

Département Gestion
des milieux aquatiques

Division Hydrologie

Thèseprésentée pour obtenir le grade de
Docteur en sciences de l'université Paris XI Orsay

par

Anne-Laure COGNARD-PLANCQ**Suivi de l'état hydrique des sols par télédétection spatiale
(radar et thermographie infrarouge)
et modélisation hydrologique à l'échelle du bassin versant**Soutenue le 16 décembre 1996
devant la commission d'examen :

P. MASSON	Président
A. MUSY	Rapporteur
J. NOILHAN	Rapporteur
P. BOIS	Examineur
L. DEVER	Examineur
J.P. LAGOUARDE	Examineur
M. NORMAND	Directeur de thèse

RESUME.....	6
I. INTRODUCTION.....	7
II. L'ETAT HYDRIQUE DES SOLS: DE LA MESURE IN SITU A L'ESTIMATION DEPUIS L'ESPACE	11
II.1 METHODES DE MESURES IN SITU DE L'ETAT HYDRIQUE DU SOL.....	11
II.1.1 LA METHODE GRAVIMETRIQUE.....	11
II.1.2 LA METHODE NEUTRONIQUE.....	12
II.1.3 LA METHODE CAPACITIVE.....	12
II.1.4 LA METHODE TDR (TIME DOMAIN REFLECTOMETRY)	13
II.2 L'ESTIMATION DE L'ETAT HYDRIQUE DU SOL DEPUIS L'ESPACE.....	14
II.2.1 LA TELÉDÉTECTION: RAPPELS ET GÉNÉRALITÉS	14
II.2.2 ETAT HYDRIQUE DES SOLS ET TELÉDÉTECTION ACTIVE EN HYPERFRÉQUENCES	19
II.2.2.1 Profondeur de la mesure radar.....	19
II.2.2.2 Influence de la teneur en eau du sol sur la réponse radar	19
II.2.2.3 Influence combinée de la fréquence, de l'angle d'incidence et de la rugosité	21
II.2.2.4 Influence de la végétation	22
II.2.2.5 Modélisation de la réponse radar d'une surface agricole	24
II.2.2.5.1 Approches semi-empiriques	24
II.2.2.5.2 Approches théoriques.....	25
II.2.3 ETAT HYDRIQUE DES SOLS ET DONNÉES OPTIQUES	25
II.3 CONCLUSIONS	29
III. ACQUISITION ET TRAITEMENT DES DONNEES	30
III.1 DONNÉES PLUIE/DÉBIT	30
III.1.1 BASSIN DE NAIZIN	30
III.1.2 DONNÉES RÉGIONALES.....	31
III.2 DONNÉES CLIMATIQUES	31
III.2.1 EVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE.....	31
III.2.2 DONNÉES MICROMÉTÉOROLOGIQUES.....	31
III.3 ETAT HYDRIQUE DU SOL	35
III.3.1 ENREGISTREMENT AUTOMATIQUE À POSTE FIXE.....	35
III.3.2 CAMPAGNES DE MESURES PAR ÉCHANTILLONNAGE	36
III.3.3 EVOLUTION DE L'ETAT HYDRIQUE	36
III.4 DONNÉES SAR/ERS-1.....	39
III.4.1 CONFIGURATION DU SAR D'ERS-1.....	39
III.4.2 CALENDRIER DES ACQUISITIONS RADAR.....	40
III.4.3 EXPLOITATION DES IMAGES ERS-1	42
III.4.3.1 Traitements préliminaires	42
III.4.3.2 Repérage des zones d'extraction du signal radar.....	43
III.4.3.2.1 Bassin de Naizin.....	43

III.4.3.2.2 Calage à l'échelle des 38 bassins versants	45
III.4.3.3 Extraction du coefficient de rétrodiffusion radar	45
III.4.3.4 Précision des données radar	46
III.5 DONNÉES NOAA/AVHRR	47
III.5.1 DESCRIPTION	47
III.5.2 ALGORITHME D'ÉLIMINATION DES NUAGES	47
III.5.3 EXPLOITATION DES IMAGES NOAA/AVHRR EN TERME DE NDVI	49
III.5.4 EXPLOITATION DES IMAGES NOAA/AVHRR EN TERME DE TEMPÉRATURE DE SURFACE	50
III.6 DONNÉES SUR L'OCCUPATION DU SOL	52
III.6.1 BASSIN DE NAIZIN	52
III.6.2 ECHELLE RÉGIONALE	53
IV. ETUDE DE LA CAPACITE DU SAR D'ERS-1 A ESTIMER L'ETAT HYDRIQUE DES SURFACES AGRICOLES	57
IV.1 ANALYSE À L'ÉCHELLE DE LA PARCELLE	57
IV.1.1 EVOLUTION DU SIGNAL RADAR À L'ÉCHELLE DE LA PARCELLE	57
IV.1.2 DONNÉES RADAR ET HUMIDITÉ DU SOL À L'ÉCHELLE DE LA PARCELLE	61
IV.2 REPRÉSENTATIVITÉ DES RÉPONSES RADAR DES PARCELLES VIS À VIS DU BASSIN VERSANT	67
IV.3 ANALYSE À L'ÉCHELLE DU BASSIN VERSANT TÉMOIN	69
IV.3.1 SENSIBILITÉ DU SAR D'ERS-1 AUX VARIATIONS D'HUMIDITÉ DU SOL ENTRE JANVIER ET MARS EN 1992 ET 1994	71
IV.3.2 SENSIBILITÉ DU SAR D'ERS-1 AUX VARIATIONS D'HUMIDITÉ DU SOL D'AVRIL 1992 À DÉCEMBRE 1993	73
IV.3.3 ANALYSE SAISONNIÈRE	74
IV.4 CARTOGRAPHIE DE L'ÉTAT HYDRIQUE DE SURFACE DE L'ENSEMBLE DES BASSINS VERSANTS	76
IV.5 CONCLUSIONS	77
V. ESTIMATION DE L'ETAT HYDRIQUE DES SURFACES AGRICOLES PAR INFRAROUGE THERMIQUE	79
V.1 MÉTHODOLOGIE	79
V.2 DESCRIPTION DU MODÈLE SVAT	79
V.2.1 REPRÉSENTATION DU SOL	80
V.2.2 REPRÉSENTATION DE LA VÉGÉTATION	83
V.3 MODÉLISATION DE LA TEMPÉRATURE MOYENNE DU BASSIN VERSANT	85
V.4 INVERSION DE L'HUMIDITÉ DU SOL	86
V.5 CONCLUSIONS	90

VI. MODELISATION DES DEBITS ET DE L'ETAT HYDRIQUE DE BASSINS VERSANTS BRETONS	92
VI.1 LES MODÈLES MATHÉMATIQUES EN HYDROLOGIE	92
VI.1.1 DÉFINITION D'UN MODÈLE.....	92
VI.1.2 CLASSIFICATION DES MODÈLES MATHÉMATIQUES EN HYDROLOGIE	92
VI.2 DESCRIPTION DU MODÈLE GRHUM.....	94
VI.2.1 STRUCTURE GÉNÉRALE.....	94
VI.2.2 LA FONCTION DE PRODUCTION	96
VI.2.2.1 Evolution de l'humidité du sol.....	96
VI.2.2.2 Fonction de drainage: modèle de Thomas.....	97
VI.2.2.3 Calcul de l'évapotranspiration	98
VI.2.2.3.1 Evolution annuelle du terme σ_f	98
VI.2.2.3.2 Evaporation du sol	100
VI.2.2.3.3 Transpiration de la végétation.....	101
VI.2.3 LA FONCTION DE TRANSFERT.....	102
VI.3 PERFORMANCE DU MODÈLE GRHUM SUR LES BASSINS VERSANTS BRETONS	103
VI.3.1 MODÉLISATION DES DÉBITS	103
VI.3.1.1 Critères de performance	103
VI.3.1.2 Calage et validation du modèle.....	104
VI.3.1.3 Paramétrage du modèle	104
VI.3.1.4 Performances du modèle.....	105
VI.3.2 MODÉLISATION DE L'HUMIDITÉ DU SOL	108
VI.3.2.1 Comparaison entre humidités simulées et mesures ponctuelles.....	108
VI.4 COMPARAISON ENTRE HUMIDITÉS SIMULÉES ET L'ÉTAT HYDRIQUE ESTIMÉ PAR TÉLÉDÉTECTION.....	110
VI.4.1 HUMIDITÉ SIMULÉE ET SIGNAL RADAR.....	110
VI.4.2 HUMIDITÉ SIMULÉE ET ÉTAT HYDRIQUE DU SOL ESTIMÉ PAR INFRAROUGE THERMIQUE	113
VI.5 CONCLUSIONS.....	114
 VII. CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES.....	 116
Références bibliographiques	120
Liste des figures.....	132
Liste des tableaux.....	134
Annexes	135

AVANT-PROPOS

Ce mémoire présente les résultats de mon travail de thèse réalisé au sein de la division Hydrologie du Cemagref d'Antony dans le cadre de l'Université Paris-Sud Orsay. J'exprime toute ma reconnaissance au Professeur C.M. ZUPPI qui dirigeait le laboratoire d'Hydrologie et de Géochimie Isotopique d'Orsay et qui m'a encouragée lorsque je me suis engagée dans cette recherche. Je dédie ces quelques pages à la mémoire du Professeur FONTES.

Je tiens à remercier M. Thierry LEVIANDIER pour son accueil au sein de la division Hydrologie du Cemagref d'Antony.

J'ai trouvé auprès de Mme Cécile LOUMAGNE et M. Michel NORMAND, mon directeur de thèse, une parfaite disponibilité au cours de mon travail. L'aboutissement de cette thèse doit beaucoup à leurs compétences et à leur encadrement. En particulier, les conseils de Cécile LOUMAGNE ont été très importants pour le volet modélisation hydrologique de ce travail. L'expérience de Michel NORMAND a énormément compté dans la mise en place du protocole de mesures de l'état hydrique du sol et l'exploitation des résultats des comparaisons entre données radar et mesures d'humidité du sol. Je les remercie tous deux pour la confiance qu'ils m'ont accordée en me choisissant pour travailler sur ce sujet de recherche.

Un grand merci à Mmes Catherine OTTLE et Odile TACONET ainsi qu'à M. Daniel VIDAL-MADJAR du CETP (Centre d'Etudes des Environnements Terrestre et Planétaires) pour leur participation active à ce programme de recherche.

Toute la méthodologie développée autour des données du radiomètre NOAA doit beaucoup à la disponibilité et aux compétences de Catherine OTTLE qui n'a pas compté son temps pour m'aider dans l'utilisation du modèle de transfert énergétique développé au CETP.

Odile TACONET a suivi avec intérêt les résultats obtenus tout au long de ce travail, en apportant un regard critique sur l'utilisation des données radar pour l'estimation de l'humidité des sols grâce à son expérience dans ce domaine. J'ai apprécié ses encouragements et ses conseils lors du dépouillement des données infrarouge thermique.

Daniel VIDAL-MADJAR a participé activement aux réunions d'avancement de ma thèse. Son souci de synthèse a souvent permis de bien mettre en évidence de manière positive les points les plus marquants de ce travail.

Je tiens à remercier M. Philippe MASSON, Professeur de l'Université d'Orsay, d'avoir accepté de présider au jury de cette thèse, Messieurs André MUSY, Professeur à l'EPFL (Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne) et Joël NOILHAN, Ingénieur de recherche au CNRM (Centre National de Recherche en Météorologie) pour la lecture approfondie qu'ils ont réalisée de ce mémoire dont ils étaient les rapporteurs, Messieurs Philippe BOIS, Professeur d'hydrologie, LTHE (Laboratoire d'Etudes des Transferts en Hydrologie et Environnement), Laurent DEVER, Professeur de l'Université d'Orsay et Jean-Pierre LAGOUARDE, Directeur de Recherche à l'INRA pour leur participation au jury de cette thèse.

Je remercie tous les collègues du Cemagref de Rennes qui participent à la gestion du bassin versant expérimental de Naizin, en particulier Charles CANN. Ce travail n'aurait pas pu être réalisé sans les mesures de pluies et de débits qui ont été mises

à notre disposition, ni sans les informations sur l'occupation du sol qu'un suivi annuel détaillé nous a apportées. Un grand merci aussi à Johann ABRASSART pour les données d'occupation du sol qu'il a exploitées sur les bassins versants étudiés dans le cadre de cette étude à partir des statistiques agricoles.

M. MEROT et M. WALTER de l'INRA de Rennes ont mis à notre disposition la carte pédologique et les mesures des paramètres physiques du sol effectuées par leur unité de recherche sur le bassin versant de Naizin. Dominique COURAULT et Brahim ALOUI m'ont fait profiter du suivi climatologique de deux parcelles qu'ils ont réalisé pendant l'été 1993 sur le bassin versant de Naizin. J'ai pu aussi bénéficier de données d'occupation du sol à l'échelle régionale grâce aux travaux de Mme HUBERT-MOY du laboratoire COSTEL de l'Université Rennes 2.

Je n'oublierai pas l'ambiance très sympathique qui règne au sein de la Division Hydrologie du Cemagref d'Antony:

Un grand merci à Michel FERRY et à Jean-Louis ROSIQUE pour leur participation aux campagnes de mesures in situ sur le bassin versant breton de Naizin et à Patrick ANSART qui n'a pas compté son temps ni hésité à faire la route entre Boissy le Châtel et Naizin pour assurer l'acquisition des mesures d'humidité du sol.

Claude MICHEL n'a jamais hésité à me faire profiter de ses compétences et de son expérience dans le domaine de la modélisation hydrologique. Père du modèle GR4, il a su porter un regard critique et constructeur sur le modèle GRHUM dérivé de GR4 et utilisé dans le cadre de ces travaux.

Il m'a été très appréciable de pouvoir compter sur la disponibilité et les compétences informatiques et hydrauliques de Michel POIRSON.

Merci à Mamoutou TANGARA pour son temps consacré au fonctionnement des stations de travail et du logiciel ARCINFO.

Sylvie TONACHELLA, Elisabeth MARCHAL et Virginie DESFIEUX m'ont tour à tour aidée dans les démarches administratives, dans la mise en forme et la reproduction de cette thèse.

Un petit mot encore pour les thésards de la division hydrologie qui sont maintenant docteurs, Zoubir Maklhouf, Raoudha Gafrej, Najiba Chkir, Piter Bentura, Gabriela Mantilla, pour ceux qui travaillent à le devenir, Ahmed Zermani et Redha Kribeche, pour Virginie Faucher, ainsi que pour tous les autres stagiaires, en particulier ceux qui ont travaillé sur les mêmes thèmes que moi, Stéphanie Dossal, Christophe Emblanch, Armelle Latuillerie, Frédérique Lobligeois.

Les traitements des données radar ont été réalisés au sein de la société GEOSYS par Sami Louahala puis M.C. Imberti et au LCT par Danièle CARAUX et Philippe GINESTE. Nos collègues du LCT nous ont aussi aidés dans le traitement des données NOAA.

L'aide et l'intérêt montré par d'autres membres du CETP dans le cadre de ce travail sont à citer. Le traitement des données NOAA et l'exploitation de la base de données CORINE ont été menés rapidement grâce à l'aide efficace de Christine GUERIN. Sylvie LE HEGARAT-MASCLE a accepté de tester sur les images NOAA acquises dans le cadre de ce projet l'algorithme de classification qu'elle a développé dans le cadre de sa thèse. J'ai pu enfin bénéficier des modifications effectuées sur le modèle de bilan énergétique par Samir OUTHALA.

Enfin, je n'aurais pu faire aboutir ce travail mené dans le cadre d'un projet-pilote de l'Agence Spatiale Européenne sans le soutien financier du CNES et du Cemagref qui m'ont accordé chacun une demi bourse.

RESUME

Une bonne connaissance de l'état hydrique du sol offre des possibilités intéressantes pour améliorer la modélisation des débits à l'exutoire de petits bassins versants agricoles. Dans cette optique, l'objectif de cette recherche était d'élaborer et de mettre en œuvre une méthodologie permettant le suivi de l'état hydrique des sols par télédétection spatiale (radar et infrarouge thermique) en vue de l'intégration de cette information dans un modèle hydrologique. L'étude menée sur la Bretagne de 1992 à 1994 a d'abord montré, en période de faible développement de la végétation, la capacité du radar à ouverture synthétique du satellite ERS1 à estimer l'état hydrique de surface du sol à l'échelle d'un bassin versant de recherche (Naizin, Morbihan). Ce résultat a été généralisé à l'échelle régionale sur une quarantaine d'autres bassins versants. Cependant, en période estivale le suivi de l'humidité du sol est perturbé par le couvert végétal qui influence fortement le signal radar rétrodiffusé. Dans un second temps, la résolution du bilan énergétique à la surface du sol a permis d'exploiter en terme d'humidité de surface du sol les données recueillies dans l'infrarouge thermique par le radiomètre AVHRR du satellite NOAA. En raison des conditions locales climatiques et d'occupation du sol, il est apparu difficile d'accéder par cette méthode à l'humidité de la couche racinaire et seul l'état hydrique de surface a pu être obtenu. Le troisième volet du travail a consisté à comparer l'état hydrique estimé par télédétection avec les simulations d'un modèle hydrologique conceptuel global. Les bons résultats obtenus ouvrent de larges perspectives d'assimilation des données de télédétection pour la modélisation des débits des rivières et la gestion des ressources en eau superficielles.

ABSTRACT

A good knowledge of soil moisture offers interesting possibilities to improve outflow modelling at the outlet of small agricultural watersheds. In that way, the aim of the present work was to elaborate and to implement a methodology allowing to follow soil moisture evolution by space remote sensing (radar and thermal infrared) in order to integrate this information in a hydrological model. The study carried on Brittany from 1992 up to 1994 has first demonstrated during the low vegetation density period the capacity of ERS1 satellite synthetic aperture radar (SAR) to estimate surface soil moisture on a basin scale (Naizin research basin, Morbihan). This result has been generalized on a regional scale to about forty other Breton basins. Meanwhile, during summer the vegetation strongly influences the backscattering radar signal. In a second step, thermal infrared data from the NOAA satellite AVHRR radiometer have been used to estimate soil moisture by solving the energy balance at the soil surface. Because of the local climatic and land use conditions, it seems to be difficult to calculate the root zone soil moisture. Only the surface soil moisture could has been determined by this way. In the third and last part of this work, soil moisture estimated from space has been compared with simulations of a lump conceptual hydrological model. The good results obtained open a way for the use of space remote sensing data for outflow modelling and water resources management.

I. INTRODUCTION

L'état hydrique du sol est une variable clé pour les sciences étudiant notre environnement terrestre. Variable de contrôle du développement des végétaux en agronomie, l'humidité des sols, composante de l'état hydrique des sols, représente avec la température de surface un paramètre essentiel traduisant l'équilibre énergétique entre les surfaces émergées du globe et l'atmosphère. En été et sous les latitudes moyennes, elle devient même le premier élément de forçage des phénomènes climatiques. Il a été montré que des variations spatiales et temporelles de cette grandeur peuvent induire des discontinuités thermiques et dynamiques dans l'atmosphère donnant naissance à des phénomènes météorologiques équivalents à des effets de brises de mer (Fast et al., 1991) ou même être à l'origine de tempêtes (Chang et al., 1991). L'humidité du sol influence le bilan d'énergie à l'interface sol-végétation-atmosphère en modifiant les valeurs de l'évaporation, de l'albédo et de l'émissivité de la surface, des conductivités thermiques et hydrauliques du sol. Une prise en compte correcte des processus de surface et en particulier une bonne gestion du bilan hydrique des sols est donc indispensable en climatologie (André et al., 1990) et en météorologie. Dans ce dernier domaine, l'impact de l'initialisation de l'humidité du sol dans la restitution, par les modèles, des phénomènes de circulation atmosphérique à meso-échelle a été démontré par de nombreuses études (Ookouchi et al., 1984; Benjamin et Carlson, 1986; Mahfouf et al., 1987) et une amélioration notable des simulations a pu être obtenue par assimilation de données d'humidité du sol (Bouttier et al., 1993a; 1993b). Des recherches menées par le Centre National de Recherches en Météorologie de Météo-France (Mahfouf, 1991) ont permis de développer un modèle de bilan d'énergie (Noilhan et Planton, 1989) simulant correctement l'évolution de l'état hydrique du sol et d'implanter ce module dans un modèle météorologique (Bougeault et al., 1991a; 1991b; Noilhan et al., 1991). Des travaux très récents sur la prise en compte des phénomènes de circulation de l'eau dans le sol par ce modèle de bilan d'énergie ont permis d'améliorer grandement la restitution du cycle annuel de l'évolution de l'humidité du sol au cours de l'expérience HAPEX-MOBILHY (Mahfouf et Noilhan, 1996).

En hydrologie, l'état hydrique du sol joue un rôle très important dans la genèse des écoulements, en particulier dans le partage de la pluie entre ruissellement, évaporation et infiltration. Certains modèles hydrologiques, comme ceux basés sur les indices de pluies antérieures, ne tiennent pourtant pas compte explicitement de l'évaporation dans la relation pluie-débit et ne restituent donc pas l'évolution de l'état hydrique des sols. Des indices plus sophistiqués calculent l'évaporation réelle à l'aide de modules rudimentaires de stockage de l'eau dans le sol. D'autres types de modèles, comme le modèle SHC (Capehart et Carlson, 1994), prennent en compte explicitement la circulation de l'eau dans le sol. Ce modèle, développé en vue d'un couplage avec un modèle météorologique, présente une structure proche de celle des modèles de bilan énergétique. Dans le domaine de la prévision opérationnelle des débits des cours d'eau, les modèles sont issus d'une conceptualisation plus importante des processus très complexes qui apparaissent à l'échelle d'un bassin versant. L'évolution de l'état hydrique du sol peut alors être associée à l'évolution du niveau du réservoir qui représente le sol. Des travaux récents (Loumagne et al., 1991; Chkir, 1994) ont montré que l'introduction de mesures ponctuelles de l'humidité du sol dans un modèle de ce type permet de

mieux simuler les débits à l'exutoire d'un petit bassin versant agricole, en particulier lors de la reprise des écoulements après les périodes d'étiage.

Cette approche, déjà très prometteuse, n'utilise pourtant qu'un indice de l'état de saturation du bassin versant ne tenant pas compte de la variabilité spatiale de l'état hydrique du sol. L'hétérogénéité spatiale de ce paramètre rend délicate l'obtention, par des mesures in situ, d'une valeur moyenne d'humidité représentative d'un bassin versant et montre l'intérêt que présente la télédétection dans ce domaine. Le but des travaux exposés dans ce mémoire est donc de démontrer la faisabilité du suivi temporel, à partir de l'espace, de l'état hydrique moyen de petites unités hydrologiques agricoles et d'en tester l'utilité comme variable d'entrée d'un modèle hydrologique.

L'estimation par télédétection de l'état hydrique des sols a fait l'objet de nombreuses recherches depuis plus d'une vingtaine d'années. Les méthodes utilisant les informations recueillies dans le domaine optique (visible, proche infrarouge et infrarouge thermique) ont pu être appliquées à des données acquises depuis l'espace par les satellites opérationnels de la météorologie (NOAA, METEOSAT) ou par des instruments à haute résolution spatiale (capteurs des satellites LANDSAT, SPOT). Ces données permettent d'accéder, par l'intermédiaire du bilan énergétique, à l'évaporation réelle, grandeur pilotée par l'état hydrique de la couche de sol qui participe aux phénomènes d'évaporation. La méthode d'estimation de l'état hydrique du sol est fondée sur l'inversion de modèles soit bio-physiques (Soer, 1980; Taconet et al., 1986; Carlson et al., 1990; Ottlé et Vidal-Madjar, 1994), soit semi-empiriques (Séguin et Itier, 1983; Vidal et al., 1987; Vidal et Perrier, 1989; Kustas, 1990), décrivant le bilan énergétique à l'interface situé entre le complexe sol-végétation et l'atmosphère.

Dans le domaine des micro-ondes à basses fréquences (inférieures à 15 Ghz) insensibles à la présence d'une couverture nuageuse, les expériences menées à l'aide de radars montés sur grues (Ulaby et al., 1982, 1986), puis aéroportés comme le radar ERASME (Bernard et al., 1986; Benallegue et al., 1994; 1995), ont permis de définir une configuration radar (fréquence, angle d'incidence, polarisation) optimum pour estimer l'état hydrique des premiers centimètres du sol. Toutefois, les différentes études ont montré qu'il est difficile de tenir compte, à l'échelle de la parcelle, de tous les paramètres de surface qui influencent la réponse radar (rugosité, couvert végétal) pour ne plus conserver que la dépendance en fonction de l'humidité du sol. Malgré cela, il a pu être démontré à plusieurs reprises (Dobson et al., 1982; Soarès et al., 1987; Jarry et al., 1988) qu'une bonne sensibilité à l'état hydrique du sol réapparaît par intégration de l'information sur de grandes surfaces (au minimum de l'ordre du kilomètre carré).

Dans ce cadre, le radar à ouverture synthétique du satellite ERS-1 fournit pour la première fois et de manière opérationnelle des données concernant la rétrodiffusion de la surface sur l'ensemble du globe, acquises depuis l'espace.

Le premier aspect de ce travail vise à étudier l'aptitude du radar d'ERS-1 à estimer l'état hydrique de la surface du sol. Pour cela, les données radar sont confrontées avec des mesures au sol effectuées sur le bassin versant de recherche de Naizin situé en Bretagne centrale.

Le second volet de notre étude concerne l'estimation de l'état hydrique du sol à l'aide des données fournies dans le domaine optique par le radiomètre AVHRR du satellite américain NOAA selon une approche bio-physique des processus d'échanges énergétiques. Les informations recueillies dans l'infrarouge thermique

permettent le calcul de la température de la surface du sol. Lorsque les conditions hydriques du sol limitent l'évaporation du sol ou de la végétation, elles deviennent un paramètre de contrôle du bilan énergétique à l'interface sol-végétation-atmosphère. Comme la température de surface traduit elle aussi cet équilibre, l'humidité du sol peut être déterminée par une méthode dite d'inversion en comparant la température mesurée par satellite avec celle simulée, pour différentes conditions hydriques du sol, par un modèle de bilan énergétique (Ottlé et Vidal-Madjar, 1994; Taconet et al., 1995). Cette technique nécessite de disposer de mesures du forçage atmosphérique et d'une description détaillée de l'occupation du sol. Sur le bassin versant expérimental de Naizin, l'occupation du sol est très bien connue grâce à la réalisation d'une carte annuelle des cultures. Nous aborderons le problème de l'accès à une information détaillée de l'occupation du sol à une échelle régionale, difficile en raison des caractéristiques du parcellaire.

Pour un pays tempéré comme la France, le nombre d'images NOAA non affectées par la présence de nuages est très faible. La méthode d'estimation de l'état hydrique basée sur les mesures dans l'infrarouge thermique ne peut donc pas être appliquée avec un pas de temps compatible avec des applications hydrologiques à court terme. Dans le cas des données radar, la fréquence des mesures varie suivant le calendrier des passages programmé pour le satellite ERS-1. Certains épisodes sont caractérisés par des fréquences d'acquisition très resserrées (trois jours), mais leur durée limitée à trois mois ne permet pas un suivi temporel fin de l'état hydrique du sol sur l'ensemble de l'année. Dans ces conditions, les mesures spatiales ne peuvent venir qu'en appui à une modélisation hydrologique assurant le suivi en continu de l'état hydrique du sol. Le troisième volet de notre étude est donc consacré à la comparaison de l'humidité du sol estimée par télédétection et de l'état hydrique simulé par le modèle hydrologique GRHUM (Chkir, 1994; Loumagne et al., 1996) dérivé des modèles GR développés à la division Hydrologie du CEMAGREF (Edijatno et Michel, 1989; Nascimento et Michel, 1992). Ce modèle calcule l'évaporation réelle à l'aide de paramétrisations simples développées à partir des observations obtenues au cours de l'expérience HAPEX MOBILHY (Ottlé et Vidal-Madjar, 1994).

Nous commencerons ce mémoire par une présentation générale des différentes méthodes que nous avons utilisées au cours de ce travail pour estimer l'humidité du sol, des techniques de mesure in situ difficilement spatialisables aux estimations par télédétection. Nous présenterons ensuite la base de données utilisée dans le cadre de cette étude, en détaillant les techniques de traitement appliquées aux données satellitaires. La troisième partie de ce mémoire expose les résultats relatifs à l'étalonnage du radar d'ERS-1 en terme d'humidité du sol. La comparaison entre signal radar et mesures in situ est effectuée à l'échelle de la parcelle, puis à l'échelle du bassin versant.

L'avant-dernière partie est consacrée à l'exploitation de la base de données de températures du sol obtenue par le satellite NOAA en terme d'état hydrique du sol pour évaluer la complémentarité de cette technique avec celle exposée dans le chapitre précédent. La taille des pixels dépassant largement la taille moyenne des parcelles, seule est possible une étude à l'échelle du bassin versant, agrégeant les phénomènes apparaissant à l'échelle de la parcelle.

Compte tenu de la difficulté d'obtention d'une mesure de l'état hydrique du sol représentative de tout un bassin versant, l'état hydrique du sol obtenu par les deux

7 techniques de télédétection est comparé à celui simulé par un modèle hydrologique global. Le dernier chapitre de cet exposé décrit le modèle hydrologique utilisé et les résultats obtenus sur le bassin versant de Naizin ainsi que sur la quarantaine d'autres bassins versants bretons étudiés. Les performances de ce modèle sont évaluées par comparaison des débits simulés et observés sur l'ensemble des bassins versants. La simulation de l'état hydrique du sol est contrôlée uniquement sur le bassin versant de Naizin, seul bassin disposant de mesures in situ de ce paramètre. La confrontation entre les données d'état hydrique obtenues par télédétection et les humidités simulées par le modèle sera abordée dans l'optique d'étudier les perspectives d'assimilation de données de télédétection dans le modèle hydrologique, en vue d'une amélioration de la prévision des ressources en eau superficielles sur des bassins versants jaugés ou non jaugés.

II. L'ETAT HYDRIQUE DES SOLS: DE LA MESURE IN SITU A L'ESTIMATION DEPUIS L'ESPACE

L'état hydrique du sol peut être mesuré in situ selon différentes méthodes dont les principales sont les méthodes gravimétrique, neutronique, capacitive, par réflectométrie en domaine temporel ou méthode TDR (Time Domain Reflectometry) et tensiométrique. Les quatre premières méthodes permettent la mesure de la teneur en eau du sol, alors que la tensiométrie mesure le potentiel hydrique dans le sol, variable décrivant directement la disponibilité en eau pour les végétaux. Nous ne présenterons ici que les méthodes relatives à la mesure de la teneur en eau du sol. L'installation de capteurs à fonctionnement automatique permettant un suivi de l'évolution temporelle de l'humidité du sol est possible pour toutes les méthodes citées ci-dessus, à l'exception de la méthode gravimétrique. Cependant, le caractère ponctuel de ces mesures, associé à la forte variabilité spatiale et temporelle de l'état hydrique des sols, implique la mise en place d'expérimentations très lourdes pour obtenir une valeur moyenne significative de l'humidité du sol d'une unité spatiale donnée.

Les méthodes basées sur la télédétection sont alors très utiles puisqu'elles permettent l'observation de zones spatialement étendues avec une résolution décimétrique ou kilométrique suivant les capteurs. Les relations entre la grandeur mesurée par télédétection et les variables descriptives du milieu, en l'occurrence ici l'état hydrique du sol, ne sont pas toujours faciles à expliciter et dépendent de plus de la configuration du capteur. Nous donnerons des exemples d'estimation de l'état hydrique des sols à partir de la réponse de la surface terrestre dans différents domaines de longueurs d'ondes. L'humidité du sol peut être estimée à l'aide des informations recueillies dans le visible, le proche infrarouge et l'infrarouge thermique, domaine spectral pourtant initialement plutôt utilisé à des fins météorologiques ou pour le suivi de la végétation. Dans la partie du spectre des micro-ondes insensibles à la couverture nuageuse, la réponse électromagnétique d'un sol nu est fortement liée à son état hydrique, mais nous verrons qu'elle est aussi sensible à d'autres caractéristiques de la surface comme la rugosité ou la couverture végétale. L'embarquement à bord d'engins spatiaux de radars ayant une bonne résolution spatiale a ouvert la voie à l'observation de la surface terrestre dans le domaine des hyperfréquences.

II.1 Méthodes de mesures in situ de l'état hydrique du sol

II.1.1 La méthode gravimétrique

Cette méthode, bien que destructive et relativement lourde en temps et en matériel, reste une référence pour l'étalonnage des différents appareillages de mesure de l'humidité du sol.

Elle consiste à prélever des échantillons de sol qui sont passés à l'étuve (105°C) pendant au moins 24 heures. La teneur en eau pondérale est déterminée par pesée de l'échantillon avant et après étuvage.

$$W_p = \frac{P_h - P_s}{P_s} \times 100$$

avec P_h : masse de sol humide (avant étuvage)
 P_s : masse de sol sec (après étuvage)
 W_p : teneur en eau pondérale en %

La teneur en eau volumique se déduit de l'humidité pondérale par la relation $W_v(\%) = W_p(\%) \times D_s$, où D_s est la densité sèche du sol (masse de sol sec / volume total) exprimée en g/cm^3 , caractéristique mesurable par la méthode des cylindres ou par sondes gamma-neutroniques. Dans le second cas, la méthode repose sur la mesure de la proportion du rayonnement émis par la sonde atteignant un capteur situé en contact avec la surface du sol. L'appareil est posé sur le sol. La présence de végétation ou le travail du sol peut rendre parfois délicate l'obtention d'une surface plane. Le volume de sol prospecté dépend de la position de la source de rayonnement gamma. Si cette dernière reste à la surface du sol, la mesure n'est représentative que des premiers centimètres de sol. La sonde peut aussi être enfouie dans le sol jusqu'à une quarantaine de centimètres. La mesure est alors intégrée sur la hauteur de sol située entre la sonde et la surface.

II.1.2 La méthode neutronique

Le principe de la méthode neutronique est le suivant:

Une source radioactive émet des neutrons à haute énergie qui se transforment en neutrons thermiques après collision essentiellement avec les atomes d'hydrogène. L'hydrogène, dans les sols, provient surtout de l'eau. Les neutrons thermiques sont détectés et le taux de comptage de ces particules est relié à une humidité du sol par étalonnage. La présence d'une source radioactive impose des règles rigoureuses d'utilisation et de contrôle de l'appareillage, par ailleurs coûteux et complexe.

Pour effectuer des mesures en profondeur, la sonde est glissée dans un tube placé dans le sol pouvant rester en place. Cette méthode de mesure peut donc être considérée comme non destructive. Les mesures sont rapides, précises et automatisables. La courbe d'étalonnage linéaire à densité constante couvre toute la plage de valeur de l'humidité des sols, mais dépend de la nature chimique et de la densité du sol. Le volume de sol prospecté par les neutrons émis par la sonde diminue lorsque l'humidité croît. La profondeur minimale d'enfouissement de la sonde est de 15 cm en présence d'un réflecteur de surface.

II.1.3 La méthode capacitive

Cette méthode est fondée sur les propriétés diélectriques des sols. Le sol est un système triphasique, composé d'une matrice solide présentant des pores occupés par de l'eau et de l'air. La permittivité diélectrique d'un sol dépend de celle de

chacun des constituants. Bien que l'on ne puisse pas déduire le comportement diélectrique d'un sol d'une simple connaissance des proportions de ses constituants, on constate que la permittivité diélectrique de l'eau est très élevée par rapport à celle des deux autres phases (tableau II-1). Pour cette raison, humidité et permittivité diélectrique d'un sol sont étroitement liées tant que l'eau reste en phase liquide. En cas de gel, les méthodes d'évaluation de l'humidité du sol basées sur une mesure de la permittivité diélectrique du sol deviennent inopérantes à cause de la baisse brutale de cette grandeur lorsque l'eau passe de la phase liquide à la phase solide.

	permittivité diélectrique
air	1
phase solide	2 à 10
particules minérales	2 à 3
eau en phase liquide	80
glace	4

Tableau II-1: permittivités diélectriques des constituants du sol

Le principe de la mesure par sondes capacitives consiste à introduire deux électrodes dans le sol. Le système est alors assimilé à un condensateur électrique avec pertes (capacité parfaite avec résistance en parallèle). Les caractéristiques de ce condensateur varient en fonction de la permittivité diélectrique du sol se trouvant entre les armatures. La valeur de la capacité du condensateur est mesurée en introduisant celui-ci dans un circuit dont on relève les variations de la fréquence de résonance.

Un étalonnage individuel des capteurs doit être réalisé in situ. La stabilité temporelle de cet étalonnage est à vérifier. Un léger déplacement de la sonde peut altérer le contact électrode-sol et faire brusquement chuter la valeur de la permittivité diélectrique à cause de la présence d'une lame d'air. La corrosion des électrodes est une autre source de mesures erronées. Les mesures sont influencées par la conductivité électrique du sol (certains appareils possèdent un dispositif électronique de compensation de cet effet) et par la température. Nous rappelons de plus qu'en cas de gel, les mesures perdent toute signification. La pérennité du dispositif dépend de la fiabilité du dispositif électronique des mesures et de la résistance des électrodes aux phénomènes de corrosion.

II.1.4 La méthode TDR (Time Domain Reflectometry)

L'appareil mesure la vitesse de propagation d'un signal micro-onde le long de guides d'ondes, de longueur connue et enfoncés dans le sol. Cette vitesse est fonction de la permittivité diélectrique du sol, elle-même liée, nous l'avons vu précédemment, à la teneur en eau dans le sol. Chaque guide d'ondes intègre la mesure sur le volume de sol prospecté (cylindrique de 5 cm environ de rayon autour de la sonde). La possibilité de visualiser la trace de la propagation de l'onde sur l'écran du processeur qui enregistre les mesures peut permettre de déceler des anomalies dans le sol (cailloux notamment).

La mesure présente l'avantage d'être peu influencée par la nature du sol. Ceci permet un affichage direct sur l'écran de l'humidité volumique par un étalonnage mis en mémoire par le constructeur. Toutefois, il est recommandé de vérifier cet étalonnage qui peut ne pas convenir pour certains sols. Cette méthode est très sensible aux variations de l'humidité. La rapidité des mesures et l'encombrement limité de l'appareillage permettent des mesures extensives de l'humidité du sol en surface par une méthode non destructive. La longueur minimale des guides d'ondes pour des mesures de surface est généralement de quinze centimètres. Certains constructeurs proposent des guides plus courts mais la précision des mesures est alors modeste. Par contre, pour suivre la teneur en eau d'un profil de sol, la mise en place des guides d'onde en profondeur en position horizontale est très destructive puisqu'elle nécessite le creusement d'une tranchée pour pouvoir mettre en place les capteurs. Pour un appareil laissé en place, l'automatisation des mesures est possible.

II.2 L'estimation de l'état hydrique du sol depuis l'espace

II.2.1 La télédétection: rappels et généralités

Le terme de télédétection s'applique à toute technique permettant d'obtenir à distance des informations sur un objet. Le principe consiste à étudier les interactions entre l'objet observé et un rayonnement électromagnétique qui peut être d'origine naturelle ou artificielle. Le spectre électromagnétique se divise en plusieurs domaines décrit dans le tableau II-2.

Il existe deux types de méthodes en télédétection:

- la méthode passive où les capteurs (ou radiomètres) enregistrent les ondes émises naturellement par la surface du sol.
- la méthode active où le système de mesure émet un signal vers la surface à étudier et enregistre simultanément la puissance émise P_e et la puissance du signal rétrodiffusé P_r .

Dans les domaines du visible et de l'infrarouge, la méthode passive est la plus utilisée (capteurs AVHRR du satellite NOAA, HRV du satellite SPOT, MSS du satellite Landsat, ...). Des possibilités de télédétection active existent également avec les lasers. Dans le domaine du visible, le soleil constitue la source de rayonnement naturelle. Le capteur passif enregistre alors l'énergie solaire réfléchi par l'objet observé. Par contre, dans le domaine de l'infrarouge thermique, la Terre constitue la source du rayonnement et le capteur enregistre l'énergie émise par la surface terrestre. Dans le moyen infrarouge, le soleil et la Terre sont les deux sources de rayonnement.

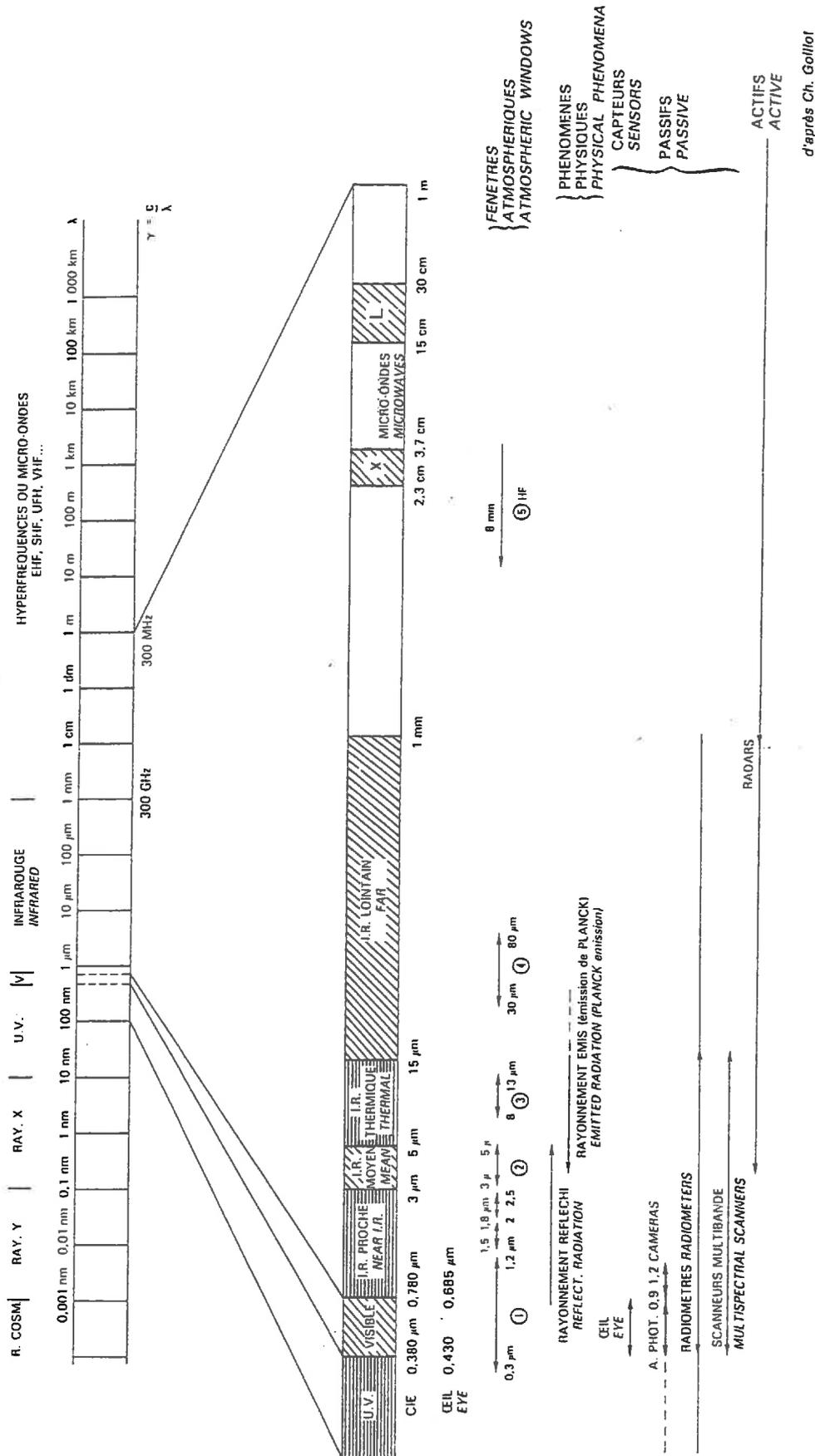


Tableau II-2: Le spectre électromagnétique (Guide de la télédétection spatiale, 1989)

En hyperfréquences, les deux méthodes peuvent être utilisées.

Dans le cas de la télédétection passive dans le domaine des micro-ondes de longueur d'ondes supérieures à 5 centimètres, les effets de l'atmosphère sur l'émission de la surface sont négligeables et la température de brillance T_b mesurée par le radiomètre s'exprime sous la forme suivante (Schmugge, 1990; Engman et Chauhan, 1995):

$$T_b = (1-r)T_{sol} = \varepsilon T_{sol}$$

où r et ε représentent respectivement la réflectivité et l'émissivité de la surface, T_{sol} la température du sol. L'émissivité peut alors être déduite de l'équation ci-dessus si la température du sol est estimée à l'aide d'une autre source d'information (Jackson et Schmugge, 1995). L'émissivité du sol ainsi obtenue varie en fonction du couvert végétal, de l'humidité, de la rugosité et de la texture du sol. La relation entre la température de brillance et l'humidité du sol est donc généralement déterminée empiriquement à l'aide de mesures au sol (Jackson et al., 1993). E.T. Engman (Engman et Gurney, 1991) cite de nombreux exemples d'estimation de l'humidité du sol par radiomètres en hyperfréquences aéroportés. La méthode passive présente l'avantage d'être moins sensible que la méthode active à la rugosité du sol et à la couverture végétale et permet donc d'estimer plus facilement l'état hydrique des sols pour des sols nus ou des couverts partiels. Toutefois, en présence d'un couvert végétal dense, des algorithmes de correction des effets dus à la végétation doivent être développés (Wigneron et al., 1995).

Dans le second cas, le système actif qu'est le radar émet un rayonnement électromagnétique dans le domaine des hyperfréquences et enregistre le signal rétrodiffusé dans la direction de propagation du rayonnement incident. Le principe de la mesure par radar est illustré par la figure II-1.

Ce signal, par ses caractéristiques propres (fréquence, polarisation, angle d'incidence), transporte des informations acquises au moment de l'interaction des signaux incidents avec la surface du sol. La réponse est exprimée sous la forme d'un coefficient de rétrodiffusion (ou section efficace de rétrodiffusion) σ^0 proportionnel au rapport entre la puissance rétrodiffusée P_r et la puissance émise P_e qui se déduit de l'équation radar:

$$P_r = \alpha P_e \frac{\lambda^2 G_e G_r A}{(4\pi)^3 R^4} \sigma^0$$

où α représente les pertes de l'électronique en dehors des antennes, G_e et G_r sont les gains d'antenne respectivement à l'émission et à la réception, λ la longueur d'onde, R la distance cible-radar et A l'aire de la cible. Compte tenu de sa forte dynamique, le coefficient de rétrodiffusion s'exprime généralement en décibels.

$$\sigma^0 \text{ (dB)} = 10 \log \left[\sigma^0 \left(\text{m}^2 / \text{m}^2 \right) \right]$$

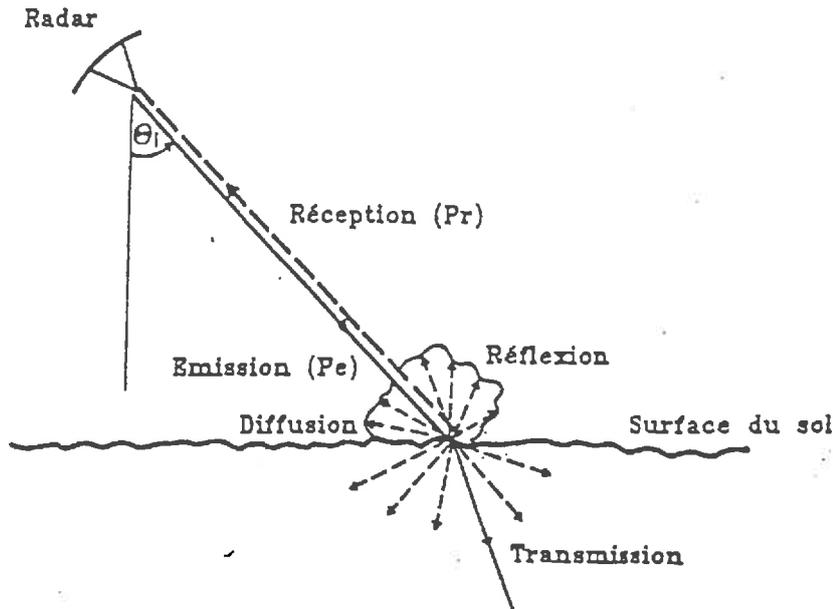


Figure II-1: Schéma de principe de la mesure radar (Witono, 1988)

Les domaines d'application de la télédétection spatiale dans le domaine de l'observation de la surface de la Terre sont très nombreux et nous n'en dresserons pas ici une liste exhaustive. Il faut toutefois noter que pour le domaine de l'optique et de l'infrarouge thermique, les premières mesures satellitaires ont commencé dans les années 1970. Des méthodologies opérationnelles d'observation de la surface terrestre sont désormais couramment mises en oeuvre. Nous citerons comme premier exemple le domaine de la météorologie avec des satellites d'observation géostationnaires comme METEOSAT ou les satellites NOAA à orbite polaire qui permettent d'observer le mouvement des masses nuageuses ou les variations de température à la surface de la Terre, et comme deuxième exemple le suivi de la végétation à l'échelle de la parcelle par les satellites SPOT ou LANDSAT avec des applications dans le domaine des statistiques agricoles.

Depuis plus d'une vingtaine d'années, des recherches se poursuivent sur les possibilités d'utiliser la télédétection en hyperfréquences pour l'observation de la Terre depuis l'espace. Dans ce domaine spectral, la gamme des fréquences inférieures à 15 GHz (longueur d'onde supérieure à 2 cm) est en effet quasiment insensible à la présence d'une couverture nuageuse, ce qui présente un énorme avantage par rapport au domaine optique et infrarouge thermique pour l'observation par exemple des zones équatoriales ou tempérées.

Des radiomètres enregistrant l'émission en hyperfréquences de la surface terrestre dans ce domaine de fréquences inférieures à 15 GHz ont été embarqués à bord des premières plates-formes spatiales. Pour ce type de capteur, la résolution spatiale se dégrade lorsque la distance cible-capteur augmente, ce qui amène à une impossibilité d'obtention d'une résolution spatiale décimétrique depuis l'espace

fréquence de 6,6 Ghz par le capteur SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer) du satellite NIMBUS est de l'ordre de 100 km (148 km x 95 km). Pour des fréquences plus faibles, la résolution spatiale serait encore moins performante. Ainsi, pour des longueurs d'ondes voisines de 20 ou 30 centimètres, domaine spectral où la réponse du radiomètre est fortement influencée par l'humidité du sol (Schmugge, 1978), la résolution spatiale serait de l'ordre de plusieurs centaines de kilomètres.

Toujours dans ce même domaine des hyperfréquences, la télédétection active a d'abord été étudiée sur des zones géographiquement restreintes, avec des diffusomètres montés sur grues ou aéroportés. Des difficultés liées à la maîtrise des liaisons émetteur/récepteur ont retardé l'acquisition de ce type de données depuis l'espace. La mission SEASAT de la NASA en 1978, destinée à l'observation des océans, n'a ainsi duré que quelques mois. Les américains ont poursuivi dans cette voie en embarquant par la suite des radars à synthèse d'ouverture (SAR: Synthetic Aperture Radar) à bord de navettes spatiales pour des missions de quelques semaines (missions SIR-A en 1981, SIR-B en 1984, SIR-C en 1994). L'agence spatiale européenne lance le satellite européen ERS-1 (Earth Remote Sensing 1) en juillet 1991, puis le satellite ERS-2 en avril 1995. Ces deux satellites, à vocation essentiellement océanique, sont équipés de plusieurs appareils de mesures dans le domaine des hyperfréquences, dont un radar à synthèse d'ouverture. Deux autres satellites fournissent actuellement des données de ce type: JERS-1 et RadarSat lancés respectivement par le Japon et le Canada en 1992 et 1995.

La génération récente des radars à ouverture synthétique embarqués à bord de satellites ou de navettes spatiales a ouvert un nouveau volet pour l'observation de la surface de notre planète grâce à une nette amélioration de la résolution spatiale par rapport à celle obtenue avec les radiomètres. La résolution spatiale du SAR d'ERS-1 est ainsi décimétrique. Même si des effets de chatoiement de l'image radar (§ III 4.3.2.1) oblige à dégrader cette résolution spatiale pour obtenir une résolution radiométrique convenable, la résolution spatiale finale reste de l'ordre de la centaine de mètres. Des surfaces très étendues spatialement peuvent donc être désormais facilement observables à différentes échelles. Pour des radars embarqués à bord de satellites, le suivi dans le temps des observations est assuré sur des périodes de plusieurs années avec la possibilité de répétitivité très resserrée des mesures.

Bien que récente, la technique d'observation de la Terre dans le domaine des hyperfréquences actives depuis l'espace a déjà abouti à des applications opérationnelles dans le domaine océanographique (vitesse et direction du vent à la surface de la mer, suivi des courants marins, du niveau des océans et de la dérive des glaces). Dans le domaine de l'observation des terres émergées, les recherches se situent à un stade moins avancé. Les interactions entre les ondes et le volume que représente le système sol-végétation sont difficiles à modéliser de part la complexité des phénomènes physiques mis en jeu, mais aussi à cause de la variabilité spatiale de l'occupation du sol. Toutefois de nombreux travaux sont menés dans le but de suivre l'humidité des sols ou la densité de la couverture végétale à partir des données SAR actuellement disponibles.

Un des buts de notre étude étant justement d'estimer la capacité du SAR d'ERS-1 à estimer l'état hydrique des sols, la partie suivante est axée sur la relation existant entre la réponse radar d'une surface agricole et l'humidité du sol.

II.2.2 Etat hydrique des sols et télédétection active en hyperfréquences

II.2.2.1 Profondeur de la mesure radar:

La profondeur de la mesure radar dépend de la longueur d'onde et de l'humidité volumique du sol. La profondeur de pénétration de l'onde radar dans le sol diminue avec l'augmentation de l'humidité du sol et de la fréquence du signal (figure II-2). Cela rend délicate l'évaluation a priori du volume de sol prospecté et pose des problèmes lors de la mise au point des protocoles de mesures in situ.

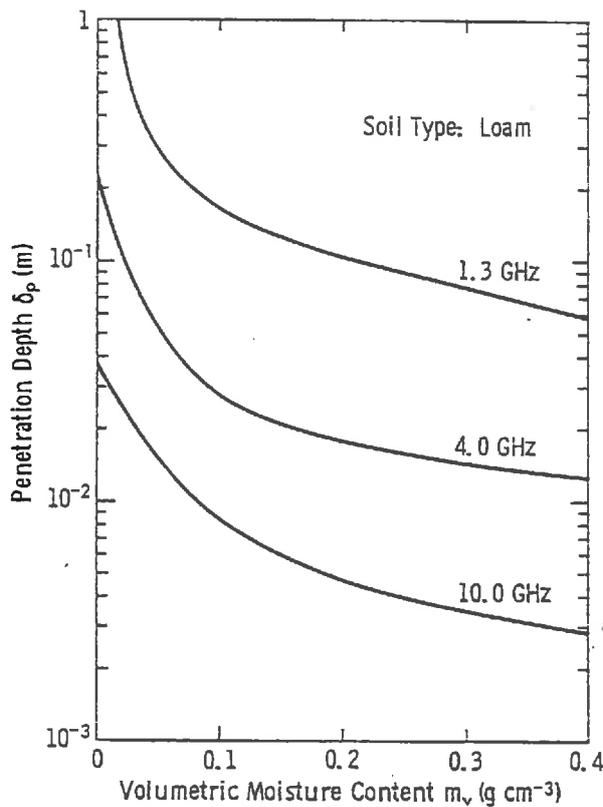


Figure II-2: Profondeur de pénétration d'une onde radar dans un sol en fonction de l'humidité volumique pour trois fréquences (Ulaby et al., 1982)

II.2.2.2 Influence de la teneur en eau du sol sur la réponse radar

Le principe de la mesure de l'état hydrique des sols par télédétection en hyperfréquence est fondé sur le contraste qui existe entre les propriétés diélectriques de l'eau et d'un sol sec. La relation entre la constante diélectrique d'un sol et son état hydrique est illustré pour différentes fréquences par la figure II-3.

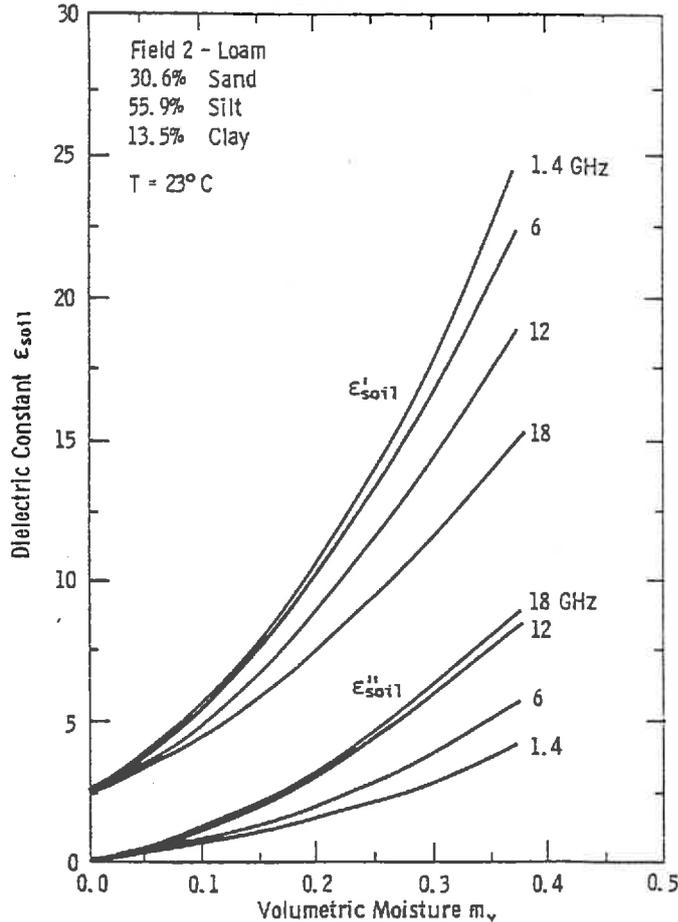


Figure II-3: Relation constante diélectrique/humidité volumique pour 4 fréquences (Ulaby et al., 1986)

Cette relation évolue suivant la structure et la texture des sols. En effet, la forte constante diélectrique de l'eau liquide est due aux propriétés dipolaires de la molécule d'eau. Si l'eau dans le sol est liée aux particules solides, les molécules ne peuvent pas s'orienter suivant le champ électromagnétique. La constante diélectrique du sol est alors plus faible que si l'eau était libre. Ce phénomène est bien illustré par la figure II-4.

Les propriétés diélectriques du sol influencent fortement les phénomènes d'interaction entre l'onde radar et la surface du sol. Ainsi, en conditions hydriques humides, le signal incident pénètre peu dans le sol et le signal rétrodiffusé est élevé. Par contre, un sol sec transmet le signal radar et la rétrodiffusion est alors plus faible. Par contre, comme la mesure radar repose, à l'instar des méthodes capacitatives et TDR, sur une mesure de la permittivité diélectrique du sol, la chute de cette grandeur lorsque l'eau du sol passe de l'état liquide à l'état de glace se traduit par une baisse simultanée du signal rétrodiffusé par la surface.

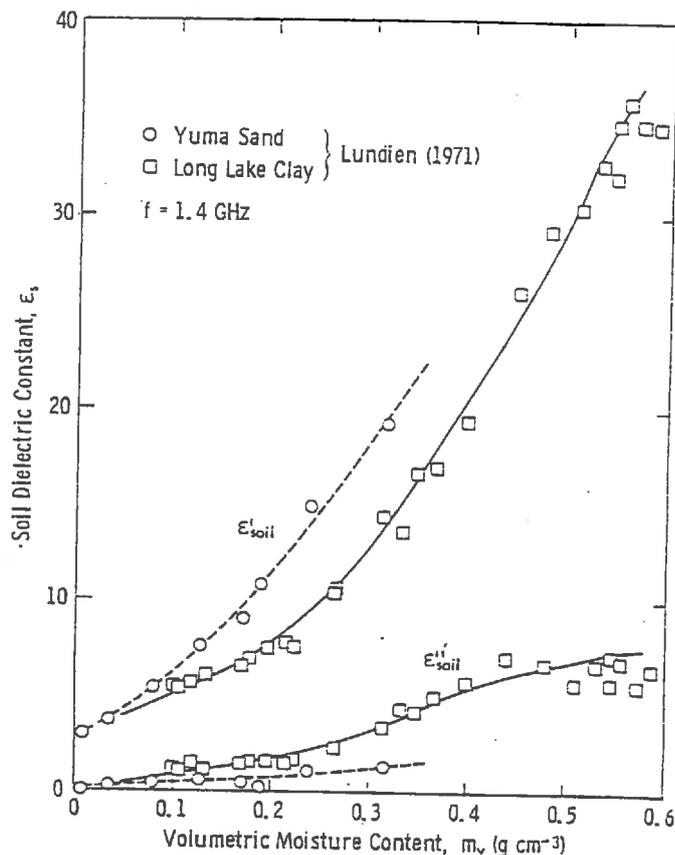


Figure II-4: Relation constante diélectrique/humidité volumique pour deux sols différents (Ulaby et al., 1982)

II.2.2.3 Influence combinée de la fréquence, de l'angle d'incidence et de la rugosité

L'influence de la rugosité du sol sur le signal radar dépend de l'angle d'incidence. En effet, l'effet spéculaire est dominant pour une surface très lisse, ce qui implique un retour d'onde vers l'émetteur que si l'angle d'incidence est proche de 0° (figure II-5a). Par contre, lorsque la surface est fortement rugueuse, c'est le phénomène de diffusion qui domine et le signal rétrodiffusé est moins lié à la valeur de l'angle d'incidence. Ce phénomène est illustré par la Figure II-5b.

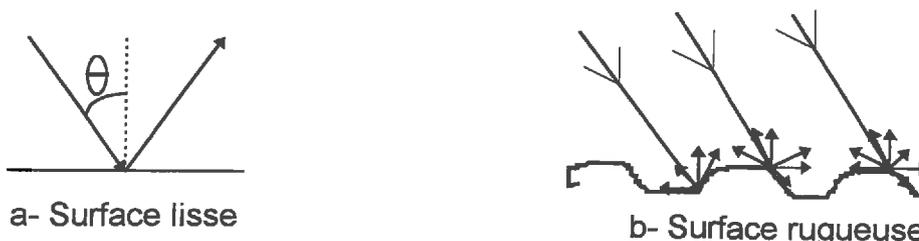


Figure II-5: Influence de la rugosité d'une surface sur la rétrodiffusion

La figure II-6 illustre le comportement angulaire de la mesure radar pour différents états de surface et différentes humidités du sol.

Pour les surfaces lisses, la réponse radar décroît rapidement lorsque l'angle d'incidence augmente, traduisant ainsi la prédominance de l'effet spéculaire, alors que pour des surfaces fortement rugueuses, la réponse radar reste quasiment constante (effet de diffusion).

Si l'allure des courbes reste la même pour les trois fréquences étudiées ici, on constate rapidement que l'amplitude des variations du signal rétrodiffusé en fonction de l'angle d'incidence augmente lorsque la fréquence diminue. En effet; la notion de rugosité est relative. La surface dont l'écart-type des variations de la hauteur S est égale à 1,1 cm apparaît comme lisse pour la fréquence de 1,1 Ghz, puisque la longueur d'onde correspondante est de 27,3 centimètres. Par contre, elle apparaît rugueuse pour la fréquence de 4,25 Ghz puisque la longueur d'onde est descendue à 7 centimètres.

Les résultats expérimentaux obtenus par l'équipe de Ulaby, confirmés par ceux obtenus par d'autres équipes (Bernard et al., 1981; Bruckler et Witono, 1989) montrent que l'effet de la rugosité est minimisé en bande C pour des angles d'incidence faibles entre 10 et 15° et une polarisation HH. C'est donc cette configuration qui est considérée comme optimale pour le suivi de l'humidité d'un sol nu. Cependant la partie suivante, qui traite des effets de la végétation, montre qu'en bande C, le couvert végétal est un obstacle à l'observation de la surface de sol sous-jacente.

II.2.2.4 Influence de la végétation

Dans les domaines spectraux visibles et infrarouge, l'information enregistrée par les capteurs est sensible à la résonance des molécules de la couche de surface du sol ou de la végétation, alors que la réponse dans le domaine des hyperfréquences varie en fonction des propriétés géométriques et diélectriques de la surface ou du volume observé (Ulaby, 1981). La pénétration des ondes dans le couvert augmente lorsque la fréquence diminue. T. Le Toan (1982) montre ainsi que la réponse radar d'un champ de blé pour un angle incident de 20° est principalement celle du sol sous-jacent pour les basses fréquences (1,5 GHz et 3 GHz). En bande C (5 GHz), la réponse du sol est prédominante, mais atténuée par la végétation. En bande X, la réponse radar est principalement celle de la végétation.

C'est donc ce dernier domaine spectral qui est communément utilisé pour étudier les couverts végétaux. Toutefois, dans son travail de thèse en 1987, M. Autret a travaillé sur la recherche, dans cette bande de fréquences et pour des angles d'incidence élevés, d'une configuration permettant d'étudier l'humidité du sol. Elle a démontré que cela était possible pour une fréquence de 9 GHz à condition d'avoir un angle d'incidence très grand (supérieur à 35°) et de combiner sous la forme d'un quotient les signaux rétrodiffusés sous deux polarisations différentes (HH et VV). Les effets dus à la rugosité ou à la végétation sont alors minimisés.

Ces conclusions ont été confirmées par les données acquises à 9,35 GHz au cours de la campagne Agriscatt'88. Une bonne corrélation a ainsi été obtenue pour des couverts de blé et de maïs entre l'humidité des premiers centimètres du sol et le rapport des signaux rétrodiffusés en polarisation HH et VV pour des angles d'incidence respectivement égaux à 20° et 40° (Benallegue, 1994).

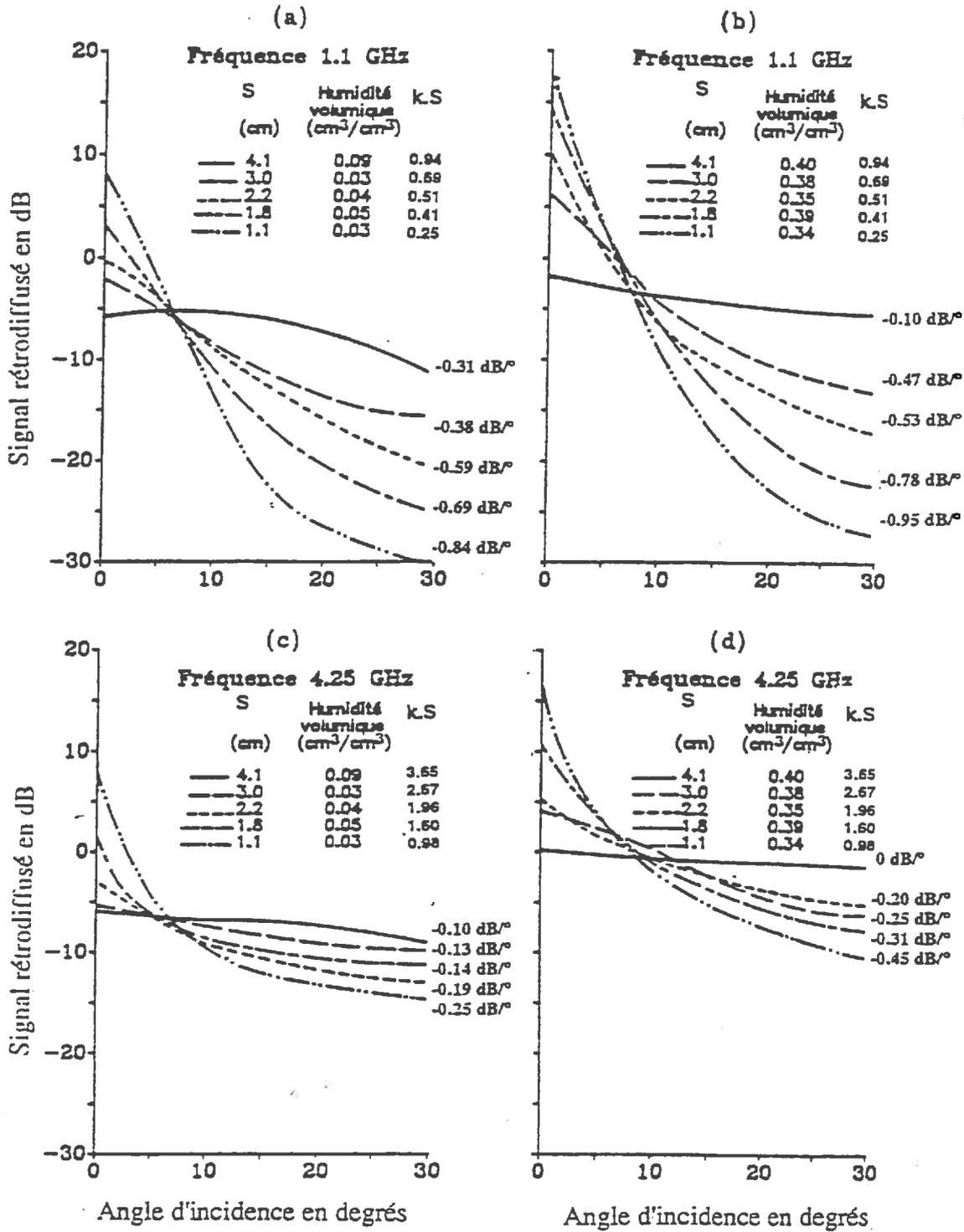


Figure II-6: Mesures radar en fonction de l'angle d'incidence pour différentes conditions de rugosité et d'état hydrique (Ulaby et al., 1978). S représente l'écart-type des hauteurs du sol et k le nombre d'onde ($k=2\pi/\lambda$)

II.2.2.5 Modélisation de la réponse radar d'une surface agricole

II.2.2.5.1 Approches semi-empiriques:

Pour des sols nus, les résultats des différentes expériences montrent que le signal radar σ°_s exprimé en dB est corrélé linéairement avec l'humidité volumique du sol:

$$\sigma^{\circ}_s = A + CH_v \quad \text{Equation II-1}$$

Les coefficients A et C dépendent de la configuration du système (fréquence, polarisation et angle d'incidence de l'onde) et de la rugosité du sol.

Une synthèse de quelques relations obtenues sur sol nu entre la réponse radar et l'humidité du sol pour des configurations proches de celle du SAR d'ERS-1 montre une constance des résultats obtenus.

Pour les couverts végétaux, les modèles en nuages de gouttes d'eau (Attema et al., 1978) sont communément utilisés. Dans cette approche, la réponse radar σ°_{cv} du couvert végétal est considérée comme égale à la somme incohérente de la contribution de la végétation σ°_v et de celle du sol σ°_s atténuée par le couvert végétal.

$$\text{Couvert végétal:} \quad \sigma^{\circ}_{cv} = \sigma^{\circ}_v + \tau^2 \sigma^{\circ}_s$$

$$\text{Végétation:} \quad \sigma^{\circ}_v = b \cos(\theta) (1 - \tau^2)$$

$$\tau^2 = e^{\frac{-2bM_v}{\cos(\theta)}}$$

Les réponses radar sont exprimées en unité de puissance. θ est l'angle d'incidence de l'onde radar, M_v la teneur en eau des végétaux exprimée généralement en kg d'eau par mètre carré de surface et b une constante adimensionnelle qui dépend de la configuration du radar. Les résultats d'expériences menées sur des couverts de blé en bande C (Jackson et al., 1991; Prévot et al., 1993a; Taconet et al., 1994) ont mis en évidence que le terme σ°_v est négligeable, ce qui permet dans ce cas d'exprimer la réponse du couvert en dB sous la forme:

$$\sigma^{\circ}_{cv} \text{ (dB)} = BM_v + \sigma^{\circ}_s \quad \text{Equation II-2}$$

$$\text{avec } B = \frac{-20b}{\ln(10) \cos(\theta)}$$

En combinant les équations 1 et 2, nous constatons que la réponse radar du couvert de blé exprimée en dB est linéairement liée à la teneur en eau des végétaux et à l'humidité volumique du sol.

Le nombre de paramètres à contrôler in situ pour mettre en oeuvre ce type de modélisation semi-empirique est limité (rugosité et humidité du sol, hauteur et teneur en eau de la végétation). Les approches semi-empiriques aboutissent donc à des modélisations simples et efficaces de la relation existant entre la réponse radar et certaines caractéristiques de la surface observée. Mais les paramétrisations de ces modèles sont liées aux jeux de données expérimentaux sur lesquels elles ont été

ajustées. Cet inconvénient, ajouté à l'absence de base théorique, rend ces approches délicates à généraliser.

C'est pour cette raison que de nombreuses équipes de recherches ont mené, d'ailleurs souvent en parallèle avec des approches semi-empiriques, des modélisations plus physiques des phénomènes d'interactions électromagnétiques apparaissant à la surface d'un sol agricole.

II.2.2.5.2 Approches théoriques:

En appliquant la théorie de la diffraction des surfaces à un sol nu, on obtient, suivant les hypothèses simplificatrices faites, différents modèles applicables dans un champ restreint de fréquences et de rugosité. Les modèles « standard » sont les modèles de Kirchhoff (optique physique et géométrique) valables dans le domaine des hautes fréquences et le modèle basé sur le formalisme des petites perturbations pour les basses fréquences (Ulaby et al., 1982).

Dans le cas des surfaces agricoles, la rugosité est caractérisée par deux échelles spatiales: la rugosité centimétrique induite par les mottes, et celle, décimétrique, induite par les structures de rang. La séparation entre la rugosité qualifiée de « petite échelle » et celle de « grande échelle » étant mince, l'approche consistant à considérer la réponse radar comme la somme incohérente des effets induits par ces deux types de rugosité (Ulaby et al., 1982) s'est rapidement avérée inadaptée pour la majorité des surfaces agricoles.

Le modèle IEM, plus récent (Fung et al., 1992) et plus complexe, est caractérisé par un domaine d'application plus large que celui des modèles cités ci-dessus et prend en compte le caractère anisotrope et complexe de la rugosité des surfaces agricoles. Il connaît actuellement un succès important dans la communauté des chercheurs travaillant sur la théorie de la diffraction des surfaces agricoles (Rakotoarivony, 1996)

Dans le cas des couverts végétaux, la modélisation théorique choisie pour le sol nu doit être couplée avec un module « végétation ». La végétation, d'abord représentée de manière continue (description statistique des propriétés du milieu), est maintenant modélisée de manière discrète par répartition dans l'espace de diffuseurs dont les caractéristiques dépendent des propriétés géométriques et diélectriques des feuilles du couvert (Nghiem et al., 1993, Yueh et al., 1992, Saatchi et al., 1994).

En final, les modèles obtenus sont complexes. La multiplicité des paramètres et des variables d'entrée, souvent très délicats à mesurer in situ, rend impossible l'application de ce type de modèles à des surfaces dont on ne contrôle que sommairement les caractéristiques en terme de rugosité du sol et de végétation.

II.2.3 Etat hydrique des sols et données optiques

L'étude du rayonnement solaire réfléchi par une surface ne suffit pas à estimer l'état hydrique des sols. En effet, l'augmentation de l'albédo qui accompagne l'assèchement d'un sol est bruitée par d'autres paramètres comme la couleur, la texture, la rugosité, la teneur en matière organique du sol ou le couvert végétal.

Par contre, la combinaison linéaire des informations fournies dans le visible, le proche infrarouge et le thermique par les capteurs du satellite LANDSAT permet de définir un indice hydrique du sol (Kauth et al., 1976). Par cette technique, une cartographie des zones hydromorphes a pu être élaborée sur le bassin versant de Naizin en Bretagne (Hubert-Moy, 1996).

Les autres méthodes exploitent le lien qui existe entre la température de surface et l'état hydrique du sol, sachant que cette température de surface T_s peut être estimée depuis l'espace par des capteurs enregistrant le flux d'énergie radiative émis dans l'infrarouge thermique par la surface terrestre.

Dès 1975, Idso a mis en évidence la relation linéaire qui existe entre l'humidité volumique des 2 ou 4 premiers centimètres d'un sol nu et l'amplitude des variations diurne de la température de surface. Cette propriété ouvre des perspectives en télédétection à condition de pouvoir disposer pour une même date d'une mesure de nuit et d'une mesure un peu après 12h TU pour accéder respectivement aux valeurs minimales et maximales de la température de la surface. Schmugge et al. (1978) a pu cartographier l'état hydrique des sols à l'aide de cette technique à partir de données acquises par un capteur aéroporté.

Nous verrons que la couverture nuageuse est un élément très limitant pour les acquisitions depuis l'espace de données de télédétection dans le domaine de l'infrarouge, rendant très peu probable la possibilité d'acquérir ces deux données pour les régions du globe fréquemment parcourues par des perturbations atmosphériques. De plus, Van de Griend a montré en 1985 que cette méthode devient inapplicable pour des surfaces couvertes de végétation.

Pour ces deux raisons, les recherches ont eu tendance à évoluer de cette méthode fondée sur l'inertie thermique du sol vers des estimations de l'humidité des sols à partir de la mesure de la valeur maximale de la température de surface obtenue vers le milieu de la journée.

Ces méthodes exploitent le lien qui existe entre la température de la surface et l'évaporation. La température de surface est en effet une variable fondamentale résultant des phénomènes d'échanges d'énergie et de masse qui apparaissent à l'interface sol-végétation-atmosphère comme le démontre la résolution synthétique du bilan énergétique présentée ci-dessous (Séguin, 1987).

Le rayonnement net R_n se répartit entre un flux de chaleur dans le sol par conduction G , un flux de chaleur convectif dans l'air H et un flux de chaleur latente (évaporation) LE :

$$R_n = G + H + LE \quad \text{Equation II-3}$$

Ce rayonnement net se déduit du rayonnement solaire global R_g en tenant compte des différentes formes d'échanges radiatifs:

$$R_n = (1 - a)R_g + R_a - \varepsilon\sigma T_s^4$$

où a est l'albédo de la surface, R_a le rayonnement atmosphérique de grande longueur d'onde, ε l'émissivité de la surface, σ la constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \cdot 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{ }^\circ\text{K}^4$) et T_s la température de la surface en degrés Kelvin.

Le flux de chaleur dans le sol est généralement faible devant les deux autres flux d'énergie, il est donc souvent négligé. Le flux H s'exprime en fonction de la température de la surface T_s et la température de l'air T_a de la manière suivante:

$$H = \rho C_p h (T_s - T_a) \quad \text{Equation II-4}$$

où C_p et ρ sont respectivement la chaleur spécifique et la densité de l'air, h le coefficient d'échange convectif fonction de la vitesse du vent, de la stabilité thermique de l'atmosphère et de la rugosité de la surface.

On aboutit donc finalement à la relation suivante:

$$R_n - G = \rho C_p h (T_s - T_a) - LE \quad \text{Equation II-5}$$

Le lien avec l'humidité du sol se fait alors par le biais de l'évaporation dont le flux dépend du forçage atmosphérique, de la nature de la surface (stade phénologique des plantes, nature du sol) et des conditions hydriques du sol.

L'estimation du flux d'évaporation à partir de la température de surface du sol peut alors s'effectuer selon quatre types de méthodes (Eymard et Taconet, 1996):

- Des études statistiques permettent de relier les propriétés de la surface aux radiances mesurées dans le domaine optique et infrarouge thermique par satellite. Ainsi, Newman et Running (1989) ont suivi le bilan hydrologique d'une forêt à partir de la température de surface et de l'indice de végétation déterminés par satellite. Ces méthodes sont liées au site sur lequel elles ont été développées et sont difficilement généralisables.

Les trois autres méthodes estiment le flux d'évaporation à partir de la température de surface en résolvant l'équation du bilan énergétique selon un degré de complexité croissant.

- La première méthode exploite le fait que l'essentiel de l'information sur les échanges énergétiques est contenu dans la mesure de la température de surface T_s qui est faite au milieu de la journée, ce qui permet de retenir une expression empirique de l'évaporation journalière E_j en fonction du rayonnement net journalier R_{nj} et de la différence $(T_s - T_a)$ où T_a est une mesure de l'air synchrone avec la mesure de température (Jackson et al., 1977, Itier et Riou, 1982, Séguin et Itier, 1983).

$$E_j - R_j = A - B(T_s - T_a) \quad \text{Equation II-6}$$

Les nombreuses recherches qui ont été menées sur l'estimation de l'évaporation par cette méthode ont mis en évidence la sensibilité des coefficients A et B aux caractéristiques de la surface et à la stabilité thermique de l'atmosphère. Cette méthode fournit une estimation correcte des flux d'évaporation lorsque l'on effectue des cumuls des flux sur des durées suffisamment longues ou à l'échelle régionale pour que les écarts de 1 à 2 mm qui apparaissent localement pour des couverts végétaux entre l'évaporation journalière estimée et celle observée se compensent. Cette méthode est donc très utile par sa simplicité pour estimer les flux d'évaporation à grande échelle dans un but climatique par exemple.

En couplant cette estimation du flux d'évaporation avec une modélisation des transferts hydriques dans le sol, on peut estimer l'humidité du sol (Bernard et al., 1986). En effet, l'évaporation réelle n'est estimée par cette technique que ponctuellement dans le temps aux dates d'acquisition de données satellitales par temps clair. L'interpolation entre ces données ponctuelles est alors réalisée à l'aide

de modèles de bilan énergétique et hydrique selon des méthodes classées dans la dernière catégorie décrite par la suite (Vidal, 1987; Lagouarde, 1991).

- La seconde catégorie de méthodes d'estimation de l'évaporation à partir de la température de surface repose sur le calcul du flux de chaleur sensible (équation II-4), exprimé en fonction de la différence ($T_s - T_a$) et d'un terme de résistance qui dépend de la vitesse du vent et de la structure de la végétation. Le flux d'évaporation est alors déduit de l'équation du bilan énergétique (équation II-3), le flux G pouvant soit être négligé, soit être relié linéairement au rayonnement net (Kustas et Daughtry, 1990). Comme pour les méthodes de la catégorie précédente, le suivi de l'état hydrique n'est possible que si l'absence de couverture nuageuse permet la mesure de la température de surface tous les jours. Pour la plupart des régions du globe, cela n'est pas réalisable.

- La dernière possibilité pour estimer l'état hydrique du sol à partir de la température de surface mesurée autour de son maximum journalier est de résoudre le bilan énergétique à l'interface sol-végétation-atmosphère à l'aide de modèles biophysiques communément dénommés SVAT (Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer models) qui décrivent de manière détaillée et physique les phénomènes de transferts hydriques et énergétiques. Ces modèles décrivent les fluctuations journalières des différentes composantes du bilan énergétique. Ils comprennent une paramétrisation relative au sol, une paramétrisation de la couverture végétale et une couche limite atmosphérique dans le cas des modèles météorologiques. Le fonctionnement des modèles SVAT nécessite de disposer du forçage atmosphérique (rayonnement global, température et humidité de l'air, vitesse du vent) en principe mesuré par les réseaux d'appareils au sol. Une bonne connaissance des caractéristiques de la surface (nature du sol et du couvert végétal) est aussi indispensable.

Nous avons vu que la température de surface traduit les échanges énergétiques qui apparaissent à l'interface sol-végétation-atmosphère. Connaissant la température d'une surface homogène, la résolution du bilan d'énergie par un modèle SVAT permet d'estimer la réserve hydrique de la couche de sol qui alimente l'évaporation, c'est à dire la zone racinaire en présence de végétation et les premiers centimètres de la surface du sol dans le cas des sols nus.

Cette méthode d'estimation de l'état hydrique des sols à partir de modèles SVAT et d'une mesure de la température de surface obtenue par télédétection a déjà été utilisée par différentes équipes de recherche. Le modèle PSUBAMS (Penn State Biosphere Atmosphere Model Scheme) (Carlson et Boland, 1979; Carlson et al., 1981; Lynn et Carlson, 1990) a ainsi été utilisé par Capehart (1996) pour obtenir la disponibilité en eau du sol par la technique dite de « convolution » (Gillies et Carlson, 1995). Cette méthode consiste, à partir de simulations de la température de surface obtenues sous différentes conditions hydriques et pour différents taux de couverture végétale, à définir, dans un plan défini selon un axe par la température de surface et selon l'autre axe par l'indice de végétation (NDVI), les droites d'isovaleur de la disponibilité en eau du sol. A partir des abaques ainsi obtenues, il est possible, connaissant la température et l'indice de végétation, d'estimer l'état hydrique du sol. Vidal A. (1987) a suivi la réserve hydrique de la région de la Crau sèche à partir de la température estimée par le capteur AVHRR du satellite NOAA par inversion du modèle agrométéorologique EARTH (Choisnel, 1984). Ottlé et Vidal-Madjar (1994) ont estimé l'état hydrique du sol à partir de la base de données acquise au cours de l'expérience HAPEX-MOBILHY à l'aide du modèle SVAT développé au Centre d'études des Environnements Terrestres et Planétaires

(BenMehrez et al., 1992a et 1992b). L'état hydrique est inversé sur des mailles de cinq kilomètres sur cinq en utilisant des paramètres descriptifs de la végétation et du sol moyens en fonction des caractéristiques de la surface de chaque maille.

II.3 Conclusions:

La télédétection est le seul outil permettant d'estimer de l'état hydrique des sols sur des zones géographiquement étendues. A cause de la forte variabilité spatiale de l'humidité du sol, les mesures in situ montrent alors leur limite par leur caractère ponctuel. Il apparaît à la suite de la revue bibliographique que nous venons de développer, que l'état hydrique peut être estimé par télédétection dans le domaine des hyperfréquences et dans l'infrarouge thermique.

Dans le premier cas, la réponse de la surface est directement liée à la valeur de la constante diélectrique de cette surface, donc à son humidité volumique, mais est aussi dictée par la rugosité du sol et par la présence d'un couvert végétal. L'ensemble des expériences menées dans le domaine des hyperfréquences actives ont permis de définir une configuration radar pour laquelle les effets de ces deux derniers paramètres sont minimisés et qui est donc considérée comme optimale pour suivre l'évolution de l'état hydrique des sols. Le radar à synthèse d'ouverture du satellite ERS-1 possède une configuration proche de cette configuration optimale, ce qui nous amène à étudier sa capacité à suivre l'humidité volumique des surfaces agricoles. Dans le second cas, la télédétection dans l'infrarouge thermique permet d'estimer la température de surface du sol. Cette température est liée à l'état hydrique du sol par l'intermédiaire de l'évaporation. L'estimation de l'humidité du sol n'est donc possible que par une résolution plus ou moins explicite des échanges énergétiques qui apparaissent à l'interface sol-végétation-atmosphère et ne sera réalisable que lorsque l'état hydrique du sol est un paramètre limitant de l'évaporation.

A priori, l'estimation de l'état hydrique des sols par hyperfréquences est très attrayante par rapport à celle basée sur l'infrarouge thermique, premièrement grâce à une acquisition de données indépendante de la présence d'un couvert nuageux, deuxièmement par la liaison directe attendue avec l'humidité du sol. Toutefois, nous devons noter que la réponse de la surface sera aussi sensible à d'autres caractéristiques de la surface dont les effets, difficiles à corriger, peuvent perturber la sensibilité aux variations d'humidité du sol. De plus, la configuration optimale retenue ne permet la prospection que des premiers centimètres de sol. Il en est de même avec la télédétection dans l'infrarouge thermique lorsque la surface est composée de sols nus. Par contre, en présence d'un couvert fortement développé, l'estimation de l'état hydrique du sol est réalisable sur l'ensemble de la couche racinaire.

III. ACQUISITION ET TRAITEMENT DES DONNEES

Le bassin expérimental versant du Coët Dan à Naizin (12 km²), communément appelé bassin versant de Naizin, situé au nord-est du département du Morbihan est suivi hydrologiquement par le CEMAGREF de Rennes depuis 1971. Grâce aux recherches qui y sont menées par le CEMAGREF et l'INRA, une base de connaissances très importante (données hydrométriques, occupation du sol, pédologie...) a été acquise sur ce petit bassin versant agricole (annexe 1). Situé de plus dans une zone géographique observée par le satellite ERS-1 lors de ses passages répétitifs à trois jours, ce bassin a été retenu comme site test dans le cadre de notre travail. La base de données relative à ce bassin versant a donc été complétée à partir de 1992 par des mesures in situ de l'état hydrique du sol pour étudier la possibilité du suivi, depuis l'espace, de cette variable par radar (SAR d'ERS-1) et par thermographie infrarouge (AVHRR/NOAA). Ce second outil de télédétection ne permet d'accéder à l'humidité du sol que par l'intermédiaire de la résolution du bilan énergétique et massique qui nécessite la connaissance du forçage atmosphérique à un pas de temps fin sur la journée (au maximum trihoraire), disponible auprès des stations de mesures de météo-France.

L'état hydrique du sol est aussi suivi en tant que variable interne d'un modèle pluie/débit fonctionnant à l'échelle du bassin versant. Le modèle hydrologique fournit une évolution temporelle d'un indicateur de l'état hydrique moyen du bassin versant qui pourra être comparé avec celui estimé ponctuellement dans le temps, pour cette même unité spatiale, par télédétection. Le fonctionnement de ce modèle nécessite de disposer d'un suivi des pluies et de l'évapotranspiration potentielle pour assurer la simulation des débits et de l'humidité du sol. Les débits à l'exutoire du bassin versant doivent être contrôlés pour juger des performances du modèle.

La méthodologie, mise au point sur le bassin versant de Naizin, doit ensuite être généralisée à l'échelle régionale à une quarantaine d'autres bassins versants bretons bénéficiant d'une couverture identique par le satellite ERS-1. Toute une base de données relative aux acquisitions par les satellites ERS-1 et NOAA et au suivi pluviométrique, débitométrique et climatique de ces bassins versants a donc été constituée et est décrite dans cette partie.

III.1. Données Pluie/Débit

III.1.1. Bassin versant de Naizin

Dans le cadre du projet pilote de l'Agence Spatiale Européenne, l'utilisation d'un modèle hydrologique global fonctionnant au pas de temps journalier a nécessité l'archivage entre 1988 et 1994, à ce même pas de temps, des pluies du poste de Penvern et des débits mesurés à l'exutoire du bassin versant. Lorsque le poste de Penvern ne fonctionne pas, nous utilisons les enregistrements du poste de Kerlann (figure III-1) en multipliant les pluies par 1,3. Ce facteur multiplicatif est issu

d'analyses statistiques des chroniques de mesures de ces deux postes (communication personnelle de C. Cann du CEMAGREF de Rennes, 1993).

III.1.2. Données régionales

Pour valider la méthodologie à l'échelle régionale, une quarantaine d'autres bassins versants a été sélectionnée (figure III-2). Le choix des bassins versants a été dicté de manière à disposer de mesures de débits non influencés par des ouvrages de type barrage ou canal, situés en amont ou en aval des stations de jaugeages. Cela explique la disposition des bassins versants retenus en deux groupes séparés par une ligne transversale est-ouest pour éviter l'influence du canal de Nantes à Brest. Un tableau descriptif de ces bassins versants est consultable en annexe 1.

Les débits à l'exutoire de chacun des bassins versants, à l'exception du bassin versant n°25 dont la station de jaugeage a été fermée en 1992, et les données pluviométriques ont été archivés entre 1988 et 1994 au pas de temps journalier. Les stations de jaugeages sont gérées par la DIREN (Direction Régionale de l'ENvironnement) de Bretagne. Les stations pluviométriques sont suivies par Météo-France.

Ces deux types d'informations sont disponibles sur des banques de données informatisées (HYDRO pour les débits et PLUVIO pour les pluies) auxquelles la division hydrologie du CEMAGREF d'Antony a accès. Météo-France met maintenant à la disposition des utilisateurs de la base de données PLUVIO un logiciel (Météo Clim) très convivial qui permet de répertorier rapidement les stations situées dans une zone définie et d'extraire les données pluviométriques au pas de temps voulu. Nous avons pu utiliser cet outil pour les dernières mises à jour de notre base de données, les données plus anciennes ayant été fournies par la délégation régionale de Météo-France à Rennes.

III.2. Données climatiques

III.2.1. Evapotranspiration potentielle

Météo-France fournit des données d'évaporation potentielle décennales datées (cumuls des flux sur dix jours), calculées à partir des mesures micrométéorologiques selon la formulation de Penman (Brochet et Gerbier, 1968; Choissnel et al., 1992). Ce type de données a été obtenu sur la période 1985-1994, pour cinq stations: Rennes, Lorient, Rostrenen, Saint-Brieuc, Dinard (figure III-2).

III.2.2. Données micrométéorologiques

Aux dates d'acquisition des images NOAA (tableau III-4), des données trihoraires relatives au forçage climatique (vitesse du vent à 10 mètres, température et humidité de l'air à 2 mètres, rayonnement solaire) ont été obtenues auprès de Météo France pour les stations climatiques présentées sur la figure III-3. La complexité et le coût

des mesures climatiques expliquent la différence de densité entre les réseaux climatique et pluviométrique. De plus, comme le montre le tableau III-1, le rayonnement n'est fourni au pas de temps voulu que par la station de Rennes et l'humidité de l'air n'est mesurée que par un nombre restreint de stations.

Station	Rayonnement	Température de l'air à 2 m	Humidité de l'air à 2 m	Vitesse du vent à 10 m
Rennes	x	x	x	x
Ploërmel		x	x *	x
Bignan		x		x
Inzinzac-Lochrist		x	x	
Plouray		x	x **	x
Trémeur		x		x
Quintenic		x		x
Plouguenast		x		x
Tremuson		x	x	x
Louargat		x		x
Rostrenen		x		x
Landivisiau		x	x	x
Quimperlé		x		x

* lacunes du 14/08/92 au 08/03/93

** depuis mars 1993

Tableau III-1: Disponibilité des données climatiques

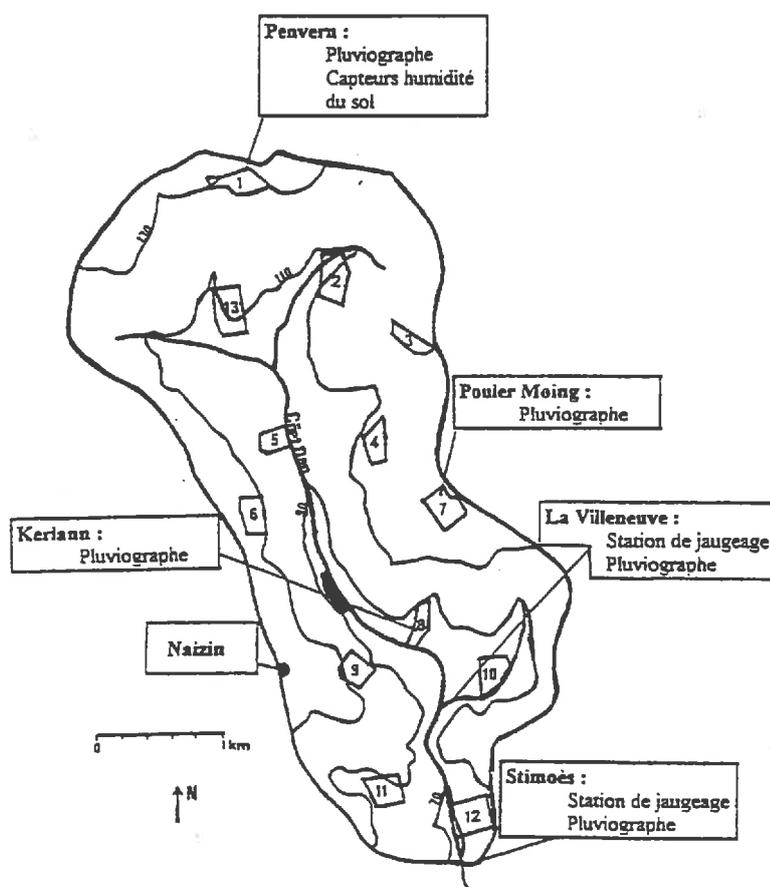


Figure III-1: Bassin versant de Naizin - Localisation des sites de mesure

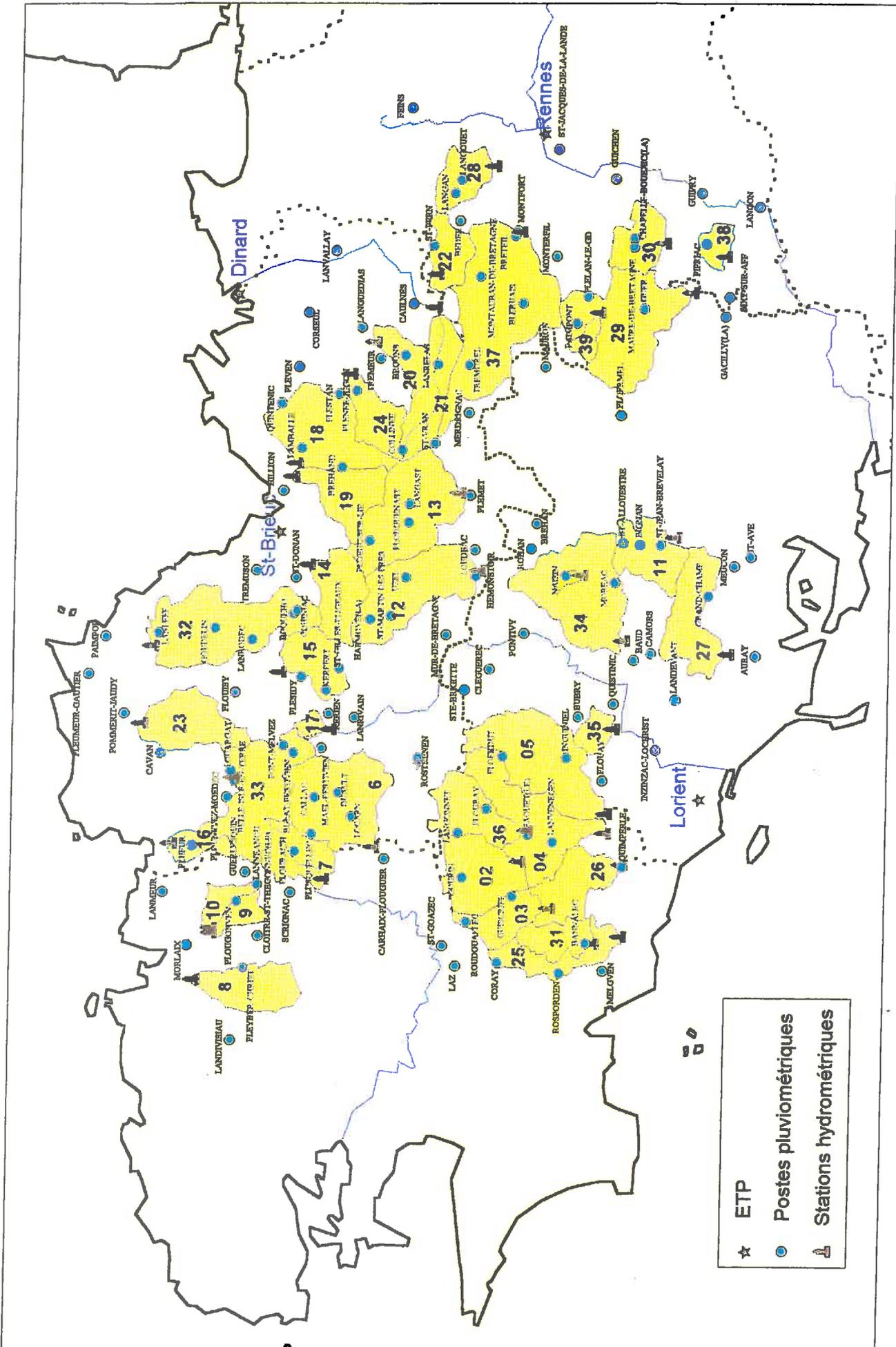


Figure III-2: localisation des bassins versants, des postes pluviométriques, des stations de jaugeage et des points de mesure de l'ETP (échelle: 1cm=10km)

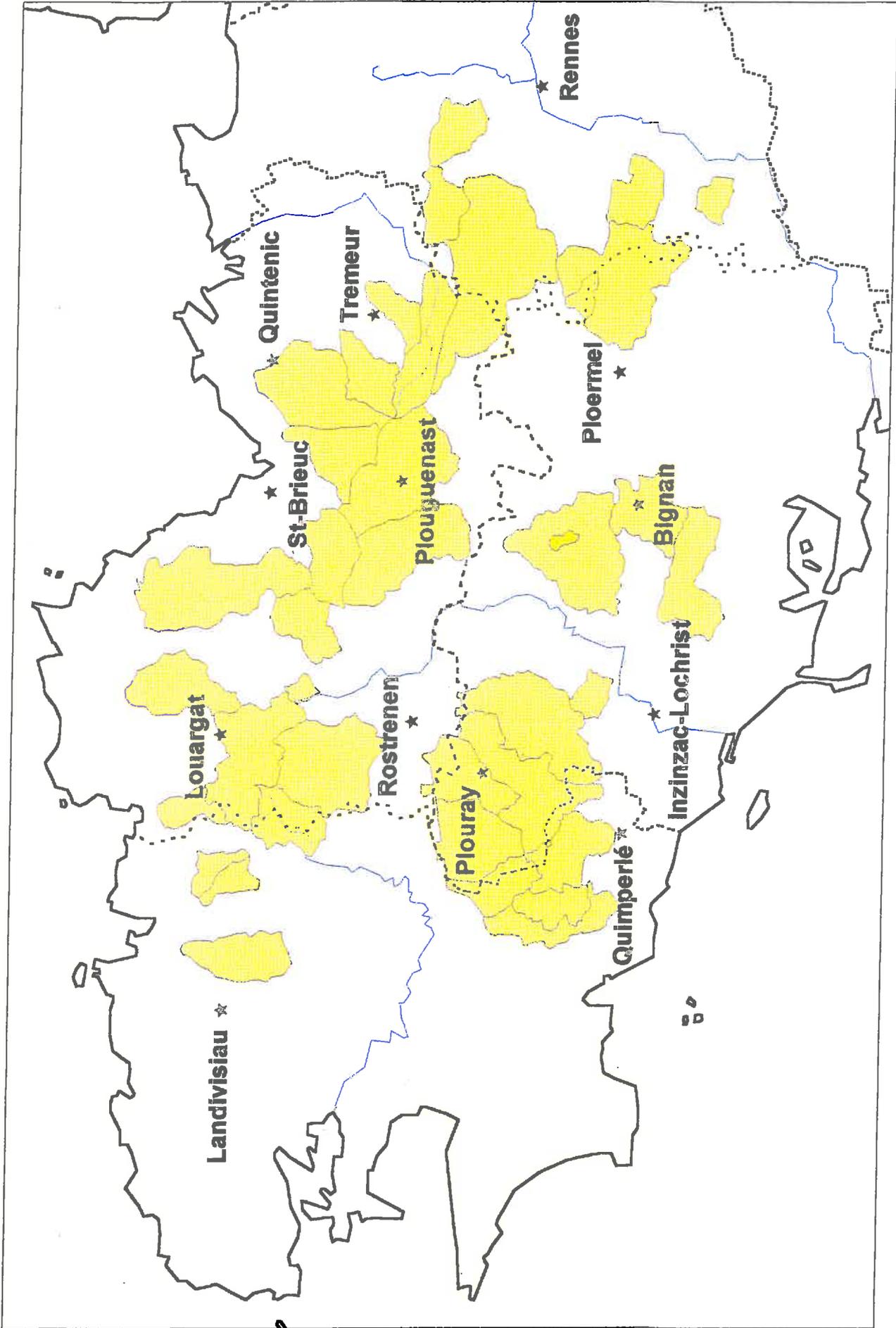


Figure III-3: Localisation des stations climatiques (échelle: 1cm=10 km)

III.3. Etat hydrique du sol

L'état hydrique du sol n'est suivi in situ que sur le bassin versant de Naizin. Deux protocoles de mesures de l'humidité volumique du sol ont été retenus dans le cadre de cette étude. Premièrement, le profil hydrique du sol est suivi en continu en un point du bassin versant. L'enregistrement automatique des mesures permet de s'assurer de l'acquisition d'une mesure synchrone avec chaque passage du satellite, y compris lors des passages de nuit. Ce suivi en continu mené sur plus de deux ans sera aussi très utile pour valider les simulations de l'état hydrique du sol fournies par le modèle hydrologique.

Pour suppléer au caractère ponctuel de cette mesure, un second protocole de mesure de l'humidité du sol a été mis en oeuvre sous la forme de campagnes d'échantillonnage. Des prélèvements permettent d'estimer l'humidité de la surface du sol sur une douzaine de parcelles. Il est alors possible d'avoir accès à un indicateur plus spatialisé de l'état hydrique moyen du bassin versant.

III.3.1. Enregistrement automatique à poste fixe

Le site de Penvern retenu est situé au nord du bassin versant de Naizin (figure III-1). Il a l'avantage de ne pas être situé dans une zone de bas-fonds du bassin versant, ce qui limite les risques de saturation en eau du sol. A cet endroit, la couche de sol est particulièrement épaisse et permet d'implanter des appareils de mesure jusqu'à un mètre de profondeur. La présence d'un pluviomètre permet le suivi de l'événement pluvieux. Les sondes sont implantées sous une prairie naturelle.

Depuis janvier 1992, l'humidité volumique y est mesurée toutes les 6 heures (0H, 6H, 12H, 18H) entre 10 et 90 cm de profondeur par 8 sondes capacitives Nardeux-Humicap (2 sondes à 10 cm, 2 sondes à 20 cm, 1 à 30, 40, 60 et 90 cm).

Ce dispositif a été complété en novembre 1993 par l'installation de 16 sondes TDR (appareils Trase de Soil Moisture) enterrées entre 5 cm et 90 cm sous la surface du sol effectuant des mesures deux fois par jour (6H et 18H).

Comme nous l'avons exposé précédemment (chapitre II), les sondes capacitives mesurent la permittivité diélectrique du sol. La courbe d'étalonnage permettant de passer à l'humidité volumique du sol est déterminée in situ pour chaque sonde grâce à des prélèvements de terre effectués à la tarière sur 1 mètre de sol. Des profils de ce type ont été effectués régulièrement entre janvier 1992 et mars 1994. A partir d'avril 1994, l'étalonnage des sondes n'a plus été vérifié. Pour les sondes de surface (à 10 et 20 cm), il semble bien y avoir eu une dérive de la droite d'étalonnage, puisque les valeurs minimales de l'humidité déduites en 1994 des mesures capacitives semblent systématiquement plus faibles que celles enregistrées par les sondes TDR, qui n'ont, elles, pas besoin d'être étalonnées in situ.

Des défaillances de matériel ont perturbé l'acquisition des chroniques de mesures d'humidité. En particulier, suite à une panne générale du dispositif, l'ensemble des sondes a dû être remplacé en octobre 1992. Nous noterons ici les nombreux « décrochages » (baisse brutale de la permittivité diélectrique) enregistrés par les sondes. Ce phénomène s'explique sans doute par la formation d'une lame d'air

entre les électrodes et le sol lors d'une mise en flexion de la sonde sous l'effet du vent. Effectivement, ces anomalies apparaissent essentiellement pour les deux sondes les plus proches de la surface, donc les moins ancrées dans le sol. Or, dans le cadre de ce travail, le suivi de l'état hydrique de surface du sol est primordial pour l'étude de la capacité du SAR d'ERS-1 à estimer l'humidité des sols agricoles. Une sonde TDR mesurant l'humidité des quinze premiers centimètres du sol a donc été mise en place en octobre 1992 pour assurer l'acquisition d'une mesure synchrone avec les passages du satellite en cas de défaillance des sondes capacitatives de surface. Grâce à cette mesure, les décrochages apparus entre octobre 1992 et septembre 1993 ont pu être corrigés.

III.3.2. Campagnes de mesures par échantillonnage

Des mesures d'humidité en surface ont été effectuées lors de certains passages du satellite sur une douzaine de parcelles dont les surfaces sont comprises entre 1 et 6 hectares. Ces parcelles sont bien réparties spatialement (figure III-1) sur le bassin versant et représentent les principaux types de couverts végétaux rencontrés. Les parcelles 9 et 13 ont été scindées en cours d'étude pour tenir compte d'un redécoupage effectué par l'agriculteur. Les quatre parcelles résultantes sont numérotées 9a, 9b, 13a, 13b. A chaque campagne de mesures, des échantillons sont prélevés en surface entre 0 et 5 cm en différents points des parcelles (5 à 6 points par hectare). Par la méthode gravimétrique (Chapitre II), nous obtenons alors l'humidité pondérale en chaque point. A partir de l'ensemble des prélèvements effectués sur une parcelle, une humidité pondérale moyenne est calculée avec son écart-type pour chaque parcelle.

La densité apparente sèche de la couche superficielle du sol a également été déterminée sur les parcelles témoins à plusieurs dates correspondant à différents états de surface et d'occupation du sol. Ces mesures de densité ont été effectuées par une sonde gamma-neutronique de surface (sonde Campbell, modèle MC3). Elles ont permis d'obtenir des humidités volumiques moyennes à partir des teneurs en eau pondérales (Chapitre II).

Calendrier des campagnes vérité terrain:

1992	18-févr	21-févr	09-févr	14-oct	18-nov	-	-	-	-	-
1993	27-janv	03-mars	07-avr	12-mai	16-juin	21-juil	25-août	29-sept	03-nov	08-déc
1994	11-janv	26-janv	10-févr	25-févr	09-mars	31-mars	-	-	-	-

III.3.3. Evolution de l'état hydrique

La figure III-4 présente le suivi de l'humidité moyenne des parcelles. Pour une même date, la dispersion des mesures obtenues pour les différentes parcelles met en évidence la forte variabilité de l'état hydrique de surface du sol au sein d'un bassin versant. Toutefois, nous avons décidé de considérer la moyenne de ces mesures comme un indicateur de l'état hydrique moyen du bassin versant en surface en nous basant sur la représentativité des parcelles choisies vis à vis du bassin versant tout

entier. Nous verrons par la suite que les données radar peuvent étayer cette affirmation, tout du moins pour les périodes hivernales.

Nous noterons de plus que les écart-types associés à l'humidité moyenne de chaque parcelle sont dans l'ensemble assez élevés (annexe 2), premièrement à cause de la nature caillouteuse du sol qui dégrade la précision des mesures par prélèvement, mais aussi à cause de gradients d'humidité présents sur plusieurs parcelles par effet de pente.

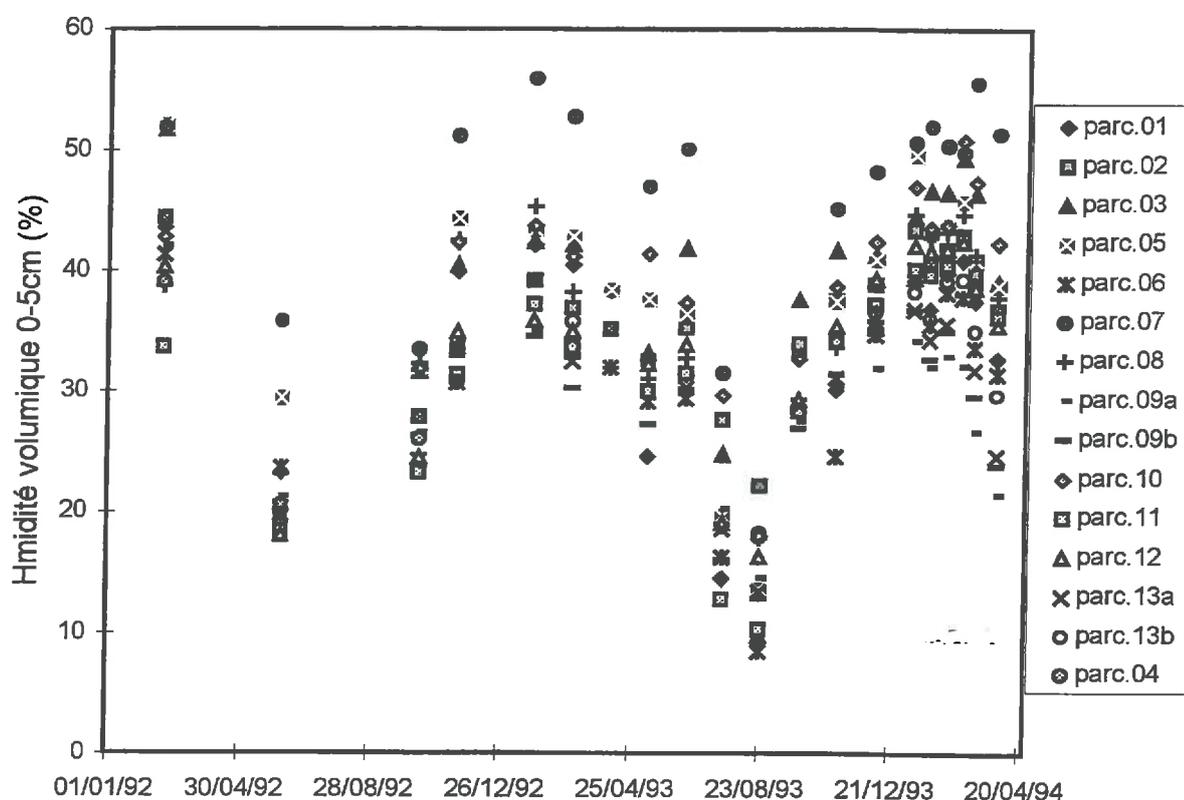


Figure III-4: Humidité volumique des parcelles témoins

Le suivi, au pas de temps journalier, de l'état hydrique du sol, effectué au cours des années 1992, 1993 et 1994 par les deux dispositifs de mesures automatiques (sondes capacitives et TDR), est présenté en annexe 2. La valeur journalière de l'humidité du sol est obtenue pour chaque sonde en effectuant la moyenne des quatres mesures enregistrées par jour.

Nous présentons ici le suivi de l'évolution du stock hydrique de différentes épaisseurs de sol directement déduit des mesures capacitives journalières et des prélèvements effectués sur les parcelles témoins (figure III-5, figure III-6 et figure III-7), en rappelant que l'évolution présentée pour les épaisseurs de sol 0-15cm et 0-25cm est sans doute sous-estimée pendant l'été 1994 (§ III.3.1).

Les sondes capacitives de surface répondent immédiatement aux événements pluvieux significatifs. La réponse s'amortit et se décale dans le temps à mesure que la profondeur augmente. On retrouve donc les résultats classiques de l'évolution d'un front d'humidité dans le sol.

Dans le cadre de cette étude, nous ne disposons que d'un seul site de suivi du profil hydrique du sol. Bien que la taille du bassin versant de Naizin soit faible, il serait faux d'affirmer que le site choisi est représentatif de l'évolution moyenne de l'état hydrique du sol à l'échelle du bassin versant compte tenu de la forte variabilité spatiale de cette grandeur. Néanmoins, pour mieux cerner sa représentativité, nous avons comparé les mesures enregistrées aux mesures gravimétriques effectuées sur les parcelles témoins. Les prélèvements effectués en surface sur les 12 parcelles fournissent une information que nous qualifierons de « spatialisée » approchant sans doute mieux le phénomène observé à l'échelle du bassin versant. Or, si l'évolution de la moyenne de ces prélèvements est sur une grande partie de l'année en accord avec le suivi enregistré au nord du bassin par les sondes capacitatives de surface, des écarts importants entre ces deux mesures peuvent apparaître, en particulier pendant les périodes de dessèchement du sol. Ces différences peuvent s'expliquer par une mesure effectuée plus en surface pour les prélèvements que pour la mesure capacitive, mais ils peuvent aussi traduire une évolution de l'état hydrique du sol à l'échelle du bassin versant différente de celle observée ponctuellement sur le site de Penvern. La forte variabilité de l'humidité volumique de l'horizon de surface a aussi été mise en évidence par le suivi de l'humidité du sol en surface effectué par le laboratoire de science du sol de l'INRA de Rennes (Mérot et al., 1994).

Nous retiendrons donc que l'évolution de l'état hydrique du sol enregistrée en continu au nord du bassin versant est un indicateur de l'évolution de l'état hydrique du bassin versant, mais que des écarts importants apparaissent entre cette mesure ponctuelle et la valeur moyenne de cette variable à l'échelle du bassin versant, en particulier pour l'horizon de surface du sol dont la variabilité de la teneur en eau dans le temps et l'espace est plus marquée que pour les horizons plus profonds.

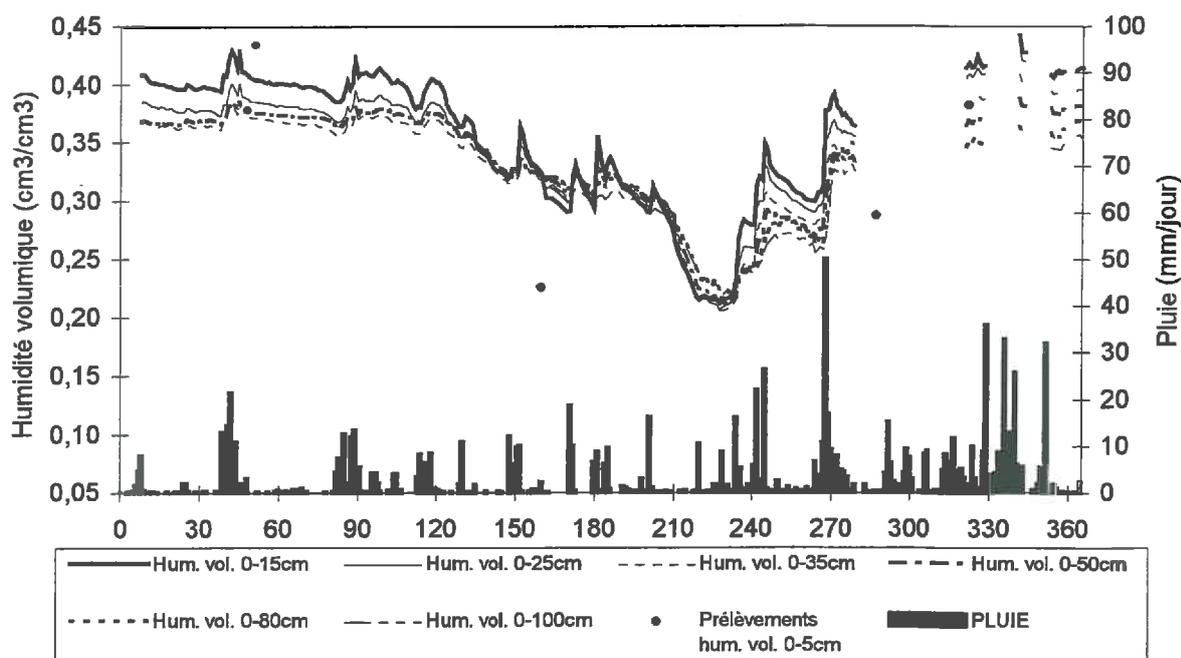


Figure III-5: Suivi du profil hydrique du sol en 1992

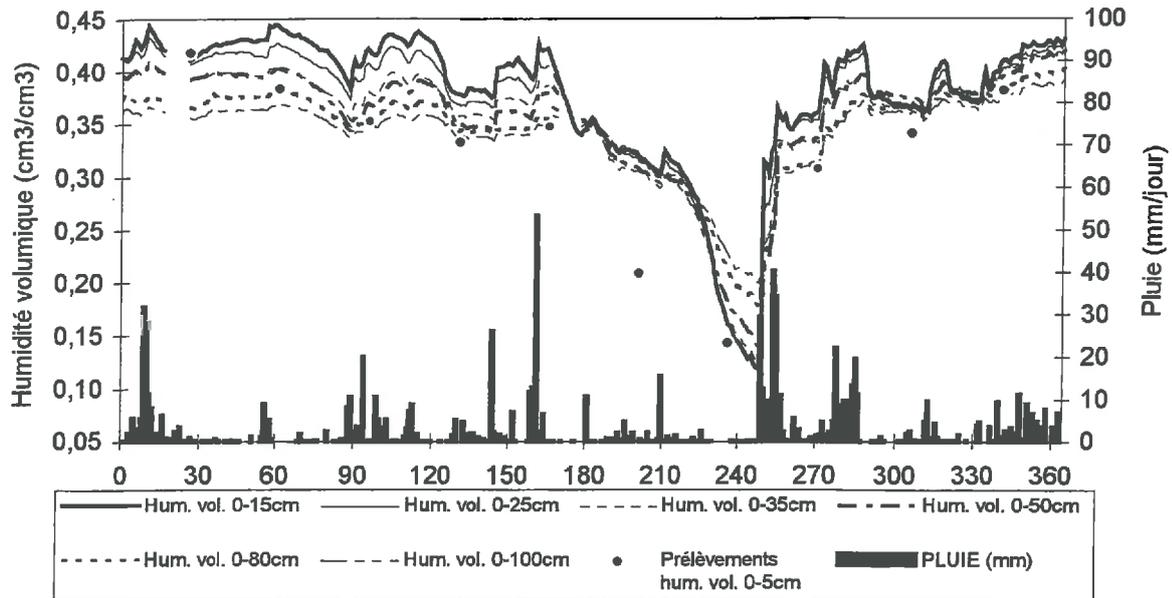


Figure III-6: Suivi du profil hydrique du sol en 1993

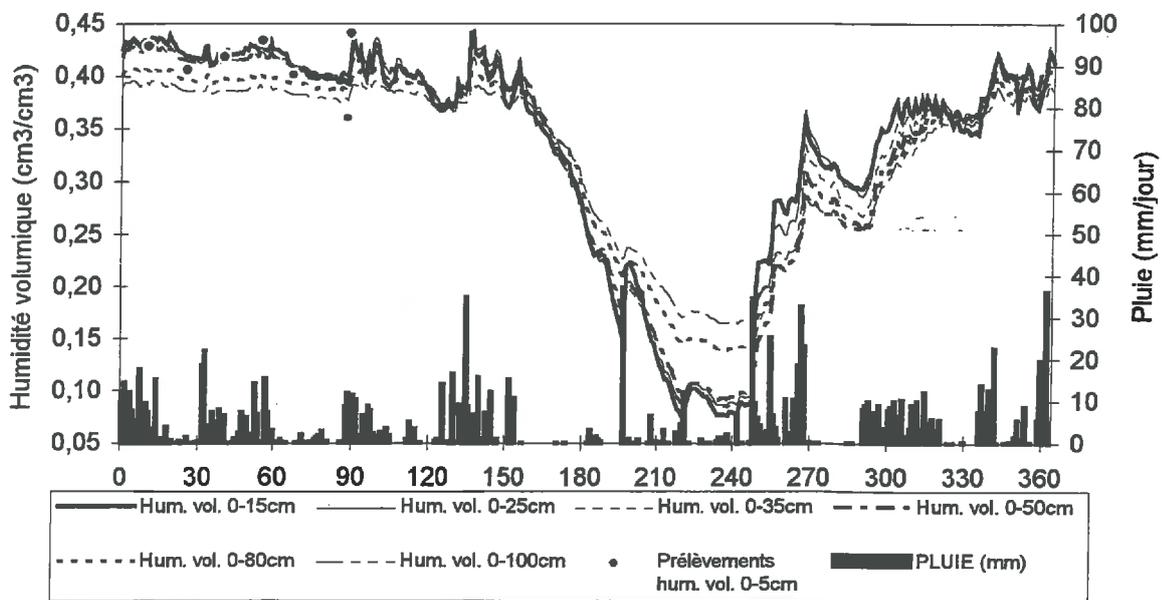


Figure III-7: Suivi du profil hydrique du sol en 1994

III.4. Données SAR/ERS-1

III.4.1. Configuration du SAR d'ERS-1

Le satellite ERS-1 (European Remote Sensing Satellite 1) évolue selon une orbite quasi-polaire à une altitude de 785 km. Les caractéristiques du radar à ouverture

synthétique ou SAR (Synthetic Aperture Radar) d'ERS-1 sont les suivantes (ESA, 1989):

Fréquence	Polarisation	Angle d'incidence	Résolution spatiale	Résolution radiométrique	Largeur de la trace
5,3 GHz	V V	23° (à mi-trace)	12,5 m	2,5 dB à -18 dB	100 km

III.4.2. Calendrier des acquisitions radar

De juillet 1991 à janvier 1992, le satellite se trouve en phase de validation instrumentale (appareils, orbite). L'acquisition des images ERS-1 a débuté de manière opérationnelle en janvier 1992.

De janvier à mars 1992, le satellite se trouve en phase B ou phase dite "glace", terme relatif au suivi par ERS-1 des icebergs dans les océans. La répétitivité de 3 jours rend cette période très intéressante sur le plan hydrologique. L'acquisition de 2 images en phase descendante à 11 heures TU (scènes 963 et 945) et de 2 images en phase ascendante à 22 heures TU (scènes 2619 et 2637) permet de couvrir les deux tiers de la Bretagne où se situent les bassins versants retenus dans le cadre de cette étude (figure III-8). Le bassin témoin de Naizin se trouve sur les scènes 963. Au cours de cette phase, les acquisitions radar ont été inexistantes ou partielles pour 4 dates (3 et 18 février, 7 et 19 mars).

Calendrier des acquisitions en phase B:

Orbites descendantes: 20 images

janv-92	28	31	-	-	-	-	-	-	-	-
févr-92	6	9	12	15	18	21	24	27	-	-
mars-92	1	4	7	10	13	16	19	22	25	28

Orbites ascendantes: 17 images

janv-92	28	31	-	-	-	-	-	-	-	-
févr-92	6	9	12	15	21	24	27	-	-	-
mars-92	1	4	10	13	16	22	25	28	-	-

D'avril 1992 à décembre 1993 se situe la phase C ou "phase multidisciplinaire" avec une répétitivité d'acquisition de 35 jours pour une scène donnée. Bien que le pas de temps la rende moins intéressante que la phase précédente pour une étude hydrologique, les données sont utilisées en complément de celles de la phase B en raison des aléas climatiques au cours d'une année. La zone géographique retenue est couverte par 4 scènes en passage ascendant et par 4 scènes en passage descendant (figure III-9). L'ensemble de ces scènes a été archivé dans le cadre de l'étude, mais seules les scènes 963 et 2637 ont été exploitées.

Le site de Naizin étant privilégié dans le cadre de notre étude, toutes les données acquises au dessus de ce bassin versant ont été exploitées. Nous disposons donc sur ce bassin versant d'une succession de données acquises respectivement en orbites descendantes et ascendantes (scènes 963-E et 2637-W). Par contre, compte tenu des temps de calcul très lourds nécessaires à l'exploitation des images radar, les autres bassins versants de l'étude ne sont observés que sur une seule série de

scènes (annexe 4), ce qui réduit donc par deux le nombre d'observations par rapport au site expérimental.

Calendrier des images de la phase C relative au bassin de Naizin:

Orbites descendantes:17 images

1992	22-avr	27-mai	01-juil	05-août	09-sept	14-oct	18-nov	23-déc	-
1993	27-janv	03-mars	07-avr	12-mai	16-juin	21-juil	25-août	29-sept	03-nov

Orbites ascendantes:16 images

1992	09-juin	14-juil	18-août	22-sept	27-oct	01-déc	-	-	-	-
1993	05-janv	09-févr	16-mars	20-avr	25-mai	29-juin	03-août	07-sept	12-oct	16-nov

De janvier à mars 1994 (phase D), le satellite ERS-1 passe à nouveau au dessus de la zone retenue avec une périodicité de 3 jours. Il s'agit de la deuxième phase « glace ». Les traces du satellite sont identiques à celle de la phase B. Cinq dates n'ont pas été programmées (5, 17 et 29 janvier, 25 février, 31 mars). Seule la série de scènes 963 a été exploitées dans le cadre de cette étude.

Calendrier des acquisitions en phase D:

Orbites ascendantes:25 dates

janv-94	2	8	11	14	20	23	26	-	-
févr-94	1	4	7	10	13	16	19	22	28
mars-94	3	6	9	12	15	18	21	24	27

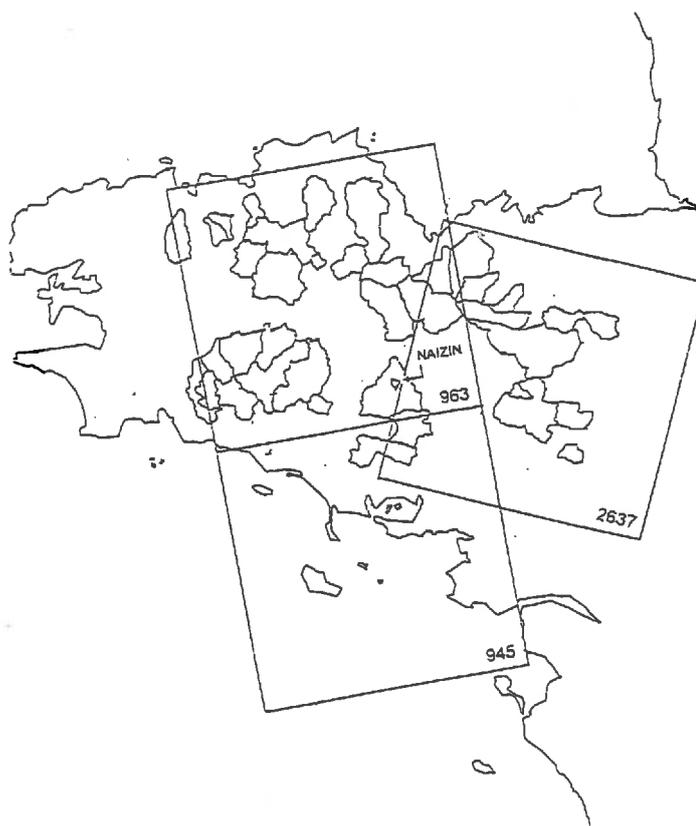


Figure III-8: Trace du satellite ERS-1 sur la Bretagne au cours des phases B et D

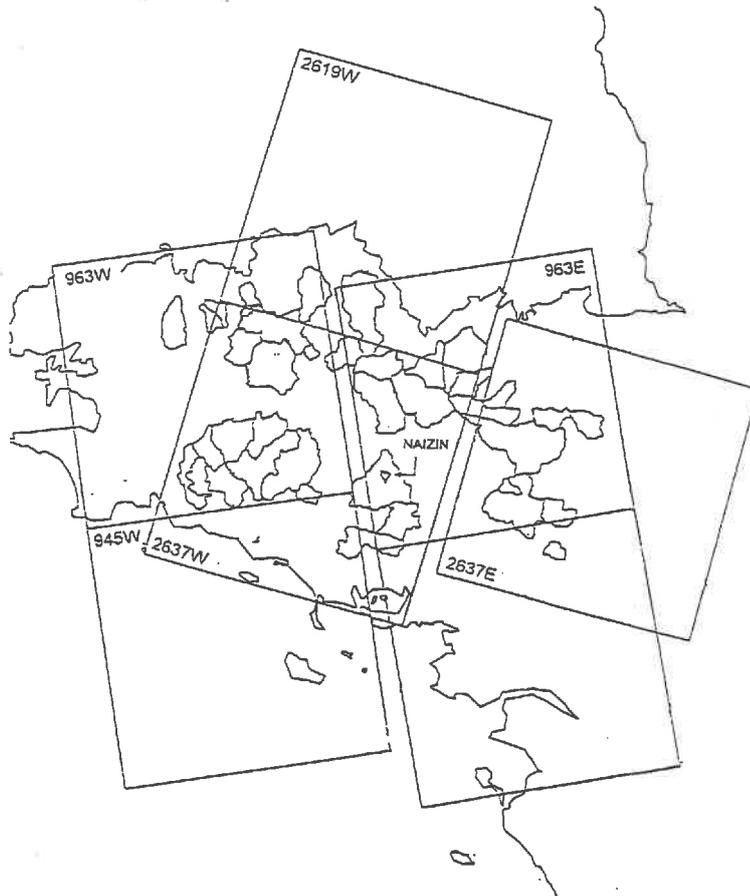


Figure III-9: Trace du satellite ERS-1 sur la Bretagne au cours de la phase C

III.4.3. Exploitation des images ERS-1

Les traitements des images radar ont été réalisés pour les phases B et C par l'entreprise GEOSYS à Toulouse, pour la phase D par le LCT (Laboratoire Commun de Télédétection) à Montpellier et ont fait l'objet des trois rapports transmis au CNES (CNES, 1993, 1994, 1995) et d'un rapport interne au LCT (Caraux, 1996). Nous n'en rappellerons donc ici que les grands principes.

La finalité de l'exploitation des images radar consiste à obtenir une valeur moyenne du coefficient de rétrodiffusion sur des zones géographiques bien définies:

- A l'échelle du bassin versant de Naizin, la moyenne du signal radar est calculée sur la douzaine de parcelles témoins et sur le bassin tout entier (12 km^2).
- L'étude est étendue aux deux tiers de la Bretagne en extrayant la valeur moyenne du signal radar sur la quarantaine d'autres bassins versants dont les superficies varient entre 21 et 578 km^2 .

III.4.3.1. Traitements préliminaires

Les images reçues de l'ESRIN (European Space Research INstitute) sont des produits PRI (PRecision Image).

Le traitement des images radar débute par le passage d'un codage 16 bits à un codage 8 bits, puis à une inversion des pixels EW-NS selon le type d'orbite (ascendante ou descendante), transformations nécessaires aux besoins de visualisation.

Ensuite, il s'agit de superposer les scènes acquises au dessus d'une même zone à différentes dates. En effet, la trace au sol du satellite subit quelques décalages entre les différents passages. Pour le satellite ERS-1, ces derniers dépassent rarement 500 mètres. Pour effectuer une superposition efficace, il suffit de repérer des points saturant l'image. Ils correspondent à des bâtiments dont les toitures sont orientées perpendiculairement à la visée du satellite et qui reflètent donc le signal vers le satellite. Ils se matérialisent sur l'image par des croix très facilement repérables.

Les points se retrouvent sur toutes les scènes superposables et servent de base pour le calcul d'un modèle de correction géométriques d'ordre 1 (Rapport CNES, 1994) pour recalibrer les images par rapport à une image de référence sur laquelle les bassins versants ont été localisés.

III.4.3.2. Repérage des zones d'extraction du signal radar

III.4.3.2.1. Bassin versant de Naizin

Tout d'abord, une imagerie contenant le bassin versant de Naizin est extraite de l'image radar. Ensuite, il faut réaliser le masque d'extraction du signal, c'est à dire venir caler le contour du bassin digitalisé à partir d'une carte IGN 1/25000^{ème} sur l'image radar. Cette opération est effectuée avec un programme permettant de faire passer le contour du bassin versant du système de projection des cartes IGN (ici Lambert II étendu) au système de projection lié au radar.

Ensuite, le contour du bassin versant est positionné très précisément dans l'image radar pour pouvoir exploiter les résultats à l'échelle de la parcelle. Or, chaque pixel contient un nombre important de diffuseurs dont les réponses élémentaires donnent par interférence une réponse aléatoire. Cela donne un aspect de chatoiement (speckle en anglais) à l'image radar. La structure du parcellaire ou le réseau routier n'apparaissent pas clairement, ce qui rend impossible un repérage correct sur une image radar brute. Le phénomène de speckle a pu être minimisé par un filtrage temporel n'altérant pas la résolution spatiale des images. En effectuant une moyenne dans le temps de plusieurs images acquises suivant une même scène et recalées entre elles (figure III-10), les détails du parcellaire du bassin de Naizin ont pu être restitués. A partir de ces compositions colorées, la localisation du bassin versant de Naizin sur les imagerie radar est assurée de manière très précise à 1 ou 2 pixel près.



Figure III-10: Filtrage du speckle durant la phase B.

Composition colorée du bassin versant de Naizin résumant la phase B. Les plans rouge, vert et bleu représentent chacun une moyenne de cinq images consécutives dans le temps prises dans la série disponible

III.4.3.2. Calage à l'échelle des 38 bassins versants

Ici encore, un modèle de correction géométrique est utilisé pour passer du système de projection des cartes IGN au 1/100 000^{ème}, à partir desquelles les contours des bassins versants autres que celui de Naizin ont été digitalisés, au système de projection du satellite.

Pour localiser plus précisément ces bassins versants sur l'image radar, il n'est pas possible de s'aider d'une mise en évidence du réseau parcellaire puisque ce dernier n'est pas indiqué sur les cartes IGN utilisées. Le repérage sur l'image radar est souvent rendu délicat par la rareté de zones situées au voisinage des bassins et facilement identifiables à la fois sur l'image radar et sur la carte IGN. Toutefois, certains lacs apparaissant très nettement sur les images radar nous ont permis d'évaluer l'incertitude de positionnement des bassins versants à une dizaine de pixels, ce qui représente une centaine de mètres. Nous avons aussi constaté de légères déformations internes à l'image radar sous l'effet du relief.

Dans le cadre de cette approche, où il s'agit d'extraire une moyenne du signal radar sur le bassin versant, cette incertitude de positionnement du masque d'extraction ne devrait pas introduire d'erreurs significatives. Elle est de plus tout à fait compatible avec la précision du tracé des contours déduit des lignes de niveaux des cartes IGN à l'échelle du 100 000^{ème}. Par contre, pour des études plus fines, elle pourrait ne plus être négligeable.

III.4.3.3. Extraction du coefficient de rétrodiffusion radar

Pour la zone d'extraction considérée, on calcule l'intensité moyenne $\langle I \rangle$ à partir des comptes numériques CN enregistrés pour chaque pixel.

$$\langle I \rangle = \langle CN^2 \rangle = \langle CN \rangle^2 + (\text{stdev}(CN))^2 \quad \text{Equation III-1}$$

avec $\langle CN^2 \rangle$: moyenne des carrés des comptes numérique des pixels inclus dans la zone d'extraction
 $\langle CN \rangle$: moyenne des comptes numérique de ces mêmes pixels
 $\text{stdev}(CN)$: l'écart-type associé à $\langle CN \rangle$

On en déduit le coefficient de rétrodiffusion moyen par la relation:

$$\sigma = 10 \log_{10}(\langle I \rangle) - K + \beta + \Omega + G2(\theta) \quad \text{Equation III-2}$$

K: constante d'é talonnage (dB)

β : correction d'incidence (dB)

Ω : correction de distance cible - capteur (dB)

G2: correction de gain d'antenne (dB)

La valeur de la constante K est lue dans l'entête de l'image radar et ne dépend que de la station d'acquisition des données. Les trois autres coefficients varient en fonction de la position du point visé dans la largeur de la trace du satellite. Ils sont calculés selon les directives fournies par l'ESRIN (Laur, 1992). L'ESRIN indique que les différentes corrections apportées au signal rétrodiffusé sont effectuées avec une précision de 0,5 dB.

Pour les phases B et C, des valeurs moyennes de ces coefficients, calculées au centre de chaque bassin versant, ont été retenues. Pour la phase D, les corrections ont été calculées pour chaque pixel de l'image. Pour cette même phase, le LCT a travaillé sur des images « dégradées » pour pouvoir accélérer les temps de calcul des traitements. Cette dégradation est effectuée par moyennage de l'intensité sur des groupes de 25 pixels voisins. L'influence de ce traitement sur les valeurs extraites à l'échelle des bassins versants a été analysée en détail (Caraux, 1996). La valeur moyenne des comptes numériques sur les bassins reste stable, mais l'écart-type associé à cette moyenne diminue, ce qui implique une diminution du coefficient de rétrodiffusion « dégradé » (baisse systématique de 0,5 dB par rapport au signal extrait sur l'image brute). Pour le bassin versant de Naizin, le traitement a été effectué sur une imagerie extraite des images brutes et n'est donc pas concerné par ce point.

III.4.3.4. Précision des données radar

Une autre source d'incertitude, introduite par le phénomène de « speckle », vient s'ajouter à la plage d'incertitude associée aux termes correctifs précédemment citée. A cause de ce bruitage, la mesure radar n'est pas exploitable à l'échelle du pixel. Par son caractère aléatoire, ce phénomène diminue jusqu'à disparaître lorsque l'on effectue une moyenne du signal radar sur un nombre important de pixels voisins.

Afin d'étudier l'efficacité de cette technique de filtrage spatial du « speckle », une analyse statistique a été effectuée par Philippe Olivier (CNES, 1993) sur l'image du bassin versant de Naizin acquise le 21 février 1992. L'erreur sur l'estimation de l'intensité moyenne du signal due au speckle diminue avec le nombre d'échantillons. Selon les hypothèses faites sur la nature de la distribution aléatoire de la réponse radar, il est possible d'associer à toute opération de moyenne du coefficient de rétrodiffusion une barre d'erreur due au « speckle ». Les résultats sont présentés dans le tableau ci-dessous. L'erreur devient négligeable si on calcule une moyenne du signal radar à l'échelle du bassin versant, alors qu'elle s'élève à 0,58 dB pour la parcelle la plus petite (parcelle n°10).

Zone d'extraction	Surface (ha)	Nombre de pixels	Erreur (dB)
Bassin	1159,5	74208	0,02
Parcelle 1 (101)	2,6	166-168	0,41
Parcelle 2 (102)	4,5	289-290	0,32
Parcelle 3 (103)	2,8	180-182	0,40
Parcelle 4 (104)	2,2	139-140	0,45
Parcelle 5 (105)	1,6	103	0,52
Parcelle 6 (106)	2,9	187-188	0,39
Parcelle 7 (107)	3,1	196-198	0,38
Parcelle 8 (108)	2,8	176-180	0,40
Parcelle 9 (109)	5,2	331	0,30
Parcelle 10 (110)	1,3	81	0,58
Parcelle 11 (111)	2,5	161	0,42
Parcelle 12 (112)	5,8	369-370	0,28
Parcelle 13 (113)	6,2	392-396	0,38

Tableau III-2: Effets du « speckle »

III.5. Données NOAA/AVHRR

III.5.1. Description

Le premier satellite de la NOAA (National Oceanographic and Atmospheric Administration) a été lancé en 1970. Depuis cette date, plusieurs générations de ces satellites à vocation météorologique se sont succédées. Nous utilisons dans le cadre de cette étude les données acquises par le satellite NOAA-11. Situé entre 833 et 870 km d'altitude sur une orbite quasi-polaire, ce satellite héliosynchrone acquiert deux données par jour (une de jour et une de nuit) au dessus d'un même point, avec une résolution de 1 km.

Le capteur optique-infrarouge thermique AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) embarqué à bord des satellites NOAA possède cinq canaux . Les bandes spectrales de chacun de ces canaux sont présentées dans le tableau III-3.

Canaux	1	2	3	4	5
Bandes spectrales (μm)	0,58-0,68	0,725-1,10	3,55-3,93	10,30-11,30	11,50-12,50
Domaines spectraux	rouge	proche infrarouge	moyen infrarouge	infrarouge thermique	infrarouge thermique

Tableau III-3: Canaux du radiomètre AVHRR du satellite NOAA11

Toutes les images NOAA non ou peu nuageuses sur la Bretagne ont été fournies par l'ESRIN pour les années 1992 et 1993 (tableau III-4). Nous n'utilisons ici que des données de jour, enregistrées sur la Bretagne vers 15:00 T.U. En fait, pour des raisons liées aux orbites, les heures d'acquisition varient un peu autour de cette valeur.

III.5.2. Algorithme d'élimination des nuages

L'utilisation de masques nuageux s'est avérée nécessaire vu la rareté des images parfaitement claires. Le principe d'élimination des nuages proposé par Saunders (Saunders et Kriebel, 1988) fonctionnant au dessus des océans ne s'étant pas révélé robuste pour les zones émergées étudiées ici, nous avons été amenés à construire des masques nuageux par seuillage des valeurs de la température de brillance mesurée dans le canal 4 (T_{b11}), de la différence des températures de brillances mesurées dans les canaux 4 et 5 ($T_{b11}-T_{b12}$) et de la réflectance dans le premier canal visible. En effet, les nuages se caractérisent par des températures froides, donc par de faibles valeurs des températures de brillance mesurées dans les canaux thermiques. La différence ($T_{b11}-T_{b12}$), sensible aux aérosols et à la teneur en vapeur d'eau, prend des valeurs élevées en présence d'un nuage. Enfin, le troisième seuil exploite une caractéristique des nuages dans le domaine du visible, avec une réflectance élevée des nuages dans le rouge par rapport aux zones émergées non nuageuses. Les valeurs des trois seuils sont ajustées pour chaque

image. Sur le même thème, nous citerons les travaux de Loudjani et al. (1994) qui élimine les nuages en zones tropicales et subtropicales lorsque la température au sol est supérieure à 10°C par seuillage des valeurs des canaux 1,2,4 et 5. Comme cet auteur, nous verrons un peu plus loin que l'évolution de la série temporelle des indices de végétation reste bruitée malgré ce traitement et nécessite d'être lissée. La méthode que nous avons utilisée ici est simple à mettre en oeuvre, mais revêt un côté subjectif. En effet, l'efficacité du masque nuageux est estimée visuellement. Les nouvelles techniques basées sur des algorithmes de classification, comme celle de Simpson et Gobat (1996), semblent plus prometteuses. Plus « objectives », elles seraient sans doute plus adaptées dans le cadre d'une utilisation à des fins opérationnelles. Mais il resterait à démontrer que l'utilisation de méthodes plus complexes que celle mise en oeuvre ici améliore vraiment la qualité des traitements sans trop augmenter les temps de calcul.

	1991	angle de visée α_n [α_{min} ; α_{max}] *	1992	angle de visée α_n [α_{min} ; α_{max}] *	1993	angle de visée α_n [α_{min} ; α_{max}] *
	14-déc	12° [6°;16°]	25-janv	6° [0°;10°]	18-janv	30° [26°;34°]
	-		21-févr	30° [26°;34°]	02-févr	8° [4°;14°]
	-		09-avr	4° [0°;10°]	08-mars	26° [22°;30°]
	-		13-mai	6° [2°;12°]	14-mars	10° [4°;16°]
	-		16-mai	45° [42°;49°]	26-mars	45° [40°;47°]
	-		20-mai	16° [10°;20°]	06-juin	26° [20°;30°]
	-		22-mai	18° [12°;22°]	21-juin	4° [0°;10°]
	-		12-juin	42° [38°;44°]	28-juin	16° [10°;21°]
	-		13-juin	30° [26°;34°]	07-juil	2° [0°;8°]
	-		22-juin	20° [16°;24°]	16-août	14° [10°;20°]
	-		17-juil	18° [14°;22°]	25-août	0° [0°;6°]
	-		26-juil	7° [2°;12°]	02-sept	4° [0°;10°]
	-		27-juil	10° [4°;14°]	18-sept	8° [2°;14°]
	-		29-juil	38° [34°;40°]	-	
	-		05-août	20° [16°;24°]	-	
	-		14-août	30° [26°;34°]	-	
	-		15-août	40° [38°;45°]	-	
	-		18-août	36° [30°;40°]	-	
	-		21-août	12° [6°;16°]	-	
	-		06-sept	2° [0°;6°]	-	
	-		12-sept	34° [30°;38°]	-	
Nombre total d'images	1		21		13	

* α_n : angle de visée du radiomètre AVHRR pour le bassin versant de Naizin
 α_{min} et α_{max} sont les valeurs extrêmes de l'angle de visée sur l'ensemble des bassins versants

Tableau III-4: Calendrier des acquisitions NOAA et angles de visée du radiomètre AVHRR
 en grisé: images ne comportant pas de nuages.

III.5.3. Exploitation des images NOAA/AVHRR en terme d'indice de végétation

Les propriétés spectrales des feuilles des végétaux, en particulier liées à celle de la chlorophylle, se traduisent par une réflectance faible dans le visible et une réflectance élevée dans le proche infrarouge. Pour suivre le développement de la végétation, la réponse de la surface observée dans canaux 1 et 2 de l'AVHRR du satellite NOAA est donc classiquement exploitée en terme d'un indice spectral de végétation, le NDVI (Normalized Difference Vegetation Index), selon la relation suivante:

$$\text{NDVI} = \frac{R_2 - R_1}{R_2 + R_1} \quad \text{Equation III-3}$$

avec R_i : réflectance enregistrée dans le canal i

Cependant, il faut tenir compte du fait que les radiations solaires réfléchies par la surface interagissent fortement avec les constituants de l'atmosphère avant d'atteindre le satellite. Les effets dominants sont l'absorption, principalement par l'ozone et par la vapeur d'eau, et les phénomènes de diffusion par les molécules des gaz atmosphériques et par les aérosols.

Le modèle 5S (Tanré et al, 1990) permet de calculer le signal enregistré par un capteur satellitaire dans le domaine visible en fonction des caractéristiques de l'atmosphère, des configurations de vue du satellite et d'illumination par le soleil.

Dans un article consacré aux corrections atmosphériques des produits NOAA-AVHRR par ce modèle (Tanré, 1992), l'auteur montre que l'absorption par la vapeur d'eau peut réduire de 10 à 30 % la réflectance dans le proche infrarouge, celle due à l'ozone réduit de 5 à 15% la réflectance du canal 1. La diffusion moléculaire augmente la réflectance du canal 1 de 0,02 à 0,07. Pour les aérosols, l'effet sur le canal 1 peut être de la même amplitude dans le cas d'une brume modérée, mais peut aller jusqu'à masquer complètement les propriétés de la surface dans le cas de brumes denses.

Les effets différentiels entre les canaux rouge et proche infrarouge induisent donc un biais entre l'indice de végétation NDVI réel et celui mesuré par le satellite. L'absorption par la vapeur d'eau et la diffusion par divers constituants atmosphériques tendent à diminuer l'indice de végétation, alors que l'absorption par l'ozone conduit à un effet inverse. Dans le cadre de notre étude, nous avons utilisé une version simplifiée de ce modèle (Ottlé et François, 1994) qui corrige les effets de diffusion moléculaire et d'absorption par l'ozone et par la vapeur d'eau en utilisant pour ces deux gaz des teneurs dans l'atmosphère issues d'atlas climatiques (London et al., 1976, Tuller, 1968). Par contre, l'influence probable d'aérosols de type marins dont la présence n'est pas décelable ne peut pas être corrigée.

La comparaison sur le bassin de Naizin de l'indice de végétation avant et après corrections atmosphériques est présentée en figure III-11. L'algorithme utilisé ici modifie l'indice de végétation de manière systématique. L'évolution de la courbe reste donc bruitée et nécessite un lissage final.

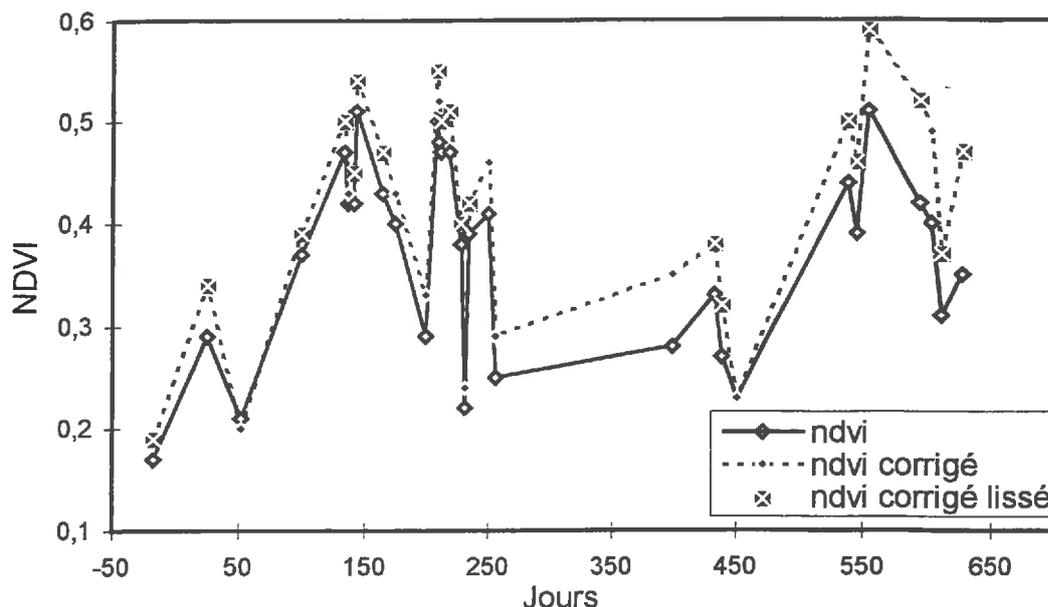


Figure III-11 : Comparaison des indices de végétation « bruts », « corrigés » et « lissés »

III.5.4. Exploitation des images NOAA/AVHRR en terme de température de surface

Les radiances mesurées dans les canaux thermiques 4 et 5 de l'AVHRR sont liées à la température de la surface terrestre par l'intermédiaire de l'équation du bilan radiatif:

$$B_{\lambda}(\theta, T_b) = \varepsilon_s(\theta)\tau_s(\theta)B_{\lambda}(T_s) + \int_{\tau_s}^1 B_{\lambda}(T_{atm})d\tau + (1 - \varepsilon_s(\theta))\tau_s(\theta) \int_1^{\tau_s} B_{\lambda}(T_{atm})d\tau$$

où $B_{\lambda}(\theta, T_b)$ est la fonction de Planck prise à la valeur centrale de la longueur d'onde λ , T_b est la température de brillance mesurée dans ce même canal, θ l'angle d'observation, τ_s la transmittance totale de l'atmosphère, ε_s l'émissivité de la surface, T_s la température de la surface et T_{atm} la température de l'atmosphère.

Bien que ces deux canaux se situent dans deux « fenêtres » atmosphériques du point de vue de l'absorption moléculaire, les perturbations dues entre autre à la présence de vapeur d'eau restent importantes et doivent être corrigées.

L'utilisateur doit aussi fixer la valeur de l'émissivité de la surface observée. Pour les surfaces émergées, ce paramètre est proche de l'unité pour des couverts végétaux denses. Mais sa valeur diminue lorsque le couvert devient moins important pour atteindre sa valeur minimale pour un sol nu (0,96 environ pour un sol limoneux). Or, pour l'instant, ce paramètre n'est pas encore facilement mesurable par télédétection, même si différentes méthodes sont en voie de développement pour les produits AVHRR. Nous citerons ici celle de Li et Becker (1993) basée sur les mesures effectuées de jour et de nuit dans les canaux 3 et 4.

La valeur de ce paramètre est donc fixée dans la plage de valeurs réalistes en fonction du type de surface observée avec une incertitude évaluée à 1%. Nous

verrons par la suite que cela entraîne une perte de précision importante sur la détermination de la température de surface (François et Ottlé, 1996).

La correction des effets atmosphériques peut s'effectuer en utilisant des modèles de transferts radiatifs comme Lowtran7 (Kneizys et al., 1989) ou le modèle Modtran (Prata et al, 1995) qui modélisent les différents comportements d'absorption et de diffusion dans un profil d'atmosphère donné. L'étude de la précision des corrections atmosphériques du modèle Lowtran 7 menée par Ottlé et François (1994) montre que si l'atmosphère est décrite par des radiosondages coïncidant dans le temps et l'espace, la précision des corrections atmosphériques sur la détermination de la température de surface est de l'ordre de 1 degré. Par contre, si le profil d'atmosphère est approché par un profil type en fonction de la saison et de la latitude, des écarts de 5 degrés peuvent apparaître. Il est donc indispensable, pour appliquer ce type d'algorithme, de disposer de radiosondages pour une station de mesure proche de la zone observée par satellite.

Une autre technique de correction des effets atmosphériques permettant de déduire la température de surface en combinant de manière linéaire les mesures faites dans deux canaux thermiques proches, dite méthode Split-Window, a été initiée par Anding et Kaugh (1970), puis développée pour mesurer la température de surface des océans par Prabhakara et al. (1974)), Mc Millin et al. (1975) et Deschamps et Phulpin (1980). Price (1984) a ensuite généralisé cette technique pour des terres émergées. La température T_s de la surface observée s'exprime en fonction des températures de brillance obtenues par satellite vers 11 et 12 μm (T_{b11} et T_{b12}) de la manière suivante:

$$T_s = \alpha T_{b11} + \beta T_{b12} + \chi$$

Un travail de synthèse (Prata, 1993) montre la multiplicité, à travers les publications sur ce sujet, des couples de valeurs pour ces coefficients (α, β, χ), avec une influence certaine des conditions atmosphériques (entre autre α augmente avec la teneur en vapeur d'eau dans l'atmosphère). C'est pourquoi des algorithmes plus sophistiqués ont été développés. Les nouvelles générations de Split-Window possèdent soit des coefficients dépendant des conditions atmosphériques (teneur en vapeur d'eau intégrée par exemple), soit des termes quadratiques ajoutés.

A partir de 1761 radiosondages localisés en différents points du globe et couvrant des situations atmosphériques diverses (base de données TIGR), François et Ottlé (1996a) ont ainsi développé une méthode Split-Window quadratique globale (QUAD), initiée par Coll et al. (1994), où la température de surface s'exprime alors par une relation du type:

$$T_s = T_{b11} + A(T_{b11} - T_{b12}) + B(T_{b11} - T_{b12})^2 + C$$

Les coefficients (A,B,C) deviennent quasi indépendants de la teneur en vapeur d'eau de l'atmosphère, mais restent liés à la valeur de l'émissivité de la surface.

Dans le cadre de notre étude, nous avons décidé d'utiliser cette méthode pour calculer la température de surface à partir des canaux 11 et 12 du radiomètre AVHRR du satellite NOAA en fixant l'émissivité à 0,98, valeur réaliste pour des surfaces terrestres couvertes par des cultures. Mais, en cours d'année, l'évolution de la couverture végétale et de l'état hydrique des sols implique forcément une plage de variation pour ce paramètre que nous fixerons ici à [0,96-1] pour tenir compte d'une part variable de sol nu visible faisant baisser l'émissivité par rapport à un couvert végétal dense. L'influence de la valeur de l'émissivité sur la méthode conduit à une erreur sur la température de surface variable suivant la valeur de

($T_{b11}-T_{b12}$). Pour les valeurs relativement faibles de cette différence que nous observons sur nos images, l'erreur est d'environ 0,6 degré Kelvin pour 2% d'émissivité.

D'autre part, il faut tenir compte de plusieurs autres sources d'erreur sur la température de surface obtenue. Premièrement, l'erreur théorique du modèle de Split-Window utilisé ici est de 0,2 degré Kelvin (François et Ottlé, 1996a). Viennent ensuite les erreurs instrumentales liées au radiomètre AVHRR. L'étalonnage absolu des canaux thermiques de ce radiomètre est effectué avec une précision de 0,44 degré K (Brown et al., 1993). Cette source d'erreur est en partie corrigée par la méthode Split-Window. Le bruit instrumental est de 0,1 K. Enfin, une perte supplémentaire de précision de la mesure des températures radiatives apparaît à cause de la superposition des bandes spectrales sur un tiers du pixel et de la diminution du contraste de l'image. Ces deux dernières sources d'imprécision jouent principalement lorsque deux pixels voisins ont des températures très différentes et sont donc atténuées lorsque l'on effectue des moyennes sur plusieurs pixels. L'ensemble de ces sources d'erreur amène généralement à associer à la mesure de la température de surface d'un pixel une précision de plus ou moins 2 degrés K. Travaillant à l'échelle du bassin versant, nous avons considéré que la température de surface est déterminée avec une précision d'environ 1 degré.

Angle zénithal solaire θ	A	B	C
$\theta \leq 40^\circ$	1,4630	0,8000	0,8046
$\theta > 40^\circ$	1,1436	1,0371	0,7398

Tableau III-5: Coefficients de la Split-Window (émissivité=0,98).

III.6. Données sur l'occupation du sol

III.6.1. Bassin versant de Naizin

L'occupation du sol en terme de culture est suivie annuellement par le CEMAGREF de Rennes. Les résultats des relevés effectués entre 1986 et 1994 sont présentés ci dessous. A partir de 1988, une part importante des prairies a été cultivée. On trouve actuellement sur ce bassin versant à part à peu près égale prairies, céréales d'hiver et maïs. Mais 10 à 15% de la surface agricole utile est consacrée à des cultures de légumineuses ou d'oléagineux.

	Maïs	Céréales d'hiver	Prairies	Légumes *	Autres **
1986	30,7	10,7	47,3	3,6	7,7
1987	26,3	18,4	36,0	10,0	9,3
1988	22,0	25,0	25,0	18,0	10,0
1990	29,0	25,0	23,0	17,0	6,0
1991	29,0	26,7	24,2	16,3	2,8
1992	30,4	27,6	27,1	12,7	2,2
1993	36,8	28,8	24,0	4,2	6,2
1994	30,8	31,5	25,3	8,3	4,1

*: haricots, pois, oignons

** pommes de terre, betteraves, choux fourragers

Tableau III-6: Répartition des cultures sur le bassin versant de Naizin (pourcentage de surface agricole utile)

III.6.2. Echelle régionale

Bien qu'étant entré dans le domaine des applications opérationnelles, le suivi de la végétation par télédétection avec les satellites SPOT ou LANDSAT reste onéreux et lourd à mettre en oeuvre à l'échelle régionale. Sachant de plus que la base CORINE de l'Union Européenne, gérée et développée pour la France par l'Institut Français de l'Environnement, devrait dans un avenir très proche fournir une information très détaillée sur la couverture végétale issue justement de classifications faites à partir de ces outils, une telle étude n'a pas été menée dans le cadre de ce travail.

En collaboration avec la division Déchets du CEMAGREF de Rennes, nous utilisons les données du recensement agricole de 1988 et les données collectées sur 1994 par les DDAF pour le calcul des aides apportées aux agriculteurs dans le cadre de la Politique Agricole Commune. Les données communales sont agrégées sur chaque bassin versant à l'aide du logiciel Arcinfo. Dans cette méthode, un biais peut apparaître du fait que les terres agricoles sont affectées non pas à la commune sur laquelle elles se trouvent, mais à la commune où se situe l'exploitation dont elles dépendent. Les agriculteurs exploitant rarement des terres très dispersées, ce biais doit normalement rapidement diminuer avec l'augmentation de la taille du bassin versant. Les pourcentages des différents couverts ainsi calculés pour chaque bassin versant sont présentés en annexe 1.

Nous obtenons ainsi une information détaillée sur les différentes cultures présentes sur les bassins versants. Par contre, une incertitude subsiste sur la proportion et la nature des terres non agricoles. Or, en Bretagne, des zones de cultures intensives peuvent faire place à des landes ou des zones boisées. La base CORINE devrait fournir dans ce cadre une source d'information très intéressante. Cette base de données est organisée en deux parties, une première partie fournie par l'INRA et consacrée à la description des sols, une seconde décrivant l'occupation du sol. Malheureusement, cette base, bien que déjà opérationnelle sur un certain nombre de régions françaises, n'est pas actuellement disponible dans sa globalité sur la Bretagne. Seule la composante relative aux sols est consultable. Cette base de données contient une information très succincte sur l'occupation du sol, indicatrice d'éventuelles unités paysagères dictées par la nature des sols (annexe 1, figure A1-5). Elle ne doit pas être prise comme une référence absolue. De grandes forêts, comme celle de Paimpont, n'apparaissent par exemple pas sur cette carte. A contrario, les zones classées dans la catégorie « forêt » n'apparaissent pas comme telles sur les cartes IGN. Ces zones correspondent plutôt à des paysages où le bocage se densifie jusqu'à former de nombreux bosquets d'arbres.

Comme nous l'avons vu précédemment, les informations reçues dans les différents canaux de l'AVHRR du satellite NOAA sont sensibles à l'occupation du sol. Par exemple, la figure III-12 est une composition colorée des canaux 1 (en rouge), 2 (en vert) et 4 (en bleu) de l'image acquise le 5 août 1992 sur la Bretagne. On distingue une légère traînée nuageuse sur la pointe Nord du Finistère. Les zones les plus foncées correspondent bien aux forêts recensées sur les cartes IGN. Les zones moins contrastées au Nord-Ouest correspondent sans doute à des régions justement boisées de manière moins dense. Ces zones sont d'ailleurs recensées comme « forêts » sur la base de l'INRA.

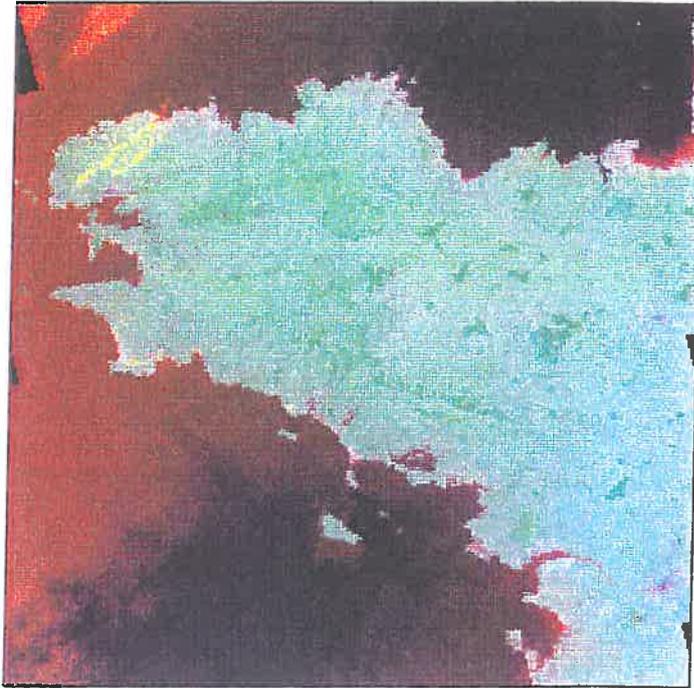


Figure III-12: image NOAA du 5 août 1992

L'algorithme de classification développé au CETP par S. Le Hégarat-Masclé (1997a) a été appliqué sur une série de cinq images NOAA (13/05/1992, 05/08/1992, 07/07/1993, 16/08/1993 et 02/09/1993) très peu nuageuses et bien contrastées.

Une première classification est obtenue en combinant l'information recueillie dans le canal infrarouge 4 pour les 5 dates (figure III-13a), une seconde en utilisant celle obtenue dans les canaux 1 et 2 combinés en terme d'indice de végétation NDVI (figure III-13b). Un masque déduit des résultats d'une première classification d'un des canaux optiques a permis d'éliminer les zones de mer. Le nombre de classes a été fixé respectivement à 5 et 6. Ce paramètre doit être fixé par l'utilisateur car aucun algorithme ne permet d'en optimiser la valeur. Dans notre cas, lorsque l'on augmente le nombre de classes au dessus des valeurs retenues ici, aucune information supplémentaire n'apparaît sur l'intérieur des terres. Seul le bord de mer se subdivise.

Sur la figure III-13a (classification multitemporelle infrarouge thermique), on reconnaît bien les zones forestières (en blanc). La classe bleue représente le bord de côte et un nuage présent sur l'image du 29/07/1992. Les trois classes restantes (jaune, rouge et vert), difficilement justifiables en terme d'occupation du sol, paraissent s'ordonner selon des lignes sud-ouest/nord-est et traduisent plutôt une tendance climatique régionale. La température infrarouge est liée à la température de la surface observée, paramètre qui dépend , comme nous l'avons expliqué dans

le chapitre II, de l'occupation du sol, mais aussi des paramètres climatiques et de l'état hydrique des sols.

Sur la figure III-13b, outre le bord de côte représenté par deux classes (vert et blanc), et les villes (jaune), trois principales classes sont représentées. La classe rouge semble correspondre à la verte de la figure III-13a, à ceci près qu'elle se retrouve également (en faible part) au centre de la Bretagne. La présence de caractéristiques différentes au milieu de la Bretagne est confirmée par la classe bleu foncé, qui apparaît comme une classe frontière de la bleu claire.

Cette classification effectuée sur l'indice de végétation NDVI doit normalement mettre en évidence des unités homogènes en terme d'occupation du sol. Mais on constate rapidement que les forêts denses apparaissent dans la classe bleue claire, classe qui s'applique aussi à une grande partie de l'ouest de la zone. Pour affiner la classification, nous avons procédé à une fusion de données (Le Hégarat-Masclé et al, 1997b) entre les canaux (multitemporels) infrarouge thermique et l'indice de végétation NDVI, dont les résultats sont présentés sur la figure III-13c. Les classes ayant des intersections non vides avec les bassins étudiés sont au nombre de six. Les forêts recensées sur les cartes IGN apparaissent en vert vif. Toute une zone située au nord ouest de la zone d'étude est aussi affectée à cette classe et correspond donc à une zone où le bocage se densifie. On distingue alors quatre grandes classes de bassins ayant des propriétés de réflectivité différentes : ceux du Nord-Ouest appartiennent soit à la classe vert foncé soit à celle vert clair, ceux du sud-ouest en jaune, ceux du nord-est en marron, et ceux du sud-est en bleu. Toujours d'après la base de l'INRA, la classe jaune correspondrait plutôt à des landes, et les classes marron et bleu à des terres arables, la classe vert foncé à des régions boisées.

La classification effectuée à partir des images NOAA nous permet donc de regrouper les bassins versants par unités paysagères, même si les caractéristiques de chaque unité mise en évidence sont difficiles à cerner faute d'informations de terrain précise. Elle met en évidence la représentativité spatiale limitée du bassin versant de Naizin, sa classe d'affectation se généralisant à un nombre très faible d'autres bassins. Ces regroupements sont sans doute plus réalistes que ceux que nous pourrions envisager à partir des pourcentages des différentes cultures présentes sur les bassins versants extraits des statistiques agricoles, puisque cette seconde source d'information ne tient pas compte de la nature des terres non agricoles. Toutefois, cette classification ne nous permet bien sûr pas l'accès à une détermination détaillée du couvert végétal, comme celle dont nous aurons besoin pour mettre en oeuvre la méthodologie d'estimation de l'humidité du sol par thermographie infrarouge, ce qui est normal étant donné la taille du pixel (1kmx1km), bien supérieure à celle du parcellaire. Ce type d'information ne peut être obtenu qu'à partir des capteurs à résolution spatiale fine comme ceux embarqués à bord des satellites SPOT ou LANDSAT.

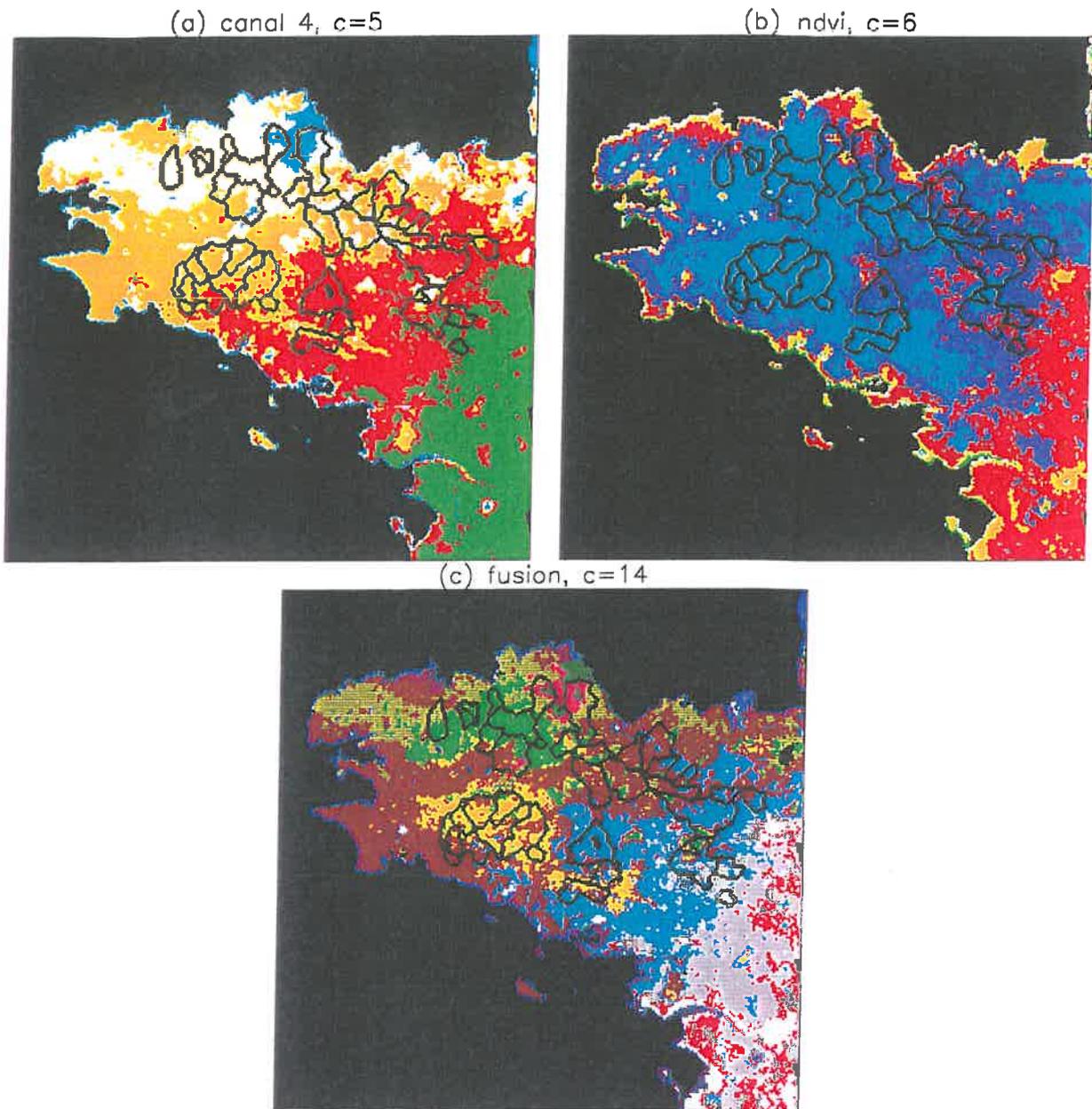


Figure III-13: classification effectuées sur 5 images NOAA
(Le Hégarat-Masclé, 1996)

IV. ETUDE DE LA CAPACITE DU SAR D'ERS-1 A ESTIMER L'ETAT HYDRIQUE DES SURFACES AGRICOLES

Le radar à ouverture synthétique du satellite ERS-1 fournit pour la première fois et de manière opérationnelle des données concernant la rétrodiffusion de la surface sur l'ensemble du globe, acquises depuis l'espace. Les études menées avec d'autres capteurs pour des configurations radar proches de celle du SAR d'ERS-1 ouvrent des perspectives d'utilisation de ces données en hydrologie grâce à la sensibilité attendue du signal radar aux variations d'état hydrique des sols. Toutefois, d'autres facteurs influencent la réponse radar des surfaces émergées (rugosité du sol, couvert végétal). Nous allons donc étudier la capacité du SAR d'ERS-1 à estimer l'état hydrique du sol à l'échelle de la parcelle, puis à l'échelle du bassin versant, grâce à un contrôle in situ des conditions hydriques du sol effectué sur le bassin versant de recherche de Naizin. Nous rappelons que deux types de mesures de l'humidité de surface du sol sont réalisées in situ:

- des mesures effectuées en continu en un point amont du bassin versant par 2 sondes capacitives situées à 10 cm sous la surface du sol.
- des mesures par prélèvements (0-5 cm) sur 12 parcelles lors des campagnes de mesures extensives, permettant l'estimation de l'état hydrique des surfaces agricoles du bassin versant.

Dans un premier temps, nous analyserons le comportement du signal radar à l'échelle de la parcelle, en tenant compte du type du couvert végétal. La seconde partie de ce chapitre porte sur l'étude menée cette fois à l'échelle du bassin versant, en utilisant comme indicateur des variations de l'état hydrique du bassin la mesure ponctuelle par méthode capacitive.

Nous concluons par une étude des variations de l'état hydrique de la surface du sol à l'échelle régionale en analysant le signal radar enregistré en phase hivernale sur la quarantaine d'autres bassins versants suivis dans le cadre de ce projet.

IV.1. Analyse à l'échelle de la parcelle

IV.1.1. Evolution du signal radar à l'échelle de la parcelle:

Le suivi du signal radar des différentes parcelles témoins sur l'ensemble de la période d'étude est présenté en annexe 3, en parallèle avec les mesures d'humidité de surface. Pour certaines parcelles, il existe en phase C (avril 1992-mai 1993) un décalage systématique, de l'ordre de 3 à 5 dB, entre les passages ascendants et descendants du satellite. A titre d'exemple, nous présentons ici le cas des parcelles 7 (prairie) et 12 (céréales d'hiver) (figures IV-1 et IV-2).

Plusieurs hypothèses sont avancées pour expliquer ce phénomène. Premièrement, bien que les pentes rencontrées sur le bassin restent modestes (généralement inférieures à 5%), l'image pourrait subir des déformations radiométriques à cause du relief. Ces déformations sont dues à une modification de l'angle d'incidence de

l'onde radar et de l'aire de rétrodiffusion de chaque pixel suivant l'orientation de la parcelle dans le plan de visée du radar (figure IV-3) et peuvent donc être très différentes entre les deux phases orbitales d'acquisition puisque le plan de visée change.

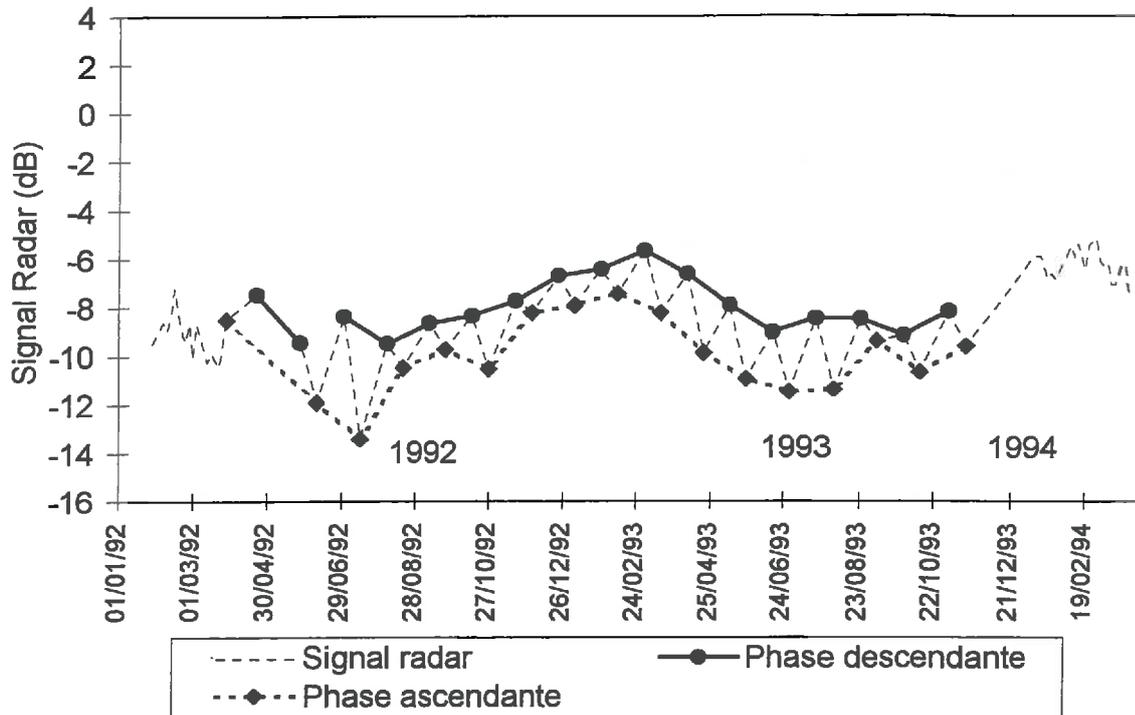


Figure IV-1: Signature radar de la parcelle 7 (prairie)-

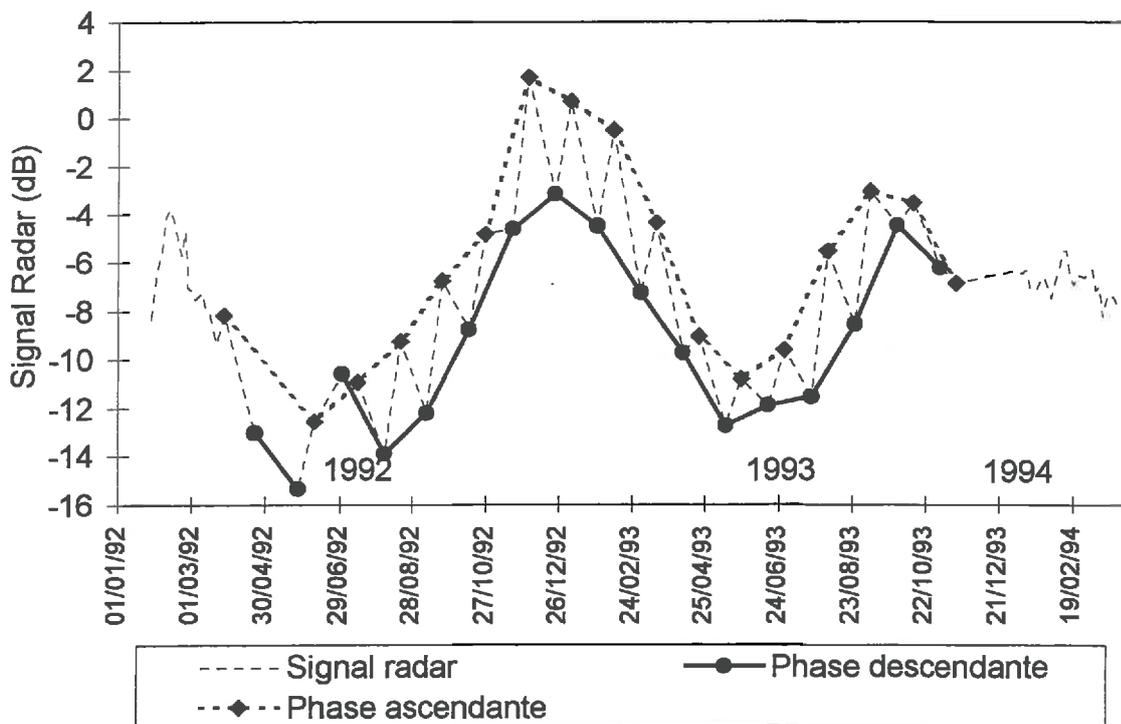


Figure IV-2: Signature radar de la parcelle 12 (céréales d'hiver)

Des études menées au LCT (Beaudoin et al., 1994; Trouffleau et al., 1994) ont abouti à des algorithmes de correction de ces déformations radiométriques dans les zones de fort relief (régions montagneuses). Ces algorithmes sont inopérants pour l'instant pour des régions à faible relief, la superposition du modèle numérique de terrain avec l'image radar n'étant alors pas réalisable avec une précision suffisante.

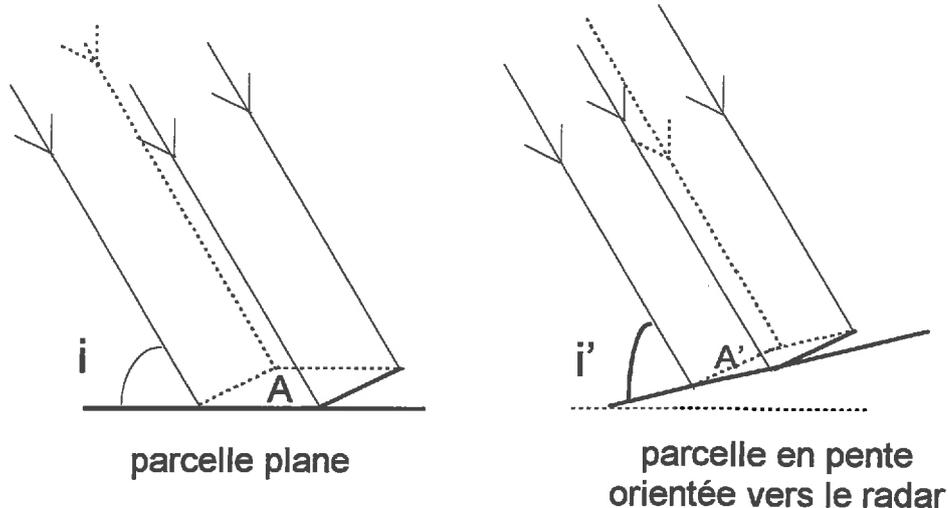


Figure IV-3: Principe de la déformation radiométrique sous l'effet du relief (i, i' : angle d'incidence locaux, A et A' :aires de rétrodiffusion)

En second lieu, l'hypothèse d'un problème d'étalonnage des données radar entre les deux phases peut être émise, mais apparaît peu probable car le décalage n'est pas observé pour toutes les parcelles et n'existe pas à l'échelle du bassin versant. Enfin, il est aussi possible que le masque d'extraction du signal radar ne soit pas assez resserré sur certaines parcelles et englobe un élément limitrophe, tel une haie d'arbres ou un bâtiment, perturbant le signal rétrodiffusé de manière radicalement différente d'une visée du satellite à l'autre. A l'échelle de la parcelle, il est donc important de travailler sur une série d'image radar appartenant à une même scène d'acquisition pour que la liaison entre la réponse radar et les paramètres physiques de la surface ne soit pas bruitée par des variations du signal radar exogènes comme celles que nous avons observées sur certaines parcelles témoins.

En comparant l'évolution du signal radar en phase ascendante sur les différentes parcelles (figures en annexe3), on constate que la courbe obtenue est caractéristique du type de culture. Le signal radar varie par exemple beaucoup en cours d'année pour les parcelles couvertes par des céréales d'hiver alors qu'il évolue peu sur les prairies, pourtant soumises aux mêmes précipitations. En effectuant une moyenne du signal radar sur l'ensemble des parcelles caractérisées par un même type de culture, on met en évidence une signature radar caractéristique de chacun des 4 principaux types d'occupation du sol rencontrés sur les parcelles du bassin versant de Naizin (maïs, céréales d'hiver, légumineuses, prairies) (figures IV-4 et IV-5).

Les cultures de céréales d'hiver présentent une signature radar contrastée, avec une baisse du signal radar en juin, comportement d'ailleurs aussi observé en bande X (Bouman et Van Kasteren, 1990) et explicable par l'atténuation de l'onde radar par

un couvert végétal alors très développé. Les maïs, au contraire, présentent entre fin-mai et début-juin une remontée du signal radar au moment où ce dernier est minimum pour les céréales d'hiver. Pour cette période, les maïs sont encore peu développés, la remontée du signal radar peut donc traduire une augmentation de l'état hydrique du sol à la suite d'événements pluvieux enregistrés pendant ces périodes de l'année. Elle peut aussi être due à des effets de rugosité pour des sols récemment travaillés ou aux structures de rang très marquée pour ce type de culture.

Les différences de comportement radar de ces deux types de couvert végétal s'expliquent d'une part par des phénomènes d'interaction avec l'onde radar très différents dans un cas et dans l'autre comme nous le verrons dans la partie suivante, d'autre part, par un décalage dans le temps des cycles végétatifs. Les céréales d'hiver, semées à l'automne, couvrent faiblement le sol en hiver, puis accélèrent leur développement au cours du printemps pour atteindre leur hauteur maximale autour du jour 150 (chapitre V). A cette période de l'année, les couverts de maïs ne sont qu'au stade de l'émergence (semence en avril). Les couverts de type légumineuse, semés eux aussi au printemps, présentent une signature radar voisine de celle des couverts de maïs. Pour les prairies, la signature radar reste relativement stable et se caractérise par des valeurs faibles du coefficient de rétrodiffusion (-8 à -14 dB). Ce phénomène a aussi été observé par d'autres équipes de recherche (Blyth, 1995; Dabrowska et al., 1994).

L'évolution radar caractéristique d'un type de couvert peut être liée à des interactions entre l'onde radar et la surface fortement dépendantes du type de couverture végétale. Elle peut aussi traduire un régime d'humidité de la surface du sol lié à la nature du couvert végétal. Le taux de couverture du sol est en effet un facteur important dans les phénomènes d'évaporation et d'interception des pluies. Pour tenter de conclure sur ce point, les données radar ont été comparées aux mesures d'humidité du sol effectuées sur les parcelles parallèlement à certains passages du satellite.

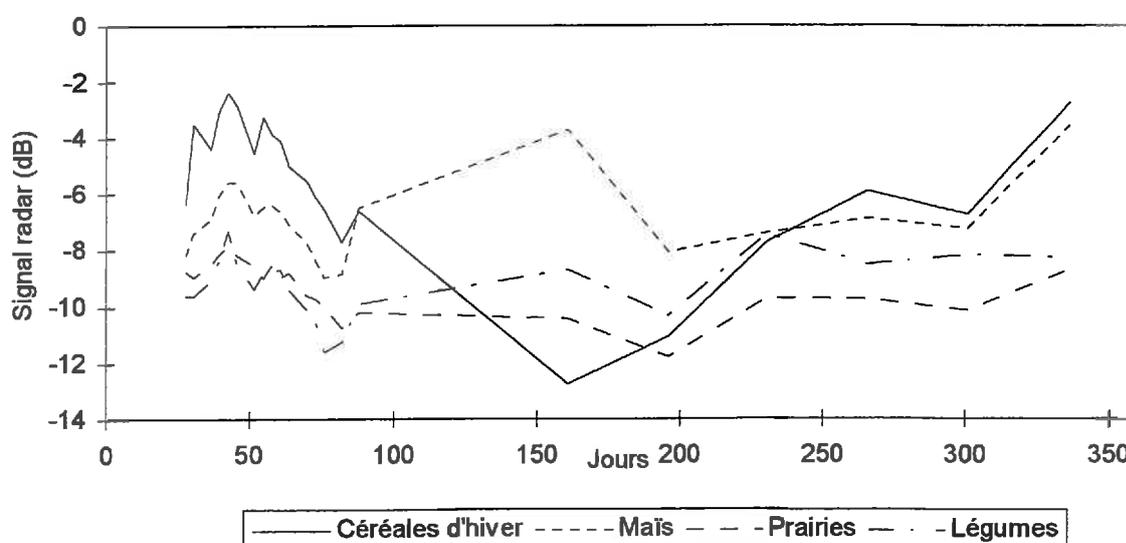


Figure IV-4: Signature radar des 4 principaux types d'occupation du sol rencontrés sur les terres agricoles du bassin versant de Naizin: année 1992

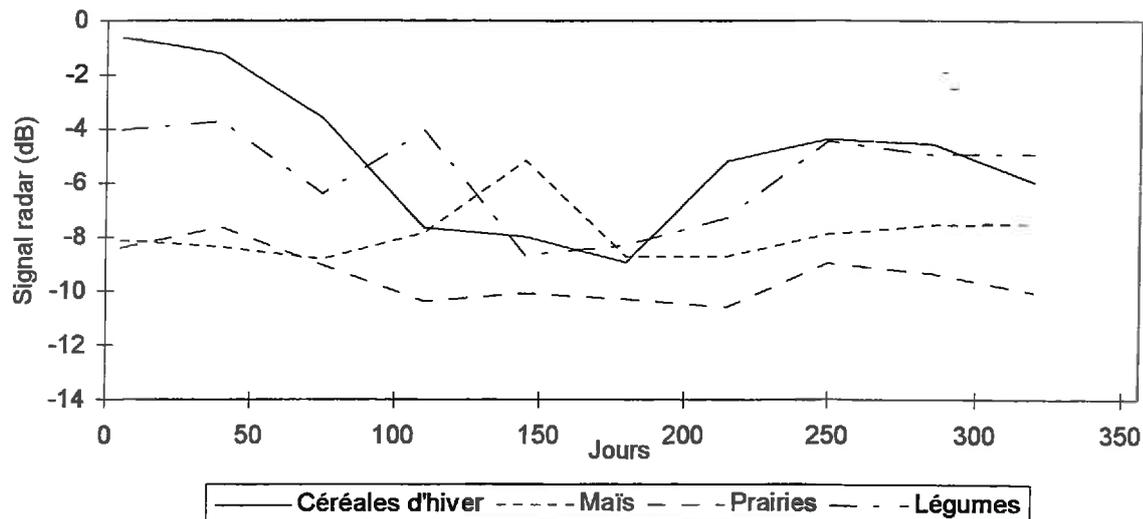


Figure IV-5: Signature radar des 4 types d'occupation du sol rencontrés sur les terres agricoles du bassin de Naizin: année 1993

IV.1.2. Données radar et humidité du sol à l'échelle de la parcelle:

Le coefficient de rétrodiffusion extrait sur les parcelles est maintenant comparé aux résultats des mesures d'humidité du sol effectuées sur ces mêmes parcelles par prélèvements. Avant de présenter les résultats obtenus à partir de notre base de données, nous rappelons ici que, en conditions contrôlées (rugosité du sol modérée et constante) la configuration du SAR d'ERS-1 doit permettre d'estimer l'humidité de surface d'un sol nu rugueux avec une sensibilité d'environ 0,3 dB par pourcent d'humidité volumique (Chanzy, 1991; Le Toan, 1982). Cependant, le signal radar est aussi pour cette configuration sensible à la rugosité du sol (Benallegue et al., 1995, Le Toan et al., 1994) et à la présence d'un couvert végétal qui provoque une atténuation observée expérimentalement pour des blés (Taconet et al., 1994) et modélisée théoriquement pour des cultures de soja (Nghiem et al., 1993).

A partir de notre base de données, nous avons dans un premier temps étudié sur chaque parcelle la corrélation entre le signal radar et l'humidité volumique. Aucune corrélation n'est apparue entre ces deux variables. Sur les parcelles cultivées, ce phénomène s'explique par l'évolution, au cours de l'année, de l'humidité du sol mais aussi des deux autres paramètres qui influencent la réponse radar (rugosité du sol et couvert végétal). Dans le cadre de notre étude, nous ne disposons pas d'information précise sur la rugosité du sol, mais le type de couvert a été relevé sur chaque parcelle pour chaque campagne de prélèvements (annexe 3).

Nous avons donc étudié la relation signal radar/humidité du sol en regroupant les données acquises sur l'ensemble des parcelles suivant 6 types d'occupation du sol:

- Sol nu
- Chaumes (blé ou maïs)
- Prairies
- Maïs
- Légumes (oignons, haricots et pois)
- Céréales d'hiver (du semis au couvert mature avant récolte)

Les résultats obtenus à partir des données acquises sur 1992 et 1993 ont fait l'objet d'une publication (Cognard et al., 1995). Nous présentons ici les corrélations issues de cette base de données enrichie des mesures effectuées de janvier à mars 1994 dont l'analyse confirme les conclusions publiées.

Au premier abord, il paraît surprenant de constater que le signal radar n'apparaît pas sensible à l'humidité du sol pour des **sols nus** (figure IV-6), la corrélation entre ces deux variables se traduisant par un coefficient de corrélation de 0,30 et une pente proche de 0 (0,08 dB par % d'humidité volumique). Mais nous savons, bien que la rugosité n'ait pas été contrôlée in situ, que nous avons regroupé dans cette catégorie d'occupation du sol des parcelles caractérisées par des états de surface très divers. Nous confirmons donc ici la forte sensibilité de la réponse du radar d'ERS-1 aux paramètres de rugosité, l'angle d'incidence de cet instrument (23°) étant bien supérieur à celui de 10° pour lequel ces effets sont minimisés (Chapitre II). Pour accéder à l'état hydrique d'un sol nu agricole à l'échelle de la parcelle par radar, il est donc indispensable d'estimer les effets dus à la rugosité du sol. Si ce dernier paramètre est contrôlé in situ, des modèles théoriques permettent l'estimation de l'humidité du sol à partir des données radar en calculant les influences respectives de la rugosité du sol et de l'état hydrique du sol. Si l'on veut aboutir à des méthodes opérationnelles, il faut ne plus avoir besoin de mesures in situ délicates à réaliser et toujours ponctuelles dans le temps et l'espace. C'est pour cette raison que les recherches s'orientent vers l'utilisation de données multiconfiguration pour tenter de différencier, à partir des seules données de télédétection, les effets dus d'une part à l'humidité du sol et d'autre part aux paramètres de rugosité. Nous verrons par la suite que si les applications recherchées ne nécessitent pas de données à des échelles spatiales trop fines, un autre moyen existe pour minimiser les effets dus à la rugosité. Il suffit de travailler à une échelle spatiale moyennant la réponse d'un nombre assez important de parcelles. La rugosité de l'unité spatiale étudiée peut être alors considérée comme constante même si celle des parcelles la composant change au cours du temps (§ IV-3).

Pour des couverts de **chaumes** (figure IV-7), la sensibilité du radar aux variations d'humidité du sol est faible (0,1 dB par % d'humidité volumique) par rapport à celle que nous observerons par exemple pour des couverts de blé, ou celle attendue pour un sol nu de rugosité constante (0,3 dB par % d'humidité volumique). Pourtant, même si aucune observation précise n'est disponible, une certaine homogénéité de l'état de surface, et donc de la rugosité, des différentes parcelles peut être avancée.

L'analyse des signatures temporelles des **prairies** effectuée dans la partie précédente montre que leur réponse radar évolue peu au cours de l'année. Comme les prairies suivies dans le cadre de notre étude sont de type temporaire, servant de pâturage, elles ne sont pas soumises à un cycle végétatif marqué. La hauteur du couvert reste modéré (10 à 20 cm). L'effet d'atténuation sur le signal radar peut donc être considéré comme quasiment constant sur l'année. La figure IV-8, avec un coefficient de corrélation (0,40) et une pente (0,08 dB par % d'humidité volumique) faibles, montre que le SAR d'ERS-1 est insensible aux variations de l'humidité du sol pour ce type de couvert, ce qui a déjà été observé par d'autres équipes (Dabrowska et al., 1994; Wooding et al., 1992). Il semble donc que les prairies, que nous considérerons comme un couvert partiel vis à vis des échanges d'énergie et de masse (Chapitre V) se comportent comme un couvert très dense vis à vis du radar puisque l'atténuation du couvert masque les variations du signal qui devraient être

induites par les changements d'état hydrique du sol. L'étude de ce type de couvert reste à poursuivre tant du point de vue expérimental que théorique car des résultats différents ont été obtenus par un chercheur de l'Institut d'Hydrologie de Wallingford qui, comme nous, n'a obtenu aucune corrélation entre la réponse radar et l'humidité du sol pour des prairies sur sols limoneux, mais qui en a obtenu une très correcte pour une prairie sur sol sableux (Blyth, 1995).

La figure IV-9 montre que le signal radar n'est pas non plus sensible aux variations d'humidité du sol pour les cultures de **maïs** et reste voisin de -6 dB au cours du cycle végétatif, valeur sensiblement plus élevée que celle obtenue pour une prairie. Des résultats analogues ont été obtenus lors de la campagne Agriscatt'88 (Benallegue et al., 1994) avec le diffusomètre aéroporté ERASME pour une configuration proche de celle du SAR d'ERS-1. Ici encore, des études continuent à être menées pour mieux comprendre les phénomènes qui régissent l'interaction onde radar-couvert végétal-sol pour ce type de culture. Toutefois, l'absence de lien entre la réponse radar et l'humidité du sol pour ce type de culture peut être expliquée, comme nous en avons déjà parlé, par des effets prédominants de rugosité lorsque le maïs n'est pas trop développé, relayés par la suite par des interactions de l'onde radar avec le couvert végétal devenu plus dense.

Les cultures de type **légumes** présentent a priori un comportement proche de celui des maïs (figure IV-10), mais le faible nombre de points et les divers types de couverts rassemblés dans cette catégorie ne permettent pas de conclure avec certitude.

Seul le signal radar rétrodiffusé par les cultures de **céréales d'hiver** (figure IV-11) montre une sensibilité aux variations d'état hydrique du sol avec une droite de pente égale à 0,32 dB par pourcent d'humidité volumique, même si les points restent dispersés (coefficient de corrélation de 0,65). La figure IV-12 montre que nos résultats s'intègrent tout à fait à ceux obtenus avec le diffusomètre hélicoptère ERASME au cours des expériences menées sur le bassin versant de l'Orgeval en 1988 (campagne Agriscatt'88), 1989 (campagne Orgeval 89) et 1994 (campagnes effectuées en parallèle avec des passages du radar SIR.C embarqué à bord de la navette américaine).

L'effet d'atténuation du signal radar par les couverts de céréales d'hiver commence à être bien connu et des méthodes opérationnelles de correction de cet effet par des modèles de type « nuage en goutte d'eau » sont apparus (§ II-2.2.5.1). Pour une fréquence de l'onde radar identique à celle du SAR d'ERS-1, la réponse radar d'un couvert de blé exprimée en décibel peut s'écrire sous la forme suivante:

$$\sigma^{\circ} = -\frac{20BM_v}{((\ln 10) \cos \theta)} + AW_s + C \quad \text{Equation IV-1}$$

où M_v est la teneur en eau des végétaux en kg/m^2

θ est l'angle d'incidence de l'onde radar

W_s l'humidité volumique de surface du sol en %

A, B, C sont des constantes qui dépendent de la configuration radar et doivent être déterminées expérimentalement.

soit:
$$\sigma^{\circ} = -B'M_v + AW_s + C \quad \text{Equation IV-2}$$

Ce modèle a pu être calé à partir des mesures effectuées pour des couverts de blé au cours de la campagne Orgeval 89 (Prévoit et al., 1993a, Taconet et al., 1994).

Pour les données acquises avec un diffusomètre configuré comme le SAR d'ERS-1, le paramètre B a été ajusté à la valeur 0,101. Pour un angle d'incidence de 23°, l'atténuation du signal radar par la végétation est donc égale à 0,95 dB par kg d'eau au m² (valeur de B').

Dans un article récent (Taconet et al., 1996), une méthode de correction de l'atténuation des couverts de blé fondée sur la valeur obtenue pour le paramètre B' a permis d'améliorer sensiblement la relation entre le signal radar et l'humidité de surface du sol à partir des données rassemblées sur le bassin de l'Orgeval dans la Brie avec le radar aéroporté ERASME. On calcule simplement un signal rétrodiffusé σ°_c corrigé des effets dus à la végétation à partir du signal rétrodiffusé par la surface σ° , par la relation suivante:

$$\sigma^{\circ}_c = \sigma^{\circ} + B'M_v \quad \text{Equation IV-3}$$

Au lieu de calculer le terme de correction B'M_v de manière exacte, ce qui nécessite de disposer d'une mesure précise de la teneur en eau des végétaux, une valeur est affectée à ce terme selon le tableau ci-dessous qui définit des classes de biomasse suivant la teneur en eau des végétaux:

M _v (kg/m ²)	[0-1]	[1-2]	[2-3]	> 3, végétation verte
correction (dB)	0	2	3	4

Tableau IV-1: Correction à appliquer au signal radar pour des couverts de blé

Lors des campagnes de terrain effectuées sur le bassin versant de Naizin, la teneur en eau des végétaux n'a pas été mesurée, mais cette variable peut être affectée à une des classes d'appartenance du tableau IV-1 en fonction de la date de la campagne de mesure et des informations recueillies sur la hauteur du couvert. En corrigeant ensuite le signal radar suivant la méthode exposée ci dessus, la dispersion des points est moins grande (coefficient de corrélation de 0,72 au lieu de 0,65 avant la correction) pour une sensibilité à l'état hydrique de surface équivalente, et ceci malgré une correction de l'atténuation de la végétation approximative compte tenu du type d'information disponible sur la variable M_v (figure IV-13).

En regroupant l'ensemble des points corrigés des effets de végétation obtenus au cours des campagnes ERASME et ERS-1, nous obtenons le nuage de points de la figure IV-14. La corrélation entre le signal radar et l'humidité de surface (R=0,84) est améliorée par rapport à celle obtenue sur la figure IV-12 avant correction de l'atténuation de la végétation (R=0,78), avec une sensibilité du radar à l'humidité du sol toujours voisine de 0,3 dB par pourcent d'humidité volumique.

Sensibilité du signal radar à l'humidité du sol pour les différents types d'occupation du sol

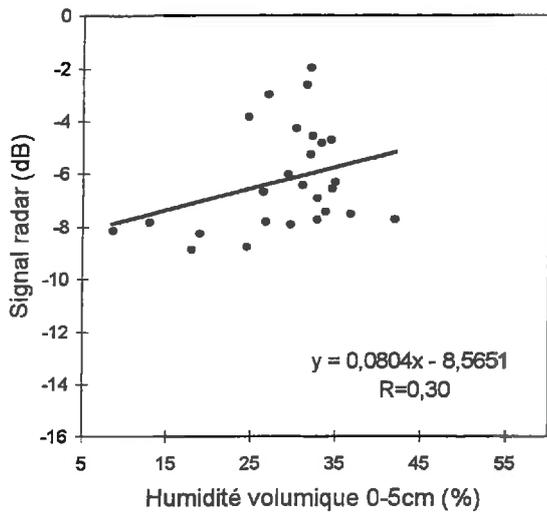


Figure IV-6: sol nu

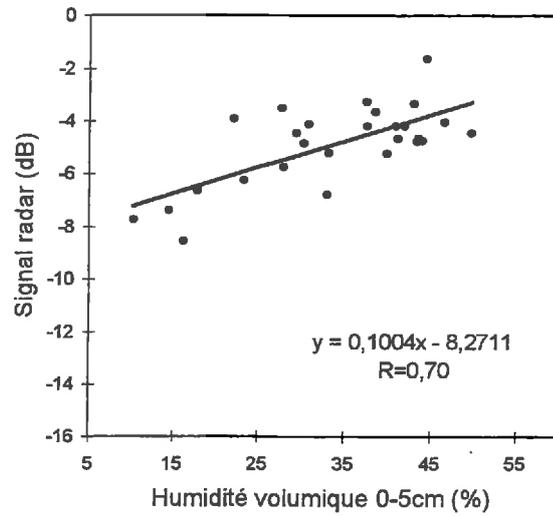


Figure IV-7: chaumes

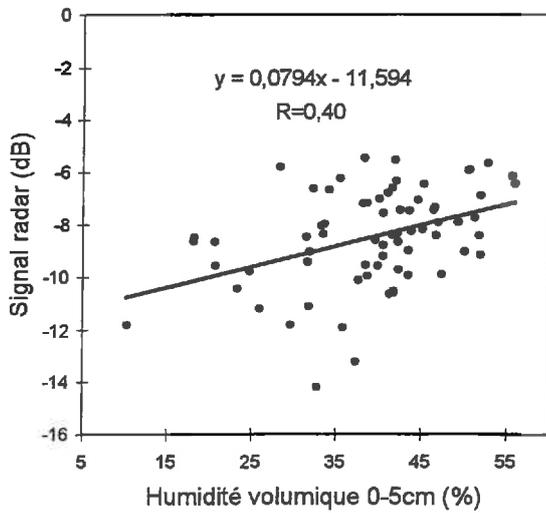


Figure IV-8: prairies

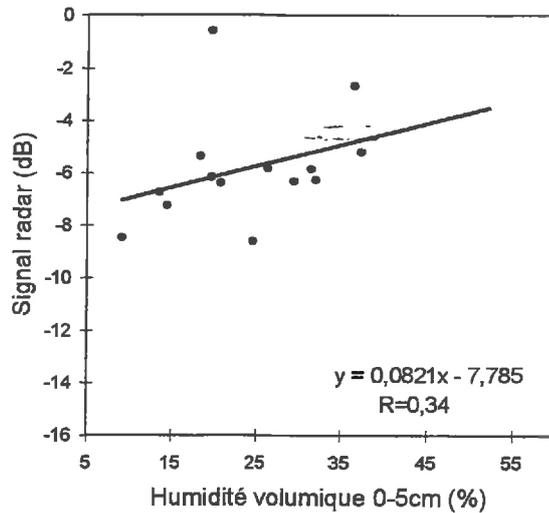


Figure IV-9: maïs

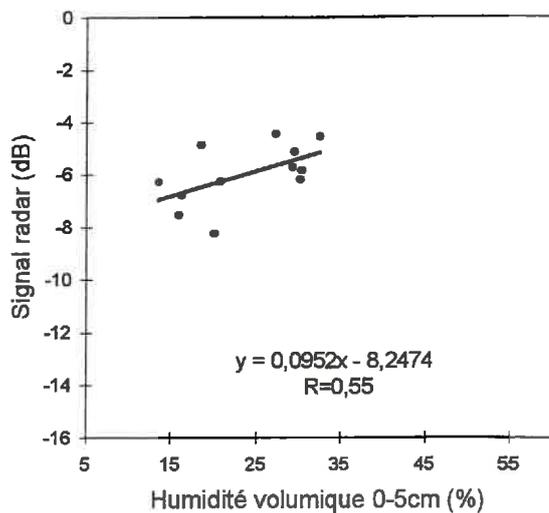


Figure IV-10: légumes

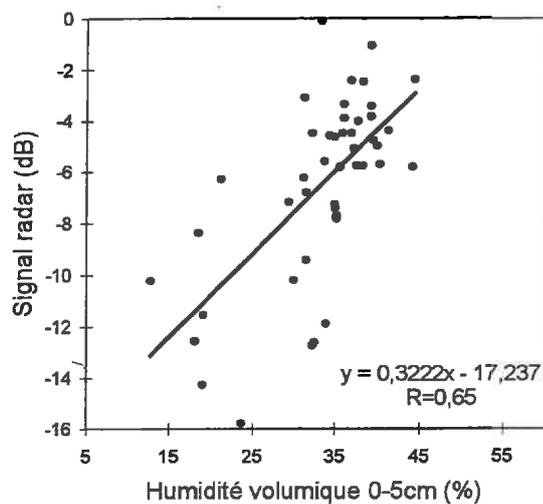
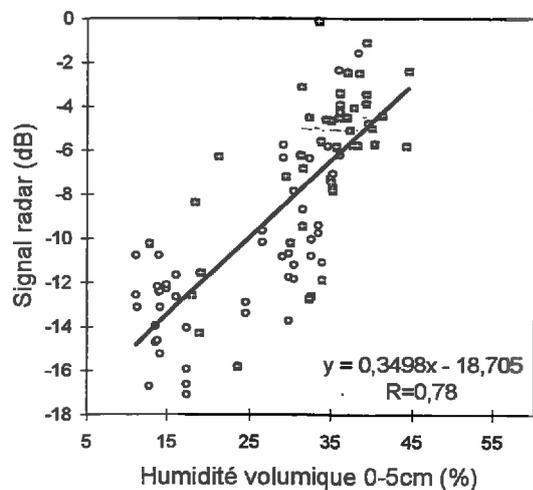


Figure IV-11: céréales d'hiver
points ERS-1



◦ ERASME 88/89/94 ◻ ERS1 92/93/94

Figure IV-12: céréales d'hiver
ERS-1 + ERASME

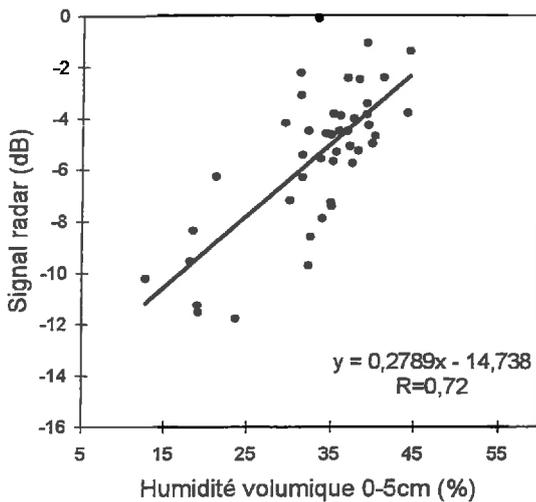


Figure IV-13: céréales d'hiver ERS-1
correction des effets de végétation

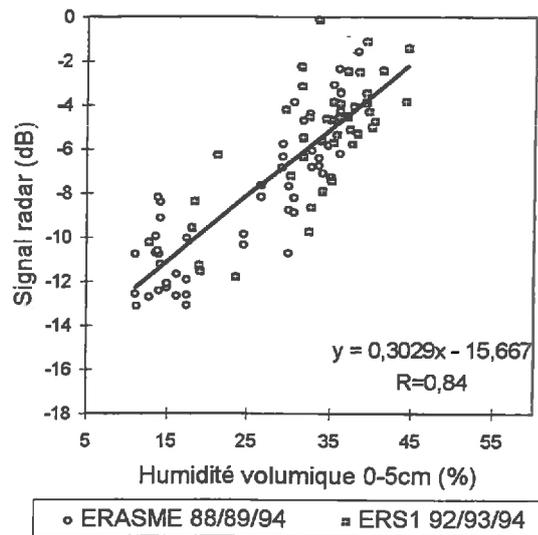


Figure IV-14: céréales d'hiver
ERS-1 + ERASME
correction des effets de végétation

Nous pouvons par cette méthode corriger les effets d'atténuation dus aux couverts de céréales d'hiver. Malheureusement, pour des couverts tels que le maïs, nous avons vu que le signal radar perd toute sensibilité à l'humidité du sol, même pour un couvert peu développé. Il en est de même pour les prairies.

Nous allons maintenant, avant de présenter les résultats obtenus non plus à l'échelle de la parcelle mais à l'échelle du bassin versant, examiner la représentativité en terme de signal radar des parcelles témoins vis à vis du bassin versant.

IV.2. Représentativité des réponses radar des parcelles vis à vis du bassin versant

La figure IV-15 présente l'évolution, sur l'ensemble de la période, du signal radar mesuré à l'échelle du bassin versant en parallèle avec la moyenne des signaux enregistrés sur les parcelles témoins. Les valeurs élevées de l'écart-type associé à cette moyenne concrétisent la forte variabilité des mesures effectuées à l'échelle de la parcelle déjà démontrée dans la partie précédente. Malgré cette caractéristique, la mesure radar intégrée sur les parcelles est bien en accord avec la réponse radar du bassin versant comme le montrent les corrélations (coefficients de régression de 0,97; 0,85 et 0,95) effectuées entre ces deux variables par phases d'acquisition (figures IV-16, IV-17 et IV-18).

Toutefois, on constate que les cultures de type maïs et légumes sont sous-représentées, en particulier en 1993, sur l'ensemble des parcelles témoins par rapport à leur fréquence d'apparition sur le bassin versant. Or, de mi-mai à mi-juin, ces types de couverts présentent des signaux rétrodiffusés élevés, alors que les blés se caractérisent a contrario par une rétrodiffusion faible. Cela explique

pourquoi, sur cette période de l'année, la réponse moyenne des parcelles est systématiquement plus basse que celle du bassin.

Le signal radar enregistré à l'échelle du bassin versant semble donc bien synthétiser les quatre principaux types de comportements observés à l'échelle de la parcelle. Nous allons analyser dans la partie suivante ce que cela implique sur la sensibilité du radar aux variations d'état hydrique du sol lorsque les phénomènes sont observés de manière globale (échelle du bassin versant).

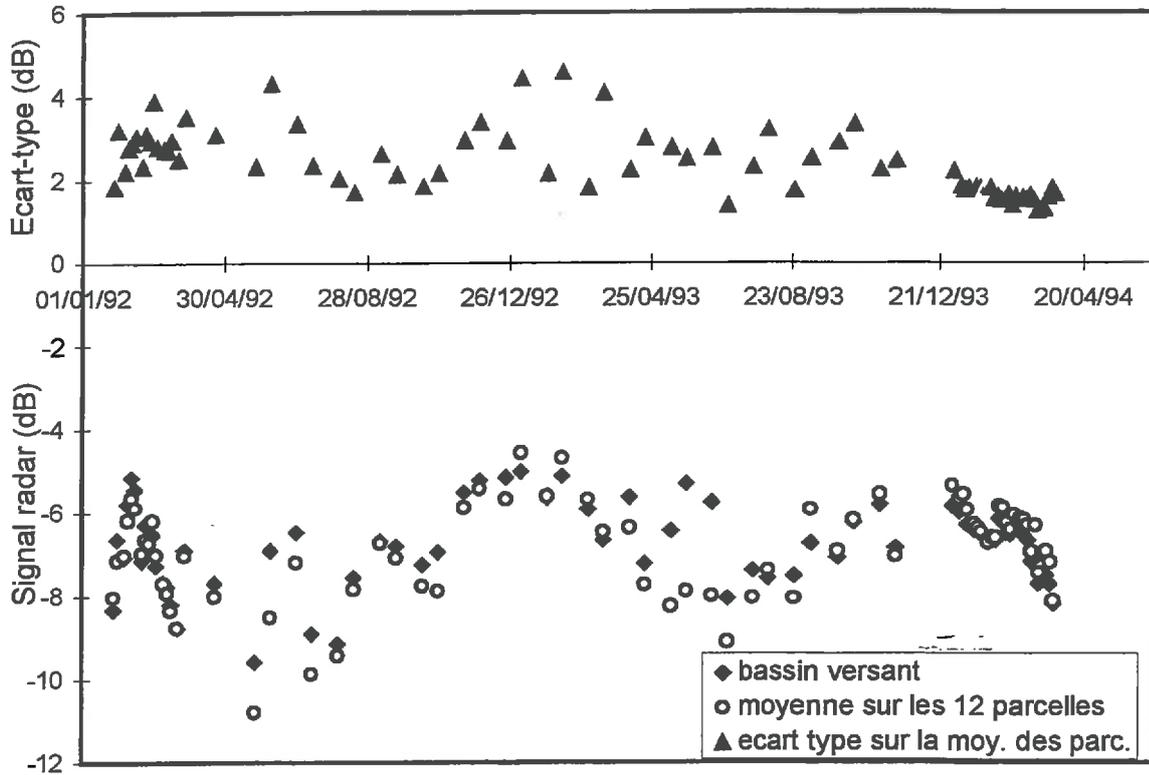


Figure IV-15: Suivi de la réponse radar du bassin versant et de la moyenne des signaux enregistrés à l'échelle de la parcelle

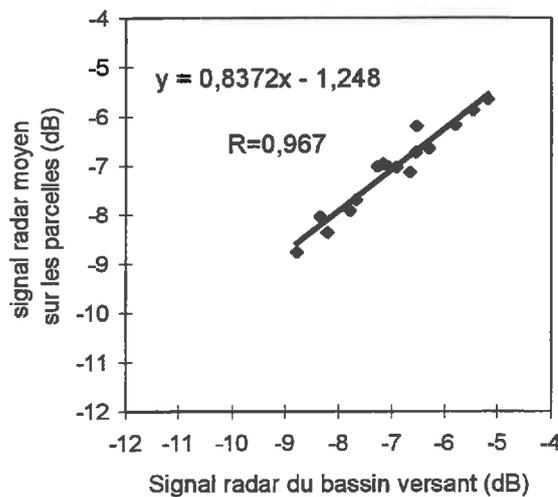


Figure IV-16: Représentativité des 12 parcelles de janvier à mars 1992 (PHASE B)

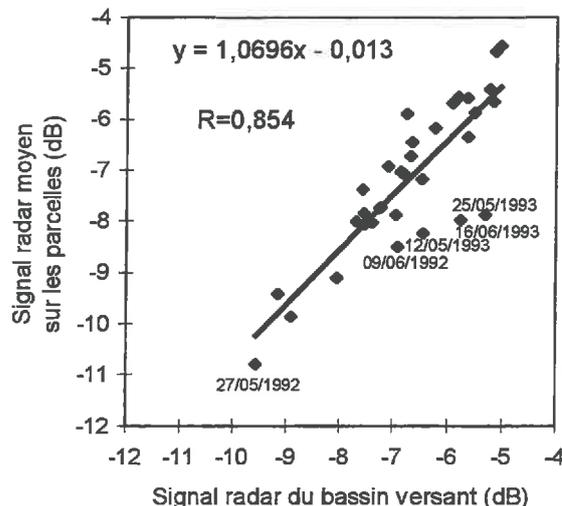


Figure IV-17: Représentativité des 12 parcelles d'avr. 1992 à déc. 1993 (PHASE C)

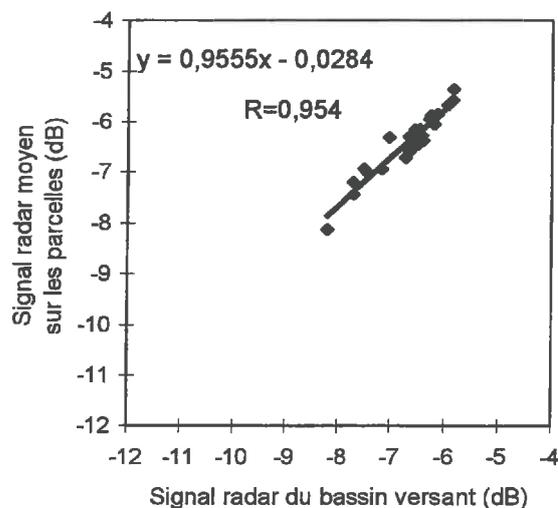


Figure IV-18: Représentativité des 12 parcelles de janvier à mars 1994 (PHASE D)

IV.3. Analyse à l'échelle du bassin versant témoin

La figure IV-19 présente, sur la période de 26 mois au cours de laquelle les données radar ont été exploitées, le suivi du coefficient de rétrodiffusion calculé à l'échelle du bassin versant de Naizin en parallèle avec l'humidité volumique mesurée avec les sondes ou par prélèvements sur les parcelles témoins.

Pour étudier le comportement hydrologique d'un bassin versant de petite taille tel que celui de Naizin (12 km²), il est judicieux de choisir un pas de temps compatible avec le temps de réponse du bassin versant. Nous allons donc tout d'abord porter notre attention sur les périodes où le satellite ERS-1 est passé au dessus du bassin versant avec une répétitivité de 3 jours, c'est à dire sur les périodes de janvier à mars en 1992 et 1994 (respectivement phases B et D).

Les acquisitions des données du SAR d'ERS-1 sont, comme nous l'avons vu, quasiment insensibles à la couverture nuageuse. Ce caractère "tout temps" de la

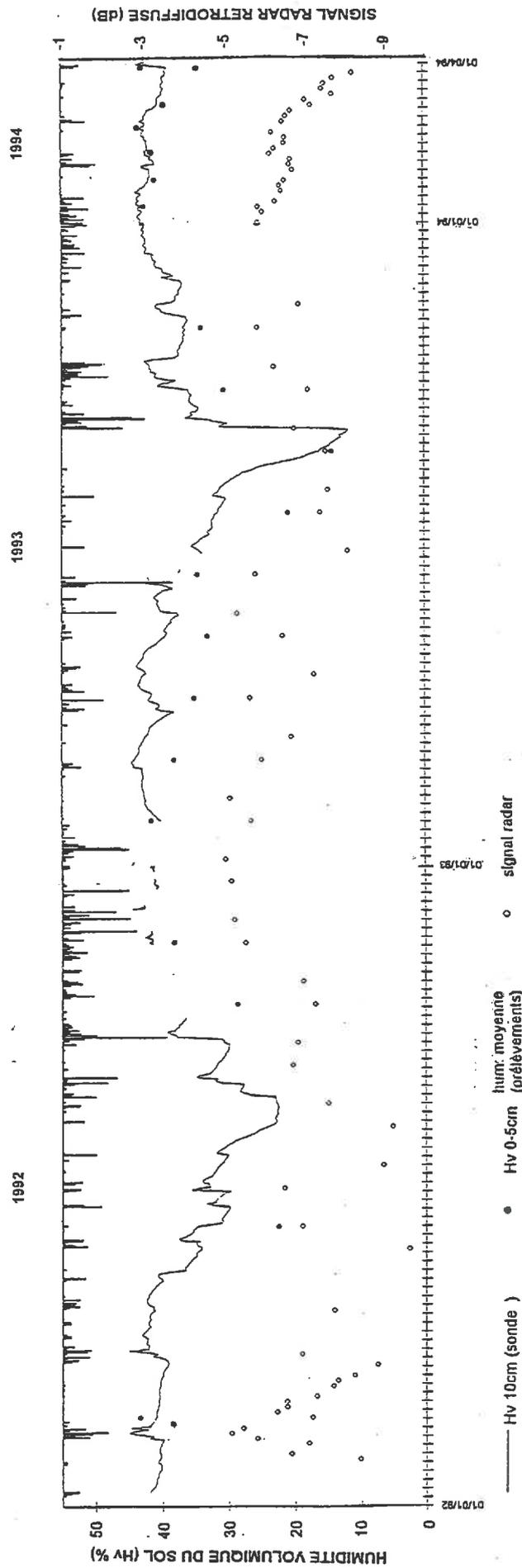


Figure IV-19: Suivi du signal radar du bassin versant expérimental de Naizin en parallèle avec les événements pluvieux et les mesures in situ de l'état hydrique du sol

mesure permet donc de suivre, comme nous allons le voir, les changements d'état hydrique du sol pendant ces deux périodes avec un pas de temps effectif de 3 jours. Cette caractéristique est très intéressante lorsque l'on étudie les zones tempérées puisque, à l'opposé, sur ces deux périodes de 3 mois, il n'a été possible d'acquérir qu'une seule image NOAA parfaitement claire.

IV.3.1. Sensibilité du SAR d'ERS-1 aux variations d'humidité du sol entre janvier et mars en 1992 et 1994

Au cours des deux périodes hivernales de trois mois pendant lesquelles le satellite ERS-1 a survolé notre site d'étude avec une fréquence de trois jours, l'évolution du signal radar mesuré à l'échelle du bassin versant est comparable à celle du suivi de l'état hydrique du sol effectué par la station de mesure automatique de Penvern (figures IV-20 et IV-21). Cela se traduit par une très bonne corrélation (coefficient de corrélation de 0,84 en phase B et de 0,92 en phase D) entre ces deux types de données (figures IV-22 et IV-23).

Toutefois, trois passages du satellite ont coïncidé en 1992 avec des épisodes de gel (28 janvier, 6 et 21 février). Les résultats montrent une baisse du signal rétrodiffusé due à la chute de la permittivité diélectrique de l'eau lors du passage de la phase liquide à la phase solide. Ces trois dates ont été exclues des corrélations présentées ici. Par contre, la pente des deux droites de corrélation (0,51 et 0,44 dB par pourcent d'humidité volumique) traduit une sensibilité très forte du radar aux variations d'état hydrique du sol.

En observant en détail la figure IV-20, nous constatons que les deux événements pluvieux qui ont eu lieu entre les 9 et 14 février, puis les 23 et 26 mars, s'accompagnent d'une augmentation simultanée de l'humidité du sol et du signal rétrodiffusé. Entre ces deux périodes, le signal radar présente une baisse marquée, traduisant ainsi le ressuyage en surface du bassin versant justifié par l'absence de pluie et par une augmentation progressive de la demande évaporative (l'évaporation potentielle de Penman enregistrée par la station de Rostrenen passe de 0,5 mm/jour à la mi-février à 2 mm/jour fin mars). Cette baisse de l'état hydrique du sol n'est pas enregistrée de manière aussi significative par les sondes de mesures automatiques.

Au cours de la seconde phase de passages du satellite avec une répétitivité de trois jours (janvier-mars 1994), le même phénomène est observé. Cette période, plus riche que la précédente en campagnes de mesures extensives, permet le suivi de l'évolution de l'humidité des cinq premiers centimètres de sol sur l'ensemble des parcelles témoins. Cette mesure est plus adaptée que la mesure effectuée en continu à une comparaison avec le signal radar moyen du bassin versant, d'une part par son caractère extensif et d'autre part par le volume de sol prospecté plus proche de la surface. Pour des teneurs en eau volumiques du sol de l'ordre de 40%, la profondeur de pénétration dans le sol des ondes hyperfréquences du SAR d'ERS-1 ne serait en effet que de l'ordre de 1 cm (chapitre II). Or, nous constatons justement que l'évolution de l'humidité moyenne des 5 premiers centimètres du sol au cours des périodes d'assèchement du sol est plus marquée que celle des mesures capacitatives (figure IV-21). La corrélation entre cette mesure de l'état hydrique du sol et la réponse radar du bassin versant (figure IV-23) conduit à une sensibilité du SAR de 0,33 dB par % d'humidité volumique, plus proche des valeurs attendues, trouvées dans la littérature (Chanzy, 1991; Le Toan, 1982). L'étude de ces deux

périodes de trois mois démontre la capacité du SAR d'ERS-1 à suivre, avec un pas de temps fin, les changements de l'état hydrique de la surface du sol d'un bassin versant observés en réponse à des événements pluvieux ou à des périodes de ressuyage, alors que ces modifications de l'humidité du sol sont difficiles à contrôler in situ compte tenu de la taille de l'unité spatiale étudiée.

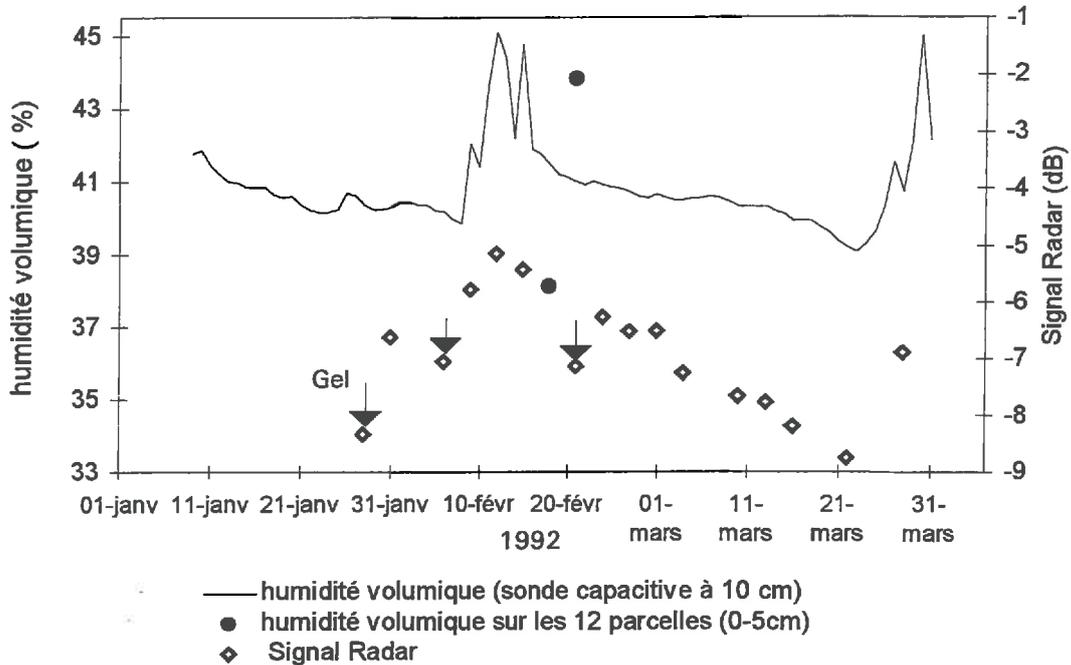


Figure IV-20: suivi du signal radar du bassin versant de Naizin - PHASE B

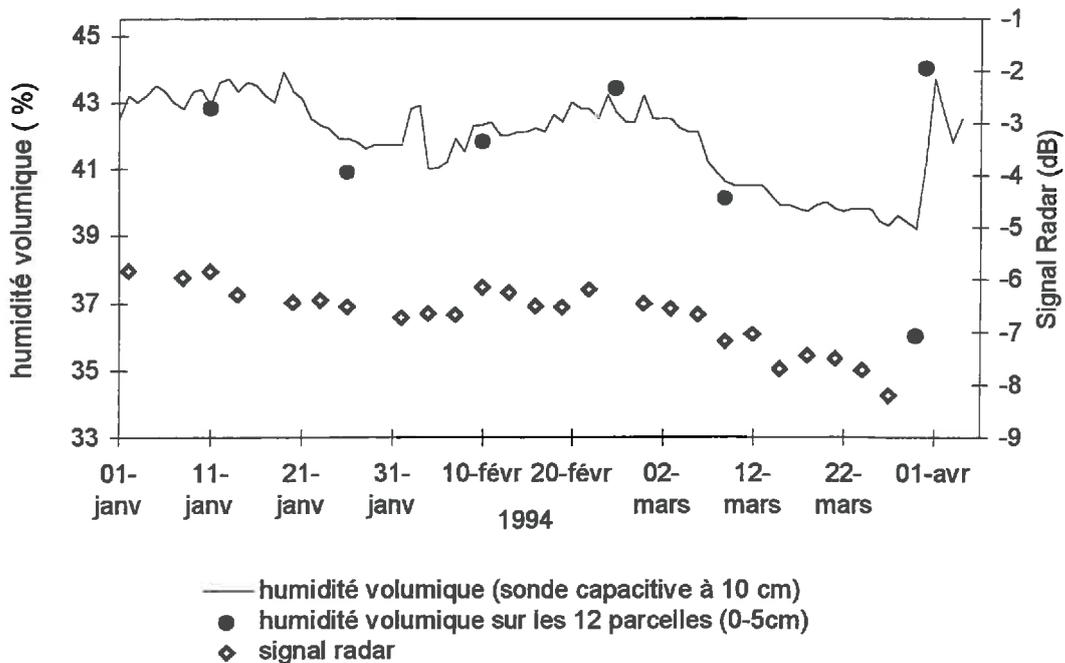


Figure IV-21: suivi du signal radar du bassin versant de Naizin - PHASE D

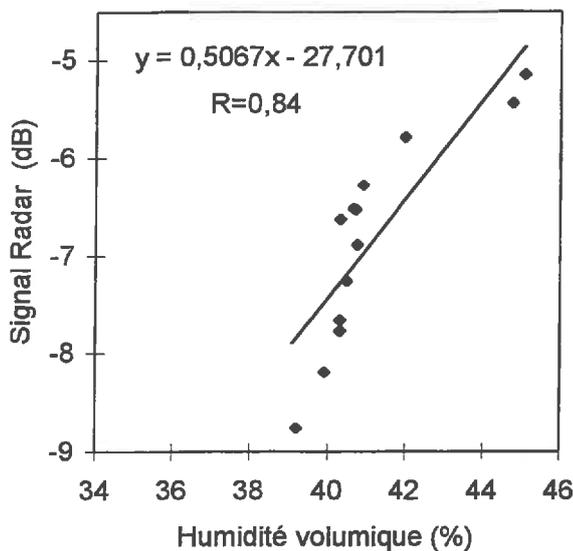


Figure IV-22: sensibilité du radar aux variations d'état hydrique du sol Phase B

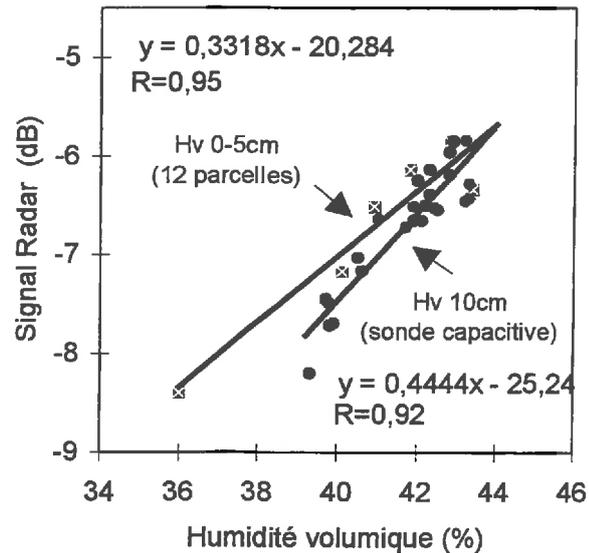


Figure IV-23: sensibilité du radar aux variations d'état hydrique du sol Phase D

IV.3.2. Sensibilité du SAR d'ERS-1 aux variations d'humidité du sol d'avril 1992 à décembre 1993

Nous allons maintenant analyser la sensibilité du radar d'ERS-1 sur le reste de la période de l'étude, c'est à dire d'avril 1992 à décembre 1993. Nous nous trouvons alors dans la phase d'acquisition des données radar dite « phase C » au cours de laquelle la répétitivité des passages du satellite est de 35 jours. Comme le bassin versant de Naizin se situe sur deux scènes (chapitre III), nous disposons en fait de deux données radar tous les 35 jours. Malgré cela, le pas de temps des mesures radar reste inadapté pour observer les phénomènes d'humidification et de ressuyage consécutifs à des événements pluvieux comme nous avons pu le faire au cours des deux phases précédemment étudiées.

Par contre, nous pouvons étudier l'aptitude du radar à retranscrire correctement les variations globales de l'état hydrique des sols au cours de l'année, en particulier pendant la période estivale où les sols se dessèchent. Mais en observant la figure IV-19, nous constatons que le signal enregistré à l'échelle du bassin versant conserve des valeurs élevées du même ordre de grandeur que celles enregistrées au cours des phases B et D, y compris pendant les périodes où le minimum de l'état hydrique du sol est atteint.

Cela se traduit sur l'ensemble de cette phase C par une corrélation médiocre (coefficient de corrélation de 0,62) entre les mesures radar et l'enregistrement automatique de l'humidité du sol et une sensibilité du signal rétrodiffusé aux variations d'état hydrique très faible avec une valeur de la pente de la droite de 0,09 dB par pourcent d'humidité volumique (figure IV-24).

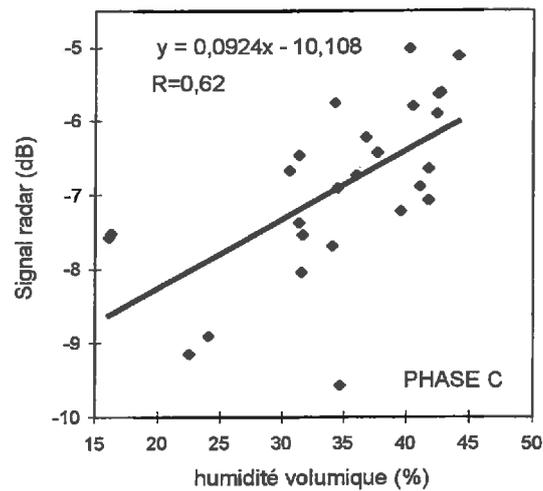


Figure IV-24: Sensibilité du radar aux variations d'état hydrique du sol PHASE C

IV.3.3. Analyse saisonnière

En fait, il est judicieux de répartir les points de la phase C en deux groupes en fonction de la date de la mesure. En effet, la figure IV-25 montre que les points de la phase C correspondant à la période de novembre à avril, concrétisés sur la figure par des losanges noirs, s'intègrent aux points des phases B et D, alors que ce phénomène n'est pas observé avec les autres points de la phase C acquis pendant la période complémentaire, représentés par des ronds sur cette même figure.

Cela nous amène non plus à considérer une partition des données radar entre phases d'acquisition, mais plutôt à analyser l'aptitude du SAR à estimer l'état hydrique des sols de façon saisonnière. L'ensemble de tous les points de mesure est partagé en deux sous-ensembles. Le premier regroupe les points acquis entre novembre à avril, et comprend donc les points des phases B et D complétés par une partie seulement des points de la phase C. Cette première période correspond à un taux de couverture végétale faible à l'échelle du bassin versant, puisque les parcelles cultivées sont principalement représentées par des sols nus. Le second sous-ensemble est composé des points de mesures acquis pendant la période complémentaire allant de mai à septembre correspondant à la période de développement des cultures, et ne regroupe que des points de la phase C.

Pour la première période de l'année ainsi définie, notée période 1 sur la figure IV-25, les mesures radar sont étroitement corrélées avec les mesures automatiques de l'humidité du sol faites à 10 cm sous la surface du sol. Le coefficient de corrélation de 0,76 est un peu moins élevé que celui obtenu lors des seules phase B et D, mais l'équation de la droite de corrélation reste sensiblement la même avec une pente de 0,44 dB par pourcent d'humidité volumique (figure IV-25).

Pour la seconde période, la sensibilité du signal radar aux variations d'état hydrique du sol se dégrade avec un coefficient de régression qui chute à 0,27 et une pente de

la droite de corrélation très faible de 0,04 dB par pourcent d'humidité volumique (figure IV-25).

La partition de l'étalonnage en deux périodes de l'année étroitement liées au développement du couvert végétal laisse supposer que la végétation est le paramètre principal expliquant cette évolution saisonnière du comportement radar du bassin versant.

Si nous faisons le lien avec les phénomènes observés à l'échelle de la parcelle, nous constatons effectivement que la seconde période englobe les phases végétatives des cultures de type maïs ou légumes, pour lesquelles nous avons vu qu'aucune corrélation n'existe entre la réponse radar et l'humidité du sol. Les taux important de rétrodiffusion qui caractérisent ces deux types de couverts expliqueraient les valeurs élevées du signal radar à l'échelle du bassin versant au cours de cette seconde période.

Par contre, de novembre à avril, le bassin présente deux types d'occupation du sol: des prairies et des sols nus ou partiellement couverts par des cultures peu développées. Pour les prairies, nous avons vu que le radar n'est pas sensible aux variations d'état hydrique du sol. Pour des sols nus, cette sensibilité n'apparaît pas à l'échelle de la parcelle à cause de l'effet de la rugosité locale sur la réponse radar de la surface. La rugosité d'une parcelle est en effet variable dans le temps et l'espace (travail du sol, lissage par les pluies). Par contre, à l'échelle du bassin, les changements de rugosité observés d'une parcelle à l'autre se compensent pour aboutir à une rugosité moyenne peu variable au cours du temps. Nous obtenons donc, en passant de l'échelle de la parcelle à celle du bassin versant une bonne sensibilité au dernier paramètre qu'est l'humidité du sol grâce à la réponse de l'ensemble des parcelles de sol nu.

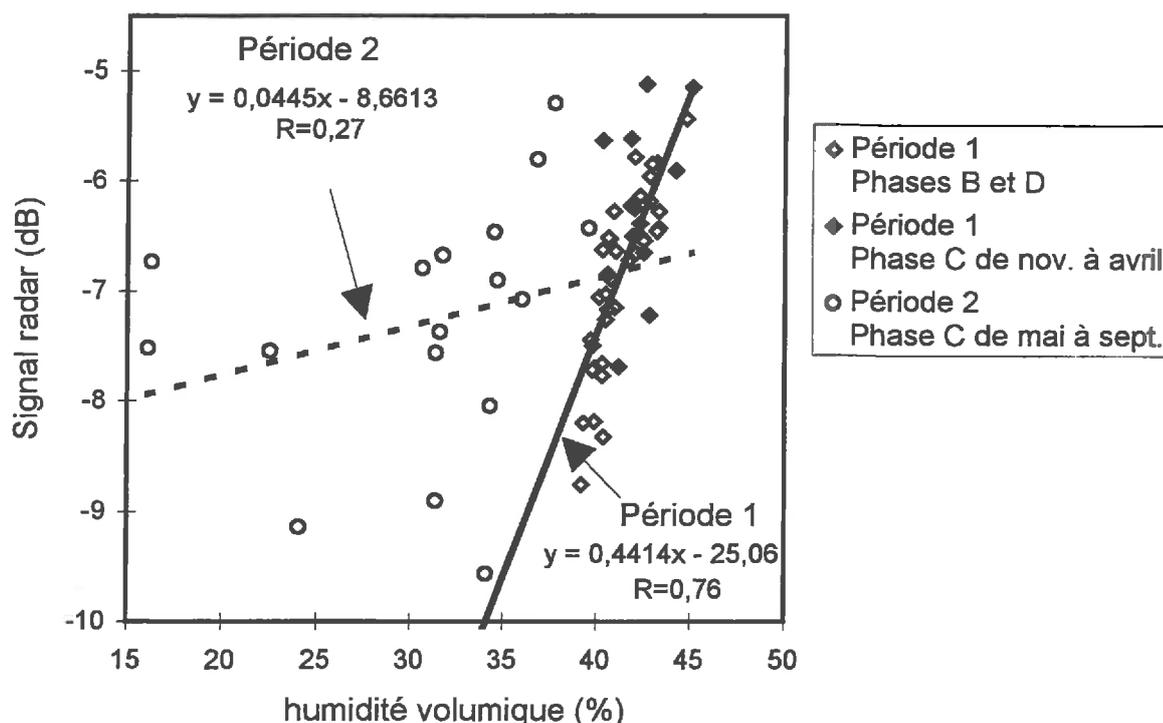


Figure IV-25: sensibilité saisonnière du radar aux variations d'état hydrique du sol

IV.4. Cartographie de l'état hydrique de surface de l'ensemble des bassins versants

Comme nous venons de l'expliquer dans le paragraphe précédent, l'étalonnage du radar en terme d'humidité est obtenu par comparaison entre des mesures au sol réalisées sur le bassin versant représentatif expérimental de Naizin et le signal rétrodiffusé sur l'ensemble de ce bassin versant. Les mesures de référence sont effectuées en un point du bassin par deux sondes capacitatives situées à dix centimètres de profondeur.

Après la procédure d'extraction du signal radar appliquée aux images SAR d'ERS-1 (chapitre III), nous disposons, pour chaque passage du satellite de janvier à mars 1992, d'une valeur moyenne du coefficient de rétrodiffusion pour 34 bassins versants sur les 38 sélectionnés en plus de celui de Naizin. Quatre bassins versants se situent en effet en limite d'image et ne sont pas visualisés dans leur globalité. Cette base de données radar est obtenue en combinant les images appartenant à deux phases orbitales différentes (chapitre III) enregistrées avec douze heures de décalage. Ainsi pour les dix bassins les plus à l'est de la zone, les mesures radar sont réalisées à 11 heures en temps universel, alors que le satellite visualise les autres bassins à 22 heures, toujours en temps universel.

Nous passons de la mesure radar à une humidité volumique moyenne par la relation d'étalonnage établie sur le Naizin sur cette période de trois mois (§ IV.3.1). La relation d'étalonnage du radar en terme d'humidité élaborée sur le bassin versant de Naizin de 12 km² est donc généralisée à une zone d'environ 120 sur 160 kilomètres. Nous faisons donc l'hypothèse d'une invariance du comportement du signal radar vis à vis de l'humidité de surface sur toute la zone étudiée.

L'utilisation d'un SIG (Système d'Information Géographique) représente un outil particulièrement adapté à l'étude de ces variations tant temporelles que spatiales de l'état hydrique de surface. La cartographie de l'état hydrique a donc été réalisée à l'aide du logiciel de traitement et de gestion de données géographiques ARC/INFO.

Le résultat obtenu pour 4 dates de la phase B caractérisées par des états hydriques de surface contrastés est présenté sur la figure IV-26. L'ensemble complet des cartes sur la phase B est présenté en annexe 4. Sur la période étudiée, la réponse radar de certains bassins semble systématiquement plus basse ou plus élevée par rapport à la moyenne des autres bassins versants. Il faudrait en rechercher les explications à partir d'autres caractéristiques des bassins versants pouvant influencer sur le signal radar (présence de forêts ou d'agglomérations importantes, type d'occupation du sol, relief...). Pour ne pas tenir compte des particularités de certains bassins versants, nous avons réalisé une cartographie des variations du signal radar par rapport à une date de référence en complément de celle réalisée sur les valeurs absolues du signal radar (annexe 4). Ce sont en effet plus les variations relatives en fonction du temps que la valeur absolue du coefficient de rétrodiffusion qui sont intéressantes pour étudier les variations de l'état hydrique du sol.

La baisse du signal radar qui accompagne les épisodes de gel, constatée sur le bassin versant de Naizin (§ IV.3.1) est observée aussi à l'échelle régionale comme le montre les cartes effectuées les 28 janvier, 6 et 21 février 1992 (annexe 4). On remarquera que cet effet est marqué pour la plupart des bassins versants situés sur la même phase orbitale que le bassin versant de Naizin, alors qu'il n'apparaît pas pour les bassins versants situés sur l'autre phase orbitale. Lors de la campagne de

mesure in situ du 21 février 1992, il a été observé un effet de dégel de la couche de surface du sol au cours de la journée, ce qui expliquerait que le sol apparaît gelé uniquement lors des acquisitions de nuit.

Certaines dates, comme celle du 9 février, sont marquées par des épisodes humides consécutifs à un épisode pluvieux régional. Globalement, la cartographie de l'état hydrique de l'ensemble des bassins versants montre que l'évolution du signal radar observée sur le bassin versant de Naizin est généralisée à toute la zone géographique étudiée. Les données radar acquises depuis l'espace par le SAR d'ERS-1 permettent donc le suivi à l'échelle régionale des variations d'état hydrique du sol induites par des événements hydrologiques (événements pluvieux et périodes de ressuyage) pendant les périodes hivernales.

IV.5. conclusion

La répétitivité élevée des mesures radar (trois jours), obtenue pendant deux durées hivernales de trois mois, a permis de démontrer la capacité du SAR d'ERS-1 à enregistrer les variations d'état hydrique à l'échelle du bassin versant pendant les périodes de faible couvert végétal. A cette échelle, les effets dus à une rugosité variable d'une parcelle à l'autre se compensent. L'évolution de l'humidité du sol suite à un événement pluvieux et l'impact spatial des épisodes de gel ont ainsi pu être étudiés à l'échelle régionale en généralisant les observations réalisées sur le bassin versant de recherche de Naizin à une quarantaine d'autres bassins versants répartis sur les deux tiers de la Bretagne et situés sous la trace du satellite.

Toujours à l'échelle du bassin versant, la sensibilité du radar aux conditions hydriques du sol diminue fortement en période estivale. L'étude effectuée à l'échelle de la parcelle explique ce phénomène en mettant en évidence l'absence de sensibilité du radar à l'humidité du sol pour les couverts de type maïs ou légumineuses, dont les périodes de développement coïncident justement avec la dégradation de la sensibilité du radar à l'état hydrique du sol. Par contre, cette sensibilité subsiste pour les céréales d'hiver et peut même être améliorée en corrigeant pour ce type de couvert végétal l'effet d'atténuation des végétaux sur le signal radar par un modèle de type « nuage en goutte d'eau ». Pour exploiter le signal radar en terme d'humidité du sol pendant les périodes estivales, il conviendrait donc de réaliser une extraction supervisée du signal radar à l'échelle du bassin versant en effectuant une moyenne de ce signal uniquement sur les parcelles de céréales d'hiver. La localisation de ces parcelles serait réalisable en effectuant préalablement une classification des images radar, classification qui serait validée sur le bassin versant de recherche grâce à la carte d'occupation des sols réalisée chaque année.

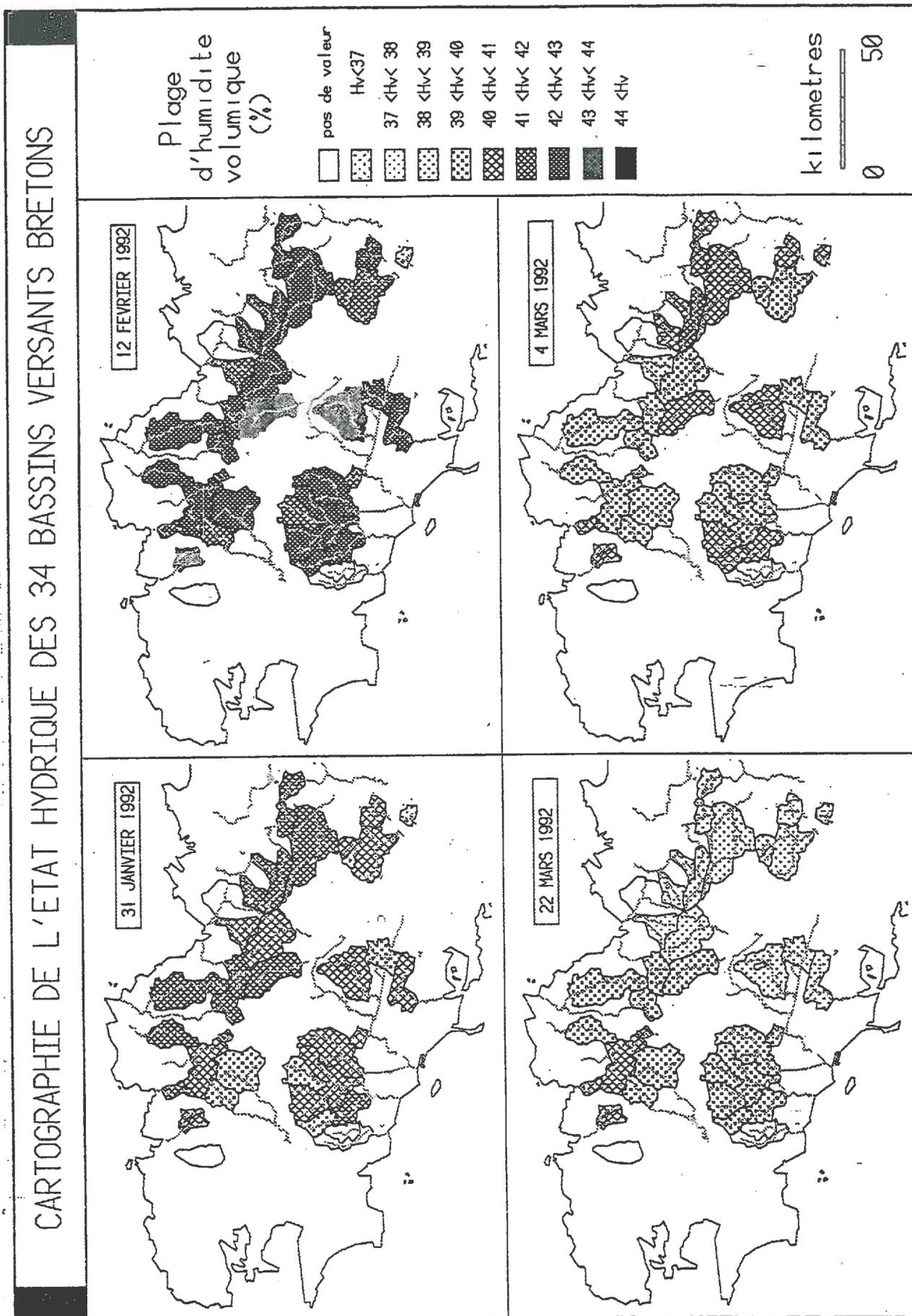


Figure IV-26: Cartographie de l'état hydrique des sols à l'échelle régionale

V. ESTIMATION DE L'ETAT HYDRIQUE DES SURFACES AGRICOLES PAR THERMOGRAPHIE INFRAROUGE

V.1. Méthodologie

Les mesures effectuées par télédétection dans l'infrarouge thermique permettent d'estimer la température de surface de la Terre. Comme nous en avons parlé dans le chapitre II, cette température est liée à l'humidité du sol par l'intermédiaire de l'évaporation. La méthodologie pour déterminer l'humidité du sol à partir de la température de surface mise en oeuvre dans le cadre de cette étude repose sur la résolution du bilan énergétique à l'interface sol-végétation-atmosphère.

Pour chaque date où une image NOAA non nuageuse a pu être acquise, la température de surface a été estimée à partir des mesures effectuées par le radiomètre AVHRR dans les deux canaux thermiques par la méthode Split-Window (Chapitre III). Connaissant les caractéristiques de la surface du sol (nature du sol, couvert végétal), l'évolution journalière des flux de surface, de l'humidité et de la température de surface est réalisée, à partir de la mesure des conditions climatiques par le réseau d'appareils au sol de Météo-France, grâce au modèle de bilan énergétique développé au Centre d'étude des Environnements Terrestre et Planétaires. Ce type de modèle est communément dénommé SVAT (chapitre II). Lorsque l'état hydrique du sol est une variable de contrôle des phénomènes d'évaporation, la température de surface simulée par le modèle est sensible à la valeur de l'humidité du sol. Cette dernière peut alors être inversée par comparaison de la température simulée avec la température mesurée par le satellite NOAA.

La structure du modèle SVAT utilisé dans le cadre de cette étude ne sera pas détaillée ici, ce modèle étant décrit dans différents articles (Taconet et al., 1986, Soarès et al., 1988, Sucksdorff et al., 1990, Ben Mehrez et al., 1992a, 1992b). Seuls en seront rappelés les points se rapportant directement à des paramétrisations qui doivent être adaptées au site étudié, soit en fonction de la nature du sol, soit en fonction des caractéristiques des couverts végétaux.

V.2. Description du modèle SVAT (Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer model)

Le modèle d'interface sol-végétation-atmosphère que nous utilisons réduit la végétation à une couche unique de feuillage et résout simultanément deux bilans d'énergie à un pas de temps fin (3 minutes dans le cadre de notre étude), l'un au-dessus du couvert, l'autre à la surface du sol, en paramétrant de façon réaliste la partition des flux d'énergie et de moment entre le sol et la végétation.

V.2.1. Représentation du sol

Le sol est représenté selon le formalisme de Deardorff (1978) par un système à deux couches. La première concerne les 10 premiers centimètres du sol, sa teneur en eau sera notée par la suite W_s (s comme couche de surface). La seconde englobe la première et représente l'ensemble de la couche racinaire. Sa hauteur a été fixée dans le cadre de notre étude à 1 mètre. Sa teneur en eau sera notée W_g (g comme couche globale).

Sur sol nu, Soarès et al. (1988) ont montré que les paramètres de sol les plus importants sont l'inertie thermique, la diffusivité hydrique et l'évaporation limite du sol ou résistance du sol à l'évaporation.

- *L'inertie thermique* P qui intervient dans le calcul de la température du sol par l'intermédiaire du contrôle du flux de chaleur sensible dans le sol est définie par:

$$P = \sqrt{\rho c \lambda_{th}} \quad \text{Equation V-1}$$

où ρc et λ_{th} représentent respectivement la capacité calorifique et la conductivité thermique du sol. La capacité calorifique varie peu suivant le type de sol. Nous avons donc retenu une expression unique définie par De Vries (1975):

$$\rho c = (0,3 + W_s) \cdot 4,18 \cdot 10^6 \text{ J}^\circ\text{C}^{-1}\text{m}^{-3} \quad \text{Equation V-2}$$

où W_s est l'humidité volumique du sol exprimée en cm^3/cm^3 .

La conductivité thermique est exprimée sous la forme:

$$\lambda_{th} = a + b\sqrt{W_s} \quad \text{Equation V-3}$$

où a et b dépendent du type de sol. Ben Mehrez et al. (1992a) ont déterminé la valeur de ces deux constantes à partir de la base de données micro-météorologiques de l'expérience HAPEX-MOBILHY pour des sols sableux et limoneux sableux:

$$\lambda_{th} = 0,06 + 0,5\sqrt{W_s} \quad \text{Equation V-4}$$

W_s étant toujours exprimé en cm^3/cm^3 et λ_{th} en $\text{Wm}^{-1} \text{K}^{-1}$. Ces valeurs des constantes a et b ont permis de simuler un flux de chaleur dans le sol en accord avec les observations, mais elles sont assez éloignées de celles obtenue par De Vries (1975)

(pour le sable: $\lambda_{th} = \frac{\lambda_{DeVries}}{6}$, pour le limon: $\lambda_{th} = \frac{\lambda_{DeVries}}{4}$).

Les sols rencontrés en Bretagne pour les bassins versants retenus dans le cadre de ce travail sont principalement des limons à tendance argileuse et sont donc de nature différente de ceux à tendance sableuse rencontrés sur le site des Landes de l'expérience HAPEX-MOBILHY. Nous avons donc décidé de revenir à l'expression de la conductivité thermique donnée par De Vries (1975) pour un limon:

$$\lambda_{th} = 0,24 + 1,84\sqrt{W_s} \quad \text{Equation V-5}$$

- *La diffusivité hydraulique* D_w , qui intervient dans la gestion des transferts d'eau en phase liquide dans le sol, s'exprime en fonction de la conductivité hydraulique K_w , du potentiel hydrique ψ et de l'humidité volumique W_s :

$$D_w = K_w \frac{\partial \psi}{\partial W_s} \quad \text{Equation V-6}$$

Ben Mehrez et al. (1992a) note que, pour un limon, l'ensemble des paramétrisations de la diffusivité hydraulique rencontrées dans la littérature (Clapp et Hornberger, 1978; Cosby et al., 1984; Abramopoulos et al., 1988) aboutissent à des estimations équivalentes de la diffusivité hydraulique. Nous avons retenu ici les formulations de K_w et de ψ utilisées par Abramopoulos et al. (1988):

$$K_w = \exp(a_{-1} W_s^{-1} + a_0 + a_1 W_s + a_2 W_s^2) \quad \text{Equation V-7}$$

$$\psi = \exp(b_{-1} W_s^{-1} + b_0 + b_1 W_s + b_2 W_s^2) \quad \text{Equation V-8}$$

Les coefficients a_{-1} , a_0 , a_1 , a_2 , b_{-1} , b_0 , b_1 , b_2 dépendent du type de sol. Les valeurs utilisées ici sont celles correspondant à un sol limoneux.

Des mesures de la conductivité hydraulique du sol à saturation ont été réalisées par le Laboratoire de Science du Sol de l'INRA de Rennes sur le bassin versant de Naizin pour l'ensemble des horizons pédologiques rencontrés (P. Mérot, communication personnelle, 1995). Cette grandeur est fortement variable. Elle vaut en moyenne $5,5 \cdot 10^{-6} \text{ ms}^{-1}$ mais varie entre $7 \cdot 10^{-5} \text{ ms}^{-1}$ et $3 \cdot 10^{-7} \text{ ms}^{-1}$ suivant le degré d'hydromorphie des sols. La formule d'Abramopoulos conduit à une valeur de K_w à saturation d'environ 10^{-6} en accord avec ces observations, ce qui permet de confirmer, tout du moins à saturation, l'adéquation de la formulation retenue avec notre site d'étude.

- *L'évaporation limite:*

La résistance à l'évaporation est modélisée selon le concept d'évaporation limite (Bernard et al., 1986; Wetzel et Chang, 1987), en calculant, en fonction des conditions hydriques du sol, la quantité maximale d'eau liquide qui peut diffuser du sol vers l'atmosphère:

$$e_{\text{sol}} = \min(e_{\text{lim}}, \text{etp}) \quad \text{Equation V-9}$$

$$e_{\text{lim}} = a \exp(b W_s^2) \frac{W_{s\text{max}}}{W_{s\text{max}} - W_s} \quad \text{Equation V-10}$$

Des valeurs ont pu être affectées aux paramètres a , b , et $W_{s\text{max}}$ pour plusieurs types de sols à l'occasion de campagnes de mesures des flux d'évaporation provenant de sols nus, effectuées sur différents sites. Une synthèse de ces résultats est présentée ci-dessous.

Type de sol	Limon de Beauce	Sable	Limon sableux	Limon argileux
$W_{s\text{max}}$ (cm ³ /cm ³)	0,35	0,35	0,42	0,4
a	8	30	26	70
b	44	37	49	8
Référence	Soarès et al., 1988	Ben Mehrez et al., 1992a		Taconet et al., 1995

Tableau V-1: Paramétrisations empiriques de l'évaporation limite d'un sol nu

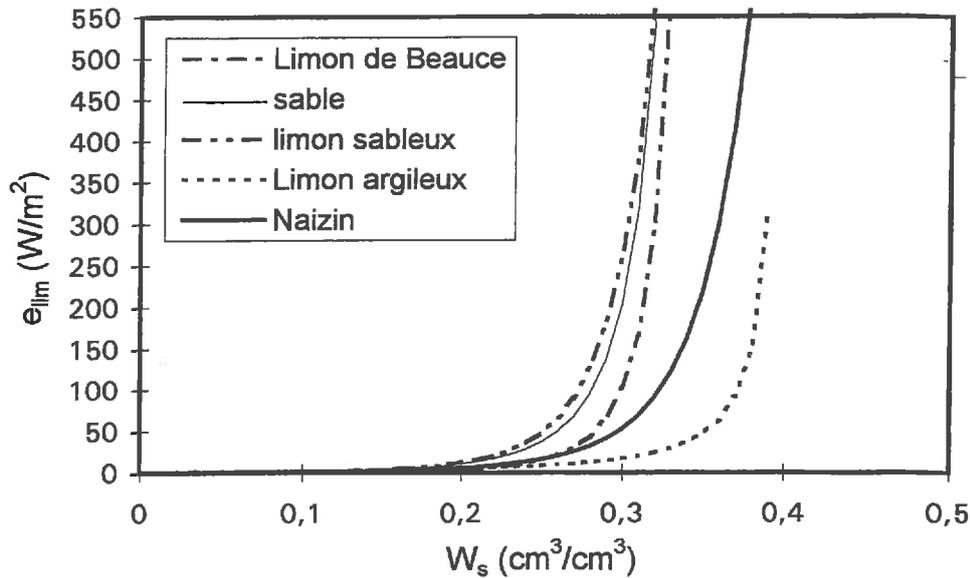


Figure V-1: Comparaison des différentes formulations de l'évaporation limite

En l'absence de mesures d'évaporation sur le bassin versant expérimental de Naizin, nous avons fixé les valeurs des paramètres a et b respectivement à 26 et 35 en fonction du type de sol rencontré sur les bassins versants (sols limoneux). Sachant, d'après le suivi de l'humidité effectué sur le site de Penvern, que la valeur maximale de l'humidité en surface est d'environ $0,50 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, ce couple de valeurs conduit à une expression de l'évaporation limite intermédiaire entre celles obtenues sur les sols de nature argileuse et celles obtenues pour des sols sableux (figure V-1).

Nous avons pu tester notre paramétrisation sur un jeu de mesures micro-météorologiques (vitesse du vent, température et pression de vapeur de l'air, rayonnement global) effectuées sur un sol de nature proche de celui rencontré sur le bassin versant de Naizin (Passerat et al., 1989), données mises à notre disposition par le Centre National de Recherche en Météorologie (communication personnelle J.Noilhan, 1996). Cette expérience, d'une durée d'une semaine (19-26 juin 1984), a été réalisée dans le sud-est de la France sur le site de Montfavet pour étudier le dessèchement d'un sol nu après un épisode d'irrigation.

Nous noterons toutefois que, à la différence des simulations obtenues avec les différentes paramétrisations de l'évaporation d'un sol nu testées par Mahfouf et Noilhan (1991) sur cette base de données, le modèle utilisé dans le cadre de cette étude ne retranscrit pas de phénomènes d'oscillations journalières dans les variations de l'humidité du sol. Dès le troisième jour de simulation, l'évaporation du sol calculée par notre modèle atteint sa valeur limite e_{lim} . Ainsi des écarts importants apparaissent sur l'évaporation que nous calculons par rapport aux simulations des autres modèles testés par Mahfouf et Noilhan (1991), pour lesquelles les taux d'évaporation maximaux atteints dans la journée sont plus forts. Notre modèle donne par contre plus d'importance aux phénomènes d'évaporation qui ont lieu la nuit sous l'effet d'un vent fort. La base de données ne permet pas de conclure sur le réalisme des différentes paramétrisations de l'évaporation, puisque le taux d'évaporation instantané n'a pas pu être mesuré de manière fiable. Les différentes méthodes de calcul du taux d'évaporation à partir des données micro-météorologiques aboutissent en effet à des résultats très différents (Passerat et al., 1989). Ce flux

d'énergie n'est estimé que par l'intermédiaire de l'évaporation journalière, déduite des variations d'humidité du sol contrôlées une fois par jour.

Le dessèchement de la couche de surface du sol est bien simulé comme le montre la figure V-2, et l'évaporation du sol calculée par le modèle de bilan du CETP, cumulée sur les 8 jours, est en accord avec les observations terrain. Cela nous a permis de valider notre choix de paramétrisation de l'évaporation d'un sol nu, même si, en l'absence de mesures des taux d'évaporation instantanés ou de la température de surface, il est difficile de conclure catégoriquement.

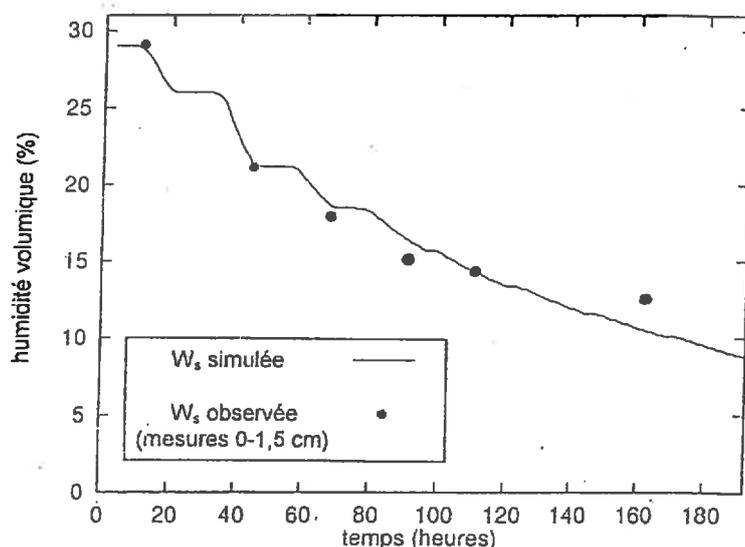


Figure V-2: Evolution de l'humidité de surface simulée et mesurée sur le site de Montfavet entre le 19 et le 26 juin 1984

V.2.2. Représentation de la végétation

La végétation est représentée dans le modèle de bilan énergétique du CETP comme une couche unique de capacité calorifique négligeable et semi-transparente au rayonnement. L'aspect dynamique à l'intérieur du couvert est pris en compte. La partition sol nu-végétation est introduite au moyen de deux facteurs, un facteur d'écran σ_f qui définit le pourcentage de rayonnement intercepté par la végétation et un facteur σ_α qui représente la fraction de flux de quantité de mouvement à l'intérieur du couvert. Ces deux facteurs dépendent de la morphologie du couvert et de sa densité foliaire (Ben Mehrez et al., 1992b). La description de la végétation nécessaire au fonctionnement du modèle est restreinte. Il faut connaître la hauteur du couvert et son indice foliaire. La résistance stomatique est le troisième paramètre très important qui conditionne les phénomènes de transpiration des plantes. Elle dépend du stade phénologique des plantes, ainsi que des conditions climatiques, en particulier de l'ensoleillement, et de l'état hydrique du sol. Elle est paramétrée dans le modèle de la manière suivante. La résistance réelle des feuilles (RST_f) est calculée selon le formalisme de Deardorff (1978) de manière identique pour les diverses cultures:

$$RST_f = R_{s\min} \left[\frac{S_{\max}}{1 + S_i} + \left(\frac{1,2W_{\text{wilt}}}{0,9W_g + 0,1W_s} \right)^2 \right] \quad \text{Equation V-11}$$

où S_{\max} est le flux solaire maximal incident, S_i la valeur instantanée du flux solaire, W_{wilt} l'humidité du sol au point de flétrissement, W_s et W_g les humidités des deux couches de sol et $R_{s\min}$ la valeur minimum de la résistance stomatique.

La résistance du couvert RST s'exprime alors de la manière suivante (Ben Mehrez et al., 1992b): $RST = RST_f \frac{P_s}{LAI}$ Equation V-12

où P_s est un facteur d'ombrage qui tient compte des feuilles qui sont à l'ombre et qui évaporent donc moins. Ce facteur est exprimé en fonction de l'indice foliaire LAI exprimé en m^2/m^2 .

$$P_s = 0,3 LAI + 1,2 \quad \text{Equation V-13}$$

- Hauteur de la végétation et indice foliaire:

L'évolution annuelle de l'indice foliaire des cultures de céréales d'hiver et de maïs a été déterminée empiriquement à partir de différentes courbes expérimentales rencontrées dans la littérature (Mauser et al., 1994; Fischer A. communication personnelle, 1995; Moulin, 1996). On aboutit à la représentation schématique présentée en figure V-3. La hauteur du couvert végétal se déduit de l'indice foliaire par des relations empiriques (figure V-3):

maïs: $H_m = 0,56 LAI$ si $LAI \leq 1$ Equation V-14

$H_m = 0,23 LAI + 0,33$ si $1 \leq LAI \leq 3$ Equation V-15

$H_m = 0,75 LAI - 1,17$ si $LAI \geq 3$ et sénescence Equation V-16

Ces relations ont été établies à partir des données de l'expérience HAPEX-MOBILHY (Ottlé et Vidal-Madjar, 1994). Ces formulations ont été transposées aux couverts de blé en tenant compte des valeurs maximales de LAI plus élevées que pour les maïs pour une hauteur du couvert deux fois moins grande.

blé: $H_b = 0,3 H_m$ Equation V-17

Pour les autres types de cultures (légumineuses, pois et cultures fourragères), les évolutions des indices foliaires ont été construites à partir des cycles de croissance des végétaux (annexe 5), en fixant la valeur maximale de la hauteur à 0,7 mètre et celle de l'indice foliaire à 4 pour les légumes et les pois et à 5 pour les cultures fourragères. Pour les prairies, nous avons fixé, quelle que soit la période de l'année, l'indice foliaire à 2 et la hauteur du couvert à 0,2 mètre, valeurs qui semblent réalistes pour des prairies qui servent de pâturage.

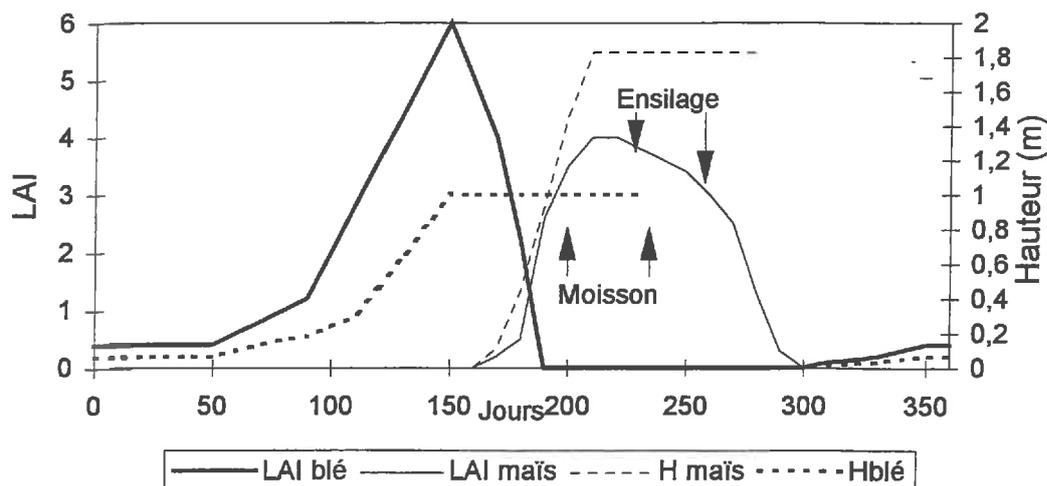


Figure V-3: Evolution annuelle de la hauteur et de l'indice foliaire des cultures de céréales d'hiver et de maïs

- Résistance stomatique minimum:

La résistance stomatique minimum des feuilles (R_{smin}) dépend du stade phénologique des plantes et présente donc, pour une culture donnée, une évolution saisonnière. Taconet et al. (1986) et Ben Mehrez et al. (1992b) ont montré que, pour des couverts de blé ou de maïs, la résistance stomatique minimum prend des valeurs entre 50 et 100 sm^{-1} pendant la période de croissance. Lorsque le stade de maturité est atteint, ce paramètre augmente rapidement pour atteindre des valeurs entre 250 et 500 sm^{-1} . Lorsque le couvert devient sénescent, la résistance minimum prend des valeurs encore plus élevées (2000 ms^{-1} ou plus) pour marquer la quasi-disparition du pouvoir évaporant des plantes.

Dans la partie consacrée aux résultats obtenus en terme d'inversion de l'humidité du sol à partir des mesures de la température de surface, nous constaterons que la valeur de ce paramètre est délicate à déterminer pour certaines périodes de l'année lorsque la description de la végétation est succincte et n'apporte pas d'information sur le degré de sénescence.

Les valeurs du paramètre R_{smin} retenues dans le cadre de notre étude varient en fonction du type de couvert végétal et de la période de l'année. Elles sont indiquées pour chaque journée de simulation dans l'annexe 7.

V.3. Modélisation de la température moyenne du bassin versant

Le choix de l'unité spatiale étudiée (le bassin versant) est dicté par l'utilisation d'un modèle hydrologique global (chapitre VI) qui restitue les débits à l'exutoire des bassins versants et simule l'évolution de l'état hydrique moyen du bassin versant. Nous avons pu aussi constater dans le chapitre précédent que ce choix s'avère judicieux lorsque l'état hydrique des sols est estimé par radar. En effet, à cette échelle, le radar est sensible, en période de faible couverture végétale, aux changements de l'état hydrique du sol, alors que cela est moins marqué à une échelle spatiale plus fine comme celle de la parcelle. Il nous faut donc calculer, à

l'aide du modèle SVAT, la température moyenne du bassin versant pour pouvoir estimer l'état hydrique moyen du sol de cette unité spatiale.

Le modèle fonctionne à partir des données micro-météorologiques enregistrées au pas de temps trihoraire par le réseau de stations de mesures de Météo-France (chapitre III). Pour chaque bassin versant, on effectue une moyenne des paramètres micro-météorologiques sur les stations de mesures les plus proches du bassin versant en tenant compte de la disponibilité des quatre grandeurs nécessaires (température et humidité de l'air, vitesse du vent et rayonnement). Ainsi la station de Rennes est systématiquement retenue, même si elle est éloignée du bassin versant, car elle seule fournit une mesure trihoraire du rayonnement.

Le modèle SVAT est alors utilisé sur chaque type de culture rencontré sur le bassin versant, caractérisé en fonction de la période de l'année par une hauteur, un indice foliaire et une résistance stomatique minimum. Nous calculons alors la température moyenne T_s du bassin versant en effectuant une somme des flux radiatifs issus de chaque culture pondérée au prorata de la représentation de chaque type de couvert végétal sur le bassin versant.

$$\varepsilon T_s^4 = \frac{1}{100} \sum_i a_i \varepsilon_i T_{si}^4 \quad \text{Equation V-18}$$

où ε est l'émissivité moyenne du bassin versant, ε_i celle du couvert i , T_{si} la température de surface simulée par le modèle pour le couvert i et a_i le pourcentage de la surface du bassin versant occupé par le couvert i . Les valeurs des pourcentages sont présentées pour les années 1992 et 1993 dans le chapitre III, les valeurs des émissivités sont consultables dans l'annexe 7.

Nous avons choisi cette méthode de calcul de la température moyenne du bassin versant, plutôt que celle qui consisterait à utiliser des paramètres de végétation moyens (Noilhan et al., 1996), principalement à cause du terme de résistance stomatique. Une valeur moyenne de ce paramètre, prenant en compte les valeurs fixées pour les différents couverts végétaux, est délicate à déterminer lorsqu'une des cultures a atteint le stade de sénescence. La résistance stomatique de ce couvert devient très élevée. Le paramètre R_{smin} est alors défini par une valeur seuil au-dessus de laquelle l'évaporation des végétaux devient nulle. Il est donc impossible de fixer une valeur exacte de ce paramètre, puisque toute valeur supérieure à ce seuil simule correctement le comportement de la plante en terme d'évaporation. Cela implique une large part d'incertitude sur la résistance stomatique moyenne déduite à l'échelle du bassin versant.

V.4. Inversion de l'humidité du sol

Aux dates où les images NOAA sont peu ou pas nuageuses, la température de surface simulée à l'échelle du bassin versant pour différentes valeurs de l'humidité des deux couches de sol est comparée à la température de surface mesurée par satellite, notée par la suite T_{sNOAA} . L'état hydrique du sol ne peut être déduit de cette comparaison que si la température de surface simulée est suffisamment sensible aux conditions hydriques du sol. Nous rappelons que la température est mesurée à 1 degré près, ce qui entraînera une plage d'erreur systématique sur les humidités inversées.

Le modèle SVAT ne tient pas compte des effets directionnels sur les transferts radiatifs à l'interface sol/végétation. Cela implique une incertitude sur la température radiative simulée puisque les phénomènes de réflexion multiple au sein du couvert végétal et la partition du flux radiatif entre le sol et la végétation dépendent de l'angle de visée du radiomètre et de la structure du couvert végétal. Sur ce sujet, une étude théorique menée pour un couvert érectophile a montré que la différence entre la température radiative estimée pour un angle de visée de 0° et un angle de 55° varie entre -0.25°C et $2,5^\circ\text{C}$ (François et al., 1996b). Les écarts les plus élevés sont obtenus pour des couverts partiels lorsque la température du sol est nettement supérieure à celle du feuillage. Une étude expérimentale des effets angulaires sur la température de surface a été élaborée par Lagouarde et al. (1995). L'auteur dresse une synthèse des travaux relatifs à ce sujet et montre par des mesures effectuées sur différents types de surfaces que les écarts entre la température radiative mesurée pour un angle de visée de 60° et celle mesurée au Nadir peuvent varier entre -4 K (maïs) et $+3.5\text{ K}$ (sol nu rugueux). Cette plage se restreint à -2.5 K et $+2\text{ K}$ si l'angle de visée maximal est pris à 40° , valeur d'angle la plus élevée rencontrée sur l'ensemble des images utilisées dans le cadre de cette étude (cf. tableau III-4).

Si ces effets directionnels sur la température radiative estimée depuis l'espace peuvent être étudiés à l'échelle de la parcelle pour un type de couvert végétal bien défini, il est, au stade actuel des recherches, difficile de les estimer à l'échelle du pixel du radiomètre AVHRR du satellite NOAA, puisque les comportements de plusieurs types de couverts s'y trouvent agrégés. Lagouarde et al. (1995) montre d'ailleurs que les effets directionnels étant très différents suivant le type de surface, le comportement angulaire peut être lissé par l'hétérogénéité du pixel observé. Nous retiendrons toutefois que, pour des angles de visée du radiomètre élevés et des couverts végétaux peu couvrants, la non prise en compte des effets directionnels dans le modèle SVAT est une source d'incertitude supplémentaire sur la température radiative simulée qui se répercute sur les valeurs estimées de l'humidité du sol, mais que l'amplitude de ces incertitudes est difficilement estimable.

Pour chacune des dates, les paramètres retenus pour la végétation sont décrits dans l'annexe 7. Dans cette même annexe, le lecteur pourra aussi consulter les tableaux des valeurs de la température de surface du bassin versant simulées pour différentes conditions hydriques du sol. De ces simulations sont déduits les résultats de l'inversion de l'humidité des deux couches de sol présentés par le tableau V-2. L'état hydrique de la couche globale du sol ne peut jamais être déterminé. En effet, le suivi du profil hydrique du sol effectué au nord du bassin versant sur les années 1992 et 1993, présenté dans le chapitre III et rappelé en figure V-4, montre que les périodes pendant lesquelles le stock hydrique de la couche racinaire a atteint des valeurs suffisamment faibles capables de limiter les phénomènes de transpiration sont très courtes. Seule l'image du 2 septembre 1993 coïncide avec ces périodes. Mais c'est alors la nature du couvert végétal qui explique l'absence de sensibilité à l'humidité de la couche globale du sol. En effet, à cette date, la plupart des cultures ont été récoltées. L'occupation du sol du bassin versant est alors composée de couverts végétaux partiels comme les prairies et de sols nus pour la plupart des parcelles cultivées (annexe 7), ce qui se traduit par un indice foliaire moyen à l'échelle du bassin versant de $0,5\text{ m}^2/\text{m}^2$. Dans le bilan énergétique, le flux de chaleur latente provient principalement de l'évaporation du sol, pilotée par l'état hydrique du sol en surface. Les phénomènes de transpiration des plantes, pilotés par l'état hydrique de la couche globale du sol, restent marginaux.

Date	W _s (%)	W _g (%)	Observations	LAI moyen	Végétation
13/05/92	25-30	-		2,1	
20/05/92	24-29	-		2,2	
29/07/92	22-27	-	W _s inversé si W _g >20%	2,8	Description délicate
05/08/92	-	-		2,1	Description délicate
08/03/93	W _s >23	-		0,6	
14/03/93	14-22	-		0,8	
28/06/93	W _s <18	-		2,2	Description délicate
07/07/93	W _s >20	W _g >29		2,2	Description délicate
16/08/93	20-25	-		1,3	① maïs récolté
	14-23	-		1,8	② maïs non récolté
02/09/93	14-23	-		0,5	

Tableau V-2: Résultats de l'inversion de l'état hydrique du sol par infrarouge thermique - bassin versant de Naizin

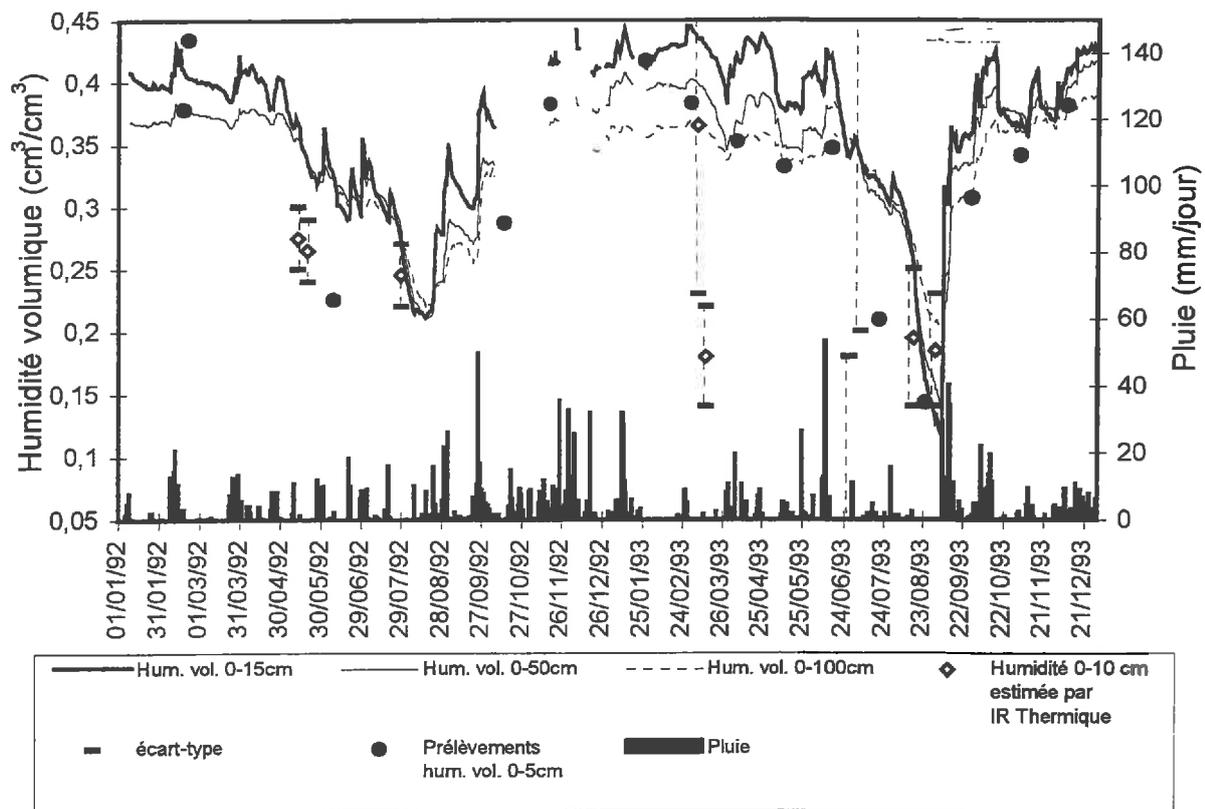


Figure V-4: Etat hydrique estimé par infrarouge thermique et profil hydrique mesuré - bassin versant de Naizin

Pour certaines dates, il est difficile de décrire la végétation, principalement lorsque le blé devient sénescant (juin) ou que la récolte du maïs pour l'ensilage devient possible. Pour les dates des 29/07/1992 et 05/08/1992, différentes descriptions de la végétation ont été testées, aboutissant parfois à des températures simulées très différentes (annexe 7). Les hypothèses les plus réalistes ont alors été retenues, mais il est important dans ce cas de noter qu'une ambiguïté subsiste sur les paramètres de végétation liés à certaines cultures, et donc a fortiori sur la plage d'humidité déterminée.

Pour la couche de surface du sol, des écarts importants apparaissent entre l'humidité estimée à partir de la température de surface et celle mesurée par sondes capacitives (figure V-4). Nous noterons que, pour cinq dates (13/05/1992, 20/05/1992, 29/07/1992, 16/08/1993 et 02/09/1993), ces écarts sont du même ordre de grandeur que ceux observés, pour d'autres dates, entre la mesure capacitive à 10 cm sous la surface du sol et l'humidité des 5 premiers centimètres de sol déduite de l'ensemble des prélèvements effectués sur les parcelles témoins. La valeur de l'humidité de surface du sol estimée par thermographie infrarouge peut donc être considérée comme réaliste par rapport aux observations réalisées in situ.

Pour trois autres dates, la méthode ne permet de définir qu'une borne inférieure (08/03/1993 et 07/07/1993) ou une borne supérieure (28/06/1993) des valeurs de l'humidité de surface. Le 28 juin 1993, la borne supérieure de 16% déterminée par le modèle semble très faible en regard des mesures in situ. Cette date, ainsi que celle du 07/07/1993, se situent pendant les périodes de sénescence des céréales d'hiver et de croissance des maïs, deux stades phénologiques caractérisés par des évolutions très rapides des caractéristiques de la végétation (figure V-3). Dans le cadre de cette étude, nous n'avons introduit dans la plage d'incertitude sur l'humidité du sol que la part introduite par l'erreur sur la température de surface. Mais la barre d'erreur réelle sur l'humidité est sûrement sensiblement plus large, à cause des incertitudes qui existent sur les paramètres de végétation retenus (résistance minimale de la végétation et densité foliaire). Cette remarque s'applique d'ailleurs aux deux dates estivales de 1992 (29/07/1992 et 05/08/1992) qui se situent pendant les périodes de récoltes des céréales d'hiver et des maïs destinés à l'ensilage. La description de la végétation est là encore délicate.

Les deux dates de mars (8 et 14 mars 1993) sont caractérisées par des couverts végétaux peu denses comme les prairies et des sols nus ou très partiellement couverts (cultures au stade de l'émergence). Le bilan énergétique n'est alors sensible qu'à l'état hydrique de surface du sol, avec une augmentation de la température de surface lorsque les conditions hydriques deviennent limitantes pour l'évaporation du sol. Pour la date du 08/03/1993, la température de surface augmente sensiblement lorsque l'humidité volumique du sol descend en dessous de 16%, et atteint alors des valeurs non réalistes par rapport à la température mesurée par satellite. La mesure de la température de surface permet donc dans ce cas d'affirmer que la surface du sol a évaporé à un taux potentiel. L'humidité du sol ne peut donc pas être déterminée (seule une borne inférieure est définie), puisqu'elle ne contrôle pas le bilan hydrique. Le 14/03/1993, la situation rencontrée est différente. Pour restituer la température mesurée par satellite, il faut limiter l'évaporation du sol, ce qui conduit à une valeur faible de l'humidité, peu en accord avec la mesure effectuée à 10 centimètres par sondes capacitives. Comme dans le chapitre précédent, il est possible de soulever le problème de la représentativité du

site de mesures automatiques vis à vis de l'ensemble du bassin versant, en particulier pour le suivi de l'état hydrique de surface du sol dont la variabilité spatiale est forte. Toutefois, il semble difficile d'expliquer ainsi l'écart de 24% d'humidité volumique qui existe entre l'humidité déduite de la thermographie infrarouge et la mesure capacitive. Nous considérerons donc comme douteuse l'estimation de l'état hydrique obtenue pour cette date, en considérant de plus que les traces de pluie enregistrées pour ce jour sur le bassin versant de Naizin démontre un passage nuageux important, dont les conséquences sur les variables météorologiques au sol ne sont certainement pas correctement retranscrites par le pas de temps trihoraire retenu pour les mesures météorologiques utilisées par le modèle SVAT.

V.5. Conclusions

L'estimation de l'état hydrique des sols à partir d'une mesure de la température de surface depuis l'espace et d'une résolution du bilan énergétique à l'interface sol-végétation-atmosphère ne nous a pas permis, comme cela était attendu, d'accéder à l'humidité de la couche racinaire. Travaillant à l'échelle du bassin versant, l'influence de l'occupation du sol sur le bilan d'énergie est la résultante des effets des prairies (couvert partiel peu évolutif), fortement représentées en Bretagne, et des différents types de cultures aux cycles végétatifs non synchrones. Un bassin versant breton n'est donc caractérisé à aucune période de l'année par un couvert végétal « moyen » dense. Nous renvoyons à ce titre le lecteur à l'annexe 5 qui présente l'évolution annuelle du taux de couverture végétale du bassin versant de Naizin.

Dans le cadre de l'expérience HAPEX-MOBILHY, Otlé et Vidal-Madjar (1994) ont, par la même méthode, obtenu l'état hydrique de la couche racinaire avec une fréquence intéressante pour des applications hydrologiques, premièrement grâce à une disponibilité plus grande d'images NOAA non nuageuses, deuxièmement grâce à la possibilité de définir des zones caractérisées par un type de culture majoritaire. Cela permet l'obtention, pour certaines périodes de l'année, d'un couvert dense à l'échelle du pixel. En Bretagne, le parcellaire très fin, associé à une occupation du sol caractérisée par des polycultures et une présence importante de prairies, laisse peu d'espoir d'isoler, même à l'échelle du pixel, des zones majoritairement recouvertes par un seul type de culture et caractérisées par un couvert végétal dense.

Il reste toutefois que la méthode testée ici a permis l'estimation de l'état hydrique de la couche de surface du sol en période de couvert végétal partiel, période où la sensibilité du radar à l'humidité du sol commence à être dégradée par les effets de la végétation. Cette seconde méthode d'estimation de l'état hydrique des sols depuis l'espace apparaît donc comme complémentaire de celle fondée sur les hyperfréquences actives. Par contre, nous noterons que le nombre de dates pour lesquelles la méthode a pu être appliquée est très faible à cause de la présence de nuages qui limite les possibilités de mesure par thermographie infrarouge de la température de surface depuis l'espace. L'intérêt des mesures « tout temps » effectuées par le radar à synthèse d'ouverture du satellite ERS-1 apparaît alors très clairement sur une région à climat océanique comme la Bretagne.

Il subsiste aussi des points à étudier. En particulier, il resterait à quantifier de manière plus précise l'influence des incertitudes relatives aux paramètres de végétation sur la plage d'humidité estimée par thermographie infrarouge.

Comme dans le chapitre précédent, la validation de la méthode d'estimation de l'état hydrique du sol est difficile à mener faute d'une mesure in situ pouvant réellement être considérée comme une référence. En effet, la technique par thermographie infrarouge est appliquée à l'échelle du bassin versant. Cette échelle spatiale est pertinente pour des études hydrologiques et se trouve adaptée à la taille du pixel du capteur AVHRR du satellite NOAA, mais elle rend impossible un réel contrôle in situ de l'humidité du sol. Pour le satellite ERS-1, la programmation des acquisitions radar a permis d'organiser, en parallèle avec certains passages d'ERS-1, des campagnes extensives de mesures de l'état hydrique de surface du sol, permettant de donner un ordre de grandeur de l'humidité moyenne du bassin versant. Cela n'a bien sûr pas pu être réalisé pour valider la seconde méthode, puisque c'est la présence aléatoire de nuages qui dicte les dates où la méthode est applicable.

Pour ces raisons, le chapitre suivant présente un second moyen de validation de la méthode. L'état hydrique moyen du bassin versant estimé par infrarouge thermique y sera comparé à la sortie d'un modèle hydrologique qui simule l'état hydrique de cette même unité spatiale.

VI. MODELISATION DES DEBITS ET DE L'ETAT HYDRIQUE DE BASSINS VERSANTS BRETONS

VI.1. Les modèles mathématiques en hydrologie

VI.1.1. Définition d'un modèle

Llamas (1993) définit un modèle comme « une représentation simplifiée, sous forme physique ou mathématique, d'un système complexe dans lequel les réponses produites par des sollicitations externes sont difficilement prévisibles à cause du très grand nombre de facteurs en jeu. Sous forme physique, les relations entre le modèle et la réalité sont du type figuratif (modèles réduits, photographies, croquis, etc.) ou symbolique (cartes géographiques, graphiques, etc.), tandis que sous sa forme mathématique, le système est représenté par une expression analytique ».

Ainsi, un modèle mathématique est d'après Karplus (1983) « un ensemble d'équations caractérisant un système réel, appelé prototype, de telle sorte qu'au moins un certain nombre de liens entre des sollicitations externes et des réponses correspondantes soient représentés de façon adéquate »

Nous noterons qu'avec les performances de calcul des ordinateurs actuels, les modèles mathématiques se sont largement développés et sont devenus un outil essentiel en hydrologie. Ils sont désormais communément utilisés dans les domaines de la gestion des ressources en eau ou de la prévision des crues.

VI.1.2. Classification des modèles mathématiques en hydrologie

Singh (1995) note qu'il est possible de classer les modèles mathématiques selon le type de description des processus hydrologiques retenus (figure VI-1).

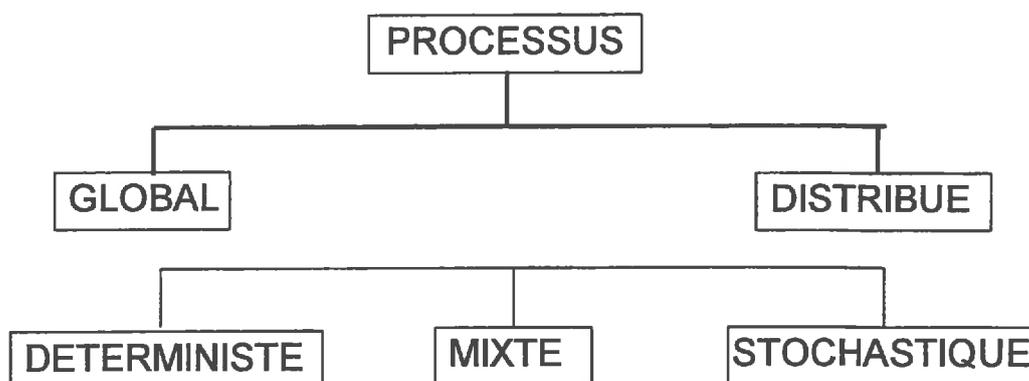


Figure VI-1 : Classification des modèles fondée sur la description des processus (Singh, 1995)

Un modèle **global** ne tient pas compte explicitement de la variabilité spatiale des processus, des entrées ou des caractéristiques du système. Un modèle hydrologique de ce type va donc, à l'échelle d'un bassin versant, restituer les débits à l'exutoire à partir des pluies sans spatialiser les processus. L'entité géographique représentée par le bassin versant n'est pas décomposée en sous unités spatiales. La modélisation est souvent fondée sur des lois hydrauliques simplifiées ou sur des relations empiriques.

Les modèles **distribués** sont conçus pour prendre en compte explicitement la variabilité spatiale des processus. En hydrologie, ce type d'approche est vite confrontée à la difficulté d'obtention des informations nécessaires au modèle à une échelle spatiale fine (entrées ou données descriptives du système) où au caractère global de certains processus. Ces modèles ne sont donc jamais complètement distribués. Cette approche conduit à l'élaboration de modèles plus délicats à mettre en oeuvre que ceux construits dans le cadre d'une approche globale, puisque la spatialisation des processus multiplie le nombre de paramètres à fixer. Par contre, elle permet une approche plus détaillée des processus, avec la possibilité d'étudier les phénomènes à l'échelle de sous unités géographiques « homogènes ».

La seconde classification présentée en figure VI-1 traduit la démarche adoptée pour modéliser les processus du système observé. Cette démarche est dictée par la connaissance que l'on possède du système réel. Si la structure du système, ainsi que les liens entre ses composantes internes, sont parfaitement connus, on construit un modèle de type « boîte blanche ». Par contre, si le système n'est décrit que par des entrées et des sorties, on aboutit à un modèle de type « boîte noire ».

En sciences physiques et particulièrement en hydrologie, les modèles mathématiques se situent entre ces deux extrêmes, puisque, si, dans la plupart des cas, le système ne peut pas être complètement défini, un certain nombre de ses composantes et de ses liens structuraux sont connus.

Llamas (1993) illustre ceci par l'exemple d'un modèle pluie-débit sur un bassin versant, qui va restituer une sortie (les débits) à partir d'une entrée (les pluies) suivant un ensemble d'équations mathématiques qui représentent avec plus ou moins de fidélité les phénomènes qui se produisent sur le bassin versant, tels que l'infiltration, l'emmagasinement, l'évaporation, le ruissellement, etc.

Dans le domaine de l'hydrologie, certains auteurs qualifient de **stochastiques** les modèles mathématiques de type boîtes noires, et de **déterministes** les modèles qui se rapprochent d'une modélisation de type boîte blanche. Dans cette seconde catégorie, on peut regrouper tous les modèles qui prennent en compte de manière plus ou moins explicite les phénomènes physiques, en opposition avec les modèles de type statistiques pour lesquels le concept physique des processus est complètement occulté.

D'autres types de classification des modèles existent. Ainsi, un modèle sera qualifié de **mécaniste** s'il décrit les mécanismes internes du système le plus fidèlement possible en se basant sur les lois de la physique. De tels modèles seraient classés selon la figure VI-1 dans la catégorie des modèles déterministes. En principe, pour ce type de modèle, les paramètres sont mesurables. En hydrologie, la variabilité spatiale et temporelle des caractéristiques des milieux naturels étudiés, associée à la complexité des phénomènes rencontrés amène les modélisateurs à décrire le système en utilisant des représentations simplificatrices. On aboutit alors à un modèle **conceptuel**. Selon le degré de conceptualisation, le modèle conserve plus

ou moins une base physique. Selon la classification de la figure VI-1, ce type de modèles se situerait dans la catégorie « mixte ». Enfin, lorsqu'un modèle ne fait pas référence aux processus internes du système, il est qualifié d'**empirique**. Le modèle se contente alors d'établir des relations permettant de reconstituer le mieux possible les variables de sortie à partir des données d'entrée. Ces modèles sont le plus souvent des modèles statistiques.

Dans le cadre de cette étude, nous utilisons un modèle pluie-débit conceptuel et global (modèle GRHUM) qui s'inscrit dans la lignée des modèles développés au sein de la division hydrologie du Cemagref d'Antony. La modélisation conceptuelle a permis en effet d'aboutir à des modèles hydrologiques opérationnels, alors que les démarches mécanistes appartiennent encore au domaine de la recherche avec des modèles très complexes à paramétrer. L'approche globale permet là encore d'aboutir à un modèle simple. La spatialisation des processus, difficile à réaliser, complique la structure du modèle. Elle implique aussi de décrire de manière détaillée et spatiale le bassin versant. Les modèles spatialisés nécessitent donc généralement un couplage avec un système d'information géographique.

Les deux parties suivantes sont consacrées respectivement à la description du modèle et aux résultats des simulations obtenus sur l'ensemble des bassins versants bretons que nous avons présentés dans le chapitre III.

VI.2. Description du modèle GRHUM

VI.2.1. Structure générale

Le modèle GRHUM (Chkir, 1994; Loumagne et al., 1996), présenté ci-après, est dérivé du modèle conceptuel pluie-débit journalier GR4 (Edijatno et Michel, 1989; Nascimento et Michel, 1992). Le modèle GR4 a permis de simuler de manière globalement performante les débits à l'exutoire de plus de 300 bassins versants français (Edijatno, 1991; Makhoul, 1994).

Grâce à sa robustesse, ce modèle a largement fait ses preuves en hydrologie opérationnelle. Toutefois, il montre parfois des difficultés à reproduire les débits pendant certaines périodes du cycle hydrologique, notamment lors de la reprise des écoulements à la fin de l'été. Pour résoudre ces problèmes, et en vue de chercher des améliorations à la modélisation des débits dans un but de prévision, des travaux ont été menés pour étudier les possibilités d'intégrer dans ce modèle conceptuel, un ou plusieurs indicateurs de l'état hydrique des bassins.

L'intérêt de la prise en compte de ce type d'indicateur avait déjà été montré en utilisant des mesures ponctuelles d'humidité du sol au pas de temps journalier dans un modèle hydrologique global (Loumagne et al., 1991). Les possibilités qu'offre maintenant la télédétection, d'accéder à une information concernant l'état de saturation des bassins, soit en valeur moyenne sur l'ensemble du bassin versant, soit de manière spatialisée, sont à l'origine du développement d'un nouveau modèle hydrologique susceptible d'intégrer, à terme, ce type de données.

Ainsi, le modèle GRHUM diffère du modèle GR4 par sa fonction de production. Le réservoir sol y est représenté par un système à deux couches permettant de simuler

une humidité de surface W_s et une humidité globale W_g . La couche globale correspond à la couche racinaire et inclut la couche superficielle. La nécessité de dissocier la couche de surface du sol a été dictée par la disponibilité de données radar, qui comme nous l'avons déjà exposé, ne permettent d'estimer l'état hydrique que de la surface du sol.

La pluie P est divisée en deux termes : le premier, P' , alimente le réservoir sol, le second, $P-P'$, va directement à l'exutoire via la fonction de transfert. Ce partage de la pluie est piloté par la valeur de l'humidité de la couche globale du réservoir sol.

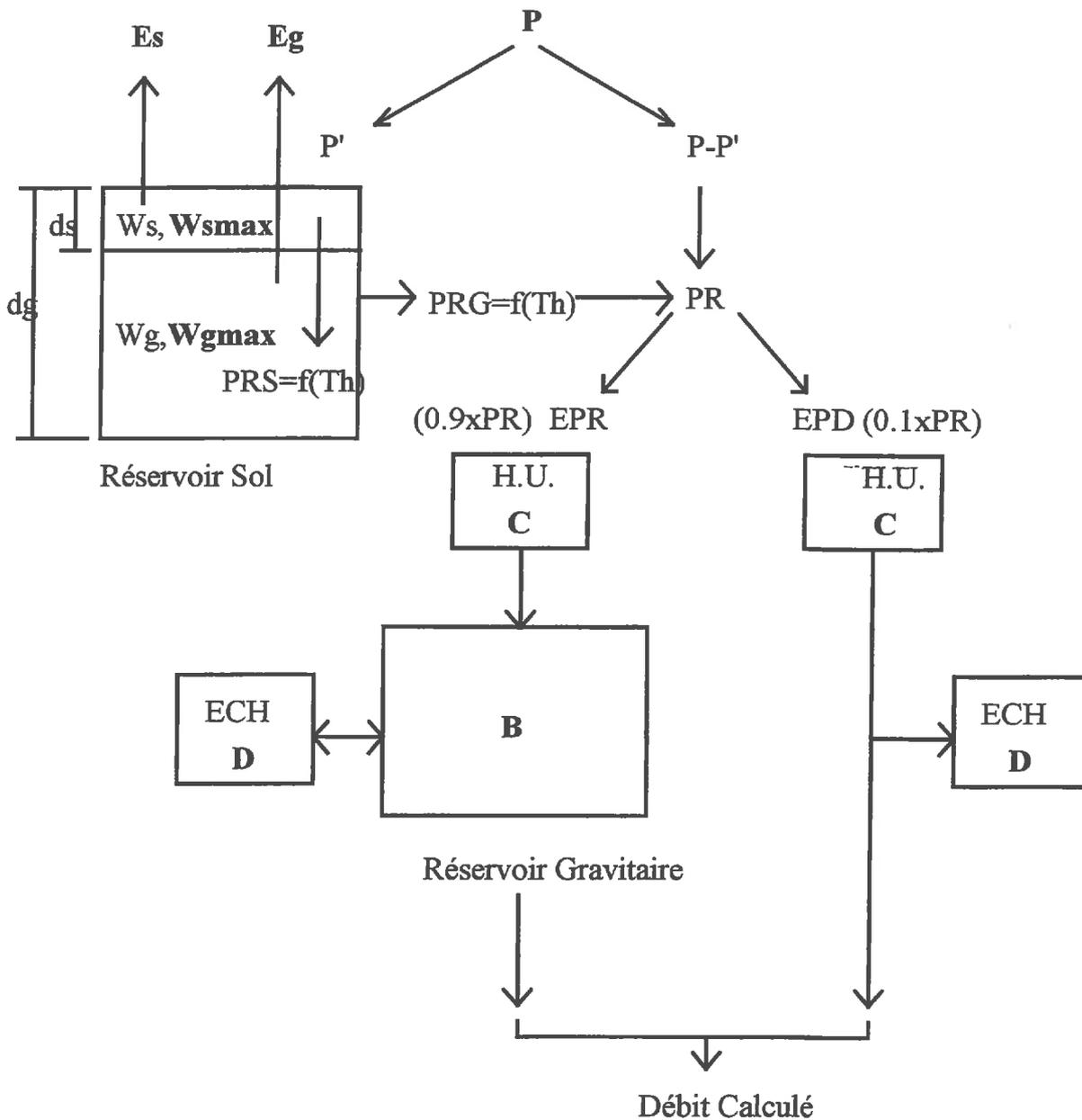


Figure VI-2: Structure du modèle hydrologique GRHUM

VI.2.2. La fonction de production

La fonction de production gère les échanges à l'interface sol-végétation-atmosphère et partage la pluie P' qui alimente le réservoir sol selon quatre composantes:

- le stockage qui se traduit par une augmentation de l'humidité du sol
- les phénomènes d'infiltration de la couche de surface du sol vers une couche plus profonde
- l'évaporation réelle approchée par une relation empirique
- l'écoulement d'une lame d'eau vers l'exutoire du bassin versant

Trois paramètres sont associés à la fonction de production:

- Le paramètre Th lié à la relation de Thomas
- Les valeurs maximales des humidités des deux couches de sol W_{smax} et W_{gmax}

VI.2.2.1. Evolution de l'humidité du sol:

Les variations d'humidité des deux couches du réservoir sol sont calculées à chaque pas de temps du modèle par les relations suivantes:

$$\frac{\partial W_s}{\partial t} = \frac{P' - E_s - PR_s}{d_s} \quad \text{Equation VI-1}$$

$$\frac{\partial W_g}{\partial t} = \frac{P' - E_g - PR_g}{d_g} \quad \text{Equation VI-2}$$

avec W humidité volumique (cm^3/cm^3)
 P' partie de la pluie alimentant le réservoir sol (mm/unité de temps)
 E évapotranspiration (mm/unité de temps)
 PR lame d'eau produite (mm/unité de temps)
 d épaisseur de la couche de sol (mm)
 ∂t : pas de temps du modèle

Les indices s et g font référence respectivement à la couche de surface du sol et à la couche globale. Les hauteurs des deux couches de sol ont été fixées à 10 centimètres pour la couche de surface et à un mètre pour la couche globale.

Pour chaque couche de sol, une lame d'eau est produite si et seulement si la pluie qui alimente le réservoir sol considéré est supérieure à l'évapotranspiration, ce qui se formalise par :

$$P' \leq E_s \Rightarrow PR_s = 0 \quad \text{Equation VI-3}$$

$$P' \leq E_g \Rightarrow PR_g = 0 \quad \text{Equation VI-4}$$

Lorsque la pluie P' est supérieure à l'évapotranspiration de la couche de surface, la lame d'eau PR_s produite par la couche de surface s'infiltrer vers la couche globale.

Lorsque la pluie P' est supérieure à l'évapotranspiration de la couche globale, la lame d'eau PR_g produite par la couche globale du sol s'ajoute à la partie de la pluie

P-P' n'alimentant pas le réservoir sol et est transférée vers l'exutoire du bassin versant.

Les quantités PR_S et PR_G sont calculées à l'aide du modèle de Thomas (1981) décrit dans le paragraphe suivant.

VI.2.2.2.Fonction de drainage: modèle de Thomas

Au jour j caractérisé par une pluie P' qui alimente la réservoir sol, la valeur initiale de l'humidité de la couche i du sol considérée (i=s pour la couche de surface, i=g pour la couche globale) est notée W_i . Dans le cas où la pluie P' est supérieure à l'évapotranspiration E_i , on considère que l'humidité de la couche de sol augmente temporairement à la valeur:

$$X_i = W_i + \frac{P' - E_i}{d_i} \quad \text{Equation VI-5}$$

La valeur finale réelle de l'humidité Y_i se déduit alors de la valeur de X_i par la formulation:

$$Y_i = \frac{X_i + W_{imax}}{2Th} - \sqrt{\left(\frac{X_i + W_{imax}}{2Th}\right)^2 - \frac{X_i \cdot W_{imax}}{Th}} \quad \text{Equation VI-6}$$

Le paramètre Th caractérise la courbure de la courbe $Y_i=f(X_i)$ (figure VI-3).

La lame d'eau PR_i qui s'écoule le la couche i du sol est donc égale à:

$$PR_i = (W_i - Y_i)d_i \quad \text{Equation VI-7}$$

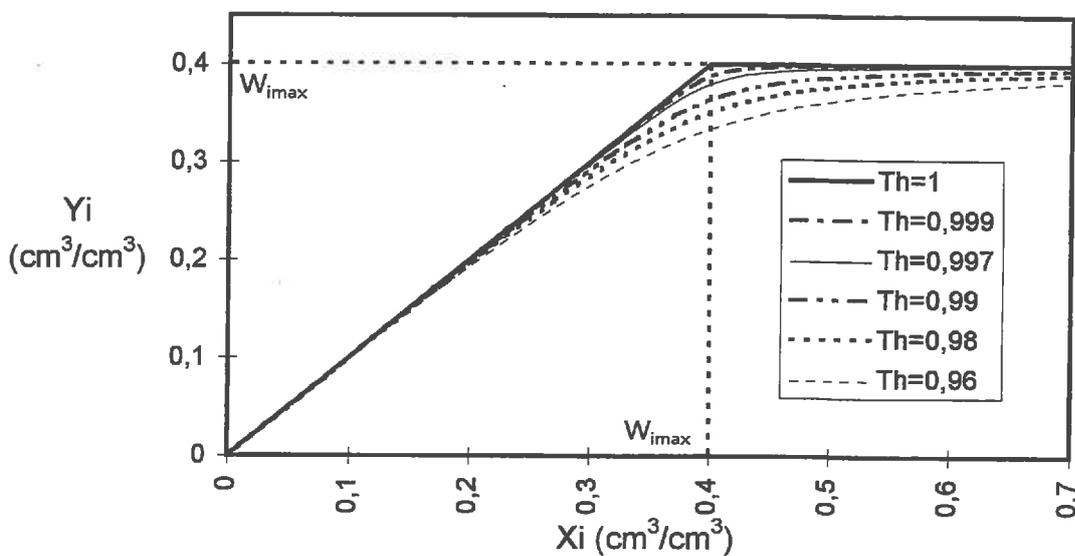


Figure VI-3: Schéma de Thomas

Ce schéma permet d'éviter un calcul de la production par seuil de dépassement qui impliquerait une vidange du réservoir sol de type tout ou rien, inadaptée à l'écoulement continu observé en réalité dans le comportement hydrologique des bassins versants.

VI.2.2.3. Calcul de l'évapotranspiration

Dans le modèle GRHUM, l'évapotranspiration est calculée pour chacune des deux couches de sol en prenant en compte, en plus, certaines caractéristiques telles que le type de sol ou le pourcentage de couverture végétale (Ottlé et Vidal-Madjar, 1994).

L'évapotranspiration globale E_g se décompose entre l'évaporation du sol nu E_{sol} et la transpiration des plantes E_{veg} à l'aide d'un facteur σ_f caractérisant le taux de couverture végétale évaporant (végétation « verte »).

$$E_g = (1 - \sigma_f)E_{sol} + \sigma_f E_{veg} \quad \text{Equation VI-8}$$

L'évapotranspiration de la couche de surface E_s se décompose entre l'évaporation du sol nu et une partie assez faible (20%) de la transpiration des plantes estimée d'après la répartition racinaire verticale :

$$E_s = (1 - \sigma_f)E_{sol} + 0,2 \sigma_f E_{veg} \frac{W_s}{W_{smax}} \quad \text{Equation VI-9}$$

VI.2.2.3.1. Evolution annuelle du terme σ_f :

La connaissance de l'occupation du sol (relevés culturaux pour le bassin versant de Naizin ou statistiques agricoles pour les autres bassins versants) permet de déterminer l'évolution annuelle de l'indice de couverture végétale σ_f à l'échelle du bassin versant en combinant les cycles annuels de croissance des différents types de culture, au prorata de leur fréquence d'apparition sur le bassin versant.

Les représentations schématiques des cycles de croissance retenues pour chaque culture sont présentées en annexe 5. Elles ont été élaborées à partir des informations dont nous disposons sur les dates de semis et de récolte. Comme le terme σ_f intervient dans le partage de l'évapotranspiration entre évaporation du sol et transpiration des plantes, il doit être représentatif du taux de couverture de la végétation « verte », c'est à dire potentiellement apte à participer aux phénomènes de transpiration. A l'échelle d'un bassin versant couvert par des polycultures, les différents types de cultures n'atteignent pas leur stade de maturité au même moment. Nous citerons l'exemple des céréales d'hiver qui arrivent à maturité fin mai, alors que les maïs sont alors en pleine croissance. Nous avons donc décidé de prendre en compte le degré de maturité des végétaux dans l'évolution du coefficient de couverture végétale associé à chaque type de culture. Ainsi, le taux de couverture des céréales d'hiver chute autour du jour 150, période de l'année où le blé jaunit (annexe 5).

La courbe d'évolution de ce coefficient peut aussi être approchée à l'aide d'outils de télédétection tel l'indice de végétation normalisé ($NDVI_{norm}$) déduit de l'indice de végétation NDVI calculé à partir des canaux visible et proche infra-rouge de l'AVHRR des satellites NOAA, comme l'illustre la figure VI-4.

$$NDVI_{norm} = \frac{NDVI - NDVI_{max}}{NDVI_{max} - NDVI_{min}} \quad \text{Equation VI-10}$$

avec $NDVI_{max}=0,9$
 $NDVI_{min}=0,2$

Les valeurs maximale et minimale de l'indice de végétation correspondent à l'indice de végétation NDVI qui serait calculé pour un pixel comprenant, sur toute sa surface, dans le premier cas une couverture végétale très dense, dans le second des sols nus.

Comme nous l'avons déjà noté, un pixel NOAA intègre un nombre important de parcelles. Compte tenu, de plus, du type de cultures rencontrées sur les bassins versants (polycultures, prairies) et de la densité du parcellaire, aucun pixel ne peut être considéré comme « pur », c'est à dire représentatif d'un seul type de culture. Les valeurs maximale et minimale de l'indice de végétation ont donc été fixées à des valeurs réalistes compte tenu des nombreuses recherches concernant l'indice NDVI, indice de végétation en effet couramment utilisé par la communauté scientifique (Huang Xinmei et al., 1995; Fischer, 1994; Price, 1993).

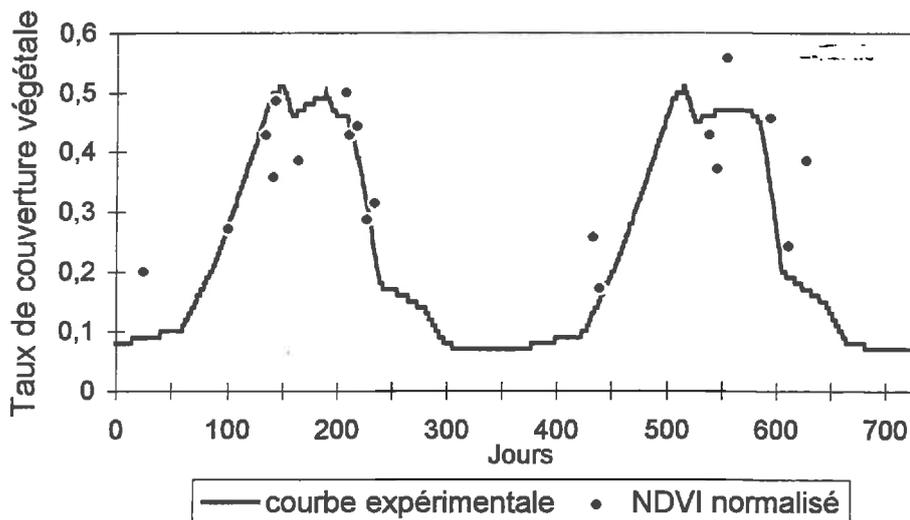


Figure VI-4: Evolution annuelle du taux de couverture végétale, courbe expérimentale et suivi par télédétection

La figure VI-4 montre que l'indice de végétation NDVI normalisé suit bien l'évolution de la couverture végétale construite expérimentalement. L'utilisation délicate des images NOAA liée à la fréquente présence de nuages ne permet pas d'obtenir un indice de végétation avec une fiabilité et une fréquence suffisante pour substituer l'évolution de cet indice à celle de la courbe construite expérimentalement. De plus, il subsistera toujours une dispersion des mesures depuis l'espace du NDVI, à cause

en particulier de la précision des corrections atmosphériques. Par contre, l'indice NDVI permet d'affiner la courbe expérimentale en tenant compte de particularités annuelles liées aux fluctuations des conditions climatiques.

VI.2.2.3.2. Evaporation du sol

L'évaporation journalière du sol E_{sol} est calculée en se basant sur le concept d'évaporation limite (Wetzel et al., 1987, Soarès et al., 1988), qui permet de modéliser la résistance du sol à l'évaporation potentielle dictée par les conditions climatiques de la manière suivante: en raisonnant sur des taux d'évaporation instantanés, c'est à dire non intégrés sur la journée, on considère que le sol répond à la demande évaporative dictée par les conditions climatiques tant que cette demande reste inférieure à un taux limite, noté par la suite e_{lim} . Si la demande évaporative dépasse cette valeur limite, l'évaporation réelle du sol ne suit plus l'évapotranspiration potentielle et présente un seuil (figure VI-5).

$$e_{sol} = \min(e_{lim}, etp) \quad \text{Equation VI-11}$$

$$e_{lim} = a \exp(b W_s^2) \frac{W_{smax}}{W_{smax} - W_s} \quad \text{Equation VI-12}$$

où W_s représente la teneur en eau de la couche de surface (cm^3/cm^3).

W_{smax} la valeur maximale que peut prendre W_s (cm^3/cm^3).

a et b: paramètres de l'équation

e_{sol} évaporation du sol (W/m^2)

e_{lim} évaporation limite (W/m^2)

etp évaporation potentielle (W/m^2)

Les constantes a et b et W_{smax} ont été fixées respectivement à 26, 35 et 0,50 en tenant compte de la nature limoneuse du sol (Chapitre V).

Cette notion d'évaporation limite s'applique, comme nous venons de le voir, à des taux d'évaporation instantanés. Sur une journée de temps clair, ce concept est illustré par la figure VI-5.

Le modèle hydrologique GRHUM est utilisé au pas de temps journalier. La demande évaporative journalière, que nous noterons par la suite ETP, est déduite de l'évapotranspiration potentielle de Penman cumulée sur 10 jours, qualifiée pour cette raison de décadaire datée, et mesurée par certaines stations de Météo-France (partie II). Les équations 9 et 10 doivent donc être intégrées sur la journée. Pour ce faire, nous avons affecté à l'évolution de l'évapotranspiration potentielle au cours d'une journée une forme sinusoïdale entre 6 et 18 heures, courbe dont la valeur de l'intégrale doit bien sûr être égale à la valeur journalière de l'évapotranspiration.

Suivant ces hypothèses, l'évaporation potentielle instantanée (etp) s'exprime sous la forme:

$$etp = a \sin \left[\frac{\pi}{12} (t - 6) \right] \quad \text{Equation VI-13}$$

avec $a = 28,935 \cdot \pi \cdot ETP$

où etp et a sont exprimés en W/m^2 , ETP en mm d'eau évaporée par jour.

Lorsque le terme etp dépasse le seuil e_{lim} sur une partie de la journée, l'évaporation réelle provenant du sol cumulée sur la journée, E_{sol} , correspond à l'aire de la courbe e_{sol} (figure VI-5), soit à:

$$E_{sol} = \frac{1}{28,935} \left[\frac{a}{\pi} \left(1 - \sqrt{1 - \left(\frac{e_{lim}}{a} \right)^2} \right) + \frac{e_{lim}}{2} \left(1 - \frac{2}{\pi} \text{Arcsin} \left(\frac{e_{lim}}{a} \right) \right) \right] \quad \text{Equation VI-14}$$

où E_{sol} est exprimée en mm/jour, E_{lim} et a en W/m^2 .

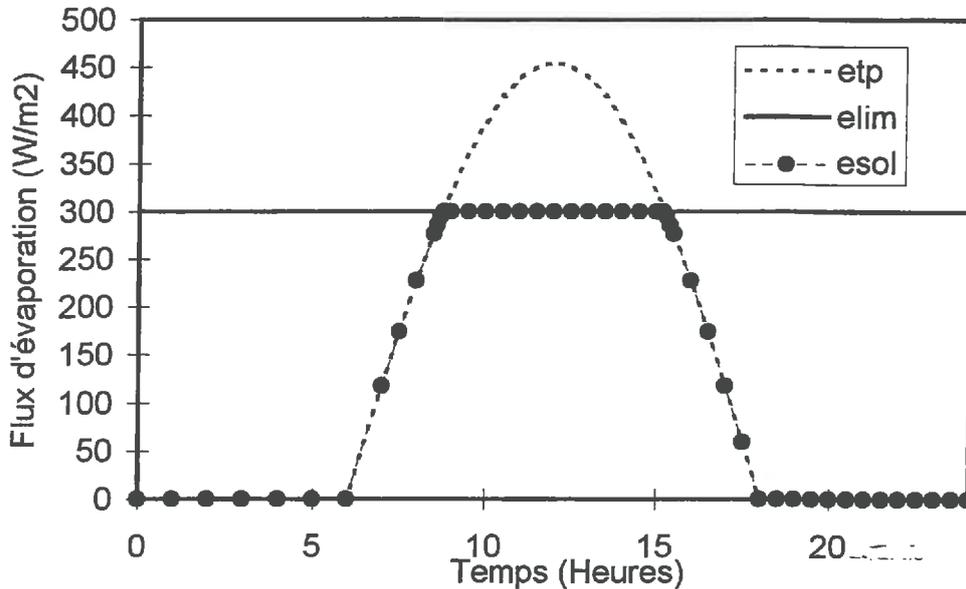


Figure VI-5: Application du concept de l'évaporation limitée sur l'évaporation du sol

VI.2.2.3.3. Transpiration de la végétation

La transpiration des plantes E_{veg} se déduit de l'ETP suivant la relation empirique ci-dessous:

$$E_{veg} = \beta ETP \quad \text{Equation VI-15}$$

Cette expression a été validée dans le cadre de l'expérience Hapex-Mobilhy (Ottlé et Vidal-Madjar, 1994). Pour les sols de nature sablonneuse rencontrés sur le site de cette étude, les auteurs ont abouti à une expression du coefficient β dépendant de la teneur en eau de la couche globale du sol et du degré de maturité des plantes:

avant maturité des végétaux: $\beta = 1 - \exp(-7. W_g / W_{gmax})$ Equation VI-16

après maturité: $\beta = 0,25 \left[1 - \exp(-5. W_g / W_{gmax}) \right]$ Equation VI-17

Nous avons construit, par combinaison des différentes courbes schématiques correspondant aux différents couverts, un taux de couverture végétal du bassin versant correspondant à des végétaux avant maturité (§ VI.2.2.3.1). L'augmentation de la résistance à l'évaporation des végétaux qui accompagne le passage du stade phénologique de croissance à celui de la maturité est donc pris en compte dans le terme σ_f .

Nous ne conservons alors qu'une seule expression pour le coefficient β (équation VI-17), équivalente à celle obtenue par Ottlé et Vidal-Madjar (1994), mais adaptée à la nature limoneuse des sols rencontrés sur notre zone d'étude, pour tenir compte du point de flétrissement des plantes atteint pour teneur en eau voisine de 15%, alors que pour des sols sableux, cette valeur est beaucoup plus faible. Après le stade de sénescence, nous considérons que la transpiration des végétaux est négligeable.

$$\beta = 1 - \exp\left[-12(W_g - W_{wit}) / W_{gmax}\right] \quad \text{Equation VI-18}$$

$$\text{avec } W_{wit} = 0,15 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$$

VI.2.3. La fonction de transfert

La fonction de transfert permet la transformation de la pluie nette en hydrogramme à l'exutoire du bassin versant en introduisant une fonction retard dans le temps de montée d'une crue et une fonction d'étalement de la lame d'eau. Comme dans le modèle GR4, ces opérations sont réalisées l'une, grâce à un hydrogramme unitaire, l'autre par un réservoir non linéaire (Edijatno, 1991). L'hydrogramme unitaire est une fonction simple dépendant d'un seul paramètre à caler, sa durée C , qui peut être considérée comme le temps de réponse intrinsèque au bassin.

Le débit provenant du réservoir gravitaire non linéaire est fonction du niveau R de remplissage de ce réservoir, dont la capacité maximale B doit être calée.

Le débit total à l'exutoire est la somme du débit provenant du réservoir gravitaire et d'une partie (10%) de la lame d'eau totale PR destinée à l'écoulement et qui ne transite pas par ce réservoir.

Par ailleurs, les échanges souterrains ECH sont simulés par une fonction empirique dépendant d'un paramètre D .

$$ECH = D \left(1 + 5 \frac{R}{B}\right) \quad \text{Equation VI-19}$$

Si le paramètre D est positif, le terme d'échange ainsi calculé représente un apport au niveau du réservoir gravitaire. Dans le cas contraire, ce terme représente une perte du système qui s'applique à la fois au réservoir gravitaire et à l'écoulement pseudo-direct après routage par l'hydrogramme unitaire (cf figure VI-2)

Ces échanges peuvent apparaître dans les bassins sujets à des effets de drainage ou à des écoulements de subsurface intermittents (Nascimento et Michel, 1992). L'introduction de cette paramétrisation améliore alors nettement la modélisation des débits d'étiage. Ce paramètre a une grande importance dans le cas des bassins bretons où le modèle GRHUM a été validé, puisque les étiages sont très marqués

avec des débits souvent intermittents (cf. annexe 6), ce qui est le cas du bassin versant de Naizin en particulier.

VI.3. Performance du modèle GRHUM sur les bassins versants bretons

VI.3.1. Modélisation des débits

VI.3.1.1. Critères de performance

Nous avons retenu cinq critères qui permettent de quantifier l'aptitude du modèle GRHUM à restituer les débits observés à l'exutoire des bassins versants suivis dans le cadre de cette étude:

- le critère de Nash-Sutcliffe N (%) (Nash et Sutcliffe, 1970)
- l'erreur de bilan EB(%)
- le rapport de volume des crues annuelles RCA (%)
- le rapport des durées de crues RDC (jour/jour)
- le rapport des durées d'étiage RDE (jour/jour)

$$N = 100 \left[1 - \frac{\sum_{j=1}^n (Q_{jobs} - Q_{jcal})^2}{\sum_{j=1}^n (Q_{jobs} - Q_m)^2} \right] \quad EB = 100 \left[\frac{\sum_{j=1}^n (Q_{jobs} - Q_{jcal})}{\sum_{j=1}^n Q_{jobs}} \right]$$

avec : Q_{jobs} : débits journaliers observés, Q_{jcal} : débits journaliers calculés
et Q_m : moyenne des débits observés

$$RCA = 100 \frac{\overline{Q_{ccal}}}{\overline{Q_{cobs}}}$$

avec $\overline{Q_{ccal}}$ et $\overline{Q_{cobs}}$: moyennes des pointes de crues définies comme une succession ininterrompue de débits respectivement calculés et observés supérieurs à quatre fois le module interrannuel.

$$RDC = \frac{NQ_{ccal}}{NQ_{cobs}}$$

avec NQ_{ccal} : nombre de jours où le débit calculé dépasse quatre fois le module interrannuel, NQ_{cobs} nombre de jours où le débit observé dépasse quatre fois le module interrannuel.

$$RDE = \frac{NQ_{ecal}}{NQ_{eobs}}$$

avec NQ_{ecal} : nombre de jours où le débit calculé est inférieur au quart du module interannuel, NQ_{eobs} nombre de jours où le débit observé est inférieur au quart du module interannuel.

Compte tenu des définitions des différents critères, le modèle est d'autant plus efficient que le critère de Nash-Sutcliffe et le rapport des volumes de crues sont plus proche de 100%, que l'erreur de bilan est plus proche de 0% et que les rapports des durées de crues et d'étiage sont proches de 1.

VI.3.1.2. Calage et validation du modèle

Le calage du modèle consiste à optimiser les valeurs des paramètres en se basant sur les résultats du critère de Nash-Sutcliffe obtenus sur une période d'observation des débits que nous qualifierons par la suite de période de calage. Les valeurs obtenues pour ces paramètres sont utilisées ensuite pour vérifier la validité du modèle pour des périodes différentes de la période de calage, qualifiées de périodes de validation ou de contrôle. Chaque période est précédée d'une année où cours de laquelle les niveaux des réservoirs sont initialisés.

La période d'observation des débits (1988-1994) a donc été scindée en deux:

1989-1991: période de calage	1988: initialisation des réservoirs
1992-1994: période de validation	1991: initialisation des réservoirs

VI.3.1.3. Paramétrage du modèle:

Optimisation des six paramètres du modèle:

Un premier essai de calage du modèle a été effectué en optimisant les valeurs des six paramètres du modèle.

Les valeurs des paramètres obtenues sur le bassin versant de Naizin sont présentées par le tableau VI-1. La valeur moyenne des paramètres obtenus sur l'ensemble des 36 autres bassins versants, ainsi que l'écart type associé à cette moyenne, sont portés dans le tableau VI-2, les valeurs obtenues sur chaque bassin versant étant détaillées en annexe 6.

W_{smax} (%)	W_{gmax} (%)	C (jour)	B (mm/jour)	D (mm/jour)	Th
99,4	41,3	0,5	193	0,103	0,997

Tableau VI-1: Paramètres du modèle GRHUM Bassin versant de Naizin

	W_{smax} (%)	W_{gmax} (%)	C (jour)	B (mm/jour)	D (mm/jour)	Th
moyenne	44,2	54,0	1,2	183	0,075	0,998
écart type	30,6	15,9	0,3	124	0,057	0,002

Tableau VI-2: Paramètres moyens obtenus sur les 36 autres bassins versants

La plage de variation attendue pour le paramètre W_{smax} dans le cas de sols limoneux se situe entre environ 40 et 50%. La valeur optimisée pour le bassin versant de Naizin est très éloignée de cette plage de valeurs réalistes. Sur l'ensemble des autres bassins versants, la forte variabilité de ce paramètre, illustrée par l'écart type élevé, montre que ce paramètre s'éloigne des valeurs physiques attendues pour un nombre important de bassins versants. Nous renvoyons le lecteur à l'annexe 6 pour plus de détails. Le paramètre W_{gmax} est plus stable. Seuls quatre bassins versants présentent une valeur optimisée éloignée de l'ordre de grandeur des valeurs réalistes de la variable physique à laquelle ce paramètre se rapporte. Nous avons donc procédé à une seconde optimisation des paramètres du modèle, en fixant cette fois la valeur du paramètre W_{smax} à 50% et en laissant libres les cinq autres paramètres.

Optimisation de cinq paramètres du modèle à W_{smax} fixé:

W_{smax} (%)	W_{gmax} (%)	C (jour)	B (mm/jour)	D (mm/jour)	Th
fixé à 50	43,8	0,5	179	0,114	0,998

Tableau VI-3: Paramètres du modèle GRHUM Bassin versant de Naizin

	W_{smax} (%)	W_{gmax} (%)	C (jour)	B (mm/jour)	D (mm/jour)	Th
moyenne	fixé à 50	56,1	1,2	167	0,053	0,998
écart type	-	14,5	0,2	115	0,042	0,001

Tableau VI-4: Paramètres moyens obtenus sur les 36 autres bassins versants

Sur le bassin versant de Naizin, comme sur l'ensemble des autres bassins versants, l'optimisation à W_{smax} fixé aboutit à des valeurs des cinq autres paramètres peu éloignées de celles obtenues dans le cas de l'optimisation des six paramètres. Seul le paramètre B semble montrer une tendance à la baisse. Nous allons maintenant examiner les performances du modèle pour les deux jeux de paramètres pour juger si la perte d'un degré de liberté dégrade la restitution des débits par le modèle.

VI.3.1.4. Performances du modèle

Les critères de performances du modèle obtenus avec les deux jeux de paramètres sont présentés par les quatre tableaux ci-dessous. Les résultats obtenus sur chacun des 36 bassins sont présentés en annexe 6.

optimisation des six paramètres:

	Nash (%)	Bilan (%)	RCA (%)	RDC (jour/jour)	RDE (jour/jour)
Calage	91,5	-1,7	77,5	51/50 (1,02)	418/494 (0,85)
Validation	86,8	0,9	80,5	40/39 (1,03)	256/317 (0,81)

Tableau VI-5: Critères de performance de GRHUM bassin versant de Naizin / optimisation des six paramètres

		Nash (%)	Bilan (%)	RCA (%)	RDC (jour/jour)	RDE (jour/jour)
Calage	moyenne	90,6	0,8	81,8	0,97	0,96
	<i>écart type</i>	4,6	4,5	13,5	0,15	0,24
Validation	moyenne	82,8	2,5	77,8	0,99	0,88
	<i>écart type</i>	8,0	12,8	17	0,45	0,38

Tableau VI-6 Critères moyens de performance de GRHUM sur les 36 bassins versants / optimisation des six paramètres

Optimisation de cinq paramètres, $W_{smax}=50\%$

	Nash (%)	Bilan (%)	RCA (%)	RDC (jour/jour)	RDE (jour/jour)
Calage	90,6	-1,0	76,3	50/50 (1,0)	396/494 (0,8)
Validation	86,9	-0,3	79,3	40/39 (1,03)	236/317(0,74)

Tableau VI-7 Critères de performance de GRHUM bassin versant de Naizin / W_{smax} fixé à 50%

		Nash (%)	Bilan (%)	RCA (%)	Rapport des durées de crue (jour/jour)	Rapport des durées d'étiage (jour/jour)
Calage	moyenne	90,6	0,4	83,8	0,98	0,93
	<i>écart type</i>	4,0	3,6	13,8	0,15	0,23
Validation	moyenne	82,8	5,0	76,8	0,94	0,90
	<i>écart type</i>	7,6	12,8	16,9	0,42	0,39

Tableau VI-8 Critères de performance de GRHUM moyens sur les 36 bassins versants / W_{smax} fixé à 50%

Dans les deux choix d'optimisation des paramètres retenus, la moyenne du critère de Nash-Sutcliffe est très élevée en calage et reste de bon niveau en validation. L'erreur de bilan est en moyenne très proche de zéro en période de calage et légèrement plus élevée en période de validation.

La figure VI-6 montre que le modèle GRHUM restitue dans l'ensemble bien les débits des bassins versants étudiés et illustre ainsi la robustesse du modèle.

La perte d'un degré de liberté lorsque le paramètre W_{smax} est fixé à 50% influence très peu les performances du modèle vis à vis de la restitution des débits. Il semble donc pertinent de procéder de la sorte lors du calage du modèle, compte tenu des valeurs très peu réalistes que prend ce paramètre lorsqu'il est optimisé.

A titre d'exemple, la figure VI-7 présente les débits observés et simulés par le modèle GRHUM au cours de la période de validation pour le bassin versant de Naizin. Les graphes obtenus avec les deux jeux de paramètres sont identiques. Nous noterons que les pointes des fortes crues sont sous-estimées par le modèle, ce qui explique la valeur du rapport des crues annuelles voisine de 80%. Toutefois, il faut noter que le modèle restitue globalement très correctement les débits observés. Il en est de même sur l'ensemble des autres bassins versants (annexe 6).

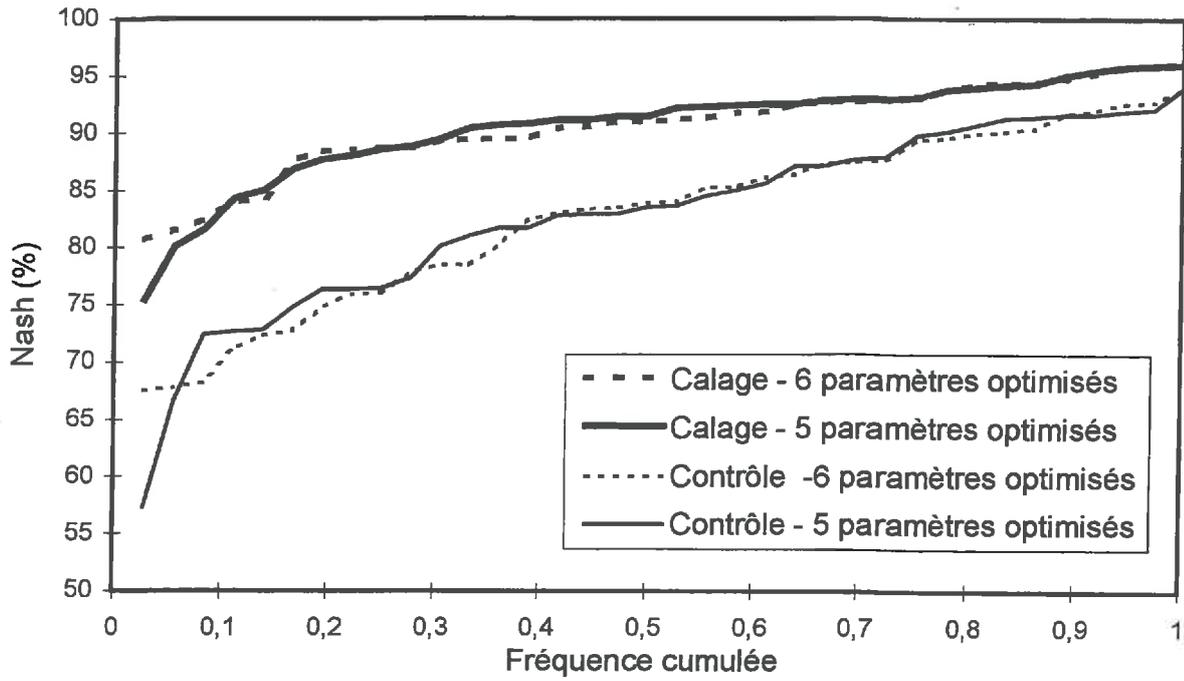


Figure VI-6: Répartition des critères de Nash sur les 36 bassins versants

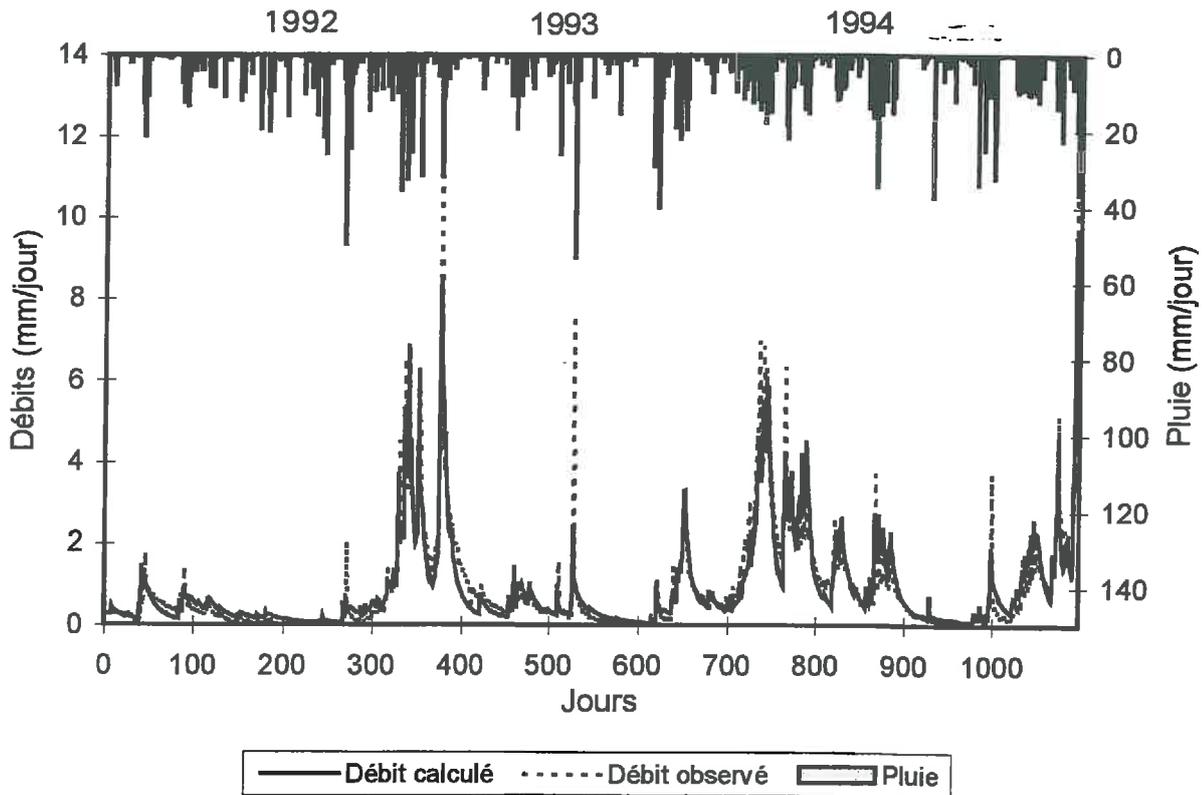


Figure VI-7: Simulation des débits / bassin versant de Naizin, période de validation

VI.3.2. Modélisation de l'humidité du sol

Le modèle GRHUM présente la particularité de pouvoir simuler non seulement les débits, mais aussi les humidités des couches superficielle et globale du sol. La validation de ce modèle peut donc se faire également sur ces variables, mais la comparaison entre valeurs calculées et valeurs mesurées est plus délicate que pour les débits. En effet, nous avons déjà noté qu'il n'est pas possible de mesurer directement in situ l'humidité représentant l'ensemble du bassin versant. La comparaison a tout de même été tentée en utilisant des chroniques de mesures ponctuelles d'humidité par sondes capacitives. Une deuxième possibilité est d'utiliser des données obtenues par télédétection radar, qui peuvent être, sous certaines conditions, considérées comme représentatives des variations d'humidité du sol en surface (chapitre IV).

VI.3.2.1. Comparaison entre humidités simulées et mesures ponctuelles

Une première étude de la capacité du modèle GRHUM à représenter les évolutions de l'état hydrique du sol a été menée sur le bassin versant de l'Orgeval situé dans la Brie en utilisant des mesures d'humidité par sonde neutronique (Loumagne et al., 1996). Des résultats satisfaisants ont été obtenus puisque les coefficients de corrélation obtenus entre les humidités journalières calculées par GRHUM et mesurées sur une période de 5 ans sont très élevés : 0,82 pour la couche de surface, 0,96 pour la couche racinaire.

Pour valider le modèle hydrologique, il était important de démontrer la stabilité de ses performances sur un autre site. Nous avons pu démontrer, au cours de ce travail sur le bassin versant de Naizin, l'aptitude du modèle GRHUM à suivre les variations de l'état hydrique de la couche racinaire du sol, en comparant les humidités simulées et mesurées avec des sondes capacitives sur le site de Penvern (figures VI-8 et VI-9). La corrélation entre humidités simulées et humidités mesurées est très élevée pour la couche globale, avec un coefficient de corrélation de 0,91 pour la période de janvier 1992 à avril 1994. La figure VI-9 montre toutefois que le modèle hydrologique ne retranscrit pas les variations d'humidité lorsque l'état hydrique descend en dessous de $0,6W_{gmax}$.

Pour la couche de surface du sol, les amplitudes de variations de l'état hydrique simulé lors des périodes d'assèchement et de réhumectation sont beaucoup plus grandes que celles observées par les sondes capacitives (figure VI-10). La corrélation entre humidité simulée et mesurée est nettement moins bonne pour la couche de surface (0,55) que pour la couche globale. Ces résultats peuvent exprimer le fait que la variabilité spatiale de l'humidité du sol sur le bassin versant serait davantage marquée sur la couche la plus proche de la surface, rendant la mesure ponctuelle moins représentative du comportement global donné par le modèle. Mais nous devons aussi noter que le concept d'évaporation limite, utilisé avec succès dans le modèle de bilan énergétique du CETP (Ben Mehrez et al., 1992a, 1992b) et implanté dans le modèle hydrologique, s'applique peut être à une couche plus mince que les dix premiers centimètres de sol, épaisseur retenue pour cette couche de surface dans le modèle hydrologique. Cela justifierait la rapidité d'évolution de l'état hydrique de la couche de surface simulée par le modèle.

La comparaison avec des mesures d'humidité au sol n'a pu être étendue aux autres bassins versants, ceux-ci ne comportant pas de dispositifs de mesure de l'humidité du sol in situ.

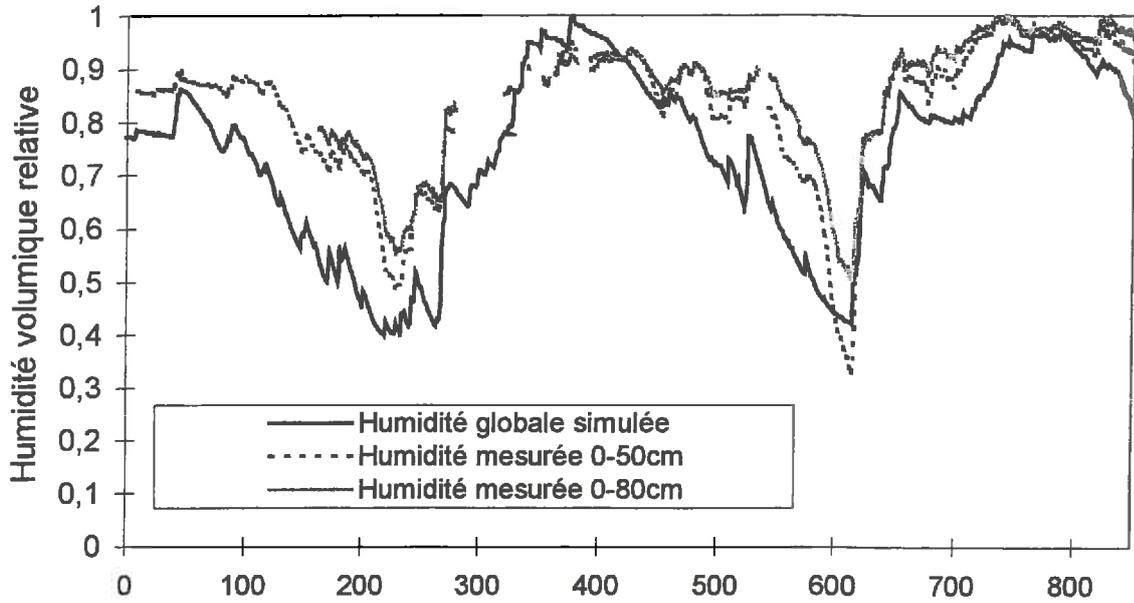


Figure VI-8: Evolution des humidités simulées et mesurées pour la couche globale du sol - bassin versant de Naizin

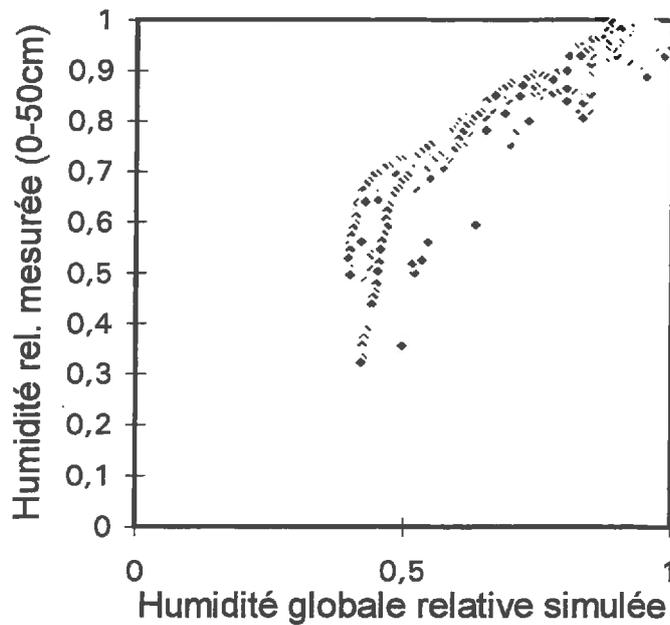


Figure VI-9: Corrélation entre humidité simulée et mesurée pour la couche globale du sol - bassin versant de Naizin

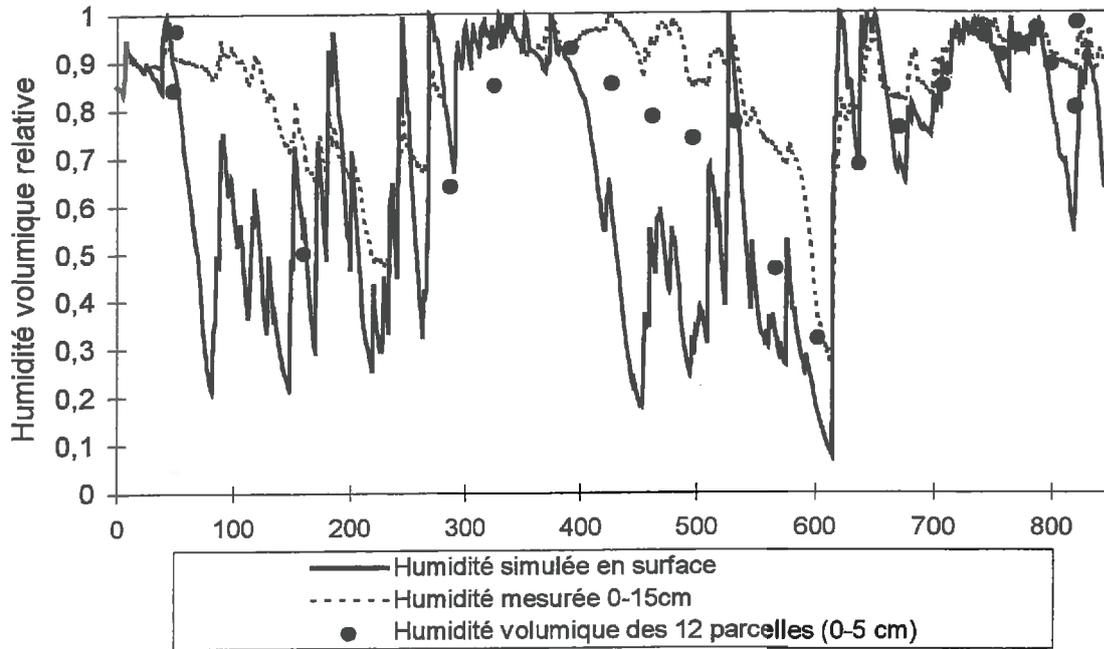


Figure VI-10: Evolution des humidités simulées et mesurées pour la couche de surface du sol - bassin versant de Naizin

VI.4. Comparaison entre humidités simulées et l'état hydrique estimé par télédétection

Le but de notre travail étant de juger de la pertinence d'introduire des données de télédétection dans un modèle hydrologique par le biais de l'humidité du sol, l'état hydrique estimé par télédétection (radar et infrarouge thermique) est comparé à l'humidité simulée par le modèle.

VI.4.1. Humidité simulée et signal radar

Nous avons comparé sur le bassin versant de Naizin, l'évolution du signal radar moyen sur l'ensemble du bassin versant, pour les années 1992, 1993 et début 1994, avec les humidités du sol simulées en surface par le modèle sur cette période (figure VI-11).

En l'absence de corrections des effets dus à la végétation qui perturbent la mesure de l'humidité du sol par radar à certaines périodes de l'année, nous avons fait porter la comparaison essentiellement sur les données correspondant aux périodes hivernales de faible végétation.

La figure VI-12 montre, pour les deux périodes où l'on dispose de nombreuses données ERS-1 (hivers 1992 et 1994), que les valeurs prises par le signal radar sont très proches de la courbe de l'humidité de surface simulée par le modèle, le coefficient de corrélation atteignant 0,85 (figure VI-13).

Sur les autres bassins versants sélectionnés pour la validation du modèle GRHUM, la comparaison entre l'humidité superficielle simulée par le modèle avec le signal radar intégré sur chaque bassin versant a été faite pour la période 1992-1993, et début 1994 pour certains. La figure VI-14 présente un exemple de cette comparaison pour le bassin versant du Gouet. Il existe une bonne concordance entre les deux courbes pour les périodes d'hiver où les mesures réalisées par radar ne sont que peu perturbées par la végétation. Des résultats équivalents sont obtenus sur les autres bassins versants (annexe 6).

L'ensemble de ces résultats de comparaison des humidités du sol simulées par le modèle GRHUM avec les mesures ponctuelles enregistrées au sol sur le bassin de Naizin ou avec des mesures effectuées par télédétection radar sur le bassin de Naizin et les autres bassins versants sélectionnés, constitue le second volet de la validation du modèle. Malgré les difficultés de ce type d'exercice, il apparaît que les données du radar satellitaire sont suffisamment proches des valeurs d'humidité simulées pour que l'on puisse envisager de les intégrer au modèle par un processus d'assimilation.

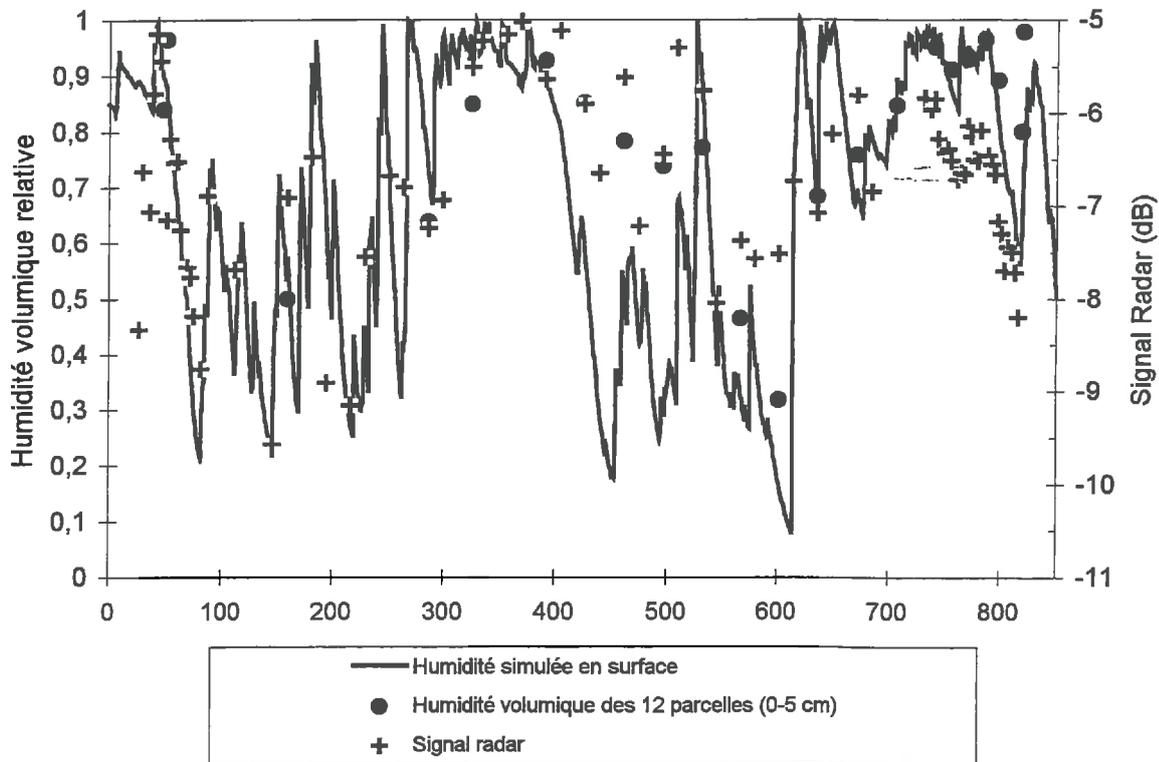


Figure VI-11: Suivi du signal radar et de l'humidité simulée en surface - bassin versant de Naizin -

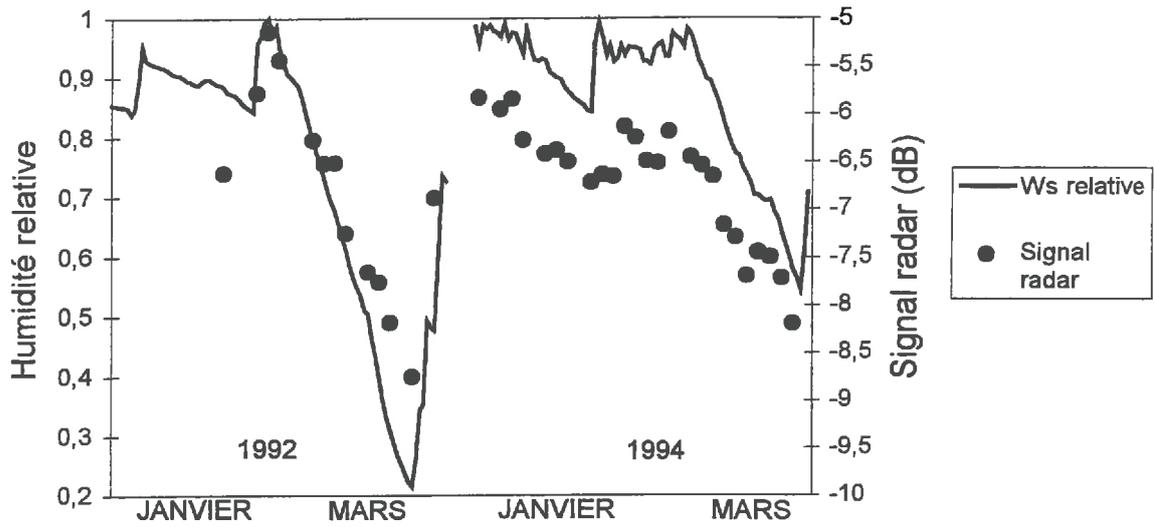


Figure VI-12: Comparaison entre le signal radar et l'humidité simulée entre janvier et mars en 1992 et 1994 - bassin versant de Naizin

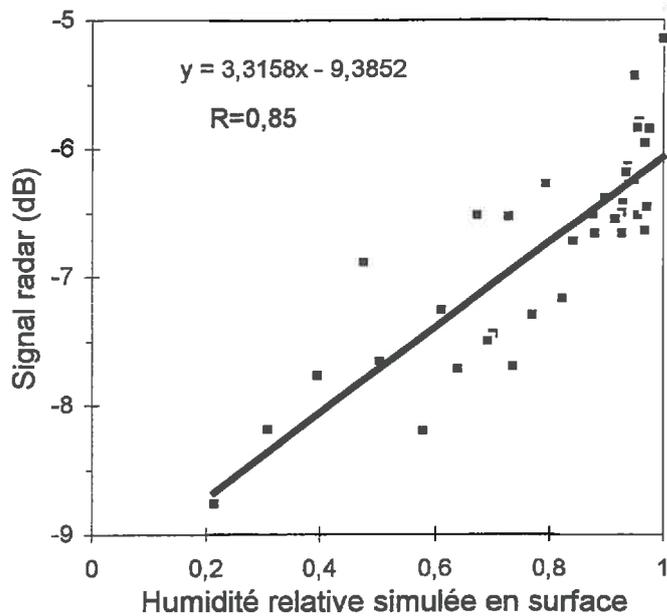


Figure VI-13: Corrélation signal radar / humidité simulée en surface entre janvier et mars en 1992 et 1994 - bassin versant de Naizin

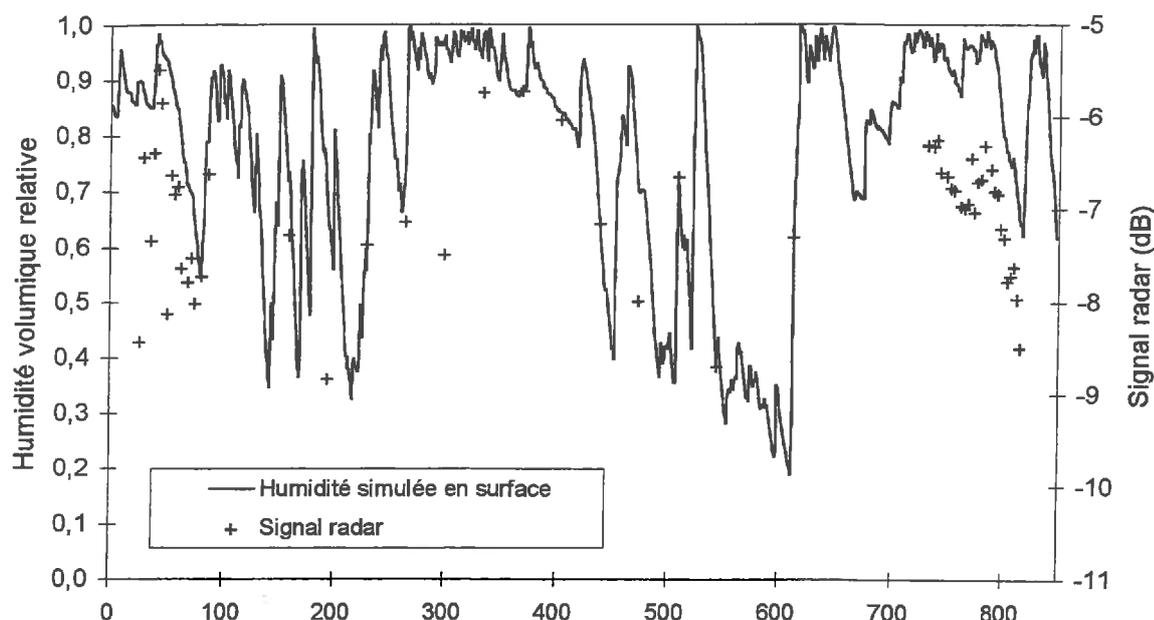


Figure VI-14: Suivi du signal radar et de l'humidité simulée en surface
- bassin versant de Gouet -

VI.4.2. Humidité simulée et état hydrique du sol estimé par infrarouge thermique

L'humidité de la couche de surface estimée à partir des données acquises dans l'infrarouge thermique par le radiomètre du satellite NOAA (chapitre V) sont ici comparées avec l'humidité simulée par le modèle hydrologique. Nous constatons un bon accord entre ces deux variables, ce qui permet là encore de valider les performances du modèle hydrologique en terme de simulation de l'état hydrique du sol. Toutefois, cette validation est limitée par le faible nombre de dates pour lesquelles l'humidité a pu être inversée par la méthode décrite dans le chapitre précédent. De plus, nous n'avons pas pu estimer l'état hydrique de la couche globale du sol. La simulation de cette variable à l'échelle du bassin versant n'a donc pas pu être réalisée à partir de données satellitaires, qui auraient présenté l'intérêt, par rapport à des mesures ponctuelles, d'être intégrées spatialement sur l'ensemble du bassin versant, comme la grandeur simulée par le modèle.

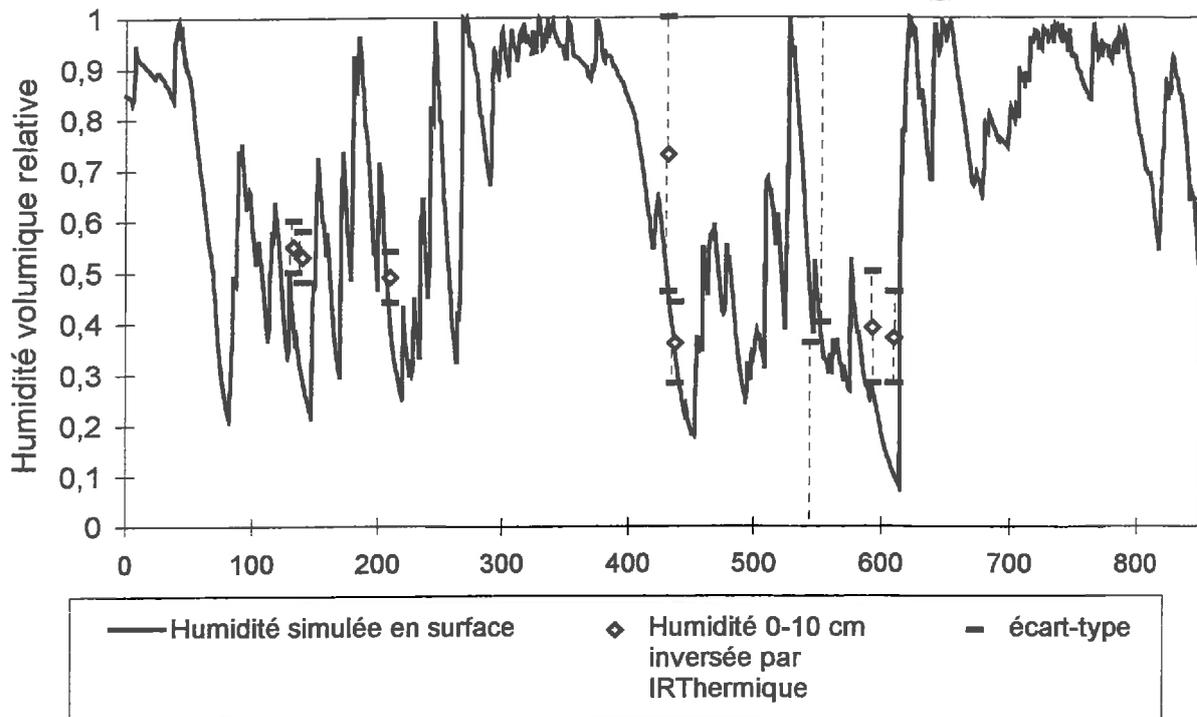


Figure VI-15: Comparaison de l'humidité inversée par infrarouge thermique et de l'humidité simulée par le modèle hydrologique - Bassin versant de Naizin

VI.5. Conclusions

L'élaboration d'un modèle pluie-débit prenant en compte l'état hydrique du sol répondait à un double objectif. Le premier était, tout en gardant la structure simple d'un modèle conceptuel existant, de retravailler la fonction de production pour pouvoir simuler non seulement les débits, mais aussi les humidités du sol (couches superficielle et globale). Cet objectif a pu être atteint avec des résultats assez satisfaisants, malgré le caractère ponctuel des mesures, en se référant à des données d'humidité obtenues in situ sur le bassin versant de recherche de Naizin. Les comparaisons des simulations de l'humidité du sol avec les observations du radar du satellite ERS-1 prises à l'échelle globale des bassins, s'avèrent aussi intéressantes principalement sur les périodes de faible couvert végétal, en raison de l'influence modérée de la végétation sur la rétrodiffusion du signal radar à la surface du sol. Il a par ailleurs été montré (Chapitre IV) que sur ces périodes, le radar du satellite ERS-1 permet bien d'accéder à un indice d'état hydrique des sols à l'échelle du bassin versant. Ces résultats concordants montrent les possibilités d'assimilation de données radar dans le modèle.

L'humidité du sol estimée à partir des données acquises dans l'infrarouge thermique par le radiomètre du satellite NOAA est aussi en accord avec les simulations du modèle. A la différence du radar, cette méthode d'évaluation de l'état hydrique est applicable pendant les périodes de fort couvert végétal. Par contre, le faible nombre d'images NOAA non nuageuses, associé à des difficultés rencontrées, à certaines

périodes de l'année, pour décrire de manière détaillée la végétation, limite fortement le nombre de valeurs de l'état hydrique du sol obtenues par cette méthode.

Nous retiendrons enfin que les simulations de l'état hydrique de la couche globale du sol du bassin versant n'ont pas pu être validées par les deux outils de télédétection retenus dans le cadre de cette étude. En effet, les mesures radar du satellite ERS-1 ne permettent d'accéder qu'à l'état hydrique des tout premiers centimètres de sol et celles du radiomètre du satellite NOAA ne se sont pas avérées sensibles à l'humidité de la couche racinaire du sol. Toutefois, le suivi du profil hydrique effectué au nord du bassin versant de Naizin a montré une forte corrélation entre janvier 1992 et mars 1994 entre la mesure effectuée à 10 centimètre sous la surface du sol et l'humidité moyenne sur les 50 premiers centimètres de sol ($W_{0-50cm} = 0.85 W_{10cm} + 0.04$; $R=0.96$). Cela permettait d'envisager une comparaison des données d'état hydrique de surface estimées par télédétection avec les simulations de l'humidité de la couche globale du sol. En réalité, il semble exister des écarts importants entre la mesure ponctuelle effectuée à 10 centimètres et celles effectuées plus en surface (0-5cm) sur les parcelles témoins, dus à l'amortissement des réponses du sol aux événements pluvieux et aux périodes de dessèchement à mesure que la profondeur augmente. Il ne nous a donc finalement pas semblé judicieux d'utiliser les données radar ou infrarouge thermique pour valider la simulation de l'évolution de l'état hydrique de la couche globale du sol.

VII. CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

L'objet de ce travail était d'évaluer les possibilités d'utiliser, dans une modélisation hydrologique, un indice de l'état hydrique du sol des bassins versants obtenu depuis l'espace.

Deux méthodes complémentaires d'estimation de l'humidité du sol par télédétection ont été mises en oeuvre, l'une basée sur les hyperfréquences actives, l'autre sur la thermographie infrarouge.

La première utilisait les mesures acquises par le radar à ouverture synthétique (SAR) du satellite ERS1 au dessus de la Bretagne. Cette région faisait partie des zones du globe observées par le satellite durant deux périodes de trois mois avec une répétitivité de trois jours bien adaptée aux applications hydrologiques. Cependant, nous disposons au total de données étalées sur une période de 26 mois, dont une partie importante correspondait à une répétitivité de 35 jours. Grâce à l'ensemble de ces données fournies par l'Agence Spatiale Européenne dans le cadre d'un projet pilote, nous avons pu tester la capacité du SAR à estimer l'état hydrique de surface des sols agricoles par confrontation des données radar avec des mesures in situ de l'humidité du sol réalisées sur le bassin versant de recherche de Naizin. Les résultats obtenus dans ce domaine sont de trois ordres:

- A l'échelle de la parcelle, les variations de la rugosité de la surface du sol au cours du temps et les effets dus à la couverture végétale influencent suffisamment la réponse radar pour que la sensibilité de cette dernière aux variations d'état hydrique du sol disparaisse pour les occupations du sol de type sol nu, prairies ou maïs. Par contre, une bonne corrélation entre le signal radar et les mesures d'humidité subsiste pour les cultures de céréales d'hiver. Ce phénomène s'explique par une rugosité du sol stable au cours du temps et par des effets modérés de la végétation, qui, de plus, ont pu être atténués en utilisant un modèle empirique qui corrige une partie de ces effets.

- A l'échelle du bassin versant, la sensibilité du radar aux variations de l'humidité du sol a été mise en évidence durant les périodes de faible couverture végétale allant d'octobre à avril. Les effets de rugosité, qui dominent alors à l'échelle des champs cultivés, semblent se compenser lorsque la taille de l'unité spatiale observée agrège un nombre important de parcelles. Le coefficient de corrélation entre le signal radar rétrodiffusé sur l'ensemble du bassin versant et la teneur en eau enregistrée ponctuellement in situ à 10 centimètres de profondeur atteint 0,87.

- Ces résultats encourageants obtenus sur le bassin de Naizin ont permis de suivre, à l'échelle régionale, l'évolution de l'état hydrique du sol d'une quarantaine d'autres bassins versants au cours d'un événement pluvieux suivi à un pas de temps de trois jours par le satellite ERS1, en faisant l'hypothèse que la sensibilité du radar à l'humidité superficielle restait du même ordre de grandeur que celle observée sur le bassin versant de Naizin

Le suivi par radar de l'état hydrique du sol devient difficile entre mai et septembre car la sensibilité du radar aux variations de la teneur en eau du sol se dégrade à mesure que la couverture végétale se développe, les effets de la végétation devenant prédominants. La seule manière de remédier à ce problème serait de réaliser, à l'échelle du bassin versant, une extraction du signal radar supervisée par

l'occupation du sol, en ne retenant le signal que sur les parcelles de céréales d'hiver, couverture végétale pour laquelle le radar continue à détecter l'état hydrique du sol sous-jacent. Cela impliquerait l'utilisation d'un algorithme de classification de l'occupation du sol à partir de données satellitales qui pourraient être les données radar elles-mêmes, utilisées en synergie avec des données acquises par d'autres instruments de télédétection. Cette approche pourrait s'avérer délicate à réaliser dans le cadre d'une application de prévision des débits en temps réel. Il faudrait aussi s'assurer que l'état hydrique observé en surface pour un type bien précis de cultures est bien représentatif de celui de l'ensemble du bassin versant.

La seconde méthode d'estimation de l'état hydrique des sols par télédétection repose sur l'utilisation de l'information recueillie dans l'infrarouge thermique par le radiomètre AVHRR du satellite NOAA, permettant la mesure de la température de la surface du sol. Pour les journées où la température de surface est disponible, la détermination de l'état hydrique du sol est alors réalisée par résolution, à pas de temps très fin, de l'équation du bilan énergétique à l'interface sol-végétation-atmosphère et par comparaison des températures de surface simulées et mesurées. Ce calcul nécessite la connaissance des données climatiques et une description détaillée de la couverture végétale. L'état hydrique du sol peut être déterminé lorsqu'il représente une variable de contrôle de ce bilan énergétique, c'est à dire lorsqu'il atteint des valeurs faibles impliquant une limitation des processus d'évaporation. La méthode permet alors d'estimer l'humidité de la surface du sol pour un sol nu et celle de la couche racinaire en présence d'un couvert végétal dense. Pour des couverts végétaux partiels, le bilan énergétique est une résultante de processus d'interaction entre les effets dus à la végétation et ceux dus au sol sous-jacent. L'état hydrique à la fois de la surface et de la couche plus globale du sol peut alors piloter le bilan énergétique.

Les résultats de l'inversion de l'état hydrique du sol montrent que seul l'état hydrique de surface a pu être déterminé par cette technique. Deux explications peuvent être avancées pour justifier l'absence de sensibilité, aux dates étudiées, de la température de surface aux conditions hydriques de la couche globale du sol. Premièrement, le suivi du profil hydrique par mesure in situ montre que la teneur en eau de cette couche de sol n'atteint de faibles valeurs que sur de très courtes périodes de l'année, ce qui restreint les possibilités d'inversion de l'état hydrique de la couche globale du sol par thermographie infrarouge. Deuxièmement, l'analyse des cycles végétatifs des différentes cultures montre que, quelle que soit la date étudiée, le bassin versant reste toujours recouvert en grande partie par une végétation très partielle, avec des effets couplés du sol et du couvert végétal sur le bilan radiatif, et non par une végétation dense. La couche globale du sol n'intervient donc que très rarement dans le contrôle du bilan énergétique.

Les résultats obtenus dans le cadre de ce travail à partir de l'infrarouge thermique, en particulier la possibilité d'estimer l'état hydrique de la surface du sol et non celui de la couche racinaire, sont donc liés aux caractéristiques climatiques et à l'occupation du sol de notre site d'étude, caractérisée par des polycultures sur parcellaire fin. Dans le cadre d'autres expériences, la méthode d'inversion de l'humidité du sol à partir des données infrarouge thermique a donné des résultats plus satisfaisants, en particulier pour la couche globale du sol, lorsqu'elle a été appliquée à des zones de cultures plus homogènes présentant un stress hydrique marqué en été.

Cette étude n'a été réalisée qu'à l'échelle du bassin versant, la taille du pixel du capteur dépassant largement celle des parcelles et la méthode n'a été testée jusqu'à présent que sur le bassin versant de Naizin, dont l'occupation du sol est bien connue grâce à la réalisation annuelle d'une carte des cultures. L'accès difficile, à l'échelle régionale, à une description détaillée de la végétation ne nous a pas permis la généralisation à l'ensemble des autres bassins versants.

Si, prises séparément, aucune des deux méthodes d'estimation de l'état hydrique du sol depuis l'espace, explorées dans le cadre de cette étude, ne permet un suivi continu de l'état hydrique du sol, nous noterons la complémentarité de ces deux techniques. En effet, l'état hydrique de surface n'a pu être déterminé par le radar du satellite ERS-1 que pendant les périodes de faible couvert végétal, alors que la seconde méthode basée sur la thermographie infrarouge a permis d'obtenir cette grandeur en période estivale.

Chacun des deux outils de télédétection a été utilisé pour approcher de manière globale l'état hydrique d'un bassin versant. S'il est difficile d'estimer cette variable par des mesures in situ à cause de son intégration spatiale, il est possible d'y avoir accès par l'intermédiaire d'une modélisation hydrologique conceptuelle. La comparaison de l'état hydrique estimé par télédétection avec l'humidité simulée par un modèle de ce type (modèle GRHUM) ouvre des perspectives intéressantes pour l'assimilation de ces données dans ce type de modèle, ce qui serait une étape importante dans les recherches d'améliorations des méthodes de prévision des ressources en eau superficielles. Les bons résultats obtenus avec le modèle GRHUM pour la modélisation des débits et de l'état hydrique du sol permettent d'envisager son utilisation non seulement pour les bassins versants où les données hydrométriques seraient inexistantes (bassins versants non jaugés) ou en nombre insuffisant. Dans ce cas, l'apport des données satellitaires peut être important pour le calage et la validation du modèle à partir des humidités. La possibilité d'avoir accès à un indice d'état hydrique à l'aide de l'instrument "tout temps" qu'est le radar satellitaire, est essentielle dans cette optique, mais les problèmes à résoudre sont encore nombreux, dont un des plus importants est la correction de l'effet perturbateur du couvert végétal, nécessaire pour avoir accès à une détermination de l'humidité au cours du cycle hydrologique complet. Une autre restriction est liée à la périodicité des mesures. Pour suivre correctement les variations de l'état hydrique du sol suite à des événements pluvieux ou à des périodes de dessèchement, il semble nécessaire de disposer d'au moins une acquisition radar par semaine. Le volet infrarouge thermique a aussi ouvert des perspectives intéressantes, même si la disponibilité des données satellitaires est fortement limitée par la couverture nuageuse. Il reste donc à tester cette seconde méthode dans d'autres situations climatiques, en particulier dans des zones où les périodes d'ensoleillement plus fréquentes permettraient un meilleur suivi du cycle hydrologique par cette technique.

L'accès à une description détaillée de l'occupation du sol est apparu comme le point le plus problématique pour mettre en oeuvre les deux techniques d'estimation de l'état hydrique par télédétection. Si, sur des bassins versants expérimentaux de petite taille, cette information est disponible grâce à des relevés de terrain, à l'échelle régionale, elle doit être obtenue à l'aide de la télédétection. Dans le cadre de notre étude, l'utilisation d'algorithmes efficaces de classification, qui utilisent en synergie de données satellitaires multi-sources (optique, radar) obtenues par des capteurs à hautes résolution spatiale, pourrait répondre à ce besoin. Une autre voie

de recherche repose sur l'utilisation des statistiques agricoles, qui permettent, sous réserve des problèmes de non homogénéité du type d'information recueillie d'un département à l'autre, de quantifier les différentes cultures représentées sur chaque bassin versant. Cette technique doit être utilisée en parallèle avec la composante « occupation du sol » de la base Corine, qui sera bientôt disponible sur la Bretagne et devrait permettre l'estimation de l'importance réelle du couvert forestier ou du bocage par rapport aux surfaces cultivées et aux prairies.

Une fois obtenue une description détaillée de l'occupation du sol, le suivi de l'état hydrique par télédétection spatiale pourrait alors être réalisé avec le radar du satellite ERS-1 sur toute l'année, et l'intérêt de la méthode basée sur la thermographie infrarouge pourrait être apprécié à l'échelle régionale.

Ce travail a permis de montrer la capacité de deux techniques de télédétection depuis l'espace (radar d'ERS-1 et thermographie infrarouge), à estimer l'état hydrique des sols à l'échelle des bassins versants. Nous en avons fixé les conditions d'utilisation et le type de données complémentaires qui doivent être disponibles pour pouvoir les mettre en oeuvre. Cette étude ouvre de nombreuses perspectives grâce au rôle que joue l'humidité du sol dans les processus de transferts énergétiques et hydriques au niveau des terres émergées. Nous avons étudié l'intérêt des mesures de l'humidité du sol par télédétection dans le cadre de la prévision des débits des rivières, mais les résultats de cette étude pourraient s'étendre à d'autres domaines comme l'agronomie ou la météorologie. Dans ce dernier domaine, il pourrait être envisagé un rapprochement des modélisations hydrologique et météorologique, prenant en compte l'état hydrique des sols et les données de télédétection y donnant accès.

Références bibliographiques

- Abramopoulos F., Rosenzweig C., Choudhury B. - 1988 - Improved ground hydrology calculations for global climate models (GCM): Soil water movement and evapotranspiration - *J. Climate Appl. Meteor.*, Vol. 1, pp. 921-941.
- Altese E., Bolognani O., Mancini M., Troch P.A. - 1996 - Retrieving soil moisture over bare soil from ERS1 synthetic aperture radar data: sensitivity analysis based on a theoretical surface model and field data - *Wat. Resour. Res.*, Vol. 32, n°3, pp. 653-661.
- Anding D., Kauth R. - 1970 - Estimation of sea surface temperature from space - *Remote Sens. Environ.*, Vol. 1, pp. 217-220.
- André J.C., Bessemoulin P., Goutorbe J.P., Noilhan J. - 1990 - Interaction entre climats, processus de surface continentale, cycle de l'eau et variation de l'humidité des sols - *La météorologie*, n°33, Juin-Août, pp. 10-19.
- Attema E.P.W., Ulaby F.T. - 1978 - Vegetation modelled as a water cloud - *Radio Science*, Vol. 13 n°2, pp.357-364.
- Autret M. - 1987 - Etude théorique de la sensibilité du signal rétrodiffusé en hyperfréquence aux paramètres caractéristiques d'un sol agricole: humidité et rugosité - *Thèse de doctorat de l'Université Paris VII*, 231 p.
- Autret M., Bernard R., Vidal-Madjar D. - 1989 - Theoretical study of the sensitivity of microwave backscattering coefficient to the soil surface parameters - *Int. J. Remote Sensing*, Vol. 10, pp. 171-179.
- Beaudoin A., Le Toan T., Gwyn Q.H.M. - 1990 - SAR observation and modelling of the C band backscatter variability due to multiscale geometry and soil moisture - *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, Vol. 28 n°5, pp. 886-895.
- Beaudoin A., Deshayes M., Pietr L., Stussi N., Le Toan T. - 1994 - Retrieval and analysis of temperate forest backscatter signature from multitemporal ERS1 data acquired over hilly terrain - *First symposium on ERS1 pilot project*, Toleda 23-25 Juin, pp. 283-289.
- Benallegue M., Normand M., Galle S., Dechambre M., Taconet O., Vidal-Madjar D., Prévot L. - 1994 - Soil moisture assessment at a basis scale using active microwave remote sensing - The Agriscatt'88 Airborne campaign on the Orgeval watershed - *Int. J. Remote Sensing*, Vol. 15, n°3, pp. 645-656.
- Benallegue M., Taconet O., Vidal-Madjar D., Normand M. - 1995 - The use of radar backscattering signals for measuring soil moisture and surface roughness - *Remote Sens. Environ.*, Vol. 53, pp. 61-68.
- Benjamin S.G., Carlson T.N. - 1986 - Some effects of surface heating and topography on the regional severe storm environment. Part I: three-dimensional simulations - *Mon. Wea. Rev.*, Vol.114, pp. 307-329.
- Ben Mehrez M. - 1990 - Etalonnage et validation d'un modèle de surface dans le cas de l'expérience HAPEX-MOBILHY. Application à l'estimation de la resistance d'un couvert. *Thèse de l'université de Paris VII*, 242 p.
- Ben Mehrez M., Taconet O., Vidal-Madjar D., Sucksdorff Y. - 1992a - Calibration of a fluxes model over bare soils during HAPEX-MOBILHY experiment - *Agricultural and forest Meteo.*, Vol.58, pp. 257-283.

- Ben Mehrez M., Taconet O., Vidal-Madjar D., Valancogne C. - 1992b - Estimation of canopy stomatal resistance and canopy evaporation during HAPEX-MOBILHY experiment - *Agricultural and forest Meteo.*, Vol.58, pp. 285-313.
- Bernard R., Soarès J.V., Vidal-Madjar D. - 1986 - Differential bare field drainage properties from airborne microwave observation - *Wat. Resour. Res.*, Vol. 22 n°6, pp. 869-875.
- Bernard R., Vauclin M., Vidal-Madjar D. - 1981 - Possible use of active microwave remote sensing data for prediction of regional evaporation by numerical simulation of soil water movement in the unsaturated zone - *Wat. Resour. Res.*, Vol. 17, n°6, pp. 1603-1610.
- Blyth K. - 1995 - Seasonal changes in surface soil moisture and vegetation observed by ERS1 SAR over temperate grassland and semi-arid savannah - *Multispatial and microwave sensing of forestry, hydrology and natural resources*, Edition E.Mougin, K.J. Ransen et J.A. Smith, SPIE Proceedings EUROPTO Series, Vol. 2314, pp.449-460.
- Bougeault P., Noilhan J., Lacarrère P., Mascart P. - 1991a - An experiment with an advanced surface parametrization in a meso beta scale model - Part I: Implementation - *Monthly Weather Rev.*, Vol. 119 n°10, pp. 2358-2373.
- Bougeault P., Bret B., Lacarrère P., Noilhan J. - 1991b - An experiment with an advanced surface parametrization in a meso beta scale model - Part II: The 16 June 1986 simulation - *Monthly Weather Rev.*, Vol. 119 n°10, pp. 2374-2392.
- Bouman B.A.M., Van Kasteren H.W.J. - 1990 - Ground based X-band (3-cm wave) radar backscattering of agricultural crops. II. Wheat, barley and oats: the impact of canopy structure - *Remote Sen. Environ.*, Vol. 34, pp. 107-118.
- Bouttier F., Mahfouf J.-F., Noilhan J. - 1993 - Sequential assimilation of soil moisture from atmospheric low-parameters. Part I: Sensitivity and calibration studies - *J. Appl. Meteorol.*, Vol. 32, n°8, pp. 1335-1351.
- Bouttier F., Mahfouf J.-F., Noilhan J. - 1993 - Sequential assimilation of soil moisture from atmospheric low-parameters. Part 2: Implementation in a mesoscale model - *J. Appl. Meteorol.*, Vol. 32, n°8, pp. 1352-1364.
- Brochet P., Gerbier N. - 1968 - L'évapotranspiration: aspect agrométéorologique, évaluation pratique de l'évapotranspiration potentielle - *Monographie de la Météorologie Nationale* N°65, 67p.
- Brown J.W., Brown O.B., Evans R.H. - 1993 - Calibration of advanced very high resolution radiometer infrared channels: a new approach to nonlinear correction - *J. Geophys. Res.*, Vol. 98, n°C10, pp. 18257-18268.
- Bruckler L., Witono H. - 1989 - Use of remotely soil moisture content as boundary condition in soil atmosphere water transport modelling - *Wat. Resour. Res.*, Vol. 25 n°12, pp. 2437-2447.
- Bruckler L., Witono H., Stengel P. - 1988 - Near surface soil moisture estimation from microwave measurements - *Remote Sens. Environ.*, Vol. 26, pp. 101-121.
- Brun C., Bernard R., Vidal-Madjar D., Gascuel-Oudoux C., Mérot P., Duchesne J., Nicolas H. - 1990 - Mapping saturated areas with a helicopter borne C band scatterometer - *Wat. Resour. Res.*, Vol. 26 n°5, pp. 945-955.

Capehart W.J., Carlson T.N. - 1994 - Estimated near surface soil moisture availability using a meteorologically driver soil water profil model - *J. Hydrol.*, Vol. 160, n°1-4, pp. 1-20.

Capehart W.J. - 1996 - Issues regarding the remote sensing and modeling of soil moisture for meteorological applications - Technical Report N°96-005, Pennsylvania State University, Etats Unis, 239 p.

Caraux D. - 1996 - Aptitude des données de satellite radar à estimer l'état hydrique du sol. Etude à moyenne échelle en Bretagne Centrale - Rapport interne LCT CEMAGREF-ENGREF 31p. + annexes.

Carlson T.N., Boland F.E. - 1978 - Analysis of urban-rural canopy using a surface near flux/temperature model - *J. Applied Meteor.*, Vol. 17, pp. 998-1013.

Carlson T.N., Dodd J.K., Benjamin S.G., Cooper J.N. - 1981 - Satellite estimation of the surface energy balance, moisture availability and thermal inertia - *J. Applied Meteor.*, Vol. 20, pp. 67-87.

Carlson T.N., Perry E.M., Schmugge T.J. - 1990 - Remote estimation of soil moisture availability and fractional vegetation cover for agricultural fields - *Agric. For. Meteorol.*, Vol. 52, pp. 45-70.

Chang J.T., Wetzel P.J. - 1991 - Effects of spatial variations of soil moisture and vegetation on the evolution of a prestorm environment: a numerical case study - *Monthly Weather Rev.*, Vol. 119., n°6, pp. 1368-1390.

Chanzy A. - 1991 - Modélisation simplifiée de l'évaporation d'un sol nu utilisant l'humidité et la température de surface accessible par télédétection - *Thèse de doctorat de l'Institut agronomique Paris-Grignon*, 221p.

Chauhan N.S., Le Vine D.M., Lang R.H. - 1994 - Discrete scatter model for microwave radar and radiometer response to corn: comparison of theory and data - *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, Vol. 32 n°2, pp. 416-426.

Chkir N. - 1994 - Mise au point d'un modèle hydrologique conceptuel intégrant l'état hydrique du sol dans la modélisation Pluie-Débit - *Thèse de L'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées de Paris (France), "Sciences et Techniques de l'Environnement", CEMAGREF, Mars 1994, 327p.*

Choisnel E. - 1984 - Un modèle agrométéorologique opérationnel de bilan hydrique utilisant des données climatiques - *Conférence Internationale C.I.I.D Les besoins en eau des cultures*, Paris, 11-14 Sept., 21 p.

Choisnel E., Villele O., Lacroze F., SGS Qualitest - 1992 - Une approche uniformisée du calcul de l'évapotranspiration potentielle pour l'ensemble des pays de la communauté européenne - *Publication du Centre Commun de Recherche de la Communauté Européenne.*

Clapp R.B., Hornberger G.M. - 1978 - Empirical equations for some soil hydraulic properties - *Water Resour. Res.*, Vol. 14, pp. 601-604.

CNES/GEOSYS/CEMAGREF/CETP/INRA - 1993 - Estimation de l'état hydrique de petits bassins versants agricoles à l'aide de l'observation spatiale. Rapport final Phase 1, 35 p. + annexes.

CNES/GEOSYS/CEMAGREF/LCT/CETP - 1994 - Estimation de l'état hydrique de petits bassins versants agricoles à l'aide de l'observation spatiale. Rapport final Phase 2, 75 p. + annexes.

CNES/CEMAGREF/LCT - 1995 - Observatoire hydrologique de Naizin en Bretagne Centrale. Premiers résultats ERS1 Phase D. Rapport intermédiaire. - 16 p.

Cognard A.L., Loumagne C., Normand M., Olivier Ph., Ottlé C., Vidal-Madjar D., Louahala S., Vidal A. - 1995 - Evaluation of the ERS 1/synthetic aperture radar capacity to estimate surface soil moisture: two-year results over the Naizin watershed - *Water Res. Res.*, Vol. 31, n°4, pp. 975-982

Coil C., Caselles V., Sobrino J.A., Valor E. - 1994 - On the atmospheric dependence of the split-window equation for land surface temperature - *Int. J. Remote Sensing*, Vol. 15, pp. 105-122.

Cosby B.J., Hornberger G.M., Clapp R.B., Ginn T.R. - 1984 - A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics of the physical properties of soils - *Water Resour. Res.*, Vol.20, pp. 682-690.

Dabrowska-Zielinska K., Gruszczynska M., Janowska M., Stankiewicz K., Bochenek Z. - 1994 - Use of ERS1 SAR data for soil moisture assessment - *Proceeding of the first workshop on ERS1 pilot project*, Toledo 22-24 Juin, ESA SP-36J, ISBN 92-9092-302-4, October 1994, pp. 79-84.

Deardorff J.W. - 1978 - Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation - *J. Geophys. Res.*, Vol. 83, n°4, pp. 1889-1903.

Deschamps P.Y., Phulpin T. - 1980 - atmospheric correction of infrared measurements of sea surface temperature using channels at 3.7, 11 and 12 μm - *Boundary Layer Meteor.*, Vol. 18, pp. 131-143.

De Vries D.A. - 1975 - Heat transfert in soils - *Heat and Mass Transfer in the Biosphere*, D.A. de Vries and N.H. Afgan Eds, Part 1, pp. 5-28.

Dobson, M.C., Ulaby F., Moezzi S. - 1982 - Assessment of radar resolution for soil moisture estimation from simulated satellite imagery. *Remote Sensing Laboratory Technical Report 551-2*, University of Kansas Center for Research, Lawrence Kansas.

Edijatno - 1991 - Mise au point d'un modèle élémentaire pluie-débit au pas de temps journalier - *Thèse de doctorat, Université de Strasbourg*, CEMAGREF, 625 p.

Edijatno, Michel C - 1989 - Un modèle pluie-débit journalier à trois paramètres - *La Houille Blanche* n°2, pp. 113-121.

ESA - 1989 - ERS-1 European remote sensing satellite, a new tool for global environment monitoring in the 1990's - *ESA BR-36*, ISBN 92-9092-019-X, November 1989.

Eymard L., Taconet O. - 1996 - The methods for inferring surface fluxes from satellite data and their use for atmosphere model validation - *Int. J. Remote Sensing*, Vol. 16 n°11, pp. 1907-1930.

Engman E.T., Chauhan N. - 1995 - Status of microwave soil moisture measurement with microwave radiometry - *Acta Astronautica*, Vol. 35 n°7, pp. 477-482.

- Engman E.T., Gurney R.J. - 1991 - remote sensing in hydrology - *Edition Chapman et Hall*, 225 p.
- Fast J.D., Mc Corcle M.D., - 1991 - The effect of heterogeneous soil moisture on a summer baroclinic circulation in the central United States - *Monthly Weather Rev.*, Vol. 119, n°9, pp. 2140-2167.
- Ferrazzoli P., Paloscia S., Pampaloni P., Shiavon G., Solimini D., Coppo P. - 1992 - Sensivity of microwave measurements to vegetation biomass and soil moisture content: a case of study - *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, Vol. 30 n°4, pp. 750-756.
- Fischer A. - 1994 - A model for seasonal variations of vegetation indices in coarse resolution data and its inversion to extract crop parameters - *Remote Sens. Environ.*, Vol. 48, pp. 220-230.
- François C., Ottlé C. - 1996a - Atmospheric correction in the thermal infrared: global and water vapor dependent Split-Window algorithm: Application to ATSR and AVHRR data - *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, Vol. 34, n°2, pp. 457-470.
- François C., Ottlé C., Prévot L. - 1996b - Analytical parametrization of canopy directional emissivity and canopy directional radiance in the thermal infrared: application on the retrieval of soil and foliage temperature using two directional measurements. Part I: Theory soumis à *Int. J. Remote Sensing*.
- Fung A.K., Li Z., Chen K.S. - 1992 - Backscattering from a randomly rough dielectric surface - *IEEE Trans Geoscience Remote Sensing*, Vol. 30, n°2, pp. 356-369.
- Gillies R.R., Carlson T.N. - 1995 - Thermal remote sensing of surface water content with partial vegetation cover for incorporation into climate models - *J. Appl. Meteor.*, soumis à publication.
- Guide de la télédétection spatiale - 1989 - 1ère édition, n° ISBN 2900086-13-2, *Edition Pierre Johanet et ses fils*.
- Huang Xinmei, Lyons T.J., Smith R.C.G., Hacker J.M. - 1995 - Estimation of land surface parameters using satellite data - *Hydrological Processes*, Vol. 9, pp. 631-643.
- Hubert-Moy L., Cotonec A., Bariou R. - 1996 - Reconnaissance et suivi des zones hydromorphes de bas-fonds: Intérêt de la télédétection du visible à l'infrarouge moyen . Exemple d'un bassin versant en Bretagne centrale - *Actes du 1er colloque Inter Celtique d'Hydrologie et Gestion des Eaux - Bretagne 96, Rennes 8-11 juillet 1996, Edition INSA*, pp. 17-18.
- Idso S.B., Schmugge T.J., Jackson R.D., Reginato R.J. - 1975 - the utility of surface temperature measurements for remote sensing of soil water status - *J. Geophys. Res.*, Vol. 80, pp. 3044-3049.
- Itier B., Riou C. - 1982 - Une nouvelle méthode de détermination de l'évapotranspiration réelle par thermographie infrarouge - *J. Rech. Atmos.*, Vol. 16, pp. 113-125.
- Jackson R.D., Reginato R.J., Idso S.B. - 1977 - Wheat canopy temperatures: a practical tool for evaluating water requirements - *Wat. Resour. Res.*, Vol. 13, pp. 651-657.

Jackson T.J., Le Vine D.M., Griffis A.J., Goodrich D.C., Schmugge T.J., Swift C.T., O'Neill P.E. - 1993 - Soil moisture and rainfall estimation over a semiarid environment with the ESTAR microwave radiometer - *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, Vol. 31, n°4, pp. 836-841.

Jackson T.J., Schmugge T.J. - 1991 - Vegetation effects on the microwave emissions of soils - *Remote Sens. Environ.*, Vol. 36, pp. 203-212.

Jarry F., Normand M., Bernard R., Vidal-Madjar D. - 1988 - Observation de la réponse de surfaces agricoles aux pluies par télédétection en hyperfréquence active aéroportée - *Hyd. Continent.*, Vol. 3 n°2, pp. 75-87.

Kauth R.I., Thomas G.S. - 1976 - The Tasseled Cap: A graphic description of the spectral temporal development of agricultural crops as seen by LANDSAT - *Proceedings of the symposium on Machine processing of remotely sensed data, Purdue University*, pp. 41-51

Kneizys F.X., Shettle E.P., Abreu L.W., Anderson G.P., Chetwynd J.H., Gallery W.O., Selby J.E.A., Clough S.A. - 1989 - User's guide to LOWTRAN 7 - Opt./Infrared Technol. Div., U.S. Air Force Geophys. Lab., Hanscom Air Force Base, *Tech. Rep. AFGL-TR-88-0177*.

Kustas W.P. - 1990 - Estimates of evapotranspiration with a one- and two-layer model of heat transfer over partial canopy cover - *J. Appl. Meteorol.*, Vol.29, pp. 704-715.

Kustas W.P., Daughtry C.S.T. - 1996 - Estimation of the soil heat flux/net radiation ratio from spectral data - *Agricultural and forest Meteo.*, Vol. 49, pp. 205-224.

Lagouarde J.P. - 1991 - Use of NOAA AVHRR data combined with an agrometeorological model of evaporation mapping - *Int. J. Remote Sensing*, Vol. 12, pp. 1853-1864.

Lagouarde J.P., Kerr Y.H., Brunet Y. - 1995 - An experimental study of angular effects on surface temperature for various plant canopies and bare soils - *Agricultural and forest Meteo.*, Vol. 77, pp. 167-190.

Laur - 1992 - Derivation of backscattering coefficient σ° in ERS1.SAR.PRI products - ESA/ESRIN Technical Note, Issue 1, Rev.0, October 1992.

Le Hégarat-Masclé S., Vidal-Madjar D., Olivier P. - 1996a - Applications of simulated annealing to SAR image clustering and classification problems - *Int. J. Remote Sensing*, Vol. 17, n°9, pp. 1761-1776.

Le Hégarat-Masclé S., Bloch I., Vidal-Madjar D. - 1996b - Application of Dempster-Shafer evidence theory to unsupervised classification in multisource remote sensing - *accepté à IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*.

Le Toan T. - 1982 - Active microwave signatures of soils and crops: significant results of 3 years experiments - *Proceeding of the symposium IGARSS'82* - 4 Juin, Munich, Allemagne, pp 3.1-3.5.

Le Toan T., Smacchia P., Souyris J.C., Beaudoin A., Merdas M., Wooding M., Lichteneger J. - 1994 - On the retrieval of soil moisture from ERS1 SAR data - *Proceeding second ERS1 symposium*, Hamburg, Allemagne, 11-14 Oct., ESA SP-361, pp 883-888.

Li Z.L., Becker F. - 1993 - Feasibility of land surface temperature and emissivity determination from AVHRR data - *Remote Sens. Environ.*, Vol. 43, pp. 67-85.

- Li Z., Cihlar J., Zheng X., Moreau L., Ly H. - 1996 - The bidirectional effects of AVHRR measurements over boreal regions - *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, Vol. 34 n°6, pp. 1308-1322.
- Lin D.S., Wood E.F., Troch P.A., Mancini M., Jackson T.J. - 1994 - Comparisons of remotely sensed and model-simulated soil moisture over a heterogeneous watershed - *Remote Sens. Environ.*, Vol.48, pp. 159-171.
- Llomas J. - 1993 - Hydrologie générale: Principes et Applications - 2ème édition, Gaëtan Morin Éditeur, Québec, Canada, 527p.
- London J., Bojkov R.D., Oltmans S., Kelley J.I. - 1976 - Atlas of the global distribution of total ozone, July 1957 - June 1967 - *NCAR Tech. Note*, NCAR/TN/113 + STR.
- Loudjani P., Cabot F., Gond V., Viovy N. - 1994 - Improving NDVI Time-series Using Imposed Threshold on Irt, Ir and Visible values (INTUITIV): a method for reducing cloud contamination and noise in NDVI time series on tropical and subtropical regions - *Actes du colloque Mesures Physiques et Signatures Spectrales en Télédétection, 17-21 janvier 1994, Val d'Isère, France*, pp. 93-102.
- Loumagne C., Michel C., Normand M. - 1991 - Etat hydrique du sol et prévision des débits - *Journal of hydrology*, Vol. 123, pp. 1-17.
- Loumagne C., Chkir N., Normand M., Otlé C., Vidal-Madjar D. - 1996 - Introduction of the soil-vegetation-atmosphere continuum in a rainfall-runoff model for remote sensing data assimilation. *A paraître dans Hydrological Sciences Journal*.
- Lynn B., Carlson T.N. - 1990 - A stomatal resistance model illustrating plant versus external control of transpiration - *Agricultural and Forest Meteorology*, Vol.52, pp.1483-1493.
- Mahfouf J.F., Richard E., Mascart P. - 1987 - The influence of soil and vegetation on the development of mesoscale circulations - *J. Climate Appl. Meteorol.*, Vol. 26, pp.1483-1495.
- Mahfouf J.F. - 1991 - Analysis of soil moisture from near surface parameters: a feasibility study - *J. Appl. Meteorol.*, Vol. 30, pp. 1534-1547.
- Mahfouf J.F., Noilhan J. - 1991 - Comparative study of various formulations of evaporation for bare soil using in situ data - *J. Appl. Meteorol.*, Vol. 30 n°9, pp. 1354-1365.
- Mahfouf F.J., Noilhan J. - 1996 - Inclusion of gravitational drainage in a land surface scheme based on the force restore method - *J. Appl. Meteorol.*, Accepté en 1996.
- Makhlouf Z. - 1994 - Compléments sur le modèle pluie-débit GR4J et essai d'estimation de ses paramètres - *Thèse de Doctorat, Université Paris-Sud, CEMAGREF*, 227 p.
- Mausser W., Rombach M., Bach H., Holz R., Demiran A., Kellndorfer J. - 1994 - The use of ERS1 data for spatial surface moisture determination - *Proceeding of the first workshop on ERS1 pilot project*, Toledo 22-24 Juin, ESA SP-365 ISBN 92-9092-302-4, pp. 61-73.
- McMillin L.M. - 1975 - Estimation of sea surface temperatures from two infrared window measurements with different absorptions - *J. Geophys. Res.*, Vol. 80, pp. 5113-5117.
- Mérot P., Crave A., Cascuel-Oudoux C., Louhala S. - 1994 - Effect of saturated areas on backscattering coefficient of the ERS1 synthetic aperture radar: first results - *Water Resources Research*, Vol.30, pp.175-179.

- Moulin S. - 1995 - Assimilation d'observations satellitaires courtes longueurs d'ondes dans un modèle de fonctionnement des cultures - *Thèse de l'université Paul Sabatier, Toulouse, France, n°ordre: 2219, 301 p.*
- Musiake K., Oki T., Koike M., Mivra K. - 1992 - Soil moisture measurement using active microwave remote sensing and its application to estimate the evaporation - *Proceeding of the workshop on the effects of global climate change on hydrology and water resources at the catchment scale, Feb. 3-6 1992, Tsukuba, Japan, JJCHWR publication n°1, pp.137-146.*
- Nascimento N, Michel C. - 1992 - Assessment of modelling uncertainties and measurement errors in hydrology - *4th European J. Scientist Course, France 9-12 April 92.*
- Nash J.E., Sutcliffe J.V. - 1970 - River forecasting through conceptual models - *J. of Hydrology, Vol. 10, pp. 282-290.*
- Nghiem S.V., Le Toan T., Kong J.A., Han H.C., Borgeaud M. - 1993 - Layer model with random spherical scatterer for remote sensing of vegetation canopy - *Journal of Electromagnetic waves and Applications, Vol. 17 n°1, pp. 49-75.*
- Noilhan J., Planton S. - 1989 - A simple parametrization of land surface processes for meteorological models - *Monthly Weather Rev., Vol. 117, n°3, pp. 536-549.*
- Noilhan J., Lacarrère P., Bougeault P. - 1991 - An experiment with an advanced surface parametrization in a meso beta scale model - Part III: Comparison with the HAPEX-MOBILHY data set - *Monthly Weather Rev., Vol. 119 n°10, pp. 2393-2413.*
- Noilhan J., Lacarrère P., Dolman A.J., Blyth E.M. - 1996 - Defining area average parameters in meteorological models for land surfaces with mesoscale heterogeneity - *J. Hydrol., Accepté en 1996.*
- Norman J.M., Divakarla M., Goel N.S. - 1995 - Algorithms for extracting information from remote thermal-IR observations of the Earth's surface - *Remote Sens. Environ., Vol.51, pp. 157-168.*
- Normand M., Chkir N., Cognard A.L., Imberti M.C., Loumagne C., Otlé C., Vidal A., Vidal-Majdar D. - 1994 - Estimation of surface soil moisture from ERS.1/SAR data for hydrological modelling purposes - *Proceedings of the first ERS.1 Pilot Project Workshop, Toledo, Spain, June 1994, ESA SP-365, pp. 97-102.*
- Ookouchi Y., Segal M., Kessler R.C., Pielke R.A. - 1984 - Evaluation of soil moisture effects on the generation and modification of mesoscale circulations - *Mon. Wea. Rev., Vol.112, pp. 2281-2292.*
- Otlé C., François C. - 1994 - Shark research study on atmospheric corrections - *European Space Contract Report, ESRIN Contract n° 10272/93/YT-I (SC).*
- Otlé C, Vidal-Madjar D - 1994 - Assimilation of soil moisture inferred from infrared remote sensing in a hydrological model over the HAPEX/MOBILHY region - *J. of Hydrology, Vol. 158, pp. 241-264.*
- Passerat de Silans A., Bruckler L., Thang J.L., Vauclin M. - 1989 - Numerical modelling of coupled heat and water flows during drying in a stratified bare soil. Comparison with field observation - *J. of Hydrology., Vol. 105, pp. 109-138.*

- Prabhakara C., Dalu G., Kunde V.G. - 1974 - Estimation of sea surface temperature from remote sensing in the 11-13 μm window region - *J. Geophys. Res.*, Vol. 79, pp. 5039-5044.
- Prata A.J. - 1993 - Land surface temperatures derived from the AVHRR and the ATSR. Part 1: theory - *J. Geophys. Res.*, Vol. 98 n°D9, pp.16 689-16 702.
- Prata A.J., Caselles V., Coll C., Sobrino J.A., Ottlé O. - 1995 - Thermal remote sensing of land surface temperature from satellites: current status and future prospects - *Remote Sensing Review*, Vol. 12, pp. 175-224.
- Prévot L., Champion I., Guyot . - 1993a - Estimating surface soil moisture and leaf area index of a wheat canopy using a dual frequency (C and X bands) scatterometer - *Remote Sens. Environ.*, Vol. 46, pp. 331-339.
- Prévot L., Dechambre M., Taconet O., Vidal-Madjar D., Normand M., Galle S. - 1993b - Estimating the characteristics of vegetation canopies with airborne radar measurements - *Int. J. Remote Sensing*, Vol. 14, n°15, pp. 2803-2818.
- Price J.C. - 1984 - Land surface temperature measurements from the split window channels of NOAA-7 AVHRR-2 - *J. Geophys. Res.*, Vol. 89 n°D5, pp. 7231-7237.
- Price J.C. - 1993 - Estimating Leaf Area Index from satellite data - *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, Vol. 31, n°3, pp.727-734.
- Ragab R. - 1995 - Towards a continuous operational system to estimate the root-zone soil moisture from intermittent remotely sensed surface moisture - *J. of Hydrology*, Vol. 173, pp.1-25.
- Rakotoarivony L., Taconet O., Vidal-Madjar D. - 1996 - Radar backscattering over agricultural bare soils - *J. of Electromagnetic Waves and Applications*, Vol. 10, n°2, pp. 187-209.
- Saatchi S.S., Le Vine D.M., Lang R.H. - 1994 - Microwave backscattering and emission model for grass canopies - *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, Vol. 32 n°1, pp. 177-186.
- Saunders W., Kriekel K.T. - 1988 - An improved method for detecting clear sky and cloudy radiances from AVHRR data - *Int. J. Remote Sensing*, Vol. 9 n°1, pp. 123-150.
- Schmugge T.J., Blanchard B., Anderson A., Wang J. - 1978 - Soil moisture remote sensing with aircraft observation of surface temperature - *Wat. Resour. Bull.*, Vol. 14, pp. 317-323.
- Schmugge T. - 1990 - measurements of surface soil moisture and temperature in remote sensing of biosphere functioning - *Springer-Verlag*, New York, pp. 31-62.
- Scott N.A., Chédin A. - 1981 - A fast line by line method fom atmospheric absorption computations: the automatized atmospheric absorption atlas - *J. Appl. Meteorol.*, Vol. 20, pp. 802-812.
- Séguin B., Itier B. - 1983 - Using midday surface temperatures to estimate daily evapotranspiration from satellite thermal infra red data - *Int. J. Remote Sensing*, Vol. 4, n°2, pp. 371-383.

- Séguin B. - 1987 - Estimation de l'évapotranspiration par télédétection satellitaire dans l'IR thermique - *Les cahiers de recherche de l'académie d'agriculture de France*, Vol. 73 n°6, pp. 53-60.
- Simpson J., Gobat J.I. - 1996 - Improved cloud detection for daytime AVHRR scenes over land - *Remote Sens. Environ.*, Vol. 55, pp. 21-49.
- Singh V.P. - 1995 - Computer models of watershed hydrology - ISBN n° 0-91834-91-8, *Edition Water Ressources Publication*, 1130 p.
- Soarès J.V., Bernard R., Vidal-Madjar D., - 1987 - Spatial and temporal behaviour of a large agricultural area as observed from airborne C-band scatterometer and thermal infrared radiometer - *Int. J. Remote Sensing*, Vol. 8, n°7, pp. 981-996.
- Soarès J.V., Bernard R., Taconet O., Vidal-Madjar D., Weil A. - 1988 - Estimation of bare soil evaporation from airborne measurements - *J. of Hydrology*, Vol. 99, pp. 281-296.
- Soer G.J.R., - 1980 - Estimation of regional evapotranspiration and soil moisture conditions using remotely sensed crop surface temperature - *Remote Sens. Environ.*, Vol. 9, pp. 27-45.
- Sucksdorff Y., Otlé C. - 1990 - Application of satellite remote sensing to estimate areal evapotranspiration over a watershed - *J. Hydrology*, Vol. 121, pp. 321-333.
- Taconet O., Carlson T., Bernard R., Vidal-Madjar D. - 1986 - Evaluation of a surface/vegetation parametrization using satellite measurements of surface temperature - *J. Climate Appl. Meteor.*, Vol. 25, pp. 1752-1767.
- Taconet O., Benallegue M., Vidal-Madjar D., Prevot L., Dechambre M., Normand M. - 1994 - Estimation of soil and crop parameters over wheat at field scale from airborne radar backscattering data in C and X bands - *Remote Sens. Environ.*, Vol. 50, pp. 287-299.
- Taconet O., Olioso A., Ben-Mehrez M., Brisson N. - 1995 - Seasonal estimation of evaporation and stomatal conductance over a soybean field using surface IR temperatures - *Agricultural and Forest Meteorology*, Vol.73, pp. 321-337.
- Taconet O., Vidal-Madjar D., Emblanch Ch., Normand M. - 1996 - Taking into account vegetation effects to estimate soil moisture from C-band radar measurements - *Remote Sens. Environ.*, Vol. 56, pp. 52-56.
- Tanré D., Deroo C., Duhan P., Herman M., Morcrette J.J., Perbos J., Deschamps P.Y. - 1990 - Description of a computer code to simulate the satellite signal in the solar spectrum: the 5S code - *Int. J. Remote Sensing*, Vol. 11 n°4, pp. 659-668.
- Tanré D., Holben B.N., Kaufman Y.J. - 1992 - Atmospheric correction algorithm for NOAA AVHRR products: Theory and application - *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, Vol. 30, n°2, pp. 231-248.
- Thomas H.A - 1981 - Improved methods for national water assessments - *Report to U.S. Water Resource Council Contr. WR 152492270 US.W. Washington 89*.
- Trouffleau D., Beaudoin A., Vidal A., Moran M.S., Gooride D.C., Washburn J. - 1994 - Importance des corrections radiométriques dues au relief pour les données SAR du satellite ERS1: application à l'hydrologie - *Xèmes Journées hydrologiques de l'ORSTOM*, 13-14 septembre 1994, pp. 583-593.

- Tuller S.E. - 1968 - world distribution of mean monthly and annual precipitable water vapor - *Monthly Weather Rev.*, Vol. 96, pp. 785-797.
- Ulaby F.T., Batlivala P., Dobson M. - 1978 - Microwave backscatter dependence on surface roughness, soil moisture and soil texture: Part I-bare soil - *IEEE trans. Geosci. Electron.* Vol. 16, pp. 286-295.
- Ulaby F.T., Moore R.K., Fung A.K. - 1981 - Microwave remote sensing active and passive - Vol. I: Microwave remote sensing fundamentals and radiometry - *Artech-House*. 456 p.
- Ulaby F.T., Kouyate F., Fung A. - 1982 - A backscatter model for a randomly perturbed periodic surface - *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, Vol. 20, n°4, pp. 518-528.
- Ulaby F.T., Moore R.K., Fung A.K. - 1982 - Microwave remote sensing active and passive - Vol. II: Radar remote sensing and surface scattering and emission theory - *Artech-House*. 1064 p.
- Ulaby F.T., Moore R.K., Fung A.K. - 1986 - Microwave remote sensing active and passive - Vol. III: From theory to application - *Artech-House*. 2162 p.
- Van de Griend A., Camillo P. J., Gurney R.J. - 1985 - Discrimination of soil physical parameters, thermal inertia and soil moisture from diurnal surface temperature fluctuations - *Wat. Resour. Res.*, Vol.21, pp. 997-1009.
- Vidal A., Kerr Y., Lagouarde J.P., Séguin B. - 1987 - Télédétection et bilan hydrique: Utilisation combinée d'un modèle agrométéorologique et des données de l'IR thermique du satellite NOAA AVHRR - *Agricultural and Forest Météo.*, Vol. 39, pp. 155-175.
- Vidal A., Perrier A. - 1989 - Analysis of a simplified relation for estimating daily evapotranspiration from satellite infrared data. - *Int. J. Remote Sensing*, Vol. 10, n°8, pp. 1327-1337.
- Wetzel P.J, Chang J.T - 1987 - Concerning the relationship between evapotranspiration and soil moisture - *J.Clim.Applic.Meteorol.*, Vol. 26, pp. 18-27.
- Witono - 1988 - Couplage de mesures hyperfréquence en bande C et de modèles de transferts d'eau et de chaleur pour l'estimation du bilan hydrique sur sols nus - *Thèse de l'Ecole Nationale Supérieure Agronomique de Rennes*, 265 p.
- Wooding M.G., Griffiths G.H., Evans R., Bird P., Kenward D., Keyte GE. - 1992 - Temporal monitoring of soil moisture using ERS1 SAR data - *Proceeding first ERS1 symposium*, Cannes, Novembre, pp. 641-648.
- Yueh S.H., Kong J.A., Jao J.K., Shin R.T., Le Toan T. - 1992 - Branching model for vegetation - *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, Vol. 30 n°2, pp. 390-401.

Liste des figures

Figure II-1:	Schéma de principe de la mesure radar (Witono, 1988)	17
Figure II-2:	Profondeur de pénétration d'une onde radar dans un sol en fonction de l'humidité volumique pour trois fréquences (Ulaby et al, 1982)	19
Figure II-3:	Relation constante diélectrique/humidité volumique pour 4 fréquences (Ulaby et al, 1986)	20
Figure II-4:	Relation constante diélectrique/humidité volumique pour deux sols différents (Ulaby et al, 1982)	21
Figure II-5:	Influence de la rugosité d'une surface sur la rétrodiffusion	21
Figure II-6:	Mesures radar en fonction de l'angle d'incidence pour différentes conditions de rugosité et d'état hydrique (Ulaby et al, 1978).	23
Figure III-1:	Bassin versant de Naizin - Localisation des sites de mesure	32
Figure III-2:	Localisation des bassins versants, des postes pluviométriques, des stations de jaugeage et des points de mesure de l'ETP	33
Figure III-3:	Localisation des stations climatiques	34
Figure III-4:	Humidité volumique des parcelles témoins	37
Figure III-5:	Suivi du profil hydrique du sol en 1992	38
Figure III-6:	Suivi du profil hydrique du sol en 1993	39
Figure III-7:	Suivi du profil hydrique du sol en 1994	39
Figure III-8:	Trace du satellite ERS1 sur la Bretagne au cours des phases B et D	41
Figure III-9:	Trace du satellite ERS1 sur la Bretagne au cours de la phase C	42
Figure III-10:	Filtrage du speckle durant la phase B.	44
Figure III-11:	Comparaison des indices de végétation « bruts », « corrigés » et « lissés »	50
Figure III-12:	Image NOAA du 5 août 1992	54
Figure III-13:	Classification effectuée sur 5 images NOAA (Le Hégarat-Masclé et al., 1996)	56
Figure IV-1:	Signature radar de la parcelle 7 (prairie)	58
Figure IV-2:	Signature radar de la parcelle 12 (céréales d'hiver)	58
Figure IV-3:	Principe de la déformation radiométrique sous l'effet du relief	59
Figure IV-4:	Signature radar des 4 principaux types d'occupation du sol rencontrés sur les terres agricoles du bassin versant de Naizin: année 1992	60
Figure IV-5:	Signature radar des 4 principaux types d'occupation du sol rencontrés sur les terres agricoles du bassin versant de Naizin: année 1993	61
Sensibilité du signal radar à l'humidité du sol pour les différents types d'occupation du sol:		
Figure IV-6:	sol nu	65
Figure IV-7:	chaumes	65
Figure IV-8:	prairies	65
Figure IV-9:	maïs	65
Figure IV-10:	légumes	66
Figure IV-11:	céréales d'hiver - points ERS-1	66
Figure IV-12:	céréales d'hiver - ERS-1 + ERASME	66
Figure IV-13:	céréales d'hiver ERS-1 correction des effets de végétation	67
Figure IV-14:	céréales d'hiver ERS-1 + ERASME correction des effets de végétation	67

Figure IV-15: Suivi de la réponse radar du bassin versant et de la moyenne des signaux enregistrés à l'échelle de la parcelle	68
Figure IV-16: Représentativité des 12 parcelles de janvier à mars 1992 (PHASE B)	68
Figure IV-17: Représentativité des 12 parcelles d'avr. 1992 à déc. 1993 (PHASE C)	69
Figure IV-18: Représentativité des 12 parcelles de janvier à mars 1994 (PHASE D)	69
Figure IV-19: Suivi du signal radar du bassin versant expérimental en parallèle avec les événements pluvieux et les mesures in situ de l'état hydrique du sol	70
Figure IV-20: Suivi du signal radar du bassin versant de Naizin - PHASE B	72
Figure IV-21: Suivi du signal radar du bassin versant de Naizin - PHASE D	72
Figure IV-22: Sensibilité du radar aux variations d'état hydrique du sol Phase B	73
Figure IV-23: Sensibilité du radar aux variations d'état hydrique du sol Phase D	73
Figure IV-24: Sensibilité du radar aux variations d'état hydrique du sol PHASE C	74
Figure IV-25: Sensibilité saisonnière du radar aux variations d'état hydrique du sol	75
Figure IV-26: Cartographie de l'état hydrique des sols à l'échelle régionale	78
Figure V-1: Comparaison des différentes formulations de l'évaporation limite	82
Figure V-2: Evolution de l'humidité de surface simulée et mesurée sur le site de Montfavet entre le 19 et le 26 juin 1984	83
Figure V-3: Evolution annuelle de la hauteur et de l'indice foliaire des cultures de céréales d'hiver et de maïs	85
Figure V-4: Etat hydrique estimé par infrarouge thermique	88
Figure VI-1: Classification des modèles fondée sur la description des processus (Singh, 1995)	92
Figure VI-2: Structure du modèle hydrologique GRHUM	95
Figure VI-3: Schéma de Thomas	97
Figure VI-4: Evolution annuelle du taux de couverture végétale, courbe expérimentale et suivi par télédétection	99
Figure VI-5: Application du concept de l'évaporation limite	101
Figure VI-6: Répartition des critères de Nash sur les 36 bassins versants	107
Figure VI-7: Simulation des débits / bassin versant de Naizin, période de validation	107
Figure VI-8: Evolution des humidités simulées et mesurées pour la couche globale du sol - bassin versant de Naizin	109
Figure VI-9: Corrélation entre humidité simulée et mesurée pour la couche globale du sol - bassin versant de Naizin	109
Figure VI-10: Evolution des humidités simulées et mesurées pour la couche de surface du sol - bassin versant de Naizin	110
Figure VI-11: Suivi du signal radar et de l'humidité simulée en surface	111
Figure VI-12: Comparaison entre le signal radar et l'humidité simulée	112
Figure VI-13: Corrélation signal radar / humidité simulée en surface	112
Figure VI-14: Suivi du signal radar et de l'humidité simulée en surface	113
Figure VI-15: Comparaison de l'humidité inversée par infrarouge thermique et de l'humidité simulée par le modèle hydrologique - Bassin versant de Naizin	114

Liste des tableaux

Tableau II-1:	permittivités diélectriques des constituants du sol	13
Tableau II-2:	Le spectre électromagnétique (Guide de la télédétection spatiale, 1989)	15
Tableau III-1:	Disponibilité des données climatiques	32
Tableau III-2:	Effets du « speckle »	46
Tableau III-3:	Canaux du radiomètre AVHRR du satellite NOAA11	47
Tableau III-4:	Calendrier des acquisitions NOAA en grisé: images ne comportant pas de nuages.	48
Tableau III-5:	Coefficients de la Split-Window (émissivité=0,98).	52
Tableau IV-1:	Correction à appliquer au signal radar pour des couverts de blé	64
Tableau V-1:	Paramétrisations empiriques de l'évaporation limite d'un sol nu	81
Tableau V-2:	Résultats de l'inversion de l'état hydrique du sol	88
Tableau VI-1:	Paramètres du modèle GRHUM Bassin versant de Naizin	104
Tableau VI-2:	Paramètres moyens obtenus sur les 36 autres bassins versants	104
Tableau VI-3:	Paramètres du modèle GRHUM Bassin versant de Naizin	105
Tableau VI-4:	Paramètres moyens obtenus sur les 36 autres bassins versants	105
Tableau VI-5:	Critères de performance de GRHUM	105
Tableau VI-6:	Critères moyens de performance de GRHUM	106
Tableau VI-7:	Critères de performance de GRHUM	106
Tableau VI-8:	Critères de performance de GRHUM moyens	106

ANNEXES

Liste des annexes

- Annexe 1: Présentation des bassins versants bretons étudiés
- Annexe 2: Mesures in situ de l'humidité du sol sur le bassin versant de Naizin
- Annexe 3: Signatures radar des parcelles témoins
- Annexe 4: Signatures radar des bassins versants
- Annexe 5: Taux de couverture végétale
- Annexe 6: Modélisation hydrologique de 36 des bassins versants bretons
- Annexe 7: Détermination de l'état hydrique du sol par thermographie infrarouge

ANNEXE 1

Présentation des bassins versants bretons étudiés

Une quarantaine de bassins versants bretons a été sélectionnée dans le cadre de cette étude sur des critères de non influence des débits par des ouvrages amont ou aval (barrage, canal, ...). Ces bassins versants sont localisés sur la figure 1. Le bassin n°1 (bassin versant de Naizin) est un petit bassin expérimental suivi hydrologiquement par le Cemagref de Rennes, présenté dans la première partie de cette annexe. Les 38 autres bassins versants sont gérés par la DIREN (Direction régionale de l'environnement) de Bretagne. Leurs caractéristiques sont présentées sous forme de tableaux dans la seconde partie de l'annexe.

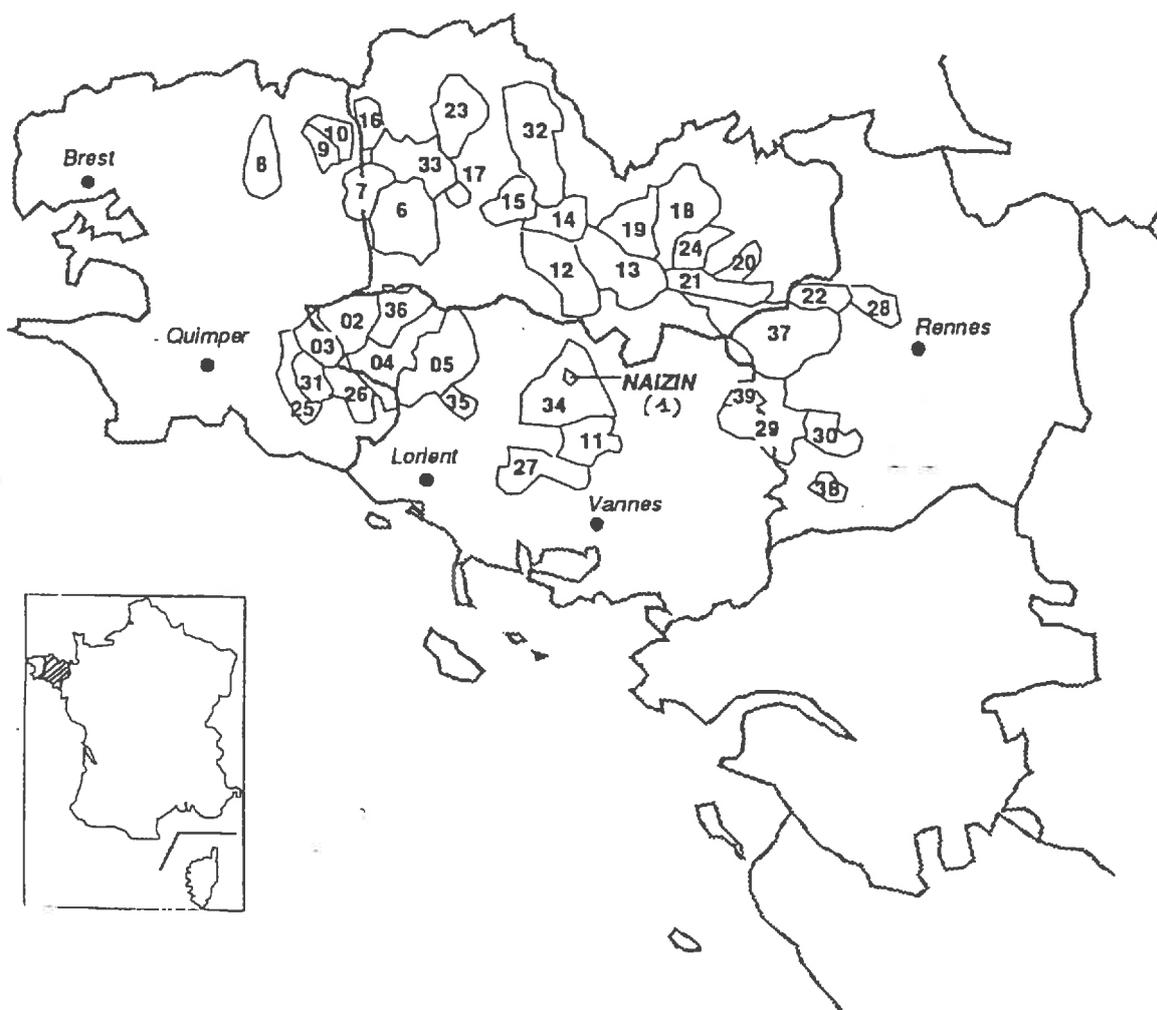


Figure 1: Localisation des bassins versants

I. Le bassin versant expérimental de Naizin

Dans le cadre de notre étude, le bassin expérimental de Naizin a été choisi comme bassin témoin pour effectuer les mesures d'humidité du sol. Ce bassin versant est suivi hydrologiquement depuis 1971 par le CEMAGREF de Rennes et fait l'objet de nombreuses études portant sur les ressources en eau (qualité et quantité) ou sur d'autres domaines comme le projet CORMORAN (caractérisation observation modélisation des transferts en milieu agricole intensif) mené par l'INRA.

I.1. Situation géographique

Ce bassin est situé en Bretagne centrale sur la commune de Naizin, au Nord-Ouest du département du Morbihan (figure 1).. L'exutoire est contrôlé par la station hydrométrique de Stimoës.

Caractéristiques du bassin versant :

Superficie : 12 km²
Cours d'eau : ruisseau du Coët Dan
Longueur : 7 km du Nord au Sud
Coordonnées de l'exutoire : 215,8 km et 2 343,79 km (Lambert II étendu)

Le Coët Dan est un affluent de l'Evel, lui-même affluent du Blavet. Le bassin de l'Evel a une superficie de 316 km². Ses débits sont mesurés par la DIREN (Direction Régionale de l'Environnement).

I.2. Géomorphologie

Les formes du relief sont peu accentuées. Dans la partie septentrionale, le bassin est formé d'un plateau, alors qu'en zone centrale et méridionale, le réseau hydrographique a approfondi son tracé et donné naissance à un modelé vallonné avec des pentes fréquemment supérieure à 5 %.

Périmètre : 15,4 km
Longueur du ruisseau : 7,05 km
Indice de compacité : 1,25
Indice de pente global : 6,97
Altitudes extrêmes : 65m-136m (point culminant au nord-est)
Densité de drainage: 1,25

I.3. Géologie

Le bassin versant de Naizin, sous-bassin du Blavet, est inclus dans la structure géologique du massif Armoricaïn (figure 2). Le substratum est constitué de schistes briovériens (schistes, phyllades et grès feldspathiques à bancs fissurés) à pendage souvent fort. Cette architecture est essentiellement affectée par les effets tectoniques qui conduisent à un ensemble formé de réservoirs plus ou moins superficiels.

Dans le bassin versant de Guénin, dont le Naizin est un sous-ensemble, on observe à partir des carrières une juxtaposition au niveau du sol du socle briovérine altéré fissuré et de la zone superficielle altérée meuble.

I.4. Pédologie

Les sols sont constitués par des altérites argileuses développées sur le substratum. Des limons bruns et acides se trouvent en sommets et en pentes. En bas-fond, on trouve des gleys et des semi-gleys. Le ruisseau coule dans des alluvins modernes argilo-sableux ou tourbeux.

Le laboratoire de Science du sol de l'INRA de Rennes a réalisé une carte pédologique du bassin versant de Naizin à une échelle de 1/10000^{ème} dans la moitié nord et de 1/25000^{ème} dans la moitié sud. La typologie des sols est fondée sur le type de substrat, l'importance de l'hydromorphie, la profondeur du sol (figure 3).

La présence de matières organiques abondantes et évoluées, la texture, la structure et la porosité du sol favorisent une bonne stabilité et un écoulement retardé dit aussi hypodermique.

I.5. Occupation du sol

La structure agraire du bassin versant agricole de Naizin a été modifiée en janvier 1975 lorsqu'il a subi un remembrement sur 74 % de sa superficie. Actuellement, la taille moyenne des parcelles est d'environ 3 hectares.

Le bassin versant se caractérise maintenant par une agriculture intensive qui continue à se développer avec à la fois une production animale hors-sol (porcs et volailles), intensification de la production laitière et apparition depuis quelques années d'une forte production légumière. Pour son développement, cette agriculture a remembré les parcelles, drainé des terres humides et labouré des prairies permanentes.

Actuellement, la surface agricole utile représente 86,3 % de la surface totale du bassin versant. Les 13,7 % restant se répartissent en:

4,4 % de bâtiments et cours (53 ha)

3,5 % bourg (42 ha)

3,6 % bois (43 ha)

2,2 % routes (26 ha dont 15 ha imperméabilisés).

Le tableau ci-dessous montre l'évolution de l'occupation du sol sur les 20 dernières années. Cette évolution est marquée par une augmentation de la culture du maïs, la diminution des prairies et la récente apparition des cultures légumières. L'évolution détaillée de l'occupation du sol du bassin versant entre 1988 et 1994 est décrite dans le chapitre III de la thèse.

	MAIS	CEREALES	PRAIRIES	LEGUMES
1972	16 %	34 %	50 %	0 %
1982	30 %	22 %	48 %	0 %
1992	30 %	28 %	27 %	15 %

I.6. Climatologie

Pluie

De l'année hydrologique 1971/72 à l'année 1991/92, la hauteur moyenne des pluies annuelles est de 711,2 mm avec un écart-type de 128,2 mm.

La majeure partie des précipitations est enregistrée en automne et hiver, la période estivale étant généralement peu arrosée.
Les pluies supérieures à 20 mm/jour sont exceptionnelles.

Débit

De l'année hydrologique 1971/72 à l'année 1991/92, la lame d'eau écoulée a pour moyenne annuelle 303,0 mm avec un écart-type de 172,1 mm.

En l'absence de véritable nappe, le volume des eaux stockées dans le sous-sol est insuffisant pour assurer un report interannuel des débits. Le ruisseau tarit donc chaque été. Les mois de janvier, février, mars fournissent la moitié de l'écoulement annuel, les mois d'été et d'automne n'y contribuent que pour 10 %.

Hydrologie/Hydrogéologie

Les valeurs ci-dessous ont été calculées par le BRGM avec le modèle global d'étude de recharge GARDENIA.

Les données utilisées sont les suivantes :

- pluviométrie : station de Naizin de 1972 à 1987
- calcul de l'ETP : données climatiques de la station de Ploërmel
- hydrométrie : station de Stimoës de 1970 à 1987.

Le bilan d'eau, calculé en valeurs annuelles moyennes, est le suivant :

		exprimé en % de pluie
pluie	740 mm	100 %
évapotranspiration	335 mm	45 %
ruissellement	269 mm	36 %
écoulement lent	116 mm	16 %

Les valeurs optimisées des paramètres libres sont :

- capacité de la réserve superficielle 72 mm
- hauteur de la répartition ruissellement/percolation 30 mm
- temps demi-montée percolation 2,9 mois
- temps demi-tarissement 2,0 mois

Ces résultats sont à mettre en parallèle avec les valeurs moyennes de l'infiltration relative et du coefficient géopédologique :

- Infiltration relative $I_{fr} = IF/Pa$ environ égal à 0.65 sur le schiste
avec IF : infiltration
Pa : pluie annuel
RU : ruissellement annuel
IF = Pa-RU
- Coefficient géopédologique $D_{fr} = 12 DFm/Pa$
environ égal à 8,8 pour le schiste briovérien
avec DFr: déficit relatif
Dfm : déficit mensuel moyen
Pa : pluie annuelle

Il est aussi possible de consulter les moyennes interannuelles du bassin du Guénin tirées d'une étude hydrologique sur le Blavet :

Evapotranspiration annuelle : $156. 10^6 \text{ m}^3$
Réserve utile maximum du sol: $41,0 10^6 \text{ m}^3$
(DPES-Qd) en période déficitaire: $- 9,2 10^6 \text{ m}^3$
 en période excédentaire: $43.3 10^6 \text{ m}^3$
avec Qd : débit déphasé du mois
DPES : différence Pluie-Evaporation-Sol

I.7. Mesures effectuées sur le Naizin

Pluie

Les mesures de pluie sont effectuées en continu depuis 1971.

Débits

Les mesures de débits sont effectuées en continu depuis 1971 par un limnigraphe à flotteur. En 1989, un limnimètre à sonde piézorésistive a été ajouté. Un second site de mesure de débit a été installé fin 1992.

Niveau de la nappe

Le niveau de la nappe est mesuré par 5 puits toutes les quatorzaines.

Humidité du sol

L'état hydrique du sol est suivi localement et en continu sur un site, pour des profondeurs allant de 10 à 90 cm.

Transports solides

Les concentrations en matières en suspension (MES), généralement faibles, deviennent plus importantes lors des crues. Les mesures en MES sont effectuées depuis 1975.

Nitrates

Les concentrations en nitrates sont mesurées depuis 1975. Leur évolution est due à l'intensification agricole sur le bassin versant.

Phosphates

L'analyse des phosphates contenus dans l'eau est effectuée depuis 1975.

I.8. Equipement du bassin versant

L'équipement du bassin est présenté figure 4.

- 4 pluviographes dont deux reliés à une centrale de mesure.

Deux sites sont particulièrement représentatifs : Kerlann et Penvern. Les hauteurs de pluie observées sur Penvern sont supérieures à celle enregistrées à Kerlann. L'écart croît avec l'intensité de la pluie. Ces deux stations permettent d'évaluer la pluie moyenne sur le bassin et d'observer les différences locales.

Pluviographe de Stimoes : mis en place en 1989

Pluviographe de Pouler Moing : mis en place en 1990 (rôle de suppléant).

- 1 réseau de pluviomètre installé depuis début 1992. Le but est de mieux cerner la répartition spatiale de la pluie.
- 1 thermohydromètre
- 1 bassin de décantation
- 2 stations limnimétriques :
 - Station de Stimoès, mise en service : 1971
 - Station de La Ville Neuve, mise en service : 1992
- Suivi du profil hydrique du sol - site de Penvern:
 - 8 sondes capacitatives implantées entre 10 et 90 cm de profondeur de 1992 à 1994
 - 15 sondes TDR entre 5 et 90 cm à partir de 1994

REFERENCES

C. CANN, C. VILLEBONNET - 1992 - Etude BRETAL - Rapport d'étape CEMAGREF - CEMAGREFgroupement de Rennes, décembre 1992

Z ; HRKAL, C. LANGEVIN, P. LEBRET, M. SINAN, M. STEENHOUDT - 1992 - Etude BRETAL - Hydrogéologie : évaluation des ressources en eau du BVRE de Naizin - B.R.G.M., Novembre 1992

" Le Bassin Versant Représentatif Expérimental du Coët Dan à Naizin " - 1993 - CEMAGREF - groupement de Rennes, septembre 1991

GOENADI SUNARTO - 1986 - Etude hydrologique du bassin versant de Naizin avant et après remembrement - *Mémoire de DAA Hydraulique et Climatologie Agricole* - CEMAGREF-Rennes, ENSA-Rennes

RAMPON A., ROLLAND M. - 1974 - La mesure des effets du remembrement sur le régime hydrogéologique ainsi que sur l'érosion des sols dans un bassin versant de Bretagne (France) - *Extrait de " Etudes Ligériennes "*, 1^{er} semestre 1974, n° 15.

RAMPON A. - 1971 - Les sciences de la terre dans l'étude des bassins versants représentatifs: le Blavet en Bretagne centrale - *Revue de Géographie physique et de géologie dynamique* (2), Vol. XIII, Fasc.4, pp.383-402, Paris.

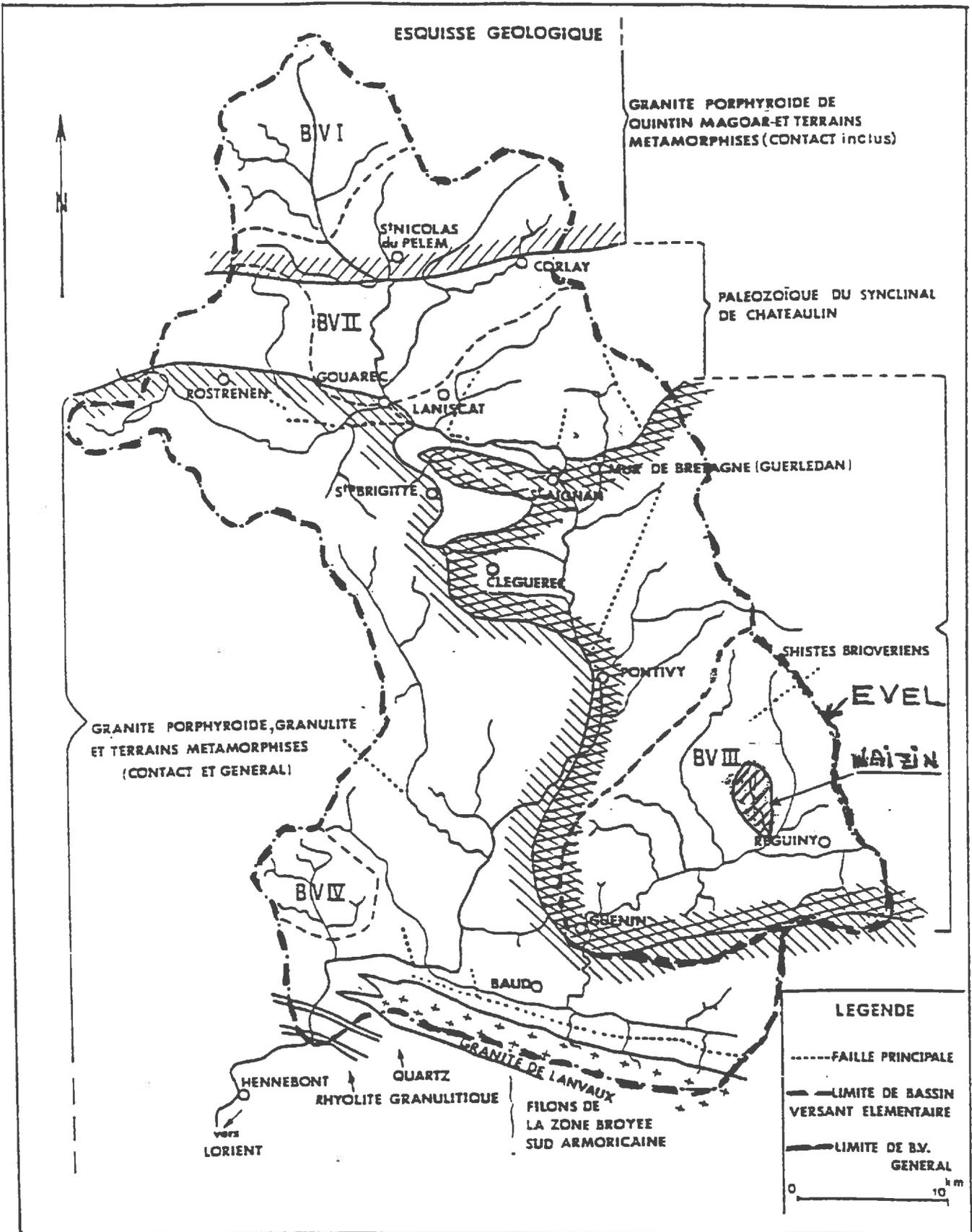
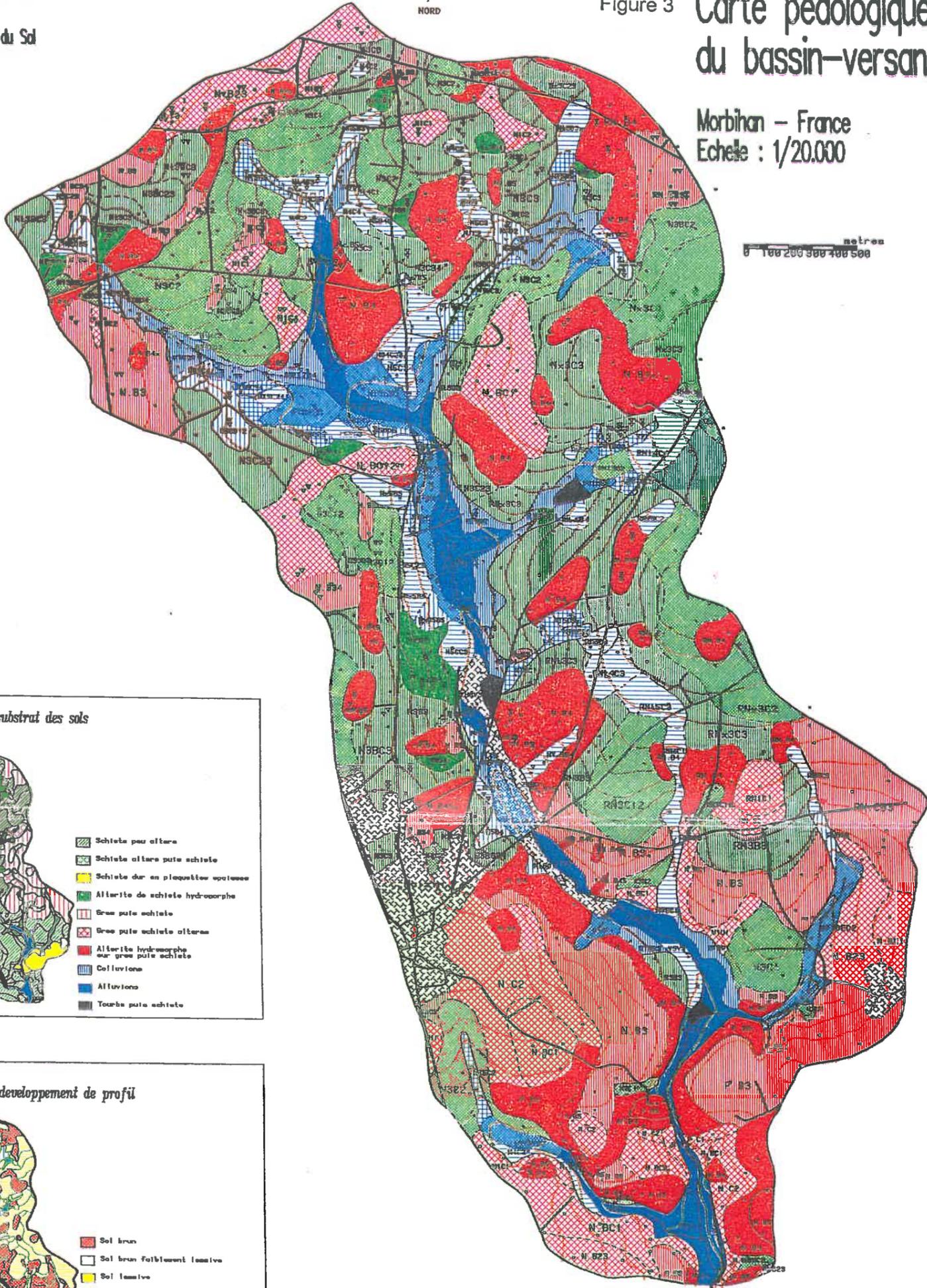


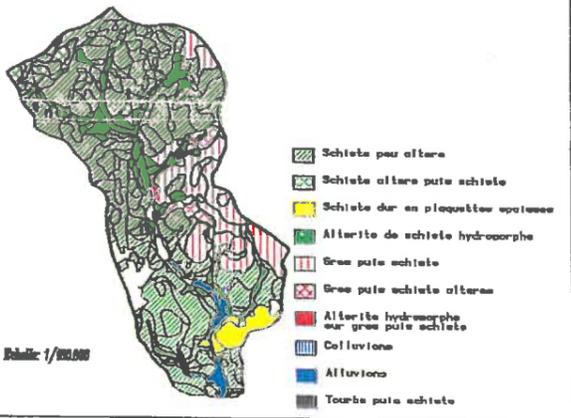
Figure 2: Contexte géologique du bassin versant du Blavet

Figure 3 Carte pedologique
 du bassin-versant de NAIZIN

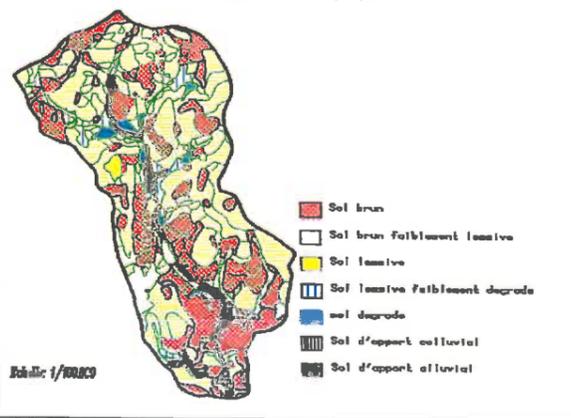
Morbihan - France
 Echelle : 1/20.000



Carte du substrat des sols



Carte du developpement de profil



Legende des unites cartographiques

- | | | |
|--|--|--|
| <ul style="list-style-type: none"> □ Emplacement des sondages de leve de la carte ▽ Emplacement des sondages de verification ▧ Lignes de plage cartographique peu precisees ▨ Lignes de plage cartographique precisees ▩ Ligne du bassin-versant ▭ Ruissseau ▮ Routes | <p>Etang</p> <p>SOLS BRUNS OU FAIBLEMENT LESSIVES SANS HYDROMORPHIE</p> <ul style="list-style-type: none"> 61: Sols bruns, sans taches d'oxydoreduction, de moins de 80 cm de profondeur - Type N.84 - (288.9 ha) 62: Sols bruns ou bruns faiblement lessives, sans taches d'oxydoreduction, de 80 a 89 cm de profondeur - Types N.85 ou N.83 - (155.9 ha) 63: Sols bruns ou bruns faiblement lessives, sans taches d'oxydoreduction, de plus de 89 cm de profondeur - Type N.81 - (149.2 ha) <p>SOLS BRUNS OU FAIBLEMENT LESSIVES PEU HYDROMORPHES</p> <ul style="list-style-type: none"> 64: Sols bruns, taches d'oxydoreduction peu abondantes entre 40 et 80 cm, de moins de 80 cm de profondeur - Type N.84 - (17.1 ha) 65: Sols bruns ou bruns faiblement lessives, taches d'oxydoreduction peu abondantes entre 40 et 80 cm, de 80 a 89 cm - Type N.83 - (232.1 ha) 66: Sols bruns faiblement lessives ou lessives, taches d'oxydoreduction peu abondantes entre 40 et 80 cm, de plus de 89 cm - Type N.82 - (178.3 ha) | <p>SOLS AVEC UNE FORTE HYDROMORPHIE</p> <ul style="list-style-type: none"> 67: Sols bruns ou bruns faiblement lessives, taches d'oxydoreduction abondantes a plus de 40 cm, de 40 a 100 cm de profondeur - Type N.82 - (87.2 ha) 68: Sols lessives faiblement degrades, hydromorphes des la surface - Type N.82 - (20.8 ha) 69: Sols faiblement lessives sur alterite hydromorphe hydromorphe des la surface - Type N.82 - (21.5 ha) 610: Sols lessives faiblement degrades sur alterite hydromorphe, hydromorphe des la surface - Type N.82 - (38.5 ha) 611: Sols degrades sur alterite hydromorphe, hydromorphe des la surface, de plus de 80 cm de profondeur - Type N.82 - (39.2 ha) 612: Sols d'apport alluvial, hydromorphe des la surface - Types V.72 ou V.74 (47.9 ha) 613: Sols degrades avec tourbe en surface, hydromorphe des la surface, de plus de 80 cm de profondeur - Type H7 (2.5 ha) Sols romanes, zones urbaines, zones non cartographiees (35.3 ha) |
|--|--|--|

Les codes des unites cartographiques sont explicites dans le texte



FIGURE 4

Équipement du bassin versant de Naizin

PENVERN
pluviographe
anémomètre
centrale de mesure
8 sondes capacitives
(humidité du sol)
en prévision : thermohygromètre

LE MERCY
(envisagé)
- limnimètre
- préleveur automatique

TOC PLOUZ : puits

POULIER MOING : puits
et pluviographe

500 m

LE COSQUER : puits

COET DAN : puits

KERLANN : pluviographe
et thermohygromètre
en place

STIMOES :
centrale de mesure
et liaison
MODEM - P.T.T.
- bassin de décantation
- seuil à mince paroi
- limnigraphe à flotteur
- limnimètre
- 4 préleveurs automatiques
- 1 pluviographe

LA VILLE NEUVE
- seuil
- limnigraphe
- limnimètre
- pluviomètre
- préleveur automatique
- centrale de mesure

II. Description des autres bassins versants sélectionnés

Rivière	N°	Commune	Lieu-dit	Dépt	Code hyd.
AFF (Supérieur)	29	Paimpont	Pont du secret	35	J860241
AFF (Inférieur)	39	Quelneuc	La rivière	35	J863241
ARGUENON	24	Jugon	Bois Lear	22	J110301
AULNE	7	Scrignac	Le Goask	29	J360181
AVEN	25	Pont Aven	Bois d'amour	29	J462301
BLAVET	17	Kerien	Kerlouet	22	J520211
CANUT	38	Saint-Just	La Rivière Colombel	35	J797301
CLAIE	11	Saint Jean de Brevelay	Moulin de la Forêt	56	J843301
COET DAN	1	Naizin	Stimoes	56	J560681
COET-ORGAN	35	Quistinic	Pont de Kerdec	56	J570481
COMBS	30	Maure de Bretagne	Compessy	35	J865301
ELLE (Supérieur)	04	Le Faouet	Grand Pont	56	J471201
ELLE (Inférieur)	36	Arzano	Pont Ty Nadam	56	J474201
EVEL	34	Guenin	Pont de Guenin	56	J561301
EVRON	19	Coetmieux	La Rue	22	J132401
FLUME	28	Pace	Pont D231	35	J721401
GOUESSANT	18	Andel	Quinqueret	22	J131301
GOUET	14	Saint-Julien	La Saudraie	22	J151301
HYERE	06	Treffin	Pont neuf	22	J371301
INAM	02	Le Faouet	Pont Briant	56	J473401
ISOLE (Supérieur)	26	Scaer	Stang Boudilin	56	J480301
ISOLE (Inférieur)	03	Quimperle	-	29	J481301
JARLOT	09	Plougouven	L'Hermitage	29	J260301
JAUDY	23	Mantallot	Pen Ar Crech'	22	J202301
LEFF	32	Quemper-Guezennec	Cozou	22	J181301
LEGUER	33	Belle isle en terre	Terrain de sport	22	J223301
LIE	13	LA Prenessaye	Saint Sauveur	22	J813301
LOC'H	27	Brec'h	Pont de Brec'h	56	J621301
MEU	37	Montfort/meu	L'Abbaye	35	J735301
NEAL	22	Medreac	Pont D220	35	J062661
OUST	12	Hemonstoir	Pont D69	22	J802231
PENZE	08	Taule	Pen Hoat	29	J272301
RANCE	21	Saint Jouan de l'isle	Pont Rimbart	22	J061161
ROSETTE	20	Megrit	Pont D19	22	J111401
SCORFF	05	Plouay	Pont Kerlo	56	J510221
STER GOZ	31	Bannalec	Stang Trébalay	29	J461401
TRIEUX	15	Saint Pever	Pont Locminé	22	J171171
TROMORGANT	10	Plougouven	Compaizou	29	J260541
YAR	16	Treduder	Pont Veuzy	22	J231491

Rivière	N°	Période d'observation	Observations	Influences	stabilité de la station
AFF (Supérieur)	29	1968-	-	-	TB
AFF (Inférieur)	39	1969-	Détarage de fin 1976 à 1980	Moulins amont-débordement en hautes eaux	M
ARGUENON	24	1972-	-	-	M
AULNE	7	1975-	Carrière à proximité	-	M
AVEN	25	1967-1992	-	Prise d'eau potable (60l/s) *	M
BLAVET	17	1980-	-	-	TB
CANUT	38	1969-	-	-	TB
CLAIE	11	1967-	Légèrement déplacée en 1974	-	B
COET DAN	1	1970-	BVRE Cemagref (Rennes) Retenue mise en eau sept 91	-	-
COET-ORGAN	35	1967-	-	-	B
COMBS	30	1969-	-	-	B
ELLE (Supérieur)	04	1973-	Peu fiable en étiage et hautes eaux	Prélèvements (110l/s) *	B
ELLE (Inférieur)	36	1969-	-	-	B
EVEL	34	1964-	-	-	B
EVRON	19	1982-	-	-	B
FLUME	28	1978-	-	-	B
GOUESSANT	18	1979-	-	-	B
GOUET	14	1979-	-	-	B
HYERE	06	1972-	-	végétation	M
INAM	02	1979-	-	végétation	B
ISOLE (Supérieur)	26	1979-	-	-	B
ISOLE (Inférieur)	03	1969-	-	Prélèvements (150l/s)	B
JARLOT	09	1966-	-	-	B
JAUDY	23	1981-	-	Prélèvements (20l/s)	M
LEFF	32	1973-	-	Prélèvements (30l/s)	TB
LEGUER	33	1973-	(88)	-	M
LIE	13	1982-	-	-	TB
LOC'H	27	1970-	-	-	B
MEU	37	1969-	-	-	M
NEAL	22	1968-	-	-	B
OUST	12	1978-	-	Barrage de Bosméléac	B
PENZE	08	1967-	-	-	B
RANCE	21	1984-	-	-	B
ROSETTE	20	1975-	Réaménagement le 07/1980	-	B
SCORFF	05	1956-	-	-	B
STER GOZ	31	1967-	-	-	Méd
TRIEUX	15	1980-	-	-	B
TROMORGANT	10	1979-	-	-	B
YAR	16	1981-	-	-	B

Stabilité de la station: TB: très bonne, B: bonne, M: moyenne, Méd: médiocre

Rivière	N°	Surface (km ²)	Géologie	Tendance
AFF (Supérieur)	29	30,2	80% GRS, 20% SCH	Infiltration
AFF (Inférieur)	39	334,0	85% SCH, 15% GRS	non marquée
ARGUENON	24	104,0	65% SCH, 30% GRN, 5% QTZ	non marquée
AULNE	7	117,0	75% SCH, 20% GRS, 5% QTZ	non marquée
AVEN	25	184,0	55% GRN, 45% SCH	non marquée
BLAVET	17	20,6	99% GRN	non marquée
CANUT	38	37,0	90% SCH, 5% QTZ, 5% PDG	non marquée
CLAIE	11	137,0	60% SCH, 40% GRN	non marquée
COET DAN	1	11,9	85% SCH, 15% GRS	non marquée
COET-ORGAN	35	47,7	95% GRN, 5% SCH	non marquée
COMBS	30	103,0	95% SCH, 5% GRS	non marquée
ELLE (Supérieur)	04	142,0	70% GRN, 25% SCH, 5% GRS	non marquée
ELLE (Inférieur)	36	578,0	50% GRN, 50% SCH	non marquée
EVEL	34	316,0	99% SCH	non marquée
EVRON	19	142,0	50% GRN, 50% SCH	non marquée
FLUME	28	93,0	90% SCH, 5% GRN, 5% GRS	non marquée
GOUESSANT	18	242,0	60% SCH, 30% GRN, 5% GBB, 5% GNS	non marquée
GOUET	14	138,0	60% GRN, 35% SCH, 5% QTZ	non marquée
HYERE	06	257,0	80% SCH, 20% GRN	non marquée
INAM	02	118,0	95% SCH, 5% GRN	non marquée
ISOLE (Supérieur)	26	97,3	90% SCH, 10% GRN	non marquée
ISOLE (Inférieur)	03	224,0	55% GRN, 45% SCH	non marquée
JARLOT	09	44,0	80% GRN, 10% SCH, 10% QTZ	non marquée
JAUDY	23	164,0	40% GRN, 40% MGM, 15% SCH, 5% GNS	non marquée
LEFF	32	339,0	35% GRN, 25% GNS, 25% SCH, 15% MGM	non marquée
LEGUER	33	260,0	50% SCH, 45% GRN, 5% GNS	non marquée
LIE	13	295,0	70% SCH, 30% GRN	non marquée
LOC'H	27	179,0	75% GRN, 25% SCH	non marquée
MEU	37	468,0	95% SCH, 5% GRS	non marquée
NEAL	22	82,0	99% SCH	non marquée
OUST	12	254,0	95% SCH, 5% GRS	non marquée
PENZE	08	141,0	50% GRN, 35% SCH, 10% GRS, 5% QTZ	non marquée
RANCE	21	153,0	80% SCH, 20% GRN	non marquée
ROSETTE	20	102,0	65% SCH, 30% GRN, 5% GRS	non marquée
SCORFF	05	300,0	70% GRN, 30% SCH	non marquée
STER GOZ	31	69,70	70% GRN, 30% SCH	non marquée
TRIEUX	15	183,0	80% GRN, 10% SCH, 10% MGM	non marquée
TROMORGANT	10	42,3	60% GRN, 30% SCH, 10% QTZ	non marquée
YAR	16	59,0	99% GRN	non marquée

géologie:

GRN: granite

SCH: schiste

GRS: grès

MGM: migmatite

QTZ: quartzite

GBB: gabbro

GNS: gneiss

PDG: poudingues

Rivière	N°	Altitude (m)	X lambert II étendu (km)	Y lambert II étendu (km)
AFF (Supérieur)	29	64,0	266,04	2341,06
AFF (Inférieur)	39	20,0	269,88	2323,71
ARGUENON	24	40,0	254,35	2388,43
AULNE	7	100,0	157,73	2392,60
AVEN	25	9,20	146,65	2335,69
BLAVET	17	220,0	186,34	2391,63
CANUT	38	20,0	276,77	2317,48
CLAIE	11	46,8	222,99	2326,08
COET DAN	1	-	215,80	2343,79
COET-ORGAN	35	38,26	186,34	2337,45
COMBS	30	20,0	279,27	2328,89
ELLE (Supérieur)	04	75,17	166,92	2353,75
ELLE (Inférieur)	36	16,55	166,36	2338,78
EVEL	34	39,0	203,21	2335,79
EVRON	19	50,0	234,77	2399,39
FLUME	28	35,0	293,23	2358,12
GOUESSANT	18	50,0	237,3	2398,76
GOUET	14	100,0	217,90	2396,12
HYERE	06	50,0	163,81	2382,94
INAM	02	-	161,03	2355,17
ISOLE (Supérieur)	26	-	152,00	2349,22
ISOLE (Inférieur)	03	30,0	160,39	2335,54
JARLOT	09	18,0	147,41	2413,92
JAUDY	23	20,0	187,57	2427,53
LEFF	32	18,0	202,36	2425,60
LEGUER	33	88,0	176,99	2410,02
LIE	13	90,0	231,59	2367,48
LOC'H	27	19,5	200,67	2315,89
MEU	37	29,22	281,43	2356,39
NEAL	22	57,23	273,36	2372,19
OUST	12	80,85	216,77	2363,59
PENZE	08	8,0	138,49	2416,94
RANCE	21	51,0	267,02	2372,45
ROSETTE	20	40,0	260,43	2383,83
SCORFF	05	15,0	170,05	2338,61
STER GOZ	31	27,94	145,26	2340,74
TRIEUX	15	96,0	197,23	2401,14
TROMORGANT	10	40,0	148,33	2413,93
YAR	16	29,0	164,46	2421,73

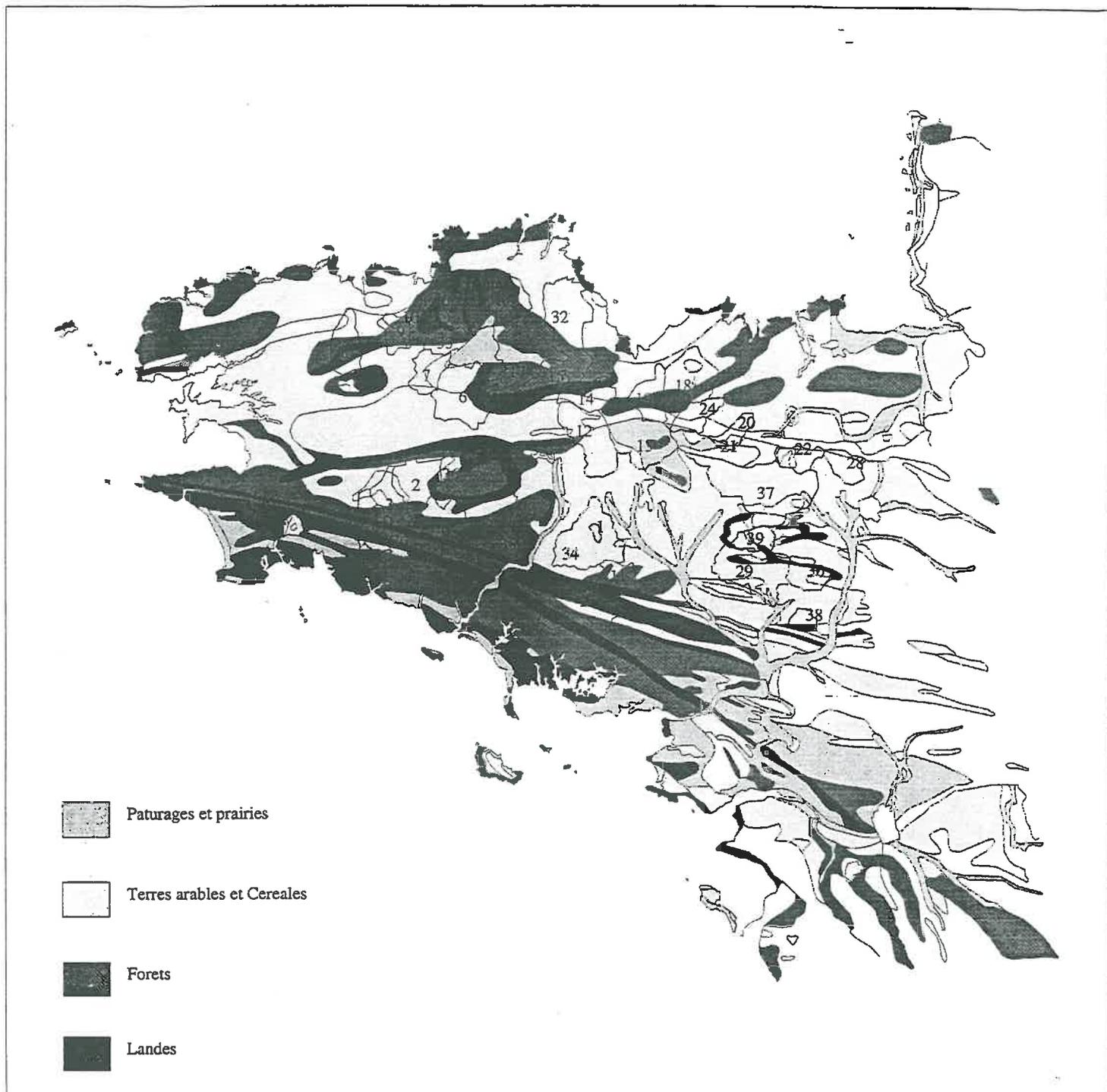


Figure 5: Carte de l'occupation du sol dominante (présente sur 50 % ou plus de la surface) d'après les informations de la composante « sol » de la base Corine Land Cover.

n° du bassin versant	Maïs pour ensilage	Maïs grain	Céréales	Colza	Tournesol	Prairies	Légumes	Pois	Fourragers	Pommes de terre	Vergers	Jachère
23	24	2	17	1	0	51	1	2	1	1	0	0
32	14	0	25	3	0	49	1	1	5	0	0	0
16	18	0	18	7	0	51	2	2	1	0	0	0
8	12	1	20	2	0	60	1	1	1	1	0	0
10	20	1	16	0	0	60	0	0	2	0	0	0
9	21	0	17	1	0	59	0	0	1	0	0	0
33	16	0	21	1	0	60	0	0	1	1	0	1
18	16	9	42	3	0	25	2	1	1	0	0	0
7	20	0	8	0	0	68	0	0	2	0	0	0
15	14	0	25	3	0	49	1	1	5	0	0	0
6	16	0	12	2	0	66	0	0	1	0	0	2
19	18	13	26	2	0	35	1	1	2	0	0	0
17	17	1	13	1	0	63	0	0	2	0	0	2
14	20	0	27	2	0	47	1	1	2	0	0	0
24	12	0	28	1	0	50	2	2	4	0	0	0
13	19	0	19	2	0	54	2	2	2	1	0	0
12	18	0	20	3	0	53	2	1	3	0	0	1
20	19	4	32	2	0	37	1	1	3	0	1	0
21	12	0	28	1	0	50	2	2	4	0	0	0
22	25	3	28	2	0	30	4	4	4	0	1	0
28	17	5	20	1	0	54	1	1	2	0	0	0
36	16	0	20	4	0	56	2	1	1	0	0	1
37	20	5	28	4	0	36	4	2	2	0	1	0
2	24	1	19	1	0	51	2	0	1	0	0	0
3	23	0	12	0	0	55	8	0	1	1	0	0
5	20	0	14	4	0	59	1	0	1	0	0	0
4	17	0	20	3	0	56	2	1	1	0	0	1
25	15	11	19	1	0	43	10	0	1	0	0	0
34	12	5	28	3	0	34	9	4	3	1	1	0
31	15	11	19	1	0	43	10	0	1	0	0	0
26	15	10	18	1	0	44	9	0	1	0	0	0
29	15	2	23	2	1	51	1	1	4	0	1	0
39	17	1	16	1	0	57	2	2	3	0	1	1
35	21	3	15	1	0	55	2	1	1	1	0	0
30	13	6	20	6	3	37	1	1	3	0	0	12
11	13	11	20	1	1	48	2	0	2	0	0	0
27	13	12	13	2	1	51	0	0	6	0	0	0
38	16	8	31	2	0	39	0	0	4	0	0	0

Tableau 1: Occupation du sol des bassins versants d'après le recensement agricole de 1988 (communication personnelle, J. Abrassart, 1996a)

Pour chaque bassin versant, la représentation des différents types de culture est exprimée en pourcentage de la surface agricole utile du bassin versant considéré.

n° bassin versant	Céréales	Oléagineux	Protéagineux	Fourrage annuel (maïs pour ensilage+prairie)	Maïs (grain ou ensilage)	Maïs grain	Maïs pour ensilage	Prairies	Légumes/pommes de terre
23	24	1	1	0	0	6	30	36	1
32	44	3	2	0	0	3	24	24	1
16	28	4	4	0	3	4	21	35	1
8	23	2	1	0	9	6	2	58	0
10	23	3	0	0	14	7	9	44	0
9	16	1	0	0	9	8	2	65	0
33	18	10	0	0	1	7	30	33	0
18	41	2	14	0	0	9	13	21	1
7	10	0	0	0	16	2	2	70	0
15	44	3	2	0	0	3	24	24	1
6	24	1	0	0	0	8	27	36	3
19	31	2	2	0	0	13	20	32	1
17	25	2	0	0	0	8	28	36	1
14	31	1	3	0	0	7	21	28	7
24	39	0	9	0	0	4	22	25	0
13	29	1	1	0	0	1	34	34	0
12	31	0	1	0	0	7	28	31	2
20	34	0	1	0	0	9	24	32	1
21	39	0	9	0	0	4	22	25	0
22	36	2	13	0	0	10	15	24	1
36	27	1	1	15	0	10	18	24	3
37	34	1	5	3	0	15	13	26	3
2	16	1	1	58	2	18	0	4	0
3	13	0	0	49	3	23	0	13	0
5	20	1	0	53	0	25	0	1	0
4	21	1	0	43	3	25	0	7	0
25	25	2	1	0	13	20	2	38	0
34	30	1	6	41	0	22	0	0	0
31	25	2	1	0	13	20	2	38	0
26	24	2	1	3	12	20	2	36	0
29	31	3	3	46	0	17	0	0	0
39	21	2	1	56	0	20	0	0	0
35	18	0	0	53	0	28	0	0	0
11	20	0	1	48	0	31	0	0	0
27	16	0	1	53	0	30	0	0	0

Tableau 2: Occupation du sol des bassins versants d'après les sondages effectués dans le cadre de l'attribution des aides aux agriculteurs dans le cadre de la Politique Agricole Commune - année 1994 (communication personnelle, J. Abrassart, 1996b).

Pour chaque bassin versant, la représentation des différents types de culture est exprimée en pourcentage de la surface agricole utile du bassin versant considéré.

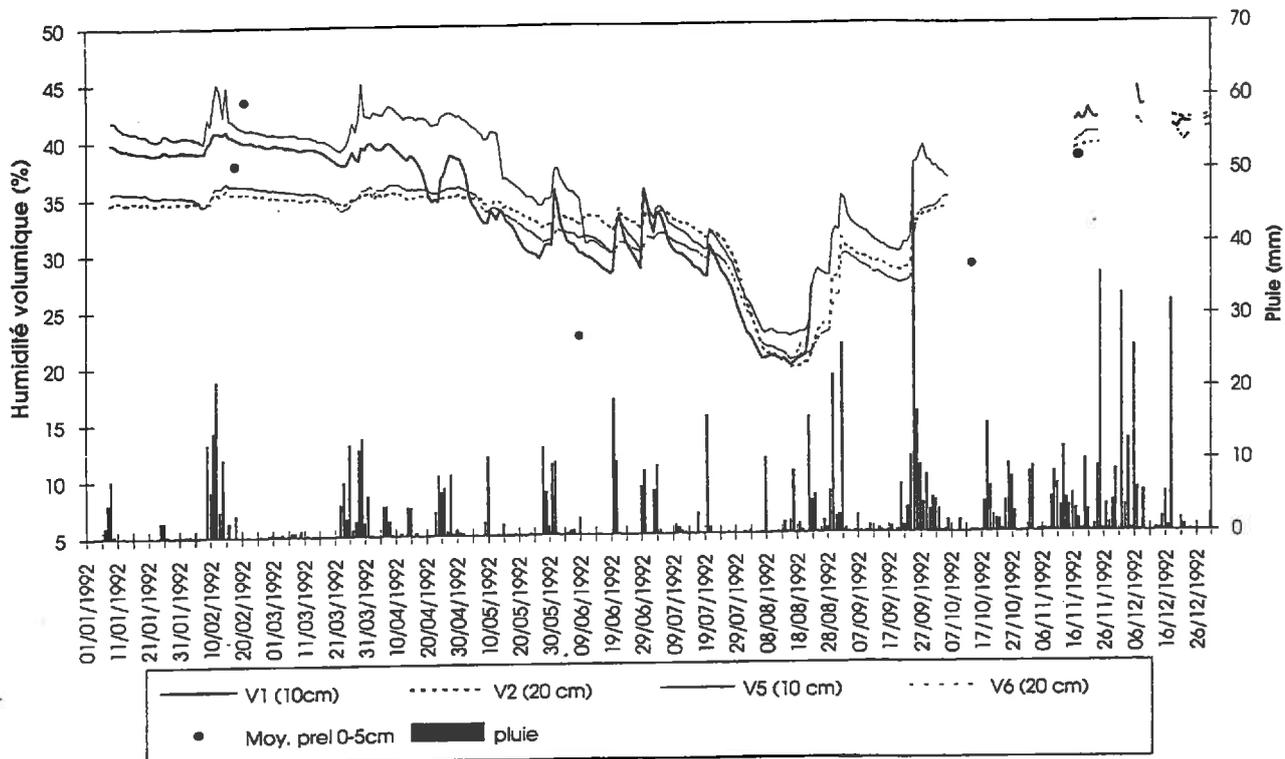
ANNEXE 2

Mesures in situ de l'humidité du sol sur le bassin versant de Naizin

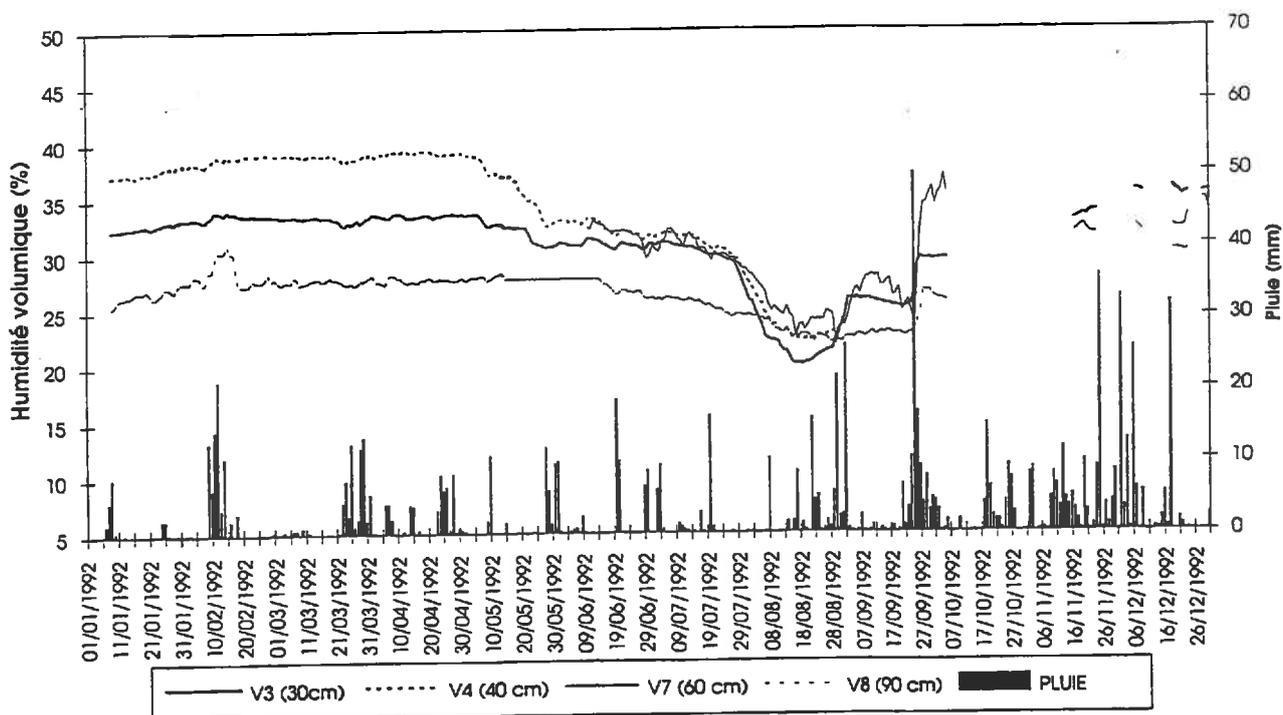
A.1- Suivi du profil hydrique du sol sur le site de Penvern

A.1.2- Mesures par sondes capacitives

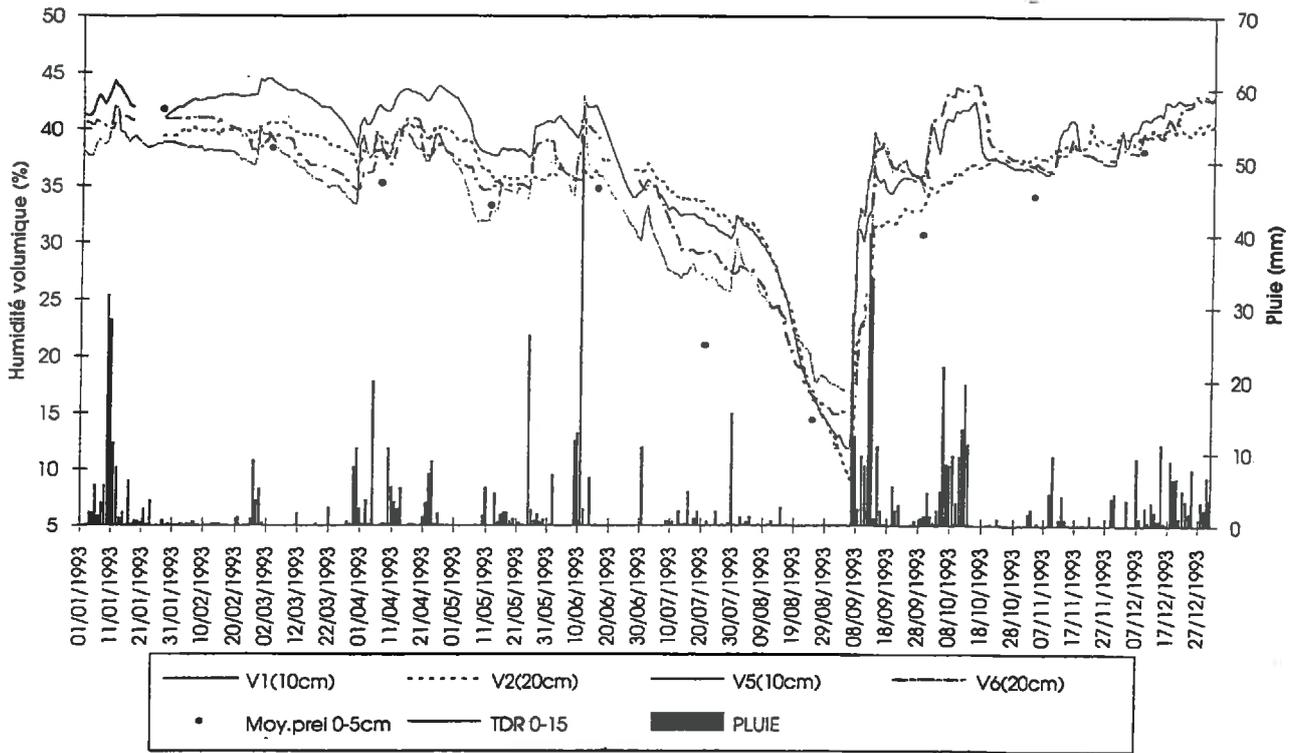
SONDES CAPACITIVES 10-20cm - 1992



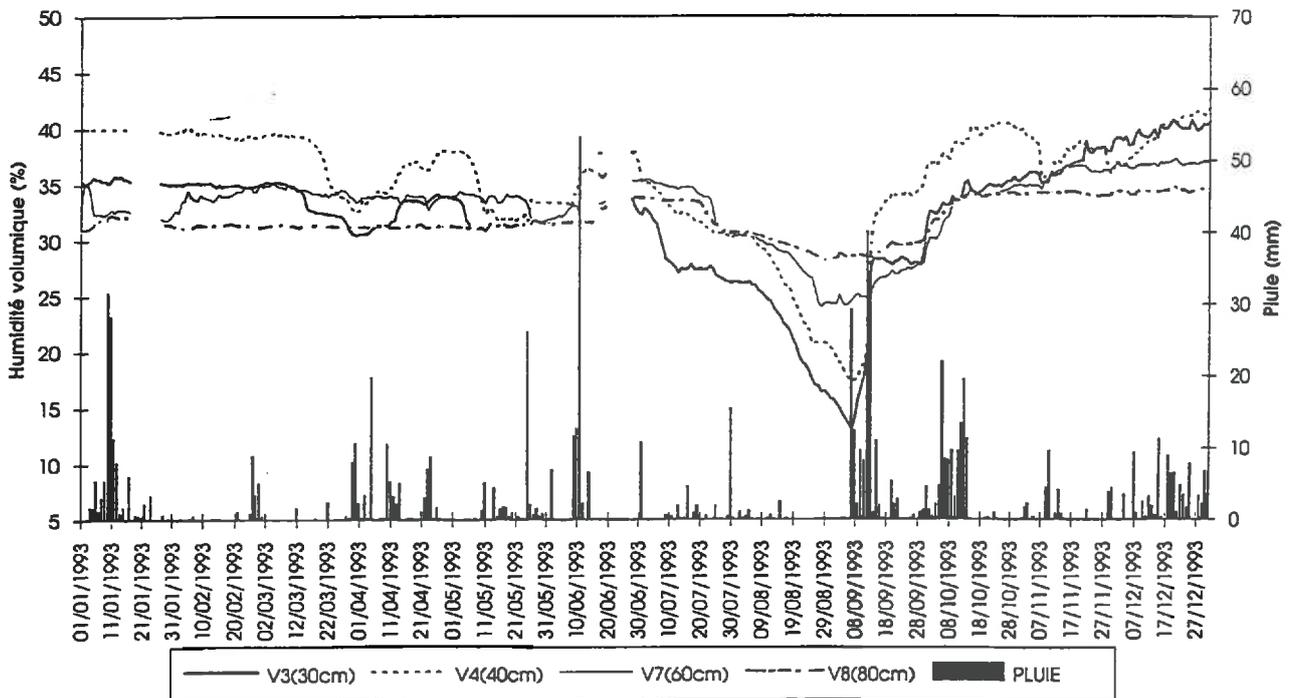
SONDES CAPACITIVES 30-90cm - 1992



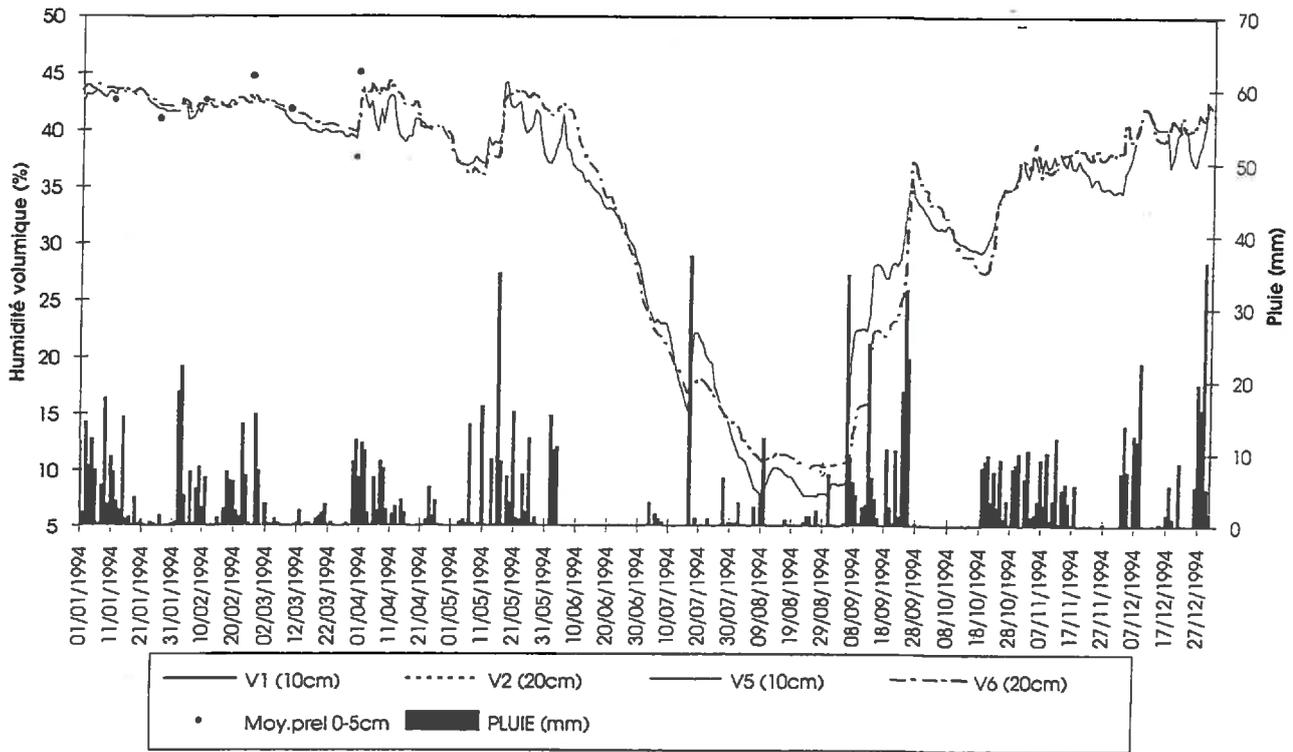
SONDES CAPACITIVES 10-20cm 1993



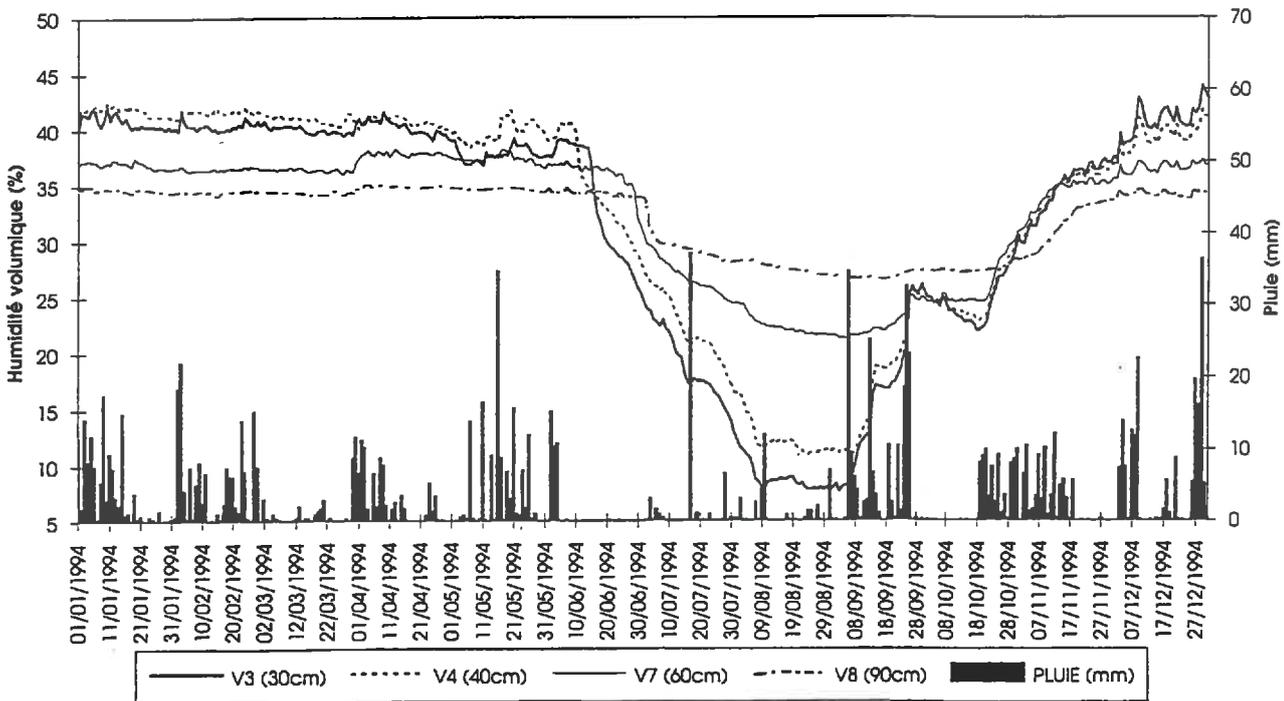
SONDES CAPACITIVES 30-90cm 1993



SONDES CAPACITIVES 10-20cm 1994

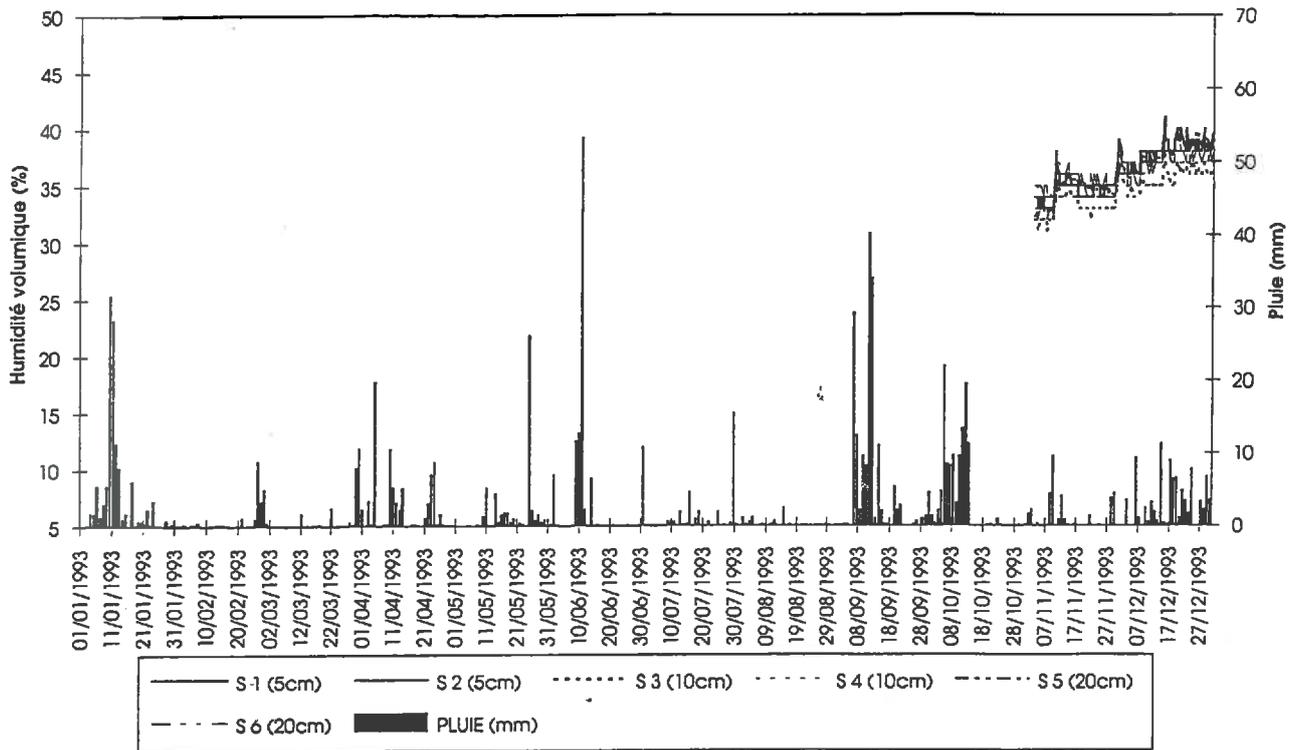


SONDES CAPACITIVES 30-90cm -1994

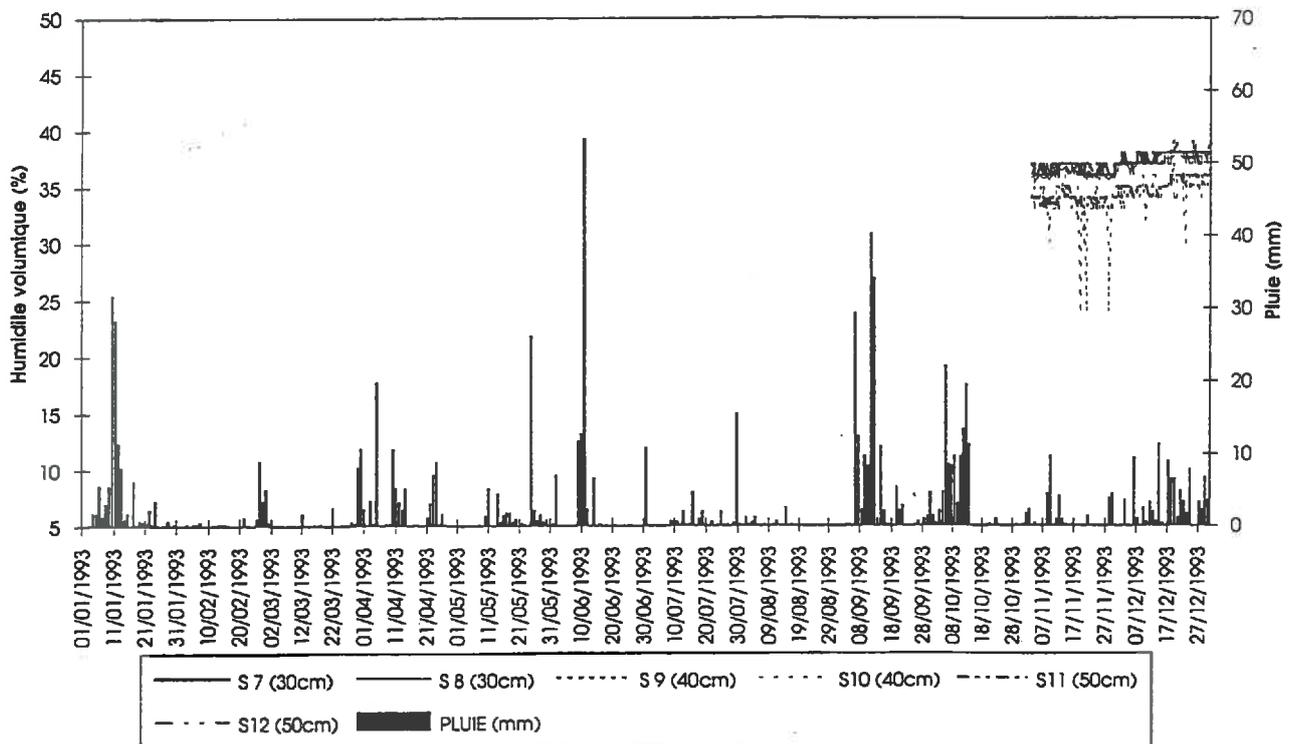


A.1.3- Mesures par sondes TDR (Time Domain Reflectometry)

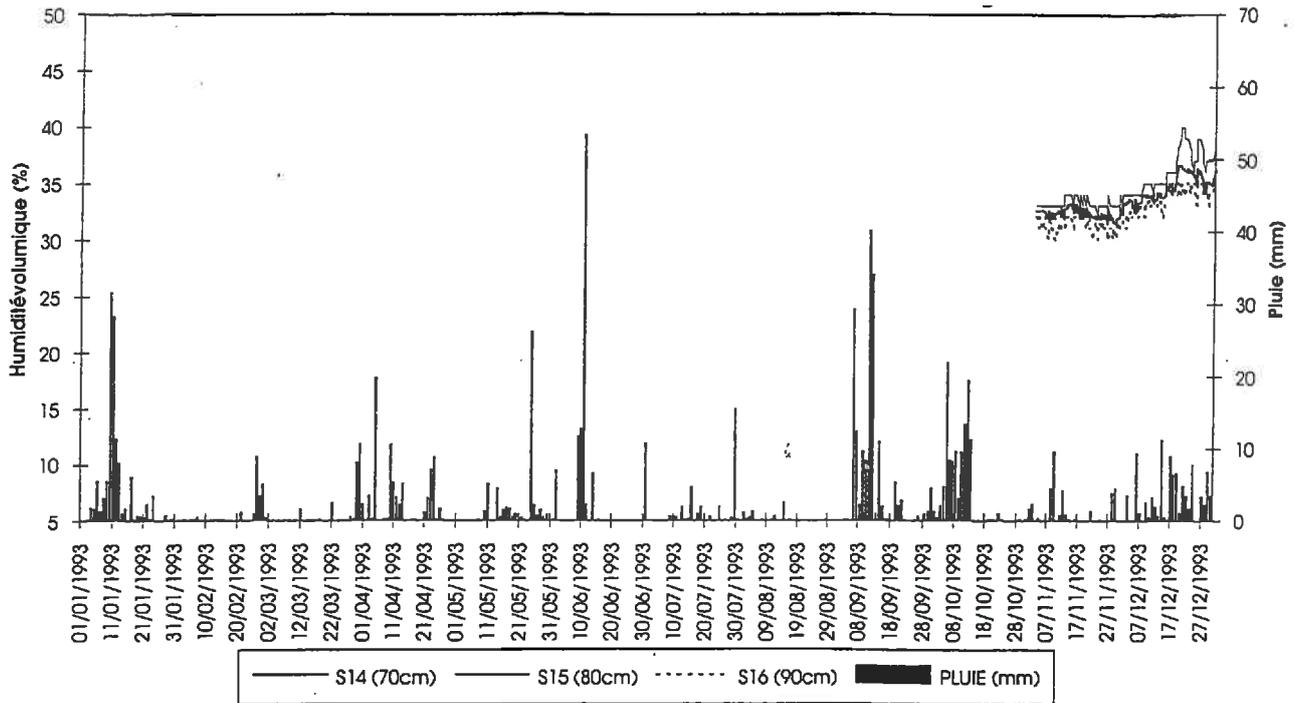
TDR Penvern/1993 (5 à 20 cm)



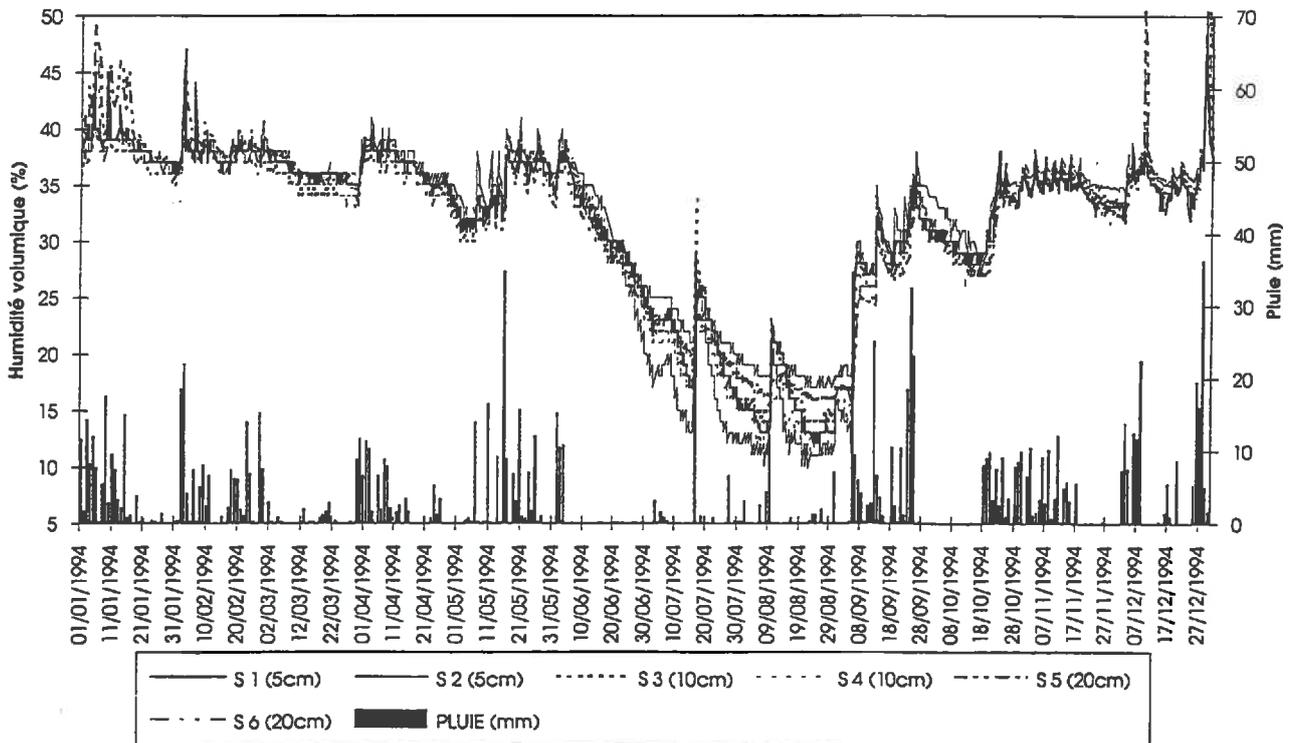
TDR Penvern /1993 (30 à 50 cm)



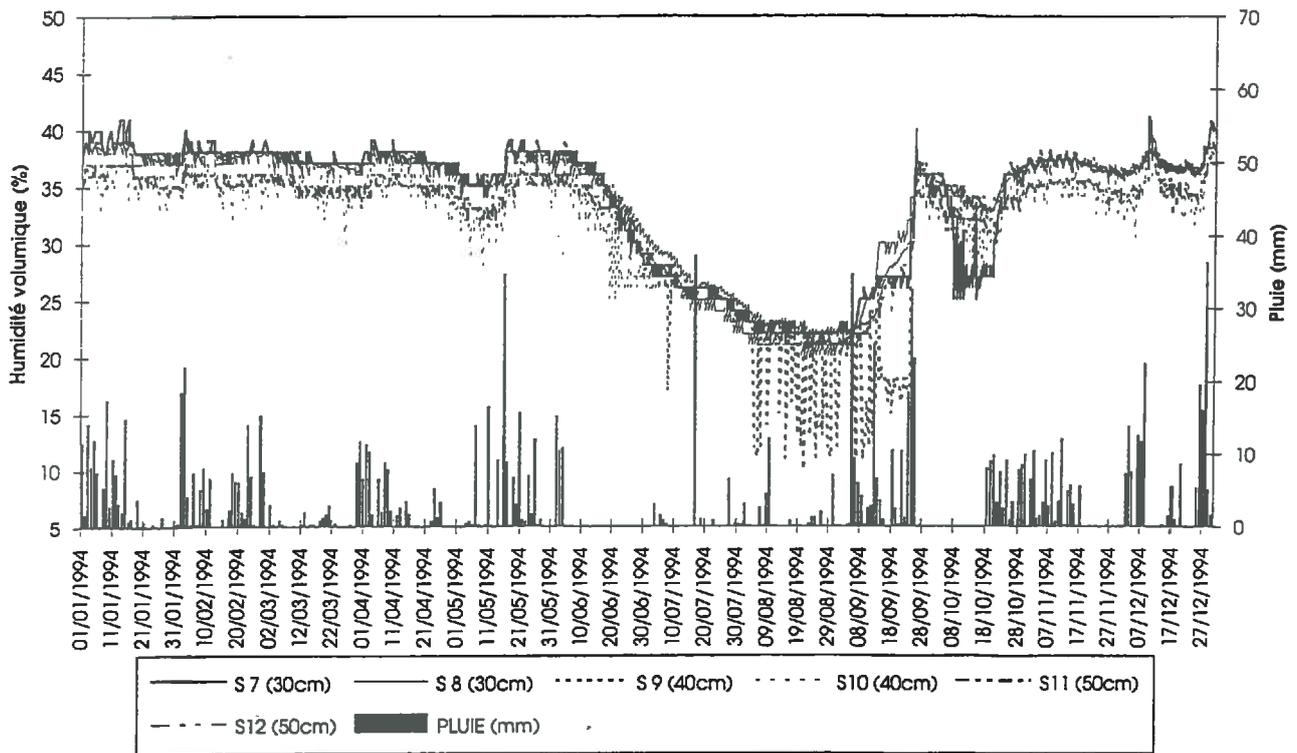
TDR Penvern /1993 (70 à 90 cm)



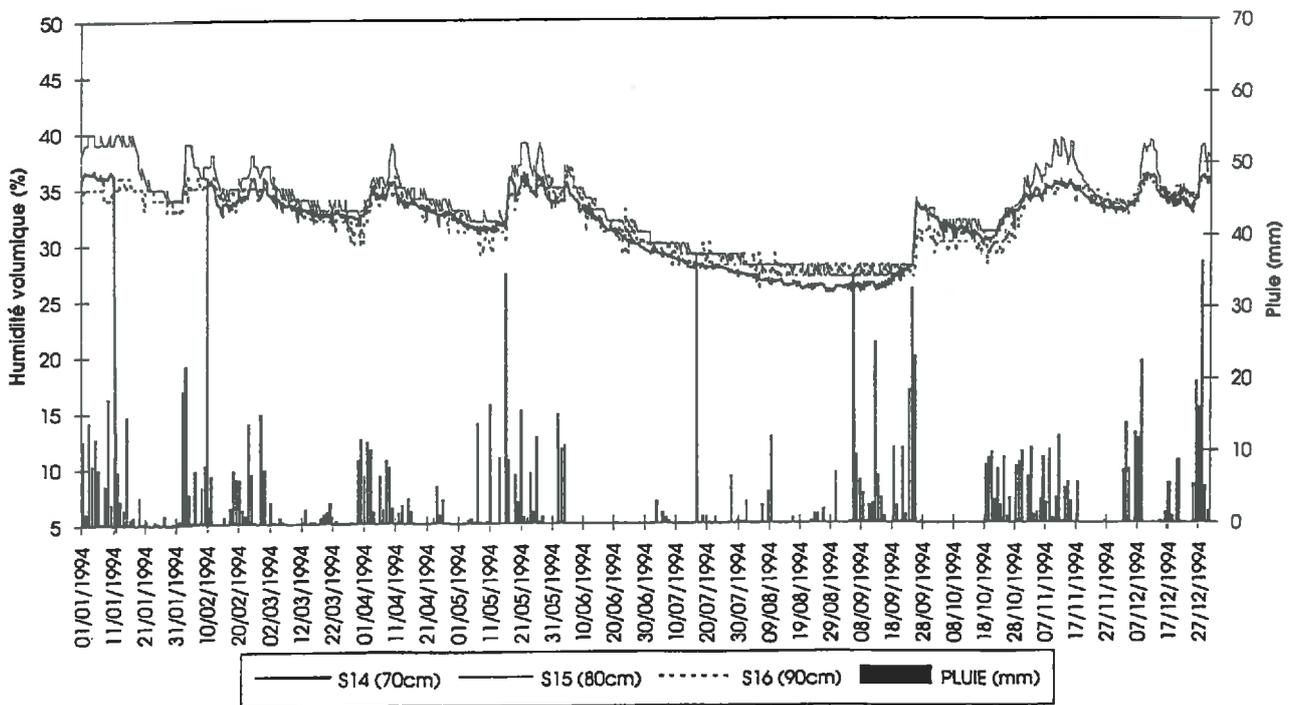
TDR Penvern /1994 (5 à 20 cm)



TDR Penvern /1994 (30 à 50 cm)



TDR Penvern /1994 (70 à 90 cm)



A.2- Mesures extensives de l'humidité des parcelles témoins méthode gravimétrique - prélèvements 0-5cm

CAMPAGNE DU 18/02/1992					
PARCELLE	Hp (%)	écart-type sur Hp	da	Hv (%)	écart-type sur Hv
P1	31,9	3,6	1,18	37,7	4,3
P2	32,2	4,2	1,07	34,4	4,5
P3	33,1	1,7	1,24	41,0	2,2
P4	31,9	3,7	1,10	35,1	4,1
P5	46,8	14,1	1,01	47,3	14,3
P6	29,5	2,1	1,18	34,8	2,5
P7	35,0	4,5	1,20	42,1	5,4
P8	39,6	4,1	0,99	39,2	4,0
P9a et 9b	32,9	7,0	1,12	36,9	7,8
P10	37,8	5,9	1,02	38,6	6,0
P11	30,5	2,4	1,00	30,5	2,4
P12	32,0	2,6	1,13	36,2	3,0
Moyenne	34,4			37,8	
écart-type	4,7			4,1	

*Hp: Humidité pondérale

*Hv: Humidité volumique

CAMPAGNE DU 21/02/1992					
PARCELLE	Hp (%)	écart-type sur Hp	da	Hv (%)	écart-type sur Hv
P1	36,9	5,7	1,18	43,5	6,7
P2	41,4	6,4	1,07	44,2	6,8
P3	41,7	5,5	1,24	51,7	6,9
P4	35,5	4,5	1,10	39,1	4,9
P5	51,5	10,0	1,01	52,0	10,1
P6	35,0	4,0	1,18	41,3	4,7
P7	43,2	6,4	1,20	51,9	7,6
P8	39,1	4,6	0,99	38,7	4,5
P9a et 9b	37,5	3,6	1,12	42,0	4,0
P10	41,9	3,9	1,02	42,7	4,0
P11	33,6	5,0	1,00	33,6	5,0
P12	35,7	3,0	1,13	40,3	3,4
Moyenne	39,4			43,4	
écart-type	4,7			5,5	

CAMPAGNE DU 09/06/1992					
PARCELLE	Hp (%)	écart-type sur Hp	da	Hv (%)	écart-type sur Hv
P1	19,7	2,6	1,18	23,3	3,0
P2	17,2	3,5	1,07	18,4	3,8
P3	16,7	1,9	1,24	20,7	2,4
P4	18,7	2,4	1,10	20,6	2,6
P5	29,1	5,1	1,01	29,4	5,1
P6	20,0	2,0	1,18	23,6	2,4
P7	29,8	3,7	1,20	35,8	4,5
P8	20,8	2,0	1,00	20,8	2,0
P9a et 9b	18,9	2,2	1,10	20,8	2,4
P10	18,7	4,6	1,02	19,0	4,7
P11	18,4	1,4	1,00	18,4	1,4
P12	16,0	2,6	1,13	18,1	2,9
P13a et 13b	20,2	2,8	0,98	19,7	2,8
P14	25,4	4,8	0,96	24,4	4,6
P15	22,5	3,4	1,10	24,7	3,7
Moyenne	20,8			22,5	
écart-type	4,1			4,6	

CAMPAGNE DU 14/10/1992

PARCELLE	Hp (%)	écart-type sur Hp	da	Hv (%)	écart-type sur Hv
P1	26,8	2,7	1,18	31,7	3,2
P2	25,5	5,5	1,09	27,8	6,0
P3	25,5	2,0	1,24	31,6	2,5
P4	23,6	2,4	1,10	26,0	2,6
P5	31,6	7,3	1,01	31,9	7,4
P6	23,8	1,9	1,02	24,2	2,0
P7	27,8	3,6	1,20	33,4	4,4
P8	35,0	3,1	0,92	32,2	2,8
P9a et 9b	23,6	1,5	1,12	26,4	1,7
P10	30,3	4,4	1,05	31,8	4,7
P11	23,5	2,7	0,99	23,3	2,7
P12	21,7	2,4	1,13	24,5	2,7
Moyenne	26,6			28,7	
écart-type	3,8			3,6	

CAMPAGNE DU 18/11/1992

PARCELLE	Hp (%)	écart-type sur Hp	da	Hv (%)	écart-type sur Hv
P1	34,7	6,0	1,15	39,9	6,9
P2	31,1	3,3	1,07	33,3	3,5
P3	32,6	2,0	1,24	40,5	2,4
P5	46,1	11,8	0,96	44,3	11,4
P6	32,9	2,0	1,02	33,5	2,1
P7	42,6	6,3	1,20	51,2	7,6
P8	42,5	5,2	1,00	42,5	5,2
P9a	30,6	1,5	1,12	34,3	1,7
P9b	29,8	1,3	1,12	33,4	1,5
P10	40,3	5,5	1,05	42,3	5,8
P11	31,3	5,0	1,00	31,3	5,0
P12	30,9	2,3	1,13	34,9	2,6
P13a et b	31,3	1,6	0,98	30,7	1,5
Moyenne	35,1			37,8	
écart-type	5,4			5,9	

CAMPAGNE DU 27/01/1993

PARCELLE	Hp (%)	écart-type sur Hp	da	Hv (%)	écart-type sur Hv
P1	36,6	3,8	1,15	42,1	4,4
P2	32,9	4,5	1,19	39,2	5,4
P3	34,2	2,6	1,24	42,4	3,2
P5	45,2	4,6	0,96	43,4	4,4
P6	34,1	1,5	1,15	39,2	1,7
P7	46,6	8,3	1,20	55,9	10,0
P8	45,3	8,7	1,00	45,3	8,7
P9a	31,2	1,3	1,12	34,9	1,5
P9b	30,8	1,6	1,12	34,5	1,8
P10	41,6	4,8	1,05	43,6	5,1
P11	32,6	6,8	1,14	37,2	7,7
P12	32,0	1,7	1,12	35,9	1,9
P13					
Moyenne	36,9			41,1	
écart-type	5,8			5,6	

CAMPAGNE DU 03/03/1993

PARCELLE	Hp (%)	écart-type sur Hp	da	Hv (%)	écart-type sur Hv
P1	35,2	5,2	1,15	40,5	6,0
P2	31,0	3,8	1,19	36,9	4,5
P3	34,0	2,8	1,24	42,2	3,4
P5	44,6	10,7	0,96	42,8	10,3
P6	28,9	1,4	1,15	33,2	1,6
P7	43,9	5,0	1,20	52,7	6,0
P8	38,2	5,7	1,00	38,2	5,7
P9a	29,3	1,4	1,10	32,2	1,5
P9b	27,0	2,3	1,12	30,2	2,6
P10	39,2	5,9	1,05	41,1	6,2
P11	29,5	2,8	1,14	33,7	3,2
P12	31,2	1,8	1,12	34,9	2,0
P13a	33,1	2,5	0,98	32,4	2,5
P13b	32,5	2,3	1,10	35,8	2,5
Moyenne	34,1			37,6	
écart-type	5,3			5,7	

CAMPAGNE DU 07/04/1993

PARCELLE	Hp (%)	écart-type sur Hp	da	Hv (%)	écart-type sur Hv
P1	33,3	5,3	1,15	38,3	6,1
P2	29,5	2,3	1,19	35,2	2,8
P3					
P5	40,0	8,4	0,96	38,4	8,0
P6	27,8	2,0	1,15	31,9	2,3
P7					
P8	31,9	3,4	1,00	31,9	3,4
P9					
P10					
P11					
P12					
P13					
Moyenne	32,5			35,2	
écart-type	4,2			2,9	

CAMPAGNE DU 12/05/1993

PARCELLE	Hp (%)	écart-type sur Hp	da	Hv (%)	écart-type sur Hv
P1	23,2	1,6	1,06	24,6	1,7
P2	27,3	3,1	1,19	32,5	3,7
P3	26,7	2,7	1,24	33,2	3,4
P5	37,6	8,6	0,96	36,1	8,3
P6	26,5	2,0	1,10	29,2	2,2
P7	39,1	5,2	1,20	46,9	6,2
P8	31,0	3,7	1,00	31,0	3,7
P9a	26,7	2,0	1,10	29,4	2,2
P9b	24,3	1,4	1,12	27,2	1,6
P10	39,4	4,6	1,05	41,4	4,9
P11	26,3	2,6	1,14	30,0	3,0
P12	28,8	2,0	1,12	32,3	2,3
P13					
Moyenne	29,8			32,8	
écart-type	5,5			5,9	

CAMPAGNE DU 16/06/1993

PARCELLE	Hp (%)	écart-type sur Hp	da	Hv (%)	écart-type sur Hv
P1	29,6	2,4	1,06	31,4	2,5
P2	29,6	3,4	1,19	35,2	4,0
P3	33,7	3,4	1,24	41,8	4,2
P5	37,9	7,0	0,96	36,4	6,7
P6	26,7	1,6	1,10	29,4	1,8
P7	41,7	3,2	1,20	50,0	3,8
P8	32,7	4,3	1,00	32,7	4,3
P9a	28,4	1,7	1,10	31,2	1,9
P9b	26,9	2,3	1,12	30,1	2,6
P10	35,5	3,4	1,05	37,3	3,5
P11	27,6	2,3	1,14	31,5	2,6
P12	30,2	1,6	1,12	33,9	1,8
P13a	30,9	1,6	0,98	30,3	1,6
P13b	30,3	1,5	1,10	33,3	1,7
Moyenne	31,6			34,6	
écart-type	4,2			5,4	

CAMPAGNE DU 21/07/1993

PARCELLE	Hp (%)	écart-type sur Hp	da	Hv (%)	écart-type sur Hv
P1	13,7	1,7	1,06	14,5	1,8
P2	23,0	2,5	1,20	27,6	3,0
P3	20,0	1,5	1,24	24,8	1,9
P5	21,0	4,3	0,94	19,7	4,0
P6	14,8	1,7	1,10	16,3	1,9
P7	26,2	4,5	1,20	31,4	5,4
P8	19,1	3,0	0,99	18,9	2,9
P9a	19,3	2,1	1,05	20,3	2,2
P9b	14,3	3,7	1,12	16,0	4,1
P10	28,2	5,6	1,05	29,6	5,8
P11	11,2	3,4	1,14	12,8	3,9
P12	18,2	3,7	1,05	19,1	3,9
P13a	19,0	2,8	0,99	18,8	2,8
P13b					
Moyenne	19,1			20,8	
écart-type	4,7			5,6	

CAMPAGNE DU 25/08/1993

PARCELLE	Hp (%)	écart-type sur Hp	da	Hv (%)	écart-type sur Hv
P1	8,7	3,0	1,06	9,2	3,1
P2	18,3	2,3	1,21	22,1	2,7
P3	7,9	2,0	1,24	9,8	2,5
P5	15,0	2,2	0,91	13,6	2,0
P6	7,7	1,8	1,10	8,5	2,0
P7	15,2	3,1	1,20	18,2	3,7
P8	18,4	3,1	0,97	17,8	3,0
P9a	14,4	3,4	1,01	14,5	3,4
P9b	11,5	3,4	1,12	12,9	3,8
P10	17,2	5,6	1,05	18,1	5,9
P11	9,7	2,9	1,06	10,3	3,1
P12	16,3	2,9	1,00	16,3	2,9
P13a	13,6	2,0	0,99	13,5	2,0
P13b	16,3	3,1	1,10	17,9	3,4
Moyenne	13,6			14,5	
écart-type	3,7			4,0	

CAMPAGNE DU 29/09/1993

PARCELLE	Hp (%)	écart-type sur Hp	da	Hv (%)	écart-type sur Hv
P1					
P2	27,3	2,7	1,24	33,8	3,4
P3	30,3	2,2	1,24	37,6	2,8
P5					
P6					
P7					
P8	30,2	2,8	0,97	29,3	2,7
P9a	27,2	1,1	1,01	27,5	1,1
P9b	24,0	1,8	1,12	26,9	2,0
P10	31,1	4,9	1,05	32,7	5,1
P11	26,7	1,8	1,06	28,3	1,9
P12	29,3	1,7	1,00	29,3	1,7
P13a	29,4	1,5	0,99	29,1	1,5
P13b	29,4	1,7	1,10	32,3	1,8
Moyenne	28,5			30,7	
écart-type	2,0			3,2	

CAMPAGNE DU 03/11/1993

PARCELLE	Hp (%)	écart-type sur Hp	da	Hv (%)	écart-type sur Hv
P1	28,4	2,1	1,06	30,1	2,2
P2	29,5	2,9	1,27	37,5	3,7
P3	34,7	2,9	1,20	41,6	3,5
P5	39,0	6,3	0,96	37,4	6,0
P6	25,9	1,1	0,95	24,6	1,1
P7	37,6	5,0	1,20	45,1	6,0
P8	34,7	4,2	0,97	33,7	4,1
P9a	30,1	1,9	1,01	30,4	1,9
P9b	28,0	1,7	1,12	31,4	1,9
P10	36,8	6,1	1,05	38,7	6,4
P11	31,0	1,9	1,10	34,1	2,1
P12	32,2	2,3	1,10	35,4	2,5
P13a	31,1	1,5	0,99	30,8	1,5
P13b	31,1	1,7	1,10	34,3	1,8
Moyenne	32,2			34,6	
écart-type	3,7			5,0	

CAMPAGNE DU 08/12/1993

PARCELLE	Hp (%)	écart-type sur Hp	da	Hv (%)	écart-type sur Hv
P1	33,3	1,4	1,06	35,3	1,5
P2	29,9	1,5	1,30	38,8	2,0
P3	34,4	3,7	1,20	41,3	4,5
P5	42,7	8,6	0,96	41,0	8,3
P6	31,0	1,0	1,12	34,7	1,1
P7	40,2	6,1	1,20	48,3	7,3
P8	36,6	2,4	0,98	35,8	2,3
P9a	31,6	1,5	1,01	31,9	1,5
P9b	31,3	1,4	1,12	35,1	1,6
P10	40,4	8,2	1,05	42,4	8,6
P11	32,6	2,0	1,14	37,2	2,3
P12	34,5	2,5	1,14	39,3	2,8
P13a	35,6	1,5	0,99	35,2	1,5
P13b	33,2	1,7	1,10	36,5	1,9
Moyenne	34,8			38,1	
écart-type	3,8			4,0	

CAMPAGNE DU 11/01/1994

PARCELLE	Hp (%)	écart-type sur Hp	da	Hv (%)	écart-type sur Hv
P1	37,0	4,5	1,06	39,2	4,8
P2	32,6	3,4	1,33	43,4	4,5
P3	37,1	4,0	1,20	44,6	4,8
P5	51,7	3,9	0,96	49,6	3,7
P6	34,6	2,4	1,14	39,5	2,7
P7	42,2	3,9	1,20	50,6	4,6
P8	42,6	5,0	1,05	44,8	5,3
P9	33,9	1,9	1,01	34,2	1,9
P9	32,8	1,0	1,12	36,7	1,1
P10	44,8	10,0	1,05	47,0	10,4
P11	34,6	2,6	1,16	40,1	3,1
P12	36,3	2,9	1,16	42,1	3,4
P13a	34,3	1,3	1,00	34,3	1,3
P13b	32,8	2,1	1,10	36,0	2,3
Moyenne	37,7			41,6	
écart-type	5,4			5,2	

CAMPAGNE DU 26/01/1994

PARCELLE	Hp (%)	écart-type sur Hp	da	Hv (%)	écart-type sur Hv
P1	34,8	3,3	1,06	36,9	3,5
P2	30,7	3,0	1,33	40,8	4,0
P3	38,9	4,9	1,20	46,7	5,9
P5	45,0	6,5	0,96	43,2	6,2
P6	31,2	2,0	1,14	35,6	2,3
P7	43,3	7,6	1,20	51,9	9,1
P8	40,8	3,8	1,05	42,9	4,0
P9a	31,8	2,2	1,01	32,1	2,2
P9b	29,2	1,8	1,12	32,7	2,0
P10	41,5	5,9	1,05	43,5	6,2
P11	34,2	2,2	1,16	39,6	2,5
P12	35,9	3,4	1,16	41,6	4,0
P13a	34,3	1,3	1,00	34,3	1,3
P13b	32,8	2,1	1,10	36,0	2,3
Moyenne	36,0			39,8	
écart-type	4,8			5,4	

CAMPAGNE DU 10/02/1994

PARCELLE	Hp (%)	écart-type sur Hp	da	Hv (%)	écart-type sur Hv
P1	37,6	3,2	1,06	39,9	3,4
P2	31,4	2,4	1,33	41,8	3,2
P3	38,8	4,3	1,20	46,6	5,2
P5	45,6	7,1	0,96	43,8	6,8
P6	33,5	1,8	1,14	38,2	2,1
P7	42,0	6,2	1,20	50,4	7,4
P8	41,2	4,6	1,05	43,3	4,8
P9a	32,6	2,1	1,01	32,9	2,1
P9b	31,2	1,2	1,12	34,9	1,3
P10	41,7	6,1	1,05	43,8	6,4
P11	34,9	2,0	1,16	40,5	2,3
P12	36,1	3,1	1,16	41,9	3,6
P13a	35,6	2,3	1,00	35,6	2,3
P13b	35,6	2,5	1,10	39,2	2,8
Moyenne	37,0			40,9	
écart-type	4,2			4,5	

CAMPAGNE		DU 25/02/1994			
PARCELLE	Hp (%)	écart-type sur Hp	da	Hv (%)	écart-type sur Hv
P1	38,6	4,6	1,06	40,9	4,9
P2	32,3	3,0	1,33	43,0	4,0
P3	41,2	5,3	1,20	49,4	6,4
P5	47,7	8,0	0,96	45,8	7,7
P6	33,2	1,0	1,14	37,8	1,1
P7	41,5	4,7	1,20	49,8	5,6
P8	42,6	3,7	1,05	44,7	3,9
P9a	31,8	1,6	1,01	32,1	1,6
P9b	34,0	2,0	1,12	38,1	2,2
P10	48,4	8,7	1,05	50,8	9,1
P11	36,8	3,3	1,16	42,7	3,8
P12	36,6	3,5	1,16	42,5	4,1
P13a	37,8	2,3	1,00	37,8	2,3
P13b	35,7	2,7	1,10	39,3	3,0
Moyenne	38,4			42,5	
écart-type	5,1			5,1	

CAMPAGNE		DU 09/03/1994			
PARCELLE	Hp (%)	écart-type sur Hp	da	Hv (%)	écart-type sur Hv
P1	35,4	3,5	1,06	37,5	3,7
P2	29,9	2,7	1,33	39,8	3,6
P3	38,7	2,8	1,20	46,4	3,4
P5	42,7	7,3	0,96	41,0	7,0
P6	29,5	1,4	1,14	33,6	1,6
P7	46,3	5,0	1,20	55,6	6,0
P8	39,4	4,3	1,05	41,4	4,5
P9a	25,1	1,3	1,06	26,6	1,4
P9b	28,4	1,2	1,12	31,8	1,3
P10	45,1	7,8	1,05	47,4	8,2
P11	33,2	3,8	1,16	38,5	4,4
P12	33,3	2,4	1,16	38,6	2,8
P13a	31,8	2,6	1,00	31,8	2,6
P13b	31,8	2,5	1,10	35,0	2,8
Moyenne	35,0			38,9	
écart-type	6,2			7,1	

CAMPAGNE		DU 31/03/1994			
PARCELLE	Hp (%)	écart-type sur Hp	da	Hv (%)	écart-type sur Hv
P1	30,9	3,3	1,06	32,8	3,5
P2	27,6	4,4	1,33	36,7	5,9
P3	32,6	3,4	1,20	39,1	4,1
P5	40,4	6,9	0,96	38,8	6,6
P6	27,6	1,0	1,14	31,5	1,1
P7	42,8	6,7	1,20	51,4	8,0
P8	36,0	4,6	1,05	37,8	4,8
P9a	21,5	1,3	1,00	21,5	1,3
P9b	21,0	1,8	1,14	23,9	2,1
P10	40,4	6,9	1,05	42,4	7,2
P11	31,2	2,7	1,16	36,2	3,1
P12	30,6	2,7	1,16	35,5	3,1
P13a	24,7	1,9	1,00	24,7	1,9
P13b	27,0	4,0	1,10	29,7	4,4
Moyenne	31,0			34,4	
écart-type	6,6			7,6	

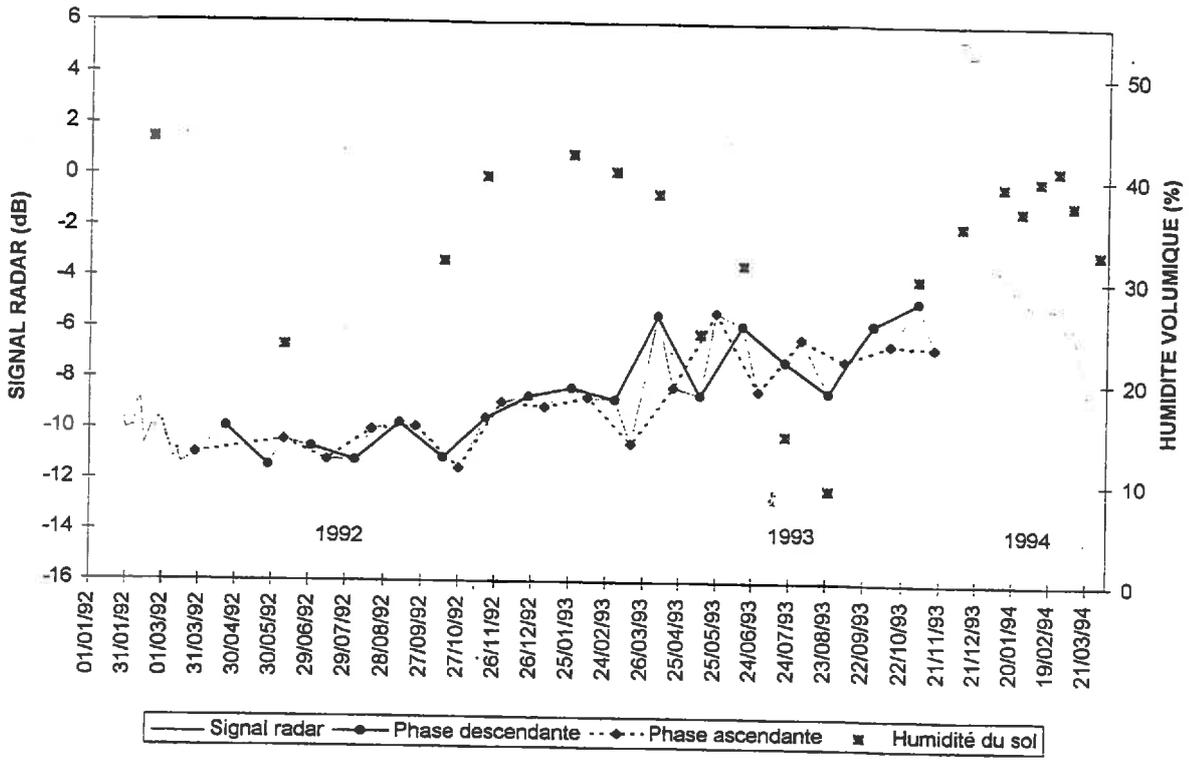
31/03/1994					
P08	41,3	3,6	1,12	46,3	4,0
P09a et 9b	30,9	1,4	1,05	32,4	1,5

ANNEXE 3

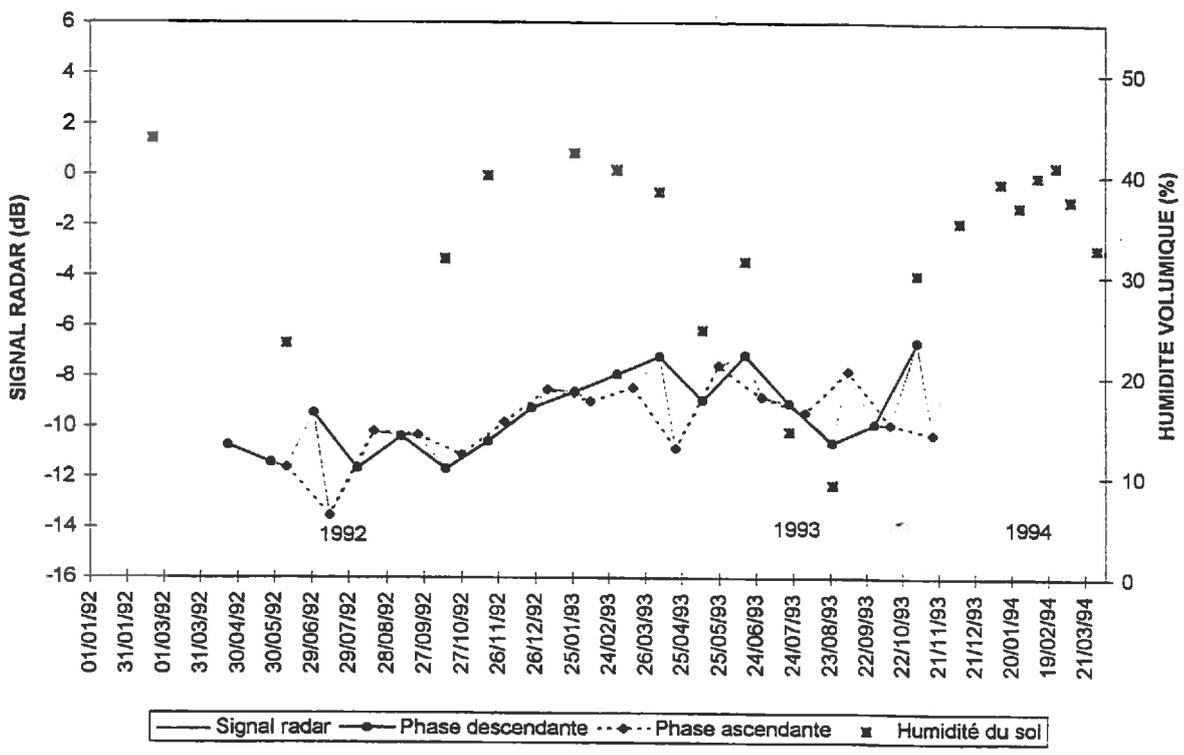
Signatures radar des parcelles témoins

Suivi du signal radar et des mesures d'humidité effectuées par prélèvements (0-5cm) sur les parcelles témoins	pp. 3-1/3-8
Signature radar par type de cultures	pp. 3-9/3-12
Suivi de l'occupation du sol des parcelles témoin entre janvier 1992 et mars 1994	pp. 3-13/3-14

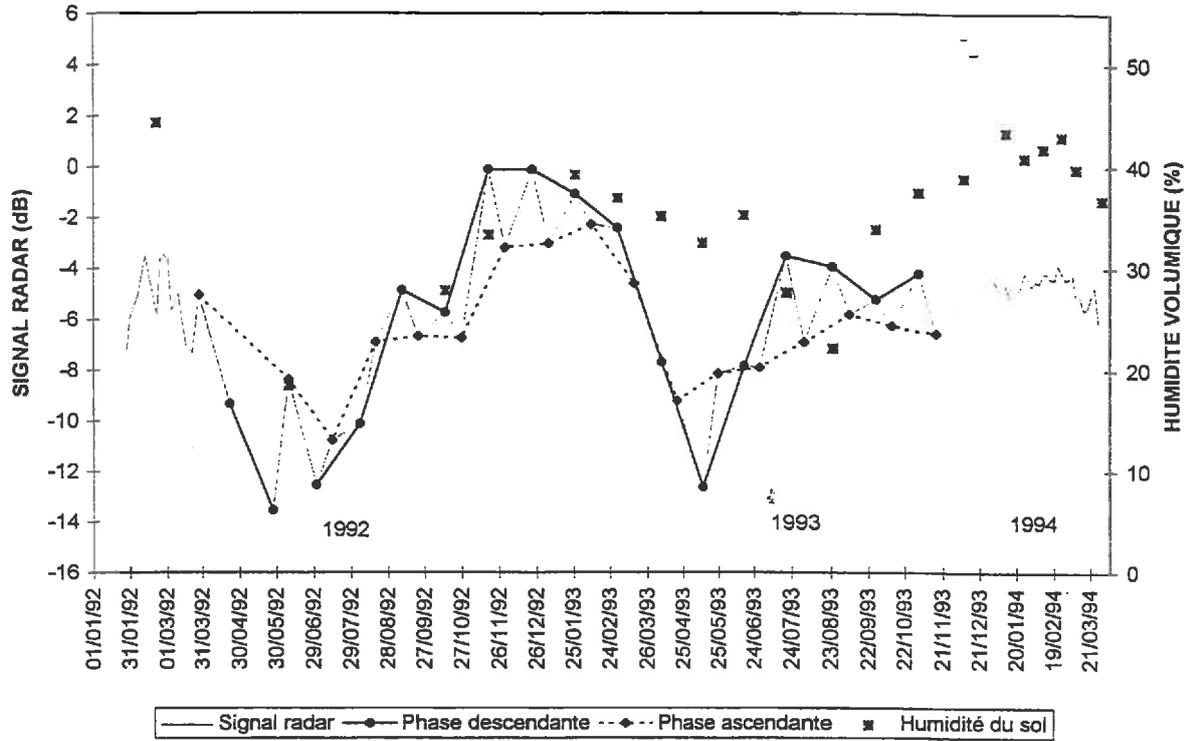
PARCELLE 101 SUR 92/93/94



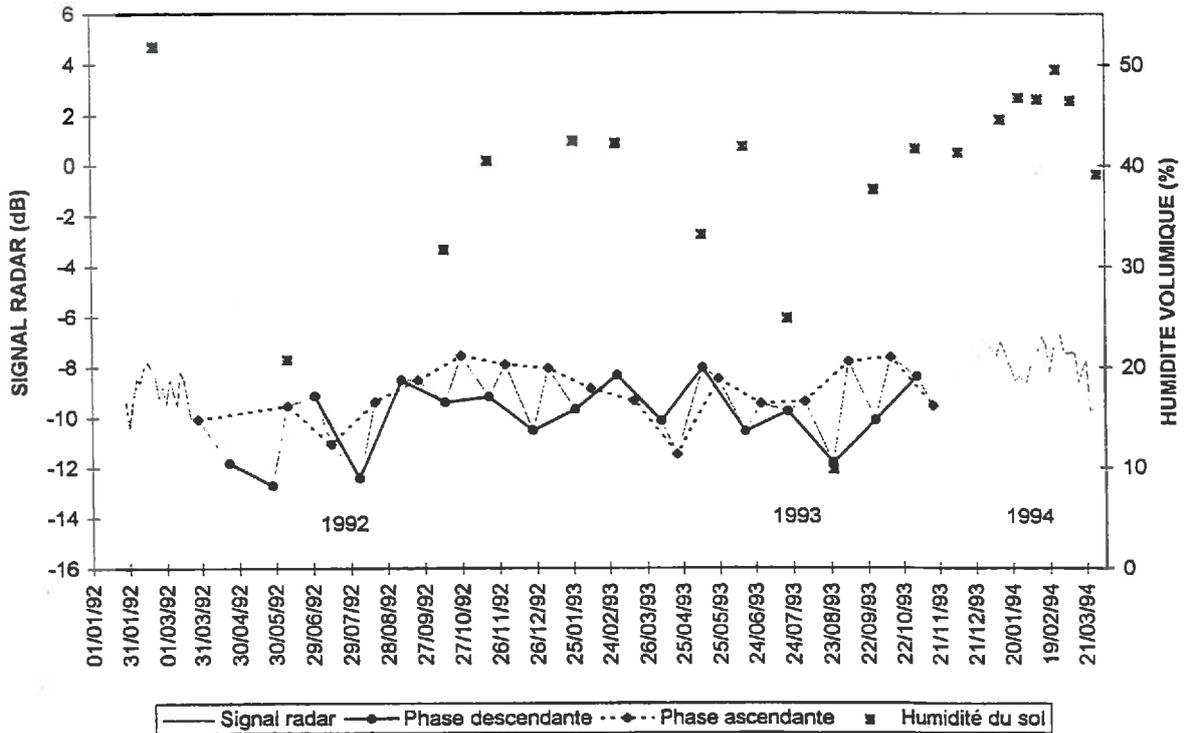
PARCELLE 201 SUR 92/93/94



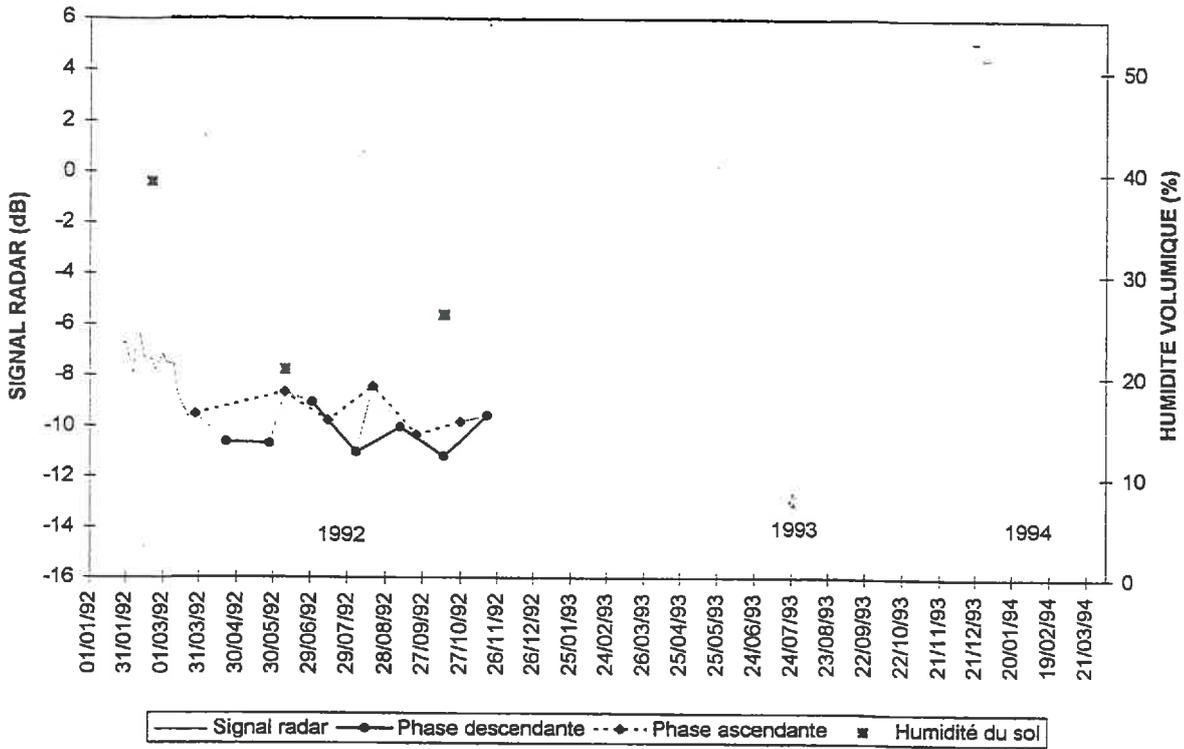
PARCELLE 102 SUR 92/93/94



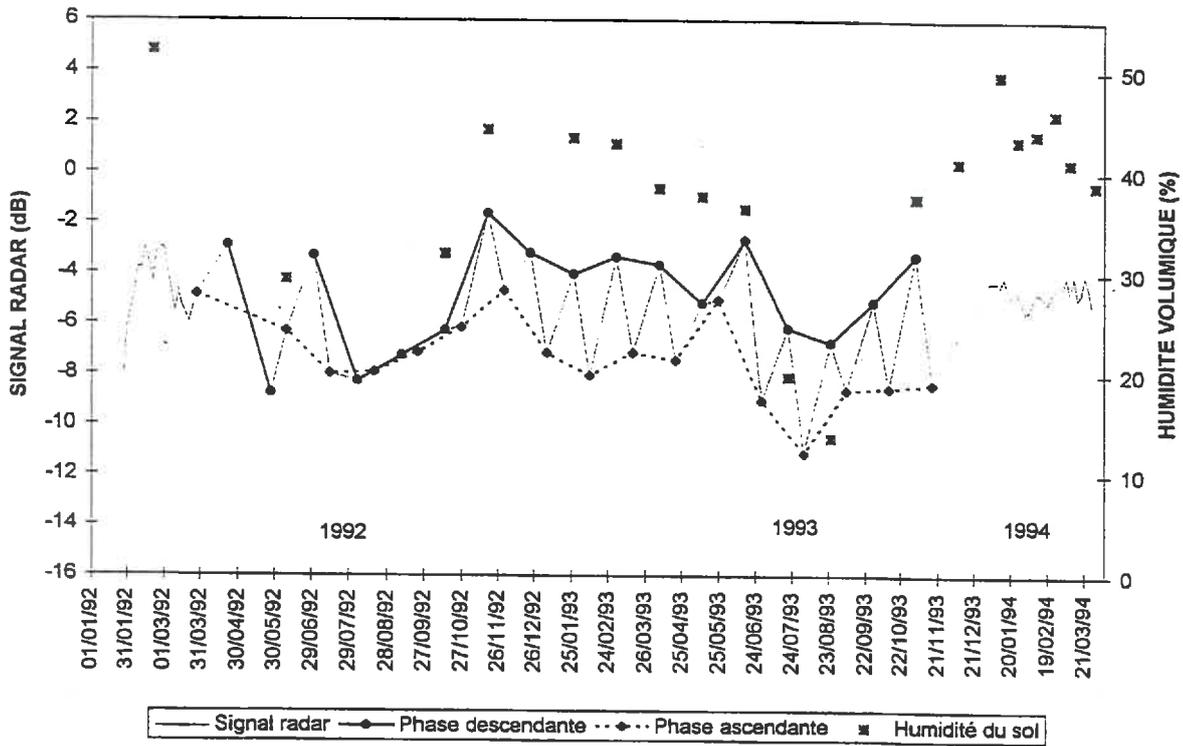
PARCELLE 103 SUR 92/93/94



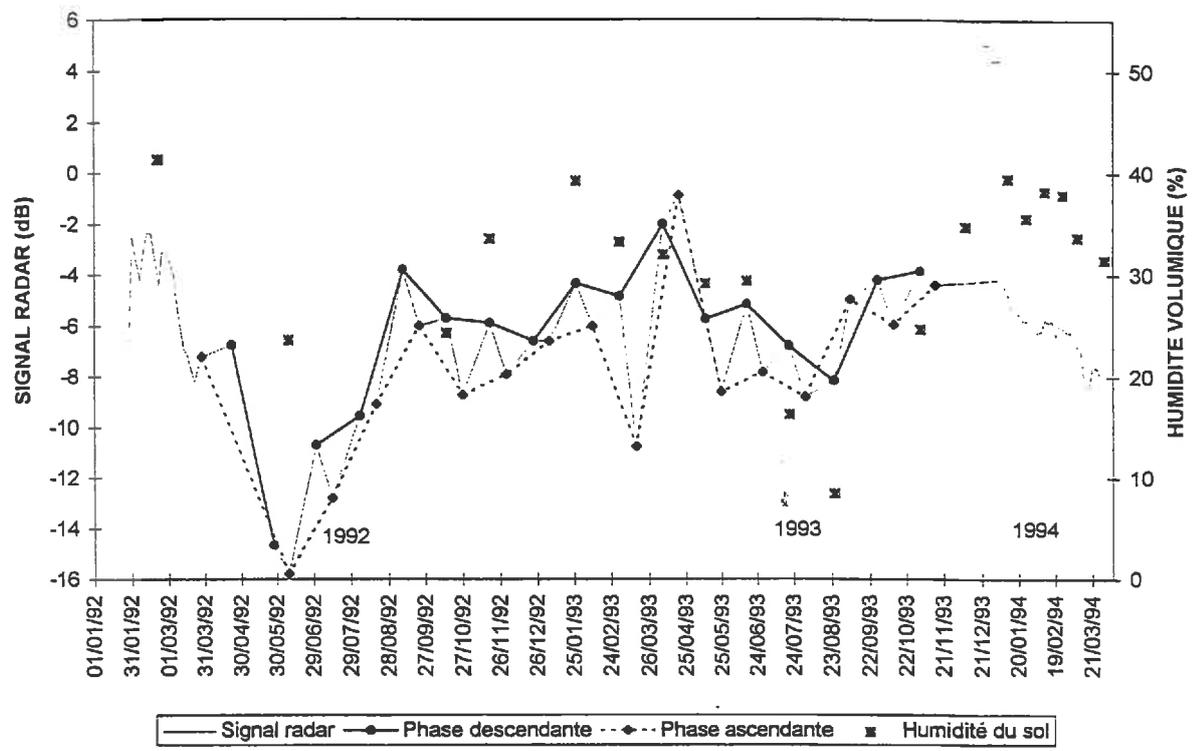
PARCELLE 104 SUR 92/93/94



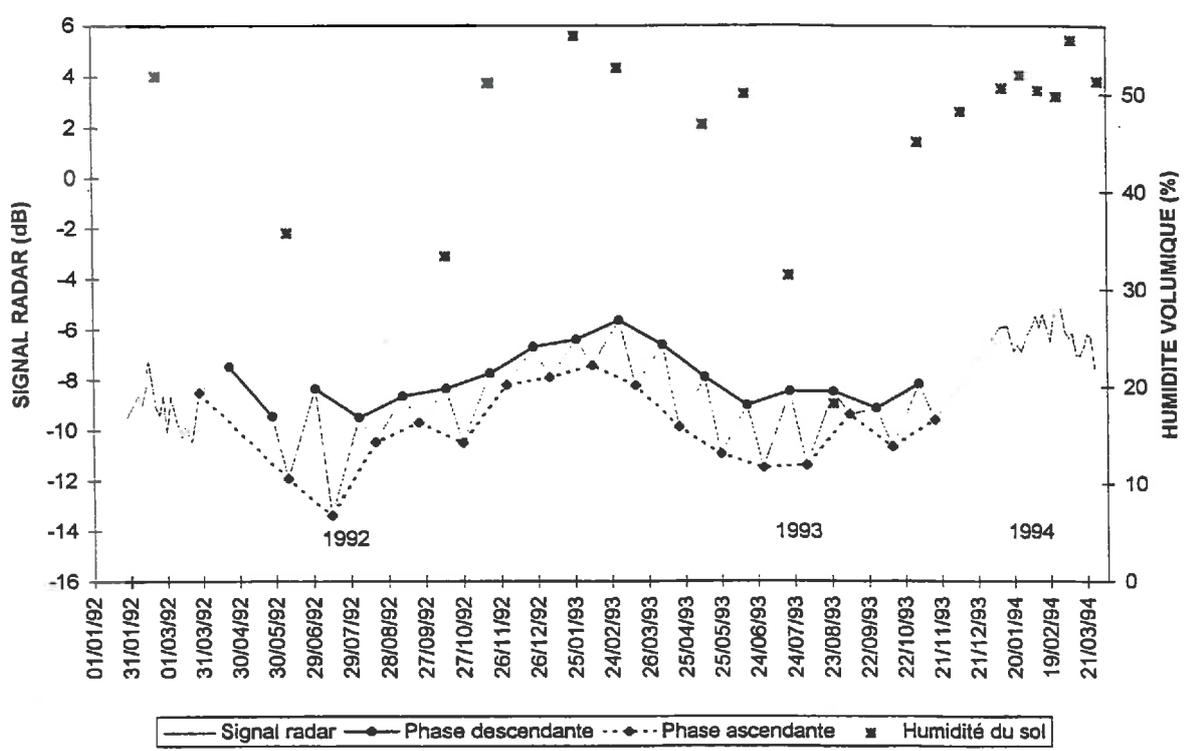
PARCELLE 105 SUR 92/93/94



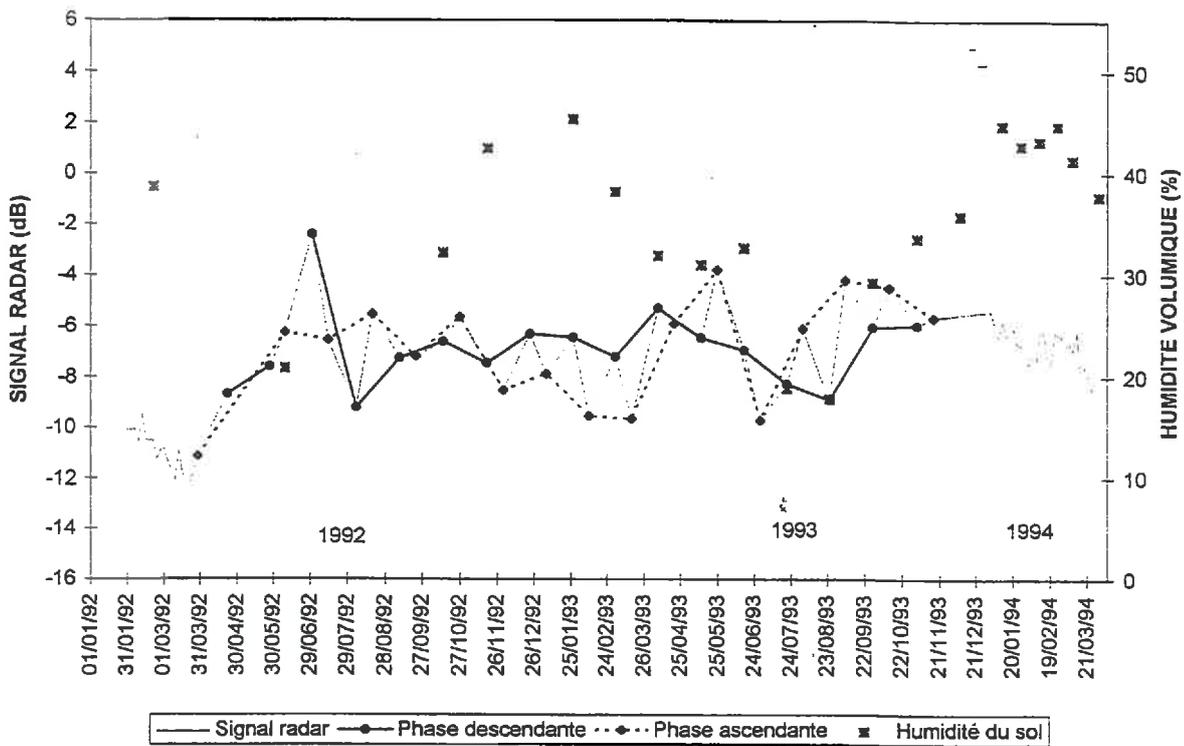
PARCELLE 106 SUR 92/93/94



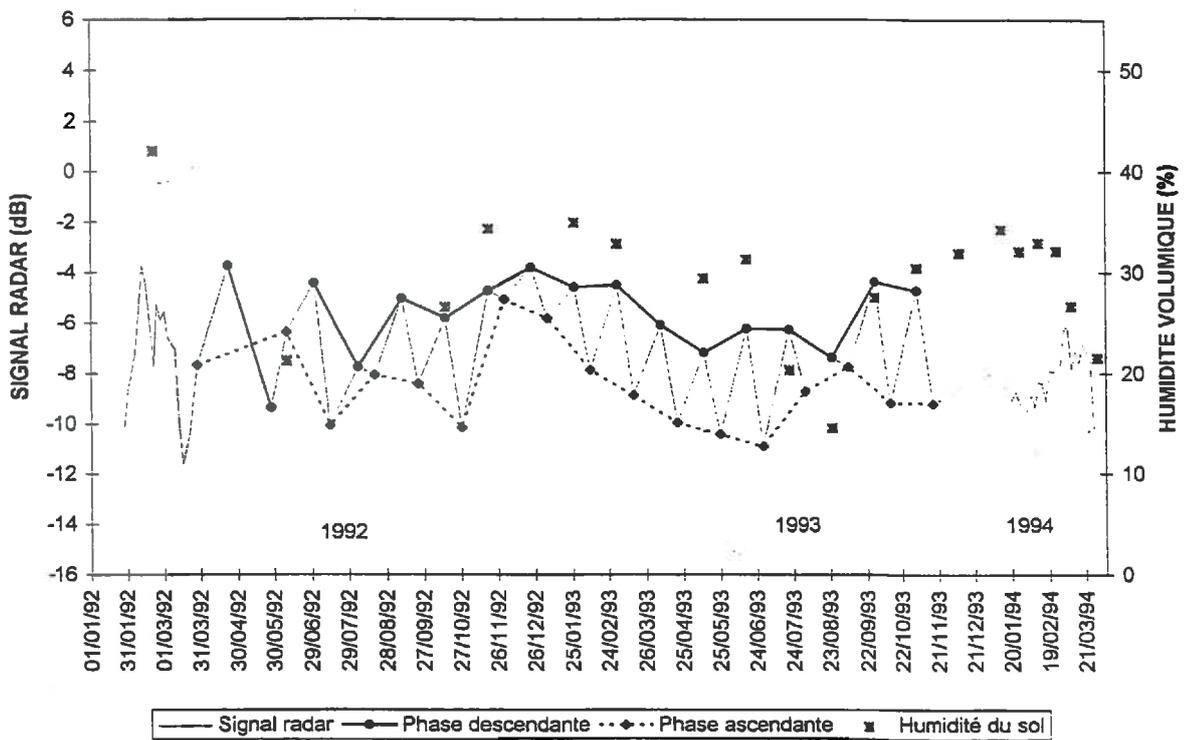
PARCELLE 107 SUR 92/93/94



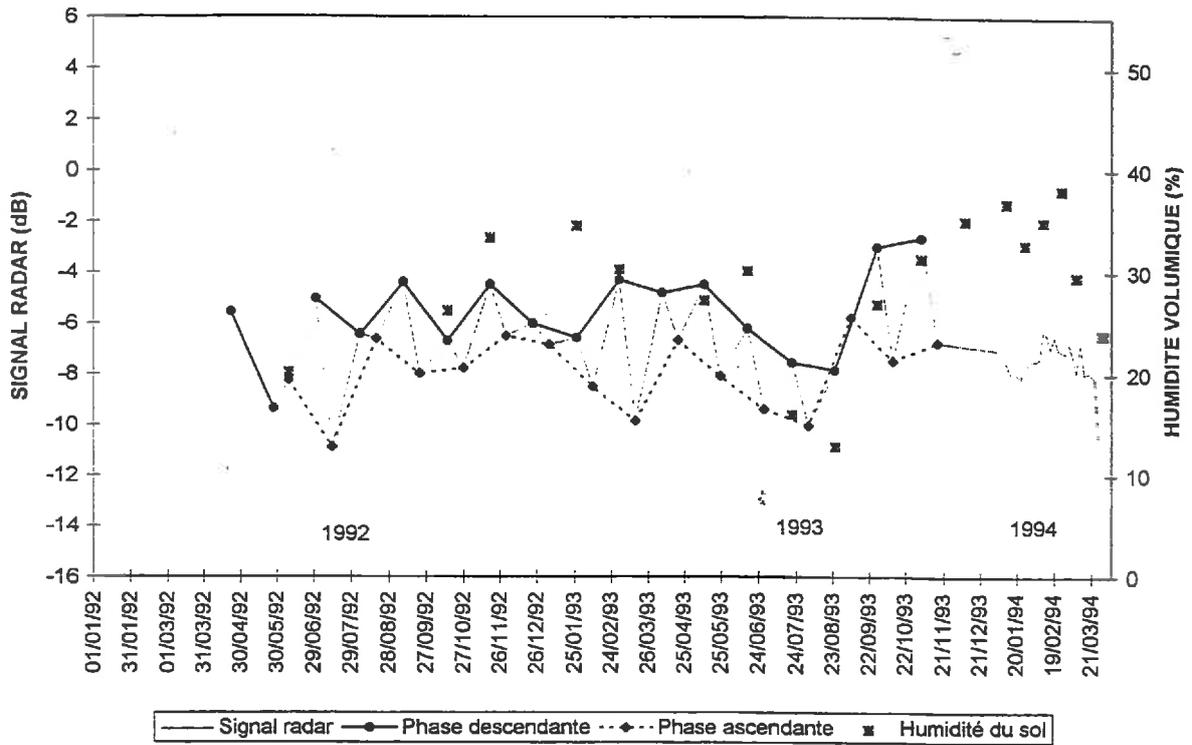
PARCELLE 108 SUR 92/93/94



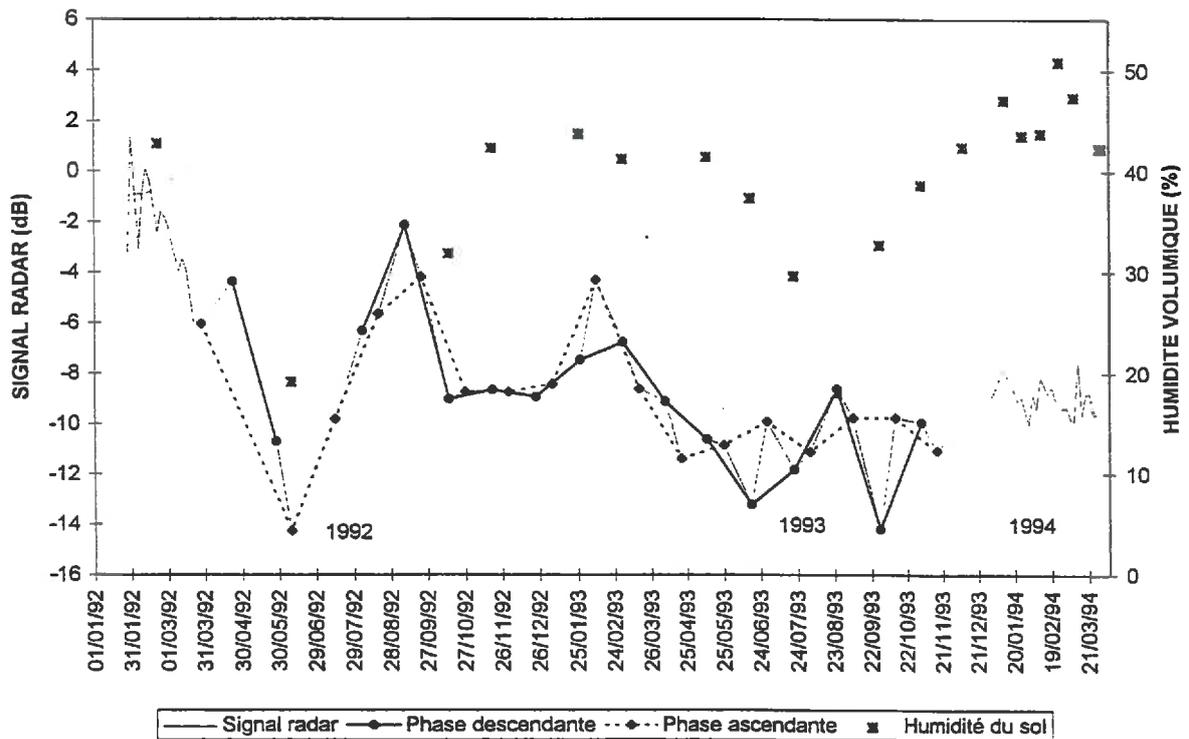
PARCELLE 109 SUR 92/93/94



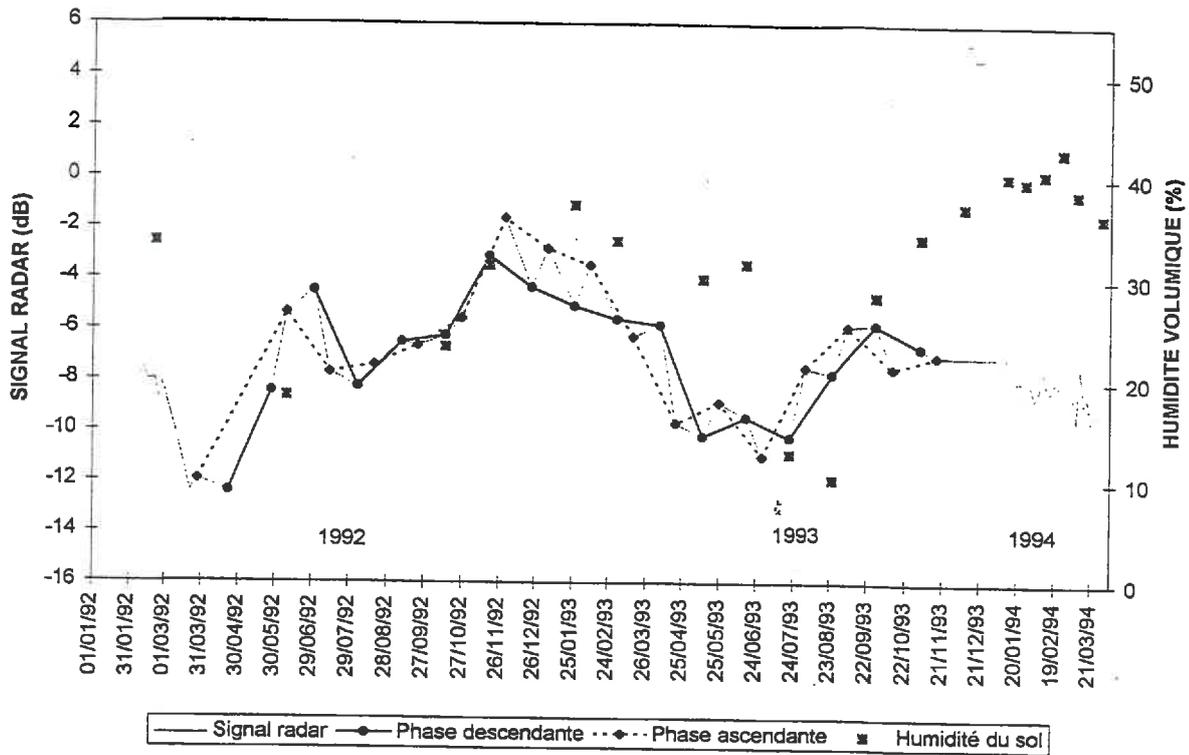
PARCELLE 209 SUR 92/93/94



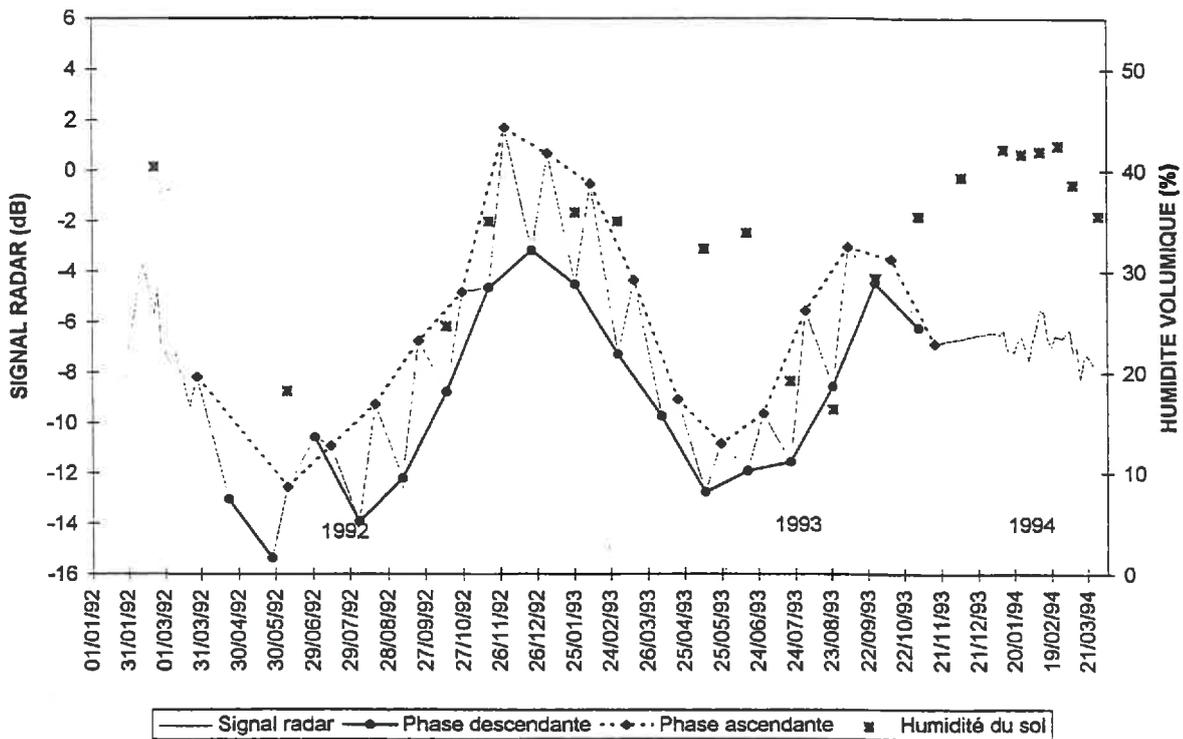
PARCELLE 110 SUR 92/93/94



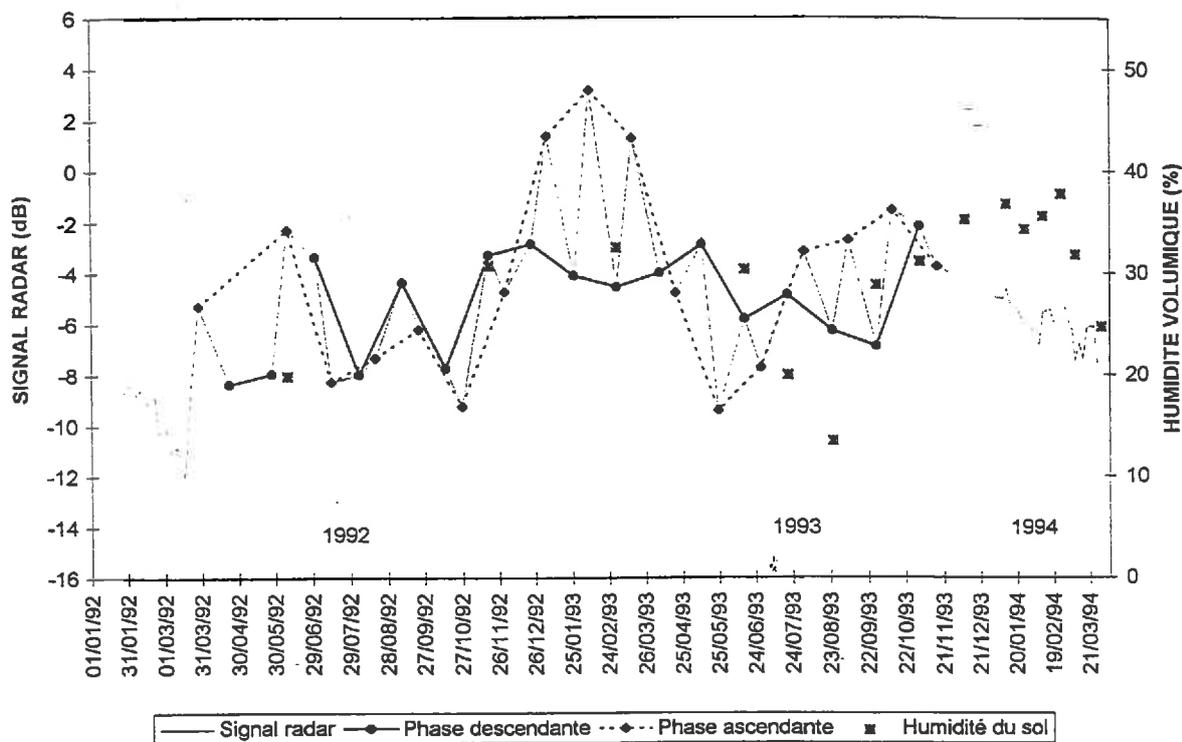
PARCELLE 111 SUR 92/93/94



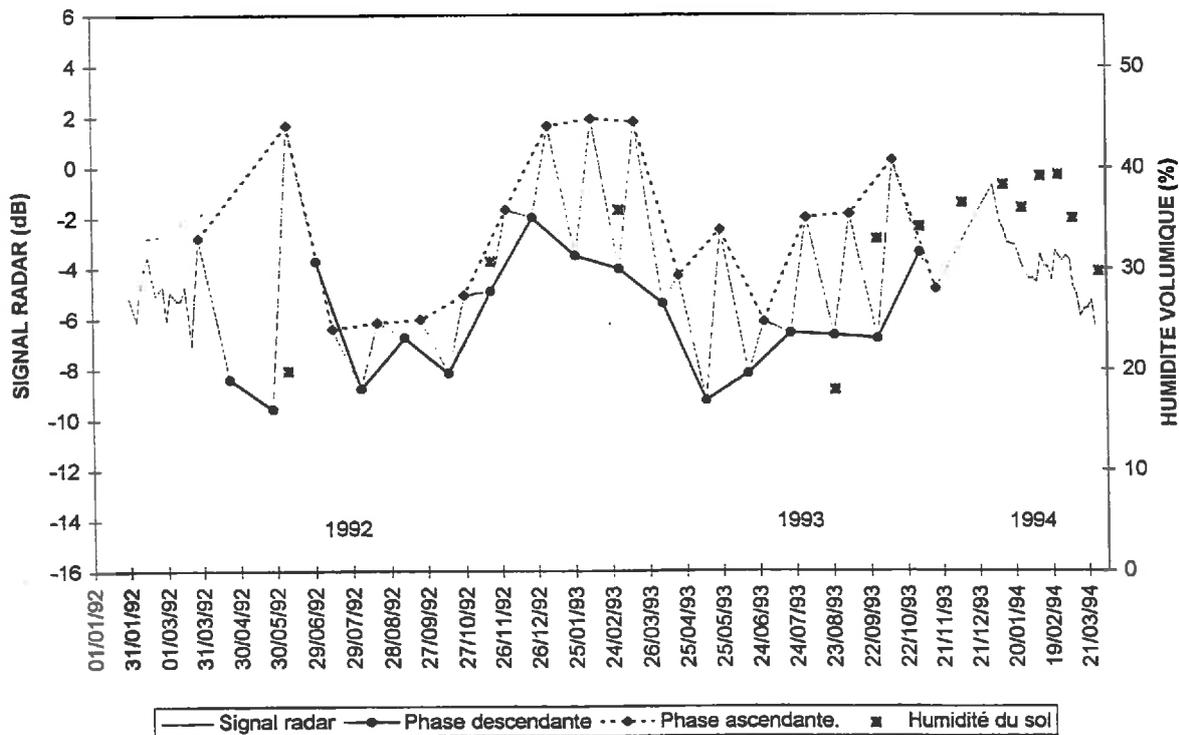
PARCELLE 112 SUR 92/93/94



PARCELLE 113 SUR 92/93/94

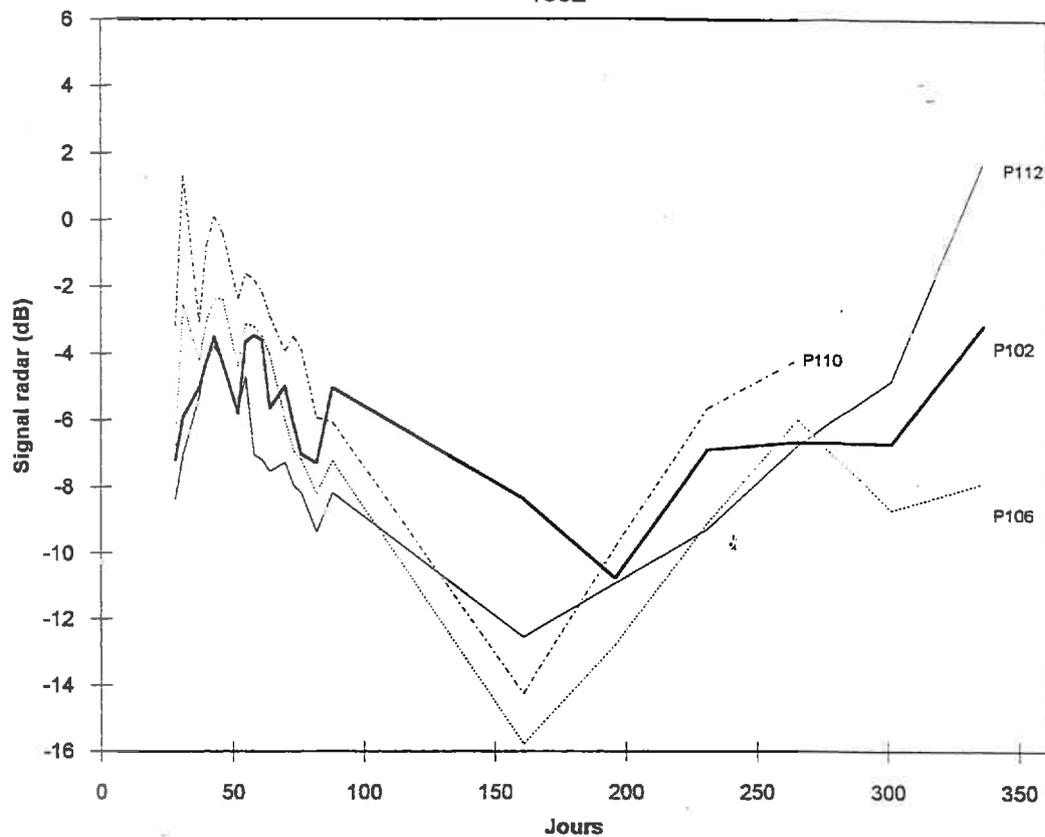


PARCELLE 213 SUR 92/93/94



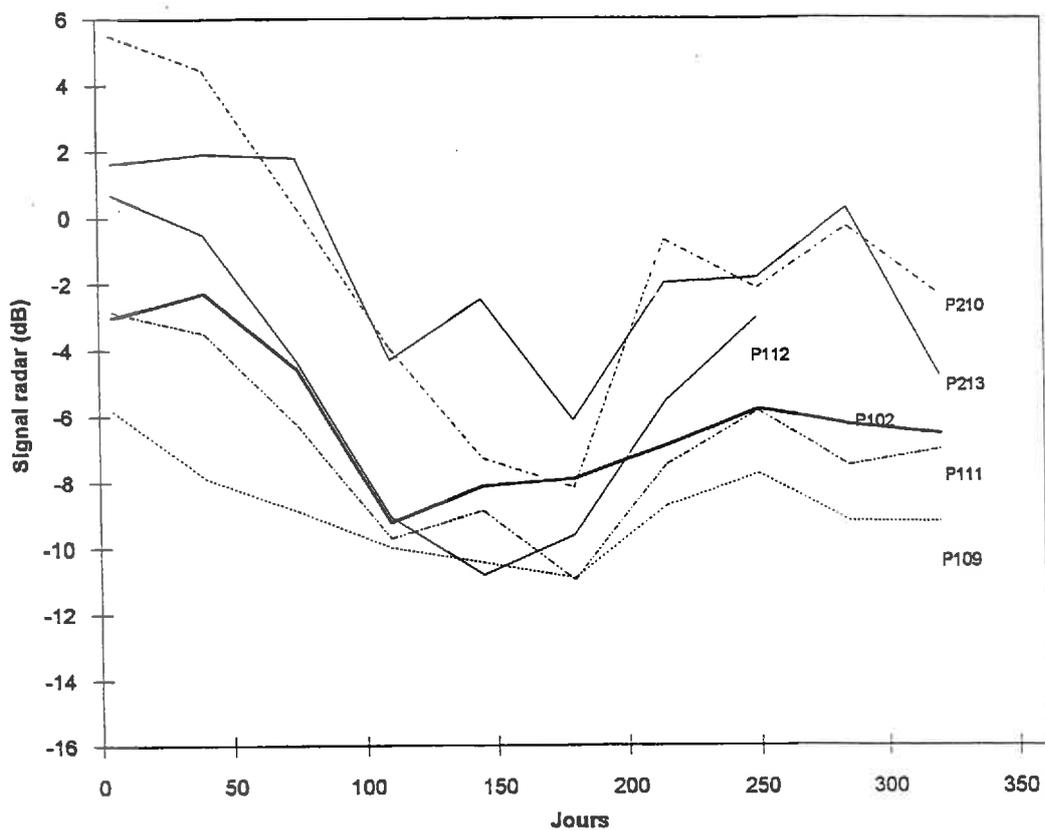
Evolution du signal radar pour les cereales

1992

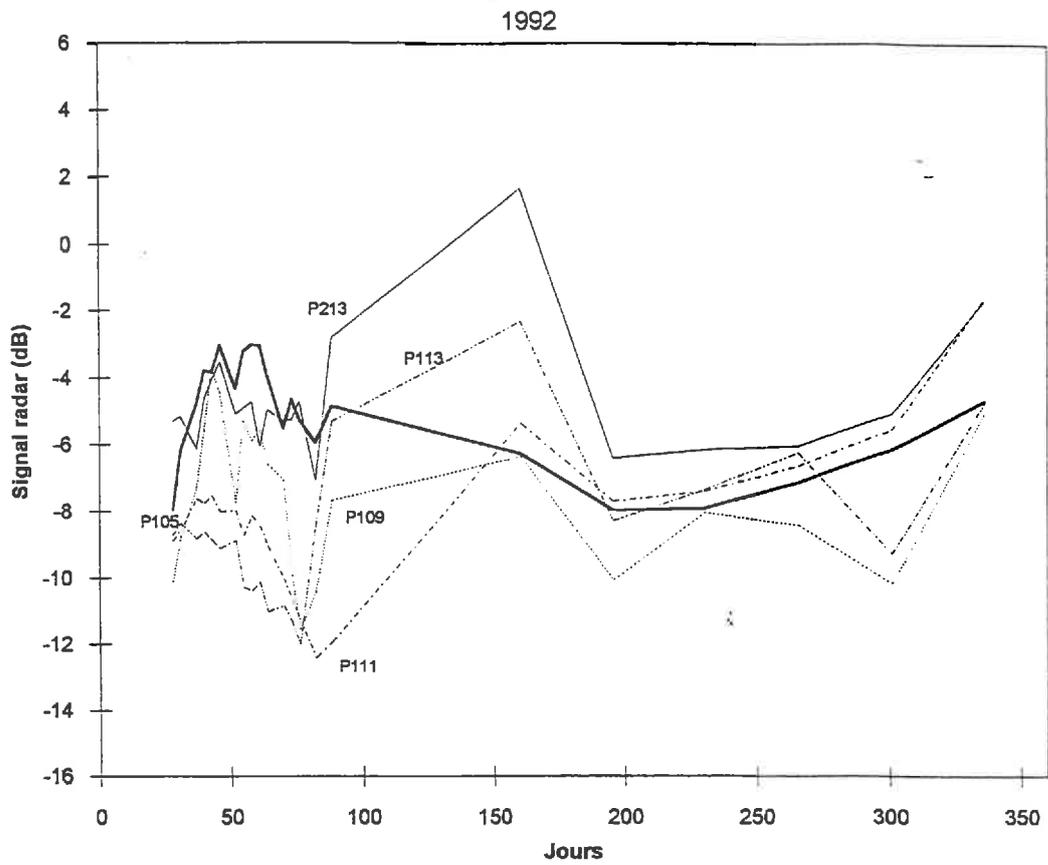


Evolution du signal radar sur les cereales

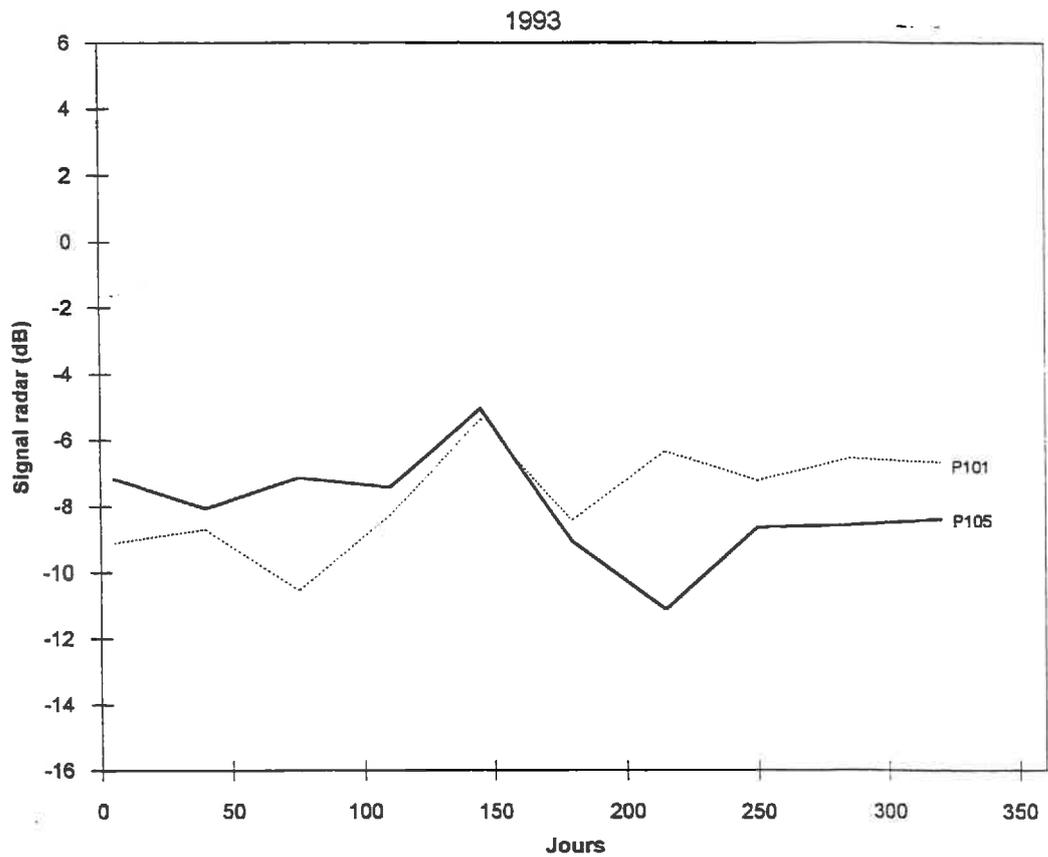
1993



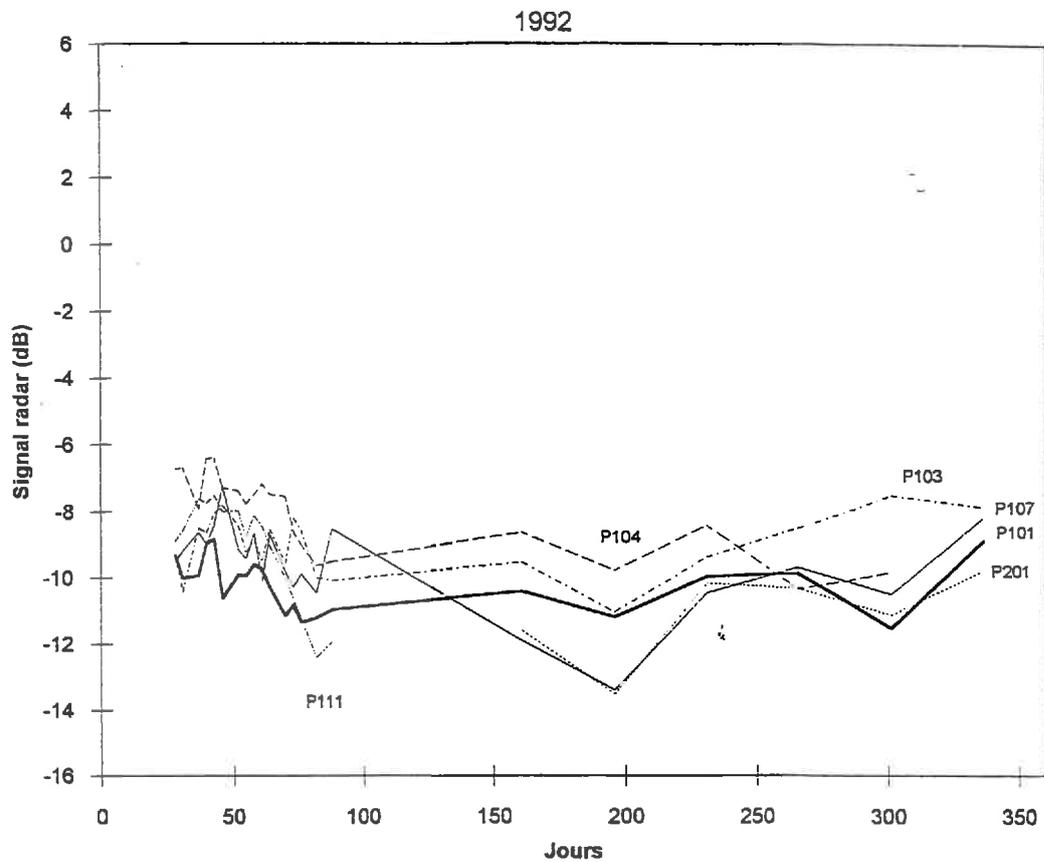
Evolution du signal radar / parcelles de maïs



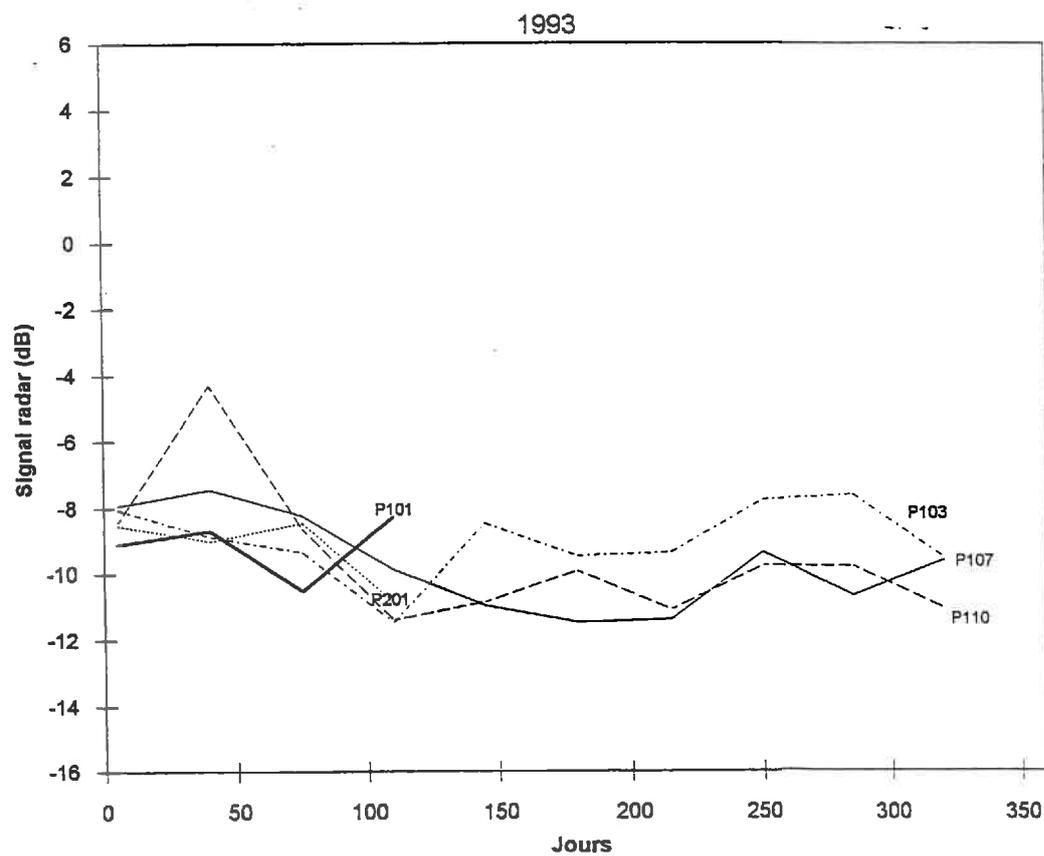
Evolution du signal radar / parcelles de maïs



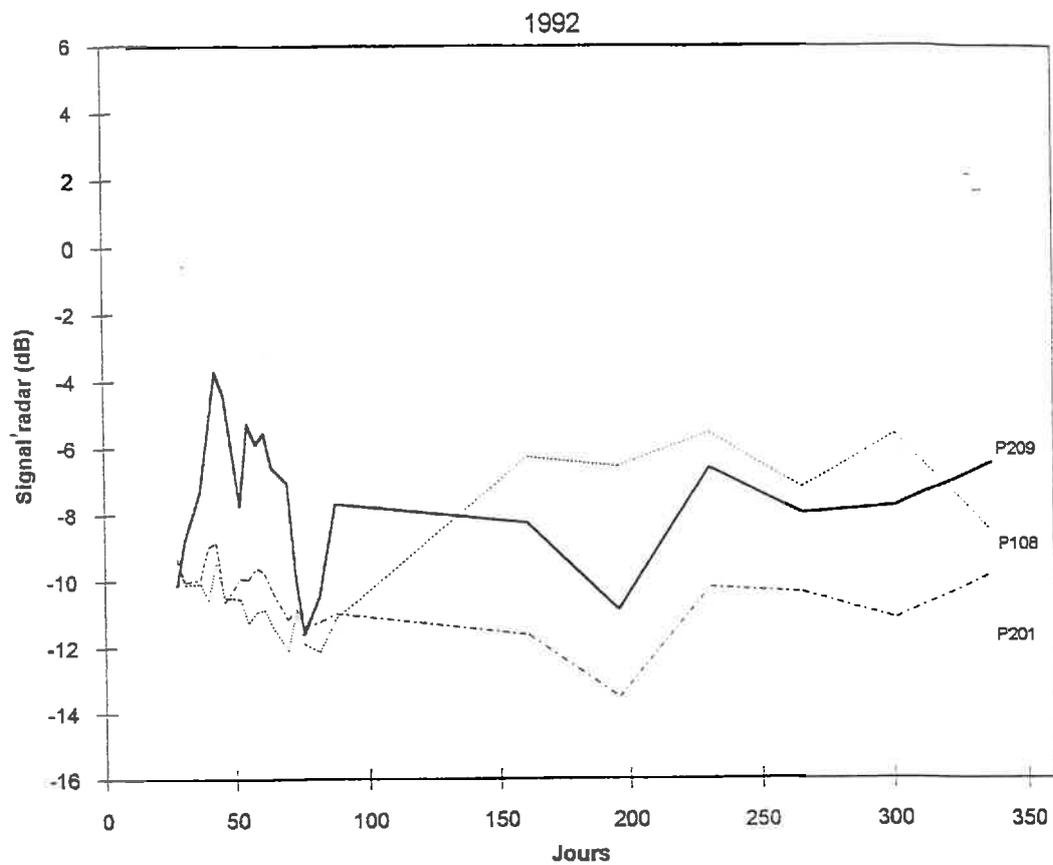
Evolution du signal radar / prairies



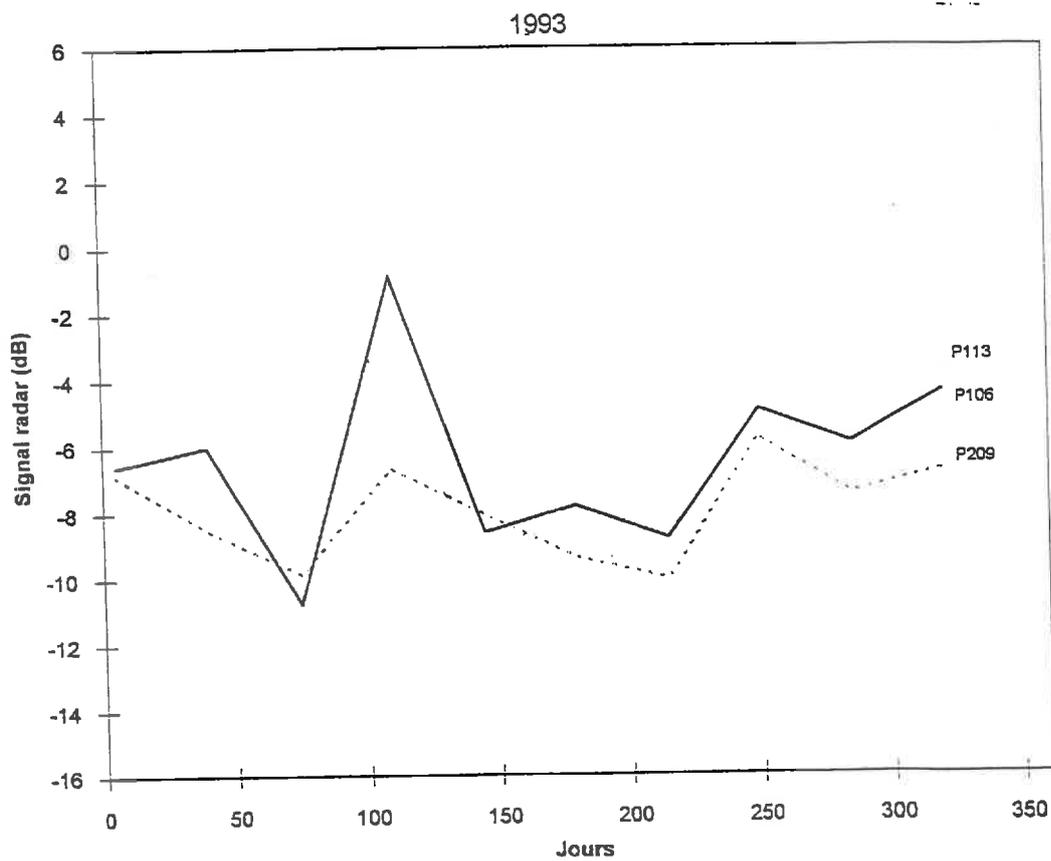
Evolution du signal radar / prairies



Evolution du signal radar / parcelles légumes



Evolution du signal radar / parcelle légumes



SUIVI DES CULTURES SUR LES PARCELLES TEMOINS DE NAIZIN

Parcelles	1992										1993										
	21/02/92	09/06/92	14/10/92	18/11/92	27/01/93	03/03/93	07/04/93	12/05/93	16/06/93	21/07/93	25/08/93	29/09/93	21/07/93	16/06/93	07/04/93	12/05/93	16/06/93	21/07/93	25/08/93	29/09/93	
P01a (101)	prairie	prairie	prairie	prairie	prairie	prairie	prairie extirpée	maïs (semis)	maïs	maïs (1,60 m)	p. de terre maïs				prairie extirpée	maïs (semis)	maïs	maïs (1,60 m)	p. de terre maïs		
P01b (201)	prairie	prairie	prairie	prairie	prairie	prairie	prairie extirpée	semis	p. de terre						prairie extirpée	semis			p. de terre		
P02	céréales	céréales (blé)	chaume (blé)	céréales (semis)	céréales blé d'hiver	céréales	céréales	céréales (chaume)	orge	orge (chaume)	chaume				céréales	céréales (chaume)	orge	orge (chaume)	chaume	chaume non travaillé	
P03	prairie	prairie	prairie	prairie	prairie	prairie		prairie (semis?)	prairie ray-grass 60 cm	prairie (semis)	prairie (semis)				prairie (semis)	prairie (semis)	prairie (semis)	prairie (semis)	prairie (semis)	pâture	
P04	maïs (chaume)	prairie	prairie	prairie																	
P05	maïs (chaume)	maïs haricots	maïs 2 hauteurs	maïs (chaume) très hum.	maïs (chaume)	maïs (chaume)	maïs (chaume)	maïs (semis)	maïs 2/3 20 cm 1/3 semis levé	maïs 30/40 cm 80/90 cm	maïs 1,50 m 2 m				maïs (semis)	maïs 30/40 cm 80/90 cm	maïs 1,50 m 2 m	maïs 1,50 m 2 m			
P06	céréales d'hiver	céréales (1m)	céréales moutarde	céréales moutarde	moutarde (chaume)	sol nu (labour)	sol nu	petits pois (2 cm)	petits pois (30-40 cm)	pts pois (25 cm)	sol nu rug. ap. récolte				prairie	prairie	prairie	prairie	prairie		
P07	prairie	prairie irrégulier	prairie	prairie	prairie	prairie		prairie													
P08	ray-grass	haricots (7cm)	semis très espacé	prairie ray-grass	prairie ray-grass	ray-grass sol nu	sol nu (labour)	sol nu (labour)	sol nu	sol nu (labour)	sol nu rug. ap. récolte				sol nu (labour)	sol nu (labour)	sol nu	sol nu rug. ap. récolte	sol nu rug. ap. récolte	2/3 sol nu 1/3 déchaumé	
P09a (109)	sol nu	maïs	maïs	sol nu (labour)	céréales	céréales semis		blé	céréales 70 cm	blé 60 cm	chaume				blé	blé 60 cm	chaume	chaume	chaume	moutarde (30 cm)	
P09b (209)		oignons	sol nu	sol nu	sol nu	labour		pois	pois 40 cm	pois 40 cm	sol nu				pois	pois 40 cm	chaume	sol nu	sol nu	sol nu	
P10	céréales maïs ch.	céréales 70 cm	prairie	prairie ray-grass	prairie	prairie		prairie	*prairie	prairie	prairie				prairie	prairie	prairie	prairie	prairie	prairie	
P11	prairie ray-grass	maïs	maïs (chaume)	céréales (semis)	céréales blé d'hiver	céréales (semis)		céréales (blé)	céréales (blé 80 cm)	blé (60 cm)	chaume				céréales (blé)	blé (60 cm)	chaume	chaume	chaume	ray-grass (10 cm)	
P12	céréales	céréales blé	sol nu	céréales (semis)	céréales (d'hiver)	céréales (semis)		céréales triticale	céréales triticale 1,2 m	céréales (90 cm)	chaume				céréales (90 cm)	céréales (90 cm)	chaume	chaume	chaume + herbes	chaume + herbes	
P13b (213)		maïs		maïs (chaume)		1/2 pois 1/2 labour			petits pois 40 cm	pois 2/3 récoltés 1/3 secs	chaume de pois				pois 2/3 récoltés 1/3 secs	pois 2/3 récoltés 1/3 secs	chaume de pois	chaume de pois	chaume pois travaillé	chaume pois travaillé	
P13a (113)		maïs		maïs (chaume)		céréales												ch. blé	ch. blé	ch. blé non travaillé	ch. blé non travaillé
P14		maïs																			
P15		prairie haricots																			

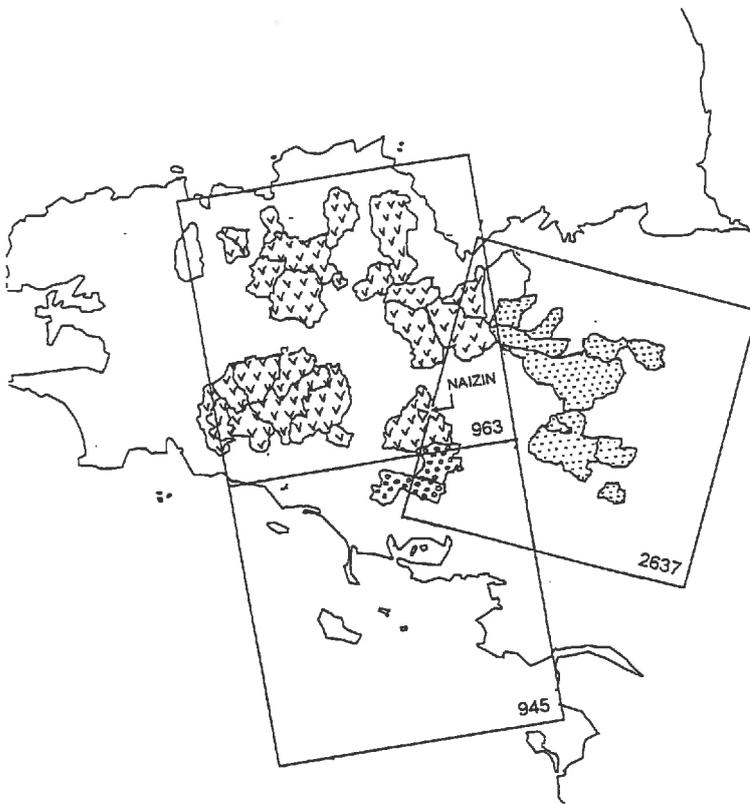
SUIVI DES CULTURES SUR LES PARCELLES TEMOINS DE NAZIN

Parcelles	Date	1994									
		1993 (suite) 03/11/93	08/12/93	11/01/94	26/01/94	10/02/94	25/02/94	09/03/94	31/03/94		
P01a et 01b		chaume	céréales (2cm) chaume blé	céréales (tallage) chaume blé	céréales (5cm) chaume	céréales (10cm) chaume	céréales chaume	céréales (tallage 1cm) chaume	céréales 30-40 cm labour		
P02		chaume blé	prairie	prairie	prairie	prairie	prairie	prairie	prairie		
P03		prairie	prairie	prairie	prairie	prairie	prairie	prairie	prairie		
P04											
P05		chaume maïs	chaume maïs	chaume maïs (2/3 sat.)	chaume maïs (2/3 saturé)	chaume maïs					
P06		sol nu faible rug	céréales (2cm) prairie	céréales (10cm) prairie	céréales (10cm) prairie	céréales (10cm) prairie	céréales (20cm) prairie	céréales (25cm) prairie	céréales 25-30 cm prairie		
P07		prairie	prairie	prairie	prairie	prairie	prairie	prairie	prairie		
P08		herbes très couvrantes	herbes (haut. 1 à 20 cm)	herbes sol saturé	herbes sol saturé	herbes	herbes	herbes	herbes		
P09a (109)		moutarde	moutarde (90cm)	moutarde (70cm)	moutarde	moutarde	moutarde	labour	labour		
P09b (209)		sol nu	sol nu	sol nu	sol nu	sol nu	sol nu	sol nu	sol nu		
P10		prairie	prairie	prairie	prairie	prairie	prairie	prairie	prairie		
P11		ray-grass	ray-grass	ray-grass (10cm)	ray-grass	ray-grass	ray-grass (20cm)	ray-grass (20cm)	ray-grass (20cm)		
P12		ray-grass	ray-grass (10cm)	ray-grass (15 cm)	ray-grass	ray-grass	ray-grass (20cm)	ray-grass (20cm)	ray-grass (20cm)		
P13a (113)			1/3 labour 2/3 colza? 10cm	1/3 sol nu 2/3 colza	sol nu colza (30cm)	sol nu colza (30cm)	sol nu ?	sol nu tassé labour	labour		
P13b (213)			semis	semis	semis (5cm)	semis (5cm)	semis	semis (10cm)	céréales (10cm)		

ANNEXE 4

Signatures radar des bassins versants

Localisation des bassins versants sur les scènes du SAR d'ERS1	pp. 4-1
Evolution du signal radar sur les bassins versants entre janvier 1992 et mars 1994	pp. 4-2/4-4
Cartographie de l'état hydrique des sols à partir des données radar entre janvier et mars 1992	
Cartographie en valeurs absolues d'humidité volumique	pp. 4-6/4-11
Cartographie des variations de l'humidité volumique par rapport à une date de référence	pp. 4-13/4-17



PHASE B

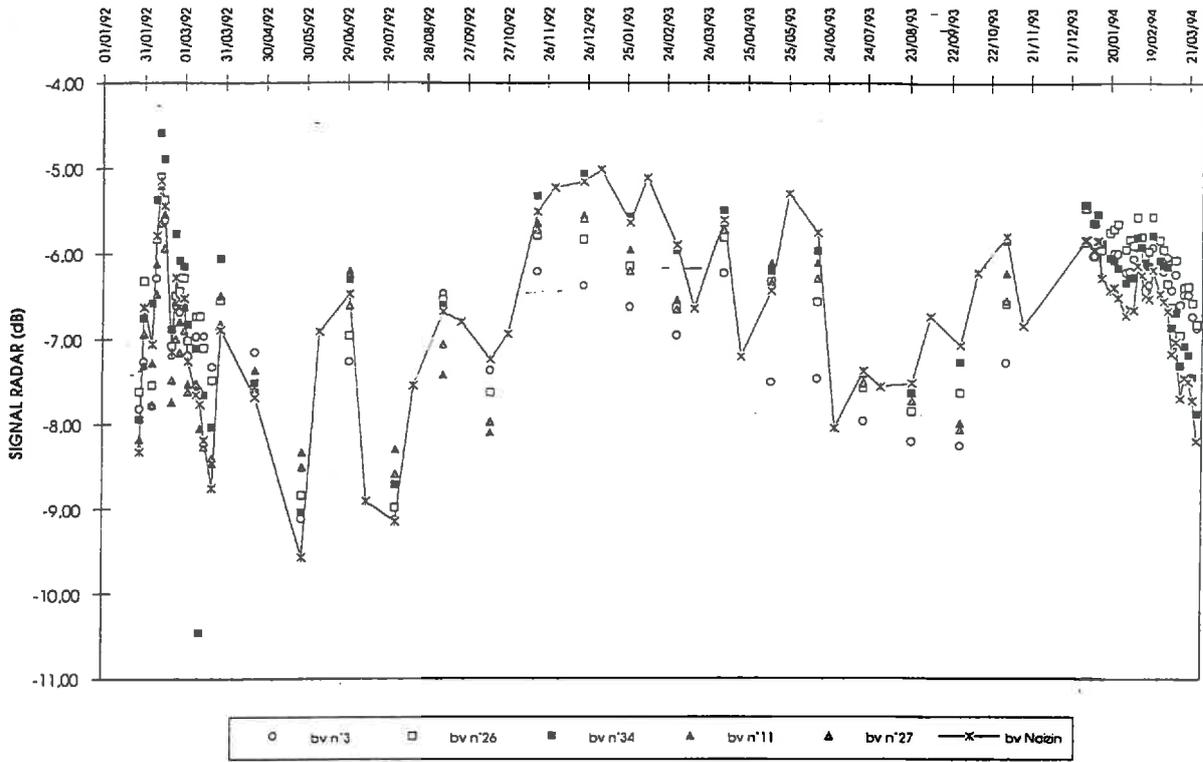
-  Extraction sur la scène 2637
-  Extraction sur la scène 963
-  Extraction sur la scène 945



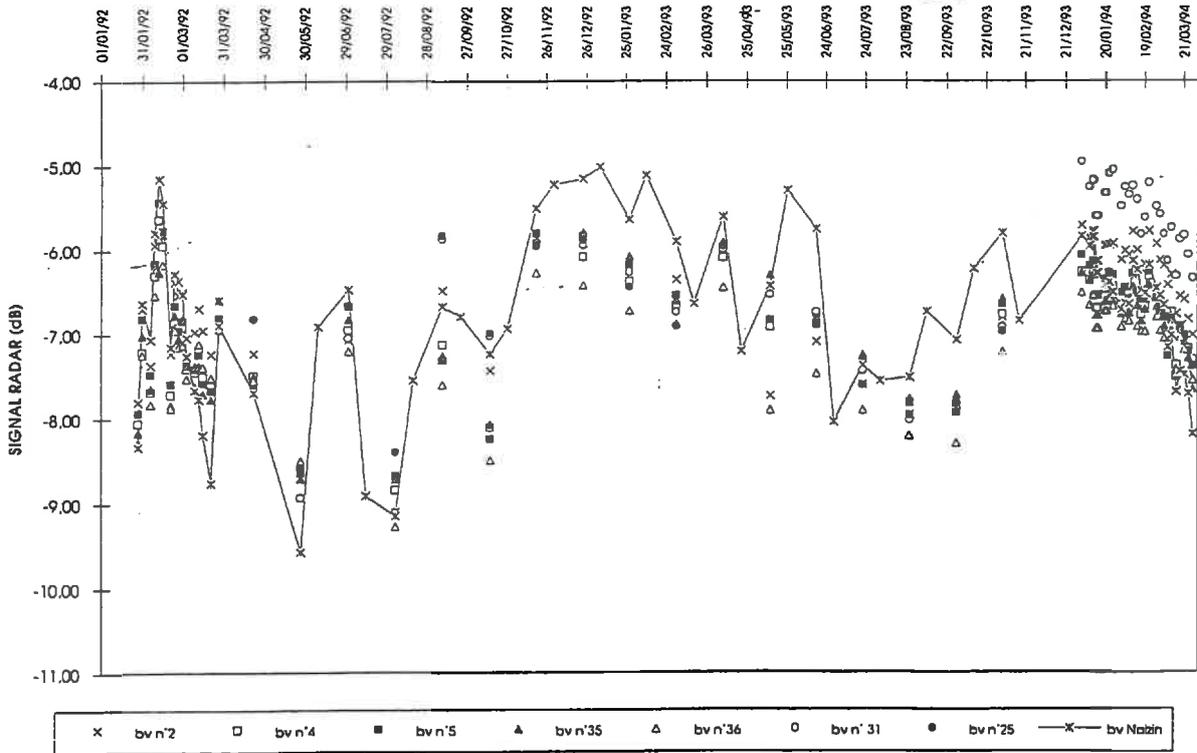
PHASE C

-  Extraction sur la scène 2637-W
groupe de bassins versants n°1
-  Extraction sur la scène 963-W
groupe de bassins versants n°2
-  Extraction sur la scène 2637-E
groupe de bassins versants n°5
-  Extraction sur la scène 963-E
groupes de bassins versants n°3-4

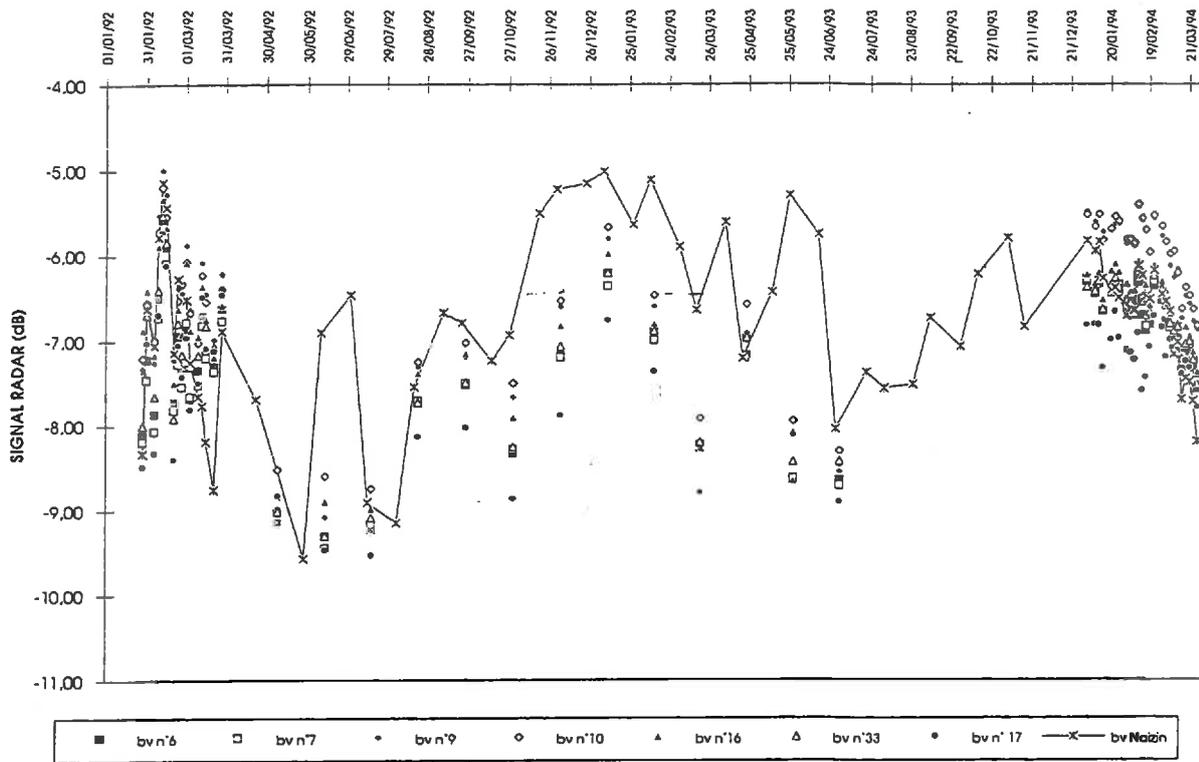
PROJET ERS1 / SIGNAL RADAR (GROUPE 1) 1992/1993/1994



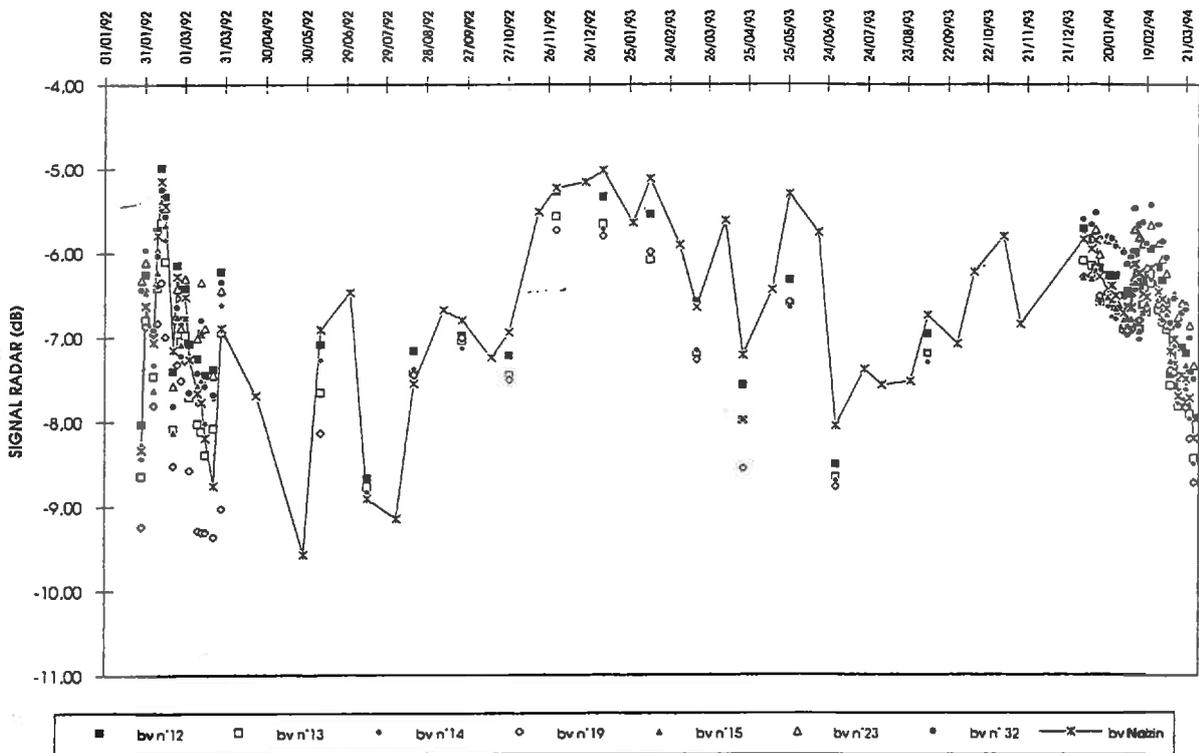
PROJET ERS1 / SIGNAL RADAR (GROUPE 1) 1992/1993/1994



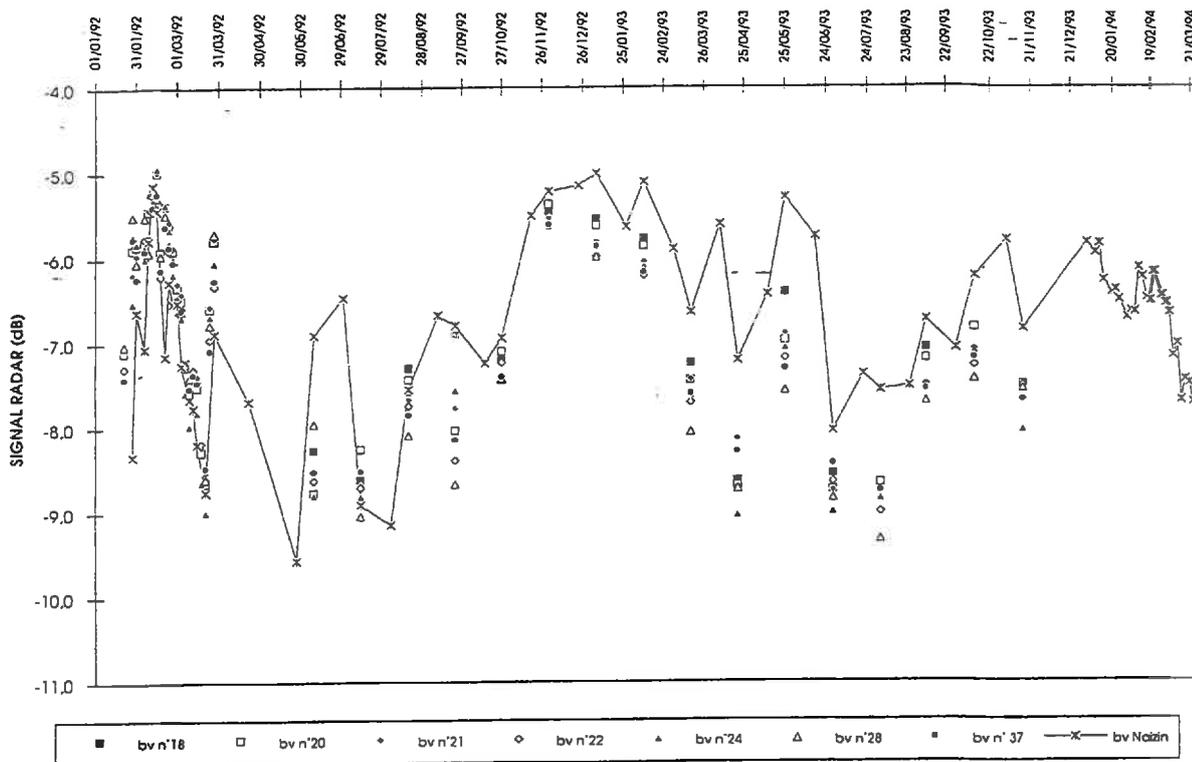
PROJET ERS1 / SIGNAL RADAR (GROUPE 2) 1992/1993/1994



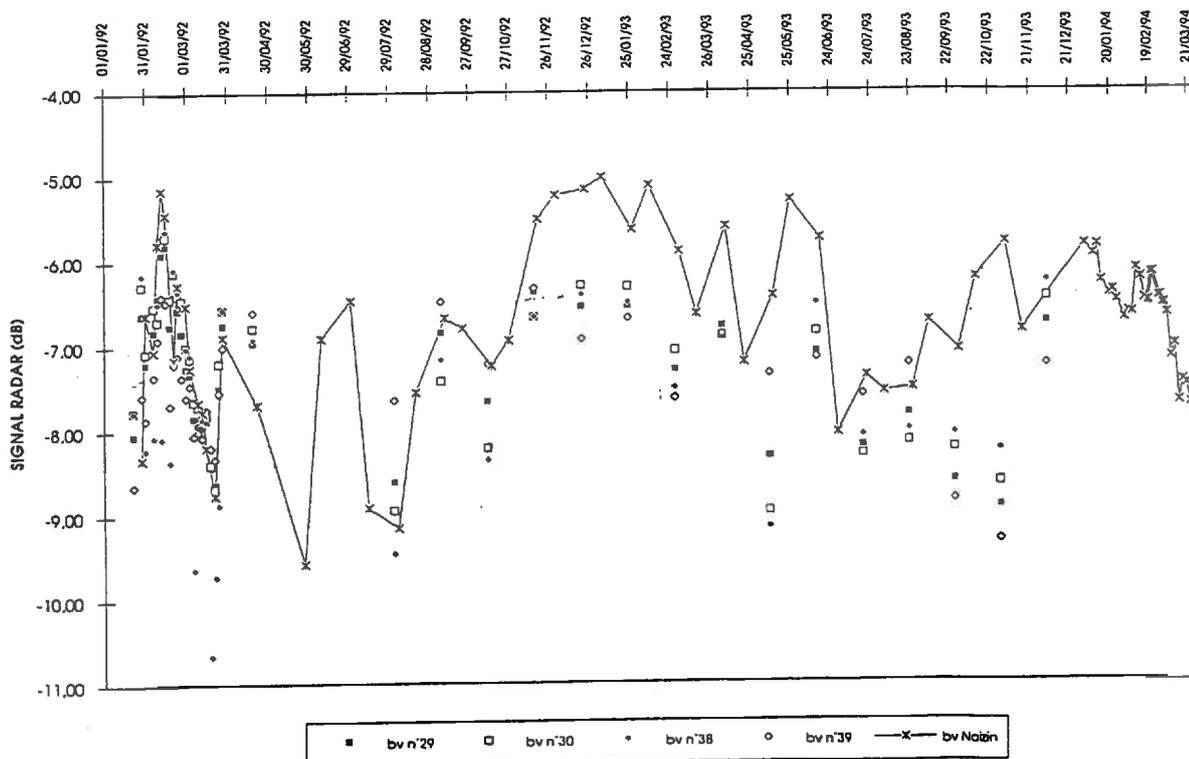
PROJET ERS1 / SIGNAL RADAR (GROUPE 3) 1992/1993/1994



PROJET ERS1 / SIGNAL RADAR (GROUPE 4) 1992/1993/1994



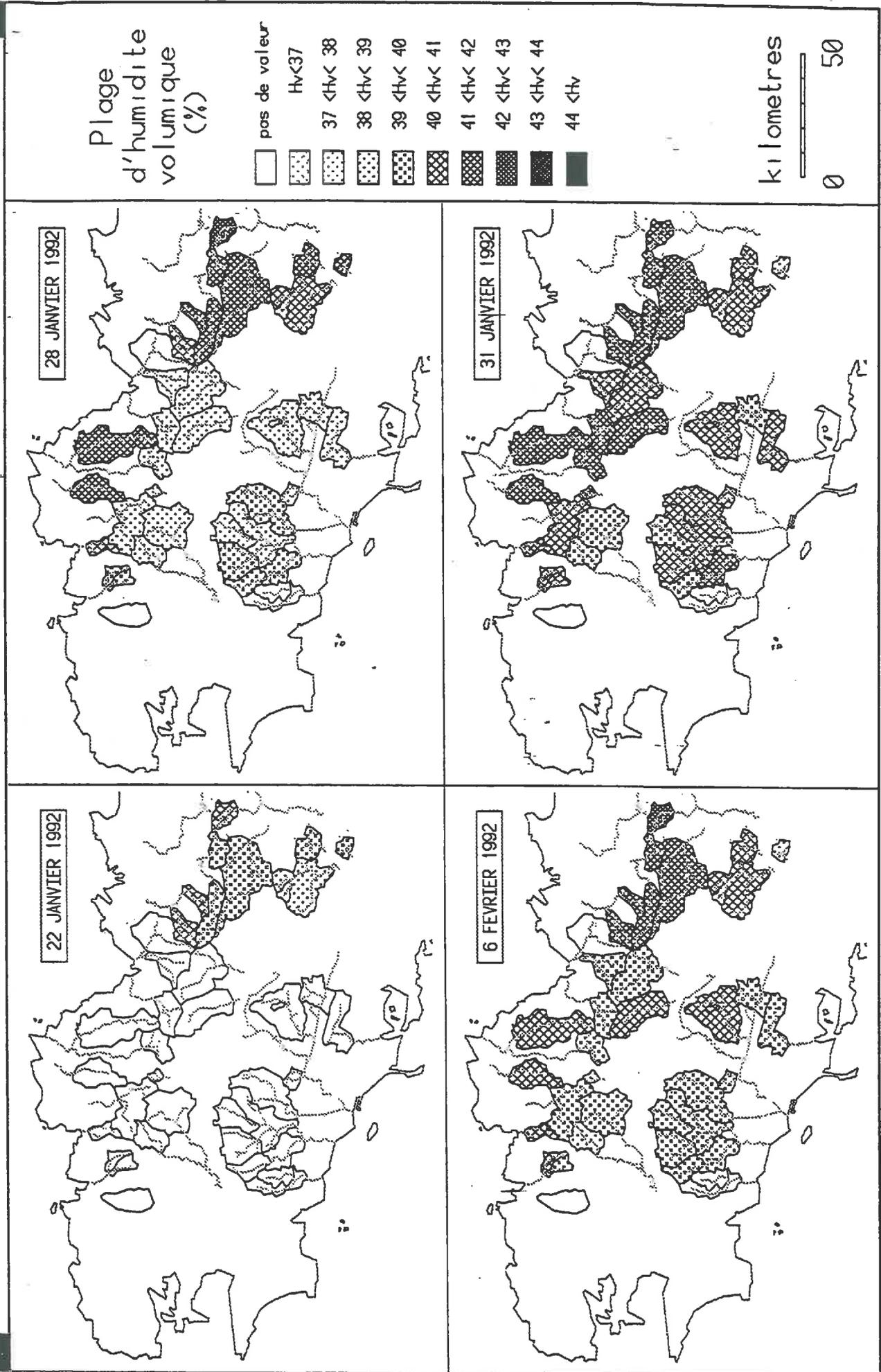
PROJET ERS1 / SIGNAL RADAR (GROUPE 5) 1992/1993/1994



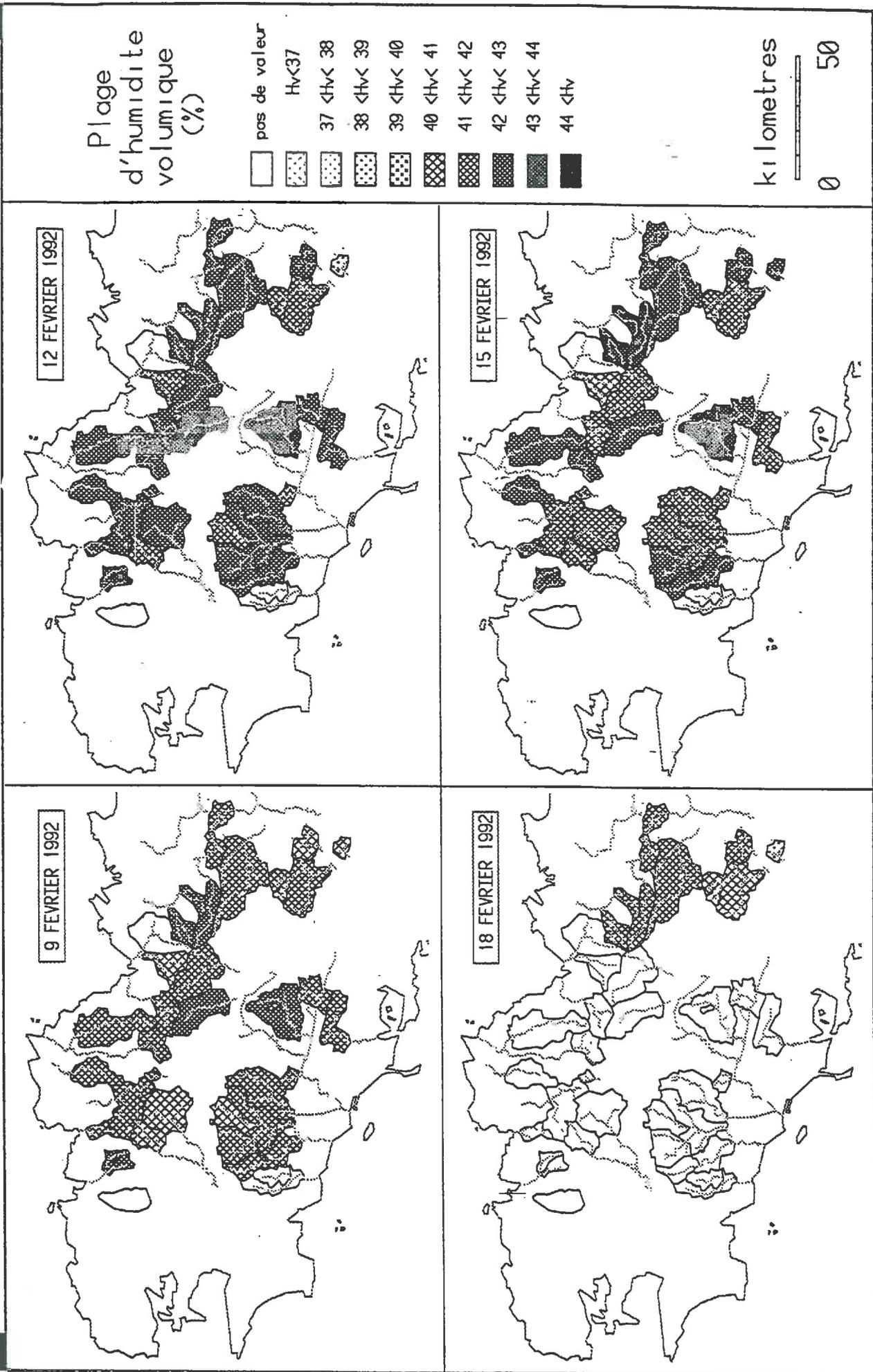
**Cartographie de l'état hydrique des sols à partir des données radar
entre janvier et mars 1992**

Cartographie en valeurs absolues d'humidité volumique

CARTOGRAPHIE DE L'ETAT HYDRIQUE DES 34 BASSINS VERSANTS BRETONS

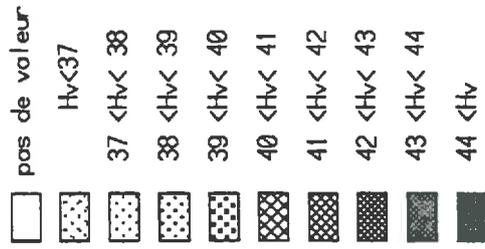


CARTOGRAPHIE DE L'ETAT HYDRIQUE DES 34 BASSINS VERSANTS BRETONS



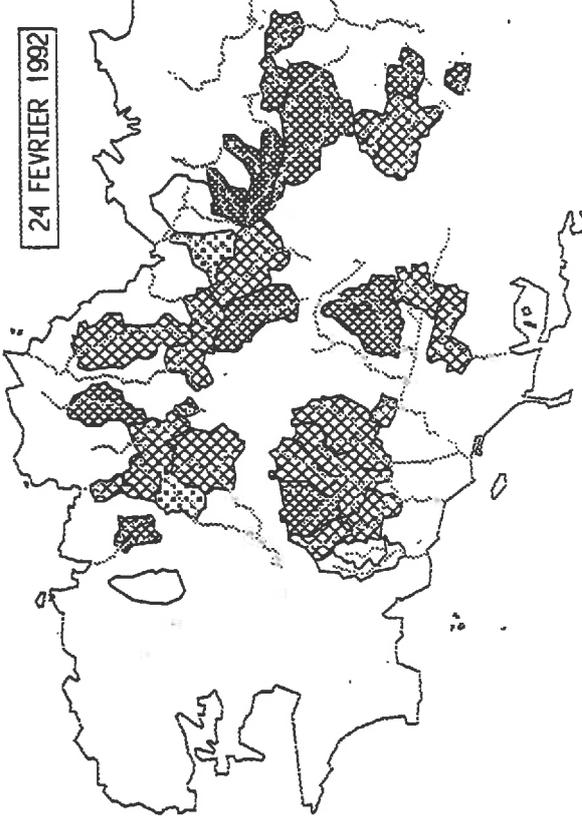
CARTOGRAPHIE DE L'ETAT HYDRIQUE DES 34 BASSINS VERSANTS BRETONS

Plage
d'humidité
volumique
(%)

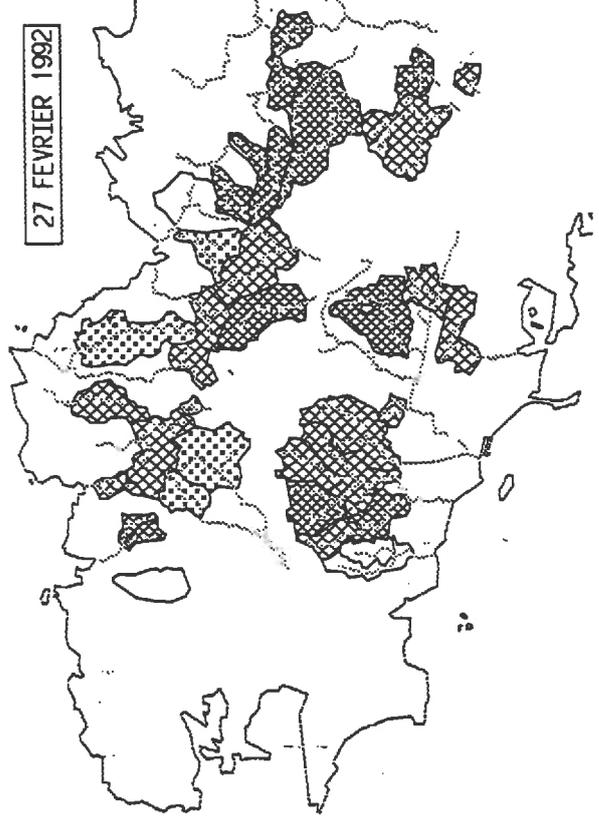


kilometres
0 50

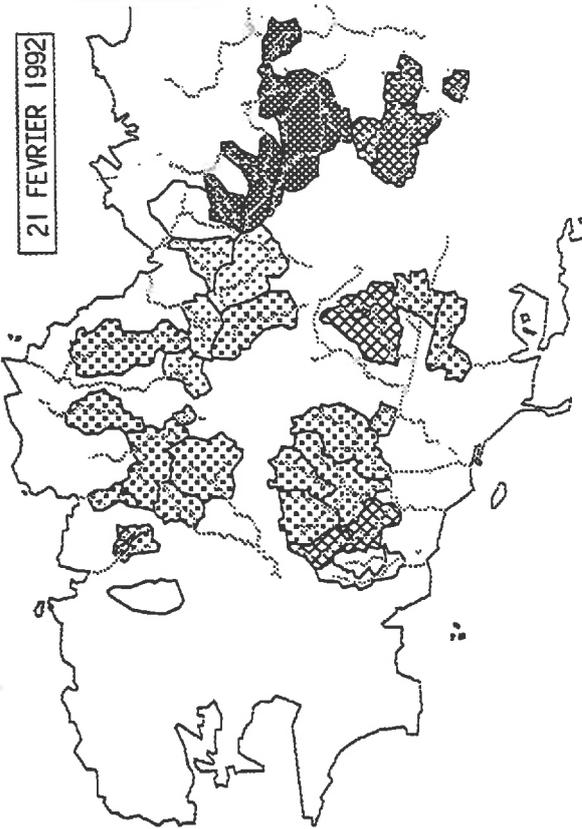
24 FEVRIER 1992



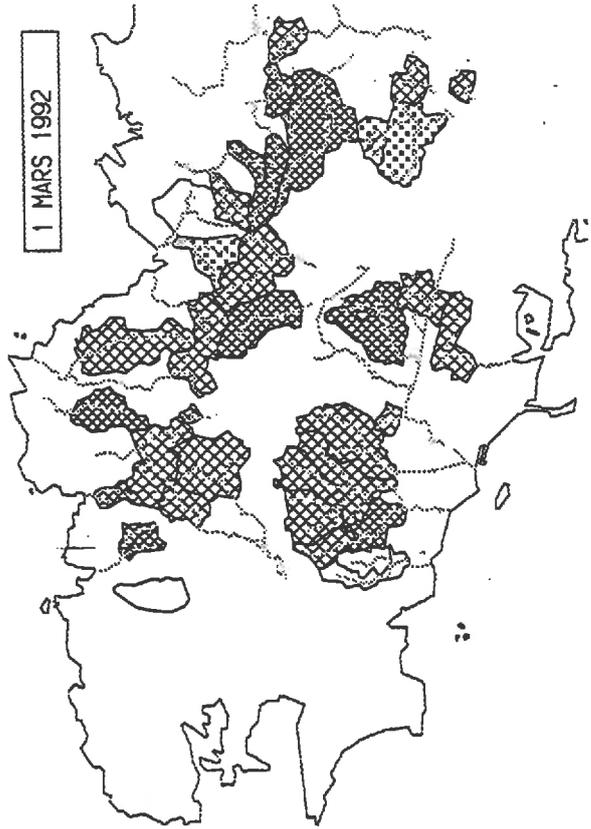
27 FEVRIER 1992



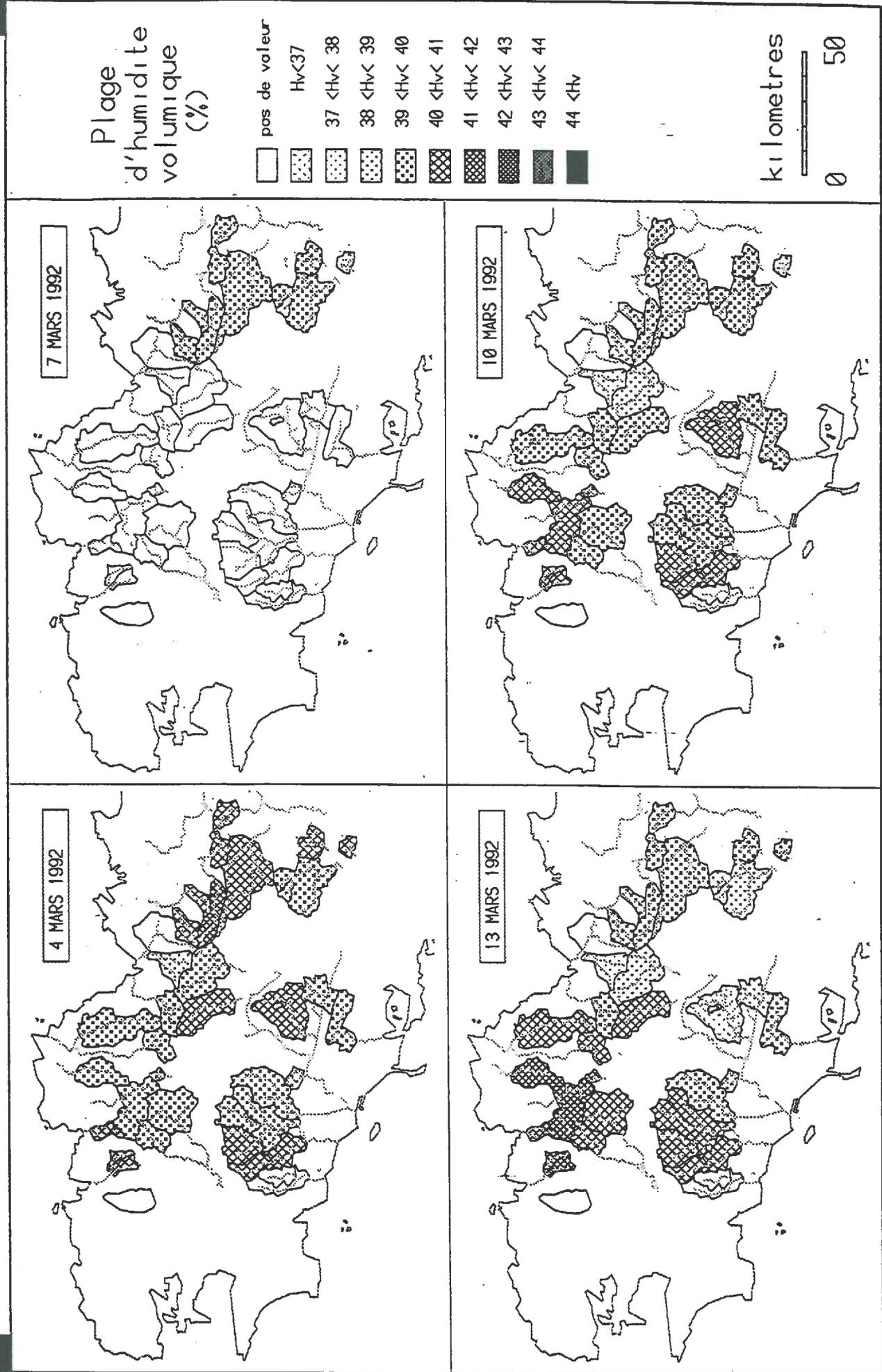
21 FEVRIER 1992



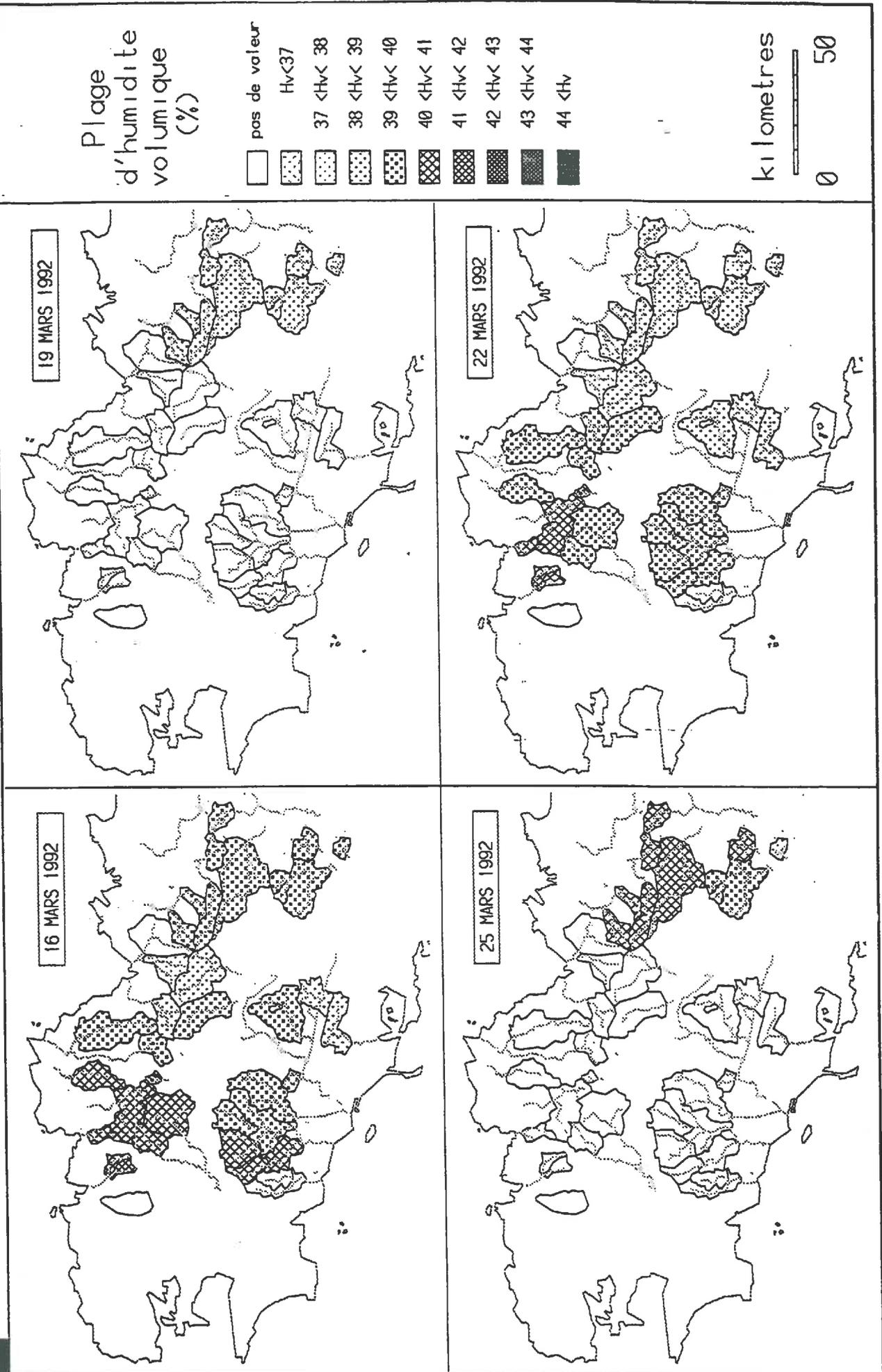
1 MARS 1992



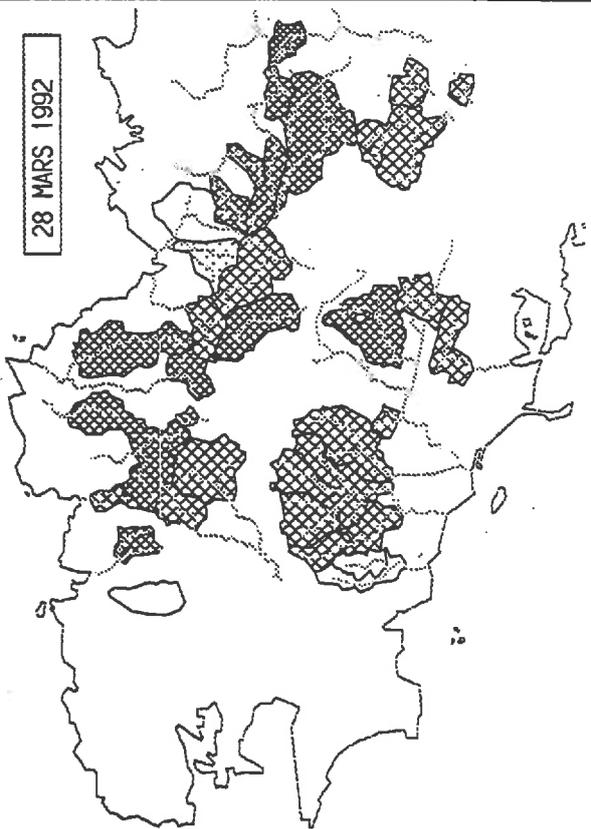
CARTOGRAPHIE DE L'ETAT HYDRIQUE DES 34 BASSINS VERSANTS BRETONS



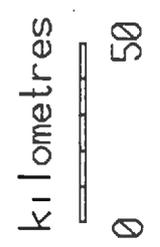
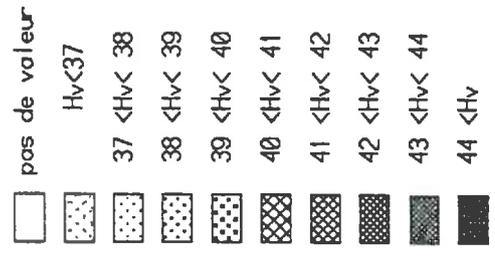
CARTOGRAPHIE DE L'ETAT HYDRIQUE DES 34 BASSINS VERSANTS BRETONS



CARTOGRAPHIE DE L'ETAT HYDRIQUE DES 34 BASSINS VERSANTS BRETONS



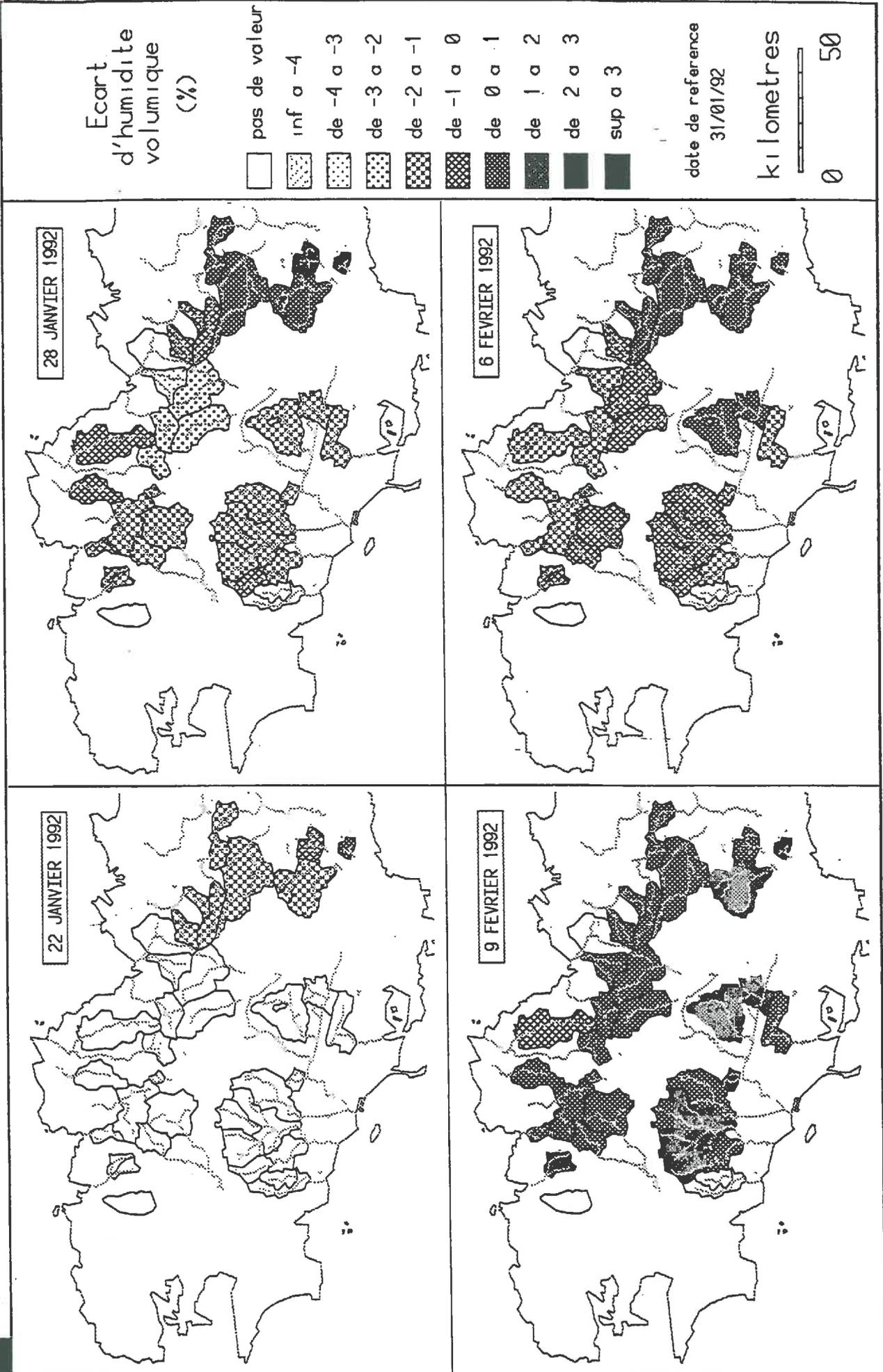
Plage
d'humidité
volumique
(%)



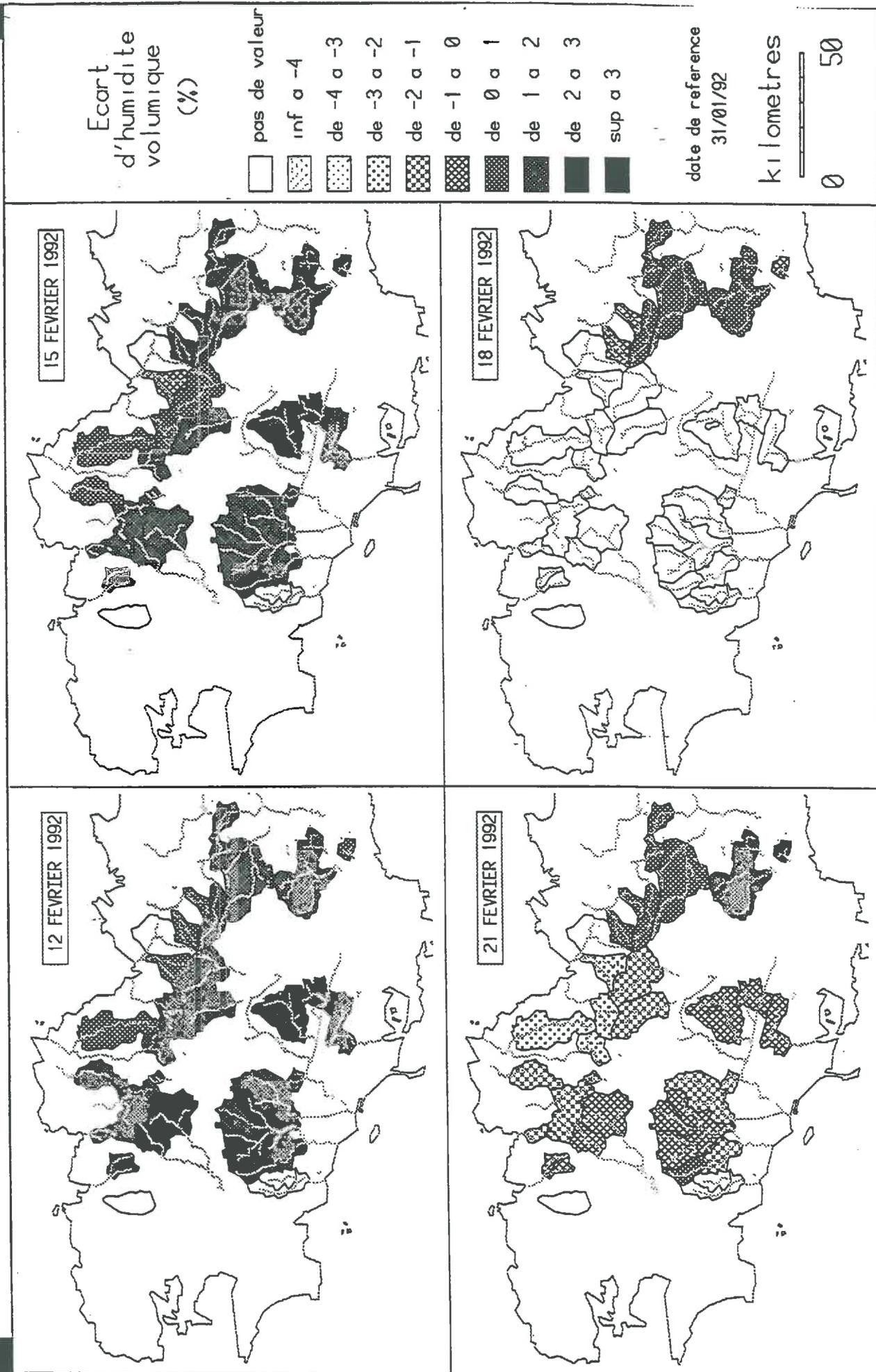
**Cartographie de l'état hydrique des sols à partir des données radar
entre janvier et mars 1992**

**Cartographie des variations de l'humidité volumique
par rapport à une date de référence**

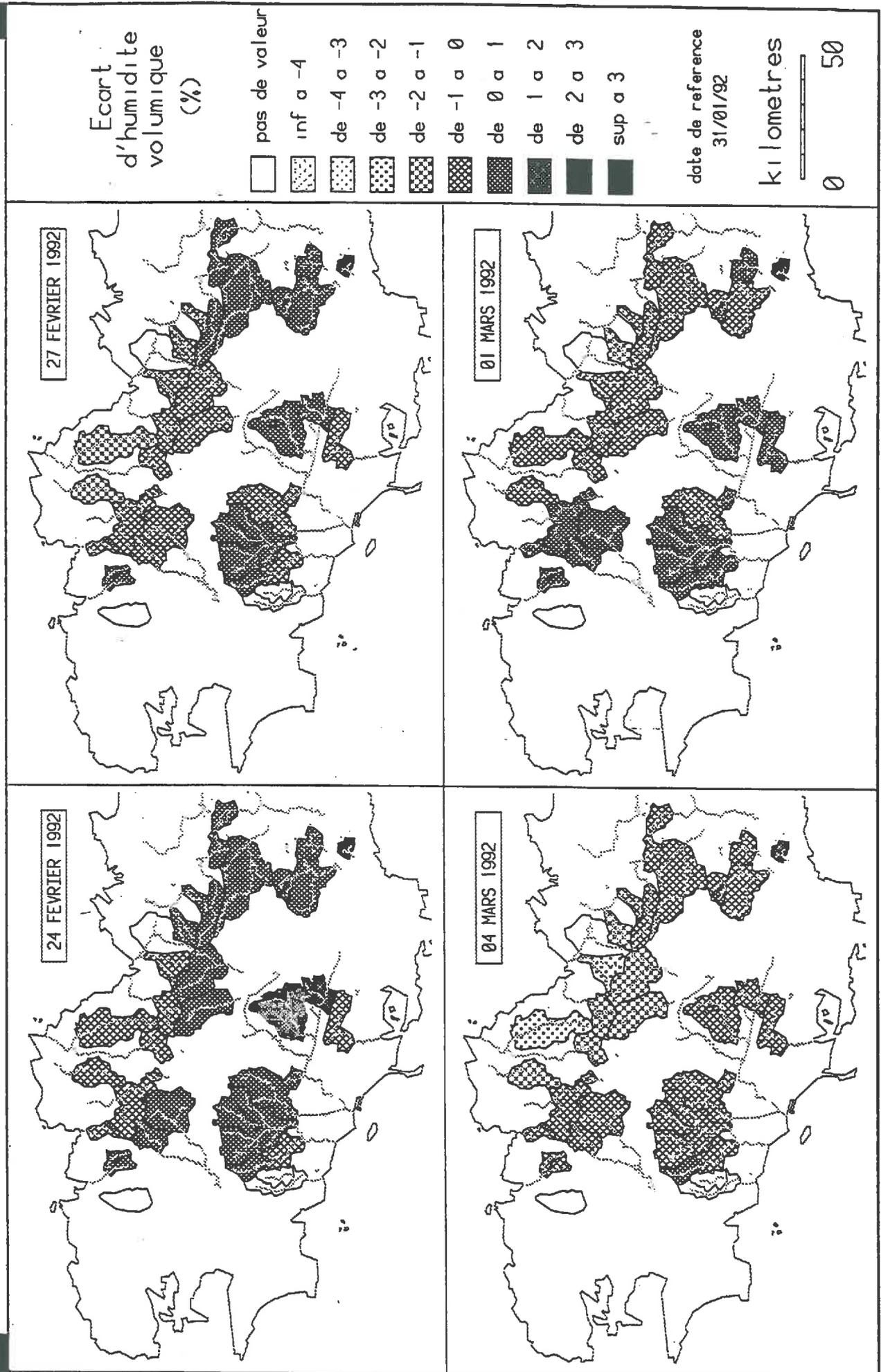
CARTOGRAPHIE DE L'ETAT HYDRIQUE DES 34 BASSINS VERSANTS BRETONS



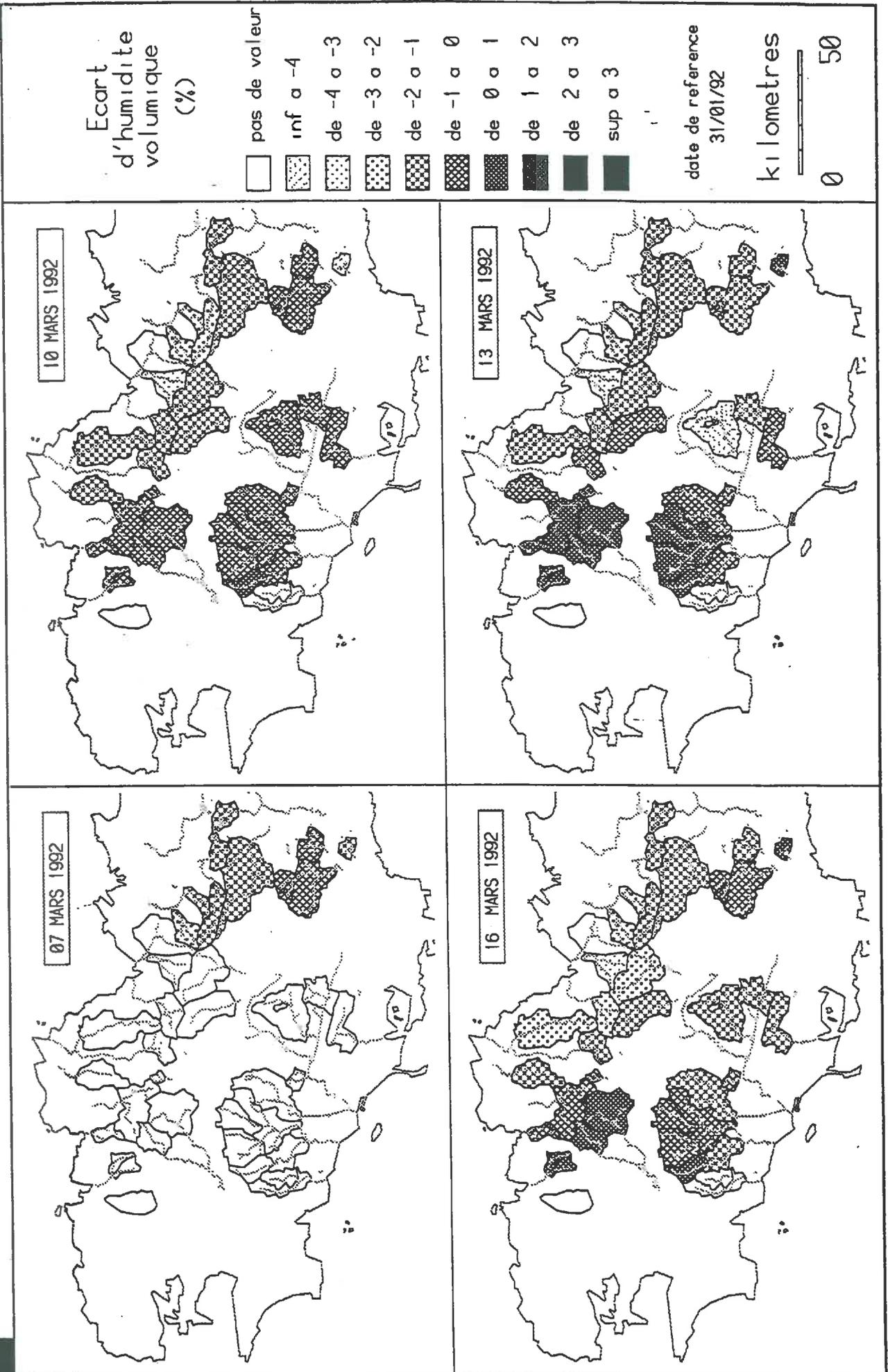
CARTOGRAPHIE DE L'ETAT HYDRIQUE DES 34 BASSINS VERSANTS BRETONS



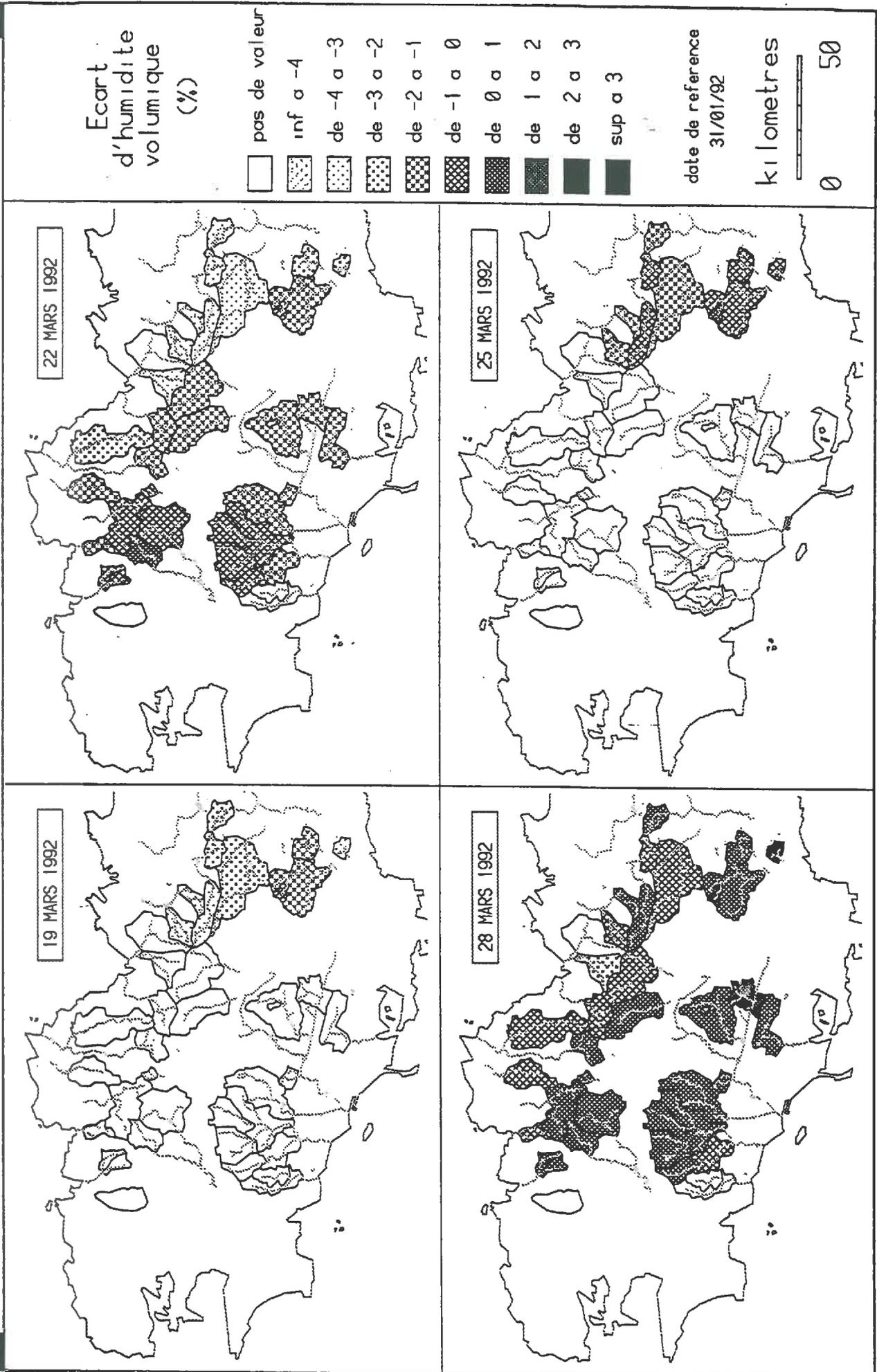
CARTOGRAPHIE DE L'ETAT HYDRIQUE DES 34 BASSINS VERSANTS BRETONS



CARTOGRAPHIE DE L'ETAT HYDRIQUE DES 34 BASSINS VERSANTS BRETONS



CARTOGRAPHIE DE L'ETAT HYDRIQUE DES 34 BASSINS VERSANTS BRETONS

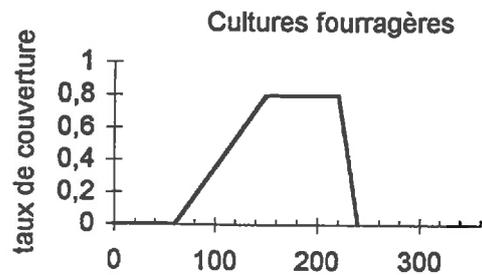
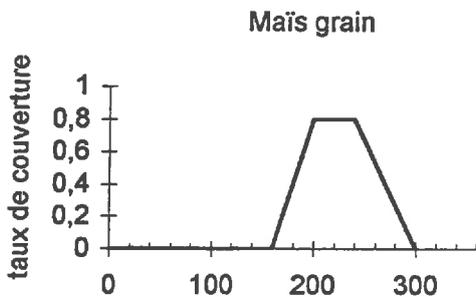
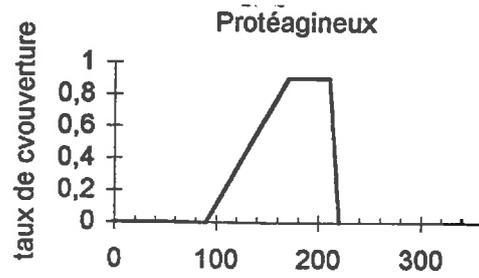
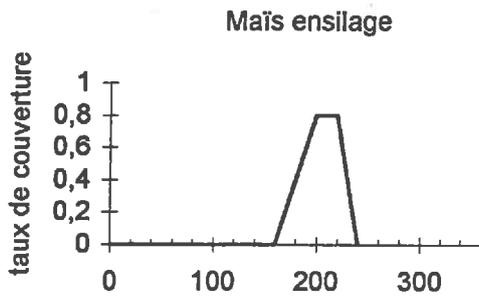
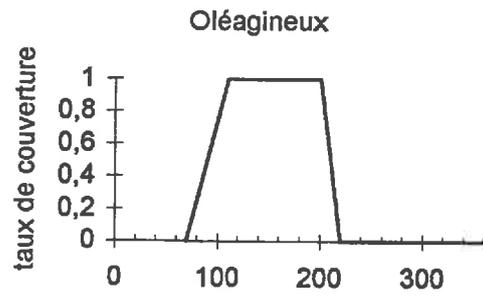
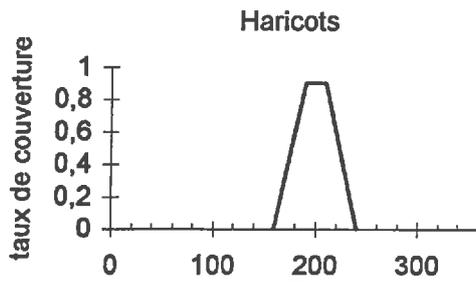
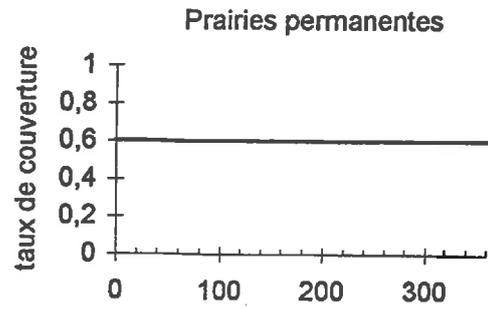
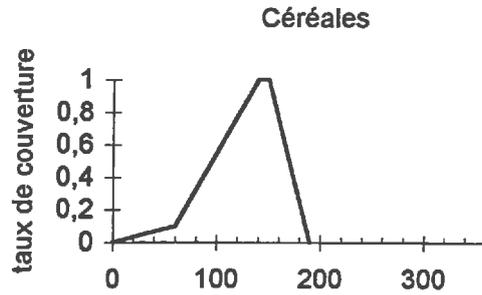


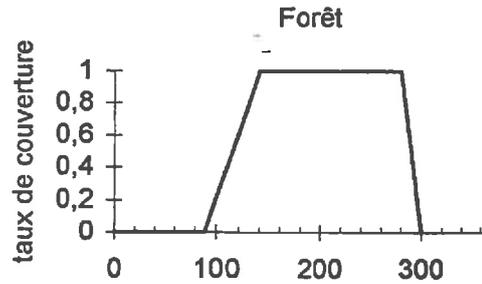
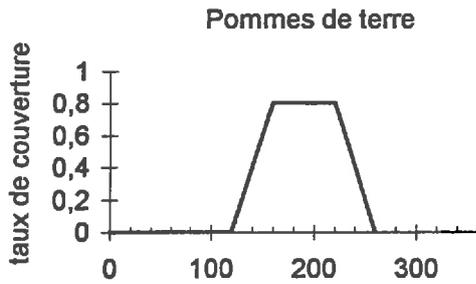
ANNEXE 5

Taux de couverture végétale

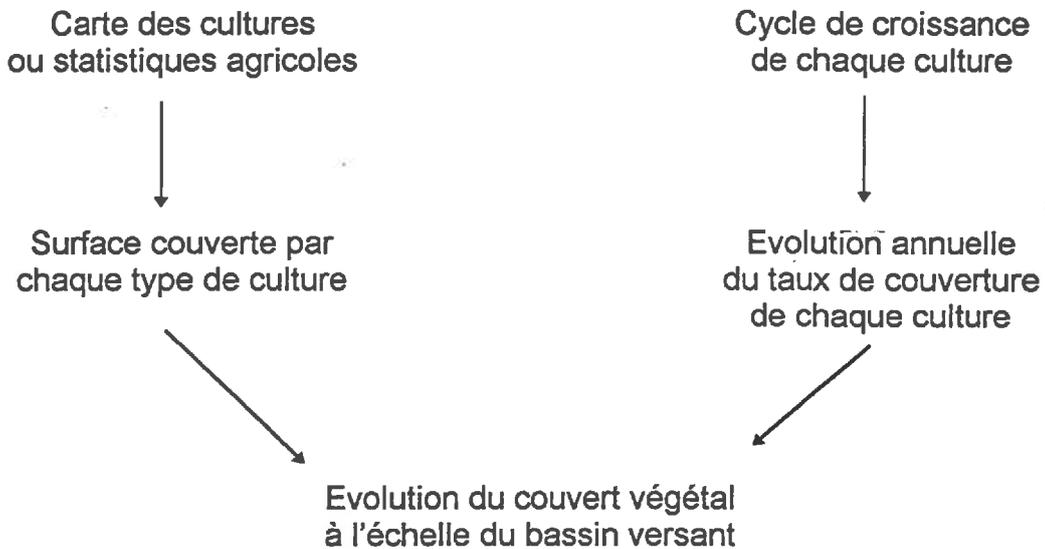
- Cycles de croissance des différentes cultures
- Construction d'un taux de couverture végétal moyen à l'échelle du bassin versant

Evolution annuelle du taux de couverture des principaux types de cultures rencontrés en Bretagne





Calcul du taux de couverture moyen à l'échelle du bassin versant

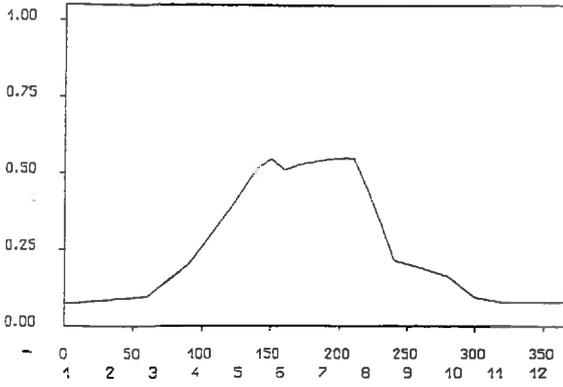


Evolution du taux de couverture végétal du bassin versant de Naizin entre 1988 et 1994

En combinant les courbes d'évolution annuelle des différentes cultures présentes sur le bassin versant de Naizin en tenant compte de l'occupation du sol présentée dans le chapitre III de la thèse, nous obtenons les courbes présentées ci après.

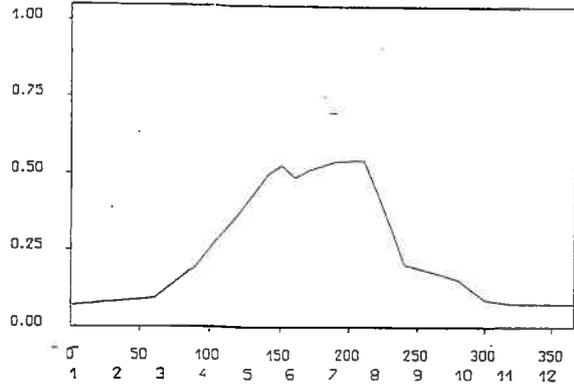
Pourcentage de sol couvert : SIGF

ANNEE : 1988



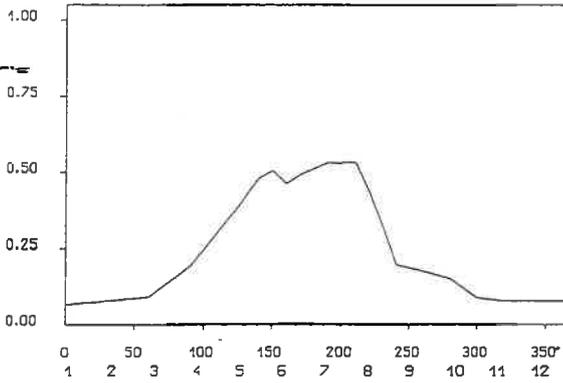
Pourcentage de sol couvert : SIGF

ANNEE : 1989



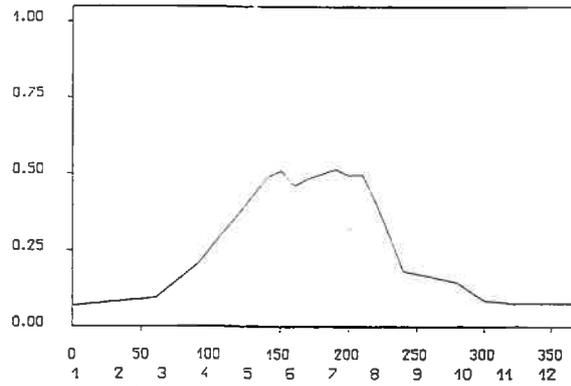
Pourcentage de sol couvert : SIGF

ANNEE : 1990



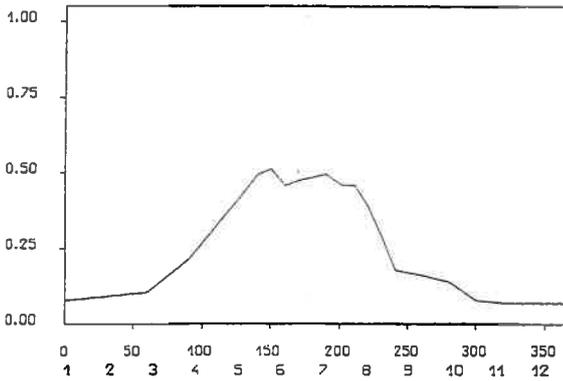
Pourcentage de sol couvert : SIGF

ANNEE : 1991



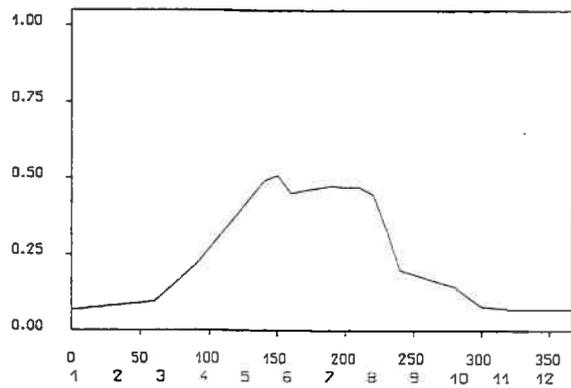
Pourcentage de sol couvert : SIGF

ANNEE : 1992



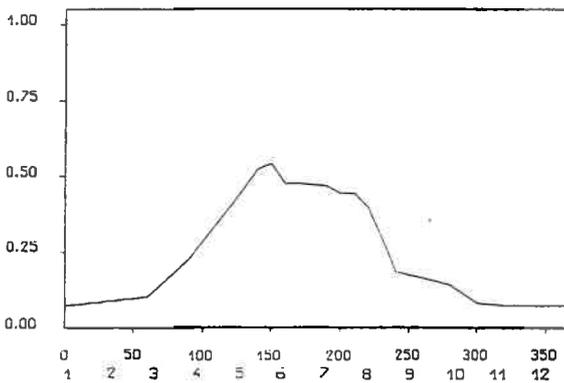
Pourcentage de sol couvert : SIGF

ANNEE : 1993



Pourcentage de sol couvert : SIGF

ANNEE : 1994



ANNEXE 6

Modélisation hydrologique de 36 des bassins versants bretons

ANNEXE 6: Modélisation hydrologique de 36 des bassins versants étudiés

Optimisation des 6 paramètres

	Ws(%)	Wg(%)	C(j)	B(mm)	Th	D(mm/j)
AFF INFERIEUR	55	63,4	1,5	65	0,996	0,067
AFF SUPERIEUR	20	55	1,2	51,9	0,998	0,07
ARGUENON	50,9	53,7	1,3	77,5	0,998	0,053
AULNE	66,5	35,4	1	104,6	0,998	0,085
BLAVET	80,2	50	1,2	270,4	0,995	0,009
CANUT	23,4	46,9	0,8	94,6	0,999	0,082
CLAIE	100	44,4	1,5	284,3	1	0,05
COET-ORGAN	30,7	58,1	0,9	314,2	0,997	0,042
COMBS	100	40,7	1,2	50	0,998	0,082
ELLE INFERIEUR	18,1	92,7	1,4	260,5	1	0,079
ELLE SUPERIEUR	9,4	40,1	1,5	190,6	1	0,076
EVEL	11,9	51,2	1,5	213,3	0,995	0,137
EVRON	26,9	40,7	1,5	105,9	0,998	0,122
FLUME	0,3	81,6	0,8	75,6	0,999	0,204
GOUESSANT	50	43,8	1	54,6	0,995	0,13
GOUET	43,8	47,5	0,9	183,6	0,998	0,061
HYERE	55,9	47,5	1,3	141,2	0,995	0,034
INAM	13,2	100	0,8	338,7	1	0,195
ISOLE INFERIEUR	3,3	33,5	1,2	418,8	1	0,115
ISOLE SUPERIEUR	89,8	52,5	1,1	58,1	0,996	-0,047
JARLOT	20,4	51,6	0,9	498,9	1	0,082
JAUDY	72,6	52,2	1,1	102	1	0,095
LEFF	89,1	55,6	1,4	93,5	0,998	0,067
LEGUER	78,8	55	1	170,3	0,996	-0,042
LIE	59,9	62,2	1	61,9	0,998	0,015
LOC'H	100	37,8	1,6	287,9	0,998	0,015
MEU	3,6	46,3	1,5	53,3	0,999	0,133
NEAL	2	55,6	0,9	31,5	0,999	0,195
OUST	69,8	35,4	1,3	202,9	0,996	0,088
RANCE	20,8	50	1,4	42,5	0,999	0,067
ROSETTE	28,1	49,7	1,5	81,5	0,999	0,034
SCORFF	25	55	1,4	314,2	0,999	0,029
STERGOZ	46,6	53,7	1	347,2	0,998	0,004
TRIEUX	47,2	53,7	0,8	277,3	0,998	0,076
TROMORGANT	60,2	100	0,8	365	1	0,126
YAR	16,8	50,6	1	291,5	0,994	0,07

Moyenne	44,2	54	1,2	182,6	0,998	0,075
Ecart-type	30,6	15,9	0,3	124,2	0,998	0,057

Paramètres

Unités des différents critères de performance:

Nash: % Bilan: %
 Volcru: rapport des volumes de crues simulés et observés: %
 Crues: rapport des durées des crues simulées et observées:
 nombre de jours / nombre de jours
 Rcr: ce même rapport exprimé de manière décimale
 Etiages: rapport des durées d'étiages simulées et observées:
 nombre de jours / nombre de jours
 Reti: ce même rapport exprimé de manière décimale

	Période	Nash	Bilan	Volcru	Crues	Etiages	Rcr	Reti
AFF INFERIEUR	88/91	95	-3	96,9	46/ 55	407/522	0,84	0,78
AFF SUPERIEUR	88/91	91,1	-0,4	76,5	48/ 56	415/491	0,86	0,85
ARGUENON	88/91	84,3	-4,2	81,1	33/ 43	308/344	0,77	0,9
AULNE	88/91	94,3	1,2	88,6	54/ 57	476/486	0,95	0,98
BLAVET	88/91	95,9	-2	70,8	30/ 39	226/309	0,77	0,73
CANUT	88/91	81,5	-5,3	59,6	50/ 47	438/487	1,06	0,9
CLAIE	88/91	92,3	-4,4	91,7	39/ 47	217/348	0,83	0,62
COET-ORGAN	88/91	88,8	-0,5	91,4	41/ 39	222/294	1,05	0,76
COMBS	88/91	91,4	0,7	76,9	57/ 58	556/583	0,98	0,95
ELLE INFERIEUR	88/91	92,2	-0,7	83,3	32/ 32	236/296	1	0,8
ELLE SUPERIEUR	88/91	93	-0,9	87,5	47/ 50	322/375	0,94	0,86
EVEL	88/91	93	-2,5	85,2	59/ 53	339/465	1,11	0,73
EVRON	88/91	92,9	1,6	79,1	44/ 49	490/451	0,9	1,09
FLUME	88/91	75,4	10,3	63,6	53/ 43	478/380	1,23	1,26
GOUESSANT	88/91	86,8	14,7	76,7	51/ 46	645/432	1,11	1,49
GOUET	88/91	89,5	-0,7	75,5	33/ 39	291/296	0,85	0,98
HYERE	88/91	96	-0,5	127,6	39/ 43	200/277	0,91	0,72
INAM	88/91	90,4	-4	89,6	38/ 37	247/324	1,03	0,76
ISOLE INFERIEUR	88/91	92,5	-2,4	77,4	37/ 43	239/274	0,86	0,87
ISOLE SUPERIEUR	88/91	91,1	1,4	93,1	54/ 48	322/307	1,13	1,05
JARLOT	88/91	94	-0,7	94,2	35/ 31	183/147	1,13	1,24
JAUDY	88/91	92,4	7,5	76,1	44/ 40	435/363	1,1	1,2
LEFF	88/91	92,5	5,1	83,7	36/ 31	428/331	1,16	1,29
LEGUER	88/91	93,1	0,2	71,5	33/ 35	219/311	0,94	0,7
LIE	88/91	90,8	4,4	82,1	38/ 41	328/256	0,93	1,28
LOCH	88/91	91,4	-2,8	101,6	34/ 55	200/386	0,62	0,52
MEU	88/91	88	8,1	78,4	47/ 50	573/468	0,94	1,22
NEAL	88/91	80,1	9,9	73,1	64/ 56	659/491	1,14	1,34
OUST	88/91	95,8	-0,6	80,3	41/ 49	330/438	0,84	0,75
RANCE	88/91	87,7	4,4	82	46/ 44	458/375	1,05	1,22
ROSETTE	88/91	85	-3,1	59,4	30/ 53	325/450	0,57	0,72
SCORFF	88/91	90,7	-1,7	92,8	36/ 35	199/249	1,03	0,8
STERGOZ	88/91	93,8	1	79,4	26/ 27	195/232	0,96	0,84
TRIEUX	88/91	95,5	-0,8	98,5	39/ 38	289/280	1,03	1,03
TROMORGANT	88/91	88,6	-0,9	58,4	33/ 29	198/152	1,14	1,3
YAR	88/91	94,2	1	60,6	39/ 33	293/255	1,18	1,15
Moyenne	-	90,6	0,8	81,8	-	-	0,97	0,96
Ecart-type	-	4,6	4,5	13,5	-	-	0,15	0,24

Performances du modèle - Période de calage

Les différents critères de performances calculés ici sont définis dans le chapitre VI de la thèse.

	Période	Nash	Bilan	Volcrue	Crues	Etiages	Rcr	Reti
AFF INFERIEUR	91/94	81,7	22	71,7	38/ 62	434/442	0,61	0,98
AFF SUPERIEUR	91/94	76,3	1,5	57,1	52/ 54	387/418	0,96	0,93
ARGUENON	91/94	80,1	4,7	62,1	30/ 31	118/157	0,97	0,75
AULNE	91/94	94	4,9	89,8	43/ 45	366/325	0,96	1,13
BLAVET	91/94	85,6	-10	88,4	39/ 22	98/193	1,77	0,51
CANUT	91/94	74,7	16,7	49	34/ 57	363/310	0,6	1,17
CLAIE	91/94	90,1	1,3	88,6	25/ 34	120/195	0,74	0,62
COET-ORGAN	91/94	84,5	-13,1	107,4	30/ 26	75/117	1,15	0,64
COMBS	91/94	76,4	16,8	60,8	53/ 64	545/443	0,83	1,23
ELLE INFERIEUR	91/94	91,6	-7,1	80,3	28/ 31	109/234	0,9	0,47
ELLE SUPERIEUR	91/94	91,3	-5,6	90,5	40/ 35	212/305	1,14	0,7
EVEL	91/94	91,6	-4	88,9	42/ 37	261/319	1,14	0,82
EVRON	91/94	82,9	5,7	57,4	41/ 52	257/290	0,79	0,89
FLUME	91/94	57,3	-24,8	73,2	93/ 58	309/440	1,6	0,7
GOUESSANT	91/94	66,7	33,8	47,9	28/ 49	599/330	0,57	1,82
GOUET	91/94	87,9	5,5	81,5	31/ 24	207/153	1,29	1,35
HYERE	91/94	87,7	14,6	83	19/ 30	283/362	0,63	0,78
INAM	91/94	83,6	-16,6	106,4	39/ 26	112/236	1,5	0,47
ISOLE INFERIEUR	91/94	90,7	-1,7	71,1	18/ 22	127/216	0,82	0,59
ISOLE SUPERIEUR	91/94	89,8	-0,5	93,4	35/ 37	300/241	0,95	1,24
JARLOT	91/94	87,1	-13,1	111,9	21/ 08	06/ 50	2,63	0,12
JAUDY	91/94	82,8	15,3	67,3	39/ 55	389/299	0,71	1,3
LEFF	91/94	82,9	2,7	69,7	53/ 44	295/312	1,2	0,95
LEGUER	91/94	85	7,8	67,2	12/ 27	127/220	0,44	0,58
LIE	91/94	72,8	-5,5	75,3	51/ 35	216/118	1,46	1,83
LOC'H	91/94	92,1	2,4	115,4	24/ 32	119/292	0,75	0,41
MEU	91/94	81	10,2	64,3	56/ 64	449/370	0,88	1,21
NEAL	91/94	72,6	14,2	63,5	68/ 80	645/589	0,85	1,1
OUST	91/94	83,5	7,7	66	27/ 37	253/263	0,73	0,96
RANCE	91/94	72,4	14,1	78,9	50/ 59	414/345	0,85	1,2
ROSETTE	91/94	76,3	21,2	59	11/ 42	231/324	0,26	0,71
SCORFF	91/94	81,6	-18	96,3	32/ 23	36/142	1,39	0,25
STERGOZ	91/94	87,1	5,2	61,4	07/ 25	104/157	0,28	0,66
TRIEUX	91/94	91,9	0,8	81,5	34/ 32	168/163	1,06	1,03
TROMORGANT	91/94	77,3	-21,3	89,9	29/ 19	23/ 47	1,53	0,49
YAR	91/94	91,4	3,3	82,8	16/ 19	138/114	0,84	1,21
Moyenne	-	82,8	2,5	77,8	-	-	0,99	0,88
Ecart-type	-	8	12,8	17	-	-	0,45	0,38

Performance du modèle - Période de validation

Optimisation de 5 paramètres à $W_{s\max}$ fixé

	Ws(%)	Wg(%)	C(j)	B(mm)	Th	D(mm/j)
AFF INFERIEUR	50	63,4	1,5	66,7	0,997	0,067
AFF SUPERIEUR	50	56,2	1,2	46,4	0,998	0,047
ARGUENON	50	53,7	1,3	77,5	0,998	0,053
AULNE	50	35,4	1	108,6	0,999	0,085
BLAVET	50	49,4	1,2	280,8	0,996	0,018
CANUT	50	46,9	0,8	94,6	0,998	0,07
CLAIE	50	58,1	1,4	208	0,997	0,061
COET-ORGAN	50	57,4	0,9	314,2	0,997	0,032
COMBS	50	46,3	1,3	41,5	0,998	0,082
ELLE INFERIEUR	50	88,8	1,5	257,2	1	0,042
ELLE SUPERIEUR	50	47,2	1,6	146,6	0,999	0,025
EVEL	50	51,9	1,5	197,8	0,995	0,088
EVRON	50	40,7	1,5	107,2	0,998	0,105
FLUME	50	69	1	32,7	0,999	0,037
GOUESSANT	50	41,3	0,9	58,1	0,997	0,119
GOUET	50	47,5	0,9	185,9	0,998	0,058
HYERE	50	46,6	1,3	144,7	0,995	0,042
INAM	50	100	0,8	298,9	1	0,133
ISOLE INFERIEUR	50	48,8	1,2	273,8	1	0,009
ISOLE SUPERIEUR	50	50,6	1,1	63,4	0,997	-0,02
JARLOT	50	54,1	0,9	468,7	1	0,047
JAUDY	50	57,1	1,1	90	0,999	0,108
LEFF	50	56,2	1,2	94,6	0,997	0,085
LEGUER	50	59,9	1	148,4	0,997	-0,053
LIE	50	62,2	1	63,4	0,998	0,018
LOC'H	50	42,6	1,6	277,3	0,997	0,027
MEU	50	52,5	1,5	42	1	0,056
NEAL	50	64,6	1,2	16,2	0,998	0,079
OUST	50	36,3	1,3	200,3	0,996	0,091
RANCE	50	52,5	1,4	38,5	1	0,039
ROSETTE	50	54,1	1,5	68,4	0,997	0,025
SCORFF	50	66,8	1,4	235,7	0,999	0,002
STERGOZ	50	53,7	1	356	0,998	-0,006
TRIEUX	50	49,4	0,8	310,3	0,998	0,082
TROMORGANT	50	100	0,8	374,3	1	0,137
YAR	50	59,9	1,1	221,4	0,995	0,022
Moyenne	50	56,1	1,2	167	0,998	0,053
Ecart-type	0	14,5	0,2	114,8	0,999	0,042

Paramètres

	Période	Nash	Bilan	Volcrue	Crues	Etiages	Rcr	Reti
AFF INFERIEUR	88/91	94,8	-4,9	96,9	46/ 55	389/522	0,84	0,75
AFF SUPERIEUR	88/91	91,2	-0,1	78,4	48/ 56	407/491	0,86	0,83
ARGUENON	88/91	84,2	-4,5	91,9	35/ 43	307/344	0,81	0,89
AULNE	88/91	94,4	0,7	89,2	54/ 57	454/486	0,95	0,93
BLAVET	88/91	95,9	-1,8	69,4	30/ 39	227/309	0,77	0,73
CANUT	88/91	81,5	-3,6	59,6	52/ 47	436/487	1,11	0,9
CLAIE	88/91	89,3	-2,7	91,7	44/ 47	289/348	0,94	0,83
COET-ORGAN	88/91	88,5	0,2	92,6	42/ 39	220/294	1,08	0,75
COMBS	88/91	89,5	0,8	75	58/ 58	538/583	1	0,92
ELLE INFERIEUR	88/91	92,5	-1,2	94,9	30/ 32	194/296	0,94	0,66
ELLE SUPERIEUR	88/91	92,9	-0,6	88,2	48/ 50	317/375	0,96	0,85
EVEL	88/91	92,8	-2,9	88,5	62/ 53	335/465	1,17	0,72
EVRON	88/91	93,2	0,5	81,4	46/ 49	471/451	0,94	1,04
FLUME	88/91	82,4	0,9	72,7	53/ 43	358/380	1,23	0,94
GOUESSANT	88/91	87,6	12,5	80	51/ 46	617/432	1,11	1,43
GOUET	88/91	89,5	-0,8	75,5	33/ 39	288/296	0,85	0,97
HYERE	88/91	96,1	0	127,6	39/ 43	207/277	0,91	0,75
INAM	88/91	91	-4,7	88,3	34/ 37	240/324	0,92	0,74
ISOLE INFERIEUR	88/91	91,9	-1,1	78,2	37/ 43	212/274	0,86	0,77
ISOLE SUPERIEUR	88/91	91	2,5	92,6	56/ 48	357/307	1,17	1,16
JARLOT	88/91	94,2	-0,9	110,1	33/ 31	166/147	1,06	1,13
JAUDY	88/91	91,8	8,4	74,3	45/ 40	461/363	1,13	1,27
LEFF	88/91	91,3	6,9	81,4	38/ 31	462/331	1,23	1,4
LEGUER	88/91	92,7	-0,3	59,3	29/ 35	170/311	0,83	0,55
LIE	88/91	90,6	3,6	82,1	39/ 41	323/256	0,95	1,26
LOC'H	88/91	89,4	-2,3	101,6	39/ 55	227/386	0,71	0,59
MEU	88/91	88,7	2	75,7	45/ 50	461/468	0,9	0,99
NEAL	88/91	80,7	7,7	73,1	67/ 56	647/491	1,2	1,32
OUST	88/91	95,3	-0,6	80,3	41/ 49	334/438	0,84	0,76
RANCE	88/91	88,7	2,4	80,3	51/ 44	420/375	1,16	1,12
ROSETTE	88/91	84	-1,5	68,8	32/ 53	324/450	0,6	0,72
SCORFF	88/91	90,4	-0,1	90,4	34/ 35	201/249	0,97	0,81
STERGOZ	88/91	93,8	-0,6	78,6	26/ 27	177/232	0,96	0,76
TRIEUX	88/91	95,8	-1,2	100	39/ 38	289/280	1,03	1,03
TROMORGANT	88/91	88,4	-0,8	58,4	34/ 29	201/152	1,17	1,32
YAR	88/91	94,4	1,2	90,9	33/ 33	272/255	1	1,07
Moyenne	-	90,6	0,4	83,8	-	-	0,98	0,93
Ecart-type	-	4	3,6	13,8	-	-	0,15	0,23

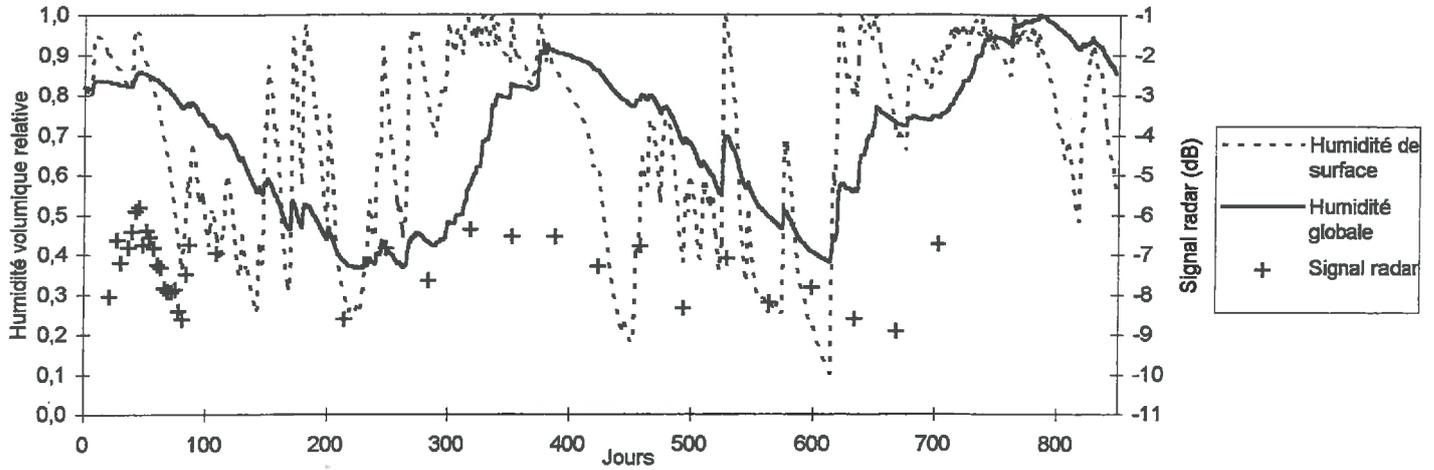
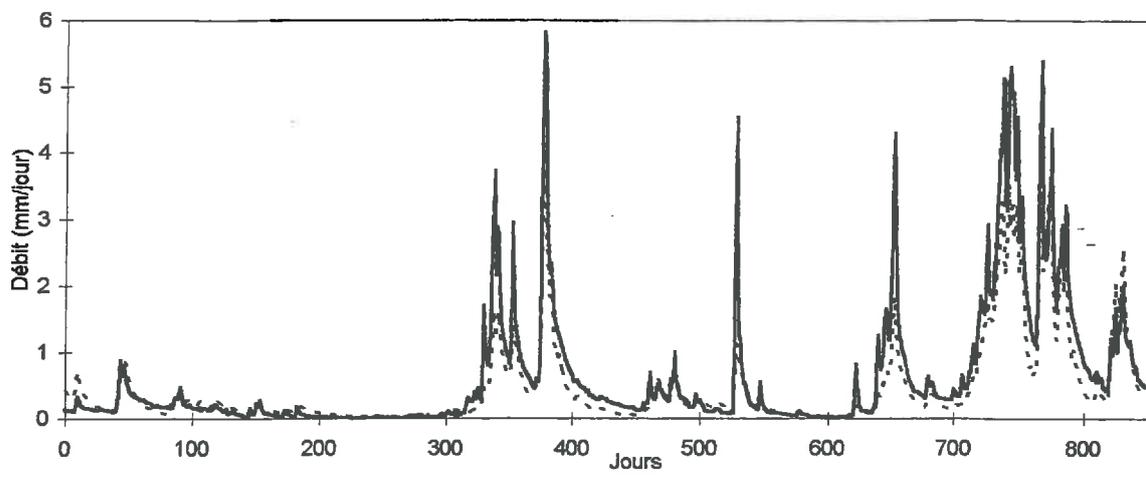
Performances du modèle - Période de calage

	Période	Nash	Bilan	Volcrue	Crues	Etiages	Rcr	Reti
AFF INFERIEUR	91/94	82,4	20,3	71,7	38/ 62	424/442	0,61	0,96
AFF SUPERIEUR	91/94	76	7,1	56	42/ 54	400/418	0,78	0,96
ARGUENON	91/94	80,2	4,2	62,1	30/ 31	117/157	0,97	0,75
AULNE	91/94	94	4,9	90,4	41/ 45	351/325	0,91	1,08
BLAVET	91/94	86,1	-10	89,5	38/ 22	93/193	1,73	0,48
CANUT	91/94	71,1	23,8	46,9	29/ 57	386/310	0,51	1,25
CLAIE	91/94	92	2,2	91,1	32/ 34	185/195	0,94	0,95
COET-ORGAN	91/94	85,3	-11,2	107,4	30/ 26	83/117	1,15	0,71
COMBS	91/94	78,5	15,2	60,8	52/ 64	537/443	0,81	1,21
ELLE INFERIEUR	91/94	89,5	-7,4	79,5	27/ 31	82/234	0,87	0,35
ELLE SUPERIEUR	91/94	90,4	-3,2	89,2	39/ 35	241/305	1,11	0,79
EVEL	91/94	92,6	-0,1	90,1	42/ 37	275/319	1,14	0,86
EVRON	91/94	83	9,8	57,4	36/ 52	280/290	0,69	0,97
FLUME	91/94	67,5	5,9	67,9	40/ 58	291/440	0,69	0,66
GOUESSANT	91/94	68,2	31,6	49,3	24/ 49	570/330	0,49	1,73
GOUET	91/94	87,6	6,1	80	30/ 24	208/153	1,25	1,36
HYERE	91/94	87,5	15,6	83	19/ 30	290/362	0,63	0,8
INAM	91/94	83,9	-16,1	106,4	38/ 26	100/236	1,46	0,42
ISOLE INFERIEUR	91/94	89,6	-2,9	76,1	25/ 22	106/216	1,14	0,49
ISOLE SUPERIEUR	91/94	90,1	0,8	90,8	32/ 37	326/241	0,86	1,35
JARLOT	91/94	86,4	-12,3	110,4	18/ 08	05/ 50	2,25	0,1
JAUDY	91/94	84	16,5	66,3	40/ 55	419/299	0,73	1,4
LEFF	91/94	83,3	2,1	68,2	55/ 44	315/312	-1,25	1,01
LEGUER	91/94	85,3	4,7	68,1	15/ 27	84/220	0,56	0,38
LIE	91/94	72,7	-6,7	74,2	52/ 35	206/118	1,49	1,75
LOC'H	91/94	92,7	4,3	107,7	23/ 32	137/292	0,72	0,47
MEU	91/94	75,9	19,4	55,7	37/ 64	417/370	0,58	1,13
NEAL	91/94	72,3	29,7	60,3	46/ 80	660/589	0,57	1,12
OUST	91/94	83,4	8,9	65	27/ 37	257/263	0,73	0,98
RANCE	91/94	67,8	19,2	77,8	39/ 59	420/345	0,66	1,22
ROSETTE	91/94	74,7	23,9	59	12/ 42	269/324	0,29	0,83
SCORFF	91/94	78,5	-17,3	95,4	35/ 23	50/142	1,52	0,35
STERGOZ	91/94	87,3	-3,8	61,4	07/ 25	91/157	0,28	0,58
TRIEUX	91/94	91,7	2,2	80,2	32/ 32	175/163	1	1,07
TROMORGANT	91/94	77,8	-20,5	88,4	29/ 19	24/ 47	1,53	0,51
YAR	91/94	90	3,9	81,3	15/ 19	143/114	0,79	1,25
Moyenne	-	82,8	5	76,8	-	-	0,94	0,9
Ecart-type	-	7,6	12,8	16,9	-	-	0,42	0,39

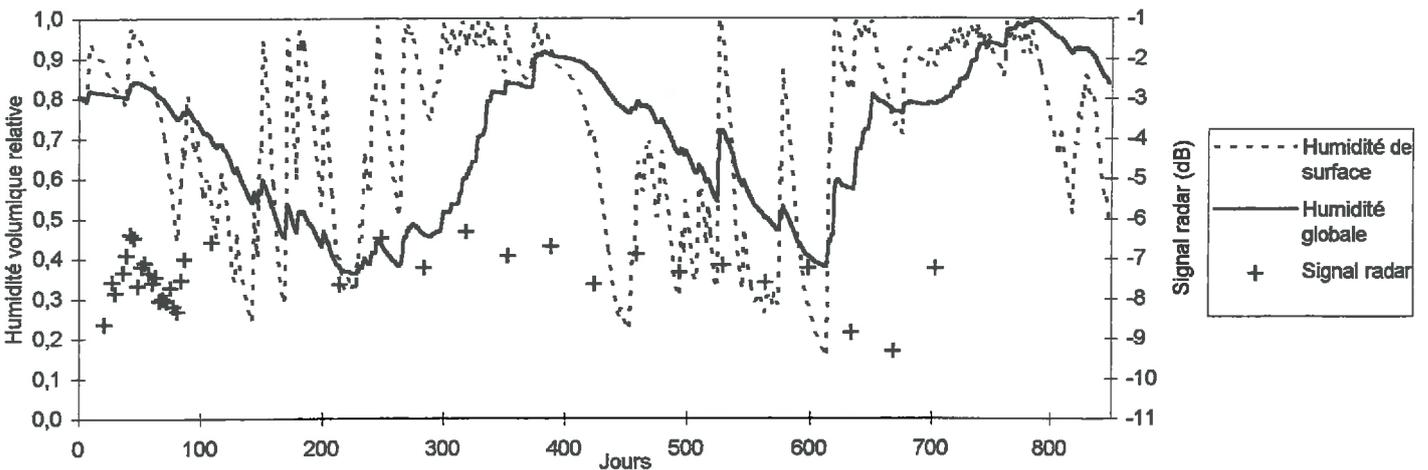
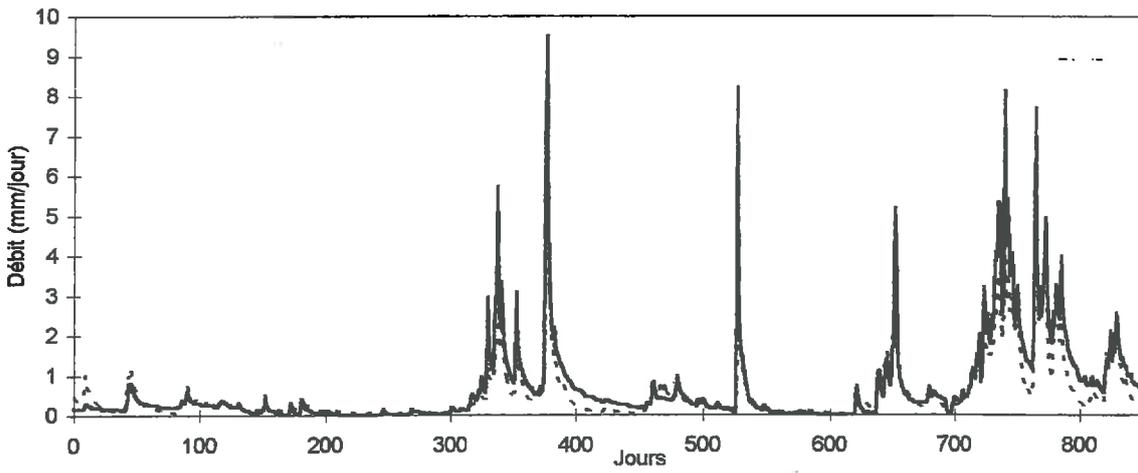
Performance du modèle - Période de validation

**DEBITS OBSERVES ET SIMULES
HUMIDITES RELATIVES SIMULEES ET SIGNAL RADAR**

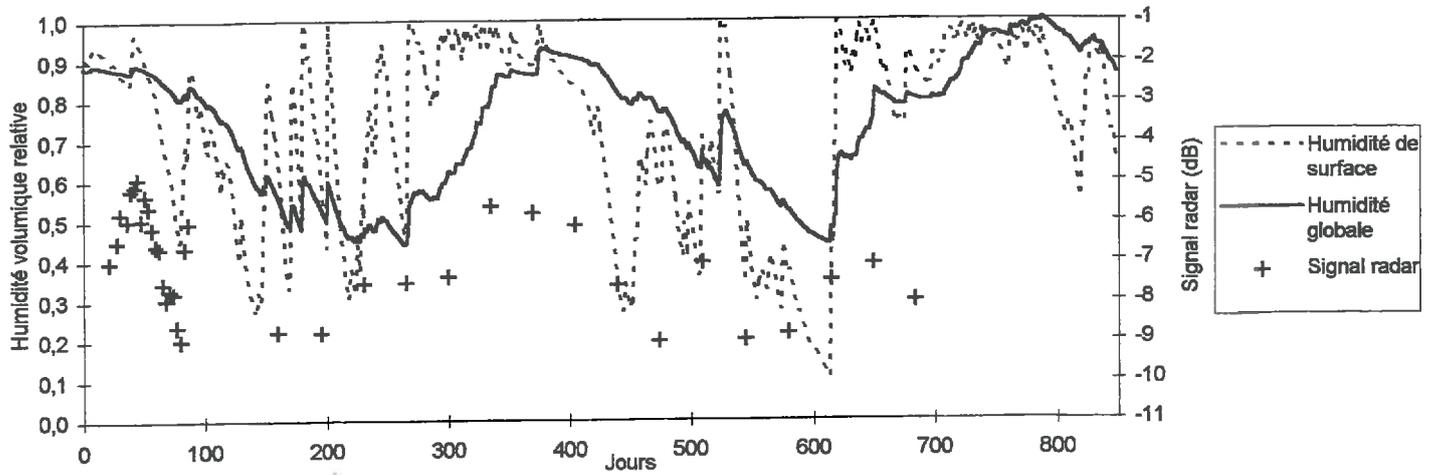
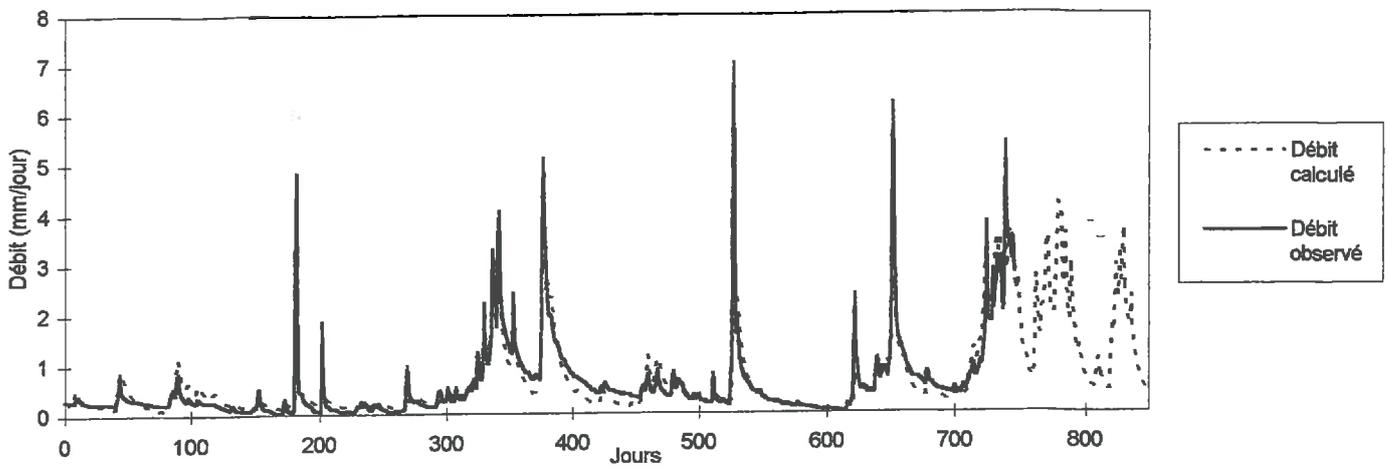
**COMPARAISON SUR 36 DES BASSINS VERSANTS BRETONS ETUDIES
DANS LE CAS DE $W_{S \text{ MAX}}$ FIXE A 50%**



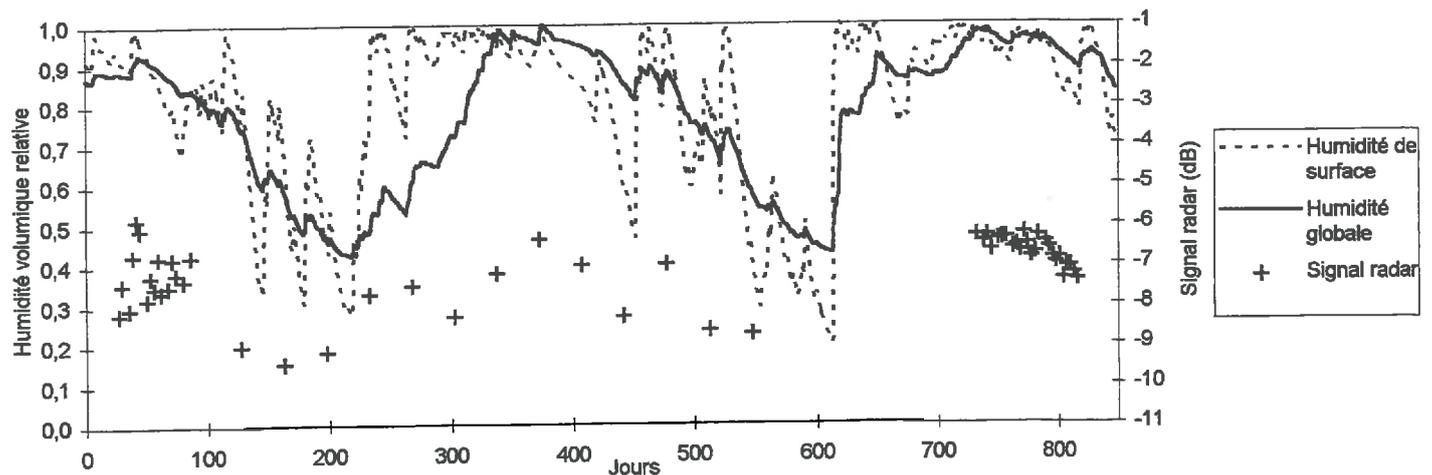
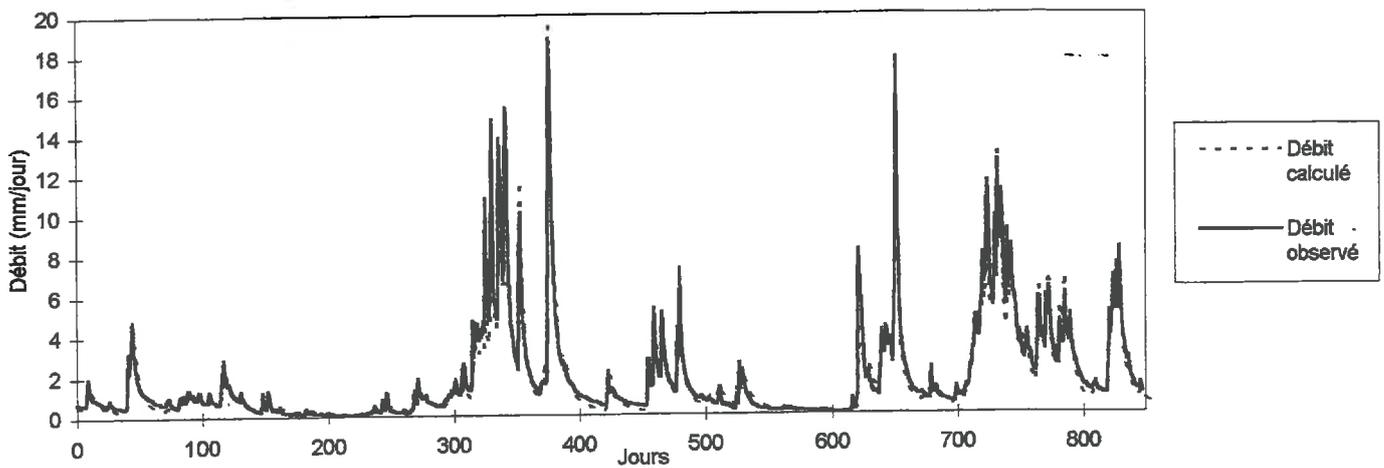
BASSIN DE LA RIVIERE AFF INFERIEUR



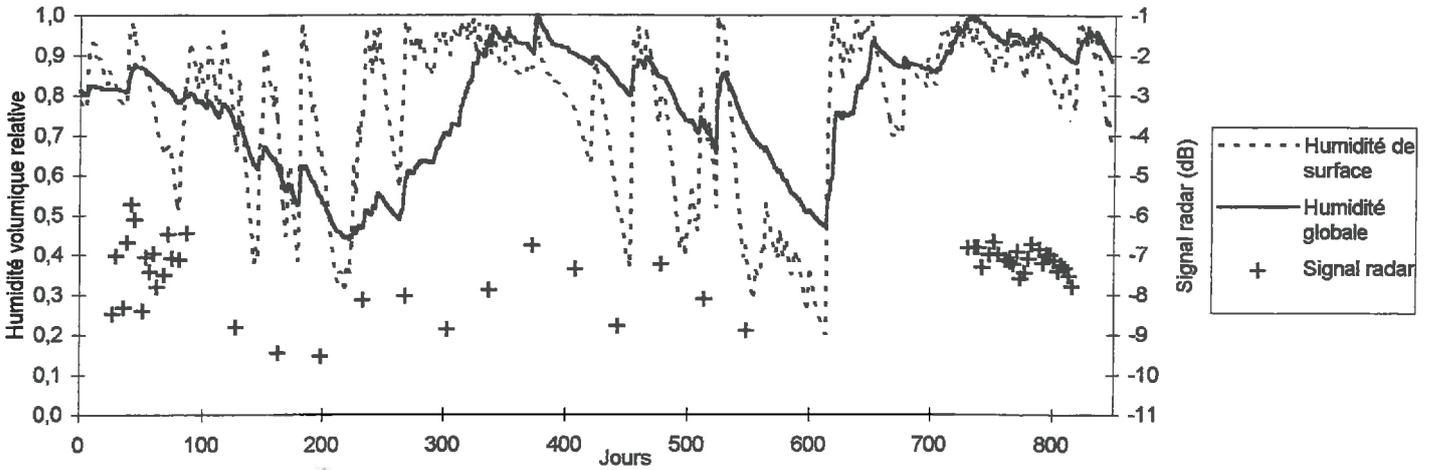
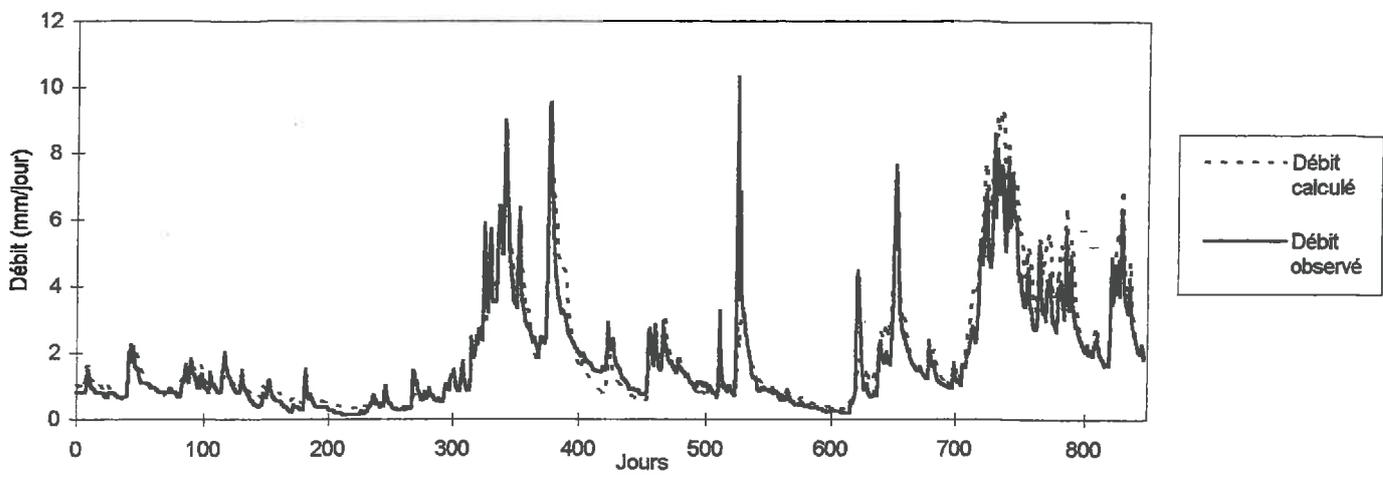
BASSIN DE LA RIVIERE AFF SUPERIEUR



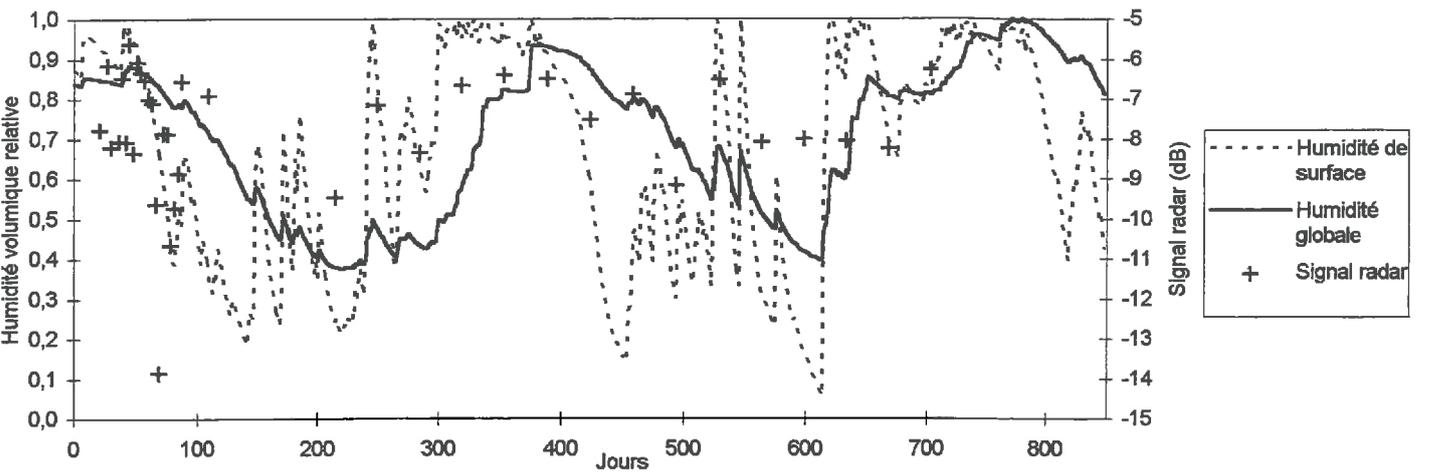
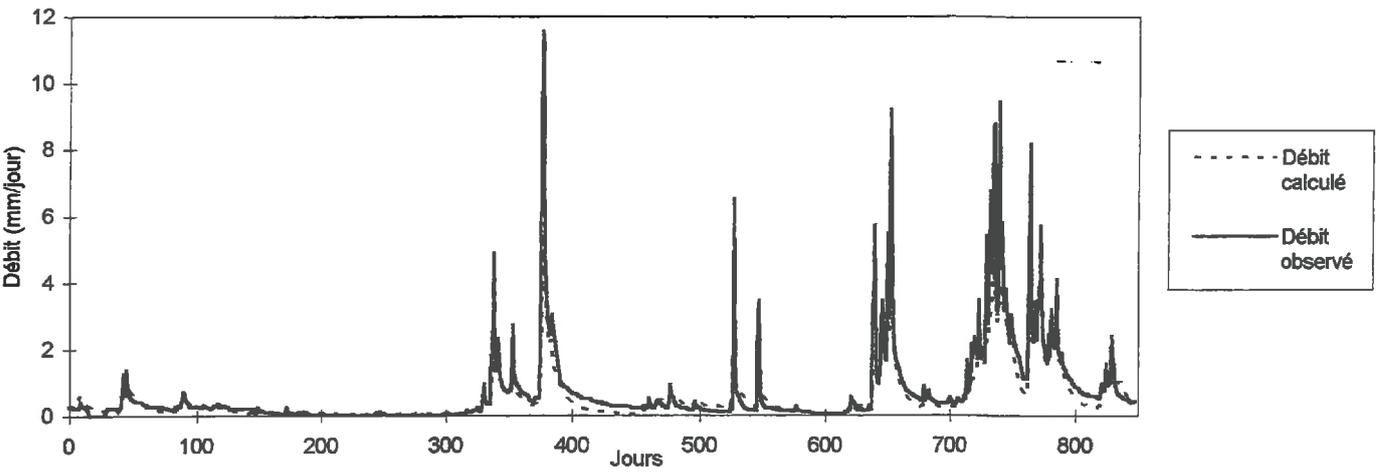
BASSIN DE LA RIVIERE ARGUENON



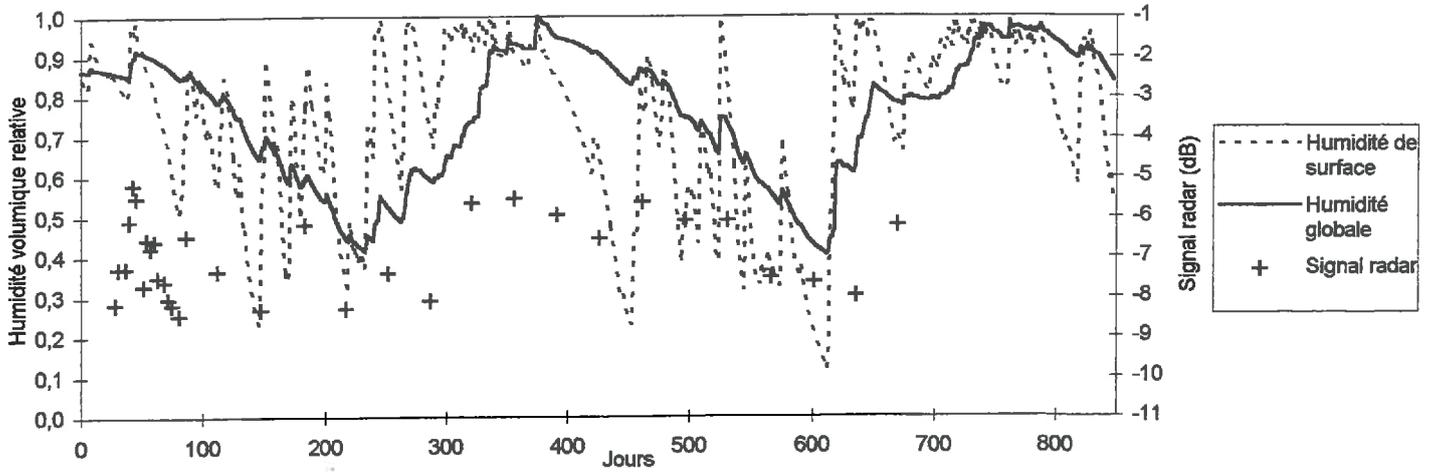
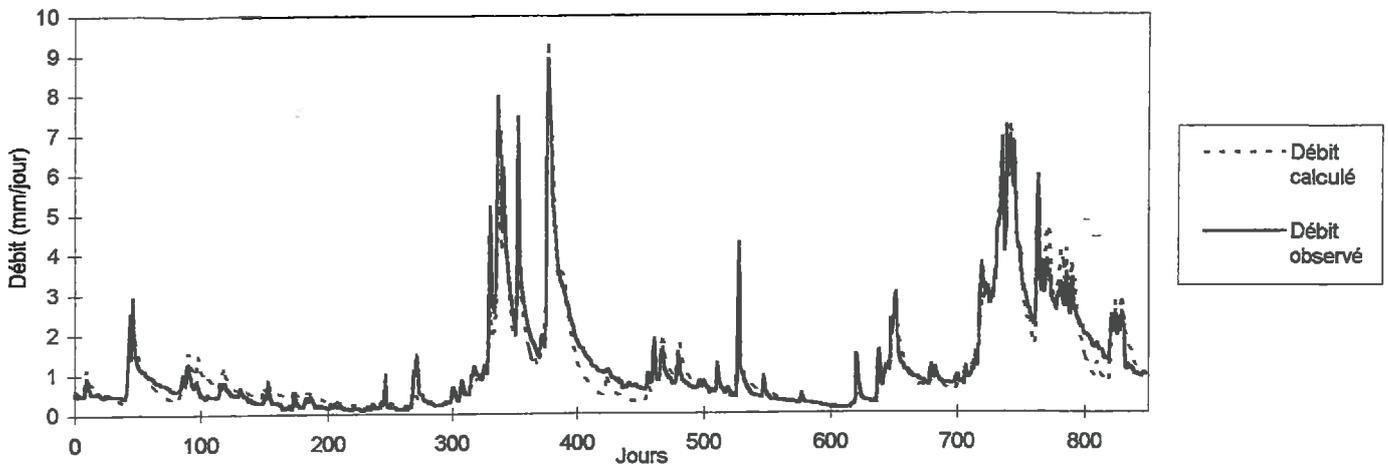
BASSIN DE LA RIVIERE AULNE



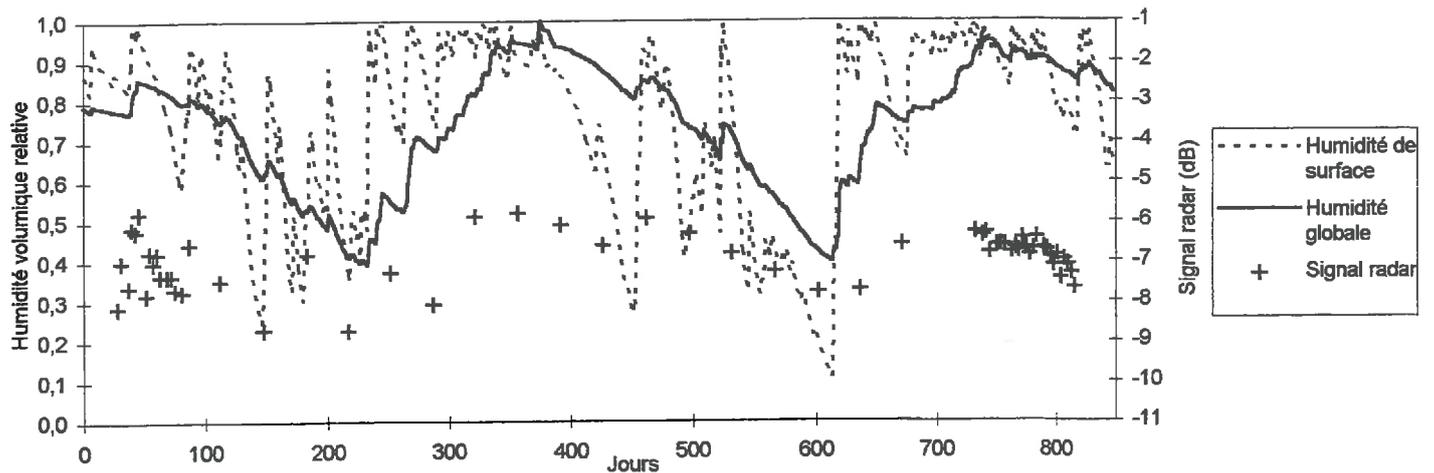
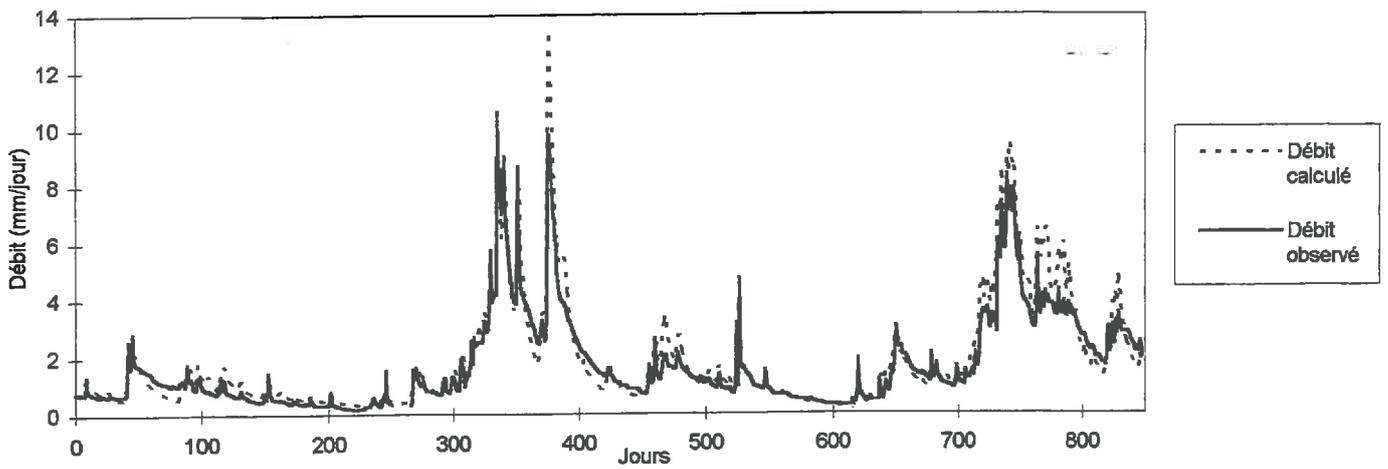
BASSIN DE LA RIVIERE BLAVET



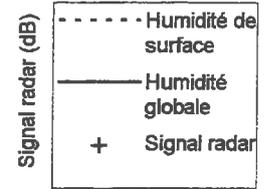
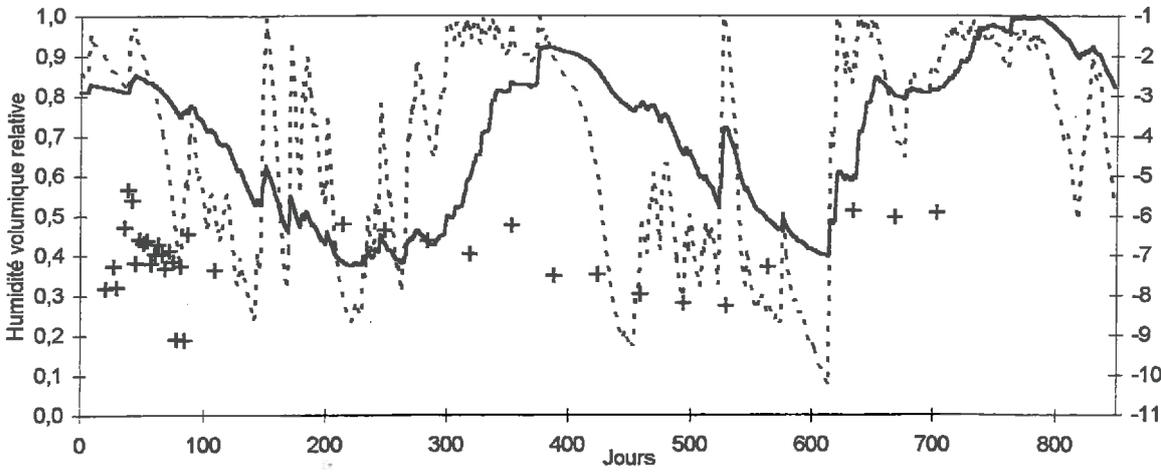
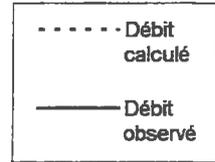
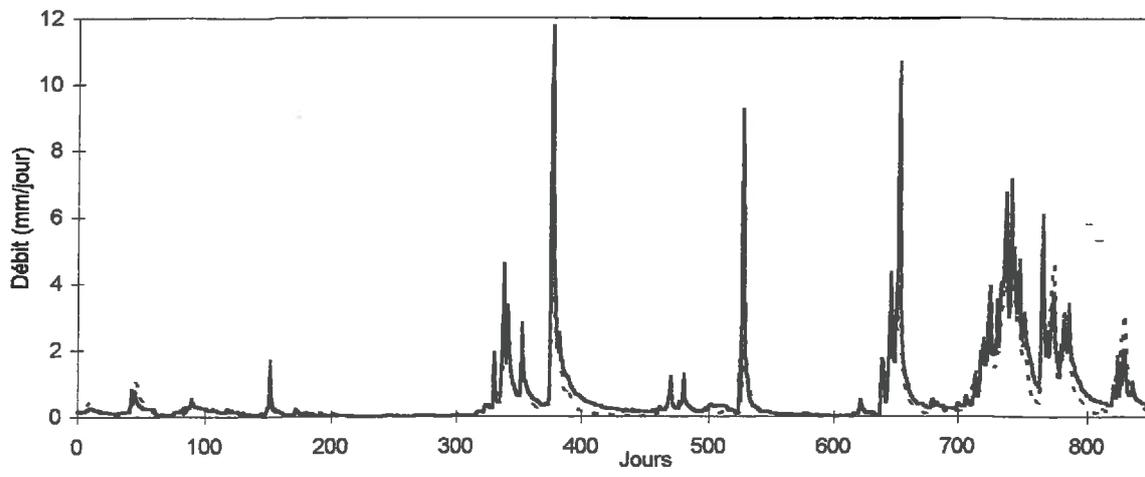
BASSIN DE LA RIVIERE CANUT



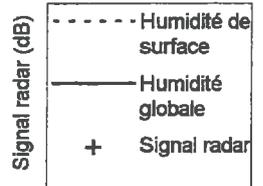
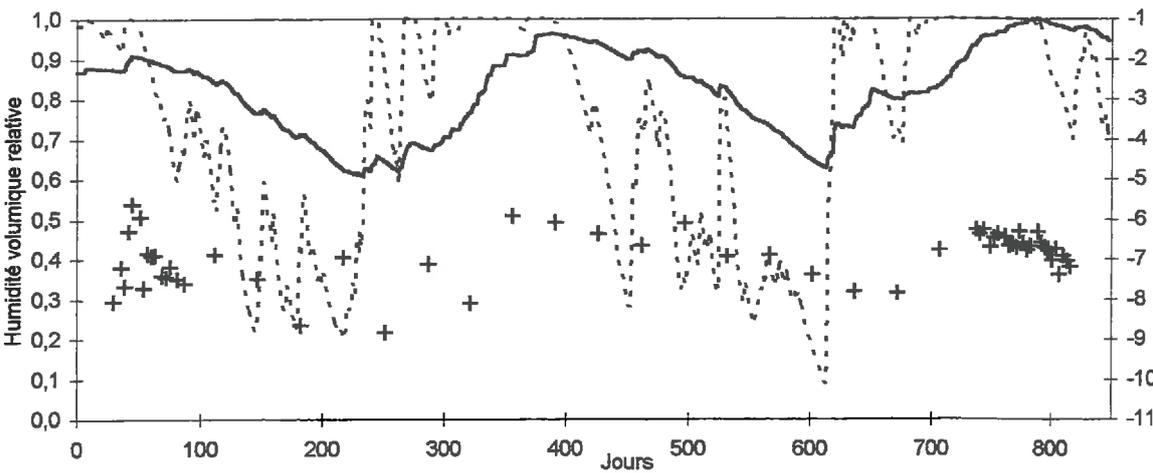
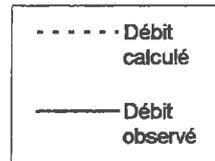
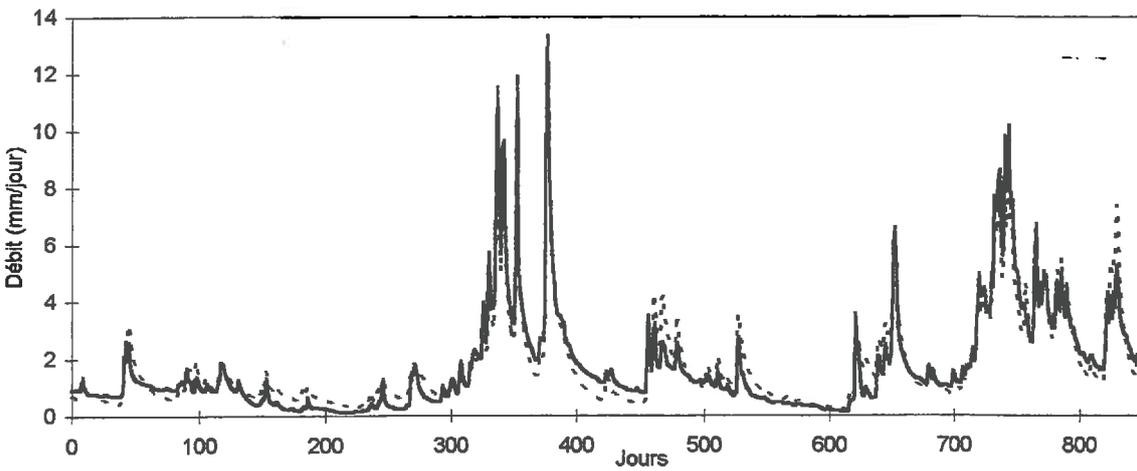
BASSIN DE LA RIVIERE CLAIE



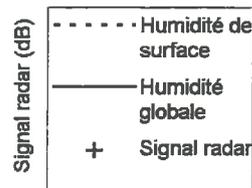
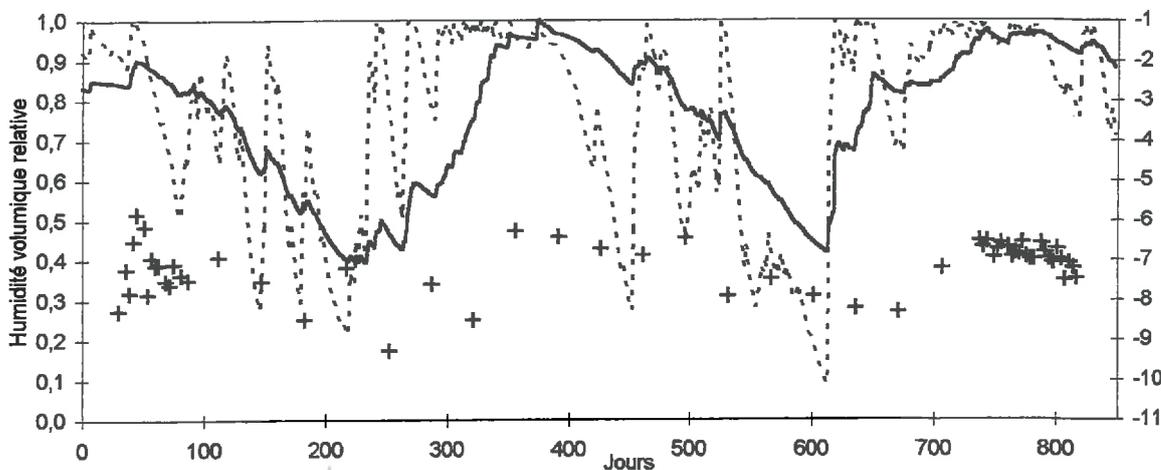
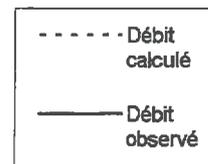
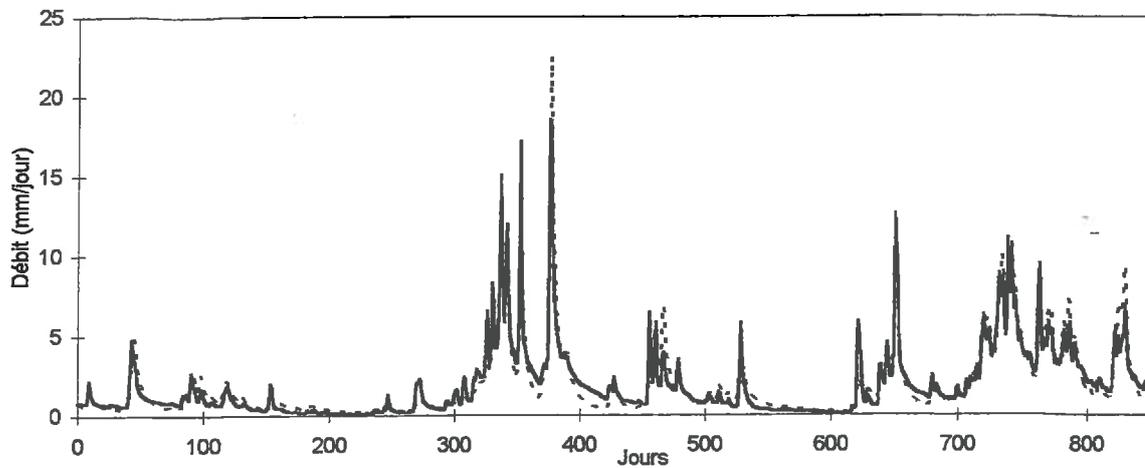
BASSIN DE LA RIVIERE COET-ORGAN



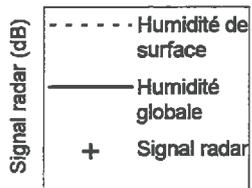
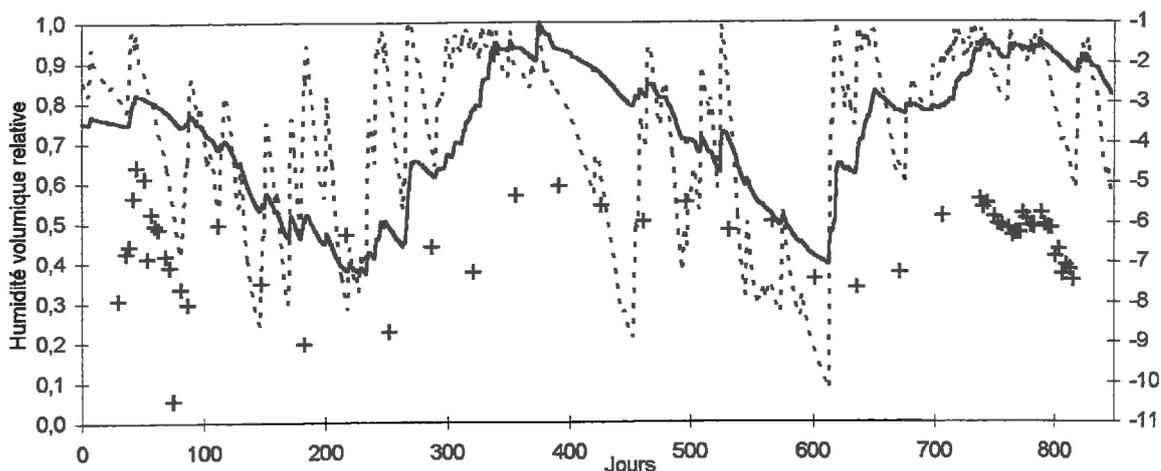
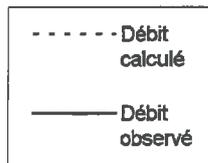
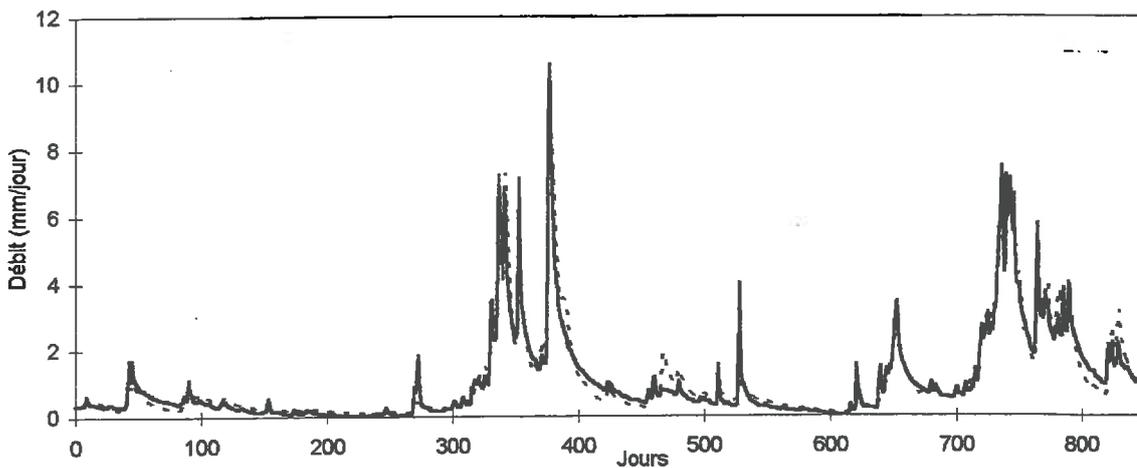
BASSIN DE LA RIVIERE COMBS



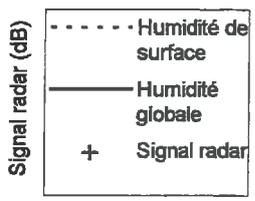
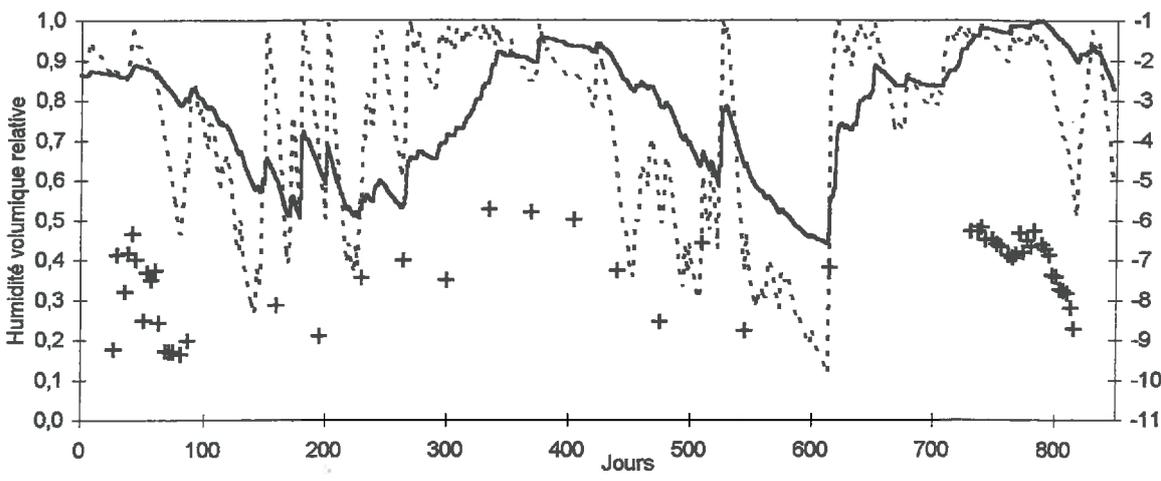
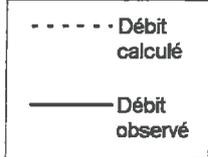
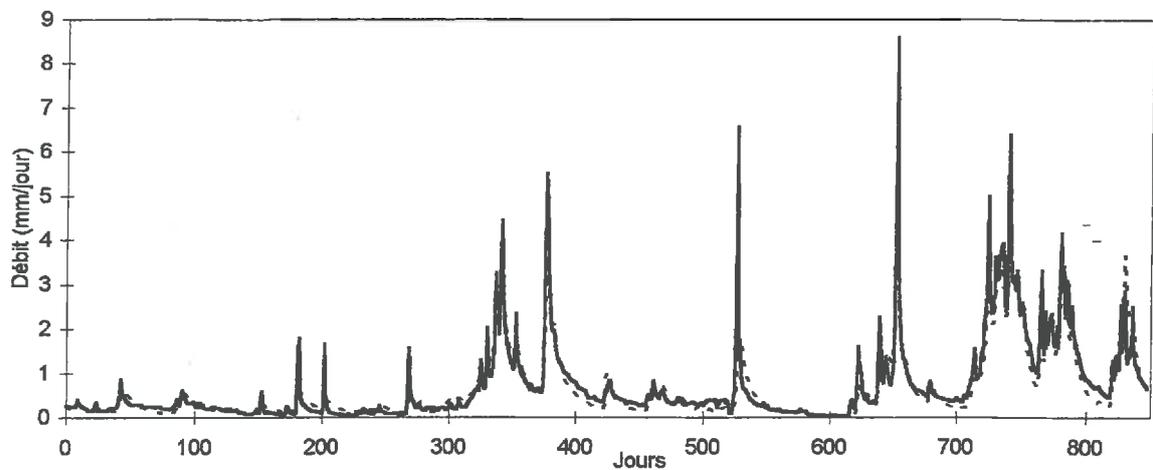
BASSIN DE LA RIVIERE ELLE INFERIEUR



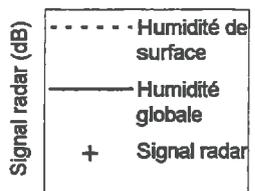
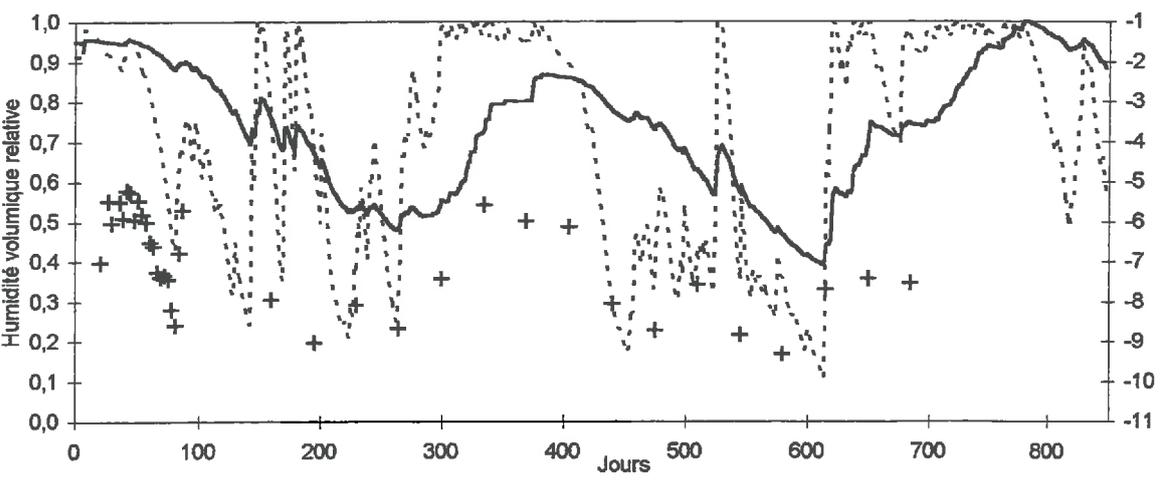
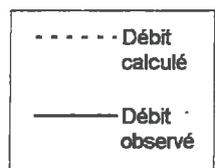
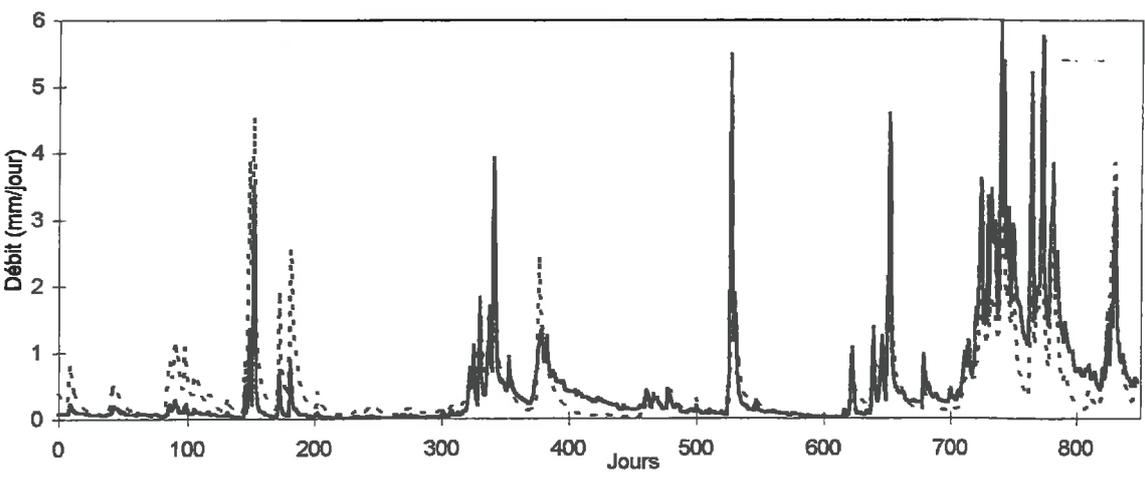
BASSIN DE LA RIVIERE ELLE SUPERIEUR



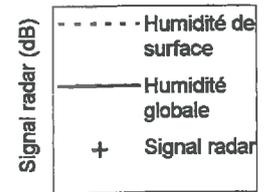
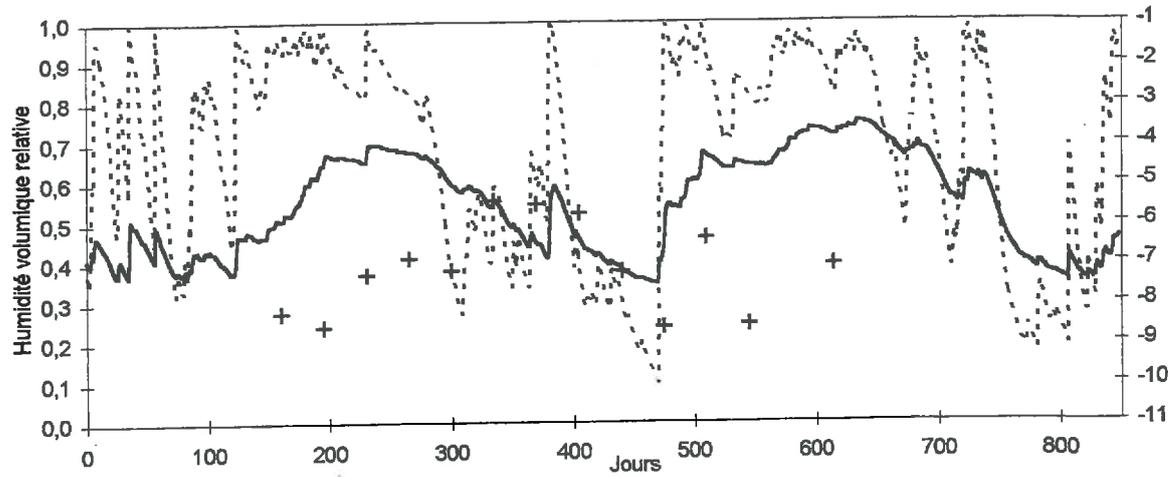
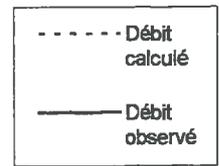
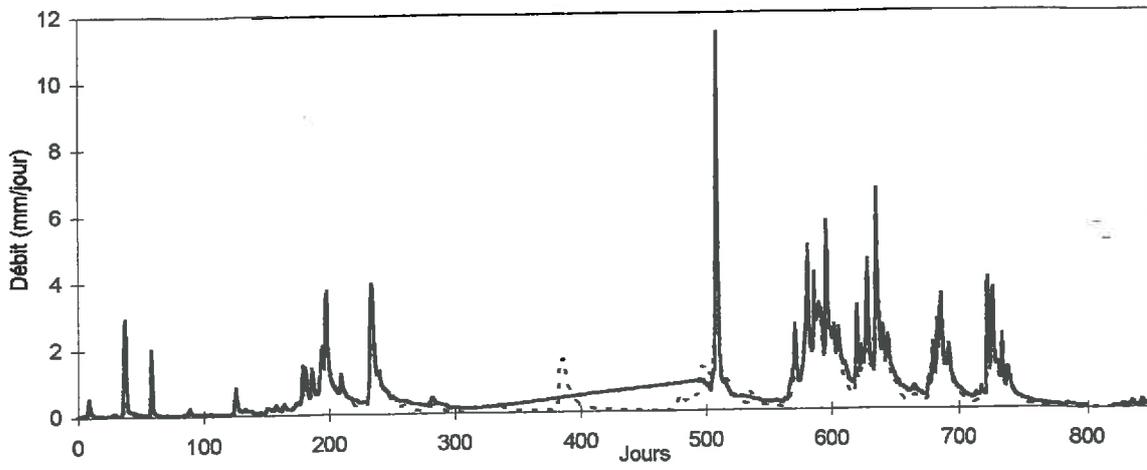
BASSIN DE LA RIVIERE EVEL



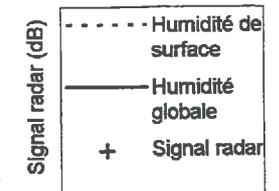
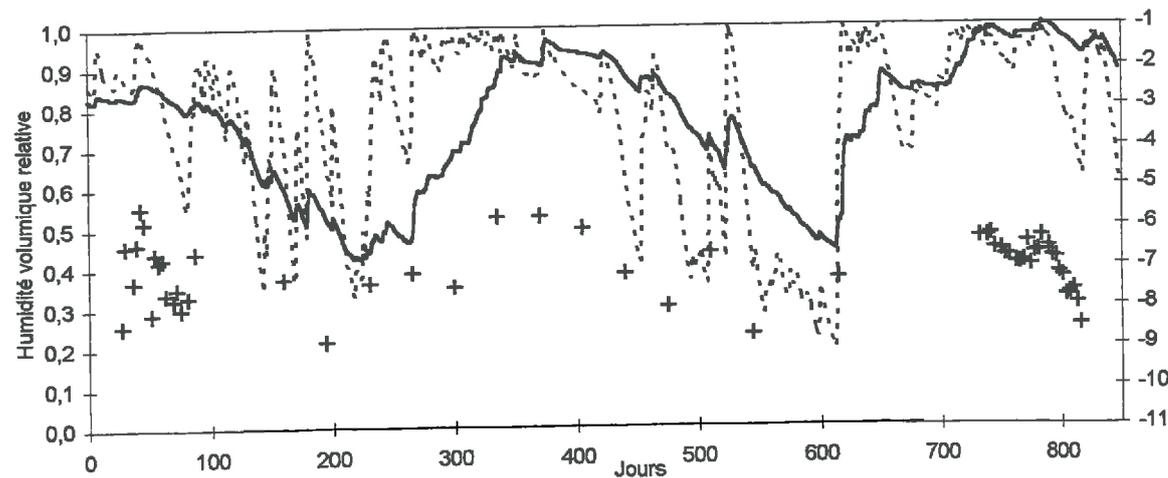
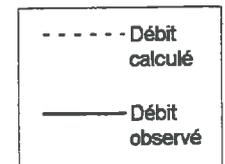
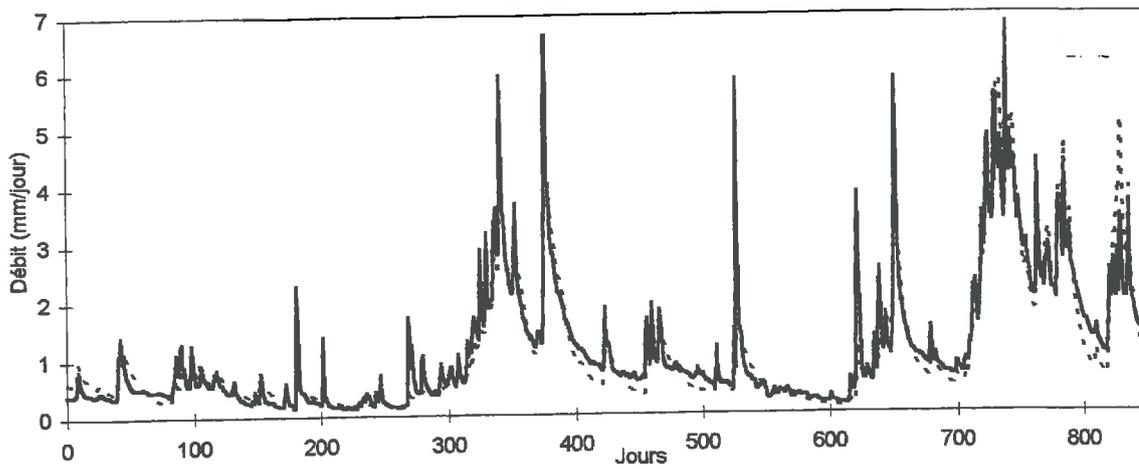
BASSIN DE LA RIVIERE EVRON



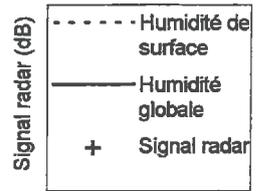
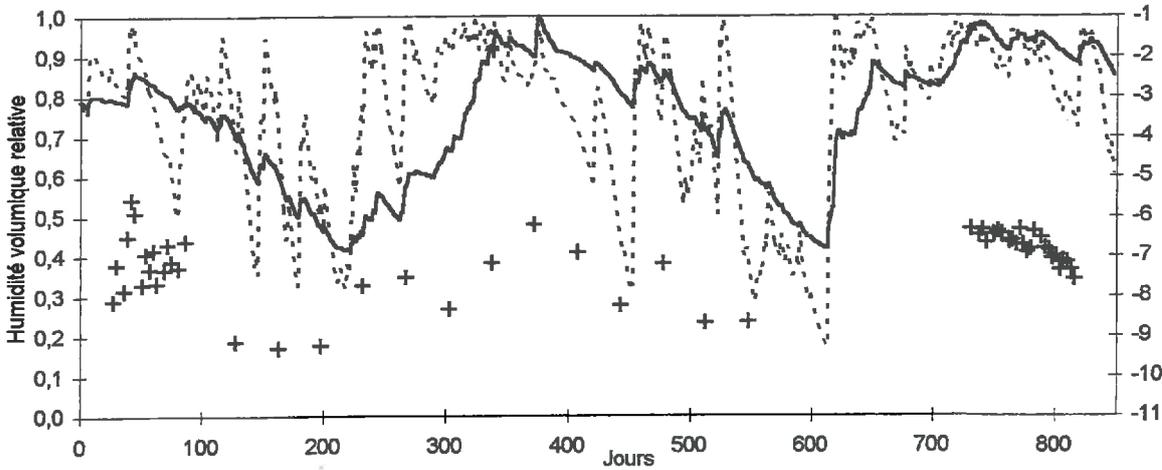
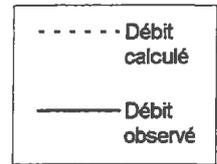
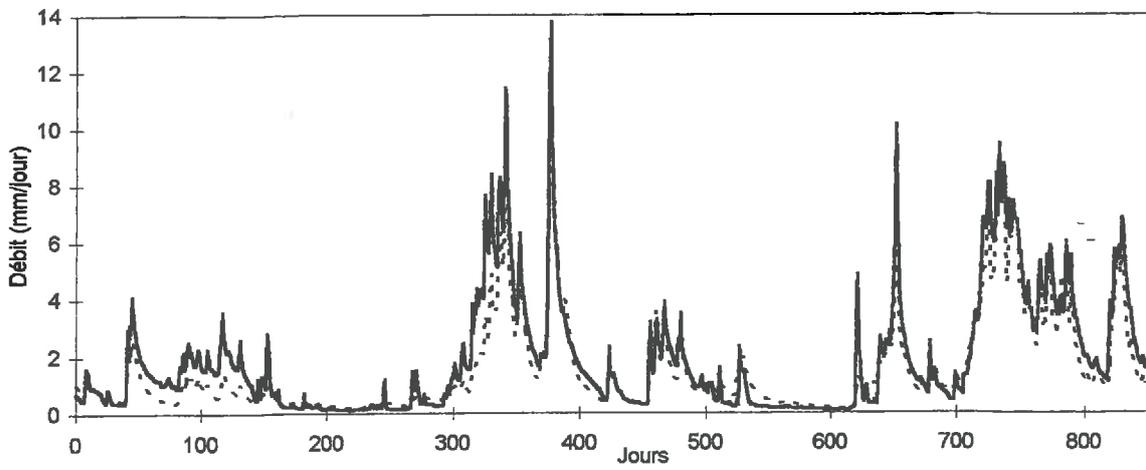
BASSIN DE LA RIVIERE FLUME



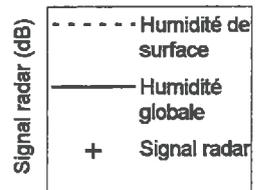
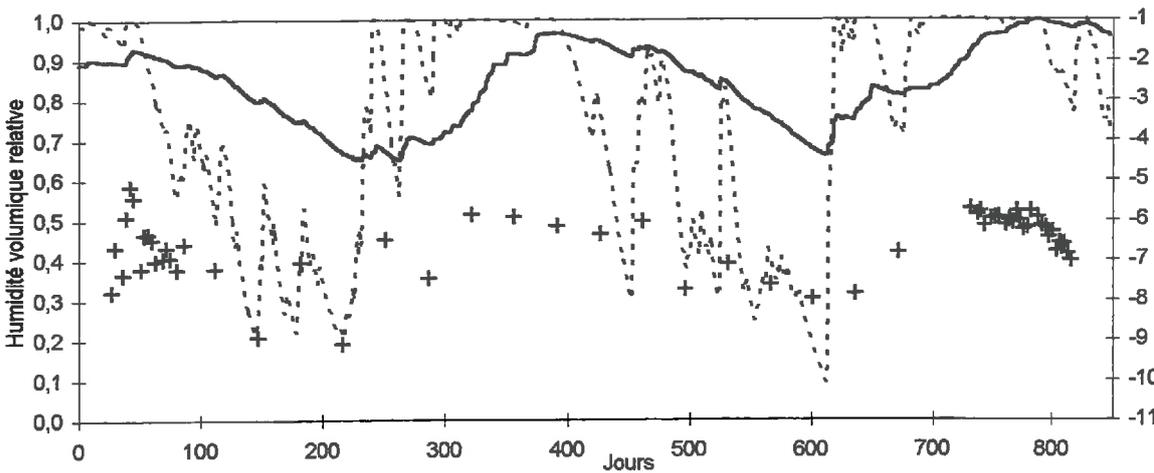
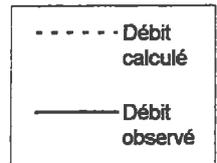
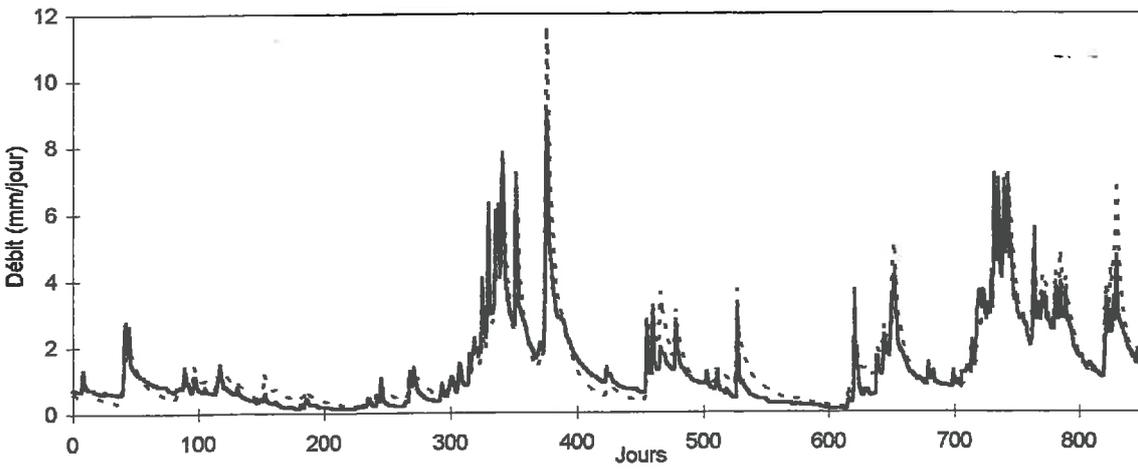
BASSIN DE LA RIVIERE GOUESSANT



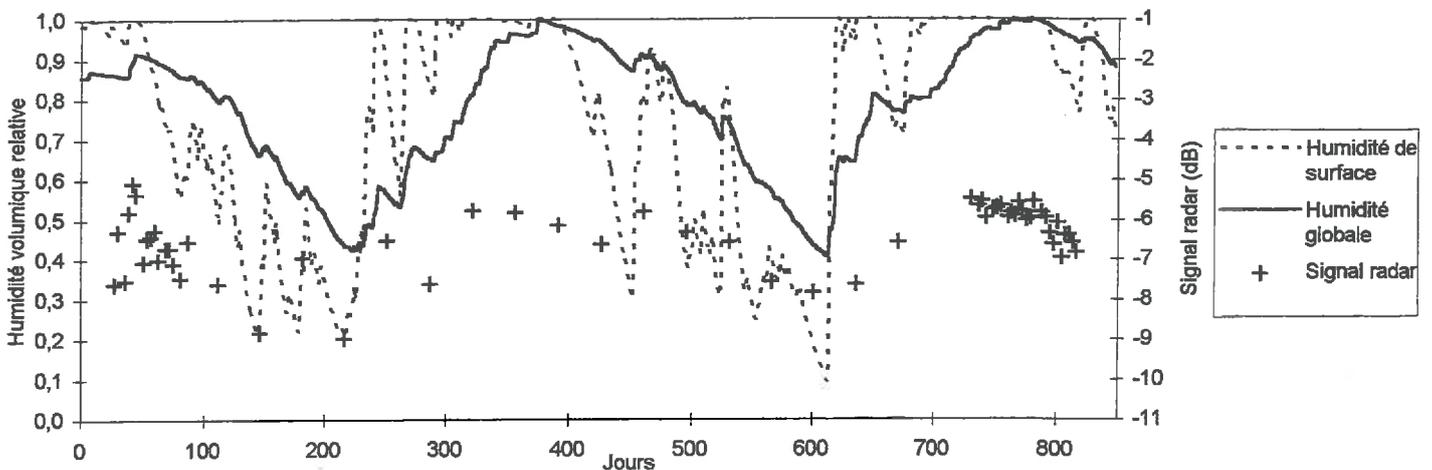
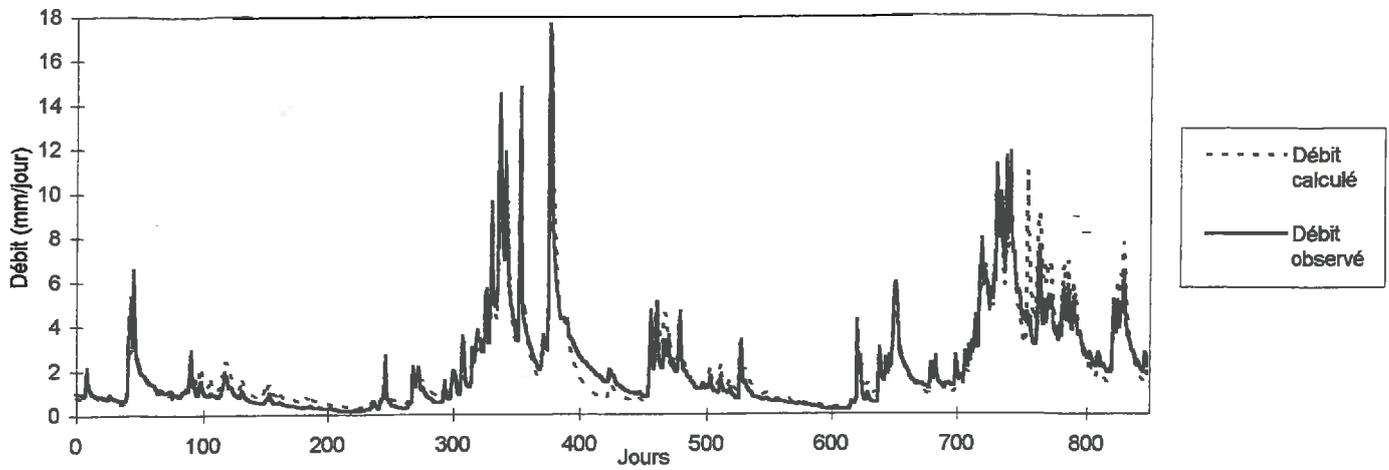
BASSIN DE LA RIVIERE GOUET



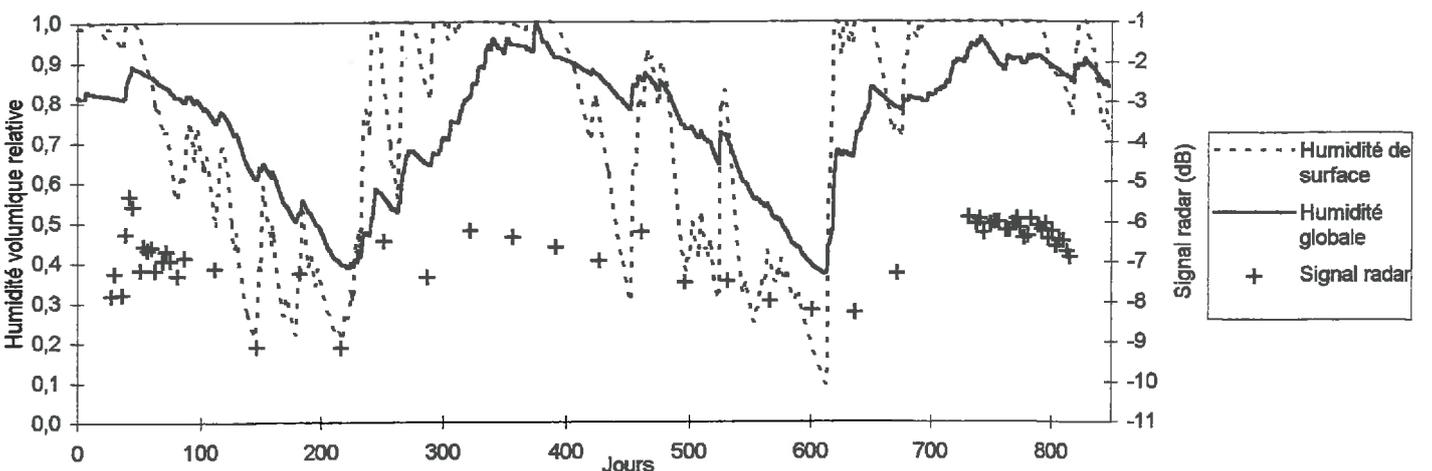
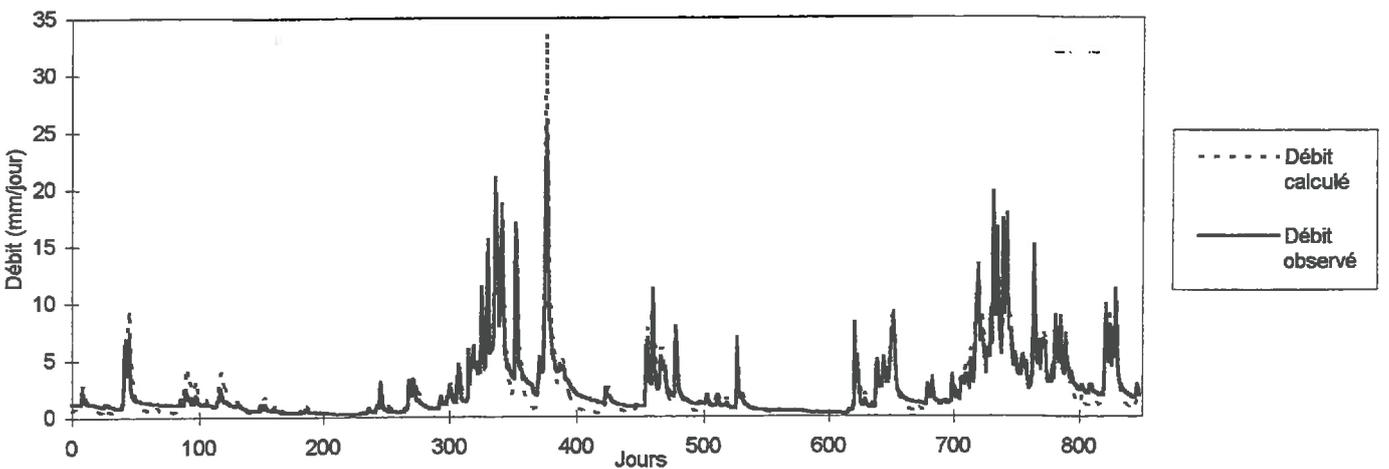
BASSIN DE LA RIVIERE HYERE



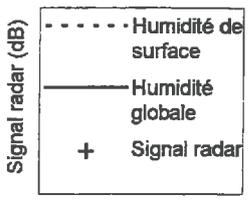
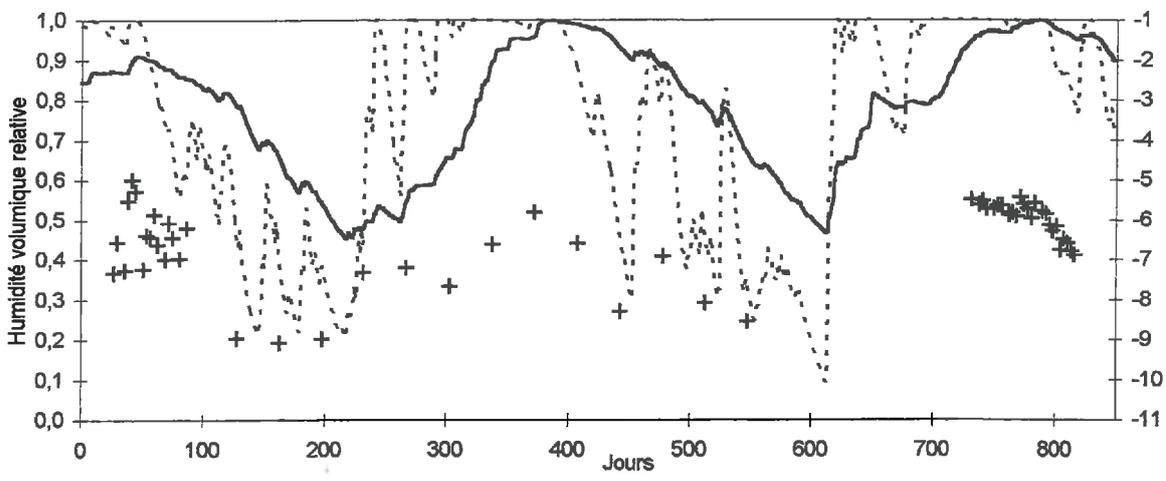
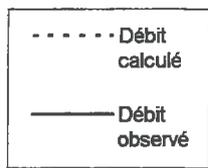
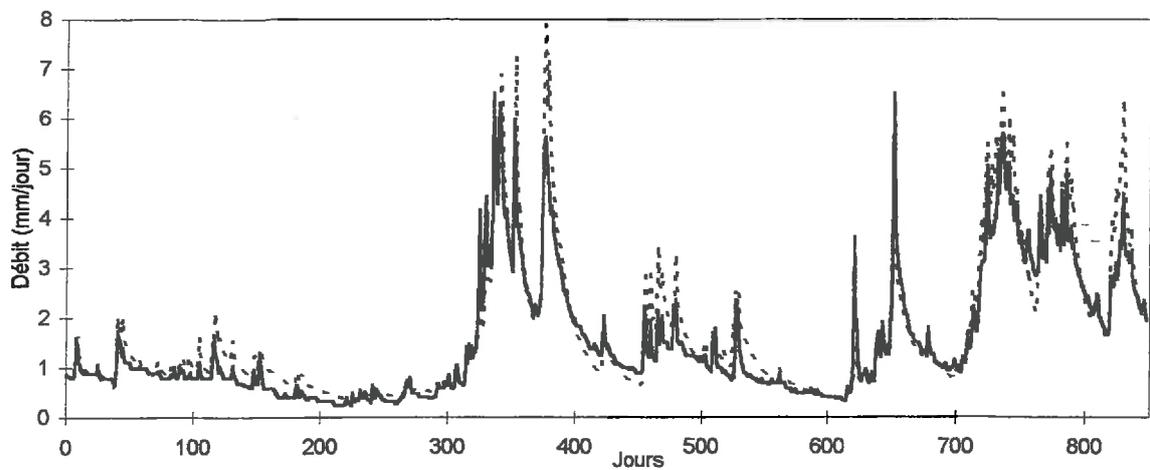
BASSIN DE LA RIVIERE INAM



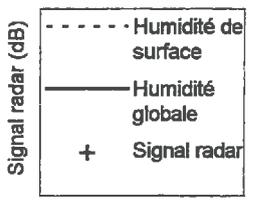
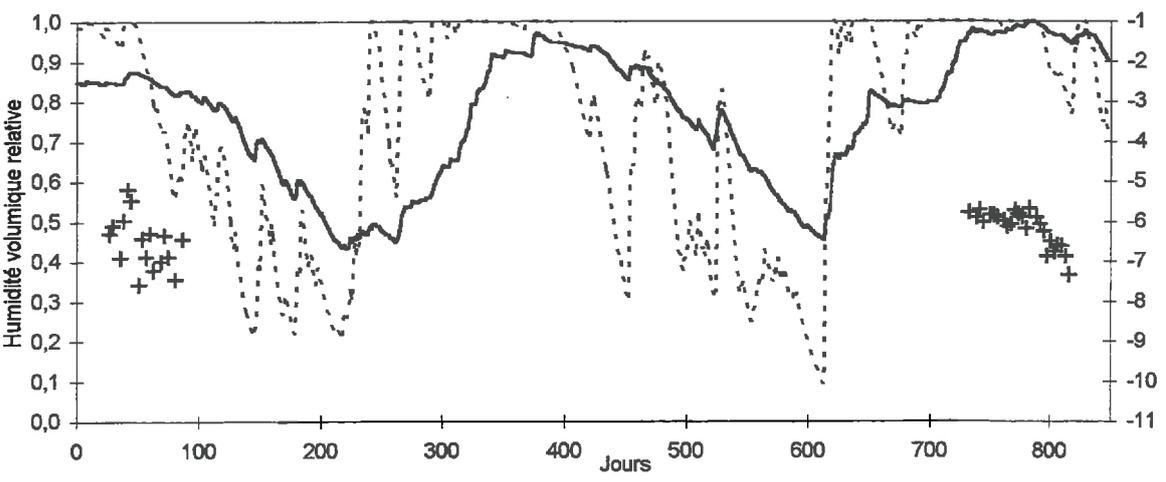
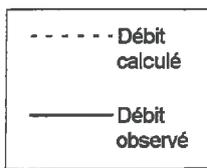
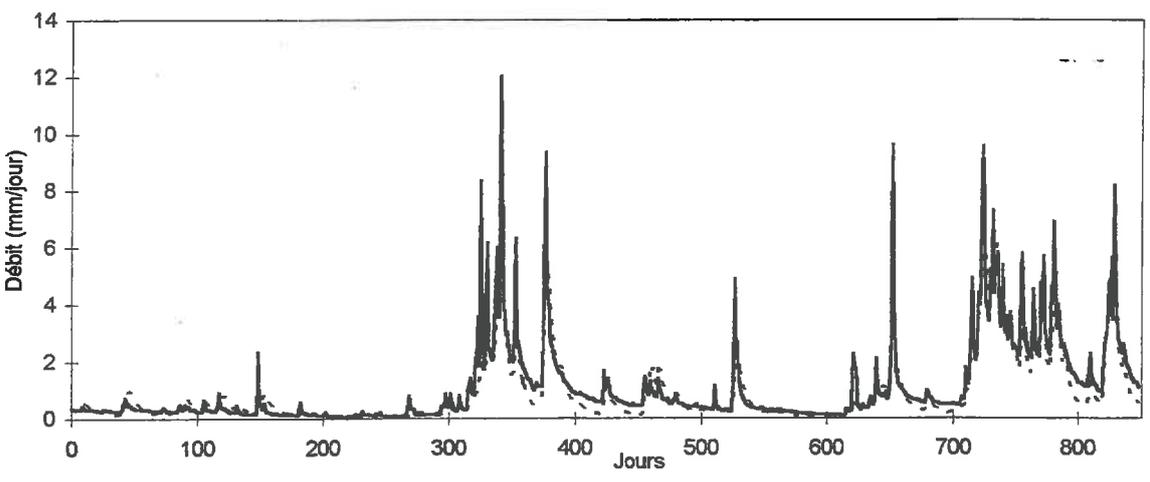
BASSIN DE LA RIVIERE ISOLE INFERIEUR



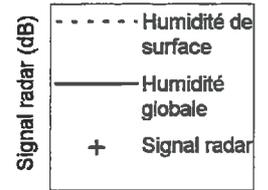
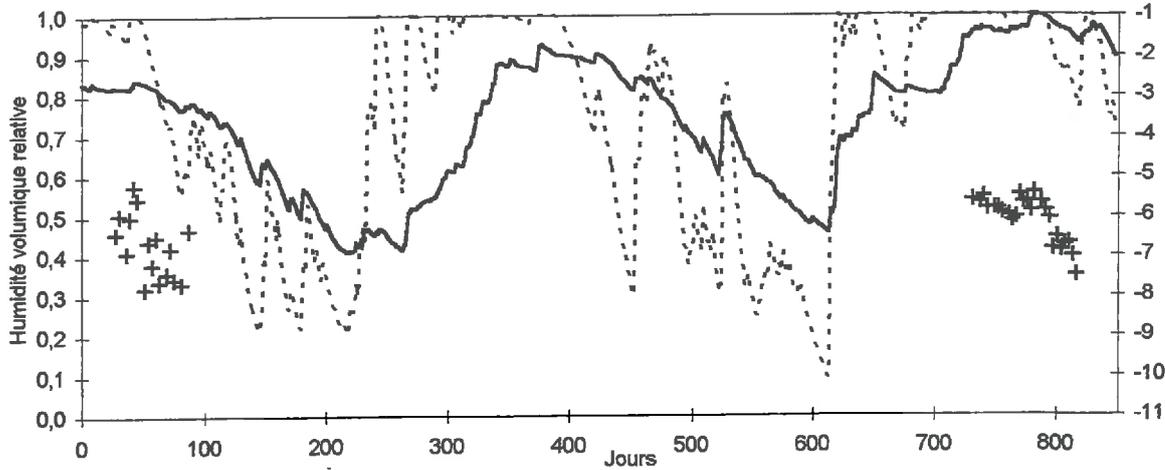
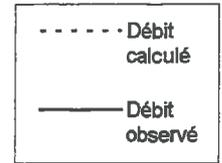
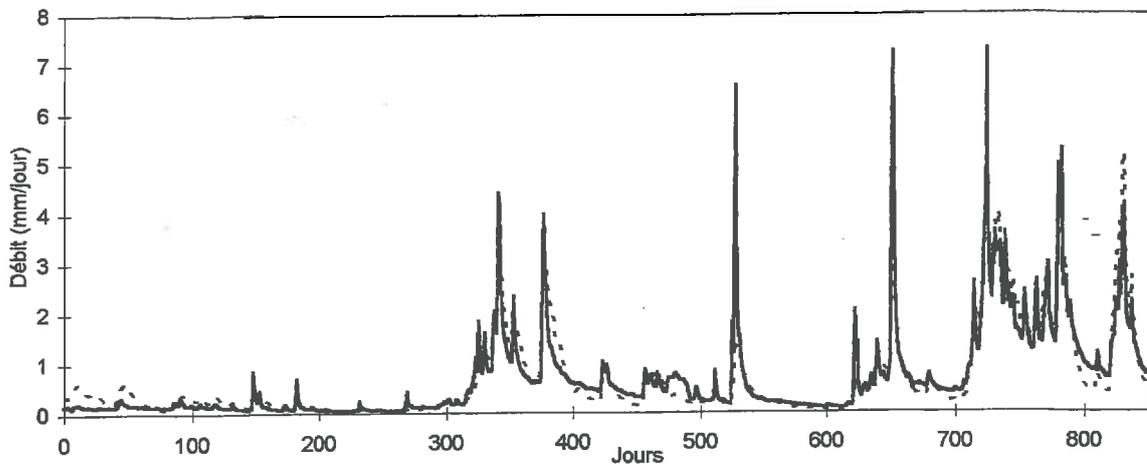
BASSIN DE LA RIVIERE ISOLE SUPERIEUR



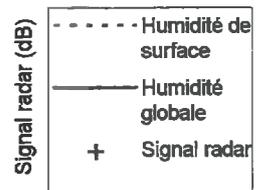
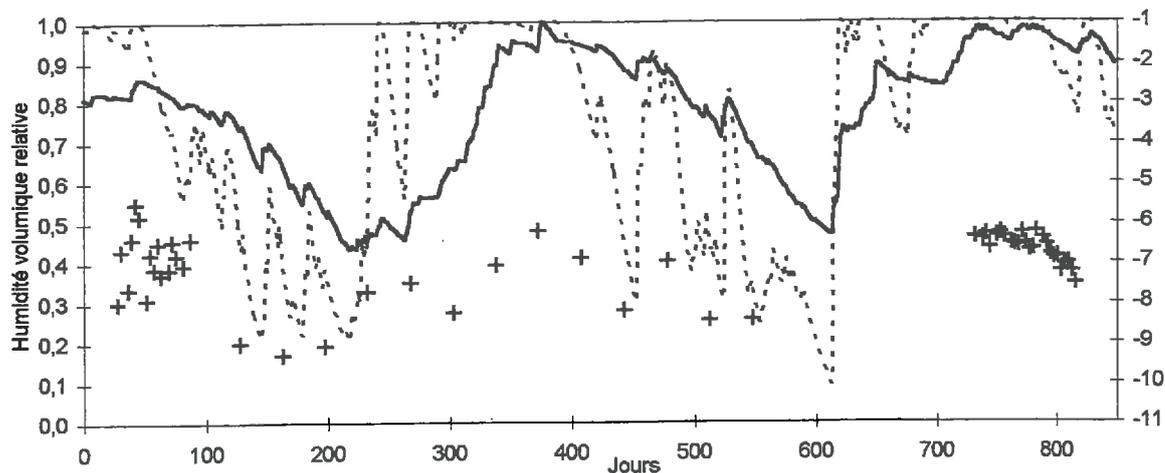
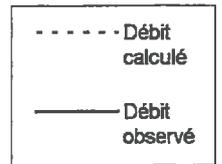
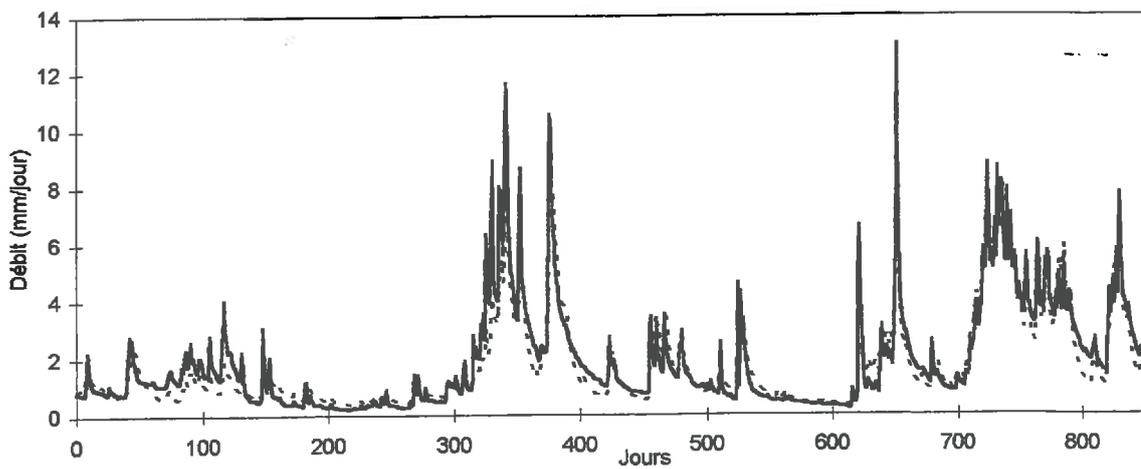
BASSIN DE LA RIVIERE JARLOT



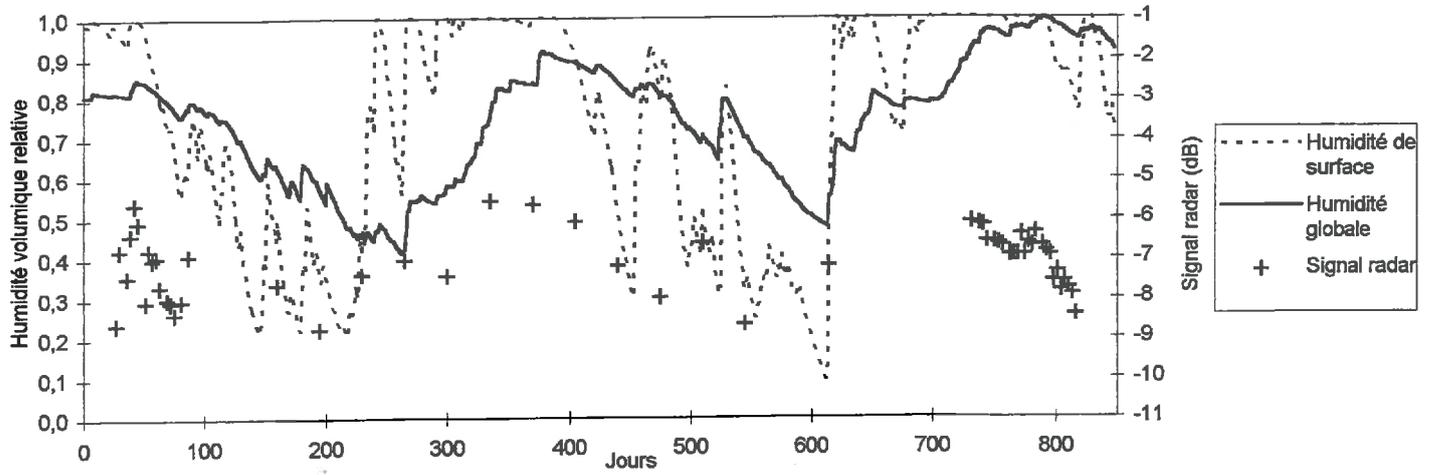
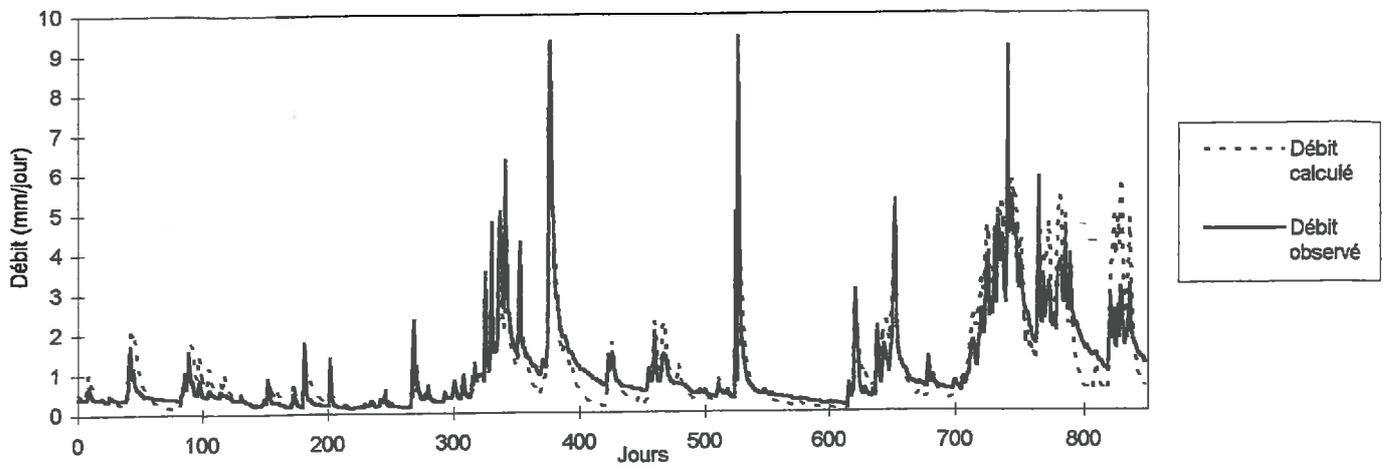
BASSIN DE LA RIVIERE JAUDY



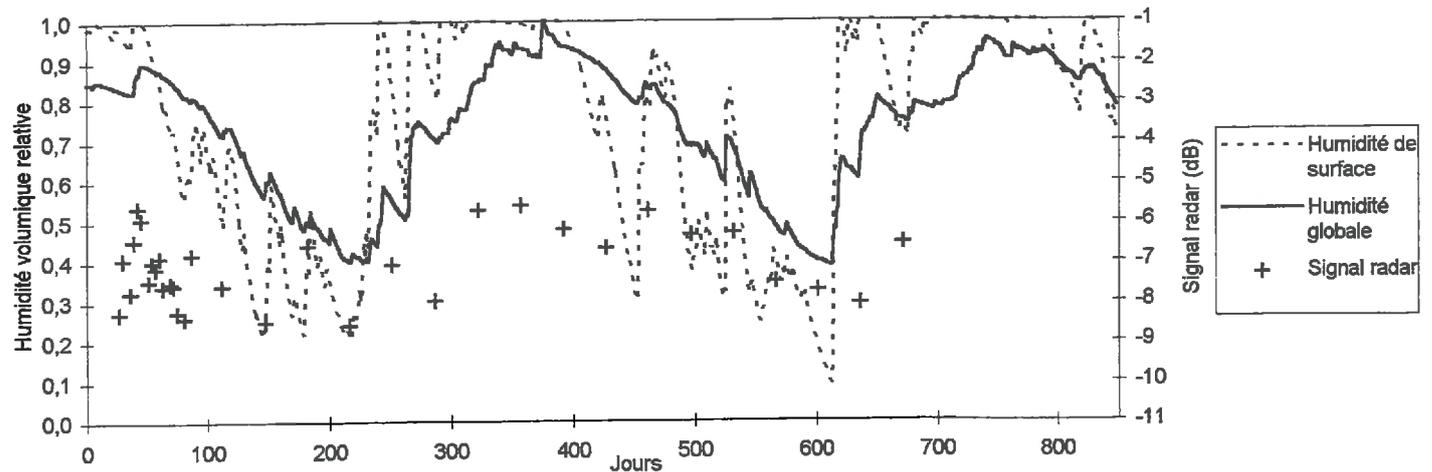
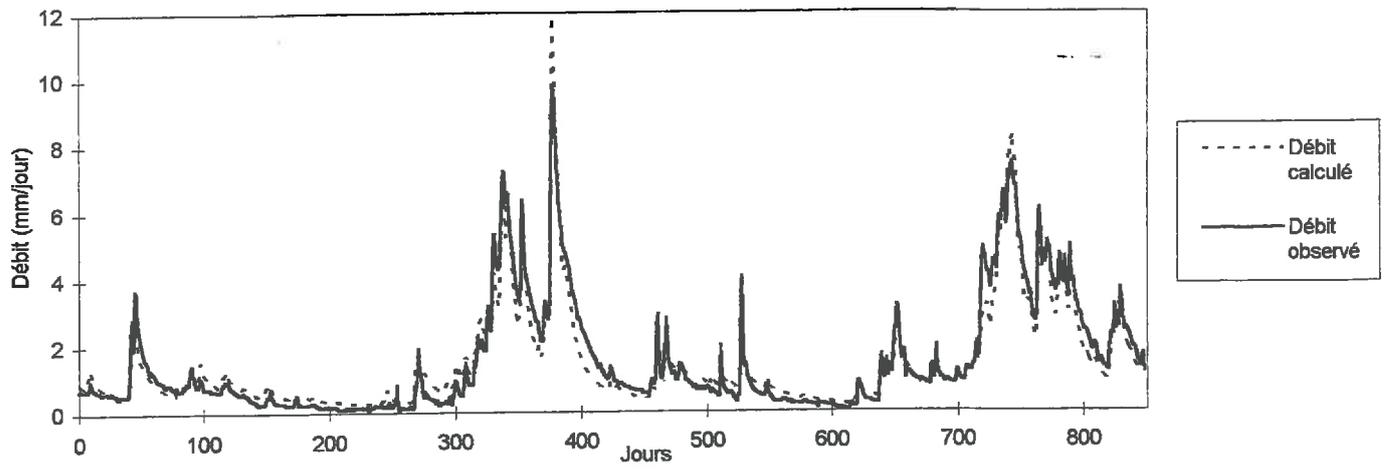
BASSIN DE LA RIVIERE LEFF



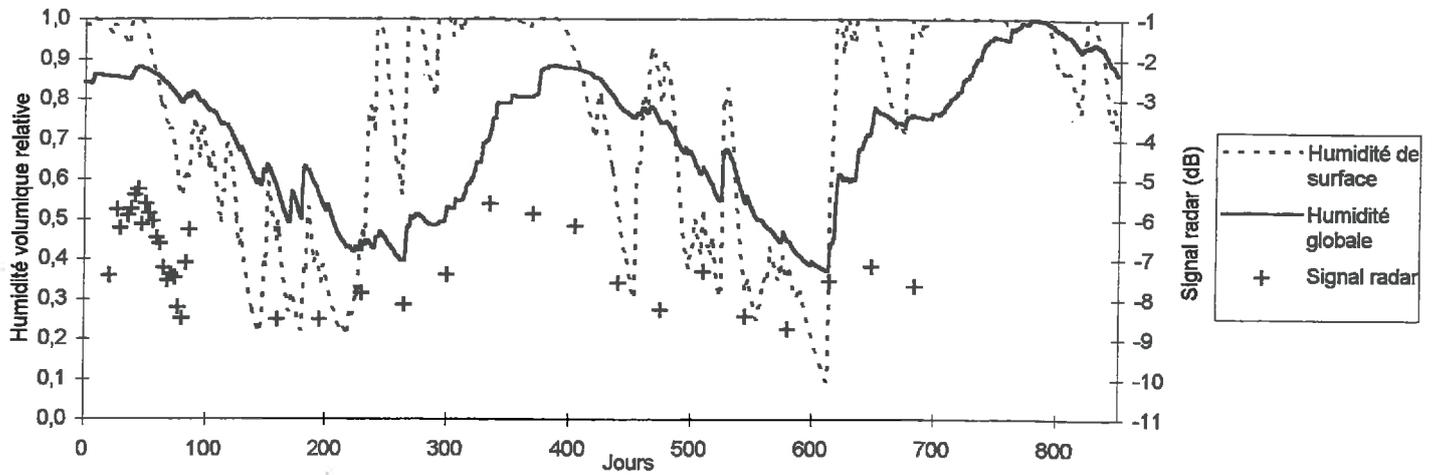
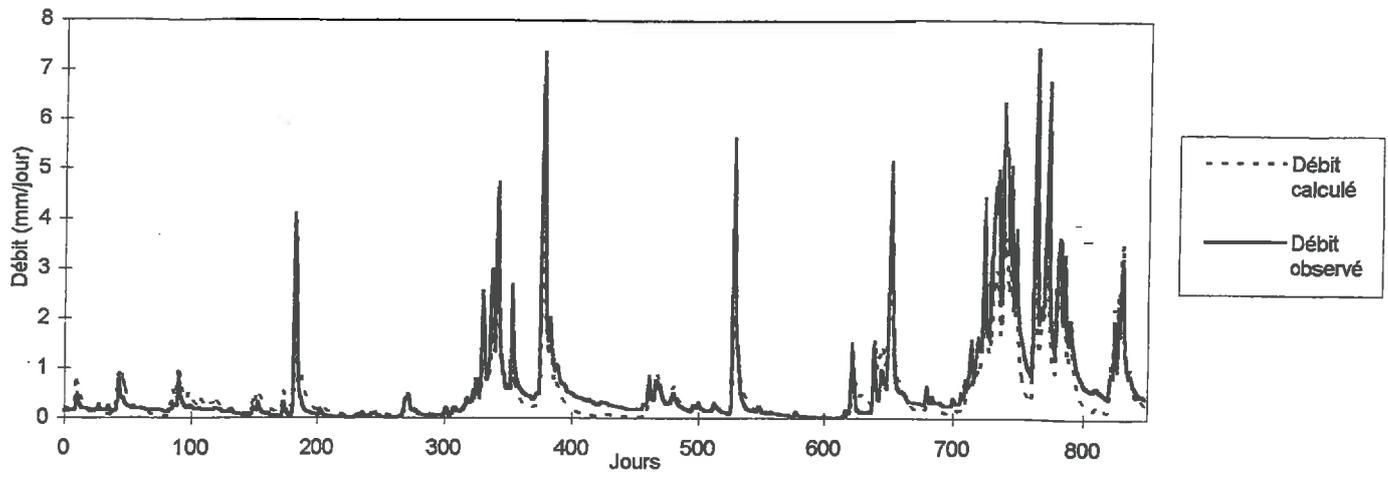
BASSIN DE LA RIVIERE LEGUER



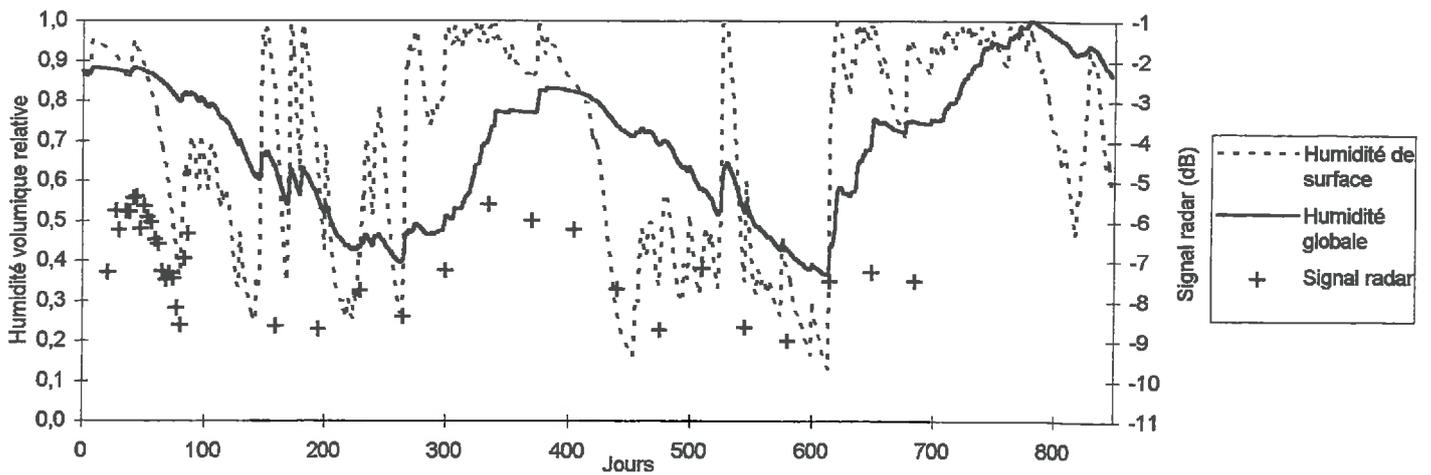
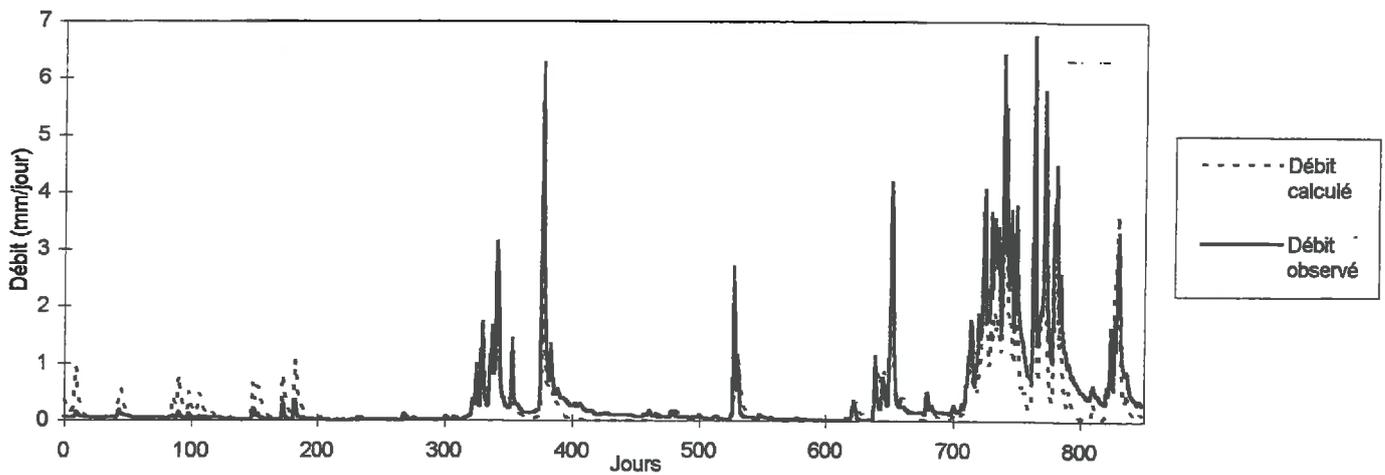
BASSIN DE LA RIVIERE LIE



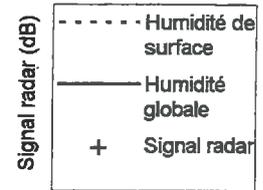
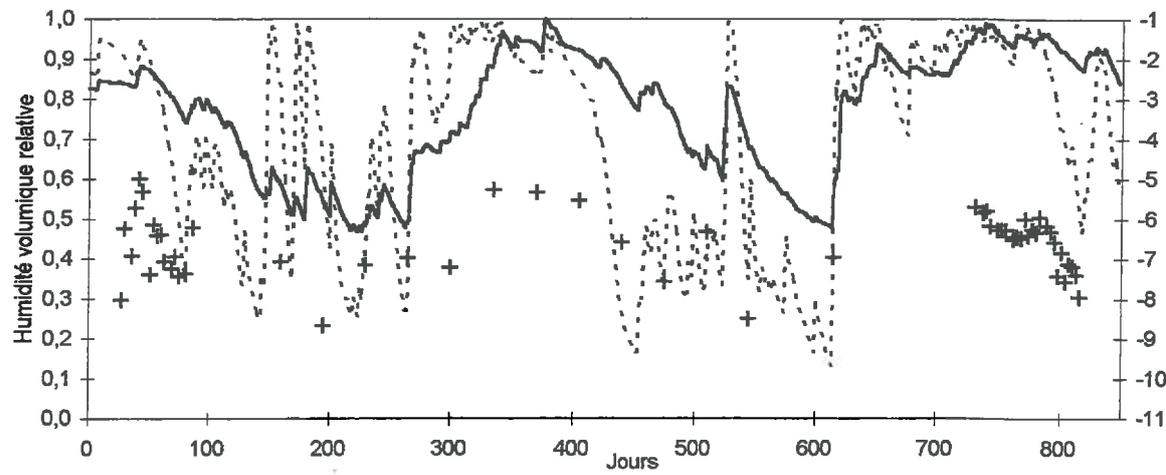
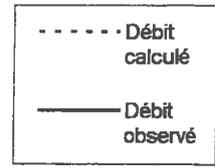
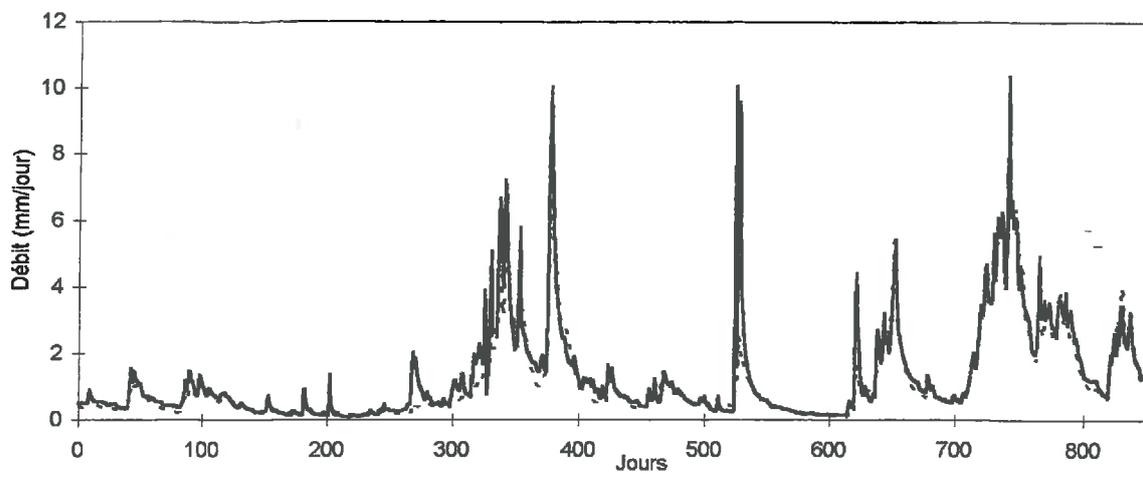
BASSIN DE LA RIVIERE LOC'H



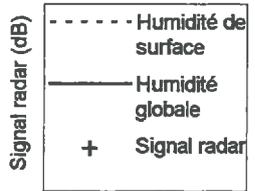
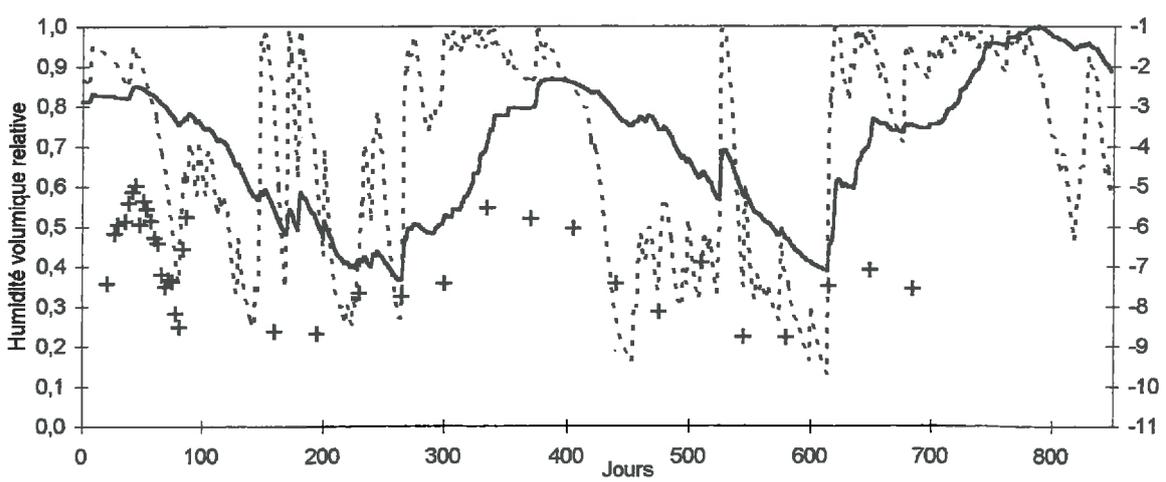
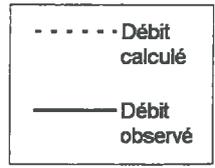
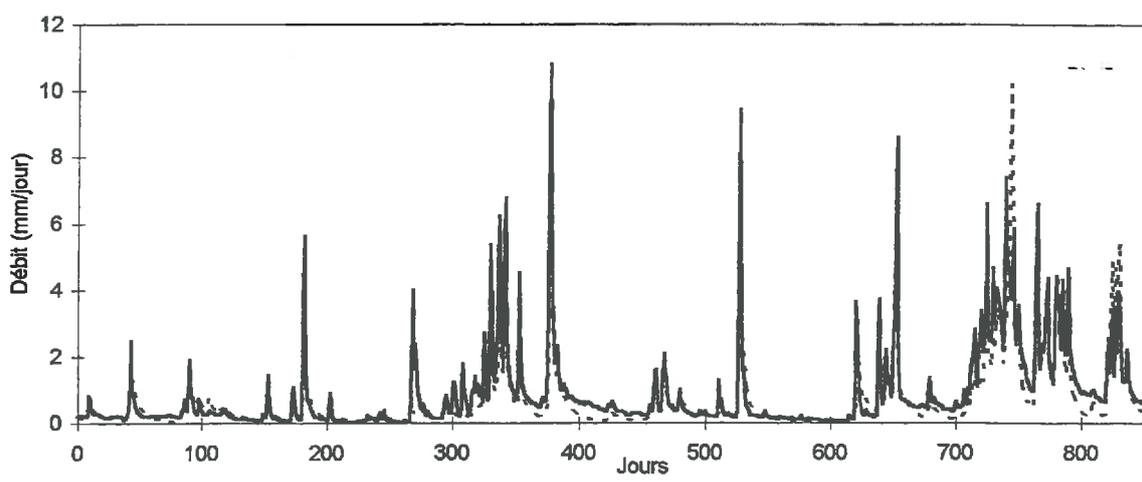
BASSIN DE LA RIVIERE MEU



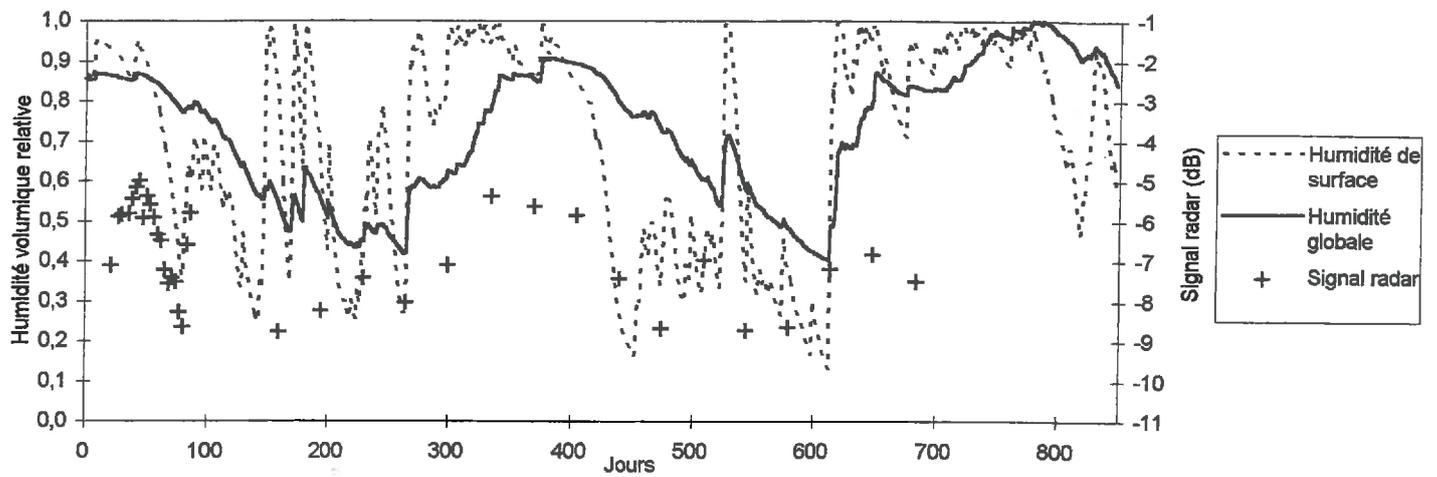
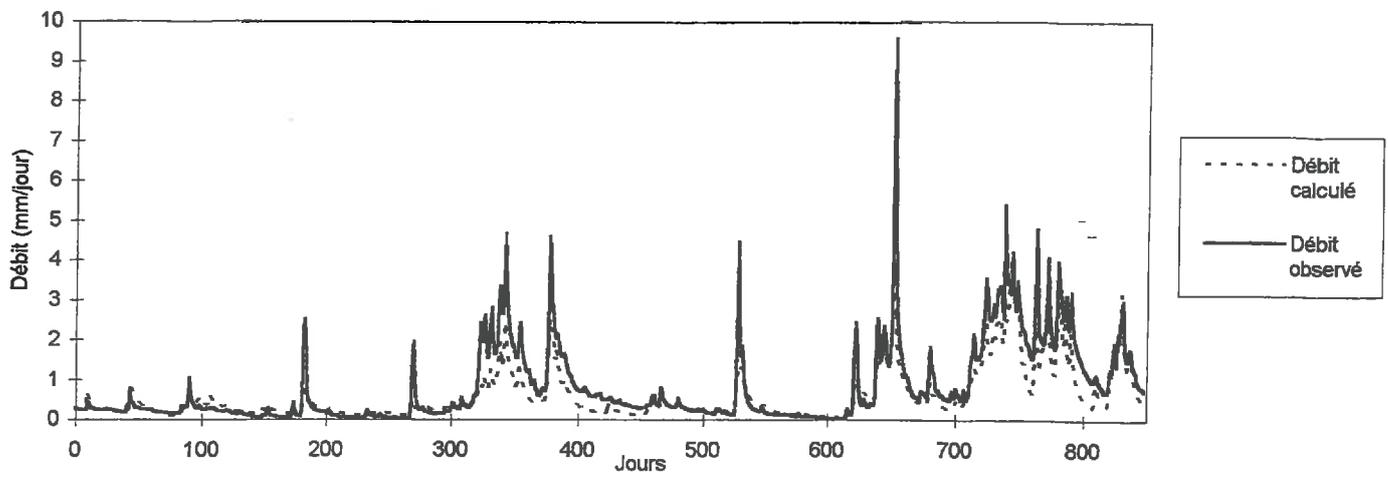
BASSIN DE LA RIVIERE NEAL



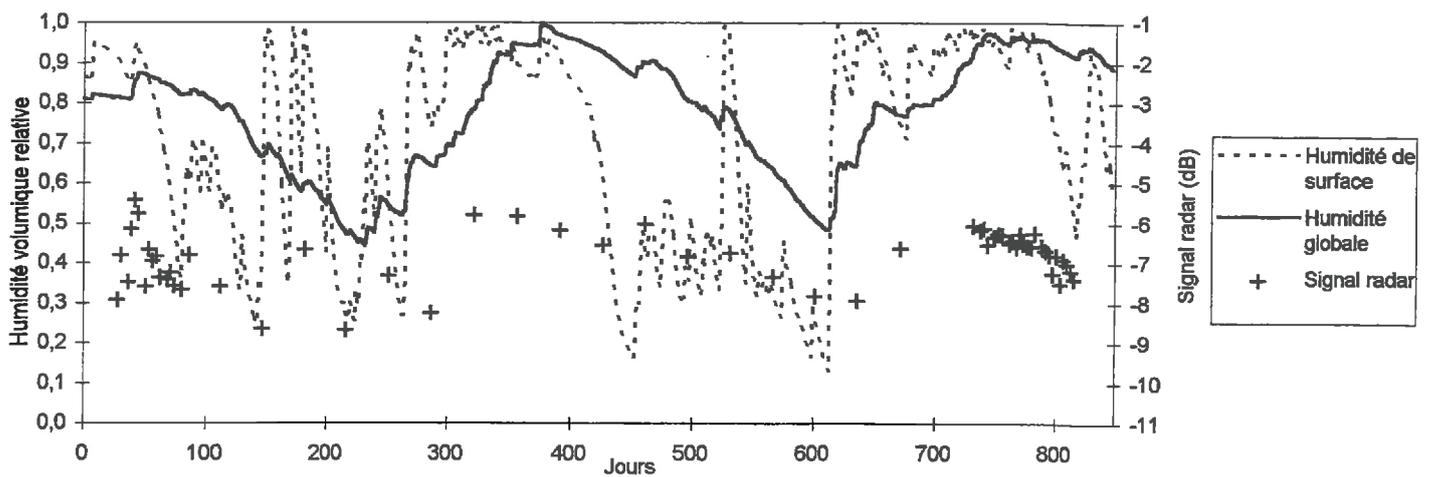
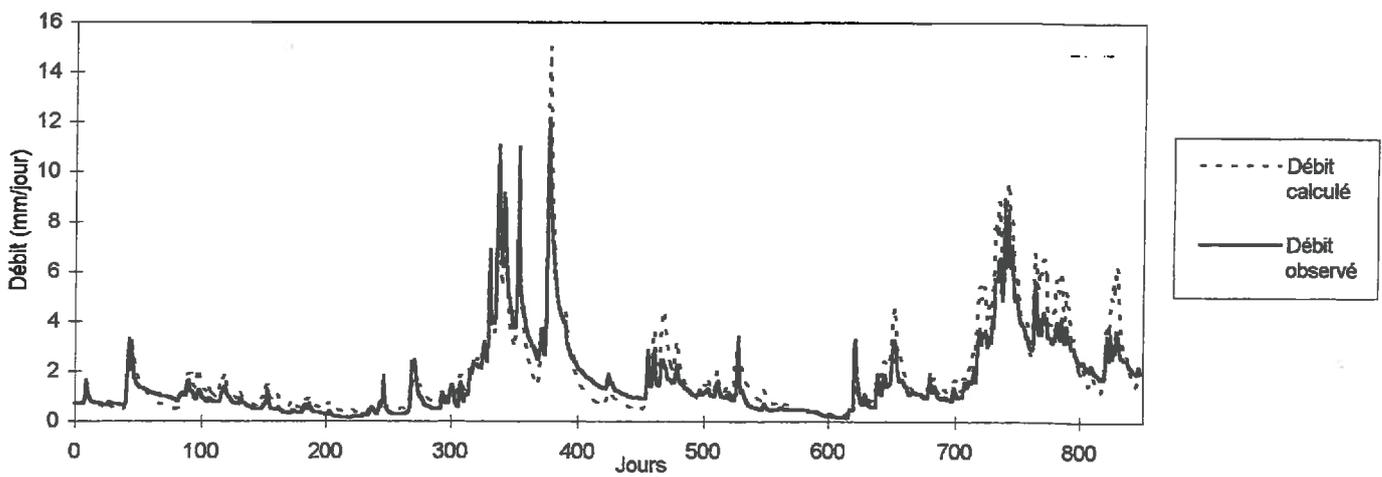
BASSIN DE LA RIVIERE OUST



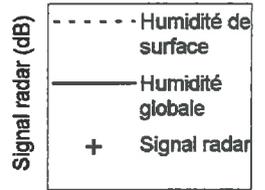
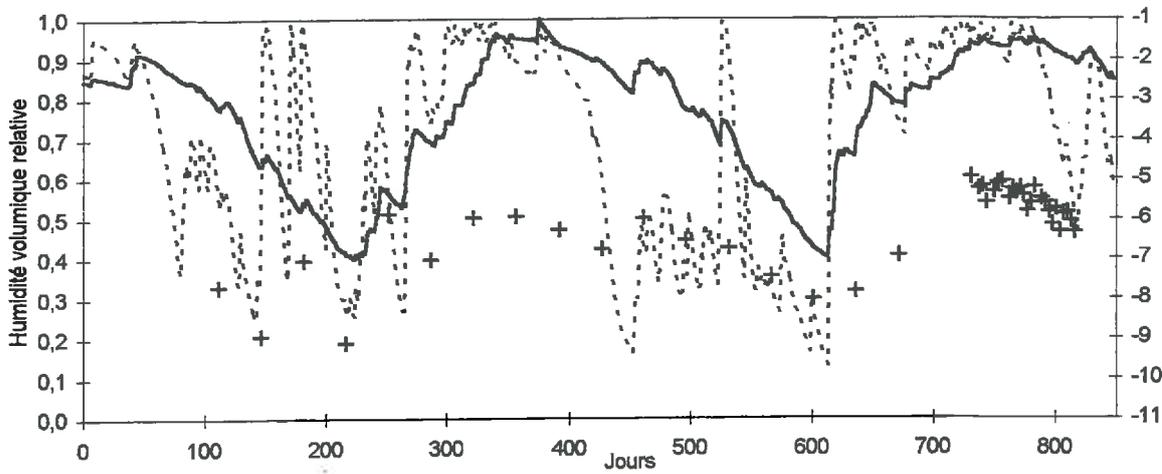
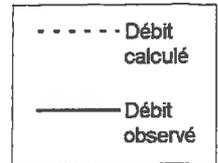
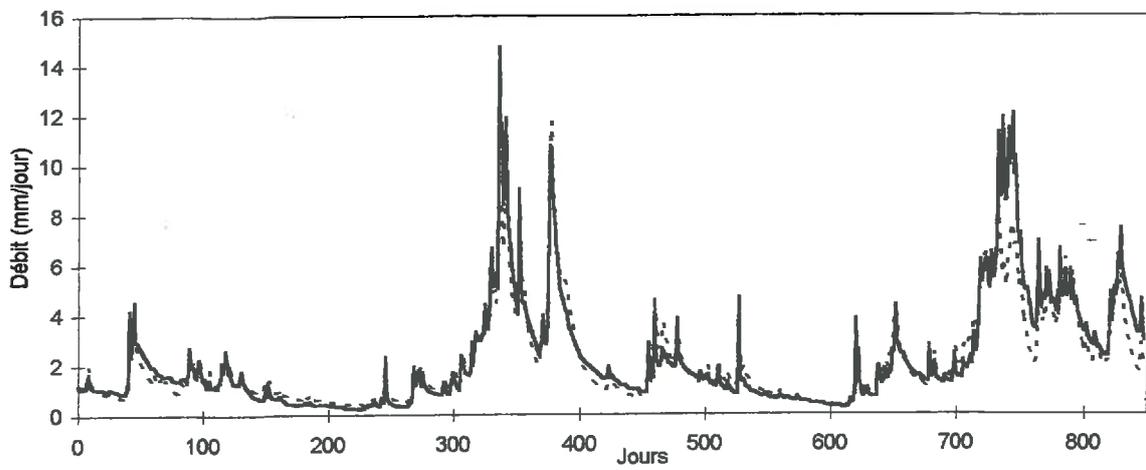
BASSIN DE LA RIVIERE RANCE



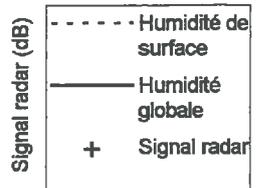
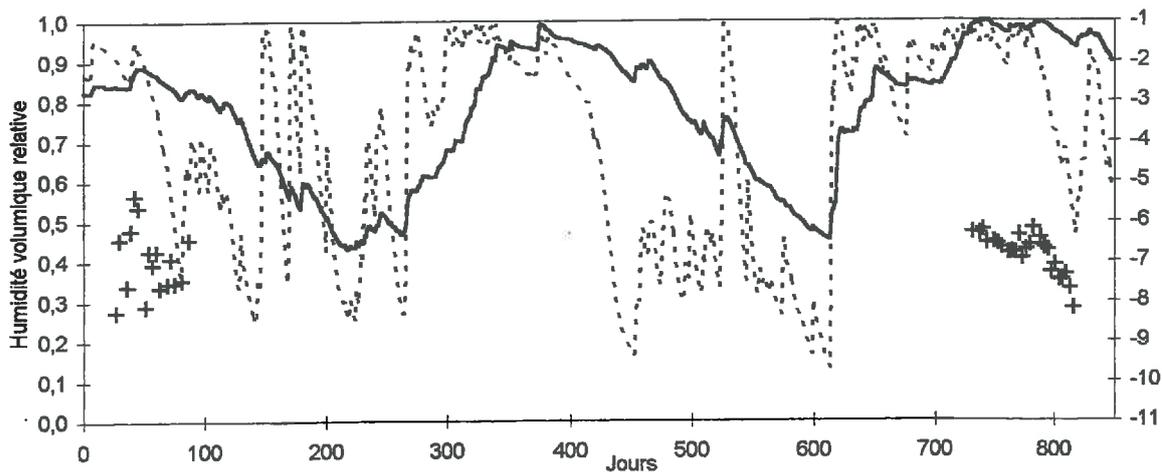
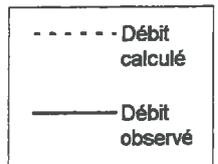
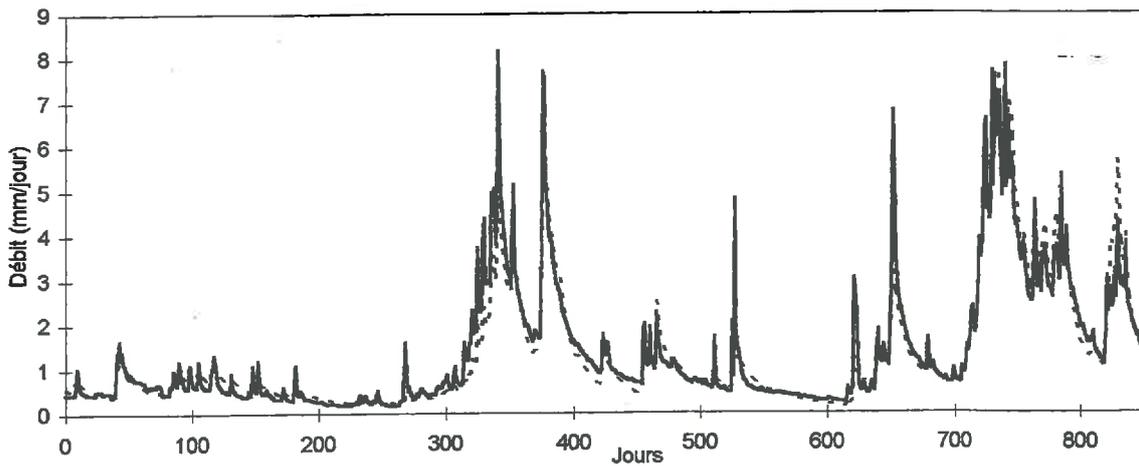
BASSIN DE LA RIVIERE ROSETTE



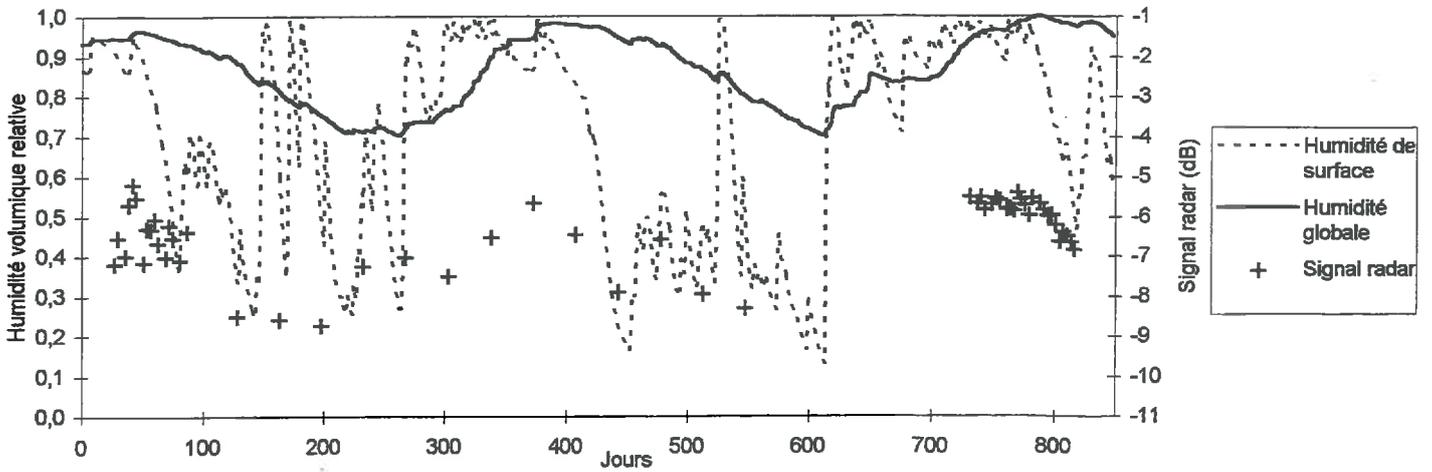
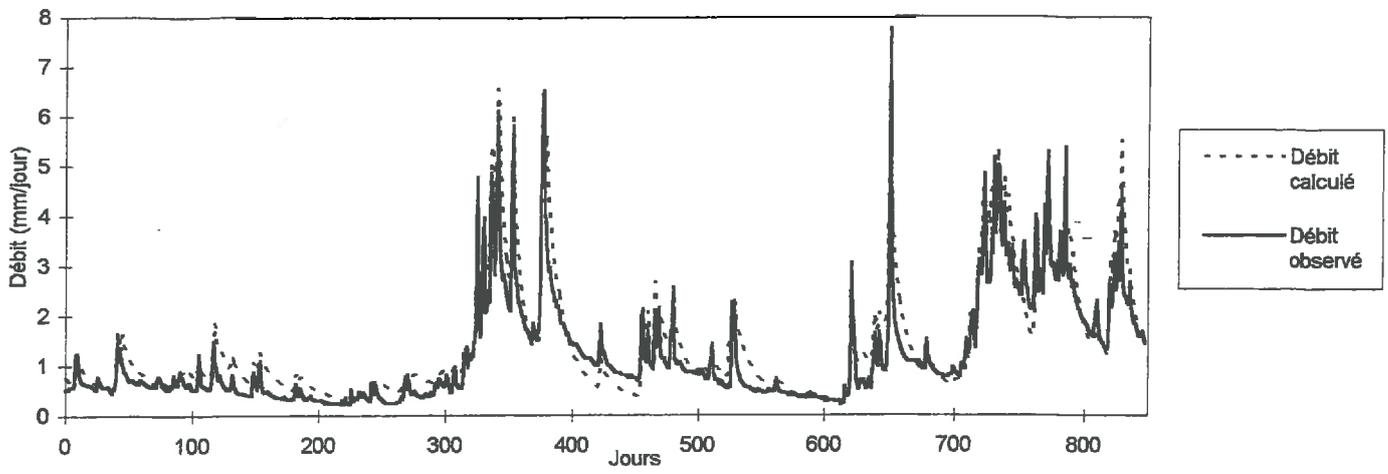
BASSIN DE LA RIVIERE SCORFF



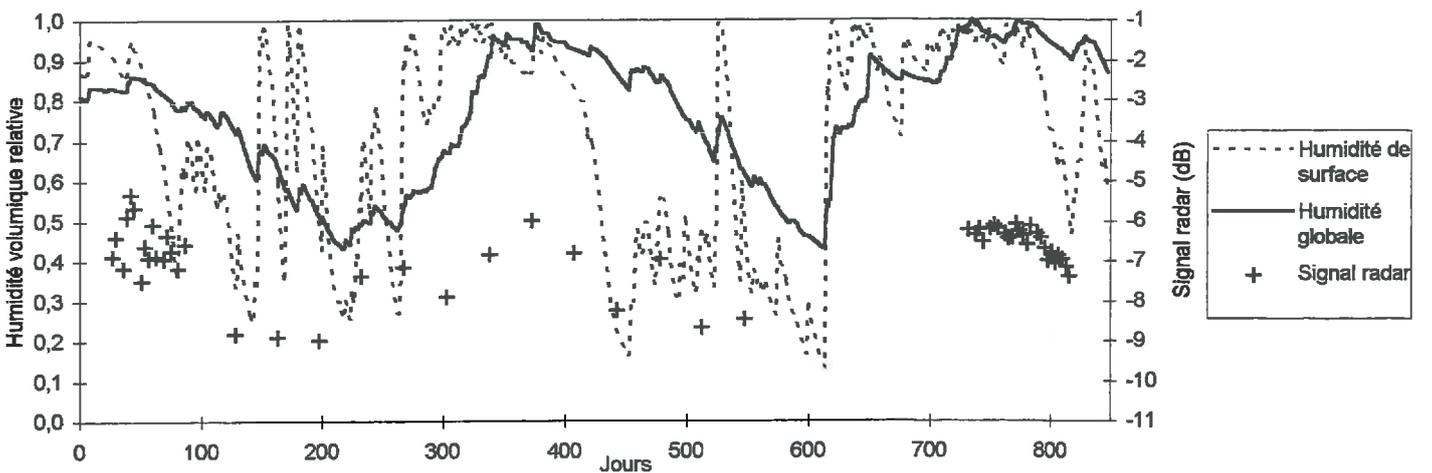
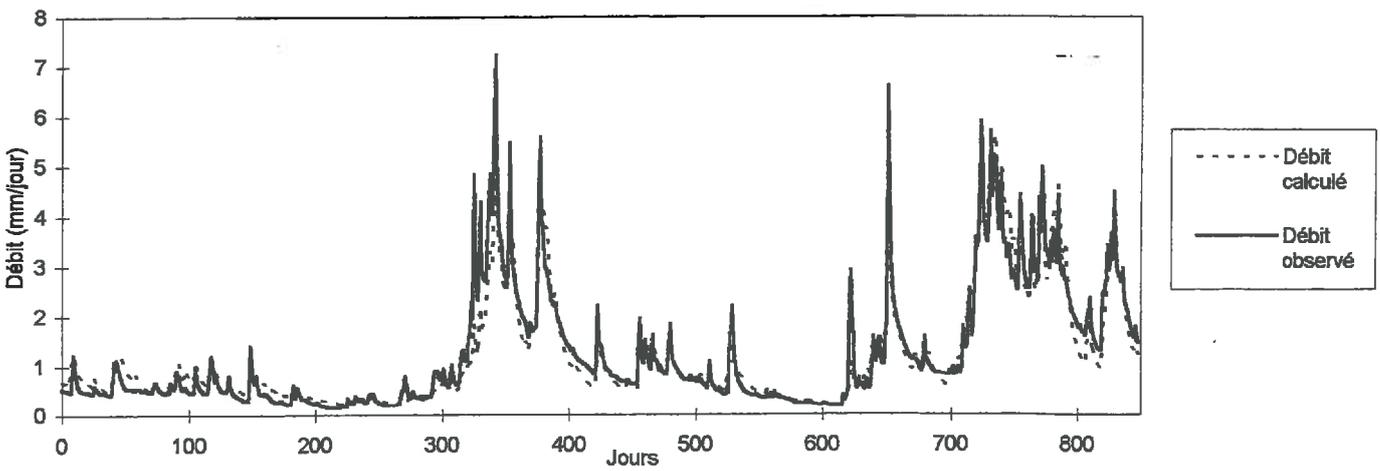
BASSIN DE LA RIVIERE STER GOZ



BASSIN DE LA RIVIERE TRIEUX



BASSIN DE LA RIVIERE TROMORGANT



BASSIN DE LA RIVIERE YAR

ANNEXE 7

Détermination de l'état hydrique du sol par thermographie infrarouge

Comparaison de la température simulée par le modèle SVAT pour différentes conditions hydriques du sol et de la température mesurée par le radiomètre AVHRR du satellite NOAA

Paramètres descriptifs des différentes cultures retenus pour le modèle de bilan énergétique aux dates d'acquisition d'images NOAA non nuageuses:

date		13/05/1992	20/05/1992	08/03/1993	14/03/1993
n° du jour		134	141	67	73
Heure d'acquisition de l'image NOAA		14,5	14,8	14,8	15,3
Température du sol à 1m (°K)		285	287	281	282
Nature du couvert végétal 0=sol nu 1=végétation		0	0	0	0
Maïs pour l'ensilage	LAI (m ² /m ²)	-	-	-	-
	Hauteur (m)	-	-	-	-
	R0 (sm ⁻¹)	-	-	-	-
	Emissivité des feuilles	-	-	-	-
	Emissivité de la surfac	0,96	0,96	0,96	0,96
Nature du couvert végétal 0=sol nu 1=végétation		0	0	0	0
Maïs grain	LAI (m ² /m ²)	-	-	-	-
	Hauteur (m)	-	-	-	-
	R0 (sm ⁻¹)	-	-	-	-
	Emissivité des feuilles	-	-	-	-
	Emissivité du couvert	0,96	0,96	0,96	0,96
Nature du couvert végétal 0=sol nu 1=végétation		1	1	1	1
Céréales d'hiver	LAI (m ² /m ²)	5,5	6	0,4	0,9
	Hauteur (m)	0,9	1	0,1	0,1
	R0 (sm ⁻¹)	150	150	80	80
	Emissivité des feuilles	0,99	0,99	0,99	0,99
	Emissivité du couvert	0,98	0,98	0,98	0,98
Nature du couvert végétal 0=sol nu 1=végétation		1	1	1	1
Prairies	LAI (m ² /m ²)	2	2	2	2
	Hauteur (m)	0,2	0,2	0,2	0,2
	R0 (sm ⁻¹)	50	50	50	50
	Emissivité des feuilles	0,99	0,99	0,99	0,99
	Emissivité du couvert	0,98	0,98	0,98	0,98
Nature du couvert végétal 0=sol nu 1=végétation		0	0	0	0
Légumineuses	LAI (m ² /m ²)	-	-	-	-
	Hauteur (m)	-	-	-	-
	R0 (sm ⁻¹)	-	-	-	-
	Emissivité des feuilles	-	-	-	-
	Emissivité du couvert	0,96	0,96	0,98	0,96
Nature du couvert végétal 0=sol nu 1=végétation		1	1	0	0
Pois	LAI (m ² /m ²)	2	2,3	-	-
	Hauteur (m)	0,35	0,4	-	-
	R0 (sm ⁻¹)	50	50	-	-
	Emissivité des feuilles	0,99	0,99	-	-
	Emissivité du couvert	0,98	0,98	0,98	0,96
Nature du couvert végétal 0=sol nu 1=végétation		1	1	1	1
Cultures fourragères	LAI (m ² /m ²)	4,5	4,7	0,2	0,5
	Hauteur (m)	0,6	0,7	0,05	0,05
	R0 (sm ⁻¹)	50	50	50	50
	Emissivité des feuilles	0,99	0,99	0,99	0,99
	Emissivité du couvert	0,98	0,98	0,98	0,98

date		28/06/1993	07/07/1993	16/08/1993	02/09/1993
n° du jour		179	188	228	245
Heure d'acquisition de l'image NOAA		15,59	14,4	15,7	15,59
Température du sol à 1m (°K)		289	290	291	291
Nature du couvert végétal 0=sol nu 1=végétation		1	1	1	0
Maïs pour l'ensilage	LAI (m ² /m ²)	1	2,5	3,5	-
	Hauteur (m)	0,3	1,2	1,8	-
	R0 (sm ⁻¹)	50	50	150	-
	Emissivité des feuilles	0,99	0,99	0,99	-
	Emissivité de la surfac	0,97	0,98	0,98	0,96
Nature du couvert végétal 0=sol nu 1=végétation		1	1	1	1
Maïs grain	LAI (m ² /m ²)	1	2,5	3,5	3,5
	Hauteur (m)	0,3	1,2	1,8	1,8
	R0 (sm ⁻¹)	50	50	150	100
	Emissivité des feuilles	0,99	0,99	0,99	0,99
	Emissivité du couvert	0,97	0,98	0,98	0,98
Nature du couvert végétal 0=sol nu 1=végétation		1	1	0	0
Céréales d'hiver	LAI (m ² /m ²)	3	3	-	-
	Hauteur (m)	1	1	-	-
	R0 (sm ⁻¹)	300	300	-	-
	Emissivité des feuilles	0,97	0,99	-	-
	Emissivité du couvert	0,98	0,98	0,96	0,96
Nature du couvert végétal 0=sol nu 1=végétation		1	1	1	1
Prairies	LAI (m ² /m ²)	2	2	2	2
	Hauteur (m)	0,2	0,2	0,2	0,2
	R0 (sm ⁻¹)	50	50	50	50
	Emissivité des feuilles	0,99	0,99	0,99	0,99
	Emissivité du couvert	0,98	0,98	0,98	0,98
Nature du couvert végétal 0=sol nu 1=végétation		1	1	0	0
Légumineuses	LAI (m ² /m ²)	3,2	4	-	-
	Hauteur (m)	0,55	0,7	-	-
	R0 (sm ⁻¹)	50	50	-	-
	Emissivité des feuilles	0,99	0,99	-	-
	Emissivité du couvert	0,98	0,98	0,96	0,96
Nature du couvert végétal 0=sol nu 1=végétation		1	1	0	0
Pois	LAI (m ² /m ²)	4,2	4	-	-
	Hauteur (m)	0,75	0,7	-	-
	R0 (sm ⁻¹)	50	50	-	-
	Emissivité des feuilles	0,99	0,99	-	-
	Emissivité du couvert	0,98	0,98	0,96	0,96
Nature du couvert végétal 0=sol nu 1=végétation		1	1	0	0
Cultures fourragères	LAI (m ² /m ²)	5,2	5	-	-
	Hauteur (m)	0,75	0,75	-	-
	R0 (sm ⁻¹)	50	50	-	-
	Emissivité des feuilles	0,99	0,99	-	-
	Emissivité du couvert	0,98	0,98	0,96	0,96

date		29/07/1992
n° du jour		211
Heure d'acquisition de l'image NOAA		14,2
Température du sol à 1m (°K)		292
Nature du couvert végétal 0=sol nu 1=végétation		1
Chaume (1/4 maïs ensilage) (1/2 céréales d'hiver)	LAI (m ² /m ²) Hauteur (m) R0 (sm ⁻¹) Emissivité des feuilles Emissivité de la surface	0,5 0,3 50000 0,96 0,96
Nature du couvert végétal 0=sol nu 1=végétation		1
Maïs grain et 3/4 maïs ensilage	LAI (m ² /m ²) Hauteur (m) R0 (sm ⁻¹) Emissivité des feuilles Emissivité du couvert	4 1,8 100 0,99 0,98
Nature du couvert végétal 0=sol nu 1=végétation		1
1/2 céréales d'hiver	LAI (m ² /m ²) Hauteur (m) R0 (sm ⁻¹) Emissivité des feuilles Emissivité du couvert	4 1 2000 0,96 0,96
Nature du couvert végétal 0=sol nu 1=végétation		1
Prairies	LAI (m ² /m ²) Hauteur (m) R0 (sm ⁻¹) Emissivité des feuilles Emissivité du couvert	2 0,2 50 0,99 0,98
Nature du couvert végétal 0=sol nu 1=végétation		1
Légumineuses	LAI (m ² /m ²) Hauteur (m) R0 (sm ⁻¹) Emissivité des feuilles Emissivité du couvert	4 0,7 100 0,99 0,98
Nature du couvert végétal 0=sol nu 1=végétation		0
Pois	LAI (m ² /m ²) Hauteur (m) R0 (sm ⁻¹) Emissivité des feuilles Emissivité du couvert	- - - - 0,96
Nature du couvert végétal 0=sol nu 1=végétation		1
Cultures fourragères	LAI (m ² /m ²) Hauteur (m) R0 (sm ⁻¹) Emissivité des feuilles Emissivité du couvert	5 0,7 50 0,99 0,98

date		05/08/1992
n° du jour		218
Heure d'acquisition de l'image NOAA		14,5
Température du sol à 1m (°K)		292
Nature du couvert végétal 0=sol nu 1=végétation		1
Chaume (1/2 maïs pour ensilage céréales d'hiver)	LAI (m ² /m ²) Hauteur (m) R0 (sm ⁻¹) Emissivité des feuilles Emissivité de la surfac	0,5 0,3 50000 0,96 0,96
Nature du couvert végétal 0=sol nu 1=végétation		1
Maïs grain + 1/2 maïs pour ensilage	LAI (m ² /m ²) Hauteur (m) R0 (sm ⁻¹) Emissivité des feuilles Emissivité du couvert	4 1,8 100 0,99 0,98
Nature du couvert végétal 0=sol nu 1=végétation		1
Nature du couvert végétal 0=sol nu 1=végétation Prairies	LAI (m ² /m ²) Hauteur (m) R0 (sm ⁻¹) Emissivité des feuilles Emissivité du couvert	1 2 0,2 50 0,99 0,98
Nature du couvert végétal 0=sol nu 1=végétation		1
Légumineuses	LAI (m ² /m ²) Hauteur (m) R0 (sm ⁻¹) Emissivité des feuilles Emissivité du couvert	4 0,7 100 0,99 0,98
Nature du couvert végétal 0=sol nu 1=végétation		0
Pois	LAI (m ² /m ²) Hauteur (m) R0 (sm ⁻¹) Emissivité des feuilles Emissivité du couvert	- - - - 0,96
Nature du couvert végétal 0=sol nu 1=végétation		1
Cultures fourragères	LAI (m ² /m ²) Hauteur (m) R0 (sm ⁻¹) Emissivité des feuilles Emissivité du couvert	5 0,7 100 0,99 0,98

Résultats des simulations en terme de température de surface pour différentes conditions hydriques du sol

La première ligne du tableau indique les valeurs en % de l'humidité volumique de la couche de surface du sol (0-10cm), la première colonne celles de la couche globale du sol. Le tableau présente ensuite les valeurs en °C de la température simulée lors du passage du satellite pour les différents couples de valeurs des deux humidités du sol. La température est contrôlée par satellite avec une précision de 1°C. Les températures simulées sont donc considérées comme réalistes lorsqu'elles sont égales à la valeur mesurée à plus ou moins un degré et apparaissent alors en gras dans le tableau. Cela permet de déduire les valeurs possibles des humidités volumiques des deux couches de sol (résultats présentés dans le chapitre V de la thèse).

3/05/1992	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	Ws (%)
33,6	33,5	33,3	33,1	32,9	32,6	32,3	31,9	31,6	31,4	31,1	30,7	30,3	29,8	29,1	28,2	28	28	28	28	28	28	28
33,5	33,3	33,2	33	32,7	32,5	32,1	31,8	31,5	31,3	31	30,6	30,2	29,7	29	28,1	27,9	27,9	27,9	27,9	27,9	27,9	27,9
33,4	33,2	33,1	32,9	32,6	32,4	32	31,7	31,4	31,2	30,9	30,5	30,1	29,6	28,9	28	27,8	27,8	27,8	27,8	27,8	27,8	27,8
33,3	33,1	33	32,8	32,5	32,3	31,9	31,6	31,4	31,1	30,8	30,5	30	29,5	28,8	28	27,7	27,8	27,8	27,8	27,8	27,8	27,8
33,2	33	32,9	32,7	32,4	32,2	31,8	31,5	31,3	31	30,7	30,4	30	29,4	28,7	27,9	27,7	27,7	27,7	27,7	27,7	27,7	27,7
33,1	32,9	32,8	32,6	32,4	32,1	31,8	31,4	31,2	31	30,7	30,3	29,9	29,4	28,7	27,8	27,6	27,6	27,6	27,6	27,6	27,6	27,6
33	32,9	32,7	32,5	32,3	32	31,7	31,4	31,2	30,9	30,6	30,3	29,8	29,3	28,6	27,8	27,6	27,6	27,6	27,6	27,6	27,6	27,6
32,9	32,8	32,6	32,4	32,2	31,9	31,6	31,3	31,1	30,8	30,6	30,2	29,8	29,3	28,6	27,7	27,5	27,5	27,5	27,5	27,5	27,5	27,5
32,9	32,7	32,6	32,4	32,1	31,9	31,6	31,3	31,1	30,8	30,5	30,2	29,7	29,2	28,5	27,7	27,5	27,5	27,5	27,5	27,5	27,5	27,5
32,8	32,7	32,5	32,3	32,1	31,8	31,5	31,2	31	30,8	30,5	30,1	29,7	29,2	28,5	27,6	27,4	27,5	27,5	27,5	27,5	27,5	27,5
32,7	32,6	32,4	32,3	32	31,8	31,5	31,2	31	30,7	30,4	30,1	29,6	29,1	28,4	27,6	27,4	27,4	27,4	27,4	27,4	27,4	27,4
32,7	32,6	32,4	32,2	32	31,7	31,4	31,1	30,9	30,7	30,4	30	29,6	29,1	28,4	27,5	27,4	27,4	27,4	27,4	27,4	27,4	27,4
32,6	32,5	32,4	32,2	31,9	31,7	31,4	31,1	30,9	30,6	30,3	30	29,6	29	28,3	27,5	27,3	27,4	27,4	27,4	27,4	27,4	27,4
32,6	32,5	32,3	32,1	31,9	31,6	31,3	31,1	30,8	30,6	30,3	30	29,5	29	28,3	27,5	27,3	27,3	27,3	27,3	27,3	27,3	27,3
32,6	32,4	32,3	32,1	31,9	31,6	31,3	31	30,8	30,6	30,3	29,9	29,5	29	28,3	27,4	27,3	27,3	27,3	27,3	27,3	27,3	27,3
32,5	32,4	32,2	32,1	31,8	31,6	31,3	31	30,8	30,5	30,2	29,9	29,5	28,9	28,2	27,4	27,3	27,3	27,3	27,3	27,3	27,3	27,3
32,5	32,4	32,2	32	31,8	31,5	31,2	31	30,8	30,5	30,2	29,9	29,4	28,9	28,2	27,4	27,2	27,3	27,3	27,3	27,3	27,3	27,3
32,5	32,3	32,2	32	31,8	31,5	31,2	30,9	30,7	30,5	30,2	29,8	29,4	28,9	28,2	27,4	27,2	27,2	27,3	27,3	27,3	27,3	27,3
32,4	32,3	32,1	32	31,7	31,5	31,2	30,9	30,7	30,4	30,2	29,8	29,4	28,8	28,1	27,3	27,2	27,2	27,2	27,2	27,2	27,2	27,2
32,4	32,3	32,1	31,9	31,7	31,4	31,1	30,9	30,7	30,4	30,1	29,8	29,4	28,8	28,1	27,3	27,2	27,2	27,2	27,2	27,2	27,2	27,2
32,4	32,2	32,1	31,9	31,7	31,4	31,1	30,9	30,7	30,4	30,1	29,8	29,3	28,8	28,1	27,3	27,2	27,2	27,2	27,2	27,2	27,2	27,2
32,3	32,2	32,1	31,9	31,7	31,4	31,1	30,8	30,6	30,4	30,1	29,7	29,3	28,8	28	27,2	27,2	27,2	27,2	27,2	27,2	27,2	27,2
32,3	32,2	32	31,9	31,6	31,4	31,1	30,8	30,6	30,4	30,1	29,7	29,3	28,7	28	27,2	27,1	27,2	27,2	27,2	27,2	27,2	27,2
32,3	32,2	32	31,8	31,6	31,3	31	30,8	30,6	30,3	30	29,7	29,2	28,7	28	27,2	27,1	27,2	27,2	27,2	27,2	27,2	27,2
32,3	32,1	32	31,8	31,6	31,3	31	30,8	30,6	30,3	30	29,6	29,2	28,7	27,9	27,2	27,1	27,1	27,2	27,2	27,2	27,2	27,2
32,2	32,1	32	31,8	31,6	31,3	31	30,8	30,5	30,3	30	29,6	29,2	28,6	27,9	27,1	27,1	27,1	27,1	27,1	27,1	27,1	27,1
32,2	32,1	31,9	31,8	31,5	31,3	31	30,7	30,5	30,3	30	29,6	29,1	28,6	27,8	27,1	27,1	27,1	27,1	27,1	27,1	27,1	27,1
32,2	32,1	31,9	31,7	31,5	31,2	30,9	30,7	30,5	30,2	29,9	29,6	29,1	28,5	27,8	27,1	27,1	27,1	27,1	27,1	27,1	27,1	27,1
32,2	32,1	31,9	31,7	31,5	31,2	30,9	30,7	30,5	30,2	29,9	29,5	29,1	28,5	27,7	27,1	27,1	27,1	27,1	27,1	27,1	27,1	27,1
32,2	32	31,9	31,7	31,5	31,2	30,9	30,7	30,4	30,2	29,9	29,5	29	28,4	27,7	27,1	27,1	27,1	27,1	27,1	27,1	27,1	27,1

TsNOAA=29 °C à 1°C près

20/05/1992	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	Ws (%)
10	34,3	34,3	34,2	34,1	34	33,9	33,7	33,5	33,3	33	32,7	32,3	32,1	31,8	31,5	31,2	30,8	30,3	29,7	28,9	28,4	
11	34,2	34,1	34	33,9	33,8	33,7	33,5	33,4	33,1	32,9	32,6	32,2	32	31,7	31,4	31,1	30,7	30,2	29,6	28,8	28,3	
12	34	34	33,9	33,8	33,7	33,6	33,4	33,2	33	32,8	32,5	32,1	31,9	31,6	31,3	31	30,6	30,1	29,5	28,7	28,2	
13	33,9	33,8	33,8	33,7	33,6	33,5	33,3	33,1	32,9	32,6	32,3	32	31,8	31,5	31,2	30,9	30,5	30	29,4	28,6	28,1	
14	33,8	33,7	33,7	33,6	33,5	33,3	33,2	33,1	32,9	32,7	32,5	32,2	31,9	31,6	31,4	31,1	30,7	30,4	29,9	29,3	28,5	28
15	33,7	33,6	33,6	33,5	33,4	33,2	33,1	32,9	32,7	32,5	32,2	31,9	31,6	31,4	31,1	30,7	30,3	29,8	29,2	28,4	27,9	
16	33,6	33,5	33,5	33,4	33,3	33,2	33	32,8	32,6	32,4	32,1	31,8	31,6	31,3	31	30,7	30,3	29,8	29,2	28,4	27,9	
17	33,5	33,5	33,4	33,3	33,2	33,1	32,9	32,8	32,6	32,3	32	31,7	31,5	31,3	31	30,6	30,2	29,8	29,1	28,4	27,9	
18	33,4	33,4	33,3	33,2	33,1	33	32,9	32,7	32,5	32,2	31,9	31,7	31,5	31,2	30,9	30,6	30,2	29,7	29,1	28,3	27,8	
19	33,4	33,3	33,2	33,2	33,1	32,9	32,8	32,6	32,4	32,2	31,9	31,6	31,4	31,1	30,9	30,5	30,1	29,6	29	28,2	27,8	
20	33,3	33,2	33,2	33,1	33	32,9	32,7	32,6	32,4	32,2	31,9	31,6	31,4	31,1	30,8	30,4	30	29,6	29	28,2	27,7	
21	33,2	33,2	33,1	33	32,9	32,8	32,7	32,5	32,3	32,1	31,8	31,5	31,3	31,1	30,8	30,4	30	29,6	29	28,2	27,7	
22	33,2	33,1	33,1	33	32,9	32,8	32,6	32,5	32,3	32	31,7	31,5	31,3	31	30,7	30,4	30	29,5	28,9	28,1	27,7	
23	33,1	33,1	33	32,9	32,9	32,7	32,6	32,4	32,2	32	31,7	31,4	31,2	31	30,7	30,4	30	29,5	28,9	28,1	27,6	
24	33,1	33	33	32,9	32,8	32,7	32,6	32,4	32,2	31,9	31,7	31,4	31,2	30,9	30,7	30,3	29,9	29,4	28,8	28	27,6	
25	33	33	32,9	32,9	32,8	32,7	32,5	32,3	32,1	31,9	31,6	31,4	31,2	30,9	30,6	30,3	29,9	29,4	28,8	28	27,6	
26	33	33	32,9	32,8	32,7	32,6	32,5	32,3	32,1	31,9	31,6	31,3	31,1	30,9	30,6	30,2	29,8	29,3	28,7	27,9	27,5	
27	33	32,9	32,9	32,8	32,7	32,6	32,4	32,3	32,1	31,8	31,5	31,3	31,1	30,8	30,6	30,2	29,8	29,3	28,7	27,9	27,5	
28	32,9	32,9	32,8	32,8	32,7	32,5	32,4	32,2	32	31,8	31,5	31,3	31,1	30,8	30,5	30,2	29,8	29,3	28,7	27,9	27,5	
29	32,9	32,9	32,8	32,7	32,6	32,5	32,4	32,2	32	31,8	31,5	31,3	31	30,8	30,5	30,2	29,8	29,3	28,7	27,9	27,5	
30	32,9	32,8	32,8	32,7	32,6	32,5	32,4	32,2	32	31,7	31,5	31,2	31	30,8	30,5	30,1	29,7	29,3	28,6	27,8	27,5	
31	32,8	32,8	32,7	32,7	32,6	32,5	32,3	32,2	32	31,7	31,4	31,2	31	30,7	30,4	30,1	29,7	29,2	28,6	27,8	27,5	
32	32,8	32,8	32,7	32,6	32,5	32,4	32,3	32,1	31,9	31,7	31,4	31,2	31	30,7	30,4	30,1	29,7	29,2	28,6	27,8	27,5	
33	32,8	32,7	32,7	32,6	32,5	32,4	32,3	32,1	31,9	31,7	31,4	31,2	31	30,9	30,7	30,4	30,1	29,7	29,2	28,5	27,7	27,4
34	32,8	32,7	32,7	32,6	32,5	32,4	32,2	32,1	31,9	31,6	31,3	31,1	30,9	30,7	30,4	30	29,6	29,1	28,5	27,7	27,4	
35	32,7	32,7	32,6	32,6	32,5	32,4	32,2	32,1	31,8	31,6	31,3	31,1	30,9	30,6	30,3	30	29,6	29,1	28,5	27,6	27,4	
36	32,7	32,7	32,6	32,5	32,5	32,3	32,2	32	31,8	31,6	31,3	31,1	30,9	30,6	30,3	30	29,6	29,1	28,4	27,6	27,4	
37	32,7	32,7	32,6	32,5	32,4	32,3	32,2	32	31,8	31,6	31,3	31,1	30,8	30,6	30,3	29,9	29,5	29	28,4	27,5	27,4	
38	32,7	32,6	32,6	32,5	32,4	32,3	32,2	32	31,8	31,5	31,2	31	30,8	30,6	30,3	29,9	29,5	29	28,3	27,5	27,4	
39	32,7	32,6	32,6	32,5	32,4	32,3	32,1	32	31,8	31,5	31,2	31	30,8	30,6	30,2	29,9	29,4	28,9	28,2	27,4	27,4	
40	32,6	32,6	32,5	32,5	32,4	32,3	32,1	31,9	31,7	31,5	31,2	31	30,8	30,5	30,2	29,8	29,4	28,9	28,2	27,4	27,4	

TsNOAA=29,3 °C à 1°C près

29/07/1992	Température simulée (°C)																				Ws (%)
	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
10	35,6	35,4	35,2	34,9	34,5	34,1	33,6	33	32,6	32,6	32,5	32,6	32,6	32,6	32,6	32,6	32,6	32,6	32,6	32,6	32,6
11	35,5	35,3	35,1	34,8	34,4	34	33,5	32,9	32,5	32,5	32,5	32,5	32,5	32,5	32,5	32,5	32,5	32,5	32,5	32,5	32,5
12	35,4	35,2	34,9	34,6	34,3	33,9	33,4	32,8	32,4	32,4	32,4	32,4	32,4	32,4	32,4	32,4	32,4	32,4	32,4	32,4	32,4
13	35,3	35,1	34,8	34,6	34,2	33,8	33,3	32,7	32,3	32,3	32,3	32,3	32,3	32,3	32,3	32,3	32,3	32,3	32,3	32,3	32,3
14	35,2	35	34,8	34,5	34,1	33,7	33,2	32,6	32,2	32,2	32,2	32,2	32,2	32,2	32,2	32,2	32,2	32,2	32,2	32,2	32,2
15	35,1	34,9	34,7	34,4	34,1	33,6	33,1	32,6	32,1	32,1	32,1	32,2	32,2	32,2	32,2	32,2	32,2	32,2	32,2	32,2	32,2
16	35,1	34,9	34,6	34,3	34	33,6	33,1	32,5	32,1	32,1	32,1	32,1	32,1	32,1	32,1	32,1	32,1	32,1	32,1	32,1	32,1
17	35	34,8	34,6	34,3	33,9	33,5	33	32,4	32	32	32	32	32	32	32	32	32	32	32	32	32
18	35	34,8	34,5	34,2	33,9	33,5	33	32,4	32	32	32	32	32	32	32	32	32	32	32	32	32
19	34,9	34,7	34,5	34,2	33,8	33,4	32,9	32,3	31,9	31,9	31,9	32	32	32	32	32	32	32	32	32	32
20	34,9	34,7	34,4	34,1	33,8	33,4	32,9	32,3	31,9	31,9	31,9	31,9	31,9	31,9	31,9	31,9	31,9	31,9	31,9	31,9	31,9
21	34,8	34,6	34,4	34,1	33,7	33,3	32,8	32,3	31,9	31,9	31,9	31,9	31,9	31,9	31,9	31,9	31,9	31,9	31,9	31,9	31,9
22	34,8	34,6	34,3	34,1	33,7	33,3	32,8	32,2	31,8	31,8	31,8	31,8	31,8	31,8	31,8	31,8	31,8	31,8	31,8	31,8	31,8
23	34,8	34,5	34,3	34	33,7	33,3	32,8	32,2	31,8	31,8	31,8	31,8	31,8	31,8	31,8	31,8	31,8	31,8	31,8	31,8	31,8
24	34,7	34,5	34,3	34	33,7	33,2	32,8	32,2	31,8	31,8	31,8	31,8	31,8	31,8	31,8	31,8	31,8	31,8	31,8	31,8	31,8
25	34,7	34,5	34,2	34	33,6	33,2	32,7	32,1	31,8	31,8	31,8	31,8	31,8	31,8	31,8	31,8	31,8	31,8	31,8	31,8	31,8
26	34,7	34,5	34,2	33,9	33,6	33,2	32,7	32,1	31,7	31,7	31,8	31,8	31,8	31,8	31,8	31,8	31,8	31,8	31,8	31,8	31,8
27	34,6	34,4	34,2	33,9	33,6	33,2	32,7	32,1	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7
28	34,6	34,4	34,2	33,9	33,5	33,1	32,6	32,1	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7
29	34,6	34,4	34,2	33,9	33,5	33,1	32,6	32	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7
30	34,6	34,4	34,1	33,8	33,5	33,1	32,6	32	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7
31	34,6	34,4	34,1	33,8	33,5	33,1	32,6	32	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7
32	34,5	34,3	34,1	33,8	33,5	33,1	32,6	32	31,6	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7
33	34,5	34,3	34,1	33,8	33,4	33	32,5	31,9	31,6	31,6	31,6	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7
34	34,5	34,3	34,1	33,8	33,4	33	32,5	31,9	31,6	31,6	31,6	31,6	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7
35	34,5	34,3	34	33,7	33,4	33	32,5	31,9	31,6	31,6	31,6	31,6	31,6	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7
36	34,5	34,3	34	33,7	33,4	33	32,5	31,9	31,6	31,6	31,6	31,6	31,6	31,6	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7	31,7
37	34,5	34,2	34	33,7	33,4	32,9	32,4	31,9	31,6	31,6	31,6	31,6	31,6	31,6	31,6	31,6	31,6	31,6	31,6	31,6	31,6
38	34,4	34,2	34	33,7	33,3	32,9	32,4	31,8	31,6	31											

05/08/1992	Température simulée (°C)																									Ws (%)
	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25					
5	38,4	38,4	38,3	38,2	38,1	38	37,8	37,7	37,5	37,3	37,1	36,9	36,8	36,4	36,1	35,9	35,6	35,2	34,8	34,3	33,7					
6	38,2	38,1	38	37,9	37,8	37,7	37,6	37,5	37,3	37,1	36,9	36,8	36,4	36,2	36	35,7	35,4	35	34,6	34,1	33,5					
7	38	37,9	37,8	37,7	37,6	37,5	37,4	37,3	37,1	36,9	36,7	36,5	36,2	36	35,8	35,5	35,2	34,9	34,5	34	33,4					
8	37,8	37,7	37,6	37,5	37,4	37,3	37,2	37,1	36,9	36,7	36,5	36,3	36,1	35,9	35,7	35,4	35,1	34,7	34,3	33,8	33,2					
9	37,6	37,5	37,4	37,4	37,3	37,2	37,1	36,9	36,8	36,6	36,4	36,2	36	35,8	35,6	35,3	35	34,6	34,2	33,7	33,1					
10	37,4	37,3	37,3	37,2	37,1	37	36,9	36,8	36,6	36,5	36,3	36,1	35,9	35,8	35,6	35,4	35,2	34,9	34,5	34,1	33,6	33				
11	37,3	37,2	37,1	37,1	37	36,9	36,8	36,7	36,5	36,3	36,1	35,9	35,8	35,6	35,4	35,1	34,8	34,4	34	33,5	32,9					
12	37,1	37,1	37	37	36,9	36,8	36,7	36,6	36,4	36,2	36	35,8	35,7	35,5	35,3	35	34,7	34,4	34	33,5	32,9					
13	37	37	36,9	36,9	36,8	36,7	36,6	36,5	36,3	36,2	36	35,8	35,6	35,4	35,2	34,9	34,6	34,3	33,9	33,4	32,8					
14	36,9	36,9	36,8	36,8	36,7	36,6	36,5	36,4	36,2	36,1	35,9	35,7	35,5	35,4	35,1	34,9	34,6	34,2	33,8	33,3	32,7					
15	36,9	36,8	36,8	36,7	36,6	36,5	36,4	36,3	36,2	36	35,8	35,6	35,5	35,3	35,1	34,8	34,5	34,2	33,8	33,3	32,7					
16	36,8	36,7	36,7	36,6	36,5	36,4	36,2	36,1	35,9	35,8	35,6	35,4	35,2	35	34,8	34,5	34,1	33,7	33,2	32,6						
17	36,7	36,7	36,6	36,6	36,5	36,4	36,3	36,2	36	35,9	35,7	35,5	35,4	35,2	35	34,7	34,4	34,1	33,7	33,2	32,6					
18	36,7	36,6	36,6	36,5	36,4	36,3	36,3	36,1	36	35,8	35,7	35,5	35,3	35,2	35	34,7	34,4	34,1	33,6	33,2	32,6					
19	36,6	36,6	36,5	36,5	36,4	36,3	36,2	36,1	36	35,8	35,6	35,5	35,3	35,1	34,9	34,7	34,4	34	33,6	33,1	32,5					
20	36,6	36,5	36,5	36,4	36,3	36,3	36,2	36	35,9	35,8	35,6	35,4	35,3	35,1	34,9	34,6	34,3	34	33,6	33,1	32,5					
21	36,5	36,5	36,4	36,4	36,3	36,2	36,1	36	35,9	35,7	35,5	35,4	35,2	35,1	34,9	34,6	34,3	34	33,6	33,1	32,5					
22	36,5	36,4	36,4	36,3	36,3	36,2	36,1	36	35,8	35,7	35,5	35,4	35,2	35	34,8	34,6	34,3	33,9	33,5	33	32,5					
23	36,5	36,4	36,4	36,3	36,2	36,2	36,1	36	35,8	35,7	35,5	35,3	35,2	35	34,8	34,6	34,3	33,9	33,5	33	32,4					
24	36,4	36,4	36,3	36,3	36,2	36,1	36	35,9	35,8	35,6	35,5	35,3	35,2	35	34,8	34,5	34,2	33,9	33,5	33	32,4					
25	36,4	36,4	36,3	36,3	36,2	36,1	36	35,9	35,8	35,6	35,4	35,3	35,2	35	34,8	34,5	34,2	33,9	33,5	33	32,4					

T_{NOAA}=34,8 °C à 1 °C près

08/03/1993	Température simulée (°C)																				Ws (%)			
	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39		40		
20	16,9	16,4	15,9	15,3	14,6	14,4	14,4	14,5	14,5	14,5	14,5	14,6	14,6	14,6	14,7	14,7	14,7	14,8	14,8	14,8	14,9			
21	16,8	16,4	15,9	15,3	14,6	14,4	14,4	14,4	14,5	14,5	14,5	14,6	14,6	14,6	14,7	14,7	14,7	14,8	14,8	14,8	14,8			
22	16,8	16,4	15,9	15,3	14,5	14,4	14,4	14,4	14,5	14,5	14,5	14,6	14,6	14,6	14,7	14,7	14,7	14,8	14,8	14,8	14,8			
23	16,8	16,4	15,9	15,3	14,5	14,4	14,4	14,4	14,5	14,5	14,5	14,6	14,6	14,6	14,7	14,7	14,7	14,8	14,8	14,8	14,8			
24	16,8	16,4	15,9	15,3	14,5	14,4	14,4	14,4	14,5	14,5	14,5	14,6	14,6	14,6	14,7	14,7	14,7	14,8	14,8	14,8	14,8			
25	16,8	16,4	15,9	15,3	14,5	14,4	14,4	14,4	14,5	14,5	14,5	14,6	14,6	14,6	14,7	14,7	14,7	14,8	14,8	14,8	14,8			
26	16,8	16,4	15,9	15,3	14,5	14,4	14,4	14,4	14,5	14,5	14,5	14,6	14,6	14,6	14,7	14,7	14,7	14,8	14,8	14,8	14,8			
27	16,8	16,4	15,9	15,2	14,5	14,4	14,4	14,4	14,5	14,5	14,5	14,6	14,6	14,6	14,7	14,7	14,7	14,8	14,8	14,8	14,8			
28	16,8	16,4	15,8	15,2	14,5	14,4	14,4	14,4	14,5	14,5	14,5	14,6	14,6	14,6	14,7	14,7	14,7	14,8	14,8	14,8	14,8			
29	16,8	16,3	15,8	15,2	14,5	14,4	14,4	14,4	14,4	14,5	14,5	14,5	14,6	14,6	14,6	14,7	14,7	14,7	14,8	14,8	14,8			
30	16,8	16,3	15,8	15,2	14,5	14,3	14,4	14,4	14,4	14,5	14,5	14,5	14,6	14,6	14,6	14,7	14,7	14,7	14,8	14,8	14,8			
31	16,7	16,3	15,8	15,2	14,4	14,3	14,4	14,4	14,4	14,5	14,5	14,5	14,6	14,6	14,6	14,7	14,7	14,7	14,8	14,8	14,8			
32	16,7	16,3	15,8	15,2	14,4	14,3	14,4	14,4	14,4	14,5	14,5	14,5	14,6	14,6	14,6	14,7	14,7	14,7	14,8	14,8	14,8			
33	16,7	16,3	15,8	15,2	14,4	14,3	14,4	14,4	14,4	14,5	14,5	14,5	14,6	14,6	14,6	14,7	14,7	14,7	14,8	14,8	14,8			
34	16,7	16,3	15,8	15,1	14,4	14,3	14,4	14,4	14,4	14,5	14,5	14,5	14,6	14,6	14,6	14,7	14,7	14,7	14,8	14,8	14,8			
35	16,7	16,3	15,8	15,1	14,4	14,3	14,4	14,4	14,4	14,5	14,5	14,5	14,6	14,6	14,6	14,7	14,7	14,7	14,8	14,8	14,8			
36	16,7	16,3	15,7	15,1	14,4	14,3	14,4	14,4	14,4	14,5	14,5	14,5	14,6	14,6	14,6	14,7	14,7	14,7	14,8	14,8	14,8			
37	16,7	16,2	15,7	15,1	14,4	14,3	14,4	14,4	14,4	14,5	14,5	14,5	14,6	14,6	14,6	14,7	14,7	14,7	14,8	14,8	14,8			
38	16,7	16,2	15,7	15	14,3	14,3	14,4	14,4	14,4	14,5	14,5	14,5	14,6	14,6	14,6	14,7	14,7	14,7	14,8	14,8	14,8			
39	16,6	16,2	15,7	15	14,3	14,3	14,4	14,4	14,4	14,5	14,5	14,5	14,6	14,6	14,6	14,7	14,7	14,7	14,8	14,8	14,8			
40	16,6	16,2	15,6	15	14,3	14,3	14,4	14,4	14,4	14,5	14,5	14,5	14,6	14,6	14,6	14,7	14,7	14,7	14,8	14,8	14,8			

T_{NOAA}=14,5 °C à 1 °C près

28/06/1993	Température simulée (°C)																									Ws (%)
	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25					
10	32,4	32,3	32,3	32,2	32,1	32	31,9	31,8	31,6	31,5	31,3	31	30,8	30,5	30,1	29,7	29,3	29	28,8	28,4	28					
11	32,2	32,2	32,1	32,1	32	31,9	31,8	31,6	31,5	31,3	31,1	30,9	30,6	30,3	30	29,6	29,2	28,9	28,7	28,3	27,9					
12	32,1	32	32	31,9	31,8	31,7	31,6	31,5	31,4	31,2	31	30,8	30,5	30,2	29,9	29,5	29,1	28,9	28,6	28,2	27,8					
13	32	31,9	31,8	31,8	31,7	31,6	31,5	31,4	31,3	31,1	30,9	30,7	30,4	30,1	29,8	29,4	29	28,8	28,5	28,2	27,8					
14	31,8	31,8	31,7	31,7	31,6	31,5	31,4	31,3	31,2	31	30,8	30,6	30,3	30	29,7	29,3	28,9	28,7	28,4	28,1	27,7					
15	31,7	31,7	31,6	31,6	31,5	31,4	31,3	31,2	31,1	31	30,8	30,7	30,5	30,2	29,9	29,6	29,2	28,9	28,6	28,4	28	27,6				
16	31,6	31,6	31,5	31,5	31,4	31,3	31,2	31,1	31	30,8	30,6	30,4	30,2	29,9	29,5	29,1	28,8	28,6	28,3	28	27,6					
17	31,6	31,5	31,5	31,4	31,3	31,3	31,2	31	30,9	30,8	30,6	30,4	30,1	29,8	29,5	29,1	28,8	28,5	28,3	27,9	27,5					
18	31,5	31,4	31,4	31,3	31,3	31,2	31,1	31	30,8	30,7	30,5	30,3	30	29,7	29,4	29	28,7	28,5	28,2	27,9	27,5					
19	31,4	31,4	31,3	31,3	31,2	31,1	31	30,9	30,8	30,6	30,5	30,2	30	29,7	29,4	29	28,7	28,4	28,2	27,9	27,5					
20	31,4	31,3	31,3	31,2	31,2	31,1	31	30,9	30,7	30,6	30,4	30,2	29,9	29,6	29,3	28,9	28,6	28,4	28,1	27,8	27,4					
21	31,3	31,3	31,2	31,2	31,1	31	30,9	30,8	30,7	30,5	30,4	30,2	29,9	29,6	29,3	28,9	28,6	28,4	28,1	27,8	27,4					
22	31,3	31,2	31,2	31,1	31,1	31	30,9	30,8	30,7	30,5	30,3	30,1	29,9	29,6	29,2	28,9	28,6	28,4	28,1	27,8	27,4					
23	31,2	31,2	31,1	31,1	31	30,9	30,9	30,7	30,6	30,5	30,3	30,1	29,8	29,5	29,2	28,8	28,5	28,3	28,1	27,7	27,3					
24	31,2	31,2	31,1	31,1	31	30,9	30,8	30,7	30,6	30,4	30,3	30	29,8	29,5	29,2	28,8	28,5	28,3	28	27,7	27,3					
25	31,2	31,1	31,1	31	31	30,9	30,8	30,7	30,6	30,4	30,2	30	29,8	29,5	29,1	28,8	28,5	28,3	28	27,7	27,3					
26	31,1	31,1	31	31	30,9	30,9	30,8	30,7	30,5	30,4	30,2	30	29,7	29,5	29,1	28,7	28,5	28,3	28	27,7	27,3					
27	31,1	31,1	31	31	30,9	30,8	30,7	30,6	30,5	30,4	30,2	30	29,7	29,4	29,1	28,7	28,5	28,2	28	27,6	27,2					
28	31,1	31	31	30,9	30,9	30,8	30,7	30,6	30,5	30,3	30,2	29,9	29,7	29,4	29,1	28,7	28,4	28,2	28	27,6	27,2					
29	31	31	31	30,9	30,9	30,8	30,7	30,6	30,5	30,3	30,1	29,9	29,7	29,4	29	28,7	28,4	28,2	27,9	27,6	27,2					
30	31	31	30,9	30,9	30,8	30,8	30,7	30,6	30,4	30,3	30,1	29,9	29,7	29,4	29	28,7	28,4	28,2	27,9	27,6	27,2					

T_{NOAA}=31,2 °C à 1 °C près

07/07/1993	Température simulée (°C)																														Ws (%)
	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30										
15	31,3	31,1	31	30,8	30,6	30,4	30,1	29,8	29,5	29,1	28,8	28,7	28,7	28,7	28,7	28,7	28,7	28,7	28,7	28,7	28,7	28,7									
16	31,2	31	30,9	30,7	30,5	30,3	30	29,7	29,4	29	28,7	28,6	28,6	28,6	28,6	28,6	28,6	28,6	28,6	28,6	28,6	28,6									
17	31,1	30,9	30,8	30,6	30,4	30,2	29,9	29,6	29,3	28,9	28,8	28,6	28,6	28,6	28,6	28,6	28,6	28,6	28,6	28,6	28,6	28,6									
18	31	30,8	30,7	30,5	30,3	30,1	29,9	29,6	29,2	28,8	28,6	28,5	28,5	28,5	28,5	28,5	28,5	28,5	28,5	28,5	28,5	28,5									
19	30,9	30,8	30,6	30,4	30,3	30	29,8	29,5	29,1	28,8	28,5	28,5	28,5	28,5	28,5	28,5	28,5	28,5	28,5	28,5	28,5	28,5									
20	30,8	30,7	30,5	30,4	30,2	30	29,7	29,4	29,1	28,7	28,4	28,4	28,4	28,4	28,4	28,4	28,4	28,4	28,4	28,4	28,4	28,4									
21	30,7	30,6	30,5	30,3	30,1	29,9	29,7	29,4	29	28,7	28,4	28,4	28,4	28,4	28,4	28,4	28,4	28,4	28,4	28,4	28,4	28,4									
22	30,7	30,6	30,4	30,3	30,1	29,9	29,6	29,3	29	28,6	28,4	28,3	28,3	28,3	28,3	28,3	28,3	28,3	28,3	28,3	28,3	28,3									
23	30,6	30,5	30,4	30,2	30	29,8	29,6	29,3	28,9	28,6	28,3	28,3	28,3	28,3	28,3	28,3	28,3	28,3	28,3	28,3	28,3	28,3									
24	30,6	30,5	30,3	30,2	30	29,8	29,5	29,2	28,9	28,5	28,3	28,3	28,3	28,3	28,3	28,3	28,3	28,3	28,3	28,3	28,3	28,3									
25	30,5	30,4	30,3	30,1	29,9	29,7	29,5	29,2	28,9	28,5	28,2	28,2	28,2	28,2	28,2	28,2	28,2	28,2	28,2	28,2	28,2	28,2									
26	30,5	30,4	30,2	30,1	29,9	29,7	29,4	29,1	28,8	28,5	28,2	28,2	28,2	28,2	28,2	28,2	28,2	28,2	28,2	28,2	28,2	28,2									
27	30,5	30,3	30,2	30	29,9	29,6	29,4	29,1	28,8	28,4	28,2	28,2	28,2	28,2	28,2	28,2	28,2	28,2	28,2	28,2	28,2	28,2									
28	30,4	30,3	30,2	30	29,8	29,6	29,4	29,1	28,8	28,4	28,2	28,2	28,2	28,2	28,2	28,2	28,2	28,2	28,2	28,2	28,2	28,2									
29	30,4	30,3	30,1	30	29,8	29,6	29,3	29,1	28,7	28,4	28,1	28,1	28,1	28,1	28,1	28,1	28,1	28,1	28,1	28,1	28,1	28,1									
30	30,4	30,3	30,1	30	29,8	29,6	29,3	29	28,7	28,4	28,1	28,1	28,1	28,1	28,1	28,1	28,1	28,1	28,1	28,1	28,1	28,1									
31	30,3	30,2	30,1	29,9	29,7	29,5	29,3	29	28,7	28,3	28,1	28,1	28,1	28,1	28,1	28,1	28,1	28,1	28,1	28,1	28,1	28,1									
32	30,3	30,2	30,1	29,9	29,7	29,5	29,3	29	28,6	28,3	28,1	28,1	28,1	28,1	28,1	28,1	28,1	28,1	28,1	28,1	28,1	28,1									
33	30,3	30,2	30	29,9	29,7	29,5	29,2	29	28,6	28,3	28,1	28,1	28,1	28,1	28,1	28,1	28,1	28,1	28,1	28,1	28,1	28,1									
34	30,3	30,2	30	29,9	29,7	29,5	29,2	28,9	28,6	28,3	28,1	28,1	28,1	28,1	28,1	28,1	28,1	28,1	28,1	28,1	28,1	28,1									
35	30,3	30,1	30	29,8	29,7	29,4	29,2	28,9	28,6	28,3	28	28,1	28,1	28,1	28,1	28,1	28,1	28,1	28,1	28,1	28,1	28,1									

T_{NOAA}=27,1 °C à 1 °C près

16/08/1993

Maïs récolté pour l'ensilage

	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	Ws (%)
20	30,4	30,4	30,3	30,2	30,1	30	29,8	29,6	29,3	29	28,7	28,4	28	27,7	27,3	26,8	26,2	25,4	24,4	23,7	23,7	
21	30,4	30,3	30,3	30,2	30,1	30	29,8	29,6	29,3	29	28,6	28,3	28	27,7	27,2	26,7	26,1	25,4	24,4	23,7	23,7	
22	30,4	30,3	30,3	30,2	30,1	29,9	29,8	29,5	29,3	29	28,6	28,3	28	27,6	27,2	26,7	26,1	25,4	24,4	23,7	23,7	
23	30,4	30,3	30,3	30,2	30,1	29,9	29,8	29,5	29,3	29	28,6	28,3	28	27,6	27,2	26,7	26,1	25,4	24,4	23,7	23,7	
24	30,4	30,3	30,3	30,2	30,1	29,9	29,7	29,5	29,3	29	28,6	28,3	28	27,6	27,2	26,7	26,1	25,3	24,4	23,7	23,7	
25	30,3	30,3	30,2	30,2	30,1	29,9	29,7	29,5	29,3	29	28,6	28,3	28	27,6	27,2	26,7	26,1	25,3	24,3	23,7	23,7	
26	30,3	30,3	30,2	30,2	30	29,9	29,7	29,5	29,2	28,9	28,6	28,3	28	27,6	27,2	26,7	26,1	25,3	24,3	23,7	23,7	
27	30,3	30,3	30,2	30,1	30	29,9	29,7	29,5	29,2	28,9	28,6	28,3	28	27,6	27,2	26,7	26,1	25,3	24,3	23,7	23,7	
28	30,3	30,3	30,2	30,1	30	29,9	29,7	29,5	29,2	28,9	28,6	28,3	28	27,6	27,2	26,7	26,1	25,3	24,3	23,7	23,7	
29	30,3	30,3	30,2	30,1	30	29,9	29,7	29,5	29,2	28,9	28,6	28,3	28	27,6	27,2	26,7	26,1	25,3	24,3	23,7	23,7	
30	30,3	30,3	30,2	30,1	30	29,9	29,7	29,5	29,2	28,9	28,6	28,3	28	27,6	27,2	26,7	26,1	25,3	24,3	23,7	23,7	
31	30,3	30,3	30,2	30,1	30	29,9	29,7	29,5	29,2	28,9	28,6	28,3	28	27,6	27,2	26,7	26	25,3	24,2	23,7	23,7	
32	30,3	30,3	30,2	30,1	30	29,9	29,7	29,5	29,2	28,9	28,6	28,3	27,9	27,6	27,2	26,7	26	25,2	24,2	23,7	23,7	
33	30,3	30,3	30,2	30,1	30	29,9	29,7	29,5	29,2	28,9	28,5	28,3	27,9	27,6	27,1	26,6	26	25,2	24,2	23,7	23,7	
34	30,3	30,2	30,2	30,1	30	29,8	29,7	29,4	29,2	28,9	28,5	28,3	27,9	27,6	27,1	26,6	26	25,2	24,2	23,7	23,7	
35	30,3	30,2	30,2	30,1	30	29,8	29,7	29,4	29,2	28,9	28,5	28,2	27,9	27,5	27,1	26,6	26	25,2	24,1	23,7	23,7	
36	30,3	30,2	30,2	30,1	30	29,8	29,6	29,4	29,2	28,9	28,5	28,2	27,9	27,5	27,1	26,6	25,9	25,1	24,1	23,7	23,7	
37	30,3	30,2	30,2	30,1	30	29,8	29,6	29,4	29,2	28,9	28,5	28,2	27,9	27,5	27,1	26,6	25,9	25,1	24	23,7	23,7	
38	30,3	30,2	30,2	30,1	30	29,8	29,6	29,4	29,1	28,8	28,5	28,2	27,9	27,5	27,1	26,5	25,9	25	23,9	23,7	23,7	
39	30,3	30,2	30,2	30,1	30	29,8	29,6	29,4	29,1	28,8	28,5	28,2	27,9	27,5	27	26,5	25,8	25	23,9	23,7	23,7	
40	30,3	30,2	30,2	30,1	30	29,8	29,6	29,4	29,1	28,8	28,5	28,2	27,8	27,4	27	26,5	25,8	24,9	23,8	23,7	23,7	

Wg (%)

TsNOAA=27,7 °C à 1°C près

16/08/1993

Maïs pour l'ensilage non récolté

	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	Ws (%)
20	29,1	29,1	29	28,9	28,8	28,7	28,5	28,2	28	27,7	27,4	27,2	27	26,7	26,5	26,2	25,8	25,4	24,8	24,4	24,4	
21	29,1	29,1	29	28,9	28,8	28,6	28,5	28,2	28	27,6	27,3	27,2	27	26,7	26,5	26,2	25,8	25,4	24,7	24,3	24,4	
22	29,1	29,1	29	28,9	28,8	28,6	28,4	28,2	28	27,6	27,3	27,1	27	26,7	26,5	26,2	25,8	25,3	24,7	24,3	24,4	
23	29,1	29	29	28,9	28,8	28,6	28,4	28,2	27,9	27,6	27,3	27,1	26,9	26,7	26,5	26,2	25,8	25,3	24,7	24,3	24,4	
24	29,1	29	29	28,9	28,7	28,6	28,4	28,2	27,9	27,6	27,3	27,1	26,9	26,7	26,5	26,2	25,8	25,3	24,7	24,3	24,3	
25	29,1	29	28,9	28,8	28,7	28,6	28,4	28,2	27,9	27,6	27,3	27,1	26,9	26,7	26,5	26,2	25,8	25,3	24,7	24,3	24,3	
26	29,1	29	28,9	28,8	28,7	28,6	28,4	28,2	27,9	27,6	27,3	27,1	26,9	26,7	26,4	26,1	25,8	25,3	24,7	24,3	24,3	
27	29	29	28,9	28,8	28,7	28,6	28,4	28,2	27,9	27,6	27,3	27,1	26,9	26,7	26,4	26,1	25,8	25,3	24,7	24,3	24,3	
28	29	29	28,9	28,8	28,7	28,6	28,4	28,2	27,9	27,6	27,3	27,1	26,9	26,7	26,4	26,1	25,8	25,3	24,7	24,3	24,3	
29	29	29	28,9	28,8	28,7	28,5	28,4	28,1	27,9	27,6	27,3	27,1	26,9	26,7	26,4	26,1	25,7	25,3	24,7	24,3	24,3	
30	29	29	28,9	28,8	28,7	28,5	28,4	28,1	27,9	27,6	27,3	27,1	26,9	26,7	26,4	26,1	25,7	25,3	24,6	24,3	24,3	
31	29	29	28,9	28,8	28,7	28,5	28,3	28,1	27,9	27,5	27,2	27,1	26,9	26,7	26,4	26,1	25,7	25,2	24,6	24,3	24,3	
32	29	29	28,9	28,8	28,7	28,5	28,3	28,1	27,8	27,5	27,2	27,1	26,9	26,6	26,4	26,1	25,7	25,2	24,6	24,3	24,3	
33	29	28,9	28,9	28,8	28,7	28,5	28,3	28,1	27,8	27,5	27,2	27,1	26,9	26,6	26,4	26,1	25,7	25,2	24,6	24,3	24,3	
34	29	28,9	28,9	28,8	28,7	28,5	28,3	28,1	27,8	27,5	27,2	27,1	26,9	26,6	26,4	26,1	25,7	25,2	24,6	24,3	24,3	
35	29	28,9	28,9	28,8	28,7	28,5	28,3	28,1	27,8	27,5	27,2	27,1	26,9	26,6	26,4	26,1	25,7	25,2	24,6	24,3	24,3	
36	29	28,9	28,9	28,8	28,6	28,5	28,3	28,1	27,8	27,5	27,2	27	26,8	26,6	26,4	26	25,7	25,2	24,5	24,3	24,3	
37	29	28,9	28,9	28,8	28,6	28,5	28,3	28,1	27,8	27,5	27,2	27	26,8	26,6	26,3	26	25,6	25,1	24,4	24,3	24,3	
38	29	28,9	28,8	28,8	28,6	28,5	28,3	28,1	27,8	27,5	27,2	27	26,8	26,6	26,3	26	25,6	25,1	24,4	24,3	24,3	
39	29	28,9	28,8	28,7	28,6	28,5	28,3	28,1	27,8	27,5	27,2	27	26,8	26,6	26,3	26	25,6	25,1	24,4	24,3	24,3	
40	29	28,9	28,8	28,7	28,6	28,5	28,3	28	27,8	27,4	27,2	27	26,8	26,6	26,3	26	25,6	25	24,3	24,3	24,3	

Wg (%)

TsNOAA=27,7 °C à 1°C près

020993

W ₁ (%)	5.0	6.0	7.0	8.0	9.0	10.0	11.0	12.0	13.0	14.0	15.0	16.0	17.0	18.0	19.0	20.0	21.0	22.0	23.0	24.0	25.0
10.0	31.6	31.7	31.6	31.6	31.6	31.6	31.5	31.4	31.3	31.1	31.0	30.8	30.5	30.2	29.8	29.5	29.2	28.8	28.4	27.9	27.3
11.0	31.6	31.6	31.6	31.6	31.5	31.5	31.4	31.3	31.2	31.1	30.9	30.7	30.5	30.1	29.8	29.5	29.2	28.8	28.4	27.9	27.2
12.0	31.5	31.5	31.5	31.5	31.5	31.4	31.4	31.3	31.2	31.1	30.8	30.6	30.4	30.1	29.8	29.5	29.2	28.8	28.4	27.8	27.2
13.0	31.5	31.5	31.5	31.4	31.4	31.4	31.3	31.2	31.1	31.0	30.8	30.6	30.4	30.0	29.7	29.4	29.1	28.8	28.3	27.8	27.2
14.0	31.4	31.4	31.4	31.4	31.4	31.3	31.3	31.2	31.1	31.0	30.8	30.6	30.4	30.0	29.7	29.4	29.1	28.8	28.3	27.8	27.2
15.0	31.4	31.4	31.4	31.4	31.3	31.3	31.2	31.1	31.0	30.9	30.7	30.5	30.3	30.0	29.6	29.4	29.1	28.7	28.3	27.8	27.1
16.0	31.4	31.4	31.4	31.3	31.3	31.3	31.2	31.1	31.0	30.9	30.7	30.5	30.3	30.0	29.6	29.4	29.1	28.7	28.3	27.8	27.1
17.0	31.3	31.3	31.3	31.3	31.3	31.3	31.2	31.1	31.0	30.9	30.7	30.5	30.3	30.0	29.6	29.4	29.1	28.7	28.3	27.7	27.1
18.0	31.3	31.3	31.3	31.3	31.3	31.2	31.2	31.1	31.0	30.9	30.7	30.5	30.2	29.9	29.6	29.4	29.0	28.7	28.2	27.7	27.1
19.0	31.3	31.3	31.3	31.3	31.3	31.2	31.2	31.1	31.0	30.8	30.7	30.5	30.2	29.9	29.6	29.3	29.0	28.7	28.2	27.7	27.1
20.0	31.3	31.3	31.3	31.3	31.2	31.2	31.1	31.0	30.8	30.7	30.5	30.2	29.9	29.6	29.3	29.0	28.7	28.2	27.7	27.1	27.1
21.0	31.3	31.3	31.3	31.2	31.2	31.1	31.0	30.9	30.8	30.6	30.4	30.2	29.9	29.6	29.3	29.0	28.6	28.2	27.7	27.1	27.1
22.0	31.2	31.2	31.2	31.2	31.2	31.1	31.0	30.9	30.8	30.6	30.4	30.2	29.9	29.6	29.3	29.0	28.6	28.2	27.7	27.1	27.1
23.0	31.2	31.2	31.2	31.2	31.2	31.1	31.0	30.9	30.8	30.6	30.4	30.2	29.9	29.6	29.3	29.0	28.6	28.2	27.7	27.1	27.1
24.0	31.2	31.2	31.2	31.2	31.2	31.1	31.0	30.9	30.8	30.6	30.4	30.2	29.9	29.6	29.3	29.0	28.6	28.2	27.7	27.0	27.0
25.0	31.2	31.2	31.2	31.2	31.2	31.1	31.0	30.9	30.8	30.6	30.4	30.2	29.9	29.6	29.3	29.0	28.6	28.2	27.7	27.0	27.0
26.0	31.2	31.2	31.2	31.2	31.2	31.1	31.0	30.9	30.8	30.6	30.4	30.1	29.8	29.5	29.3	29.0	28.6	28.2	27.7	27.0	27.0
27.0	31.2	31.2	31.2	31.2	31.2	31.1	31.0	30.9	30.7	30.6	30.4	30.1	29.8	29.5	29.3	29.0	28.6	28.2	27.6	27.0	27.0
28.0	31.2	31.2	31.2	31.1	31.1	31.0	30.9	30.7	30.6	30.4	30.1	29.8	29.5	29.3	29.0	28.6	28.2	27.6	27.0	27.0	27.0
29.0	31.2	31.2	31.2	31.1	31.1	31.0	30.9	30.7	30.6	30.4	30.1	29.8	29.5	29.3	29.0	28.6	28.2	27.6	27.0	27.0	27.0
30.0	31.2	31.2	31.2	31.1	31.1	31.0	30.9	30.7	30.5	30.3	30.1	29.8	29.5	29.3	29.0	28.6	28.2	27.6	27.0	27.0	27.0

T_{NOAA} = 28.6 °C

W₁ (%)

Etude de l'influence des paramètres de végétation sur la détermination de l'état hydrique du sol - exemple du 29/07/1992 et du 05/08/1992

29/07/1992:

Test ①

couvert végétal	maïs pour ensilage	maïs grain	blé	prairie	légumes	pois	fourrages
LAI (m ² /m ²)	4	4	sol nu	2	4	sol nu	5
H (m)	1,8	1,8		0,2	0,7		0,7
RO (ms ⁻¹)	100	100		50	100		50

Test ②

couvert végétal	maïs pour ensilage	maïs grain	blé	prairie	légumes	pois	fourrages
LAI (m ² /m ²)	4	4	sol nu	3	4	sol nu	5
H (m)	1,8	1,8		0,3	0,7		0,7
RO (ms ⁻¹)	100	100		50	100		50

Test ③

couvert végétal	maïs pour ensilage	maïs grain	blé	prairie	légumes	pois	fourrages
LAI (m ² /m ²)	4	4	4	3	4	sol nu	5
H (m)	1,8	1,8	1	0,3	0,7		0,7
RO (ms ⁻¹)	100	100	2000	50	100		50

Test ④

couvert végétal	maïs pour ensilage	maïs grain	blé (chaume)	prairie	légumes	pois	fourrages
LAI (m ² /m ²)	4	4	0,5	3	4	sol nu	5
H (m)	1,8	1,8	0,3	0,3	0,7		0,7
RO (ms ⁻¹)	100	100	50000	50	100		50

Test ⑤

couvert végétal	maïs pour ensilage	maïs grain	blé (chaume)	prairie	légumes	pois	fourrages
LAI (m ² /m ²)	0,5	4	0,5	3	4	sol nu	5
H (m)	0,3	1,8	0,3	0,3	0,7		0,7
RO (ms ⁻¹)	50000	100	50000	50	100		50

Résultats des simulations:

290792^①

	10.0	11.0	12.0	13.0	14.0	15.0	16.0	17.0	18.0	19.0	20.0	21.0	22.0	23.0	24.0	25.0	26.0	27.0	28.0	29.0	30.0	$W_s(\%)$
10.0	39.6	39.5	39.3	39.2	39.0	38.8	38.5	38.2	37.9	37.5	37.1	36.8	36.4	36.0	35.4	34.8	34.0	33.1	32.2	32.2	32.2	32.2
11.0	39.4	39.3	39.2	39.0	38.8	38.6	38.3	38.1	37.7	37.4	37.0	36.7	36.3	35.9	35.3	34.7	33.9	33.0	32.1	32.1	32.1	32.1
12.0	39.2	39.1	39.0	38.8	38.7	38.5	38.2	37.9	37.6	37.3	36.9	36.6	36.2	35.8	35.2	34.6	33.8	32.9	32.0	32.0	32.0	32.0
13.0	39.1	39.0	38.9	38.7	38.5	38.3	38.1	37.8	37.5	37.1	36.8	36.5	36.1	35.7	35.1	34.5	33.8	32.8	31.9	31.9	31.9	31.9
14.0	39.0	38.9	38.7	38.6	38.4	38.2	38.0	37.7	37.4	37.0	36.7	36.4	36.0	35.6	35.1	34.4	33.7	32.8	31.9	31.8	31.8	31.8
15.0	38.8	38.7	38.6	38.5	38.3	38.1	37.8	37.6	37.3	36.9	36.6	36.3	36.0	35.5	35.0	34.4	33.6	32.7	31.8	31.8	31.8	31.8
16.0	38.7	38.6	38.5	38.4	38.2	38.0	37.7	37.5	37.2	36.9	36.6	36.3	35.9	35.4	34.9	34.3	33.5	32.6	31.7	31.7	31.8	31.8
17.0	38.6	38.5	38.4	38.3	38.1	37.9	37.7	37.4	37.1	36.8	36.5	36.2	35.8	35.4	34.8	34.2	33.5	32.6	31.7	31.7	31.7	31.7
18.0	38.5	38.4	38.3	38.2	38.0	37.8	37.6	37.3	37.0	36.7	36.4	36.1	35.8	35.3	34.8	34.2	33.4	32.5	31.6	31.6	31.7	31.7
19.0	38.5	38.4	38.2	38.1	37.9	37.7	37.5	37.3	37.0	36.6	36.4	36.1	35.8	35.3	34.7	34.1	33.4	32.5	31.6	31.6	31.6	31.6
20.0	38.4	38.3	38.2	38.0	37.9	37.7	37.4	37.2	36.9	36.6	36.3	36.0	35.6	35.2	34.6	34.0	33.3	32.4	31.5	31.5	31.6	31.6
21.0	38.3	38.2	38.1	38.0	37.8	37.6	37.4	37.1	36.9	36.5	36.3	36.0	35.6	35.2	34.6	34.0	33.3	32.4	31.5	31.5	31.6	31.6
22.0	38.2	38.2	38.0	37.9	37.7	37.6	37.3	37.1	36.8	36.5	36.2	35.9	35.5	35.1	34.6	34.0	33.2	32.3	31.5	31.5	31.5	31.5
23.0	38.2	38.1	38.0	37.9	37.7	37.5	37.3	37.0	36.8	36.4	36.2	35.9	35.5	35.1	34.5	33.9	33.2	32.3	31.4	31.5	31.5	31.5
24.0	38.1	38.0	37.9	37.8	37.6	37.4	37.2	37.0	36.7	36.4	36.1	35.8	35.5	35.0	34.5	33.9	33.1	32.2	31.4	31.4	31.5	31.5
25.0	38.1	38.0	37.9	37.8	37.6	37.4	37.2	36.9	36.7	36.3	36.1	35.8	35.4	35.0	34.5	33.8	33.1	32.2	31.4	31.4	31.4	31.4
26.0	38.0	37.9	37.8	37.7	37.5	37.3	37.1	36.9	36.6	36.3	36.0	35.7	35.4	34.9	34.4	33.8	33.1	32.2	31.4	31.4	31.4	31.4
27.0	38.0	37.9	37.8	37.7	37.5	37.3	37.1	36.9	36.6	36.3	36.0	35.7	35.3	34.9	34.4	33.8	33.0	32.1	31.3	31.4	31.4	31.4
28.0	37.9	37.9	37.7	37.6	37.5	37.3	37.1	36.8	36.5	36.2	36.0	35.7	35.3	34.9	34.4	33.8	33.0	32.1	31.3	31.4	31.4	31.4
29.0	37.9	37.8	37.7	37.6	37.4	37.2	37.0	36.8	36.5	36.2	35.9	35.6	35.3	34.8	34.3	33.7	33.0	32.1	31.3	31.4	31.4	31.4
30.0	37.9	37.8	37.7	37.5	37.4	37.2	37.0	36.8	36.5	36.2	35.9	35.6	35.2	34.8	34.3	33.7	32.9	32.0	31.3	31.3	31.4	31.4

290792^②

	10.0	11.0	12.0	13.0	14.0	15.0	16.0	17.0	18.0	19.0	20.0	21.0	22.0	23.0	24.0	25.0	26.0	27.0	28.0	29.0	30.0	$W_s(\%)$
10.0	38.7	38.6	38.5	38.3	38.1	37.9	37.7	37.5	37.3	37.1	36.8	36.5	36.1	35.7	35.1	34.5	33.7	32.8	31.8	31.8	31.8	31.8
11.0	38.5	38.4	38.3	38.1	38.0	37.8	37.6	37.4	37.2	37.0	36.7	36.4	36.0	35.5	35.0	34.4	33.6	32.7	31.7	31.7	31.7	31.7
12.0	38.3	38.2	38.1	38.0	37.8	37.6	37.4	37.3	37.1	36.8	36.6	36.3	35.9	35.4	34.9	34.2	33.5	32.6	31.6	31.6	31.6	31.6
13.0	38.2	38.1	38.0	37.8	37.7	37.5	37.3	37.1	36.8	36.7	36.5	36.2	35.8	35.3	34.8	34.1	33.4	32.5	31.5	31.5	31.5	31.5
14.0	38.0	38.0	37.8	37.7	37.5	37.4	37.2	37.0	36.9	36.6	36.4	36.1	35.7	35.2	34.7	34.1	33.3	32.4	31.4	31.4	31.5	31.5
15.0	37.9	37.8	37.7	37.6	37.4	37.3	37.1	36.9	36.8	36.6	36.3	36.0	35.6	35.1	34.6	34.0	33.2	32.3	31.4	31.4	31.4	31.4
16.0	37.8	37.7	37.6	37.5	37.3	37.2	37.0	36.9	36.7	36.5	36.2	35.9	35.5	35.1	34.5	33.9	33.1	32.2	31.3	31.3	31.3	31.3
17.0	37.7	37.6	37.5	37.4	37.2	37.1	36.9	36.8	36.6	36.4	36.1	35.8	35.4	35.0	34.5	33.8	33.1	32.2	31.3	31.3	31.3	31.3
18.0	37.6	37.5	37.4	37.3	37.2	37.0	36.9	36.7	36.5	36.3	36.1	35.7	35.4	34.9	34.4	33.8	33.0	32.1	31.2	31.2	31.2	31.2
19.0	37.5	37.5	37.3	37.2	37.1	36.9	36.8	36.6	36.5	36.3	36.0	35.7	35.3	34.9	34.3	33.7	32.9	32.0	31.2	31.2	31.2	31.2
20.0	37.5	37.4	37.3	37.2	37.0	36.9	36.7	36.6	36.4	36.2	35.9	35.6	35.3	34.8	34.3	33.6	32.9	32.0	31.1	31.1	31.1	31.1
21.0	37.4	37.3	37.2	37.1	36.9	36.8	36.7	36.5	36.4	36.1	35.8	35.5	35.2	34.8	34.2	33.6	32.8	31.9	31.1	31.1	31.1	31.1
22.0	37.3	37.2	37.1	37.0	36.9	36.8	36.6	36.5	36.3	36.1	35.8	35.5	35.1	34.7	34.2	33.6	32.8	31.9	31.0	31.1	31.1	31.1
23.0	37.3	37.2	37.1	37.0	36.8	36.7	36.6	36.4	36.3	36.0	35.8	35.5	35.1	34.7	34.1	33.5	32.8	31.9	31.0	31.0	31.0	31.0
24.0	37.2	37.1	37.0	36.9	36.8	36.7	36.5	36.4	36.2	36.0	35.7	35.4	35.1	34.6	34.1	33.5	32.7	31.8	31.0	31.0	31.0	31.0
25.0	37.2	37.1	37.0	36.9	36.7	36.6	36.5	36.3	36.2	36.0	35.7	35.4	35.0	34.6	34.0	33.4	32.7	31.8	30.9	31.0	31.0	31.0
26.0	37.1	37.0	36.9	36.8	36.7	36.6	36.4	36.3	36.1	35.9	35.7	35.3	35.0	34.5	34.0	33.4	32.6	31.7	30.9	30.9	31.0	31.0
27.0	37.1	37.0	36.9	36.8	36.6	36.5	36.4	36.3	36.1	35.9	35.6	35.3	34.9	34.5	34.0	33.3	32.6	31.7	30.9	30.9	30.9	30.9
28.0	37.0	36.9	36.9	36.7	36.6	36.5	36.4	36.2	36.0	35.8	35.6	35.3	34.9	34.5	34.0	33.3	32.6	31.7	30.9	30.9	30.9	30.9
29.0	37.0	36.9	36.8	36.7	36.6	36.4	36.3	36.2	36.0	35.8	35.5	35.2	34.9	34.4	33.9	33.3	32.5	31.6	30.9	30.9	30.9	30.9
30.0	36.9	36.9	36.8	36.7	36.5	36.4	36.3	36.1	36.0	35.8	35.5	35.2	34.8	34.4	33.9	33.2	32.5	31.6	30.8	30.9	30.9	30.9

290792^③

	10.0	11.0	12.0	13.0	14.0	15.0	16.0	17.0	18.0	19.0	20.0	21.0	22.0	23.0	24.0	25.0	26.0	27.0	28.0	29.0	30.0	$W_s(\%)$
10.0	35.5	35.3	35.2	35.0	34.8	34.6	34.4	34.3	34.2	34.1	34.1	34.0	33.8	33.7	33.6	33.4	33.2	33.0	33.0	33.0	33.0	33.0
11.0	35.3	35.1	35.0	34.8	34.6	34.5	34.3	34.2	34.1	34.1	34.0	33.9	33.8	33.7	33.6	33.4	33.3	33.1	32.9	32.9	32.8	32.8
12.0	35.1	35.0	34.8	34.7	34.5	34.3	34.1	34.1	34.0	34.0	33.9	33.8	33.7	33.6	33.5	33.3	33.2	33.0	32.8	32.7	32.7	32.7
13.0	35.0	34.8	34.7	34.5	34.4	34.2	34.0	34.0	33.9	33.9	33.8	33.7	33.6	33.5	33.4	33.2	33.1	32.9	32.7	32.7	32.7	32.7
14.0	34.8	34.7	34.6	34.4	34.2	34.1	33.9	33.9	33.8	33.8	33.7	33.6	33.5	33.4	33.3	33.1	33.0	32.8	32.6	32.6	32.6	32.6
15.0	34.7	34.6	34.5	34.3	34.1	34.0	33.8	33.8	33.7	33.7	33.6	33.5	33.4	33.3	33.2	33.0	32.8	32.6	32.6	32.6	32.6	32.6
16.0	34.6	34.5	34.4	34.2	34.0	33.9	33.7	33.7	33.7	33.6	33.5	33.4	33.3	33.2	33.1	32.9	32.7	32.6	32.5	32.5	32.5	32.5
17.0	34.5	34.4	34.3	34.1	34.0	33.8	33.7	33.6	33.6	33.5	33.4	33.3	33.2	33.1	32.9	32.8	32.6	32.4	32.4	32.4	32.4	32.4
18.0	34.4	34.3	34.2	34.0	33.9	33.7	33.6	33.6	33.5	33.4	33.3	33.2	33.1	33.0	32.9	32.7	32.5	32.3	32.3	32.3	32.3	32.3
19.0	34.4	34.3	34.1	34.0	33.8	33.7	33.6	33.5	33.5	33.4	33.3	33.2	33.1	33.0	32.8	32.7	32.5	32.3	32.3	32.3	32.3	32.3
20.0	34.3	34.2	34.1	33.9	33.8	33.6	33.5	33.5	33.4	33.4	33.3	33.2	33.1	33.0	32.9	32.6	32.4	32.2	32.2	32.2	32.2	32.2
21.0	34.2	34.1	34.0	33.9	33.7	33.6	33.5	33.4	33.4	33.3	33.3	33.2	33.1	33.0	32.9	32.6	32.4	32.2	32.2	32		

④

290792

	10.0	11.0	12.0	13.0	14.0	15.0	16.0	17.0	18.0	19.0	20.0	21.0	22.0	23.0	24.0	25.0	26.0	27.0	28.0	29.0	30.0	W_s (%)
10.0	37.9	37.7	37.6	37.4	37.2	37.0	36.8	36.7	36.5	36.3	36.0	35.8	35.4	35.1	34.6	34.1	33.4	32.6	32.1	32.1	32.1	
11.0	37.7	37.6	37.4	37.3	37.1	36.9	36.7	36.5	36.4	36.2	35.9	35.6	35.3	34.9	34.5	33.9	33.3	32.5	32.0	32.0	32.0	
12.0	37.5	37.4	37.3	37.1	36.9	36.7	36.6	36.4	36.2	36.0	35.8	35.5	35.2	34.8	34.4	33.8	33.2	32.4	31.9	31.9	31.9	
13.0	37.4	37.3	37.1	37.0	36.8	36.6	36.4	36.3	36.1	35.9	35.7	35.4	35.1	34.7	34.3	33.7	33.1	32.3	31.8	31.8	31.8	
14.0	37.3	37.2	37.0	36.9	36.7	36.5	36.4	36.2	36.0	35.8	35.6	35.3	35.0	34.6	34.2	33.7	33.0	32.2	31.7	31.7	31.7	
15.0	37.2	37.0	36.9	36.8	36.6	36.4	36.3	36.1	36.0	35.8	35.5	35.3	34.9	34.6	34.1	33.6	32.9	32.1	31.6	31.6	31.6	
16.0	37.1	37.0	36.8	36.7	36.5	36.4	36.2	36.1	35.9	35.7	35.5	35.2	34.9	34.5	34.1	33.5	32.9	32.1	31.6	31.6	31.6	
17.0	37.0	36.9	36.7	36.6	36.4	36.3	36.1	36.0	35.8	35.6	35.4	35.1	34.8	34.4	34.0	33.5	32.8	32.0	31.5	31.5	31.5	
18.0	36.9	36.8	36.7	36.5	36.4	36.2	36.1	35.9	35.8	35.6	35.4	35.1	34.8	34.4	33.9	33.4	32.8	32.0	31.5	31.5	31.5	
19.0	36.8	36.7	36.6	36.5	36.3	36.2	36.0	35.9	35.7	35.5	35.3	35.0	34.7	34.3	33.9	33.4	32.7	31.9	31.4	31.4	31.4	
20.0	36.8	36.7	36.6	36.4	36.3	36.1	36.0	35.8	35.7	35.5	35.3	35.0	34.7	34.3	33.9	33.3	32.7	31.9	31.4	31.4	31.4	
21.0	36.7	36.6	36.5	36.4	36.2	36.1	35.9	35.8	35.6	35.4	35.2	35.0	34.6	34.3	33.8	33.3	32.6	31.8	31.4	31.4	31.4	
22.0	36.7	36.6	36.5	36.3	36.2	36.0	35.9	35.8	35.6	35.4	35.2	34.9	34.6	34.2	33.8	33.2	32.6	31.8	31.3	31.3	31.3	
23.0	36.6	36.5	36.4	36.3	36.1	36.0	35.9	35.7	35.6	35.4	35.1	34.9	34.6	34.2	33.7	33.2	32.6	31.8	31.3	31.3	31.3	
24.0	36.6	36.5	36.4	36.2	36.1	36.0	35.8	35.7	35.5	35.3	35.1	34.9	34.5	34.2	33.7	33.2	32.5	31.7	31.3	31.3	31.3	
25.0	36.6	36.5	36.3	36.2	36.0	35.9	35.8	35.7	35.5	35.3	35.1	34.8	34.5	34.1	33.7	33.1	32.5	31.7	31.2	31.3	31.3	
26.0	36.5	36.4	36.3	36.2	36.0	35.9	35.8	35.6	35.5	35.3	35.1	34.8	34.5	34.1	33.7	33.1	32.5	31.7	31.2	31.2	31.2	
27.0	36.5	36.4	36.3	36.1	36.0	35.9	35.7	35.6	35.4	35.3	35.0	34.6	34.5	34.1	33.6	33.1	32.4	31.7	31.2	31.2	31.2	
28.0	36.5	36.4	36.2	36.1	36.0	35.8	35.7	35.6	35.4	35.2	35.0	34.7	34.4	34.1	33.6	33.1	32.4	31.6	31.2	31.2	31.2	
29.0	36.4	36.3	36.2	36.1	35.9	35.8	35.7	35.6	35.4	35.2	35.0	34.7	34.4	34.0	33.6	33.0	32.4	31.6	31.2	31.2	31.2	
30.0	36.4	36.3	36.2	36.1	35.9	35.8	35.7	35.5	35.4	35.2	35.0	34.7	34.4	34.0	33.6	33.0	32.4	31.6	31.1	31.2	31.2	

W_g
(%)

⑤

290792

	10.0	11.0	12.0	13.0	14.0	15.0	16.0	17.0	18.0	19.0	20.0	21.0	22.0	23.0	24.0	25.0	26.0	27.0	28.0	29.0	30.0	W_s (%)
10.0	40.7	40.6	40.4	40.3	40.1	39.9	39.6	39.4	39.2	38.9	38.5	38.1	37.7	37.1	36.4	35.6	34.6	33.4	32.7	32.7	32.7	
11.0	40.6	40.4	40.3	40.1	39.9	39.7	39.5	39.3	39.1	38.8	38.4	38.0	37.6	37.0	36.3	35.5	34.5	33.3	32.6	32.6	32.6	
12.0	40.4	40.3	40.2	40.0	39.8	39.6	39.4	39.2	39.0	38.7	38.4	38.0	37.5	36.9	36.2	35.4	34.4	33.2	32.5	32.5	32.5	
13.0	40.3	40.2	40.1	39.9	39.8	39.6	39.4	39.2	38.9	38.6	38.3	37.9	37.4	36.8	36.2	35.4	34.4	33.2	32.5	32.5	32.5	
14.0	40.2	40.1	40.0	39.8	39.7	39.5	39.3	39.1	38.9	38.6	38.2	37.8	37.4	36.8	36.1	35.3	34.3	33.1	32.4	32.4	32.4	
15.0	40.2	40.1	39.9	39.8	39.6	39.4	39.2	39.0	38.8	38.5	38.2	37.8	37.3	36.7	36.1	35.3	34.3	33.1	32.3	32.4	32.4	
16.0	40.1	40.0	39.9	39.7	39.5	39.4	39.2	39.0	38.7	38.5	38.1	37.7	37.3	36.7	36.0	35.2	34.2	33.0	32.3	32.3	32.3	
17.0	40.0	39.9	39.8	39.7	39.5	39.3	39.1	38.9	38.7	38.4	38.1	37.7	37.2	36.7	36.0	35.2	34.2	33.0	32.3	32.3	32.3	
18.0	40.0	39.9	39.8	39.6	39.4	39.3	39.1	38.9	38.7	38.4	38.0	37.7	37.2	36.6	35.9	35.1	34.1	33.0	32.2	32.3	32.3	
19.0	39.9	39.8	39.7	39.6	39.4	39.2	39.1	38.9	38.6	38.4	38.0	37.6	37.1	36.6	35.9	35.1	34.1	32.9	32.2	32.2	32.3	
20.0	39.9	39.8	39.7	39.5	39.4	39.2	39.0	38.8	38.6	38.3	38.0	37.6	37.1	36.6	35.9	35.1	34.1	32.9	32.2	32.2	32.2	
21.0	39.9	39.8	39.6	39.5	39.3	39.2	39.0	38.8	38.6	38.3	38.0	37.6	37.1	36.5	35.9	35.0	34.1	32.9	32.2	32.2	32.2	
22.0	39.8	39.7	39.6	39.5	39.3	39.2	39.0	38.8	38.5	38.3	37.9	37.5	37.1	36.5	35.8	35.0	34.0	32.8	32.1	32.2	32.2	
23.0	39.8	39.7	39.6	39.4	39.3	39.1	39.0	38.8	38.5	38.2	37.9	37.5	37.0	36.5	35.8	35.0	34.0	32.8	32.1	32.1	32.1	
24.0	39.8	39.7	39.6	39.4	39.3	39.1	38.9	38.7	38.5	38.2	37.9	37.5	37.0	36.5	35.8	35.0	34.0	32.8	32.1	32.1	32.1	
25.0	39.8	39.6	39.5	39.4	39.2	39.1	38.9	38.7	38.5	38.2	37.9	37.5	37.0	36.4	35.8	35.0	34.0	32.8	32.1	32.1	32.1	
26.0	39.7	39.6	39.5	39.4	39.2	39.1	38.9	38.7	38.5	38.2	37.8	37.4	37.0	36.4	35.7	34.9	33.9	32.8	32.1	32.1	32.1	
27.0	39.7	39.6	39.5	39.3	39.2	39.0	38.9	38.7	38.4	38.2	37.8	37.4	37.0	36.4	35.7	34.9	33.9	32.7	32.1	32.1	32.1	
28.0	39.7	39.6	39.5	39.3	39.2	39.0	38.9	38.7	38.4	38.1	37.8	37.4	36.9	36.4	35.7	34.9	33.9	32.7	32.1	32.1	32.1	
29.0	39.7	39.6	39.5	39.3	39.2	39.0	38.8	38.6	38.4	38.1	37.8	37.4	36.9	36.4	35.7	34.9	33.9	32.7	32.0	32.1	32.1	
30.0	39.7	39.5	39.4	39.3	39.1	39.0	38.8	38.6	38.4	38.1	37.8	37.4	36.9	36.3	35.7	34.9	33.9	32.7	32.0	32.1	32.1	

W_g
(%)

05/08/1992:

Test ①

couvert végétal	maïs pour ensilage	maïs grain	blé	prairie	légumes	pois	fourrages
LAI (m ² /m ²)	4	4	sol nu	2	4	4	5
H (m)	1,8	1,8		0,2	0,7	0,7	0,7
R0 (ms ⁻¹)	100	100		50	100	100	50

Test ②

couvert végétal	maïs pour ensilage	maïs grain	blé	prairie	légumes	pois	fourrages
LAI (m ² /m ²)	4	4	sol nu	2	4	4	5
H (m)	1,8	1,8		0,2	0,7	0,7	0,7
R0 (ms ⁻¹)	100	100		50	100	1500	50

Test ③

couvert végétal	maïs pour ensilage	maïs grain	blé	prairie	légumes	pois	fourrages
LAI (m ² /m ²)	4	4	sol nu	2	4	sol nu	5
H (m)	1,8	1,8		0,2	0,7		0,7
R0 (ms ⁻¹)	100	100		50	100		50

Test 2b

couvert végétal	maïs pour ensilage	maïs grain	blé	prairie	légumes	pois	fourrages
LAI (m ² /m ²)	4	4	sol nu	3	4	sol nu	5
H (m)	1,8	1,8		0,3	0,7		0,7
R0 (ms ⁻¹)	100	100		50	100		50

Test ④

couvert végétal	maïs pour ensilage	maïs grain	blé (chaume)	prairie	légumes	pois	fourrages
LAI (m ² /m ²)	4	4	0,5	3	4	sol nu	5
H (m)	1,8	1,8	0,3	0,3	0,7		0,7
R0 (ms ⁻¹)	100	100	50000	50	100		50

Test ⑤

couvert végétal	maïs pour ensilage	maïs grain	blé (chaume)	prairie	légumes	pois	fourrages
LAI (m ² /m ²)	0,5	4	0,5	3	4	sol nu	5
H (m)	0,3	1,8	0,3	0,3	0,7		0,7
R0 (ms ⁻¹)	50000	100	50000	50	100		50

050892 (1)

	5.0	6.0	7.0	8.0	9.0	10.0	11.0	12.0	13.0	14.0	15.0	16.0	17.0	18.0	19.0	20.0	21.0	22.0	23.0	24.0	25.0	W_s (%)
5.0	36.3	36.2	36.1	35.9	35.8	35.7	35.5	35.4	35.2	35.0	34.8	34.6	34.4	34.3	34.1	33.8	33.5	33.2	33.0	32.6	32.2	31.8
6.0	36.0	35.9	35.8	35.7	35.6	35.4	35.3	35.1	35.0	34.8	34.6	34.4	34.3	34.1	33.9	33.6	33.3	33.1	32.8	32.5	32.1	31.6
7.0	35.7	35.6	35.5	35.4	35.3	35.2	35.0	34.8	34.7	34.6	34.4	34.2	34.0	33.9	33.7	33.4	33.2	32.9	32.6	32.3	31.9	31.5
8.0	35.5	35.4	35.3	35.2	35.1	35.0	34.8	34.7	34.5	34.4	34.2	34.0	33.8	33.6	33.4	33.2	33.0	32.8	32.5	32.2	31.8	31.4
9.0	35.3	35.2	35.1	35.0	34.9	34.8	34.6	34.4	34.3	34.2	34.0	33.8	33.6	33.4	33.3	33.1	32.9	32.6	32.4	32.0	31.7	31.2
10.0	35.0	35.0	34.9	34.8	34.7	34.6	34.4	34.3	34.1	34.0	33.9	33.7	33.5	33.3	33.1	32.8	32.6	32.4	32.1	31.8	31.4	31.0
11.0	34.9	34.8	34.7	34.6	34.5	34.4	34.3	34.1	34.0	33.9	33.7	33.5	33.3	33.1	32.9	32.7	32.5	32.3	32.0	31.7	31.3	30.9
12.0	34.7	34.6	34.5	34.4	34.3	34.2	34.1	34.0	33.9	33.8	33.6	33.4	33.2	33.0	32.8	32.6	32.4	32.2	31.9	31.6	31.3	30.8
13.0	34.5	34.5	34.4	34.3	34.2	34.1	34.0	33.9	33.8	33.6	33.4	33.2	33.0	32.9	32.7	32.5	32.3	32.1	31.8	31.5	31.2	30.7
14.0	34.4	34.3	34.3	34.2	34.1	34.0	33.9	33.8	33.6	33.4	33.2	33.0	32.9	32.7	32.5	32.3	32.1	31.8	31.5	31.2	30.9	30.6
15.0	34.3	34.2	34.1	34.1	34.0	33.9	33.8	33.7	33.5	33.4	33.2	33.0	32.9	32.7	32.5	32.3	32.1	31.8	31.5	31.2	30.9	30.6
16.0	34.2	34.1	34.0	34.0	33.9	33.8	33.7	33.6	33.4	33.3	33.1	33.0	32.8	32.6	32.4	32.2	32.0	31.7	31.4	31.0	30.6	30.2
17.0	34.1	34.0	33.9	33.9	33.8	33.7	33.6	33.5	33.3	33.2	33.0	32.9	32.7	32.5	32.3	32.1	31.9	31.6	31.3	31.0	30.6	30.2
18.0	34.0	33.9	33.8	33.8	33.7	33.6	33.5	33.4	33.3	33.1	33.0	32.8	32.6	32.4	32.2	32.0	31.8	31.6	31.3	31.0	30.6	30.2
19.0	33.9	33.8	33.8	33.7	33.6	33.5	33.4	33.3	33.2	33.1	33.0	32.8	32.6	32.4	32.2	32.0	31.9	31.7	31.4	31.1	30.8	30.4
20.0	33.8	33.8	33.7	33.6	33.5	33.4	33.3	33.2	33.1	33.0	32.9	32.8	32.6	32.4	32.2	32.1	31.9	31.7	31.4	31.1	30.8	30.4
21.0	33.8	33.7	33.6	33.5	33.4	33.3	33.2	33.1	33.0	32.9	32.7	32.6	32.4	32.2	32.0	31.9	31.6	31.4	31.1	30.7	30.3	30.0
22.0	33.7	33.6	33.5	33.4	33.3	33.2	33.1	33.0	32.9	32.7	32.6	32.4	32.2	32.0	31.8	31.6	31.4	31.1	30.7	30.3	30.0	30.0
23.0	33.6	33.5	33.4	33.3	33.2	33.1	33.0	32.9	32.8	32.7	32.5	32.3	32.2	32.0	31.8	31.6	31.3	31.0	30.7	30.3	30.0	30.0
24.0	33.6	33.5	33.4	33.3	33.2	33.1	33.0	32.9	32.8	32.6	32.5	32.3	32.2	32.0	31.8	31.5	31.3	31.0	30.6	30.2	30.0	30.0
25.0	33.5	33.5	33.4	33.3	33.2	33.1	33.0	32.9	32.7	32.6	32.4	32.3	32.1	31.9	31.7	31.5	31.3	31.0	30.6	30.2	30.0	30.0

W_a (%)

050892 (2)

	5.0	6.0	7.0	8.0	9.0	10.0	11.0	12.0	13.0	14.0	15.0	16.0	17.0	18.0	19.0	20.0	21.0	22.0	23.0	24.0	25.0	W_s (%)
5.0	36.4	36.3	36.2	36.1	36.0	35.9	35.7	35.6	35.4	35.2	35.0	34.8	34.5	34.3	34.0	33.7	33.4	33.2	32.8	32.4	32.0	31.6
6.0	36.2	36.1	36.0	35.9	35.8	35.6	35.5	35.3	35.2	35.0	34.8	34.6	34.3	34.1	33.8	33.5	33.3	33.0	32.7	32.3	31.9	31.5
7.0	35.9	35.8	35.7	35.6	35.5	35.4	35.3	35.1	35.0	34.8	34.6	34.4	34.2	33.9	33.6	33.4	33.2	32.9	32.5	32.2	31.7	31.3
8.0	35.7	35.6	35.5	35.4	35.3	35.2	35.1	34.9	34.8	34.6	34.4	34.2	34.0	33.7	33.5	33.3	33.0	32.7	32.4	32.0	31.6	31.2
9.0	35.5	35.4	35.3	35.2	35.1	35.0	34.9	34.7	34.6	34.4	34.2	34.0	33.8	33.6	33.3	33.1	32.9	32.6	32.3	31.9	31.5	31.1
10.0	35.3	35.2	35.1	35.0	34.9	34.8	34.7	34.6	34.4	34.3	34.1	33.9	33.7	33.5	33.2	33.0	32.8	32.5	32.2	31.8	31.4	31.0
11.0	35.2	35.1	35.0	34.9	34.8	34.7	34.6	34.4	34.3	34.1	33.9	33.8	33.6	33.4	33.2	33.0	32.8	32.5	32.2	31.8	31.4	31.0
12.0	35.0	34.9	34.8	34.7	34.6	34.5	34.4	34.3	34.2	34.1	33.9	33.7	33.5	33.3	33.1	32.9	32.7	32.4	32.1	31.7	31.3	30.9
13.0	34.9	34.8	34.7	34.6	34.5	34.4	34.3	34.2	34.1	33.9	33.8	33.6	33.4	33.2	33.0	32.8	32.6	32.4	32.1	31.7	31.3	30.9
14.0	34.7	34.7	34.6	34.5	34.4	34.3	34.2	34.1	33.9	33.8	33.6	33.4	33.2	33.0	32.8	32.6	32.4	32.1	31.8	31.4	31.0	30.6
15.0	34.6	34.6	34.5	34.4	34.3	34.2	34.1	34.0	33.9	33.8	33.6	33.4	33.2	33.0	32.8	32.6	32.4	32.1	31.7	31.4	31.0	30.6
16.0	34.5	34.5	34.4	34.3	34.2	34.1	34.0	33.9	33.8	33.6	33.4	33.2	33.0	32.8	32.6	32.4	32.2	31.9	31.6	31.2	30.8	30.4
17.0	34.4	34.4	34.3	34.2	34.1	34.0	33.9	33.8	33.7	33.5	33.4	33.2	33.0	32.8	32.6	32.4	32.2	31.9	31.6	31.2	30.8	30.4
18.0	34.4	34.3	34.2	34.1	34.0	33.9	33.8	33.7	33.5	33.4	33.2	33.0	32.8	32.6	32.4	32.2	32.0	31.7	31.4	31.0	30.6	30.2
19.0	34.3	34.2	34.1	34.0	33.9	33.8	33.7	33.5	33.4	33.2	33.0	32.8	32.6	32.4	32.2	32.0	31.8	31.5	31.2	30.8	30.4	30.0
20.0	34.2	34.1	34.0	33.9	33.8	33.7	33.5	33.4	33.2	33.0	32.8	32.6	32.4	32.2	32.0	31.8	31.5	31.2	30.8	30.4	30.0	30.0
21.0	34.1	34.0	33.9	33.8	33.7	33.5	33.4	33.2	33.0	32.8	32.6	32.4	32.2	32.0	31.8	31.5	31.2	30.8	30.4	30.0	30.0	30.0
22.0	34.0	33.9	33.8	33.7	33.6	33.5	33.4	33.2	33.0	32.8	32.6	32.4	32.2	32.0	31.8	31.5	31.2	30.8	30.4	30.0	30.0	30.0
23.0	34.0	33.9	33.8	33.7	33.6	33.5	33.4	33.2	33.0	32.8	32.6	32.4	32.2	32.0	31.8	31.5	31.2	30.8	30.4	30.0	30.0	30.0
24.0	34.0	33.9	33.8	33.7	33.6	33.5	33.4	33.2	33.0	32.8	32.6	32.4	32.2	32.0	31.8	31.5	31.2	30.8	30.4	30.0	30.0	30.0
25.0	33.9	33.9	33.8	33.7	33.6	33.5	33.3	33.2	33.1	32.9	32.8	32.6	32.4	32.3	32.1	31.9	31.6	31.3	31.0	30.6	30.2	30.0

W_b (%)

050892 (3) = (2b) = (4)

	5.0	6.0	7.0	8.0	9.0	10.0	11.0	12.0	13.0	14.0	15.0	16.0	17.0	18.0	19.0	20.0	21.0	22.0	23.0	24.0	25.0	W_s (%)
5.0	36.9	36.8	36.7	36.6	36.5	36.3	36.2	36.0	35.9	35.7	35.4	35.2	34.9	34.6	34.3	34.0	33.7	33.3	32.9	32.5	31.9	31.5
6.0	36.6	36.5	36.4	36.3	36.2	36.1	36.0	35.8	35.6	35.5	35.2	35.0	34.7	34.5	34.1	33.8	33.5	33.2	32.8	32.3	31.8	31.4
7.0	36.4	36.3	36.2	36.1	36.0	35.9	35.7	35.6	35.4	35.2	35.0	34.8	34.6	34.3	34.0	33.7	33.4	33.1	32.7	32.2	31.7	31.3
8.0	36.2	36.1	36.0	35.9	35.8	35.7	35.5	35.4	35.2	35.1	34.9	34.7	34.5	34.1	33.8	33.6	33.3	32.9	32.5	32.1	31.5	31.1
9.0	35.9	35.9	35.8	35.7	35.6	35.5	35.4	35.2	35.1	34.9	34.7	34.5	34.3	34.1	33.8	33.6	33.3	33.0	32.7	32.3	31.9	31.5
10.0	35.8	35.7	35.6	35.5	35.4	35.3	35.2	35.1	34.9	34.7	34.5	34.3	34.1	33.8	33.6	33.3	33.0	32.7	32.3	31.9	31.5	31.1
11.0	35.6	35.5	35.4	35.3	35.3	35.2	35.0	34.9	34.8	34.6	34.4	34.2	34.0	33.8	33.5	33.3	33.0	32.7	32.3	31.9	31.5	31.1
12.0	35.4	35.4	35.3	35.2	35.1	35.0	34.9	34.8	34.6	34.5	34.3	34.1	33.9	33.6	33.4	33.1	32.8	32.5	32.1	31.7	31.3	30.9
13.0	35.3	35.2	35.1	35.1	35.0	34.9	34.8	34.7	34.5	34.4	34.2	34.0	33.8	33.5	33.3	33.0	32.7	32.4	32.0	31.6	31.2	30.8
14.0	35.2	35.2	35.1	35.0	34.9	34.8	34.7	34.5	34.4	34.2	34.1	33.9	33.7	33.4	33.2	33.0	32.8	32.5	32.1	31.7	31.3	30.9
15.0	35.1	35.0	34.9	34.8	34.7	34.6	34.5	34.4	34.3	34.2	34.0	33.8	33.6	33.3	33.1	32.9	32.6	32.3	31.9	31.4	31.0	30.6
16.0	34.9	34.9	34.8	34.7	34.6	34.5	34.4	34.3	34.2	34.1	33.9	33.7	33.5	33.3	33.0	32.8	32.5	32.2	31.8	31.4	31.0	30.6
17.0	34.9	34.8																				