Rôle de la nappe sur les transferts d'eau et de nitrate dans un bassin versant agricole. Etude expérimentale et modélisation.

Jérôme Molenat

▶ **To cite this version:**

Jérôme Molenat. Rôle de la nappe sur les transferts d'eau et de nitrate dans un bassin versant agricole. Etude expérimentale et modélisation.. Hydrologie. Université Rennes 1, 1999. Français. NNT : . tel-00656035

HAL Id: tel-00656035
https://theses.hal.science/tel-00656035

Submitted on 3 Jan 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

J. MOLENAT

ISSN 1240-1498
ISBN 2-905532-89-0

Rôle de la nappe sur les transferts d'eau et de nitrate dans un bassin versant agricole

ÉTUDE EXPÉRIMENTALE ET MODÉLISATION

MEMOIRES

1999

Géosciences Rennes

n° 90

INRA
Institut National de la Recherche Agronomique

MEMOIRE DE GEOSCIENCES - RENNES

N° 90

Jérôme MOLENAT

Rôle de la nappe sur les transferts d'eau de nitrate dans un bassin versant agricole. Etude expérimentale et modélisation

Thèse de Doctorat de l'Université de Rennes
soutenue le 2 Mars 1999

Géosciences - Rennes
UPR-CNRS 4661
Université de Rennes I
Campus de Beaulieu
35042 - Rennes Cédex
(France)

1999

ISSN : 1240-1498

ISBN : 2-905532-89-0

1999

GEOSCIENCES-RENNES
UPR-CNRS n°4661
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
F - 35042 - RENNES Cédex (France)

Jérôme MOLENAT

Rôle de la nappe sur les transferts d'eau et de nitrate dans un bassin versant agricole. Etude expérimentale et modélisation.

Mémoires de Géosciences Rennes, n° 90, 272 p.

Avant-Propos

Ce mémoire de thèse est le résultat d'un travail de trois années réalisé dans l' Unité Sol et Agronomie de Rennes-Quimper (USARQ) de l'INRA et dans l'Unité de Géosciences Rennes du CNRS. Il a été encadré par Chantal GASCUEL-ODOUX (USARQ-INRA), Philippe DAVY (Géosciences Rennes) et Patrick DURAND (USARQ-INRA).

Cette thèse s'inscrit dans le cadre du projet intitulé «*Temps de réponse des transferts hydrochimiques dans les bassins versants d'ordre 1 : analyse et modèle*» coordonné par G.Gruau (Géosciences, Rennes) et C.Gascuel-Odoux et financé par le Programme National de Recherche en Hydrologie.

Ce travail a été suivi par un comité de pilotage composé de G. DE MARSILY (Laboratoire de Géologie Appliquée, Paris VI), de R.MOUSSA (Laboratoire de Science du Sol, INRA, Montpellier) et de E.PERRIER (Laboratoire d'Informatique Appliquée, IRD-ORSTOM, Bondy).

Remerciements

Cette thèse n'aurait pu aboutir sans la participation directe ou indirecte de personnes que je tiens ici à remercier.

Tout d'abord, je suis sincèrement reconnaissant à Chantal Gascuel, Philippe Davy et Patrick Durand de m'avoir dirigé, conseillé et encouragé pendant ces trois années. Cette thèse doit beaucoup à Chantal Gascuel. Par sa disponibilité, ses compétences scientifiques et ses qualités humaines, Chantal a en effet joué un rôle très important dans la progression et l'aboutissement de mon travail. Philippe Davy m'a fait bénéficié de ses idées originales sur le sujet, de son expérience de modélisateur et de sa façon d'approcher les problèmes. Les discussions avec Patrick Durand ont toujours été très enrichissantes, ses remarques et ses suggestions ont contribué à approfondir les résultats de ce travail.

Je remercie Philippe Mérot qui m'a accueilli dans son laboratoire et a toujours manifesté un intérêt pour ce travail. J'ai pu profité de ses conseils et de son expérience d'hydrologue armoricain.

Que celles et ceux qui, sur le terrain ou au laboratoire, sont intervenus dans la réalisation de ce travail soient également remerciés. En particulier, je suis reconnaissant à François Garnier, François Rouault, Odile Hénin, Yves Quété, Gilles Dutin et Annick Régeard de leur disponibililté et de leur enthousiasme à la tache.

Participer au projet PNRH a été stimulant et très bénéfique à cette thèse. Je voudrais donc remercier Christine Riou, Gwenaelle Olivié-Lauquet, Catherine Grimaldi, Pierre Curmi, Aline Dia, Anne Jaffrezic et Claude Cheverry qui sont intervenus de très près ou de très loin dans ce projet. Un merci particulier à Gérard Gruau. Ses doutes, ses questions, ses conseils et son dynamisme ont beaucoup contribué à l'avancement de mon travail.

Les réunions du comité de pilotage ont été l'occasion de commentaires, de questions et de propositions qui m'ont encouragé et guidé dans le développement de cette thèse. C'est pourquoi je remercie Ghislain de Marsily, Edith Perrier et Roger Moussa d'y avoir activement participé et de s'être continuellement interessés à cette thèse. Je suis particulièrement reconnaissant à G.de Marsily d'avoir également accepté de rapporter ce

mémoire.

Je remercie tous les lecteurs et relecteurs de ce mémoire, en particulier Véronique Beaujouan et Claude Cheverry.

Je dois un grand merci à l'ensemble des personnes travaillant dans les unités Sol et Agronomie et Géosciences qui, d'une façon ou d'une autre, m'ont apporté leur aide et m'ont permis de travailler dans les meilleures conditions.

Grâce à J.Abrassart (CEMAGREF, Rennes), J.M.Dorioz (INRA, Thonon), L.Jordan-Meille (INRA, Thonon), M.Ferry (CEMAGREF, Antony) et V.Andreassian (CEMAGREF, Antony), j'ai pu facilement disposé des données et des observations des sites de Naizin, du Mercube et de l'Orgeval. Je les en remercie.

L.Bruckler a rapporté cette thèse. M.Kirkby a eu le courage d'examiner un mémoire en français. Je veux ici les remercier d'avoir accepté de juger ce travail et des commentaires qu'ils ont apportés en dehors et durant la soutenance.

Last but not least, ce sont mes parents, ma famille, mes amis ou mes camarades. Ils m'ont fait relativiser ce travail, ils m'ont soutenu, supporté, encouragé et aidé au cours de ces trois années. Je les en remercie chaleureusement et sincèrement.

Jérôme MOLÉNAT

Résumé

La pollution diffuse d'origine agricole est à l'origine de problèmes sanitaires et environnementaux liés à la déterioration de la qualité des eaux de surface. La maîtrise de cette pollution nécessite d'atteindre une connaissance fine, à toutes les échelles de temps, du transfert des éléments polluants transportés par l'eau. Ce travail a pour objectif d'établir le ou les temps de transfert du nitrate dans un bassin versant élémentaire. Il s'agit de connaître les réservoirs et les mécanismes responsables des variations saisonnières et pluri-annuelles des concentrations en nitrate dans la rivière.

L'étude des dynamiques hydrologiques de trois bassins versants agricoles (Kervidy, Mélarchez, Mercube) a été réalisée à partir d'observations globales (pluie, débit). Une méthode basée sur la représentation spectrale des séries temporelles d'observations a été reprise et développée. Ainsi, par cette méthode, les parts respectives des contributions de la nappe et de l'écoulement rapide aux débits de la rivière sont établies. Le modèle d'écoulement en nappe et ses paramètres sont également définis. Cette méthode a été étendue à l'identification des modèles de transfert de nitrate.

Un étude expérimentale a été mise en œuvre . Trois transects du bassin versant de Kervidy (Morbihan, Bretagne) ont été équipés de piézomètres pour observer la nappe d'altérite. Les niveaux piézométriques ont été mesurés et un échantillonnage de la nappe a été réalisé afin d'analyser les teneurs de l'eau en nitrate, sulfate et chlorure. Ces observations ont permis de préciser l'hydrodynamique de la nappe et d'identifier ses principaux traits chimiques. Un schéma de fonctionnement du transfert de nitrate dans le bassin versant à l'échelle inter-mensuelle est proposé à la suite de l'analyse et de l'interprétation de l'ensemble des observations.

Un modèle numérique spatialisé du fonctionnement de la nappe du bassin versant de Kervidy a été établi sur la base des observations et des connaissances acquises à la suite du travail de terrain.

Abstract

Agricultural non-point-source pollution is a major source of sanitary and environmental water quality problems. Control requires a detailed knowledge, at all time scales, of pollutant transfer in surface and subsurface runoff. This thesis aims to establish transfer times for nitrate in a simple catchment, through an understanding of the reservoirs and mechanisms responsible for seasonal and multi-annual variations in river nitrate levels.

The hydrological dynamics of three agricultural catchments (Kervidy, Mélarchez and Mercube) have been studied from measurements of total rainfall and discharge. An existing method based on sepectral analysis of time series has been further developed to sperate groundwater and storm discharge contributions. This analysis provides the parameters for a groundwater model, which has been extended to model nitrate transfer.

A catchment experiment has been set up at Kervidy (Morbihan, Brittany). Piezometers, installed along three slope catenas, monitor water level and sample the concentration of nitrate, sulphate and chloride in the groundwater. These measurements have been used to identify the water table dynamics and chemistry. Seasonal variations in nitrate pathways have been interpreted from the analysis of these data.

The field study has also been used to set up a distributed numerical model for groundwater behaviour in the Kervidy catchment.

Table des matières

Introduction 1

1 État des connaissances 5

1.1 L'eau dans un bassin versant 6

1.1.1 Le schéma classique du cycle hydrologique 6

1.1.1.1 Le ruissellement par défaut d'infiltration 7

1.1.1.2 Le ruissellement sur surface saturée 8

1.1.1.3 L'écoulement en nappe 8

1.1.2 La conception contemporaine du cycle hydrologique 9

1.1.2.1 Les approches hydrologiques 9

1.1.2.2 L'apport de traçage chimique et isotopique à l'hydrologie 14

1.1.2.3 Modèles hydrologiques 16

1.1.3 Conclusion 19

1.2 Les formes chimiques de l'azote 21

1.2.1 L'azote dans le sol et les processus biochimiques associés 21

1.2.1.1 La minéralisation et l'immobilisation 23

1.2.1.2 La nitrification 23

1.2.1.3 La volatilisation 24

1.2.1.4 L'absorption par les plantes 24

1.2.1.5 La dénitrification 25

1.2.2 Les flux d'azote dans un sol 26

1.2.2.1 Les flux entrants 27

1.2.2.2 Les sorties 28

1.2.3 Conclusion 28

1.3 Mouvement des nitrates dans un bassin versant : Approche compartimentale 31

1.3.1 La zone non saturée 31

1.3.1.1 Etude du lessivage «au champ» 31

1.3.1.2 Etude sur colonne de sol et théorie 32

1.3.1.3 Conclusion sur le lessivage 35

1.3.2 Mouvement des nitrates dans une nappe. 35
1.4 Approche intégrée du déplacement du nitrate dans un bassin versant : expérimentation et modèle 38
1.4.1 Approche globale 38
1.4.2 Les zones ripariennes 40
1.4.3 Les suivis de bassin versant 42
1.4.4 Conceptualisation et modèle 44
1.4.4.1 Les processus d'échange mobile/immobile 46
1.4.4.2 L'hypothèse de chasse de Hornberger 47
1.4.4.3 Modèle de Whelan 47
1.4.4.4 Conclusion sur les modèles 49
1.5 Conclusion du chapitre 51

2 Étude de trois bassins versants par analyse spectrale 53
2.1 Revue bibliographique 54
2.2 Bases théoriques de la représentation spectrale 56
2.2.1 Spectre de séries temporelles 56
2.2.2 Représentation spectrale d'un système linéaire et stationnaire . . . 57
2.2.3 Fonctions de transfert 58
2.2.3.1 Transfert des nitrates 58
2.2.3.2 Fonction de transfert hydrologique 59
2.3 Sites d'étude 61
2.3.1 Description des sites 61
2.3.2 Données et traitement des données 67
2.4 Temps caractéristiques 71
2.5 Study of three subsurface hydrologic systems based on spectral and cross-spectral analysis of time series 72
2.6 Spectral and cross-spectral analysis of three hydrological systems 91
2.7 Conclusion du chapitre 104

3 Présentation du site d'étude. Matériels et Méthodes 107
3.1 Quel site d'étude ? 107
3.1.1 Choix du site d'étude 107
3.1.2 Représentativité du site d'étude 109
3.2 Présentation du bassin versant de Naizin 110
3.2.1 Situation géographique et contexte climatique 110
3.2.2 Sol et sous sol du bassin versant de Naizin 110
3.3 Naizin, ses eaux, son nitrate. État des connaissances 114

3.3.1 Circulation de l'eau . . . 114
3.3.2 Géochimie des eaux . . . 115
3.3.3 Conclusion . . . 119
3.4 Matériels et méthodes . . . 120
3.4.1 Instrumentation du site . . . 120
3.4.2 Pédologie et géologie des versants . . . 125
3.4.3 Protocole d'échantillonnage, de mesure et d'analyse . . . 127

4 Caractérisation hydrodynamique du bassin versant de Kervidy 129
4.1 Contexte climatique et hydrologique . . . 129
4.1.1 Les précipitations . . . 129
4.1.2 Les débits de la rivière . . . 131
4.2 Mesures piézométriques . . . 131
4.2.1 Profils et battements de nappe . . . 132
4.2.2 L'exfiltration en bas de pente . . . 137
4.2.3 Mesure des conductivités hydrauliques *in situ*. . . . 138
4.3 Relation pluie-nappe . . . 139
4.3.1 Périodes estivales et automnales . . . 139
4.3.2 Périodes hivernales et printanières . . . 140
4.3.3 Discussion : dynamique et recharge de nappe . . . 142
4.4 Système nappe-rivière . . . 144
4.4.1 Transect de Kerolland . . . 145
4.4.2 Transect de Guériniec . . . 149
4.4.3 Transect de Fournello . . . 152
4.4.4 Discussion . . . 154
4.5 Relation entre la nappe et la topographie . . . 155
4.5.1 Gradient hydraulique et pente topographique . . . 156
4.5.2 Discussion . . . 158
4.6 Conclusion du chapitre . . . 162

5 Étude hydrochimique du bassin versant de Kervidy 163
5.1 Flux de solutés dans la rivière . . . 163
5.1.1 Paramètres physico-chimiques . . . 163
5.1.2 Évolution des concentrations au cours du temps . . . 164
5.1.3 Relation entre débit et anions en périodes hors-crue . . . 166
5.2 Composition chimique de la pluie . . . 170
5.3 Caractérisation physico-chimique de la nappe d'altérite . . . 171
5.3.1 Paramètres physico-chimiques . . . 171
5.3.2 Évolution temporelle des concentrations anioniques dans la nappe . 173

5.3.2.1 Présentation par piézomètre 173
5.3.2.2 Synthèse sur l'évolution temporelle 176
5.3.3 Structure spatiale de la composition chimique de la nappe 178
5.3.3.1 Les nitrates 178
5.3.3.2 Les sulfates 179
5.3.3.3 Les chlorures 180
5.3.3.4 Synthèse sur l'organisation spatiale de la chimie de la nappe 182
5.4 Discussion sur l'organisation spatiale de la chimie de la nappe 183
5.4.1 Hypothèses 183
5.4.2 Bilan de masse d'une dénitrification dans la nappe 189
5.4.3 Conditions rédox 193
5.4.4 Apports des éléments traces (d'après Riou (1999)) 194
5.4.5 Conclusion sur la présence d'un gradient 196
5.5 Relation entre la nappe et la rivière 197
5.5.1 Diagramme de mélange 197
5.5.2 Mécanisme de mélange 199
5.5.3 Lessivage de nitrate vers la nappe 204
5.6 Transfert de nitrate : schéma de fonctionnement 206
5.7 Conclusion du chapitre 208

6 Modélisation de la dynamique de la nappe du bassin versant de Kervidy 209
6.1 Objectifs de la modélisation 209
6.2 Construction du modèle 210
6.2.1 Présentation de MODFLOW 210
6.2.2 Discrétisation de l'espace et du temps 211
6.2.3 Conditions aux limites 213
6.2.4 Calibration du modèle 214
6.3 Résultats du modèle et discussion 216
6.3.1 Paramètres du modèle 216
6.3.2 Dynamique de la nappe 217
6.3.3 Débits 222
6.4 Sensibilité du modèle à la géométrie des altérites 223
6.4.1 Charges piézométriques simulées 223
6.4.2 Flux de la nappe vers la rivière 227
6.4.3 Comparaison avec les études précédentes 228
6.4.4 Zones d'échange entre les unités géologiques 229
6.4.5 Vitesses 234
6.5 Conclusion et synthèse du chapitre 241

Conclusion Générale **243**

Références **251**

Introduction

Introduction

En Bretagne, comme dans d'autres régions de l'Europe de l'Ouest, l'eau des rivières présente fréquemment des concentrations de nitrate supérieures à la norme européenne de potabilité fixée à 50 mg/l. L'évolution de ces teneurs révèle par ailleurs une détérioration progressive de la qualité des eaux de surface.

Au delà des questions relatives à la santé publique qu'elle suscite, cette situation se traduit d'ores et déjà par un accroissement de l'eutrophisation des rivières et des retenues d'eau, et par l'apparition et le développement d'algues vertes dans les zones littorales (Jigorel *et al.*, 1996). L'eutrophisation se traduit par la diminution de l'oxygène de l'eau et par un développement phytoplanctonique et algal responsable entre autres de l'appauvrissement de la faune et l'envasement des retenues. Les algues vertes marines sont indirectement toxiques pour l'homme par la consommation de coquillages.

Si les approches curatives (mélange d'eau de teneurs différentes, construction d'usine de dénitrification) peuvent être des solutions à court terme pour rendre à l'eau d'alimentation sa potabilité, elles sont totalement inadaptées à la restauration de la qualité de l'eau dans le milieu naturel. La solution passe davantage par une approche préventive qui implique d'élargir le raisonnement des activités agricoles afin d'intégrer des critères environnementaux. Cette prévention nécessite par conséquent de mieux comprendre les processus de production du nitrate mais aussi de comprendre les mécanismes à l'origine de son transfert dans les paysages. Dans la perspective des programmes de maîtrise des pollution d'origine agricole (PMPOA), l'enjeu est la capacité à prédire l'impact des décisions relatives aux pratiques culturales ou, plus généralement, à l'aménagement de l'espace rural, sur la qualité des cours d'eau.

C'est dans ce contexte qu'entre 1992 et 1997 a été initié, puis développé par l'Unité de Science du Sol de l'INRA de Rennes, le programme CORMORAN dont l'objectif était la caractérisation, l'observation et la modélisation des transferts de masse et d'énergie en milieu agricole intensif (Cheverry, 1998). Les connaissances acquises au cours de ces cinq années ont porté sur : l'analyse du rôle de la topographie sur l'organisation des sols, sur le fonctionnement hydrologique et sur certains aspects du comportement géochimique ; la définition des zones actives vis à vis du transfert de l'eau ; le rôle des sols hydromorphes

dans le contrôle de l'azote (Mérot, 1998).

Le travail présenté dans ce mémoire s'inscrit dans la continuité de ce programme. Nous nous intéresserons plus particulièrement au nitrate. Dans le cadre du programme CORMORAN, l'étude du transfert d'eau et des éléments associés se limitait aux crues. Vis à vis du nitrate, l'échelle de temps d'observation et d'étude doit être élargie ; d'une part parce qu'en crue interviennent des eaux ayant transité dans des milieux aux échelles de temps plus larges que la durée de la crue ; d'autre part parce qu'au cours d'une année hydrologique, les flux de nitrate sont beaucoup plus importants hors crue qu'en crue. Les teneurs en nitrate dans une rivière présentent, sur plusieurs années, une variabilité importante. Aux variations événementielles (crues) se superposent des fortes variations saisonnières et des tendances pluri-annuelles. Cerner l'origine des nitrates et comprendre les mécanismes à la base de leur transfert dans le bassin versant jusqu'à la rivière implique donc d'appréhender le problème à une échelle de temps inter-mensuelle et inter-annuelle.

Paradoxalement, les échelles de temps longues ont fait l'objet de peu d'études, les travaux se focalisant davantage, à l'instar du programme CORMORAN, sur les épisodes de crue. Aussi, dans la littérature, rares sont les modèles prédictifs qui intègrent les phénomènes pertinents à ces échelles de temps (Gruau et Gascuel-Odoux, 1996).

A priori, les contrôles sur le transfert du nitrate dans un bassin versant peuvent avoir plusieurs origines. Le nitrate est un élément réactif et peut être impliqué dans des phénomènes biogéochimiques et notamment dans des réactions d'oxydo-réduction. Sa forte solubilité le rend dépendant également des phénomènes hydrologiques. Du sol à la rivière, le nitrate peut emprunter de multiples chemins, à travers les milieux non saturés ou à travers la nappe. Il parait donc nécessaire de cerner les mécanismes clés à la base de l'évolution des concentrations en nitrate dans la rivière.

Devant le développement des connaissances hydrologiques des 20 dernières années et la prolifération des modèles hydrologiques, la question des chemins de l'eau apparaît triviale. En effet, les modèles spatialement distribués n'ont-ils pas pour ambition de décrire les écoulements au sein du bassin versant et par conséquent d'estimer les vitesses de l'eau ? Cependant, le résultat de ces modèles est rarement confronté à des observations distribuées. Faute de validation complète de ces modèles, leur emploi afin de représenter les flux d'éléments associés à l'eau dans un bassin versant apparaît incertain.

Compte tenu de l'état des connaissances actuelles, une étude sur le transfert de nitrate dans un bassin versant doit s'appuyer sur un travail d'observation sur le terrain. Récemment des hypothèses de fonctionnement ont été proposées qui tentent de hiérarchiser les mécanismes. On ne sera capable de confirmer ou de corriger ces hypothèses, ou d'en proposer de nouvelles, qu'à la lumière de l'analyse d'observations faites sur le terrain.

L'étude des transferts à l'échelle de la crue à beaucoup privilégié l'observation et la

modélisation des zones humides de bas de versant directement connectées à la rivière. La connection de ces zones avec le reste du versant a reçu moins d'attention. En dehors des crues, la nappe soutient le débit dans la rivière. Elle constitue l'élément de connection entre la zone non saturée du sol, siège de production et du lessivage de nitrate, et la rivière. Il paraît donc nécessaire de bien établir le rôle que joue la nappe dans le transfert de nitrate dans le bassin versant et la nature des mécanismes impliqués dans ce transfert.

L'objectif de ce travail est d'établir le ou les temps de transfert du nitrate dans un bassin versant, à partir de l'étude hydrologique et hydrochimique du bassin versant de Kervidy. La question que nous posons concerne la relation entre l'origine spatiale des apports de nitrate au bassin versant et son temps de résidence dans ce bassin versant. Nous porterons une attention particulière à la dynamique de la nappe et à sa composition chimique. A travers cette étude, il s'agit notamment de connaître les réservoirs et les mécanismes responsables des variations saisonnières et pluri-annuelles des concentrations en nitrate dans la rivière. L'objectif scientifique du travail est de jeter les bases d'une modélisation intégrant les phénomènes pertinents aux échelles de temps inter et intra-annuelles.

Ce mémoire s'articule autour de six chapitres.

- Le premier chapitre est consacré à une revue bibliographique sur l'état des connaissances concernant l'étude, la compréhension et la modélisation du transfert de l'eau et du nitrate dans les bassins versants agricoles.
- Dans le second chapitre, nous chercherons à établir le temps caractéristique moyen, en terme d'eau et de nitrate, de trois petits bassins versants agricoles à partir des observations de débits et des concentrations en nitrate dans les rivières. Pour cela, nous présenterons une méthode basée sur l'analyse spectrale des séries d'observations temporelles.
- Nous décrirons dans le chapitre 3 les principales caractéristiques du bassin versant de Kervidy, notre site d'étude. Nous rappellerons les connaissances relatives à notre problème, connaissances acquises à la suite du programme CORMORAN. Le dispositif expérimental sera détaillé.
- Dans le chapitre 4, l'étude de la dynamique de la nappe est réalisée à partir des observations piézométriques. Nous nous intéresserons particulièrement aux relations entre cette dynamique et les flux d'eau dans la rivière et aux relations entre le profil de la nappe et la topographie de surface.
- Nous aborderons dans le cinquième chapitre l'étude de la nappe du point de vue de sa chimie en nous focalisant sur les éléments nitrate, sulfate et chlorure. Nous tenterons notamment d'établir le schéma d'écoulement dans la nappe et le rôle

des processus biochimiques à partir de la distribution spatiale et temporelle de ces éléments.

- Dans le chapitre final, nous chercherons à établir un modèle du fonctionnement hydrologique de la nappe en nous appuyant sur l'ensemble des informations et des connaissances obtenues jusque là. Il s'agira de mieux cerner les vitesses de transfert au sein des différents réservoirs que nous aurons identifiés préalablement.

Chapitre 1

État des connaissances

Chapitre 1

État des connaissances

L'étude du transfert du nitrate dans un bassin versant a pu bénéficier des connaissances engendrées par deux disciplines : l'hydrologie et l'agronomie. L'hydrologie a cherché, dès ses débuts, à connaître les mécanismes de transfert de l'eau de pluie vers la rivière. L'objectif des hydrologues était de comprendre, décrire et prédire la genèse des crues dans un bassin versant. Les agronomes se sont penchés depuis longtemps sur la dynamique de l'azote dans le système sol-plante-atmosphère. Il s'agissait, à travers une meilleure compréhension du cycle de l'azote dans le sol, de mieux évaluer et gérer les besoins en azote des cultures pour obtenir les meilleurs rendements.

L'objectif de ce chapitre est d'établir une synthèse et de faire le point des connaissances hydrologiques et agronomiques nécessaires pour étudier et comprendre le transfert des nitrates dans un petit bassin versant agricole en climat humide. Cette synthèse s'articule autour de quatre sections :

- la première est consacrée aux processus hydrologiques impliqués dans le transfert de l'eau dans un bassin versant ;
- ensuite, nous abordons le cycle de l'azote et les réactions biogéochimiques qui y sont associées ;
- puis, nous présenterons les mécanismes élémentaires à la base du transport d'un soluté que ce soit dans un milieu non saturé ou dans un aquifère ;
- enfin, nous verrons, au travers de quelques études expérimentales et modélisations, les schémas proposés pour expliquer le transport de nitrate dans un bassin versant.

1.1 L'eau dans un bassin versant

Les chemins que peut prendre une goutte de pluie pour arriver à la rivière sont multiples. Leur observation, leur identification et leur description sont souvent difficiles. Cette multiplicité associée à ces difficultés rendent impossible l'émergence d'une conception consensuelle du cycle hydrologique. Au cours des années, la connaissance s'est affinée. Les années 60 ont connu le développement des observations et des études de bassins versants donnant lieu à la mise en évidence de nouveaux processus et au développement de nouveaux concepts. L'hydrologie classique des années 30, basée sur des théories plutôt simples, a fait place à une hydrologie plus complète. D'un point de vue méthodologique, les outils classiques de l'hydrologue, mesure de débit et piézométrie, ont été complétés par de nouvelles méthodes aux apports importants, notamment le traçage.

1.1.1 Le schéma classique du cycle hydrologique

Classiquement, les débits sont classés en deux catégories : les débits ou écoulements de crue (*stormflow*) et les débits ou écoulements de base (*base flow*). Les écoulements de crue sont considérés comme le résultat direct et immédiat des pluies *via* le ruissellement, les écoulements de base sont la contribution des pluies par un cheminement plus long *via* la nappe (Fig. 1.1). Le ruissellement est, à travers ce schéma, le processus contrôlant l'hydrogramme de crue. L'écoulement de base est gouverné par la dynamique de la nappe.

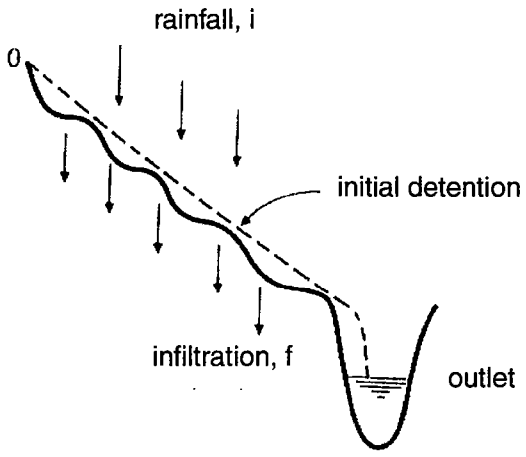


FIG. 1.1 – *La génération de crue par ruissellement de surface (d'après Horton, 1945, repris dans Chow (1988).*

La production du ruissellement a d'abord été expliquée par Horton (1933) comme la conséquence d'un refus d'infiltration des pluies par le sol (*excess infiltration overland*

flow). Plus tard, Dunne (1968) a proposé un second type de mécanisme, le ruissellement sur surface saturée (*saturation overland flow*).

1.1.1.1 Le ruissellement par défaut d'infiltration

Horton (1933) concevait la genèse du ruissellement en ces termes (cité par Chow *et al.* (1993) : «Le ruissellement de surface est la fraction de la pluie qui n'est pas absorbée par le sol en infiltration. Si le sol a une *capacité d'infiltration* f alors, quand l'intensité de pluie i est inférieure à f, la pluie est entièrement absorbée et il n'y a pas d'écoulement de surface. En première approximation, on peut dire que si i est supérieure à f, un écoulement de surface apparaît à une intensité (i-f)». Cette différence est appelée par Horton l'excès de pluie (*rainfall excess*). Selon le schéma proposé par Horton, l'excès de pluie ruisselle à la surface du versant, remplissant les dépressions de la micro-topographie, pour atteindre la rivière. La fraction infiltrée s'évapore ou alimente la nappe qui alimente la rivière sous la forme d'un écoulement de base (*base flow*). Le ruissellement Hortonien domine l'écoulement de surface dans les régions désertiques et semi-arides, où l'absence de végétation et de matière organique dans les sols empêche le développement d'une porosité des sols propices à l'infiltration (Sivapalan *et al.*, 1987). Il implique que l'eau de la crue est composée d'eau récente (*new water, event water*) provenant directement de la pluie.

La capacité d'infiltration d'un sol varie au cours d'une averse en fonction de sa conductivité hydraulique et des gradients de potentiel hydrique à la surface du sol. Différentes méthodes ont été développées pour calculer la variation de la capacité d'infiltration au cours du temps. Horton a proposé une relation empirique, Philipp (1957, cité par Chow *et al.*(1993)) et Green et Ampt (1911 cité par Chow *et al.*(1993)) ont proposé des relations basées sur l'équation de Richards avec des conditions aux limites plus ou moins simplifiées.

Le schéma de Horton supposait initialement que, d'une part, la plupart des averses produisait des intensités de pluie supérieures à la capacité d'infiltration du sol et que, d'autre part, l'écoulement de crue provenait de l'ensemble de la surface du bassin versant. Ignorant toute hétérogénéité des caractéristiques pédologiques, végétales ou morphologiques, ce schéma considère le bassin comme une unité homogène. Or la surface d'un bassin, fortement hétérogène vis à vis de ses caractéristiques hydrodynamiques, est à l'origine d'une réponse hydrologique beaucoup plus complexe que ne la concevait Horton. Ceci a conduit Betson (1964) à introduire le concept d'aire contributive partielle (*partial area contribution*) selon laquelle seules quelques portions du bassin contribuent au ruissellement de surface.

1.1.1.2 Le ruissellement sur surface saturée

L'analyse des réponses des bassins versants réalisée par Betson (1964) a montré que seule une partie de la surface de beaucoup de bassins contribue à l'écoulement de crue. Le ruissellement est alors la conséquence de la très faible perméabilité des sols ou, plus particulièrement en milieu tempéré, de la présence de surfaces saturées (*saturated contributing areas*)(Cappus, 1960). Les surfaces saturées, situées généralement dans les bas-fonds des versants le long des rivières se développent et se contractent au cours et entre les averses. Les éléments de contrôle de cette dynamique sont essentiellement les caractéristiques topographiques et hydrogéologiques des versants et les conditions hydriques des sols. La saturation de la surface du sol en un point du bassin est produite non seulement par les pluies directement infiltrées en ce point mais aussi et surtout par l'écoulement latéral de la nappe alimentée par l'eau infiltrée sur toute la surface drainée par ce point (*drainage area*). Le ruissellement hortonien se déclenche en fonction des propriétés locales du sol alors que le ruissellement sur surface saturée résulte de l'ensemble de la dynamique d'une aire drainée.

Dans les régions à climat tempéré et humide, la conductivité et la capacité d'infiltration des sols sont généralement très supérieures aux intensités de pluie. Seul le ruissellement sur surface saturée est alors susceptible de se déclencher. A l'instar du ruissellement hortonien, le ruissellement de la pluie sur surface saturée peut apporter de l'eau «neuve» à la rivière. Nous verrons que ce type de ruissellement peut également apporter une eau «ancienne» *via* l'exfiltration de l'écoulement de subsurface (*cf* 3.2.2, p 109).

1.1.1.3 L'écoulement en nappe

Selon le schéma de la figure 1.1, l'eau absorbée par le sol, percole et recharge la nappe permanente. De là, l'eau de nappe circule à travers les couches du sous sol et atteint la rivière sous la forme de l'écoulement de base (*base flow*) -ou écoulement de nappe (*groundwater flow*)-. Dans le cas d'une nappe libre pour laquelle les lignes de courant sont supposées horizontales et les charges constantes sur la verticale (hypothèse de Dupuit, 1863), l'écoulement est représenté par l'équation de diffusivité en nappe, ou équation de Dupuit-Forchheimer (de Marsily, 1981) :

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(\int_{\sigma}^{h} K_{xx} dz \frac{\partial h}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(\int_{\sigma}^{h} K_{yy} dz \frac{\partial h}{\partial y}\right) = \omega_d \frac{\partial h}{\partial t} + Q \qquad (1.1)$$

où h est la charge hydraulique $[L]$, σ l'altitude du mur de la nappe $[L]$, K_{ii} la perméabilité dans la direction (ii) $[LT^{-1}]$, ω_d la porosité de drainage $[L^3L^{-3}]$ et Q le débit ou la recharge de la nappe par unité de surface $[LT^{-1}]$. L'équation 1.1 est linéarisable en supposant la perméabilité constante sur la verticale et les variations de hauteurs de

nappe faibles par rapport à son épaisseur.

Il existe une grande variété de nappes. Dans les régions sur socle, comme la Bretagne, les roches sont considérées comme très peu perméables. Seules les couches altérées comme les arènes granitiques renferment des volumes d'eau susceptibles de soutenir le débit d'une rivière pendant plusieurs semaines.

1.1.2 La conception contemporaine du cycle hydrologique

Les années 60 ont connu un développement important de l'observation et de l'étude de bassins versants. Les hydrologues ont continué à focaliser leur travail sur les périodes de crue et ont été confrontés à un paradoxe : la réponse d'une rivière à une pluie pouvait être très rapide sur beaucoup de bassins alors que peu de ruissellement se produisait. Ce constat a conduit beaucoup d'auteurs à remettre en cause l'universalité du schéma de Horton et à proposer et mettre en évidence de nouveaux mécanismes de génération de crue. Ainsi, l'occurrence d'un écoulement de subsurface (*subsurface flow*) a été proposé pour expliquer la rapidité des débits de crue.

La mise en évidence et la description des écoulements de subsurface ont été les fruits non seulement de l'application des méthodes hydrologiques classiques mais aussi, et surtout, du développement des méthodes de traçages chimiques et isotopiques.

1.1.2.1 Les approches hydrologiques

Les écoulements de subsurface (*subsurface flow* (Whipkey, 1965 cité par Chorley (1978)), ou *throughflow* (Kirkby et Chorley, 1988) ou *interflow*) sont définis comme l'ensemble des écoulements latéraux se développant dans le sol partiellement ou totalement saturé susceptibles d'alimenter la rivière en période de crue.

Les temps de réponse associés à ces processus sont courts, c'est-à-dire de quelques heures à quelques jours, mais plus longs que ceux du ruissellement Hortonien ou sur surface saturée (Fig. 1.3). Leurs contributions sont considérées comme assez rapides pour participer à l'écoulement de crue.

L'écoulement de subsurface peut avoir différentes origines que nous détaillons maintenant (Fig. 1.2).

Ce peut être la présence de *macropores* ou de *fissures* dans le sol (Beven et Germann, 1982). Les macropores résultent de l'activité biologique comme par exemple l'activité des vers de terre ou la présence de racines. Les fissures sont souvent le résultat de la contraction des sols argileux lors de la dessiccation ou de l'altération des substrats géologiques. L'écoulement macroporal se produit dans des domaines partiellement saturés (*macropore flow*) ou entièrement saturés (*pipeflow*). L'écoulement dans les macropores favorise un écoulement de subsurface de deux manières. La première consiste à transporter de

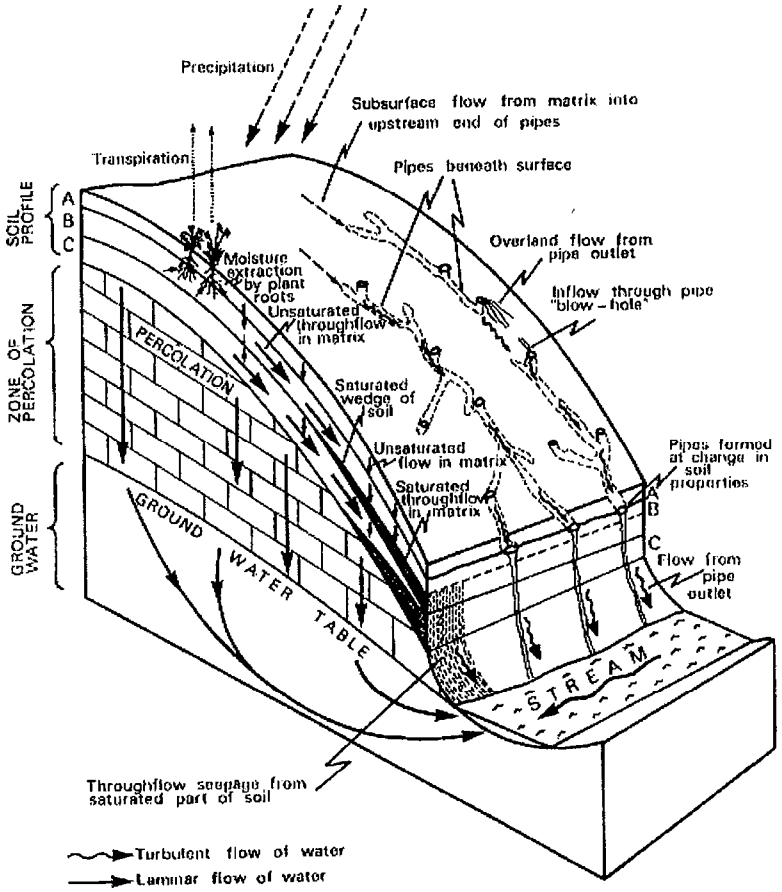


FIG. 1.2 – *La génération de crue par les différents écoulements de subsurface dans un versant (D'après Atkinson, 1978).*

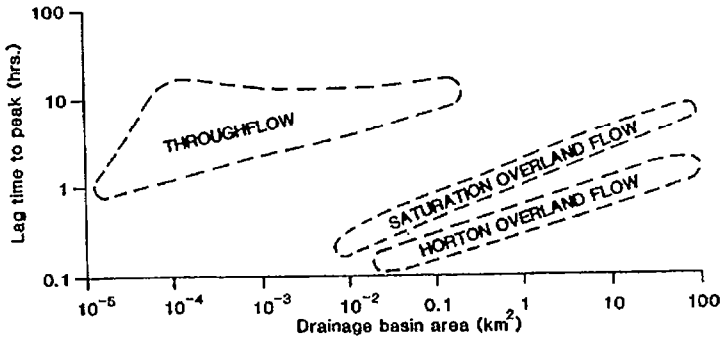


FIG. 1.3 – *La réponse d'un bassin selon sa superficie et le type d'écoulement (d'après Kirkby 1988, 1988)*

l'eau latéralement à la rivière. Seule une connectivité des macropores du versant jusqu'à la rivière, où au moins jusqu'à une zone saturée contributive, assure, dans ce cas, une contribution significative de l'écoulement macroporal à l'écoulement de crue. L'eau de crue est alors de l'eau de pluie et son temps de résidence dans le bassin versant ne dépasse pas la période de la crue. Les transferts dans les macropores comme écoulement de subsurface directe ont été mis en évidence dans plusieurs bassins versants forestiers (Mosley, 1979; Mosley, 1982; McDonnell, 1990; Wilson *et al.*, 1990). La seconde manière consiste à augmenter les vitesses d'infiltration verticale de l'eau dans le sol et, par là, à transporter rapidement de l'eau de pluie à la nappe (Bouma et Dekker, 1978; Turner *et al.*, 1987; Kayane et Kaihotsu, 1988). La rapidité de l'infiltration peut alors favoriser l'occurrence des phènomènes d'intumescence de nappe. Le rôle des chemins préferentiels vis à vis du transport de soluté n'a jamais été clairement démontré. Pour certains auteurs, il existe peu d'interaction entre ces chemins et les voies matricielles (Turner *et al.*, 1987; Armstrong et Burt, 1993; Johnston, 1987). L'eau «rapide» transporterait peu d'éléments chimiques. Pour d'autres auteurs, les interactions seraient suffisamment importantes pour considérer les macropores comme une voie significative d'apport de soluté (Jardine *et al.*, 1990; Wilson *et al.*, 1990).

L'écoulement de subsurface peut être également un écoulement saturé. Dans un sol, beaucoup d'éléments peuvent provoquer la mise en place d'un état de saturation : la présence d'un horizon pédologique argileux peu perméable, la décroissance de la perméabilité avec la profondeur ou la présence d'une roche imperméable. L'eau de pluie s'infiltre jusqu'au niveau imperméable, et provoque la saturation du milieu. L'eau coule sur l'imperméable soit pour atteindre la rivière, soit à la traversée d'une zone plus perméable pour s'infiltrer plus profondément. Si la transmissivité du sol est trop faible au regard des flux de l'écoulement saturé, l'eau s'exfiltre par la surface et ruisselle sur les zones saturées (*return flow*).

A l'origine, les écoulements de subsurface ont été définis comme participant à l'hydrogramme de crue. Pourtant, dans le cas d'un sol profond surmontant un substrat imperméable, l'écoulement de subsurface se prolonge sur plusieurs semaines et soutient ainsi des débits importants (Hewlett et Hibbert, 1963). Pour différencier l'écoulement de base de l'écoulement de subsurface «prolongé», Burt et Butcher (1985) emploient le terme d'hydrogramme de crue retardé (*delayed peak hydrograph*). On s'aperçoit donc que si initialement la définition de l'écoulement de subsurface intégrait une idée d'échelle de temps, l'échelle de la crue, pour le distinguer de l'écoulement de base, la différence entre ces deux types d'écoulement de nappe s'avère maintenant ténue face à la diversité des types des écoulements saturés en subsurface. Aussi Kirkby (1988) différencie ces deux types d'écoulement en fonction des milieux qu'ils traversent. Il propose d'appeler «écoulements de base» l'ensemble des flux provenant de la roche mère et de désigner par

«écoulements saturés de subsurface» l'eau issue du sol ou des horizons altérés.

L'écoulement de subsurface peut également provenir d'une augmentation des flux de nappe provoquée par la variation rapide et locale des gradients hydrauliques. Il existe au-dessus des milieux saturés une couche saturée sous tension, *i.e.*, à une pression inférieure à la pression atmosphérique, appelée frange capillaire. Au cours d'une pluie, un faible apport d'eau peut déclencher une montée rapide du niveau de la nappe et modifier les gradients hydrauliques locaux de façon importante (*groundwater ridging*)(Fig. 1.4).

Cette hypothèse a été proposée par Sklash et Farvolden (1979) et reprise par Gillham (1984) et Abdul et Gillham (1984; 1989). Dans le cas d'une montée de nappe jusqu'à la surface, le ruissellement sur surface saturée peut contribuer aux débits de crue. Il peut s'agir du ruissellement des précipitations ou du ruissellement des volumes de nappe exfiltrées. En dehors des travaux de Gillham, l'importance de ce mécanisme dans la genèse des crues n'a jamais été clairement mis en évidence par d'autres études de terrain.

Au-delà de la multiplicité des mécanismes de subsurface, des schémas moyens de fonctionnement ont été proposés par certains auteurs. Ainsi Dunne (1978) a suggéré que pour les régions humides avec des sols peu épais, des pentes douces concaves et de larges vallées en bas des versants, l'écoulement de crue provient du ruissellement sur les surfaces saturées. Par contre, la présence de fortes pentes de forme convexe, de vallées encaissées et étroites, et de sols très perméables est supposée produire, selon Dunne, des écoulements de subsurface dominants sur les autres processus de génération de crue. Des études ont également montré que la convergence des lignes de courant joue un rôle important sur la génération des écoulements de subsurface (Mosley, 1982) et sur la potentialité du sol à être saturé jusqu'en surface (Woods *et al.*, 1997).

Aux processus de subsurface a très tôt été associé le concept d'aire contributive à surface variable (*variable source area*). Il s'oppose au concept introduit par Betson (1964) dans le sens où les aires contributives à surface variable ont un comportement dynamique, se contractant et se développant au cours du temps en fonction des conditions hydrologiques. Ce concept peut être en fait appliqué à tous les types d'écoulements, que ce soit les écoulements de subsurface ou le ruissellement sur surface saturée. Il traduit le fait que la géométrie et la connectivité des écoulements contribuant à la crue se modifient en fonction de l'état hydrique du bassin versant. Une zone active vis à vis d'un processus ne sera contributive que s'il existe une connection entre cette zone et la rivière. La géométrie des connectivités contrôle de ce fait la dynamique de la surface contributive.

Il est maintenant admis que les couches de subsurface sont le lieu d'écoulements importants au sein d'un bassin versant que ce soit en crue ou en dehors des crues. Par contre, on peut constater que si les différentes formes d'écoulement de subsurface sont

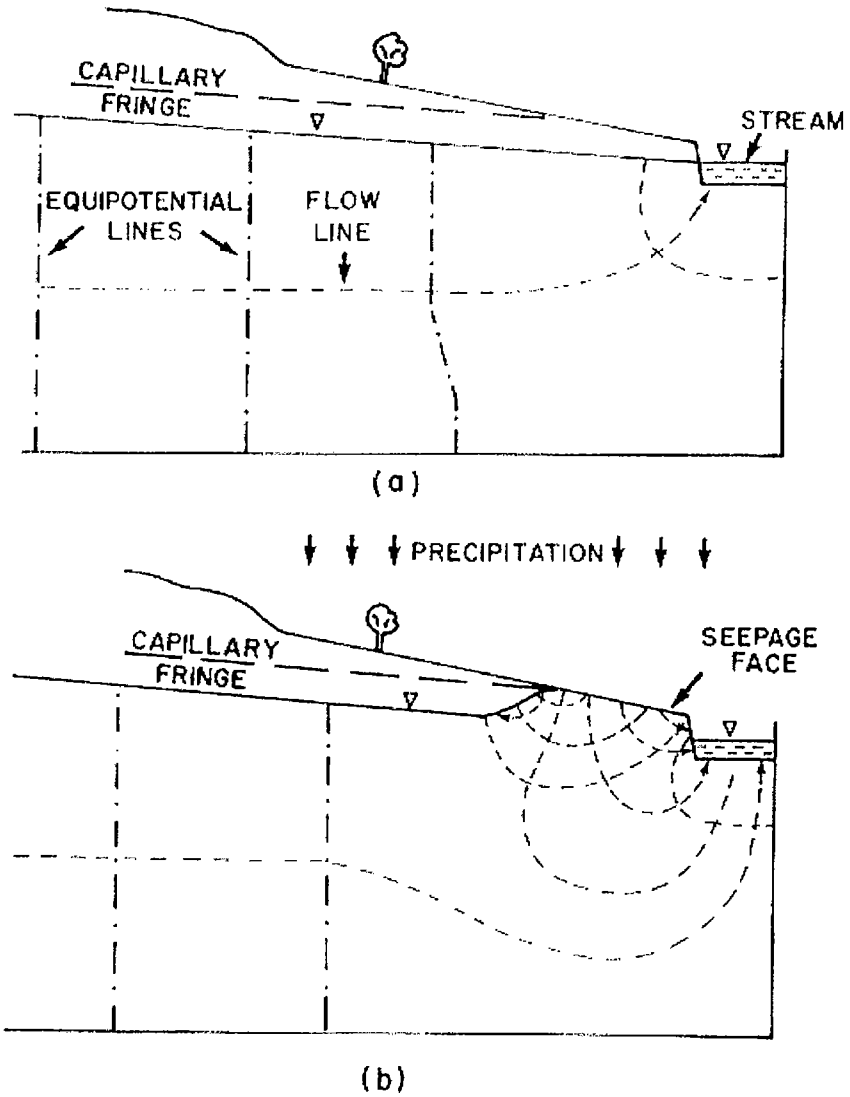


FIG. 1.4 – *Effet de la frange capillaire sur le flux de nappe à la rivière : (a) avant la pluie ; et (b) peu de temps après la pluie (d'après Gilliam, 1994).*

souvent évoquées dans les études hydrologiques pour expliquer la génération des crues, l'importance de chacune et surtout les mécanismes de transfert qu'elles impliquent ne sont que partiellement voire très peu compris. Si l'ordre de grandeur des temps de réponse hydrologique associés à ces écoulements est connu, on ignore souvent les vitesses réelles et les temps de résidence de l'eau qu'ils entraînent.

1.1.2.2 L'apport de traçage chimique et isotopique à l'hydrologie

En parallèle des études hydrométriques sur les bassins versants se sont développées des méthodes de traçage de l'eau par des éléments naturels ou artificiels. Les études de traçage analysent les variations des concentrations des traceurs dans l'eau des rivières pour établir l'origine spatiale ou temporelle de cette eau.

Les premières utilisations du traçage ont eu pour objectif de séparer les volumes de crue selon qu'ils soient composés d'eau présente dans le bassin avant que la pluie débute (*old water* ou *pre-event water*) ou qu'ils proviennent de la pluie (*new water* ou *event water*). L'eau ancienne provient de la nappe, de la couche non saturée des sols ou de l'eau stockée en surface. Les hypothèses liées aux méthodes de traçage sont que les signatures isotopiques ou chimiques des deux composantes sont significativement différentes et que ces signatures restent constantes lors de la crue (Sklash et Farvolden, 1979).

Deux isotopes ont été particulièrement employés : ^{18}O *et* ^{3}H (Martinec, 1975; Sklash et Farvolden, 1979; Mérot *et al.*, 1981; Sklash *et al.*, 1986; Pearce *et al.*, 1986; Turner *et al.*, 1987). L'ensemble de ces travaux a mis en évidence une contribution importante de la «pre-event water» au flux de rivière. Ainsi à partir du suivi du tritium Martinec (1975) estime à plus de 50% l'apport de l'écoulement de subsurface au débit de la rivière. Sur un petit bassin versant australien, Turner *et al.* ont estimé cet apport, sur la base de traçage au deutérium et à l'oxygène-18, de 65% à 90% selon les épisodes de pluie et la saison. Au sujet du bassin de Maimai en Nouvelle-Zélande, Pearce *et al.* (1986) remettent en cause l'hypothèse proposée par Mosley (1979) selon laquelle la rapidité de la réponse hydrologique du bassin à une pluie serait due au transport de la pluie dans les macropores. A partir d'un traçage à l'oxygène 18, ils montrent sur un événement de crue que seulement 3% des volumes d'eau dans la rivière proviennent réellement de la pluie. Sur le même bassin, Sklash *et al.* (1986) confirment à partir d'un suivi combinant l'oxygène 18, le deutérium, le chlorure et la conductivité électrique de l'eau que l'hydrogramme de crue est composé essentiellement d'eau ancienne et que la fraction de l'hydrogramme due à la pluie provient d'un ruissellement sur les surfaces saturées adjacentes à la rivière. Plus généralement, l'exemple néo-zélandais illustre la contradiction pouvant survenir entre les interprétations d'observations hydrométriques (Mosley, 1979) et les résultats provenant de traçages istopiques ou chimiques (Pearce *et al.*, 1986; Sklash *et al.*, 1986).
Sur le bassin breton de Nouvoitou, Mérot (1981) déduit de l'observation du signal iso-

topique en ^{18}O que l'écoulement de base est affecté, en crue, par un gonflement qui représente jusqu'à 90% des débits instantanés et que l'écoulement rapide constitue 12% du volume total de l'averse.

Les premières études de traçage différencient l'origine de l'eau selon deux composantes. Dans l'optique d'une étude sur les transferts de polluant, ce niveau d'information est insuffisant. La «pre-event water» peut être composée d'eau de nappe souterraine, de nappe perchée ou d'eau du sol. L'origine spatiale de l'eau du bassin conditionne la qualité de l'eau de la rivière. Aussi les méthodes de traçage ont évolué vers l'identification multi-compartimentale. Christophersen *et al.* (1990) ont développé l'approche EMMA, End Member Mixing Analysis.

Christophersen *et al.* constatent que les espèces chimiques, dont les concentrations dans la rivière sont fortement corrélées à l'évolution des débits, sont les mêmes qui présentent des différences de concentrations très marquées d'un horizon du sol à l'autre. Ils supposent que l'évolution de la chimie de l'eau de rivière reflète une modification de la contribution respective de la solution de chaque horizon. L'ensemble des différentes solutions du sol forme donc un domaine au sein duquel peut évoluer la composition chimique de l'eau de rivière. Chaque solution du sol est appelé End-Member (EM), ou compartiment. Connaissant la composition chimique des End-Member et de la rivière , l'objectif de cette approche est de déterminer la contribution relative de chaque EM à l'hydrogramme de crue. L'étude nécessite de suivre au moins un nombre de paramètres chimiques de l'eau supérieur au nombre de EM moins un. Deux hypothèses doivent être posées qui peuvent limiter le nombre de EM. La première suppose que la composition chimique des compartiments n'évolue pas pendant la période d'étude, ou que l'évolution est connue. La second hypothèse est que les compartiments pris en compte ont des compositions chimiques ou isotopiques significativement différentes. Les compartiments ignorés par l'analyse doivent avoir une contribution négligeable à l'écoulement ou contribuer à la composition d'un compartiment déjà pris en compte. Cette approche est donc soumise à des conditions contraignantes. Aussi comme le notent Durand et Juan-Torres (1996), la majorité des études a porté sur des systèmes naturels, où l'activité anthropique ne brouille pas les signaux. Peu de travaux ont concerné des agrosytèmes.

Outre les travaux de Durand et Juan-Torres (1996) et Mérot *et al.* (1995a) sur le bassin agricole de Naizin que nous détaillerons dans le chapitre 3, Pionke et DeWalle (1994) ont appliqué l'approche EMMA à un bassin versant agricole de 19.8 ha situé en Pennsylvannie (Etats-Unis). Sur le suivi de trois crues, il s'est avéré que l'eau de nappe profonde contribuait pour près de la moitié des volumes d'eau, l'écoulement de subsurface pour environ 1/3 et que la pluie fournissait environ 10 % des volumes. Plus généralement, les méthodes de EMMA confirment que, en crue, l'eau de rivière peut être fortement composée d'eau de nappe ou du sol partiellement saturé.

L'approche EMMA présente deux limites majeures. D'une part, l'évolution de la composition isotopique ou chimique de l'eau d'une rivière peut être interprétée avec un grand nombre de degrés de liberté. Il n'existe pas une mais des combinaisons de mélange d'eaux d'origines différentes pouvant expliquer la composition de l'eau d'une rivière. La décomposition des hydrogrammes de crue dépend des compartiments retenus. Aussi, la mise en oeuvre de cette approche exige une connaissance préalable de l'hydrologie du site d'étude. D'autre part, si ce type de méthode répond à la question «d'où vient l'eau ?», elle échoue à répondre à la question «par où circule-t-elle pour atteindre la rivière ?».

Les méthodes de traçage ne prétendent pas constituer l'outil unique et adéquat à l'investigation de l'hydrologie d'un bassin versant. En particulier, la méthode EMMA n'a pas l'ambition d'établir un modèle hydrochimique complet d'un bassin versant. Elle représente plutôt une étape vers le développement formel d'un modèle (Christophersen *et al.*, 1990). En ce sens, les techniques de traçage complètent les techniques et approches plus anciennes basées sur l'hydrométrie. Les études hydrologiques traditionnelles tentent de fournir une information directe sur les modes de transfert de l'eau et d'expliquer indirectement la chimie de l'eau des rivières alors que l'approche EMMA se concentre directement sur l'information chimique pour expliquer les chemins de l'eau.

1.1.2.3 Modèles hydrologiques

L'écoulement de subsurface en nappe dans un sol ou dans une altérite relativement homogènes peut être traité de façon satisfaisante par la loi de Darcy. L'équation de diffusivité en nappe à deux dimensions (Eq. 1.1) est alors applicable. Ce type de représentation, à la fois complèt et complexe, est intégré dans des modèles tels que IHDM (Calver, 1988) ou SHE (Barthurst, 1986; Abbott *et al.*, 1987a). Ces modèles n'intègrent pas explicitement les écoulements de subsurface dans la zone non saturée. L'infiltration dans le non saturé est restreinte à la direction verticale et est décrite par l'équation de Richards. Seule la nappe transfère l'eau dans la direction latérale. La complexité de ces modèles découle du volume d'informations nécessaires pour décrire le système et de la mise en oeuvre de méthodes numériques de résolution des équations.

Les nappes de subsurface présentent souvent des particularités par rapport aux nappes «souterraines». Partant de cette constatation, certains auteurs ont tenté de modéliser l'écoulement de subsurface en nappe par des équations plus simples que l'équation de diffusivité. En particulier, dans les régions sur socle, comme la Bretagne, la roche est souvent considérée imperméable. On peut alors supposer que les lignes de courant sont parallèles à la pente de l'imperméable et se développent le long du versant. En intégrant cette hypothèse dans l'équation de diffusivité en nappe, on obtient l'équation étendue de

Dupuit-Forchheimer qui s'écrit en une dimension (Beven, 1981) :

$$\omega_d \frac{\partial h}{\partial t} = K \cos\theta \frac{\partial}{\partial x}(h \frac{\partial h}{\partial x}) - K \sin\theta \frac{\partial h}{\partial x} + Q \tag{1.2}$$

où θ est la pente de l'imperméable.

Une simplification supplémentaire est faite en supposant que le gradient hydraulique en tout point est égal au gradient de la pente de l'imperméable. Sous cette hypothèse, l'équation (1.2) s'écrit :

$$\omega_d \frac{\partial h}{\partial t} = -K \sin\theta \frac{\partial h}{\partial x} + Q \tag{1.3}$$

L'équation (1.3) a la forme d'une équation cinématique linéaire qui implique des solutions relativement simples. Beven montre que, dans une variété de configurations climatiques et morphologiques, le modèle cinématique d'écoulement en nappe est approprié pour décrire l'écoulement de subsurface (Beven, 1981; Beven, 1982). L'hypothèse du modèle cinématique est que l'écoulement de subsurface est contrôlé essentiellement par la topographie de la couche imperméable. En d'autres termes, la topographie de l'imperméable est une indication des potentiels gravitaires dans la nappe. La topographie comme moteur de l'écoulement de subsurface est également l'hypothèse intégrée dans Topmodel.

Parallèlement aux développements des modèles intégrant une description mathématique plus ou moins exhaustive des mécanismes élémentaires locaux, *i.e.* à l'échelle du dm^2 ou du m^2, des modèles basés sur le concept d'aire contributive à surface variable ont vu le jour. Parmi l'ensemble de ces modèles, le Topmodel (Beven et Kirkby, 1979) est sans doute le plus reconnu et le plus utilisé. Outre le concept d'aire contributive, Topmodel applique le principe de similarité hydrologique pour prédire l'extension des zones saturées, l'écoulement de surface et de subsurface et le débit dans la rivière. A savoir qu'au sein des bassins versants, il existe des zones au comportement hydrologique identique. La similitude s'exprime sous la forme d'un indice topographique : les points possédant le même indice sont dans le même état hydrique.

Les bases physiques de Topmodel découlent de trois principes généralement valables pour les bassins en climat humide sur socle imperméable : (i) l'écoulement dans les sols peu profonds est contrôlé principalement par la topographie ; (ii) la conductivité hydraulique des sols décroît avec la profondeur ; et (iii) en climat tempéré humide, les précipitations sont spatialement homogènes. De là, trois hypothèses sont posées :

- en tout point d'un bassin, le gradient hydraulique est égal à la pente topographique locale ;
- la conductivité hydraulique décroît avec la profondeur selon une fonction exponentielle ;
- et la recharge à la nappe est uniforme sur le bassin.

A ces trois hypothèses, Beven et Kirkby ajoutent l'hypothèse suivante : l'évolution de l'état hydrique du bassin peut être représentée comme une succession d'états stationnaires.

De ces hypothèses et en appliquant la loi de Darcy, le déficit hydrique en un point i du bassin est exprimé en fonction de l'indice topographique de similarité au moyen de l'égalité suivante :

$$D_i = M.I_i - M \ln r \qquad avec \qquad I_i = \log \frac{a}{\tan \beta} \tag{1.4}$$

où D_i est le déficit hydrique au point i, I_i l'indice topographique, a est l'aire drainée amont par unité de longueur $[L^2.L^{-1}]$, $\tan \beta$ est la pente topographique locale $[L.L^{-1}]$, r la recharge de nappe $[L]$ et M le coefficient de décroissance de la conductivité hydraulique avec la profondeur. Les points à déficit hydrique nul correspondent aux zones d'affleurement de la nappe, l'ensemble de ces points constituant la zone contributive vis à vis de l'écoulement sur surface saturée.

Certains auteurs ont tenté de relaxer les hypothèses initiales du Topmodel. Woods *et al.* (1997) ont pris en compte une recharge non uniforme fonction du déficit hydrique. Ambroise *et al.* (1996) ont proposé des indices pour deux autres formes de décroissance de la conductivité hydraulique. Enfin Barling *et al.* (1994) ont suggéré un indice dynamique pour lever l'hypothèse sur la stationnarité. L'hypothèse qui constitue, outre l'approche employée, la quintessence de ce modèle est de supposer la topographie comme le facteur contrôlant les écoulements de subsurface. La topographie en question est celle de la couche imperméable à la base de la nappe. Beven a supposé que cette topographie est localement parallèle à la surface du sol. Cette supposition est vraie si le domaine d'écoulement est proche de la surface du sol (Quinn *et al.*, 1991). De cette manière, la topographie de surface peut être utilisée pour évaluer le gradient hydraulique dans la nappe. Comme la topographie est une information facilement disponible sur de larges échelles d'espace, à travers les modèles numériques de terrain (MNT), et aisément traitable, au moyen des systèmes d'information géographique (SIG), Topmodel a rencontré un succès important depuis son développement (Ambroise *et al.*, 1996).

Si l'écoulement de subsurface en nappe est plus ou moins bien modélisé, on se heurte à de sérieuses difficultés pour modéliser l'écoulement de subsurface dans les couches non saturées, notamment à travers les macropores. La connectivité des macropores joue un rôle important dans la transmission des flux. La description du réseau macroporal constitue le premier obstacle à la modélisation. Le second repose sur l'incapacité à développer une loi générale pour représenter ces écoulements. Le régime d'écoulement dans ces conduits est plutôt turbulent que laminaire. De ce fait, on se situe en dehors du champ d'application de les lois de Darcy ou de Richards, classiquement employées dans les écoulements en milieux poreux.

1.1.3 Conclusion

Le cheminement d'une goutte de pluie dans un bassin est sous le contrôle de nombreux facteurs tels que le climat, la pédologie, la lithologie, la topographie, la couverture végétale et plus généralement l'occupation du sol. Les processus de transformation de la pluie en débit sont propres à chaque bassin et varient dans le temps et dans l'espace. Néanmoins, les études de terrain ont permis de mettre en évidence des mécanismes élémentaires de génération de crue :

- le ruissellement hortonien provoqué par les intensités de pluie supérieures à la capacité d'infiltration du sol. Les zones actives vis à vis de ce mécanisme dépendent de la distribution des sols et des états de surface ;
- le ruissellement sur surface saturée. La saturation est provoquée par l'affleurement de la nappe alimentée par les flux de subsurface ;
- l'écoulement de subsurface qui apporte l'eau directement à la rivière où à travers les surfaces contributives à aires variables.

A ces mécanismes, s'ajoute l'écoulement de base provenant des systèmes aquifères profonds et permettant de soutenir les débits pendant les périodes sans pluie.

L'adaptation des schémas classiques de l'hydrologie est rendue difficile par la présence des hétérogénéités des milieux naturels, et ceci à toutes les échelles d'espace. A l'échelle de quelques cm, les macropores constituent des courts circuits au transfert classique en milieu poreux homogène. A l'échelle du système pédologique, les horizons imperméables provoquent le développement de nappes perchées. A l'échelle du versant, les fossés accélèrent le transport de l'eau.

Pour les régions, comme la Bretagne, caractérisées par un couvert végétal développé, un climat humide, la présence d'un socle peu perméable et des sols très perméables en comparaison des intensités de pluie, les écoulements de subsurface sont considérés comme l'élément du cycle hydrologique contrôlant l'hydrogramme de crue, d'une part, par les flux directs qu'ils apportent à la rivière, d'autre part, par les flux indirects qu'ils induisent sous la forme du ruissellement sur la nappe affleurante. L'application de Topmodel au bassin de Quintin (Côte d'Armor), bassin sur granite, a fourni des résultats globalement satisfaisants (Bruneau, 1992). Bruneau souligne que les débits en période de récession sont sous-estimés. La sous-estimation proviendrait d'une prise en compte inadaptée du sol ou d'une mauvaise représentation mathématique de l'écoulement de base. Mérot *et al.* (1995b) ont également employé Topmodel dans le but de prédire les zones à engorgement prolongé sur deux bassins versants. Les zones engorgées des bas-fonds sont bien reproduites par le modèle, les zones à engorgement moins prononcé sont représentées de façon moins acceptable.

Dans la perspective d'une modélisation du transfert de nitrate dans un bassin, notons deux points. D'une part, la plupart des études et nos connaissances hydrologiques se

concentrent sur les épisodes de crue. Or, nous verrons dans la prochaine section que les flux de nitrate sont aussi élevés voire supérieurs en dehors de ces périodes. La forte solubilité du nitrate favorise son transport par les écoulements dans le sol et le sous-sol. Ce constat nous oblige à appréhender les écoulements de l'eau sur une échelle de temps largement supérieure à la crue. D'autre part, au-delà des problèmes conceptuels liés à l'exercice de modélisation proprement dit, on ne sait pas encore décrire parfaitement les mécanismes de subsurface. Les hydrologues ont subodoré puis mis en évidence l'existence des écoulements de subsurface sans pouvoir distinguer leurs origines. Si les hydrochimistes ont confirmé, par les méthodes de traçage, la prédominance et l'origine spatiale de ces écoulements, ils ne peuvent préciser ni la manière dont les compartiments acquièrent leur composition chimique, ni les cheminements de l'eau des compartiments à la rivière.

On ignore donc la géométrie et les vitesses des écoulements et le temps de résidence d'une goutte d'eau dans le milieu. Or ces trois données sont essentielles pour prétendre comprendre le déplacement d'une molécule de nitrate dans un bassin versant.

1.2 Les formes chimiques de l'azote

L'azote moléculaire (N) est l'élément le plus abondant dans l'atmosphère représentant près de 80% de l'air. Ses formes gazeuses ($N_2, N_2O, NO, NO_2, NH_3$) réagissent avec l'eau de pluie pour produire en solution les ions nitrate (NO_3^-) et ammonium (NH_4^+). Transportés par les pluies, ces éléments entrent dans les sols. Les plantes fixent et utilisent l'azote gazeux comme nutriment. Les sources naturelles d'apport d'azote au sol sont donc multiples. Les apports anthropiques peuvent aussi constituer une source supplémentaire non négligeable. En particulier dans les régions agricoles intensives, le développement de la fertilisation minérale et des épandages de lisier et de fumier, est à l'origine d'un apport important d'azote au sol. Pour bien comprendre les résultats présentés ultérieurement, nous rappelons brièvement dans cette section les réactions de transformation des formes azotées se déroulant dans le sol et essayons d'estimer les flux nets d'azote aux interfaces du système sol-plante-atmosphère.

1.2.1 L'azote dans le sol et les processus biochimiques associés

Dans le sol, l'azote, seul ou combiné avec d'autres éléments chimiques, peut se présenter sous des états très variables, sous forme organique ou sous forme minérale. L'azote minéral est disponible à différents degrés d'oxydation, dont le plus élevé est le nitrate (Fig. 1.5). Le va-et-vient entre les formes minérales et organiques, entre les formes les plus oxydées et les plus réduites est appelé couramment le cycle de l'azote dans le sol (Fig. 1.6).

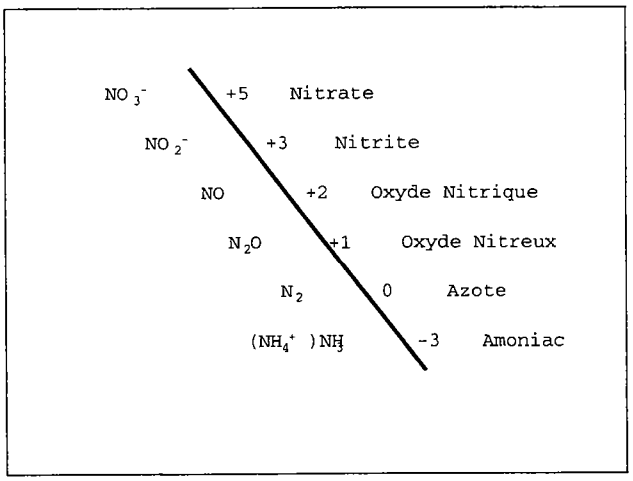


FIG. 1.5 – *Les différents états d'oxydation de l'azote*

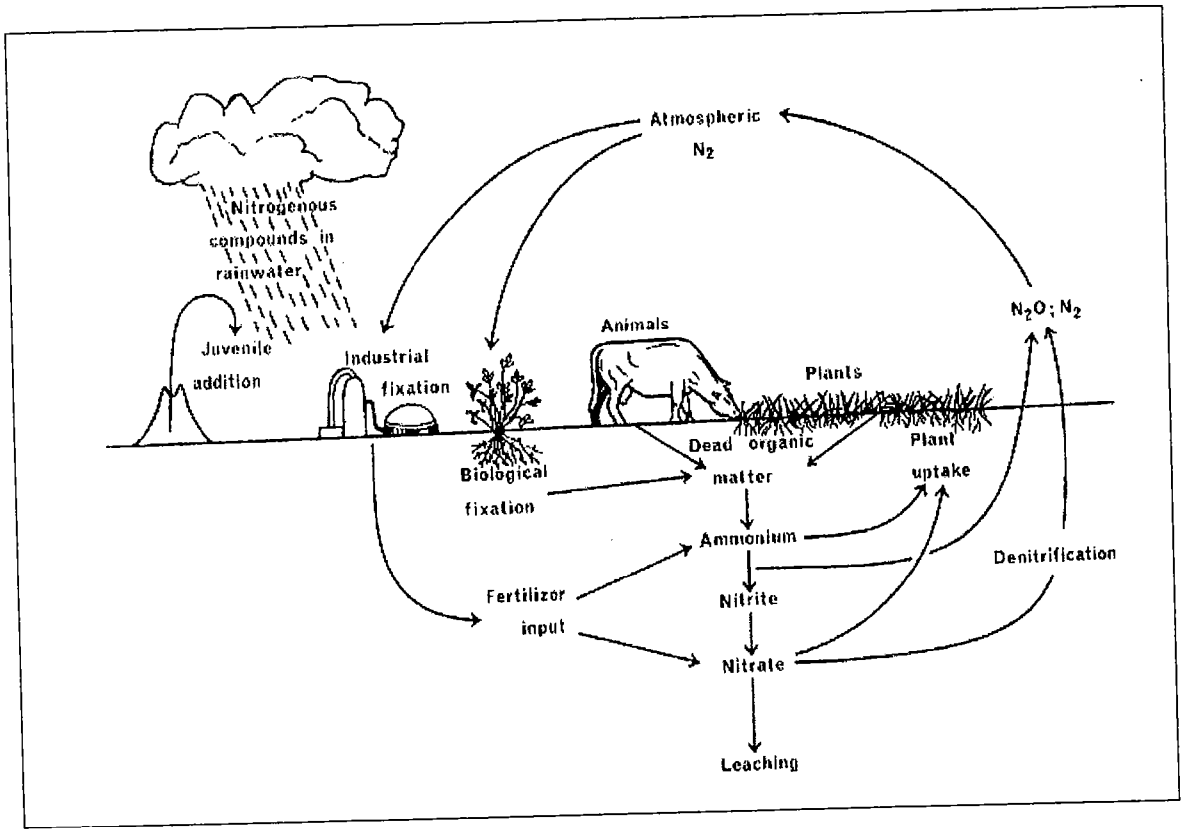


FIG. 1.6 – *Le cycle de l'azote (d'après Haynes,1986a)*

1.2.1.1 La minéralisation et l'immobilisation

La forme organique de l'azote, produit de la décomposition microbienne des plantes et des animaux compte pour 90% de l'azote total dans la plupart des sols. La décomposition de cette fraction organique est une source importante d'azote minéral dans beaucoup d'écoystèmes agricoles (Floate, 1991 cité par Haynes (1986a)). Cette décomposition produit, d'une part, le dioxyde de carbone (CO_2) renvoyé dans l'atmosphère et, d'autre part, l'ammonium. La transformation de l'azote organique vers cette forme de l'azote minéral représente la *minéralisation.* Durant la décomposition, une partie du carbone et de l'azote est assimilée dans les tissus microbiens et une partie est transformée en substance humique. Cette phase du cycle est appelé *immobilisation* ou *(ré)organisation.*

Le développement de ces processus dépend de nombreux facteurs dont la composition du substrat organique, la température, l'humidité et le pH du milieu (Haynes, 1986a). Le rapport carbone sur azote (C/N) est un des éléments importants de la régulation de la décomposition de la MO des sols. Un faible rapport, *i.e.*, 10 :1, facilite la minéralisation nette en assurant une minéralisation bien supérieure à l'assimilation. L'humidité du sol influe sur la minéralisation de trois façons : (1) une faible humidité inhibe le développement microbien, (2) une humidité importante provoque une baisse de l'aération donc un blocage du développement microbien, et (3) les cycles d'humidification et d'assèchement des sols ont tendance à augmenter le volume du substrat organique. La température est un facteur important agissant sur le métabolisme des bactéries. Chaque organisme microbien impliqué dans la décomposition de la matière organique (MO) a en effet une température optimum de fonctionnement et une gamme de températures acceptables pour son développement. Enfin le pH est un des facteurs les plus importants. Les milieux neutres sont plus propices à la décomposition de la MO que les milieux acides. Ainsi, les traitements de sol à la chaux tendent à accélérer la minéralisation.

1.2.1.2 La nitrification

La nitrification est définie comme le processus par lequel l'ammonium, NH_4^+, est oxydé *via* le nitrite, NO_2^-, en nitrate, NO_3^-. Dans les sols, ces réactions sont généralement contrôlées par les activités de deux petits groupes de bactéries (Haynes, 1986b). Le premier groupe initie le processus en oxydant l'ammonium en nitrite, le second complète le processus en transformant le nitrite en nitrate :

$$NH_4^+ + \frac{3}{2}O_2 \longrightarrow NO_2^- + 2H^+ + H_2O$$

$$NO_2^- + \frac{1}{2}O_2 \longrightarrow NO_3^-$$

Les facteurs importants de régulation de l'activité microbienne nitrifiante sont la quantité du substrat (NH_4^+ et NO_2^-), le pH, l'aération, l'humidité et la température du sol

(Haynes, 1986b). Concernant le pH, les valeurs optimum de développement et de métabolisme des bactéries nitrifiantes se situent entre 7 et 9. L'humidité du sol contrôle en partie la disponibilité de l'oxygène dans les sols. A saturation, la nitrification est soit absente, soit réalisée à des vitesses très lentes.

1.2.1.3 La volatilisation

La volatilisation est le terme utilisé pour décrire le passage de l'ammoniac (NH_3) du sol vers l'atmosphère (Haynes et Sherlock, 1986). Pour qu'il y ait volatilisation, il faut que de l'ammoniac sous forme gazeuse ou soluble dans l'eau se trouve près de la surface du sol. L'ammoniac (NH_3) provient de la décomposition en ammonium (NH_4^+) des composés organiques azotés tels que les résidus de plantes ou d'organismes vivants, les fèces, et les urines d'animaux.

L'équilibre entre NH_3 et NH_4^+ s'écrit :

$$NH_4^+ + OH^- \rightleftharpoons NH_3 + H_2O$$

les concentrations respectives des deux éléments sont donc déterminées par le pH de la solution du sol. La température joue également un rôle important. *In situ*, les émissions de gaz de NH_3 présentent une évolution périodique journalière. Ces variations apparaissent liées principalement aux fluctuations de la température atmosphérique. Les autres facteurs importants vis à vis de la volatilisation sont : (1) les concentrations en ammonium (NH_4^+) dans le sol. Plus ces concentrations sont fortes, plus les émissions de (NH_3) sont importantes. Les relations entre ces deux grandeurs sont de type linéaire dans le cas d'amendement de fertilisation azotée minérale et non linéaire dans le cas d'apport de déjection animale (Haynes et Sherlock, 1986) ; (2) la capacité d'échange cationique (CEC) du sol ; elle contrôle la disponibilité de NH_4^+ ; (3) l'humidité des sols ; la volatilisation est en général plus importante dans des sols très humides mais pas totalement saturés ; et (4) la turbulence du vent au niveau du sol ; elle augmente la volatilisation en favorisant le déplacement rapide de NH_3 loin de l'interface sol-atmosphère.

1.2.1.4 L'absorption par les plantes

L'azote est un élément indispensable à la croissance des plantes. Les végétaux sont capables d'absorber le nitrate et l'ammonium. Toutefois, la forme principale accessible aux plantes est, en général, le nitrate car dans la plupart des conditions rencontrées dans les sols, l'ammonium est rapidement transformé en nitrate. L'ammonium est surtout disponible dans des milieux défavorables à la nitrification, *i.e.*, des lieux à faibles aérations et/ou des sols acides. L'assimilation du nitrate s'accompagne par une réduction de cette forme en nitrite puis en ammoniac par des enzymes produites par la plante (*réduction assimilatrice*).

1.2.1.5 La dénitrification

La dénitrification au sens large peut être biologique, c'est-à-dire résultant d'une activité bactérienne, ou chimique. Il est généralement admis que dans les sols la dénitrification est d'origine biologique. Dans l'étude des agrosystèmes, le terme dénitrification sous-entend donc dénitrification biologique. La *dénitrification* désigne la réduction du nitrate par respiration. Le nitrite formé peut alors apparaître dans le milieu. Le plus souvent il intervient lui-même comme accepteur respiratoire et se voit réduit à son tour en composés gazeux tels que NO, N_20, N_2 .La *réduction dissimilatrice* des nitrates ou des nitrites en NH_4^+, ou DNRA (*Dissimlatory Nitrate reduction to Amonium*) n'est pas considérée au sens strict comme de la dénitrification (Knowles, 1982). Les deux processus sont de type réduction dissimilatrice dans la mesure où ils libèrent de l'énergie pour la maintenance et le développement des cellules. A l'échelle du système étudié, la DNRA conserve l'azote à l'intérieur du système (sol, nappe), alors que la dénitrification aboutit à une exportation d'azote gazeux en dehors du système.

La dénitrification correspond à la demi-réaction rédox (Mariotti, 1994) :

$$NO_3^- + 6H^+ + e^- \longrightarrow \frac{1}{2}N_{2(g)} + 3H_2O \tag{1.5}$$

Quatres conditions sont à satisfaire pour qu'il y ait dénitrification (Korom, 1992) : (1) la présence d'oxyde d'azote comme accepteurs d'électron, (2) un milieu en condition anaérobie ou une faible disponibilité de l'oxygène dissous (O_2), (3) la présence des donneurs d'électron et (4) la présence de bactéries dénitrifiantes.

Dans les bassins versants, les conditions d'anaérobie sont généralement rencontrées dans les couches saturées, profondes ou superficielles. Il existe également une dénitrification à l'échelle de l'agrégat dans les sols non saturés. Dans une micro-motte, il existe à la fois des puits et des sources de nitrate selon l'extension des zones respectives d'anaérobie et d'aérobie (Fournier et Cheverry, 1992). Dans ces lieux, couches saturées ou micro-motte, faute d'oxygène pour oxyder la matière organique, les bactéries aérobies facultatives utilisent le nitrate comme accepteur d'électron. En l'absence d'oxygène, la réduction du nitrate constitue la réaction libérant le plus d'énergie pour la bactérie. En terme énergétique, la dénitrification est très compétitive vis à vis de la respiration, elle peut s'amorcer alors que de l'oxygène dissous est encore présent dans le milieu (Mariotti, 1986).

Les électrons sont obtenus par l'oxydation de la matière organique ou par l'oxydation d'un composé minéral. Les bactéries organotrophes responsables de l'oxydation de la matière organique utilisent souvent le carbone organique comme source de nutriment. Elles sont alors dites *hétérotrophes* et on parle de *dénitrification hétérotrophe*. Une réaction d'oxydo-réduction dénitrifiante peut s'écrire :

$$5CHO + 4NO_3^- + 4H^+ \rightleftharpoons 2N_2 + 7H_2O + 5CO_2$$

où CH_O représente le composé organique.

Les bactéries à l'origine de l'oxydation des composés minéraux ont tendance à utiliser le CO_2 comme source de carbone. Elles sont désignées par le terme de bactéries *autotrophes* et on parle dans ce cas de *dénitrification autotrophe.* En milieux saturés naturels, des cas de dénitrification autotrophe impliquant comme réducteur des composés de soufre ont été rapportés, notamment sur le site de Fuhrberger Feld en Allemagne (Böttcher *et al.*, 1990). La conclusion de l'étude menée sur ce site est que la dénitrification résulte de l'oxydation de la pyrite (FeS_2) selon l'équation suivante :

$$5FeS_2 + 14NO_3^- + 4H^+ \rightleftharpoons 7N_2 + 10SO_4^{2-} + 5Fe^{2+} + 2H_2O \tag{1.6}$$

Dans cette réaction le composé sulfuré est oxydé en sulfate (SO_4^{2-}). Le fer ferreux, Fe^{2+}, apparaît aussi comme un des produits finaux de la réaction.

Plus près de nous en Bretagne, Somlette (1998) a observé la présence de deux domaines chimiques dans l'aquifère du bassin versant de Kerharo (Finistère) : une zone superficielle oxydée et nitratée et une zone profonde réduite et dénitrifiée. La dénitrification de l'eau profonde se ferait par l'oxydation de la pyrite présente dans le schiste, comme dans l'aquifère du Fuhrberger Feld. Selon Somlette, le fer ferreux libéré par cette réaction jouerait également vis à vis du nitrate le rôle d'accepteur d'électron tel que :

$$10Fe^{2+} + 2NO_3^- + 24H_2O \rightleftharpoons 10Fe(OH)_3 + N_2 + 18H^+ \tag{1.7}$$

Compte tenu des teneurs en matière organique dissous, la dénitrification hétérotrophe serait un mécanisme secondaire dans l'aquifère du bassin versant de Kerharo.

La dénitrification peut être considérée comme un mécanisme d'épuration naturelle des eaux. Cependant, dans certains milieux, cette réaction s'apparente uniquement à un transfert de la pollution de l'eau vers l'atmosphère. En effet, le produit ultime de la dénitrification est l'azote moléculaire (N_2). Le rendement de la dernière réaction impliquée dans la dénitrification (réduction de l'oxyde nitreux en azote moléculaire) est toutefois faible dans de nombreux milieux (Mariotti, 1998). L'oxyde nitreux, gaz stable dans la basse atmosphère, est responsable d'un fort effet de serres et peut contribuer à la destruction de l'ozone dans la stratopshère.

1.2.2 Les flux d'azote dans un sol

On retiendra de la description des processus de transformations de l'azote dans un sol que ces processus interagissent entre eux, sous l'influence de nombreux facteurs du milieu (température, humidité du sol, susbstrat, *etc...*), et modifient l'état du milieu. La zone racinaire, c'est-à-dire l'espace de croissance des racines, est considérée comme le système dans lequel et aux bornes duquel se développent ces processus. Avant de se

lancer dans l'étude du transfert des nitrates à l'échelle d'un bassin versant, il est utile de comprendre ce que représentent les flux d'azote engendrés par ces transformations. Plus particulièrement, nous tentons maintenant d'évaluer l'ordre de grandeur des flux d'entrée et de sortie du système «zone racinaire».

1.2.2.1 Les flux entrants

Les apports atmosphériques se font principalement selon trois modes : avec les pluies, par déposition de matières sèches (gaz ou particules) et par fixation végétale. Les eaux de pluie contiennent essentiellement du NO_3^- et du NH_4^+. Les concentrations mesurées sur différents bassins varient de $0,58\ mg-N/l$ sur le site de Slapton Wood en Angleterre (Burt et Arkell, 1987) à $0,7\ mg-N/l$ sur le bassin de Naizin (Durand et Juan-Torres, 1996). Les apports atmosphériques dus aux pluies sont le plus souvent exprimés sous forme de flux calculés sur une année. Les valeurs reportées dans la bibliographie commencent à 3-5 kgN/ha/an (Steinheimer *et al.*, 1998a; Burt et Arkell, 1987) jusqu'à 13-25 $kgN/ha/an$ (Roberts, 1987). Le domaine de variation des mesures faites dans l'est de la Grande Bretagne est de 10-20 $kgN/ha/an$ (Central Water PlanningUnit, 1977 cité par (Roberts, 1987). Les dépôts sous forme gazeuse ou particulaire ont fait l'objet de moins d'étude. Les flux sont donc difficiles à estimer *a priori*. La fixation biologique de l'azote atmosphérique (N_2) se fait par des microorganismes vivant librement ou en association avec les plantes. Les quantités d'azote fixées par ces organismes varient dans le temps et dans l'espace, selon le type de couvert végétal. Les légumineuses sont les plantes dont la capacité de fixation est considérée comme la plus importante. Sur une année, les flux sont de l'ordre de 140 kgN.$ha^{-1}.an^{-1}$ pour une légumineuse, de 15 kgN.$ha^{-1}.an^{-1}$ pour une prairie et environ de 35 kgN.$ha^{-1}.an^{-1}$ pour les autres cultures (Haynes, 1986c).

La fertilisation : dans les régions à agriculture intensive, la fertilisation minérale ou organique constitue un flux d'azote entrant dans le sol très important. Comme l'azote est un élément essentiel au développement de la plante donc au rendement des cultures, l'emploi des fertilisants s'est largement répandu. Aux impératifs liés au rendement des cultures s'est ajouté un besoin pour les éleveurs d'éliminer les déjections animales (lisier, fumier). Depuis quelques années les boues de station d'épuration sont également utilisées comme amendement aux cultures.

En matière de fertilisation, les pratiques culturales sont différentes d'un pays à l'autre, d'une région à l'autre et d'un exploitant à son voisin. Les flux associés à la fertilisation varient selon ces pratiques et la culture. Le domaine de variation peut être estimé de 100 à 300 kgN.$ha^{-1}.an^{-1}$.

Milieu	Absorption $kgN.ha^{-1}.an^{-1}$
Milieu naturel	
forêts de feuillus	70
prairie	65
Agrosystèmes	
maïs	160
blé	190

TAB. 1.1 – *Assimilation de l'azote par les plantes selon le couvert végétal (d'après Haynes (1986c)).*

1.2.2.2 Les sorties

La volatilisation de l'ammoniac du sol vers l'atmosphère est un phénomène difficile à quantifier. La mesure de l'émission d'un gaz *in situ* est délicate et la transposition des résultats obtenus en laboratoire à la réalité du terrain est rendu complexe par l'implication de processus liés à la végétation comme l'absorption par les plantes, *via* les feuilles, des éléments volatilisés (Catroux et Germont, 1981). Des estimations ont été réalisées. De 0 à 50% de l'ammoniac présent dans les fertilisants minéraux peuvent se volatiliser (Hargrove, 1988) lors de l'épandage. L'azote ammoniacal peut être directement présent dans les urées ou les fèces ou provenir de la décomposition de la matière organique. La composition des excrétions au moment des épandages reste très variable, la volatilisation peut alors représenter une perte de 0 à 100 % de l'azote ammoniacal.

L'assimilation par les plantes : l'azote joue un rôle central dans le développement végétal. Il constitue entre 1,5 et 5 % de la matière sèche d'une plante. Le besoin en azote est spécifique à chaque plante. Pour une même plante, l'assimilation variera selon son environnement. Des valeurs moyennes d'absorption sont données dans la littérature en fonction du type de couvert végétal (Tab. 1.1).

1.2.3 Conclusion

La table 1.2 synthétise les ordres de grandeurs des flux d'azote tels qu'ils pourraient être dans un sol d'un bassin versant à agriculture intensive. Ce bilan est réalisé sur la couche superficielle du sol. Les flux de dénitrification, et notamment les pertes gazeuses qu'elle peut entraîner, ne sont pas considérés. Pour la majorité des sols sains, *i.e.*, ne subissant pas un engorgement en eau, les conditions requises pour la dénitrification ne sont pas présentes.

En réalité, l'évaluation des termes de ce bilan est soumise à une forte incertitude. Tou-

Flux entrants (kg/ha/an)	
Précipitation	10 à 20
Fixation par les plantes	50 à 150
Fertilisation	100 à 300
Flux sortants (kg/ha/an)	
Volatilisation	
Absorption par les plantes	100 à 250
Bilan	+60 à +220

TAB. 1.2 – *Flux à l'interface sol-atmosphère d'un bassin versant agricole*

tefois, cette synthèse montre que dans un sol agricole soumis à des apports anthropiques importants le bilan de masse d'azote est excédentaire à l'échelle de l'année. L'excédent peut se trouver sous deux formes. Sous forme organique, la matière organique du sol est un énorme tampon de l'azote. Le temps de résidence de l'azote dans le sol peut être très long et supérieur à la décade (Mariotti, 1998). Sous forme nitrique, le nitrate est la forme minéral la plus stable dans le sol en présence d'oxygène. Par sa forte solubilité (1500 mg/l à 20 °C) et son inertie vis à vis des phénomènes d'adsorption/désorption, le nitrate est facilement entraîné vers les nappes par les eaux d'infiltration provenant des pluies ou de l'irrigation. Les fuites de nitrate en-dessous de la zone racinaire dépendent du réservoir de nitrate disponible dans la couche supérieure du sol et des conditions pluviométriques. La figure 1.7 regroupe l'estimation des quantités d'azote lessivées sur plusieurs sites expérimentaux de Grande-Bretagne. *Grosso modo* les flux moyens de lessivage varient de 10 à plus de 100 $kgN.ha^{-1}.an^{-1}$. Considérons un excédent de 50 $kgN.ha^{-1}.an.^{-1}$ pour une lame d'eau infiltrée de 300 mm. Ces grandeurs aboutissent à une concentration des eaux d'infiltration d'environ 15 mgN/l, soit plus de $60 mgN - NO_3^-$. C'est au devenir de cette fraction dans un bassin versant que nous nous intéressons dans ce travail.

Measurement method	Cropping etc.	Nitrogen fertilizer (kg/ha); cultivation	Mean leaching losses (kg/ha)	No. years	Range (kg/ha)	Soil type	Reference
Catchment (Wytham, Oxford, England)	Mixed arable and grass	140	25	2	18–32	Mainly clay	White *et al.* (1983)
Catchment (Don, Aberdeen, Scotland)	Mixed arable and moorland	85	15	7	—	tills of variable composition	Edwards *et al.* (1990)
Lysimeter (Letcombe, Oxon, England)	Mixed arable	132	74.8	6	34–129	sandy loam	Webster *et al.* (1986)
		52	41	5	15–73	clay	
Lysimeter (Letcombe, Oxon, England)	Spring barley	0	83	4	59–125	chalk	Dowdell *et al.* (1984)
		80	74	4	55–113		
		120	84	4	65–121		
Lysimeters (Harpenden, Herts, England)	Bare fallow (1887/8–1893/4)	0	45	6	—	clay with flints	reported in Addiscott (1988)
	Bare fallow (1905/6–1922/12)	0	30.2	6	—		
Lysimeter (Craibstone, Aberdeenshire, Scotland)	Grass/ Arable rotation	0	7	6	3–20	'heavy loam'	Hendrick (1930)
		29.2 (FYM) + 14.1 (Ammonium sulphate)	9	6	3–24		
Drained plots (Brimstone, Oxfordshire) England)	Winter Cereals	175; P*	36	4	6–75	clay	Dowdell *et al.* (1987)
		175; DD*	32	4	3–66		
Drained plots (Jealott's Hill, Berkshire)	Cut grassland	250	4	3	0.5–6	clay	Barraclough *et al.* (1983)
		500	27	3	8–54		
		900	151	3	144–156		
Drained plots (Bush, Midlothian Scotland)	Winter and Spring barley peas	0	15	2	13–17	clay loam	This paper
		60–75	22	1	—		
		120–150	18	2	17–19		
		After Peas	30	1	—		

*P = ploughed; DD = direct drilled.

FIG. 1.7 – *Synthèse des valeurs de lessivages observées sur plusieurs sites expérimentaux en Grande-Bretagne (d'après Vinten et al., 1991.).*

1.3 Mouvement des nitrates dans un bassin versant : Approche compartimentale

Entre la zone racinaire et la rivière, le nitrate chemine à travers des milieux très différents d'un point de vue géométrique (couverture pédologique, couches géologiques) et d'un point de vue hydrique (partiellement saturé, totalement saturé). Pour décrire la complexité de ce cheminement, il est possible d'adopter une approche compartimentale c'est-à-dire d'isoler au sein du bassin des compartiments au fonctionnement homogène et de décrire la dynamique du nitrate au sein de chacun de ces compartiments. De cette façon, le bassin peut être divisé en deux zones : la couche non saturée du sol et la couche saturée.

1.3.1 La zone non saturée

La migration du nitrate dans la zone non saturée, ou lessivage, est considérée classiquement comme un phénomène unidimensionnel vertical. Les travaux sur le lessivage ont emprunté deux voies, une voie expérimentale de terrain en conditions naturelles et une voie expérimentale et théorique en laboratoire sous conditions contrôlées.

1.3.1.1 Etude du lessivage «au champ»

Plusieurs méthodes et outils ont été développés pour observer et mesurer *in situ* le mouvement de l'eau et des nitrates dans un profil de sol. On peut citer le lysimètre, les bougies poreuses, l'échantillonnage direct du sol et de sa solution. Ces outils ont parfois été couplés aux méthodes de traçages isotopique (^{15}N *ou* ^{18}O) et chimique (Cl, Br). De nombreuses études ont été reportées dans la littérature (Ackerer *et al.*, 1990; Armstrong et Burt, 1993). Nous nous focaliserons ici sur des travaux réalisés dans le Massif Armoricain pour mettre en évidence les caractéristiques majeures du lessivage dans un sol.

Gascuel et Mérot (1986) et Mérot (1985) ont analysé le transfert de l'eau dans une parcelle agricole du bassin de Nouvoitou (Bretagne) à l'aide du traçage à l'oxygène 18. Ce dernier est un traceur météorique naturel marquant la molécule d'eau. L'évolution du signal isotopique a été suivi en 34 points sur quatre profondeurs entre 0 et 80 cm. L'interprétation de cette évolution a permis d'établir un schéma de fonctionnement moyen et de caractériser les temps de transfert de l'eau dans la couche non saturée du sol. Ainsi, à l'aval de la parcelle, où les sols sont bruns, lessivés et hydromorphes, l'absence de signal isotopique est interprétée par la présence d'écoulements de subsurface. A l'amont, dans des sols bruns peu lessivés, le transfert de l'eau est lent, environ 0.9 10^{-7} $m.s^{-1}$ soit à peine 1 $cm.j^{-1}$, et peu dispersif. Ces vitesses sont obtenues sur des mesures réalisées

entre les mois d'octobre et de mars, période durant laquelle l'humidité du sol excède la capacité au champ. A cette époque et dans ces conditions géographique et climatique, le concept de *piston flow* représente de façon correcte le lessivage d'un soluté. Selon le *piston flow*, la pluie infiltrée déplace l'eau déjà présente dans le sol vers la base du profil. Après chaque averse, le front de migration descend en fonction du volume infiltré, et peut éventuellement se mélanger avec de l'eau déjà présente dans le sol.

1.3.1.2 Etude sur colonne de sol et théorie

Pour comprendre les mécanismes à la base de la migration d'un soluté dans un profil de sol, des travaux ont été réalisés en conditions contrôlées au laboratoire. L'échelle d'étude, plus fine que celle envisagée dans les études citées précédemment, nécessite d'introduire la notion de Volume Elémentaire Représentatif (VER) (Bear, 1972). Dans un milieu composé de vides et de grains, la complexité est telle qu'il est difficile de définir des grandeurs ponctuelles (perméabilité, porosité) qui aient un sens physique. Le VER permet d'établir une équivalence entre le milieu réel dispersé et un milieu fictif continu (Vauclin, 1990). Les variables et paramètres définis ponctuellement deviennent alors des valeurs intégrées sur le Volume Elémentaire Représentatif. La taille du VER dépend de la texture et de la structure du milieu, pour un horizon de sol il est d'environ 1 cm^3 à 1 dm^3.

La compréhension et la description fine des mécanismes impliqués lors du lessivage des nitrates ont été réalisées à la suite d'expérimentation sur colonne de sol. Les colonnes de sol tentent de reproduire les conditions naturelles à travers un tube de quelques centimètres de diamètre et de longueur. Un régime d'écoulement est imposé et un soluté parfait est introduit au sommet de la colonne. Les mécanismes du transport du soluté vont se traduire dans la courbe d'élution. Cette courbe représente l'évolution des concentrations du soluté dans les écoulements sortant, en fonction du temps ou du volume d'eau apporté pour enclencher et maintenir le déplacement du soluté. Pour un sol homogène, elle se présente sous la forme d'une cloche. Le centre de la cloche est contrôlé par le phénomène de convection et l'étalement traduit la phénomène de dispersion. L'évolution du profil de concentration s'exprime par l'équation de convection-dispersion :

$$\frac{\partial \theta c}{\partial t} = \frac{\partial}{\rho z}(\theta D \frac{\partial c}{\partial z} - qc) + \Sigma \phi_i \tag{1.8}$$

où c est la concentration du soluté $[M.L^{-3}]$, D le coefficient de dispersion $[M^2L^{-1}]$, q le flux d'eau $[L.T^{-1}]$, θ l'humidité du sol $[L^3.L^{-3}]$ et $\Sigma\phi_i$ la somme des termes sources ou puits $[M.L^{-3}.T^{-1}]$ (Nielsen *et al.*, 1986).

La vitesse réelle de l'eau, $\frac{q}{\theta}$, contrôle la vitesse de déplacement du soluté, c'est le terme convectif du processus. L'introduction du flux dispersif et d'un coefficient de dis-

persion permet de rendre compte de l'aplatissement et de l'étalement de la courbe. Le coefficient de dispersion est souvent utilisé de façon empirique. L'ajustement des prédictions aux observations permet de fixer sa valeur. Concrètement, ce coefficient est égal au carré de l'étalement de la cloche divisé par le temps de parcours. En théorie, ce coefficient est supposé refléter deux phénomènes : la diffusion moléculaire gouvernée par les gradients de concentrations et la dispersion cinématique due à l'hétérogénéité des vitesses à l'intérieur d'un pore et au sein du réseau poral. Bien que ces deux phénomènes aient des origines différentes, leurs conséquences sont supposées comparables. L'emploi d'un unique coefficient se justifie par la pratique plus que par la théorie. Le coefficient de dispersion englobant ces deux phénomènes s'exprime sous la forme (Nielsen *et al.*, 1986) :

$$D = D_o\tau + \lambda|\nu|^n \tag{1.9}$$

où D_o est le coefficient de diffusion moléculaire, τ est la tortuosité du milieu et $\nu = \frac{q}{\theta}$ la vitesse porale de l'eau. λ et n sont des constantes empiriques. Pour des systèmes relativement homogènes, il est montré que n est de l'ordre de l'unité (Saffman, 1959 cité par (Nielsen *et al.*, 1986)). λ est défini comme la dispersivité [L]. Les valeurs de dispersivité varient selon l'échelle d'étude de 0.001 m pour des observations faites sur colonnes de sol (Sadeghi et Kunishi, 1989; Jardine *et al.*, 1988; Zhang, 1995) à 0.1 m pour des observations faites sur des parcelles agricoles (Biggar et Nielsen, 1976; Jury *et al.*, 1982). Dans les conditions d'écoulement rencontrées dans les sols naturels, la diffusion moléculaire est généralement négligeable en regard de la dispersion cinématique. Pour le nitrate, la diffusion moléculaire est d'environ 1.2 10^{-5} $cm^2.s^{-1}$ à 25 °C (R.C.Weast, 1980) soit environ 10^{-4} $m^2.j^{-1}$.

Si le modèle de convection-dispersion décrit de manière satisfaisante l'évolution des concentrations dans des milieux homogènes, il échoue à représenter le transfert de soluté dans certains environnements, notamment dans les sols à structure agrégée. Pour ce type de sol, la courbe d'élution est caractérisée par la persistance de concentrations importantes longtemps après le pic de concentration. Dans le cas de soluté parfait, les phénomènes d'adsorption/désorption n'expliquent pas cette évolution. L'ajustement du coefficient de dispersion aboutit à des valeurs trop importantes. Van Genuchten et Wierenga (1976) ont appliqué un concept de double porosité proposé initialement par Coats et Smith (1964). Le développement de ce concept s'appuie sur le constat que, dans un sol à structure agrégée, la distribution des tailles de pores est bimodale. Deux domaines sont alors définis en fonction de la mobilité de l'eau. Un domaine mobile dans lequel le modèle classique de convection-dispersion s'applique et un domaine immobile ou l'eau stagne. Le transfert d'un soluté d'un domaine à l'autre se fait par diffusion moléculaire. La dynamique du système est représenté par le système d'équations suivant :

$$\theta_m \frac{\partial c_m}{\partial t} + \theta_{im} \frac{\partial c_{im}}{\partial t} = \theta_m D_m \frac{\partial^2 c_m}{\partial z^2} - \theta_m \nu_m \frac{\partial c_m}{\partial z} \tag{1.10}$$

$$\theta_{im} \frac{\partial c_{im}}{\partial t} = \alpha (c_m - c_{im}) \tag{1.11}$$

où les symboles im et m se réfèrent aux phases immobiles et mobiles (Nielsen *et al.*, 1986). α est un coefficient de transfert de masse. L'équation 6.13 est une équation de diffusion. Le concept d'un volume immobile, initialement introduite pour représenter l'espace occupé par les pores en cul-de-sac (Coats et Smith, 1964), puis reprise pour prendre en compte l'espace intra-agrégat des sols par Van Genuchten et Wierenga (1976), peut en fait être étendu à l'ensemble du volume non mobile du milieu poreux, notamment l'eau plus ou moins liée à la matrice poreuse.

Cette approche s'appuie sur une connaissance fine des mécanismes en jeu dans le transfert d'un soluté en milieu poreux. Elle découle d'expérimentations faites sur des milieux connus, bien décrits et contrôlés. Sa transposition à un milieu naturel se heurte à de sérieuses difficultés. Difficultés en terme de description du milieu d'abord. Un sol naturel n'est pas uniforme et encore moins homogène. Les paramètres des équations varient dans le temps et dans l'espace. Les conditions aux limites sont rarement identifiées. Difficultés en terme de processus ensuite. Des phénomènes peuvent intervenir qui ne sont pas pris en compte dans cette description notamment les écoulements dits préférentiels (*by-pass flow*), qui court-circuitent le cheminement de l'eau.

A l'échelle d'une parcelle, les propriétés des sols varient d'un point à un autre, et par conséquent les flux d'eau et de solutés. Que ce soit pour les vitesses de l'eau, la perméabilité à saturation ou le coefficient de dispersion, les variations de ces propriétés ont tendance à suivre une loi log-normale (Vauclin, 1990). Une approche mécaniste stochastique s'est développée qui intègre l'hétérogénéité des paramètres et des variables de forçage sous la forme de fonction de distribution (Dagan, 1989). Ainsi, à un instant donné et pour un point de l'espace, la concentration ne s'exprime plus par une valeur absolue mais par une fonction de distribution qui traduit la variabilité des propriétés des sols.

Beaucoup d'auteurs ont tendance à délaisser les approches physiques trop complexes, qu'elles soient stochastiques ou non, et appréhendent la modélisation du lessivage d'un point de vue très fonctionnel. Les modèles fonctionnels essaient d'intégrer les mécanismes physiques majeurs du lessivage par une représentation simplifiée. Prenons comme exemple le modèle de Burns (Burns, 1974), sans doute le modèle le plus utilisé de cette famille. Il découpe le sol en couches caractérisées par leur capacité de rétention. Les flux d'eau passent de couche en couche dès que la capacité de rétention est dépassée, entraînant les solutés. A chaque entrée d'eau et de soluté dans une couche, un mélange parfait

s'opère avec l'eau déjà présente. On remarque que derrière un formalisme assez simple, Burns conserve l'idée d'une phase mobile -les flux transportés d'une couche à l'autre- et d'une phase immobile - le volume d'eau correspondant à la capacité au champ-. L'hypothèse d'un mélange parfait suppose un coefficient de diffusion infini entre les deux phases. Les modèles fonctionnels requièrent peu de données, prédisent correctement le lessivage de solutés pour une variété de sols.

1.3.1.3 Conclusion sur le lessivage

En résumé, le lessivage d'un soluté idéal est un phénomène lent et peu dispersif. Les vitesses de migration d'un soluté idéal dépendent en partie des pluies infiltrées. En Bretagne, on peut fixer ces vitesses à 20 cm/mois pendant la période hivernale. Dans ce contexte, le concept de *piston flow* s'applique de façon satisfaisante. Ce schéma moyen est à nuancer par l'occurrence d'au moins deux phénomènes : (i) les écoulements dans les macropores agissent comme des courts circuits du cheminement moyen et peuvent, en théorie et à court terme, transporter très rapidement le soluté en profondeur ; (ii) le sol n'est pas un continuum parfait, la taille et l'arrangement des pores peuvent créer des zones de stockage du nitrate (*phase immobile*). Le soluté peut diffuser du lieu de stockage vers les lieux de transport (*phase mobile*) selon la connectivité des deux domaines. A l'échelle du profil de sol, ce phénomène influence le temps de résidence du soluté dans le sol.

1.3.2 Mouvement des nitrates dans une nappe.

Le déplacement du nitrate dans un milieu poreux saturé est un cas particulier du déplacement du nitrate dans un milieu partiellement saturé. L'équation gouvernant le transport d'un soluté chimiquement inerte et non adsorbable dans un milieu poreux homogène saturé est classiquement exprimée sous la forme (Dagan, 1989) :

$$\frac{\partial c}{\partial t} + \nu_i \frac{\partial c}{\partial x_i} = \frac{\partial}{\partial x_i}(D_{ij}\frac{\partial c}{\partial x_j}) \qquad i,j = 1,2,3 \tag{1.12}$$

où c est la concentration du soluté, ν_i est la vitesse d'écoulement dans la direction i et les D_{ij} sont les composantes du tenseur de dispersion hydrodynamique.

La convection est liée aux flux d'eau, la connaissance du champ de vitesse de l'eau permet de fixer le terme convectif. L'emploi de cette représentation mathématique suppose que le transport dispersif est fickien, *i.e.*, le flux dispersif de soluté est proportionnel au gradient de concentration (Domenico et Swartz, 1998). La dispersion hydrodynamique est composée de la diffusion moléculaire (D_0) et de la dispersion cinématique (D'). La diffusion moléculaire est, pour beaucoup d'écoulements en nappe, négligeable devant la dispersion mécanique. Un troisième coefficient est utilisé la dispersivité, α, défini par

$\alpha = D'/\nu$ où ν est la vitesse réelle d'écoulement. La dispersivité varie de 0.01 m à plusieurs milliers de mètres pour des échelles d'étude de 0.75 m à 100 km (Fig. 1.8). Gelhar *et al.* (1992) ont entrepris une revue critique des valeurs de dispersivité longitudinale reportées dans la littérature.

Il apparaît que la dispersivité augmente avec l'échelle d'observation. Cependant après un examen sur la fiabilité de ces données, Gelhar *et al.* concluent que cette relation est plus apparente que réelle. On peut tout de même estimer que *grosso modo* les dispersivités en nappe sont supérieures d'au moins deux ordres de grandeurs aux dispersivités obtenues sur colonnes de sol au laboratoire (Domenico et Swartz, 1998).

Les épaisseurs de nappes sont souvent faibles au regard de leur extension latérale. Aussi le transport et l'écoulement en nappe sont alors considérés comme des processus plans et l'équation 1.12 est appliquée sous sa forme bi-dimensionnelle. La dispersivité verticale est ignorée. Cette restriction est davantage justifiée par un manque de données tri-dimensionnelles que par des observations de terrain (Gelhar *et al.*, 1992).

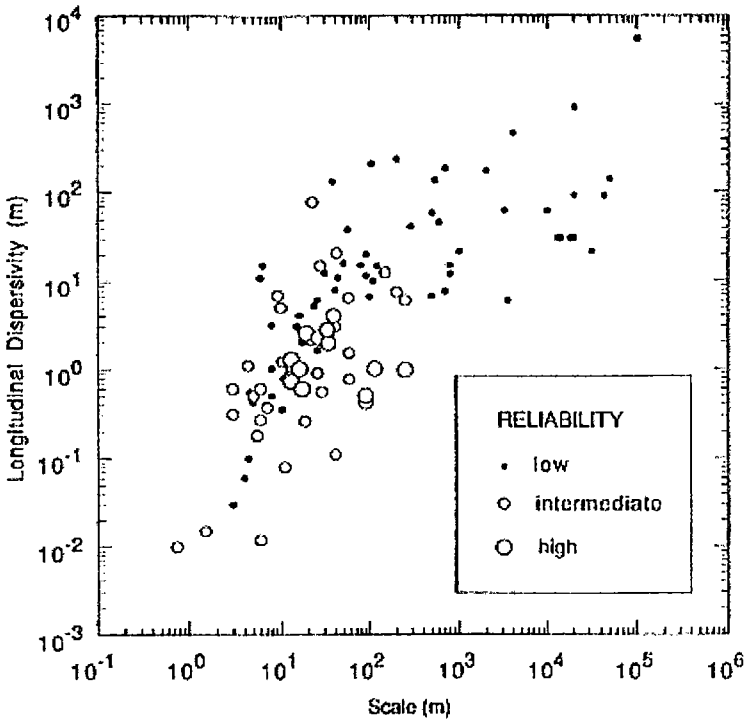


FIG. 1.8 – *Dispersivité longitudinale en fonction de l'échelle d'observation identifiée par type d'observation et type d'aquifère. Ces données regroupent les résultats de 59 sites d'observation (d'après Gelhar et al., 1992).*

1.4 Approche intégrée du déplacement du nitrate dans un bassin versant : expérimentation et modèle

L'approche compartimentale, si elle permet d'appréhender les mécanismes à une échelle fine, ne permet pas d'accéder par simple agrégation des processus élémentaires à la description de la dynamique globale du bassin versant. Les travaux intégrant l'échelle du bassin versant dans un milieu agricole sont plus rares. De l'ensemble de ces travaux, nous pouvons toutefois distinguer trois types d'approches. La première consiste à analyser les flux de nitrates dans les rivières et, au regard des entrées et d'une certaine connaissance hydrologique du milieu, à inférer les mécanismes majeurs de transfert du nitrate dans le bassin. La seconde approche part de la constatation qu'au sein d'un bassin des zones agissent comme des éléments de contrôle dans le mouvement du nitrate. Comprendre le fonctionnement de ces zones permet alors d'expliquer les flux de nitrate à la sortie du bassin. Enfin, la troisième approche regroupe les observations intégrées de bassins versants. Nous développons et détaillons dans la section suivante les points majeurs de ces approches et les résultats considérés comme importants.

1.4.1 Approche globale

Généralement un bassin d'observation est l'objet de deux mesures dans la rivière, le débit et la concentration des eaux. De ces deux variables et d'une connaissance hydrologique plus ou moins fine, les auteurs ont tenté de comprendre, à travers une analyse essentiellement qualitative, les mécanismes de transfert du nitrate dans leur bassin. En particulier, le suivi des bassins versants au Royaume-Uni et aux État-Unis dans les années 70 et 80 a révélé des éléments de similitude que ce soit à l'échelle annuelle ou à l'échelle de la crue.

Les concentrations de nitrate dans les rivières sont très élevées en automne et en hiver (Webb et Walling, 1985). Cette évolution est généralement interprétée comme la combinaison d'une disponibilité importante du nitrate dans les sols, d'un besoin des plantes en nutriment très limité et de la reprise des écoulements. Le nitrate est le produit de la minéralisation de la matière organique accumulée durant l'été. En particulier, des concentrations importantes (*autumn flush*) sont observées après des étés très secs (White *et al.*, 1983; Foster et Walling, 1978), ce que Burt et Arkell (1987) ont appelé l'effet mémoire du bassin (*memory effect*).

L'exportation de nitrate, en terme de flux, se concentre également entre les saisons d'automne et d'hiver (Pionke et DeWalle, 1994). A ces périodes, les flux sont la combinaison de débits élevés et de fortes concentrations en nitrate. Ainsi, sur le bassin agricole de Slapton Wood (0.94 km^2, Grande-Bretagne), 78 % des flux annuels de nitrate passent à l'exutoire en trois mois entre décembre et février (Burt et Arkell, 1987). Les flux de

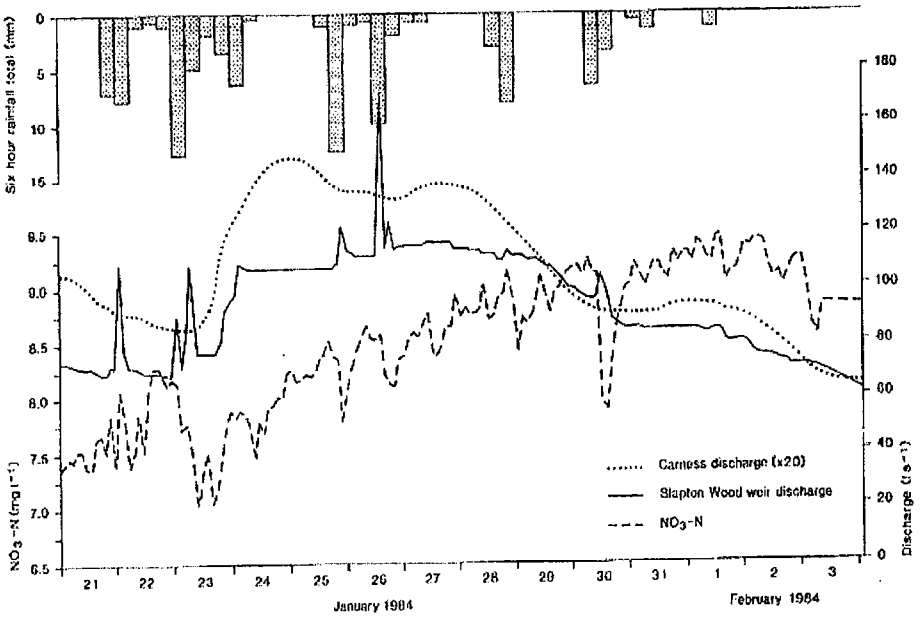


FIG. 1.9 – *Evolution du débit et de la concentration en nitrate sur le bassin de Slapton Wood, Janvier 1984 (d'après Burt et Arkell, 1987).*

nitrate dépendent plus des débits que des concentrations. Selon les bassins versants, les variations des débits se produisent sur un ou trois ordres de grandeur alors que l'évolution des concentrations dépasse rarement un rapport de un à cinq (Webb et Walling, 1985).

Lors des crues d'hiver et d'automne, l'évolution des concentrations en nitrate est souvent caractérisée par une dilution en début de crue suivie par une augmentation des concentrations (Fig. 1.9). La concentration post-crue est supérieure à la concentration avant crue. A la suite d'observations faites sur le bassin de recherche de Mahantango Creek, Pionke et DeWalle (1994) supposent que cette évolution reflète l'activation d'une source supplémentaire de nitrate qui n'est pas engagée dans le transfert de nitrate en dehors des périodes de hautes eaux. Selon Pionke et DeWalle, cette zone contributive correspond aux couches non saturées du sol. Cette contribution se traduit par une vidange (*flush*) du nitrate vers la rivière. La capacité, en terme de réservoir de nitrate, de ces zones joue un rôle important dans le soutien de concentrations importantes dans les jours suivant la crue. Pour Burt et Arkell (1987), cette évolution sur le bassin de Slapton Wood traduit la combinaison d'un lessivage rapide à la nappe et d'un transfert latéral qui, par la morphologie et les caractéristiques des sols, produit un hydrogramme retardé plusieurs heures voire plusieurs jours après la pluie (*delayed hydrograph*).

Au-delà des particularités de chaque site, il ressort de ces travaux un schéma moyen

de la dynamique du nitrate dans un bassin versant. Les mécanismes de régulation de l'exportation du nitrate de la couche racinaire des sols vers la rivière seraient essentiellement hydrologiques. Dans les bassins des régions humides, l'écoulement de subsurface est considéré comme le vecteur principal du nitrate. Plus généralement, il est admis que les flux de nitrate seront d'autant plus importants que les caractéristiques du sol et du sous-sol favorisent l'infiltration et l'écoulement latéral sous les formes d'un écoulement de subsurface ou d'une nappe souterraine (Brenner, 1995). A l'échelle de l'année hydrologique, la quasi totalité du nitrate «produit» en été est supposée être exportée au cours de l'année hydrologique suivante en automne et en hiver, périodes combinant des débits forts à des concentrations importantes, en dehors des épisodes de crue. Ce type d'étude n'a cependant pas permis de quantifier les vitesses réelles de déplacement du nitrate et son temps de résidence dans le milieu.

En complément des études basées sur une analyse qualitative, on peut citer les études basées sur un bilan entrée-sortie de l'ensemble des formes de l'azote à l'échelle d'un bassin versant. Les termes d'entrée (apports atmosphériques, fertilisation) et les termes de sorties (rivière, exportation par les cultures) sont évalués. Le défaut de bilan est alors attribué à des processus non pris en compte dans le bilan, qui peuvent être le stockage dans le sol ou la dénitrification. Ainsi Aurousseau *et al.* (1996) ont dressé ce type de bilan sur un ensemble de quarante quatre bassins versants bretons. Ils notent un défaut de bilan plus que proportionnel à la charge moyenne azotée, c'est-à-dire la différence entre apports anthropiques dus à l'agriculture et l'exportation par la culture. De cette relation, Aurousseau suppose que la dénitrification est à l'origine du défaut de bilan.

1.4.2 Les zones ripariennes

Les zones ripariennes *(riparian zones)* constituent, dans les petits bassins versants, les surfaces bordant les ruisseaux à l'interface entre le réseau hydrographique et l'amont du versant. Selon les cas, ces zones sont définies comme zones humides de fond de vallée par les hydrologues ou comme zones hydromorphes par les pédologues. La frontière aval des zones ripariennes, lieu de mélange des eaux de la nappe et de la rivière est également appelée zone hyporhéique par les hydrobiologistes. L'extension latérale des zones ripariennes, de l'ordre de quelques dizaines de mètres, varie en fonction de la morphologie du terrain, de l'hydrologie de la région, et du type de sol. Le terme de surface d'inondation (*floodplains*) est généralement utilisé dans le cas de bandes latéralement plus étendues, *i.e.*, extension supérieure à 100 m, en bordure de rivières plus importantes (ordre>3).

Ces domaines, interfaces entre les systèmes aquatiques et terrestres, sont considérés comme un élément des paysages important pour la régulation du transfert des matières (eau, soluté, matière en suspension) apportées à la rivière par les écoulements superficiels ou subsuperficiels (Hill, 1996). En particulier, de nombreux travaux montrent que les

zones ripariennes agissent comme de véritables puits à nitrates (Lowrance *et al.*, 1984; Lowrance *et al.*, 1995; Pinay *et al.*, 1993; Haycock et Pinay, 1993; Jacobs et Gilliam, 1985). Ces travaux sont basés sur un suivi et un échantillonnage des eaux de nappe de la zone riparienne le long d'un transect. La diminution des rapports des concentrations de nitrate d'amont en aval apporte une évidence indirecte d'une "disparition" des nitrates. Deux mécanismes majeurs peuvent être à l'origine de la perte de nitrates : l'absorption par les plantes et la dénitrification. L'absorption de nitrates par les plantes suppose que le toit de la nappe se trouve à une profondeur inférieure à la zone racinaire et que la plante ait besoin de nutriments (Simmons *et al.*, 1992). L'absorption par les plantes varie en fonction des saisons. Haycock et Pinay (1993) suggèrent que l'absorption par les plantes est, en été, le processus dominant dans la rétention de nitrate. A cette période la croissance des plantes est maximum et la dénitrification est moins efficace car les sols sont plus aérés. En hiver le besoin des plantes en nutriment est plus faible et pourtant des pertes importantes en nitrates ont également été observées. Ce qui laisse supposer qu'à cette saison le mécanisme dominant de l'abattement des concentrations de nitrates n'est pas le pompage par les plantes (Gilliam, 1994).

La dénitrification est souvent considérée comme le principal mécanisme à l'origine du caractère épurateur des zones ripariennes. Les conditions rencontrées dans ce milieu, *i.e.*, anaérobie, taux élevé de Matière Organique (M.O.), faible potentiel d'oxydo-réduction, sont propices à la réduction de nitrate (NO_3^-) en nitrite (NO_2^-), élément réduit ensuite en formes gazeuses de l'azote NO, N_2O, N_2. Dans ces réactions, le nitrate joue le rôle d'accepteur d'électron en l'absence d'oxygène et la M.O est oxydée par des bactéries hétérotrophes (Korom, 1992). Des travaux ont tenté d'estimer les flux de dénitrification en mesurant les émissions gazeuses en (N_2O) d'échantillons de sol prélevés dans les zones ripariennes. Les flux répertoriés sont compris entre 31.5 kg N/ha/an pour une zone à l'aval de parcelles cultivées (Lowrance *et al.*, 1984) et 56 à 100 kg N/ha/an dans une zone boisée (Pinay *et al.*, 1993). En Bretagne, les flux de dénitrification ont été évalués sur des échantillons prélevés dans différents horizons du bassin versant de Naizin. Les résultats obtenus montrent des flux de l'ordre de quelques $kgN/ha/an$ à près de 350 $kg/ha/an$ (Trolard *et al.*, 1995). L'activité enzymatique liée à la dénitrification n'est pas uniformément distribuée le long d'un profil vertical de sol. Des études montrent que les couches supérieures (0-15 cm) riches en M.O. concentrent la plupart de l'activité dénitrifiante alors que sur d'autres sites la dénitrification peut être efficace à l'intérieur de la nappe (Hill, 1996). De plus, les conditions rédox et la M.O. ne sont pas distribuées de façon homogène à la surface des zones ripariennes. Les zones se composent d'un patchwork de volumes oxydants et réducteurs, traversées ou non par les écoulements. La connectivité de ces volumes et la géométrie des écoulements peuvent fortement altérer la capacité globale d'une zone à dénitrifier.

Il est maintenant largement admis que les zones de fonds de vallée peuvent représenter des lieux épurateurs vis à vis des nitrates. Pourtant, la généralisation de ce caractère à l'ensemble des zones de bas-fond doit largement être modulée et nuancée pour deux raisons. Hill (1996) constate, en effet, que le mécanisme de dénitrification a généralement été mis en évidence à la suite d'observations menées sur des sites présentant la même configuration hydrologique et hydrogéologique. Cette dernière implique la présence d'une nappe peu profonde reposant sur un horizon pédologique ou géologique imperméable situé à moins de 2 m de profondeur. Dans ce cas, l'essentiel des écoulements vers la rivière est potentiellement soumis aux mécanismes de dénitrification et/ou d'absorption par les végétaux. Cependant, la zone de bas-fond peut présenter, d'un bassin à un autre, des caractères hydrogéologiques variés. Dans un petit bassin versant, le cas d'une rivière drainant une nappe épaisse et profonde fortement contaminée en nitrate peut également être rencontré. A notre connaissance, peu de recherches ont été menée dans cette configuration hydrogéologique pour montrer l'occurrence d'une dénitrification et les flux d'eau qu'elle peut impliquer.

1.4.3 Les suivis de bassin versant

Peu d'études sont reportées qui s'attachent à observer le déplacement du nitrate à la fois dans le sol et dans les nappes de petits bassins versants agricoles. La rareté de ce type de suivi s'explique en partie par la lourdeur de la mise en oeuvre et les contraintes qu'elles impliquent. Dans cette section, nous nous intéresserons aux résultats obtenus sur deux petits bassins agricoles : le bassin versant de la Deep Loess Research Station - DLRS - (Steinheimer *et al.*, 1998a; Steinheimer *et al.*, 1998b) et le bassin versant de Mahantango Creek Research -MCR- (Pionke et Urban, 1985; Schnabel *et al.*, 1990; Schnabel *et al.*, 1993).

Le bassin DLRS est un petit bassin versant de 0.4 km^2 occupé depuis 1972 sur la quasi totalité de sa surface par des cultures de maïs. Ce site est caractéristique des bassins en climat humide à sols perméables ($K_s = 10^{-5}\ m/s$) et profonds, entre 5 m en bas de versant et 30 m sur les crêtes. Le substrat est constitué de moraines considérées comme imperméables ($K_s = 10^{-7}\ m/s$). Un transect de piézomètres et de bougies poreuses installé depuis 1964 a permis l'observation à la fois de variables hydrologiques -niveau de nappe, humidité du sol- et chimiques -concentrations de nitrate et d'ammonium-.

Ces observations montrent que l'épaisseur de la couche non saturée varie de 2 m à 20 m. La vitesse de l'eau dans cette zone a été estimée à 10^{-3} à $10^{-4}\ m/s$ sur la base du temps de réponse de la nappe aux infiltrations. Il s'agit donc, selon nous, d'une vitesse de propagation d'onde de pression et non d'une vitesse réelle de l'eau. Les temps de résidence dans la nappe ont été calculés sur la base de simulations s'appuyant sur l'équation d'écoulement en nappe. Le temps de parcours d'une goutte d'eau rechargeant

la nappe en haut de versant pour arriver au point d'exfiltration en bas de versant est estimé à environ 10 ans.

Les analyses de l'eau de la couche non saturée montrent que les concentrations de nitrate sont plus importantes en amont qu'en aval. En sommet de versant l'eau des couches inférieures est plus concentrée que l'eau des couches de surface. La distribution des concentrations sur le versant serait, selon les auteurs, contrôlée par un processus de dénitrification autotrophe. Dans la nappe les concentrations sont maximum en sommet de versant (25 à 69 mg/l) alors que dans le bas-fond, l'eau est très pauvre en nitrate (<10 mg/l). La concentration dans la nappe présente dans les moraines est inférieure à 0,5 mg/l. Cette différence montre que la diffusion entre deux milieux à conductivité hydraulique contrasté est faible.

Aucune interprétation n'est proposée par les auteurs de l'étude pour expliquer la structure des concentrations de nitrate dans la nappe. Trois variables sont considérées comme potentiellement importantes dans la perspective d'une interprétation : la disponibilité du nitrate à percoler, l'importance des lames d'eau percolante et l'occurrence de processus de dénitrification.

Le bassin de MCR est un des sites de la région de Chesapeake Bay en Pennsylvanie (USA). Sur ce bassin, l'écoulement à travers la nappe de subsurface constitue 60 % à 80 % de l'écoulement dans la rivière. Le sol est peu profond, à texture grossière en sommet de versant et à structure plus fine et peu drainant dans les bas-fonds. Parce que les sols de sommet de versant sont très perméables, les pluies annuelles (1000 mm) s'infiltrent totalement à ces endroits (Schnabel *et al.*, 1990). Le sous-sol est formé de deux couches : une couche supérieure altérée et fracturée de 10-15 m d'épaisseur et une couche saine peu fracturée. Ce socle est constitué de grès dans la partie amont du bassin et de schiste dans la partie aval. L'amont du bassin est recouvert par une forêt (35 % de la surface). Des cultures occupent le reste du bassin.

A l'exutoire du bassin versant, l'évolution des concentrations en nitrate et sulfate est liée aux variations de débit. Les concentrations de nitrate augmentent quand les débits s'accroissent. Ensuite, les périodes de tarissement sont caractérisées par une baisse des concentrations. Un réseau de piézomètres a permis de mettre en évidence deux caractéristiques chimiques de la nappe. Aux abords du ruisseau, il existe dans la nappe un gradient aval/amont significatif et permanent. L'évolution des concentrations le long du gradient suit un rapport d'environ 1/3. Ensuite, la composition chimique de la nappe est stratifiée selon la nature du milieu. L'eau de nappe dans le sol est très riche en nitrate ($8.5\ mgN - NO_3^-/l$). Dans la couche altérée et fracturée, les concentrations sont du même ordre ($6.6\ mgN - NO_3^-/l$). Dans la couche saine, les concentrations sont faibles ($0.6\ mgN - NO_3^-/l$).

Les auteurs interprètent la présence d'un gradient de concentration le long du versant

comme le résultat de mécanismes plus hydrologiques que biochimiques (Schnabel *et al.*, 1990; Schnabel *et al.*, 1993). En effet, les vitesses de dénitrification obtenues sur le terrain sont trop faibles pour expliquer l'abattement observé. La diminution des concentrations est, selon Schnabel *et al.*, régulée essentiellement par des processus de mélange contrôlés par l'hydrologie du bassin versant. La zone de bas-fond est considérée comme la zone de mélange d'une eau pauvre en soluté provenant de la couche profonde saine et d'une eau plus enrichie en nitrate issue du milieu altéré et fracturé et du sol. La différence de concentration entre ces milieux provient des surfaces de recharge. La surface de recharge de la nappe «profonde» correspond au sommet des versants, couverts par la forêt et aux eaux de lessivages faiblement enrichies en nitrate. La nappe «d'altérite» et du sol, qu'on peut assimiler par définition à l'écoulement de subsurface, a une surface d'alimentation composée de parcelles agricoles. Les flux de nitrate vers cette nappe sont par conséquent plus importants.

L'écoulement de base, au sens large, est alimenté par la nappe profonde et la nappe d'altérite et du sol. La contribution des nappes des couches supérieures (sol et altérite) gouverne d'une part les flux d'eau dans la rivière et d'autre part la composition de l'eau de rivière. Les forts débits correspondent à une contribution importante des couches d'altérite et de sol. Ces couches, drainant une eau riche en nitrate en comparaison de la couche profonde, apportent de l'eau plus concentrée dans la rivière.

Comme il a déjà été vu dans la section 1.4.1, Pionke et DeWalle (1994) ont nuancé ce schéma en analysant l'évolution de la composition chimique de l'eau à l'exutoire d'un sous bassin du bassin de MCR. Ils observent qu'à l'automne, après une crue, les concentrations sont plus importantes qu'avant la crue. Selon eux, la crue active une source de nitrate qui n'était pas impliquée au préalable dans le transfert. Ce mécanisme agit comme une chasse (*flush*) à nitrate à partir de zones jusque là déconnectées de la rivière. Ces sources à nitrates correspondraient à la zone non saturée du sol.

1.4.4 Conceptualisation et modèle

Il existe une variété de modèles de transfert de nitrate dans un bassin versant, variété traduisant en partie la diversité des objectifs de ces modélisations. Ainsi pour un modèle dont l'objectif est uniquement de «bien prédire» les concentrations de nitrate dans une rivière, une approche statistique intégrant les corrélations observées entre plusieurs variables pourra satisfaire l'objectif, même si ces relations n'ont pas de caractère explicatif. Par exemple, Cann (1994) a établi une relation entre les concentrations moyennes des nitrates dans la rivière du Coët-Dan, Morbihan, pour chaque mois à partir des pluies cumulées des quatre derniers mois, du coefficient d'écoulement du mois considéré et des flux de nitrate des huit derniers mois.

Dans cette section, nous nous intéressons uniquement aux modèles qui ont pour am-

bition non seulement la prédiction mais aussi, et surtout, l'analyse et l'explication des phénomènes en jeu.

Nous avons constaté dans la section 1 que deux approches ont émergé face à l'étude de l'hydrologie et de l'hydrochimie des bassins versants. La première partant d'études hydrologiques classiques basées sur l'hydrométrie permet d'apporter une information directe sur la dynamique de l'eau et de là d'en déduire le comportement d'un soluté parfait. La seconde approche suppose que les observations chimiques sont des éléments d'information directe sur les chemins réels de l'eau qu'il faut intégrer à l'analyse des processus (*e.g.* EMMA). De même, on peut dégager deux familles de modèles. Les modèles qui couplent un module d'azote à un modèle hydrologique existant plus ou moins validé. Il est alors posé comme hypothèse que si le modèle hydrologique prédit correctement les débits, il est adapté pour bien représenter la chimie de l'eau. Les modèles de la seconde famille ont été développés à la suite de l'analyse d'observations hydrochimiques. De ces observations, leurs auteurs ont essayé de restreindre la dynamique du nitrate dans un bassin aux processus essentiels mis en jeu.

Parmi les modèles de la première famille, on peut citer SHETRAN (Ewen, 1995) développés à partir du SHE (Abbott *et al.*, 1987a; Abbott *et al.*, 1987b) et une adaptation du Modèle Couplé (Geng, 1988; Cabon, 1993). Nous ne développerons pas les bases de ces modèles dans la mesure où ils reprennent partiellement ou totalement une description et une représentation exhaustives des mécanismes élémentaires que nous avons abordés dans la section 1.3. Toutefois, le Modèle Couplé intègre une représentation plus conceptuelle sous forme de réservoirs dans le traitement des écoulements de subsurface.

Outre les problèmes d'acquisition d'un gros volume de paramètres et de variables de forces, cette approche se heurte à des problèmes liés au transfert des connaissances établi sur un petit volume, le VER, vers leurs applications sur un espace plus important, la taille de la maille élémentaire de discrétisation spatiale. Les limites de cette approche ont été soulignées, entre autres, par Beven (1989) et ont reçu un grand écho au sein de la communauté des hydrologues et hydrochimistes. Les problèmes sont liés :

- à l'application à l'échelle de la parcelle des équations dérivées à petite échelle, la parcelle peut être une échelle d'espace en dehors du domaine de validité des équations,
- à un manque de connaissances sur les interactions existants entre les mécanismes élémentaires,
- à la définition macroscopique de paramètres locaux,
- aux difficultés de validation d'une approche distribuée à partir uniquement des variables globales (*eg*, débit de rivière).

Pour pallier les difficultés d'une approche excessivement mécaniste et entièrement distribuée, on s'oriente actuellement vers des modèles plus conceptuels. Ces modèles

constituent la seconde grande famille. Ils tentent d'intégrer une information chimique plus ou moins riche (concentrations des nitrates dans la rivière ou dans les écoulements dans le sol) pour dégager les phénomènes dominants dans le transfert de nitrate à l'échelle du bassin versant. Ils sont conceptuels dans la mesure où ils représentent la conception que se fait l'auteur de la réalité. En plein développement, ces modèles sont souvent moins aboutis dans une perspective de prédiction. Leur objectif est davantage de tester des hypothèses sur la prépondérance de tel ou tel mécanisme et d'établir une hiérarchie des processus. Nous présentons ici trois de ces modèles.

1.4.4.1 Les processus d'échange mobile/immobile

Nous avons vu dans la section 3.2.2 que l'écoulement de subsurface peut générer deux types d'eau selon les mécanismes en jeu. Une eau «neuve», c'est le cas lorsque la pluie coule à la rivière à travers les réseaux de macropores. Une eau ancienne, quand l'eau de pluie infiltrée pousse par effet piston l'eau déjà présente dans le sol avant l'averse. Ces deux mécanismes constituent des cas extrêmes aux conséquences contrastées en terme de qualité d'eau apportée à la rivière. A la suite d'observations réalisées sur le bassin de Walker Branch - Etats-Unis - (Wilson *et al.*, 1990; Jardine *et al.*, 1990), Luxmoore et Ferran (1993) ont proposé une hypothèse basée sur le mécanisme d'échange entre les milieux mobiles et immobiles d'un sol pour expliquer l'évolution de la qualité de l'eau dans les écoulements de subsurface.

Selon le soluté, deux types d'évolution ont été mis en évidence par les observations faites à différentes échelles (lysimètre, parcelle et petit bassin de 0.38 ha). Lors d'une pluie, la concentration de certains éléments (S, Na, K, Mg, Ca) augmente en phase avec les flux d'eau. D'autres éléments (Al, Fe, Mn) présentent une concentration très forte en début de crue qui décroît juste avant et après le pic de crue.

De ces observations, les auteurs ont proposé une hypothèse, appelée la *pathlength supply*. L'écoulement en rivière est considéré comme la somme de volumes d'eau ayant emprunté des chemins de longueurs variables. Ces chemins sont constitués des réseaux de macropores. A l'instant du pic de crue, le réseau des chemins de l'eau atteint une taille et une densité maximum. La surface d'échange entre les micropores et les macropores est à cet instant maximum. Deux classes de solutés sont définies, les solutés à stock non limité ou très important (*high supply solute*) et les solutés à réservoir limité ou faible (*low supply solute*). Pour la première classe de soluté, le stock important permet de maintenir un gradient de diffusion important entre le milieu de stockage, *ie* la microporosité, et les zones de déplacement, *ie* la macroporosité. Ce gradient associé à une longueur de réseau d'écoulement important provoque une concentration importante dans l'écoulement final. A l'inverse, un élément peu présent dans la microporosité sera exporté dès le début des écoulements et uniquement à cet instant.

1.4.4.2 L'hypothèse de chasse de Hornberger

Proposée pour expliquer et modéliser les variations de carbone organique dissous (COD) dans des petits bassins de montagne (Hornberger *et al.*, 1994; Boyer *et al.*, 1997), l'hypothèse de chasse (*flushing hypothesis*) a été étendue au nitrate (Creed *et al.*, 1996).

Dans un bassin versant, la minéralisation de l'azote organique, donc la «production» du nitrate, est supposée restreinte à la couche supérieure du sol. De là, le nitrate est exporté vers la rivière, d'après Creed *et al.* , essentiellement selon un mode de chasse (*flush*). Ainsi, la montée de nappe jusqu'à la surface du sol couplée aux écoulements latéraux rapides provoque une exportation rapide du nitrate à la rivière. Le phénomène de flush est par conséquent limité aux zones où les battements de nappe atteignent la surface, essentiellement les zones de bas de versant. En reprenant le concept développé dans la section 1, ces zones sont en fait des zones contributives vis à vis des nitrates ; Creed *et al.* , quant à eux, les définissent comme des zones en état de chasse. Ailleurs, le versant est dans un état de drainage, le nitrate est lessivé verticalement jusqu'à la nappe profonde.

Le phénomène de chasse rapide serait, selon Creed *et al.* , responsable de la majorité de l'exportation du nitrate vers la rivière pendant les hautes eaux et, surtout, de la variabilité intra-annuelle des concentrations de nitrate. L'hypothèse de chasse privilégie donc un déplacement rapide et superficiel du nitrate dans le bassin versant. En effet, aux états de chasse et de drainage, définis par Creed *et al.* , sont associées deux façons d'exporter le nitrate d'un bassin versant et surtout deux échelles de temps : (1) le mécanisme de chasse est rapide et suppose que le nitrate est exporté par les couches superficielles du sol avec l'écoulement de subsurface sur une période de quelques jours ; (2) à l'état de drainage, le nitrate est déplacé vers des milieux plus profonds à des vitesses plus lentes, cela suppose, d'après Creed *et al.* , des temps de résidence d'un an voire de plusieurs années. En période d'étiage, la contribution de la nappe profonde est dominante.

Un modèle de transfert du COD a été développé à partir de cette hypothèse (Boyer *et al.*, 1996). L'écoulement de subsurface y est représenté par Topmodel. Le déficit hydrique calculé par Topmodel est exprimé sous la forme d'une profondeur de nappe à partir de l'humidité à la capacité de rétention et de la porosité de saturation. Un seuil de profondeur permet de séparer l'écoulement de nappe dans la couche de surface, productrice de COD, et dans les couches inférieures, pauvres en COD. Les mécanismes de lessivage et d'écoulement en nappe profonde ne sont pas pris en compte.

1.4.4.3 Modèle de Whelan

Whelan *et al.* (1995) ont proposé un modèle, MONITOR (MOdel of Nitrogen TurnOver and Runoof) , articulé autour de trois modules. Le premier module gère la dynamique

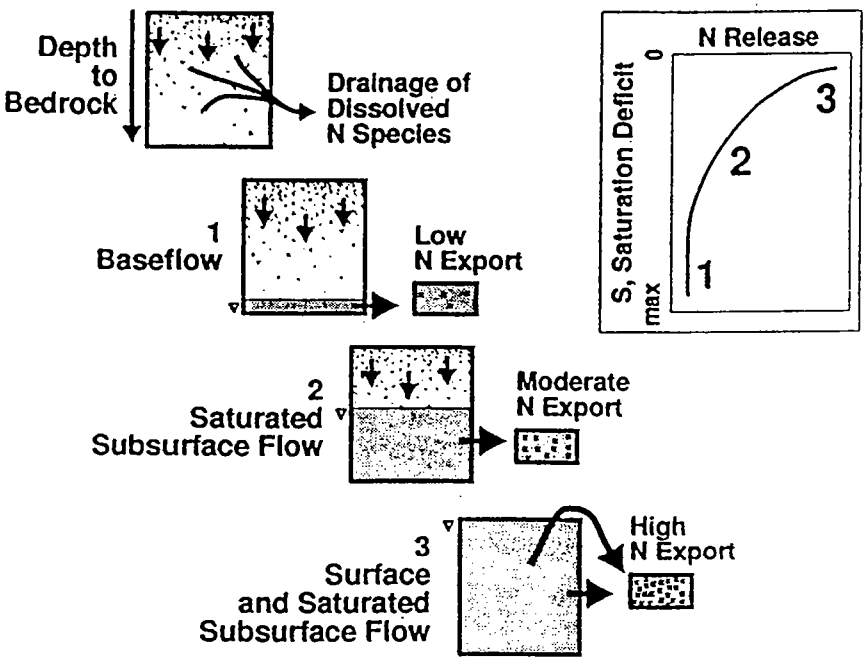


Figure 3. A schematic of the flushing hypothesis. The conceptual basis for the flushing hypothesis is represented in the three stages of N release from the catchment. Each box represents a soil profile. In each box the crosses represent dissolved N species in the soil profile. The concentration of dissolved N species is higher in the upper portion of the soil profile and declines through the soil profile as there is a decline in the N transformation rates. The flushing hypothesis predicts an exponential increase in the release of N as the saturation deficit decreases: At stage 1, when the saturation deficit is high, there is a low release of N from the catchment. At stages 2 and 3, as the saturation deficit decreases, that is, as it gets wetter, there is an exponential increase in the release of N.

FIG. 1.10 – *Illustration de l'hypothèse de déstockage (flushing hypothesis) des nitrates par la nappe (d'après Creed et al., 1996)*

de l'azote dans la zone racinaire. Le deuxième module représente le lessivage du nitrate dans la couche non saturée du sol. Le troisième décrit le transport latéral du nitrate.

La zone racinaire est représentée comme la superposition de plusieurs couches. Chaque couche présente deux domaines. Un domaine d'écoulement de l'eau et des solutés, la phase mobile, et un domaine de stockage de l'eau et des solutés, la phase immobile. Les échanges entre les deux domaines sont proportionnels au gradient de concentrations. Le gradient de pression dans le sol est supposé uniforme. Sous cette condition, le gradient de pression est unitaire et le flux d'eau est égal à la perméabilité du sol $K(\theta)$. Cette hypothèse se rapproche de la réalité quand un sol est proche de la capacité au champ et qu'il est soumis à des apports d'eau régulier. Whelan *et al.* prennent ainsi en compte les principaux mécanismes régulant le lessivage (écoulement gravitaire, phénomène de dispersion) et adoptent une représentation fonctionnelle de ces mécanismes.

Pour passer de l'échelle de la parcelle à celle du bassin versant Whelan *et al.* reprennent implicitement l'hypothèse de Hornberger à travers l'emploi de Topmodel. Ils considèrent que le nitrate lessivé peut suivre deux voies, une voie rapide dans les couches de surface et une voie plus lente par l'écoulement de base. Le déficit hydrique contrôle le partage entre ces deux formes de cheminement selon l'expression :

$$pquick = \exp(-\frac{D}{p})$$

où *pquick* correspond à la fraction rapide, D est le déficit hydrique $[L]$ et p est un paramètre empirique $[L]$. La fraction (1-*pquick*) rejoint la nappe profonde représentée par un réservoir à mélange parfait. Pour un déficit nul, c'est-à-dire une nappe affleurante, la totalité du lessivage est transportée rapidement à la rivière, c'est-à-dire instantanément à l'échelle de la journée. Les zones à faible déficit hydrique sont donc des surfaces contribuant aux variations du flux de nitrate dans la rivière.

Ce modèle a été appliqué au bassin de Slapton Wood (Grande-Bretagne) pour simuler l'évolution pluri-annuelle des concentrations de nitrate de la rivière. Si, en théorie, le modèle est semi-distribué, en pratique le bassin a été considéré comme une unité géographique homogène pour laquelle ont été calculé à chaque journée un lessivage et un déficit hydrique.

1.4.4.4 Conclusion sur les modèles

Le modèle de Luxmoore et Ferrand (1993) est applicable pour les sols à macroporosité développée et connectée. Ces sols sont caractéristiques de bassins forestiers aux versants courts. Ce modèle s'applique à l'échelle de la crue pour des sites où l'écoulement est restreint aux couches supérieures non saturées. La validité de l'hypothèse de *pathlength supply* aux bassins agricoles du Massif Armoricain est peu probable. D'une part car, s'il

existe des macropores, leur degré de connection n'est pas suffisant pour conduire des flux importants jusqu'à la rivière, d'autre part parce que la nappe de subsurface est un élément important dans le cycle hydrologique qui doit être pris en compte.

Nous avons vu dans la section 3.2.2 que les hydrologues ont développé et appliqué le concept d'aire contributive à surface variable pour expliquer que seule une zone du bassin contribue au ruissellement de surface ou à l'écoulement de subsurface. Les hypothèses définies par Creed *et al.* (1996) et par Whelan *et al.* (1995) sont une extension de ce concept au mécanisme de déstockage de nitrate. Derrière ces hypothèses, l'idée est qu'un point d'un bassin peut être actif vis à vis du nitrate, c'est-à-dire produire ou stocker des quantités de nitrate potentiellement mobile, mais ne pas être contributeur à l'exportation du nitrate à l'échelle du bassin. La connection de ce point avec les chemins d'écoulement conditionne sa contribution. Dans les modèles de Creed *et al.* et de Whelan *et al.* , cette connection est établi par les oscillations de nappes et les zones contributives sont celles où la nappe est proche de la topographie. Les deux modèles supposent en effet que le nitrate peut emprunter deux voies. Une voie plutôt rapide est empruntée par le nitrate soumis au phénomène de chasse (Creed *et al.*) ou par la fraction *pquick* (Whelan *et al.*), cette fraction étant plus importante lorsque le niveau de nappe est élevé. Une seconde voie passe par la nappe profonde et alimente la rivière en dehors des périodes de crue. Cette nappe est alimentée par les zones en état de drainage (Creed *et al.*) ou par la fraction complémentaire de *pquick* (Whelan *et al.*).

Dans les deux modèles, les variations de nitrate observées au cours d'une année dans la rivière sont donc supposées être sous le contrôle d'une circulation superficielle. En dehors de ces variations, la nappe «plus profonde» fixe la concentration de base dans la rivière. Cette conception rejoint les idées émises par Pionke et DeWalle (1994) (*cf* 1.4.3, p 44) pour expliquer la structure des variations de concentrations de la rivière du bassin de Mahantago Creek.

1.5 Conclusion du chapitre

Longtemps les hydrologues ont appréhendé la circulation de l'eau dans le bassin versant selon une conception très dichotomique. Le mouvement de l'eau est alors souvent représenté par la combinaison d'une fonction de production et d'une fonction de transfert. La fonction de production contrôle le volume de pluie à transporter à la rivière et la fonction de transfert détermine les modes de transfert de ce volume vers la rivière en distinguant généralement transfert dans le versant et transfert dans le réseau hydrographique. La fonction de production a été considérée comme l'élément essentiel du cycle. Ce point de vue est résumé par Cordova et Rodriguez-Iturbe (1983) qui affirmaient «*...the problem is more what to route than how to route*».

Pour comprendre, décrire et prédire la circulation d'un élément, comme le nitrate, hautement soluble, et réactif selon son environnement, il devient clair que la définition de la fonction de transfert est primordiale. En paraphrasant Cordova et Rodriguez-Iturbe, on peut affirmer que «*the problem is how to route and what to route*». Les objectifs premiers des études hydrologiques réalisées jusqu'à présent expliquent donc en partie les difficultés maintenant rencontrées pour expliquer le devenir du nitrate dans les paysages. La plupart des auteurs s'accordent pour affirmer que le devenir du nitrate est, en dehors de la couche racinaire, sous le contrôle de processus hydrologiques. Suite à ce chapitre bibliographique, nous rappelons les points clefs de la dynamique de l'eau et du nitrate dans les petits bassins agricoles :

- la zone active vis à vis du cycle de l'azote est souvent considérée restreinte à la couche racinaire. Le va-et-vient entre les différentes formes de l'azote est sous le contrôle des activités bactérienne et biologique du sol, des caractéristiques physico-chimiques du sol et de l'activité agricole (travail du sol, amendements). Le cycle de l'azote dans le sol n'est pas fermé, une des «fuites» étant constituée par le lessivage.
- dans les paysages, les zones ripariennes peuvent être des puits à nitrate. L'efficacité de la dénitrification à l'échelle d'un bassin est à moduler en fonction des conditions hydrogéologiques et hydrologiques (présence de courts circuit à travers la zone riparienne) ;
- les écoulements de subsurface peuvent contribuer de façon dominante à l'écoulement de crue en transportant directement l'eau à la rivière (écoulement macroporal, écoulement à l'interface de deux domaine aux perméabilités contrastées) ou par transfert d'ondes de pression (groundwater ridging). Toutefois les vitesses réelles de l'eau et les interactions entre les zones de circulation et de stockage de l'eau sont peu connues ;
- les flux de nitrate dans les rivières sont importants non seulement en crue mais aussi, et surtout, en dehors des crues quand les concentrations de nitrate et les débits sont élevés.

- afin d'étudier et de modéliser la circulation du nitrate, nous pouvons distinguer deux approches : une approche compartimentale qui, par une description exhaustive des processus locaux, tente de décrire un fonctionnement général ; une approche intégrée, qui essaie de discerner au sein du bassin le ou les mécanismes élémentaires de transfert ;
- hormis les modèles purement mécanistes qui découlent de l'approche compartimentale, les quelques modèles «conceptuels» considèrent la nappe comme le moteur de déstockage du nitrate vers la rivière. Les variations intra-annuelles des concentrations de nitrate dans la rivière sont souvent supposées résulter de circulations superficielles.

De l'ensemble de ces points, nous tirons les conclusions suivantes. Se concentrer sur les épisodes de crue ne permet pas d'expliquer la majorité des flux de nitrate. En crue, l'écoulement est la somme de processus de haute fréquence (ruissellement, écoulement macroporal) et de basse fréquence (écoulement subsuperficiel, écoulement de nappe). Ces derniers prédominent en dehors des crues. Or si, nous connaissons à peu près les temps caractéristiques des phénomènes hautes fréquences, on ignore bien souvent les temps associés aux phénomènes plus lents vis à vis de l'eau et des nitrates. La compréhension du transfert de nitrate nécessite, à notre avis, d'élargir le domaine temporel d'observation et d'envisager une étude à l'échelle inter-mensuelle. Il faut comprendre à cette échelle d'où vient l'eau et quelles sont les vitesses de l'eau dans le bassin versant. Au regard du caractère hautement soluble du nitrate, la compréhension et la description de l'écoulement de subsurface, et notamment de l'écoulement en nappe au sens large, sont indispensables pour prédire l'évolution des flux et des concentrations de nitrate dans les rivières. En particulier, les modes de déstockage et le rôle de la dynamique de nappe n'ont jamais été très bien définis.

Chapitre 2

Étude de trois bassins versants par analyse spectrale

Chapitre 2

Étude de trois bassins versants par analyse spectrale

Nous avons vu dans le premier chapitre que la circulation de l'eau et des solutés dans un bassin versant peut impliquer un grand nombre de processus. Pour un même processus, les temps caractéristiques peuvent varier sur une large gamme de temps en fonction des caractéristiques pédologiques, lithologiques et morphologiques du bassin étudié (Fig. 1.3). Par exemple, l'écoulement de subsurface saturé peut se produire pendant quelques heures mais aussi soutenir le débit de la rivière sur plusieurs jours. Avant d'aborder l'étude détaillée d'un système aussi complexe qu'un bassin versant, il nous semble nécessaire de connaître auparavant les gammes de temps en jeu dans le bassin versant. C'est l'objet de ce chapitre.

Un système peut être défini en fonction de son *temps caractéristique*. Comment définir le temps caractéristique d'un bassin versant ? Il peut être défini comme la différence entre deux instants. L'instant auquel une impulsion -pluie, entrée d'un élément chimique- est portée au bassin versant. Et l'instant où les effets de cette impulsion observables dans la rivière deviennent non significatifs. La détermination du temps caractéristique implique la définition de concepts très différents selon les mécanismes à la base de la dynamique étudiée. En hydrologie, on parle de temps de réaction ou temps de réponse du bassin versant à la pluie. Ces temps sont en fait associés à la durée de la perturbation provoquée par la pluie. La perturbation peut résulter non seulement d'un déplacement direct de l'eau de pluie vers la rivière (*e.g.* le ruissellement) mais aussi d'un transfert d'une onde de pression sans transport réel d'eau (*e.g.* ground water ridging). *A priori*, deux échelles associées émergent de la dynamique hydrologique d'un bassin versant, celle de la crue et celle de l'inter-crue. Si à l'échelle de la crue on peut associer un temps caractéristique de l'ordre de quelques heures pour un bassin versant élémentaire,

nous ignorons le temps caractéristique associé à l'inter-crue. Il dépend de paramètres morphologiques, pédologiques et géologiques. Concernant la circulation d'un élément polluant dans le paysage, transport et transfert doivent être dissociés afin d'établir le ou les temps caractéristiques. Vis à vis d'un élément polluant, les temps caractéristiques du système s'expriment sous la forme d'une vitesse de déplacement ou d'un temps de résidence moyen dans le bassin versant.

Pour étudier et déterminer *a priori* les temps caractéristiques associés aux flux d'eau ou aux flux de nitrate sur un bassin versant, nous disposons généralement d'un historique composé de mesures de débits et de concentrations de nitrate dans la rivière, d'enregistrements de la pluie et de l'évapotranspiration potentielle, et parfois d'enquêtes sur les pratiques agricoles en cours sur le bassin. Ces observations forment des séries chronologiques longues de plusieurs années qui présentent une forte variabilité. En considérant cette variabilité comme une source d'information sur les processus en jeu dans le bassin versant et leur échelle de temps, nous nous sommes orientés dans ce travail vers les méthodes d'analyse quantitative des séries chronologiques (ou séries temporelles).

Dans ce chapitre, nous essayons de déterminer les temps caractéristiques associés à l'eau et au nitrate dans le bassin versant de Kervidy, notre site expérimental, à partir de l'application de modèles exprimés sous forme fréquentielle. Nous nous sommes particulièrement intéressés au processus de transfert de nitrate en dehors des crues. Dans ce travail, seules les variations des concentrations en nitrate dans la rivière durant ces périodes ont été prises en compte.

Après une revue des objectifs et des méthodes portant sur l'analyse de séries temporelles recensées dans la littérature, nous exposons les bases de la méthode spectrale que nous avons employé ici. Outre Kervidy, l'application de cette méthode a été étendue à deux bassins versants où des chroniques semblables sont disponibles, les bassins de Melarchez et du Mercube. Nous présenterons ces trois sites d'études. Enfin, les résultats seront présentés et discutés sous la forme de deux articles soumis respectivement à *Journal of Hydrology* et à *Physics and Chemistry of the Earth.*

2.1 Revue bibliographique

Le développement de l'analyse des séries temporelles (*time series*) peut être initialement attribué aux sciences de la télécommunication et aux mathématiques statistiques. Des théories ont été établies qui ont été ensuite appliquées aussi bien à la physique qu'à la biologie. Leur application à l'hydrologie date de la fin des années 60. Kisiel (1969) dresse un état des premiers travaux dans ce domaine.

En hydrologie, les études des séries temporelles ont eu pour objectif de simuler la succession d'événements (Spolia et Chander, 1973) ou de reconstituer des séries tronquées

(Lettenmaier, 1980). La méthode consiste à déterminer le modèle statistique (*e.g*, modèle à moyenne mobile, modèle autoregressif, etc...) représentant au mieux l'évolution dans le temps de la variable hydrologique considérée (Delleur, 1971). Si ces méthodes sont satisfaisantes quant à la qualité de la prédiction ou de la simulation, elles n'apportent aucun éclaircissement sur les mécanismes et la physique du système étudié.

Les premiers travaux basés sur les méthodes d'analyses spectrales, dédiés à l'approfondissement des connaissances sur les mécanismes et la physique des systèmes hydrologiques et hydrogéologiques, ont été réalisées par Mangin en France (Mangin, 1981b) et Gelhar aux Etats Unis (Gelhar, 1974). Les séries temporelles contiennent une large gamme d'amplitude et de fréquence. Gelhar et Mangin considèrent cette variabilité comme une source d'information à exploiter pour connaître les processus de transfert et de transport. De ce point de vue, l'analyse spectrale est considérée, selon ces auteurs, comme un outil d'analyse pertinent. Cette analyse permet d'intégrer une succession d'événements sous la forme d'une représentation moyenne, le spectre. De là, il est possible d'étudier un fonctionnement moyen du bassin versant sur plusieurs années.

Mangin (1981b; 1981a; 1984) a analysé des séries chronologiques de pluie et de débit de façon descriptive à partir du corrélogramme et du spectre simple de densité de variance. Ces analyses ont permis de comparer trois systèmes karstiques pyrénéens et de mettre en évidence des effets mémoires. L'effet mémoire correspond à une modulation du signal d'entrée, la pluie, en signal de sortie, le débit. Le degré d'atténuation selon les fréquences traduit l'importance des réservoirs du système et leur mode de vidange. La modulation fournit alors un indice de l'état de karstification du bassin. La méthode développée par Mangin a été améliorée par Padilla et Pulildo-Bosch (1995) et Larocque *et al.* (1998). Ces travaux demeurent cependant assez qualitatifs.

En parallèle de ces études, certains auteurs ont tenté d'appliquer les analyses spectrales de façon plus quantitative afin d'identifier des modèles d'écoulement et des modèles de transport de solutés dans des systèmes phréatiques (Gelhar, 1974; Duffy *et al.*, 1984; Duffy et Gelhar, 1985; Duffy et Gelhar, 1986; Ritzi *et al.*, 1991). Il s'agit à travers ces analyses de déterminer la fonction de transfert dans le domaine fréquentiel qui transforme le signal d'entrée -pluie, concentration- en un signal de sortie -débit, concentration dans la rivière-. La caractérisation de la fonction de transfert et des paramètres permet de déterminer le comportement moyen du système phréatique.

Dans ce travail, nous nous sommes inspirés de cette dernière approche afin de caractériser les fonctions de transfert sur les trois sites que nous avons retenu. Les fonctions de transfert «expérimentales» sont calculées à partir des mesures hydrologiques et hydrochimiques. L'ajustement aux fonctions de transfert théoriques permet de déterminer les temps caractéristiques pour chaque bassin vis à vis de l'eau et des nitrates.

2.2 Bases théoriques de la représentation spectrale

2.2.1 Spectre de séries temporelles

Un processus est un phénomène qui montre des changements dans le temps et/ou dans l'espace. Comme les variations spatiales et temporelles sont des caractéristiques inhérentes à la plupart des phénomènes hydrologiques, on peut parler de processus hydrologiques (Kisiel, 1969). Les processus se déroulent dans le temps selon une séquence d'événements qu'on appelle série temporelle. Les séries temporelles sont, par nature, discrètes (*e.g.* pluie ou ruissellement de surface) ou continues (*e.g.* débit de rivière). En pratique, les séries sont souvent artificiellement discrétisées par l'observateur. Une série temporelle discrète, x_t, $t = 0, \pm 1, \pm 2, \cdots \pm n$, correspond à des observations équidistantes dans le temps par un intervalle $t' = 0, \pm 1\Delta, \pm 2\Delta, \cdots \pm n\Delta$ (Douglas-Martin, 1983). Une observation, x_t, peut être considérée comme le résultat d'un échantillonnage réalisé au temps t parmi une population donnée, ensemble de toutes les observations possibles. x_t est alors une des valeurs de la variable aléatoire $X(t)$. En d'autres termes, chaque observation, x_t, est le résultat du même processus hydrologique $X(t)$.

Un processus *stationnaire* provient d'un système stable qui a atteint un état d'équilibre. A l'inverse un processus non stationnaire décrit un système dont les variables ou paramètres constitutifs évoluent dans le temps. La réponse d'un système stationnaire à une impulsion donnée ne dépendra que de la forme de cette impulsion et non de l'instant où elle se produit. Il est difficile de vérifier la stationnarité au sens strict. En pratique, on vérifie que les moments d'ordre 1 et 2 sont indépendants du temps. On dit alors que le processus est faiblement stationnaire ou stationnaire d'ordre 2. Dans les environnements naturels, la stationnarité est une question de l'échelle de temps considérée : une série ou un système peut être stationnaire sur une courte période de temps et être non stationnaire sur des périodes plus longues.

Si $X(t)$, $-\infty < t < +\infty$, est un processus stationnaire, stochastique de moyenne nulle, alors il existe un processus orthogonal, $Z(\omega)$, tel que, pour tout t, $x(t)$ peut être écrit sous la forme (Priestley, 1981) :

$$X(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} \exp(\imath\omega t).dZ_x(\omega) \tag{2.1}$$

avec $\omega = 2\pi f$ où ω représente l'oscillation $[T^{-1}]$ et f est la fréquence $[T^{-1}]$.

Le processus $Z_x(\omega)$ a les propriétés suivantes :
- $E[dZ_x(\omega)] = 0 \quad \forall\, \omega$;
- $E[|dZ_x(\omega)|^2] = \phi_{xx}(\omega)d\omega \quad \forall\, \omega$;
- $\forall\, \omega, \omega'\ (\omega \neq \omega') \quad E[dZ_x^*(\omega), dZ_x(\omega')] = 0$ où dZ^* désigne le conjugué de dZ.

L'expression 2.1 est appelée représentation spectrale, ou encore représentation de Fourier-Stieljes du processus $X(t)$. Elle exprime le fait que tout processus stationnaire peut être représenté comme la limite d'une somme de fonctions sinus et cosinus à coefficients aléatoires $dZ_x(\omega)$. $\phi_{xx}(\omega)$ est la fonction de densité spectrale, ou plus simplement le *spectre*, de $X(t)$. Quand les x_t sont non corrélés, toutes les fréquences sont d'égale importance et le spectre est constant. La présence d'un pic traduit l'implication d'un phénomène périodique dans la série.

2.2.2 Représentation spectrale d'un système linéaire et stationnaire

Dans ce travail, le bassin versant est envisagé comme un système linéaire et stationnaire. Ces deux conditions sont rarement rencontrées dans la réalité, particulièrement la linéarité. Cependant, nous cherchons à définir le fonctionnement moyen des bassins sans aborder les détails. Aborder le problème d'un point de vue spectral permet de moyenner la dynamique du bassin versant sur plusieurs années. On suppose que le fonctionnement moyen est proche de la linéarité et que l'application de modèle linéaire fournit une estimation de la réalité.

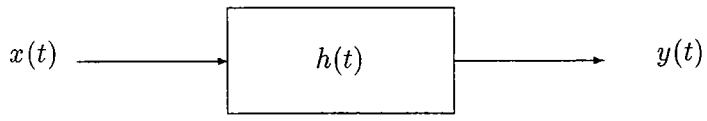
Un système *linéaire* répond aux principes de superposition et de proportionnalité. Un système linéaire et stationnaire transforme une entrée $X(t)$ en une sortie $Y(t)$ et peut être représenté sous la forme d'une intégrale de convolution :

$$y(t) = \int_0^{+\infty} h(\tau).x(t-\tau).d\tau \tag{2.2}$$

Cette équation peut s'écrire également à travers un produit de convolution :

$$y(t) = h(t) * x(t) \tag{2.3}$$

où $h(t)$ est appelée réponse impulsionnelle du système (*impulse response function*). La fonction $h(t)$ caractérise la dynamique du système étudié. Le produit de convolution peut être illustré de la façon suivante :



L'intégration des représentations spectrales de $X(t)$ et $Y(t)$ dans l'intégrale de convolution (Eq. 2.2) aboutit à (Priestley, 1981) :

$$\int_{-\infty}^{+\infty} \exp(\imath\omega t) dZ_y(\omega) = \int_0^{+\infty} h(\tau)[\int_{-\infty}^{+\infty} \exp(\imath\omega t) dZ_x(\omega)]d\tau \tag{2.4}$$

En réarrangeant l'ordre d'intégration et en simplifiant, on obtient la version fréquentielle du produit de convolution :

$$dZ_y(\omega) = H(\omega)dZ_x(\omega) \tag{2.5}$$

où $H(\omega)$ est la fonction fréquentielle impulsionnelle (*frequency response function*), représentation de Fourier de $h(t)$. Ainsi dans le domaine fréquentiel, l'intégrale de convolution s'exprime sous la forme d'une simple multiplication. La valeur de dZ_y à une fréquence ω dépend uniquement des valeurs de H et de dZ_x à cette fréquence. Cette dernière propriété est une des différences majeures avec le domaine temporel où l'expression de Y à un instant t est fonction des valeurs de X aux instants précédents t.

De l'expression 2.5 et de la propriété d'orthogonalité des processus $dZ(\omega)$, on écrit les expressions suivantes (Priestley, 1981) :

$$|H(\omega)|^2 = \frac{\phi_{yy}(\omega)}{\phi_{xx}(\omega)} \tag{2.6}$$

$$\phi_{yx}(\omega) = \phi_{xx}(\omega)H(\omega) \tag{2.7}$$

$$H(\omega) = L_{yx} - iQ_{yx} \tag{2.8}$$

$|H(\omega)|^2$ est la fonction de transfert qui décrit les caractéristiques d'atténuation du système en fonction des fréquences. ϕ_{yx} est le spectre croisé entre les séries temporelles $X(t)$ et $Y(t)$. Le décalage de phase, θ, provoqué par la transformation est déterminé à partir de L_{yx} et Q_{yx} selon $\theta_{yx}(\omega) = -\tan^{-1}(Q_{yx}/L_{yx})$.

2.2.3 Fonctions de transfert

Une fois identifiée à partir des spectres simple et croisé des séries d'observations, la fonction de transfert expérimentale est comparée et ajustée à la fonction de transfert d'un modèle, appelée fonction de transfert théorique. Les modèles testés sont retenus sur la base de nos connaissances préalables des sites étudiés.

2.2.3.1 Transfert des nitrates

Sur les trois bassins versants étudiés, les débits, en dehors des périodes de crue, sont soutenus essentiellement par un aquifère. L'aquifère joue un rôle important dans le transport des nitrates de la surface du sol jusqu'à la rivière. En première approximation, nous considérons donc que tous les nitrates transitent par l'aquifère et que le temps de résidence dans l'aquifère est l'élément de contrôle du temps de séjour du nitrate dans le bassin versant. Nous chercherons donc à déterminer la fonction de transfert, et les paramètres associés à cette fonction, qui caractérise l'aquifère de chaque bassin versant.

	Équations	*Réponse instantanée fréquentielle*
Modèle Réservoir	$S\frac{dc}{dt} + \frac{c}{T_c} = \frac{c_i}{T_c}$ $T_c = \frac{n\bar{h}}{a(\bar{h}-h_o)}$	$H(\omega) = \frac{1}{1+\imath\omega T_c}$ T_c : tps de résidence moyen $[T]$
Modèle Conv.	$S\frac{\partial c}{\partial t} = -u(s)\frac{\partial c}{\partial s}$ $u(s)$: vitesse de déplacement $[L.T^{-1}]$	$H(\tau,\omega) = \exp -(\imath\omega\tau)$ $\tau = \int_0^s \frac{ds}{u(s)}$ temps de transport
Modèle Conv./Disp.	$S\frac{\partial c}{\partial t} = -u(s)\frac{\partial c}{\partial s} + \alpha u(s)\frac{\partial^2 c}{\partial s^2}$ $u(s)$: vitesse de transport $[L.T^{-1}]$ α : dispersivité du milieu $[L]$	$H(\omega) = exp(\frac{\zeta}{2} - \frac{1}{2}\sqrt{\zeta(\zeta + 4\imath\tau\omega\tau)})$ $\zeta = \tau u/\alpha$

TAB. 2.1 – *Réponse instantanée fréquentielle des modèles de transport de soluté en aquifère (d'après Duffy et Gelhar, 1985).*

Les sorties du système aquifère sont supposées être les flux de rivière et les entrées sont le lessivage du nitrate à la base du profil de sol. Nous nous limitons aux périodes hors crue, aussi la fonction de sortie du système est estimée à partir des flux ou des concentrations mesurés uniquement pendant ces périodes.

Les fonctions de transfert expérimentales sont alors comparées aux fonctions de transfert «théoriques» de trois modèles de transport en nappe : le modèle de convection/dispersion, le modèle de convection pure et le modèle de réservoir linéaire. Ces modèles de transport et leurs expressions spectrales sont synthétisées par le tableau 2.1. Les signatures spectrales de ces trois modèles sont dues à Duffy et Gelhar (1985). A travers ces modèles, le bassin versant est représenté soit comme une unité homogène (modèle à réservoir), soit comme un versant (modèles de convection et de convection/dispersion).

Le temps de résidence moyen dans la nappe est le paramètre contrôlant ces trois modèles. Dans le modèle du réservoir linéaire, il est équivalent au rapport du volume de la nappe sur le flux sortant. Dans les modèles de convection et de convection/dispersion, il s'exprime sous la forme du rapport de la longueur du chemin parcouru sur la vitesse moyenne de transport. Ces trois paramètres fournissent par conséquent une indication de l'échelle de temps associée au transport du soluté dans l'aquifère.

2.2.3.2 Fonction de transfert hydrologique

L'analyse hydrologique est réalisée au pas de temps journalier. Nous avons calculé la fonction de transfert hydrologique de chaque bassin versant à partir des valeurs journalières de pluie efficace -entrée- et de débit -sortie-. *Grosso modo*, cette fonction est le résultat de l'occurrence de deux types de composantes du cycle de l'eau, une lente et une rapide. La composante lente des trois bassins étudiés provient essentiellement de l'aquifère. L'écoulement en nappe peut être représenté de façon satisfaisante par le mo-

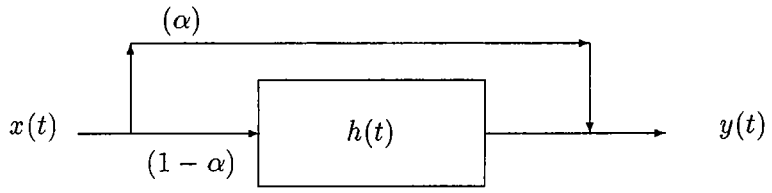
	Équations	*Réponse instantanée fréquentielle*
Modèle Réservoir	$S\frac{\partial h}{\partial t} = q - \varepsilon$ $q = a(h - h_o)$	$H(\omega) = \frac{1}{1+\imath\omega t_r}$ et $t_r = \frac{S}{a}$ temps de réponse $[T]$
Modèle Dupuit	$S\frac{\partial h}{\partial t} = T\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \varepsilon$ avec $q = \frac{T}{L}\frac{\partial h}{\partial x}\Big\vert_{x=0}$ et $\frac{\partial h}{\partial x}\Big\vert_{x=L}=0$	$H(\omega) = \frac{T\beta}{\imath\omega SL}\tanh(\beta L)$ où $\beta = \sqrt{\imath\frac{\vert\omega\vert S}{T}}$ et $t_d = \frac{T}{SL^2}$ $[L]$ temps de diffusion $[T]$

TAB. 2.2 – *Réponse instantanée fréquentielle des modèles d'écoulement en nappe d'après Gelhar, 1974. h est la charge piézométrique $[L]$, S la porosité de drainage $[L.L^{-1}]$, T la transmissivité $[L^2.T^{-1}]$, L la longueur du versant [L], ε la recharge par unité de surface $[L^3.L^{-2}]$ et q le débit de nappe par unité de surface $[L^3.L^{-2}]$.*

dèle de réservoir à vidange linéaire ou par le modèle de Dupuit linéarisé à une dimension (Gelhar, 1974). Les fonctions de transfert théoriques de ces modèles sont présentées dans le tableau 2.2.

Le paramètre associé au modèle de réservoir est appelé *temps de réponse hydraulique* de la nappe (t_r). Le modèle de Dupuit est caractérisé par un temps (t_d) associant deux paramètres géométriques, la longueur du versant et la porosité de drainage du milieu, et un paramètre hydrodynamique, la transmissivité. Ce temps fournit une indication sur le rôle joué par la nappe pour stocker l'eau et réguler les débits de la rivière. A un temps court correspond un aquifère à faible inertie alors qu'un temps long est caractéristique d'un aquifère à forte inertie qui tamponne fortement la réponse hydrologique du bassin à une pluie. Les paramètres de ces deux modèles déterminent donc le temps caractéristique du système hydrologique dans le sens où il a été défini en introduction.

Comme il a été précisé en introduction de ce chapitre, un bassin versant élémentaire peut être caractérisé par deux échelles de temps vis à vis de sa dynamique hydrologique. Les fonctions théoriques précédentes sont par conséquent incomplètes pour représenter la fonction de transfert d'un bassin versant où, à l'échelle de la journée, il existe une variété de processus contrôlant le débit des rivières. Nous avons donc développé une fonction de transfert théorique combinant deux dynamiques, et par là deux temps caractéristiques. Cette fonction est sensée représenter un écoulement de nappe, dont nous ignorons le temps caractéristique, et un écoulement rapide, auquel est associé un temps caractéristique d'une journée. Pour cela, nous supposons que le débit provient d'une fraction (1-α) de la pluie efficace *via* la nappe et d'une fraction (α) due au processus rapide du cycle de l'eau :



La fraction (α) alimente le débit de rivière de façon instantanée à l'échelle journalière. Elle englobe des phénomènes de ruissellement, d'effet piston, d'écoulements macroporaux, et plus généralement, l'ensemble des écoulements rapides. En terme fréquentiel, cette hypothèse se traduit par la relation $dZ_{qr} = \alpha dZ_r$ où dZ_{qr} est la valeur spectrale du débit provenant de la composante rapide, α le coefficient de partition de la pluie entre recharge d'aquifère et écoulement rapide, et dZ_r, le spectre des pluies efficaces. Autrement dit, les processus rapides ne jouent aucun rôle d'un point de vue fréquentiel. En supposant la pluie efficace égale à la recharge de nappe, le spectre du débit dans la rivière peut alors s'exprimer sous la forme :

$$dZ_q = [\alpha + (1-\alpha)H(\omega)]dZ_r \tag{2.9}$$

où $H(\omega)$ est la réponse impulsionnelle fréquentielle théorique. La fonction de transfert théorique est alors :

$$|H(\omega)|^2 = [\alpha + (1-\alpha)H(\omega)][\alpha + (1-\alpha)H^*(\omega)] \tag{2.10}$$

Les spectres de fonctions de transfert combinant une composante rapide et lente présentent une évolution asymptotique aux hautes fréquences. (Fig. 2.1).

2.3 Sites d'étude

Ces méthodes ont été mises en oeuvre dans trois bassins versants agricoles. Ces bassins sont les bassins de Kervidy, de Melarchez et du Mercube.

2.3.1 Description des sites

Le bassin versant de Kervidy est un sous bassin du site de Naizin. Suivi par l'INRA de Rennes depuis le début de l'année 1993, il est l'objet de notre étude expérimentale et le chapitre 3 décrit en détails ses attributs morphologiques, pédologiques, lithologiques, agricoles et climatiques. En résumé, Naizin est un bassin à substratum de schiste briovérien surmonté d'une couche d'altérite et de limons d'origine essentiellement éolienne. Les sols se distribuent selon deux systèmes, un système constitué de sols bien drainés à l'amont et de sols lessivés hydromorphes à l'aval et un système de sols colluvio-alluviaux

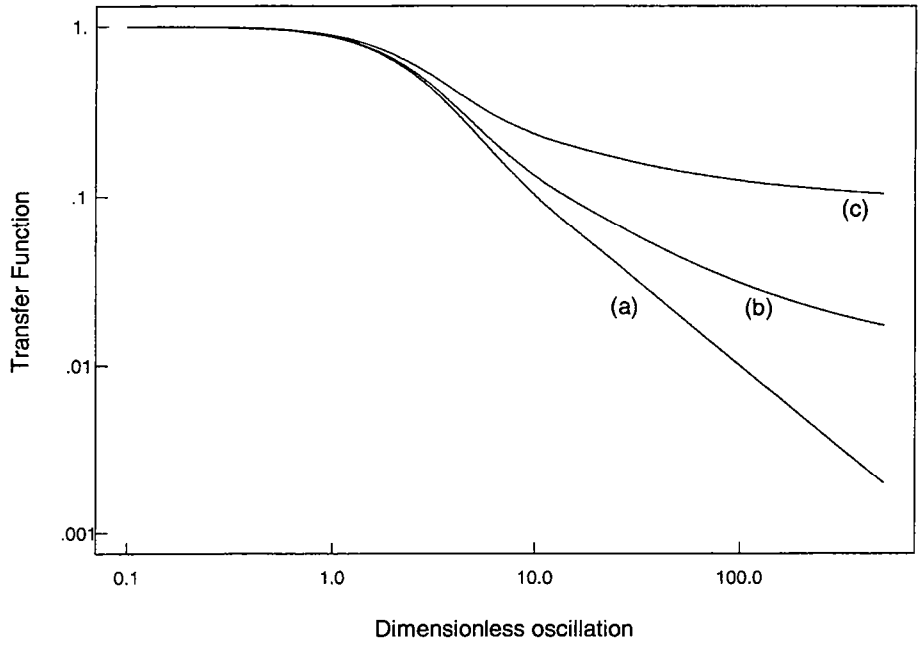


FIG. 2.1 – *Fonction de transfert théorique d'un bassin versant en considérant le modèle d'aquifère de Dupuit et selon différentes valeurs du coefficient de partage* (α) *:* $(a) = 0$, $(b) = 0.1$ *et* $(c) = 0.3$

en bordure du réseau hydrographique. La nappe se développe dans l'altérite et les limons. L'affleurement de l'aquifère dans les zones de bas fond provoque du ruissellement de surface vers la rivière. La nappe située dans les limons et les altérites soutient les débits en dehors des périodes de pluie. Le bilan hydrologique est caractérisé sur cinq années (93 à 98) par une pluie moyenne de 820 mm et un débit spécifique de 456 mm. L'occupation du sol est essentiellement agricole ; les cultures de blé et de maïs sont dominantes.

Le bassin versant de Mélarchez est intégré au bassin versant de l'Orgeval, site expérimental du CEMAGREF d'Antony, Division Hydrologie, depuis 1975 (Fig. 2.2) (Ferry, 1989; Ferry, 1996; Kuark-Leite, 1990). Le bassin de l'Orgeval se trouve en Seine-et-Marne (77) dans le bassin Parisien. Le bassin de Mélarchez draine une surface de 7 km^2 (Ferry, 1996). L'occupation du sol est essentiellement composée de cultures annuelles (maïs, blé) et marginalement de bois, de prairies, et de vergers. La géologie et la pédologie du bassin sont caractérisées par la présence d'un substratum constitué par des formations de Brie, et par des formations superficielles quaternaires composées sur les plateaux de limons d'origine loessique et autour de l'exutoire d'alluvions modernes. La figure 2.3 présente un transect pédologique établi à partir de forages effectués par le CEMAGREF sur un des versants du bassin. On constate la présence dans la formation de Brie d'un horizon argileux imperméable surmonté d'une couche argileuse plus ou moins sableuse. Une nappe se développe, limitée à sa base par l'horizon imperméable. Cette nappe est d'autant plus

importante et circule d'autant plus rapidement vers l'aval que la teneur relative en sable est élevée. Le bassin versant de Mélarchez est drainé à 90% de sa surface -drains enterrés à environ 80 cm de profondeur-. Depuis 1975, la lame écoulée à Mélarchez est en moyenne de 228 mm et, les pluies de 703 mm.

Le bassin versant du Mercube est un site expérimental du laboratoire de l'unité d'hydrobiologie de l'INRA de Thonon (Jordan-Meille, 1998; Jordan-Meille *et al.*, 1998a; Jordan-Meille *et al.*, 1998b). Le Mercube, situé sur la rive sud du lac Léman, draine une surface de 3.02 km^2 (Fig. 2.4). Les sols sont des sols bruns carbonatés d'une épaisseur de 50-100 cm selon leur position topographique. Le sous-sol du bassin est constitué de moraines imperméables, qui favorisent l'écoulement de surface. Les pentes douces (0−8%) ne favorisent pas un ruissellement de surface concentré. Les enquêtes agricoles montrent que, sur ce bassin, l'agriculture est de type intensive. Les parcelles sont cultivées en maïs et blé (120 ha) ou laissées en prairies (50 ha). Les sols argileux lourds présentant un caractère d'hydromorphie sont occupés par des forêts (123 ha). Une seule parcelle sur un total de 170 est artificiellement drainée. Le débit spécifique annuel moyen au cours des années 93/94 et 95/96 est de 410 mm pour une pluie annuelle moyenne de 1234 mm.

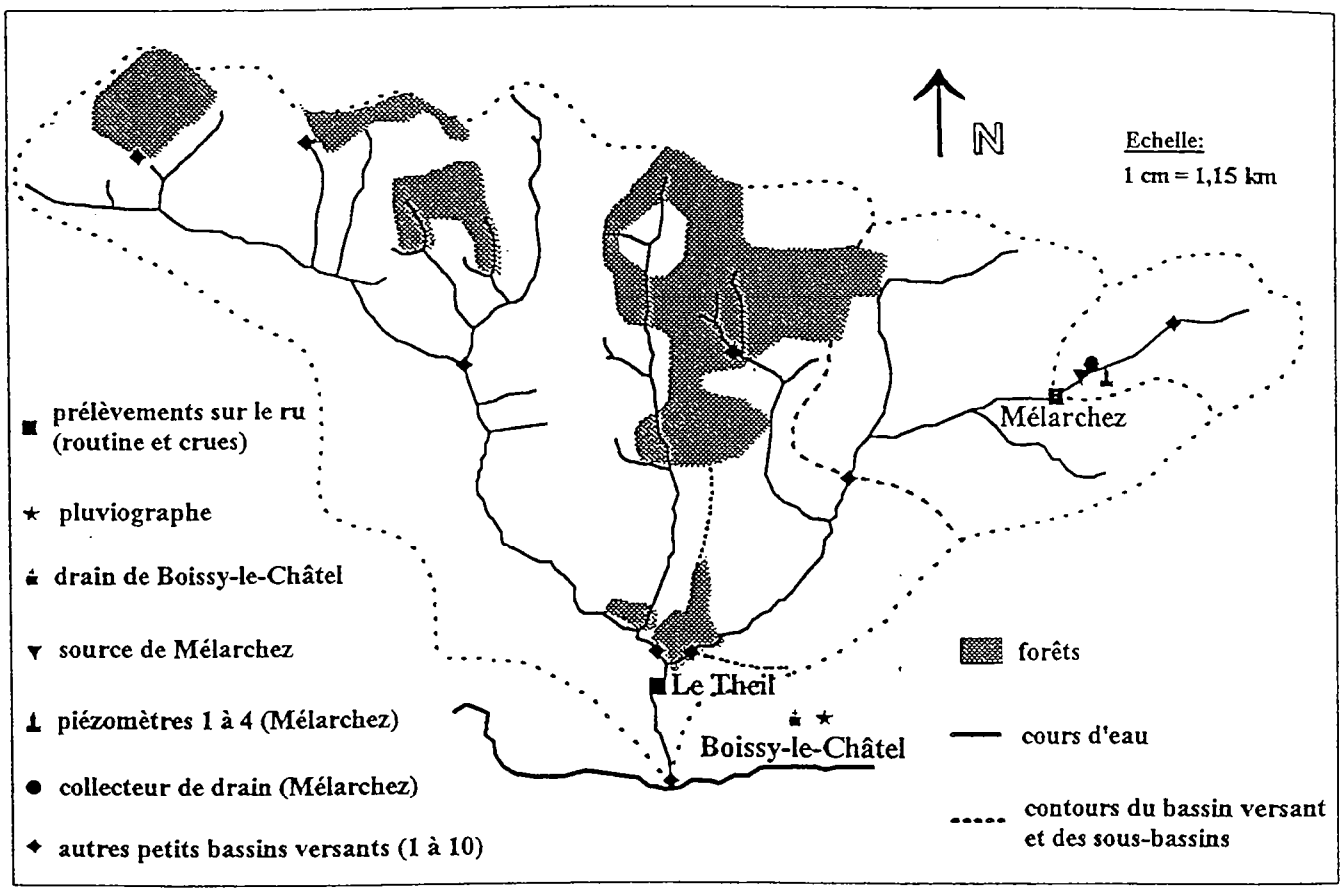


FIG. 2.2 – *Le bassin versant de l'Orgeval et son équipement (d'après Ferry, 1996).*

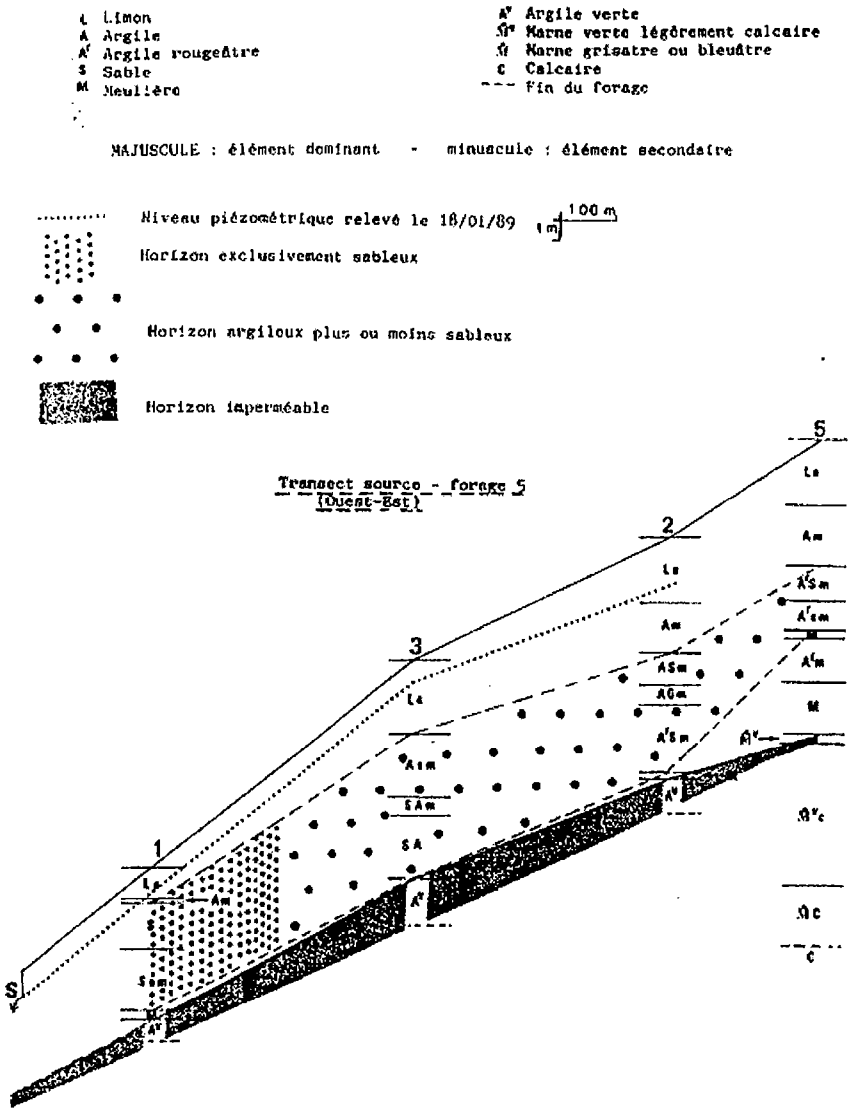


FIG. 2.3 – *Profil géologique sur un transect du BV de Melarchez (d'après Ferry, 1989).*

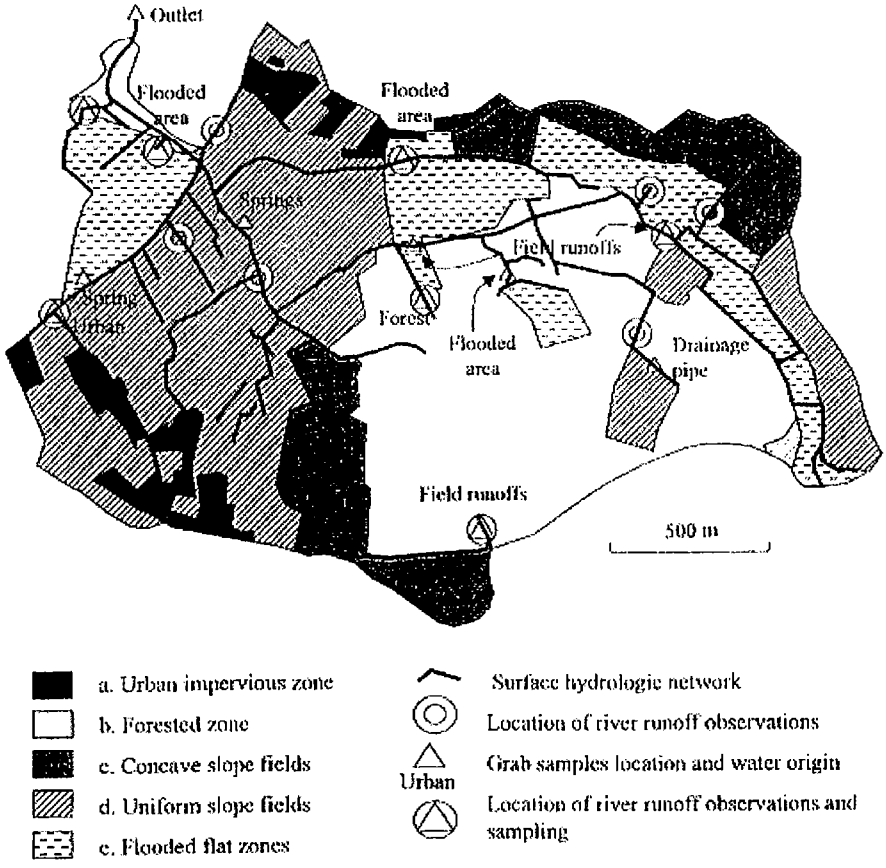


FIG. 2.4 – *Le bassin versant du Mercube : occupation du sol, unités géomorphologiques et localisation des équipements (d'après Jordan-Meille et al., 1998a).*

2.3.2 Données et traitement des données

L'étude hydrologique que nous avons menée sur les trois bassins s'appuie sur l'analyse croisée entre la recharge journalière de la nappe et le débit spécifique journalier, tous deux exprimant un volume d'eau ramené à la surface d'observation $[L^3.L^{-2}.j^{-1}]$. La recharge de nappe est supposée égale à la pluie efficace journalière, c'est-à-dire la différence entre la pluie et l'évapotranspiration potentielle si cette différence est positive. Dans le cas d'une différence négative, la recharge est fixée à zéro. Entre la surface du sol et la nappe, la couche non saturée joue un rôle tampon vis à vis de l'eau. Cependant les pluies infiltrées n'atteignent pas systématiquement la nappe. En fonction de son humidité, le sol joue un rôle tampon entre les pluies infiltrées et la nappe. En été, l'humidité du sol décroît sous l'action de l'absorption végétale et de l'évapotranspiration. A cette saison, les pluies induisent aucune recharge de nappe. A chaque début d'année hydrologique, le 1er septembre, on peut considérer que l'humidité du sol est proche du point de flétrissement. Les premières pluies efficaces remplissent le sol avant que toute recharge ne se produisent. Une fois la capacité de rétention du sol atteint, la recharge à la suite d'une pluie peut être supposée équivalente à la hauteur précipitée. Le sol a été représenté dans ce travail par un réservoir. Le réservoir est vide à chaque début d'année hydrologique, les premières pluies efficaces remplissent le réservoir «sol». Une fois le volume du réservoir rempli, les pluies efficaces «débordent» sans effet retard du réservoir sous la forme d'une recharge de nappe ou d'un flux ruisselé . Le volume du réservoir à remplir correspond à la réserve utile du sol, différence entre les humidités caractéristiques de capacité au champs et de point de flétrissement. Pour les trois bassins versant la réserve utile a été fixée à 200 mm. Le sol est donc pris en compte en tronquant les séries temporelles de pluie efficace à chaque début d'année hydrologique de façon à retenir 200 mm d'eau.

Concernant l'étude du transfert de nitrate, la sortie du bassin versant est déterminée à partir des mesures de concentrations dans la rivière (Fig. 2.5). La fonction d'entrée est plus délicate à estimer car elle n'est pas mesurable de façon directe. Le lessivage «nitrate» est ce que Duffy et Cusumano (1998) appellent une variable «cachée» (*hidden variable*). Comment définir l'amplitude et l'évolution dans le temps de ces apports ? Cependant nous savons que le lessivage est le résultat de la combinaison d'un «stock» de nitrate dans le sol et de l'infiltration des pluies. Pour le bassin versant de Mélarchez, nous disposons de mesure du stock de nitrate dans le sol à différentes dates de l'année. Nous posons comme hypothèse que l'évolution de ces stocks en automne et en hiver est essentiellement contrôlée par le lessivage. A ces périodes, nous avons calculé le flux de nitrate à la nappe à partir des pluies efficaces et de l'évolution du stock de la façon suivante :

$$q_j = re_j . \frac{\Delta S}{\Sigma_{i=t_k}^{i=t_l} r_i} \tag{2.11}$$

où q_j et re_j sont respectivement le flux de nitrate $[mg\ NO_3^-.j^{-1}]$ et la pluie efficace sur la période j $[L^3.L^{-2}.j^{-1}]$, ΔS est l'évolution des pertes en nitrate entre les jours t_k et t_l $[mg\ NO_3^-.j^{-1}]$ et $\Sigma_{i=t_k}^{i=t_l} r_i$ est la somme des pluies efficaces entre ces deux dates $[L^3.L^{-2}]$. Ainsi nous obtenons une estimation des flux de nitrate lessivé vers la nappe.

Sur les sites de Kervidy et du Mercube, nous ne disposions d'aucune mesure directe de nitrates dans le sol. Nous nous sommes donc aidés d'enquêtes sur les pratiques agricoles (périodes des amendements organiques et minéraux) et/ou des connaissances sur le cycle de l'azote obtenues de la bibliographie (période de minéralisation). Les fonctions d'entrée «nitrate» de chaque bassin versant ont été normalisées selon les fonctions de sortie pour éviter tout déficit dans le bilan de masse des nitrates. Dans la réalité, ce déficit existe et peut avoir essentiellement deux origines : la dénitrification et l'absorption par les plantes. Normaliser la fonction d'entrée revient à considérer que ces «puits» à nitrate agissent à toutes les fréquences du signal.

Le tableau 2.3 indique, pour chaque bassin versant et pour les deux types d'analyse, la durée de la période étudiée, la fréquence des observations et le nombre d'observations, *i.e.*, la longueur de la série temporelle.

	Obs. hydrologiques		Obs. hydrochimiques	
	Nbre	Freq.	Nbre	Freq.
Kervidy	1096	$1j$	73	$15j$
Mercube	731	$1j$	103	$7j$
Mélarchez	5114	$1j$	730	$7j$

TAB. 2.3 – *Caractéristiques des séries temporelles utilisées pour l'analyse spectrale. Les observations hydrologiques correspondent au débit spécifique -sortie- et à la pluie -entrée-. Les observations hydrochimiques sont les concentrations de nitrate dans la rivière -sortie- et le lessivage de nitrate à la nappe -entrée-.*

Pour une série de N valeurs discrètes, la fréquence maximale à laquelle peut être calculée un spectre, appelée fréquence de Nyquist, dépend de la fréquence d'échantillonnage ou d'observation de la série, f_s. Elle est égale à $f_c = f_s/2$. La résolution fréquentielle du calcul du spectre, appelée fréquence fondamentale, est égale à $\frac{f_s}{N}$.

Pour déterminer le spectre de chaque série, nous avons employé la méthode du périodogramme lissé et avons procédé en quatre étapes :

- pour satisfaire l'hypothèse de stationnarité, les tendances éventuellement présentes dans les séries ont été éliminées. Ceci a été réalisé en soustrayant à la série une

éventuelle évolution linéaire ;

- un fenêtre d'apodisation de type cosinus a alors été appliquée aux séries, elle permet de supprimer les phénomènes de fuite dus aux coupures brutales que constituent les débuts et fin de série ;
- les valeurs du périodogramme sont alors calculées à partir des coefficients de Fourier de la série considérée ;
- le périodogramme est un estimateur très erratique du spectre. Pour minimiser l'erreur d'estimation, nous avons lissé le périodogramme en appliquant une fenêtre mobile de type rectangulaire (fenêtre de Daniell), dont la largeur est dépendante de la longueur de la série étudiée.

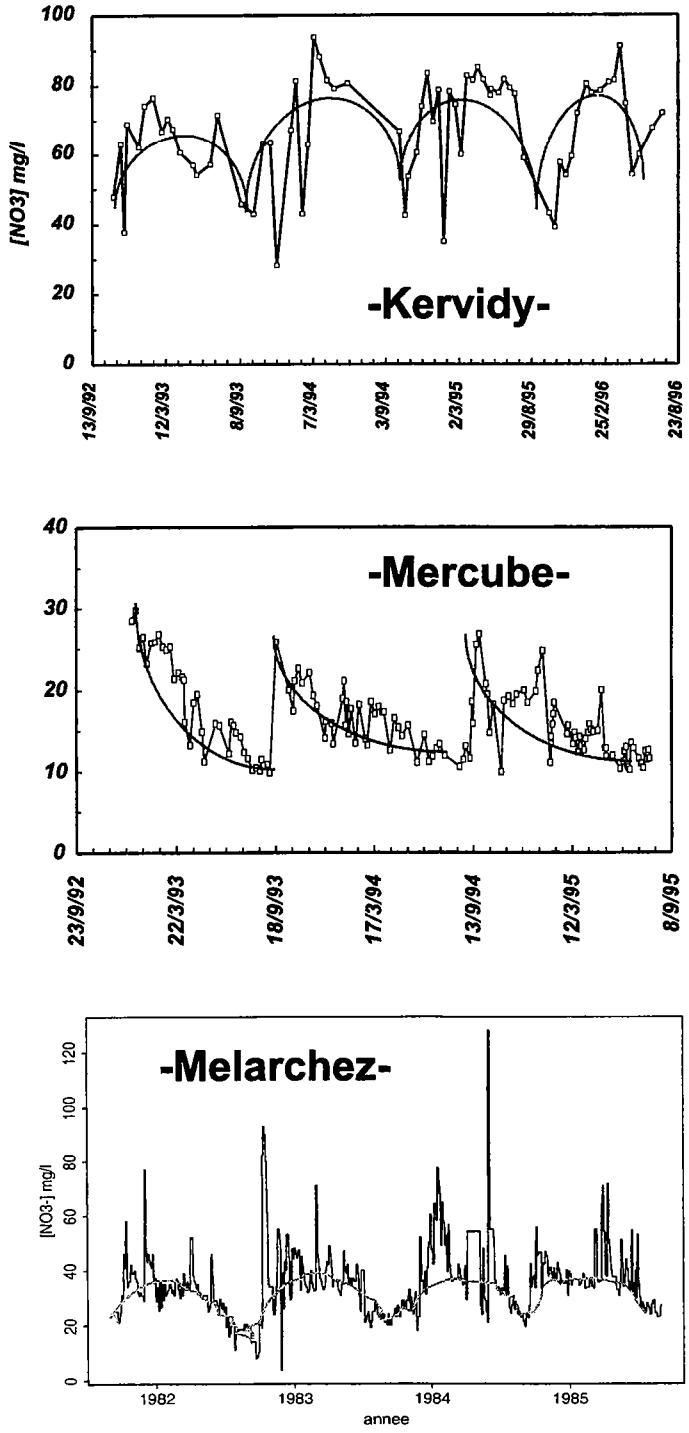


FIG. 2.5 – *Extraits des séries de concentrations en nitrate sur les bassins versants de Kervidy, de Mercube et de Mélarchez. Les traits bleus soulignent la tendance des séries.*

2.4 Temps caractéristiques

Les résultats sont présentés à la suite de ce paragraphe sous la forme de deux articles. Dans le premier soumis à *Journal of Hydrology*, nous nous concentrons sur l'identification du comportement hydrologique moyen des trois bassins versants. Le second article soumis à *Physics and Chemistry of Earth* reprend l'analyse purement hydrologique et la complète en déterminant le fonctionnement hydrochimique moyen de chaque bassin et les paramètres associés au fonctionnement. Il n'est pas nécessaire de relire les sections consacrées aux matériels et méthodes et à la présentation des sites qui reprennent de façon plus sommaire ce qui a été écrit précédemment dans ce chapitre.

2.5 Study of three subsurface hydrologic systems based on spectral and cross-spectral analysis of time series

Jérôme Molénat (*)[1,2], Philippe Davy[2], Chantal Gascuel-Odoux[1] and Patrick Durand[1]

1 Unité de Science du Sol et de Bioclimatologie, Rennes, INRA 65 Route de Saint Brieuc, 35042 Rennes cedex, France

2 Géosciences Rennes, UPR 4661, CNRS Université Rennes1,Campus de Beaulieu, 35042 Rennes cedex, France

-Soumis à Journal of Hydrology-
Accepté sous réserve de corrections modérées

Abstract

Estimating the major hydrological processes and their characteristic time scale is important when studying the hydrology of a catchment. However, in general, only limited data are available, namely climatic data and stream discharge. In this paper, the catchment is viewed as a system that converts the rainfall to the stream discharge through a transfer function (TF). The observed transfer function calculated from the rainfall and the specific stream discharge depends on the hydrological processes operating in the catchment. By comparing the observed TF to simulated TF, these processes and their time scale are identified. The theoretical TF are developed from the Dupuit and linear representations of the aquifer. The identification of the TF is based on the stochastic method using a spectral representation of the rainfall and stream discharge time series. The novelty of this work is to extend the stochastic approach to the one order catchment hydrology and to develop a model which takes into consideration both the aquifer discharge and the rapid flows. The method was applied to three first order agricultural catchments. For each site, the theoretical results are in accordance with reality. These results show that the stream discharge is dominated by the aquifer flow, the fast transfer accounting for 3 to 8discharge depending on the catchment. The stochastic approach appears useful to extract significant information about dominant processes occurring in the catchment and their characteristic time scale from the temporal variation of global observations.

Keywords : time series analysis ; stochastic method ; spectral representation ; Dupuit model ; linear reservoir model ; rapid flow ; one-order catchment

(*) Corresponding Author email : molenat@roazhon.inra.fr fax : 00-33-2-99-28-54-32

1.Introduction

Studies of hydrologic systems provide basic time series of evapotranspiration, precipitation and stream discharge. These series can be analysed from different points of view. Statistical analyses are generally oriented to the determination of the best statistical model, such as an autoregressive moving average model. The objective is to forecast future events or to complete truncated time series. Most of the methods are not aimed to provide information on the real processes operating in the system.

The series can also be analysed in a descriptive and quantitative way. The idea is to extract information about the main hydrologic processes governing the evolution of the stream discharge time series and to characterize the time scale of these processes.

Two ways of analysing time series are found in the literature. The first one, rather descriptive, was introduced by Mangin (1981a ; 1981b ; 1984) in the study of the hydrology of three karstic systems in terms of memory effects modulating the input rainfall for short, medium and long periods. This approach has been improved and extended to others karstic systems by Padilla and Pulido-Bosch (1995) and Larocque *et al. (1998).* The second method, based on a stochastic approach, is more quantitative. Developments in stochastic hydrology show the pertinence of studying hydrological processes using stochastic differential equations (Gelhar, 1993). Gelhar (1974) was the first developed a technique to estimate hydrogeologic system parameters by means of spatially distributed models, based on Dupuit's or Laplace's representations of aquifers, that relate recharge rates to groundwater level fluctuations by means of a spectral representation of this time series. This approach has the advantage of facilitating analytical solutions. Duffy et al. (1984) applied this method to subsurface hydrologic systems in order to evaluate the parameters of a stream-connected aquifer from the recharge rate and groundwater fluctuations in an irrigated catchment. The stochastic method has also been extended to water quality issues to identify the mass transport parameters (Duffy and Gelhar, 1985 and 1986). The studies of Duffy et al. (1984) and Gelhar (1974) deal with aquifers taken as systems and focus on the identification of model parameters.

In this paper, the time series analysis is performed using the stochastic approach based on a spectral representation. It is applied at the catchment scale to relate two global variables, the rainfall and the stream discharge. The catchment is considered as a system. The objective is to identify the major hydrologic processes operating in the catchment and to determine their characteristic time scale. To apply the spectral representation of the models developed by Gelhar (1974) and of Duffy et al. (1984) to an one-order catchment, the only process occuring in the catchment must be a the drainage of an aquifer by a fully penetrating stream. However, the river discharge is often the combination of an aquifer flow and rapid flows. Rapid components include lateral

flows in the vadose zone or overland flows. The novelty of this work is to extend the stochastic approach from the groundwater hydrology to the catchment hydrology and to develop a model, the combined model, which takes into consideration both the aquifer discharge and the rapid flows. The spectral signature of the Dupuit and linear reservoir models are first presented along with a combined model representing both fast and slow flow components. The observed spectral signatures of three agricultural catchments located in France have been computed from the rainfall and discharge time series. The comparison of the observed spectral signatures with the simulated ones allows to quantify the fraction of the discharge coming through respectively aquifer flow and rapid flow. So, the major hydrologic processes occurring in each catchment are identified and their mean characteristic time scales are estimated.

2. Models

2.1 Assumptions

A linear, stationary and causal system can be represented by the convolution integral

$$Y(t) = \int_0^{+\infty} h(\theta, \tau) X(t-\tau) d\tau \tag{2.12}$$

which relates the output, $Y(t)$ to any given forcing variable, or input, $X(t)$ from $h(\theta, t)$, the impulse response function (IRF). The vector θ represents the model parameters.

If $X(t)$ is a stochastic stationary process, then there exists an orthogonal process, $dZ(\omega)$, such that, for all t, $X(t)$ may be written in the form

$$X(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} e^{\imath\omega t} dZ_x(\omega) \tag{2.13}$$

where $dZ(\omega)$ are complex Fourier amplitudes of the process, $\imath = \sqrt{-1}$ and ω is the frequency (Priestley, 1981) . In this form Eq.(2.13) is termed the spectral representation of the process $X(t)$.

The frequency domain version of the convolution using the spectral representation is

$$dZ_y(\omega) = H(\omega) dZ_x(\omega) \tag{2.14}$$

where $H(\omega)$ is the Fourier transform of the impulse response function called the frequency response function (FRF).

As $dZ(\omega)$ is an orthogonal process, it has the following properties

$$E[dZ_x(\omega_1) dZ_x^*(\omega_2)] = \phi_{xx}(\omega) d\omega \quad w_1 \neq w_2 \tag{2.15}$$

$$E[dZ_x(\omega_1) dZ_x^*(\omega_2)] = 0 \quad w_1 = w_2 \tag{2.16}$$

where $E[]$ is the expected value and the asterisk indicates complex conjugates. $\phi_{xx}(\omega)$ is the spectral density, or spectrum, of $X(t)$. Using the spectral representation, the convolution expression, Eq.(2.35), becomes

$$\phi_{yy}(\omega) = |H(\omega)|^2 \phi_{xx}(\omega) \tag{2.17}$$

where $|H(\omega)|^2$ is termed the transfer function (TF). Using (2.35) and (2.33-2.17), the following relation can also be written

$$\phi_{yx}(\omega) = \phi_{xx}(\omega) H(\omega) \tag{2.18}$$

Several authors have developed frequency domain models suitable for aquifer systems in studies of flow and mass transport processes (Duffy and Gelhar, 1985 ; Duffy *et al.*, 1984 ; Gelhar, 1974). In temperate regions, first order stream discharges are generally fed by a more or less transmissive and capacitive aquifer. During storm periods, components such as lateral flow, saturation or infiltration excess runoff may partially contribute to the discharge. The models tested here aim at representing this complex configuration. These models conceptualise a first order stream catchment either as a one dimension system (Fig.1) or as a lumped system. Two of the most models used representat a river draining exclusively to an aquifer (Dupuit model and linear reservoir model) and one model, termed the combined model, combines the contributions of the aquifer and the fast hydrologic component. In the next section, we present the frequency domain of these three models.

2.2 Linear reservoir model

The aquifer can also be represented as a lumped linear reservoir system (Gelhar 1974). This model neglects the spatial variation of water level and considers that the average thickness of the saturated zone $h(t)$ can be represented by a function of time. Moreover, it is assumed that the aquifer discharge is proportional to the water stored in the aquifer. Representing the storage as the difference between the mean aquifer hydraulic head, h, and the water level in the river, h_o, the balance equation can then be written as

$$S\frac{\partial h}{\partial t} = a(h - h_o) - \epsilon \tag{2.19}$$

where S is the specific yield $[L^3/L^3]$; a is the discharge constant $[T^{-1}]$; and ϵ is the aquifer recharge [L]. From a frequency point of view, the analytical solution of Eq(2.19) is :

$$dZ_h = \left(\frac{1}{a + \imath S\omega}\right) . dZ_\epsilon \tag{2.20}$$

As $dZ_q = a.dZ_\epsilon$, the FRF relating the recharge and the aquifer discharge is

$$dZ_q = \left(\frac{1}{a + \imath t_r \omega}\right).dZ_\epsilon \tag{2.21}$$

the ratio $t_r = S/a$ has a time dimension and represents the characteristic time scale of the system, referred to as the hydraulic response time (Gelhar, 1993). By defining a dimensionless frequency $\Omega = t_r.w$, the TF becomes

$$\frac{\phi_{qq}}{\phi_{\epsilon\epsilon}} = |H(\Omega)|^2_{Res} = \frac{1}{1+\Omega^2} \tag{2.22}$$

2.3 Dupuit model

A common description of the unconfined aquifer dynamic is based on the Dupuit-Forchheimer hypothesis. It is assumed that the flow lines in the aquifer are horizontal and the hydraulic gradient is equal to the slope of the water table throughout the aquifer (Bear, 1979). The flow equation is written for this one dimensional system as :

$$S\frac{\partial h}{\partial t} = T\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \varepsilon \tag{2.23}$$

whom $h(x,t)$ is the thickness of the aquifer (L) ; S is the specific yield (L^3/L^3) ; K is the hydraulic conductivity (L/T) ; and $\epsilon(t)$ is the average recharge per unit area (L/T). If the water table fluctuations are small compared to the aquifer thickness, the above equation can be linearised :

$$S\frac{\partial h(x,t)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}\left(Kh(x,t)\frac{\partial h(x,t)}{\partial x}\right) + \varepsilon(x,t) \tag{2.24}$$

where T is the transmissivity of the aquifer (L^2/T). Gelhar (1993) found that in the case of aquifer fluctuations less than 50% of its thickness, the spectral responses of linear and non linear models are very similar.

The following boundaries conditions are applied :

$x = 0 \qquad h = 0$

$x = L \qquad \frac{\partial h}{\partial x} = 0$

where L is the length of the hillslope. According to Gelhar (1974), the spectral solution of the differential equation is then :

$$H(\omega, x) = \frac{1}{\imath\omega S}(1-f) \qquad such\ that \qquad dZ_h = H(\omega, x).dZ_\epsilon \tag{2.25}$$

with $f = \frac{cosh(\beta(x-L))}{cosh(\beta L}$ where $\beta = \sqrt{\frac{\imath|\omega|S}{T}}$

$H(\omega, x)$ is the frequency response function for the Dupuit aquifer model.

From Darcy's law, the aquifer discharge per unit area into the river is expressed as $q = \frac{T}{L}\frac{\partial h}{\partial x}|_{x=0}$. In the frequency domain Eq.(2.25) then gives :

$$dZ_q = \frac{T}{L}\frac{\partial (dZ_h)}{\partial x}_{x=0} = \frac{T}{L}\frac{\partial H(\omega, x)}{\partial x}_{x=0}.dZ_\epsilon$$

$$dZ_q = \frac{T\beta}{\imath\omega SL}tanh(\beta L).dZ_\epsilon$$

or in terms of the transfer function

$$|H(\omega)|^2_{Dupuit} = \frac{\phi_{qq}}{\phi_{rr}} = \frac{T}{S\omega L}.\tanh(\beta L)\tanh(\beta^* L) \tag{2.26}$$

The TF for the Dupuit model can be re-expressed by introducing the dimensionless frequency, $\Omega = (\omega L^2 S)/T$, as follows :

$$|H(\omega)|^2_{Dupuit} = \frac{\phi_{qq}}{\phi_{rr}} = \frac{1}{\Omega}.\tanh\left((1+\imath)\sqrt{\frac{1}{2}\Omega}\right)\tanh\left((1-\imath)\sqrt{\frac{1}{2}\Omega}\right) \tag{2.27}$$

The coefficient $T/(SL^2)$ is termed the aquifer response rate (Erskine and Papaioannou, 1997).

From the latter developments, rises the question of how to compare the hydraulic response time of the linear reservoir and the aquifer response rate of the Dupuit model. The aquifer response rate has a physical meaning since it relates three hydrodynamic and geometric properties of an aquifer. The specific yield and the transmissivity are two spatially varying parameters and the length of the hillslope is a global parameter. Considering the heterogeneity of the hydrodynamic properties generally observed in cachments, the use of these parameters at a global scale has to be considered as a mean diffusion time of the aquifer that reflects the memory effect of the system. As outlined by Erskine and Papaioannou (1997), the aquifer response time is an indication of how well the aquifer acts as a reservoir in storing water and regulating baseflow. The linear reservoir model can be seen as an aggregation model of the aquifer that supplies information about the volume and the response time. The coefficient (a) retains actually the physical properties of the system such as the aquifer geometry and transmissivity. The spectral expressions for the linear reservoir model and the Dupuit aquifer model can be equivalent in a certain range of frequency for appropriate value of the (a) coefficient. To reach the equivalence of $H_{Res}(\Omega)$ and $H_{Dup}(\Omega)$ and using Taylor developments in the low frequency domain, the (a) coefficient has to be such as :

$$a = \frac{T}{\sqrt{6}L^2} \quad or\ in\ other\ terms\ when \quad t_r = \frac{\sqrt{6}L^2 S}{T} \tag{2.28}$$

The TF of the linear reservoir and Dupuit aquifer models are plotted on Fig.2. It can be seen that the linear reservoir model has a physical meaning in the lowest frequencies which is the same of the Dupuit model. Eq.(2.28) thus allows the comparison of the model parameters.

2.4 Combined model

When the stream discharge is dominated by groundwater flow, an aquifer model can adequately describe the hydrology of thecatchment. It will however not be adequate in situations where other processes contribute to the system dynamics. In Particular, discharge is often a combination of rapid flow, such as lateral flow in the unsaturated zone or/and overland flow, and slow flow such as groundwater discharge. In this case, the rapid component must be introduced into the model. In terms of the frequency transfer function, the expression of this assumption becomes $dZ_q = \alpha dZ_r$ where dZ_r are the complex Fourier amplitudes of the effective rainfall, and the α coefficient is the fraction of the effective rainfall that is converted to rapid flow (Fig.3). When inserted into Eq.(2.14) this expression gives

$$dZ_q = H_{aquif}(\omega) dZ_\epsilon + \alpha . dZ_r \tag{2.29}$$

To a first approximation, the aquifer recharge is considered to be the effective precipitation and, the latter equation becomes

$$dZ_q = \left(H_{aquif}(\omega)(1-\alpha) + \alpha\right) dZ_r \tag{2.30}$$

The theoretical transfer function is then defined by

$$|H(\omega)|^2 = \left(H^*_{aquif}(1-\alpha) + \alpha\right) + \left(H_{aquif}(1-\alpha) + \alpha\right) \tag{2.31}$$

Fig.2 illustrates the TF (or square modulus of the FRF) versus the dimensionless frequency for different (α) coefficient considering the Dupuit aquifer model. Note that the smaller the contribution of the rapid processes, the larger is the attenuation at the highest frequencies. When there is no rapid component ($\alpha = 0$), the transfer function acts as a perfect low pass filter. On the contrary, the occurrence of a rapid process is reflected in the asymptotic behaviour of the TF at high frequencies.

2.5 Model and parameter identification

The best aquifer model is identified from the general pattern of the observed transfer functions since the form of the decrease in the observed TF indicates which of the Dupuit or linear reservoir model gives the better fit. Next we determine whether the

fast component model has to be invoked. An asymptotic behaviour at high frequencies denotes a rapid flow contribution. The value of the asymptote indicates the range of the contribution of the rapid flow. Parameter adjustment then consists of moving the observed TF until it overlays the simulated TF.

Duffy and Gelhar (1985) indicated that a frequency response function is completely identified by the transfer function and phase spectrum. In theory, the phase spectrum would then constitute one half of the available information. However the phase spectrum is difficult to estimate from observed data in the sense that, as stated by Priestley, (1981) *«at frequencies where the coherency is low, the estimates of the phase spectra may have extremely large variances - despite the «smoothing» effect of the spectral windows»* . Therefore we have restricted the analysis to the transfer response.

3.Study sites and data

3.1 Study sites

Three catchments in France were selected for study : the Kervidy, Mercube and Melarchez basins. Each is drained by a first order stream and the land use is mainly agriculture. The Kervidy catchment in Brittany is a subcatchment of the Naizin drainage basin. It has an area of $4.9km^2$ and the land is intensive farmed (Durand and Juan Torres, 1996). The soil is silty loam silt of $0.5m$ to $1.5m$ depth and the bedrock is a Brioverian schist (Curmi *et al.*, 1997). Between the upper soil and the bedrock, there is a weathered Brioverian schist layer that is several meters thick. An aquifer develops above the bedrock in the weathered layer and the silty loam soil. A V-notch weir and a weather station were installed in 1993 for mean daily stream discharge and precipitation data. Mean annual specific discharge and rainfall depth are respectively $456mm$ and $820mm$ for the study period (1993-1996).

The Mercube is a tributary of the Leman that drains a $3km^2$ basin located in the French Alpes (Jordan-Meille *et al.*, 1998). The site has been studied by INRA-Thonon since 1993. The outlet is equipped with a weather and a level gauge stations. The soils are mainly brown and partially carbonated soils with thickness varying from $0.5m$ to $1.5m$ depending on topographic position. The soil surveys indicate that the soils are silty loam in the upland and loamy silt in the bottom land. Moreover, pockets of a sandy silt soil are found locally. The soils are underlain by moraines that are considered as the lower boundary of the catchment due to their low permeability. The presence of this impervious layer causes the development of a perched aquifer. The land use is 40% forest, 8% urban zone and 52% arable land. Mean annual specific discharge and rainfall depth are $410mm$ and $1234mm$ for the study period (1993 to 1995).

The Melarchez basin has an area of $7km^2$ and is located $120km$ east of Paris. The site is an observation catchment that has been studied by the Hydrology Division of

the CEMAGREF-Antony since 1975 (Ferry, 1996). The major part of the watershed is occupied by fields crops (maize ,wheat). The soils have three horizons. The upper horizon is loamy and the lower one consists of an impermeable clay. In between, there is a sandy clay horizon with some sandy areas. The aquifer develops in the two upper horizons above the impermeable clayey layer. An important feature of the catchment is that 90% of the agricultural fields are artificially drained. The stream water level is monitored at the outlet of the catchment and precipitation data are logged by a weather station 6 km away from the outlet. Mean annual specific streamflow and rainfall depth are respectively $228mm$ and $703mm$ for the period 1975-1989.

3.2 Data and data treatment

The data used in this work are the daily mean precipitation, evapotranspiration and specific discharge. Since the Kervidy site has been studied for three years, time series contain 1096 observations. The two years of study in the Mercube catchment give 731 observations. Mercube is the most extensive observation site with 14 years of mean daily data giving a total of 5114 observations.

The input functions for the system can not be known precisely. However, the global approach developed here allows to estimate roughly these functions. They were calculated as the difference between the direct precipitation and the potential evapotranspiration if the difference is more than zero and zero in other cases. This variable is also termed as the effective rainfall. The soil is assumed to be a reservoir which has to be filled up before any quick flow or aquifer recharge occurs. The volume of the soil storage is determined from field observations at a value of $200mm$. Because of the similar soil textures, the soil storage is the same for the three catchments. This value represents the water volume between field capacity and the wilting point in the upper soil horizon influenced by both evaporation and plant uptake. When the soil reservoir is filled, that is when the field capacity is reached, all the effective rainfall reach the aquifer. The soil water content is supposed to decrease from the field capacity to the wilting point during the dry periods, essentially the summer, due to the evaporation and plant uptake. So, at the beginning of each hydrologic year, taken as September 1^{st}, the effective rainfall depth corresponding to the soil reservoir is considered to replenish the soil and all effective rainfall occurring above this is considered as the input function.

To satisfy the assumption of stationarity, any long-term trend must be eliminated from the time series. Thus, a linear detrending is applied to each time series. After the detrending, a spline cosine bell taper is performed in order to minimise leakage of spectral density from large peaks to adjacent frequency bins. After these two steps, the periodogram of the detrended and tapered time series is calculated. The periodogram is useful to identify the characteristic frequencies of the stochastic process studied. However

the periodogram is not a consistent estimate of the spectral density in the sense that it does not converge to the spectral density in mean square (Priestley, 1981). To reduce the variance associated with the periodogram estimate, a smoothing procedure is performed by applying a Daniell or «rectangular» window.

3. Results and Discussion

The spectral densities of the input functions are plotted in Fig.4. A weak periodic component of one year is detected for each spectrum. This periodicity is due, in part, to the rainfall distribution over time and to the integration of a soil reservoir to be filled at the beginning of each hydrologic year. Apart from the one year frequency, the spectral density distribution is relatively flat. This shows that rainfall events at a particular site are not correlated and can be considered as independent events. In Fig.5 the spectral densities of the specific discharge are presented. Three main features can be observed from the data. First, the one year frequency is represented. Second, the spectral density decreases with increasing frequency. This indicates that all catchments act partially as low-pass filters. However, the slope and the frequency starting point of the decrease are different from site to site, revealing different hydrologic behaviours. Third, for Mercube and Melarchez catchments, the distribution tends towards an asymptote for the highest frequencies. As outlined above, this suggests that quick flow contributions are significant at both sites.

In Kervidy the Dupuit model TF is a good fit to the decreasing pattern at middle frequencies (Fig.6a). The calibrated parameter is in this case of 70 days. For high frequencies, the behaviour of the observed TF is more erratic. The observed values are a little higher than the Dupuit model values, a behaviour attributable to a rapid component. The best fit model was obtained when introducing a rapid component representing only a low percentage (3%) of the total stream discharge. The Dupuit aquifer model is also the most appropriate TF to represent the aquifer behaviour for the Mercube catchment (Fig.6b). The calibrated parameter is 30 days. As the frequency increases, the slope of the observed TF decreases progressively. This can be interpreted as the contribution of a rapid process that does not attenuate the input signal. The ratio of the effective rainfall transformed into rapid flow is 8%. For the Melarchez observations the most adequate model is the linear reservoir (Fig.6c). The hydraulic characteristic time is calibrated to 7 days. At the highest frequencies, the observed TF tends to an asymptote that reflects the contribution of rapid flow. To be consistent with the observations, a rapid flow model fed by 8% of the effective rainfall has been introduced.

Figure 7 compares the simulated and observed TF for each catchment. The regression analysis yielded the coefficient of determination from 0.75 to 0.91 (Table 1). The

mean square error is not significantly different from 0 at the 0.01 level. Agreement between simulated and observed values is good for Kervidy. In Mercube and in Melarchez, the results are not as good as in Kervidy. However, there is reasonable correspondence between simulated and observed TF. For these two catchments, the observed TF is smaller than the simulated TF at the lowest frequency. This overestimation indicates that mass balance is not respected. In order to correct the mass balance, Duffy et al. (1984) assumed that only a fraction of the precipitation or irrigation, the leaching fraction, reached the groundwater. They did not explain the fate of the non-leaching fraction. In our case, at least two causes might explain a failure of mass balance. Given the size of the catchments, the spatial variability of rainfall should not induce such a difference in mass balance. The first explanation is that the lower boundary of the catchment is not totally impermeable and that deep water losses may occur through this layer. The second possible explanation is that the input function is estimated in too crude a way. The soil viewed as a reservoir that is filled once at the beginning of each hydrologic year is a too simple representation of reality. Processes such as evaporation or plant absorption can strongly influence the soil humidity. Refinement of the input function might provide these processes would imply a more realistic representation of recharge.

The results (Table 1) show contrasting hydrologic behaviours and time scales between the three sites. In the case of Kervidy, the dominant process is the drainage of the aquifer by a river with a relatively small rapid component. The aquifer response time is high compared to Mercube. In Mercube the rapid component seems to play a greater role. As outlined above, Eq.(16) allows us to convert the response time obtained in Melarchez at the lowest frequencies to physical parameters. Thus, a Dupuit model with a parameter of 2.9 days i.e., $7/\sqrt{6}$ days, is able to represent the global behaviour of the Melarchez aquifer at the lowest frequencies. This short characteristic time reveals that Melarchez has a low hydrological inertia and only a short term memory effect.

We were not able to validate the results in a quantitative way as no data were available about the geometric and hydrodynamic characteristics of each catchment. However it can be said that these results are consistent with the field observations. We found that Melarchez is very responsive to rainfall. The field study revealed that the aquifer of Melarchez is estimated to be only about $5m$ deep and develops in a sandy material. Moreover the Melarchez aquifer is artificially drained over almost all its surface. In the other extreme, the Kervidy aquifer develops in a loamy material and is estimated to be more than $10m$ thick. This material expected to have a smaller hydraulic conductivity than the sandy soil of Melarchez. The difference between the time scale obtained for Kervidy and Melarchez agrees well with these contrasted permeabilities and aquifer volumes. The Mercube site is an intermediate case. The aquifer is quite thin comparable to the one of Melarchez but develops in a loamy material, less conductive and not artificially drained.

These properties are expected to make the aquifer less responsive in comparison to the Melarchez aquifer.

Some discrepancies were noted between the simulated and observed TF. The main reason for this is that the hypothesis of linearity and stationarity underlying the models is not met in reality. While this may be a problem for detailed modelling of the catchments, these hypotheses seem adequate to operationalise and to compare the mean dynamics of the different systems.

4. Conclusion

This study develops the spectral signatures of transfer functions combining a conceptualisation of quick flow and groundwater discharge. Each transfer function produces a characteristic frequency response. The study shows that for the three catchments it was possible to identify a model that provides a good fit to the observed transfer function. The hydrologic dynamics identified are in accordance with observations. The Kervidy catchment is dominated by groundwater discharge. For the Mercube and Melarchez catchments the groundwater discharge is also the main contributor to the stream discharge, but the quick component has a significant contribution.

This shows that the stochastic approach can be used to indicate the major processes occurring in a catchment. This type of analysis does not aim to describe in detail the hydrology of each catchment. It captures the mean behaviour and estimates the time scale characteristics to compare sites with limited global data. In the context of an increasingly widespread water pollution, there is a need to evaluate the time scale of the processes controlling water and pollutant transfer. In that respect, this method can be used as a first diagnostic approach catchments which lack detailed distributed measurements.

Acknowledgements : This work was funded, in part, by the French PNRH, Programme National de Recherche en Hydrologie. We are grateful to M.Ferry and V.Andreassian from CEMAGREF, Divison Hydrologie, and L.Jordan-Meille and J.M. Dorioz from INRA-Thonon for providing data for respectively Melarchez and Mercube sites.

References

Bear, J., 1979. Hydaulics of groundwater. McGraw-Hill, New-York, 569 pp.

Curmi, P., Durand, P., Gascuel-Odoux, C., Mérot, P., Walter, C., and Taha, A ., 1997, Hydromorphic soils, hydrology and water quality : spatial distribution and functional modelling at different scales. Nutrient Cycling in Agroecosystems, 50 : 127-142.

Duffy, C.J. and Gelhar, L.W., 1985. A frequency domain approach to water quality modeling in groundwater : theory. Water Resour. Res., 21(8) : 1175-1184.

Duffy, C.J. and Gelhar, L.W., 1986. A frequency domain analysis of groundwater quality fluctuations : interpretation of field data. Water Resour. Res., 22(7) : 1115-1128.

Duffy, C.J., Gelhar, L.W. and Wierenga, P.J., 1984. Stochastic models in agricultural watersheds. J. Hydrol., 69 : 145-162.

Durand, P. and Juan Torres, J.L., 1996. Solute transfer in agricultural catchments : the interest and limits of mixing models. J.Hydrol., 181(1-4) : 1-22.

Erskine, A.D. and Papaioannou, A., 1997. The use of aquifer response rate in the assessment of groundwater resources. J. Hydrol., 202 : 373-391.

Ferry, M., 1996. Vingt ans de mesures de qualité des eaux sur le bassin versant de l'Orgeval (Seine et Marne), CEMAGREF Division Hydrologie, Antony, 20pp.

Gelhar, L.W., 1974. Stochastic analysis of phreatic aquifers. Water Resour. Res., 10(3) : 539-545.

Gelhar, L.W., 1993. Stochastic subsurface hydrology. Prentice Hall, Englewood Cliffs, N.J., 390 pp.

Jordan-Meille, L., Dorioz, J.M. and Wang, D., 1998. Analysis of the export of diffuse phosphorus from a small rural watershed. Agronomie, 18 : 5-26.

Larocque, M., Mangin, A., Razack, M. and banton, O., 1998. Contribution of correlation and spectral analysis to the regional study of a large aquifer (Charente, France). J. Hydrol., 205 : 217-231.

Mangin, A., 1981a. Apports des analyses corrélatoires et spectrales croisées dans l'approche des systèmes hydrologiques. C.R. Acad. Sci. Paris, 293 : 1011-1014.

Mangin, A., 1981b. Utilisation des analyses corrélatoire et spectrale dans l'approche des systèmes hydrologiques. C.R. Acad. Sci. Paris, 293 : 401-404.

Mangin, A., 1984. Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoires et spectrales. J. Hydrol., 67 : 25-13.

Padilla, A. and Pulido-Bosch, A., 1995. Study of hydrographs of karstic aquifers by means of correlation and cross-spectral analysis. J. Hydrol., 168 : 73-89.

Priestley, M.B., 1981. Spectral analysis and time series. Academic Press, 1, 890 pp.

Tables

Tab.1 : Models and parameter estimates and coefficient of determination for the three catchments.

Sites	Models	Calibrated Parameters	% quick flow	r^2
Kervidy	Dupuit aquifer	$L^2S/T = 70days$	3%	0.91
Mercube	Dupuitaquifer	$L^2S/T = 30days$	8%	0.84
Mélarchez	Linear reservoir	$t_r = 7days$	8%	0.75

Figures captions

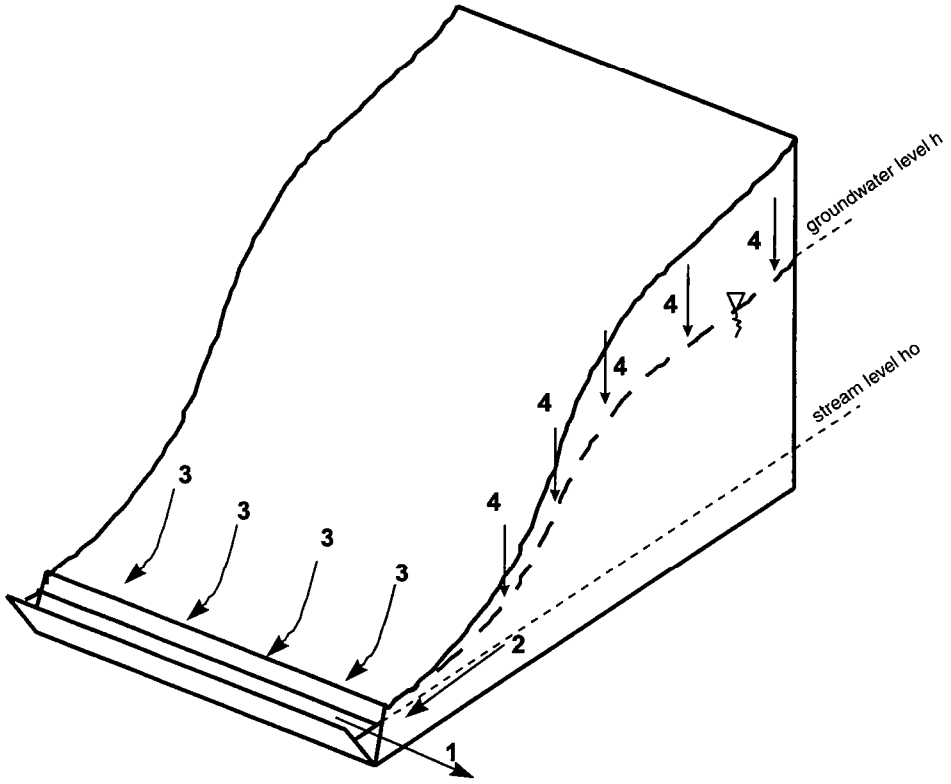


Fig.1 : Conceptual illustration of a unidimension catchment. The dashed line represents the groundwater level. The arrows (1), (2), (3) and (4) represent the stream discharge, the groundwater discharge, the quick flow components and the aquifer recharge.

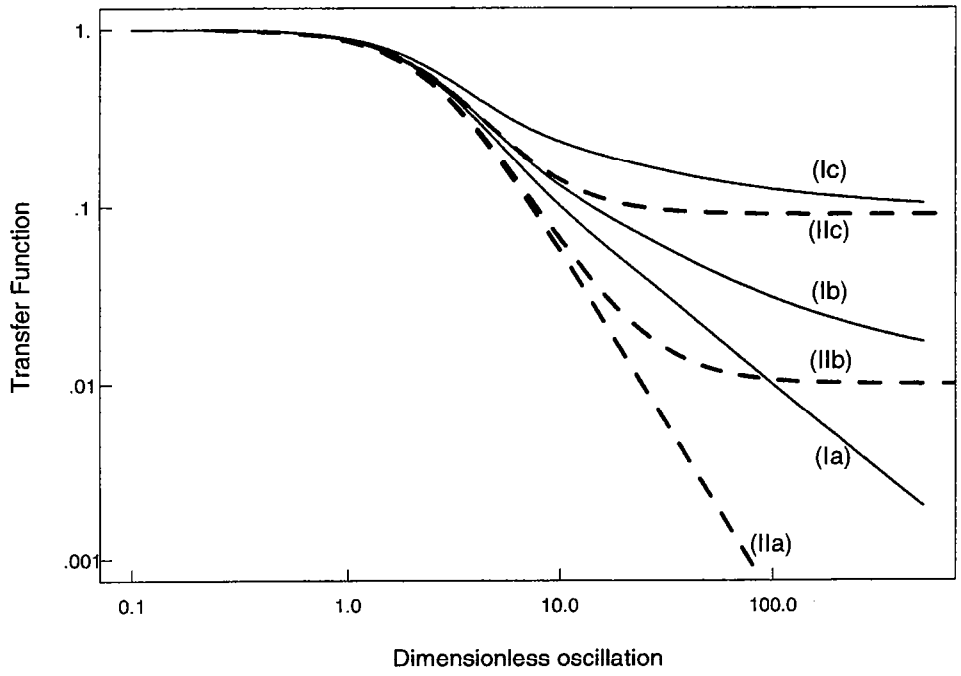


Fig.2 : Transfer function for the Dupuit aquifer (I) and for the linear reservoir (II) models for (a) α=0, (b) α=0.1 and (c) α=0.3.

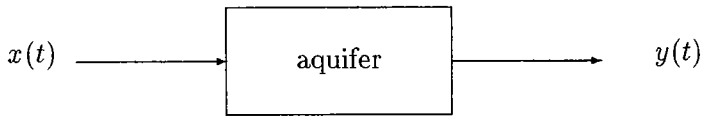


Fig.3 : Model with 2 components of the hydrologic system. The (α) coefficient represents the fraction of the rapid component of the stream discharge.

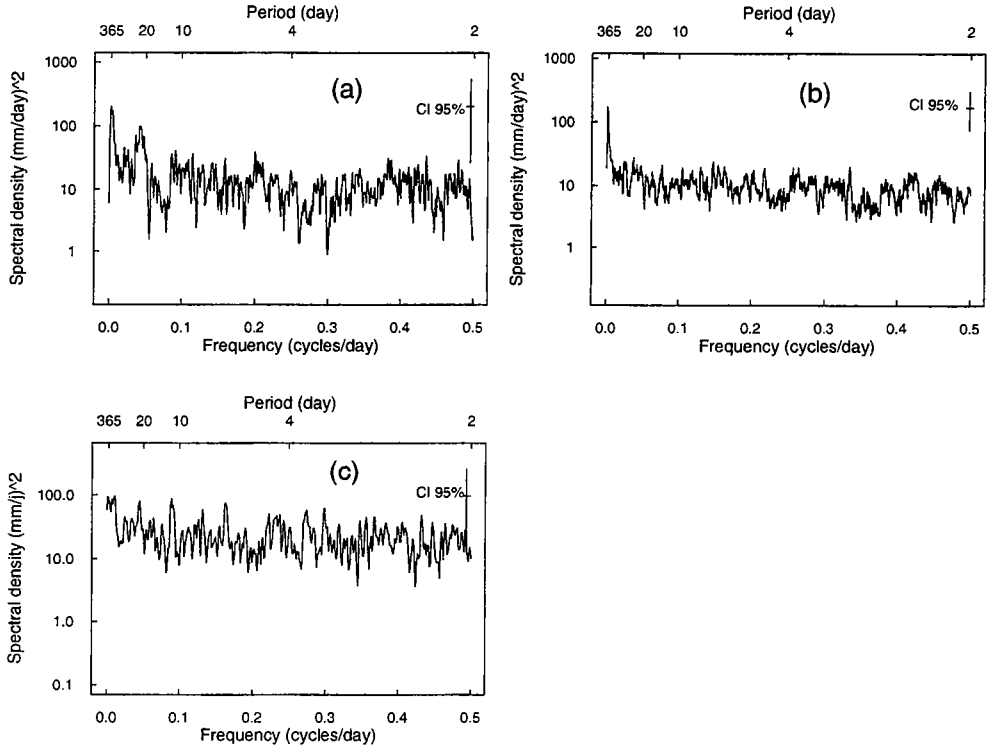


Fig.4 : Spectral density distribution of the input functions in (a) Kervidy, (b) Mercube, and (c) Melarchez with the indication of the 95% confidence intervals.

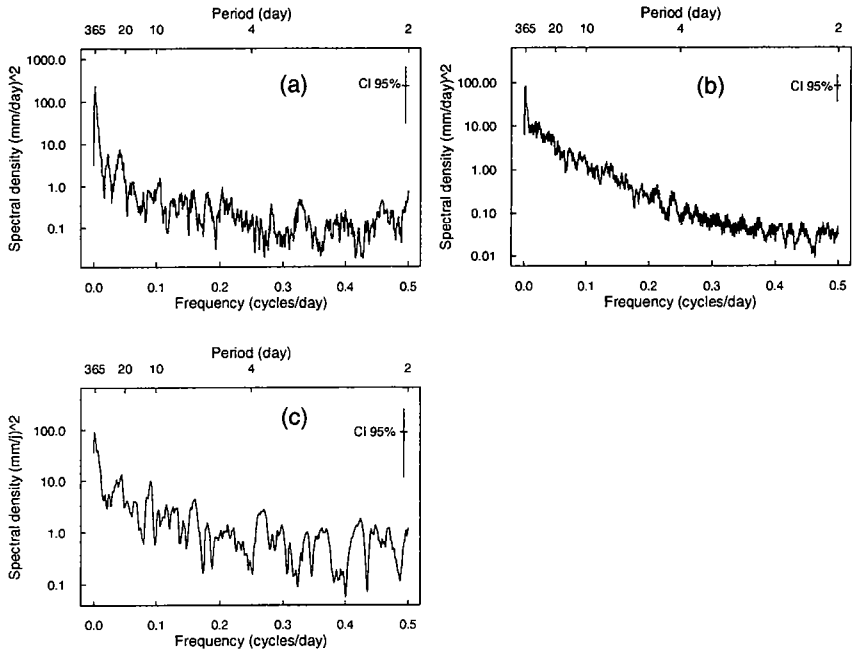


Fig.5 : Spectral density distribution of the specific stream discharges in (a) Kervidy, (b) Mercube, and (c) Melarchez with the 95% confidence intervals indicated.

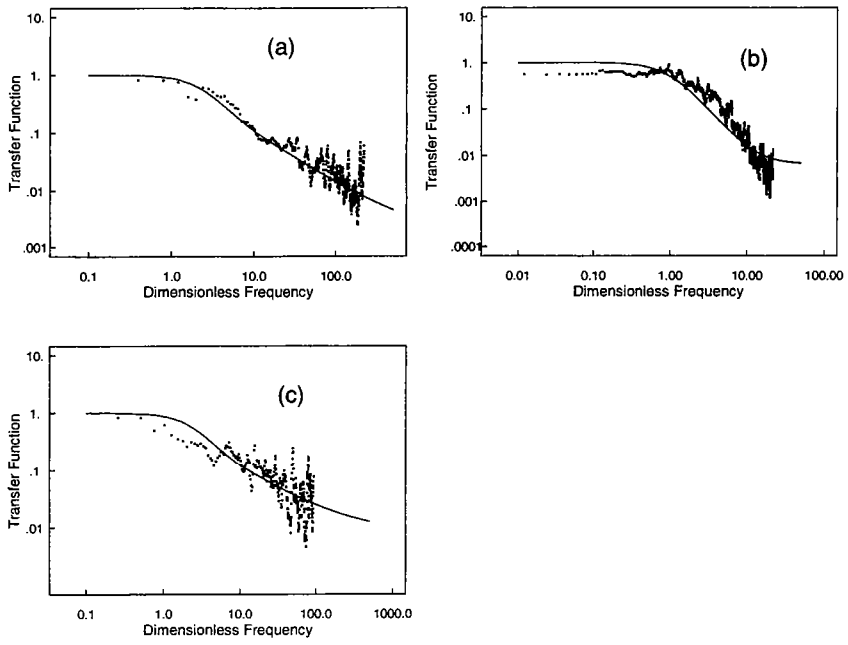


Fig.6 : Transfer function for (a) Kervidy, (b) Mercube and (c) Melarchez . The dotted line is the observed TF and the solid line is the theoretical TF.

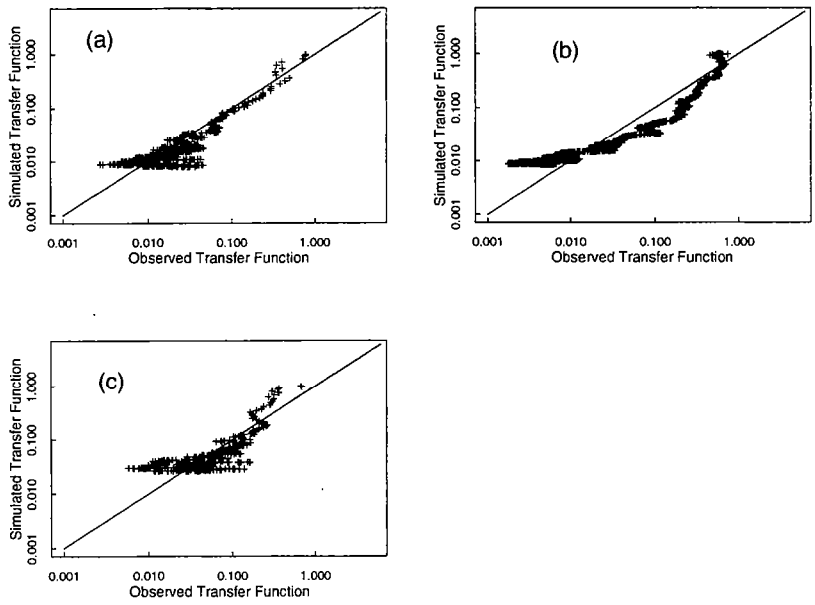


Fig.7 : Simulated against observed transfer function for (a) Kervidy, (b) Mercube and (c) Melarchez. The line represents the first bisectrix.

2.6 Spectral and cross-spectral analysis of three hydrological systems

Jérôme Molénat [1,2], Philippe Davy[2], Chantal Gascuel-Odoux[1] and Patrick Durand[1]

1 Unité de Science du Sol et de Bioclimatologie, Rennes, INRA 65 Route de Saint Brieuc, 35042 Rennes cedex, France

2 Géosciences Rennes, UPR 4661, CNRS Université Rennes1,Campus de Beaulieu, 35042 Rennes cedex, France

-Soumis à Physics and Chemistry of the Earth-

Abstract

The mean hydrological and hydrochemical behaviour is analysed from observed time series on three agricultural catchments, located in different regions of France, named respectively Kervidy, Melarchez and Mercube. The time series are considered as input data or output data. The input data for hydrology and chemistry are respectively rainfall and nitrate leaching, and the output data are represented by stream discharge and nitrate concentration in the stream. The method is based on the spectral analysis of the data. First the spectral density function of each time series is calculated. It appears that nitrate concentrations measured at the outlet of the three catchments exhibit a strong and unique one year periodicity. This periodicity is due to the hydrological regime and the time distribution of the nitrate availability in the soil. Second, we performed a cross-spectral analysis between the input and output data. The catchment is then viewed as a linear and stationary system that converts an input to an output through a transfer function. The transfer function characterizes the behaviour of the catchment and is related to the real physical and chemical processes. For each catchment, the observed transfer functions for water and nitrate are determined in the spectral domain from the data. By comparing the observed frequency transfer function with the spectral signature of the theoretical model, we identify for each catchment : i) the major processes that govern water and nitrate transfer and ii) the characteristic time scale of these processes. The spectral and cross-spectral method appear to be valuable in identifying the main transfer processes operating in the different catchments.

1.Introduction

In many regions of France, the development of agriculture has been accompanied by a degradation of surface water quality, especially in terms of nitrate pollution. In this context, there is a need for a better understanding of the hydrological and hydrochemical behaviour of catchments. However, for study of a catchment, only stream discharge, rainfall and the solute concentrations measured at the outlet are available.

The objective of this paper is to show how these data can be used to capture the mean behaviour of a catchment in terms of water and polluting solutes dynamics, for example nitrate dynamics. We identify the major processes involved in the water and nitrate transfers and the characteristic time scale associated with these processes. This work is based on the spectral representation of the observed time series. The development of spectral representation in a quantitative descriptive way was first initiated by Gelhar (1974) in order to identify aquifer parameters from the time series of aquifer level fluctuation. Duffy and Gelhar (1985 ; 1986) extended the method to water quality time series to evaluate the mean residence time and velocity of solutes and radionucleides in aquifers. The method developed by Gelhar has been improved and is applied to three first-order agricultural catchments to determine the mean nitrate residence time within each catchment and to identify their hydrological time scale.

2.Materials and methods

The catchment is viewed as an aquifer-stream system that converts the input to an output by a transfer function (TF). The TF depends on the processes implied in the transfer of the water or nitrate. These processes and their associated parameters are identified by comparing the TF calculated from observed time series, called the observed transfer function, to theoretical transfer functions. The advantage of working in the spectral domain is the facility to express the theoretical models as an the analytical solution.

2.1 Spectral representation of a time series

If $X(t)$ is a stochastic stationary process, then there exists an orthogonal process, $dZ(\omega)$, such that, for all t, $X(t)$ may be written in the form :

$$X(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} e^{\imath\omega t} dZ_x(\omega) \tag{2.32}$$

where $dZ(\omega)$ are complex Fourier amplitudes of the process, $\imath = \sqrt{-1}$ and ω is the frequency (Priestley, 1981). In this form Eq.(2.32) is termed the spectral representation

of the process $X(t)$. As $dZ(\omega)$ is an orthogonal process, it has the following properties :

$$E[dZ_x(\omega_1)dZ_x^*(\omega_2)] = \phi_{xx}(\omega)d\omega \quad w_1 \neq w_2 \tag{2.33}$$

$$E[dZ_x(\omega_1)dZ_x^*(\omega_2)] = 0 \quad w_1 = w_2 \tag{2.34}$$

where $E[]$ is the expected value and the asterisk indicates complex conjugates. $\phi_{xx}(\omega)$ is the spectral density, or spectrum, of $X(t)$. A large value of spectral density corresponds to a frequency that is strongly represented in the time series. Simple spectral analysis consists of calculating the spectral density of the nitrate concentrations to indicate event periodicities.

2.2 Model identification

The catchment is considered as a linear and stationary system. Under these hypothesis, it can be represented by the convolution integral :

$$Y(t) = \int_0^{+\infty} h(\theta, \tau)X(t-\tau)d\tau \tag{2.35}$$

which relates the output, $Y(t)$ to any given forcing variable, or input, $X(t)$ by $h(\theta, t)$, the impulse response function (IRF). The vector θ represents the model parameters. Using the spectral representation, the convolution expression becomes :

$$\phi_{yy}(\omega) = |H(\omega)|^2\phi_{xx}(\omega) \tag{2.36}$$

where $|H(\omega)|^2$ is termed the transfer function (TF). In other words, the TF is defined as the ratio of the spectral densities of the output and the input.

Since the sites studied are stream connected aquifers, the analysis is focused on the spectral signature of aquifer models. Several authors have developed frequency domain models for aquifer systems in studies of flow and mass transport processes (Duffy and Gelhar, 1985 ; Duffy and Gelhar, 1986 ; Duffy *et al.*, 1984 ; Gelhar, 1974). Fig.1 summarises the flow and the transport models considered in this work. The catchment is treated either as a one dimension system or as a lumped system.

All the flow studies (Duffy *et al.*, 1984 ; Gelhar, 1974) have focused on the relation between aquifer recharge and level fluctuations. Instead, the present work develops a cross analysis between the aquifer recharge and the aquifer since the most accessible data in a catchment study is the aquifer discharge through the stream discharge rather than the aquifer level fluctuations. Moreover, a further flow model that combines slow and fast hydrologic components is proposed. In temperate regions, first order stream discharges

are generally fed by a more or less transmissive and capacitive aquifer. During storm periods, components such as lateral flow, saturation or infiltration excess runoff may partially contribute to the discharge. An (α) coefficient defined as the fraction of the input water that contributes to feed the quick component is therefore introduced.

For nitrate, the study is restricted to the non-storm periods. As nitrate is highly soluble, the main pathway is assumed to be through the aquifer. The objective is to identify the main processes that govern the transport of nitrate in the aquifer and its characteristic time scale. Thus, only aquifer transport models are taken into account. Note that the spectral expressions for the linear reservoir model and the Dupuit aquifer model can be equivalent over a certain range of frequency. The equivalence of $H_{res}(\Omega)$ and $H_{Dup}(\Omega)$ is obtained using the Taylor expression in the low frequency domain with the respective parameters related by :

$$t_r = \sqrt{6}\frac{L^2 S}{T} \tag{2.37}$$

From Eq.(2.37), the time scale of the two models can be compared. The theoretical TF that best fits the observed TF is identified using a simple eye-matching procedure

3.Study site and data

Three agricultural catchments were chosen for this study, Kervidy, Mercube and Melarchez. All catchments are equipped with a weather and level gauge for mean daily rainfall, potential evapotranspiration (PET) and stream discharges. The Kervidy catchment (4.9 km^2) is located in Brittany, France. Bedrock consists of Brioverian schist. The soils are loamy and derived from loess that covers a weathered layer of bedrock (Curmi *et al.*, 1997). The Mercube is a tributary of Lake Leman in the french Alps and drains an area of 3.02 km^2 The soils are mainly carbonated brown soils and the subsoil consists of impermeable moraines (Jordan-Meille *et al.*, 1998). The Melarchez is a 7.0 km^2 catchment located 110 km east of Paris. The soil consists of three layers (Ferry, 1989). The upper layer consists in a loamy horizon. The lower horizon is an impermeable clay. A sandy clayey horizon with some sandy areas lies between the upper and the lower horizons. An important feature of the site is that 90% of the surface is artificially drained.

The time series employed in this study are 3, 2 and 14 years long for Kervidy, Mercube and Melarchez respectively. The flow models are identified from the daily hydrological and climatic observations. The input function was estimated from the effective rainfall, defined as the difference between the daily rainfall and the daily PET. When this difference is greater than zero, we take the calculated value, otherwise zero. At the beginning

of each hydrologic year, starting September the first, the input function is zero until the cumulative effective rainfall exceeds an amount of water representing the storage capacity of the soil. For each catchment this value is evaluated at 200 mm. For identifying the transport model, the output function is estimated from the nitrate concentrations and the stream discharge, both measured at the outlet. The frequency of the nitrate concentration measurement defines the frequency of the input function. The input function frequencies are 7, 7 and 15 days for Mercube, Melarchez and Kervidy respectively. Because only non-storm periods are under study, only concentrations measured during these periods were taken into account. Since the input function can not be obtained directly, it has been estimated from indirect observations, namely rainfall and the total stock of nitrate present in the soil at different times of the year.

Spectral density was calculated by means of the smoothed periodogram method. Prior to the calculation of the spectral density, a linear detrending is applied to the time series to eliminate any long-term trend. A spline cosine bell taper is then performed in order to minimize leakage of large peaks to adjacent frequency bins.

4.Results

The spectral density of the nitrate concentrations measured at the outlet of the three catchments shows a strong one year component in the time series (Fig.2). No other frequency is detected in the signals. A similar frequency has been found in other catchments (Webb and Walling, 1985). However the temporal evolution of the time series exhibits strong differences from one site to the other. In Kervidy nitrate concentration reaches a peak in winter and a minimum in the early autumn. The variations between the two periods are progressive, autumn being marked by an increase and spring by a decrease. In Mercube, a peak is reached in autumn after the first rainfall. Following this extreme, there is a slight decrease until summer. The evolution in Melarchez is more erratic. The main increase occurs generally early in the autumn, nitrate concentration stays at a high level during the winter and decreases in the spring. Land use, soil, geology, climate are all thought to play an important role in the time distribution of nitrate concentration.

For Kervidy, the linearised Dupuit aquifer model gave the best fit to the decreasing limb of the observed TF function with a value for the parameter of 70 days (Fig.3). The rapid component contributes 3 % to the stream discharge volume. As for Kervidy, the dynamics of the Mercube aquifer is well represented by the linearized Dupuit Model. The parameter of the Dupuit aquifer is 30 days. As well as the aquifer discharge, a rapid flow exists that feeds the river and represents 8 % of the effective rainfall. In Melarchez, a linear reservoir combined with rapid flow is the best representation of the hydrological

dynamics for the catchment. The hydraulic response time of the reservoir is found to be 7 days and the rapid component accounts for 8 % of the stream discharge. From Eq.(2.37), Melarchez aquifer presents, for the lowest frequencies, a dynamic corresponding to the Dupuit model with a parameter of 2.9 days. For Mercube and Melarchez, the theoretical TF value are higher than the observed TF. This shows that the mass balance is not respected for long periods and that more water enters the system in comparison to the water flowing through the outlet.

In terms of model performance, the results for the transport study are not as good as for the flow study (Fig.4). In Kervidy the convection-dispersion model best fits the observation. The convection term gives information about the velocity inside the catchment while the dispersion term can be considered as a representation of the velocity variability at the catchment scale. In the case of Kervidy the mean travel time is about 450 days and the dispersion parameter, defined at the dispersivity over the travel length, is 0.5. In the Mercube catchment the linear reservoir is the best model to represent the observations. The mean residence time is then about 100 days. In Melarchez the convection-dispersion model best represents the data. The mean travel time is in this case of 35 days with a dispersion parameter of 0.05.

5. Discussion and conclusion

Among the three sites, Kervidy exhibits the strongest hydrological inertia with almost all of the water flowing at the outlet essentially contributed by aquifer discharge. Direct runoff accounts for a very small fraction of the stream discharge. On the contrary, Melarchez is the most rapid catchment. The fraction of the rapid component is significant and the hydraulic response time of the aquifer is short. Mercube is intermediate case in terms of the aquifer dynamic.

It is difficult to validate these results in an absolute and quantitative way as no field measurements are available. However they seem to be consistent with observations. In Kervidy there is an aquifer more than $10m$ that developed in loamy material. In Melarchez and Mercube catchments the aquifers are thinner (less than one meter to five meters) and develop, respectively, in a sandy and loamy material. It is therefore expected that the volume of the Kervidy aquifer is large enough and its transmissivity small enough to sustain the streamflow over a larger period than the Melarchez and Mercube aquifer. Moreover the rapid hydraulic response time of the Melarchez aquifer can also be due to the density of artificial drainage . The results obtained from the nitrate transport study are consistent with those obtained for the flow study as the catchment that exhibits the largest inertia also has the longest mean residence time. The Melarchez catchment, where quick flow components occur, also exhibits a short

residence time in comparison to the two other sites. However, the parameter estimates of the transport model are thought to give only a crude approximation to reality as they are dependent on the input function. The strong discrepancies that appear between the theoretical and observed TF could be explained by an incorrect definition of the input function. It is expected that a refinement of the input distribution would improve the model identification and the parameter estimates. Refinement would require additional research. For example, the output from leaching model could be used as an input to our model. In conclusion, the results of this work are threefold. First the analysis, based on the spectral representation, is extended from previous studies and applied to three first-order catchments. Second, the major hydrologic processes are in accordance with qualitative observations for the three small agricultural catchments, although the results obtained in the transport study are only a first approximation. A better estimate of the model and parameters would imply refinement of the input function. Third, this study shows that the spectral and cross- spectral analysis are valuable tools to investigate the mean hydrologic and hydrochemical behaviour of a catchment from easily accessible field observations.

Acknowledgements

This work was supported, in part, by a grant from the french Programme National de Recherche en Hydrologie (PNRH). We are grateful to V. Andreassian and M.Ferry (Division Hydrologie, CEMAGREF, Antony) for providing the data for the Melarchez catchment. We also thank L.Jordan-Meille and J.M. Dorioz from INRA, Thonon, to make the data for the Mercube catchment available.

References

Curmi, P., Durand, P., Gascuel-Odoux, C., Mérot, P., Walter, C., and Taha, A., 1997. Hydromorphic soils, hydrology and water quality : spatial distribution and functional modelling at different scales. Nutrient Cycling in Agroecosystems, 50 : 127-142.

Duffy, C.J. and Gelhar, L.W., 1985. A frequency domain approach to water quality modeling in groundwater : theory. Water Resour. Res., 21(8) : 1175-1184.

Duffy, C.J. and Gelhar, L.W., 1986. A frequency domain analysis of groundwater quality fluctuations : interpretation of field data. Water Resour. Res., 22(7) : 1115-1128.

Duffy, C.J., Gelhar, L.W. and Wierenga, P.J., 1984. Stochastic models in agricultural watersheds. J. Hydrol., 69 : 145-162.

Ferry, M., 1989. Etude hydrogéologique du bassin d'alimentation de la source de Mélarchez, bassin de l'Orgeval, CEMAGREF, Division Hydrologie, Hydraulique Fluviale et Souterraine, Antony. Gelhar, L.W., 1974. Stochastic analysis of phreatic aquifers. Water Resour. Res., 10(3) : 539- 545.

Jordan-Meille, L., Dorioz, J.M. and Wang, D., 1998. Analysis of the export of diffuse phosphorus from a small rural watershed. Agronomie, 18 : 5-26.

Priestley, M.B., 1981. Spectral analysis and time series, 1, 890 pp.

Webb, B.W. and Walling, D.E., 1985. Nitrate behaviour in stream flow from grassland catchment in Devon, U.K. Water Res., 19 : 1005-1016.

List of figures

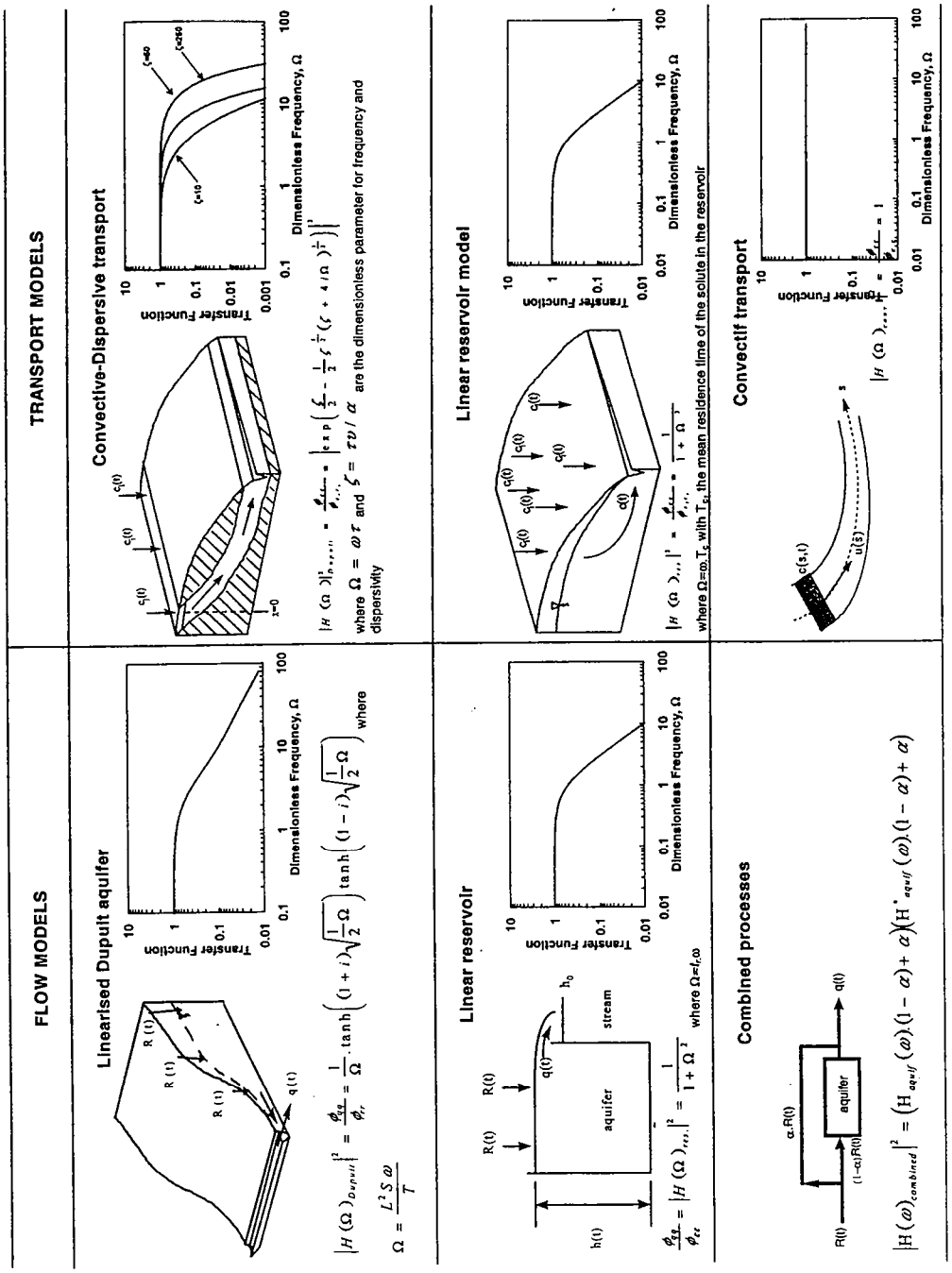


Figure 1 : Spectral signatures for flow and transport models. The x-axis is the dimensionless frequency and the y-axis represents the theoretical transfer function (after Duffy and Gelhar, 1985 ; Duffy et al., 1984 ; Gelhar, 1974).

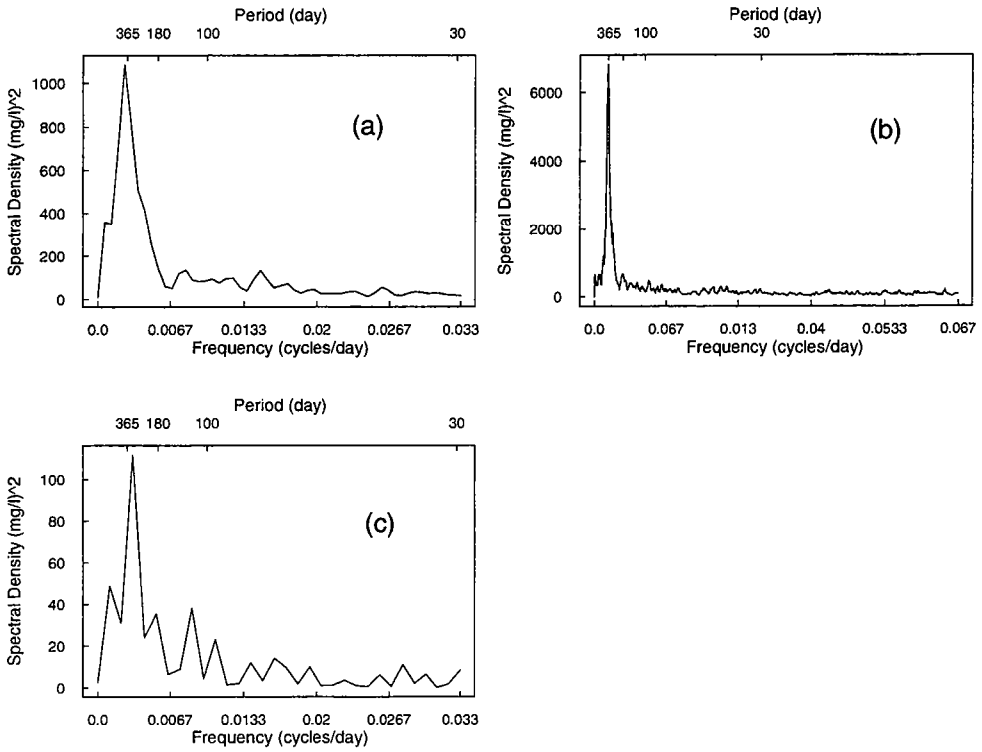


Figure 2 : Spectral density of the nitrate concentration time series for (a) Kervidy, (b) Melarchez and (c) Mercube.

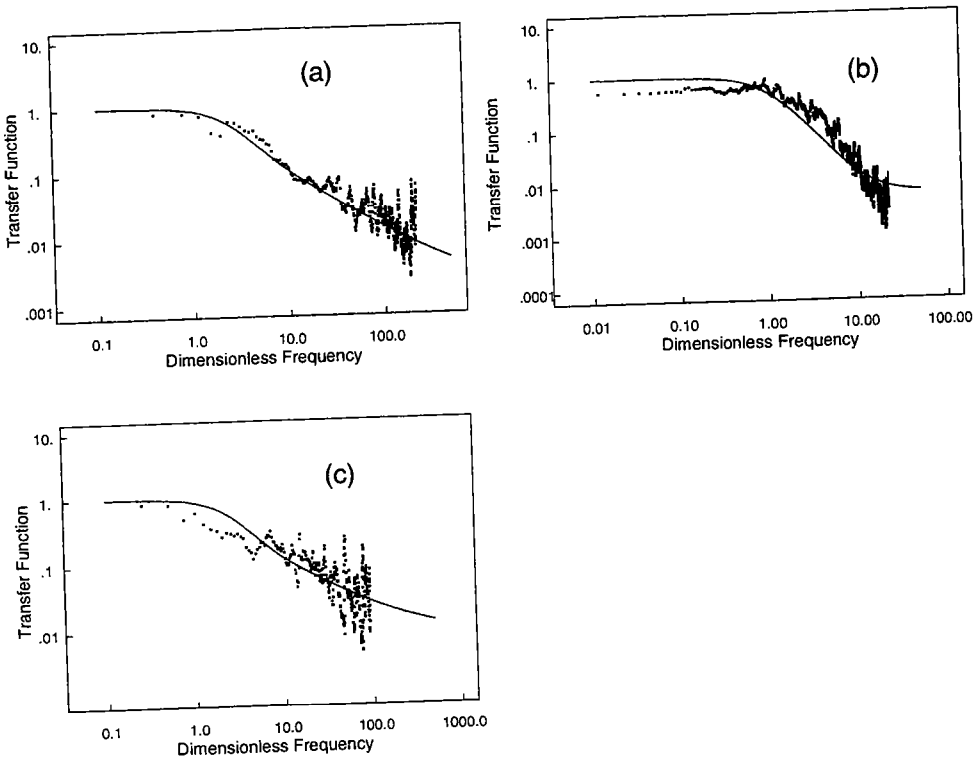


Figure 3 : Theoretical (line) and observed (points) transfer function for water flow in (a) Kervidy, (b) Melarchez and (c) Mercube.

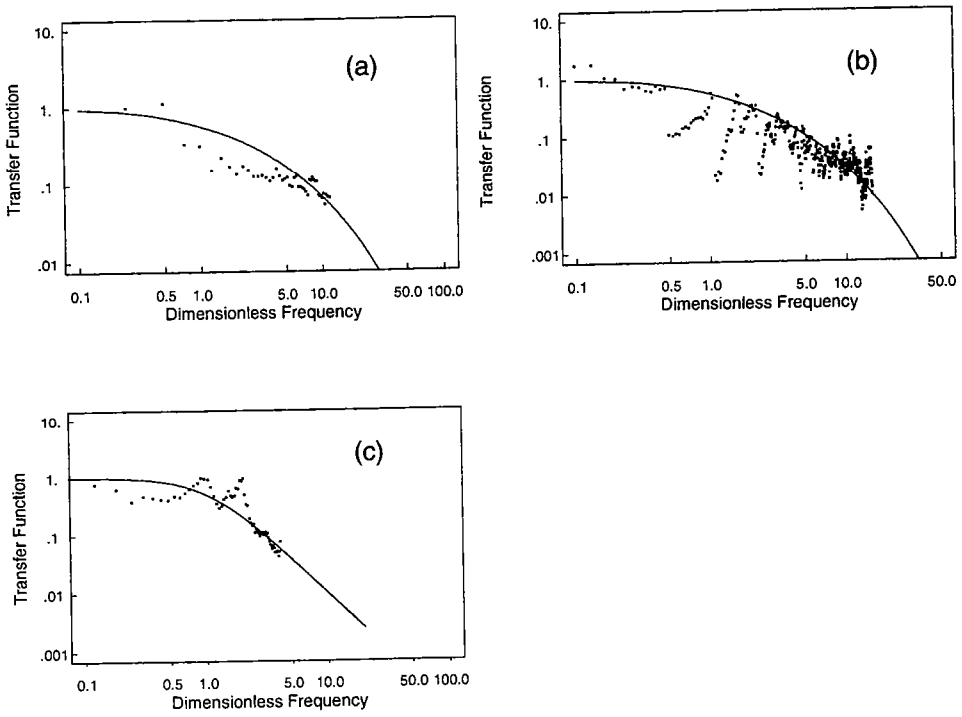


Figure 4 : Theoretical (line) and observed (points) transfer function for nitrate in (a) Kervidy, (b) Melarchez and (c) Mercube.

2.7 Conclusion du chapitre

D'un point de vue méthodologique, la mise en oeuvre d'une méthode stochastique s'appuyant sur la représentation spectrale des séries temporelles et des fonctions de transfert est une approche originale pour étudier les systèmes hydrologiques de surface et de subsurface. Nous démontrons dans ce chapitre sa pertinence à travers son application à trois bassins versants agricoles. Cette méthode fournit, sur la base d'une analyse assez simple, une interprétation quantitative des variations de débit et de concentration en nitrate dans la rivière. Elle permet notamment d'estimer le temps caractéristique des bassins versants, en termes d'eau et de nitrate (Tab. 2.4).

Sites	*Modèle d'écoulement*	*Modèle de transport*
Kervidy	**Dupuit** $\frac{L^2.S}{T} = 70$ jours α= 3%	**Convection/Dispersion** tps moy. de résidence= 450 j dispersion=0.5
Mélarchez	**Réservoir** $t_r = 7$ jours α= 8%	**Convection/Dispersion** tps moy. de résidence= 35j dispersion= 0.05
Mercube	**Dupuit** $\frac{L^2.S}{T} = 30$ jours α= 8%	**Réservoir** tps moy. de résidence= 100j

TAB. 2.4 – *Temps caractéristiques en termes d'hydrologie et de transfert de nitrate pour les bassins versants de Kervidy, Melarchez et Mercube. Le coefficient α correspond à la fraction de la pluie contribuant directement à l'écoulement en rivière via le ruissellement.*

Concernant notre site expérimental, le bassin versant de Kervidy, le débit dans la rivière est dominé principalement par l'écoulement de nappe. Le temps caractéristique de 70 jours obtenu sur ce bassin renforce l'idée que son étude ne doit pas se limiter à l'échelle de la crue mais s'étendre aux périodes hors crue. Sur le bassin versant de Kervidy, la nappe se développe dans les limons, les altérites de schiste et le schiste plus ou moins sain. Toutefois, le résultat obtenu montre qu'il est difficile de distinguer l'écoulement de subsurface saturé de l'écoulement de nappe *stricto sensu*. Le résultat de Kervidy illustre le propos de Kirkby (1988) qui remarque que l'écoulement de subsurface peut être un soutien significatif au débit de la rivière sur de longues périodes.

D'un point de vue hydrochimique, les trois bassins versants sont caractérisés par une évolution cyclique annuelle des concentrations en nitrate dans la rivière. Si la fréquence est similaire sur les trois bassins, la structure de l'évolution des concentrations varie d'un bassin à l'autre. Compte tenu de la difficulté à définir la fonction d'entrée «nitrate» dans

l'étude du transport, les résultats relatifs au temps de résidence moyen dans le bassin sont à interpréter avec beaucoup de précautions. Toutefois, on remarque que ces résultats semblent cohérents avec la caractérisation hydrologique. Les bassins de subsurface rapide (Mercube, Mélarchez) présentent un temps de résidence court en comparaison du temps de résidence du bassin versant de Kervidy, que nous pouvons classer dans les bassins de subsurface plus lents.

Ce travail montre que la nappe constitue, à Kervidy, un élément moteur du déstockage et de l'exportation du nitrate hors du bassin sur des périodes plus longues que la crue. Cependant, il ne permet pas d'appréhender le détail des mécanismes relatifs à la contribution de nappe, et notamment leur distribution spatiale. Les observations réalisées à l'exutoire (débit, concentration) représentent, en effet, un niveau d'information trop faible pour remonter à une description fine de la dynamique du bassin. Une compréhension approfondie de cette dynamique passe par une meilleure connaissance du comportement de la nappe de subsurface. Des observations hydrologiques et hydrochimiques en différents points de la nappe permettront d'apporter des éléments d'éclaircissement et, à défaut de cerner précisément son fonctionnement, d'émettre des hypothèses.

Chapitre 3

Présentation du site d'étude. Matériels et Méthodes

Chapitre 3

Présentation du site d'étude. Matériels et Méthodes

Nous avons abordé le transfert de nitrate en région agricole à travers l'étude du bassin versant de Kervidy en nous focalisant sur les circulations en subsurface en dehors des périodes de crue. Comprendre le transfert de nitrate nécessite d'appréhender la dynamique de subsurface. Ce sera l'objet du chapitre 4. Dans ce chapitre, nous présentons le site expérimental de Kervidy et les matériels et méthodes que nous avons mis en oeuvre au cours de cette étude. Nous justifions d'abord le choix du site d'étude et tentons de définir, *a priori*, son degré de représentativité. Nous ferons le bilan des connaissances hydrologiques, hydrochimiques et pédologiques. Nous présenterons ensuite les équipements mis en place dans le cadre de notre travail.

3.1 Quel site d'étude ?

3.1.1 Choix du site d'étude

Dans la perspective de l'étude du transfert de nitrate en milieu agricole, Naizin, outre les connaissances acquises depuis de nombreuses années et son statut de bassin du réseau des bassins versants européens, est, de par son contexte à agriculture intensive, un site privilégié pour les études de l'évolution de la pollution des eaux par les nitrates et de ses impacts sur les hydrosystèmes.

Il s'agit d'un des rares bassins suivis depuis plusieurs années et situé en zone agricole intensive, le seul en zone d'élevage intensif (Mérot et Cann, 1994). Le développement du nombre des élevages s'est traduit en terme de la qualité de l'eau par une forte augmentation des concentrations de nitrate dans les eaux du Coët-Dan (Fig. 3.1). Le bassin a par conséquent fait l'objet d'une attention particulière. Des études géologiques, pédologiques,

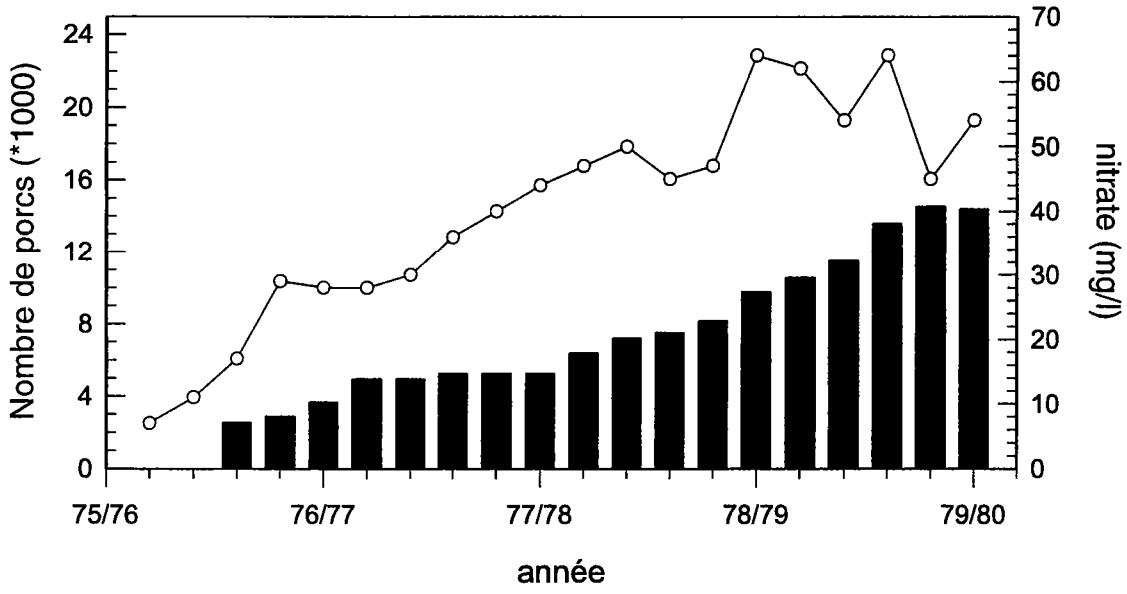


FIG. 3.1 – *Bassin versant de Coët-Dan : évolution du cheptel porcin (histogramme) et des concentrations en nitrate à l'exutoire (cercles-trait) (adapté de Cann, 1998).*

agronomiques et hydrologiques y ont été menées qui ont abouti à une description fine du bassin versant sous différents angles et qui ont permis d'appréhender les processus et les facteurs importants à l'origine du développement de la pollution agricole d'origine diffuse, et particulièrement celle liée à l'azote.

Notre travail a porté uniquement sur le sous-bassin de Kervidy. En effet, la présence du village de Naizin et d'une station de lagunage, ainsi que la construction d'un étang de loisirs, sur la partie aval du bassin versant de Naizin ont conduit à ce choix. D'une surface de 4.9 km^2, ce bassin correspond à la partie la plus amont du Coët-Dan (Fig. 3.2).

3.1.2 Représentativité du site d'étude

Compte tenue de la grande variabilité des caractéristiques agronomiques, végétales, pédologiques et lithologiques que peuvent présenter les bassins versants, même de petite taille, le site d'observation de Kervidy ne représente que lui même. Par conséquent, ce travail n'a pas l'ambition de déterminer des lois applicables à d'autres bassins. Nous cherchons davantage à mettre en évidence les processus clé dans le transfert d'eau et de nitrate transposables à d'autres sites.

Comme la définit de Marsily (1990), la transposabilité «doit consister à pouvoir connaître (modéliser et prévoir) le fonctionnement d'un autre bassin versant, éventuellement d'échelle différente, à partir de la connaissance d'un nombre bien plus réduit de données». Connaître le fonctionnement d'un bassin versant c'est définir les mécanismes clefs impliqués dans le transfert, et réduire le nombre de données nécessite de déterminer les paramètres essentiels à prendre en compte. En ce sens, l'approche mécaniste évoquée au chapitre un n'a pas vocation, par définition, à la transposabilité puisqu'elle tente d'atteindre une description exhaustive d'un bassin versant. La transposabilité spatiale n'est pas infinie, elle est limitée à un espace fermé. Les bornes spatiales de cette transposabilité sont en fait conditionnées par les mécanismes en jeu et les paramètres qui les contrôlent. *A priori*, à la suite de la revue bibliographique du premier chapitre et avec un peu d'audace, on peut espérer étendre la validité de nos résultats aux bassins similaires d'un point de vue morphologique, pédologique, lithologique et climatique. Ces propriétés définissent un espace assez large : le Massif Armoricain et les bassins versants sur socle de l'Europe de l'ouest.

3.2 Présentation du bassin versant de Naizin

3.2.1 Situation géographique et contexte climatique

Le Coët-Dan est une petite rivière du Morbihan qui prend sa source en amont du village de Naizin et se jette dans l'Evel à 2 km en aval de ce village. L'Evel est un affluent du Blavet. Le village de Naizin est situé à environ 100 km à l'ouest de Rennes et à 20 km au sud est de Pontivy. Au lieu dit Stimöes, le Coët-Dan draine une surface de 12 km^2. Le ruisseau s'écoule du nord au sud sur environ 7 km (Fig. 3.2), d'une altitude de 136 m jusqu'à 65 m, à la station limnigraphique (Mérot et Cann, 1994). La partie haute au nord est constituée de plateaux avec des champs ouverts alors que la partie sud correspond à un basculement des pentes, fréquemment supérieures à 5 %, avec un bocage un peu moins épars.

Le climat du centre de la Bretagne est, à l'image de l'ensemble de la région, marqué par un régime de pluie homogène au cours d'une année, aux intensités de pluie rarement importantes et à un volume total moyen en comparaison des autres régions françaises. Dans la région de Naizin, la pluviosité inter-annuelle mesurée sur 30 ans (1968 – 1997) est de 909 mm (Station de Moréac à environ 10 km de Naizin). Les cumuls annuels minimum et maximum ont été respectivement de 707 mm en 1989 et de 1285 mm en 1994 (Météo-France, 1998). Les pluies supérieures à 20 mm par jour sont exceptionnelles, dans 80 % des cas les intensités moyennes horaires sont inférieures à 4 $mm.h^{-1}$ (Mérot et Cann, 1994).

L'observation du bassin versant de Naizin, ou bassin versant du Coët-Dan, a débuté en 1971 avec l'installation à Stimöes d'une station limnigraphique. Depuis cette date, ce site a fait l'objet d'études et d'observations complémentaires effectuées par le CEMAGREF puis à partir de 1992 par l'INRA. L'INRA est en charge de la station limnigraphique à l'exutoire de Kervidy et de la station météorologique au lieu dit Le Toullo.

3.2.2 Sol et sous sol du bassin versant de Naizin

Dans la région de Naizin, le substratum est constitué de schistes gris foncé à gris verdâtre appelés schistes briovérien. Au-dessus de la roche saine se développent les altérites de schistes dont l'épaisseur varie selon leur position dans le paysage (Pellerin et Van Vliet Lanoé, 1998). Dans le bas-fond, les altérites de fond de vallée constituent le substrat des sols hydromorphes (Fig. 3.3). A Kervidy, leur épaisseur atteint 10 m. Les plateaux constituent des vestiges de la surface paléogène. Toutefois, à ces endroits, les forages ont montré que la partie supérieure des altérations est toujours tronquée et remaniée par des formations périglaciaires recouvertes de limons. Il est difficile d'évaluer l'épaisseur de la zone d'altérite sur l'ensemble du bassin versant. Dans les régions à socle ancien, comme

la Bretagne, la profondeur de la zone altérée est de l'ordre de dix à quelques dizaines de mètres et sa base est régionalement parallèle à la surface topographique. Sa forme est influencée par des variations lithologiques ou structurales. Des fractures jouent un rôle de drain, pouvant entraîner un approfondissement de la base des altérites (Wyns, 1991). Dans les vallées, le degré d'altération diminue de l'amont (Kervidy) vers l'aval (Stimoës) du cours du Coët-Dan (Pauwels *et al.*, 1996).

La couche superficielle du bassin est constituée de limons développés sur les formations de schiste et de limons d'origine éolienne (Walter et Curmi, 1998). Ces sols sont acides avec un pH moyen de 6.3 et présentent un taux de matière organique dans les horizons de surface de 2.5 à 5%. L'épaisseur de la couche limoneuse est comprise entre 50 cm et 150 cm selon les endroits. Les sols s'organisent dans l'espace selon deux grands systèmes. Un système amont-aval formé de sols bien drainés et de sols mal drainés où interviennent des processus de lessivage, d'hydromorphie et de dégradation. Et un second système constitué de sols colluvio-alluviaux hydromorphes présents aux abords des ruisseaux.

Certaines parcelles du bassin versant de Kervidy sont drainées artificiellement. Les réseaux de drainage n'ont pas donné lieu à un plan de drainage par la Direction Départementale de l'Agriculture et de la Forêt (Carluer, 1998). Pour cette raison, il est difficile de connaître les caractéristiques des équipements de drainage (type de drainage, localisation, ancienneté). Sur le terrain, nous avons d'ailleurs pu observer que des réseaux de drainage apparaissent peu efficaces.

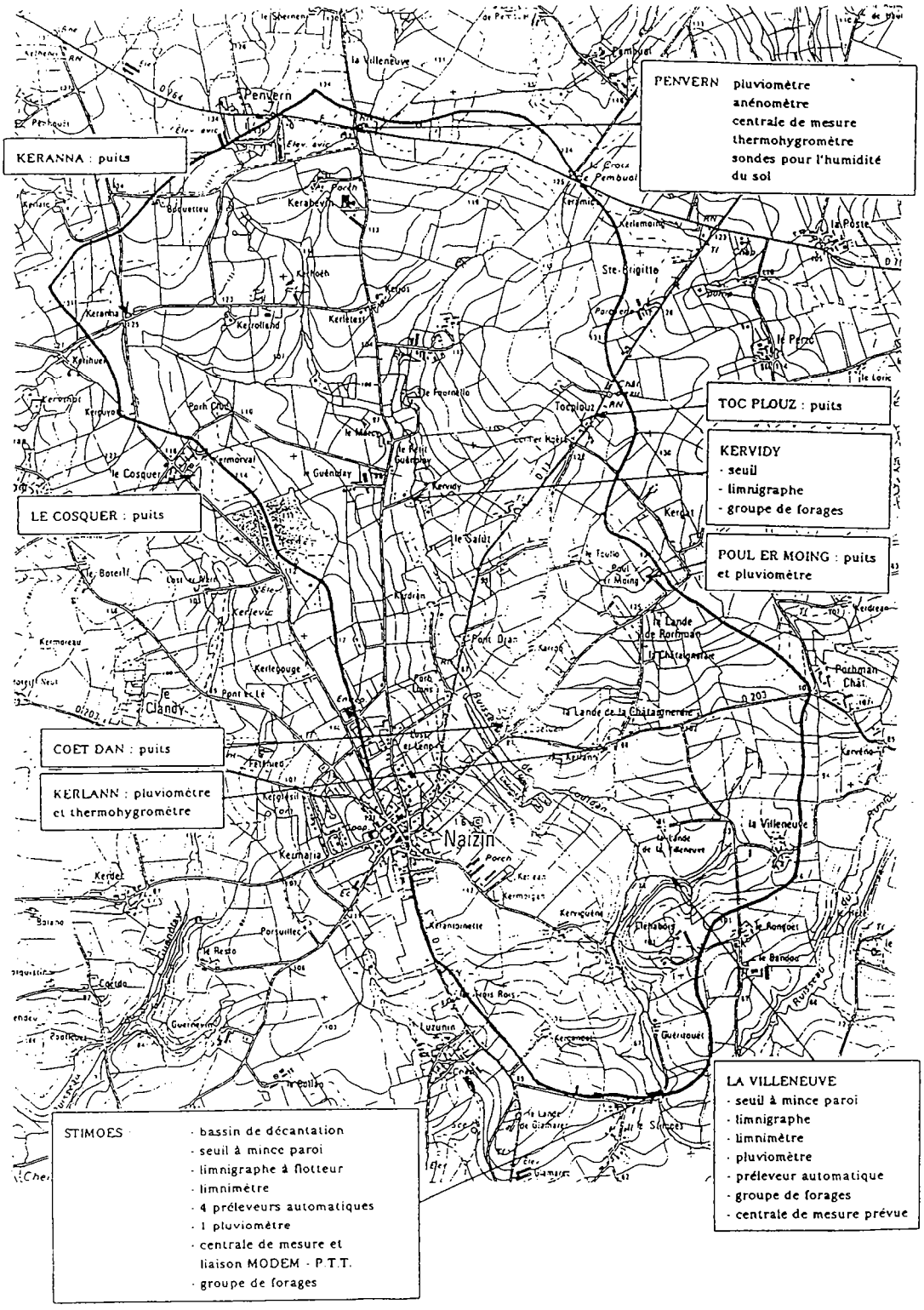


FIG. 3.2 – *Bassin versant du Coet-Dan*

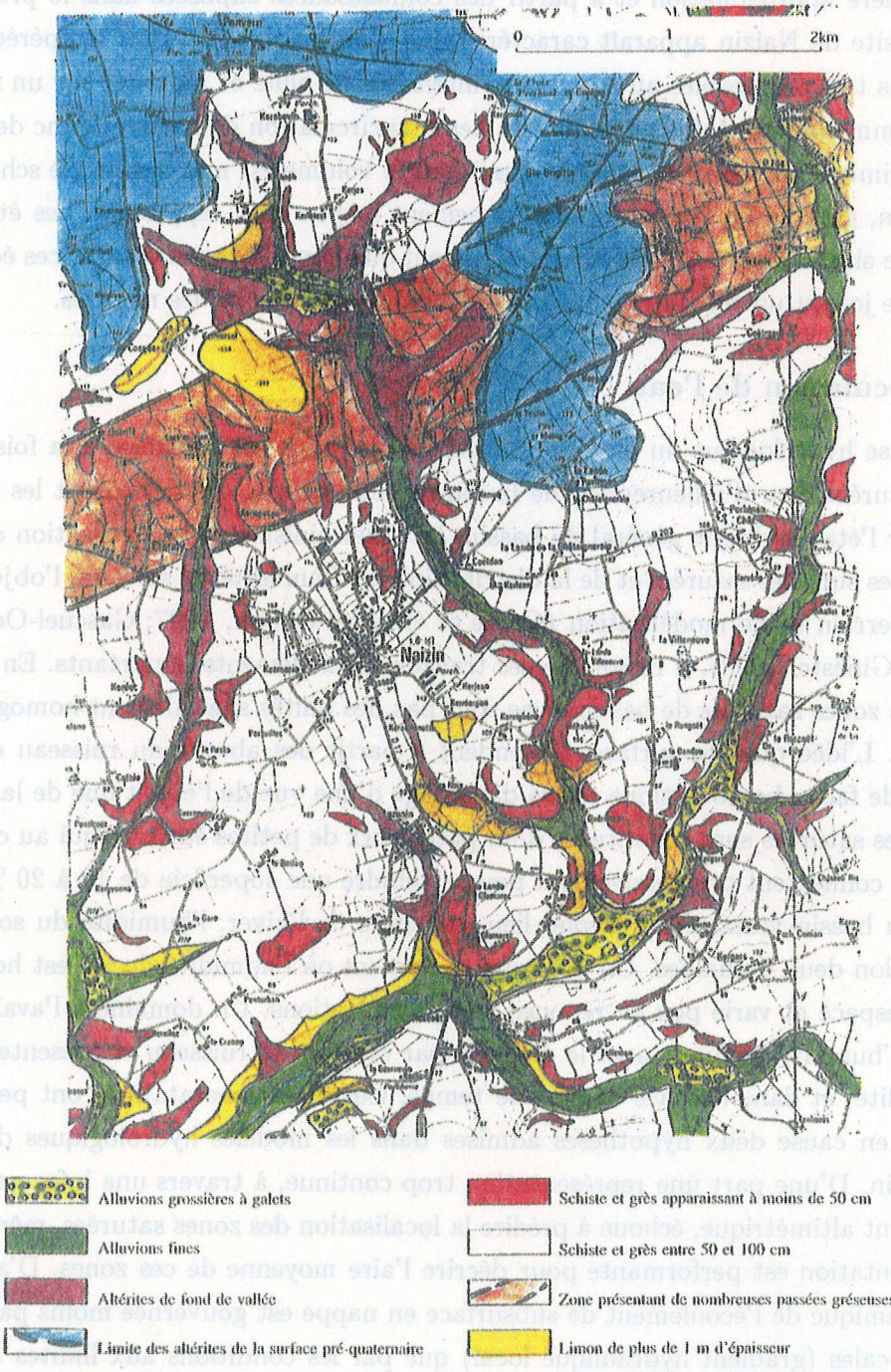


FIG. 3.3 – *Cartes des formations superficielles de la région de Naizin (d'après Pellerin et Van Vliet Lanoë, 1998).*

3.3 Naizin, ses eaux, son nitrate. État des connaissances

En première approximation et à partir des connaissances exposées dans le premier chapitre, le site de Naizin apparaît caractéristique d'un bassin en région tempérée humide aux sols très perméables au regard des intensités de pluie et reposant sur un socle considéré comme imperméable. *A priori*, les lieux de circulation de l'eau, et donc des nitrates, sont limités aux couches superficielles, dont le volume est mal connu. Ce schéma, par définition, gomme les écarts au fonctionnement moyen qu'il représente. Les études menées sur le site d'observation de Naizin montrent que loin d'être des détails, ces écarts à la moyenne jouent un rôle important sur les chemins de l'eau et des nitrates.

3.3.1 Circulation de l'eau

La réponse hydrologique du bassin de Naizin à une pluie est contrôlée à la fois par les zones saturées, lieu d'affleurement de la nappe superficielle, qui ceinturent les ruisseaux, et par l'état hydrique général du bassin. Le déterminisme de la localisation et de l'extension des surfaces saturées et de la distribution de l'humidité du sol a été l'objet de travaux de terrain et de modélisation (Crave et Gascuel-Odoux, 1997; Gascuel-Odoux *et al.*, 1998; Gineste, 1998). Il ressort de ces travaux deux éléments importants. En premier lieu, les zones saturées de bas-fond ne sont pas des unités spatialement homogènes et continues. L'idée que ces surfaces s'étendent à partir des abords du ruisseau et se contractent de façon homothétique relève davantage d'une vue de l'esprit que de la réalité. Les zones saturées sont constituées d'un patchwork de petites surfaces qui au cours des pluies se connectent progressivement pour atteindre une superficie de 10 à 20 % de la surface du bassin versant. En second lieu, au cours de l'hiver, l'humidité du sol est distribuée selon deux domaines. Un domaine de versant où l'humidité du sol est homogène dans l'espace et varie peu en réponse aux précipitations. Un domaine à l'aval des versants où l'humidité diminue avec le dénivelé par rapport au ruisseau et présente une forte variabilité, et dans l'espace et dans le temps. Ces deux constatations ont permis de remettre en cause deux hypothèses admises dans les modèles hydrologiques de ce type de bassin. D'une part une représentation trop continue, à travers une information essentiellement altimétrique, échoue à prédire la localisation des zones saturées, même si cette représentation est performante pour décrire l'aire moyenne de ces zones. D'autre part, la dynamique de l'écoulement de subsurface en nappe est gouvernée moins par les conditions locales (gradient hydraulique local) que par les conditions aux limites aval, *i.e.*, la position du ruisseau par rapport au point considéré.

La variabilité spatiale de l'humidité du sol traduit une forte hétérogénéité du milieu des échelles du pore jusqu'au système pédologique. Des relations entre le milieu caractérisé à ces différentes échelles et la dynamique de l'eau ont été établies (Curmi *et al.*, 1998;

Zida, 1998; Widiatmaka, 1994). A l'échelle de l'horizon, la prise en compte de la conductivité hydraulique, de la morphologie de la macroporosité et des propriétés de rétention en eau permet de distinguer respectivement deux, trois et trois groupes parmi l'ensemble des horizons de la couverture pédologique. De cette différenciation hydrodynamique et du modèle d'organisation spatial décrit par Walter et Curmi (1998), deux domaines aux fonctionnements hydrodynamiques spécifiques sont mis en évidence (Curmi *et al.*, 1998). En amont, les sols sont bien drainés, très perméables et les transferts sont principalement verticaux. En aval, les sols sont peu drainants et sont, pendant les pluies, le domaine de formation de nappes perchées non connectées à la nappe plus profonde. La pertinence de ce découpage a été démontré par le suivi, à l'échelle du profil de sol, de l'évolution des pressions capillaires et hydrauliques de l'eau au cours de plusieurs épisodes de pluie (Zida, 1998). A l'amont, le sol demeure généralement non saturé sur tout le profil et les potentiels capillaires indiquent un drainage essentiellement vertical. Certes au cours des averses, la base de l'horizon de labour peu perméable favorise le développement d'une nappe perchée. Mais compte tenu de la variabilité de la conductivité de cet horizon, les écoulements latéraux induits par la saturation se feront sur de courtes distances (Zida, 1998). A l'aval, une nappe perchée peut également se former et persister plusieurs heures (parfois plus de 24 h) dans l'horizon de surface (0-30 cm) au-dessus d'un horizon très compact et peu perméable. La contribution de cette nappe à l'hydrogramme de crue a été mise en évidence par des simulations basées sur un modèle mécaniste (HM-Model) (Taha et Grésillon, 1994).

Outre la contribution d'une nappe perchée localisée dans les bas-fonds, la crue est constituée d'eaux aux origines spatiales variées. Durand et Juan-Torres (1996) et Mérot *et al.* (1995a) ont étudié l'origine spatiale des contributions à l'écoulement de crue à partir de l'approche EMMA. Quatre composantes ont été définies : la nappe peu profonde, l'eau de ruissellement, la nappe perchée de la zone humide évoquée précédemment et l'eau des sols dans les versants. La contribution de ces composantes varie selon les caractéristiques de la crue étudiée (volume d'eau, débit de pointe, hauteur des précipitations etc). Pour la majorité des épisodes observés, la contribution du ruissellement est assez stable (10-15 %), l'apport de la nappe perchée varie de 10 % (période sèche) à 30-35 % (période humide). Les parts moyennes de la nappe profonde et de l'écoulement de versant sont presque identiques et d'environ 30 %. De l'ensemble de ces observations, un modèle de genèse de crue a été établi (Fig. 3.4).

3.3.2 Géochimie des eaux

Le nitrate n'est pas un élément conservatif. Dans le chapitre 1, nous avons vu que le nitrate peut être absorbé par les plantes ou, sous certaines conditions rédox, réduit et passé en phase gazeuse. De par les enjeux environnementaux et les bénéfices à tirer de

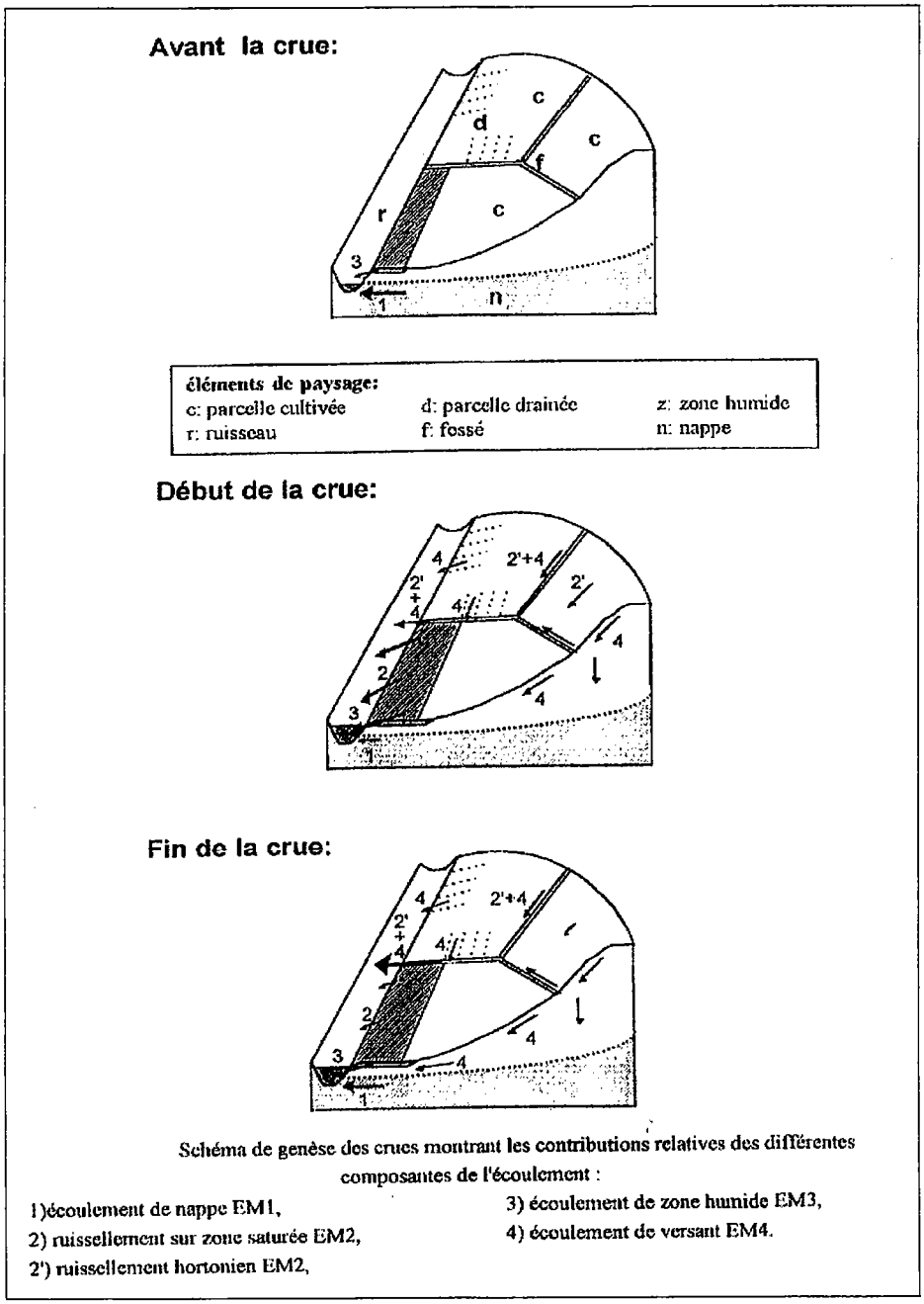


FIG. 3.4 – *Genèse des crues sur le bassin versant de Kervidy (d'après Durand et Mérot (1998) et Durand et al. (1998).*

ce processus d'épuration naturelle, la dénitrification a été l'objet d'un intérêt particulier sur le bassin de Naizin, tant dans les couches superficielles (Durand *et al.*, 1998; Trolard *et al.*, 1998) que dans l'aquifère profond (Pauwels, 1998).

Dans les paysages, les zones de bas-fonds, ou zones ripariennes, sont souvent considérées comme des puits à nitrate (*cf* zone-riparienne). De ce fait, les conditions rédox propices à la dénitrification (Trolard *et al.*, 1998) et les flux qu'elle implique (Durand *et al.*, 1998) ont été étudiés sur deux zones ripariennes du bassin versant de Kervidy. Rappelons que dans les zones ripariennes, la dénitrification est généralement hétérotrophe. Ainsi, la réduction des nitrates est associée à une oxydation de la matière organique du sol. L'activité bactérienne de dénitrification des sols de cette zone a été évaluée à partir de l'estimation des vitesses de dénitrifications effective (VED) et potentielle (VPD) mesurées en laboratoire sur des échantillons de sol. La VED correspond à la vitesse mesurée sur des échantillons tels quels et la VPD est estimée à partir des mêmes échantillons saturés en eau et en nitrate. Selon les échantillons, les vitesses potentielles varient de 10 à 60 $kgN.ha^{-1}.j^{-1}$ et les vitesses réelles de 0.1 à 1 $kgN.ha^{-1}.j^{-1}$. La VED est donc de 50 à 100 fois plus faible que la VPD. Dans les sols hydromorphes, le facteur limitant principal à l'origine de ce rapport est la quantité de nitrate. On peut remarquer que les flux en jeu dans la dénitrification réelle sont du même ordre de grandeur que les flux de lessivage (*cf* Tableau 1.2).

La présence d'un hydroxyde de fer dont le potentiel rédox critique par rapport au fer Fe^{2+} est très proche de celui du couple NO_2^-/NO_3^- a été mis en évidence dans les sols hydromorphes du bassin de Naizin (Abdelmoula *et al.*, 1998). En présence de cet hydroxyde, la mise en place de conditions d'anaérobie ne se traduirait pas *de facto* par la réduction du nitrate mais par une compétition vis à vis de la réaction de réduction entre le couple NO_2^-/NO_3^- et $Fe_3(0H)_8/Fe^{2+}$. Cependant, dans les couches supérieures du sol riche en matière organique cet hydroxyde est peu présent. Dans ces horizons, l'absence d'oxygène provoque la réduction du nitrate.

Parallèlement à ces travaux, des observations de la chimie des eaux d'altérites et de schiste sain ont été réalisées à partir de forages profonds (Pauwels *et al.*, 1996). Il apparaît que dans la couche d'altération l'eau est très riche en nitrate. Les concentrations de nitrate peuvent atteindre 200 $mg.l^{-1}$. Dans le schiste sain, l'eau est beaucoup plus pauvre voire dépourvue de nitrate. L'évolution des concentrations avec la profondeur n'est pas expliquée par une simple relation de mélange entre une eau enrichie par l'activité agricole et une eau pauvre ancienne non contaminée. Il existe un déficit de nitrates par rapport à un simple mélange (Pauwels, 1998). La diminution des concentrations en nitrate avec la profondeur s'accompagne d'une disparition de l'oxygène dissous, d'une décroissance du potentiel rédox et d'un accroissement des teneurs en fer et en manganèse. Les teneurs

en dioxyde de carbone, CO_2, augmentent avec la profondeur. La croissance du pH avec la profondeur et la teneur en calcium de l'eau permettent d'exclure la dissolution des minéraux carbonatés comme source de CO_2. Les fluides profonds moins minéralisés, voire dépourvues en nitrates, sont par contre plus riches en sulfates. A ces observations chimiques s'ajoutent des observations isotopiques. Les teneurs en tritium ne sont pas distribuées de façon structurée et stratifiée. Dans le schiste sain, l'eau peut présenter des teneurs en tritium plus élevées que les teneurs des couches supérieures. Les fluides profonds et pauvres en nitrate ont une composante suffisamment récente pour avoir été contaminés par l'activité agricole (Pauwels, 1998).

De l'ensemble de ces éléments, Pauwels propose la dénitrification comme le processus expliquant la diminution de nitrate dans l'aquifère profond : dénitrification autotrophe par oxydation de la pyrite et dénitrification hétérotrophe par oxydation de la matière organique. La présence de jarrosite, un minéral sulfaté, montre que les sulfates libérés par la dénitrification autotrophe peuvent précipiter. Dans l'aquifère supérieur, l'oxygène dissous empêche la mise en place de la dénitrification. La limite entre domaine dénitrifiant et domaine riche en oxygène est *grosso modo* la même que l'interface géologique entre l'horizon altéré et le domaine de schiste sain.

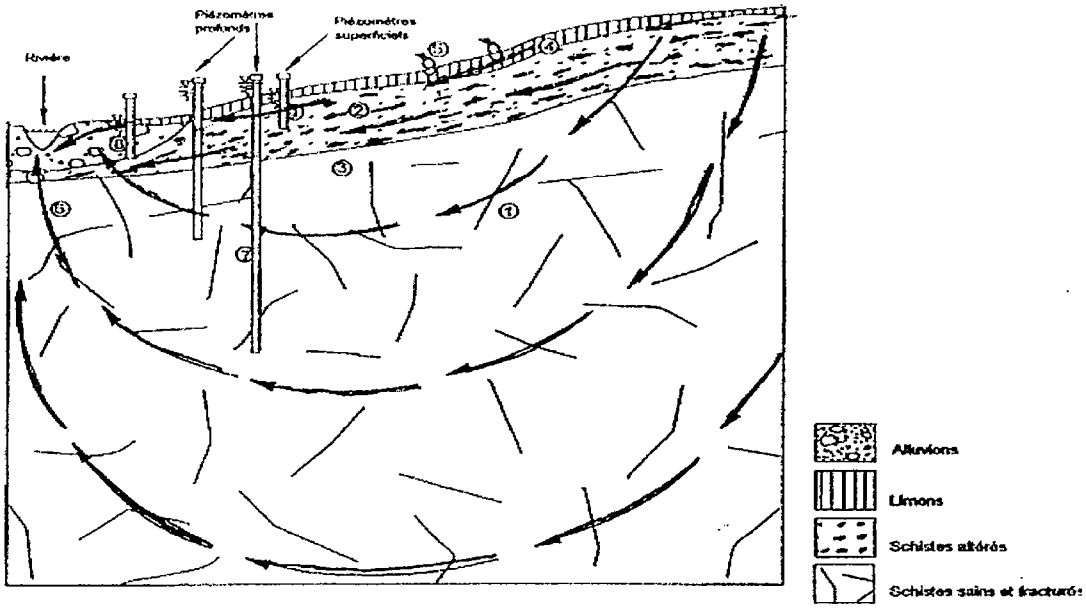


FIG. 3.5 – *Synthèse du fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère à Stimoës (d'après Pauwels et al., 1996).*

En complétant ces conclusions par des observations piézométriques, Pauwels *et al.* (1996) établissent un schéma de fonctionnement global du bassin versant (Fig. 3.5). Deux do-

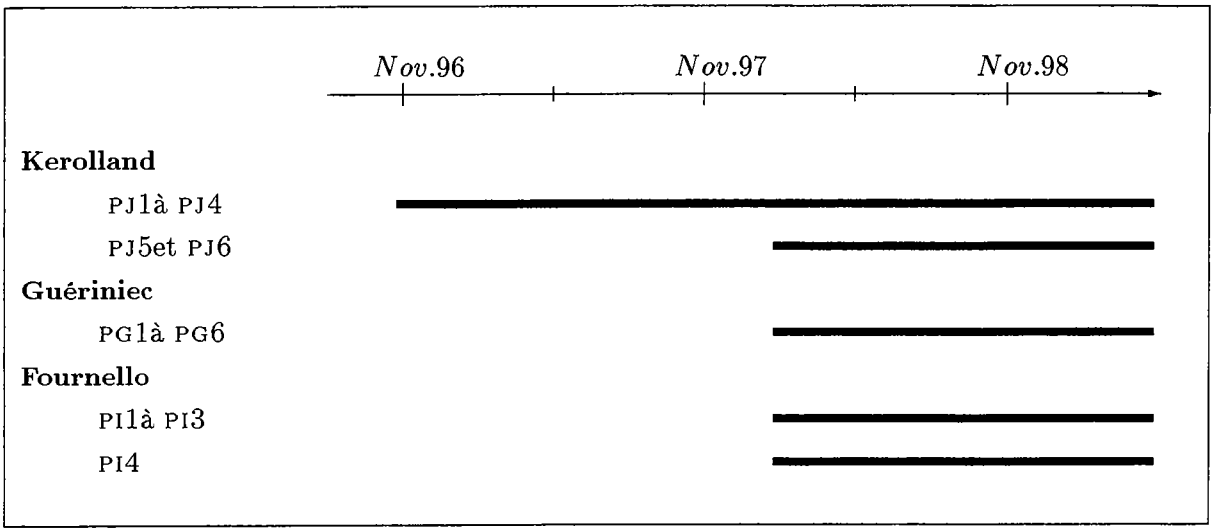
maines sont distingués. Une couche superficielle dans l'altérite de schiste et dans les limons est le lieu d'écoulements globalement parallèles à la topographie. Une couche profonde dans le schiste sain est propice à de la dénitrification autotrophe et hétérotrophe. En reprenant la terminologie de la section 3.2.2, on peut parler respectivement d'écoulement de subsurface saturé (*saturated subsurface flow*) et d'écoulement en nappe (*groundwater flow*).

3.3.3 Conclusion

En conclusion, deux schémas de circulation de l'eau et des nitrates ont été proposés sur le bassin versant de Naizin selon deux points de vue différents. Loin de se contredire, ces deux conceptions se complètent qui, pour l'une, envisage le bassin versant à l'échelle de la crue et qui, pour l'autre, s'attache à comprendre l'origine et la nature chimique de l'écoulement en nappe à l'échelle inter-mensuelle. La composante «eau de nappe» du modèle de genèse de crue de Durand et Mérot intègre l'ensemble des écoulements avant le déclenchement des pluies, écoulement de base proprement dit comme écoulement de subsurface retardé. Pour la majorité des crues étudiées, cette composante est dominante en début de crue, secondaire lors du pic de crue et à nouveau prépondérante, voire exclusive, en fin de crue. Ici, le temps écoulé entre le début et la fin de la crue est d'environ de 20 à 30 h. Pauwels complète ce schéma de genèse de crue dans le sens où elle tente d'expliquer l'origine de la composante «eau de nappe» de Durand et Mérot. De plus, le modèle de genèse est en accord avec la nature et l'hydrodynamique des systèmes pédologiques identifiés au sein du bassin versant.

Cependant, nous restons confrontés à plusieurs interrogations. Ainsi, dans le schéma de Pauwels, la délimitation des zones d'infiltration vers le schiste sain et des zones de remontées vers les eaux plus superficielles n'a pas été proposée et la contribution respective des deux domaines à la rivière n'est pas connue. L'approche compartimentale adoptée pour établir ces schémas, si elle a permis de définir l'origine spatiale de l'eau, n'apporte aucune information sur les modes d'acquisition et d'évolution de la composition chimique des compartiments et sur la manière dont ces compartiments contribuent à l'écoulement de la rivière. En d'autres termes, nous ne connaissons pas la géométrie des chemins de l'eau et les vitesses réelles de l'eau dans le bassin.

En considération des éléments de connaissance décrits ci-dessus, la nappe de subsurface, *i.e.*, encore appelée nappe d'altérite, qui se développe dans les altérites et dans la couverture pédologique, semble être, en dehors des périodes de crue, un des éléments clé dans le cheminement du nitrate dans le bassin versant. Notre travail expérimental de terrain s'est focalisé sur cette nappe, guidé par la conviction qu'une meilleure connaissance de sa dynamique hydrodynamique et hydrochimique est essentielle pour comprendre les flux de nitrate dans la rivière.



TAB. 3.1 – *Chronologie des installations et des équipements des sites piézométriques sur le bassin versant de Kervidy.*

3.4 Matériels et méthodes

Le bassin versant de Kervidy donne lieu à un suivi hydrologique «de routine» par les mesures des hauteurs d'eau instantanées à l'exutoire. La relation hauteur-débit, valable pour des hauteurs n'excédant pas 924 *mm*, a été établie par N.Carluer (1998). Au delà de ce seuil, la présence d'un pont rend aléatoire l'estimation du débit. Diverses variables climatologiques sont mesurées et enregistrées par une station météorologique. Dans le cadre de notre étude, ce protocole de base a été complété par l'installation et l'observation d'un réseau de piézomètres (Fig. 3.6).

3.4.1 Instrumentation du site

Nous voulions disposer d'éléments sur l'hydrochimie et les charges hydrauliques le long d'un versant, de la rivière jusqu'à la crête. Par conséquent, trois versants ont été retenus en fonction de trois paramètres : la nature du sol, la morphologie des versants et la localisation par rapport à la topographie générale du bassin versant. A ces trois paramètres s'est ajouté un quatrième non contrôlable, la bonne volonté des exploitants agricoles du bassin de Kervidy. Il a fallu limiter notre choix aux parcelles pour lesquelles les propriétaires ont donné leur accord pour la mise en place d'un équipement. Ainsi, trois transects ont été équipés de piézomètres aux lieux dits Kerolland, Gueriniec et Fournello (Fig. 3.7). La chronologie de l'installation des équipements est résumée par la figure 3.1. Le tableau 3.2 synthétise les principales caractéristiques des piézomètres.

Le transect de Kerolland, situé au centre du bassin, a une forme convexo-concave.

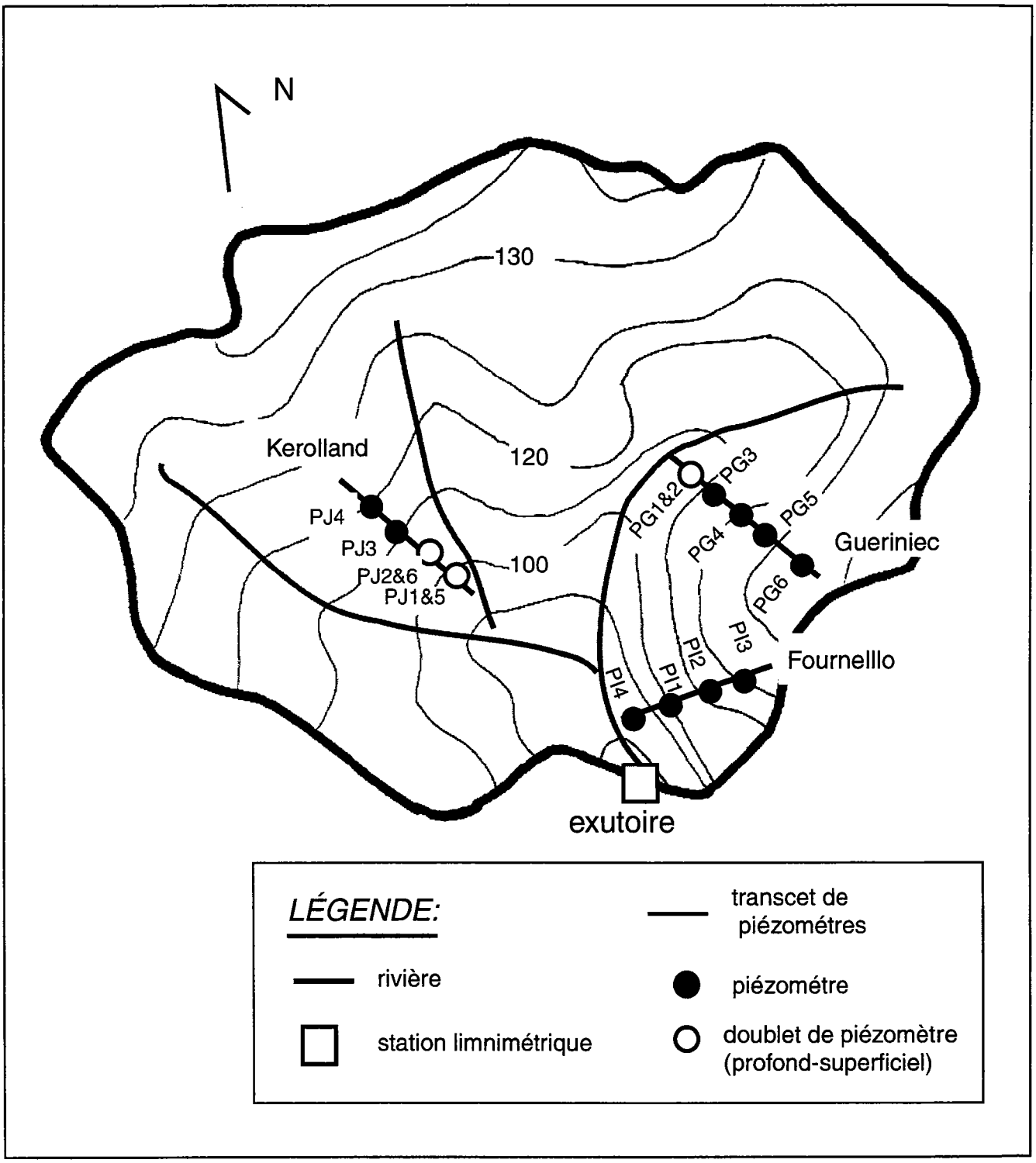


FIG. 3.6 – *Bassin versant de Kervidy : localisation des équipements.*

Site	*n° du piezo.*	profondeur	*crpinage*
Kerolland	PJ1	3,0 *m*	1,5 *m*
	PJ2	3,0 *m*	1,5 *m*
	PJ3	4,0 *m*	2,0 *m*
	PJ4	4,0 *m*	2,0 *m*
	PJ5	6,0 *m*	3,0 *m*
	PJ6	6,0 *m*	3,0 *m*
Guériniec	PG1	8,0 *m*	4,0 *m*
	PG2	4,0 *m*	2,0 *m*
	PG3	4,0 *m*	2,0 *m*
	PG4	8,0 *m*	4,0 *m*
	PG5	10,0 *m*	4,0 *m*
	PG6	6,0 *m*	4,0 *m*
Fournello	PI1	1,5 *m*	0,5 *m*
	PI2	5,0 *m*	2,0 *m*
	PI3	5,0 *m*	2,0 *m*
	PI4	10,0 *m*	6,0 *m*

TAB. 3.2 – *Caractéristiques (profondeur et hauteur du crépinage) des piézomètres installés sur le bassin versant de Kervidy.*

Quatre piézomètres ont été installés à des profondeurs de 3 à 4 m et sur une distance de 240 m au début de l'année hydrologique 96/97. Chronologiquement, Kerolland est le premier site d'observation. Le domaine d'investigation est restreint par rapport à la longueur totale du versant, supérieure à 1000 m. Cette limitation reflète le regard que nous portions sur le problème au début de l'étude. Nous divisions le bassin en deux unités homogènes, une unité aux sols bien drainés et une unité aux sols hydromorphes. Nous avons appliqué cette conception relativement superficielle au sens propre du terme à la nappe et avons placé un piézomètre dans la première unité (PJ4), un autre dans la seconde unité (PJ2), un troisième à l'interface des deux unités (PJ3) et un dernier dans le domaine colluvio-alluvial (PJ1). Suite à la première année d'observation, nous avons doublé les sites PJ1 et PJ2 par des piézomètres plus profonds pour élargir le domaine d'investigation dans le sens vertical. Nous n'avons pas pu étendre la zone latérale d'investigation à cause de problèmes matériels. La mise en place des équipements sur les versants de Guériniec et du Fournello s'est justifiée par la nécessité de comprendre le degré de généralité des observations effectuées à Kerolland. Corrigeant notre vision un peu étroite du problème, les versants ont été équipés sur une grande partie de leur longueur. Le versant transect de Guériniec se situe en amont du bassin versant. Les piézomètres ont été implantés de la rivière jusqu'à la zone de plateau en sommet de

versant en novembre 1997. Le versant présente une pente sensiblement constante de la rivière à la zone de plateau. Le transect de Fournello est implanté à proximité de l'exutoire du bassin versant. Quatre piézomètres ont été implantés au début de l'année hydrologique 97/98 sur une distance d'environ 280 m. La morphologie du versant est marquée par une concavité très accentuée en amont d'un talus de ceinture de bas fond.

Les piézomètres sont constitués de tubes PVC de diamètres extérieurs de 110 mm ou de 140 mm selon le piézomètre. Ces tubes sont placés dans un forage de 200 mm de diamètre creusé selon la technique du marteau fond de trou (Kerolland et Fournello) ou par forage classique (Guériniec). L'espace annulaire entre le tube PVC et le forage est rempli par des graviers de quartz sur la hauteur crépinée du tube. La présence de gravier évite le colmatage du crépinage par les particules fines et assure un lien parfait entre la nappe et le tube. Au-dessus des graviers sont coulées des billes de bentonite. Cette argile fortement gonflante permet d'éviter des infiltrations artificielles le long du tube de l'eau de la surface à la nappe. Nous avons également placé un «parapluie» en caoutchouc qui isole les graviers de quartz de la bentonite.

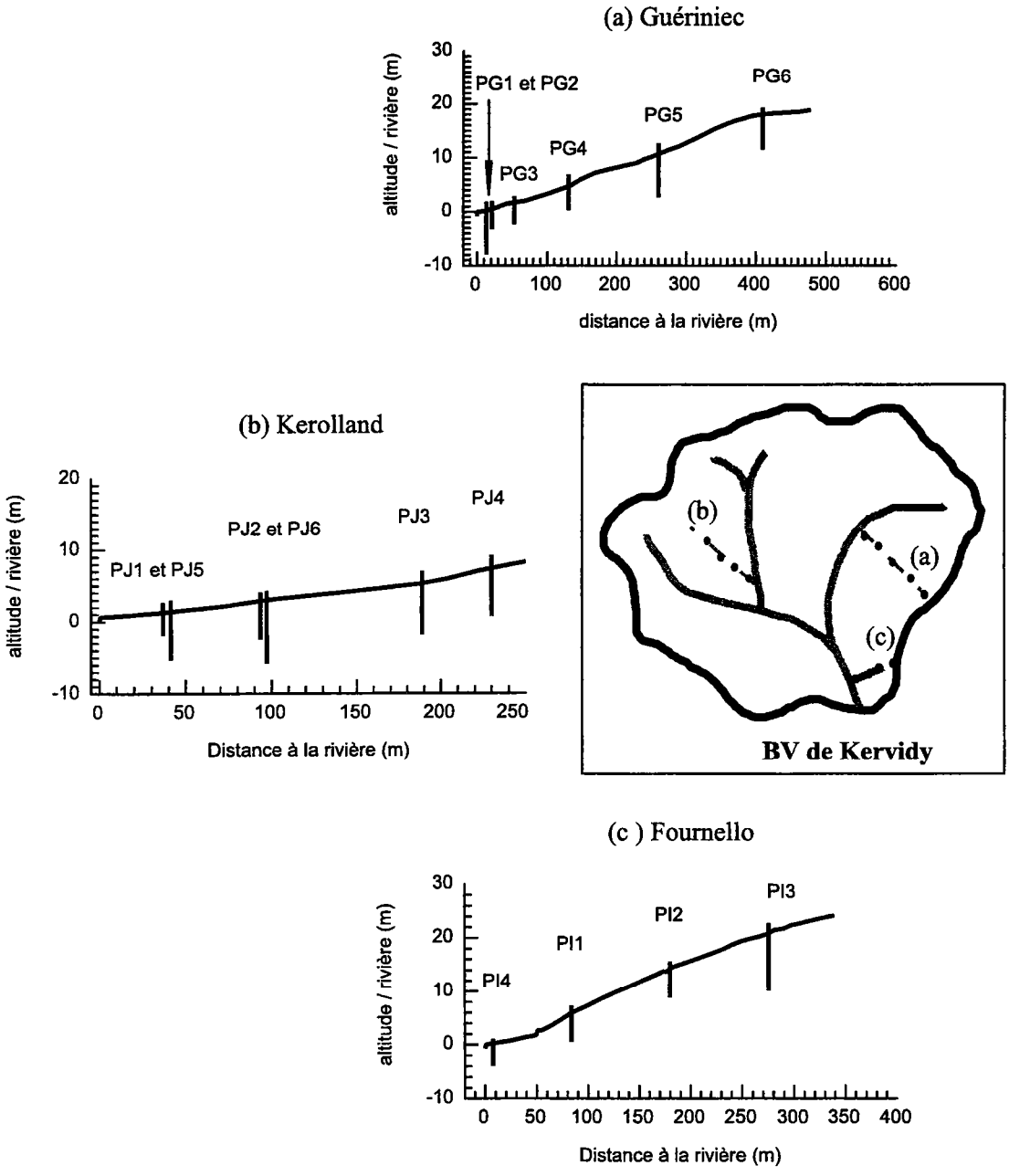


FIG. 3.7 – *Coupe des installations piézométriques sur les versants de (a)Guériniec, (b)Kerolland et (c)Fournello*

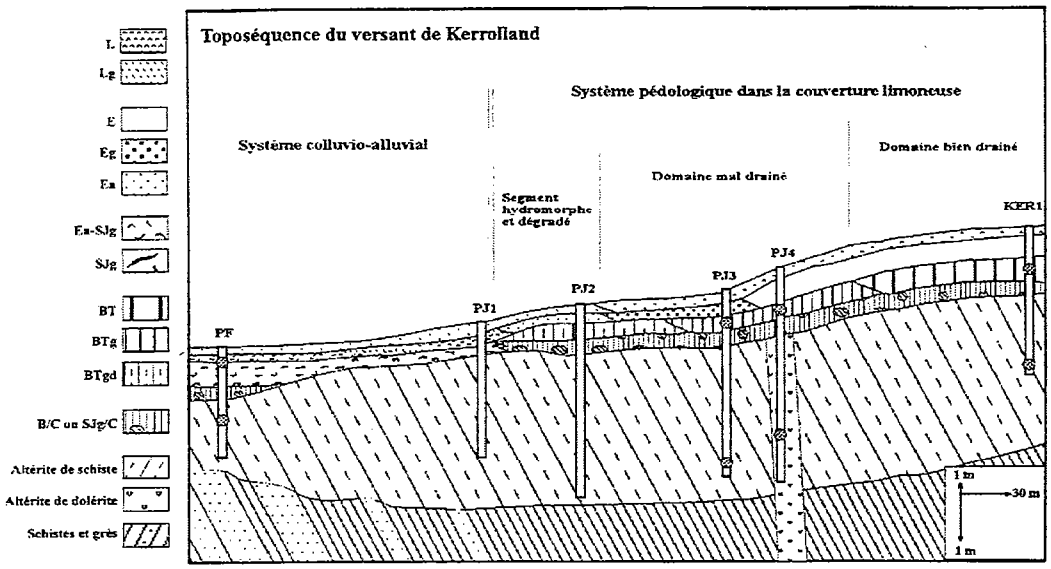


FIG. 3.8 – *Coupe pédologique du transect de Kerolland (d'après Gasnier, 1998).*

3.4.2 Pédologie et géologie des versants

Les sols du bassin versant de Naizin ont été cartographiés à une échelle de 1/10000 dans la moitié nord et de 1/25000 dans la moitié sud (Fig. 3.9). La définition des unités cartographiques a été réalisée selon quatre critères : le type de substrat, le type de développement de profil, l'importance de l'hydromorphie et la profondeur du sol (Walter *et al.*, 1993). Sur le transect de Kerolland, sont mis en évidence au voisinage de la rivière des alluvions fines et grossières (Fig. 3.3). Un peu plus en amont, les alluvions sont remplacées par des altérites de fond de vallée. Sur le transect de Guériniec, aucune zone alluvionnaire n'est présente. L'altérite de fond de vallée est restreinte à une bande inférieure à 50 m le long de la rivière. Enfin, sur le transect de Fournello, la zone connexe à la rivière est occupée essentiellement par des alluvions. La présence d'altérite de fond de vallée est très limitée.

Des descriptions complémentaires plus fines ont été réalisées par Gasnier (1998) (Fig. 3.8) sur le sol de Kerolland et par M.Talbo (*communication personelle*) sur le sol et la géologie de Guériniec.

A Kerolland, le schiste n'a pas été rencontré lors des sondages faits par Gasnier, la limite altérite-schiste de la figure 3.8 est une supputation. Sur ce transect le sol est plus épais en amont qu'en aval. Dans le bas fond du transect de Guériniec au niveau de PG1, l'altération de schiste est observée dès $0,2$ m sous forme d'alternance d'isoaltérites (structure originelle de schiste visible dans une matrice d'argile) et d'allotérites (argile compacte, parfois légèrement sableuse). Les autres sondages sont comparables. Les plaquettes de

FIG. 3.9 – *Carte pédologique du bassin versant de Naizin (d'après Walter et al., 1994).*

schiste sont identifiées dans PG2 à partir de 4 m, dans PG4 à partir de 2 m et dans PG6 à partir de $1,5$ m. Elles n'ont pas été vue dans PG3 (profondeur maximum 4 m), ni dans PG5 (profondeur maximum 10 m. Les schistes sains, ou nettement moins altérés, auraient été atteints vers 6 m à PG6.

3.4.3 Protocole d'échantillonnage, de mesure et d'analyse

La quasi totalité des piézomètres ont été équipés de systèmes de mesure en continu de la charge hydraulique. Trois systèmes ont été utilisés : des sondes à ultra-sons, des sondes à pression et des systèmes à flotteur. Les systèmes à flotteurs sont des systèmes autonomes d'acquisition et d'enregistrement des mesures. Un système de ce type a été installé dans chaque piézomètre de Fournello et de Guériniec. Une sonde à ultra-sons ou à pression a été posée dans tous les piézomètres superficiels de Kerolland. Toutes ces sondes sont connectées à la même station d'enregistrement des mesures. La précision de mesure de ces trois systèmes est de l'ordre du millimètre. La fréquence d'acquisition de la mesure a été fixée à 15 minutes pour l'ensemble des piézomètres.

Il n'existe pas de protocole standard de prélèvement d'eau dans des piézomètres peu profonds. Sur les piézomètres profonds, on procède généralement au pompage d'une quantité d'eau égale à trois fois le volume d'eau avant tout prélèvement. Pour les études hydrologiques, l'échantillonnage est réalisé sans pompage préalable (Lowrance *et al.*, 1984; Haycock et Pinay, 1993) ou en vidant totalement le piézomètre (Clément, 1997). Dans les piézomètres, les conditions d'aération et de température sont différentes de celles rencontrées dans le sol. A notre avis, il est donc nécessaire de renouveler l'eau du piézomètre avant chaque échantillonnage. Notre protocole d'échantillonnage de l'eau de nappe a par conséquent été le suivant. Avant toute prise d'échantillon, nous pompons l'eau du piézomètre soit jusqu'à extraire au moins trois fois le volume du piézomètre soit jusqu'à vider entièrement le piézomètre. Les prélèvements dans les piézomètres sont effectués par aspiration au moyen d'une seringue de 100 ml liée à un tube capillaire en PVC souple glissé dans le piézomètre. Les paramètres physico-chimiques (pH, conductivité électrique, température et potentiel d'oxydo-réduction) sont obtenus *in situ* à l'instant de l'échantillonnage. Le pH et la température sont mesurés au moyen d'un pH-mètre WTW avec sonde à électrode combiné, la conductivité électrique de l'eau est mesurée par un conductimètre WTW. Le potentiel rédox est mesuré au moyen d'une électrode WTW platine/argent.

Un échantillon d'eau est recueilli dans des flacons en PVC préalablement rincés qui sont ramenés au laboratoire. Là, chaque échantillon est filtré à 0.45 μm. Ils sont ensuite stockés à des températures inférieures à $4°C$ avant d'être analysés. Différents éléments ont été analysés sur les eaux du bassin versant de Kervidy. Les anions Cl^-, NO_3^- et SO_4^{2-}

ont été mesurés par chromatographie ionique (Dionex). Pour la gamme de concentrations mesurées sur ces eaux, la limite de détection est de l'ordre de la $\mu mole.l^{-1}$. En parallèle, les éléments traces, le carbone total, le carbone inorganique dissous et le fer soluble ont été mesurés sur les échantillons filtrées à 0.2 μm par ICP-MS par l'équipe de Géochimie de Géosciences Rennes dans le cadre de la thèse de C.Riou (Riou, 1999).

L'eau de rivière est également échantillonnée. Le prélèvement se fait directement en plongeant les flacons dans la rivière.

Proche de l'exutoire du bassin versant, un piézomètre profond (-40 m) a été foré par le BRGM en 1994 (Pauwels *et al.*, 1996). L'eau de ce piézomètre a été prélevée une fois, le 25 février 98, après que trois volumes du piézomètre aient été pompés. La composition cette eau sera utilisée au titre de composition de référence de l'eau «profonde» présente dans le schiste sain.

Ces prélèvements ont été complétés par l'échantillonnage de l'eau de pluie pendant l'année 97/98. L'eau de pluie est captée au moyen d'un cône et recueillie dans un flacon PVC de 2 l. Ce système est en permanence sur le terrain. Les volumes récupérés sont donc un mélange des pluies tombées entre deux dates de prélèvement.

Les échantillonnages ont été effectués à intervalles de deux semaines sur le site de Kerolland, dans la rivière et pour l'eau de pluie au cours de deux années hydrologiques (96/97 et 97/98). A Fournello et à Gueriniec, nous nous sommes limités à quatre prélèvements pendant l'année 97/98.

Chapitre 4

Caractérisation hydrodynamique du bassin versant de Kervidy

Chapitre 4

Caractérisation hydrodynamique du bassin versant de Kervidy

Dans ce chapitre, nous tentons de caractériser la dynamique de la nappe au cours de la période d'étude. La nappe est soumise à plusieurs conditions aux limites : les précipitations, à travers la recharge de la nappe qu'elles provoquent ; la rivière, qui constitue le lieu de «décharge» de la nappe ; l'évapotranspiration. Après une présentation des mesures piézométriques réalisées sur les trois transects, nous étudions les réponses de la nappe aux pluies. Ces réactions permettent de comprendre en partie le fonctionnement de la zone non saturée au cours du temps et d'estimer les porosités de drainage des altérites. Nous présentons également les résultats, en terme de conductivité hydraulique, des essais de choc hydraulique pratiqués sur les piézomètres. Une fois les caractéristiques hydrodynamiques de la nappe déterminées, nous abordons les relations qui existent entre la dynamique de la nappe et la rivière. Enfin, nous étudions les relations entre surface piézométrique et surface topographique.

4.1 Contexte climatique et hydrologique

4.1.1 Les précipitations

La pluviométrie des deux années d'observation est contrastée. Les cumuls annuels sur l'année hydrologique (1 septembre-31 août) ont été respectivement pour l'année 96/97 et 97/98 de 550 mm et 823 mm. Globalement, la seconde année peut être définie comme une année proche de la moyenne et la première comme une année assez sèche. L'écart de pluviosité est expliqué essentiellement par les pluies d'hiver plus importantes en 98 (Tab. 4.1.1). En dehors de cette saison, la distribution des pluies est assez comparable d'une année à l'autre. La distribution mensuelle des pluies au cours d'une année est, en

	96/97		97/98		moyenne 68-97	
Saison	P	LE	P	LE	P	LE
Automne (sept. à nov.)	210	2	199	0	283	NA
Hiver (déc. à avril)	175	168	438	267	268	NA
Printemps (mai, juin)	101	4	135	49	155	NA
Eté (juil., août)	64	1	51	1	203	NA
Année	550	175	823	317	909	NA

TAB. 4.1 – *Précipitation (P, en mm) et lame écoulée (LE, en mm) pour les années 96/97, 97/98 et en moyenne sur la période 68-97 sur le bassin versant de Kervidy.*

Bretagne, assez homogène (Fig. 4.1). De ce point de vue, les deux années sont exceptionnelles. Les hivers et les automnes ont été caractérisés par la succession de périodes longues de plusieurs semaines soit très sèches, soit très humides. Ainsi, la distribution des pluies dans le temps, particulièrement en hiver, montre une forte variabilité. Seuls 10 mm de pluie sont tombés en janvier 97,5 mm en mars 98 et 19 mm en février 97. Après la période de réhumidification du bassin (septembre-octobre-novembre), l'hiver 96/97 a connu de fortes pluies uniquement en février alors que l'hiver 97/98 a été arrosé de fin décembre à début janvier et tout au long du mois d'avril. Les pluies de février 97 se sont résumées à trois épisodes de 34 *mm* (du 10 au 14), de 11 *mm* (du 16 au 19) et de 42 *mm* (du 23 au 26). Pendant l'hiver 97/98, les périodes pluvieuses s'établissent comme des successions d'averse de 5 *mm* à 25 *mm*.

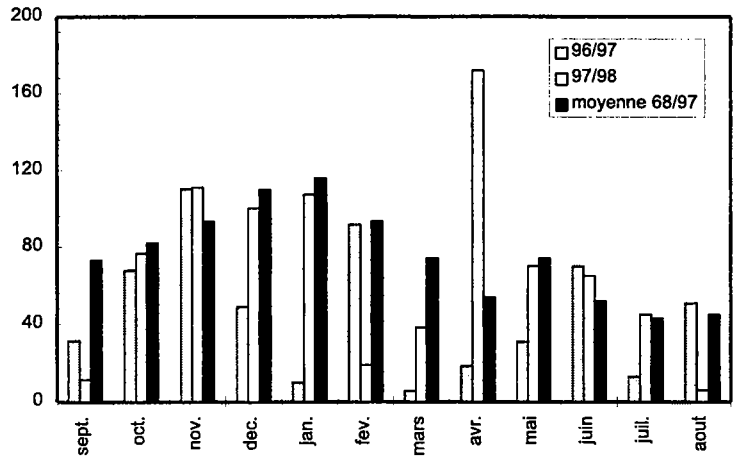


FIG. 4.1 – *Précipitations mensuelles en 96/97, 97/98 et en moyenne sur la période 68-97 (Station de Moréac).*

4.1.2 Les débits de la rivière

Les flux d'eau mesurés à l'exutoire reflètent la quantité et la distribution des précipitations des deux années. Les débits spécifiques des années 96/97 et 97/98 ont atteint respectivement 175 mm et 317 mm. En 96/97, les flux se sont concentrés sur les mois de février et de mars (Fig. 4.2). Bien que nous ne disposions pas des débits sur toute l'année, nous estimons *grosso modo* la fraction des flux de cette période à plus de 60 % du flux annuel. En 97/98, la répartition des flux a été plus homogène, près de 90 % des flux ont coulé entre janvier et mai.

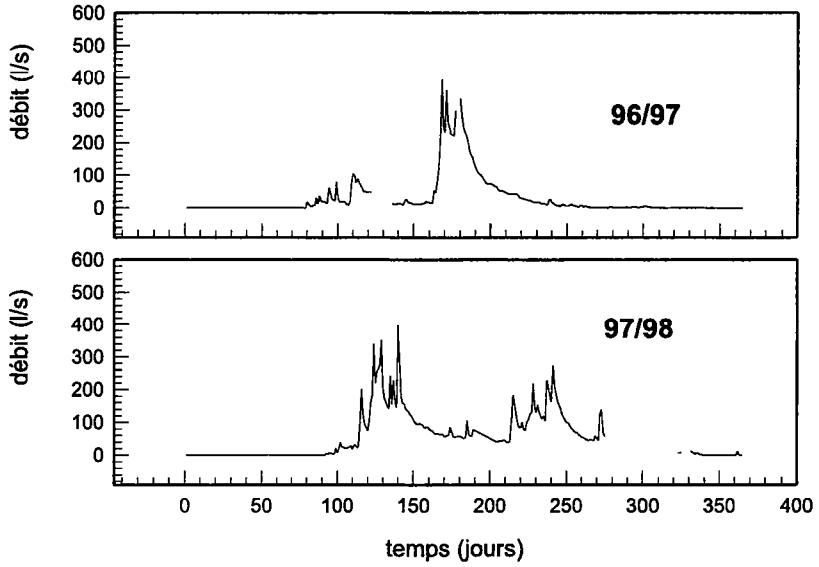


FIG. 4.2 – *Débits mesurés à Kervidy en 96/97 et 97/98.*

Le site de Kervidy est un bassin à écoulement hydrographique non pérenne ; la rivière se tarit totalement l'été. Suite à deux étés chauds et secs, la reprise des écoulements a été tardive. En 96, les premiers écoulements ont été enregistrés à Kervidy le 18 novembre après un cumul pluviométrique de 142 *mm*, correspondant à un cumul de pluies efficaces de 119 *mm*. La reprise de 97 a eu lieu le 30 novembre suite à 203 *mm* de pluies cumulées soit 169 *mm* de pluie efficace. Les premières pluies réhumidifient le sol sec ou sont absorbées par la végétation. Notons qu'au cours de l'été 98, même si les débits ont été très faibles, la rivière n'a pas cessé de couler, suite à un hiver et un printemps pluvieux.

4.2 Mesures piézométriques

Nous rappelons que les résultats présentés dans ce chapitre sont issus d'un suivi terrain d'à peine une année hydrologique pour les transects de Fournello et de Guériniec et

Sites		Prof. mini	Prof. maxi
Kerolland	PJ1	$-0,00$	$-1,76$
	PJ2	$-0,55$	$-2,93$
	PJ3	$-0,00$	$> -4,00$
	PJ4	$-0,80$	$> -4,00$
Fournello	PI1	$-3,23$	$> -5,00$
	PI2	$-2,53$	$> -5,00$
	PI3	$-3,57$	$-8,35$
	PI4	$-0,25$	$> -1,50$

		Prof. mini	Prof. maxi
Guériniec	PG1	$-0,00$	$-0,42$
	PG2	$-0,09$	$-0,54$
	PG3	$-0,17$	$-0,70$
	PG4	$-0,19$	$-3,73$
	PG5	$-0,09$	$-3,86$
	PG6	$-3,17$	$-7,39$

TAB. 4.2 – *Profondeurs minimum et maximum (en m) mesurées dans les piézomètres du bassin de Kervidy.*

d'un peu moins de deux années pour le site de Kerolland. Les hauteurs piézométriques ont été mesurées et enregistrées automatiquement toutes les quinze minutes ou manuellement tous les quinze jours selon les périodes. Sur le transect de Fournello, les niveaux de nappe ont été tels que la profondeur des piézomètres a été parfois insuffisante pour pouvoir réaliser des mesures.

Dans la suite du mémoire, les jours sont numérotés en prenant pour origine le 31 août 96. Les premiers jours des années hydrologiques sont les jours 1 (1erseptembre 96) et 366 (1erseptembre 97).

4.2.1 Profils et battements de nappe

La nappe suit globalement la topographie (Fig. 4.3). Dans la partie aval des transects, la nappe est très proche de la surface du sol en hiver (niveau maximum) et ne descend pas en dessous de 2 m de profondeur au cours de l'été. Le battement annuel de la nappe à ces endroits est généralement inférieur à $1,5$ m.

Dans la zone de plateau et de pente, la nappe est durant l'hiver à des profondeurs variant de 1 m à 4 m. En été, le niveau minimum de nappe est à des profondeurs excédant 8 m. Dans ces zones, la fluctuation annuelle de la nappe est supérieure à 4 m.

Selon le point du transect, nous distinguons deux formes d'évolution de la profondeur de la nappe au cours du temps (Fig.4.4, 4.5 et 4.6). Le premier type d'évolution correspond aux piézomètres de bas-fond (PG1 à 3 et PJ1et 2). Il s'agit de variations marquées à très court terme et moins accentuées à long terme. La seconde forme d'évolution est *grosso modo* le contraire de la première. Les fluctuations à hautes fréquences sont rares et les variations à long terme sont très marquées. Ce type de comportement est plutôt caractéristique des piézomètres de versant (PG3 à 5, PJ4 et PI1 à 2) et de plateau (PG6 et PI3).

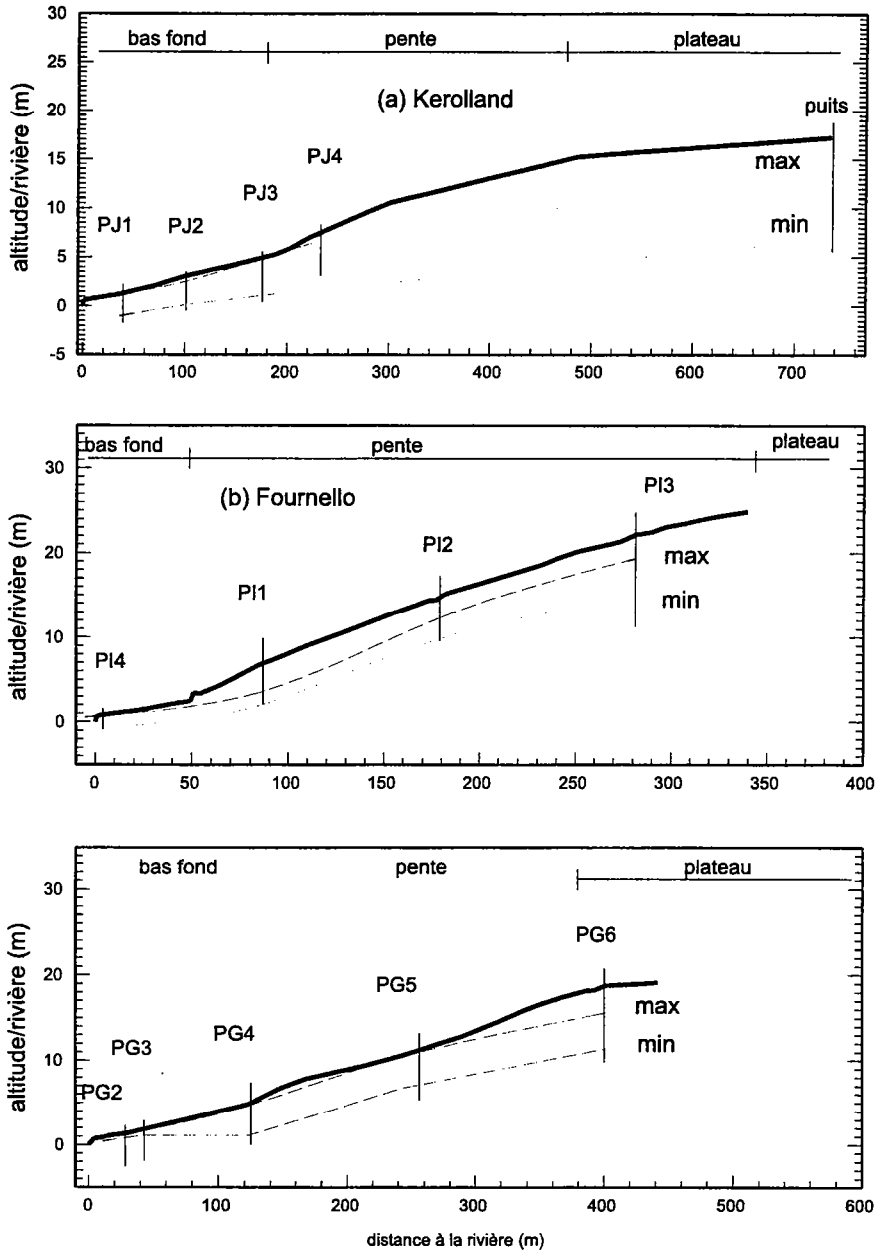


FIG. 4.3 – *Profils de la nappe sur les transects de Kerolland, de Fournello et de Guériniec. La surface topographique est représentée en trait gras et les niveaux maximum et minimum en pointillés*

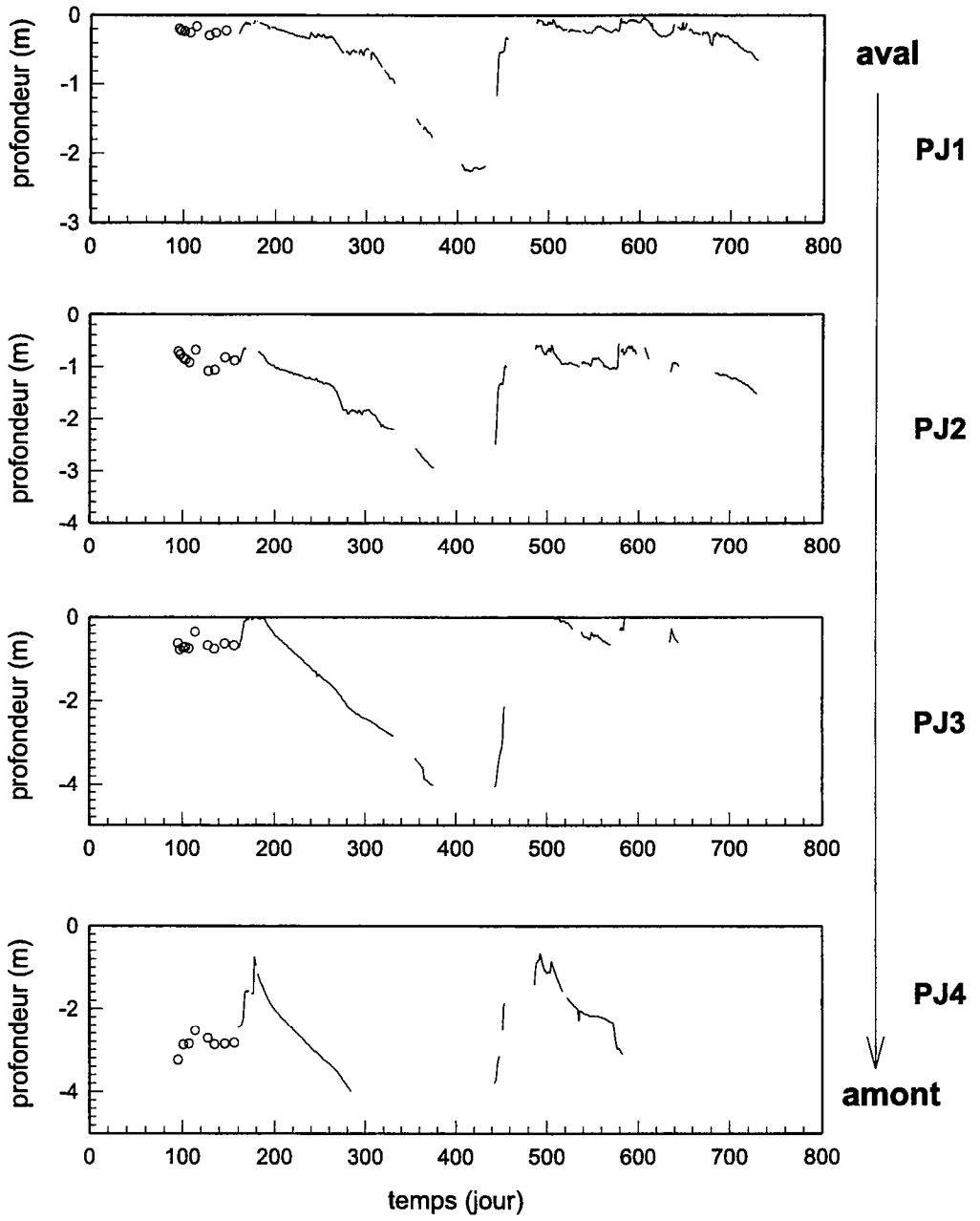


FIG. 4.4 – *Profondeurs de nappe moyennes journalières sur le transect de Kerolland au cours des années 96/97 et 97/98. Le trait correspond aux mesures automatiques et les cercles représentent les relevés manuels*

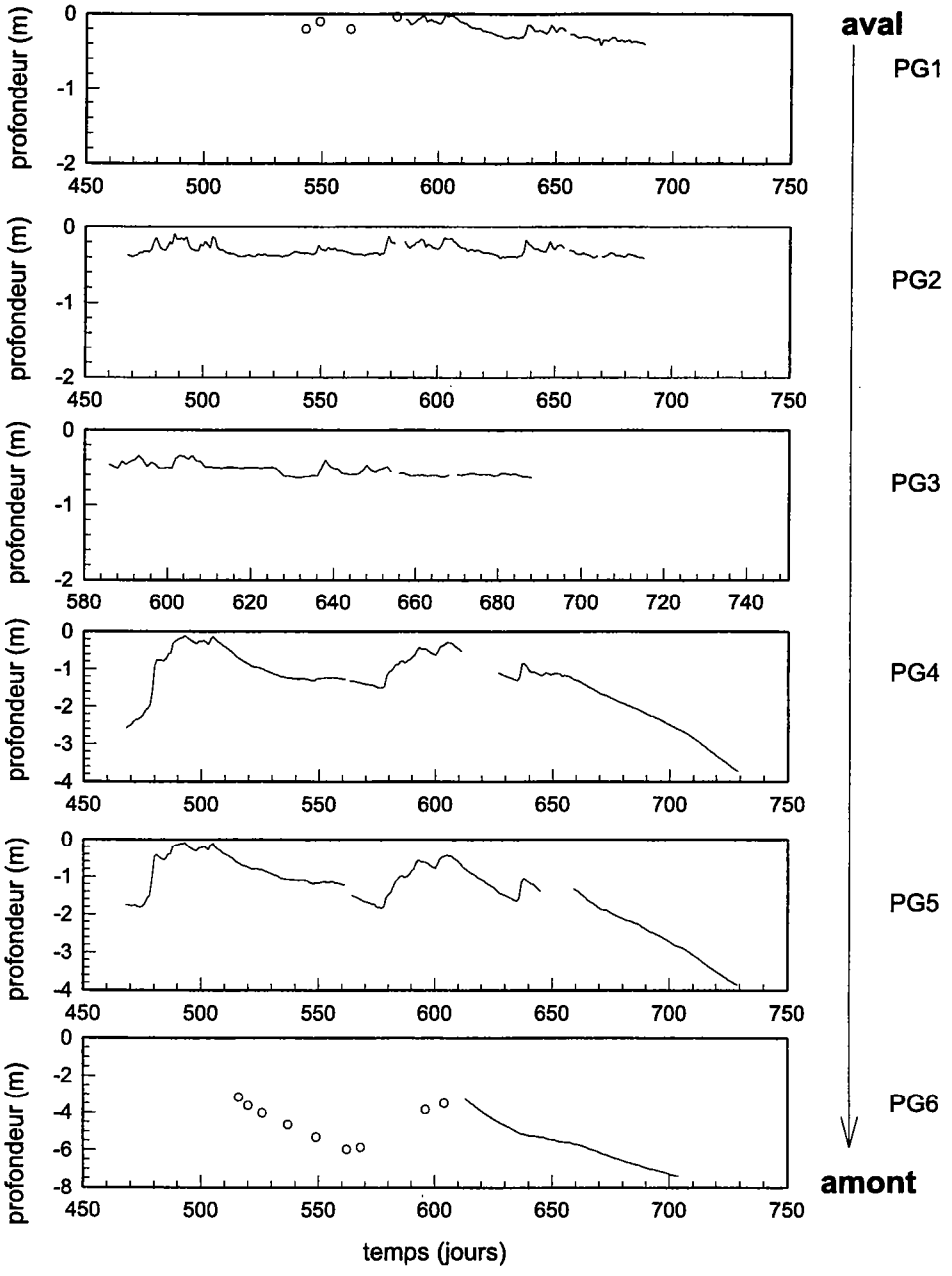


FIG. 4.5 – *Profondeurs de nappe moyennes journalières sur le transect de Guériniec au cours de l'année 97/98. Le trait correspond aux mesures automatiques et les cercles représentent les relevés manuels*

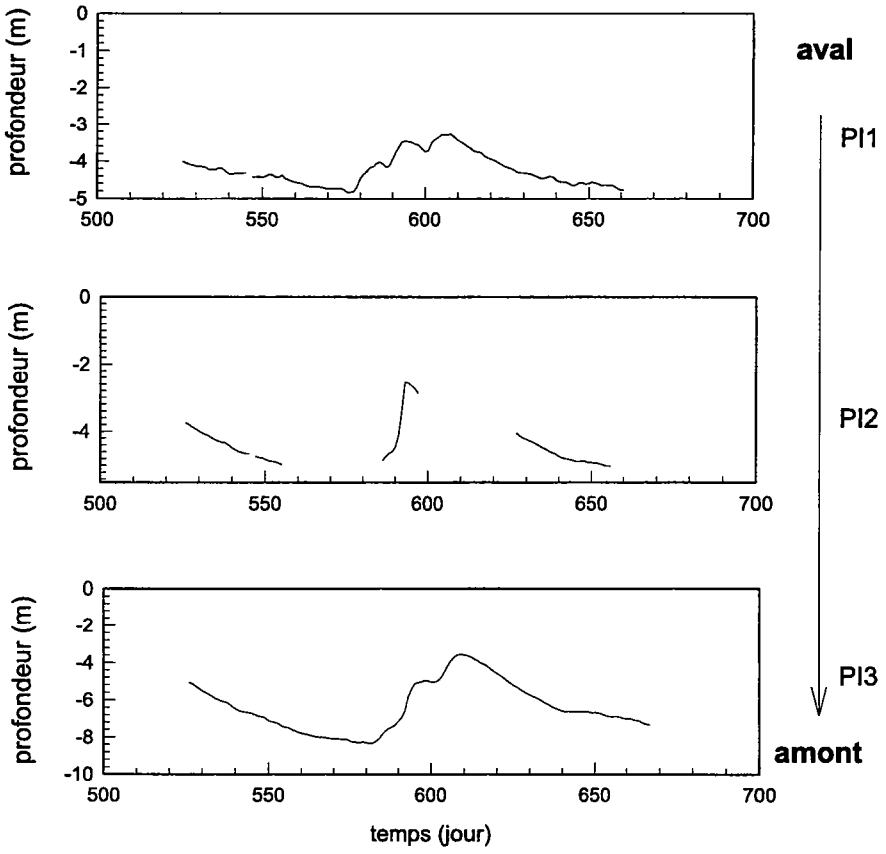


FIG. 4.6 – *Profondeurs de nappe moyennes journalières sur le transect de Fournello au cours de l'année 97/98.*

Au regard de la dynamique de la nappe, la délimitation entre la zone de bas-fond et la zone de pente/plateau dépend de la morphologie du transect. Elle correspond à un «décrochement» permanent, ou une déconnection, du toit de la nappe et de la surface topographique. La couche de sol non saturée s'épaissit progressivement de ce point jusqu'à la crête du versant. A Kerolland, la frontière entre les deux zones est marquée par le point de concavité de la surface du sol. Ce point est situé aux environs du piézomètre PJ3. A Fournello, la frontière est nette, marquée par la présence d'un ensemble talus-haie qui ceinture la zone de bas-fond. A Guériniec, la pente est assez constante sur tout le transect, ou du moins jusqu'à l'amorce de la zone de plateau au niveau du piézomètre PG6. Au regard des caractéristiques pédologiques, et notamment la présence de sols hydromorphes, la zone de bas-fond s'étend jusqu'à au voisinage du piézomètre PG3. Du point de vue de la dynamique de nappe, et à la différence des deux autres transects, la frontière entre les deux domaines est floue et varie dans le temps.

4.2.2 L'exfiltration en bas de pente

Sur le transect de Kervidy, durant une partie des hivers 96/97 et 97/98, le niveau de nappe mesurée dans PJ3 atteint la surface et, parfois, se situe au-dessus de la surface du sol. On observe dans le même temps la présence d'une nappe d'eau libre à la surface du sol dans la zone de PJ3. Pour s'assurer que cette nappe en surface ne constitue pas le toit d'une nappe perchée sur un horizon peu profond et imperméable, mais le toit de la nappe d'altérite mesuré dans PJ3, nous avons doublé le piézomètre PJ3 par un piézomètre de surface interceptant l'eau du sol à environ 50 *cm*. Les niveaux mesurés dans les deux piézomètres se sont avérés identiques et les fluctuations concomitantes. La présence de la nappe libre et d'un niveau piézométrique à la surface du sol est par conséquent l'indication d'un phénomène d'exfiltration de la nappe de subsurface. A cet endroit la transmissivité du sol est inférieure au flux de subsurface provoquant une exfiltration d'une partie du flux. L'exfiltration se traduit sur le terrain par l'apparition d'un ruissellement de surface (*cf* 1.1.1.2, p 8). Sur le terrain, la zone d'exfiltration, *i.e.*, la zone de la nappe à surface libre, est assez localisée. Ses extensions latérale (amont/aval) et transversale sont de l'ordre de quelques dizaines de mètres. Or, dans le même temps, la profondeur de nappe à PJ2, en aval de PJ3, est toujours supérieure à 50 *cm* quelque soit la saison. Dès lors, l'eau de ruissellement due à l'exfiltration en bas de pente dans la zone de PJ3 se réinfiltre probablement en aval dans des sols non saturés avant d'atteindre la rivière.

Cette zone correspond donc à une mouillère c'est-à-dire une source localisée en bas de pente. Il ne s'agit pas d'une zone contributive à l'écoulement en rivière en période hors crue. Pendant la durée de notre étude, aucune zone d'exfiltration n'a été observée à Fournello ou à Guériniec.

4.2.3 Mesure des conductivités hydrauliques *in situ.*

Pour estimer la conductivité hydraulique au voisinage de chaque piézomètre, deux méthodes sont classiquement employées : le choc hydraulique (*slug test*) et les essais de pompage (*pumping tests*). Nous nous sommes orientés vers la méthode du choc hydraulique : d'une part, elle implique une facilité de mise en oeuvre; d'autre part, pour la majorité de nos piézomètres, pomper à un débit constant sans les vider complètement est impossible, ce qui rend les essais de pompage inadaptés à notre configuration. Notons de ce fait que la nappe étudiée ne peut être définie au sens strict comme un aquifère.

La méthode du choc hydraulique permet d'estimer la conductivité hydraulique au voisinage immédiat d'un piézomètre ($< 1\ m$). Elle consiste à injecter ou à extraire du piézomètre un volume d'eau et à enregistrer l'évolution du niveau d'eau dans le piézomètre au cours du temps. Hvorslev (1951 cité par Hudak, (1996)) a développé une méthode d'analyse de la réponse de la nappe au choc hydraulique en vue de l'estimation de la conductivité hydraulique locale. En traçant sur un graphe semi-log les mesures de la charge normalisée par la charge initiale ($\frac{\Delta h}{\Delta h_0}$) en fonction du temps, on obtient en théorie une relation linéaire. La conductivité est alors calculée à partir de la relation (Hudak, 1996) :

$$K = \frac{r^2 \ln (L/R)}{2Lt_0}$$

où r est le rayon du piézomètre au niveau de l'injection ou de l'extraction $[L]$, R est le rayon de piézomètre au niveau du crépinage $[L]$, L la longueur du crépinage $[L]$ et t_0 le temps mis a atteindre une charge normalisée égale à $0,37$. La méthode fournit un ordre de grandeur de la conductivité hydraulique plutôt qu'une valeur précise.

Nous avons vidangé entièrement chaque piézomètre en pompant l'eau de façon quasi instantanée. Suite au pompage, les niveaux d'eau ont été mesurés et enregistrés chaque minute. En suivant l'analyse de Hvorslev, les conductivités hydrauliques ont été calculées pour les piézomètres de Kerolland et de Guériniec (Tab. 4.3). Pour des raisons pratiques, les tests n'ont pas été réalisés sur le site de Fournello.

Conductivité hydraulique $(m.s^{-1})$	
PJ1 $= 2,0.10^{-7}$	PG2 $= 3,9.10^{-6}$
PJ2 $= 4,6.10^{-6}$	PG4 $= 1,4.10^{-5}$
PJ3 $= 1,9.10^{-5}$	PG5 $= 3,7.10^{-6}$
PJ4 $= 2,5.10^{-5}$	

TAB. 4.3 – *Estimations des conductivités hydrauliques sur les piézomètres de Kerolland et Guériniec.*

Rappelons que pour l'ensemble des piézomètres, la hauteur crépinée se situe dans l'altérite de schiste. La conductivité hydraulique varie sur deux ordres de grandeur sur l'en-

semble des piézomètres de Kerolland. Elle est structurée dans l'espace avec des conductivités croissantes de l'aval vers l'amont. On remarque que la zone colluvio-alluviale (PJ1) possède des conductivités hydrauliques très faibles en comparaison des zones amont. Sur le site de Guériniec, les conductivités varient au maximum d'un rapport de 1 à 3 sans suivre une organisation spatiale. Les conductivités mesurées à Guériniec sont du même ordre de grandeur que celles mesurées dans la partie amont de Kerolland.

Widiatmaka (1994) a évalué les conductivités hydrauliques sur des blocs provenant de différents horizons de la couverture pédologique du bassin de Naizin. Il montre que, d'un point de vue hydrodynamique, la couverture pédologique s'organise autour de deux domaines (un domaine bien drainé et un domaine hydromorphe) dont les conductivités respectives sont de l'ordre de 10^{-6} et 10^{-5} $m.s^{-1}$. Par ailleurs, il distingue, selon leur structure et leur texture, trois familles d'altérite d'amont en aval. La première correspond à une altérite bien drainée (C) à porosité importante située dans le domaine bien drainé (Fig. 3.8). La seconde est une altérite, dite rédoxique (Cg), à structure prismatique très grossière localisée en amont de la zone hydromorphe. Enfin, il existe une altérite, dite réductique (CG), à structure massive sans macropore renfermant quelques graviers et cailloux de quartz. Elle se développe dans la partie aval de la zone hydromorphe et dégradée. Widiatmaka a évalué la conductivité hydraulique sur trois blocs d'échantillons prélevés uniquement dans des altérites classées dans la troisième famille. Ces conductivités varient entre $8,6.10^{-7}$ et $2,8.10^{-6}$ $m.s^{-1}$ (Widiatmaka, 1994). Ces valeurs sont légèrement supérieures aux conductivités obtenues par la méthode du choc hydraulique pratiquée sur PJ1, piézomètre dont la partie crépinée intercepte ce type d'altérite. Toutefois, les conductivités estimées selon les deux méthodes restent comparables.

Aux emplacements des piézomètres PJ2 à PJ4 et PG2 à PG5, la nappe se développe dans des altérites de type rédoxique ou bien drainées. Selon nos estimations, la conductivité de ces matériaux est supérieure d'un à deux ordres de grandeurs (10^{-5} à $10^{-6} m.s^{-1}$) à la conductivité des altérites réductiques. Ces valeurs sont comparables aux valeurs de conductivités hydrauliques de la couverture pédologique mesurées par Widiatmaka. Nous verrons plus loin dans notre étude si cette organisation en terme de conductivité hydraulique joue un rôle effectif d'un point de vue hydrologique et hydrochimique.

4.3 Relation pluie-nappe

4.3.1 Périodes estivales et automnales

La réponse de la nappe aux pluies varie en fonction des saisons. En été et en automne, les pluies ne provoquent aucune fluctuation de la nappe. Ainsi, par exemple, suite aux $26,5$ mm de précipitations enregistrés entre le 27 et le 30 août, soit $17,9$ mm de pluie efficace, aucune réaction n'a été observée dans les piézomètres PJ1, PJ2 et PJ3.

Pendant cet épisode, l'intensité maximum journalière a pourtant été de 12 $mm.j^{-1}$, soit 9,1 $mm.j^{-1}$ en pluie efficace. A cette époque le toit de la nappe est à environ 1,60 m de profondeur près de la rivière PJ2, à 2,70 m dans le bas-fond PJ1 et à 3,50 m en bas de pente PJ3.

Nous disposons de données piézométriques à la reprise des écoulements de l'automne 97 uniquement sur le site de Kerolland. En raison des travaux agricoles automnaux, le dispositif de mesure automatique des niveaux piézométriques a été retiré, provoquant des «trous» dans les séries de données. En dépit de ces «trous», on remarque dans l'ensemble des piézomètres que la montée de la nappe se produit de façon rapide et importante après 149 mm de pluie tombée depuis le 1^{er} septembre (Fig. 4.7). Pour les piézomètres 2, 3 et 4, la montée est plus progressive que dans le piézomètre 1.

Entre le 18 et le 30 novembre, 43 mm de pluie sont tombées à la surface du sol. Ces pluies ont provoqué une montée du niveau de nappe de 0,82 m, 1,48 m, 1,94 m, 1,94 m, respectivement pour les piézomètres PJ1, PJ2, PJ3 et PJ4. D'après la description des sols faite par Gasnier (1998), la montée de nappe se limite durant cette période à la couche d'altérite de schiste, excepté pour PJ1 où le toit de la nappe atteint à la fin de la période l'horizon elluvial albique, noté Ea (Fig. 3.8). A cette période l'écoulement en rivière est encore nul. On peut donc considérer que les flux latéraux sont faibles au regard de la recharge et que la nappe est essentiellement dans une phase de «remplissage». De cette hypothèse et sur la base des amplitudes des variations de nappe et du cumul de pluie entre le 18 et le 30 novembre, il est alors possible d'estimer la porosité de drainage de l'altérite de schiste. Les valeurs de porosité de drainage obtenues de cette façon sont respectivement de 5,2%, 2,9%, 2,2% et 2,2% aux piézomètres PJ1, PJ2, PJ3 et PJ4.

4.3.2 Périodes hivernales et printanières

Une fois la reprise des écoulements amorcée en fin d'automne, la nappe réagit rapidement aux pluies pour les piézomètres dans le bas-fond et de façon plus amortie pour les piézomètres de versant et de plateau. Pour étudier la réponse de la nappe aux pluies et illustrer ce propos, nous nous intéressons aux fluctuations de nappe sur le site de Kerolland au cours de l'hiver et du printemps 97, du 8 février au 31 mai. Pendant cette période, nous avons compté 8 épisodes pluvieux de 1,5 mm à 32 mm. La figure 4.8 représente l'amplitude des fluctuations de la nappe pour chacun des huit épisodes et pour chaque piézomètre en fonction du cumul pluviométrique.

Le niveau dans PJ1 , piézomètre le plus aval, croît à la suite de la plupart des épisodes de pluie. Les fluctuations de la nappe sont inférieures à 20 cm quel que soit l'épisode de pluie. Le rapport entre les hauteurs de pluie et les battements de nappe est d'environ de 18 %. A cet endroit, la nappe est souvent affleurante en hiver et ses battements se limitent à l'horizon de labour. D'après les mesures faites par Widiatmaka, ce type

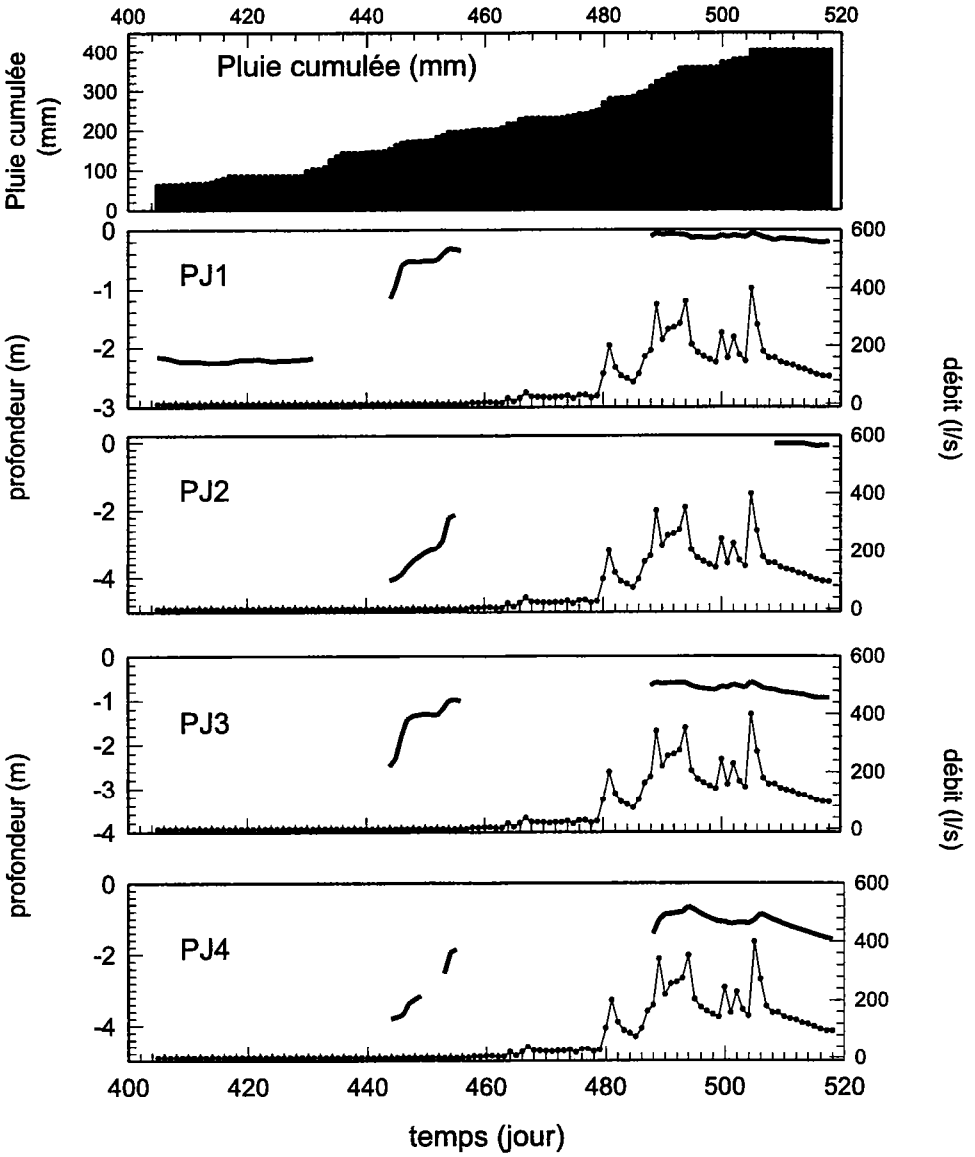


FIG. 4.7 – *Reprise des écoulements sur le bassin de Kervidy en décembre 97 et pluie cumulée (en haut). Les traits gras représentent les profondeurs de nappe dans les 4 piézomètres de Kerolland et les points correspondent aux débits mesurés à l'exutoire du bassin versant*

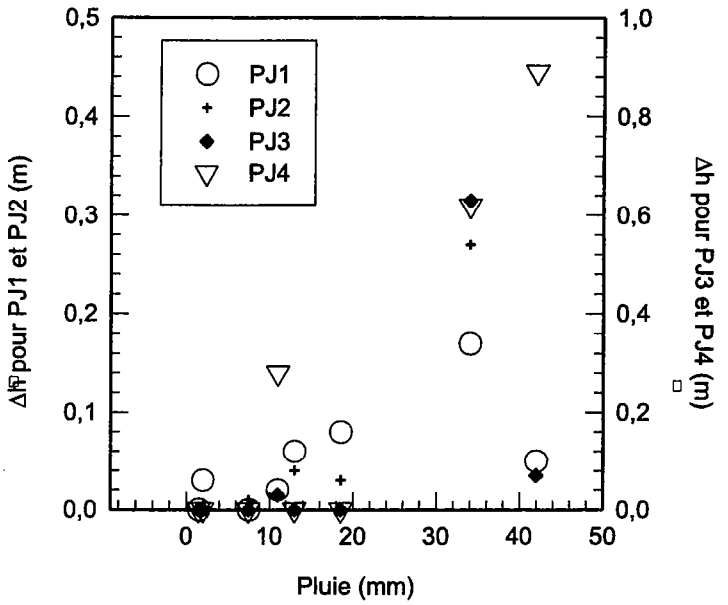


FIG. 4.8 – *Pour 9 épisodes de pluie, d différences entre les niveaux de nappe initiaux et finaux en fonction du cumul pluviométrique au cours de l'hiver 96 sur le site de Kerolland.*

d'horizon présente une porosité de drainage de 11 à 17 %.

Dans le piézomètre PJ2, la nappe est moins sensible aux pluies. Seules les pluies supérieures à 10 *mm* provoquent une montée de la nappe. Ces variations, quand elles se produisent, sont supérieures de 5 à 10 *cm* à celles observées dans le piézomètre PJ1. Le rapport entre la pluie tombée et ces fluctuations est environ de 11 %. Les battements se produisent dans un horizon de type Btgd ou B/C pour lesquels la porosité de drainage a été estimée à environ 9 % (Widiatmaka, 1994).

Pour les piézomètres PJ3 et PJ4, la nappe est peu sensible aux faibles pluies. Les pluies inférieures à 20 *mm* ne se répercutent généralement pas sur le niveau de nappe. A cet endroit du versant, la nappe présente une plus forte inertie quand elle réagit. Toutefois, l'amplitude des variations est plus importante que dans les piézomètres aval. Elles sont supérieures à $1,50$ *m* pendant le mois de février 97. Par exemple, les pluies de 34 *mm* tombées du 10 au 14 février, ont provoqué une élévation du toit de la nappe de 62 *cm* dans PJ3 et de 90 *cm* dans PJ4. Ces valeurs correspondent à un rapport entre pluie et variation de nappe respectivement de $5,1$ % et de $4,5$ %.

4.3.3 Discussion : dynamique et recharge de nappe

La réaction de la nappe est différente selon la période de l'année. En été, la nappe n'est pas sensible aux pluies, quelles que soient leurs intensités et leurs cumuls. A cette

période, les profondeurs de nappe sont importantes et le sol est sec. Les pluies doivent directement s'évaporer ou infiltrer puis se stocker dans la couche non saturée du sol. L'évapotranspiration réduise ensuite ce stock au cours du temps. Nos observations montrent que les phénomènes d'écoulement préférentiel dans la couche non saturée du sol à travers des macropores biologiques ou structuraux (fissures, fractures) sont inopérants à cette période.

En automne, nous pouvons distinguer deux périodes séparées par un seuil de pluie efficace cumulée depuis le 1^{er} septembre. Dans notre cas d'étude et pour l'année 97, le seuil est de 149 mm. Avant que le seuil ne soit atteint, le niveau de nappe décroît sans être affecté par les pluies. Une fois le seuil franchi, les pluies provoquent une montée de nappe brusque et importante. Il correspond, en théorie, au volume entre la capacité de rétention et l'humidité du sol au début de la saison hydrologique. En supposant que l'humidité de début de la saison hydrologique est proche du point de flétrissement, le seuil de 149 mm constitue la réserve utile du sol. A la suite du suivi sur une année hydrologique d'un aquifère granitique -Locolven, Morbihan- Mérot (1978) note également que le niveau de la nappe varie brutalement. Dans le cas de Locolven, la variation se produit une fois atteint un cumul pluviométrique de 259 mm.

Nous avons calculé les rapports entre pluie et montée de nappe pour cette époque de l'année pour les quatre piézomètres. Ces rapports varient entre 2,2% et 5,1%. Ces résultats sont légèrement inférieurs à la porosité de drainage de l'horizon d'altérite de schiste de type réductique (CG) estimée à environ 5 %. La différence est importante pour les piézomètres de bas de pente (PJ3) et de versant (PJ4). Dans ces piézomètres, la variation de niveau, suite à une pluie, est progressive sur plusieurs jours. Pour ces piézomètres, la montée de nappe peut être la combinaison d'une infiltration verticale et d'un flux latéral venant de l'amont. Les rapports pluie/variation de nappe calculés pour ces piézomètres sont par conséquent une sous-estimation de la porosité de drainage du milieu.

En hiver, la réaction de la nappe dans le bas-fond est quasi instantanée et systématique à la suite de la plupart des pluies. Dans le premier chapitre, nous avons vu que l'infiltration peut se produire lentement (quelques mm/j ou cm/j) à travers la matrice poreuse ou rapidement par des voies préférentielles à travers les macropores. Dans le bas-fond, les réponses de la nappe aux pluies suggèrent que l'infiltration préférentielle constitue un mode prépondérant de la recharge à la nappe. Ces observations confirment les évaluations réalisées par Zida (1998) qui estime que les macropores [1] contribuent à l'écoulement de 20 à 70% du flux total infiltré selon le type d'horizon et son état hydrique.

Dans les piézomètres amont, la nappe est plus profonde. Ses fluctuations sont essentiellement provoquées par des pluies assez importantes (> 20 mm) et se présentent

[1] Les macropores sont définis par Zida comme les pores libres à l'air à des pressions supérieures à $3cm$

comme des réactions plus lentes et plus amorties dans le temps que celles observées dans le bas-fond. L'évolution des niveaux piézométriques détaillée au début de chapitre montre que nous pouvons étendre ces observations à l'ensemble des transects (*cf* les évolutions à PI2 et PI3 entre les jours 580 et 620 (Fig. 4.6)). De façon identique, Mérot (1978) constate sur le site de Locolven que seules les grandes périodes pluvieuses font réhausser le niveau de la nappe des puits situés en sommet de versant et que le battement de nappe entre été et hiver est corrélé à la distance entre le puits considéré et l'exutoire de la nappe.

Certes l'infiltration préférentielle peut constituer une explication à la réponse de la nappe sur le versant. Cependant ce type de recharge implique que la macroporosité développe un réseau parfaitement connecté de la surface du sol jusqu'au toit de la nappe. Pour certains points, cette distance représente plusieurs mètres. Le transfert de pression peut également être à l'origine d'une réaction rapide de la nappe. L'augmentation de la pression de l'eau à la surface du sol peut se transférer jusqu'à la base du profil de sol. Ainsi, la recharge de la nappe n'est pas composée de l'eau de la pluie mais de l'eau déjà présente dans le sol.

Quelque soit le piézomètre, les rapports pluie/variation de nappe sur des courtes périodes (< 4 *jours*) sont comparables aux mesures de porosité de drainage. Aussi à l'échelle de la journée, nous en déduisons que les fluctuations de la nappe sont contrôlées essentiellement par l'infiltration verticale.

Nous venons de voir que, une fois le sol réhumecté par les pluies d'automne, la nappe se recharge brutalement. A partir de cet instant et durant l'hiver et le printemps, les réponses de la nappe aux pluies sont *grosso modo* proportionnelles au volume de pluie enregistrée à la surface du sol. Le facteur de proportion correspond approximativement à la porosité de drainage du milieu. De là, et dans l'optique de l'étude du transfert d'un polluant, il s'agit de déterminer la nature de l'eau de recharge de nappe. Dans le chapitre 5, nous essaierons de mieux cadrer les modalités de la recharge de la nappe en terme d'eau et de nitrate à la lumière de l'évolution temporelle de la chimie de nappe.

4.4 Système nappe-rivière

Outre l'évapotranspiration et la pluie, la rivière impose une des conditions aux limites de la nappe du bassin versant de Kervidy. Il est essentiel de caractériser les relations entre la nappe et la rivière pour comprendre l'origine et les mécanismes de contrôle des variations des flux d'eau dans la rivière.

Les échanges entre nappe et rivière sont complexes. Dans des bassins de faible ordre, comme le bassin versant de Kervidy, on considère que la nappe alimente la rivière et que les flux de la rivière à la nappe sont faibles et rares dans une année hydrologique. Classiquement, les flux de la nappe vers la rivière sont représentés par la loi de Darcy.

Ainsi, on considère que le flux est proportionnel d'un facteur K_s, la conductivité hydraulique du milieu, au gradient de charge. La question est de savoir quel gradient contrôle l'écoulement de nappe à son interface avec la rivière. Sur cette question, deux approches sont adoptées. La première consiste à estimer le gradient comme la différence entre le niveau dans la rivière et la charge dans la nappe dans la zone connexe à la rivière. C'est l'hypothèse généralement posée pour fixer les conditions aux limites représentées par la rivière dans la plupart des modèles qui reprennent l'équation de diffusivité en nappe (Abbott *et al.*, 1987a; McDonald et Harbaugh, 1988). Selon la seconde approche, les flux sont contrôlés par la pente de la nappe à l'intérieur de la zone riparienne. C'est le parti pris par Beven et Kirkby (1979) dans Topmodel, ou Vertessy *et al.* (1993) dans le modèle Topog-Yield. En considérant la nappe localement parallèle à la surface du sol, ils approximent le gradient hydraulique par la pente topographique locale. Les variations du flux sont alors complètement contrôlées par les fluctuations du toit de la nappe et les variations de transmissivité qu'induisent ces fluctuations (*cf* 1.1.2.3, p 17).

La résolution spatiale du dispositif piézométrique en place sur les transects de Kervidy nous permet d'évaluer l'évolution des gradients dans la nappe. Pour cela nous avons calculé les gradients hydrauliques «locaux» dans la nappe à partir des données topographiques et des mesures piézométriques. On définit le gradient «local» comme la pente de la nappe entre deux piézomètres voisins. Ainsi, le long de chaque transect est-il possible d'estimer l'évolution spatiale du gradient. Nous nous intéresserons au transect de Kerolland au cours de l'unique période pluvieuse de l'hiver 96/97, en février. Sur les transects de Fournello et de Guériniec, la relation nappe-rivière sera étudiée au cours de la période mars-avril 98. Sur ces trois transects, nous regarderons, notamment, les relations entre les gradients locaux et le débit mesuré à l'exutoire du bassin versant. Bien que le débit intègre la contribution de plusieurs versants, nous considérerons que les flux dans l'ensemble du réseau hydrographique évoluent dans le temps de façon semblable. Le débit mesuré à l'exutoire est ainsi supposé refléter le flux de la nappe à la rivière sur chaque transect. Nous nous intéressons plus à la variation qu'à la valeur absolue des débits. Seuls les débits en dehors des jours de pluie ont été pris en considération afin d'exclure la contribution du ruissellement de surface.

4.4.1 Transect de Kerolland

Au début de février 97, suite à un mois de janvier très sec (19 mm), la nappe se situe à un niveau assez bas. Les gradients varient entre $1,8\%$ et $2,7\%$ de la rivière jusqu'à PJ3 ($2,7\%$ entre la rivière et PJ1, $1,8\%$ entre PJ1 et PJ2, et $2,7\%$ entre PJ2 et PJ4). Au delà, la pente de la nappe est très faible ($< 0,1\%$). Du 08 février 97 ($161^e jour$) au 23 mars 97 ($235^e jour$), $92,5$ mm sont tombés sur le bassin de Kervidy. Ces pluies ont provoqué sur le niveau de nappe des variations rapides et localement importantes

(Fig. 4.9). Ainsi la nappe atteint la surface au niveau du premier et du troisième piezomètres (PJ1 et PJ3). Alors qu'entre ces deux piézomètres, elle reste toujours à des profondeurs supérieures à 50 *cm*.

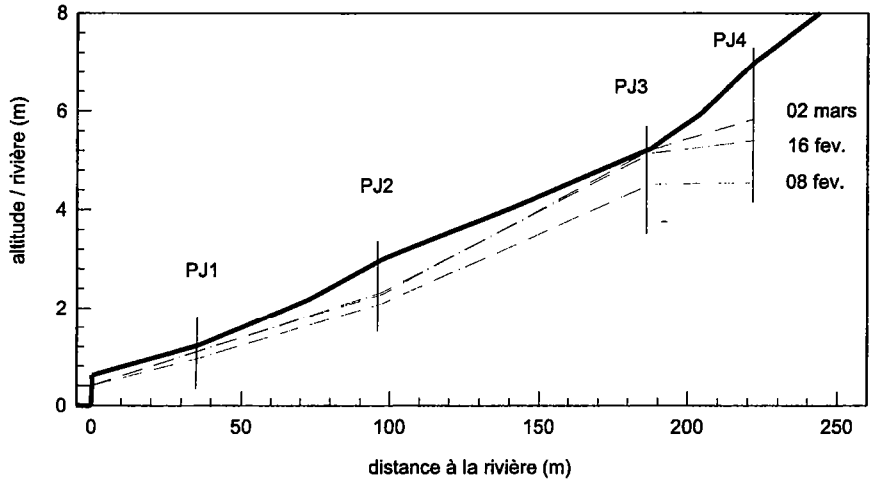


FIG. 4.9 – *Profils de nappe sur le site de Kerolland à 3 dates au cours de la période mars-février 97.*

Les fluctuations de la nappe induisent des variations de gradient assez différentes d'une zone du transect à l'autre (Fig. 4.10). Les gradients de la rivière jusqu'à PJ3 évoluent très progressivement et assez faiblement. Les augmentations sont de l'ordre de $+0,07$ % pour les zones rivière- PJ1 et PJ2 -PJ3 et $+0,02\%$ pour la zone de PJ1-PJ2. Entre PJ3 et PJ4, suite aux premières pluies un contre-gradient se développe. La pente de la nappe s'inverse jusqu'à -0,6 %. Cet état est éphémère et ne dure pas plus de 4 jours. La pente redevient ensuite positive. La montée de nappe au niveau de PJ4 est plus lente et progressive qu'ailleurs. A l'inverse, dans la zone de bas-fond, la réponse de la nappe à une pluie est instantanée à l'échelle de la durée de la pluie. Cette différence de réaction explique la mise en place de ce gradient négatif. C'est, à une échelle d'espace et de temps plus large, l'équivalent du phénomène d'intumescence de nappe mise en évidence par Gillham (*cf* 1.1.2.1, p 12). Ce phénomène a également été mis en évidence sur un versant situé sur un massif granitique dans la forêt de Fougères (35) (Mérot *et al.*, 1989). Pendant et après le second épisode de pluie (jour 177 – 178), un fort gradient se développe entre PJ3 et PJ4. A ces dates, la nappe affleure à PJ3 et se trouve à PJ4 plus près de la surface du sol ($-1,63$ *m*) qu'au début du mois ($-2,50$ *m*). Le délai entre la pluie et la montée de la nappe est très faible. Ces éléments expliquent que le gradient croît en peu de temps. La zone d'exfiltration à PJ3 limite les flux latéraux et joue le rôle d'un pivot à l'amont duquel la montée de nappe est rapide.

Pour comprendre l'évolution des débits à la lumière de la dynamique de la nappe,

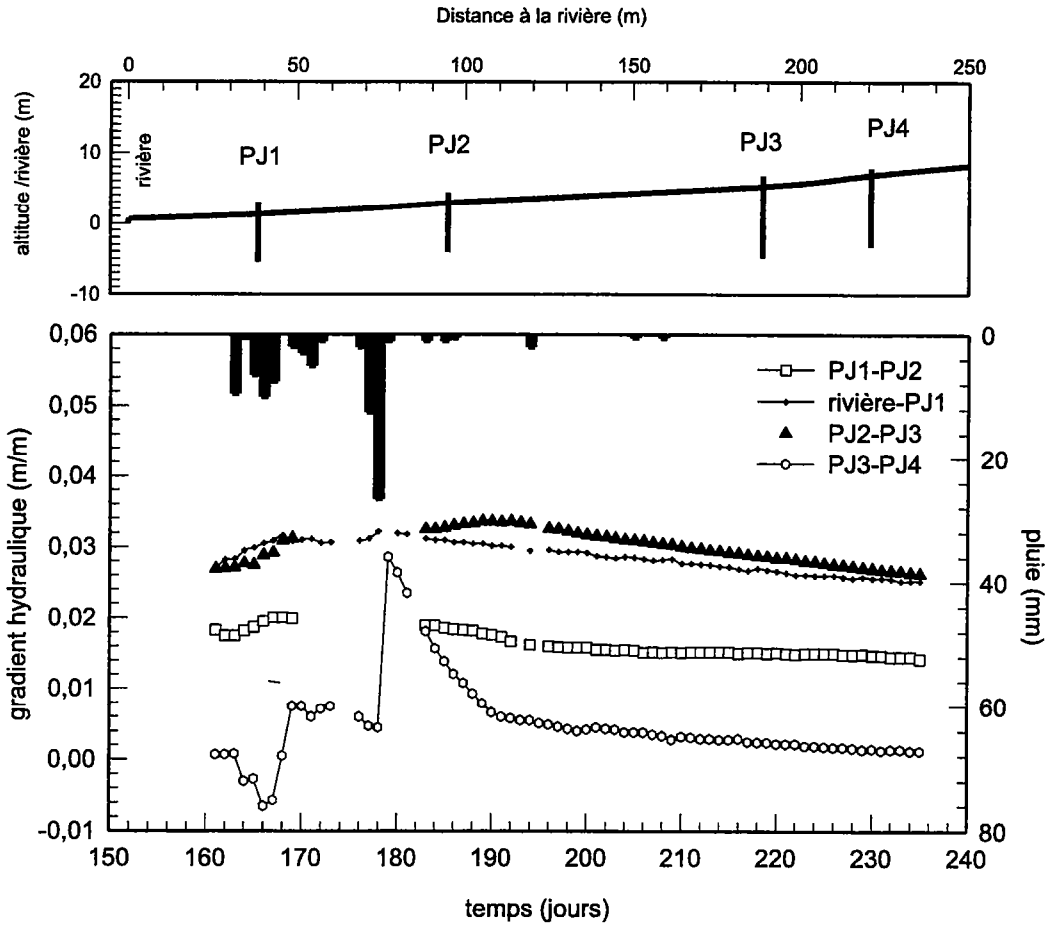


FIG. 4.10 – *Gradients hydrauliques dans la nappe sur le site de Kerolland au cours de la période mars-février 97.*

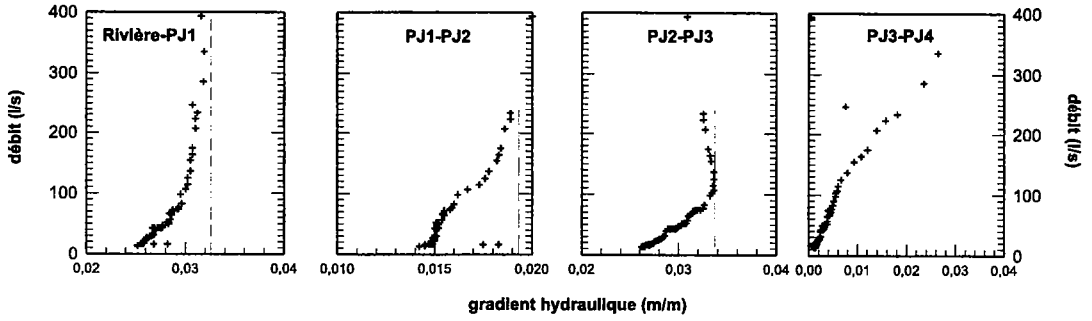


FIG. 4.11 – *Débits de la rivière à Kervidy en fonction des gradients de nappe sur le transect de Kerolland au cours de la période mars-février 97.*

nous avons établi la relation entre les gradients observés à Kerolland et le débit mesuré à l'exutoire du bassin versant (Fig. 4.11). Pour les zones rivière-PJ1, PJ2-PJ3, et dans une moindre mesure pour la zone PJ3-PJ2, il existe une relation linéaire aux faibles débits. Une fois un seuil de gradient atteint, propre à chaque zone, la relation semble tendre vers une asymptote. Concernant la zone PJ3-PJ4, la relation est linéaire sur toute la gamme des débits. On observe, toutefois un modification de pente vers des débits de l'ordre de 120 l/s.

4.4.2 Transect de Guériniec

Au cours du mois d'avril 98, 172 *mm* de pluie ont été enregistrées à la station du Toullo. Seuls 2 jours de ce mois n'ont pas connu de pluie. Le maximum journalier a été mesuré à 22 *mm* le 2 avril. Le mois d'avril 98 constitue donc une période privilégiée, et à vrai dire unique dans le cadre de ce travail, de l'étude de la dynamique des nappes sur les sites de Guériniec et de Fournello.

Sur le transect de Guériniec, le niveau de nappe n'a pas cessé de s'élever au cours de ce mois (Fig. 4.12). Les différences entre le niveau initial et le niveau maximum atteint pendant la période ont été respectivement de 23 *cm*, 24 *cm*, 121 *cm*, 141 *cm* et 272 *cm* pour les piézomètres PG2 à PG6 (aval-amont). Durant cette période, la nappe n'a atteint la surface du sol en aucun point du transect. Dans la zone de bas-fond (PG2-PG3), le niveau piézométrique maximum a été mesuré à environ 14 *cm* de profondeur.

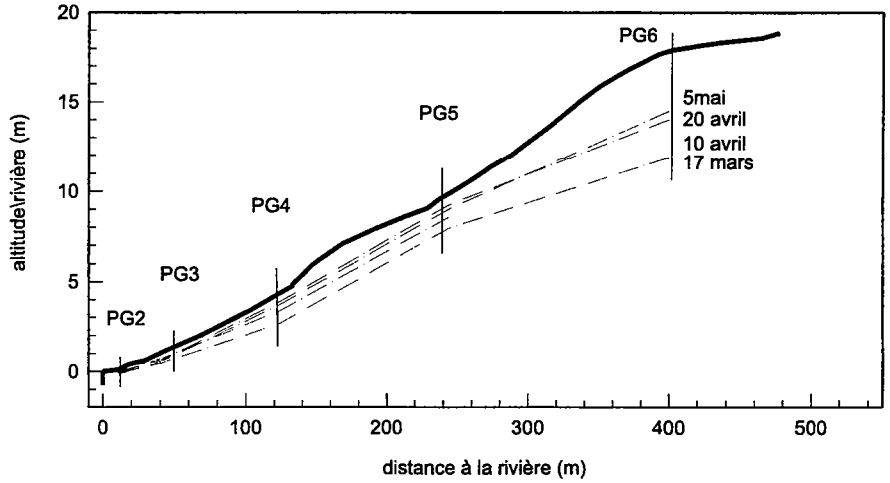


FIG. 4.12 – *Profils de nappe sur le site de Guériniec à 4 dates au cours de la période mars-mai 98. Entre ces 4 dates, les pluies ont été chronologiquement de 66,5 mm, 54,5 mm, et 56,5 mm.*

Les gradients hydrauliques de nappe varient le long du transect entre 1,8 % et 6,0 % (Fig. 4.13). Au cours du temps, les différences entre les gradients initiaux et les gradients maximums ont été, du bas au sommet du versant, de 31 %, 24 %, 35 %, 9 % et 54 %. Excepté pour les zones rivière-PG2 et PG2-PG3, *i.e.*, la zone de bas-fond, les gradients hydrauliques ne présentent pas d'évolution à la fois rapide et importante ; les variations inter-journalières du gradient observées à PG3-PG4 et PG4-PG5 sont de 3,5 % et 1 %. Dans la zone de bas-fond, les fluctuations brusques du toit de la nappe, bien que peu importantes en amplitude, provoquent, d'un jour à l'autre, des augmentations rapides du gradient hydraulique. Les variations inter-journalières maximum de la pente de la nappe ont été de 13 % (rivière-PG2) et 11 % (PG2-PG3).

Gradients locaux et débits de rivière sont corrélés pour les zones rivière-PG2 et PG3-PG4 (Fig. 4.14). A l'inverse, les gradients à l'intérieur de la zone de bas-fond (PG2-PG3) et dans la pente (PG4-PG5) ne présentent pas de relation nette avec le débit. Dans ces deux zones, la gamme de variation des gradients reste très restreinte au cours de la période pluvieuse. Entre PG5 et PG6, nous disposons de trop peu de mesures pour établir des relations.

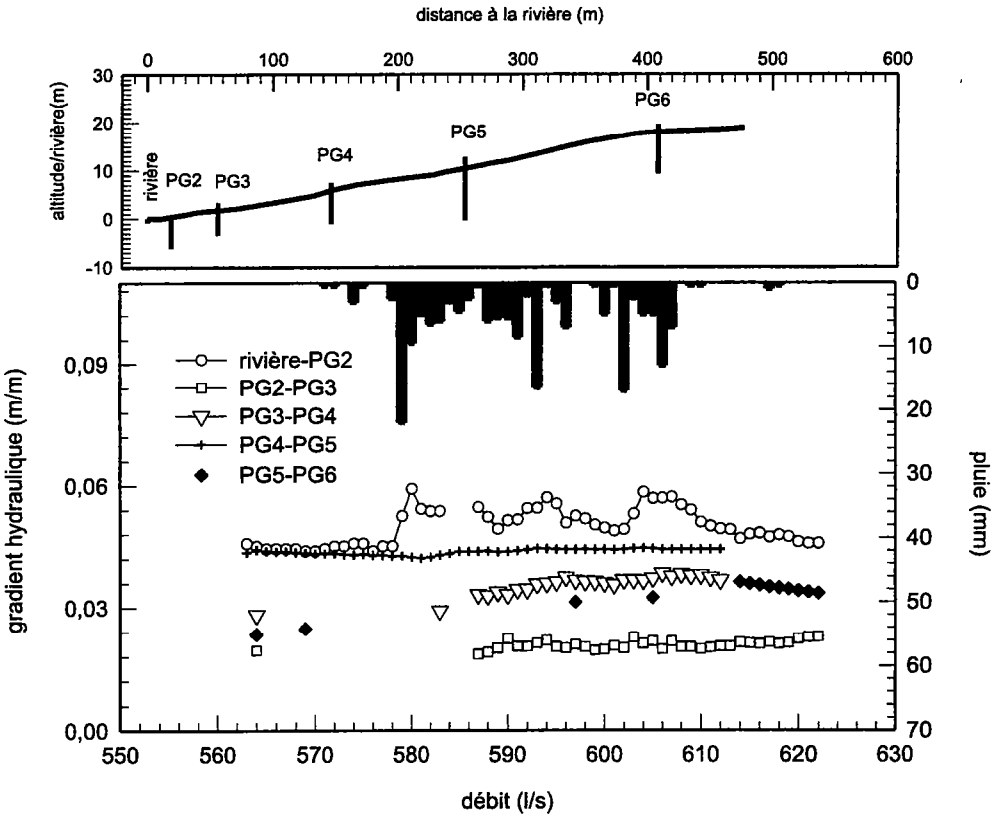


FIG. 4.13 – *Gradients hydrauliques dans la nappe sur le site Guériniec au cours de la période mars-mai 98.*

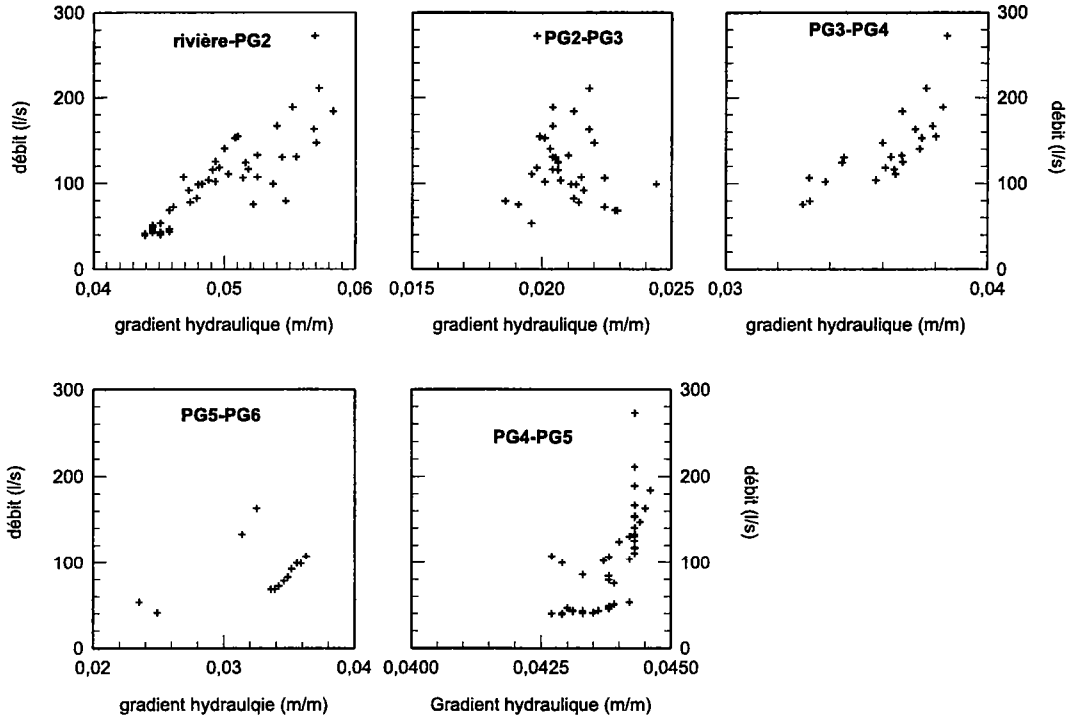


FIG. 4.14 – *Débits de la rivière à Kervidy en fonction des gradients de nappe sur le transect de Guériniec au cours de la période mars-mai 98.*

4.4.3 Transect de Fournello

Peu de mesures sont disponibles sur le transect de Fournello en comparaison des deux autres transects. Cependant, on peut constater que les gradients hydrauliques sont plus forts qu'à Kerolland et Guériniec. Le 06 avril, ces gradients sont de 9,8 % (rivière-PI1), 8,1 % (PI1-PI2) et 5,3 % (PI2-PI3) (Fig. 4.15). Sur la portion rivière-PI1, la pente de la nappe va dépasser, au cours de la période d'étude, 15 %. L'évolution des gradients y est progressive mais répond globalement à la distribution des pluies importantes au cours du temps (Fig. 4.16). Pour cette même zone, le débit évolue de façon linéaire avec l'augmentation ou la diminution de la pente de la nappe (Fig. 4.17). Pour la zone amont PI2-PI3, la relation entre débit et gradient est décroissante. Le gradient y est stable voire décroissant, même après des volumes de pluie importants, il semble augmenter après le troisième période d'averse ($600^e jour$).

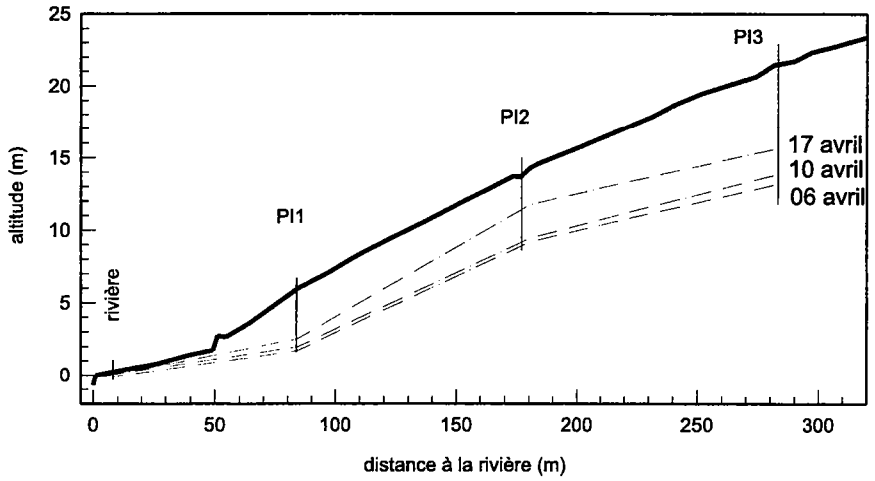


FIG. 4.15 – *Profils de nappe sur le site de Fournello à 3 dates au cours du mois d'avril 98. Entre ces 3 dates, les pluies ont été chronologiquement de 16,5 mm et 56,5 mm.*

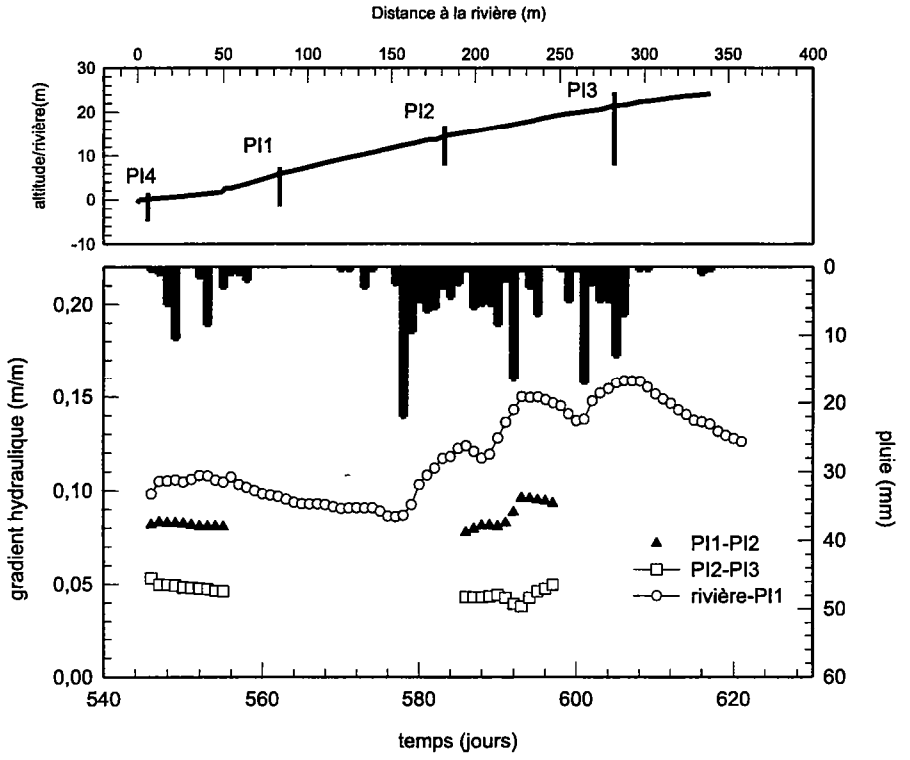


FIG. 4.16 – *Gradients hydrauliques dans la nappe sur le site Fournello de mars à avril 98*

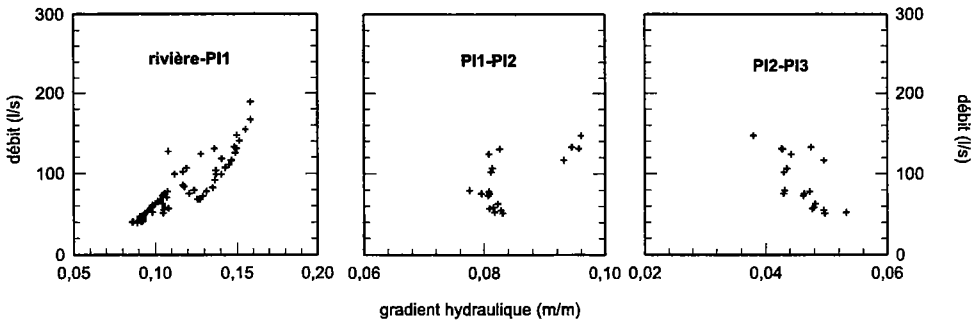


FIG. 4.17 – *Débit de la rivière à Kervidy en fonction des gradients de nappe sur le transect de Fournello au cours de la période mars-mai 98.*

4.4.4 Discussion

L'évolution des gradients observés à Kerolland, Guériniec et Fournello confère à chaque site une configuration particulière.

A Kerolland, la relation entre le débit de rivière et les gradients de nappe est dans le bas-fond de type asymptotique. Nous supposons qu'à ces endroits les gradients de nappe sont limités par la topographie dés que la nappe atteint la surface. Ces affleurements se produisent notamment à PJ1 et à PJ3. La présence de sols très peu perméables à ces endroits ralentit et limite les flux d'eau venant de l'amont et contribue ainsi au développement latéral de la saturation de surface. Le toit de nappe ayant atteint la surface, la transmissivité de la nappe est maximum et le gradient est fixé par la pente topographique. Selon une vision locale des flux de la nappe à la rivière, ces flux ne peuvent plus évoluer. Pourtant les débits augmentent alors que les gradients sont stationnaires. Nous pouvons expliquer cette augmentation en faisant appel à deux mécanismes. Le premier correspond à l'exfiltration de la nappe. Dès que la nappe rencontre la surface topographique, les flux non transmis à travers le sol s'exfiltrent. L'exfiltration ruisselle en surface de façon diffuse jusqu'à la rivière ou est interceptée par le réseau de fossés anthropique. Les flux d'exfiltration se rajoutent aux flux de nappe au sens strict pour gonfler le débit de la rivière. Un second mécanisme est de ne plus envisager les flux de nappe à la rivière selon une perception restreinte aux abords de la rivière, mais de considérer que le gradient de la nappe en amont de la zone saturée de bas-fond contrôle le flux de la nappe à la rivière : l'eau «force» dans le sol et dans l'altérite.

Quand la nappe est à la surface, un état limite est atteint. En-deça de cet état, les flux entre nappe et rivière sont contrôlés par le gradient hydraulique dans la zone de bas-fond. Une fois l'état limite atteint, la pente de la nappe est limitée dans le bas-fond, par la pente topographique. Pourtant, dans le même temps les débits la rivière augmentent. Ce sont les gradients en amont de la zone de bas-fond qui gouvernent pour partie cette augmentation. Ainsi, dans cette configuration, ce ne sont pas les états locaux de la nappe proche de la rivière qui agissent sur l'écoulement de la nappe à la rivière mais les niveaux de nappe en amont du point d'inflexion au niveau de PJ3.

Sur le transect de Guériniec, l'évolution des gradients définit deux domaines. Le premier domaine correspond à des portions du transect où le gradient évolue dans une gamme de valeur très restreinte et sans organisation particulière en fonction des débits. Ceci correspond à l'intérieur de la zone de bas-fond (PG2-PG3) et du versant (PG4-PG5). Toutefois, cette stationnarité s'accompagne toujours d'une augmentation du niveau de nappe. Par conséquent, à ces endroits les fluctuations de nappe se font à pente constante. Le second domaine est constitué des espaces de transition entre le bas-fond et la pente (PG3-PG4) et entre la rivière et le bas-fond (rivière-PG2) où la relation gradient-débit

de rivière est assez nette. Sur ce transect, le flux à la rivière serait donc contrôlé par la différence de charge entre la zone de bas-fond et la rivière.

Enfin sur le transect de Fournello, les gradients dans le versant sont plus marqués que sur les deux autres sites. Le gradient en bas de versant (riv-PI1) évolue de façon progressive mais importante sur plusieurs jours. En amont de cette zone, les gradients croissent peu bien que les niveaux de nappe s'élèvent au cours de la période. Ces zones semblent correspondre au domaine identifié également à Guériniec où la nappe fluctue sans modification de pente hydraulique. Dans le bas-fond nous ne disposions pas de piézomètre équipé de station automatique de mesure pour suivre les gradients dans le temps. Le bas-fond, en aval de l'ensemble haie-talus correspond à une prairie engorgée une bonne partie de l'hiver. Selon nous, le site de Fournello est très comparable au transect de Kerolland. Le point singulier dans la topographie est, ici, le système haie-talus. Les gradients en amont de cette zone gouverneraient en partie le débit à la rivière.

En guise de synthèse, nous constatons qu'une fois le bas-fond saturé, le flux de la nappe à la rivière n'est pas limité. Nous émettons donc l'hypothèse que les gradients de versant sont alors les facteurs principaux dans l'évolution des flux de la nappe vers la rivière. Ces gradients se développent en amont du point de déconnection entre la nappe et la surface topographique. Ce point joue le rôle d'un pivot en amont duquel la nappe se développe et se vidange. A Kerolland, le point est une inflexion dans la surface du sol. A Fournello, il s'agit d'un groupe haie-talus. Sur le transect de Guériniec, le pente est assez uniforme, il n'existe pas de point d'inflexion dans la topographie. Le point critique est la rivière : ce sont les gradients entre la rivière et le bas-fond qui contrôlent les flux nappe-rivière.

4.5 Relation entre la nappe et la topographie

Dans les bassins versants sur socle imperméable et en climat tempéré humide, la topographie de l'imperméable est considérée comme le facteur clé de l'écoulement de subsurface saturé (*cf* 1.1.2.3, p 16). Le gradient hydraulique et la pente de l'imperméable sont alors supposés localement parallèles. Cette hypothèse a donné lieu au développement de plusieurs modèles (modèle cinématique, Topmodel, Topog), maintenant largement utilisés. Dans certains de ces modèles, particulièrement Topog et Topmodel, la pente locale de la surface du sol est utilisée comme valeur estimée de la pente de la nappe. Cette hypothèse suppose que la couche saturée est peu épaisse et que l'aquifère suit la surface topographique. Cette hypothèse présente un avantage pratique certain car elle permet dans le développement des modèles d'introduire une variable facile d'accès, l'altimétrie, et de s'affranchir de la connaissance fine de la géométrie réelle de l'aquifère. Sur les trois sites de notre étude, la profondeur de la nappe est variable dans le temps

et dans l'espace. Globalement, cette épaisseur s'accroît de la rivière jusqu'au sommet de crête. La couche de sol non saturé peut atteindre plusieurs mètres de profondeur (PI3 ou PG6). On peut donc s'interroger ici sur la pertinence et le réalisme de l'hypothèse intégrée dans Topmodel et Topog. C'est l'objet de cette section. Nous nous intéressons particulièrement aux relations entre le gradient de la nappe et la pente de la surface du sol.

Pour chacun des trois transects et sur les périodes pluvieuses déjà étudiées, dans la section précédente, nous avons calculé les pentes topographiques et les gradients hydrauliques locaux et étudié l'évolution de leur relation au cours du temps. Par «local», nous entendons, comme précédemment, la zone entre deux piézomètres voisins.

4.5.1 Gradient hydraulique et pente topographique

Au début du mois de février, le niveau de nappe à Kerolland est bas. La nappe suit globalement la surface du sol jusqu'au piézomètre PJ3. Les valeurs des gradients hydrauliques sont proches des pentes topographiques locales dans la zone de bas-fond (zones a,b et c sur la figure 4.18). Toutefois, la différence entre les deux variables est supérieure à 20% à l'aval du piézomètre PJ2. Dans la partie amont du transect, la pente du sol se raidit, les gradients de nappe sont faibles. Dans cette zone, correspondant à la déconnexion nappe-topographie, il existe un écart marqué entre les deux grandeurs. Après les premières pluies le toit de la nappe se rapproche de la surface. Les gradients dans le bas-fond s'accroissent légèrement, se rapprochant de la pente topographique. On remarque que les pluies provoquent également une augmentation des gradients dans la portion amont, l'écart entre gradient de nappe et pente topographique se réduit (zone d) mais reste toutefois important.

Sur le transect de Fournello, au début du mois d'avril 98, les différences entre les pentes de la nappe et de la surface du sol sont très fortes dans la zone rivière-PI1 et PI2-PI3 (Fig. 4.19). La pluie et les montées de nappe qu'elle entraîne ont tendance à réduire ces différences. Cette réduction est effective pour la zone de bas-fond et la portion de mi-versant. Dans la partie amont du transect, présentant une épaisseur importante de sol non saturé, le rapport entre gradient hydraulique et la pente topographique est faible, environ $0,6$, et constant dans le temps.

Avant les pluies du mois d'avril, le toit de la nappe est à Guériniec profond de 50 cm dans le bas-fond à plus de 5 m en haut de versant. Cependant, les gradients de nappe suivent assez bien, en comparaison des deux autres sites, la surface topographique (Fig. 4.20). L'écart se réduit alors que les pluies et la montée de nappe progressent au cours du mois d'avril. Lorsque les pluies faiblissent en intensité puis cessent, la différence s'accroît à nouveau. Pente topographique et gradient hydraulique divergent surtout dans la partie amont du transect entre les piézomètres PG5 et PG6. A cet endroit l'épaisseur

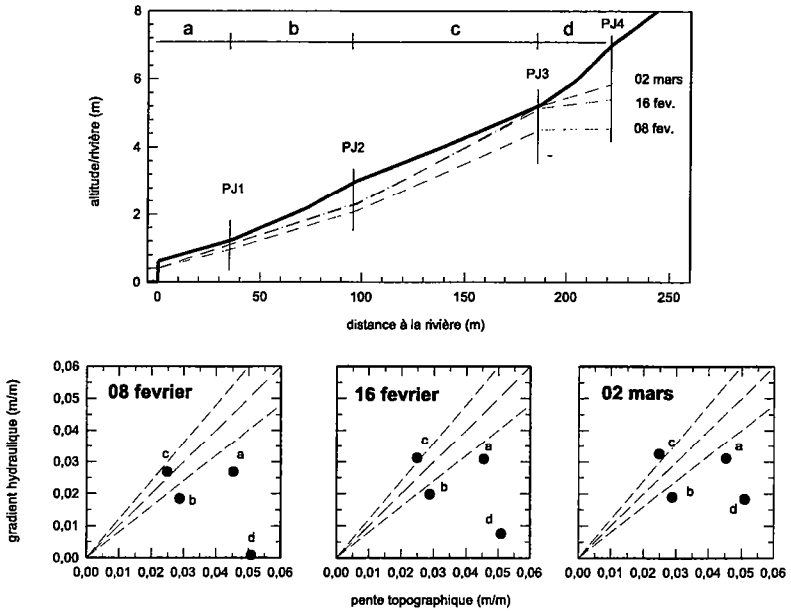


FIG. 4.18 – *Gradients hydrauliques en fonction de la pente topographique à Kérolland. Les traits pointillés représentent les droites (1 :0,8), (1 :1), (1 :1,2).*

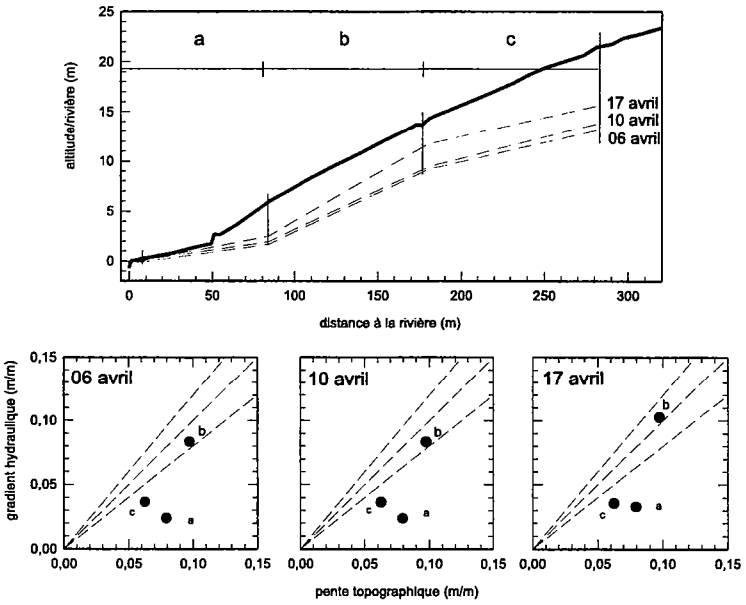


FIG. 4.19 – *Gradients hydrauliques en fonction de la pente topographique à Fournello.Les traits pointillés représentent les droites (1 :0,8), (1 :1), (1 :1,2).*

de sol non saturé reste importante au cours du mois d'avril.

4.5.2 Discussion

Ces remarques relatives à la relation entre gradient hydraulique et pente topographique constituent une analyse plus quantitative des observations reportées depuis le début du chapitre. Là où la nappe est proche de la surface, les écarts entre les deux variables sont assez faibles. La déconnection entre la nappe et la surface du sol provoque, outre l'épaississement de la couche non saturée, une divergence entre leurs pentes respectives. A la suite à nos observations, on peut ici se demander si l'information topographique de surface employée dans les modèles cités précédemment est pertinente pour dériver les pentes de nappe.

Si on admet que le modèle cinématique est applicable dans notre cas, la référence vis à vis de la surface de l'imperméable à la base de la nappe n'est manifestement pas la topographie du sol. Wyns (1991) souligne que «*pour un massif rocheux de lithologie homogène, le degré d'altération de la roche mère est schématiquement inversement proportionnel à la profondeur dZ du point considéré par rapport à la paléosurface sus-jacente, que celle-ci soit ou non conservée dans la topographie actuelle*» (Fig. 4.21). Or, la partie amont du bassin versant de Naizin, *i.e.*, une large surface du bassin versant de Kervidy, occupe une position intermédiaire entre la surface d'altération paléogène et l'enfoncement quaternaire du réseau hydrographique (Fig. 3.3) (Pellerin et Van Vliet Lanoé, 1998).

Eu égard à la description réalisée par Pellerin et Van-Vliet Lanoe et en admettant que le modèle cinématique s'applique à notre cas, le schéma proposé par Wyns semble cohérent avec les observations piézomètriques que nous avons faits sur les transects de Fournello et de Guériniec. Les profondeurs de nappe importantes sur les parties amont du transect seraient la conséquence d'un épaississement de la couche altérée. Le mur de la nappe, *i.e.*, la base des altérites, serait alors déconnecté de la surface topographique actuelle.

Cependant, le schéma proposé par Wyns est à nuancer. Les fractures dans le socle peuvent induire localement un épaississement de l'altération. La base de l'altération peut alors présenter une forte variabilité à l'échelle de quelques mètres. De plus, ce schéma découle d'un découplage des phénomènes d'altération et d'érosion : le schiste s'est altéré puis l'érosion hydrique a creusé les vallées. Or ces deux phénomènes ont pu coexister et interagir, développant ainsi une forte variabilité dans la géométrie des altérites. Les carottages effectués sur le bassin versant de Kervidy montrent d'ailleurs que les épaisseurs d'altérite ne sont pas corrélées avec la topographie. La couche d'altérite se développe sur une dizaine de mètres à l'exutoire du bassin ou dans le bas-fond du transect de Guériniec alors que son épaisseur ne semble pas excéder 10 m en haut du versant de Guériniec.

Afin de bien représenter les processus physiques, et notamment les flux de subsurface,

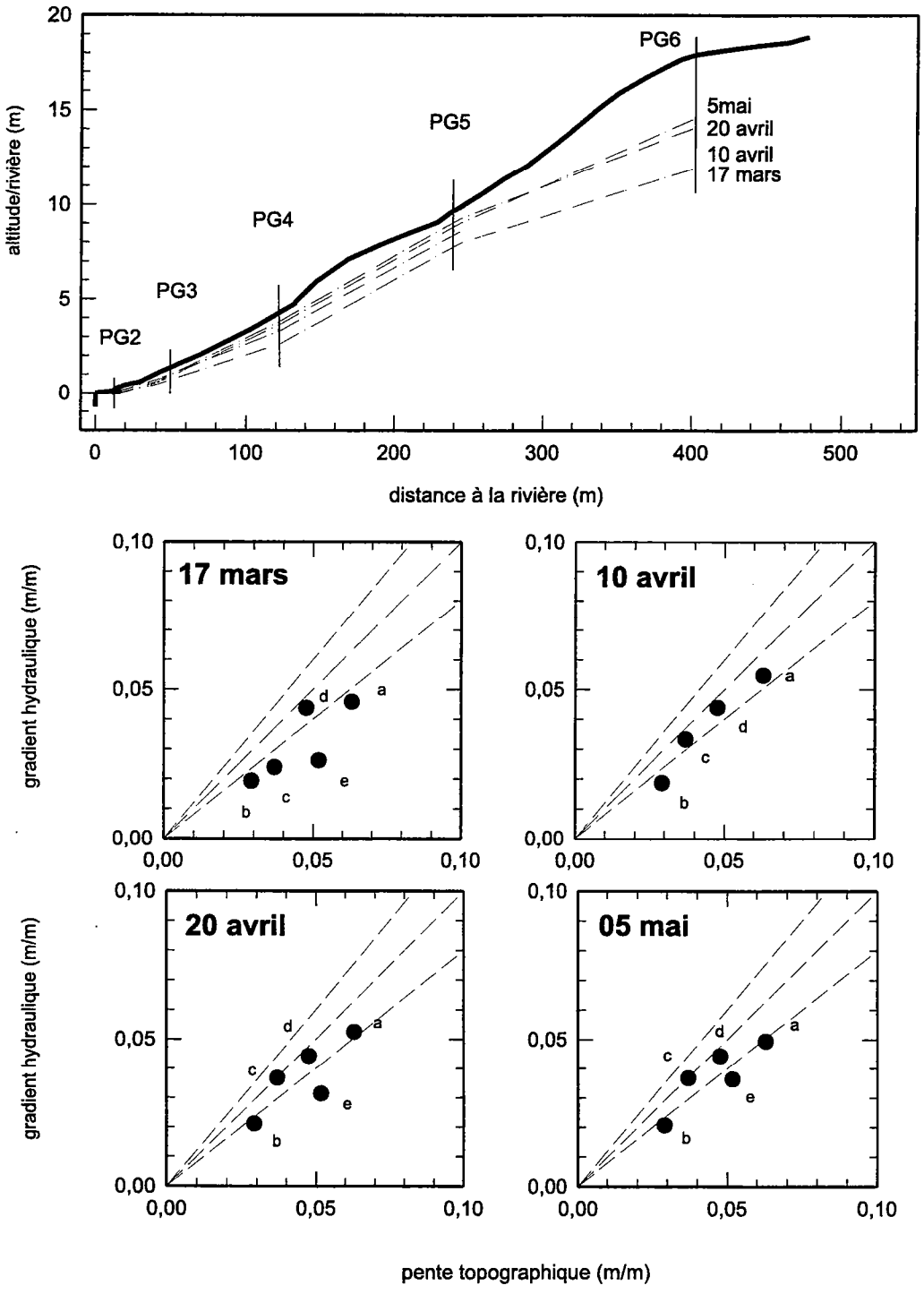


FIG. 4.20 – *Gradients hydrauliques en fonction de la pente topographique à Guériniec.Les traits pointillés représentent les droites (1 :0,8), (1 :1), (1 :1,2).*

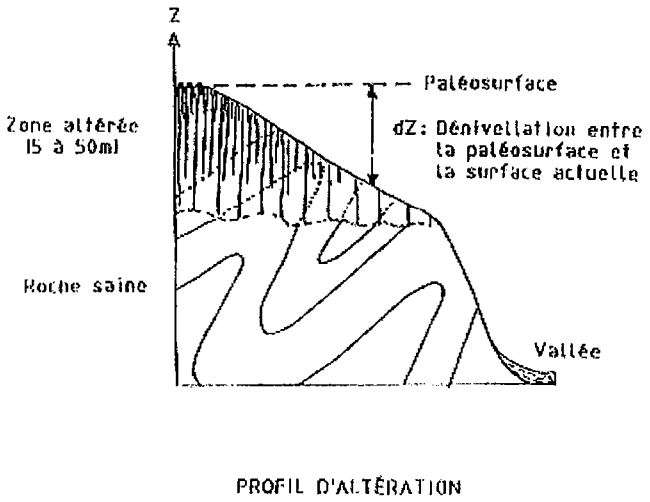


FIG. 4.21 – *Profil d'altération selon Wyns (1991)*

l'estimation des gradients hydrauliques est une étape importante. Dans cette perspective, la topographie de surface ne semble pas être la variable pertinente. Or jusqu'à présent la plupart des applications des modèles cinématiques (Topmodel, Topog) supposaient que les directions des écoulements de subsurface pouvaient être dérivées de la topographie de surface. Toutefois, l'intégration de cette hypothèse semble davantage guidée par des questions pratiques de mise en oeuvre du modèle que par des considérations hydrodynamiques. Les rares essais de validation de ces modèles par des mesures piézométriques ont souvent débouché sur des résultats décevants (Lamb *et al.*, 1997; Jordan, 1994). A la suite de ces essais, les auteurs ont essentiellement tenté de modifier la distribution spatiale de la transmissivité des sols. La remise en cause de l'hypothèse liée à la topographie est assez récente. A partir de la connaissance des topographies de surface et du substrat imperméable de deux petits bassins versants, Freer *et al.* (1997) suggèrent que la surface de l'imperméable a une influence considérable sur les gradients hydrauliques locaux. Plus récemment, Carluer (1998) souligne, après avoir appliqué Topog au bassin versant de Kervidy, que l'hypothèse relative au gradient hydraulique est un défaut majeur de ce modèle.

L'étude de la dynamique de la nappe passe peut être par la cartographie des altérites. La cartographie reste toutefois une solution lourde dans sa mise en oeuvre. Suite à l'étude du bassin de Booro Borotou -Burkina Faso- Quinn (1991) a proposé une méthode alternative. Sur ce bassin, la nappe et la topographie de surface sont également déconnectées en raison de l'épaisseur des couches latéritiques. Il note alors que l'identification du gradient hydraulique à la surface topographique est une hypothèse erronée. Pour pa-

lier cette difficulté, Quinn propose de définir la surface de référence comme la surface de la nappe lorsque l'extension des zones saturées de bas-fond est maximum. La prise en compte de ce niveau suppose toutefois une connaissance hydrologique préalable. Cependant, une fois la surface de référence ainsi définie, l'approche adoptée par des modèles comme Topmodel ou Topog et la facilité d'utilisation qu'elle implique sont conservées.

Toutefois, à la lumière de nos observations, une autre limite des modèles tels que Topog et Topmodel est d'envisager la nappe avec une morphologie qui varie dans le temps de façon homothétique. En effet, ces modèles décrivent les écoulements de subsurface avec des gradients constants au cours du temps. La variabilité temporelle des flux de subsurface est provoquée par la variation de la transmissivité des sols. Nous montrons par nos observations que le gradient hydraulique local varie au cours du temps. Certes, dans certaines zones la variation est limitée mais elle peut atteindre 50 % (exemple : entre PI3 et PI4 et entre la rivière et PI1). D'après la section précédente, ce sont d'ailleurs les évolutions des gradients qui contrôlent la variation du débit à la rivière. La représentation des écoulements de subsurface implique une description réaliste des gradients hydrauliques. A chaque point de l'espace et à chaque instant, les modèles comme Topog ou Topmodel calculent les profondeurs de nappe de façon indirecte par l'estimation du déficit hydrique local. Pour dépasser la limite liée à l'hypothèse de gradients constants dans le temps, une solution serait de calculer à chaque instant les flux non pas à partir des pentes topographiques mais sur la base des gradients de nappe calculés à partir des profondeurs de nappe simulées au pas de temps précédent.

Outre l'hypothèse relative au gradient, on peut également se demander si, comme le supposent les modèles cinématiques, l'écoulement en nappe peut être représenté comme une lame d'eau s'écoulant sur une surface imperméable. A Kervidy, le schiste sous-jacent est fracturé et fissuré et ne constitue donc pas au sens strict une couche totalement imperméable. Les essais de pompage réalisé dans ce milieu par le BRGM ont d'ailleurs révélé des conductivités hydrauliques de l'ordre de 10^{-6} à $10^{-7} m.s^{-1}$. Ces valeurs sont inférieures d'un ordre de grandeur environ à celles estimées ailleurs dans le bassin versant. Les flux échangés entre le schiste et l'altérite pourraient également influencer la morphologie de la nappe d'altérite.

4.6 Conclusion du chapitre

Sur la base des mesures piézométriques réalisées sur trois transects, nous pouvons distinguer deux périodes dans la dynamique de la nappe en réponse aux pluies. En été et au début de l'automne, le niveau de nappe n'est pas affecté par les pluies. En fin d'automne, pendant l'hiver et au printemps, la réponse de nappe est rapide mais peu importante en amplitude dans les zones de bas-fond. Sur les pentes et les plateaux de transects, la nappe réagit essentiellement aux fortes pluies et de façon amortie. L'amplitude des fluctuations peut alors être importante.

Deux paramètres hydrodynamiques de la nappe ont été estimés, la porosité de drainage et la conductivité hydraulique de nappe. La porosité de drainage des altérites est assez uniforme entre 2 et 5 %. L'altérite présente deux domaines de conductivités. Dans les zones alluvionaires connexes au réseau hydrographique, la conductivité est très faible ($10^{-7}\ m.s^{-1}$). Ailleurs dans le bassin versant la conductivité varie entre $0,4$ et $3.10^{-5}\ m.s^{-1}$. Ces paramètres hydrodynamiques seront employés dans le chapitre 6 afin de définir la géométrie du milieu dans le cadre de la simulation de l'écoulement de nappe.

Enfin, concernant les gradients dans la nappe, nous avons montré deux choses importantes. D'une part, les gradients de nappe sont variables dans l'espace et dans le temps. L'évolution dans le temps des gradients peut être importante et semble jouer un rôle clé dans l'évolution des flux de la nappe à la rivière. Les gradients hydrauliques proches de la rivière ne contrôlent pas de façon permanente les flux de la nappe à la rivière. Sur le transect de Fournello et de Kerolland, il semble que les gradients dans les zones amont du transect sont les éléments gouvernant ces flux. D'autre part, dans notre cas d'étude, l'hypothèse d'une nappe localement parallèle à la surface topographique est limitée à quelques zones, essentiellement le bas-fond. Ceci nous conduit à remettre en cause la prise en compte de la topographie de surface comme surface de référence pour estimer les gradients hydrauliques de nappe. En admettant que les modèles cinématiques sont applicables à la nappe d'altérite, la géométrie des altérites semble être une variable importante vis à vis de la dynamique de cette nappe.

Chapitre 5

Étude hydrochimique du bassin versant de Kervidy

Chapitre 5

Étude hydrochimique du bassin versant de Kervidy

Dans ce chapitre, nous abordons la caractérisation chimique des eaux de surface et de nappe du bassin versant de Kervidy. Les traits chimiques de ces eaux seront détaillés par l'étude de leur évolution dans le temps et dans l'espace. De ces observations, nous cherchons à établir un schéma de fonctionnement hydrochimique du bassin versant de Kervidy, en soulignant notamment les flux mis en jeu pour chaque processus aussi bien biochimique qu'hydrologique.

5.1 Flux de solutés dans la rivière

5.1.1 Paramètres physico-chimiques

La température(Fig. 5.1)

La température dans la rivière varie selon les saisons entre 3°C et 18°C. Les températures d'hiver (décembre-mars) sont inférieures à 8°C. Elles augmentent progressivement du début du printemps à partir de 10°C et atteignent l'été des valeurs supérieures à 15°C.

Le pH

L'eau de rivière présente un pH relativement neutre. Le pH oscille entre 7,5 et 6,5. Lors de la première année, le pH est important au début (décembre 96) et à la fin (juillet 97) des écoulements. La seconde année n'est marquée par aucune structure particulière dans l'évolution du pH.

La conductivité électrique

La conductivité évolue dans le temps entre 200 et 400 $\mu S/cm$. Ses valeurs sont élevées au début de chaque année hydrologique. Au cours de l'année, elles s'atténuent progres-

sivement. Cette évolution est constatée sur les deux années de suivi, excepté au début de l'automne 98, à la reprise des écoulements, dans la rivière où la conductivité est très faible.

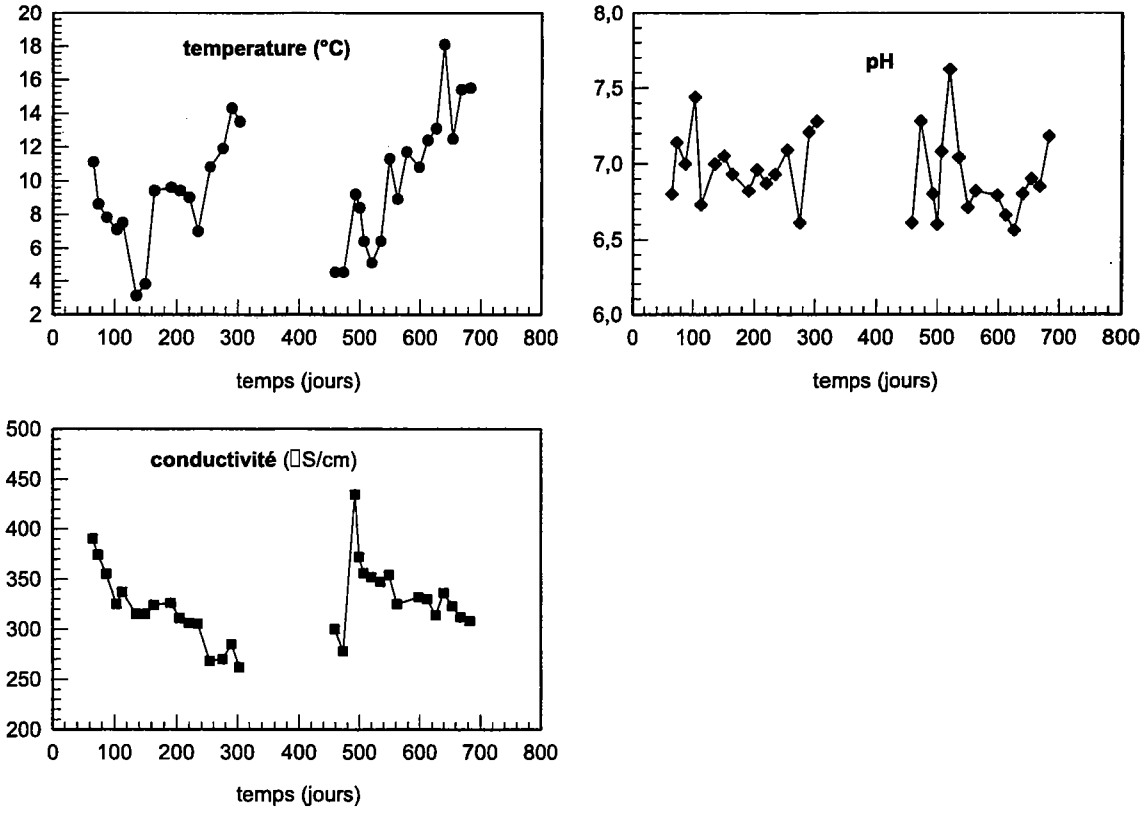


FIG. 5.1 – *Température, pH et conductivité électrique à l'exutoire du bassin versant de Kervidy au cours des années hydrologiques 96/97 et 97/98.*

5.1.2 Évolution des concentrations au cours du temps

Les trois anions analysés (NO_3^-, Cl^-, SO_4^{2-}) présentent des évolutions dans le temps très différentes (Fig. 5.2). La moyenne et les écarts-type de ces concentrations sont présentés dans le tableau 5.1.

Les concentrations en chlorure sont peu variables. On note toutefois des concentrations importantes au début de la seconde année. La valeur moyenne des concentrations en chlorure est $0,98\ mMol.l^{-1}$.

Les eaux de rivières présentent au cours des deux années hydrologiques une évolution classique des teneurs en nitrates que nous avons détaillée dans le chapitre 2. Le niveau

de base se situe à environ 1 $mMol.l^{-1}$. Les concentrations augmentent pendant l'hiver jusqu'à une valeur d'environ $1,4$ $mMol.l^{-1}$. Elles décroissent progressivement pendant le printemps et le début de l'été.

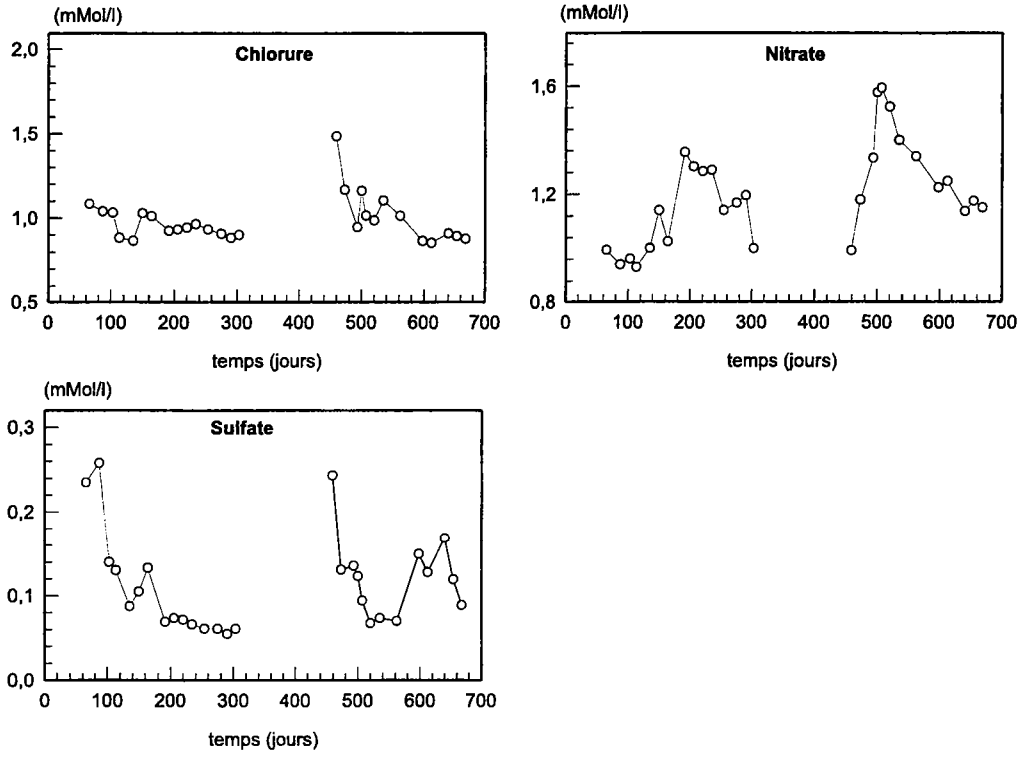


FIG. 5.2 – *Concentrations en chlorure, nitrate et sulfate à l'exutoire de Kervidy pour les années 96/97 et 97/98*

La moyenne des concentrations en sulfate est de $0,18$ $mMol.l^{-1}$ sur les deux années hydrologiques. Des trois éléments étudiés, le sulfate présente la plus grande variabilité. Les concentrations sont fortes au début de l'année hydrologique ($0,25$ $mMol.l^{-1}$). Elles décroissent rapidement et atteignent un seuil d'environ $0,06$ $mMol.l^{-1}$. La seconde année est différente, caractérisée par une augmentation des teneurs en sulfate à la fin du printemps.

Par ailleurs, deux bassins versants agricoles du Massif Armoricain font l'objet d'études hydrologique et hydrochimique. Ces bassins constituent des éléments de comparaison (Tab. 5.2). Il s'agit des bassins versants du Moulinet sur schiste et de la Roche sur schiste et granite (Grimaldi, 1999).

Sur les bassins du Moulinet et de La Roche les concentrations en nitrate sont inférieures à celles de Kervidy d'un facteur 2,5. On retrouve un rapport identique entre les concentrations en sulfate à Kervidy et à La Roche. Par contre, le bassin du Mouli-

net présente des concentrations en sulfate comparables à Kervidy (rapport de 1,2). Les concentrations en chlorure dans la rivière du Moulinet et de La Roche sont proches. Elles sont inférieures (rapport de 1,2) à celles observées à Kervidy. La variabilité hydrochimique entre les bassins versants s'observe, à lithologie identique, surtout dans les teneurs en nitrate et, à lithologie différente, dans les teneurs en nitrate et en sulfate. Le chlorure est présent sur les trois bassins à des concentrations proches, pourtant très supérieures à celles observées dans l'eau de pluie à environ $0,1\ mMol.l^{-1}$.

Elément	Moyenne ($mMol.l^{-1}$)	Ecart type ($mMol.l^{-1}$)
Cl^-	0,98	0,13
NO_3^-	1,20	0,18
SO_4^{2-}	0,18	0,05

TAB. 5.1 – *Concentrations en chlorure, en nitrate et en sulfate à l'exutoire du bassin versant de Kervidy au cours des deux années hydrologiques 96/97 et 97/98.*

Elément	Moulinet	La Roche
Cl^-	0,83	0,79
NO_3^-	0,51	0,63
SO_4^{2-}	0,15	0,074

TAB. 5.2 – *Moyennes des concentrations en chlorure, en nitrate et en sulfate ($mMol.l^{-1}$) à l'exutoire des bassins du Moulinet (Schiste), de la Roche (Schiste et Granite).*

5.1.3 Relation entre débit et anions en périodes hors-crue

Les teneurs en nitrate et en sulfate sont caractérisées par des évolutions saisonnières. Elles ne présentent pourtant aucune corrélation forte avec les débits (Fig. 5.3). Toutefois, nous pouvons dégager des tendances pour chacun des éléments.

Les chlorures ne sont pas sensibles à l'évolution des débits puisque, quel que soit le débit, la concentration en chlorure est proche de $1\ mMol.l^{-1}$. Les concentrations en nitrate évoluent de façon plutôt croissante avec les débits. Les faibles concentrations correspondent aux faibles débits, et inversement. Aux très forts débits, *i.e.*, au delà de $100\ l.s^{-1}$, les concentrations semblent atteindre un palier d'environ $1,6\ mMol.l^{-1}$. La tendance entre débit et sulfate apparaît très grossière. Les fortes concentrations sont plutôt observées à de faibles débits et les débits élevés caractérisés par de faibles concentrations.

La tendance observée sur l'évolution des sulfates est caractéristique d'un phénomène de dilution à l'exception près qu'aux débits d'étiage, notamment au printemps et en

été, peuvent correspondre de faibles concentrations. L'augmentation des débits semble provoquée par l'apport d'eau pauvre en sulfate. Par contre, l'évolution des nitrates met en évidence un phénomène de concentration.

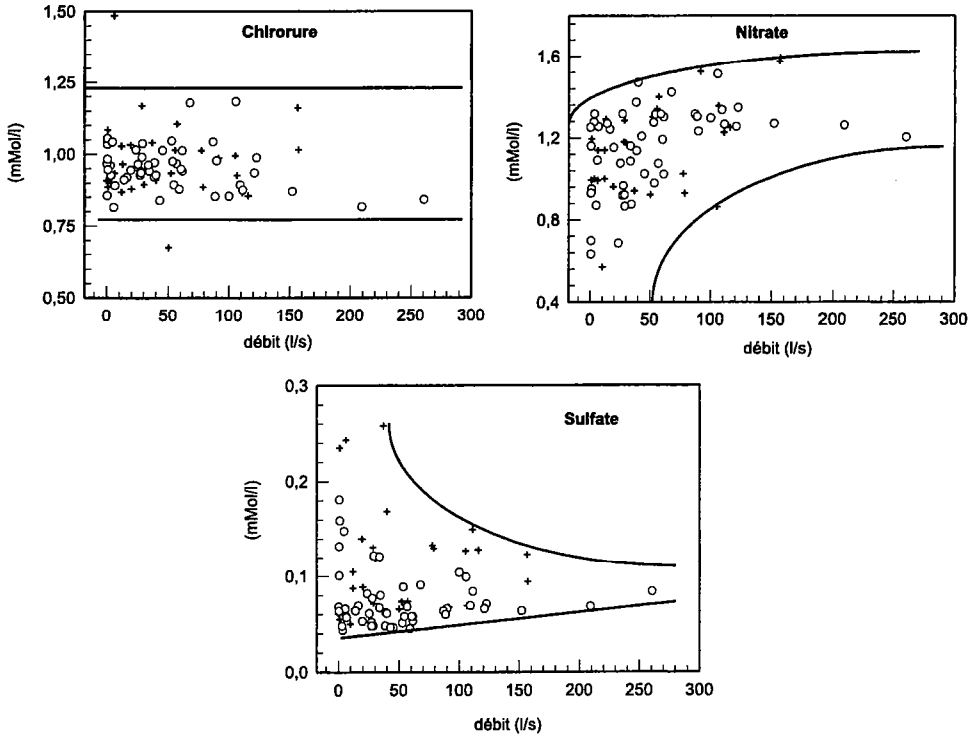


FIG. 5.3 – *Evolution à l'exutoire du bassin versant de Kervidy des concentrations en chlorure, nitrate et sulfate en fonction du débit. Les croix représentent les mesures au cours des 2 années d'étude. Les cercles représentent les mesures des 4 années précédentes (93 à 96).*

Nous constatons donc que pour les nitrates, la relation concentration-débit est peu accentuée. La concentration en nitrate à un instant donné dépend non seulement de l'état hydrologique du bassin versant à cet instant mais aussi de la fréquence et de l'intensité des événements hydrologiques passés. Par contre, les flux de nitrate sont très fortement corrélés aux débits journaliers. La quantité de nitrate exportée hors du bassin versant dépendra essentiellement de la valeur des flux d'eau dans la rivière (Fig. 5.4). En raison de leur forte variabilité en comparaison de la variabilité des concentrations de nitrate, les débits gouvernent les flux de nitrate dans la rivière.

Les crues d'automne et d'hiver entraînent une modification de l'état hydrochimique du bassin versant qui se traduit à l'exutoire par l'augmentation des concentrations en nitrate. Cette remarque est illustrée par l'exemple d'une crue du mois de décembre 94 étudiée par Durand et Juan-Torres (1996). Deux pics de crues sont observés pendant

la période (Fig. 5.5). La concentration initiale en nitrate est de $0,82\ mMol.l^{-1}$. Après le second pic de crue ($C2$), la concentration a atteint $1,24\ mMol.l^{-1}$. Entre ces deux instants, la concentration en chlorure a varié de $0,97$ à $0,95\ mMol.l^{-1}$ et la concentration en sulfate a diminué de $0,109$ à $0,102\ mMol.l^{-1}$. Au cours des deux crues, la relation entre la concentration en nitrate et le débit (Fig. 5.5) a la forme d'une boucle non fermée caractéristique d'un phénomène d'hystérésis.

Derrière cette évolution peuvent se cacher différents mécanismes. Ce peut être le lessivage des sols, ou de façon plus générale, la connection d'un stock de nitrate au réseau d'écoulement, ou la mise en veille au fort débit d'un puits à nitrate. Cann (1994) explique à la suite d'observations identiques à l'exutoire du bassin versant de Naizin que cette évolution est causée par des écoulements hypodermiques qui apportent une eau souvent plus chargée en nitrate que les eaux de nappe.

A l'inverse, la décroissance des concentrations en nitrate au cours du printemps ne semble pas liée aux épisodes de crue : la baisse des concentrations se produit en l'absence de crue. Prenons comme exemple une période sèche en terme de pluie, la période du 11 mars au 25 avril 98. L'évolution des concentrations en nitrate y est caractérisée par une diminution progressive au cours du temps (Fig. 5.6).

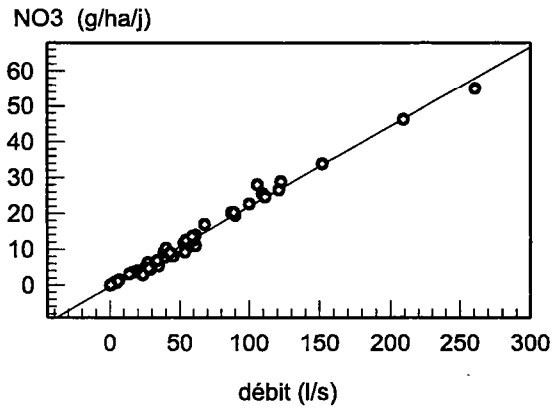


FIG. 5.4 – *Flux de nitrate journalier en fonction du débit journalier sur le bassin de Kervidy* ($(NO_3^- - g.j^{-1}.ha^{-1}) = 0,22.(Q - l.s^{-1})$ *avec* $r^2 = 0,98$).

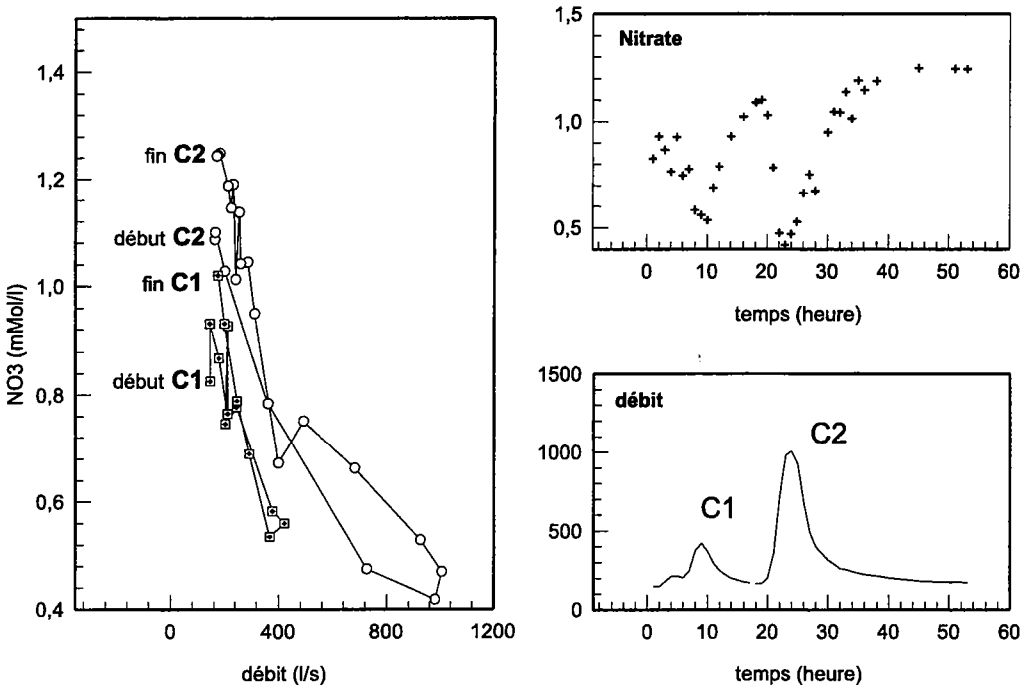


FIG. 5.5 – *Concentrations en nitrate en fonction du débit au cours d'une crue (06 décembre 94) sur le bassin de Kervidy*

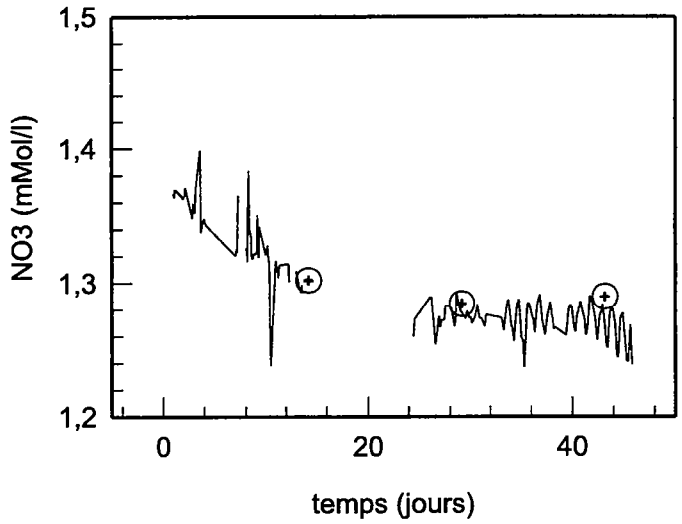


FIG. 5.6 – *Concentrations en nitrate dans la rivière au cours de la période du 11 mars au 25 avril 98. Le trait correspond aux mesures en "continu" réalisées par l'analyseur de terrain. Les croix représentent les mesures faites à la suite des prélèvements manuels*

5.2 Composition chimique de la pluie

L'eau de pluie a été échantillonnée à trois dates, le 21 janvier 98, le 22 avril 98 et le 6 mai 98. Ces trois prélèvements constituent une moyenne des pluies tombées pendant trois périodes pluvieuses de l'année, du 13 au 20 janvier 98 (46 mm), du 1er au 22 avril 98 (116,5 mm) et du 23 au 6 mai 98 (56,5 mm).

Le pH présente de fortes variations d'une date à l'autre. Chronologiquement, sa valeur est de 6, 23, 5, 9 et 5, 2. Au cours de l'année, la pluie s'est donc progressivement acidifiée. La conductivité électrique est très faible, de 15 à 35 $\mu S.cm^{-1}$. L'eau de pluie est peu chargée en nitrate en comparaison de l'eau déjà présente dans le bassin versant. Les concentrations en nitrate varient de $0,0275$ à $0,036$ $mMol.l^{-1}$. Les concentrations en sulfate sont également faibles, de $0,005$ à $0,02$ $mMol.l^{-1}$. Enfin, le chlorure est l'élément le plus présent dans l'eau des pluies. Les concentrations maximum et minimum ont été respectivement de $0,18$ et $0,05$ $mMol.l^{-1}$

La pluie est globalement une eau très pauvre en élément dissous, particulièrement en nitrate. Cependant, les concentrations en sulfate sont comparables aux concentrations minimum mesurées dans le bassin versant, dans la rivière ou dans la nappe. Les concentrations en chlorure sont élevées mais inférieures à celles relevées dans les eaux du bassin versant.

5.3 Caractérisation physico-chimique de la nappe d'altérite

5.3.1 Paramètres physico-chimiques

Le pH (Fig. 5.7)

Les eaux prélevées dans les piézomètres sur les trois sites de Kervidy sont plutôt acides. En moyenne annuelle, l'eau de PI2 est la plus acide ($pH = 4,9$) et l'eau de PG1 est la plus proche de la neutralité ($pH = 6,8$).

A chaque point de prélèvement l'évolution au cours du temps est assez faible. Sur le transect de Kerolland suivi régulièrement sur deux années, l'écart type est d'environ de $0,3$ unité pH pour les piézomètres superficiels (PJ1 à PJ4) et de presque $0,5$ pour les piézomètres profonds (PJ5 et PJ6).

Les pH mesurés à Guériniec et Kerolland sont très proches. Les eaux de nappe sur le transect de Fournello sont plus acides sur le haut du versant (PI1 à PI2). Globalement, la structure spatiale des eaux de nappe est, à chaque date, similaire sur l'ensemble des transects. En amont, la nappe est caractérisée par des pH acides, entre $4,9$ et $5,5$ (PJ3 et PJ4, PG4 à PG6, et PI2 et PI3). Dans et en bordure des bas-fonds, le pH de l'eau est proche de 6. L'augmentation du pH est progressive de l'amont vers l'aval de la nappe. Sur les transects de Kerolland et de Guériniec, les trois piézomètres profonds doublant les piézomètres de surface ont en commun des pH élevés, particulièrement les piézomètres PJ6 et PG1.

Le potentiel d'oxydo-réduction (Fig. 5.8)

Le potentiel rédox a été mesuré sur les transects de Kerolland et de Fournello au cours de l'année 97/98. Ce potentiel évolue peu, les écarts-types varient de 8 à 40 mV selon les piézomètres, excepté pour le piézomètre PJ2 ($\sigma = 90\ mV$). Dans l'espace, le potentiel rédox évolue entre 400 et 500 mV dans les piézomètres de surface, sans organisation particulière, tant en moyenne qu'au regard des écarts-types. Dans les piézomètres profonds proches de la rivière (PJ5 et PG1), le potentiel rédox est d'environ 450 mV. A PJ6, le potentiel d'oxydo réduction est faible à 276 mV.

Le Carbone Organique Dissous

Les teneurs en carbone organique dissous (COD) ont été estimées indirectement à partir des analyses du carbone total et du carbone inorganique dissous réalisés sur les eaux des transects de Kerolland et de Guériniec. Les teneurs sont basses et n'excédent pas $3,0\ mg/l$ quel que soit le piézomètre. Ces teneurs sont généralement plus faibles dans les piézomètres profonds (PJ5, PJ6 et PG1) où elles sont généralement inférieures à $1,0\ mg/l$. Dans le piézomètre profond du BRGM ($40\ m$), le COD est de $1,0\ mg/l$.

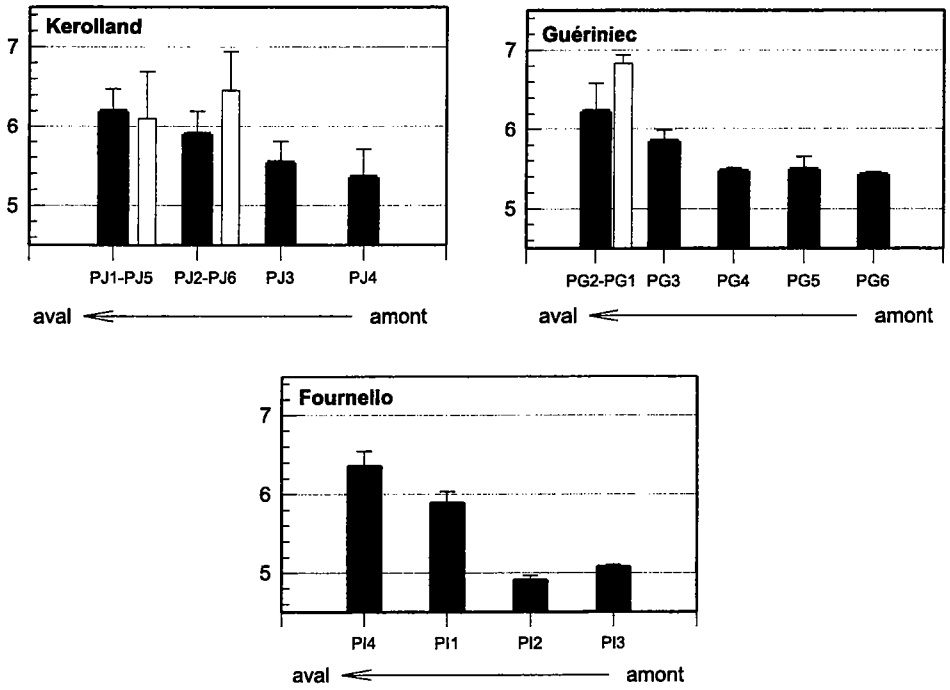


FIG. 5.7 – *pH moyens sur la période d'étude de l'eau de nappe sur les transects de Kerolland, Guériniec et Fournello. En blanc, les piézomètres profonds doublant les piézomètres de surface.*

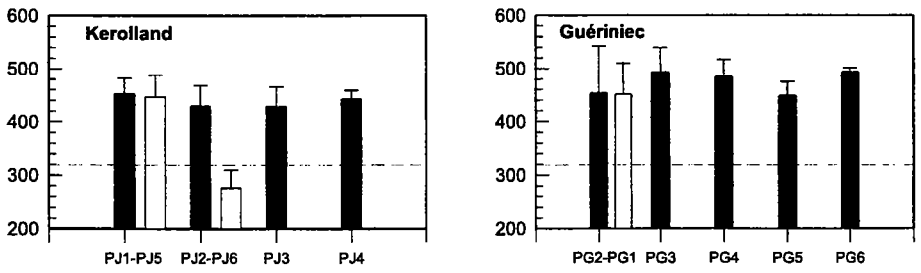


FIG. 5.8 – *Moyennes et écarts types du potentiel d'oxydo-réduction sur le transect de Kerolland et de Guériniec. En blanc, les piézomètres profonds doublant les piézomètres de surface.*

5.3.2 Évolution temporelle des concentrations anioniques dans la nappe

Nous abordons maintenant l'évolution des concentrations en chlorure, nitrate et sulfate dans les piézomètres du transect de Kerolland, seul transect suivi régulièrement au cours des deux années hydrologiques (Fig. 5.9 et Fig 5.10).

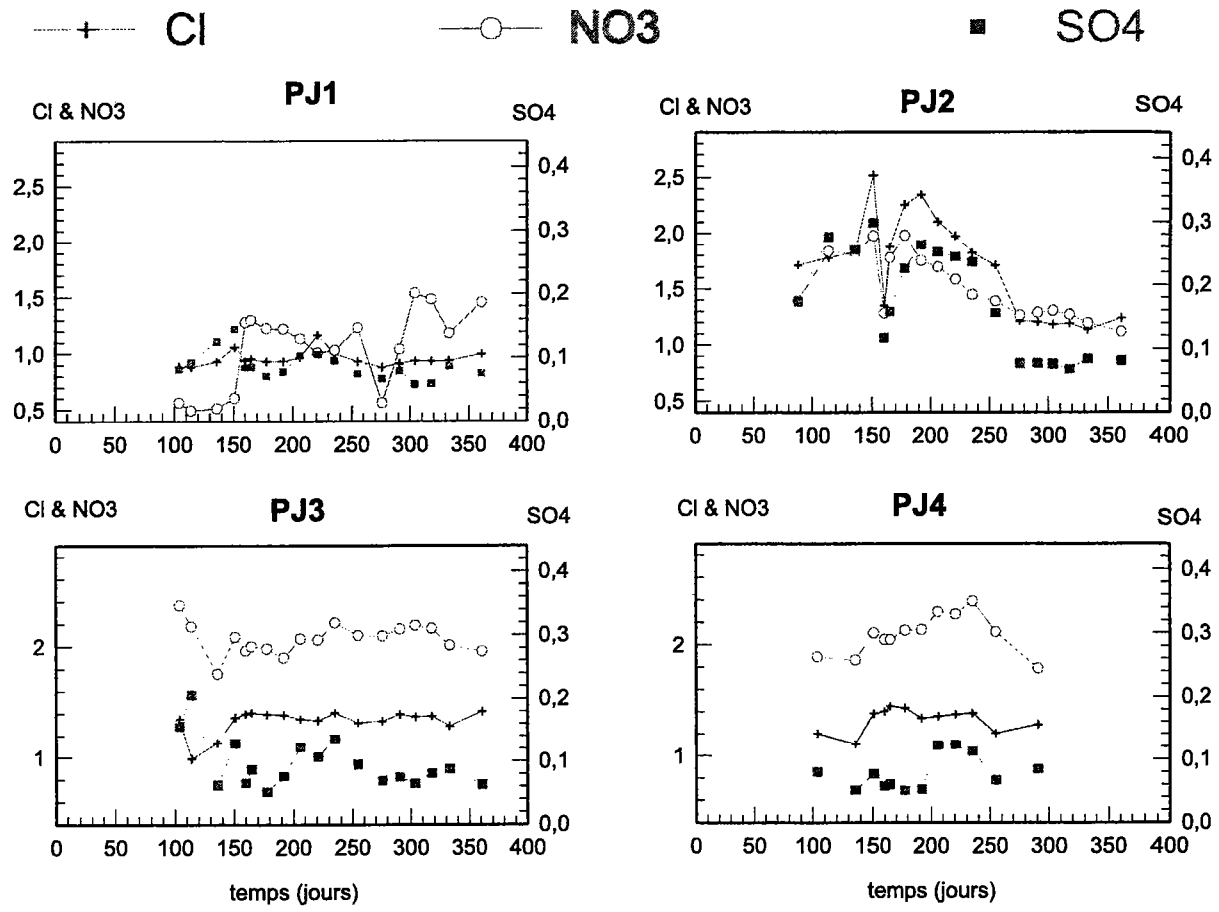


FIG. 5.9 – *Evolution des concentrations en chlorure, nitrate et sulfate ($mMol.l^{-1}$) dans les piézomètres du site de Kerolland au cours de l'année 96/97*

5.3.2.1 Présentation par piézomètre

Les variations de concentrations dans le piézomètre **PJ4**, piézomètre le plus amont, sont comparables au cours des deux années. Les concentrations sont stables au cours de l'hiver et du printemps ; elles sont environ de $1,3\ mMol/l$, $2,2\ mMol/l$ et $0,07\ mMol/l$ concernant respectivement le chlorure, le nitrate et le sulfate. Nous constatons qu'en fin d'automne et au tout début de l'été, les concentrations en nitrate sont moins élevées,

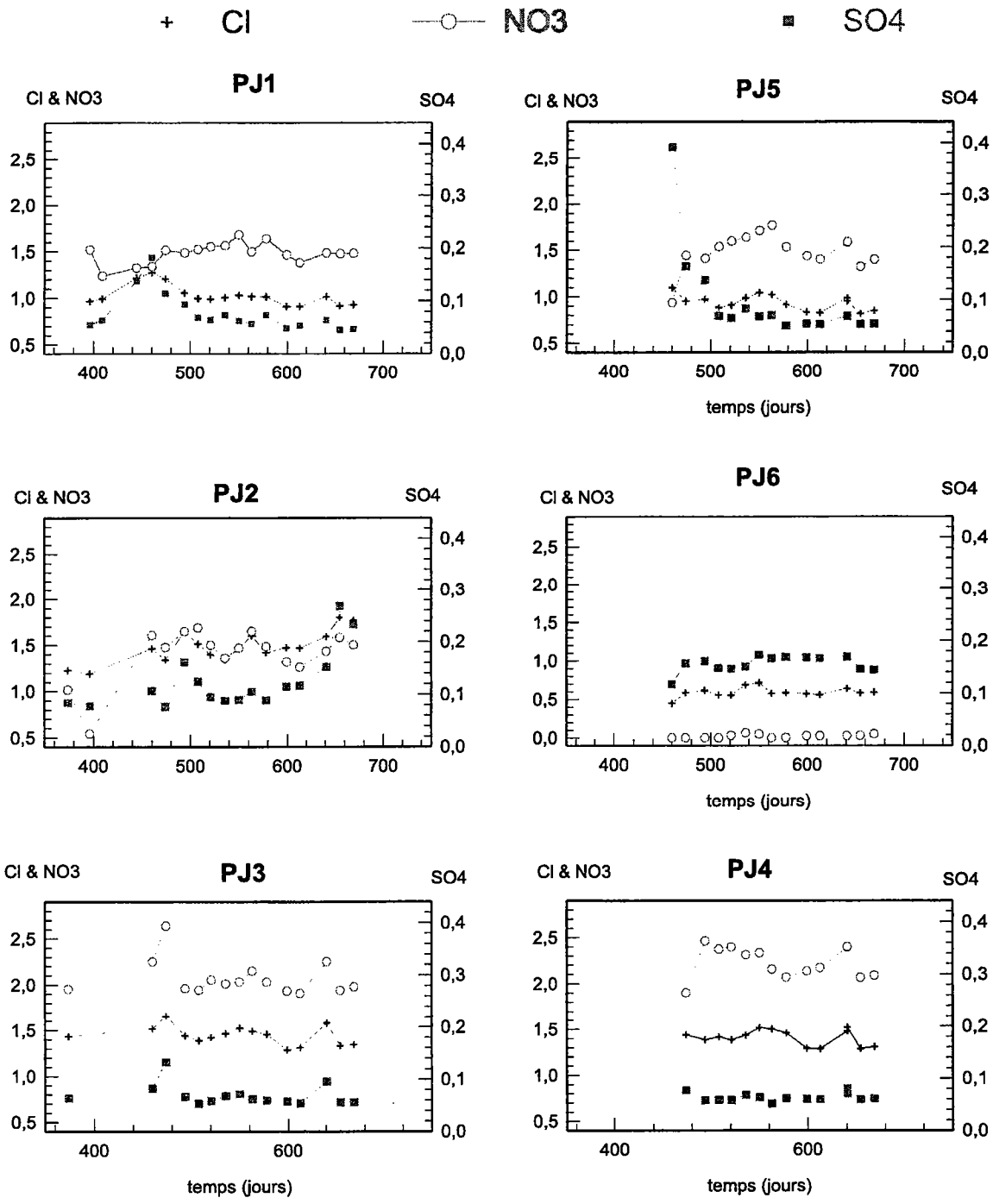


FIG. 5.10 – *Evolution des concentrations en sulfate, chlorure et nitrate ($mMol.l^{-1}$) dans les piézomètres du site de Kerolland au cours de l'année 97/98*

égales à environ $1,9\ mMol/l$. Ces baisses confèrent à l'évolution des concentrations en nitrate un aspect saisonnier marqué en 96/97 et moins accentué en 97/98. En 96/97, l'évolution dans la rivière et dans PJ4 sont similaires en terme de nitrate mais décalés dans le temps. La concentration maximum est observée, dans la rivière, au jour 195 et, dans PJ4, au jour 240. Le sulfate ne varie pas, excepté au début de la première année hydrologique où la concentration en sulfate est légèrement supérieure au reste de l'année ($0,08\ mMol/l$). Au cours des mois de mars et avril 97, les concentrations en sulfate s'accroissent brusquement mais restent inférieures à $0,12\ mMol.l$. Aucune corrélation entre éléments n'émerge de ces évolutions temporelles.

La composition chimique du piézomètre **PJ3** est constante dans le temps. Les concentrations en nitrate sont élevées ($2,07\ mMol.l^{-1}$) et les teneurs en sulfate sont souvent inférieures à $0,08\ mMol.l^{-1}$. A la fin de l'automne 96 (100^e jour), les concentrations en sulfate et en nitrate sont cependant un peu plus élevées. Cet état est également observable à l'automne 97 (460^e jour) pour les trois éléments. Concernant la première année, et à un degré moindre la seconde année, les évolutions des trois éléments sont faibles et restent identiques.

Le comportement du piézomètre **PJ2** est complexe et irrégulier. Les trois éléments y suivent des variations de même forme. La première année est marquée par trois périodes. Les deux premières périodes (du 70^e au 150^e jour -novembre 96 à janvier 97- et du 150^e au 270^e jour -février à mai 97-) sont caractérisées par un cycle composé d'une augmentation, d'un palier et d'une décroissance des concentrations pour les trois éléments. Durant la troisième période (juin à août 97), les concentrations sont faibles et constantes. Au cours de la seconde année, les concentrations sont constantes pour les trois anions. Les seuls marques de variabilité sont la faiblesse des concentrations en nitrate au début de l'année hydrologique et l'augmentation des concentrations de sulfate en fin d'année (juillet et juin 98).

Dans le piézomètre **PJ1**, les chlorures et les sulfates présentent des variations identiques d'une année à l'autre. Au début de chaque année, leurs teneurs augmentent et atteignent un maximum en décembre ou janvier ($0,14\ mMol.l^{-1}$ pour le sulfate et entre 1 et $1,4\ mMol.l^{-1}$ pour le chlorure). Excepté ces variations, assez ponctuelles dans le temps et peu importantes pour le chlorure, les concentrations de ces deux éléments sont stationnaires. Les nitrates sont caractérisés dans PJ1 par des concentrations très faibles ($0,5\ mMol.l^{-1}$) au début de la première année hydrologique. Notons cependant qu'à cette période le piézomètre n'était pas pompé avant le prélèvement pour des raisons matérielles alors que la nappe est caractérisée à cet endroit par des conductivités hydrauliques faibles (*cf* chapitre 3). Le piézomètre se trouve donc dans un milieu où l'eau semble transiter à des vitesses très faibles, pouvant provoquer le confinement du volume

d'eau présent dans le piézomètre. A la suite de cette période, les concentrations mesurées sur des échantillons prélevés après pompage s'accroissent puis évoluent peu mais toujours de façon irrégulière. La seconde année est caractérisée par une faible saisonnalité des concentrations en nitrate. Cette évolution est en effet marquée par des faibles concentrations d'octobre à novembre 98 (des jours 400 à 460) puis une augmentation brutale. Au printemps, les concentrations diminuent à partir du mois de mai.

Sur l'année 97/98, les concentrations en sulfate, nitrate et chlorure et leurs variations dans les piézomètres PJ1 et **PJ5** sont proches à partir du mois de janvier 98. Les teneurs en nitrates dans PJ5 s'accroissent jusqu'à la fin de l'hiver (jour 562 -17 mars 98-) puis décroissent doucement au printemps sans atteindre leur niveau initial. Cette évolution saisonnière est comparable aux variations observées dans la rivière. Cependant, il existe un décalage de deux mois entre les deux signaux, la rivière présentant des concentrations élevées plus tôt en hiver. A la différence de PJ1, au début du mois de décembre, les sulfates sont très présents dans PJ5 ($0,39\ mMol.l^{-1}$ le 473^{e} jour) et les concentrations en nitrate faibles ($0,80\ mMol.l^{-1}$). Ces concentrations diminuent rapidement en un mois et ensuite varient très peu.

Le piézomètre **PJ6** possède une eau de composition très différente de celle de PJ2, piézomètre superficiel doublant PJ6. Les concentrations sont constantes quel que soit l'élément. Les nitrates sont souvent absents et apparaissent uniquement en février et mars 98 (jours 510 à 560). Cette apparition est corrélée à une légère baisse des sulfates. Les sulfates sont très présents toute l'année à des concentrations élevées ($0,17\ mMol.l^{-1}$). Notons que lors du premier échantillonnage, les concentrations en chlorure et sulfate sont plus faibles que celles mesurées par la suite.

5.3.2.2 Synthèse sur l'évolution temporelle

Le tableau 5.3 présente les moyennes annuelles, les écarts types et les coefficients de variations des concentrations en nitrate, sulfate et chlorure dans les six piézomètres du transect de Kerolland pour les deux années de suivi.

Nous pouvons dégager quatre points :

- Les piézomètres amont (PJ3 et PJ4) présentent une variabilité temporelle très faible au regard des variations observées ailleurs dans le bassin versant. Toutefois, une légère saisonnalité apparaît dans les concentrations en nitrate dans PJ4. De manière générale, les concentrations en nitrate sont très fortes dans ces piézomètres ;
- Le piézomètre profond PJ6 est également marqué par des concentrations constantes. Les nitrates y sont présents sporadiquement et en très faible quantité. Les concentrations en sulfate restent élevées toute l'année ;

- En 97/98, les piézomètres PJ5 et PJ1 ont des comportements comparables en hiver et au printemps mais différents au mois de décembre. Jusqu'au printemps, les variations observées dans PJ5 sont similaires à celles mesurées dans la rivière (Fig. 5.2) ;
- Le piézomètre PJ2 est caractérisé par des variations différentes d'une année à l'autre. En 96/97, les concentrations de tous les éléments augmentent en hiver et décroissent au printemps. En 97/98, la composition de l'eau est stable, excepté en décembre (concentration en nitrate faible) et en juin et juillet (augmentation des concentrations en sulfate).

Sites		*96/97*		*97/98*	
		$\mu \pm \sigma$	*CV*	$\mu \pm \sigma$	*CV*
Rivière	Cl	$0,95 \pm 0,07$	7 %	$1,02 \pm 0,17$	16 %
	NO_3^-	$1,11 \pm 0,15$	14 %	$1,29 \pm 0,19$	15 %
	SO_4^{2-}	$0,107 \pm 0,063$	59 %	$0,122 \pm 0,048$	39 %
PJ1	Cl	$0,95 \pm 0,07$	9 %	$1,02 \pm 0,11$	11 %
	NO_3^-	$1,05 \pm 0,35$	26 %	$1,48 \pm 0,11$	7 %
	SO_4^{2-}	$0,0867 \pm 0,022$	35 %	$0,078 \pm 0,0366$	46 %
PJ2	Cl	$1,69 \pm 0,44$	26 %	$1,48 \pm 0,17$	11 %
	NO_3^-	$1,51 \pm 0,28$	18 %	$1,41 \pm 0,28$	19 %
	SO_4^{2-}	$0,173 \pm 0,0834$	48 %	$0,124 \pm 0,0554$	44 %
PJ3	Cl	$1,33 \pm 0,11$	8 %	$1,44 \pm 0,10$	7 %
	NO_3^-	$2,07 \pm 0,10$	5 %	$2,07 \pm 0,19$	9 %
	SO_4^{2-}	$0,096 \pm 0,040$	41 %	$0,069 \pm 0,0211$	30 %
PJ4	Cl	$1,33 \pm 0,11$	8 %	$1,41 \pm 0,09$	6 %
	NO_3^-	$2,09 \pm 0,18$	8 %	$2,23 \pm 0,17$	8 %
	SO_4^{2-}	$0,078 \pm 0,027$	35 %	$0,063 \pm 0,008$	12 %
PJ5	Cl			$0,99 \pm 0,20$	20 %
	NO_3^-			$1,49 \pm 0,19$	13 %
	SO_4^{2-}			$0,097 \pm 0,088$	90 %
PJ6	Cl			$0,56 \pm 0,13$	23 %
	NO_3^-			$0,019 \pm 0,022$	115 %
	SO_4^{2-}			$0,147 \pm 0,0335$	23 %
BRGM	Cl			0,52	
	NO_3^-			0,042	
	SO_4^{2-}			0,22	

TAB. 5.3 – *Moyennes annuelles* (μ), *écarts-types* (σ) *et coefficients de variation* (CV) *des concentrations* ($mMol.l^{-1}$) *dans les piézomètres de Kerolland au cours des deux années hydrologiques 96/97 et 97/98.*

5.3.3 Structure spatiale de la composition chimique de la nappe

Nous venons de voir qu'à Kerolland, les concentrations varient plus ou moins dans le temps. Au-delà de ces variations temporelles, la chimie de la nappe est toujours marquée vis à vis du nitrate, du sulfate et du chlorure par une organisation spatiale assez semblable d'un transect à l'autre.

5.3.3.1 Les nitrates

L'évolution spatiale des teneurs en nitrate est assez similaire sur les trois transects. Les concentrations les plus élevées sont mesurées dans les piézomètres de versant et de plateau, et les plus basses dans la zone de bas-fond (Fig. 5.11). L'évolution entre les deux domaines de concentration est progressive sur le transect de Guériniec, du piézomètre PG4 jusqu'à la rivière. Sur le transect de Kerolland, la transition est observée entre PJ2 et PJ3. A Fournello, la variation de concentration entre les deux domaines est très importante en aval du piézomètre PI1.

Les concentrations mesurées dans les piézomètres profonds sont très faibles, voire quasi nulles selon les périodes de l'année, pour les piézomètres PG1 et PJ6. Vis à vis du nitrate, les eaux de ces deux piézomètres sont proches de l'eau du piézomètre profond du BRGM ($0,042\ mMol.l^{-1}$). Dans le piézomètre PJ5, les teneurs en nitrate sont identiques à celles mesurées dans la couche supérieure de la nappe (PJ1).

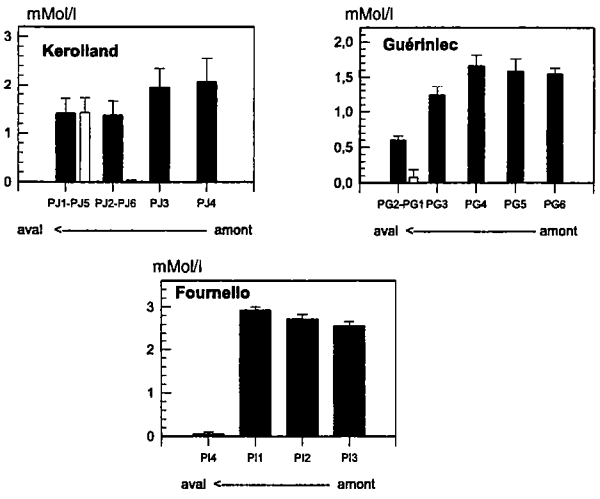


FIG. 5.11 – *Evolution le long des transects de Kerolland, de Guériniec et de Fournello des moyennes et des écarts types (traits) des concentrations en* ***nitrate*** *sur l'année 97/98. Les histogrammes noirs représentent les piézomètres de surface. Les blancs correspondent aux piézomètres profonds.*

5.3.3.2 Les sulfates

A chaque transect correspond une structure spatiale particulière des teneurs en sulfates dans la nappe (Fig. 5.12). Toutefois, un trait commun se dégage puisque, en amont des versants, les sulfates sont partout présents à des teneurs faibles ($< 0,06\ mMol.l^{-1}$) en comparaison des autres points des transects. Sur le transect de Guériniec, les concentrations s'accroissent progressivement vers l'aval. A Fournello, la concentration la plus forte est observée près de la rivière ($0,26\ mMol.l^{-1}$). Les concentrations du piézomètre PI2 sont également très importantes en comparaison des concentrations des piézomètres voisins. Enfin à Kerolland, les concentrations augmentent de l'amont (PJ4) jusqu'à l'aval (PJ2). A PJ1, les concentrations sont plus importantes que dans les deux piézomètres les plus en amont, mais plus faibles que dans PJ2.

Globalement, l'eau des piézomètres profonds est plus riche en sulfate que celle des piézomètres installés plus en surface. Sur le transect de Guériniec particulièrement, la concentration en sulfate dans PG1 est pratiquement deux fois supérieure au maximum observé dans les piézomètres de surface. A Kerolland, la différence entre surface et profond est moins marquée et observée essentiellement dans le piézomètre PG2. Les concentrations observées à PJ2 et PG1 sont comparables à celles de l'eau du piézomètre profond du BRGM ($0,216\ mMol.l^{-1}$).

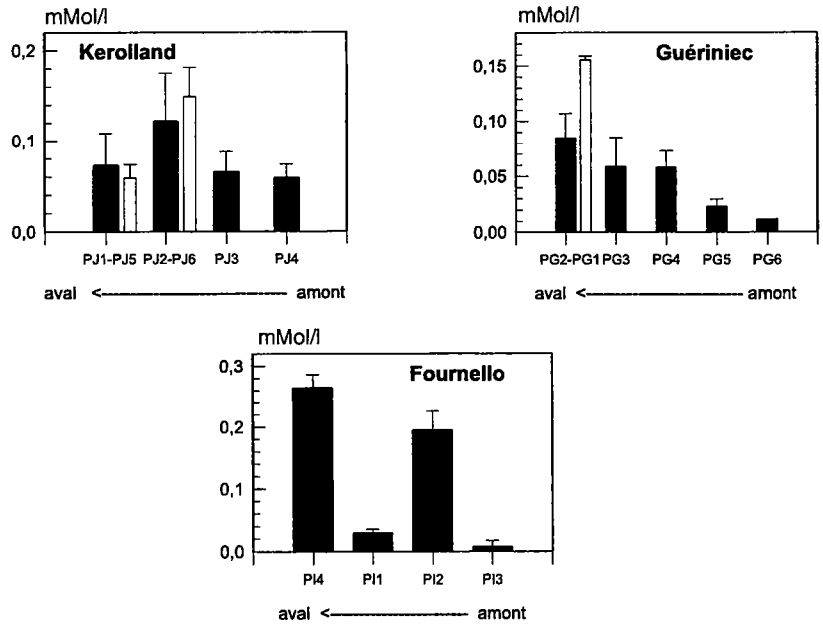


FIG. 5.12 – *Evolution le long des transects de Kerolland, de Guériniec et de Fournello des moyennes (histogramme) et des écarts type (traits) des concentrations en* ***sulfate*** *sur l'année 97/98. Les histogrammes noirs représentent les piézomètres de surface. Les blancs correspondent piézomètres profonds.*

5.3.3.3 Les chlorures

Sur chaque transect, les variations spatiales de la concentration en chlorure dans les piézomètres de surface sont faibles (Fig. 5.13). Sur le transect de Kerolland, la concentration est d'environ $1,5\ mMol.l^{-1}$; sur les transects de Fournello et de Guériniec, elle s'établit autour de $0,8\ mMol.l^{-1}$. Toutefois, , sur Kerolland et Guériniec, les deux piézomètres proches de la rivière présentent des concentrations respectivement inférieures (PJ1) et très supérieures aux concentrations du reste du transect (PI4).

L'eau des piézomètres profonds proches de la rivière (PG1 et PJ5) possède des teneurs en chlorure proches de l'eau des piézomètres de surface. Par contre, l'eau du piézomètre PJ6 a une concentration faible ($0,56\ mMol.l^{-1}$) et très différente du piézomètre de surface (PJ2). Notons également que la concentration en chlorure de l'eau prélevée dans le piézomètre profond du BRGM a été mesurée à $0,52\ mMol.l^{-1}$ en février 98.

La pluie est faiblement chargée en chlorure en comparaison de l'eau présente dans le bassin versant (*cf* 5.2, p 170). Les chlorures sont des anions très présents dans les lisiers, ils proviennent des urines (Jaffrezic, 1997). La fertilisation par amendement organique (lisier, fumier) est une pratique très développée sur le bassin versant de Kervidy. Les engrais synthétiques, notamment les engrais potassés (KCl) constituent également un apport important de chlorure. Les chlorures constituent donc un indice de la pression agricole exercée en terme de fertilisation organique sur chacun des transects.

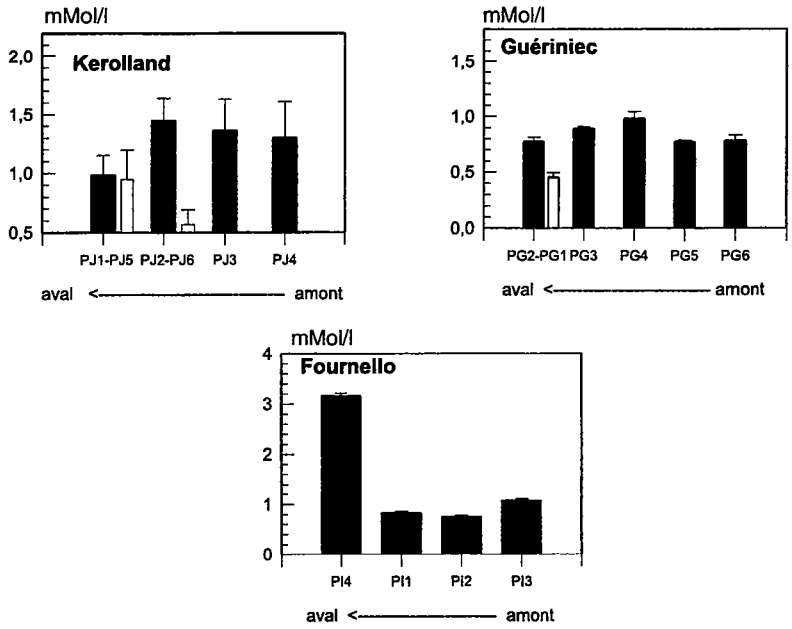


FIG. 5.13 – *Evolution le long des transects de Kerolland, de Guériniec et de Fournello des moyennes (histogramme) et des écarts type (traits) des concentrations en* ***chlorure*** *sur l'année 97/98. Les histogrammes noirs représentent les piézomètres de surface. Les blancs correspondent piézomètres profonds.*

5.3.3.4 Synthèse sur l'organisation spatiale de la chimie de la nappe

De l'organisation spatiale des trois anions dans la nappe, nous retiendrons les points suivants :

- Les chlorures apparaissent distribués de façon uniforme sur chaque transect, excepté à Fournello où le piézomètre aval possède des concentrations extrêmement élevées ;
- Dans les zones de plateau et de pente, les concentrations en nitrate sont maximum et les concentrations en sulfate très faibles ;
- Il existe sur chaque transect deux domaines vis à vis des concentrations en nitrate et en sulfate. A l'amont, les concentrations en sulfate sont faibles et les concentrations en nitrate sont importantes. A l'aval, le contraire est systématiquement observé. La transition entre les deux domaines se présente sous la forme d'un gradient positif de nitrate et d'un gradient négatif de sulfate, gradients localisés aux interfaces entre les bas-fond et le reste des versant définies au chapitre 3. Notons que la relation entre nitrate et sulfate est décroissante et presque linéaire sur les transects de Kerolland et de Guériniec (Fig. 5.14). Toutefois à Fournello, les fortes concentrations en sulfate mesurées dans PI2 affaiblissent cette relation ;
- Enfin, dans la zone de bas-fond la nappe apparaît stratigraphiée selon deux couches : une couche inférieure riche en sulfate et pauvre en nitrate (PJ6 et PG1) et une couche supérieure riche en nitrate et pauvre en sulfate. Les concentrations des trois anions analysés sont dans la couche inférieure très proches de celles observées dans l'eau prélevée à 40 m de profondeur. On note, cependant, que le piézomètre profond proche de la rivière installé à Kerolland présente une eau chimiquement très similaire à celle captée, au même endroit, par le piézomètre plus superficiel ;
- Le transect de Fournello présente des divergences vis à vis de cette organisation, notamment en raison des concentrations de chlorure mesurées dans PI4, piézomètre le plus aval, et celles de sulfate mesurées dans PI2. Ce transect est en fait mal observé. Le piézomètre PI4 est profond de 1,5 m et capte des eaux circulant davantage dans la couverture pédologique que dans les altérites. De plus, le piézomètre PI4 (près de la rivière) et PI1 (en amont du talus) sont trop éloignés l'un de l'autre pour saisir la progression de la composition de nappe le long du transect. Pour ce faire, deux piézomètres plus profonds installés dans la zone de bas-fond en aval du talus aurait été nécessaires. Aussi dans la suite de la discussion, nous alimenterons essentiellement notre propos avec les observations réalisées à Guériniec et à Kerolland.

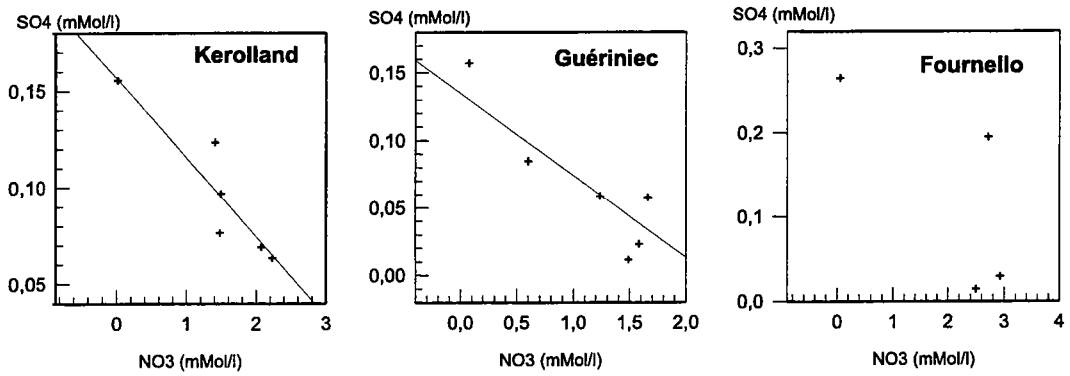


FIG. 5.14 – *Concentrations en sulfate en fonction des concentrations en nitrate sur les transects de Kerolland, Guériniec et de Fournello.*

5.4 Discussion sur l'organisation spatiale de la chimie de la nappe

5.4.1 Hypothèses

Dans la section précédente, nous avons dégagé une organisation spatiale de la chimie de la nappe. Celle-ci est caractérisée par un gradient positif de nitrate et un gradient négatif de sulfate de l'aval vers l'amont des transects. Nous pouvons émettre quatre hypothèses sur l'origine de cette organisation :

- H1 : le lessivage de nitrate vers la nappe est structuré selon la topographie ;
- H2 : la nappe d'altérite se mélange, dans le bas-fond, avec une eau superficielle appauvrie en nitrate ;
- H3 : une dénitrification de l'eau se produit au cours de son cheminement de l'amont vers l'aval dans la couche supérieure des altérites ;
- H4 : une remontée d'eau profonde, localisée plutôt dans le bas-fond, apporte une eau plus pauvre en nitrate et plus riche en sulfate.

Dans cette section, nous discutons chacune des hypothèses :

- ***H1 : Gradient lié au lessivage***

  Sur le bassin versant de Kervidy, l'occupation du sol varie dans l'espace et dans le temps. L'activité agricole mobilise près de 95 % de la superficie du bassin. Les cultures dominantes sont le maïs et le blé. Chaque culture a un développement végétatif propre. Les fuites de nitrate vers la nappe sont variables en amplitude et dans le temps selon la culture et les pratiques culturales de l'agriculteur, notamment selon les modes de fertilisation. De ce point de vue, le gradient de nitrate dans

la nappe pourrait refléter une distribution du lessivage de nitrate structurée dans l'espace. Ainsi, la recharge de nappe en amont serait plus concentrée en nitrate que la recharge en aval.

Nous possédons peu d'éléments convergeant vers cette hypothèse, sans pouvoir affirmer cependant qu'il n'en existe pas. L'occupation actuelle du sol ne suit pas une structuration particulière. A Guériniec, la distribution spatiale des concentrations de nitrate dans la nappe ne peut être induite par la variabilité de l'occupation actuelle des sols car cette variabilité est nulle. Le maïs a, en effet, constitué l'unique culture pratiquée sur le versant au cours de l'année 97/98.

Le maïs occupait également la majeure partie du versant de Kerolland en 96/97. Le maïs a été remplacé en 97/98 par des petits pois, pourtant les concentrations de nitrate ont peu évolué dans les piézomètres amont. A Kerolland, les concentrations dans la nappe ne semblent pas être sensibles à l'occupation actuelle du sol. Sur le transect de Fournello, la partie amont (PI2 et PI3) était recouverte de maïs en 97/98, la parcelle dans la pente (PI1) était occupée par une culture de choux et la zone en aval du talus est une prairie permanente.

Sur le long terme, *i.e.*, quelques années, nous ignorons la nature des cultures sur les versants étudiés. Toutefois, on peut douter que les pratiques agricoles soient agencées dans l'espace de manière à entraîner, sur les trois transects, un différentiel de fuite de nitrate entre amont et aval. Cette hypothèse apparaît, à notre avis, peu probable.

- ***H2 : Apport d'eau de surface*** (Fig. 5.15)

  Cette hypothèse est basée, en partie, sur le phénomène de déstockage de nitrate (*flushing hypothesis*) mis en évidence par Creed *et al.* (1996) (*cf* 1.4.4.2, p 47). Au début de l'automne, le stock d'azote minéral est important dans les couches de surface du sol (Etape I sur la figure 5.15). Une fois ces couches atteintes par la nappe, le nitrate est transféré par l'écoulement latéral vers la rivière. Ce phénomène est limité à la zone de bas-fond (Etape II sur la figure 5.15). A l'amont, le nitrate est lessivé verticalement vers la nappe. Une fois les nitrates du bas-fond exportés vers la rivière, le volume de nappe présent dans les couches supérieures des sols est moins riche en nitrate que l'eau des altérites. Sous cette hypothèse, le gradient est fortement accentué au cours des périodes représentées par l'étape III où la différence en nitrate entre profond et superficiel est maximum. Le gradient tend à se réduire pendant les étapes de déstockage, périodes pendant lesquelles la partie supérieure de la nappe est riche en nitrate. L'évolution temporelle des concentrations en nitrate de la nappe d'altérite dans le bas-fond est alors caractérisée par de fortes valeurs à l'automne au moment de la montée de nappe et par une diminution progressive au cours de l'hiver liée au déstockage progressif du ni-

trate vers la rivière. Ce type d'évolution n'est observé dans aucun piézomètre ni en 96/97 ni en 97/98. Au contraire, les concentrations augmentent au cours de l'automne dans PJ1 en 96/97 et 97/98 et dans PJ6 en 97/98. Certes, la dénitrification hétérotrophe par oxydation de la matière organique peut expliquer que le nitrate n'a pas été transféré mais réduit dès que les couches supérieures du sol se saturent. Ainsi la couche supérieure de la nappe reste pauvre en nitrate et le gradient dans la nappe d'altérite varie peu au cours du temps. Les taux de matière organique dans les horizons de surface sont suffisants pour que la dénitrification hétérotrophe se produise. Par contre, ce fonctionnement va à l'encontre des remarques faites par Jaffrezic (1997) à la suite du suivi hydrochimique d'une zone humide du bassin versant de Naizin. Selon Jaffrezic, si des épisodes pluvieux sont fréquents, le milieu ne peut être en anaérobie même si la saturation est observée, l'eau de pluie étant riche en oxygène. Comme les montées de nappe sont, durant l'automne, provoquées par une succession de pluie, on peut douter, d'après les remarques de Jaffrezic, que des conditions réductrices vis à vis du nitrate se mettent en place.
De plus, ce schéma ne permet pas *a priori* d'expliquer que, dans la nappe d'altérite, les concentrations en sulfate soient élevées dans le bas-fond et faibles dans le versant.

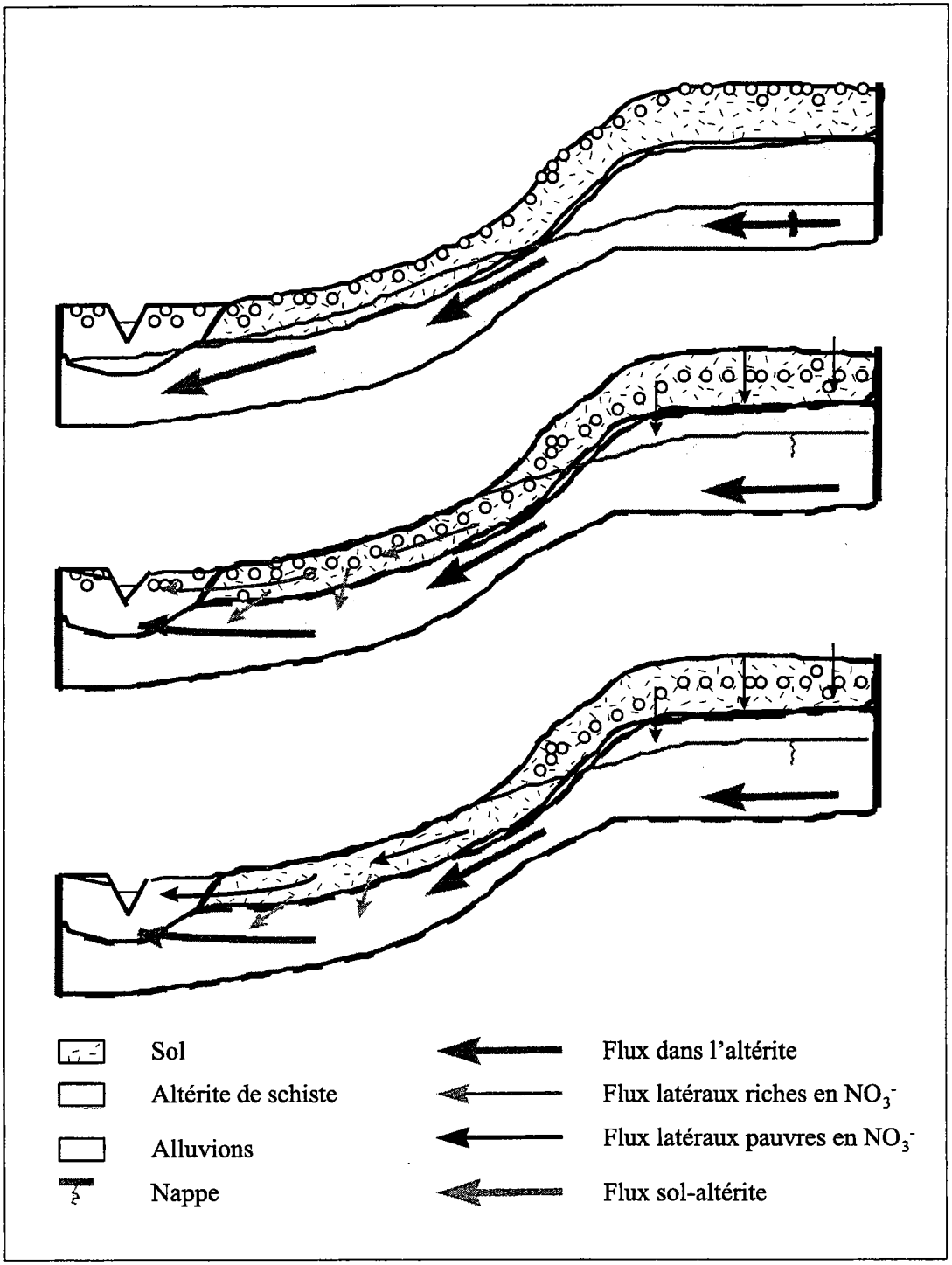


FIG. 5.15 – *Schéma des écoulements selon l'hypothèse d'un mélange de l'eau présente dans l'altérite avec une eau de surface. Les cercles symbolisent le nitrate dissous dans l'eau du sol. Chaque transect représente une étape du transfert de nitrate.*

- ***H3 : Dénitrification dans la nappe d'altérite*** (Fig. 5.16)

  Selon cette hypothèse, les eaux des altérites et du schiste sont déconnectées et la nappe d'altérite constitue un système clos dans sa partie inférieure. Durant son parcours de l'amont vers l'aval, le nitrate est alors réduit vers une forme azotée gazeuse.

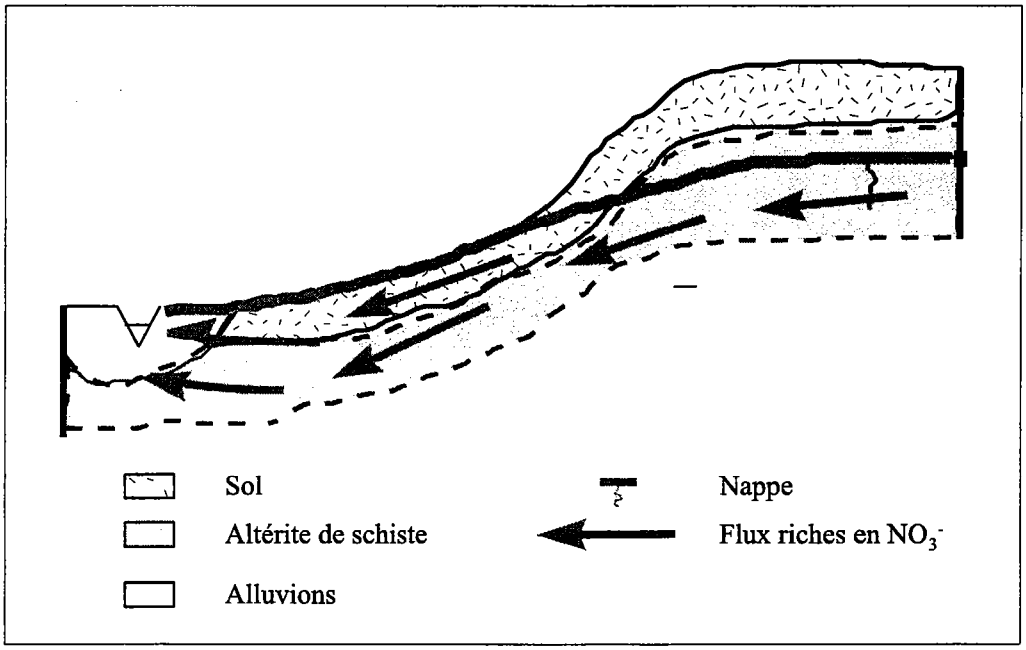


FIG. 5.16 – *Schéma des écoulements selon l'hypothèse d'une dénitrification dans la nappe d'altérite.*

Examinons l'année 98 pour laquelle nous disposons de mesures sur les transects de Kerolland et de Guériniec. A Kerolland, l'abattement dans le système «nappe d'altérite» est , en moyenne annuelle, entre l'amont (PJ4) et l'aval (PJ1) de $0,75\ mMol.l^{-1}$ (*cf* tableau 5.3). A cet abattement correspond une augmentation des concentrations en sulfate de $0,015\ mMol.l^{-1}$. Sur le transect de Guériniec, à PG2 les concentrations en nitrate sont en moyenne annuelle de $0,75\ mMol.l^{-1}$. Les piézomètres PG4 à PG5 ont des concentrations d'environ $1,60\ mMol.l^{-1}$. Ceci équivaut à un abattement d'environ $0,85\ mMol.l^{-1}$. L'augmentation des sulfates est alors de $0,073\ mMol.l^{-1}$.

En théorie, la dénitrification peut être couplée, soit à l'oxydation de carbone organique, soit à l'oxydation d'un élément minéral, comme, par exemple les composés sulfurés (Mariotti, 1994). La dénitrification est, dans les deux cas, consommatrice de proton H^+. La diminution de l'acidité de l'eau le long des transects est donc une preuve en faveur d'un phénomène d'oxydo-réduction. Sur le terrain, la diminution des nitrates le long du transect s'accompagne d'une augmentation des concentra-

tions en sulfates. La dénitrification pourrait donc être, en partie du moins, de type autotrophe par oxydation d'un composé sulfuré. Les analyses minéralogiques réalisées par le BRGM montrent qu'aucun composé sulfuré n'est présent dans l'altérite de schiste. La dénitrification autotrophe semble donc peu probable. Par contre, la réduction des nitrates par oxydation de la matière organique reste envisageable.

- ***H4 :Apport d'eau profonde*** (Fig. 5.17)

  Considérons la nappe d'altérite comme un système ouvert échangeant avec l'extérieur. Dans sa partie supérieure, ces échanges correspondent, en terme d'eau à la recharge, et en terme d'azote, au lessivage des nitrates. Nous émettons ici l'hypothèse que des flux ascendants constituant un apport d'eau «profonde» provoqueraient par mélange l'apparition d'un gradient de nitrate aval-amont et d'un gradient de sulfate amont-aval.

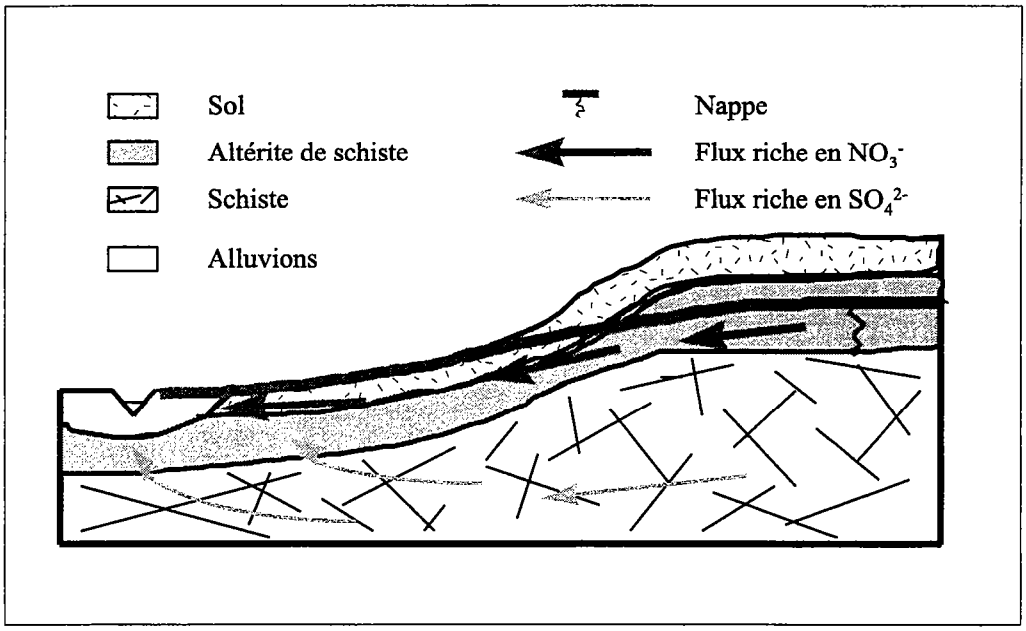


FIG. 5.17 – *Schéma des écoulements avec un apport d'une eau profonde.*

Dans les bas-fond des transects de Kerolland et de Guériniec, l'eau des piézomètres profonds (PG1 et PJ6) présente des caractéristiques chimiques très différentes de l'eau présente ailleurs dans le bassin versant. Elle est riche en sulfate et pauvre en nitrate et en chlorure. Elle est peu acide : les pH moyens annuels sont proches de la neutralité (6, 83 dans PG1 et 6, 5 dans PJ6). Par conséquent, dans le cadre d'une hypothèse de mélange, cette eau présente une composition chimique idoine à la nature des apports vers la couche supérieure de la nappe pour expliquer l'évolution de la composition chimique le long du transect.

L'eau profonde peut être dépourvue de nitrate parce qu'elle est ancienne, *i.e.*,

antérieure au développement de l'activité agricole dans la région et des fuites nitriques que cette activité a entraîné. L'absence de nitrate peut être également la conséquence d'un processus de dénitrification d'une eau chargée en nitrate, ayant transitée dans un milieu réducteur. En considération des fortes concentrations en sulfate, nous pouvons supposer alors une dénitrification par oxydation d'un composé sulfuré. Cette hypothèse est d'autant plus séduisante que Pauwels *et al.* (1996) ont localement mis en évidence dans le bassin versant de Naizin un processus d'oxydation de la pyrite par réduction des nitrates. La pyrite (FeS) est en effet présente dans tous les cuttings réalisés par Pellerin et Van-Vliet Lanoe (1994) dans le substratum schisteux. Considérons que l'eau «profonde» a pour origine l'eau riche en nitrate présente dans les versants. L'abattement en nitrate du à la dénitrification serait alors représenté par la différence entre les concentrations dans PJ4 et PJ6 à Kerolland et entre PG6 et PG1 à Guériniec. Ces différences sont respectivement, en moyenne annuelle sur 97/98, de $2,2\ mMol.l^{-1}$ et de $1,46\ mMol.l^{-1}$. L'accroissement en sulfate correspondant est de $0,084\ mMol.l^{-1}$ à Kerolland et de $0,15\ mMol.l^{-1}$ à Guériniec.

A ce stade de notre travail, nous avons écarté une hypothèse (H1) retenu trois hypothèses (H2, H3, H4). Ces trois hypothèses sont basées sur un processus biochimique commun, la réduction des nitrates. La différence entre les hypothèses se trouve dans la nature de l'oxydant, *i.e.*, matière organique (H2 et H3) ou un composé minéral (H4), et le lieu d'occurrence du processus, *i.e.*, sol (H2), altérite (H3) ou schiste (H4). Les conséquences des processus mis en jeu par chaque hypothèse sont souvent identiques à plusieurs titres. D'abord, ils induisent une augmentation du pH de l'amont vers l'aval par consommation de protons H^+ lors de la dénitrification ou par apport d'une eau moins acide. Ensuite, la relation linéaire décroissante entre nitrate et sulfate (Fig. 5.14) est caractéristique aussi bien d'une droite de mélange de deux pôles que d'une réaction d'oxydo-réduction faisant intervenir le nitrate et un composé sulfuré. Le chlorure, molécule biochimiquement inerte, ne peut être employé comme élément de référence car, sur chaque transect, les écarts de concentrations entre l'eau profonde et l'eau dans l'altérite ne sont pas suffisamment discriminants.

Avant de trancher entre ces trois hypothèses, nous allons tenter de comprendre les réactions et les flux d'éléments que peut impliquer la réduction des nitrates.

5.4.2 Bilan de masse d'une dénitrification dans la nappe

La réduction des nitrates peut être couplée à l'oxydation de la matière organique dissoute (*dénitrification hétérotrophe*), ou à l'oxydation d'un composé minéral (*dénitrification autotrophe*).

Dénitrification hétérotrophe

Nous avons vu que les teneurs en carbone organique dissous n'excèdent pas $3,0\ mg.l^{-1}$ quelque soit le piézomètre. Le long des transects, les variations des teneurs d'un piézomètre à l'autre ne semblent pas suivre une structure marquée. Cependant, nous avons constaté que le COD est présent en moindre quantité dans l'eau dite «profonde» (*cf* 5.3.1, p 171). Admettons que la matière organique puisse être oxydée et les nitrates réduits. Le processus d'oxydoréduction s'exprime alors sous la forme (Mariotti, 1994) :

$$5CH_2O + 4NO_3^- + 4H^+ \rightleftharpoons 2N_2 + 7H_2O + 5CO_2 \qquad (5.1)$$

où CH_2O représente le composé organique. 3 mg de COD équivalent à $0,25\ mMol$. L'oxydation de $0,25\ mMol$ de carbone réduit, d'après l'équation stoechiométrique 5.1, $0,20\ mMol$ de nitrate. Cette quantité est une surestimation puisqu'elle est calculée sur la base d'une disparition totale du COD qui n'est pas observée dans la réalité. L'abattement en nitrate ne peut donc pas être totalement imputé à la dénitrification hétérotrophe. Ce type de dénitrification peut, au plus, expliquer un quart de l'abattement en supposant H3 vraie et 10 à 14% de l'abattement selon le transect en considérant H4 vraie.

Nous pouvons donc écarter ici l'hypothèse H3 qui suppose que la dénitrification dans la nappe d'altérite peut être à l'origine de la diminution des nitrates le long du transect. En effet, nous avions déjà observé que la dénitrification autotrophe ne pouvait avoir lieu dans l'altérite faute de réducteur minéral et nous venons de montrer que la dénitrification hétérotrophe ne pourrait expliquer qu'une faible fraction de l'abattement des nitrates.

Dénitrification autotrophe

La dénitrification autotrophe peut s'accompagner de l'oxydation d'un grand nombre de composés minéraux. La dénitrification par oxydation de la pyrite a déjà été proposée par Pauwels *et al.* (1996). L'examen des cuttings de tous les forages réalisés par le BRGM a en effet mis en évidence la présence de pyrite dans le substratum. Celle-ci s'exprime par la relation stoechiométrique suivante (Mariotti, 1994) :

$$5FeS_2 + 14NO_3^- + 4H^+ \rightleftharpoons 7N_2 + 10SO_4^{2-} + 5Fe^{2+} + 2H_2O \qquad (5.2)$$

Nous raisonnons ici en estimant les quantités de SO_4^{2-}produit par la réduction d'une quantité de nitrate équivalente aux abattements estimés précédemment. D'après les coefficients stoechiométriques (Eq. 5.2), pour une $Mole$ de nitrate réduit, $\frac{10}{14}\ Mole$ de sulfate se formeront.

D'après l'hypothèse H4, la différence entre un pôle d'eau de surface et un pôle d'eau profonde est à Kerolland et Guériniec respectivement de $2,2\ mMole$ et de $1,45\ mMole$. L'augmentation des sulfates correspondante a été de $0,084\ mMole$ et de $0,15\ mMole$. En supposant que ces différences résultent d'une réduction des nitrates par oxydation

de la pyrite, la concentration en sulfate devrait être, en théorie, de $1,6$ $mMole$ à Kerolland et de $1,04$ $mMole$ à Guériniec. Si on admet qu'une partie de la dénitrification est hétérotrophe, la différence entre la nappe dans l'altérite et l'eau profonde est, sur la base des estimations précédentes, de $2,0$ $mMole$ et de $1,25$ $mMole$ respectivement à Kerolland et Guériniec. La réduction de telles quantités de nitrates produit $1,42$ $mMole$ et $0,90$ $mMole$ de sulfate. Le bilan est donc loin d'être bouclé, il «manque»,dans le meilleur des cas, plus de $1,34$ $mMol$ à Guériniec et plus de $0,75$ $mMol$ à Guériniec.

Toutefois, ce raisonnement n'intègre pas d'éventuels puits à sulfates mis en évidence par Pauwels *et al.* (1996). Pauwels *et al.* pensent que, localement, l'eau de la nappe profonde peut être sursaturée en jarosite ($KFe_3(SO_4)_2(OH)_6$), entraînant sa précipitation. Nous n'avons pas analysé l'eau de nappe en cation, et notamment en potassium (K), nous ne pouvons donc qu'évoquer la jarosite comme éventuel puits à sulfate. Par contre, les teneurs en métaux ont été analysés par Géoscience-Rennes. Le baryum affiche, à Guériniec et à Kerolland, une tendance décroissante d'amont en aval. Les piézomètres profonds présentent les teneurs les plus faibles (Fig. 5.18). Or, le baryum en présence de sulfate peut précipiter sous forme de barytine ($Ba(SO_4^{2-})$) si l'eau est sursaturée de ce minéral. Les teneurs en baryum sont à Kerolland de $78,8$ *ppb* dans PJ4, de $17,4$ *ppb* dans PJ1et de $7,1$ *ppb* dans PJ6. Ces grandeurs représentent, selon l'hypothèse H4, une diminution de $71,7$ *ppb*. Compte tenu de la masse molaire du baryum (137 $g.Mol^{-1}$), ces valeurs constituent de très faibles quantités de baryum, de l'ordre de 5.10^{-4} $mMol.l^{-1}$. De la même façon, la diminution en baryum à Guériniec est de $41,4$ *ppb*, équivalents à environ 3.10^{-4} $mMol.l^{-1}$. Sur Kerolland et sur Guériniec, en supposant qu'elle puisse précipiter, la barytine s'avère être un maigre puits à sulfate mais en constitue tout de même un. L'exemple de la barytine illustre donc que le déficit en sulfate constaté à partir de l'hypothèse de dénitrification autotrophe peut être expliqué par la formation de minéraux sulfatés comme la barytine ou la jarosite. Pour s'assurer de la formation de ces minéraux, deux possibilités s'offrent à nous. La première consiste à analyser la minéralogie des altérites et du schiste sain afin d'observer la présence de minéraux sulfatés, produit de la précipitation du sulfate. La seconde possibilité serait d'analyser l'ensemble des cations, notamment le potassium vis à vis de la jarosite, est d'établir les équilibres des eaux de nappe avec la phase solide. Ainsi, pourrait-on savoir si l'eau est sous saturée ou sur saturée vis à vis du minéral étudié.

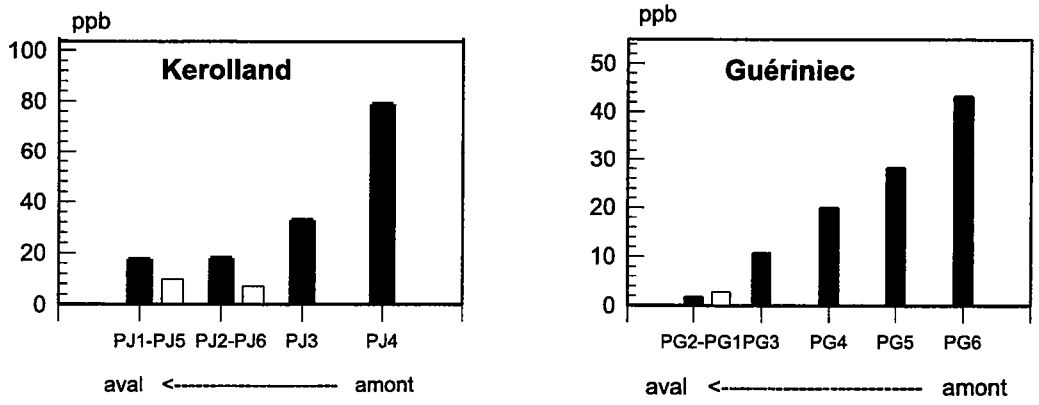


FIG. 5.18 – *Teneurs en baryum dans les eaux à Guériniec et à Kerolland (D'après Riou (1998)).*

5.4.3 Conditions rédox

Le potentiel rédox est uniforme dans les eaux de nappe variant de 440 à 540 mV, hormis dans le piézomètre profond PJ6 où sa valeur moyenne est de 270 mV. On ne peut pas associer à une valeur du potentiel rédox un état rédox unique et *vice versa* (Mariotti, 1994). Par contre, comme le souligne Mariotti «le concept de séquence rédox permet de dépasser la description qualitative du potentiel mesuré sur le terrain et d'atteindre un stade semi-quantitatif avec une réelle signification». Dans cette optique, la faible variabilité spatiale et temporelle du potentiel rédox dans la nappe d'altérite confirme que l'hypothèse (H3) d'une dénitrification dans l'altérite est peu vraisemblable. En effet, dans ce cas le potentiel rédox diminuerait le long du transect avec la réduction des nitrates.

Pour tenter de dépasser l'interprétation qualitative de la mesure du potentiel rédox sur le terrain, deux éléments ont retenu notre attention : le fer et le manganèse. Les teneurs en $Fe2+$ et $Mn2+$ sont effet une indication sur l'état rédox du milieu. En absence d'oxygène, le nitrate est l'élément dont la réduction libère le plus d'énergie. Si le milieu ne contient pas de nitrate, c'est le cas dans les piézomètres profonds PJ6 et PG1, l'oxyde de manganèse (MnO_2) joue le rôle de l'oxydant dont la réduction libère en solution l'ion Mn^{2+}. Puis, l'oxyde de manganèse totalement réduit, les hydroxydes de fer deviennent à leur tour les oxydants du milieu, la forme réduite du fer étant $Fe2+$. Les réductions des hydroxydes de fer et des oxydes de manganèse sont des réactions réversibles.

Les concentrations en fer et en manganèse ont été analysées par Géosciences-Rennes (Riou, 1999). En se référant au diagramme de stabilité Eh-pH, proposé par exemple par Collins et Buol (Collins et Buol, 1970), aux pH et aux Eh mesurés sur les eaux du bassin de Kervidy, les formes réduites Fe^{2+} et $Mn2+$ apparaissent prépondérantes (Tab. 5.4).

piézomètre	PJ1 à PJ4 PG2 à PG6	PJ5	PJ6	PG1	forage BRGM
Fer ($\mu g/l$)	< 100	54	3830	25	3206
Manganèse ($\mu g/l$)	< 100	821	572	677	265

TAB. 5.4 – *Teneurs en fer et en manganèse dans les eaux des piézomètres du bassin versant de Kervidy*

Les teneurs en fer et en manganèse du forage profond montrent que la nappe profonde est un milieu réducteur. Par contre, la partie profonde de la nappe d'altérite présente des états rédox très différents selon le piézomètre. Dans PJ6, les nitrates, les oxydes de manganèse et les hydroxydes de fer ont été réduits. Le potentiel rédox est d'ailleurs très faible. D'un point de vue rédox, cette eau est identique à l'eau du piézomètre profond du

BRGM. Dans les piézomètres PG1 et PJ5, il y a beaucoup de manganèse et peu de fer.

Selon le schéma de fonctionnement qu'implique l'hypothèse H4 , les eaux profondes se mélangent avec l'eau oxydée de la nappe d'altérite. Les formes réduites présentes dans la nappe profonde sont par conséquent susceptibles de s'oxyder dans l'ordre inverse du schéma rédox décrit précédemment. Ainsi, le fer est le premier élément oxydé, puis si le milieu est toujours suffisamment oxydant le manganèse est également oxydé. Les mesures réalisées dans PJ5, PJ6 et PG1 lues selon l'hypothèse H4 indiqueraient alors que la nappe est à un stade rédox différent selon le piézomètre. A PJ6 la nappe se trouve toujours dans un état réduit, proche de l'état de l'eau profonde. Ni le fer, ni le manganèse n'ont été ré-oxydés. Dans PG1 et PJ5, le milieu est assez oxydant pour que le fer ait été oxydé et ait précipité mais trop réducteur pour que les oxydes de manganèse se forment.

Les conditions rédox semblent par conséquent cohérentes avec une hypothèse de mélange eau d'altérite-eau profonde. Toutefois, nous devons avouer qu'elles ne sont que la preuve d'un mélange, qui peut être aussi bien ascendant (eaux profondes vers eaux de surface) que descendant (eaux de surface vers eaux profondes).

5.4.4 Apports des éléments traces (d'après Riou (1999))

Dans le cadre du projet PNRH intitulé «*Temps de réponse des transferts hydrochimiques dans les bassins versants d'ordre 1 : analyse et modèle*» (Gruau et Gascuel-Odoux, 1996), l'analyse des eaux de la nappe et de la rivière du bassin versant de Kervidy a également porté sur les éléments traces (Sr, Ba, Terres Rares, notamment) (Riou, 1999). L'idée de ces analyses est d'évaluer la pertinence de ces éléments dans le traçage des chemins de l'eau.

Comme les éléments majeurs, les éléments traces dans les piézomètres présentent des concentrations très stables dans le temps. Un contraste est clairement identifié entre l'eau des piézomètres amont et l'eau des piézomètres profonds (forage du BRGM, PJ5, PJ6 et PG1). Ainsi, en amont la nappe possède des teneurs en Terres Rares, Ba et Sr élevées alors que l'eau profonde est pauvre vis à vis de ces mêmes éléments. Dans la nappe d'altérite, une diminution progressive est observée de l'amont vers l'aval (Fig. 5.19). Qualitativement parlant, ces caractéristiques sont cohérentes avec un mélange de l'eau d'altérite et d'une eau riche en sulfate. En effet, le sulfate est un «piège» à Terre Rare, à Baryum et à Strontium. Comme nous l'avons souligné précédemment, le sulfate peut se complexer avec ces éléments, précipiter et ainsi provoquer une baisse des teneurs en élément trace.

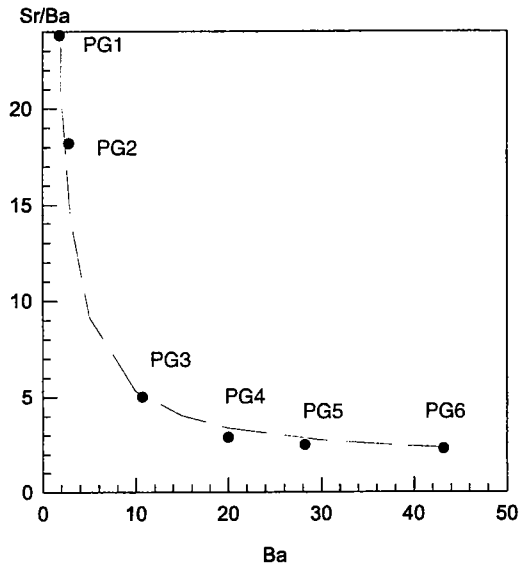


FIG. 5.19 – *Evolution du rapport Sr/Ba en fonction de la teneur en Ba sur le transect de Guériniec (d'après Riou (1999)).*

5.4.5 Conclusion sur la présence d'un gradient

L'étude hydrochimique de la nappe d'altérite a permis de mettre en évidence une organisation spatiale de la chimie de la nappe. Nous avons pu écarter deux hypothèses et retenir deux autres plausibles quant à l'émergence de cette organisation. Ces deux hypothèses sont basées sur un processus de dilution. La première suppose que le gradient est contrôlé par des apports de surface. Dans le bas-fond, les couches supérieures de nappe peuvent être pauvres en nitrate en raison de phénomène lié au déstockage rapide du nitrate dans le sol au moment de la montée de nappe ou en raison de la réduction des nitrates et de l'oxydation de la matière organique. Selon la seconde hypothèse, la chimie de la nappe d'altérite est contrôlée par l'eau profonde. Le gradient est alors la conséquence de l'apport d'une eau profonde pauvre en nitrate suite à une réduction des nitrates par l'oxydation de la pyrite. La présence d'une eau de cette nature est clairement mise en évidence par les observations des forages profonds dans les bas-fonds.

Comme nous l'avons déjà précisé, le fonctionnement selon chaque hypothèse peut induire l'organisation spatiale que nous observons vis à vis des anions et du pH. Le bilan de masse ne permet également pas, à partir des seuls éléments que nos possédons, d'identifier le processus en jeu.

A ce stade, il apparaît difficile de s'orienter vers l'une ou l'autre hypothèse. D'une part parce que la réalité ne doit pas être aussi tranchée que notre raisonnement. Les processus impliqués par ces deux hypothèses peuvent, en effet, se produire en même temps. D'autre part, l'étude hydrochimique basée sur trois éléments est un outil limité pour établir, sans aucune autre forme de connaissance, une description non ambiguë du transfert des eaux et des solutés dans le bassin versant. Aussi dans la section suivante, nous allons chercher à contraindre le fonctionnement hydrochimique du bassin versant de Kervidy sur la base d'observations supplémentaires, celles réalisées dans la rivière, et étudier la cohérence des deux hypothèses vis à vis de ces observations.

5.5 Relation entre la nappe et la rivière

5.5.1 Diagramme de mélange

Pour remonter des observations réalisées sur les transects aux flux observés dans la rivière, nous devons prendre en compte la variabilité inter-transect en terme de nitrate et de sulfate. La composition de l'eau de rivière reflète la contribution de l'ensemble des transects du bassin. Or, la composition des pôles profonds et superficiels varie d'un transect à l'autre. Cette variation résulte d'une activité agricole plus ou moins intense selon les transects. Aussi, nous avons considéré le chlorure comme un indice de l'activité agricole sur chaque transect. La comparaison des mélanges d'un transect à l'autre a donc été réalisée, non pas en étudiant la relation entre les nitrates et les sulfates, mais en considérant la relation entre les rapports $[NO_3^-]/[Cl]$ et $[SO_4^{2-}]/[Cl]$.

Sur la figure 5.20, nous avons représenté les variations du rapport $[SO_4^{2-}]/[Cl]$ en fonction des variations du rapport $[NO_3^-]/[Cl]$, en considérant les piézomètres des transects de Guériniec et de Kerolland et le forage profond du BRGM pour l'année 97/98. De cette figure, nous pouvons définir deux pôles chimiques au sein du bassin versant. Le premier pôle correspond à une eau riche en nitrate et pauvre en sulfate. Ce pôle est constitué de l'eau de la nappe de versant présente dans les altérites. Le second pôle représente une eau pauvre en nitrate et riche en sulfate. A la lumière de nos remarques précédentes, ce pôle ne peut être clairement identifié. Il peut s'agir d'une eau profonde ou d'une eau de surface. Entre ces deux pôles, l'eau des piézomètres évolue de façon plus ou moins linéaire.

Les écarts à la droite de mélange à deux pôles peuvent avoir deux origines. Soit la méthode employée pour comparer les transects et la rivière est mauvaise. Les relations nitrate/chlorure et sulfate/chlorure sont variables d'un transect à l'autre, ce qui induit une grande variabilité entre les rapports d'éléments tels que nous les avons envisagés. Soit il existe un ou plusieurs autres pôles. Un troisième pôle peu chargé en nitrate et en sulfate pourrait notamment expliquer que beaucoup de points se situent en dessous de la droite théorique de mélange à deux pôles.

Nous avons remarqué au début du chapitre que les concentrations en nitrate et en sulfate dans la rivière obéissent d'une année à l'autre à des évolutions propres. Ces évolutions sont-elles cohérentes à une hypothèse de mélange à deux pôles ? Pour répondre à cette question, nous avons confronté les rapports $[NO_3^-]/[Cl]$ et $[SO_4^{2-}]/[Cl]$ observés dans la rivière à ceux précédemment présentés (Fig. 5.21).

On note que les mesures en rivière évoluent au cours du temps d'un pôle à l'autre. Cette évolution reflète la variation de la contribution respective des deux pôles. D'après l'étude des variations temporelles des concentrations dans les piézomètres de Kerolland, nous pouvons supposer que chaque pôle a une composition chimique stable dans le temps,

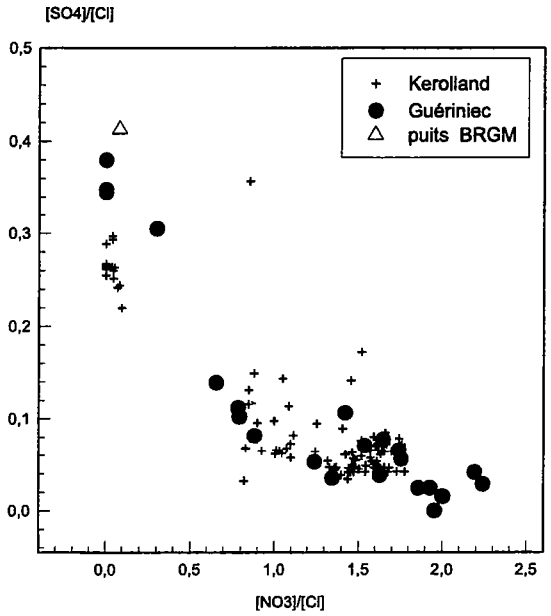


FIG. 5.20 – *Rapport des concentrations sulfate-chlorure en fonction du rapport nitrate-chlorure sur les transects de Guériniec et de Kerolland et sur le forage profond du* BRGM.

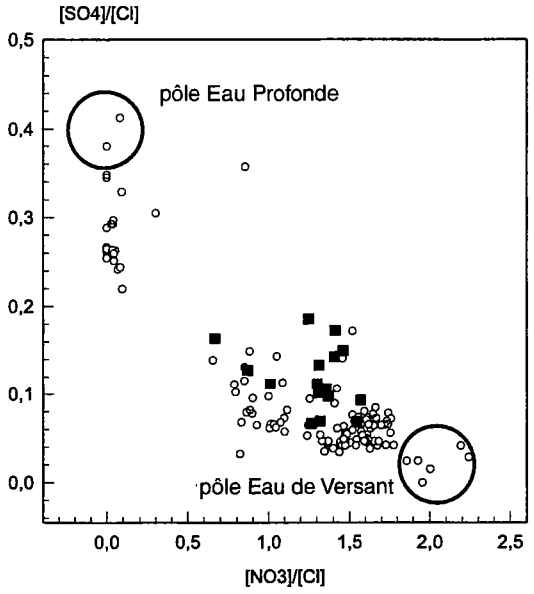


FIG. 5.21 – *Evolution de la relation sulfate-chlorure.vs.nitrate-chlorure à l'exutoire du bassin versant (cercles) en fonction des rapports observés dans la nappe (carré).*

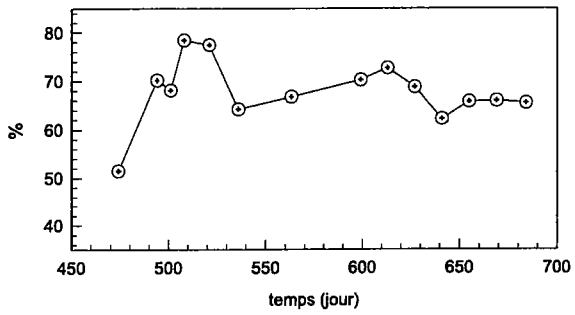


FIG. 5.22 – *Contribution de la nappe de versant au flux de rivière au cours de l'année 97/98.*

du moins à l'échelle de l'année. De là et de l'hypothèse de mélange, nous avons estimé *grosso modo* la contribution relative de chaque pôle à l'écoulement en rivière au cours du temps. Ainsi, les rapports $[NO_3^-]/[Cl]$ et $[SO_4^{2-}]/[Cl]$ de l'eau de versant ont été fixés à $2,0$ et $0,0$. Ceux du second pôle ont été estimé respectivement à $0,0$ et $0,4$. On peut alors utiliser ces valeurs pour calculer la contribution de l'eau de versant au cours de l'année hydrologique 97/98 à partir des variations des rapports $[NO_3^-]/[Cl]$ et $[SO_4^{2-}]/[Cl]$ mesurée dans la rivière. La contribution varie entre 51 % et 80 % selon l'époque de l'année (Fig. 5.22). Ces contributions constituent des valeurs ponctuelles dans le temps.

En affectant aux périodes entourant chaque date, la valeur de la contribution à la date étudiée, on peut décomposer l'hydrogramme annuel du bassin versant de Kervidy en deux composantes, l'eau issue du versant et l'eau pauvre en nitrate. Ce calcul s'est fait en ignorant le ruissellement direct à la rivière les jours de pluie. Les contributions des deux composantes sont donc surestimées. Toutefois, si on se fie au coefficient de ruissellement moyen calculé dans le chapitre 2 (3 %), l'erreur de surestimation reste faible. Ainsi, sur les 313 mm d'eau écoulée à l'exutoire au cours de l'année 97/98, 218 mm, soit 70 % de l'écoulement annuel, proviendraient d'une eau du versant, riche en nitrate et pauvre en sulfate, et 95 mm (30 %) seraient dus à une eau pauvre en nitrate et riche en sulfate. La contribution de l'eau des versants est importante pendant et à la suite des périodes pluvieuses de décembre-janvier (jour 480 à 530) et du mois d'avril (jour 590 à 630) (Fig. 5.22).

5.5.2 Mécanisme de mélange

Qu'on retienne les hypothèses H2 ou H4, nous avons mis en évidence à travers cette étude hydrochimique que l'eau dans les altérites constitue au sein du bassin versant un réservoir important de nitrate connecté à la rivière. Nous cherchons maintenant à

étudier et comprendre le contrôle qu'exercent les fluctuations de nappe sur l'exportation du nitrate dans la rivière. Pour ce faire, nous nous sommes intéressés à la relation entre la profondeur de nappe dans chaque piézomètre et les concentrations de nitrate mesurées dans la rivière.

Sur le transect de Kerolland, nous disposons de deux années de mesures (Fig. 5.23). Une tendance positive se dégage entre les concentrations de nitrate et les profondeurs de nappe pour les piézomètres amont (PJ4 et PJ3) alors que ces concentrations sont moins sensibles à la hauteur de nappe dans le bas-fond (PJ1). Le coefficient de corrélation pour chaque piézomètre s'établit comme suit :

piézomètre	PJ1	PJ2	PJ3	PJ4
coef. de corrélation	0,31	0,34	0,56	0,69

La relation entre les deux variables est meilleure à l'amont et est très peu marquée à l'aval. Lorsque la nappe est à son plus haut niveau, que ce soit à PJ1 ou à PJ2, les concentrations en nitrate présentent une forte variabilité. Dans les piézomètres amont, les concentrations sont positivement corrélées avec les profondeurs de nappe quelque soit le niveau de nappe.

A Guériniec, les observations sont limitées à l'année 97/98. L'évolution de la profondeur de nappe et les concentrations en nitrate se rapproche d'une relation linéaire croissante pour les piézomètres amont (PG4 et PG5). Certes, il existe une certaine dispersion des couples (profondeur-NO_3^-). Mais on peut noter dans ces deux piézomètres que lorsque le toit de la nappe est profond, les concentrations sont toujours faibles, et inversement. Cette évolution est confirmée par les coefficients de corrélation entre les deux variables :

piézomètre	PG2	PG4	PG5	PG6
coef. de corrélation	0,14	0,45	0,58	0,22

A l'inverse, les concentrations dans la rivière sont peu sensibles aux profondeurs de la nappe dans les piézomètres de bas-fond (PG2) et du plateau (PG6).

Globalement, on constate donc au vu de ces coefficients que la relation entre les deux variables apparaît faible pour les piézomètres de bas-fond et particulièrement ténue pour le piézomètre de plateau à Guériniec. Les fluctuations du niveau de nappe dans les zones de plateau, même si elles sont importantes, ne semblent donc pas avoir d'influence significative sur les concentrations de nitrate dans la rivière. Dans les zones de bas-fond, aux niveaux de nappe les plus bas correspondent des concentrations variant de 0,9 à

$1,6\ mMol.l^{-1}$. Lorsque la nappe est très proche de la surface, la concentration dans la rivière se situe à une valeur moyenne ($1,3\ mMol.l^{-1}$).

Certes, les relations mises en évidence ci-dessus ne constituent pas des preuves de lien de cause à effet entre les deux variables étudiées. Pour tenter d'établir un phénomène de causalité à partir de ces relations, les observations suivantes doivent être rappelées. D'abord, la nappe d'altérite est un réservoir important et fortement chargé en nitrate. Ensuite, les flux d'eau dans la rivière semblent être contrôlés en partie par la mise en charge de la nappe dans l'ensemble du versant (chapitre 4). Quand la nappe présente une charge hydraulique élevée dans le versant, le flux de la nappe à la rivière est important. De là, on peut raisonnablement penser que la nappe d'altérite est, à l'échelle du bassin versant, l'élément clé dans l'exportation du nitrate dans la rivière. Quand le niveau de nappe s'élève, la contribution relative de la nappe d'altérite augmente apportant des flux chargés en nitrate qui font croître la concentration de l'eau de rivière. En ce sens et à première vue, ce schéma semble rejoindre ceux cités dans le chapitre 1, et notamment ceux proposés par Creed *et al.* (1996) et par Whelan *et al.* (1995), qui considéraient la nappe de subsurface comme le moteur des exportations de nitrate. Il existe toutefois des nuances voire de grosses différences entre ces conceptions et nos résultats, que nous allons montrer dans la section suivante.

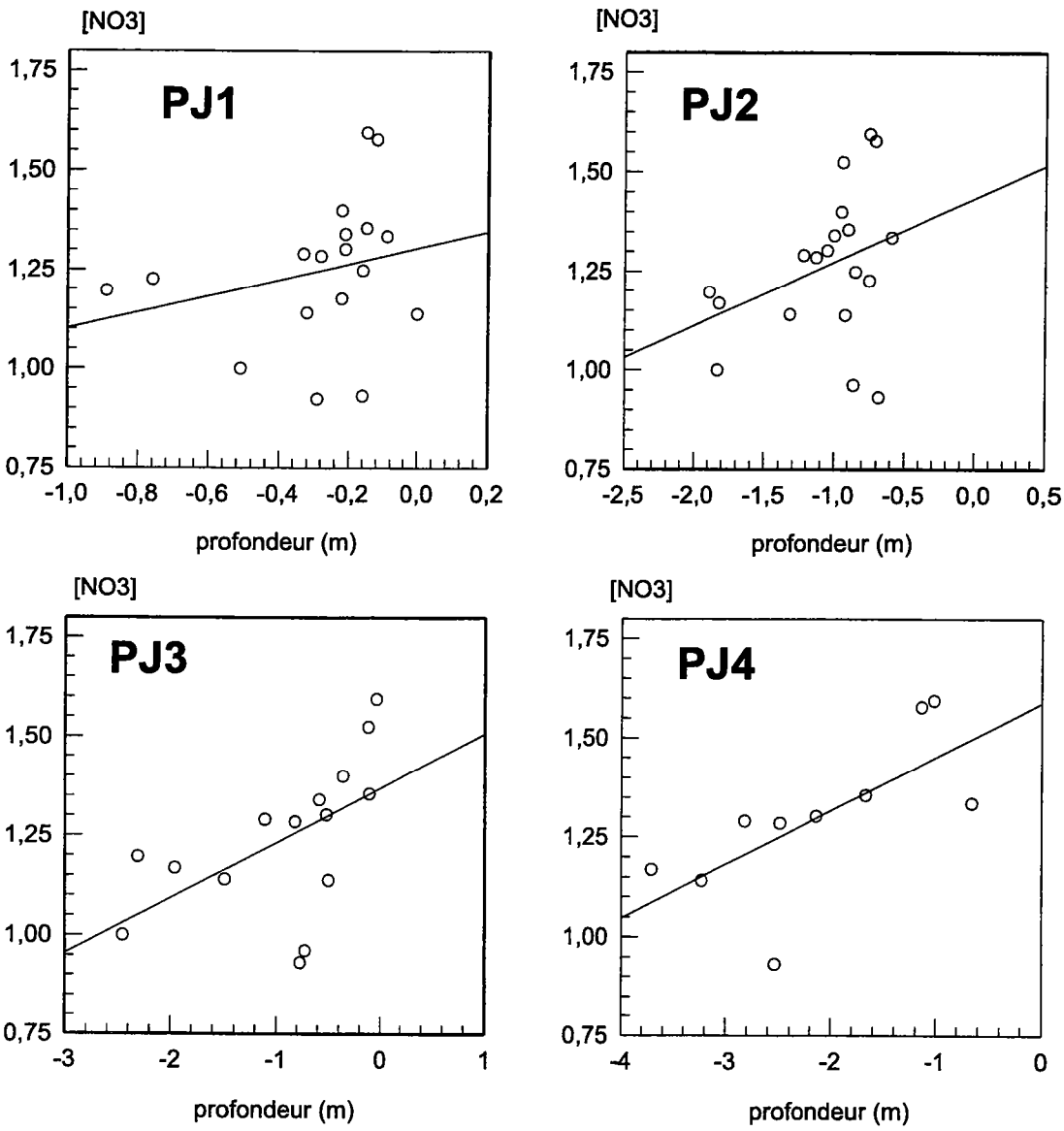


FIG. 5.23 – *Relation entre les profondeurs de nappe sur le transect de Kerolland et les concentrations en nitrate à l'exutoire du bassin versant pendant les années 96/97 et 97/98.*

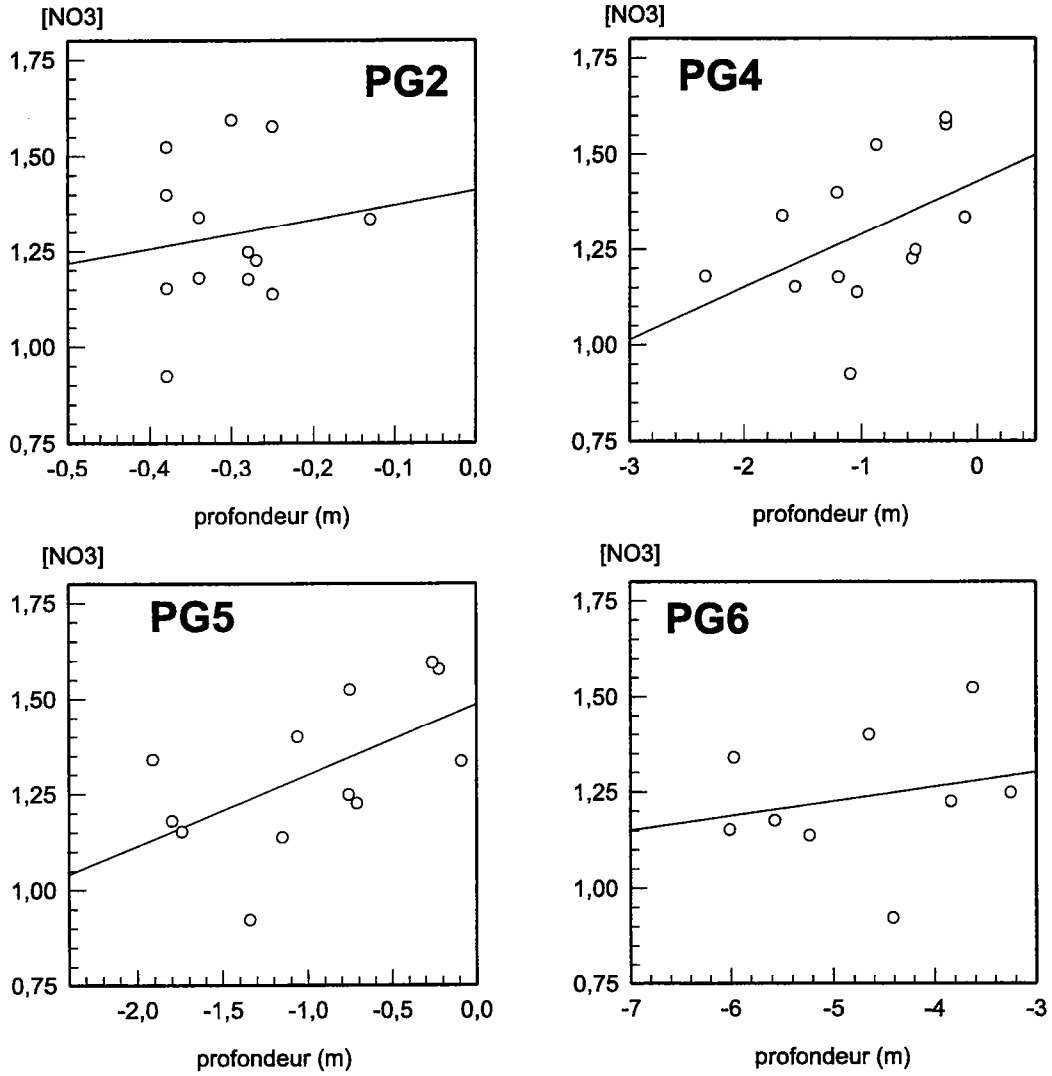


FIG. 5.24 – *Relation entre les profondeurs de nappe sur le transect de Guériniec et les concentrations en nitrate à l'exutoire du bassin versant pendant l'année 97/98.*

5.5.3 Lessivage de nitrate vers la nappe

Au delà de la difficulté de trancher entre les hypothèses relatives au gradient de nappe, des questions restent en effet en suspens, notamment concernant les modalités de lessivage du nitrate vers la nappe et l'évolution des concentrations dans la nappe. Ces deux questions sont en fait dépendantes l'une de l'autre ; comprendre les mécanismes de lessivage à la nappe permettra de mieux comprendre l'évolution des concentrations dans la nappe.

Nous avons pu constater sur le transect de Kerolland que les concentrations dans les piézomètres amont (PJ3 et PJ4) sont relativement stables au cours d'une même année hydrologique et évoluent très peu d'une année à l'autre. Or, ces observations sont en contradiction avec le schéma proposé habituellement pour représenter le lessivage du nitrate vers la nappe (*cf* 1.3.1.1, p 31). Selon ce schéma, le lessivage est provoqué par un transfert convectif et peu diffusif. *Grosso modo* l'excès de nitrate présent en début d'année hydrologique dans les couches supérieures du sol migre vers la nappe sous la forme d'une vague de nitrate descendant dans le profil de sol à des vitesses lentes, environ 1 à 2 m au cours d'une année. Replacé dans le cadre plus général d'un bassin versant, particulièrement celui de Kervidy, ce schéma présente à notre sens **deux limites**.

La **première limite** est que le lessivage a souvent été étudié sur à peine 1 m de profondeur, que ce soit sur des colonnes de sol au laboratoire ou *in situ* à partir d'observations de parcelles agricoles expérimentales. Or, nous avons pu noter que dans les zones amont des versants l'épaisseur de la couche non saturée du sol peut être supérieure à 3 ou 4 m quelque soit la période de l'année. A cette échelle, nous possédons peu de données, notamment sur les composantes dispersives du transfert. Le gradient vertical de concentration peut décroître avec la profondeur et les concentrations peuvent être, à plus de 3 m, uniformes, du moins à l'échelle de l'année. Ces profondeurs enregistreraient seulement les tendances interannuelles de la composition chimique du lessivage.

La **seconde limite** de ce schéma est que les inter-actions entre les fluctuations de nappe et le transfert dans la zone non saturée sont totalement ignorées. L'espace de battement de nappe est soumis à la succession de périodes de saturation et de désaturation due aux écoulements gravitaires. La composition chimique de cette couche joue, à notre avis, un rôle tampon vis à vis du lessivage de nitrate à la nappe pouvant expliquer la faible variabilité temporelle des concentrations de la nappe de versant. C'est ce que nous allons maintenant essayer de montrer.

L'espace de battement de nappe est plus épais dans les zones amont (plusieurs mètres) que dans les bas-fonds (1 à 2 m). Nous avons pu constater que les fluctuations de la nappe sont, du moins en hiver, proportionnelles aux cumuls pluviométriques et *grosso modo* correspondent en amplitude au remplissage de la porosité de drainage par le volume

de pluie. La porosité de drainage des altérites réductiques est d'environ 5% alors que la porosité totale est de 40% à 45% (Widiatmaka, 1994). En assimilant la porosité de drainage aux volumes dans lesquels se font les transferts et la capacité au champ à un volume d'eau immobile, ces évaluations montrent que la partie «mobile» représente entre 10 et 15% du volume poral total. Les volumes d'eau «immobile» sont alors des éléments tamponnant tout apport à la nappe. De cette façon, lorsque le milieu est saturé, les concentrations entre les deux espaces tendent à s'équilibrer par diffusion moléculaire. Une fois que la nappe se rabat, l'eau présente dans la zone désaturée conserve la composition chimique de la nappe. Aussi, aux pluies suivantes, même si la recharge à la nappe est riche en nitrate, elle est en volume très inférieure à l'eau déjà présente dans le sol et ne provoque pas d'évolution importante de la composition de la nappe.

L'homogénéisation avec la profondeur des concentrations en nitrate dans le sol ajoutée au pouvoir tampon des zones de battement de nappe pourraient donc expliquer la faible variabilité temporelle des concentrations en nitrate dans les zones amont de la nappe. La nappe enregistrerait uniquement les tendances inter annuelles de l'évolution des fuites nitrique du sol et conserverait, de par ces caractéristiques porales, l'historique de ces fuites au cours du temps.

Il a déjà été montré que la matière organique du sol constitue, en tant que produit de l'organisation de l'azote, un tampon. De ce fait le temps de résidence de l'azote dans le sol peut être long, supérieur à plusieurs années (Mariotti, 1998). Si l'hypothèse selon laquelle la zone de battement de nappe joue un rôle tampon vis à vis des nitrates, cette zone et plus globalement la nappe dans les altérites, représenterait alors également un réservoir hydrologique à nitrate, dont le temps de résidence moyen reste à définir.

5.6 Transfert de nitrate : schéma de fonctionnement

Dans le chapitre 1, nous avons rappelé que la zone racinaire est un lieu où au fil du temps se constitue un réservoir de nitrate, essentiellement par minéralisation de la matière organique. Les modèles détaillés dans le chapitre 1 conçoivent le transfert du stock superficiel de nitrate selon deux voies. Une première voie est constituée des écoulements latéraux rapides limités dans l'espace aux zones de bas-fond, lieux où la nappe affleure permettant ainsi de «vidanger» le stock superficiel de nitrate. Ce type de transfert permettrait d'expliquer les variations intra annuelles des concentrations en nitrate dans la rivière. La seconde voie, plus classique, correspond au lessivage vertical du nitrate dans le sol à son transfert latéral à travers la nappe. Cette voie fixe la concentration de base dans la rivière.

Le schéma de fonctionnement que nous pouvons proposer à la suite de notre étude est à la fois semblable et différent des modèles précédents. Le point commun est le rôle que nous accordons à la nappe dans le transfert de nitrate dans le bassin versant. La nappe, et particulièrement la nappe d'altérite, est l'élément par lequel passent les nitrates. La différence réside dans l'origine des variations à courtes distances (quelques semaines à quelques mois) que nous supputons suite à notre étude. C'est en effet la mise en charge [1] de la nappe d'altérite dans le versant et l'augmentation de la contribution de cette nappe qui provoquent ces variations, et non pas un apport de nitrate par voie sub-superficielle. Selon le schéma de Creed *et al.* , les oscillations de la nappe réduisent progressivement le réservoir de nitrate à la surface du sol. En théorie, une fois le réservoir épuisé, l'exportation du nitrate diminue et n'est plus contrôlée par la dynamique de la nappe. Le fonctionnement selon ce schéma agit donc à stock de nitrate limité. D'après les résultats que nous avons obtenu, le niveau de nappe dans le versant et l'exportation du nitrate dans la rivière paraissent toujours corrélés. Le transfert de nitrate dans le bassin versant fonctionnerait donc selon un schéma à stock non limité dans le temps, du moins à l'échelle de l'année hydrologique. Ce stock non limité apparaît être la nappe d'altérite.

La figure 5.25 synthétise ce schéma de fonctionnement. Aux périodes de basses eaux, le niveau de la nappe est faible et les gradients peu marqués en amont du versant (Période 1). Les flux de la nappe d'altérite à la rivière sont modestes. De ce fait, la concentration en nitrate dans la rivière est peu élevée. Des flux issus des couches superficielles du sol ou de l'aquifère profond peuvent éventuellement alimenter la rivière. Suite aux périodes pluvieuses, la montée de nappe à l'amont des versants provoque une augmentation des flux de la nappe d'altérite à la rivière (Période 2). L'eau apportée, fortement chargée en nitrate, provoque alors une augmentation des concentrations dans la rivière.

[1] ce terme est un abus de langage dans la mesure où une nappe est toujours en charge, mise en charge est employée pour signifier augmentation des niveaux piézométriques.

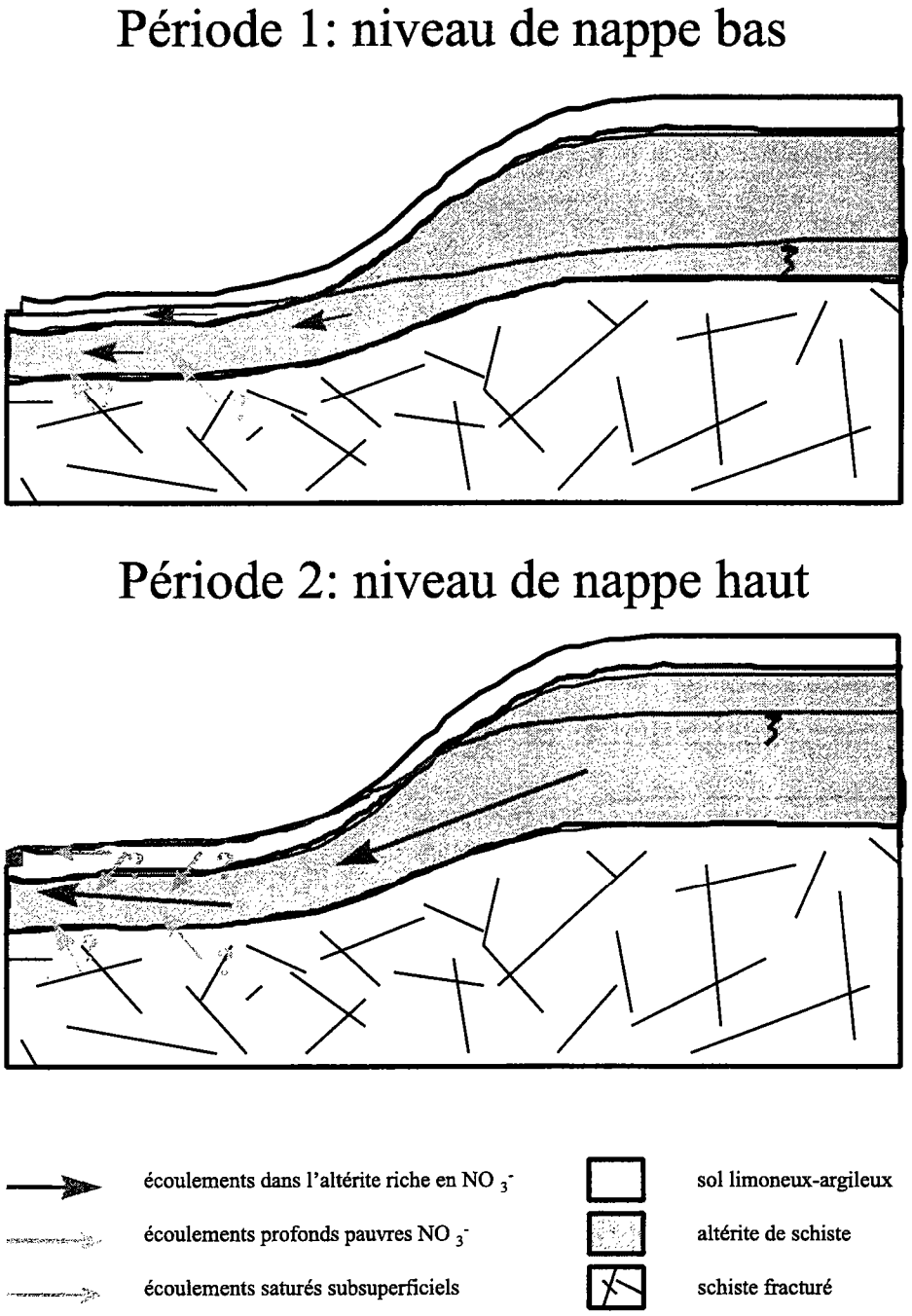


FIG. 5.25 – *Schéma des écoulements responsables des variations de concentrations en nitrate dans la rivière*

5.7 Conclusion du chapitre

L'étude hydrochimique que nous venons de réaliser met plusieurs points en évidence :
• la composition chimique des eaux de la nappe d'altérite est organisée selon deux domaines. En amont, l'eau est riche en nitrate et possède de faibles concentrations en sulfate. Dans le bas-fond, l'eau est plus chargée en sulfate et moins riche en nitrate. A l'issue de notre travail, nous relions cette organisation à un processus de mélange. Le mélange peut être du à l'apport d'une eau profonde dénitrifiée. La présence de ce type d'eau a été mise en évidence dans des piézomètres profonds. Le mélange peut également se faire avec de l'eau de surface pauvre en nitrate. La présence d'une eau d'une telle composition peut s'expliquer par l'occurrence d'une dénitrification hétérotrophe. La composition de l'eau de rivière est cohérente avec ces deux hypothèses. A ce stade nous n'avons pas pu trancher entre ces deux hypothèses pour deux raisons. La première est que les conséquences sur la composition chimique de la nappe d'altérite des deux hypothèses sont similaires. La seconde raison est que les deux formes de mélange peuvent se produire en même temps.
• nous avons constaté que les concentrations de nitrate dans la rivière sont mieux corrélées aux profondeurs de nappe dans le versant qu'à celles du bas-fond. Nous pensons que la mise en charge de la nappe augmente la contribution de la nappe d'altérite aux flux dans la rivière. Cette augmentation provoque à son tour une élévation des concentrations en nitrate dans la rivière.
• notre étude met également en évidence que la variabilité des concentrations observées dans les piézomètres amont et faible par rapport à la variabilité de la chimie de la rivière. Compte tenu des caractéristiques porales de l'altérite, nous supposons que la zone de battement de nappe peut jouer un rôle tampon et amortir les variations des apports en nitrate par le lessivage. Cette hypothèse pourrait être confirmée ou contredite par le suivi dans le temps des profils de concentrations en nitrate dans les zones amont des versants. Ce suivi s'envisagerait sur une profondeur de plusieurs mètres, épaisseur de la zone saturée à ces endroits.
Ces observations permettraient en fait d'éclaircir deux points. D'une part, une information serait apportée sur la structure du lessivage au delà du premier mètre du sol. D'autre part, nous pourrions ainsi comprendre l'interaction qui s'établit dans la zone de battement de nappe entre les compositions chimiques de la nappe et de la couche non saturée .

Chapitre 6

Modélisation de la dynamique de la nappe du bassin versant de Kervidy

Chapitre 6

Modélisation de la dynamique de la nappe du bassin versant de Kervidy

6.1 Objectifs de la modélisation

L'étude hydrochimique réalisée sur le site de Kervidy nous a montré que la nappe d'altérite est un élément essentiel dans le transfert de nitrate dans un bassin versant. L'eau de l'altérite semble se mélanger dans le bas-fond avec une eau dénitrifiée issue des couches de surface et/ou de l'aquifère profond. Nous avons voulu dans ce chapitre compléter l'approche basée sur la mesure et l'analyse de variables *in situ* par un travail de modélisation. Nous recherchons donc un modèle moyen de fonctionnement de la nappe. Ce modèle est développé sur la base des connaissances que nous avons acquises dans les chapitres précédents et de la représentation des écoulements classiquement employée (loi de Darcy). L'objectif est d'évaluer la pertinence d'un modèle construit à partir des compartiments identifiés précédemment et de là étudier l'origine des éventuelles inadéquations entre simulations et observations. Autrement dit, il s'agit de tester la véracité des hypothèses émises dans les chapitres précédents sur la circulation du nitrate dans le bassin versant.

Dans ce chapitre, nous nous sommes limités à la période du 23 mars au 20 mai 1998. Il s'agit d'une période caractérisée par de fortes pluies (avril 98) suivie d'une récession longue de 20 jours. De plus, les mesures piézométriques et débitmétriques sont à ces dates fiables et presque complètes.

6.2 Construction du modèle

6.2.1 Présentation de MODFLOW

Pour développer le modèle de nappe, nous avons considéré que les écoulements peuvent être représentés par l'équation de diffusivité en nappe qui s'exprime, dans sa forme la plus générale, de la façon suivante :

$$\omega \frac{\partial h}{\partial t} = \nabla \cdot (K_s e \nabla h) + \epsilon - ET \tag{6.1}$$

où K_s la conductivité hydraulique $[L.T^{-1}]$, ϵ est la recharge de nappe par unité de surface $[L.T^{-1}]$ et ET l'évapotranspiration $[L.T^{-1}]$. Dans le cas d'une nappe libre, ω est la porosité de drainage (ω_d) $[L.L^{-1}]$, , e l'épaisseur de la nappe. Dans le cas d'une nappe captive, ω est le coefficient d'emmagasinement de la nappe(S) et e l'épaisseur de l'aquifère.

Chaque unité spatiale est donc caractérisée par une conductivité, une porosité de drainage et un coefficient d'emmgasinnement uniforme. L'ensemble des triplets (S,ω_d, K_s) constitue les paramètres de notre modèle. La recharge ϵ et l'évapotranspiration sont les variables d'entrée.

Les solutions numériques de l'équation différentielle 6.1 sont établies à partir du code développé par l'USGS (United States Geological Survey) appelé MODFLOW (McDonald et Harbaugh, 1988). Ce code est basé sur une résolution de l'équation différentielle à deux dimensions par la méthode des différences finies développées à partir d'un schéma implicite. L'approche implicite est stable quel que soit le pas de temps choisi. L'aquifère est représenté par une ou plusieurs couches discrétisées selon un maillage carré. Les flux verticaux entre les couches sont égaux aux produits du gradient de charge d'une couche à l'autre et de la conductance, paramètre correspondant à la perméabilité de l'interface multipliée par la surface d'échange.

Le développement de l'équation 6.1 par différences finies selon un schéma implicite aboutit à un système de N équations à N charges piézométriques inconnues, N étant le nombre total de noeuds du maillage spatial. Plusieurs méthodes de résolution de ce système, toutes de type itératif, sont proposées par l'USGS. Dans ce travail nous avons retenu la méthode dite des gradients conjugués préconditionnés développée par Hill (1990). Il s'agit de l'unique méthode traitant des problèmes non linéaires, notre cas, au moyen des itérations de Picard. De cette façon, les coefficients de la matrice du système sont recalculés périodiquement à partir de l'estimation des charges piézométriques.

Deux critères de convergence sont définis : un critère portant sur l'incrémentation appliquée aux inconnues entre chaque itération (*head change criterion*) et un critère lié aux résidus du système d'équation (*residual criterion*). A la fin de chaque itération, les

résidus du système d'équation sont calculés et l'incrémentation à appliquer à chaque inconnue est estimée à partir de la valeur de ces résidus. Si pour chaque point de l'espace le résidu et l'incrémentation estimée sont inférieurs respectivement au critère de résidu et au critère de changement de charge, la solution est considérée comme étant atteinte. Le critère de changement de charge correspond à la précision que l'on désire sur l'estimation. Sachant que nos mesures piézométriques sont précises à 1 ou 2 cm près, ce critère a été fixé à 0.02 m. Le critère sur les résidus contrôle en partie l'erreur commise sur le bilan de masse. Hill (1990) estime qu'une valeur de 0.01 $ft^3.s^{-1}$ (environ 3.10^{-4} $m^3.s^{-1}$) garantit des résultats acceptables dans la plupart des cas d'étude. Nous avons fixé la valeur à 1.10^{-4} $m^3.s^{-1}$ en s'assurant que pour chaque unité géologique ou pédologique et à chaque pas de temps les bilans de masse sont bouclés à 1% près.

6.2.2 Discrétisation de l'espace et du temps

Le bassin versant peut être représenté par la superposition de trois couches : le sol, l'altérite de schiste et le schiste fracturé et fissuré.

Les informations relatives au schiste proviennent des études réalisées par le BRGM (Pauwels *et al.*, 1996). Suite à des essais de pompage, cet aquifère a été caractérisé comme transmissif mais peu capacitif. Ces essais ont abouti à une première évaluation des ordres de grandeur des propriétés hydrodynamiques de cet aquifère. Les coefficients d'emmagasinement sont faibles variant selon les forages de 10^{-3} à 10^{-4}. Les transmissivités sont de l'ordre de 10^{-4} $m^2.s^{-1}$ pour des épaisseurs captées par les forages allant de 50 m à environ 100 m. Ces valeurs correspondent à des conductivités hydrauliques d'environ 10^{-6} $m.s^{-1}$. Bien que le schiste soit fissuré et fracturé, ces résultats sont obtenus à partir d'une méthode qui suppose le milieu homogène (méthode de Theis-Jacob) et l'écoulement régi par la loi de Darcy. Nous adoptons également cette approche, les paramètres retenus constituant des valeurs effectives.

Pour l'altérite, les conductivités hydrauliques à saturation ont été déterminées dans le chapitre 4 sur la base de l'analyse de tests de choc hydraulique pratiqués sur les piézomètres. Ces conductivités évoluent *grosso modo* entre 4.10^{-6} et 5.10^{-5} $m.s^{-1}$. La réaction des nappes aux pluies, que ce soit à la reprise des écoulements ou pendant l'hiver, nous a permis de majorer la porosité de drainage de l'altérite. La limite supérieure de la porosité de drainage varie dans l'espace entre 2 et 4%.

S'appuyant sur l'analyse des caractéristiques hydrodynamiques de sol, Curmi *et al.* (1998) et Widiatmaka (1994) identifient au sein de la couverture pédologique deux domaines présents en amont du système colluvio-alluvial. En amont des versants se développent des sols bien drainés dont la conductivité a été estimée à environ 10^{-5} $m.s^{-1}$. Les sols de bas-fonds présentent une conductivité plus faible de l'ordre de 10^{-6} $m.s^{-1}$.

De l'ensemble des ces informations, il est possible de construire un modèle d'aquifère pour le bassin de Kervidy. Ce modèle se décompose en trois couches représentant les trois unités précédemment décrites. La couche de surface est divisée en deux unités correspondant aux sols respectivement hydromorphes et bien drainés. La définition spatiale des unités «sol» est réalisée à partir de la carte pédologique (Walter *et al.*, 1993). L'unité « sols hydromorphes» englobe les sols notés G7 à G13 sur la carte (Fig. 3.9) et l'unité « sols bien drainés» correspond aux sols G1 à G6. Sur le bassin versant de Kervidy, l'épaisseur des sols varie de 0.5 m à $1,5$ m (Walter et Curmi, 1998). Dans ce travail, l'épaisseur du sol est considérée constante sur l'ensemble du bassin. Nous l'avons fixé à $1,50$ m.

L'épaisseur des altérites est plus difficile à évaluer. Sur les forages pratiqués pour installer les piézomètres l'altérite dépasse systématiquement cinq mètres de profondeur. A Kervidy, le BRGM a estimé la profondeur des altérites à environ 10 m. Dans le bas-fond du Mercy, Gasnier (1998) a rencontré un schiste relativement sain à environ 2 m de la surface du sol. Ces chiffres illustrent la variabilité de l'épaisseur d'altérite d'un point à l'autre de l'espace. Selon certains auteurs (Wyns, 1991), l'épaisseur des altérites est structurée par rapport à la topographie actuelle et serait notamment plus importante au sommet des versants. Toutefois les observations réalisées sur le terrain montrent qu'en certains points hauts du paysage, l'épaisseur d'altérite semble moins grande que dans les zones de bas-fond. De plus, le développement de l'altération est également contrôlé par la présence de fissures et de fractures qui peuvent induire une variabilité forte sur des distances de quelques mètres. Dans ce travail, nous avons fixé de façon un peu arbitraire une épaisseur constante de 8 m sur tout le bassin versant. L'idée est de supposer dans un premier temps une géométrie simple pour ensuite la modifier si les charges hydrauliques simulées sont trop éloignées de la réalité. Concernant le schiste, nous le supposons à profondeur infinie. Sa base a été considérée horizontale et placée à $+70$ m NGF, l'exutoire du bassin versant se situant à $+98$ m NGF.

Un maillage régulier est appliqué à chaque couche. Ce maillage est constitué de mailles carrées de 20 m de coté (Fig. 6.1). Le bassin et sa région sont ainsi discrétisés en 135 lignes et 195 colonnes. Le code MODFLOW calcule les charges piézométriques, et les variables qui en découlent, au centre de chaque maille pour chaque unité géologique à chaque pas de temps. Le MNT au pas de 20 m permet de connaître l'altitude de chaque maille et ainsi l'élévation de la base des couches géologiques. Le MNT existant est une représentation très bruitée du relief réel. Par conséquent, nous l'avons lissé en attribuant à chaque maille l'altitude moyenne des points compris dans une fenêtre de 60 m de coté centrée sur la maille considérée.

Le pas de temps des simulations est fixé à un jour. Ce pas de temps correspond à la durée pendant la quelle les variables de forçage (recharge, ETP) et les conditions aux

limites sont constantes. Numériquement, ce pas de temps est divisé en pas de calcul pour assurer la convergence du système d'équations. Ainsi chaque pas de temps est divisé en un nombre fixé de pas de calcul de tel que la longueur des pas de calcul au sein chaque pas de temps suive une progression géométrique de facteur deux. Dans notre travail, le nombre de pas de calcul est fixé à 10.

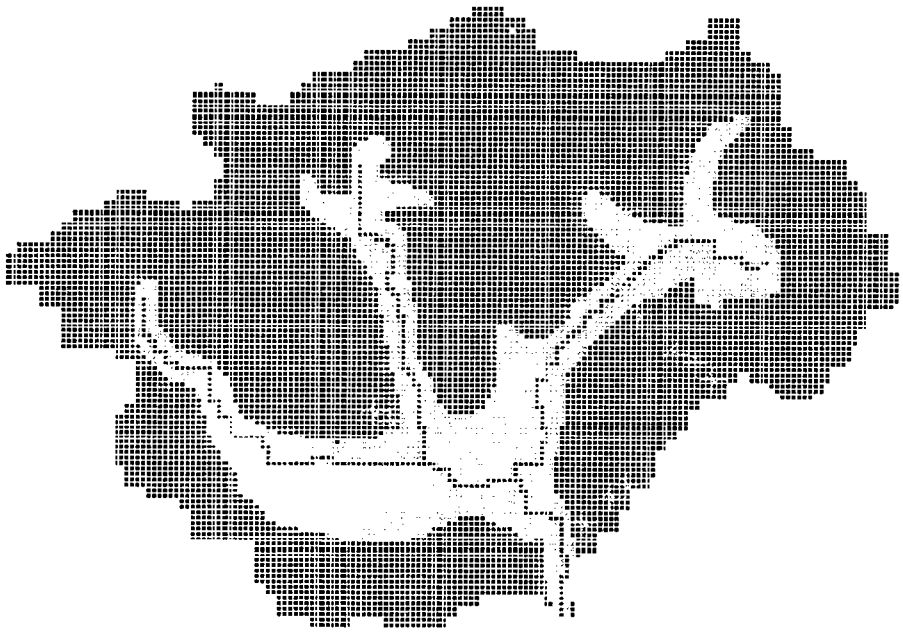


FIG. 6.1 – *Discrétisation du bassin versant de Kervidy. Couche pédologique : les mailles noires, bleu ciel (gris clair en NB) et bleu marine (gris foncé en NB) représentent respectivement les sols bien drainés, les sols hydromorphes et le réseau hydrographiqe*

6.2.3 Conditions aux limites

L'aquifère est défini selon quatre conditions aux limites : la recharge, l'évapotranspiration, les flux à sa frontière extérieure et la charge hydraulique dans la rivière.

La recharge de la nappe a été estimée équivalente à la pluie efficace. Nous avons en effet constaté au chapitre 4 qu'à chaque pluie hivernale les réactions de la nappe sont *grosso modo* proportionnelles aux cumuls de pluie événementielle, le facteur de proportion étant proche de la porosité de drainage du milieu. Cette approximation paraît donc justifiée sur la base de nos observations pour la période d'étude sur laquelle nous

nous focalisons dans ce chapitre. Elle permet de faire l'économie de la lourdeur d'une mise en oeuvre d'un modèle de transfert de l'eau dans la couche non saturée. Ajoutons que pour la couche «sol», la recharge est considérée nulle quand la charge hydraulique est à des profondeurs inférieures à 0.1 m. Cette supposition permet de rendre compte du ruissellement de la pluie sur les surfaces saturées par la remontée de nappe.

La période qui nous occupe (mars-mai) correspond à la reprise de l'activité végétale. En comparaison des flux de recharge ou de rivière, l'absorption de l'eau par les plantes devient donc significative. De plus, les augmentations des températures atmosphériques et du rayonnement solaire rendent l'air très évaporant. Par conséquent l'évapotranspiration ne peut pas être négligée. Pour prendre en compte ces deux phénomènes, nous avons considéré que les flux d'évaporation et d'absorption végétale à partir de la nappe sont égaux à l'évapotranspiration potentielle (ETP) quand le toit de la nappe est situé dans les couches pédologiques (profondeurs 0-1 m). L'évapotranspiration potentielle employée est celle estimée par Météo-France à partir de la formule de Penman.

Le réseau hydrographique est extrait du MNT au pas de 20 m. Ce réseau «théorique» est corrigé notamment à la confluence des deux biefs principaux (Fig. 6.1). Dans cette zone le relief est peu marqué. Les variations d'altitude étant du même ordre que la précision du MNT, le réseau extrait peut se trouver assez éloigné du réseau vrai.
D'après nos relevés topographiques, l'altitude du lit de la rivière est inférieure de $0,8$ à $1,0$ m à l'altitude des berges. Ici, cette différence a été fixée à $1,0$ m sur toute la longueur du réseau hydrographique. La charge dans la rivière est une des conditions aux limites de la nappe. La charge hydraulique dans la rivière est connue uniquement à l'exutoire du bassin versant. Durant la période d'étude, la hauteur d'eau dans la rivière à l'exutoire a fluctué entre $+8$ cm et $+25$ cm. Dans ce travail, la hauteur d'eau dans la rivière a été fixé à 20 cm au dessus du lit de la rivière dans tout le réseau hydrographique.

Les limites extérieures de la nappe sont supposées coïncider avec les frontières topographiques du bassin versant de Kervidy. Certes, les frontières de la nappe dépendent du milieu lithologique, altéritique et pédologique. L'aire d'alimentation de la nappe peut ne pas se superposer exactement à la surface du bassin versant définie vis à vis du ruissellement. Cependant, nous savons à la suite du chapitre 4 que même si la nappe se suit pas la topographie, sa surface reste corrélée à la surface du sol. Les limites de nappe telles que nous les définissons paraissent donc justifiées.

6.2.4 Calibration du modèle

Au sein d'une unité pédologique ou géologique, les propriétés hydrodynamiques présentent une variabilité spatiale forte. Les unités sont cependant supposées **uniformes** et **isotropes** vis à vis de ces propriétés. Ainsi, chaque couche est caractérisée par une

conductivité hydraulique uniforme dans toutes les directions ($K_{xx} = K_{yy} = K_{zz}$) . A chaque unité doit donc être attribuée une valeur moyenne ou effective de la propriété considérée. Dans notre travail, cette valeur est issue d'une phase de calage des charges hydrauliques simulées sur les charges observées. En respectant l'ordre de grandeur des propriétés (conductivité hydraulique et porosité de drainage) établi dans les chapitres précédents ou les travaux antérieurs, nous avons fixé par tâtonnement les valeurs effectives pour chaque unité.

Le calage est réalisée en deux phases. D'abord, les perméabilités sont fixées à partir de la simulation de l'état initial piézométrique de la période d'étude (23 mars 98). Cet état est considéré comme un état stationnaire de la nappe. La recharge de la nappe est considérée comme égale aux flux dans la rivière ($\epsilon = 0.8\ mm.j^{-1}$). Ensuite, les porosités de drainage sont calées à partir de l'évolution de la piézométrie pendant toute la période d'étude (65 *jours*). Les coefficients d'emmagasinement spécifiques sont fixés pour les aquifères susceptibles d'être confinées, c'est à dire l'altérite et le schiste. Ces coefficients sont de $1e^{-3}/m$ et $1e^{-5}/m$ respectivement pour l'altérite et le schiste. Ces valeurs, retenues généralement pour ce type de milieu (de Marsily, 1981), ne sont pas sujettes à la calibration.

6.3 Résultats du modèle et discussion

6.3.1 Paramètres du modèle

Les valeurs calées des paramètres sont présentées dans le tableau 6.1. Les conductivités hydrauliques de l'altérite obtenues à partir des chocs hydrauliques présentaient une variation importante sur environ un ordre de grandeur. La conductivité hydraulique calée de l'altérite correspond environ à la limite supérieure de cette gamme de variation. Ce résultat est satisfaisant car, comme nous l'avons souligné dans le chapitre 4, la méthode du choc hydraulique aboutit à une estimation de la conductivité hydraulique à un ordre de grandeur près. De plus, cette méthode permet d'estimer le paramètre à une échelle locale (1 m autour du piézomètre). Or, la valeur calée correspond à un espace plus large intégrant des hétérogénéités telles que les macropores à l'origine de transferts rapides. Les conductivités des autres unités spatiales du modèle ont fait l'objet de peu de modifications par rapport aux valeurs observées.

Concernant la porosité de drainage, les valeurs obtenues à la suite de la calibration sont globalement plus faibles que celles que nous pouvions attendre en considération des observations de terrain. Valeurs calibrées et observées restent toutefois proches les unes des autres. Ainsi, dans le sol, la valeur calée correspond au minimum du domaine de variation des valeurs observées. Dans l'altérite, la porosité calée est inférieure à celles que nous avions estimées lors de l'étude de la réaction de la nappe aux pluies. La porosité de drainage a été évaluée dans le chapitre 4 à partir des réactions de nappe dans les piézomètres du transect de Kerolland. L'évaluation a donc été réalisée sur la partie supérieure des altérites. La porosité de l'altérite ne doit pas être uniforme sur toute sa profondeur. La réduction de cette porosité avec la profondeur peut être une explication à la valeur effective obtenue par le calage. La porosité du schiste calée correspond au maximum des estimations faites par le BRGM à la suite des essais de pompage dans les piézomètres profonds.

	Cond. hyd. $m.s^{-1}$		Porosité de drainage m^{-1}	
Unité	Observée	Calée	Observée	Calée
Sols bien drainés	$\simeq 10^{-5}$	$5,10^{-5}$	$0,1-0,2$	$0,08$
Sols hydromorphes	$\simeq 10^{-6}$	$6,10^{-6}$	$0,1-0.2$	$0,08$
Altérite	10^{-6} à 10^{-5}	$4,10^{-5}$	$0,02-0,04$	$0,01$
Schiste	$\simeq 10^{-6}$	10^{-6}	$0,001-0,0001$	$0,001$

TAB. 6.1 – *Valeurs calées et observées des paramètres du modèle de nappe de Kervidy*

6.3.2 Dynamique de la nappe

Quelles que soient les valeurs des conductivités hydrauliques, les profondeurs de nappe simulées sur le haut des versants, et dans une moindre mesure dans les bas-fonds, sont supérieures à celles observées (Fig. 6.2). Dans les basfonds cette différence n'excède pas 1 m et reste acceptable pour la plupart des piézomètres. En effet, la valeur simulée correspond à la charge hydraulique au centre d'une maille de 20 m de coté. Les mesures faites dans les piézomètres sont intrinsèquement ponctuelles. Le fait que notre point de mesure ne correspond pas précisément au centre de la maille et que la valeur simulée est une valeur moyenne sur la surface de la maille peut être à l'origine de ces écarts. Sachant que les gradients de nappe sont compris dans les bas-fonds entre 1 et 5% (*cf* Chapitre 4), une erreur de positionnement de 20 m induira en théorie un écart de charge de 20 à 100 *cm*.

Les différences entre observations et simulations sont par contre importantes dans le haut des versants. Certes, en diminuant les conductivités hydrauliques du schiste et de l'altérite, le toit de la nappe tend à monter. Toutefois, cette solution a pour conséquence de noyer totalement les bas-fonds. Nous avons donc conservé les valeurs de conductivité correspondant à un profil de nappe certes réaliste dans le bas-fond mais trop profond dans le versant. La dynamique de la nappe sur les 65 jours d'étude a donc été simulée ainsi.

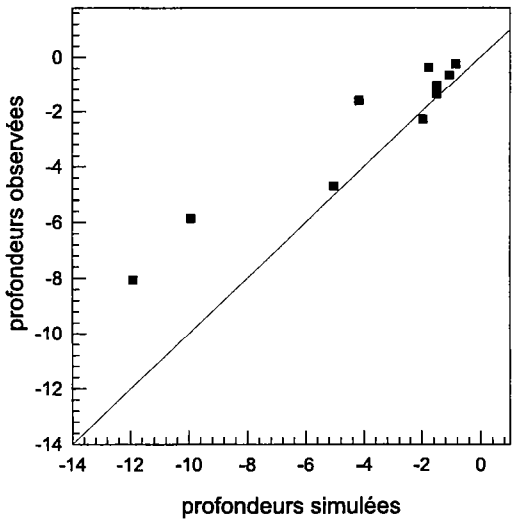


FIG. 6.2 – *Profondeurs de nappe observées en fonction des profondeurs simulées. La droite correspond à la relation x=y*

Les figures ??, ??, ?? représentent les variations de nappe observées et simulées sur les trois transects de Kervidy. Globalement, la dynamique de nappe est bien reproduite

dans les bas-fonds des trois transects (piézomètres PJ1, PJ2, PJ3, PG2, PG3 et PI1). Sur ces piézomètres, les battements de la nappe, *i.e.*, la différence entre le niveau minimum et le niveau maximum relevé sur la période d'étude simulés et observés sont comparables (Tab. 6.2).

Dans les piézomètres les plus hauts, nous constatons, outre l'écart entre les profondeurs simulées et observées, que les variations piézométriques sont mal reproduites. Suite aux pluies, le toit de nappe simulé monte moins haut que ce qui a été observé. La différence entre les battements observés et simulés est élevée ; elle est de $0,51$ m à PG6 et dépasse $1,50$ m à PI3. De façon générale, les niveaux piézométriques dans PI3 sont très mal décrits par le modèle. Ceci peut s'expliquer par le mode de recharge que nous avons retenu. Suite aux premières pluies du mois d'avril, le toit de la nappe réagit peu. La montée de nappe se produit aux pluies suivantes. Or, la recharge a été considérée égale à la pluie efficace sur l'ensemble du bassin versant et pour toute la période d'étude. Aussi, dès qu'il pleut le toit de nappe simulé tend à monter.

Pendant la récession du mois de mai, les variations sont, dans la réalité, plus rapides que celles simulées selon notre modèle. L'aquifère simulé conserve trop longtemps l'eau et ne se vidange pas assez rapidement.

	aval ⟶ amont				aval ⟶ amont					aval ⟶ amont		
	PJ1	PJ2	PJ3	PJ4	PG2	PG3	PG4	PG5	PG6	PI1	PI2	PI3
obs.(m)	0,28	0,54	0,43	0,88	0,29	0,3	1,24	1,41	2,61	1,55	2,32	4,78
sim.(m)	0,28	0,52	0,79	1,08	0,42	0,22	0,85	1,42	2,00	1,65	2,20	3,21

TAB. 6.2 – *Différences simulées et observées entre les niveaux piézométriques maximum et minimum au cours de la période 23 mars au 26 mai 1994*

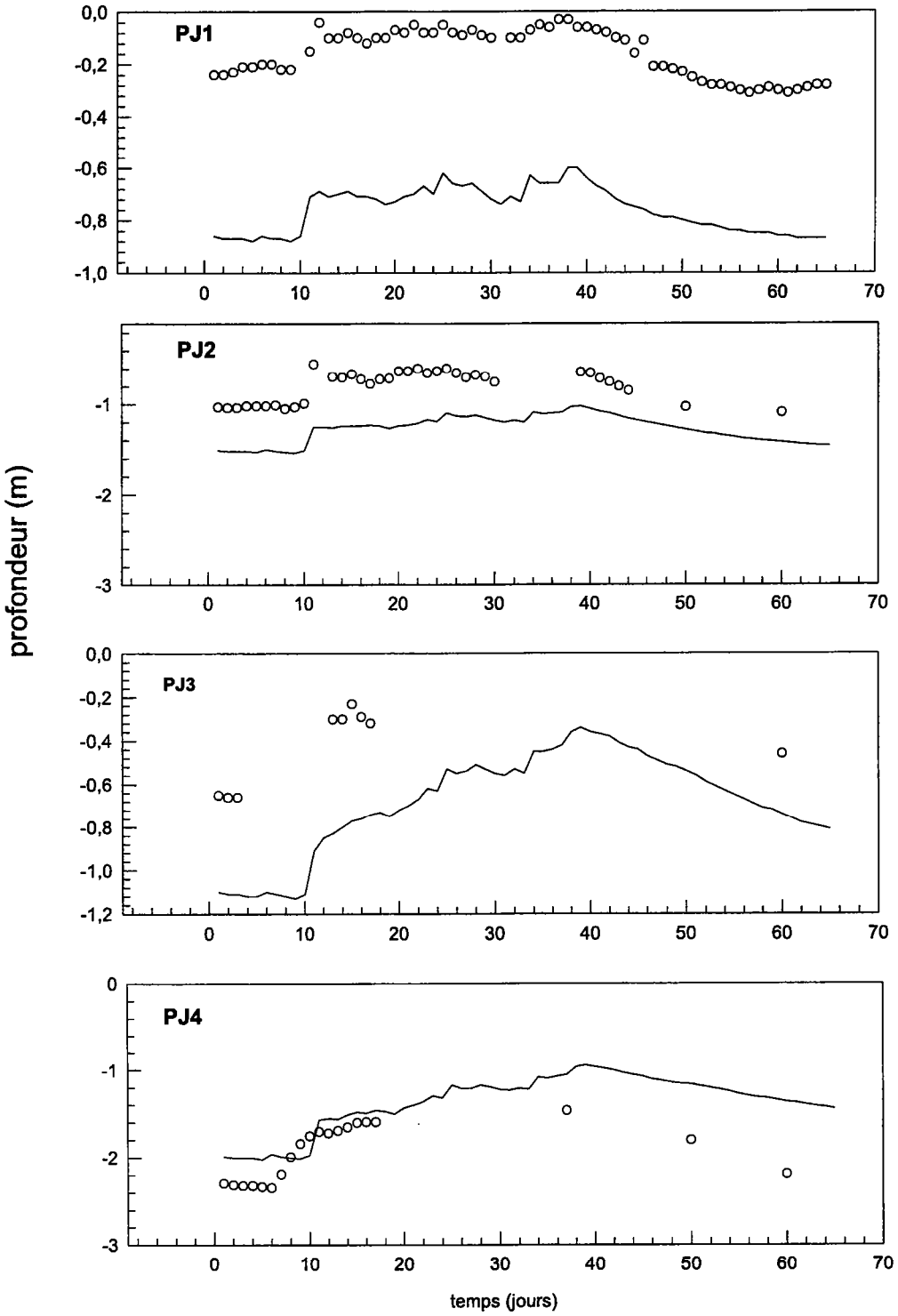


FIG. 6.3 – *Profondeurs de nappe simulées (traits) et observées (cercles) sur le transect de Kerolland*

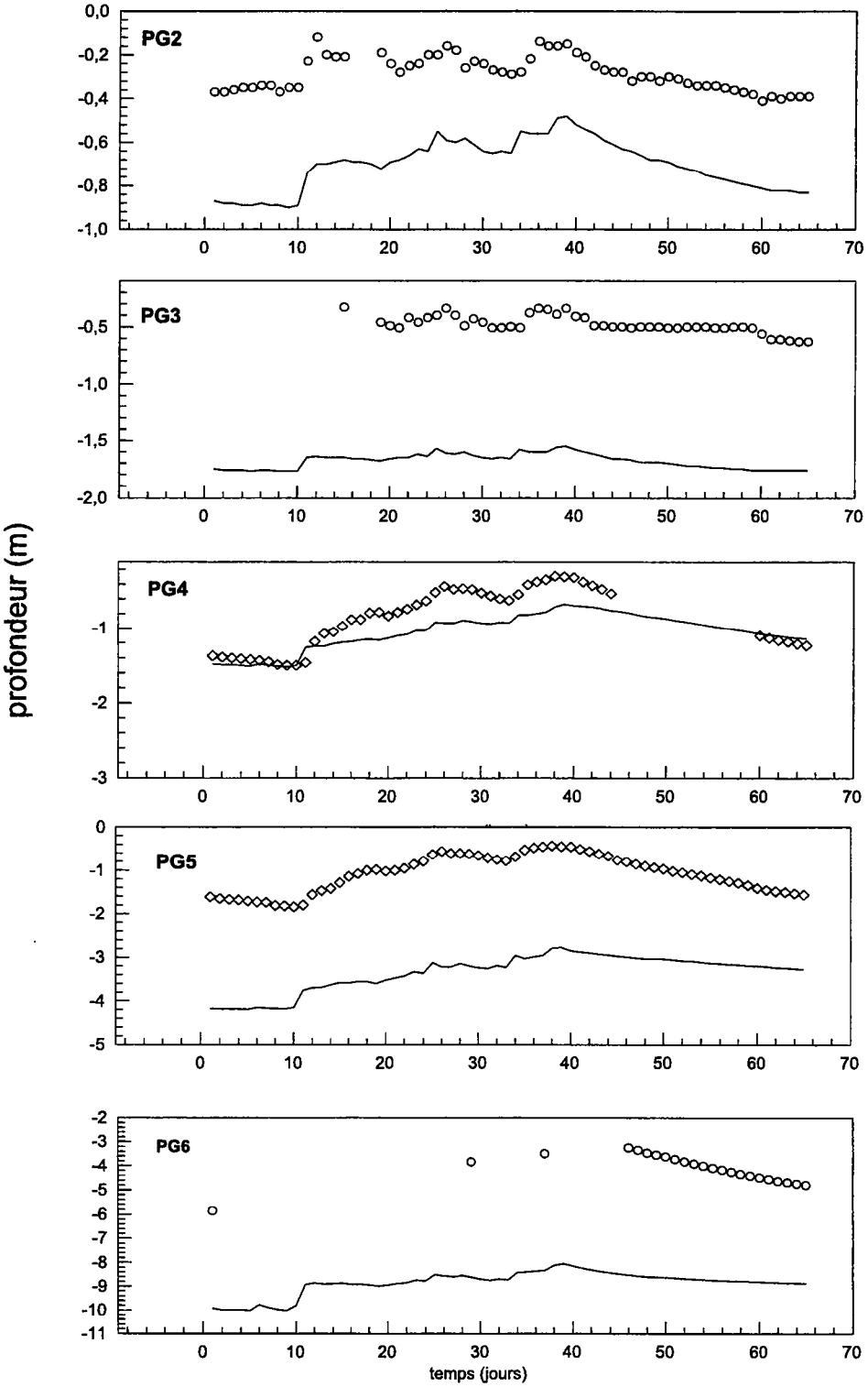


FIG. 6.4 – *Profondeurs de nappe simulées (traits) et observées (cercles) sur le transect de Guériniec*

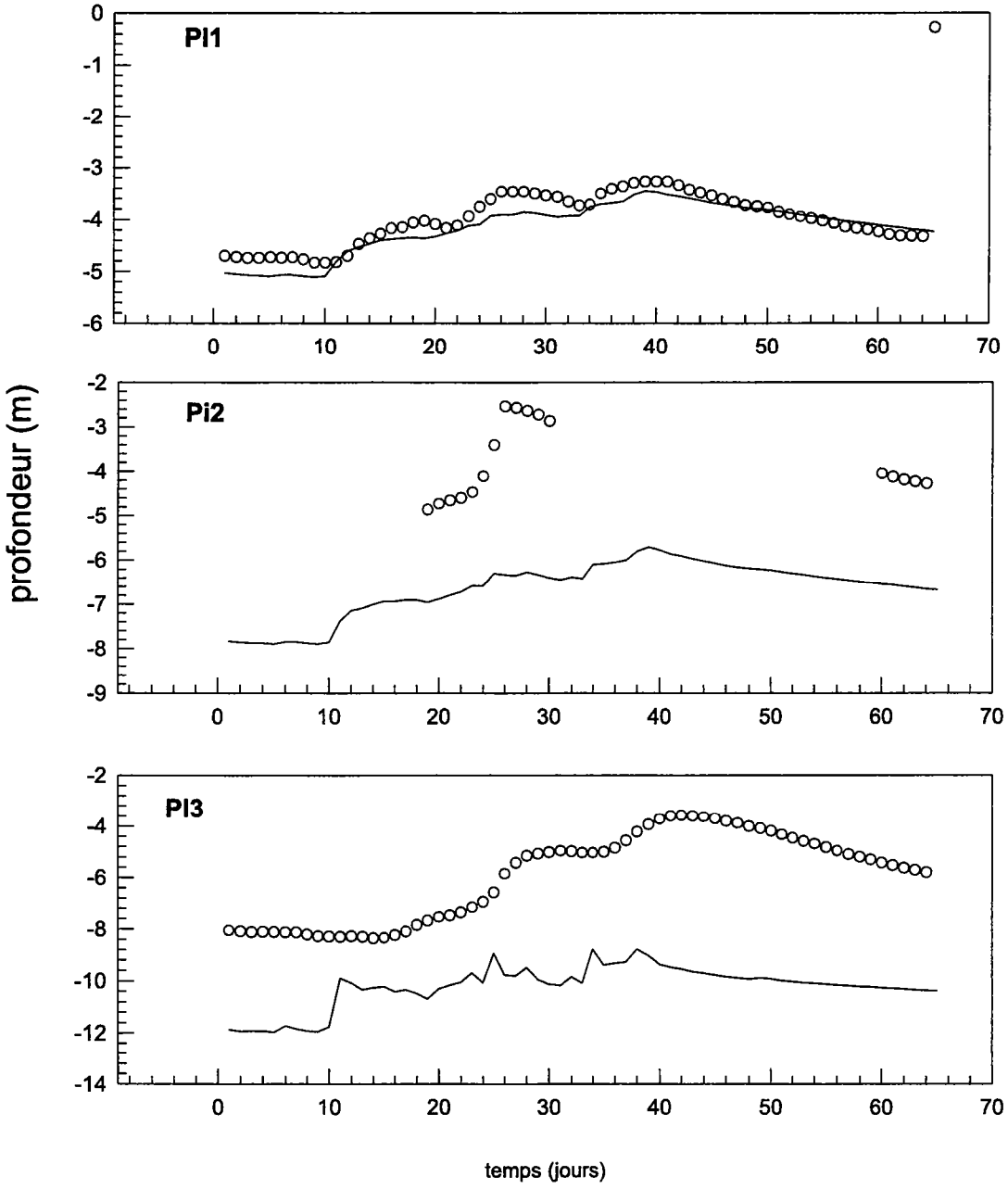


FIG. 6.5 – *Profondeurs de nappe simulées (traits) et observées (cercles) sur le transect de Fournello*

6.3.3 Débits

Les flux réels de la nappe vers la rivière ne sont pas connus. On peut toutefois confronter les simulations de ces flux aux débits mesurés dans la rivière (Fig. 6.6). On considère ici que le temps de transfert dans la rivière peut être ignoré et que les flux journaliers ponctuels de la nappe à la rivière sommés sur l'ensemble du réseau hydrographique correspondent à peu près aux flux journaliers dus à la nappe s'écoulant à l'exutoire. On constate que les flux simulés sont cohérents avec la réalité dans la mesure où ils sont en permanence inférieurs aux débits mesurés dans la rivière. En théorie, la différence entre le débit mesuré dans la rivière et le flux simulé est attribuable au ruissellement de surface ou aux écoulements hypodermiques de subsurface. Cependant, ces flux paraissent limités à des valeurs variant entre 70 et 80 $l.s^{-1}$ et semblent un peu faibles à la fin du mois d'avril (jour 40). Nous reviendrons sur ce point dans la section suivante.

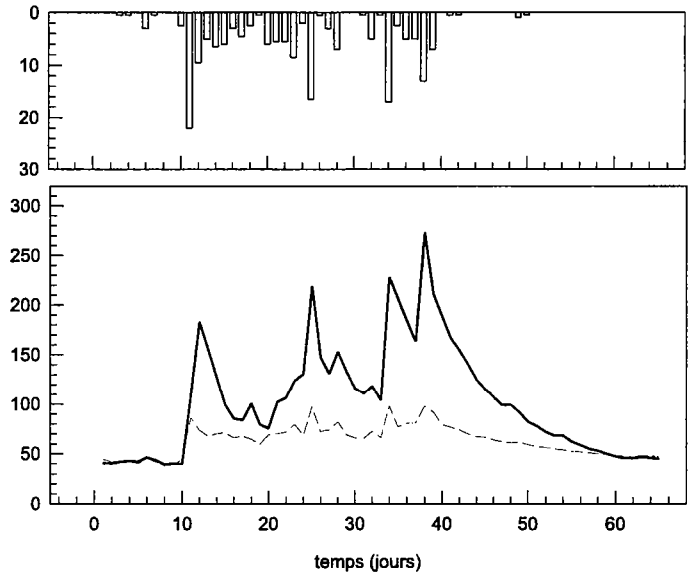


FIG. 6.6 – *Flux observé dans la rivière (trait plein), flux simulé de la nappe à la rivière (tirets) et pluie (histogramme) pendant les mois de mars à mai 98*

6.4 Sensibilité du modèle à la géométrie des altérites

Dans la section précédente, nous avons représenté l'aquifère selon un modèle très simple à trois couches parallèles. Sur quelques points ce modèle apparaît satisfaisant, notamment dans la façon dont il représente la dynamique de la nappe dans le bas-fond. Cependant en considérant les variations de nappe en haut des versants, nous constatons qu'à partir de valeurs de paramètres réalistes le modèle rend compte de ces variations de façon peu satisfaisante. La nappe est, à ces endroits, trop profonde. Dans cette section, nous modifions la géométrie de l'aquifère pour tenter de se rapprocher de la dynamique observée de la nappe.

L'inadéquation entre observations et simulations peut provenir de l'hétérogénéité du milieu, et particulièrement de la variabilité de l'épaisseur de l'altérite. Comme nous ne disposons d'aucun élément pour décrire l'altérite de façon plus précise, nous nous fions à notre intuition. Ainsi, nous considérons l'altérite plus épaisse dans les bas-fonds que dans les parties hautes des versants. Cette variabilité est intégrée de façon très simple en divisant le bassin en deux zones : dans les bas-fonds, l'épaisseur des altérites est conservée à la valeur de 8 m et dans les parties hautes des versants cette épaisseur est réduite à 4.5 m. La frontière entre les deux domaines est définie, de façon arbitraire, par l'iso-altitude de 120 m. L'objectif n'est pas de décrire de façon parfaite la dynamique de la nappe mais de comprendre si l'introduction de ce premier degré de variabilité nous rapproche de la dynamique observée.

6.4.1 Charges piézométriques simulées

Pour les piézomètres de versant les écarts entre observations et simulations variaient dans le modèle précédent entre environ $2,0\ m$ (PG5 et PI2) et environ $4,0\ m$ (PG6 et PI3). La diminution de l'épaisseur des altérites dans le haut des versants a réduit ces écarts d'environ $0.5\ m$ à près de $1,50\ m$ selon les piézomètres (Fig. 6.7, 6.8 et 6.9). Les écarts restent importants mais ces résultats démontrent la sensibilité des simulations à la géométrie des altérites. La variabilité de l'épaisseur des altérites est sans aucun doute plus complexe que celle que nous avons introduite dans notre modèle. Par contre, la nouvelle structure du milieu n'améliore pas significativement la description des variations de nappe au cours du temps dans les piézomètres de haut de versant. La récession simulée est toujours trop lente.

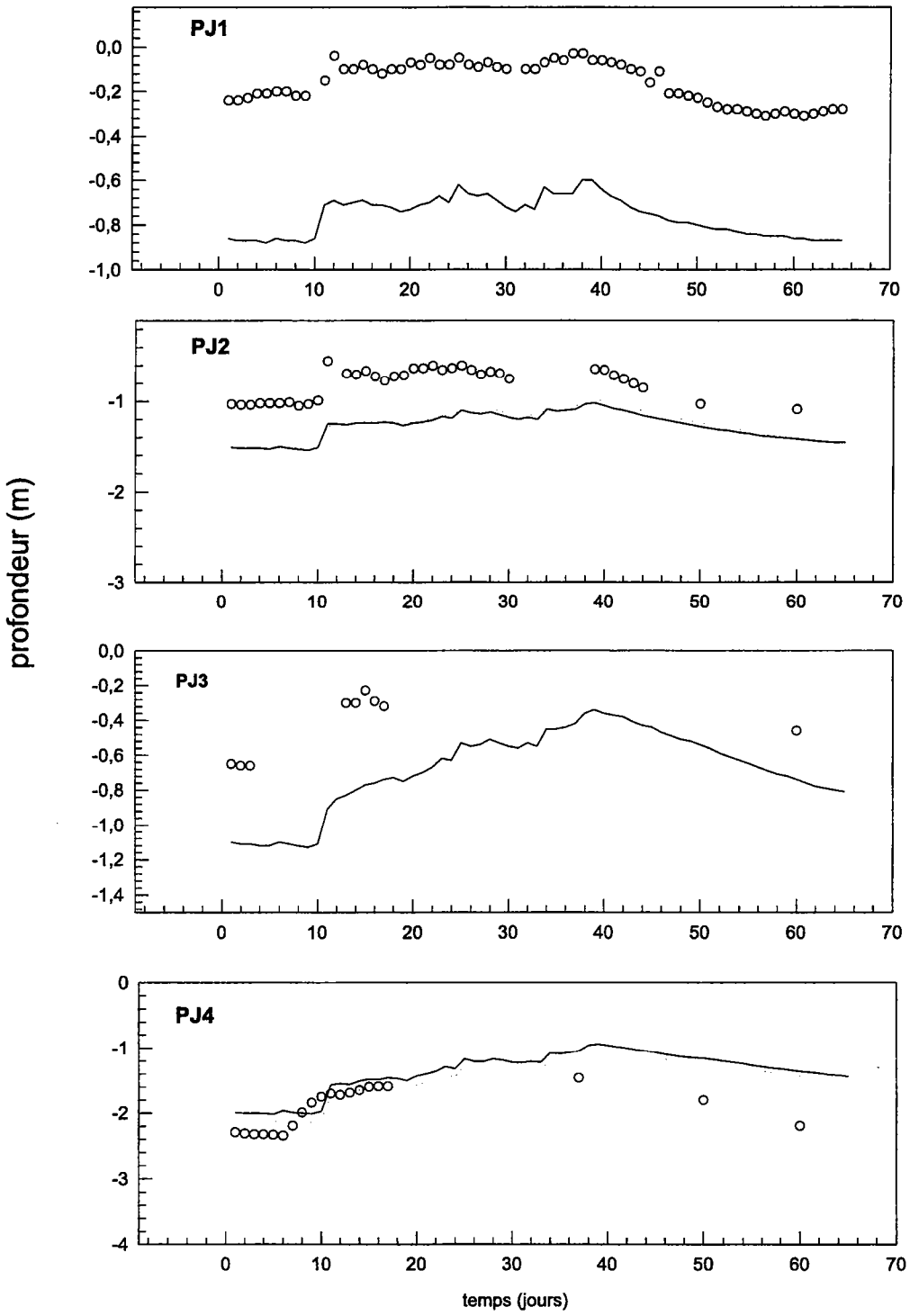


FIG. 6.7 – *Profondeurs de nappe simulées, selon le premier modèle (traits) et le modèle modifié (pointillés), et observées (cercles) sur le transect de Kerolland*

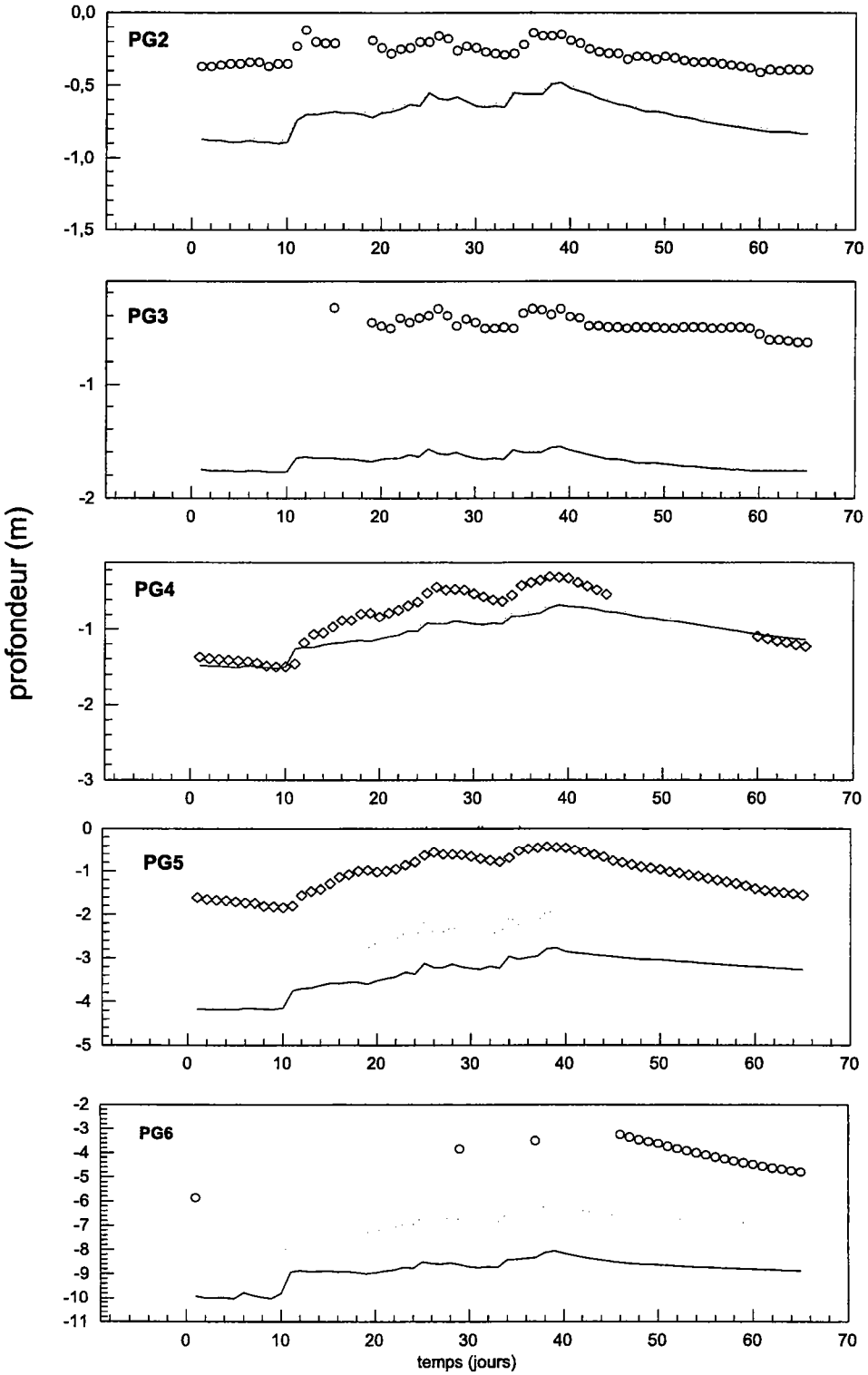


FIG. 6.8 – *Profondeurs de nappe simulées, selon le premier modèle (traits) et le modèle modifié (pointillés), et observées (cercles) sur le transect de Guériniec*

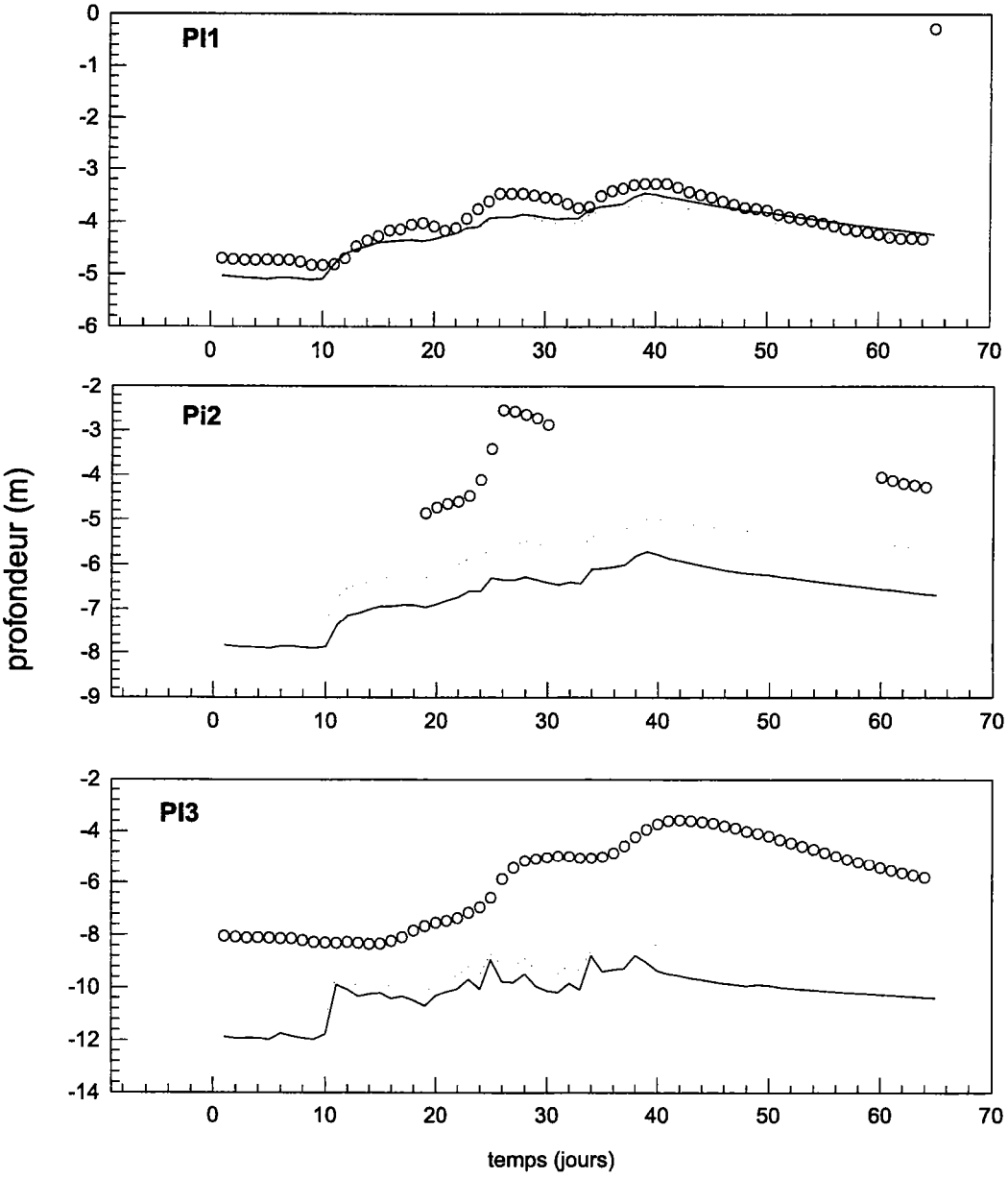


FIG. 6.9 – *Profondeurs de nappe simulées, selon le premier modèle (traits) et le modèle modifié (pointillés), et observées (cercles) sur le transect de Fournello*

6.4.2 Flux de la nappe vers la rivière

Comme précédemment nous avons calculé les flux de la nappe à la rivière (Fig. 6.10). Vis à vis de ces flux, la différence entre les deux modèles est quasiment nulle. Les flux simulés sont peu sensibles à la variation de géométrie des altérites. Selon MODFLOW, les flux de la nappe à la rivière sont calculés sur la base de la différence de charge locale entre la nappe et la rivière. Les modifications que nous avons apportées à l'épaisseur de l'altérite à l'amont des versants n'ont induit aucune variation dans la dynamique de la nappe dans les bas-fonds près de la rivière. Aussi n'est il pas étonnant d'aboutir à ce résultat.

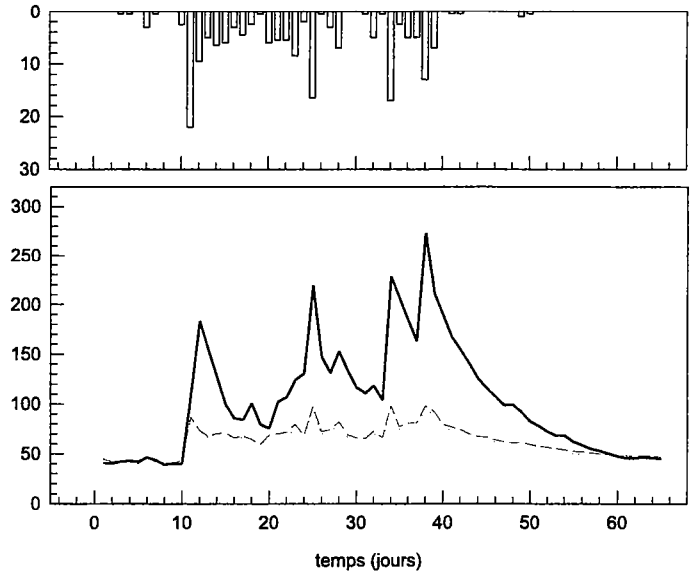


FIG. 6.10 – *Flux observés dans la rivière (trait plein), flux simulés de la nappe à la rivière, selon le premier modèle(tirets) et le second modèle (pointillés), et pluie (histogramme renversé) pendant les mois de mars à mai 98*

Sur l'ensemble de la période d'étude, le flux simulé, soit 70 mm, représente 60% du flux total dans la rivière, soit 117 mm. Valider le modèle à travers ces valeurs reste un exercice difficile puisque le flux de la nappe à la rivière n'est pas une variable directement mesurable *in situ*. Cependant, on peut voir sur la figure (Fig. 6.10) que ce flux semble limité à une valeur oscillant entre 70 et 80 $l.s^{-1}$. Au début de la période de récession, les flux simulés apparaissent donc faibles. Entre les jours 42 et 54, la décroissance des flux simulés ne «collent» pas à la courbe de récession des flux observés dans la rivière. Or à cette période, il ne pleut plus et la différence entre observations et simulations ne peut être imputée à l'occurrence de ruissellement ou d'écoulement de subsurface dans les

couches non saturées des sols.

Ces résultats renvoient à la discussion que nous avons développée à la suite de l'analyse entre les gradients hydrauliques de nappe et les flux de la nappe à la rivière (*cf* Chapitre 4). Nous avons remarqué que ces flux ne sont pas systématiquement contrôlés par les gradients de la nappe près de la rivière. A Kerolland notamment, le gradient en amont du point de déconnection entre la surface topographique et la nappe est la variable pertinente pour comprendre l'évolution des flux de la nappe dans la rivière. Les simulations réalisées avec MODFLOW confirment ces remarques. Les flux de nappe au sens large pourraient être composés également de l'exfiltration que nous ne prenons pas en compte. Il est également possible que, par effet piston, la charge de la nappe en amont «pousse» l'eau présente dans le bas-fond.

6.4.3 Comparaison avec les études précédentes

Le mois d'avril est marqué par deux grandes périodes de pluie, respectivement du 1erau 19 avril (période I) et du 23 au 30 avril (période II). Durant ces deux périodes, le bassin versant peut être considéré en crue de façon permanente. Le tableau 6.3 présente les fractions du flux de nappe simulé par rapport au flux total mesuré dans la rivière pour ces deux périodes.

Période	Flux obs. dans la rivière	Flux sim. nappe-rivière	Fraction	Pluie
I	39,5 mm	23,2 mm	59 %	116 mm
II	26,1 mm	11,3 mm	43 %	55 mm

TAB. 6.3 – *Flux observés dans la rivière, flux simulés entre nappe et rivière, fraction représentée par le flux simulé sur le flux observé et pluie cumulée pour les deux périodes pluvieuses du mois d'avril 98*

Nous avons noté dans le troisième chapitre que Durand et Mérot (1998) ont déjà décomposé par la méthode des End Members Mixing Analysis (*cf* Chapitre 1) six épisodes de crue sur le bassin versant de Kervidy. Quatre origines de l'eau avaient été définies par ces auteurs : la nappe, le ruissellement, la zone humide et l'écoulement de versant. Trois des six épisodes se sont produits au cours des mois d'avril et de mai 1994 à des instants où le débit initial dans la rivière était comparable à celui que nous observons au début du mois d'avril 98. Ce travail constitue donc une référence vis à vis de notre étude. Pour les trois épisodes de crue analysés par Durand et Mérot les contributions des quatre composantes à l'écoulement de crue sont présentées dans le tableau 6.4.

La zone humide correspond à l'affleurement de la nappe dans le bas-fond. En ignorant la particularité chimique des eaux de cette zone, nous pouvons considérer les flux qui en sont issus comme des flux de nappe. Le pôle identifié comme «eau de versant» correspond,

Episode	Nappe	Ruissellement	Zone Humide	Versant
31/03-01/04/94	23,8	25,7	32,0	18,5
11/05/94	42,9	10,5	10,2	36,3
14/05/94	42,9	10,5	10,2	36,3

TAB. 6.4 – *Contributions relatives des quatre composantes identifiées par Durand et Mérot (1998) au cours de trois épisodes de crue.*

en partie, à la nappe d'altérite court-circuitant la zone de bas-fond par le réseau de fossés ou par exfiltration (Durand, *communication personnelle*). Il est constitué d'eau libre présente dans le sol du versant en amont de la zone de bas-fond. Il peut s'agir en partie, selon les auteurs, de la nappe qui se situerait près de la surface du sol.

Sommer les eaux provenant des pôles «nappe» et «zone humide» aboutit à une sous-estimation de la contribution de la nappe et ajouter à cette somme la contribution «eau de versant» permet d'obtenir une sur-estimation des flux de nappe. Ainsi, d'après Durand et Mérot, la contribution de la nappe est comprise, selon la crue, entre 52,9 % et 55,8 % (sous-estimation) et 74,3 % et 89,5 % (surestimation) du flux total de la rivière. Nous constatons que ces chiffres sont supérieurs à ceux issus de la décomposition que nous avons effectuée à partir des simulations, nos valeurs oscillant entre 43 % et 59 %. Ces chiffres confirment que le modèle tel que nous l'avons développé sous-estime le flux de la nappe à la rivière.

6.4.4 Zones d'échange entre les unités géologiques

Nous avons défini le milieu selon trois couches : le sol, l'altérite et le schiste. A partir des résultats de ce modèle, nous pouvons caractériser les échanges entre ces trois couches, notamment définir les zones d'échange et évaluer les flux échangés. Pour cela, les différences entre les couches ont été calculées à différentes dates de la période d'étude.

Les figures 6.11 et 6.12 représentent les différences de charge hydraulique entre les couches, où une différence positive correspond à un flux ascendant et une différence négative indique que les flux sont descendants. Nous nous sommes d'abord intéressés aux relations entre l'altérite et le schiste (Fig. 6.11). A la fin du mois de mars, les charges hydrauliques dans le schiste sont plus élevées que dans l'altérite dans les zones basses du bassin versant et aux abords du réseau hydrographique (date I). Les différences négatives de charge hydraulique correspondent généralement, mais pas systématiquement, aux parties hautes des versants et à la zone de plateau (couleur verte sur la figure 6.11). Une fois les pluies du mois d'avril déclenchées, le bassin s'humidifie, la recharge de la nappe est importante et les niveaux de nappe montent (date II). On constate alors que le domaine à différences négatives s'est étendu sur une large partie du bassin versant.

Par contre, les différences positives sont restreintes à une fine bande autour du réseau hydrographique. Pendant la période de récession du mois de mai, les niveaux de nappe sont redescendus (date III). Les charges hydrauliques dans l'altérite sont plus faibles que dans le schiste sur une large partie du bassin versant. Seules les zones hautes du bassin versant présentent des différences négatives.

Concernant les échanges entre le sol et l'altérite, hormis la première date, les charges hydrauliques dans l'altérite sont plus élevées que dans le sol (Fig. 6.12). Pendant le mois d'avril (date I) et la récession du mois de mai (date II), la différence de charge est sur de nombreuses zones du bassin versant inférieure à 0.1 m. Les différences les plus importantes sont limitées aux zones connexes à la rivière. Au début de la période d'étude (date I), les zones amont de la nappe du sol présentent des charges hydrauliques supérieures à celles de l'altérite. A ces endroits la différence de charge reste inférieure à 0.1 m. Globalement, en comparant les cartes aux trois dates, on constate que la différence de charge entre l'altérite et le sol augmente progressivement au cours de la période d'étude.

Compte tenu de la précision de nos résultats, lorsque la différence est supérieure, en valeur absolue, au seuil de 0.1 m, les flux sont ascendants ou descendants selon le signe. Lorsque la différence est inférieure à ce seuil, rien ne peut être affirmé. Ainsi, un schéma de fonctionnement des échanges entre l'altérite et le schiste peut être dressé à partir de ces résultats. Quand le niveau de nappe croît dans l'altérite, cette nappe alimente le schiste dans le haut des versants. Les flux entre schiste et altérite s'inversent dans les bas-fonds, ou du moins dans les zones connexes à la rivière ; à ces endroits, les flux sont ascendants. Quand la nappe d'altérite se vidange, les flux semblent s'inverser sur une partie du bassin versant ; les zones d'échange du schiste vers l'altérite s'élargissent et les zones d'alimentation de la nappe du schiste par la nappe de l'altérite se réduisent progressivement. Selon les résultats du modèle, les échanges entre schiste et altérite sont, en période de récession, essentiellement ascendants. Toutefois, rappelons que ce modèle est inadapté pour représenter les niveaux piézométriques dans les zones proches des crêtes. Les niveaux piézométriques simulés y sont toujours plus faibles que les niveaux observés. Or ces simulations montrent que l'extension des zones d'échange est contrôlée par la charge piézométrique dans l'altérite. On peut donc penser que l'extension spatiale des échanges descendants, telle qu'elle est définie sur la figure 6.11, est sous-estimée.

Sur les cartes de la figure 6.12, la prédominance des couleurs jaune et vert clair montre que l'eau dans ces deux unités est à un niveau piézométrique comparable et que les écoulements dans chaque couche sont globalement parallèles. Les différences de charge entre sol et altérite sont significatives aux abords de la rivière.

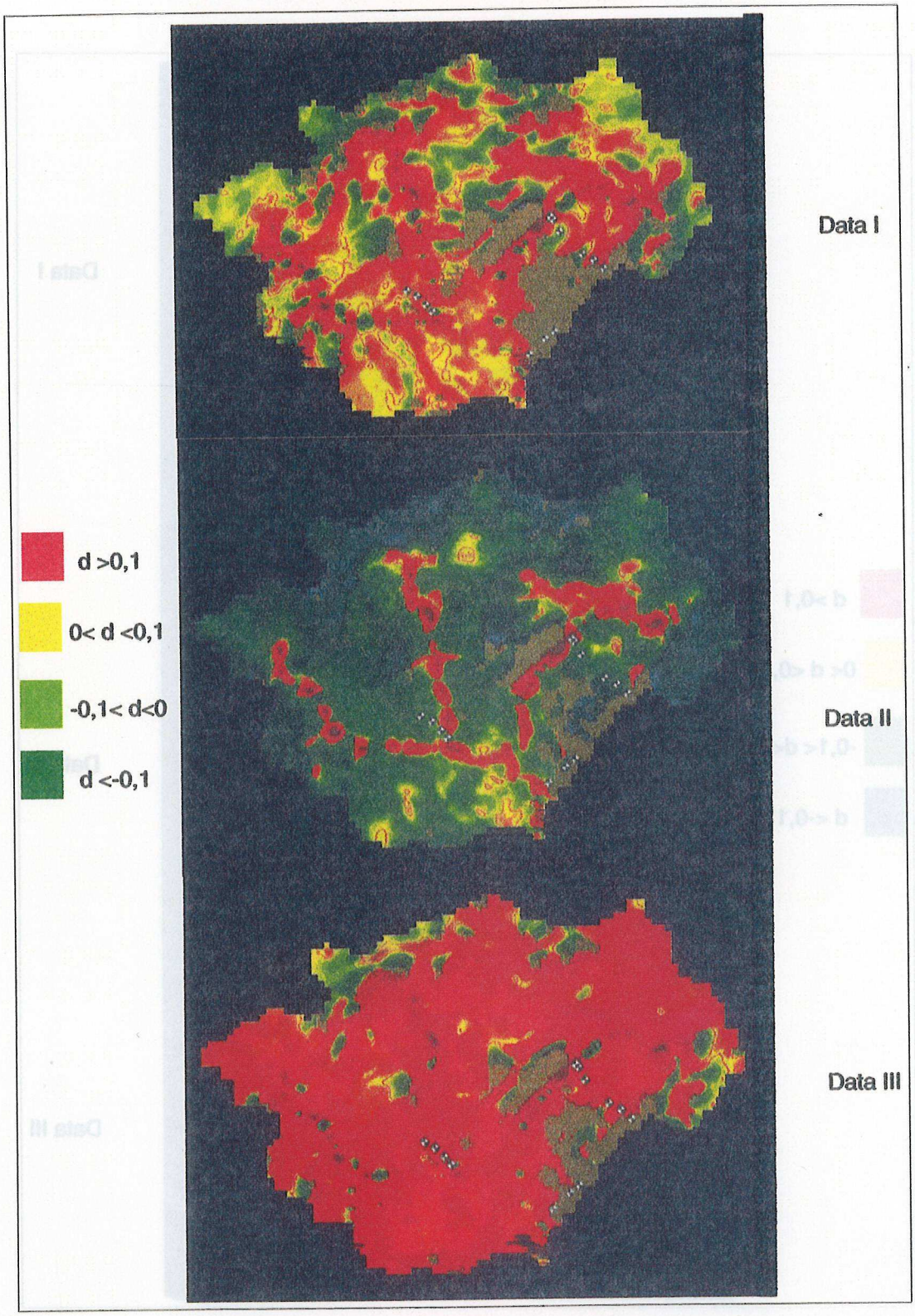


FIG. 6.11 – *Différences de charge hydraulique entre la nappe dans le schiste et la nappe dans l'altérite. La différence de charge, d, est exprimée en mètre*

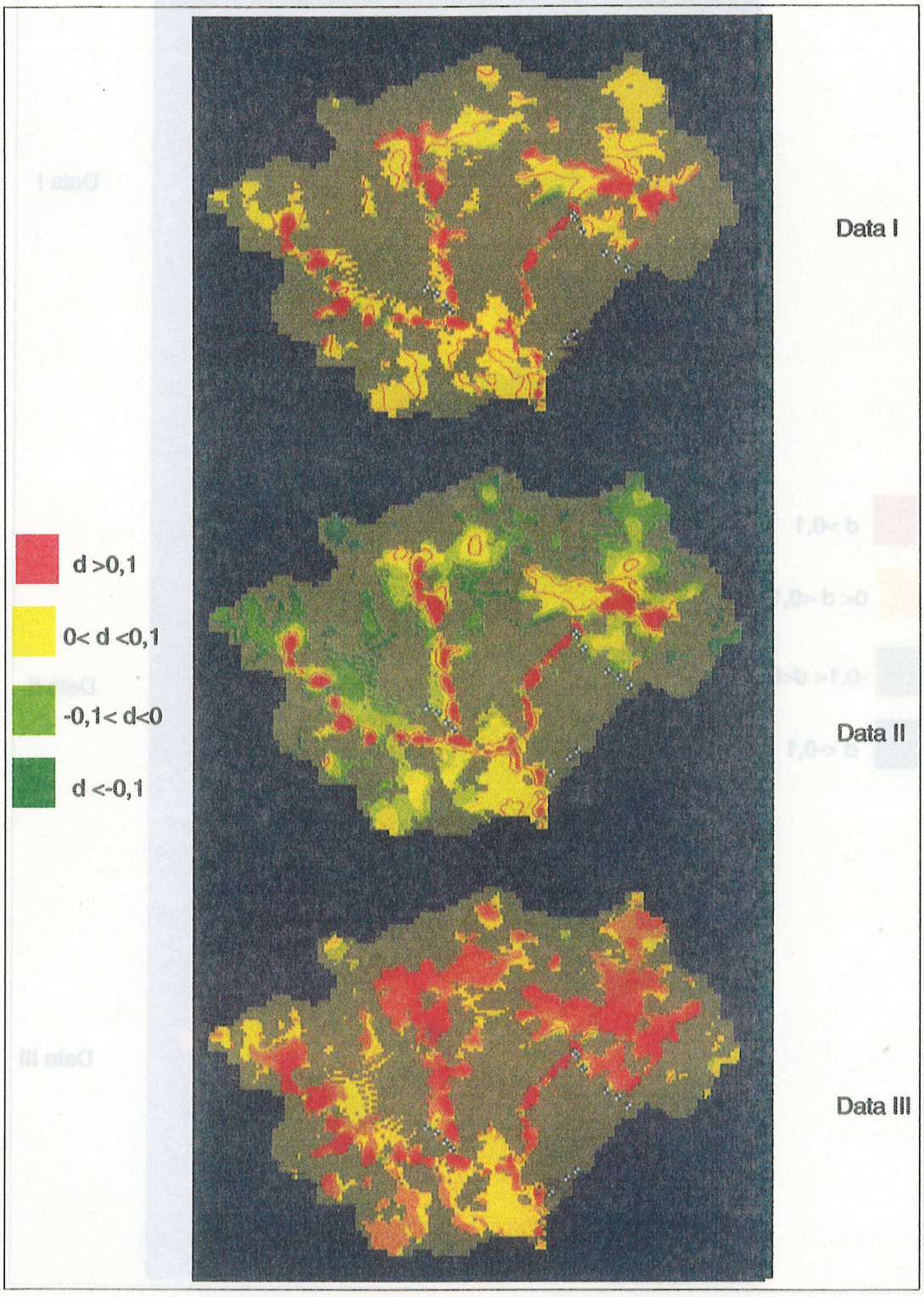


FIG. 6.12 – *Différences de charge hydraulique entre la nappe dans l'altérite et la nappe dans le sol. La différence de charge, d, est exprimée en mètre*

De par la structure de notre modèle, l'ensemble des flux de nappe alimentant la rivière provient de la couche «sol». En effet, le lit de la rivière repose entièrement dans cette couche. Il est par conséquent impossible de comprendre l'origine de l'eau puisque celle ci aura nécessairement transité dans le sol. Pour contourner cette difficulté, nous avons défini une zone située de part et d'autre du réseau hydrographique et captant les flux venant du sol, de l'altérite et du schiste. Cette zone s'étend sur une largeur de 70 m autour de la rivière. Elle est profonde de 10 m. Les flux simulés entrants et sortants de cette zone ont été identifiés au cours de la période d'étude en fonction de leurs origines (Fig. 6.13).

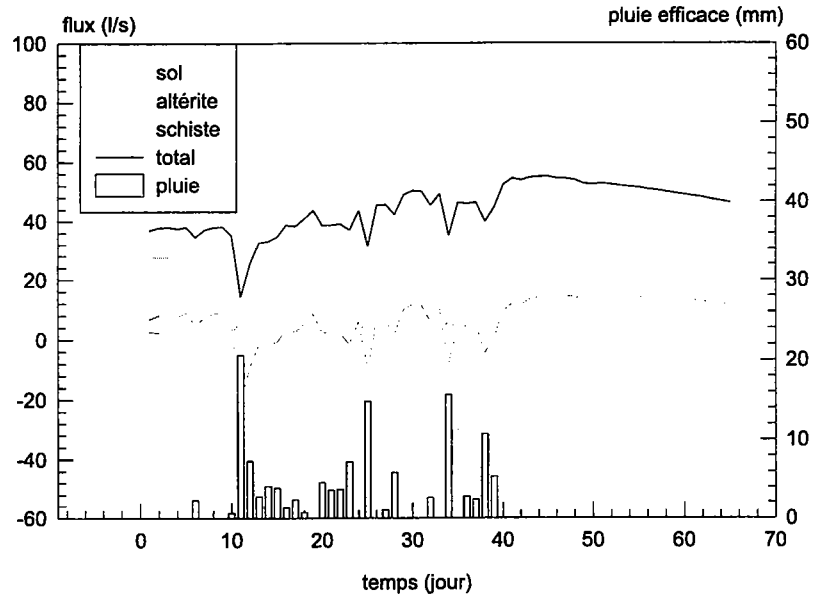


FIG. 6.13 – *Origine des flux dans la zone connexe à la rivière*

Nous observons que la majorité des flux provient de l'altérite. Le flux d'altérite varie entre 28 et 38 l/s selon l'instant considéré, soit entre 70 % et 90 % du flux total entrant dans la zone. Les flux issus du sol sont faibles, oscillant entre 1 et 5 l/s. La dynamique des flux provenant du schiste est plus complexe. Ces flux sont d'environ 8 l/s, soit 21 % du flux total entrant, au début de la période et atteignent 16 l/s, soit 25 % du flux total entrant, lors de la récession du mois de mai. Cependant, on constate que les jours de fortes recharges, les flux ont tendance à s'inverser de façon épisodique, la zone autour de la rivière alimentant alors le schiste.

La faible contribution des flux du sol s'explique par la position des frontières des zones de mélange. En effet, à 70 m du réseau hydrographique, le toit de la nappe peut

déjà être à des profondeurs de quelques dizaines de centimètres. La transmissivité du sol est alors réduite. Plus étonnant est l'inversion des flux entre la zone entourant la rivière et le schiste, cette inversion étant marquée par des valeurs négatives sur la figure 6.13. Les recharges de nappe importantes en surface semblent provoquer une brusque mise en charge qui inverse les différences de charges hydrauliques. Ce phénomène a également été observé de façon indirecte par Durand et Mérot (Durand et Mérot, 1998) qui ont suivi par la méthode EMMA l'évolution des quatre compartiments détaillés précédemment. Pour la plupart des crues étudiées, ces auteurs montrent que la contribution de la nappe en terme de flux chute pendant la crue. Dans notre cas, ce phénomène est restreint aux jours de très fortes recharges et reste ponctuel dans le temps.

On constate qu'en dehors des périodes de fortes recharges, les flux issus du schiste constituent un quart des apports à la zone étudiée, au début de la période d'étude, et plus d'un tiers de ces apports lors de la récession. Ces valeurs ne doivent pas être considérées comme une estimation de la contribution des différentes unités à l'écoulement de rivière, puisque la zone autour de la rivière induit elle-même des flux qu'il faudrait prendre en compte. Toutefois, ces valeurs montrent que l'eau présente dans le schiste peut contribuer à l'écoulement dans la rivière.

6.4.5 Vitesses

L'objectif du travail est d'établir les vitesses de l'eau au sein du bassin versant. Bien que les résultats obtenus par la modélisation ne soient pas totalement conformes à la réalité, on peut tenter d'évaluer l'ordre de grandeur des vitesses de l'eau au sein de chaque unité à partir des simulations présentées précédemment. La vitesse «vraie» est estimée selon la relation suivante :

$$V_{ii} = \frac{q_{ii}}{\omega_c} \tag{6.2}$$

où V_{ii} et q_{ii} sont respectivement la vitesse et le flux selon la direction i et ω_c la porosité cinématique, ou effective, du milieu. Sur chaque maille, la vitesse moyenne au sein de chaque couche est la norme du vecteur (V_{xx},V_{yy}).

Atteindre la vitesse réelle de l'eau nécessite d'évaluer la porosité cinématique. Si la porosité cinématique est une notion facile à concevoir (il s'agit de la porosité dans laquelle circule l'eau) son estimation est difficile. Dans ce travail, en première approximation, nous avons retenu comme valeur pour l'altérite, le schiste et le sol la porosité de drainage déterminée à la suite de la calibration du modèle. Dans un milieu fissuré, la porosité cinématique peut être déterminée, selon de Marsily (1981), par le volume des fissures, même si la matrice de la roche est poreuse. Aussi, pour le schiste, milieu fracturé et fissuré, assimiler la porosité cinématique à la porosité de drainage semble une approximation

réaliste. Dans l'altérite et les sols, la porosité est intersticielle. Cependant, pour ces matériaux à forte charge en argile, les volumes d'eau occupant la porosité à la capacité au champ peuvent être supposés immobiles. Dans ce cas, la porosité cinématique est proche de la porosité de drainage.

Les résultats présentés sur la figure 6.14 correspondent à l'état de la nappe au 27^{ime} jour de la période d'étude. La distribution des vitesses dans les trois milieux est représentée sur la figure 6.15 pour le même jour.

Dans le schiste et l'altérite, la variation des vitesses dans l'espace suit un schéma identique. Les vitesses les plus faibles apparaissent en haut du versant. Elles augmentent ensuite progressivement de l'amont vers le réseau hydrographique. Concernant le schiste, les vitesses réelles excédent rarement 1 m/j. Près de 70 % du bassin versant présentent des vitesses, au sein de cette unité, inférieures à $0,5$ m/j, soit environ 180 m/an. Dans un quart du bassin versant, essentiellement les zones amont, les vitesses ne dépassent pas $0,2$ m/j. L'altérite est le milieu où l'eau circule le plus rapidement. 35 % de la surface de la nappe dans l'altérite présente des vitesses inférieures à 2 m/j. Ces zones correspondent d'après la carte de la figure 6.14 aux parties hautes du bassin versant. Plus en aval jusqu'au réseau hydrographique les vitesses sont plus rapides mais rarement supérieures à 6 m/j. Dans le sol, nous distinguons deux domaines correspondant aux deux types de sol représentés dans le modèle. Dans les sols hydromorphes, les vitesses apparaissent lentes et varient entre 0.1 à 0.5 m/j. L'eau dans les sols bien drainés s'écoule à des vitesses comprises entre 0.5 m/j et 1.2 m/j.

Ces vitesses ont été calculées à partir de paramètres estimés et à la suite de simulations des niveaux piézométriques peu réalistes dans certaines zones du bassin versant. Elles constituent davantage une évaluation des ordres de grandeur plutôt qu'une estimation précise. Elles correspondent à l'état du bassin le 18 avril 98 (jour 27), qui constitue un état relativement saturé eu égard aux niveaux piézométriques. A des époques plus sèches, où les gradients sont plus faibles, les vitesses auraient été plus lentes. Ces vitesses «réelles» simulées permettent d'établir une cartographie des temps de résidence des nitrates dans un bassin versant sur la base d'un bassin relativement saturé. En ignorant les phénomènes d'échange entre l'eau mobile et l'eau immobile, on peut en effet définir un ordre de grandeur du temps de résidence attribuable au seul phénomène convectif d'un élément polluant soluble entraîné par l'eau. Ainsi, une particule apportée à la nappe dans les domaines de bas-fond et de mi-versant se déplacera à une vitesse de quelques mètres par jour dans le sol bien drainé ou dans l'altérite et sera freinée par la présence de sol hydromorphe. Son temps de résidence, compte tenu de la vitesse et des distances à parcourir, sera sans doute inférieur à l'année. A l'inverse, un élément apporté à la nappe dans le haut des versants transitera dans l'altérite ou dans le schiste à des vitesses assez faibles, de l'ordre de 10 cm/j dans le schiste et 1 m/j dans l'altérite. Sachant que la

longueur moyenne d'un versant sur le site de Kervidy est de 450 m (Mérot *et al.*, 1999), le temps de parcours de l'élément dans la nappe sera supérieur à une année.

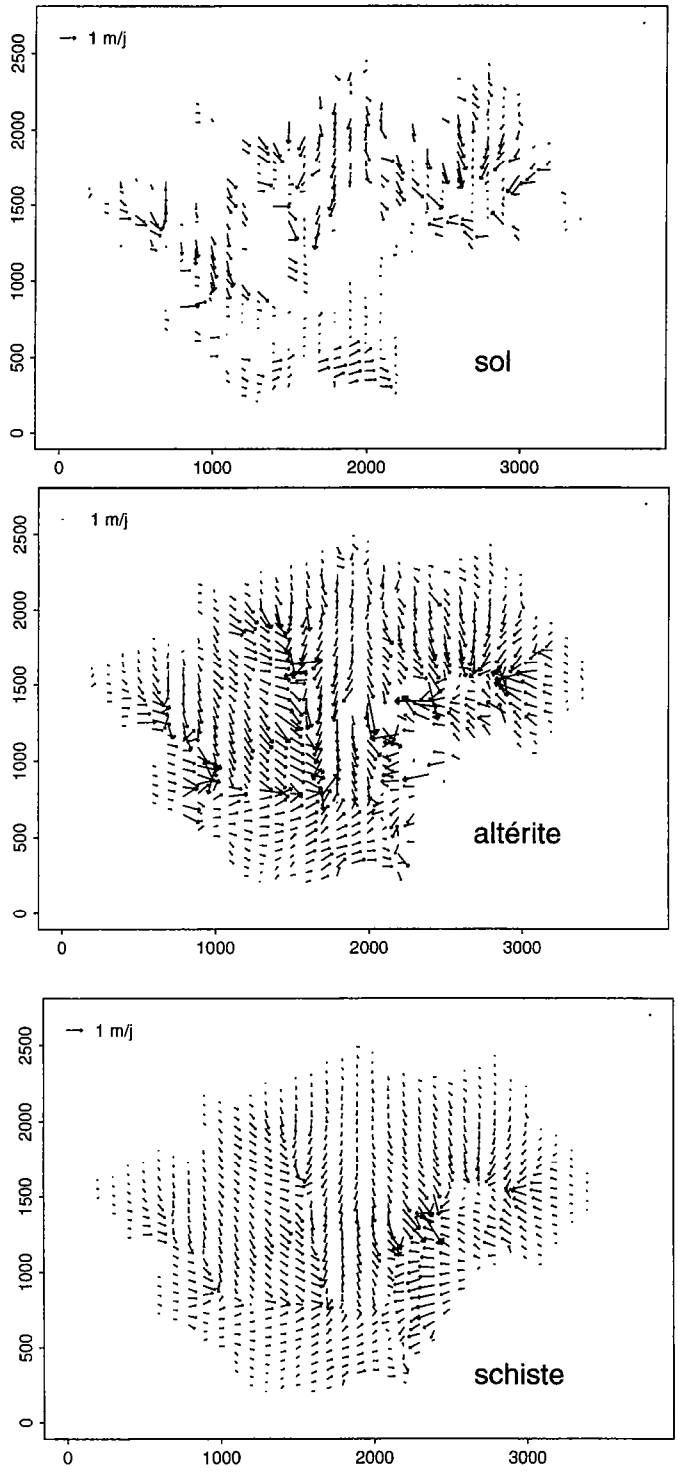


FIG. 6.14 – *Vitesses «réelles» simulées dans le sol, l'altérite et le schiste.*

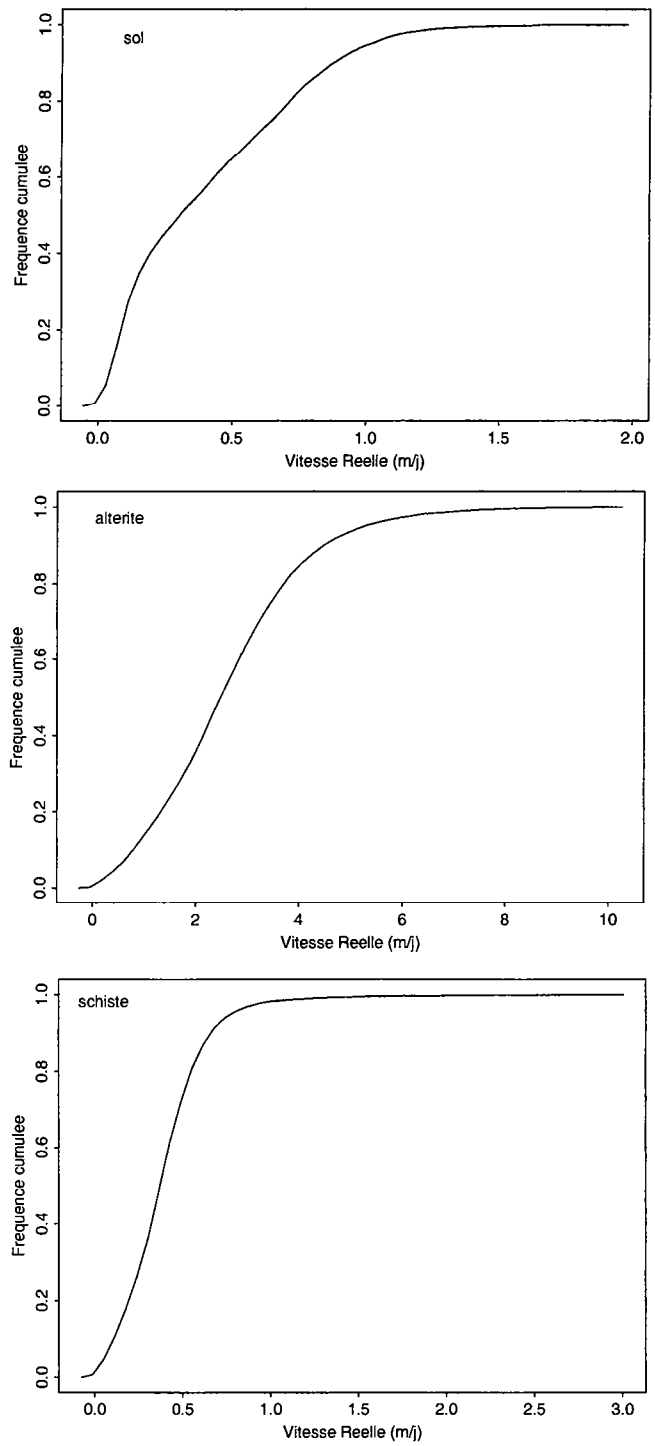


FIG. 6.15 – *Distributions cumulées des vitesses «réelles» simulées dans le sol, l'altérite et le schiste sur le bassin versant de Kervidy le 18 avril 98.*

Pour estimer un temps de résidence moyen dans le bassin versant, le temps nécessaire au lessivage d'azote dans la zone non saturée doit être ajouté au temps parcouru dans la nappe. Dans le premier chapitre, nous avons rappelé que les vitesses de lessivage de nitrate sont en Bretagne d'environ 1 à 2 m/an dans la zone non saturée. Sur les plateaux, ces valeurs associées à la profondeur de nappe nous conduisent à une estimation du temps de lessivage supérieur à une année. Dans le bas-fond, l'affleurement ou la faible profondeur de la nappe provoquent un lessivage de nitrate rapide et inférieur à l'année. La figure 6.16 synthétise les différents chemins de l'eau et les temps associés à ses chemins. Il est important de rappeler qu'il s'agit de temps minimum attribuables au seul déplacement de l'eau. Ces temps sont en effet associés à des niveaux de nappe hauts donc à des vitesses élevées. De plus, nous ne prenons pas en compte les phénomènes de retard liés aux échanges entre les domaines mobile et immobile au sein d'un aquifère.

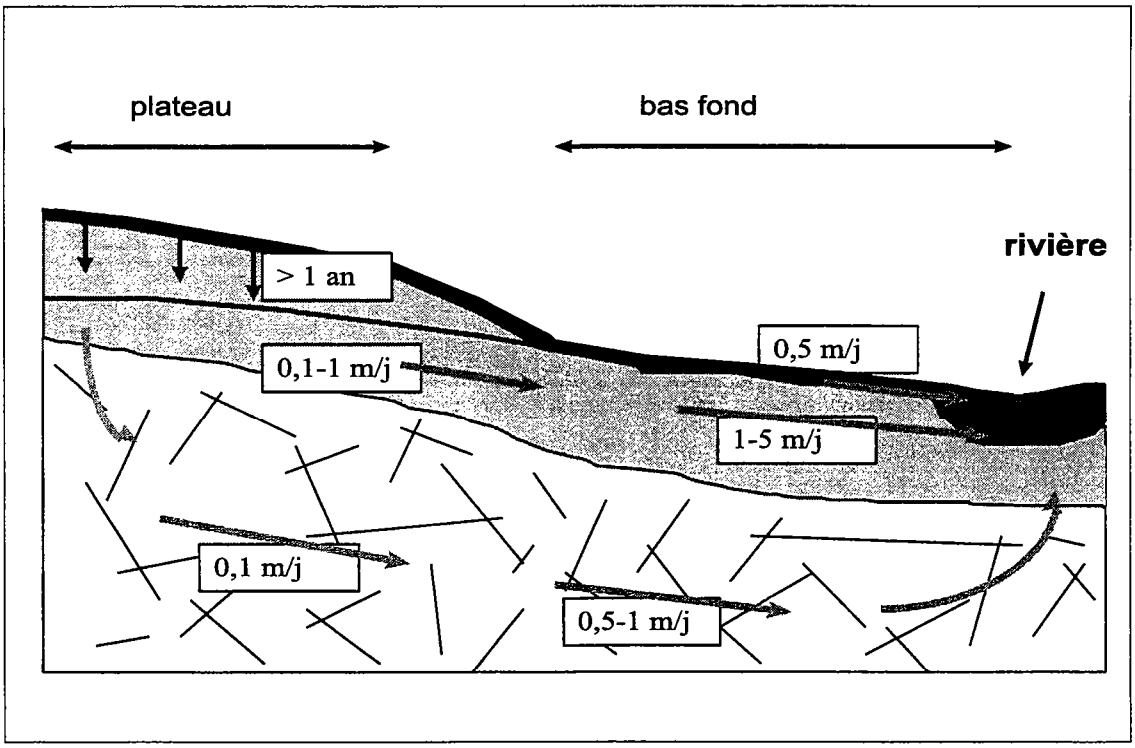


FIG. 6.16 – *Schéma des vitesses «réelles» associées aux écoulements sur le bassin versant de Kervidy.*

D'après ce schéma, le temps de résidence du nitrate attribuable au lessivage est contrôlé par les battements de la nappe et par la position du toit de la nappe. Sur le plateau, le temps de résidence est supérieur à un an. Dans le bas-fond, il n'excède pas une année. La surface entre ces deux domaines définie une zone pour laquelle ce temps variera entre quelques mois et plusieurs années en fonction des variations de la profondeur de

nappe. Pour cette zone, la morphologie du versant doit jouer un rôle important sur le temps de lessivage du nitrate. Sur un versant, tel que Fournello, la déconnection entre la nappe et la topographie est très marquée. La zone de transition entre les domaines de bas-fond et le plateau est donc très réduite. Sur un transect à pente uniforme, tel que Guériniec, la position du point de déconnection est peu marqué et dépend de l'état de charge de la nappe. Sur ce type de transect, l'extension de la zone de transition est importante. Sur cette portion de versant, le temps associé au lessivage sera très dépendant des conditions de recharge de la nappe et donc de la pluviométrie.

6.5 Conclusion et synthèse du chapitre

Le travail évoqué dans ce chapitre constitue une première approche de modélisation de l'aquifère de Kervidy.

Nous avons défini un modèle simple à trois couches sur la base des observations décrites dans les deux chapitres précédents. Les paramètres du modèle ont été calés en respectant leur ordre de grandeur respectif. Les résultats de ce modèle sont à peu près satisfaisants pour décrire la dynamique de la nappe dans les bas-fonds. Cependant, les profondeurs de nappe et leurs variations sont mal représentées en amont des versants. Modifier la profondeur de la base de la couche d'altérite a permis d'améliorer le réalisme des simulations. Ce travail montre que l'écoulement de la rivière provient en grande partie de l'altérite et que la variabilité spatiale des altérites en terme de géométrie et de caractéristiques hydrodynamiques est une donnée importante à intégrer dans un modèle pour prétendre bien décrire la dynamique de la nappe. Une étude plus approfondie de la sensibilité de la dynamique de la nappe à la géométrie du milieu est nécessaire, la question étant de connaître les éléments clés de cette géométrie à intégrer pour atteindre une description réaliste. Le travail effectué dans le cadre du programme CORMORAN a apporté une connaissance fine et hiérarchisée sur les sols, l'altérite constitue un milieu moins connu et mal décrit. L'analyse de sensibilité de la dynamique de la nappe doit être associée à des études descriptives approfondies sur les altérites.

Les flux simulés dans la rivière sont apparus faibles au regard des observations. Une mauvaise représentation des mécanismes de contrôle des échanges entre la nappe et la rivière lors des périodes de «hautes eaux» doit être à l'origine de cette inadéquation. Comme nous l'avons évoqué dans le quatrième chapitre, l'exfiltration ou un effet piston à l'échelle du versant pourraient être des phénomènes prépondérants pour comprendre l'évolution des débits de la rivière lors des périodes de fortes pluies. Une meilleure compréhension des mécanismes en jeu est absolument nécessaire pour atteindre une description spatialisée des flux d'eau et de matière. Vis à vis du nitrate, les conséquences des deux phénomènes sont différentes. L'exfiltration impliquera un cheminement rapide, superficiel ou hypodermique dans des milieux souvent propices à la dénitrification. Un transfert par effet piston à travers le sol sera plus lent et l'occurrence d'une dénitrification y sera peu probable. Contraindre le fonctionnement nécessite, selon nous, le développement d'observations *in situ* sur un petit espace à l'entrée des zones de bas-fond. Cependant, d'un point de vue pratique ces observations apparaissent très délicates compte tenu du caractère diffus des flux. Toutefois, des essais de traçage pourraient être envisagés.

A partir des simulations les plus proches de la réalité, nous avons proposé un schéma des écoulements dans la nappe et estimer l'ordre de grandeur des vitesses réelles dans les différents milieux. Le bassin versant peut être divisé en deux zones. En amont, les

vitesses sont lentes ($0,1\ m/j$) et l'eau dans l'altérite alimente la nappe dans le schiste. Autour du réseau hydrographique, les écoulements s'accélèrent (environ $1\ m/j$). Entre l'altérite et le schiste les flux y sont ascendants excepté les jours de forte recharge où une inversion des flux est simulée. En définissant une zone de mélange connexe à la rivière, nous constatons que les flux provenant du schiste fissuré et fracturé sont une composante non négligeable (20 à 25 % des apports à la zone) en comparaison des flux issus du sol et de l'altérite. Là encore, ces estimations sont sujettes au degré de réalisme du modèle. Elles doivent être confirmées ou corrigées à partir d'une information plus complète sur la géométrie du milieu.

Conclusion Générale

Conclusion Générale

Contexte et problématique

La détérioration de la qualité des cours d'eau et plus globalement des eaux de surface pose directement ou indirectement des problèmes d'ordre sanitaire ou écologique. L'augmentation progressive des teneurs en nitrate depuis une vingtaine d'année rend la plupart des eaux de surface de Bretagne impropres à la consommation. L'eutrophisation des rivières et des retenues d'eau provoquée par l'apport de nutriments d'origine agricole (azote, phosphore) est à l'origine de l'envasement des réservoirs et de la diminution de l'oxygène dans l'eau.

Des actions sont entreprises qui visent la réduction des impacts de l'activité agricole sur la ressource aquatique. Les conséquences de ces actions doivent pouvoir être évaluées en terme du temps et de l'amplitude de la réponse du système aux modifications apportées. Une des questions posées concerne notamment les implications des mesures liées à la gestion de l'espace rural sur les modes de transfert (chemins, vitesses) des éléments polluants dans le milieu. Une connaissance du transfert du nitrate à toutes les échelles de temps est alors indispensable.

Si la connaissance hydrologique développée depuis les années 60 est suffisante pour modéliser et prédire le débit dans une rivière en fonction du temps, cette connaissance est limitée pour décrire les cheminements et les vitesses réelles de l'eau dans un bassin versant. Cette limitation est associée à la difficulté de conceptualiser des mécanismes déjà connus, et à notre incapacité à définir les mécanismes clés dans un bassin versant pour décrire les écoulements dans l'espace et dans le temps.

Dans ce contexte, l'objectif de ce travail est de déterminer les réservoirs et les mécanismes clés dans le contrôle des variations inter-mensuelles et inter-annuelles des concentrations en nitrate. Il s'agit notamment de déterminer les temps caractéristiques et les vitesses associés à ces mécanismes.

Deux approches ont été développées au cours de ce travail (Fig. 6.17). La première approche, de type globale, a consisté à étudier les séries temporelles d'observations faites à l'exutoire de trois bassins versants (Chapitre 2). La seconde approche, de type distribuée,

a consisté à partir de l'observation temporelle et spatiale de la nappe du bassin versant de Kervidy (Chapitre 4 et 5) à établir un modèle de fonctionnement hydrologique du bassin et d'évaluer les vitesses, le cheminements et l'origine de l'eau de la rivière.

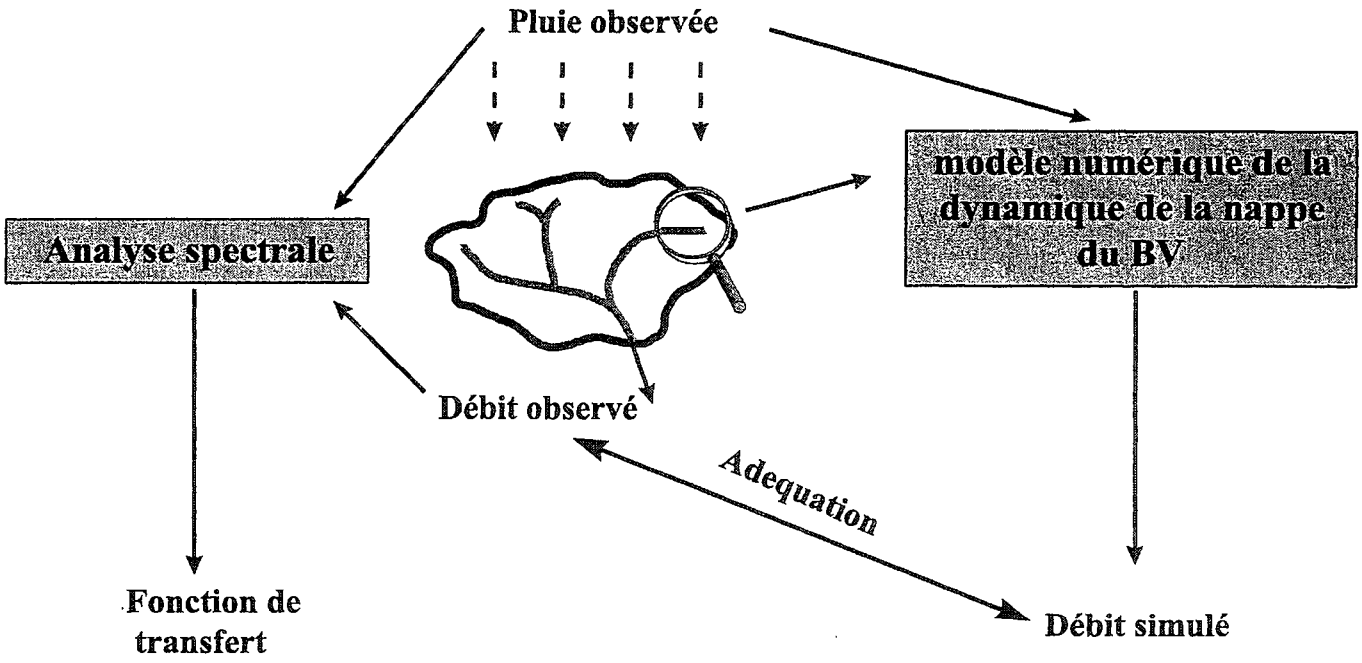


FIG. 6.17 – *Schéma de synthèse de l'étude du fonctionnement hydrologique et hydrochimique du bassin versant de Kervidy.*

Apports méthodologiques

L'idée du travail basé sur l'analyse des chroniques d'observation est de comprendre si, à partir d'un faible niveau d'information, *i.e.*, les débits et les concentrations de nitrate, il est possible d'évaluer les temps caractéristiques associés à l'eau et au déplacement de nitrate dans un bassin versant. Aussi, avons nous repris et développé une analyse basée sur la représentation spectrale de séries temporelles d'observation.

Concernant le nitrate, l'application de la méthode d'analyse spectrale s'est avérée délicate. Les résultats sont en effet sensibles à la définition de l'entrée dans le système. Or le lessivage de nitrate vers la nappe n'est pas directement mesurable et son estimation est difficile sans mettre en oeuvre des outils tels que les modèles de transport dans les milieux non saturés.

D'un point vue strictement hydrologique, la méthode spectrale s'avère être un bon outil d'identification des paramètres d'écoulement de nappe et du coefficient moyen de ruissellement d'un bassin versant. Elle permet d'évaluer la fraction de la pluie transférée rapidement à la rivière et la fraction transitant dans la nappe. L'«effet mémoire» de la nappe est également déterminé, et ainsi la capacité de la nappe à soutenir les débits dans la rivière. Dans le premier chapitre, nous avons souligné que derrière les notions développées pour décrire les écoulements de subsurface se cachent des constantes de temps très variables d'un bassin à l'autre. Cette méthode apparaît donc pertinente pour évaluer la constante de temps d'un bassin versant à partir de variables faciles d'accès : le débit et la pluie.

Connaissances Acquises

Au cours de ce travail, il nous est apparu que, face aux hypothèses émises dans la littérature pour expliquer le transfert de nitrate dans un bassin versant, les observations distribuées manquaient. Aussi, trois transects du bassin versant de Kervidy ont été équipés de manière à pouvoir étudier la nappe d'altérite et de schiste (Chapitre 3). Des suivis piézométriques ont permis d'évaluer l'évolution des niveaux de nappe à des échelles fines de temps et d'espace. Un échantillonnage de l'eau de nappe a également été réalisé. Les concentrations en nitrate, en chlorure et en sulfate ont ainsi été mesurées. Parallèlement à l'observation de la nappe, le débit et les concentrations des trois éléments ont été mesurés à l'exutoire du bassin versant. Ce dispositif nous a permis de caractériser les traits hydrodynamiques et chimiques de la nappe d'altérite.

Le toit de la nappe est connecté à la surface topographique sur une zone limitée des bas fonds (Chapitre 4). La déconnection entre les deux surfaces dépend de la nature du relief. Ces observations mettent en évidence que le gradient hydraulique local varie dans le temps et dans l'espace. Ainsi, le gradient hydraulique local s'est avéré très différent de la pente topographique. Lors des périodes de pluie, la différence entre ces deux gradients tend à se réduire. Elle reste cependant assez importante.

Les flux de la nappe vers la rivière ne sont pas systématiquement contrôlés par les gradients locaux de la nappe proches de la rivière (Chapitre 4). Sur le transect de Kerolland, nous avons mis en évidence une bonne relation entre ces flux et le gradient en amont du point de déconnection entre la nappe et la topographie. Cette relation tend

à montrer qu'une fois la zone de bas-fond saturée, le flux est gouverné par l'état de la nappe à l'amont de ce point.

D'un point de vue chimique, nous avons identifié deux domaines dans la nappe d'altérite (Chapitre 5). A l'amont, les eaux sont chargées en nitrate et pauvres en sulfate. A l'aval, les eaux sont plus pauvres en nitrate et se sont enrichies en sulfate. Ceci nous conduit à proposer deux hypothèses de fonctionnement liées à des phénomènes de mélange. Selon la première, la différence de composition chimique est provoquée par l'apport à l'aval d'une eau d'origine profonde. En effet, l'eau dans le socle présente des concentrations faibles en nitrate et riche en sulfate. La composition chimique de ce réservoir pourrait être contrôlée par des phénomènes de dénitrification autotrophe avec réduction de la pyrite. La seconde hypothèse repose sur un mélange de la nappe d'altérite avec une eau de surface. L'eau de surface serait pauvre en nitrate en raison d'une dénitrification hétérotrophe par réduction de la matière organique.

La nappe d'altérite présente des concentrations en nitrate très élevées, jusqu'à 3 $mMol.l^{-1}$, alors que la concentration de l'eau de rivière ne dépasse jamais 2 $mMol.l^{-1}$. La nappe constitue, au sein du bassin versant, un stock en nitrate qui régule l'exportation des nitrates dans la rivière. La relative stationnarité des concentrations chimiques dans l'altérite suggère que cette nappe enregistre et garde en mémoire l'historique des lessivages d'une année à l'autre. Le nitrate exporté à un instant ne provient pas nécessairement du lessivage de l'année considérée. Du fait de ses caractéristiques porales, la nappe emmagasine le nitrate et le transporte au cours de l'année ou des années suivantes jusqu'à la rivière. La mise en charge de la nappe d'altérite provoque l'augmentation de la contribution de cette nappe à la rivière.

Un modèle hydrodynamique a été développé à partir des observations de terrain et de leurs analyses (Chapitre 6). Pour une épaisseur uniforme de l'altérite, les niveaux piézométriques simulés dans le haut des versant sont inférieurs aux observations. Ces différences diminuent en supposant l'altérite moins épaisse dans les parties hautes du bassin versant. La dynamique de la nappe dans les bas-fonds est bien restituée. Cependant, les flux de la nappe vers la rivière sont faibles en comparaison de ceux mesurés à l'exutoire du bassin versant.

Perspectives

Ce travail constitue une étude de la description des écoulements de subsurface dans la zone saturée. Il suggère notamment que la géométrie des altérites et la topographie du socle sont des variables de première importance dans la description des écoulements et dans le transfert de nitrate. Une première perspective de ce travail serait d'évaluer par la modélisation et de façon plus approfondie la sensibilité des écoulements de subsurface

à la variabilité des caractéristiques hydrodynamiques et géométriques de l'altérite et du socle.

L'hypothèse identifiant le gradient hydraulique à la pente topographique est erronée (Chapitre 4). Cette constatation remet en cause le réalisme de certains modèles (Topmodel, Topog). Beaucoup d'auteurs se sont intéressés à Topmodel et ont tenté de relaxer les hypothèses que ce modèle intègre (stationnarité, uniformité spatiale des paramètres et de la recharge, structure de la perméabilité dans le sol). Récemment, Freer *et al.* (1997) ont suggéré que la surface de référence est le socle plus que la topographie de surface. Une des perspectives de ce travail serait d'intégrer les variations temporelles des gradients et d'évaluer la sensibilité du modèle à cette modification vis à vis des débits dans la rivière et des hauteurs piézométriques.

La relation entre la nappe et la rivière doit être clairement identifiée. Il est notamment nécessaire de comprendre les mécanismes de contrôle des gradients amont sur le flux de la nappe dans la rivière. Une expérimentation sur le terrain à l'interface entre le bas-fond et le versant pourrait être entreprise. La question est de savoir par où transitent les flux à travers le bas-fond : chemins superficiels ou voies «souterraines». Les conséquences de ces deux modes de transfert sur la composition chimique de l'eau sont différentes.

La nappe d'altérite est un élément clé dans la compréhension de l'hydrologie et de la chimie des eaux des bassins versants sur socle. Dans la perspective d'une meilleure connaissance de la dynamique hydrique et de la composition chimique de cette nappe, la description de l'altérite semble indispensable. Cette description doit être entreprise à différentes échelles :

- l'échelle du pore : la distribution des tailles de pore gouverne les phénomènes de stockage et de déstockage au sein de la fraction immobile de la porosité. Elle peut être à l'origine d'effets retards importants dans le transport d'un élément polluant. Les caractéristiques porales de l'altérite dans les zones de battement de nappe à l'amont des versants fixent la relation entre le domaine non saturé et le domaine saturé.
- l'échelle du versant : la représentation dans l'espace et dans le temps des écoulements saturés de subsurface ne peut pas se contenter de l'hypothèse identifiant le gradient hydraulique à la pente topographique. Une simulation simplifiée de l'écoulement en nappe a montré la sensibilité des charges hydrauliques à la géométrie des altérites. La description des altérites pourrait être entreprise de deux façons. La première, la plus lourde, consisterait à cartographier les altérites à partir de techniques géophysiques. La seconde façon serait de cartographier les altérites de manière indirecte à partir d'une variable plus facile d'accès telle que la topographie. Ceci implique que la distribution spatiale des caractéristiques d'altérite (épaisseur,

conductivité hydraulique) répond à une organisation liée à la topographie actuelle.

Pour expliquer la présence de deux domaines de nappe à la composition chimique contrastée, nous avons invoqué une hypothèse de mélange. L'origine de l'eau pauvre en nitrate n'a pas clairement été identifiée. L'enrichissement en sulfate de la nappe d'amont en aval prouverait qu'une fraction de l'eau aurait une origine profonde. Cependant, l'étude a été réalisée à partir d'un nombre limité d'éléments. Les hypothèses évoquées doivent donc être confrontées à une description plus fine de l'état chimique de la nappe. D'autres éléments doivent être observés afin de contraindre l'état chimique de l'eau apportée à la nappe d'altérite. Une des questions est notamment de savoir si en terme de sulfate le déficit observé sur la base d'une dénitrification autotrophe peut être attribué à la précipitation de composés sulfatés. Les éléments de complexation du sulfate, notamment le potassium, doivent faire l'objet d'une attention particulière.

L'utilisation des chlorofluorocarbones (CFC) serait également un moyen de discerner l'origine de l'eau de mélange dans la mesure où les deux origines évoquées ont sans doute un âge très différent.

En conclusion du travail de modélisation, un champ de vitesse au sein de l'aquifère du bassin versant de Kervidy a été proposé (Chapitre 6). La validation de ces vitesses peut être envisagée à travers l'étude d'éléments chimiques issus de la dissolution des minéraux présents dans le milieu. L'idée est d'employer les temps associés aux cinétiques de dissolution comme chronomètre.

Nous avons étudié dans le chapitre 2 la relation entre les variations temporelles de l'entrée du nitrate dans la nappe et les variations temporelles des concentrations en nitrate dans la rivière. A partir du modèle développé au chapitre 6, on peut maintenant tenter d'approfondir cette relation en analysant par modélisation l'effet de la variation temporelle et spatiale du lessivage sur l'évolution des concentrations dans la rivière.

Conséquences pratiques

A partir de ce travail, on peut tenter de tirer quelques conclusions concernant les opérations pratiques destinées à maîtriser et à réduire les impacts des pollutions diffuses d'origine agricole.

Le temps caractéristique hydrologique établi à Kervidy est de 70 jours. La nappe n'a pas la capacité à soutenir les débits sur plusieurs mois. Toutefois un «effet mémoire» hydrologique de courte période constaté sur un bassin versant ne signifie pas un faible de temps de résidence d'une molécule chimique dans le bassin versant. Les zones de battement de nappe semblent conserver l'histoire du lessivage de nitrate d'une année à l'autre. La réduction du lessivage de nitrate à court terme ne signifiera donc pas la réduction des

concentrations en nitrate dans les eaux superficielles. Dans le sol, le temps de résidence de l'azote est de l'ordre de quelques années (Mariotti, 1998). Nos observations montrent qu'en aval d'un réservoir «sol» liés à des processus biogéochimiques, il existe un réservoir «altérite» de type hydrologique.

Nous avons orienté notre travail vers l'étude de l'azote et particulièrement du nitrate. La pollution diffuse d'origine agricole n'est pas limitée à cet élément. D'autres polluants, notamment les produits phytosanitaires, sont également présents dans les eaux de surface à des teneurs supérieures aux normes sanitaires. Des études rapportent des teneurs en pesticides importantes dans les eaux de nappe (McMahon *et al.*, 1994; Burkart et Kolpin, 1993). Des mesures réalisées au printemps 1998 montrent que c'est également le cas sur le bassin de Kervidy. Dans ce contexte, les connaissances acquises dans le cadre de ce travail sur la dynamique de la nappe d'altérite et sur les écoulements de subsurface peuvent contribuer à répondre aux questions relatives à la dynamique des éléments polluants qui transitent dans un bassin versant.

Références

Références

Abbott, M.B., Bathurst, J.C., Cunge, J.A., O'Connel, P.E., et Rasmussen, J. 1987a. An introduction to the European Hydrological System. Système Hydrologique Européen, 'SHE', 1. history and philosophy of a physically-based, distributed modelling system. *Journal of Hydrology*, **87**, 45–59.

Abbott, M.B., Bathurst, J.C., Cunge, J.A., O'Connel, P.E., et Rasmussen, J. 1987b. An introduction to the European Hydrological System. Système Hydrologique Européen, 'SHE', 2. structure of a physically-based, distributed modelling system. *Journal of Hydrology*, **87**, 61–77.

Abdelmoula, M., Trolard, F., Bourrié, G., et Génin, J.M.R. 1998. Evidence for the Fe(II)-Fe(III) Green Rust «Fougerite» mineral occurrence in a hydromorphic soil and its transformation with depth. *Hyperfine interactions*, **112**, 235–328.

Abdul, A.S., et Gillham, R.W. 1984. Laboratory studies of the effects of the capillary fringe on streamflow generation. *Water Resources Research*, **20**(6), 691–698.

Abdul, A.S., et Gillham, R.W. 1989. Field studies of the effects of the capillary fringe on streamflow generation. *Journal of Hydrology*, **112**, 1–18.

Ackerer, P., Carbiener, R., Laigle, D., Muntzer, P., Schenck, C., Tremoliere, M., et Zilliox, L. 1990. Contamination des eaux souterraines par les nitrates dans la plaine d'Alsace. Incidences de l'agriculture. *Pages 244–249 de :* Calvet (ed), *Nitrates, Agriculture, Eau, Paris.*

Ambroise, B., Beven, K., et Freer, J. 1996. Toward a generalization of the TOPMODEL concepts : topographic indices of hydrological similarity. *Water Resources Research*, **32**(7), 2135–2145.

Armstrong, A.C., et Burt, T.P. 1993. Nitrate losses from agricultural land. *In :* T.P.Burt (ed), *Nitrate : Processes, Patterns and Management.* John Wiley.

Atkinson, T.C. 1978. Techniques for measuring subsurface flow on hillsplope. *Pages 73–120 de : Hillslope hydrology.* M.J.Kirkby.

Aurousseau, P., Baqué, M.C., et Squividant, H. 1996. *Les bassins versants de Bretagne et*

leur charge polluante. Rapport et atlas couleur de la Bretagne au 1/900 000. ENSA, Rennes.

Barling, R.D., Moore, I.D., et Grayson, R.B. 1994. A quasi-dynamic wetness index for charactering the spatial distribution of zones of surface saturation and soil water content. *Water Resources Research*, **30**(5), 1029–1044.

Barthurst, J.C. 1986. Physically-based distributed modeling of an upland catchment using the Système Hydrologique Européen. *Journal of Hydrology*, **87**, 79–102.

Bear, J. 1972. *Dynamics of fluids in porous media.* New-York-London-Amsterdam : American Elsevier.

Betson, R.P. 1964. What is watershed runoff. *Journal of Geophysical Research*, **69**(8), 1541–1552.

Beven, K. 1981. Kinematic subsurface stormflow. *Water Resources Research*, **17**(5), 1419–1424.

Beven, K. 1982. On subsurface stormflow : an analysis of response times. *Hydrological Sciences Journal*, **4**(12), 505–521.

Beven, K. 1989. Changing ideas in hydrology - The case of physically-based models. *Journal of Hydrology*, **105**, 157–172.

Beven, K., et Germann, P. 1982. Macropores and water flow in soils. *Water Resources Research*, **18**(5), 1311–1325.

Beven, K., et Kirkby, M.J. 1979. A physically based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Journal*, **24**(1), 43–69.

Biggar, J.W., et Nielsen, D.R. 1976. Spatial variability of the leaching characteristics of a field soil. *Water Resources Research*, **12**(1), 78–84.

Bouma, J., et Dekker, L.W. 1978. A case study on infiltration into dry clay soil, 1.Morphological observations. *Geoderma*, **20**, 27–40.

Boyer, E.W., Hornberger, G.M., Bencala, K.E., et McKnight, D. 1996. Overview of a simple model describing variation of dissolved organic carbon in an upland catchment. *Ecological Modelling*, **86**, 183–188.

Boyer, E.W., Hornberger, G.M., Bencala, K.E., et McKnight, D. 1997. Response characteristics of DOC flushing in an alpine catchment. *Hydrological Processes*, **11**, 1635–1647.

Brenner, F.J. Mondok, J.J. 1995. Non point source pollution potential in an agricultural watershed in northwestern Pennsylvania. *Water Resources Bulletin*, **31**, 1101–1112.

Bruneau, P. 1992. *Modélisation hydrologique distribuée. Influence de la topographie et des sols : application au transfert des nitrates en Bretagne.* Thèse, Université P. et M. Curie, Paris.

Böttcher, J., Strebel, O., Voerkelius, S., et Schmidt, H.L. 1990. Using isotope fractionation of nitrate-nitrogen and nitrate-oxygen for evaluation of microbial denitrification in an sandy aquifer. *Journal of Hydrology*, **114**(3-4), 413–424.

Burkart, M.R., et Kolpin, D.W. 1993. Hydrologic and land-use factors associated with herbicides and nitrate in near-surface aquifers. *Journal of Environmental Quality*, **22**, 646–656.

Burns, I.G. 1974. A model for predicting the redistribution of salts applied to fallow soils after excess rainfall or evaporation. *Journal of Soil Science*, **25**, 165–178.

Burt, T.P., et Arkell, B.P. 1987. Temporal and spatial patterns of nitrate losses from an agricultural catchment. *Soil Use and Management*, **3**(4), 138–142.

Burt, T.P., et Butcher, D.P. 1985. On the generation of delayed peaks in stream discharge. *Journal of Hydrology*, **78**, 361–378.

Cabon, F. 1993. *Modélisation du cycle de l'azote dans le système sol-eau-plante du lysimètre au bassin hydrologique.* Thèse, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, Paris.

Calver, A. 1988. Calibration, sensitivity and validation of a physically-based rainfall-runoff model. *Journal of Hydrology*, **103**, 103–115.

Cann, C. 1994. Les facteurs du transfert des nitrates vers l'eau et leurs modes d'action. *Journal Européen d'Hydrologie*, **26**(1), 23–36.

Cann, C. 1998. Evolution de l'agriculture et de sa pression polluante sur le bassin et en Bretagne. *Pages 18–25 de :* C.Cheverry (ed), *Agriculture intensive et qualité des eaux.* INRA.

Cappus, P. 1960. Etude des lois de l'écoulement. Application au calcul et à la prévision des débits. *La Houille Blanche*, **A**, 493–520.

Carluer, N. 1998. *Vers une modélisation hydrologique adaptée à l'évaluation des pollutions diffuses : prise en compte du réseau anthropique.* Thèse, Université P.& M. Curie, Paris.

Catroux, G., et Germont, J.C. 1981. Les pertes d'azote par voie gazeuse. *Comptes rendus de l'Académie d'Agriculture de France*, **67**(10), 875–887.

Cheverry, C. 1998. Introduction. *Pages 5–7 de :* C.Cheverry (ed), *Agriculture intensive et qualité des eaux.* INRA.

Chorley, R.J. 1978. The hillslope hydrological cycle. *Pages 1–42 de : Hillslope hydrology.* M.J.Kirkby.

Chow, V.T., Maidment, D.R., et Mays, L.W. 1993. *Applied hydrology.* McGraw-Hill.

Christophersen, N., Neal, C., Hooper, R.P., Vogt, R.D., et Andersen, S. 1990. Modelling streamwater chemistry as a mixture of soilwater end-members. A step towards second generation acidification models. *Journal of Hydrology*, **116**, 307–320.

Clément, J.C. 1997. *Flux d'azote dans les zones humides de bas fonds sous différentes entrées de nutriments et sous différents couverts végétaux.* Mémoire, DEA environnement temps espace société (ETES), Université d'Orléans.

Coats, K.H., et Smith, B.D. 1964. Dead-end pore volume and dispersion in porous media. *Society of petroleum engineers journal*, 73–84.

Collins, J.F., et Buol, S.W. 1970. Effects of fluctuations in the Eh-pH environment on iron and/or manganese equilibria. *Soil Science*, **100**(2), 111–118.

Cordova, J.R., et Rodriguez-Iturbe, I. 1983. Geomorphologic estimation of extreme flow probabilities. *Journal of Hydrology*, **65**, 159–173.

Crave, A., et Gascuel-Odoux, C. 1997. The influence of the topography on time and space distribution of soil surface water content. *Hydrological Processes*, 203–210.

Creed, I.F., Band, L.E., Foster, N.W., Morrison, I.K., Nicolson, J.A., Semkin, R.S., et Jeffries, D.S. 1996. Regulation of nitrate-N release from temperate forests : a test of the N flushing hypothesis. *Water Resources Research*, **32**(11), 3337–3354.

Curmi, P., Walter, C., Hallaire, V., Gascuel-Odoux, C., Widiamaka, Taha, A., et Zida, M. 1998. Les sols du bassin versant de Coët Dan : caractéristiques hydrodynamiques des volumes pédologiques. *Pages 109–127 de :* C.Cheverry (ed), *Agriculture intensive et qualité des eaux.* INRA.

Dagan, G. 1989. *Flow and transport in porous media.* Springer-Verlag.

de Marsily, G. 1981. *Hydrogéologie quantitative.* Paris : Masson.

de Marsily, G. 1990. Les BVRE. *In : Compte Rendu Hydrosystème.*

Delleur, M. 1971. Développements récents en matière d'analyse des chroniques d'événements hydrologiques : liaison en chaine, analyse spectrale. *La Houille Blanche*, **2**, 147–156.

Domenico, P.A., et Swartz, F.W. 1998. *Physical and chemical hydrogeology.* John Wiley.

Douglas-Martin, R. 1983. *Robust-resistant spectral analysis.* D.R.Brillinger et P.R.Krishnaiah. Pages 185–219.

Duffy, C.J., et Cusumano, J. 1998. A low-dimensional model for concentration-discharge dynamics in groundwater stream systems. *Water Resources Research*, **34**(9), 2235–2247.

Duffy, C.J., et Gelhar, L.W. 1985. A frequency domain approach to water quality modeling in groundwater : theory. *Water Resources Research*, **21**(8), 1175–1184.

Duffy, C.J., et Gelhar, L.W. 1986. A frequency domain analysis of groundwater quality fluctuations : interpretation of field data. *Water Resources Research*, **22**(7), 1115–1128.

Duffy, C.J., Gelhar, L.W., et Wierenga, P.J. 1984. Stochastic models in agricultural watersheds. *Journal of Hydrology*, **69**, 145–162.

Dunne, T. 1978. Field studies of hillslope flow processes. *Pages 227–294 de :* M.J.Kirkby (ed), *Hillsplope hydrology.* John Wiley.

Durand, P., et Juan-Torres, J.L. 1996. Solute transfer in agricultural catchments : the interest and limits of mixing models. *Journal of Hydrology*, **181**(1–4), 1–22.

Durand, P., et Mérot, P. 1998. Un modèle de genèse de crue déduit du traçage hydrochimique. *Pages 157–168 de :* C.Cheverry (ed), *Agriculture intensive et qualité des eaux.* INRA.

Durand, P., Hénault, C., Bidois, J., et Trolard, F. 1998. La dénitrification en zone humide de fonds de vallée. *Pages 223–231 de :* C.Cheverry (ed), *Agriculture intensive et qualité des eaux.* INRA.

Ewen, J. 1995. Contaminant transport component of the catchment modelling system SHETRAN. *Pages 417–440 de :* S.T.Trudgill (ed), *Solute modelling in catchment systems.* John Wiley.

Ferry, M. 1989. *Etude hydrogéologique du bassin d'alimentation de la source de Mélarchez, bassin de l'Orgeval.* CEMAGREF, Division Hydrologie, Hydraulique Fluviale et Souterraine.

Ferry, M. 1996. *Vingt ans de mesures de qualité des eaux sur le bassin versant de l'Orgeval (Seine et Marne).* CEMAGREF Division Hydrologie, Antony.

Foster, N.W., et Walling, D.E. 1978. The effects of the 1976 drought and autumn fall on stream solute levels. *Earth Surface Processes*, 393–406.

Fournier, F., et Cheverry, C. 1992. Les échelles spatiales du rôle du sol dans l'environnement. *Pages 21–42 de :* P.Auger, J.Baudry, et F.Fournier (eds), *Hiérarchies et échelles en écologie.* Naturalia.

Freer, J., McDonnel, J., Beven, K., Brammer, D., Burns, D., Hooper, R.P., et Kendal, C. 1997. Topographic controls on subsurface storm flow at the hillslope scale for two hydrologically distinct small catchments. *Hydrological processes*, **11**, 1347–1352.

Gascuel, C., et Mérot, P. 1986. Variabilité spatiale du transfert de l'eau dans le sol : utilisation du traçage et analyse géostatistique. *Journal of Hydrology*, **89**, 93–107.

Gascuel-Odoux, C., Mérot, P., Crave, A., Gineste, P., Taha, A., et Zhang, Z. 1998. Les zones contributives de fonds de vallée : localisation, structure et fonctionnement hydrodynamique. *Pages 129–141 de :* C.Cheverry (ed), *Agriculture intensive et qualité des eaux.* INRA.

Gasnier, M. 1998. *Compartimentation géochimique des phases solides (éléments majeurs et traces) d'un système pédologique en contexte océanique tempéré, et première approche des interactions solution/solide par expériences de lessivage.* Mémoire, DEA National de Science du Sol, Ecole Nationale Supérieure d'Agronomie de Rennes.

Gelhar, L.W. 1974. Stochastic analysis of phreatic aquifers. *Water Resources Research*, **10**(3), 539–545.

Gelhar, L.W., Welty, C., et Rehfeldt, K.R. 1992. A critical review of data on field-scale dispersion in aquifers. *Water Resources Research*, **28**(7), 1955–1974.

Geng, Q.Z. 1988. *Modélisation conjointe du cycle de l'eau et du transfert des nitrates dans un système hydrologique.* Thèse, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, Paris.

Gillham, R.W. 1984. The cappilary fringe and its effect on the water table response. *Journal of Hydrology*, **67**, 307–324.

Gilliam, J.W. 1994. Riparian wetlands and water quality. *Journal of environmental quality*, **23**, 896–900.

Gineste, P. 1998. *Contribution de l'imagerie satellitale radar ERS à la détection des zones saturées et à la modélisation hydrologique d'un petit bassin versant agricole par Topmodel.* Thèse, ENGREF, Montpellier.

Grimaldi, C. 1999. Dynamique saisonnière des teneurs en nitrate dans deux petits cours d'eau sur schiste et sur granite du Massif armoricain.

Gruau, G., et Gascuel-Odoux, C. 1996. *Temps de réponse des transferts hydrochimiques dans les bassins versants d'ordre 1 : analyse et modèle.* Dossier Scientifique de l'Appel d'Offre PNRH 97.

Hargrove, W.L. 1988. Evaluation of ammonia volatilization in the field. *Journal of Proc. Agric.*, **1**(2), 104–111.

Haycock, N.E., et Pinay, G. 1993. Groundwater nitrate dynamics in grass and poplar vegetated riparian buffer strips during the winter. *Journal of Environmental Quality*, **22**, 273–278.

Haynes, R.J. 1986a. The decomposition process : mineralization, immobilization, humus, formation, and degradation. *Pages 52–126 de :* R.J.Haynes (ed), *Mineral nitrogen in the plant-soil system.* Orlando, Florida : Academic Press.

Haynes, R.J. 1986b. Nitrification. *Pages 127–165 de :* R.J.Haynes (ed), *Mineral nitrogen in the plant-soil system.* Orlando, Florida : Academic Press.

Haynes, R.J. 1986c. Origin, distribution and cycling of nitrogen in terrestrial ecosystems. *Pages 1–51 de :* R.J.Haynes (ed), *Mineral nitrogen in the plant-soil system.* Orlando, Florida : Academic Press.

Haynes, R.J., et Sherlock, R.R. 1986. Gaseous losses of nitrogen. *Pages 243–302 de :* R.J.Haynes (ed), *Mineral nitrogen in the plant-soil system.* Orlando, Florida : Academic Press.

Hewlett, J.D., et Hibbert, A.R. 1963. Moisture and energy conditions within a sloping soil mass during drainage. *Journal of Geophysical Research*, **68**(4), 1081–1087.

Hill, A.R. 1996. Nitrate removal in stream riparian zones. *Journal of Environmental Quality*, **25**, 743–755.

Hill, M.C. 1990. *A preconditioned conjugate-gradient2 (PGC2), a computer program for solving groundwater flow equations.* Doc. Tech. U.S.Geological Survey.

Hornberger, G.M., Bencala, K.E., et Knight, D.M. 1994. Hydrological controls on dissolved organic carbon during snowmelt in the Snake River near Montezuma, Colorado. *Biogeochemistry*, **25**, 147–165.

Hudak, P.F. 1996. *Hydrogeology field manual.* Department of Geography, University of North Texas.

Hvorslev, M.J. 1951. Time lag and soil permeability in groundwater observations. *U.S.Army Corps of Engineers Waterways Experiment Station Bulletin*, **36**.

Jacobs, T.C., et Gilliam, J.W. 1985. Headwater stream losses of nitrogen from two coastal plain watersheds. *Journal of Environmental Quality*, **14**(4), 467–472.

Jaffrezic, A. 1997. *Géochimie des éléments métalliques, des nitrates et du carbone organique dissous dans les eaux et les sols hydromorphes. Agriculture intensive et qualité des eaux dans les zones humides en Bretagne.* Thèse, Ecole Nationale Supérieure d'Agronomie, Rennes.

Jardine, P.M., Wilson, G.V., et Luxmmore, R.J. 1988. Modeling the transport of inorganic ions through undisturbed soil columns from two contrasting watershed. *Soil Science Society of American Journal*, **52**, 1252–1259.

Jardine, P.M., Wilson, G.V., et Luxmoore, R.J. 1990. Unsaturated solute transport through a forest soil during rain storm events. *Geoderma*, **46**, 119–138.

Jigorel, A., Morin, J.P., et Bertru, G. 1996. Eutrophisation et qualité des eaux brutes dans les retenues des Côtes d'Armor, France. *Pages 241–252 de :* P.Mérot, et A.Jigorel (eds), *Hydrologie des Pays Celtiques.*

Johnston, C.D. 1987. Preferred water flow and localised recharge in a variable regolith. *Journal of Hydrology*, **94**, 129–142.

Jordan, J.P. 1994. Spatial and temporal variability of stormflow generation processes on a Swiss catchment. *Journal of Hydrology*, **153**, 357–382.

Jordan-Meille, L. 1998. *Modes de transfert du phosphore d'origine diffuse dans un petit bassin versant rural lémanique.* Thèse, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne.

Jordan-Meille, L., Dorioz, J.M., et Wang, D. 1998a. Analysis of the export of diffuse phosphorus from a small rural watershed. *Agronomie*, **18**, 5–26.

Jordan-Meille, L., Dorioz, J.M., et Mathieu, N. 1998b. Approche expérimentale par crue artificielle de la participation du réseau hydrographique à l'exportation de P dans un petit bassin agricole. *Water Resources Research*, **in press**.

Jury, W.A., Stolsy, L.H., et Shouse, P.H. 1982. A field test of the transfert function model for predicting solute transport. *Water Resources Research*, **18**(4), 369–375.

Kayane, I., et Kaihotsu, I. 1988. Some experimental results concerning rapid water table response to surface phenomena. *Journal of Hydrology*, **102**, 215–234.

Kirkby, M. 1988. Hillslope runoff processes and models. *Jounal of Hydrology*, **100**, 315–339.

Kirkby, M., et Chorley, R.J. 1988. Throughflow, overlandflow and erosion. *Bulletin of International Association of Scientific Hydrology*, **100**, 315–339.

Kisiel, C.C. 1969. Time series analysis of hydrologic data. *Pages 1–119 de :* V.T.Chow (ed), *Advances in hydrosciences.* Academic Press.

Knowles, R. 1982. Denitrification. *Microbiological Reviews*, **46**(1), 43–70.

Korom, S.F. 1992. Natural denitrification in the saturated zone : a review. *Water Resources Research*, **28**(6), 1657–1668.

Kuark-Leite, L.A. 1990. *Réflexions sur l'utilité des modèles mathématiques dans la gestion de la pollution diffuse d'origine agricole.* Thèse, Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, Paris.

Lamb, R., Beven, K., et Myrabø. 1997. Discharge and water table predictions using a generalized Topmodel formulation. *Hydrological processes*, **11**, 1145–1167.

Larocque, M., Mangin, V., Razack, V., et Banton, O. 1998. Contribution of correlation and spectral analysis to the regional study of a large aquifer (Charente, France). *Journal of Hydrology*, **205**, 217–231.

Lettenmaier, D.P. 1980. Intervention analysis of missing data. *Water Resources Research*, **16**(1), 159–171.

Lowrance, R., Vellidis, G., et Hubbard, R.K. 1995. Denitrification in a restored riparian forest wetland. *Journal of Environmental Quality*, **24**, 808–815.

Lowrance, R.D., Todd, R.L., et Asmussen, L.E. 1984. Nutrient cycling in agricultural watershed : I. phreatic movement. *Journal of Environmental Quality*, **13**(1), 22–27.

Luxmoore, R.J., et Ferran, L.A. 1993. Towards pore-scale analysis of preferential flow and chemical transport. *Pages 45–60 de :* D.Russo, et G.Dagan (eds), *Water flow and solute transport in soils.* Springer-Verlag.

Mangin, A. 1981a. Apports des analyses corrélatoires et spectrales croisées dans l'approche des systèmes hydrologiques. *Compte Rendus Academie des Sciences de Paris*, **293**, 1011–1014.

Mangin, A. 1981b. Utilisation des analyses corrélatoires et spectrales dans l'approche des systèmes hydrologiques. *Compte Rendus Academie des Sciences de Paris*, **293**, 401–404.

Mangin, A. 1984. Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoires et spectrales. *Journal of Hydrology*, **67**, 25–13.

Mariotti, A. 1986. La dénitrification dans les eaux souterraines, principes et méthodes de son identification : une revue. *Journal of Hydrology*, **88**, 1–23.

Mariotti, A. 1994. La dénitrification *in situ* dans les eaux souterraines, processus naturels ou provoqués : une revue. *Hydrologéologie*, **3**, 43–68.

Mariotti, A. 1998. Nitrate : un polluant de longue durée. *Pour la science*, **249**, 60–65.

Martinec, J. 1975. Subsurface flow from snowmelt traced by tritium. *Water Resources Research*, **11**(3), 496–498.

McDonald, M.G., et Harbaugh, A.W. 1988. *A modular three-dimensional finite-difference groundwater flow model.* Doc. Tech. U.S.Geological Survey.

McDonnell, J.J. 1990. A rationale for old water discharge through macropores in a steep humid catchment. *Water Resources Research*, **26**(11), 2821–2832.

McMahon, P.B., Litke, D.W., Pascal, J.E., et Dennehy, K.F. 1994. Ground water as a source of nutrients and atrazine to streams in the south platte river basin. *Water Resources Bulletin*, **30**(3), 521–530.

Mosley, M.P. 1979. Streamflow generation in a forested watershed, New Zealand. *Water Resources Research*, **15**(4), 795–806.

Mosley, M.P. 1982. Subsurface flow velocities through selected forest soils, South Island, New Zealand. *Journal of Hydrology*, **55**, 65–92.

Mérot, P. 1978. *Le bocage en Bretagne granitique : une approche de la circulation des eaux.* Thèse, Université de Rennes.

Mérot, P. 1985. Étude du transfert vertical de l'eau dans un sol par traçage isotopique en abondance naturelle. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, **II**(20), 1033–1038.

Mérot, P. 1998. Conclusion. *Pages 279–282 de :* C.Cheverry (ed), *Agriculture intensive et qualité des eaux.* INRA.

Mérot, P., et Cann, C. 1994. Le bassin versant du Coet Dan, Bretagne. *In : Du concept de BVRE à celui de zone atelier dans les recherches menées en eaux continentales.* Paris : CEMAGREF.

Mérot, P., Bourguet, V, et Le Leuch, V. 1981. Analyse d'une crue à l'aide du traçage naturel par l'oxygène 18 mesuré dans les pluies, le sol et le ruisseau. *Catena*, **8**, 69–81.

Mérot, P., Gascuel-Odoux, C., Hamdi., H., et Curmi, P. 1989. Caractérisation à moyenne échelle du bilan hydrique. Rôle des sols à excés d'eau dans le bilan hydrique d'un bassin. *In : Rapport Final de l'ATP Rôle des couvertures pédologiques et végétales dans les bilans hydriques et minéraux à différentes échelles.*

Mérot, P., Durand, P., et Morisson, C. 1995a. Four components hydrograph separation using isotopic and chemical determinations in an agricultural catchment in western France. *Physics and Chemistry of the Earth.*

Mérot, P., Ezzahar, P., Walter, C., et Aurousseau, P. 1995b. Mapping waterlogging of soils using digital terrain models. *Hydrological Processes*, **9**(1), 27–37.

Mérot, P., Gascuel-Odoux, C., Walter, C., Zhang, X., et Molénat, J. 1999. Influence du réseau de haies des paysages bocagers sur le cheminement de l'eau de surface. *Revue des Sciences de l'Eau*, **soumis**.

Météo-France. 1998. *Climat du Morbihan -Moyennes 1968-1997-*. Association météorologique du Morbihan, Vannes.

Nielsen, D.R., Van Genuchten, M.T., et Biggar, J.W. 1986. Water flow and solute transport processes in the unsaturated zone. *Water Resources Research*, **22**(9), 89S–108S.

Padilla, A., et Pulido-Bosch, A. 1995. Study of hydrographs of karstic aquifers by means of correlation and cross-spectral analysis. *Journal of Hydrology*, **168**, 73–89.

Pauwels, H. 1998. Comportement de l'azote dans l'aquifère du Coet Dan. *Pages 209–221 de :* C.Cheverry (ed), *Agriculture intensive et qualité des eaux.* INRA.

Pauwels, H., Martelat, A., Foucher, J.C., et Lachassagne, P. 1996. *Dénitrification dans les eaux souterraines du bassin versant du Coet Dan : suivi géochimique et hydrogéologique du processus.* BRGM. R39055.

Pearce, A.J., Stewart, M.K., et Sklash, M.G. 1986. Storm runoff generation in humid headwater catchments : 1. Where does the water come from ? *Water Resources Research*, **22**(8), 1263–1272.

Pellerin, J., et Van Vliet Lanoé, B. 1994. *Cadre géomorphologique du bassin du Coet Dan et du Haut Evel (Morbihan).* Rapport sur les travaux de cartographie et de stratigraphie.

Pellerin, J., et Van Vliet Lanoé, B. 1998. Le bassin versant de Coet Dan au cœur du massif armoricain : analyse cartographique de la région de Naizin. *Pages 17–24 de :* C.Cheverry (ed), *Agriculture intensive et qualité des eaux.* INRA.

Pinay, G., Roques, L., et Fabre, A. 1993. Spatial and temporal pattern of denitrification in a riparian forest. *Journal of Applied Ecology*, **30**, 581–591.

Pionke, H.B., et DeWalle, D.R. 1994. Streamflow generation in a small agricultural catchment during autumn recharge : I. Nonstormflow periods. *Journal of Hydrology*, **163**, 1–22.

Pionke, H.B., et Urban, J.B. 1985. Effect of agricultural land use on groundwater quality in a small Pennsylvania watershed. *Ground Water*, **23**(1), 68–80.

Priestley, M.B. 1981. *Spectral analysis and time series.* Academic Press.

Quinn, P., Beven, K., Chevalier, P., et Planchon.O. 1991. The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. *Hydrological Processes*, **5**, 59–79.

R.C.Weast. 1980. *Handbook of chemistry and physics.* CRC Press.

Riou, C. 1999. *Géochimie des terres rares et des éléments traces associés dans les nappes et l'eau des sols hydromorphes : application au traçage hydrologique.* Thèse, Université de Rennes 1, Rennes.

Ritzi, R.W., Sorooshian, S., et Gupta, V.K. 1991. On the estimation of parameters for frequency domain models. *Water Resources Research*, **27**(5), 873–882.

Roberts, G. 1987. Nitrogen inputs and outputs in a small agricultural catchment in the eastern part of the United Kingdom. *Soil Use and Management*, **3**(4), 148–154.

Sadeghi, A.M., et Kunishi, H.M. 1989. Simulation of one-dimensional nitrate transport through soil and concomitant nitrate diminution. 333–339.

Schnabel, R.R., Urban, J.B., et Gburek, W.J. 1990. Hydrologic controls on temporal patterns of nitrate-N concentration in baseflow. *Groundwater Management*, **1**, 159–173.

Schnabel, R.R., Urban, J.B., et Gburek, W.J. 1993. Hydrologic controls in nitrate, sulfate and chloride concentration. *Journal of Environmental Quality*, **22**, 589–596.

Simmons, R.C., Gold, A.J., et Groffman, P.M. 1992. Nitrate dynamics in riparian forest : groundwater study. *Journal of Environmental Quality*, **21**, 659–665.

Sivapalan, M., Beven, K., et Wood, E.F. 1987. On hydrologic similarity 2. A scaled model of storm runoff production. *Water Resources Research*, **23**(12), 2266–2278.

Sklash, M.G., et Farvolden, R.N. 1979. The role of groundwater in storm runoff. *Journal of Hydrology*, **43**, 45–65.

Sklash, M.G., Stewart, M.K., et Pearce, A.J. 1986. Storm runoff generation in humid headwater catchments 2. A case study of hillslope and low-order stream response. *Journal of Hydrology*, **22**(8), 1273–1282.

Somlette, L. 1998. *Contribution à l'étude hydrogéologique de la distribution et du devenir des nitrates dans les nappes de fissures, de l'échelle du périmétre expérimental à celle du bassin versant côtier. Conséquences sur les ressources en eaux et la protection du littoral en Bretagne.* Thèse, Université de Bretagne Occidentale, Brest.

Spolia, S.K., et Chander, S. 1973. Modeling of surface runoff systems by ARMA model. *Journal of Hydrology*, **22**, 317–332.

Steinheimer, T.R., Scoggin, K.D., et Kramer, L.A. 1998a. Agricultural chemical movement through a field-size watershed in Iowa : subsurface hydrology and distribution of nitrate in groundwater. *Environmental Science and Technology*, **32**(8), 1039–1047.

Steinheimer, T.R., Scoggin, K.D., et Kramer, L.A. 1998b. Agricultural chemical movement through a field-size watershed in Iowa : surface hydrology and nitrate losses in discharge. *Environmental Science and Technology*, **32**(8), 1048–1052.

Taha, A., et Grésillon, J.M. 1994. Modelling the link between hillslope water movement and river flow : application to a small Mediterranéan catchment. *In : Oceans, atmosphere, hydrosphere and non-linear geophysics (Proc. XIX EGS Assembly, Annales Geophysicae)*, vol. 12.

Trolard, F., Bidois, J., Bourrié, G., Curmi, P., Durand, P., Germon, J.C., Hénault, C., Rismondo, L., et Soulier, A. 1995 (Novembre). *Mise au point d'une typologie des milieux réducteurs naturels en relation avec le potentiel dénitrifiant des sols -Rapport Final-.*

Trolard, F., Bourrié, G., Soulier, A., Maître, V., Genin, J.M.R., et Abdelmoula, M. 1998. Dynamique de l'oxydo-réduction dans les zones humides. *Pages 185–182 de :* C.Cheverry (ed), *Agriculture intensive et qualité des eaux.* INRA.

Turner, J.V., McPherson, D.K., et Stokes, R.A. 1987. The mechanisms of catchment flow processes using natural variations in deuterium and oxygen-18. *Journal of Hydrology*, **94**, 143–162.

Van Genuchten, M.T., et Wierenga, P.J. 1976. Mass transfer studies in sorbing porous media 1. analytical solution. *Soil Science Society of America Journal*, **40**, 473–480.

Vauclin, M. 1990. Modélisation des transferts dans les sols non saturés : approche déterministe ou stochastique. *Pages 169–179 de : Nitrates, Agriculture, Eau.* Paris : INRA.

Vertessy, R.A., Hatton, T.J., O'Shaughnessy, P.J., et Jayasuriya, M.M.A. 1993. Predicting water yield from a mountain ash forest catchment using a terrain analysis based catchment model. *Journal of Hydrology*, **150**, 665–700.

Vinten, A.J.A., Howard, R.S., et Redman, M.H. 1991. Measurement of nitrate leaching losses from arable plots under different nitrogen input regimes. *Soil Use and Management*, 3–14.

Walter, C., et Curmi, P. 1998. Les sols du bassin versant de Coet Dan : organisation, variabilité spatiale et cartographie. *Pages 85–105 de :* C.Cheverry (ed), *Agriculture intensive et qualité des eaux.* INRA.

Walter, C., Gourru, M., et Nicolas, J.M. 1993. *Carte pédologique du bassin versant de Naizin (Morbihan) à l'échelle du* 1/10 000^{eme}. Doc. Tech. ENSA-INRA Rennes.

Webb, B.W., et Walling, D.E. 1985. Nitrate behaviour in stream flow from grassland catchment in Devon, U.K. *Water Research*, **19**, 1005–1016.

Whelan, M.J., Kirkby, M.J., et Burt, T.P. 1995. Predicting nitrate concentrations in small catchment streams. *Pages 165–192 de :* S.T.Trudgill (ed), *Solute modelling in catchment systems.* John Wiley.

White, R.E., Welling, A., et Bell, J.P. 1983. Seasonal variations in nitrate leaching in structured clay soils under mixed land use. *Agricultural Water Management*, **7**, 391–410.

Widiatmaka. 1994. *Analyse structurale et fonctionnement hydrique d'un système pédologique limoneux acide sur granite et sur schiste du Massif Armoricain.* Thèse, Ecole Nationale Supérieure d'Agronomie.

Wilson, G.V., Jardine, P.M., Luxmoore, R.J., et Jones, J.R. 1990. Hydrology of a forested hillslope during storm events. *Geoderma*, **46**, 119–138.

Woods, R.A., Sivapalan, M., et Robinson, J.S. 1997. Modeling the spatial variability of subsurface runoff using a topographic index. *Water Resources Research*, **33**(5), 1061–1073.

Wyns, R. 1991. L'utilisation des paléosurfaces continentales en cartographie thématique probabiliste. *Géologie de France*, **3**, 3–18.

Zhang, R. 1995. Prediction of solute transport using a transfer function model and the convection-dispersion equation. *Soil Science*, **160**(1), 18–27.

Zida, M. 1998. *Structure et fonctionnement hydrique d'un système pédologique armoricain. Rôle de l'espace poral et de l'agencement des horizons.* Thèse, Ecole Nationale Supérieure d'Agronomie, Rennes.

Liste des tableaux

Liste des tableaux

1.1 *Assimilation de l'azote par les plantes selon le couvert végétal (d'après Haynes (1986c)).* 28
1.2 *Flux à l'interface sol-atmosphère d'un bassin versant agricole* 29

2.1 *Réponse instantanée fréquentielle des modèles de transport de soluté en aquifère (d'après Duffy et Gelhar, 1985).* 59
2.2 *Réponse instantanée fréquentielle des modèles d'écoulement en nappe d'après Gelhar, 1974. h est la charge piézométrique $[L]$, S la porosité de drainage $[L.L^{-1}]$, T la transmissivité $[L^2.T^{-1}]$, L la longueur du versant [L], ε la recharge par unité de surface $[L^3.L^{-2}]$ et q le débit de nappe par unité de surface $[L^3.L^{-2}]$.* 60
2.3 *Caractéristiques des séries temporelles utilisées pour l'analyse spectrale. Les observations hydrologiques correspondent au débit spécifique -sortie- et à la pluie -entrée-. Les observations hydrochimiques sont les concentrations de nitrate dans la rivière -sortie- et le lessivage de nitrate à la nappe -entrée-.* 68
2.4 *Temps caractéristiques en termes d'hydrologie et de transfert de nitrate pour les bassins versants de Kervidy, Melarchez et Mercube. Le coefficient α correspond à la fraction de la pluie contribuant directement à l'écoulement en rivière via le ruissellement.* 104

3.1 *Chronologie des installations et des équipements des sites piézométriques sur le bassin versant de Kervidy.* 120
3.2 *Caractéristiques (profondeur et hauteur du crépinage) des piézomètres installés sur le bassin versant de Kervidy.* 122

4.1 *Précipitation (P, en mm) et lame écoulée (LE, en mm) pour les années 96/97, 97/98 et en moyenne sur la période 68-97 sur le bassin versant de Kervidy.* . . . 130
4.2 *Profondeurs minimum et maximum (en m) mesurées dans les piézomètres du bassin de Kervidy.* 132

4.3 *Estimations des conductivités hydrauliques sur les piézomètres de Kerolland et Guériniec.* 138

5.1 *Concentrations en chlorure, en nitrate et en sulfate à l'exutoire du bassin versant de Kervidy au cours des deux années hydrologiques 96/97 et 97/98.* 166
5.2 *Moyennes des concentrations en chlorure, en nitrate et en sulfate* ($mMol.l^{-1}$) *à l'exutoire des bassins du Moulinet (Schiste), de la Roche (Schiste et Granite).* 166
5.3 *Moyennes annuelles* (μ), *écarts-types* (σ) *et coefficients de variation* (CV) *des concentrations* ($mMol.l^{-1}$) *dans les piézomètres de Kerolland au cours des deux années hydrologiques 96/97 et 97/98.* 177
5.4 *Teneurs en fer et en manganèse dans les eaux des piézomètres du bassin versant de Kervidy* 193

6.1 *Valeurs calées et observées des paramètres du modèle de nappe de Kervidy* 216
6.2 *Différences simulées et observées entre les niveaux piézométriques maximum et minimum au cours de la période 23 mars au 26 mai 1994* 218
6.3 *Flux observés dans la rivière, flux simulés entre nappe et rivière, fraction représentée par le flux simulé sur le flux observé et pluie cumulée pour les deux périodes pluvieuses du mois d'avril 98* 228
6.4 *Contributions relatives des quatre composantes identifiées par Durand et Mérot (1998) au cours de trois épisodes de crue.* 229

Table des figures

Table des figures

1.1 *La génération de crue par ruissellement de surface (d'après Horton, 1945, repris dans Chow (1988).* 6
1.2 *La génération de crue par les différents écoulements de subsurface dans un versant (D'après Atkinson, 1978).* 10
1.3 *La réponse d'un bassin selon sa superficie et le type d'écoulement (d'après Kirkby 1988, 1988)* 10
1.4 *Effet de la frange capillaire sur le flux de nappe à la rivière : (a) avant la pluie ; et (b) peu de temps après la pluie (d'après Gilliam, 1994).* 13
1.5 *Les différents états d'oxydation de l'azote* 21
1.6 *Le cycle de l'azote (d'après Haynes,1986a)* 22
1.7 *Synthèse des valeurs de lessivages observées sur plusieurs sites expérimentaux en Grande-Bretagne (d'après Vinten et al., 1991.).* 30
1.8 *Dispersivité longitudinale en fonction de l'échelle d'observation identifiée par type d'observation et type d'aquifère. Ces données regroupent les résultats de 59 sites d'observation (d'après Gelhar et al., 1992).* 37
1.9 *Evolution du débit et de la concentration en nitrate sur le bassin de Slapton Wood, Janvier 1984 (d'après Burt et Arkell, 1987).* 39
1.10 *Illustration de l'hypothèse de déstockage (flushing hypothesis) des nitrates par la nappe (d'après Creed et al., 1996)* 48

2.1 *Fonction de transfert théorique d'un bassin versant en considérant le modèle d'aquifère de Dupuit et selon différentes valeurs du coefficient de partage (α) : (a) = 0, (b) = 0.1 et (c) = 0.3* 62
2.2 *Le bassin versant de l'Orgeval et son équipement (d'après Ferry, 1996).* . . 64
2.3 *Profil géologique sur un transect du BV de Melarchez (d'après Ferry, 1989).* 65
2.4 *Le bassin versant du Mercube : occupation du sol, unités géomorphologiques et localisation des équipements (d'après Jordan-Meille et al., 1998a).* . . . 66
2.5 *Extraits des séries de concentrations en nitrate sur les bassins versants de Kervidy, de Mercube et de Mélarchez. Les traits bleus soulignent la tendance des séries.* 70

3.1 *Bassin versant de Coët-Dan : évolution du cheptel porcin (histogramme) et des concentrations en nitrate à l'exutoire (cercles-trait) (adapté de Cann, 1998).* 108
3.2 *Bassin versant du Coët-Dan* 112
3.3 *Cartes des formations superficielles de la région de Naizin (d'après Pellerin et Van Vliet Lanoë, 1998).* 113
3.4 *Genèse des crues sur le bassin versant de Kervidy (d'après Durand et Mérot (1998) et Durand et al. (1998).* 116
3.5 *Synthèse du fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère à Stimoës (d'après Pauwels et al., 1996).* 118
3.6 *Bassin versant de Kervidy : localisation des équipements.* 121
3.7 *Coupe des installations piézométriques sur les versants de (a)Guériniec, (b)Kerolland et (c)Fournello* 124
3.8 *Coupe pédologique du transect de Kerolland (d'après Gasnier, 1998).* . . . 125
3.9 *Carte pédologique du bassin versant de Naizin (d'après Walter et al., 1994).* 126

4.1 *Précipitations mensuelles en 96/97, 97/98 et en moyenne sur la période 68-97 (Station de Moréac).* 130
4.2 *Débits mesurés à Kervidy en 96/97 et 97/98.* 131
4.3 *Profils de la nappe sur les transects de Kerolland, de Fournello et de Guériniec. La surface topographique est représentée en trait gras et les niveaux maximum et minimum en pointillés* 133
4.4 *Profondeurs de nappe moyennes journalières sur le transect de Kerolland au cours des années 96/97 et 97/98. Le trait correspond aux mesures automatiques et les cercles représentent les relevés manuels* 134
4.5 *Profondeurs de nappe moyennes journalières sur le transect de Guériniec au cours de l'année 97/98. Le trait correspond aux mesures automatiques et les cercles représentent les relevés manuels* 135
4.6 *Profondeurs de nappe moyennes journalières sur le transect de Fournello au cours de l'année 97/98.* 136
4.7 *Reprise des écoulements sur le bassin de Kervidy en décembre 97 et pluie cumulée (en haut). Les traits gras représentent les profondeurs de nappe dans les 4 piézomètres de Kerolland et les points correspondent aux débits mesurés à l'exutoire du bassin versant* 141
4.8 *Pour 9 épisodes de pluie, d différences entre les niveaux de nappe initiaux et finaux en fonction du cumul pluviométrique au cours de l'hiver 96 sur le site de Kerolland.* 142
4.9 *Profils de nappe sur le site de Kerolland à 3 dates au cours de la période mars-février 97.* 146

4.10 *Gradients hydrauliques dans la nappe sur le site de Kerolland au cours de la période mars-février 97.* 147
4.11 *Débits de la rivière à Kervidy en fonction des gradients de nappe sur le transect de Kerolland au cours de la période mars-février 97.* 147
4.12 *Profils de nappe sur le site de Guériniec à 4 dates au cours de la période mars-mai 98. Entre ces 4 dates, les pluies ont été chronologiquement de 66,5 mm, 54,5 mm, et 56,5 mm.* 149
4.13 *Gradients hydrauliques dans la nappe sur le site Guériniec au cours de la période mars-mai 98.* 150
4.14 *Débits de la rivière à Kervidy en fonction des gradients de nappe sur le transect de Guériniec au cours de la période mars-mai 98.* 151
4.15 *Profils de nappe sur le site de Fournello à 3 dates au cours du mois d'avril 98. Entre ces 3 dates, les pluies ont été chronologiquement de 16,5 mm et 56,5 mm.* 152
4.16 *Gradients hydrauliques dans la nappe sur le site Fournello de mars à avril 98* 153
4.17 *Débit de la rivière à Kervidy en fonction des gradients de nappe sur le transect de Fournello au cours de la période mars-mai 98.* 153
4.18 *Gradients hydrauliques en fonction de la pente topographique à Kérolland. Les traits pointillés représentent les droites (1 :0,8), (1 :1), (1 :1,2).* 157
4.19 *Gradients hydrauliques en fonction de la pente topographique à Fournello.Les traits pointillés représentent les droites (1 :0,8), (1 :1), (1 :1,2).* 157
4.20 *Gradients hydrauliques en fonction de la pente topographique à Guériniec.Les traits pointillés représentent les droites (1 :0,8), (1 :1), (1 :1,2).* 159
4.21 *Profil d'altération selon Wyns (1991)* 160

5.1 *Température, pH et conductivité électrique à l'exutoire du bassin versant de Kervidy au cours des années hydrologiques 96/97 et 97/98.* 164
5.2 *Concentrations en chlorure, nitrate et sulfate à l'exutoire de Kervidy pour les années 96/97 et 97/98* 165
5.3 *Evolution à l'exutoire du bassin versant de Kervidy des concentrations en chlorure, nitrate et sulfate en fonction du débit. Les croix représentent les mesures au cours des 2 années d'étude. Les cercles représentent les mesures des 4 années précédentes (93 à 96).* 167
5.4 *Flux de nitrate journalier en fonction du débit journalier sur le bassin de Kervidy* ($(NO_3^- - g.j^{-1}.ha^{-1}) = 0,22.(Q - l.s^{-1})$ *avec* $r^2 = 0,98$). 168
5.5 *Concentrations en nitrate en fonction du débit au cours d'une crue (06 décembre 94) sur le bassin de Kervidy* 169

5.6 *Concentrations en nitrate dans la rivière au cours de la période du 11 mars au 25 avril 98. Le trait correspond aux mesures en "continu" réalisées par l'analyseur de terrain. Les croix représentent les mesures faites à la suite des prélèvements manuels* 169
5.7 *pH moyens sur la période d'étude de l'eau de nappe sur les transects de Kerolland, Guériniec et Fournello. En blanc, les piézomètres profonds doublant les piézomètres de surface.* 172
5.8 *Moyennes et écarts types du potentiel d'oxydo-réduction sur le transect de Kerolland et de Guériniec. En blanc, les piézomètres profonds doublant les piézomètres de surface.* 172
5.9 *Evolution des concentrations en chlorure, nitrate et sulfate ($mMol.l^{-1}$) dans les piézomètres du site de Kerolland au cours de l'année 96/97* . . . 173
5.10 *Evolution des concentrations en sulfate, chlorure et nitrate ($mMol.l^{-1}$) dans les piézomètres du site de Kerolland au cours de l'année 97/98* . . . 174
5.11 *Evolution le long des transects de Kerolland, de Guériniec et de Fournello des moyennes et des écarts types (traits) des concentrations en* ***nitrate*** *sur l'année 97/98. Les histogrammes noirs représentent les piézomètres de surface. Les blancs correspondent aux piézomètres profonds.* 178
5.12 *Evolution le long des transects de Kerolland, de Guériniec et de Fournello des moyennes (histogramme) et des écarts type (traits) des concentrations en* ***sulfate*** *sur l'année 97/98. Les histogrammes noirs représentent les piézomètres de surface. Les blancs correspondent piézomètres profonds.* 179
5.13 *Evolution le long des transects de Kerolland, de Guériniec et de Fournello des moyennes (histogramme) et des écarts type (traits) des concentrations en* ***chlorure*** *sur l'année 97/98. Les histogrammes noirs représentent les piézomètres de surface. Les blancs correspondent piézomètres profonds.* 181
5.14 *Concentrations en sulfate en fonction des concentrations en nitrate sur les transects de Kerolland, Guériniec et de Fournello.* 183
5.15 *Schéma des écoulements selon l'hypothèse d'un mélange de l'eau présente dans l'altérite avec une eau de surface. Les cercles symbolisent le nitrate dissous dans l'eau du sol. Chaque transect représente une étape du transfert de nitrate.* 186
5.16 *Schéma des écoulements selon l'hypothèse d'une dénitrification dans la nappe d'altérite.* 187
5.17 *Schéma des écoulements avec un apport d'une eau profonde.* 188
5.18 *Teneurs en baryum dans les eaux à Guériniec et à Kerolland (D'après Riou (1998)).* 192

5.19 *Evolution du rapport Sr/Ba en fonction de la teneur en Ba sur le transect de Guériniec (d'après Riou (1999)).* 195
5.20 *Rapport des concentrations sulfate-chlorure en fonction du rapport nitrate-chlorure sur les transects de Guériniec et de Kerolland et sur le forage profond du* BRGM. 198
5.21 *Evolution de la relation sulfate-chlorure.vs.nitrate-chlorure à l'exutoire du bassin versant (cercles) en fonction des rapports observés dans la nappe (carré).* 198
5.22 *Contribution de la nappe de versant au flux de rivière au cours de l'année 97/98.* 199
5.23 *Relation entre les profondeurs de nappe sur le transect de Kerolland et les concentrations en nitrate à l'exutoire du bassin versant pendant les années 96/97 et 97/98.* 202
5.24 *Relation entre les profondeurs de nappe sur le transect de Guériniec et les concentrations en nitrate à l'exutoire du bassin versant pendant l'année 97/98.* 203
5.25 *Schéma des écoulements responsables des variations de concentrations en nitrate dans la rivière* 207

6.1 *Discrétisation du bassin versant de Kervidy. Couche pédologique : les mailles noires, bleu ciel et bleu marine représentent respectivement les sols bien drainés, les sols hydromorphes et le réseau hydrographiqe* 213
6.2 *Profondeurs de nappe observées en fonction des profondeurs simulées. La droite correspond à la relation x=y* 217
6.3 *Profondeurs de nappe simulées (traits) et observées (cercles) sur le transect de Kerolland* 219
6.4 *Profondeurs de nappe simulées (traits) et observées (cercles) sur le transect de Guériniec* 220
6.5 *Profondeurs de nappe simulées (traits) et observées (cercles) sur le transect de Fournello* 221
6.6 *Flux observé dans la rivière (trait plein), flux simulé de la nappe à la rivière (tirets) et pluie (histogramme) pendant les mois de mars à mai 98* 222
6.7 *Profondeurs de nappe simulées, selon le premier modèle (traits) et le modèle modifié (pointillés), et observées (cercles) sur le transect de Kerolland* 224
6.8 *Profondeurs de nappe simulées, selon le premier modèle (traits) et le modèle modifié (pointillés), et observées (cercles) sur le transect de Guériniec* 225
6.9 *Profondeurs de nappe simulées, selon le premier modèle (traits) et le modèle modifié (pointillés), et observées (cercles) sur le transect de Fournello* 226

6.10 *Flux observés dans la rivière (trait plein), flux simulés de la nappe à la rivière, selon le premier modèle(tirets) et le second modèle (pointillés), et pluie (histogramme renversé) pendant les mois de mars à mai 98* 227
6.11 *Différences de charge hydraulique entre la nappe dans le schiste et la nappe dans l'altérite. La différence de charge, d, est exprimée en mètre* 231
6.12 *Différences de charge hydraulique entre la nappe dans l'altérite et la nappe dans le sol. La différence de charge, d, est exprimée en mètre* 232
6.13 *Origine des flux dans la zone connexe à la rivière* 233
6.14 *Vitesses «réelles»simulées dans le sol, l'altérite et le schiste.* 237
6.15 *Distributions cumulées des vitesses «réelles»simulées dans le sol, l'altérite et le schiste sur le bassin versant de Kervidy le 18 avril 98.* 238
6.16 *Schéma des vitesses «réelles»associées aux écoulements sur le bassin versant de Kervidy.* 239
6.17 *Schéma de synthèse de l'étude du fonctionnement hydrologique et hydrochimique du bassin versant de Kervidy.* 244

MEMOIRES DE GEOSCIENCES RENNES
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cédex
Tél : (33) 02-99-28-60-80 - Fax (33) 02-99-28-26-02

N° 1 - H. MARTIN - Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. 392 p., 183 fig., 51 tabl., 4 pl. (1985). **Epuisé**

N° 2 - G. QUERRE - Palingénèse de la croûte continentale à l'Archéen : Les granitoïdes tardifs (2,5-2,4 Ga) de Finlande Orientale. Pétrologie et géochimie. 226 p., 74, fig., 41 tabl., 3 pl. (1985). **Epuisé**

N° 3 - J. DURAND - Le Grès Armoricain. Sédimentologie. Traces fossiles. Milieux de dépôt. 150 p., 76 fig., 9, tabl., 19 pl. (1985). **Epuisé**

N° 4 - D. PRIOUR - Genèse des zones de cisaillement : Application de la méthode des éléments finis à la simulation numérique de la déformation des roches. 157 p., 106 fig., 7 tabl. (1985). **55 FF**

N° 5 - V. NGAKO - Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli", segment camerounais de la chaîne panafricaine. 185 p., 76 fig., 16, tabl., 12 pl. (1986). **70 FF**

N° 6 - J. DE POULPIQUET - Etude géophysique d'un marqueur magnétique situé sur la marge continentale sud-armoricaine.159 p., 121 fig., 5 tabl. (1986). **55 FF**

N° 7 - P. BARBEY - Signification géodynamique des domaines granulitiques. La ceinture des granulites de Laponie : une suture de collision continentale d'âge protérozoique inférieur (1.9-2.4 Ga). 324 p., 89 fig., 46 tabl., 11 pl. (1986). **115 FF**

N° 8 - Ph. DAVY - Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. 233 p., 72 fig., 2 tabl. (1986). **95 FF**

N° 9 - Y. GEORGET - Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemple des granitoïdes du Massif Armoricain (France) : Pétrologie et géochimie. 250 p., 140 fig., 67 tabl. (1986). **Epuisé**

N° 10 - D. MARQUER - Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes Centrales Suisses). 287 p., 134 fig., 52 tabl., 5 cartes hors-texte (1987). **Epuisé**

N° 11 - J.S. SALIS - Variation séculaire du champ magnétique terrestre. Direction et Paléointensité sur la période 7.000-70.000 BP dans la Chaîne des Puys. 190 p., 73 fig., 28 tabl., I carte hors-texte (1987). **90 FF**

N° 12 - **Y. GERARD** - Etude expérimentale des interactions entre déformation et transformation de phase. Exemple de la transition calcite-aragonite. 126 p., 42 fig., 3 tabl., 10 pl. (1987). **75 FF**

N° 13 - **H. TATTEVIN** - Déformation et transformation de phases induites par ondes de choc dans les silicates. Caractérisation par la microscopie électronique en transmission. 150 p., 50 fig., I tabl., 13 pl. (1987). **95 FF**

N° 14 - **J.L. PAQUETTE** - Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne hercynienne et chaîne alpîne. 190 p., 88 fig., 39 tab., 2 pl. (1987). **95 FF**

N° 15 - **B. VENDEVILLE** - Champs de failles et tectonique en extension; modélisation expérimentale. 392 p., 181 fig., I, tabl., 82 pl. (1987). **265 FF**

N° 16 - **E. TAILLEBOIS** - Cadre géologique des indices sulfurés à Zn, Pb, Cu, Fe du secteur de Gouézec-St-Thois : Dévono-Carbonifère du flanc Sud du Bassin de Châteaulin (Finistère). 195 p., 64 fig., 41 tabl., 8 pl. photo., 8 pl. h.texte. (1987). **110 FF**

N° 17 - **J.P. COGNE** - Contribution a l'étude paléomagnétique des roches déformées. 204 p., 86 fig., 17 tabl. (1987). **90 FF**

N° 18 - **E. DENIS** - Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale : Nature, mise en place et évolution. 263 p., 148 fig., 26 tab., 8 pl. (1988). **140 FF**

N° 19 - **M. BALLEVRE** - Collision continentale et chemins P-T : l'Unité pennique du Grand Paradis (Alpes Occidentales). 340 p., 146 fig., 10 tabl., (1988). **Epuisé**

N° 20 - **J.P. GRATIER** - L'équilibrage des coupes géologiques. Buts, méthodes et applications. Atelier du Groupe d'Etudes Tectoniques le 8 Avril 1987 à Rennes. 165 p., 82 fig., 2 tabl. (1988). **85 FF**

N° 21 - **R.P. MENOT** - Magmatismes paléozoïques et structuration carbonifère du Massif de Belledonne (Alpes Françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaîne varisque ouest-européenne. 465 p., 101 fig., 31 tab., 6 pl., (1988). **Epuisé**

N° 22 - **S. BLAIS** - Les ceintures de roches vertes archéennes de Finlande Orientale : Géologie, pétrologie, géochimie et évolution géodynamique. 312 p., 107 fig., 98, tab., 11 pl. photo, 1 pl. h.texte, (1989). **160 FF**

N° 23 - **A. CHAUVIN** - Intensité du champ magnétique terrestre en période stable de transition, enregistrée par des séquences de coulées volcaniques du Quaternaire. 217 p., 100 fig., 13 tab. (1989). **100 FF**

N° 24 - **J.P. VUICHARD**- La marge austroalpine durant la collision alpine; évolution tectonométamorphique de la zone de Sesia-Lanzo. 307 p., 143 fig., 26 tab., 6 pl. hors-texte. (1989). **170 FF**

N° 25 - **C. GUERROT** - Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne ouest-européenne : géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et géochronologie U-Pb sur zircons. 180 p., 68 fig., 29 tab., I pl. (1989). **90 FF**

N° 26 - **J.L. LAGARDE** - Granites tardi-carbonifères et déformation crustale. L'exemple de la Méseta marocaine. 353 p., 244 fig., 15pl. (1989). **210 FF**

N° 27 - **Ph. BARDY** - L'orogène cadomien dans le Nord-Est du Massif Armoricain et en Manche Occidentale. Etude tectonométamorphique et géophysique. 395 p., 142 fig., 7 tab., I pl. hors-texte. (1989). **175 FF**

N° 28 - **D. GAPAIS** - Les Orthogneiss : Structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique. 377 p., 184 fig., 3 tab. (1989). **275 FF**

N° 29 - **E. LE GOFF** - Conditions pression-température de la déformation dans les orthogneiss : Modèle thermodynamique et exemples naturels. 321 p., 146 fig., 42 tab. (1989). **150 FF**

N° 30 - **D. KHATTACH** - Paléomagnétisme de formations paléozoiques du Maroc. 220 p., 97 fig., 35 tab., (1989). **100 FF**

N° 31 - **A. HAIDER** - Géologie de la formation ferrifère précambrienne et du complexe granulitique encaissant de Buur (Sud de la Somalie). Implications sur l'évolution crustale du socle de Buur. 215 p., 18 fig., 42 tab., 7 pl. (1989). **130 FF**

N° 32 - **T. DANIEL** - Traitement numérique d'image appliqué à l'analyse texturale de roches déformées. 186 p., 121 fig., 4 tab. (1989). **210 FF**

N° 33 - **C. LECUYER** - Hydrothermalisme fossile dans une paléocroûte océanique associée à un centre d'expansion lent : Le complexe ophiolitique de Trinity (N. Californie, U.S.A). 342 p., 109 fig., 73 tab. (1989). **200 FF**

N° 34 - **P. RICHARD** - Champs de failles au dessus d'un décrochement de socle: modélisation expérimentale. 382 p., 137 fig. (1989). **400 FF**

N° 35 - **J. de BREMOND d'ARS** - Estimation des propriétés rhéologiques des magmas par l'étude des instabilités gravitaires. Pétrologie du complexe plutonique lité de Guernesey. 370 p., 128 fig., 64 tabl. (1989). **180 FF**

N° 36 - **A. LE CLEAC'H** - Contribution à l'étude des propriétés physiques des minéraux à haute pression : Spectroscopie et calcul des grandeursthermodynamiques de la lawsonite, des épidotes et des polymorphes de SiO2. 190 p., 72 fig., 37 tabl. (1989). **100 FF**

N° 37 - **0. MERLE** - Cinématique des nappes superficielles et profondes dans une chaîne de collision. 280 p., 165 fig., 3 tabl. (1990). **160 FF**

N° 38 - **P. ALLEMAND** - Approche expérimentale de la mécanique du rifting continental. 205 p., 106 fig., 13 tabl. (1990). **160 FF**

N° 39 - **Ch. BASILE** - Analyse structurale et modélisation analogique d'une marge transformante : l'exemple de la marge de Côte-d'Ivoire - Ghana. 230 p., 161 fig., 7 tabl. (1990) . **Epuisé**

N° 40 - **M. AUDIBERT** - Déformation discontinue et rotations de blocs. Méthodes numériques de restauration. Application à la Galilée. 250 p., 80 fig., 5 tabl., (1991). **150 FF**

N° 41 - **G. RUFFET** - Paléomagnétisme et 40Ar/39Ar : étude combinée sur des intrusions précambriennes et paléozoïques du Trégor (Massif Armoricain). 261 p., 80 fig., 19 tabl. (1991). **120 FF**

N° 42 - **P. SUZANNE** - Extrusion latérale de l'Anatolie : Géométrie et mécanisme de la fracturation. 262 p., 100 fig., 12 pl., 5 tabl. (1991). **210 FF**

N° 43 - **G. FIQUET** - Propriétés thermodynamiques de minéraux du manteau supérieur. Calorimétrie à haute température et spectroscopie Raman à haute pression et haute température. 274 p., 101 fig., 53 tabl. (1991). **130 FF**

N° 44 - **J. MARTINOD** - Instabilités périodiques de lalithosphère (Flambage, Boudinage en compression et en extension). 283 p., 117 fig., 3 tabl., 2 pl. couleur. (1991). **170 FF**

N° 45 - **M.O. BESLIER** - Formation des marges passives et remontée du manteau: Modélisation expérimentale et exemple de la marge de la Galice. 257 p., 86 fig., 5 tab., 2 pl. noir/blanc, 2 Pl. couleur. (1991). **180 FF**

N° 46 - **J.B.L. FRANCOLIN** - Analyse structurale du Bassin du Rio Do Peixe. (Brésil). 250 p., 83 fig., 3 tab., 9 pl. couleur. (1992). **300 FF**

N° 47 - **S. TOURPIN** - Perte des mémoires isotopiques (Nd, Sr, O) et géochimiques (REE) primaires des komatiites au cours du métamorphisme : exemple de la Finlande Orientale. 85 p., 53 fig., 23 tabl. (1992). **100 FF**

N° 48 - **J.A. BARRAT** - Genèse des magmas associés à l'ouverture d'un domaine océanique : Géochimie des laves du Nord-Est de l'Afrique (Mer Rouge - Afar) et d'Arabie. 175 p., 47 fig., 23 tab. (1992). **100 FF**

N° 49 - **E. HALLOT** - Injection dans les réservoirs magmatiques. Contraintes pétrologiques (Massifs de Fort La Latte et de Saint Brieuc, Bretagne Nord) et modélisation analogique. 331 p., 101 fig., 30 tabl. (1993). **180 FF**

N° 50 - **T. SOURIOT** - Cinématique de l'extension post-pliocène en Afar. Imagerie SPOT et modélisation analogique. 225 p., 2 pl. coul., I tabl., 91 fig., 16 pl. photo., I carte H.Texte. (1993). **190 FF**

N° 51 - **T. EUZEN** - Pétrogenèse des granites de collision post-épaississement. Le cas des granites crustaux et mantelliques du Complexe de Pontivy-Rostrenen (Massif Armoricain, France). 350 p., 2 pl. coul., 34 tabl. en annexe, (1993). **190 FF**

N° 52 - **J. LE GALL** - Reconstitution des dynamismes éruptifs d'une province paléovolcanique : l'exemple du graben cambrien du Maine (Est du Massif Armoricain). Pétrogenèse des magmas andésitiques et ignimbritiques et leur signification dans l'évolution géodynamique cadomienne. 370 p., 30pl. photo., I pl. coul. (1993). **350 FF**

N° 53 - **J. C. THOMAS** - Cinématique tertiaire et rotations de blocs dans l'ouest de l'Asie Centrale (Tien Shan Kirghiz et dépression Tadjik). Etude structurale et paléomagnétique. 330 p., 107 fig., 2 pl. coul., 18 tabl., 1 carte, annexes. (1993). **220 FF**

N° 54 - **F. LAFONT** - Influences relatives de la subsidence et de l'eustatisme sur la localisation et la géométrie des réservoirs d'un système deltaïque. Exemple de l'Eocène du bassin de Jaca, Pyrénées Orientales. 270 p., 115 fig., dont 17 pl. couleur. (1994). **150 FF**

N° 55 - **C. BIELLMANN** - Stabilité et réactivité des carbonates à très hautes pression et température. Implications pour le stockage du Carbone dans le manteau terrestre. 230 p., 74 fig., 11 tabl., 1 pl. couleur (1993). **175 FF**

N° 56 - **A. POTREL** - Evolution tectono-métamorphique d'un segment de croûte continentale archéenne. Exemple de l'Amsaga (R.I. Mauritanie), dorsale Réguibat (Craton Ouest Africain). 400 p., (dont annexes) 125 fig., 21 tabl., 1 pl. couleur, 43 pl. photo (1994). **270 FF**

N° 57 - **M. KUNTZ** - Approche expérimentale de la déformation dans les systèmes préfracturés : Contribution à l'étude de l'inversion tectonique des bassins sédimentaires. 220 p., 19 pl., 87 fig., 3 tabl. (1994). **155 FF**

N° 58 - **D. ROUBY** - Restauration en carte des domaines faillés en extension. Méthode et applications. 266 p., 98 fig. dont annexes (1994). **180 FF**

N° 59 - **J.J. TONDJI-BIYO** - Chevauchements et bassins compressifs. Influence de l'érosion et de la sédimentation. Modélisation analogique et exemples naturels. 426 p., 141, fig., 4 pl. couleur, 21 tableaux, dont annexes (1995). **270 FF**

N° 60 - **H. BOUHALLIER** - Evolution structurale et métamorphique de la croûte continentale archéenne (Craton de Dharwar, Inde du Sud). 277 p., 100 fig., dont 5 pl. coul., 7 tab., dont annexes (1995). **150 FF**

N° 61 - **P. GAUTIER** - Géométrie crustale et cinématique de l'extension tardi-orogénique dans la domaine centre-égéen îles des Cyclades et d'Eubée, Grèce). 430 p., 89 fig., dont 4 pl. coul., 1 tabl., dont annexes (1995). **220 FF**

N° 62 - **M.T. ROMAN BERDIEL** - Mécanismes d'intrusion des granites supracrustaux. Modèles analogiques et exemples naturels. 270 p., 75 fig., 5 pl. laser, 9 tabl. (1995). **160 FF**

N° 63 - **M. JULLIEN** - Polytypisme, ordre d'empilement et interstratification dans la cookéite et les phyllosilicates non micacés du métamorphisme. Influence de la pression. 226 p., 61 fig., 8 tabl. (1995). **150 FF**

N° 64 - **Y. LAHAYE** - L'altération des komatiites. 224 p., 70 fig., 29 tabl., + annexes (1995). **150 FF**

N° 65 - **A. CRAVE** - Quantification de l'Organisation des réseaux hydrographiques. 210 p., 68 fig., dont annexe (1995). **120 FF**

N° 66 - **A. ESSAIFI** - Relations entre magmatisme-déformation et altération hydrothermale : L'exemple des Jebilet centrales (Hercynien, Maroc). 331 p., 248 fig., 4 tabl., dont annexes (1995). **170 FF**

N° 67 - **M. LE RAVALEC** - Vitesses et perméabilité des roches : modélisation du rôle des fluides et des fissures. 276 p., 119 fig. 3 pl. couleur, 5 tabl., dont annexe (1996). **140 FF**

N° 68 - **A. SEMIANI** - Métallogénie de la zone de cisaillement aurifère est-ouzzalienne : structure, pétrologie et géochimie des gisements d'or de Tirek-Amesmessa (Hoggar occidental, Algérie). 262 p.,72 fig., 36 tabl., 4 pl. couleur + annexes, (1996). **130 FF**

N° 69 - **F. MOREAU** - Méthodes de traitement de données géophysiques par transformée en ondelettes. 177 p., 57 fig., + annexes. (1996). **100 FF**

N° 70 - **B. TOURNERIE** - Imagerie de réflecteurs électromagnétiques en régime diffusif : Méthode et applications en Géophysique. 165 p., 45 fig., 8 tabl., + annexes, (1996). **100 FF**

N° 71 - **T. NALPAS** - Inversion des grabens du Sud de la Mer du Nord. Données de sub-surface et modélisation analogique. 245 p., 110 fig., dont 10 pl. coul., (1996). **120 FF**

N° 72 - **M. URREIZTIETA** - Tectonique néogène et bassins transpressifs en bordure méridionale de l'Altiplano-Puna (27°S), Nord-Ouest argentin. 311 p., 111 fig., 5 tabl., 6 pl. couleur, dont annexe. (1996). **200 FF**

N° 73 - **A.N. KOUAMELAN** - Géochronologie et Géochimie des Formations Archéennes et Protérozoïques de la Dorsale de Man en Côte d'Ivoire. Implications pour la Transition Archéen-Protéorozoïque. 290 p., 99 fig., 23 tabl., 2 pl. couleur, dont annexe (1996). **120 FF**

N° 74 - **Y. GARCIA** - Variation de l'intensité du champ magnétique en France durant les deux derniers millénaires. 331 p., 122 fig., 35 tab., dont annexe. (1996). **150 FF**

N° 75 - **M. A. SANTOS PINTO** - Le recyclage de la croûte continentale archéenne : Exemple du bloc du Gavião- Bahia, Brésil. 193 p., 102 fig., 51 tab. (1996). **100 FF**

N° 76 - **D. CHARDON** - Les déformations continentales archéennes : Exemples naturels et modélisation hermomécanique. 300 p., 127 fig., 6 tabl., 4 pl. photo; dont annexes. (1997). **130 FF**

N° 77 - **C. ROBIN** - Mesure stratigraphique de la déformation : Application à l'évolution jurassique du Bassin de Paris. 293 p., 129 fig., 9 pl. couleur, dont annexes. (1997). **180 FF**

N° 78 - **D. GRANJEON** - Modélisation stratigraphique déterministe : Conception et applications d'un modèle diffusif 3D multilithologique. 197 p., 56 fig., 22 tabl., 8 pl. couleur. (1997). **100 FF**

Hors Série - P. DAVY, F. GUILLOCHEAU, B. HAMELIN (Coordinateurs) - Géomorphologie : Processus et modélisation. Ecole thématique du CNRS, 146 p., 69 fig., 2 tab., Lumigny, Juillet (1997) . **50 FF**

N° 79 - **A. JAFFREZIC** - Géochimie des éléments métalliques, des nitrates et du carbone organique dissous dans les eaux et les sols hydromorphes. Agriculture intensive et qualité des eaux dans les zones humides en Bretagne. 296 p., 143 fig., 46 tabl., 1 pl. coul., dont annexes (1997). **130 FF**

N° 80 - **O. BOUR** - Transferts de fluides dans les milieux fracturés : Effets d'échelle. 272 p., 100 fig., 1 tabl., (1997). **100 FF**

N° 81 - **E. BONNET** - La localisation de la déformation dans les milieux fragile-ductile : Approche expérimentale et application à la lithosphèrecontinentale. 183 p., 85 fig., 4 tabl., (1997). **85 FF**

N° 82 - **S. GESSA** - Le genre Nowakia (Dacryoconarides) dans le Praguien de la République Tchèque : Biométrie, systématique, phylogénie, paléoenvironnements. 256 p., 132, fig., 8 pl., + annexes. (1997). **125 FF**

N° 83 - **T. MAUDUIT** - Déformation gravitaire synsédimentaire sur une marge passive : modélisation analogique et application au Golfe de Guinée. 260 p., 96 fig., dont 12 pl. coul., (1998). **100 FF**

N° 84 - **G. QUEREL** - Cristallochimie des éléments traces dans les phases du manteau terrestre : applications de la spectroscopie de luminescence à haute pression et haute température. 241 p., 101 fig., 23 tabl., (1998). **95 FF**

N° 85 - **M. DIRAISON** - Evolution cénozoïque du Bassin de Magellan et tectonique des Andes australes. 333 p., 119 fig., dont 6 pl. coul., 2 pl. hors-texte, 7 tabl., (1998). **130 FF**

N° 86 - **S. BONNET** - Tectonique et dynamique du relief : le socle armoricain au Pléistocène. 352 p., 144 fig., dont 7pl. coul., +1 pl. coul. et 3 transparents en annexe, (1998). **115 FF**

N° 87 - **F. TOUCHARD** - Caractérisation hydrogéologique d'un aquifère en socle fracturé : site de Ploëmeur (Morbihan). 271 p., 103 fig., dont 5 coul., 37 tabl., annexe. (1999). **115 FF**

N°88 - **T.V. LE** - Stratigraphie sismique et modélisation stratigraphique : application à l'évolution tectonique oligo-miocène du Bassin du Fleuve Rouge (Vietnam). 229 p., 131 fig., dont 16 pl. coul. + annexes (1999). **110 FF**

N° 89 - **V. CHAVAGNAC** - Behaviour of the Sm-Nd isotopic system during metamorphism : examples from the HT-LP metamorphic terrane of the Limpopo Belt, South Africa and the UHP metamorphic terrane of Dabieshan, Central China. 405 p., 126 fig., 47 tabl. (1999). **150 FF**

N°90 - **J. MOLENAT** - Rôle de la nappe sur les transferts d'eau de nitrate dans un bassin versant agricole. Etude expérimentale et modélisation. 272 p., 87 fig., 19 tabl., 3 pl. couleur. (1999). **100 FF**

MEMOIRE DE GEOSCIENCES

A retourner à : Arlette FALAISE
Géosciences - Rennes I
Université de Rennes
35042 - RENNES Cédex (France)
Tél : 02-99-28-60-80 Fax: 02-99-28-26-02

accompagné soit : de votre BON de COMMANDE
ou bien de votre règlement (libéllé à l'ordre de) :
Agent Comptable du CNRS.

BON DE COMMANDE

NOM .....

ORGANISME .....

ADRESSE .....

Veuillez me faire parvenir les ouvrages suivants :

N°	Auteur	Nombre	P.Unitaire	Total

Frais de Port 20,00 F le premier volume 5,00 F par volume supplémentaire	TOTAL
TOTAL DE LA COMMANDE	

Résumé

La pollution diffuse d'origine agricole est à l'origine de problèmes sanitaires et environnementaux liés à la détérioration de la qualité des eaux de surface. La maîtrise de cette pollution nécessite d'atteindre une connaissance fine, à toutes les échelles de temps, du transfert des éléments polluants transportés par l'eau. Ce travail a pour objectif d'établir le ou les temps de transfert du nitrate dans un bassin versant élémentaire. Il s'agit de connaître les réservoirs et les mécanismes responsables des variations saisonnières et pluri-annuelles des concentrations en nitrate dans la rivière.

L'étude des dynamiques hydrologiques de trois bassins versants agricoles (Kervidy, Mélarchez, Mercube) a été réalisée à partir d'observations globales (pluie, débit). Une méthode basée sur la représentation spectrale des séries temporelles d'observations a été reprise et développée. Ainsi, par cette méthode, les parts respectives des contributions de la nappe et de l'écoulement rapide aux débits de la rivière sont établies. Le modèle d'écoulement en nappe et ses paramètres sont également définis. Cette méthode a été étendue à l'identification des modèles de transfert de nitrate.

Un étude expérimentale a été mise en oeuvre .Trois transects du bassin versant de Kervidy (Morbihan, Bretagne) ont été équipés de piézomètres pour observer la nappe d'altérite. Les niveaux piézométriques ont été mesurés et un échantillonnage de la nappe a été réalisé afin d'analyser les teneurs de l'eau en nitrate, sulfate et chlorure. Ces observations ont permis de préciser l'hydrodynamique de la nappe et d'identifier ses principaux traits chimiques. Un schéma de fonctionnement du transfert de nitrate dans le bassin versant à l'échelle inter-mensuelle est proposé à la suite de l'analyse et de l'interprétation de l'ensemble des observations.

Un modèle numérique spatialisé du fonctionnement de la nappe du bassin versant de Kervidy a été établi sur la base des observations et des connaissances acquises à la suite du travail de terrain.

Mots Clés :

bassin versant agricole, nappe, nitrate, temps de transfert, analyse spectrale, modélisation

Editions de GEOSCIENCES RENNES
Université de Rennes I
F - 35042 - RENNES Cédex