



Étude des mécanismes hydrologiques du transport de solutés dans les aquifères superficiels des bassins versants sur socle.

Matthieu Rouxel

► To cite this version:

Matthieu Rouxel. Étude des mécanismes hydrologiques du transport de solutés dans les aquifères superficiels des bassins versants sur socle.. Hydrologie. Agrocampus - Ecole nationale supérieure d'agronomie de rennes, 2010. Français. NNT : . tel-00606529

HAL Id: tel-00606529

<https://theses.hal.science/tel-00606529>

Submitted on 6 Jul 2011

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

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

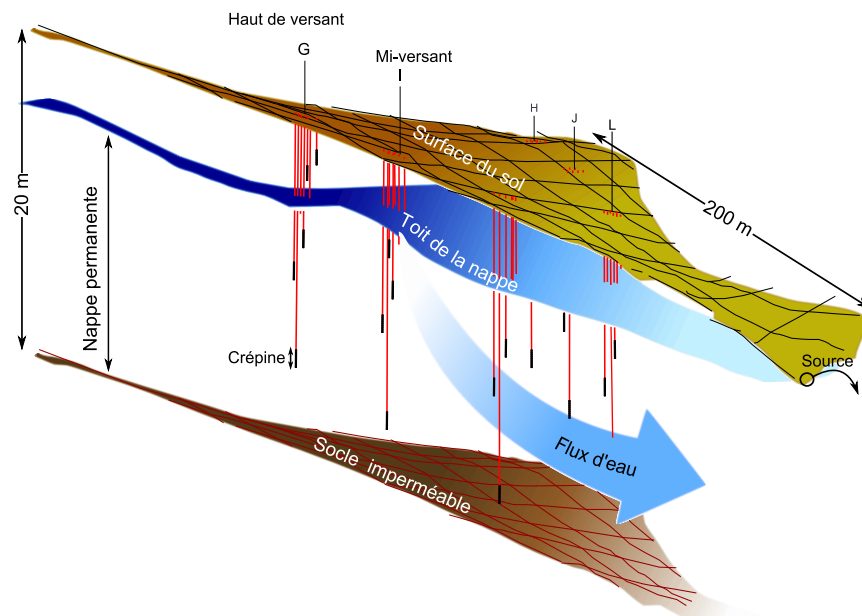
THESE AGROCAMPUS OUEST

Matthieu ROUXEL

Étude des mécanismes hydrologiques du transport de solutés dans les aquifères superficiels des bassins versants sur socle

Thèse de Doctorat d'Agrocampus Ouest

soutenue le 14 décembre 2010



UMR Sol Agro hydrosystème Spatialisation (SAS)
UMR 1069

THÈSE

présentée

devant Agrocampus-Ouest

pour obtenir

le grade de : Docteur d'Agrocampus-Ouest
Mention Sciences de l'environnement

par

Matthieu ROUXEL

Équipe d'accueil : DEBA – INRA
École Doctorale : SDLM

Titre de la thèse :

ÉTUDE DES MÉCANISMES HYDROLOGIQUES DU TRANSPORT DE SOLUTÉS DANS LES AQUIFÈRES SUPERFICIELS DES BASSINS VERSANTS SUR SOCLE

Soutenue le 14 décembre 2010 devant la commission d'examen composée de :

Philippe ACKERER	DR CNRS Strasbourg	Rapporteur
Serge BROUYÈRE	Premier assistant Univ. de Liège	Rapporteur
Jean-Luc PROBST	DR CNRS Toulouse	Examineur
Christophe CUDENNEC	Pr. Agrocampus-Ouest Rennes	Examineur
Jérôme MOLÉNAT	CR INRA Montpellier	Directeur de thèse
Laurent RUIZ	IR. INRA Rennes	Encadrant





Avant-Propos

Ce mémoire de thèse est le résultat d'un travail de trois années réalisé dans l'Unité Mixte de Recherche INRA-Agrocampus Ouest – Sol Agro-hydrosystème et Spatialisation (SAS) de Rennes. Ce travail a été encadré par Jérôme MOLÉNAT et Laurent RUIZ. Cette thèse a été financée par une allocation du ministère de l'enseignement supérieur et de la recherche.

Le travail réalisé s'inscrit dans les objectifs de l'axe n°1 du projet ACASSYA (Accompagner l'évolution agro écologique des Systèmes d'élevage dans les bassins versants côtiers, ANR-08-STRA-01-01). Ce projet de recherche a été financé par le programme ÉcoSYstèmes, TERRitoires, Ressources vivantes et AgricultureS (SYSTERRA) de l'Agence National de la Recherche (ANR). Les observations et les expérimentations de terrain ont été réalisées sur le site de Kerbernez qui fait partie de l'Observatoire de Recherche en Environnement pour l'étude des temps de réponse des Agro-Hydrosystèmes (ORE – AgrHyS).

L'ensemble de ce travail a bénéficié de l'appui scientifique de Chantal Gascuel-Odoux et a été suivi par un comité de pilotage réuni une fois par an et composé de Luc AQUILINA (Pr. Laboratoire Géoscience Univ. Rennes 1) ; Olivier BOUR (MC, Laboratoire Géoscience Univ. Rennes 1) ; Catherine GRIMALDI (CR, INRA Rennes) ; Cyril KAO (Directeur adjoint AgroparisTech) et Mathieu SEBILO (MC UMR–Bioemco Univ. Pierre et Marie Curie).

Le modèle numérique présenté dans les différentes approches de modélisation (chapitre 3 et 6 de ce mémoire) a été développé avec l'aide de Muddu SEKHAR, et Sat Kumar TOMER, du département de génie civil à l'Indian Institut of Science de Bangalore (Inde). Le travail présenté dans le chapitre 5 a été réalisé en collaboration avec Mathieu SEBILO (MC UMR–Bioemco Univ. Pierre et Marie Curie).

La bonne qualité des eaux étant une des choses qui contribuent le plus à la santé des citoyens d'une ville, il n'y a rien à quoi les magistrats aient plus d'intérêt qu'à entretenir la salubrité de celles qui servent à la boisson commune des hommes et des animaux, et à remédier aux accidents par lesquels ces eaux pourraient être altérées, soit dans le lit des fontaines, des rivières, des ruisseaux où elles coulent, soit dans les lieux où sont conservées celles qu'on en dérive, soit enfin dans les puits d'où naissent des sources.

M. Antoine De Jussieu,
Histoire de l'Académie royale des sciences, 1733 p351

Résumé

Dans les bassins versants reposant sur un socle géologique peu perméable et peu profond, les nappes superficielles de versant jouent un rôle prépondérant non seulement dans la genèse des débits mais également dans le transfert des solutés. Ces nappes, caractérisées par de fortes variations saisonnières des niveaux piézométriques, se développent dans un matériau aquifère constitué principalement de roche altérée et de matériaux non consolidés dont les propriétés hydrodynamiques restent peu étudiées. La connaissance du fonctionnement hydrologique et hydrochimique de ces systèmes, des processus qui déterminent les voies de transfert des solutés et leur temps de résidence dans le milieu, est essentielle en particulier dans un contexte où la recherche est de plus en plus sollicitée pour évaluer les effets de changements de pratiques agricoles sur les pollutions diffuses.

Le travail présenté ici vise à comprendre les processus de transfert de solutés et de dénitrification dans les aquifères superficiels à partir de l'étude d'un aquifère d'un bassin versant élémentaire expérimental de l'ouest de la France, appartenant à l'ORE AgrHys. L'analyse repose sur les données acquises sur un dispositif instrumental original permettant un suivi spatial et temporel du niveau de la nappe et de sa composition chimique sur un versant. Les propriétés hydrodynamiques du matériau aquifère ont été étudiées au laboratoire et in situ, ce qui a permis de calibrer un modèle hydrologique à base physique et en 2D (développé avec le code Hydrus 2D) simulant de manière satisfaisante la dynamique saisonnière des niveaux piézométriques dans le versant. Les relations mises en évidence entre le cycle hydrologique et les variations intra-annuelles de la composition chimique, nous permettent de proposer un modèle conceptuel synthétisant les mécanismes mis en jeu dans le transfert d'un soluté conservatif dans la nappe. Une étude de la variabilité spatiale et temporelle de la composition isotopique de l'azote et de l'oxygène du nitrate n'a pas révélé la présence d'une dénitrification apparente dans l'aquifère. Enfin, un modèle de transport des solutés basé sur le modèle hydrologique calibré précédemment a permis de tester les hypothèses émises à partir des données expérimentales.

La principale conclusion de ce travail est que les nappes superficielles de versant présentent une variabilité spatiale et temporelle importante, qui résulte de processus de mélange à partir de compartiments dont la contribution varie saisonnièrement. En période hivernale, la recharge rapide des nappes par des écoulements préférentiels joue un rôle important dans les variations de composition chimique de la partie supérieure de la nappe, ce que la plupart des modèles actuels ne permettent pas de prendre en compte.

Abstract

In catchments underlain by shallow hard rock with low permeability, shallow groundwater develops along the hillslopes and plays a major role on discharge control and on solute transport. This groundwater, characterized by large seasonal variations of the water table level, develops in an aquifer mainly constituted by weathered rock and unconsolidated materials whose hydrodynamic properties remain little studied. Understanding the hydrological and hydrochemical functioning of these systems and the processes determining the solute pathways and their residence time is essential in the context where scientific research is more and more urged to assess the effect of changes in agriculture practices on diffuse pollutions.

The work presented here is focused on the understanding of solute transport processes and denitrification in shallow aquifers from the analysis and the modelling of a shallow aquifer of a headwater catchment in West of France, belonging to the AgrHys Observatory (ORE). The analysis relies on data acquired in an original experimental setting allowing to monitor spatially and temporally both water table levels and chemical composition of the groundwater along a hillslope. Hydraulic properties of the aquifer were studied experimentally both in the laboratory and *in situ*, allowing the calibration of a physically based 2D model (implemented with Hydrus 2D software) which adequately simulated the seasonal variations of the water table level along the hillslope. The field monitoring highlighted the link between the hydrological dynamics and the seasonal variations of the chemical composition of the groundwater, allowing proposing a conceptual model synthesizing the processes governing the transport of a conservative solute in the groundwater. The available data on spatial and temporal variations of the isotopic composition of nitrate nitrogen and oxygen did not reveal any apparent denitrification process in the aquifer. Eventually, a model for solute transport based on the hydrological model calibrated previously was used to test the hypotheses put forward from the analysis of experimental data.

The main outcome of this work is that shallow groundwater exhibits large spatial and temporal variations of its chemical composition, resulting from mixing processes of storage compartments which contribution varies seasonally. During winter, fast groundwater recharge through preferential pathways plays an important role on the chemical composition variations in the upper part of the groundwater, a process that most current models are not accounting for.

Remerciements

Je remercie sincèrement les membres de mon jury : Phillipe ACKERER ; Serge BROUYÈRE ; Jean-Luc PROBST ; Christophe CUDENNEC et les membres du comité de pilotage : Luc AQUILINA ; Olivier BOUR ; Catherine GRIMALDI, Cyril KAO, Mathieu SEBILO.

Je remercie Jérôme MOLÉNAT, Laurent RUIZ et Chantal GASCUEL-ODOUX, qui ont co-encadré ce travail de thèse en faisant preuve d'une disponibilité et d'une patience exemplaire. Merci à vous trois pour m'avoir fait partager vos expériences de chercheur.

Merci à Sat Kumar TOMER et Muddu SEKHAR qui m'ont fait bénéficier de leur expertise en matière de modélisation numérique.

Merci Mickael pour ton aide, ta générosité, ta gentillesse et ta disponibilité qui ont contribué au climat de travail idéal dont j'ai bénéficié tout au long de ma thèse et merci pour tous ces bons moments. Je garderai un excellent souvenir des discussions franches que nous avons eues sur des sujets aussi intéressants que variés.

Je ne veux pas oublier de remercier toutes celles et ceux qui m'ont aidé dans ce travail de thèse. Merci à Nicolas GILLIET, Yannick BENARD et Thierry LABASQUE pour m'avoir aidé sur le terrain ; à Yannick HAMON et Gaëtane CHIRIÉ pour m'avoir appuyé dans la mise en œuvre des mesures de physique du sol ; à Yannick FAUVEL, Laurence CARTEAUX, Béatrice THRINKLER et Mathieu SEBILO pour toutes les analyses chimiques et isotopiques ; à Monique DELABUIS pour son aide dans mes recherches bibliographiques ; à Olivier MONTREUIL, Thierry RAIMBAULT, Pierre MOREAU, Jordy SALMON-MONVIOLA, Cédric LE GUILLOU, Jérôme THIARD, Nicolas BOTINELLI pour toutes nos discussions et les réflexions que nous avons eues.

Je remercie toutes les personnes qui étaient présentes le jour de ma soutenance pour leur soutien et l'attention qu'elles ont portée à mon travail.

Enfin, merci à mes amis, à ma famille, à Cécile, ses parents et ses grands-parents qui m'ont encouragé et soutenu pendant trois ans.

Table des matières

Introduction générale	7
1 Transport des solutés au sein des aquifères superficiels de versant	11
1.1 Les aquifères superficiels	13
1.1.1 Définition	13
1.1.2 Conditions de formation et recharge des aquifères d'altérites	14
1.1.3 Répartition géographique	16
1.1.4 Caractéristiques d'un aquifère superficiel dans un bassin versant sur socle	18
1.2 Mécanismes impliqués dans le transfert au sein des nappes superficielles de versant	19
1.2.1 Recharge et déplacement de l'eau dans la nappe	19
1.2.2 Transport des solutés	20
1.3 Modèles hydrologiques et de transport de solutés pour les aquifères superficiels de versant	23
1.3.1 Modèles conceptuels	24
1.3.2 Modèles mécanistes simplifiés	25
1.3.3 Modèles mécanistes	25
1.4 Conclusion	26
2 Description du site, matériels et méthodes	29
2.1 Le site de Kerbernez (ORE–AgrHys)	31
2.1.1 Situation géographique et climatique	31
2.1.2 Caractéristiques géologiques et pédologiques	33
2.1.3 Paysage et agriculture	34
2.2 Matériels et méthodes	35
2.2.1 Architecture et disposition des piézomètres	35
2.2.2 Protocoles d'échantillonnages et d'analyses	37

2.3	Caractéristiques hydrologiques de la nappe.....	38
2.3.1	Variations piézométriques au cours de l'année	38
2.3.2	Propagation du signal de recharge dans le bassin.....	39
2.4	Conclusion du chapitre : originalité du dispositif et généricité du site	41
3	Propriétés hydrodynamiques de l'aquifère	45
3.1	Introduction du chapitre.....	47
3.2	Les propriétés hydrodynamiques en condition saturée et partiellement saturée	49
3.2.1	Courbe de rétention de l'arène granitique	49
3.2.1.1	Introduction	49
3.2.1.2	Matériels et méthodes	51
3.2.1.3	Résultats	56
3.2.1.4	Discussion	58
3.2.1.5	Conclusion	66
3.2.2	Estimation des propriétés en condition saturée.	67
3.2.2.1	Introduction	67
3.2.2.2	Méthodologie.....	67
3.2.2.3	Résultats et discussion	70
3.2.2.4	Conclusion	74
3.3	Modélisation hydrologique	75
3.3.1	Introduction	75
3.3.2	Matériels et méthodes.....	76
3.3.2.1	Stratégie.....	76
3.3.2.2	Présentation du code.....	76
3.3.2.3	Discrétisation spatio-temporelle	77
3.3.2.4	Conditions aux limites et conditions initiales	78
3.3.3	Résultats	80
3.3.4	Discussion	82
3.4	Conclusion du chapitre	86
4	Structures spatio-temporelles de la composition chimique le long du versant	89
4.1	Abstract.....	91
4.2	Introduction	92
4.3	Material and methods	93
4.3.1	Study site.....	93
4.3.2	Piezometer network.....	94
4.3.3	Meteorological data.....	95
4.3.4	Groundwater recharge calculation.....	96
4.4	Results	97
4.4.1	Piezometric characteristics and groundwater recharge.....	97
4.4.2	Temporal variations in anion concentration: characteristics and pattern.....	98
4.4.3	Anion concentration variations and water table fluctuation	100
4.5	Discussion.....	103
4.5.1	Water Table Fluctuation Zone.....	103
4.5.2	Similarity to previous studies	103

4.5.3	Role of percolation conditions on temporal anion variability in the WTFZ	104
4.5.4	Permanent groundwater	105
4.6	Conclusion.....	106
5	Cycle de l'azote et variations des concentrations en nitrate dans la nappe	109
5.1	Introduction	111
5.2	Méthodes, dispositifs et protocoles de prélèvement	113
5.3	Composition en isotopes stables des sources d'azote d'oxygène et de nitrate	115
5.3.1	Cycle de l'azote et composition isotopique.....	115
5.3.2	Les sources d'azote et l'historique agronomique	117
5.3.3	Composition isotopique de l'eau.....	120
5.3.4	Composition isotopique du nitrate	121
5.4	Résultats	122
5.4.1	Les conditions hydrologiques	122
5.4.2	Concentrations en nitrate des différents compartiments	122
5.4.2.1	Dans le zone non saturée	122
5.4.2.2	Dans la zone saturée	124
5.4.3	Composition isotopique des nitrates	126
5.4.3.1	Variabilité spatiale.....	126
5.4.3.2	Variabilité temporelle.....	128
5.5	Perspectives	131
6	Analyse numérique	133
6.1	Introduction	135
6.2	Les modèles testés et leur paramétrisation	135
6.2.1	Modèles de transport de solutés	135
6.2.2	Discretisation spatio-temporelle.....	137
6.2.3	Conditions aux limites et initiales	137
6.2.4	Choix des paramètres pour les différents modèles.....	138
6.2.5	Les modalités testées.....	141
6.3	Résultats	142
6.3.1	Modèles de transport de solutés en équilibre physique	142
6.3.2	Modèles de transport de solutés avec non équilibre physique	146
6.4	Discussion	149
6.4.1	Origine des variations de concentrations simulées.....	149
6.4.2	Cohérence entre le modèle et le terrain.....	150
6.5	Conclusion.....	154
	Conclusion générale	157
	Références	161
	Liste des tableaux	175
	Table des figures	179

Introduction générale

Dans beaucoup de régions à travers le monde les populations font face à des problèmes de quantité et d'accès à la ressource en eau. Les régions où la ressource en eau n'est pas limitée sur le plan quantitatif, comme l'Europe de l'Ouest par exemple en raison de son climat tempéré, connaissent souvent des problèmes d'ordre qualitatif en raison de pollution d'origines et de formes souvent très diverses.

Dans les années 50, la qualité des eaux superficielles françaises était très dégradée à cause de rejets polluants directs dans les rivières, la première loi sur l'eau (1964) a permis de diminuer le nombre et la quantité de ces rejets. Cette mesure a eu un effet immédiat sur la qualité de l'eau des rivières (de Marsily *et al.*, 2009). Aujourd'hui la ressource en eau est souvent menacée par les pollutions diffuses (Debernardi *et al.*, 2008), dont le transfert à travers le sol et les nappes peut être très long, jusqu'à plusieurs dizaines d'années (Böhlke and Denver, 1995; Kirchner *et al.*, 2001; Molenat *et al.*, 2002; Steinheimer *et al.*, 1998). La pollution des eaux souterraines pose un problème puisqu'il s'agit d'une ressource qui peut être directement exploitée pour la production d'eau. La pollution des eaux souterraines peut également avoir un impact fort sur les écosystèmes aquatiques dans la mesure où les nappes peuvent soutenir fortement les débits des rivières. Ainsi dans le Massif Armoricaïn, plus de 80 % du volume d'eau s'écoulant dans les rivières proviennent des nappes.

Pour atteindre les objectifs fixés par la DCE (Directive-Cadre sur l'Eau) d'ici à 2015, nous devons réduire l'impact de nos activités sur l'environnement de façon générale et sur l'eau en particulier. En Bretagne, les bassins versants sur socle sont soumis à des pollutions diffuses d'origine agricole. Le nitrate qui résulte des fertilisants et engrais utilisés en agriculture est un contaminant très répandu (Hallberg and Keeney, 1993). La concentration

moyenne annuelle dans les cours d'eau Bretons était de 8 mg.L^{-1} en 1972 et en 2006 elle était de 30 mg.L^{-1} (source Bretagne-environnement 2008). En 2007, les concentrations en nitrate étaient supérieures à 50 mg.L^{-1} pour 30% des forages utilisés pour suivre la qualité des eaux souterraines et pour 45% elles étaient entre 25 et 50 mg.L^{-1} . Dans cette région, la solution pour diminuer le niveau de contamination des nappes et des cours d'eau par les nitrates, passe par une modification des pratiques agricoles. L'évaluation de l'impact des pratiques agricoles, quelle que soit cette modification, et plus largement de l'occupation du sol requiert de disposer d'outils de simulation intégrant un modèle hydrologique couplé à un modèle de transport de polluants dans le paysage.

Un effort important a été entrepris afin de développer des modèles hydrologiques de bassin versant capables de représenter les flux d'eau dans le sol, les nappes et les rivières (Abbott *et al.*, 1986; Beaujouan *et al.*, 2002; Beven and Kirby, 1979; Moussa *et al.*, 2002; Page *et al.*, 2007; Weiler and McDonnell, 2004). Dans ce contexte, de nombreux travaux se sont plus particulièrement attachés à la question de la modélisation des écoulements hydrologiques dans les aquifères superficiels (Gascuel-Odoux *et al.*, 2010; Molénat and Gascuel-Odoux, 2002; Molénat *et al.*, 2005; Seibert *et al.*, 1997 et bien d'autres). La plupart des modèles proposés se fondent sur des hypothèses simplificatrices relatives à la loi d'écoulement (e.g. hypothèse topographique, hypothèse de stationnarité) ou au domaine d'écoulement (e.g. conductivité hydraulique décroissante avec la profondeur) qui sont pertinentes du point de vue hydrologique puisqu'elles permettent de représenter les variations du niveau de la nappe et le débit dans les rivières. Pour autant, la question est de savoir si ces hypothèses restent pertinentes quand ces modèles hydrologiques d'aquifère superficiel sont couplés à des modèles de transport de solutés. En d'autres termes, les modèles hydrologiques d'aquifère superficiel représentent-ils une géométrie et des vitesses d'écoulement suffisamment réalistes pour être couplés à des modèles de transport? Face à cette question, force est de constater qu'il existe dans la littérature peu de références sur les mécanismes, la géométrie et les vitesses de transfert des solutés dans les aquifères superficiels.

Dans les bassins versants sur socle, les nappes souterraines se développent dans des aquifères superficiels peu puissants. Les premiers travaux consacrés à l'étude hydrochimique de ces nappes nous apprennent que leurs concentrations en profondeur sont stables au cours de l'année mais sont structurées de l'amont vers l'aval (Dia *et al.*, 2000; Haria and Shand, 2004, 2006; Martin *et al.*, 2004; Molénat and Gascuel-Odoux, 2002; Shand *et al.*, 2005). Au sommet du versant et à proximité de la surface de la nappe, des variations intra-annuelles très importantes ont été observées (Legout *et al.*, 2007). Tous ces éléments montrent que les

concentrations en solutés dans les nappes des aquifères superficiels varient dans l'espace à l'échelle du versant et au cours du temps à l'échelle de l'année hydrologique.

L'objectif de ce travail est d'identifier les principaux mécanismes responsables du transport de solutés dans les aquifères superficiels. Ce travail s'appuie sur l'observation hydrologique et hydrochimique d'un aquifère superficiel du bassin versant de Kerrien (Observatoire de Recherche en Environnement AgrHyS), observation couplée à la caractérisation des propriétés hydrauliques de l'aquifère. Par ailleurs, dans le cadre plus particulier du transport de nitrate, nous nous sommes intéressés au processus de dénitrification dans les aquifères superficiels.

Ce mémoire est divisé en six chapitres. Le premier chapitre présente l'état des connaissances d'une part sur les mécanismes de transport de l'eau et des éléments dissous dans la nappe et d'autre part sur les modèles hydrologiques qui permettent de les représenter. Le deuxième chapitre est dédié à la présentation du bassin versant de Kerrien et du dispositif expérimental et d'observation que ce bassin versant comprend. Dans le troisième chapitre, la première partie est consacrée aux résultats d'une approche expérimentale de caractérisation des paramètres hydrodynamiques de la courbe de rétention en eau et de la conductivité hydraulique du matériau aquifère. La deuxième partie de ce chapitre présente les paramètres hydrodynamiques équivalents d'un aquifère superficiel utilisés pour calibrer un modèle hydrologique de nappe de versant. Le quatrième chapitre présente une typologie des variations des concentrations en soluté observées dans une nappe le long du versant. Le cinquième chapitre est consacré à l'étude de la dénitrification dans la zone non saturée et la nappe par des approches isotopiques. Enfin, le dernier chapitre est une analyse numérique des signaux observés dans la nappe.

C H A P I T R E 1

Transport des solutés au sein des aquifères superficiels de versant

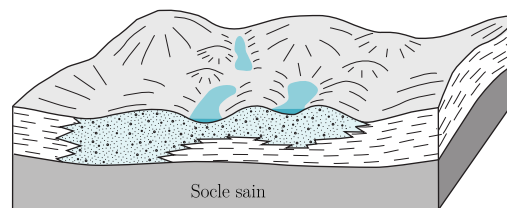
1.1 Les aquifères superficiels.....	13
1.1.1 Définition	13
1.1.2 Conditions de formation et recharge	14
1.1.3 Répartition géographique.....	16
1.1.4 Caractéristiques	18
1.2 Mécanismes impliqués dans le transfert au sein des nappes superficielles de versant.....	19
1.2.1 Recharge et déplacement de l'eau dans la nappe	19
1.2.2 Transport des solutés.....	20
1.3 Modèles hydrologiques et de transport de solutés pour les aquifères superficiels de versant.....	23
1.3.1 Modèles conceptuels.....	24
1.3.2 Modèles mécanistes simplifiés.....	25
1.3.3 Modèles mécanistes	25
1.4 Conclusion	26

Après une définition des nappes superficielles, nous verrons comment elles se répartissent à la surface du globe. Ensuite, nous présenterons les processus majeurs qui doivent être considérés pour les étudier. Pour finir, nous donnerons un aperçu des modèles existants qui s'attachent à représenter le transfert dans les nappes superficielles.

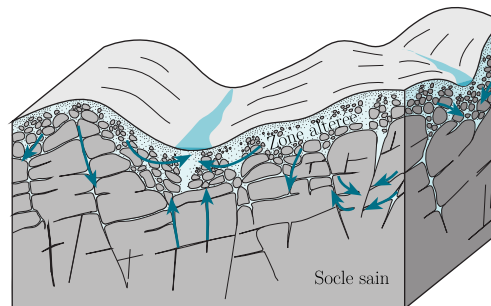
1.1 Les aquifères superficiels

1.1.1 Définition

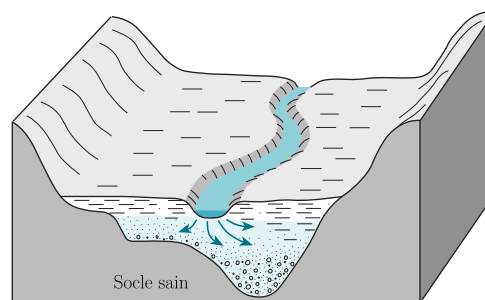
Un aquifère est une couche souterraine de roche perméable ou un mélange de matériaux non consolidés (gravier, sable, limon ou argile), contenant de l'eau. Les aquifères profonds se situent parfois à plusieurs centaines de mètres de profondeur et on les distingue des aquifères superficiels se trouvant à une dizaine de mètres de profondeur. Les aquifères superficiels à nappe libre sont délimités au-dessus par une zone non saturée entre la surface de



Aquifère d'épandage fluvio glaciaire



Aquifère d'altérites



Aquifère alluvial

Fig. 1-1 – Bloc diagramme des principaux types d'aquifères superficiels ainsi que les flux d'eau qui les traversent et les zones de résurgence de la nappe (adapté de Davis and DeWiest, 1966; Freeze and Cherry, 1979).

la nappe et la surface du sol. En-dessous, l'aquifère repose sur un socle sain imperméable (Fig. 1-1), ou sur un aquifère profond (Townley, 1998). Généralement, les nappes d'eau s'accumulent dans les matériaux non consolidés. Ces matériaux se forment au cours de

l'altération de roches indurées. Ils sont jeunes, du point de vue géologique, et on les trouve presque toujours en surface ou très proche de la surface. Ils n'ont donc pas été exposés à des pressions, des températures ou des migrations de fluides importants entraînant une consolidation ou une induration. Par conséquent, ils contiennent une forte porosité (10-30 %) et le caractère superficiel des nappes qu'ils abritent est directement hérité des mécanismes à partir desquels ils se sont formés.

On distingue trois types d'aquifères superficiels : (i) ceux constitués de matériaux non consolidés autochtones (altérites) ; (ii) ceux résultant de l'épandage fluvioglaciaire correspondant à des éléments de tailles variées (des blocs rocheux au limon) ; (iii) ceux constitués d'alluvions (vases, sables, graviers, galets). Les aquifères superficiels constitués de matériaux non consolidés allochtones, sont localisés au pied des glaciers, dans les vallées et les estuaires. Les aquifères superficiels d'altérite se situent aux endroits où les facteurs d'altération sont plus intenses que l'érosion. Les produits d'altération de la roche s'accumulent et c'est pour cette raison que l'on trouve ce type d'aquifère aussi bien sur les plateaux que le long des versants (Fig. 1-1). C'est à ce type d'aquifère que nous nous intéressons dans ce travail.

1.1.2 Conditions de formation et recharge des aquifères d'altérites

Les processus d'altération désagrègent les roches en fabriquant des sédiments (altération physique) ou en produisant de nouveaux minéraux (altération chimique^{*}). Ces processus d'altération qui ont une cinétique propre contrôlée par la température et la pluviométrie sont catalysés par l'activité microbienne[†] (Burford *et al.*, 2003; Gleeson *et al.*, 2006). Ils se développent indépendamment l'un de l'autre sous les différents régimes climatiques (Fig. 1-2) (Seiler and Gat, 2007). À l'intérieur des zones climatiques, la répartition et la nature des altérites résultent des conditions topographiques locales (plateaux, pentes, cuvettes). La circulation des eaux (drainage ou confinement) contrôle la formation de minéraux secondaires différents suivant les sites. Les conditions lithologiques induisent de grandes variations dans les vitesses d'altération et c'est la nature des minéraux, leurs assemblages et la fissuration qui commandent le comportement des roches vis-à-vis de l'altération. Parmi les quatre grands régimes climatiques à la surface de la Terre, c'est le climat tropical humide et le climat tempéré humide qui offrent des conditions

^{*} L'hydrolyse entraîne la substitution des bases constituant les minéraux de la roche par des protons. Il en résulte la libération de métaux qui s'oxydent rapidement en donnant une teinte rouille et ocre.

[†] La production d'acides organiques par les bactéries (formique, acétique, lactique, pyruvique, succinique) et les champignons (nitrique, sulfurique, citrique, oxalique, gluconique) fait de ces microorganismes des agents biologiques qui accélèrent l'altération des roches.

météorologiques optimales pour la mise en place des formations superficielles et de nappes d'eau superficielles. Le sous-sol des régions au climat tropical humide est principalement constitué de roches cristallines. Dans ces régions, le climat n'a pas changé au cours des derniers 50 millions d'années. Par conséquent, l'altération chimique et l'altération physique sont intenses et elles ont entraîné un épaissement de la couverture d'altération. Cependant, l'altération a produit des particules limoneuses et argileuses qui limitent l'infiltration de l'eau. En revanche, les régions de climat tempéré humide ont subi des périodes de glaciation au Pléistocène entraînant l'extension de la calotte glaciaire et du permafrost. L'érosion glaciaire (processus d'altération physique) a favorisé l'accumulation d'une couche assez mince de sédiments grossiers permettant l'infiltration dans les matériaux d'altération et dans la roche. Les capacités d'infiltration sont donc supérieures sous climat tempéré humide que sous climat tropical. Du point de vue climatique, les capacités d'infiltrations sont également meilleures en climat tempéré humide. En effet, dans ces régions les pluies de convection sont rares, les conditions météorologiques d'advection avec des régimes de perturbation et le passage de front sont à l'origine des précipitations. Il n'y a donc pas de mousson ni de cyclones. Ces facteurs limitent le ruissellement et favorisent l'infiltration. Ainsi, en condition tropicale, bien que les précipitations puissent atteindre plusieurs milliers de millimètres par an, la recharge des nappes est comparable à celle des régions où règne un climat tempéré humide.

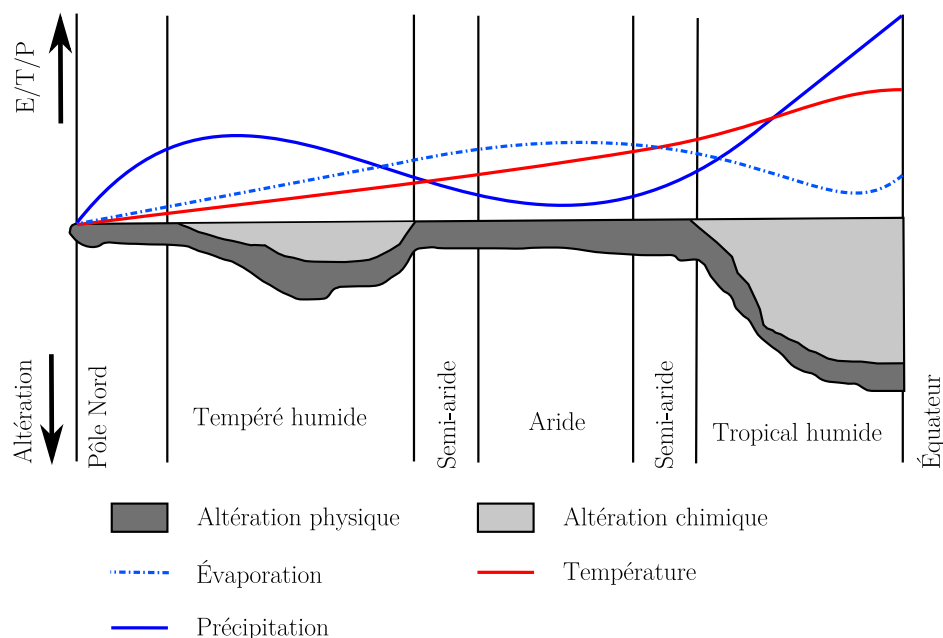


Fig. 1-2 – Distribution de l'importance relative des deux processus d'altération en fonction du régime climatique et de la latitude. (traduit et adapté de Seiler and Gat, 2007)

Finalement, on distingue deux grands types de systèmes parmi ceux qui permettent le développement de nappes superficielles. Premièrement, ceux qui sont très puissants, développés sous un climat tropical et qui reçoivent beaucoup de précipitation pendant une courte période de l'année et où une faible proportion des lames d'eau précipitées atteint la nappe. Deuxièmement, les systèmes dans les régions de climat tempéré humide, qui reçoivent de la pluie quelle que soit la période de l'année qui sont peu puissants (<30m) et pour lesquels le régime de recharge ne dépend pas de la capacité d'infiltration.

1.1.3 Répartition géographique

Les systèmes hydrogéologiques constitués d'aquifères superficiels sont assez répandus à la surface de la Terre. On les trouve principalement dans les régions tropicales de part et d'autre de l'équateur (en Amérique du sud : le sud du Venezuela, nord et sud du Brésil, nord-est de la Bolivie; en Afrique : Sénégal, Guinée, Liberia, Sierra-Leon, Cameroun, Gabon, Ghana, Togo, Benin, nord-est du Congo, ouest de l'Angola, Est de Madagascar; pour l'Asie : Thaïlande , Myanmar, Malaisie, nord des Philippines, ouest de la Chine, Coré et Japon.) et au nord du continent américain et eurasien (Fig. 1-3). Le nord-ouest du Canada, la Norvège et la Suède dépendent presque exclusivement des nappes superficielles qui couvrent une grande partie de leurs territoires (Fig. 1-3). Dans ces régions froides du continent américain et européen ce sont les dépôts quaternaires des vallées fluvioglaciaires qui constituent les réservoirs d'eaux souterraines les plus importantes. Ailleurs, on trouve surtout des nappes superficielles de versant qui sont ponctuellement exploitées, mais seulement pour un usage domestique car les rendements de ces nappes sont rarement supérieurs à 1L/s. Dans ces systèmes, les eaux souterraines et les eaux superficielles sont étroitement connectées (De Vries, 1998). Dans les zones où le surplus de précipitation s'infiltrer vers la nappe, les cours d'eau peuvent être considérés comme des affleurements du flux souterrains associés. Dès lors, les déséquilibres saisonniers entre la recharge (précipitation sous forme de pluie en hiver ou fonte de la couverture neigeuse au début du printemps) et la décharge sont compensés par les fluctuations de la position de la surface de la nappe. Même si les nappes superficielles qui se développent sur les versants n'ont pas de bons rendements lorsqu'elles sont exploitées individuellement, elles permettent néanmoins d'alimenter les cours d'eau. Ces cours d'eau deviennent alors des ressources en eaux exploitables. C'est la taille, la profondeur d'incision et l'espacement entre les éléments du réseau hydrographique qui déterminent la capacité de drainage et le flux d'eau dans une situation géologique et géomorphologique donnée (De Vries, 1998).

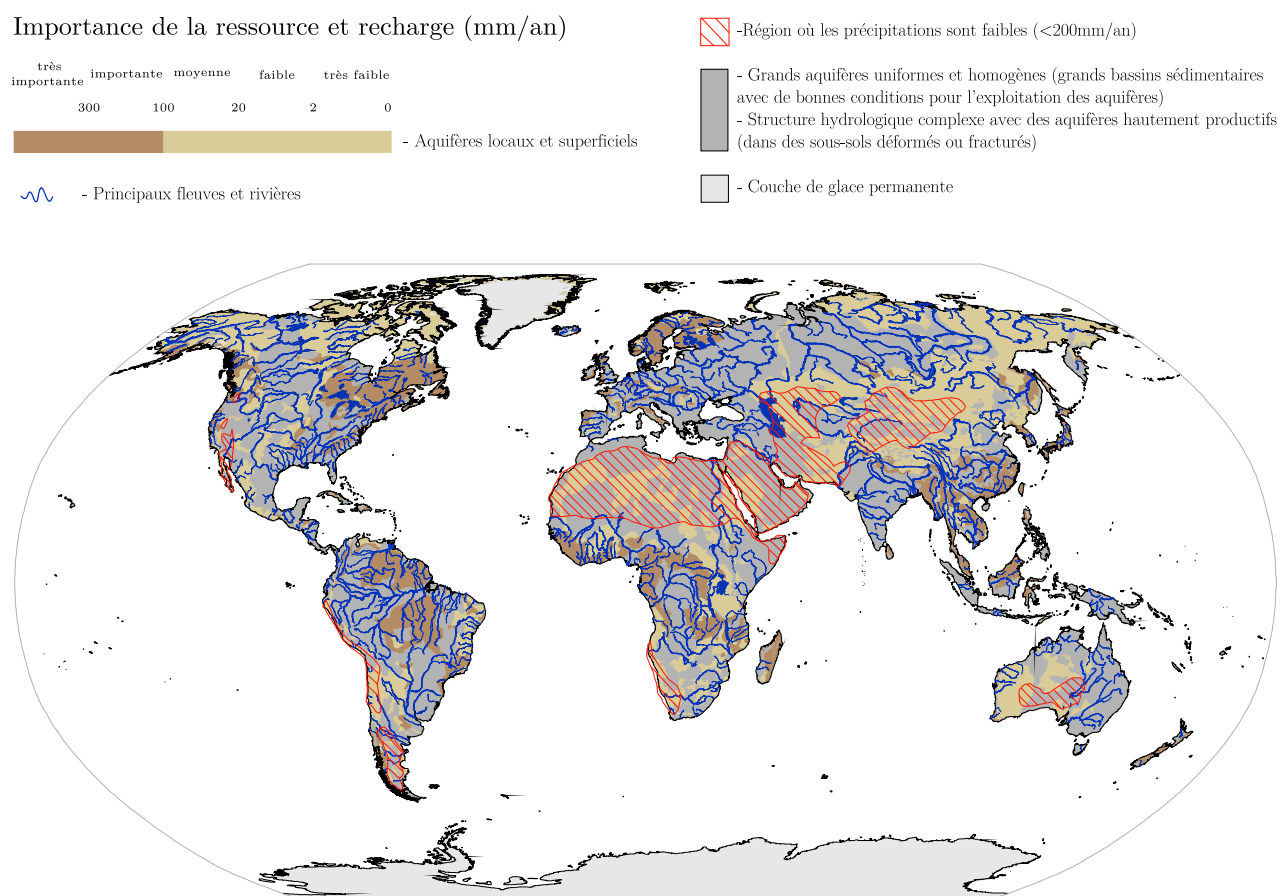


Fig. 1-3 – Répartition à l'échelle globale des régions présentant des aquifères locaux et superficiels (extrait et adapté de *Groundwater resources of the world. World-wide Hydrogeological Mapping and Assessment Programme (WHYMAP) BGR & UNESCO 2008*).

1.1.4 Caractéristiques d'un aquifère superficiel dans un bassin versant sur socle

La couverture d'altérite a généralement une extension régionale, comme par exemple dans le Massif Armoricaïn (Thomas, 2006). Cependant, dans les régions où la topographie est bien marquée par des vallons et des crêtes, les aquifères superficiels suivent globalement les variations de la topographie. De fait, la géométrie des écoulements au sein de ces aquifères permet d'analyser leur fonctionnement en les découpant par versant. Ces versants sont délimités en amont par les crêtes et en aval par le réseau hydrographique. Latéralement, les limites dépendent de la géométrie des écoulements de la crête vers la rivière, cette géométrie pouvant être convergente ou divergente (Fig. 1-4).

Ces aquifères de versant présentent par ailleurs certaines caractéristiques sur le plan de leur fonctionnement hydrologique, caractéristiques que nous allons détailler ci-dessous.

À cause de leur proximité avec la surface, les nappes superficielles sont plus souvent en contact avec les eaux de surface que les nappes profondes. Par conséquent, la compréhension du fonctionnement hydrologique de ces systèmes requiert une bonne connaissance des interactions entre la nappe et les eaux de surface, d'un point de vue physique. Aux interfaces avec les autres compartiments hydrologiques, des types d'interactions sont identifiés, depuis le processus de recharge à travers la zone non saturée (Bourg and Richard-Raymond, 1994; De Vries and Simmers, 2002; Derby and Knighton, 2001; Macpherson and Sophocleous, 2004), jusqu'aux connexions avec le réseau hydrographique (De Vries, 1998; Essaid *et al.*, 2008; Molénat *et al.*, 2008). La proximité avec la surface est donc une caractéristique majeure conditionnant la réaction de la nappe vis-à-vis des autres compartiments hydrologiques.

Les conditions climatiques pour une année donnée déterminent le flux annuel de recharge. De ce fait, la variabilité climatique qui survient relativement à court terme par rapport au changement climatique, a un impact important et direct sur l'hydrodynamisme des nappes superficielles (Riviera *et al.*, 2004). Par conséquent, dans le cas où la ressource en eau dépend presque exclusivement des nappes superficielles, le renouvellement du stock d'eau contenu dans ces nappes peut être compromis par les aléas climatiques (Rivard *et al.*, 2003). Au cours de l'année, les variations du niveau de la surface de la nappe illustrent le lien étroit entre le régime climatique et le régime hydrologique des nappes superficielles (Healy and Cook, 2002).

Nous avons vu que ces nappes sont très réactives aux variations climatiques car elles sont proches de la surface. C'est aussi pour cette raison qu'elles sont vulnérables aux pollutions ponctuelles et diffuses (Barber *et al.*, 1998; Burow *et al.*, 2010; Debernardi *et al.*,

2008; Meinardi *et al.*, 1994; Nolan and Hitt, 2006; Spalding and Exner, 1993). Cette vulnérabilité aux différentes sources de contamination pose un problème en particulier dans les régions où ces nappes sont l'unique source d'approvisionnement pour la production d'eau potable.

Depuis une dizaine d'années les systèmes hydrologiques qui dépendent des nappes superficielles font l'objet d'un intérêt de la part des hydrologues qui cherchent à établir le temps de résidence de l'eau et des substances dissoutes dans les bassins versants sur socle (e.g. Asano *et al.*, 2003; Asano *et al.*, 2002; Darracq *et al.*, 2010; Dunn *et al.*, 2007).

1.2 Mécanismes impliqués dans le transfert au sein des nappes superficielles de versant

1.2.1 Recharge et déplacement de l'eau dans la nappe

Parmi les forces qui s'exercent sur l'eau, ce sont les forces de pression et de gravité qui entraînent le déplacement de l'eau (voir la synthèse de Tóth, 2009). Dans le cas idéal d'un aquifère avec une perméabilité uniforme, le motif décrit par les lignes d'écoulement est représenté sur la figure 1-4. Le déplacement de l'eau est entretenu par la recharge de la nappe. Le terme de recharge désigne le processus par lequel un aquifère reçoit un apport d'eau, soit d'un autre aquifère saturé, soit (dans le cas des nappes libres sur socle) de sa partie non saturée (UNESCO-OMM, 1992). L'estimation de la recharge est effectuée soit à partir de suivis hydriques ou à partir de données hydrochimiques, à l'échelle du bassin versant, de la zone non-saturée ou saturée (synthèse réalisée par Scanlon *et al.*, 2002).

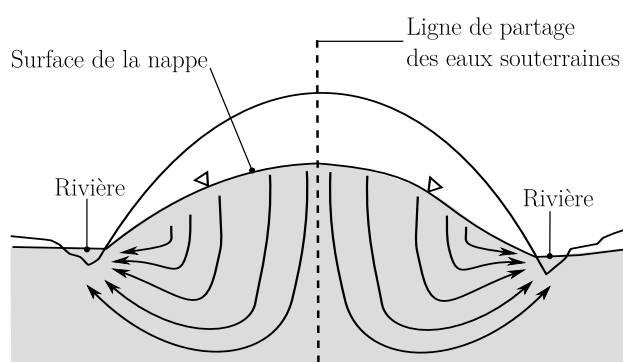


Fig. 1-4 – La ligne de partage des eaux souterraines dans une zone de recharge revient à considérer une limite de flux nul, les flèches représentent les lignes d'écoulement.(d'après Younger, 2006).

1.2.2 Transport des solutés

Principaux mécanismes

Plusieurs mécanismes ont une influence sur le transport des solutés dans les nappes. Certains sont propres au déplacement des solutés et d'autres à la réactivité des solutés.

Les principaux mécanismes à l'origine du déplacement des solutés sont la convection, la diffusion et la dispersion. La convection correspond à l'entraînement des solutés dans le mouvement du fluide qui se déplace (Fig. 1-5 a). La convection est, de loin, le mécanisme dominant pour des matériaux aquifères relativement perméables comme les aquifères superficiels que nous étudions. La diffusion résulte d'un phénomène physique lié à l'agitation moléculaire (mouvements browniens). La dispersivité (ou dispersion) est un mécanisme de mélange qui est essentiellement lié à l'hétérogénéité des vitesses microscopiques. On distingue la dispersion longitudinale (Fig. 1-5 b) et la dispersion transversale (Fig. 1-5 c). Des travaux à la fois expérimentaux et théoriques ont montré que les valeurs de dispersivité mesurées sur le terrain étaient supérieures, de plusieurs ordres de grandeur, aux valeurs mesurées au laboratoire (Gelhar *et al.*, 1992). Il est généralement admis que cette différence reflète l'influence des hétérogénéités naturelles qui produisent une distribution irrégulière des flux d'eau à l'échelle de l'aquifère. (de Marsily, 1981; Gelhar *et al.*, 1992)

À ces mécanismes s'ajoutent ceux qui sont propres à la réactivité des solutés, il s'agit des mécanismes d'immobilisation et de dégradation. Les réactions géochimiques, réversibles ou non, sont à l'origine de l'immobilisation des solutés (complexation, adsorption, précipitation). Ces réactions géochimiques résultent de l'interaction du soluté avec d'autres éléments en solution ou avec la surface du matériau solide (minéraux ou colloïdes). Ces réactions ne seront pas évoquées dans notre travail. La dégradation d'un soluté peut avoir différentes origines mais en ce qui nous concerne nous nous sommes intéressés plus particulièrement à la dénitrification.

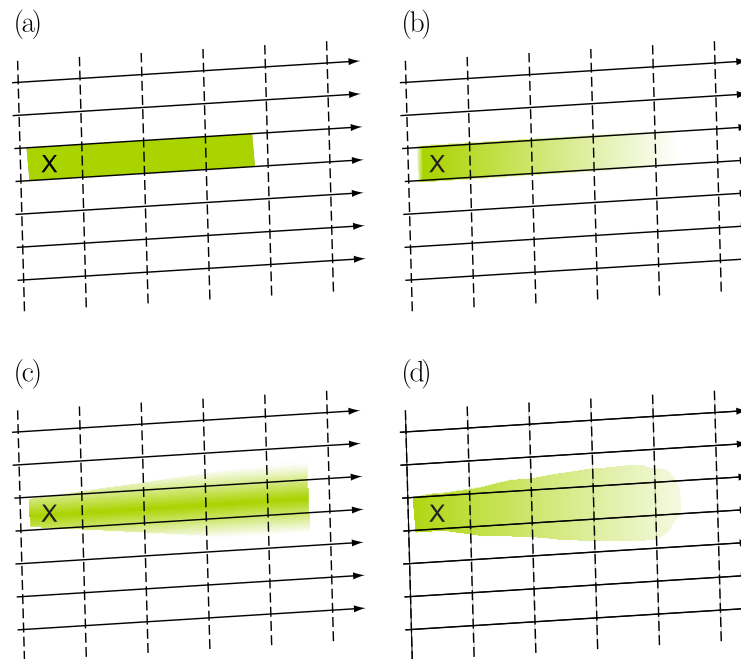


Fig. 1-5 – Effet de la convection et de la dispersion sur la migration d'un soluté (X) dans un aquifère. Les tiretés matérialisent le réseau des isopièzes et les flèches en trait plein indiquent le sens et la direction du flux. Le gradient de couleur est proportionnel à la concentration du soluté (X). a) Si le transport ne s'opérait que grâce à la convection ; b) si le transport par advection s'accompagne de la dispersion longitudinale ; c) si le transport par convection s'accompagne de la dispersion transversale ; d) hypothèse la plus réaliste avec un transport par convection couplé à la dispersion longitudinale et transversale.(d'après Younger, 2006)

Dénitrification dans les aquifères superficiels

Parmi toutes les substances qui transitent dans les bassins versants, le nitrate suscite un grand intérêt car la concentration importante de cette molécule dans l'eau pose d'énormes problèmes environnementaux. La dénitrification naturelle serait un moyen de diminuer les concentrations en nitrate des eaux souterraines et superficielles. La dénitrification est une réaction biogéochimique qui permet de transformer le nitrate en azote gazeux (diazote et/ou protoxyde d'azote). Cette réaction est catalysée par des enzymes produites par des bactéries chimioorganotrophes dans le cas de la dénitrification hétérotrophe (Bougon, 2007) et des bactéries chimiolithotrophes pour la dénitrification autotrophe (d'Hugues and Dictor, 2002; Kölle *et al.*, 1983; Trouvé and Chazal, 1998).

Pour que la dénitrification hétérotrophe se produise, il faut des conditions d'anaérobiose (absence de dioxygène dans le milieu). Vu la diversité des conditions physicochimiques et de saturation qui règnent au sein des nappes superficielles et de la zone non saturée, le milieu souterrain est potentiellement le siège de réaction de dénitrification. Par le biais de mesures au laboratoire, Legout *et al.* (2005) montrent un potentiel de dénitrification hétérotrophe dans la zone de fluctuation de la nappe en reliant les teneurs en nitrate avec les teneurs en carbone. D'autre part, Cannavo *et al.* (2002) expliquent que la dénitrification est contrôlée par la teneur en carbone organique dans des zones faiblement aérées des sols calcaires. Dans un bassin versant sédimentaire, Mehnert *et al.* (2007) évaluent à 0,3-6,4% par an la quantité d'azote dénitrifiée dans la nappe par rapport à l'azote issu de la fertilisation et dans un aquifère sableux, Trudell *et al.* (1986) montrent que le taux de dénitrification varie de 7,8 à 130 mg N-NO₃.m⁻³.h⁻¹. Singleton *et al.* (2007) montrent que cette dénitrification se réalise dans la zone saturée juste à la surface d'une nappe superficielle et à 5 m en dessous de sa surface. Il existe une abondante littérature qui traite spécifiquement de la dénitrification dans les nappes et dans des contextes lithologiques et hydrogéologiques variés (e.g., Böhlke *et al.*, 2007; Chen and MacQuarrie, 2005; Mariotti *et al.*, 1988; Ocampo *et al.*, 2006a; Pfeiffer *et al.*, 2006)

De manière générale, la biodisponibilité du carbone organique dissous est un facteur important. Une quantité insuffisante inhibe l'efficacité de la dénitrification hétérotrophe (Singleton *et al.*, 2007; Von der Heide *et al.*, 2008). Cependant, une réaction de dénitrification ne nécessitant aucune source de carbone peut s'établir entre la pyrite de fer (donneur d'électron se substituant à la matière organique) et le nitrate. Cette dénitrification est dite autotrophe. Elle a lieu dans les aquifères sur schiste contenant de la pyrite et sous le niveau minimum de la nappe dans les aquifères calcaires riche en pyrite (Böttcher *et al.*, 1990; Kölle *et al.*, 1983; Pauwels *et al.*, 1998; Pauwels *et al.*, 2001; Schwientek *et al.*, 2008).

Pour détecter l'occurrence de la dénitrification dans les nappes et dans la zone non saturée, la méthode classique s'appuie sur le suivi hydrochimique des concentrations en nitrate et en carbone organique dissous pour la dénitrification hétérotrophe et en sulfate dans le cas de la dénitrification autotrophe. Une seconde méthode consiste à injecter du nitrate en même temps qu'un traceur conservatif (e.g., bromure) et de suivre ensuite l'évolution relative de la concentration en nitrate (Trudell *et al.*, 1986). Une troisième méthode est basée sur l'analyse du rapport en isotope stable de l'azote ($\delta^{15}\text{N}$) et de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) constitutifs du nitrate pour la dénitrification hétérotrophe (Aravena *et al.*, 1993; Böttcher *et al.*, 1990; Mariotti, 1986) et la composition en isotope stable du soufre du sulfate pour la dénitrification autotrophe (Schwientek *et al.*, 2008). L'approche isotopique s'appuie sur les processus microbiens à l'origine de la dénitrification, car ceux-ci conduisent à l'enrichissement isotopique du nitrate résiduel.

Dans tous les cas, la cinétique des mécanismes biogéochimiques met en jeu essentiellement la fonction de transfert. L'importance de la dénitrification dépend de deux facteurs contradictoires : le temps de résidence, qui doit être assez long pour permettre l'établissement de conditions réductrices, et la connectivité des flux, qui permet le renouvellement des nitrates dans les sites dénitrifiants. Jusqu'à maintenant, les travaux sur la dénitrification hétérotrophe du nitrate dans les nappes se sont focalisés sur la description du processus dans les zones humides (e.g., Cey *et al.*, 1999; Mengis *et al.*, 1999; Vidon and Hill, 2004) et plus récemment sur le reste de la nappe (voir la synthèse de Green *et al.*, 2008b). Cependant, il s'agit souvent d'une description qui tient compte de l'extension verticale du processus, plus rarement de son extension latérale et encore moins de l'évolution de cette extension au cours de l'année. Pourtant la dénitrification est limitée par la source de carbone biodisponible dont la concentration varie dans l'espace et évolue à cours terme avec l'hydrodynamisme de la nappe.

1.3 Modèles hydrologiques et de transport de solutés pour les aquifères superficiels de versant

Les aquifères superficiels ont longtemps été vus comme des systèmes hydrogéologiques à faible intérêt économique, en raison de leur capacité limitée à produire l'eau. De fait, l'intérêt porté par les hydrogéologues à l'étude de ces aquifères a été longtemps très limité. Ce sont les hydrologues de bassin versant qui ont étudié de façon significative le fonctionnement hydrologique de ces aquifères. Au moins trois raisons permettent de comprendre l'intérêt porté par les hydrologues à ces systèmes. D'abord, il a été admis dans les années 60 et 70 (Cappus, 1960; Dunne, 1978) que les nappes présentent dans ces aquifères

superficiels jouaient un rôle prépondérant dans la genèse des débits, à travers la mise en évidence du processus de ruissellement par excès de saturation (saturation excess runoff). Ce processus correspond à du ruissellement sur les zones du bassin versant où la nappe affleure, zones souvent situées dans les vallées. La dynamique de la nappe contrôle ainsi de façon indirecte les flux ruisselés vers la rivière au cours des crues. La seconde raison de l'intérêt porté aux aquifères superficiels, est que le bilan hydrologique d'un bassin versant est marqué par l'importance des flux d'eau de la nappe vers la rivière. Ainsi selon les estimations, 80 à 95% du débit annuel dans une rivière en contexte d'aquifère de versant provient de la nappe présente dans cet aquifère (Molénat *et al.*, 1999). Comprendre les variations de débit requiert de bien connaître la dynamique hydrologique de l'aquifère de versant. Enfin, la troisième raison est que la dynamique hydrologique des nappes présentes dans les aquifères de versant contrôle les flux des solutés dans le bassin versant. Les mécanismes sous-jacents à ce contrôle sont encore discutés mais il est clairement admis que la dynamique hydrologique, et notamment les variations piézométriques de la nappe de versant conditionnent le transport de solutés vers la rivière (Creed *et al.*, 1996; Molénat *et al.*, 2008; Ocampo *et al.*, 2006b).

Les aquifères de versant ayant été d'abord des objets d'étude des hydrologues, la représentation du fonctionnement hydrologique et du transport de solutés dans les aquifères de versant a été développée le plus souvent dans le cadre plus général de modèles hydrologiques et de transport de solutés dans l'ensemble du bassin versant. Nous présentons maintenant les principales approches de modélisation d'aquifère superficiel en relation avec « leurs modèles » de bassin versant.

1.3.1 Modèles conceptuels

La représentation de l'aquifère sous la forme de réservoirs est une approche largement mise en œuvre dans le cadre des modèles hydrologiques et de transport de bassin versant. On peut citer comme exemples les modèles SWAT (Neitsch *et al.*, 2001) ou INCA (Wade *et al.*, 2002) parmi les modèles les plus (re)connus. Ce type d'approche est caractéristique des modèles empiriques et conceptuels globaux (Crawford and Linsley, 1966; Fleury *et al.*, 2009; Makhoul, 1994 et d'autres). Il s'agit d'une représentation de la nappe qui occulte une partie de la complexité de la géométrie des écoulements et des voies préférentielles d'écoulement dans la nappe et la zone non saturée ainsi que les mélanges de soluté se produisant à l'échelle porale. En effet, dans ces modèles il n'y a pas de représentation explicite du milieu. Néanmoins, le grand intérêt des modèles conceptuels réside dans leur facilité de mise en œuvre et de paramétrisation.

1.3.2 Modèles mécanistes simplifiés

Les modèles qui appartiennent à cette famille mettent en œuvre des modèles de nappe dont le fonctionnement est assimilé à celui de réservoirs. Le bassin versant est discrétisé par un ensemble de réservoirs interconnectés. Le déplacement de l'eau dans ce système repose sur des simplifications de la loi de Darcy. Parmi ces simplifications on peut citer celle qui consiste à considérer le gradient hydraulique parallèle au gradient topographique et la décroissance exponentielle de la perméabilité avec la profondeur. Dans la nappe le flux de soluté est généralement couplé avec le flux d'eau en considérant un mélange parfait dans chaque unité de discrétisation spatiale du modèle. À titre d'exemple on peut citer Topmodel (Beven and Kirby, 1979; Page *et al.*, 2007), TNT (Beaujouan *et al.*, 2000), Hill-Vi (Hillslope-Virtual) (Weiler and McDonnell, 2004) et Mhydas (Moussa *et al.*, 2002).

L'avantage de ces modèles est qu'ils nécessitent un nombre réduit de paramètres. En revanche, la conception de ces modèles ne leur permet pas de contribuer à une amélioration des connaissances sur les mécanismes principaux évoqués dans la section 1.2.2, ils ne peuvent donc pas prévoir l'impact de modification du milieu physique sur les processus de transport (Vauclin, 1994). Ambroise (1999b) ajoute que plus le modèle intègre la physique des phénomènes, plus le cadre conceptuel qu'il fournit est évolutif, permettant d'intégrer toute nouvelle connaissance.

1.3.3 Modèles mécanistes

Les modèles mécanistes simulent l'évolution de la pression de l'eau en tout point de l'aquifère à condition de préciser les conditions initiales et les conditions aux limites (définition extraite de Payraudeau, 2002). Sur le plan hydrologique, les modèles dédiés aux aquifères reposent sur les lois physiques d'écoulement dans les milieux poreux: loi de Richards (1931) pour les milieux partiellement saturés et loi de Darcy (1856) pour les milieux totalement saturés. Ces lois combinées au principe de conservation de masse aboutissent à des équations dont la résolution permet de calculer le champ de pression dans le temps et dans l'espace. Contrairement aux modèles mécanistes simplifiés, ils requièrent une représentation explicite de la distribution spatiale des propriétés hydrodynamiques (courbe de rétention, conductivité hydraulique, coefficient d'emménagement, ...). Pour le transfert de solutés au sein des aquifères, l'équation de transport utilisée le plus souvent est l'équation de convection-dispersion, équation qui exprime le fait que le soluté se déplace selon la vitesse moyenne locale de l'eau (convection) et se disperse (dispersion) dans le milieu en raison de la diffusion

moléculaire et de l'hétérogénéité spatiale du champ de vitesse à l'échelle porale (voir la section 1.2.2).

Parmi les modèles hydrologiques et de transfert de solutés de bassin versant reposant sur une approche mécaniste, on peut citer: SHE qui utilise l'équation de Richards (Abbott *et al.*, 1986), et IHDM (Beven *et al.*, 1987) pour les plus anciens rentrant dans cette catégorie et Starwars (Van Beek, 2002), ParFlow (Maxwell and Kollet, 2008) et HydroGeoSphere (Therrien *et al.*, 2010) pour les plus récents.

Toutefois, des mises en garde ont été formulées sur les illusions entraînées par le développement des modèles physique distribués (Beven, 1993), car les équations élémentaires de l'écoulement de l'eau dans un milieu poreux ont été mise au point à l'échelle du volume élémentaire représentatif (le VER de Bear, 1972). Ce type de modèle considère le changement d'échelle comme le résultat de l'agrégation des processus physiques qui se produisent à l'échelle élémentaire. Même si les problèmes de changement d'échelle ont été identifiés, aucune méthode n'a encore été mise au point, pour transposer les mécanismes hydrologiques d'une échelle à une autre (Ambroise, 1999a).

1.4 Conclusion

Cette analyse bibliographique nous a montré que les nappes superficielles ont été longtemps ignorées par les hydrogéologues. Mais nous savons désormais que ces nappes sont assez répandues à la surface de la Terre. Les hydrologues ont été les premiers à s'y intéresser et ils ont montré que ce compartiment hydrologique était fondamental pour expliquer les variations des concentrations dans les rivières et modéliser le transfert de solutés dans les bassins versants qui drainent ces systèmes d'aquifères superficiels. Aujourd'hui, des modèles de nappe existent, plus ou moins simplifiés. Ils s'appuient sur des hypothèses basées sur une description, à base physique ou conceptuelle, des mécanismes observés à une échelle élémentaire.

La plupart de ces modèles sont intégrés dans des modèles de bassins versants. Ils sont souvent « validés » par approche indirecte basée sur des variables intégratives (débit de la rivière, concentration ou flux de soluté dans la rivière). Pour le moment, il existe peu de références en termes d'observations et de connaissances des mécanismes contrôlant la dynamique hydrologique et le transport de solutés dans ces aquifères. Avec ces références, il serait possible de valider les hypothèses qui sont actuellement prises dans ces modèles d'aquifère.

Il y a donc un besoin de caractérisation des mécanismes contrôlant le transfert de solutés dans les nappes superficielles à des échelles spatiotemporelles qui dépassent celles étudiées jusqu'à maintenant. C'est l'objectif de ce travail.

C H A P I T R E 2

Description du site, matériels et méthodes

2.1 Le site de Kerbernez (ORE–AgrHys)	31
2.2 Matériels et méthodes	35
2.3 Caractéristiques hydrologiques de la nappe.....	38
2.4 Conclusion du chapitre : originalité du dispositif et généricité du site	41

Ce chapitre est consacré à la présentation des dispositifs expérimentaux disponibles sur le site, en particulier ceux utilisés pour étudier le mouvement de l'eau et des solutés à travers la nappe superficielle de versant. La situation géographique, les caractéristiques géologiques, pédologiques et agro-climatiques seront présentées dans la première partie. Dans la deuxième partie, l'architecture des dispositifs expérimentaux fera l'objet d'une présentation détaillée, accompagnée des protocoles expérimentaux. Pour clore ce chapitre, une analyse du fonctionnement de la nappe sera réalisée à partir des données hydrologiques et hydrogéologiques acquises depuis l'instrumentation du site.

2.1 Le site de Kerbernez (ORE–AgrHys)

2.1.1 Situation géographique et climatique

Étudié depuis près de dix ans, le site de Kerbernez fait partie de l'observatoire de recherche en environnement AgrHyS (temps de réponse des AGRo-HYdroSystèmes). Il se trouve dans la partie la plus méridionale du bassin de l'Odé, sur la commune de Plomelin situé à 10 km en aval de la ville de Quimper. On trouve le site de Kerbernez sur la rive droite de l'Odé après que la ria se soit élargie dans l'Anse de Toulven et juste avant que la rivière ne s'insinue de nouveau dans une vallée plus étroite.

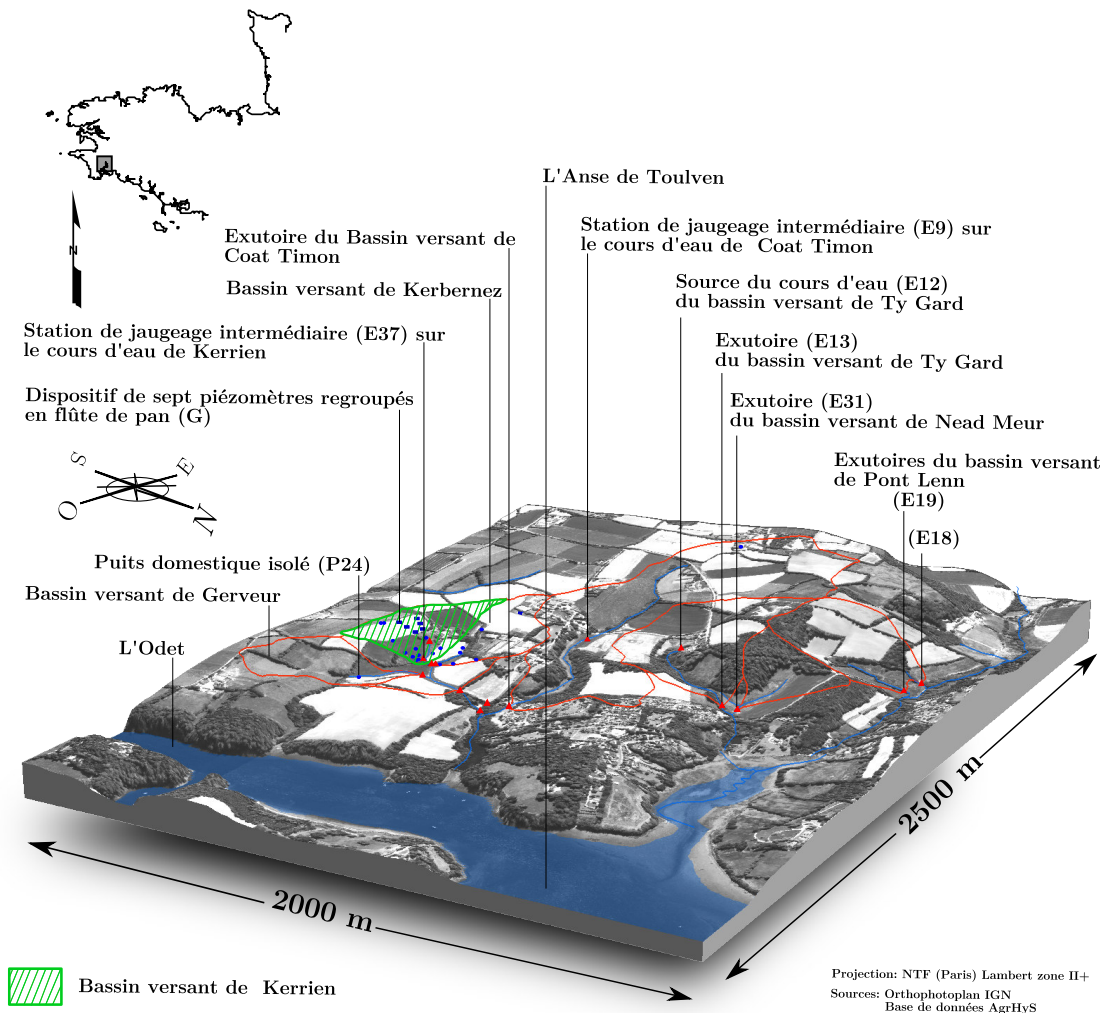


Fig. 2-1 – Situation géographique, paysage et topographie du site de Kerbernez. Les exutoires des bassins versants sont représentés par un triangle rouge et l'emplacement des puits et des piézomètres sont marqués par des points bleus. Les lignes rouges indiquent les limites des bassins versants topographiques. Le bassin versant de Kerrien est celui qui compte le plus de puits et de piézomètres.

Le site est composé d'une mosaïque de petits bassins versants faisant l'objet d'un enregistrement systématique des pratiques agricoles et d'un suivi hydrologique à l'exutoire. Parmi les six bassins versants qui composent le site, le bassin versant de Kerbernez et celui de Kerrien font l'objet de travaux détaillés depuis 2001 pour caractériser les propriétés hydrodynamiques et hydrochimiques de la nappe superficielle (Legout, 2006; Martin, 2003). Ce sont des bassins versants d'ordre 1 selon Strahler avec un régime hydrologique de type pluvial. Un cours d'eau temporaire draine le bassin versant de Kerrien et rejoint le cours d'eau permanent qui draine le bassin versant de Kerbernez. Tous les ruisseaux qui parcourent les bassins versants expérimentaux empruntent de petits thalwegs qui rejoignent l'Odet.

Influencé par l'océan tout proche, le climat est de type tempéré océanique. Il se caractérise par des cumuls annuels de précipitations assez forts et une faible amplitude thermique. Les mois très pluvieux s'étendent d'octobre à mai. Une station météorologique, qui a été installée par l'INRA sur le site expérimental, enregistre les variables météorologiques depuis 1991. Au cours de ces 20 dernières années le cumul moyen annuel des précipitations a été de 1124 mm.an^{-1} ($\text{SD} = 246 \text{ mm}$). Le régime des précipitations a

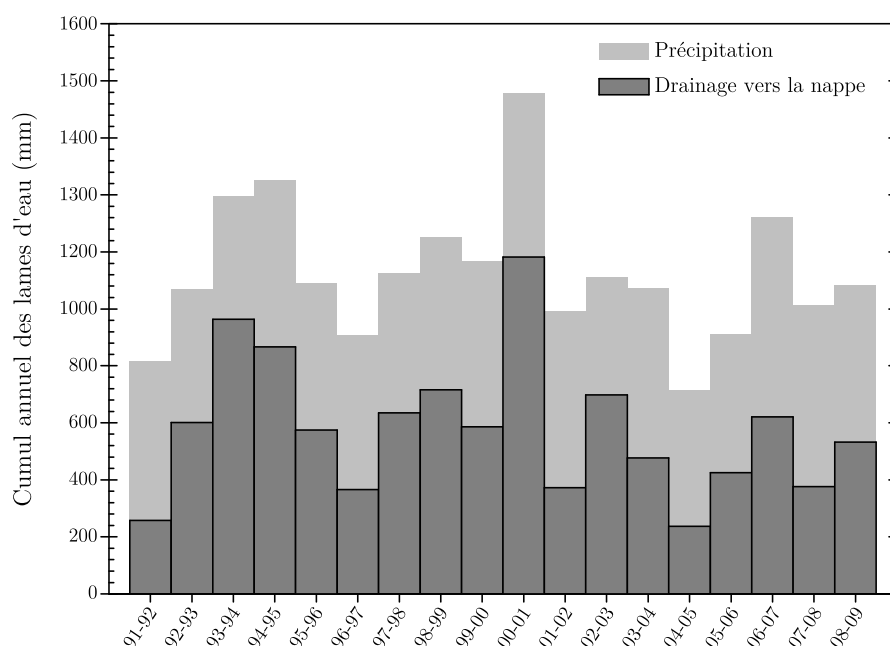


Fig. 2-2 – Histogramme des précipitations et du drainage cumulés pour chaque année hydrologique depuis la mise en service de la station météorologique. Le drainage correspond au surplus d'eau apporté par les précipitations une fois la réserve utile du sol remplie par les précipitations efficaces et l'évapotranspiration puisée dans cette réserve. Le volume de la réserve utile est fixé à 100 mm.

fluctué avec une année peu arrosée (inférieure à 1000 mm) tous les 4 à 5 ans environ (Fig. 2-2).

La moyenne des lames drainées annuelles a été de 582 mm.an^{-1} (SD= 244 mm), soit un peu plus de la moitié des précipitations annuelles. La variabilité interannuelle du drainage sur cette période a été très importante notamment à cause de l'année 2004-2005 où les mois d'octobre à mars ont été anormalement secs, et l'année 2000-2001 où plus de 1400 mm de précipitations ont été mesurés entre le mois d'octobre et le mois d'avril.

2.1.2 Caractéristiques géologiques et pédologiques

Le sous-sol du site de Kerbernez est de type granitique. À l'extrémité nord-ouest, on trouve le granite de Pluguffan qui est la roche encaissante de la leucogranodiorite de Plomelin. La leucogranodiorite s'étend sur un peu plus de 70 % de la superficie totale du site et occupe la partie sud-ouest. Ces deux roches sont recouvertes par des formations périglaciaires de versant en tête de thalweg.

Isolée dans le domaine méridional, la leucogranodiorite de Plomelin forme un massif allongé et de dimension réduite (1 km en moyenne du Nord au Sud et 6 km dans la direction

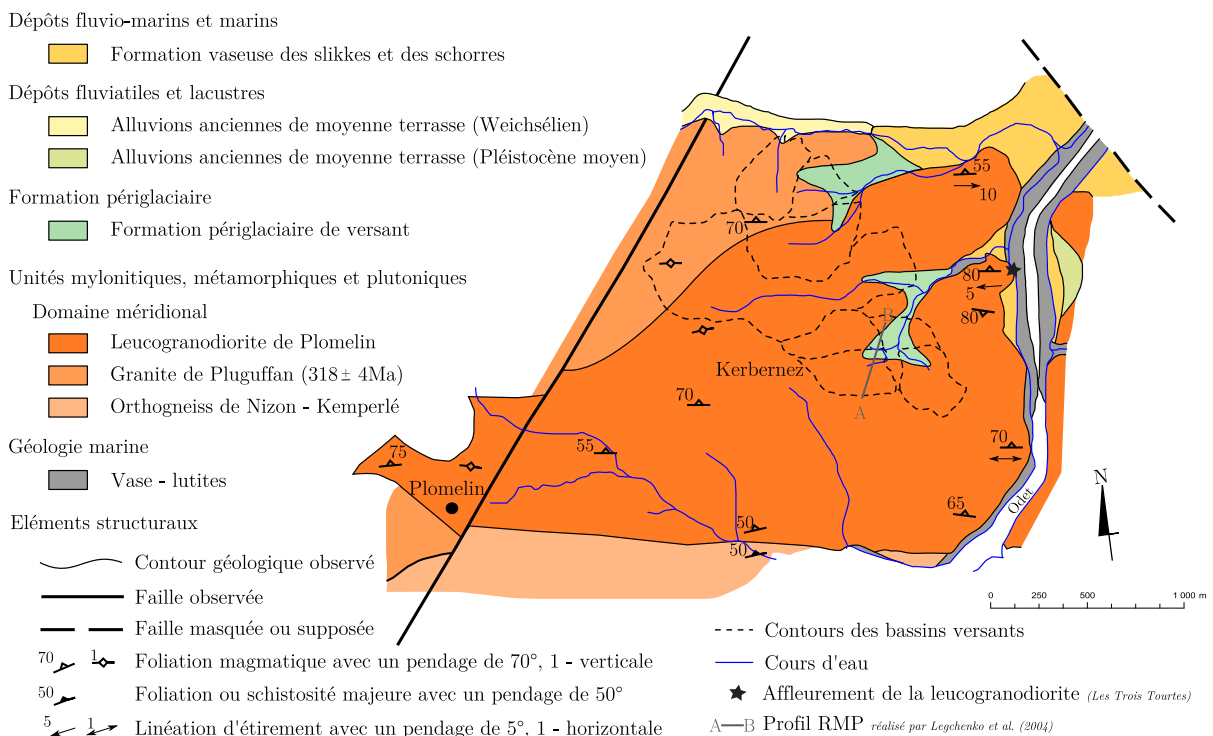


Fig. 2-3 – Synthèse de la carte géologique pour le site de Kerbernez. D'après la carte géologique à 1/50 000, Feuille de Quimper (Béchenec and Hallégouët, 1999).

est/ouest). Cette roche a une texture moyenne à grossière. Elle est traversée d'est en ouest par des filons de quartz et d'aplite. L'aplite est constituée de grains de taille millimétrique et composée de minéraux peu altérables (quartz et feldspaths). Ces filons, épargnés par l'érosion et enveloppés dans une gangue rouille et ocre très argileuse, ont été observés depuis une fosse à 1,50 m de la surface. Les affleurements situés près du lieu-dit « *les Trois Tourtes* » présentent des filons d'aplite en relief à la surface de la roche (Fig. 2-3). Ce granite a une teinte beige et contient en moyenne 40 % de quartz, 50 % de feldspaths (albite-oligoclase, microcline) et 10 % de micas (principalement de la muscovite) (Béchenec *et al.*, 1999). La foliation magmatique de ce massif présente un pendage fort (70-80°) (Fig. 2-3) et le granite est localement affecté par des couloirs de cisaillement. En s'accumulant, le produit issu de l'altération du granite a formé un manteau d'arène granitique très épais atteignant plus d'une dizaine de mètres d'épaisseur par endroit (Legchenko *et al.*, 2004). L'altération d'un granite n'est en général pas uniforme sur l'ensemble de la roche et le degré moyen d'altération décroît progressivement avec la profondeur (cité par Ehlen, 1999; Ollier, 1984). Les arènes granitiques du massif armoricain sont généralement de texture sableuse avec des proportions variables d'argile (Curmi, 1979). Le bassin versant de Kerbernez et celui de Kerrien ont fait l'objet de campagnes d'imagerie géophysique pour caractériser les propriétés hydrodynamiques et la morphologie de l'arène granitique (Cosenza, 2005; Legchenko, 2001; Legchenko *et al.*, 2004; Montoroi *et al.*, 2001). Ces travaux montrent que l'épaisseur d'arène granitique est d'au moins 20 m sur le versant et jusqu'à 40 m dans les bas-fonds. L'interprétation des anomalies de résistivité près de la surface et en profondeur indique la présence de boules de granite non altéré. A l'inverse, des structures moins résistantes ont été interprétées comme d'anciens réseaux de fractures aujourd'hui comblées par des argiles.

Une description des sols du site de Kerbernez a été réalisée à la tarière par Nicolas (1991) et complétée par Lamandé (2003). Ces travaux ont montré que les sols sont peu profonds, 60 cm en moyenne et au maximum 1 m. Sur les crêtes et les versants on trouve des brunisols acides, brun jaune, de texture sablo-limoneuse. Leur conductivité hydraulique proche de la saturation se situe entre 1.10^{-6} et $1.10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$ (Lamandé, 2003). Enfin, les zones de bas-fond sont occupées par des sols hydromorphes.

2.1.3 Paysage et agriculture

Le paysage est constitué de plateaux en pente douce (<3 %), recoupés par les thalwegs empruntés par les cours d'eau pour rejoindre l'Odet. Le dénivelé entre les plateaux et les thalwegs est associé à des pentes qui varient de 7 à 10 % en s'accroissant non loin de la

confluence avec l'Odet. L'altitude ne dépasse pas 60 m et les exutoires des bassins versants expérimentaux se situent entre 10 et 15 m au dessus du niveau de la mer. La matrice paysagère agricole est cloisonnée par un réseau de haies discontinues. Le paysage est ponctué de bâtiments agricoles et de maisons d'habitation regroupés en petits hameaux ou en fermes isolées. Depuis 1993 (début de l'enregistrement des pratiques agricoles), pour les bassins versants équipés de piézomètres (Kerbernez et Kerrien), le pourcentage des surfaces agricoles utilisées en prairies est resté supérieur à 50 % (sauf l'année 1997-1998 pour le bassin versant de Kerbernez).

2.2 Matériels et méthodes

Le dispositif expérimental, dédié à l'étude du transfert des substances dissoutes dans les nappes superficielles de versant, a été installé sur le bassin versant de Kerrien. Ce dispositif est venu renforcer un réseau de piézomètres qui existe depuis 2000 (Martin *et al.*, 2004).

2.2.1 Architecture et disposition des piézomètres

Sur une parcelle d'un demi-hectare, 42 piézomètres ont été implantés à différentes profondeurs par rapport à la surface (-3, -4, -5, -6, -8, -10 et -15 m). Ils ont été regroupés par sept afin de former des flûtes de Pan. Ces six plots de sept piézomètres ont été distribués le long du versant suivant deux transects (Fig. 2-4). Le premier transect commence au plot G situé en amont puis recoupe le plot I et se termine au niveau du plot K. Le deuxième transect

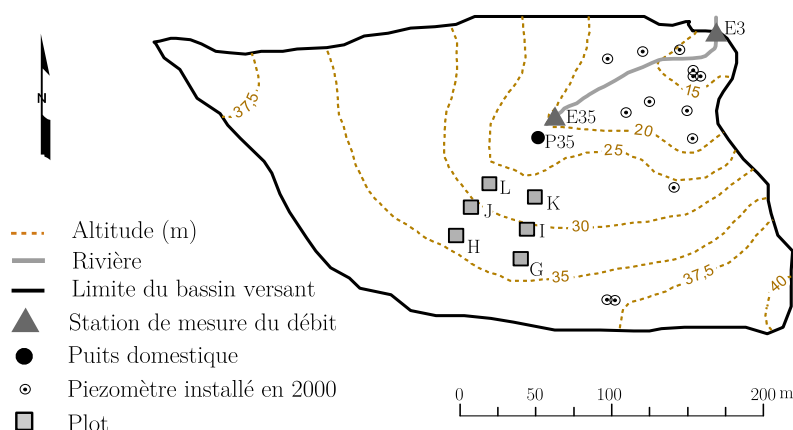


Fig. 2-4 – Localisation des plots de piézomètres qui ont été installés en 2004 sur le bassin versant de Kerrien.

est jalonné par le plot H en amont puis le plot J et enfin le plot L en bas de versant.

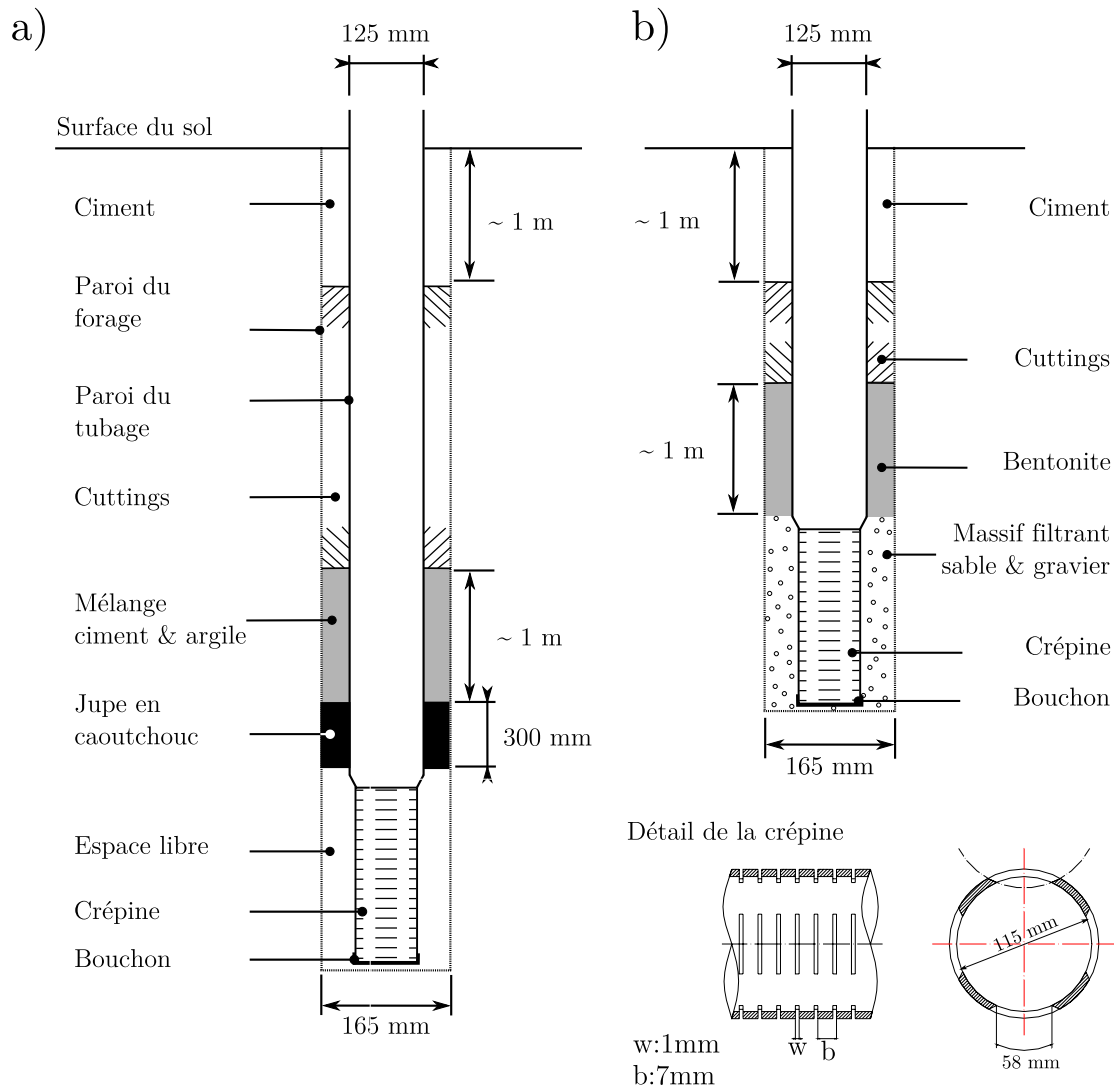


Fig. 2-5 – Schéma de l'architecture des piézomètres mis en place sur le bassin versant de Kerrien : a) pour les piézomètres dont la base est située à 10 et 15 m de la profondeur ; b) pour les piézomètres dont la base est située à moins de 10 m de profondeur.

Les deux transects sont orientés dans le sens de la plus grande pente et convergent vers la source du cours d'eau.

L'arène granitique n'étant pas un matériau consolidé, tous les piézomètres ont été tubés depuis leur sommet jusqu'à la base pour éviter que le forage ne se comble avec l'érosion des parois. Pour les piézomètres implantés à moins de 10 m de profondeur, l'espace entre le forage et le tubage a été comblé par un massif filtrant au niveau de la crépine puis par de la bentonite (Fig. 2-5). Pour les piézomètres implantés jusqu'à 10 et 15 m de profondeur, l'espace entre la crépine et la paroi du forage a été laissé libre grâce à une jupe en caoutchouc positionnée avant la jonction entre la crépine et le tubage qui a permis d'ajouter de la

bentonite au dessus de la crépine. Grâce à la bentonite, l'espace entre la paroi de la crépine et celle du forage a été systématiquement isolé de la surface par une cloison imperméable. Le reste de l'espace entre le tubage et le forage a été comblé avec les *cuttings* et le dernier mètre avant la surface du sol a été complété par du ciment (Fig. 2-5). Tous les piézomètres ont été construits pour échantillonner seulement une partie de la nappe. En effet, la hauteur et la position de la crépine ont été définies de sorte que seul le premier mètre depuis la base du piézomètre est en contact avec l'aquifère pour les piézomètres les plus profonds (15, 10, 8, 6 et 5 m de profondeur). Les deux derniers piézomètres dont la base est implantée à -4 et -3 m sous la surface du sol ont été équipés d'une crépine mesurant 50 cm de hauteur.

L'arrangement des piézomètres les uns par rapport aux autres permet d'échantillonner l'eau de la nappe à différentes profondeurs et le long du versant. Les piézomètres ont été désignés par la lettre du plot auquel ils sont rattachés et par la profondeur d'implantation du piézomètre.

2.2.2 Protocoles d'échantillonnages et d'analyses

Différents protocoles de prélèvement d'eau dans les piézomètres ont été utilisés en fonction des analyses chimiques ou isotopiques à réaliser.

Pour mesurer les concentrations des anions majeurs dans la nappe, les premiers échantillons d'eau ont été prélevés dès l'implantation des dispositifs, en décembre 2004. Puis, les campagnes d'échantillonnages ont été réalisées chaque semaine pendant la période de recharge de la nappe et une fois par mois durant la période estivale. Les échantillons d'eau ont été prélevés au niveau de la crépine avec un préleveur à bille de type *bailer* en Teflon®. L'eau a ensuite été filtrée sur le terrain (GNWP 0,45 µm) et conservée à l'abri de la lumière à 4°C. Ces échantillons ont été utilisés pour le dosage des anions majeurs (NO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-}) par chromatographie ionique (Dionex) au laboratoire de l'UMR-SAS Rennes.

Pour la mesure des concentrations en cations dans la nappe, un échantillon a été prélevé chaque trimestre. Pour renouveler la totalité du volume d'eau utile au prélèvement, les dispositifs ont été entièrement purgés avant l'échantillonnage. Le lendemain, des échantillons d'eau ont été prélevés dans les mêmes conditions que précédemment. L'eau filtrée (GNWP 0,2 µm) puis acidifiée a été conservée à l'abri de la lumière à 4°C. Ces échantillons ont été analysés par ICP-MS quadripolaire (Agilent Technologies - HP 4500) au laboratoire de Géoscience Rennes pour le dosage des cations majeurs (Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , K^+) de la silice, des principaux métaux et des terres rares.

Afin de mesurer la composition isotopique de l'azote et de l'oxygène du nitrate, des échantillons supplémentaires ont été prélevés pendant l'année hydrologiques 2008-2009 dans tous les piézomètres situés le long du transect formé par les plots H, J et L à chaque campagne d'échantillonnage réalisé pour le dosage des anions. Avant les prélèvements, tous les piézomètres ont été systématiquement purgés à l'aide d'une pompe pour renouveler le stock d'eau au niveau de la crépine. L'eau a ensuite été prélevée à l'aide d'un préleveur à bille au niveau de la crépine, filtrée au laboratoire (Nylon 0,2µm), empoisonnée avec une solution de chlorure mercurique puis stockée à l'abri de la lumière et à température ambiante. Ces échantillons ont été analysés avec un spectromètre de masse atomique pour déterminer la composition isotopique de l'azote et de l'oxygène du nitrate dissous.

Depuis décembre 2004, les six piézomètres implantés à -15 m de profondeur ont été équipés d'un capteur de pression (STS[®]) permettant d'enregistrer continuellement la charge piézométrique au pas de temps de 15 minutes. Des mesures ponctuelles de la charge piézométrique ont été réalisées avec une sonde piézométrique graduée (OTT[®]) dans tous les piézomètres à la même fréquence que les campagnes d'échantillonnages.

2.3 Caractéristiques hydrologiques de la nappe

2.3.1 Variations piézométriques au cours de l'année

La période de recharge de la nappe s'étend de novembre à mars. À la fin de cette période, la surface de la nappe ne se trouve plus qu'à 2 ou 3 m sous la surface du sol le long du versant et elle affleure dans la zone riparienne. Les fluctuations de la surface de la nappe sont fortes et variables suivant les années. À la fin de l'année hydrologique, la surface de la nappe se trouve entre 6 à 9 m de profondeur le long du versant et à 2 m de profondeur dans la zone riparienne. Pour les années hydrologiques où les saisons sont très contrastées, l'amplitude de fluctuation atteint 7 m en amont. Sur l'ensemble du versant, une zone qui n'est jamais totalement saturée, sépare le sol et la surface de la nappe tout au long de l'année. L'épaisseur de cette zone peut varier entre 2 et 3 m. À l'inverse, dans la zone riparienne cette zone n'existe plus pendant l'hiver car tous les ans, la charge piézométrique dépasse la surface du sol (Fig. 2-6).

Au cours de l'année, la charge piézométrique est donc affectée par d'importantes variations saisonnières liées à la succession de périodes de recharge et de décharge de la nappe. En plus des fluctuations saisonnières, des fluctuations plus rapides se produisent aux périodes où la nappe se rapproche de la surface du sol. En effet, quand l'épaisseur de la zone non saturée au-dessus de la nappe devient faible (2 à 3 m), la nappe réagit presque

immédiatement à chaque épisode de précipitation. Cette caractéristique est liée à la forte perméabilité du sol qui permet à la quasi totalité des précipitations de s'infiltrer. Le long du versant, le gradient topographique entre H15 et L15 est de 12 % alors que le gradient piézométrique moyen est de 14 % (entre 12 et 15 % au cours de l'année).

Chaque année, à partir des fluctuations de sa surface, on peut définir deux compartiments dans la nappe. Le premier compartiment, la zone de fluctuation de la surface de la nappe (WTFZ*), correspond à la région de l'aquifère située entre le niveau minimum de la nappe, en période d'étiage, et le niveau maximum de la nappe atteint pour l'année considérée. Le deuxième compartiment, appelé nappe permanente, est la zone située entre le plancher de la nappe (la surface du socle) et le niveau minimum de la surface de la nappe en période d'étiage. L'épaisseur de ces deux compartiments est assez variable à l'échelle du paysage puisqu'elle dépend à la fois de la profondeur d'apparition du socle, de la position sur le versant et de la porosité de drainage qui conditionne l'amplitude de la réponse de la nappe par rapport à l'infiltration d'une lame d'eau.

2.3.2 Propagation du signal de recharge dans le bassin

La réponse de la nappe au signal de recharge n'est pas synchrone à l'échelle du versant. Les relevés piézométriques manuels et les mesures automatiques disponibles ont permis d'établir une carte qui rend compte de la réaction de la nappe à la reprise du drainage. En utilisant la date à partir de laquelle le niveau piézométrique a augmenté en réponse aux premières infiltrations d'octobre 2005, nous avons montré que l'écart le plus important était constaté entre un piézomètre situé en bordure de zone humide dans la zone de bas-fond (D3) et un second situé au sommet du versant (F5b). Vingt jours séparent le début de la recharge dans la zone humide des premières réactions enregistrées au sommet du versant (Fig. 2-7).

À première vue, les piézomètres de la zone humide (la zone humide se trouve à une altitude inférieure à 20m) répondent quasiment tous en même temps dès l'arrivée du premier front d'infiltration qui marque le début de la période de recharge. Dans la zone humide, ni l'altitude, ni l'épaisseur de la zone non saturée n'exercent de contrôle sur la réaction de la nappe au début de la recharge. Suivant l'endroit, 2 jours en moyenne suffisent pour que tous les piézomètres réagissent. Le niveau de la nappe commence à augmenter le long du versant avec un retard de 12 à 13 jours après les piézomètres situés dans la zone humide. La position

* Pour la zone de fluctuation de nappe nous utilisons l'acronyme WTFZ anglais qui signifie Water Table Fluctuation Zone.

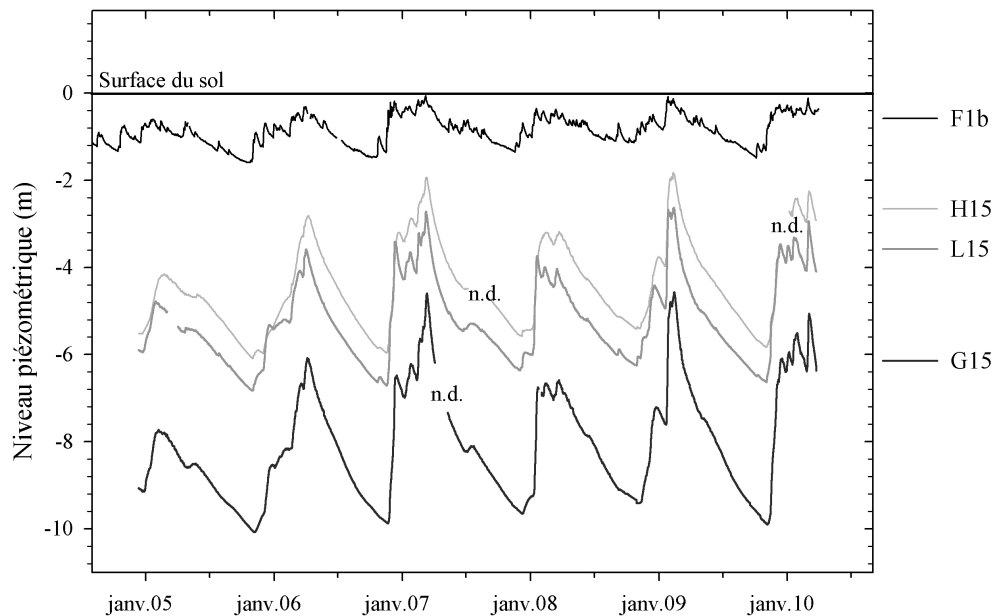


Fig. 2-6 – Chroniques des niveaux piézométriques enregistrés dans les piézomètres G15 et H15 situés en haut de versant, L15 situé en bas de versant et F1b implanté à 5 m de profondeur dans la zone humide.

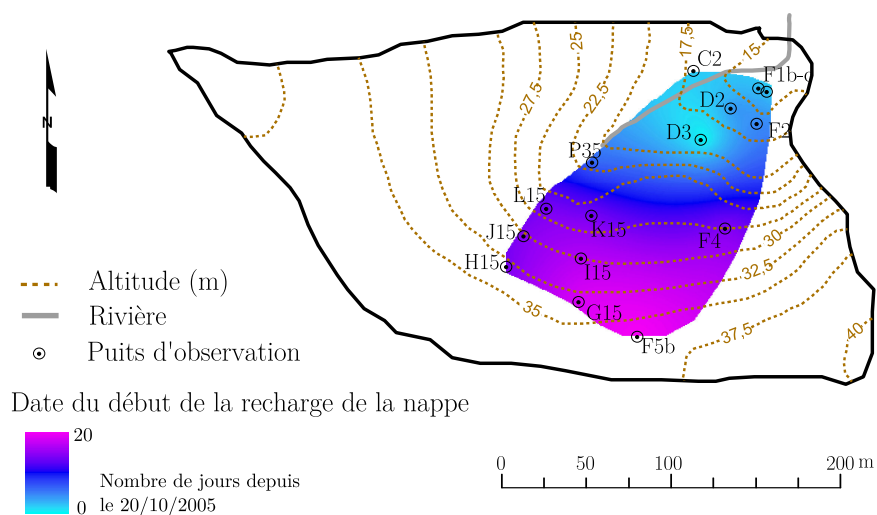


Fig. 2-7 – Distribution spatiale de la date de début de la recharge de la nappe du bassin versant de Kerrien (sur la base des observations réalisées au début de l'année hydrologique 2005-2006)

sur le versant détermine, plus encore que l'épaisseur de la zone non saturée, la date à laquelle le front d'infiltration atteint la surface de la nappe. Ce retard augmente de façon linéaire avec l'altitude à laquelle le piézomètre a été implanté ($R^2 = 0,76$; $p < 2 \%$).

2.4 Conclusion du chapitre : originalité du dispositif et généricité du site

Le dispositif expérimental mis en œuvre sur le bassin versant de Kerrien est assez unique pour plusieurs raisons. Tout d'abord une telle concentration de piézomètres est souvent rencontrée pour l'étude des nappes superficielles alluviales (Bourg and Richard-Raymond, 1994; Chakka and Munster, 1997; Hoyle, 1989; Macpherson and Sophocleous, 2004) mais plus rarement pour étudier les autres nappes d'eau souterraines. Ce n'est que très récemment que des travaux ont utilisé des dispositifs expérimentaux comparables (Tab. 2-1), dans des milieux géologiques variés et sous différents régimes climatiques, afin d'étudier le transfert et/ou la transformation d'éléments dissous dans les nappes libres superficielles de versant. Un substrat géologique granitique associé à un régime climatique de type tempéré océanique constitue une combinaison originale compte tenu de la diversité des dispositifs déjà existants à travers le monde (Tab. 2-1).

La généricité de ce site tient à certaines de ses caractéristiques rencontrées dans de nombreuses situations. Les conditions de profondeur de la surface de la nappe et l'amplitude de ses fluctuations sont du même ordre que (ou comparables à) celles d'autres systèmes hydrologiques à nappes superficielles (Tab. 2-1). L'étude des propriétés hydrodynamiques de l'aquifère du bassin versant de Kerrien pourra être transposable aux systèmes qui présentent un substrat de type cristallin, et dans une certaine mesure, à tous les matériaux géologiques très altérés sur de grandes profondeurs. Enfin les conditions climatiques tempérées océaniques qui influencent aussi le fonctionnement de ce système sont représentatives de nombreuses régions d'Europe de l'Ouest.

Substrat géologique	Référence	Climat	Profondeur [‡]	Amplitude*	Région
Granite fissuré et altéré	(Legout <i>et al.</i> , 2007) [†]	Tempéré océanique	2 – 9 m	2,5 – 6 m	France (Quimper)
Grès et schiste fracturés et altérés	(Banks <i>et al.</i> , 2009)	Méditerranéen	0 – 15 m	1 – 3 m	Australie (Adélaïde)
Sable et argile	(Böhlke <i>et al.</i> , 2007)	Subtropical humide	0 – 10 m	1 – 2,5 m	USA (Maryland)
Schiste et calcaire fracturés	(Haria and Shand, 2004)	Tempéré océanique	0 – 3 m	0,5 – 1,5 m	Grand Bretagne (Pays de Galles)
Sédimentaire fracturé	(Manning and Caine, 2007)	Montagnard	0 – 100 m	50 m	USA (Denver)
Sable	(Green <i>et al.</i> , 2008b)	Subtropical humide	0 – 11 m	n.d.	USA (Maryland)
Sables éoliens et alluvions	"	Aride à semi-aride	5 – 10 m	n.d.	(Californie)
Terrasse de sable et graviers	"	Continental humide	3 – 22 m	n.d.	(Nebraska)
Alluvion, et lœss	"	Aride	0 – 14 m	n.d.	(Washington)

[†] Dispositif de piézomètres en flûte de pans installé uniquement en amont du versant (dans les autres cas il s'agit de dispositifs identiques mais déployés à plusieurs endroits sur le versant).

[‡] La profondeur correspond à la distance qui sépare la surface de la nappe et la surface du sol.

* L'amplitude est la distance qui sépare la profondeur maximum et minimum de la surface de la nappe à un endroit donné.

Tab. 2-1 – Liste des travaux pour lesquels un réseau dense de piézomètres a été mis en œuvre pour suivre la composition chimique de la nappe superficielle.

C H A P I T R E 3

Propriétés hydrodynamiques de l'aquifère

La partie 3.2 de ce chapitre a fait l'objet d'une présentation affichée au congrès de l'European Geosciences Union 2010 (Rouxel *et al.*, 2010a) et un article a été proposé dans le journal *Vadose Zone Journal*.

3.1 Introduction.....	47
3.2 Les propriétés hydrodynamiques en condition saturée et partiellement saturée	49
3.2.1 Courbe de rétention de l'arène granitique	49
3.2.2 Estimation des propriétés en condition saturée.	67
3.3 Modélisation hydrologique	75
3.3.2 Matériels et méthodes	76
3.3.3 Résultats.....	80
3.3.4 Discussion.....	82
3.4 Conclusion du chapitre	84

Les mesures des propriétés hydrodynamiques intrinsèques du matériau aquifère sont exposées dans ce chapitre. Dans la première partie, les courbes expérimentales de rétention de l'arène granitique sont présentées, ainsi que les mesures de la conductivité hydraulique de l'aquifère. Dans la dernière partie, une approche de modélisation est utilisée pour définir les propriétés équivalentes de l'aquifère.

Pour étudier le fonctionnement hydrologique des nappes superficielles de versant nous voulons utiliser une approche de modélisation à base physique. Or, pour représenter les écoulements dans les systèmes qui présentent des nappes superficielles de versant il faut représenter le mouvement de l'eau dans la zone non saturée et dans la nappe. Dans les deux cas, pour ce type de modèle, il faut connaître les propriétés hydrodynamiques de l'aquifère, car celles-ci déterminent la dynamique hydrologique de la nappe (Harman and Sivapalan, 2009; Katsuyama *et al.*, 2005). Mais, un examen de la bibliographie montre qu'il y a finalement très peu d'informations sur les propriétés des matériaux géologiques en cours d'altération, en particulier les propriétés de rétention en eau. Nous proposons donc d'examiner la capacité de rétention de l'arène granitique en déterminant sa courbe de rétention. Puis, en nous appuyant sur des estimations locales de la conductivité hydraulique de l'aquifère et la courbe de rétention moyenne de l'arène granitique, nous allons comparer ces paramètres hydrodynamiques avec ceux utilisés dans un modèle hydrologique décrivant le comportement d'une nappe superficielle de versant.

3.1 Introduction du chapitre

L'étude et la modélisation du transport des solutés dans les nappes superficielles de versant suppose de connaître les propriétés hydrodynamiques de l'aquifère. Nous avons vu dans le chapitre précédent que dans le contexte des bassins versants de Kerbernez, le matériau aquifère est essentiellement constitué par le saprolite*.

Des travaux récents sur l'hydrologie de versant ont montré que la partie superficielle du socle (la plus altérée), joue un rôle important dans les processus hydrologiques et hydrochimiques (Haria and Shand, 2004; Legout, 2006; Martin *et al.*, 2004; Molénat, 2008; Soulsby *et al.*, 1998) et donc un rôle majeur pour le transport de substances dissoutes à travers les bassins versants élémentaires. En effet, d'un point de vue hydrogéologique, le saprolite permet le stockage de quantités d'eau non négligeables pour maintenir les débits en période d'étiage ou de constituer des réserves d'eau en plus du sol pour la croissance des arbres (Graham *et al.*, 2010; Hubbert *et al.*, 2001a; Ruiz *et al.*, 2010). Par conséquent, ce compartiment exerce un contrôle sur la circulation de l'eau et des substances dissoutes entre le sol et la rivière. La prise en compte de ce compartiment n'est donc plus à démontrer en particulier lorsqu'il s'agit d'étudier le transfert de substances dissoutes à travers le bassin versant.

* Parmi les stades de dégradation d'une roche, la roche très altérée, complètement altérée et le sol résiduel font référence au saprolite et l'arène granitique en fait partie.

Les processus d'altération désagrègent les roches en fabriquant des sédiments (altération physique) et en produisant de nouveaux minéraux (altération chimique). Ces deux processus d'altération ont une cinétique propre, ils sont déterminés, entre autres facteurs, par l'activité microbienne, la présence d'eau, la température et se développent indépendamment sous les différents régimes climatiques (voir section 1.1.2). Le granite est une roche massive très cohérente présentant des fractures et des microfissures qui constituent autant de voies préférentielles pour l'infiltration et la circulation de l'eau, responsables de son altération. Quand la roche se trouve en contact avec l'eau, il se produit une altération chimique par hydrolyse et oxydation des minéraux (en particulier la biotite). Alors, le granite perd sa cohérence et se transforme petit à petit en arène granitique (arénisation). L'arène qui se forme lentement sur les parois des fractures permet au processus d'altération de progresser vers l'intérieur du massif granitique. Dans les régions à climat tempéré humide, l'épaisseur de la couche de roche altérée mesure quelques dizaines de centimètres et jusqu'à plusieurs mètres. L'altération des granites est aussi responsable du changement des propriétés mécaniques et hydrodynamiques de la roche. Les méthodes qui quantifient le degré d'altération des roches ignées de façon simple et fiable sur des critères quantitatifs sont toujours en cours de développement (Gokceoglu *et al.*, 2009) et ne permettent pas de relier le niveau d'altération aux propriétés hydrodynamiques. Nous utiliserons donc plutôt l'approche qualitative proposée dans la classification de Clayton & Arnold (1972), qui est largement utilisée dans les travaux sur l'altération des granites.

La modélisation des transferts d'eau dans la zone non saturée et dans la nappe nécessite la paramétrisation des propriétés hydrodynamiques intrinsèques du matériau (courbe de rétention en eau et conductivité hydraulique à saturation). Aujourd'hui, la somme des travaux consacrés à la caractérisation des propriétés hydrodynamiques des sols a permis de constituer des bases de données rassemblant les mesures réalisées sur le terrain et en laboratoire pour différents types de sol (Haverkamp *et al.*, 1997; Nemes *et al.*, 2001; Wösten *et al.*, 1999). À partir d'informations relativement simples à acquérir, comme la granulométrie, on peut obtenir une estimation des propriétés hydrodynamiques d'un sol grâce au développement, depuis une vingtaine d'années, de fonction de pédotransfert (voir la synthèse de Bastet *et al.*, 1998; Schaap and Leij, 1998). Les estimations faites à partir de fonctions de pédotransfert sont empreintes d'une grande incertitude, incertitudes acceptables dans le cas d'une utilisation à grande échelle (e.g. échelle régionale) mais incompatibles à leur application à un site particulier. Par ailleurs, les sols caillouteux, ou de façon plus générale à éléments grossiers, sont rarement étudiés car la mesure de leurs propriétés de rétention en eau est source de difficultés méthodologiques. Les méthodes habituellement mises en œuvre sur des

échantillons de roches solides pour mesurer leurs propriétés hydrodynamiques ne sont pas adaptées aux échantillons de roche très altérée (Katsura *et al.*, 2006). Du point de vue géotechnique, l'arène granitique a un comportement proche de celui d'un sol. Par conséquent, les méthodes de physique du sol sont les plus à même de rendre compte des propriétés hydrodynamiques de ce type de matériau. Néanmoins, peu de travaux existent sur les propriétés de rétention en eau du granite pour différents degrés d'altération (Hubbert *et al.*, 2001b; Johnson-Maynard *et al.*, 1994; Jones and Graham, 1993; Katsura *et al.*, 2009; Katsura *et al.*, 2006). De ce fait, on a très peu d'informations sur les propriétés de rétention en eau des matériaux géologiques en cours d'altération. Par contre, on trouve des informations sur la conductivité hydraulique et la porosité des roches altérées ou saines obtenues in situ par des méthodes hydrogéologiques (Bouwer, 1978; Domenico and Schwartz, 1990).

La démarche adoptée dans ce chapitre consiste : i) à établir expérimentalement la courbe de rétention en eau d'échantillons non remaniés d'arène granitique prélevés sur le site de Kerbernez ; ii) à comparer ces résultats avec des études similaires pour des granites plus ou moins altérés et des sols de composition granulométrique équivalente ; iii) à estimer la conductivité hydraulique équivalente à partir d'essais hydrogéologiques réalisés sur le réseau de piézomètres pour identifier la structure de variation qui se rapproche le plus de la répartition spatiale des valeurs de conductivité hydraulique dans l'aquifère et iv) à confronter ces résultats expérimentaux aux paramètres équivalents obtenus par calibration d'un modèle hydrologique.

L'objectif est d'évaluer et de comparer les méthodes d'estimation des paramètres hydrodynamiques équivalents pour un milieu poreux homogène et isotrope, mais aussi de paramétrer un modèle hydrologique de versant qui sera utilisé par la suite pour étudier le transport de solutés dans des conditions voisines de celles rencontrées sur le site expérimental de Kerrien.

3.2 Les propriétés hydrodynamiques en condition saturée et partiellement saturée

3.2.1 Courbe de rétention de l'arène granitique

3.2.1.1 Introduction

Quand un sol se forme par altération d'une roche, la nouvelle entité contient une porosité primaire. Cette porosité pourra ensuite être réduite par cimentation à partir de précipités créés par la circulation de l'eau ou par l'entraînement des sédiments dans la porosité au cours de la compaction du matériau. L'arène granitique a des propriétés

intermédiaires entre le sol et la roche. Elle a conservé les caractéristiques structurales de la roche, y compris les fractures, mais aussi la porosité générée par l'altération des minéraux primaires, la formation de minéraux secondaires (argiles) et la colonisation du milieu par les racines. Des mesures réalisées sur différents types de granite montrent que la porosité primaire croît avec l'augmentation de l'indice d'altération de Clayton et Arnold (1972) (Fig. 3-1). La porosité se crée au cours des processus d'altération et entraîne une diminution de la densité apparente, de 2,6 à 3,0 pour un granite sain et jusqu'à 1,4-2,0 pour un granite altéré. À l'échelle métrique, les fractures et les fissures induisent une porosité supplémentaire appelée porosité secondaire. Elles jouent aussi un rôle important pour le stockage et la circulation de l'eau.

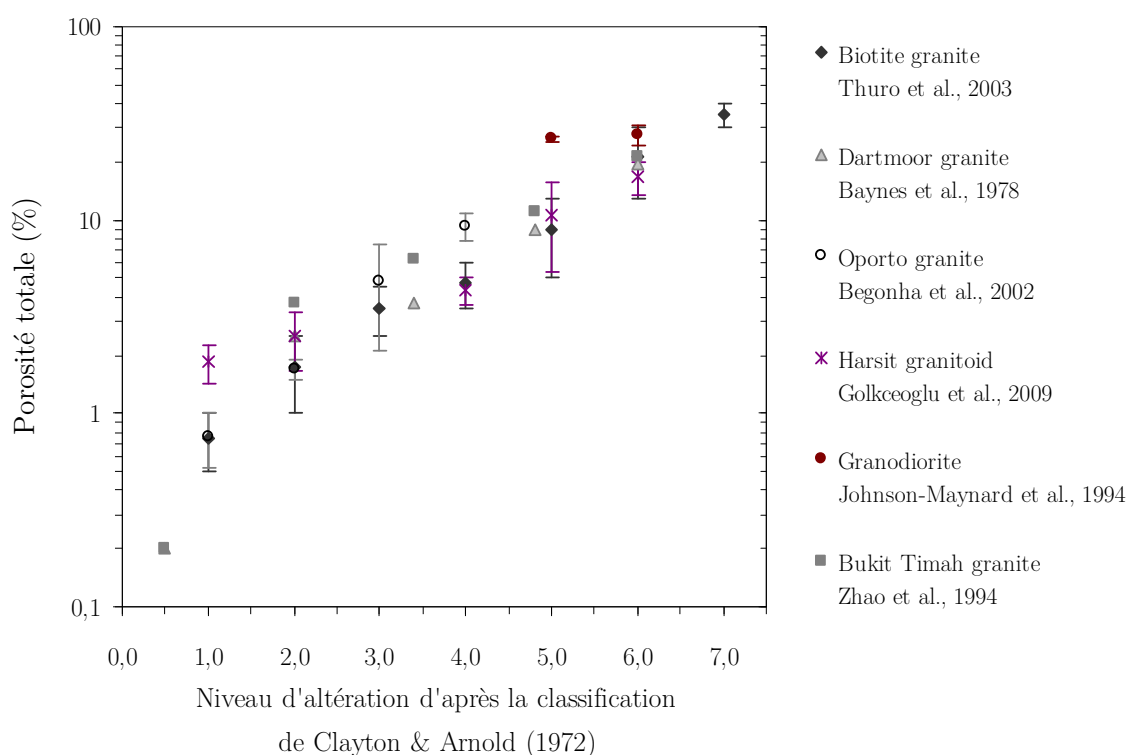


Fig. 3-1 – Relation entre la porosité de quelques granites et la classe d'altération. Porosité d'un granite non altéré 0,02 à 1,8 %.

La porosité, qui augmente avec le degré d'altération du granite, crée une capacité de rétention. La teneur en eau (θ) dans le matériau est alors reliée à la pression de l'eau (h) et la relation entre ces deux variables est appelée « courbe de rétention ». Les courbes peuvent être représentées par différent type de modèle, certains d'entre eux s'appuyant sur des équations mathématiques empiriques* qui visent à décrire de la façon la plus fiable possible la courbe de rétention $\theta(h)$ (Brooks and Corey, 1964; Campbell, 1974; Dejong *et al.*, 1983; Saxton *et al.*,

* Les modèles basés sur des fondements mathématiques diffèrent des modèles à base physique qui s'appuient sur un ensemble d'hypothèses basé sur l'assemblage des particules élémentaires et leurs conséquences sur la géométrie des pores.

1986; Van-Genuchten, 1980). Dans les travaux qui vont suivre nous avons utilisé l'expression analytique proposée par Van-Genuchten (3.1) pour décrire la courbe de rétention du matériau aquifère.

$$\theta(h) = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \cdot \left(1 + (\alpha \cdot |h|)^n\right)^{-m} \quad (3.1)$$

où θ est la teneur en eau du sol, θ_s est la teneur en eau du sol à saturation et θ_r est la teneur en eau résiduelle ou saturation irréductible, α (>0 en cm^{-1}) est l'inverse du potentiel d'entrée d'air (valeur de pression à partir de laquelle l'air commence à entrer dans les pores les plus larges), n est un indice lié à la distribution de la taille des pores et m que l'on peut relier à l'asymétrie de la courbe de rétention, est tel que $m=1-1/n$ (approximation de Mualem).

L'objectif des travaux qui vont suivre est d'estimer les paramètres de la courbe de rétention moyenne de l'arène granitique à partir d'échantillons prélevés à quelques mètres de la surface, de comparer ces résultats avec des études similaires pour des granites plus ou moins altérés et des sols de composition granulométrique équivalente.

Dans cette partie nous allons tester la méthode de Wind pour des matériaux altérés et comparer la courbe de rétention de l'arène granitique avec les courbes de rétention établies pour des sols de granulométrie équivalente.

3.2.1.2 Matériels et méthodes

La méthode de Wind (1968) a été mise œuvre sur des échantillons d'arène granitique non remaniés, afin de mesurer leur courbe de rétention. Cette méthode expérimentale repose sur l'évaporation libre à la surface d'un échantillon non perturbé et préalablement saturé. Les méthodes de laboratoire en conditions contrôlées et habituellement utilisées nécessitent l'établissement d'un équilibre entre la charge imposée et le volume d'eau de l'échantillon. Cet équilibre peut mettre un certain temps à s'établir, Jones and Graham (1993) rapportent qu'il faut attendre plusieurs semaines en fonction du niveau d'altération et du potentiel appliqué sur l'échantillon. La méthode Wind qui est basée sur le principe d'une mesure dynamique, est donc plus rapide que les méthodes « traditionnelles ». Toutes les 20 minutes, la masse de l'échantillon est mesurée. En même temps, la pression capillaire, pour différentes profondeurs dans l'échantillon, est mesurée par l'intermédiaire de microtensiomètres. Puis, pour le traitement des enregistrements réalisés au cours de l'expérience, une méthode d'inversion numérique est utilisée afin de déterminer les paramètres de la courbe de rétention. Le logiciel ESPAS 1.0 (Mohrath *et al.*, 1996) a été utilisé pour le traitement des résultats. Ce logiciel met

en œuvre l'algorithme de Wind s'appuyant sur la reconstitution du profil d'humidité dans l'échantillon au cours du temps qui est ajusté à partir du profil de pression capillaire et de l'évolution de l'humidité moyenne de l'échantillon au cours du temps.

Dix échantillons ont été prélevés avec des cylindres de 15 cm de diamètre et 7 cm de hauteur (Fig. 3-2). Les prélèvements ont été réalisés entre -135 et -170 cm de profondeur depuis une fosse creusée jusqu'à -2 m sur le plateau situé en amont du bassin versant de Kerbernez. Les échantillons ont été prélevés dans un horizon C où le granite est très altéré et a perdu la structure apparente de la roche. La texture et la couleur de l'arène granitique échantillonnée étaient homogènes.

Les échantillons ont été ramenés progressivement à la saturation dans un bain d'une solution aqueuse de chlorure de potassium. Une fois installés sur le banc expérimental (Fig. 3-3), les échantillons ont été équipés de 5 microtensiomètres prévus pour mesurer les variations de la pression capillaire (h) à l'intérieur de l'échantillon et pour différentes profondeurs (z) pendant l'évaporation de l'eau contenue dans l'échantillon. Les microtensiomètres numérotés de 1 à 5 ont été installés de la surface vers la profondeur, respectivement. Une balance (XS6001S Mettler Toledo) a été utilisée pour suivre la diminution de la masse de l'échantillon au cours de l'expérience. Une centrale d'acquisition couplée à un ordinateur a permis l'étalonnage des capteurs de pression avant le montage de l'échantillon sur le banc expérimental puis l'enregistrement de la masse de l'échantillon et de la tension aux bornes des capteurs de pression pendant l'expérience.

La méthode de Wind utilise les données microtensiométriques (Fig. 3-4 b) et la variation de la masse de l'échantillon (Fig. 3-4 a) à chaque pas de temps au cours de l'expérience, afin de reconstituer un profil de teneur en eau de l'échantillon en ajustant la fonction de type Van-Genuchten (3.2)

$$\theta(z) = \theta_{bot} + (\theta_{surf} - \theta_{bot}) \cdot \left(\frac{1}{1 + (a_1 \cdot z)^{n_1}} \right)^{1 - \frac{1}{n_1}} \quad (3.2)$$

où θ_{surf} est la teneur en eau au niveau du microtensiomètre situé en surface et θ_{bot} est la teneur en eau au niveau du microtensiomètre le plus profond, z est la profondeur par rapport à la surface de l'échantillon, n_1 et a_1 sont des paramètres d'ajustement.

La qualité de l'ajustement dépend de la capacité du modèle et des paramètres ajustés à reproduire l'évolution de la teneur en eau moyenne de l'échantillon. La teneur en eau moyenne s'obtient à partir de la masse de l'échantillon enregistrée par la balance et de la



Fig. 3-2 – Échantillon d'arène granitique prélevé à 1,55 m sous la surface à l'aide d'un cylindre de 15 cm de diamètre.

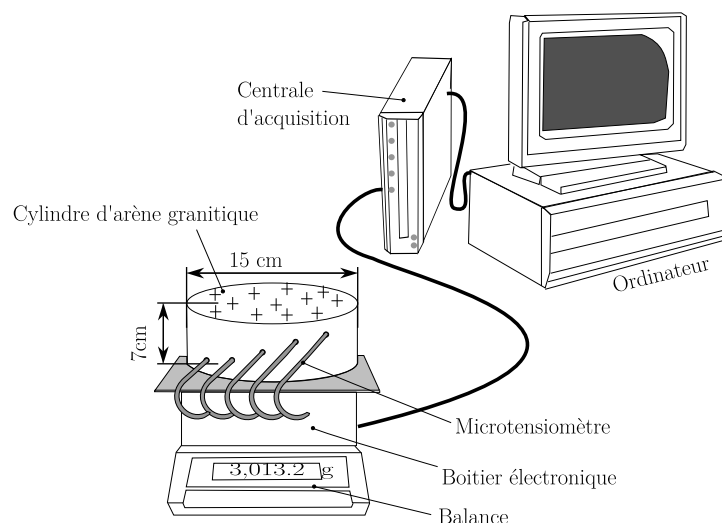


Fig. 3-3 – Banc expérimental pour l'acquisition de la pression capillaire et de l'humidité pondérale

densité apparente de l'échantillon. La valeur de l'humidité à saturation a été fixée dans l'expression de Van-Genuchten (3.1) à partir de la masse de l'échantillon mesurée avant de commencer l'expérience, les autres paramètres étant ajustés par l'algorithme de Marquardt (1963) mis en œuvre dans le Logiciel ESPAS 1.0.

La diminution de la teneur en eau avec le potentiel matriciel a été suivie jusqu'à ce que la pression de l'eau dans le sol ait atteint -580 cm d'eau dans le meilleur des cas et -430 cm d'eau en moyenne. La valeur de pression minimale atteinte au cours de l'expérience dépend du moment où la continuité hydraulique entre les microtensiomètres et le milieu est rompue. Ce domaine de variation de l'état de pression de l'eau dans les échantillons coïncide avec la gamme des valeurs mesurées *in situ* par l'intermédiaire de tensiomètres et aux profondeurs équivalentes à celles des prélèvements d'arène granitique. Néanmoins, le domaine de validité des courbes de rétention obtenues avec l'algorithme de Marquardt est moins étendu. En effet, pour le traitement des résultats, certaines portions d'enregistrement et certains microtensiomètres ont été écartés de l'analyse. Ainsi, pour un même échantillon, tout ou partie des valeurs enregistrées par un microtensiomètre ont été éliminées lorsque celles-ci déviaient sensiblement du gradient imposé par les valeurs des autres microtensiomètres. Les données conservées pour l'analyse ont permis d'aboutir aux valeurs des paramètres de la fonction de Van-Genuchten qui répondaient aux deux critères d'ajustement.

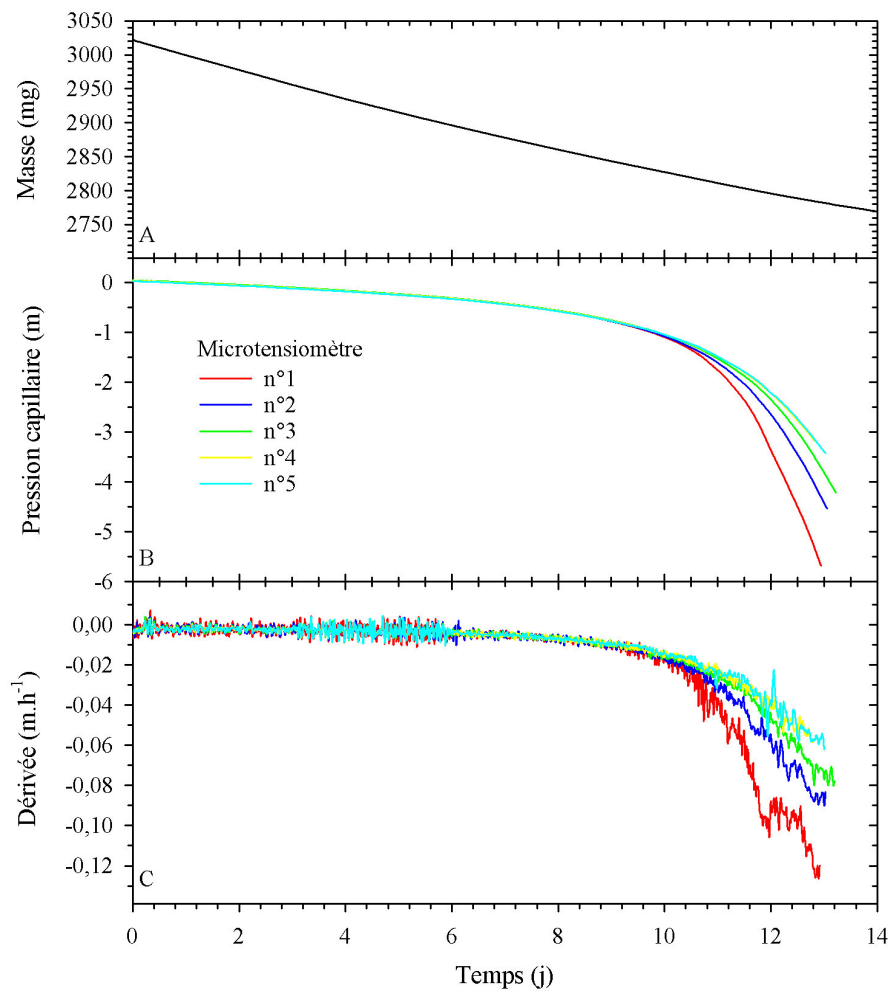


Fig. 3-4 – Évolution de la masse de l'échantillon (a) de la pression capillaire (b) au cours de l'évaporation de l'eau contenue dans l'échantillon 1b. La dérivée des courbes de potentiel matriciel au cours de l'expérience est représentée dans le graphique (c).

Le premier critère était de vérifier que la relation entre la teneur en eau moyenne mesurée avec le dispositif et la teneur en eau reconstituée par l'algorithme était linéaire et univoque. Le deuxième critère consistait à vérifier que les différences entre les valeurs de teneur en eau observées et simulées étaient inférieures à $0,0025 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$.

3.2.1.3 Résultats

Parmi les dix échantillons prélevés puis étudiés sur le banc expérimental, huit ont permis d'aboutir à une description d'une portion de la courbe de rétention qui répondait aux deux critères d'ajustement. Les résultats sont présentés dans le tableau 3-1. L'humidité à saturation (θ_s) est proche des valeurs de porosité totale proposées dans la littérature pour la classe d'altération de 6 (Fig. 3-1). Ce premier résultat indique que la quasi-totalité, de la porosité est accessible à l'eau.

Mis à part l'échantillon 3a, en moyenne la teneur en eau à saturation était de 33 % (SD= 2,6 %), la teneur eau résiduelle de 6 % (SD= 2,9 %) et la teneur en eau libre* de 27 % (SD= 3,9 %).

Profondeur du prélèvement	135 cm				155 cm			167 cm
Dénomination	1a	1b	1c	1e	2a	2c	2e	3a
$\theta_s (\text{cm}^3.\text{cm}^{-3})$	0,365	0,322	0,354	0,310	0,308	0,365	0,335	0,265
$\theta_r (\text{cm}^3.\text{cm}^{-3})$	0,079	0,042	0,100	0,094	0,080	0,032	0,058	0,070
$\alpha (\text{cm}^{-1})$	0,134	0,166	0,853	0,0748	0,153	0,108	0,176	0,594
$n (-)$	1,348	1,283	1,536	1,560	1,406	1,300	1,328	1,303
$\theta_e (\text{cm}^3.\text{cm}^{-3})^\dagger$	0,285	0,280	0,255	0,216	0,228	0,333	0,277	0,195
$\psi_m (\text{cm})^\ddagger$	-53	-63	-38	-42	-34	-31	-45	-9
M^1	40 %	55 %	47 %	36 %	39 %	67 %	14 %	24 %

[†] Teneur en eau libre définit comme la différence entre θ_s et θ_r .

[‡] Pression capillaire où la teneur en eau à atteint 50% de la teneur en eau libre.

¹ Proportion d'eau libre mobilisée sur la portion de la courbe décrite avec la méthode Wind.

Tab. 3-1 – Valeurs des paramètres du modèle de Van-Genuchten décrivant les courbes de rétention en eau des échantillons analysés avec la méthode de Wind et de quelques grandeurs caractéristiques (θ_s , ψ_m , M).

* L'eau libre est celle qui est en dehors du champ d'attraction des particules solides, et qui est susceptible de se déplacer sous l'effet de la gravité ou des gradients de pression (de Marsily, 1981). Elle est calculée en faisant la différence entre la teneur en eau à saturation (θ_s) et la teneur en eau résiduelle (θ_r).

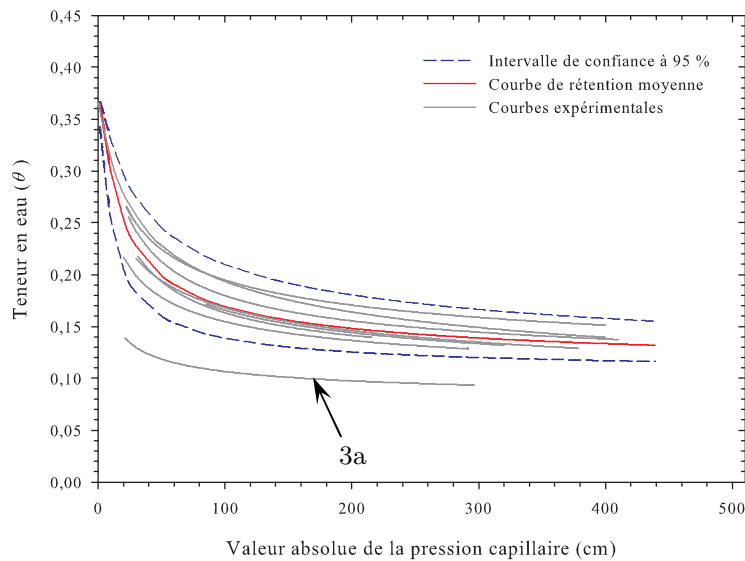


Fig. 3-5 – Représentation des courbes expérimentales de rétention obtenues à partir des échantillons prélevés sur le terrain et de la courbe de rétention moyenne calculé avec le code de calcul RETC.

La teneur en eau libre chute de 50 % dès que la pression capillaire se rapproche de -40 cm environ. Cette valeur de pression capillaire (ψ_m) décroît rapidement à mesure que la profondeur du prélèvement augmente : -49 cm (SD=11,3 cm) pour les échantillons prélevés à 135 cm de la surface ; -37 cm (SD=7,37 cm) pour ceux prélevés à 155 cm ; -9 cm pour l'unique échantillon prélevé à 167 cm de la surface. Mais, cette tendance n'est pas significative compte tenu du nombre très faible d'échantillons à chaque profondeur. Les valeurs fortes de la pression capillaire (ψ_m) indiquent qu'une grande partie de l'eau contenue dans l'arène granitique est mobilisée avant que la pression de l'eau ne soit significativement affectée. Autrement dit, la plus grande partie de l'eau qui est contenue dans l'arène granitique est faiblement liée aux particules et elle peut se mettre en mouvement facilement. La figure 3-5 présente les portions de courbe de rétention des huit échantillons pour lesquels il était possible d'analyser les résultats expérimentaux.

En moyenne, la proportion d'eau libre (M) qui est mobilisée sur les portions de courbe de rétention n'est que de 40 %. La méthode mise en œuvre sur ces échantillons d'arène granitique est donc moins performante pour la partie de la courbe où la teneur en eau est proche de la saturation. Les différentes courbes se recoupent quasiment toutes ou sont très proches les unes des autres, sauf pour l'échantillon 3a qui se distingue sensiblement des autres. Cette différence s'explique notamment par une valeur très élevée du paramètre α et faible de θ_s pour cet échantillon par rapport aux autres. Quand la pression capillaire devient inférieure à -150 cm ou quand il ne reste en moyenne que 25 % de la quantité d'eau libre, la

teneur en eau décroît très peu avec la diminution de la pression capillaire. Pour calculer une courbe moyenne de la relation $\theta(h)$, nous avons utilisé le code de calcul RETC (Van-Genuchten *et al.*, 1991). La courbe de l'échantillon 3a n'a pas été prise en compte pour ce calcul. Tous les paramètres ont été optimisés : l'humidité à saturation (θ_s) ; l'humidité résiduelle (θ_r) ; les termes α et n . L'ajustement a été réalisé à partir de 226 couples de valeur de h et de θ qui proviennent des différentes portions de courbe à intervalle régulier de 10 cm. La figure 3-5 montre que l'intervalle de confiance de la courbe de rétention moyenne ne recouvre pas la courbe de l'échantillon 3a. Ce résultat confirme que les propriétés de rétention de l'échantillon 3a sont singulières et se distinguent significativement des propriétés de rétention moyennes des autres échantillons.

Les valeurs des paramètres ajustés ainsi que les valeurs d'encadrement de l'intervalle de confiance à 95 % de la courbe de rétention moyenne sont données dans le tableau 3-2. Entre les deux bornes de l'intervalle de confiance, la teneur en eau libre est assez différente (± 4 %). La pression capillaire (ψ_m) où la teneur en eau libre est de 50 %, est divisée par 4,5 suivant que l'on considère la borne supérieure ou inférieure.

	Valeurs ajustées	Intervalle de confiance à 95 %	
		Limite inférieure	Limite supérieure
θ_s (cm ³ .cm ⁻³)	0,367	0,347	0,369
θ_r (cm ³ .cm ⁻³)	0,102	0,104	0,086
α (cm ⁻¹)	0,118	0,159	0,075
n (-)	1,553	1,703	1,403
θ_e (cm ³ .cm ⁻³) [†]	0,265	0,243	0,283
ψ_m (cm) [‡]	-27	-15	-70

[†] Teneur en eau libre définit comme la différence entre θ_s et θ_r .

[‡] Pression capillaire où la teneur en eau à atteint 50% de la teneur en eau libre.

Tab. 3-2 – Paramètres du modèle de Van-Genuchten et grandeurs caractéristiques (θ_e , ψ_m) pour la courbe de rétention moyenne et les limites de l'intervalle de confiance à 95 % de la courbe de rétention moyenne ajustée avec le code de calcul RETC (Van-Genuchten *et al.*, 1991) à partir des courbes de rétention obtenue avec la méthode de Wind.

3.2.1.4 Discussion

Dans le cas d'échantillons d'arène granitique non remaniée, la méthode Wind est surtout intéressante pour décrire la partie de la courbe de rétention où la teneur en eau est la plus faible. En effet, la méthode de traitement des données est basée sur le gradient hydraulique pour ajuster la courbe de rétention. Or, la nature du matériau étudié implique qu'une forte variation de la teneur en eau au début de la désaturation entraîne une faible variation de la charge. Par conséquent, au début de l'expérience, alors qu'il existe un gradient

de teneur en eau, le gradient hydraulique qui en résulte n'est pas significatif compte tenu de la précision des capteurs (± 3 cm). En définitive, les données acquises au début de l'expérience ont également été éliminées, les pressions capillaires mesurées étant trop proches l'une de l'autre, ces valeurs étaient de nature à faire échouer l'algorithme d'ajustement du profil de teneur eau dans l'échantillon.

Étant donné le principe de la méthode de Wind, nos résultats suggèrent qu'une modification du protocole expérimental permettrait d'améliorer la description et la prise en compte de la première partie de la courbe de rétention et ainsi adapter la méthode Wind à des échantillons d'arène granitique. À cet effet, nous proposons d'augmenter la hauteur du cylindre de prélèvement et augmenter la distance entre chaque microtensiomètre. La modification des dimensions du cylindre aura pour effet d'augmenter le gradient de teneur en eau dans l'échantillon. De cette manière, le gradient hydraulique entre les différents microtensiomètres sera également plus important. Cette modification suppose d'intégrer une épaisseur plus importante de matériau. Mais les conséquences seraient limitées (au moins sur la partie de la courbe de rétention où la teneur en eau est la plus faible) car nous avons vu que la profondeur du prélèvement avait peu d'incidence sur les caractéristiques de rétention. Cette modification demandera des précautions supplémentaires au moment du prélèvement pour éviter de provoquer l'effondrement du matériau ou la création de fissures.

Nous allons maintenant orienter le reste de la discussion sur le second point annoncé dans les objectifs de ce chapitre : la comparaison de nos résultats avec des sols de même granulométrie et avec des résultats obtenus pour des matériaux similaires (granite altéré).

Comparaison avec des sols de granulométrie équivalente

En comparant nos résultats à ceux disponibles dans la base de données UNSODA (Nemes *et al.*, 2001), on constate que les valeurs de teneur en eau prédite par la courbe de rétention moyenne obtenues avec la méthode de Wind sur des échantillons d'arène granitique est différente des sols qui présentent une composition granulométrique équivalente. Les résultats d'analyse sélectionnés dans la base de données UNSODA ne concernent que des échantillons de sols dont la composition granulométrique est comparable à celle du faciès d'arène granitique que nous avons étudié (Fig. 3-6).

La composition granulométrique moyenne des différents faciès a été établie par Legout (2006) à partir de 4 répétitions. Les données extraites de la base UNSODA concernent uniquement des échantillons non remaniés qui présentent une densité apparente comprise entre 1,41 et 1,56 comme celle des échantillons d'arène granitique. Par ailleurs, seules les données acquises avec des méthodes de laboratoire en condition d'évaporation de

l'échantillon de sol ont été comparées avec la courbe de rétention moyenne des échantillons d'arène granitique. Finalement, cinq échantillons de sol qui proviennent des travaux de Bruce *et al.*, (1983), Jacob *et al.*, (1983) et Cassel et Sweeney (1976) ont répondu aux critères de sélection. Même en ayant choisi des critères très restrictifs, le nuage de points formé par toutes les mesures d'humidité et de pression capillaire est assez étiré dans la direction l'axe des ordonnées (Fig. 3-7 A). Cela implique que les paramètres de rétention diffèrent un peu d'un échantillon à un autre et qu'il existe une variabilité à laquelle il n'est pas possible d'échapper. En juxtaposant ces données avec la courbe de rétention moyenne des échantillons d'arène granitique (Fig. 3-7 B), on constate que la dispersion des données provenant de la base UNSODA est, au plus, équivalente à l'intervalle de confiance de la courbe de rétention moyenne des échantillons d'arène granitique. Pour des pressions capillaires inférieures à -80 cm, les valeurs de teneur en eau des échantillons extraits de la base de données UNSODA recouvrent presque intégralement l'intervalle de confiance de la courbe de rétention moyenne pour l'arène granitique. Par conséquent, pour des valeurs de pression inférieures à -80 cm, les valeurs moyennes des teneurs en eau ne sont pas significativement différentes de celles qui

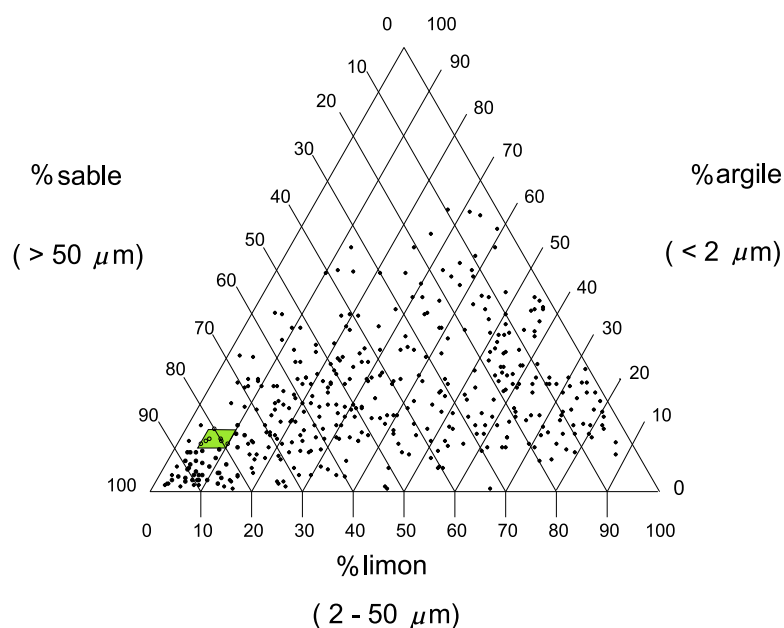


Fig. 3-6 – La texture de tous les horizons de sol disponibles dans la base de données UNSODA sont représentés par un point dans le triangle de texture. La région matérialisée en vert délimite la granulométrie de l'arène granitique que l'on trouve sur le plateau en amont du bassin versant de Kerbernez.

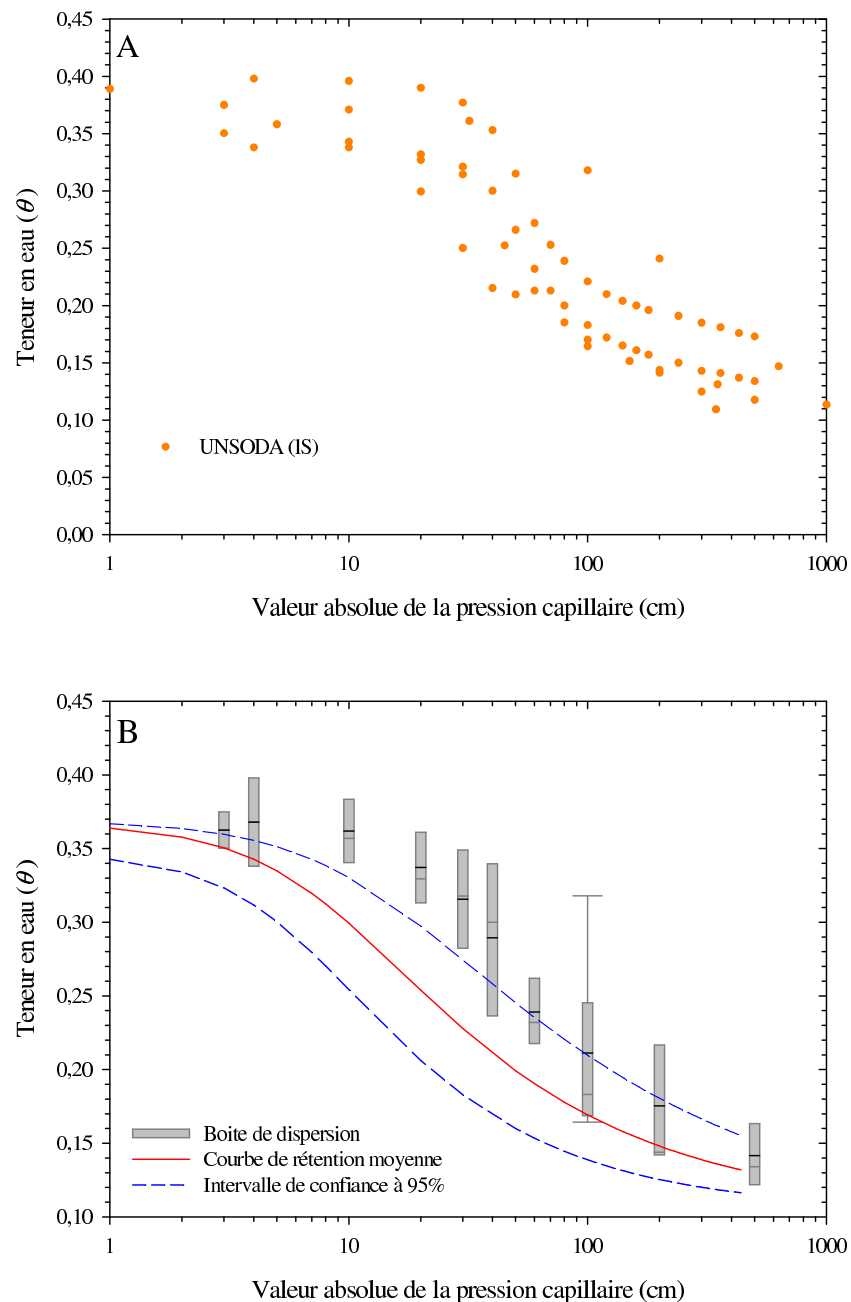


Fig. 3-7 – A-Présentation des résultats disponibles dans la base de données UNSODA et pour lesquels l'échantillon de sol et la méthode d'analyse sont comparables à l'expérience réalisée sur les échantillons d'arène granitique (IS pour sol à texture sablo-limoneuse dans le triangle de texture de l'USDA-SCS). B-Comparaison de la courbe de rétention moyenne obtenue par la méthode de Wind (trait plein rouge) avec la dispersion des valeurs extraites de la base de données UNSODA. Pour chaque boîte de dispersion le trait plein noir indique la teneur en eau moyenne.

sont prédites par la courbe de rétention moyenne des échantillons d'arène granitique. En dehors de cette gamme de pressions, la teneur en eau est systématiquement plus importante que la limite supérieure de l'intervalle de confiance de la courbe de rétention moyenne et ceci est vrai même si les valeurs moyennes de teneur en eau pour des pressions supérieures à -4 cm tendent à se rapprocher de la limite supérieure de l'intervalle de confiance.

Maintenant, nous allons voir que c'est aussi le cas en comparant nos résultats avec une approche qui consiste à utiliser une fonction de pédotransfert pour prédire la courbe de rétention de l'arène granitique. Pour réaliser cette comparaison, nous avons utilisé le programme informatique ROSETTA qui met en œuvre des fonctions de pédotransfert et permet de prédire les paramètres du modèle de Van-Genuchten (1980) en s'appuyant sur la composition granulométrique et la densité apparente (Schaap *et al.*, 2001). Pour élaborer les fonctions de pédotransfert, Schaap et Leij (1998) se sont appuyés sur trois bases de données celle de Ahuja *et al.*, (1985), de Rawls *et al.*, (1982) et la base de données UNSODA. Nous avons utilisé ce programme pour générer les paramètres des courbes de rétention des deux matériaux présentant une composition granulométrique et une densité apparente encadrant les valeurs qui caractérisent le faciès d'arène granitique que nous étudions. Ensuite, à partir de ces deux courbes de rétention, nous avons utilisé à nouveau le code de calcul RETC pour calculer la courbe de rétention moyenne et les courbes de rétention qui délimitent l'intervalle de confiance de cette courbe moyenne.

La teneur en eau à saturation (θ_s) prédite par la fonction de pédotransfert (Tab. 3-3) est plus élevée que celle qui a été mesurée pour les échantillons d'arène granitique (Tab. 3-2). Cette différence peut s'expliquer par le niveau d'altération de l'arène granitique qui est un peu moins élevé que celui d'un sol. La porosité étant fortement corrélée au niveau d'altération (Fig. 3-1), avec une composition granulométrique comparable, un sol contient plus d'eau qu'une arène granitique. Le rapport entre la teneur en eau libre et la teneur en eau à saturation indique que 72% de l'eau contenue dans un échantillon d'arène granitique peut être mobilisée. Pour un sol de granulométrie équivalente, ce rapport est de 88%. Cette différence suggère d'une part que le volume des micropores qui contiennent de l'eau immobile est proportionnellement plus important pour une arène granitique que pour un sol de granulométrie équivalente, ce volume diminuant au profit du volume de macropores qui contribuent davantage au stockage de l'eau mobile.

La différence entre les valeurs de n dans l'expression de Van-Genuchten pour la courbe de rétention moyenne des échantillons d'arène granitique et celle d'un sol de composition granulométrique équivalente n'est pas significative, car les intervalles de confiance des valeurs de n se recouvrent. Néanmoins, la valeur du terme α , correspondant à l'inverse de la

pression capillaire d'entrée d'air, est significativement supérieure pour l'arène granitique. Les intervalles de confiance des valeurs de α ne se recouvrent pas indiquant que la différence est significative. Comparer les courbes de rétention reliant la teneur en eau normalisée (Θ) avec la pression capillaire (h), permet de visualiser l'effet du terme α sur la forme des courbes de rétention (Fig. 3-8). Avec la fonction de pédotransfert, on observe que la teneur en eau reste proche de la saturation pour des valeurs de pression comprises entre -1 et -10 cm, tandis que, pour une pression capillaire de -10 cm, la courbe de rétention de l'arène granitique indique que le volume d'eau libre dans l'échantillon ne représente plus que 75% du volume contenu dans échantillon lorsqu'il est saturé. La différence entre les valeurs de teneur en eau prédites par les deux courbes reste significative jusqu'à ce que la pression devienne inférieure à -30 cm. En dessous de cette valeur, les différences entre les deux courbes ne sont plus significatives.

Comparaison avec les travaux précédents

Dans l'introduction, nous avons rappelé que les travaux qui proposent de caractériser les courbes de rétention des roches altérées et en cours d'altération sont très rares. Il n'existe donc pas de bases de données comparables à celles qui ont été mises en place pour les sols. Pour pouvoir comparer nos résultats, nous avons donc utilisé les références bibliographiques qui font état d'estimation des courbes de rétention pour des roches altérées. Comme critère de sélection, nous avons utilisé les classes d'altération décrite dans la classification de Clayton & Arnold (1972).

	Valeurs ajustées	Intervalle de confiance à 95 %	
		Limite inférieure	Limite supérieure
θ_s (cm ³ .cm ⁻³)	0,401	0,396	0,407
θ_r (cm ³ .cm ⁻³)	0,047	0,055	0,040
α (cm ⁻¹)	0,038	0,074	0,041
n (-)	1,749	1,827	1,671
θ_e (cm ³ .cm ⁻³) [†]	0,354	0,314	0,367
ψ_m (cm) [‡]	-61	-50	-76

[†] Teneur en eau libre définit comme la différence entre θ_s et θ_r .

[‡] Pression capillaire où la teneur en eau à atteint 50% de la teneur en eau libre.

Tab. 3-3 – Paramètres du modèle de Van-Genuchten et grandeurs caractéristiques (θ_e , ψ_m) pour la courbe de rétention moyenne et les limites de l'intervalle de confiance à 95 % de la courbe moyenne ajustée avec le code de calcul RETC (Van-Genuchten et al., 1991) à partir des courbes de rétention déduites de la composition granulométrique de l'arène granitique avec le programme informatique ROSETTA (Schaap et al., 2001).

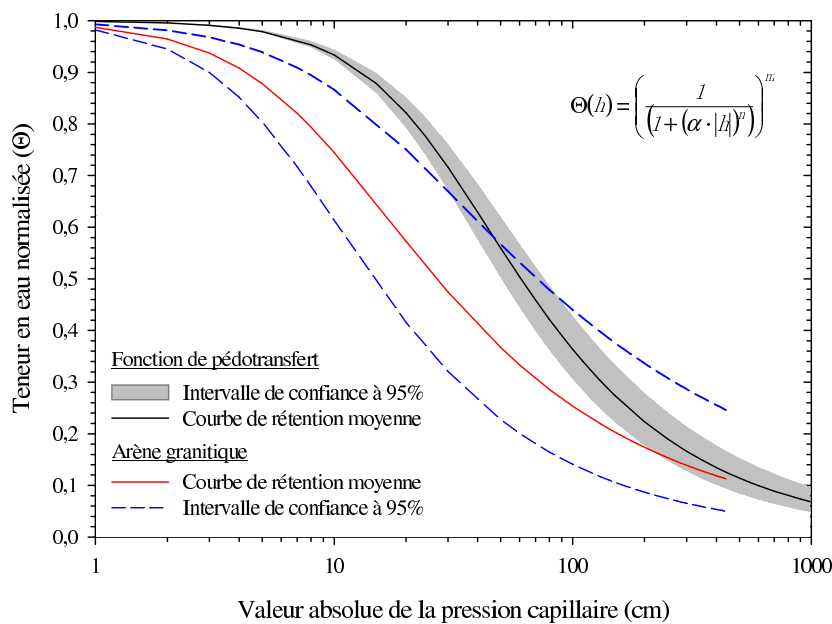


Fig. 3-8 – Comparaison de la courbe de rétention moyenne mesurée sur les échantillons d'arène granitique (ligne rouge) avec la courbe de rétention ajustée avec une fonction de pédotransfert utilisée dans le logiciel ROSETTA (ligne noire).

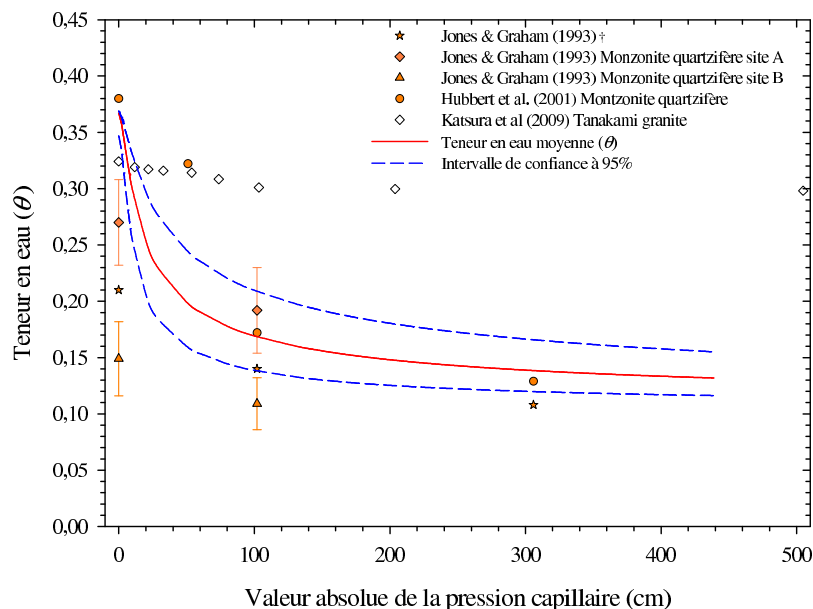


Fig. 3-9 – La courbe expérimentale moyenne, pour les échantillons d'arène granitique prélevés à Kerbernez, est comparée avec des mesures $\theta(h)$ pour des échantillons de roche granitique différente de la leucogranodiorite de Plomelin mais appartenant à la même classe d'altération : † correspond aux mesures représentatives selon Jones & Graham (1993)

Dénomination	θ_s (cm ³ .cm ⁻³)	θ_r (cm ³ .cm ⁻³)	θ_e (cm ³ .cm ⁻³)	ψ_m (cm)
Katsura et al. (2009)*	0,291	0,244	0,047	-29
Hubbert et al. (2001b) [‡]	0,368	0,064	0,305	-99
Jones & Graham (1993) ^{†,‡}	0,200	0,082	0,118	-89
Jones & Graham (1993) ^{a,‡}	0,149	0,062	0,087	n.d.
Jones & Graham (1993) ^{b,‡}	0,270	0,084	0,186	n.d.
Arène granitique de Kerbernez	0,367	0,102	0,265	-27

† échantillon représentatif des deux sites (a et b) selon Jones & Graham

* échantillon prélevé par carottage

‡ échantillon prélevé depuis une fosse

Tab. 3-4 – Valeurs caractéristiques de la teneur en eau pour des échantillons de roches granitiques avec une classe d'altération de 6 : teneurs en eau à saturation (θ_s) ; teneur en eau résiduelle (θ_r) ; teneur en eau libre (θ_e) ; pression capillaire (ψ_m) où $\theta = \theta_e/2$.

Nous n'avons utilisé que des mesures issues d'échantillons de granite appartenant à la classe d'altération 6. Les résultats proviennent des travaux de Hubbert *et al.* (2001b) et Jones & Graham (1993) mis en œuvre sur des échantillons de roche granitique prélevés au centre de la Californie (USA) et les travaux de Katsura *et al.* (2009) mis en œuvre sur des échantillons de roche granitique prélevés au nord est d'Osaka (Japon). Pour les deux premières références, les échantillons ont été prélevés sur un affleurement et à partir d'une fosse. Pour la troisième référence, les échantillons proviennent de carottages réalisés jusqu'à 38 m de profondeur depuis la surface. Pour appliquer une charge de pression sur les échantillons, tous les auteurs ont utilisé une table à succion (soit la méthode de Klute (1986) soit la méthode de Dane et Hopmans (2002)).

D'après la figure 3-9, les résultats issus de la bibliographie sont très dispersés. Pour la teneur en eau à saturation (θ_s) la gamme des valeurs est de 15 à 37 %. Pour la teneur en eau résiduelle (θ_r) elle est de 6 et 24 %. La courbe de rétention moyenne des échantillons d'arène granitique occupe la partie haute de la gamme des teneurs en eau à saturation et la partie basse des valeurs de teneur en eau résiduelle.

Les résultats que nous avons obtenus sur les échantillons d'arène granitique sont du même ordre de grandeur que ceux obtenus sur des échantillons prélevés dans les mêmes conditions (Hubbert *et al.*, 2001b; Jones and Graham, 1993). On remarque tout de même une grande disparité des résultats bien qu'il s'agisse d'échantillons de roche appartenant à la même classe d'altération. L'écart entre les mesures pourrait s'expliquer par des différences de composition minéralogique et de taille des cristaux qui composaient la roche d'origine. En effet, les minéraux ne s'altèrent pas à la même vitesse ni de la même façon, certains produisant des argiles et d'autre des particules sableuses et limoneuses. La composition

minéralogique du substrat de départ a un rôle important sur la composition granulométrique et en particulier la teneur en argile du matériau altéré. La classe d'altération ne permet donc pas de discriminer les échantillons de roches altérées à des fins de comparaison sur des critères hydrologiques. La composition minéralogique de la roche d'origine détermine la capacité des agents d'altération à modifier sa porosité et sa capacité de rétention.

On voit aussi que les valeurs obtenues pour l'échantillon étudié par Katsura *et al.* (2009) se distinguent très nettement des valeurs obtenues pour tous les autres échantillons (Fig. 3-9), en particulier pour les valeurs de pression inférieure à -100 cm. La technique de carottage, employée par Katsura *et al.* (2009) a pu modifier l'aspect de la roche. On peut donc penser que la méthode employée pour prélever les échantillons de roches altérées a des conséquences sur la courbe de rétention de l'échantillon.

3.2.1.5 Conclusion

Le travail réalisé a montré que la méthode de Wind peut être utilisée pour mesurer la courbe de rétention d'échantillons non remaniés d'arène granitique. Cette méthode permet de décrire la portion de la courbe de rétention où les teneurs en eau sont faibles. Nous proposons de modifier les proportions du cylindre de prélèvement pour que cette méthode puisse décrire toute la courbe de rétention.

Quelle que soit l'approche utilisée pour confronter nos résultats à ceux obtenus pour des sols qui présentent une composition granulométrique comparable, nous avons vu que l'arène granitique présente une courbe de rétention sensiblement différente de celle d'un sol. Cette différence est très importante pour des pressions capillaires élevées.

Nous avons observé que les valeurs d'humidité prédites par la courbe de rétention pour les échantillons d'arène granitique se rapprochent des valeurs qui ont été obtenues pour des échantillons de granite de même niveau d'altération et d'origine différente, à condition que ces échantillons aient été prélevés avec la même méthode.

Les mesures de laboratoire n'ont qu'une valeur locale. Une perspective de ce travail serait d'étudier l'effet d'un changement d'échelle sur les propriétés de rétention, par exemple en déterminant la courbe de rétention sur des échantillons d'arène granitique non remaniés de plus grande dimension.

3.2.2 Estimation des propriétés en condition saturée.

3.2.2.1 Introduction

Les modèles de nappe requièrent, entre autres, une description réaliste de la distribution spatiale des conductivités hydrauliques pour reproduire la circulation de l'eau et prévoir le comportement de la nappe. Comme cela a été discuté par de Marsily (1981), des outils statistiques peuvent être utilisés afin de décrire la distribution spatiale de la conductivité hydraulique. Des modèles géologiques à grande résolution spatiale peuvent être générés grâce à ces outils. Mais, compte tenu des ressources informatiques actuelles, les modèles de nappe couplés au transport de solutés ne peuvent pas intégrer directement des modèles géologiques aussi complexes et précis. Il est alors nécessaire d'utiliser une description plus intégrative. Ce changement d'échelle suppose le calcul de moyennes spatiales. Renard et de Marsily (1997) passent en revue les théories du changement d'échelle et les différentes méthodes (méthode analytique et numérique) utilisées pour les propriétés équivalentes d'un aquifère.

L'objectif de cette partie est d'arriver à une définition de la conductivité hydraulique équivalente de l'aquifère à partir de mesures ponctuelles mises en œuvre dans l'aquifère superficiel du bassin versant de Kerrien.

3.2.2.2 Méthodologie

Quand le niveau de la nappe le permettait, nous avons utilisé le dispositif des 42 piézomètres implantés le long du versant pour mesurer *in situ* la conductivité hydraulique à différents endroits de l'aquifère. Pour rendre compte de la variabilité à l'échelle du mètre cube, nous avons opté pour la méthode des chocs hydrauliques. Cette méthode est adaptée à l'architecture des piézomètres (faible diamètre et faible section crépinée) (Younger, 2007) et elle est prévue pour obtenir des mesures ponctuelles dans l'espace car elle n'intègre qu'un faible volume d'aquifère autour de la crépine des piézomètres. Un autre intérêt majeur de cette méthode est qu'elle est simple et rapide à mettre en œuvre.

Chocs hydrauliques

Les chocs hydrauliques sont des essais qui sollicitent ponctuellement l'aquifère à partir d'un piézomètre afin d'estimer sa conductivité hydraulique. Elle consiste à retirer (Bailer test) ou injecter (Slug test) instantanément un petit volume d'eau dans un piézomètre et à observer le taux de remontée (ou descente) lors du retour au niveau piézométrique initial (pression hydrostatique). Le volume d'aquifère affecté est beaucoup plus faible qu'avec un essai de pompage. L'inconvénient est que la zone autour du piézomètre peut représenter un pourcentage non négligeable du volume perturbé lors du forage du puits. C'est pourquoi un

choc hydraulique réalisé seul ne constitue pas un substitut à l'essai de pompage. Néanmoins, il permet une première évaluation de la conductivité hydraulique de l'aquifère.

Mise en œuvre

Pour enregistrer les variations de pression de la colonne d'eau dans les piézomètres lors des chocs hydrauliques, nous avons utilisé les sondes de niveau piézométrique STS[®] déjà en place dans les piézomètres implantés à 15 m de profondeur. Ces sondes ont aussi été déplacées dans les autres piézomètres pour nous permettre d'enregistrer, toutes les deux secondes, l'évolution de la pression dans la colonne en réponse au choc hydraulique. Pour produire une variation de charge suffisante, une pompe immergée de type Grundfos[®] ($Q_{\max} = 8 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$) a été utilisée dans les piézomètres les plus profonds. Pour les piézomètres réagissant trop rapidement au choc hydraulique, nous avons remplacé la pompe par une pièce cylindrique nous permettant de déplacer une colonne d'un mètre d'eau. Enfin, une pompe émergée ($Q_{\max} = 7 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$) a été utilisée pour les piézomètres dont la base de la crépine était implantée à moins de 7,50 m de la surface. Ces trois techniques mises en œuvre pour créer une variation de charge dans les piézomètres ont été préférées à l'injection d'eau permettant d'éviter le mélange d'une eau de composition chimique différente.

Méthode d'interprétation

Selon le type de matériau rencontré et le mode de construction des puits d'observation testés, différentes réponses peuvent être observées lors de la remontée ou redescende du niveau de l'eau. Quand l'inertie de la colonne d'eau dans le puits n'est pas négligeable, on observe une réponse oscillatoire. Celle-ci survient lorsqu'un puits possède une colonne d'eau importante avec une crépine courte et dans un matériau très perméable. Dans notre cas, l'inertie de la colonne d'eau était négligeable car toutes les réponses ont été du type log-linéaire. Pour interpréter ce type de réponse dans un aquifère non confiné et à partir d'un piézomètre qui pénètre partiellement dans l'aquifère, la méthode de Bouwer et Rice (1976) est préconisée (Tab. 3-5).

Méthode	Type de Puits		Type de réponse		Type d'aquifère	
	Complet [†]	Incomplet [‡]	Log-linéaire	Oscillatoire	Libre	Confiné
Van der Kamp (1976)	x			x	x	
Cooper et al. (1967)	x		x			x
Hvorslev (1951)		x	x			x
Bouwer et Rice (1976)	x	x	x		x	

[†] Les puits sont dit complet lorsqu'il traverse la totalité de l'aquifère

[‡] Les puits incomplet pénètre partiellement dans l'aquifère

Tab. 3-5 – Résumé des méthodes habituellement employées pour analyser les résultats de chocs hydrauliques.

La solution analytique de Bouwer et Rice (3.5) est basée sur une modification de l'équation de Thiem. Elle s'obtient en combinant l'équation du débit (3.3) avec la variation de charge au cours du temps (3.4). En intégrant le résultat entre y_0 à $t=0$ et $y(t)$ à t on trouve la formule pour la conductivité hydraulique (3.5). La solution analytique de Bouwer et Rice n'est valable que dans des conditions précises qui permettent de respecter les hypothèses utilisées pour établir cette solution. La robustesse de la méthode dépend de la validité des hypothèses* du modèle dans le contexte où les mesures sont réalisées.

$$Q = 2\pi K_s L \frac{y}{\ln(R_e / r_w)} \quad (3.3)$$

$$\frac{dy}{dt} = \frac{-Q}{\pi \cdot r_c^2} \quad (3.4)$$

$$K_s = \frac{r_c^2 \ln(R_e / r_w)}{2L} \frac{1}{t} \ln \frac{y_0}{y(t)} \quad (3.5)$$

où Q est le débit dans le piézomètre, K_s est la conductivité hydraulique à saturation de l'aquifère autour du piézomètre, L est la longueur de la crépine, $y(t)$ est la différence entre le niveau d'eau mesuré à un instant t et le niveau d'eau avant la mesure, y_0 correspond à la valeur y à $t=0$, R_e est le rayon effectif qui délimite la région de l'aquifère dans laquelle les variations de charge se dissipent, r_c est le rayon du tubage et r_w est le rayon de la section du forage.

* La région de l'aquifère influencée par le choc hydraulique doit être homogène avec une épaisseur uniforme ; la surface piézométrique est quasiment horizontale avant la réalisation de la mesure ; la variation de charge dans le piézomètre est instantanée ; la densité et la viscosité de la nappe sont constantes ; le flux d'eau dans la nappe peut être décrit par la loi de Darcy ; l'eau circule horizontalement.

Toutes les grandeurs de ces équations sont connues, mis à part R_e . Cependant, cette valeur a été estimée par Bouwer et Rice. Pour des piézomètres qui pénètrent partiellement dans l'aquifère, l'équation (3.6) permet de quantifier la valeur de $\ln(R_e/r_w)$.

$$\ln \frac{R_e}{r_w} = \left[\frac{1,1}{\ln(H/r_w)} + \frac{A + B \ln[(D - H)/r_w]}{L/r_w} \right]^{-1} \quad (3.6)$$

Les valeurs des paramètres A et B sont estimées graphiquement à partir d'abaques donnés par Bouwer et Rice (Fig. 3-10). Ces deux paramètres dépendent de la longueur de la crépine et du rayon de la section du forage. Le diamètre du forage était de 165 mm pour les 42 piézomètres implantés dans l'aquifère du bassin versant de Kerrien (Fig. 4-1b,c). La longueur de la crépine était d'un mètre pour les piézomètres implantés à plus de 4 m de profondeur et de 50 cm pour les autres. Les valeurs respectives de A et B sont de 1,967 et 0,289 pour les piézomètres profonds et de 1,768 et 0,247 pour les piézomètres implantés à moins de 4 m de profondeur.

Pour analyser les essais réalisés sur le bassin versant de Kerrien, nous avons utilisé le tableur développé par Halford et Kuniansky (2002) (présenté par Jiao and Leung, 2003) qui met en œuvre la méthode de Bouwer et Rice (1976). La solution de Bouwer et Rice ajustée sur les résultats du choc hydraulique mis en œuvre sur le piézomètre L15 est présentée sur la figure 3-11.

3.2.2.3 Résultats et discussion

Parmi les 42 piézomètres disponibles sur le site, 28 ont permis de réaliser des chocs hydrauliques. Le rayon moyen d'incidence des chocs hydrauliques a été de 1 m et en moyenne il a fallu 38 minutes pour recouvrer 90 % de la charge hydrostatique initiale dans les piézomètres, valeur nécessaire pour l'interprétation de la mesure. A cette échelle de temps, nous avons considéré que le régime d'écoulement de la nappe était stationnaire.

Comparaison avec les gammes de valeur

La gamme de variation des valeurs de conductivité hydraulique rencontrée dans l'aquifère granitique du bassin versant de Kerrien recoupe la gamme de variation généralement observée dans les arènes granitiques (Fig. 3-12). Cependant, certaines valeurs vont au-delà du domaine de variation des arènes granitiques et recoupent le domaine de variation des valeurs de conductivité hydraulique des granites fracturés. Ce constat suggère que certains piézomètres sont en contact avec une roche fracturée pour les conductivités

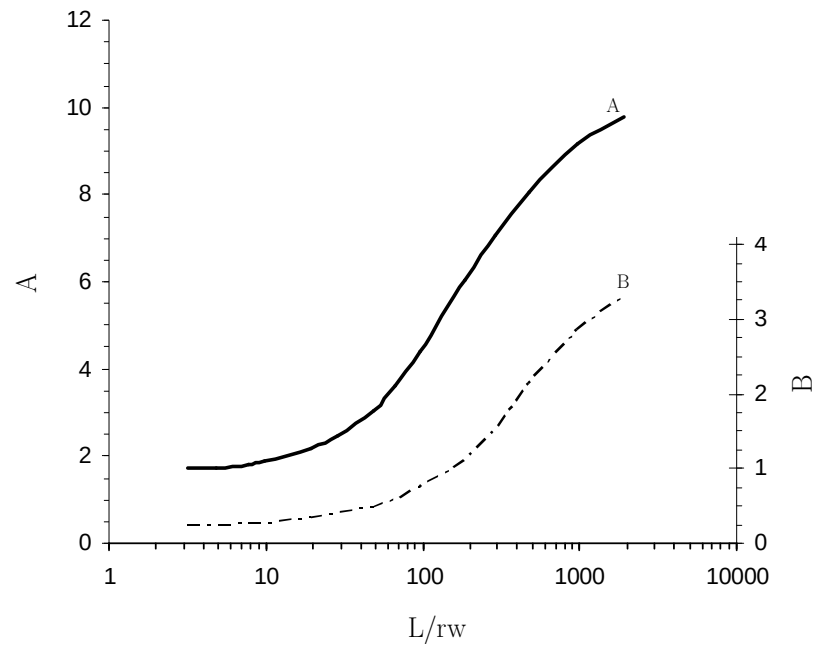


Fig. 3-10 – Courbes reliant le coefficient A et B avec le rapport L/r_w (illustration extraite de Bouwer and Rice, 1976)

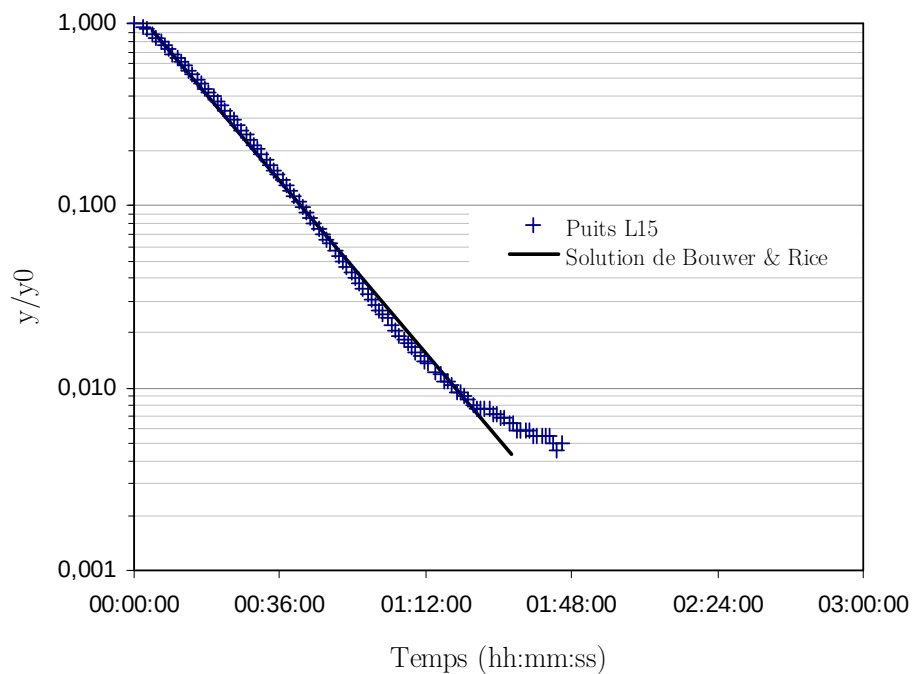


Fig. 3-11 – Ajustement de la solution analytique de Bouwer et Rice sur les données enregistrées dans le piézomètre L15.

hydrauliques les plus fortes et une roche qui n'est quasiment pas altérée pour les conductivités hydrauliques les plus faibles. Ces valeurs extrêmes n'ont été observées que pour des piézomètres situés à moins de 5 m sous la surface pour les conductivités hydrauliques les plus faibles et à 15 m sous la surface pour les conductivités hydrauliques les plus fortes. Ce résultat corrobore l'interprétation des campagnes géophysiques montrant que les anomalies détectées non loin de la surface sont attribuées à l'emplacement de boules de granite peu altérées (conductivité hydraulique plus faible dans le granite peu altéré) et supposent que la roche saine se situe à plus de 20 m de la surface avec une zone intermédiaire où le granite est fracturé (conductivité hydraulique plus forte dans les zones fracturées) (Cosenza, 2005; Legchenko, 2001; Legchenko *et al.*, 2004).

Les résultats des mesures de conductivité hydraulique sont donc compatibles avec le schéma qui s'appuie sur les mesures géophysiques réalisées sur le site de Kerrien (Cosenza, 2005; Legchenko, 2001; Legchenko *et al.*, 2004). La distribution des conductivités hydrauliques est de type log-normal, la moyenne géométrique n'est donc pas significativement différente de la médiane. D'après nos observations, à l'échelle d'un choc hydraulique la conductivité hydraulique la plus probable est de $8,4 \cdot 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$ (Tab. 3-7).

Calcul de la conductivité hydraulique équivalente

Pour les écoulements uniformes, de nombreux auteurs ont vérifié que la conductivité hydraulique effective (K_{eff}) d'un milieu homogène est toujours comprise entre les bornes de Wiener (1912) (3.7) (voir la synthèse de Danquigny and Ackerer, 2005). Il s'agit de la moyenne arithmétique (K_a) et la moyenne harmonique (K_h) des valeurs locales de la conductivité hydraulique :

$$K_h \leq K_{eff} \leq K_a \quad (3.7)$$

Les valeurs des différentes moyennes sont indiquées dans le tableau 3–6. La moyenne arithmétique caractérise la conductivité hydraulique équivalente des mailles en parallèle par rapport à la direction de l'écoulement moyen et privilégie les valeurs élevées, tandis que la moyenne harmonique caractérise la conductivité hydraulique équivalente des mailles en série, par rapport à la direction de l'écoulement moyen et privilégie les faibles valeurs de conductivité hydraulique (Danquigny and Ackerer, 2005; de Marsily, 1981).

Moyenne arithmétique (K_a)	$3,0.10^{-5}$
Moyenne géométrique	$8,0.10^{-6}$
Moyenne harmonique (K_h)	$1,1.10^{-6}$
Médiane	$7,2.10^{-6}$
Maximum	$1,5.10^{-4}$
Minimum	$5,6.10^{-8}$

Tab. 3-6 – Paramètres de position de la distribution des valeurs de conductivité hydraulique ($m.s^{-1}$) mesurées dans tous les piézomètres en contact avec la nappe.

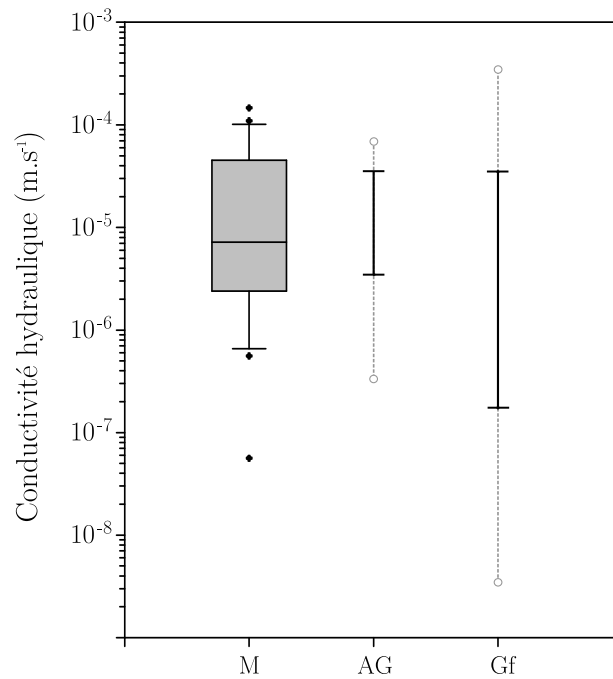


Fig. 3-12 – Boîte de dispersion de la conductivité hydraulique pour les valeurs mesurées dans les piézomètres le long du versant (M), domaine de variation de la conductivité hydraulique pour les valeurs habituellement mesurées dans les granites altérés (AG)* et pour des matériaux granitiques fracturés (Gf)*. Pour AG et Gf les traits pleins matérialisent le domaine de variation le plus probable et les traits tiretés correspondent au domaine des valeurs extrêmes.

Cette inégalité fondamentale est à l'origine de plusieurs études dont le but est de borner la conductivité hydraulique équivalente et de proposer une formulation pour le calcul de celle-ci. Ainsi, Le Loc'h (1987) propose de prendre la moyenne géométrique ($K_{C,P}$) des bornes de Cardwell et Parsons (1945) pour calculer la conductivité hydraulique équivalente.

$$K_{C,P} = \sqrt{K_{C,P,\max} K_{C,P,\min}} \quad (3.8)$$

* Pour chacun des matériaux les valeurs présentées ont été compilées à partir des travaux de Bouwer H. 1978. *Groundwater Hydrology*: McGraw-Hill, New York, 480p, Domenico PA, Schwartz FW. 1990. *Physical and Chemical Hydrology*: New York, John Wiley and Sons, 824 p.

où $K_{C,P,max}$ est la moyenne harmonique des moyennes arithmétiques des conductivités hydrauliques locales calculées pour chaque plan perpendiculaire à l'écoulement principal, $K_{C,P,min}$ est la moyenne arithmétique des moyennes harmoniques des conductivités hydrauliques locales calculées sur l'axe parallèle à l'écoulement principal.

Pour calculer les valeurs des bornes de Cardwell et la conductivité hydraulique équivalente, nous avons seulement utilisé les mesures réalisées dans les piézomètres implantés entre 15 et 6 m de profondeur. En effet, pour certains plots de piézomètres, la surface de la nappe atteint rarement les niveaux qui se trouvent à moins de 6 m de profondeur. C'est pour cette raison que les piézomètres à moins de 6 m ont été écartés car les mesures disponibles ne couvraient pas toute la zone étudiée. Le mode opératoire pour le calcul des bornes, appliqué au dispositif expérimental, est présenté dans la figure 3-13. Le plan considéré dans le calcul n'est pas exactement perpendiculaire à l'écoulement car le gradient piézométrique est de 14% et le flux d'eau est convergent. En réalité l'angle α est de 83° et l'angle β est de 80° . Malgré tout, nous avons utilisé la formule de Le Loc'h (1987), pour les niveaux situés entre 15 et 6 m de profondeur. D'après cette formule la conductivité hydraulique équivalente est de $9,79.10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$. Cette valeur est très légèrement supérieure à la moyenne géométrique pour les valeurs considérées. Ce résultat nous indique qu'aucun des modes de distribution de la conductivité hydraulique ne peut être privilégié. La distribution des valeurs de conductivité hydraulique dans le milieu est donc aléatoire.

Moyenne arithmétique (K_a)	$3,02.10^{-5}$
$K_{C,P}$	$9,79.10^{-6}$
Moyenne géométrique	$9,59.10^{-6}$
Moyenne harmonique (K_h)	$3,00.10^{-6}$

Tab. 3-7 – Comparaison de la conductivité hydraulique équivalente ($K_{C,P}$) avec la moyenne géométrique et les bornes de Wiener calculées à partir pour valeurs de conductivité hydraulique mesurées dans les piézomètres implanté entre 6 et 15 m de profondeur.

3.2.2.4 Conclusion

Le but de ce travail était d'estimer la valeur de la conductivité hydraulique équivalente qui permettrait de paramétrer un modèle de nappe. Les chocs hydrauliques mis en œuvre sur les piézomètres en contact avec la nappe ont montré que les valeurs de conductivité hydraulique, mesurées ponctuellement dans l'aquifère, ne sont pas uniformes et certaines valeurs s'écartent sensiblement du domaine de variation constaté pour des aquifères de granite altéré. En s'appuyant sur l'interprétation des campagnes de mesures géophysiques, les valeurs extrêmes de conductivité hydraulique s'expliquent par l'assemblage très complexe des

différents niveaux d'altération du granite. Nous avons vu que la conductivité hydraulique équivalente, calculée à partir des valeurs mesurées dans les piézomètres profonds, résulte d'une distribution aléatoire de la conductivité hydraulique dans l'aquifère.

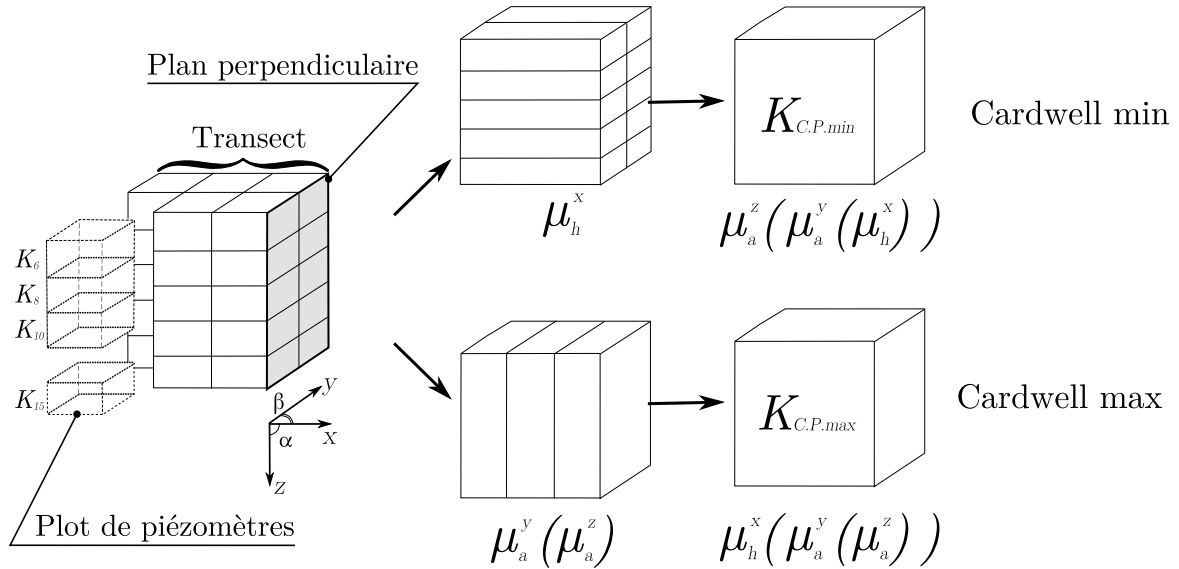


Fig. 3-13 – Calcul des bornes de Cardwell et Parsons appliqué au dispositif expérimental utilisé pour définir la conductivité hydraulique équivalente. L'axe x indique la direction de l'écoulement, Z la profondeur à laquelle la mesure de conductivité hydraulique a été réalisée, μ_a et μ_h correspondent à la moyenne arithmétique et la moyenne harmonique, respectivement (illustration modifiée à partir de Renard and de Marsily, 1997).

3.3 Modélisation hydrologique

3.3.1 Introduction

La modélisation hydrologique des aquifères superficiels est une question complexe en raison de l'hétérogénéité des propriétés hydrodynamiques et de la géométrie de l'aquifère. Les modèles généralement mis en œuvre sont basés sur la modélisation des écoulements dans la zone saturée et la zone non saturée est souvent représentée de façon frustrée (Gascuel-Odoux *et al.*, 2010; Martin *et al.*, 2006; Molénat and Gascuel-Odoux, 2002, et d'autres). Dans notre étude, nous allons utiliser un modèle qui représente les écoulements de l'eau dans la zone saturée, ainsi que dans la zone non saturée.

Les modèles à base physique peuvent représenter simultanément le transfert d'eau à travers le sol et la nappe. Ces modèles peuvent aussi prendre en compte l'hétérogénéité du

milieu. Mais dans ce cas, ils requièrent des données précises sur le mode de distribution spatiale des propriétés hydrodynamiques du milieu (porosité, anisotropie, perméabilité et courbe de rétention). De nombreux travaux montrent l'hétérogénéité des matériaux géologiques en cours d'altération (e.g., Dewandel *et al.*, 2006; Katsura *et al.*, 2009; Rossi and Graham, 2010; Thuro and Scholz, 2003). Pour autant, nous envisageons dans notre travail une représentation simplifiée de l'aquifère sous la forme d'un milieu poreux, uniforme et isotrope. Cette représentation est basée sur des considérations géométriques et l'utilisation de propriétés hydrodynamiques moyennes de l'aquifère.

Le but de ce travail est double. En premier lieu, il s'agit d'analyser la capacité d'un modèle hydrologique d'un aquifère superficiel comprenant une représentation simplifiée du milieu (uniforme, anisotrope) à reproduire les caractéristiques piézométriques de la nappe que nous avons précédemment mises en évidence (voir section 2.3.1). En second lieu, il s'agit de disposer d'un modèle hydrologique d'aquifère qui servira de base aux modèles de transport que nous allons tester dans le dernier chapitre de ce mémoire.

3.3.2 Matériels et méthodes

3.3.2.1 Stratégie

La démarche consiste à s'appuyer sur l'observation du comportement hydrologique d'une nappe de versant pour calibrer un modèle hydrologique et ainsi obtenir des paramètres hydrodynamiques équivalents pour un milieu poreux uniforme et isotrope.

En utilisant l'année hydrologique 2006-2007 comme période de simulation et en ajustant les paramètres hydrodynamiques du milieu poreux et les conditions aux limites, nous voulons que les caractéristiques de la nappe simulée soient proches de celles observées. Pour commencer, nous avons utilisé les paramètres hydrodynamiques moyens et équivalents identifiés dans la section 3.2.1 et 3.2.2. Pour ajuster les paramètres nous avons utilisé des conditions initiales très proches des caractéristiques que nous cherchions à reproduire, à savoir : une nappe superficielle avec un gradient hydraulique latéral (~14 %) ; une zone de fluctuation de nappe avec une épaisseur suffisante (3,7 - 5,1 m) et une surface de nappe se situant à environ 6 m de profondeur par rapport au niveau du sol en période d'étiage.

3.3.2.2 Présentation du code

Nous avons utilisé le logiciel Hydrus 2D (Šimůnek *et al.*, 1999) pour réaliser les simulations numériques. Ce logiciel utilise le code SWMS-2D (Šimůnek *et al.*, 1994) qui permet de simuler le mouvement de l'eau dans un milieu poreux partiellement saturé en deux

dimensions. Ce code utilise la méthode des différences finies pour résoudre l'équation de Richards (3.9).

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left(K(h) \left(K_{ij}^A \frac{\partial h}{\partial x_j} + K_{iz}^A \right) \right) + S \quad (3.9)$$

où h correspond au potentiel matriciel (L), θ à l'humidité volumique (-), x_i aux coordonnées spatiales (L), t au temps (T), K_{iz}^A est le tenseur d'anisotropie (-) et S le terme source/puits.

La résolution de cette équation permet d'accéder aux valeurs d'humidité et de pression de l'eau en tous points de l'espace, correspondant aux nœuds d'un maillage. Ces valeurs permettent de calculer les composantes verticales et horizontales des vecteurs flux.

Dans le modèle, la courbe de rétention en eau du milieu poreux est décrite par le modèle de Van-Genuchten (1980) (3.1) et la courbe de conductivité hydraulique correspondante (3.10) reprend certains des paramètres de la courbe de rétention.

$$K(h) = K_s \frac{\left(1 - (\alpha \cdot |h|)^{n-1} \cdot \left(1 + (\alpha \cdot |h|)^n \right)^{-m} \right)^2}{\left(1 + (\alpha \cdot |h|)^n \right)^{m/2}} \quad (3.10)$$

où K_s est la conductivité hydraulique à saturation ($L.T^{-1}$), h est la pression capillaire (L), α (>0 et en L^{-1}) correspond à l'inverse du potentiel d'entrée d'air, n l'indice lié à la distribution de la taille des pores et m que l'on peut relier à l'asymétrie de la courbe de rétention est tel que $m=1-1/n$ (approximation de Mualem).

3.3.2.3 Discrétisation spatio-temporelle

Pour que le modèle puisse simuler le comportement d'une nappe de versant, la géométrie du domaine d'écoulement, dans lequel les équations du modèle ont été résolues, reprend la topographie du versant étudié. Le domaine d'écoulement est une section du versant qui est parallèle à la pente topographique. La section débute à l'aplomb de la limite amont du bassin versant topographique et elle se termine au niveau de la zone d'émergence de la nappe. La longueur de la section recoupe l'ensemble du transect formé par les piézomètres implantés sur le terrain et appartenant aux plots H, J et L. La forme de la surface du domaine d'écoulement est identique à la topographie. D'après la configuration du sous-sol que Legchenko *et al.* (2004) proposent (Fig. 3-14), au sommet du versant la couche de granite très altéré mesure environ 20 m d'épaisseur.

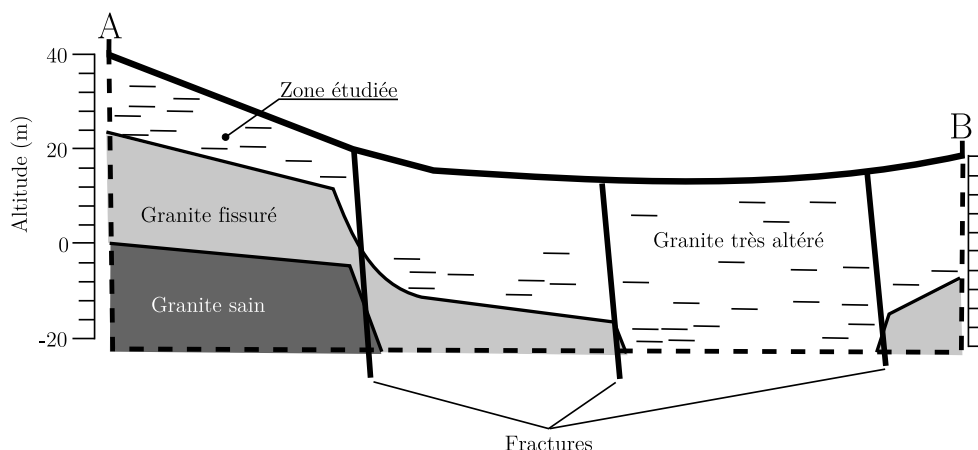


Fig. 3-14 – Configuration géologique du massif granitique altéré déduite des mesures géophysiques réalisées sur le bassin versant de Kerrien et Kerbernez (Legchenko et al., 2004). La position du profil est reportée sur la figure 2–3.

Nous nous sommes également appuyés sur les travaux de Martin *et al.*, (2006) qui montrent que la prise en compte d'un domaine d'écoulement avec une épaisseur variable le long du versant n'améliore pas la prédiction du niveau de la nappe. Le domaine d'écoulement considéré a donc une épaisseur uniforme de l'amont à l'aval. La base du domaine d'écoulement reprend la forme de la topographie et a été positionnée à 20 m de la surface pour que l'épaisseur soit conforme aux estimations de Legchenko et al. (2004) et constante tout au long du domaine. Les limites en amont et en aval sont verticales et rectilignes. Le domaine d'écoulement a été discrétisé en éléments finis selon un maillage régulier qui correspond à un assemblage comprenant 2 448 nœuds et 4 710 mailles triangulaires (Fig. 3-15). La distance maximum entre deux nœuds était d'environ 2 m.

Sur le plan temporel, la période de simulation comprend cinq années. Les données d'entrée du modèle ont un pas de temps journalier et la discrétisation des temps de calcul a été définie avec un pas de temps initial de 0,1 j et des pas de temps intermédiaires maximum et minimum de 1 j et 0,001 j, respectivement.

3.3.2.4 Conditions aux limites et conditions initiales

Conditions aux limites

À la surface (limite supérieure du domaine d'écoulement), une condition sous la forme d'un flux variable dans le temps mais uniforme dans l'espace a été appliquée. Cette condition correspond en fait aux conditions atmosphériques (Fig. 3-15). Le pas de temps de variation de ce flux est la journée. Le flux imposé est dérivé d'un modèle de type Burns (1974) permettant à partir de relevés de pluie et d'évaporation d'estimer le flux d'infiltration sous la zone

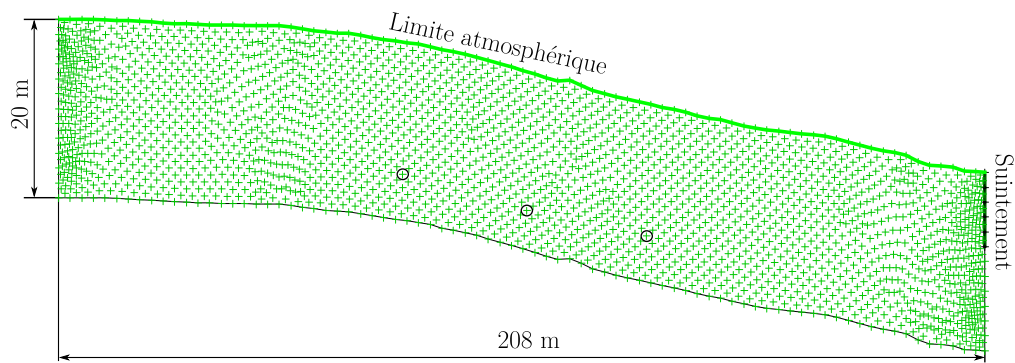


Fig. 3-15 – Dimensionnement et conditions aux limites du système étudié. Toutes les limites du domaine sans spécification sont des conditions de flux nul. Chaque nœud du maillage est représenté par une croix. Chaque croix correspond à un nœud de la maille et la position des cercles signale les nœuds pour lesquels les valeurs des variables sont enregistrées pendant la simulation pour être comparées aux valeurs observées.

racinaire. Dans ce modèle, le sol est représenté par un réservoir où le déficit initial contrôle la quantité d'eau infiltrée et évaporée. Ainsi un flux journalier a été calculé pour l'année 2006-2007 à partir de la pluie et de l'évaporation enregistrées sur le site le Kerbernez. Cette chronique annuelle a été répétée 5 fois pour couvrir la période de 5 années de simulation.

Une zone de suintement libre a été définie pour les 4 nœuds de la partie supérieure de la limite latérale aval (Fig. 3-15). La partie non saturée de cette zone de suintement ne génère aucun flux et la partie saturée est affectée d'une pression nulle (pression atmosphérique). Toutes les autres limites du domaine d'écoulement correspondent à des zones où le flux d'eau est nul.

Conditions initiales

Pour créer des conditions initiales (Fig. 3-16), nous avons utilisé un modèle avec les mêmes dimensions que celles qui ont été décrites précédemment. Toutefois, pour maintenir un gradient hydraulique, nous avons modifié les conditions aux limites en imposant une charge constante pour la limite latérale en amont du domaine d'écoulement. Cette charge était de 18 m au dessus de la base du domaine d'écoulement. Fixer ainsi la condition à la limite amont dans notre modèle à entraîner de l'eau vers l'intérieur du système par la limite latérale amont. En même temps, cette condition en amont maintient le gradient piézométrique de la nappe jusqu'à l'aval. Les paramètres de la courbe de rétention utilisés pour générer les conditions initiales correspondaient à ceux de la courbe de rétention moyenne mesurée sur les échantillons d'arène granitique (Tab. 3-2 p. 56). La conductivité hydraulique correspondait à la moyenne géométrique des valeurs obtenues pour les chocs hydrauliques ($8,0 \cdot 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$). L'épaisseur de la zone de suintement était de 6,7 m.

Ajustement des paramètres hydrodynamiques

Nous avons ajusté par essai-erreur la valeur de la conductivité hydraulique (qui correspondait initialement à la valeur de la conductivité hydraulique équivalente calculée dans la section 3.2.2.3) et l'épaisseur de la zone de suintement. L'opération a été répétée jusqu'à ce que le gradient piézométrique atteigne un niveau acceptable (proche de celui qui était imposé par les conditions initiales). Pour finir, nous avons ajusté la valeur de l'humidité résiduelle pour représenter une amplitude de fluctuation de nappe comparable à celle observée sur le terrain.

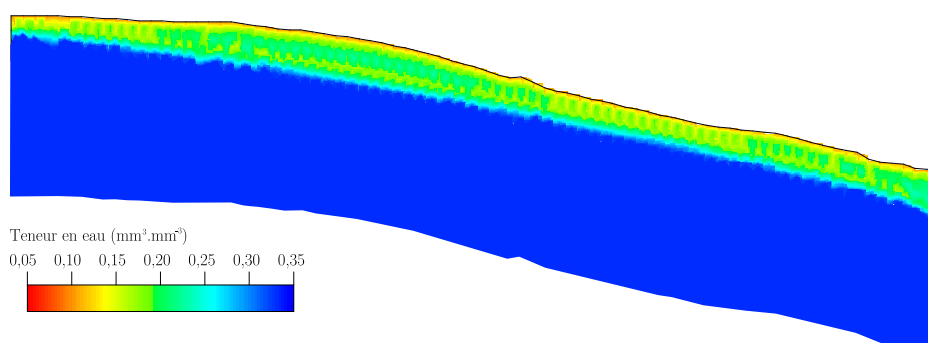


Fig. 3-16 – Conditions initiales pour la teneur en eau dans le domaine d'écoulement générées grâce à la prise en compte d'une charge de pression constante pour la limite latérale amont.

3.3.3 Résultats

Pour parvenir à un modèle hydrologique qui prenne en compte une position et des fluctuations de la surface de la nappe proches de celles observées le long du versant, il a fallu, à partir des valeurs obtenues expérimentalement, d'une part réduire la conductivité hydraulique du milieu poreux pour maintenir un gradient hydraulique suffisant et d'autre part augmenter l'humidité résiduelle pour diminuer la quantité d'eau libre dans le milieu (θ_e) et de ce fait créer des fluctuations suffisantes du niveau de la nappe à chaque période de recharge. Les valeurs des paramètres hydrodynamiques retenues pour caractériser le milieu dans le modèle sont résumées dans le tableau 3-8. Les courbes illustrant la relation $K(h)$ et $\theta(h)$ correspondant aux paramètres ajustés pour le modèle hydrologique sont présentées dans la figure 3-17.

θ_r	θ_s	α	n	K_s	l
(-)	(-)	(mm ⁻¹)	(-)	(mm.j ⁻¹)	(-)
0,230	0,367	0,0118	1,6	165	0,5

Tab. 3-8 – Paramètres hydrodynamiques pour l'ensemble du domaine d'écoulement

La valeur de la conductivité hydraulique à saturation ajustée dans le modèle hydrologique est de $1,91 \cdot 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$. Cette valeur est comprise entre la moyenne géométrique et la moyenne harmonique des valeurs de la conductivité hydraulique mesurées sur le terrain (Tab. 3-6 page 73).

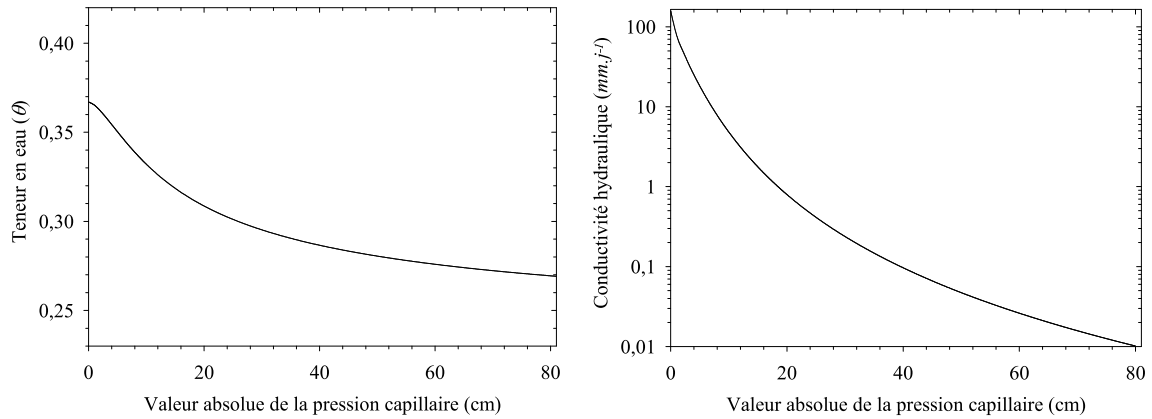


Fig. 3-17 – La courbe $\theta(h)$ à gauche et la courbe $K(h)$ à droite dont les paramètres ont été ajustés pour obtenir une position et des fluctuations du niveau de la nappe dans le modèle hydrologique.

Nous avons dû augmenter l'épaisseur de la zone de suintement en aval (initialement 8 m) pour rabattre le niveau de la nappe pour éviter que sa surface n'atteigne et ne dépasse la limite supérieure du domaine d'écoulement (Fig. 3-18). En effet, dans le modèle la condition limite atmosphérique n'est pas prévue pour simuler l'exfiltration de la nappe. Finalement, pour simuler correctement la nappe avec les caractéristiques du milieu et les autres conditions aux limites du modèle, la zone de suintement a été amenée à 10 m d'épaisseur. Du fait de cette valeur élevée, le niveau maximal de nappe n'atteint jamais la surface en aval du domaine, alors que c'est la zone d'émergence de la nappe.

L'épaisseur moyenne de la zone de fluctuation de la surface de la nappe (WTFZ), simulée par le modèle au niveau des points d'observation, est de 3,67 m ($\pm 0,06$ m) et celle calculée à partir des valeurs observées sur le terrain est de 4,18 m ($\pm 1,15$ m). Comme les intervalles de confiance se chevauchent, l'épaisseur moyenne de la WTFZ simulée par le modèle est satisfaisante puisqu'elle recouvre, à plus de 50%, celle qui a été observée sur le terrain pour l'année hydrologique 2006-2007. Néanmoins, les formes des fluctuations du niveau de la surface de la nappe modélisées ne correspondent pas exactement à celles qui ont été observées. Un décalage temporel systématique du début de la période de recharge apparaît entre les différentes positions pour les valeurs simulées et pour une même position entre les valeurs observées et les valeurs simulées. Entre les observations et les simulations, le

décalage est de 23 jours au niveau des points B et C. Pour le point A, le décalage est supérieur à 1 mois.

3.3.4 Discussion

Caractéristiques hydrodynamiques du milieu

La valeur de la conductivité hydraulique à saturation ajustée est une bonne estimation de la conductivité hydraulique à saturation équivalente et celle-ci est très proche de la moyenne harmonique calculée à partir des mesures réalisées sur le terrain. Ce résultat indique que pour une distribution des valeurs de la conductivité hydraulique comme celle qui a été constatée le long du versant (Fig. 3-12), les valeurs devraient être spatialement distribuées en série par rapport à la direction de l'écoulement moyen (voir la section 3.2.2.3 Calcul de la conductivité hydraulique équivalente). Autrement dit, la distribution spatiale des valeurs de conductivité hydraulique à travers le domaine d'écoulement devrait suivre une structure orientée perpendiculairement à la pente. Ce mode de répartition des conductivités hydrauliques dans l'espace pourrait être représenté par la juxtaposition de systèmes sub-verticaux présentant une conductivité hydraulique quasi uniforme. Ces systèmes pourraient alors correspondre à des fractures relictuelles plus ou moins actives (conductivité hydraulique forte), des zones où le granite est en cours d'altération (conductivité hydraulique intermédiaire) ou des systèmes où l'argile s'est accumulée (conductivité hydraulique faible).

En augmentant la valeur de la teneur en eau résiduelle du milieu poreux, nous nous sommes rapprochés de la forme de la courbe de rétention obtenue par Katsura *et al.* (2009) et pour laquelle la teneur en eau résiduelle est élevée et la teneur en eau libre est plus faible. Contrairement à Katsura *et al.* (2009), les échantillons d'arène granitique que nous avons étudiés pour établir les paramètres de rétention initiaux (section 3.2.1), ont été prélevés non loin de la surface. Donc, l'ajustement de l'humidité résiduelle qui a été nécessaire pour que l'amplitude des fluctuations du niveau de la nappe soit correctement simulée suggère que les échantillons d'arène granitique n'étaient pas représentatifs du matériau aquifère du bassin versant. Si nos résultats étaient plus proches de ceux de Hubbert *et al.* (2001b), c'est certainement parce que nos échantillons avaient été prélevés dans des conditions quasi-similaires. Ce résultat montre que la courbe de rétention qu'il est possible d'établir à partir d'un échantillon d'arène granitique prélevé à quelques mètres sous la surface du sol n'est pas représentative des propriétés de rétention d'un milieu poreux uniforme, équivalent et représentant un aquifère d'altérite.

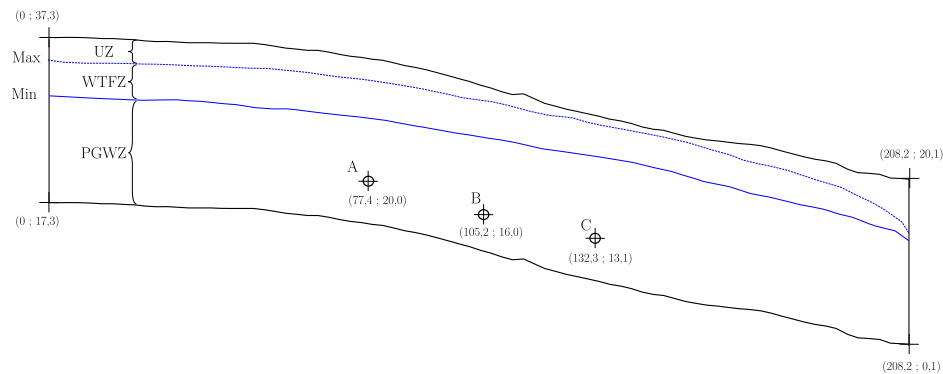


Fig. 3-18 – Niveaux de nappe obtenus par simulation numérique. La position minimum et maximum de la surface de la nappe permet de définir la zone non saturée (UZ), la zone de fluctuation de la surface de la nappe (WTFZ) et la nappe permanente (PGWZ). Les coordonnées spatiales sont indiquées pour chacun des points d'observation (A, B et C) et l'unité de longueur est le mètre.

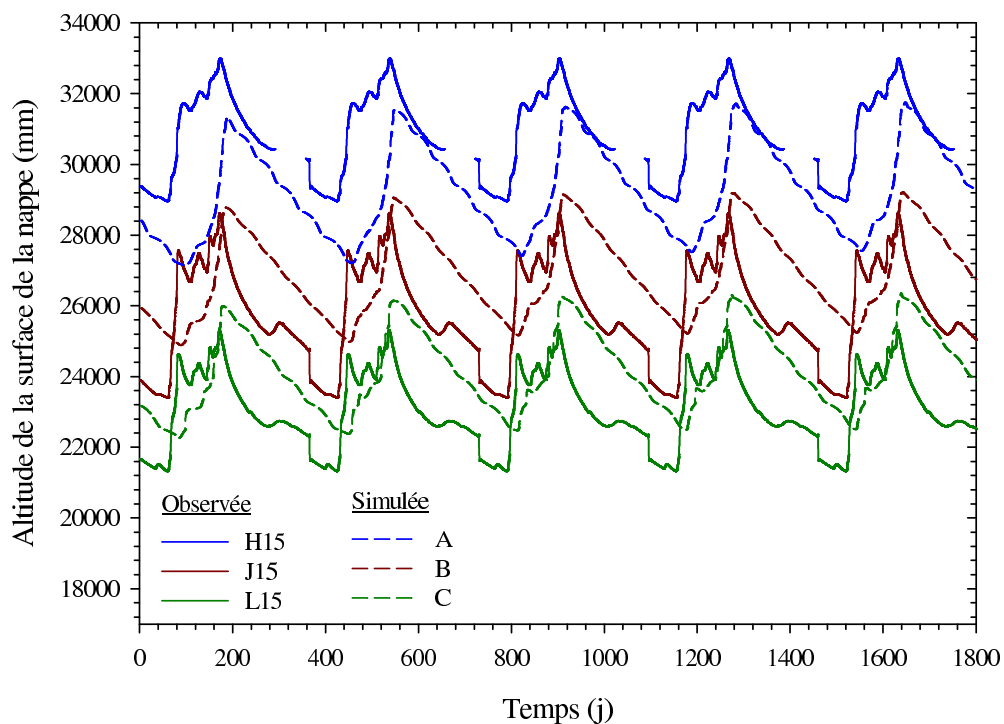


Fig. 3-19 – Comparaison des valeurs d'altitude de la nappe superficielle simulées avec Hydrus avec les valeurs observées le long du versant en amont à mi-versant et en aval.

Taille de la zone de suintement

La condition limite latérale en aval du domaine d'écoulement est une façon de prendre en compte les écoulements souterrains qui ne rejoignent pas la rivière et l'exutoire du bassin mais circulent dans la nappe. D'ailleurs, des bilans d'eau réalisés à l'exutoire du bassin versant de Kerrien prouvent l'existence d'inféro-flux* importants (Martin *et al.*, 2004; Ruiz *et al.*, 2002a). La proportion de ce type d'écoulement est très importante pour des versants de petite taille.

Les fluctuations du niveau de la nappe

En moyenne, les niveaux de la nappe simulés avec le modèle hydrologique sont comparables aux niveaux observés. L'épaisseur de la zone non saturée (UZ) simulée est plus importante au dessus du point A qu'au dessus des deux autres positions. Pour les valeurs simulées, il y a aussi un décalage de 15 jours entre la réaction de la nappe au niveau du point A et la réaction au niveau des deux autres points. Comme le milieu poreux modélisé est uniforme, c'est la distance à parcourir dans la UZ qui détermine le temps nécessaire pour que le front d'infiltration atteigne la surface de la nappe. Cet élément peut être mis en avant pour expliquer pourquoi nous constatons un décalage important entre le point A et les autres positions pour les valeurs simulées. Sur le terrain, le décalage entre les différents plots de piézomètre n'est que de 2 jours même pour différentes épaisseurs de la UZ. Au dessus du point C et D, l'épaisseur de la UZ simulée est inférieure à celle observée sur le terrain avant le début de la période de recharge. Pourtant, le décalage est très important entre les premières réactions de la nappe observées et celles qui ont pu être simulées. Par conséquent, l'écart entre les observations et les simulations au début de la période de recharge ne dépend pas de l'épaisseur de la zone non saturée et il ne peut y avoir que les propriétés hydrodynamiques du milieu qui influencent ce décalage. Contrairement à la manière dont le milieu a été représenté dans le modèle, nous pensons que sur le terrain la conductivité hydraulique est plus forte dans la UZ. D'ailleurs, en multipliant par 10 la conductivité hydraulique à saturation de la UZ du modèle, le décalage temporel diminue entre les valeurs observées et les valeurs simulées pour la date marquant le début de la période de recharge. Cette augmentation entraîne une réactivité de la nappe plus importante pendant la période de recharge. Ce comportement vis-à-vis de la période de recharge est plus proche de celui observé sur le terrain. Ceci nous confirme que la capacité d'un modèle à reproduire les variations du niveau de la nappe le long du versant dépend aussi des propriétés hydrodynamiques de la zone de non saturée. Le fait que nous soyons forcés d'augmenter la conductivité hydraulique à saturation de la zone non

* Écoulements d'eau dans des alluvions perméables sous le lit de la rivière.

saturée pour nous rapprocher de la réactivité réelle de la nappe est probablement dû au fait que le modèle n'est pas capable de simuler les écoulements préférentiels

Le gradient piézométrique

Le gradient piézométrique moyen observé le long du versant est de 14,2 % (SD= 0,016) et celui simulé est de 9,2 % (SD= 0,009). Pour les observations, le gradient piézométrique est supérieur au gradient topographique et pour les simulations c'est l'inverse. Dans les deux cas le gradient piézométrique varie au cours de l'année hydrologique. L'amplitude des variations des valeurs observées est beaucoup plus importante que celle des valeurs simulées. Dans les deux cas, la valeur moyenne du gradient piézométrique indique que l'eau circule d'amont en aval. L'altitude de la surface de la nappe est supérieure aux valeurs simulées pour le piézomètre H15 et inférieure aux valeurs simulées pour les piézomètres J15 et L15. Ce contraste induit une différence de charge plus importante entre l'amont et l'aval pour les valeurs observées. C'est pour cette raison que le gradient piézométrique moyen simulé par le modèle est moins important que celui observé.

L'augmentation importante de l'altitude de la surface de la nappe au niveau du piézomètre J15 par rapport aux piézomètres H15 et L15, explique pourquoi le gradient piézométrique observé varie plus au cours de l'année que le gradient piézométrique simulé. C'est pour cette raison que le gradient entre le piézomètre H15 et J15 est très important au début de la période de recharge (17,5 %) puis diminue au même rythme que les flux de recharge (jusqu'à 9,8 %). Inversement, le gradient piézométrique, observé entre J15 et L15, est faible au début de la période de recharge (10,5 %) puis il augmente au même rythme que le flux de recharge (jusqu'à 15,5 %). Mais, d'après l'évolution du gradient au cours de l'année et entre les différents couples de piézomètres, la période où le niveau de la nappe est le plus proche de la surface du sol coïncide aussi avec une homogénéisation des gradients piézométriques le long du versant. Durant cette période l'écart entre les valeurs le long du versant est du même ordre que celui qui a été simulé.

Pour les valeurs simulées, quelle que soit la position sur le versant, l'amplitude de variation du gradient piézométrique au cours de l'année est liée à l'écart entre la période de recharge, coïncidant avec les valeurs les plus faibles (6,5-8 %), et la période d'étiage, où les valeurs du gradient piézométrique sont plus élevées (10,5-8 %). Les différences constatées d'une position à une autre le long du versant indiquent que la valeur du gradient piézométrique simulé est plus importante en aval (entre B et C) qu'en amont (entre A et B). Cette structure entre l'amont et l'aval se maintient quelle que soit la période de l'année. Les valeurs du gradient piézométrique plus faibles en période d'étiage indiquent que la surface de

la nappe remonte beaucoup plus en aval par rapport à l'amont (Fig. 3-18). Cette caractéristique est induite par le flux de recharge qui s'ajoute aux flux d'eau arrivant latéralement et résultant du drainage de la nappe. La forme des variations annuelles produites par simulation se rapproche donc de la forme de celles qui ont été observées entre les piézomètres H15 et J15 et entre les piézomètres J15 et L15. Cependant, la modification du gradient piézométrique simulé au moment de la période de recharge est brève, alors que celle qui est observée sur le terrain se met rapidement en place, mais prend plusieurs mois pour s'atténuer. Ce résultat nous indique que les variations annuelles observées du gradient piézométrique ne sont pas seulement liées aux variations des flux de recharge mais également à l'hétérogénéité du milieu poreux.

3.4 Conclusion du chapitre

Le but de ce chapitre était de représenter les propriétés liées à l'hétérogénéité du milieu (à l'échelle porale et macroscopique) dans un modèle moyen équivalent. Avec un modèle hydrologique où le milieu est uniforme et isotrope, l'ajustement de paramètres hydrodynamiques équivalents a montré qu'une distribution spatiale de la conductivité hydraulique de l'aquifère, à l'échelle du mètre cube, n'est pas suffisante pour prévoir la valeur de la conductivité hydraulique d'un milieu homogène équivalent. Pour poursuivre la caractérisation des conductivités hydrauliques, un essai de pompage permettrait de solliciter un volume d'aquifère plus important, intégrant ainsi la variabilité spatiale constatée avec les chocs hydrauliques ce qui permettrait éventuellement de valider la valeur de la conductivité hydraulique équivalente ajustée avec le modèle.

Avec l'approche de modélisation, nous avons montré que les paramètres de la courbe de rétention moyenne établie à partir d'échantillons prélevés à quelques mètres de la surface ne correspondent pas à ceux de la courbe de rétention d'un matériau poreux uniforme équivalent au matériau aquifère.

Même si le modèle hydrologique n'utilise pas les paramètres hydrodynamiques estimés sur le terrain, nous sommes satisfaits des niveaux de nappe simulés car ils permettent de représenter une WTFZ comparable à celle observée sur le terrain et une nappe qui présente un gradient piézométrique proche de la pente topographique. Dans ce chapitre nous avons montré que la conductivité hydraulique était certainement distribuée en série par rapport au sens des écoulements. L'intégration de cette variabilité dans le modèle hydrologique serait une bonne manière d'étayer cette affirmation. D'autant plus que Gascuel-Odoux et al. (2010) ont montré avec une approche identique qu'en utilisant un facteur de variation de la

conductivité hydraulique le long du versant, il est possible d'améliorer la prédiction du niveau de la nappe à l'échelle du versant.

C H A P I T R E 4

Structures spatio-temporelles de la composition chimique le long du versant

Ce chapitre a fait l'objet d'une présentation affichée au congrès de l'european Geoscience Union 2010 (Rouxel *et al.*, 2010b) et un article dans le journal Hydrological Process (Rouxel *et al.*, 2011)

4.1 Abstract.....	91
4.2 Introduction.....	92
4.3 Material and methods.....	93
4.4 Results.....	97
4.5 Discussion.....	103
4.6 Conclusion	106

En reprenant l'article publié dans Hydrological Processes, nous voulons montrer les variations des concentrations dans la nappe superficielle. Les hypothèses expliquant la forme et l'amplitude de ces variations font l'objet de la discussion de l'article.

Seasonal and spatial variation in groundwater quality along the hillslope of an agricultural research catchment (Western France)

M. Rouxel,^{1,2} J. Molénat,^{1,2} L. Ruiz,^{1,2} C. Legout,³ M. Fauchoux,^{1,2} and C. Gascuel-Oudou,^{1,2}

¹ INRA, UMR1069 Sol Agro et hydrosystème Spatialisation, F-35042 Rennes, France

² Agrocampus Ouest, UMR1069, Sol Agro et hydrosystème Spatialisation, F-35042 Rennes, France

³ LTHE, Université Grenoble 1, Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble, Université Joseph Fourier, BP 53, 38041 Grenoble Cedex 09, France.

4.1 Abstract

Shallow groundwater that develops on hillslopes is the main compartment in headwater catchments for flow and solute transport to rivers. Although spatial and temporal variations in its chemical composition are reported in the literature, there is no coherent description of the way these variations are organised, nor is there an accepted conceptual model for the mechanism involved. Based on results from an experimental hillslope, we propose a description of the variation in spatial and temporal patterns of groundwater chemical composition and discuss the mechanisms involved. We instrumented a headwater catchment with a network of 42 nested piezometers along a 200 m hillslope and monitored major anion composition frequently over a 2-year period. The results demonstrated that i) the anionic composition in water table fluctuation zone varied significantly compared to deeper portions of the aquifer on the hillslope, confirming that this layer constitutes a main compartment for the mixing of new recharge water and old groundwater, ii) deeper parts of the aquifer exhibited seasonal variations with structured hysteretic patterns, suggesting that mixing processes also occurred at greater depths and iii) these hysteretic patterns were damped from upslope to downslope, indicating an increased influence of lateral flow downslope. We recommend that the generality of these observations be assessed in different environments, as they can constitute a new set of processes to include in hydrological models.

Keywords: shallow groundwater, ORE Agrhys, hysteresis, weathered granite, chloride.

4.2 Introduction

Shallow groundwater that develops in weathered regolith overlying fresh bedrock plays a major role in water and solute transport to rivers in headwater catchments in temperate, humid climates (reviewed by Creed and Band, 1998; Martin *et al.*, 2006; Molénat and Gascuel-Oudou, 2002). Controlled by the topographic slope, this groundwater contributes to river discharge during base flow periods and during storm events (Beven and Kirby, 1979; Brown *et al.*, 1999; Durand and Torres, 1996; Sklash and Farvolden, 1979). Furthermore, the transit time of solutes in the catchment is predominantly controlled by the flow and transport processes within this compartment (Creed and Band, 1998; Dunn *et al.*, 2007; Molénat *et al.*, 2008; Ruiz *et al.*, 2002b).

Few experimental studies report spatial and temporal variability of solute composition in shallow groundwater in headwater catchments (Böhlke *et al.*, 2007; Haria and Shand, 2004; Legout *et al.*, 2007; Martin *et al.*, 2004; Soulsby *et al.*, 1998). This mostly is due to the difficulty and cost of long-term, high frequency and spatially distributed monitoring of groundwater. While dense piezometric networks often are installed in the riparian zone, hillslope monitoring usually is limited to a few wells screened over their entire depths. In instances where spatial variability is described adequately both laterally and vertically (e.g. Banks *et al.*, 2009; Bjerg and Christensen, 1992; Van der Hoven *et al.*, 2005), the temporal variability usually receives less attention at the hydrological year scale because it is considered to be insignificant when compared to the spatial variability (e.g. Martin *et al.*, 2006; Molénat and Gascuel-Oudou, 2001). Temporal variability, however, is observed at all temporal scales, including the storm-event scale (Van der Hoven *et al.*, 2005).

The mechanisms responsible for this variability remain poorly understood and remain under debate. In some studies (Martin *et al.*, 2006), the heterogeneity of porosity and hydraulic properties at the aquifer scale has been hypothesised to play a major role, while others assumed that pore-scale processes (i.e., the mixing of mobile and immobile water) are crucial (Kirchner *et al.*, 2001; Legout *et al.*, 2007; Legout *et al.*, 2009; Lindgren *et al.*, 2004). Most widely used catchment models rely on a simplistic description of groundwater based on the Dupuit-Forchheimer approximation and assume a perfect vertical mix of groundwater within each grid cell (Beaujouan *et al.*, 2002; Dunn *et al.*, 2007; Page *et al.*, 2007; Weiler and McDonnell, 2004). Our conviction is that the main difficulty in introducing groundwater variability as a factor in catchment models is a lack of data describing the dynamics of this variability.

This paper attempts to fill this gap by proposing a comprehensive description of the observed spatial and temporal variations of the chloride concentration in a shallow groundwater system over two water years along a hillslope in the small experimental headwater catchment of Kerrien (France). We highlight the dynamics of these variations by analysing their seasonal patterns and show that hysteretic loops characterise the relation between these variations and water table fluctuations. Additionally, we propose a conceptual model that explains these observations.

4.3 Material and methods

4.3.1 Study site

The Kerbenéz site (Fig. 4-1a) is located in south-western Brittany (4°7'24.87''O : 47°56'26.97''N) and comprises a set of 7 small catchments, including Kerrien, that were instrumented in the early 1990s to study the effect of agricultural practices on water quality (Ruiz *et al.*, 2002a; Ruiz *et al.*, 2002b). Since 2002 the site has been part of the French network of environment observatories (Observatoire de Recherche en Environnement; http://www.inra.fr/ore_agrhys_eng/). The climate is oceanic, with relatively cool summers and warm winters with a mean annual temperature of 11.4°C. Mean monthly temperature ranges from 6.1°C in January to 17.6°C in July. The mean annual rainfall and PET for the last decade are 1167 ± 195 mm and 616 ± 71 mm, respectively. Land use is predominantly agricultural (77 %) and consists of seven dairy farms. Grassland occupies approximately half the useable agricultural area and is intensively grazed by dairy cows. Most arable fields alternately support maize and cereals and are intensively farmed, including cattle-manure importation. The non-cultivated area is occupied by forest, roads or housing. Soils are sandy loam (distric cambisol, FAO classification), with the upper horizon (0-20 cm) rich in organic matter (4.5-6 %). Mean soil depth measures 80 cm. Soils are well drained except in the relatively narrow bottomlands where hydromorphic soils are found. The bedrock is a fissured and fractured granite (leucogranodiorite of Plomelin, paleozoïc, Béchennec and Hallégouët, 1999), overlain by weathered material (regolith).

Kerrien is a headwater catchment (Fig. 4-1b) extensively studied by Martin *et al.* (2004) and covers an area of 0.095 km² with the mean regolith depth estimated at 20 m (Legchenko *et al.*, 2004). Legout *et al.* (2005) described five regolith facies of differing weathering grade in this catchment and found that different facies sometimes were intermingled over short distances at the same depth. Based on an Electrical Resistivity Tomography survey, Cosenza (2005) proposed a 3D model for the Kerrien catchment that

included, in particular, a network of sealed fractures and unweathered granite boulders. The unconfined aquifer in this catchment corresponds to the weathered regolith formation. The water table reacts quickly to recharge events within a few hours following rain of more than several millimetres (Legout *et al.*, 2007; Martin *et al.*, 2004). The recharge period extends from November to March. The amplitude of seasonal variation of the water table level can reach 7 m during rainy years. Upslope, the permanently unsaturated zone is 2-3 m deep, while at the footslope the water table reaches ground level in winter and is less than 1 m deep in summer. The chemical composition of the groundwater is strongly affected by excess fertiliser spread over the last 40 years, in particular chloride (from potassium fertilisers) and nitrate (from organic and mineral fertilisers).

4.3.2 Piezometer network

A network of 42 nested piezometers was drilled in December 2004 in an agricultural field of 0.5 ha in the Kerrien catchment (Fig. 4-1b). Since then, this plot has been used as permanent, extensively grazed grassland with low-input agricultural practices (neither mineral

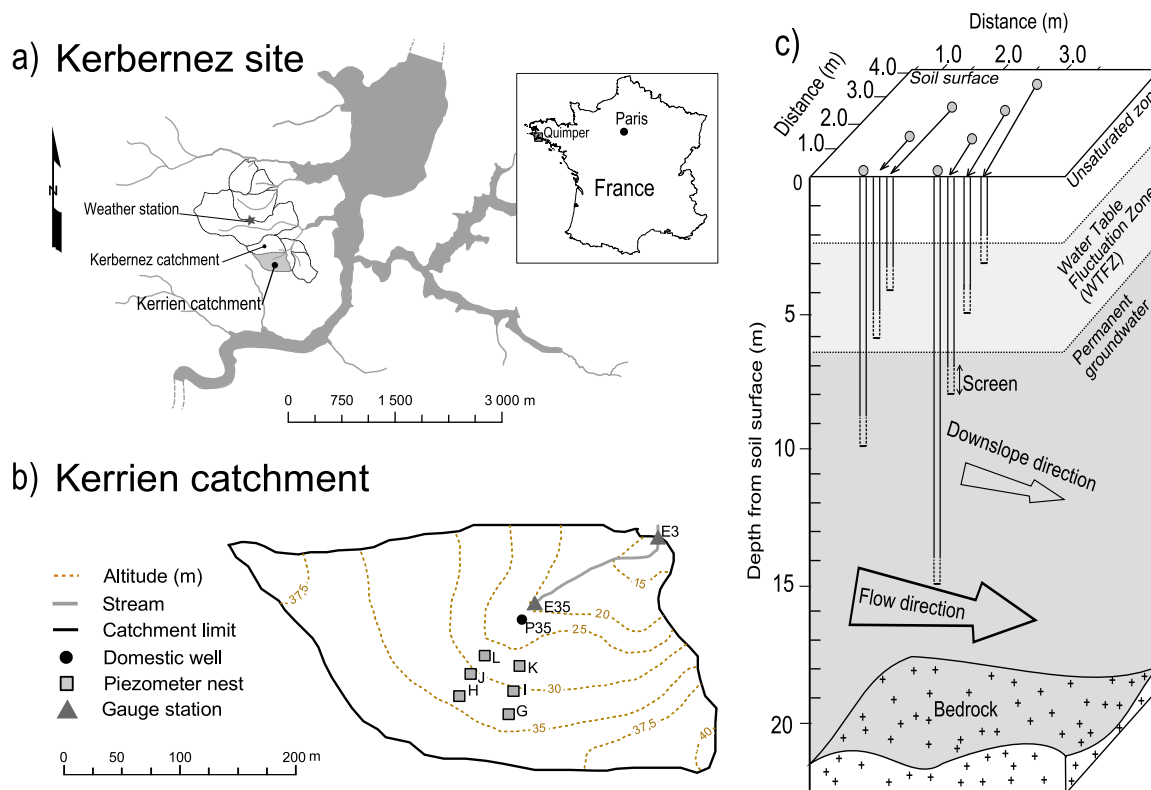


Fig. 4-1 – a) the Kerbernez site with seven catchments (Kerrien catchment shaded) and b) the topography of the Kerrien catchment with c) a schematic view of its piezometer nests.

fertiliser nor manure). The piezometers were organised in six nests forming two transects along the topographic gradient and converging towards a spring. All piezometers were encased within PVC tubes that were screened along the bottom 0.5 or 1.0 m of their length (Fig. 4-1c). Each nest comprised seven piezometers at depths of 15, 10, 8, 6 and 5 m (screened for 1 m) and 4 and 3 m (screened for 0.5 m). The annular space around the tube was backfilled with sand at the screen level, then with bentonite up to 1 m below ground level, and then with concrete. This design allowed precise level-determined sampling in the groundwater zone along the hillslope and also allowed monitoring of the groundwater surface when the water table was 2.5-6 m from the surface.

Since December 2004, groundwater samples have been collected weekly during the recharge period and monthly outside of this period. Sampling was performed at the screen level with an open bailer with a ball valve at the bottom. Samples were filtered in the field (GNWP 0.45 μm) and then stored in the dark at 4 °C. Piezometers were purged every three months with a submersible pump. We compared samples before and after purging to ensure that the purge did not affect the anionic content of the sample; therefore, the typical casing purge prior to sampling was not necessary. Major anions were analysed with ionic chromatography (Dionex). The study investigated concentrations of chloride, regarded as a non-reactive and conservative element, and thus a relevant tracer for flow path in the aquifer. The water table level was measured manually in each piezometer with a tape sensor before every sampling. In addition, automatic pressure transducer sensors (OTT France) were installed in each of the 15-m-deep piezometers, and the water level was recorded every 15 minutes.

4.3.3 Meteorological data

An automatic weather station (CIMEL) installed at the Kerbernez site since 1991 (Fig. 4-1a) and located 700 m from the piezometer site recorded hourly rainfall and the parameters (net solar radiation, air and soil temperature, wind speed and direction) necessary to calculate daily PET from the Penman-Montieth equation. Composite samples of rainfall have been analysed for major anions every three months since 2000. Mean weighted concentrations of chloride, nitrate and sulfate in rainfall were 7.4 (SDw = 3.5), 1.3 (SDw = 2.47) and 2.1 mg.L^{-1} (SDw = 1.58), respectively since 2000.

4.3.4 Groundwater recharge calculation

Groundwater recharge was estimated using the Water Table Fluctuation (WTF) method. This method is appropriate for shallow water tables that display sharp water-level rises and declines (Healy and Cook, 2002; Scanlon *et al.*, 2002) (Fig. 4-2). The WTF method is based on the assumption that rises in groundwater levels in unconfined aquifers are caused solely by recharge water entering the water table. Recharge is calculated as proposed by Healy and Cook (2002):

$$R = S_y dh / dt = S_y \Delta h / \Delta t \quad (4.1)$$

$$S_y = \phi - S_r$$

where S_y is specific yield, S_r is a specific retention, ϕ is porosity, t is time, and Δh is the difference between the peak of the rise and low point of the extrapolated antecedent recession curve at the time of the peak Δt .

We applied this method with a daily time step ($\Delta t = 1$ day) throughout the monitored period. Because the specific yield estimated with Proton Magnetic Resonance (PMR) sounding at this site by Legchenko *et al.* (2004) and with groundwater model calibration by Martin *et al.* (2006) ranged from 4-8 %, a value of 6 % was used for specific yield in this study. Water level data from well H15 was used to calculate groundwater recharge because the upslope position of nest H on the piezometric map (Fig. 4-2) indicated that it appeared to be the nest closest to the piezometric divide. We assumed that lateral flow contributions were minimal at this location.

4.4 Results

4.4.1 Piezometric characteristics and groundwater recharge

During the study period, the mean value of water table level ranged from 7.4 to 4.4 m depending on hillslope position (Fig. 4-2 and Fig. 4-3b). The mean amplitude of water table fluctuation was 3.7 and 4.6 m during 2005-2006 and 2006-2007, respectively. Temporal variations in water table level showed only one peak during the first hydrologic year (in April). Three peaks were observed from January to April for the second hydrologic year. For the following sections, we define the water table fluctuation zone (WTFZ) as the zone between the lowest and highest levels of water recorded during this two-year study. The groundwater below the WTFZ is named hereafter as the permanent groundwater. The aquifer layer above the WTFZ corresponds to the unsaturated zone.

Hydraulic head gradients were calculated from the water table level records and generally followed the topographic slope. The average topographic slope on the hillslope was 15 %. Mean horizontal hydraulic gradients were 13 % in winter and 10 % in summer. Vertical hydraulic gradients were low and sometimes nil (<0.2 %). It is noteworthy that locally at nest G, horizontal hydraulic gradients were slightly different than the topographic slope (Fig. 4-1).

Calculated annual groundwater recharge was 368 and 454 mm for the water years

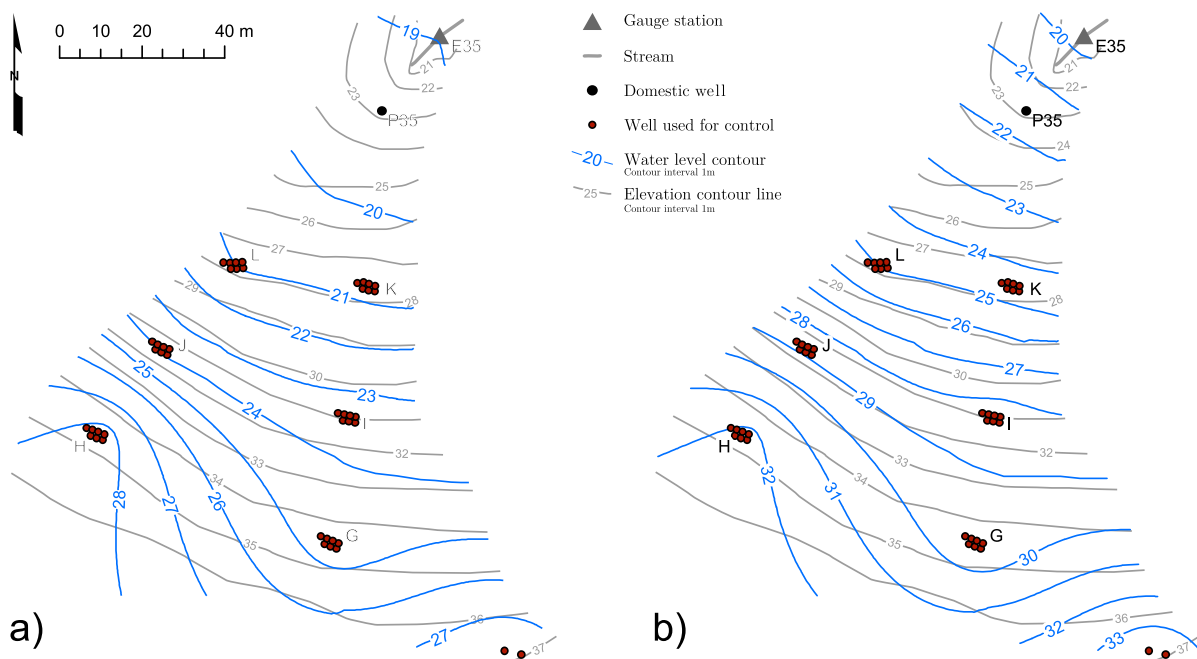


Fig. 4-2 – Piezometric map in weathered granite aquifer a) in November 2007, just before the beginning of the groundwater recharge period, and b) during the higher level period in March 2007. Mean sea level serves as the reference for the contour line elevation.

2005-2006 and 2006-2007, respectively. The recharge rate corresponds to 40 % and 34 % of total rainfall, respectively.

Rain and groundwater recharge were distributed differently over the two study years (Fig. 4-3a, b). During the first year, estimated recharge was continuous from December 2005 to April 2006. During this period, daily recharge was always higher than 1 mm.d^{-1} and seldom exceeded 4 mm.d^{-1} (mean = 2 mm.d^{-1}). During the second year, recharge was more variable over time. There were three main periods where recharge always exceeded 2 mm.d^{-1} . During these periods, mean recharge was 4 mm.d^{-1} , with values as high as 10 mm.d^{-1} calculated for the first and third periods. In between these periods, daily recharge varied from 0 to 1 mm.d^{-1} .

4.4.2 Temporal variations in anion concentration: characteristics and pattern

Figure 4-4 presents the relative standard deviations of chloride and nitrate concentrations over the water year 2006-2007 for all observed depths at nests H, J and L. Relative standard deviations did not exceed 10 % for nitrate and chloride in permanent groundwater (observation depths from -8 to -15 m). Moving upward, the relative standard deviations tend to increase to values as high as 40 %. Thus, vertical variations in relative standard deviations clearly indicate that temporal variations were much greater in the WTFZ (from -4 to -6 m) than in the permanent groundwater (from -8 to -15 m). This characteristic was observed for chloride and nitrate at each location along the hillslope.

As the temporal variations of anion concentration at a given depth were similar from one location to another, we present the chloride concentrations measured at nests H (Fig. 4-3c), J (Fig. 4-3d) and L (Fig. 4-3e) over the two water years. In the permanent groundwater at nests H (H8, H10 and H15) and J (J8, J10 and J15), chloride concentrations ranged from $28\text{-}44 \text{ mg.L}^{-1}$ and $21\text{-}39 \text{ mg.L}^{-1}$, respectively. Overall, chloride concentrations followed a seasonal cycle with an amplitude that decreased with depth. At nests H and J each year there was a phase lag between concentration variation and water table fluctuation, with the concentration peaking approximately one month later than the water table level. Chloride concentrations began to increase every year prior to the water table peak and continued increasing 4-5 weeks after the water table began to decrease, to reach a mean value of 40 mg.L^{-1} . A steady decrease in chloride concentration was observed as the water table level decreased and during the early period of water table rise during the following water

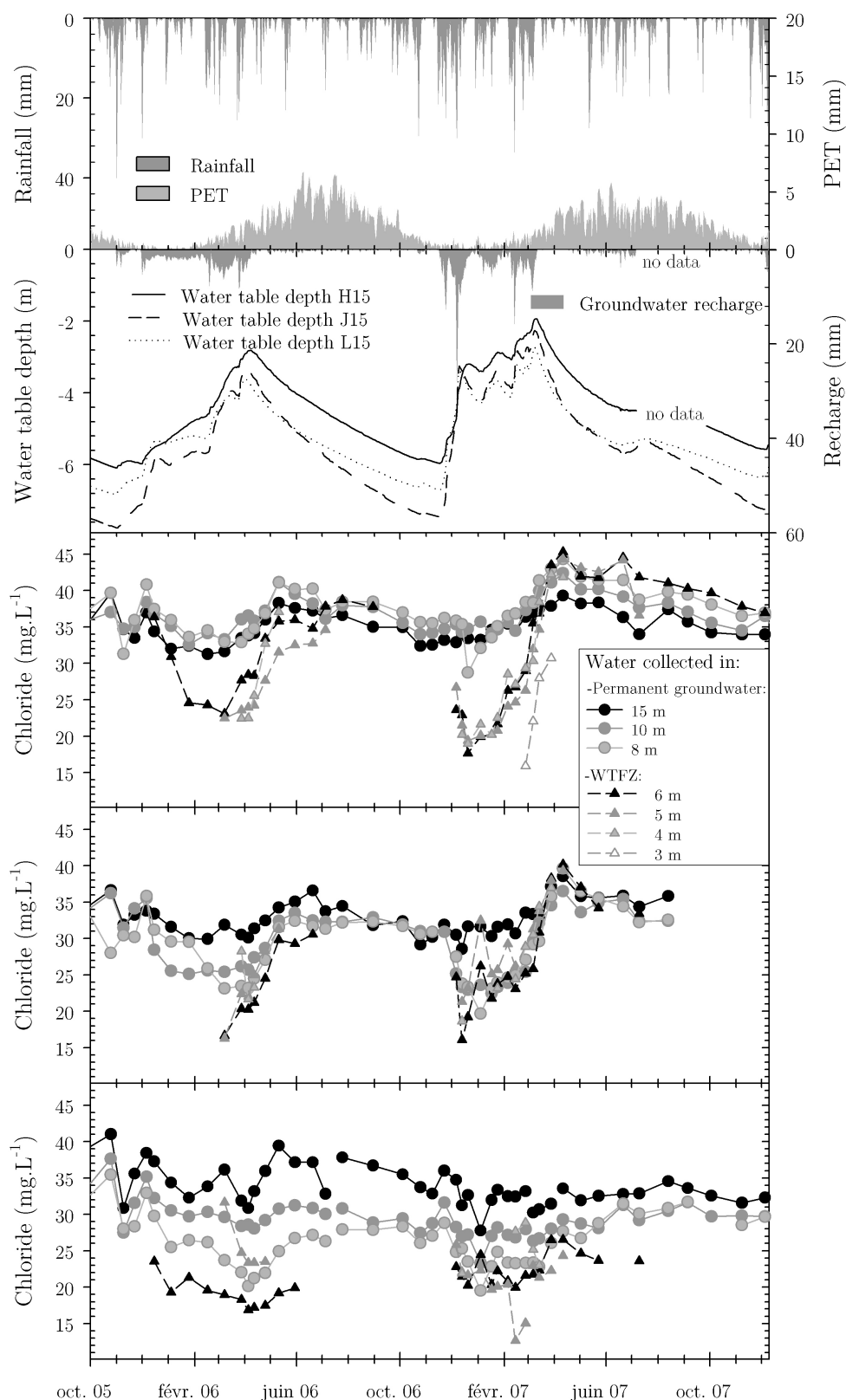


Fig. 4-3 – Rainfall and potential evapotranspiration time series at the soil surface; b) Groundwater depth from the soil surface time series and percolation water calculated by the water table fluctuation method; and (c)-(e) chloride concentration measured for 2-year study at nests H (upslope), J (midslope) and L (downslope), respectively

year. This decrease was observed at all depths and varied from 5-10 mg.L⁻¹ depending on the depth and the water year. In nest L, chloride concentrations ranged from 23-39 mg.L⁻¹, with a seasonal cycle in phase with water table fluctuation.

In both years the WTFZ was characterised by greater temporal variations in chloride concentration than those of the permanent groundwater (Fig. 4-3c, d). Concentration decreased sharply at the beginning of the water-table rise period and then increased for the remainder of the year, approaching values observed in the permanent groundwater. The early part of this pattern was observed only at a depth of 6 m in nests H and L during the first year and at all depths except 3 m during the second year. This is linked to differences in water table rise. As for permanent groundwater, there was a phase lag for nests H and J, but not for nest L.

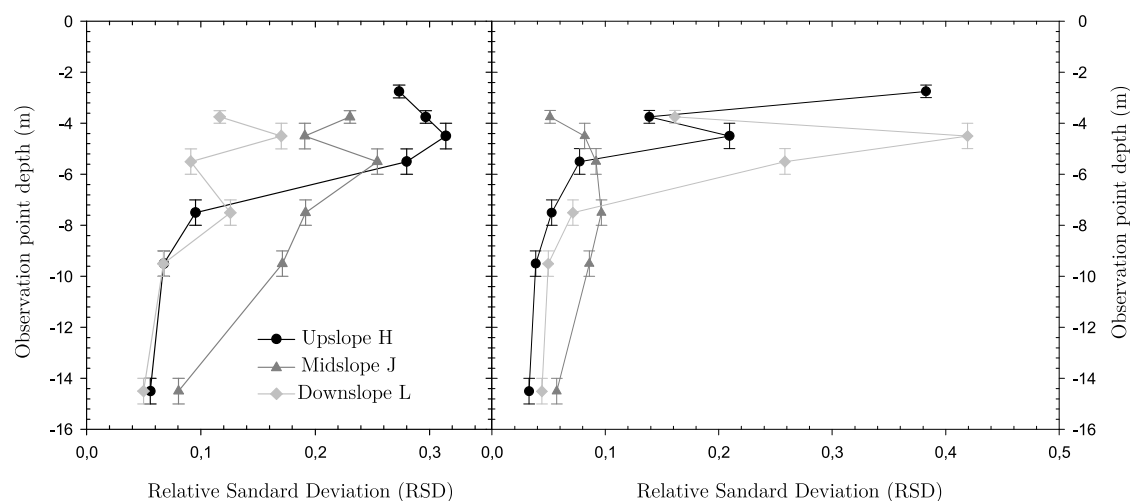


Fig. 4-4 – Relative standard deviations of chloride (left) and nitrate (right) concentrations for the hydrologic year 2006-2007. Values are presented for three locations along the studied hillslope: nests H (upslope), J (midslope) and L (downslope).

4.4.3 Anion concentration variations and water table fluctuation

The previous results suggest a complex relation between temporal variations in anion concentrations and water table level fluctuations. In classical graphical representations (e.g. in Fig. 4-3c, d, e), groundwater samples are characterised by their sampling depth relative to ground level. The drawback of this representation is that successive samples from the same piezometer along the water year are in a different position with respect to the water table surface and thus not adapted to explore the relationship between concentration and water table level. We propose a different perspective by plotting chloride concentrations versus the height of the water column above the sampling location for three hillslope locations (upslope,

midslope and downslope) at three depths, i.e. -5 or -6 m (WTFZ) and -10 and -15 m (permanent groundwater), for the water year 2006-2007 (Fig. 5a). In this representation, time is not explicitly represented, except by solid lines linking successive sampling points in the same piezometer.

This representation emphasises a clear hysteretic relationship between water-column height (H) and chloride concentration (C) at each sampling location (Fig. 4-5a). The C-H hysteresis loops were anticlockwise for all locations and all depths except -15 m downslope (Fig. 4-5b). The shapes of the hysteresis loops of the WTFZ and the permanent groundwater differed. In the WTFZ, the loops were not fully closed, especially at upslope and midslope locations. In contrast, loops in the permanent groundwater were almost fully closed. Furthermore, the C-H loops appeared wider in all hillslope locations in the WTFZ than in the permanent groundwater.

A more detailed description of C-H loops for the WTFZ shows that C decreased as H increased in the early period of water table rise. Then C began to increase as H increased and continued to increase as H began to decrease. In the latter period, H continued to decrease while C remained almost constant. In the permanent groundwater, the loops show that C remained almost constant in the first period of H rise then continuously increased during the second period of H rise and the first period of water table decline. Eventually, during the last period of H decrease, C decreased to their initial value, leading to the closure of the loop. This representation highlights that inflection points in the dynamics of water table movement and concentrations are not synchronous.

Along with differences in the loop shape between the WTFZ and the permanent groundwater, it is also noteworthy that when moving laterally, from an upslope to downslope location, the width of the C-H loop tended to markedly decrease. Hence, for a given depth, the loop at the downslope location appeared narrower than in a midslope and upslope location. In the permanent groundwater downslope, there were no apparent hysteretic patterns, but rather a univocal relationship between C and H.

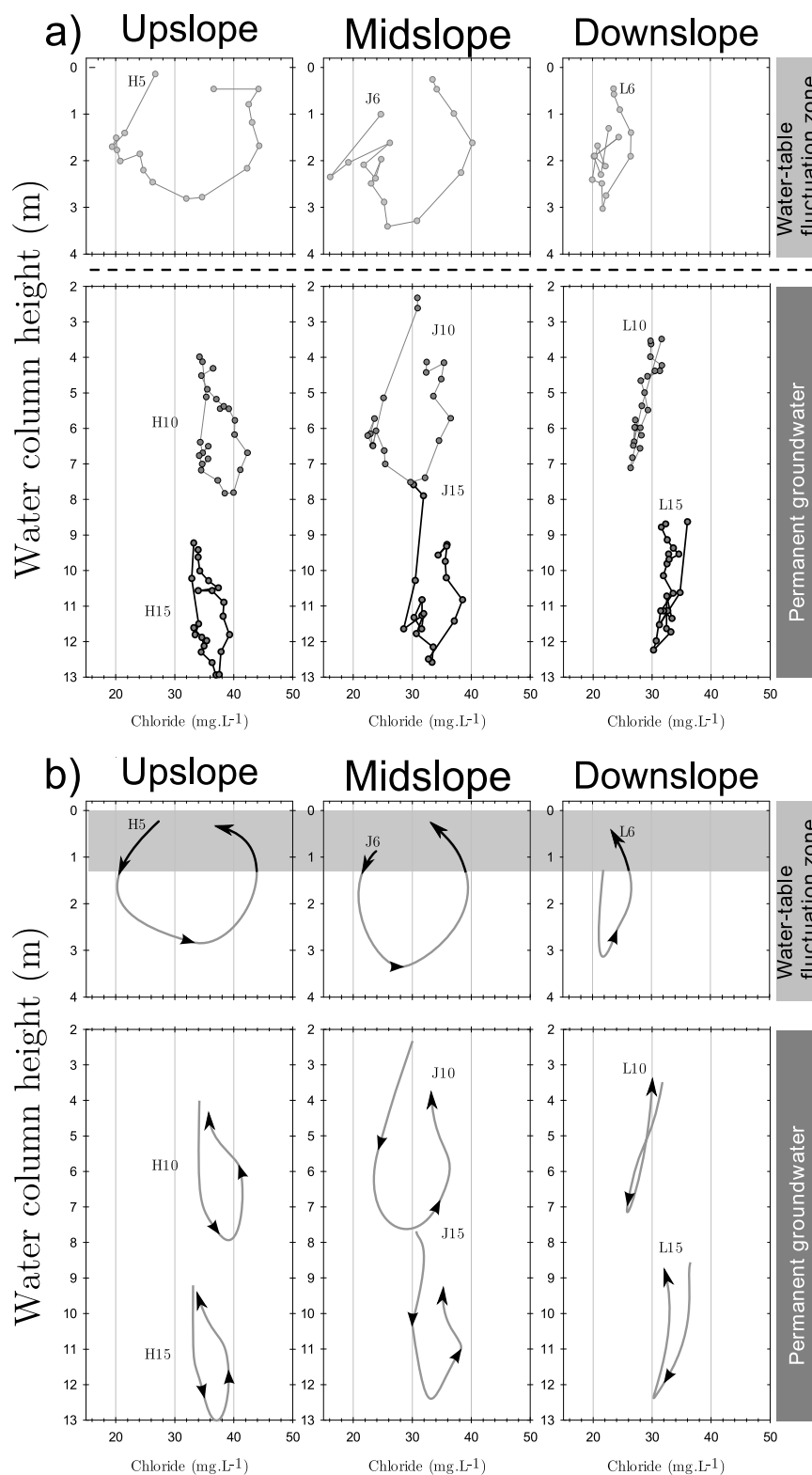


Fig. 4-5 – Relations between chloride concentration and water column height in nine piezometers in the water table fluctuation zone and in permanent groundwater from upslope to downslope during 2006-2007: a) raw data and. b) temporal directions of chemical variations (arrows) in relation to the aquifer zone, where screens were in contact with the water table (grey bands).

4.5 Discussion

The main result of this study is the existence of C-H hysteretic patterns that differ according to their location in the hillslope. To explore their possible origin, we first discuss the patterns observed in the WTFZ and the permanent groundwater.

4.5.1 Water Table Fluctuation Zone

The WTFZ observations demonstrate that (i) the anion concentrations along a vertical profile were more variable in the WTFZ than in the permanent groundwater, (ii) there was a relation between anion concentration and groundwater fluctuation characterised by a hysteretic pattern (Fig. 4-5), (iii) at a given point the pattern appeared to be similar from one year to another (Fig. 4-3c, d, e), and (iv) the shape of this pattern was different according to the position along the hillslope (Fig. 4-5).

Exchanges by adsorption/desorption between water and solid mineral phases or biogeochemical degradation can be excluded as processes causing the observed temporal variations in the WTFZ and the permanent groundwater. The weathering of granite produces clay minerals such as kaolinite caused by the dissolution of regolith minerals such as biotite. These clay minerals typically have relatively low-to-moderate anion exchange capacity. Thus, in the present case, adsorption/desorption processes cannot explain the observed variations in anion concentrations. Degradation also is unlikely to explain variations in the concentration of chloride, which can be transported conservatively in weathered granite material.

4.5.2 Similarity to previous studies

To understand the temporal variability in anion concentrations in the WTFZ (Fig. 4-3 and 4-5), we recall several conclusions drawn from previous studies performed on the weathered granite aquifer of the Kerrien catchment and a neighbouring catchment of the same site, Kerbernez (Fig. 4-1a). First, when the total weathered aquifer porosity is high (40-42 %), Legchenko *et al.* (2004) estimated from PMR sounding that the specific yield of the aquifer ranges only from 4-8 % of the total volume, depending on location. In this context, the water entering and saturating the WTFZ leading to water table rise corresponds to a small volume compared to pre-event water volume, i.e. pore water above the water table prior to the rise. Furthermore, Legout *et al.* (2007) demonstrated in the Kerbernez catchment that vertical preferential flow can occur within the weathered granite aquifer in the WTFZ when it is partially saturated. Legout *et al.* (2007) explain the temporal variability of anion concentration in the WTFZ with a double-flow conceptual model, comprising anion-poor preferential flow

and an anion-rich matrix flow. Based on a tracer experiment, they assume that piezometers mainly allow observation of the preferential flow system. Importantly, interpretations drawn by Legout *et al.* (2007) are not site-specific and are similar to other studies reporting seasonal relations between the water table level and groundwater quality in various geologic and climatic configurations, such as (i) with chloride in a chalk aquifer in an oceanic climate (Fretwell *et al.*, 2005; Lawrence *et al.*, 1983), (ii) with nitrate and sulfate in an alluvium aquifer (Macpherson and Sophocleous, 2004) and (iii) with nitrate and sulfate in unconfined sand and a shallow gravel aquifer (Spalding and Exner, 1980). We will demonstrate that the assumption proposed by Legout *et al.* (2007) and others implying a double-flow system is supported by our observations and that the temporal variations in anionic concentrations and their relations to water table fluctuations depend to some extent on the percolation rate.

4.5.3 Role of percolation conditions on temporal anion variability in the WTFZ

For every observation point in the WTFZ, the anion concentration variations during each water year were analysed considering three periods: (A) the early period of groundwater level rise, when the observation depth was saturated and concentration decreased; (B) the period of increasing concentration; and (C) the latter period, until the observation depth became desaturated and concentration slowly decreased. During period A, the chloride concentration variation appeared to depend on the percolation rate calculated from Equation (4.1). When the percolation rate was low ($<2 \text{ mm.d}^{-1}$), which corresponded to a progressive water table rise (e.g., December 2005 to January 2006; Fig. 4-3b), the groundwater chloride concentration was high and decreased slowly by $0.30 \text{ mg.L}^{-1}.\text{d}^{-1}$ (Fig. 4-3c). Inversely, when the percolation rate increased, the water table rose more quickly, and the chloride concentration during period A was low and decreased more rapidly, at $0.42 \text{ mg.L}^{-1}.\text{d}^{-1}$ (e.g., December 2006). Thus, during periods of low percolation rate, groundwater recharge was chloride-rich water, while during periods of high percolation rate, groundwater recharge was chloride-poor water, leading to low anion concentration in the zone newly saturated. When the percolation changed quickly from a high to a low rate (e.g., mid-December 2006 to mid-February 2007; Fig. 4-3c, d), chloride concentrations in the groundwater also changed quickly.

Following the conclusion of Legout *et al.* (2007), chloride-rich water flow would correspond to matrix flow while chloride-poor flow would represent preferential flow through macropores. Matrix water has high chloride concentration caused by past agricultural

practices (Martin *et al.*, 2004). In contrast, preferential flow is expected to have low chloride concentration because it corresponds to rainfall infiltrating through a zone of high porosity, passing rapidly through the unsaturated zone but mixing to a minor degree with the large volume of water stored in the matrix porosity of the unsaturated zone.

Each year the B period was characterised by an increase in chloride concentration in the WTFZ compared to that in permanent groundwater (Fig. 4-3c, d). This increase supports the a priori assumption that water with low chloride concentration that has recharged groundwater by preferential flow during period A is mixed during period B with matrix-flow water with high chloride concentration. Furthermore, the high concentration reached at the end of the increase period in the WTFZ, especially for the water year 2006-2007, suggests that matrix flow in the unsaturated zone has a higher concentration than the permanent groundwater.

Period C is marked by a slow decrease in chloride concentration (Fig. 4-3c, d) and corresponds to the C-H loop closure (Fig. 4-5). Two hypotheses can be proposed to explain this observation, the first being that chloride concentration in matrix-flow water from the unsaturated zone decreased with time. During this period, however, the recharge rate was almost nil, indicating that no water flowing from the unsaturated zone could have affected the chloride concentration in the WTFZ. The second hypothesis involves a local process affecting the chloride concentration. As chloride is a conservative and non-reactive element, reactive chemical processes can be excluded. Instead, a physical equilibrium implying solute exchange between water flowing in the matrix of the WTFZ and an immobile water volume can explain the slow concentration decrease observed during this period.

The temporal variations observed in anion concentrations of the WTFZ were less pronounced downslope, as indicated by the narrower hysteretic loops in the downslope location (Fig. 4-5). A likely explanation is that the balance between the vertical recharge flow from the unsaturated zone and the lateral groundwater flow from upslope varies along the hillslope; thus, the relative contribution of vertical recharge decreases downslope because the lateral groundwater flow increases. In consequence, the temporal variation of anionic concentration is damped downslope.

4.5.4 Permanent groundwater

As in the WTFZ, the permanent groundwater was characterised by temporal variations in chloride concentrations and hysteretic patterns between chloride concentration and water column height (Fig. 4-5). The shapes of the C-H loops, however, indicate that the temporal

variations in permanent groundwater were smaller than those in the WTFZ. Unlike in the WTFZ, it is difficult to invoke variable contributions of vertical and lateral fluxes, because no vertical hydraulic gradient between the WTFZ and permanent groundwater was observed along the vertical profiles.

Two hypotheses can be proposed to explain this apparent contradiction and the way permanent groundwater is recharged from the WTFZ. The first hypothesis assumes that the aquifer is highly heterogeneous, and that the hydraulic gradients calculated from the piezometric records would be macroscopic gradients hiding local vertical gradients, which could occur during the high recharge period, dragging solutes down to the permanent groundwater. The flow geometry then would be characterised by a greater lateral flow and also by local vertical downward flows that would cause a vertical dispersion of chloride concentrations. Following this assumption, the temporal variability observed in the permanent groundwater at a given point would result mainly from temporal variability of downward flow from directly above the WTFZ. The second hypothesis considers that the recharge area of the permanent groundwater would correspond only to the upslope zone of the hillslope close to the catchment divide (Fig. 4-1b). This assumption considers classical flow geometry from the Laplace equation solved for a homogeneous and isotropic aquifer-media drained by a stream. In this geometry, deep groundwater layers are recharged by upslope areas while the shallower layers are recharged by vertical flow from the unsaturated zone (reviewed by Tóth, 2009). It is noteworthy that for this assumption to be valid, the synchronicity observed between temporal variability in chloride concentration in the WTFZ and in the permanent groundwater requires that flow velocity in permanent groundwater be high and transit times be short.

It is evident that these two hypotheses involve different flow geometries and solute reservoir sizes, thus implying different residence times of solutes in the aquifer. The next step is to test them with hydrological modelling, evaluating the models' ability to reproduce the observed diversity in hysteretic patterns along the hillslope.

4.6 Conclusion

Shallow groundwater is known as a major hydrologic component in solute transport in a headwater catchment. In catchment transport models, transport in shallow groundwater often is represented in a simplistic manner. Most of the models (e.g., Beaujouan *et al.*, 2001; Dunn *et al.*, 2007; Page *et al.*, 2007 and others) represent the groundwater locally (i.e., within a mesh or a discrete unit) as a well-mixed reservoir where the recharge water from the unsaturated zone mixes fully and instantaneously with the permanent groundwater. The present results contradict this assumption by showing that the temporal variations in chloride

concentration in the studied shallow groundwater show trends not only laterally, from upslope to downslope, but also vertically from the water-table fluctuation zone down to the permanent groundwater. This spatial and temporal distribution was assumed to derive from the occurrence of chloride-poor preferential flow during a period of high percolation rate and high chloride-concentration matrix flow. Therefore, the observations presented in this work suggest that reality is more complex than assumed in distributed models used to simulate catchment scale behaviour. Three dimensional flow-and-transport models of variably saturated aquifers should represent both the complex flow geometry within the groundwater and the coupling between the unsaturated flow and the groundwater. This approach is followed in a few recent catchment transport models (e.g., Kollet and Maxwell, 2008); however, such models should be improved to include preferential flow.

Recent advances in understanding hydrological processes at the catchment scale have been obtained through the analysis of high frequency monitoring of the chemical composition of streams and hydro-chemograph deconvolution (Christophersen *et al.*, 1990; Durand and Torres, 1996; Hooper *et al.*, 1990; Tardy *et al.*, 2004) or analysis of the hysteretic pattern of concentration-discharge relationships (Durand *et al.*, 1991; Evans and Davies, 1998; Godsey *et al.*, 2009; Hornberger *et al.*, 2001; Rice *et al.*, 2004). Despite this integrated approach, hydrological models still have difficulty capturing reality sufficiently; good predictions often are obtained with unrealistic or internally inconsistent parameter values (Godsey *et al.*, 2009; Hooper *et al.*, 1990; Maloszewski and Zuber, 1993). Hydrologists increasingly are aware of the need to parameterise their models with a combination of data, including flow, identification of sources by end-member analysis, or transit-time distribution analysis with natural or applied tracers (Dunn *et al.*, 2007; Katsuyama *et al.*, 2005; McGuire and McDonnell, 2006; Vaché and McDonnell, 2006). Our findings, however, directly question assumptions used in many hydrological models in which hillslope groundwater is considered an end member with a spatially homogeneous concentration. To our knowledge, no attempts have been proposed to include spatial and temporal variations in shallow groundwater chemistry to parameterise hydrological models. The results presented in this paper could constitute a useful basis for such an attempt.

C H A P I T R E 5

Cycle de l'azote et variations des concentrations en nitrate dans la nappe

5.1 Introduction.....	111
5.2 Méthodes, dispositifs et protocoles de prélèvement.....	113
5.3Composition en isotopes stables des sources d'azote d'oxygène et de nitrate	115
5.3.1 Cycle de l'azote et composition isotopique	115
5.3.2 Les sources d'azote et l'historique agronomique.....	117
5.3.3Composition isotopique de l'eau.....	120
5.3.4 Composition isotopique du nitrate	121
5.4 Résultats.....	122
5.4.1 Les conditions hydrologiques	122
5.4.2 Concentrations en nitrate des différents compartiments	122
5.4.3 Composition isotopique des nitrates	126
5.5 Perspectives	131

Le but de ce chapitre est de vérifier si les variations saisonnières des concentrations en nitrate dans la nappe sont déterminées par les mêmes mécanismes que ceux qui déterminent les variations des concentrations en chlorure (traité dans le chapitre 4) ou s'il faut prendre en compte la dénitrification pour les expliquer.

5.1 Introduction

L'ion nitrate est un contaminant très répandu dans les nappes superficielles, en particulier du fait de l'utilisation de fertilisants azotés en agriculture. On le retrouve donc dans les eaux de toutes les régions marquées par une agriculture intensive (voir la synthèse de Spalding and Exner, 1993). Si les mécanismes de production et de transformation du nitrate dans les sols sont bien connus, il est nécessaire d'améliorer nos connaissances sur le transport et la transformation de cet élément dans le bassin versant, par exemple pour mieux évaluer le temps de réponse du milieu à des changements de pratiques agricoles.

Les sols constituent un des éléments essentiels des écosystèmes terrestres, car ils sont le support du développement et de la croissance des plantes. En plus de stocker des éléments nutritifs, ils agissent comme des filtres pour certaines substances dissoutes et en suspension dans l'eau. Le sol est également le siège de transformations biogéochimiques des composés minéraux et organiques. L'horizon superficiel du sol contient de grandes quantités d'azote sous forme organique, dont une faible partie se minéralise chaque année. L'ion nitrate, produit de cette minéralisation ou apporté directement par les engrais, est très hydrosoluble. Il est donc facilement lessivable quand il n'est pas absorbé par les plantes ou assimilé par les bactéries.

Généralement, les modèles de bassin versant considèrent que le nitrate entraîné par lessivage sous les sols n'est soumis à aucune réaction physicochimique ou transformation biologique au cours de son transport vers la rivière, hormis dans les zones humides de bas-fond. Cependant, la transition entre le sol et la roche saine constitue une zone plus ou moins épaisse de roche altérée remplissant certaines fonctions d'un sol comme celle de retenir de l'eau et des éléments nutritifs qui permettent le développement et la multiplication d'une flore microbienne. La présence d'une porosité est un facteur clé pour faire de la roche un habitat souterrain propice au développement de bactéries (Graham *et al.*, 2010). Si ces bactéries disposent d'un équipement enzymatique adéquat, elles pourront, en présence de carbone organique et dans des conditions réductrices, utiliser le nitrate comme accepteur terminal d'électrons pour oxyder la matière organique et produire de l'énergie (Thayalakumaran *et al.*, 2008). Cette réaction enzymatique, appelée dénitrification hétérotrophe, produit du diazote ou du protoxyde d'azote dans l'atmosphère.

L'existence du phénomène de dénitrification dans les nappes est connue depuis longtemps (voir la synthèse de Korom, 1992). Elle est très étudiée depuis les années 80 (e.g. Mariotti, 1986; Pauwels *et al.*, 1998; Starr and Gillham, 1993; Trudell *et al.*, 1986). Cette réaction ne se produit pas uniquement dans les sols humides de bas-fond (Hefting *et al.*,

2004), elle peut se produire dans la nappe de versant, mais aussi potentiellement dans la zone non saturée et dans la zone de fluctuation de nappe (Legout *et al.*, 2005). Néanmoins, le régime de saturation du milieu n'est pas le seul facteur déterminant. Pour qu'une réaction de dénitrification se produise, il faut également un substrat carboné pour la dénitrification hétérotrophe (Singleton *et al.*, 2007; Von der Heide *et al.*, 2008) soufré ou ferreux pour la dénitrification autotrophe (Pauwels *et al.*, 2010, 2001 et 1998; Schwientek *et al.*, 2008; Zhang *et al.*, 2009). Il faut aussi que des conditions réductrices se maintiennent pour éviter que l'oxygène ne soit utilisé à la place du nitrate pour oxyder la matière organique. Même quand ces conditions ne sont pas toutes réunies (e.g. milieu oxydant, présence d'oxygène) une réaction de dénitrification peut se produire (Parkin, 1987). L'explication de ce phénomène s'appuie sur l'hétérogénéité du milieu permettant d'abriter des microsites dans lesquels toutes les conditions sont réunies pour permettre la dénitrification (Arah, 1990).

Dans l'arène granitique qui se trouve à quelques mètres sous la surface, des études antérieures ont montré que la dénitrification était possible, à condition d'apporter un substrat carboné et de maintenir des conditions réductrices dans le milieu (Legout *et al.*, 2005). Cependant, les expériences en batch comme celles de Legout *et al.* (2005), optimisées par des conditions expérimentales favorables, permettent seulement de montrer que le milieu et les communautés microbiennes qu'il contient sont potentiellement aptes à réaliser ce type de réaction. Legout *et al.* (2005) montrent que les variations verticales de concentration de nitrate mesurées *in situ* sont compatibles avec une dénitrification caractérisée par une cinétique de premier ordre. Par des méthodes *in situ*, Green *et al.* (2008a,b) montrent également que des taux de dénitrification de $0,14 \text{ mol N.L}^{-1}.\text{j}^{-1}$ sont possibles dans des nappes superficielles de versant, mais ces auteurs considèrent que les capacités dénitrifiantes sont très limitées dans ce type de milieu et qu'il faudrait un temps de résidence de dix ans ou plus pour remédier aux contaminations contemporaines. Les variations des concentrations en nitrate dans les nappes superficielles sont donc plus souvent attribuées aux variations du flux de recharge qu'à des processus biogéochimiques (Bjerg and Christensen, 1992; Rozemeijer *et al.*, 2009).

L'objectif de ce chapitre est de tester l'hypothèse d'une dénitrification hétérotrophe dans la zone non saturée profonde et dans la zone de fluctuation de nappe. Les conditions physicochimiques du système que nous allons étudier, ne sont pas *a priori* compatibles avec une réaction de dénitrification, mais l'arène granitique étant un milieu très hétérogène nous pensons qu'il abrite des microsites potentiellement favorables à la dénitrification. Afin de dépasser les limites des expérimentations en batch que nous avons soulignées, nous avons étudié le processus de dénitrification en conditions naturelles par l'analyse des variations naturelles de la composition isotopique de l'azote et de l'oxygène de la molécule de nitrate.

5.2 Méthodes, dispositifs et protocoles de prélèvement

Le dispositif et les protocoles de prélèvement ont été conçus afin d'aboutir à un échantillonnage systématique de l'eau de la zone non saturée, de la zone de fluctuation de nappe et de la nappe sur l'ensemble de l'année hydrologique 2008-2009. Une fois les échantillons prélevés, nous avons sélectionné *a posteriori* les échantillons en fonction de leur concentration en nitrate et de la période hydrologique. Pour explorer l'arène granitique, nous avons utilisé deux dispositifs. Le premier, en amont du bassin versant de Kerbernez, a été prévu pour étudier plus spécifiquement la zone non saturée et le second, sur le bassin versant de Kerrien, pour étudier la zone saturée.

La zone non saturée

Pour la zone non saturée (où la roche est très altérée mais n'est jamais saturée d'eau) nous avons utilisé un réseau de bougies poreuses qui permet d'extraire la solution du sol à différentes profondeurs. Les bougies étaient implantées à quatre profondeurs (1,0 - 1,5 - 2,0 et 2,5 m). Pour chaque profondeur, trois bougies, distantes d'un mètre, permettaient d'obtenir un échantillon composite représentatif de la profondeur d'implantation. Toutes les bougies étaient mises en dépression (-0,6 bar) 24 heures avant d'être prélevées. Les campagnes de prélèvements ont eu lieu une fois par mois quelle que soit la période hydrologique. À chaque campagne, nous avons aussi prélevé de l'eau dans les piézomètres pour compléter le dispositif (Fig. 5-1).

La zone saturée

Pour la zone saturée correspondant à la nappe permanente (PGWZ) et à la zone de fluctuation de la surface de la nappe (WTFZ), nous avons utilisé les piézomètres qui font partie du transect formé par les plots H, J et L (Fig. 5-1). Leurs caractéristiques et leurs dispositions le long du versant ont fait l'objet d'une présentation détaillée dans le chapitre 2. Tous les piézomètres en eau ont été prélevés une fois par semaine pendant la période de recharge puis de façon plus espacée pendant la période d'étiage. Avant de prélever de l'eau, les piézomètres étaient purgés par pompage pour solliciter l'aquifère et l'eau était ensuite prélevée à la hauteur de la crépine de chaque piézomètre. Un échantillon de 250 mL était réservé pour mesurer la composition isotopique et un second de 40 mL pour mesurer la

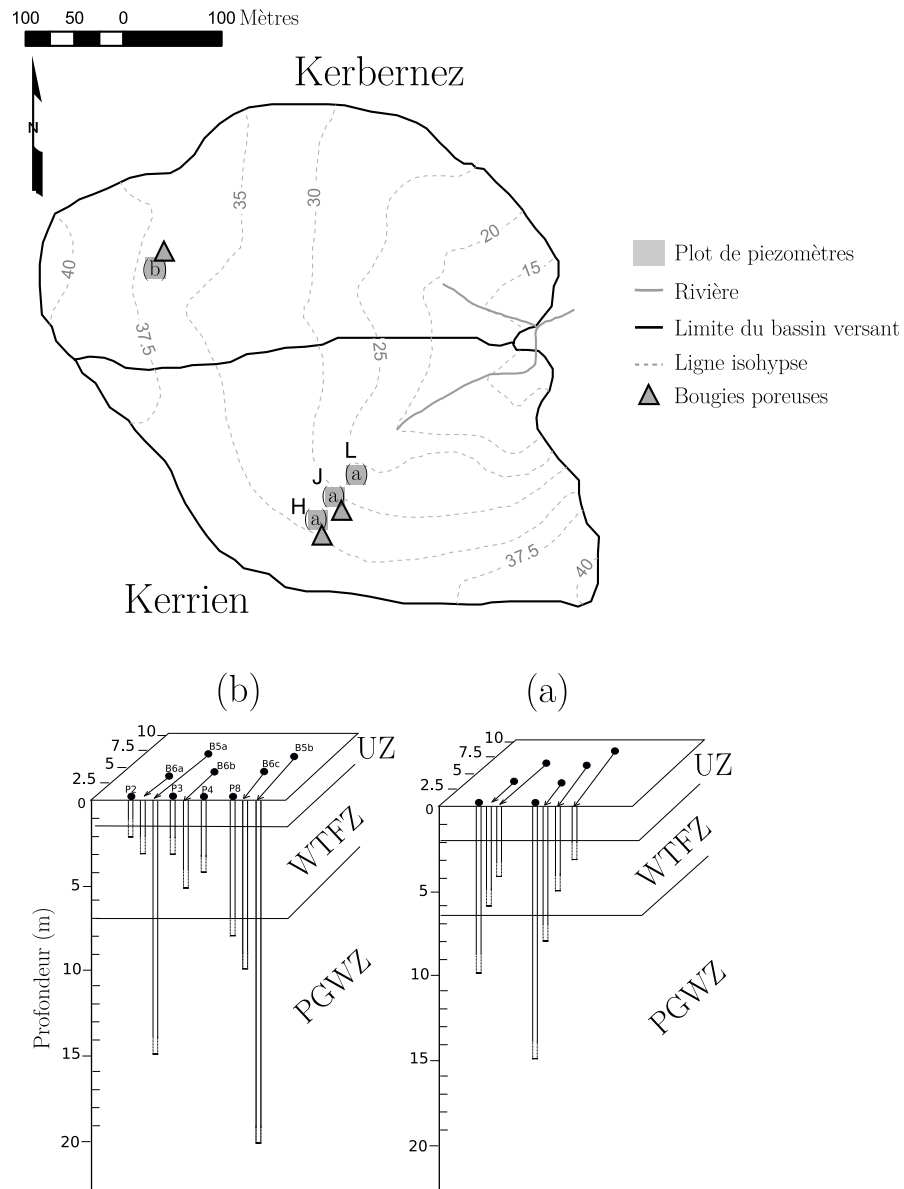


Fig. 5-1 – Le dispositif utilisé pour étudier la zone non saturée est implanté en amont du bassin versant de Kerbernez et celui dédié à la zone saturée est disposé le long du bassin versant de Kerrien. UZ pour zone non saturée, WTFZ pour zone de fluctuation de nappe et PGWZ pour nappe permanente.

concentration des éléments majeurs. Le dispositif de piézomètre a été complété avec deux lots de cinq bougies poreuses installées à 80 cm de profondeur en amont et à mi-versant. Ces bougies supplémentaires étaient prélevées selon la procédure employée sur le site de Kerbernez et à la même fréquence que les piézomètres pour suivre simultanément la composition chimique de la solution sous-racinaire.

Traitement, conditionnement et analyse des échantillons

Les échantillons de 40 mL étaient filtrés sur le terrain (0,45 µm GNWP) puis conservés dans l'obscurité à 4°C avant d'être analysés par chromatographie ionique. Les échantillons de 250 mL et le contenu des bougies étaient filtrés sur des membranes de Nylon (0,20 µm). Pour l'analyse de éléments majeurs, une aliquote de quelques millilitres était retenue sur le volume d'eau prélevé avec les bougies. Ensuite, tous les échantillons d'eau étaient conservés dans l'obscurité à 4°C. Après l'analyse des éléments majeurs, les échantillons qui ne contenaient pas assez de nitrate pour être analysés avec la méthode de la synthèse du nitrate d'argent*, étaient congelés jusqu'à ce qu'ils soient analysés avec une méthode mettant en œuvre des microquantités†. Les autres échantillons étaient fixés avec 1 mL d'une solution saturée de chlorure mercurique pour 1 L d'échantillon. Puis, ils ont été stockés dans l'obscurité et à température ambiante. Des tests ont montré que ces deux méthodes étaient équivalentes (Sebilo *et al.*, 2004).

5.3 Composition en isotopes stables des sources d'azote d'oxygène et de nitrate

5.3.1 Cycle de l'azote et composition isotopique

Le rapport isotopique des atomes constitutifs de la molécule de nitrate est défini par l'équation (6.1). Ce rapport exprime, pour un composé chimique donné, la proportion d'isotope lourd (^{15}N , ^{18}O) par rapport à l'isotope léger (^{14}N , ^{16}O) qui est le plus abondant. Ensuite, la composition isotopique est définie à partir du rapport isotopique de l'échantillon (R_{ech}) et du rapport isotopique d'un étalon (R_{et}) (5.2). Pour l'azote, l'étalon correspond au rapport isotopique de l'azote atmosphérique et pour l'oxygène il s'agit d'un échantillon moyen d'eau océaniques « *Standard Mean Ocean Water* » (SMOW).

* La synthèse du nitrate d'argent présente l'avantage de pouvoir ensuite analyser le $\delta^{15}\text{N}$ et le $\delta^{18}\text{O}$ du nitrate. Elle nécessite au moins 1 mg N-NO_3^- . Le nitrate est d'abord purifié (précipitation des autres anions avec du chlorure de baryum, filtration, séparation des cations avec une résine cationique) puis complexé avec de l'oxyde d'argent pour former du nitrate d'argent.

† La méthode mettant en œuvre des microquantités nécessite 150 µg N-NO_3^- . Elle est basée sur la diffusion des formes azotées et leur adsorption sur un filtre en fibre de verre. Cette réaction se produit pendant une distillation à froid dans une solution aqueuse basique avec ajout d'alliage de Devarda pour réduire le nitrate en ammoniac qui est adsorbé par le filtre qui contient 30 µl d'acide sulfurique (8M).

$$R = \frac{{}^{15}\text{N}}{{}^{14}\text{N}} \text{ pour l'azote, } R = \frac{{}^{18}\text{O}}{{}^{16}\text{O}} \text{ pour l'oxygène} \quad (5.1)$$

$$\delta_{\text{ech}} = \frac{R_{\text{ech}} - R_{\text{et}}}{R_{\text{et}}} \times 1000 \quad (5.2)$$

L'azote réactif ne représente qu'1 % de l'azote présent à la surface de la Terre. Il est combiné avec d'autres éléments, principalement le carbone, l'oxygène et l'hydrogène. Néanmoins, cette petite partie joue un rôle décisif dans la biosphère. Au cours de son cycle, l'azote se retrouve à différents niveaux d'oxydation, sous forme gazeuse, dissoute ou solide (Fig. 5-2). Certaines réactions chimiques ou biochimiques entraînent une diminution ou une augmentation du niveau d'oxydation (dénitrification, nitrification) et s'accompagnent d'un fractionnement isotopique. Ce fractionnement isotopique provient d'une différence de réactivité cinétique entre les isotopes de l'azote (${}^{14}\text{N}$ et ${}^{15}\text{N}$) d'une part et les isotopes de l'oxygène (${}^{16}\text{O}$ et ${}^{18}\text{O}$) d'autre part. Lors de la dénitrification, un fractionnement isotopique s'opère avec la rupture de la liaison N-O lors du passage de NO_3^- à NO_2^- puis du NO_2^- à N_2 . Il y a alors un partage inégal des isotopes de l'azote et de l'oxygène dans les produits de la réaction. Les liaisons établies entre éléments isotopiquement légers se rompent un peu plus facilement car elles sont moins énergétiques que les liaisons établies avec un élément isotopiquement lourd. Par conséquent, lors de la dénitrification, le nitrate résiduel est enrichi en ${}^{15}\text{N}$ et en ${}^{18}\text{O}$ (Aravena *et al.*, 1993; Böttcher *et al.*, 1990; Mariotti, 1982).

Le facteur de fractionnement peut être défini par :

$$\alpha_{p-s} = R_p / R_s$$

où R_p et R_s sont respectivement le ratio ${}^{15}\text{N}/{}^{14}\text{N}$ du produit et du substrat.

On définit aussi le facteur d'enrichissement isotopique exprimé en ‰ par :

$$\varepsilon_{p-s} = 1000 \times (\alpha - 1)$$

En général, l'augmentation simultanée du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{15}\text{N}$ du nitrate indique une dénitrification. Le modèle de fractionnement de Rayleigh relie l'augmentation du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{15}\text{N}$ à la quantité de dénitrification. Une approximation de l'équation de Rayleigh est donnée par :

$$\delta \approx \delta_0 + \varepsilon_{p-s} \ln f$$

où δ correspond à la composition isotopique mesurée pour le nitrate résiduel, δ_0 correspond à la composition isotopique de la source de nitrate avant d'être dénitrifiée et f est la fraction du nitrate qui a été dénitrifié par rapport à la quantité de départ. Cette approximation suppose que la dénitrification s'est réalisée sans renouvellement du substrat.

Des ordres de grandeurs du facteur d'enrichissement isotopique (ε) (valeurs extraites de la synthèse réalisée par Sebil, 2003) ont été ajoutés entre les différentes étapes du cycle de l'azote. Parmi toutes les étapes du cycle de l'azote, ce sont la volatilisation de l'ammoniac, la nitrification et la dénitrification qui conduisent aux fractionnements isotopiques de l'azote les plus élevés. Dans ce cycle de nombreuses étapes sont nécessaires avant d'arriver à la molécule de nitrate et les chemins pour y arriver sont nombreux. Avant d'être dénitrifié, la composition isotopique d'un stock de molécules de nitrate résulte du mélange des différentes sources qui l'ont constitué.

5.3.2 Les sources d'azote et l'historique agronomique

Sources naturelles

Les réservoirs naturels d'azote et la composition isotopique de certains d'entre eux sont résumés sur la figure 5-2. Le premier réservoir comprend les sources atmosphériques qui sont sous la forme de nitrate et d'ammonium se déposant avec les précipitations ou de diazote fixé directement par les légumineuses. Le deuxième réservoir correspond au sol. Sa composition isotopique dépend du type de matière organique à partir de laquelle il s'est constitué et aussi des réactions biogéochimiques qui s'y produisent.

Historique agronomique

Dans le passé, les bassins versants de Kerrien et de Kerbernez ont reçu beaucoup d'intrants azotés minéraux (principalement sous forme de nitrate d'ammonium et d'urée) et des amendements organiques sous la forme de fumier et de lisier (Fig. 5-4 A et B). On constate que la nature et la quantité des apports d'azote étaient très différentes d'une année sur l'autre. Depuis 2005, la parcelle occupée par le dispositif du bassin versant de Kerrien, est en prairie pâturée de manière extensive et celle de Kerbernez ne reçoit plus d'intrants.

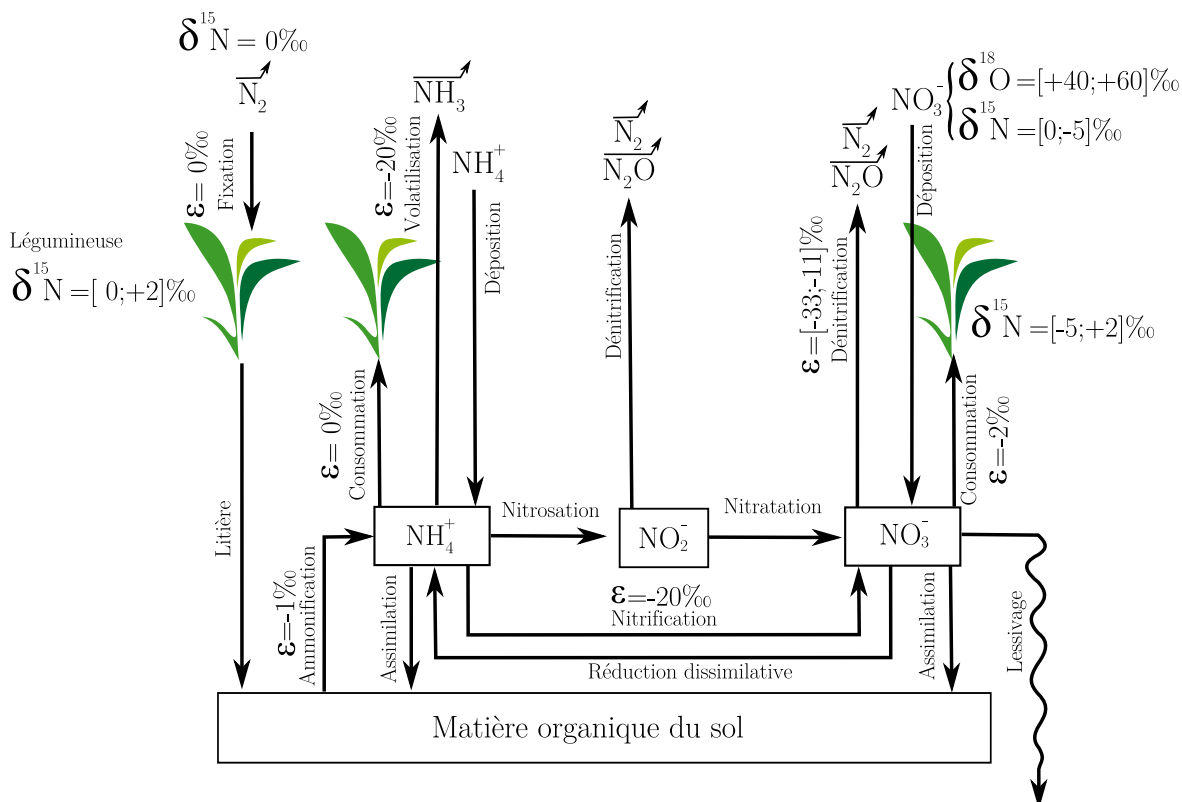


Fig. 5-2 – Principales transformations de l'azote dans un écosystème terrestre ainsi que les facteurs d'enrichissement pour l'azote de certaines étapes du cycle.

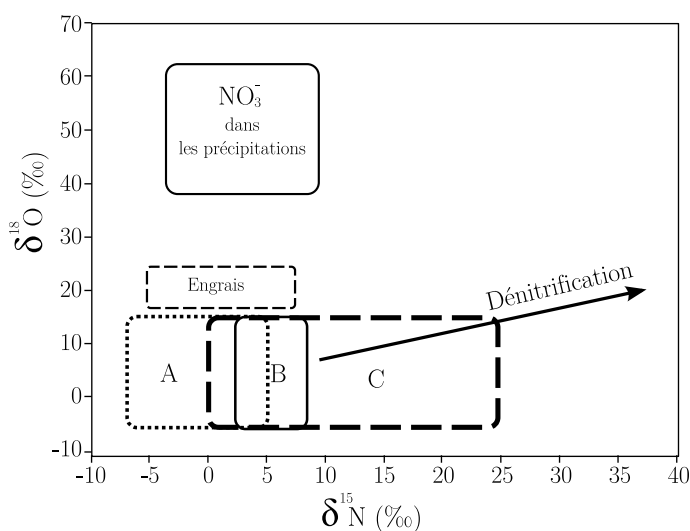


Fig. 5-3 – Gammes des valeurs typiques de $\delta^{15}\text{N}$ et $\delta^{18}\text{O}$ du nitrate provenant de différentes sources (graphique modifié à partir de Kendall, 1998). Composition isotopique des nitrates issus de la nitrification de l'ammonium apporté par les engrais et les pluies (A), de l'azote organique du sol (B) et des déchets d'origine animale (C). La flèche indique le sens et la proportion des variations de la composition isotopique du nitrate résiduel après dénitrification.

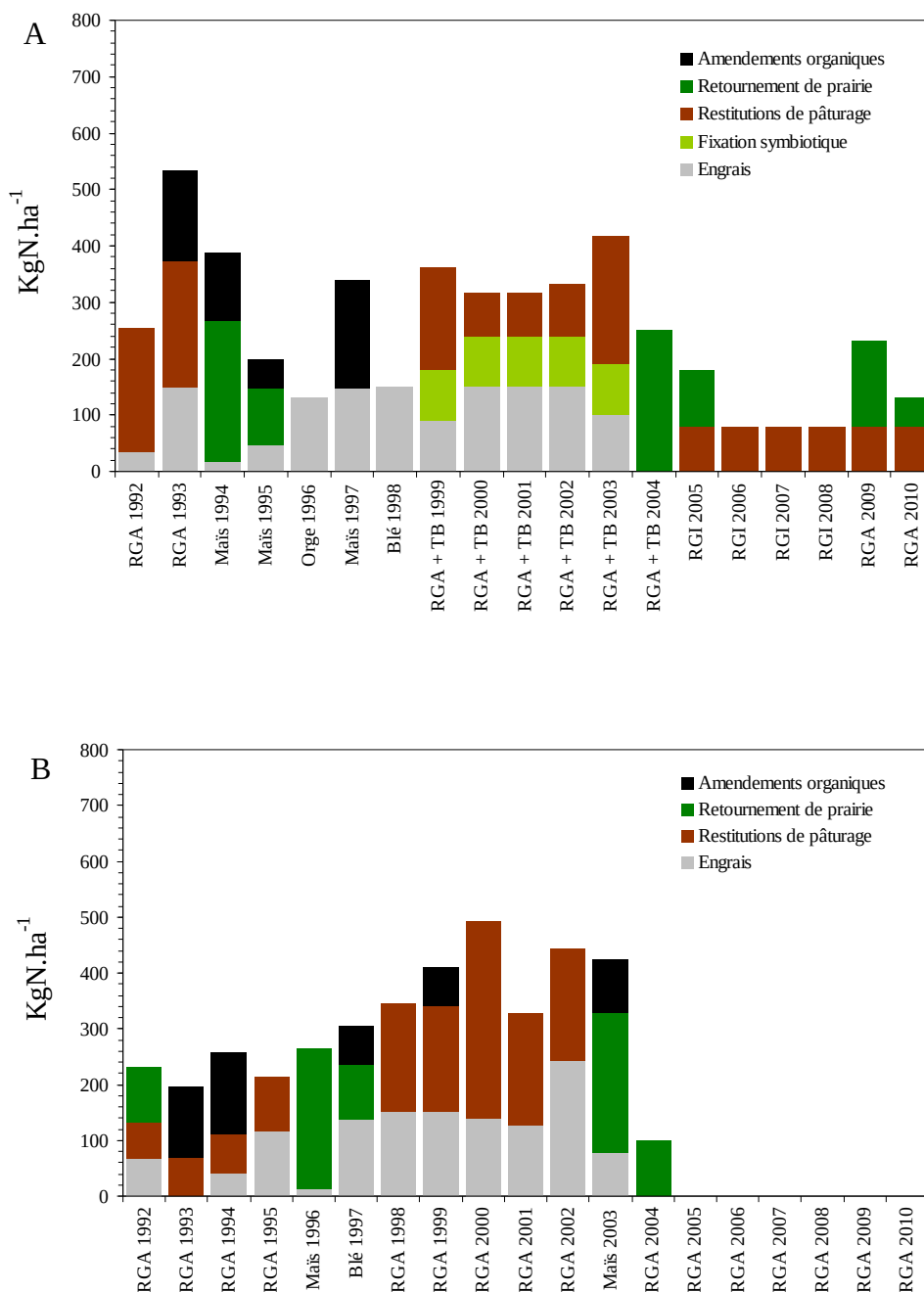


Fig. 5-4 – Pratique de fertilisation et assolement de 1992 à 2010 : A) sur la parcelle où est implanté le dispositif dédié à l'exploration de la zone saturée (site de Kerrien) ; B) sur la parcelle où sont implantés les piézomètres du dispositif dédié à l'exploration de la zone non saturée (site de Kerbernez). Les acronymes sont définis de la manière suivante : RGA pour ray-grass anglais, RGI pour ray-grass d'Italie et TB pour trèfle blanc.

Nous avons analysé la composition isotopique de l'azote organique du sol de la parcelle où sont implantés les piézomètres du dispositif dédié à l'exploration de la zone saturée (site

de Kerrien Fig. 5-1) à partir d'un échantillon composite de sol. La composition isotopique de l'azote organique du sol est comprise entre +5 ‰ et +6 ‰. Avec le turn-over de la matière organique, la composition isotopique de l'azote intègre les pratiques de fertilisation passées et c'est aussi le point de départ pour la formation de nitrate à partir de la matière organique du sol.

5.3.3 Composition isotopique de l'eau

La molécule de nitrate se forme au cours de l'oxydation de la matière organique par les microorganismes du sol. Pour fabriquer du nitrate, l'oxydation de la matière organique nécessite un atome d'oxygène qui provient du dioxygène de l'air et deux atomes d'oxygène qui proviennent d'une molécule d'eau (Anderson and Levine, 1986; Hollocher, 1984). La composition isotopique de chacune des sources conditionne la composition isotopique en oxygène du nitrate formé.

Kroopnick et Craig (1972) montrent que la composition isotopique des atomes qui composent le dioxygène de l'air ($\delta^{18}\text{O}_{\text{atm.}}$) est de $+23,5 \pm 0,3$ ‰. L'eau qui se trouve dans le sol, est essentiellement apportée par les précipitations. Initialement, sa composition isotopique dépend de la composition isotopique de la vapeur des nuages. C'est ensuite la latitude et la température à laquelle les gouttes d'eau se forment qui déterminent la composition isotopique de la pluie ou de la neige qui tombe sur le sol. Étant donnée la complexité des circulations atmosphériques, il est impossible de prévoir précisément la composition isotopique de la pluie. Il faut donc mesurer directement la composition isotopique de l'eau des pluies. Pour avoir un ordre de grandeur pour les précipitations, nous avons utilisé la composition isotopique de l'eau de la pluie tombée à Brest entre 1995 et 2003. Le $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau change en fonction du compartiment hydrologique (les précipitations, l'eau du sol ou l'eau de la nappe) (Fig. 5-5). La valeur moyenne de $\delta^{18}\text{O}$ pondérée par le volume des précipitations tombées à Brest est de -5,31 ‰ ($\text{SD}_w=2,16$ ‰). À partir des valeurs obtenues par Legout et al. (2007) à différentes profondeurs dans la zone non saturée et dans la nappe on observe un profil de la composition isotopique qui résulte, d'abord d'un fractionnement isotopique entraîné par l'évaporation d'une partie de l'eau près de la surface du sol, puis de la conjugaison de deux mécanismes, les flux convectifs d'une part et des flux diffusifs d'autre part (Zimmermann *et al.*, 1968).

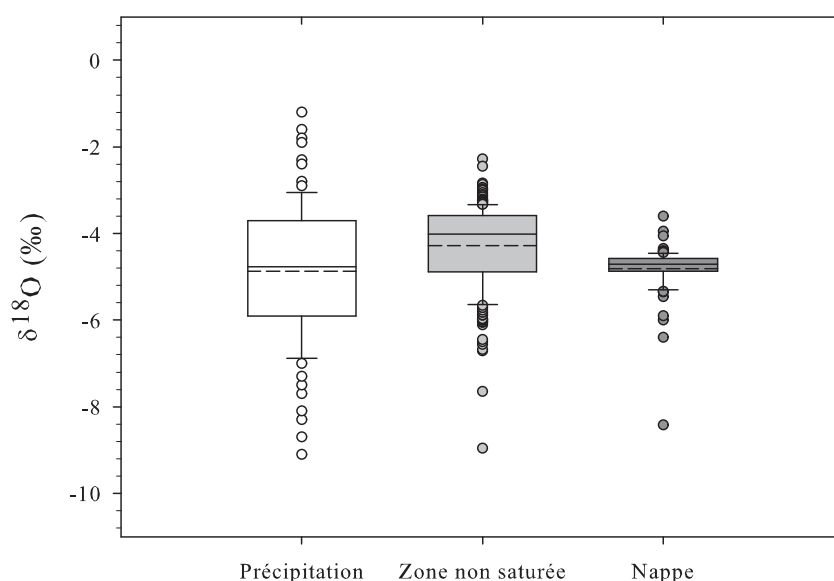


Fig. 5-5 – Évolution de la composition en isotope stable de l'oxygène de l'eau ($\delta^{18}O$) pour les différents compartiments hydrologiques. Entre 1995 et 2003 pour la station météorologique de Plouzané (Brest) (source : IAEA), de nov. 2001 à janv. 2003 dans la zone non saturée (entre 0,25 et 2,5 m) et dans la nappe (entre 3 et 20 m) en amont du bassin versant de Kerbernez (source : Legout et al., 2007).

Dans la zone non saturée, la composition isotopique moyenne de l'oxygène de l'eau est de -4,3 ‰ (SD=1 ‰). La différence avec la moyenne observée dans les précipitations n'est pas significative au sens statistique (test Z ; $p < 0,001$). Néanmoins, on observe un décalage vers les valeurs fortes indiquant que le fractionnement induit par l'évaporation a provoqué l'enrichissement de l'eau du sol et une dispersion plus faible des valeurs autour de la moyenne. Dans la nappe, l'eau a une composition isotopique moyenne en oxygène de -4,8 ‰ (SD= 0,6 ‰). En moyenne, la composition isotopique en oxygène de l'eau des différents compartiments n'est pas différente, mais plus la distance par rapport à la surface de la nappe augmente, plus la dispersion des valeurs diminue.

Pour la suite, nous allons retenir une gamme de valeur comprise entre -6 ‰ et -3 ‰ pour la composition isotopique en oxygène de l'eau disponible pour la nitrification. Quel que soit le compartiment hydrologique, cette gamme correspond au domaine des valeurs les plus probables.

5.3.4 Composition isotopique du nitrate

L'ammonification qui correspond à la première étape de minéralisation de la matière organique, entraîne la formation d'ammonium. Le facteur d'enrichissement isotopique en azote de cette réaction est de -1 ‰. Le facteur d'enrichissement isotopique de la nitrification

qui succède à l'ammonification est de -20 ‰. Cependant, dans un système clos, si la totalité de l'ammonium formé au départ est transformée en nitrate alors la composition isotopique de l'azote du nitrate sera la même que celle de l'ammonium de départ et également très proche de la composition isotopique de l'azote organique. Connaissant la composition isotopique en azote de la matière organique de départ (+5 - +6 ‰), la composition isotopique de l'oxygène de l'air (+23,5 ‰) et celle de l'eau (-6 ‰ - -3 ‰) et en considérant que notre système est clos, alors la composition isotopique du nitrate formé au cours de la minéralisation de la matière organique a un $\delta^{15}\text{N}$ identique à la matière organique d'origine et un $\delta^{18}\text{O}$ compris entre +2 ‰ et +7 ‰.

5.4 Résultats

5.4.1 Les conditions hydrologiques

Sur le plan des caractéristiques hydrologiques, l'année 2008-2009 est comparable à celle de 2006-2007 (décrite dans le chapitre 4). La surface piézométrique de la nappe remonte à moins de 2,0 m de la surface, l'amplitude de variation est de l'ordre de 4 m pour les deux sites. Dans les deux situations la période de recharge a été brève (de décembre à mi-février) et très intense de fin janvier à mi-février (Fig. 5-6 C et 5-7 C).

5.4.2 Concentrations en nitrate des différents compartiments

Quel que soit le compartiment hydrologique, toutes les concentrations en nitrate sont exprimées en milligramme d'azote nitrique par litre d'eau.

5.4.2.1 Dans le zone non saturée

Site de Kerbernez

En moyenne, la concentration en nitrate de la zone non saturée est de 5,8 mgN.L⁻¹. Au cours de l'année, les concentrations en nitrate les plus faibles sont observées à 1,0 m de profondeur avec une concentration moyenne de 1,6 mg.L⁻¹. Les concentrations les plus fortes sont observées à 1,5 m de profondeur où la valeur la plus élevée (17,2 mg.L⁻¹) est mesurée au début du mois de janvier, juste avant le deuxième épisode de recharge. Les variations annuelles des concentrations en nitrate sont beaucoup plus faibles à 2,5 m de profondeur. Les variations les plus importantes sont toujours observées pendant la période de recharge et durant le mois qui suit, quelle que soit la profondeur (Fig. 5-6 B).

Site de Kerbernez

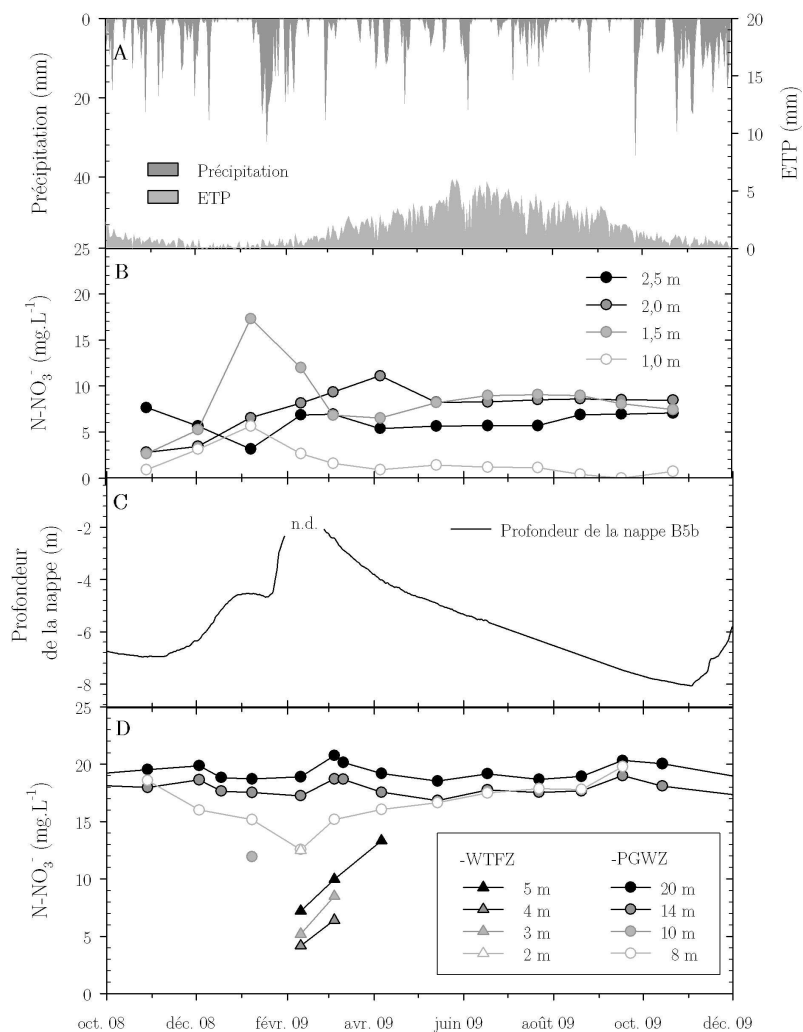


Fig. 5-6 – Pour l'année hydrologique 2008-2009 : A) évolution des précipitations et de l'évapotranspiration enregistrées par la station météorologique de Kerbernez ; B) concentration en nitrate dans la solution du sol à différentes profondeurs ; C) modification de la profondeur de la nappe mesurée dans les piézomètres B5b; évolution de la concentration en nitrate à différentes profondeurs dans la nappe.

Site de Kerrien

La solution du sol prélevée à 80 cm de profondeur présente des concentrations très faibles en nitrate, comprises entre 0 et 2,2 mg.L⁻¹. Les concentrations augmentent à partir du mois de mai (24,2 mg.L⁻¹ pour les bougies situées en amont et 5,2 mg.L⁻¹ pour les bougies qui se trouvent à mi-versant). Cette augmentation soudaine des concentrations en nitrate est induite par le retournement de la prairie qui a eu lieu au début du mois de mars (environ un mois après la fin de la période de recharge) (Fig. 5-7B).

5.4.2.2 Dans la zone saturée

Concernant les variations des concentrations en nitrate au cours de l'année d'étude, nous allons voir qu'elles sont structurées de la même manière que celles mises en évidence pour les chlorures dans le chapitre 3, à savoir : une variabilité importante dans la WTFZ ; moins forte dans la nappe permanente ; dans les deux cas ces variations se traduisent par une diminution des concentrations concomitante à l'augmentation du niveau piézométrique.

Site de Kerbernez

Au début de l'année hydrologique, les concentrations en nitrate dans la PGWZ sont voisines de 19,2 mg.L⁻¹. Pendant la période de recharge, elles sont stables dans les piézomètres de la partie profonde de la PGWZ et elles diminuent dans le piézomètre qui se trouve à 8 m de profondeur. Cette diminution entraîne une stratification chimique de la colonne d'eau. La stratification s'accroît avec la remontée du niveau de la nappe (Fig. 5-6 C) d'autant plus que les piézomètres implantés dans la WTFZ présentent des concentrations encore plus faibles (5,6 mg.L⁻¹). Avant la fin de la période de recharge, les concentrations en nitrate dans tous les piézomètres implantés à moins de 10 m de profondeur augmentent et tendent à se rapprocher de celles qui sont mesurées dans la partie profonde de la PGWZ.

Site de Kerrien

Au cours de l'année, les concentrations en nitrate et leurs variations sont structurées de l'amont à l'aval. Au début de l'année hydrologique, tous les piézomètres présentent des concentrations en nitrate qui sont proches de 13,5 mg.L⁻¹. Ensuite, les concentrations mesurées diminuent dans les piézomètres de la WTFZ et, dans une moindre mesure, dans ceux de la partie superficielle de la PGWZ. Le résultat est une stratification de la colonne d'eau qui est de plus en plus marquée à mesure que l'on se rapproche de l'aval du versant (Fig. 5-7 D, E et F). En aval, les concentrations en nitrate dans les piézomètres de la WTFZ sont plus faibles qu'en amont et les concentrations dans les piézomètres de la PGWZ sont

Site de Kerrien

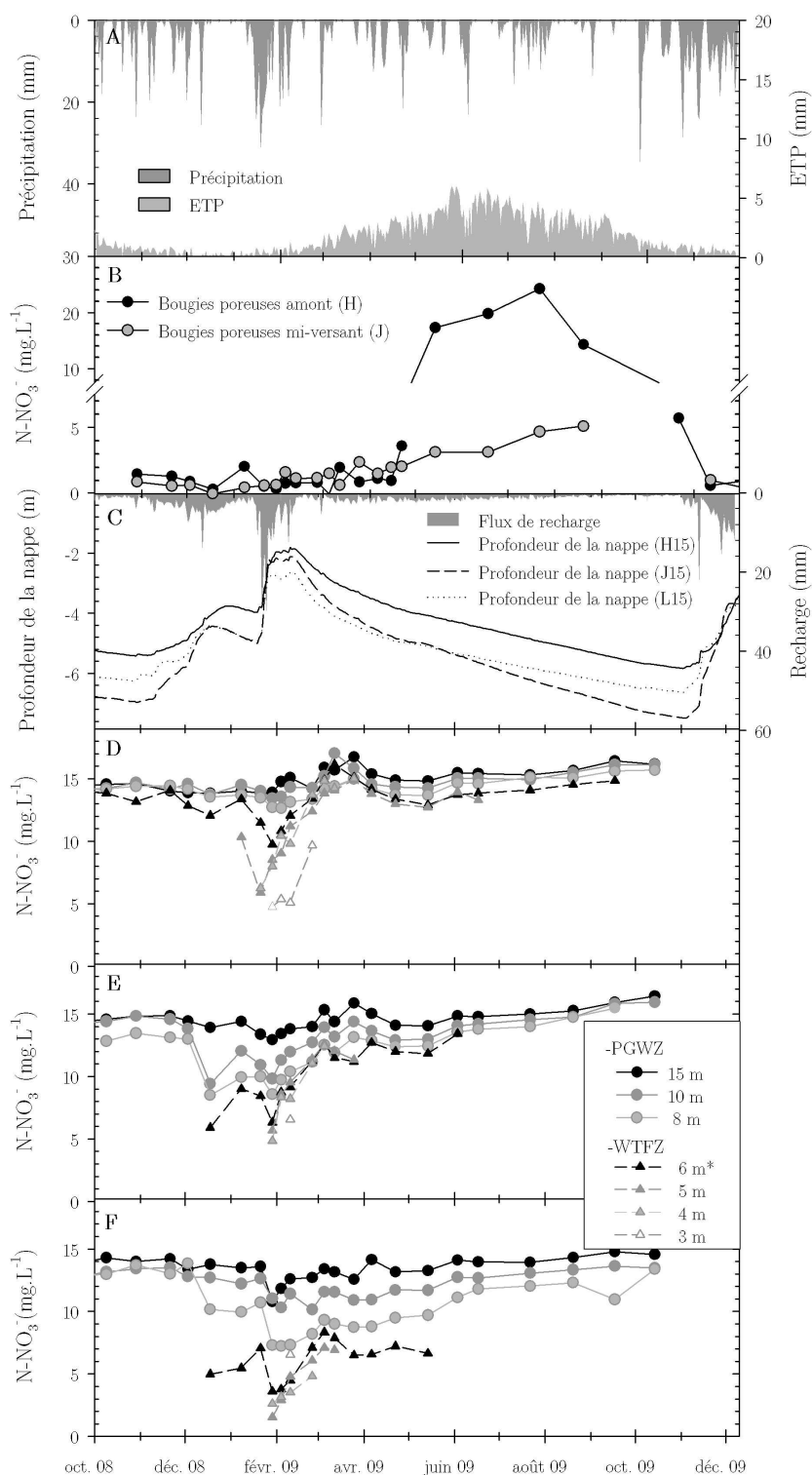


Fig. 5-7 – Pour l'année hydrologique 2008-2009 : A) évolution des précipitations et de l'évapotranspiration enregistrées par la station météorologique de Kerbernez ; B) concentration en nitrate dans la solution du sol à 80 cm de profondeur ; C) modification de la profondeur de la nappe mesuré dans les piézomètres les plus profonds pour les différentes positions le long du versant et évolution du flux de recharge calculé à partir des variations piézométriques pour H15 ; évolution de la concentration en nitrate à différentes profondeurs dans la nappe D) en amont, E) à mi-versant et F) en aval.

plus stables. En amont, dès la fin de la période de recharge, la colonne d'eau s'homogénéise rapidement. Par contre, en aval, on observe un gradient de concentration en nitrate qui est toujours aussi marqué entre le piézomètre implanté à 8 m et celui implanté à 15 m, même plusieurs mois après la fin de la période de recharge de la nappe.

5.4.3 Composition isotopique des nitrates

Pour tous les compartiments hydrologiques, la concentration moyenne en azote de la fraction dissoute ammoniacale et de la fraction dissoute nitreuse est négligeable (Tab. 6-1). C'est pour cette raison que nous nous sommes seulement intéressés à l'espèce chimique la plus abondante, le nitrate.

	PGWZ	WTFZ	UZ
N – NH ₄ ⁺ (mg.L ⁻¹)	0,05 (71 [*])	0,02 (15 [*])	0,513 (16 [*])
N – NO ₂ ⁻ (mg.L ⁻¹)	<0,01 (28 [*])		0,015 (6 [*])
N – NO ₃ ⁻ (mg.L ⁻¹)	13,90 (239 [*])	9,73 (95 [*])	4,74 (88 [*])

* Nombre de valeurs utilisées pour calculer la moyenne.

Tab. 5-1 – Concentration moyenne des différentes formes de l'azote dissous en fonction des trois compartiments hydrologiques.

5.4.3.1 Variabilité spatiale.

Site de Kerrien

La composition isotopique en oxygène et en azote du nitrate contenu dans l'eau de la PGWZ est assez similaire à celle du nitrate formé par la minéralisation de la matière organique du sol (Fig. 5-8 A). Les nitrates de la zone non saturée sont caractérisés par une composition isotopique moins enrichie en isotopes lourds que ceux rencontrés dans la nappe permanente. On observe également un contraste important entre l'amont du versant et le mi-versant. Dans la WTFZ, la composition isotopique du nitrate est intermédiaire.

L'augmentation des teneurs en nitrate s'accompagne d'une augmentation du $\delta^{15}\text{N}$. Cette augmentation tend vers les valeurs du $\delta^{15}\text{N}$ de l'azote organique. Cette valeur est également mesurée au niveau de la nappe permanente (Fig. 5-8 A). Paradoxalement, en prenant comme référence la composition isotopique attendue du nitrate issu de la minéralisation de la matière organique du sol, le nitrate de la nappe permanent présente une composition isotopique la plus proche de cette référence, et celle de la zone non saturée, la

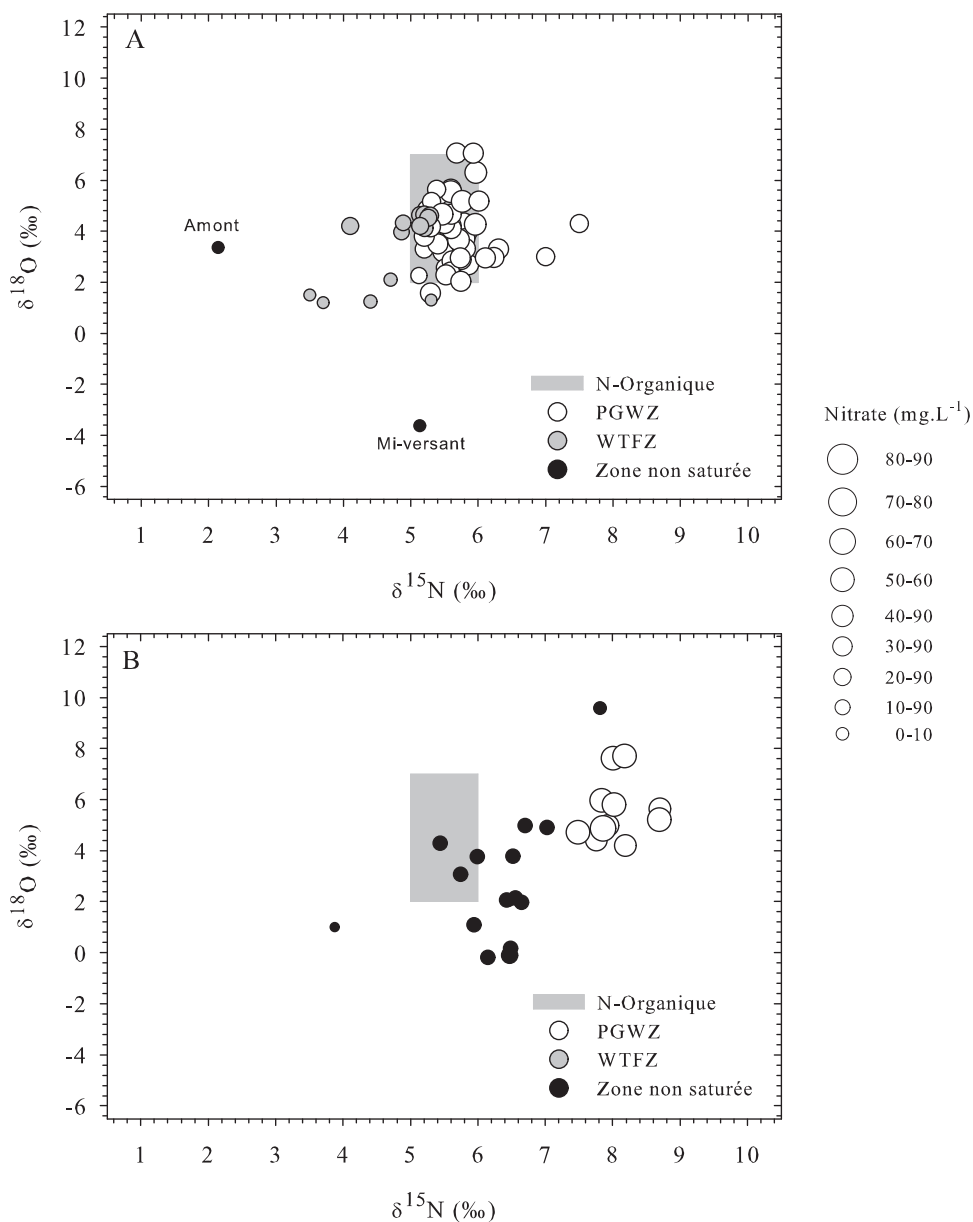


Fig. 5-8 – Composition isotopique du nitrate contenu de l'eau prélevée dans la zone non saturée, dans la zone de fluctuation de la surface de la nappe (WTFZ) et dans la nappe permanente (PGWZ). Pour le site de Kerrien (A) et pour le site de Kerbernez (B). Les gammes de valeurs de la composition isotopique du nitrate issu de la minéralisation de la matière organique, sont représentées par le rectangle gris. La composition isotopique de l'azote organique a été établie à partir des échantillons prélevés dans la parcelle du site de Kerrien.

plus différente de cette référence. Or a priori la zone non saturée est la zone la plus proche, en matière de temps et de distance de transfert, du lieu de minéralisation de la matière organique du sol.

Site de Kerbernez

Pour le site de Kerbernez, le $\delta^{15}\text{N}$ du nitrate dans l'eau prélevée dans la nappe permanente se distingue de celui qui a été calculé à partir de la composition isotopique de l'azote organique du sol prélevé à Kerrien (Fig. 5-8 B). Le $\delta^{15}\text{N}$ du nitrate dans la zone non saturée est différent de celui observé dans la nappe permanente. Il n'y a pas de relation entre la profondeur du prélèvement dans la zone non saturée et la composition isotopique du nitrate. Il semble que ce soit surtout la concentration en nitrate qui détermine la composition isotopique. Pour le moment on ne dispose pas d'information sur la composition isotopique du nitrate dans la WTFZ, les résultats des analyses n'étant pas encore disponibles.

La différence de composition isotopique du nitrate pour les sites de Kerbernez et Kerrien, indique que la source d'azote produisant le nitrate semble différente entre les deux sites.

Pour les deux sites, on observe que la composition isotopique du nitrate est variable à l'intérieur d'un même compartiment hydrologique. Cette variabilité ne dépend pas de la profondeur du prélèvement, mais nous allons regarder si ces variations sont structurées en fonction de la période hydrologique.

5.4.3.2 Variabilité temporelle.

Pour examiner la dimension temporelle des variations de la composition isotopique du nitrate, nous avons utilisé le dispositif installé sur le site de Kerrien, car il a fait l'objet de campagnes de prélèvements plus nombreuses et la résolution temporelle y est meilleure. La structure des variations temporelles des concentrations de nitrate étant très similaire le long du versant (Fig. 5-7 D, E et F), nous présenterons l'analyse des résultats à partir des analyses réalisées sur le plot H situé en amont du versant (Fig. 5-1). Actuellement, des analyses sont toujours en cours pour compléter les chroniques qui décrivent l'évolution de la composition isotopique du nitrate de l'eau prélevée dans les différents piézomètres. Néanmoins, le $\delta^{15}\text{N}$ a été analysé pour 30% des échantillons prélevés avec ce dispositif et pour 20% d'entre eux, le $\delta^{18}\text{O}$ a été analysé.

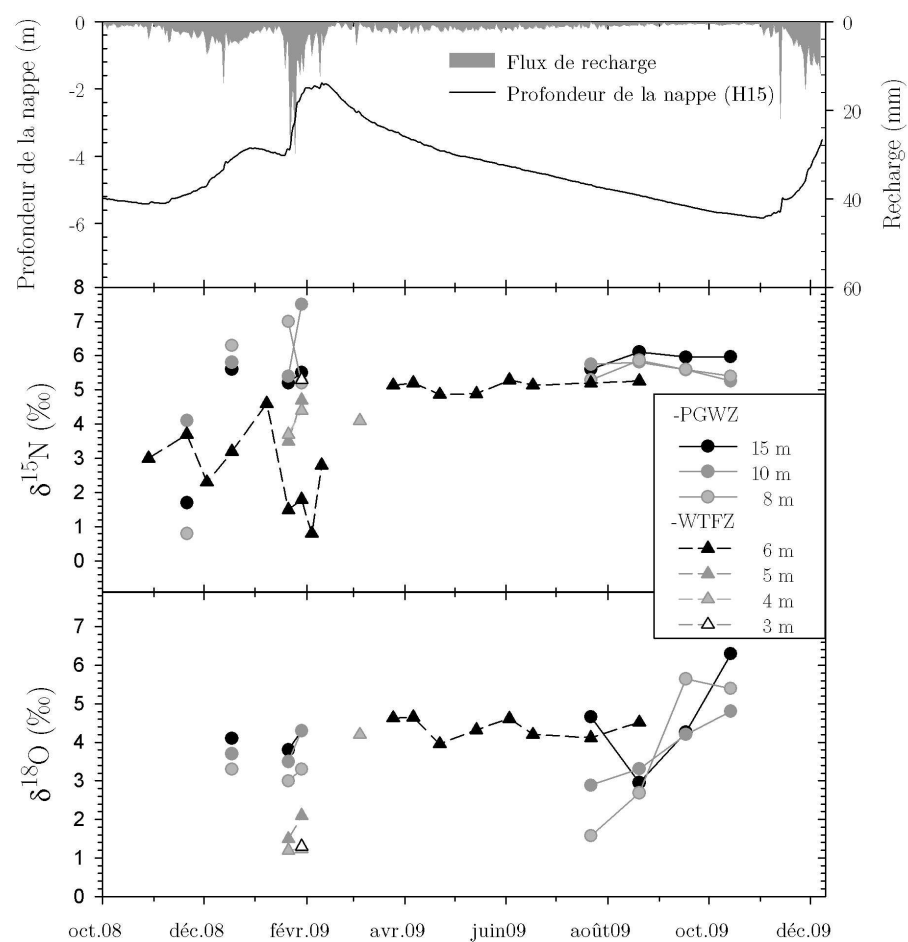


Fig. 5-9 – Pour l'année hydrologique 2008-2009, évolution de la profondeur de la nappe dans le piézomètre H15 (A), de $\delta^{15}\text{N}$ (B) et $\delta^{18}\text{O}$ (C) des nitrates mesurés dans les différents piézomètres.

$\delta^{15}\text{N}$ du nitrate

Le $\delta^{15}\text{N}$ du nitrate évolue au cours de l'année hydrologique. À 6 m de profondeur, il est très variable. Voisin de 2,5 ‰, il varie entre 4,5 ‰ et 0,7 ‰. Les instants de variations coïncident avec les épisodes de recharge. À chaque épisode de recharge (début décembre 2008 et fin janvier 2009), le $\delta^{15}\text{N}$ diminue. La diminution de la composition isotopique coïncide également avec la diminution des concentrations en nitrate (Fig. 5-7 D). Pendant la période de récession du niveau de la nappe (Fig. 5-9 A), le $\delta^{15}\text{N}$ est stable (5,5 ‰). Dans les autres piézomètres, il est plus difficile d'examiner ces variations étant donné que les chroniques sont incomplètes. À partir des éléments dont on dispose, il semble que les deux périodes hydrologiques (la période de recharge et la période de récession de la nappe) ont un effet comparable sur la composition isotopique de l'eau prélevée dans les autres piézomètres. Dans la nappe permanente, la gamme de variation du $\delta^{15}\text{N}$ est importante pendant la période de recharge. À la fin de l'année hydrologique, le $\delta^{15}\text{N}$ est plus stable et quasiment uniforme dans la nappe.

 $\delta^{18}\text{O}$ du nitrate

Pour l'oxygène du nitrate les données disponibles sont moins nombreuses que pour l'azote. Toutefois, pendant la période de récession du niveau de la nappe, on observe que le $\delta^{18}\text{O}$ est stable pour le nitrate mesuré à 6 m de profondeur (piézomètre H6). Ce résultat indique que l'origine des nitrates mesurés à 6 m de profondeur ne change pas au cours de la période de récession du niveau de la nappe. Pour le moment on ne dispose pas encore des résultats d'analyse du $\delta^{18}\text{O}$ pour la période de recharge dans le piézomètre H6. On ne peut donc pas faire un parallèle entre la composition isotopique en azote et la composition isotopique en oxygène. Dans la nappe permanente (PGWZ), la composition isotopique en oxygène augmente au cours de la période de récession du niveau de la nappe, alors que les concentrations en nitrate et les valeurs du $\delta^{15}\text{N}$ sont stables.

Les mécanismes qui déterminent les variations des concentrations en chlorure dans la nappe (Chapitre 4) affectent bien sûr également les concentrations en nitrate. Par conséquent, si l'on admet l'hypothèse de l'existence de circulations préférentielles à travers la zone non saturée, les nitrates qui sont apportés avec l'eau de la recharge et qui se mélangent avec la nappe ne proviennent pas directement de la pluie. Si c'était le cas, la composition isotopique en oxygène du nitrate devrait augmenter à chaque épisode de recharge, car le nitrate dissous dans la pluie a un $\delta^{18}\text{O}$ très élevé (entre +40 ‰ et +60 ‰). Or, dans les piézomètres les plus proches de la surface (3, 4 et 5 m sur la figure 5-9), la composition isotopique en oxygène est relativement faible. Ceci indique que l'origine des nitrates contenus dans l'eau qui atteint la

nappe au moment de la recharge est différente de celle de l'eau de pluie. Cette observation est très importante, car elle indique qu'il s'agit sûrement d'une eau avec une composition chimique qui a évolué au cours de son cheminement dans la zone non saturée et avant d'atteindre la nappe.

5.5 Perspectives

Pour le moment, les résultats du travail réalisé pour caractériser les mécanismes qui affectent spécifiquement le nitrate dans la nappe ne permettent pas de mettre en évidence l'existence de phénomènes de dénitrification. Soit la dénitrification est négligeable par rapport au mélange des différentes sources de nitrate (la diminution de la concentration en nitrate ne s'accompagne pas d'une augmentation de la composition isotopique du nitrate), soit il y a une superposition de processus antagonistes qui masquent le phénomène (par exemple la nitrification et la dénitrification).

Premièrement, nous constatons que la composition isotopique du nitrate est structurée en fonction des différents compartiments suivant un gradient d'enrichissement dirigé vers les niveaux les plus profonds. Ce gradient pourrait être attribué à un processus de dénitrification à condition de prouver que la quantité de nitrate à l'origine du stock qui s'est constitué dans la nappe a diminué. Deuxièmement, en amont du versant la composition isotopique du nitrate, mesurée dans les piézomètres implantés dans la nappe, est structurée en fonction de la période hydrologique. Pour extrapoler ce résultat à l'ensemble du versant, il faut poursuivre l'analyse des échantillons d'eau qui ont été prélevés dans la nappe en aval du versant.

Pour le moment l'analyse de la composition isotopique du nitrate va dans le même sens que les hypothèses formulées à partir des variations de concentration en chlorure. La période de recharge est donc une période de l'année qui est très active du point de vue des mélanges entre les différents compartiments hydrologiques (zone non saturée, zone saturée) et ce phénomène de mélange nous est confirmé par les variations de la composition isotopique.

C H A P I T R E 6

Analyse numérique

6.1 Introduction.....	135
6.2 Les modèles testés et leur paramétrisation.....	135
6.2.1 Modèles de transport de solutés	135
6.2.2 Discrétisation spatio-temporelle	137
6.2.3 Conditions aux limites et initiales	137
6.2.4 Choix des paramètres pour les différents modèles.....	138
6.2.5 Les modalités testées.....	141
6.3 Résultats.....	142
6.3.1 Modèles de transport de solutés en équilibre physique.....	142
6.3.2 Modèles de transport de solutés avec non équilibre physique	146
6.4 Discussion.....	149
6.4.1 Origine des variations de concentrations simulées	149
6.4.2 Cohérence entre le modèle et le terrain.....	150
6.5 Conclusion	154

L'objectif de ce chapitre est d'évaluer la capacité de modèles de transport à reproduire les caractéristiques des variations de concentration en soluté mises en évidence dans le chapitre 4.

Pour cette partie du mémoire, nous avons utilisé le modèle hydrologique qui a été mis au point dans le chapitre 3 en conservant toutes ses caractéristiques et en ne modifiant que le nombre d'années simulées. Nous rappelons que ce modèle permet de reproduire le comportement et les caractéristiques d'une nappe superficielle de versant avec un niveau de nappe réagissant à chaque période de recharge et permettant de distinguer une zone de fluctuation de nappe (WTFZ) une zone non saturée et la nappe permanente. Nous ne reviendrons ni sur les conditions initiales, la géométrie ou la discrétisation spatiotemporelle du modèle hydrologique. Pour s'y référer, consulter la section 3.3.2 page 76.

6.1 Introduction

Des observations réalisées à l'échelle du versant et de l'année hydrologique ont mis en évidence des variations importantes des concentrations en anions majeurs, à la fois dans la zone de fluctuation de la nappe (WTFZ) et dans la nappe permanente (PGWZ). La relation entre les variations de concentrations et les variations piézométriques est structurée le long du versant. Des hypothèses sur les mécanismes en jeu ont été formulées pour expliquer cette structuration. Elles conduisent à un modèle conceptuel impliquant des circulations préférentielles, des échanges de soluté entre deux compartiments de porosité, la convergence des flux latéraux vers l'aval et la contribution à la nappe permanente d'une zone de recharge située en amont.

L'objectif de ce chapitre est d'analyser la capacité de deux modèles de transport classiquement admis à reproduire les principales caractéristiques des variations de concentration en soluté dans la nappe. Pour cela, nous nous sommes employés à simuler le transport d'un élément conservatif dans un aquifère superficiel de versant par les modèles de transport suivants : le modèle de convection-dispersion et le modèle à double porosité avec non-équilibre physique.

6.2 Les modèles testés et leur paramétrisation

6.2.1 Modèles de transport de solutés

Le modèle de convection-dispersion

Dans le modèle de convection-dispersion (6.1), le soluté se déplace avec le fluide selon la vitesse moyenne du fluide et se disperse autour de cette vitesse moyenne, dispersion traduite par un coefficient qui représente la tortuosité des pores et l'hétérogénéité du champ de vitesse à petite échelle d'observation. Le modèle est représenté par l'équation suivante :

$$\frac{\partial \theta c}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_i} \theta D_{ij} \frac{\partial c}{\partial x_j} - q_i \frac{\partial c}{\partial x_i} + S \quad (6.1)$$

où c est la concentration de la solution ($M.L^{-3}$), q_i est le flux d'eau ($L.T^{-1}$) dans la direction i , S est le terme source/puits et D_{ij} ($L^2.T^{-1}$) est le tenseur de dispersivité (Bear, (1972)) qui est de la forme :

$$\theta D_{ij} = \lambda_L |q| \delta_{ij} + (\lambda_L - \lambda_T) \frac{q_i q_j}{|q|} + \theta D_d \tau \delta_{ij}$$

où D_d est le coefficient de diffusion moléculaire du soluté ($L^2.T^{-1}$), τ un facteur de tortuosité (-), q est le flux d'eau ($L.T^{-1}$), δ_{ij} la fonction delta de Kronecker, λ_L et λ_T sont respectivement la dispersivité longitudinale et transversale (L).

Le modèle de double porosité avec non-équilibre physique

Ce modèle, aussi appelé bi-régional (ou MIM) considère que la porosité qui contient la phase aqueuse peut être partagée en deux régions (Van-Genuchten and Wierenga, 1976) : une région mobile, θ_m , contenant de l'eau circulante et une région immobile, θ_{im} , contenant de l'eau stagnante. Dans la région mobile, le transport de solutés est représenté par l'équation de convection-dispersion. Le soluté peut diffuser de ou vers la région mobile. Dans le modèle MIM, l'échange entre les deux régions dépend de la différence de concentration entre les régions et est contrôlé par un coefficient de transfert de masse (ω). L'évolution des concentrations au cours du temps dans le compartiment immobile est modélisée par l'équation (6.2) et le terme de transfert de solutés est calculé avec l'équation (6.3), celui-ci est alors proportionnel à la différence entre la concentration dans θ_m (c_m) et la concentration dans θ_{im} (c_{im}). Le paramètre ω est le coefficient de transfert de premier ordre entre θ_m et θ_{im} . Il dépend du coefficient de diffusion moléculaire du soluté dans le milieu étudié, d'une longueur caractéristique sur laquelle les échanges entre les deux régions vont se réaliser (Coats and Smith, Jersey Production Research Co. 1964).

$$\frac{\partial \theta_{im} c_{im}}{\partial t} = \Gamma_s - \phi_{im} \quad (6.2)$$

$$\Gamma_s = \omega(c_m - c_{im}) \quad (6.3)$$

où Γ_s est le taux de transfert de masse pour le soluté entre la région mobile et immobile ($M.L^{-3}.T^{-1}$) ; c_m et c_{im} sont les concentrations ($M.L^{-3}$) dans la région où l'eau est mobile et dans la région où l'eau est immobile, respectivement ; ω est le coefficient de transfert de masse (T^{-1}), ϕ_{im} le terme puits-source ; θ_{im} est la teneur en eau qui correspond à la fraction immobile.

Code utilisé

Le code utilisé pour résoudre les équations des modèles de convection-dispersion et MIM est celui d'Hydrus-2D version 2.05. Développé par Šimůnek *et al.* (1999), il est basé sur le code de calcul SWMS-2D (Šimůnek *et al.*, 1994) qui utilise la méthode des différences finies.

6.2.2 Discrétisation spatio-temporelle

La discrétisation spatiale du domaine d'écoulement est celle utilisée dans le modèle hydrologique (section 3.3.2.4 page 78). La durée totale de simulation est de 30 années.

Pour minimiser certains problèmes d'oscillations numériques entraînés par la résolution de l'équation de convection dispersion, nous avons utilisé la méthode de pondération par l'amont (upstream weighting) pour le schéma de pondération spatiale et un schéma implicite pour le schéma de pondération temporel.

6.2.3 Conditions aux limites et initiales

Condition limite atmosphérique

La limite supérieure du domaine d'écoulement, correspondant dans la réalité à la surface du sol, est soumise à une condition sous forme de concentration variable dans le temps mais uniforme dans l'espace. Les concentrations sont nulles pendant la 1^{ère} année de simulation. Ensuite, à partir de la deuxième année et pendant 10 ans, les concentrations sont fixées proportionnelles au flux d'eau appliqué dans le modèle hydrologique (condition de 2^{ème} espèce ou condition de Neumann). La concentration est nulle quand la lame d'eau est nulle

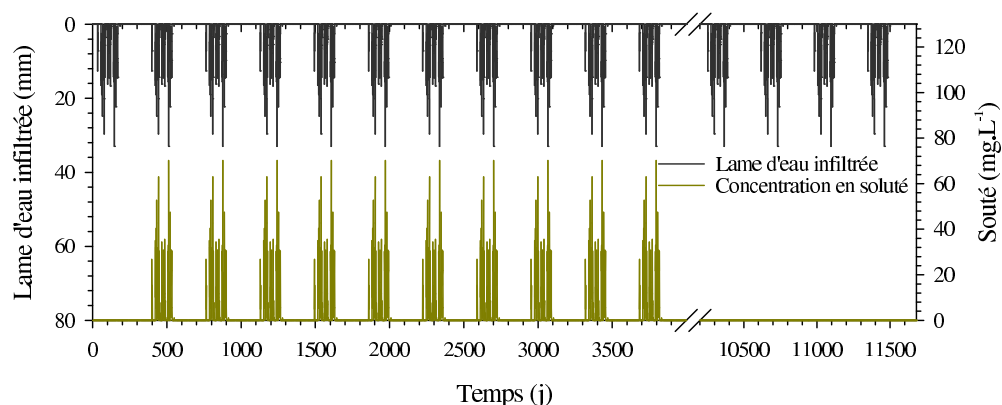


Fig. 6-1 – Chronique journalière des apports d'eau et de solutés à la surface du domaine d'écoulement. Les concentrations sont proportionnelles aux quantités d'eau et sont exprimée en masse de chlorure par litre d'eau apporté à la surface du domaine. Le pulse de soluté commence à partir de la deuxième année et pendant 10 années consécutives.

puis elle évolue linéairement jusqu'à atteindre 70 mg.L^{-1} pour les flux d'eau les plus importants (33 mm.j^{-1}). La concentration moyenne pondérée par les flux d'eau (C_0) est de $29,5 \text{ mg.L}^{-1}$. Nous avons utilisé une modalité où la concentration du soluté est proportionnelle au flux car Legout (2006) a montré qu'elle permet de simuler des variations intra-annuelles importantes des concentrations dans la nappe. Dans la suite de ce chapitre, nous parlerons de « période d'apport de soluté » pour désigner ces 10 ans marquées par une condition à la limite supérieure sous la forme d'une concentration non nulle. À partir de la 12^{ème} année (4016^{ème} jour), la condition à la limite supérieure est fixée par une concentration nulle.

Concentrations initiales dans le milieu

Au début de la simulation, que ce soit dans la zone non saturée ou dans la nappe, la concentration en soluté de l'eau qui se trouve dans la région mobile et immobile est nulle.

6.2.4 Choix des paramètres pour les différents modèles

Les paramètres hydrodynamiques

Pour rappel, les paramètres hydrodynamiques sont présentés ici (Tab. 6-1).

θ_r (-)	θ_s (-)	α (mm^{-1})	n (-)	K_s (mm.j^{-1})	l (-)
0,230	0,367	0,0118	1,553	165	0,5

Tab. 6-1 –Rappel des paramètres hydrodynamiques équivalents identifiés dans le chapitre 3 pour un milieu poreux homogène et anisotrope.

Les paramètres du tenseur de dispersivité

Nous avons utilisé la relation de Stokes-Einstein (6.4) et le rayon de Van der Waals du chlorure pour calculer la valeur de la diffusion du soluté. En utilisant la température moyenne de la nappe qui était de 12°C, nous avons calculé que le coefficient de diffusion moléculaire du soluté dans l'eau libre (D_0) devait être de $81 \text{ mm}^2.\text{j}^{-1}$ pour correspondre à celui du chlorure. Cette valeur a été retenue pour le coefficient de diffusion du soluté dans la formule du tenseur de dispersivité pour l'équation de convection dispersion.

$$D_0 = \frac{RT}{N6\pi\mu r_w} \quad (6.4)$$

D_0 est la diffusion moléculaire dans l'eau libre ($\text{L}^2.\text{T}^{-1}$), R est la constante universelle des gaz parfaits ($8,314472 \text{ J.mol}^{-1}.\text{K}^{-1}$), T est la température en kelvin (285,15 K), N est le nombre d'Avogadro ($6,0221.10^{23} \text{ mol}^{-1}$), μ est la viscosité du fluide ($1,24.10^{-3} \text{ kg/m.s}$ à 12°C) à la pression atmosphérique et à une température de T , r_w est le rayon de Van der Waals des agrégats diffusants (pour le chlorure $r_w = 1,8.10^{-10} \text{ m}$) dans notre cas les agrégats diffusant sont les atomes de chlorure dissous dans l'eau.

Le choix de la valeur de la dispersivité longitudinale (λ_L) s'est appuyé sur certains des travaux utilisés dans l'analyse bibliographique réalisée par Gelhar *et al.* (1992). Pour établir la gamme des valeurs de dispersivité, nous avons sélectionné tous les travaux réalisés dans des milieux poreux, dont la fiabilité est reconnue par Gelhar *et al.* (1992) et pour une échelle d'observation comprise entre 100 à 300 m. Cette échelle d'observation nous a semblé être un bon moyen d'intégrer des assemblages de structures hétérogènes comparables à ceux identifiés dans l'aquifère du bassin versant de Kerrien grâce à une imagerie géophysique (Cosenza, 2005). En ne distinguant pas la nature lithologique du matériel aquifère, on observe que la gamme des valeurs de λ_L est comprise entre 1 000 et 15 000 mm (Fig. 6-2). Nous avons retenu 5 000 mm pour λ_L car il s'agit d'une valeur intermédiaire. Pour la dispersivité transversale (λ_T), nous avons testé deux valeurs, une valeur de dispersivité transversale égale à la dispersivité longitudinale et une seconde valeur égale à $1/10^{\text{ième}}$ de la dispersivité longitudinale. Ainsi les deux valeurs de dispersivité transversale (λ_T) sont 500 mm et 5 000 mm.

Les Paramètres du modèle MIM

Une des hypothèses avancées pour expliquer les variations des concentrations en chlorure dans la nappe suppose la présence de deux compartiments de porosité dans lesquels l'eau ne contient pas la même concentration de soluté et des vitesses de déplacement

différentes d'un compartiment à l'autre. Avec le modèle MIM, où une partie de l'eau est immobile, on peut créer un tel déséquilibre physique des concentrations en soluté. Ce déséquilibre provient du fait que la vitesse de migration du soluté vers l'eau immobile est limitée par la diffusion. Il suffit que celle-ci soit suffisamment lente par rapport à l'advection pour que les concentrations dans les phases mobile et immobile ne puissent pas s'équilibrer.

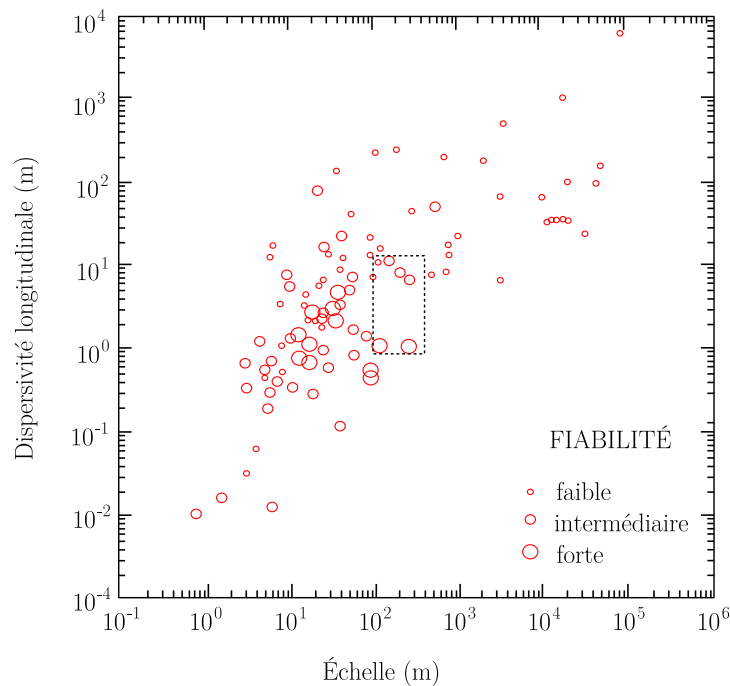


Fig. 6-2 – Valeurs de la dispersivité longitudinale en fonction de l'échelle d'observation résultant de travaux bibliographiques, l'encadré tireté indique la gamme des valeurs fiables pour une échelle située entre 100 et 300 m (illustration extraite de Gelhar et al., 1992)

Normalement, ce modèle n'est applicable que dans des milieux poreux saturés en eau ou pour des milieux non saturés mais avec un régime d'écoulement qui est permanent (Brouyère, 2001). Dans ces situations, les teneurs en eau sont constantes et donc la proportion entre la phase mobile et la phase immobile ne change pas. Or, dans notre cas, l'écoulement dans la zone non saturée présente un caractère transitoire à cause des variations des apports d'eau à la surface du domaine d'écoulement. Nous avons fixé la teneur en eau immobile (θ_m) à 23%, valeur identique à la teneur en eau résiduelle (θ_r). Cette valeur permet d'assurer une cohérence entre les valeurs de paramètres du modèle d'écoulement et du modèle de transport de solutés. De cette manière, même si la proportion entre les deux phases peut évoluer au cours du temps, la valeur de θ_m n'est nulle que si la valeur de θ devient égale à la valeur de θ_r . Mais cette situation ne se produit jamais pour le modèle hydrologique que nous utilisons car la valeur de θ est toujours supérieure à la valeur de θ_r . Pour contrôler les échanges de solutés entre les deux compartiments, le coefficient de transfert de masse (ω) a

été fixé à $0,0001 \text{ mm}^{-1}$ (un dixième de la valeur utilisée par Legout, 2006). La valeur de ce paramètre est suffisante pour permettre à la phase immobile de tamponner le mélange de soluté entre l'eau récente qui est apportée dans le système au moment de la recharge et l'eau mobile déjà présente dans le système et qui va donc tendre à s'équilibrer avec les concentrations en soluté de la phase immobile (voir Šimůnek and Van-Genuchten, 2008 pour plus de détails).

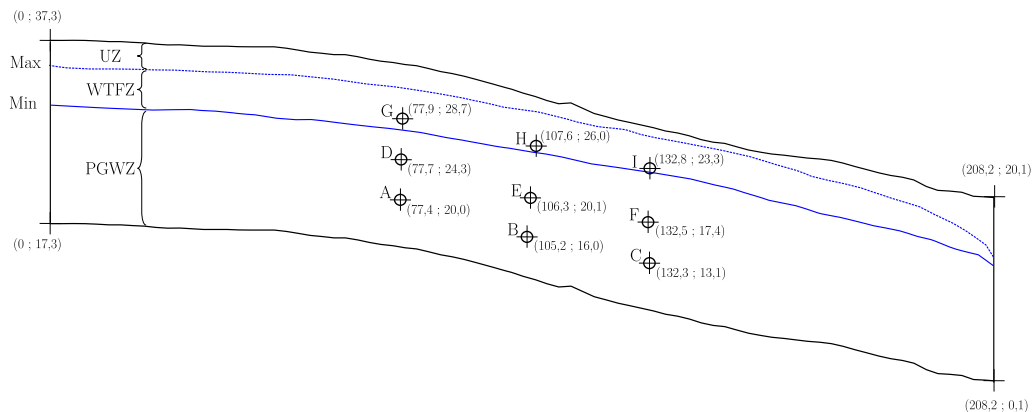


Fig. 6-3 – Niveaux de nappe minimum et maximum obtenus par simulation numérique. La zone non saturée (UZ), la zone de fluctuation de la surface de la nappe (WTFZ) et la zone de nappe permanente (PGWZ). Les coordonnées spatiales sont indiquées pour chacun des points d'observations (de A à I) et l'unité de longueur est le mètre.

Points de contrôle

L'analyse des simulations faites avec les deux modèles s'est faite à partir des concentrations simulées en 9 points de contrôle, correspondant à la position des points d'observation sur le transect H-J-L du bassin versant de Kerrien (Fig. 6-3).

6.2.5 Les modalités testées

Nous résumons ici le protocole de modélisation (Tab. 6-2). Nous avons utilisé le modèle ECD (hypothèse la plus simple) pour simuler le déplacement d'un soluté conservatif dans un aquifère superficiel. Le but de ce premier modèle était d'évaluer ses capacités à simuler des variations de concentrations dans les différents compartiments de l'aquifère (zone de fluctuation de la surface de la nappe (WTFZ) et la zone où se trouve la nappe permanente (PGWZ)) s'agissant d'une représentation assez simple du transport d'un soluté. Nous avons également considéré le modèle MIM afin d'évaluer l'effet d'une double porosité sur les variations de concentrations en soluté dans la nappe et la zone de fluctuation de nappe. Chaque modèle a été testé avec deux valeurs de dispersivité transversale.

Modèle	Milieu	λ_L (mm)	λ_T (mm)
ECD	Simple porosité	5 000	500
ECD P	Simple porosité	5 000	5 000
MIM	Double porosité	5 000	500
MIM P	Double porosité	5 000	5 000

Tab. 6-2 – Combinaisons des différentes modalités testées.

6.3 Résultats

6.3.1 Modèles de transport de solutés en équilibre physique

Les concentrations en soluté simulées avec les modèles de transport à simple porosité (ECD et ECD P) sont présentées dans les graphiques de la figure 6–5. Dans les deux parties qui suivent, tous les commentaires font référence à cette figure.

Avec $\lambda_T = 1/10 \lambda_L$

Pour le modèle ECD, nous observons un décalage de plusieurs mois entre l'instant où les concentrations dans la WTFZ augmentent et l'instant où la concentration augmente dans la nappe permanente (PGWZ). Pour la position la plus en amont sur le versant, le décalage entre la WTFZ et la position intermédiaire dans la PGWZ est de 4 mois et le décalage entre la WTFZ et la partie profonde de la PGWZ est de 14 mois. Pour les autres positions le long du versant, nous observons des décalages temporels du même ordre de grandeur entre les différentes profondeurs. Les variations de concentrations dans la partie saturée de l'aquifère ne sont donc pas influencées par la position le long du versant mais seulement par la distance par rapport à la surface de la nappe. Ce décalage temporel entraîne une stratification permanente de la colonne d'eau. Le gradient de concentration évolue à l'échelle interannuelle. Cette stratification s'inverse progressivement pendant les 4 ans qui suivent la fin de la période d'apport de soluté.

Pendant l'augmentation globale des concentrations dans la nappe, la vitesse à laquelle les concentrations augmentent dépend uniquement de la profondeur et non de la position le long du versant. Dans la partie profonde de la PGWZ, les concentrations augmentent trois fois plus lentement que dans la WTFZ. Dans la WTFZ, le taux de variation de la concentration est important au début de la période d'augmentation globale des concentrations (Fig. 6-4 « A ») puis il diminue dans les mêmes proportions que la diminution du gradient de concentration entre la WTFZ et l'eau qui est apportée dans le système (Fig. 6-4).

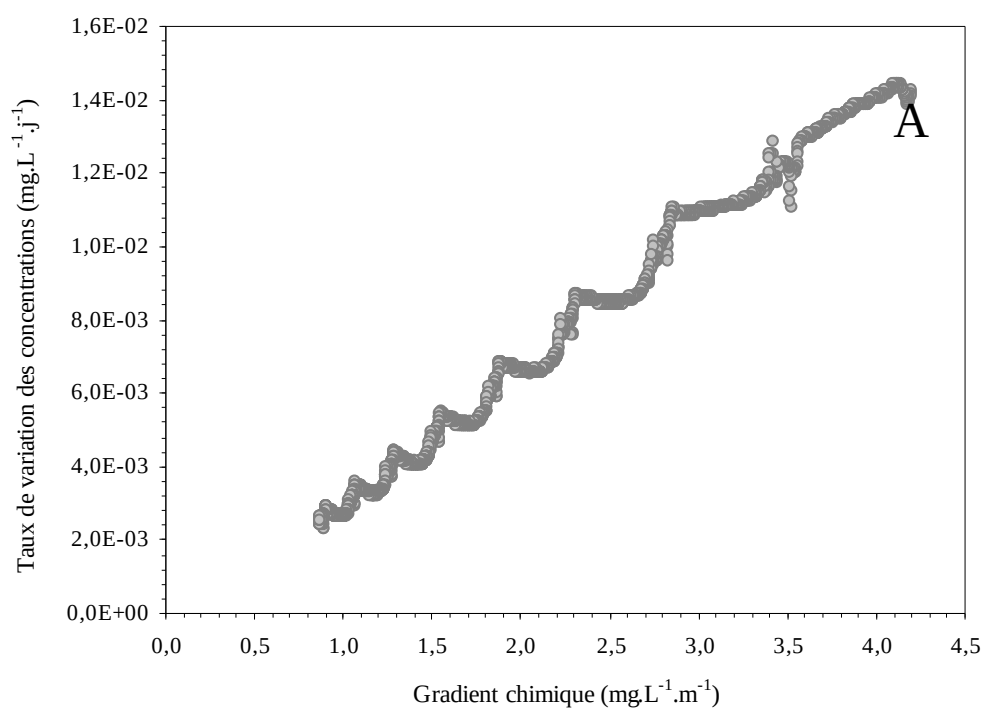


Fig. 6-4 – Évolution du gradient chimique entre la concentration en soluté dans les apports d'eau et la concentration dans la zone de fluctuation de nappe (WTFZ) en fonction du taux de variation des concentrations dans la WTFZ pendant la période d'augmentation globale des concentrations dans la nappe du jour 727 à 3632. La lettre « A » marque l'emplacement du 727^{ème} jour.

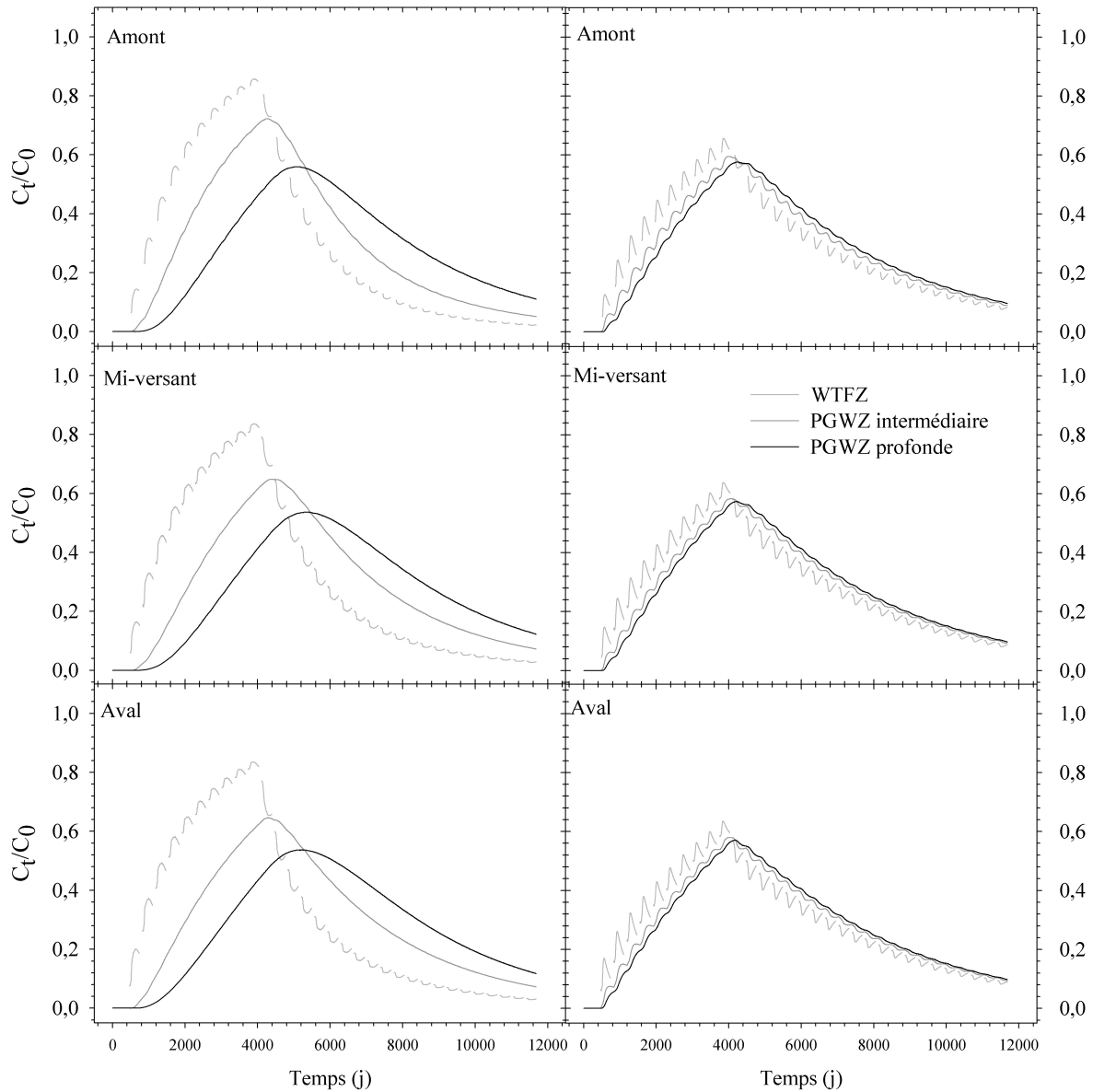


Fig. 6-5 – Du haut vers le bas, évolution des concentrations au cours de la simulation (C_t) normalisées par rapport la concentration moyenne pondérée par les flux d'eau pour la condition à la limite supérieure du domaine d'écoulement (C_0), pour les trois positions le long du versant, simulées avec le modèle ECD dans la zone de fluctuation de nappe (WTFZ) et la nappe permanente (PGWZ). Pour les graphiques de la partie gauche, le rapport entre λ_L et λ_T est de 10 et pour ceux de la partie droite λ_L est égale à λ_T .

L'année qui suit la fin de la période d'apport de soluté on note une diminution immédiate des concentrations en soluté dans la WTFZ. Dans la partie intermédiaire de la PGWZ, les concentrations commencent à diminuer deux ans après la fin de la période d'apport de soluté et les concentrations commencent à diminuer 4 ans après la fin des apports dans la partie profonde.

Dans la PGWZ, les variations intra-annuelles sont nulles en dehors de la tendance induite par l'augmentation et la diminution inter-annuelle des concentrations dans la nappe. Pour la WTFZ, des variations intra-annuelles de concentration sont simulées. Ces variations sont très marquées pendant les premières années d'apport de soluté (du jour 730 au jour 1365 la variation intra-annuelle est de $1,24 \text{ mg.L}^{-1}$ en amont dans la WTFZ) et les années qui suivent la fin de la période d'apport de soluté (du jour 4380 au jour 4745 la variation intra-annuelle est de $0,84 \text{ mg.L}^{-1}$ en amont dans la WTFZ). En dehors de ces deux périodes, les variations intra-annuelles dans la WTFZ sont plus faibles (du jour 4380 au jour 4745 la variation intra-annuelle est de $0,36 \text{ mg.L}^{-1}$ en amont dans la WTFZ). Les motifs formés par les variations intra-annuelles se répètent chaque année et leurs amplitudes diminuent au fur et à mesure de la diminution du contraste entre la concentration moyenne imposée à la limite supérieure du domaine et la concentration moyenne de la nappe.

Avec $\lambda_I = \lambda_e$

Contrairement au modèle ECD, pour le modèle ECD P, la réponse de la nappe pendant la période d'augmentation globale des concentrations est homogène quels que soient la profondeur, le compartiment ou la position le long du versant. Ainsi, pour les dates à partir desquels les concentrations dans la nappe commencent à augmenter, le décalage temporel est insignifiant. De surcroît, le taux d'augmentation des concentrations est proche d'une profondeur à l'autre (en début de simulation, $7,99.10^{-3} \text{ mg.L}^{-1}.\text{j}^{-1}$ dans la WTFZ, $6,16.10^{-3} \text{ mg.L}^{-1}.\text{j}^{-1}$ dans la PGWZ intermédiaire et $5,60.10^{-3} \text{ mg.L}^{-1}.\text{j}^{-1}$ dans la PGWZ profonde) et assez stable à l'échelle inter-annuelle (à la fin de la période d'augmentation, $3,18.10^{-3} \text{ mg.L}^{-1}.\text{j}^{-1}$ dans la WTFZ, $3,61.10^{-3} \text{ mg.L}^{-1}.\text{j}^{-1}$ dans la PGWZ intermédiaire et $3,95.10^{-3} \text{ mg.L}^{-1}.\text{j}^{-1}$ dans la PGWZ profonde). Enfin, la stratification de la colonne d'eau mise en place au début de la période d'augmentation des concentrations de la nappe est permanente et le gradient de concentration dans la colonne d'eau atteint son maximum la deuxième année de la période d'apport de soluté ($0,52 \text{ mg.L}^{-1}.\text{m}^{-1}$) et diminue ensuite lentement jusqu'à la fin de cette période ($0,28 \text{ mg.L}^{-1}.\text{m}^{-1}$). Ensuite le gradient s'inverse la première année qui suit la fin de la période d'apport de soluté.

Les variations intra-annuelles des concentrations simulées avec le modèle ECD P sont significatives à certaines profondeurs et relativement stables d'une année sur l'autre. Dans la WTFZ la variation intra-annuelle est au maximum de $2,09 \text{ mg.L}^{-1}$ (minimum $1,21 \text{ mg.L}^{-1}$ à la fin de la période d'augmentation globale des concentrations dans la nappe) avec une première période où les concentrations augmentent puis une seconde période où elles diminuent. Dans la zone intermédiaire de la PGWZ, les variations sont plus faibles que dans la WTFZ et marquées par une légère augmentation en cours d'année ($+1,2 \text{ mg.L}^{-1}$ au maximum). En profondeur dans la PGWZ, les variations intra-annuelles sont quasiment inexistantes. Cette description des variations intra-annuelles est valable pour l'ensemble du versant.

6.3.2 Modèles de transport de solutés avec non équilibre physique

Pour décrire l'évolution des concentrations simulées avec le modèle MIM et MIM P, nous nous sommes appuyés sur les descriptions faites dans la section précédente pour le modèle ECD et ECD P. De cette manière, nous voulons montrer l'effet d'un pôle de mélange supplémentaire vis-à-vis des variations intra et inter-annuelles des concentrations simulées. L'évolution des concentrations au cours des simulations avec le modèle MIM est présentée dans la figure 6-6 et comme dans la section précédente, tous les commentaires qui suivent, s'appuient sur cette figure.

Avec $\lambda_T = 1/10 \lambda_L$

Au début de la période d'augmentation des concentrations de la nappe, pour le modèle MIM, nous observons que les concentrations simulées dans tous les compartiments et pour les trois positions le long du versant augmentent très rapidement et simultanément. Dans la WTFZ, les concentrations atteintes pendant la première année sont de 14 mg.L^{-1} contre 5 mg.L^{-1} avec le modèle ECD. Le modèle MIM permet de simuler des variations intra-annuelles dans la WTFZ et dans la zone intermédiaire de la PGWZ. Par rapport au modèle ECD, les variations intra-annuelles dans la WTFZ sont quatre fois plus importantes (du jour 730 au jour 1365 la variation intra-annuelle est de $3,23 \text{ mg.L}^{-1}$ en amont dans la WTFZ).

Après la première année, dans la WTFZ comme pour le modèle ECD, l'amplitude des variations intra-annuelles diminue lentement jusqu'à la fin de la période d'augmentation des concentrations de la nappe (de $4,60 \text{ mg.L}^{-1}$ du jour 365 au jour 670 à $1,66 \text{ mg.L}^{-1}$ du jour 4380 au jour 4745). Par contre, le décalage temporel observé avec le modèle ECD au début de l'année hydrologique ne se produit pas avec le modèle MIM. Comme pour le modèle ECD, la

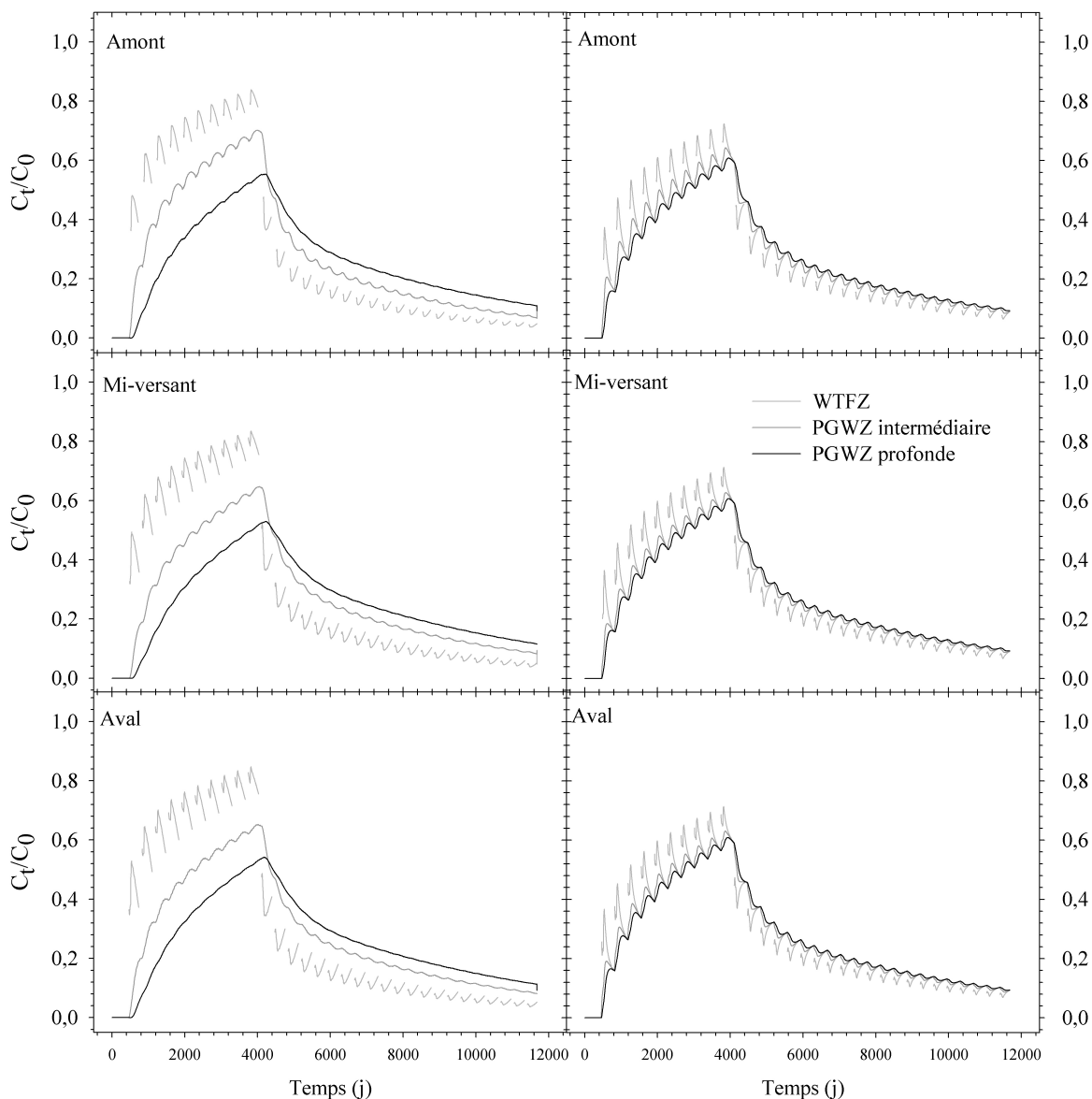


Fig. 6-6 – Du haut vers le bas, évolution des concentrations au cours de la simulation (C_t) normalisées par rapport la concentration moyenne pondérée par les flux d'eau pour la condition à la limite supérieure du domaine d'écoulement (C_0), pour les trois positions le long du versant, simulées avec le modèle MIM dans la zone de fluctuation de nappe (WTFZ) et la nappe permanente (PGWZ). Pour les graphiques de la partie gauche, le rapport entre λ_L et λ_T est de 10 et pour ceux de la partie droite λ_L est égale à λ_T

stratification de la colonne d'eau est permanente avec des concentrations plus importantes en surface qu'en profondeur pendant la période d'augmentation globale des concentrations, mais la stratification s'inverse brutalement dès la première année qui suit la fin de la période d'apport de soluté.

Avec $\lambda_T = \lambda_L$

Avec le modèle MIM P, nous observons des variations intra-annuelles dans tous les compartiments de la nappe avec une amplitude de variation qui ne change pas avec la position le long du versant. Pendant toute la période d'augmentation des concentrations de la nappe, il y a une stratification temporaire de la colonne d'eau à l'échelle de l'année hydrologique. Cette stratification s'installe au début de l'année hydrologique puis s'estompe progressivement en fin d'année. Pendant la période d'augmentation des concentrations de la nappe, la stratification de la colonne d'eau se traduit par des concentrations plus importantes dans la WTFZ et plus faibles dans la partie profonde de la PGWZ. Inversement pendant la période de diminution globale des concentrations, les concentrations sont plus faibles dans la WTFZ. Comme avec le modèle MIM, la transition entre les deux périodes est brutale. Cependant, le gradient chimique le plus important ($0,8 \text{ mg.L}^{-1}.\text{m}^{-1}$) est observé la première année de la période d'apport de solutés.

Les motifs formés par les variations intra-annuelles sont identiques pour toutes les positions le long du versant. La seule différence, c'est qu'à mi-versant et en aval, on observe une diminution très fugace des concentrations qui précède le dessin du même motif décrit en amont pour la WTFZ. C'est l'emplacement du point de contrôle par rapport au niveau de la nappe (Fig. 6-3) qui est la principale raison de la légère différence de forme des variations dans la WTFZ entre l'amont et les deux autres positions. En amont, le point d'observation dans la WTFZ n'est pas aussi proche du niveau minimum de la nappe. En aval et à mi-versant, le point d'observation situé dans la WTFZ rencontre la surface de la nappe peu de temps après le début de l'année hydrologique. La diminution des concentrations en début d'année, est donc induite par la composition chimique des tout premiers apports d'eau, qui finissent rapidement par se mélanger avec le reste du flux de recharge qui arrive 20 jours plus tard.

Quel que soit le modèle de transport utilisé, quand il permet de simuler des variations intra-annuelles, celles-ci ont toujours une amplitude proportionnelle à la différence de concentration moyenne entre les apports de soluté et la nappe. L'amplitude augmente également quand la dispersivité transversale est importante et quand le modèle permet de représenter deux compartiments de porosité dans la nappe.

6.4 Discussion

6.4.1 Origine des variations de concentrations simulées

Le modèle de transport ECD est le plus simple et permet d'illustrer l'effet du modèle hydrologique sur la composition chimique de la nappe. La composante latérale du gradient piézométrique étant très importante dans le modèle hydrologique, elle entraîne une stratification de la colonne d'eau à cause des échanges limités entre les masses d'eau. C'est pour cette raison que la répartition spatiale des concentrations simulées avec ce modèle ressemble à l'empilement d'une succession de masses d'eau subhorizontales dont la concentration est uniforme tout le long du versant, mais qui se mélangent trop lentement pour qu'il y ait une homogénéisation de la colonne d'eau à l'échelle de l'année hydrologique.

Le fait qu'il soit possible d'observer des variations intra-annuelles uniquement dans la WTFZ avec le modèle ECD peut être expliqué assez simplement. Pour la période d'apport de soluté, les conditions à la limite superficielle du domaine sont variables au cours du temps, avec une variabilité intra-annuelle qui génère de légères variations intra-annuelles à proximité de la surface de la nappe. Si ces variations ne se transmettent pas au reste de la nappe, c'est parce qu'elles s'estompent rapidement et aussi parce que les échanges de soluté entre les compartiments de la nappe sont beaucoup plus lents et se réalisent à l'échelle interannuelle.

Dans la WTFZ, on observe aussi des variations intra-annuelles pendant la période de diminution globale des concentrations dans la nappe avec le modèle ECD. Durant cette période, la concentration en soluté de l'eau apportée au système est stable au cours du temps puisqu'elle est nulle quelle que soit la lame d'eau apportée. Selon Legout (2006), ces variations sont liées aux modifications des écoulements induites par les fluctuations de nappe, ainsi qu'à la différence de concentration entre les flux latéraux et verticaux. Autrement dit, pour un point situé dans la WTFZ, les variations de concentration résultent de modifications des proportions du mélange entre les flux d'eau provenant de l'amont (riche en soluté) et ceux provenant de la surface (dépourvus de soluté). Pour une valeur plus importante de la dispersivité transversale, les variations des concentrations dans la WTFZ simulées avec le modèle ECD P sont amplifiées. C'est la preuve que la dispersivité transversale est à l'origine des variations intra-annuelles simulées pendant la période de diminution globale des concentrations dans la nappe. Finalement, c'est le déplacement vertical des solutés de la profondeur vers la surface de la nappe qui explique ces variations. C'est aussi pour cette raison que les variations intra-annuelles sont systématiquement accentuées quand la dispersivité transversale est plus forte (Fig. 6-5 B et 6-6 B).

Dans le modèle MIM et MIM P, la double porosité a des conséquences sur le transport de solutés. Premièrement, à chaque fois que des solutés sont apportés dans le système ils se déplacent uniquement dans la phase mobile, ce qui restreint le volume d'eau avec lequel ils vont directement se mélanger. Ce mécanisme explique pourquoi au début de la période des apports de soluté la concentration en soluté dans la nappe augmente rapidement (par rapport au modèle ECD et ECD P), car les solutés arrivant dans la nappe se diluent dans un volume d'eau faible. La dispersivité transversale augmente le volume d'eau avec lequel les solutés se mélangent et c'est pour cette raison que les concentrations en soluté dans la WTFZ sont plus faibles avec le modèle MIM P. Deuxièmement, la phase immobile est un réservoir tampon dans lequel les solutés entrent et sortent en fonction du gradient de concentration entre les deux compartiments de porosité (voir l'équation (6.3)). La baisse des concentrations au cours d'un cycle de variation intra-annuelle dans la WTFZ est liée au transfert d'une partie des solutés vers la phase immobile.

6.4.2 Cohérence entre le modèle et le terrain

Dans cette partie de la discussion, nous allons comparer les caractéristiques des variations de concentrations en chlorure observées dans la nappe superficielle de versant avec celles simulées par nos modèles. Ces caractéristiques ont fait l'objet d'une description complète dans le chapitre 4.

Extension spatiale des variations intra-annuelles

Dans le chapitre 4, nous avons montré que l'amplitude des variations intra-annuelles des concentrations observées sur le terrain est déterminée par la position le long du versant. Or, pour un modèle de transport et une année hydrologique donnée, l'amplitude des variations simulées le long du versant, reste inchangée de l'amont à l'aval (Fig. 6-5 et 6-6). Nous avons posé comme hypothèse que le gradient piézométrique du modèle hydrologique entraînerait une convergence des flux vers l'aval, suffisante pour diminuer la proportion des flux de percolation au moment du mélange avec les flux latéraux. Les différences entre simulation et observation en termes de variation de concentration peuvent avoir comme origine un modèle hydrologique inadapté pour créer une convergence des flux suffisante sur cette portion du versant. De plus, en favorisant la dispersion du soluté le long du versant, le modèle de transport a nécessairement favorisé l'homogénéisation des concentrations à l'intérieur de chaque compartiment de la nappe, empêchant la mise en place de variations intra-annuelles différentes entre l'amont et l'aval.

Stratification de la colonne d'eau

La stratification de la colonne d'eau observée sur le terrain était temporaire en amont et permanente en aval. En examinant tous les résultats de simulation, aucun des quatre modèles de transport ne permet de reproduire une stratification temporaire de la colonne d'eau en amont et simultanément, une stratification permanente à l'aval. Une fois de plus, nous pensions que la convergence des flux latéraux, en aval du versant, allaient limiter l'impact des transferts verticaux (flux de percolation) sur la composition chimique de la nappe et permettre l'installation d'une stratification permanente de la colonne d'eau. Finalement, les modèles qui permettent de créer cette structuration entre l'amont et l'aval sont le modèle MIM P pour simuler le transport de solutés en amont et le modèle MIM ou ECD pour la partie aval. Même si ce type d'approche peut fonctionner, elle permettrait seulement de compenser le fait que la dispersivité longitudinale est certainement trop forte et que le modèle hydrologique n'est pas adapté pour créer une convergence suffisante des flux vers l'aval.

La forme des variations intra-annuelles en amont

Dans les deux points précédents nous avons évoqué la question de l'extension spatiale des variations intra-annuelles des concentrations en soluté simulées le long du versant. Maintenant nous allons examiner la forme de ces variations en amont (Fig. 6-7 B) pour les comparer aux caractéristiques de celles qui ont été observées sur le terrain (Fig. 6-7 A).

Les variations intra-annuelles produites avec le modèle MIM P pendant la période de diminution globale des concentrations de la nappe sont les seules qui aient une forme assez proche de celle des variations observées en amont. C'est en fait grâce à l'augmentation de la dispersivité transversale qu'il est possible d'entraîner une variation des concentrations dans la WTFZ en même temps qu'une variation dans la PGWZ. La dispersion importante du soluté couplée au modèle à double porosité a pour effet de simuler une stratification temporaire de la colonne d'eau. Ces deux éléments sont intéressants à relever car il s'agit de caractéristiques majeures des variations intra-annuelles observées sur le terrain (Fig. 6-7 A). Néanmoins, ces caractéristiques sont-elles simulées pour de bonnes raisons ? En effet, nous avons proposé une hypothèse où les variations intra-annuelles dans la PGWZ seraient entraînées par une zone de recharge située au sommet du versant. Dans nos simulations, c'est l'augmentation de la dispersivité transversale qui induit des variations intra-annuelles dans la PGWZ. Il semblerait que ce soient les variations dans la WTFZ qui se dispersent verticalement vers la PGWZ entraînant des variations quasi simultanées dans la WTFZ et la PGWZ. Mais on ne peut pas exclure définitivement l'hypothèse d'une influence de la zone de recharge en sommet de versant. Pour répondre à cette question, il faudrait apporter un soluté uniquement dans cette

zone et voir s'il se propage seulement la PGWZ ou dans l'ensemble de la nappe. Dans les deux cas, l'augmentation des échanges verticaux entre les compartiments de la nappe (résultant de l'augmentation de la dispersivité transversale) vont dans le même sens que l'hypothèse, également formulée dans le chapitre 4, impliquant le transport de solutés vers la PGWZ via des circulations préférentielles.

En comparant précisément la forme des variations simulées avec les variations observées pour l'année 2006-2007 (Fig. 6-7), on voit qu'en dehors de toutes les observations faites précédemment, il y a un décalage temporel important entre les variations temporelles de la condition limite supérieure du domaine d'écoulement et les variations des concentrations simulées dans la nappe avec la modèle MIM P (Fig. 6-7 B). Un décalage aussi important au regard de la quasi-simultanéité observée sur le terrain entre variations de concentration dans la WTFZ et dans la PGWZ et variations piézométriques pourrait provenir de la non prise en compte d'écoulements préférentiels dans la zone non saturée. Sur le terrain où on suppose que ces écoulements ont un rôle majeur, les variations de concentration dans la nappe coïncident exactement avec la période où de l'eau s'infiltre vers la nappe (Fig. 6-7 B). On constate également que les concentrations simulées dans la PGWZ présentent un gradient de concentration entre la partie intermédiaire (la plus proche de la WTFZ) et la partie profonde. Or, ce gradient est négligeable pour les observations faites sur le terrain. Donc l'inertie de la PGWZ simulée est trop importante pour que ce compartiment soit affecté uniformément par les variations de concentrations produites dans la WTFZ. Paradoxalement, on remarque que cette inertie n'est pas suffisante pour permettre de limiter les variations inter-annuelles qui sont plus importantes dans les simulations que dans les observations.

Représentation explicite d'un réseau de circulations préférentielles

Les modèles de transport testés dans ce travail sont incapables de reproduire les variations de concentration observées dans les différents compartiments de la nappe. La non prise en compte des voies de circulation préférentielle pourrait être une des raisons de leur limite.

Pour dépasser les limites (ou incapacités) des deux modèles testés, nous avons essayé d'intégrer plus d'hétérogénéité des écoulements dans le modèle hydrologique. Une des solutions que nous avons explorée a été de diminuer la valeur de dispersivité pour reproduire le caractère peu dispersif d'un milieu marqué par des écoulements préférentiels. Cependant,

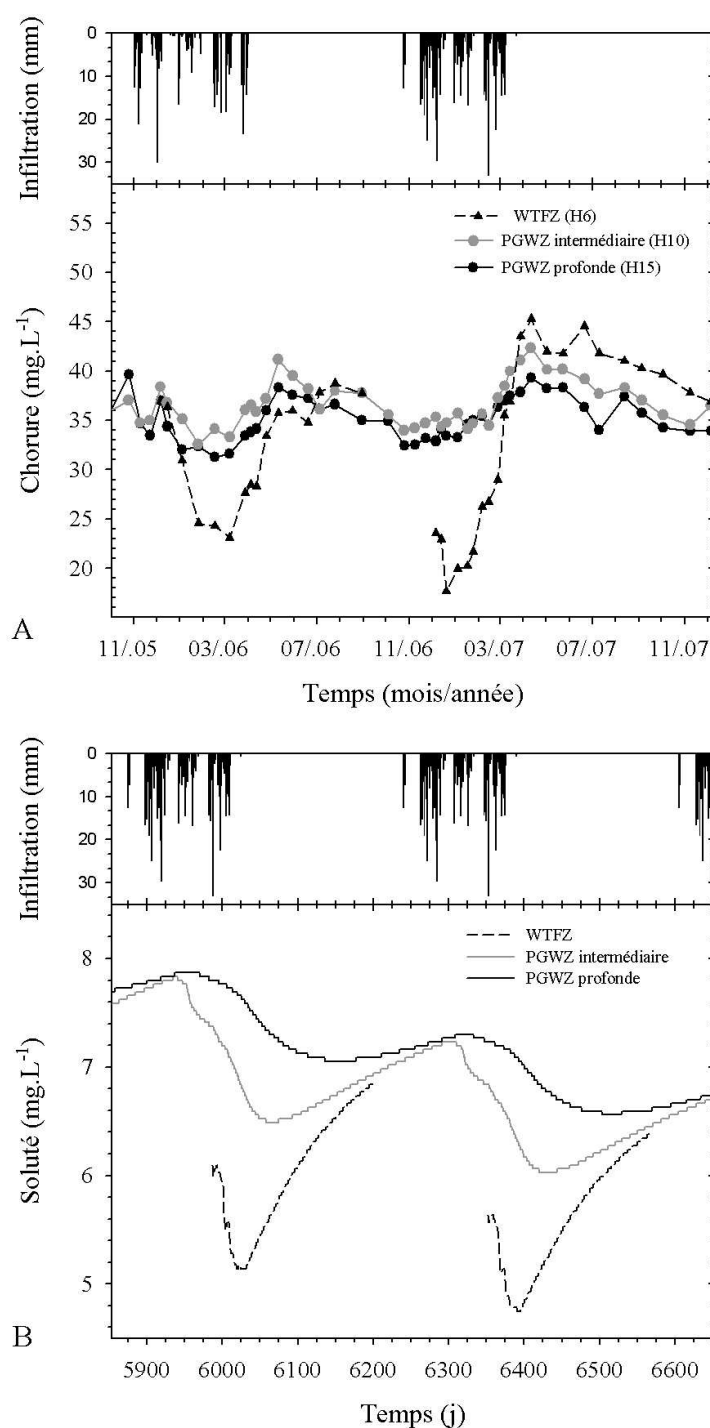


Fig. 6-7 – A) Évolution des concentrations en chlorure mesurées à différentes profondeurs, et en amont du versant pendant l'année hydrologique 2005-2006 et 2006-2007. B) Évolution des concentrations en soluté simulées pour deux années hydrologiques consécutives avec le modèle MIM P, à partir des données météorologiques de l'année 2006-2007 et pendant la période de diminution globale des concentrations de la nappe. Les lames d'eau infiltrées qui sont présentées pour les deux graphiques ont été calculées avec la même méthode.

cette solution pose un problème d'oscillation numérique. En effet, dès que la valeur de dispersivité est trop faible par rapport à la discrétisation du milieu, le nombre de Peclet augmente et la solution numérique présente un comportement oscillatoire et une dispersion numérique importante. Un transport de solutés dominé par la convection (caractérisé par des valeurs très faibles de dispersivité) pose en effet un problème d'oscillation numérique particulièrement sérieux (Šimůnek *et al.*, 1999). Même en utilisant un schéma spatial de résolution numérique pondéré par l'amont (méthode Upstream), préconisé par Šimůnek *et al.* (1994) pour minimiser l'impact des problèmes d'oscillation numérique, on observe toujours le même problème.

Pour contourner ces problèmes, nous avons représenté explicitement la double perméabilité. Nous avons utilisé un milieu où les valeurs de la conductivité hydraulique à saturation ne sont pas identiques ni distribuées uniformément mais sélectionnées suivant une loi de distribution log-normale avec pour espérance la conductivité hydraulique équivalente (voir section 3.3.3 page 80) et pour variance, celle qui a été calculée à partir des valeurs de conductivité hydraulique mesurées sur le terrain (3.2.2.3 page 70). Nous avons choisi une configuration où les valeurs sont spatialement distribuées suivant un schéma orienté dans la direction z (transversale au domaine d'écoulement). Ainsi, des voies préférentielles sont créées dans les zones où la conductivité hydraulique est la plus forte. Malheureusement, avec cette représentation du milieu et les conditions aux limites du modèle hydrologique, le code de calcul ne parvient pas à converger vers la solution. C'est à cause d'un problème de résolution numérique pour la condition limite atmosphérique que le modèle échoue à simuler le déplacement de l'eau. Nous ne sommes donc pas parvenus à augmenter l'hétérogénéité des écoulements avec les moyens dont nous disposions.

6.5 Conclusion

À condition de ne considérer que la période de diminution globale des concentrations dans la nappe et la zone située en amont du versant, l'analyse numérique montre que la représentation du milieu dans le modèle MIM P permet de reproduire certaines des caractéristiques de forme des variations de concentrations en chlorure observées sur le terrain.

Le processus qui limite la propagation des variations intra-annuelles le long du versant n'a pas été mis en évidence. En effet, malgré les efforts déployés pour créer un modèle hydrologique représentant une nappe superficielle de versant avec un gradient hydraulique au moins aussi important que le gradient topographique, nous ne sommes pas parvenus à vérifier

(comme l'hypothèse formulée dans le chapitre 4) que la propagation des variations le long du versant est limitée par la convergence des flux vers l'aval.

Une des perspectives à donner à ce travail est de compléter l'approche de modélisation en utilisant un modèle hydrologique qui prenne en compte les trois dimensions spatiales. Ce modèle permettrait de représenter tous les flux d'eau qui convergent vers l'aval. Avec ce modèle hydrologique nous pourrions tester l'hypothèse où la topographie est la variable de forçage qui limite l'extension spatiale des variations intra-annuelles induites au moment de la recharge des nappes superficielles de versant.

Une autre perspective est d'utiliser un modèle de transport de solutés considérant une double perméabilité. Avec cette représentation du milieu, nous pourrions étayer l'hypothèse qui implique des circulations préférentielles dans la zone non saturée et dans la nappe pour expliquer l'amplitude importante des variations intra-annuelles de concentrations en soluté observées sur le terrain.

En définitive, on voit que la représentation de l'hétérogénéité du milieu est un enjeu important pour la modélisation à base physique des variations de concentration en soluté et la compréhension des mécanismes de transport de solutés à l'intérieur de la nappe.

Conclusion générale

Les nappes superficielles sont assez répandues à la surface de la Terre. Elles ont surtout été étudiées par les hydrologues cherchant à établir le temps de résidence de l'eau et des substances dissoutes dans les bassins versants sur socle. Ils ont montré que ce compartiment hydrologique était fondamental pour expliquer les variations des concentrations dans les rivières (e.g. Creed and Band, 1998; Martin *et al.*, 2006; Molénat *et al.*, 1999; Molénat and Gascuel-Odoux, 2002). Les modèles de bassins versants intègrent désormais des modèles de nappe. Des méthodes indirectes sont utilisées pour valider ces modèles (basées sur le débit et les concentrations dans la rivière) car pour le moment il existe peu de références en termes d'observations et de connaissances des mécanismes contrôlant la dynamique hydrologique et le transport de solutés dans ces nappes. Des suivis hydrochimiques réalisés en profondeur ont montré que les concentrations dans la nappe varient le long du versant (Dia *et al.*, 2000; Martin, 2003). Si des variations spatiotemporelles des concentrations existent dans les nappes superficielles, alors elles doivent avoir un impact significatif sur le transport de solutés. De plus, ces variations pourraient être utilisées pour « valider » les modèles de nappe.

En étudiant finement les variations spatiotemporelles des concentrations dans la nappe et leurs relations avec le cycle hydrologique nous souhaitons contribuer à l'amélioration des connaissances sur les facteurs qui contrôlent les mécanismes de transfert de solutés à travers la nappe et apporter des éléments sur la forme des variations spatiotemporelles à reproduire pour valider les modèles.

Connaissances acquises

Les caractéristiques des variations chimiques intra-annuelles dans la nappe ont été clairement identifiées et une typologie nous a montré qu'elles sont structurées en fonction de la profondeur et de la position le long du versant. Nous avons proposé des hypothèses sur les mécanismes à l'origine de cette structuration. L'une d'entre elles considère qu'une partie de l'eau emprunte des voies préférentielles au cours de son trajet dans la nappe et dans la zone non saturée. Dans nos travaux, des éléments vont dans le même sens que cette hypothèse. Premièrement, la comparaison des valeurs de conductivités hydrauliques mesurées dans la nappe avec une valeur équivalente ajustée par modélisation numérique indique que les premières sont distribuées en série par rapport à la direction des écoulements, ce qui est compatible avec l'existence de voies préférentielles verticales. Deuxièmement, l'analyse numérique des variations intra-annuelles des concentrations dans la nappe montre qu'il est possible de simuler des variations intra-annuelles se rapprochant de celles observées à condition d'accentuer les échanges verticaux entre les masses d'eau.

Une autre hypothèse forte considère une double porosité expliquant l'augmentation des concentrations dans la nappe après la fin de la période de recharge. L'analyse numérique tend à valider cette hypothèse car la prise en compte de deux compartiments de porosité est un élément qui permet aux variations simulées de se rapprocher des variations intra-annuelles observées dans la nappe, en reproduisant notamment le caractère temporaire de la stratification chimique de la colonne d'eau.

La diminution des concentrations à la surface de la nappe au début de la période de recharge implique nécessairement une arrivée d'eau pauvre en soluté. L'analyse de la composition isotopique du nitrate nous a confirmé que l'eau apportée dans la nappe n'est sûrement pas directement de l'eau de pluie car la composition isotopique du nitrate pendant la période de recharge correspond au mélange d'une eau contenant des nitrates d'origine différente de ceux présent dans l'eau de pluie. Les variations de la composition isotopique sont plus importantes à proximité de la surface de la nappe et pendant la période de recharge, ce qui confirme qu'il s'agit d'une zone de mélange entre différentes sources de nitrate et que l'origine des nitrates apportés est différente de ceux initialement présents dans la nappe.

Pour le milieu que nous avons étudié, la réactivité du nitrate dans la nappe et la zone non saturée profonde est difficile à appréhender avec l'outil isotopique, car il est probable que la composition isotopique du nitrate soit affectée par des mécanismes antagonistes (nitrification/dénitrification).

Perspectives

Grâce à l'ajustement par modélisation des propriétés hydrodynamiques de l'aquifère d'altérite, on dispose désormais d'un modèle hydrologique 2D satisfaisant puisqu'il permet de simuler une nappe superficielle de versant avec une zone de fluctuation de nappe importante et un gradient piézométrique proche du gradient topographique. L'idéal serait d'utiliser un modèle de transport à double perméabilité afin de tester numériquement l'hypothèse de l'existence de circulations préférentielles, qui nous apparaît être un mécanisme important pour déterminer le transport de solutés dans les nappes libres de versant des aquifères superficiels. Puisque nous avons observé que la conductivité hydraulique mesurée sur le terrain n'était pas uniforme, une autre perspective à donner à la modélisation serait de tester l'effet de variations de la distribution spatiale de la conductivité hydraulique sur les variations intra-annuelles des concentrations dans la nappe.

Ce travail a permis de caractériser les variations intra-annuelles de composition chimique de la nappe, ce qui constitue une base de référence utilisable pour valider des modèles de nappe. L'inertie chimique observée dans la nappe est plus importante que celle que nous avons reproduite par modélisation. Pour plusieurs années consécutives, nous avons observé les mêmes variations intra-annuelles. Que deviendront ces variations à plus long terme ? Vont-elles s'atténuer comme ce qui apparaît dans les modélisations ? Pour apporter des éléments de réponse, il faudrait poursuivre le suivi hydrochimique de cette nappe de versant d'autant plus qu'elle se trouve dans un contexte de désintensification agricole.

Avec ce travail nous avons maintenant une bonne description des variations intra-annuelles des concentrations dans une nappe superficielle pour un bassin versant élémentaire. Pour poursuivre la caractérisation des facteurs qui contrôlent les mécanismes de transport à travers les nappes superficielles, il reste à étudier des contextes géomorphologiques différents comme par exemple les nappes superficielles de versant pour des bassins versants d'ordre supérieur.

Références

- Abbott MB, Bathurst JC, Cunge JA, O'Connell PE, Rasmussen PE. 1986. An introduction to the European hydrological SytemSystème Hydrologique Européen, "SHE", 1: History and philosophy of a physically-based, distributed modelling system. *Journal of Hydrology* **87**: 45-59.
- Ahuja LR, Naney JW, Williams RD. 1985. Estimating Soil-Water Characteristics from Simpler Properties or Limited Data *Soil Science Society of America Journal* **49**: 1100-1105.
- Ambroise B. 1999a. Genèse des débits dans les petits bassins versants ruraux en milieu tempéré: Modélisation systémique et dynamique *Revue des Sciences de l'eau* **21**: 123-153, <http://id.erudit.org/iderudit/705346ar>.
- Ambroise B. 1999b. La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant - Processus, facteurs, modèles H*G*A ed.: Bucarest.
- Anderson IC, Levine JS. 1986. Relative Rates of Nitric-Oxide and Nitrous-Oxide Production by Nitrifiers, Denitrifiers, and Nitrate Respirers *Applied and Environmental Microbiology* **51**: 938-945.
- Arah JRM. 1990. Modelling spatial and temporal variability of denitrification *Biology and Fertility of Soils* **9**: 71-77.
- Aravena R, Evans ML, Cherry JA. 1993. Stable isotopes of oxygen and nitrogen in source identification of nitrate from septic systems. *Ground Water* **31**: 180-186.
- Asano Y, Uchida T, Ohte N. 2002. Residence times and flow paths of water in steep unchannelled catchments, Tanakami, Japan *Journal of Hydrology* **261**: 173-192.
- Asano Y, Uchida T, Ohte N. 2003. Hydrologic and geochemical influences on the dissolved silica concentration in natural water in a steep headwater catchment *Geochimica et Cosmochimica Acta* **67**: 1973-1989.
- Banks E, Simmons C, Love A, Cranswick R, Werner A, Bestland E, Wood M, Wilson T. 2009. Fractured bedrock and saprolite hydrogeologic controls on groundwater/surface-water interaction: a conceptual model (Australia) *Hydrogeology Journal* **17**: 1969-1989.
- Barber C, Bates LE, Barron R, Allison H. 1998. Comparison of standardized and region-specific methods for assessment of the vulnerability of groundwater to pollution: a case study in an agricultural catchment. In *Shallow groundwater systems*. 87-96.
- Bastet G, Bruand P, Quétin P, Cousin I. 1998. Estimation des propriétés de rétention en eau des sols à l'aide de fonctions de pédotransfert (FPT) : Une analyse bibliographique *Etude et Gestion des Sols* **5**.

Références

- Baynes J, Dearman W. 1978. The microfabric of a chemically weathered granite *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* **18**: 91-100.
- Bear J. 1972. Dynamics of fluids in porous media. American Elsevier: New York (reprinted by Dover Publications, 1988).
- Beaujouan V, Durand P, Ruiz L. 2001. Modelling the effect of the spatial distribution of agricultural practices on nitrogen fluxes in rural catchments *Ecological Modelling* **137**: 93-105.
- Beaujouan V, Durand P, Ruiz L, Arousseau P, Cotteret G. 2000. A hydrological model dedicated to topography-based simulation of nitrogen transfer and transformation: rationale and application to the geomorphology-denitrification relationship In *Workshop on the Future of Distributed Modelling*. John Wiley & Sons Ltd: Leuven, Belgium;493-507.
- Beaujouan V, Durand P, Ruiz L, Arousseau P, Cotteret G. 2002. A hydrological model dedicated to topography-based simulation of nitrogen transfer and transformation: rationale and application to the geomorphology-denitrification relationship *Hydrological Processes* **16**: 493-507.
- Béchenne F, Hallégouët B. 1999. Carte géologique de la France à 1/50000, Feuille 346 Quimper. *Ed. BRGM Service géologique national*.
- Béchenne F, Hallégouët B, Thiéblemont D. 1999. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille de Quimper (346). 161 pp. BRGM.
- Begonha A, Sequeira Braga MA. 2002. Weathering of the Oporto granite: geotechnical and physical properties *CATENA* **49**: 57-76.
- Beven K. 1993. Prophecy, Reality and Uncertainty in Distributed Hydrological Modeling *Advances in Water Resources* **16**: 41-51.
- Beven K, Calver A, Morris EM. 1987. The institute of hydrology distributed model (IHDM).33 pp (IH Report N°98) (Unpublished) <http://nora.nerc.ac.uk/5977/>.
- Beven KJ, Kirby MJ. 1979. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology *Hydrological Sciences Bulletin* **24**: 43-69.
- Bjerg PL, Christensen TH. 1992. Spatial and temporal small-scale variation in groundwater quality of a shallow sandy aquifer *Journal of Hydrology* **131**: 133-149.
- Böhlke JK, Denver JM. 1995. Combined Use of Groundwater Dating, Chemical, and Isotopic Analyses to Resolve the History and Fate of Nitrate Contamination in 2 Agricultural Watersheds, Atlantic Coastal-Plain, Maryland *Water Resources Research* **31**: 2319-2339.
- Böhlke JK, O'Connell ME, Prestegard KL. 2007. Ground water stratification and delivery of nitrate to an incised stream under varying flow conditions *Journal of Environmental Quality* **36**: 664-680.
- Böttcher J, Strebel O, Voerkelius S, Schmidt HL. 1990. Using Isotope Fractionation of Nitrate Nitrogen and Nitrate Oxygen for Evaluation of Microbial Denitrification in a Sandy Aquifer *Journal of Hydrology* **114**: 413-424.
- Bougon N. 2007. L'influence des circulations hydrologiques sur la Structure des communautés bactériennes à l'interface sol-nappe. Université de Rennes 1;325.
- Bourg ACM, Richard-Raymond F. 1994. Spatial and temporal variability in the water redox chemistry of the M27 experimental site in the drac river calcareous alluvial aquifer (Grenoble, France) *Journal of Contaminant Hydrology* **15**: 93-105.
- Bouwer H. 1978. *Groundwater Hydrology: McGraw-Hill, New York, 480p*.
- Bouwer H, Rice RC. 1976. Slug Test for Determining Hydraulic Conductivity of Unconfined Aquifers with Completely or Partially Penetrating Wells *Water Resources Research* **12**: 423-428.
- Brooks RH, Corey AT. 1964. Hydraulic properties of porous media *Colorado state University, Hydrology paper*: No. 3, 27 p.

- Brouyère S. 2001. Étude et modélisation du transport et du piégeage des solutés en milieu variablement saturé. Université de Liège;640 pp.
- Brown VA, McDonnell JJ, Burns DA, Kendall C. 1999. The role of event water, a rapid shallow flow component, and catchment size in summer stormflow *Journal of Hydrology* **217**: 171-190.
- Bruce RR, Dane JH, Quisenberry VL, Powell NL, Thomas AW. 1983. Physical Characteristics of Soils in the Southern Region: Cecil. *Southern Cooperative Series Bulletin* **267**. Georgia Agricultural Experiment Stations, university of Georgia, Athens, GA, 30602.
- Burford EP, Fomina M, Gadd GM. 2003. Fungal involvement in bioweathering and biotransformation of rocks and minerals *Mineral Mag* **67**: 1127-1155.
- Burns IG. 1974. A model for predicting the distribution of salts applied to fallow soils after excess rainfall or evaporation. *Journal of Soil Science* **25**: 165-178.
- Burow KR, Nolan BT, Rupert MG, Dubrovsky NM. 2010. Nitrate in Groundwater of the United States, 1991-2003 *Environmental Science & Technology* **44**: 4988-4997.
- Campbell GS. 1974. A simple method for determiniing unsaturated conductivity moisture retention data. *Soil Science* **117**: 311-314.
- Cannavo P, Richaume A, Renault P, Emblanch C, Bertuzzi P, Lafolie F. 2002. Denitrification in the upper vadose zone layers: a comparison between a fluvic hypercalcaric cambisol and a haplic calcisol *Agronomie* **22**: 479-488.
- Cappus P. 1960. Étude des lois de l'écoulement. Application au calcul et à la prévision des débits. *La houille Blanche* **A**: 493-520.
- Cardwell WT, Parsons RL. 1945. Average permeabilities of heterogenous oil sands. *Transitions American Institute of Mining and Metallurgical Engineers* **169**: 34-42.
- Cassel DK, Sweeney MD. 1976. In situ soil water holding capacities of selected North Dakota soils. *Agricultural experiement station, North Dakota University of agriculture and Applied Science*. Bulletin 495, 425pp.
- Cey EE, Rudolph DL, Aravena R, Parkin G. 1999. Role of the riparian zone in controlling the distribution and fate of agricultural nitrogen near a small stream in southern Ontario *Journal of Contaminant Hydrology* **37**: 45-67.
- Chakka KB, Munster CL. 1997. Atrazine and nitrate transport to the Brazos river floodplain aquifer *Transactions of the Asae* **40**: 615-621.
- Chen DJZ, MacQuarrie KTB. 2005. Correlation of $\delta^{15}\text{N}$ and $\delta^{18}\text{O}$ in NO_3^- during denitrification in groundwater *Journal of Environmental Engineering and Science* **4**: 221-226.
- Christophersen N, Neal C, Hooper RP, Vogt RD, Andersen S. 1990. Modelling streamwater chemistry as a mixture of soilwater end-members- Astep towards second-generation acidification models *Journal of Hydrology* **116**: 307-320.
- Clayton JL, Arnold JF. 1972. Practical grain size, fracturing density and weathering classification of intrusive rocks of Idaho batholith *Ogden, UT: USDA-FS Gen. Tech. Rep. INT-2. Intermountain For. Range Exp. Stn.*
- Coats KH, Smith BD. Jersey Production Research Co. 1964. Dead-end pore volume and dispersion in porous media. *Society of Petroleum Engenieers Journal* **4**: 73-84.
- Cooper HH, Bredehoeft JD, Papadopoulos IS. 1967. Response of a finite diameter well to an instantaneous charge. *Water Resources Research* **3**: 263-269.
- Cosenza B. 2005. Tomographie de Résistivité Electrique 3D sur le bassin versant de Kerrien (Finistère, France) Comparaison avec d'autres méthodes géophysiques (TRE 2D, EM31 et RMP) In *UMR 7619 Sysiphe* Université Pierre et Marie Curie: Paris;60.
- Crawford NH, Linsley RK. 1966. Digital simulation in hydrology: Stanford watershed model IV. Technical Report N°39, Stanford University, Department of Civil Engenieering Stanford, USA;210 pp.

- Creed IF, Band LE. 1998. Exploring functional similarity in the export of nitrate-N from forested catchments: A mechanistic modeling approach *Water Resources Research* **34**: 3079-3093.
- Creed IF, Band LE, Foster NW, Morrison IK, Nicolson JA, Semkin RS, Jeffries DS. 1996. Regulation of nitrate-N release from temperate forests: A test of the N flushing hypothesis *Water Resources Research* **32**: 3337-3354.
- Curmi P. 1979. Altération et différenciation pédologique sur granite en Bretagne. Étude d'une toposéquence. ENSA: Rennes;176.
- d'Hugues P, Dictor MC. 2002. Etude de la microflore bactérienne dénitrifiante d'un aquifère schisteux - site de Nazin. BRGM/RP 51532;82 pp.
- Dane JH, Hopmans JW. 2002. Water retention and storage: laboratory p688-690. In *Methods of soil analysis*, Dane JH, Topp GC (eds). Part 4. Physical Methods. Soil Science Society of America Book Series No. 5
- Danquigny C, Ackerer P. 2005. Détermination expérimentale des paramètres équivalents d'un milieu poreux hétérogène en écoulements uniforme ou radial *Comptes Rendus Geosciences* **337**: 563-570.
- Darcy H. 1856. Les fontaines de la ville de Dijon. Dalmont, Paris.
- Darracq A, Destouni G, Persson K, Prieto C, Jarsjo J. 2010. Quantification of advective solute travel times and mass transport through hydrological catchments *Environmental Fluid Mechanics* **10**: 103-120.
- Davis SN, DeWiest RJM. 1966. *Hydrogeology*. John Wiley & Sons: New York; 453 pp.
- de Marsily G. 1981. *Hydrogéologie quantitative*. Masson Paris, 1981.
- de Marsily G, Orsenna E, Chabert-D'Hieres L, Tubania J. 2009. L'avenir de l'eau In *Salon planète mode d'emploi*. <http://planetemodedemploi.fr>.
- De Vries JJ. 1998. Seasonal dynamics of stream networks in shallow groundwater systems: a simple analytical approach *Shallow groundwater systems*: 53-62.
- De Vries JJ, Simmers I. 2002. Groundwater recharge: an overview of processes and challenges *Hydrogeology Journal* **10**: 5-17.
- Debernardi L, De Luca DA, Lasagna M. 2008. Correlation between nitrate concentration in groundwater and parameters affecting aquifer intrinsic vulnerability *Environmental Geology* **55**: 539-558.
- Dejong R, Campbell CA, Nicholaichuk W. 1983. Water-Retention Equations and Their Relationship to Soil Organic-Matter and Particle-Size Distribution for Disturbed Samples *Canadian Journal of Soil Science* **63**: 291-302.
- Derby NE, Knighton RE. 2001. Field-scale preferential transport of water and chloride tracer by depression-focused recharge *Journal of Environmental Quality* **30**: 194-199.
- Dewandel B, Lachassagne P, Wyns R, Marechal JC, Krishnamurthy NS. 2006. A generalized 3-D geological and hydrogeological conceptual model of granite aquifers controlled by single or multiphase weathering *Journal of Hydrology* **330**: 260-284.
- Dia A, Gruau G, Olivie-Lauquet G, Riou C, Molenat J, Curmi P. 2000. The distribution of rare earth elements in groundwaters: Assessing the role of source-rock composition, redox changes and colloidal particles *Geochimica et Cosmochimica Acta* **64**: 4131-4151.
- Domenico PA, Schwartz FW. 1990. *Physical and Chemical Hydrology: New York, John Wiley and Sons, 824 p.*
- Dunn SM, McDonnell JJ, Vache KB. 2007. Factors influencing the residence time of catchment waters: A virtual experiment approach *Water Resources Research* **43**: W06408.
- Dunne T. 1978. Field studies of hillslope flow processes. In *Hillslope hydrology*, Kirkby MJ (ed). John Wiley; 227-294.

- Durand P, Neal C, Lelong F, Didonlescot JF. 1991. Hydrochemical variations in spruce, beech and grassland areas, Mont Lozère, southern FRANCE *Journal of Hydrology* **129**: 57-70.
- Durand P, Torres JLJ. 1996. Solute transfer in agricultural catchments: The interest and limits of mixing models *Journal of Hydrology* **181**: 1-22.
- Ehlen J. 1999. Fracture characteristics in weathered granites *Geomorphology* **31**: 29-45.
- Essaid HI, Zamora CM, McCarthy KA, Vogel JR, Wilson JT. 2008. Using heat to characterize streambed water flux variability in four stream reaches *Journal of Environmental Quality* **37**: 1010-1023.
- Evans C, Davies TD. 1998. Causes of concentration/discharge hysteresis and its potential as a tool for analysis of episode hydrochemistry *Water Resources Research* **34**: 129-137.
- Fleury P, Ladouche B, Conroux Y, Jourde H, Dörfliger N. 2009. Modelling the hydrologic functions of a karst aquifer under active water management - The Lez spring *Journal of Hydrology* **365**: 235-243.
- Freeze RA, Cherry JC. 1979. *Groundwater*. Printice Hall New Jersey.
- Fretwell BA, Burgess WG, Barker JA, Jefferies NL. 2005. Redistribution of contaminants by a fluctuating water table in a micro-porous, double-porosity aquifer: Field observations and model simulations *Journal of Contaminant Hydrology* **78**: 27-52.
- Gascuel-Odoux C, Weiler M, Molenat J. 2010. Effect of the spatial distribution of physical aquifer properties on modelled water table depth and stream discharge in a headwater catchment *Hydrology and Earth System Sciences* **14**: 1179-1194.
- Gelhar LW, Welty C, Rehfeldt KR. 1992. A Critical-Review of Data on Field-Scale Dispersion in Aquifers *Water Resources Research* **28**: 1955-1974.
- Gleeson D, Kennedy N, Clipson N, Melville K, Gadd G, McDermott F. 2006. Characterization of Bacterial Community Structure on a Weathered Pegmatitic Granite *Microbial Ecology* **51**: 526-534.
- Godsey SE, Kirchner JW, Clow DW. 2009. Concentration-discharge relationships reflect chemostatic characteristics of US catchments *Hydrological Processes* **23**: 1844-1864.
- Gokceoglu C, Zorlu K, Ceryan S, Nefeslioglu HA. 2009. A comparative study on indirect determination of degree of weathering of granites from some physical and strength parameters by two soft computing techniques *Materials Characterization* **60**: 1317-1327.
- Graham RC, Rossi AM, Hubbert KR. 2010. Rock to regolith conversion: Producing hospitable substrates for terrestrial ecosystems *The Geological Society of America Today* **20**: 4-9.
- Green CT, Fisher LH, Bekins BA. 2008a. Nitrogen fluxes through unsaturated zones in five agricultural settings across the United States *Journal of Environmental Quality* **37**: 1073-1085.
- Green CT, Puckett LJ, Bohlke JK, Bekins BA, Phillips SP, Kauffman LJ, Denver JM, Johnson HM. 2008b. Limited occurrence of denitrification in four shallow aquifers in agricultural areas of the United States *Journal of Environmental Quality* **37**: 994-1009.
- Halford KJ, Kuniansky EL. 2002. Spreadsheets for the Analysis of Aquifer-Test and Slug-Test Data, Version 1.2. USGS Open-File Report 02-197, Carson City, Nevada <http://water.usgs.gov/pubs/of/ofr02197/>.
- Hallberg GR, Keeney DR. 1993. Nitrate. In *Regional ground-water quality.*, W.J. A (ed). Van Nostrand Reinhold, NY, 634pp; 297-322.
- Haria AH, Shand P. 2004. Evidence for deep sub-surface flow routing in forested upland Wales: implications for contaminant transport and stream flow generation *Hydrology and Earth System Sciences* **8**: 334-344.
- Haria AH, Shand P. 2006. Near-stream soil water-groundwater coupling in the headwaters of the Afon Hafren, Wales: Implications for surface water quality *Journal of Hydrology* **331**: 567-579.

Références

- Harman C, Sivapalan M. 2009. Effects of hydraulic conductivity variability on hillslope-scale shallow subsurface flow response and storage-discharge relations *Water Resources Research* **45**: W01421.
- Haverkamp R, Zammit C, Bouraoui F, Rajkai K, Arrue JL, Heckmann N. 1997. Grizzly, Grenoble soil catalogue: soil survey of field data and description of particle size, soil water retention and hydraulic conductivity functions. *Laboratoire d'Etude des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE), Grenoble Cedex 9, France*.
- Healy RW, Cook PG. 2002. Using groundwater levels to estimate recharge *Hydrogeology Journal* **10**: 91-109.
- Hefting M, Clement JC, Dowrick D, Cosandey AC, Bernal S, Cimpian C, Tatur A, Burt TP, Pinay G. 2004. Water table elevation controls on soil nitrogen cycling in riparian wetlands along a European climatic gradient *Biogeochemistry* **67**: 113-134.
- Hollocher TC. 1984. Source of the Oxygen-Atoms of Nitrate in the Oxidation of Nitrite by Nitrobacter-Agilis and Evidence against a P-O-N Anhydride Mechanism in Oxidative-Phosphorylation *Archives of Biochemistry and Biophysics* **233**: 721-727.
- Hooper RP, Christophersen N, Peters NE. 1990. Modeling streamwater chemistry as a mixture of soilwater end-members - An application to the Panola Mountain catchment, Georgia, USA. *Journal of Hydrology* **116**: 321-343.
- Hornberger GM, Scanlon TM, Raffensperger JP. 2001. Modelling transport of dissolved silica in a forested headwater catchment: the effect of hydrological and chemical time scales on hysteresis in the concentration-discharge relationship *Hydrological Processes* **15**: 2029-2038.
- Hoyle BL. 1989. Groundwater quality variations in a silty alluvial soil aquifer, Oklahoma *Ground Water* **27**: 540-549.
- Hubbert KR, Beyers JL, Graham RC. 2001a. Roles of weathered bedrock and soil in seasonal water relations of *Pinus Jeffreyi* and *Arctostaphylos patula* *Canadian Journal of Forest Research* **31**: 1947-1957.
- Hubbert KR, Graham RC, Anderson MA. 2001b. Soil and weathered bedrock: Components of a Jeffrey pine plantation substrate *Soil Science Society of America Journal* **65**: 1255-1262.
- Hvorslev MJ. 1951. Time lag and soil permeability in ground-water observations *U.S. Army Corps of Engineers Waterways Experiment Station Bulletin no. 36*.
- Jacob JH, Cassel JM, Davidson WL. 1983. Physical characteristics of soils of the southern region: Troup and Lakeland series. *Southern Cooperative Series Bulletin 262*. Alabama Agricultural Experiment Station, Auburn University, Auburn University, Alabama, USA 258p.
- Jiao JJ, Leung CM. 2003. Spreadsheets for the analysis of aquifer-test and slug-test data *Ground Water* **41**: 9-10.
- Johnson-Maynard J, Anderson MA, Green S, Graham RC. 1994. Physical and hydraulic properties of weathered granitic rock in southern California *Soil Science* **158**: 375-380.
- Jones DP, Graham RC. 1993. Water-Holding Characteristics of Weathered Granitic Rock in Chaparral and Forest Ecosystems *Soil Science Society of America Journal* **57**: 256-261.
- Katsura S, Kosugi K, Mizutani T, Mizuyama T. 2009. Hydraulic Properties of Various Weathered Granitic Bedrock in Headwater Catchments *Vadose Zone Journal* **8**: 557-573.
- Katsura S, Kosugi K, Yamamoto N, Mizuyama T. 2006. Saturated and unsaturated hydraulic conductivities and water retention characteristics of weathered granitic bedrock *Vadose Zone Journal* **5**: 35-47.
- Katsuyama M, Ohte N, Kabeya N. 2005. Effects of bedrock permeability on hillslope and riparian groundwater dynamics in a weathered granite catchment *Water Resources Research* **41**: W01010.

- Kendall C. 1998. Tracing Nitrogen Sources and Cycling in Catchments. In *Isotope tracers in catchment hydrology*. C Kendall and J.J. McDonnell (eds.) Elsevier Science B.V., Amsterdam; pp. 519-576.
- Kirchner JW, Feng XH, Neal C. 2001. Catchment-scale advection and dispersion as a mechanism for fractal scaling in stream tracer concentrations *Journal of Hydrology* **254**: 82-101.
- Klute A. 1986. Water retention: Laboratory methods. In *Methods of soil analysis. Part 1 2nd ed.*, Klute A (ed). Agronomy Monograph 9. ASA and SSSA Madison, WI.; 687-734.
- Kölle W, Werner P, Strebel O, Böttcher J. 1983. Denitrification by Pyrite in a Reducing Aquifer *Vom Wasser* **61**: 125-147.
- Kollet SJ, Maxwell RM. 2008. Demonstrating fractal scaling of baseflow residence time distributions using a fully-coupled groundwater and land surface model *Geophysical Research Letters* **35**: L07402.
- Korom SF. 1992. Natural denitrification in the saturated zone: A review *Water Resources Research* **28**: 1657-1668.
- Kroopnick P, Craig H. 1972. Atmospheric Oxygen: Isotopic Composition and Solubility Fractionation *Science* **175**: 54-55.
- Lamandé M. 2003. Effet de l'interaction des pratiques culturales et des communautés lombriciennes sur la structure du sol et son fonctionnement hydrique. In *Agricultural Water Management*. PhD thesis ENSA: Rennes;129.
- Lawrence AR, Foster SSD, Izzard PW. 1983. Nitrate pollution of chalk groundwater in east Yorkshire - a decade on *Journal of the Institution of Water Engineers and Scientists* **37**: 410-419.
- Le Loch G. 1987. Étude de la composition des perméabilités par des méthodes variationnelles. École Nationale des Mines de Paris: Paris;200 pp.
- Legchenko A. 2001. Caractérisation hydrodynamique du bassin versant de kerbernez (Bretagne) avec la méthode de Résonance Magnétique Protonique. **BRGM/RP-51330**: 53 pp.
- Legchenko A, Baltassat JM, Bobachev A, Martin C, Robain H, Vouillamoz JM. 2004. Magnetic resonance sounding applied to aquifer characterization *Ground Water* **42**: 363-373.
- Legout C. 2006. Étude des mécanismes hydrologiques et biogéochimiques de la recharge des nappes à surface libre In *Sciences de la Terre*. Université de Rennes 1: Rennes;180 pp.
- Legout C, Molenat J, Aquilina L, Gascuel-Odoux C, Faucheux M, Fauvel Y, Bariac T. 2007. Solute transfer in the unsaturated zone-groundwater continuum of a headwater catchment *Journal of Hydrology* **332**: 427-441.
- Legout C, Molenat J, Hamon Y. 2009. Experimental and Modeling Investigation of Unsaturated Solute Transport with Water-Table Fluctuation *Vadose Zone Journal* **8**: 21-31.
- Legout C, Molenat J, Lefebvre S, Marmonier P, Aquilina L. 2005. Investigation of biogeochemical activities in the soil and unsaturated zone of weathered granite *Biogeochemistry* **75**: 329-350.
- Lindgren GA, Destouni G, Miller AV. 2004. Solute transport through the integrated groundwater-stream system of a catchment *Water Resources Research* **40**: W03511.
- Macpherson GL, Sophocleous M. 2004. Fast ground-water mixing and basal recharge in an unconfined, alluvial aquifer, Konza LTER Site, Northeastern Kansas *Journal of Hydrology* **286**: 271-299.
- Makhlouf Z. 1994. Compléments sur le modèle Pluie-Débit GR4J et Essai d'estimation de ses paramètres. Université Paris 11 Orsay: CEMAGREF, Anthony;426 pp.
- Maloszewski P, Zuber A. 1993. Principles and practice of calibration and validation of mathematical models for the interpretation of environmental tracer data in aquifers *Advances in Water Resources* **16**: 173-190.

Références

- Manning AH, Caine JS. 2007. Groundwater noble gas, age, and temperature signatures in an Alpine watershed: Valuable tools in conceptual model development *Water Resources Research* **43**: W04404.
- Mariotti A. 1982. Apports de la géochimie isotopique à la connaissance du cycle de l'azote. Université Pierre et Marie Curie: Paris;476 pp.
- 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, Landreau A, Simon B. 1988. N-15 Isotope Biogeochemistry and Natural Denitrification Process in Groundwater - Application to the Chalk Aquifer of Northern France *Geochimica et Cosmochimica Acta* **52**: 1869-1878.
- Marquardt DW. 1963. An algorithm for least-squares estimation of non linear parameters. *SIAM Journal of applied mathematics*. 431-441.
- Martin C. 2003. Mécanismes hydrologiques et hydrochimiques impliqués dans les variations saisonnières des teneurs en nitrate dans les bassins versants agricoles. Approche expérimentale et modélisation. Université de Rennes 1: Rennes;267.
- Martin C, Aquilina L, Gascuel-Oudou C, Molenat J, Fauchaux M, Ruiz L. 2004. Seasonal and interannual variations of nitrate and chloride in stream waters related to spatial and temporal patterns of groundwater concentrations in agricultural catchments *Hydrological Processes* **18**: 1237-1254.
- Martin C, Molénat J, Gascuel-Oudou C, Vouillamoz JM, Robain H, Ruiz L, Fauchaux M, Aquilina L. 2006. Modelling the effect of physical and chemical characteristics of shallow aquifers on water and nitrate transport in small agricultural catchments *Journal of Hydrology* **326**: 25-42.
- Maxwell RM, Kollet SJ. 2008. Quantifying the effects of three-dimensional subsurface heterogeneity on Hortonian runoff processes using a coupled numerical, stochastic approach *Advances in Water Resources* **31**: 807-817.
- McGuire KJ, McDonnell JJ. 2006. A review and evaluation of catchment transit time modeling *Journal of Hydrology* **330**: 543-563.
- Mehnert E, Hwang HH, Johnson TM, Sanford RA, Beaumont WC, Holm TR. 2007. Denitrification in the shallow ground water of a tile-drained, agricultural watershed *Journal of Environmental Quality* **36**: 80-90.
- Meinardi CR, Beusen AHW, Bollen MJS, Klepper O. 1994. Vulnerability to diffuse pollution of European soils and groundwater. Rijksinstituut voor Volksgezondheid en Milieu RIVM report n°461501002;21pp.
- Mengis M, Schiff SL, Harris M, English MC, Aravena R, Elgood RJ, MacLean A. 1999. Multiple geochemical and isotopic approaches for assessing ground water NO₃- elimination in a riparian zone *Ground Water* **37**: 448-457.
- Mohrath D, Bertuzzi P, Bruckler L. 1996. Méthode de Wind : guide d'utilisation du logiciel, version1. Rapport Technique Interne, INRA-CSE (Avignon), 97p.
- Molénat J. 2008. Hydrologie et transfert de substances dissoutes dans les aquifères superficiels. Université de Rennes 1: Rennes;86.
- Molénat J, Davy P, Gascuel-Oudou C, Durand P. 1999. Study of three subsurface hydrologic systems based on spectral and cross-spectral analysis of time series *Journal of Hydrology* **222**: 152-164.
- Molenat J, Durand P, Gascuel-Oudou C, Davy P, Gruau G. 2002. Mechanisms of nitrate transfer from soil to stream in an agricultural watershed of French Brittany *Water Air and Soil Pollution* **133**: 161-183.
- Molénat J, Gascuel-Oudou C. 2001. Role of shallow groundwater in nitrate and herbicide transport in the Kervidy agricultural catchment (Brittany, France). In *Impact of Human Activity on Groundwater Dynamics*, Gehrels H, Peters NE, Hoehn E, Jensen K, Leibundgut C, Griffioen J, Webb B, Zaadnoordijk WJ (eds). Int Assoc Hydrological Sciences: Wallingford; 347-351.

- Molénat J, Gascuel-Oudou C. 2002. Modelling flow and nitrate transport in groundwater for the prediction of water travel times and of consequences of land use evolution on water quality *Hydrological Processes* **16**: 479-492.
- Molénat J, Gascuel-Oudou C, Davy P, Durand P. 2005. How to model shallow water-table depth variations: the case of the Kervidy-Naizin catchment, France *Hydrological Processes* **19**: 901-920.
- Molénat J, Gascuel-Oudou C, Ruiz L, Gruau G. 2008. Role of water table dynamics on stream nitrate export and concentration in agricultural headwater catchment (France) *Journal of Hydrology* **348**: 363-378.
- Montoroi J-P, Robain H, Schmutz M, Martin C, Molenat J, Ruiz L. 2001. Analyse d'un réseau piézométrique par imagerie électrique multi-électrodes (bassin versant de Kerbernez, Bretagne) In *Colloque GEOFCAN*. INRA ; IRD: Orléans (FRA) ; Orléans;47-50.
- Moussa R, Voltz M, Andrieux P. 2002. Effects of the spatial organization of agricultural management on the hydrological behaviour of a farmed catchment during flood events *Hydrological Processes* **16**: 393-412.
- Neitsch SL, Arnold JF, Williams JR. 2001. Soil and water assessment tool, User's Mnuual Version 2000 *Agricultural Research Service, Texas 76502*.
- Nemes A, Schaap MG, Leij FJ, Wösten JHM. 2001. Description of the unsaturated soil hydraulic database UNSODA version 2.0 *Journal of Hydrology* **251**: 151-162.
- Nicolas JM. 1991. Caractéristiques pédologiques d'un bassin versant et transferts du nitrate dans les eaux. Master's thesis ENSA: Rennes.
- Nolan BT, Hitt KJ. 2006. Vulnerability of Shallow Groundwater and Drinking-Water Wells to Nitrate in the United States *Environmental Science & Technology* **40**: 7834-7840.
- Ocampo CJ, Oldham CE, Sivapalan M. 2006a. Nitrate attenuation in agricultural catchments: Shifting balances between transport and reaction *Water Resources Research* **42**.
- Ocampo CJ, Sivapalan M, Oldham CE. 2006b. Field exploration of coupled hydrological and biogeochemical catchment responses and a unifying perceptual model *Advances in Water Resources* **29**: 161-180.
- Ollier C. 1984. *Weathering*. Longman Group: Harlow, Essex UK; 270.
- Page T, Beven KJ, Freer J, Neal C. 2007. Modelling the chloride signal at Plynlimon, Wales, using a modified dynamic TOPMODEL incorporating conservative chemical mixing (with uncertainty) *Hydrological Processes* **21**: 292-307.
- Parkin TB. 1987. Soil Microsites as a source of denitrification variability *Soil Science Society of America Journal* **51**: 1194-1199.
- Pauwels H, Ayraud-Vergnaud V, Aquilina L, Molenat J. 2010. The fate of nitrogen and sulfur in hard-rock aquifers as shown by sulfate-isotope tracing *Applied Geochemistry* **25**: 105-115.
- Pauwels H, Kloppmann W, Foucher JC, Martelat A, Fritsche V. 1998. Field tracer test for denitrification in a pyrite-bearing schist aquifer *Applied Geochemistry* **13**: 767-778.
- Pauwels H, Lachassagne P, Bordenave P, Foucher JC, Martelat A. 2001. Temporal variability of nitrate concentration in a schist aquifer and transfer to surface waters *Applied Geochemistry* **16**: 583-596.
- Payraudeau S. 2002. Modélisation distribuée des flux d'azote sur des petits bassins versants méditerranéens. ENGREF: Montpellier;436.
- Pfeiffer SM, Bahr JM, Beilfuss RD. 2006. Identification of groundwater flowpaths and denitrification zones in a dynamic floodplain aquifer *Journal of Hydrology* **325**: 262-272.
- Rawls WJ, Brakensiek DL, Saxton KE. 1982. Estimation of soil water properties *Transactions of the Asae* **25**: 1316-1320.

- Renard P, de Marsily G. 1997. Calculating equivalent permeability: A review *Advances in Water Resources* **20**: 253-278.
- Rice KC, Chanut JG, Hornberger GM, Webb JR. 2004. Interpretation of concentration-discharge patterns in acid-neutralizing capacity during storm flow in three small, forested catchments in Shenandoah National Park, Virginia *Water Resources Research* **40**: W05301.
- Richards A. 1931. Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics* **1**: 318-333.
- Rivard C, Marion J, Michaud Y, Benhammane S, Morin A, Lefebvre R, Riviera A. 2003. Étude de l'impact potentiel des changements climatiques sur les ressources en eau souterraine dans l'Est du Canada *Commission géologique du Canada Dossier public* **1577**: 39 p.
- Riviera A, Allen DM, Maathuis H. 2004. Variabilité et changements climatiques - Eaux souterraines. In *Menaces pour la disponibilité de l'eau au Canada*. Institut national de recherche sur les eaux - service météorologique du Canada; 89-95.
- Rossi AM, Graham RC. 2010. Weathering and Porosity Formation in Subsoil Granitic Clasts, Bishop Creek Moraines, California *Soil Science Society of America Journal* **74**: 172-185.
- Rouxel M, Molénat J, Ruiz L, Chirié G, Hamon Y. 2010a. Determination of saturated and unsaturated hydraulic conductivities and water retention curves of weathered granite. In *European Geoscience Union General Assembly 2010*. Vienna, Austria; Vol. 12, EGU2010-3623-2012.
- Rouxel M, Molénat J, Ruiz L, Fauchaux M, Gascuel-Oudoux C. 2010b. Seasonal and spatial variations of groundwater anionic composition at the hillslope scale: a new set of constraints for hydrological modelling. In *European Geoscience Union General Assembly 2010*. Vienna, Austria; vol. 12, EGU2010-3557-2014.
- Rouxel M, Molénat J, Ruiz L, Legout C, Fauchaux M, Gascuel-Oudoux C. 2011. Seasonal and spatial variation in groundwater quality along the hillslope of an agricultural research catchment (Western France) *Hydrological Processes* **25**: 831-841.
- Rozemeijer JC, Broers HP, Geer FCv, Bierkens MFP. 2009. Weather-induced temporal variations in nitrate concentrations in shallow groundwater *Journal of Hydrology* **378**: 119-127.
- Ruiz L, Abiven S, Durand P, Martin C, Vertes F, Beaujouan V. 2002a. Effect on nitrate concentration in stream water of agricultural practices in small catchments in Brittany : I. Annual nitrogen budgets *Hydrology and Earth System Sciences* **6**: 497-505.
- Ruiz L, Abiven S, Martin C, Durand P, Beaujouan V, Molenat J. 2002b. Effect on nitrate concentration in stream water of agricultural practices in small catchments in Brittany : II. Temporal variations and mixing processes *Hydrology and Earth System Sciences* **6**: 507-513.
- Ruiz L, Varma MRR, Kumar MSM, Sekhar M, Marechal JC, Descloitres M, Riotte J, Kumar S, Kumar C, Braun JJ. 2010. Water balance modelling in a tropical watershed under deciduous forest (Mule Hole, India): Regolith matric storage buffers the groundwater recharge process *Journal of Hydrology* **380**: 460-472.
- Saxton KE, Rawls WJ, Romberger JS, Papendick RI. 1986. Estimating Generalized Soil-Water Characteristics from Texture *Soil Science Society of America Journal* **50**: 1031-1036.
- Scanlon B, Healy R, Cook P. 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge *Hydrogeology Journal* **10**: 18-39.
- Schaap MG, Leij FJ. 1998. Database-related accuracy and uncertainty of pedotransfer functions *Soil Science* **163**: 765-779.
- Schaap MG, Leij FJ, Van Genuchten MT. 2001. ROSETTA: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions *Journal of Hydrology* **251**: 163-176.
- Schwientek M, Einsiedl F, Stichler W, Stögbauer A, Strauss H, Maloszewski P. 2008. Evidence for denitrification regulated by pyrite oxidation in a heterogeneous porous groundwater system *Chemical Geology* **255**: 60-67.

- Sebilo M. 2003. Utilisation du traçage isotopique naturel pour caractériser et quantifier les processus de nitrification et de dénitrification à l'échelle du réseau hydrographique de la Seine. Université Pierre et Marie Curie: Paris;124.
- Sebilo M, Mayer B, Grably M, Billiou D, Mariotti A. 2004. The use of the 'ammonium aiffusion' method for $\delta^{15}\text{N-NO}_3^-$ measurements: comparison with others techniques. *Environmental Chemistry* **1**: 1-5.
- Seibert J, Bishop KH, Nyberg L. 1997. A test of TOPMODEL's ability to predict spatially distributed groundwater levels *Hydrological Processes* **11**: 1131-1144.
- Seiler KP, Gat JR. 2007. Recharge Under Different Climate Regimes. In *Groundwater recharge from run-off, infiltration and percolation*. 159-186.
- Shand P, Haria AH, Neal C, Griffiths KJ, Gooddy DC, Dixon AJ, Hill T, Buckley DK, Cunningham JE. 2005. Hydrochemical heterogeneity in an upland catchment: further characterisation of the spatial, temporal and depth variations in soils, streams and groundwaters of the Plynlimon forested catchment, Wales *Hydrology and Earth System Sciences* **9**: 621-644.
- Šimůnek J, Šejna M, Van Genuchten MT. 1999. The HYDRUS-2D Software Package for Simulating the Two-Dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably-Saturated Media, Version 2.0. U.S. Salinity Laboratory, Agricultural Research Service, U.S. Department of Agriculture, Riverside, California.
- Šimůnek J, Van-Genuchten MT. 2008. Modeling nonequilibrium flow and transport processes using HYDRUS *Vadose Zone Journal* **7**: 782-797.
- Šimůnek J, Vogel T, Van-Genuchten MT. 1994. The SWMS_2D Code for Simulating Water Flow and Solute Transport in Two-Dimensional Variably Saturated Media. Version 1.21. U.S. Salinity Laboratory, Agricultural Research Service, U.S. Department of Agriculture, ARS Riverside, California.
- Singleton MJ, Esser BK, Moran JE, Hudson GB, McNab WW, Harter T. 2007. Saturated zone denitrification: Potential for natural attenuation of nitrate contamination in shallow groundwater under dairy operations *Environmental Science & Technology* **41**: 759-765.
- Sklash MG, Farvolden RN. 1979. Role of groundwater in storm runoff *Journal of Hydrology* **43**: 45-65.
- Soulsby C, Chen M, Ferrier RC, Helliwell RC, Jenkins A, Harriman R. 1998. Hydrogeochemistry of shallow groundwater in an upland Scottish catchment *Hydrological Processes* **12**: 1111-1127.
- Spalding RF, Exner ME. 1980. Areal, vertical, and temporal differences in groundwater chemistry. 1. Inorganic Constituents *Journal of Environmental Quality* **9**: 466-479.
- Spalding RF, Exner ME. 1993. Occurrence of Nitrate in Groundwater - a Review *Journal of Environmental Quality* **22**: 392-402.
- Starr RC, Gillham RW. 1993. Denitrification and Organic-Carbon Availability in 2 Aquifers *Ground Water* **31**: 934-947.
- Steinheimer TR, Scoggin KD, Kramer LA. 1998. Agricultural chemical movement through a field-size watershed in Iowa: Subsurface hydrology and distribution of nitrate in groundwater *Environmental Science & Technology* **32**: 1039-1047.
- Tardy Y, Bustillo V, Boeglin JL. 2004. Geochemistry applied to the watershed survey: hydrograph separation, erosion and soil dynamics. A case study: the basin of the Niger River, Africa *Applied Geochemistry* **19**: 469-518.
- Thayalakumaran T, Bristowab KL, Charlesworthab PB, Fass T. 2008. Geochemical conditions in groundwater systems: Implications for the attenuation of agricultural nitrate *Agricultural Water Management* **95**: 103-115.
- Therrien R, McLaren RG, Sudicky EA, Panday SM. 2010. HydroGeoSphere - A three-dimensional Numerical Model Describing Fully-integrated Subsurface and Surface Flow and Solute Transport (Draft) june 3, 2010 Groundwater Simulation Group <http://www.science.uwaterloo.ca/~mclaren/public/hydrosphere.pdf>: 443 pp.

- Thomas E. 2006. Formations superficielles de Bretagne, essai de synthèse et cartographie *Rapport BRGM 45 p + annexes (non publié)*.
- Thuro K, Scholz M. 2003. Deep weathering and alteration in granites - A product of coupled processes In *GeoProc 2003 International conference on coupled T-H-M-C Processes in Geosystems: Fundamentals, Modelling, Experiments and Applications*. Royal Institute of technology (KTH), Stochlom, Sweeden 13-15.
- Tóth J. 2009. *Gravitational Systems of Groundwater Flow: Theory, Evaluation, Utilization*. Cambridge University Press. New York. 2009.; 297.
- Townley LR. 1998. Shallow groundwater systems [review] *Shallow groundwater systems*: 3-12.
- Trouvé C, Chazal P. 1998. Etude des possibilités de dénitrification autotrophe par Thiobacillus denitrificans. Université de Poitiers: Poitiers;199 pp.
- Trudell MR, Gillham RW, Cherry JA. 1986. An Insitu Study of the Occurrence and Rate of Denitrification in a Shallow Unconfined Sand Aquifer *Journal of Hydrology* **83**: 251-268.
- UNESCO-OMM. 1992. Glossaire International d'Hydrologie, En quatre Langues (Anglais, Espagnol, Français, Russe).
- Vaché KB, McDonnell JJ. 2006. A process-based rejectionist framework for evaluating catchment runoff model structure *Water Resources Research* **42**: W02409.
- Van-Genuchten MT. 1980. A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils *Soil Science Society of America Journal* **44**: 892-898.
- Van-Genuchten MT, Leij FJ, Yates SR. 1991. The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils, version 1.0 *EPA report 600/2-91/065. Technical report, U.S. Salinity laboratory, USADA, ARS, Riverside, California*: 85pp.
- Van-Genuchten MT, Wierenga PJ. 1976. Mass Transfer Studies in Sorbing Porous Media I. Analytical Solutions *Soil Sci Soc Am J* **40**: 473-480.
- Van Beek LPH. 2002. The impact of land use and climatic change on solpe stability in the Alcoy region, Spain. University of Utrecht: Utrecht;366 pp.
- Van der Hoven SJ, Kip Solomon D, Moline GR. 2005. Natural spatial and temporal variations in groundwater chemistry in fractured, sedimentary rocks: scale and implications for solute transport *Applied Geochemistry* **20**: 861-873.
- Van der Kamp G. 1976. Determining Aquifer Transmissivity by Means of Well Response Tests - Underdamped Case *Water Resources Research* **12**: 71-77.
- Vauclin M. 1994. Modélisation du transport de solutés dans la zone non saturée du sol *Revue des Sciences de l'eau* **7**: 81-102.
- Vidon P, Hill AR. 2004. Denitrification and patterns of electron donors and acceptors in eight riparian zones with contrasting hydrogeology *Biogeochemistry* **71**: 259-283.
- Von der Heide C, Bottcher J, Deurer M, Weymann D, Well R, Duijnisveld WHM. 2008. Spatial variability of N2O concentrations and of denitrification-related factors in the surficial groundwater of a catchment in Northern Germany *Journal of Hydrology* **360**: 230-241.
- Wade AJ, Durand P, Beaujouan V, Wessel WW, Raat KJ, Whitehead PG, Butterfield D, Rankinen K, Lepisto A. 2002. A nitrogen model for European catchments: INCA, new model structure and equations *Hydrology and Earth System Sciences* **6**: 559-582.
- Weiler M, McDonnell JJ. 2004. Virtual experiments: a new approach for improving process conceptualization in hillslope hydrology *Journal of Hydrology* **285**: 3-18.
- Wiener O. 1912. Abhandlungen der mathematisch. *Physischen Klasse der Königlichen Sächsischen Gesellschaft der Wissenschaften* **32**: 509.
- Wind GP. 1968. Capillary conductivity data estimated by a simple method. In *Water in the unsaturated zone. Proceedings. of the wageningen symposium*. (eds P.E Rijtema & H. Wassink) June 1966, IASH Gentbrugge/ Unesco Paris, Vol.1.; 181-191.

- Wösten JHM, Lilly A, Nemes A, Le Bas C. 1999. Development and use of a database of hydraulic properties of European soils *Geoderma* **90**: 169-185.
- Younger PL. 2006. *Groundwater in the environment: An introduction*. Wiley-Blackwell; 336 pp.
- Younger PL. 2007. Water wells and boreholes, by B. Misstear, D. Banks and L. Clark. 2006, Wiley, Chichester, 498pp. In *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*. 195-196.
- Zhang YC, Slomp CP, Broers HP, Passier HF, Cappellen PV. 2009. Denitrification coupled to pyrite oxidation and changes in groundwater quality in a shallow sandy aquifer. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **73**: 6716-6726.
- Zhao J, Broms B, Zhou Y, Choa V. 1994. A study of the weathering of the bukit timah granite part a: Review, field observations and geophysical survey *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* **49**: 97-106.
- Zimmermann U, Ehhalt D, Muennich KO. 1968. Soil-water movement and evapotranspiration: Changes in the isotopic composition of the water. *Isotopes in Hydrology*. Vienna, International Atomic Energy Agency, 1967.: 567-585.

Liste des tableaux

Tab. 2-1 – Liste des travaux pour lesquels un réseau dense de piézomètres a été mis en œuvre pour suivre la composition chimique de la nappe superficielle.....	42
Tab. 3-1 – Valeurs des paramètres du modèle de Van-Genuchten décrivant les courbes de rétention en eau des échantillons analysés avec la méthode de Wind et de quelques grandeurs caractéristiques (θ_e , ψ_m , M)....	56
Tab. 3-2 – Paramètres du modèle de Van-Genuchten et grandeurs caractéristiques (θ_e , ψ_m) pour la courbe de rétention moyenne et les limites de l'intervalle de confiance à 95 % de la courbe de rétention moyenne ajustée avec le code de calcul RETC (Van-Genuchten et al., 1991) à partir des courbes de rétention obtenue avec la méthode de Wind.....	58
Tab. 3-3 – Paramètres du modèle de Van-Genuchten et grandeurs caractéristiques (θ_e , ψ_m) pour la courbe de rétention moyenne et les limites de l'intervalle de confiance à 95 % de la courbe moyenne ajustée avec le code de calcul RETC (Van-Genuchten et al., 1991) à partir des courbes de rétention déduites de la composition granulométrique de l'arène granitique avec le programme informatique ROSETTA (Schaap et al., 2001).....	63
Tab. 3-4 – Valeurs caractéristiques de la teneur en eau pour des échantillons de roches granitiques avec une classe d'altération de 6 : teneurs en eau à saturation (θ_s) ; teneur en eau résiduelle (θ_r) ; teneur en eau libre (θ_e) ; pression capillaire (ψ_m) où $\theta = \theta_e/2$	65
Tab. 3-5 – Résumé des méthodes habituellement employées pour analyser les résultats de chocs hydrauliques.	69
Tab. 3-6 – Paramètres de position de la distribution des valeurs de conductivité hydraulique ($m.s^{-1}$) mesurées dans tous les piézomètres en contact avec la nappe.....	73
Tab. 3-7 – Comparaison de la conductivité hydraulique équivalente ($K_{C.P.}$) avec la moyenne géométrique et les bornes de Wiener calculées à partir pour valeurs de conductivité hydraulique mesurées dans les piézomètres implanté entre 6 et 15 m de profondeur.....	74
Tab. 3-8 – Paramètres hydrodynamiques pour l'ensemble du domaine d'écoulement	80
Tab. 5-1 – Concentration moyenne des différentes formes de l'azote dissous en fonction des trois compartiments hydrologiques.	126

Liste des tableaux

Tab. 6-1 –Rappel des paramètres hydrodynamiques équivalents identifiés dans le chapitre 3 pour un milieu poreux homogène et anisotrope. 138

Tab. 6-2 – Combinaisons des différentes modalités testées..... 142

Table des figures

Fig. 1-1 – Bloc diagramme des principaux types d’aquifères superficiels ainsi que les flux d’eau qui les traversent et les zones de résurgence de la nappe (adapté de Davis and DeWiest, 1966; Freeze and Cherry, 1979).....	13
Fig. 1-2 – Distribution de l’importance relative des deux processus d’altération en fonction du régime climatique et de la latitude. (traduit et adapté de Seiler and Gat, 2007)	15
Fig. 1-3 – Répartition à l’échelle globale des régions présentant des aquifères locaux et superficiels (extrait et adapté de Goundwater resources of the world. World-wide Hydrogeological Mapping and Assessment Programme (WHYMAP) BGR & UNESCO 2008).	17
Fig. 1-4 – La ligne de partage des eaux souterraines dans une zone de recharge revient à considérer une limite de flux nul, les flèches représentent les lignes d’écoulement.(d’après Younger, 2006).	19
Fig. 1-5 – Effet de la convection et de la dispersion sur la migration d’un soluté (X) dans un aquifère. Les tiretés matérialisent le réseau des isopièzes et les flèches en trait plein indiquent le sens et la direction du flux. Le gradient de couleur est proportionnel à la concentration du soluté (X). a) Si le transport ne s’opérait que grâce à la convection ; b) si le transport par advection s’accompagne de la dispersion longitudinale ; c) si le transport par convection s’accompagne de la dispersion transversale ; e) hypothèse la plus réaliste avec un transport par convection couplé à la dispersion longitudinale et transversale.(d’après Younger, 2006)	21
Fig. 2-1 – Situation géographique, paysage et topographie du site de Kerbernez. Les exutoires des bassins versants sont représentés par un triangle rouge et l’emplacement des puits et des piézomètres sont marqués par des points bleus. Les lignes rouges indiquent les limites des bassins versants topographiques. Le bassin versant de Kerrien est celui qui compte le plus de puits et de piézomètres.	31
Fig. 2-2 – Histogramme des précipitations et du drainage cumulés pour chaque année hydrologique depuis la mise en service de la station météorologique. Le drainage correspond au surplus d’eau apporté par les précipitations une fois la réserve utile du sol remplie par les précipitations efficaces et l’évapotranspiration puisée dans cette réserve. Le volume de la réserve utile est fixé à 100 mm.	32
Fig. 2-3 – Synthèse de la carte géologique pour le site de Kerbernez. D’après la carte géologique à 1/50 000, Feuille de Quimper (Béchenec and Hallégouët, 1999).....	33
Fig. 2-4 – Localisation des plots de piézomètres qui ont été installés en 2004 sur le bassin versant de Kerrien.....	35

Fig. 2-5 – Schéma de l'architecture des piézomètres mis en place sur le bassin versant de Kerrien : a) pour les piézomètres dont la base est située à 10 et 15 m de la profondeur ; b) pour les piézomètres dont la base est située à moins de 10 m de profondeur.....	36
Fig. 2-6 – Chroniques des niveaux piézométriques enregistrés dans les piézomètres G15 et H15 situés en haut de versant, L15 situé en bas de versant et F1b implanté à 5 m de profondeur dans la zone humide.	40
Fig. 2-7 – Distribution spatiale de la date de début de la recharge de la nappe du bassin versant de Kerrien (sur la base des observations réalisées au début de l'année hydrologique 2005-2006)	40
Fig. 3-1 – Relation entre la porosité de quelques granites et la classe d'altération. Porosité d'un granite non altéré 0,02 à 1,8 %.	50
Fig. 3-2 – Échantillon d'arène granitique prélevé à 1,55 m sous la surface à l'aide d'un cylindre de 15 cm de diamètre.	53
Fig. 3-3 – Banc expérimental pour l'acquisition de la pression capillaire et de l'humidité pondérale	54
Fig. 3-4 – Évolution de la masse de l'échantillon (a) de la pression capillaire (b) au cours de l'évaporation de l'eau contenue dans l'échantillon 1b. La dérivée des courbes de potentiel matriciel au cours de l'expérience est représentée dans le graphique (c).....	55
Fig. 3-5 – Représentation des courbes expérimentales de rétention obtenues à partir des échantillons prélevés sur le terrain et de la courbe de rétention moyenne calculé avec le code de calcul RETC.	57
Fig. 3-6 – La texture de tous les horizons de sol disponibles dans la base de données UNSODA sont représentés par un point dans le triangle de texture. La région matérialisée en vert délimite la granulométrie de l'arène granitique que l'on trouve sur le plateau en amont du bassin versant de Kerbernez.....	60
Fig. 3-7 – A-Présentation des résultats disponibles dans la base de données UNSODA et pour lesquels l'échantillon de sol et la méthode d'analyse sont comparables à l'expérience réalisée sur les échantillons d'arène granitique (IS pour sol à texture sablo-limoneuse dans le triangle de texture de l'USDA-SCS). B-Comparaison de la courbe de rétention moyenne obtenue par la méthode de Wind (trait plein rouge) avec la dispersion des valeurs extraites de la base de données UNSODA. Pour chaque boîte de dispersion le trait plein noir indique la teneur en eau moyenne.	61
Fig. 3-8 – Comparaison de la courbe de rétention moyenne mesurée sur les échantillons d'arène granitique (ligne rouge) avec la courbe de rétention ajustée avec une fonction de pédotransfert utilisée dans le logiciel ROSETTA (ligne noire).	64
Fig. 3-9 – La courbe expérimentale moyenne, pour les échantillons d'arène granitique prélevés à Kerbernez, est comparée avec des mesures $\theta(h)$ pour des échantillons de roche granitique différente de la leucogranodiorite de Plomelin mais appartenant à la même classe d'altération : † correspond aux mesures représentatives selon Jones & Graham (1993).....	64
Fig. 3-10 – Courbes reliant le coefficient A et B avec le rapport L/r_w (illustration extraite de Bouwer and Rice, 1976).....	71
Fig. 3-11 – Ajustement de la solution analytique de Bouwer et Rice sur les données enregistrées dans le piézomètre L15.	71

Fig. 3-12 – Boîte de dispersion de la conductivité hydraulique pour les valeurs mesurées dans les piézomètres le long du versant (M), domaine de variation de la conductivité hydraulique pour les valeurs habituellement mesurées dans les granites altérés (AG) et pour des matériaux granitiques fracturés (Gf)*. Pour AG et Gf les traits pleins matérialisent le domaine de variation le plus probable et les traits tiretés correspondent au domaine des valeurs extrêmes.	73
Fig. 3-13 – Calcul des bornes de Cardwell et Parsons appliqué au dispositif expérimental utilisé pour définir la conductivité hydraulique équivalente. L'axe x indique la direction de l'écoulement, Z la profondeur à laquelle la mesure de conductivité hydraulique a été réalisée, μ_a et μ_h correspondent à la moyenne arithmétique et la moyenne harmonique, respectivement (illustration modifiée à partir de Renard and de Marsily, 1997).....	75
Fig. 3-14 – Configuration géologique du massif granitique altéré déduite des mesures géophysiques réalisées sur le bassin versant de Kerrien et Kerbernez (Legchenko et al., 2004). La position du profil est reportée sur la figure 2-3.....	78
Fig. 3-15 – Dimensionnement et conditions aux limites du système étudié. Toutes les limites du domaine sans spécification sont des conditions de flux nul. Chaque nœud du maillage est représenté par une croix. Chaque croix correspond à un nœud de la maille et la position des cercles signale les nœuds pour lesquels les valeurs des variables sont enregistrées pendant la simulation pour être comparées aux valeurs observées.	79
Fig. 3-16 – Conditions initiales pour la teneur en eau dans le domaine d'écoulement générées grâce à la prise en compte d'une charge de pression constante pour la limite latérale amont.	80
Fig. 3-17 – La courbe $\theta(h)$ à gauche et la courbe $K(h)$ à droite dont les paramètres ont été ajustés pour obtenir une position et des fluctuations du niveau de la nappe dans le modèle hydrologique.....	81
Fig. 3-18 – Niveaux de nappe obtenus par simulation numérique. La position minimum et maximum de la surface de la nappe permet de définir la zone non saturée (UZ), la zone de fluctuation de la surface de la nappe (WTFZ) et la nappe permanente (PGWZ). Les coordonnées spatiales sont indiquées pour chacun des points d'observation (A, B et C) et l'unité de longueur est le mètre.	83
Fig. 3-19 – Comparaison des valeurs d'altitude de la nappe superficielle simulées avec Hydrus avec les valeurs observées le long du versant en amont à mi-versant et en aval.	83
Fig. 4-1 – a) the Kerbernez site with seven catchments (Kerrien catchment shaded) and b) the topography of the Kerrien catchment with c) a schematic view of its piezometer nests.	94
Fig. 4-2 – Piezometric map in weathered granite aquifer a) in November 2007, just before the beginning of the groundwater recharge period, and b) during the higher level period in March 2007. Mean sea level serves as the reference for the contour line elevation.	97
Fig. 4-3 – Rainfall and potential evapotranspiration time series at the soil surface; b) Groundwater depth from the soil surface time series and percolation water calculated by the water table fluctuation method; and (c)-(e) chloride concentration measured for 2-year study at nests H (upslope), J(midslope) and L (downslope), respectively.....	99
Fig. 4-4 – Relative standard deviations of chloride (left) and nitrate (right) concentrations for the hydrologic year 2006-2007. Values are presented for three locations along the studied hillslope: nests H (upslope), J (midslope) and L (downslope).	100
Fig. 4-5 – Relations between chloride concentration and water column height in nine piezometers in the water table fluctuation zone and in permanent groundwater from upslope to downslope during 2006-2007: a) raw data and. b) temporal directions of chemical variations (arrows) in relation to the aquifer zone, where screens were in contact with the water table (grey bands).....	102

Fig. 5-1 – Le dispositif utilisé pour étudier la zone non saturée est implanté en amont du bassin versant de Kerbernez et celui dédié à la zone saturée est disposé le long du bassin versant de Kerrien. UZ pour zone non saturée, WTFZ pour zone de fluctuation de nappe et PGWZ pour nappe permanente. 114

Fig. 5-2 – Principales transformations de l'azote dans un écosystème terrestre ainsi que les facteurs d'enrichissement pour l'azote de certaines étapes du cycle. 118

Fig. 5-3 – Gammas des valeurs typiques de $\delta^{15}\text{N}$ et $\delta^{18}\text{O}$ du nitrate provenant de différentes sources (graphique modifié à partir de Kendall, 1998). Composition isotopique des nitrates issus de la nitrification de l'ammonium apporté par les engrais et les pluies (A), de l'azote organique du sol (B) et des déchets d'origine animale (C). La flèche indique le sens et la proportion des variations de la composition isotopique du nitrate résiduel après dénitrification. 118

Fig. 5-4 – Pratique de fertilisation et assolement de 1992 à 2010 : A) sur la parcelle où est implanté le dispositif dédié à l'exploration de la zone saturée (site de Kerrien) ; B) sur la parcelle où sont implantés les piézomètres du dispositif dédié à l'exploration de la zone non saturée (site de Kerbernez). Les acronymes sont définis de la manière suivante : RGA pour ray-grass anglais, RGI pour ray-grass d'Italie et TB pour trèfle blanc. 119

Fig. 5-5 – Évolution de la composition en isotope stable de l'oxygène de l'eau ($\delta^{18}\text{O}$) pour les différents compartiments hydrologiques. Entre 1995 et 2003 pour la station météorologique de Plouzané (Brest) (source : IAEA), de nov. 2001 à janv. 2003 dans la zone non saturée (entre 0,25 et 2,5 m) et dans la nappe (entre 3 et 20 m) en amont du bassin versant de Kerbernez (source : Legout et al., 2007). 121

Fig. 5-6 – Pour l'année hydrologique 2008-2009 : A) évolution des précipitations et de l'évapotranspiration enregistrées par la station météorologique de Kerbernez ; B) concentration en nitrate dans la solution du sol à différentes profondeurs ; C) modification de la profondeur de la nappe mesurée dans les piézomètres B5b; évolution de la concentration en nitrate à différentes profondeurs dans la nappe. 123

Fig. 5-7 – Pour l'année hydrologique 2008-2009 : A) évolution des précipitations et de l'évapotranspiration enregistrées par la station météorologique de Kerbernez ; B) concentration en nitrate dans la solution du sol à 80 cm de profondeur; C) modification de la profondeur de la nappe mesuré dans les piézomètres les plus profonds pour les différentes positions le long du versant et évolution du flux de recharge calculé à partir des variations piézométriques pour H15 ; évolution de la concentration en nitrate à différentes profondeurs dans la nappe D) en amont, E) à mi-versant et F) en aval. 125

Fig. 5-8 – Composition isotopique du nitrate contenu de l'eau prélevée dans la zone non saturée, dans la zone de fluctuation de la surface de la nappe (WTFZ) et dans la nappe permanente (PGWZ). Pour le site de Kerrien (A) et pour le site de Kerbernez (B). Les gammes de valeurs de la composition isotopique du nitrate issu de la minéralisation de la matière organique, sont représentées par le rectangle gris. La composition isotopique de l'azote organique a été établie à partir des échantillons prélevés dans la parcelle du site de Kerrien. 127

Fig. 5-9 – Pour l'année hydrologique 2008-2009, évolution de la profondeur de la nappe dans le piézomètre H15 (A), de $\delta^{15}\text{N}$ (B) et $\delta^{18}\text{O}$ (C) des nitrates mesurés dans les différents piézomètres. 129

Fig. 6-1 – Chronique journalière des apports d'eau et de solutés à la surface du domaine d'écoulement. Les concentrations sont proportionnelles aux quantités d'eau et sont exprimée en masse de chlorure par litre d'eau apporté à la surface du domaine. Le pulse de soluté commence à partir de la deuxième année et pendant 10 années consécutives. 138

Fig. 6-2 – Valeurs de la dispersivité longitudinale en fonction de l'échelle d'observation résultant de travaux bibliographique, l'encadré tireté indique la gamme des valeurs fiables pour une échelle située entre 100 et 300 m (illustration extraite de Gelhar et al., 1992) 140

Fig. 6-3 – Niveaux de nappe minimum et maximum obtenus par simulation numérique. La zone non saturée (UZ), la zone de fluctuation de la surface de la nappe (WTFZ) et la zone de nappe permanente (PGWZ). Les coordonnées spatiales sont indiquées pour chacun des points d'observations (de A à I) et l'unité de longueur est le mètre.	141
Fig. 6-4 – Évolution du gradient chimique entre la concentration en soluté dans les apports d'eau et la concentration dans la zone de fluctuation de nappe (WTFZ) en fonction du taux de variation des concentrations dans la WTFZ pendant la période d'augmentation globale des concentrations dans la nappe du jour 727 à 3632. La lettre « A » marque l'emplacement du 727 ^{ème} jour.	143
Fig. 6-5 – Du haut vers le bas, évolution des concentrations au cours de la simulation (C_t) normalisées par rapport la concentration moyenne pondérée par les flux d'eau pour la condition à la limite supérieure du domaine d'écoulement (C_0), pour les trois positions le long du versant, simulées avec le modèle ECD dans la zone de fluctuation de nappe (WTFZ) et la nappe permanente (PGWZ). Pour les graphiques de la partie gauche, le rapport entre λ_L et λ_T est de 10 et pour ceux de la partie droite λ_L est égale à λ_T	144
Fig. 6-6 – Du haut vers le bas, évolution des concentrations au cours de la simulation (C_t) normalisées par rapport la concentration moyenne pondérée par les flux d'eau pour la condition à la limite supérieure du domaine d'écoulement (C_0), pour les trois positions le long du versant, simulées avec le modèle MIM dans la zone de fluctuation de nappe (WTFZ) et la nappe permanente (PGWZ). Pour les graphiques de la partie gauche, le rapport entre λ_L et λ_T est de 10 et pour ceux de la partie droite λ_L est égale à λ_T	147
Fig. 6-7 – A) Évolution des concentrations en chlorure mesurées à différentes profondeurs, et en amont du versant pendant l'année hydrologique 2005-2006 et 2006-2007. B) Évolution des concentrations en soluté simulées pour deux années hydrologiques consécutives avec le modèle MIM P, à partir des données météorologiques de l'année 2006-2007 et pendant la période de diminution globale des concentrations de la nappe. Les lames d'eau infiltrées qui sont présentées pour les deux graphiques ont été calculées avec la même méthode.	153