

Université Pierre et Marie Curie  
PARIS VI

Bureau de Recherches Géologiques et Minières  
Service géologique national  
Département EAU

# MÉTHODES D'ÉVALUATION DE LA RECHARGE EN ZONE SEMI-ARIDE

Etude bibliographique

Mémoire DEA

présenté par

**Frédéric MILVILLE**

Octobre 1985

## AVANT PROPOS

Ce mémoire a été effectué au Département EAU du Bureau de Recherches Géologiques et Minières à Orléans. Il constitue le rapport de stage du DEA Sciences de l'Eau de l'Université Paris VI sous la responsabilité de Monsieur le Professeur R. Letolle.

Je remercie Monsieur J.J. Collin qui m'a permis d'effectuer ce stage dans le Département qu'il dirige.

Je remercie également D. Thiéry et C. Filippi, ingénieurs au BRGM, qui ont supervisé ce travail, pour les conseils, les appuis et la disponibilité dont j'ai toujours bénéficiés.

## INTRODUCTION

L'évaluation de la recharge des nappes libres et des grands systèmes aquifères par les pluies pose de nombreux problèmes théoriques et pratiques qui n'ont pas été résolus jusqu'à présent de manière systématique, en dehors du cas de quelques nappes très bien connues. La connaissance de cette recharge même à un ordre de grandeur assez grossier près est cependant très utile pour la gestion des aquifères réalimentés par les pluies et pour une modélisation précise de leur comportement hydrodynamique.

Lorsque les caractéristiques hydrodynamiques d'un aquifère (transmissivité et emmagasinement) sont très bien connues et qu'une couverture piézométrique régulière existe, la réalimentation par les infiltrations pluviales peut être quantifiée avec un modèle hydrodynamique. Si l'aquifère est mal connu ou si le réservoir est discontinu (roches fissurées) cette approche devient inapplicable.

L'objet de cette recherche est donc la revue des méthodes d'études existantes des mécanismes principaux mis en jeu dans le processus de la recharge des aquifères, leur analyse critique faite au point de vue de la recharge des nappes et l'établissement d'un programme prévisionnel d'équipement et de suivi des mesures d'un site expérimental futur qui permettrait de parvenir à cette quantification. L'accent portera délibérément sur la recharge des aquifères dans les pays arides et semi-arides en raison de sa grande variabilité et de son caractère limitant sur les ressources aquifères dans ces pays. Enfin si du point de vue théorique la quantification de la recharge des aquifères pose les mêmes problèmes méthodologiques sous climats tempérés ou humides et sous climats arides ou semi-arides, des difficultés de sensibilité des mesures et d'imprécision des calculs viennent se greffer sur les aspects théoriques et en accroissent la complexité.

## SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	
1 - REVUE BIBLIOGRAPHIQUE	3
1.1 - OBJECTIFS DE LA REVUE BIBLIOGRAPHIQUE SUR LE THEME DE LA RECHARGE	3
1.2 - ANALYSE THEMATIQUE DES METHODES D'ETUDES PRESENTEES	5
1.2.1 - Les différentes méthodes utilisées	5
1.2.2 - Les mesures effectuées	8
1.2.3 - Lieux expérimentaux	9
1.2.4 - Les résultats des méthodes	9
1.2.5 - Commentaire général des tableaux	12
1.3 - ANALYSE CRITIQUE DES METHODES PRINCIPALES	13
1.3.1 - Critique de la filière : Détermination de l'ETR à partir de mesures climatiques	13
1.3.2 - Critique de la méthode du plan de flux nul et de la modélisation physique des écoulements verticaux à travers la zone non saturée	15
1.3.3 - Critique de la filière : Estimation de la recharge par modélisation globale et hydrodynamique	18
2 - RECHERCHE D'UNE METHODE D'ESTIMATION DE LA RECHARGE D'UNE NAPPE LIBRE	21
2.1 - EVALUATION DE L'INFILTRATION OU DE LA RECHARGE	21
2.2 - REGIONALISATION DES RESULTATS	22
2.3 - EXTENSION DANS LE TEMPS	23
2.4 - UTILISATION ENVISAGEE D'UN MODELE PHYSIQUE GLOBAL	23

	<b>Pages</b>
3 - DEMARCHE EXPERIMENTALE ENVISAGEE	25
3.1 - SITUATION GEOGRAPHIQUE ET CARACTERES HYDROGEOLOGIQUES	25
3.2 - EQUIPEMENT DU SITE EXPERIMENTAL	26
CONCLUSION	27
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	29
ANNEXES	35

### TABLE DES ILLUSTRATIONS

	<b><u>Pages</u></b>
<b>LISTE DES TABLEAUX</b>	
Tableau 1.1 - Publications étudiées	1
Tableau 1.2 - Méthodes utilisées	3
Tableau 1.3 - Récapitulatif bibliographique des méthodes	5
Tableau 1.4 - Mesures effectuées	6
Tableau 1.5 - Récapitulatif bibliographique	7
Tableau 1.6 - Lieux expérimentaux	9
Tableau 1.7 - Résultats des méthodes utilisées	10
Tableau 1.8 - Comparaison de la méthode du plan de flux nul et du modèle mathématique vertical	15
Tableau 1.9 - Bilan annuel du bassin versant de Kamobeul en 1979 (mm/an)	17
<b>LISTE DES FIGURES</b>	
Figure A8.1 - Profils de pression de l'eau	47
Figure A8.2 - Profils de teneur en eau volumique	47
Figure A10.1 - Courbe de variation du stock d'eau	52
Figure A10.2 - Profils de pression de l'eau	53
Figure A11.1 - Principe du bilan Thornthwaite	55
Figure A12.1 - Principe des modèles globaux à réservoir	56
Figure A12.2 - Difficulté d'estimation de la pluie efficace	58
Figure A12.3 - Simulation du débit mensuel de l'Oued Taifine (Maroc)	61
Figure A12.4 - Simulation du débit journalier de la rivière Elle (Bretagne) Bassin versant de 180 km <sup>2</sup>	61
Figure A12.5 - Simulation du niveau piézométrique de la nappe de Senlis	61

Auteurs	Années	Laboratoires organisant l'étude	Lieux expérimentaux	Types de publication
Siwertz	1973	CRG-Univ. Paris VI	THONON	Thèse 3eme cycle
Sicot	1983-1984	ORSTOM et INRA	HAUTE-VOLTA	Bulletin GFHN
Daian	1971	USMG	GRENOBLE	Thèse 3eme cycle
Royer	1974	USMG	SOMME et LANDES	Thèse 3eme cycle
Aranyossy	1978	IMG et Univ. Paris VI et ORSTOM	GRENOBLE et TUNISIE	Thèse 3eme cycle
Brouquisse	1980	Univ. Toulouse	ARIEGE	Thèse 3eme cycle
Sauter	1980	Univ. Orléans et BRGM	MEZIERES (45)	Thèse 3eme cycle
Laffite	1980	Univ. Paris VI et BRGM	ORLEANS	Thèse 3eme cycle
Ausseau - Bonnet - Sauty - Vandenbeusch	1979	BRGM	SAINGHIN (59)	Rapport BRGM
Vachaud - Vauclin - Colombani	1981	IMC et ORSTOM	TUNISIE	Journal of Hydrology
Vachaud - Dancette - Sonko - Thony	1978	IMC et IRAT	BAMBEY - SENEGAL	Ann. Agronomiques
Thony - Hamburger - Vauclin - Vachaud	1979	IMC	GRENOBLE	I A E A
Petit	1980	Univ. Paris VI et CIC et INRA	Plaine de la CRAU	Thèse 3eme cycle
Seguin - Baelz - Monget - Petit	1982	INRA	Plaine de la CRAU	Agronomie
Menenti	1984	HOLLANDE INSTITUT DE L'EAU	LYBIE	Thèse
Brunet	1984	INRA et IMPC	AVIGNON	Thèse 3eme cycle
Viswanthan	1984	DWI	SE AUSTRALIEN	Journal of Hydrology
Thiery	1980	BRGM	CASAMANCE - SENEGAL	Rapport BCEOM - IRAT

Légende :

- CRG = Centre de recherche géodynamiques - Université Paris VI, Thonon-les-Bains
- GFHN = Groupe français d'Humidimétrie Neutronique
- INRA = Institut national de la Recherche Agronomique
- ORSTOM = Office de Recherche scientifique et technique Outre Mer
- USMG = Université Scientifique et Médicale de Grenoble
- BRGM = Bureau de recherches géologiques et minières
- IRAT = Institut de Recherche en Agronomie tropicale (CIRAD)
- INPG = Institut National Polytechnique de Grenoble
- DWI = Département of Water Investigation (Australie)
- BCEOM = Bureau Central d'Etudes pour les équipements d'Outre mer

Tableau 1.1 - Publications étudiées

## 1 - REVUE BIBLIOGRAPHIQUE

### 1.1 - OBJECTIFS DE LA REVUE BIBLIOGRAPHIQUE SUR LE THEME DE LA RECHARGE

L'intérêt suscité par le sujet se note au nombre de publications récentes. Des chercheurs appartenant à différentes disciplines ont étudié d'une manière théorique et pratique les mécanismes d'échanges d'eau et d'énergie à la surface du sol et dans les premiers mètres de celui-ci, avec des objectifs différents allant de l'évolution de l'évapotranspiration réelle à la modélisation des transferts d'eau en milieu non saturé après un épisode pluvieux ou encore le suivi de l'infiltration d'eaux polluées. Les méthodes d'analyses adoptées comprenant la description physique des mécanismes et de leurs mesures sont également variées. Enfin, les échelles spatiale et temporelle d'observation et de modélisation sont diverses, même si dans l'ensemble des publications lues la majorité concerne des expériences à des échelles finies (du mètre carré à l'hectare et de quelques heures à quelques jours).

Les publications passées en revue (tabl 1.1) ont été sélectionnées d'après leur lien avec l'évaluation de la recharge par les pluies mais aussi parce qu'elles décrivent les résultats d'expériences ou de suivi en vraie grandeur sur un site. Enfin, certaines approches ont été écartées dans un premier temps parce qu'elles ne semblaient pas de nature à répondre de manière quantitative à la question posée. Il s'agit en particulier des techniques de datation isotopiques de l'eau et de suivi de l'infiltration par les profils chimiques ou isotopiques. Ces approches permettent par contre de mieux comprendre qualitativement les phénomènes mis en jeux.

	ETP THORN- THWAITE	ETP PENMAN	ETP TURC	BIAN THORN- THWAITE	DETERMINATION DE LA RELATION TORN H31	DETERMINATION DE LA RELATION K31 PAR EFAP- MAGE INTERNE	DETERMINATION DE K31 PAR LA METHODE EN BIAN DE FLUX NUL	BIAN PLAN DE FLUX NUL	MODELE DE PRE- VISION UTILI- SANT UNE LOI D'EVOLUTION DE L'HUMIDITE A LA SURFACE	ESTIMATION DE LETR A PARTIR DU BILAN D'ENER- GIE ET DU PAF- FORT DE BOWEN	ESTIMATION DE LETR A PARTIR DE LA TEMPERA- TURE DE SURFACE	ASSERLATION DES ECHANGES SOL/ATM ATMOSPHERE	ASSERLATION DES ELEMENTS VERTICAUX EN ZONE NON SATUREE	LOGEEL PEGREEL ET ESTIMATION DES NIVEAUX PIEZOMETRIQUES SOL/ATM	A RESERVOIRS	ETUDE ET PAF- FORT STATISTIQUE
Siwertz Thonon, 1973	X		X	X		X		X								
Sicot Sahel, 1983																X
Daian Grenoble, 1971							X	X								
Royer Somme - Landes 1974	X		X	X			X	X							X	
Aranyosy Grenoble - Tunisie 1980					O	O		O								
Brouquisse Ariège, 1980			X	X	X		X	X								
Sauter Orléans, 1980			X		X		X	O								
Laffite Orléans, 1980								O								
Ausseur et al. Lille, 1980				X	X	X							X		X	
Vachaud et al. Tunisie, 1981					X	X	X	X	X							
Vachaud et al. Sénégal, 1978					X	X	X	X								
Thony et al. Grenoble, 1977					X		X	X		X						
Petit Crau, 1980		X								X	X				X	
Seguin et al. Crau, 1980-1982		X								X	X					
Menenti Lybie, 1984		X								X	X					
Brunet Grenoble, 1984										X	X	X				
Viswanthan Australie, 1984														X		
Thiery Sénégal, 1980			X												X	

Tableau 1.2 - Méthodes utilisées



## 1.2 - ANALYSE THEMATIQUE DES METHODES D'ETUDES PRESENTEES

Présentée sous forme de tableaux commentés, cette étude permet par cette vision synthétique d'opposer ou de rapprocher les différentes publications.

### 1.2.1 - LES DIFFERENTES METHODES UTILISEES

Le tableau 1.2 rassemble horizontalement les formules, les méthodes et les modèles utilisés et verticalement les publications présentées.

Une distinction a été faite entre les procédés simplement cités par les auteurs (O) et ceux réellement utilisés (X).

On peut répertorier huit groupes présentés dans le tableau 1.3.

Tableau 1.3 - Récapitulatif bibliographique des méthodes

Groupes	1	2	3	4	5	6	7	8
Méthodes	Etude expérimentale sur lysimètres	Etude par la méthode du plan de flux nul	Modèle physique des écoulements verticaux	Etude de l'ETR par des mesures radiatives	Modèle globaux à réservoirs	Modèle régressif	Etude descriptive de la variabilité spatiale de la teneur en eau du sol	Chimie des transferts d'eau en vue de la protection des nappes
Auteurs	Sivertz	Daian Royer Brouquisse Vachaud Thony	Ausseur vauclin Vachaud	Seguin Petit Thony Brunet Penman Menenti	Thiery	Wiswanthan	Sicot	Aranyosy Sauter Laffite

	PLUVIOMETRIE NATURELLE	SIMULATEUR DE FLUIDE	BAC D'EVAPORA- TION PICHE	LYSIMETRE	PRELEVEMENT PAR BOUGES FOREUSES	PROFILS PEDOLO- GICQUES OU SON- DAGES	NEUTRONOMETRIE	TENSOMETRIE	PIEZOMETRIE	DENSIMETRIE	TENEUR EN EAU PAR GRAVIME- TRIE	PSYCHROMETRIE	INFILTROMETRIE	TEMPERATURE DU SOL A DIFFE- RENTS PROFON- DEURS	FLUX DE CHALEUR DANS LE SOL	MESURES DU RA- DIONNEMENT NET	TEMPERATURE RA- DIANTE DE LA SUR- FACE DU SOL	TEMPERATURE SECHE OU HUMI- DE DE L'AIR	HUMIDITE RELA- TIVE DE L'AF- LAGE	VITESSE DU VENT	TEMPERATURE INFRAROUGE	
<b>Siwertz</b> Thonon, 1973	X		X	X	X				O													
<b>Sicot</b> Sahel, 1983							X				X											
<b>Daian</b> Grenoble, 1971	X					X	X	X	X													
<b>Royer</b> Somme - Landes 1974	X		X				X	X	X	X									X			
<b>Aranyosy</b> Grenoble - Tunisie 1980		X			X	X	X	X				X										
<b>Brouquisse</b> Ariège, 1980	X						X	X	X									X	X			
<b>Sauter</b> Orléans, 1980	O		X		X	X	X	X	O		X								X			
<b>Laffite</b> Orléans, 1980	X				X	X	X	X			X											
<b>Ausseur et al.</b> Lille, 1980	X						X	X	O													
<b>Vachaud et al.</b> Tunisie, 1981		X			X		X	X														
<b>Vachaud et al.</b> Sénégal, 1978	X	X			X		X	X														
<b>Thony et al.</b> Grenoble, 1977	X						X	X	O				X	X	X			X	X	X		
<b>Petit</b> Crau, 1980									X				X	X	X		X	X		X	X	
<b>Seguin et al.</b> Crau, 1980-1982													X	X	X		X	X		X	X	
<b>Menenti</b> Lybie, 1984													X	X	X		X	X	X	X	X	
<b>Brunet</b> Grenoble, 1984									X	X	X		X	X	X		X			X		
<b>Viswanthan</b> Australie, 1984	X								X													
<b>Thiery</b> Sénégal, 1980	X								X													

Tableau 1.4 - Mesures effectuées

On note une grande diversité des approches.

On peut écarter les études chimiques des transferts à travers la zone non saturée menées par Aranyossy, Sauter et Laffite (1, 16, 9) qui si elles sont importantes en vue de la protection des nappes ne permettent pas l'évaluation quantitative de la recharge.

Par contre, tous les autres procédés permettent une approche plus ou moins directe de la recharge.

Certaines approches sont de conception assez anciennes et de pure observation (Siwertz) (21), d'autres plus récentes reposent sur une étude physique de l'écoulement dans la zone non saturée et nécessitent parfois une modélisation des transferts d'eau. C'est le cas des modèles physiques des écoulements verticaux (Ausseur, (2) Vauclin-Vachaud (26) et des modèles pluie niveau à réservoirs (P.A. Roche, Thiéry) (14).

La majorité de ces méthodes sont décrites en annexe.

### 1.2.2 - LES MESURES EFFECTUEES (tab. 1.4 - 1.5)

On note trois groupes de publications :

- l'un utilisant des mesures radiatives et climatiques
- le second des mesures relatives au sol non saturé
- le troisième utilisant des mesures climatiques et piézométriques.

Mesures	Rayonnement net Température du sol Température de l'air Humidité de l'air	Neutrométrie Tensiométrie parfois Piézométrie	Pluviométrie index d'ETP Piézométrie
AUTEURS	Thony - Petit Seguin - Menenti Brunet	Daian - Sauter Royer - Laffite Brouquisse - Thony Aranyossy - Ausseur Vachaud - Sicot	Thiéry Bonnet

Tableau 1.5 - Récapitulatif bibliographique

Les expériences du premier groupe requièrent la mesure d'un plus grand nombre de variables que celle du second groupe. Celles-ci sont plus complexes à réaliser et nettement plus coûteuses. En particulier la mesure de la température de la surface du sol qui nécessite un appareillage type radiothermomètre **Heimann** KT24 d'un coût approximatif de 500 000 F.

Les modèles globaux (**Thiéry** (14)) et hydrodynamiques (**Bonnet** (3)) utilisent essentiellement des données météorologiques de réseau, c'est-à-dire mesurées de manière régulière en toute région (ETP, pluie...).

### 1.2.3 - LIEUX EXPERIMENTAUX (tab. 1.6)

Si la majorité des études s'est déroulée en France, on note l'application de la méthode du plan de flux en climat semi-aride (25, 26) et l'utilisation d'un modèle global pluie-débit niveau, au Sénégal (22).

Dans sa thèse très complète sur l'évaporation, **Menenti** (11) a rapporté de nombreuses expériences réalisées dans divers pays. Il a lui-même utilisé la méthode basée sur le bilan énergétique de la surface du sol dans les plages désertiques de Lybie centrale.

### 1.2.4 - LES RESULTATS DES METHODES

Sur les dix huit publications étudiées, douze apportent une estimation de l'ETR.

**Vachaud et al.**, (25) obtient une lame évaporée de 79,5 mm, 160 jours après une pluie artificielle de 174 mm.

**Thiéry** (22) estime par modélisation globale pluie-niveau-débit au pas journalier, l'ETR annuelle en 1979 à 1081 mm pour une pluie annuelle de 1167 mm (tableau 1.7).

Seuls les utilisateurs de modèles globaux et hydrodynamiques obtiennent une estimation d'ensemble sur une surface importante de l'ETR. Ce type de modélisation leur permet également de travailler en extension de données.

La même remarque peut être appliquée à l'infiltration. Onze auteurs parviennent à l'estimer mais seulement cinq sur un domaine étendu lorsqu'ils utilisent des modèles globaux et hydrodynamiques.

	CLIMAT	PAYS REGION	SUPERFICIE DU BASSIN VERSANT	GEOLOGIE	FACIES SUPERFICIEL PEDOLOGIE	VEGETATION
Siwertz Thonon, 1973	Tempéré Continental	France Thonon CRC	Lysimètres 1 m <sup>2</sup> Bassin versant 24 km <sup>2</sup>	Moraine argileuse Moraine fluvioglaciale		Gazon Marais-culture- Pré
Sicot Sahel, 1983	Semi-aride	Haute-Volta Sahel		Sable argile	Lithosol à sols bruns	Steppe épineux accacia
Daian Grenoble, 1971	Tempéré Continental	Grenoble		Silt, sable, argile		Gazon
Royer Somme-Landes 1974	Tempéré Méditerranéen	Somme et Landes	37 km <sup>2</sup> 219 km <sup>2</sup>	Limon-craie Sables-graviers	Homogène Hétérogène	Pré + cultures Pins
Aranyosy Grenoble- Tunisie, 1980	Tempéré Continental Semi-aride	Grenoble Tunisie		Silt-sable- argile Argile-sable- Gypse	Ancien labour	Gazon
Brouquisse Ariège, 1980	Tempéré Océanique	Ariège		Molasses	Peu évolué à hydromorphe	Prairie cultures
Sauter Orléans, 1980	Tempéré	Loiret Mézières	1 m <sup>2</sup>	Sable-argile- marne-calcaire	Terre végétale	Sol nu
Laffite Orléans, 1980	Tempéré	Orléans	1 m <sup>2</sup>	Sable-argile		Pré
Ausseau Lille, 1980	Tempéré	Nord Sainghin	1 m <sup>2</sup>	Craie	Terre végétale	
Vachaud Tunisie, 1981	Semi-aride	Tunisie	1 m <sup>2</sup>	Argile-sable Gypse	Ancien labour	Plantes pérennes et annuelles
Vachaud Sénégal, 1978	Semi-aride	Sénégal	1 m <sup>2</sup>	Sable		Sol nu
Thony et al. Grenoble, 1978	Tempéré Continental	Grenoble	Parcelle de 100 m <sup>2</sup>	Silt-sable argile		Gazon
Petit Crau, 1980	Méditerranéen	Plaine de la Crau	500 km <sup>2</sup>	Calcaire-grès limons		Zone sèche pré ras Zone humide Prairie
Seguin Crau, 1980	Méditerranéen	Plaine de la Crau	500 km <sup>2</sup>	Calcaire-grès limons		Pré Prairie
Menenti Lybie, 1984	Aride	Lybie Playas		Sable		Sol nu
Brunet Grenoble, 1984	Tempéré Continental	Grenoble	Parcelle	Silt-sable- argile		Gazon
Viswanthan Australie, 1984	Tempéré	S.E. Australien		Sable		
Thiéry Sénégal, 1980	Semi-aride	Sénégal	61 km <sup>2</sup>			Forêt + culture

Tableau 1.6 - Lieux expérimentaux

	QUANTIFICATION DE L'ÉTR				QUANTIFICATION DE L'INFILTRATION				QUANTIFICATION DU RISQUE NÉTI	ESTIMATION DE LA RELATION K <sub>10</sub>	ESTIMATION DE LA RELATION K <sub>10</sub>	DETERMINATION DE LA VARIABILITÉ DES PARAMÈTRES DU SOL	COMPARAISON DES RÉSULTATS DE MÉTHODES DIFFÉRENTES	ESTIMATION DU NIVEAU PRÉSENT DE LA TÊTE D'UNE VÉGÉTÉ	EFFECTIVITÉ DES SUBSTANCES	ESTIMATION DU RENDRE À L'ÉTAT
	LOCALE OBSERVÉE	LOCALE EN EXTENSION DANS LE TEMPS	REGIONALE OBSERVÉE	REGIONALE EN EXTENSION DANS LE TEMPS	LOCALE OBSERVÉE	LOCALE EN EXTENSION DANS LE TEMPS	REGIONALE OBSERVÉE	REGIONALE EN EXTENSION DANS LE TEMPS								
Siwertz Thonon, 1973	X				X										X	
Sicot Sahel, 1983												X				
Daian Grenoble, 1971					X											
Royer Somme - Landes 1974	X		X		X		X		X	X						
Aranyosy Grenoble - Tunisie 1980															X	
Brouquisse Ariège, 1980	X				X				X	X						
Sauter Orléans, 1980					X				X	X					X	
Laffite Orléans, 1980	X						X								X	
Ausseur et al. Lille, 1980							X	X	X	X						
Vachaud et al. Tunisie, 1981	X	X			X	X			X	X	X					
Vachaud et al. Sénégal, 1978	X				X				X	X						
Thony et al. Grenoble, 1977	X												X			
Petit Crau, 1980	X							X					X			
Seguin et al. Crau, 1980-1982	X		X										X			
Menenti Lybie, 1984	X		X													
Brunet Grenoble, 1984	X															
Viswanthan Australie, 1984														X		
Thiery Sénégal, 1980				X										X		X

Tableau 1.7 - Résultats des méthodes utilisées

### 1.2.5 - COMMENTAIRE GENERAL DES TABLEAUX

A l'inverse des tableaux 1.2 et 1.4, (méthodes et mesures), les tableaux 1.6 et 1.7 (lieux et résultats) ne laissent pas apparaître de groupes particuliers. Ceci provient du fait qu'il existe différentes approches, différentes filières pour aboutir à des résultats semblables : l'évaporation et l'infiltration.

L'approche chimique utilisée par **Aranyossy, Sauter et Laffite** (1, 16, 9) a comme objectif principal à travers l'étude des transferts de solutés dans la zone non saturée la protection des nappes. Si l'infiltration y est parfois calculée, c'est souvent par des schémas propres aux moyens expérimentaux mis en oeuvre : **Sauter** évalue l'infiltration à partir des variations du niveau d'eau au sommet de cuves sans fond remplies de boues industrielles.

**Aranyossy, Sauter et Sauter** utilisent également les moyens d'investigation courants de la zone non saturée (neutrométrie, tensiométrie), ce qui leur permet d'établir les courbes des caractéristiques hydrodynamiques du sol. Celles-ci à l'inverse de **Ausseur** (2) ne sont pas utilisées pour une modélisation fine des écoulements verticaux à travers la zone non saturée.

Les auteurs utilisant le bilan d'énergie de la surface du sol obtiennent comme résultat principal l'estimation de l'ETR. Cette approche ne permet pas directement d'évaluer la recharge ( $\text{Rech} = \text{Pluie} - \text{ETR} - \text{Ruissellement}$ ) mais a l'opportunité de s'intéresser à un terme du bilan hydrique -l'ETR- souvent très mal estimé.

Parmi les auteurs utilisant des données climatiques nombreuses et délicates à mesurer, **Brunet** (5) a mis au point et validé un modèle de transfert des échanges eau-énergie entre un sol nu et l'atmosphère. Si l'utilisation d'un tel modèle donne le plus souvent des résultats fiables, elle nécessite cependant un calage sur des observations fines pour déterminer la valeur des paramètres du milieu modélisé, calage dont l'unicité peut être remise en cause comme la représentativité du sol.



### 1.3 - ANALYSE CRITIQUE DES METHODES PRINCIPALES

#### 1.3.1 - CRITIQUE DE LA FILIERE : DETERMINATION DE L'ETR A PARTIR DE MESURES CLIMATIQUES

Basée sur le bilan d'énergie de la surface du sol, cette approche estime l'ETR à partir de plusieurs données climatiques (Annexes A5 ; A6 ; A7).

Certains travaux portent plus sur la mise au point de méthodes que sur leur utilisation effective. Et lorsqu'une telle démarche est tentée, les expérimentateurs se heurtent à des problèmes techniques : par exemple **Seguin** et **Petit** (18, 12) n'ont pu appliquer les formules mises au point uniquement sur environ 80 journées alors qu'ils ont effectué des mesures pendant près de 11 mois. En effet, ces formules nécessitent beaucoup de mesures climatiques (Rayonnement net, flux de chaleur dans le sol, vitesse du vent, température de la surface du sol,...) et ainsi dès que l'une d'elles vient à manquer du fait d'une défaillance technique, la formule ne peut être utilisée. L'exemple de **Petit** et **Seguin** montre bien l'absence de fiabilité des appareils utilisés.

Deux formules (l'une utilisant le rapport de Bowen, l'autre basée sur la température instantanée de la surface du sol) fournissent une estimation **instantanée** de l'ETR, valeur qui n'est pas représentative d'un flux mensuel ni même journalier. En effet, l'ensemble des valeurs climatiques de base varient à l'échelle de la journée comme à celle du mois. Ces deux méthodes ne sont utilisables que si l'on dispose de plusieurs relevés par jour.

**Jackson** (8) a proposé une troisième formule en tenant compte de plusieurs hypothèses :

- la mesure de la différence entre la température du sol et celle de l'air au maximum de température est représentative de l'évolution journalière ;
- le coefficient de transfert est constant pour une vitesse du vent inférieure à  $4,6 \text{ m.s}^{-1}$ .

Cette formule appliquée, elle aussi à la plaine de la Crau pendant l'été 78 a donné des résultats comparables à ceux obtenus par la méthode du bilan d'énergie (précision 10 à 15 %), mais à l'inverse de **Jackson** sans négliger S le flux de chaleur dans le sol. Cette formule -la plus simple- est d'après **Seguin** (18) la plus correcte

mais surtout elle intègre une gamme étendue de contraintes hydriques. Elle n'a pas été à notre connaissance appliquée à d'autres régions et en particulier en climat aride.

L'acquisition de données satellites en particulier en infra-rouge thermique ( $10,5 \mu < \lambda < 12,5 \mu$ ) a permis d'espérer étendre l'échelle de travail en vue de la quantification de la température de surface. Alors qu'une mesure au sol est représentative d'une surface de l'ordre du mètre carré, une photo satellite peut couvrir 100 ha à 100 km<sup>2</sup> avec une résolution de 1,1 km<sup>2</sup> (12, 18). A l'inverse, il est à craindre une perte de précision : **Seguin** (18) malgré un accord général satisfaisant à obtenu sur la Crau des écarts de température pouvant aller jusqu'à 6°C pour la température de surface, entre des mesures au sol et des mesures satellites. Compte tenu qu'il s'agit de la seule valeur mesurée par satellite nécessaire pour ces formules, sa détermination doit être faite avec précision. **Seguin** estime que sa méthode de calcul de l'ETR donne des résultats à 1 mm.j<sup>-1</sup> près.

Les autres grandeurs physiques de base telles que le rayonnement net, le flux de chaleur dans le sol, la température de l'air, la vitesse du vent ne sont pas accessibles directement par satellite. Elles sont donc mesurées au sol. Cette démarche oblige à considérer les valeurs obtenues comme représentatives d'une surface importante. Il semble donc utile d'étudier la variabilité spatiale de telles grandeurs physiques.

Une telle méthode ne permet guère d'extension dans le temps : en effet, elle ne peut être envisagée qu'en possédant au minimum un enregistrement satellite quotidien, ce qui est peu envisageable du fait de son coût. Celui d'un cliché NOAA est de l'ordre d'une centaine de dollars U.S., auquel il faut ajouter celui du traitement informatique indispensable (conversion en température, influence de l'appareillage, rectification de la projection...).

D'autres études menées par différents chercheurs tels que :

- **Carlson et al.**, proche de Los Angeles et St-Louis (HCMM)
- **Price** pour la région de Washington (HCMM)
- **Abdellaoui** pour le Mali (METEOSAT)

confirment l'intérêt de l'Infra rouge thermique pour estimer l'évapotranspiration mais n'aboutissent pas à une méthode opérationnelle.

**1.3.2 - CRITIQUE DE LA METHODE DU PLAN DE FLUX NUL ET DE LA  
MODELISATION PHYSIQUE DES ECOULEMENTS VERTICAUX A  
TRAVERS LA ZONE NON SATUREE**

A partir de mesures de teneur en eau et de pression de l'eau du sol, la méthode du plan de flux nul permet de déterminer les variations de stock d'eau dans la zone non saturée et d'en déduire à la fois l'évaporation et l'infiltration (Annexe A 8).

Cette méthode a été utilisée par **Daian, Royer, Brouquisse, Vachaud et al.** et **Thony et al.** (6, 15, 4, 25, 24) dans des régions variées comme le montre le tableau 1.6.

Le même appareillage est utilisé pour la détermination des caractéristiques hydrodynamiques du sol ( $K(\theta)$  conductivité hydraulique en fonction de la teneur en eau et  $C(h)$  Capacité capillaire) par drainage interne ou par bilan naturel (Annexes A9 et A10).

Leur connaissance permet la modélisation physique des écoulements verticaux à travers la zone non saturée. Ce type de modélisation a été développé par **Vauclin (28), Haverkamp et Vachaud** de l'Institut Mécanique de Grenoble (IMG) depuis une dizaine d'années. Ils ont ainsi modélisé en deux dimensions (horizontale et verticale) à partir d'expériences de laboratoire l'écoulement dans une zone non saturée homogène (sable). **Ausseur (BRGM) (2)** a utilisé ce modèle en ne s'intéressant qu'à la dimension verticale mais en tenant compte des variations des relations de  $K(\theta)$  et  $h(\theta)$  selon la profondeur.

**Nota Bene**  $h$  = pression de l'eau dans le sol  
 $\theta$  = teneur en eau volumique  
 $K$  = perméabilité en zone non saturée.

Si l'étude a partir des variations du plan de flux nul et la modélisation des écoulements verticaux aboutissent toutes les deux à la quantification de l'infiltration et de l'évaporation, ces deux démarches se différencient par leur mise en oeuvre comme le montre le tableau 1.8.

		Méthode du plan de flux nul	Modélisation mathématique des écoulements verticaux
Condition de mise en oeuvre		il faut que le plan de flux nul existe	pas de restriction
Mesures	initiales	$\theta$ et h à toute profondeur	$\theta$ et h à toute profondeur
	pendant toute l'expérience	$\theta$ et h à toute profondeur	h ou $\theta$ ou le flux aux conditions des limites
Données nécessaires			les relations $K(\theta)$
Résultats		le flux d'évaporation et le flux d'infiltration jusqu'à la profondeur maximale de mesure et pendant toute l'expérience	h et $\theta$ pendant toute l'expérience et à toute profondeur. Les flux d'évaporation et d'infiltration pendant toute l'expérience et à toute profondeur encadrée par les conditions aux limites

Tableau 1.8 - Comparaison de la méthode du plan de flux nul et du modèle mathématique vertical

La modélisation mathématique a plusieurs avantages sur la méthode du plan de flux nul :

- elle est possible à tout moment même lorsque le plan de flux nul n'existe pas ce qui est le cas quand l'évaporation seule ou l'infiltration seule concerne l'ensemble de la zone non saturée ;
- les mesures de  $\theta$  et de h ne sont pas indispensables durant toute l'expérience, sauf aux conditions aux limites. Cependant durant une période de temps déterminée, elles permettent en servant de contrôle d'ajuster les relations  $K(\theta)$ . C'est le calage du modèle.

La modélisation mathématique a plusieurs inconvénients sur la méthode du plan de flux nul :

Elle est souvent limitée dans le temps par sa finesse des pas de temps de calcul et d'espace : un modèle de ce type mis au point par Vachaud et al. (26) n'a fonctionné que sur sept jours. Cette brève période liée au petit pas de temps de calcul (5 s) et d'espace (1 cm) ne permet pas de valider une telle démarche pour une utilisation sur plusieurs années. Toutefois, si l'on prend comme condition aux limites la pression de l'eau ou la teneur en eau à une profondeur suffisamment éloignée de la surface pour s'affranchir des variations trop brutales, on peut augmenter la durée du pas de temps de calcul et ainsi simuler plusieurs mois : Ausseur et al. (2).

L'un des points faibles essentiels des deux méthodes est le fait qu'elles n'offrent que peu de possibilités de prise en compte de la variabilité spatiale des caractéristiques du sol. Les mesures étant effectuées sur une verticale, les données recueillies ne sont pas représentatives (sauf pour un terrain homogène) d'un domaine étendu en particulier pour les mesures de pression de l'eau. De ce fait, ces deux méthodes ne permettent pas d'évaluer la recharge à l'échelle régionale (quelques km<sup>2</sup> à quelques centaines de km<sup>2</sup>).

A partir d'une étude menée par l'ORSTOM dans le sahel burkinabe Sicot (20) a conclu que les processus d'humectation et de dessèchement sont assurés par une dynamique basée sur le microrelief superficiel et la fissuration du profil et qu'un grand nombre de mesures est généralement nécessaire en vue de déterminer les caractéristiques du sol. En d'autres termes, ce n'est pas uniquement les relations de perméabilité non saturée  $K(\theta)$  qui règlent l'infiltration.

Le second point faible important des deux méthodes est l'impossibilité d'extrapoler dans le temps les estimations de l'infiltration. En effet, l'utilisation du modèle préalablement calé ou de la méthode du plan de flux nul sur plusieurs années est impossible sans mesures régulières de succion aux conditions aux limites.

On voit donc ici les limites des deux procédés :

- difficulté d'extension spatiale
- difficulté d'extension temporelle.

**1.3.3 - CRITIQUE DE LA FILIERE : ESTIMATION DE LA RECHARGE PAR  
MODELISATION GLOBALE ET HYDRODYNAMIQUE**

Les modèles globaux modélisent le comportement hydrodynamique du sol par une succession de réservoirs et de plusieurs coefficients globaux. Les données d'entrée sont la pluie et l'évapotranspiration potentielle. Les résultats produits sont l'évapotranspiration réelle et la pluie efficace. Elles concernent toutes l'ensemble du bassin versant.

Les modèles hydrodynamiques de nappes décrivent le comportement d'un aquifère à partir des équations de l'hydrodynamique des milieux saturés. Ces modèles résolvent ces équations dans des mailles liées à une discrétisation spatiale de l'aquifère. Ces modèles sont calés par ajustement des paramètres hydrodynamiques (coefficient de transmissivité et d'emmagasinement) et de l'infiltration ou de la reprise à la nappe sur une partie ou sur l'ensemble des mailles de façon à reproduire le mieux possible les variations observées de niveaux et de débits aux exutoires.

Le modèle global MARTINE (Modèle A Réservoirs pour la simulation des Transferts par Infiltration à la Nappe et Ecoulement superficiel) mis au point par Thiéry (BRGM) a été utilisé pour effectuer un bilan d'eau journalier sur le bassin expérimental de Kamobeul au Sénégal pendant l'année 1979 (22). En tenant compte de valeurs de transmissivité obtenues par plusieurs pompages d'essais, le modèle calé sur le débit journalier à l'exutoire a donné au total pour une pluie en 1979 de 1167 mm une évaporation de 1081 mm et un écoulement à l'exutoire de 86 mm.

pluie	1167	
ETR dans le sol		790
Pluie efficace	377	
Infiltration	296	
Reprise à la nappe		291
Débit souterrain	5	
Débit superficiel calculé	81 (mesuré 83)	
Total écoulé	86	
Total évaporé		1081
<b>Total</b>	<b>1167</b>	<b>1167</b>

Tableau 1.9 - Bilan annuel du bassin versant de Kamobeul en 1979 (mm/an)

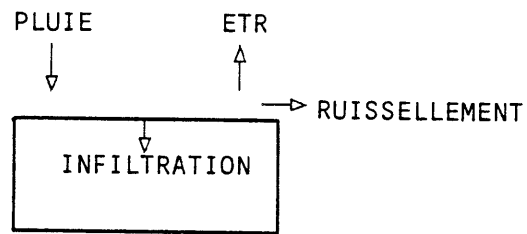
L'un des avantages essentiels d'un modèle global sur d'autres tel que le modèle physique des écoulements verticaux se situe dans son échelle de travail : A partir de valeurs intéressant globalement l'ensemble du bassin versant, il modélise le comportement hydrodynamique de celui-ci. Calé sur un niveau piézométrique un modèle global intègre une grande zone qui lisse ce niveau. Ainsi, l'étude et la modélisation n'intéressent pas seulement un point mais bien une certaine extension.

Un autre intérêt du modèle global est de pouvoir être utilisé pendant de longues périodes. Un tel modèle préalablement calé utilise uniquement des données de pluie et d'évapotranspiration potentielle. Ces mesures étant accessibles sur tout le réseau des stations climatiques aucun appareillage particulier n'est nécessaire (à l'inverse du modèle physique des écoulements verticaux qui nécessite tout au long de la période simulée la mesure de la pression d'eau aux conditions aux limites). Ceci permet à partir de longues séries de pluie et d'ETP et de niveaux observés d'effectuer un calage convenable mais surtout de travailler en extension de données sur une longue durée permettant d'analyser la variabilité interannuelle de la recharge.

Comme tous les modèles de comportement, le modèle global doit être calé : pour cela on ajuste ses paramètres (capacités des réservoirs, seuil de ruissellement, temps de tarissement, perméabilités verticales maximales...) pour reproduire au mieux les débits aux exutoires, ou les variations de niveaux piézométriques.

On peut parfois mettre en doute l'unicité du calage et celle des valeurs d'infiltration calculées, citons deux exemples :

- Le calage étant effectué sur le débit superficiel, si le modèle surestime en moyenne l'ETR et sous-estime en moyenne d'autant l'infiltration le ruissellement calculé à chaque pas de temps peut être proche du débit mesuré ; mais l'estimation de la recharge est incorrecte.
- Le calage étant effectué sur les niveaux piézométriques. Si le coefficient d'emmagasinement est bien connu, il n'y a pas de problème. S'il ne l'est pas et que le modèle surestime en moyenne le ruissellement ou l'ETR et sous-estime en moyenne d'autant l'infiltration alors, les niveaux piézométriques calculés à chaque pas de temps peuvent être identiques à ceux observés et l'estimation de la recharge est là aussi incorrecte.



Pour éviter ceci, il faut quand cela est possible c'est-à-dire lorsque l'on dispose à la fois des niveaux piézométriques et des débits aux exutoires caler le modèle à la fois :

- sur les niveaux piézométriques
- sur les débits aux exutoires.

On obtient alors un calage plus fiable et plus stable.



## 2 - RECHERCHE D'UNE METHODE D'ESTIMATION DE LA RECHARGE D'UNE NAPPE LIBRE

La revue bibliographique nous a permis de dégager trois filières intéressantes qui sont :

- 1 - l'estimation de l'ETR à partir de données climatiques
- 2 - l'estimation de l'évaporation ou de l'infiltration par la méthode du plan de flux nul ou par modélisation des écoulements verticaux
- 3 - l'estimation de la recharge par modélisation globale (pluie-débit ou pluie-niveau) et hydrodynamique.

Le but de cette seconde partie est de préciser les aspects importants de ces méthodes utilisables pour aboutir à l'objectif précis fixé à savoir :

- évaluer la recharge
  - . à l'échelle d'une nappe
  - . sur plusieurs années avec ou sans extension dans le temps
  - . à partir de données de pluie et d'ETP
  - . en zone aride ou semi-aride.

### 2.1 - EVALUATION DE L'INFILTRATION OU DE LA RECHARGE

Rappelons déjà les méthodes qui permettent ou facilitent cette évaluation.

- 1 Les méthodes d'estimation de l'ETR qui utilisent des mesures climatiques. La précision est trop faible pour obtenir la recharge par différence avec les pluies et le ruissellement mais elles peuvent peut-être déterminer une zonalité de l'évaporation.
- 2 La méthode du plan de flux nul et la modélisation des écoulements verticaux dans la zone non saturée.
- 3 Les modèles hydrodynamiques de nappe. Ils nécessitent une bonne connaissance du terrain : débits imposés, potentiels imposés, pluie, coefficients d'emmagasinement, transmissivités. Ils permettent de vérifier si une estimation de la recharge obtenue à l'aide d'un modèle

global de production ou d'un modèle des écoulements verticaux est compatible avec les évolutions de niveaux de nappe mesurés, compte tenu des transmissivités et des coefficients d'emménagement mesurés.

- 4 Les modèles globaux (pluie-niveau ou pluie-débit). La recharge est estimée à un coefficient près, correspondant au coefficient d'emménagement global. Les données nécessaires sont la pluie et l'ETP à pas de temps fin.

## 2.2 - REGIONALISATION DES RESULTATS

La zone d'alimentation d'une nappe représente toujours une surface importante. La modélisation de la recharge doit fournir des résultats représentatifs de l'ensemble du bassin versant.

L'estimation de l'ETR par télédétection est déjà régionale même si trop imprécise. Par contre, elle pourrait permettre la régionalisation d'autres méthodes telles que celle du plan de flux nul ou de la modélisation des écoulements verticaux, en définissant des zones d'évaporation semblables. Ainsi, un site de mesure par zone serait suffisant et par pondération de l'ensemble des résultats, on pourrait obtenir la recharge à l'échelle du bassin versant.

Une autre possibilité d'extension à grande échelle des expériences ponctuelles réside dans l'emploi d'une description stochastique des caractéristiques hydrodynamiques ainsi que des conditions aux limites. Elle a été décrite par **Vauclin** et **Vachaud** (27). C'est une démarche difficile à mettre en oeuvre et qui nécessite un échantillon de mesures représentatif du terrain d'étude.

Les modèles globaux de production sont par essence régionaux. Ils considèrent le bassin versant comme une entité. Les données d'entrée comme celle de sortie sont régionalisées. A partir de plusieurs postes pluviométriques, on effectue une pondération pour obtenir la lame d'eau sur la totalité du bassin versant. Une démarche semblable est effectuée pour l'ETP. On obtient l'infiltration globale sur l'ensemble du bassin versant.

### 2.3 - EXTENSION DANS LE TEMPS

L'évaluation de la recharge d'un aquifère nécessite d'en connaître les variations annuelles. Compte tenu des difficultés pour réaliser des mesures fines sur un site pendant plus d'une ou deux années, il conviendra de pouvoir étendre l'estimation de la recharge à partir de longues séries de données de réseau déjà obtenues.

Les modèles utilisant des données difficiles à obtenir ou nécessitant des mesures particulières peuvent être utilisés sous réserve d'une adaptation qui permettrait de s'affranchir de cette lourdeur. On peut par exemple imaginer une loi d'évolution dans le temps de la succion à la surface en fonction de l'ETP et de la température du sol.

Les modèles globaux de production (Pluie + ETP  $\longrightarrow$  ETR + Pluie efficace) ou les modèles globaux pluie-débit ou pluie-niveau peuvent fonctionner en extension de données car une fois calés, ils n'utilisent que des données de réseau mesurées régulièrement depuis de longues périodes par les stations climatiques (pluie température, insolation, humidité relative, rayonnement net...).

Il en est de même pour les modèles hydrodynamiques de nappe. Ils peuvent fonctionner pendant plusieurs années et permettent par exemple un contrôle permanent de la pluie efficace calculée par les modèles globaux de production.

### 2.4 - UTILISATION ENVISAGEE D'UN MODELE PHYSIQUE GLOBAL

On pourrait imaginer utiliser un modèle global pluie-recharge voisin des modèles pluie-débit ou pluie niveau décrits plus haut.

Ces modèles ne peuvent parfois lever efficacement l'indétermination sur le partage de l'écoulement entre ruissellement et infiltration. Le calage du modèle sur une troisième variable l'humidité du sol - en complément des débits aux exutoires et des variations de niveau pourrait permettre d'affiner la représentativité du milieu modélisé. Ainsi, la représentation par le modèle de l'humidité dans la zone non saturée permettrait de caractériser le comportement hydrique de la réserve superficielle par un schéma plus physique que celui utilisé actuellement dans les modèles globaux classiques.

### 3 - DEMARCHE EXPERIMENTALE ENVISAGEE

L'étude bibliographique a permis d'identifier un certain nombre de sites expérimentaux (tableau 1.6). Il s'avère qu'aucun de ces sites, ne permet l'étude complète de la recharge par les différentes méthodes envisagées. Il faudra donc choisir un site particulier présentant les caractéristiques suivantes.

#### 3.1 - SITUATION GEOGRAPHIQUE ET CARACTERES HYDROGEOLOGIQUES

1 Le site devra se situer en climat semi-aride mais recevant suffisamment de pluie pour qu'il y ait certitude d'une recharge de nappe effective pendant les mesures qui dureront de 12 à 18 mois. On peut fixer comme limite inférieure 600 mm de pluie par an.

2 Le site devra être situé dans la zone de couverture d'un satellite permettant d'obtenir au moins une fois par jour la température de la surface du sol (Infra-Rouge thermique) et éventuellement la variation de l'albédo.

3 Le bassin versant de petite taille (5 à 50 km<sup>2</sup> environ) devra être superposé à un aquifère bien connu, libre et continu. L'aquifère devra être alimenté essentiellement par les précipitations. Il ne devra pas être bordé par un cours d'eau ou par un lac qui donneraient lieu à des échanges mal connus. L'aquifère devra reposer sur un substratum très imperméable et être situé à une faible profondeur (30 m au plus).

4 Le ruissellement superficiel devra être facilement mesurable ou être négligeable.

5 Le bassin versant devra être équipé au minimum d'un pluviomètre et d'un piézomètre suivis depuis plusieurs années.

### 3.2 - EQUIPEMENT DU SITE EXPERIMENTAL

Le bassin versant devra posséder une station climatologique permettant la mesure :

- du rayonnement net
- de la température sèche et humide de l'air
- de la vitesse du vent
- de la durée d'insolation.

Pendant toute la durée de l'étude, plusieurs pluviomètres assureront un réseau couvrant l'ensemble du bassin versant.

Cinq à dix piézomètres seront installés dans le bassin versant dont un sera suivi par un limnigraphe. Des pompages d'essais seront effectués dans les piézomètres pour déterminer la transmissivité, l'emmagasinement de la nappe et leur variabilité spatiale.

Une dizaine de stations complètes de suivi de l'humidité du sol seront équipées (cinq tensiomètres par site et un tube de sonde). Ces mesures seront réparties sur l'ensemble du bassin versant selon la typologie des sols.

## CONCLUSION

A partir de dix huit publications, trois approches essentielles permettant d'appréhender la recharge ont été étudiées :

- 1 estimation de l'ETR à partir de données climatiques
- 2 estimation de l'ETR et de l'infiltration à partir de données du sol (humidité, succion)
- 3 estimation de la recharge par modélisation globale ou hydrodynamique.

Chacune d'elle se décompose en les méthodes suivantes :

- 1 application de la formule du bilan d'énergie et du rapport de **Bowen**  
application de la formule utilisant la température de surface  
application de la formule simplifiée de **Jackson**
- 2 méthode du plan de flux nul  
modélisation hydrodynamique des écoulements verticaux à travers la zone non saturée.
- 3 modélisation hydrodynamique de nappe  
modélisation globale pluie-débit ou pluie-niveau.

Une difficulté notable des méthodes climatiques d'évaluation de l'ETR est d'obtenir à partir d'estimations instantanées de l'ETR en un seul point des valeurs journalières ou mensuelles des lames évaporées sur un bassin versant. Une application de la formule de **Jackson** à partir d'une valeur instantanée de la température de surface a permis d'aboutir à une valeur journalière de l'ETR. Une image infrarouge fournit ainsi la lame d'eau évaporée journalière sur la zone analysée, levant les deux difficultés de spatialisation et de cumul sur un pas de temps de l'estimation de l'ETR. Le travail sur de longues périodes représenterait un coût très élevé. De plus, l'extension sur des zones non couvertes par un satellite infrarouge ne sont pas exploitables.

Une seconde approche consiste à décrire le comportement hydrique du sol et à estimer les flux d'infiltration et d'évaporation à partir de données d'humidité du sol et de tensiométrie à plusieurs profondeurs et en quelques sites représentatifs. Les données peuvent être exploitées par la méthode du plan de flux nul pour fournir des séries continues d'ETR et d'infiltration sur la période observée. La modélisation

hydrodynamique des écoulements verticaux à partir de ces mesures est également possible. Elle nécessite de définir des conditions de flux ou de potentiel à la surface du sol et s'avère généralement lourde en temps de calcul. L'adaptation des modèles de la zone non saturée à l'étude de la recharge dans un bassin versant est envisageable avec l'adoption de pas de temps plus grand, l'établissement de lois humidité du sol-évaporation ou même l'intégration dans un schéma plus physique d'un modèle global.

Les modèles globaux pluie-débit ou pluie-niveau et les modèles hydrodynamiques de nappe travaillent à l'échelle régionale. Un modèle hydrodynamique de nappe peut permettre de contrôler la pluie efficace déterminée par un modèle global. Celui-ci pourra permettre l'évaluation de l'infiltration après calage sur les débits aux exutoires, sur les variations de niveaux piézométriques et, pour lever l'indétermination sur la répartition infiltration-ruissellement, sur l'état de saturation du sol. L'extension des données de recharge est alors possible sur de longues périodes à partir des seules pluies et ETP.

La mise en oeuvre de ces différentes approches et leur comparaison critique requiert une campagne de mesure d'une année complète effectuée sur un bassin expérimental aux caractéristiques bien définies (climat semi-aride, existence d'une nappe libre, exutoires connus...).

- 1 Aranyosy (J.F.) 1978.- Contribution à l'étude des transferts d'eau et de solutés dans la zone non saturée par traçage cationique et isotopique.- Thèse 3e cycle, Paris VI, sept. 1978.
- 2 Ausseur (J.Y.), Bonnet (M.), Sauty (J.P.), Vandenbeusch (M.) 1979.- Recharge des nappes à travers la zone non saturée. Mesures et modélisation.- Orléans, Rapport BRGM 79 SGN 787 HYD) décembre 1979.
- 3 Bonnet (M.) 1978.- Méthodologie des modèles de simulation en hydrogéologie.-Thèse Sciences, Nancy.
- 4 Brouquisse (F.) 1980.- Etude "in situ" des transferts hydriques dans la zone non saturée de sols de la plaine alluviale de l'Ariège.- Thèse 3e cycle, Toulouse, janvier 1980.
- 5 Brunet (Y.) 1984.- Modélisation des échanges sol nu-atmosphère : essai de validation locale et influence de la variabilité spatiale du sol.- Thèse doct.-ing., Grenoble, mai 1984.
- 6 Daian (J.F.) 1971.- Etude "in situ" des transferts d'eau dans la zone non saturée : application à une méthode d'estimation du bilan hydrique. Thèse, doct.-ing., Grenoble, juin 1971.
- 7 Doorenbos (J.), Pruitt (W.O.) 1977.- Crop water requirements.- FAO irrigation and drainage, paper 24.
- 8 Jackson (R.D.), Reginato (R.J.), Idso (S.B.) 1977.- Wheat canopy temperature: a practical tool for evaluating water requirements.- Water Resources Research, vol. 13, n° 3, p. 651-656.
- 9 Laffite (Ph.) 1980.- Contribution à l'étude des transferts d'eau et de solutés dans la zone non saturée par traçage isotopique et cationique en régime de pluviosité naturelle.- Thèse, 3è cycle, Paris VI, juin 1980.
- 10 Lallemand-Barrès (A.) 1977.- Initiation à l'étude du milieu non saturé.- Orléans, BRGM, Note technique HYD 77/12).
- 11 Menenti (M.) 1984.- Physical aspects and determination of evaporation in deserts applying remote sensing techniques.- Wageningen, Institute for land and water management research (ICW), 202 p.



- 12 Petit (V.) 1980.- Etude et modélisation de la variabilité de l'évapotranspiration réelle. Application au bilan hydrologique de la plaine de Crau.- Thèse, 3e cycle, Paris VI, décembre 1980.
- 13 Riou (C.) 1975.- La détermination pratique de l'évaporation.- Application à l'Afrique Occidentale.- Mémoire ORSTOM n° 80.
- 14 Roche (P.A.), Thiéry (D.) 1984.- Simulation globale de bassins hydrologiques. Introduction à la modélisation et description du modèle GARDENIA.- Orléans, BRGM, (rapport 84 SGN 337 EAU), novembre 1984.
- 15 Royer (J.M.) 1974.- Détermination directe de l'évaporation et de l'infiltration sur bassins versants.- Thèse, doct.-ing., Grenoble, janvier 1974.
- 16 Sauter (M.) 1980.- Etude sur site expérimental de la migration en terrain semi-perméable d'effluents issus de boues industrielles.- Thèse, 3e cycle, Orléans, novembre 1980.
- 17 Seguin (B.) 1980.- Détermination de l'évaporation réelle dans les bilans hydrologiques par la télédétection en thermographie infra rouge.- Bulletin des Sciences hydrologiques, vol. 25, n° 2, p. 143-153.
- 18 Seguin (B.), Baelz (S.), Monget (J.M.), Petit (V.) 1982.- Utilisation de la thermographie I.R. pour l'estimation de l'évaporation régionale.
  1. Mise au point méthodologique sur le site de la Crau. Agronomie, vol. 2, n° 2, p. 7-16.
  2. Résultats obtenus à partir de données de satellite.- Agronomie, vol. 2, n° 2, p. 113-118.
- 19 Seguin (B.) 1983.- Estimation de l'évapotranspiration à partir de l'infra-rouge thermique.- Les colloques de l'INRA, n° 23, p. 427-446.
- 20 Sicot (A.M.) 1983.- Variabilité de la teneur en eau et de la réserve hydrique du sol en milieu sahélien.- Bulletin du groupe français d'humidimétrie neutronique, n° 14.
- 21 Siwertz (E.) 1973.- Etude expérimentale par le tritium et l'oxygène -18 de l'infiltration sur les lysimètre et le bassin de Thonon.- Thèse, 3e cycle, Paris VI, avril 1973.

- 22 Thiéry (D.), Bourgeois (M.) 1980.- Etude économique et technique du barrage de Komobeul. Hydrogéologie.- Montpellier Rapport BCEOM-IRAT., Vol. III.3.
- 23 Thiéry (D.) 1980.- Simulation de bassins hydrologiques par modèles globaux. Programme AMANDE, description et mode d'emploi.- Orléans BRGM (rapport 80 SGN 192 HYD) mars 1980.
- 24 Thony (J.L.), Hamburger (J.), Vauclin (M.), Vachaud (G.) 1979.- Etude détaillée de l'évaporation sur sol nu. Comparaison entre méthodes de mesures aériennes et souterraines et analyse du mécanisme journalier des transferts.- Vienne, IAEA Isotopes and Radiation in Research on Soil-Plant Relationships, SM 235/18, p. 247-256.
- 25 Vachaud (G.), Dancette (C.), Sonko (S.), Thony (J.L.) 1978.- Méthodes de caractérisation hydrodynamique in situ d'un sol non saturé. Application à deux types de sol du Sénégal en vue de la détermination des termes du bilan hydrique.- Ann. agron., vol. 29, n° 1, p. 1-36.
- 26 Vachaud (G.), Vauclin (M.), Colombani (J.) 1981.- Bilan hydrique dans le sud tunisien.  
1 - Caractérisation expérimentale des transferts dans la zone non saturée  
2 - Modélisation numérique et prévision des transferts hydriques en sol stratifié.- Journal of Hydrology, vol. 49, p. 31-73.
- 27 Vauclin (M.), Vachaud (G.) 1984.- Transferts hydriques dans les sols non saturés, non homogènes.- Annales des mines, mai-juin, p. 63-74.
- 28 Vauclin (M.) 1975.- Etude expérimentale et numérique du drainage de nappes à surface libre. Influence de la zone non saturée.- Thèse d'état, Grenoble, avril 1975.
- 29 Viswanathan (M.N.) 1984.- Recharge characteristics of an unconfined aquifer from the rainfall-water table relationship.- Journal of Hydrology, vol. 70, p. 233-250.

## ANNEXES

- A1 - Formule de **Thorntwaite** ETP
- A2 - Formule mensuelle de **Turc** ETP
- A3 - Formule de **Blaney** et **Criddle** ETP
- A4 - Formule de **Penman** ETP
- A5 - Calcul de l'ETR à partir du bilan d'énergie et du rapport de **Bowen**
- A6 - Estimation de l'ETR en utilisant la température de surface
- A7 - Estimation de l'ETR journalière à partir de la relation simplifiée de **Jackson**
- A8 - Détermination de l'ETR et de l'infiltration par la méthode du plan de flux nul
- A9 - Détermination de la relation  $K(\theta)$  : méthode du bilan plan de flux nul
- A10 - Détermination de la relation  $K(\theta)$  : méthode du drainage interne
- A11 - Le bilan **Thorntwaite** ETR
- A12 - Les modèles globaux à réservoirs
- A13 - Modélisation physique des écoulements verticaux dans la zone non saturée.

Lat. N.	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
0	1.04	.94	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04
5	1.02	.93	1.03	1.02	1.06	1.03	1.06	1.05	1.01	1.03	.99	1.02
10	1.00	.91	1.03	1.03	1.08	1.06	1.08	1.07	1.02	1.02	.98	.99
15	.97	.91	1.03	1.04	1.11	1.08	1.12	1.08	1.02	1.01	.95	.97
20	.95	.90	1.03	1.05	1.13	1.11	1.14	1.11	1.02	1.00	.93	.94
25	.93	.89	1.03	1.06	1.15	1.14	1.17	1.12	1.02	.99	.91	.91
26	.92	.88	1.03	1.06	1.15	1.15	1.17	1.12	1.02	.99	.91	.91
27	.92	.88	1.03	1.07	1.16	1.15	1.18	1.13	1.02	.99	.90	.90
28	.91	.88	1.03	1.07	1.16	1.16	1.18	1.13	1.02	.98	.90	.90
29	.91	.87	1.03	1.07	1.17	1.16	1.19	1.13	1.03	.98	.90	.89
30	.90	.87	1.03	1.08	1.18	1.17	1.20	1.14	1.03	.98	.89	.88
31	.90	.87	1.03	1.08	1.18	1.18	1.20	1.14	1.03	.98	.89	.88
32	.89	.86	1.03	1.08	1.19	1.19	1.21	1.15	1.03	.98	.88	.87
33	.88	.86	1.03	1.09	1.19	1.20	1.22	1.15	1.03	.97	.88	.86
34	.88	.85	1.03	1.09	1.20	1.20	1.22	1.16	1.03	.97	.87	.86
35	.87	.85	1.03	1.09	1.21	1.21	1.23	1.16	1.03	.97	.86	.85
36	.87	.85	1.03	1.10	1.21	1.22	1.24	1.16	1.03	.97	.86	.84
37	.86	.84	1.03	1.10	1.22	1.23	1.25	1.17	1.03	.97	.85	.83
38	.85	.84	1.03	1.10	1.23	1.24	1.25	1.17	1.04	.96	.84	.83
39	.85	.84	1.03	1.11	1.23	1.24	1.26	1.18	1.04	.96	.84	.82
40	.84	.83	1.03	1.11	1.24	1.25	1.27	1.18	1.04	.96	.83	.81
41	.83	.83	1.03	1.11	1.25	1.26	1.27	1.19	1.04	.96	.82	.80
42	.82	.83	1.03	1.12	1.26	1.27	1.28	1.19	1.04	.95	.82	.79
43	.81	.82	1.02	1.12	1.26	1.28	1.29	1.20	1.04	.95	.81	.77
44	.81	.82	1.02	1.13	1.27	1.29	1.30	1.20	1.04	.95	.80	.76
45	.80	.81	1.02	1.13	1.28	1.29	1.31	1.21	1.04	.94	.79	.75
46	.79	.81	1.02	1.13	1.29	1.31	1.32	1.22	1.04	.94	.79	.74
47	.77	.80	1.02	1.14	1.30	1.32	1.33	1.22	1.04	.93	.78	.73
48	.76	.80	1.02	1.14	1.31	1.33	1.34	1.23	1.05	.93	.77	.72
49	.75	.79	1.02	1.14	1.32	1.34	1.35	1.24	1.05	.93	.76	.71
50	.74	.78	1.02	1.15	1.33	1.36	1.37	1.25	1.06	.92	.76	.70
LAT. S.												
5	1.06	.95	1.04	1.00	1.02	.99	1.02	1.03	1.00	1.05	1.03	1.06
10	1.08	.97	1.05	.99	1.01	.96	1.00	1.01	1.00	1.06	1.05	1.10
15	1.12	.98	1.05	.98	.98	.94	.97	1.00	1.00	1.07	1.07	1.12
20	1.14	1.00	1.05	.97	.96	.91	.95	.99	1.00	1.08	1.09	1.15
25	1.17	1.01	1.05	.96	.94	.88	.93	.98	1.00	1.10	1.11	1.18
30	1.20	1.03	1.06	.95	.92	.85	.90	.96	1.00	1.12	1.14	1.21
35	1.23	1.04	1.06	.94	.89	.82	.87	.94	1.00	1.13	1.17	1.25
40	1.27	1.06	1.07	.93	.86	.78	.84	.92	1.00	1.15	1.20	1.29
42	1.28	1.07	1.07	.92	.85	.76	.82	.92	1.00	1.16	1.22	1.31
44	1.30	1.08	1.07	.92	.83	.74	.81	.91	.99	1.17	1.23	1.33
46	1.32	1.10	1.07	.91	.82	.72	.79	.90	.99	1.17	1.25	1.35
48	1.34	1.11	1.08	.90	.80	.70	.76	.89	.99	1.18	1.27	1.37
50	1.37	1.12	1.08	.89	.77	.67	.74	.88	.99	1.19	1.29	1.41

COEFFICIENT DE CORRECTION CI EN FONCTION DE LA LATITUDE ET DU MOIS

Formule de Thornthwaite, d'après Brochet et Gerbier (1968)

## A1 - FORMULE DE THORNTHWAITE

Cette formule assez ancienne (1944) est basée sur des expériences effectuées sur des lysimètres.

$$ETP = 16 \left( \frac{10 t}{I} \right)^a \cdot Cl$$

$$\begin{array}{l} \text{mm.mois}^{-1} \\ \text{ou} \\ \text{mm.décade}^{-1} \end{array}$$

t = température moyenne mensuelle ou décadaire mesurée sous abri en °C  
 $a = 6,75 \cdot 10^{-7} I^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} I^2 + 1,79 I + 0,49239$

I = indice thermique annuel, somme des douze indices thermiques mensuels i.

$$i = \left( \frac{t}{5} \right)^{1,514}$$

Cl = coefficient de correction, fonction de la latitude et du mois, il est donné par une table

$$0,67 < Cl < 1,41$$

Il est à noter que la validité de cette formule est douteuse. En effet, pour calculer l'ETP d'un mois m, elle prend en compte la température des douze mois de l'année, donc de mois passés et à venir. En fait, c'est une formule utilisée par des climatologues (ou des agronomes) qui cherchent des valeurs moyennes interannuelles.

## A2 - FORMULE MENSUELLE DE TURC (ETP)

Elle a été mise au point par Turc en 1953 (INRA - Versailles). Son auteur a travaillé dans des régions situées à différentes latitudes : en France, en Ecosse, en Afrique du nord.

$$\text{ETP} = 0,40 \frac{t}{t + 15} (\text{Rg} + 50) \cdot \text{C}$$

mm.mois<sup>-1</sup>

$$\text{Rg} = \text{Iga} \left( 0,18 + 0,62 \frac{h}{H} \right)$$

- t = température moyenne mensuelle de l'air sous abri en °C  
Rg = radiation solaire globale  
h = durée d'insolation en heures par jour ou en heures par mois  
H = durée astronomique en heures du jour ou du mois  
Iga = radiation solaire directe moyenne sous abri en cal.cm<sup>-2</sup>.j<sup>-1</sup>  
(ou radiation atmosphérique)  
C = coefficient correcteur  
C = 1 si hr > 50 %

$$C = 1 + \frac{50 - \text{hr}}{70} \text{ si hr} < 50 \%$$

hr = humidité relative moyenne mensuelle en pourcent.

### A3 - FORMULE DE BLANEY ET CRIDDLE

Les auteurs spécialistes des besoins en eau des cultures irriguées ont proposé à partir de nombreux essais en zone aride et semi-aride (Arizona) une formule souvent employée en pratique.

$$\text{ETP} = k \cdot t_F \cdot \frac{H}{H_A} (114 - h_r)$$

mm.mois<sup>-1</sup>

k = coefficient mensuel propre à la couverture végétale et au climat.

Exemple :

k = 1,10 pour de la luzerne en région aride en juillet

k = 0,40 pour une culture d'agrumes en région côtière en avril

t<sub>F</sub> = température moyenne de l'air du mois en °F

$$\text{(avec } t_F = \frac{9}{5} t + 32)$$

H = nombre d'heures de jour du mois

H<sub>A</sub> = nombre d'heures de jour de l'année

H<sub>r</sub> = humidité relative moyenne du mois en pourcent.

#### A4 - FORMULE DE PENMAN

Penman a établi en 1948 une formule d'estimation de l'évaporation d'une surface d'eau libre. Plus tard, il l'a adaptée pour obtenir l'évapotranspiration potentielle d'un sol engazonné.

Cette formule qui a fournit des résultats sous une large gamme de climats se présente comme la somme de deux termes : l'un radiatif, l'autre aérodynamique. Le premier tient compte du bilan d'énergie du sol, le second du pouvoir évaporant de l'air.

$$ETP = W.R_n + (1-W). f(u) (e_a - e_d)$$

avec

$$W = \frac{D}{D + G}$$

D = pente de la courbe de pression de vapeur saturante à la température de l'air

G = constante psychrométrique de l'air

R<sub>n</sub> = rayonnement net en mm.j<sup>-1</sup> mesuré ou calculé

$$f(u) = \text{fonction du vent. } f(u) = 0,27 + \left(1 + \frac{u}{100}\right)$$

u = vitesse du vent à deux mètres au-dessus du sol en km.j<sup>-1</sup>

e<sub>a</sub> = pression de vapeur saturante à la température de l'air en mb

e<sub>d</sub> = pression de vapeur réelle à la température de l'air en mb.

Doorenbos et Pruitt proposent de tenir compte des conditions climatiques contrastées entre le jour et la nuit en utilisant un paramètre correctif global.



## A5 - CALCUL DE L'ETR A PARTIR DU BILAN D'ENERGIE ET DU RAPPORT DE BOWEN

Référence : Thèse de V. Petit, 1980 (12)

### Mesures nécessaires

$R_n$  = Rayonnement net mesuré directement par un bilanmètre situé à un mètre au-dessus du sol en  $W.m^{-2}$

S ou  $t_1, t_2$  = mesures de température sur les deux faces d'un fluxmètre pour évaluer le flux de chaleur dans le sol. S en  $W.m^{-2}$

Dth = gradient de température humide dans l'air entre 0,3 et 2 m au-dessus du sol en °C

Dt = gradient de température sèche dans l'air entre 0,3 et 2 m au-dessus du sol en °C

th = température humide de l'air à 0,3 m au-dessus du sol en °C.

### Formule employée

On pose 
$$ETR = - \frac{R_n + S}{1 + B}$$

avec  $S = f(t_1, t_2)$

expression de B : rapport de Bowen

$$\frac{1}{B} = \frac{Dth}{(0,52-0,01) th.Dt} - 1$$

### Principe

Cette formule est obtenue à partir du bilan radiatif à la surface du sol :

$$R_n + LE + H + S = 0$$

$R_n$  en  $W.m^{-2}$

$LE = ETR$  = flux de chaleur latente en  $W.m^{-2}$

ETR peut être traduit en  $\text{mm.h}^{-1}$  ou  $\text{mm.j}^{-1}$  sachant que

$$700 \text{ W.m}^{-2} \simeq 1 \text{ mm.h}^{-1}$$

et ainsi  $23 \text{ W.m}^{-2} \simeq 1 \text{ mm.j}^{-1}$

$$LE = L \cdot \rho \cdot K_E \frac{Df}{Dz}$$

L = chaleur latente de l'eau

$\rho$  = masse volumique de l'air en  $\text{Kg.m}^{-3}$

$K_E$  = coefficient d'échange pour la vapeur d'eau en  $\text{m.s}^{-1}$

f = humidité spécifique

$$f = 0,622 \frac{e}{p}$$

e = tension de vapeur en Pa

p = pression de vapeur en Pa

H = flux de chaleur sensible

$$H = \rho \text{ Cp} \cdot K_H \frac{Dt}{Dz}$$

Cp = chaleur spécifique de l'air en  $\text{J. Kg}^{-1} \cdot \text{°K}^{-1}$

$K_H$  = coefficient d'échange pour la chaleur en  $\text{m.s}^{-1}$

On a 
$$B = \frac{H}{LE}$$

donc 
$$LE = L \cdot K_E \cdot \rho \frac{0,622 \text{ De}}{p \text{ Dz}}$$

On fait l'hypothèse de l'égalité des coefficients d'échange  $K_E = K_H$

$$B = \frac{\text{Cp} \cdot \rho \cdot D_t}{0,622 \cdot L \cdot \text{De}} = G \cdot \frac{D_t}{\text{De}}$$

$G =$  constante psychométrique de l'air  $= 0,66 \text{ mb.}^\circ\text{C}^{-1}$

$$e = E(\text{th}) - G(t - \text{th})$$

$E(\text{th}) =$  tension de vapeur saturante

$\text{th} =$  température humide

$p' =$  dérivée de la tension de vapeur saturante

$$De = D E(\text{th}) - G D(t - \text{th})$$

en remplaçant  $De$  dans B

$$B = \frac{G \cdot Dt}{(p' + G) D\text{th} - GDt}$$

Comme  $\frac{p'}{p' + G} = 0,48 + 0,01 \text{ th}$  alors  $\frac{G}{G + p'} = 0,52 - 0,01 \text{ th}$

alors

$$\frac{1}{B} = \frac{1}{0,52 - 0,01 \text{ th}} \cdot \frac{D\text{th}}{Dt} - 1$$

## A6 - ESTIMATION DE L'ETR EN UTILISANT LA TEMPERATURE DE SURFACE

Référence : Seguin, 1983 (19)

### Mesures nécessaires

- $R_n$  = Rayonnement net mesuré par un pyrromètre différentiel (bilanmètre) en  $W.m^{-2}$
- $S$  = flux de chaleur dans le sol mesuré dans le sol par un fluxmètre. en  $W.m^{-2}$
- $u$  = vitesse du vent à 2 m mesuré par un anémomètre
- $z_0$  = paramètre du couvert végétal = 0,1 x hauteur de la végétation
- $d$  = paramètre du couvert végétal = 0,66 x hauteur de la végétation
- $t_s$  = température de la surface du sol mesurée par un radiothermomètre
- $t_a$  = température de l'air mesuré à la hauteur  $z$  par un thermocouple.

### Formules employées

$$ETR = R_n - S - \rho C_p C_e (t_s - t_a)$$

valable pour une unité de surface homogène

avec

$$C_e = \frac{0,4 u^*}{L_n \left( \frac{z-d}{z_0} \right) - P_2}$$

et

$$u^* = \frac{0,4 u(z)}{L_n \frac{z-d}{z_0} - P_1}$$

### Variables, Unités

- $\rho$  = masse volumique de l'air en  $kg.m^{-3}$
- $C_p$  = chaleur spécifique de l'air en  $J. kg^{-1}.^{\circ}K^{-1}$
- $C_e$  = coefficient d'échange
- $P_1$  et  $P_2$  = fonctions de correction de stabilité atmosphérique
- $u^*$  = vitesse de frottement dérivée de la vitesse du vent.

## A7 - ESTIMATION DE L'ETR JOURNALIERE PAR LA RELATION SIMPLIFIEE DE JACKSON ET AL. (1977)

Références : Thèse Petit, 1980 (12), Seguin, 1983 (19)

### Mesures nécessaires

R<sub>n</sub> = Rayonnement net mesuré par un bilanmètre

ts = température de la surface du sol mesurée par un radiothermomètre  
au voisinage de son maximum journalier

ta = température de l'air mesurée par un thermocouple au voisinage de  
son maximum journalier.

### Formule de Jackson

$$ETR = R_n - D (ts - ta)$$

D = coefficient obtenu par Jackson par corrélation en utilisant des valeurs journalières d'un lysimètre et en forçant la relation à passer par l'origine (ts-ta=0 et ETR-R<sub>n</sub> = 0).

### Formule de Seguin et Petit (1980) - Crau

$$ETR = R_n - S + 1,0 - 0,25 (ts-ta)$$

obtenue par corrélation avec des valeurs estimées par la méthode du rapport de Bowen. Le flux de chaleur dans le sol n'a pas été négligé.

### Variables, Unités

R<sub>n</sub> = Rayonnement net en mm.j<sup>-1</sup>

S = flux de chaleur dans le sol en mm.j<sup>-1</sup>

ETR = évapotranspiration réelle journalière en mm.j<sup>-1</sup>.

## A8 - DETERMINATION DE L'ETR ET DE L'INFILTRATION PAR LA METHODE DU PLAN DE FLUX NUL

Cette méthode détermine à partir des variations de stock d'eau dans la zone non saturée et de la position du plan de flux nul l'évaporation et l'infiltration.

Des mesures de teneurs en eau permettent de déterminer le stock d'eau S de toute tranche de sol prise entre deux profondeurs  $z_1$  et  $z_2$ .

$$S = \int_{z_1}^{z_2} \theta dz$$

Il a la dimension d'une longueur, c'est-à-dire un volume par unité de surface.

Des mesures de tensiométrie permettent de suivre l'évolution du plan de flux nul (quand il existe), c'est-à-dire la cote ou le potentiel est maximum.

Soit  $z_0(t_1)$  et  $z_0(t_2)$  les cotes du plan de flux nul aux instants correspondants. On suppose qu'en moyenne le flux est nul durant l'intervalle de temps  $Dt$  à la cote  $z_0$

$$\text{ou } z_0 = \frac{z_0(t_1) - z_0(t_2)}{2} \quad \text{et} \quad Dt = (t_2 - t_1)$$

Pendant cet intervalle de temps, toute variation de stock entre  $z_0$  et la surface représente l'évaporation (flux ascendant) et toute variation de stock en-dessous représente le drainage (flux descendant). On peut ainsi en discrétisant le temps obtenir l'évaporations et les infiltrations cumulées. Soit  $q(z)$  le flux à la cote  $z$  :

$$q(z) = \frac{D S_{\text{surface}}}{Dt}$$

Voir exemple n° 1

### Méthode du plan de flux nul

#### Exemple n°1

Des mesures de tensiométrie ont permis de tracer les deux profils de charge ci-dessus. A l'instant  $t_1$ , le plan de flux nul se situe à 50 cm. A l'instant  $t_2$ , le plan de flux nul se situe à 70 cm. La cote moyenne est estimée à 60 cm =  $Z_0$ .

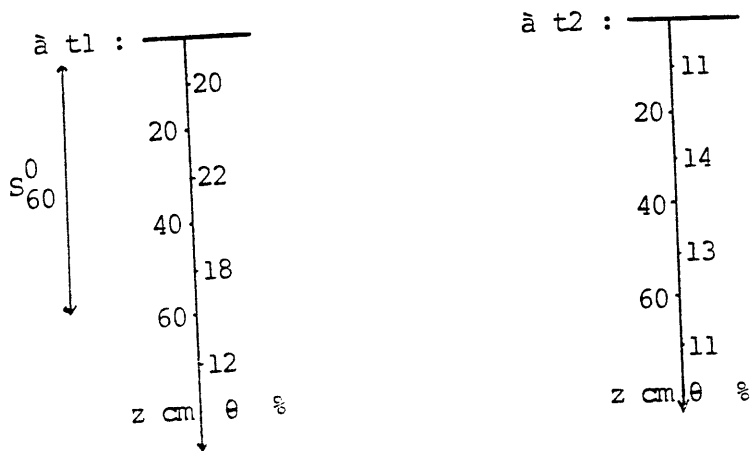


Figure A8.1 - Profils de pression de l'eau

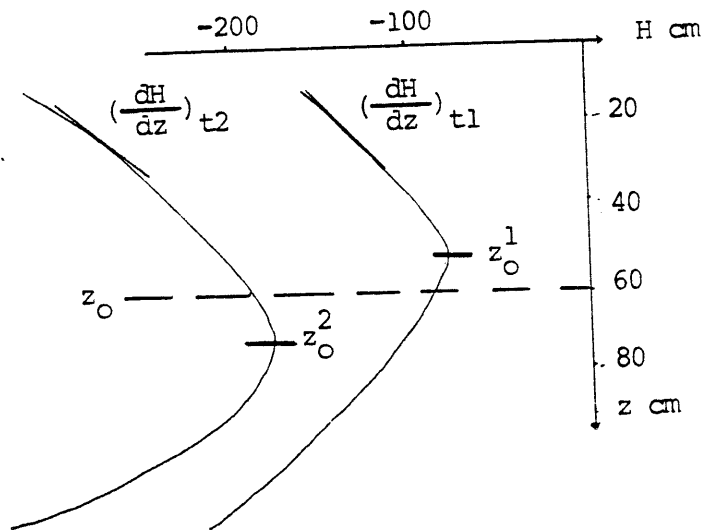


Figure A8.2 - Profils de teneur en eau volumique

Soit  $S^{\circ}_{60}$  le stock d'eau entre la surface et la profondeur 60 cm.

$$\text{à } t_1 \quad S^{\circ}_{60} = (0,20 + 0,22 + 0,18).200 = 120 \text{ mm}$$

$$\text{à } t_2 \quad S^{\circ}_{60} = (0,11 + 0,14 + 0,13).200 = 76 \text{ mm}$$

Soit  $D_t = t_2 - t_1 = 13$  jours

Soit  $q_0$  l'évaporation correspondante

$$q_0 = \frac{D S^{\circ}_{60}}{Dt} = \frac{-44}{13} = -3,4 \text{ mm.j}^{-1}$$



### A9 - DETERMINATION DE LA RELATION K( $\theta$ )

K = conductivité hydraulique en m.s<sup>-1</sup>

$\theta$  = teneur en eau volumique en %.

#### *Méthode du bilan plan de flux nul*

La méthode du plan de flux nul permet par des mesures de neutrométrie et de tensiométrie d'estimer les flux ascendant et descendant à une cote donnée d'un profil de sol.

$$q(z) = \frac{D \overset{z}{S}_{z_0}}{Dt}$$

q = flux ascendant à la cote z au-dessus de z<sub>0</sub>  
ou descendant à la cote z au-dessous de z<sub>0</sub>

$D \overset{z}{S}_{z_0}$  = variation de stock de z à z<sub>0</sub> pendant Dt

z<sub>0</sub> = cote du plan de flux nul

t<sub>2</sub>-t<sub>1</sub> = Dt = intervalle de temps pendant lequel on considère le plan de flux nul à la cote z<sub>0</sub>

La connaissance de la valeur moyenne ou interpolée du gradient de potentiel

$\overline{\left(\frac{dH}{dz}\right)}$  pendant Dt et de la teneur en eau moyenne  $\theta$  permet à l'aide de la loi de Darcy

généralisée d'en déduire la conductivité hydraulique K pour la profondeur z.

Comme

$$q(z) = - K(\theta) \frac{dH}{dz}$$

$$K(\theta) = - \frac{D \overset{z}{S}_{z_0} / Dt}{\overline{\left(\frac{dH}{dz}\right)}}$$

L'utilisation de cette procédure à différents instants et à différentes profondeurs aboutit à la connaissance de la relation  $K(\theta)$  pour l'ensemble du profil.

Il faut veiller à ce que  $Dt$  ne soit pas trop grand ce qui entraîne des trop importantes variations du plan de flux nul. Mais aussi à ce qu'il ne soit pas trop petit pour que la faible variation de stock mesurée soit inférieure à l'erreur de mesure.

**Exemple n°2**

Détermination de la relation  $K(\theta)$  par la méthode du plan de flux nul.

On considère les mêmes profils qu'à l'exemple n° 1

$$\text{à } t_2 \text{ la teneur en eau à 20 cm est } \frac{11 + 14}{2} = 12,5 \%$$

On recherche la conductivité hydraulique à la profondeur  $z = 20$  cm

$$\text{à } t_1 = S_{60}^{20} = (0,22 + 0,18) \times 200 = 80 \text{ mm}$$

$$\text{à } t_2 = S_{60}^{20} = (0,14 + 0,13) \times 200 = 54 \text{ mm}$$

$$\text{On a donc } D S_{60}^{20} = -26 \text{ mm}$$

La figure 1 donne le gradient de potentiel moyen :

$$\left( \frac{dH}{dz} \right)_{t1} = 0,45 \quad \left( \frac{dH}{dz} \right)_{t2} = 0,22 \quad \text{donc} \quad \overline{\frac{dH}{dz}} = 0,33$$

La loi de Darcy généralisée donne :

$$K_{20}(\theta) = - \frac{D S_{60}^{20} / Dt}{\overline{\left( \frac{dH}{dz} \right)}}$$

$$K_{20}(\theta) = - \frac{-26/13}{0,33} = 6 \text{ mm.j}^{-1} = 7.10^{-8} \text{ m.s}^{-1}$$

## A10 - DETERMINATION DE LA RELATION $K(\theta)$

$K$  = conductivité hydraulique en  $m.s^{-1}$

$\theta$  = teneur en eau volumique en %.

### *Méthode du drainage interne*

Un apport d'eau important ( $\approx 200$  mm) précède le suivi de la distribution de l'eau dans le profil. Dès la disparition de la lame d'eau artificielle, la surface du sol est couverte pour éviter toute évaporation (et toute précipitation).

Des mesures de tensiométrie et de neutrométrie permettent de suivre l'évolution des profils de charge et d'humidité.

Entre deux instants  $t_1$  et  $t_2$ , le flux  $q(z)$  passant à travers une section située à la profondeur  $z$  s'écrit :

$$q(z) = \frac{DS_z}{Dt} - q_0$$

$q_0$  = flux à la surface

$DS_z$  = variation de stock entre  $t_2$  et  $t_1$  entre la profondeur  $z$  et la surface

$Dt$  =  $t_2 - t_1$

Comme on a  $q_0 = 0$  (évaporation nulle)

$$q(z) = \frac{DS_z}{Dt}$$

$q(z)$  représente la vitesse de Darcy à  $t = \frac{t_2 - t_1}{2}$

Pour éviter cette interpolation dans le temps, on peut calculer  $q(z)$  à partir de la courbe de variation de stock entre la surface et  $z$ .

La pente de cette courbe représentant directement le flux à cette profondeur :

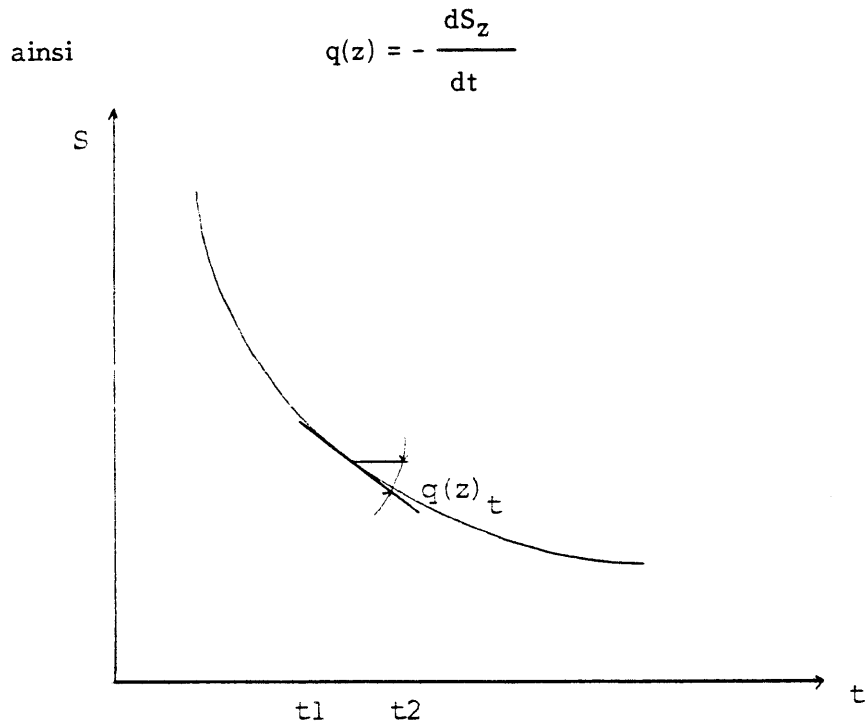


Figure A10.1 - Courbe de variation du stock d'eau

Si à cet instant, on connaît également le profil de charge  $H(z,t)$ , la pente

donne  $\frac{dH}{dz}$  .

La loi de Darcy généralisée permet d'en déduire la conductivité hydraulique  $K$  pour la profondeur  $z$  et pour la teneur en eau mesurée à cet instant :

$$K(\theta) = - \frac{q(z)}{dH/dz}$$

En utilisant cette procédure à différents instants et à différentes profondeurs, on peut définir la relation  $K(\theta)$  pour l'ensemble du profil.

Exemple n°3

Détermination de la relation  $K(\theta)$  par la méthode du drainage interne.

On recherche la conductivité hydraulique  $K$  à la profondeur  $z = 30$  cm.

On considère les profils de teneur en eau de l'exemple 1. La teneur en eau à 30 cm à  $t_2$  est de 14 % (fig. 2). Le flux à la surface étant nul on a un profil de pression différent.

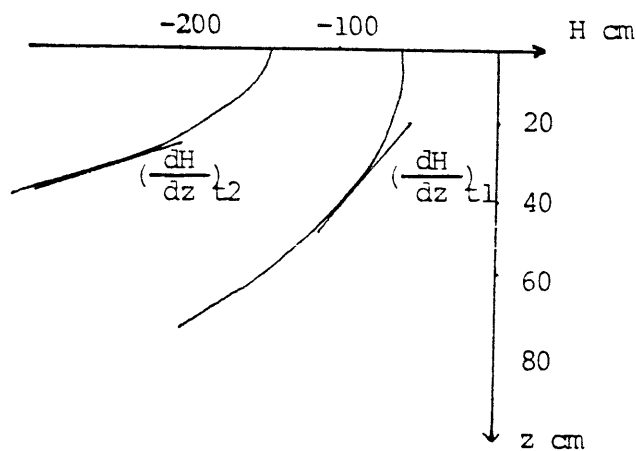


Figure A10.2 - Profils de pression de l'eau

Le gradient moyen de potentiel est négatif.

$$\left( \frac{dH}{dz} \right)_{t_1} = -0,71$$

$$\overline{\left( \frac{dH}{dz} \right)} = -0,43$$

$$\left( \frac{dH}{dz} \right)_{t_2} = -0,14$$

Soit  $D S_{30}^{\circ}$ , la variation de stock entre la surface et la profondeur 30 cm :

$$D S_{30}^{\circ} = S_{30}^{\circ} t_2 - S_{30}^{\circ} t_1 = 30 \text{ mm}$$

donc

$$K_{30}(\theta) = - \frac{\frac{D S_{30}^{\circ}}{Dt}}{\frac{dH}{dz}} = \frac{30/13}{-0,43} = 5,4 \text{ mm.j}^{-1} = 6,3 \cdot 10^{-8} \text{ m.s}^{-1}$$

## A11 - LE BILAN THORNTHWAITE

Le schéma le plus simple et le plus grossier est celui de thornthwaite qui représente le sol avec un seul réservoir équivalent de capacité RSMAX. Ce réservoir est alimenté par la pluie et vidangé par l'évaporation et la pluie efficace. Sa capacité définie par les agronomes comme la réserve utile (utilisable par les plantes) est appelée ici la réserve superficielle équivalente. En premier lieu, la pluie est utilisée par l'évaporation, elle alimente ensuite la réserve superficielle jusqu'à saturation puis donne la pluie efficace. Le calcul est fait sur des intervalles de temps successifs déterminés par un pas de temps.

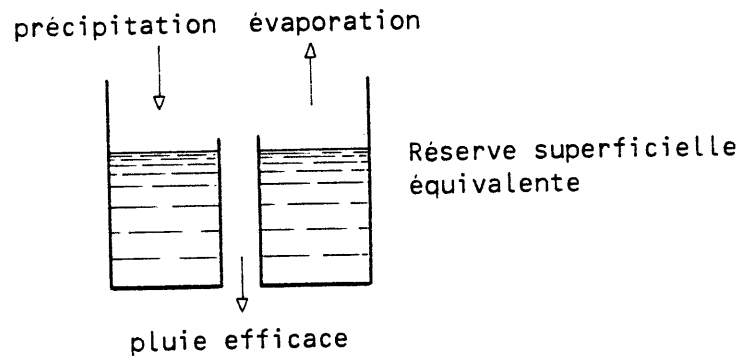


Figure A.11.1 - Principe du bilan Thornthwaite

Ce modèle empirique de production permet de reproduire les variations du débit d'un cours d'eau et les variations du niveau d'une nappe à condition d'être couplé à un schéma de transfert global ou hydrodynamique.

## A12 - LES MODELES GLOBAUX A RESERVOIRS

### 1 - PRESENTATION

Il existe des "modèles de comportement" qui représentent le sol - indépendamment des équations de l'hydrodynamique - par un système de deux ou trois réservoirs couplés et quelques coefficients globaux.

#### Exemple

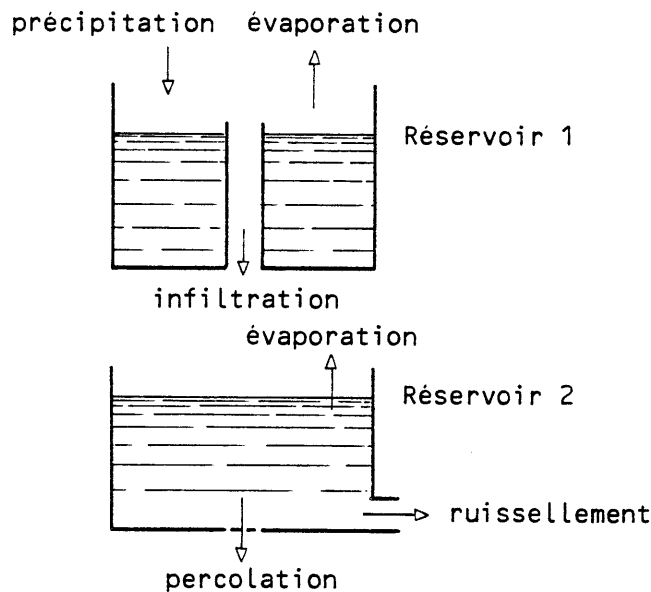


Figure A12.1 - Principe des modèles globaux à réservoir

L'alimentation du réservoir 1 est assurée directement par les pluies, sa vidange par l'évapotranspiration et l'infiltration.

L'alimentation du réservoir 2 provient de l'infiltration de R1, sa vidange s'effectue en fonction proportionnelle ou non de son niveau d'eau par l'évapotranspiration, la percolation et le ruissellement.



Un tel modèle appelé modèle global de production permet de reproduire plus fidèlement les écoulements de cours d'eau. Ce modèle de production est encore assez simple, il existe aussi des modèles qui tiennent compte **globalement** de la rugosité du terrain, de l'occupation du sol, etc.. par exemple, les modèles AMANDE (23) et GARDENIA (14) du BRGM.

## 2 - LES DONNEES D'ENTREE

- La pluie : elle est le plus souvent déterminée par un ou plusieurs pluviomètres, dans ce cas des méthodes de calcul simple permettent d'obtenir une idée de la répartition spatiale.

- L'évapotranspiration potentielle (ETP) : elle peut être estimée par différentes formules plus ou moins empiriques, mais aussi par des dispositifs expérimentaux tels que des lysimètres, des bacs d'évaporation, des évapotranspiromètres.

## 3 - LES DONNEES DE SORTIE

- La pluie efficace : c'est la donnée de sortie la plus intéressante, en particulier lorsque le ruissellement de surface est négligeable, elle représente alors pour chaque pas de temps le volume d'eau infiltrée.

Lorsque ce n'est pas le cas, il est dangereux pour obtenir l'infiltration de faire la différence entre la pluie efficace et le débit à l'exutoire. En particulier car le volume ruisselé à l'exutoire est décalé dans le temps par rapport à la pluie efficace. Mais aussi parce que les ordres de grandeur des trois termes étant assez différents une erreur d'estimation sur la pluie efficace peut induire une erreur notable sur l'infiltration.

### *Exemple*

Supposons une pluie efficace de 100 mm connue à  $\pm 10$  mm

Supposons un ruissellement de 80 mm connu à  $\pm 10$  mm

Si l'on estime P.eff. à 110 mm et R à 70 mm, l'infiltration sera estimée à 40 mm

Si l'on estime P.eff à 90 mm et R à 90 mm, l'infiltration sera estimée à 0 mm

D'autre part, la pluie efficace est très sensible aux erreurs de détermination de l'ETP. Il est possible pour certains mois qu'une sous-estimation de 20 % de l'ETP entraîne une surestimation de 50 % de la pluie efficace :

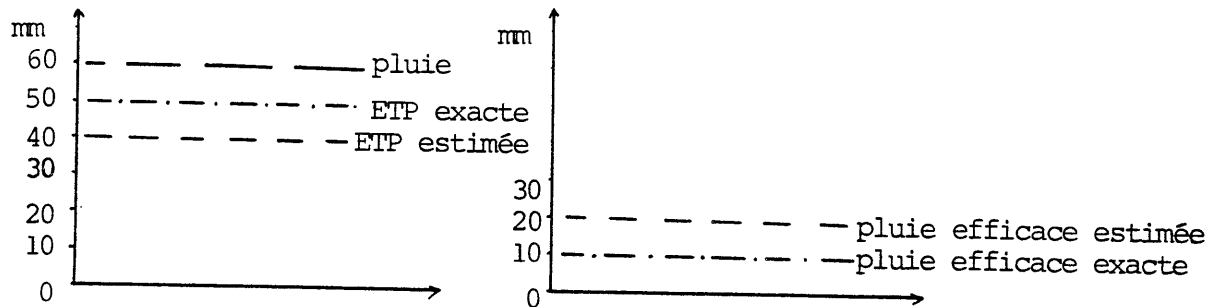


Figure A12.2 - Difficulté d'estimation de la pluie efficace

- L'évapotranspiration réelle (ETR)

On obtient une valeur de l'ETR pour chaque pas de temps.

#### 4 - LES PARAMETRES DU MODELE

- Le coefficient correcteur de la pluie

Lorsque l'on pense que la pluie n'est pas estimée avec précision, en particulier lorsque l'on manque de pluviomètres ou lorsque l'influence de l'altitude n'est pas pris en compte, on peut utiliser un coefficient correcteur global.

Il est généralement appliqué proportionnellement à toutes les valeurs. Il peut être ajusté lors du calage du modèle en même temps que tous les autres paramètres.

- Le coefficient correcteur de l'ETP

Tout en étant un très bon index, les valeurs de l'ETP obtenues ne correspondent pas toujours très bien à la réalité. Un coefficient correcteur permet de tenir compte de différents facteurs régionaux tels que l'influence de la végétation (une forêt ne consomme pas comme un gazon) ou de celle de l'homme (bassins versants urbains à faible évaporation). Ce coefficient de proportionnalité comme celui de la pluie varie autour de 1.

### - La réserve superficielle du sol

Il s'agit d'une réserve globale à l'échelle du bassin, d'un volume d'eau maximal disponible pour la reprise par évapotranspiration. Elle est liée à la nature du sol par sa lithologie, sa granulométrie, sa capillarité mais aussi à la végétation en particulier par la profondeur atteinte par les racines.

Il est important d'estimer correctement la valeur maximale de la réserve superficielle car une valeur trop grande peut surestimer l'évaporation en particulier si les précipitations sont irrégulièrement réparties dans le temps.

La réserve superficielle est estimée de différentes façons :

#### *+ A partir du débit d'un cours d'eau*

C'est la méthode la plus simple mais elle ne peut être appliquée en toute rigueur que si l'ensemble de la pluie efficace se retrouve à l'exutoire. On essaie différentes valeurs, pour chacune, on tente de définir une fonction de transfert qui relie linéairement et pour chaque pas de temps le débit de pluie efficace calculé au débit mesuré à l'exutoire. On retient alors les paramètres qui ont permis de calculer la pluie efficace permettant le mieux de reproduire à l'aide d'une fonction de transfert simple les débits observés à l'exutoire.

#### *+ A partir des variations du niveau de la nappe*

Cette méthode nécessite un long historique de mesure et n'est valable que si l'on peut supposer le ruissellement de surface négligeable. Le volume qui parvient à la nappe est alors égal à la pluie efficace. On ajuste la valeur de la réserve superficielle maximale comme précédemment, en utilisant une fonction de transfert représentée par un schéma simple de vidanges de réservoirs reliant linéairement et pour chaque pas de temps le niveau du réservoir souterrain au niveau observé.

Il est important de noter que les différents paramètres ainsi que la fonction de transfert sont ajustés simultanément ce qui permet d'obtenir l'ensemble de valeurs cohérents le plus performant.

#### *+ A partir du débit d'un cours d'eau et des variations du niveau de la nappe*

Lorsque l'eau tombée se répartit en infiltration profonde et en ruissellement aucune des deux méthodes n'est utilisable séparément. Il faut alors utiliser une méthode mixte. Le calage se faisant à la fois sur des données de débit et sur les variations du niveau de la nappe.

**+ A partir des teneurs en eau**

Des séries de mesures de la teneur en eau du sol peuvent, par intégration sur la hauteur d'un profil donnée le stock d'eau présent dans les horizons de surface et ainsi estimer la réserve superficielle équivalente. Les variations de niveau calculées dans la réserve superficielle du modèle une fois ajusté doivent être identiques aux variations de stock d'eau mesurées.

En hydrologie, il existe plusieurs types de modèles globaux. Ils modélisent le comportement hydrodynamique de toute une surface à partir de données d'entrée et de coefficients globaux.

Les calculs sont effectués sur des pas de temps : (journaliers, pentadaires, décadaires ou mensuels...).

On distingue :

**\* Les modèles globaux de production**

Ils calculent la pluie efficace et l'évapotranspiration réelle à partir de la pluie mesurée et de l'ETP

**\* Les modèles globaux de transfert**

Ils permettent de simuler à partir de la pluie efficace et de plusieurs coefficients globaux

soit les débits aux exutoires

. les paramètres principaux sont la surface du bassin versant et des constante de temps de montée et de tarissement.

soit un niveau piézométrique

les paramètres principaux sont le coefficient d'emmagasinement global, le niveau de base local et des constantes de temps de montée et de tarissement.

Un modèle global de production peut être couplé à un modèle de transfert pour obtenir :

Soit un modèle global pluie - niveau

Soit un modèle global pluie - débits

Un modèle global de production peut aussi être couplé comme il a déjà été dit à un modèle hydrodynamique de nappe pour contrôler les calculs de pluie efficace.

Les figures A12.3, 4 et 5 illustrent des exemples de simulations obtenues par les modèles AMANDE (23) et GARDENIA (14) (BRGM).

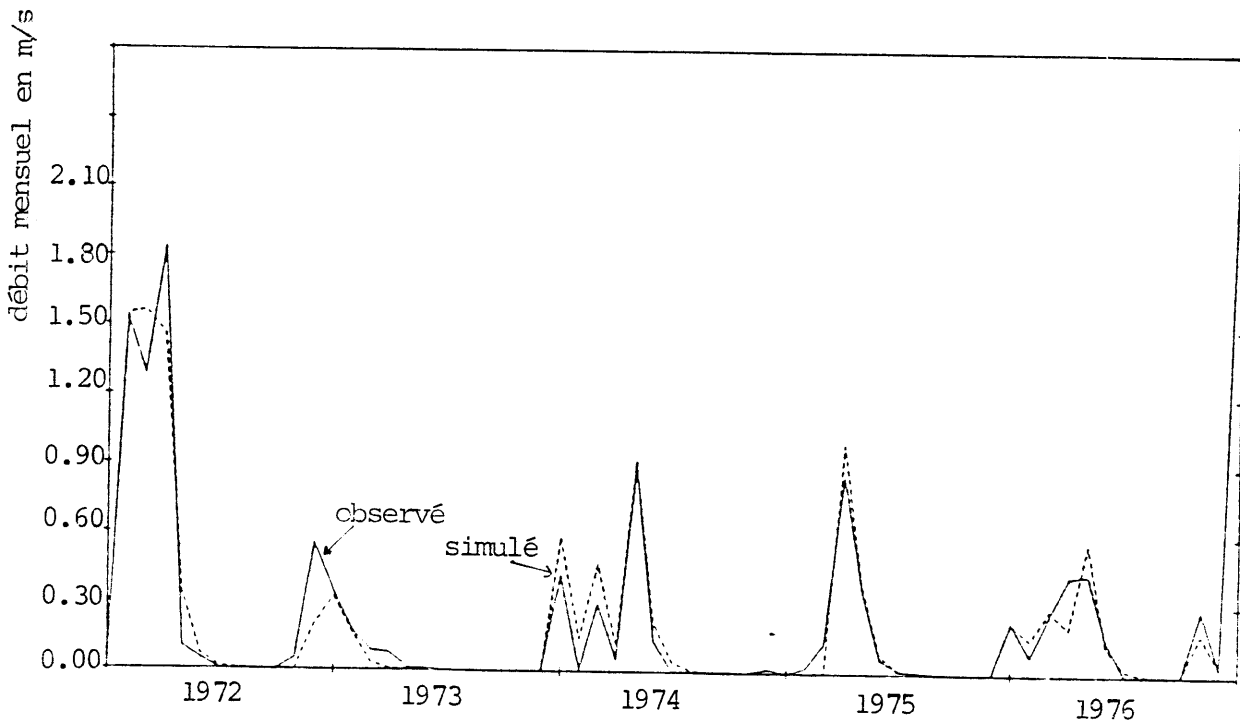


Figure A12.3 - Simulation du débit mensuel de l'Oued Taifine (Maroc)

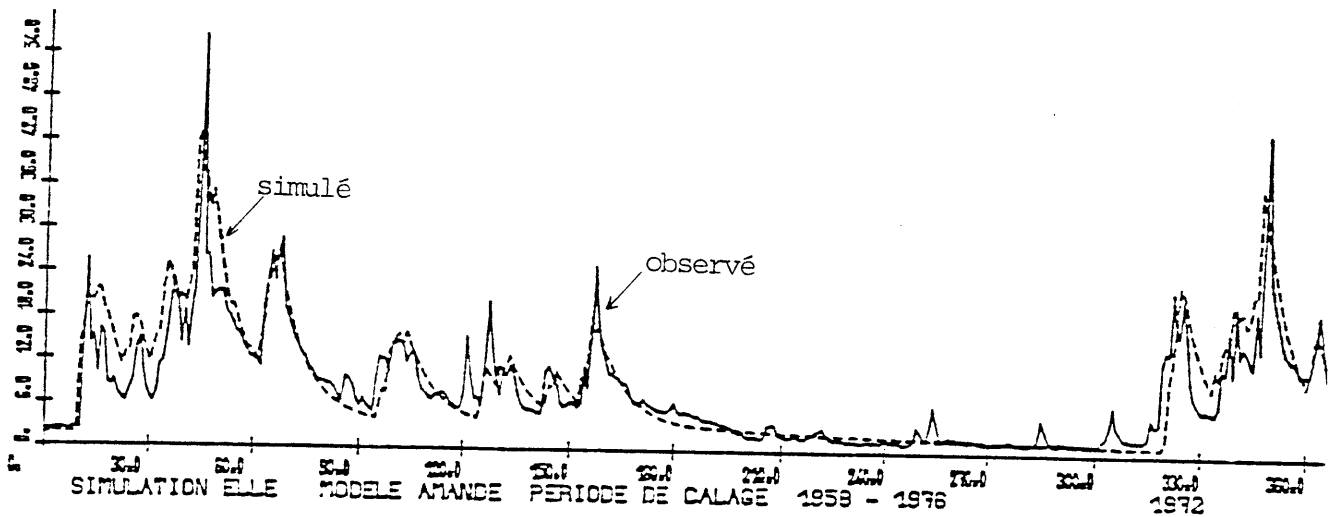


Figure A12.4 - Simulation du débit journalier de la rivière Elle (BV 180 km<sup>2</sup>) (Bretagne)

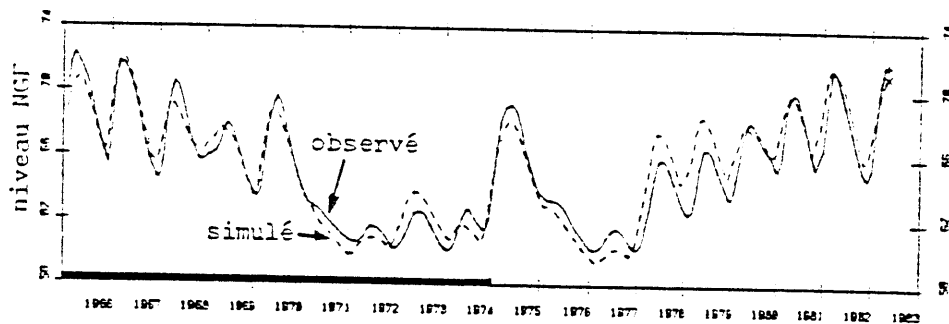


Figure A12.5 - Simulation du niveau piézométrique de la nappe de Senlis

### A13 - MODELISATION PHYSIQUE DES ECOULEMENTS VERTICAUX DANS LA ZONE NON SATUREE

Le modèle mis en oeuvre essentiellement par les chercheurs de l'Institut de Mécanique de Grenoble (**Vauclin, Haverkamp, Vachaud**) a été modifié et utilisé par **Ausseur** (2) pour modéliser verticalement l'écoulement de l'eau dans la zone non saturée.

Le modèle résoud par voie numérique l'équation différentielle de **Richards**.

$$C(h) \cdot \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K(h) \cdot \left( \frac{\partial h}{\partial z} - 1 \right) \right]$$

avec :

$$C(h) = \text{capacité capillaire} \quad C(h) = \frac{\partial \theta}{\partial h}$$

$\theta$  = teneur en eau volumique du sol

$h$  = pression de l'eau dans le sol

$z$  = profondeur

$K(h)$  = conductivité hydraulique.

Cette équation est obtenue en introduisant la loi de **Darcy** généralisée dans l'équation de conservation de la masse.

Le domaine modélisé est discrétisé selon la verticale en un certain nombre de mailles. Dans chacune d'elles, l'équation aux dérivées partielles est remplacée par une approximation d'accroissement finis. A chaque maille correspond ainsi une équation où le gradient de pression du pas de temps  $k + 1$  est exprimé en fonction des pressions au pas de temps  $k$ .

On obtient un système à  $(N-2)$  équations de la forme :

$N$  est le nombre de mailles

$I$  est le numéro de la maille

$$C(I,1) \cdot h^{k+1}(I-1) + C(I,2) \cdot h^{k+1}(I) + C(I,3) \cdot h^{k+1}(I+1) = C(I,h) \cdot h^k(I)$$

où

$C(I,1)$ ;  $C(I,2)$ ;  $C(I,3)$ ;  $C(I,4)$  sont des coefficients liés à la conductivité hydraulique et à la pression d'eau au centre de la maille I au pas de temps k.

La conductivité hydraulique est déterminée dans chaque maille à partir des conductivités initiales.

Le système linéaire est complètement défini après avoir énoncé les conditions aux limites, soit de charge imposée, soit de flux imposé. Le système est résolu par l'algorithme de **Thomas**. On obtient ainsi les profils de pressions de teneur en eau et les flux de masse (évaporation, infiltration) en fonction du temps et en tout point du profil.