des débits des nappes du Lotharingien/Carixien, et qui est à rapprocher des coefficients mesurés sur les sources.

tableau 4.7 : Tarissement des 3 bassins par les deux méthodes

	Thonne				Marche				Matton			
	M.S.M.		M.C		M.S.M.		M.C		M.S.M.		M.C	
	α	r^2	α	r^2	α	r^2	α	r^2	α	r^2	k	r^2
1996	0.006	0.86	0.013	0.91	0.009	0.76	0.136	0.86	0.017	0.94	0.009	0.98
1997	0.007	0.92	0.009	0.92	0.003	0.63	0.010	0.86	0.010	0.92	0.011	0.90
1998	0.016	0.92	0.009	0.95	0.010	0.85	0.020	0.76	0.019	0.98	0.020	0.93

Pour les deux années particulières 1997 et 1998, nous avons travaillé sur les phases de tarissement communes aux trois bassins : soit 10 phases.

Le coefficient de tarissement apparaît aussi variable sur les bassins de la Marche et du Matton que sur celui de la Thonne : le coefficient α varie de $2.9.10^{-3}$ (mars 1997) à $1.5.10^{-2}$ (juin 1998) pour la Marche, et de $5.9.10^{-3}$ (juillet 1996) à 17.10^{-3} (juin 1996) pour le Matton. Pour comparaison, dans ce même temps, le coefficient α sur la Thonne variait de $1.8.10^{-3}$ (juillet 1996) à 24.10^{-3} (janvier 1998).

Les débits à la station de Thonne-les-Prés, ainsi qu'à Moiry et Wé, intègrent donc le fonctionnement d'au moins deux systèmes caractérisés par des paramètres hydrodynamiques distincts. De ce fait, ces deux méthodes, utiles pour caractériser un tarissement global, pour des comparaisons entre bassins par exemple, présentent des limites quant à l'étude précise des volumes et autres caractéristiques hydrogéologiques.

Les faibles coefficients de tarissement des trois bassins, durant l'été hydrologique, caractérisent les faibles vitesses de circulation de l'eau dans les aquifères des G.A.L.

En conclusion, l'analyse des débits aux stations a révélé des changements de comportement des bassins au cours des phases hydrologiques successives (alimentation, restitution). Ces comportements différenciés ont pour cause l'hétérogénéité lithologique des différentes formations des G.A.L. Cependant, les données de débits aux stations ne permettent pas de comprendre l'organisation spatiale des écoulements « liés à la complexité des paramètres naturels intégrés du bassin » (M. Sary, 1993). C'est la raison pour laquelle nous étudions la disparité spatiale des rendements des nappes à partir des débits mesurés à l'exutoire des 51 bassins unitaires.

III) L'organisation spatiale des écoulements de nappe

Réalisées en régime non influencé par les précipitations, les dix-sept mesures ponctuelles de débits couvrent une période de cinq années durant lesquelles les bassins ont subi une succession de phases d'alimentation et de restitution. Ces échantillons sont donc représentatifs des pulsations des nappes. Ils constituent une base solide pour dégager une typologie des bassins unitaires.

La représentation des débits, cartographique ou linéaire (profil hydrologique), affine la typologie en mettant en lumière la disparité spatiale des écoulements de nappe en fonction de la position géographique des aquifères.

A- Typologie des bassins unitaires

Une première classification peut être faite par les comportements moyens des bassins unitaires en fonction des formations géologiques (tableau 4.8).

Des situations hydrologiques peu contrastées pendant le déroulement des 17 campagnes de mesures des débits entraînent des écarts types comparables sur trois des quatre formations. Il n'y a guère que les débits enregistrés sur les terrains du Primaire qui se démarquent.

Néanmoins, la moyenne et la variabilité relative des rendements permettent de dégager les différences majeurs dans le fonctionnement des nappes.

tableau 4.8- Caractéristiques moyennes par formation géologique

	Sinémurien	Lotharing./Carix.	Domérien	Primaire
Rendement moyen	9.6 l/s/km²	6.0 l/s/km²	3.2 l/s/km²	6.3 l/s/km²
Ecart type	3.2	3.6	3.1	4.7
Coefficient de variation	33.9%	62.1%	97.3 %	74.3%

Les formations du Sinémurien présentent de loin les meilleurs rendements (9.6l/s/km²) ainsi qu'une variabilité relative moyenne faible (33.8%). L'autre formation de perméabilité de milieux poreux, le Lotharingien/Carixien, présente en moyenne des rendements inférieurs de un tiers (6 l/s/km²) ainsi qu'une variabilité relative moyenne (62.1%) deux fois supérieure à la formation précédente.

Le plus faible rendement (3.2 l/s/km²) ainsi que la plus forte variabilité relative (97.3%) reviennent aux formations calcaires et marneuses du Domérien inférieur. Ces caractéristiques traduisent le comportement d'une formation peu capacitive lié à la grande vitesse de circulation de l'eau dans un milieu fissuré.

Bien qu'ayant des rendements comparables (6.3 l/s/km²) à ceux des formations du Lotharingien/Carixien, les formations schisteuses du Primaire s'en démarquent par un écart type plus fort (4.7). Ceci traduit un fonctionnement hydrologique différent lié à la circulation de l'eau dans un manteau d'altération peu épais.

Ces premiers résultats vont dans le sens de l'analyse lithologique des formations des G.A.L. Cependant ils ne mettent pas en évidence les disparités qu'il peut exister au sein d'une même formation en fonction d'une part, des variations de faciès et d'autre part, de leur position différente dans le contexte hydrogéologique régional.

Le traitement statistique de l'ensemble des données permet de regrouper les bassins unitaires par comportement. La matrice des corrélations (annexe 4.1) met en évidence un mode similaire de fonctionnement de certains bassins unitaires. Pour faire apparaître de manière plus explicite ces liens, une classification hiérarchique de ces bassins à partir des dix-sept valeurs de rendement est réalisée par la méthode de « Pearson » sous le logiciel « SYSTAT » sous « WINDOWS ».

Cette classification fait ressortir assez nettement cinq groupes, représentant vingt-huit bassins unitaires:

-groupe 1 : MA2, CH36d, AUL6g3, MA5g, MA4g : Sinémurien
-groupe 2 : AUL6g2, THO1, THO4d, MA7g, MA1d : Sinémurien et Carixien
-groupe 3 : GIV1, CH39d2, CH36d2, CH37d3, AUL1 : Schistes du Paléozoïque
-groupe 4 : MA10d, THO5d, CH29d, MA9d2, CH31d, AUL6g1, MA12g, THO7d, MA9d1 : Carixien et Domérien
-groupe 5 : CH37d2, MA9d, THO2, MA8g : Sinémurien et Carixien

Les vingt-trois bassins unitaires restants sont des bassins intermédiaires. L'incertitude importante sur les mesures (cf. chapitre 2ème) est vraisemblablement à l'origine du nombre important de fonctionnement.

Néanmoins, cette première classification, au regard de la localisation des bassins, fait apparaître que les similitudes dans le comportement hydrologique relèvent évidemment d'une similitude lithologique : THO1, THO4d et MA7g (groupe 2) dans les formations gréso-sableuses du Lotharingien/Carixien, AUL6g3, MA5g et MA4g (groupe 1) dans les formations du Sinémurien, tout le groupe 3 dans les formations des schistes ainsi que MA9d2 et AUL6g1 dans les formations du Sinémurien.

Le deuxième constat est la similitude de comportement pour des bassins n'ayant pas, a priori, la même lithologie : les cas les plus fréquents sont des bassins unitaires à lithologie théoriquement de milieu poreux (MA9d2 dans le Sinémurien, AUL6g1 et MA10d dans le Lotharingien/Carixien) dont le comportement s'apparente à celui des formations de perméabilité de type fissural ou imperméable (MA12g, Tho7d dans les calcaires, et Tho5d dans les marnes).

La représentation cartographique et linéaire des rendements permet d'inclure les bassins intermédiaires dans une typologie.

B- Les profils hydrologiques et les cartes de rendement

1) Les profils hydrologiques

Le profil hydrologique représente la progression, d'amont en aval, des débits des rivières principales (François D. et al., 1994) en fonction de la surface ou du linéaire. L'analyse de ces profils hydrologiques, au regard de la géologie des affleurements traversés par le cours d'eau, permet de compléter les renseignements en matière de rendement des terrains déjà obtenus par les approches précédentes.

Les profils hydrologiques sont élaborés sur les cours d'eau comportant au moins trois points de jaugeages : la Thonne, la Marche, le Paquis, le Matton et l'Aulnois. Ces profils sont réalisés en débits spécifiques (l/s/km²) pour faire ressortir les contrastes entre les tronçons.

Les premiers renseignements que l'on peut tirer de l'analyse de tels profils (fig.4.17) sont de trois ordres :

- sur tous les profils hydrologiques on note une cassure au passage des terrains du Sinémurien aux terrains du Carixien matérialisant les rendements différents entre les nappes de ces deux formations aquifères. La nappe du Carixien donne des débits spécifiques au minimum inférieurs de 2 l/s/km2 à ceux du Sinémurien.

- les profils hydrologiques permettent d'identifier le recoupement de la nappe par le cours d'eau par une nette augmentation des rendements au sein d'un même niveau géologique. Ceci est surtout visible sur l'Aulnois entre les points « aul4 » et « aul5 » et sur la Marche entre les points « ma2 » et « ma3 ».

- enfin, ils mettent également en évidence les infiltrations dans les nappes alluviales dans les parties aval des cours d'eau. On l'observe sur la Thonne où les rendements au point « tho8 » sont négatifs. La nappe alluviale draine une partie du débit pour la restituer à l'aval, au point « tho9 », à la faveur d'un resserrement de la vallée. On observe également ce phénomène à l'aval d e la Marche. L'inféro-flux est accentué par deux captages servant à l'alimentation de deux laiteries (une sur la Marche à Margut et une sur la Thonne à Thonelle). Ceci confirme ce que nous pressentions dans la première partie sur la représentativité des débits de la station de Thonne-les-Prés…

2) La cartographie des débits

La représentation cartographique des débits permet d'étendre l'analyse faite sur les profils hydrologiques à tous les bassins unitaires du secteur d'étude.

La carte des rendements moyens (carte 4.1) par bassins unitaires fait apparaître une importante disparité spatiale de la ressource en eau : les rendements sont négatifs lorsque la nappe alluviale draine le cours d'eau à l'aval des bassins globaux et atteignent 17 l/s/km² lorsque le cours d'eau recoupe la nappe du Sinémurien Inférieur à l'amont du bassin de la Marche et sur la moitié aval du bassin de l'Aulnois (structure, alimentation et lithologie très favorables).Les variations des rendements (carte 4.2), exprimées en coefficient de variation ($\frac{\tau}{x}$), des bassins situés dans les formations du Sinémurien connaissent des amplitudes bien

figure 4.17- Profils hydrologiques en débits spécifiques

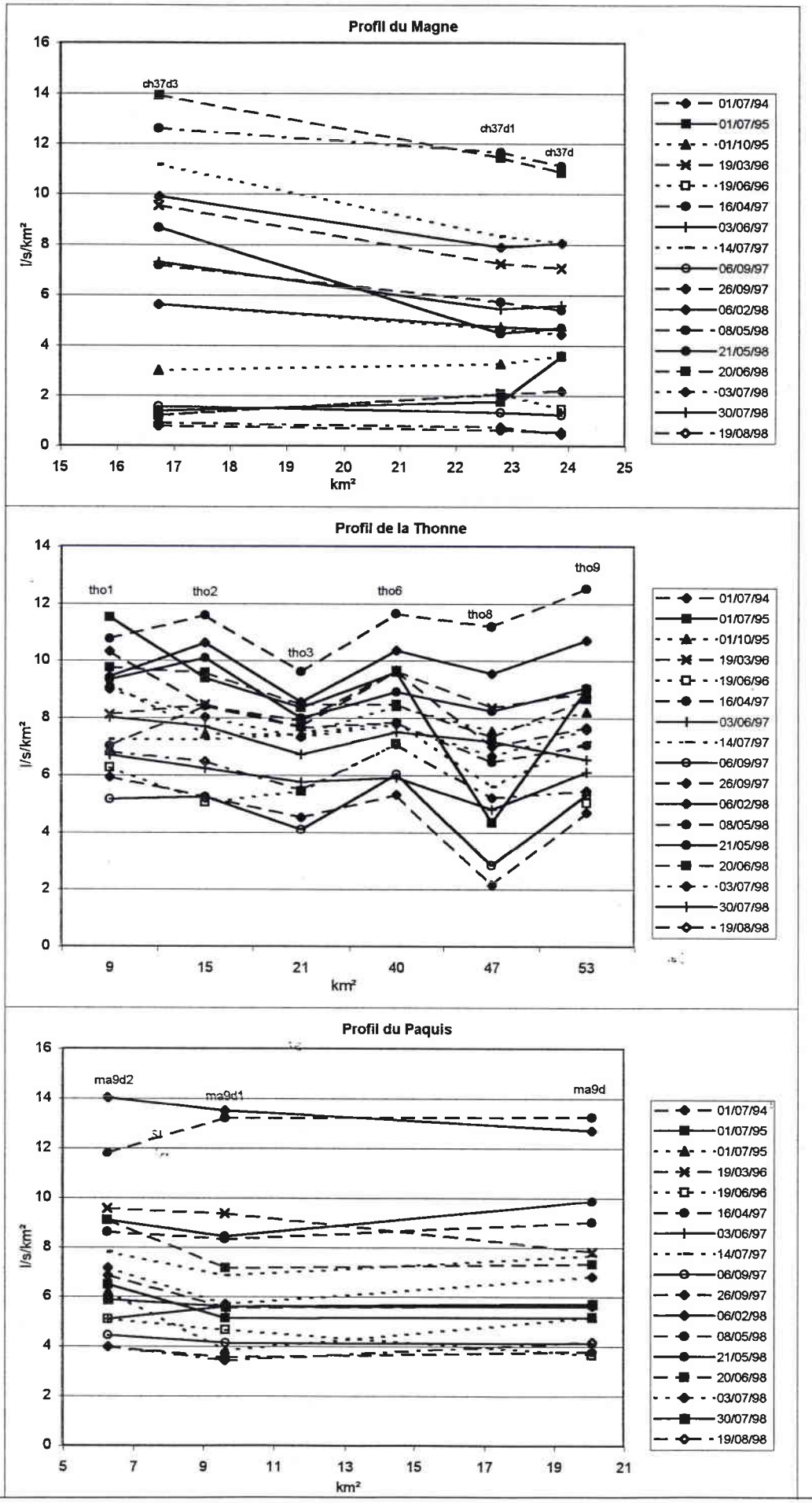
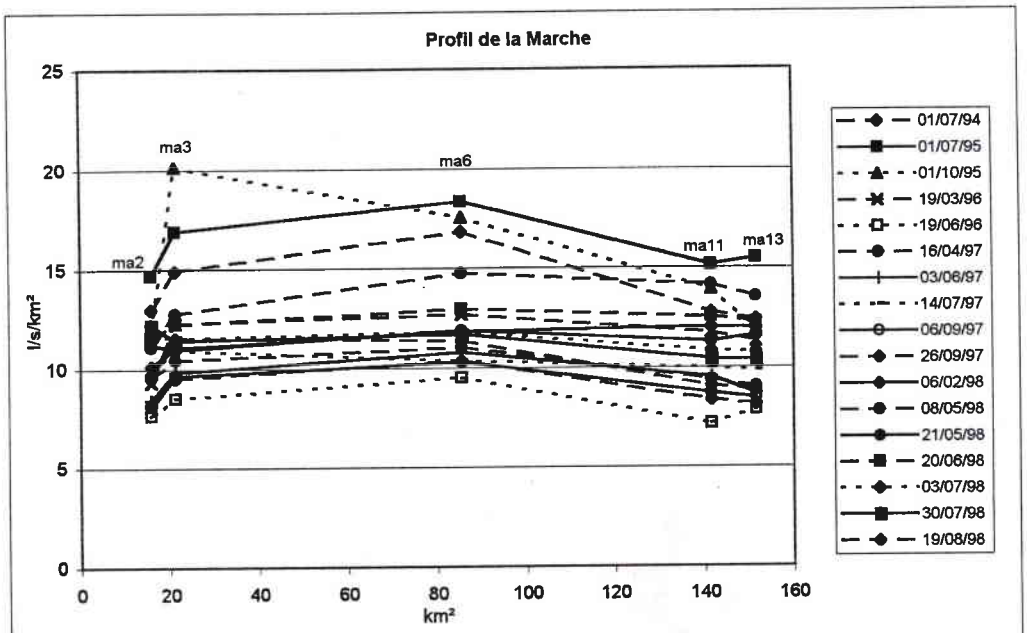
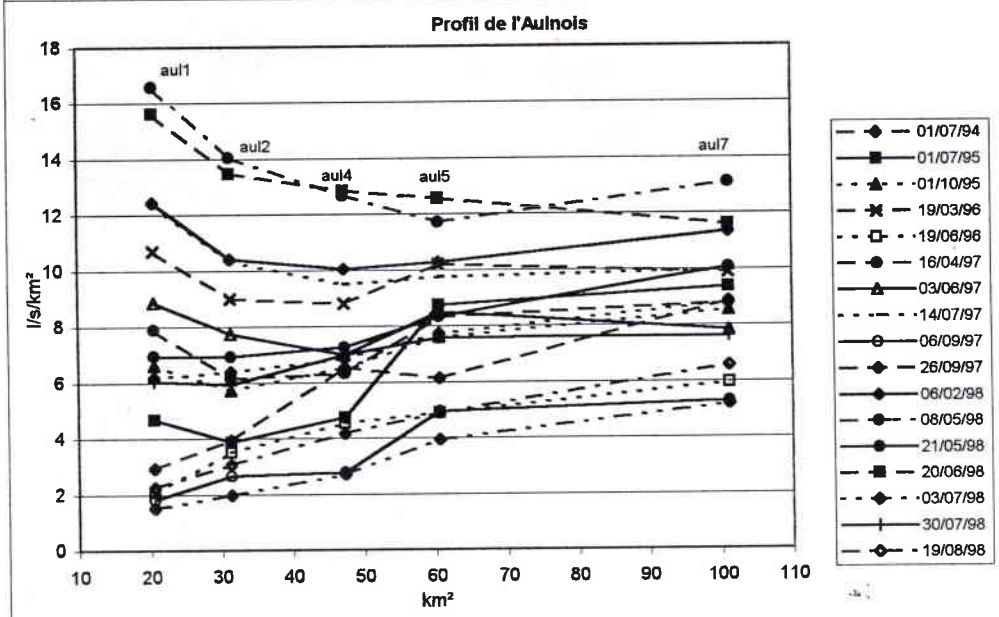
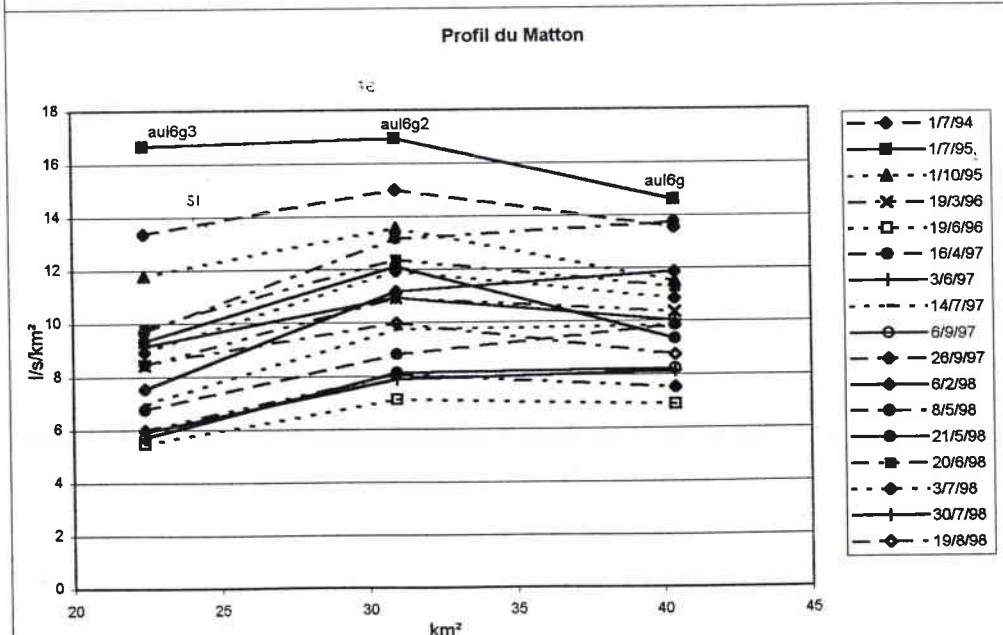


figure 4.17- Profils hydrologiques en débits spécifiques

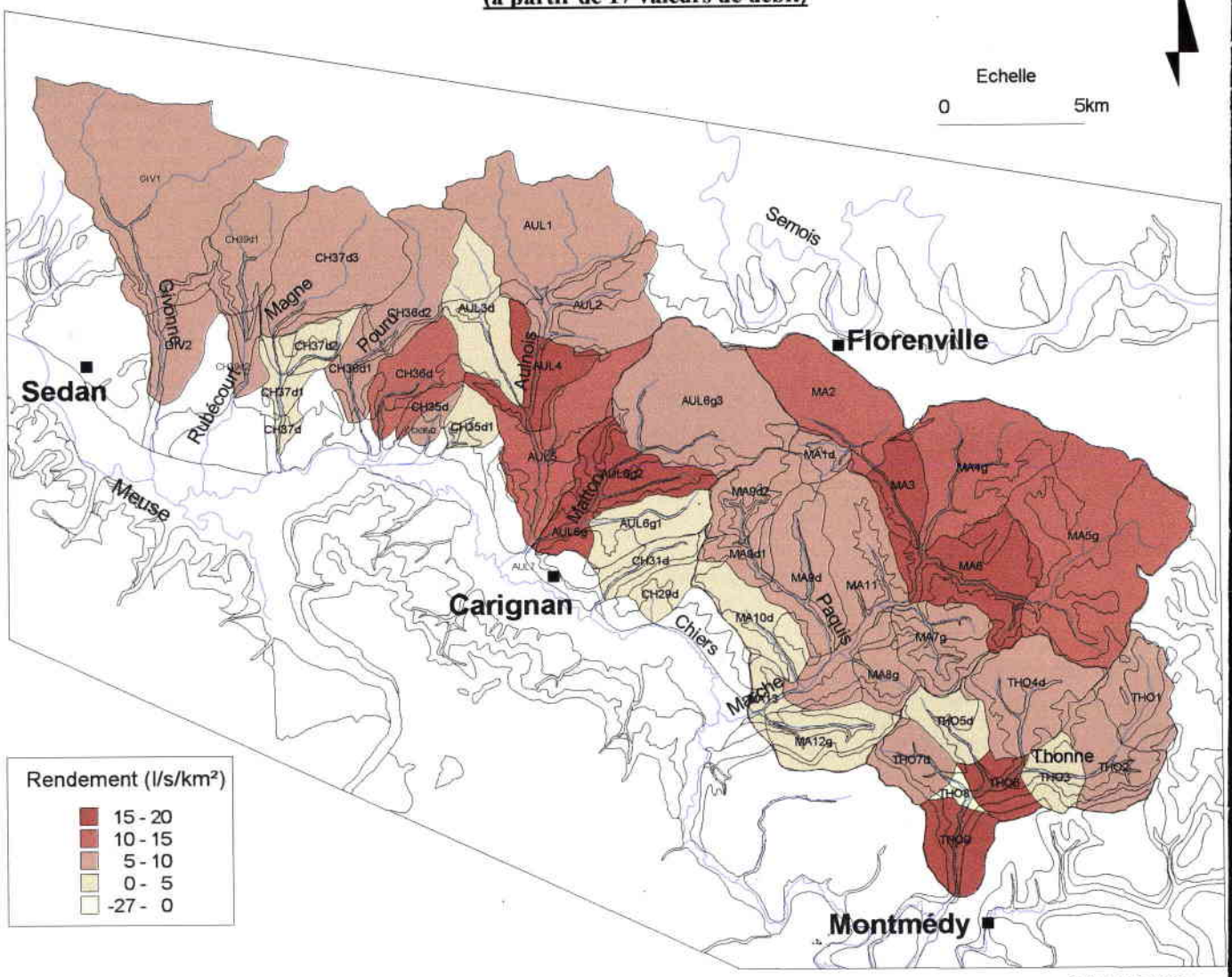






carte 4.1

RENDEMENT MOYEN DES NAPPES DANS LES BASSINS UNITAIRES
(à partir de 17 valeurs de débit)

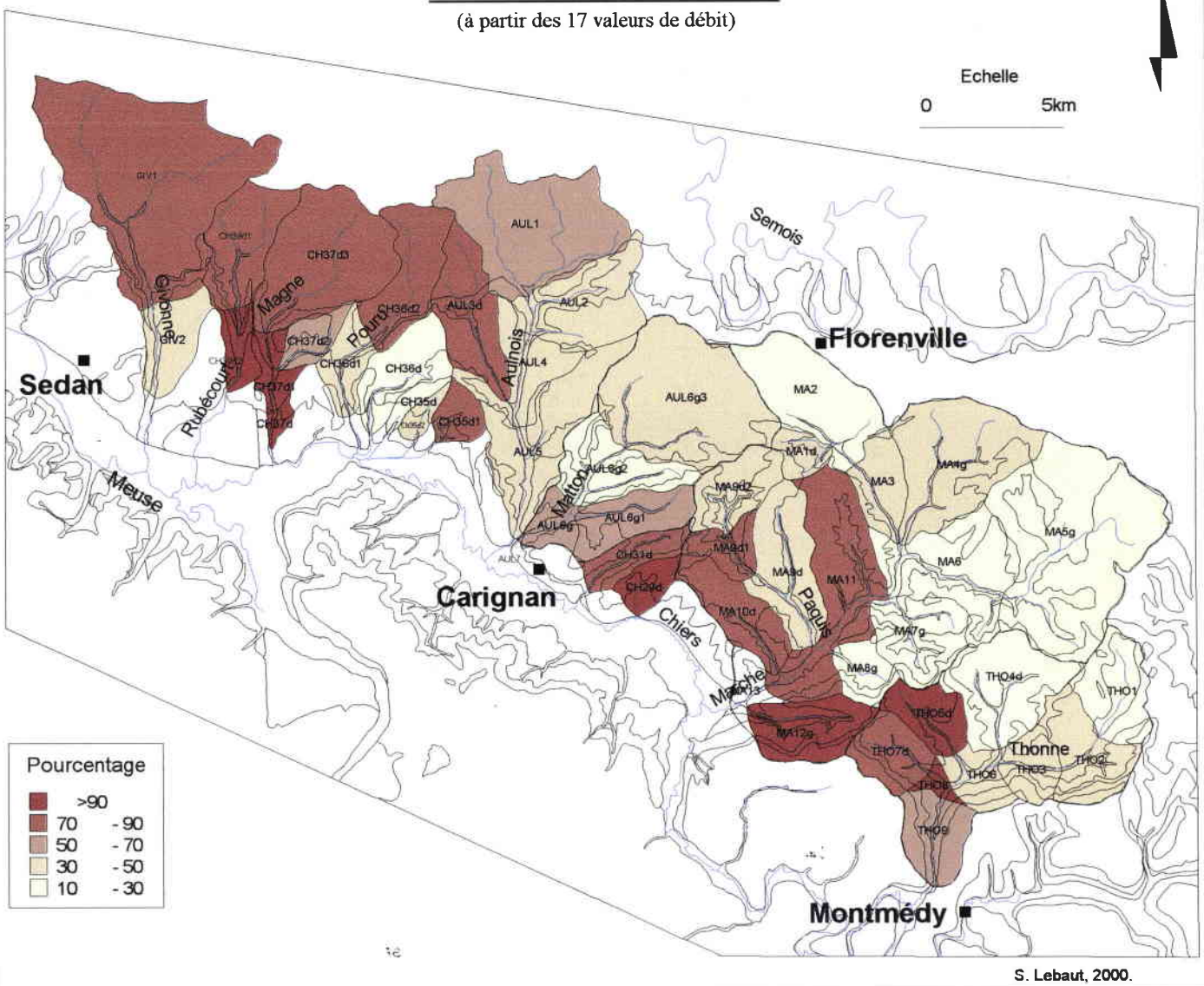


S. Lebaut, 2000.

carte 4.2

COEFFICIENT DE VARIATION DES DEBITS DES NAPPES DANS LES BASSINS UNITAIRES

(à partir des 17 valeurs de débit)



plus faibles que celles des bassins situés dans les formations du Carixien ou du Domérien : cette pondération du régime des cours d'eau issus des terrains du Sinémurien est à mettre au compte de la puissance et de la lithologie de cette formation qui lissent les fluctuations liées à l'alimentation de la nappe. Elle est également à rapprocher des résultats de l'étude des tarissements des sources (valeurs des coefficients α faibles, réserves et périodes de demi-vidange importantes, cf. 1er chapitre).

Compte tenu de ces différences, en termes à la fois de volumes écoulés et de leur variation (fig. 4.18), il est possible de dresser une typologie des bassins versants inscrits dans les formations des G.A.L. du secteur étudié :

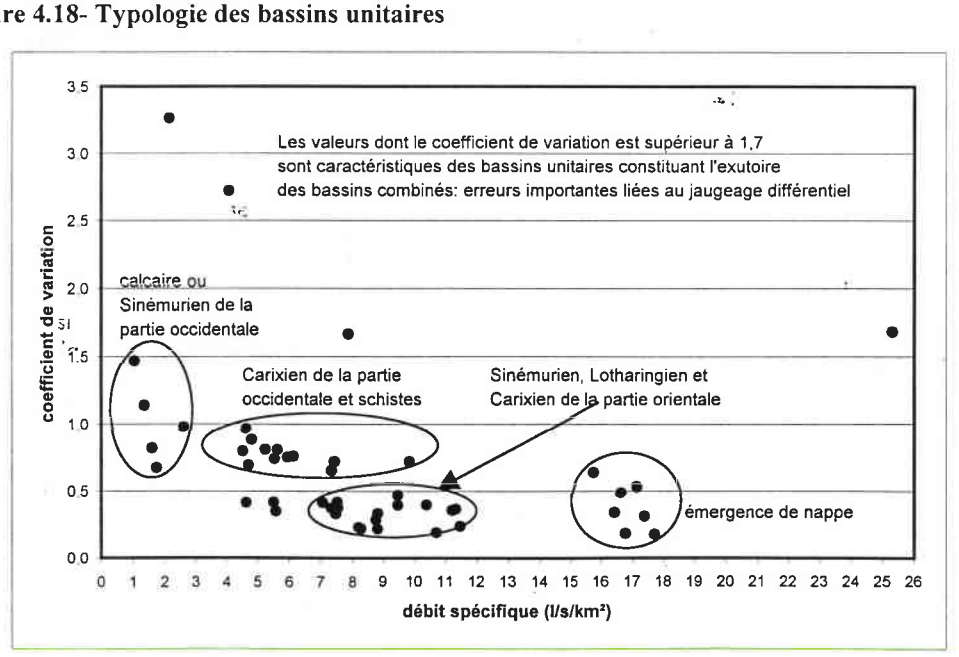
- les secteurs inscrits dans le Sinémurien à l'est de Carignan, où les rendements sont compris entre 5 et 15 l/s/km² avec de très faibles variations (< à 20%). Ces faibles variations, qui font pratiquement disparaître les cycles saisonniers, s'expliquent par l'extension de la nappe du Sinémurien dans le bassin de la Semois et par les transferts souterrains que cette disposition permet (cf. 1ère partie).

- les secteurs d'émergence de nappe, qui présentent les rendements les plus importants (>15 l/s/km²) mais dont les variations entre mai et septembre sont relativement importantes (entre 40 et 80%).

- les secteurs inscrits dans le Lotharingien/Carixien et le Sinémurien à l'ouest de Carignan, présentant des rendements relativement importants (entre 5 et 15 l/s/km²) avec des variations comprises entre 40 et 80%. Ceci témoigne d'une ressource importante en liaison avec la puissance de l'aquifère, et d'une alimentation saisonnière.

- dans les secteurs inscrits en grande proportion dans le Domérien (macignos) et les schistes. Les rendements sont faibles (<5 l/s/km²) et sont très variables (variation >60%). Ceci rend compte de terrains peu capacitifs.

figure 4.18- Typologie des bassins unitaires



- les secteurs où les rendements sont négatifs avec des variations entre 40 et 80% (sur l'aval de la Thonne).

En conclusion, sur les profils hydrologiques des cassures découpent le cours d'eau en tronçons homogènes. La spatialisation des rendements et de la variabilité montre que l'homogénéité est surtout liée à la nature lithologique des terrains mais également au contexte hydrogéologique. Ces facteurs définissent une disparité géographique transversale des potentialités des aquifères. Néanmoins, ces conclusions ne reposent que sur dix-sept situations hydrologiques. Le caractère permanent ou non de ce qui est démontré peut être approché par le coefficient de tarissement des bassins unitaires.

C- Les coefficients de tarissement des bassins unitaires

Comme nous l'avons vu dans le deuxième chapitre, le coefficient de tarissement intègre les facteurs qui conditionnent la circulation de l'eau souterraine. Sa détermination sur les bassins unitaires constitue donc une première approche des caractéristiques hydrogéologiques des formations aquifères des G.A.L.

1) Détermination des coefficients de tarissement

Compte tenu de l'homogénéité lithologique des bassins unitaires, leur coefficient de tarissement, contrairement aux bassins globaux, peut être considéré comme plus ou moins constant quelle que soit la phase hydrologique. Berkaloff E. (1967), qui a testé d'un point de vue théorique plusieurs formules de tarissement dans des milieux homogènes (aquifère possédant des mêmes coefficients d'emmagasinement et de transmissivité hydraulique sur toute leur étendue) conclut à la bonne validité de la formule exponentielle à un seul terme (type loi de Maillet) : « les limites de validité des formules exponentielles sont les plus larges : plus de 59% d'eau étant débitée suivant cette loi ».

Si l'on considère le coefficient de tarissement comme étant statique, l'utilisation de la méthode « matching strip » nécessite un moins grand nombre de phases de tarissement.

A partir des dix-sept campagnes de jaugeages dont on dispose sur les bassins unitaires, nous avons pu dégager six phases de décroissance des débits entre deux mesures pour lesquelles nous admettons, en les vérifiant sur les hydrogrammes aux stations, qu'il n'y a pas de réalimentation par les précipitations. Ces six phases sont consignées dans le tableau suivant.

Tableau 4.10- Phases de tarissement disponibles pour les bassins unitaires

				Exemple pour Ma10d		
	Date 1ère mesure	Date 2ème mesure	Nbre de jours	1ère mesure	2ème mesure	α
Phase 1	14/07/97	06/09/97	54	30 l/s	15 l/s	0.0128
Phase 2	06/09/97	26/09/97	20	95 l/s	63 l/s	0.0316
Phase 3	08/05/98	21/05/98	13	36 l/s	32 l/s	0.0091
Phase 4	20/06/98	03/07/98	13	32 l/s	24 l/s	0.0107
Phase 5	03/07/98	30/07/98	27	24 l/s	16 l/s	0.0203
Phase 6	30/07/98	19/08/98	20	15 l/s	11 l/s	0.0155

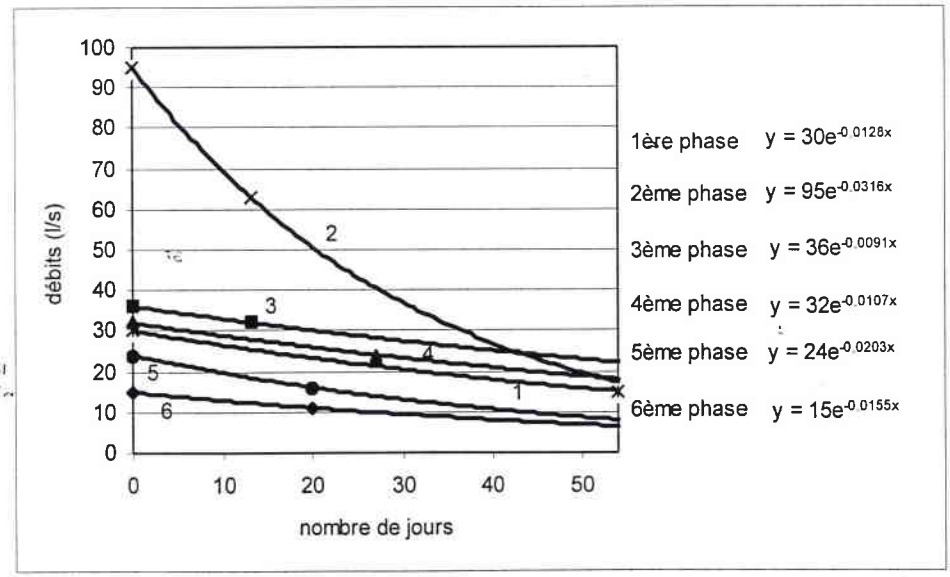
Théoriquement le coefficient de tarissement doit être identique pour chacune de ces 6 phases. Néanmoins, sa variabilité (tableau 4.10), inhérente à la nature même des données nous contraint à utiliser toutes les phases afin de construire une courbe maîtresse de tarissement.

Ne disposant pas de suffisamment d'épisodes pour appliquer directement les méthodes utilisées sur les débits aux stations, méthode des corrélations et la « matching strip method », nous avons adapté cette dernière en nous appuyant sur la moyenne des coefficients de tarissement. L'exposé de la démarche est illustré par l'exemple du bassin unitaire Ma10d.

Exposé de la méthode (illustration par l'exemple de Ma10d):

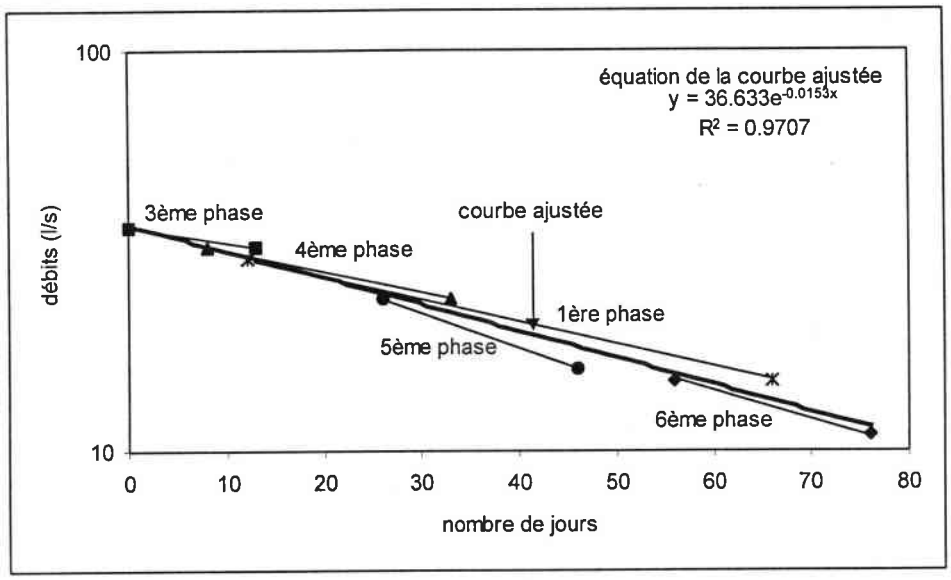
- détermination des coefficients de tarissement de chaque épisode d'après la loi de Maillet (cf. tableau).
- exclusion des coefficients qui paraissent aberrants. Ces coefficients sont dus à une surestimation ou une sous-estimation d'une des deux valeurs encadrant la phase de décroissance des débits, engendrée soit par une erreur de mesure soit par des influences de nature anthropique. Dans le cas de Ma10d nous avons exclu la deuxième phase dont le coefficient de tarissement paraît surestimé (fig. 4.19).
- calcul de la moyenne arithmétique des coefficients retenus. Etant donné le faible nombre de valeurs, le choix d'une moyenne n'a pas d'incidence sur les calculs ultérieurs.
- sur la base du débit le plus fort des phases retenues, nous calculons le nombre de jours correspondant au débit supérieur de la deuxième phase par l'équation suivante : $t=\frac{\ln Q_0 - \ln Q_n}{\alpha}$. Nous répétons la procédure pour les « n » phases suivantes. Nous aurions pu également engager cette démarche à partir du débit le plus faible ce qui aurait eu pour effet de minorer le coefficient de tarissement. Or ils serviront à déterminer des volumes d'eau souterraine, nous préférons, pour des raisons pratiques, les sous-estimer.

figure 4.19- Les six phases de tarissement pour Ma10d



- à partir du jour du début de chacune des « n » phases, nous portons le deuxième débit de l'épisode au bout du nombre de jours effectivement observés (fig. 4.20).

figure 4.20- Construction de la courbe maîtresse de tarissement (exemple de Ma10d)



- le coefficient de tarissement issu de la courbe maîtresse est donné par l'ajustement d'une courbe d'équation $Q_t = Q_0.e^{-\alpha t}$ aux points (fig. 4.20).

Sur la base des phases retenues, ce procédé permet de proposer des coefficients moyens de tarissement pour chacun des bassins unitaires (annexe 4.2). Néanmoins de trop grandes erreurs de débit sur les bassins unitaires intermédiaires Ma13, Aul 7, Ch37d et Ch37d1, qui sont hors des bassins contrôlés par les stations, n'ont pas permis la détermination de leur coefficient de tarissement. Par conséquent, ces bassins ne pourront être inclus dans les calculs ultérieurs.

2) Validation des coefficients de tarissement

a- Validation par les débits aux stations

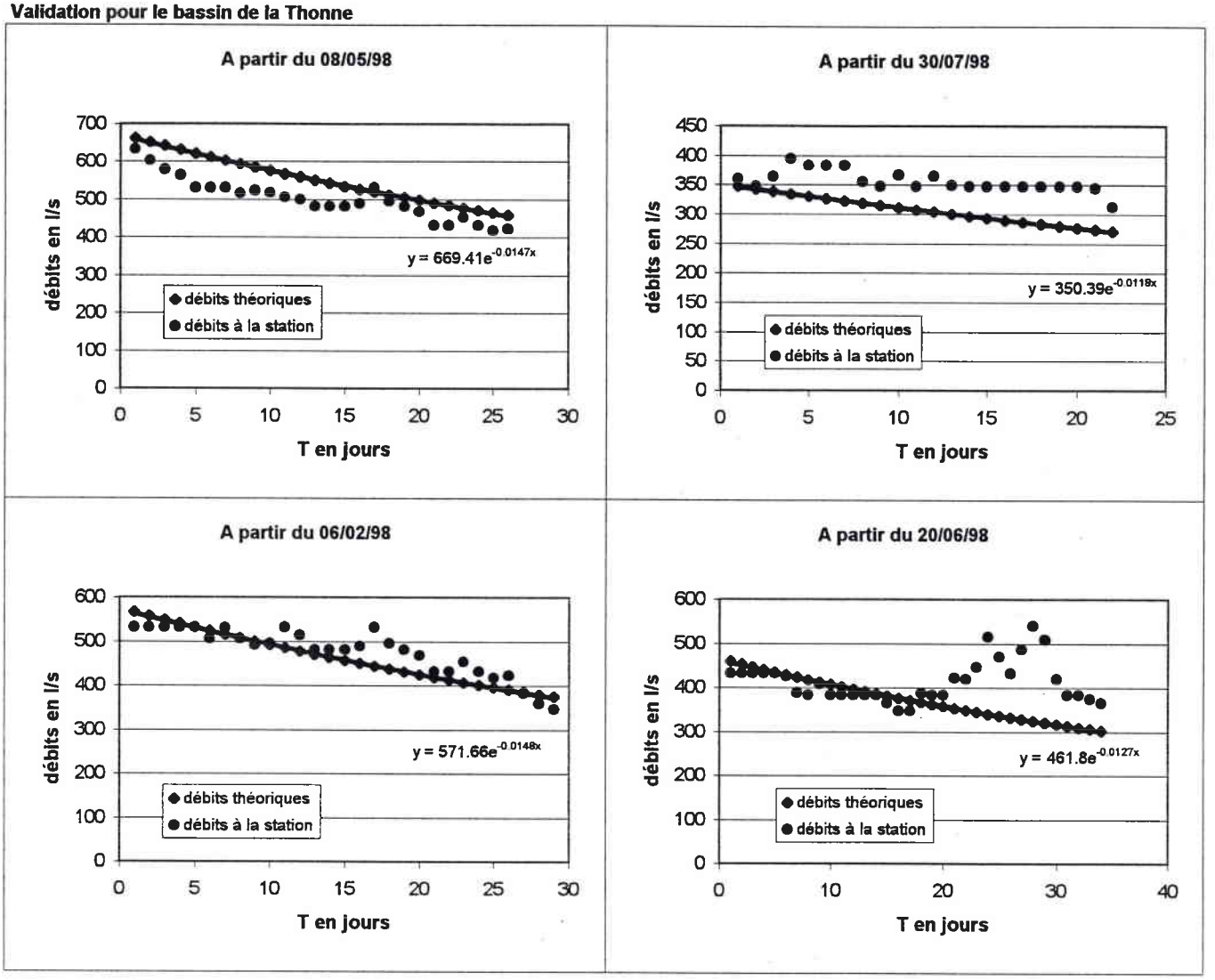
Les coefficients de tarissement des bassins unitaires étant calculés, à partir d'une condition initiale fixée par chacune des campagnes, nous pouvons calculer la décroissance naturelle des débits aux stations comme étant la combinaison des décroissances linéaires des bassins unitaires composant le bassin versant global considéré. Ainsi, l'équation du tarissement pour chacune des stations comportant « n » bassins unitaires est : $Qt = \sum_{i=1}^{n} Q0_i \cdot \exp(-\alpha_i t)$

La validation des coefficients de tarissement des bassins unitaires s'est donc faite en comparant la décroissance théorique calculée par l'équation précédente avec la décroissance des débits effectivement observés aux stations entre deux campagnes, autant que la situation hydrologique le permettait.

En raison de trop grandes influences anthropiques des débits (mouvement des étangs notamment) aux stations durant l'été 1997, seules les périodes de l'hiver et du printemps/été

figure 4.21- Comparaison des débits mesurés aux stations avec la somme des débits des bassins unitaires en phases non influencées par les précipitations

Validation pour le bassin de la Thonne



Validation pour le bassin de la Marche

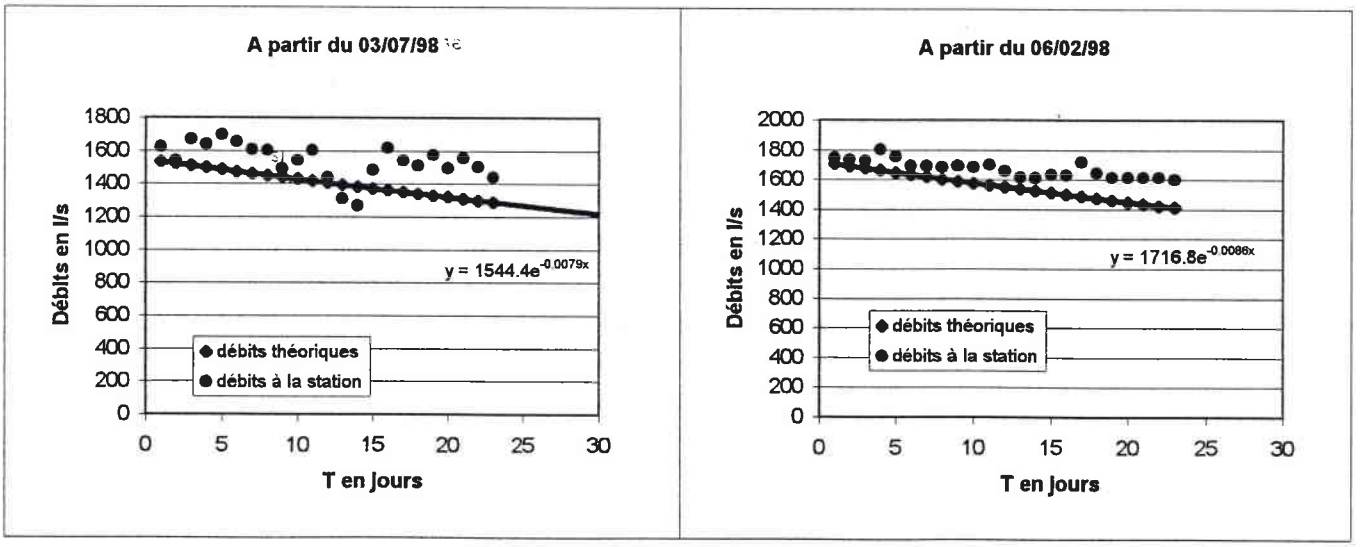
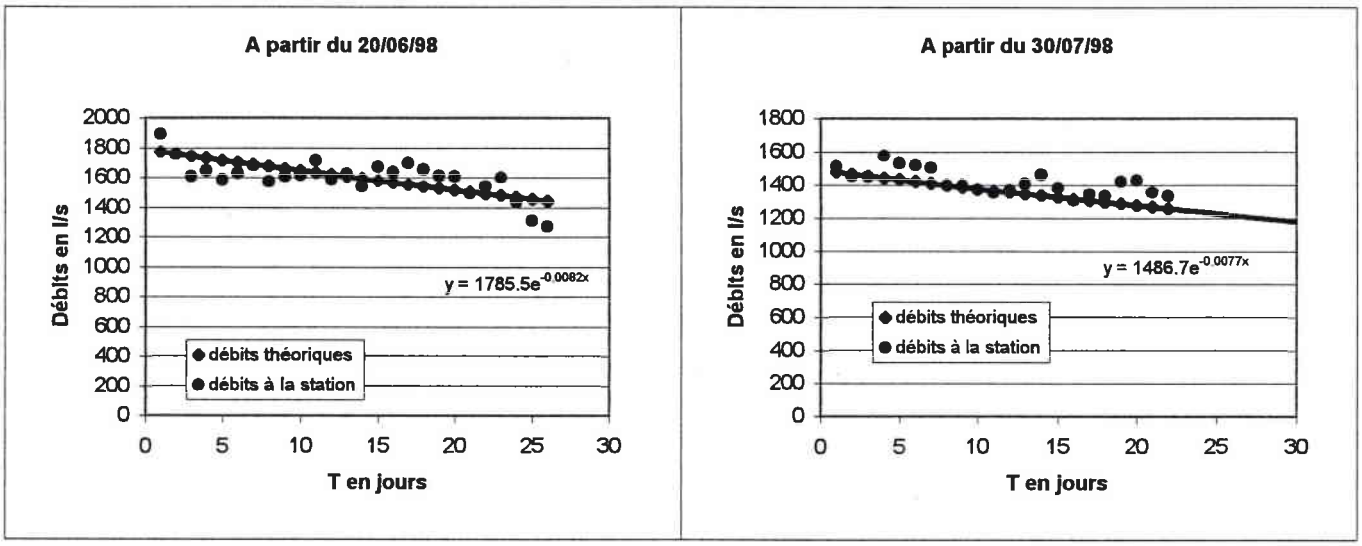
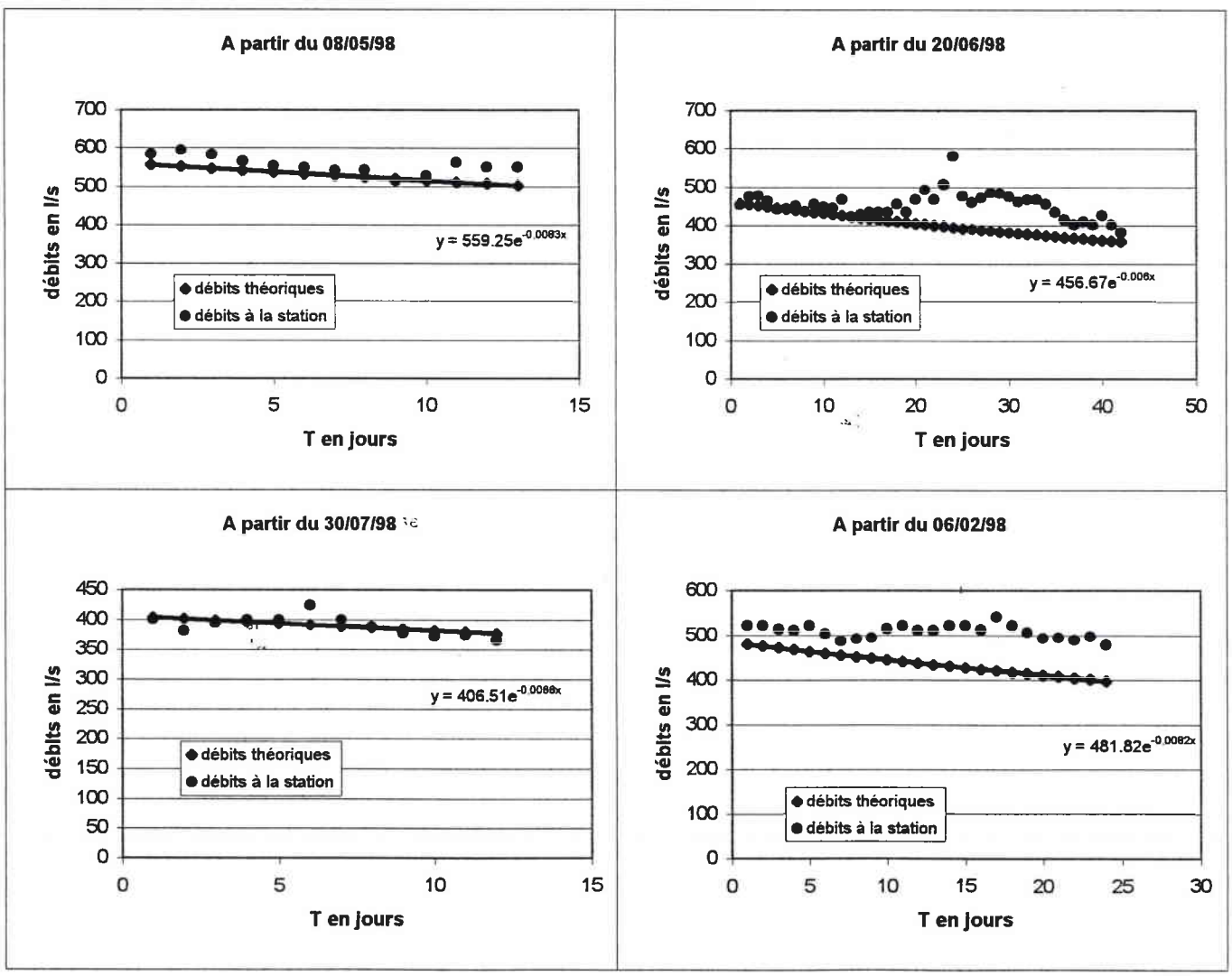


figure 4.21- Comparaison des débits mesurés aux stations avec la somme des débits des bassins unitaires en phases non influencées par les précipitations



Validation pour les débits du Matton



1998 ont pu être retenues pour la validation. La proximité de ces périodes engendre un faible contraste des débits limitant peut-être la portée de cette validation.

Sur certaines phases de validation (figure 4.21) les débits théoriques décroissent plus rapidement que les débits à la station, cette différence croissante semble être liée à la sensibilité des courbes de tarage puisque les débits ne baissent pas durant des périodes pouvant aller jusqu'à 9 jours (la phase du 30/07/98 sur la Thonne), mais également à la surestimation systématique des coefficients de tarissement par la méthode de détermination utilisée.

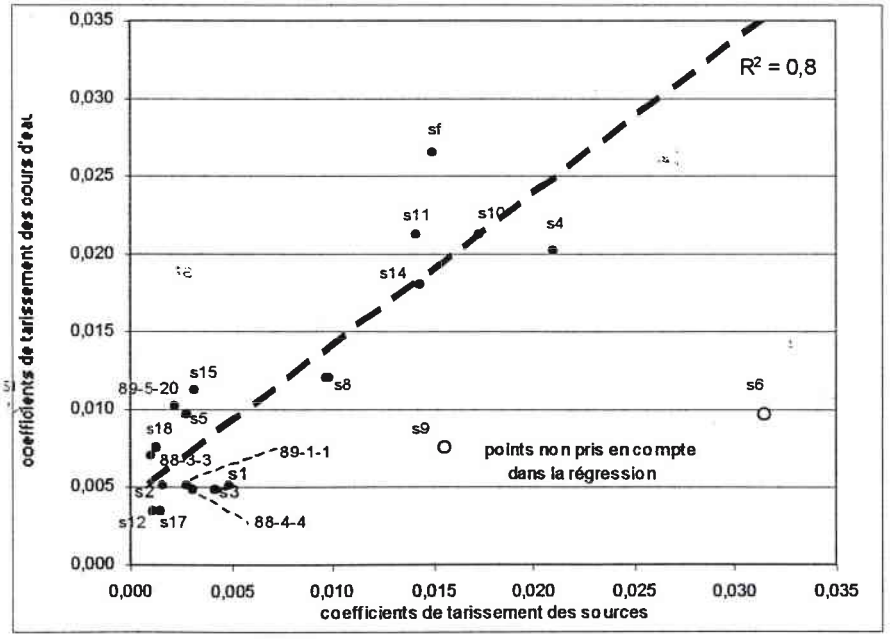
Compte tenu des erreurs sur les variables hydrologiques, ces validations montrent que les valeurs de tarissement déterminées peuvent être considérées comme représentatives du fonctionnement des bassins en régime non influencé par la pluie.

b-Validation par les sources

Le graphique des corrélations (figure 4.22) entre les coefficients de tarissement des sources et ceux des bassins unitaires leur correspondant démontre bien que les sources et les cours d'eau fonctionnent de manière similaire en phase de récession.

Néanmoins les coefficients de tarissement des bassins unitaires sont surestimés (ordonnée à l'origine de plus 0.004) par rapport à ceux des sources. L'interprétation de cet écart est délicat ; Faut il y voir la seule influence de la méthode de détermination des coefficients de tarissement sur les bassins unitaires ou également celle de l'évapotranspiration (les débits servant à la détermination des coefficients de tarissement ont été, pour la plupart, mesurés en été) ?

Figure 4.22- Corrélation des coefficients de tarissement des débits des bassins unitaires et des sources



En outre la position des sources « s9 » et « s6 » sur le graphique souligne le problème, évoqué dans l'introduction générale, de la représentativité des données ponctuelles vis à vis d'une formation géologique.

Globalement, la décroissance des débits des cours d'eau reflète bien la décroissance du niveau des nappes. Dans la troisième partie, nous utiliserons cette relation pour déterminer les paramètres hydrodynamiques des aquifères .

3) Les résultats

Les coefficients de tarissement journalier sont compris entre 0.003/0.008 pour les terrains du Sinémurien et 0.043 pour les terrains schisteux. Globalement, ces coefficients se calquent sur les limites stratigraphiques (carte 4.3). Ils mettent en valeur les variations de faciès sur le domaine d'étude. A cet égard, la similitude entre les coefficients de tarissement (α<0.008) de bassins unitaires inscrits dans des terrains d'âge différents révèlent les variations latérales de faciès exposées dans le premier chapitre. Les terrains du Lotharingien/Carixien dans la partie orientale du domaine d'étude (Tho1 et Tho4d) semble avoir le même contrôle sur l'eau souterraine que les terrains du Sinémurien (Ma5G, Ma4g...). Par contre la dégradation de leurs caractéristiques hydrogéologiques, vers l'ouest, est flagrante (Ma10d, Ch31d).

Les terrains du Sinémurien apparaissent homogènes sur l'ensemble du domaine d'étude (Ma5g, Ch36d).

En terme de ressource en eau, le coefficient de tarissement couplé au rendement est un bon indicateur. Les formations du Lotharingien/Carixien, à l'est du domaine d'étude, et du Sinémurien représente de loin le plus gros potentiel. Les ressources dans l'aquifère du Lotharingien diminue de l'est vers l'ouest : le coefficient α s'échelonne de 0.003 (Tho4d) à plus de 0.018 (Ch31d).

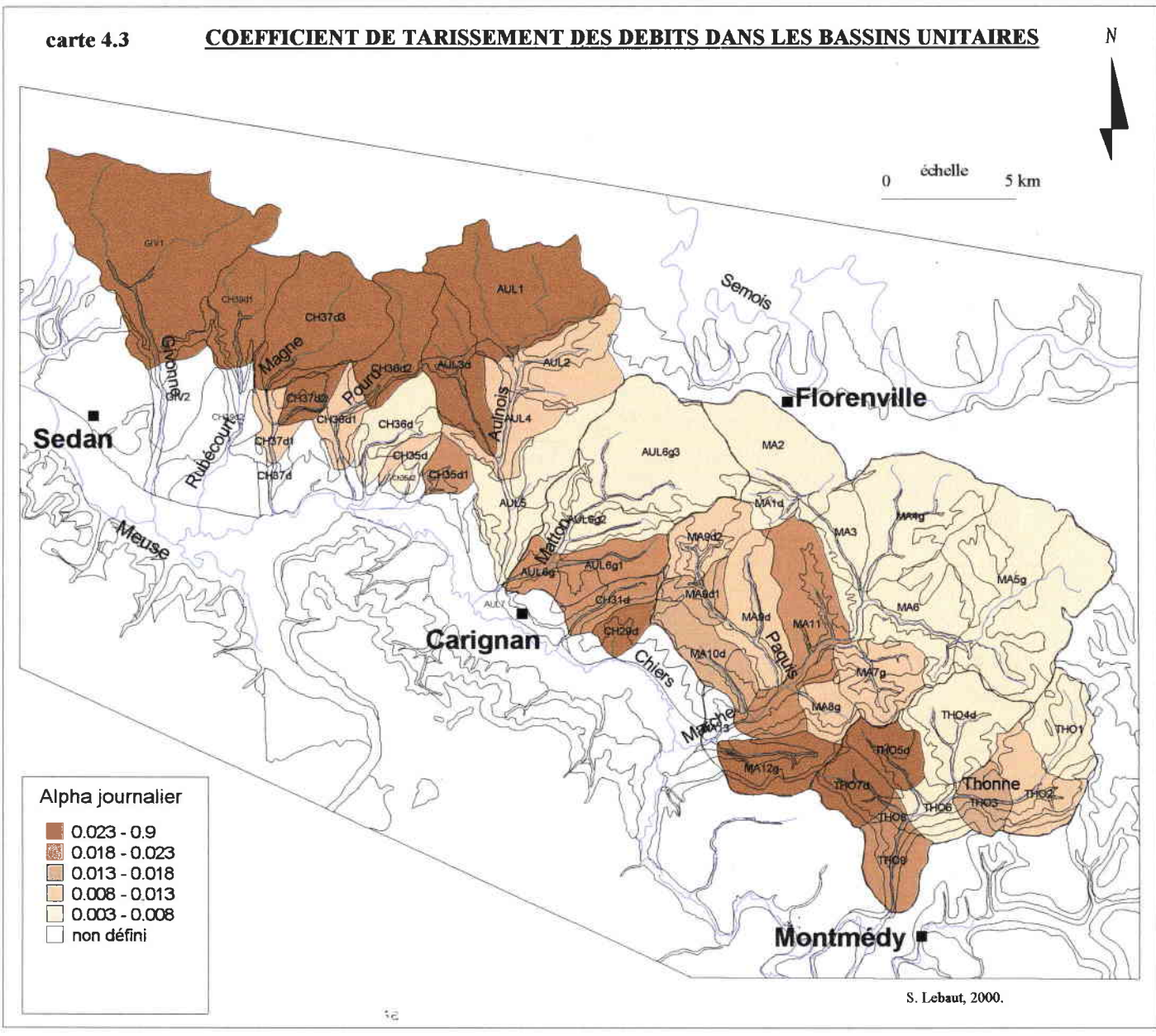
Les formations du Domérien et du Paléozoïque ne présente que peu d'intérêt d'un point de vu de la ressource en eau (α>0.023).

En conclusion, la déglobalisation de l'information hydrologique, en régime non influencé par les pluies, révèle le fonctionnement différencié des formations aquifères des G.A.L. Il explique les différences enregistrées par les débits aux stations. L'extrême pondération du régime hydrologique est le fait des terrains du Sinémurien pour les bassins de la Marche et du Matton, et du Lotharingien/Carixien pour le bassin de la Thonne.

Conclusion

L'analyse hydrologique comparée des trois bassins versants a montré, quelle que soit l'échelle de temps utilisée, l'extrême pondération du régime des cours d'eau inscrits dans les formations gréso-sableuses des G.A.L., plus forte encore que celle des cours d'eau drainant les formations gréseuses du Trias Inférieur vosgien. Cet état de fait met en avant les bonnes caractéristiques hydrogéologiques de ces formations, qui d'une part, par leur grand pouvoir d'infiltration confisquent à l'écoulement une grande part des précipitations (déficit

carte 4.3 **COEFFICIENT DE TARISSEMENT DES DEBITS DANS LES BASSINS UNITAIRES**



S. Lebaut, 2000.

d'écoulement moyen supérieur à 500mm) et qui d'autre part restituent lentement au réseau hydrographique ces volumes infiltrés.

Il apparaît donc que les débits de ces cours d'eau sont contrôlés pour une très large part par les nappes.

La déglobalisation de l'information hydrologique par les mesures ponctuelles a néanmoins démontré que les différentes formations des G.A.L. ont des potentialités contrastées.

A ce stade de notre travail, l'étude des nappes par les observations portant sur l'écoulement des cours d'eau, précise de façon concrète, bien qu'encore incomplète, la connaissance de cet aquifère des G.A.L. et attribue nettement les meilleures potentialités de ressource en eau à la nappe du Sinémurien. Les autres formations géologiques de l'aquifère montrent néanmoins des possibilités en matière de rendement et de stabilité des débits.

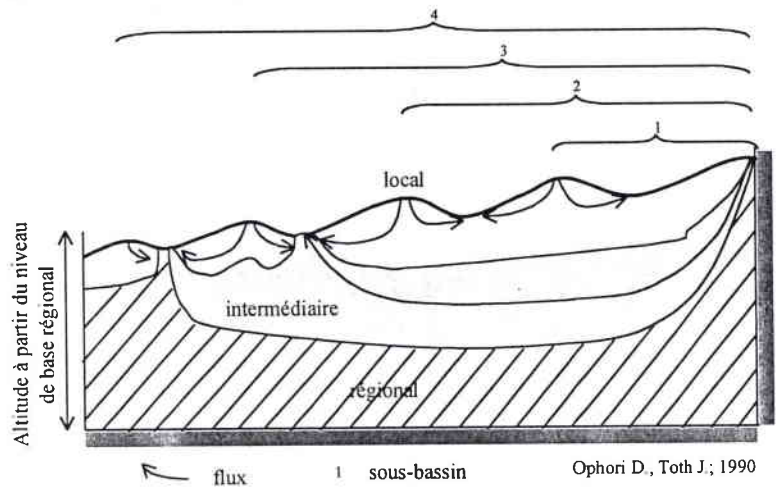
Troisième partie

MODELISATION DES ECOULEMENTS

L'analyse des phases hydrologiques, en période influencée ou non par les précipitations, a permis de définir l'infiltration (alimentation) et le tarissement (restitution). Sur la base de ces deux informations notamment, la modélisation des écoulements a pour objectif la détermination de la part des nappes dans les écoulements enregistrés aux stations.

D'un point de vue théorique les systèmes d'eau souterraine peuvent être classés en trois catégories en fonction de leur profondeur et en fonction de la proximité du réseau drainant (Ophori D., Toth J., 1990): peu profond, intermédiaire et régional (fig. 5.1). Dans le système peu profond, l'eau circule rapidement et répond rapidement à la recharge et décharge, a un temps de trajet court et contribue pour une large part au pourcentage des débits de base dans les cours d'eau.

figure 5.1- Les trois systèmes d'eau souterraine



Ce débit de base, dont il est question ici, répond donc à la définition de Castany et Margat (1977): « Il est la part de l'écoulement total naturel qui est différé, par rapport à l'écoulement immédiat, sous l'effet régulateur de divers réservoirs naturels, notamment celui des aquifères à exutoire compris dans le bassin versant. Il compose tout l'écoulement en période de tarissement ».

L'utilisation d'un modèle hydrologique, comme démarche intégrée (prise en compte des variables hydroclimatologiques), constitue le moyen le plus robuste de détermination du débit de base. Ces débits fournissent les conditions aux limites dynamiques au modèle conceptuel d'échange aquifère/rivière utilisé pour déterminer les paramètres hydrodynamiques des formations aquifères. Les conditions aux limites statiques sont, elles, issues des paramètres morphométriques déterminés dans la première partie.

Chapitre 5ème : Modélisation des débits aux stations

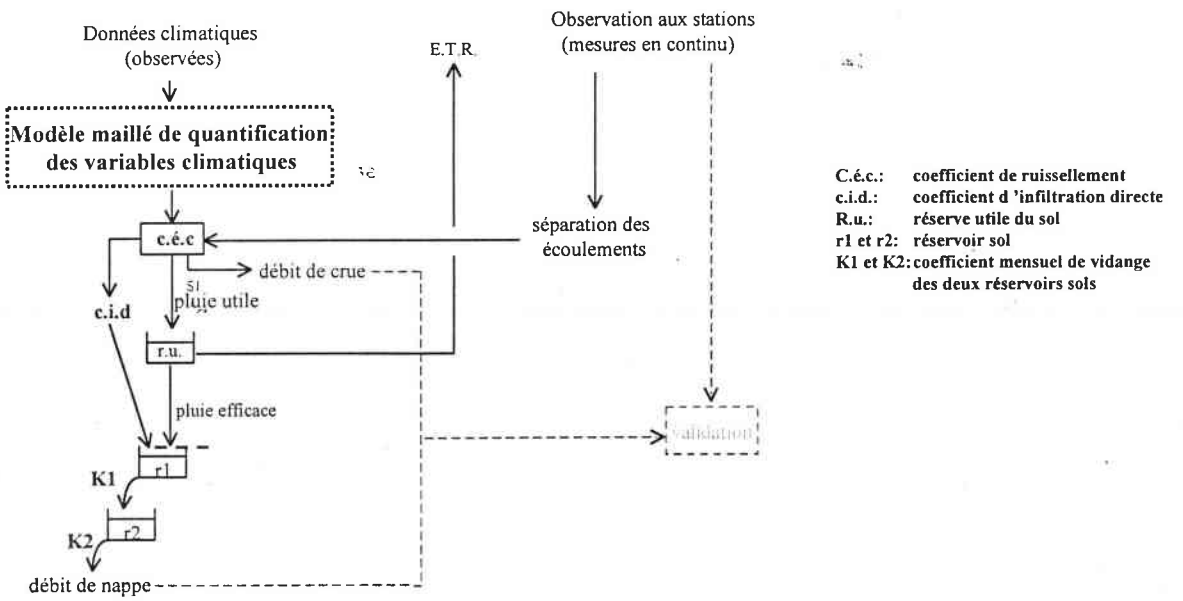
L'utilisation d'un modèle hydrologique a pour objectif de simuler l'évolution conjointe des termes du bilan de l'eau dans chaque compartiment du cycle de l'eau (ETR, la réserve dans le sol et le sous-sol, et le débit des cours d'eau) ; Ceci afin de reconstituer une chronique mensuelle de débits de nappe et de surface sur les bassins de la Marche et du Matton, en s'appuyant sur le forçage atmosphérique et les valeurs caractéristiques (coefficients d'écoulement rapide de crue et tarissement) connus au pas de temps mensuel.

I) Structure du modèle et application aux bassins globaux

« Les recherches menées sur de nombreux bassins ont conduit à considérer tout bassin versant comme un système complexe, dans lequel les précipitations se répartissent entre plusieurs niveaux de stockage temporaire en interaction, avant de retourner dans l'atmosphère par évapotranspiration ou d'être évacuées hors des limites du bassin par écoulement dans les cours d'eau et les nappes » (Ambroise B., 1999).

Le modèle retenu est donc un modèle à réservoir (conceptuel global) parce qu'il « intègre les facteurs complexes en essayant de décrire le concept physique du comportement du système par une représentation plus simple..... » et « bien que réducteur, il a l'avantage d'introduire une référence physique » (Makhlouf Z., 1994) ». Il comporte trois réservoirs : un réservoir sol caractérisé par la réserve utile et à partir duquel s'effectue le bilan hydrique et deux réservoirs sous-sol qui restitue l'eau infiltrée au réseau hydrographique. La structure du modèle est présenté en figure 5.2. Nous l'utilisons au pas de temps mensuel.

figure 5.2- Structure du modèle



A- Les entrées du modèle

Les entrées du modèle sont la pluie nette (déterminée par la quantification spatiale des précipitations), un coefficient d'infiltration directe et un coefficient de ruissellement. Le coefficient d'infiltration directe rend compte du caractère éminemment filtrant de certaines formations lithologiques : il est fixé à 10% pour le bassin de la Marche et 5% pour les bassin de la Thonne et du Matton. La pluie restante est scindée en deux lames d'eau par le coefficient de ruissellement déterminé à partir de la décomposition des hydrogrammes : la lame d'eau ruisselée et la lame d'eau utile.

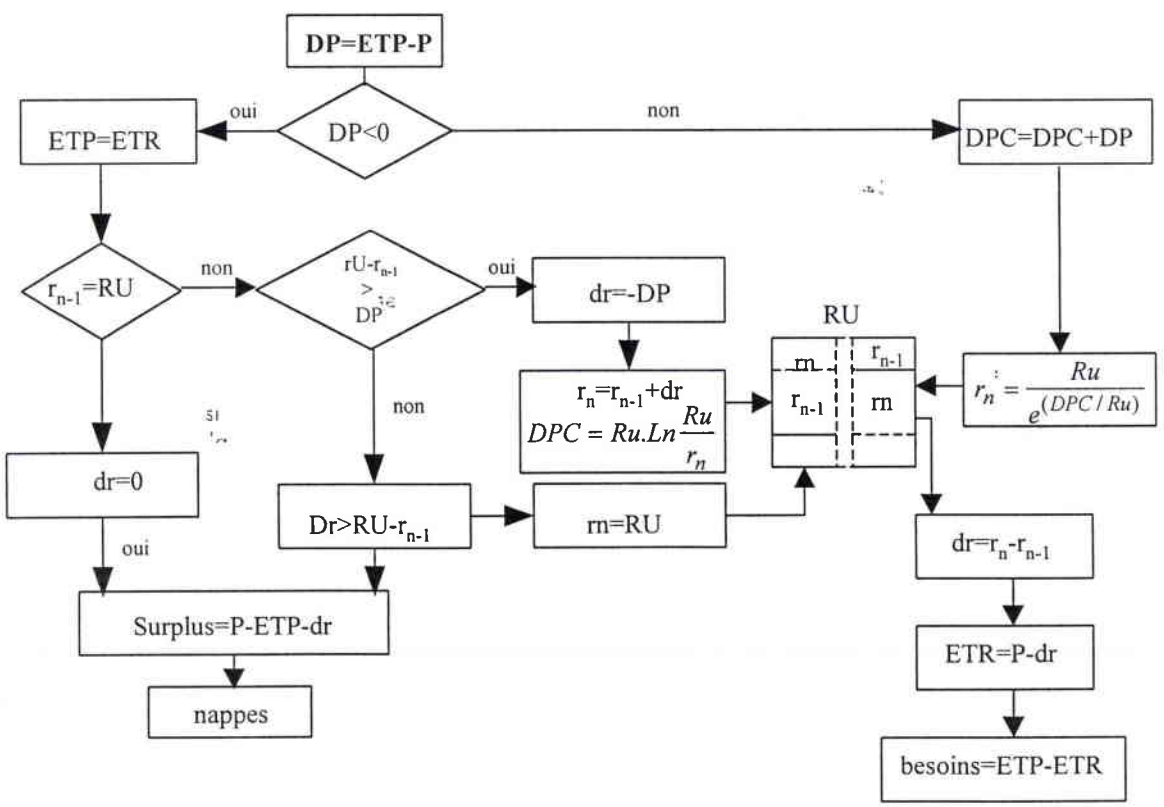
B- Le réservoir sol

Le réservoir sol est caractérisé par sa réserve utile. Dimensionnée à 150 mm par calage, elle est la base du bilan hydrique. La variation de la réserve utile est assurée par une approche agro-climatique du bilan hydrique. Cette approche se décompose en trois phases (Riou C., 1975).

- phase 1 : P < ETP alors ETR = P-Q.ruissellement, toute la pluie est utilisée par l'évapotranspiration, la pluie est le facteur limitant.
- phase 2 : P > ETP alors ETR_{max} = ETP, c'est l'énergie fournie par le climat qui est le facteur limitant.
- phase 3 : P < ETP alors ETR obéit à la loi qui traduit l'effort de plus en plus important pour extraire l'eau de la réserve du sol au fur et à mesure que celle-ci s'assèche: $ETR/ETP = \exp[(-1/Ru)\int ETP.dt]$ avec R*u* étant la réserve en eau du sol.

Dans ce cas, c'est la réserve en eau du sol qui est le facteur limitant.

figure 5.3- Algorithme du bilan hydrique



Thornthwaite considère que la dernière équation peut être ramenée à une variation géométrique de l'eau dans le sol. Pour cela il a introduit la notion de déficit pluviométrique cumulé qui rend compte de « ETP.dt », procédé que nous utilisons pour calculer l'ETR dans la situation correspondant à la troisième phase.

Les valeurs d'ETR sont donc issues des données d'ETP calculées par l'équation de Turc, à partir desquelles nous avons appliqué l'approche agro-climatique de Riou, en prenant pour équation de la « phase 3 », une variation géométrique de la réserve en eau du sol sur la base du déficit pluviométrique cumulé de Thornthwaite.

Cette approche du bilan hydrique est présentée sous la forme d'un algorithme (fig. 5.3). Les sorties du bilan hydrique sont l'ETR et le surplus. Ce dernier constitue l'infiltration vers les nappes.

C- Les réservoirs sous-sol

Dans un premier temps nous avons essayé de modéliser le cycle de l'eau avec un unique réservoir sous-sol. Cependant, les essais de calage ont montrés une réaction beaucoup trop brutale des débits de nappe sous l'impulsion des précipitations. Afin d'amortir la réponse de la nappe, nous avons ajouté un réservoir « tampon ». La part de l'eau infiltrée est contenue dans le réservoir tampon qui alimente le deuxième réservoir en fonction d'un coefficient K1. Ce coefficient K1 rend vraisemblablement compte du temps que met cette eau pour traverser la zone non saturée et atteindre la surface piézométrique. Le second réservoir restitue l'eau stockée au réseau hydrographique (écoulement de nappe) en fonction du coefficient K2. Les coefficients K1 et K2 sont des pourcentages de leur surplus respectif. Ils sont déterminés par calage.

Ce modèle simple dans sa mise en œuvre, permet de générer les écoulements aux stations comme étant la somme des débits de ruissellement et de nappe.

En définitive, les bassins sont conceptualisés comme un assemblage de réservoirs interconnectés: un de production (réservoir sol) et deux de transfert (sous-sol). Les paramètres Ru, K1 et K2 ont été calés sur la chronique de débits mensuels de 32 mois disponibles aux trois stations. Les coefficients mensuels de ruissellement des bassins du Matton et de La Marche, pour la période 1974-91, sont obtenus à partir des valeurs de la Thonne et des équations de régression établies sur les 32 mois (cf. chapitre 4ème).

Nous avons ainsi pu reconstituer une chronique de débits mensuels pour les bassins de la Marche et du Matton sur la période 1974-1991.

II- Les résultats du modèle

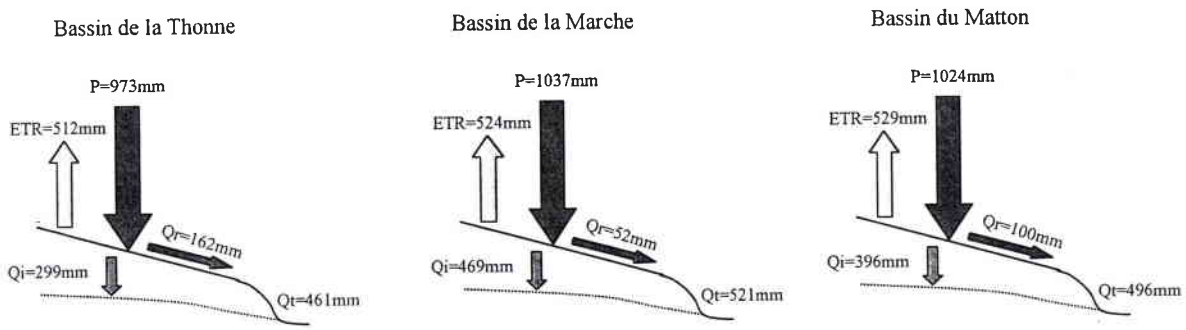
A) Les bilans

La principale différence dans les bilans réside dans la part des débits de nappes dans les débits totaux (fig. 5.4). Ils sont de 65% pour la Thonne, 90% pour la Marche et 80% pour le Matton. Ces valeurs synthétisent finalement tout ce qui a été démontré jusqu'à présent, tant par la comparaison des régimes que par la quantification des phases hydrologiques

(coefficient d'écoulement et de tarissement). L'extrême pondération des régimes hydrologiques de ces rivières tient donc à la forte capacité des aquifères des G.A.L.

Ce fait se traduit également dans la variabilité des déficits d'écoulement. La Marche avec un coefficient de variation de 21% (fig. 5.5) se détache significativement des deux autres bassins (17% pour le Matton et 15% pour la Thonne). Lors des années de fortes précipitations (77, 79 et 81), le déficit d'écoulement de ce bassin est de 40mm supérieur aux deux autres, indiquant une plus grande part d'eau infiltrée vers les nappes, alors que lors d'années moins pluvieuses (75, 85 et 89), le plus faible déficit d'écoulement indique un meilleur soutien des débits par les nappes.

figure 5.4– Bilan hydrologique moyen annuel aux trois stations



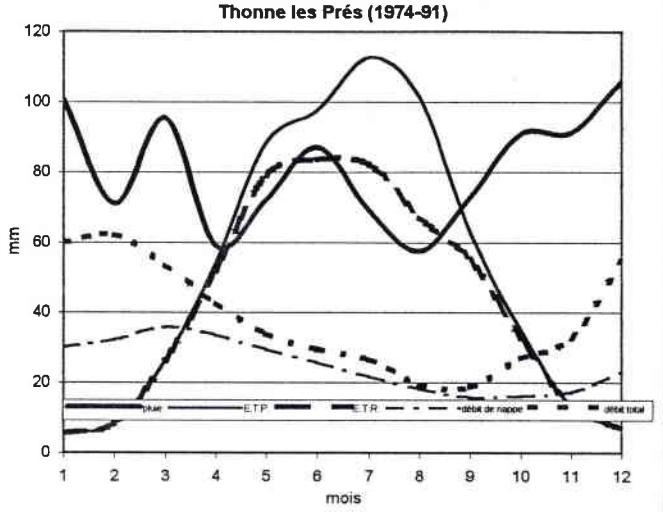
Les débits caractéristiques d'étiage quantifient le soutien des cours d'eau par les nappes en période d'étiage. L'ajustement des débits d'étiage obtenus par le modèle s'est fait conjointement à trois lois, Normale, Log-Normale et Racine-Normale. Les ajustements à une loi Racine-Normale pour les débits de la Marche et du Matton et Log-Normale pour ceux de la Thonne ont été validés par le test de Kolmogorov-Smirnov.

tableau 5.2- Débits fréquentiels d'étiage de quatre stations

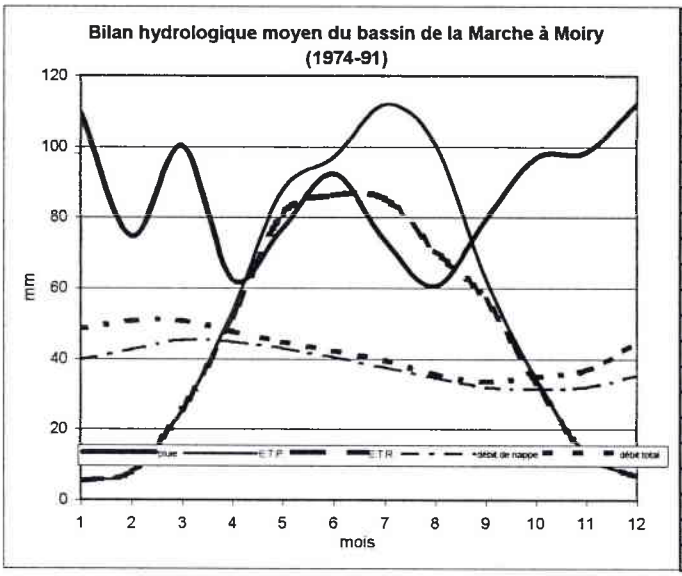
Q spécifique	f1/2	f1/5	f/10	Rapport f1/10, f1/2
Marche	10	8.6	7.5	1.33
Thonne modélisé	6.8	5.3	4.7	1.42
Matton	9.3	7.9	7.1	1.3
Mortagne	7.3	5.2	4.2	1.72

En étiage, les différences entre la Thonne et les deux autres bassins sont illustrées par des rendements bien moindres et un rapport entre les débits de fréquence 1/10 et 1/2 plus important (tableau 5.2). Néanmoins, la comparaison des débits d'étiage des trois bassins suivis, à ceux d'un bassin gréseux (la Mortagne à Autrey Sainte Hélène), montre que les « médiocres » caractéristiques de la Thonne restent supérieures à celles d'un bassin gréseux.

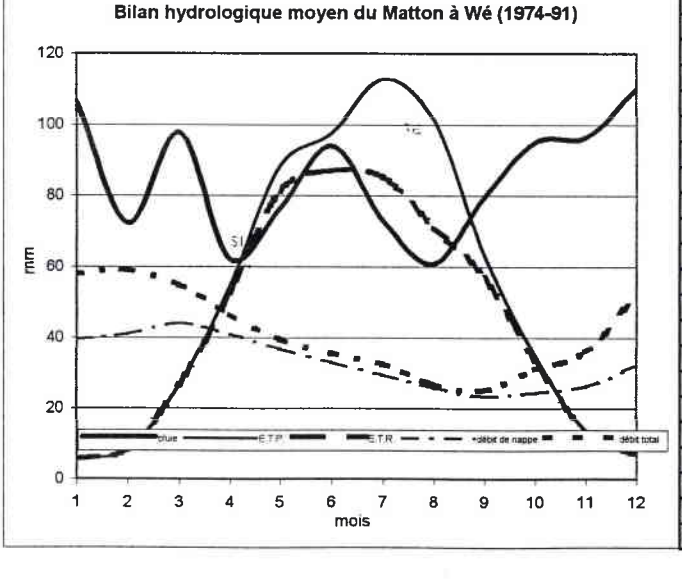
figure 5.5- Bilan hydrologique aux trois stations



	P	ETP	ETR	Qnappe	Qtotal	DE
1974	971	655	515	237	445	526
1975	674	704	468	189	307	367
1976	640	714	408	76	158	482
1977	1017	563	525	199	486	530
1978	940	534	506	294	431	509
1979	1134	556	472	373	565	569
1980	1023	547	525	391	538	485
1981	1231	549	538	423	615	616
1982	1021	644	529	389	549	472
1983	985	633	509	445	597	388
1984	1096	559	479	340	505	590
1985	815	576	517	329	385	430
1986	1060	595	535	310	486	574
1987	1044	556	550	323	465	578
1988	1186	606	552	422	676	510
1989	854	724	541	225	382	473
1990	1022	688	585	194	356	666
1991	799	632	471	221	346	453
moyenne	973	613	512	299	461	512
écart type	162	63	41	101	126	78
coef.variation	0.17	0.10	0.08	0.34	0.27	0.15



	P	ETP	ETR	Qnappe	Qtotal	DE
1974	1157	648	559	483	564	700
1975	805	695	514	428	468	337
1976	706	707	415	269	299	407
1977	1073	556	530	379	459	614
1978	1003	529	513	431	476	527
1979	1188	549	486	488	546	642
1980	1063	542	528	536	583	480
1981	1276	542	531	567	628	648
1982	1073	636	540	557	607	466
1983	1065	627	526	616	665	401
1984	1150	554	476	536	589	561
1985	859	570	519	473	495	363
1986	1071	591	532	423	475	595
1987	1111	551	546	451	498	613
1988	1277	601	569	602	678	599
1989	944	719	563	473	523	421
1990	1015	683	578	383	433	582
1991	832	626	499	349	388	444
moyenne	1037	607	524	469	521	522
écart type	158	63	38	91	98	109
coef.variation	0.15	0.10	0.07	0.19	0.19	0.21



	P	ETP	ETR	Qnappe	Qtotal	DE
1974	1175	656	578	323	474	700
1975	826	705	524	357	439	387
1976	696	714	418	210	266	430
1977	1058	563	536	316	485	573
1978	1011	535	516	391	479	532
1979	1168	556	493	452	566	602
1980	1048	548	533	469	559	489
1981	1247	550	537	512	628	619
1982	1057	645	543	468	563	494
1983	1047	633	534	546	641	406
1984	1118	560	479	446	545	573
1985	852	577	524	406	440	411
1986	1030	596	533	358	458	572
1987	1100	557	552	389	479	621
1988	1265	607	576	540	697	568
1989	928	724	560	372	474	454
1990	986	688	569	291	387	599
1991	830	632	511	276	352	479
moyenne	1024	614	529	396	496	528
écart type	152	63	38	93	106	89
coef.variation	0.15	0.10	0.07	0.24	0.21	0.17

B- Remarques sur les termes du bilan

1) L'ETR

Le calcul de l'ETR repose sur deux variables calculées, les précipitations et l'ETP, et sur un paramètre de calage, la réserve utile du sol. Nous l'avons calé à 150mm ce qui peut paraître élevé pour un substratum largement sablo-gréseux. Une valeur de 50 à 100mm serait plus plausible. Néanmoins, cette surestimation s'accorde bien avec le fait hydrologique puisque c'est le seul moyen de prendre en compte l'interception par le modèle hydrologique utilisé.

Sur les deux chroniques (1974-91 et 1996-98) la part de l'eau prélevée par les phénomènes évapotranspiratoires diffère peu d'un bassin unitaire à l'autre (tableau 5.1). Les différences entre les bassins combinés (16 mm pour la période 1974-91 et 30 mm pour la période 1996-98) sont peu significatives.

Ceci reflète le faible nombre de variables prises en compte dans la détermination de l'ETP. La température, facteur prépondérant dans le calcul de l'ETP, est peu contrasté à l'échelle du domaine étudié. Par conséquent, la disparité spatiale de l'écoulement (E=P-ETR) est calquée sur celle des précipitations.

tableau 5.1- les bilans hydriques (en mm) des bassins globaux

	Moyenne annuelle 1974-91				Moyenne annuelle 1996-98				
	Pluie	E.T.P.	E.T.R.	E. (1)	Pluie	E.T.P.	E.T.R.	P.E. (2)	P.E. (1) –P.E. (2)
Thonne	973	613	513	460	927	635	523	404	57
Marche	1037	607	524	514	944	616	524	421	93
Matton	1025	614	529	496	966	635	533	433	63

P.E. : pluie efficace

2) L'écoulement

La différence moyenne de l'écoulement entre les deux chroniques (71 mm, soit environ 14%) rappelle que la période expérimentale 1996-98 est bien plus sèche que la période 1974-91 dont les valeurs de précipitations sont proches de la normale (1921-98).

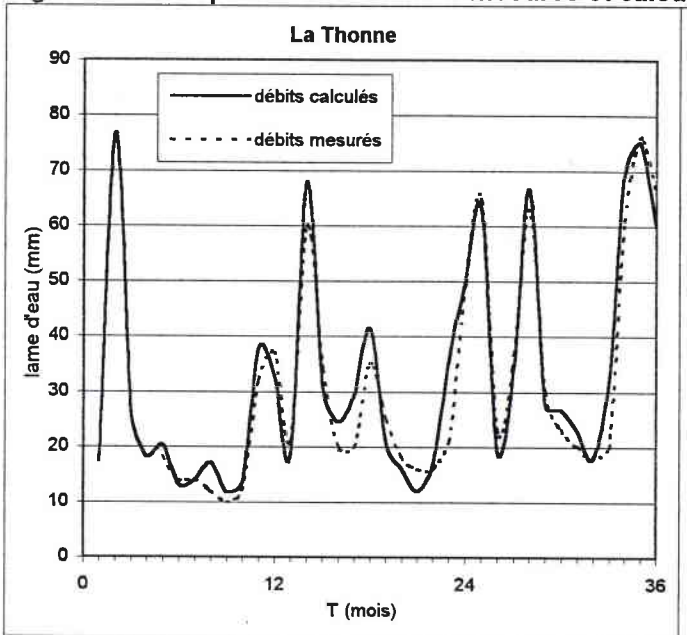
La figure 5.5 montre les différentes phases du bilan hydrique sur les bassins. D'octobre à avril, l'ETR est inférieure aux précipitations, ces six mois constituent la période de recharge des nappes d'eau souterraines. Les cinq mois suivants constituent une période de stress hydrique pour la végétation, l'ETP est supérieure aux précipitations et environ un quart des besoins hydriques sont satisfaits par la réserve en eau du sol de 150 mm. Les précipitations du dernier mois, septembre, reconstituent cette réserve.

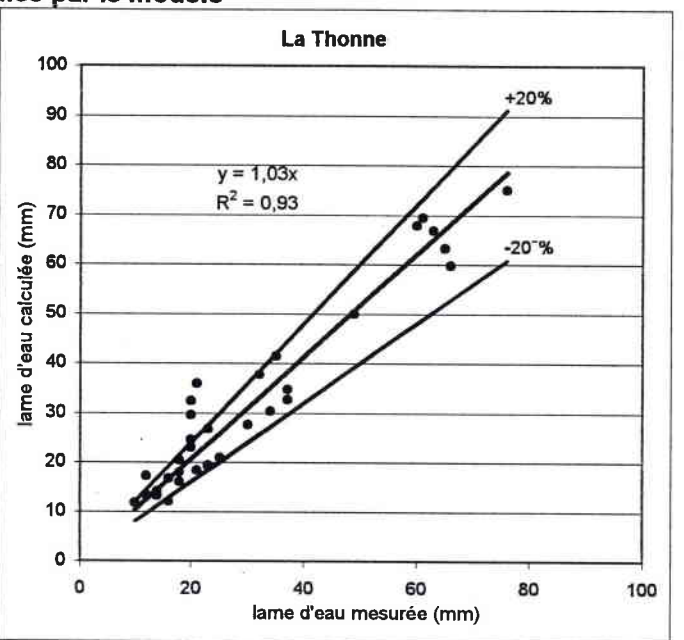
II) Validation des résultats

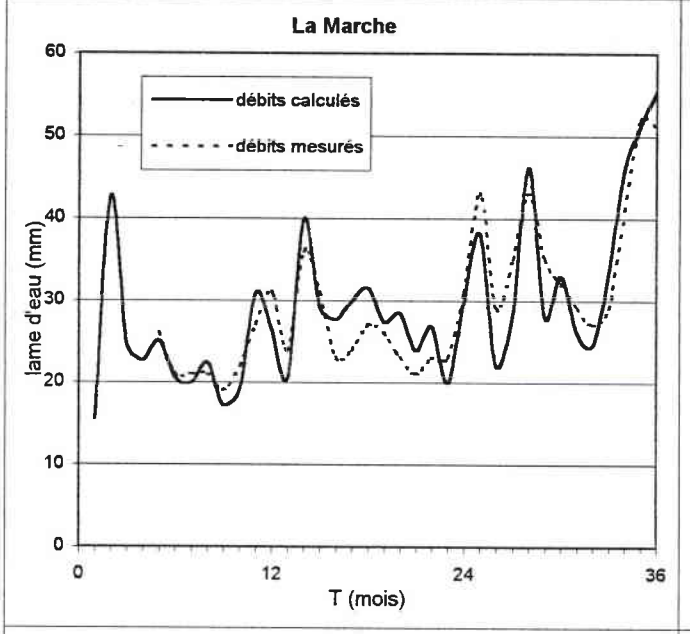
A- Comparaison des débits calculés et mesurés

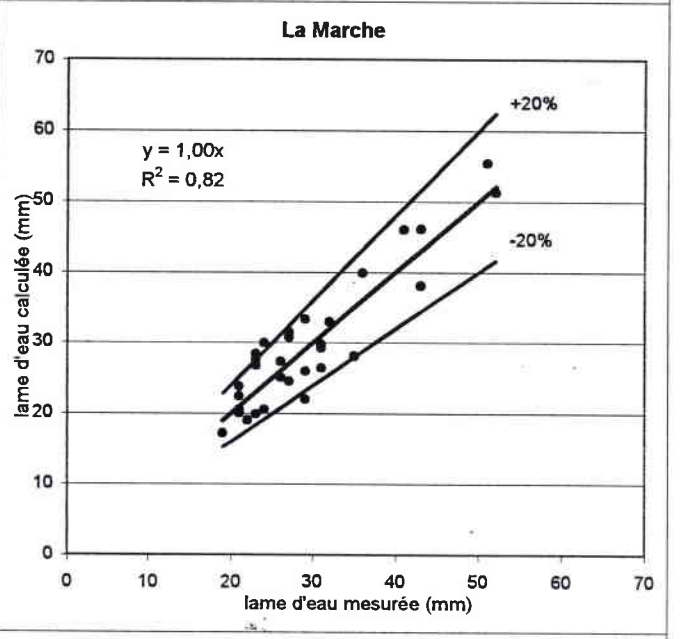
Pour les trois bassins globaux, sur la période de mai 1996 à décembre 1998, la méthode des moindres carrés valide les résultats obtenus par le modèle. Les coefficients de

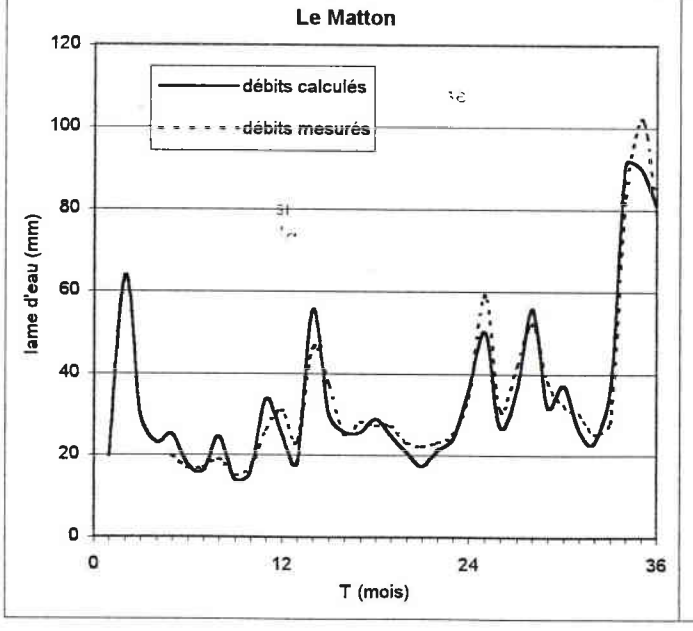
figure 5.6- Comparaison des débits mesurés et calculés par le modèle











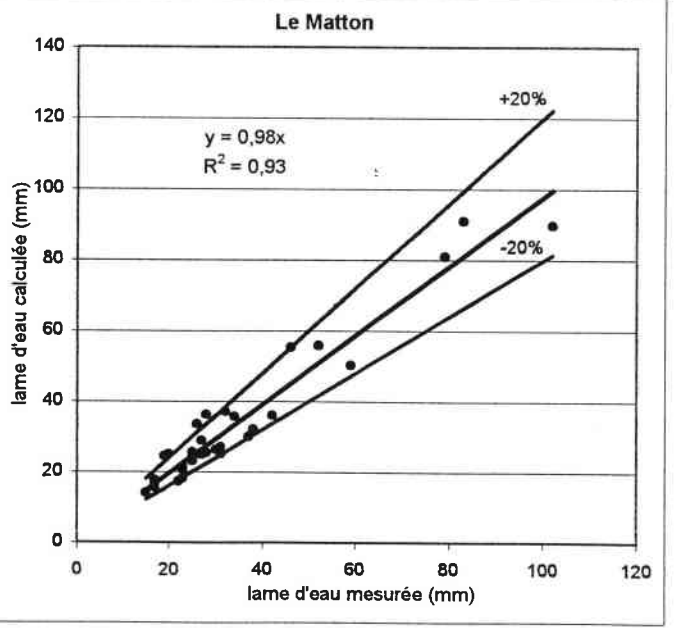


figure 5.7- Lame d'eau mesurée et calculée à la station de Thonne les Prés (Thonne)

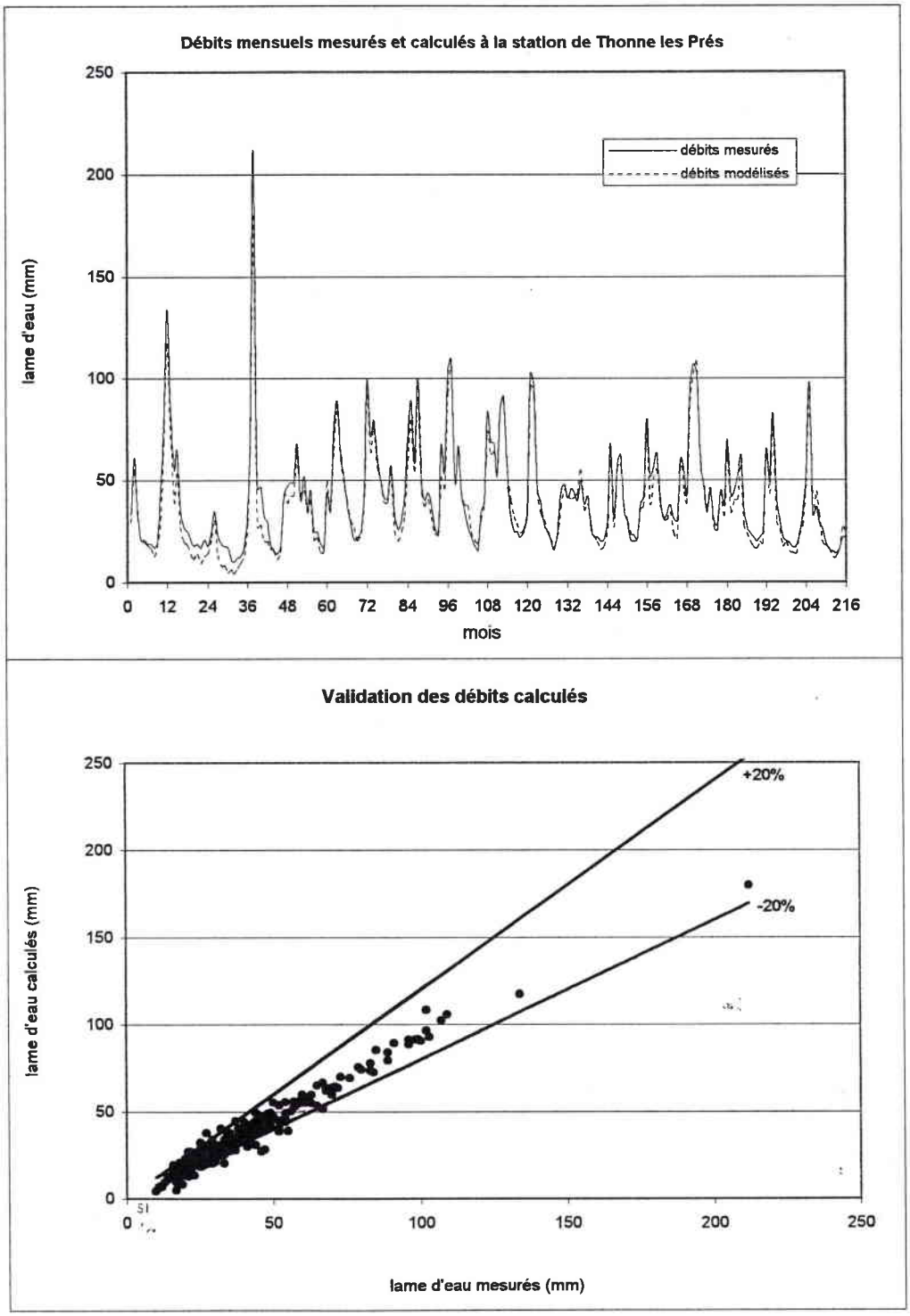


figure 5.8- Corrélations des débits mensuels mesurés et calculés à la station de Thonne les Prés

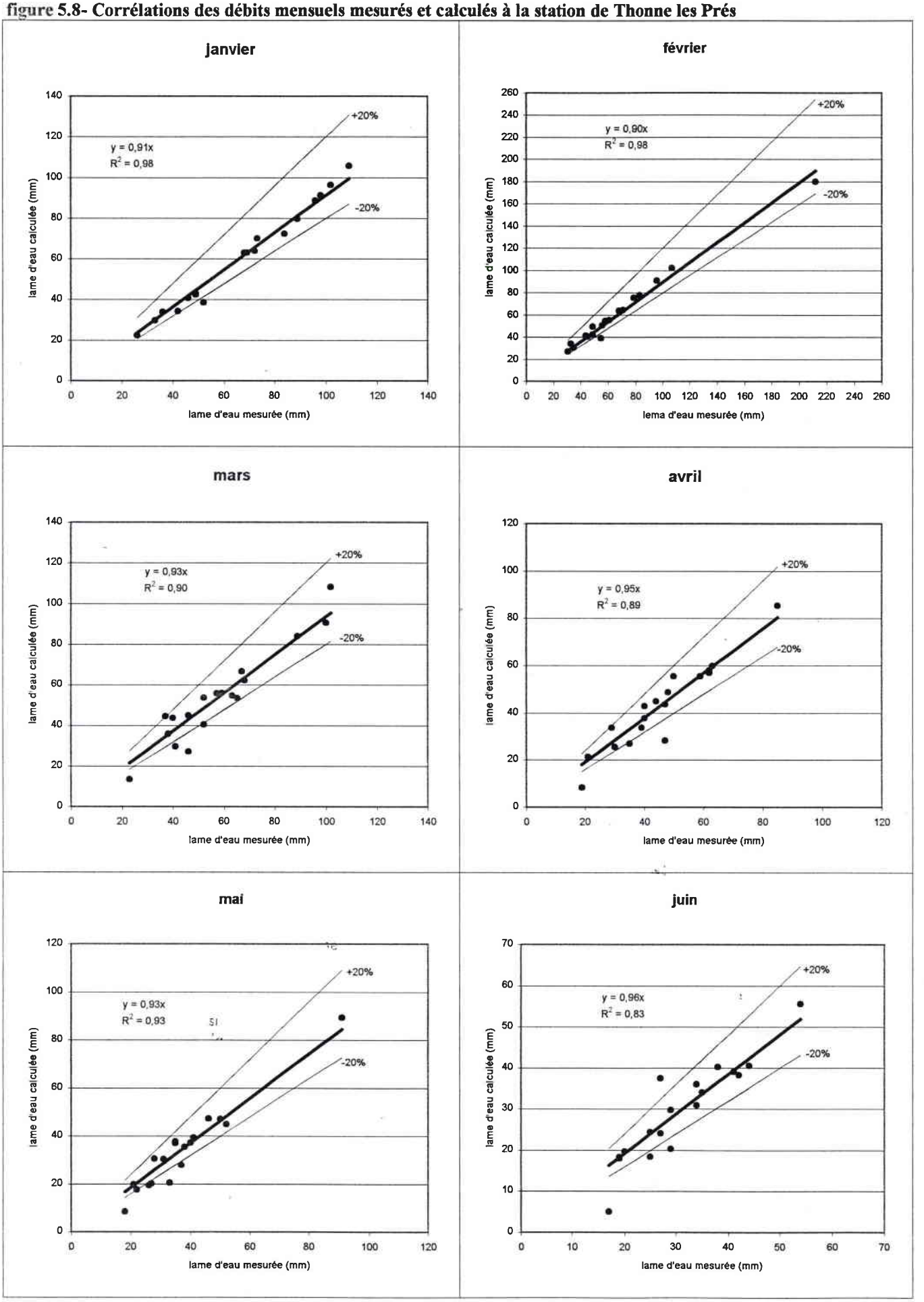
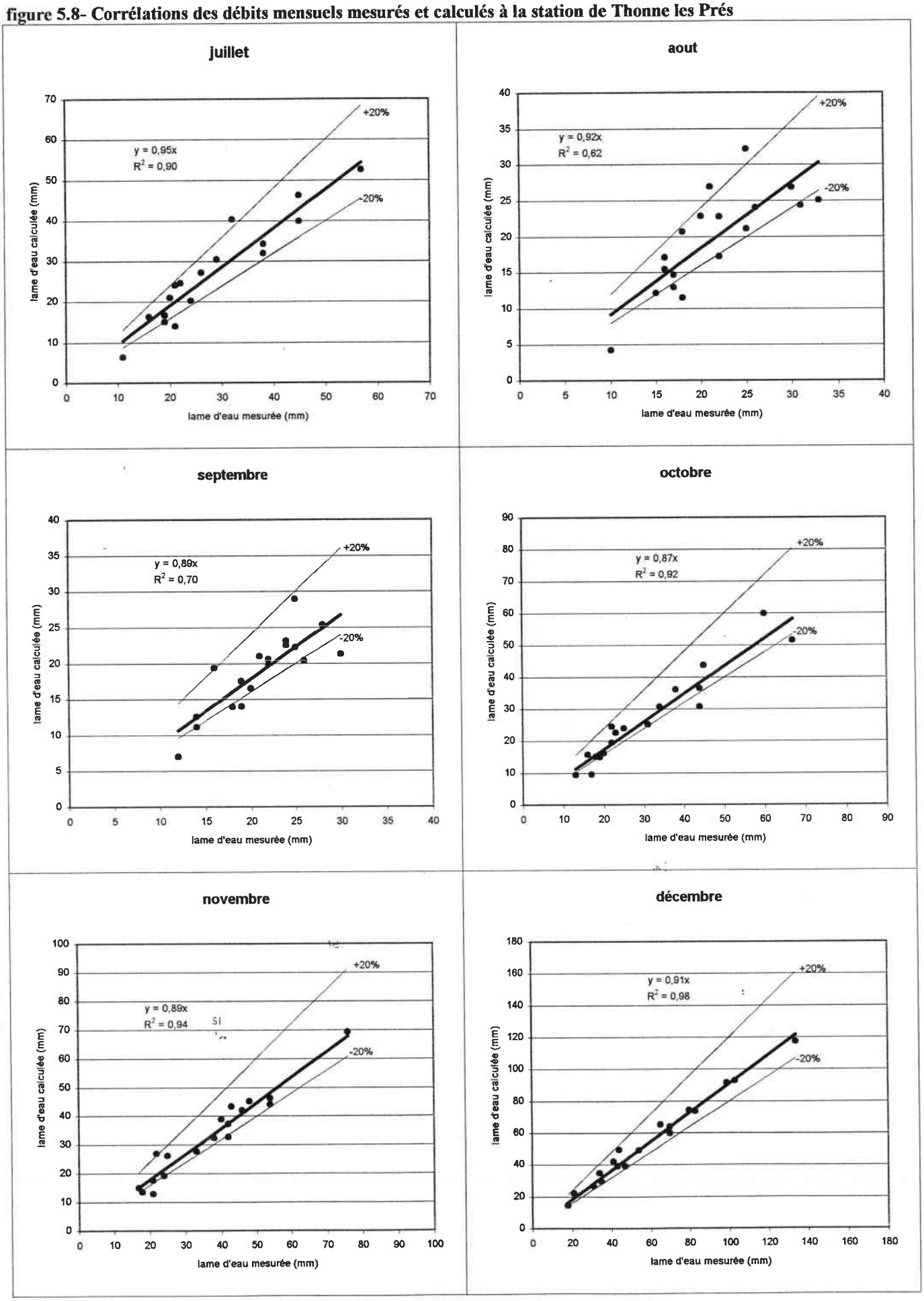


figure 5.8- Corrélations des débits mensuels mesurés et calculés à la station de Thonne les Prés



corrélation r^2 sont de 0.93, 0.93 et 0.82 respectivement pour la Thonne, le Matton et la Marche (fig. 5.6). Les biais sont faibles, ils sont respectivement de +3%, 0% et -2%.

Pour la Thonne, sur la période 1974-91, l'erreur estimée par la méthode des moindres carrés sur l'ensemble des 216 mois est faible : r^2=0.96 (fig. 5.7). Cependant, une légère sous estimation des débits apparaît, le biais est de –8%. Cette sous estimation est vraisemblablement le fait de transferts souterrains à partir du bassin de la Marche.

A l'échelle mensuelle les résultats sont contrastés, les coefficients de corrélation sont compris entre 0.98 en janvier/février et 0.62 en août, alors que les biais sont compris entre -4% et -13% (fig. 5.8). Le modèle donne donc des résultats acceptables, excepté pour les mois d'étiage, août et septembre.

La validation des débits totaux sur les bassins globaux s'est avérée probante. Pour autant, elle ne permet pas d'apprécier la justesse des débits de nappe proposés. C'est la raison pour laquelle nous avons jugé intéressant de comparer les débits de nappe issus du modèle avec les résultats de trois autres méthodes de séparation des écoulements couramment appliquées.

B- Autres approches de l'écoulement de base

Les nombreuses procédures existantes pour séparer l'hydrogramme en deux composantes peuvent être regroupées en deux types:

- celles qui prennent comme hypothèse que le débit de base répond à un événement pluvieux en même temps que le ruissellement.
- celles qui prennent comme hypothèse que le débit de base continue à décroître alors que le ruissellement commence.

Une distinction peut également être faite en fonction des moyens utilisés pour effectuer la séparation : manuel, statistique ou formulation mathématique empirique.

L'émergence de toutes ces méthodes souligne « le manque de compréhension du mode circulatoire de l'eau souterraine en fonction du temps pour une multitude d'événements pluvieux et du degré d'humidité du sol » (Arnold et al., 1995), ce qui a conduit certains auteurs à considérer la séparation des écoulements comme « une des techniques d'analyse la plus désespérée utilisée en hydrologie » (Hewlett et Hibbert, 1967) et comme « l'arène fascinante de l'imagination et de la spéculation » (Appleby, 1970).

Les trois méthodes retenues sont : l'Indice d'Ecoulement de Base (L'Vovich ; 1972), le filtre digital (Nathan R.J. et McMahon T.A., 1990) et la méthode du C.E.G.U.M (Gamez P., Zumstein J.F. ; 1993).

1) L'indice d'écoulement de base (I.E.B.)

La technique de l'I.E.B. est un procédé automatique de décomposition d'un hydrogramme de débits moyens journaliers (Q.m.j.) élaborée par l'Institut d'Hydrologie de Wallingford. Elle est traditionnellement utilisée dans les études de régionalisation des écoulements et a été récemment utilisée (Humbert J., Kaden U., 1994) pour détecter d'éventuelles perturbations d'origine anthropique sur les cours d'eau. Pour notre part, nous

utilisons cette technique pour observer l'évolution des débits de nappe de la Thonne sur la chronique 1974-91.

Cette méthode repose sur une chronique de débits moyens journaliers. Elle est divisée en groupe de N jours non chevauchants (Q_1, Q_2...Q_n), sur lequel on recherche le minimum.

Une Scrutation successive des groupes (Q_1, Q_2, Q_3), (Q_2, Q_3, Q_4), (Q_{n-1}, Q_n, Q_{n+1}) est faite. Si la valeur centrale d'un groupe Q_n x P.V.N. (P.V.N. étant le pourcentage de validité maximale, fixé à 0.9) est inférieure aux valeurs qui les encadrent, celle-ci est alors retenue comme étant un point pivot (Q_{b1}) pour la courbe des débits de base. L'opération est répétée jusqu'à ce que tous les groupes soient analysés (obtention de Q_{b2}, Q_{b3},...,Q_{bn}).
On estime chaque valeur Q_b journalier par une interpolation linéaire entre les Q_{bi},.

Cette méthode a pour avantage de s'appuyer directement sur les débits mesurés. Néanmoins, la fréquence des épisodes pluvieux limite le nombre de points pivots et provoque la retenue de points aberrants (fig. 5.9). Pour cette raison nous avons fait le choix de diviser la chronique en 7 jours (au lieu de 5) pour limiter ces points aberrants. Ceci a pour effet de réduire encore le nombre de points d'appui pour les débits de base, limitant la précision du calcul.

2) Le filtre digital automatisé

Ce filtre digital mathématique est communément utilisé en analyse des signaux. Nathan et McMahon (1990) ont adopté ce procédé à la partition de l'hydrogramme en posant l'hypothèse que les basses fréquences des débits de base peuvent être distinguées des hautes fréquences occasionnées par le ruissellement. Les auteurs mentionnent que bien que cette méthode ne possède pas de base physique, elle est objective et reproductible. L'équation du filtre est la suivante :

$$f_k = \alpha . f_{k-1} + \frac{(1+\alpha)}{2}.(y_k - y_{k-1}) \qquad (1)$$

f_k : réponse rapide du filtre au kième instant échantillonné
y_k : hydrogramme original
α : coefficient de tarissement

Ce filtre est appliqué à la série des données de débits moyens journaliers. Le coefficient α contrôle le degré d'atténuation de f_k.

Le débit de base est calculé comme étant : $b_k = y_k - f_k$ (2),

Cette méthode, utilisée par David et al. (1997) donne des résultats similaires à la méthode de l'I.E.B.

Cependant Chapman (1991) note que cet algorithme ne remplit pas les conditions de décroissance des débits lorsque l'écoulement cesse. En effet, d'après les équations (1) et (2) on note que :

$$b_k = b_{k-1} + (f_k + f_{k-1})\,(1-\alpha) / (1+\alpha)$$

D'après cette équation si le ruissellement cesse, (f_k=f_{k-1}=0) alors b_k=b_{k-1}=constante

Chapman propose donc un autre algorithme qui rend compte de la décroissance des débits en fonction d'un coefficient de tarissement lorsque le ruissellement cesse :

$$f_k = \frac{3.\alpha - 1}{3 - \alpha}.f_{k-1} + \frac{2}{3 - \alpha}.(y_k - \alpha.y_{k-1})$$

Nous avons appliqué ce filtre sur les chroniques de débits moyens journaliers enregistrés sur les trois bassins globaux. L'inconvénient majeur de cette méthode est un coefficient α qui régit d'une part le tarissement et d'autre part la remontée du débit de nappe en période de recharge. De ce fait le calage de ce filtre s'est avéré impossible sur les débits de la Marche et du Matton. En période de remontée de la nappe, le trop faible coefficient limite considérablement la remontée du débit de base, synonyme d'un fort coefficient d'écoulement alors que l'analyse des phases hydrologiques a montré le contraire.

3) La méthode statistique du C.E.G.U.M.

Cette méthode, qui repose largement sur la statistique, permet une séparation des écoulements (sur une chronique pluriannuelle) en débits de base et de ruissellement.

Cette méthode statistique s'appuie sur une chronique pluriannuelle de débits moyens journaliers classés mois par mois. Pour ce travail nous avons considéré la chronique 1974-1991.

A chaque débit correspond sa fréquence calculée selon Gumbel:

F=n/(N+1) où n: rang cumulé de la valeur
N: effectif total des valeurs

Pour chaque mois, nous avons dressé des courbes Log/Log en portant :

- en abscisse: les pourcentages cumulés des nombres de valeurs par classe:

Nj%= 100n/N avec n: valeurs cumulées classées
N: nombre total de valeurs de la série étudiée

- en ordonnée: les valeurs des débits moyens journaliers classées par ordre croissant.

Les valeurs situées en deçà du mode sont considérés comme étant des débit de nappe. Le mode a été déterminé à partir d'une loi de Fréchet, soit:

$\text{Ln } U_f = \text{LnQ} - 0.45 * S_{Lnx}$ avec S_{Lnx} étant l'écart-type

Le débit de nappe mensuel moyen est la moyenne des débits inférieurs au mode.

Cette méthode plus lourde à mettre en œuvre, ne donne des résultats qu'à l'échelle mensuelle moyenne. De plus, on peut s'interroger sur la signification du mode comme limite supérieure des débits moyens journaliers classés par ordre croissant lors des mois où la pluie

figure 5.9- Comparaison des points pivots pour l'I.E.B. à 5 et 7 jours

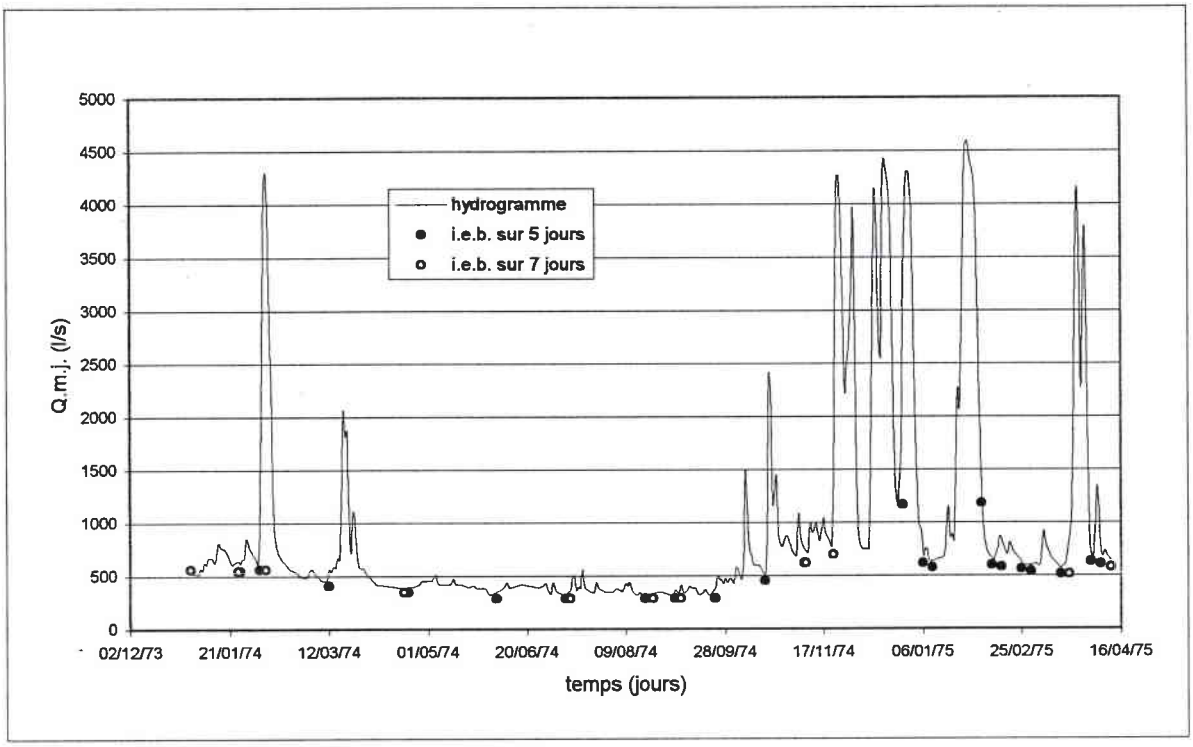
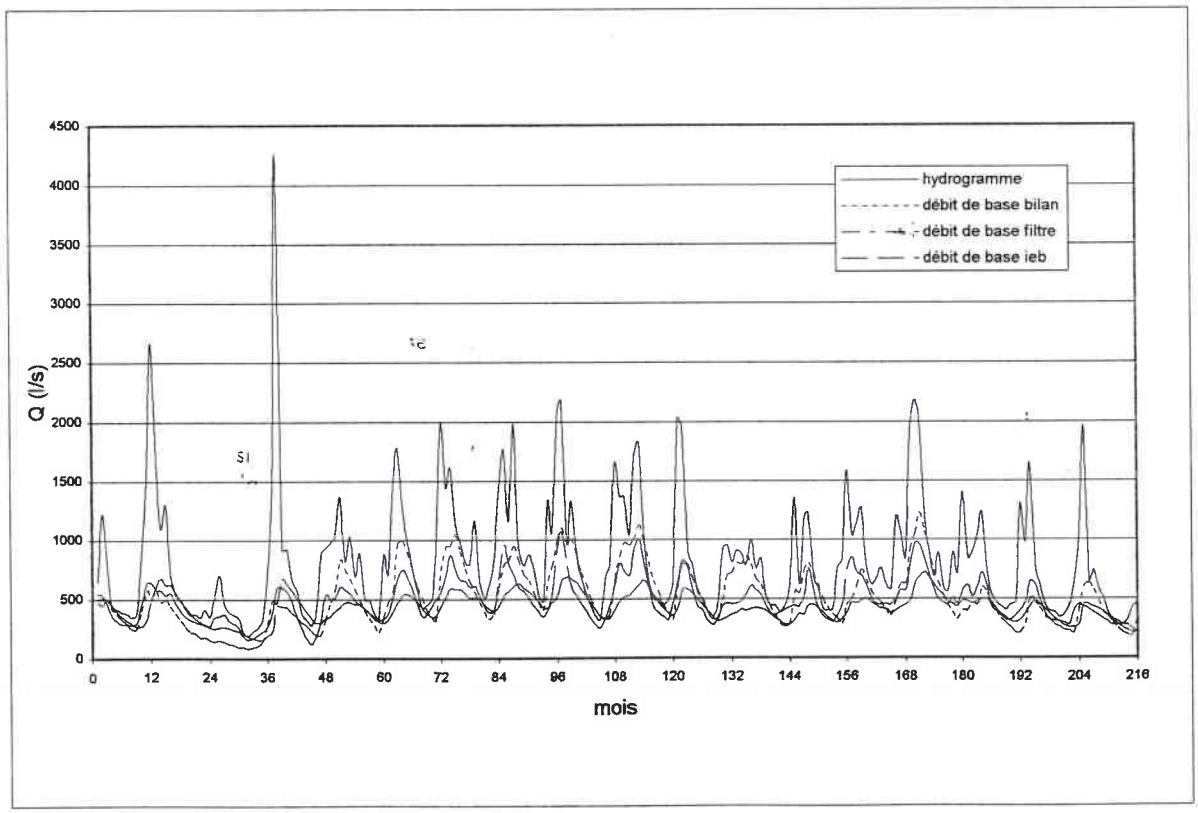


figure 5.10- Comparaison des débits de base mensuels de la thonne d'après trois méthodes



explique l'essentiel des débits. En effet, le mode (ou classe modale) est le débit le plus observé. Lorsqu'il pleut peu, le débit modal est un point d'équilibre vers lequel le débit tendra après chaque apport météorique. Dans ce cas, le mode sépare bien l'écoulement de ruissellement de l'écoulement de nappe. Par contre, lors des mois de forte pluviosité, le débit modal est influencé par le mode de la distribution des pluies. Dans ce cas, le débit modal résulte d'un équilibre entre apport météorique et ressuyage, ce qui engendre des incertitudes quant à la limite entre écoulement de nappe et écoulement de ruissellement.

C- Comparaison des résultats

La comparaison des résultats des quatre méthodes est faite à partir du pourcentage des débits de nappes par rapport aux débits totaux.

A l'échelle mensuelle, sur la chronique 1974-91 (Thonne), les résultats obtenus par le modèle sont plus contrastés, l'amplitude est de 32% (fig. 5.10). Par contre les pourcentages du débit de nappe donnés par les méthodes du filtre et de l'IEB sont peu contrastés, l'amplitude n'est que de 27% et 24%. Cela traduit le faible nombre de points pivots pour l'IEB, et la difficulté d'ajuster le coefficient α dans un bassin où vitesse d'infiltration et vitesse de restitution sont contrasté, pour la méthode du filtre.

A l'échelle mensuelle moyenne, échelle commune aux quatre méthodes, les résultats des débits de nappe de la Thonne sont bien corrélés ($r^2>0.83$) (fig. 5.11). Cependant le modèle surestime les débits de nappe par rapport aux trois autres méthodes.

Pour les méthodes basées sur les Qmj (IEB et filtre), une validation a consisté à comparer leurs résultats aux phases hydrologiques non influencées par les précipitations. Les erreurs types par année sont en moyenne plus faibles pour la méthode de l'IEB (16.8%) que pour celle du filtre (20.6%).

Il est difficile de juger de la validité des résultats de ces quatre méthodes. C'est pourquoi nous les avons également comparées aux résultats obtenus par le découpage manuel des hydrogrammes (cf. 4ème chapitre).

Cette comparaison montre les limites des méthodes automatisées pour déterminer le débit de base. Les coefficients de corrélation ne dépassent pas 0.76 (méthode de l'IEB appliquée aux débits du Matton). Cette méthode, appliquée aux deux autres stations, donne des résultats similaires (0.74 pour la Marche et 0.69 pour la Thonne).

La méthode du filtre, appliquée uniquement sur les débits de la Thonne, donne des résultats légèrement plus proches de ceux obtenus par un découpage manuel ($r^2 = 0.75$).

Le modèle donne les moins bons résultats (r^2 de 0.72 pour la Thonne, 0.62 pour le Matton et 0.60 pour la Marche). Ces mauvais résultats sont liés à la difficulté d'ajuster un modèle pluie/débit sur des bassins hétérogènes, mais également à la très faible amplitude, en pourcentage, des valeurs de l'échantillon, 30% pour la Marche, 50% pour la Thonne et 60% pour le Matton .

En conclusion, les valeurs de débits de nappe calculés par le modèle sont comparables à celles issues des trois méthodes de décomposition des hydrogrammes. Ces résultats, comparés à ceux obtenus par un découpage manuel, ont une précision de l'ordre de 30 %.

figure 5.11- comparaison des débits de base mensuels moyens de la Thonne d'après trois méthodes (pourcentage par rapport au débit total)

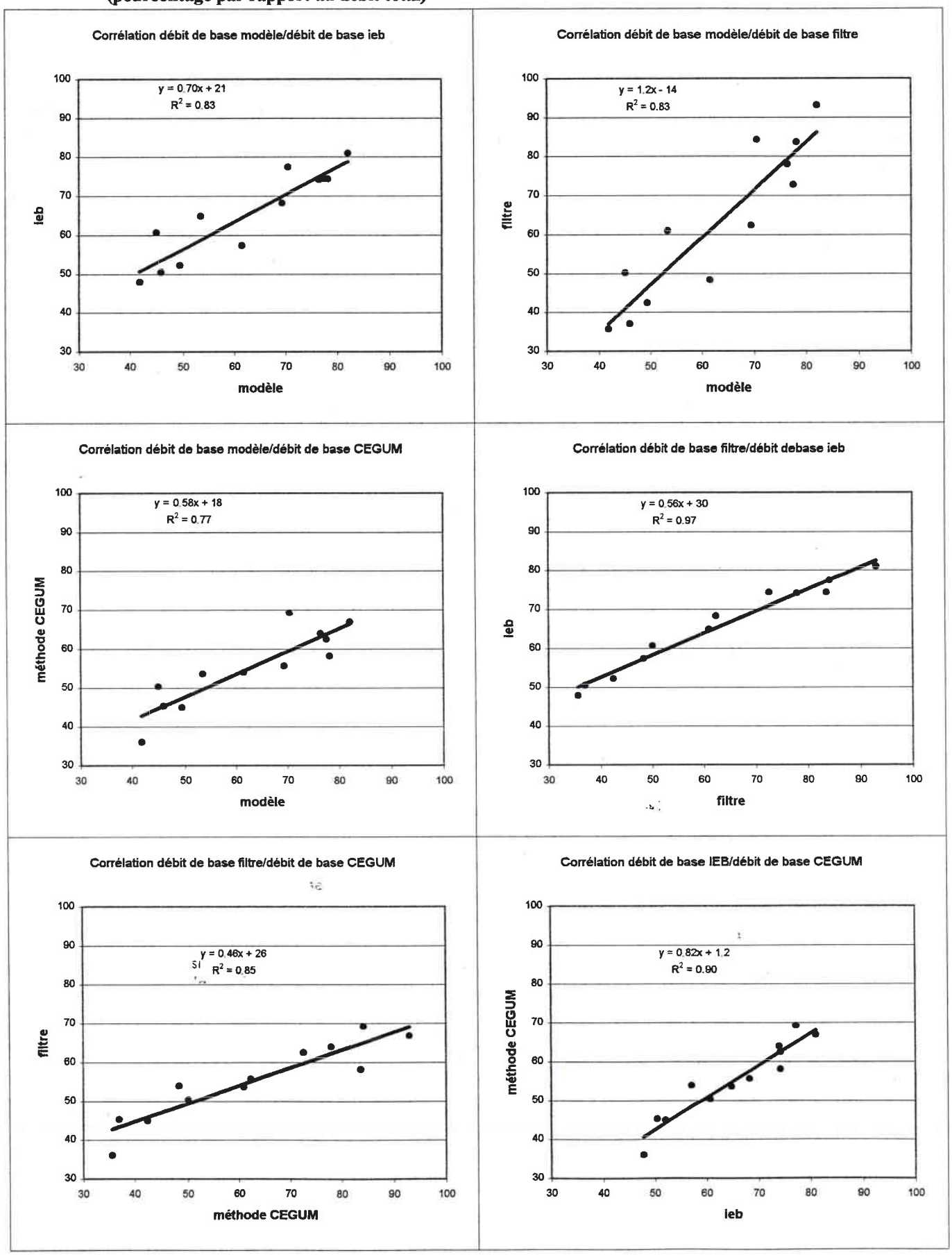
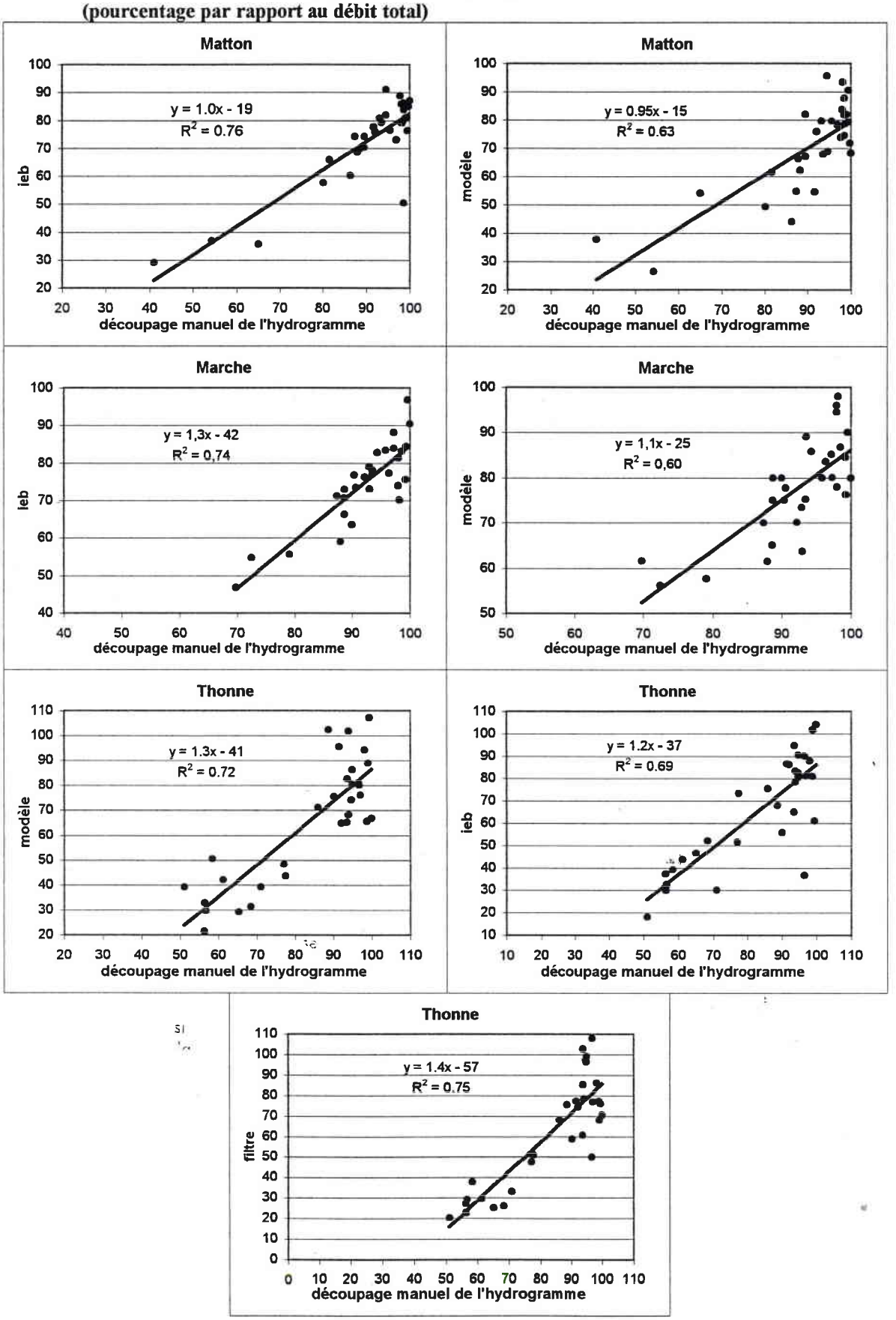


figure 5.12-Comparaison des débits de base mensuels obtenus par des méthodes automatiques avec ceux issus d'un découpage manuel des hydrogrammes (pourcentage par rapport au débit total)



Conclusion

Les résultats de la modélisation du bilan hydrologique sur les bassins globaux s'avère satisfaisante, tant du point de vue des débits de surface que des flux d'eau souterraine. Les chroniques de débits mensuels de la Marche et du Matton ont ainsi pu être reconstituées de 1974 à 1991.

Les bilans hydrologiques reconstitués sur ces deux bassins confirment les résultats obtenus à partir des débits observés de 1996 à 1998. Cependant ils ne tiennent pas compte de transferts souterrains mis en évidence sur la Thonne, par comparaison des débits mesurés et calculés. Malgré cela, les débits de nappes expliquent plus de 80% des débits à l'exutoire des bassins de la Marche et du Matton. Ces pourcentages, qui paraissent élevés, sont peut être liés au paramétrage du modèle. Les années 1996 à 1998, sur lesquelles repose le calage, sont plus sèche que la chronique 1974-1991. Néanmoins, même biaisées, de telles valeurs confirment le rôle prépondérant des débits de nappe dans le régime des débits des cours d'eau drainant les G.A.L.

Chapitre 6ème : Modélisation des débits sur les bassins unitaires

Les données ponctuelles, sous la forme de profils ou de cartographie donnent une première information sur l'hétérogénéité de la ressource mais ne renseignent pas sur sa dynamique. Il s'agit, à partir des données ponctuelles, de reconstituer le régime hydrologique de chaque bassin unitaire.

La méthodologie utilisée jusqu'à présent se contente de proposer des états correspondant à des situations fréquentielles de basses eaux (C.E.G.U.M.,A.E.R.M., 1994). Elle repose sur :

- la correction des points aberrants en corrélant les campagnes deux à deux
- le lissage des profils, en posant pour hypothèse qu'il existe une relation entre le débit Q et la surface A correspondante du bassin versant selon l'expression :

$Q=h.A.^{g}$ h est fonction des conditions d'alimentation
et g dépend des modalités d'écoulement

La dynamique des tronçons ou des bassins unitaires, ramenée à la détermination de débits fréquentiels caractéristiques d'étiage, se fait par calage des profils lissés sur les débits caractéristiques aux stations hydrométriques. De fait, cela revient à attribuer aux bassins unitaires une même dynamique quelles que soient leurs caractéristiques géologiques, ce qui pourrait conduire à des invraisemblances si on s'écartait des finalités pour lesquelles cette méthode a été mise au point.

D'ailleurs, certaines approximations, peu gênantes sur le linéaire, peuvent s'avérer pénalisantes pour une approche spatiale fine. En effet, la corrélation des campagnes deux à deux présuppose un fonctionnement homogène de tous les tronçons jaugés du cours d'eau. Ainsi, la distinction entre chacun des tronçons du cours d'eau repose uniquement sur les volumes écoulés, mais pas sur les aspects dynamiques (distincts en phase de restitution, les coefficients de tarissement peuvent être différents par bassin unitaire).

La recherche d'un autre moyen pour déterminer la dynamique des débits des bassins unitaires s'avère donc indispensable pour une connaissance approfondie des flux d'eau souterraine. Pour l'approche de cette dynamique nous avons choisi d'utiliser le modèle hydrologique mis en œuvre de façon probante sur les bassins globaux malgré leur hétérogénéité.

I) Application du modèle hydrologique

Les méthodes de déglobalisation de l'information hydrologique reposent sur des modèles distribués (Dooge J.C., 1959) basés sur la distribution sur des sous bassins de paramètres déterminés aux station. Par exemple, Wang G.T. et Chen S. (1996) ont appliqué cette démarche en combinant des équations différentielles pour des sous-bassins en série ou en parallèle.

De tels modèles, sur la base d'une discrétisation, à pas de temps réguliers ou non de l'espace, tiennent compte de la variabilité spatiale des processus de transformation de la pluie en débits. Ils ont pour inconvénient majeur de nécessiter une quantité importante d'informations. Généralement bien connues du point de vue qualitatif (sol, occupation du sol, lithologie...), les informations relatives au processus demeurent inconnues. Ces dernières résultent le plus souvent de paramètres de calage ou de données issues d'observation aux

stations, redistribuées telles quelles sur les sous bassins. La validation des modèles distribués se fait aux stations sans de véritable contrôle sur les sous bassins.

Notre démarche consiste à nous appuyer sur les données ponctuelles qui intègrent déjà les processus hydrologiques. La modélisation du cycle de l'eau sur chacun des bassins unitaires se fait donc en calant les débits de nappe sur les valeurs mesurées en régime non influencé par les pluies.

Le modèle utilisé est au pas de temps mensuel (cf. 5ème chapitre). Ceci revient à considérer les mesures instantanées comme représentatives de débits mensuels de nappe. Certaines campagnes de mesure se sont déroulées sur un même mois, dans ce cas le débit du mois est la moyenne de ces mesures. Il subsiste donc onze valeurs mensuelles de débit, sur lesquelles s'appuie le calage du modèle.

A- Les paramètres

Seuls les coefficients d'écoulement de crue des trois bassins versants globaux sont connus (Cf. 4ème chapitre). Il n'est pas possible, à partir de ces valeurs, de déterminer la contribution, en terme d'écoulement de crue, de chacun des bassins unitaires.

Pour ces bassins, le choix des coefficients d'écoulement de crue s'est donc fait de façon simplifiée en leur attribuant le même coefficient qu'un bassin global. Cette redistribution est faite sur la base des caractéristiques lithologiques des bassins unitaires, étant entendu qu'elles sont le facteur prépondérant dans la perméabilité à l'infiltration. Nous avons distribué les coefficients d'écoulement de la Marche aux bassins unitaires inscrits dans les formations sinémuriennes (perméabilité d'interstices), les coefficients d'écoulement du Matton aux bassins unitaires inscrits dans les formations du Lotharingien/Carixien (également perméabilité d'interstices, mais ces formations comportent une proportion d'argiles plus importante que la précédente, cf. 1ère partie) et enfin, nous avons attribué les coefficients d'écoulement de la Thonne aux bassins unitaires du Domérien.

A priori, ces choix biaisent la réalité puisqu'ils impliquent le non respect des coefficients d'écoulement aux stations. Néanmoins, le caractère assez marqué des trois bassins globaux (cf. 4ème chapitre), devrait assurer une certaine cohérence des résultats.

Les coefficients mensuels de vidange des réservoirs, K1 et K2, sont des paramètres de calage.

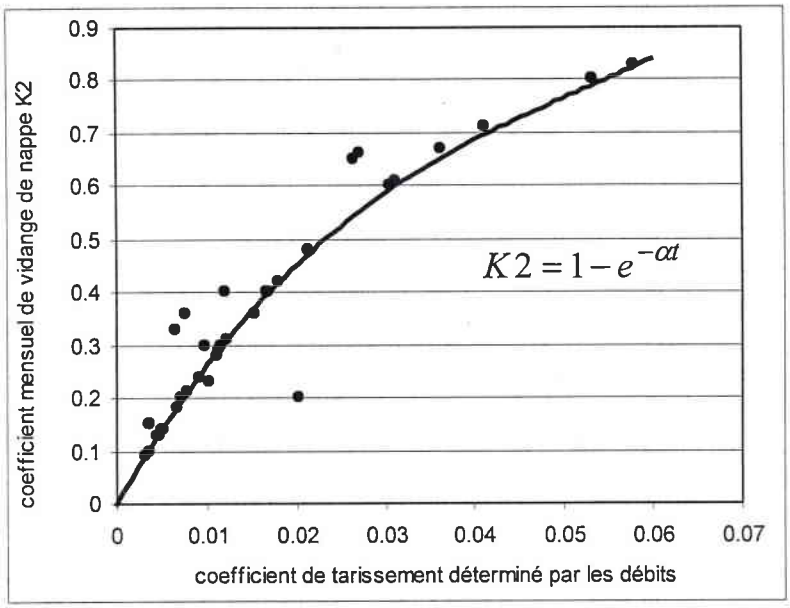
B- Le calage

Le calage du modèle est réalisé visuellement en comparant les débits de nappe calculés avec les onze mesures ponctuelles de débit. Pour cela nous avons joué sur les paramètres de calage qui sont les surplus initiaux dans les réservoirs nappes ainsi que les coefficients K1 et K2 de vidange mensuel des réservoirs. Ces derniers sont comparables aux coefficients de tarissement déterminés dans le quatrième chapitre (figure 6.1).

tableau 6.1- Statistiques des coefficients K1 et K2

	Sinémurien	Loth/Carixien	Domérien
Moyenne K1	0.24	0.48	0.83
Ecart type K1	51.6%	48.5%	28.6
Moyenne K2	0.22	0.35	0.68
Ecart type K2	45.7%	47.0%	12.2%

figure 6.1- Relation K2/α



Globalement, les données calculées par le modèle s'ajustent bien aux débits mesurés (annexe 6.1), bien que cette appréciation ne soit que qualitative. Sur quelques bassins unitaires il apparaît néanmoins des débits mesurés qui s'éloignent sensiblement de la courbe des débits modélisés. Ces débits non représentatifs ont plusieurs causes :

- lorsque le débit d'une même campagne s'écarte des débits du modèle pour plusieurs bassins unitaires (exemple du mois de juillet 1997 pour les bassins Aul1, Ch36d1, ch37d3 et Giv1), il s'agit vraisemblablement d'une campagne influencée par un ruissellement de surface. Les bassins cités en exemple sont quasiment tous situés dans les schistes du Paléozoïque plus sensibles au ruissellement que les formations du secondaire.

- sur certains bassins il peut exister un point qui s'éloigne largement des débits du modèle, alors que tous les points s'ajustent bien (exemple de Ch36d1, ch36d2 et Tho7d). Dans ce cas il peut s'agir soit d'une erreur de mesure, soit d'une influence anthropique ponctuelle : vannage ou pompage d'un agriculteur (rappelons que la plupart des campagnes ont été réalisées en été).

- sur les bassins dont les débits ont été ajustés par des paramètres K1 de transfert rapide, il peut exister un déphasage entre le débit mensuel calculé (moyenne du mois) et le débit effectivement mesuré si ce dernier l'a été en début et fin de mois (exemple de Tho5d, Ma9d2).

Enfin, notons qu'il existe des bassins unitaires pour lesquels il est impossible de caler le modèle. De tels résultats fixent la limite de la méthode mise en œuvre. Il s'agit soit de bassins intermédiaires dont on a montré que les incertitudes sur les mesures sont importantes, soit d'un bassin largement anthropisé (Ma4g) dont le point de mesure se situe directement à l'aval d'un étang. Le débit est donc fonction du vannage.

Pour quatorze bassins unitaires, quelque soit la valeur des paramètres de calage utilisée, il s'est avéré que les débits calculés par le modèle étaient largement trop forts ou trop faibles par rapport aux débits mesurés (figure 6.1). Pour ces bassins le calage a donc nécessité

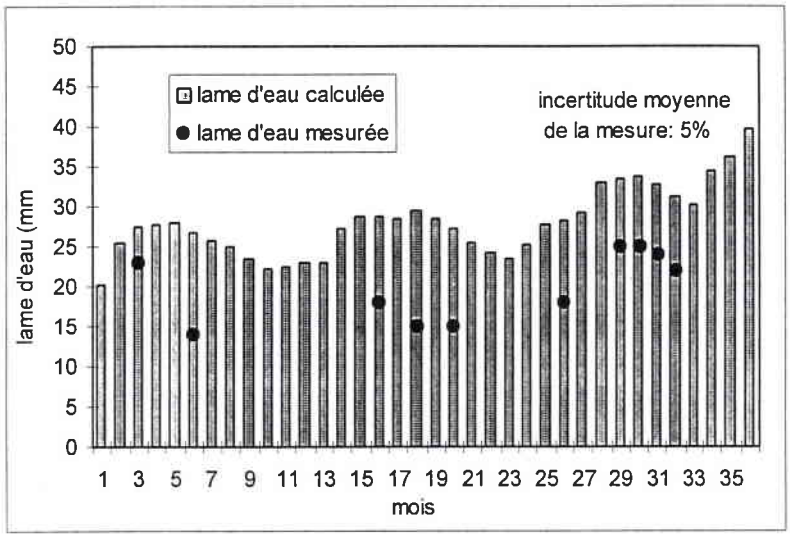
tableau 6.2- Paramètres de calage des bassins unitaires

	surplus1	surplus2	K1	K2	Coef. éc.	coef.inf.dir	correction
AUL2	100	100	0.15	0.29	Marche	10	-50%
AUL4	90	90	0.5	0.24	Marche	10	60%
AUL5	100	100	0.4	0.15	Marche	10	20%
AUL6g3	150	150	0.3	0.1	Marche	10	-25%
AUL6g2	40	40	0.8	0.13	Marche	10	100%
Aul6g1	10	10	0.5	0.48	Thonne	10	\
AUL6g	40	40	0.5	0.48	Thonne	0	120%
CH29d	10	10	1	0.83	Thonne	0	\
CH31d	50	50	1	0.42	Thonne	5	\
CH35d	50	50	0.5	0.5	Matton	10	\
CH35d1	20	20	0.9	0.42	Thonne	5	\
CH35d2	60	60	1	0.13	Thonne	0	\
CH36d	100	100	0.5	0.1	Marche	10	25%
CH36d1	90	90	0.25	0.31	Marche	5	20%
CH37d1	150	150	1	0.4	Matton	5	\
CH37d2	10	10	1	0.65	Thonne	5	\
MA1d	55	55	0.4	0.36	Marche	10	\
MA2	210	210	0.2	0.09	Marche	10	20%
MA3	150	150	0.15	0.33	Marche	10	\
MA4g	100	100	0.17	0.21	Marche	10	\
MA5g	190	190	0.1	0.14	Marche	10	\
MA6	100	100	0.3	0.2	Marche	10	40%
MA7g	40	40	0.6	0.3	Matton	10	\
MA8g	50	50	0.6	0.28	Matton	10	\
MA9d2	50	50	1	0.3	Matton	5	\
MA9d1	15	15	0.7	0.4	Matton	5	\
MA9d	15	15	0.7	0.4	Matton	5	\
MA10d	20	20	0.5	0.36	Matton	5	-30%
MA11	130	130	0.2	0.2	Matton	10	30%
MA12g	20	20	0.8	0.61	Thonne	0	\
THO1	80	80	0.2	0.18	Matton	5	\
THO2	40	40	0.6	0.23	Matton	5	\
THO3	70	70	0.4	0.4	Matton	5	-60%
THO4d	80	80	0.8	0.14	Matton	5	\
THO5d	5	5	1	0.8	Thonne	0	\
THO6	150	150	0.2	0.37	Matton	10	40%
THO7d	40	40	0.5	0.66	Thonne	0	\
THO8-9	50	50	0.4	0.48	Thonne	5	\

surplus: surplus initial (janvier 1974) des réservoirs
K1 et K2: coefficient mensuel de vidange des réservoirs
coef.éc: coefficient d'écoulement de crue
coef.inf.dir.: coefficient d'infiltration directe

l'ajout ou le retranchement d'une fraction du débit de nappe pour faire coïncider les débits modélisés avec ceux mesurés. La correction de ces débits de nappe s'est faite en pourcentage, de –50% pour Aul2 à + 120% pour Tho3 (tableau 6.2).

figure 6.1- Exemple (Aul6g3) de bassin anthropisé



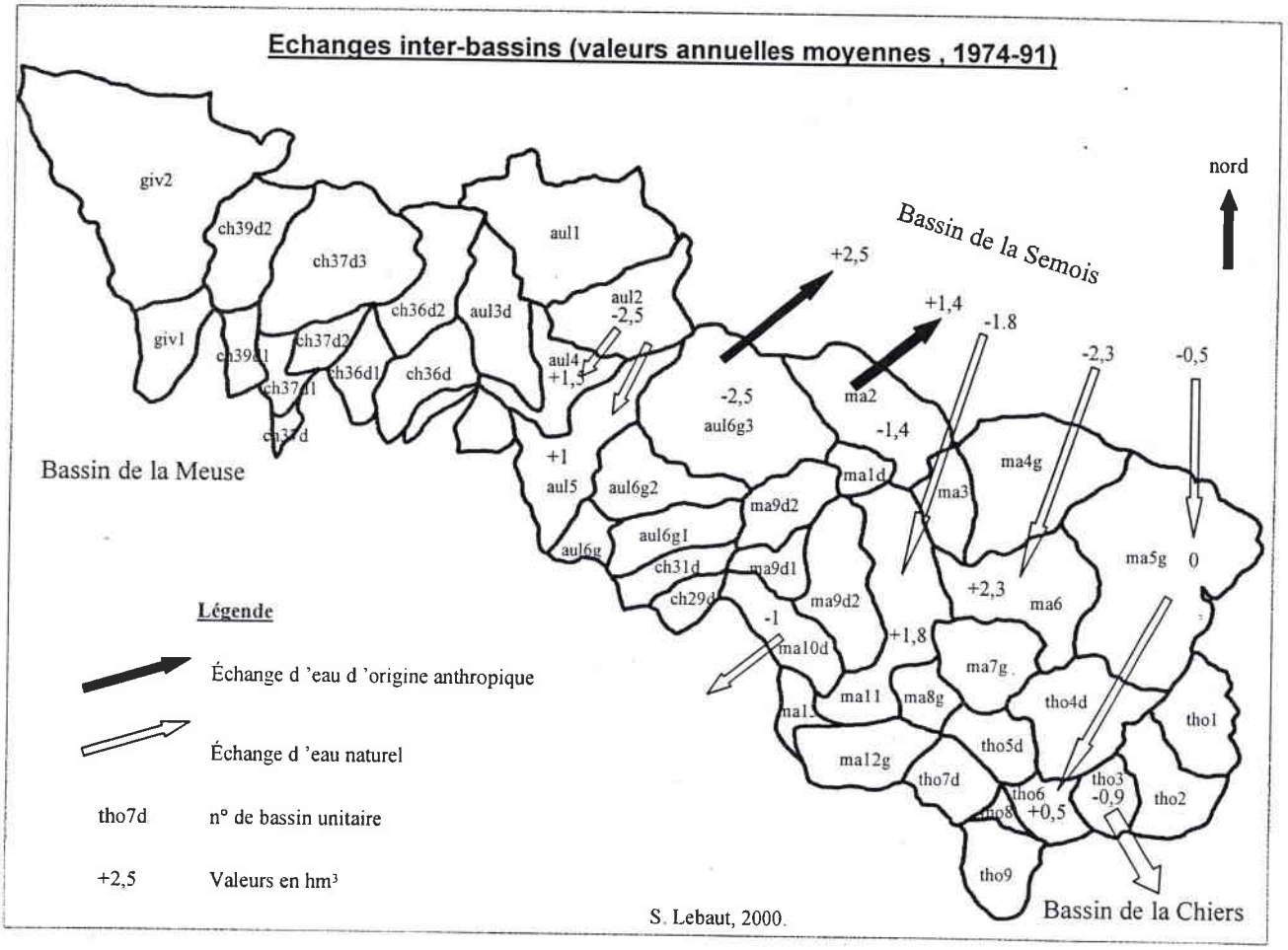
Etant donné la faible sensibilité du modèle, il ne peut s'agir d'erreurs de mesure ou alors d'erreurs systématiques de même proportion, peu probables. Ces corrections nécessaires témoignent donc, soit de transferts inter-bassins (cf. 1ère partie), soit de prélèvements permanents pour l'A.E.P. par exemple.

tableau 6.3- Echanges d'eau entre les bassins (en moyenne sur la période 1974-91)

Bassin unitaire	apport	volume m3	l/s	mm	l/s/km²
Aul2	-	2540961	81	21	7
Aul4	+	1480902	47	22	8
Aul5	+	984372	31	7	2
Aul6g3	-	2454776	78	10	3
Aul6g2	+	2802792	89	29	10
Aul6g	+	890081	28	28	10
Ch36d	+	607697	19	8	3
Ch36d1	+	284947	9	6	2
Ma2	-	1396408	44	10	3
Ma6	+	2302192	73	15	5
Ma10d	-	974011	31	12	4
Ma11	+	1782682	57	9	3
Tho3	-	895448	28	14	5
Tho6	+	503082	16	11	4

Les surplus d'eau du modèle par rapport aux mesures s'expliquent pour les bassins unitaires Aul2, Aul6g3 et Ma2 par des prélèvements d'eau pour l'A.E.P. Cette ponction dans les aquifères se fait essentiellement en Belgique (amont du domaine d'étude), il s'agit de sources captées utilisées pour alimenter les villages de fond de vallée (Lambermont par exemple) mais dont une large part est pompée et acheminée sur le plateau plus peuplé (ville

carte 6.1



Les échanges sont estimés à partir des bilans hydrologiques par bassin unitaire.

de Florenville). L'eau qui sourd dans le fond du bassin Aul6g3 est d'une part utilisée par la Belgique (même configuration que précédemment) mais également par la France (source du Banel qui alimente Carignan que nous avons mesuré à 18 l/s).

Deux types de bassins sont à distinguer quant aux apports extra-bassins. Il existe d'une part les bassins dont la limite inférieure est hydraulique (surface piézométrique) et d'autre part ceux dont la limite étanche est constituée par un horizon lithologique imperméable.

La première configuration concerne les bassins Aul5, Ch36d, Ch36d1 et Ma11. Les transferts d'eau souterrains se font d'un bassin amont vers un bassin aval contigu, du nord vers le sud conformément au pendage des terrains (carte 6.1).

Le deuxième cas concerne les bassins Aul4, Aul6g2, Ma6 et Tho6. Ils sont situés à mi-parcours sur les cours d'eau principaux. Dans ce cas la limite étanche argilo-marneuse qui sous tend ces bassins les relie de fait au contexte hydrogéologique régional. Le surplus d'eau provient du bassin de la Semois pour Aul4, Aul6g2 et Ma6 et du bassin de la Marche pour Tho6. L'alimentation des aquifères du Sinémurien par le bassin de la Semois est d'au moins 4.5 Hm^3.

II) Validation des résultats

Le bassin global est traité comme un système composé de plusieurs bassins unitaires (fig. 6.2) dont la somme des débits doit correspondre aux débits observés à la station

C'est la raison pour laquelle nous évaluons la performance des résultats du modèle en comparant la somme des débits produits par ces bassins aux débits effectivement mesurés aux stations. Dans ce cas les débits reconstitués à la station sont issus de l'équation suivante :

$$Q_{st} = \sum_{i=1}^{n} Q_i \cdot \frac{Si}{100}$$

avec Q_i : débit du bassin unitaire

et Si : pourcentage de la surface du bassin unitaire par rapport au bassin combiné

figure 6.2- Modèle distribué : l'exemple du bassin de la Marche

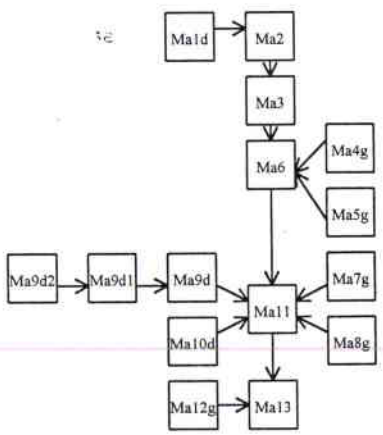


figure 6.3- Validation des débits mesurés et calculés aux trois stations (1996-1998)

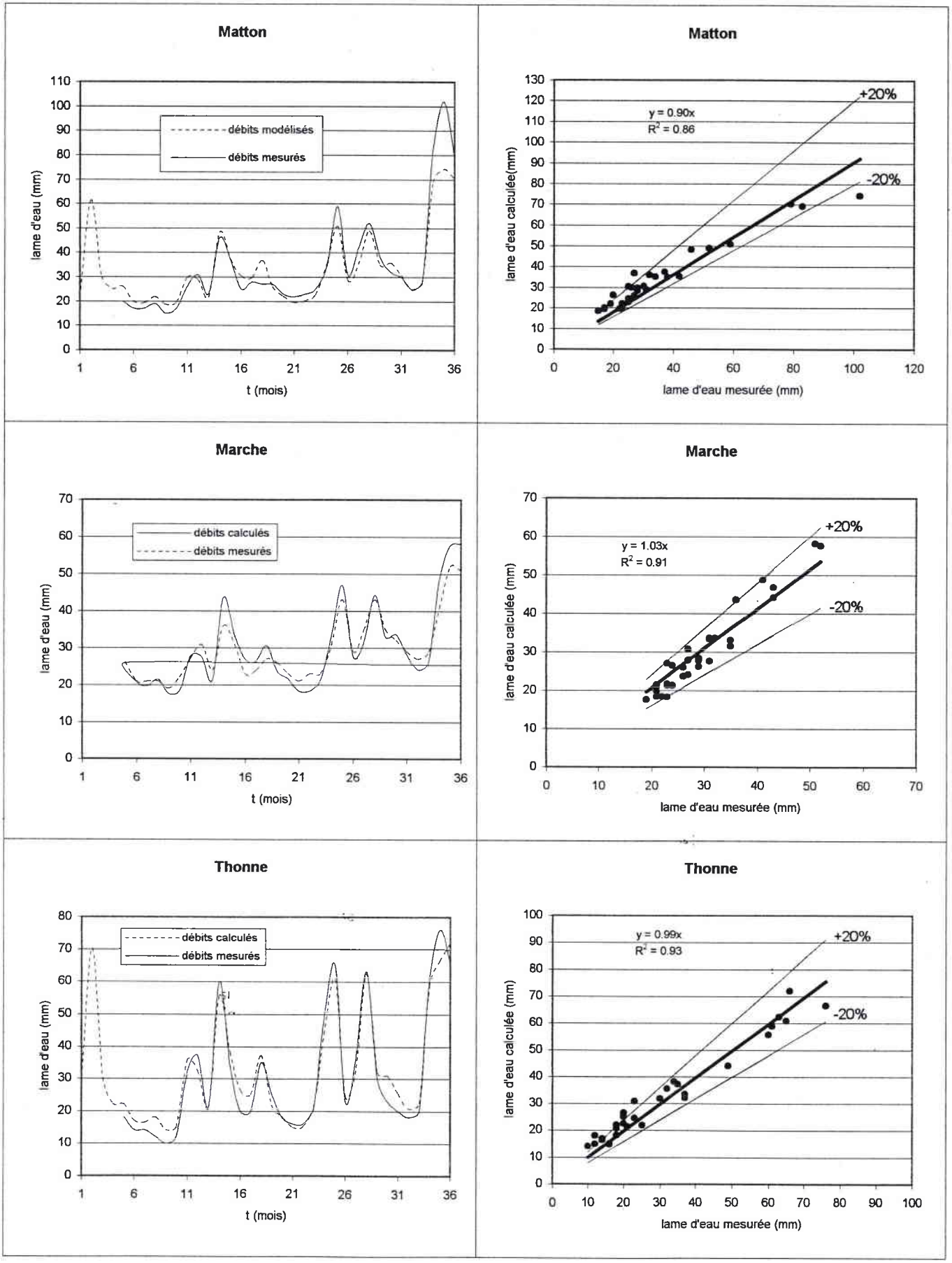


figure 6.4- Débits mesurés et modélisés (somme des bassins unitaires) sur la Thonne (1974-91)

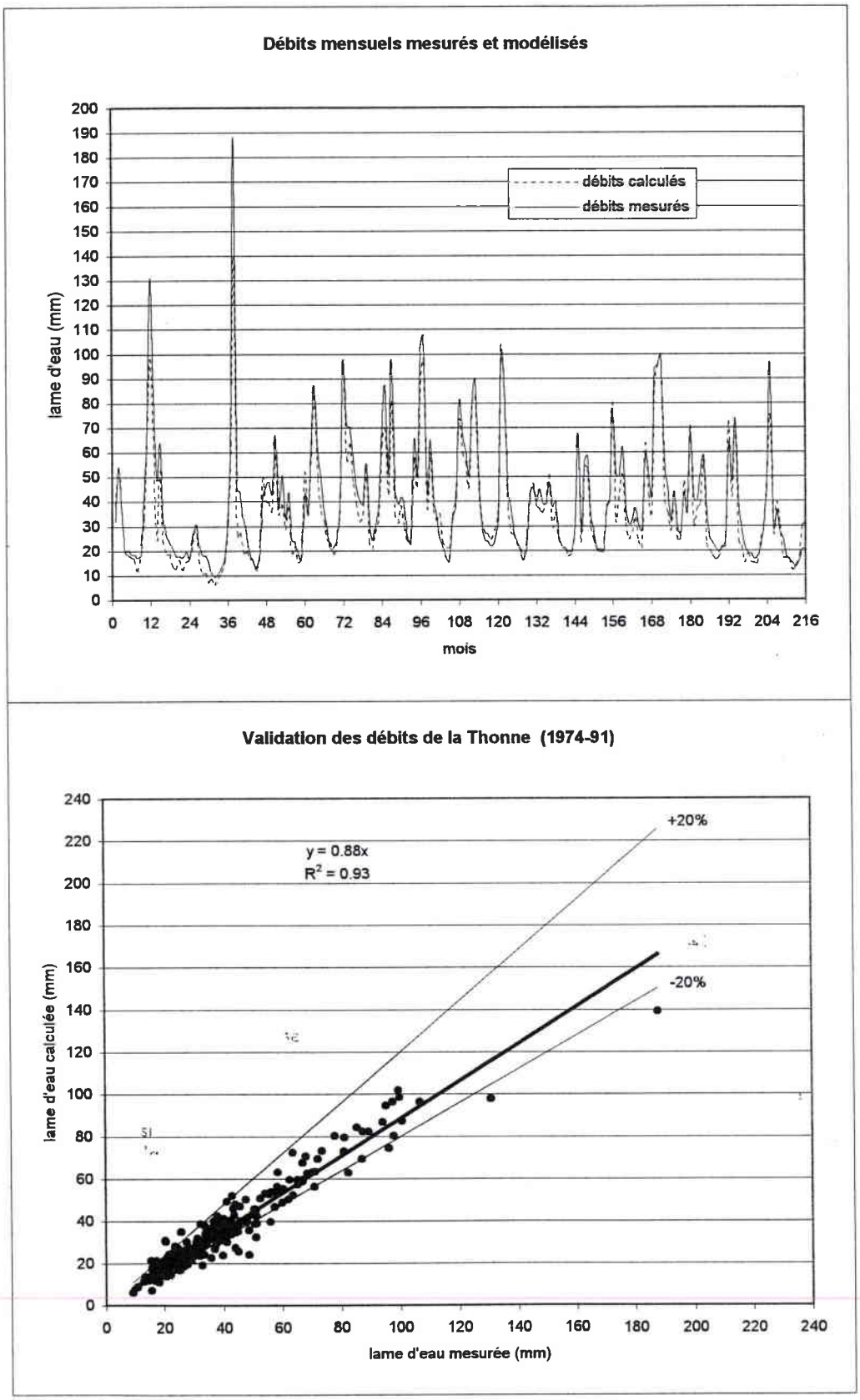


figure 6.5- Validation des débits mensuels mesurés et modélisés sur la thonne (1974-91) (somme des bassins unitaires)

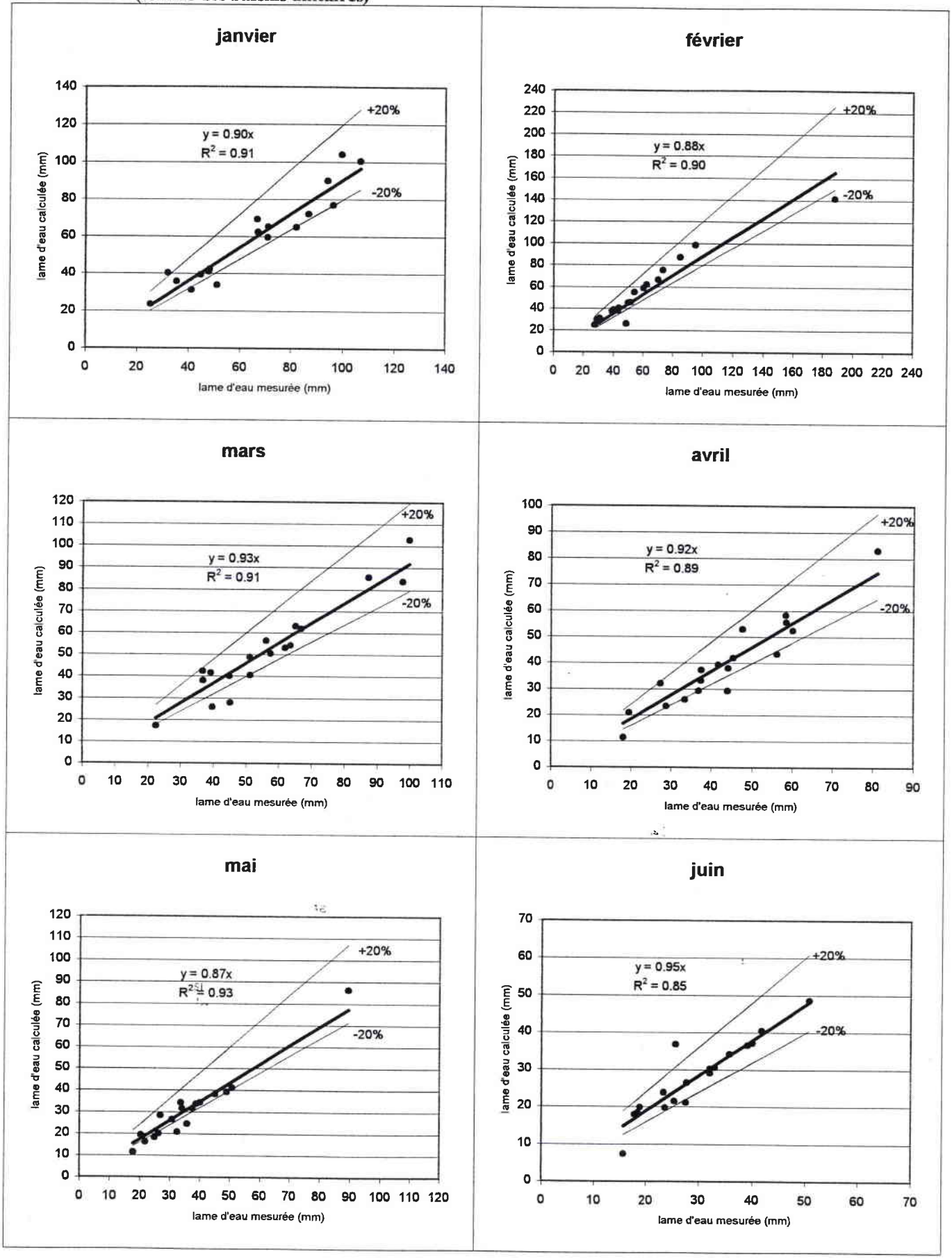
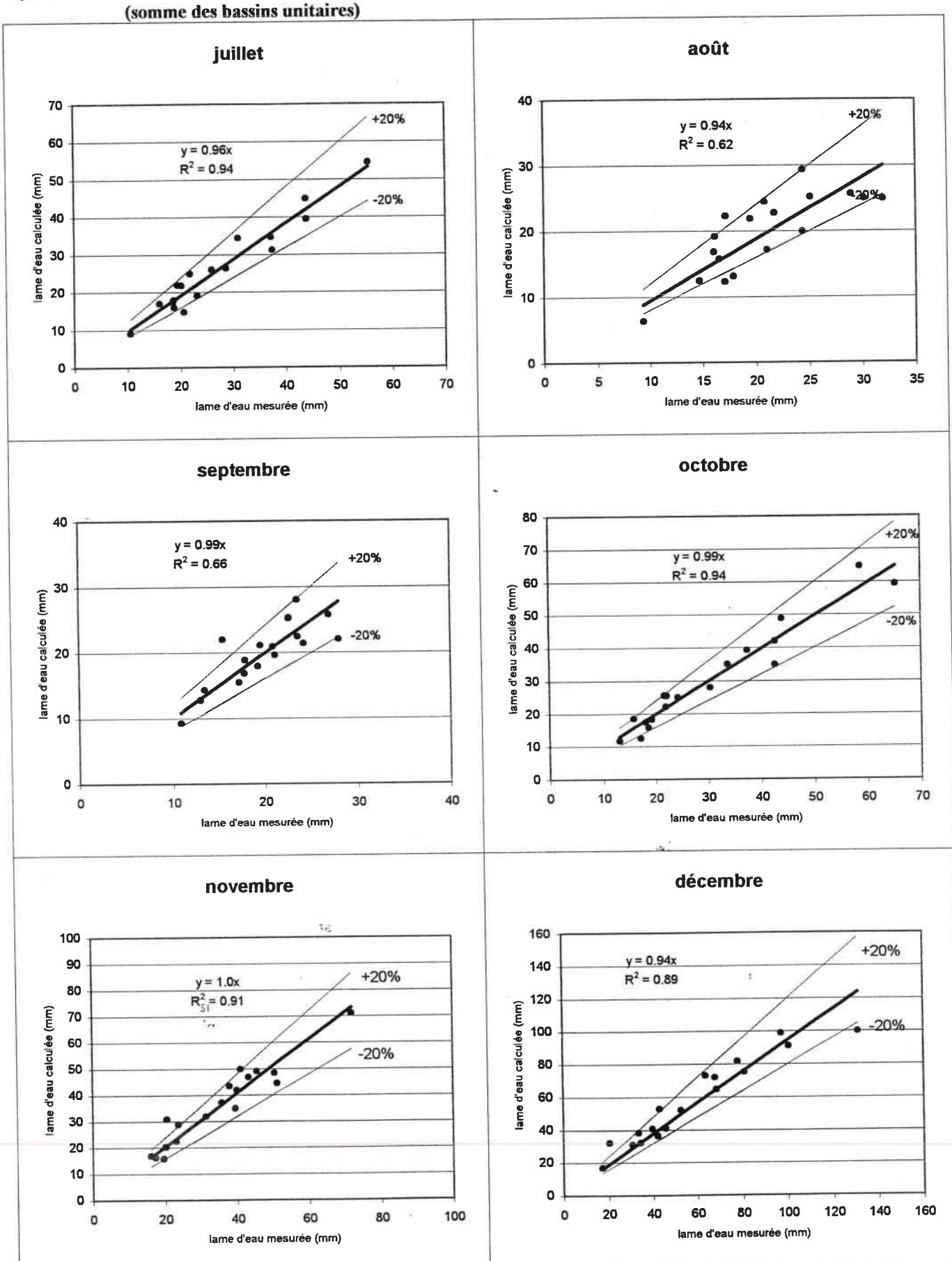


figure 6.5- Validation des débits mensuels mesurés et modélisés sur la thonne (1974-91) (somme des bassins unitaires)



Sur la chronique 1996-97-98, aux trois stations, les débits calculés par le modèle s'ajustent relativement bien aux débits mesurés : pour les débits du Matton, de la Marche et de la Thonne les coefficients de corrélation « r^2 » sont respectivement de 0.86, 0.91 et 0.94 (fig. 6.3). Néanmoins, ces résultats sont biaisés. Faibles pour la Marche et la Thonne (inférieur à 3%), le biais avoisine les 10% sur le Matton. Ces résultats non centrés sont le fait de la redistribution sur les bassins unitaires de coefficients d'écoulement de crue déterminés aux stations. Cette approximation intervient essentiellement dans les débits extrêmement élevés comme l'illustre le débit de novembre 1998 sur le bassin du Matton.

La validation sur une longue période (216 mois) permet d'apprécier une dérive éventuelle du modèle, liée aux nombreuses alternances de phases hydrologiques (alimentation et restitution). Pour les débits de la Thonne, sur la chronique 1974-91 la validation est aussi probante que sur les trois années : la variance résiduelle ne chute que de 1 % (r^2=0.93). Cependant, le biais augmente de 11 % pour les dix-huit années. Ce biais aussi marqué est essentiellement lié à la difficulté du modèle à générer les très forts débits de janvier 1975 et de mars 78, qui ont un poids important dans la régression (fig. 6.4). Il est également difficile de reproduire les débits d'étiage exceptionnels de 1974, 75 et 76 (fig. 6.5). Cette dégradation des résultats sur une longue période démontre qu'une chronique de trente-deux mois est limite pour rendre compte de la permanence des processus hydrologiques.

Globalement, les débits calculés aux stations comme étant la somme des débits des bassins unitaires, peuvent être considérés comme représentatifs des débits mesurés aux stations. Cela valide indirectement les résultats obtenus sur chacun des bassins unitaires.

III) Synthèse des résultats

Cette synthèse s'appuie sur les amplitudes des régimes hydrologiques, sur les pourcentages du débit de nappe par rapport aux débits totaux ainsi que sur les déficits d'écoulement (tableau 6.4, annexe 6.2).

De plus, la connaissance des débits mensuels d'étiage aux trois fréquences caractéristiques ($F.^1/_2$, $F.^1/_5$ et $F.^1/_{10}$) permet de fixer les volumes d'eau écoulés selon les durées de retour précitées. Indirectement, ces débits fréquentiels caractérisent la capacité des aquifères. A cette fin, les débits mensuels d'étiage, issus de la chronique des débits mensuels reconstituée par le modèle, ont été ajustés conjointement aux lois Normale, Log-normale et Racine-normale. Les débits d'étiage s'ajustent relativement bien (test de Kolmogorov-Smirnov compris entre 0.063 et 0.149) aux lois Normale ou Racine-normale (tableau 6.5 et carte 6.2).

- Les bassins unitaires du Domérien et de l'Hettangien

Pour le Domérien, le découpage du domaine d'étude n'a pas permis d'individualiser strictement des bassins inscrits dans les macignos ou dans les marnes. Les bassins unitaires Ma12g, Tho5d,Tho7d fonctionnent donc sous la double influence des marnes et des macignos. Par contre le bassin unitaire Ch37d2 est exclusivement inscrit dans les calcaire de l'Hettangien. Le régime hydrologique moyen de ces bassins est fort contrasté (rapport de 15 entre janvier et août). Ce régime excessif a une double cause : d'une part la fraction marneuse de chacun de ces bassins ne constitue pas de réservoir d'eau et de ce fait l'eau précipitée s'écoule instantanément, d'autre part, dans l'aquifère des calcaires et des macignos

tableau 6.4- Bilan hydrologique des bassins unitaires

	P	ETR	Q.nappe	Q.total	défieit d'écoulement				débit total					débit de la nappe				
	moyen				moy	min	max	%nappe	max	mois	min	mois	max/min	Qnmax	mois	Qnmin	mois	max/min
AUL2	1101	532	508	570	531	326	774	89.2	56	mars	37	sept	1.5	49.1	avril	35	octobre	1.4
AUL4	1019	530	438	494	525	342	650	88.6	58	mars	24	septembre	2.4	51.9	mars	23	octobre	2.3
AUL5	984	534	400	454	531	351	657	88.1	47	mars	29	septembre	1.6	40.6	avril	26	novembre	1.6
AUL6g3	1058	528	474	533	525	344	760	89.0	54	mars	34	septembre	1.6	46.9	mars	32	octobre	1.4
AUL6g2	991	532	352	458	533	407	700	76.9	52	février	24	septembre	2.1	37.1	mars	23	octobre	1.6
Aul6g1	981	525	310	455	525	403	608	68.1	62	février	14	septembre	4.5	44.3	mars	11	septembre	4.1
AUL6g	966	548	277	420	546	427	654	66.0	59	février	11	septembre	5.6	41.1	mars	8	septembre	5.5
CH29d	989	542	341	446	542	454	609	76.3	88	janvier	3	août	28.3	70.2	janvier	3	août	25.1
CH31d	980	526	353	457	523	409	607	77.1	66	février	12	septembre	5.4	51.6	mars	11	septembre	4.8
CH35d	946	529	321	421	525	422	613	76.2	62	février	11	septembre	5.6	47.5	mars	10	septembre	5.0
CH35d1	962	524	296	438	524	403	618	67.5	58	février	15	septembre	4.0	40.5	mars	12	septembre	3.5
CH35d2	941	515	273	426	516	413	622	64.1	55	février	19	septembre	3.0	30.5	mars	16	septembre	2.0
CH36d	965	528	386	439	526	320	738	88.0	42	février	32	septembre	1.3	34.5	mai	29	novembre	1.2
CH36d1	966	529	385	438	529	342	721	87.9	41	février	30	septembre	1.4	35.4	avril	28	novembre	1.3
CH37d1	975	538	344	439	536	442	625	78.4	73	janvier	7	septembre	11.1	56.3	janvier	5	septembre	11.8
CH37d2	975	531	349	444	531	424	608	78.6	84	janvier	5	août	15.7	67.1	janvier	4	septembre	15.1
MA1d	1027	518	456	513	515	332	727	88.9	55	mars	30	septembre	1.8	48.0	mars	28	octobre	1.7
MA2	1113	526	527	590	523	300	793	89.4	55	décembre	43	septembre	1.3	46.8	mai	41	novembre	1.2
MA3	1047	526	466	525	522	328	705	88.9	53	mars	34	septembre	1.6	45.8	mars	32	octobre	1.5
MA4g	1082	524	498	558	523	306	748	89.2	53	mars	38	septembre	1.4	47.0	avril	35	novembre	1.3
MA5g	1042	523	458	517	525	328	733	88.7	49	décembre	37	août	1.3	40.3	avril	36	novembre	1.1
MA6	1031	526	451	508	522	299	662	88.7	52	mars	32	septembre	1.7	46.2	avril	29	novembre	1.6
MA7g	1016	525	382	492	524	392	638	77.6	64	février	18	septembre	3.6	49.9	mars	16	septembre	3.1
MA8g	999	524	370	477	522	394	639	77.4	61	février	18	septembre	3.3	47.2	mars	17	septembre	2.8
MA9d2	998	521	372	479	520	401	635	77.6	66	janvier	15	septembre	4.3	50.2	mars	14	septembre	3.7
MA9d1	992	527	359	465	526	401	634	77.2	66	février	13	septembre	5.1	51.4	mars	11	septembre	4.5
MA9d	998	528	362	469	529	401	656	77.2	63	février	15	septembre	4.2	49.1	mars	14	septembre	3.6
MA10d	1002	528	366	474	528	391	616	77.2	62	février	17	septembre	3.7	48.7	mars	15	septembre	3.2
MA11	1008	529	380	489	520	375	667	77.7	52	décembre	30	septembre	1.8	36.3	avril	26	novembre	1.4
MA12g	976	519	312	458	518	444	644	68.1	79	janvier	6	août	12.1	55.5	mars	4	septembre	12.7
THO1	990	517	366	474	516	357	669	77.3	52	février	30	septembre	1.7	32.8	mai	28	novembre	1.2
THO2	980	519	359	466	514	366	664	77.2	59	février	19	septembre	3.1	44.5	mars	18	septembre	2.5
THO3	969	519	346	451	518	362	673	76.7	58	février	17	septembre	3.5	45.4	mars	15	septembre	3.0
THO4d	992	518	370	478	514	317	684	77.4	53	décembre	31	septembre	1.7	33.2	mai	28	novembre	1.2
THO5d	985	512	183	473	512	435	648	38.6	89	janvier	6	août	16.0	34.3	mars	3	août	11.4
THO6	967	521	340	445	523	342	673	76.4	48	décembre	25	septembre	1.9	33.3	mars	23	novembre	1.4
THO7d	962	506	176	459	504	407	673	38.3	80	janvier	8	août	10.1	27.1	mars	4	août	6.1
THO9	949	510	162	443	506	384	702	36.6	72	janvier	10	août	7.0	22.3	mars	6	septembre	3.5

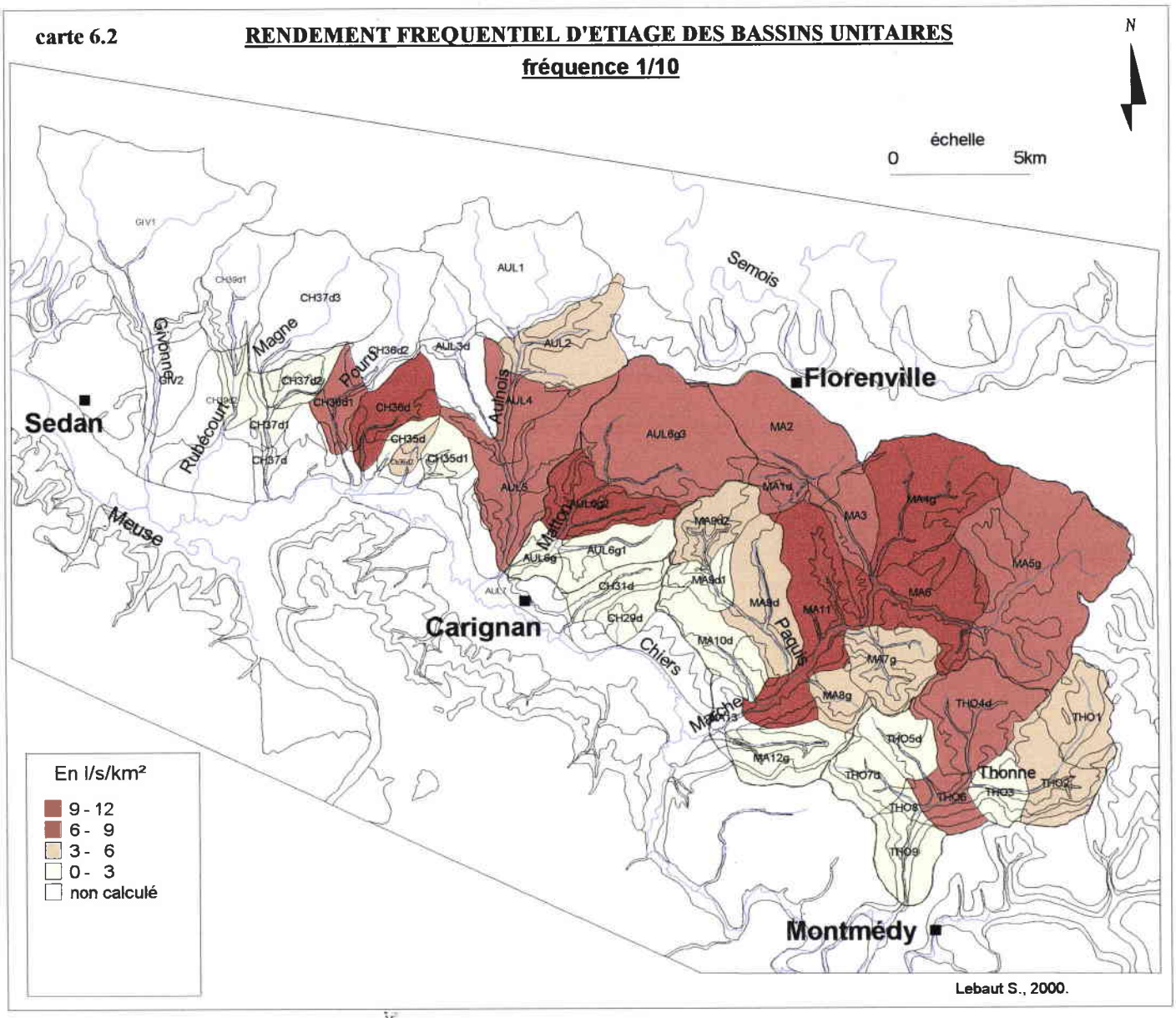
tableau 6.5- Statistique des débits d'étiage

					Débits en m3/s Débits fréquentiels			
bassin unitaire	Lois	d*	Mode m3/s	Fréq. Mode	1/2	1/5	1/10	rapport
AUL2	Log-Normale	0.055	0.063	41%	0.067	0.055	0.049	1.35
AUL4	Racine-Normale	0.097	0.068	45%	0.071	0.056	0.049	1.45
AUL5	Racine-Normale	0.074	0.141	45%	0.146	0.118	0.104	1.40
AUL6g3	Racine-Normale	0.068	0.189	46%	0.192	0.163	0.149	1.29
AUL6g2	Racine-Normale	0.076	0.128	45%	0.132	0.106	0.094	1.41
Aul6g1	Log-Normale	0.109	0.022	37%	0.025	0.019	0.016	1.51
AUL6g	Racine-Normale	0.070	0.014	41%	0.016	0.010	0.008	1.98
CH29d	Log-Normale	0.116	0.001	30%	0.002	0.001	0.001	1.96
CH31d	Log-Normale	0.123	0.012	37%	0.013	0.010	0.009	1.52
CH35d	Racine-Normale	0.097	0.005	43%	0.005	0.004	0.003	1.64
CH35d1	Racine-Normale	0.085	0.007	44%	0.007	0.005	0.005	1.58
CH35d2	Racine-Normale	0.149	0.016	43%	0.017	0.013	0.011	1.64
CH36d	Racine-Normale	0.101	0.087	46%	0.089	0.075	0.068	1.30
CH36d1	Racine-Normale	0.074	0.046	46%	0.047	0.039	0.035	1.33
CH37d1	Racine-Normale	0.071	0.004	39%	0.005	0.003	0.002	2.20
CH37d2	Log-Normale	0.090	0.004	33%	0.004	0.003	0.002	1.75
CH39d2	Log-Normale	0.048	0.007	29%	0.009	0.006	0.004	2.01
MA1d	Racine-Normale	0.068	0.026	45%	0.026	0.021	0.019	1.38
MA2	Racine-Normale	0.078	0.145	46%	0.148	0.126	0.115	1.28
MA3	Racine-Normale	0.099	0.057	45%	0.059	0.048	0.043	1.37
MA4g	Log-Normale	0.077	0.202	41%	0.214	0.175	0.157	1.36
MA5g	Racine-Normale	0.083	0.401	45%	0.413	0.334	0.296	1.40
MA6	Normale	0.116	0.193	50%	0.193	0.153	0.132	1.46
MA7g	Racine-Normale	0.081	0.042	44%	0.045	0.034	0.029	1.53
MA8g	Racine-Normale	0.085	0.020	44%	0.021	0.016	0.014	1.53
MA9d2	Log-Normale	0.115	0.027	40%	0.029	0.023	0.021	1.38
MA9d1	Log-Normale	0.098	0.011	39%	0.012	0.010	0.008	1.45
MA9d	Log-Normale	0.087	0.045	39%	0.048	0.038	0.034	1.42
MA10d	Racine-Normale	0.107	0.013	34%	0.017	0.009	0.005	3.27
MA11	Racine-Normale	0.050	0.220	46%	0.224	0.191	0.176	1.27
MA12g	Log-Normale	0.093	0.010	31%	0.013	0.009	0.007	1.88
THO1	Racine-Normale	0.093	0.071	44%	0.074	0.057	0.050	1.48
THO2	Racine-Normale	0.094	0.036	44%	0.038	0.029	0.024	1.57
THO3	Racine-Normale	0.083	0.014	43%	0.015	0.011	0.009	1.69
THO4d	Racine-Normale	0.096	0.105	45%	0.109	0.087	0.076	1.43
THO5d	\	\	\	\	\	\	\	\
THO6	Racine-Normale	0.092	0.042	43%	0.044	0.032	0.027	1.65
THO7d	Racine-Normale	0.105	0.008	39%	0.010	0.006	0.004	2.19
THO9	Normale	0.102	0.012	50%	0.012	0.007	0.005	2.40

d*: test de Kolmogorov-Smirnov
rapport: rapport des débits f1/2 et f1/10

carte 6.2 **RENDEMENT FREQUENTIEL D'ETIAGE DES BASSINS UNITAIRES**

fréquence 1/10



(perméabilité de fissures dominantes) l'eau souterraine circule rapidement et ne soutient pas les débits d'étiage, comme en témoigne les très faibles rendements des aquifères à la fréquence ½ (environ 1 l/s/km²), et une distribution des débits d'étiage très biaisée.

Le pourcentage du débit de nappe de ces bassins est fonction de la proportion de chacune de ces formations, il est compris entre 38% pour Tho5d et 68% pour Ma12g. De tous les bassins analysés ce sont ceux qui présentent la moins grande inertie face aux précipitations.

- Les bassins unitaires du Sinémurien

Le régime extrêmement pondéré des bassins inscrits dans ces formations contraste largement avec les autres (fig. 6.6). Le rapport moyen entre les débits extrêmes (50mm en mars ou décembre et 35mm en septembre) de 1.6 est dû à la forte inertie de la nappe qui représente près de 90% des débits totaux. Cette forte inertie se traduit d'une part dans le faible rapport des débits de nappe moyens extrêmes (1.4) mais également dans le déphasage de leur régime vis à vis de la pluviométrie. Dans ces bassins le débit minimum des nappes se situe en octobre/novembre, alors que les précipitations deviennent utiles au bilan hydrique dès septembre. Le débit maximal de la nappe est atteint en avril/mai soit un à deux mois après le maximum d'eau utile (mars).

L'effet tampon de l'aquifère est également lisible dans le faible biais de la distribution des débits d'étiage (mode supérieur à 45%) de ces bassins. Confinant à une distribution normale, elle indique que ces débits intègrent des antécédents pluviométriques sur de longues périodes. Les formations du Sinémurien constituent donc un aquifère très capacitif, les débits d'étiage à la fréquence $^1/_{10}$ sont supérieurs à 7 l/s/km².

Cette forte inertie se traduit également par une forte amplitude du déficit d'écoulement annuel (400mm). Il est minimal (jusqu'à 320mm) durant les années sèches qui suivent des années fortement pluvieuses (1985) et il est maximal (jusqu'à 793mm) durant les années très pluvieuses.

- Les bassins unitaires du Lotharingien/Carixien

Le régime moins pondéré de ces bassins est en liaison avec une moins grande fraction de l'eau transitant par les aquifères, seulement 78% environ. Le rapport moyen entre les débits mensuels extrêmes est de l'ordre de 3.5. Cette moins forte pondération est liée à la moins grande inertie des nappes dont le régime est globalement calqué sur le bilan hydrique, les hautes eaux sont en février et les basses eaux en septembre.

La moindre capacité régulatrice de cette formation apparaît également dans une distribution des débits d'étiage plus biaisée (le mode avoisine les 40%) et des débits à la fréquence $^1/_{10}$ moins soutenus (inférieur à 5 l/s/km²).

Il est à noter que les bassins Tho1 et Tho4d fonctionnent comme les bassins inscrits dans les formations sinémuriennes. Le rapport entre les mois moyens extrêmes est de 1.7, et l'on retrouve le déphasage entre les pluies utiles et les débits de nappe.

Conclusion

La modélisation des écoulements sur les bassins unitaires, à partir des dix-sept mesures de débit de nappe, donne des résultats acceptables. Ils mettent en évidence les différences de comportement hydrologique des formations géologiques considérées.

Les différences les plus importantes se situent dans l'inertie des débits de nappe dont le déphasage avec le bilan hydrique peut atteindre plus de deux mois dans les terrains du Sinémurien à l'est du domaine d'étude. Cette inertie est à l'origine du régime extrêmement pondéré des cours d'eau drainant cette formation.

Pour certains bassins unitaires, la nécessité d'ajouter ou de retrancher une fraction de l'eau accordée à la nappe pour caler le modèle a mis en exergue des transferts d'eau souterraine entre bassins ainsi que les prélèvements anthropiques dans la nappe (sources captées pour l'A.E.P.).

Au terme de ce chapitre nous disposons des volumes d'eau transitant par les aquifères inscrits dans chacun des bassins unitaires. Ce sont les données de base qui servent dans le chapitre suivant à déterminer les paramètres hydrodynamiques des formations aquifères.

Chapitre septième : Approche hydrologique des caractéristiques des aquifères

« Les eaux souterraines ne sont que la résultante du séjour dans le sol d'eau en perpétuel déplacement dans l'environnement. De ce fait, l'étude des eaux souterraines nécessite la compréhension de la dynamique globale des eaux dans l'atmosphère et à la surface du globe » (Banton O., Bangoy L.M., 1997). Notre démarche correspond à cette conception de l'eau souterraine, c'est la raison pour laquelle nous avons abordé le cycle de l'eau sur le domaine des G.A.L. dans son ensemble.

Au terme de ces six chapitres nous disposons donc des paramètres caractérisant les dimensions théoriques maximales des réservoirs alimentant chacun des bassins unitaires ainsi que les volumes d'eau y transitant. Ce chapitre a pour objet d'établir les liens existant entre les deux volets de paramètres précédents sur la base d'une conceptualisation des échanges aquifère/rivière. Plus particulièrement l'objectif est de globaliser une méthode de quantification des coefficients de perméabilité et d'emmagasinement des formations aquifères drainées par des cours d'eau.

I) Conceptualisation des échanges aquifère/rivière

La conceptualisation des échanges aquifère/rivière est dictée par les facteurs du comportement hydrodynamique des aquifères que sont la variation dans le temps des conditions aux limites, le régime de l'écoulement de l'eau souterraine et des réserves régulatrices.

A- Les paramètres de l'écoulement souterrain

Les équations qui gouvernent la circulation de l'eau souterraine sont l'équation de continuité, celle de conservation des masses, la relation stockage-déstockage et l'équation de Darcy dont l'utilisation nécessite des hypothèses quant à la configuration des aquifères étudiés.

Sur la base de conditions aux limites connues, l'équation de Darcy (voir encadré 7.1) exprime la circulation de l'eau au sein de l'aquifère. Elle renferme la relation liant l'écoulement mesuré de l'eau de surface à l'écoulement en milieu souterrain dont on recherche les caractéristiques.

Il existe dans la littérature plusieurs modèles conceptualisant les échanges aquifère/rivière. Ces modèles schématisent les conditions statiques aux limites par les paramètres morphométriques (cf. 1ère partie). L'utilisation de tels modèles, par les hypothèses qu'elle induit, permet de travailler sur la dynamique des écoulements en milieu poreux à partir d'équations linéarisées.

Les deux modèles les plus couramment utilisés sont ceux de Zécharias et Brutsaer (1988) et de Vogel et Kroll (1992)) (encadré 7.2). D'après ces modèles le système rivière/aquifère lors de périodes non influencées par les pluies est conceptualisé comme un débit sortant dans une rivière qui pénètre jusqu'au mur, un aquifère dont la nappe est considérée comme libre. Si on néglige les impacts de capillarité à partir de la surface piézométrique et l'évapotranspiration, et si on considère les hypothèses de Depuis, alors le

système rivière/aquifère peut être représenté par l'équation de Boussinesq. Si on reprend la notation de Brutsaer et Nieber (1977), le débit « q » issu de l'aquifère par unité de largeur de la rivière correspond à la solution linéarisée de l'équation de Boussinesq après une décroissance initiale du débit.

encadré 7.1- La loi de Darcy

La loi de Darcy exprime la proportionnalité entre gradient hydraulique et débit de filtration à la sortie du réservoir :

$$Q = \frac{K.A.}{L}.\Delta h = K i.A. = V_D.A.$$ avec

Q : débit ($L^3.T^{-1}$)

A : section de l'échantillon perpendiculaire à l'écoulement (L^2)
L : largeur de l'échantillon (L)
V_D : vitesse de Darcy= vitesse apparente = Q/A ($L.T^{-1}$)
Δh : différence de charge entre l'entrée et la sortie de l'échantillon (L)

$i. = \frac{\delta h}{\delta l} = \frac{\delta \varphi}{g.\delta l} = \frac{\Delta h}{L}$: gradient hydraulique (sans dimension)

K : conductivité hydraulique ($L.T^{-1}$) ou coefficient de perméabilité

Donc, dans sa forme générale l'équation de Darcy est : $Q i. = -K.A.\frac{\delta h}{\delta l} = -\frac{K.A.}{g}.\frac{\delta \varphi}{\delta l}$

La conductivité hydraulique K constitue le paramètre clef de l'écoulement souterrain représenté par la loi de Darcy. Elle indique le degré de perméabilité à l'eau du terrain. La conductivité hydraulique est liée à la fois aux propriétés du milieu (regroupées sous la forme de la perméabilité intrinsèque k) ainsi que celle du fluide (sa viscosité μ et son poids volumique $\gamma = \rho.g$) qui s'écoule dans ce milieu :

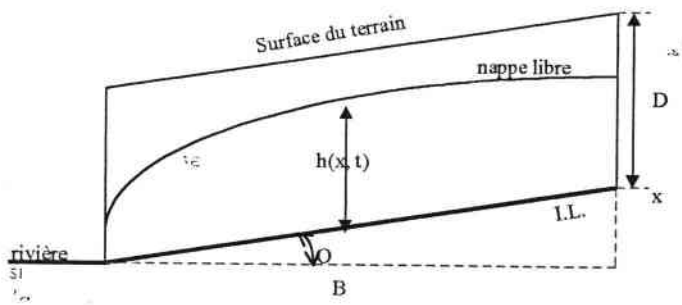
$$K = ki.\frac{\gamma}{\mu} = ki.\frac{\rho.g}{\mu}$$

La masse volumique ρ et la viscosité absolue μ de n'importe quel fluide varient avec la température et la pression.

L'équation de Darcy considère la vitesse moyenne de filtration V_D (vitesse « fictive » ou « apparente » de Darcy ou décharge spécifique) à travers une section donnée du milieu poreux, au lieu de la vraie vitesse de pore (ou vitesse effective $Ve = V_D/n_e$ avec n_e : porosité efficace) existant réellement entre les grains. Elle considère les valeurs moyennes du gradient hydraulique au lieu des valeurs locales prévalant à l'échelle du pore.

encadré 7.2- Les modèles d'échange aquifère/rivière

Modèle de Zécharias et Brutsaer



Dans ce modèle le débit par unité de largeur de l'aquifère est : $q = -K.H.[\frac{dh}{dx}\cos\theta + \sin\theta]$

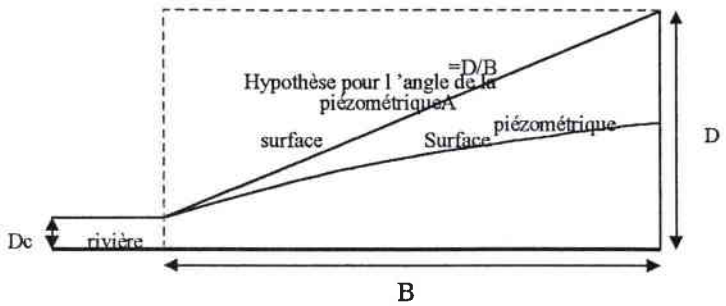
Dans ce cas le coefficient α de tarissement s'exprime en fonction des paramètres morphométriques et hydrogéologiques :

$$\alpha = \frac{\rho.D\cos^2\theta + B.\sin\theta}{fB^2}$$ avec

f : porosité drainable

D : épaisseur moyenne de la zone saturée de l'aquifère
ρ : constante provenant de la linéarisation
θ : angle du mur de l'aquifère avec l'horizontale
B : largeur horizontale entre le cours d'eau et la ligne de crête
I.L : limite imperméable

Modèle de Vogel et Kroll



D'après ce modèle le débit par unité de largeur de l'aquifère est: $q = [\frac{2.K.D.(D - Dc)}{B}]$ $[L^2T^{-1}]$

Dans ce cas le coefficient α de tarissement est : $\alpha = [\frac{-\pi^2.K.D.t}{4.f.B^2}]$

B- Choix du modèle et hypothèses posées

Compte tenu de la disposition des terrains (pendage d'environ 3%), le réseau hydrographique, collecteur de l'eau souterraine, peut se trouver soit à l'amont pendage soit à l'aval pendage. Dans ce cas, il paraît difficile d'utiliser le modèle de Zécharias et Brutsaer.

Le choix du modèle de Vogel et Kroll nécessite des hypothèses simplificatrices quant au contexte hydrogéologique de chacun des bassins unitaires :

- on considère le bassin hydrogéologique comme une unité fermée en trois dimensions contenant la totalité du débit provenant de la recharge du bassin. Il est limité à sa base par un horizon imperméable horizontal, et sa limite supérieure est la surface topographique. Il est limité de part et d'autre par des limites imperméables verticales qui constituent la limite de la surface piézométrique. Le schéma d'écoulement dans le bassin peut être simple ou complexe (Freeze A., Witherspoon A., 1966). Nous avons vu cependant, dans le chapitre précédent, que des transferts entre bassins unitaires existent. Nous considérons donc que les apports (Q entrant) estimés font partie intégrante du bassin dans les calculs ultérieurs.

- toutes les formations au-dessus de l'horizontal imperméable devraient être perméables : ces conditions sont vérifiées sur la quasi-totalité des bassins unitaires, sauf lorsqu'un banc marneux s'intercale entre deux formations perméables. Dans ce cas, les résultats obtenus seront une moyenne de ces deux formations.

- les terrains sont considérés homogènes et isotropes.

- Le bassin unitaire est considéré comme inscrit dans une seule formation aquifère. Cette hypothèse n'est vérifiée que sur les bassins unitaires amont, dans le Sinémurien. Pour les autres, la configuration des terrains implique la présence de deux types de formations par bassin unitaire. Les résultats obtenus, là encore, intègrent les caractéristiques des deux formations composant les aquifères des bassins unitaires.

- la limite supérieure de la zone saturée est la surface piézométrique sur laquelle la pression absolue est la pression atmosphérique. Sa configuration est à paramétrer à partir des observations morphométriques.

- la forme générale de la surface piézométrique d'un aquifère est stabilisée, elle ne fluctue pas avec le temps. Cette hypothèse est la base de l'estimation des paramètres hydrodynamiques de l'aquifère. Bien qu'elle ne soit pas rigoureusement exacte on peut considérer, qu'à l'échelle régionale, les fluctuations piézométriques saisonnières ont peu d'impact sur la configuration de la surface piézométrique. En conséquence, la variabilité réelle de la piézométrie dans les bassins unitaires est ramenée au seul battement vertical de la nappe et elle est définie par des débits caractéristiques.

II) Détermination des principales grandeurs caractéristiques des aquifères

Les données de base dont nous disposons pour le calcul de ces paramètres sont d'une part les indices caractérisant les dimensions maximales théoriques des réservoirs conceptualisés (limites statiques) et d'autre part les volumes y transitant (limites dynamiques), en régime permanent (moyenne 1974-91) ou transitoire (chronique mensuelle).

Les principales caractéristiques des aquifères sont l'emmagasinement S (ou porosité efficace n_e) et la perméabilité K ; la première indiquant la quantité d'eau gravitaire contenue dans les vides du réservoir et la seconde caractérisant l'aptitude de ces vides à laisser circuler l'eau. Les autres grandeurs telle que la transmissivité ($T=K_e$) et la diffusivité ($D=T/S$) découlent de ces deux paramètres.

La porosité efficace peut être mesurée de deux façons sur le terrain : soit par des pompages d'essai, soit en associant un volume d'eau écoulé au volume d'aquifère ayant contenu cette eau. Dans notre cas, la détermination des valeurs de porosité efficace et de perméabilité s'appuie sur cette deuxième solution et passe par l'identification d'un volume d'aquifère utile et de la réserve régulatrice moyenne.

A- Paramétrage de la nappe et détermination du volume aquifère utile

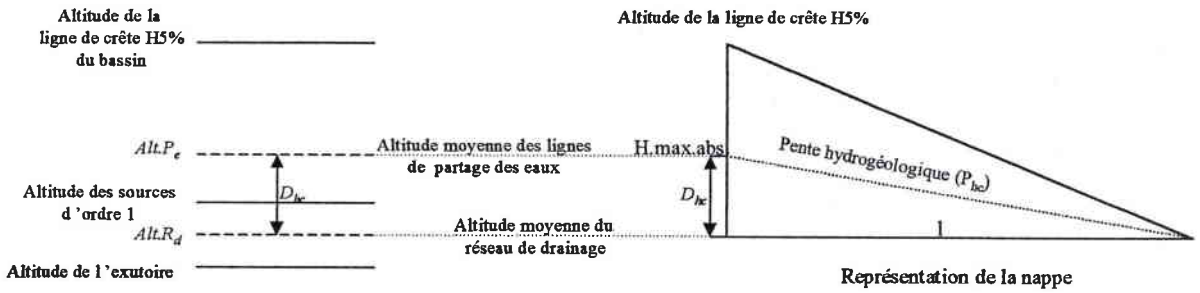
Le volume d'aquifère utile peut être défini comme le volume aquifère contenant la réserve régulatrice moyenne. Celle-ci est déterminée par la fluctuation saisonnière moyenne de la surface piézométrique (Castany G., 1968). Sachant que les débits de nappe sont fonction des variations de la surface piézométrique et compte tenu des choix opérés, de la représentation de l'aquifère et de la loi de décroissance des débits de nappe retenue, nous allons proposer les règles définissant les relations entre débits de nappe et cotes piézométriques. C'est à partir de ces cotes que nous pourrons estimer le volume utile et la réserve régulatrice.

1) Paramétrage de la nappe

Zécharias et Brutzaer (1985) proposent une méthode simple de détermination de la cote piézométrique maximum absolue ($H_{max.abs.}$) qui définit la pente hydrogéologique caractéristique(P_{hc}). Elle donne des résultats comparables à deux autres méthodes (de Horton et du Soil Survey) plus lourdes à mettre en œuvre. Comme l'illustre la figure 7.1, le calcul de la pente hydrogéologique caractéristique repose sur trois paramètres :

- l'altitude moyenne du réseau de drainage ($\overline{Alt.R_d}$)
- la largeur moyenne entre le cours d'eau et la ligne de partage des eaux (l)
- l'altitude moyenne de la ligne de partage des eaux ($\overline{Alt.P_e}$)

figure 7.1 : Détermination du dénivelé hydrogéologique caractéristique (D_{hc})



L'altitude moyenne du réseau hydrographique est définie par les altitudes des sources d'ordre un (cf. chapitre 2) et de l'exutoire du bassin :

$$\overline{Alt.R_d} = (\overline{Alt.so_1} + Alt.exu)/2$$ avec $Alt.exu$: altitude à l'exutoire du bassin versant

L'altitude moyenne de la ligne de partage des eaux est définie comme la moyenne arithmétique de l'altitude maximale de la crête (assimilée ici à $H_{5\%}$ de la courbe hypsométrique) et de l'altitude de l'exutoire :

$$\overline{Alt.P_e} = (Alt.Lc + Alt.exu)/2$$ avec $Alt.Lc$: $H_{5\%}$

Le dénivelé hydrogéologique caractéristique (D_{hc}) est la différence entre les altitudes moyennes du réseau hydrographique et des lignes de partage des eaux :

$$\overline{D_{hc}} = \overline{Alt.P_e} - \overline{Alt.R_d}$$

La pente hydrogéologique caractéristique est le rapport du dénivelé hydrogéologique caractéristique (D_{hc}) sur la distance moyenne séparant le réseau hydrographique de la ligne de partage des eaux :

$$\overline{P_{hc}} = \overline{D_{hc}} / l$$

La pente hydrogéologique caractéristique s'appuie sur la ligne de partage des eaux moyenne et le réseau hydrographique et elle est considérée comme linéaire.

On remarquera que cette façon de déterminer l'altitude moyenne des lignes de partage des eaux revient en fait à utiliser une sorte d'altitude moyenne du bassin versant ([Hmin+Hmax]/2). Si cette procédure peut paraître arbitraire il est cependant intéressant de constater que les valeurs de P_{hc} obtenues sont tout à fait comparables, quoique légèrement supérieures, aux gradients locaux de nappe relevés sur la carte piézométrique asynchrone proposée en première partie.

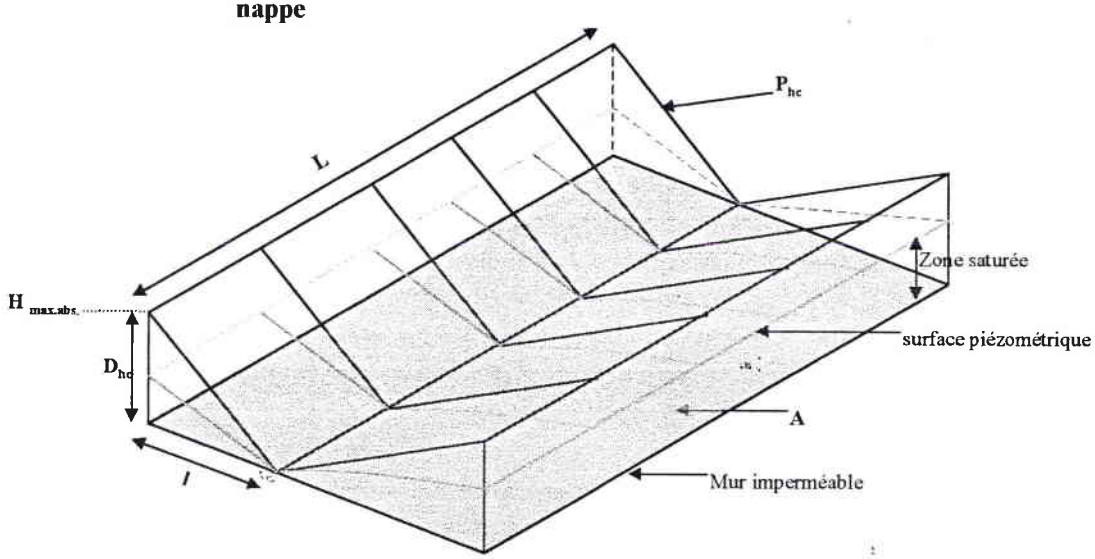
Le choix qui est fait ici d'associer la pente hydrogéologique caractéristique P_{hc} à la pente hydrogéologique la plus forte de la chronique (représentée par le débit de nappe moyen mensuel le plus fort de la chronique) repose sur deux considérations :

- l'altitude moyenne des lignes de partage des eaux ($\overline{AltP_e}$) reflète la topographie et il paraît logique d'y limiter la surface de la nappe .
- les gradients locaux relevés sur la surface piézométrique asynchrone sont en général un peu au-dessous des valeurs de P_{hc}, il est donc aussi logique d'associer à P_{hc} des valeurs plus fortes que le débit moyen.

Faire correspondre le débit maximum de la chronique (*Qmax.abs*) au dénivelé hydrogéologique caractéristique (D_{hc}) introduit une dimension historique dans le référentiel géométrique (dépendance vis à vis de la chronique utilisée) qui pourrait sembler gênante. Il serait effectivement préférable de disposer d'une référence absolue (débit de nappe d'une durée de retour très longue, débit de nappe correspondant à une situation de refus, etc...). Néanmoins les débits de nappe maximums de février/mars 1988 proposés par le modèle sont les plus hauts de la période 1974-1991 et interviennent à la fin de la période humide la plus marquée du siècle (1978-1988).

Les paramètres caractéristiques ainsi définis (tableau 7.1) permettent de représenter l'aquifère dans le bassin unitaire selon le schéma ci-dessous (figure 7.2).

figure 7.2 : Paramétrage du réservoir (conceptualisation des bassins unitaires) et de la nappe



$H_{max.abs}$: cote maximum absolue de la surface piézométrique

L : longueur du bassin = longueur du réseau hydrographique

P_{hc} : pente hydrogéologique caractéristique

D_{hc} : dénivelé hydrogéologique caractéristique

l : demi largeur du bassin = A/2L

A : surface du bassin versant

tableau 7.1: Valeurs servant aux calculs des paramètres hydrodynamiques des aquifères

N°point	strat.	surface	L	I (A/2L)	Dhc	Dhx	Dhm	Dhn	Q.max.abs	Qx	Q.m.	Qn
AUL2	Sin.	10.8	10570	516	50	42	39	36	0.264	0.190	0.164	0.136
AUL3d	sc	9.8	13140	358	48	31	23	9	0.436	0.187	0.104	0.014
AUL4	Sin.	6.1	4140	942	29	24	20	16	0.169	0.114	0.080	0.050
AUL5	Loth.	13.3	6400	1008	35	30	27	24	0.272	0.194	0.159	0.124
AUL6g3	Sin.	22.4	8500	1329	50	43	40	36	0.498	0.377	0.317	0.261
AUL6g2	Loth.	8.6	8600	488	10	8	7	6	0.167	0.114	0.091	0.070
Aul6g1	Car.	6.5	5960	545	30	23	18	12	0.163	0.097	0.060	0.025
AUL6g	Car.	2.9	3160	459	33	26	19	11	0.067	0.043	0.024	0.008
CH29d	Car.	2.6	1010	1287	40	28	20	7	0.106	0.052	0.026	0.003
CH31d	Car.	3.8	3700	541	51	40	30	19	0.112	0.070	0.040	0.015
CH35d	Loth.	1.7	600	1167	28	22	17	10	0.045	0.028	0.016	0.006
CH35d1	Loth.	1.7	4800	302	33	26	21	14	0.037	0.024	0.015	0.007
CH35d2	Loth.	3	960	1563	25	21	18	15	0.048	0.033	0.025	0.017
CH36d	Sin.	6.8	4650	753	30	26	26	25	0.107	0.081	0.079	0.072
CH36d1	Sin.	4	3290	653	34	29	28	26	0.067	0.049	0.046	0.040
CH37d1	Sin.	2.7	3080	455	32	24	18	8	0.088	0.049	0.028	0.005
CH37d2	H.	3.4	2770	560	25	15	12	5	0.144	0.055	0.035	0.005
MA1d	Sin.	2.8	4700	278	15	12	11	9	0.071	0.047	0.038	0.028
MA2	Sin.	13	5360	1222	28	24	24	23	0.28	0.211	0.205	0.190
MA3	Sin.	5.4	3320	773	58	47	44	40	0.126	0.086	0.075	0.061
MA4g	Sin.	17.4	13960	595	35	29	28	26	0.406	0.284	0.259	0.221
MA5g	Sin.	33.2	17530	896	38	32	32	31	0.643	0.464	0.455	0.431
MA6	Loth.	13.8	8990	751	27	22	20	18	0.327	0.221	0.186	0.142
MA7g	Loth.	8.1	8340	498	37	29	23	17	0.224	0.140	0.093	0.048
MA8g	Car.	3.7	2060	898	48	38	31	23	0.097	0.061	0.041	0.022
MA9d2	loth	6.3	4750	663	30	24	19	13	0.176	0.110	0.070	0.031
MA9d1	Car.	3.3	1780	1011	28	21	17	10	0.097	0.059	0.035	0.013
MA9d	Car.	10.5	7850	662	26	20	16	11	0.29	0.179	0.114	0.052
MA10d	Car.	7.2	3020	1175	30	23	19	13	0.199	0.122	0.079	0.039
MA11	Car.	16.9	15400	549	38	31	29	27	0.321	0.213	0.192	0.160
MA12g	Dom.	8.1	8100	488	58	41	30	12	0.276	0.144	0.075	0.013
THO1	Car.	9.1	2980	1292	25	20	20	19	0.157	0.104	0.100	0.091
THO2	Car.	6.3	3350	1194	48	38	31	24	0.156	0.097	0.068	0.040
THO3	Car.	5.6	2260	907	24	19	15	11	0.145	0.088	0.058	0.031
THO4d	Car.	11.8	3980	1508	29	24	25	22	0.195	0.136	0.151	0.119
THO5d	Dom.	5.1	3490	716	35	21	14	7	0.172	0.061	0.028	0.006
THO6	Car.	4	4470	459	43	34	32	29	0.072	0.046	0.041	0.033
THO7d	Dom.	4.9	1570	1720	25	17	13	7	0.097	0.046	0.026	0.008
THO8-9	B.	8.3	4900	765	50	35	27	19	0.124	0.060	0.036	0.017

51

H.max.abs.: hauteur maximum absolue
H.h.m.: hauteur maximale moyennne
H.m.: hauteur moyenne
H.b.m.: hauteur minimale moyenne

Q.max.abs: débit maximum absolu
Q.x.: débit maximum moyen
Q.m.: débit moyen
Q.n.: débit minimum moyen

stratigraphie
H.: Hettangien
Sin.: Sinémurien
Car.: Carixien
Loth.: Lotharingien
Dom.: Domérien
B.: Bajocien

2) Le volume utile

En partant de toutes ces définitions, il est possible de déterminer la cote piézométrique en fonction du débit en s'appuyant sur la loi de Darcy pour associer variations de la cote et variations du débit. Dans notre représentation de l'aquifère (voir fig. 7.2), pour K constant, la variation du débit de nappe Q est fonction du carré de la variation du gradient hydraulique (i) :

$$Q = K S_m i \qquad \text{avec} \quad i : \text{gradient hydraulique} = D_h / l$$
$$S_m : \text{section moyenne} = f(D_h) = D_h L/2$$

Soit $$Q = K S_m i = K.\frac{D_h.L}{2}.\frac{D_h}{l}$$

Le rapport entre un débit Qn et un débit $Qmax.abs.$ pourra s'écrire :

$$\frac{Q_n}{Q_{\max.abs.}} = \frac{K.D_{hn}^2.L/2l}{K.D_{hc.}^2.L/2l}$$

à Qn va correspondre un dénivelé hydrogéologique $D_{hn} = \sqrt{\frac{Q_1}{Q_2}}.D_{hc}$

De la même façon, les dénivelés hydrogéologiques (D_{hx} et D_{hn}) peuvent être associés aux débits de nappe maximums moyens (Q_x) et minimums moyens (Q_n) pour déterminer le volume utile de l'aquifère (ces calculs étant réalisés sur la moitié de l'aquifère) :

$$\frac{1}{2}V_u = l.L.(\frac{D_{hx} - D_{hn}}{2})$$

B- <u>Détermination des paramètres hydrodynamiques des aquifères</u>

1) Calcul de la porosité

En comparant le volume utile avec la réserve régulatrice moyenne r_r, on obtient la porosité efficace ou coefficient d'emmagasinement en nappe libre.

La réserve régulatrice moyenne r_r correspond au volume écoulé par un tarissement continu entre les débits Q_x et Q_n. Selon la loi de Maillet et l'algorithme de notre modèle hydrologique utilisant deux réservoirs :

$$r_r = \left(\frac{Q_{x1} - Q_{n1}}{K1} + \frac{Q_{x2} - Q_{n2}}{K2}\right) \times \text{sec ondes}$$

avec K1 et K2 les coefficients de vidange mensuels de nappe pour chacun des réservoirs

La porosité efficace pour chaque aquifère composant les bassins unitaires est (fig. 7.3) : $n_e = \frac{r_r}{V_u}$

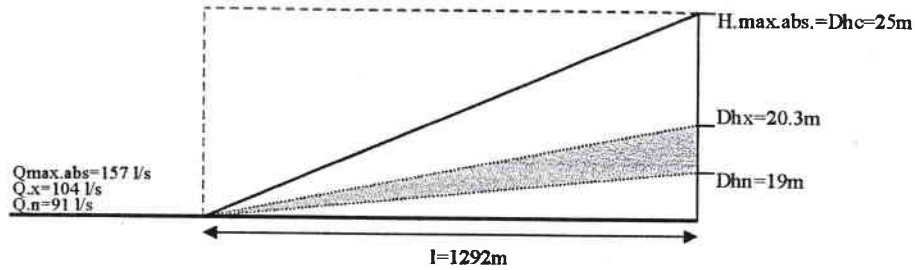
tableau 7.2: Caractéristiques associées aux aquifères

N°point	surface	Vu	rr	n_e (%)	v(10^{-6}m/s)	ve(10^{-6}m/s)	ve(m/an)	K(10^{-6}m/s)	T(10^{-4}m²/s)	T/S
AUL2	10.8	35.7	1.6	4.5	0.39	8.8	276	5.2	1.0	0.002
AUL3d	9.8	106.3	0.4	0.4	0.34	85.8	2707	5.3	0.6	0.015
AUL4	6.1	31.2	1.1	3.5	0.97	27.7	873	45.7	4.6	0.013
AUL5	13.3	38.0	2.3	5.9	0.93	15.6	493	35.0	4.7	0.008
AUL6g3	22.4	82.3	4.4	5.4	0.94	17.3	546	31.2	6.2	0.012
AUL6g2	8.6	7.6	1.2	15.9	1.43	9.0	284	94.8	3.5	0.002
Aul6g1	6.5	37.0	0.6	1.6	0.55	34.8	1096	16.6	1.5	0.009
AUL6g	2.9	21.4	0.4	1.7	0.39	22.5	708	9.2	0.9	0.005
CH29d	2.6	27.6	0.2	0.6	1.31	231.1	7287	84.4	8.4	0.149
CH31d	3.8	43.5	0.4	1.0	0.35	36.9	1164	6.3	1.0	0.010
CH35d	1.7	8.2	0.2	2.0	1.64	81.5	2571	115.7	9.6	0.048
CH35d1	1.7	17.4	0.2	1.0	0.15	14.9	471	2.2	0.2	0.002
CH35d2	3	8.8	0.3	3.3	1.44	44.3	1397	125.0	11.3	0.035
CH36d	6.8	5.5	1.1	19.2	0.66	3.4	108	19.2	2.5	0.001
CH36d1	4	6.0	0.6	9.6	0.50	5.2	165	11.9	1.6	0.002
CH37d1	2.7	22.7	0.3	1.1	0.50	43.6	1376	12.7	1.1	0.010
CH37d2	3.4	16.7	0.2	1.0	1.03	99.7	3145	46.5	2.9	0.028
MA1d	2.8	3.6	0.5	14.3	0.74	5.2	163	18.6	1.0	0.001
MA2	13	8.1	2.8	34.8	1.63	4.7	147	84.4	9.9	0.003
MA3	5.4	18.9	1.0	5.2	0.51	9.7	307	8.9	2.0	0.004
MA4g	17.4	28.6	3.5	12.1	0.66	5.5	173	14.1	2.0	0.002
MA5g	33.2	18.2	6.0	33.0	0.82	2.5	79	23.4	3.7	0.001
MA6	13.8	29.8	2.6	8.8	1.02	11.5	362	37.5	3.8	0.004
MA7g	8.1	49.8	1.2	2.4	0.47	20.1	633	10.0	1.2	0.005
MA8g	3.7	27.6	0.5	1.9	0.64	33.9	1068	18.7	2.9	0.015
MA9d2	6.3	35.0	0.6	1.8	0.78	43.6	1375	27.3	2.6	0.014
MA9d1	3.3	20.4	0.4	1.8	1.20	68.1	2149	72.9	6.1	0.034
MA9d	10.5	49.0	1.2	2.4	0.89	36.5	1152	36.2	2.9	0.012
MA10d	7.2	36.1	1.0	2.8	1.38	50.2	1584	86.1	8.1	0.030
MA11	16.9	34.8	2.6	7.4	0.42	5.8	181	7.9	1.2	0.002
MA12g	8.1	114.6	0.6	0.5	0.31	57.8	1823	5.0	0.8	0.014
THO1	9.1	4.9	1.3	25.8	1.68	6.5	206	108.9	10.8	0.004
THO2	6.3	53.9	0.9	1.6	0.65	39.8	1255	24.6	3.9	0.024
THO3	5.6	15.6	0.8	4.9	1.69	34.6	1092	101.0	7.7	0.016
THO4d	11.8	9.3	1.7	18.4	1.51	8.2	259	90.9	11.4	0.006
THO5d	5.1	35.7	0.1	0.3	0.57	168.4	5310	28.8	2.0	0.060
THO6	4	10.8	0.5	4.8	0.28	5.9	186	4.1	0.7	0.001
THO7d	4.9	27.2	0.3	1.0	1.27	125.6	3961	170.0	10.9	0.108
THO8-9	8.3	61.0	0.5	0.9	0.27	30.8	972	7.7	1.0	0.012

Vu: volume utile
rr: réserve régulatrice
ne: porosité drainable
v(m/s): vitesse apparente
ve(m/s): vitesse effective

k(m/s): perméabilité
T(m²/s): transmissivité
T/S: diffusivité

figure 7.3- Exemple de détermination de la porosité (bassin unitaire Tho1)



Volume utile =l.L.(Dhx-Dhn)=5 Hm3 avec L=2980m

Réserve régulatrice =[(Qx1-Qn1)/k1]+[(Qx2-Qn2)/k2]=1.26 Hm3 avec K1=0,2 et K2=0,18

Porosité efficace: n_e=26%

2) Calcul des perméabilités

Nous considérons le milieu comme continu selon les hypothèses fixées au préalable. Ainsi la perméabilité déterminée est la somme des perméabilités en petit (de milieu poreux) et en grand (de fissures : nous avons vu dans la 1er chapitre que les aquifères peuvent comporter, par place, des chenaux à circulation rapide de type karstique).

D'après la loi de Darcy (fig. 7.4) les données nécessaires pour déterminer les perméabilités sont le débit de nappe (Q), la section moyenne (Sm) et le gradient hydraulique moyen (i) ainsi que la porosité efficace (n_e).

Le calcul des perméabilités repose sur la détermination d'une section moyenne (Sm) perpendiculaire aux flux moyens (Qmoy/Sm) d'eau souterraine.

La section moyenne est définie comme suit : $Sm = (Dhm / 2).L$

-figure 7.4 : Loi de Darcy appliquée aux vitesses de circulation de l'eau

Q=K.Sm.i **K=Q/(Sm.i)** **K=V/i** avec V [$L.T^{-1}$]: vitesse de filtration

Q [$L.T^{-3}$]: débit

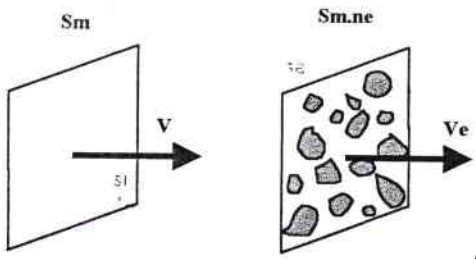
I [sans dimension] : gradient hydraulique

Sm [$L.T^{-2}$] : section moyenne

K: [$L.T^{-1}$] : perméabilité

Ve [$L.T^{-1}$] : vitesse effective

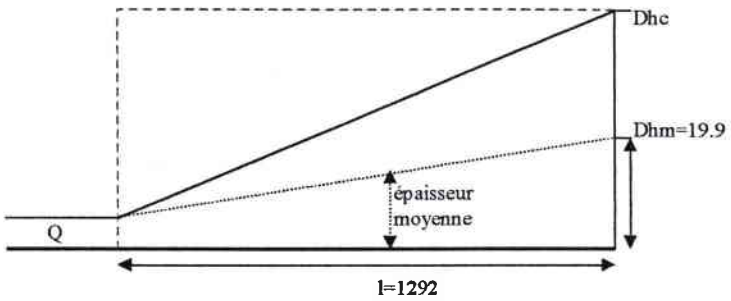
n_e [sans dimention] : porosité efficace



Castany G., 1981

V=Ki Ve=Ki/ne

figure 7.5- Exemple de détermination de la perméabilité (bassin unitaire Tho1)



Épaisseur moyenne= Dhm/2=10m

Sm= (Dhm/2).2.L=59400m

i=Dhm/l=0,015

Q=100 l/s

V=Q/Sm=1,7.10-6

K=(V/i)=1,1.10-4

3) Synthèse des résultats

Les résultats obtenus sont à comparer aux valeurs avancées dans la bibliographie. Néanmoins une organisation spatiale d'est en ouest (épaisseurs des terrains) et du nord au sud (différences lithologiques) apparaît dans l'ensemble des résultats conformément à ce qu'on pouvait attendre de l'analyse menée en première partie. De même l'encaissement des cours d'eau et la petite taille des unités hydrographiques considérées se retrouvent dans les chiffres forts du gradient hydraulique (5,2 à 0,8 du nord au sud) et de l'épaisseur moyenne (17 à 10 m dans le Sinémurien jusqu'à 2,7 m dans le Carixien) et conditionnent les valeurs des paramètres hydrodynamiques.

- Les porosités

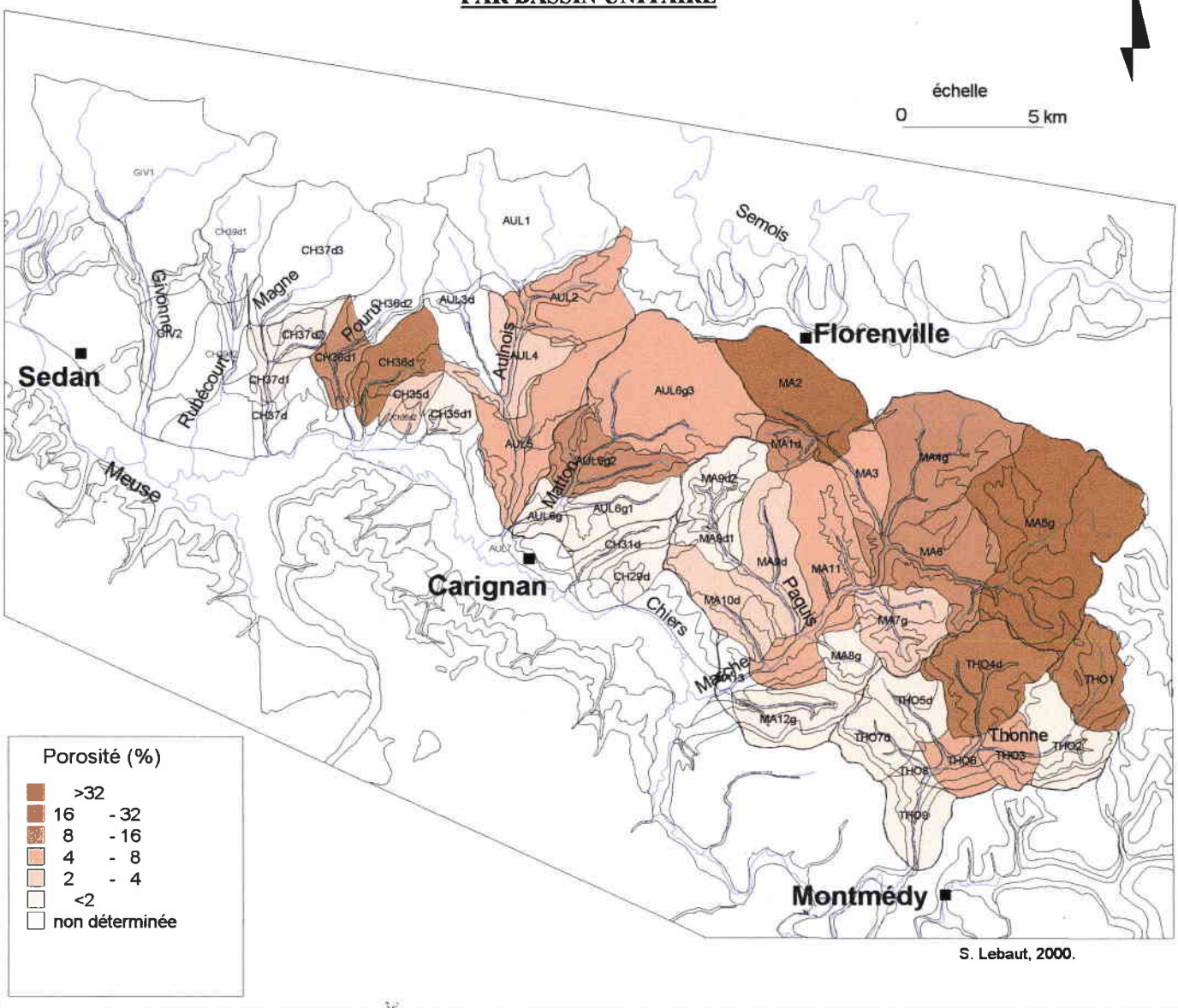
Les porosités efficaces obtenues sont fort contrastées en fonction des formations considérées (tableau 7.2 et 7.3). Elles s'échelonnent de valeurs inférieures à 1% pour le Domérien à plus de 20% pour les formations gréso-sableuses du Sinémurien Inférieur.

Les fortes porosités des terrains du Sinémurien Inférieur (de 15 à 20%) sont finalement comparables avec les chiffres proposés par d'autres auteurs (cf. 1ère partie). Monteyne et Mergen, d'après échantillons, ont déterminé des valeurs de porosité de 28% (dans la partie ouest) à 34% (dans la partie est) dans les sables et de 10 à 25% dans les roches consolidées. Nos chiffres indiquent également une diminution de l'est vers l'ouest (carte 7.1). Bien que comparables, une légère sous-estimation de nos valeurs est attribuable à la différence qu'il existe entre des mesures en laboratoire et des mesures in situ : rappelons que la porosité que nous avons déterminée est finalement une porosité efficace globalisée dans des conditions naturelles.

Ces valeurs relativement élevées sont conformes à la forte teneur en sable de ces formations et attestent d'une large fracturation des horizons indurés, seule capable d'assurer le continuum hydraulique et de ne pas faire chuter la porosité.

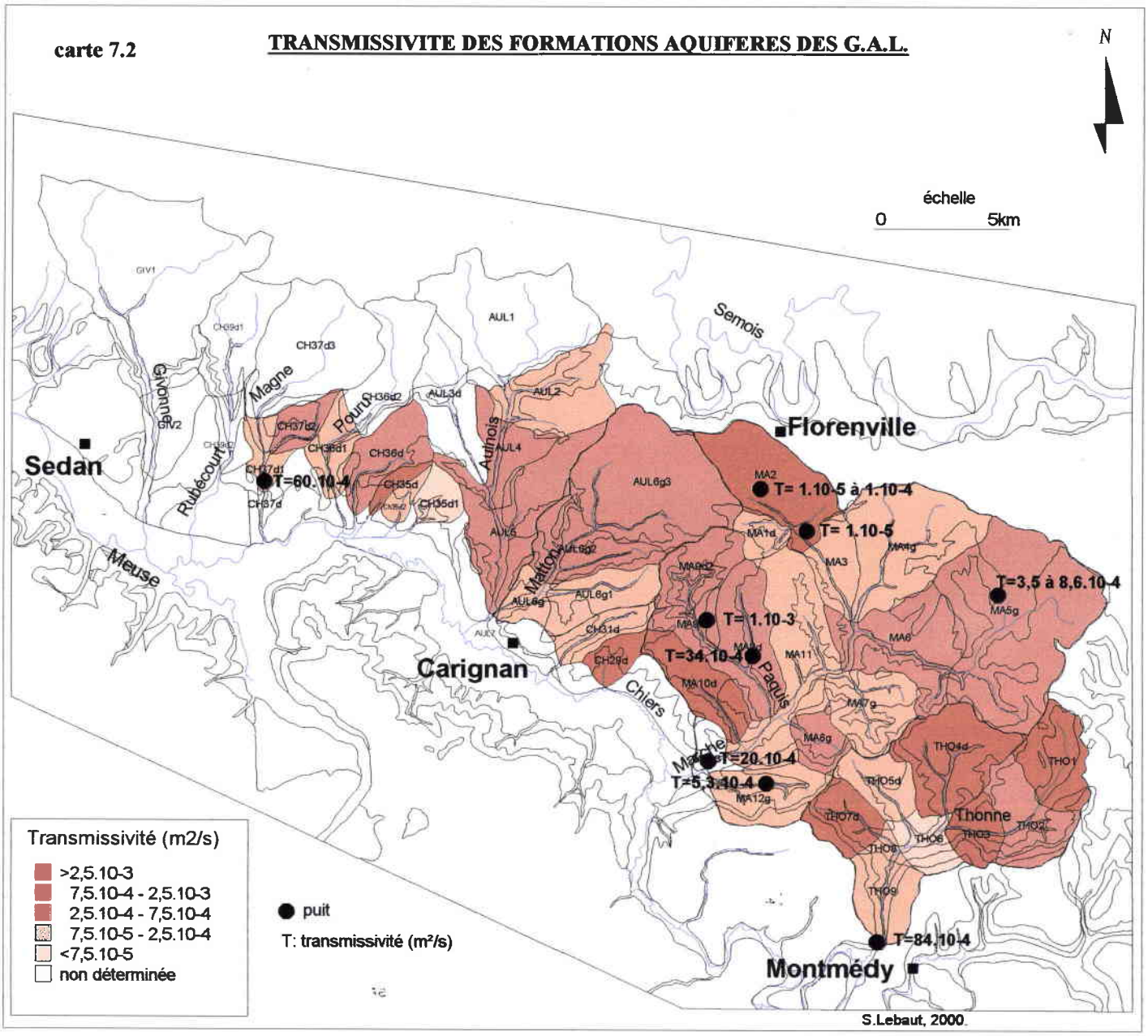
carte 7.1

POROSITE DES FORMATIONS AQUIFERES PAR BASSIN UNITAIRE



carte 7.2

TRANSMISSIVITE DES FORMATIONS AQUIFERES DES G.A.L.



Les formations du Lotharingien et du Carixien semblent avoir des valeurs de porosité similaires : elles sont comprises entre 1.3% et 4.5%. Une grande différence existe avec les valeurs du Sinémurien qui leur sont 5 fois supérieures. Ces valeurs plus faibles s'expliquent par la présence plus importante de bancs indurés, mais surtout par une fraction argileuse non négligeable.

Les chiffres montrent également une variabilité importante de la porosité dans la formation du Carixien : les bassins unitaires amont de la Thonne (Tho1 et Tho4d) ont des valeurs comparables à celles du Sinémurien. Ces différences traduisent la dégradation du caractère sableux de cette formation de l'est vers l'ouest et de la base au sommet (variation latérale et verticale de faciès, cf. première partie).

Ces valeurs obtenues par l'approche hydrologique sont de 2 à 3 fois inférieures à celles obtenues sur échantillons (5% pour le calcaire gréseux et 10 à 33% pour les grès). Ces différences sont liées à l'hétérogénéité plus marquée que dans le Sinémurien, et à la présence plus forte de calcaire gréseux qui rapprocherait les deux types de valeurs.

La porosité du Domérien Supérieur (Ma12g et Tho7d) de l'ordre de 2% est conforme à ce qu'on peut attendre d'une telle formation, où seules les anfractuosités sont drainables.

Pour le Domérien nous ne disposons pas de valeurs locales qui permettent de valider ces derniers résultats, nous les comparons donc aux valeurs proposées par G. Castany (1982) : 2 à 10% pour les calcaires fracturés.

Les valeurs de porosité (caractérisant une propriété intrinsèque des formations géologiques) calculées sur la base de données hydrologiques de surface supportent la comparaison avec des valeurs obtenues en laboratoire sur échantillons. De tels résultats indiquent que la méthodologie mise en œuvre est probante, ils constituent donc une base plausible sur laquelle repose la détermination des paramètres hydrodynamiques.

- Les perméabilités

Les valeurs de perméabilité les plus faibles sont attribuées à la formation du Sinémurien : elles sont comprises entre $2{,}2.10^{-6}$ (Ch35d1) et $8{,}4.10^{-4}$ m/s (Ma2). Comme pour la porosité, il apparaît une baisse des valeurs de l'est vers l'ouest.

Les valeurs de perméabilité du Lotharingien/Carixien, comprises entre 1 et 5.10^{-5} m/s, sont comparables. Cependant, les perméabilités sont environ dix fois plus fortes à l'est qu'à l'ouest (carte 7.2), confirmant une variation latérale de faciès déjà mise en évidence par les valeurs de porosité (rappelons que les calculs des perméabilités s'affranchissent des valeurs de porosité).

Pour le Domérien, les perméabilités sont de l'ordre de 1.10^{-5} m/s.

Pour valider ces résultats nous disposons d'une part de mesures en laboratoire à partir d'échantillons et d'autre part de mesures in situ par des pompages d'essais (valeurs de transmissivité).

D'après les échantillons prélevés dans le Sinémurien, les perméabilités sont comprises entre 7.10^{-4} et 2.10^{-3} m/s pour les sables et 10^{-7} à 2.10^{-5} m/s pour les roches indurées. Nos valeurs, autant qu'elles puissent être comparées avec celles d'échantillons, sont du même ordre de grandeur avec toutefois une tendance à la sous-estimation.

Les valeurs de transmissivité recensées, peu nombreuses, permettent d'affiner la validation. La comparaison est faite en associant la transmissivité d'un captage à celle d'un bassin unitaire lui correspondant. Nous obtenons ainsi :

- pour le Sinémurien : 1.10^{-3} (Puilly) pour 8.10^{-4} (Aul6g3)
  40.10^{-4} (Belgique) pour 4.10^{-4} (Ma5g)
- pour le Lotharingien : 60.10^{-4} (Douzy) pour 16.10^{-4} (ch35d)
- pour le Carixien : $5.3.10^{-4}$ (Signy-Montlibert) pour $4.4.10^{-4}$ (Ma8g)
  84.10^{-4} (Montmédy) pour 12.10^{-4} (Tho3)

Une autre valeur pouvant nous servir de comparaison est celle obtenue d'après modélisation par E. Gille (1985). Il propose pour la partie est du secteur considéré une valeur globale de transmissivité de 1,5.10-3 m²/s, valeur proche des bassins unitaires du Carixien ($1,4.10^{-3}$; $5,9.10^{-4}$; $1,2.10^{-3}$; $1,3.10^{-3}$ et $8,7.10^{-4}$) mais dix fois plus forte que celles du Sinémurien. Un peu comme pour nous sa démarche modélisatrice lie les valeurs de porosité et de transmissivité et si ces dernières sont fortes celles qu'il propose pour les porosités sont plus faibles (2 % contre 15 à 20 %). En outre il n'avait aucun bassin pour valider directement ses résultats.

Tableau 7.3- Synthèse des paramètres hydrodynamiques par aquifère

	Pouru St Rémy	Carignan	Margut	Montmédy
Domérien			ne: 1% K: 1,8.10-5 T: 1,4.10-4 P: 8m	ne: 1% K: 0,3 à 1,7.10-4 T: 2 à 11.10-3 P: 5m
Carixien		ne: 3% K: 2,5 à 4,5.10-5 T: 1,5 à 2,5.10-4 P: 5,5m	ne: 3 à 4,5% K: 0,5 à 2.10-4 T: 1,5 à 4,5.10-4 P: 8m	ne: 20 % K: 1.10-4 T: 1,3.10-3 P: 11m
Lotharingien	ne: 12% K: 1,7.10-5 T: 2.10-4 P: 9m	ne: 21% K: 1,7.10-4 T: 4,7.10-4 P: 2,7m	ne: 4% K: 2,4.10-5 T: 1,8.10-4 P: 7,5m	
Sinémurien	ne: 2,6% K: 1,9.10-4 T: 5,8.10-4 P: 3m	ne: 7 à 13% K: 0,8 à 4.10-5 T: 1,3 à 7,4.10-4 P: 16m	ne: 15 à 20% K: 2 à 6.10-5 T: 2 à 5.10-4 P: 18m	ne: 30% K: 3,3.10-5 T: 4,4.10-4 P: 16m
Hettangien	ne: 1% K: 5.10-5 T: 3.10-4 P: 6m			

En conclusion, comme pour les porosités, les valeurs de perméabilité et de transmissivité que nous proposons, bien qu'inférieures, restent du même ordre de grandeur que celles obtenues sur les échantillons et les pompages d'essai.

C- Estimation de « l'âge » des eaux de la nappe

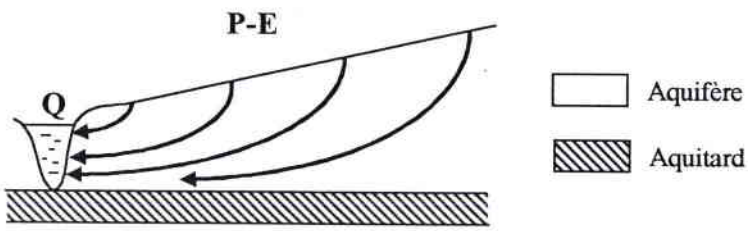
Ces trois notions, bien qu'exprimées en années, relèvent de concepts fondés sur des hypothèses différentes, non réductibles entre elles. L'objet de cette étude n'est pas de proposer un âge absolu de l'eau des nappes (temps écoulé depuis l'instant d'infiltration d'une quantité d'eau météorique donnée et celui auquel on le prélève), mais d'établir une comparaison et une classification des nappes sur la base de critères quantitatifs simples.

Ces trois notions sont directement liées à la configuration de l'aquifère. Compte tenu de la complexité des circulations de l'eau souterraine nous devons supposer un certain nombre d'hypothèses simplificatrices sur les caractéristiques de l'aquifère considéré et donc de substituer un modèle idéal à l'aquifère réel. Ainsi la validité de l'âge obtenu est fonction de celle du modèle.

Des aquifères à nappe libre ainsi que le type de données disponibles nous contraignent à considérer que les aquifères de chaque bassin unitaire peuvent être réduit à un modèle de type mélange.

Cette hypothèse considère que la pluie efficace se mélange complètement à l'eau de l'aquifère (fig. 7.6). Dans ce cas « toute section du réservoir contient, dans les même proportions des molécules d'eau de tous les âges et les eaux de l'exutoire sont représentatives de celles de l'aquifère » (Olive P. et al., 1996).

figure 7.6- Représentation des écoulements souterrains de type mélange



a) Temps de séjour et durée de renouvellement

Ces deux notions relatives à l'âge de l'eau souterraine expriment des réalités différentes. Le temps de séjour est la durée séparant l'instant d'introduction d'une particule d'eau dans l'aquifère (zone d'infiltration) de l'instant de sa réapparition (cours d'eau). Elle est calculée à partir de la vitesse effective, comme étant le temps nécessaire à l'eau pour parcourir la moitié de la largeur de l'aquifère : $T = \frac{l}{2V_e}$

La durée de renouvellement (D_r), théoriquement nécessaire pour que le volume cumulé de l'alimentation d'une nappe soit égal à la réserve moyenne(r_r), est assimilable à un âge moyen des eaux souterraines si l'on considère des vitesses de circulation homogènes dans la totalité de l'aquifère. Nous l'avons calculé comme étant le rapport entre le volume d'eau maximal moyen contenu dans l'aquifère ($D_r = l.L.H_{hm}.n_e$) et le débit moyen.

Au-delà de ces deux valeurs, qui restent théoriques, ce sont leurs différences qui importent puisqu'elles rendent compte du modèle de circulation de l'eau souterraine au sein

tableau 7.4: Caractéristiques associées aux nappes

N°point	strat.	Tséjours	rr	r.total	r.perm.	D.renouvel	T.renouvel.	ampli.piézo
AUL2	Sin.	341	1.6	12.0	10.4	7.5	0.13	3.3
AUL3d	sc	24	0.4	1.0	0.6	2.4	0.42	11.3
AUL4	Sin.	197	1.1	4.3	3.2	4.0	0.25	4.0
AUL5	Loth.	373	2.3	13.6	11.3	6.0	0.17	2.9
AUL6g3	Sin.	444	4.4	31.0	26.5	7.0	0.14	3.6
AUL6g2	Loth.	314	1.2	6.7	5.5	5.6	0.18	0.9
Aul6g1	Car.	91	0.6	1.8	1.2	3.0	0.33	5.7
AUL6g	Car.	118	0.4	1.0	0.7	2.8	0.36	7.4
CH29d	Car.	32	0.2	0.4	0.2	2.3	0.43	10.6
CH31d	Car.	85	0.4	1.2	0.8	2.9	0.35	10.9
CH35d	Loth.	83	0.2	0.5	0.3	2.9	0.35	5.8
CH35d1	Loth.	117	0.2	0.6	0.4	3.2	0.31	6.0
CH35d2	Loth.	204	0.3	1.3	1.0	4.5	0.22	2.9
CH36d	Sin.	1270	1.1	18.6	17.6	17.7	0.06	0.8
CH36d1	Sin.	724	0.6	6.5	5.9	11.3	0.09	1.4
CH37d1	Sin.	60	0.3	0.6	0.4	2.5	0.40	8.1
CH37d2	H.	32	0.2	0.4	0.2	2.4	0.41	5.4
MA1d	Sin.	310	0.5	2.8	2.3	5.4	0.18	1.4
MA2	Sin.	1515	2.8	57.3	54.5	20.3	0.05	0.6
MA3	Sin.	460	1.0	7.4	6.4	7.4	0.13	3.7
MA4g	Sin.	628	3.5	32.9	29.4	9.5	0.11	1.7
MA5g	Sin.	2077	6.0	170.9	164.9	28.5	0.04	0.6
MA6	Loth.	378	2.6	15.9	13.3	6.0	0.17	2.2
MA7g	Loth.	143	1.2	4.0	2.8	3.4	0.29	6.0
MA8g	Car.	153	0.5	1.8	1.3	3.5	0.28	7.5
MA9d2	loth	88	0.6	2.0	1.3	3.1	0.32	5.6
MA9d1	Car.	86	0.4	1.0	0.7	2.9	0.35	5.7
MA9d	Car.	105	1.2	3.8	2.6	3.2	0.32	4.7
MA10d	Car.	135	1.0	3.3	2.3	3.3	0.30	5.1
MA11	Car.	552	2.6	21.8	19.3	8.5	0.12	2.1
MA12g	Dom.	49	0.6	1.5	0.9	2.4	0.41	14.5
THO1	Car.	1147	1.3	21.4	20.1	16.9	0.06	0.6
THO2	Car.	174	0.9	3.3	2.4	3.8	0.26	6.7
THO3	Car.	152	0.8	2.6	1.9	3.5	0.29	3.8
THO4d	Car.	1063	1.7	28.0	26.3	16.4	0.06	0.8
THO5d	Dom.	25	0.1	0.3	0.2	2.5	0.41	7.1
THO6	Car.	451	0.5	3.9	3.4	7.4	0.13	2.6
THO7d	Dom.	79	0.3	0.7	0.5	2.7	0.37	5.0
THO8-9	B.	144	0.5	1.7	1.2	3.1	0.32	8.1

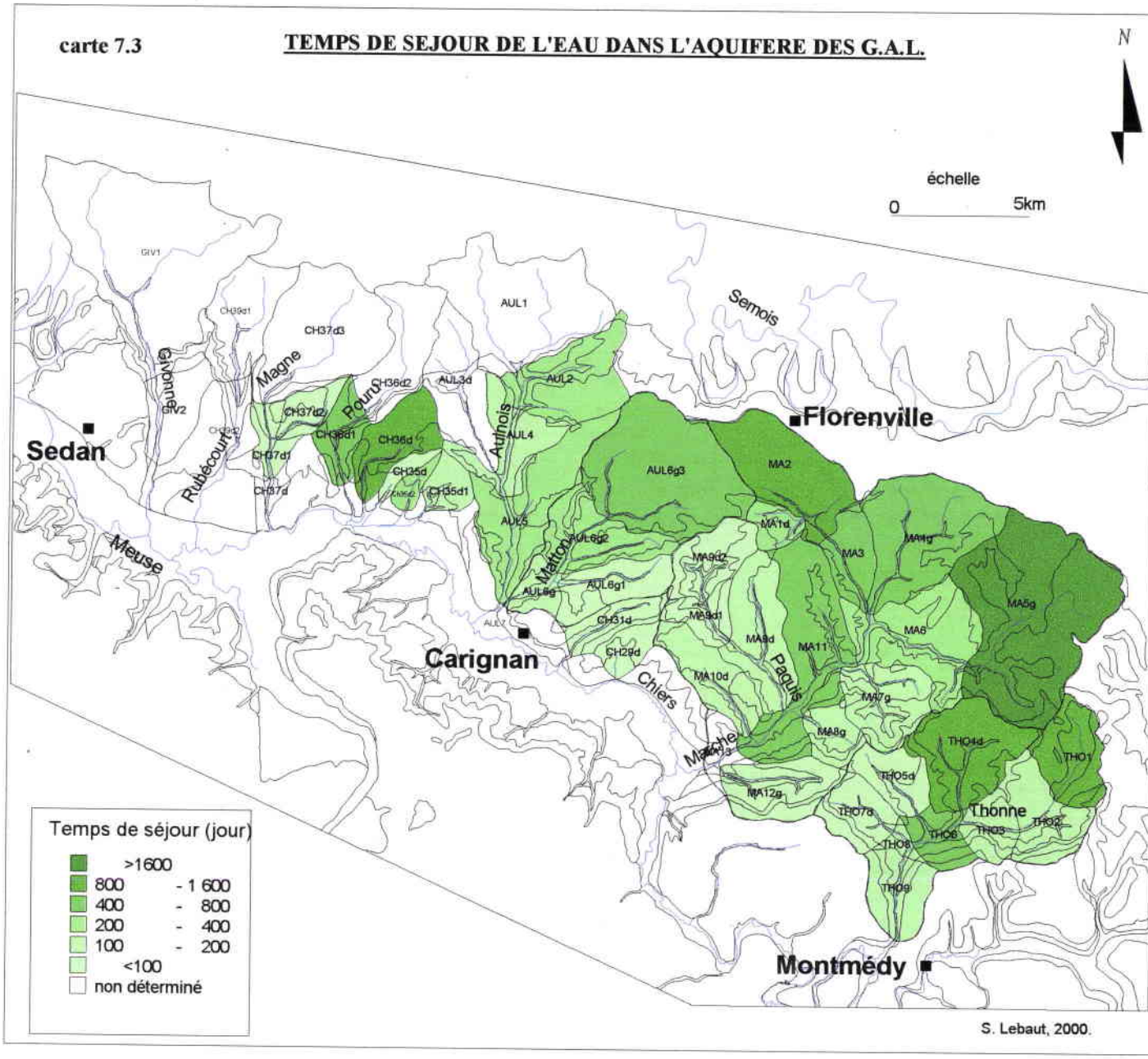
Tséjours: temps de séjour
rr.: réserve régulatrice (hm3)
r.total: réserve totale (hm3)
r.perm.: réserve permanente (hm3)

D.renouvel.: durée de renouvellement
T.renouvel.: taux de renouvellement
ampli.piézo: amplitude annuelle moyenne de la piézométrie

stratigraphie
H.: Hettangien
Sin.: Sinémurien
Car.: Carixien
Loth.: Lotharingien
Dom.: Domérien

carte 7.3

TEMPS DE SEJOUR DE L'EAU DANS L'AQUIFERE DES G.A.L.



de l'aquifère. Trois cas sont généralement distingués (Olive P., Hubert P., Ravailleau S. ; 1996) :

- le cas où l'âge moyen est inférieur au temps de séjour moyen signifie qu'une molécule d'eau entrée dans le système a peu de chance d'en sortir rapidement.
- dans le cas où l'âge moyen serait égal au temps de séjour les eaux de la recharge se mélangent totalement avec les eaux de l'aquifère (modèle mélange).
- le cas où l'âge moyen est supérieur au temps de séjour, moyen caractérise une tendance à la sortie de nombreuses molécules d'eau peu de temps après leur entrée. Le temps de séjour moyen de ces molécules est donc court, tandis que l'âge moyen des molécules d'eau qui échappent aux sorties immédiates est relativement important (modèle court circuit).

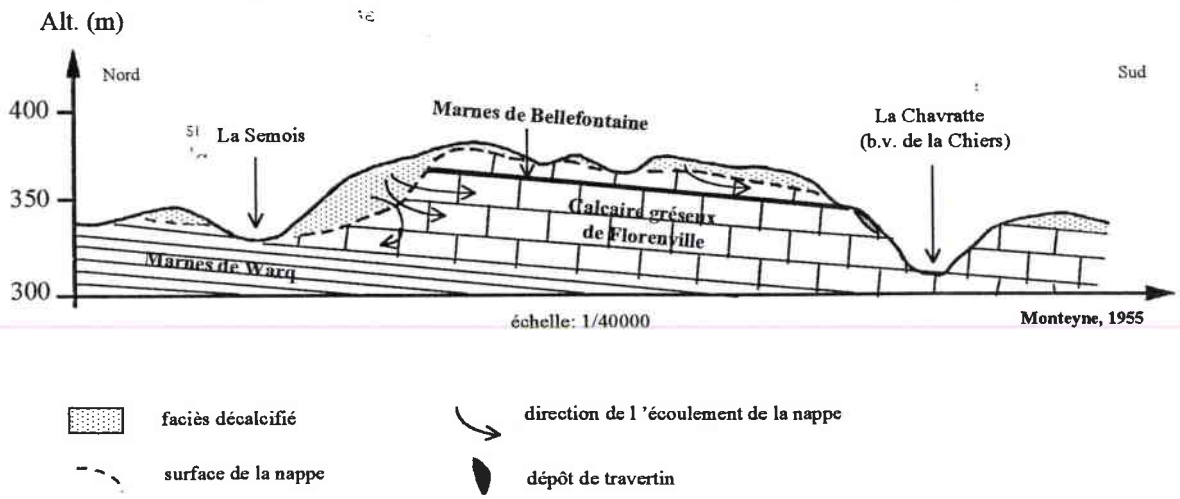
D'une manière générale, la circulation de l'eau dans les formations aquifères de la quasi-totalité des bassins unitaires répond au dernier cas. Les rapports entre âge moyen et temps de séjour moyen sont de 2 à 5 dans le Sinémurien, de 1 à 8 dans le Lotharingien et de 2 à 8 dans le Carixien. A la vue de ces résultats il apparaît donc que la circulation dans les 3 formations aquifères des G.A.L. est duale.

Ces résultats sont intéressants à double titre : ils sont finalement cohérents avec ce que nous avons vu précédemment (notamment la circulation karstique tracée par le B.R.G.M.) et ils permettent d'élucider quelques questions restées en suspens.

L'explication de la circulation rapide de l'eau au sein des aquifères est vraisemblablement liée aux fractures favorisant des zones verticales de circulations préférentielles de l'eau (réseau pseudo-karstique). Il semble néanmoins que dans le Sinémurien, compte tenu des volumes importants impliqués par la circulation rapide (cf. tableau), un autre facteur soit en jeu.

Ce facteur, déjà mis en évidence plus à l'est par Monteyne (1955), est l'altération des roches perméables par décalcification. Cette décalcification a pour effet morphologique d'effacer la cuesta du Sinémurien (cf. 1ère partie) : l'ameublissement complet des formations arénacées permet de libérer les sables et facilite l'érosion. En pénétrant dans le sol, les eaux météoriques chargées de Co_2 dissolvent le calcaire en se saturant en bicarbonate de calcium jusqu'à perdre leur agressivité. Compte tenu de l'homogénéité de la formation sur une forte épaisseur (aucun écran marneux n'est susceptible de freiner le front de décalcification), à partir de l'aire d'alimentation, les eaux s'infiltrent pour alimenter la nappe et permettent à la décalcification de gagner les basses couches des assises de Grès de Florenville (fig. 7.7).

figure 7.7- Coupe Nord-Sud de l'interfluve Semois/Chiers au niveau de Tintigny



Cette configuration est attestée, à l'aval pendage (amont de la Marche et du Matton) par le dépôt de travertin au niveau des sources sur les marnes de Bellefontaine.

Dans les formations sinémuriennes les flux d'eau souterrains s'organisent donc de la façon suivante :

- circulation rapide de l'eau dans la partie supérieure de la zone saturée (grès d'Orval) à la faveur d'un faciès décalcifié. Cette décalcification, favorisée par les fractures, a comme corollaire une augmentation de la porosité comme l'illustre les fortes valeurs obtenues.
- circulation plus lente dans les matériaux originels de la partie inférieure de la zone saturée.

Compte tenu de son faciès similaire, la circulation de l'eau dans la formation du Lotharingien doit être comparable à celle dans le Sinémurien. Par contre, du fait de la plus forte proportion d'argile dans la formation du Carixien, la décalcification doit être moindre et par conséquent la circulation rapide de l'eau doit être davantage liée aux fracturations.

2) Datation des eaux par le tritium

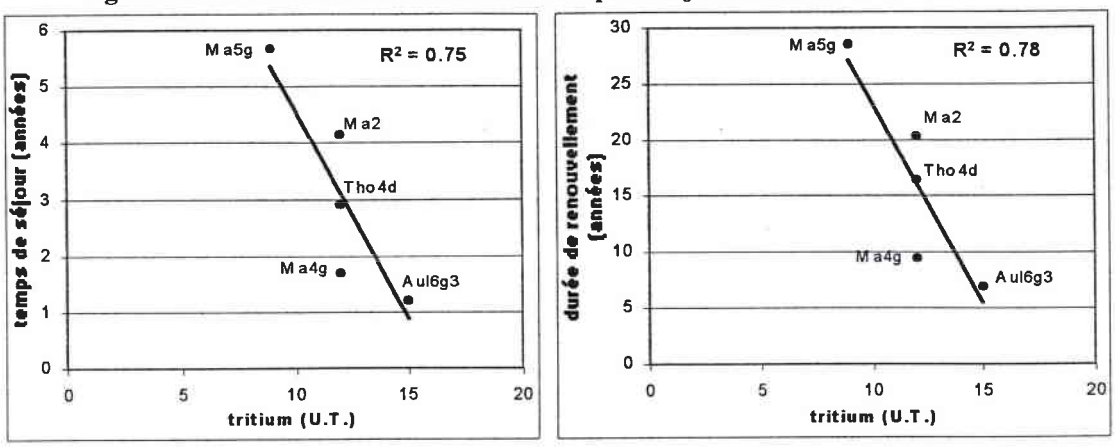
Les « âges » des eaux déterminés par les temps de séjour moyen et la durée de renouvellement reposent intégralement sur les hypothèses émises pour la modélisation des écoulements souterrains et le paramétrage des aquifères. L'utilisation du tritium comme « traceur chronométrique » (Margat J., 1966) naturel, apporte l'objectivité nécessaire à une nouvelle critique des valeurs obtenues par la méthodologie mise en place dans ce travail.

Le tritium (^3H), isotope radioactif de l'hydrogène, est produit naturellement dans l'atmosphère. Suite aux essais thermonucléaires aériens de 1952 à 1963, les teneurs dans les précipitations ont tout d'abord augmentées pour ensuite diminuer et se stabiliser à une teneur moyenne (de 10 à 30 U.T.) supérieure à la teneur naturelle (5 U.T.) du fait des rejets des industries nucléaires. Il est donc possible, à partir d'un signal d'entrée et de sortie, de déterminer un temps de séjour moyen des eaux souterraines d'un aquifère, en calculant, à l'aide de modèle mathématique, le meilleur ajustement possible entre les sorties calculées et les valeurs mesurées. Cette opération nécessite des données échelonnées dans le temps, or nous ne disposons que d'une donnée à partir d'un échantillon prélevé sur des sources, en juin 2000. C'est la raison pour laquelle nos propres résultats sont analysés au regard des conclusions de l'article de Olive P. et al. (1996) sur les taux de tritium des eaux souterraines en Europe.

Eu égard aux précautions à prendre pour un dosage en tritium (eau d'âge supérieur à 2 ans et incertitudes des résultats à ± 2-3 U.T.), les eaux datées sont issues de sources situées dans des bassins unitaires dont les durées de renouvellement et temps de séjour calculés sont les plus longs (carte 7.3): Ma5g, Tho4d, Ma4g, Ma1d et Aul6g3.

Les teneurs en tritium, sur les cinq sources échantillonnées, sont comprises entre 9 (Ma5g) et 15 U.T. (Aul6g3). De telles valeurs appartiennent à celles le plus fréquemment observées dans les eaux souterraines peu profondes en Europe. Elles sont caractéristiques d'eau ayant un temps de séjour compris entre 5 et 10 ans, en admettant que les écoulements se font conformément à un modèle mélange.

figure 7.8 : Relation teneur en tritium et temps de séjour/durée de renouvellement



La figure 7.8 montre une relation directe entre temps de séjour/durée de renouvellement et teneur des eaux en tritium. De tels résultats valide, dans une certaine mesure, les résultats issus de la conceptualisation du fonctionnement des aquifères.

Les datations par isotope sont donc comprises entre le temps de séjour et la durée de renouvellement, ce qui conforte l'hypothèse d'une circulation des eaux souterraines selon un modèle mélange. Cela confirme donc l'hypothèse d'une circulation duale, avec une perméabilité des aquifères globalement contrôlée par la microporosité mais dont la macroporosité joue un rôle non négligeable.

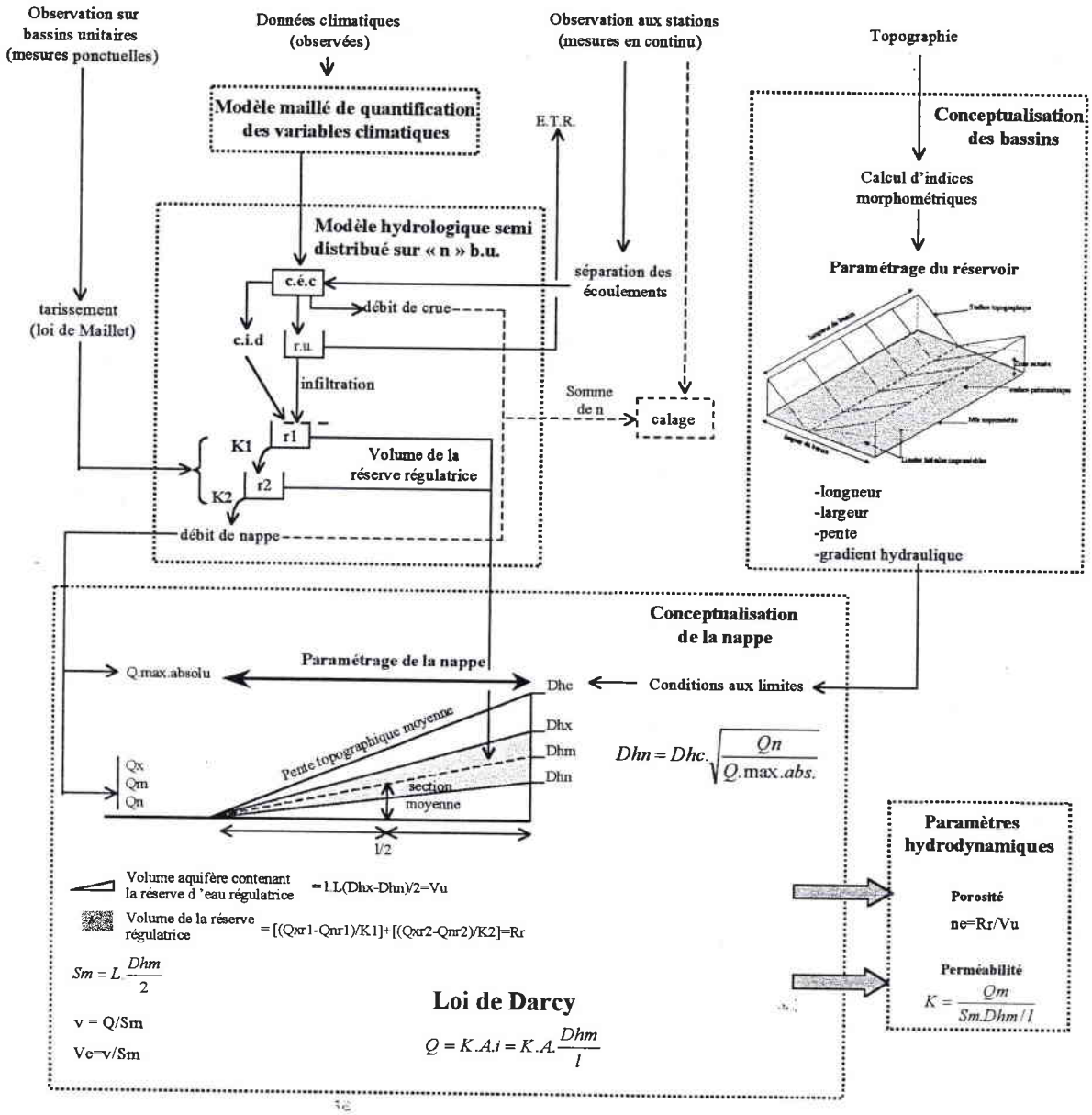
Conclusion

Au terme de ce chapitre il apparaît que la détermination des caractéristiques hydrogéologiques par l'utilisation conjointe des données de débits et des caractéristiques morphométriques est probante. Finalement, l'utilisation d'un modèle simple d'échange aquifère/rivière, dont le moteur est l'équation de Darcy, permet, sur la base de données basiques, d'aboutir à des résultats comparables à ceux obtenus par des techniques plus onéreuses (pompages d'essais) ou plus délicates d'interprétations (calculs d'après échantillons). L'ensemble de la démarche initiée est résumée sous la forme d'un schéma (figure 7.9).

Les valeurs ainsi obtenues demeurent toutefois plus faibles que celles résultant des deux dernières méthodes. Il faut y voir un problème d'échelle puisque nos valeurs sont des moyennes sur des volumes de plusieurs hm^3.

Nos résultats confirment la dégradation des caractéristiques hydrogéologiques (perméabilité, porosité) de l'est vers l'ouest à la faveur d'une diminution de l'élément sableux dans les terrains (cf. 1ère partie). Cet état de fait engendre une disparité spatiale de la ressource en eau, les volumes stockés diminuant de l'est vers l'ouest mais également du nord vers le sud.

figure 7.9- Approche hydrologique des grandeurs caractéristiques des aquifères



b.u.: bassin unitaire
c.i.d.: coefficient d 'infiltration directe
c.é.c.: coefficient d 'écoulement de crue
r.u.: réserve utilisable(sol)
r1: 1er réservoir sous sol
r2: 2ème réservoir sous sol
k1: coefficient de vidange du 1er réservoir
k2: coefficient de vidange de 2ème réservoir
Qmax.abs.: débit mensuel maximum du régime transitoire
Qx: débit moyen mensuel maximum du régime permanent
Qm: débit moyen mensuel du régime permanent
Qn: débit moyen mensuel minimum du régime permanent

Sm.: section moyenne
v.: vitesse apparente
ve.: vitesse réelle
i.: gradient hydraulique
ne.: porosité efficace (drainable)
K.: perméabilité
l.: largeur horizontale entre le cours d 'eau et la ligne de crête
L.: longueur du réseau hydrographique pérenne

Chapitre 8ème : Les résultats de l'étude des Grès d'Ardenne-Luxembourg et quelques questions d'hydrologie

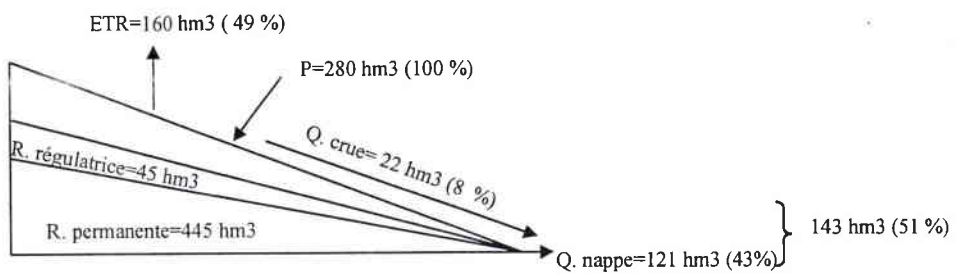
L'objectif de la démarche hydrologique initiée dans ce travail était de définir le fonctionnement des aquifères ainsi que l'évaluation de la ressource en eau. Tous les paramètres relatifs aux aquifères sont déterminés, ils conditionnent la mobilité de l'eau souterraine. Il reste donc à situer ce travail et ses résultats par rapport à des questions de fond que soulève l'hydrologie.

I) Synthèse sur la ressource en eau du secteur

Bien qu'il y ait une continuité des écoulements dans un système d'eau, nous distinguons la ressource en eau superficielle (naturellement mobilisée dans les sources ou les cours d'eau) et la ressource souterraine (mobilisable par des moyens techniques).

Le paramétrage des aquifères admet pour limite inférieure la cote du niveau de base (cours d'eau), donc les chiffres proposés ne concernent que l'eau qui transitera tôt ou tard dans les cours d'eau. Nous ne tenons pas compte de l'eau à écoulement très lent exportée à l'extérieur du secteur considéré.

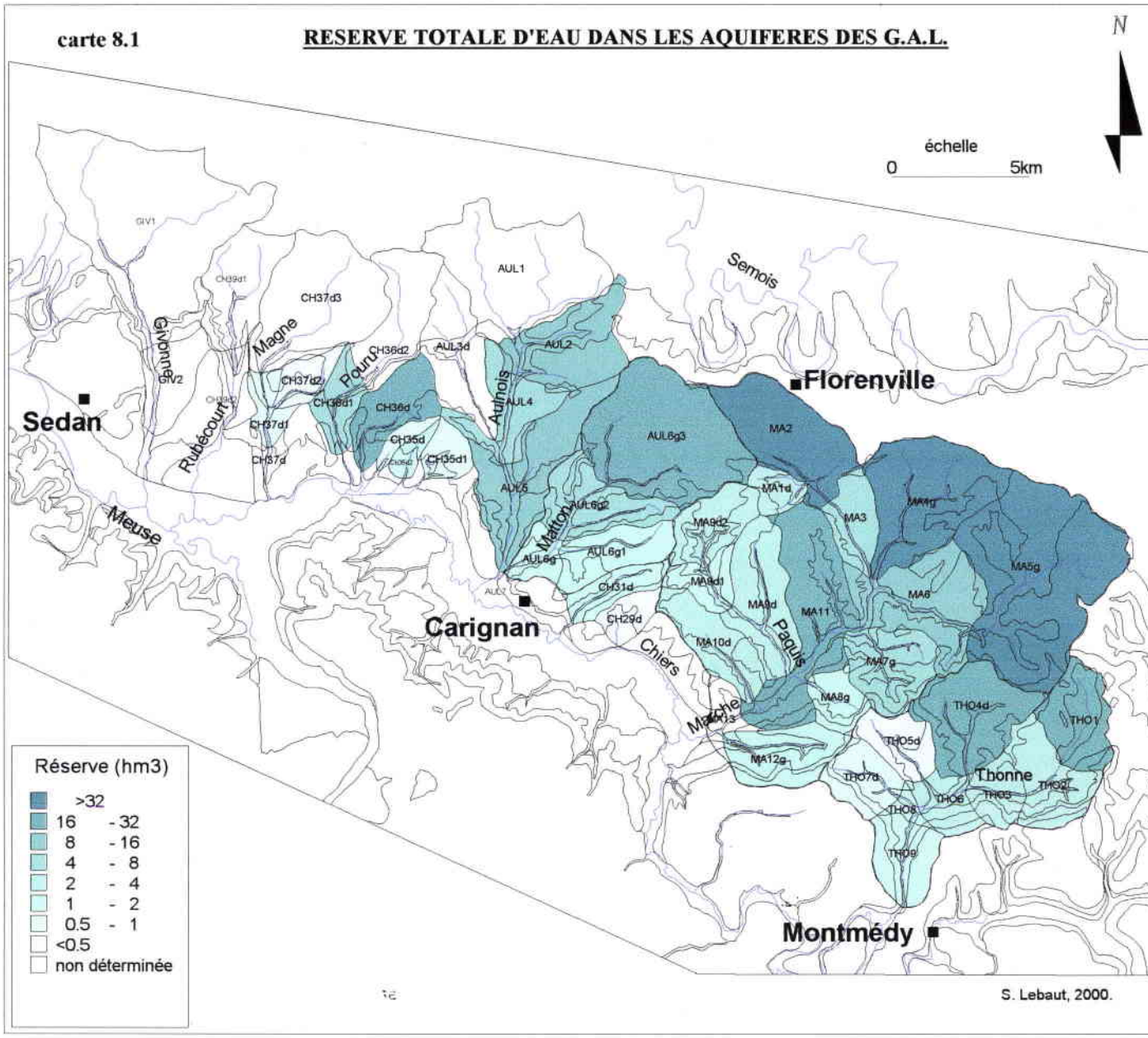
figure 8.1 : le bilan hydrologique des G.A.L.



Globalement, sur les G.A.L., en année moyenne (1974-91), les volumes précipités représentent 280 hm^3. Les volumes mobilisés vers l'atmosphère du fait de l'évapotranspiration sont estimés à 160 hm^3, il subsiste donc 120 hm^3 disponibles à l'écoulement dans les cours d'eau. Ce dernier volume est composé pour 22 hm^3 en écoulement direct de crue et 100 hm^3 en écoulement de nappe. D'un point de vue conceptuel, cet écoulement est assuré par la réserve régulatrice dont le volume est de 45 hm^3. Elle représente à peine 10% des réserves souterraines totales (490 hm^3). Les 90% restants sont stockés dans la réserve permanente (445 hm^3). Ces chiffres globaux masquent néanmoins la forte disparité de la ressource souterraine en fonction des formations aquifères.

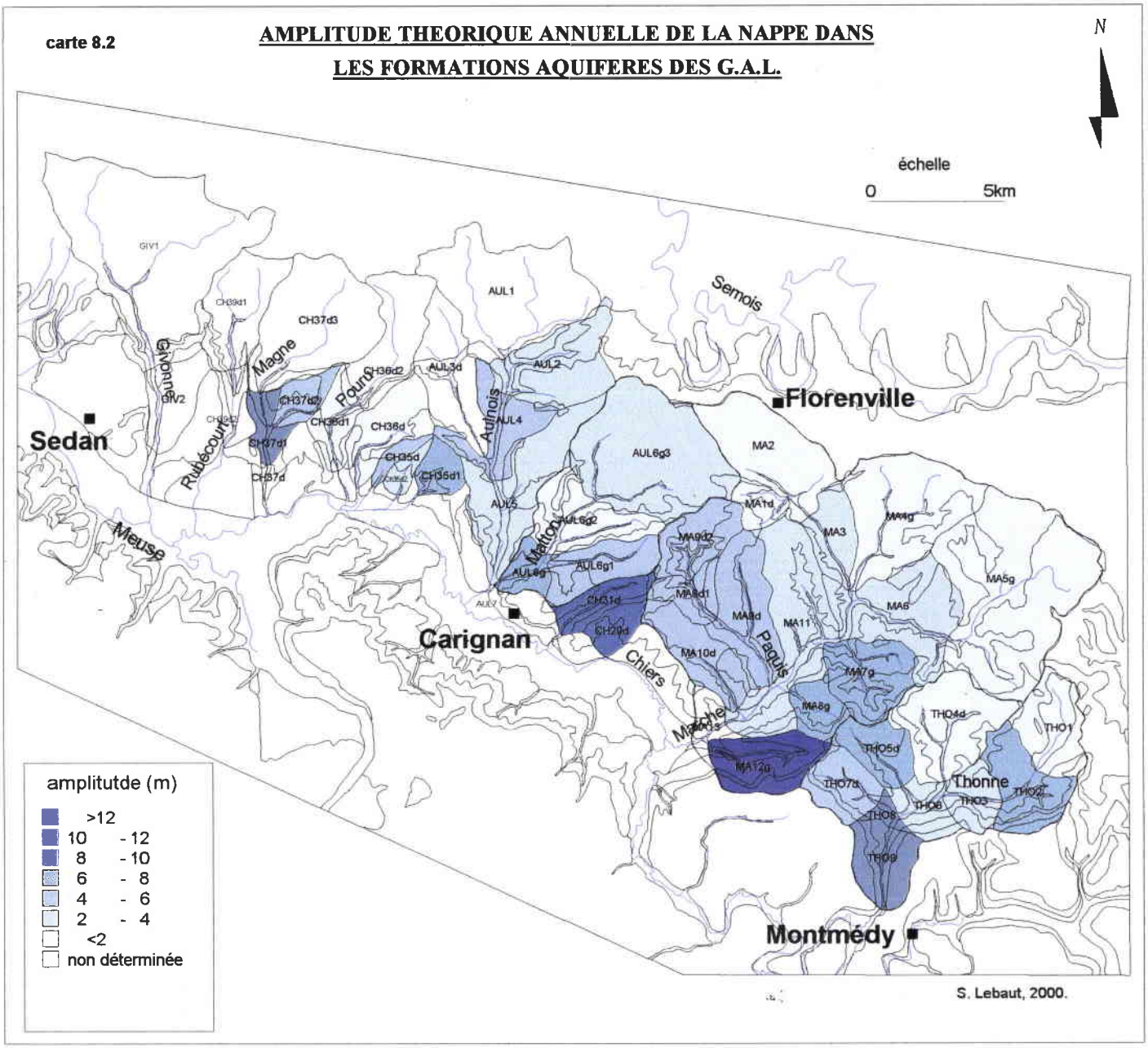
tableau 8.1- Ressource en eau des G.A.L.

	Réserve totale		Réserve permanente		Réserve régulatrice	
	hm^3	%	hm^3	%	hm^3	%
Sinémurien	344	71	322	73	23	51
Lotharingien	45	9	36	8	8.5	19
Carixien	96	19.5	83	18.5	12	27
Domérien	3	0.5	2	0.5	1	3
somme	487	100	442	100	44.7	100


carte 8.1
RESERVE TOTALE D'EAU DANS LES AQUIFERES DES G.A.L.
N
échelle
0
5km
Sedan
Florenville
Carignan
Montmédy
Semois
Givonne
Magne
Rubécourt
Pourut
Aulnois
Matton
Meuse
Chiers
Paquis
Marche
Thonne
GIV1
GIV2
CH37d3
CH37d2
CH37d1
CH37d
CH36d2
CH36d1
CH36d
CH35d
CH35d1
AUL1
AUL2
AUL3d
AUL4
AUL5
AUL6g3
AUL6g2
AUL6g1
AUL6g
CH31d
CH29d
MA1d
MA2
MA3
MA4g
MA5g
MA6
MA7g
MA8g
MA9d
MA9d1
MA9d2
MA10d
MA11
MA12g
THO1
THO2
THO3
THO4d
THO5d
THO6
THO7d
THO8
THO9
Réserve (hm3)
>32
16 - 32
8 - 16
4 - 8
2 - 4
1 - 2
0.5 - 1
<0.5
non déterminée
S. Lebaut, 2000.

carte 8.2

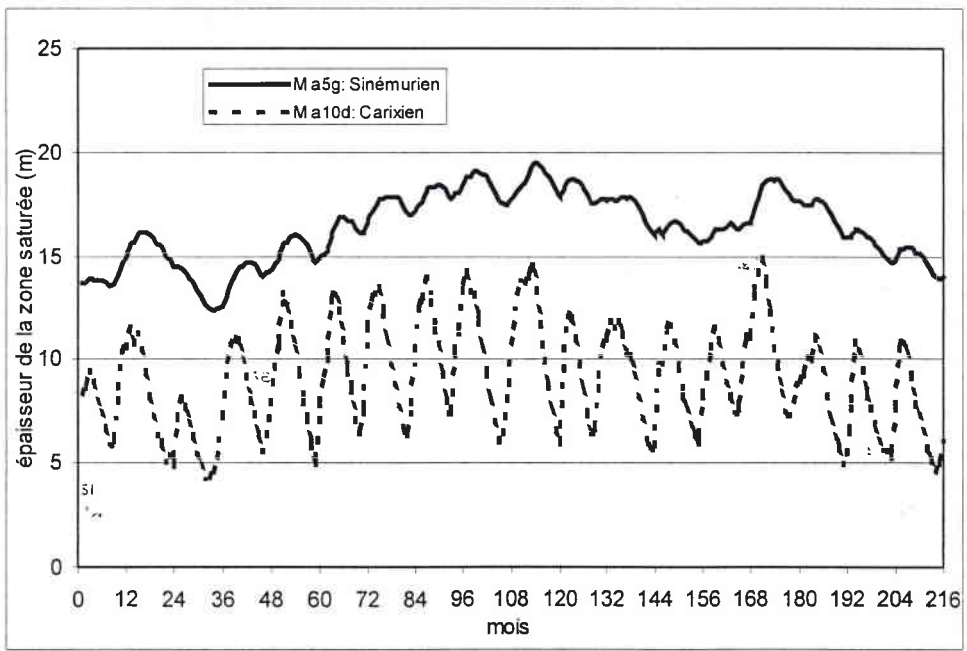
AMPLITUDE THEORIQUE ANNUELLE DE LA NAPPE DANS LES FORMATIONS AQUIFERES DES G.A.L.



L'aquifère du Sinémurien renferme 71 % (344 hm^3) des ressources totales, 73 % (326 hm^3) de la réserve permanente et 51 % (23 hm^3) de la réserve régulatrice. Le faible taux de renouvellement (0.1 en moyenne) des nappes en fait un gisement à capacité régulatrice optimale pour une exploitation en régime d'équilibre (fig. 8.2) : l'amplitude piézométrique annuelle moyenne est de l'ordre de 2 à 3 mètres. Cette exploitation peut se faire par pompage directement dans la nappe, soit à même les cours d'eau, puisque le destockage de la réserve régulatrice assure 58 hm^3 aux débits de base des cours d'eau. Des temps de séjour moyens de l'ordre de 3-4 ans au minimum sont garants de la bonne qualité des eaux, d'autant plus qu'en surface, la forêt représente au moins 80% de l'occupation des sols sur les affleurement du Sinémurien dans nos bassins. Gardons toutefois à l'esprit que des circulations d'eau pseudo-karstiques peuvent localement dégrader cette bonne qualité.

Les nappes du Lotharingien et du Carixien ont des temps de séjour et des taux de renouvellement comparables. Ce dernier, d'une valeur de 0.26, démontre des nappes à capacité régulatrice annuelle utilisable mais à capacité régulatrice pluriannuelle plus limitée que celle du Sinémurien (fig. 8.2) : l'amplitude piézométrique annuelle moyenne avoisine les 5 mètres. Ces nappes représentent 30 % (151 hm^3) de la réserve totale, 29 % (131 hm^3) de la réserve permanente, mais 38 % (21 hm^3) de réserve régulatrice. Cette dernière alimente les cours d'eau à raison de 59 hm^3 en moyenne annuelle, ce qui est comparable au volume débité à partir de l'aquifère du Sinémurien. Cependant, ces volumes constituent une ressource plus vulnérable à la pollution que celle du Sinémurien. Les temps de séjour y sont plus courts, mais surtout, la part des surfaces en prairie e en forêt est de l'ordre de 40 %.

figure 8.2- Exemple de fluctuation piézométrique mensuelle (1974-91) calculée par le modèle



De faible étendue, l'aquifère du Domérien ne contient qu'environ 1% de la réserve d'eau souterraine totale. De plus, un taux de renouvellement de 0.4 témoigne d'une nappe à capacité régulatrice pluriannuelle limitée. Une macroporosité généralisée rend cette nappe

vulnérable, toutefois comme l'occupation du sol est représentée à plus de 80% par les prairies, cette vulnérabilité est a priori limitée.

II) Le bilan hydrologique et le déficit d'écoulement

En moyenne annuelle le déficit d'écoulement correspond à la différence entre précipitations et écoulements mesurés : DE = P-Q

Si nous considérons que l'estimation des précipitations est satisfaisante (cf. chapitre 3ème) l'équation devient sur la Thonne (1974-1990) : DE = 983-494 = 489 mm

Avec les débits calculés par la modélisation : DE = 983-468 = 515 mm

Pour le modèle de D. François, avec des précipitations de 996 mm sur la même période (moyenne des écarts annuels entre les deux estimations : +13 mm avec 23 mm d'écart type) : DE= 996-494 = 502 mm

Les formules de Turc et Coutagne, estimant globalement ce déficit d'écoulement à partir des précipitations et des températures, donnent des valeurs très comparables (tableau 8.2). Toutes ces estimations paraissent converger.

tableau 8.2- Déficits d'écoulement estimés (1974-90)

	Pluie	Modèle hydrologique	Coutagne	Turc
Thonne	983	515	514	493
Marche	1049	520	515	500
Matton	1035	531	515	499

Cependant, à l'échelle régionale, sur l'ensemble des bassins de la Meuse et de la Moselle (22000 km²), les bassins inscrits dans les G.A.L. auraient des déficits d'écoulement parmi les plus faibles. La moyenne des déficits d'écoulement mesurés, sur 65 bassins, est de 563 mm. Le modèle statistique du CEGUM, calé sur ces mêmes stations donne un déficit d'écoulement moyen de 555 mm, alors que les formules de Turc et de Coutagne donnent des résultats sensiblement plus faibles : respectivement 498 mm (-65 mm) et 510 (-53 mm) : ces formules semblent sous-estimer systématiquement le déficit d'écoulement.

Sur nos bassins, les précipitations étant plutôt plus fortes que la moyenne Meuse-Moselle et les températures sensiblement moyennes (les valeurs obtenues par les formules de Turc et Coutagne le confirme), le déficit d'écoulement devrait se situer aux alentours de la moyenne régionale (environ 560 mm) et l'écoulement devrait être de l'ordre de 423 mm. Par rapport à cette valeur, les débits mesurés et calculés par le modèle sont supérieurs respectivement de 71 et 45 mm. A priori, la courbe de tarage de la station de Thonne-les-Prés, très constante, n'est pas en cause. Pour la Marche et le Matton nous ne disposons que de 32 mois de mesure! Nous pouvons néanmoins utiliser les résultats du modèle calé sur cette période. Toujours sur la base de la pluie calculée (983 mm) et du déficit d'écoulement régional (560 mm), les écoulements pour les bassins de la Marche et du Matton devraient être respectivement de 489 mm et 475 mm. Or les écoulements calculés par le modèle sont de 529 mm et 504 mm, soit de 40 et 30 mm supérieurs aux écoulements théoriques.

Les hypothèses les plus plausibles pour expliquer ces écarts font référence soit à la perméabilité des terrains à l'infiltration, susceptible de soustraire de grosses quantités d'eau à l'évapotranspiration, soit à des apports extérieurs souterrains.

La forte perméabilité à l'infiltration de ces formations est prise en compte par le modèle, capable de gérer une infiltration directe : les besoins en eau non satisfait (ETP-ETR) sont relativement élevés (80 mm pour la Marche, 100 mm pour la Thonne et 120 mm pour le

Matton) en regard des précipitations. Cependant, sur la Thonne, le modèle a des difficultés à rendre les 494 mm écoulés (468 mm).

Sans écarter définitivement cette première hypothèse, les transferts souterrains entre bassins (cf. chapitre 1er) semblent être, en accord avec d'autres études, la cause principale de ces débits élevés.

Sur la base des chiffres avancés ci-dessus par la modélisation, le montant des transferts pourraient être de l'ordre de 30 à 45 mm, soit un débit moyen vers l'ensemble des trois bassins de 200 à 300 l/s et un volume annuel de 7 à 10 hm^3.

III) Les transferts entre bassins

L'analyse du déficit d'écoulement, comme les problèmes de calage du modèle sur certains bassins unitaires (cf. chapitre 6ème) tendent à démontrer qu'il existe des transferts d'eau souterraine entre le bassin de la Semois et les bassins étudiés. Si l'on considère que la longueur du front par lequel transite cette eau est de 20 km (l'ensemble des bassins amont), pour une épaisseur moyenne de 10 m, alors la vitesse de transfert (v = vitesse de Darcy) est de l'ordre de 1.10^{-6} m/s. Cette valeur est comparable à celles déterminées sur les bassins amont (cf. tableau 7.2). Finalement cette estimation de 200 à 300 l/s transférés valide l'ordre de grandeur des vitesses d'écoulement calculées sur les bassins unitaires.

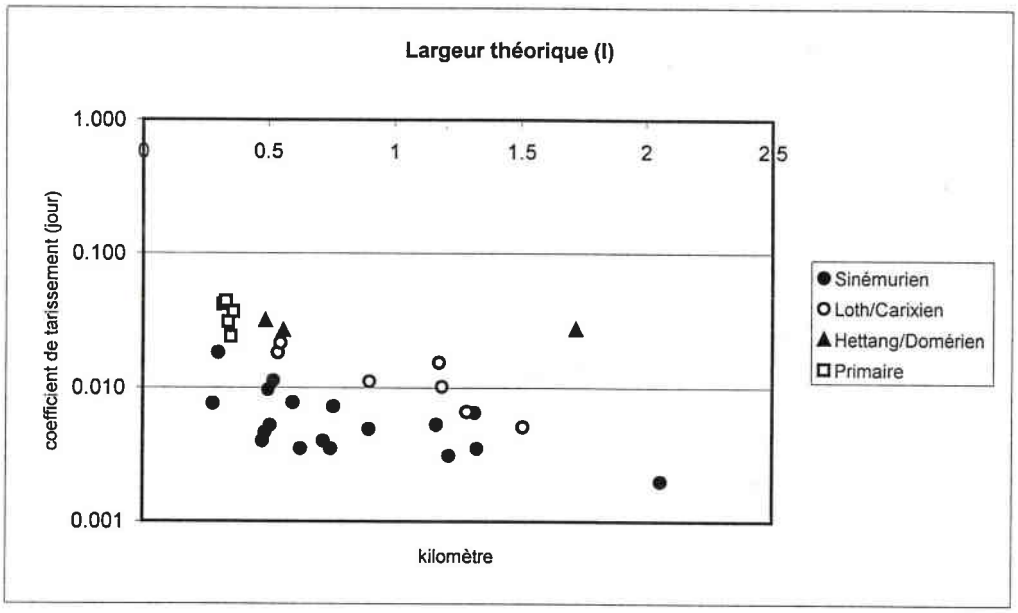
Compte tenu du taux d'infiltration moyen sur le Sinémurien, de l'ordre de 45 % des précipitations, les volumes transférés vers nos bassins se seraient infiltrés sur une surface de 12 à 20 km^2. Ceci à pour conséquence d'augmenter la taille des bassins hydrogéologiques amont de 3 à 5 km^2 et de gonfler la réserve régulatrice sur laquelle repose le calcul de la porosité. Si l'on retranche les 7 à 10 hm3 à la réserve régulatrice des bassins amont (25 hm3) cela a pour conséquence de faire chuter leur porosité de 25 à 40 %. Les très fortes porosités des bassins Ma5g, Ma2, Tho1 et Tho4d sont donc ramenées à des valeurs de l'ordre de 10 à 20 %, ce qui paraît plus plausible. En revanche, il est plus difficile d'estimer l'impact sur les valeurs de perméabilité et de transmissivité : les débits n'étant pas modifiés, ces paramètres ne devraient pas l'être, mais cependant, la pente Dh_c risque de l'être ce qui se traduirait par une augmentation des valeurs de perméabilité et de transmissivité proposées.

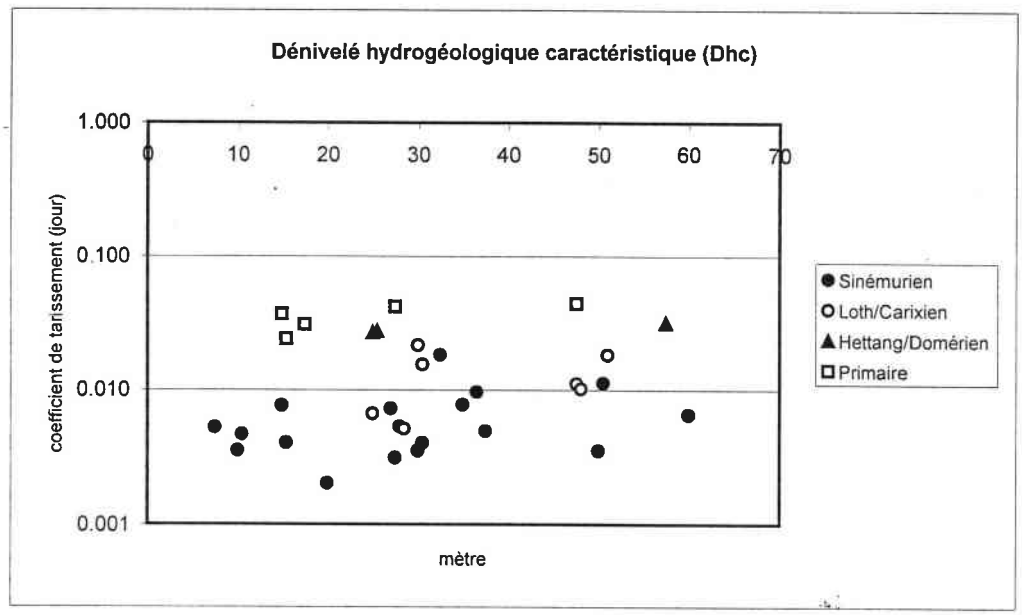
Malgré le degré d'incertitude de ces chiffres, la démarche initiée permet d'obtenir des ordres de grandeur des caractéristiques associées aux aquifères et aux nappes. Une modélisation globale, intégrant les bassins drainés par la Semois, ou une redéfinition des indices caractéristiques des bassins unitaires tenant compte de l'extension des bassins hydrogéologiques au delà des limites topographiques permettrait une plus grande précision des valeurs avancées.

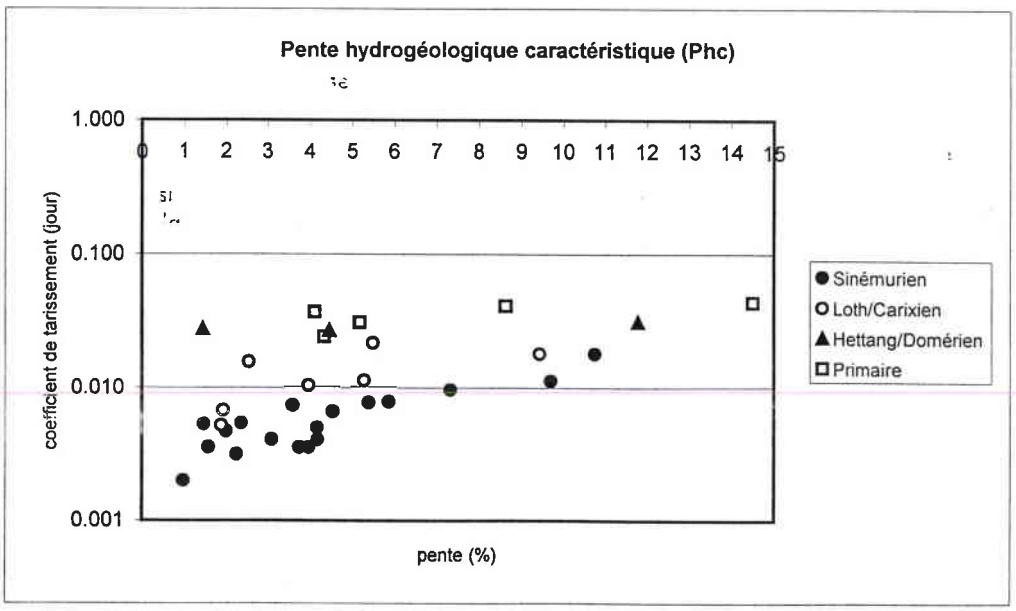
IV) Relations entre les caractéristiques morphométriques et l'écoulement

La modélisation des caractéristiques hydrodynamiques repose sur une pente hydrogéologique caractéristique que nous faisons varier en fonction de la racine carrée du rapport entre les débits caractéristiques (Qx, Qn, Qm et Qmax.abs.). Nous avons entrepris une série de test de manière à mettre en évidence l'indépendance de la pente hydrogéologique caractéristique et les résultats trouvés. Tous ces test révèlent qu'au maximum le coefficient de

figure 8.3- Relation entre le coefficient de tarissement et les paramètres caractéristiques







corrélation entre cette pente et les résultats est de 0.3. Par conséquent, le paramétrage de l'aquifère et de la nappe à partir d'indices morphométriques n'introduit pas de biais dans les résultats des paramètres hydrodynamiques des aquifères et des caractéristiques associées aux nappes.

Par contre, les coefficients de tarissement, intégrateurs de l'ensemble des propriétés de l'aquifère sont plus ou moins liés aux indices caractéristiques utilisés dans le calcul des paramètres hydrodynamiques des aquifères. Ce constat repose sur la figure 8.1, qui met en relation les coefficients de tarissement avec les trois indices caractéristiques, Ph_c, Dh_c et l. Nous n'avons pris en compte que les 27 bassins unitaires amont puisqu'ils sont les plus homogènes et leurs données sont les plus fiables. Les coefficients de tarissement ont été calculés dans le quatrième chapitre. Afin d'augmenter ces échantillons, nous avons également utilisé six coefficients de tarissement calculés par la F.U.L. (1993) sur des bassins unitaires inscrits dans les formations du Sinémurien directement à l'est de notre secteur d'étude. Au final nous disposons de 18 valeurs pour le Sinémurien, de 7 valeurs pour le Lotharingien/Carixien, de 3 valeurs pour le Domérien et de 5 valeurs pour les schistes du Paléozoïque.

L'organisation des points est apparaît surtout pour les bassins unitaires inscrits dans le Sinémurien (grand nombre de points). Dans cette formation, les coefficients de tarissement semblent bien liés à la pente hydrogéologique caractéristique (Dh_c ; $r^2 = 0.78$), donc au gradient hydraulique. On remarquera que cette relation entre deux paramètres déterminés de façon strictement indépendante cautionne (au moins dans les rapports et donc en terme de cohérence d'ensemble des résultats) la méthode proposée ici pour l'estimation du gradient hydraulique, et notamment la mise en relation de la loi de Darcy avec la loi de Maillet.

Aucune relation n'apparaît d'ailleurs dans les formations très peu aquifères (Primaire ardennais) ou trop discontinues (Domérien).

En revanche, dans les terrains du Sinémurien, les coefficients de tarissement ne semblent pas liés à la largeur de l'aquifère (l), contrairement à ce qu'on pourrait attendre et à ce qu'on constate sur les bassins unitaires du Lotharingien/Carixien. Une des explication se trouve peut être dans les transferts souterrains : l'extension des aquifères du Sinémurien au delà des limites des bassins topographiques, ce qui viderait de son sens le calcul du paramètre « l ». Une autre hypothèse pourrait reposer sur les perméabilités du Sinémurien : les perméabilités horizontale ne serait pas homogène, ce qui nous amène à évoquer les relations entre géomorphologie et écoulement.

V) Relations entre géomorphologie et écoulement

Sur la base des chiffres avancés par la modélisation des caractéristiques associés aux aquifères et aux nappes, il est possible de tirer quelques conclusions sur la géomorphologie des G.A.L., et plus particulièrement sur la vitesse d'incision des cours d'eau drainant ses formations.

Pour cela nous disposons de deux éléments convergents :

- les faibles perméabilités des terrains sont, finalement, en contradiction avec la présence de phénomènes pseudo-karstiques (perte, diaclase, cf. chapitre 1er).
- la différence importante entre le temps de séjour moyen et la durée de renouvellement (cf. chapitre 7ème) qui évoque un modèle de circulation de l'eau souterraine de type court-circuit.

Ces deux éléments laissent penser que les aquifères comprendraient en fait deux partie très différentes superposées : la différence trop importante entre temps de séjour et durée de renouvellement pourrait être le fait d'une surestimation de la réserve permanente par attribution de la même porosité que la réserve régulatrice. Si l'on voulait faire converger temps de séjour moyen et durée de renouvellement (tendre vers un modèle mélange) il faudrait considérer que la porosité du volume aquifère contenant la réserve permanente est bien moindre que celle du volume aquifère contenant la réserve régulatrice (environ 2 à 5 fois inférieur).

L'explication serait qu'une épaisseur importante des formations n'est pas décalcifiée (état originel des sédiments). Or, F. Petit (journées hydrologiques de Liège) propose des vitesses rapides de dissolution du ciment calcaire des grès, de l'ordre de 0.7 cm pour 30 ans pour les galets. Nous pouvons donc en conclure que la partie inférieure de l'aquifère doit sa faible porosité à une décarbonatation récente donc peu poussée. Ceci aurait alors pour conséquence que l'incision du réseau hydrographique dans les formations des G.A.L. sont récentes. Etant donné les fortes dénivellations du relief (commandement des versants de l'ordre de 150 m), les vitesses d'incision doivent être très rapides.

De telles conclusions vont dans le sens des travaux menés sur la surrection actuelle du Massif Ardennais et, en limite, de sa couverture du Secondaire : A. Pissart et P. Lambot (1995) par comparaison de plusieurs campagnes de nivellement entre 1892 et 1980 ont mis en évidence une surrection de la Gaume (région qui englobe notre secteur d'étude) de 4 cm entre 1948 et 1980.

Conclusion

Tous les chiffres avancés sont des ordres de grandeur qui concernent la globalité des aquifères et des nappes. Cependant, deux types d'incertitude peuvent entacher les résultats. La première concerne l'extension des bassins hydrogéologiques au delà des limites des bassins topographiques. Nous avons montré qu'elle est essentiellement le fait des valeurs de porosité (incertitude comprise entre 25 et 40%). La deuxième incertitude, liée également à la porosité, affecte les volumes d'eau stockés dans la réserve permanente et la durée de renouvellement, car il est fort probable que l'aquifère ne soit pas homogène du fait de la décalcification de sa partie supérieure. Ces valeurs seraient par conséquent surestimées.

CONCLUSION GENERALE

Arrivés au terme de ce travail, son apport principal concerne les points suivants :

- la contribution à la connaissance du cycle de l'eau sur la terminaison occidentale des formations gréso-sableuses des G.A.L.
- la méthodologie de valorisation des campagnes de jaugeages pour affiner la précision spatiale de la connaissance hydrologique, et qui rend possible la détermination des paramètres hydrodynamiques des formations aquifères par des données de surface.
- L'approche intégrée des paramètres de l'écoulement de surface et de l'écoulement souterrain à l'aide d'un modèle conceptuel.

La déglobalisation de l'information sous la forme de données ponctuelles, recueillies sur des bassins unitaires, valorisées par un modèle de bilan hydrologique permet une analyse hydrologique plus fine. La disparité spatiale des résultats met en évidence un fonctionnement hydrologique de surface et souterrain calqué sur le triple sceau de l'alimentation, des propriétés intrinsèques des roches aquifères et de leur disposition dans un contexte hydrogéologique régional. Il en ressort que sur le domaine d'étude les potentialités hydrologiques diminuent du nord vers le sud (de l'amont vers l'aval des cours d'eau) et de l'est vers l'ouest. Cette disparité bidirectionnelle intègre les 3 facteurs cités précédemment. D'une part, le glacis pluviométrique du sud vers le nord confère aux terrains amont une meilleure alimentation, une différence de plus de 100mm existe entre l'amont et l'aval. D'autre part, compte tenu de la paléogéographie du domaine d'étude le caractère sableux (garant des bonnes caractéristiques hydrogéologiques) des aquifères diminue des terrains les plus anciens vers les plus récents, du nord vers le sud, et en fonction de l'éloignement de la zone de fourniture des sédiments sableux, de l'est vers l'ouest. Et enfin, dans la partie occidentale, le réseau hydrographique prend naissance dans les formations des G.A.L. Compte tenu du pendage, du nord vers le sud, il bénéficie d'apports du bassin de la Semois situé plus au nord. Dans la partie orientale l'amont des bassins est inscrit dans les schistes du paléozoïque, il ne peut y avoir d'apport.

D'un point de vue méthodologique, la valorisation des mesures ponctuelles de débit, sur des bassins plus ou moins homogènes, par un modèle hydrologique permet une approche spatiale fine. Néanmoins une telle démarche nécessite un grand nombre de données (un millier de mesures pour 300 km² au cours de ce travail) et ne peut être réalisée qu'à l'aide d'un réseau de mesure emboîté : les données aux sources assurent la validation des résultats en périodes non influencées par les précipitations et les données aux stations hydrométriques permettent d'encadrer le fonctionnement du système hydrologique.

L'approche par l'amont et par l'aval assure la cohérence des flux de surface et souterrains estimés. Ces derniers, couplés à un modèle conceptuel simple d'échange aquifère/rivière, permettent de déterminer les paramètres hydrodynamiques des formations aquifères. Ces données sont validées par les valeurs obtenues sur échantillons en laboratoire ou par des pompages d'essai.

Il apparaît donc que ces mesures ponctuelles sont d'un bon rapport données/informations, puisqu'elle permettent de dégager non seulement la complexité des

bassins globaux mais également celle des bassins unitaires (circulation duale de l'eau souterraine par exemple).

Finalement des données ponctuelles peuvent donner des informations suffisamment fines pour l'estimation de paramètres tels que transmissivité, puissance de la zone saturée, âge de l'eau, volumes dynamiques ou permanents. Compromis entre le B.V.R.E. (quelques hectares) et le bassin global (plusieurs dizaines de km²) le bassin unitaire, bien que peu utilisé, s'impose donc comme une échelle de travail à développer. En raison de cette finesse d'approche, la méthode et les résultats obtenus permettent de préciser la connaissance du domaine souterrain. La démarche globale proposée est donc complémentaire des méthodes classiques de l'hydrogéologie (modélisation de nappe) qui ne descendent pas à cette échelle de dimension de bassin versant. Elle est particulièrement précieuse et offre des perspectives d'application en terme d'évaluation de la ressource en eau, comme dans le cas des Grès d'Ardenne-Luxembourg, lorsque les modèles hydrogéologiques ne peuvent être mis en œuvre (absence de piézométrie, pas de station hydrométrique).

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

-**ALDEGHERI M.** (1979) : Mesure des débits à partir des vitesses. Manuel d'hydrométrie, tome IV. 278 p.

-**AMBROISE B.** (1994) : Les bassins de recherche Vosgien (Ringelbach, Strenbach, Fecht), p. 71-88. Acte du séminaire national « du concept de B.V.R.E. à celui de zone atelier dans les recherches menées en eaux continentales ».

-**AMBROISE B.** (1999) : La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant. Processus, Facteurs, Modèles. Ed. H.G.A., Bucarest. 200 p.

-**ANDERSON M.G., BURT T.P.** (1980) : Interpretation of recession flow. Journal of Hydrology, vol. 46.

-**APPLEBY V.C.** (1970) : Recession and the base flow problem. Water Resources Research, vol.5, n°5. pp 1398-1403.

-**ARNOLD J.G., ALLEN P.M., MUTTIAH R., BERNHARDT G.** (1995) : Automated base flow separation and recession analysis techniques. Ground Water, vol. 33, N°6.

-**BANTON O., BANGOY L.M.** (1997) : Hydrogéologie, multiscience environnementale des eaux souterraines. Presses de l'université du Québec/AUPELF, 460 p.

-**BATTIAU-QUENEY Y.** (1993) : Le relief de la France. Coupes et croquis. Ed. Masson, 252 p.

-**BERKALOFF L.** (1967) : Limite de validité des formule courantes de tarissement du débit.

-**BERNERS H.P.** (1983) : A lower liassic offshore bar environment, contribution to the sedimentoly of the Luxembourg Sandstone. Annales de la Société Géologique de Belgique. Tome 106. pp87-102.

-**BOULY S.** (1977) : Les ressources en eau des grès du Luxembourg. Calcaires de Romery dans les Ardennes françaises. A.E.R.M. E.N.S.G. N° 4914.

-**BOULY S.** (1981) : Possibilités d'exploitation des réservoirs aquifères des grès médioliasiques et supraliasiques dans le bassins Rhin-Meuse. A.E.R.M. E.N.S.G.

-**BOUSSINESQ** : Recherches théoriques sur l'écoulement des nappes d'eau infiltrées dans le sol et sur le débit des sources. 1903-1904. Compte-Rendu de l'Académie des Sciences.

-**B.R.G.M.** (1980) : Reconnaissance hydrogéologique dans la région de Signy-Montlibert: réalisation d'un sondage de reconnaissance. N° 80 CHA 004.

-**B.R.G.M.** (1970) : Etat de la documentation sur les ouvrages souterrains implantés sur les feuilles topographiques de Charlevilles-Mézières. E.R.H. 69.

-**B.R.G.M.** (1971) : Données géologiques et hydrogéologiques sur les feuilles topographiques de Montmédy-Stenay. E.R.H. 88.

-**B.R.G.M.** (1970) : Etat de la documentation sur les ouvrages souterrains implantés sur les feuilles topographiques de Francheval-Montmédy. E.R.H. 70/88.

-**B.R.G.M.** (1982) : Commune de Carignan: Détermination des périmètres de protection du captage d'alimentation en eau potable de la Noue des Planes. 82 G.A. 037 CHA.

-**B.R.G.M.** (1983) : Commune de Carignan: Détermination des périmètres de protection du captage d'alimentation en eau potable de la Fontaine aux Pierres. 83 G.A. 018 C.H.A.

-**B.R.G.M.** (1980) : Commune de Williers: Périmètre de protection de la source de la Couleuvre. 80 G.A. 008 C.H.A.

-**B.R.G.M.** (1976) : Définition des périmètre de protection de la fontaine du Sourd à Pouru St Rémy. 76 G.A 111 B.D.P.

-**B.R.G.M.** (1978) : Syndicat du Chêne-Maugré: Communes de Matton et Clémency, Pure, Osnes (Ardennes). Dossier préliminaire à la définition des périmètres de protection du captage (88-2-2).

-**B.R.G.M.** (1973) : Syndicat du Banel. Dossier préliminaire à la définition des périmètre de protection de la source du Banel (88-3-12).

-**B.R.G.M.** (1991) : Commune de Matton et Clémency: Détermination des périmètres de protection du captage d'alimentation en eau potable du syndicat de Chêne-Maugré (88-2-2). 91.08 H.P.P. 501.

-**B.R.G.M.** (1990) : Fichier du débit des sources captées pour la desserte des collectivités du département de la Meuse (1974-1989). SGR/LOR N°90/60.

-**B.R.G.M.** (1960) : Colloque sur le Lias français. Mémoire du B.R.G.M. N°4.

-**BRUTSEART W., NIEBERT J.** (1977) : Regionalized drought flow hydrographs from a mature glaciated plateau. Water Resources Research, vol.13, pp 637-643.

-**CASTANY G., MARGAT J.** (1977) : Dictionnaire français d'hydrogéologie. Edition du B.R.G.M.

-**CASTANY G.** (1968) : Prospection et exploitation des eaux souterraines. Ed. Dunod, 717p.

-**CASTANY G.** (1982) : Principes et méthodes de l'hydrogéologie. Ed. Dunod, 236 p.

-**CHAPMAN T.G.** (1991) : Comment on « evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses » by R.J. Nathan and T.A. McMahon. Water Resources Research, vol. 27, N°7.

-**CORBONNOIS J.** (1996) : Les conditions de la circulation de l'eau en Lorraine. Mémoire de H.D.R. Université Toulouse le Mirail. 188 p.

-**COSANDEY C., ROBINSON M.** (2000) : Hydrologie continentale. Ed. Armand Colin, Paris. 359 p.

-**DANIEL J. F.** (1976) : Estimating groundwater evapotranspiration from streamflow records. Water Resources Research, vol. 12, N°3.

-**D.D.A. Champagne-Ardenne** (1983) : Examen préliminaire des résultats des analyses effectuées en 1982 sur le réseau de surveillance de la qualité des eaux souterraines dans le département des Ardennes.

-**D.D.A. Champagne-Ardenne** (1984) : Examen préliminaire des résultats des analyses effectuées en 1983 sur le réseau de surveillance de la qualité des eaux souterraines dans le département des Ardennes.

-**DEBBAUT V.** (1987) : Hydrologie du bassin de la Semois. Colloque « les eaux souterraines en Wallonie-Bilan et perspective ».

-**DECLOUX J.P., GILLE E., PARIS P., ZUMSTEIN J.F.** (1989) : Atlas de la lithologie, perméabilité et sensibilité à la pollution du bassin Rhin-Meuse.

-**DEVOS A.** (1996) : Hydrologie et aménagements hydrauliques de la Saulx et de l'Ornain (Lorraine). Thèse de Doctorat. Université de Metz. 443p.

-**DINGMAN S.L.** (1994) : Physical hydrology. Prentice-Hall, Simon and Schuster Company, Englewood Cliffs, New Jersey 07632.

-**DIRKS K.N., HAY J.E., STOW C.D., HARRIS D.** (1998) : High-resolution studies of rainfall on Norfolk Island : Part II- Interpolation of rainfall data. Journal of Hydrology, vol. 208.

-**DUBAR G.** (1922) : Contribution à l'étude du Lias de la feuille de Mézières. Bulletin de la carte géologique de France, N°152, T27.

-**DUBAR G.** (1921) : Note sur le Sinémurien de l'Ardenne. Annales de la Société Géologique du Nord. T.46, pp. 134-141.

-**FARVOLDEN R.N.** (1963) : Géologic controls on ground-water staorage and base flow. Journal of Hydrology, n°1. pp. 219-249.

-**FEDERER C. A.** (1973) : Forest transpiration greatly speeds streamflow recession. Water Resources Research, vol. 9, N°6.

-**FOSTER S.** (1974) : Groundwater storage - riversflow relations in chalk catchment. Journal of Hydrology, vol. 23.

-**FRANCOIS D., SARY M.** (1994) : Etude méthodologique des débits d'étiage. A.E.R.M. 30p.

-**FRANCOIS D., GILLE E., ZUMSTEIN J.F.** (1993) : Analyse des séries chronologiques et applications aux données hydroclimatiques. L'eau, la terre et les hommes. Éd. P.U.F., pp 137-146.

-**FRANCOIS D., GILLE E, ZUMSTEIN J. F.** (1995) : Définition de régions pluviométriques dans les bassins de la Meuse, de la Moselle et des affluents alsaciens du Rhin. Rapport Université de Metz, CEGUM-Agence de l'eau Rhin-Meuse.

-**FRANCOIS D.** (1997) : Quantification spatiale des précipitations du bassin Rhin-Meuse. Secteur occidental. 2ème phase : précipitations annuelles de la période de référence 1971-90. Rapport Université de Metz, CEGUM-Agence de l'eau Rhin-Meuse.

-**FREEZE R.A., WITHERSPOON P.A.** (1966) :Theorical analysis of regional ground water flow. 1 :analytical and numerical solutions to the mathematical model. Water Resources Research, vol.2, N 4.

-**FROMENT P.** (1991) : Commune de Messincourt (Ardennes): Avis sur l'utilisation à des fins d'alimentation en eau potable de la source du Fronceau pour les communes de Messincourt et Sachy. 91.08 H.P.P. 125.

-**FROMENT P.** (1985) : Syndicat de Fromy-Margut-Moiry: Détermination des périmètres de protection des captages d'alimentation en eau potable de syndicat. Source des Gouvans. 85.08 H.P.P. 305.

-**FROMENT P.** (1985) : Commune de Sapogne sur Marche: Détermination des périmètres de protection du captage d'alimentation en eau potable de la commune: source de la Neaux du Bochet. 85.08 H.P.P. 304.

-**GAMEZ P., ZUMSTEIN J.F.** (1993) : Méthode de détermination des débits de base et de ruissellement d'un cours d'eau. L'eau, la terre et les hommes. Ed P.U.F. pp.113-120.

-**GANGLOFF Anne** (1998) : Hydroclimatologie du bassin versant du Ton (Belgique). Mémoire de maîtrise, Université de Metz, 75 p.

-**GILLE E.** (1985) : Contribution à l'étude hydrologique des bassins de la Meuse et de la Moselle: problématique de l'utilisation d'un modèle couplé à discrétisation spatiale. Thèse de l'E.N.S.M. de Paris et Univesité Pierre et Marie Curie.

-**GILLE E., LEBAUT S.** (1997) : Etude préliminaire sur l'aquifère des Grès d'Ardenne-Luxembourg dans la région frontalière entre Meuse et Chiers. Rapport CEGUM-Agence de l'Eau Rhin-Meuse, 27p, 92p d'annexes, 13 cartes.

-**GRISAN M.** (2000) : Méthode de représentation cartographique des champs pluviométriques journaliers et application au bassin versant du Madon : comparaison des lames d'eau moyennes journalières précipitées. Mémoire de D.E.A., université de Metz, 61 p.

-**GUERIN-FRANIATTES S., KLAUSER D., MULLER A.** (1989) : Données récentes sur les faciès transgressifs (grès du Luxembourg) et régressifs (Minette) du Lias dans le quart N.E. du B.P. In Géologie du Bassin de Paris, congrès national des sociétés savantes. Paris. Ed. du C.T.H.S. pp105-118.

-**Guide géologique** (1973) : Ardenne et Luxembourg. Masson éd.,206 p.

-**GUILLAUME** (1936) : Hydrologie des formations secondaires du Luxembourg belge. Annales de la Socété Géologique de Belgique. T.LX, pp.3-68.

-**GUMBEL E.J.** (1959) : Théorie statistique des débits d'étiage. La houille Blanche N°1.

-**HALL F.R.** (1968) : Baseflow recessions-A review. Water Resources Research, vol. 4, N°5.

-**HEWLLETT J.D., HIBBERT A.R.** (1967) : Factor affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. International Symposium on Forest Hydrology. Ed Pergamon, New York, pp 275-290.

-**HIRSCH F.** (1962) : L'analyse morphométrique des réseaux fluviatiles. Application à la prévision des débits des cours d'eau. Mémoire d'ingénieur géophysicien, Strasbourg. 87p.

-**HUGUET F.** (1992) : De la haute Ardenne à la côte de Moselle. Question de géomorphologie luxembourgeoise. Thèse de Doctorat. Paris Sorbonne. 362 pages.

-**HUMBERT J., PERRIN J.L., PERRON L.** (1993) : Etude méthodologique de quantification spatiale des précipitations appliqué à la France du N-E. Secteur test : versant oriental des Vosges. Rapport CEREG/ULP Strasbourg-Agence de l'Eau Rhin-Meuse.

-**HUMBERT J., KADEN U.** (1994) : Détection des modifications de l'écoulement fluvial au moyen de l'Indice d'Ecoulement de Base. Revue de Géographie Alpine n°2, t. LXXXII.

-**JACCON G.** (1986) : Tracé de la courbe de tarage et calcul des débits. Manuel d'hydrométrie, tome V, O.R.S.T.O.M. 225 p.

-**LABORDE J.P.** (1982) : Cartographie automatique des caractéristiques pluviométriques: prise en compte des relation pluviométrie-morphologie. La Houille Blanche. N°4. pp.331-338.

-**LACEY G.C., GRAYSON R.B.** (1998) : Relating baseflow to catchment properties in south-eastern Australia. Journal of Hydrology, vol.204.

-**LAMBERT R.** (1996) : Géographie du cycle de l'eau. P.U. du Mirail, Toulouse. 439p.

-**LAUGIER R.** (1964) : Le Lias inférieur et moyen du Nord-Est de la France. Thèse.

-**LEBAUT S.** (1995) : Aquifère des grès d'Ardenne-Luxembourg: présentation et aspects du fonctionnement de la nappe. Mémoire de D.E.A. 59 pages, 5 cartes.

-**LEBAUT S., GILLE E., CADILHAC L., GRAS D.**(1998) : Approche hydrologique d'un aquifère : l'exemple des Grès d'Ardenne-Luxembourg dans le secteur de Montmédy-Sedan. Mosella T. XXIII, n°3-4. P. 95-109.

-**LETTENMEYER** (1976) : Detection of trends in water Quality data from records with dependant observation. Water Resources Research, vol.12, n°5. pp1037-1046.

-**LINACRE E.T.** (1977) : A simple formula for estimating evaporation rates in various climates, using temperature data alone. Agricultural Meteorology, vol. 18.

-**LINACRE E.T.** (1993) : Data-sparce estimation of lake evaporation, using a simplified Penman equation. Agricultural and Forest Meteorology, vol. 64.

-**L'Vovich M.I.** (1972) : Hydrologic budget of continents and estmates of the balance of global fresch water resources. Soviet hydrology, pp. 349-360.

-**MAKHLOUF** (1994) : Compléments sur le modèle Pluie-Débit GR4J t essai d'estimation de ses paramètres. Thèse 426 p. Université Paris XI Orsay.

-**MARAND C.** (1990) : Essai de régionalisation des bilans hydriques: le massif vosgien et ses bordures. Revue de Géographie de l'Est. Tome N°30, n°2. pp.115-130.

-**MARGAT J.** (1966) : Age des eaux souterraines et renouvellement des réserves des nappes. Réflexion sur les bases de l'hydrochronologie. Bulletin du B.R.G.M., n°6, pp 37-51.

-**MAU D.P., WINTER T.C.** (1997) : Estimating ground-water recharge from streamflow hydrographs for a small mountain watershed in a temperate humid climate, New Hampshire, USA . Ground Water, vol. 35, N°2.

-**MAUBEUGE P.L.** (1954) : Le Trias et le Jurassique de la Belgique, in Prodrome d'une description géologique de la Belgique. Publié sous la direction de P. Fourmarier. pp. 385-416.

-**MAUBEUGE P.L.** (1955) : Observations géologiques à l'est du Bassin Parisien. Thèse, 2 tomes, 1080 p. Université de Nancy.

-**MERTENS G., SPIES E.D., TEYSSEN T.** (1983) : The Luxembourg Sandstone formation (Lias), a tide-controlled deltaic deposit. Annales de la Société Géologique de Belgique. Tome 106. pp 103-109.

-**MONTEYNE R.** (1958) : Recherches sur le Lias inférieur du sud de la Belgique. Thèse soutenue à Bruxelles.

-**MONTEYNE R.** (1960) : Les stratifications obliques dans l'Hettangien et le Sinémurien belge. Bulletin de la Sociéte belge de Géologie, Paléonthologie, Hydrologie. pp 42-47.

-**MONTEYNE R.** (1960) : Etude granulométrique des sables du Lias inférieur belge. Bulletin de la Sociéte belge de Géologie, Paléonthologie, Hydrologie. Tome 69. pp 48-65.

-**MONTEYNE R.** (1965) : Calcaire Sableux d'Orval et Calcaire Sableux de Florenville dans la région de Virton. Bulletin de la Sociéte belge de Géologie, Paléonthologie, Hydrologie. pp 60-79.

-**MOORE R.D.** (1997) : Storage-outflow modelling of streamflow recessions, with application to a shallow-soil forested cathment. Journal of Hydrology, vol. 198.

-**MULLER A.** (1987) : Structures géologiques et répartition des faciès dans les couches méso et cénozoïques des confins Nord-Est du bassin de Paris. Bulletin d'Information Géologique du Bassin de Paris. Mémoire H.S. n°6. pp 87-103.

-**NATHAN R.J., MCMAHON T.A.** (1990) : Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses. Water Resources Research, vol. 26, N°7.

-**NUTBROWN D.A., DOWNING R.A.** (1976) : Normal-Mode analysis of the structure of baseflow recession curves. Journal of Hydrology, vol. 30.

-**OLIVE P., HUBERT P., RAVAILLEAU S.** (1996) : Estimation pratique de « l'âge » des eaux souterraines en Europe par le tritium. Revue des sciences de l'eau, n°4. pp. 523-533.

-**OPHORI D., TOTH J.** (1990) : Relationships in regional ground-water discharge to stream : an analysis by numerical simulation. Journal of Hydrology, vol. 119.

-**OUVRAGE COLLECTIF** (1995) : L'ardenne, essai de géographie physique- Hommage au Professeur A. PISSART. A. Demoulin éd., 238 p.

-**PAGNEY P.** (1988) : Climats et cours d'eau de France. Ed. Masson, coll. Géographie.

-**PETIT F., ERPICUM M.** (1986-87): Variations de la température des eaux de sources et de leurs débits en fonction de leur mode d'alimentation. Bulletin de la Société Géographique de Liège. Tome N°22-23. pp.161-172.

-**POTTER K.W., RICE J.M.** (1987) : Estimating baseflow volume and its uncertainty. Water Ressources Bulletin, vol. 23, N°2.

-**REMENIERAS G.** (1986) : Hydrologie de l'ingénieur. 2ème édition, Eyrolles.

-**RIOU C.** (1975) : La détermination de l'évaporation : application à l'afrique. Mémoire OSTOM, 236p.

-**ROCHE M.** (1963) : Hydrologie de surface. Gauthiers Villars, Paris.

-**RORABOUGH M.I.** (1964) : Estimating changes in bank storage and ground-water contribution to stream flow. International Association of Scientific Hydrology, publication n°63. pp. 432-441.

-**RUTLEDGE A.T., DANIEL C.C.** (1994) : Testing an automated method to estimate ground-water recharge from streamflow record. Ground Water, vol. 32, N°2.

-**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. pp. 129-136

-**SCHOELLER H.** (1962) : Les eaux souterraines, hydrologie dynamique et chimique. Recherche, exploitation et évaluation des ressources. 642p, éd. Masson.

-**SHAW E.M.** (1994) : Hydrology in practice, 3ème édition. Chapmann et Hall édition, 569 p.

-**SIEFFERT N.** (1999) : Etude méthodologique de cartographie automatique des écoulements fluviaux : application aux bassins de la Fecht et du Giessen. Thèse, Strasbourg. 289 p.

-**SINGH K.P.** (1968) : Some factors affecting baseflow. Water Resources Research, vol. 4, N°5.

-**STEFFEN R.** (1967) : Carte des sols de la Belgique : Villers devant Orval 221E. Centre de cartographie des sols, 73p.

-**STEFFEN R.** (1967) : Carte des sols de la Belgique : Florenville 217W. Centre de cartographie des sols, 74p.

-**STEFFEN R.** (1969) : Carte des sols de la Belgique : Muno 216E. Centre de cartographie des sols, 74p.

-**STEFFEN R.** (1975) : Carte des sols de la Belgique : Lamorteau 225W. Centre de cartographie des sols, 74p.

-**SUGIYAMA H.** (1996) : Analysis and extraction of low flow recession characteristics. Water Resources Bulletin, vol 32, N°3.

-**TALLAKSEN L.M.** (1995) : A review of base flow recession analysis. Journal of Hydrology, vol. 165.

-**TRAINER F.W., WATKINS F.A.** (1974) : Use of base-runoff recession curves to determine areal transmissivities in the uper Potomac river basin. Jour. Reaserch U.S. Geol. Survey, vol.2, N 1.

-**TURC L.** (1953) : Le bilan d'eau des sols: relation entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement. Institut National de la Recherche Agronomique. Thèse, Paris, 252p.

-**TURC L.** (1954) : Le bilan d'eau des sols, relations entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement. La Houille Blanche, p.205.

-**VOGEL R.M., KROLL C.N.** (1992) : Regional geohydrologic-geomorphic relationships for the estimation of low-flow statistics. Water Resources Research, vol. 28, N°9.

-**VOISIN L. (1978)** : Le modelé schisteux en zone froide et tempérée. Analyse géomorphologique d'une région: le massif Schisteux ardennais. Thèse d'Etat. Paris IV.

-**WANG G.T., CHEN S.** (1996) : A linear spatially distributed model for a surface rainfall-runff system. Journal of Hydrology. Vol. 185.

-**ZECHARIAS Y.B., BRUTSAERT W.** (1988) : Recession characteristics of groundwater outflow and base flow from montainous watersheds. Water Resources Research, vol. 24, N°10.

-**ZECHARIAS Y.B., BRUTSAERT W.** (1985) : Ground surface as a basin scale parameter. Water Resources Reaserch, vol.21, N 12.

-**ZECHARIAS Y.B., BRUTSAERT W.** (1988) : The influence of basin morphology on ground water. Water Resources Reaserch, vol.24, N 10.

-**ZUMSTEIN J.F.** (1995) : Hauteur des précipitations annuelles- Bassin Rhin-Meuse et régions limitrophes. A.E.R.M., carte.

LISTE DES CARTES, DES FIGURES ET DES TABLEAUX

Index des cartes

-carte 1.1	Contexte morpho-structural du domaine d'étude	6
-carte 1.2	Situation du domaine d'étude dans le contexte pluviométrique (1971-90) de l'est du bassin parisien	6
-carte 1.3:	Les trois secteurs de la terminaison occidentale des formations liasiques péri-ardennaises	14
-carte 1.4:	Tectonique du secteur d'étude	16
-carte 1.5:	Domaine d'étude	19
-carte 1.6:	Lithologie et perméabilité du domaine d'étude	22
-carte 1.7:	Inventaire des puits	25
-carte 1.8:	Piézométrie asynchrone de la nappe des G.A.L.	27
-carte 1.9:	Inventaire des sources	29
-carte 1.10:	Coefficients de tarissement des sources	35
-carte 1.11	Occupation du sol du domaine d'étude	40
-carte 2.1:	Réseau de mesure des débits	45
-carte 2.2 :	Lithologie du bassin de la Thonne	47
-carte 2.3:	Lithologie du bassin-versant de la Marche	49
-carte 2.4:	Lithologie du bassin-versant du Matton	51
-carte 3.1:	Réseau de mesure climatique	67
-carte 3.2:	Quantification spatiale des précipitations moyennes annuelles sur la période 1974-91)	79
-carte 4.1:	Rendement moyen des nappes dans les bassins unitaires (à partir de 17 valeurs de débit)	118
-carte 4.2:	Coefficient de variation des débits des nappes dans les bassins unitaires (à partir de 17 valeurs de débit)	119
-carte 4.3:	Coefficient de tarissement des nappes dans les bassins unitaires	128
-carte 6.1	Echanges d'eau entre les bassins (valeurs annuelles moyennes, 1974-91)	156
-carte 6.2:	Rendement fréquentiel d'étiage des bassins unitaires (fréquence 1/10)	165
-carte 7.1 :	Porosité des formations aquifères des G.A.L.	180
-carte 7.2 :	Transmissivité des formations des G.A.L.	181
-carte 7.3 :	Temps de séjours de l'eau dans l'aquifère des G.A.L.	186
-carte 8.1:	Réserve totale d'eau dans l'aquifère des G.A.L.	192
-carte 8.2:	Amplitude théorique annuelle dans l'aquifère des G.A.L.	193

Index des tableaux

-tableau 1.1 :	Fréquences caractéristiques des débits d'étiage de la Thonne à Thonne les Prés et de la Mortagne à Gerbévillers	7
-tableau 1.2 :	Composition des marnes	21
-tableau 1.3 :	Récapitulatif des données disponibles par aquifère	30
-tableau 1.4 :	Localisation géographique et stratigraphique des sources suivies	30
-tableau 1.5 :	Caractéristiques hydrologiques des sources	34
-tableau 1.6 :	Occupation du sol	41
-tableau 2.1 :	Localisation et stratigraphie des bassins unitaires	44
-tableau 2.2 :	Caractéristiques des bassins aux stations	46
-tableau 2.3 :	Caractéristiques lithologiques des bassins	52
-tableau 2.4 :	Caractéristiques des sections et incertitude moyenne des mesures	53
-tableau 2.5 :	Exemple (Aul2) de calcul de l'incertitude moyenne du débit des bassins intermédiaires pour une erreur de mesure de ± 5%	54
-tableau 2.6 :	Estimation de la précision sur les courbes de tarage	58
-tableau 2.7 :	Les indices morphométriques	60
-tableau 2.8 :	Indices morphométriques des bassins unitaires	62
-tableau 3.1 :	Découpage de la chronique de Le Chesne en période homogène	69

-tableau 3.2 :	Les prédicteurs retenus	75
-tableau 3.3 :	Equations du modèle de quantification spatiale des précipitations annuelles	76
-tableau 3.4 :	Précipitations mensuelles moyennes par bassin	80
-tableau 3.5 :	Précipitations mensuelles moyennes par bassin unitaire	81
-tableau 3.6 :	Relation entre E.T.P. Penman et les résultats des équations pour la station de Lacuisine	88
-tableau 4.1 :	Volumes précipités, écoulés et déficits d'écoulement sur le bassin de la Thonne	93
-tableau 4.2:	Comparaison des principales valeurs hydroclimatiques des trois bassins globaux	93
-tableau 4.3 :	Comparaison entre les fréquences caractéristiques des débits d'étiage de la Thonne à Thonne les Près, la Mortagne à Autrey Ste Héléne et l'Ornain à Fains les sources	97
-tableau 4.4 :	Episodes de crue extrêmes	102
-tableau 4.5 :	Equations du tarissement : méthode des corrélations (M.C.)	111
-tableau 4.6 :	Equations du tarissement : « matching strip method »	111
-tableau 4.7	Tarissement des trois bassins par les deux méthodes	112
-tableau 4.8	Caractéristiques moyennes par formation géologique	113
-tableau 4.9	Phases de tarissement disponible pour les bassins unitaires	121
-tableau 5.1	Débits fréquentiels d'étiage de quatre stations	142
-tableau 5.2	Les bilans hydriques (en mm) des bassins globaux	140
-tableau 6.1	Statistiques des coefficients K1 et K2	152
-tableau 6.2	Paramètres de calage des bassins unitaires	154
-tableau 6.3	Echange d'eau entre les bassins (en moyenne sur 74-91)	155
-tableau 6.4	Bilan hydrologique des bassins unitaires	163
-tableau 6.5	Statistique des débits d'étiage	164
-tableau 7.1 :	Valeurs servant aux calculs des paramètres hydrodynamiques des aquifères	175
-tableau 7.2 :	Caractéristiques associées aux aquifères	177
-tableau 7.3 :	Synthèse des paramètres hydrodynamiques par aquifère	183
-tableau 7.4 :	Caractéristiques associées à la nappe	185
-tableau 8.1 :	Ressource en eau des G.A.L.	191

Index des figures

-figure 1.1 :	Organigramme de la démarche	2
-figure 1.2 :	Localisation du domaine de l'étude	5
-figure 1.3 :	Paléogéographie des aires de sédimentation des Grès du Luxembourg d'après les zones d'ammonites	9
-figure 1.4 :	Synthèse litho-stratigraphique de la zone d'étude	13
-figure 1.5 :	Répartition géographique du grain médian	20
-figure 1.6 :	La perte du Banel	23
-figure 1.7 :	« Piézométrie asynchrone des Grès du Luxembourg » (Bouly S, 1977)	26
-figure 1.8 :	Relation entre le tarissement et l'amplitude thermique annuelle	36
-figure 1.9 :	Synthèse des formations aquifères des G.A.L.	37
-figure 1.10 :	Le pouvoir répartiteur du sol	39
-figure 2.1 :	Profil en long de la Thonne	47
-figure 2.2 :	Profil en long de la Marche	49
-figure 2.3 :	Profil en long du Matton	51
-figure 2.4 :	Courbes de tarage aux trois stations hydrométriques	55
-figure 3.1	CUSUM des précipitations annuelles (1880-1998) à la station de le Chesne	70
-figure 3.2 :	Ajustement des précipitations annuelles (1921-1998) à une loi normale	70
-figure 3.3 :	Régime des précipitations de la normale et de la chronique de l'étude	71
-figure 3.4 :	Gradient pluviométrique sur le secteur d'étude	72
-figure 3.5 :	Fenêtres utilisées pour le calcul des paramètres par station	74
-figure 3.6 :	Pourcentage des pluies mensuelles déterminé par le modèle	77
-figure 3.7 :	Validation des précipitations calculées	78

-figure 3.8 :	Corrélation des pluies mensuelles du Matton avec celles de Mogues	82
-figure 3.9 :	Corrélation des pluies journalières des stations de Matton et de Mogues	83
-figure 3.10 :	Postes thermométriques disponibles	85
-figure 3.11 :	Gradients thermiques annuels	86
-figure 3.12 :	Régime thermique moyen annuel (1974-91)	86
-figure 3.13 :	Relation ETP Penman et ETP Turc pour la station de Lacuisine	88
-figure 4.1 :	Ajustement des modules de la Thonne (1974-91) à une loi normale	92
-figure 4.2 :	Relation précipitation/écoulements dans le bassin de la Thonne	93
-figure 4.3 :	Régime des pluies et des écoulements mensuel moyen (1974-91)	94
-figure 4.4 :	Régime des précipitations et des écoulements (1997 et 1998) pour les trois bassins globaux	95
-figure 4.5 :	Coefficients mensuels de débit aux trois stations	94
-figure 4.6 :	Débits moyens journaliers classés des trois bassins pour 1997 et 1998	96
-figure 4.7 :	Débits mensuels de la Thonne aux fréquences caractéristiques	98
-figure 4.8 :	Rapport des débits de fréquences caractéristiques 0.9 et 0.1 pour la Thonne et deux bassins comparatifs	98
-figure 4.9 :	Hydrogramme et hyétogramme aux trois stations	100
-figure 4.10 :	Décomposition d'un hydrogramme	101
-figure 4.11 :	Relation des coefficients d'écoulement (en pourcentage de la pluie) de la Thonne avec ceux de la Marche et u Matton	103
-figure 4.12 :	Coefficients d'écoulement de crue mensuels moyens pour les bassins	103
-figure 4.13 :	Précipitations, écoulement et interception sur le Matton et la Marche	105
-figure 4.14 :	Deux méthodes de détermination d'un coefficient de tarissement moyen	110
-figure 4.15 :	Comparaison des résultats des deux méthodes	111
-figure 4.16 :	Régime moyen du tarissement des débits à Thonne les Prés	112
-figure 4.17 :	Profils hydrologiques en débits spécipfiques	116
-figure 4.18 :	Typologie des bassins unitaires	120
-figure 4.19 :	Les six phases de tarissement pour Ma10d	122
-figure 4.20 :	Construction de la courbe maîtresse de tarissement (exemple de Ma10d)	123
-figure 4.21 :	Comparaison des débits mesurés aux stations avec la somme des débits des bassins unitaires en phases non influencées par les précipitations	124
-figure 4.22 :	Corrélation des coefficients de tarissement des débits des bassins unitaires et des sources	126
-figure 5.1 :	Les trois système d'eau souterraine	131
-figure 5.2 :	Structure du modèle	132
-figure 5.3 :	Algorithme du bilan hydrique	133
-figure 5.4 :	Bilan hydrologique moyen annuel aux trois stations	135
-figure 5.5 :	Bilan hydrologique aux trois stations	136
-figure 5.6 :	Comparaison des débits mesurés et calculés par le modèle	138
-figure 5.7 :	Lame d'eau mesurée et calculée à la station de Thonne les Prés (Thonne)	139
-figure 5.8 :	Corrélations des débits mensuels mesurés et calculés à la station de Thonne les Prés	141
-figure 5.9 :	Comparaison des points pivots pour l'I.E.B. à 5 et 7 jours	145
-figure 5.10 :	Comparaison des débits de base mensuels de la Thonne d'après trois méthodes	145
-figure 5.11 :	Comparaison des débits de base mensuels moyens d'après trois méthodes (pourcentage par rapport au débit total)	147
-figure 5.12 :	Comparaison des débits de base mensuels obtenus par des méthodes automatiques avec ceux issus d'un découpage manuel des hydrogrammes (pourcentage par rapport au débit total)	148
-figure 6.1 :	Relation K2/α	153
-figure 6.2 :	Exemple (Aul6g3) de bassin anthropisé	155
-figure 6.3 :	Modèle distribué : l'exemple de la Marche	157
-figure 6.4 :	Validation des débits mesurés et calculés aux trois stations	158
-figure 6.5 :	Débits mesurés et modélisés (somme des bassins unitaires) sur la Thonne (1974-91)	159

-figure 6.6 : Validation des débits mensuels mesurés et modélisés (somme des bassins unitaires) sur la Thonne (1974-91) 160
-figure 7.1 : Détermination du dénivelé hydrogéologique caractéristique (D_{hc}) 173
-figure 7.2 : Paramétrage du réservoir (conceptualisation des bassins unitaires) et de la nappe 174
-figure 7.3 : Exemple de détermination de la porosité (bassin unitaire Tho1) 178
-figure 7.4 : Loi de Darcy appliquée aux vitesse de circulation de l'eau 178
-figure 7.5 : Exemple de détermination de la perméabilité (bassin unitaire Tho1) 179
-figure 7.6 : Représentation des écoulements souterrains de type mélange 184
-figure 7.7 : Coupe nord-sud de l'interfluve Semois/Chiers au niveau de Tintigny 187
-figure 7.8 : Relation teneur en tritium et temps de séjour/durée de renouvellement 189
-figure 7.9 : Approche hydrologique des grandeurs caractéristiques des aquifères 190
-figure 8.1 : Bilan hydrologique des G.A.L. 191
-figure 8.2 Exemple de fluctuation piézométrique mensuelle (1974-91) calculée par le modèle 194
-figure 8.3 : Relation entre le tarissement et les indices caractéristiques 197

ANNEXES

Table des annexes

1.1 Les sondages géologiques
1.2 Courbes granulométriques des sables sinémuriens
1.3 Caractéristiques hydrodynamiques des forages
1.4 Caractéristiques géochimiques des nappes des G.A.L.
1.5 Inventaires des forages
1.6 Inventaires des sources
1.7 Résultats des mesures aux sources
1.8 Caractéristiques des sources suivies
2.1 Résultats des mesures aux sources
3.1 Equation du modèle de quantification spatiale des précipitations
3.2 Quantifications spatiales des précipitations mensuelles moyennes
4.1 Matrices des corrélations-Les rendements des bassins unitaires
4.2 Tarissement des bassins unitaires
6.1 Débits mesurés et modélisés sur les bassins unitaires
6.2 Bilan hydrologiques des bassins unitaires

Annexe 1.1 : Les sondages dans les formations des G.A.L.

69-8-57 X: 790.30 Y: 223.82 Z: 165

Profondeurs (m)	terrains rencontrés	Stratigraphie
-0 à 2.4	remblais	
-2.4 à 6.3	sable argileux	formation superficielle
-6.3 à 14.2	calcaire avec bancs d'argile	Lotharingien
-14.2 à 25	calcaire de Romery	Sinémurien moyen

87-4-15 X: 793.05 Y: 222.92 Z: 157

Profondeurs (m)	terrains rencontrés	Stratigraphie
-0 à 2.5	argile jaune, bleue	Sinémurien
-2.5 à 5	calcaire sableux altérés	
-5 à 7	calcaire sableux fissurés	
-7 à 11.5	calcaire sableux dur, compact	
-11.5 à 12	argile bleue	Sinémurien inf.

88-1-1 X: 798.61 Y:221.98 Z: 159

Profondeurs (m)	terrains rencontrés	Stratigraphie
-0 à 6	alluvion: argile jaune, grès calcaire argileux	Quaternaire
-6 à 43	marne argileux gris, grès gris fin argileux, sable en passée gris jaune	Carixien
-43 à 58	alternance de grès gris argileux calcaire, de grès calcaire ferrugineux et de calcaire sableux en passée	Lotharingien
-58 à 71	marne gris sableux, grès gris argileux calcaire et grès calcaire en passée	
-71 à 79	alternance de grès calcaire gris ferrugineux et de calcaire sableux gris crème graveleux ferrugineux	
-79 à 113	alternance de grès calcaire gris ferrugineux et de calcaire sableux gris crème graveleux ferrugineux	Sinémurien
-113 à 134	alternance de grès gris argileux calcaire et de calcaire sableux gris	
-134 à 154	grès gris argileux, marne sableux et calcaire argileux sableux gris clair	
-154 à 190	marne, gris sableux pyriteux et argile calcaire gris sableux à entroques coquillier	
-190 à 210	marne, gris sableux pyriteux et argile calcaire gris sableux à entroques coquillier	Hettangien
-210 à 215	calcaire ferrugineux et graveleux	
-215 à 225	calcaire sableux gris clair, glaucogneux, dolomitique et marne gris pyriteux sableux brun	
-à partir de 225	schistes gris, brun, vert	Dévonien

88-1-2 X: 798.28 Y: 222.39 Z: 159

Profondeurs (m)	terrains rencontrés	Stratigraphie
-0 à 5.6	rivière	
-5.6 à 8.8	grève grossière avec quelques passées argileuses	Alluvion
-8.8 à 10.9	sable grossier	Domérien inf.
-10.9 à 13.4	argile compact grise	
-13.4 à 14	schistes	

Annexe 1.1 : Les sondages dans les formations des G.A.L.

88-2-2 X: 806.02 Y: 221.12 Z: 176

Profondeurs (m)	terrains rencontrés	Stratigraphie
-0 à 2	limons jaunes sableux	
-2 à 4	Tourbe	
-4 à 17	calcaire gréseux dur, avec intercalation de marne bleue (calcaire de St Laurent)	Lotharingien
-17 à 28	calcaire sableux avec barre de sable (calcaire de Romery)	Sinémurien

88-2-35 X: 803.97 Y: 220.15 Z:166

Profondeurs (m)	terrains rencontrés	Stratigraphie
-0 à 1.5	limons argileux, brun clair, très mou	Alluvion récente
-1.5 à 2.5	limons argileux verdâtre très mou	
-2.5 à 5	sable et gros graviers, gris bleu assez molle	Alluvion ancienne
-5 à 5.7	argile sableuse gris bleue	Pliensbachien
-5.7 à 6	grès gris bleu très dur	
-6 à 15	sable marneux gris très compact avec inclusion d'argile	

88-2-37 X: 807.71 Y: 218.86 Z: 198

Profondeurs (m)	terrains rencontrés	Stratigraphie
-0 à 6	alluvion sablo silteuse, argileuse	
-6 à 30	alternace de bancs de sable très fins et de niveau de grès à ciment calcaire ou marneux gris. On y note la présence de granules de grès ferrugineux et de calcaire roux, ainsi que des lentilles d'argiles grise	limite Carixien-Lothringien

88-2-38 X: 807.71 Y: 218.86 Z: 198

Profondeurs (m)	terrains rencontrés	Stratigraphie
-0 à 7	alluvion silto-argileuse	
-7 à 42.6	alternance d'argile et marnes gris-noir, de grès fin et de sable fin. Niveau très argileux de 10 à 20 m et marneux de 34 à 42.6 m	
-42.6 à 73	alternance de sable fin et de bancs de grès fin	
-73 à 80	alternance de grès et d'argile gris-noir devenant dominante	

88-8-3 X: 817.68 Y: 212.04 Z: 221

Profondeurs (m)	terrains rencontrés	Stratigraphie
-0.0 à 3.3	superficiel: mélange de terre et d'argile, jaune	
-3.3 à 26.7	calcaire argileux gris-bleu / marne	Domérien sup.
-26.7 à 32.3	calcaire argileux gris / calcaire sableux	
-32.3 à 47.1	calcaire sableux crème / sable	
-47.1 à 48.9	mélange de calcaire sableux et de sable fin	
-48.9 à 65	calaire sableux friable / sable fin	
-65 à 75	calcaire argileux gris	

Annexe 1.1 : Les sondages dans les formations des G.A.L.

88-8-4 X: 818.76 Y:210.20 Z: 195

Profondeurs (m)	terrains rencontrés	Stratigraphie
-0.0 à 11	les échantillon prélevés montrent une argile ocre renferment des morceaux d'un calcaire ferrugineux: deux possibilités -ou bien éboulis des calcaires ferrugineux du Domérien dans le fond de la vallée -ou bien calcaires ferrugineux eux-même en place	Domérien sup.
-11 à 27	marnes bleues ayant le faciès typique des marnes liasiques connues en Lorraine	
-28m	marne identique. Présence dans le prélèvement d'un nodule de calcaire gréseux, sans certitude sur son origine	
-29 à 32	marne bleu	
-33m	marne bleu identique avec morceau de nodule aplati en calcaire marneux gris à grain très fin	
-34m	marne bleue	Domérien inf.
-35m	marne bleue et calcaire gréseux gris bleu	
-36m	marne bleue avec morceau de nodule aplati en calcaire marneux gris à grain fin	
-37m	marne bleue et calcaire gréseux gris bleu	
-38m	marne bleue et calcaire gréseux gris bleu. Un gros fragment de calcaire montre la stratification	
-39m	marne bleue	
-40 à 42	calcaire gréseux gris bleu	
-43 à 44	sables blancs jaunâtres assez fins	

88-8-5 X: 818.75 Y: 210.15 Z: 193

Profondeurs (m)	terrains rencontrés	Stratigraphie
-0.0 à 0.6	sol naturel: remblai d'argile jaune	sol et remblai divers
-0.6 à 0.8	argile verte	Domérien inf.
-0.8 à 6.5	argile jaune	marne +ou- altérée
-6.5 à 32.9	marnes bleues	
-32.9 à 35	bancs de grès de 5-7cm intercalés de 0.2m d'argile	
-35 à 35.5	bancs de grès	Domérien inf.
-35.5 à 36.6	bancs de grès et de marnes	
-36.6 à 39.6	bancs de grès avec marnes intercalaires de 5cm d'épaisseur	
-39.6 à 41.8	bancs de grès marneux bleu et intercalaires sableux	
-41.8 à 42	grès	
-42 à 44	grès à bans de sables intercalaires argileux jaunes	
-44 à 50	grès intercalé de bancs de sables barilés (gris, brun, blancs)	Pliensbachien
-50 à 51.5	bancs de grès de 10-12cm intercalés de sbles barilés	
-51.5 à 55.8	grès et sable argileux	
-55.8 à 58	calcaire dur	Sinémurien

88-8-56 X: 818.00 Y: 206.96 Z: 180

Profondeurs (m)	terrains rencontrés	
-0.0 à 6.0	T.V. et sables argileux	alluvion quaternaire
-6.0 à 9.0	galets calcaire à matrice argileuse	
-9.0 à 15.06	argile sableuse gris cendre, passées calcaro-gréseuses avec pyrite, bois fossile	
-15.06 à 29.31	ensemble calcaro-gréseux gris vert chloriteux à passées biodétritiques, 2 fissures verticales ouvertes oxydées: -de 18.91 à 19.61 -de 28.90 à 29.30	Domérien supérieur
-29.31 à 31.77	marnes grise calcaire gris vert à passées biodétritiques argile sableuse grise	Domérien inférieur
-31.77 à 60.13	ensemble de marnes gris noir sableuses à rares joints centimétriques, présence de galets phosphatés taraudés	

Annexe 1.1 : Les sondages dans les formations des G.A.L.

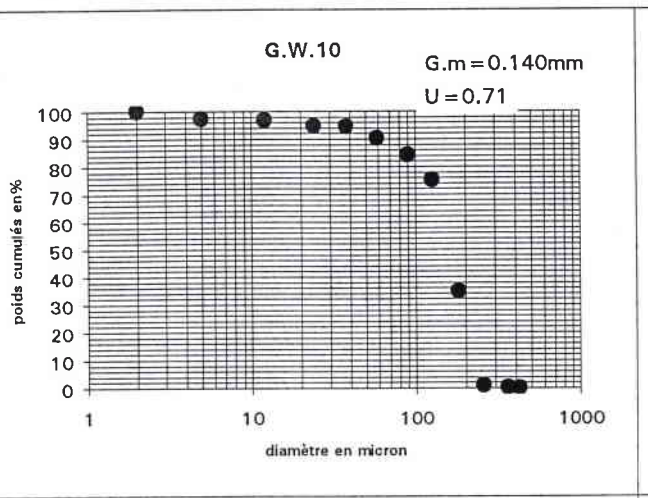
88-8-7 X: 818.30 Y: 210.25 Z: 202

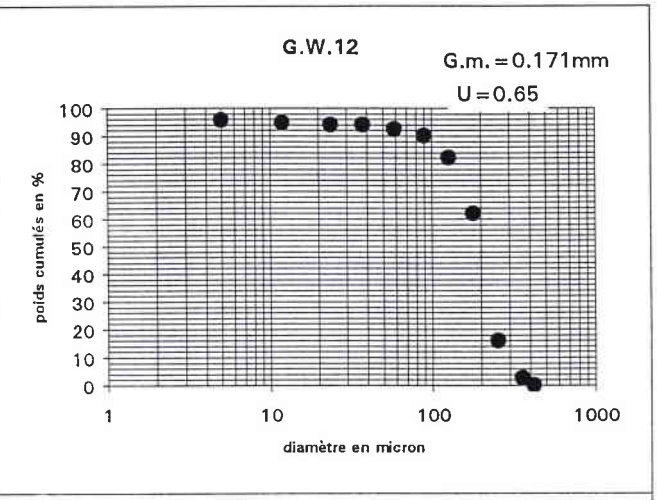
Profondeur (m)	terrains rencontrés	Stratigraphie
-0.0 à 5.00	sables éboulés sur les pentes et limons transportés par le ruisseau voisin	quaternaire
-5.0 à 35.0	marnes gris-bleu finement litées (Amaltheus margaritatus)	Charmouthien inf.
-35.0 à 57.6 -57.6 à 66.15	alternace de bancs de grès calcaire et de sables argileux marnes irrégulièrement chargées de sables très fin	Carixien
-66.15 à 75.0 -75.0 à 90.4	alternance de bancs de grès calcaire et de sables argileux marnes gris-bleu, quelquefois chargées de détriques fins	Lotharingien
-90.4 à 184.7	longue alternance monotone de bancs de grès calcaires et de sables argileux. Assez nombreux niveaux coquilliers et Lumachelles. Passées oolithiques ferrugineuses minces.	Sinémurien

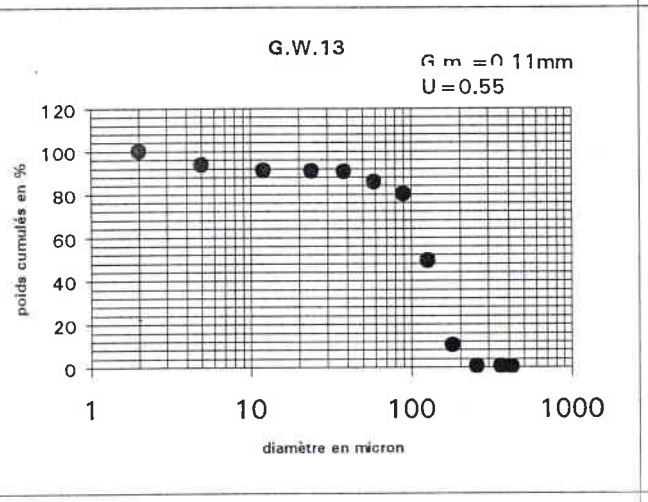
88-8-8 X: 817.05 Y: 211.58 Z: 256

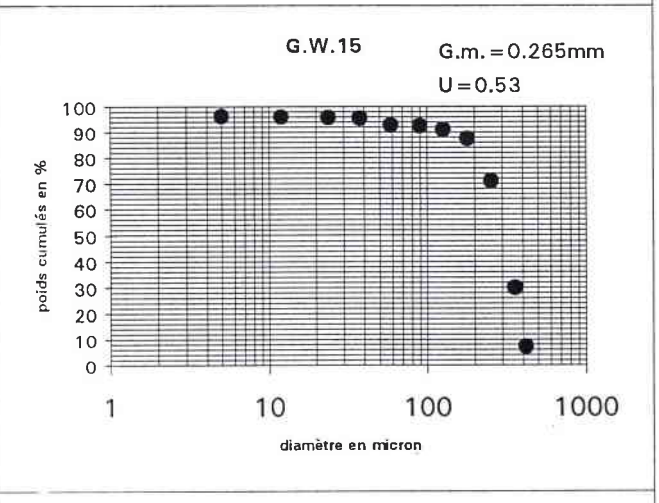
Profondeurs (m)	terrains rencontrés	Stratigraphie
-0 à 1	terre argilo-sableuse	
-1 à 15	alternance de grès sableux de 30 à 40 cm et de sable de 10 à 30 cm	Domérien sup.
-15 à 36	argile bleue (marnes à Amalthées)	Domérien inf.

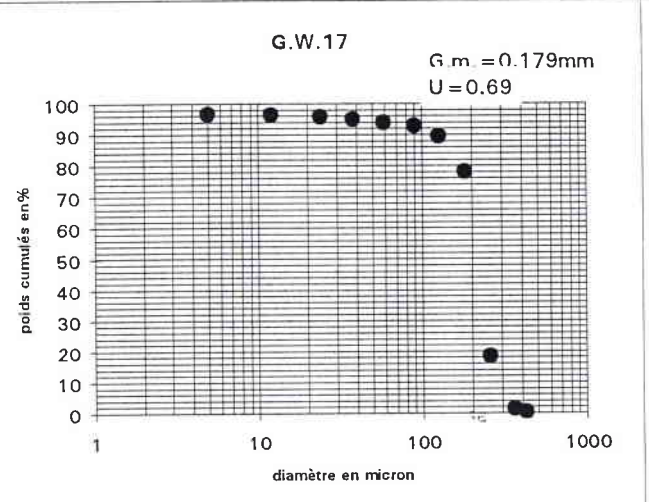
Annexe 1.2: Courbes granulométriques des sables Sinémurien

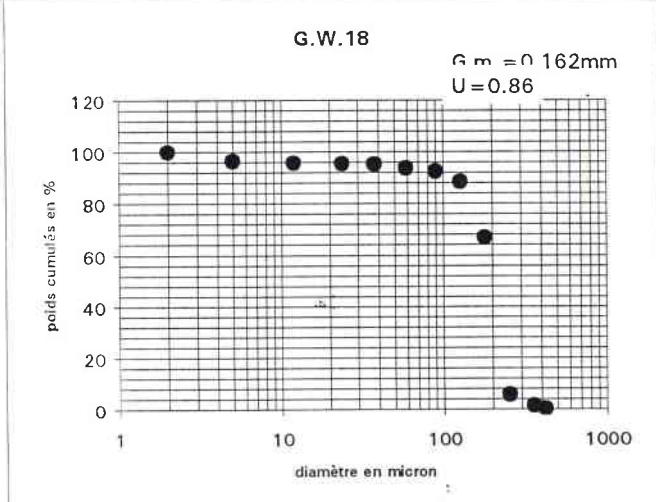


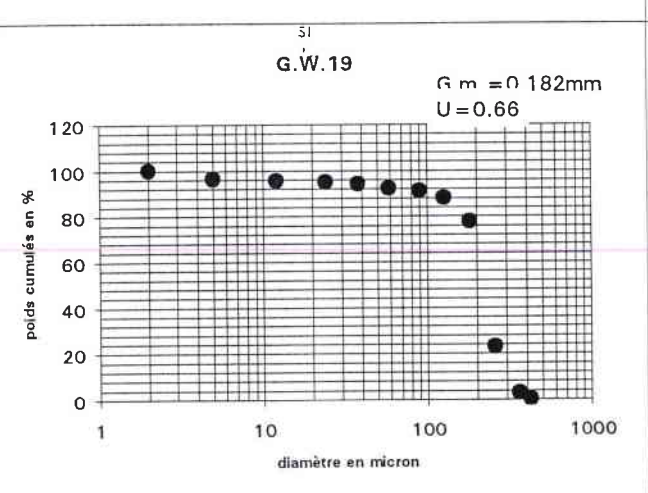


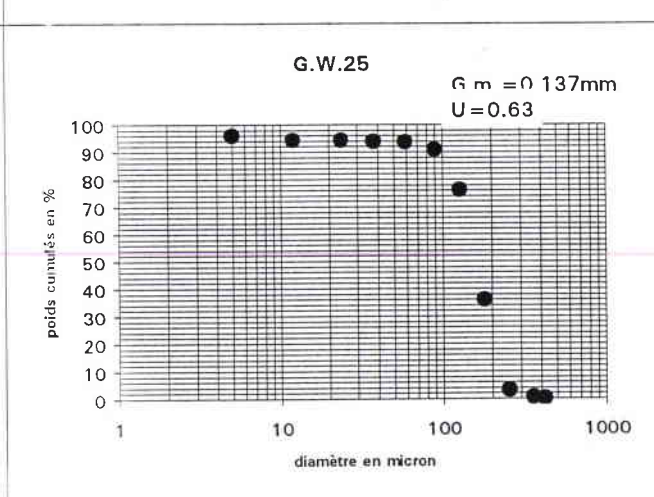






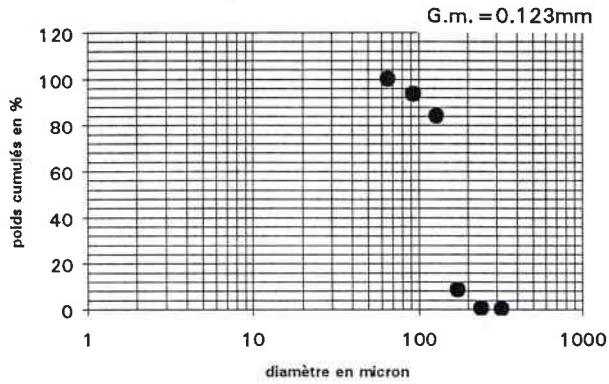




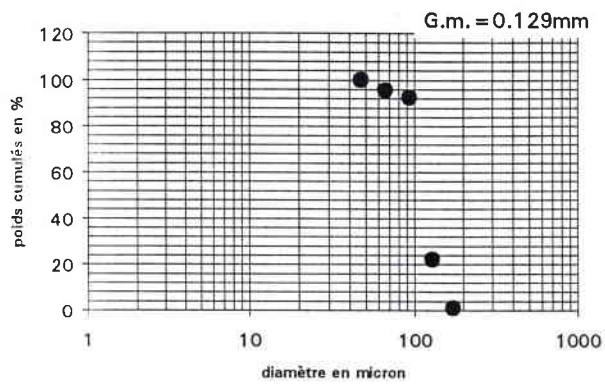


Annexe 1.2: Courbes granulométriques des sables Sinémurien

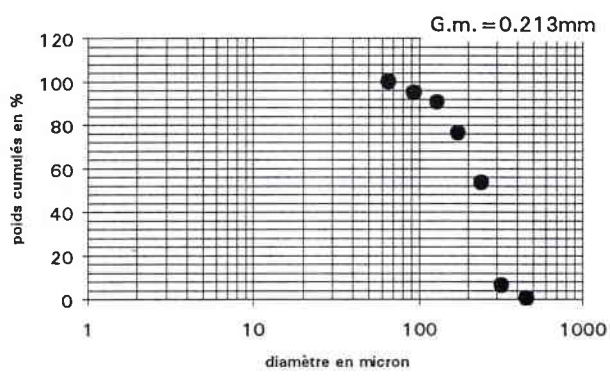
G.B.26



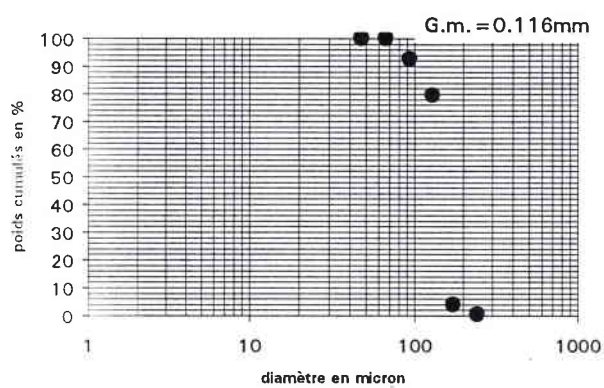
G.B.27



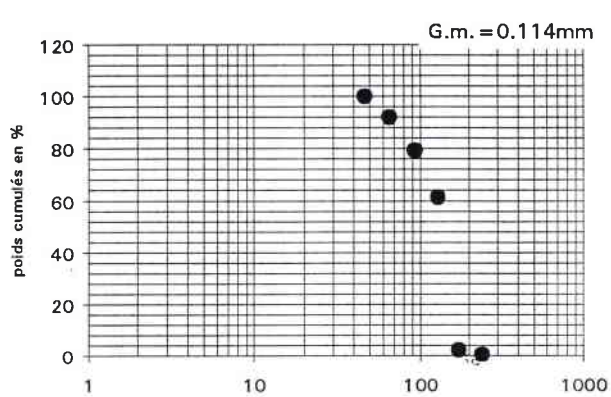
G.B.28



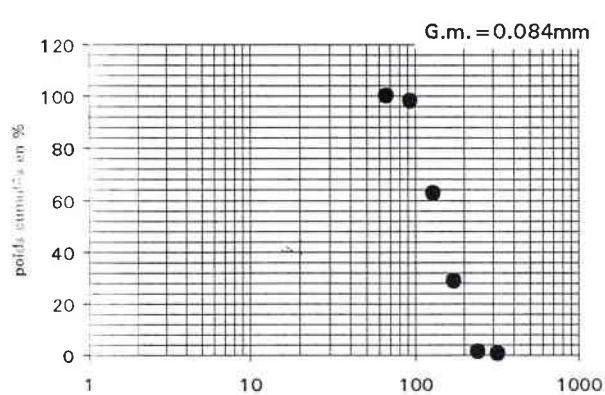
G.B.29



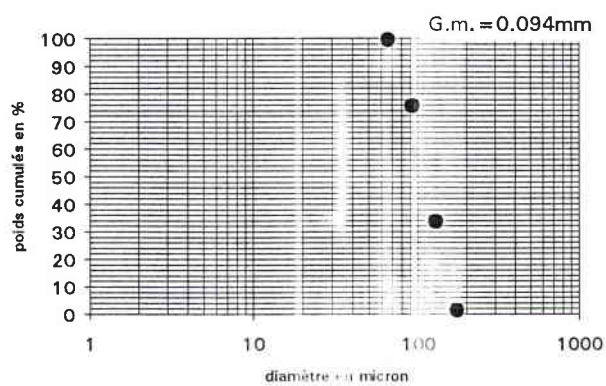
G.B.30



G.B.34



G.B.38



Annexe 1.3 : Caractéristiques hydrodynamiques des forages

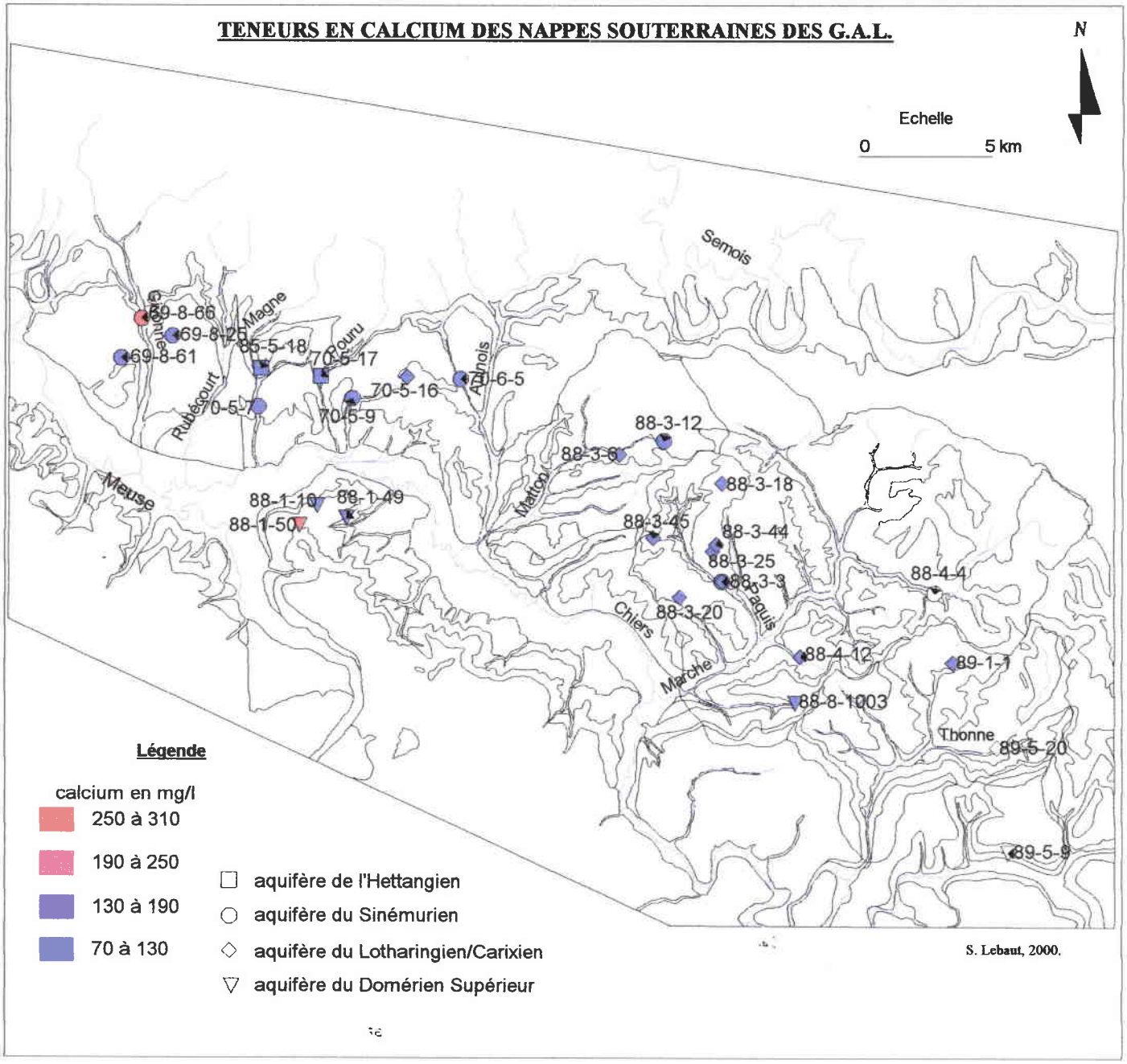
Indice BRGM	communes	côte ouvrage	P. ouvrage	N. statique	Q. exploit.	N. dynamique	Q. spécifique	P. captée	Trans.
88-7-15	Signy-Montlibert	200	60	6.2			3.5		5,3.10-4
88-7-1010	Margut	170			38.6	artésien			20.10-4
88-7-1016	Signy-Montlibert	201	25	6.8			3.2		5,1.10-4
88-8-3	Thonne-le-Thil	221	75	14	10	40			
88-8-4	Thonnelle	195	42.75		7.5	32.6			
88-8-56	Montmédy	180	60.13						84.10-4
70-5-15	Douzy	182	18	4.8				17	60.10-4
88-2-2	Matton	176	28	0.4	108	artésien			
88-3-32	Auflance	209	23	11.8	40	-9.5	8.33		34.10-4
88-8-7	Thonnelle	202	150		artésien nappe captive		1.73	51	
B3 (Belgique)				219					40.10-4
70-5-9					147	-0.93	158		
88-3-46									10.10-4

P: profondeur ouvrage (m)
N. statique: niveau statique (m)
Q. exploit.: débit d'exploitation (m3/h)

N. dynamique: niveau dynamique (m)
Q. spécifique: débit spécifique (m3/h/m)
P. captée: profondeur captée (m)

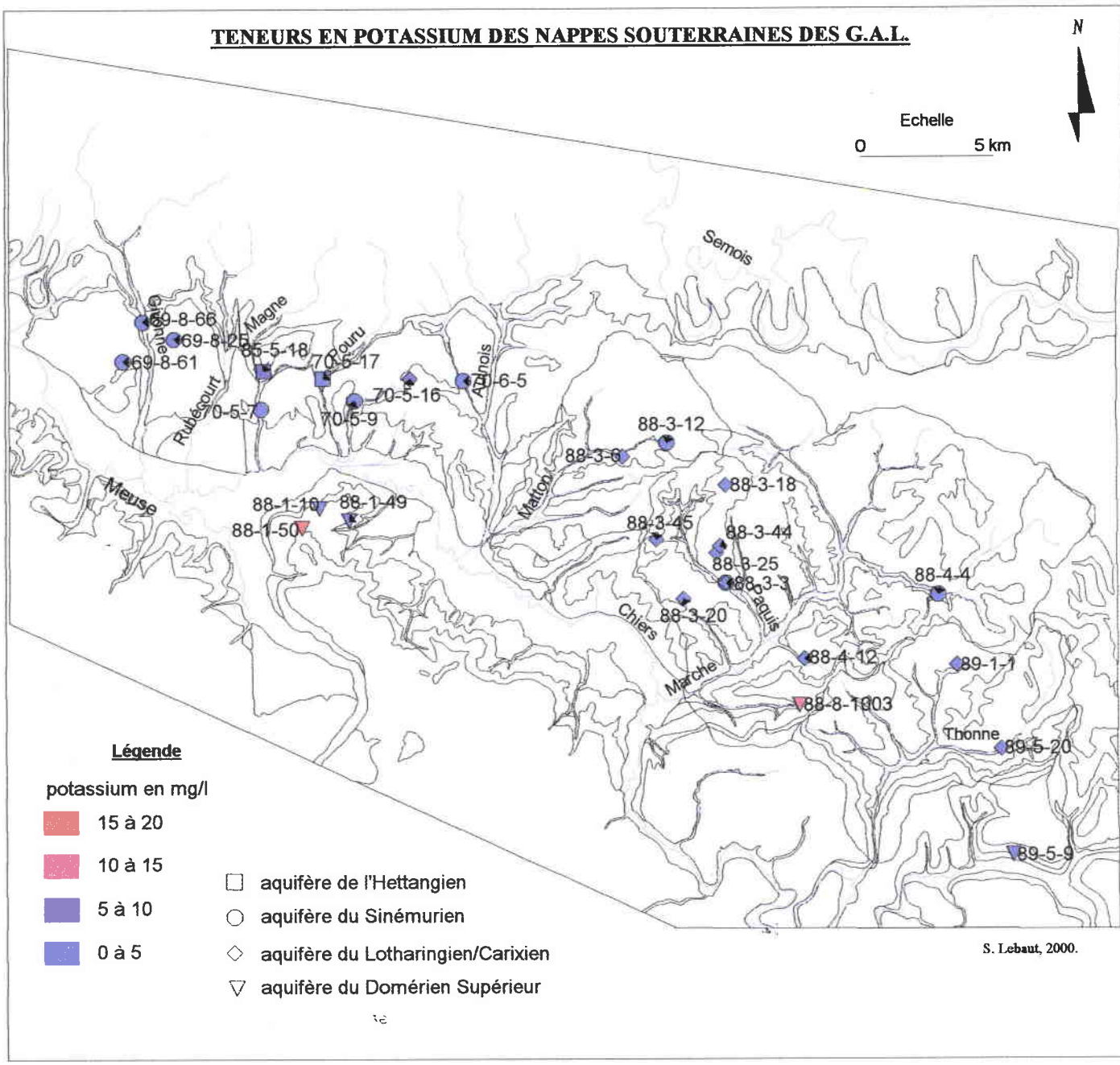
Trans.: transmissivité (m^2/s)

Annexe 1.4 : Caractéristiques géochimiques des nappes des Grès d'Ardenne-Luxembourg



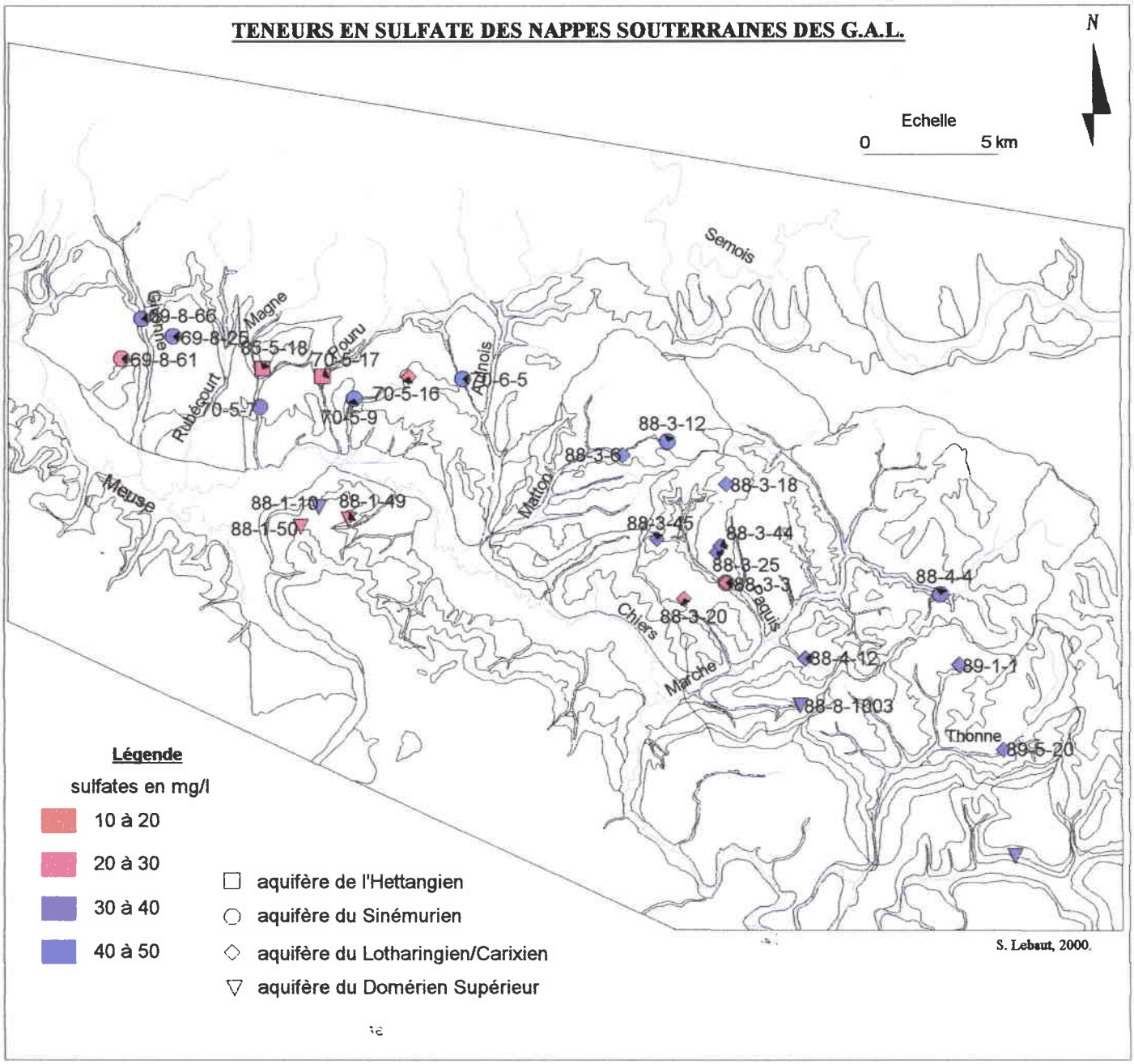
D'après les données de la D.D.A.S.S

Annexe 1.4 : Caractéristiques géochimiques des nappes des Grès d'Ardenne-Luxembourg



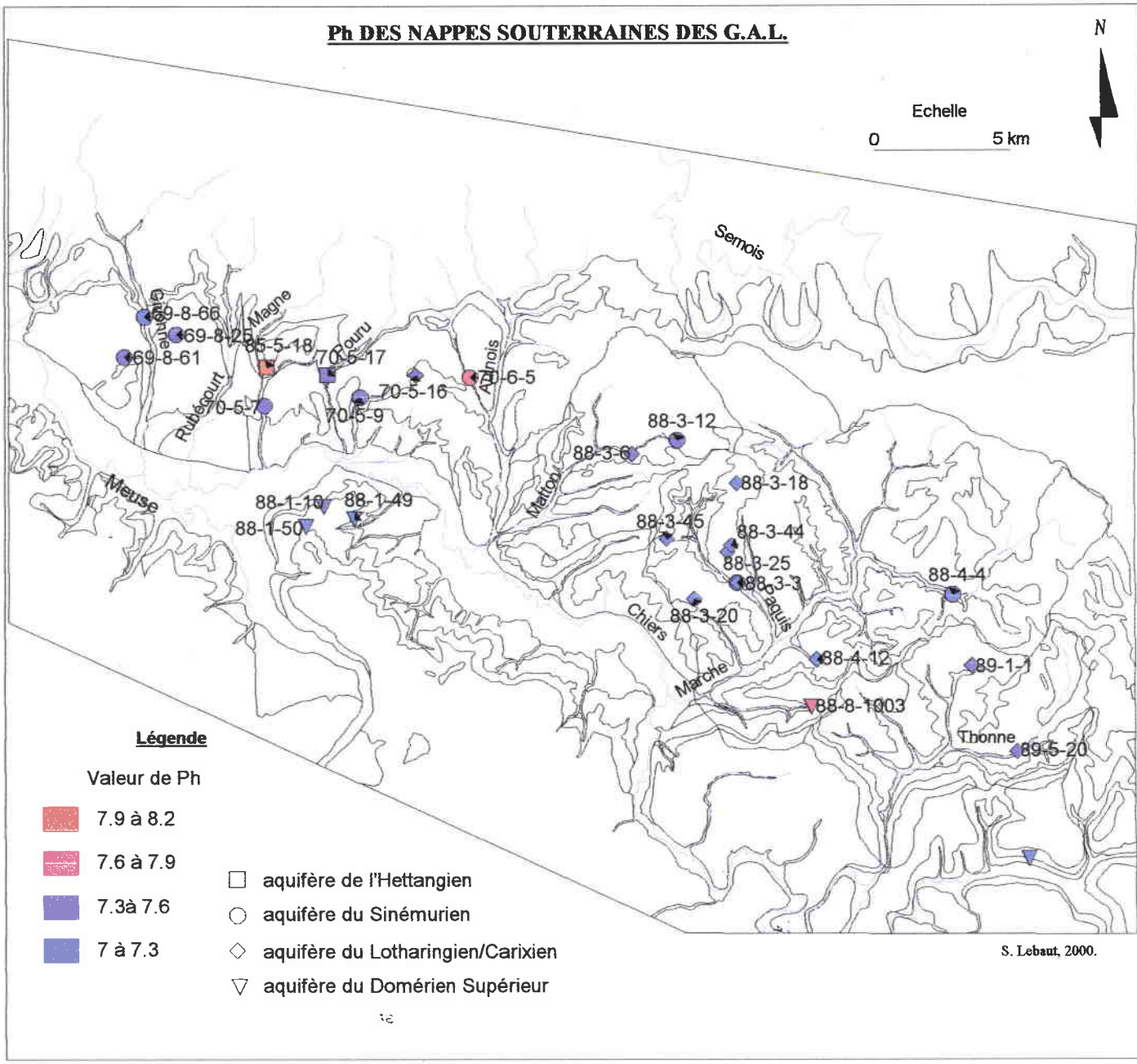
D'après les données de la D.D.A.S.S.

Annexe 1.4 : Caractéristiques géochimiques des nappes des Grès d'Ardenne-Luxembourg



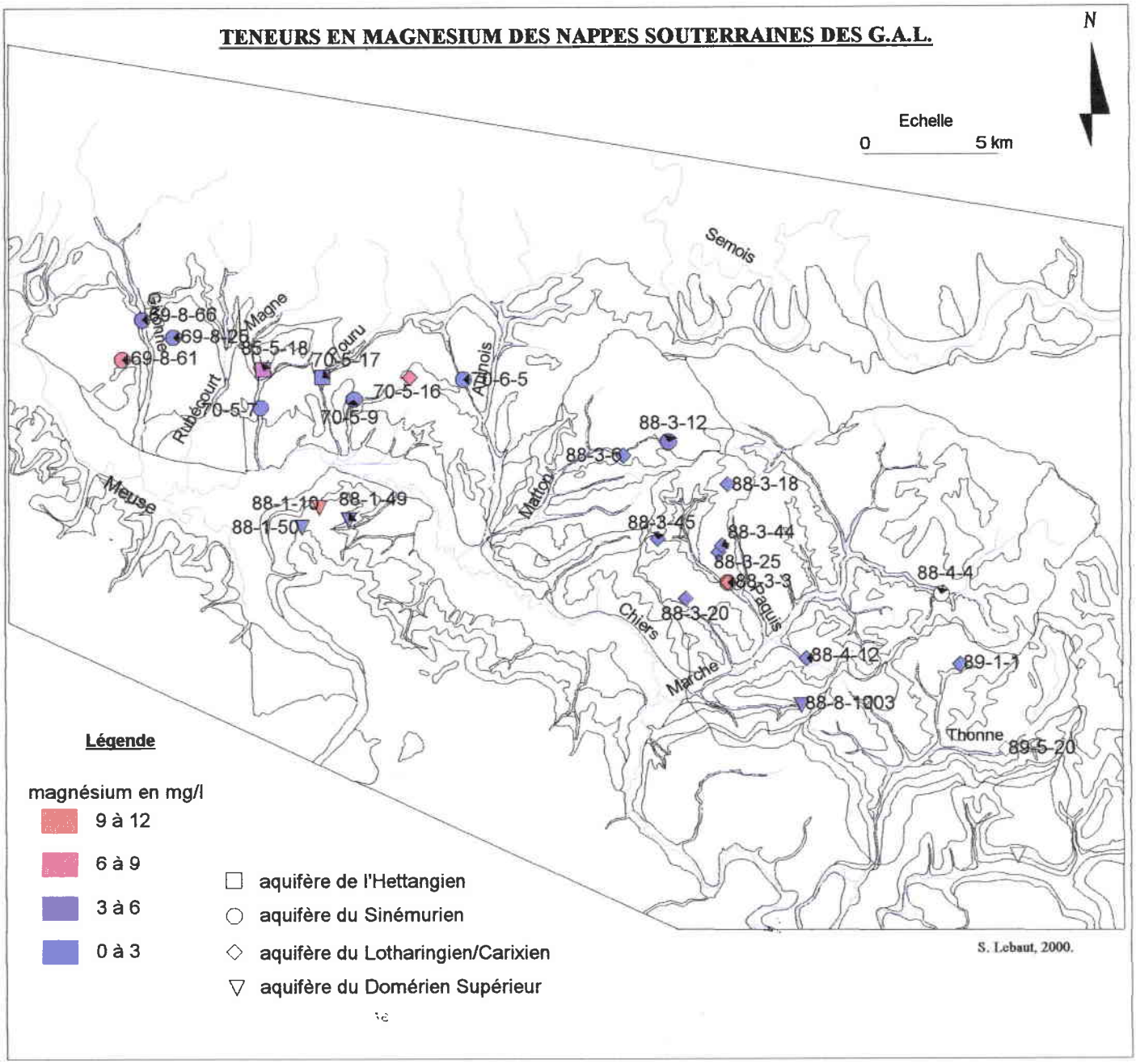
D'après les données de la D.D.A.S.S.

Annexe 1.4 : Caractéristiques géochimiques des nappes des Grès d'Ardenne-Luxembourg



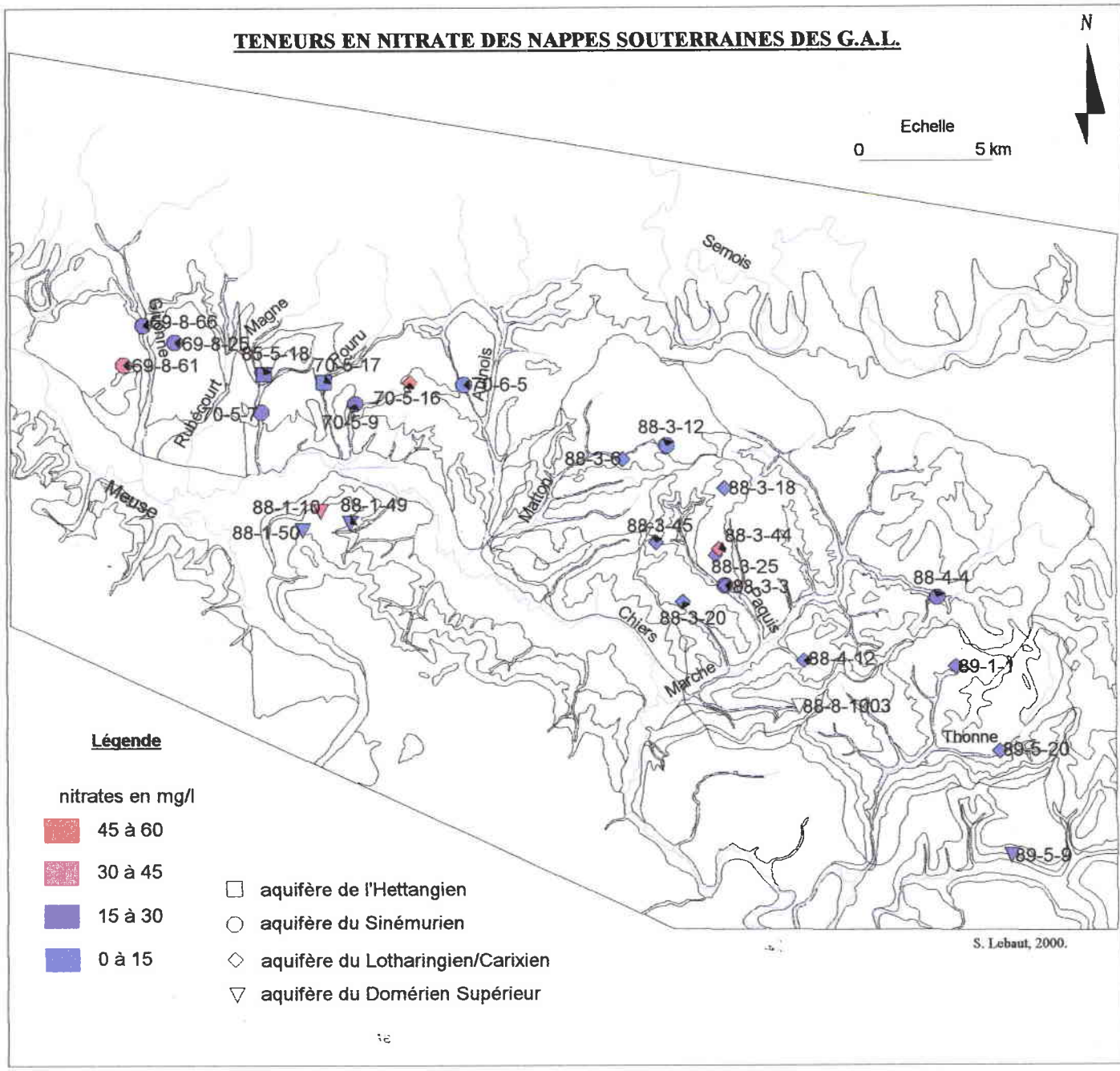
D'après les données de la D.D.A.S.S.

Annexe 1.4 : Caractéristiques géochimiques des nappes des Grès d'Ardenne-Luxembourg



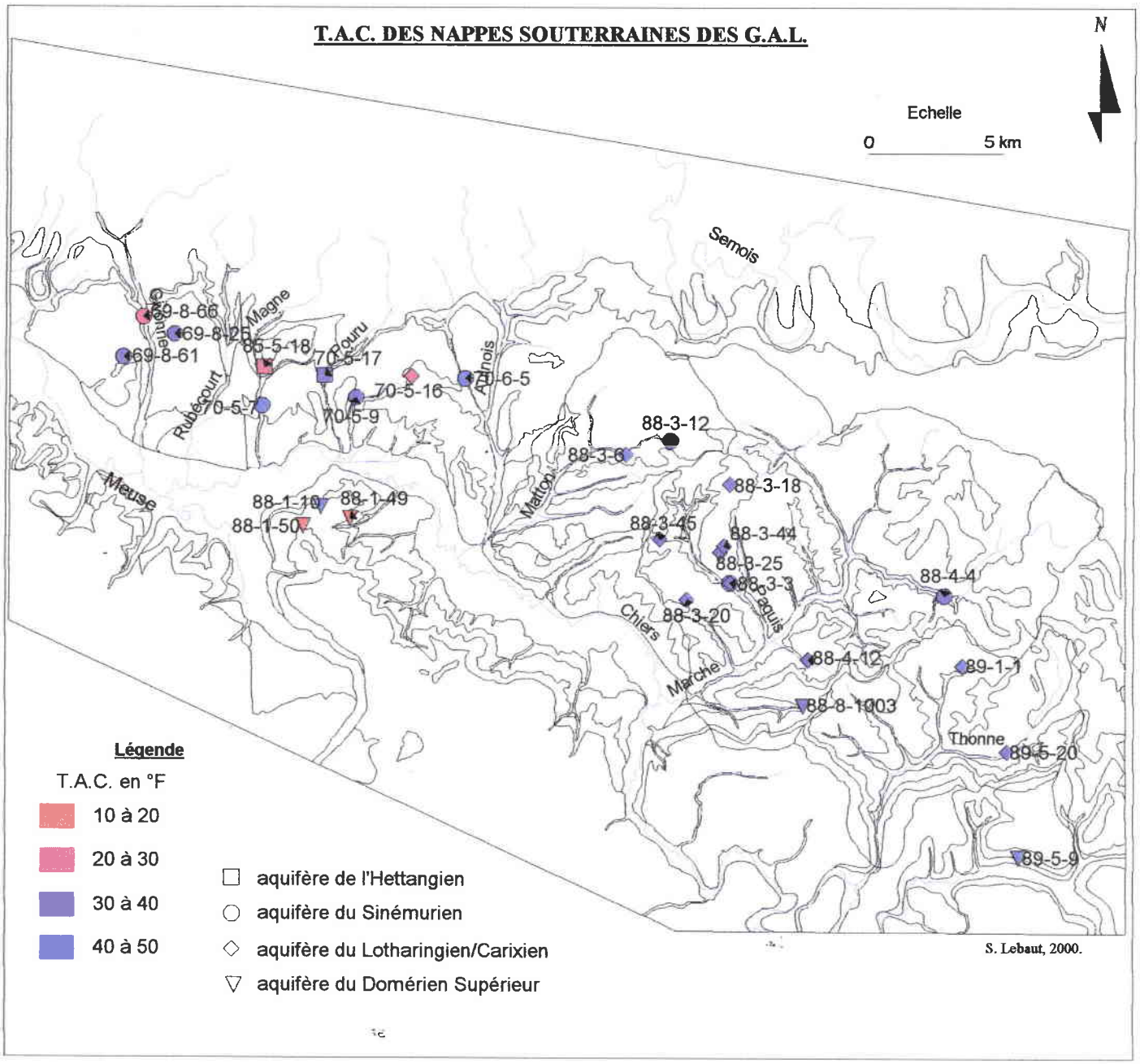
D'après les données de la D.D.A.S.S.

Annexe 1.4 : Caractéristiques géochimiques des nappes des Grès d'Ardenne-Luxembourg



D'après les données de la D.D.A.S.S.

Annexe 1.4 : Caractéristiques géochimiques des nappes des Grès d'Ardenne-Luxembourg



D'après les données de la D.D.A.S.S.

Annexe 1.5 : Inventaire des forages dans les Grès d'Ardenne-Luxembourg (B.R.G.M.)

Dpt	Commune	ind. BRGM	Lambert	z	Nom de l'ouvrage	Nom de l'exploitant	Stratigraphie	1	2	3	prof.(m)	prof. eau	date	chimie
08	Auflance	88-3-32	1 81364-21794	209	Puits A.E.P.	Commune d'Auflance	Lotharingien	3	EP	73	23	11.8	19/06/73	oui
08	Bazeilles	69-8-57	1 79030-22382	165	Etablissement Hamel	Ets Hamel	Sinémurien	2	EI	70	25	10.48	17/06/67	
08	Blagny	88-2-37	1 80771-21886	198			Domérien inf.	3			30	3.6	29/05/79	
08	Brevilly	88-1-9	1 79794-22172	160	Reserve incendie		Domérien sup.	4		73	6.05	2.32	25/06/72	
08	Brévilly	88-1-1	1 79861-22198	159			Domérien inf.	2		62	225			
08	Brévilly	88-1-2	1 79828-22239	159			Domérien inf.	3			14			
08	Brévilly	88-1-50	1 79698-21998	237			Domérien Sup.	4	EA					
08	Carignan	88-2-35	1 80397-22015	166			Lotharingien	3			15			
08	Deux Villes	88-3-7	1 80977-22081	256	Chardonneau		Carixien	3	EI	73	10.4	9.54	22/06/73	
08	Deux Villes	88-3-9	1 80933-22070	223	Complément A.E.P.	Commune des Deux Villes	Carixien	3	EP	73	7.8	3.91	22/06/73	
08	Douzy	70-5-15	1 79546-22446	182	Forage	Commune de Douzy	Lotharingien	3	EP	79	18	4.8	04/04/92	
08	Douzy	87-4-15	1 79305-22292	157	Station total	Station Total Douzy	Sinémurien	2	EI	74	12			
08	Euilly et Lombut	88-1-20	1 80038-21832	230	Les grosses terres		Domérien sup.	4	EI	73	21.4	17.98	29/06/73	
08	Givonne	69-8-28	1 79230-22866	255	Bois de la Fosse		Sinémurien	2		70	17.7	12.1	21/05/70	
08	Glaire	69-7-36	1 78542-22900	153	Bas du Village		Hettangien	1		70	5.94	2.94		
08	Glaire	69-7-63	1 78618-22652	154	Forage Sommer S.A.	Sommer S.A. Sedan	Sinémurien	2	EI	71	75	2.98	17/05/77	
08	Glaire	69-7-38	1 78537-22872	159			Sinémurien	2			12.35	10.05	27/05/70	
08	Herbeuval	88-4-1020	1 81725-21565	220	Le Mont Lieu		Lotharingien	3	EI	77	14			
08	Moiry	88-3-40	1 81298-21418	177			Carixien	3			5	4.8	16/07/73	
08	Margut	88-7-1010	1 81190-21387	170	Puit communal		Carixien	3		70	Qartésien	10m3/h		
08	Matton et Clemency	88-2-2	1 80602-22112	176	La Croix		Lotharingien	3	EI	78	28	0.4	01/11/63	
55	Montmédy	88-8-56	1 81800-20696	180	Le petit Terme		Domérien sup.	4		70	60.13			
08	Puilly et Charbeaux	88-3-22	1 81047-21956	238	Puit de la Mairie		Carixien	3	EI	77	9.72	9.11	12/07/73	
08	Puilly et Charbeaux	88-3-29	1 81309-21855	232	Ferme de l'espérance		Carixien	3	EI	70	13.3	12.64	13/07/73	
08	Signy-Montlibert	88-8-1005	1 81492-21287	228	Puits	Synd. des Hauts de Beycors	Domérien inf.	D.i.	EI	70	7	5.25	14/07/73	
08	Signy-Montlibert	88-7-1016	1 81412-21322	201			Domérien inf.	3			25	6.8	01/03/82	
08	Signy-Montlibert	88-7-15	1 81418-213.22	200	Forage		Domérien inf.	3		80	60	6.2	01/02/80	
55	Thonnelle	88-8-4	1 81876-21020	195	Forage communal	Commune Thonne le Thil	Domérien inf.	D.i.	EP	70	42.75			oui
55	Thonnelle	88-8-5	1 81875-21015	193	Forage au Muret	M. J.M. Montlibert	Domér. Sup.	3	EI	70	58			
55	Thonnelle	88-8-7	181830-21025	202	F.N°1 de Fie Roustang	Fromagerie Roustang	Domérien sup.	2	EI	70	150			
55	Thonne le Thil	88-8-3	1 81768-21204	221	Eolienne		Domérien sup.	3		70	75			
55	Thonne le Thil	88-8-8	1 81705-21158	256	Lieu dit la Créelle	Commune de Montmédy	Domérien sup.	4	EP	80	36	8	15/07/70	oui
08	Wadelincourt	69-7-52	1 78673-22380	187	Anciens puits		Domérien inf.	D.i.		70	5.9	0.55	20/05/70	oui

1 : aquifère atteint probable

2 : utilisation de l'eau

EA = eau agricole

EI = eau industrielle

EP: eau potable

3 :date de mise en service

Annexe 1.6 : Inventaire des sources dans les Grès d'Ardenne-Luxembourg (B.R.G.M.)

Dpt	Commune	BRGM	Lambert	z	Nom ouvrage	exploitant	Stratigraphie	1	2	chimie	Qmin	Qmax	Date	Q (l/s)
08	Amblimont	88-1-14	1 79522-21752	155	Coupure de Villers		Domérien sup.	EA	73		0.5	1.5	26/06/73	1.4
08	Auflance	88-3-34	1 81287-21787	201	Les longues Faches		Loth.term. et Carixien	EA	73		0.5	1.5	16/07/73	0.8
08	Auflance	88-3-35	1 81317-21770	205	Les dessus du Moulin		Loth.term. et Carixien	EA	73		0.5	1.5	16/07/73	1.4
08	Auflance	88-3-37	1 81403-21707	200	Source de Berniveau		Lotharingien	EA	73		0.5	1.5	19/06/73	0.8
08	Auflance	88-3-38	1 81372-21640	202	La Cote St Rémy		Loth.term. et Carixien	EA	73		1.5	3	16/07/73	1.8
55	Avioth	88-8-15	1 82088-21182	205	Sce du lavoir N°1		Loth.term. et Carixien	EA	70		3	4	04/11/70	3.5
55	Avioth	88-8-16	1 82084-21178	200	Sce du lavoir N°2		Loth.term. et Carixien	EA	70		1.1		04/11/70	1.1
55	Breux	88-4-1	1 81995-21497	240	Fne du Moulinet		Loth.term. et Carixien		70		4	5		
55	Breux	88-4-2	1 82002-21611	260	Rau de Chelvaux		Lotharingien		70		7	8	04/11/70	8
55	Breux	88-4-3	1 82027-21625	265	Fne de Chelvaux		Lotharingien		70		0.5		04/11/70	0.5
55	Breux	88-4-4	1 82084-21741	225	Sce hameau de Fagny	Commune de Breux Hameau	Sinémurien inf.	EP	70	oui	2.2		04/11/70	4
55	Breux	88-8-10	1 82090-21373	210	Sce la Fne aux Roses		Loth.term. et Carixien		70		2		23/09/70	2
55	Breux	88-8-11	1 82056-21362	210	Sce du vieux chemin		Loth.term. et Carixien	EA	70		12	15	23/09/70	12.5
55	Breux	88-8-12	1 81997-21395	232	Fne blanche Oreille		Loth.term. et Carixien		70		4	5	04/11/70	4.5
55	Breux	88-8-13	1 81983-21441	235	Fne Bosse des Fées		Loth.term. et Carixien		70		8	10	04/11/70	9
55	Breux	88-8-35	1 82120-21342	220	Aune		Loth.term. et Carixien		70		5	6	05/11/70	5.5
55	Breux	88-8-9	1 82093-21377	210	Sce du poison		Loth.term. et Carixien	EA	70		2		23/09/70	2
55	Breux	89-1-1	1 82155-21478	240	Source du Groseiller	Commune de Breux	Loth.term. et Carixien	EP	79	oui			25/09/70	2.2
08	Brevilly	88-1-10	1 79764-22070	203	Captage A.E.P.	Commune de Brévilly	Domérien sup.	EP	73	oui	1.5	3		
08	Deux Villes	88-3-10	1 80878-22073	225	Ancien abreuvoir		Loth.term. et Carixien	EA	73		0.5	1.5	22/06/73	0.7
08	Deux Villes	88-3-11	1 80793-22077	200	La Maladrerie		Loth.term. et Carixien	EA	73		0.5	1.5	22/06/73	1.4
08	Deux Villes	88-3-5	1 80971-22193	254	Les peupliers		Loth.term. et Carixien	EA	73		0.5		21/06/73	1.4
08	Deux Villes	88-3-6	1 80897-22265	209	Bois des Tapées	Commune de Carignan	Sinémurien inf.	EP	73	oui	3	6		
08	Donchery	69-7-14	1 78414-22832	153	Montimont		Sinémurien moyen	EA	70				06/05/70	<1
08	Douzy	70-5-7	1 79545-22446		Magne la Jonquette	Commune de Douzy	Sinémurien	EP	76	oui	3	6		
08	Escombre et le Chenoi	70-5-12	1 80071-22464	215	La Mohue		Lotharingien		73		3	6	28/06/73	2
08	Escombres	70-5-16	1 80100-22558	245			Sinémurien			oui				
08	Euilly et Lombut	88-1-19	1 80092-21795	197	Lavoir ouest		Domérien sup.	EA	73		0.5	1.5		
08	*Ferté sur Chiers*	*88-7-1009*	*1 80895-21261*	*171*	*La grosse fontaine*		Domérien sup.	EA	73		*0.5*	*1.5*	*15/06/73*	*0.7*
08	Floing	69-7-28	1 78775-22809	184	Les Rosiers		Siné inf. (F. de versant)		70		3	6		
08	Francheval	70-5-2	1 79564-22504	196	Source du lavoir		Sinémurien	EA	73		1.5	3	27/06/73	3
08	Francheval	85-5-18	1 79556-22590	227			Sinémurien			oui				
08	Givonne	69-8-29	1 79270-22900	265	Bois de la Virée		Hettangien		70		0.5		21/05/70	1
08	Givonne	69-8-58	1 79280-22903	219	Bois de la Virée		Hettangien		70					
08	Givonne	69-8-59	1 79161-22698	208	Source de l'Etang	Commune de Sedan	Siné inf. (F. de versant)	EP	84	oui				
08	Herbeuval	88-4-1004	1 81754-21630	208	Le Moulin		Lotharingien	EP	73		0.5	1.5	18/06/73	0.6
08	Herbeuval	88-4-1005	1 81767-21610	205	Le gros terme		Lotharingien	EA	73				18/06/73	1.6
08	Herbeuval	88-4-1006	1 81870-21550	237	Fontaine du Loup		Loth.term. et Carixien	EA	73		0.5		18/06/73	1.6
08	Herbeuval	88-4-1008	1 81690-2175	230	Source du lavoir		Lotharingien	EA	73				19/06/73	0.7

Annexe 1.6 : Inventaire des sources dans les Grès d'Ardenne-Luxembourg (B.R.G.M.)

08	Houldizy	68-4-23	1 76790-23797	260	Fond St Martin	Commune D'Houldizy	Sinémurien inf.	EP	77	oui			mai-76	1.7
08	Mairy	88-1-16	1 79872-21930	195	A.E.P. Tétaigne	Commune du Tétaigne	Domérien sup.	EP	73	oui	0.5		29/06/73	0.2
08	Mairy	88-1-18	180114-21807	197			Domérien sup.						29/06/73	0.8
08	Mairy	88-1-5	177675-22025	197			Domérien sup.						25/06/73	0.05
08	Mairy	88-1-6	179585-21997	183	Dans le village		Domérien sup.	EA	73		0.5		25/06/73	0.2
08	Mairy	88-1-7	1 79565-22026	173	Source du Lavoir 1		Domérien sup.	EA	73		3	6	25/06/73	0.2
08	Mairy	88-1-8	1 79586-21966	175	Source du lavoir 2		Domérien sup.	EA	73		0.5	1.5	25/06/73	1.15
08	Margny	88-4-1001	1 81862-21770	245	Le Hattay		Lotharingien	EA	73		1.5	3	18/06/73	0.7
08	Margny	88-4-1002	1 81800-21702	255	Captage A.E.P.	Commune de Margny	Lotharingien	EP	73		3	6	18/06/73	<0.15
08	Margny	88-4-1003	1 81760-21695	225	Source du Lavoir		Lotharingien	EA	73		0.5		18/06/73	1
08	Matton et Clemency	70-6-8	1 80755-22441	217	Côtes de Fagnes		Sinémurien		73			6	28/06/73	10
08	Matton et Clemency	70-7-1	1 81173-22430	327	La tête de Flandre	Château de Banel-Matton	Sinémurien	EP	73		0.5		20/06/73	<0.5
08	Matton et Clemency	88-3-12	1 81065-22317	238	Bois de Banel	Syndicat de la sce de Banel	Sinémurien	EP	73	oui		15.8		
08	Matton et Clemency	88-3-46	1 80950-22321	216	S. la moue des planes	Commune de Carignan	Sinémurien	EP						
08	Messincourt	70-6-3	1 80245-22712	234	Le Franc Chevalier		Sinémurien		73		0.5		28/06/73	5
08	Messincourt	70-6-5	1 80302-22550	235	Source de Fronceau	Commune de Messincourt	Sinémurien	EP	74	oui	1.5	3	28/06/73	1.5
08	Mogues	88-3-14	1 81237-22362	320	Bois de Mogues		Lotharingien	EA	73		0.5	1.5	20/06/73	0.4
08	Mogues	88-3-15	1 81275-22206	299	Le pré Dorin		Loth.term. et Carixien	EA	73		0.5	1.5	20/06/73	0.4
08	Mogues	88-3-16	1 81162-22092	235	Vieux moulin ferme 1		Lotharingien	EP	73		1.5	3	21/06/73	2
08	Mogues	88-3-17	1 81168-22133	250	Vieux moulin ferme 2		Lotharingien	EA	73		3	6	21/06/73	3.5
08	Mogues	88-3-18	1 81286-22155	304	Crotivet A.E.P.	Commune de Mogues	Loth.term. et Carixien	EP	73	oui	1.5	3	27/09/67	1
08	Mogues	88-3-19	1 81320-22068	260	Fond de Crépine		Lotharingien	EA	73		0.5	1.5	21/06/73	1.4
55	Montmédy	88-5-1005	180717-21377										14/06/73	0.75
08	Pouru aux bois	70-5-17	1 79778-22560	195			Sinémurien			oui				
08	Pouru St Rémy	70-5-9	1 79895-22477	175	Fontaine du Sourd	Syndicat du Sourd	Sinémurien	EP	76	oui	3	6		
08	Puilly et Charbeaux	88-3-20	1 81128-21726	209	Fontaine de Pure	Syndicat Margut, Fromy, Mairy	Loth.term. et Carixien		73	oui		6	19/06/73	5
08	Puilly et Charbeaux	88-3-23	1 81068-22014	235	Beauveau		Sinémurien inf.	EA	73		0.5	1.5	12/07/73	0.7
08	Puilly et Charbeaux	88-3-25	1 81028-21945	247	Saint Saumont	Commune Puilly et Charbeau	Loth.term. et Carixien	EP	79	oui	0.5	1.5		
08	Puilly et Charbeaux	88-3-27	1 81251-21901	221	Les pommiers		Loth.term. et Carixien	EA	73		0.5	1.5	13/07/73	0.7
08	Puilly et Charbeaux	88-3-28	1 81355-21978	257	Chèvre ferme		Lotahringien	EP	73		0.5		13/07/73	0.4
08	Puilly et Charbeaux	88-3-31	1 81217-21848	205	Source du lavoir		Lotahringien	EA	73		0.5		16/03/73	0.6
08	Puilly et Charbeaux	88-3-44	1 81265-21925	237	Sce pré ruisseau	Commune de Puilly et C.	Loth.term. et Carixien	EP	79	oui				
08	Puilly et Charbeaux	88-3-45	1 81027-21950	245	Sce de Luzy		Lotharingien	EP		oui				
08	Pure	70-6-7	1 80655-22405	259	Bois Hanoff		Sinémurien inf.	EA	73		0.5		28/06/73	0.5
08	Pure	88-2-6	1 80447-22242	182	La Cabe		Lotharingien		73		0.5	1.5	26/06/73	0.5
08	Pure	88-2-7	1 80475-22311	185	Source du lavoir		Lotharingien	EA	73		0.5	1.5	10/07/73	0.8
08	Sachy	88-2-10	1 80187-22369	192	Source Peigneux		Lotharigien	EA	73		0.5	1.5	10/07/73	0.7
08	Sailly	88-2-29	1 80505-21627	165	Source d'abreuvoir		Domérien sup.	EA	73		0.5		11/07/73	0.25
08	Sailly	88-6-1005	1 80717-21377	182	Ferme de Prêle		Domérien sup.	EP	73		0.5	1.5	12/07/73	0.75
08	Sapogne sur Marche	88-3-39	1 81440-21477	188	Fontaine trouée		Loth.term. et Carixien	EP	79		0.5			
08	Sapogne sur Marche	88-4-1011	1 81604-21469	215	Fontaine des Loups		Loth.term. et Carixien	EA	73		1.5	3	19/06/73	1.8

08	Sapogne sur Marche	88-4-1012	1 81583-21502	210	Captage de l'A.E.P.	Commune Sapogne/Marche	Loth.term. et Carixien	EP	73	oui		6	19/06/73	7.5
08	Sapogne sur Marche	88-4-1013	1 81546-21505	195	Captage du lavoir		Loth.term. et Carixien	EA	73		0.5		19/06/73	0.75
08	Sapogne sur Marche	88-4-1015	1 81469-21575	181	Chateau de Tassigny		Lotharingien	EP	73		0.5		19/06/73	<0.05
08	Signy-Montlibert	88-8-1002	1 81565-21305		Sur le Geai		Domérien sup.	EA	73		1.5	3		
08	Signy-Montlibert	88-8-1003	1 81562-21327		Sud du village		Domérien sup.	EA	73			6		
55	Thonne la Long	89-5-20	182320-21159	211	Sce Voirdel Eglise	Commune Thonne la Long	Loth.term. et Carixien	EA	70	oui				
55	Thonne la Long	89-5-21	1 82320-21159		Lavoir chemin Breux		Loth.term. et Carixien	EA	70				04/06/70	5
55	Thonne la Long	89-5-22	1 82412-21276		Fontaine du Vivier		Loth.term. et Carixien		70				04/06/70	3
55	Thonne le Thil	88-8-41	1 81808-21279	225	Fne du Bruyant		Domérien sup		70		0.3			
55	Verneuil-Grand	89-5-10	1 82406-20757	220	Sce Jean Daurat		Domérien sup		70				27/05/70	2
55	Verneuil-Grand	89-5-11	1 82350-20740	190	Sce grands-Termes		Domérien sup		70				27/05/70	3
55	Verneuil-Grand	89-5-9	1 82363-20762	212	Le Bossier	Commune Verneuil-Grand	Domérien sup	EP	70	oui			26/05/70	2
08	Williers	87-8-12	1 81455-20985	175	La grande fontaine		Sinémurien inf.		79				30/05/74	5.5
08	Williers	88-3-3	1 81377-22308	322	Captage A.E.P.	Commune de Williers	Lotharingien	EP	73	oui			20/06/73	>1
08	Williers	88-3-4	1 81334-22390	279	Fontaine du taureau		Sinémurien inf.		73				20/06/73	8.3
08	Williers	88-4-1017	1 81487-22282	247	La petite fontaine		Sinémurien inf.		73		3	6	20/06/73	4.1

EP: eau potable
EA: eau agricole

Annexe 1.7: Résultats des mesures aux sources

	18/09/96			22/10/96			23/11/96				19/12/96			17/01/97	
	Q l/s	conducti	T°C	Q l/s	conducti	T°C	Q l/s	conducti	T°C	Q l/s	conducti	T°C	Q l/s	conducti	T°C
S1	2.2	\	9.6	2.1	453	9.6	3.1	471	9.4	3.3	423	9.2	3.1	489	9.1
S2	1.9	\	9.5	2	447	9.6	3.2	447	9.4	3.2	424	9.4	3.4	452	9.2
S3	2.9	\	9.1	3.2	506	9.1	3.9	490	9	3.5	480	9.1	3.7	509	8.9
S4	1.1	\	9.3	à sec	\	\	<0.1	439	8.4	0.7	422	8.6	1	447	8.4
S5	2.3	\	9.5	\	\	\	2.4	453	9.3	2.4	430	9.4	2.5	454	9.0
S6	à sec	\	\	\	\	\	1.5	432	8.4	2.8	401	8.6	1	430	8.3
S7	0.6	\	11.5	0.6	645	11.1	1.5	628	10.3	2.5	590	9.8	1.8	634	8.8
S8	1.8	\	11.3	1.5	636	11.2	2.2	632	10.5	3.7	590	10.3	3.4	630	9.5
S9	0.2	\	11.9	0.3	511	10.2	1.2	550	9.2	2.9	460	7.6	1	515	7.3
S10	0.2	\	\	0.2	567	11.3	0.9	562	10.6	5.9	536	10.0	2	570	9.1
S11	0.1	\	11.8	0.1	689	11.5	1	566	10.6	4.5	675	8.8	1.3	750	9.0
S12	3.8	\	9.5	4.4	524	9.5	4.4	522	9.4	4.7	497	9.4	3.6	527	9.2
S13	0.2	\	10.4	0.2	522	10.1	0.3	519	10	0.3	501	9.7	0.4	530	10.0
S14	0.5	\	12.8	0.5	629	12.2	0.9	574	10.9	1.2	572	9.8	0.8	618	8.4
S15a	2.3	\	9.6	2.4	594	9.4	3.2	608	9.2	3.7	579	9.5	2.8	612	9.2
S15b	2	\	9.6	2	531	8.8	2.5	\	\	3.9	507	9.4	2.1	538	9.1
S16	0.2	\	\	0.2	737	12.2	0.6	660	11.2	11.5	575	10.2	0.2	664	7.2
S17	1.2	\	9.5	1.5	572	9.3	1.8	573	9.2	1.9	560	9.1	2.1	589	8.7
S18	8.9	\	8.9	9.8	497	8.9	12	499	8.8	9.7	486	8.9	10	511	8.7
S27	\	\	\	0.8	604	11.3	0.6	603	10.4	0.8	594	10.6	0.32	604	9.6

		18/02/97			23/03/97			16/04/97			23/05/97			05/07/97	
	Q l/s	conducti	T°C	Q l/s	conducti	T°C	Q l/s	conducti	T°C	Q l/s	conducti	T°C	Q l/s	conducti	T°C
S1	5	472	9.1	5.5	461	9.4	3.4	458	9.2	2.7	460	9.4	3.3	456	9.5
S2	7.9	446	9.2	6	421	9.4	9.1	425	9.4	7.5	427	9.5	6.7	423	9.4
S3	4.2	504	8.8	3.9	478	9	3.8	480	9.0	3.2	480	9	4.1	488	9.1
S4	2.2	447	8.4	14	429	8.5	13	426	8.6	11	426	8.5	13	425	8.7
S5	3.6	451	8.9	3.8	432	9.1	3	433	9.1	2.3	430	9.1	2.6	428	9.4
S6	10	340	7	3	394	7.9	1	402	7.8	0.64	405	7.9	2.2	400	8.0
S7	2.6	621	8.6	4.6	595	9.1	2.3	601	9.1	1.7	604	9.8	2.2	601	10.5
S8	4.4	613	9.2	7.6	580	9.5	6.1	586	9.6	4.4	594	9.8	3.4	591	10.3
S9	5.37	405	5.5	3.3	434	7	1.3	459	7.4	1.2	469	8.2	1.7	461	9.5
S10	2.9	562	8.5	4.6	540	9.4	1.5	540	9.6	0.75	520	9.7	2.5	526	10.6
S11	6.5	699	6.5	3.7	727	8.4	1.3	717	8.8	0.85	705	9.1	5	\	11.1
S12	2.6	524	9.2	5	493	9.5	5	495	9.5	5.9	497	9.6	7.4	495	9.6
S13	0.15	532	9.9	0.3	501	10.3	0.25	500	10.3	1	500	11	0.2	496	10.7
S14	1.33	590	7.6	3.3	577	8.4	1.9	577	8.9	0.8	579	9.6	0.6	577	11.0
S15a	3.3	612	6.7	3.7	569	9.5	3.7	570	9.6	3.4	515	9.6	3.9	573	9.6
S15b	2.5	536	6.9	3	502	9.4	2.9	497	9.4	3.2	504	9.5	3.8	505	9.4
S16	1.9	610	7	1	648	7.8	0.1	720	8.6	0.6	702	9.1	1.2	715	10.1
S17	1.9	595	8.9	2.2	545	9.1	2.4	544	9.3	2.2	546	9.4	2.1	550	9.5
S18	9.9	508	8.6	13	489	8.8	9.8	482	9.0	11	480	9	11	485	9.1
S27	1.8	581	9.6	1.7	557	9.8	1.4	568	9.1		à sec		0.9	565	9.8

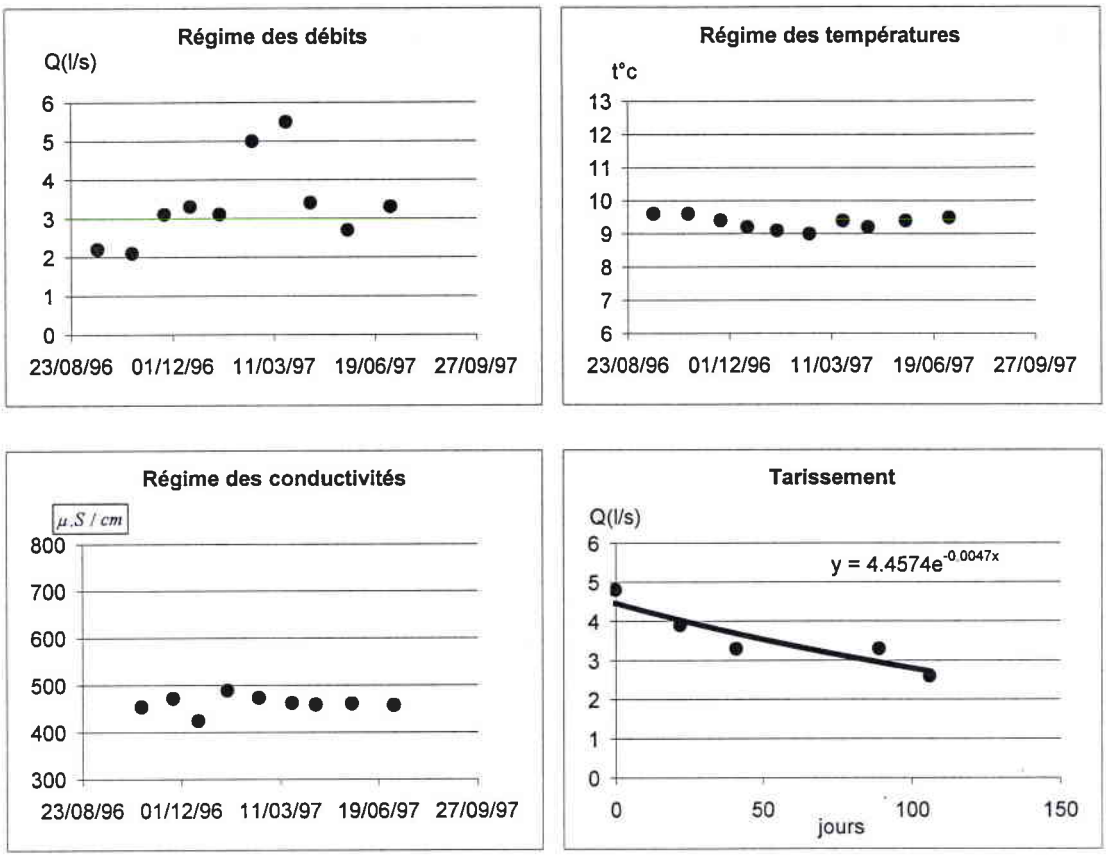
Annexe 1.8 : Caractéristiques des sources suivies

LEGENDE DES COUPES

.L6b : Domérien supérieur : Macigno d'Aubange
.L6a : Domérien inférieur : argile à Amaltheus Margaritatus
.L5 : Lotharingien terminal et Carixien : grès de Linay
.L4 : Lotharingien : grès de Virton
.L3 : Sinémurien inférieur : grès et calcaire sableux d'Orval et de Florenville
.L1-2 : Hettangien : calcaire à gryphées

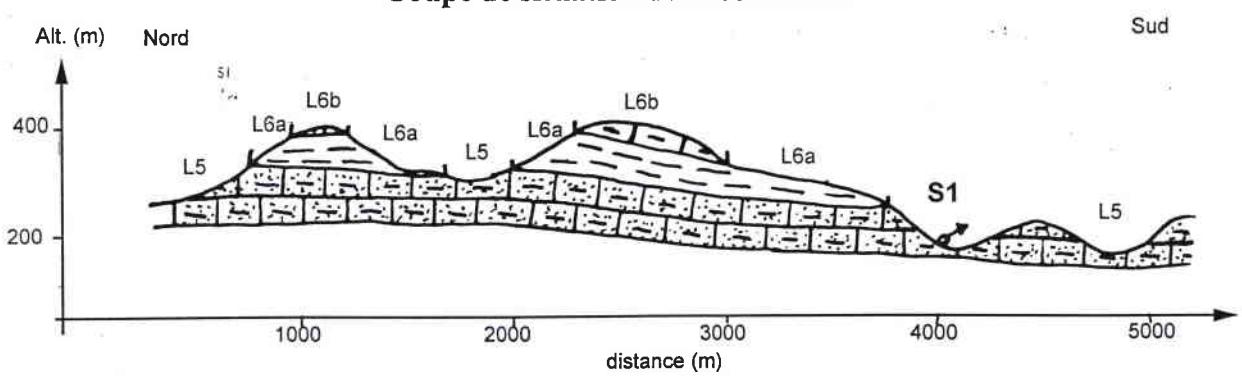
Annexe 1.8 : Caractéristiques des sources suivies

Source S1 (de la Blanche Oreille)



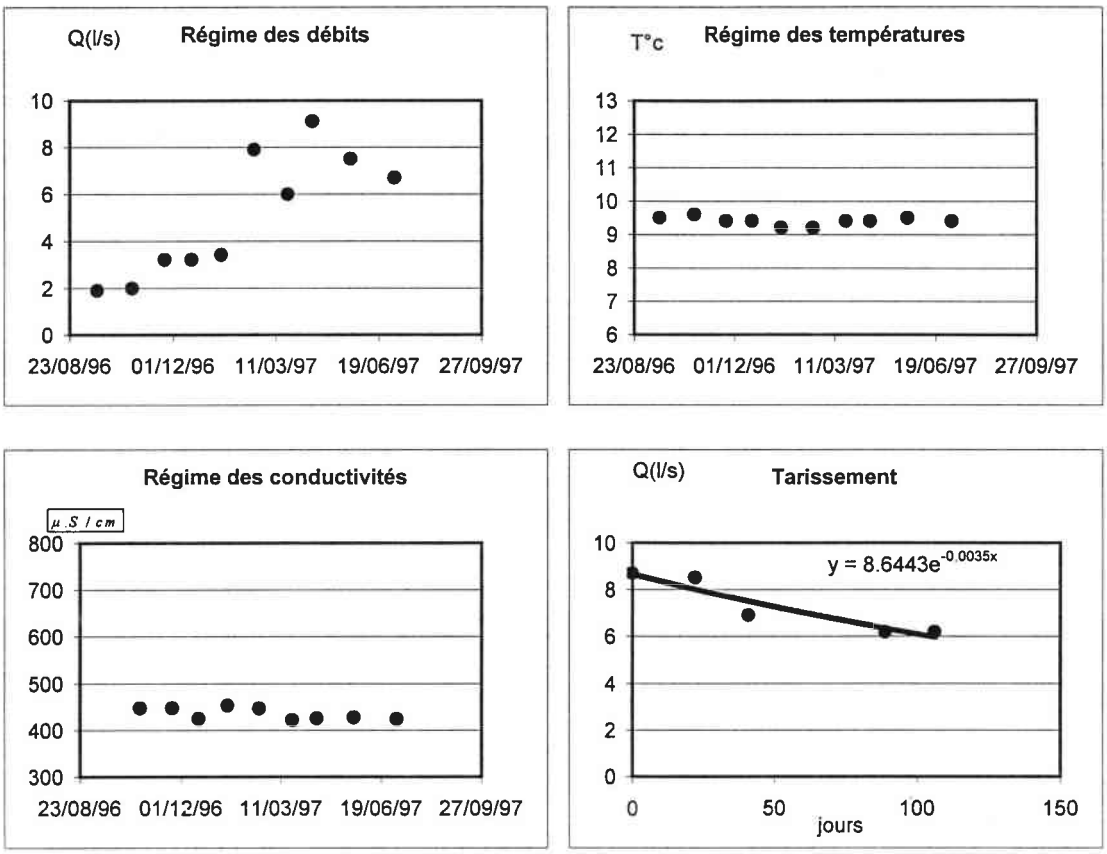
Description : La source S1 prend naissance à 220m au pied d'un versant de 100m de commandement. Il s'agit d'une source de déversement qui sourd dans la formation gréseuse et sableuse du Lotharingien terminal, à la faveur du recoupement de la nappe semi-captive par la surface topographique.

Coupe de situation de la source S1



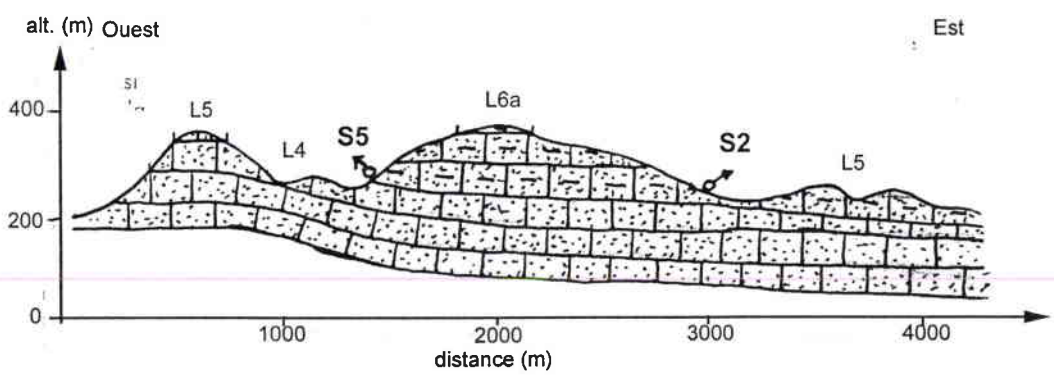
Annexe 1.8 : Caractéristiques des sources suivies

Source S2 (la bosse des Fées)



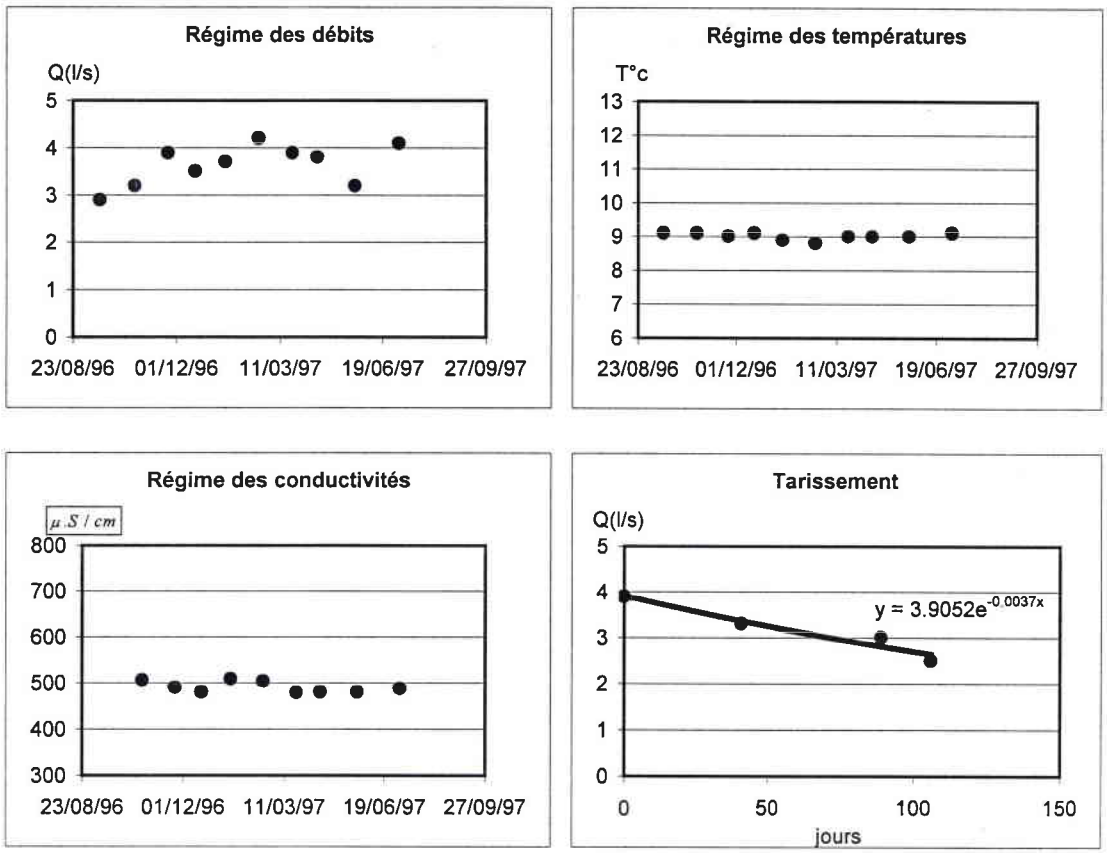
Description: La source S2 prend naissance à 240 m au pied d'un versant de 60 m de commandement. Il s'agit d'une source de déversement qui sourd dans la formation gréseuse et sableuse du Lotharingien terminal, à la faveur du recoupement de la nappe par la surface topographique.

Coupe de situation de la source S2



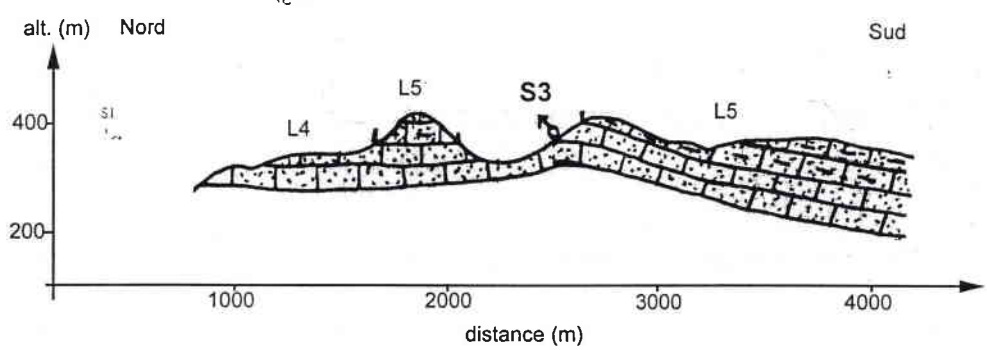
Annexe 1.8 : Caractéristiques des sources suivies

Source S3 (fontaine de Chelvaux)



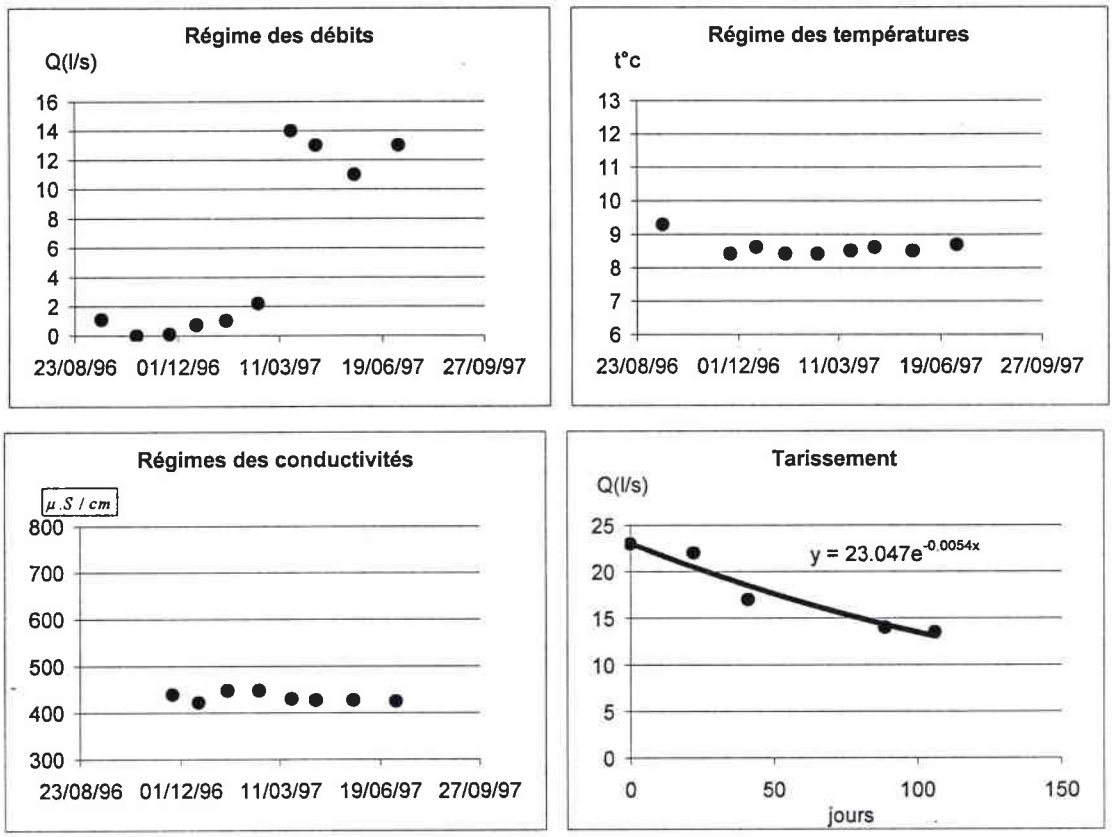
Description: La source S3 prend naissance à 290 m au pied d'un versant de 55 m de commandement. Il s'agit d'une source de déversement qui sourd dans le Lotharingien, vraisemblablement au contact des marnes noires de Virton.

Coupe de situation de la source S3



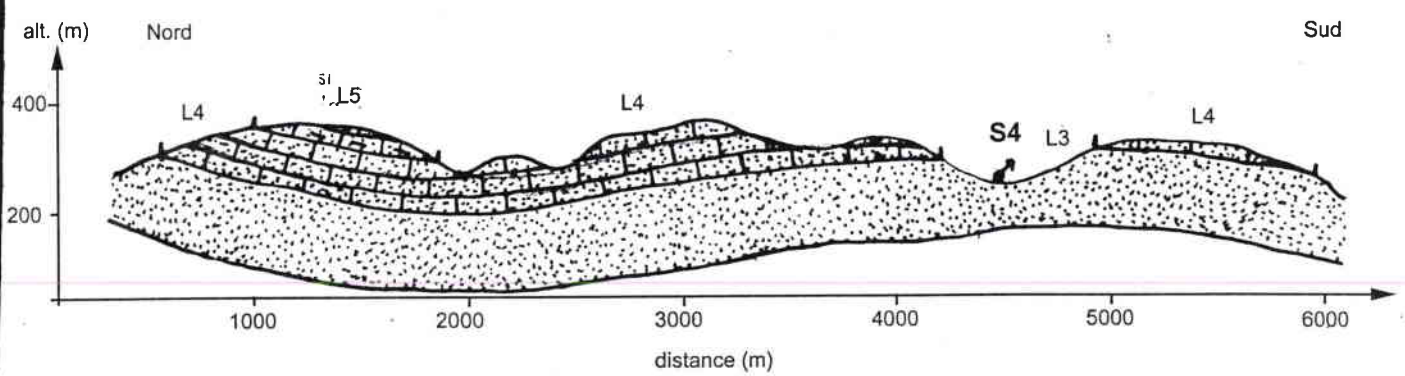
Annexe 1.8 : Caractéristiques des sources suivies

Source S4 (de l'Ourdel)



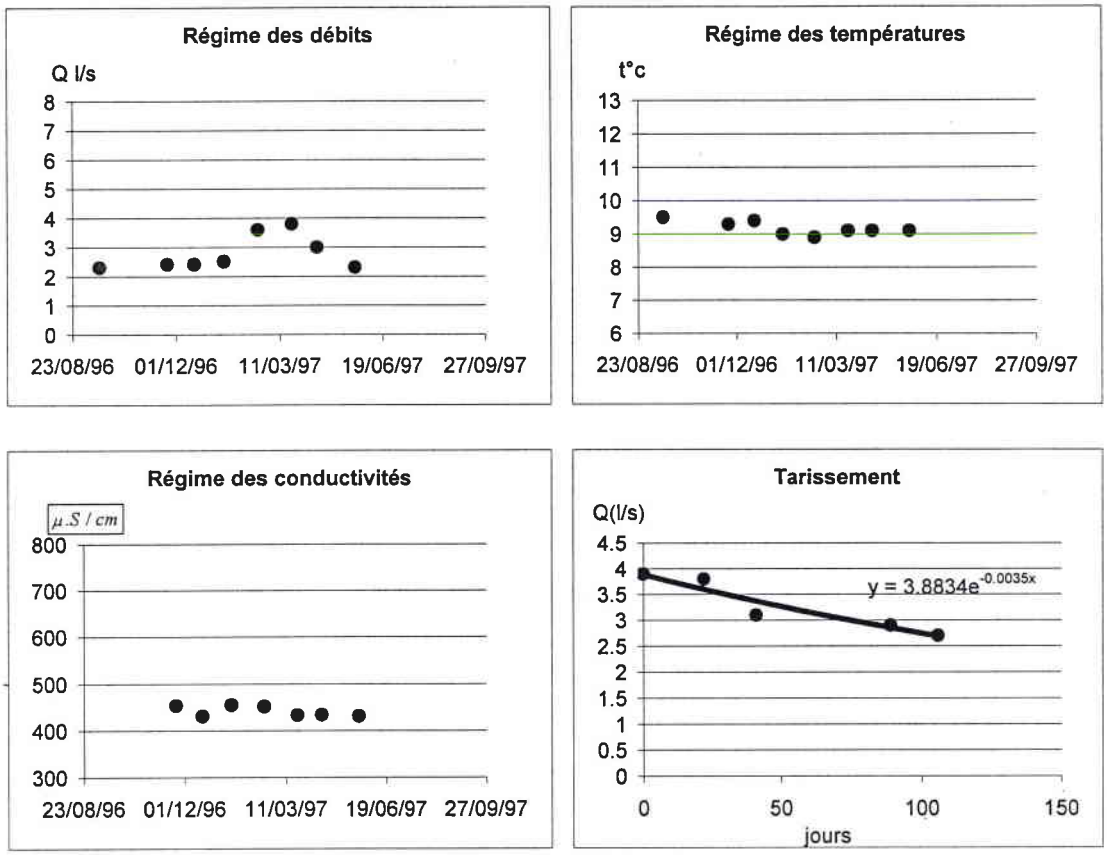
Description: La source S4 prend naissance à 230 m au pied d'un versant de 40 m de commandement. Il s'agit d'une source de déversement qui sourd dans la formation des grès et sable d'Orval et de Florenville du Sinémurien inférieur, à la faveur du recoupement de la nappe par la surface topographique.

Coupe de situation de la source S4



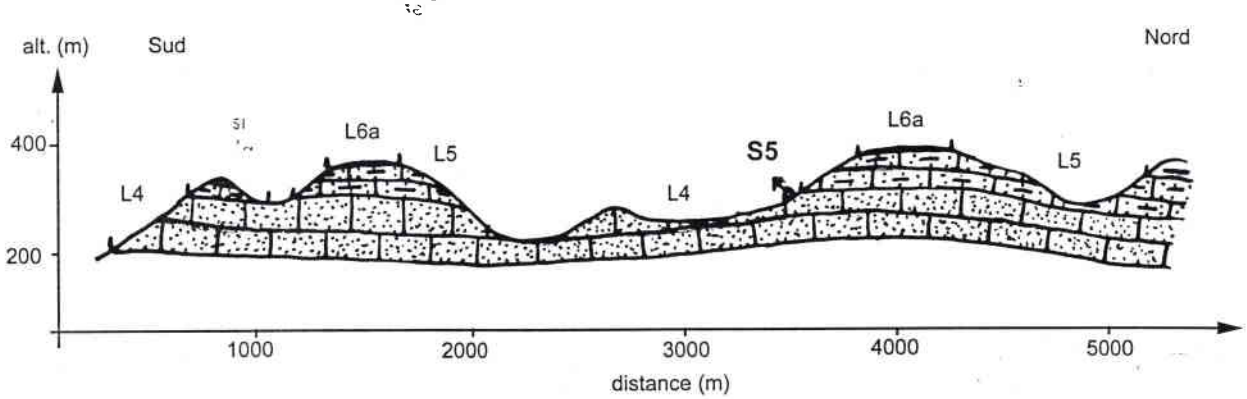
Annexe 1.8 : Caractéristiques des sources suivies

Source S5 (du Loup)



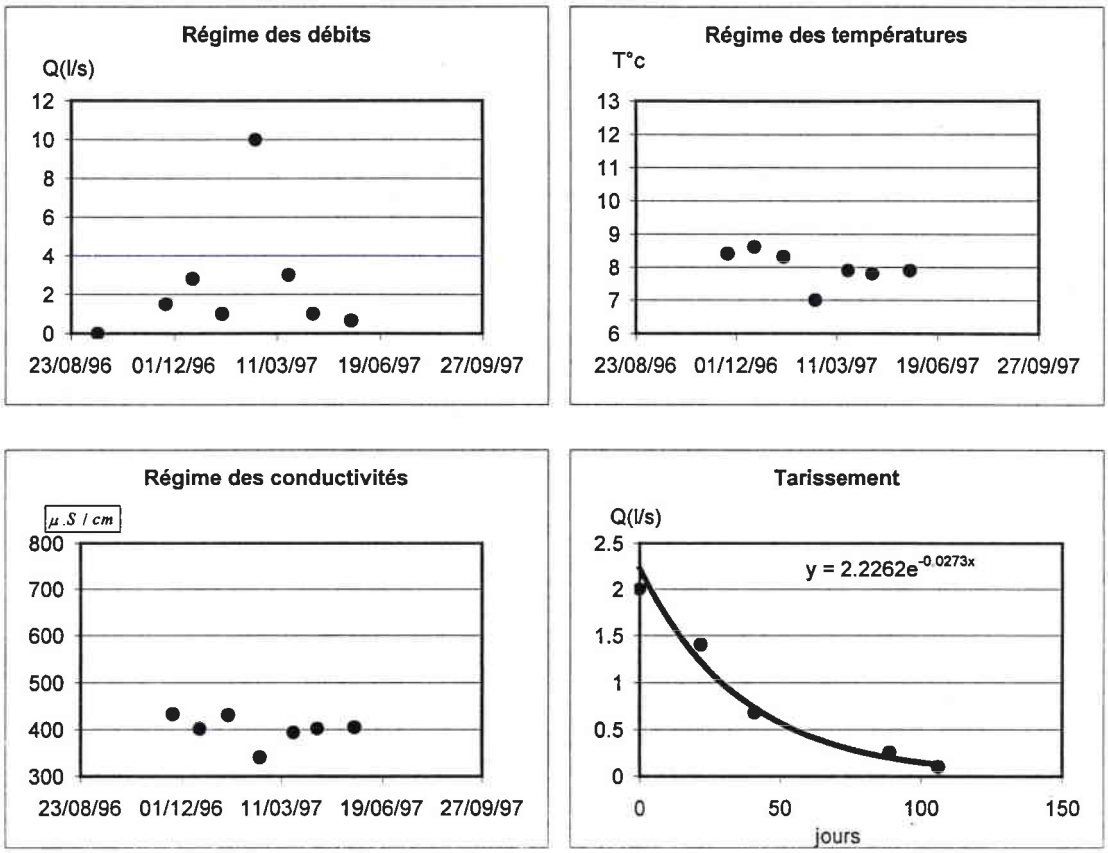
Description: La source S5 prend naissance à 250 m au pied d'un versant de 55 m de commandement. Il s'agit d'une source de déversement qui sourd au contact du Lotharingien terminal (alternance de grès et de sable) et de la base du Lotharingien (marnes noires de Virton). C'est une émergence de nappe semi-captive.

Coupe de situation de la source S5



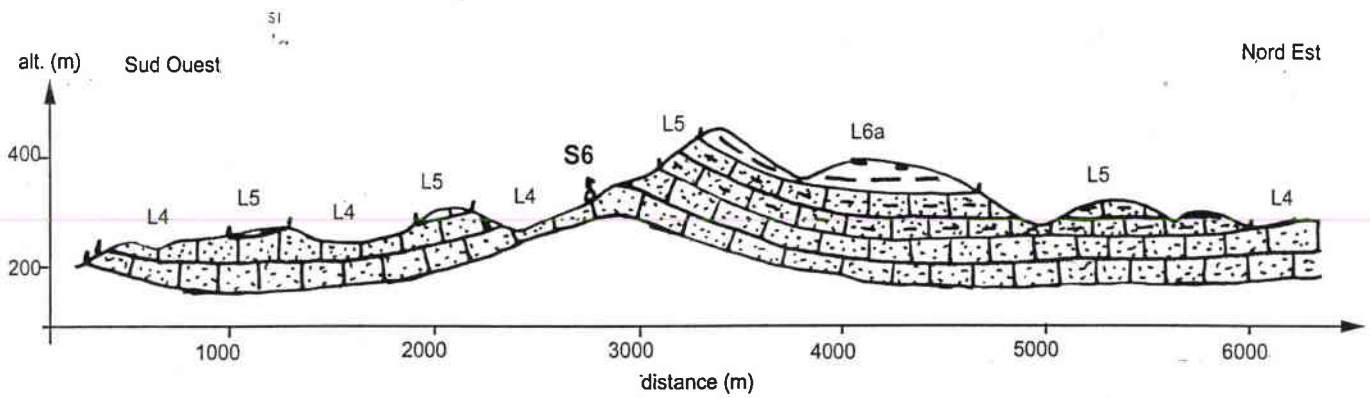
Annexe 1.8 : Caractéristiques des sources suivies

Source S6 (Jabelet)



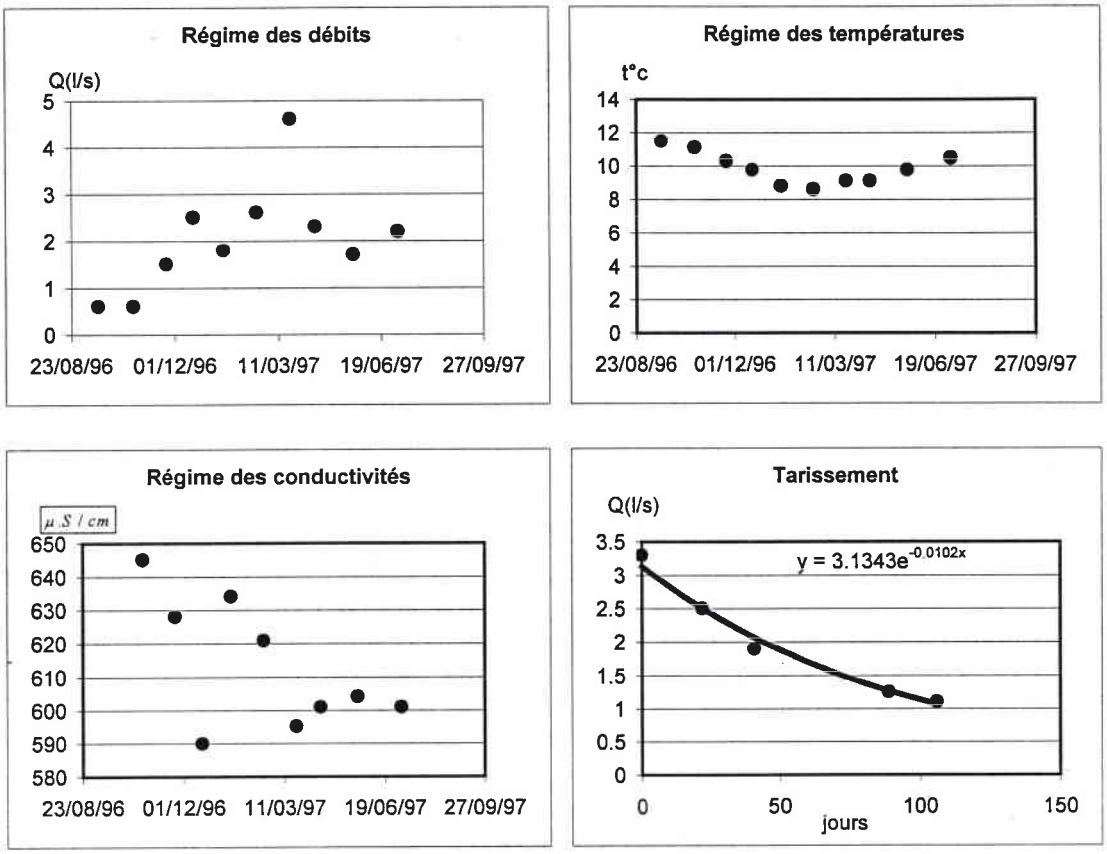
Description: La source S6 prend naissance à 235 m au pied d'un versant dont le commandement est de 80 m. Il s'agit d'une source de déversement qui sourd au contact du Lotharingien terminal (alternance de grès et de sable) et de la base du Lotharingien (marnes noires de Virton).

Coupe de situation de la source S6



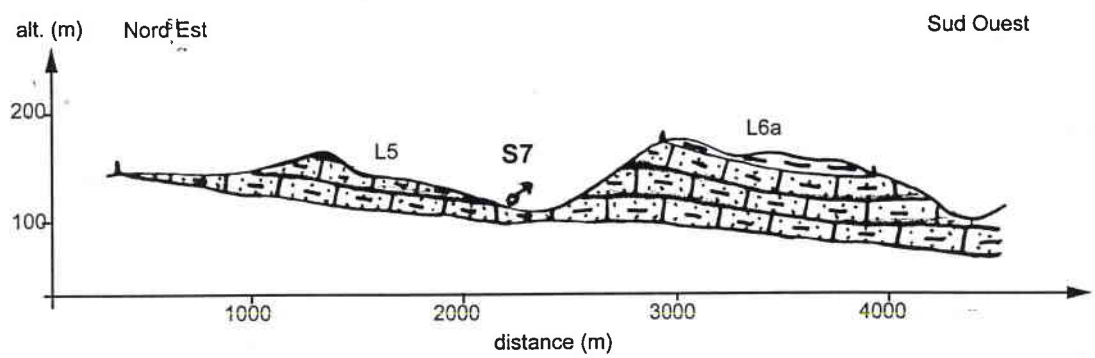
Annexe 1.8 : Caractéristiques des sources suivies

Source S7 (Longues Fâches)



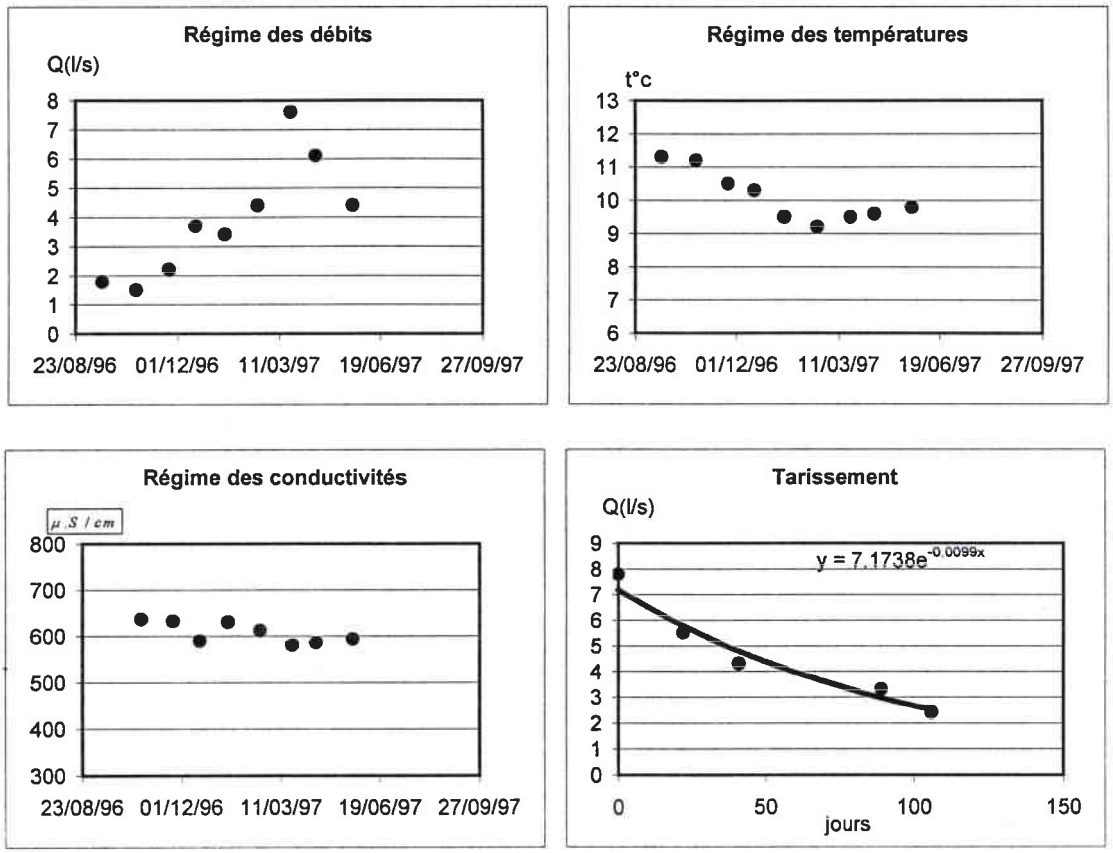
Description: La source S7 prend naissance à 202 m au pied d'un versant dont le commandement est de 40 m. Il s'agit d'une source de déversement qui sourd dans le Lotharingien terminal (grès de Linay), à la faveur du recoupement de la nappe par la surface topographique.

Coupe de situation de la source S7



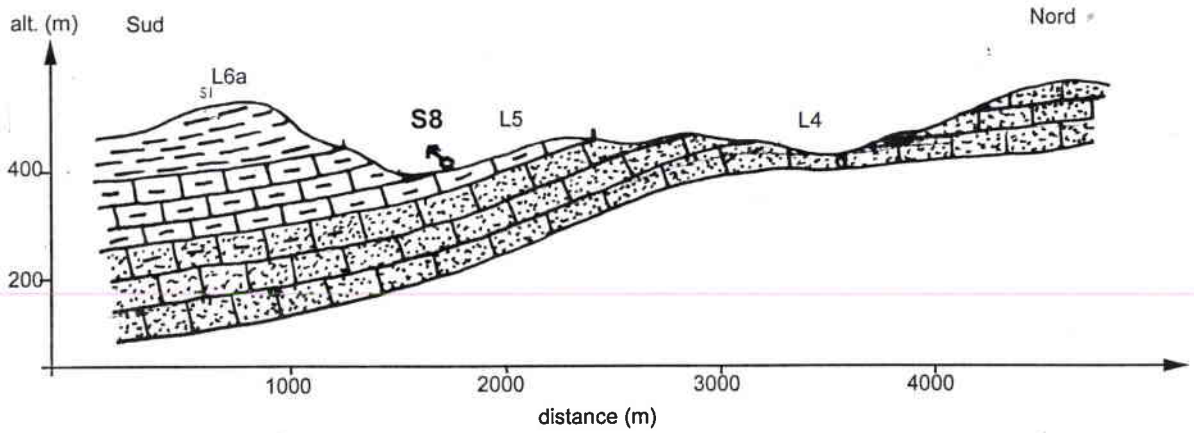
Annexe 1.8 : Caractéristiques des sources suivies

Source S8 (la Tannerie)



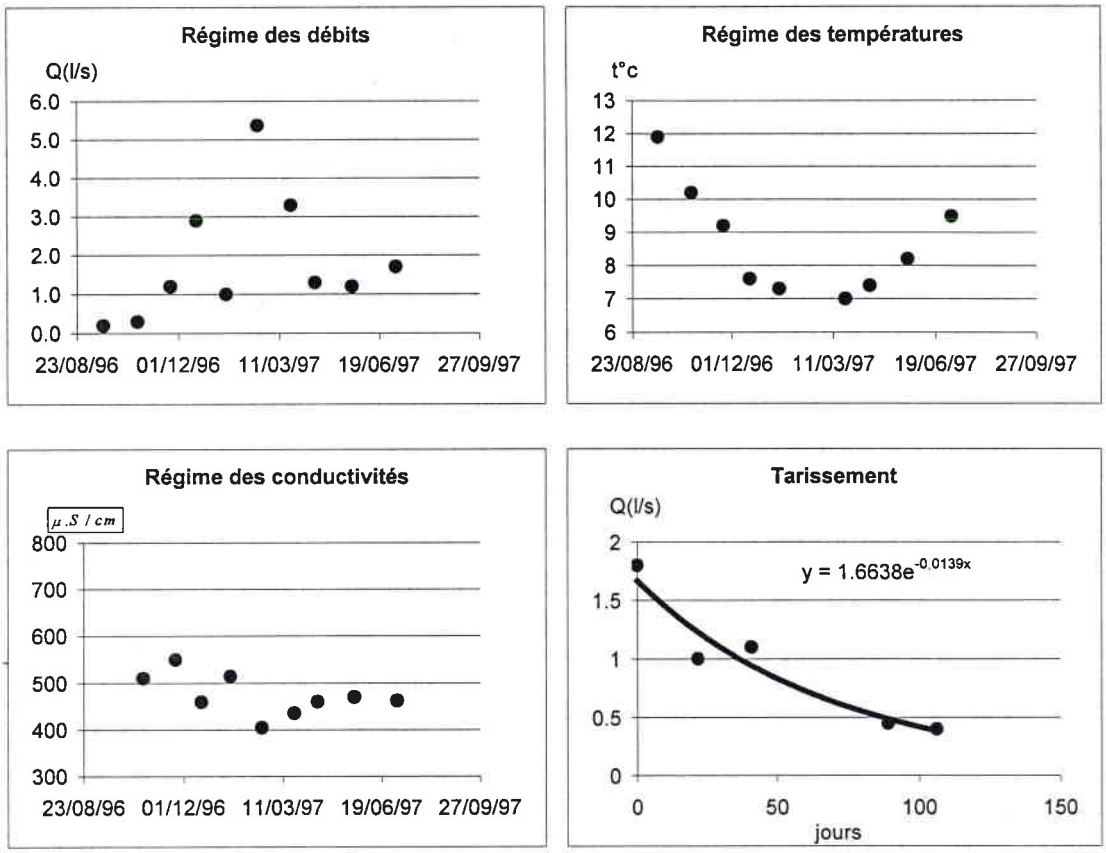
Description: La source S8 prend naissance à 205 m au pied d'un versant dont le commandement est de 30 m. Il s'agit d'une source de déversement qui sourd dans le Lotharingien terminal (grès de Linay), à la faveur du recoupement de la nappe par la surface topographique.

Coupe de situation de la source S8



Annexe 1.8 : Caractéristiques des sources suivies

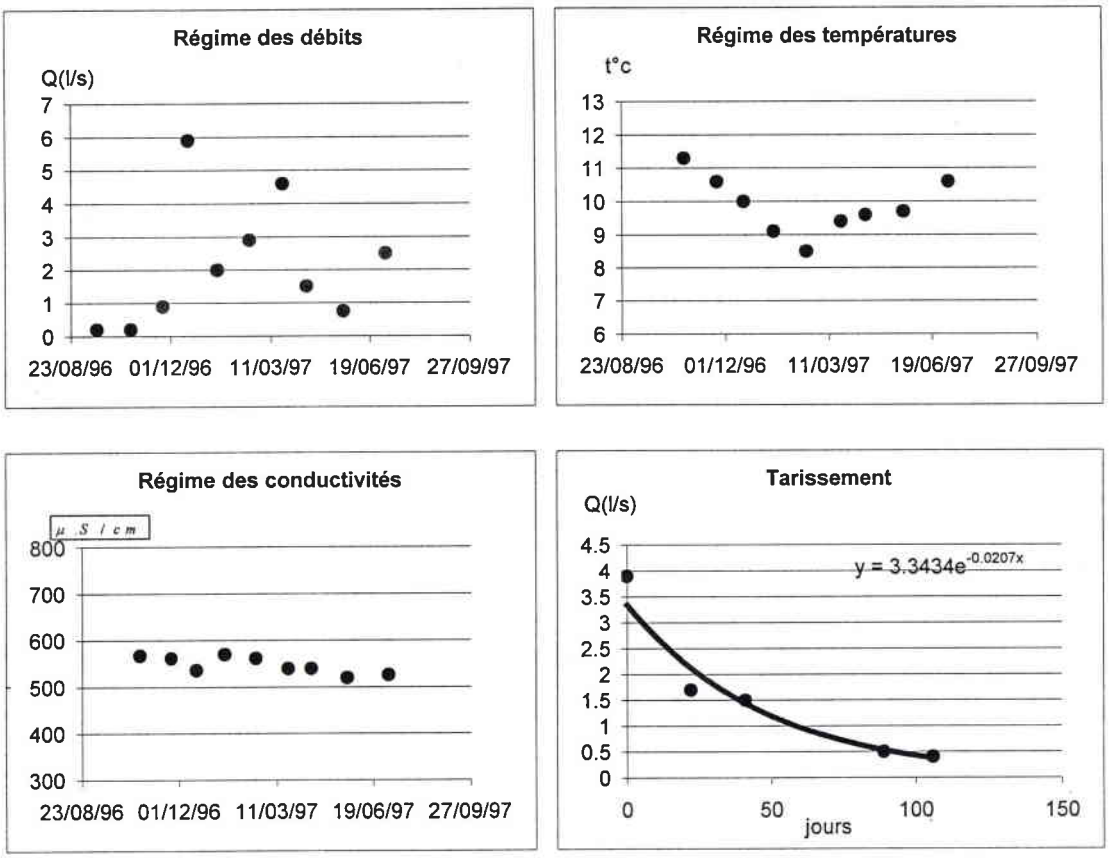
Source S9 (la Culée)



Description: La source S9 prend naissance à 320 m sur un versant dont la crête culmine à 330 m. Il s'agit d'une source de déversement qui sourd dans le Sinémurien inférieur (grès et calcaire sableux d'Orval et de Florenville), au contact des marnes de Bellefontaine.

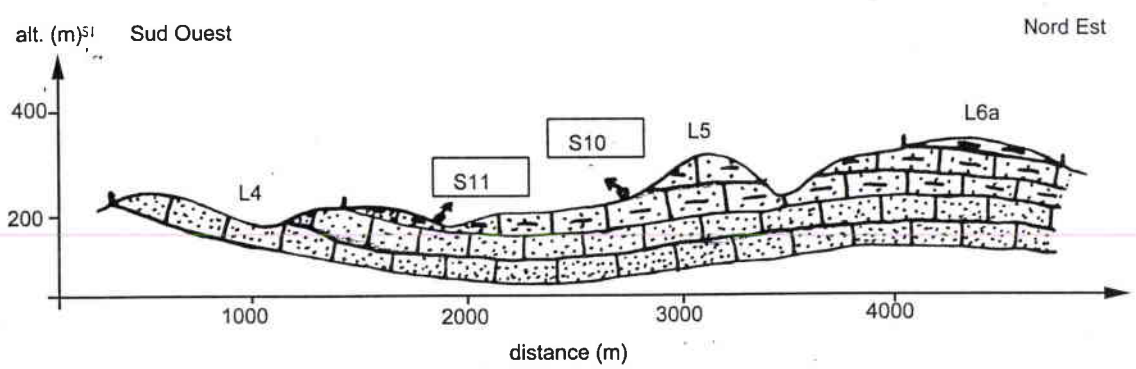
Annexe 1.8 : Caractéristiques des sources suivies

Source S10 (Fraichais)



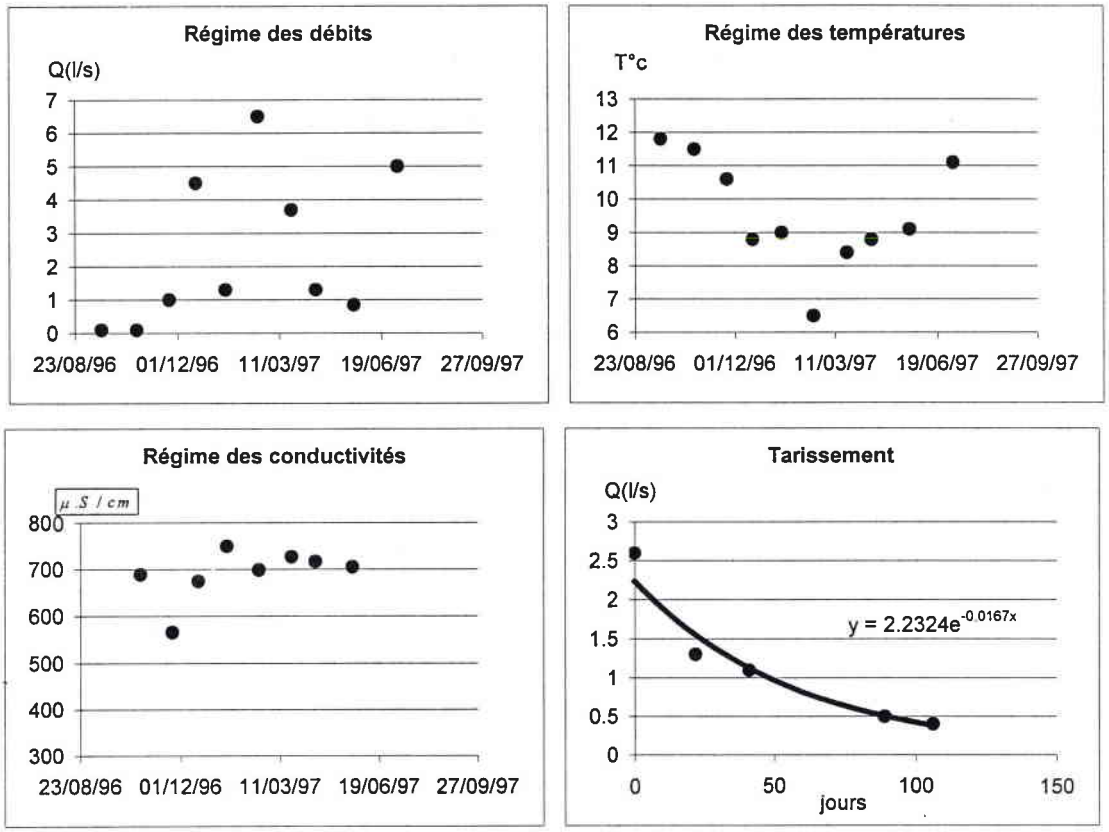
Description: La source S10 prend naissance à 215 m au pied d'un versant abrupt de 50 m de commandement. L'émergence, de déversement, sourd dans les formations du Lotharingien terminal et du Carixien (grès de Linay) à la faveur du recoupement de la nappe par la surface topographique.

Coupe de situation de la source S10



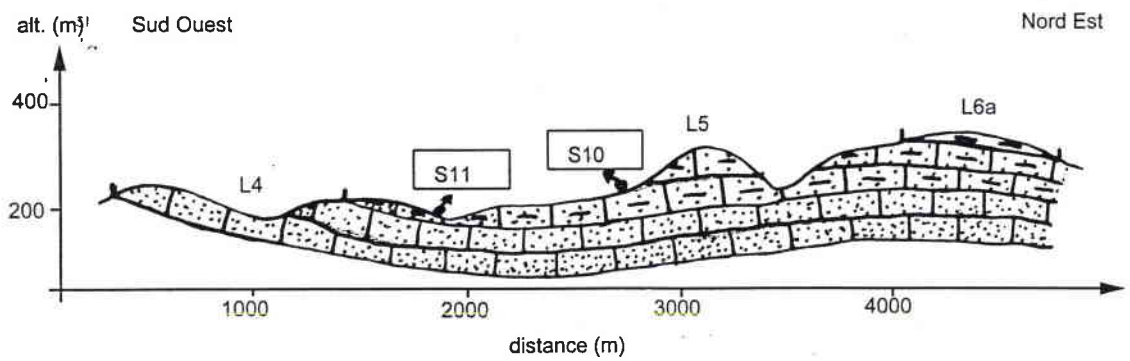
Annexe 1.8 : Caractéristiques des sources suivies

Source S11 (la Maladrerie)



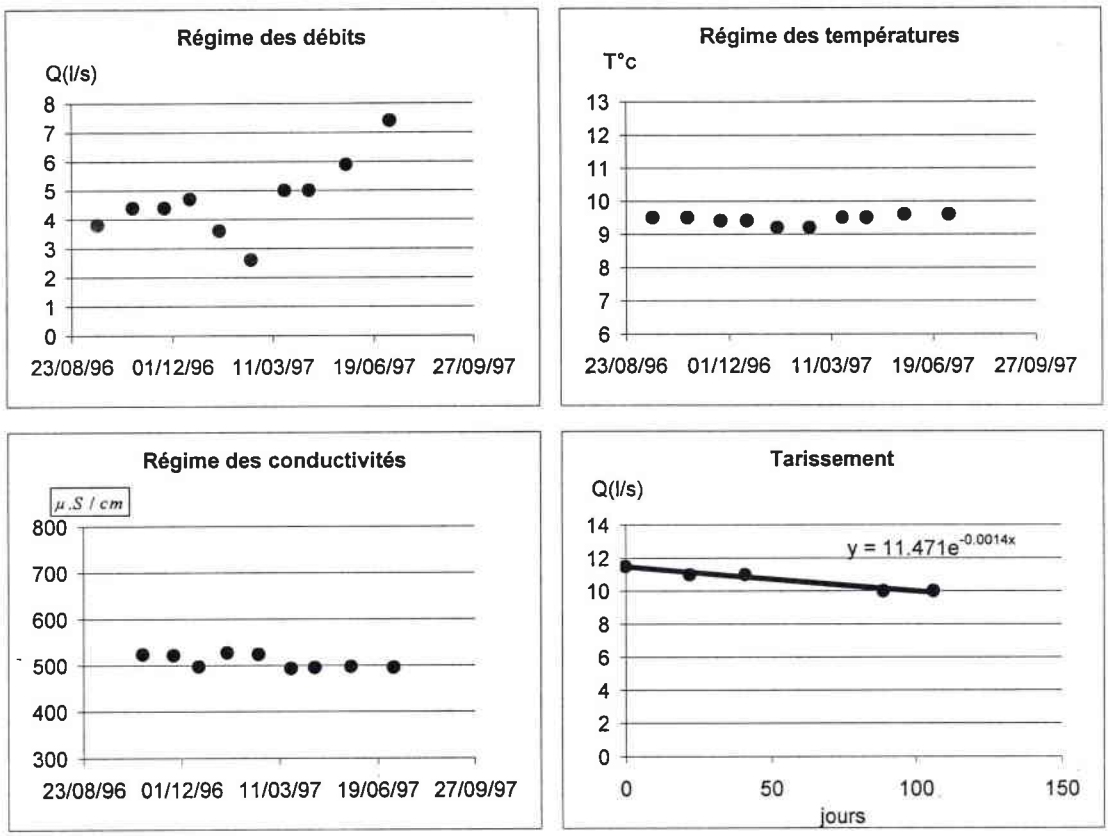
Description: La source S11 prend naissance à 205 m au pied d'un versant de 25 m de commandement. Il s'agit d'une source de déversement qui sourd dans les grès de Linay du Lotharingien terminal, à la faveur du recoupement de la nappe par la surface topographique.

Coupe de situation de la source S11



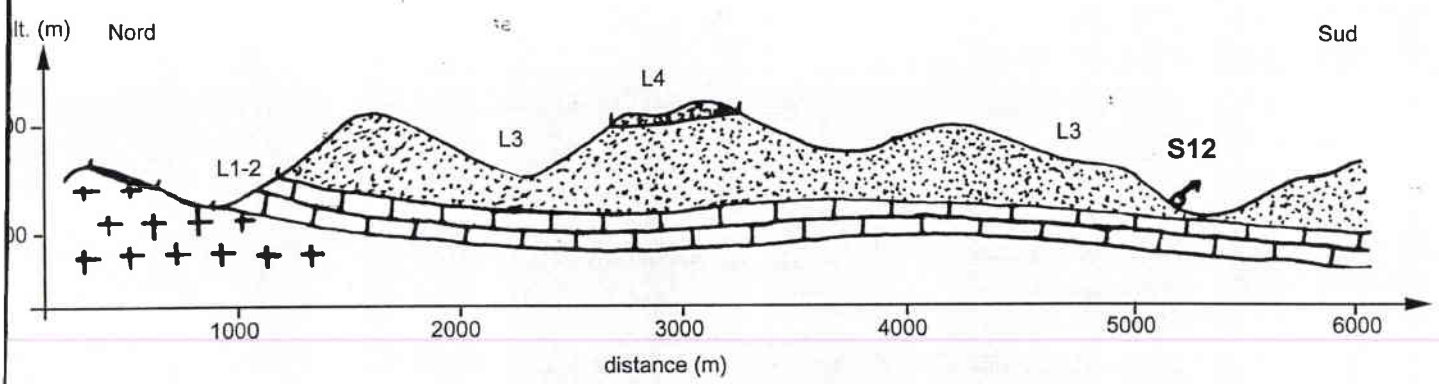
Annexe 1.8 : Caractéristiques des sources suivies

Source S12 (Bois Brûlé)



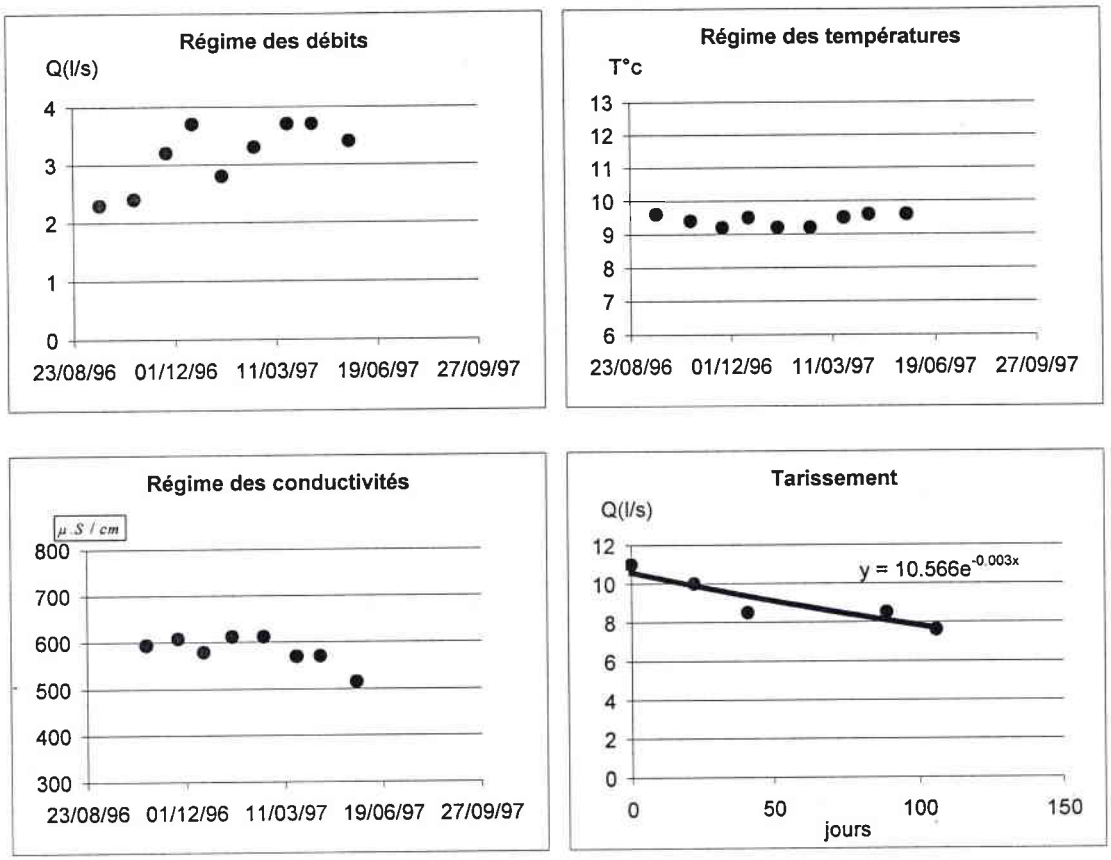
Description: La source S12 prend naissance à 215 m au pied d'un versant dont le commandement est de 75 m. Cette source, de déversement, sourd dans le Sinémurien inférieur (grès et calcaire sableux d'Orval et de Florenville) au contact des marnes de Warcq.

Coupe de situation de la source S12



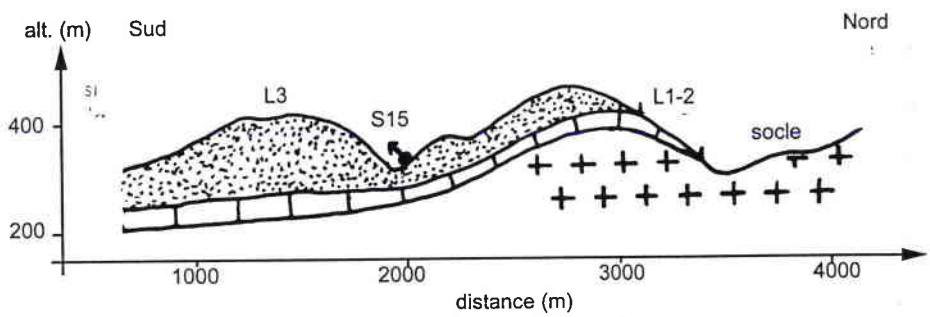
Annexe 1.8 : Caractéristiques des sources suivies

Source S15 (Lambermont)



Description: Les sources S15a et S15b prennent naissance à 205 m au pied d'un versant abrupt de 65 m de commandement. Elles sourdent dans les grès et calcaires sableux d'Orval et de Florenville vraisemblablement au contact des marnes de Warq (base du Sinémurien inférieur).

Coupe de situation de la source S15



Annexe 2.1: Résultats des mesures de débit sur les bassins unitaires

bassin	7-juil-94		16-juil-95		5-oct-95		19-mars-96		19-juin-96		16-avr-97	
unitaire	Q brut	Qspé	Q brut	Qspé	Q brut	Qspé	Q brut	Qspé	Q brut	Qspé	Q brut	Qspé
AUL1	60	2.9	96	4.7	136	6.6	220	10.7	43	2.1	162	7.9
AUL2	123	3.9	121	3.9	179	5.7	282	9.0	110	3.5	193	6.2
AUL3d	25	2.6	27	2.8	20	2.1	19	1.9	19	1.9	13	1.3
AUL4	308	6.5	224	4.7	308	6.5	417	8.8	214	4.5	299	6.3
AUL5	372	6.1	529	8.7	460	7.6	618	10.2	296	4.9	505	8.3
AUL6g3	300	13.4	373	16.6	264	11.8	189	8.4	122	5.4	151	6.7
AUL6g2	464	15.0	524	16.9	420	13.6	338	10.9	220	7.1	273	8.8
Aul6g1	11.6	1.8	11.2	1.7	18	2.8	57	8.7	11	1.7	40	6.1
AUL6g	547	13.5	589	14.6	465	11.5	418	10.3	277	6.9	398	9.9
AUL7	894	8.8	945	9.3	862	8.5	999	9.9	601	5.9	887	8.8
CH29d	0.5	0.2	0.1	0.0	0.1	0.0	6.3	2.5	0	0.0	4.5	1.8
CH31d	8.5	2.2	3.5	0.9	8.2	2.1	45	11.7	7.1	1.9	22	5.7
CH35d	19	11.4	21	12.7	20	12.0	19.8	11.9	11	6.6	21	12.7
CH35d1	17.7	10.7	29.4	17.8	16	9.7	13.4	8.1	0.6	0.4	5.7	3.5
CH35d2	21	7.1	10	3.4	21.9	7.4	23.8	8.0	\	\	21	7.1
CH36d	109	15.9	130	19.0	99	14.5	81	11.8	44	6.4	81	11.8
CH36d1	52	3.9	32	2.4	79	5.9	133	9.9	40	3.0	97	7.2
CH36d2	14	1.5	6.3	0.7	50	5.3	88	9.3	20	2.1	75	7.9
CH37d	52	2.2	85	3.6	86	3.6	168.5	7.1	34.6	1.4	129	5.4
CH37d1	47	2.1	40	1.8	74	3.2	165	7.2	47.4	2.1	130	5.7
CH37d2	5.7	1.7	2.1	0.6	2.9	0.9	7.2	2.1	1.4	0.4	7.8	2.3
CH37d3	20	1.2	23	1.4	50	3.0	160	9.6	20	1.2	120	7.2
CH39d1	19	1.6	14	1.2	44	3.7	174.7	14.6	12.3	1.0	64	5.4
CH39d2	12	1.4	28	3.3	24.1	2.9	68.9	8.2	8.3	1.0	50	6.0
GIV1	\	\	\	\	\	\	341	9.6	73	2.1	239	6.7
GIV2	\	\	\	\	\	\	370	9.0	89	2.2	328	8.0
MA1d	38	13.7	42	15.2	5.8	2.1	36	13.0	11	4.0	27	9.7
MA2	205	13.0	232	14.7	188	11.9	147	9.3	121	7.7	151	9.6
MA3	317	14.9	359	16.9	427	20.1	261	12.3	181	8.5	222	10.5
MA4g	309	17.8	339	19.5	323	18.6	140	8.1	151	8.7	121	7.0
MA5g	519	15.6	604	18.2	480	14.5	391	11.8	300	9.0	310	9.3
MA6	1442	16.9	1569	18.3	1502	17.6	1082	12.6	815	9.5	943	11.0
MA7g	78	9.6	82	10.1	75	9.2	73	9.0	45	5.5	77	9.5
MA8g	32	8.8	30	8.2	26	7.1	39	10.7	19	5.2	46	12.6
MA9d2	43.1	6.9	40.8	6.5	39	6.2	60	9.6	32	5.1	54	8.6
MA9d1	53.6	5.6	49.5	5.1	37	3.8	90	9.3	45	4.7	80	8.3
MA9d	113	5.6	104	5.2	104	5.2	157	7.8	73	3.6	181	9.0
MA10d	16	2.2	10	1.4	11	1.5	51	7.1	8.8	1.2	40	5.5
MA11	1807	12.8	2144	15.1	1970	13.9	1662	11.7	1014	7.2	1327	9.4
MA12g	5.4	0.7	5	0.6	13	1.6	44	5.5	4	0.5	34	4.2
MA13	1881	12.4	2348	15.5	1810	11.9	1709	11.3	1195	7.9	1371	9.0
THO1	94	10.3	105	11.5	84	9.2	74	8.1	57	6.3	64	7.0
THO2	130	8.4	145	9.4	115	7.4	131	8.5	78	5.1	130	8.4
THO3	166	7.9	176	8.4	156	7.4	162	7.7	114	5.4	161	7.7
THO4d	137	11.6	151	12.8	121	10.2	111	9.4	81	6.8	95	8.0
THO5d	1.5	0.3	1.2	0.2	4.2	0.8	12	2.4	0	0.0	7.2	1.4
THO6	385	9.7	382	9.6	335	8.4	384	9.7	282	7.1	312	7.8
THO7d	9	1.8	9	1.8	18	3.7	54	11.1	8.1	1.7	35	7.2
THO8	327	7.0	203	4.4	352	7.5	391	8.4	\	\	301	6.5
THO9	406	7.7	477	9.0	435	8.2	471	8.9	266	5.0	374	7.1

Annexe 2.1: Résultats des mesures de débit sur les bassins unitaires

bassin	3-juin-97		14-juil-97		6-sept-97		26-sept-97		6-févr-98		8-mai-98		21-mai-98	
unitaire	Qbrut	Qspé	Qbrut	Qspé	Qbrut	Qspé	Qbrut	Qspé	Qbrut	Qspé	Q brut	Qspé	Q brut	Qspé
AUL1	182	8.9	255	12.4	37	1.8	31	1.5	256	12.5	341	16.6	143	7.0
AUL2	242	7.7	324	10.3	83	2.6	62	2.0	326	10.4	440	14.0	217	6.9
AUL3d	7.3	0.7	26	2.7	2.1	0.2	1.6	0.2	54	5.5	20	2.1	7.4	0.8
AUL4	330	7.0	449	9.5	131	2.8	128	2.7	475	10.0	599	12.7	343	7.3
AUL5	514	8.5	591	9.8	299	4.9	238	3.9	622	10.3	709	11.7	504	8.3
AUL6g3	132	5.9	156	7.0	127	5.7	134	6.0	169	7.5	217	9.7	209	9.3
AUL6g2	244	7.9	302	9.8	251	8.1	250	8.1	346	11.2	408	13.2	375	12.1
Aul6g1	16	2.4	44	6.7	15	2.3	11	1.7	74	11.3	71	10.9	46	7.0
AUL6g	328	8.1	397	9.8	332	8.2	303	7.5	479	11.9	555	13.7	377	9.3
AUL7	791	7.8	1006	10.0	534	5.3	524	5.2	1147	11.3	1325	13.1	1018	10.1
CH29d	0.3	0.1	3.9	1.5	0.2	0.1	0	0.0	12	4.7	12	4.7	4.2	1.6
CH31d	10	2.6	20	5.2	9.8	2.6	6.9	1.8	59	15.4	44	11.5	25	6.5
CH35d	11	6.6	16	9.6	13	7.8	11	6.6	29	17.5	22	13.3	\	\
CH35d1	3.6	2.2	7.7	4.7	2.7	1.6	1.5	0.9	6.8	4.1	11	6.7	\	\
CH35d2	15	5.1	18	6.1	12	4.0	11	3.7	18	6.1	30	10.1	\	\
CH36d	57	8.3	62	9.1	62	9.1	52	7.6	78	11.4	79	11.5	\	
CH36d1	100	7.4	132	9.8	36	2.7	27	2.0	121	9.0	157	11.7	82	6.1
CH36d2	76	8.0	92	9.7	17	1.8	9.8	1.0	96	10.1	119	12.6	52	5.5
CH37d	133	5.6	193	8.1	29	1.2	13	0.5	192	8.0	265	11.1	112	4.7
CH37d1	124	5.4	190	8.3	30	1.3	14	0.6	180	7.9	266	11.7	102	4.5
CH37d2	3.9	1.1	8.6	2.5	2.4	0.7	1.6	0.5	12	3.5	15	4.4	8.2	2.4
CH37d3	122	7.3	187	11.2	26	1.6	13	0.8	166	9.9	211	12.6	145	8.7
CH39d1	59	4.9	203	17.0	37	3.1	13	1.1	205	17.2	126	10.6	38	3.2
CH39d2	53	6.3	85	10.1	8.7	1.0	5.8	0.7	68	8.1	96	11.4	29	3.5
GIV1	320	9.0	384	10.8	71	2.0	49	1.4	364	10.2	561	15.8	240	6.7
GIV2	361	8.8	414	10.0	105	2.5	88	2.1	413	10.0	604	14.7	318	7.7
MA1d	19	6.9	24	8.7	15	5.4	16	5.8	42	15.2	41.2	14.9	39	14.1
MA2	133	8.4	157	9.9	128	8.1	130	8.2	160	10.1	175	11.1	177	11.2
MA3	209	9.8	232	10.9	205	9.7	202	9.5	235	11.1	271	12.8	233	11.0
MA4g	186	10.7	126	7.2	137	7.9	186	10.7	192	11.0	261	15.0	172	9.9
MA5g	299	9.0	328	9.9	248	7.5	270	8.1	347	10.5	414	12.5	374	11.3
MA6	921	10.8	885	10.3	880	10.3	884	10.3	1009	11.8	1263	14.8	1014	11.9
MA7g	58	7.1	68	8.4	41	5.0	44	5.4	78	9.6	97	11.9	71	8.7
MA8g	29	7.9	36	9.9	18	4.9	20	5.5	45	12.3	48	13.2	40	11.0
MA9d2	32	5.1	49	7.8	28	4.5	25	4.0	88	14.0	74	11.8	57	9.1
MA9d1	54	5.6	66	6.9	40	4.2	34	3.5	130	13.5	127	13.2	81	8.4
MA9d	113	5.6	154	7.7	83	4.1	76	3.8	255	12.7	266	13.2	198	9.9
MA10d	16	2.2	30	4.2	15	2.1	11	1.5	82	11.4	95	13.2	63	8.7
MA11	1346	9.5	1411	10.0	1231	8.7	1184	8.4	1703	12.0	2003	14.1	1597	11.3
MA12g	9.2	1.1	37	4.6	9.2	1.1	5.2	0.6	61	7.6	67	8.3	31	3.9
MA13	1318	8.7	1492	9.8	1280	8.4	1238	8.2	1813	12.0	2052	13.5	1762	11.6
THO1	61	6.7	66	7.2	47	5.2	54	5.9	86	9.4	98	10.8	85	9.3
THO2	96	6.2	112	7.3	81	5.2	81	5.2	164	10.6	179	11.6	156	10.1
THO3	121	5.8	156	7.4	86	4.1	95	4.5	180	8.6	202	9.6	168	8.0
THO4d	86	7.3	97	8.2	71	6.0	71	6.0	107	9.0	137	11.6	111	9.4
THO5d	2.3	0.5	10	2.0	2	0.4	0.5	0.1	25	5.0	26	5.1	12	2.4
THO6	235	5.9	314	7.9	240	6.0	211	5.3	412	10.4	463	11.6	355	8.9
THO7d	14	2.9	55	11.3	13	2.7	9	1.8	66	13.5	76	15.6	37	7.6
THO8	224	4.8	261	5.6	132	2.8	100	2.1	446	9.6	522	11.2	385	8.3
THO9	323	6.1	380	7.2	281	5.3	249	4.7	567	10.7	663	12.5	480	9.1

Annexe 2.1: Résultats des mesures de débit sur les bassins unitaires

bassin	20-juin-98		3-juil-98		30-juil-98		19-août-98	
unitaire	Q brut	Qspé	Qbrut	Qspé	Q brut	Qspé	Qbrut	Qspé
AUL1	321	15.6	127	6.2	124	6.0	46	2.2
AUL2	422	13.5	200	6.4	186	5.9	96	3.1
AUL3d	13	1.3	1.9	0.2	11	1.1	4	0.4
AUL4	607	12.8	324	6.8	330	7.0	197	4.2
AUL5	761	12.6	469	7.7	459	7.6	297	4.9
AUL6g3	220	9.8	200	8.9	205	9.1	190	8.5
AUL6g2	383	12.4	370	11.9	338	10.9	309	10.0
Aul6g1	35	5.4	27	4.1	21	3.2	14	2.1
AUL6g	456	11.3	438	10.8	404	10.0	353	8.7
AUL7	1172	11.6	891	8.8	770	7.6	664	6.6
CH29d	1.2	0.5	1.1	0.4	F.e	\	F.e	\
CH31d	17	4.4	11	2.9	9.2	2.4	6.1	1.6
CH35d	16	9.6	18	10.8	14	8.4	12	7.2
CH35d1	5.8	3.5	4.7	2.8	4.4	2.7	2.8	1.7
CH35d2	21	7.1	14	4.7	16	5.4	12	4.0
CH36d	75	11.0	68	9.9	70	10.2	55	8.0
CH36d1	204	15.2	80	5.9	101	7.5	31	2.3
CH36d2	165	17.4	49	5.2	52	5.5	14	1.5
CH37d	259	10.8	106	4.4	110	4.6	11	0.5
CH37d1	261	11.5	106	4.7	108	4.7	17	0.7
CH37d2	11	3.2	5.6	1.6	5.1	1.5	1.8	0.5
CH37d3	233	13.9	94	5.6	94	5.6	15	0.9
CH39d1	132	11.1	43	3.6	31	2.6	8	0.7
CH39d2	130	15.5	37	4.4	43	5.1	6.1	0.7
GIV1	786	22.1	252	7.1	253	7.1	69	1.9
GIV2	836	20.3	308	7.5	287	7.0	123	3.0
MA1d	41	14.8	22	7.9	17	6.1	15	5.4
MA2	183	11.6	184	11.6	193	12.2	154	9.7
MA3	260	12.2	245	11.5	242	11.4	245	11.5
MA4g	194	11.2	190	10.9	143	8.2	146	8.4
MA5g	414	12.5	391	11.8	417	12.6	365	11.0
MA6	1108	12.9	1010	11.8	998	11.7	970	11.3
MA7g	73	9.0	64	7.9	56	6.9	50	6.1
MA8g	35	9.6	33	9.0	31	8.5	24	6.6
MA9d2	57	9.1	45	7.2	37	5.9	25	4.0
MA9d1	69	7.2	55	5.7	54	5.6	33	3.4
MA9d	147	7.3	137	6.8	115	5.7	84	4.2
MA10d	36	5.0	32	4.4	24	3.3	16	2.2
MA11	1772	12.5	1533	10.8	1476	10.4	1285	9.1
MA12g	17	2.1	8.9	1.1	6.8	0.8	2.3	0.3
MA13	1857	12.2	1634	10.8	1575	10.4	1351	8.9
THO1	89	9.8	82	9.0	73	8.0	62	6.8
THO2	148	9.6	124	8.0	119	7.7	100	6.5
THO3	178	8.5	154	7.3	141	6.7	115	5.5
THO4d	107	9.0	101	8.5	94	7.9	89	7.5
THO5d	9.4	1.9	4	0.8	3	0.6	0	0.0
THO6	337	8.5	310	7.8	299	7.5	281	7.1
THO7d	28	5.7	17	3.5	15	3.1	7.8	1.6
THO8	342	7.3	311	6.7	335	7.2	243	5.2
THO9	459	8.7	402	7.6	347	6.6	289	5.5

Annexe 3.1: Equations du modèle de quantification spatiale des précipitations

1974

pred.	janvier	février	mars	avril	mai	juin	juillet	août	septembre	octobre	novembre	décembre
X		-0.00038						-0.00023	-0.00126			
Y	0.00111					0.00134						0.00089
C8M						1.30470		0.70790			0.70810	0.71000
N4X												
NE8M									0.73810			
NE8X									-0.45470			
S8M	0.32960											
S8X								0.38022		-0.62250		
SE8M		0.47040				-0.84850		-0.51860		0.80270		
SE8X		-0.23580										
SW16M	-0.33980	-0.07399				-1.28990		-0.43608		-1.24540	-0.94590	-1.15280
SW16X						0.64210				1.26820	0.46860	0.58140
SW4X									0.26364			
W1X												
CSTE	-2720.1	337.6				-3320.7		159.1	1019.8	66.79	22.44	-2206.1
NB P	3	4				5		5	4	4	3	4
R²	85.5	87.4				78.5		84.2	90.7	89.4	84.6	92.1
S	10.4	6.1				4.2		5.3	14.2	10.9	12.7	4

1975

pred.	janvier	février	mars	avril	mai	juin	juillet	août	septembre	octobre	novembre	décembre
X												
Y	0.00067		0.00122	0.00036					0.00095		0.00074	
C8M												
N4X									0.15288			
NE8M												
NE8X												
S8M	0.46389		0.36558				-1.16120					
S8X							0.34180					
SE8M				0.36950			1.35790					
SE8X				-0.25391								
SW16M	-0.71600		-0.37950						-0.16063		-0.33412	
SW16X	0.35550			-0.10389								
SW4X												
W1X							-0.37887				0.23201	
CSTE	-1620.8		-2972.4	-847.4			-8.18		-2307.2		-1740.7	
NB P	4		3	4			4		3		3	
R²	88.9		87.9	82			82.3		77		73.1	
S	9.7		10.3	5.3			9.9		10.8		11.5	

1976

pred.	janvier	février	mars	avril	mai	juin	juillet	août	septembre	octobre	novembre	décembre
X												0.00021
Y					0.00048							
C8M	0.59023	0.60330	-0.40873									
N4X		-0.21593										
NE8M			0.28077									
NE8X			-0.10585								0.13771	
S8M												
S8X		-0.21873			0.32412							
SE8M			0.25105									0.21450
SE8X												-0.31520
SW16M	-0.81320	-0.73910								-0.11194	-0.52220	-0.07640
SW16X	0.40120	0.56480			0.28404						0.36940	
SW4X											0.23701	0.18865
W1X										0.19619		
CSTE	-13.2	27.67	31.5		-1163.2					49	27.9	-91.5
NB P	3	5	4		3					2	4	5
R²	88.6	78.5	71.4		75.7					77.3	83.9	70.5
S	8.7	6	3.1		7.9					7	10.5	6.2

1977

pred.	janvier	février	mars	avril	mai	juin	juillet	août	septembre	octobre	novembre	décembre
X		0.00054			-0.00047							0.00015
Y	0.00056		0.00045									
C8M								-1.61470				
N4X							0.19919					
NE8M								1.65100				
NE8X								-0.90380			0.14840	0.10647
S8M		0.31729	0.17228								0.20760	
S8X					0.31261							
SE8M				0.44310							0.05170	
SE8X								0.70500				
SW16M	-0.74830	-0.30806	-0.24816	-0.14563				0.27720				-0.29820
SW16X	0.55780				-0.18647						-0.07970	
SW4X	0.26215											0.16467
W1X				-0.17304								
CSTE	-1352.5	-287.8	-1068.5	46.2	402.2		2.4	48.7			49.8	-51.8
NB P	4	3	3	3	3		1	5			4	4
R²	80.1	81.2	82.8	74	76.4		81.6	71.5			84.3	73.1
S	11.9	7.8	4	8.6	6.5		8.4	10.6			13.2	5.6

Annexe 3.1: Equations du modèle de quantification spatiale des précipitations

1978

pred.	janvier	février	mars	avril	mai	juin	juillet	août	septembre	octobre	novembre	décembre
X	-0.00030		-0.00070		-0.00037				-0.00035			
Y												0.00066
C8M	0.46786			-1.31810	-0.33780		-0.40050		0.42042			
N4X					-0.33890							
NE8M					0.33910							
NE8X				0.30846			0.24431					
S8M												
S8X			0.36498				0.54060					0.24982
SE8M				1.56190								
SE8X				-0.85670								
SW16M	-0.66250			0.30803					-0.28895			
SW16X	0.37540						-0.42510					
SW4X												
W1X					0.32403		0.14736					
CSTE	246.7		606	82.2	420.9		43.3		317.5			-1562
NB P	4		2	5	5		5		3			2
R^2	86.3		79.6	70.4	72.1		70.1		71.9			94
S	7.8		13	5	8.2		10.1		9.4			8.2

1979

pred.	janvier	février	mars	avril	mai	juin	juillet	août	septembre	octobre	novembre	décembre
X												
Y	0.00059		0.00114									0.00122
C8M												
N4X					-0.19624			-0.20190				
NE8M												
NE8X												
S8M												
S8X								-0.75690				
SE8M					0.74640			0.75880			0.60240	
SE8X					-0.41720							
SW16M	-0.19143		-0.31780					-0.78090			-0.72160	-0.18020
SW16X								1.01860			0.38280	
SW4X	0.18234		0.32777									0.30230
W1X											-0.19531	
CSTE	-1435.9		-2716		98.89			76.9			91.5	-2906.2
NB P	3		3		3			5			4	3
R^2	81.9		80.5		84.3			70.7			85.1	71.5
S	7.2		14.6		7.5			9.5			7.4	23

1980

pred.	janvier	février	mars	avril	mai	juin	juillet	août	septembre	octobre	novembre	décembre
X	0.00028				0.00051					-0.00095	-0.00016	
Y		0.00039		0.00040								0.00063
C8M												
N4X					0.32607							
NE8M				0.02957								
NE8X			0.08217									
S8M			0.37120				0.71460					0.38963
S8X	0.13652											
SE8M											0.37334	
SE8X										0.30110		
SW16M	-0.07290	-0.11869	-0.31060		-0.18145		-0.48250				-0.16305	-0.91600
SW16X												0.49670
SW4X		0.12488									-0.11780	
W1X					-0.15863							
CSTE	-171	-901.2	50.9	-982.4	-355		67.4			782.2	185.5	-1503.7
NB P	3	3	3	2	4		2			2	4	4
R^2	79.8	88.3	70.8	76.9	81.1		82.4			81	82.5	84.9
S	5.7	3.9	10.9	5.4	6		13.6			12.1	5.8	8.5

1981

pred.	janvier	février	mars	avril	mai	juin	juillet	août	septembre	octobre	novembre	décembre
X					-0.00066					-0.00059	-0.00024	
Y												
C8M												
N4X	0.28820											
NE8M												
NE8X												
S8M	1.30170				1.04920						0.37239	1.08500
S8X												
SE8M					-0.44700							
SE8X												
SW16M	-1.10510				-0.48904					-0.72290	-0.56740	-0.59450
SW16X										0.46730	0.30780	
SW4X										0.43797		
W1X	-0.42540											-0.29100
CSTE	79.1				583.4					576.3	213.6	97.7
NB P	4				4					4	4	3
R^2	87.5				88.4					71	71.1	82
S	9.2				5.9					16.1	9.1	12.5

Annexe 3.1: Equations du modèle de quantification spatiale des précipitations

1982

pred.	janvier	février	mars	avril	mai	juin	juillet	août	septembre	octobre	novembre	décembre
X	0.00032											
Y			-0.00038	0.00025								0.00030
C8M			0.50110								0.48775	
N4X			-0.51610									
NE8M												
NE8X												
S8M				0.19619								
S8X	-0.23960											0.47600
SE8M							0.22999					
SE8X	0.34577											
SW16M			-0.10930	-0.15056			-0.46900				-0.76680	-0.78130
SW16X							0.47030				0.36060	0.38820
SW4X							-0.13035					
W1X			0.18860									
CSTE	-183.3		-1057.8	-599.5			12.7				53	-650.8
NB P	3		5	3			4				3	4
R²	75.7		70.3	89.7			79.1				73.7	80.8
S	9		6.5	3.6			6.4				9.9	10.2

1983

pred.	janvier	février	mars	avril	mai	juin	juillet	août	septembre	octobre	novembre	décembre
X	-0.00042									-0.00015	-0.00029	-0.00037
Y					-0.00152							
C8M			-0.55129							0.14995		
N4X												
NE8M												
NE8X												
S8M	0.77900				-1.09080							0.38714
S8X										0.14169		
SE8M			1.14900		1.01760						0.45730	
SE8X			-0.37460								-0.21200	
SW16M	-0.93910									-0.17979		-0.18789
SW16X	0.38110				0.50720							
SW4X												
W1X			-0.13617									
CSTE	363.2		79.2		3867.2					133.3	263.4	312.7
NB P	4		4		4					4	3	3
R²	84.6		89.4		80.6					87.1	84.5	89.5
S	12.1		5		4					4.1	9.3	6.2

1984

pred.	janvier	février	mars	avril	mai	juin	juillet	août	septembre	octobre	novembre	décembre
X										-0.00033	-0.00038	
Y	0.00121		0.00052						-0.00098			
C8M										0.56140		1.21180
N4X			-0.11312									
NE8M												-0.43755
NE8X		0.38350							0.33205			
S8M	0.78740	2.11490										
S8X												
SE8M		-1.09440							0.27520			
SE8X												
SW16M	-1.33390	-1.25550							-0.32644	-1.05840	-0.11801	-0.65542
SW16X	0.82950									0.71540		
SW4X			0.12553								0.30635	
W1X												-0.19007
CSTE	-2944.9	31.5	-1241.2						2518.3	292.2	353.3	58.6
NB P	4	4	3						4	4	3	4
R²	92.3	77	81						82.1	74.1	77.2	72.2
S	16.2	15.5	5.9						8.9	14.7	10.3	7.4

1985

pred.	janvier	février	mars	avril	mai	juin	juillet	août	septembre	octobre	novembre	décembre
X				-0.00043			-0.00042					
Y	0.00085											0.00039
C8M												
N4X							-0.28580					
NE8M							0.24856					
NE8X												
S8M	0.57960			0.33945								
S8X												
SE8M												
SE8X							0.20622					
SW16M	-0.49614			-0.38210								-0.09057
SW16X				0.27020								
SW4X											0.10530	0.17673
W1X	-0.14297											
CSTE	-2066.7			364			350.7				57.4	-936
NB P	4			4			4				1	3
R²	89.5			88.2			73.9				81.1	84
S	6.4			7.2			9.1				5.1	7.4

Annexe 3.1: Equations du modèle de quantification spatiale des précipitations

1986

pred.	janvier	février	mars	avril	mai	juin	juillet	août	septembre	octobre	novembre	décembre
X											-0.00048	
Y	0.00071		0.00063									
C8M							-0.70180					
N4X												
NE8M												
NE8X												
S8M	0.68910		1.20270							1.64770	0.65369	
S8X							0.39275					
SE8M							1.17360			-0.67960		
SE8X							-0.84900					
SW16M	-0.45800		-0.84340							-0.84060	-0.55295	
SW16X												
SW4X												
W1X			-0.32340									
CSTE	-1693.2		-1460.2				57.5			86.2	437.8	
NB P	3		4				4			3	3	
R^2	92.8		78.3				71.2			72.2	82.5	
S	11		14				7.4			1.1	9.1	

1987

pred.	janvier	février	mars	avril	mai	juin	juillet	août	septembre	octobre	novembre	décembre
X			-0.00048					-0.00035		-0.00112	-0.00062	
Y	0.00034	0.00030										
C8M	0.33745	0.51994									0.54398	
N4X												
NE8M												
NE8X	-0.17694	-0.24617										
S8M			1.29280					0.47769				
S8X												
SE8M										0.48351		
SE8X			-0.41540									
SW16M	-0.21578	-0.36630	-0.79740					-1.38670			-0.75020	
SW16X								0.89970			0.46342	
SW4X												
W1X												
CSTE	-783.4	-646	475.4					298.1		935.4	493.2	
NB P	4	4	4					4		2	4	
R^2	80.2	89.1	89.2					84.5		94.1	94.4	
S	4	3.7	7.9					9.5		9.9	6.3	

1988

pred.	janvier	février	mars	avril	mai	juin	juillet	août	septembre	octobre	novembre	décembre
X	-0.00063									-0.00067		-0.00035
Y		0.00063										
C8M												0.47192
N4X								0.09515				
NE8M												
NE8X												
S8M	1.00770	0.33702								0.54349		
S8X			0.36100					-0.21850				
SE8M												
SE8X								0.26312				
SW16M	-0.60550		-0.37207					-0.47880		-0.31160		-0.68920
SW16X								0.36820				0.32986
SW4X			0.20789									
W1X												
CSTE	585.1	-1533.9	74.9					18.5		593.3		324.8
NB P	3	2	3					5		3		4
R^2	91.2	95.6	86.5					72.3		82.1		88
S	12.7	8.9	9.7					6.2		10.5		6.2

1989

pred.	janvier	février	mars	avril	mai	juin	juillet	août	septembre	octobre	novembre	décembre
X		-0.00046		-0.00058								
Y			0.00104			0.00121						0.00046
C8M						0.79760	0.42900			0.56500		0.26960
N4X						-0.44730						
NE8M										-0.10558		
NE8X							-0.27990					
S8M		0.50110	0.93200						0.50708			
S8X												
SE8M												
SE8X			-0.44720				0.19587					
SW16M		0.28986	-0.65040			-0.44790			-0.44847	-0.67570		
SW16X										0.33929		
SW4X							-0.21273					
W1X				0.22238								
CSTE		390.8	-2488.8	553.0		-2927.7	19.8		36.4	10.9		-1085.1
NB P		3	4	2		4	4		2	4		2
R^2		85.2	78.8	76.8		80.1	76.0		87.0	89.2		94.1
S		8.0	9.7	10.6		12.4	8.3		5.7	6.3		8.1

Annexe 3.1: Equations du modèle de quantification spatiale des précipitations

1990

pred.	janvier	février	mars	avril	mai	juin	juillet	août	septembre	octobre	novembre	décembre
X												-0.00057
Y	0.00033											
C8M												
N4X											0.14691	
NE8M												
NE8X												
S8M							0.29975				0.27990	
S8X												
SE8M		0.67040										0.51760
SE8X												
SW16M		-0.54980									-0.32138	
SW16X		0.40140					-0.15879					
SW4X												-0.20250
W1X	0.14417	-0.26060										
CSTE	-775.5	63.4					19.8				41.2	510.4
NB P	2	4					2				3	3
R^2	76.3	81.2					79.3				74.8	83.7
S	11.0	13.7					7.8				8.7	11.5

1991

pred.	janvier	février	mars	avril	mai	juin	juillet	août	septembre	octobre	novembre	décembre
X						-0.00034	-0.00068			-0.00041		
Y	0.00126		-0.00023							-0.00140	0.00093	
C8M												
N4X												
NE8M												
NE8X						0.14182	0.11960					
S8M											0.41980	
S8X			-0.26790									
SE8M			0.36168				-0.30212					
SE8X	-0.17820						0.33222					
SW16M			-0.41860			-0.20446					-0.30890	
SW16X			0.35270							0.22047		
SW4X	0.19700		-0.07598			0.14429				0.16849		
W1X												
CSTE	-3046.7		659.7			328.86	552.17			3790	-2256.1	
NB P	3		6			4	4			4	3	
R^2	84.5		70.6			81.8	92			70.4	76.5	
S	11.2		5.4			5.8	4.5			10.5	16.7	

1996

pred.	janvier	février	mars	avril	mai	juin	juillet	août	septembre	octobre	novembre	décembre
X	-0.00033				0.00030			-0.00068		-0.00069	-0.00031	
Y		0.00047										-0.00051
C8M		0.24304										
N4X	0.07296							-0.50280				
NE8M												
NE8X	-0.04284							0.24739				
S8M						0.34736				0.39055	0.56123	0.46020
S8X												
SE8M												
SE8X					0.20354	-0.13827						
SW16M		-0.76180			-0.22495	-0.27072				-0.20482	-0.65980	-0.14917
SW16X		0.51560				0.11468					0.23200	
SW4X												-0.17608
W1X						-0.03585		0.38210				
CSTE	282.21	-1130.2			-169.78	12		639.81		1765.1	341.54	1318.6
NB P	3	4			3	5		3		3	4	4
R^2	89.1	78.8			71.8	70.9		76.8		80.1	80.1	75.4
S	2.3	8.1			5.7	3.3		10.6		7	9.5	5.6

1997

pred.	janvier	février	mars	avril	mai	juin	juillet	août	septembre	octobre	novembre	décembre
X	0.00019										-0.00042	
Y					0.00128					0.00051		-0.00665
C8M					-0.87040			0.55511		-0.57250		
N4X												
NE8M												
NE8X		0.14010						-0.29731				
S8M												0.18851
S8X											0.20910	
SE8M		0.44420			1.43630					0.90850		
SE8X					-0.73320					-0.35670		
SW16M	-0.01924	-0.33770										
SW16X								-0.41392			-0.31201	
SW4X	-0.01659										0.18066	
W1X												0.09908
CSTE	-124.66	68.89			-3051.6			128.298		-1179.1	434.57	1715.6
NB P	3	3			4			3		4	4	3
R^2	84.8	74.5			72.3			79.3		83.8	70.7	83.1
S	1.5	16.9			14			7.6		6.4	8.7	8.9

Annexe 3.1: Equations du modèle de quantification spatiale des précipitations

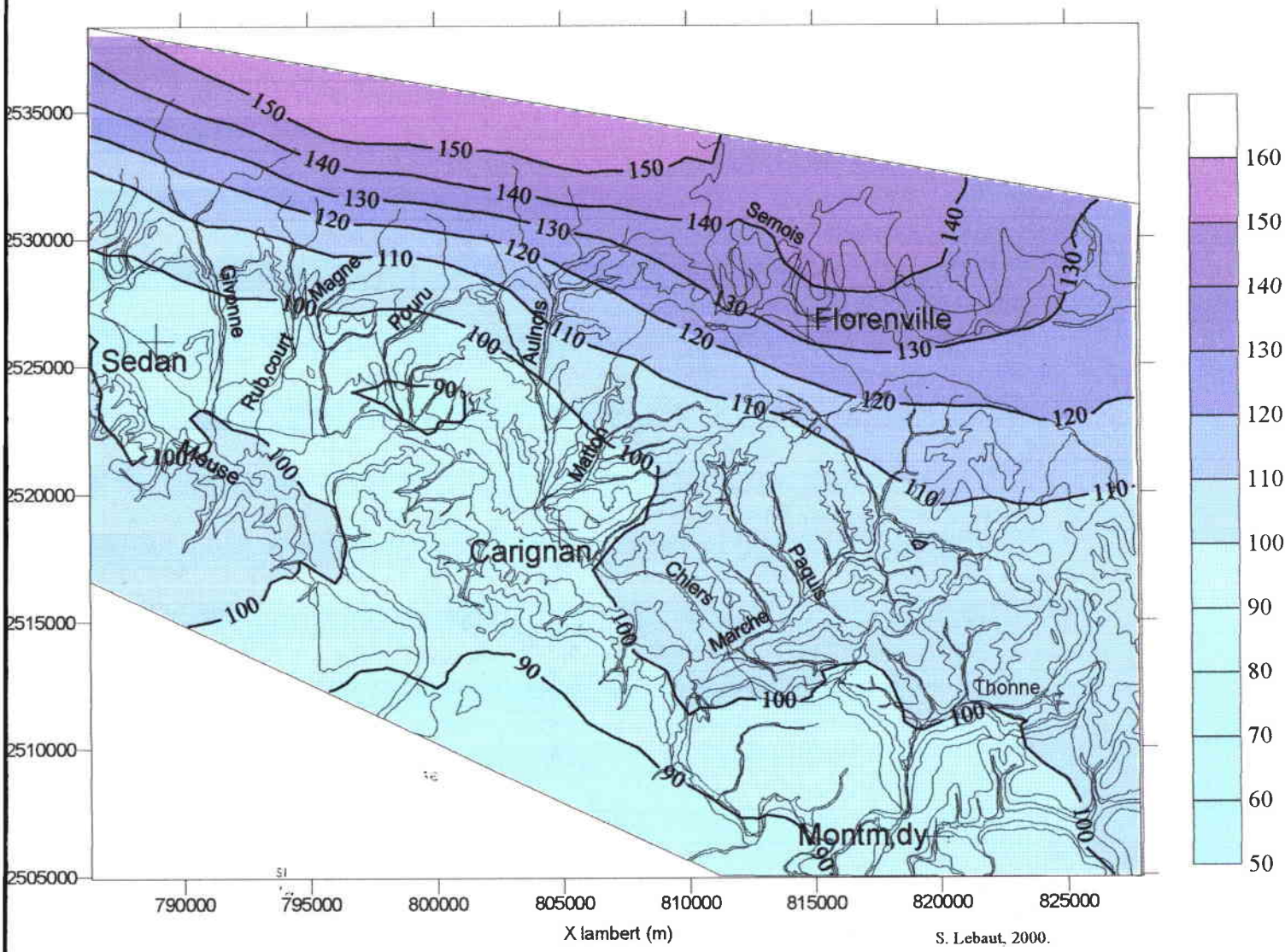
1998

pred.	janvier	février	mars	avril	mai	juin	juillet	août	septembre	octobre	novembre	décembre
X	-0.00054			-0.00070	-0.00012							
Y		0.00004	0.00062									0.00078
C8M		-0.10227										
N4X		0.04082										
NE8M												
NE8X												
S8M	0.39468	0.10420										
S8X					0.32350							
SE8M												
SE8X					-0.10069							
SW16M		-0.05434	-0.63850	-0.53300	0.44706							-0.16108
SW16X			0.39400	0.40430	-0.59250							
SW4X			0.20891	0.37259								0.15941
W1X												
CSTE	448.58	-94.65	-1515.7	629.88	128.36							-1856.9
NB P	2	5	4	4	5							3
R^2	90.1	73.9	79.1	87	71.1							81.8
S	10.2	1.1	9	9.9	4.6							8.5

Annexe 3.2 : Précipitations mensuelles moyennes (1974-91)

QUANTIFICATION SPATIALE DES PRECIPITATIONS MENSUELLES MOYENNES (mm)

DU MOIS DE JANVIER (1974-91)

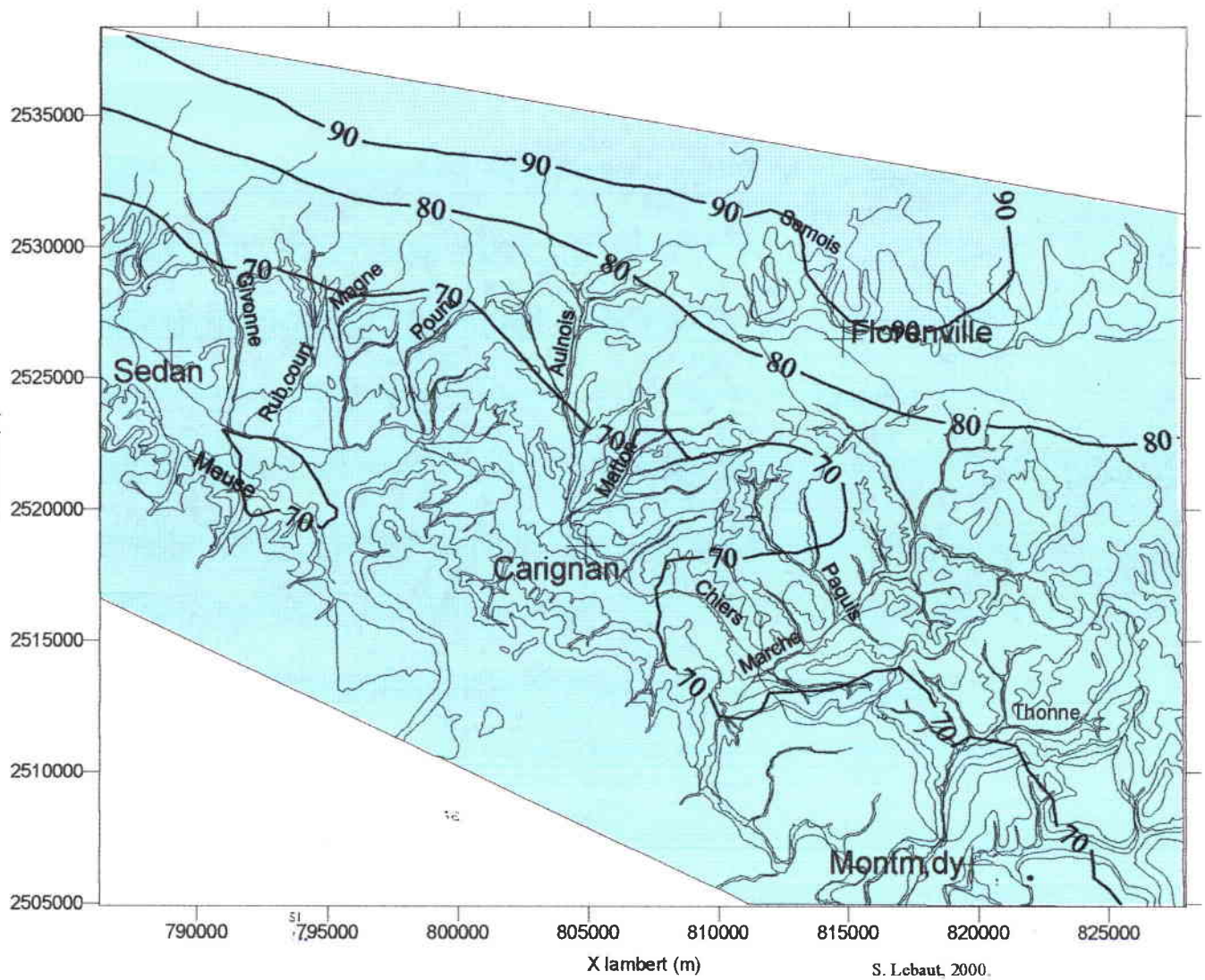


Les isohyètes sont dessinées sur le logiciel " SURFER " par une interpolation linéaire entre les valeurs calculés (pas de 1 km) par le modèle de quantification spatiale des précipitations.

Annexe 3.2 : Précipitations mensuelles moyennes (1974-91)

QUANTIFICATION SPATIALE DES PRECIPITATIONS MENSUELLES MOYENNES (mm)

DU MOIS DE FEVRIER (1974-91)

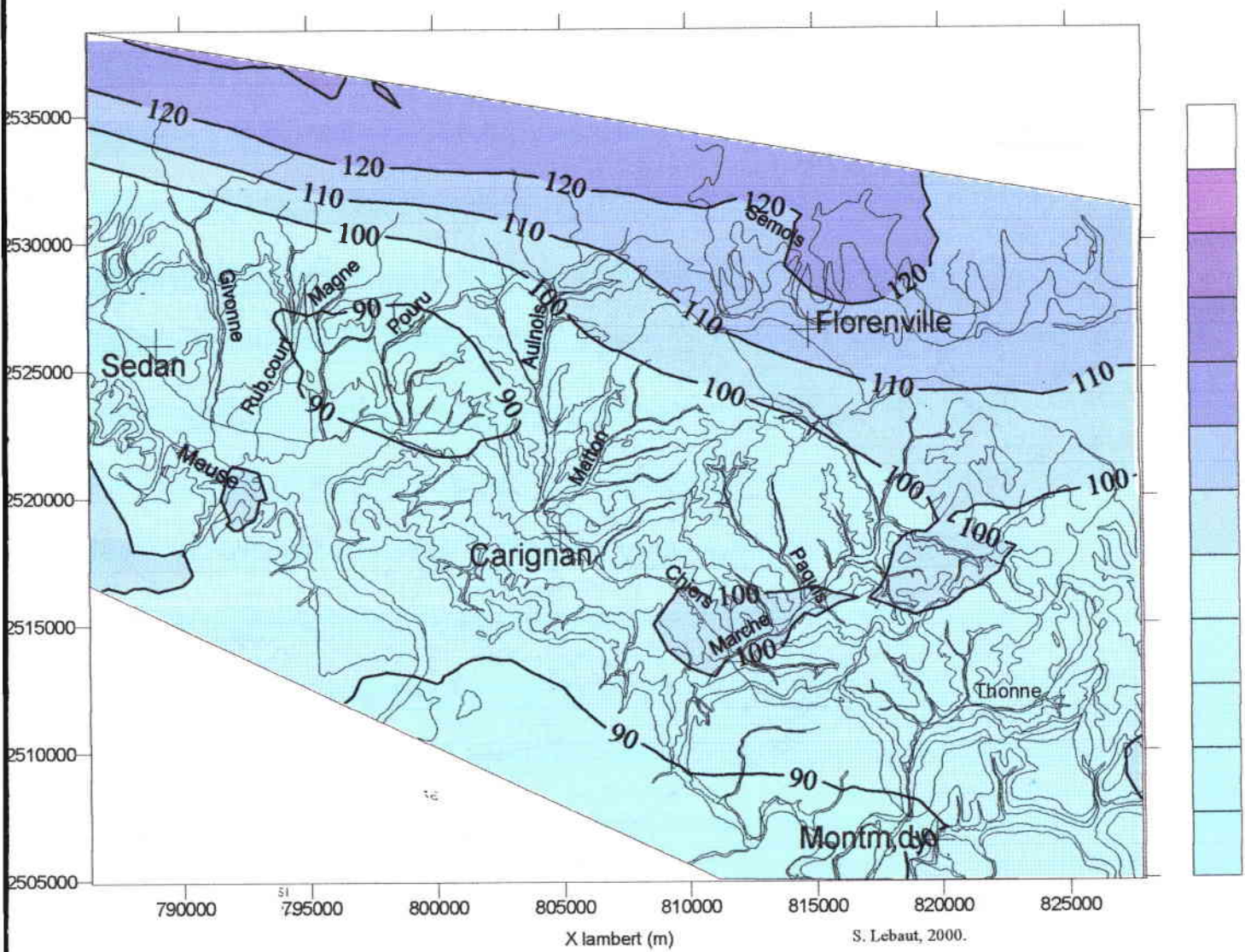


Les isohyètes sont dessinées sur le logiciel " SURFER " par une interpolation linéaire entre les valeurs calculés (pas de 1 km) par le modèle de quantification spatiale des précipitations.

Annexe 3.2 : Précipitations mensuelles moyennes (1974-91)

QUANTIFICATION SPATIALE DES PRECIPITATIONS MENSUELLES MOYENNES (mm)

DU MOIS DE MARS (1974-91)

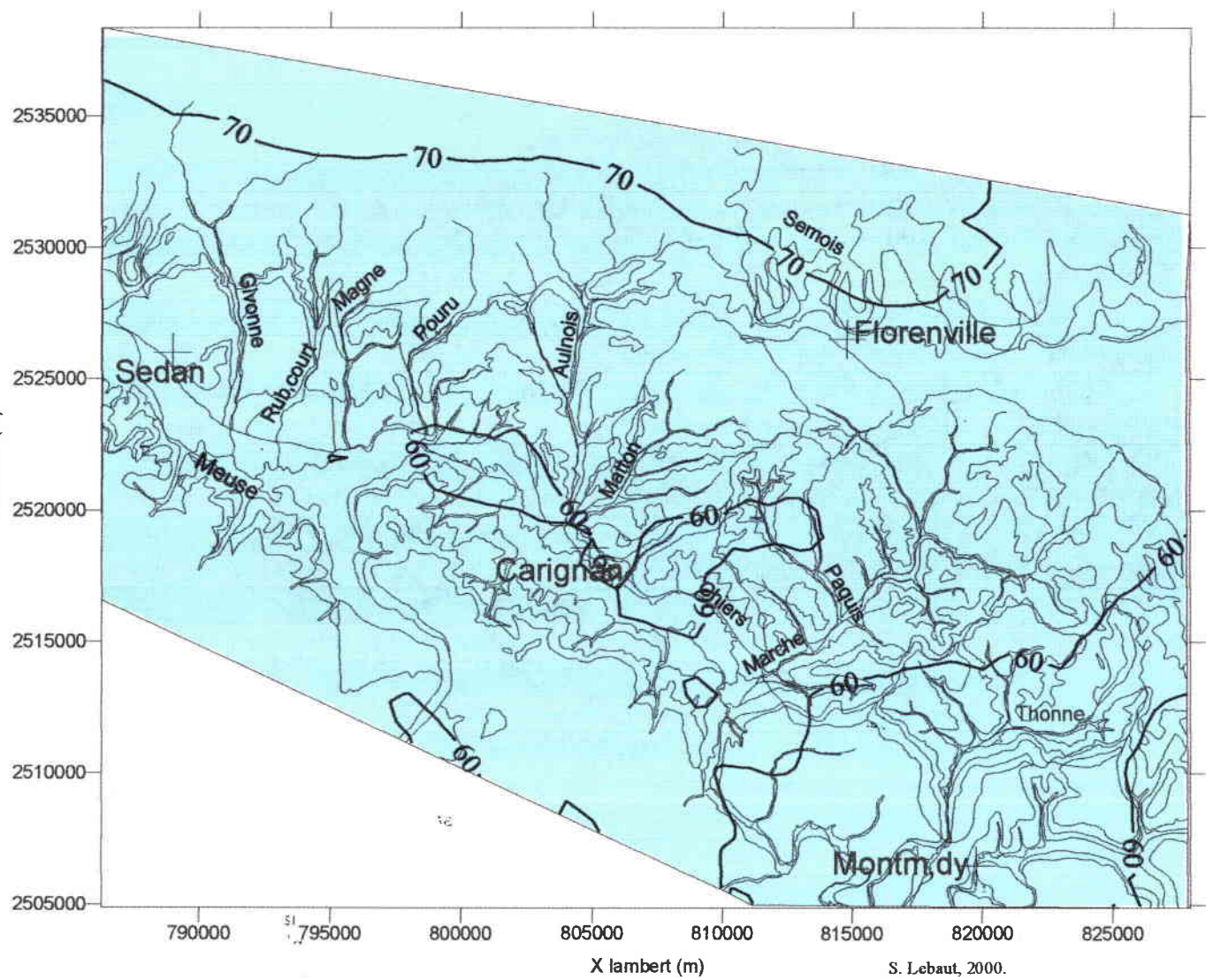


Les isohyètes sont dessinées sur le logiciel " SURFER " par une interpolation linéaire entre les valeurs calculés (pas de 1 km) par le modèle de quantification spatiale des précipitations.

Annexe 3.2 : Précipitations mensuelles moyennes (1974-91)

QUANTIFICATION SPATIALE DES PRECIPITATIONS MENSUELLES MOYENNES (mm)

DU MOIS D'AVRIL (1974-91)

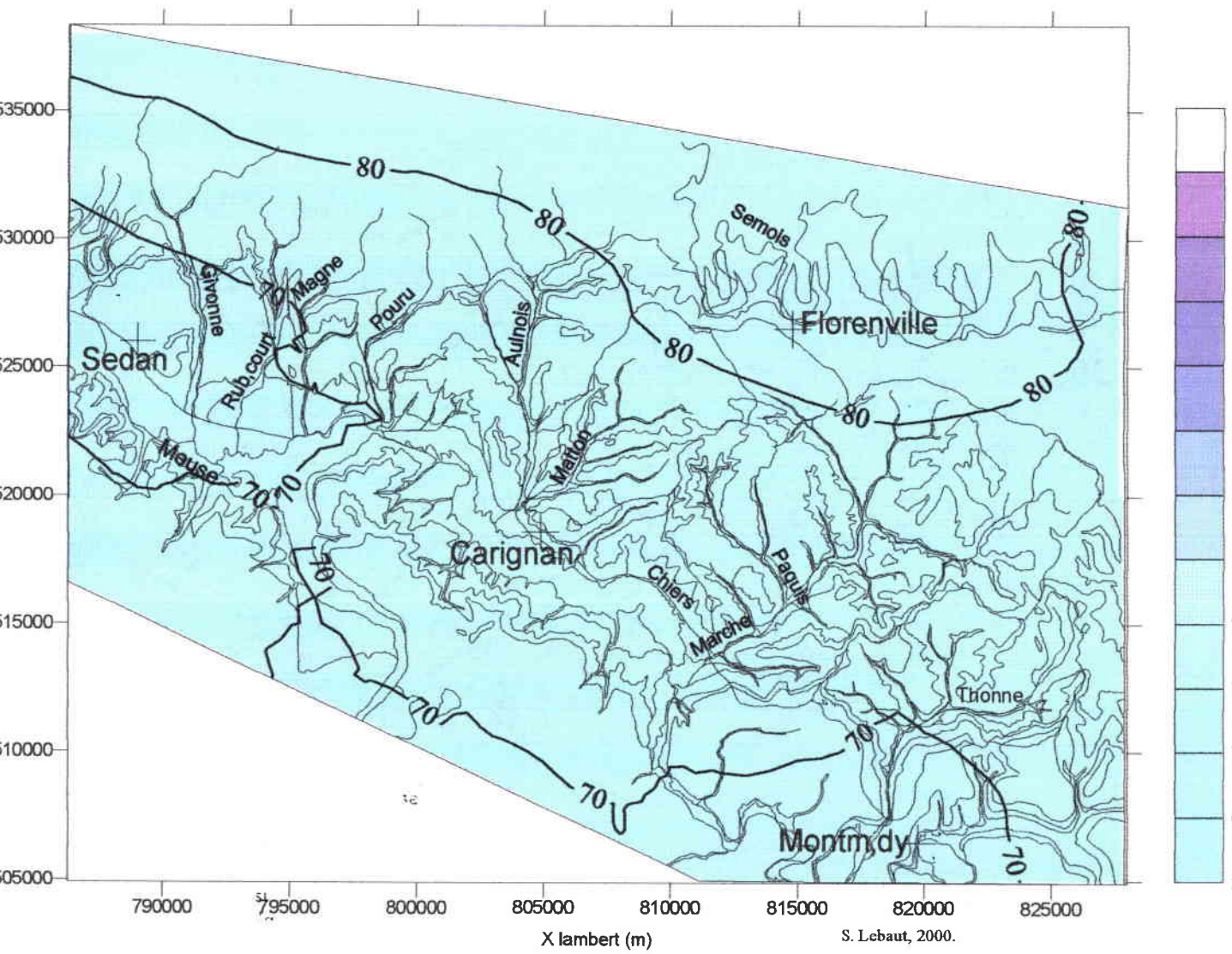


Les isohyètes sont dessinées sur le logiciel " SURFER " par une interpolation linéaire entre les valeurs calculés (pas de 1 km) par le modèle de quantification spatiale des précipitations.

Annexe 3.2 : Précipitations mensuelles moyennes (1974-91)

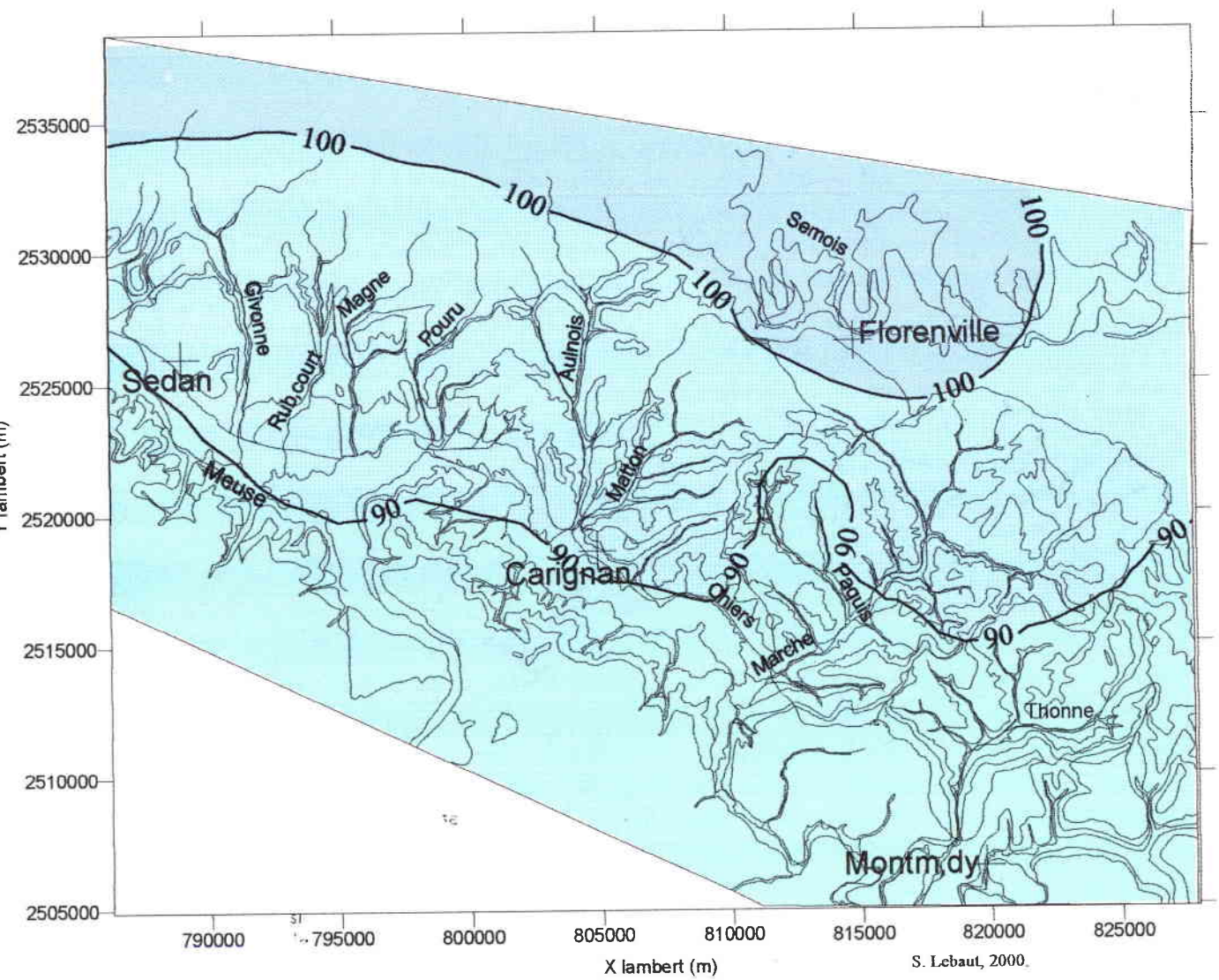
QUANTIFICATION SPATIALE DES PRECIPITATIONS MENSUELLES MOYENNES (mm)

DU MOIS DE MAI (1974-91)



Les isohyètes sont dessinées sur le logiciel " SURFER " par une interpolation linéaire entre les valeurs calculés (pas de 1 km) par le modèle de quantification spatiale des précipitations.

Annexe 3.2 : Précipitations mensuelles moyennes (1974-91)

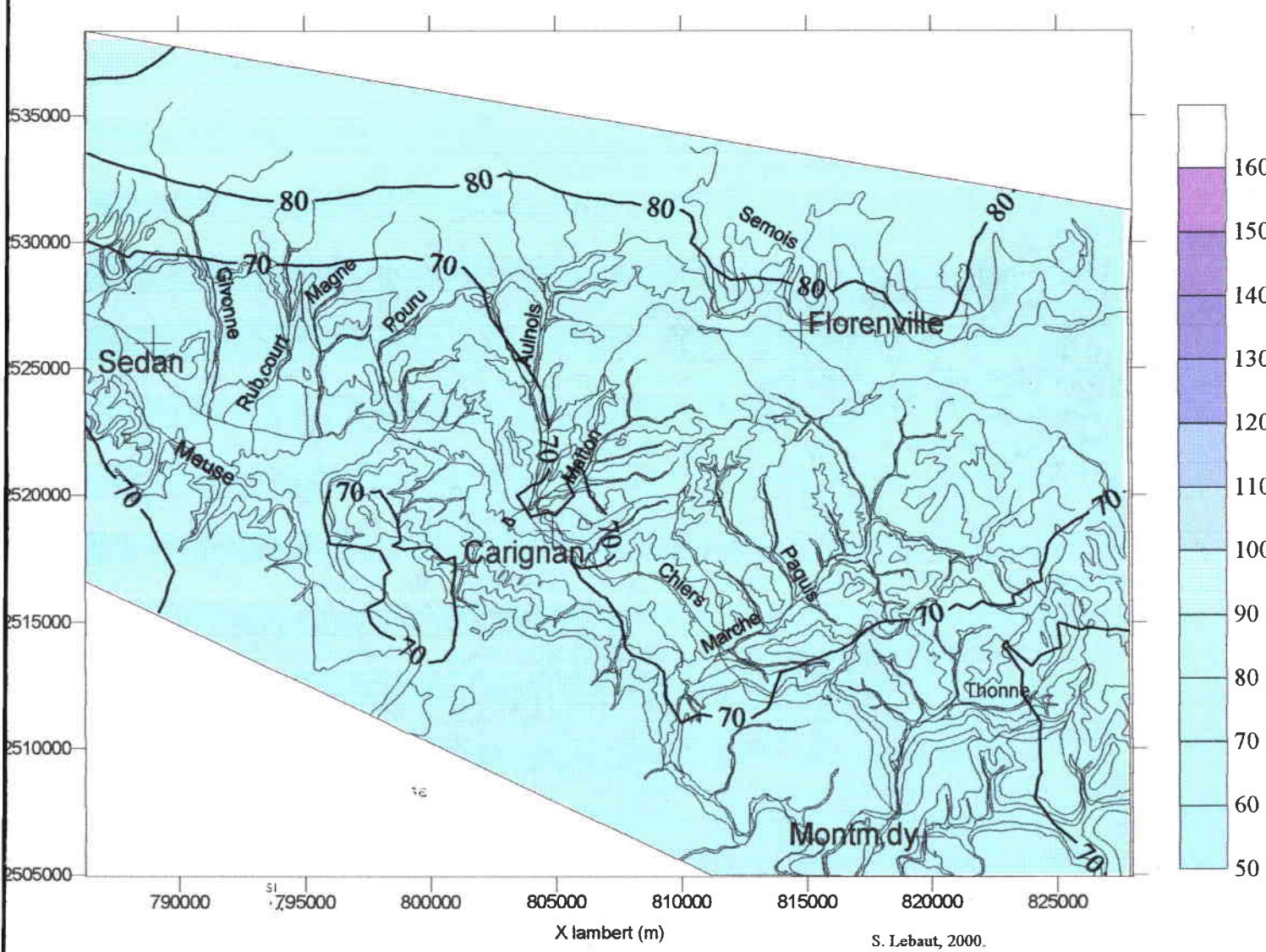


Les isohyètes sont dessinées sur le logiciel " SURFER " par une interpolation linéaire entre les valeurs calculés (pas de 1 km) par le modèle de quantification spatiale des précipitations.

Annexe 3.2 : Précipitations mensuelles moyennes (1974-91)

QUANTIFICATION SPATIALE DES PRECIPITATIONS MENSUELLES MOYENNES (mm)

DU MOIS DE JUILLET (1974-91)

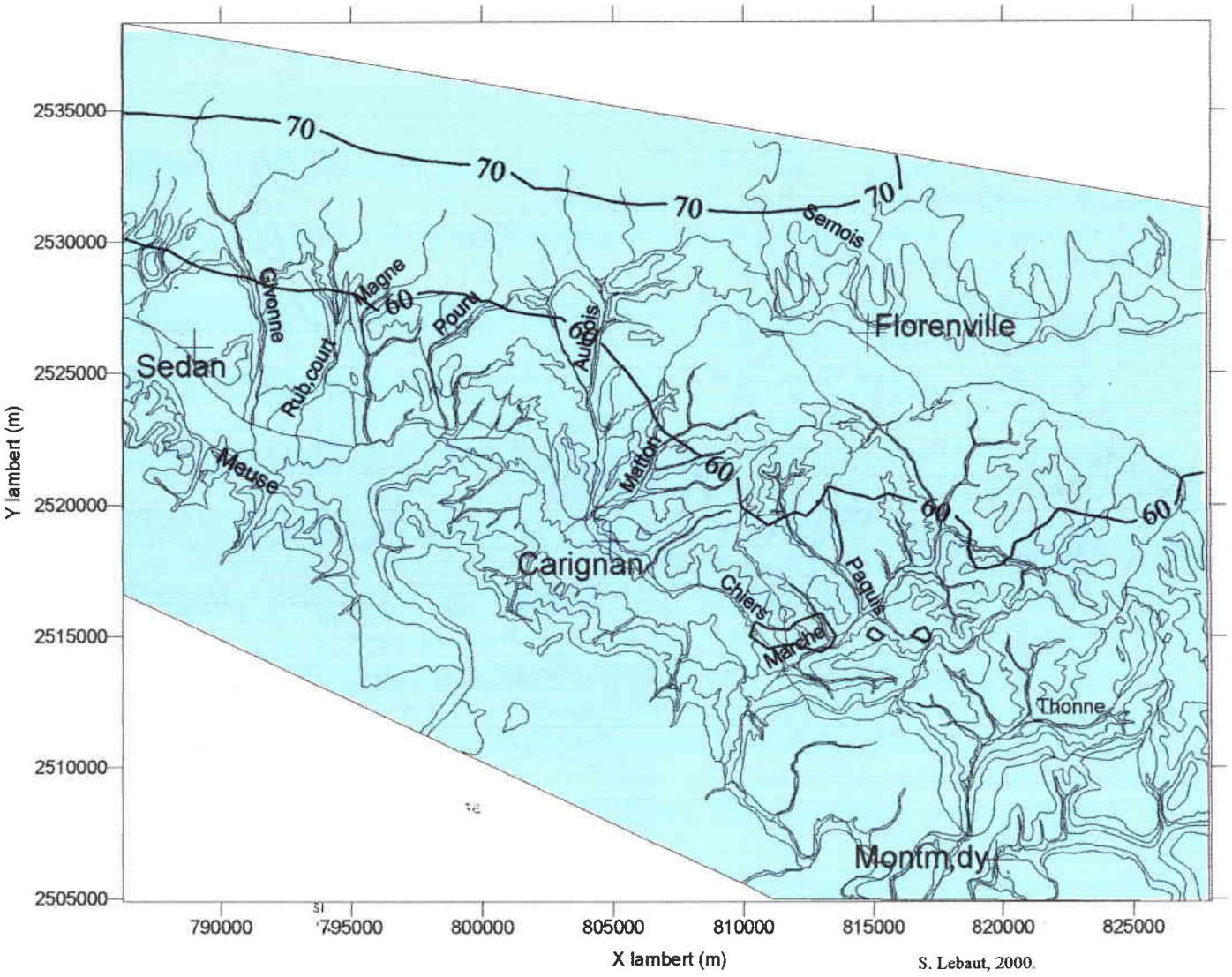


Les isohyètes sont dessinées sur le logiciel " SURFER " par une interpolation linéaire entre les valeurs calculés (pas de 1 km) par le modèle de quantification spatiale des précipitations.

Annexe 3.2 : Précipitations mensuelles moyennes (1974-91)

QUANTIFICATION SPATIALE DES PRECIPITATIONS MENSUELLES MOYENNES (mm)

DU MOIS D'AOUT (1974-91)

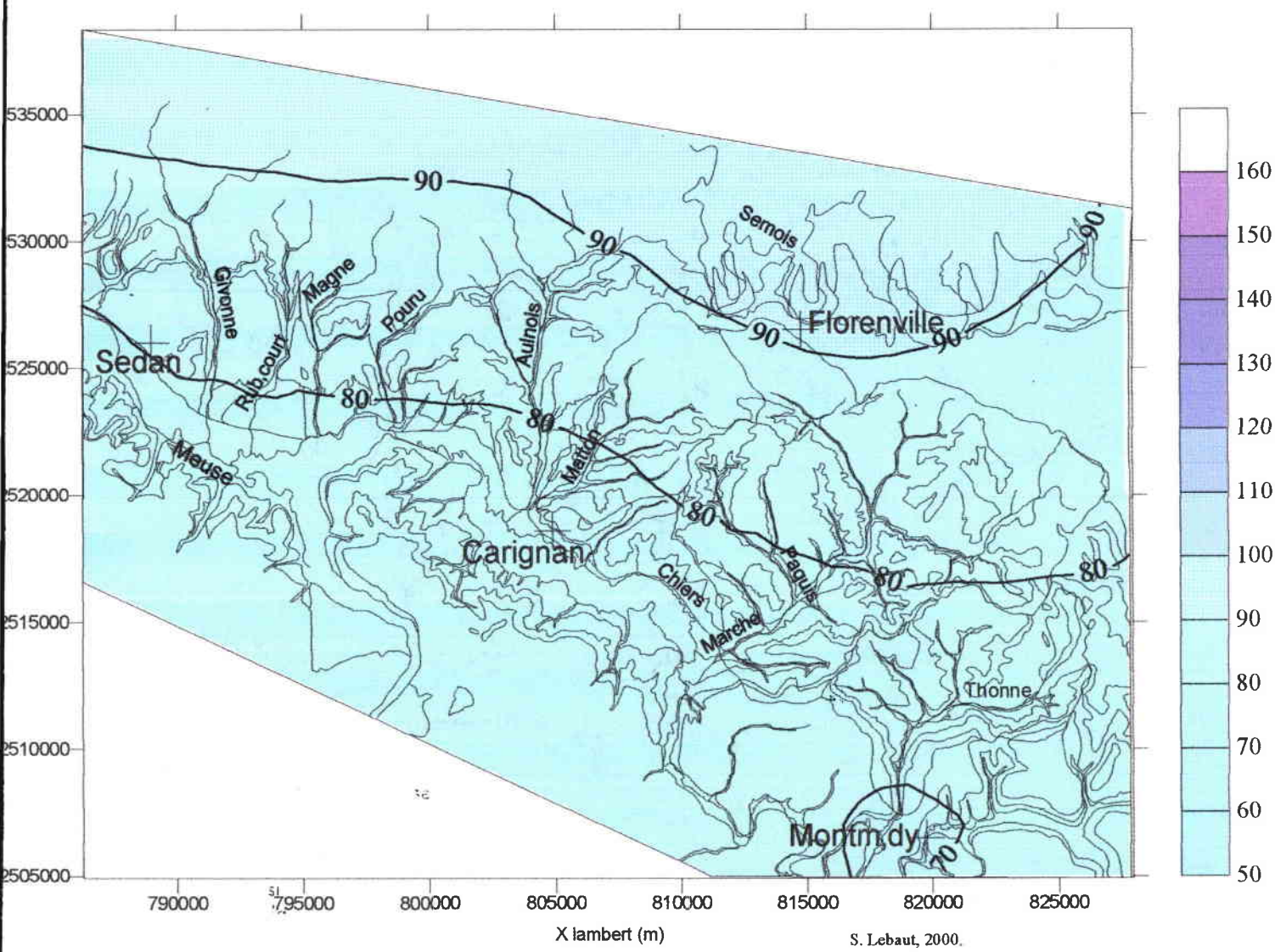


Les isohyètes sont dessinées sur le logiciel " SURFER " par une interpolation linéaire entre les valeurs calculés (pas de 1 km) par le modèle de quantification spatiale des précipitations.

Annexe 3.2 : Précipitations mensuelles moyennes (1974-91)

QUANTIFICATION SPATIALE DES PRECIPITATIONS MENSUELLES MOYENNES (mm)

DU MOIS DE SEPTEMBRE (1974-91)

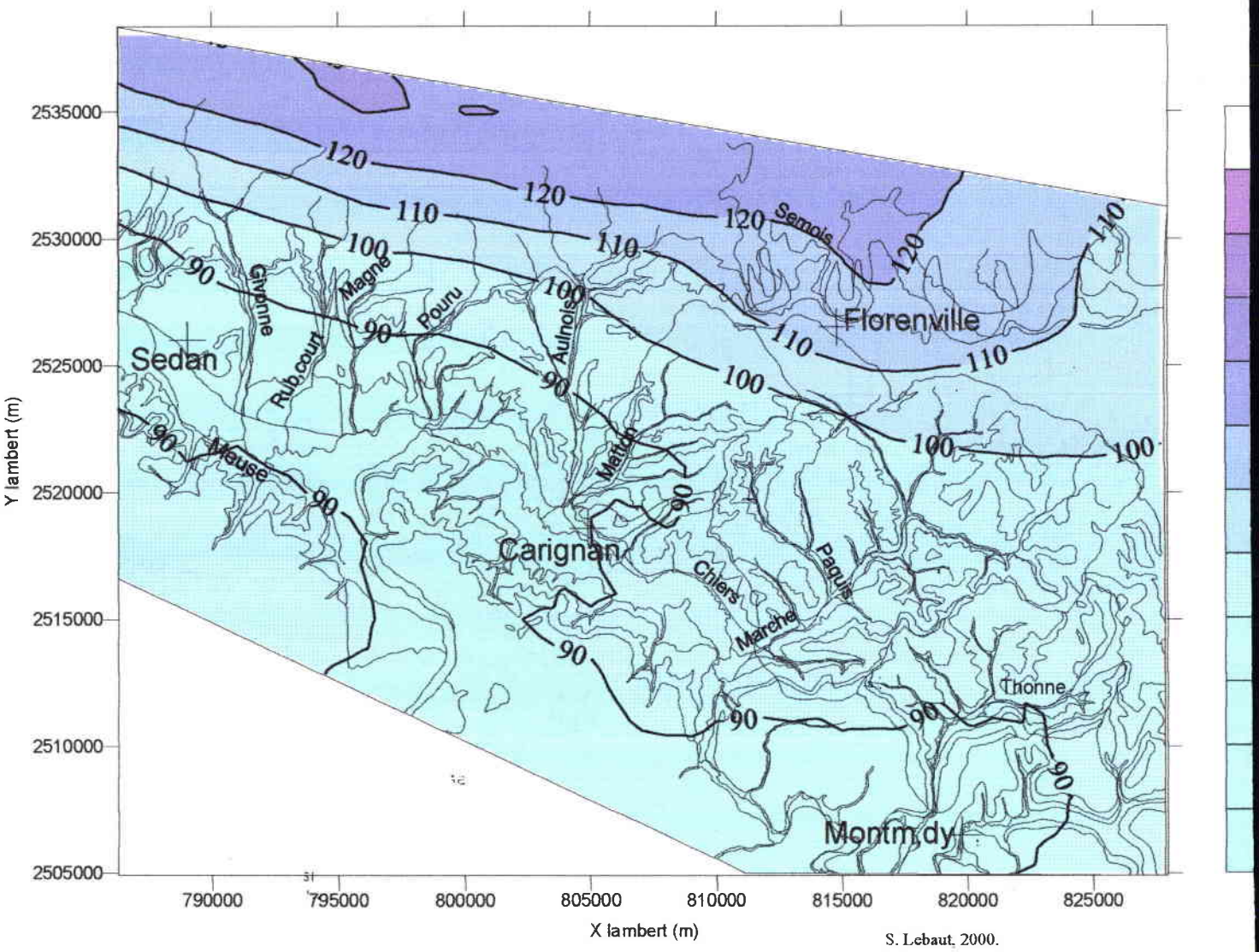


Les isohyètes sont dessinées sur le logiciel " SURFER " par une interpolation linéaire entre les valeurs calculés (pas de 1 km) par le modèle de quantification spatiale des précipitations.

Annexe 3.2 : Précipitations mensuelles moyennes (1974-91)

QUANTIFICATION SPATIALE DES PRECIPITATIONS MENSUELLES MOYENNES (mm)

DU MOIS DE OCTOBRE (1974-91)

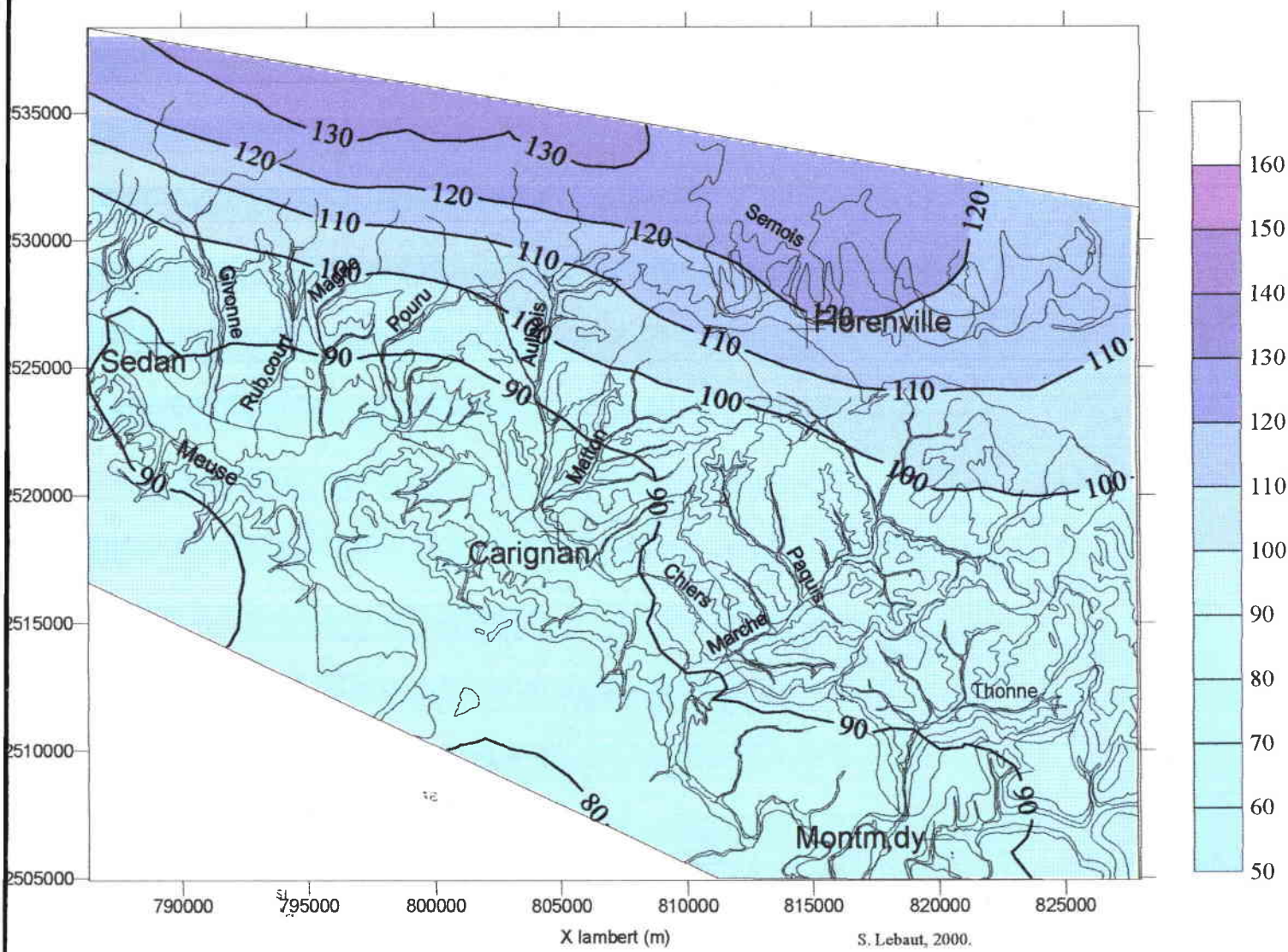


Les isohyètes sont dessinées sur le logiciel " SURFER " par une interpolation linéaire entre les valeurs calculés (pas de 1 km) par le modèle de quantification spatiale des précipitations.

Annexe 3.2 : Précipitations mensuelles moyennes (1974-91)

QUANTIFICATION SPATIALE DES PRECIPITATIONS MENSUELLES MOYENNES (mm)

DU MOIS DE NOVEMBRE (1974-91)

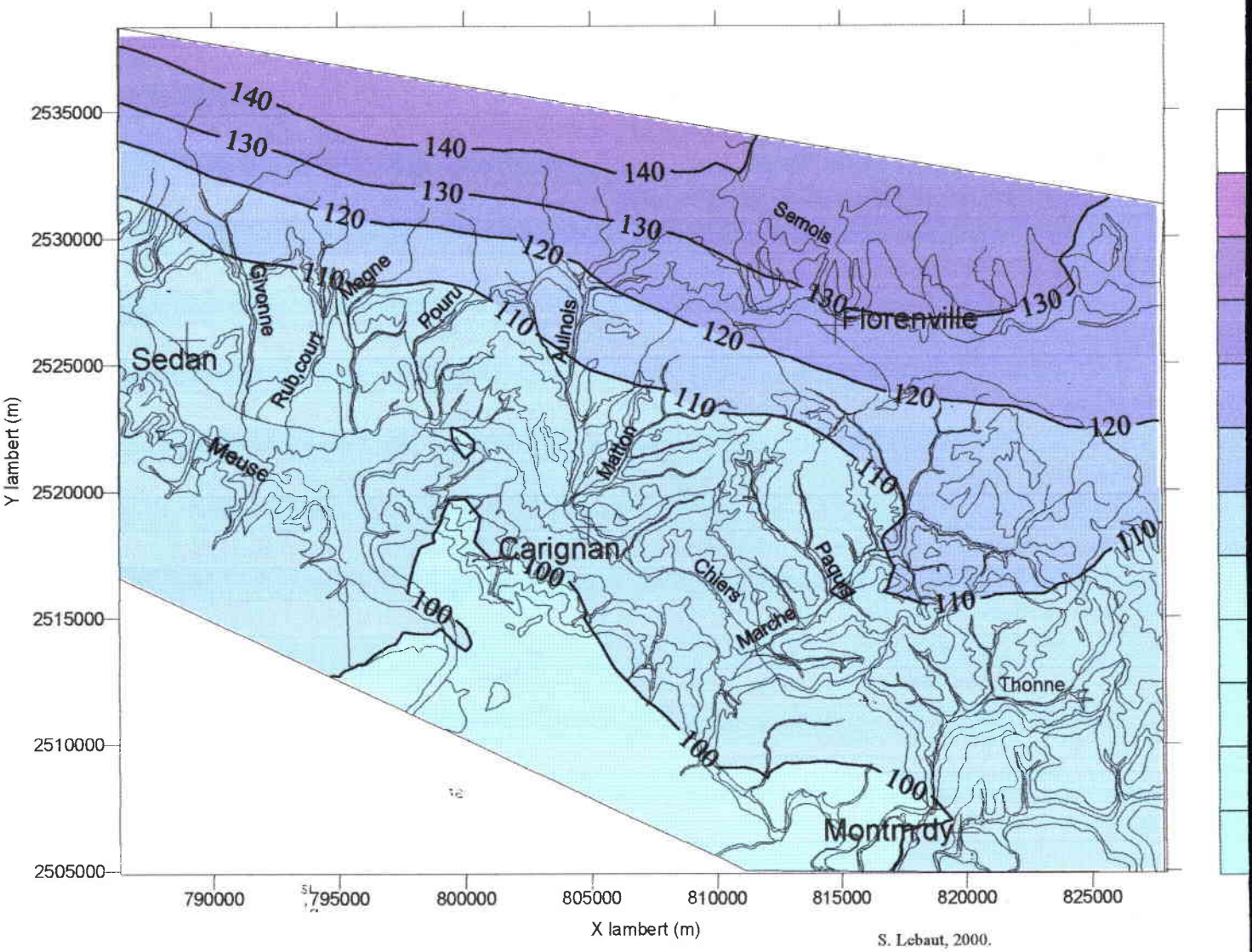


Les isohyètes sont dessinées sur le logiciel " SURFER " par une interpolation linéaire entre les valeurs calculés (pas de 1 km) par le modèle de quantification spatiale des précipitations.

Annexe 3.2 : Précipitations mensuelles moyennes (1974-91)

QUANTIFICATION SPATIALE DES PRECIPITATIONS MENSUELLES MOYENNES (mm)

DU MOIS DE DECEMBRE (1974-91)



Les isohyètes sont dessinées sur le logiciel " SURFER " par une interpolation linéaire entre les valeurs calculés (pas de 1 km) par le modèle de quantification spatiale des précipitations.

Annexe 4.1: Matrice des corrélations- Les rendements des bassins unitaires

	AUL1	AUL2	AUL3d	AUL4	AUL5	AUL6g3	AUL6g2	Aul6g1
AUL2	0.68							
AUL3d	0.41	0.14						
AUL4	0.50	0.69	0.13					
AUL5	0.14	-0.41	0.09	-0.32				
AUL6g3	0.01	-0.09	0.28	0.41	0.33			
AUL6g2	0.61	0.54	0.44	0.61	0.04	0.52		
Aul6g1	0.81	0.54	0.51	0.29	0.06	-0.12	0.64	
AUL6g	0.09	-0.14	0.23	-0.13	-0.01	-0.08	-0.13	-0.05
AUL7	0.27	0.51	0.09	0.22	-0.51	-0.38	0.25	0.54
CH29d	0.71	0.44	0.59	0.19	0.01	-0.10	0.60	0.96
CH31d	0.70	0.44	0.59	0.20	0.04	-0.15	0.56	0.96
CH35d	0.51	0.13	0.76	0.27	0.29	0.42	0.75	0.70
CH35d1	0.31	0.25	0.32	0.58	-0.18	0.41	0.60	0.34
CH35d2	0.69	0.52	0.21	0.63	-0.07	0.18	0.68	0.71
CH36d	0.09	-0.20	0.41	0.29	0.50	0.91	0.55	0.05
CH36d1	0.54	0.53	0.20	0.73	-0.04	0.31	0.51	0.38
CH36d2	0.95	0.71	0.27	0.53	0.06	-0.13	0.47	0.71
CH37d	0.03	-0.38	0.38	-0.15	0.75	0.72	0.31	-0.04
CH37d1	0.13	0.13	0.24	0.23	-0.21	0.25	0.09	-0.11
CH37d2	0.89	0.72	0.45	0.57	-0.05	0.01	0.74	0.90
CH37d3	0.96	0.72	0.28	0.50	0.11	-0.13	0.55	0.82
CH39d1	0.49	0.20	0.64	-0.08	0.02	-0.27	0.30	0.70
CH39d2	0.96	0.68	0.31	0.53	0.16	-0.01	0.50	0.68
GIV1	0.94	0.75	0.23	0.59	0.13	0.04	0.54	0.63
MA1d	0.57	0.40	0.49	0.46	0.29	0.45	0.69	0.61
MA2	-0.11	-0.13	0.07	0.39	0.18	0.85	0.38	-0.30
MA3	-0.01	-0.28	0.22	0.05	0.17	0.53	0.22	-0.13
MA4g	-0.01	-0.09	0.32	0.24	0.15	0.83	0.47	-0.17
MA5g	0.08	-0.01	0.33	0.49	0.29	0.98	0.53	-0.08
MA6	0.20	-0.10	0.16	0.10	0.24	0.34	0.35	0.27
MA7g	0.68	0.32	0.55	0.55	0.28	0.60	0.80	0.62
MA8g	0.77	0.42	0.46	0.48	0.20	0.15	0.67	0.86
MA9d2	0.79	0.54	0.68	0.42	0.11	0.11	0.76	0.93
MA9d1	0.66	0.47	0.41	0.15	0.01	-0.21	0.42	0.86
MA9d	0.74	0.50	0.40	0.38	0.06	0.06	0.74	0.87
MA10d	0.73	0.59	0.41	0.34	-0.02	-0.06	0.69	0.95
MA12g	0.78	0.44	0.55	0.19	0.07	-0.12	0.59	0.98
MA13	-0.30	0.02	0.00	-0.05	0.09	0.14	-0.12	-0.19
THO1	0.44	0.33	0.48	0.63	0.23	0.84	0.83	0.34
THO2	0.75	0.49	0.39	0.39	0.17	0.05	0.67	0.91
THO3	0.23	0.07	0.31	0.35	0.04	0.32	0.09	-0.06
THO4d	0.35	0.16	0.49	0.51	0.29	0.89	0.72	0.27
THO5d	0.81	0.58	0.57	0.30	0.00	-0.04	0.71	0.97
THO6	0.07	0.26	0.45	0.08	-0.29	0.00	0.29	0.47
THO7d	0.83	0.51	0.53	0.25	0.05	-0.12	0.61	0.97

Annexe 4.1: Matrice des corrélations- Les rendements des bassins unitaires

	AUL6g	AUL7	CH29d	CH31d	CH35d	CH35d1	CH35d2	CH36d
AUL7	-0.40							
CH29d	0.11	0.53						
CH31d	0.00	0.48	0.96					
CH35d	0.14	0.12	0.73	0.71				
CH35d1	-0.14	0.21	0.31	0.34	0.49			
CH35d2	-0.15	0.44	0.64	0.62	0.52	0.78		
CH36d	0.00	-0.35	0.08	0.05	0.62	0.52	0.32	
CH36d1	-0.09	-0.04	0.24	0.29	0.25	0.54	0.57	0.28
CH36d2	0.06	0.25	0.57	0.61	0.36	0.23	0.64	-0.06
CH37d	-0.06	-0.46	0.00	-0.02	0.44	0.08	-0.05	0.79
CH37d1	0.68	-0.37	0.03	-0.08	0.13	0.08	-0.03	0.13
CH37d2	0.08	0.48	0.84	0.80	0.63	0.39	0.78	0.13
CH37d3	-0.06	0.38	0.67	0.69	0.40	0.25	0.69	-0.04
CH39d1	0.05	0.30	0.67	0.76	0.50	0.28	0.28	-0.08
CH39d2	0.13	0.13	0.55	0.56	0.37	0.18	0.57	0.04
GIV1	0.05	0.16	0.50	0.51	0.33	0.16	0.57	0.04
MA1d	-0.02	0.19	0.60	0.59	0.64	0.30	0.51	0.55
MA2	-0.09	-0.43	-0.32	-0.40	0.22	0.28	0.04	0.69
MA3	-0.03	-0.32	-0.10	-0.09	0.30	0.57	0.23	0.55
MA4g	0.10	-0.30	-0.05	-0.15	0.38	0.44	0.16	0.77
MA5g	-0.07	-0.36	-0.07	-0.11	0.44	0.45	0.21	0.88
MA6	0.30	-0.15	0.35	0.32	0.46	0.55	0.56	0.56
MA7g	0.11	0.13	0.63	0.54	0.81	0.62	0.75	0.71
MA8g	0.06	0.41	0.82	0.77	0.75	0.42	0.77	0.33
MA9d2	0.01	0.44	0.91	0.91	0.85	0.41	0.69	0.29
MA9d1	0.19	0.49	0.92	0.87	0.52	0.15	0.58	-0.05
MA9d	-0.06	0.58	0.85	0.76	0.71	0.37	0.76	0.21
MA10d	-0.08	0.61	0.95	0.91	0.66	0.31	0.72	0.07
MA12g	0.07	0.51	0.98	0.94	0.70	0.37	0.71	0.08
MA13	-0.18	0.02	-0.18	-0.19	-0.16	-0.51	-0.46	0.02
THO1	-0.09	-0.01	0.35	0.28	0.68	0.50	0.49	0.80
THO2	-0.08	0.48	0.86	0.83	0.69	0.29	0.74	0.22
THO3	0.19	-0.17	-0.12	-0.13	0.16	0.38	0.14	0.29
THO4d	0.01	-0.10	0.31	0.23	0.66	0.59	0.50	0.88
THO5d	0.02	0.52	0.97	0.93	0.72	0.35	0.70	0.10
THO6	0.02	0.32	0.57	0.59	0.40	0.29	0.25	0.04
THO7d	0.03	0.50	0.94	0.92	0.65	0.37	0.71	0.05

	CH36d1	CH36d2	CH37d	CH37d1	CH37d2	CH37d3	CH39d1	CH39d2
CH36d2	0.51							
CH37d	0.03	-0.16						
CH37d1	0.12	0.10	-0.09					
CH37d2	0.51	0.83	-0.08	0.06				
CH37d3	0.56	0.95	-0.09	-0.10	0.89			
CH39d1	0.22	0.40	-0.02	-0.15	0.47	0.48		
CH39d2	0.58	0.97	-0.03	0.15	0.82	0.94	0.40	
GIV1	0.55	0.96	-0.03	0.15	0.81	0.92	0.26	0.98
MA1d	0.38	0.46	0.41	-0.07	0.70	0.56	0.26	0.55
MA2	0.34	-0.20	0.54	0.23	-0.13	-0.22	-0.42	-0.11
MA3	0.03	-0.09	0.39	0.34	-0.18	-0.21	0.02	-0.11
MA4g	0.06	-0.16	0.63	0.45	-0.03	-0.22	-0.27	-0.09
MA5g	0.41	-0.06	0.67	0.32	0.05	-0.07	-0.23	0.06

Annexe 4.1: Matrice des corrélations- Les rendements des bassins unitaires

	CH36d1	CH36d2	CH37d	CH37d1	CH37d2	CH37d3	CH39d1	CH39d2
MA6	0.09	0.12	0.24	0.25	0.30	0.09	0.07	0.12
MA7g	0.46	0.51	0.44	0.23	0.72	0.56	0.24	0.56
MA8g	0.46	0.67	0.14	-0.09	0.88	0.77	0.43	0.67
MA9d2	0.39	0.69	0.14	0.01	0.91	0.76	0.61	0.68
MA9d1	0.24	0.55	-0.07	0.02	0.79	0.66	0.49	0.53
MA9d	0.29	0.63	0.09	-0.16	0.89	0.75	0.41	0.59
MA10d	0.32	0.63	-0.04	-0.10	0.90	0.75	0.50	0.59
MA12g	0.31	0.65	-0.01	-0.03	0.86	0.75	0.71	0.63
MA13	-0.08	-0.31	0.14	-0.18	-0.16	-0.20	-0.24	-0.19
THO1	0.46	0.29	0.59	0.25	0.49	0.32	-0.03	0.37
THO2	0.35	0.68	0.08	-0.18	0.90	0.78	0.41	0.65
THO3	0.39	0.19	0.10	0.41	0.04	0.13	0.11	0.25
THO4d	0.43	0.15	0.64	0.30	0.38	0.19	-0.01	0.25
THO5d	0.33	0.69	0.02	0.02	0.91	0.77	0.63	0.66
THO6	0.12	-0.03	-0.19	0.21	0.29	0.03	0.44	-0.04
THO7d	0.40	0.70	-0.03	-0.03	0.88	0.81	0.74	0.70

	GIV1	MA1d	MA2	MA3	MA4g	MA5g	MA6	MA7g
MA1d	0.56							
MA2	-0.06	0.06						
MA3	-0.13	-0.15	0.47					
MA4g	-0.04	0.27	0.67	0.69				
MA5g	0.10	0.43	0.85	0.53	0.81			
MA6	0.11	0.41	0.01	0.45	0.41	0.28		
MA7g	0.55	0.73	0.36	0.35	0.54	0.62	0.55	
MA8g	0.63	0.72	-0.01	-0.11	0.00	0.19	0.34	0.82
MA9d2	0.65	0.75	-0.11	-0.04	0.07	0.16	0.31	0.76
MA9d1	0.50	0.57	-0.43	-0.32	-0.17	-0.17	0.33	0.51
MA9d	0.58	0.61	-0.03	-0.09	0.04	0.07	0.27	0.74
MA10d	0.59	0.65	-0.25	-0.20	-0.08	-0.04	0.30	0.63
MA12g	0.56	0.57	-0.33	-0.04	-0.10	-0.09	0.38	0.65
MA13	-0.15	0.30	0.06	-0.61	-0.13	0.11	-0.40	-0.20
THO1	0.43	0.72	0.64	0.34	0.74	0.86	0.33	0.85
THO2	0.65	0.73	-0.13	-0.20	-0.09	0.06	0.35	0.69
THO3	0.17	-0.03	0.35	0.42	0.30	0.42	-0.05	0.37
THO4d	0.27	0.66	0.63	0.49	0.79	0.90	0.50	0.87
THO5d	0.64	0.62	-0.24	-0.06	0.00	-0.01	0.32	0.66
THO6	-0.07	0.27	-0.24	0.01	-0.02	0.03	0.33	0.18
THO7d	0.62	0.55	-0.31	-0.06	-0.14	-0.08	0.31	0.63

	MA8g	MA9d2	MA9d1	MA9d	MA10d	MA12g	MA13	THO1
MA9d2	0.89							
MA9d1	0.77	0.79						
MA9d	0.91	0.87	0.76					
MA10d	0.85	0.91	0.90	0.91				
MA12g	0.84	0.90	0.89	0.86	0.93			
MA13	-0.13	-0.09	-0.08	-0.19	-0.10	-0.26		
THO1	0.55	0.57	0.23	0.50	0.42	0.31	0.10	
THO2	0.92	0.90	0.82	0.93	0.94	0.86	-0.06	0.47
THO3	0.13	0.05	-0.23	-0.07	-0.22	-0.03	-0.16	0.29
THO4d	0.49	0.47	0.20	0.40	0.32	0.29	0.02	0.94
THO5d	0.82	0.94	0.87	0.89	0.96	0.96	-0.21	0.43

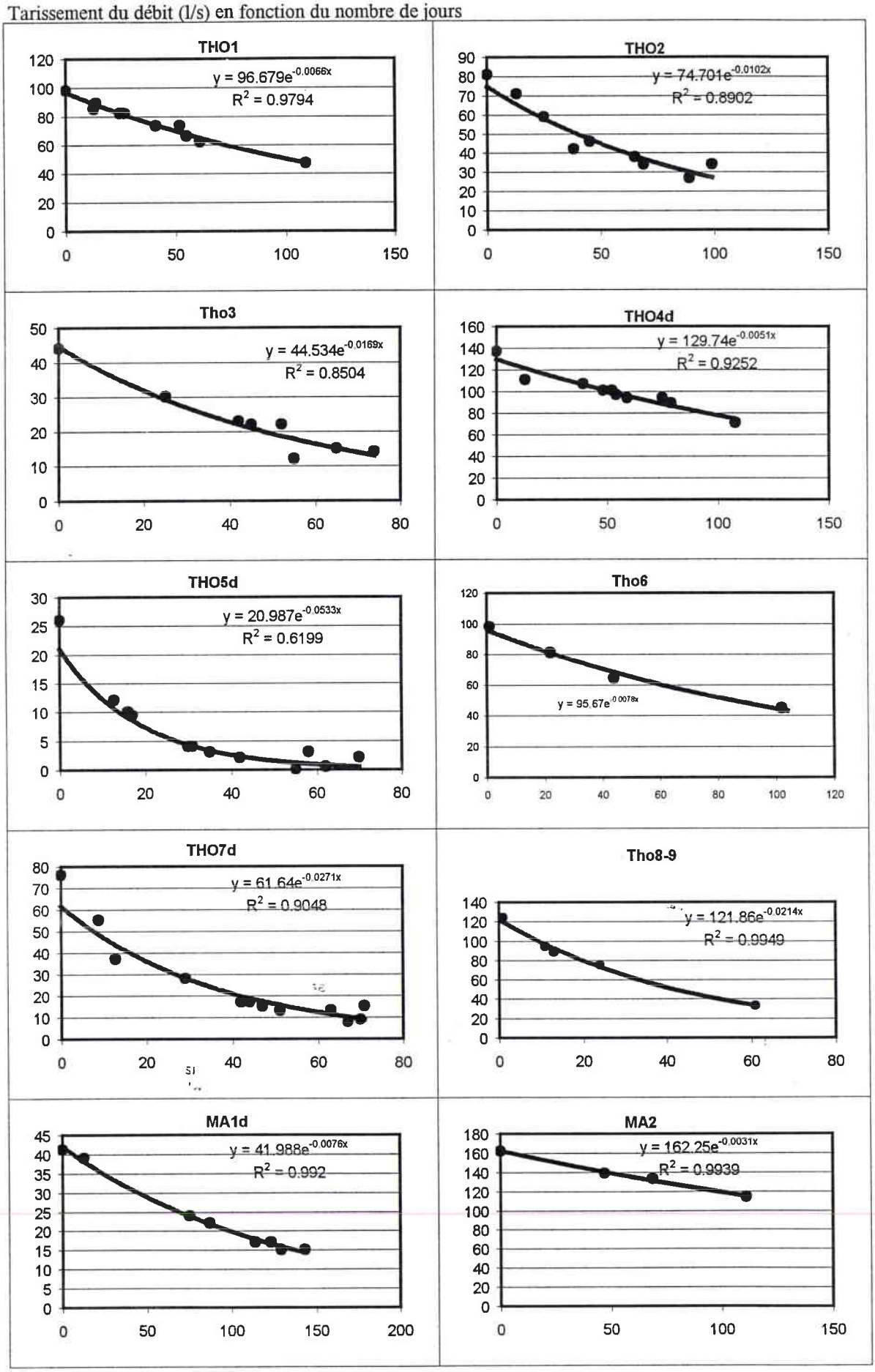
Annexe 4.1: Matrice des corrélations- Les rendements des bassins unitaires

	MA8g	MA9d2	MA9d1	MA9d	MA10d	MA12g	MA13	THO1
THO6	0.21	0.44	0.50	0.22	0.49	0.49	0.10	0.14
THO7d	0.82	0.88	0.85	0.84	0.90	0.99	-0.25	0.31

	THO2	THO3	THO4d	THO5d	THO6
THO3	-0.20				
THO4d	0.37	0.39			
THO5d	0.89	-0.10	0.35		
THO6	0.33	-0.20	0.20	0.49	
THO7d	0.84	0.04	0.28	0.95	0.45

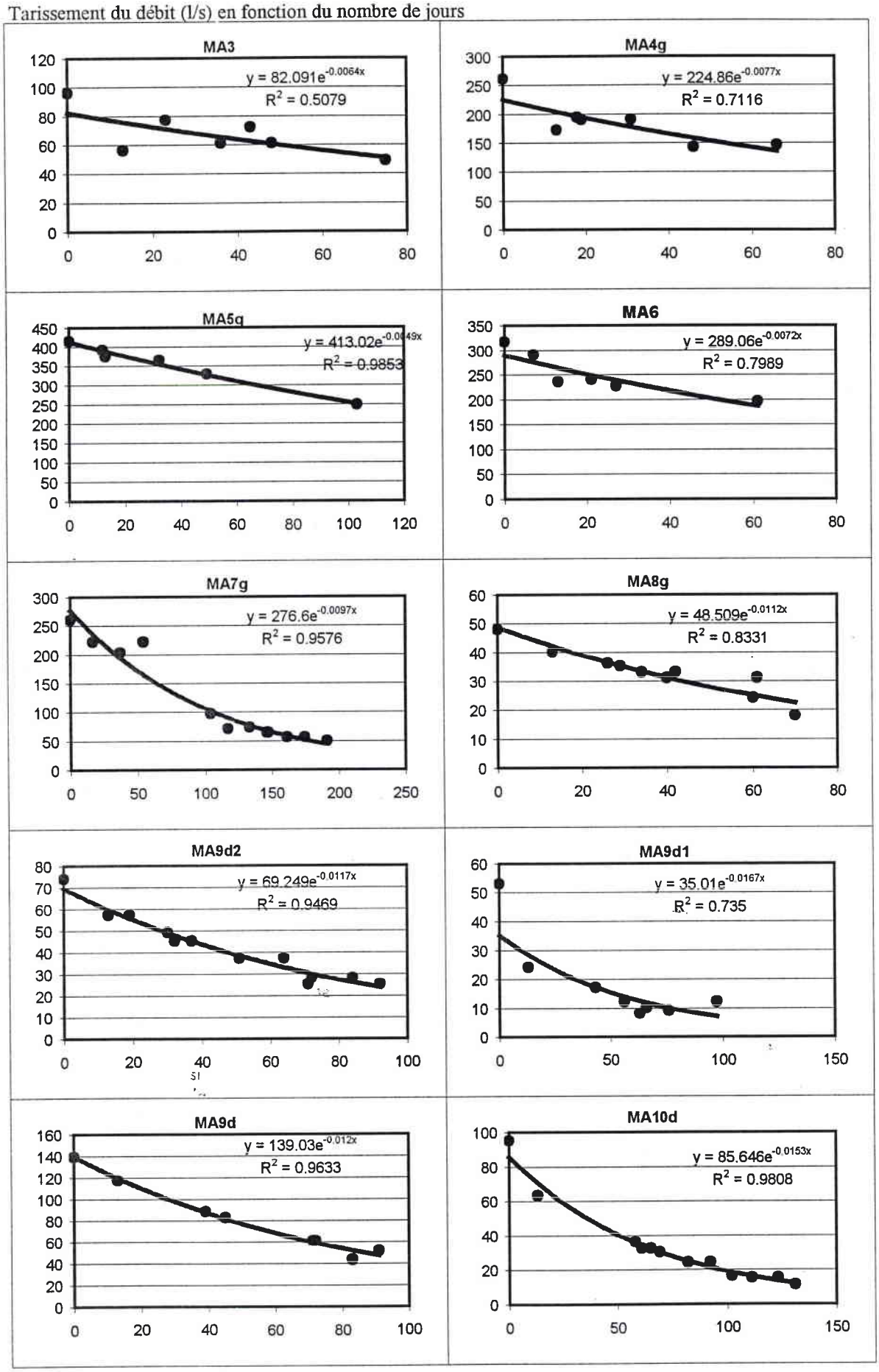
Annexe 4.2: Tarissement des bassins unitaires

Tarissement du débit (l/s) en fonction du nombre de jours



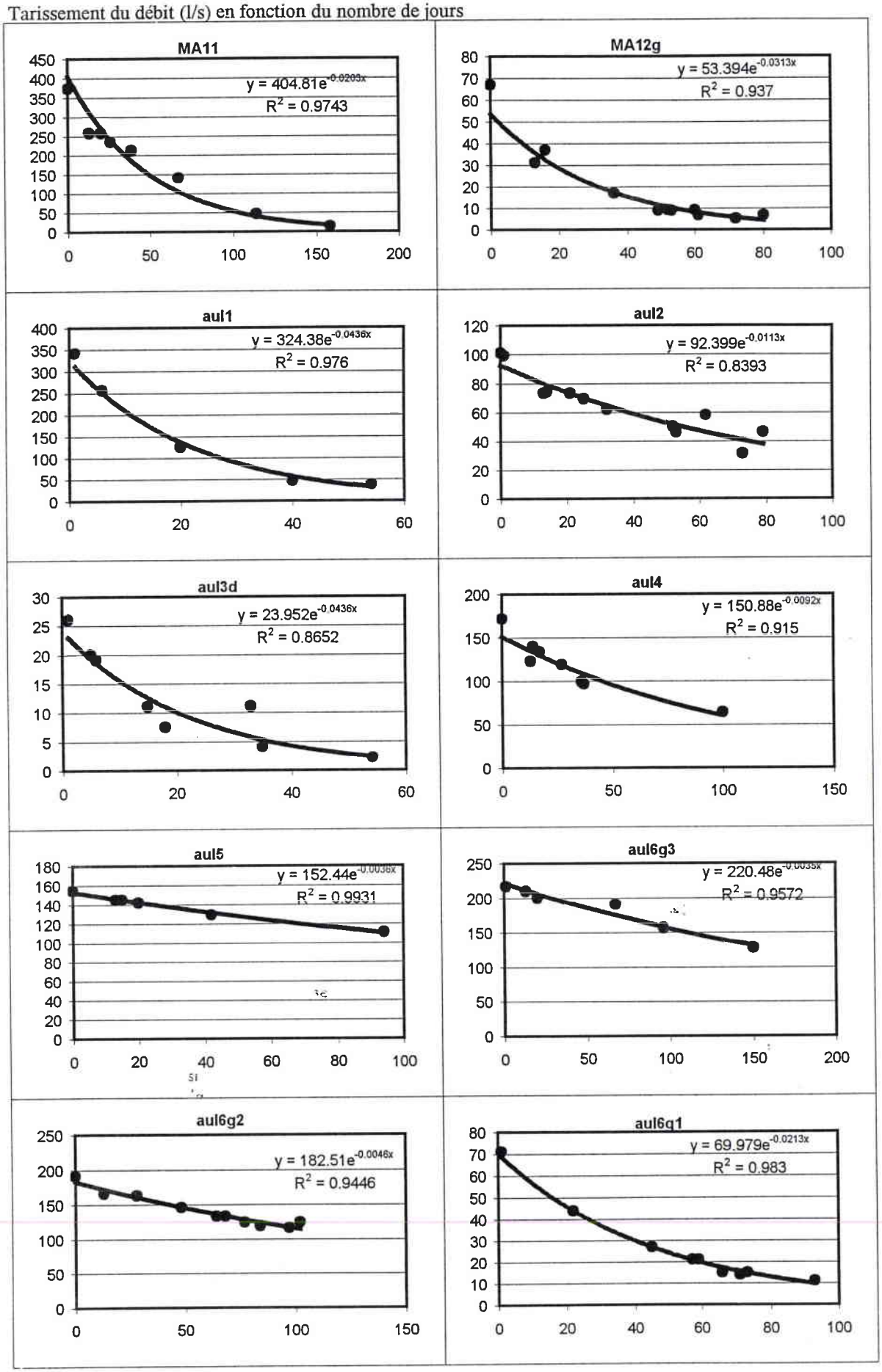
Annexe 4.2: Tarissement des bassins unitaires

Tarissement du débit (l/s) en fonction du nombre de jours



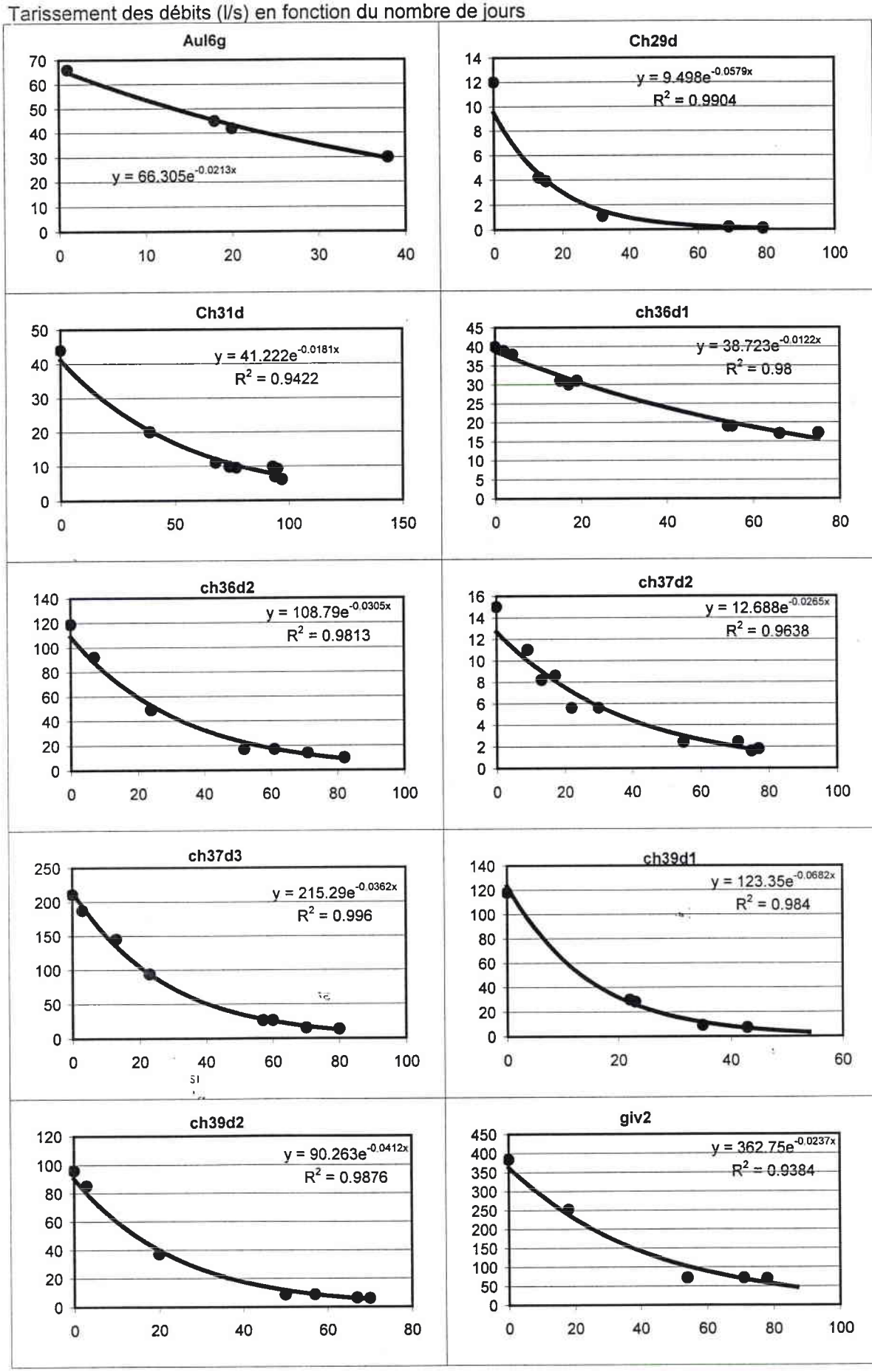
Annexe 4.2: Tarissement des bassins unitaires

Tarissement du débit (l/s) en fonction du nombre de jours



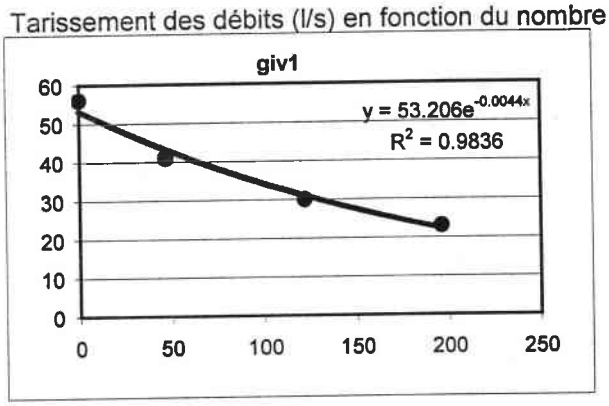
Annexe 4.2: Tarissement des bassins unitaires

Tarissement des débits (l/s) en fonction du nombre de jours

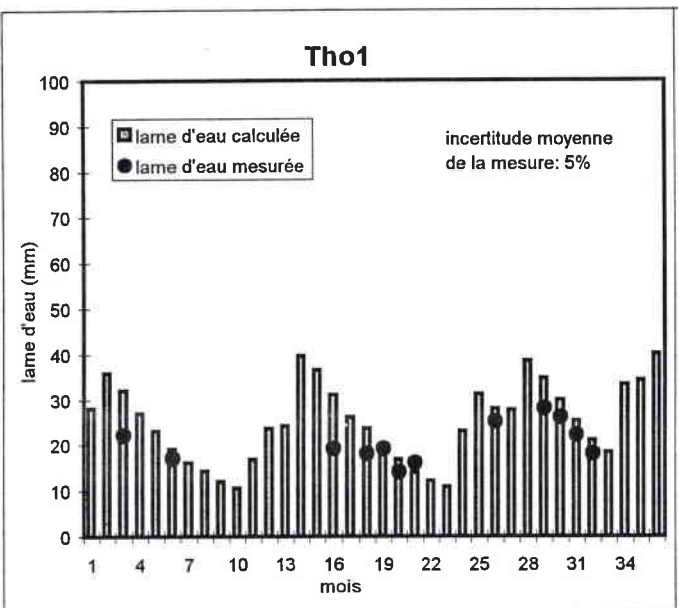


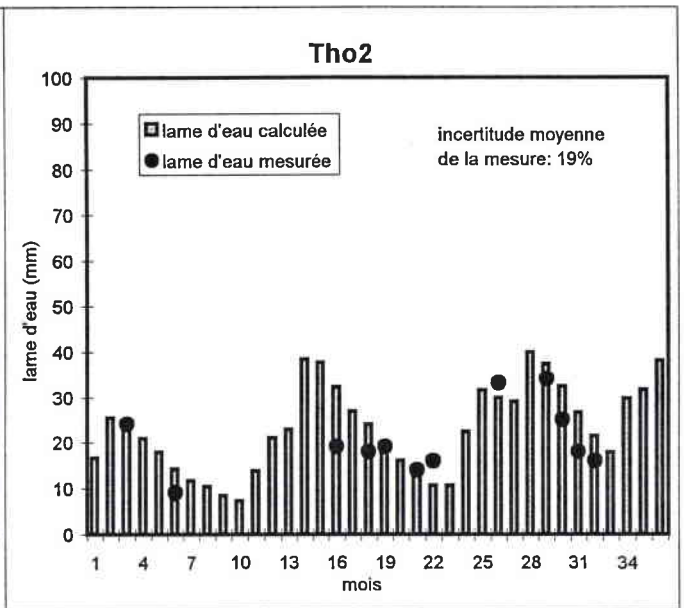
Annexe 4.2: Tarissement des bassins unitaires

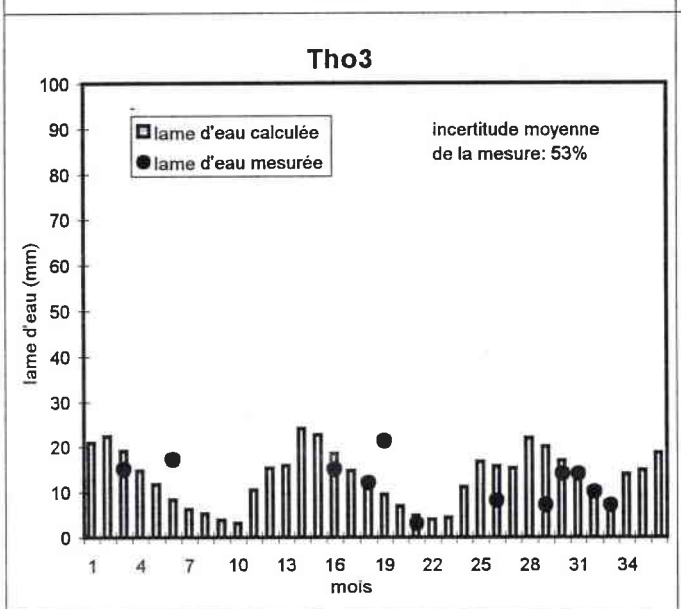
Tarissement des débits (l/s) en fonction du nombre de jours

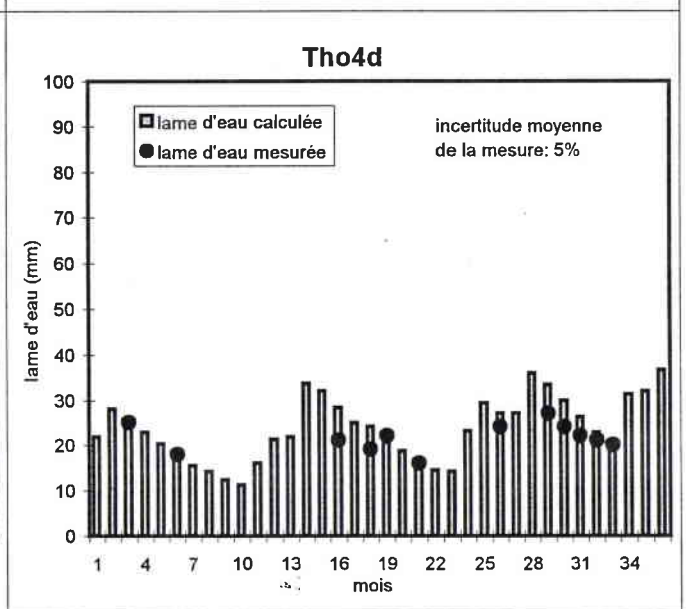


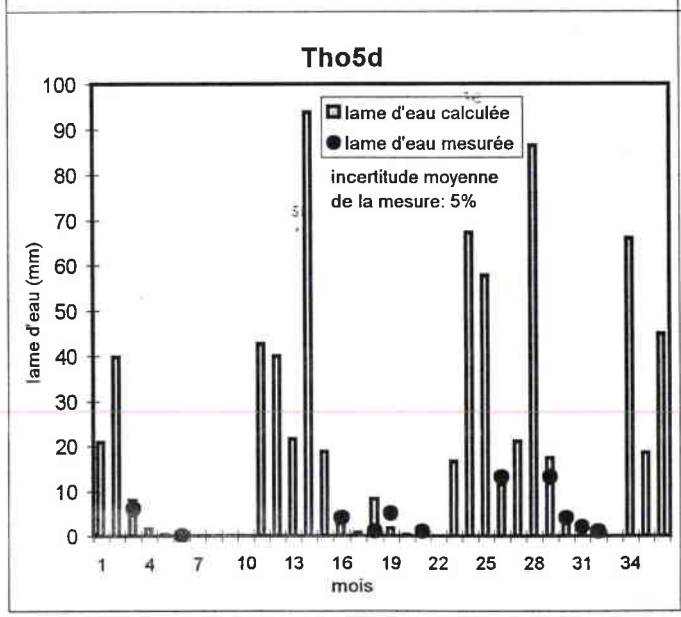
Annexe 6.1- Débits mesurés et modélisés sur les bassins unitaires

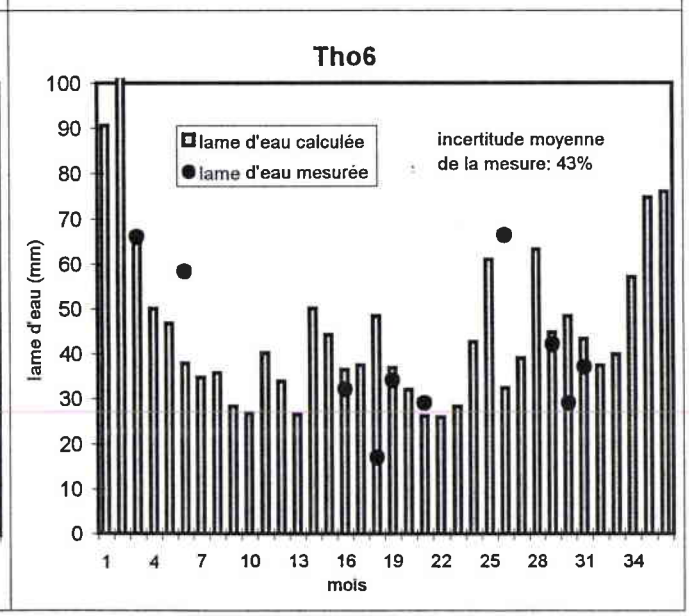




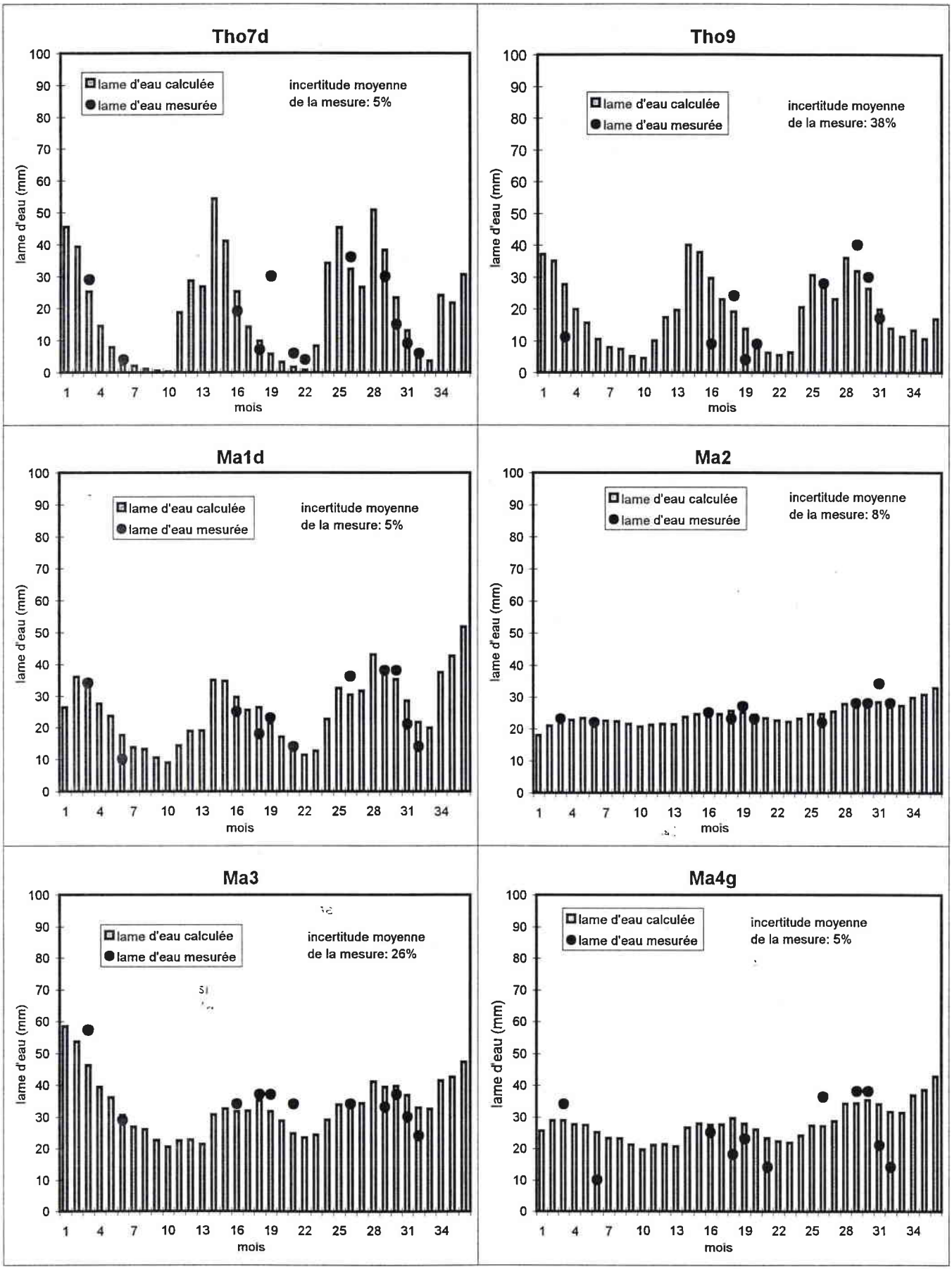




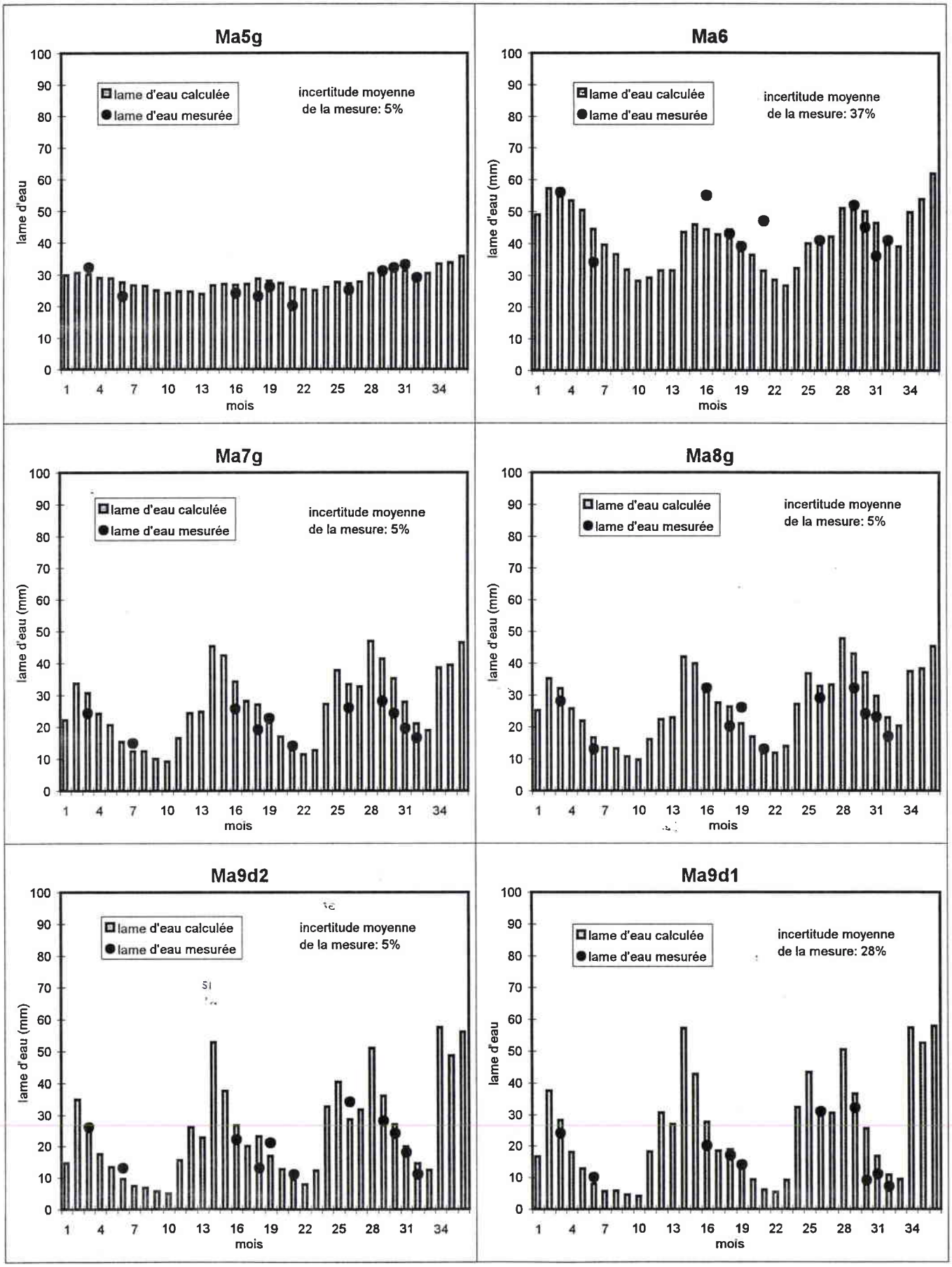




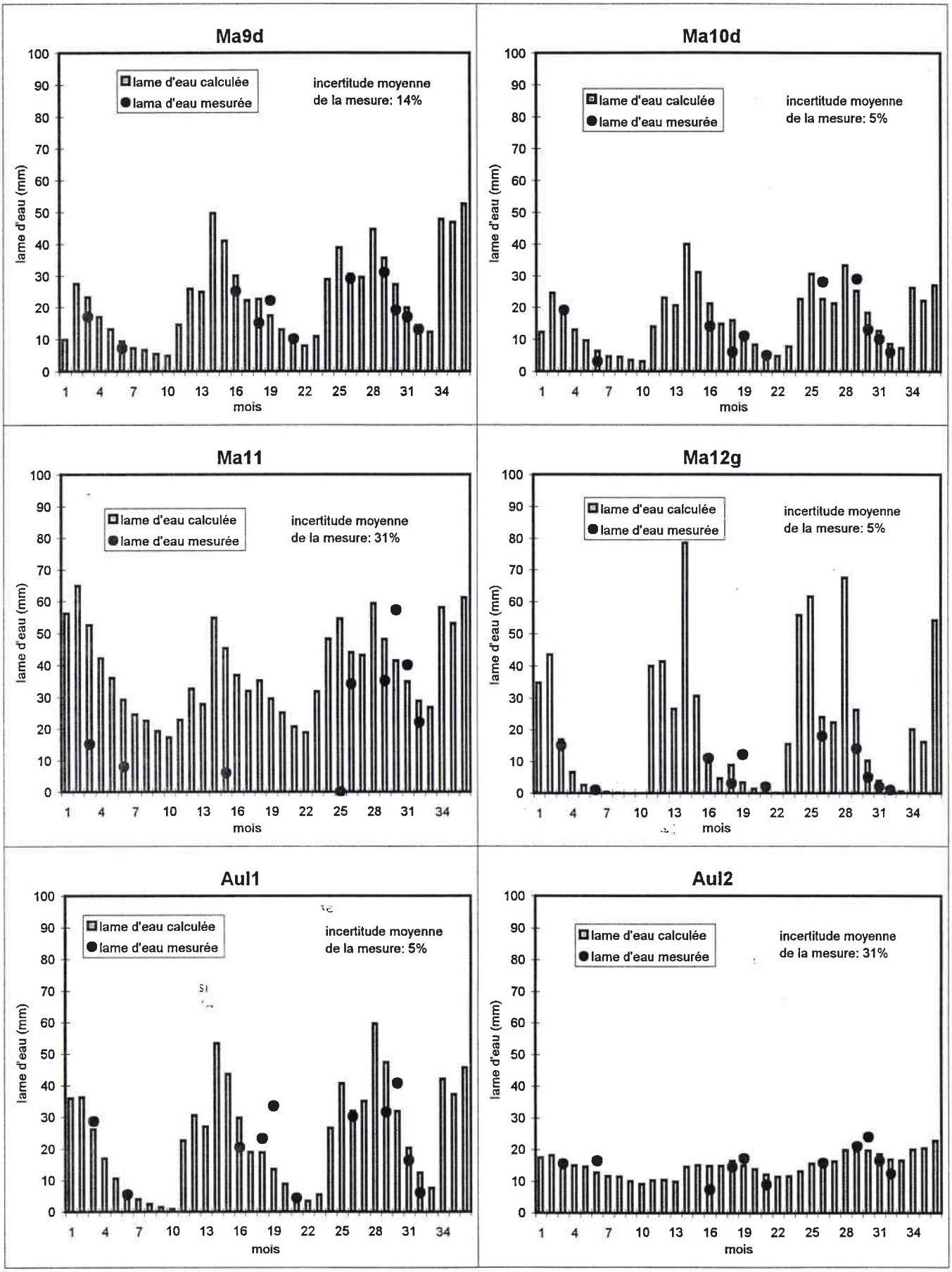
Annexe 6.1- Débits mesurés et modélisés sur les bassins unitaires



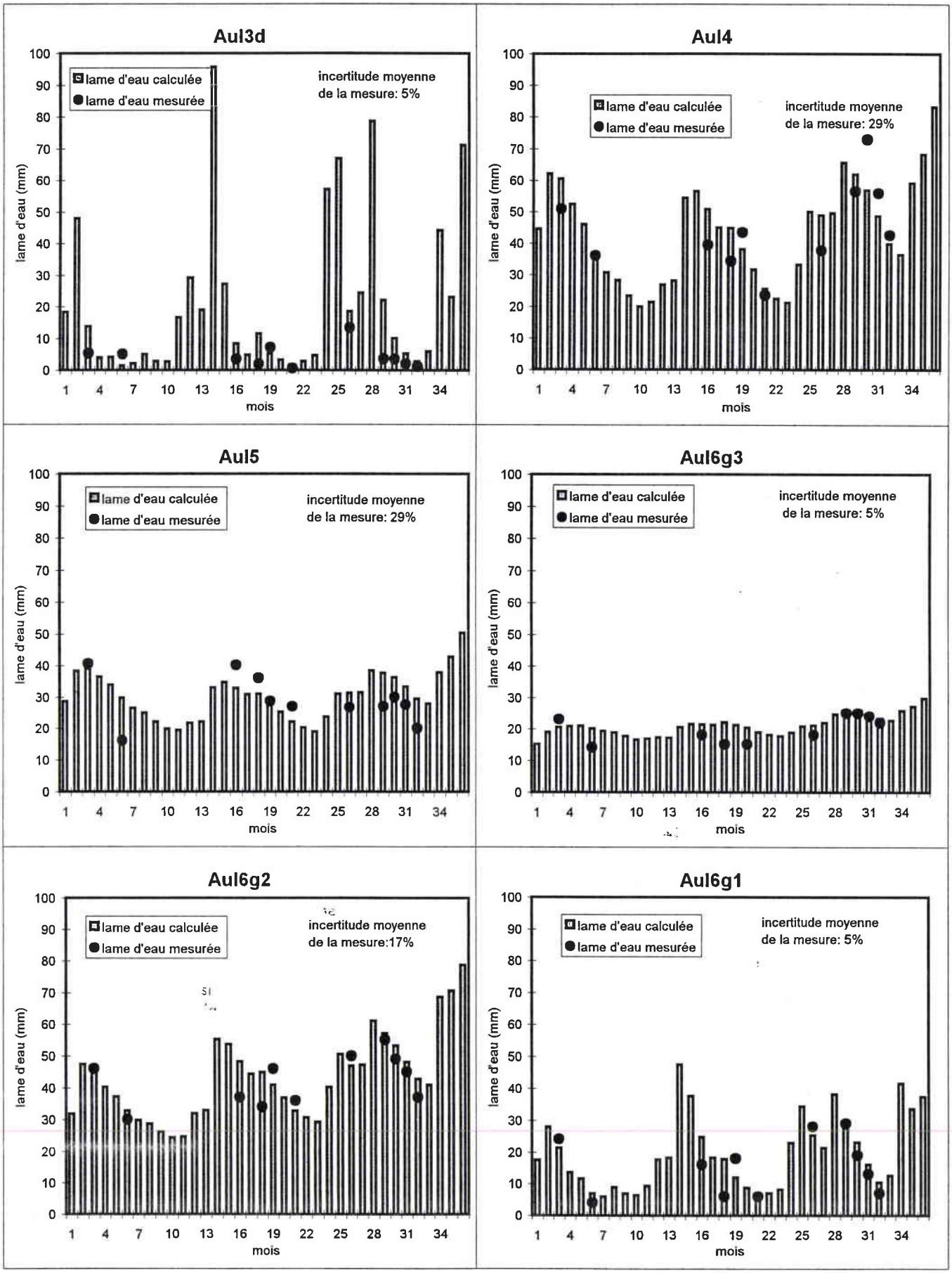
Annexe 6.1- Débits mesurés et modélisés sur les bassins unitaires



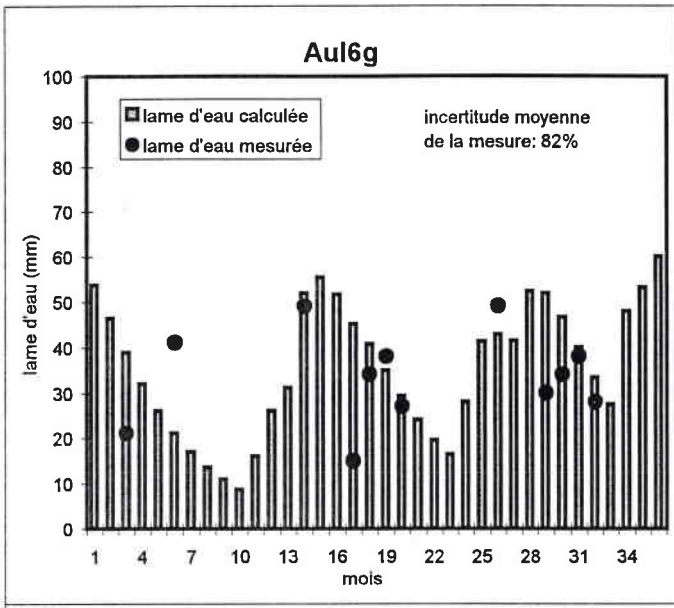
Annexe 6.1- Débits mesurés et modélisés sur les bassins unitaires

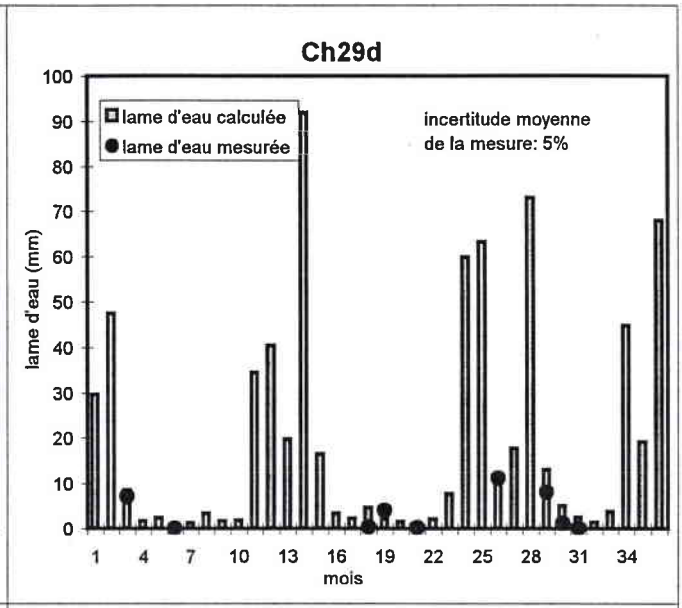


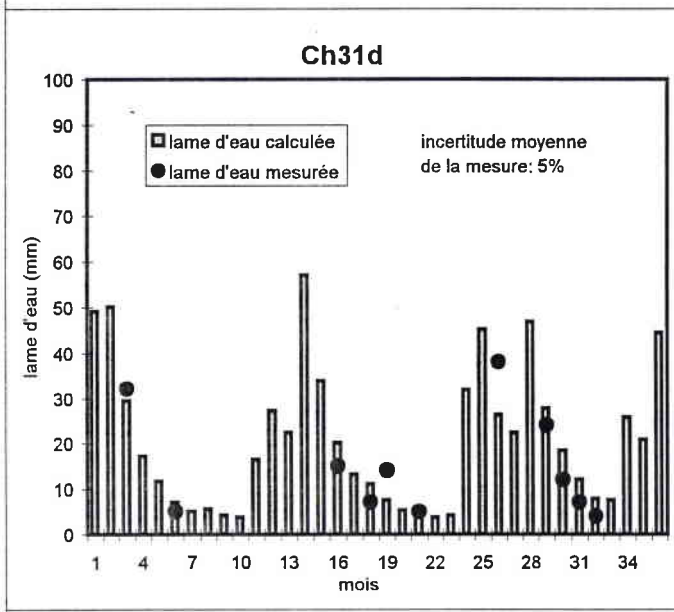
Annexe 6.1- Débits mesurés et modélisés sur les bassins unitaires

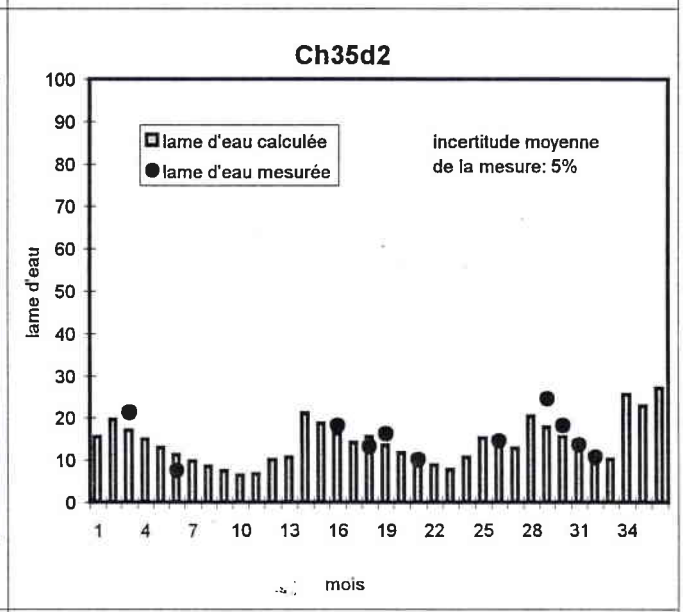


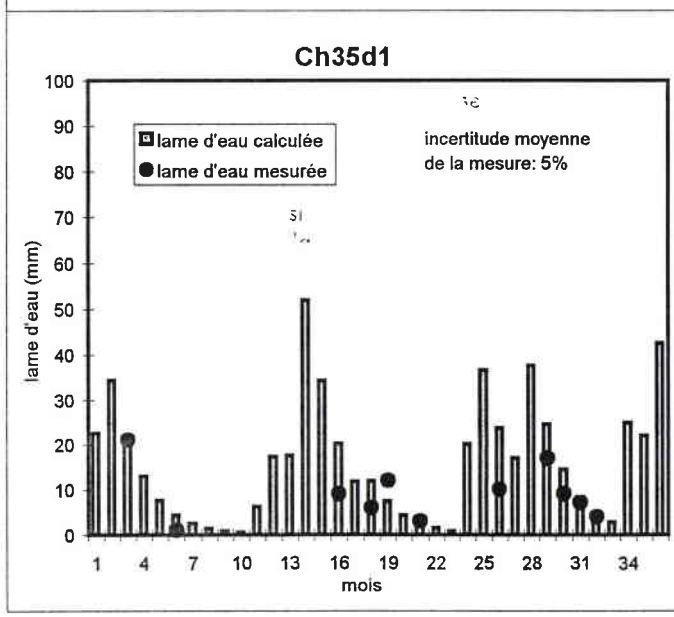
Annexe 6.1- Débits mesurés et modélisés sur les bassins unitaires

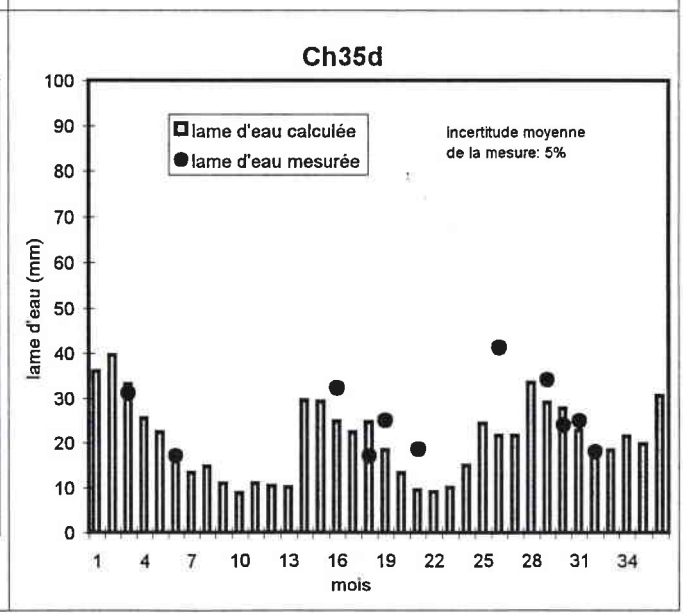




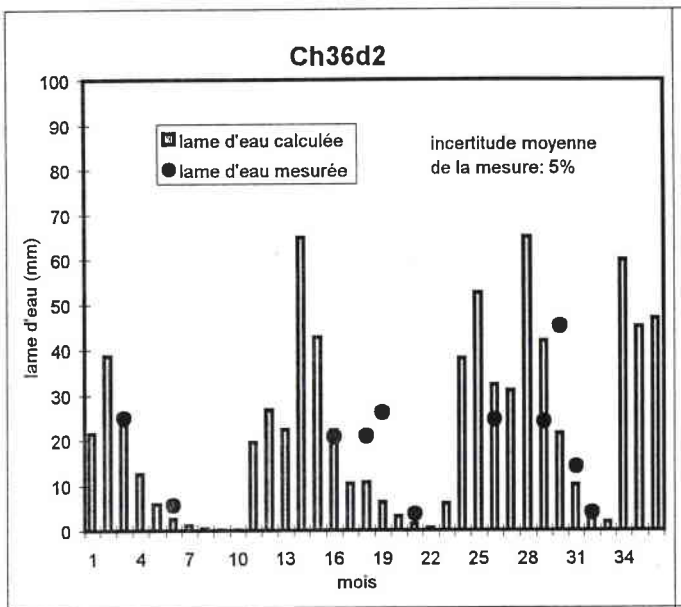


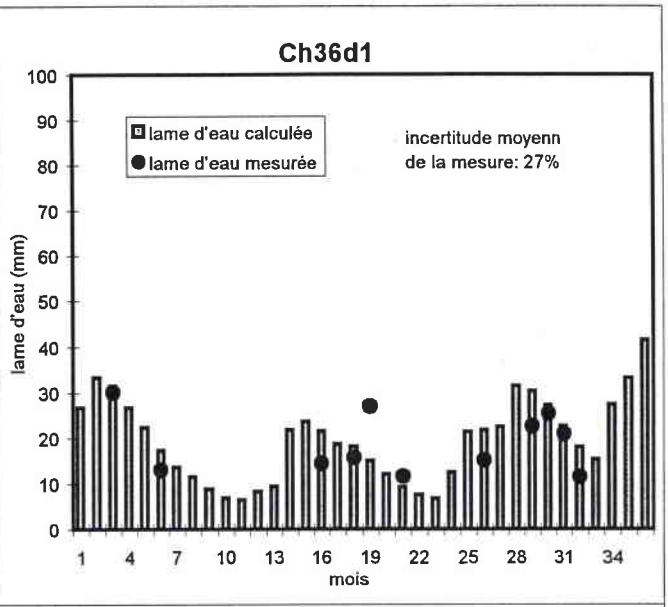


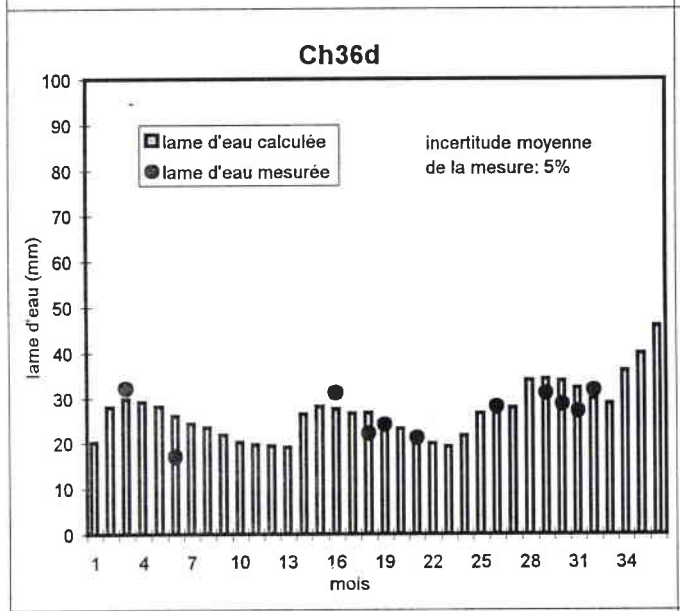


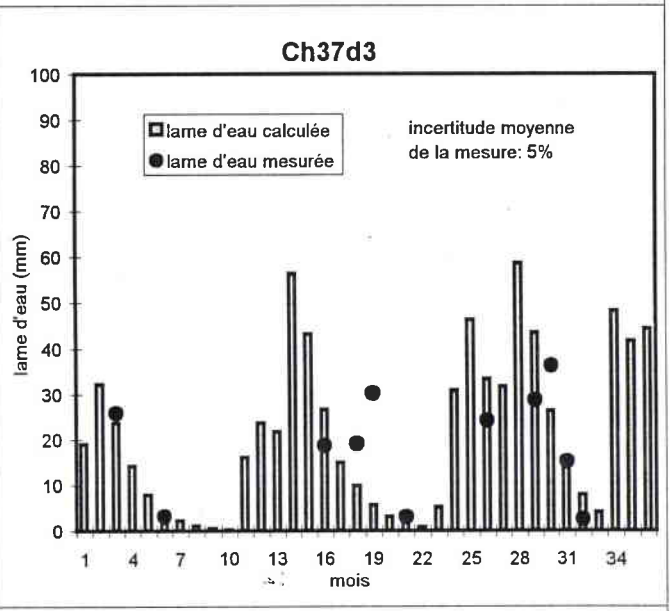


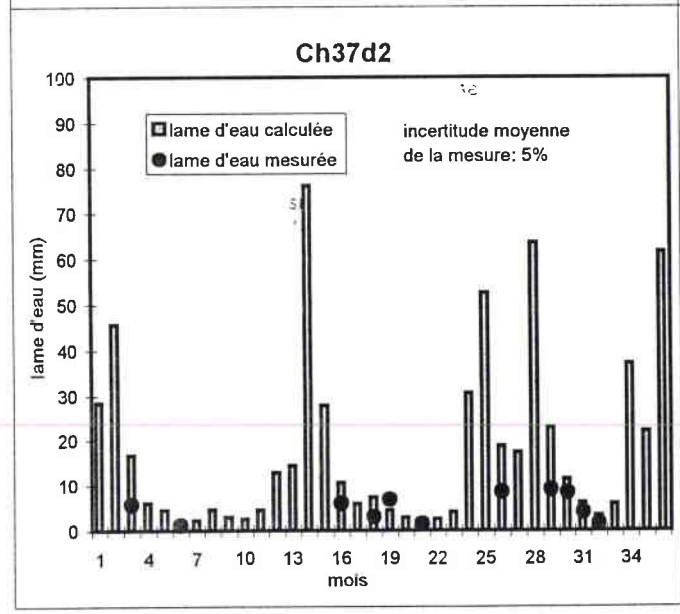
Annexe 6.1- Débits mesurés et modélisés sur les bassins unitaires

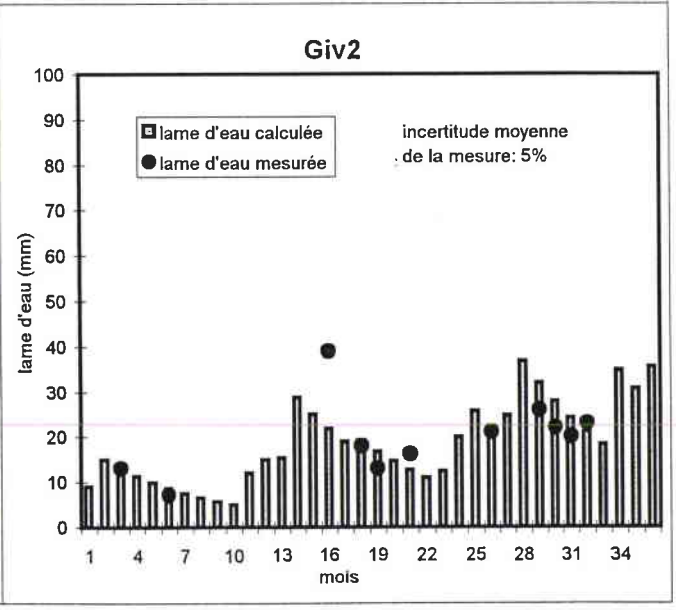






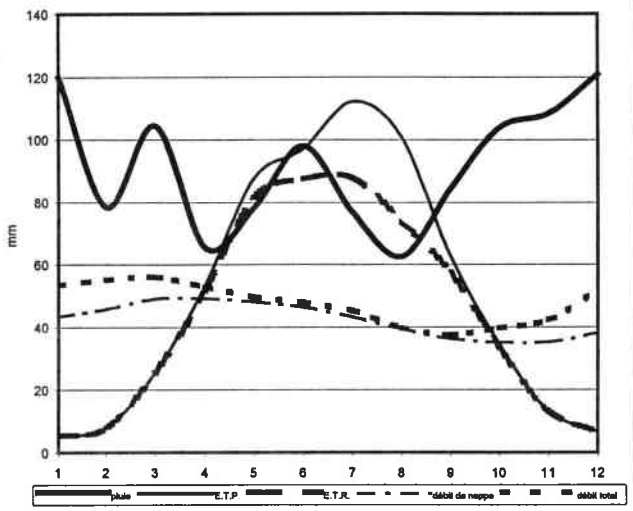




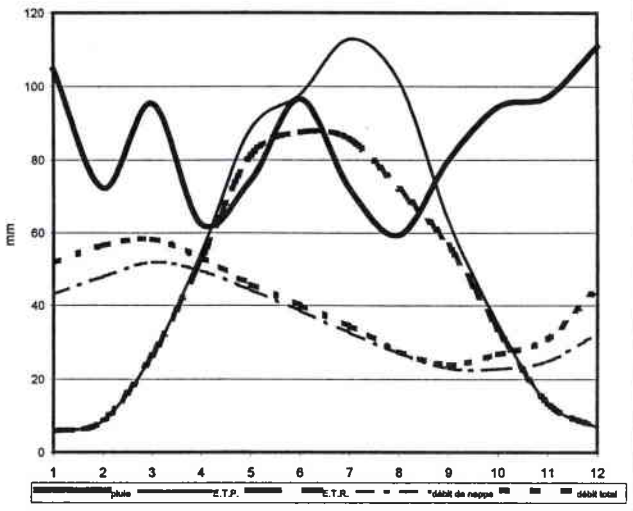


Annexe 6.2: Bilan hydrologique des bassins unitaires

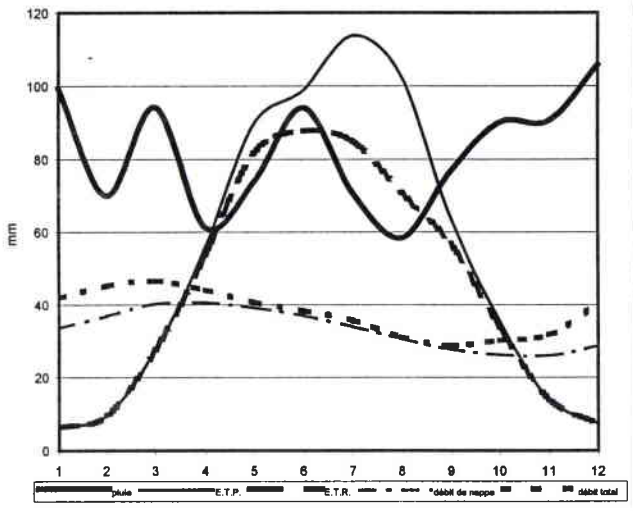
Aul2 BILAN MOYEN (1974-91)



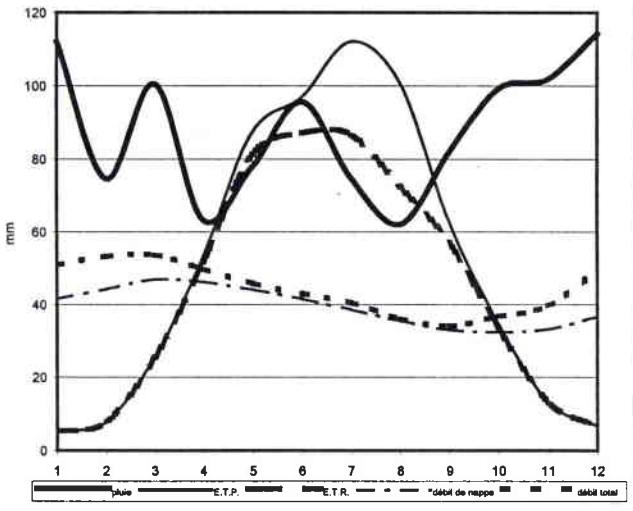
Aul4 BILAN MOYEN (1974-91)



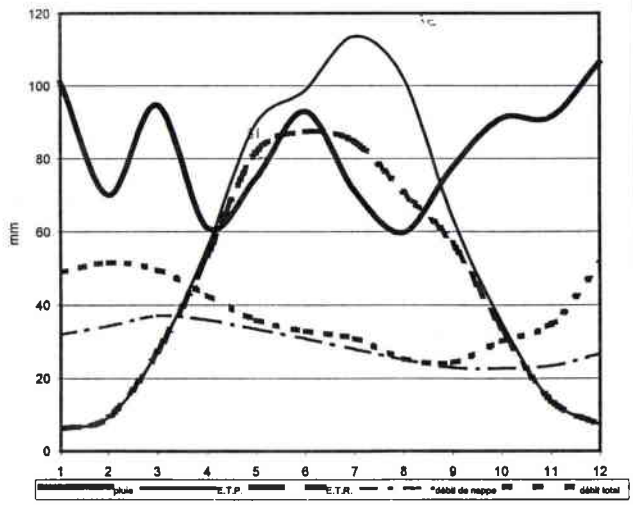
Aul5 BILAN MOYEN (1974-91)



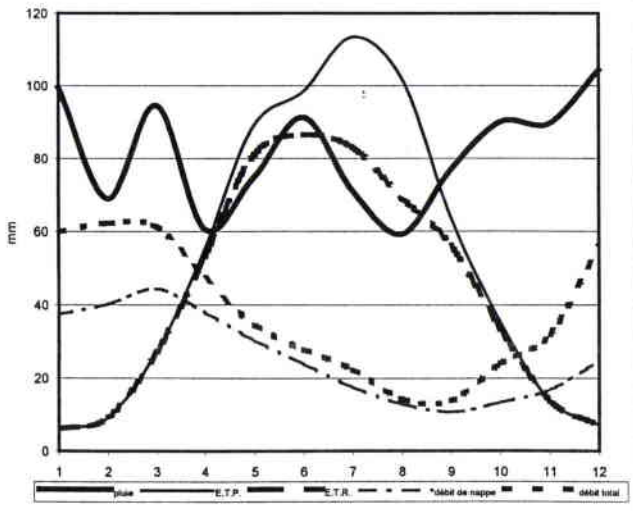
Aul6g3 BILAN MOYEN (1974-91)



Aul6g2 BILAN MOYEN (1974-91)

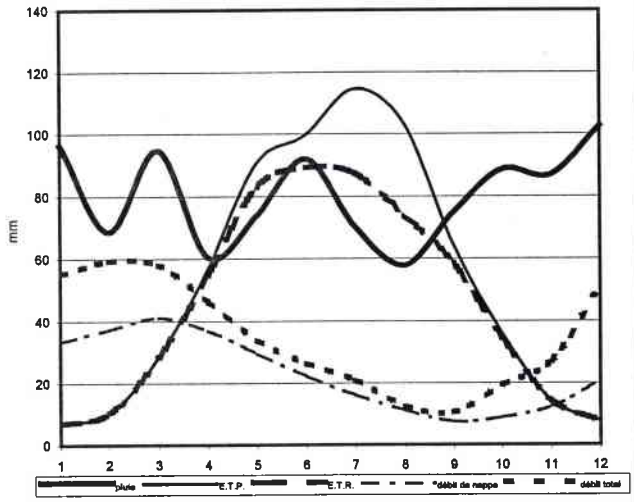


Aul6g1 BILAN MOYEN (1974-91)

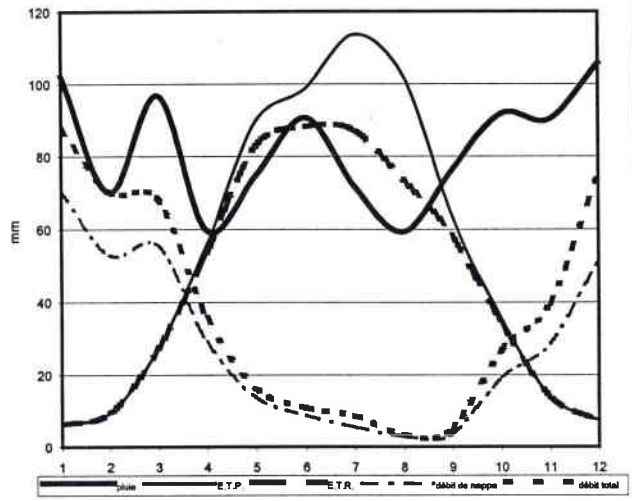


Annexe 6.2: Bilan hydrologique des bassins unitaires

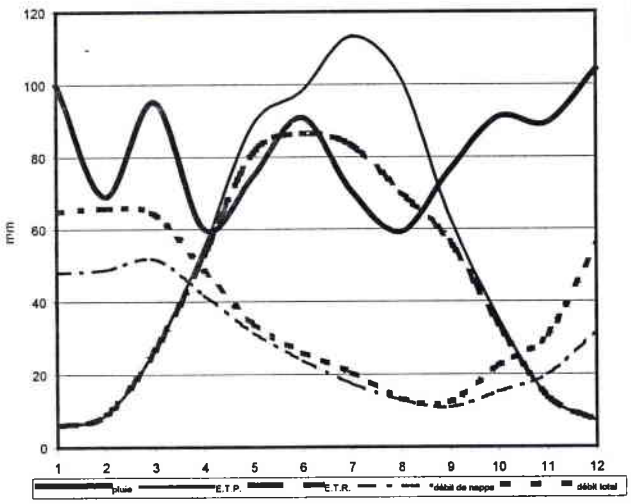
Aul6g BILAN MOYEN (1974-91)



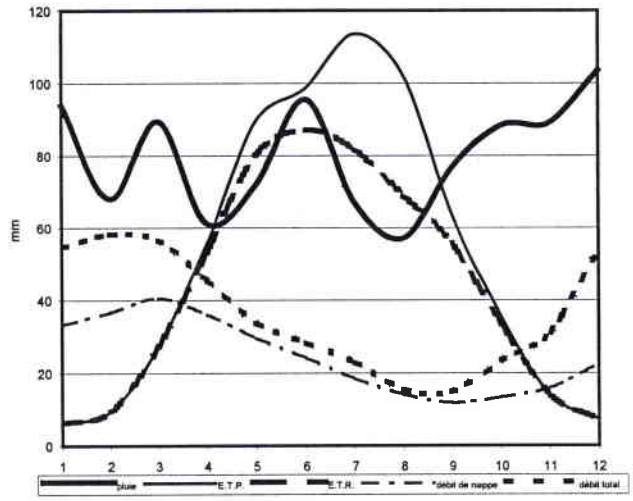
Ch29d BILAN MOYEN (1974-91)



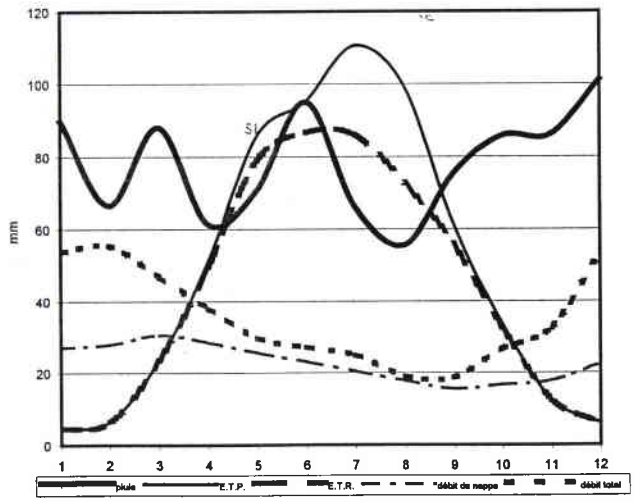
Ch31d BILAN MOYEN (1974-91)



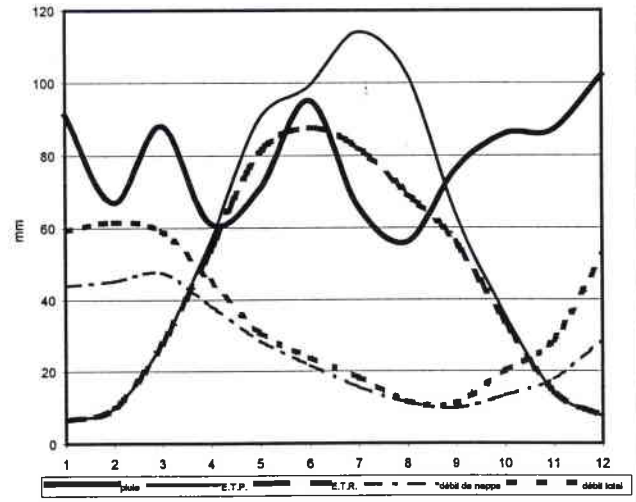
Ch35d1 BILAN MOYEN (1974-91)



Ch35d2 BILAN MOYEN (1974-91)

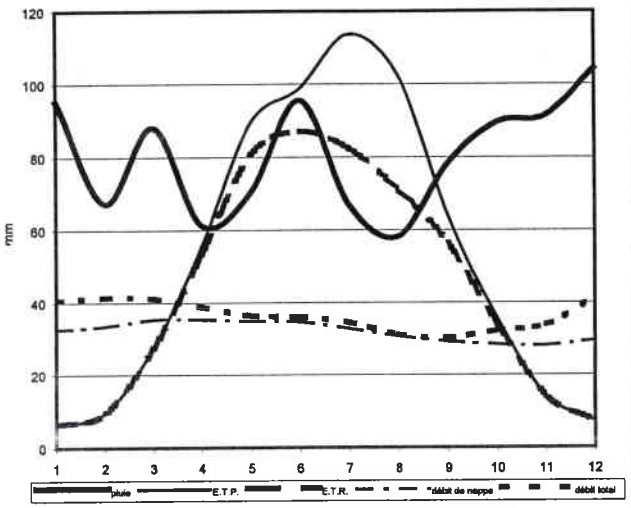


Ch35d BILAN MOYEN (1974-91)

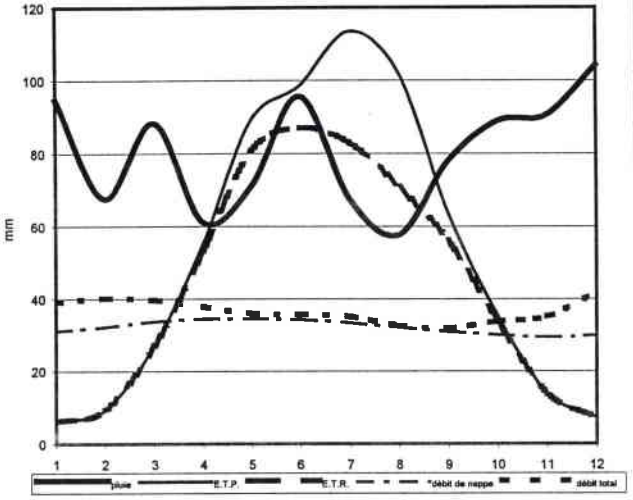


Annexe 6.2: Bilan hydrologique des bassins unitaires

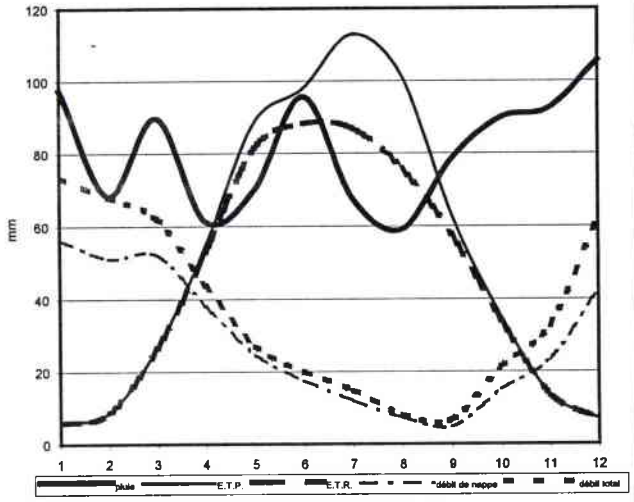
Ch36d1 BILAN MOYEN (1974-91)



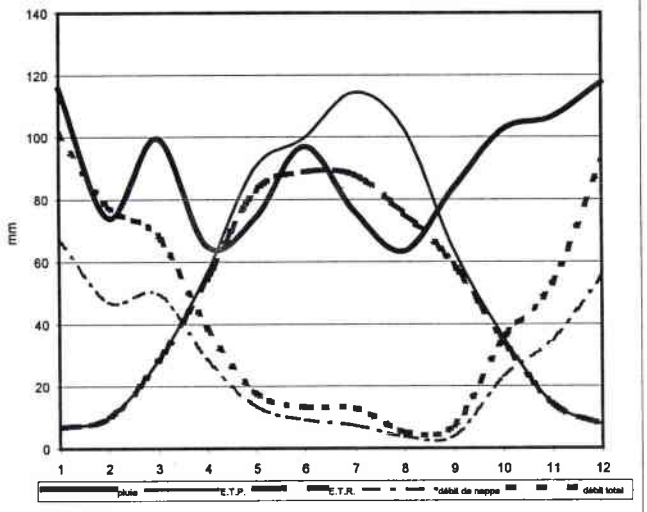
Ch36d BILAN MOYEN (1974-91)



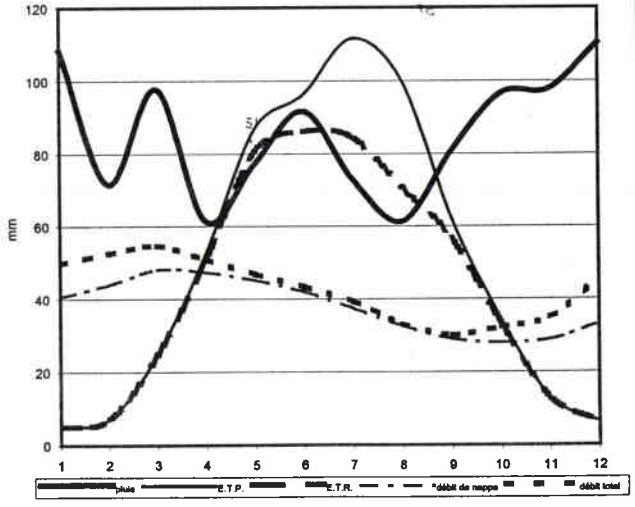
Ch37d1 BILAN MOYEN (1974-91)



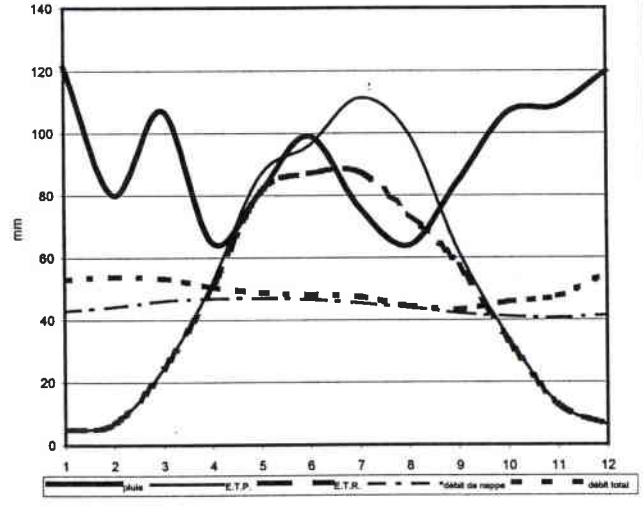
Ch39d2 BILAN MOYEN (1974-91)



Ma1d BILAN MOYEN (1974-91)

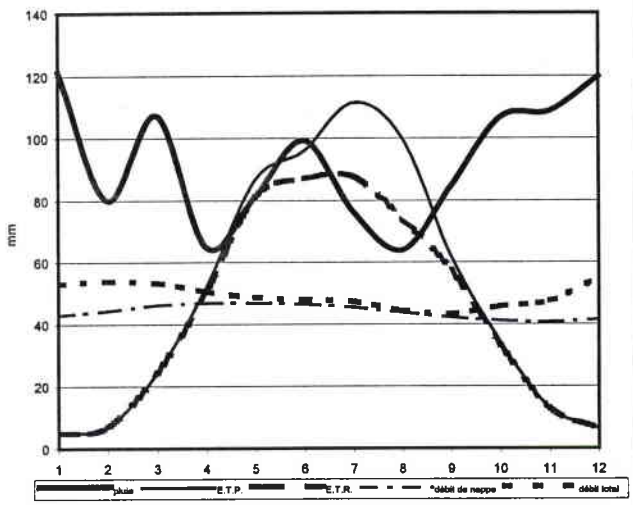


Ma2 BILAN MOYEN (1974-91)

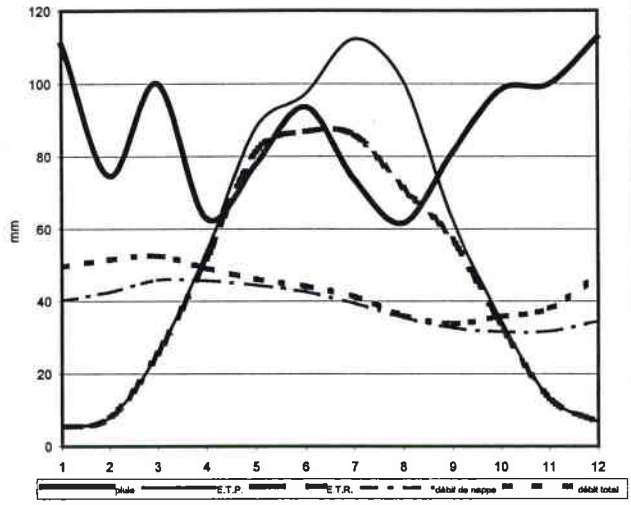


Annexe 6.2: Bilan hydrologique des bassins unitaires

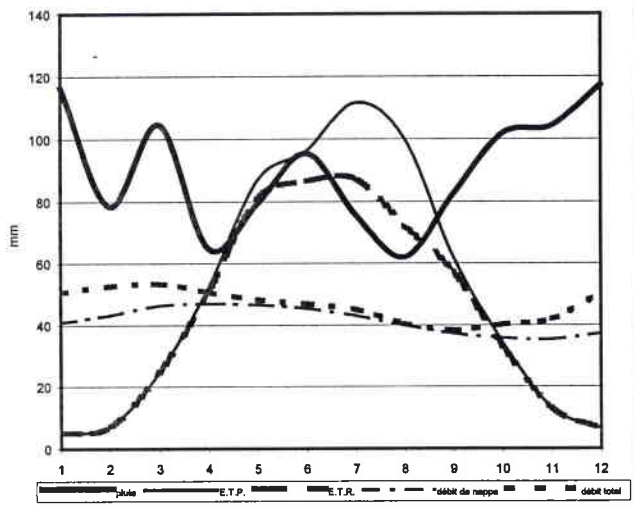
Ma2 BILAN MOYEN (1974-91)



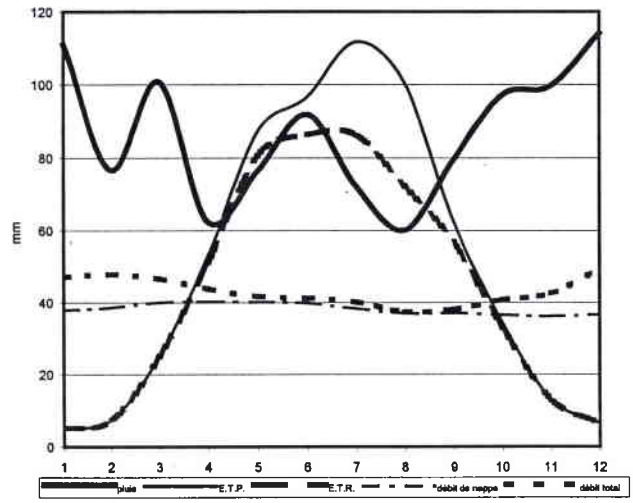
Ma3 BILAN MOYEN (1974-91)



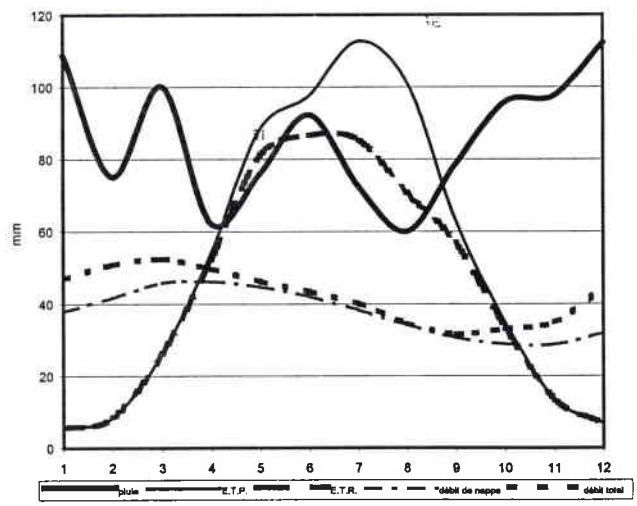
Ma4g BILAN MOYEN (1974-91)



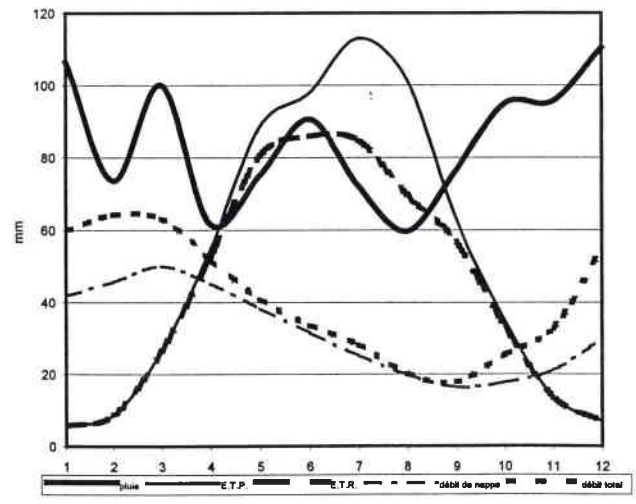
Ma5g BILAN MOYEN (1974-91)



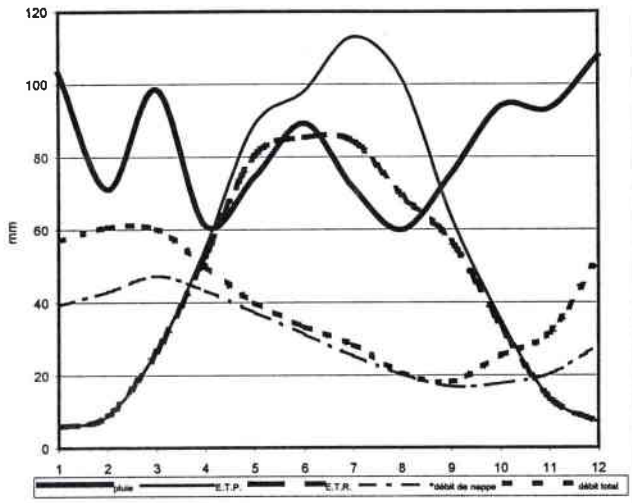
Ma6 BILAN MOYEN (1974-91)

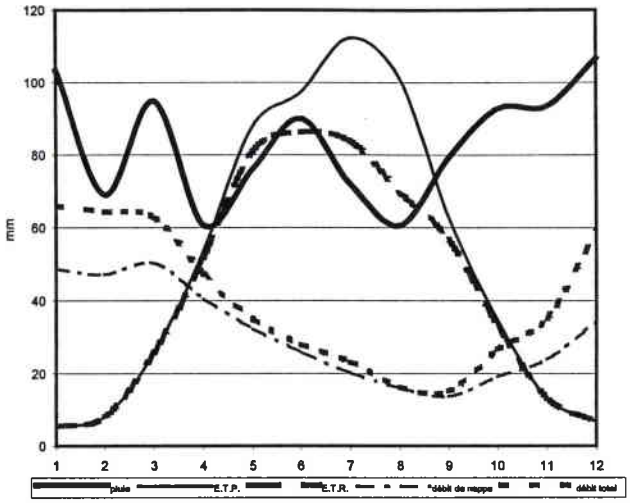


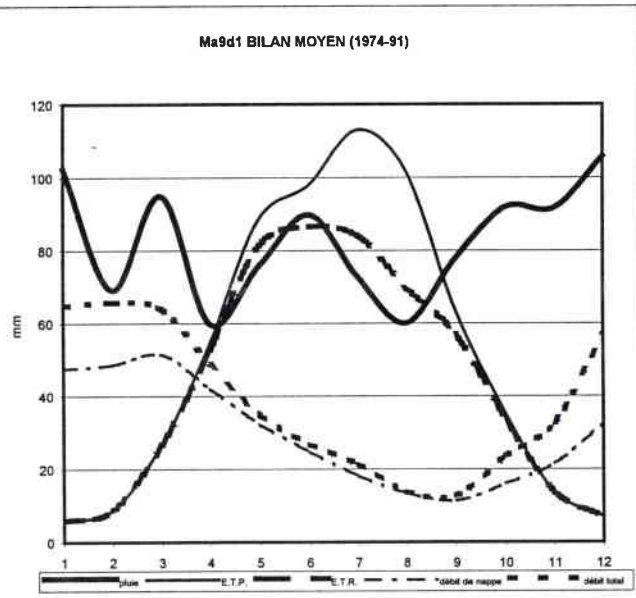
Ma7g BILAN MOYEN (1974-91)

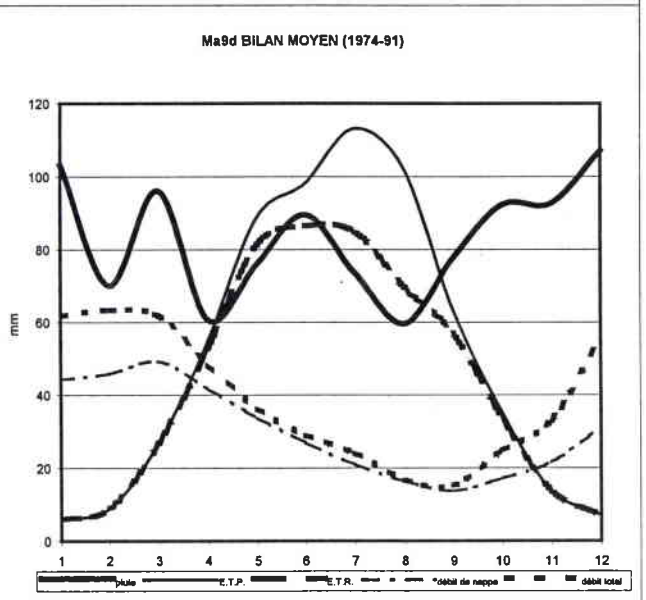


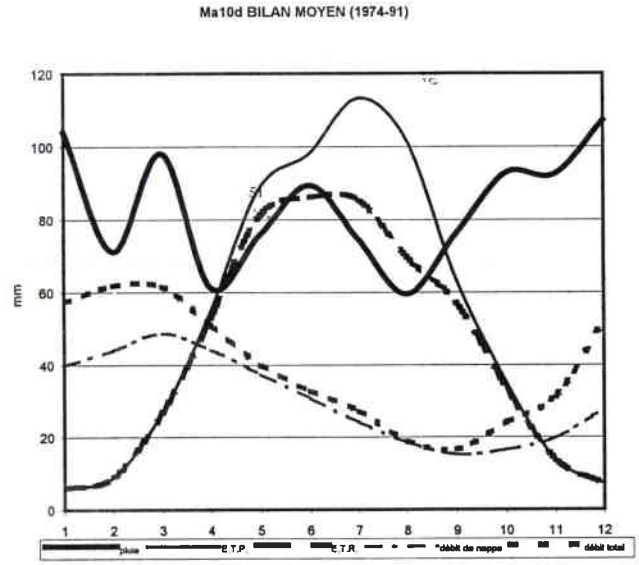
Annexe 6.2: Bilan hydrologique des bassins unitaires

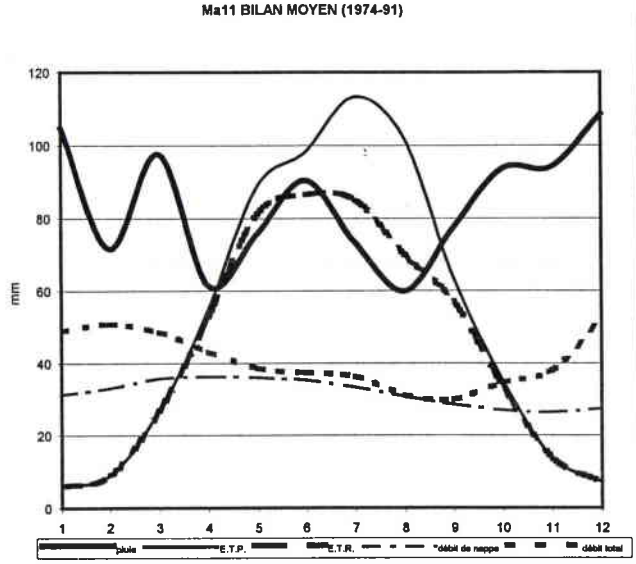






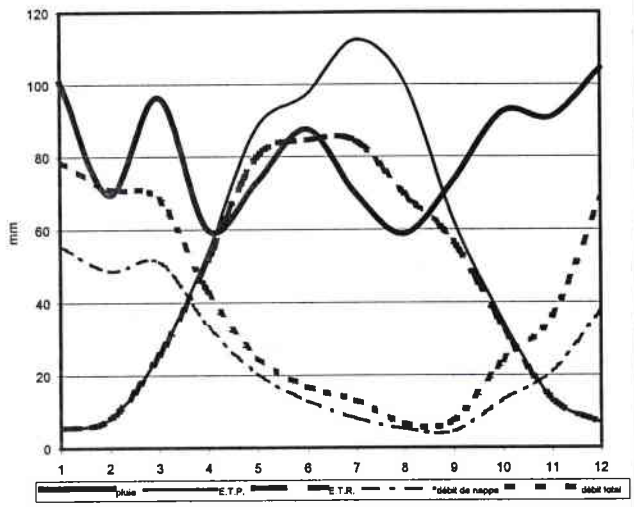




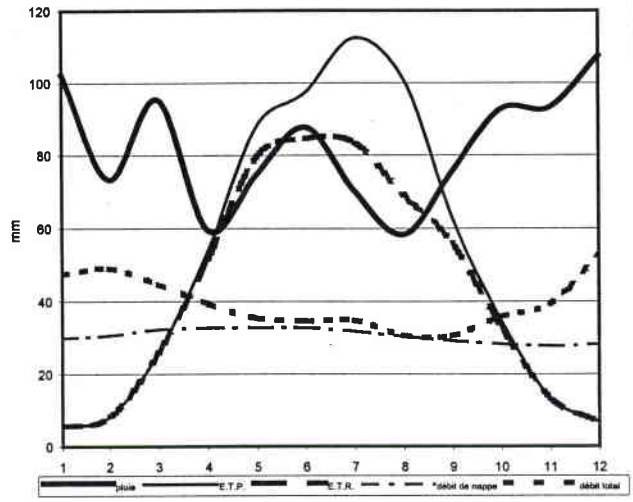


Annexe 6.2: Bilan hydrologique des bassins unitaires

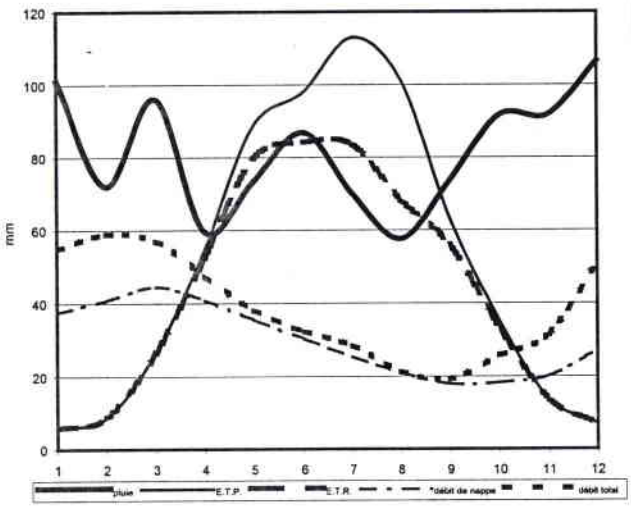
Ma12g BILAN MOYEN (1974-91)



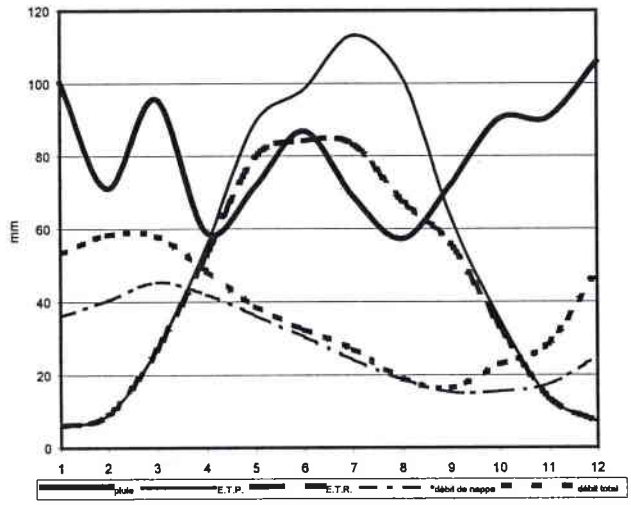
Tho1 BILAN MOYEN (1974-91)



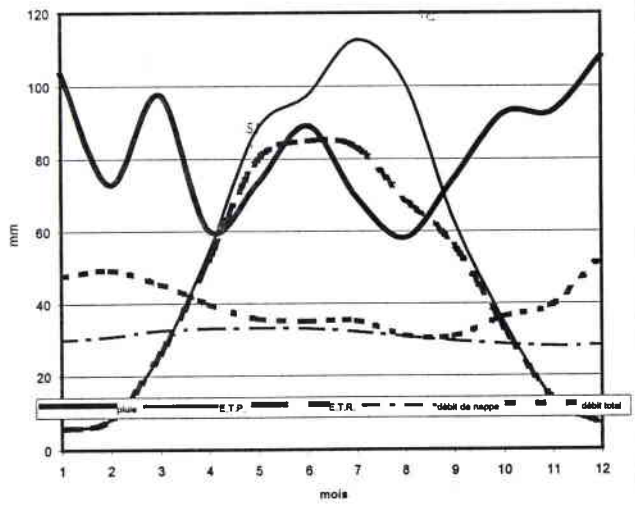
Tho2 BILAN MOYEN (1974-91)



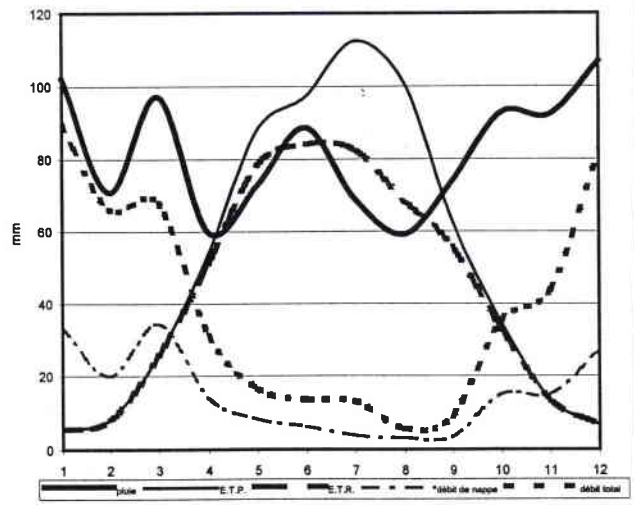
Tho3 BILAN MOYEN (1974-91)



Tho4d BILAN MOYEN (1974-91)



Tho5d BILAN MOYEN (1974-91)



Annexe 6.2: Bilan hydrologique des bassins unitaires

