

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE

MINISTRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR
ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

ECOLE NATIONALE POLYTECHNIQUE

7/03



المدرسة الوطنية المتعددة التقنيات
BIBLIOTHEQUE — المكتبة
Ecole Nationale Polytechnique

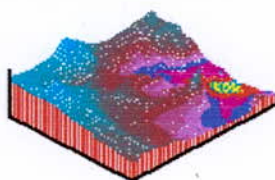
Département Hydraulique

PROJET DE FIN D'ÉTUDES

Présenté pour l'obtention du diplôme d'ingénieur d'état en
Hydraulique

THÈME

**Modélisation hydrologique des écoulements
dans le bassin versant de l'Isser par le
modèle SMAP**



Proposé par :

M^{elle} S. OUALD YAHIA (ANRH)

Dirigé par :

M^r A. BERMAD (ENP)

M^{elle} S. OUALD YAHIA (ANRH)

Étudié par :

LAHCENE Salem

Promotion : 2003

ENP – 10, avenue Hacène Badi – El Harrach - Alger

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ

وَجَعَلْنَا مِنَ الْمَاءِ كُلَّ شَيْءٍ حَيٍّ

تهدف هذه الأطروحة إلى تطبيق النموذج الرياضي الهيدرولوجي أمطار-سيول، وهذا على الزمن الشهري، وذلك من أجل تقدير الحجوم المائية في حوض "يسر". يقع هذا الحوض في الجهة الشمالية الوسطى للجزائر وتقدر مساحته الكلية بـ: 4139 كم².

المدة التي اخترناها للتمائل هي المدة المشتركة بين الأمطار و السيول.

أجرينا ضبط النموذج في خمسة (05) أحواض صغيرة تتوفر على أجهزة قياس الحجوم، وذلك باستعمال جزء فقط من المدة المختارة للتمائل، أما الجزء المتبقي فخصصناه لتصديق النموذج.

بعد أن قمنا بفحص الحجوم المقاسة و الحجوم المستنتجة بواسطة النموذج تبين لنا بوضوح أن نوعية النموذج هي جيدة.

كلمات مفتاحية : حوض مائي، تمذيج هيدرولوجي، نموذج أمطار-سيول، تماثل.

Résumé :

Ce projet de fin d'études consiste en l'application du modèle hydrologique conceptuel pluie-débit « SMAP » au pas de temps mensuel pour estimer les apports sur le bassin versant de l'Isser. Ce bassin versant couvrant une superficie de 4139 Km² est situé dans la partie centrale de l'Algérie du Nord.

La période de simulation choisie est la période commune entre les précipitations et les débits.

Le calage du modèle a été fait sur cinq (05) sous bassins versants jaugés en utilisant seulement une partie de la période de simulation, l'autre étant réservée à la validation du modèle.

L'examen des apports observés et simulés par le modèle (moyenne, écart-type, coefficient de Nash) a montré clairement que la qualité de simulation de SMAP est Bonne.

Mots clés : bassin versant , modélisation hydrologique, modèle pluie-débit, simulation.

Abstract :

This project of end of studies consists of the application of the hydrological model conceptual rain-flow " SMAP " to the step of monthly time to estimate the contributions on the catchment area of Isser. This catchment area covering a surface of 4139 km² is located in the central part of the north of Algeria.

The period of simulation selected is the common period between precipitations and the flows.

The calibration of the model was made on five (05) under basins slopes measured by using only part of the period of simulation, the other being reserved for the validation of the model.

The examination of the contributions observed and simulated by the model (average, standard deviation, coefficient of Nash) showed clearly that the quality of simulation of the SMAP is very good.

Words key : catchment area, hydrological modelling, model rain-flow, simulation.

Dédicaces

Je dédie ce modeste travail :

- ✦ **A mes chers parents, en reconnaissance de leur amour, de leurs sacrifices et de leurs efforts continus.**
- ✦ **A mes frères et sœurs avec tous mes souhaits de bonheur et de réussite.**
- ✦ **A tout ami fidèle.**
- ✦ **A toute la famille chacun par son nom (particulièrement à mon neveu Rafik).**



Salem

Remerciements

Tout d'abord, je tiens à remercier Dieu clément et miséricordieux de m'avoir donné la force et la volonté de mener à bien ce modeste travail.

Mes remerciements vont tout particulièrement à :

- Mes parents pour tout leurs sacrifices et soutiens.
- Mr A. BERMAD, mon promoteur, pour son suivi très appréciable et ses critiques toujours fructueuses.
- M^{elle} S. OULD YAHYA de l'ANRH, pour ces conseils éclairés et son aide constante.

Qu'ils trouvent ici ma gratitude et ma profonde reconnaissance.

J'exprime aussi mes sincères remerciements aux membres de mon jury qui vont examiner ce modeste travail.

Mes remerciements vont aussi à l'ensemble des enseignants du département hydraulique.

Que toute personne ayant œuvré de près ou de loin à la réalisation de ce projet, par un simple conseil, un mot d'encouragement ou par toute forme de contribution, trouve ici le témoignage de ma profonde reconnaissance.



Salem

Sommaire

المدرسة الوطنية المتعددة التقنيات
المكتبة — BIBLIOTHEQUE
Ecole Nationale Polytechnique

INTRODUCTION	1
CHAPITRE I : ETUDE BIBLIOGRAPHIQUE	
I.1 Introduction.....	3
I.2 Classification des modèles hydrologiques.....	4
I.2.1 Les modèles physiques.....	4
I.2.1.1 Le modèle physique à l'échelle.....	4
I.2.1.2 Le modèle analogique.....	4
I.2.2 Les modèles mathématiques.....	4
I.2.2.1 Les modèles stochastiques.....	4
I.2.2.2 Les modèles déterministes.....	5
a) Modèle à base physique.....	5
b) Modèle paramétrique.....	5
I.3 Etude des modèles pluie-débit (modèles conceptuels).....	6
I.3.1 Introduction.....	6
I.3.2 Structure général des modèles pluie-débit.....	6
I.3.3 Classification des modèles conceptuels.....	7
I.3.3.1 Les modèles « boîte noire ».....	7
I.3.3.2 Les modèles de ruissellement.....	8
I.3.3.3 Les modèles à réservoirs.....	8
I.4 Conclusion.....	15
CHAPITRE II : PRESENTATION DU BASSIN VERSANT DE L'ISSER	
II.1 Situation géographique.....	16
II.2 Caractéristiques générales du bassin versant.....	19
II.2.1 Etude géomorphologique du bassin versant de l'Isser.....	19
II.2.1.1 La forme.....	19
A- Indice de compacité de Gravelius ou indice de forme (K_o).....	19
B- Rectangle équivalent.....	20
C- Le relief.....	21
D- Indice de pente de Roche (I_p).....	23
E- Indice de pente globale (I_g).....	23
II.2.1.2 Le réseau hydrographique.....	24
A- Densité de drainage (D_d).....	25
B- Coefficient de torrentialité (C_t).....	25
C- Le rapport de confluence (R_C).....	26
D- Le rapport de longueur (R_L).....	27
II.2.2 Climatologie du bassin versant.....	27
II.2.2.1 Les paramètres climatiques.....	27
A- Précipitations.....	27

	<div style="border: 1px solid black; padding: 2px; width: fit-content; margin: 0 auto;"> المدرسة الوطنية المتعددة التقنيات المكتبة — BIBLIOTHEQUE Ecole Nationale Polytechnique </div>	
B- Température.....		28
C- Gelée.....		28
D- Vents.....		29
E- Evaporation.....		29
F- Evapotranspiration.....		29
II.2.3 Le couvert végétal.....		30
II.2.4 La géologie.....		30
CHAPITRE III : COLLECT ET CRITIQUE DES DONNEES		
III.1 Introduction.....		31
III.2 Inventaire des données disponibles.....		31
III.2.1 Données pluviométriques.....		32
III.2.1.2 Critique des données pluviométriques.....		34
III.2.1.2.1 Introduction.....		34
III.2.1.1.2 Méthodes de comblement de lacunes.....		35
a) Calcul de la moyenne mensuelle interannuelle.....		35
b) Méthode de régression linéaire simple.....		36
c) Simulation à partir de la fonction de répartition.....		37
III.2.1.1.3 Détection des valeurs singulières.....		38
a) Présentation du test de Grubbs et Beck.....		39
b) Analyse des résultats.....		39
III.2.1.2 Traitement statistique des données.....		40
III.2.1.2.1 Test d'indépendance.....		40
a) Test de Wald-Wolfowitz.....		40
b) Analyse des résultats du test.....		41
III.2.1.2.2 Test d'homogénéité.....		42
a) Test de Wilcoxon-Mann-Whitney.....		43
b) Analyse des résultats du test.....		44
III.2.1.3 Conclusion.....		45
III.2.2 Données hydrométriques.....		46
III.2.3 L'évapotranspiration potentielle (ETP).....		48
CHAPITRE IV : MODELISATION HYDROLOGIQUE		
IV.1 Introduction.....		49
IV.2 Principe de la modélisation.....		49
IV.3 Structure d'un modèle pluie - débit.....		51
IV.4 Objectifs de la modélisation.....		52
IV.5 Présentation du modèle SMAP.....		54
IV.5.1 Processus physique du modèle.....		54
IV.5.2 Les données d'entrées du modèle.....		57
IV.5.3 Les paramètres d'entrées du modèle.....		57
CHAPITRE V : APPLICATION DU MODELE HYDROLOGIQUE SMAP		
V.1 Choix d'une période de simulation.....		59
V.2 Préparation des données hydrométriques et météorologiques.....		59

V.2.1 Calcul de la pluviométrie pondérée.....	59
V.3 Détermination des paramètres du modèle	63
V.3.1 Calcul coefficient de récession de l'écoulement de base (Ck)	63
V.3.2 Calcul de débit de base initial Qbin	64
V.3.3 Calcul de la capacité de saturation du réservoir sol (SAT)	64
V.3.4 Introduction des données dans la feuille de SMAP.....	64
V.4 Calage du modèle	65
V.5 Les critères de calage	66
V.6 Présentation des résultats du calage.....	67
V.7 Validation du modèle	69
V.8 Présentation des résultats de la validation.....	69
V.9 Présentation des résultats graphiques	70
V.10 Analyse de différents résultats obtenus	101
V.11 Extension des séries des apports	101
V.12 Appréciation de la qualité du modèle.....	102
 CONCLUSION GEGERALE	 103

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

LISTE DES TABLEAUX

LISTE DES FIGURES

ANNEXES

Annexe I : Programmes des tests des valeurs singulières, d'indépendance et d'homogénéité des données pluviométriques

Annexe II : Résultats de l'extension

Annexe III : Ajustements statistiques des séries apports générées

المدرسة الوطنية المتعددة التقنيات
BIBLIOTHEQUE — المكتبة
Ecole Nationale Polytechnique

INTRODUCTION

INTRODUCTION

المدرسة الوطنية المتعددة التقنيات
BIBLIOTHEQUE — المكتبة
Ecole Nationale Polytechnique

L'eau constitue le support indispensable à toute vie humaine, animale ou végétale.

Elle est aussi un facteur déterminant pour l'évolution et le développement économique et sociale d'un pays, particulièrement pour ce qui concerne l'Algérie qui est située dans une zone semi – aride.

La mobilisation de cette ressource, sa disponibilité aussi bien en quantité qu'en qualité, requiert une connaissance parfaite de sa distribution spatiale et temporelle ainsi que des phénomènes qui la régissent.

Dans un but d'aménagement, de prévision ou de gestion de cette ressource, on fait appel à l'hydrologie, dont l'une des tâches principales est de collecter, mesurer et gérer les informations pour évaluer au cours du temps, les comportements des réseaux hydrographiques.

L'objectif de cette étude est la modélisation des écoulements dans le bassin versant de l'Isser ainsi que l'estimation du ruissellement. Vu le manque de données hydrométriques à l'exutoire du bassin versant, nous nous sommes intéressé à la partie limitée par la station de LAKHDARIA (voir fig.II.2). Cette partie a une superficie de 3615 Km². Le réseau hydrométrique existant bien que dense, ne possède pas de longues séries d'observations. Nous avons appliqué le modèle de simulation pluie-débit SMAP à l'échelle mensuelle, permettant la reconstitution des apports moyens mensuels et leur extension sur une plus longue période.

Notre étude sera divisée en cinq (05) chapitres :

Le premier chapitre sera consacré à une étude bibliographique résumant les travaux réalisés sur la modélisation pluie – débit.

Le deuxième chapitre est une présentation et analyse des caractéristiques géomorphologiques et hydroclimatiques du bassin versant de l'Isser.

Dans le troisième chapitre, nous procéderons à la collecte et la critique des données météorologiques et hydrométriques utilisées.

Dans le quatrième chapitre, un aperçu général des modèles hydrologiques et de leurs objectifs sera présenté. Pour le modèle SMAP, nous allons présenter la structure du modèle (le processus physique, les paramètres et l'introduction des données).

Le cinquième chapitre sera consacré à l'application du modèle SMAP. Dans ce chapitre, nous présenterons la manière de préparer les données d'entrée et la façon d'ajuster les paramètres dans un essai de calage. Les résultats de simulation obtenus par application du modèle (calage, validation et extension) seront présentés et analysés dans le même chapitre.

CHAPITRE I

ETUDE BIBLIOGRAPHIQUE

Etude Bibliographique

I.1. Introduction :

Le développement des études sur les systèmes complexes naturels (bassin versants, nappes), ainsi que le développement de l'informatique a provoqué ces dernières décennies, une prolifération de modèles mathématiques en hydrologie, vus que ces modèles aident à comprendre, gérer et réduire la complexité des différents phénomènes hydrologiques.

Un formidable effort de développement de modèles mathématiques a été réalisé, et la recherche en hydrologie s'est donc diversifiée en plusieurs axes, qu'on résume en :

- La prédétermination :

Consiste à ne pas se préoccuper de la date des événements hydrologiques extrêmes, mais à rechercher leur probabilité d'apparitions au cours d'une période donnée.

C'est une analyse primordiale pour le dimensionnement et la réalisation des ouvrages hydrauliques (exemple : prédétermination des crues).

- La prévision :

C'est un axe de recherche important en hydrologie, il définit comment évoluent les phénomènes dans un proche avenir, cette estimation est également probabiliste compte tenu de l'existence d'aléas et d'incertitude.

La prévision essaie d'anticiper le phénomène dans les conditions actuelles, pour une meilleure gestion dans un proche avenir (exemple : prévision des débits).

- La simulation :

Consiste à reproduire par une formulation mathématique des séries synthétiques chronologiques plus ou moins longues à partir d'une série de données historiques.

- La reconstitution :

Consiste à reproduire telle qu'elle est la série historique par le biais de modèles mathématiques. Dans ce cas, la représentation graphique des données, qui est un critère de validation indispensable du modèle, doit être aussi meilleure que possible.

I.2. Classification des modèles hydrologiques:

I.2.1 Les modèles physiques :

I.2.1.1 Le modèle physique à l'échelle :

Le modèle physique à l'échelle est un modèle réduit de l'état naturel. Il nécessite l'analyse de tous les problèmes de distorsion due à l'échelle (Chambaz, 1990). Son inconvénient majeur, est qu'il requiert un nombre de paramètres assez élevé généralement mesurés in situ.

I.2.1.2 Le modèle analogique :

Exploite les analogies entre les lois de l'hydrologie et celles de l'électricité.

I.2.2 Les modèles mathématiques :

Ce sont les plus développés et les plus utilisés, car ils ne sont soumis à aucune contrainte expérimentale, et leur utilisation repose sur l'outil informatique.

Le modèle mathématique est une abstraction du modèle réel dans laquelle les relations entre les éléments réels qui intéressent l'analyste, sont remplacées par des relations jugées acceptables entre des modèles mathématiques que nous appelons relations de fonctionnement du modèle. (Aivazian, 1986).

Ils se subdivisent en deux groupes :

I.2.2.1 Les modèles stochastiques :

Ces modèles visent à simuler les phénomènes hydrologiques en tant que processus probabilistes basés sur l'analyse probabiliste de la distribution des variables aléatoires considérées. (Bermad, 1990).

I.2.2.2 Les modèle déterministes :

Ils sont caractérisés par l'unicité de leurs réponse à une sollicitation donnée, et à un système donné.

Dans un modèle déterministe on néglige la probabilité d'occurrence des valeurs des variables impliquées dans le processus et l'on considère qu'un tel processus peut être représenté par une loi bien définie, (SHF, 1971).

Ils se subdivisent en modèles à base physique et modèles paramétriques:

I.2.2.2.a. Modèle à base physique :

Modèle basé uniquement sur des équations de la physique, et ne comportant idéalement aucun paramètre. Il n'existe pas de modèle à base physique au sens strict en hydrologie.

I.2.2.2.b Modèle paramétrique :

Modèle incluant des paramètres dont la valeur doit être estimée par calage. Les modèles paramétriques peuvent être classés en trois groupes, soit :

- **Modèle conceptuel** : modèle dans lequel le fonctionnement du bassin versant est représenté par des analogies : concepts. L'analogie la plus souvent utilisée pour représenter le fonctionnement des sols et des nappes est celle du réservoir dont le débit de vidange dépend du taux de remplissage.

- **Modèle analytique** : modèle pour lequel les relations entre les variables de sortie et les variables d'entrée ont été établies par analyse de séries de données mesurées.

L'exemple type est celui des modèles linéaires : les paramètres du modèles sont liés aux coefficients de corrélation entre les variables. Notons que l'analyse des données peut conduire au choix de relations non linéaires entre les variables.

- **Modèle empirique** : le type de fonctions reliant les variables est fixé à priori (fonctions polynomiales, fonctions sigmoïdes). Le niveau de complexité (nombre de fonctions à utiliser, ordre du polynôme) étant fixé, le calage consiste alors à

déterminer la combinaison de fonctions s'ajustant le mieux aux données mesurées. Les réseaux de neurones sont l'exemple le plus répandu de ce type de modèles en hydrologie.

I.3. Etude des modèles pluie – débit : (modèles conceptuels)

I.3.1 Introduction :

Le cycle hydrologique constitue un système représenté par les différents modèles de transfert d'eau entre l'atmosphère, les continents et les océans.

Les divers processus naturels qui décrivent ce cycle continu sont: l'évaporation, la condensation, la précipitation et l'écoulement.

Si l'on considère un bassin versant quelconque on reproduit le comportement comme un système hydrologique, les hypothèses suivantes doivent être impérativement prises en compte:

- La stationnarité, elle exprime l'invariance des paramètres dans le temps.
- La linéarité, cette propriété exprime dans la pratique le respect des principes de superposition et de proportionnalité, (SHF, 1971).

I.3.2. Structure générale des modèles pluie - débit :

La structure générale des modèles pluie – débit est schématisée comme suit :

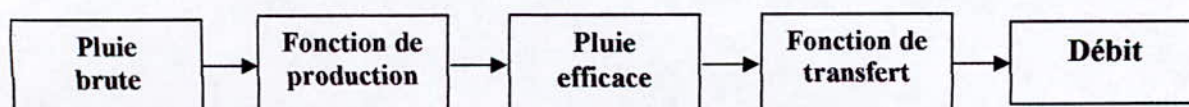


Figure I.1 : Structure générale des modèles pluie – débit.

Dans ce schéma, on voit que les modèles pluie – débit sont commandés par deux fonctions :

- la fonction de production non linéaire, dont le rôle est de transformer la pluie précipitée (P) en une pluie efficace (PE).
- La fonction de transfert, qui est cette fois-ci linéaire, entre la pluie efficace (PE) et le débit (Q), le rôle de cette fonction est la production des débits successifs.

I.3.3. Classification des modèles conceptuels :

I.3.3.1. Les modèles "boite noire" :

Les modèles "boite noire" sont construits de façon à transformer l'entrée du système en une réponse du système, mais sans attacher une grande importance à la façon de le faire.

Il importe seulement que le modèle soit capable de simuler la réponse du système étudié, l'état interne du système n'étant pas pris en considération par l'utilisateur.

I.3.3.1.a Modèle ARMAX :

Le modèle ARMAX (auto-regressive moving average with exogenous inputs), initialement développé par Box et Jenkins (1976) est utilisé dans différentes analyses hydrologiques et dérive des théories linéaires, (Servat, Dezetter 1993)

Ce modèle est capable de modéliser la relation mathématique pluie-débit sans prendre en considération le processus physique, (Gupta, Sorooshian 1995).

Son principal inconvénient, est le nombre élevé de paramètres à estimer.

I.3.3.1.b Les modèles basés sur l'optimisation :

Ces modèles reposent sur la détermination de l'estimateur de la fonction de transfert, pour cela on utilise plusieurs méthodes, la plus répandue dans ce domaine est celle des moindres carrés.

Le système d'équations linéaires qu'il faudra résoudre est :

$$y_i = \sum_{i=1}^m x_i + h_i + e_i \quad (I - 1)$$

Avec :

h_i : $i^{\text{ème}}$ réponse impulsionnelle du bassin, ou transformation du système.

m : nombre d'harmoniques.

e_i : résidus ou l'erreur du modèle.

Ces modèles bien que classiques présentent des inconvénients :

- Lors du calcul de la transposée de la matrice, les ordonnées peuvent être négatives.
- Les méthodes d'identification présentent souvent des contraintes surtout en l'absence des pluies, où l'introduction de l'entrée du système est difficile à réaliser.
- Ces modèles sont très exigeants en nombre de paramètres à optimiser.

I.3.3.2 Les modèles du ruissellement :

Ils représentent les modèles empiriques classiques de l'hydrologie opérationnelle, visant à caractériser globalement les relations pluie – débit par des traitements des séries chronologiques à partir d'approches soit déterministes ou stochastiques, c'est le cas par exemple des modèles régressifs pluie – débit, ou des méthodes basées sur les fonctions de transfert comme celle de l'hydrogramme unitaire.

Ces modèles s'attachent à élaborer (puis mettre en pratique) une équation générale du ruissellement, qui devait aboutir à ce que nous appellerons les modèles matriciels, et qui sont basés sur la méthode de l'hydrogramme unitaire. (Roche, 1988).

I.3.3.3 Les modèles à réservoirs :

Les recherches menées sur de nombreux bassins versants, ont conduit à considérer tout bassin versant comme un système complexe, dans lequel les précipitations se répartissent entre plusieurs niveaux de stockage temporaire en interaction (végétation, surface, sol, nappe, réseau hydrographique) avant de retourner dans l'atmosphère (par évaporation) ou d'être évacuées hors des limites du bassin par écoulement dans les cours d'eau. (Ambroise, 1991).

Cette représentation d'un bassin versant comme un assemblage de réservoirs interconnectés a permis l'émergence dans les années soixante des modèles à réservoirs.

Le fonctionnement de base de ces modèles, est que lors du cycle hydrologique, les différentes parties du sol se comportent comme des réservoirs d'eau se remplissant chacun suivant une loi qui dépend de sa propre constitution, de son degré de remplissage et parfois de l'état des réserves situées en aval.

I.3.3.3.a Modèle Stanford :

C'est l'un des plus importants modèles à réservoirs dont la première version date de 1962, et la dernière décrite par Linsley et Crawford (1966), il contient 6 réservoirs et 34 paramètres, en tenant compte des stocks neigeux.

Dans ce modèle on suppose que l'aire du bassin de superficie (S) comporte une fraction (A) imperméable, celle-ci fournit directement un débit à l'exutoire du bassin.

Les précipitations (P) rencontrent un premier réservoir (R1) dit réservoir d'interception, qui est soumis à l'évapotranspiration. Lorsque l'humidité du sol augmente et dépasse un seuil maximal, l'excès d'eau est évacué vers d'autres réservoirs, et réparti entre :

- L'infiltration directe vers le réservoir (R5).
- L'eau de surface vers les réservoirs (R2 et R3), l'eau disponible pour la surface est dirigée soit vers le haut (réservoir R2) pour ruisseler en surface, soit vers un stockage destinée à une infiltration lente (réservoir R3).
- L'eau d'écoulement hypodermique dans le réservoir (R4).

Pour la vidange du réservoir (R5) on fait appel à une relation hydraulique qui assimile l'écoulement à un film de largeur infinie.

Pour les réservoirs (R5) (zone aérée), et (R6) (écoulement souterrain), les auteurs ont introduit des fractions d'évaporation potentielle. (Roche, 1971).

Le modèle Stanford exprime différents mécanismes de tous les phénomènes intervenants dans les processus de vidange, d'évaporation, d'infiltration et de ruissellement, les équations de fonction de production et de transfert sont assez

élaborées. Il représente ainsi un système complexe d'équations avec plusieurs paramètres, il est donc jugé comme un modèle complet mais très fastidieux.

I.3.3.3.b Modèle CREC :

Développé par Cormary (1967), ce modèle comporte seulement deux réservoirs, il se distingue par le fait que la partie ruisselée de l'eau dans le sol, se fait par un opérateur (Π) qui représente la vitesse d'infiltration et non par un réservoir. Et donc suivant que les précipitations sont supérieures ou inférieures à (Π), on aura soit infiltration ou interception. En 1969, Cormary et Guilbot mettent au point une nouvelle version du modèle CREC à 3 réservoirs et 10 paramètres.

I.3.3.3.c Modèle NAM :

NAM est l'abréviation danoise de Nedbor-Afstromings-Modele ou « modèle pluie - débit ». Il a été mis au point au début des années soixante dix et a été appliqué et modifié en grande partie à la section *Hydrologie* de l'*Institut d'Hydraulique du DANEMARK* (université technique du DANEMARK) durant ces dix dernières années.

NAM est un modèle de type conceptuel à réservoirs, il est basé sur un enchaînement de formules mathématiques décrivant le cycle hydrologique dont quelques unes sont empiriques.

Il simule le processus pluie – débit pour les bassins versants. Il fonctionne en tenant compte simultanément du niveau d'eau de trois différents réservoirs interconnectés en série et qui caractérisent les différentes couches du sol :

- Le réservoir supérieur caractérise la surface du sol.
- Le réservoir inférieur caractérise la zone racinaire.
- Le réservoir souterrain caractérise la zone souterraine.

Le bilan hydrologique est une résultante des échanges entre trois (03) réservoirs : le réservoir de surface, la zone racinaire et le réservoir d'eau souterraine, on aura donc la pluie qui arrive sur le sol, qui est dans un premier temps stockée dans le premier réservoir. Quand le stock dépasse une valeur seuil, une partie de la pluie

s'infiltrer et une autre ruisselle. Le débit engendré par la fraction de pluie qui a ruisselé est déterminé par une méthode linéaire, la zone superficielle étant assimilée à un réservoir à écoulement linéaire.

La proportion de l'excès net de précipitation (P_n) qui ne contribue pas au ruissellement, s'infiltrer vers le réservoir inférieur représentant la zone racinaire et le réservoir des eaux souterraines. Une fraction de l'infiltration est supposée augmenter la hauteur d'eau dans le réservoir inférieur. Le total restant à l'infiltration, dont une partie soit (G) est supposée percoler plus profondément et recharger les eaux souterraines.

I.3.3.3.d Modèle Girard :

C'est au Québec qu'une équipe de chercheurs (Girard, Charbonneau, 1970) ont élaboré un modèle à réservoirs plus complexe que celui de Stanford mais plus réaliste. Par contre le nombre de paramètres est très grand.

Pour l'écoulement hypodermique, les auteurs ont introduit deux réservoirs R4 et R5 pour calculer l'écoulement hypodermique rapide et l'écoulement hypodermique lent.

Dans ce modèle, les réservoirs R3 et R6 sont conçus pour absorber les infiltrations non récupérables.

I.3.3.3.e Modèle Sim :

Le modèle Sim (1970) est une version simplifiée du modèle Girard, le bassin est représenté par cinq (5) réservoirs au maximum (réservoirs en parallèle); chaque réservoir comporte deux sorties. Le débit calculé permet de simuler le ruissellement. L'évaporation des réservoirs est réglée par deux opérateurs selon le niveau d'humidité du sol.

I.3.3.3.f Modèle Modglo :

Conçu à l'Orstom en 1974 par Girard, il fonctionne au pas de temps journalier et utilise des fonctions de production et de transfert individualisées. La fonction de production est organisée autour d'un réservoir sol dépendant de deux paramètres :

- La valeur moyenne de la rétention en eau sur le bassin versant.
- Un paramètre exprimant l'hétérogénéité de la rétention en eau du sol.

I.3.3.3.g Modèle Siméro :

Ce modèle décrit par Degallier (1972 – 1975), est composé de 03 parties :

- un bilan superficiel pluie – infiltration – ruissellement – évaporation.
- le transfert à travers le sol non saturé.
- et le transfert dans la nappe.

Ce modèle calcule les débits moyens journaliers à partir d'entrées journalières de précipitations et d'évaporations et des conditions initiales d'humidité du sol; il comporte 75 paramètres dont 30 doivent être ajustés par itération pour obtenir la réponse du bassin.

Ce modèle étant destiné plus spécialement à un ajustement sur des mesures effectuées dans le sol ou dans la nappe souterraine.

I.3.3.3.h Modèle Knapp :

Le modèle Knapp (1975), est un modèle de simulation du fonctionnement du bassin d'une rivière et de l'aquifère alluvial qui lui est associé.

Dans ce modèle, le sol est divisé en une couche superficielle et une couche aquifère. Le modèle effectue un bilan de masse à chaque niveau, la structure de base pour le calcul est un maillage, il prend donc en considération la variabilité spatiale des paramètres dont le nombre est assez élevé (environ 40).

I.3.3.3.i Modèle de Gupta et Solomon :

Il s'agit d'un modèle non global (distribué), le bassin est constitué d'une mosaïque de mailles carrées, chacune représentant un sous bassin homogène du point de vue des caractéristiques géomorphologiques et climatologiques.

C'est un modèle à réservoirs de type bilan hydrique avec un nombre de paramètres assez élevé.

Le but de ce modèle est de calculer la fonction de production et l'écoulement de surface par mailles, son inconvénient majeur est le grand nombre de paramètres qu'il faudra calculer au pas de temps horaire.

I.3.3.3.j Modèle Hysin :

C'est un modèle à réservoirs conçu par Manley (1977, 1979), il comporte 17 paramètres. La particularité de ce modèle est la composante du sol qui est structurée en deux parties : l'une correspondante à l'horizon A du sol (zone supérieure comprenant les racines) et l'autre à l'horizon B (au dessous de la zone racinaire), la capacité de stockage étant égale au produit de l'épaisseur de l'horizon et de sa porosité.

I.3.3.3.k Modèle TOPMODEL :

Le modèle TOPMODEL a été développé par Beven (1977), à l'origine il a été conçu pour l'étude des débits de crue, ainsi que l'écoulement sur l'ensemble du bassin, en tenant compte de la variation spatiale de l'humidité du sol. Le modèle a subi plusieurs modifications en introduisant d'autres paramètres hydrologiques (Quinn et al 1980,1991).

Le modèle contient 03 réservoirs, un réservoir d'interception limité en capacité, et reçoit les précipitations, un réservoir sub-surface qui simule la partie infiltrée des précipitations, et déverse une partie de l'eau infiltrée vers un troisième réservoir simulant l'écoulement souterrain.

Ce modèle exige des paramètres physiques, tels que l'indice d'interception, l'infiltration maximale et la conductivité hydraulique. La topographie du bassin est définie par un paramètre important qui est l'indice de répartition relative topographique. (Beven, Kirby, Schofield 1993).

I.3.3.3.l Modèle Cequeau :

Le modèle Cequeau (1979), développé par des chercheurs de l'institut INRS-Eau du Québec, est un modèle conceptuel déterministe, qui permet de prendre en compte les caractéristiques physiques d'un bassin versant et leurs

variations dans l'espace et dans le temps. Ceci est rendu possible par le découpage du bassin versant en éléments carrés (mailles), eux-mêmes subdivisés par des lignes de partage des eaux.

Le modèle CEQUEAU permet de calculer les débits aussi bien aux points de jaugeage qu'à n'importe quel autre endroit. Il offre la possibilité de simuler l'existence de réservoirs artificiels et leur exploitation (Morin 1999).

Le modèle compte deux parties principales visant à décrire l'écoulement de l'eau vers l'exutoire d'un bassin versant :

- La première partie concerne l'écoulement vertical de l'eau, dont les principaux phénomènes sont la pluie, la fonte de neige, l'évapotranspiration et l'infiltration.
- La deuxième partie concerne le transfert de l'écoulement dans le réseau de drainage.

C'est un modèle spatialisé, il comprend (03) réservoirs (le réservoir lac et marais, le réservoir sol et le réservoir nappe), et (31) paramètres et constantes dont (07) régissant la fonte de neiges.

Au cours des dernières décennies, le modèle Cequeau a été appliqué à plusieurs rivières du Québec, du Canada et ailleurs en Amérique. Au Québec, il a été appliqué à une soixantaine (60) de rivières et a servi à déterminer les crues maximales probables (CMP) de plusieurs bassins versants du Québec.

Son principal inconvénient, et le nombre de paramètres élevé qu'il faut introduire, dont la plupart sont calculés à partir des essais réalisés sur terrain.

I.3.3.3.m Modèle SMAP :

Le modèle hydrologique SMAP que nous nous proposons d'utiliser ici est un modèle conceptuel déterministe : C'est un modèle à réservoirs qui se base sur des données mensuelles et dont les paramètres dépendent des caractéristiques physiques du bassin versant.

C'est l'un des modèles utilisés en modélisation hydrologique en Algérie et surtout pour les études de faisabilité des barrages.

Le modèle considère l'évapotranspiration et l'infiltration du cycle hydrologique, ce qui permet d'avoir une précision plus adéquate pour obtenir les débits mensuels à partir des données de la précipitation.

Ce modèle réalise le bilan en teneur en eau du sol sur la base de deux réservoirs linéaires (le réservoir du sol et le réservoir souterrain) représentant la fonction de production et la fonction de transfert.

Lors de chaque précipitation un bilan de masse est réalisé. Une fraction de l'eau précipitée P est déduite directement comme écoulement superficiel E_s .

Une autre fraction passe à l'évapotranspiration potentielle E_p et la quantité résiduelle alimente le réservoir du sol, dans ce même réservoir une partie de la pluie se perd par évapotranspiration réelle.

Le modèle utilise huit (08) paramètres, quatre pouvant être calculés, les autres sont calés lors de la simulation des débits.

I.4 Conclusion :

Les modèles hydrologiques présentés dans cette étude bibliographique constituent une gamme de la recherche dans la modélisation pluie – débit, et cela au pas de temps horaire, journalier et mensuel.

Pour notre étude, le modèle avec lequel nous avons travaillé est le modèle SMAP, il a été choisi pour les raisons suivantes :

- Peu de paramètres à introduire. (seulement 04 paramètres à calculer).
- Pas de paramètres à calculer par essai réalisé sur terrain.
- Possibilité de traitement de la donnée à l'échelle mensuelle.
- Disponibilité du modèle au niveau de l'Agence Nationale des Ressources Hydriques (ANRH).

CHAPITRE II

PRESENTATION GENERALE DU BASSIN VERSANT DE L'ISSER

Présentation générale du bassin versant de l'Isser

II. 1 Situation géographique :

La région étudiée est le bassin versant de l'Oued Isser limité à la station de Lakhdaria. Il est situé dans la partie centrale de l'Algérie du Nord (voir Fig. II.1). A l'Est, ce bassin versant se joint à la chaîne montagneuse de la grande Kabylie. Il est séparé par le massif de Krachema sur deux périmètres : bas et moyen Isser.

Du point de vue administratif, ce bassin versant se trouve dans les limites de plusieurs wilaya : Médéa, Bouira, Tizi-Ouzou et Boumerdes (voir figure II.2 : *carte géographique situant le bassin versant de l'Isser*).

Le bassin versant de l'Isser limité à Lakhdaria est situé à environ 70 Km au Sud-Est d'Alger, il présente sensiblement la forme d'un quadrilatère d'orientation Sud-Ouest / Nord-Est. Il couvre une superficie, au site de Lakhdaria, de 3615 Km².

Le cadre géographique dans lequel se développe le bassin versant est constitué essentiellement de l'Atlas Tellien Algérois au Nord qui culmine à 1130 m au Djebel Tamesguida et de la chaîne des Bibans au Sud qui culmine à 1810 m au Djebel Dira. Ces deux chaînes étant séparées par la plaine des Aribis d'altitude 550 m.

Le bassin versant de l'Isser, dont les lignes de crête se situent entre 90 et 1810m, a une altitude moyenne de 710 m (Larbi T, Talibi R, 1975).

Code **Bassins versants**

- 01 *Cheliff*
- 02 *Côtiers Algérois*
- 03 *Côtiers constantinois*
- 04 *Côtiers Oranais*
- 05 *Chott Hodna*
- 06 *Chott Melghigh*
- 07 *Hts plts constantinois*
- 08 *Hts plt Oranais*
- 09** ***Isser***
- 10 *Kébir Rhumel*
- 11 *Macta*
- 12 *Medjerda*
- 13 *Sahara*
- 14 *Seybouse*
- 15 *Soummam*
- 16 *Tafna*
- 17 *Zahrez*

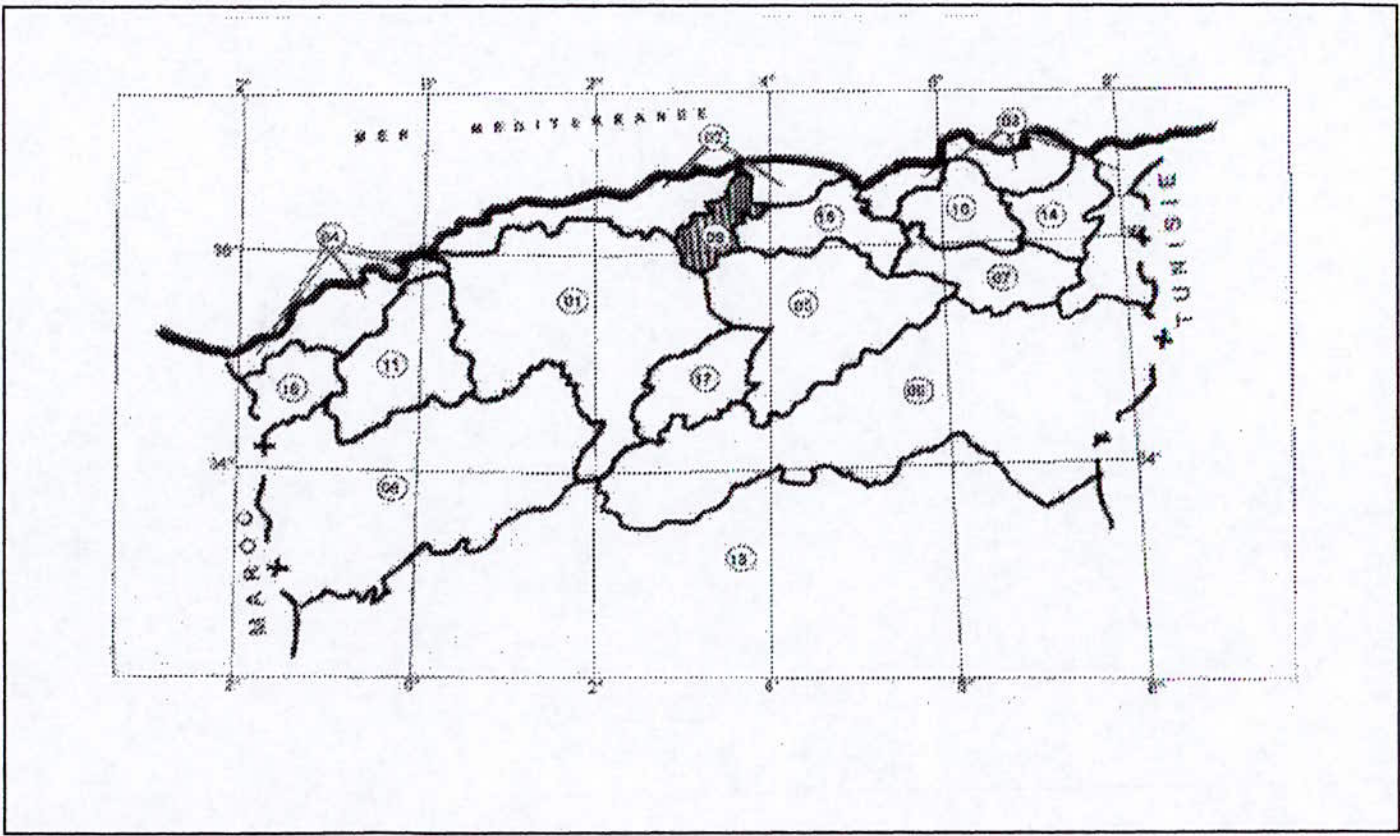


Fig II.1 : Grands Bassins Versants D'Algérie

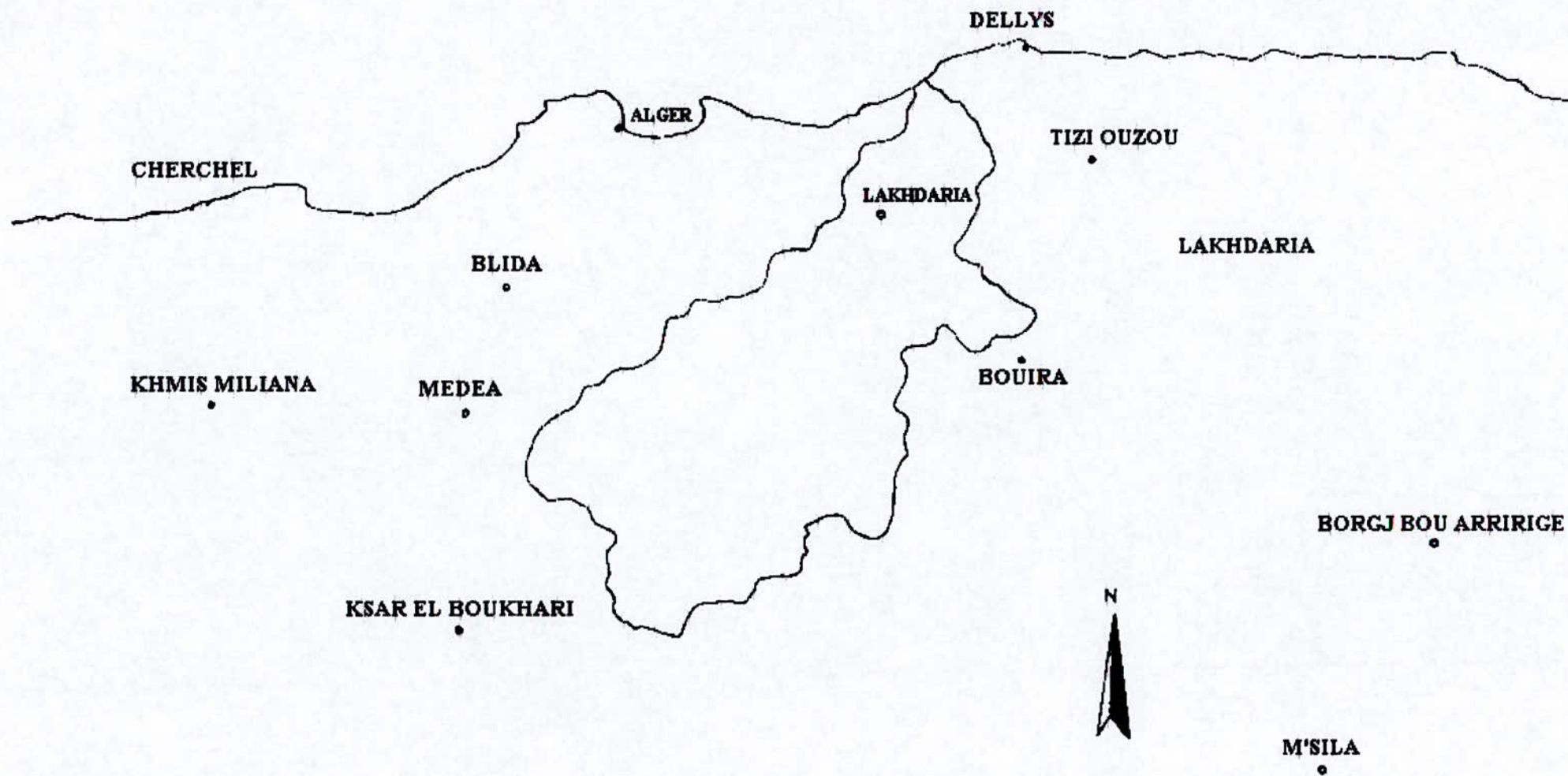


Fig. II.2: Carte géographique situant le bassin versant de l'Oued Isser.

ECHELLE : 1/1 000 000

II. 2 Caractéristiques générales du bassin versant :

Le bassin versant présente des caractéristiques qui ont une influence sur le dynamisme des eaux qui circulent dans ce bassin, à savoir :

- La géomorphologie
- La climatologie
- La géologie
- La végétation

II.2.1 Etude géomorphologique du bassin versant de l'Isser :

II.2.1.1 La forme :

A- Indice de compacité de Gravelius ou indice de forme (K_C) :

Cet indice exprime l'allongement du bassin versant, ce dernier a des conséquences directes sur la réponse aux crues. Il permet de comparer le périmètre du bassin versant à celui d'un cercle ayant la même superficie. Plus cet indice sera proche de 1, plus le bassin versant aura une forme ramassée et plus le temps de concentration des eaux sera court. Il est donné par la formule suivante :

$$K_C = \frac{P_b}{P_a} \quad (\text{II} - 1)$$

Où P_b : Périmètre du bassin versant, exprimé en (Km) (déterminé à l'aide d'un curvimètre sur carte topographique).

P_a : Périmètre du cercle ayant la même superficie que celle du bassin versant en (Km).

Mais :
$$P_a = 2\sqrt{\pi \cdot A} \quad (\text{II} - 2)$$

avec A : Aire du cercle ($A = \pi \cdot R^2$) = Surface du bassin versant en Km^2 .
(déterminée par planimétrie sur carte topographique).

$$K_c = \frac{P_b}{2\sqrt{\pi \cdot A}} = \frac{1}{2\sqrt{\pi}} \cdot \frac{P_b}{\sqrt{A}} \quad (\text{II} - 3)$$

$$K_c = 0,28 \cdot \frac{P_b}{\sqrt{A}} \quad (\text{II} - 4)$$

Pour le bassin versant de l'Isser on obtient :

$$P_b = 270 \text{ Km} \quad \text{et} \quad A = 3615 \text{ Km}^2$$

$$\text{D'où } K_c = 0,28 \cdot \frac{270}{\sqrt{3615}} = 1,26 \quad \boxed{K_c = 1,26}$$

B- Rectangle équivalent :

Le rectangle équivalent nous permet de comparer les bassins versants entre eux du point de vue de l'influence de la forme sur l'écoulement. Il représente une même superficie, un même périmètre, donc un même indice de forme et la même répartition hypsométrique. Les dimensions du rectangle équivalent sont obtenus comme suit :

$$A = L \times l \quad (\text{II} - 5)$$

$$P = 2(L + l) \quad (\text{II} - 6)$$

P : Périmètre du bassin versant en Km = périmètre du rectangle équivalent

A : Superficie du bassin versant en Km^2 = superficie du rectangle équivalent

L : Longueur du rectangle équivalent en Km

l : Largeur du rectangle équivalent en Km

D'après la définition on a : $K_c = 0,28 \cdot \frac{P}{\sqrt{A}}$

Si l'on tire P de la formule de Gravelius :

$$P = 2(L + l) = \frac{K_c \cdot \sqrt{A}}{0,28} \quad (\text{II} - 7)$$

et comme $A = L \cdot l$

On aura l'équation du second degré :

$$2L^2 - \frac{L \cdot K_c \sqrt{A}}{0,28} + 2A = 0 \quad (\text{II} - 8)$$

qui admet comme racine :

$$L = \frac{K_c \sqrt{A}}{1,12} \left(1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{K_c} \right)^2} \right) \quad (\text{II} - 9)$$

et avec l à la place de L on aura :

$$l = \frac{P}{2} - L = \frac{K_c \sqrt{A}}{1,12} \left(1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{K_c} \right)^2} \right) \quad (\text{II} - 10)$$

Pour le bassin versant de l'Isser on obtient :

$$K_c = 1,26 \quad \text{et} \quad A = 3615 \text{ Km}^2$$

D'où : $L = 98,2 \text{ Km}$

et $l = 36,8 \text{ Km}$

C- Le relief :

Le relief est caractérisé par la courbe hypsométrique. C'est le facteur le plus important dans la variation de l'aptitude au ruissellement des terrains.

La courbe hypsométrique est obtenue en portant en abscisses les surfaces partielles du bassin versants exprimées en (%) de la surface totale du bassin qui correspondent aux altitudes exprimées en (m) en ordonnées. Les surfaces partielles s'obtiennent par planimétrie.

La courbe hypsométrique du bassin versant de l'Isser nous donne :

- l'altitude médiane = 760m (qui correspond au 50% de la surface du bassin versant)
- l'altitude moyenne $H_{moy} = 710\text{m}$
- l'altitude maximale $H_{max} = 1810\text{m}$
- l'altitude minimale $H_{min} = 90\text{m}$

(Voir Tableau II.1 et Fig. II.3)

Tableau II.1 : Répartition altimétrique du bassin versant de l'Isser.

Altitude (m)	Superficies partielles (Km ²)	Superficies partielles (%)	Superficies cumulées	
			en Km ²	en %
100 à 200	50	1,39	3595	100
200 à 400	210	5,84	3545	98,6
400 à 600	595	16,55	3335	92,76
600 à 800	1120	31,15	2740	76,21
800 à 1000	920	25,59	1620	45,06
1000 à 1200	547,5	15,23	700	19,47
1200 à 1400	142,5	3,96	152,5	4,24
1400 à 1600	7,5	0,21	10	0,28
1600 à 1800	2,5	0,07	2,5	0,07
Totale	3595Km²	100%		

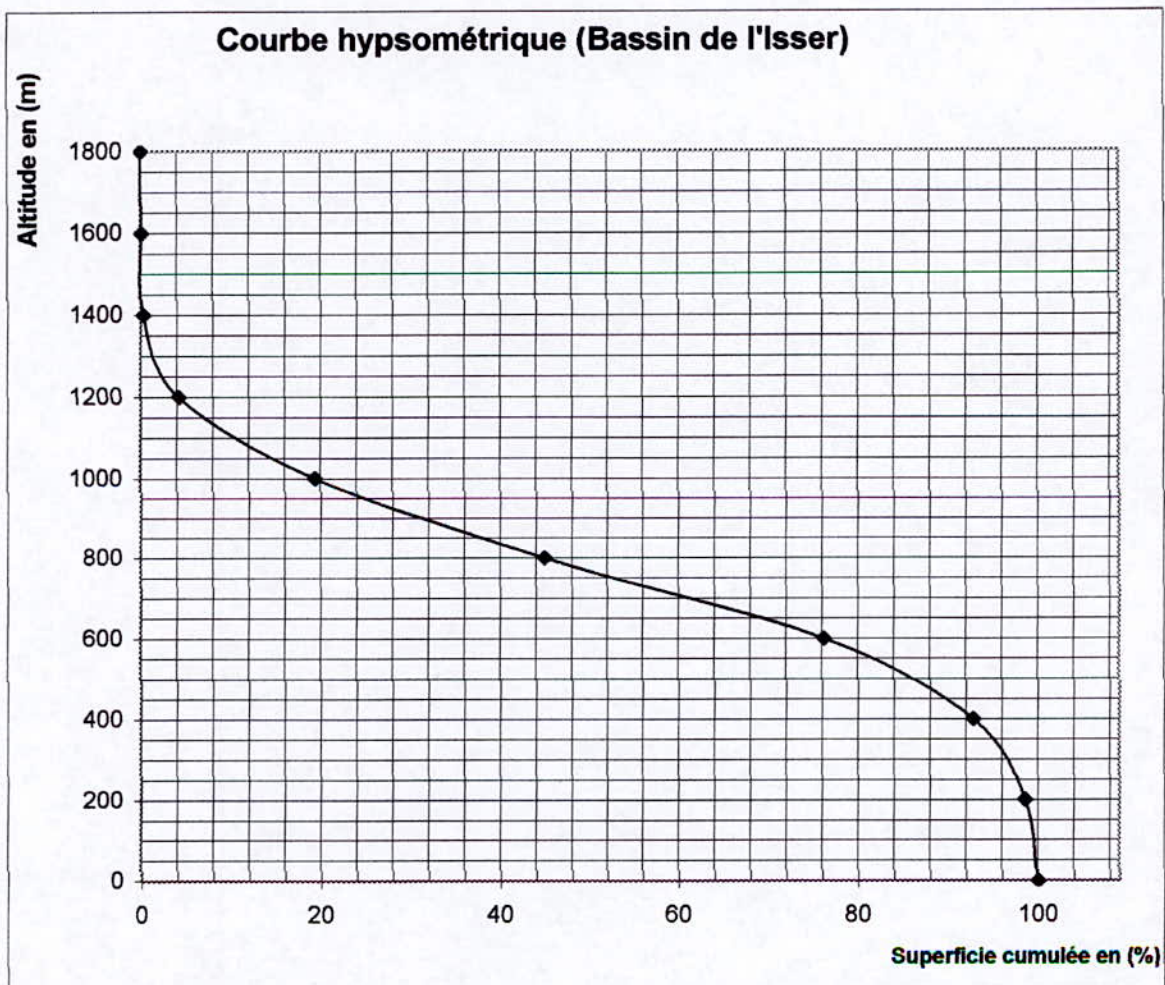


Fig. II.3 : Courbe hypsométrique du bassin versant de l'Isser

D- Indice de pente de Roche (I_p) :

C'est un indice qui caractérise l'influence de la pente sur le régime hydrologique du bassin versant. Il se détermine à partir des valeurs du rectangle équivalent.

Si les lignes de niveau sur le rectangle équivalent sont cotées a_0 (exutoire), a_1 , a_2 , ..., a_{i-1} , a_i , ..., a_n et la distance entre les lignes a_{i-1} et a_i soit x_i l'indice de pente de Roche est :

$$I_p = \frac{1}{L} \sum_{i=1}^n x_i \sqrt{\frac{a_i - a_{i-1}}{x_i}} \quad (\text{II} - 11)$$

L : longueur du rectangle équivalent

x_i : distance entre les lignes de niveau a_{i-1} et a_i

$\frac{a_i - a_{i-1}}{x_i}$: la pente moyenne de l'élément de surface comprise entre les lignes de niveau a_{i-1} et a_i

L'indice de pente de Roche (I_p) est donc la somme des racines carrées des pentes moyennes de chacun des éléments, pondérée par la surface correspondante.

Si l'on désigne par β_i : la fraction de la surface comprise entre les côtes a_{i-1} et a_i (fraction donnée par la répartition hypsométrique du bassin versant) en % on aura :

$$I_p = \frac{1}{\sqrt{L}} \sum_{i=1}^n \sqrt{\beta_i \cdot (a_i - a_{i-1})} \quad (\text{II} - 12)$$

Pour notre bassin versant on a :

$$I_p = \frac{1}{\sqrt{98,2}} (0,118 + 0,108 + 0,182 + 0,249 + 0,226 + 0,175 + 0,089 + 0,0205 + 0,0118)$$

$$I_p = 0,101(1,0968) = 0,11$$

$$I_p = 0,11$$

E- Indice de pente globale (I_g) :

Cet indice représente la pente moyenne de 90% du bassin versant, il permet de renseigner sur l'importance de la vitesse de ruissellement :

$$I_g = \frac{D}{L} \quad (\text{II} - 13)$$

L : longueur du rectangle équivalent.

D : dénivelée entre $H_{5\%}$ et $H_{95\%}$.

$H_{5\%}$ et $H_{95\%}$: les altitudes correspondantes respectivement à 5% et 95% de la superficie du bassin versant. Ces valeurs sont lues sur la courbe hypsométrique.

$$I_g = \frac{1190 - 320}{98,2} = 8,86 \text{ m/Km.}$$

$I_g = 8,86 \text{ m/Km}$

II.2.1.2 Le réseau hydrographique :

Les paramètres qui caractérisent le réseau hydrographique sont :

- La densité de drainage
- Coefficient de torrentialité
- Le rapport de confluence
- Le rapport de longueur

Pour leurs déterminations, il faut procéder à une classification des thalwegs (cours d'eau) par ordre, et il faut pour chaque ordre déterminer le nombre et la longueur totale de ceux-ci.

Il faut en premier lieu tracer le plan de chevelu hydraulique complet du bassin versant. Pour ceci on trace sur papier calque, à partir d'une carte topographique à échelle convenable, tous les thalwegs (temporaires et permanents) situés à l'intérieur du bassin versant.

On procède ensuite à une classification des thalwegs. Il existe plusieurs méthodes de classification, mais la plus utilisée actuellement est celle de Schum.

Calcul des paramètres caractérisant le réseau hydrographique :**A- Densité de drainage (D_d) :**

La densité de drainage exprime la longueur moyenne du cours d'eau par Km^2 de la surface du bassin versant.

Ce paramètre nous renseigne sur la prédisposition du bassin versant à l'écoulement. Elle est donnée par la formule suivante :

$$D_d = \frac{\sum_{i=1}^8 L_x}{A} = \frac{12908}{3615} = 3,6 \text{ Km} / \text{Km}^2 \quad (\text{II} - 14)$$

L_x : longueur cumulée des cours d'eau d'ordre x (en Km)

A : superficie totale du bassin versant (en Km^2)

B- Coefficient de torrentialité (C_t) :

C'est le produit de la densité de drainage (D_d) par la fréquence des thalwegs élémentaires (appelée aussi densité des thalwegs élémentaires) F_1 .

$$C_t = D_d \cdot F_1 \quad (\text{II} - 15)$$

avec :

$$F_1 = \frac{N_1}{A} = \frac{30000}{3615} = 8,3 \quad (\text{II} - 16)$$

N_1 : nombre des cours d'eau d'ordre 1

A : superficie totale du bassin versant (en Km^2)

Pour le bassin versant de l'Isser on obtient :

$$C_t = 3,6 \cdot 8,3 = 29,8$$

$C_t = 29,8$

Le coefficient de torrentialité est un paramètre qui nous permet d'avoir une idée sur l'importance de l'érosion par comparaison avec les autres bassins versants.

Le coefficient de torrentialité du bassin de l'Isser est très élevé, ce qui explique le régime torrentiel de l'Oued Isser et le fort taux de transport solide charrié par ce cours d'eau.

C- Le rapport de confluence (R_c) :

C'est le quotient du nombre de thalwegs d'ordre (x) par celui des thalwegs d'ordre supérieur ($x + 1$). (Voir *tableau II.2*)

$$R_c = \frac{N_x}{N_{x+1}} \quad (\text{II} - 17)$$

x : numéro d'ordre

N_x : nombre des cours d'eau d'ordre x

L_x : longueur totale des cours d'eau d'ordre x

Tableau II.2 : Morphométrie de l'oued Isser

x	N_x	L_x	R_c	R_L
8	1	158	4,00	7,52
7	4	21	3,00	0,09
6	12	239	5,25	0,73
5	63	328	4,41	0,49
4	278	676	4,68	0,47
3	1300	1438	4,94	0,46
2	6420	3148	4,67	0,46
1	30000	6900	-	-

D- Le rapport de longueur (R_L) :

C'est le quotient de la longueur moyenne des cours d'eau d'ordre $(x + 1)$ par celle des cours d'eau d'ordre (x) . (voir *Tableau II.2*)

$$R_L = \frac{L_{x+1}}{L_x} \quad (\text{II} - 18)$$

R_L : rapport de longueur

L_{x+1} : longueur moyenne des cours d'eau d'ordre $(x + 1)$

L_x : longueur moyenne des cours d'eau d'ordre (x)

II.2.2 Climatologie du bassin versant :

Le bassin de l'Isser se trouve dans des zones géographiques et géomorphologiques différentes, il présente un climat intermédiaire entre le climat Tellien de montagne pluvieux à amplitude thermique faible, avec chutes de neige (région de Tablat) et le climat Tellien de plaine, plus sec, relativement chaud et présentant de fort écarts de températures (région de Beni – Slimane). (Larfi, 2001)

II.2.2.1 Les paramètres climatiques :

Les paramètres climatiques du bassin versant jouent un rôle capital dans le comportement hydrologique des cours d'eau. Ils sont nécessaires pour expliquer quantitativement les variations des composantes du régime hydrologique.

A- Précipitations :

Les précipitations sont le facteur essentiel parmi les paramètres climatiques. Elles interviennent par :

- ◆ Leurs hauteurs annuelles qui déterminent l'abondance fluviale;
- ◆ Leur répartition saisonnière qui influence directement les régimes hydrologiques. Pour les différentes stations du bassin, l'année se divise en deux (02) périodes :

- Une période sèche, plus accentuée en plaine, se situe entre la mi- Juin et fin Août avec des précipitations minimales en Juillet dues essentiellement à des perturbations locales (orages).
- Une période humide, qui s'étale de Septembre à Mai, se caractérise par 3 mois de fortes pluviosités : Décembre, Janvier et Février où les précipitations représentent environ 50% du total annuel.

Pour le bassin versant de l'Isser, il reçoit une pluviométrie moyenne annuelle de 760 mm. (Talibi 1995)

B- Température :

Les mois les plus froids sont Janvier et Février où la température moyenne minimale varie entre - 2 et +3°C. Les mois les plus chauds sont Juillet et Août où la température maximale moyenne varie entre +23 et +38°C. Les températures extrêmes enregistrées sont -8 et +48°C. (Tmoy.annuelle \approx 16 °C). (Larfi, 2001)

A Béni Slimane, d'altitude 600m, la température annuelle moyenne est de +14,3°C. La répartition mensuelle est donnée dans le tableau ci-dessous.

Tableau II.3 : Répartition mensuelle de la température moyenne annuelle.

Mois	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai.	Juin	Juill.	Août	M _{oy} Annuelle
Max	26	24	15	10	8	12	15	20	22	28	30	32	20
T (°C) Moy	20	17	10	6,5	4,5	6,5	9	13	16	22	23	24,5	14,3
Min	14	10	5	3	1	1	3	10,5	9,5	16	16	17	8,5

C- Gelée :

La gelée est enregistrée du mois de Novembre au mois de Mai. Le nombre moyen de jours par mois enregistré aux stations de Tablat et Bir Ghbalou est donné par le tableau ci – dessous : (Larfi, 2001)

Tableau II.4: Nombre moyen de jours de gelée par mois.

Station	Altitude (m)	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai.	Juin	Juill.	Août	Total annuel
Tablat	450	0	0	1	5	6	3	3	1	0	0	0	0	19
Bir-Ghbalou	624	0	0	3	11	11	8	5	4	1	0	0	0	43

D. Vents :

Les vents chargés d'humidité sont de direction Nord - Sud à Nord – Ouest Sud – Est alors que les vents desséchants sont de direction Sud – Nord. Le sirocco souffle sur tout le bassin. Le nombre moyen de jours de sirocco par an enregistré aux stations de Beni Slimane et Bir Ghbalou est donné par le tableau ci-dessous. (Larfi, 2001)

Tableau II.5: Nombre moyen de jours de sirocco par an.

Station	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai.	Juin	Juill.	Août	Total annuel
Beni Slimane	3	0	0	0	0	0	0	1	2	5	6	8	25
Bir Ghbalou	3	1	1	0	0	0	0	1	1	2	5	4	18

E- Evaporation :

L'estimation de ce paramètre a été faite en utilisant une relation évaporation – altitude déterminée à partir des observations effectuées au niveau des barrages environnants, sur des Bacs Colorado. Nous pouvons retenir une valeur moyenne annuelle de $E_0 = 1580 \text{ mm}$ au niveau du bassin versant de l'Isser. (Larbi, Talibi 1975)

F- Evapotranspiration :

C'est la somme de tous les types d'évaporation du bassin fluvial y compris la transpiration par les plantes.

$$E = \frac{P}{\sqrt{0,9 + \frac{P^2}{L^2}}} \quad (\text{II} - 19)$$

La formule Turc donne :

$$\text{Où :} \quad L = 300 + 25 \cdot T + 0,05 \cdot T^3 \quad (\text{II} - 18)$$

E : évapotranspiration réelle (ou déficit d'écoulement moyen annuel) du bassin versant considéré (en mm).

P : précipitation moyenne annuelle du bassin versant (en mm)

T : température moyenne annuelle du bassin versant (en °C).

$(P - E)$: Valeur moyenne du ruissellement (lame d'eau) de plusieurs années.

Tableau II.6: *Evaporation du bassin versant de l'Isser.*

Surface (Km ²)	T (°C)	P (mm)	E (mm)	P - E (mm)
3615	16	760	600	160

II.2.3 Le couvert végétal :

Le couvert végétal du bassin versant de l'Isser est largement insuffisant. Les pentes les plus raides du bassin sont le plus souvent sans couvert végétal ou couverts de broussailles clairsemées.

On retrouve sur les collines quelques forêts avec comme principale essence le pin d'alep. Sur le reste du bassin on trouve des cultures essentiellement céréalières. Il est nécessaire, dans le cadre d'un aménagement intégré du bassin versant, de reboiser les versants et d'assurer une occupation des sols par une végétation persistante. (Larfi, 2001)

II.2.4 La géologie :

On trouve essentiellement des marnes et des marno-calcaires (50% de la superficie du bassin versant). C'est des formations facilement érodables par l'action mécanique des eaux de pluies. La présence de grès essentiellement quartzeux (qui se désagrègent facilement), des argiles rouges (13% de la superficie du bassin) pures ou chargés de sables et de grès, donne au sol une faible résistance à l'érosion.

La géologie du bassin versant de l'Isser, avec ses formations généralement imperméables et facilement affouillables, favorise le phénomène de l'érosion des versants et des berges de l'Oued. (Larfi, 2001)

CHAPITRE III

COLLECTE ET CRITIQUE DES DONNEES

Collecte et critique des données

III.1 Introduction :

L'analyse des données disponibles est en général le premier pas à franchir dans l'étude d'un phénomène hydrométéorologique (précipitation, températures, débit...).

Les données hydrologiques constituent, la plupart du temps, le seul outil dont dispose l'hydrologue pour étudier et comprendre le comportement d'un phénomène hydrologique, ou prendre des décisions relatives à un projet particulier.

Il est donc de première importance de connaître à fond les techniques nécessaires à l'analyse et à la critique des données afin de tirer le maximum d'information de l'échantillon, d'évaluer la qualité des conclusions qu'on en tire et de quantifier le risque que comporte une généralisation à partir des données partielles.

Il s'agit d'abord de détecter les valeurs aberrantes, de les corriger si possible et de combler les lacunes des données manquantes, et aussi de vérifier l'indépendance et l'homogénéité temporelle des séries étudiées nécessaires à toute étude statistique.

III.2 Inventaire des données disponibles :

Les données utilisées nous ont été aimablement fournies par l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques A.N.R.H et l'Office National de la Météorologie O.N.M.

III.2.1 Données pluviométriques :

Dans le cadre de ce travail, les données de pluies utilisées sont celles observées au niveau du réseau pluviométrique qui comprend essentiellement (33) postes répartis à travers le bassin versant de l'Isser.

Parmi les 33 stations pluviométriques on a choisi (18) stations qui ont fonctionné durant la période allant de 1973 à 1998.

Les caractéristiques des stations choisies sont présentées dans le tableau suivant :

Tableau III.1 : caractéristiques des stations pluviométriques utilisées.

Code	Station	Période d'observation	Coordonnées Lambert		Altitude Z (m)
			X (Km)	Y (Km)	
09-01-04	SOUAGHI	1973 – 1998	548,99	312,40	810
09-02-01	EL OMARIA	1968 – 1992	530,20	329,20	790
09-02-02	MAHTERRE	1968 – 1998	542,85	342,50	875
09-02-03	TABLAT	1967 – 1998	554,75	345,80	450
09-03-01	DJOUAB	1969 – 2001	566,95	315,55	825
09-03-02	BINI SLIMANE	1967 – 1998	554,70	326,00	600
09-03-04	PONT DE LA TRAILLE	1968 – 1998	559,15	343,00	370
09-03-14	DECHMYA	1974 – 2001	578,50	316,35	NT
09-04-01	KHABOUZIA	1968 – 2001	579,15	334,35	720
09-04-02	SOUK EL KHEMIS	1968 – 2001	584,00	343,40	782
09-04-03	DJEBAHIA	1967 – 2001	594,80	353,45	520
09-04-06	TAZEROUT	1968 – 2001	571,10	361,65	450
09-04-13	OULED TOUATI (Mihoub Zbarbar)	1968 – 1996	576,65	347,50	831
09-04-19	BSIBSA	1972 – 2001	570,25	354,50	820
09-05-02	LAKHDARIA GORGES	1967 – 2001	579,00	369,50	50
09-05-03	OULED BOUHADDADA	1968 – 2001	574,55	372,30	425
09-05-06	TIZI GHENIF	1967 – 2001	596,30	366,10	415
09-05-12	CHABET EL AMEUR	1972 – 2001	588,85	371,40	260

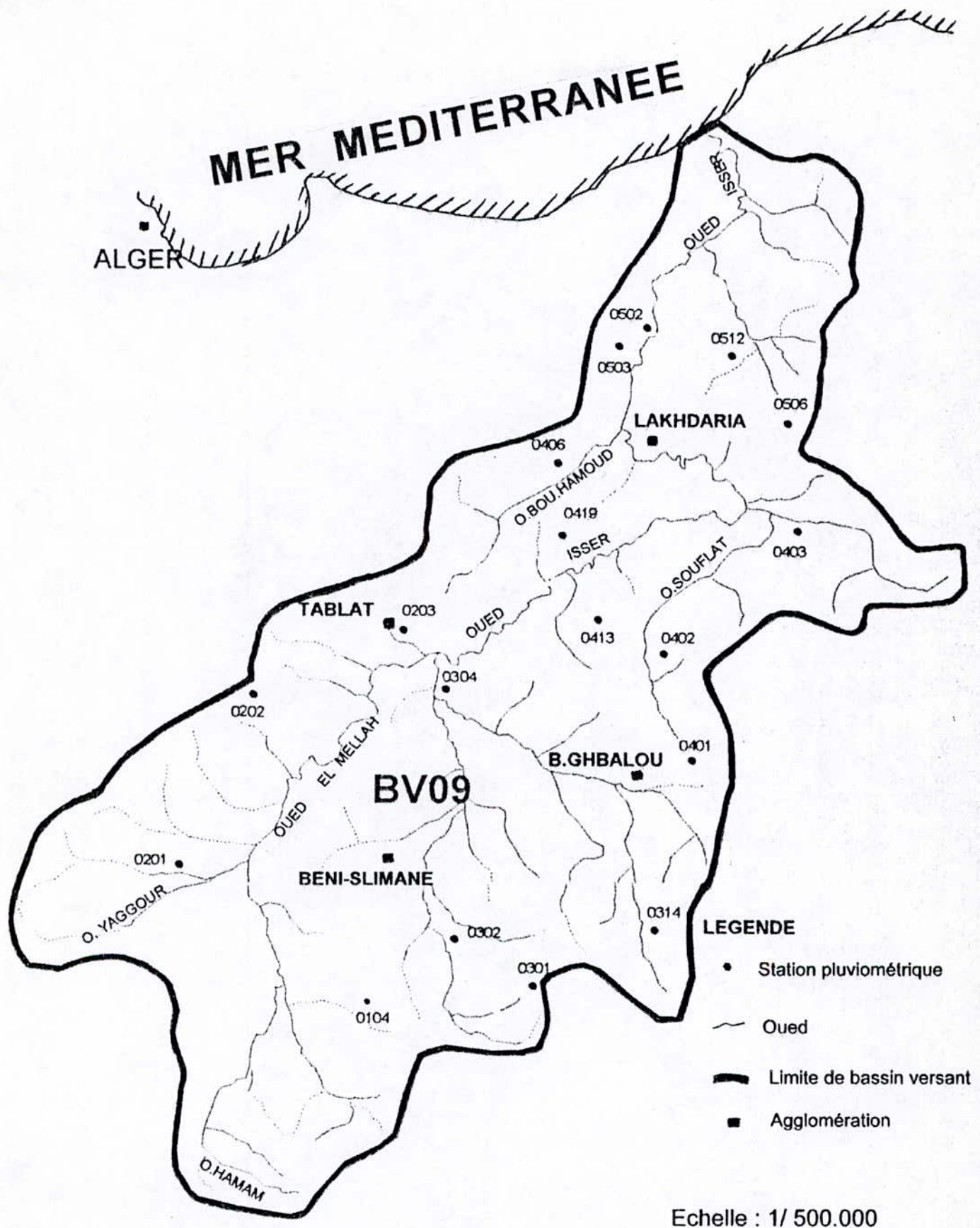


Figure III.1 : Disposition des stations pluviométriques

III.2.1.1 Critique des données Pluviométriques :

III.2.1.1.1 Introduction :

Les données pluviométriques proviennent d'une mesure qui a été recueillie soit par :

- Une lecture directe des paramètres (à partir d'un pluviomètre)
- Ou d'un dépouillement d'enregistrement (à partir d'un pluviographe)

Les types de problèmes les plus souvent rencontrés lors du traitement des données hydrologiques sont : (Liamas 1985)

- Le manque de données : station non existante ou fichier incomplet (fichier lacuné).
- Non continuité des données : manque d'enregistrement.
- La mauvaise qualité des données, qui peut dépendre de deux causes :
 - *Données inconsistantes* : lorsqu'elles proviennent des erreurs systématiques dues à un instrument de mesure de mauvaise qualité, à un mauvais réglage de l'appareil de mesure, à une procédure de mesure incorrecte ou à une installation inadéquate d'appareillage de mesure, donc à des causes produisant des effets constants, ou légèrement variables dans le temps.
 - *Données non homogènes* : lorsqu'elles proviennent des erreurs accidentelles, ces erreurs surviennent inopinément et ne peuvent être prévues ni évitées, elles peuvent être dues à une erreur de manipulation ou une défectuosité imprévue de l'instrumentation (déplacement de la station de mesure ou changement de l'appareil), donc à des causes soudaines qui introduisent des déviations sensibles au sein des séries de données.

Afin de garantir la qualité des données, on doit suivre les étapes suivantes :

- Détecter et corriger les erreurs ;
- Vérifier la continuité des données dans le temps et dans l'espace ;
- Comblent les données manquantes dans les séries d'observation

III.2.1.1.2 Méthodes de comblement de lacunes : (Bobée 1991)

Dans la pratique courante, de nombreuses causes concourent pour entraîner l'absence de certaines informations : absence de mesure, défaut de transmission, erreur de stockage, manipulation erronée, etc. ...cela fait que dans les fichiers disponibles certaines données sont manquantes pour différentes périodes, afin de ne pas perdre la continuité de l'information, il est nécessaire d'estimer les valeurs manquantes.

Ce paragraphe décrit les méthodes de comblement des lacunes pour les valeurs mensuelles.

Le comblement des données manquantes peut se faire soit par :

- le calcul de la moyenne mensuelle interannuelle ;
- la régression linéaire ;
- la simulation à partir de la fonction de répartition.

a) Calcul de la moyenne mensuelle interannuelle :

Les données mensuelles se présentent sous la forme d'une matrice à n lignes représentant les années et p colonnes représentant les mois, malheureusement cette matrice peut comporter des vides correspondant aux lacunes d'observation.

Lorsqu'un fichier d'observation comporte moins de trois valeurs manquantes le comblement de ces lacunes par la méthode de la moyenne mensuelle interannuelle est approprié.

$$[X] = \begin{pmatrix} X(1,1) & \text{inconnu} & \dots & X(1,j) & \dots & X(1,p) \\ X(2,1) & X(2,2) & \dots & X(2,j) & \dots & \text{inconnu} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ \text{inconnu} & \dots & \dots & \dots & \dots & \text{inconnu} \\ X(i,1) & X(i,2) & \dots & X(i,j) & \dots & X(i,p) \\ \dots & \text{inconnu} & \dots & \text{inconnu} & \dots & \dots \\ X(n,1) & X(n,2) & \dots & X(n,j) & \dots & X(n,p) \end{pmatrix}$$

Le nombre d'observation est de $(n \times p)$, le comblement des valeurs manquantes se fait en remplaçant la valeur manquante par la moyenne mensuelle interannuelle du mois considéré (j), telle que :

$$M_j = \frac{1}{q_j} \cdot \sum_{i=1}^n X(i,j) \quad (\text{III} - 1)$$

avec : $q_j = n - (\text{nombre d'inconnus de la colonne})$.

b) Méthode de régression linéaire simple :

Soit X et Y deux échantillons, chacune avec n observations (x_i, y_i) ; avec $i=1, \dots, n$; correspondant à deux mesures simultanées de précipitation sur deux stations différentes. Si ces deux stations sont assez rapprochées, on peut espérer que les observations soient similaires, et la connaissance d'une des variables permet alors, dans une certaine mesure, la prédiction quantitative ou qualitative de l'autre.

Théoriquement, on appelle modèle de régression linéaire sur les données expérimentales, la méthode des moindres carrés reprenant sur l'échantillon la propriété que $E(y/x) = \alpha + \beta x$ est la meilleure approximation de y par x en moyenne quadratique. On cherche donc à ajuster au nuage de points (x_i, y_i) une droite d'équation $y^* = ax + b$.

Dans la plupart des cas, les observations ne sont pas alignées, ce qui fait que la droite de régression n'est pas bien définie ; il faut donc établir certains critères pour obtenir la droite de régression optimale tel que :

La somme des carrés des distances de chacun des points à la droite soit la plus petite possible (c'est-à-dire $\sum (y_i - y_i^*)^2$ soit minimale).

La méthode appliquée pour la détermination des paramètres a et b est celle des moindres carrés.

$$\sum (y_i - y_i^*)^2 = \sum (y_i - a - bx_i)^2 = F(a, b) \quad (\text{III} - 2)$$

$$\text{Ce minimum est atteint pour : } \frac{\partial F(a, b)}{\partial a} = \frac{\partial F(a, b)}{\partial b} = 0 \quad (\text{III} - 3)$$

ceci donne les deux équations :

$$\begin{aligned} -2 \sum (y_i - a - bx_i) &= 0 & \Rightarrow \bar{y} &= a + b\bar{x} \\ -2x \sum (y_i - a - bx_i) &= 0 & & \end{aligned} \quad (\text{III} - 4)$$

La solution est donc :

$$b = \frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})(x_i - \bar{x})}{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} = r \frac{S_y}{S_x} \quad (\text{III} - 5)$$

$$\text{d'où : } y^* = \bar{y} + r \frac{S_y}{S_x(x - \bar{x})} \quad (\text{III} - 6)$$

c) Simulations à partir de la fonction de répartition :

Pour simuler des grandeurs mesurant des phénomènes naturels (tels que la pluie ou le débit), il ne faut pas perdre de vue que cette notion est basée essentiellement sur le concept du hasard.

C'est une méthode de tirage d'un échantillon artificiel de (n) valeurs d'une variable aléatoire continue. Elle s'applique lorsque F^{-1} a une forme analytique simple. Soit $F(x)$ la fonction de répartition de x . La variable $Y = F(x)$ est distribuée sur $[0,1]$ en effet :

$$P(Y < y) = P(F(x) < y) = y$$

Si on tire (n) nombres uniformément répartis entre $[0,1]$: $r_1, r_2, r_3, \dots, r_n$ l'échantillon cherché ($x_1, x_2, x_3, \dots, x_n$) sera déterminé par $x_i = F^{-1}(y_i)$ cette méthode est dite « de l'anamorphose » (Fig.III.2). On dit que l'on a simulé la variable x .

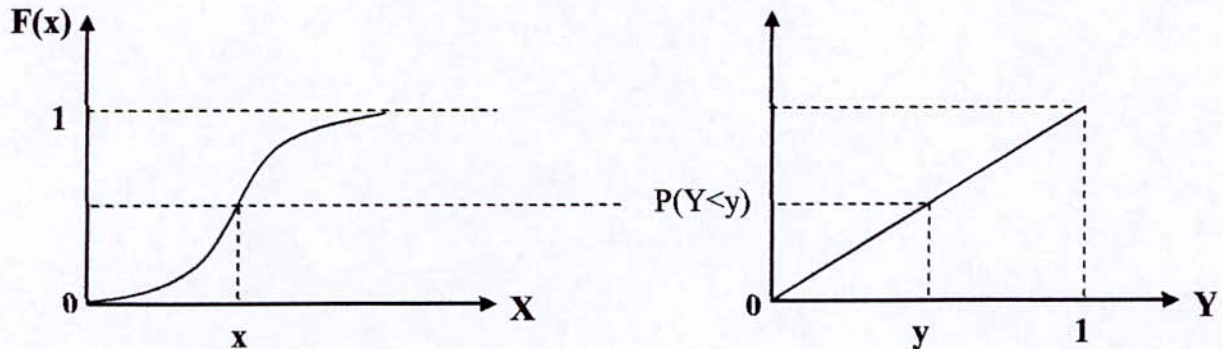


Figure III.2 : Simulation à partir de la fonction de répartition.

Remarque : Puisque la méthode de comblement par la moyenne n'est applicable que lorsqu'il y a deux ou trois valeurs manquantes, nous avons utilisé la méthode de la régression linéaire simple pour combler les lacunes existantes dans les séries pluviométriques de toutes les stations sélectionnées dans cette étude, parce que elle est simple et donne de bons résultats.

III.2.1.1.3 Détection des valeurs singulières :

Il arrive fréquemment que des erreurs se glissent dans les données de base et en dénaturent complètement le contenu. Cela peut se produire au cours de la mesure, de la transmission, du codage, du stockage ou du décodage des observations. Il est important avant tout traitement de détecter les erreurs grossières de ce genre afin que l'on puisse effectuer une analyse plus fine pour décider si cette donnée douteuse est aberrante et doit donc être éliminée, ou si c'est une donnée exceptionnelle, qui par conséquent doit être au contraire précieusement conservée.

Un test statistique de ce genre a été élaboré par Grubbs et Beck pour le contrôle initial des erreurs grossières des valeurs observées.

a) Présentation du test de Grubbs et Beck : (Bobée 1991)

Ce test est très utilisé à cause de sa simplicité. Il peut détecter les points singuliers de la série en calculant la statistique suivante :

$$X_h = e^{(\bar{X} + K_n \cdot S)} \quad (\text{III} - 7)$$

$$X_l = e^{(\bar{X} - K_n \cdot S)} \quad (\text{III} - 8)$$

tel que :

\bar{X} et S : sont respectivement la moyenne et l'écart type des logarithmes naturels des éléments constituant l'échantillon.

K_n : est une valeur statistique du test de Grubbs et Beck, tabulée pour différentes tailles d'échantillon de niveaux de signification.

Au niveau de risque de 10%, l'approximation polynomiale suivante a été donnée par Bobée (1991).

$$K_n = -3,62201 + 6,28446 \cdot n^{1/4} - 2,49835 \cdot n^{1/2} + 0,491436 \cdot n^{3/4} - 0,037911 \cdot n \quad (\text{III-9})$$

Avec n : taille de l'échantillon.

En appliquant ce test, toutes les valeurs de l'échantillon supérieures à X_h ou inférieures à X_l sont considérées comme valeurs singulières qu'il faut comparer avec d'autres observations des autres stations.

b) Analyse des résultats :

L'application de ce test a détecté les valeurs nulles comme singulières, mais nous ne pouvons rejeter ces points car ils correspondent aux mois secs.

III.2.1.2 Traitement statistique des données :

Après le comblement des lacunes des données pluviométriques disponibles, il est nécessaire de vérifier l'indépendance et l'homogénéité de ces séries pluviométriques.

III.2.1.2.1 Test d'indépendance : (Bobée 1991)

L'application des méthodes statistiques repose sur la validité de certaines hypothèses de base relative à la constitution de l'échantillon observé. En effet le fichier recueilli doit être constitué par une série d'observations indépendantes formant ce que l'on appelle un échantillon extrait au hasard de la population statistique, en d'autres termes un échantillon $X = (x_1, \dots, x_n)$ est dit «au hasard», si le test permet de vérifier cette hypothèse H_0 d'indépendance des observations.

Dans notre étude on a appliqué le test de Wald-Wolfowitz (couramment utilisé) sur les valeurs mensuelles.

a) Test de Wald-Walfowitz :

Il est basé sur le critère qu'aucune observation appartenant à l'échantillon ne devrait influencer l'observation suivante :

Le test utilise la statistique R :

$$R = \sum_{i=1}^{n-1} x_i x_{i+1} + x_1 x_n \quad (\text{III} - 10)$$

Si l'hypothèse H_0 selon laquelle l'échantillon est extrait au hasard est vraie, R suit une distribution normale avec une moyenne et une variance qui s'écrivent de la manière suivante :

$$\bar{R} = \frac{S_1^2 - S_2}{n-1}; \quad \text{Var}(R) = \frac{S_2^2 - S_4}{n-1} + \frac{S_1^4 - 4S_1^2 S_2 + 4S_1 S_3 + S_2^2 - 2S_4}{(n-1)(n-2)} - \bar{R}^2 \quad (\text{III-11, 12})$$

avec :

$$S_r = \sum_{i=1}^n x_i^r = n \cdot m_r \quad (\text{III-13})$$

m_r : moment d'ordre r de l'échantillon.

La valeur statistique $U = \frac{R - \bar{R}}{\sqrt{\text{var}(R)}}$ suit une distribution normale standardisée

$N(0,1)$ et qui est utilisée pour tester à un niveau de signification, l'hypothèse d'indépendance en comparant la valeur absolue de U avec la valeur normale standard $U_{\alpha/2}$ correspondant à la probabilité de dépassement de $\alpha/2$.

- Si $|U| < U_{\alpha/2}$, l'hypothèse d'indépendance est acceptée.
- Si $|U| > U_{\alpha/2}$, l'hypothèse d'indépendance est rejetée.

b) Analyse des résultats du test :

D'après le tableau (III.2) le test d'indépendance de Wold-Wolfowitz appliqué aux différentes stations pluviométriques du bassin de l'Isser pour le pas de temps mensuel donne les résultats suivants :

- L'hypothèse H_0 d'indépendance est acceptée à des seuils de signification de 1% et 5% pour la station (090104)
- H_0 est acceptée à un niveau de signification de 1% pour les deux stations (090301) et (090314).
- Pour les autres stations, H_0 est rejetée pour les différents seuils de signification utilisés.

Ces résultats peuvent être expliqués par le fait que l'année comporte des mois humides et secs dont la probabilité d'avoir une forte corrélation entre les mois appartenant à la même saison (sèche ou humide) est importante.

Tableau III.2 : Résultats de test d'indépendance.

<i>Station</i>	<i>U</i>	<i>$\alpha=1\%$</i>	<i>$\alpha=5\%$</i>	<i>$\alpha=10\%$</i>
09-01-04	1,82	1	1	0
09-02-01	3,66	0	0	0
09-02-02	3,44	0	0	0
09-02-03	4,25	0	0	0
09-03-01	2,12	1	0	0
09-03-02	2,75	0	0	0
09-03-04	3,66	0	0	0
09-03-14	2,12	1	0	0
09-04-01	4,41	0	0	0
09-04-02	4,24	0	0	0
09-04-03	5,17	0	0	0
09-04-06	5,09	0	0	0
09-04-13	4,41	0	0	0
09-04-19	4,41	0	0	0
09-05-02	5,10	0	0	0
09-05-03	4,67	0	0	0
09-05-06	5,12	0	0	0
09-05-12	4,42	0	0	0

1 : H_0 acceptée0 : H_0 rejetée

III.2.1.2.2 Test d'homogénéité : (Bobée 1991)

Avant de passer à l'application des méthodes statistiques sur les données recueillies, il est nécessaire de vérifier si elles peuvent être considérées comme extraites d'une même population. C'est ce qu'on appelle le problème d'homogénéité des séries statistiques, ou encore le problème des échantillons.

Les échantillons sont dits homogènes, s'ils sont caractérisés par une même loi de probabilité et par les mêmes paramètres.

Il existe plusieurs tests pour vérifier l'homogénéité des séries de données. On a utilisé le test de Wilcoxon-Mann-Whitney.

a) Test de Wilcoxon-Mann-Whitney:

Ce test est appelé le test de la variation de la moyenne, il utilise les numéros des observations dans la série variationnelle obtenue en ordonnant l'échantillon global de taille n .

Pour ce faire on divise notre série en deux échantillons (x_i) de taille n_1 et (y_i) de taille n_2 où $n = n_1 + n_2$ (avec $n_1 < n_2$), puis on classe l'échantillon global de taille n en ordre croissant.

Le numéro d'observation X_i dans l'échantillon ordonné s'appelle ordre ou rang, et sera désigné par $R_{i,n}$.

Le test de Wilcoxon-Mann-Whitney considère les quantités suivantes :

$$V = R - n_1 \frac{n_1 + 1}{2} \quad (\text{III} - 14)$$

$$W = n_1 \cdot n_2 - V \quad (\text{III} - 15)$$

avec :

R : la somme des rangs des éléments du premier échantillon de taille n_1 dans la série considérée.

V : représente le nombre de fois où un élément de l'échantillon (x_i) suit dans l'ordre un élément l'échantillon (y_i) .

U : la valeur statistique de Wilcoxon-Mann-Whitney, elle est définie par la plus petite des deux valeurs V et W .

$$\text{de moyenne : } \bar{U} = \frac{n_1 \cdot n_2}{2} \text{ et de variance } \text{Var}(U) = \frac{(n_1 \cdot n_2)(n_1 + n_2 + 1)}{12}$$

La fonction de répartition de U est définie pour un risque d'erreur par la quantité :

$$|U| = \frac{(U - \bar{U})}{(\text{Var}(U))^{1/2}} \quad (\text{III} - 16)$$

Cette quantité est comparée avec la variable standardisée correspondant à une probabilité de dépassement $\alpha/2$ tel que :

- Si $|U| < U_{\alpha/2}$ l'hypothèse de l'homogénéité est acceptée.
- Si $|U| > U_{\alpha/2}$ l'hypothèse de l'homogénéité est rejetée.

b) Analyse des résultats du test :

Le résultat du test appliqué aux différents seuils de signification a montré que les observations pluviométriques de toutes les stations sont homogènes, ce qui justifie la qualité des données reconstituées dans les séries en question.

Le tableau (III.3) illustre les résultats du test.

(On prend : $n1 = 100$ et $n2 = 212$)

Tableau III.3 : Résultats de test d'homogénéité.

Station	$ U $	$\alpha=1\%$	$\alpha=5\%$	$\alpha=10\%$
09-01-04	0,16	1	1	1
09-02-01	0,91	1	1	1
09-02-02	0,18	1	1	1
09-02-03	0,49	1	1	1
09-03-01	0,49	1	1	1
09-03-02	0,10	1	1	1
09-03-04	0,86	1	1	1
09-03-14	0,49	1	1	1
09-04-01	0,08	1	1	1
09-04-02	0,17	1	1	1
09-04-03	0,52	1	1	1
09-04-06	0,41	1	1	1
09-04-13	0,08	1	1	1
09-04-19	0,08	1	1	1
09-05-02	0,87	1	1	1
09-05-03	0,27	1	1	1
09-05-06	1,09	1	1	1
09-05-12	0,95	1	1	1

1 : H_0 acceptée0 : H_0 rejetée**III.2.1.3 Conclusion :**

En examinant les résultats de la critique, nous avons remarqué que les séries d'observations pluviométriques sur une période de 26 années au pas de temps mensuel peuvent être considérées comme étant indépendantes et homogènes.

Les tests des valeurs singulières, d'indépendance et d'homogénéité ont été programmés avec langage PASCAL.

Les programmes de ces tests sont donnés dans l'annexe I.

III.2.2 Données hydrométriques :

Les données hydrométriques utilisées sont issues de la banque de données de l'A.N.R.H. L'actualisation récente de quelques données des stations hydrométriques nous a incité à revoir ces données afin de disposer d'une information hydrométrique plus complète en vue d'une bonne estimation des ressources en eau.

Dans le but de connaître et de suivre le comportement hydrologique du bassin versant de l'Isser, plusieurs stations hydrométriques ont été implantées sur cet oued et sur ses affluents.

Pour notre étude, nous avons retenu cinq stations hydrométriques ; chacune d'elle est située à l'exutoire d'un sous bassin versant (Figure III.3)

Les caractéristiques de ces stations hydrométriques sont présentées dans le tableau ci-dessous :

Tableau III. 4 : Les caractéristiques des stations hydrométriques utilisées.

<i>Nom de la station</i>	<i>Code</i>	<i>Période d'observation</i>	<i>Oued</i>	<i>Superficie du BV (Km²)</i>
<i>MEZAHIM</i>	090101	1973 – 1984	Mellah Ouest	665
<i>BENI- SLIMANE</i>	090305	1973 – 1996	Mellah Est	273
<i>DECHEMIA</i>	090309	1972 – 1984	Zeroua	73
<i>LATRILLE</i>	090408	1968 – 1984	Isser	2570
<i>LAKHDARIA</i>	090501	1965 – 1996	Isser	3615

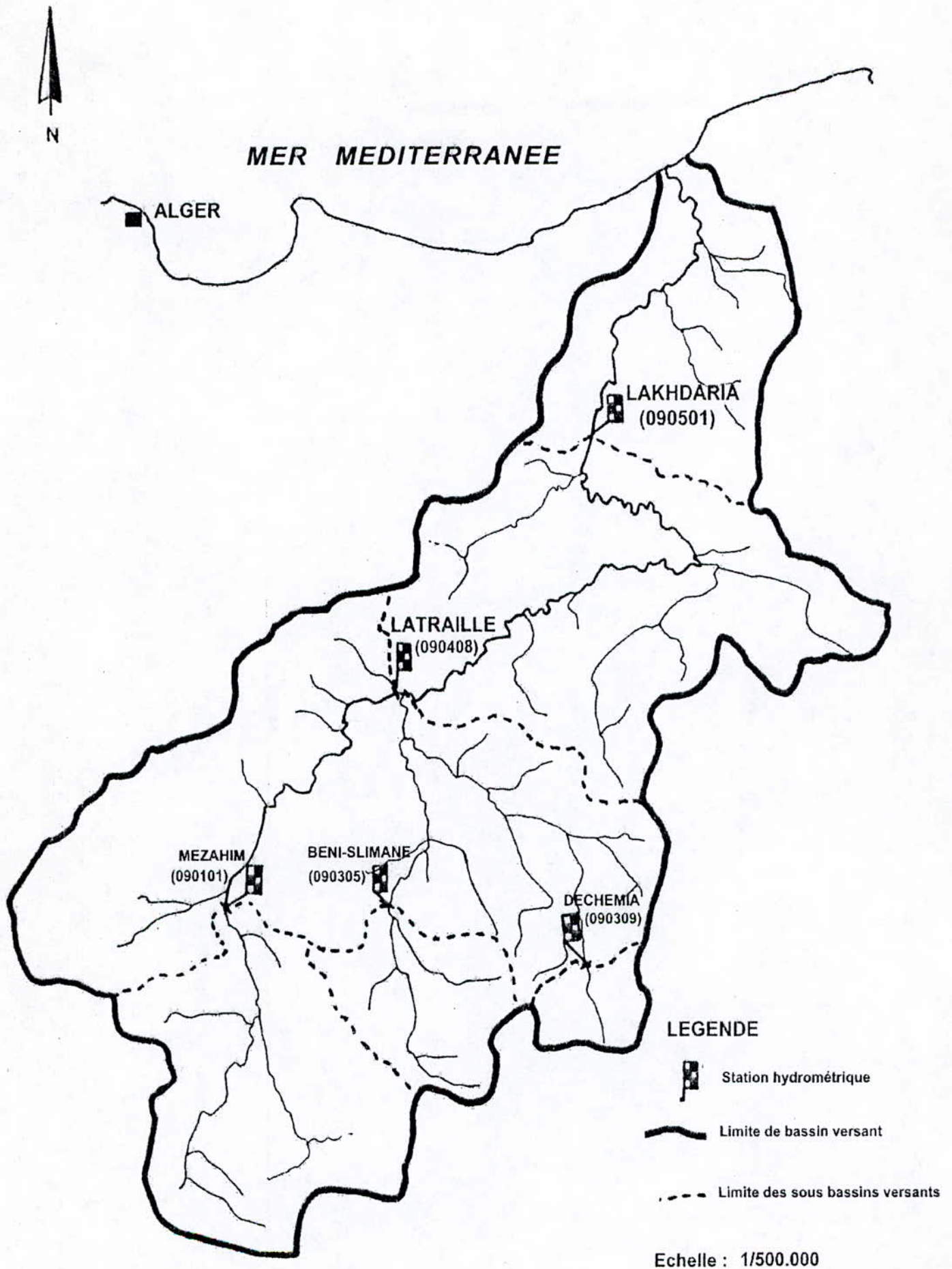


Figure III.3 : Disposition des stations hydrométriques

III.2.3 L'évapotranspiration potentielle (ETP) :

Nous avons utilisé les données extraites de la carte des évapotranspirations (ETP) établie par l'Agence Nationale des Ressources hydrauliques (A.N.R.H) en 2002.

Les ETP moyennes mensuelles (mm) sont données dans le tableau suivant :

Tableau III.5 : l'évapotranspiration moyenne mensuelles.

Unité : (mm)

Station Mois	Mezahim 90101	Beni-Slimane 90305	Dechemia 90309	Latraille 90408	Lakhdaria 90501
Septembre	145,18	146,52	140,76	144,81	143,10
Octobre	94,71	96,05	85,77	95,64	95,21
Novembre	51,37	52,46	44,08	53,30	54,57
Décembre	35,10	35,37	28,28	37,83	39,84
Janvier	38,03	38,42	30,20	40,41	43,42
Février	52,59	52,85	43,09	55,47	57,14
Mars	87,01	85,73	76,95	89,45	93,66
Avril	124,10	123,21	114,64	122,81	125,32
Mai	165,31	166,42	154,98	162,95	159,92
Juin	201,97	206,02	192,70	198,41	189,06
Juillet	226,36	225,38	224,94	221,53	206,96
Août	201,86	199,88	200,85	199,08	197,27

CHAPITRE IV

MODELISATION HYDROLOGIQUE

Modélisation hydrologique

IV.1 Introduction :

La modélisation hydrologique est un des aspects les plus importants de l'hydrologie appliquée. Elle intervient nécessairement pour le contrôle des inondations, la régularisation des cours d'eau, la production hydro-électrique, le dimensionnement des ouvrages hydrauliques et, compte tenu de l'utilisation toujours plus intense des ressources en eau, la modélisation devient de plus en plus nécessaire pour la gestion de la ressource en eau.

Pour répondre de façon adéquate à ces besoins, les hydrologues ont développé des outils que l'on appelle modèles hydrologiques. Ces modèles ont évolué très rapidement depuis quelques décades avec l'avènement des ordinateurs de plus en plus puissants.

IV.2 Principe de la modélisation :

Un modèle hydrologique est une représentation simplifiée des processus de transformation de la pluie survenant dans le bassin versant.

D'après U.N.E.S.C.O.-O.M.M. (1992), un modèle est «la représentation sous une forme quelconque d'un objet, d'un processus ou d'un système. En hydrologie, un modèle est la plupart du temps une représentation mathématique d'un bassin, d'un système d'eau, d'une série de données, etc. ». (Morin, 1999).

Un modèle est donc une représentation simplifiée d'une réalité physique ou autre. L'objectif est en fonction d'un certain nombre de données d'entrée (la pluie par exemple) d'obtenir en forme de résultat ou sortie des valeurs (les débits par exemple) qui restituent au mieux la réalité du phénomène.

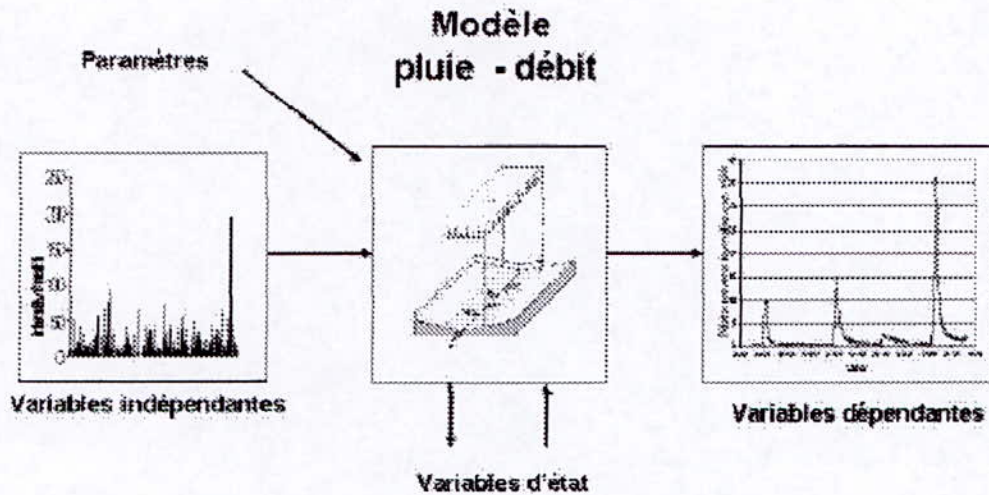


Fig. IV.1 Représentation schématique d'un modèle hydrologique

- **Variables indépendantes ou variables d'entrée** : données d'entrée du modèle. Les modèles hydrologiques sont des modèles dynamiques, les données d'entrée fluctuent en fonction du temps. Certains modèles utilisent des données d'entrée spatialement distribuées.
- **Variables dépendantes ou variables de sortie** : il s'agit essentiellement des débits simulés à l'exutoire du bassin versant.
- **Variables d'état** : variables permettant de caractériser l'état du système modélisé, qui peuvent évoluer en fonction du temps dans un modèle dynamique. Il s'agit, par exemple, du niveau de remplissage des différents « réservoirs » d'eau du bassin versant, du taux de saturation des sols, mais aussi de la profondeur des sols, Certaines variables d'état sont mesurables.
- **Paramètres** : la notion de paramètre est intimement liée à celle de modèles conceptuels ou empiriques. Dans de nombreux cas, il n'est pas possible de représenter dans un modèle le processus physique parce que l'échelle de ce processus est trop petite et que les variables d'état contrôlant le processus ne sont pas accessibles à la mesure.

Le modèle hydrologique SMAP que nous nous proposons d'utiliser ici est un modèle déterministe conceptuel : C'est un modèle à réservoirs qui remplace les équations phénoménologiques par des équations de comportement (remplissage, vidange de réservoirs..).

En effet, toute modélisation est toujours une opération itérative dont les étapes principales sont : (Roche, 1988)

- 1) L'analyse détaillée du système et des données disponibles.
- 2) Le choix d'une structure à priori, c'est à dire l'incorporation dans un modèle initial, sous la forme de relations mathématiques, des caractéristiques (supposées) les plus importantes du système que l'on étudie.
- 3) L'emploi d'une procédure d'identification visant à sélectionner parmi tous les modèles ayant cette structure et compte tenu des données disponibles, le modèle le plus apte à répondre aux objectifs fixés.
- 4) La validation des résultats, c'est à dire l'analyse des performances du modèle et de la justesse des hypothèses introduites dans sa structure. Lorsque le modèle n'est pas satisfaisant, les phases d'identification et de validation seront appliquées à un autre modèle.

IV.3 Structure d'un modèle pluie – débit :

Les modèles (pluie- débit) tels que ceux que nous allons utiliser ici s'articule autour de deux fonctions : la fonction de production et la fonction de transfert (Figure IV.2).

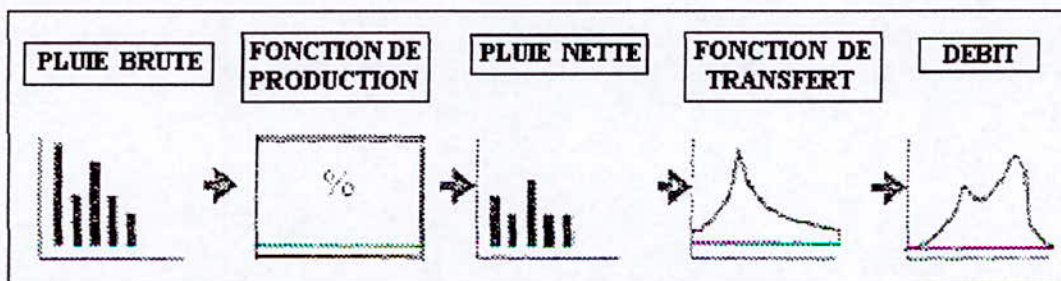


Fig. IV.2 : Modèle pluie - débit

- La fonction de production permet la transformation pluie brute à la pluie nette : elle restitue les volumes dans le bilan hydrique.
- La fonction de transfert simule le trajet en surface de l'eau entre chaque point du bassin et l'exutoire. C'est elle qui calcule la répartition temporelle des quantités.

Il faut préciser que les plus gros problèmes rencontrés actuellement par les hydrologues concernent la fonction de production dont le calage est bien souvent difficile.

IV.4 Objectifs de la modélisation :

La représentation d'un système physique par un modèle mathématique est une démarche courante (sciences, ingénierie, gestion...) qui, en hydrologie, vise à répondre à l'un des objectifs suivants :

La prévision :

Puisqu'un bassin versant est un système causal, il est possible, grâce à la mesure en temps réel des signaux d'entrée, d'évaluer les débits futurs à l'exutoire.

La simulation :

La simulation est l'analyse du comportement du système pour un signal particulier (par exemple pour une averse exceptionnelle).

Dans ce cas, les mesures du débit ne sont pas disponibles et sont remplacées par les valeurs calculées.

En hydrologie, la simulation est utilisée :

- Pour compléter des données manquantes,
- Pour faire de la prédétermination de crue (évaluation du débit de pointe pour des pluies exceptionnelles),

- Pour générer des séries de données assez longues utiles à la gestion d'ouvrages de retenue.

Le contrôle :

Le contrôle qui consiste à agir sur le signal d'entrée pour obtenir un signal de sortie ayant certaines caractéristiques (gestion de réservoirs, de bassins d'orage) n'a, semble-t-il, trouvé que peu d'applications en hydrologie.

A côté de ces objectifs, et parce que l'hydrologue ne peut mener aucune expérimentation en vraie grandeur, la modélisation est souvent utilisée comme outil d'analyse. La comparaison des résultats de modèles reposant sur des hypothèses différentes les unes des autres sert souvent à les valider.

IV.5 Présentation du modèle SMAP :

IV.5.1 Processus physique du modèle :

Le modèle SMAP est un modèle de simulation hydrologique à réservoirs qui se base sur des données mensuelles et dont les paramètres dépendent des caractéristiques physiques du bassin.

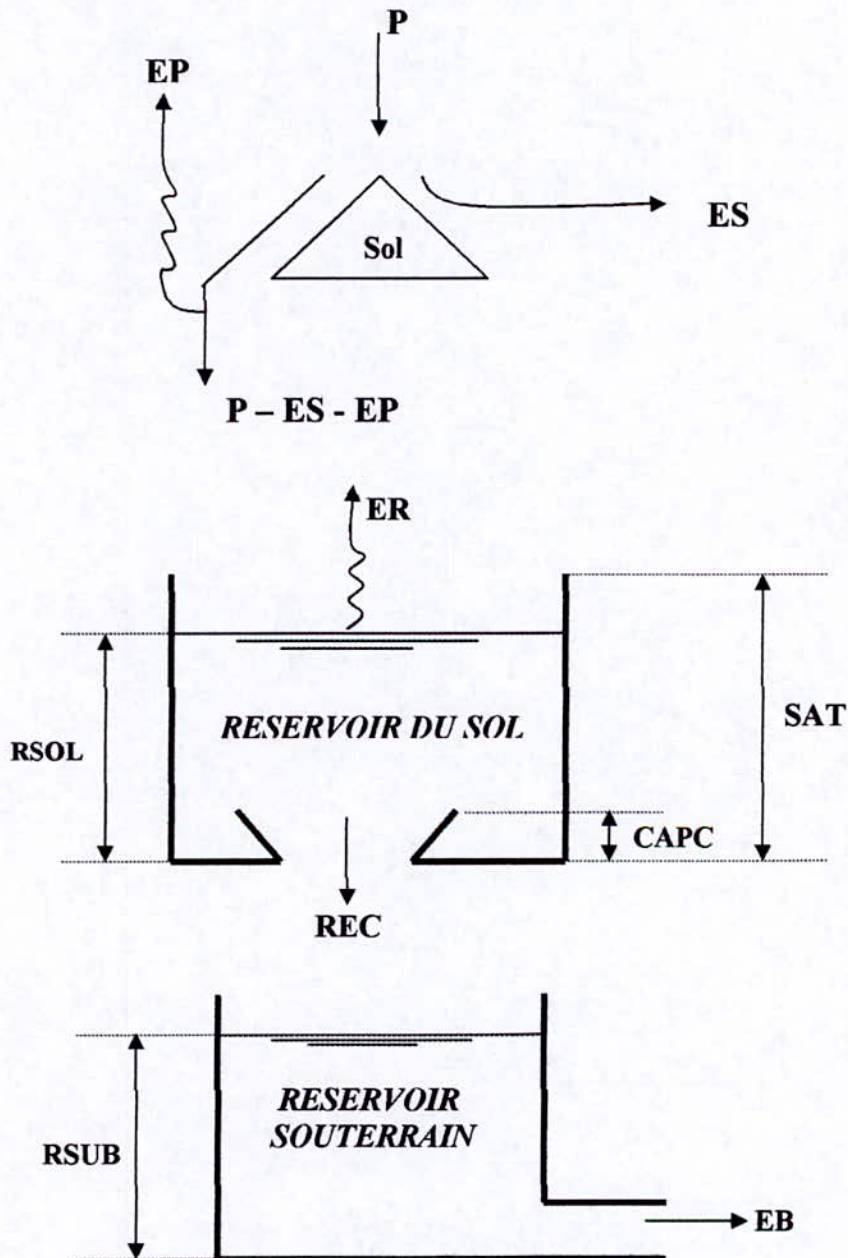


Fig. IV.3 : Schéma physique du modèle SMAP

La figure IV.3 montre la schématisation physique du modèle SMAP et indique comment les réservoirs sont raccordés entre eux et permet de mieux comprendre le fonctionnement du modèle.

Celui-ci est constitué par des réservoirs hypothétiques qui simulent les phénomènes essentiels de retenues et de transfert des eaux de pluies.

Ce modèle réalise le bilan en teneur en eau du sol sur la base de deux réservoirs linéaires (le réservoir du sol et le réservoir souterrain « la nappe phréatique ») représentant la fonction de production et la fonction de transfert.

Lors de chaque précipitation un bilan de masse est réalisé. Une fraction de l'eau précipitée P est déduite directement comme écoulement de surface ES , la quantité résiduelle alimente le réservoir du sol,

$$ES = P \cdot TU^{E2} \quad (IV- 1)$$

Où :

ES : représente l'écoulement de surface en (mm) ;

P : représente la précipitation en (mm) ;

$E2$: représente le coefficient de contrôle de l'écoulement superficiel

TU : représente le taux de la teneur en eau du sol. Il est défini à chaque instant par l'expression :

$$TU = \frac{RSOL}{SAT} \quad (IV- 2)$$

Où :

$RSOL$: représente le niveau du réservoir du sol en (mm).

SAT : représente la capacité de saturation du bassin en (mm).

Une autre fraction passe à l'évapotranspiration potentielle EP et la quantité résiduelle alimente le réservoir du sol, dans ce même réservoir une partie de la pluie se perd par évaporation réelle selon l'équation suivante :

$$ER = EP \cdot TU^{EI} \quad (IV-3)$$

Où :

ER : représente l'évaporation réelle en (mm) ;

EP : représente l'évapotranspiration Potentielle en (mm) ;

EI : représente le coefficient de contrôle de l'évaporation du sol.

La recharge du réservoir souterrain (nappe phréatique) se déduit en fonction du niveau de la teneur en eau du sol par :

$$REC = RSOL \cdot TU^4 \cdot CREC \quad (IV-4)$$

Où :

REC : Recharge en mm ;

$CREC$: Coefficient de recharge de la nappe.

La valeur de l'exposant de TU est égale à 4 pour que la recharge s'approche de zéro, quand la teneur en eau du sol s'approche de la capacité du terrain ($CAPC$).

Le réservoir souterrain est un autre réservoir linéaire où le niveau de l'eau est abaissé à un taux constant qui provient de l'écoulement de base.

L'expression obtenue est la suivante :

$$EB = RSUB (1-CK) \quad (IV-5)$$

Où :

$RSUB$: Représente le niveau du réservoir souterrain en mm ;

CK : La constante de récession du réservoir ;

EB : Ecoulement de base en mm

Les équations suivantes définissent, pour chaque intervalle mensuel, le bilan de masse :

$$RSUB_{(i+1)} = RSUB_i + REC - EB \quad (IV- 6)$$

$$RSOL_{(i+1)} = RSOL_i + P - EV - ES - REC \quad (IV- 7)$$

Où : (i) et $(i+1)$ sont les mois considérés et $RSOL$ et $RSUB$ les niveaux de réservoirs du sol et du réservoir souterrain.

De la somme des écoulements superficiel ES et de base EB , résulte le débit au point de contrôle du bassin, soit :

$$Q = (ES + EB) \text{ (mm)} \quad (\text{Equation donnant le débit calculé}) \quad (IV- 8)$$

Le niveau de chaque réservoir est continuellement actualisé à chaque mois, en fonction de l'écoulement superficiel, de la recharge de la nappe phréatique et de l'évaporation réelle.

IV.5.2 Les données d'entrées du modèle :

Les données d'entrées pour calibrer le modèle sont :

- Les précipitations moyennes mensuelles (mm) ;
- L'évaporation moyenne mensuelle (mm) ;
- Les débits moyens mensuels (m^3/s ou hm^3).

IV.5.3 Les paramètres d'entrées du modèle :

Les paramètres d'entrées du modèle sont les suivantes :

a) Paramètres physiques :

- La surface du bassin versant S (Km^2) ;
- La capacité de saturation du réservoir (SAT) ;
- Le coefficient de contrôle de l'évapotranspiration du sol ($E1$)

- Le coefficient de contrôle de l'écoulement ($E2$)
- Le coefficient de recharge de la nappe ($CREC$)
- La constante de récession de l'écoulement de base (CK)

b) Paramètres définissant les conditions initiales :

- Le taux initial de la teneur en eau du sol ($RSOL$).
- Le débit de base initial (Q_{bin}) d'où :

$$RSUB_i = \frac{Q_{bin} \cdot T}{S \cdot (1 - CK)} \quad (IV- 9)$$

Où :

S : La surface du bassin versant en (Km^2) ;

T : nombre de secondes dans le mois ;

CHAPITRE V

APPLICATION DU MODELE SMAP

Application du modèle hydrologique SMAP

V.1 Choix d'une période de simulation :

Ce choix sera dicté par la disponibilité d'une période commune entre les précipitations et les apports.

V.2 Préparation des données hydrométriques et météorologiques :

Les données hydrométriques et météorologiques nécessaires pour le fonctionnement du modèle SMAP sont :

- Les précipitations mensuelles en (mm) ;
- Les évapotranspirations mensuelles en (mm) ;
- Les apports mensuels en (Hm³).

V.2.1 Calcul de la pluviométrie pondérée :

Pour l'application du modèle, il est nécessaire de pondérer les précipitations pour l'ensemble des bassins versants aux stations de mesure. Pour cela il faudra établir la série de pluies pondérées à faire entrer au modèle. En ce sens, la procédure suivante est recommandée : (Saidi, 1994)

- Corrélation mensuelle (apports / précipitations) pour chaque poste pluviométrique et calcul des R_i (coefficient de corrélation) ;
- Sélection des postes ayant un R_i jugé prépondérant dans l'explication des apports ;
- Calcul de la somme des R_i , et pondération de chaque poste par le rapport ou

«l'Indice de précipitation » :
$$I = \frac{R_i}{\sum R_i} \quad (V - 1)$$

- Calcul de la série de la pluie pondérée pour la période commune.

L'application de la pondération par la méthode de Thiessen n'est pas jugée suffisante du fait qu'elle attribue dans beaucoup de cas un poids prépondérant à des postes pluviométriques peu représentatifs.

En ce sens la corrélation (Précipitation / apports) est le meilleur indicateur de la représentativité d'un poste pluviométrique.

Tableau V.1: Corrélation Apport – Pluies à l'échelle mensuelle et annuelle.

<i>Station hydrométrique</i>	<i>Station pluviométrique</i>	<i>Rmens.</i>	<i>Rann.</i>
090309 (DECHMIA)	090202	0.73	0.84
	090203	0.70	0.835
	090302	0.61	0.59
	090301	0.58	0.71
	090304	0.61	0.5
	090401	0.66	0.73
	090402	0.63	0.71
	090413	0.65	0.75
	090419	0.68	0.75
	090502	0.65	0.79
090305 (BENI-SLIMANE)	090104	0.58	0.70
	090202	0.66	0.85
	090203	0.59	0.80
	090301	0.64	0.71
	090302	0.61	0.79
	090403	0.60	0.83
	090413	0.59	0.63
090101 (MEZAHIM)	090104	0.73	0.87
	090201	0.55	0.60
	090202	0.61	0.83
	090203	0.51	0.63
	090301	0.65	0.86
	090302	0.63	0.83
	090304	0.53	0.55
	090401	0.58	0.77

090408 (LATRAILLE)	090104	0.57	0.64
	090201	0.58	0.57
	090202	0.65	0.83
	090203	0.73	0.90
	090301	0.64	0.78
	090302	0.67	0.79
	090304	0.68	0.77
	090401	0.63	0.75
	090402	0.67	0.89
	090403	0.66	0.90
	090413	0.63	0.70
	090419	0.69	0.95
	090502	0.67	0.89
	090503	0.60	0.65
	090506	0.59	0.86
090512	0.59	0.72	
090501 (LAKHDARIA)	090104	0.63	0.73
	090209	0.62	0.63
	090202	0.72	0.82
	090203	0.78	0.93
	090301	0.66	0.68
	090302	0.69	0.86
	090304	0.70	0.81
	090401	0.71	0.81
	090402	0.73	0.89
	090403	0.72	0.91
	090406	0.56	0.74
	090413	0.72	0.85
	090419	0.74	0.93
	090502	0.74	0.90
	090503	0.63	0.66
090506	0.70	0.93	
090512	0.74	0.84	

Le *tableau V.2* représente les stations pluviométriques représentatives et leurs poids (ou indice de précipitation I) pour chaque sous bassin versant.

Tableau V.2 : les stations pluviométriques représentatives et leurs poids.

<i>Station hydrométrique</i>	<i>Station pluviométrique</i>	R_i	$I = \frac{R_i}{\sum R_i}$
090309 (DECHMIA)	090202	0,73	0,51
	090203	0,70	0,49
090305 (BENI-SLIMANE)	090202	0,66	0,51
	090301	0,64	0,49
090101 (MEZAHIM)	090104	0,73	0,53
	090301	0,65	0,47
090408 (LATRAILLE)	090203	0,73	0,35
	090304	0,68	0,33
	090302	0,67	0,32
090501 (LAKHDARIA)	090502	0,74	0,11
	090506	0,70	0,11
	090512	0,74	0,11
	090419	0,74	0,11
	090413	0,72	0,11
	090403	0,72	0,11
	090402	0,73	0,11
	090203	0,78	0,12
090202	0,72	0,11	

V.3 Détermination des paramètres du modèle :

V.3.1 Calcul du coefficient de récession de l'écoulement de base (CK) :

La constante de récession peut être approchée en se basant sur la récession réellement observée sur quelques hydrogrammes annuels. Pour cela sur papier semi-log, où l'axe des (y) représentera les débits journaliers (m^3/s), et où l'axe des (x) le temps (jour), on déterminera la constante de récession en traçant une droite reliant le début à la fin de la récession. Cette droite peut être représentée par l'expression :

$$Q_t = Q_0 \cdot K^t \quad (V-2)$$

Où :

Q_0 : Débit initial ;

Q_t : Débit à l'instant t ;

K : Récession journalière.

Pour le calage en mensuel K sera corrigé pour obtenir :

$$CK = K^{30} \quad (V-3)$$

Le Tableau IV-3 représente les coefficients de récession (CK) pour chaque station.

Tableau V.3 : Constante de récession pour chaque station.

Station	090309	090305	090101	090408	090501
CK	0,90	0,80	0,79	0,95	0,90

V.3.2 Calcul du débit de base initial Q_{bin} :

Pour fixer le débit de base initial, on se référera au début de la période de simulation (fin Août, début septembre) en choisissant le débit journalier le plus stable.

Tableau V.4 : Débit de base initial pour chaque station.

Station	090309	090305	090101	090408	090501
Q_{bin} (m^3/s)	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03

V.3.3 Calcul de la capacité de saturation du réservoir sol (SAT) :

La saturation du sol est déterminée par régression linéaire à l'échelle annuelle entre les apports (A) et les pluies (P) : $P = f(A) = k.A + SAT$ (k : Constante)

Tableau V.5 : Capacité de saturation pour chaque station.

Station	090309	090305	090101	090408	090501
SAT (mm)	590	810	870	730	850

Les autres paramètres du modèle (E1, E2, Crec, Rsol), aucune estimation à priori, n'est donnée. Leur détermination se fait simplement par tâtonnement.

V.3 Introduction des données dans la feuille de SMAP :

Une fois que les données d'entrées nécessaires au modèle, (c'est-à-dire, les précipitations, l'évapotranspiration et les apports) mises en forme pour la période commune de simulation on procédera à l'introduction des données dans la feuille du modèle SMAP programmé en EXCEL.

Ce programme nécessite les opérations suivantes :

- Saisie pour la période de simulation des précipitations mensuelles en (mm), de l'évapotranspiration mensuelle en (mm) et des apports mensuels en (Hm^3) ;

- Introduction de certaines données d'entrées (surface du bassin (S), le débit de base initial (Q_{bin}), la capacité de saturation du réservoir sol (SAT) et le coefficient de récession (Ck)).

V.4 Calage du modèle :

Le calage d'un modèle est l'opération qui consiste à trouver les valeurs des paramètres du modèle qui minimisent l'erreur de modélisation avec une bonne correspondance entre les valeurs mesurées et les valeurs calculées par le modèle.

Le calage du modèle SMAP a été fait sur les sous bassins versants jaugés en utilisant seulement une partie de la période commune de simulation, l'autre étant réservée à la validation du modèle.

L'application du modèle SMAP nécessite l'ajustement de paramètres pour que le modèle reproduise le mieux possible les débits observés. L'ajustement des paramètres du modèle SMAP se fait généralement par tâtonnement. La technique consiste à partir d'une combinaison initiale de paramètres d'essayer d'ajuster les paramètres en variant un seul paramètre et laisser les autres fixés jusqu'à obtenir la solution optimale.

Une fois le meilleur calage obtenu entre les Q_{obs} et les Q_{calc} , on procédera à l'édition des résultats avec fixation des paramètres retenus.

V.5 Les critères de calage :

La vérification de l'ajustement du modèle se fait par l'analyse des résultats numériques et graphiques.

A) Analyse des résultats numériques :

Pour chacune des stations hydrométriques du bassin versant étudié, et pour chaque année simulée, le modèle SMAP compare :

- Les apports mensuels observés et calculés.
- Les apports annuels observés et calculés.

Afin de quantifier la précision des résultats, le modèle adopte trois critères d'ajustement :

- le coefficient de corrélation défini par :

$$R = \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{ci} - \bar{Q}_{ci})(Q_{oi} - \bar{Q}_{oi})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_{ci} - \bar{Q}_{ci})^2 \sum_{i=1}^n (Q_{oi} - \bar{Q}_{oi})^2}} \quad (\text{V- 4})$$

où : Q_{oi} : débit observé du mois i .

Q_{ci} : débit calculé par le modèle du mois i .

\bar{Q}_{ci} et \bar{Q}_{oi} : moyennes respectives de Q_{ci} et Q_{oi} sur les n mois servant au calcul du coefficient.

- Le rapport des écarts types observés et calculés défini par :

$$S_{obs} / S_{cal} = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_{oi} - \bar{Q}_{oi})^2}}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_{ci} - \bar{Q}_{ci})^2}} \quad (\text{V- 5})$$

Si le rapport S_{obs}/S_{cal} est proche de l'unité, la simulation est bonne.

- **Le rapport des moyennes observées et calculées :** Q_{obs}/Q_{calc}

Lorsque le rapport Q_{obs}/Q_{calc} est proche de l'unité, la simulation est bonne.

B) Analyse des résultats graphiques :

L'adéquation entre observations et simulations peut également être appréhendée à l'aide des graphiques qui nous permettent de vérifier le synchronisme entre les débits calculés et observés.

V.6 Présentation des résultats du calage :

Pour une période de simulation choisie, les résultats du modèle, pour chaque sous bassin versant sont résumés dans les tableaux suivants :

Tableau V.6 : Paramètres de calibration.

Station	Code Station	Surface (Km ²)	Paramètres de calage						
			SAT (mm)	Rsol (mm)	E ₁	E ₂	Crec	Q _{bin} (m ³ /s)	Ck
DECHMIA	090309	73	590	250	1,3	3,4	0,01	0,01	0,90
MEZAHIM	090101	665	870	275	1,45	3,1	0,01	0,01	0,80
BENI-SLIMANE	090305	273	810	284	1,3	3,4	0,01	0,02	0,79
LATRILLE	090408	2570	730	240	1,4	3,1	0,02	0,03	0,95
LAKHDARIA	090501	3615	850	240	1,2	3,4	0,01	0,03	0,90

Tableau V.7 : Résultats généraux de calibration - en mensuel (Hm^3).

Station	Code Station	Ecart - types			Moyennes			R (Coef. De corrélation)
		S_{obs}	S_{calc}	S_{obs}/S_{calc}	Q_{obs}	Q_{calc}	Q_{obs}/Q_{calc}	
DECHMIA	090309	1,48	1,54	0,961	0,65	0,66	0,985	0,90
MEZAHIM	090101	1,98	2,09	0,947	1,73	1,74	0,994	0,88
BENI-SLIMANE	090305	2,00	2,03	0,985	1,25	1,24	1,008	0,94
LATRAILLE	090408	16,61	16,70	0,994	11,05	11,04	1,001	0,91
LAKHDARIA	090501	44,75	44,81	0,998	24,25	24,26	0,999	0,91

Tableau V.8 : Résultats généraux de calibration - en annuel (Hm^3).

Station	Code Station	Ecart - types			Moyennes			R (Coef. de corrélation)
		S_{obs}	S_{calc}	S_{obs}/S_{calc}	Q_{obs}	Q_{calc}	Q_{obs}/Q_{calc}	
DECHMIA	090309	5,85	6,95	0,841	7,89	7,91	0,997	0,97
MEZAHIM	090101	10,34	9,92	1,042	20,85	20,86	0,999	0,96
BENI-SLIMANE	090305	6,60	9,17	0,720	14,99	14,98	1,001	0,95
LATRAILLE	090408	92,85	62,10	1,495	132,56	132,51	1,003	0,96
LAKHDARIA	090501	193,31	174,50	1,108	291,10	290,99	1,003	0,91

V.7 Validation du modèle :

Pour vérifier la précision des paramètres calculés dans la phase du calage, il est nécessaire de valider ces paramètres sur une autre période de simulation afin de pouvoir passer à l'étape suivante qui est le comblement des lacunes ou l'extension des séries des apports.

V.8 Présentation des résultats de la validation :

Les résultats de la validation sont reportés sur les tableaux V.9 et IV.10 :

Tableau V.9 : Résultats généraux de validation - en mensuel (Hm³).

Station	Code Station	Ecart - types			Moyennes			R (Coef. De corrélation)
		S_{obs}	S_{calc}	S_{obs}/S_{calc}	Q_{obs}	Q_{calc}	Q_{obs}/Q_{calc}	
DECHMIA	090309	0,63	0,64	0,984	0,48	0,45	1,067	0,85
MEZAHIM	090101	1,45	1,62	0,895	1,53	1,52	1,007	0,77
BENI-SLIMANE	090305	1,57	1,54	1,095	0,82	0,83	0,988	0,92
LATRAILLE	090408	11,41	11,28	1,012	9,28	9,27	1,001	0,89
LAKHDARIA	090501	23,23	24,63	0,943	14,37	14,38	0,999	0,89

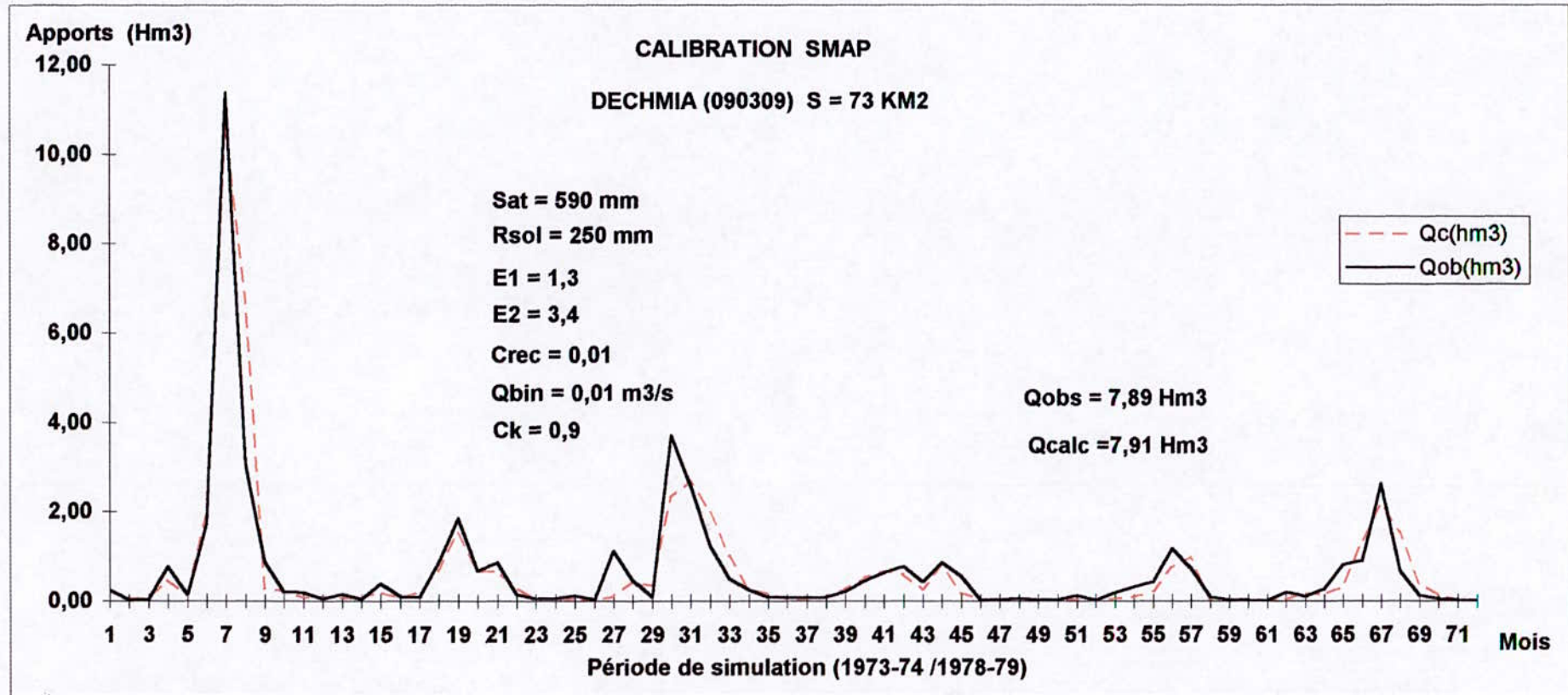
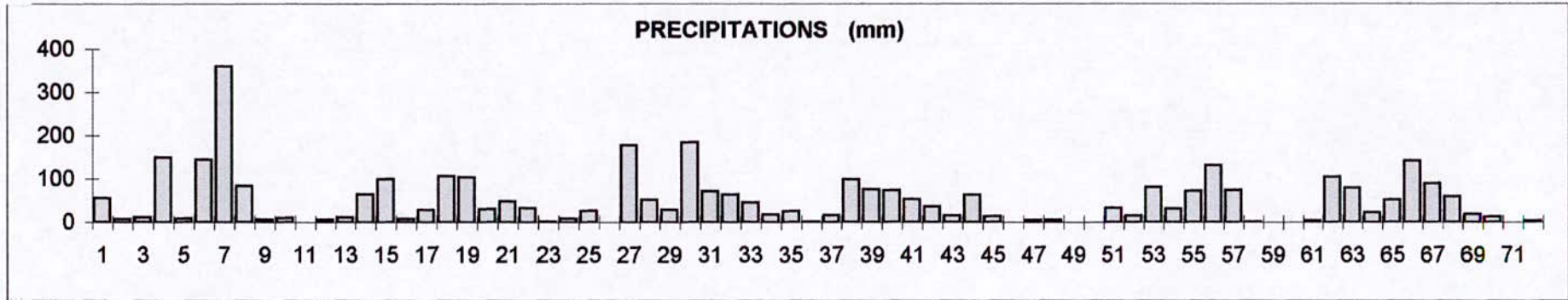
Tableau V.10 : Résultats généraux de validation - en annuel (Hm³).

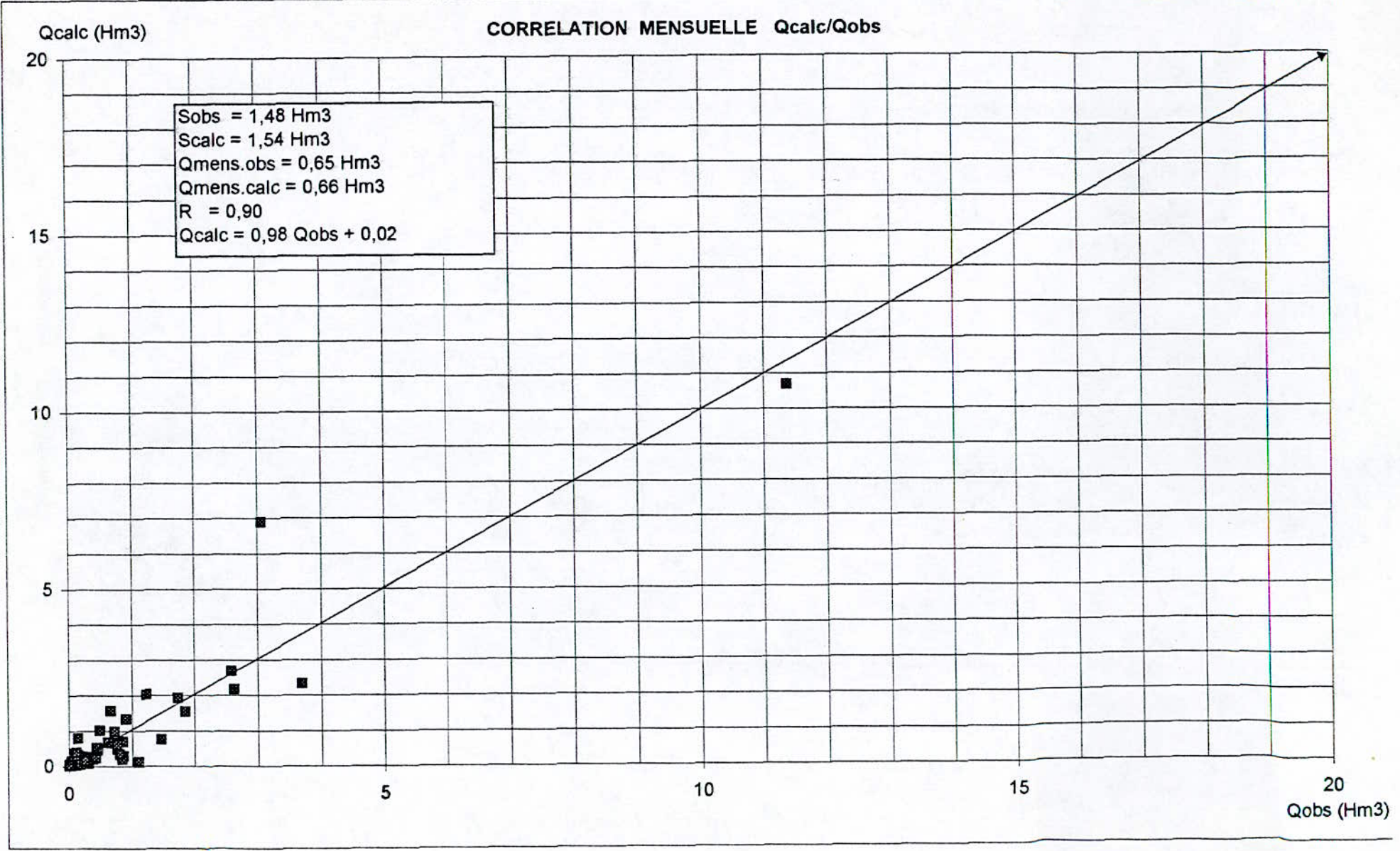
Station	Code Station	Ecart - types			Moyennes			R (Coef. de corrélation)
		S_{obs}	S_{calc}	S_{obs}/S_{calc}	Q_{obs}	Q_{calc}	Q_{obs}/Q_{calc}	
DECHMIA	090309	3,69	3,96	0,932	5,69	5,39	1,056	0,91
MEZAHIM	090101	7,62	8,58	0,888	18,26	18,27	0,999	0,95
BENI-SLIMANE	090305	8,50	7,00	1,214	9,95	9,88	1,007	0,93
LATRAILLE	090408	58,02	61,40	0,945	111,29	111,28	1,001	0,97
LAKHDARIA	090501	96,57	94,87	1,018	172,54	172,52	1,002	0,93

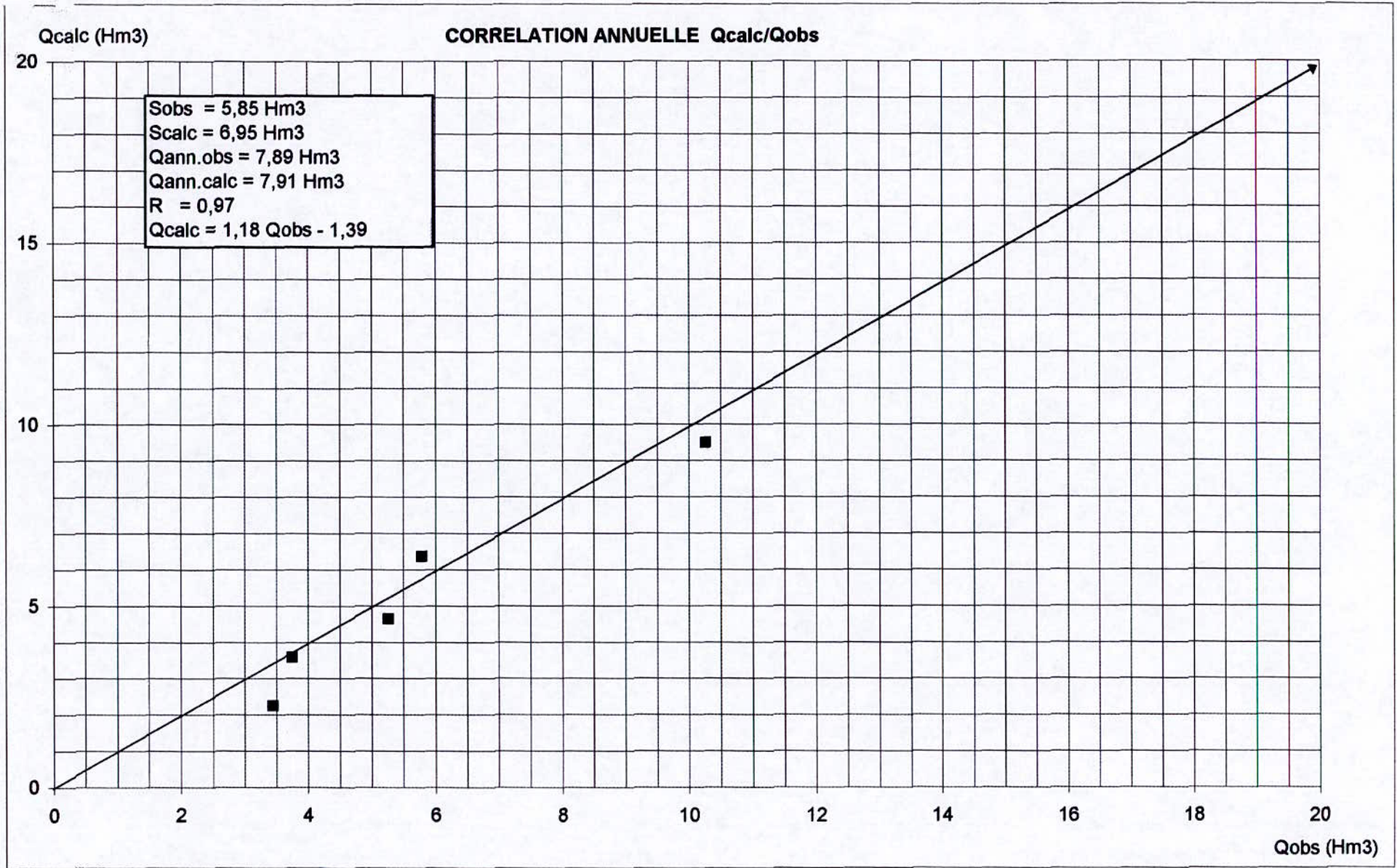
V.9 Présentation des résultats Graphiques :

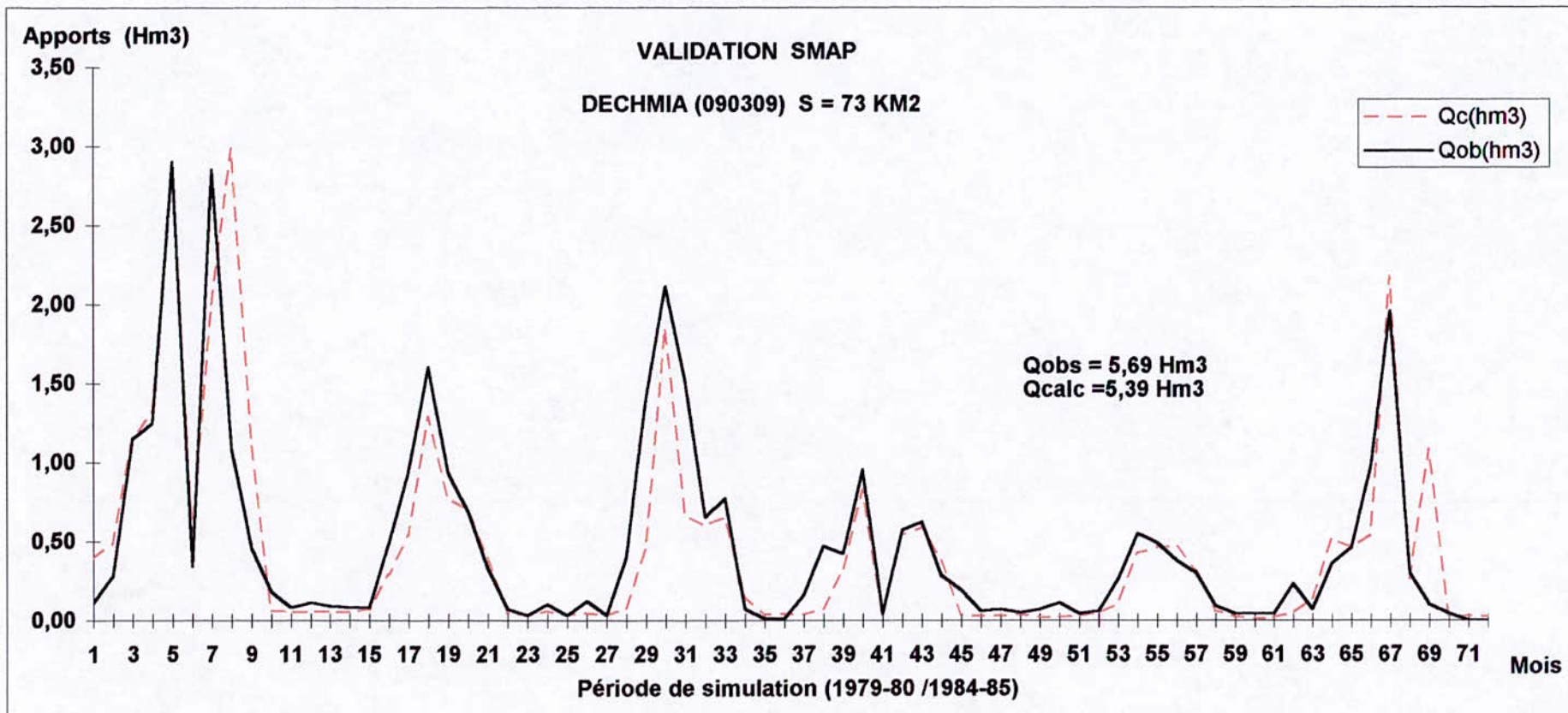
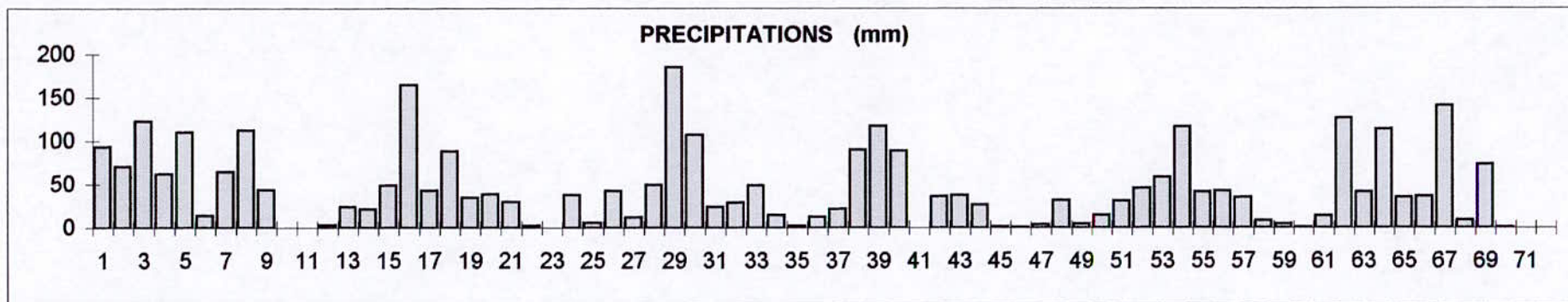
Pour chaque sous bassin versant on a :

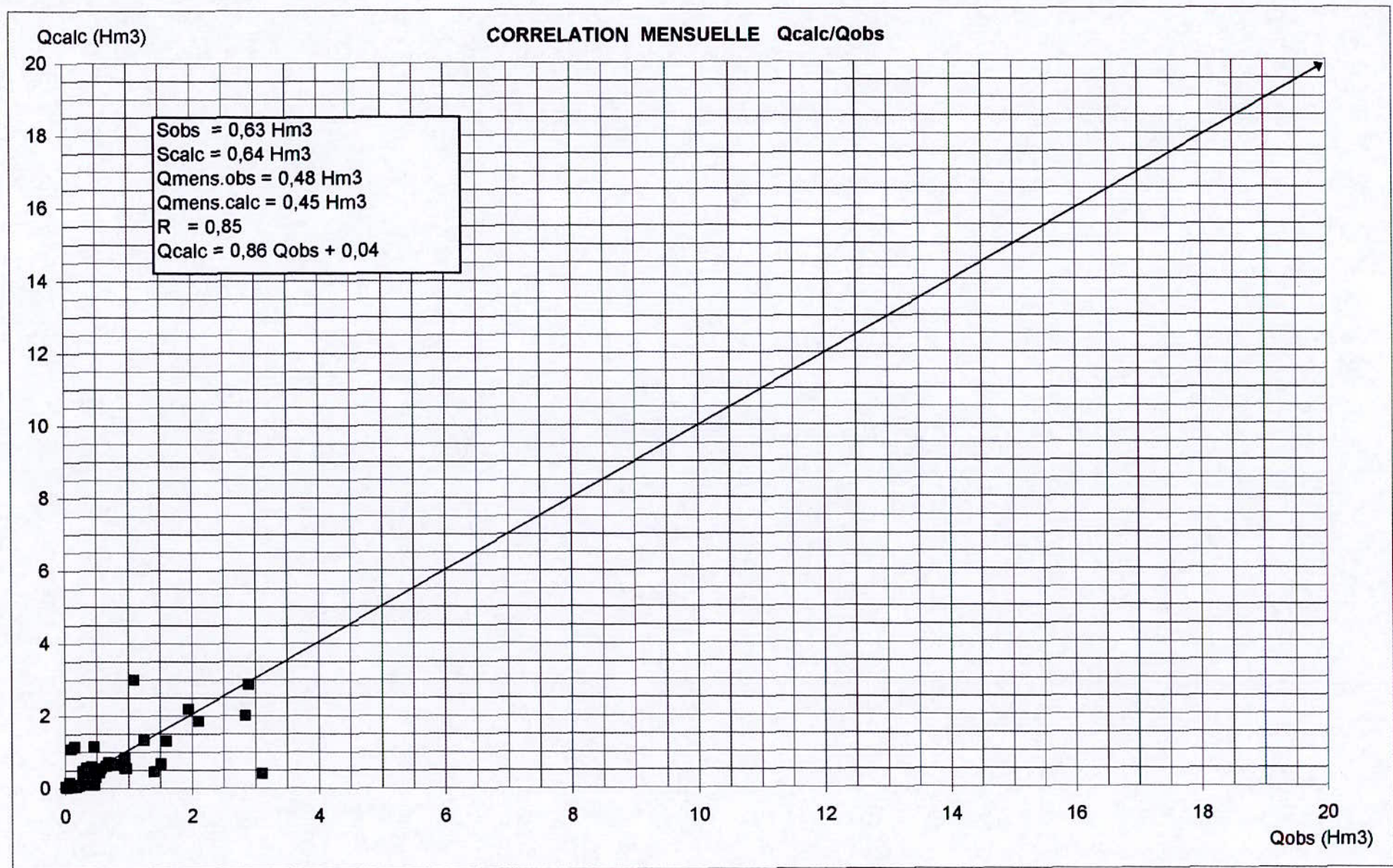
- Une représentation graphique entre les Q_{obs} et les Q_{calc} (en mensuel), les paramètres ayant servi au calage, les précipitations correspondantes, la moyenne annuelle des apports observés et calculés.
- Un graphique de corrélation mensuelle entre les Q_{obs} et les Q_{calc} , ainsi que les paramètres de la régression mensuelle.
- Un graphique de corrélation annuelle entre les Q_{obs} et les Q_{calc} , ainsi que les paramètres de la régression annuelle.

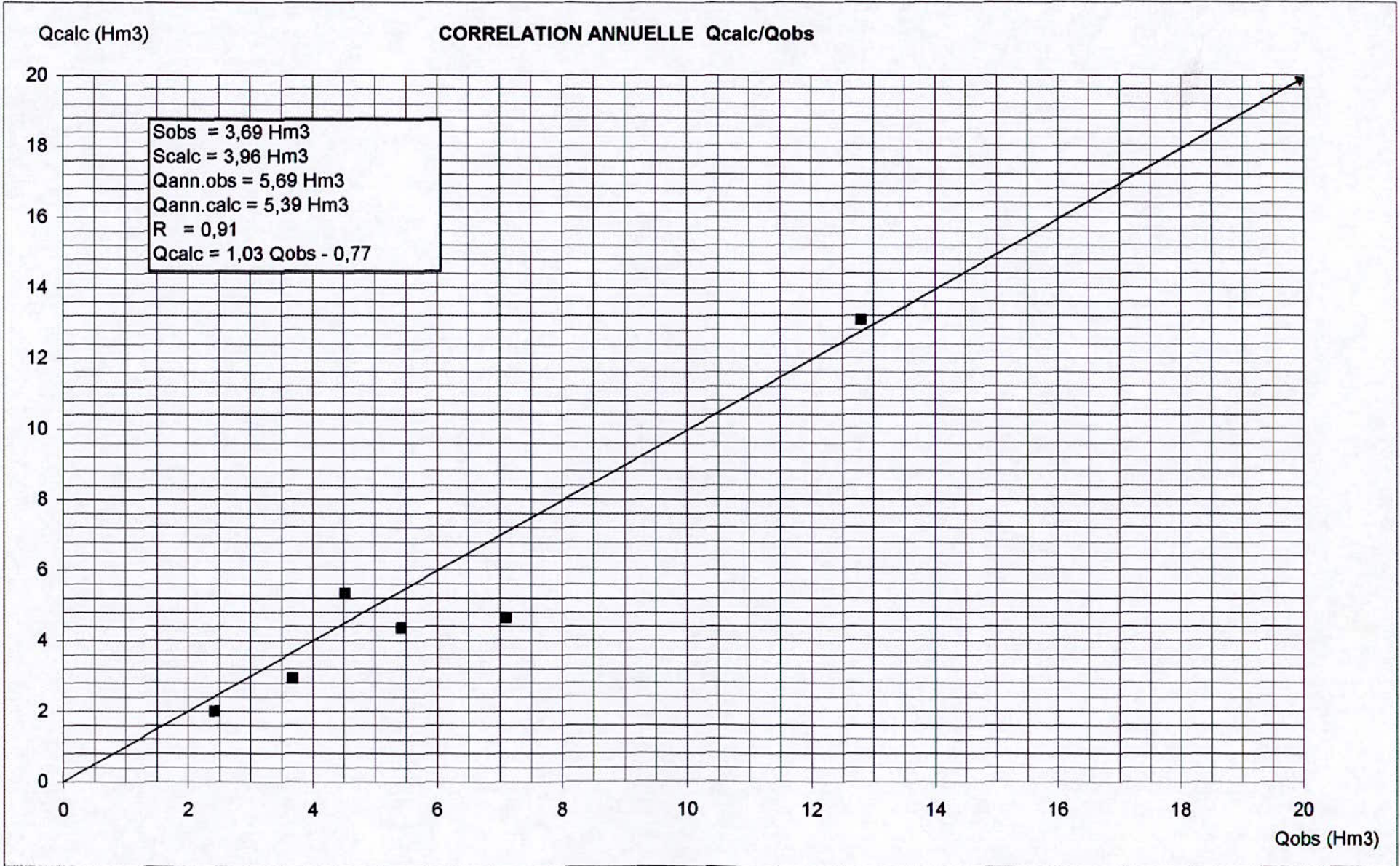


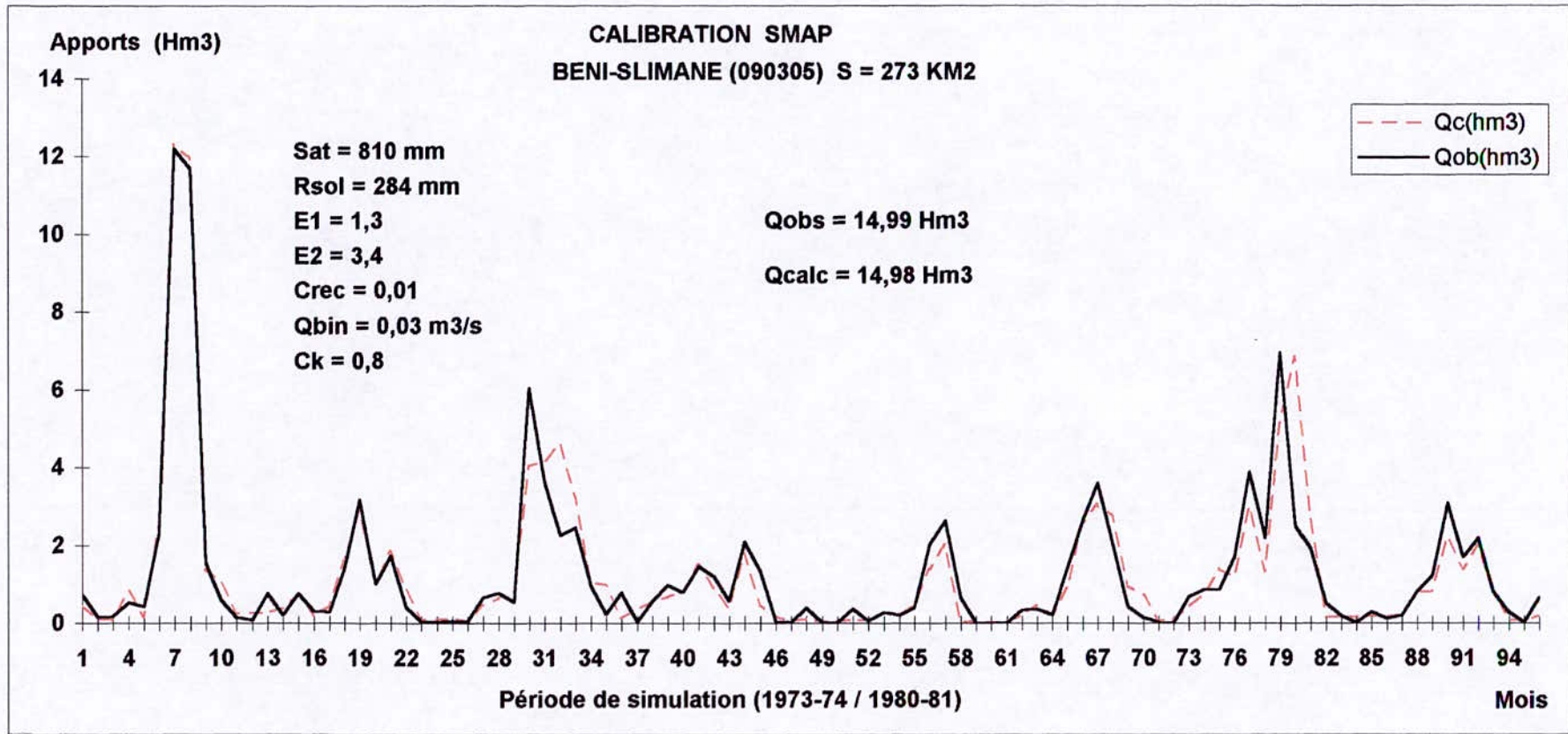
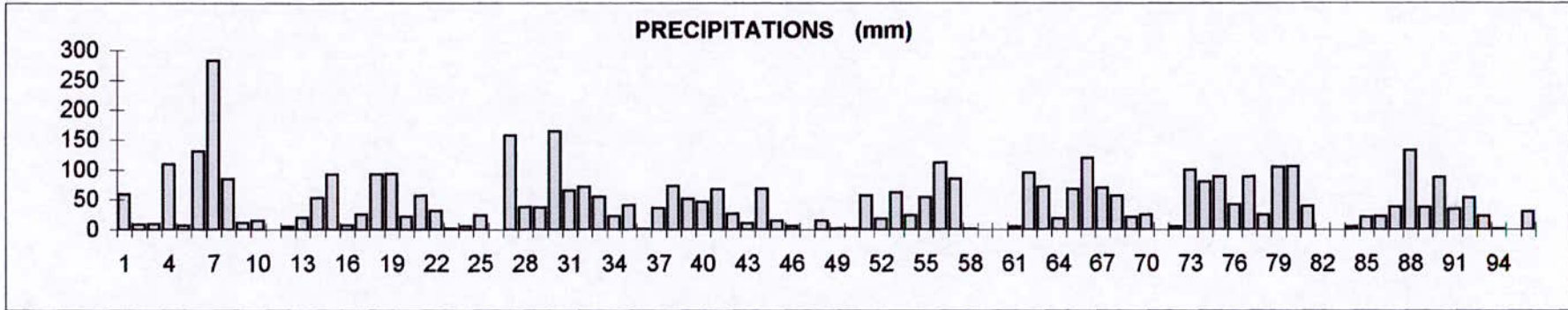




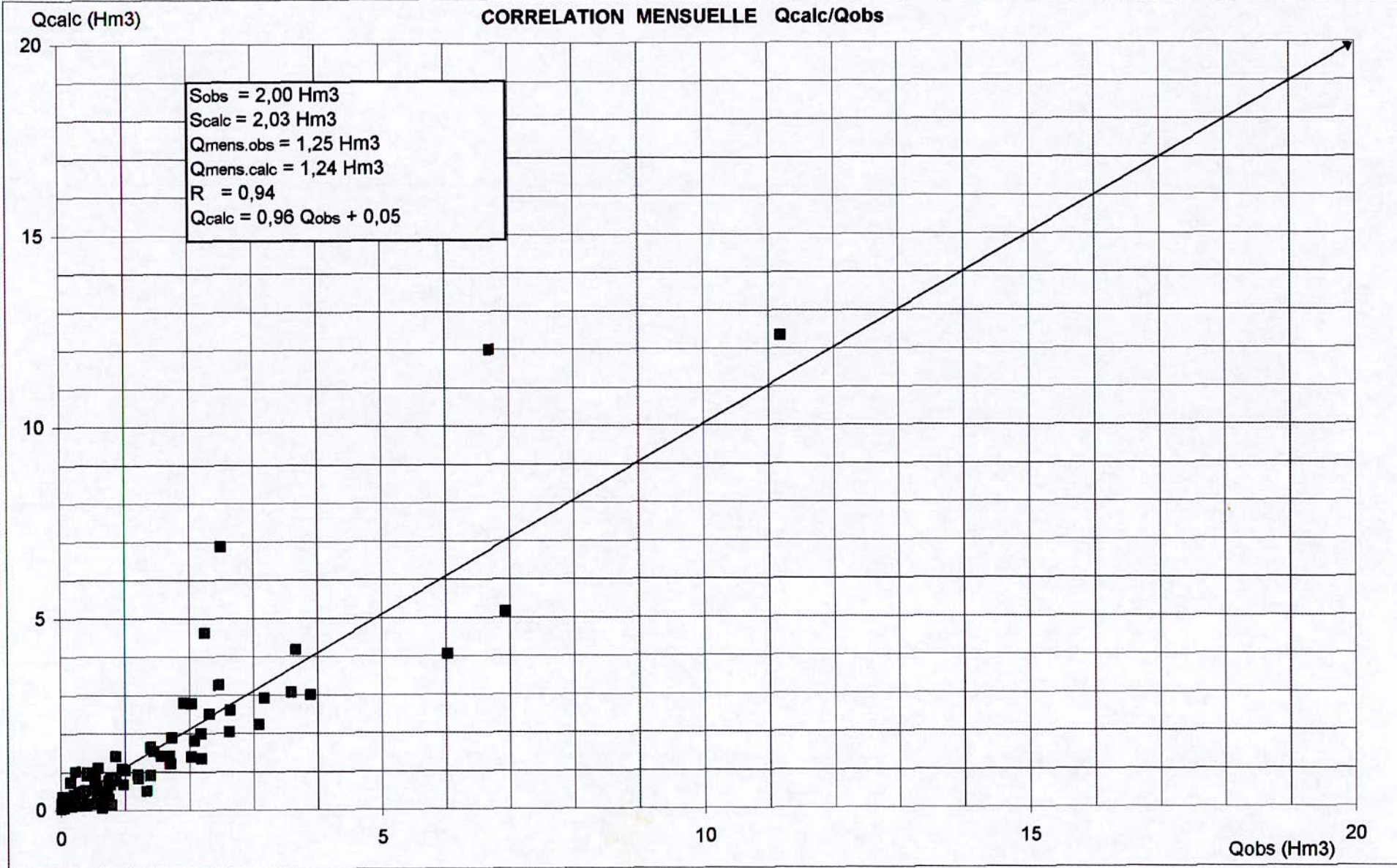






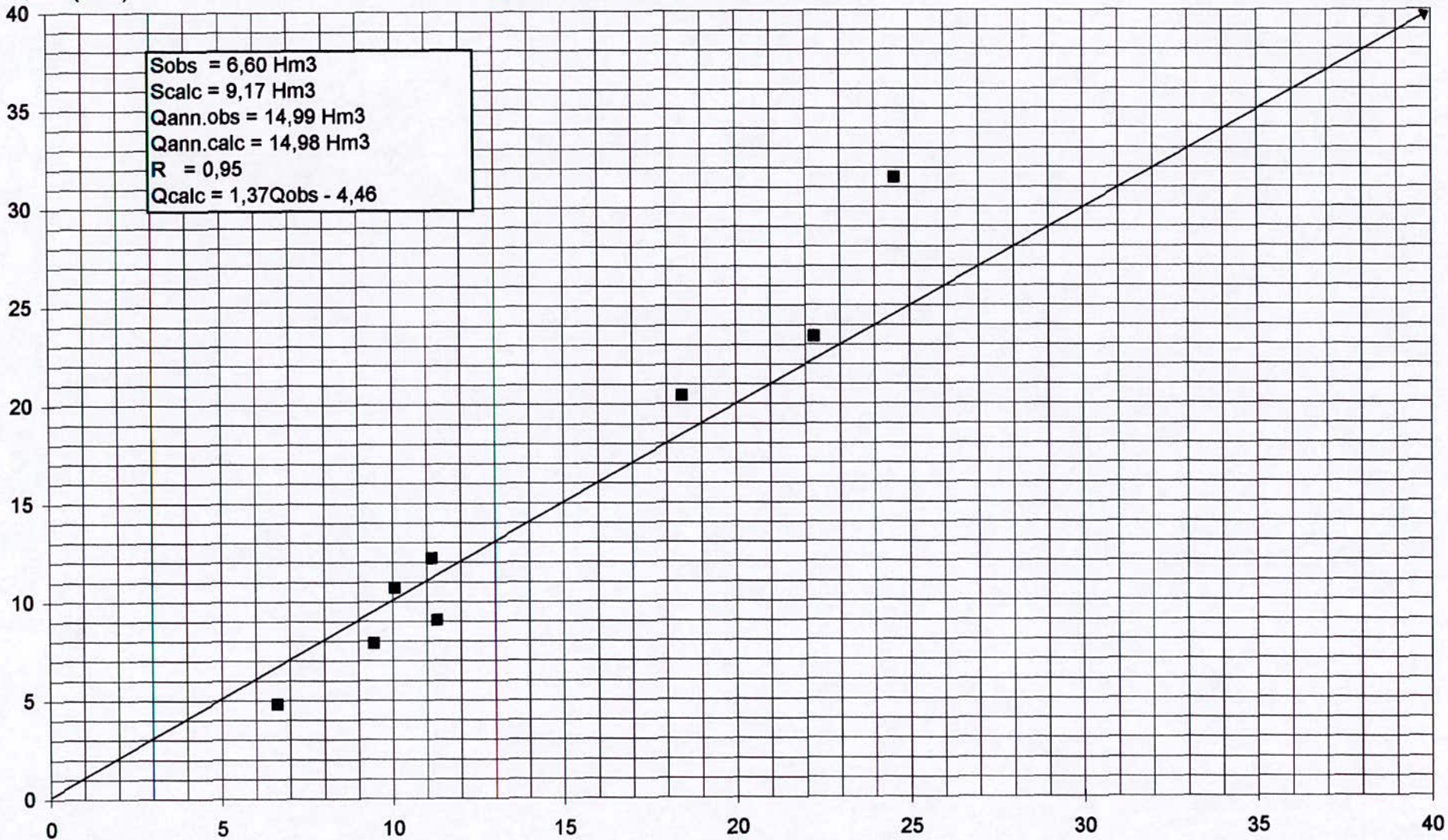


CORRELATION MENSUELLE Qcalc/Qobs

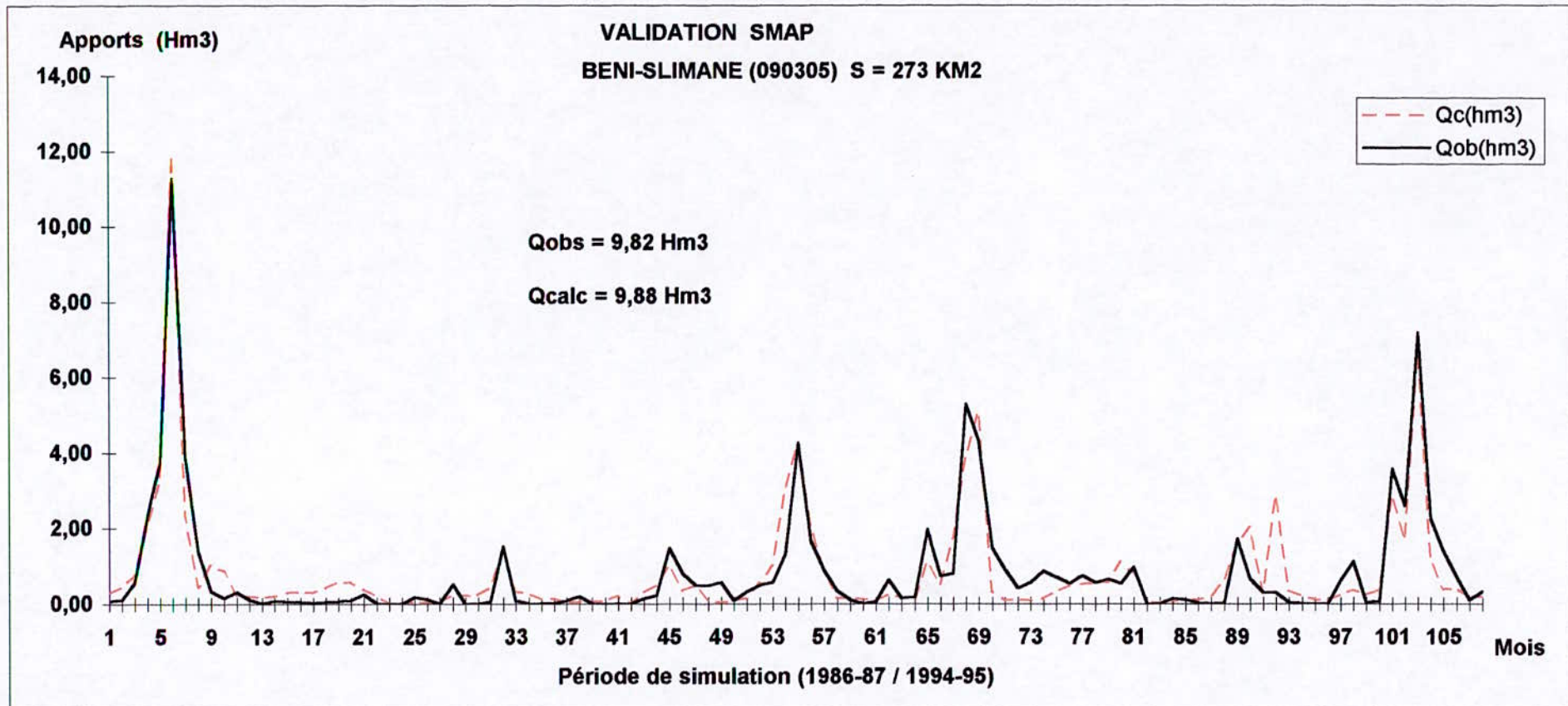
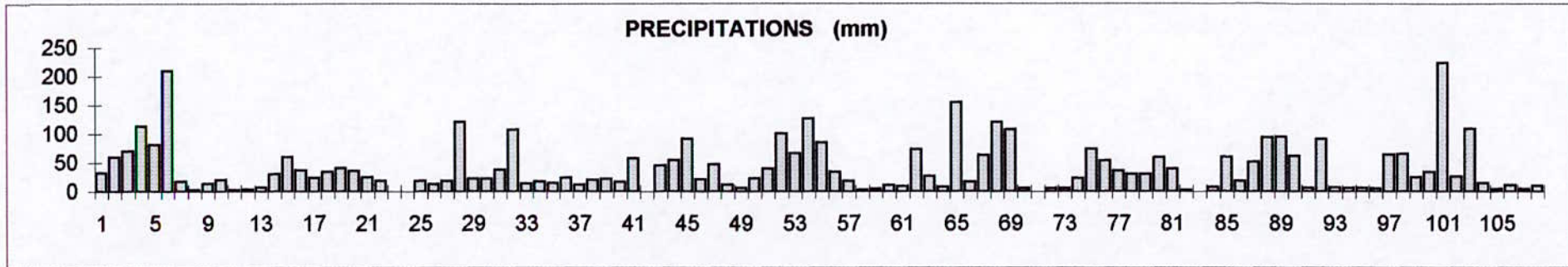


CORRELATION ANNUELLE Qcalc/Qobs

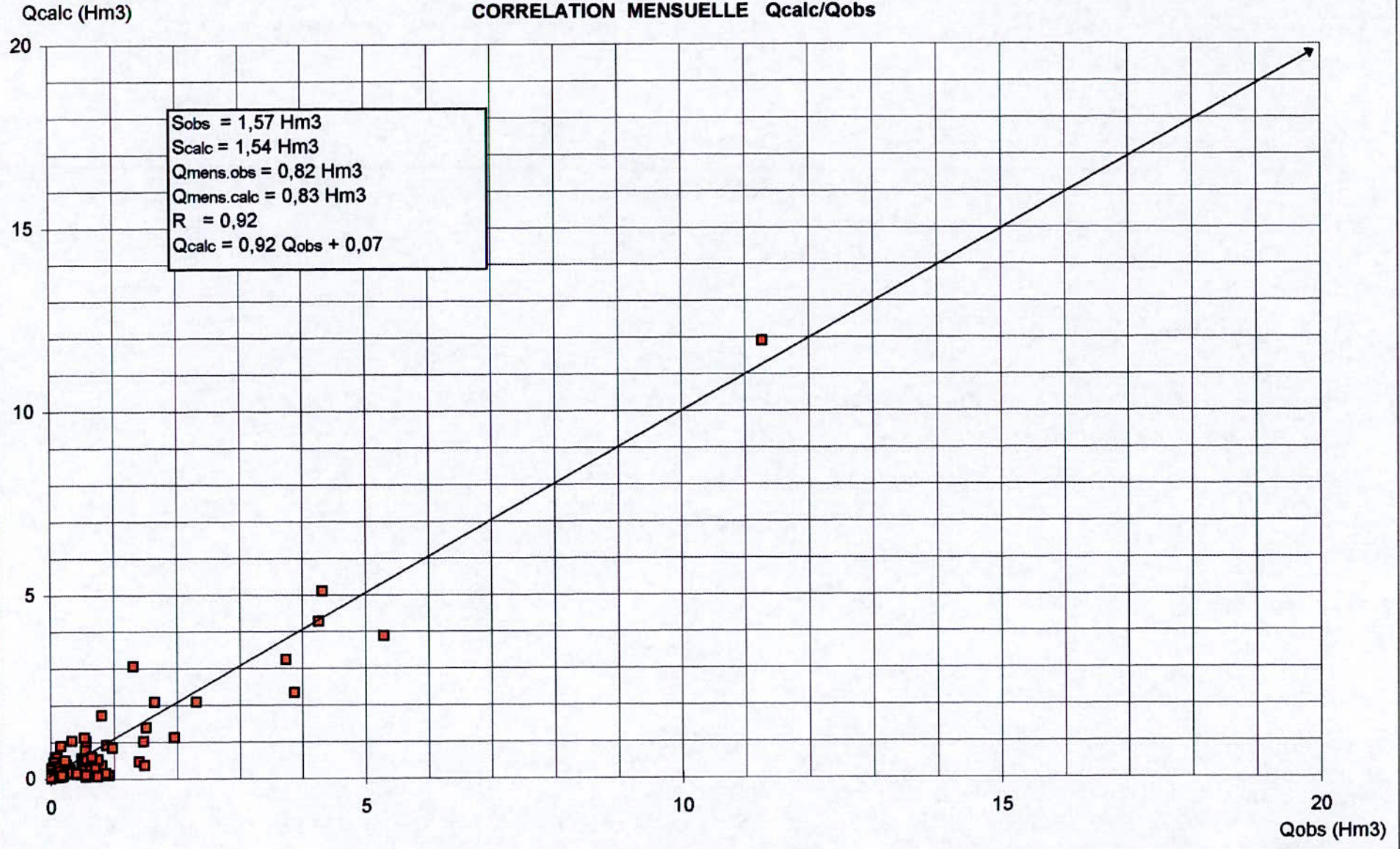
Qcalc (Hm3)



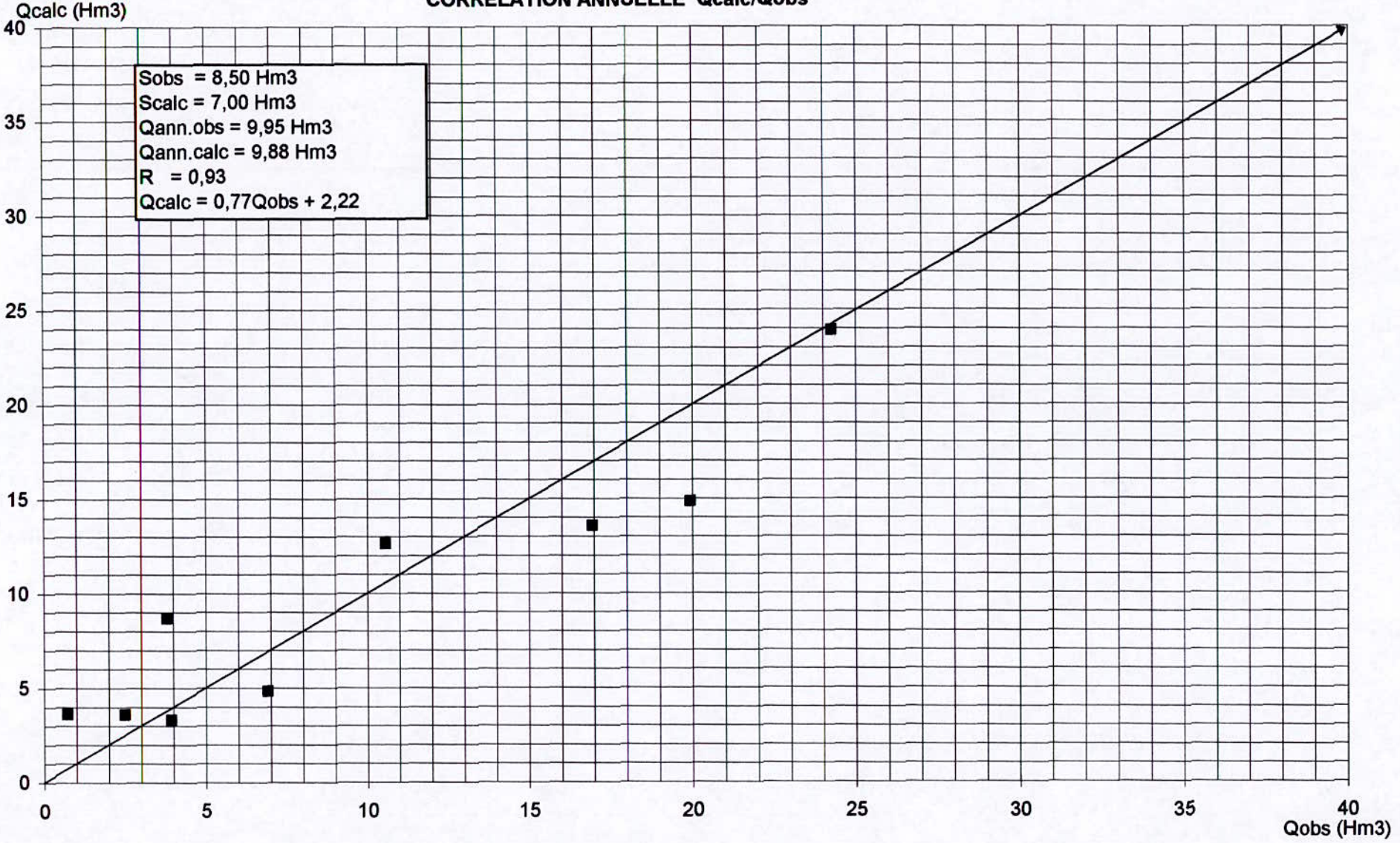
Qobs (Hm3)

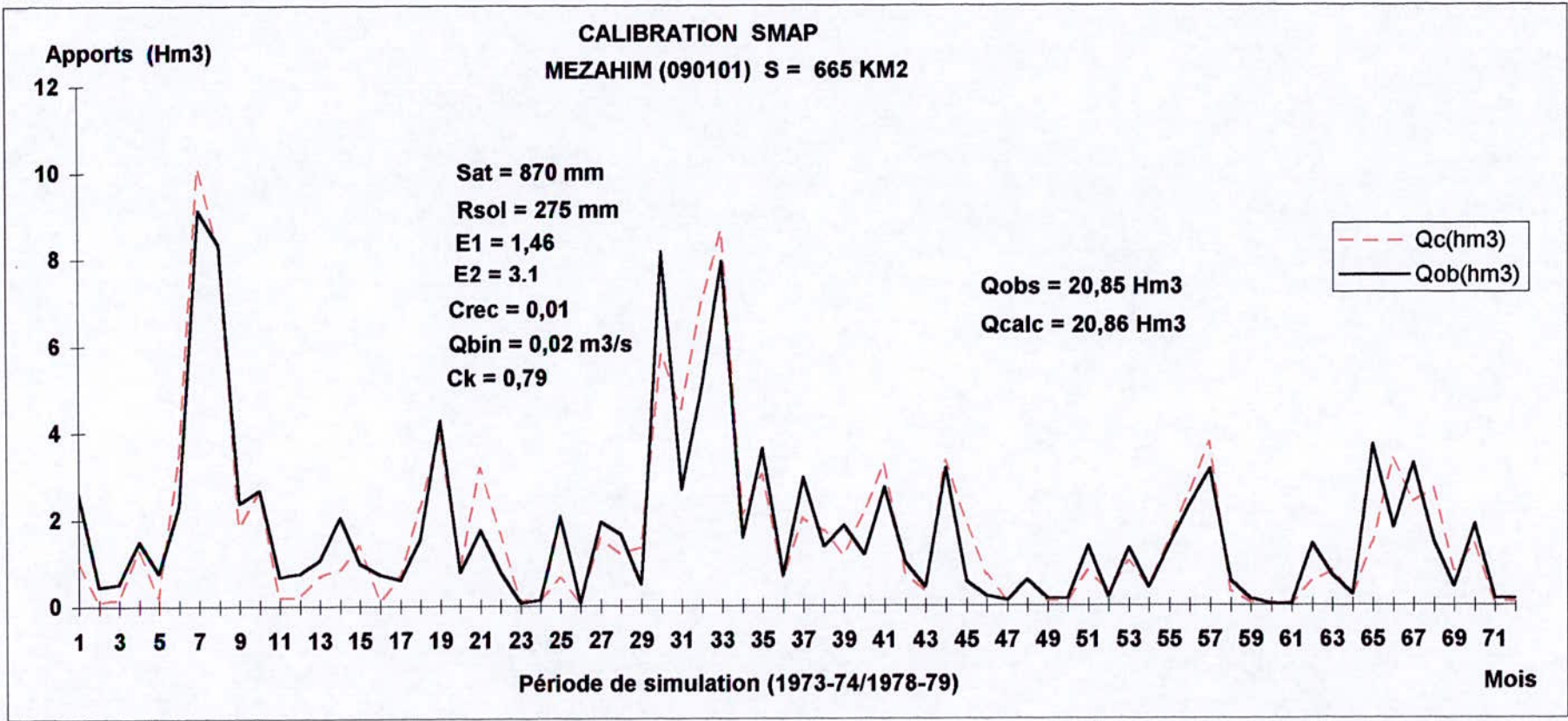
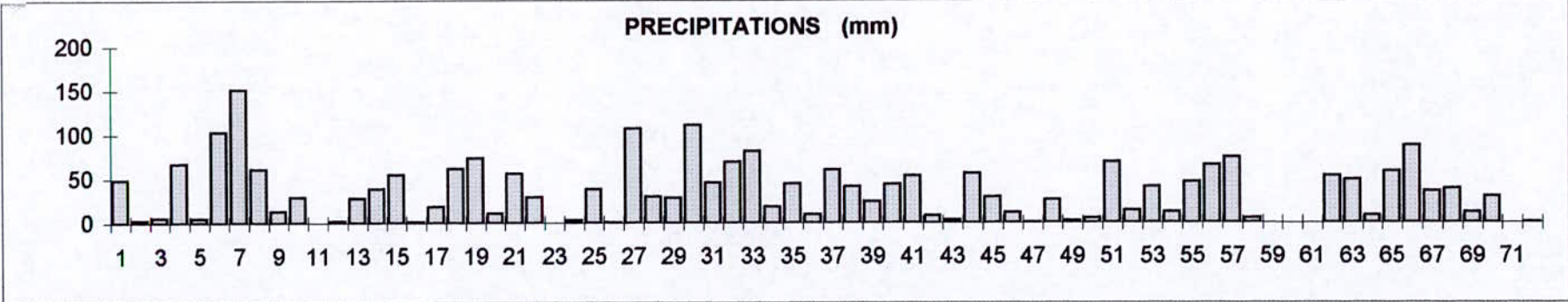


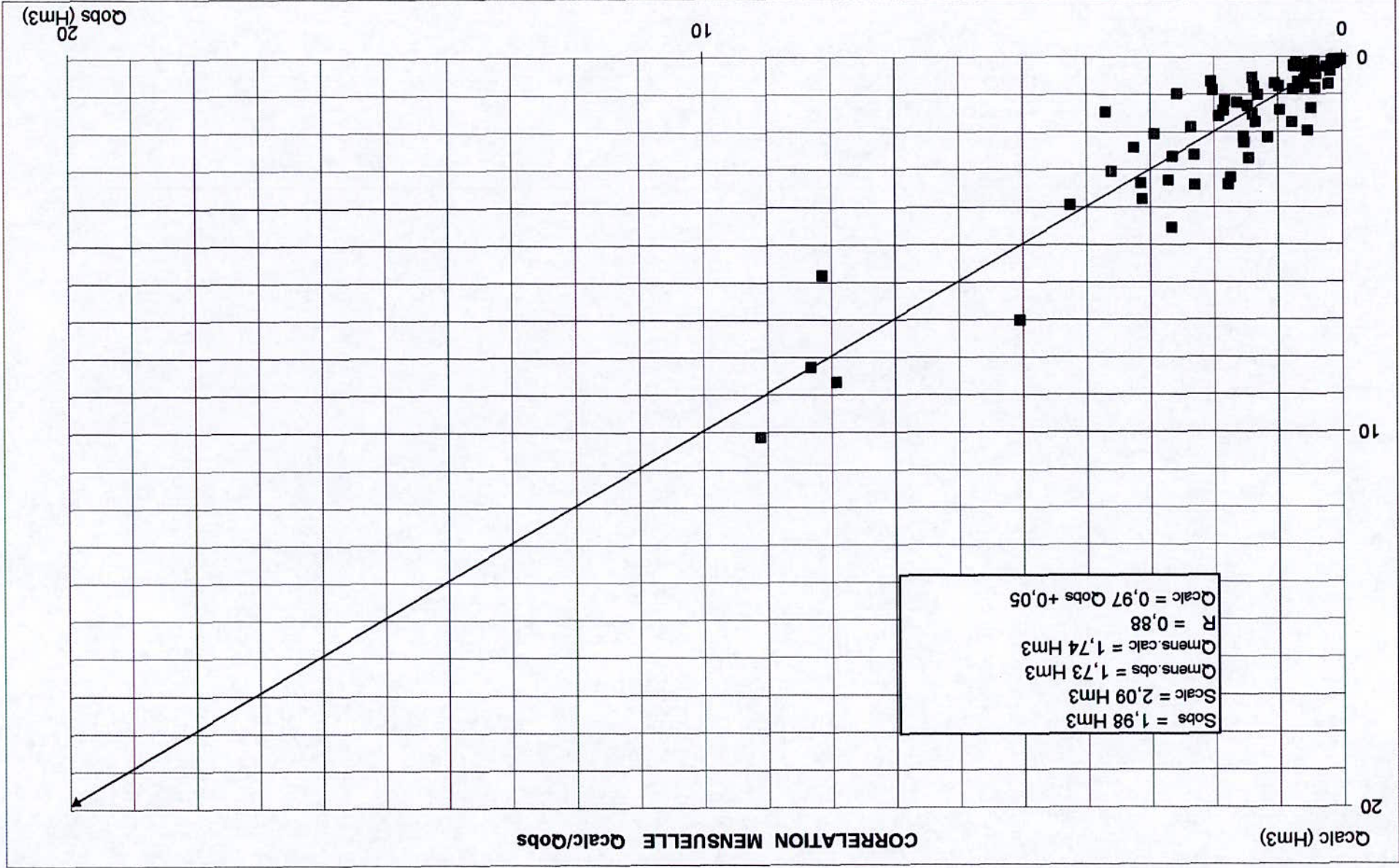
CORRELATION MENSUELLE Qcalc/Qobs

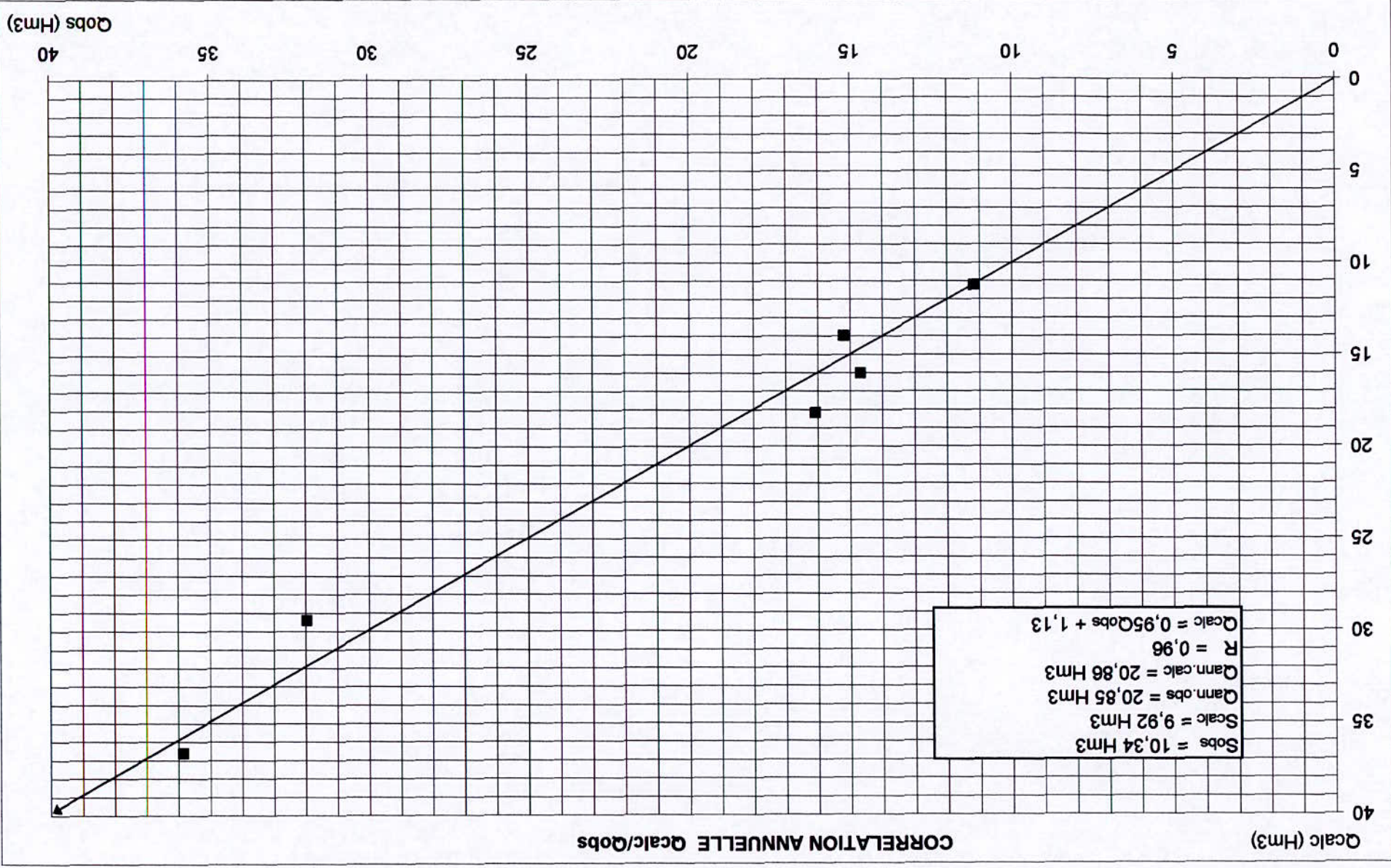


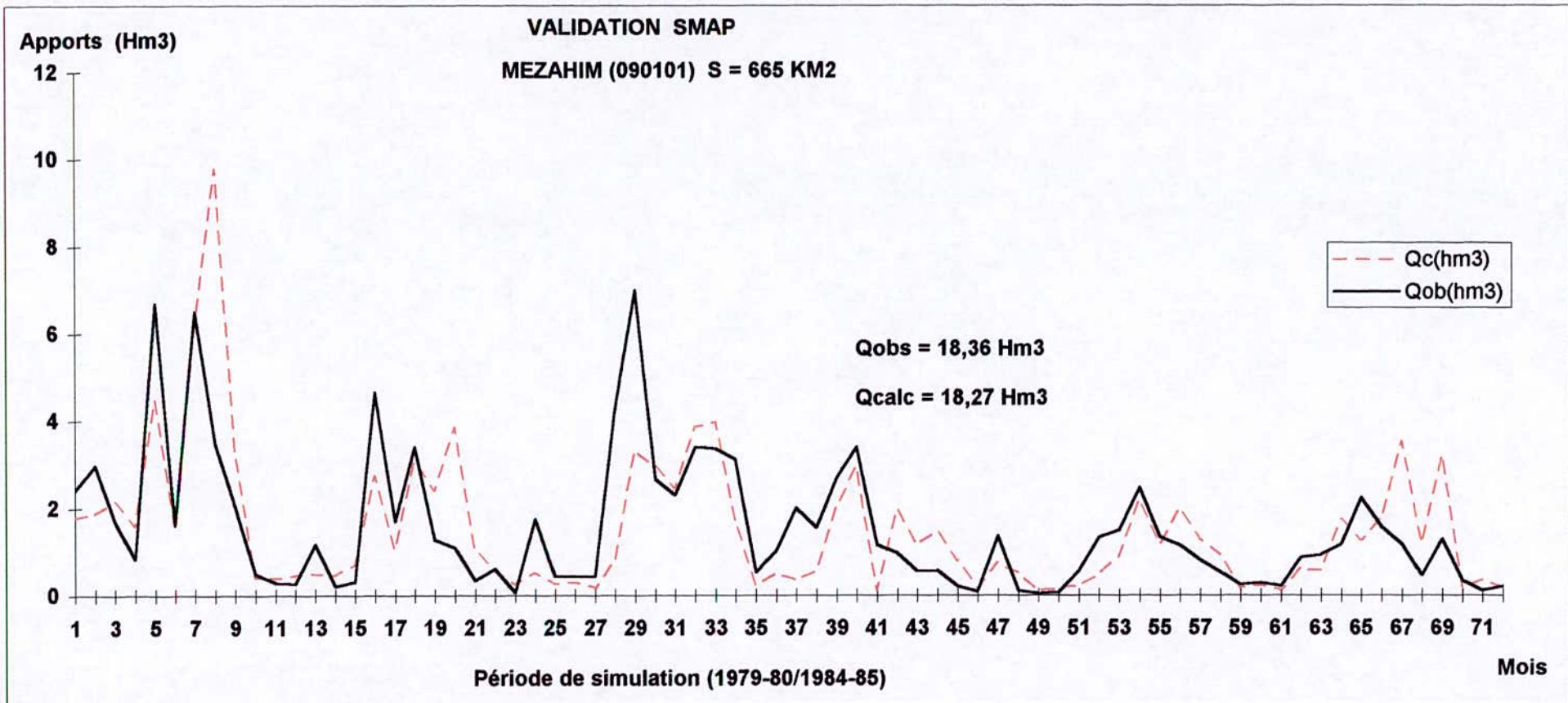
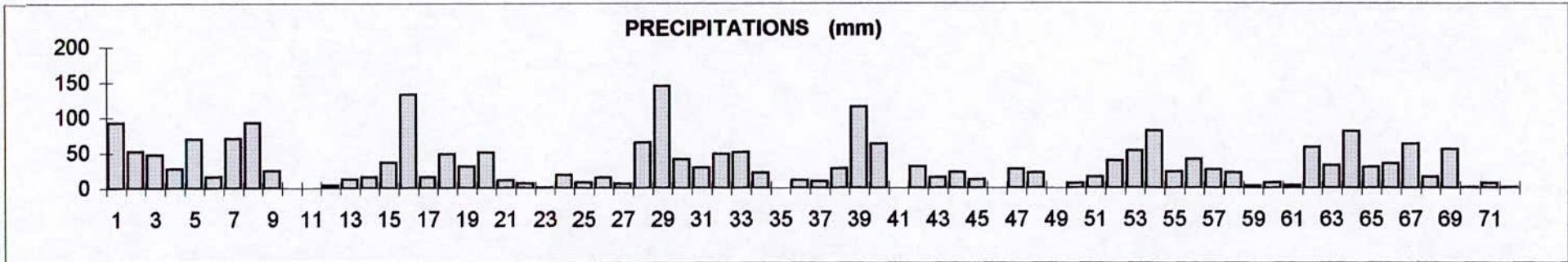
CORRELATION ANNUELLE Qcalc/Qobs



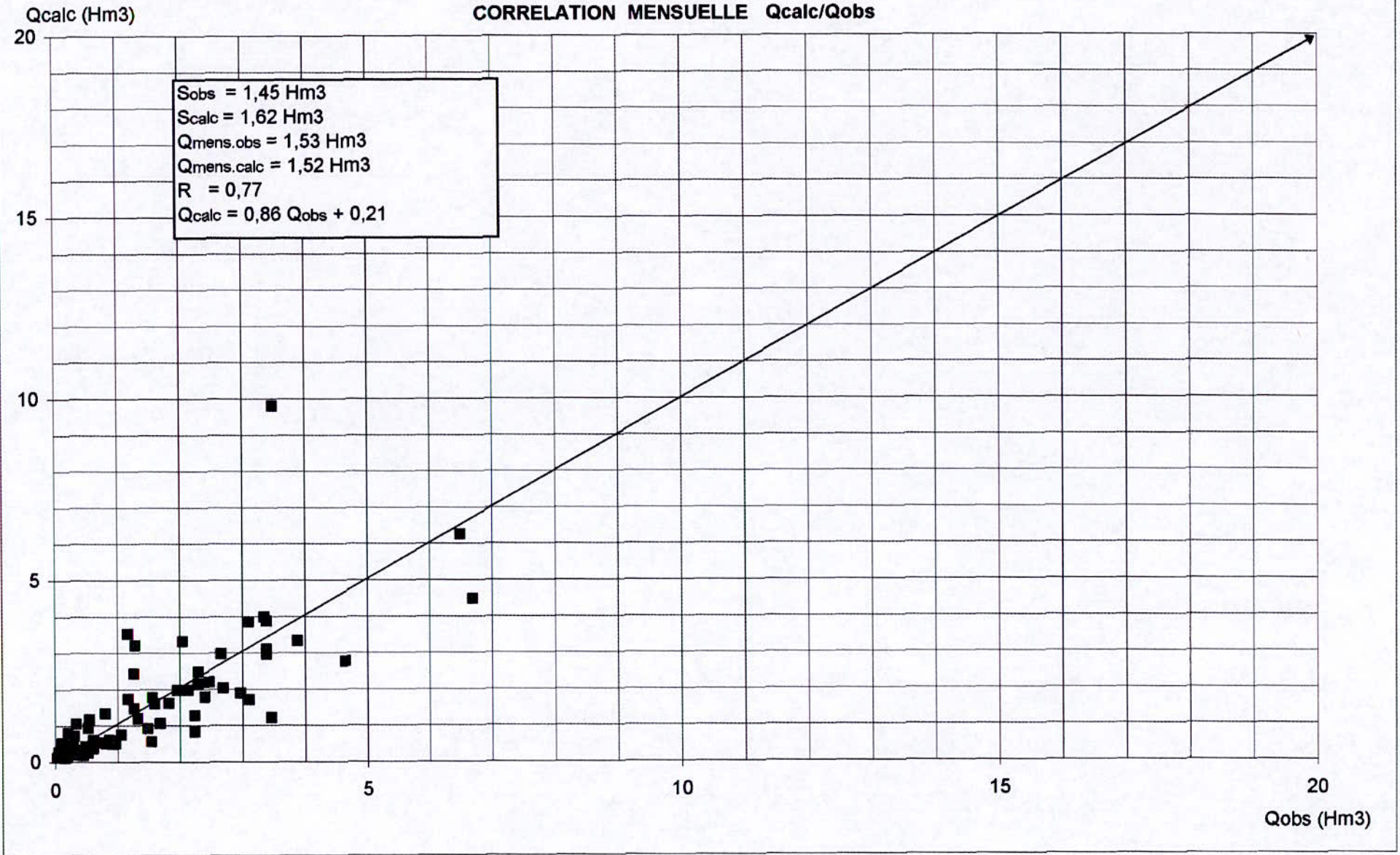




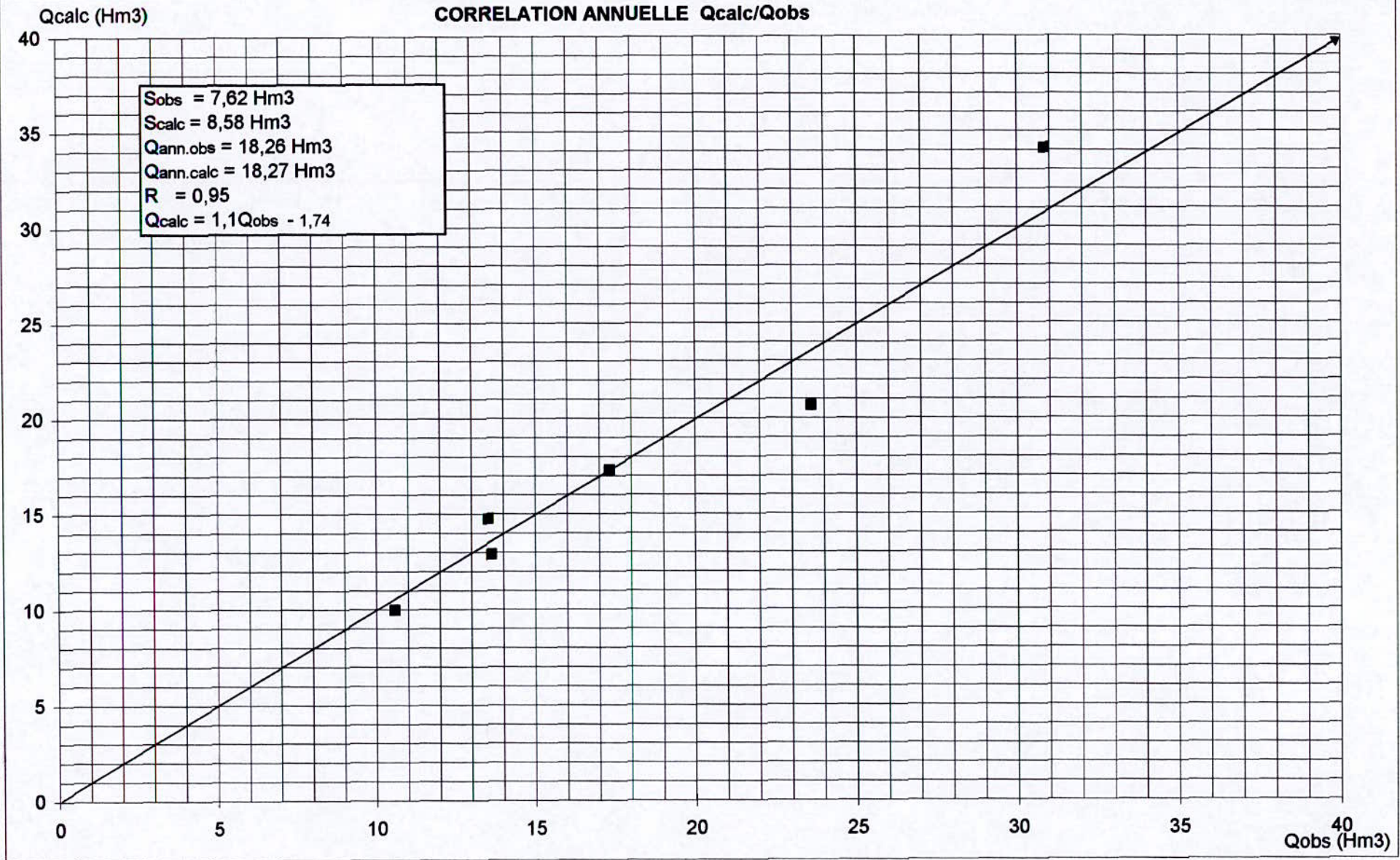


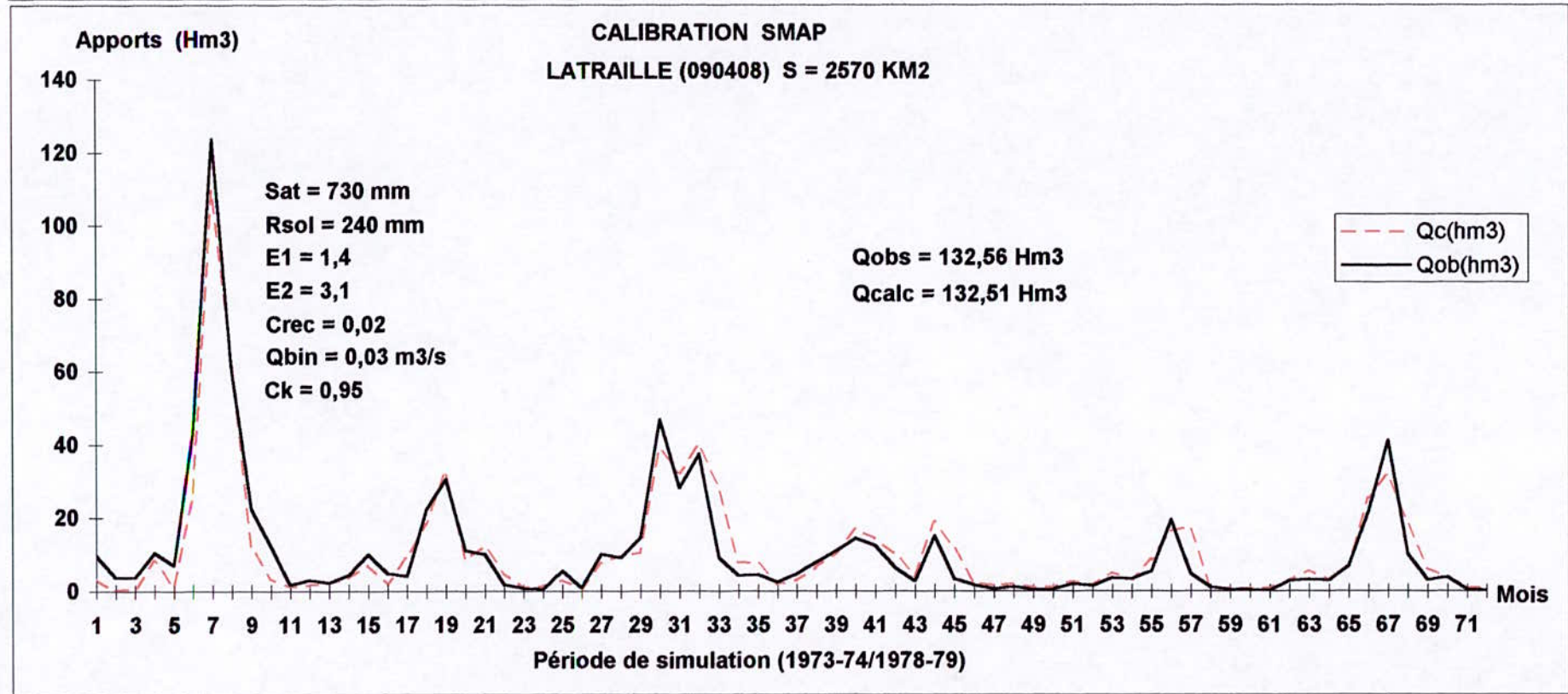
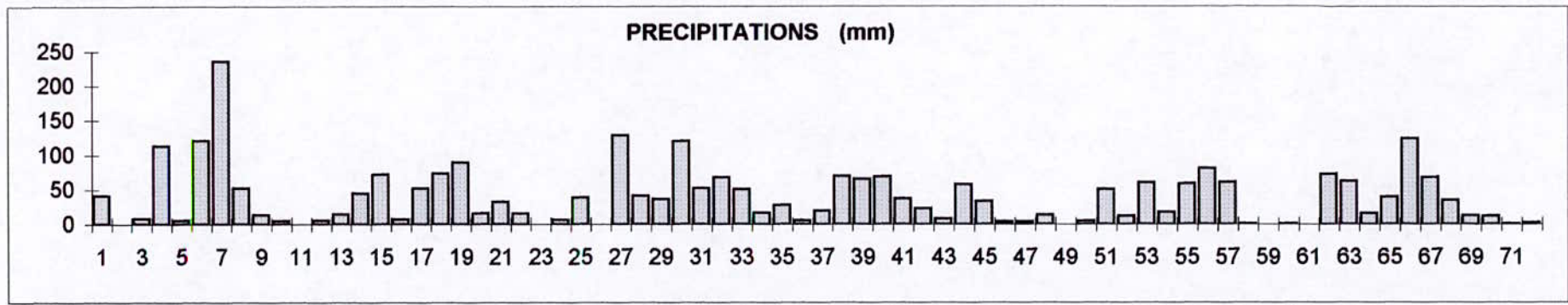


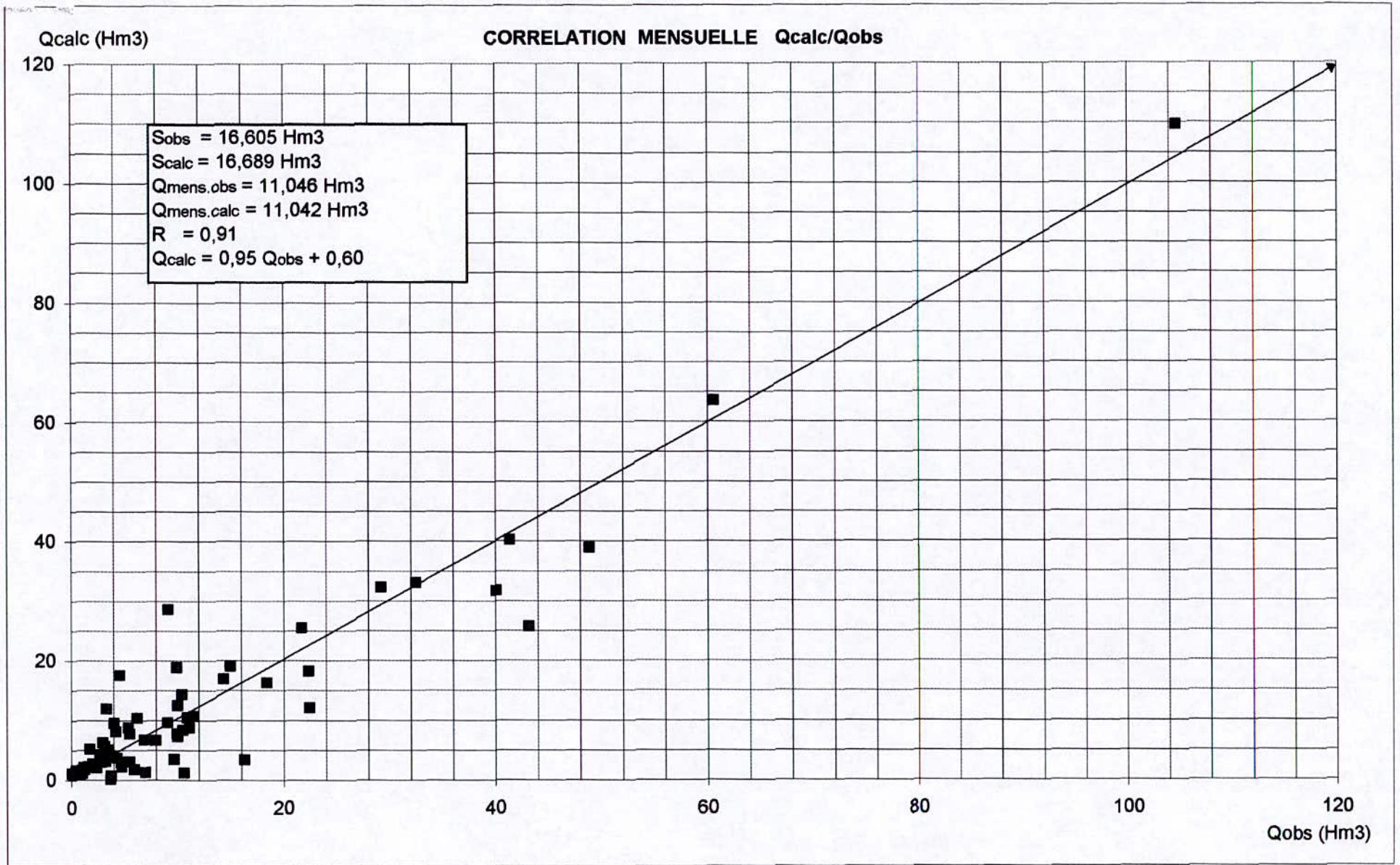
CORRELATION MENSUELLE Qcalc/Qobs



CORRELATION ANNUELLE Qcalc/Qobs

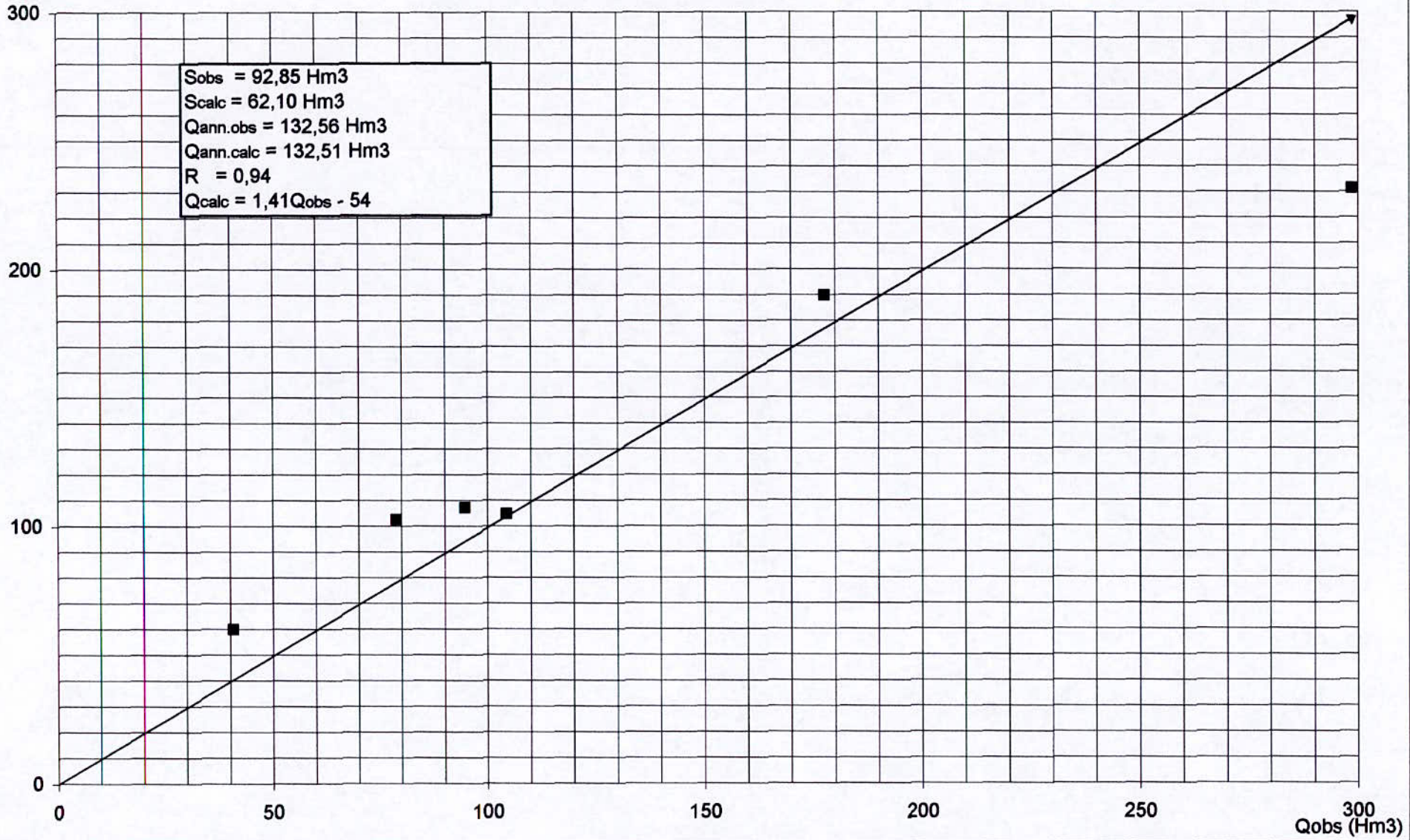


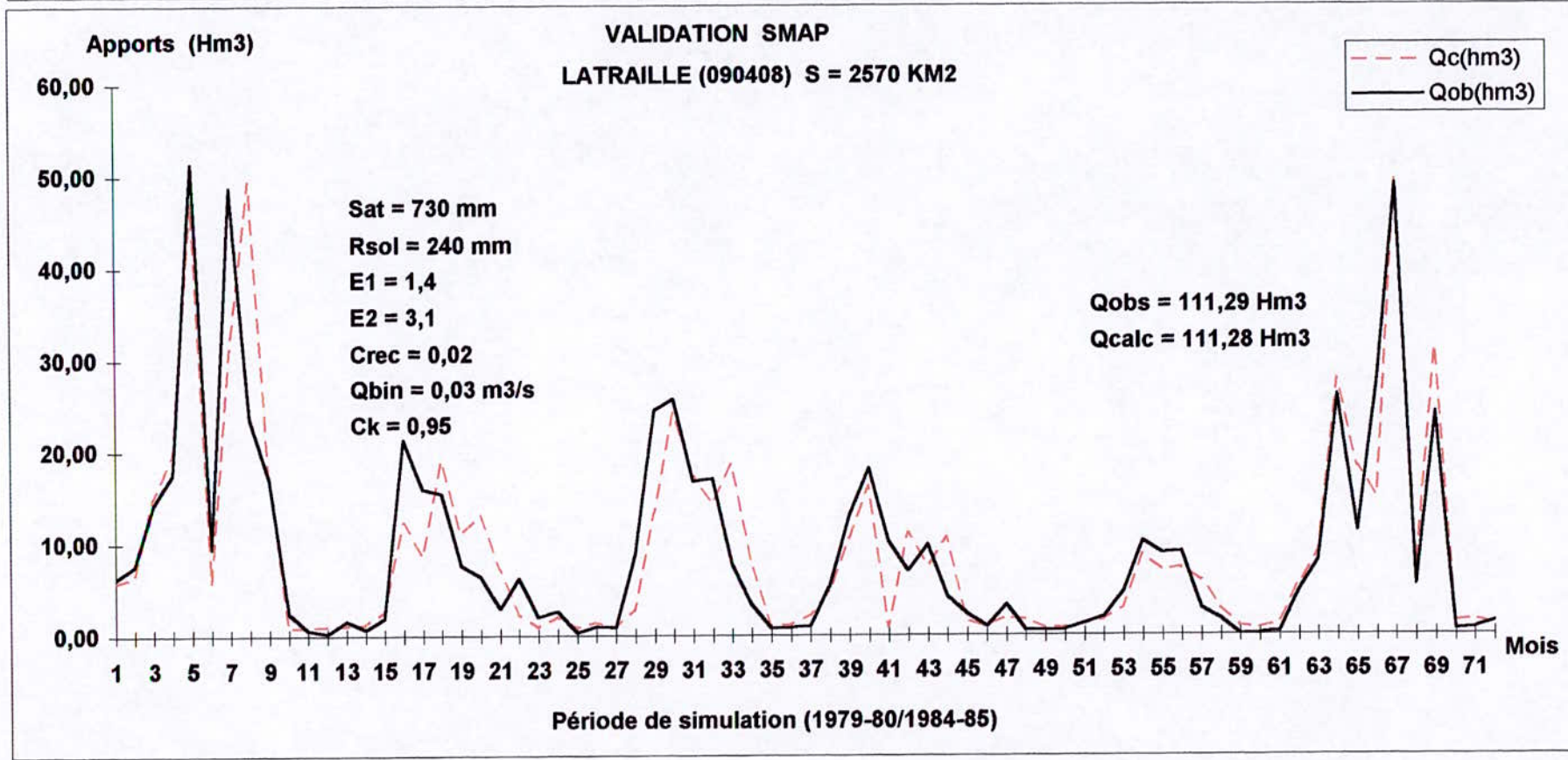
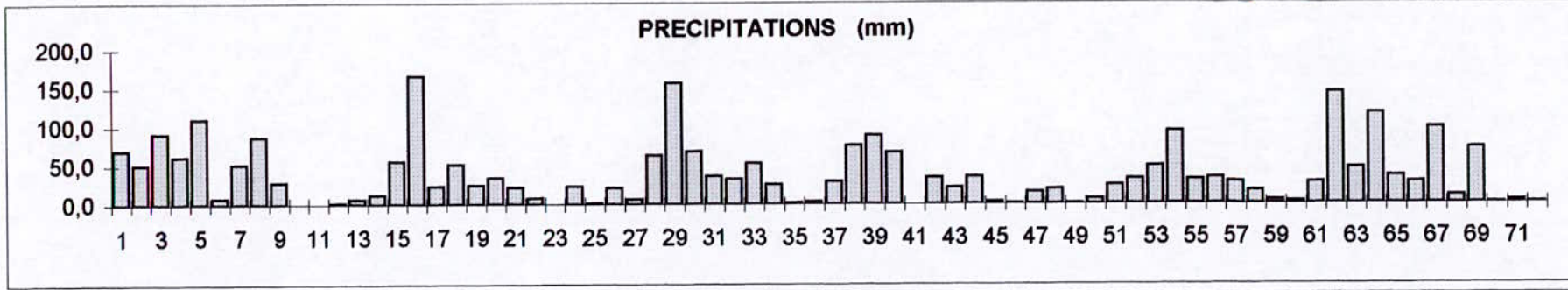




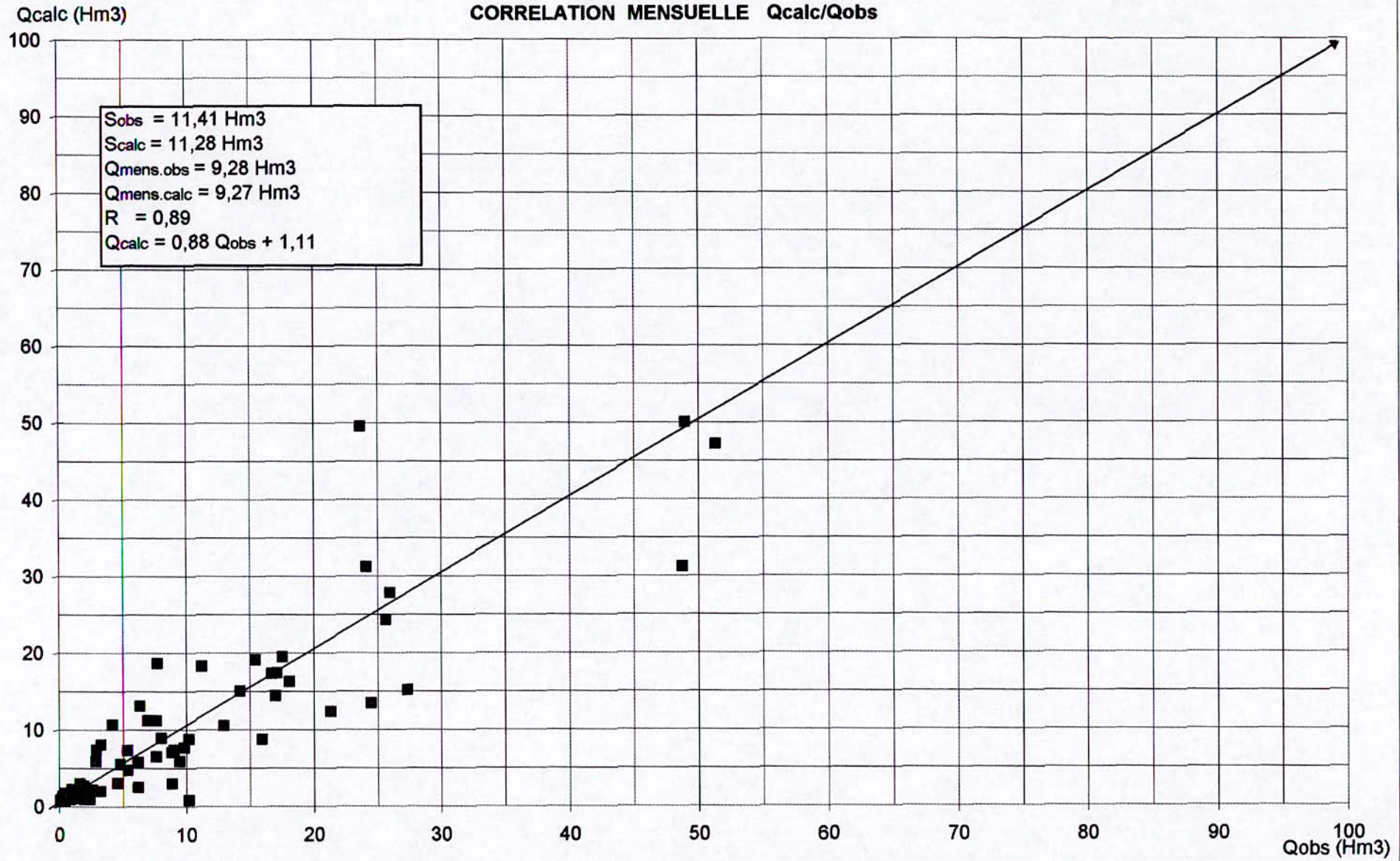
CORRELATION ANNUELLE Qcalc/Qobs

Qcalc (Hm3)

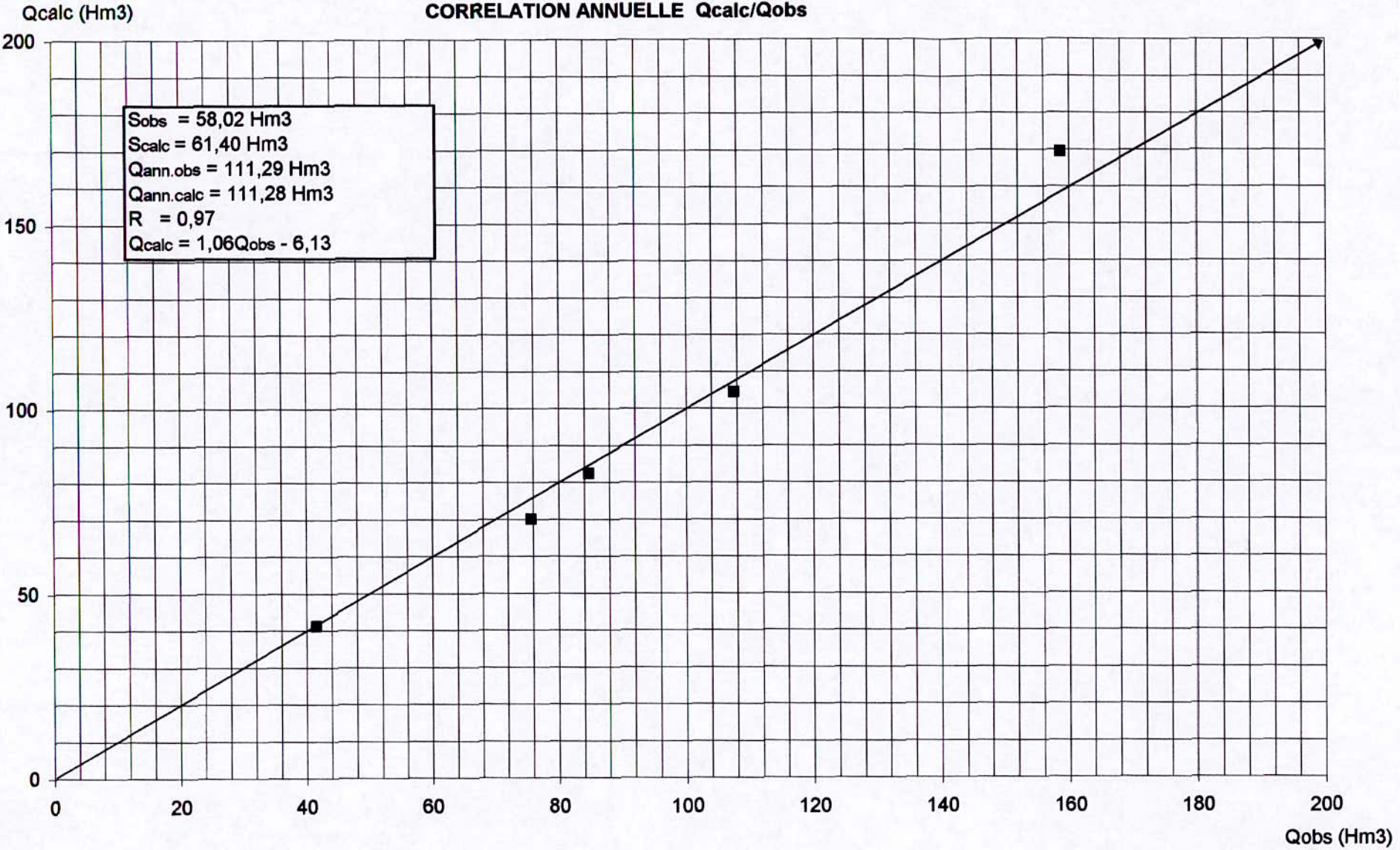


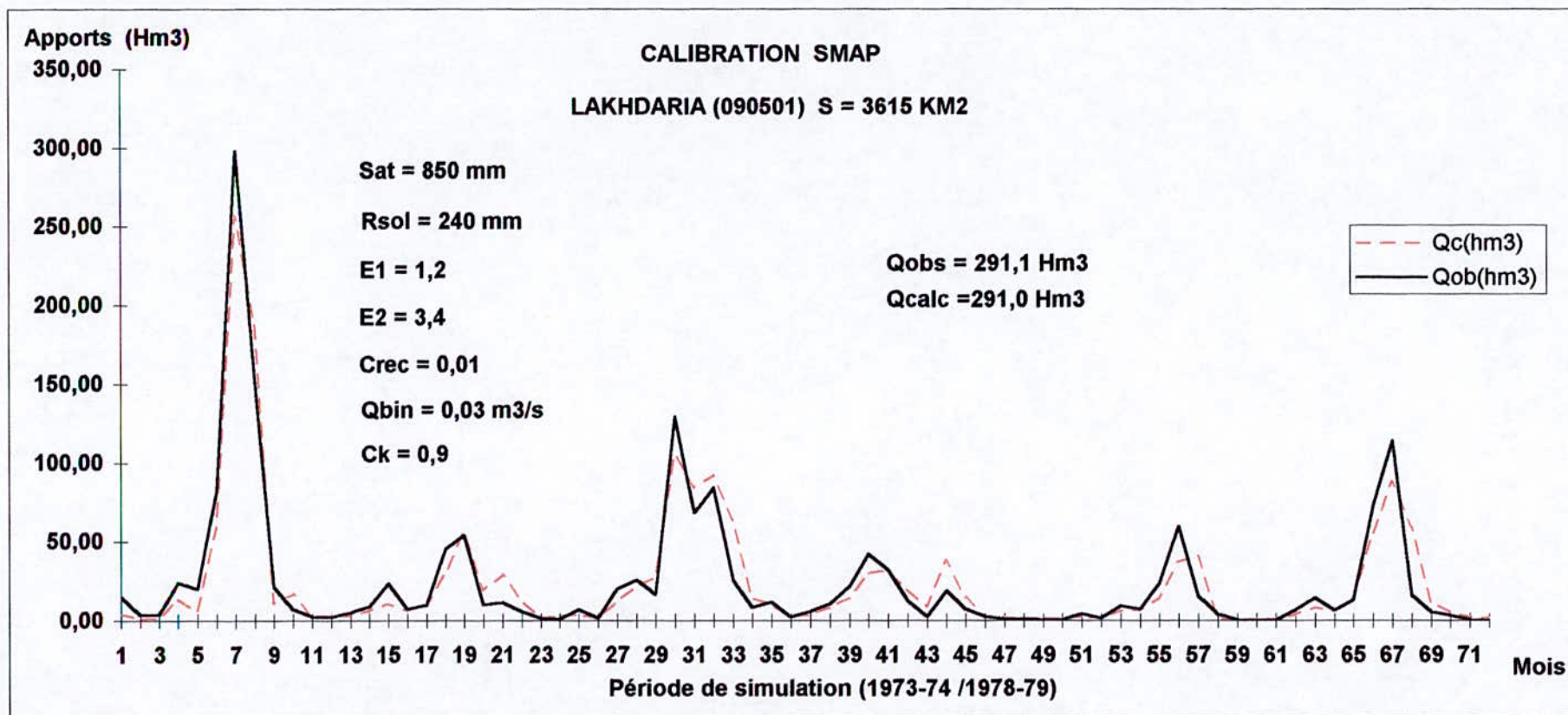
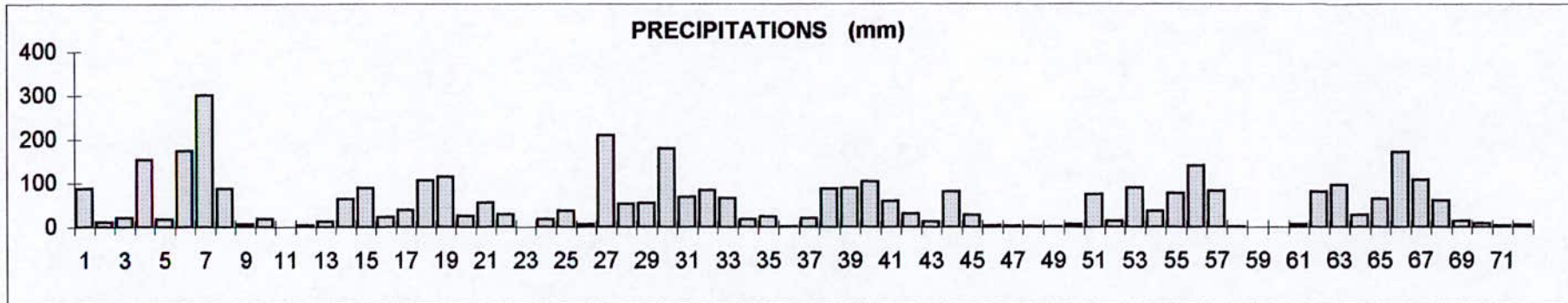


CORRELATION MENSUELLE Qcalc/Qobs



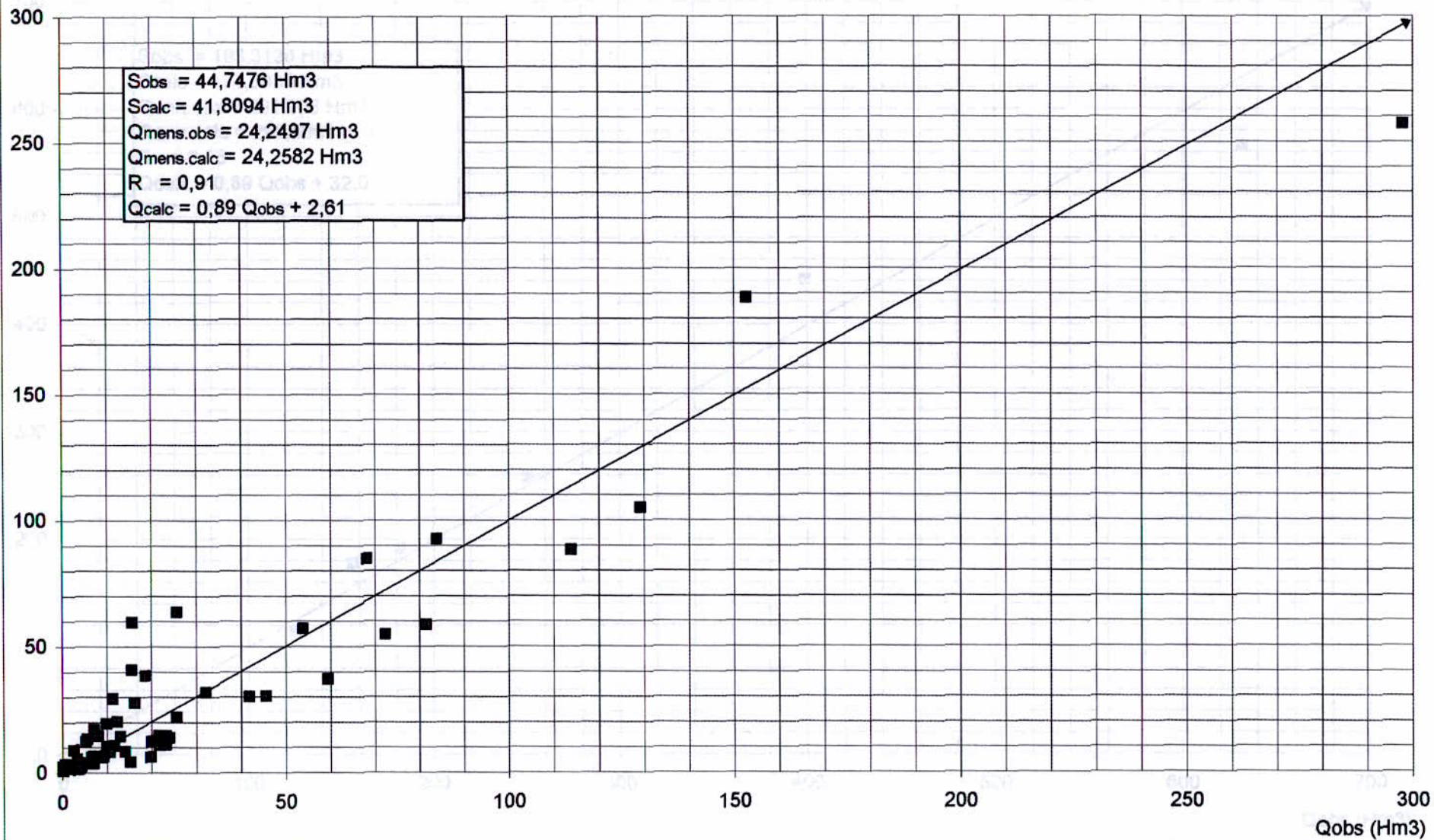
CORRELATION ANNUELLE Qcalc/Qobs

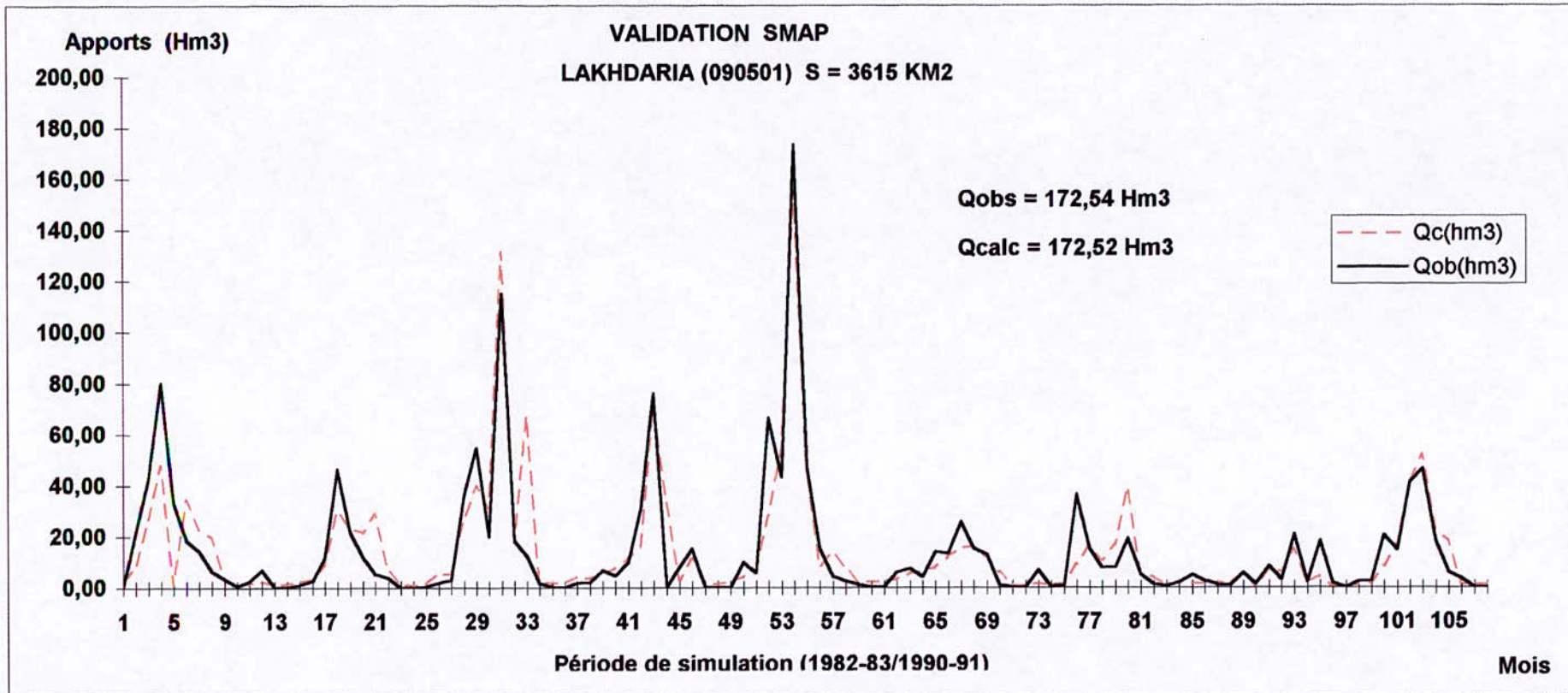
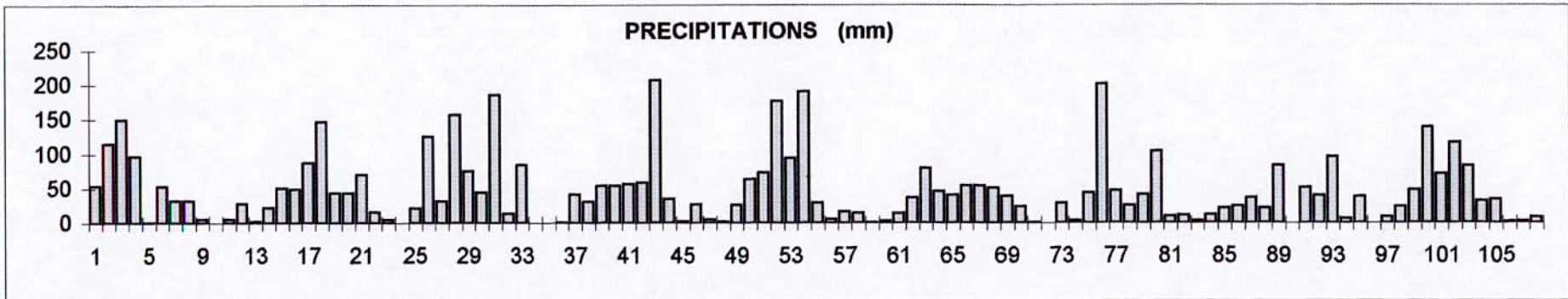


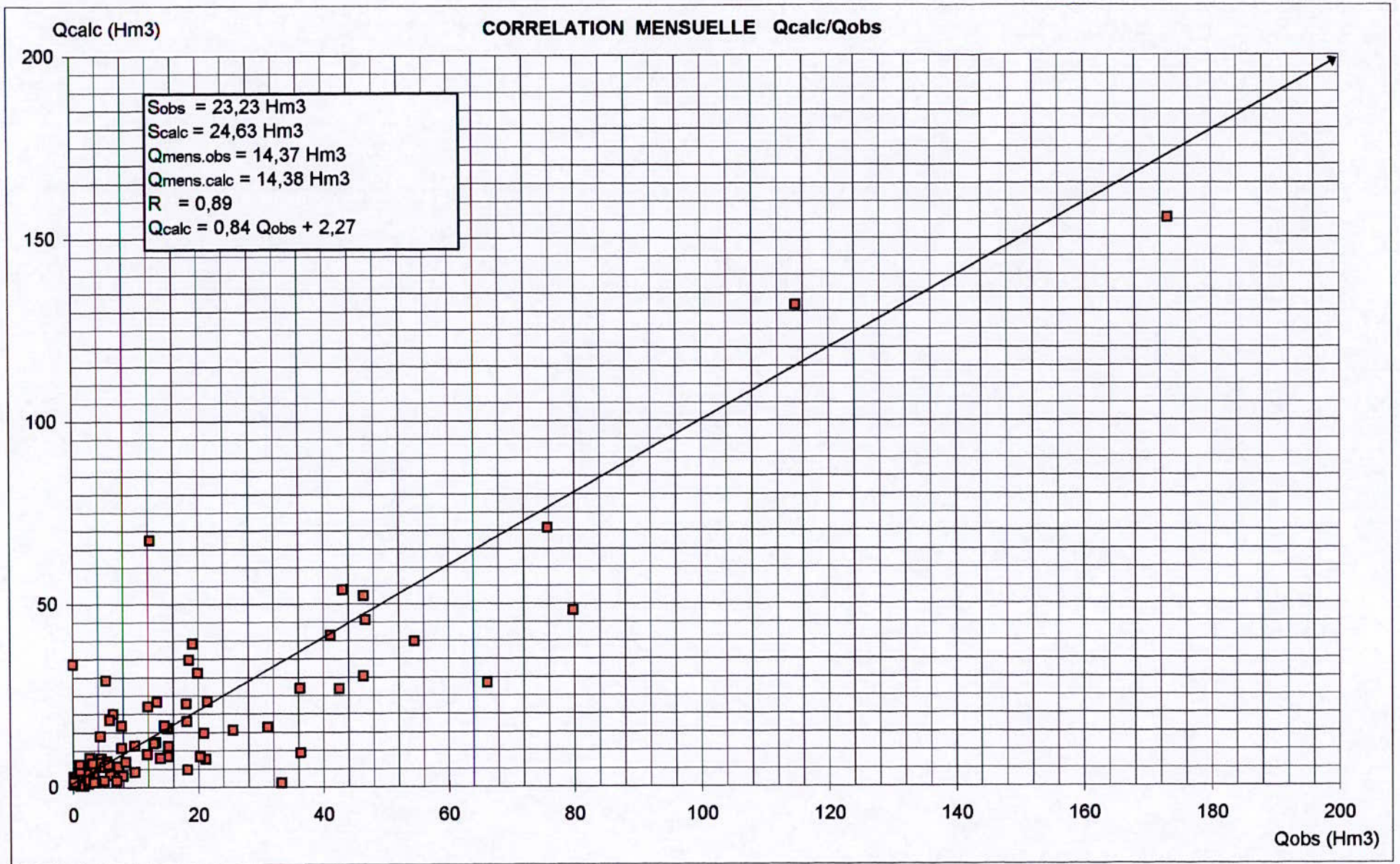


Qcalc (Hm3)

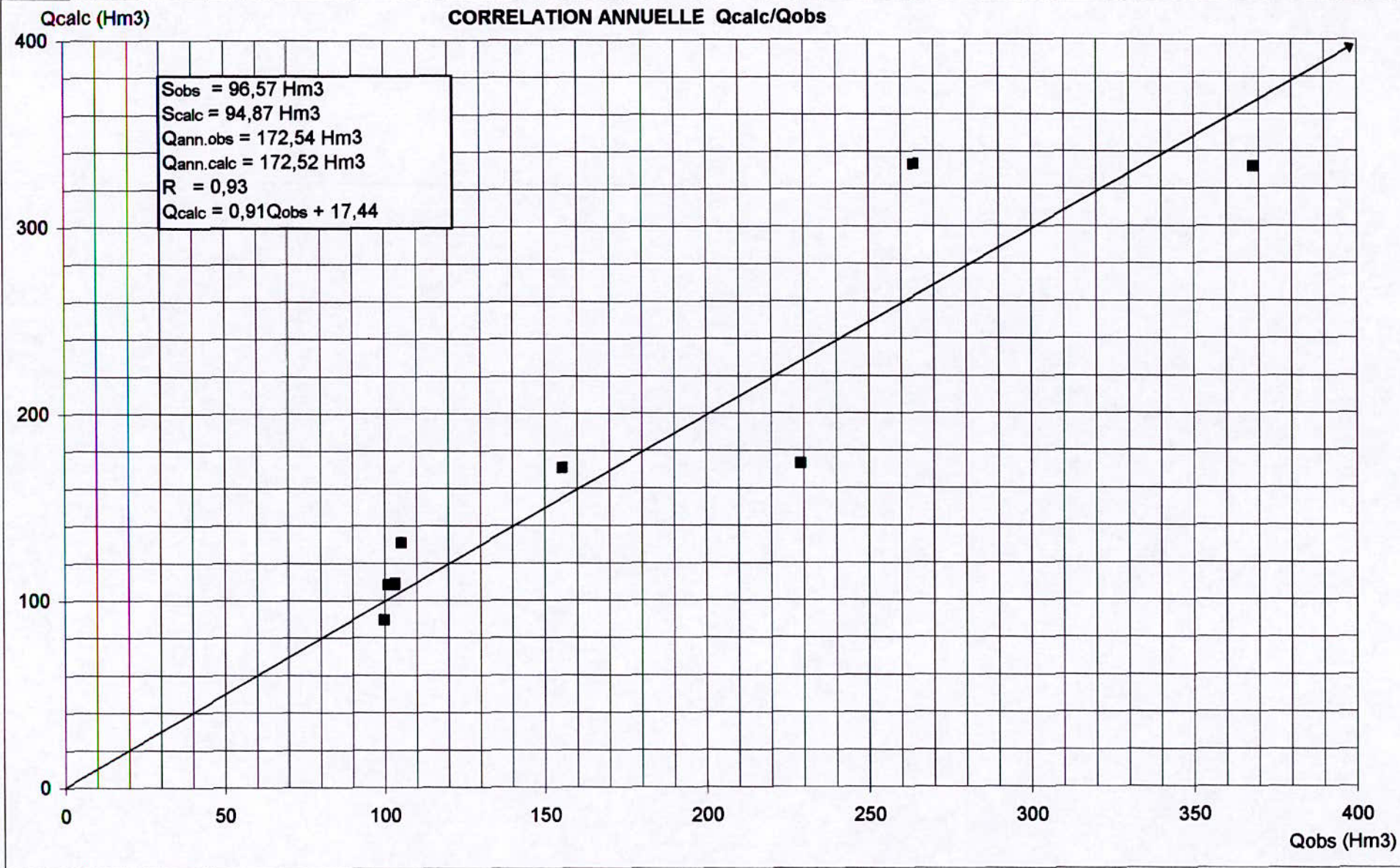
CORRELATION MENSUELLE Qcalc/Qobs







CORRELATION ANNUELLE Qcalc/Qobs



V.10 Analyse de différents résultats obtenus :

L'analyse des différents résultats obtenus montre que :

- Les volumes d'eaux calculés et observés sont très comparables.
- L'allure des graphiques des débits simulés épouse d'une manière acceptable celle de débits observés pour la période de simulation de chaque sous bassin versant de l'Isser.
- Les graphiques de corrélation mensuelle et annuelle entre les débits observés et calculés montrent qu'il existe une bonne concordance entre eux. La dispersion des points est en relation avec une droite moyenne.
- Les coefficients de corrélation mensuelle sont compris 0,77 et 0,94.
- Les coefficients de corrélation annuelle sont compris 0,91 et 0,97.

On peut donc dire à priori que les résultats obtenus par le modèle SMAP donne en général des bons résultats « en moyenne ».

V.11 Extension des séries des apports :

Une fois le modèle calibré et validé pour toutes les stations hydrométriques utilisées, il a été possible de générer les séries des apports à partir des mêmes séries de données pluviométriques tout en gardant les mêmes paramètres. (voir *Annexe II*)

Les ajustements des séries des apports générés sont représentés dans l'*Annexe III*.

V.12 Appréciation de la qualité du modèle :

En hydrologie opérationnelle, et en vue d'apprécier le critère d'applicabilité et de qualité d'un modèle, on utilise le critère de *Nash* (*NS*). Ce critère introduit par Nash et Sutcliffe (1970), et défini par :

$$NS = \left(1 - \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_{oi} - Q_{ci})^2}}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_{oi} - \bar{Q}_{oi})^2}} \right) \cdot 100 \quad (V-6)$$

Où :

Q_{oi} : débit observé du mois i .

Q_{ci} : débit calculé par le modèle du mois i .

\bar{Q}_{oi} : moyenne des débits mensuels Q_{oi} sur les n mois servant au calcul du coefficient.

$\sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_{oi} - Q_{ci})^2}$: Présente la variance résiduelle (l'erreur quadratique entre les débits observés et les débits calculés).

$\sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_{oi} - \bar{Q}_{oi})^2}$: La variance des débits observés.

Le critère de Nash peut être interprété comme étant la proportion de la valeur calculé par le modèle.

- Si $NS = 100\%$, la simulation est parfaite (c'est-à-dire les débits simulés Q_{ci} sont parfaitement identiques aux débits observés Q_{oi}).
- Si $NS \leq 0$, la simulation est mauvaise.

L'application d'un modèle hydrologique est recommandée dans la pratique des calculs si :

- $NS > 30\%$ pour $n \leq 15$.
- $NS > 25\%$ pour $15 < n < 25$.
- $NS > 20\%$ pour $n \geq 25$.

La qualité du modèle est définie suivant les valeurs de NS (pour $n \geq 25$) :

Qualité du modèle (ou de la simulation)	Coefficient de Nash (NS)
Bonne	$NS \geq 50$
Satisfaisante	$20 \leq NS < 50$
Peu Satisfaisante	$0 < NS < 20$
Mauvaise	$NS \leq 0$

En fonction du critère de *Nash* tel que défini, les tableaux ci-après résument les résultats obtenus en matière de qualité pour les différents sous bassins versants de l'Isser simulés par le modèle SMAP.

Tableau V.11 : Valeurs de coefficient de Nash pour la phase de calibration.

Station	Code Station	Coef. de Nash (NS)	
		Mensuel	Annuel
DECHMIA	090309	62,64 %	77,47
MEZAHIM	090101	59,40 %	53,79
BENI-SLIMANE	090305	66,13 %	83,40
LATRILLE	090408	68,75 %	63,42
LAKHDARIA	090501	70,24 %	80,81

Tableau V.12: Valeurs de coefficient de Nash pour la phase de validation.

Station	Code Station	Coef. de Nash (NS)	
		Mensuel	Annuel
DECHMIA	090309	44,51 %	64,13
MEZAHIM	090101	26,77 %	62,78
BENI-SLIMANE	090305	64,93 %	72,60
LATRILLE	090408	53,33 %	70,18
LAKHDARIA	090501	54,70 %	62,70

Les valeurs du coefficient de *Nash (NS)* montrent que la qualité de simulation mensuelle par le biais du modèle SMAP est :

- Bonne pour les sous bassins versant de Dechemia, Beni-Slimane, Latraille, Lakhdaria (> 50 %) ;
- Satisfaisante pour le sous bassin versant de Mezahim (26,77 %).

En général, on peut conclure que le modèle SMAP simule les apports mensuels du bassin versant de l'Isser avec une qualité de simulation « Bonne ».

**CONCLUSION
GENERALE**

Conclusion générale

Cette étude nous a permis de nous initier à l'utilisation d'un modèle hydrologique conceptuel, déterministe pluie – débit.

En effet, en hydrologie, différents modèles sont développés pour la simulation et la modélisation des apports. Le modèle avec lequel nous avons travaillé est le modèle SMAP, qui a été récemment installé à l'ANRH dans le cadre du programme national de l'eau.

Le modèle choisi est souvent utilisé en modélisation en Algérie. Ce modèle comporte huit (08) paramètres caractérisant l'écoulement dans un bassin versant, quatre (04) peuvent être calculés, les quatre autres sont calés lors de la simulation des débits.

Le modèle a été appliqué au bassin versant de l'Isser. Dans ce bassin, il existe huit (08) stations hydrométriques dont seulement cinq (05) stations disposent de séries des données appréciables.

On doit noter que la calibration constitue la partie la plus importante et aussi la plus complexe de l'étude, elle s'effectue en modifiant paramètre par paramètre. Plusieurs opérations de calibrage sont exécutées pour un même bassin versant à la station hydrométrique. La meilleure calibration, celle conservant le volume d'eau, les pointes de crues et le tarissement est retenue pour l'étude de simulation de ce bassin versant.

Lors de l'utilisation de ce modèle et l'analyse de ses résultats, les paramètres qui influent le plus sur l'écoulement sont la saturation du sol, le coefficient de contrôle de l'écoulement (E_2) et le coefficient de contrôle de l'évapotranspiration (E_1) tandis que les facteurs qui l'expliquent le mieux sont la pluviométrie moyenne et la superficie du bassin versant.

L'examen des apports observés et simulés par le modèle (Moyennes, écarts – types, indice de qualité de simulation (*coefficient de Nash*)) montre clairement que la qualité de simulation de SMAP est bonne.

En conclusion, on peut dire que les apports générés par le modèle SMAP peuvent être utilisés dans la prévision en vue d'une meilleure gestion de l'eau des différentes retenues du bassin versant de l'Oued Isser.

REFERENCES
BIBLIOGRAPHIQUES

Références bibliographiques

- Aivazian S, Enukov F, Mochalkine L (1986).** Elément de modélisation et traitement primaire des données. Ed Mir, Moscou.
- Ambroise B. (1991).** Hydrologie des petits bassins versants ruraux. Processus et modèles. Séminaire du conseil scientifique de l'INRA 1991. pp10-20.
- Benkaci A. (2001).** Contribution à la modélisation pluie – débit au pas de temps mensuel et journalier par les modèles conceptuels et les réseaux de neurones. Thèse de magistère. 151p.
- Bermad M. (1990).** Elaboration d'un modèle de gestion d'un barrage réservoir. Thèse de magistère ENP.
- Beven K, Kirby M, Schofield M, Tagg A. (1993).** Testing a physically based flood forecasting model Topmodel for three U.K catchements. Journal of hydrology 1993 n°69, pp 119-143.
- Bobée B. (1991).** The Gama family and derived distribution applied in hydrology. Water resource application, Colorado, USA, pp 50-69.
- Chambaz H. (1990).** Contribution à l'étude de la méthode DPFT Dérivée Première de la Fonction Transfert. Thèse de magister ENP.
- SHF (Ed) (1971).** Les modèles mathématiques en hydrologie de surface. La houille blanche 2/3. pp 103-111.
- Dechemi N. (1997).** Modelisation of water balance by the simulation of potential evaporation and rainfall of the region of Anaba. Arab Golf journal of scientific research. Rsearc, pp63-89.
- Kuo-Lin Hsu, Hoshin V, Gupta, Sorooshian S. (1995).** Artificial neural network modelling of the rainfall-runoff process. Water resources research 1995 Vol 31 n°10. pp 517-530.

- Lahlah S. (1994).** Note sur la prévision des apports du barrage de Beni-Amrane. ANRH.
- Larbi T. et Talibi R. (1975).** L'Oued Isser, note hydrologique. Ministère de l'hydraulique, A.N.R.H.
- Larfi B. (2001).** Etude de transport solide dans le bassin versant de l'Isser. Application à l'envasement de barrage BENI-AMRANE. *ENSH* – Somaâ - Blida.
- Liamas J. (1985).** Hydrologie générale, Principe et application. Gaetan Morin, Québec, pp 38-60.
- Morin G. (1999).** Le modèle de simulation de quantité et de qualité Cequeau, Manuel de référence. INRA-Eau. Rapport de recherche n°433.
- Ould yahia S, Beldjoudi L. (1994).** Etude générale des apports. A.N.R.H.
- Ounis L, Ramdane M. (1974).** Etude de la dynamique fluviale de l'Oued Isser, Partie morphométrie. ANRH.
- Remenieras G. (1972).** L'hydrologie de l'ingénieur. Edition Eyrolles Paris, pp55-69
- Roche P, A. (1988).** Les modèles, in gestion des eaux : automatisation et télégestion, tome 3, Presse de l'école nationale des ponts et chaussées 1988. pp138-166
- Roche P, A. (1971).** Les dévers types de modèles déterministes. La houille blanche 1971 n°2. pp 111- 129.
- Saidi A. (1994).** Evaluation des ressources en eau superficielle, modèle de simulation pluie - débit "SMAP". ANRH.
- Servat E, Dezetter D. (1993).** Rinfall-nunoff modelling in northern Ivory coast; tentative extension in ungauged catchements. Journal of hydrology 1993 n°148, pp 231-248.
- Talibi M. (1996).** Prévision des apports mensuels au barrage de Beni-Amrane. ANRH.
- Talibi M. (1995).** Etude des caractéristiques des crues observées à la station de Lakhdaria. ANRH.

Liste des tableaux

	<i>Page</i>
II.1 Répartition altimétrique du bassin versant de l'Isser	22
II.2 Morphométrie de l'Oued Isser	26
II.3 Répartition mensuelle de la température moyenne annuelle	28
II.4 Nombre moyen de jours de gelée par mois	29
II.5 Nombre moyen de jours de sirocco par an	29
II.6 Evaporation du bassin versant de l'Isser	30
III.1 Caractéristiques des stations pluviométriques utilisées	32
III.2 Résultats de test d'indépendance	42
III.3 Résultats de test d'homogénéité	45
III.4 Les caractéristiques des stations hydrométriques utilisées	46
III.5 L'évapotranspiration moyenne mensuelle	48
V.1 Corrélation Apport – Pluies à l'échelle mensuelle m et annuelle	60
V.2 les station pluviométriques représentation et leurs poids	62
V.3 Constante de récession pour chaque station	63
V.4 Débit de base initial pour chaque station	64
V.5 Capacité de saturation pour chaque station	64
V.6 Paramètres de calibration	67
V.7 Résultats généraux de calibration – en mensuel (Hm³)	68
V.8 Résultats généraux de calibration –en annuel (Hm³)	68
V.9 Résultats généraux de validation –en mensuel (Hm³)	69
V.10 Résultats généraux de validation –en annuel (Hm³)	69
V.11 Valeurs de coefficient de Nash pour la phase de calibration	103
V.12 Valeurs de coefficient de Nash pour la phase de validation	103

Liste des figures

	<i>Page</i>
II.1 Grand bassins versants d'Algérie	17
II.2 Carte géographique situant le bassin versant de l'Oued Isser	18
II.3 Courbe hypsométrique du bassin versant de l'Isser	22
III.1 Disposition des stations pluviométriques	33
III.2 Simulation à partir de la fonction de répartition	38
III.3 Disposition des stations hydrométriques	47
IV.1 Représentation schématique d'un modèle hydrologique	50
IV.2 Modèle pluie - débit	51
IV.4 Schéma physique du modèle SMAP	54

ANNEXE I

PROGRAMMES DES TESTS DES VALEURS
SINGULIERES, D'INDEPENDANCE ET
D'HOMOGENEITE DES DONNEES
PLUVIOMETRIQUES

```
PROGRAM ValeursSingulieres;
Uses CRT;
Const n=312;
      Kn=3.3;
Var X1,X2,S,S2,Somme,somme2,Moy:real;
    Xh,Xl:real;
    i:integer;
    X:array[1..n] of real;
    g:text;
BEGIN
  ClrScr;
  Assign (g,'E:\Test\Pluie.txt');
  reset(g);
  for i:=1 to n do
    readln(g, X[i]);
  Somme:=0;
  for i:=1 to n do
    Somme:=Somme+X[i];
  Moy:=Somme/n;
  somme2:=0;
  for i:=1 to n do
    Somme2:=Somme2+(X[i]-Moy)*(X[i]-Moy);
  S2:=Somme2/n;
  S:=SQRT(S2);
  X1:=Moy+Kn*S;
  X2:=Moy-Kn*S;
  Xh:=exp(X1);
  Xl:=exp(X2);
  Writeln('Moy',Moy);
  Writeln('X1 = ',X1);
  Writeln('X2 = ',X2);
  for i:=1 to n do
    if (X[i] < Xl) or (X[i] > Xh) then
      writeln('X[' ,i,'] = ',X[i]:5:1,' : est une valeur singulière');
    readln;readln
END.
```

```
Program TESTINDEPENDANCE;
Uses Crt;
Const
  n=312;
Var R,Rbar,Varr,U,UA,Sam,C1,C2,C3:real;
  i:integer;
  X,m:array[1..n] of real;
  g:text;
BEGIN
  ClrScr;
  Assign (g,'E:\Test\Pluie.txt');
  reset(g);
  for i:=1 to n do
  readln(g,X[i]);
  sam:=0;
  for i:=1 to n-1 do
    sam:=sam+X[i]*X[i+1];
  m[1]:=0;
  for i:=1 to n do
    m[1]:=m[1]+X[i];
  m[2]:=0;
  for i:=1 to n do
    m[2]:=m[2]+X[i]*X[i];
  m[3]:=0;
  for i:=1 to n do
    m[3]:=m[3]+X[i]*X[i]*X[i];
  m[4]:=0;
  for i:=1 to n do
    m[4]:=m[4]+X[i]*X[i]*X[i]*m[i];
  Rbar:=(m[1]*m[1]-m[2]*m[2])/(n-1);
  C1:=(m[2]*m[2]-m[4])/(n-1);
  C2:=(m[1]*m[1]*m[1]*m[1]-4*m[1]*m[1]*m[2]+m[2]*m[2]-2*m[4])/(n-1)*(n-2);
  C3:=C2-Rbar*Rbar;
  Varr:=C1+C3;
  U:=(R-Rbar)/sqrt(Varr);
  UA:=abs(U);
```



```
Writeln('POUR UN RISQUE D"ERREUR alpha = 1% :');
writeln('U(alpha/2)=2.57 ,');
writeln('abs(UA)=' ,UA:8:2);
if UA<2.57 then
  writeln ('===== H0 Acceptée =====')
else
  writeln ('===== H0 rejetée =====');
Writeln('POUR UN RISQUE D"ERREUR alpha = 5% :');
writeln('U(alpha/2)=1.96 ,');
writeln('abs(UA)=' ,UA:8:2);
if UA<1.96 then
  writeln ('===== H0 Acceptée =====')
else
  writeln ('===== H0 rejetée =====');
Writeln('POUR UN RISQUE D"ERREUR alpha = 10% :');
writeln('U(alpha/2)=1.64 ,');
writeln('abs(UA)=' ,UA:8:2);
if UA<1.64 then
  writeln ('===== H0 Acceptée =====')
else
  writeln ('===== H0 rejetée =====');
End;

close(g);
readln; readln
END.
```

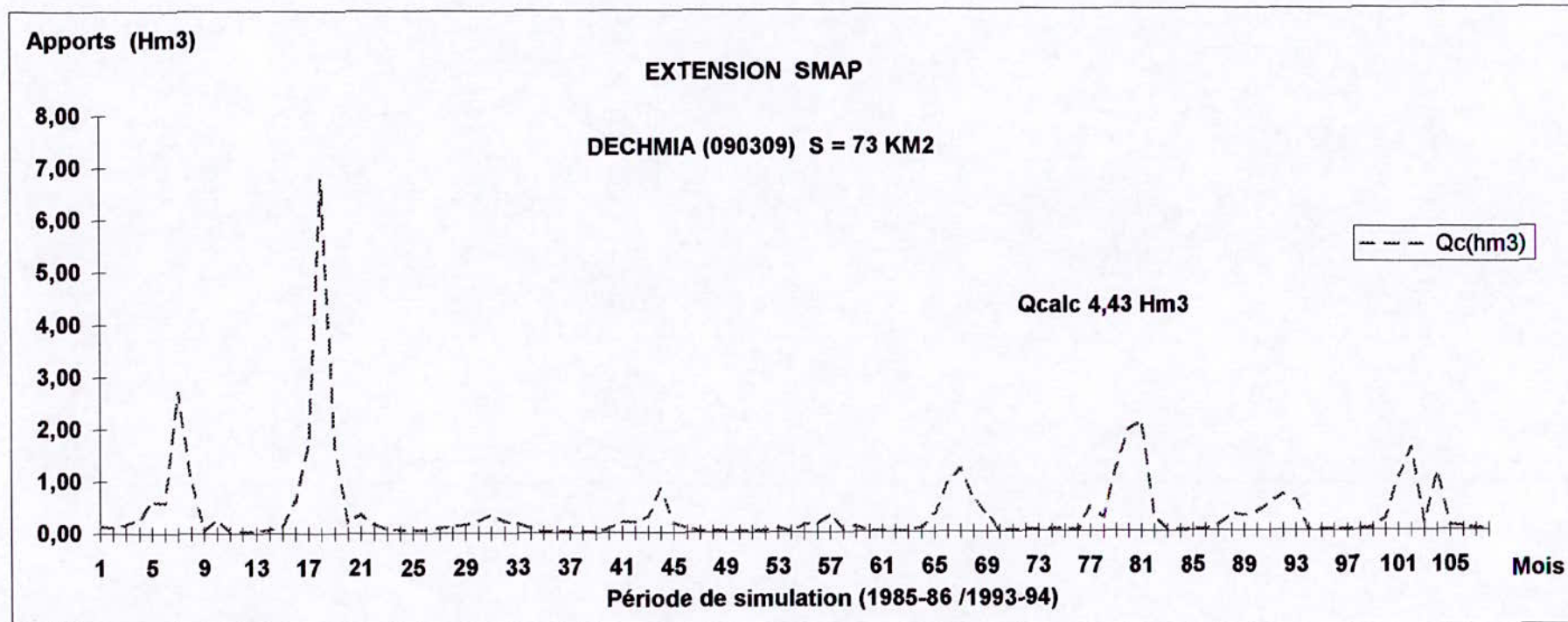
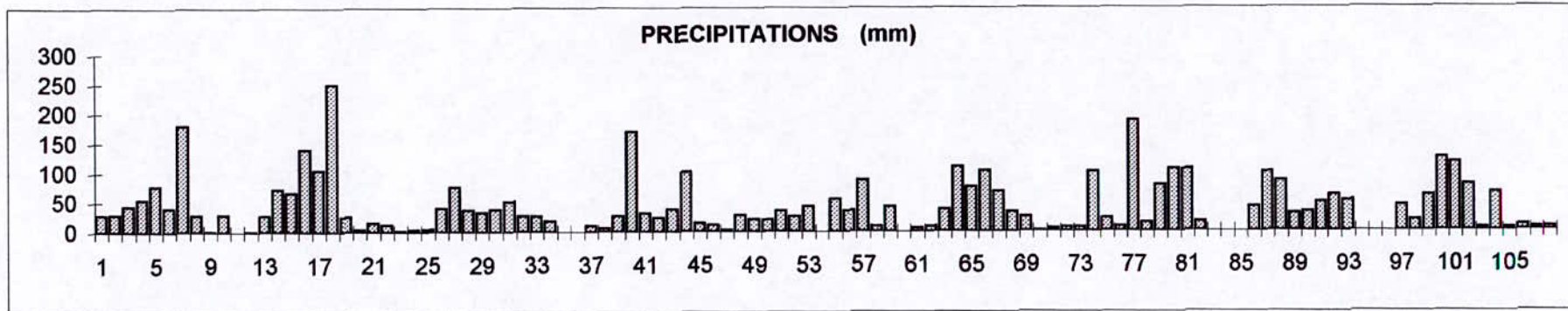
```
PROGRAM TestHomogeneite;
Uses CRT;
Const n=312;
Var C1,U1,U2,U,Ubar,VarU,Z,S:real;
    i,j,R:integer;
    n1,n2:longint;
    X,EC1:array[1..n] of real;
    g:text;
BEGIN
  ClrScr;
  Assign (g,'E:\Test\Pluie512.txt');
  reset(g);
  for i:=1 to n do
    readln(g,X[i]);
  write('LA TAILLE DU 1-ier ECHANTILLON :');
  read(n1);writeln;
  write('LA TAILLE DU 2-ieme ECHANTILLON :');
  read(n2);writeln;
  if ((n1+n2)<>n) or (n1>n2) or (n1<3) then
    writeln('ERREUR DE TAILLE:n1 doit ^tre sup^rieure ... 3 et inf^rieur ...
n2, et (n1+n2=','n)
  else
    Begin
      for i:=1 to n1 do
        EC1[i]:=X[i];
      for i:=1 to n do
        for j:=i+1 to n do
          if X[i]>X[j] then
            begin
              C1:=X[i];
              X[i]:=X[j];
              X[j]:=C1;
            end;
      R:=0;
      for j:=1 to n1 do
        for i:=1 to n do
```

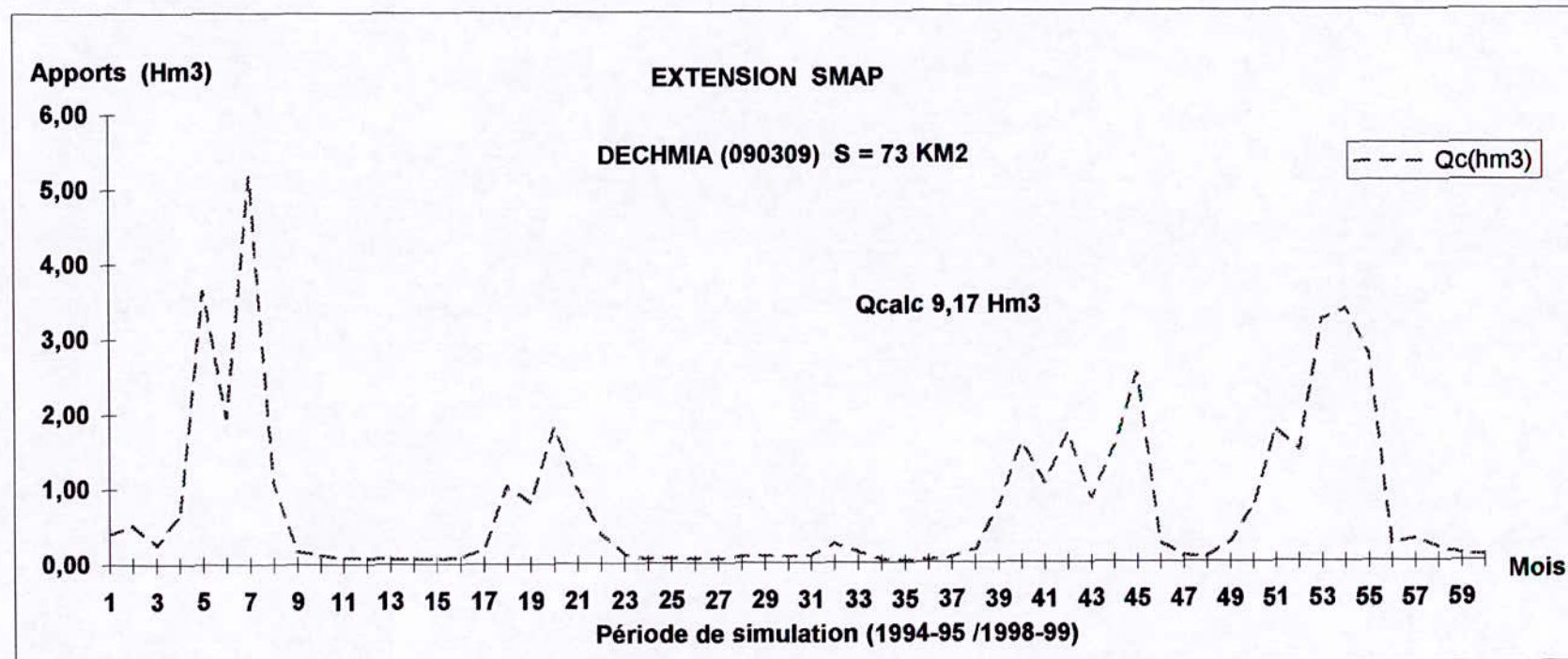
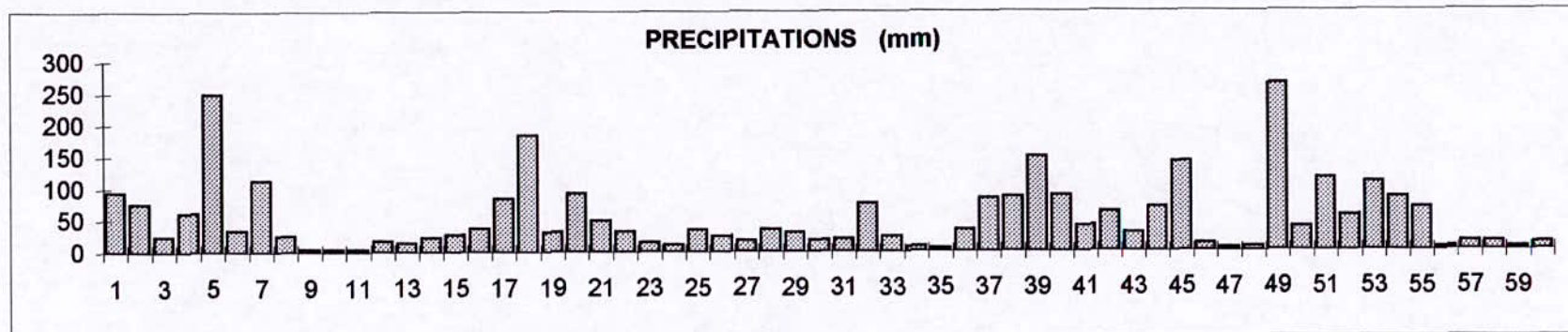
```
if EC1[j]=X[i] then
begin
R:=R+i;
i:=n;
end;
U1:=R-n1*(n1+1)/2;
U2:=n1*n2-U1;
if U1<U2 then
  U:=U1
else
  U:=U2;
writeln('R =',R,' U1 =',U1:5:2,' U2 =',U2:5:2);
Ubar:=(n1*n2)/2;
VarU:=(n1*n2)*(n1+n2+1)/12;
S:=sqrt(VarU);
Z:=(U-Ubar)/S;
Z:=abs(Z);
writeln('POUR UN RISQUE D"ERREUR alpha = 1% :');
writeln('Z(alpha/2)=2.57 ,');
writeln('Z =',Z:5:2);
if Z<2.57 then
  writeln ('===== H0 Acceptée =====')
else
  writeln ('===== H0 rejetée =====');
writeln;
writeln('POUR UN RISQUE D"ERREUR alpha = 5% :');
writeln('Z(alpha/2)=1.96 ,');
writeln('Z =',Z:5:2);
if Z<1.96 then
  writeln ('===== H0 Acceptée =====')
else
  writeln ('===== H0 rejetée =====');
writeln;
writeln('POUR UN RISQUE D"ERREUR alpha = 10% :');
writeln('Z(alpha/2)=1.64 ,');
writeln('Z =',Z:5:2);
```

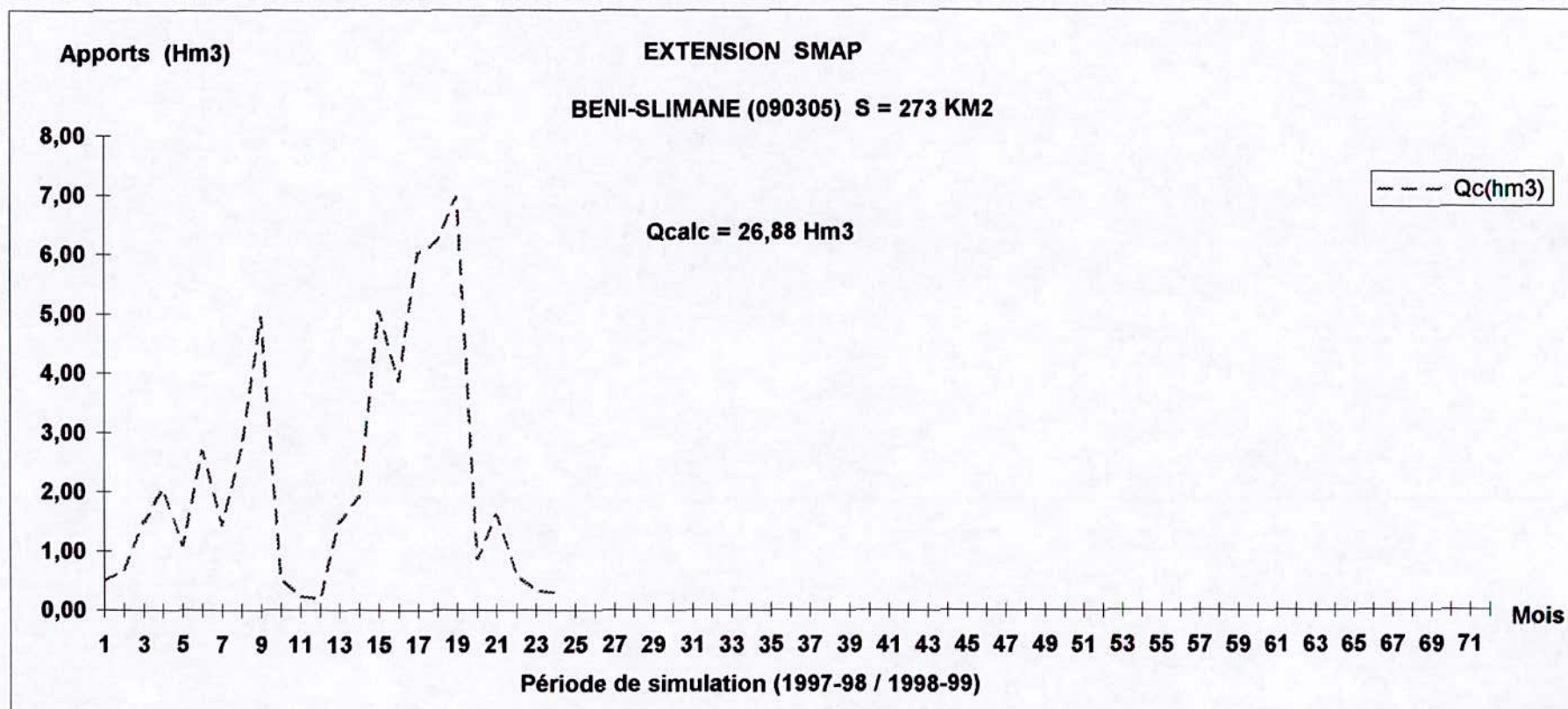
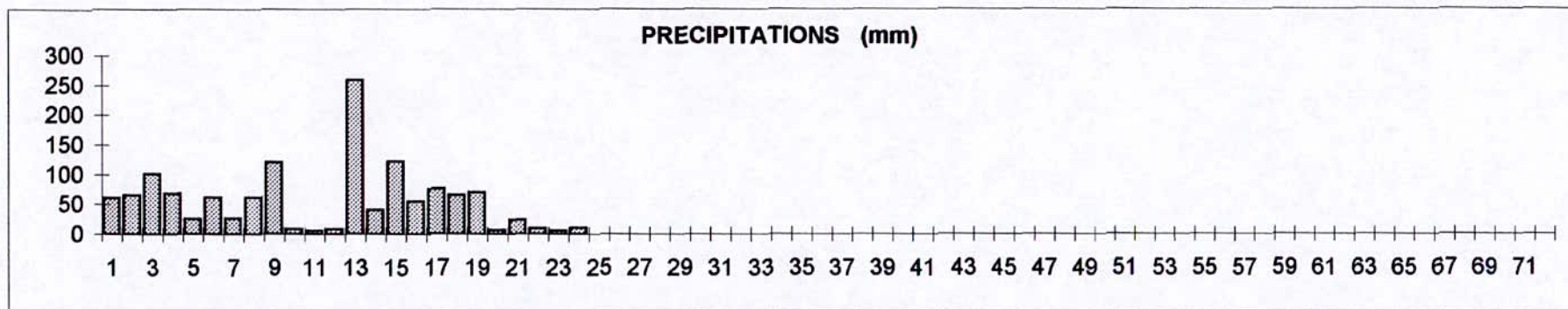
```
if Z<1.64 then
  writeln ('===== H0 Acceptée =====')
else
  writeln ('===== H0 rejetée =====');
End;
close(g);
readln; readln
END.
```

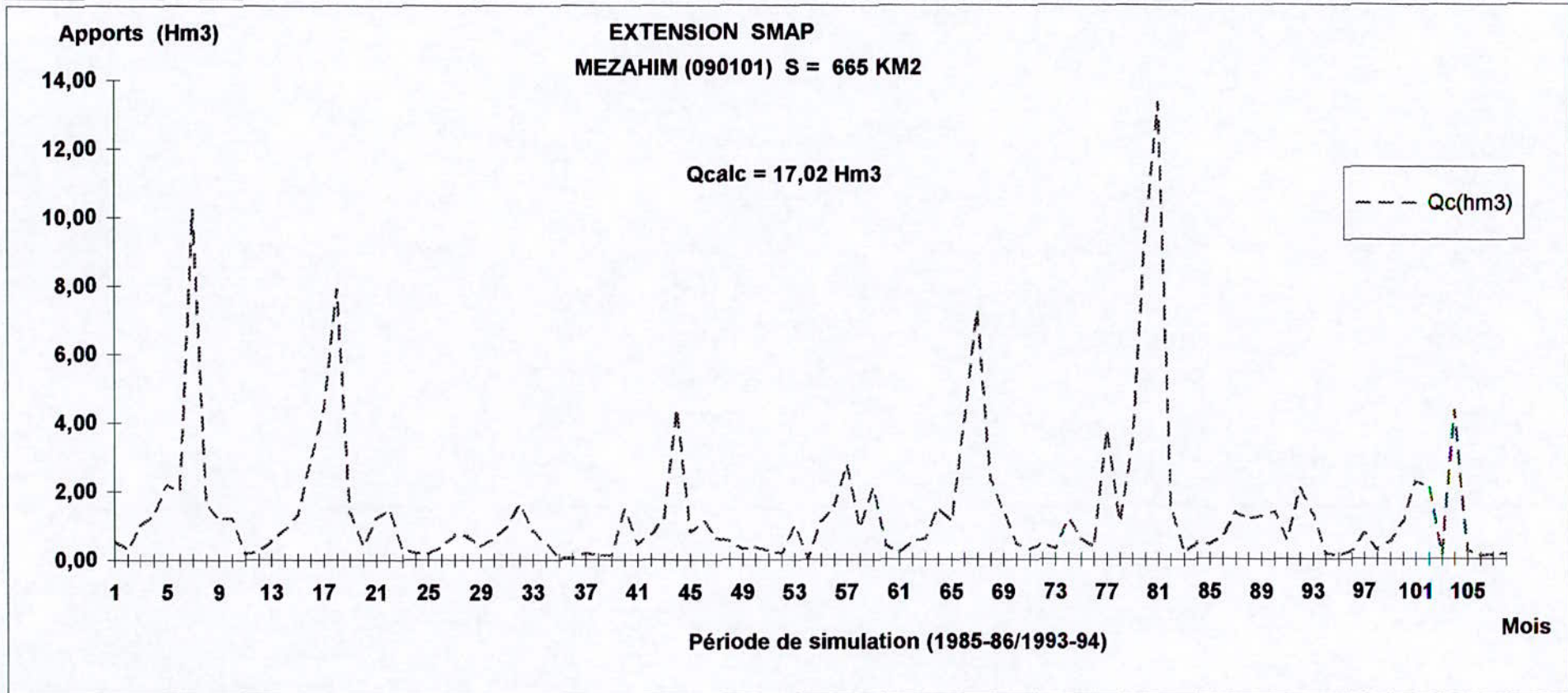
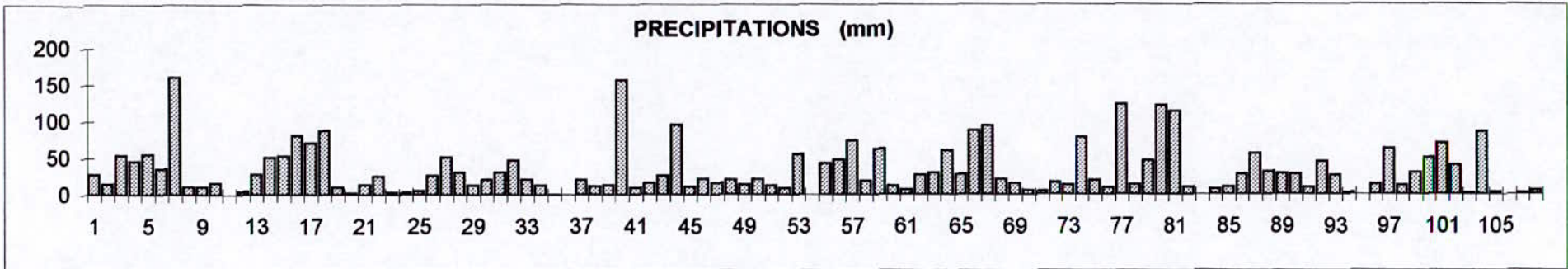
ANNEXE II

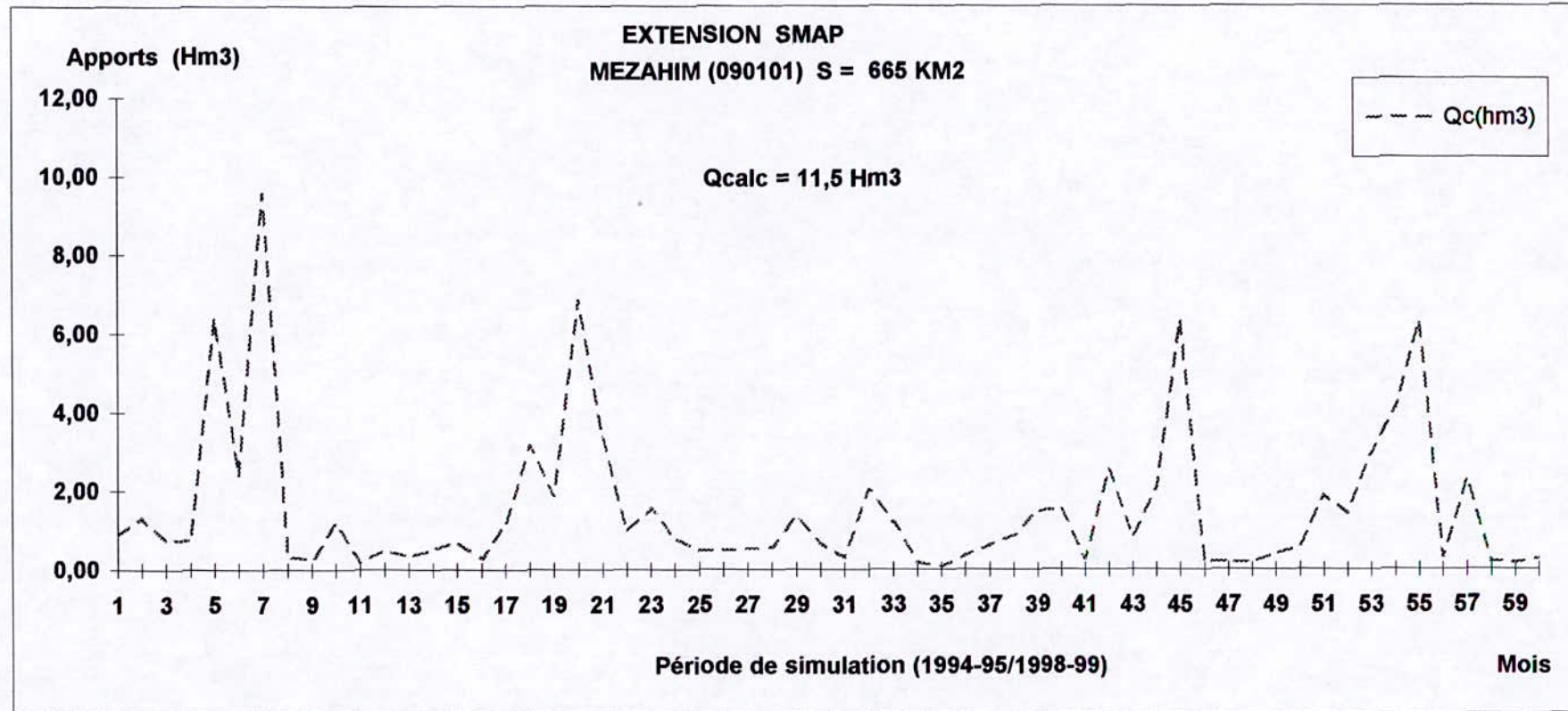
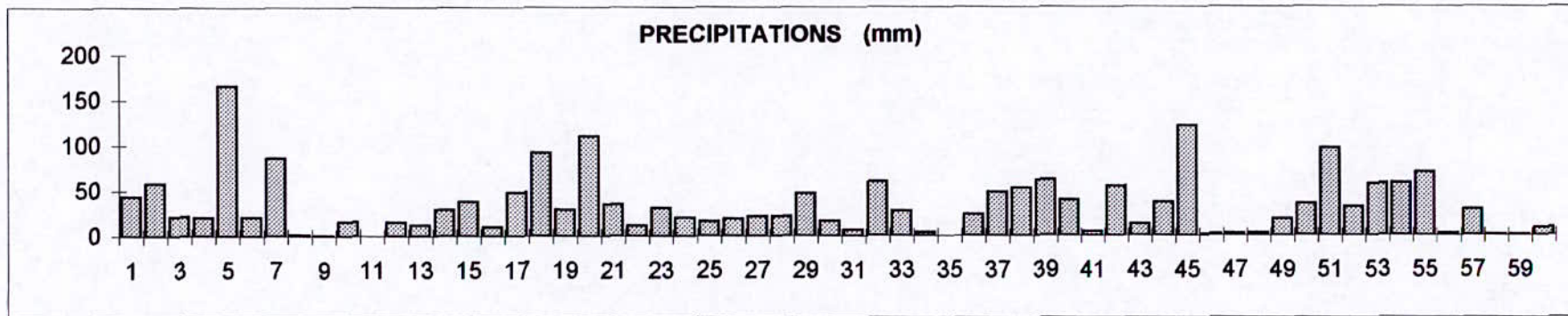
RESULTATS DE L'EXTENSION

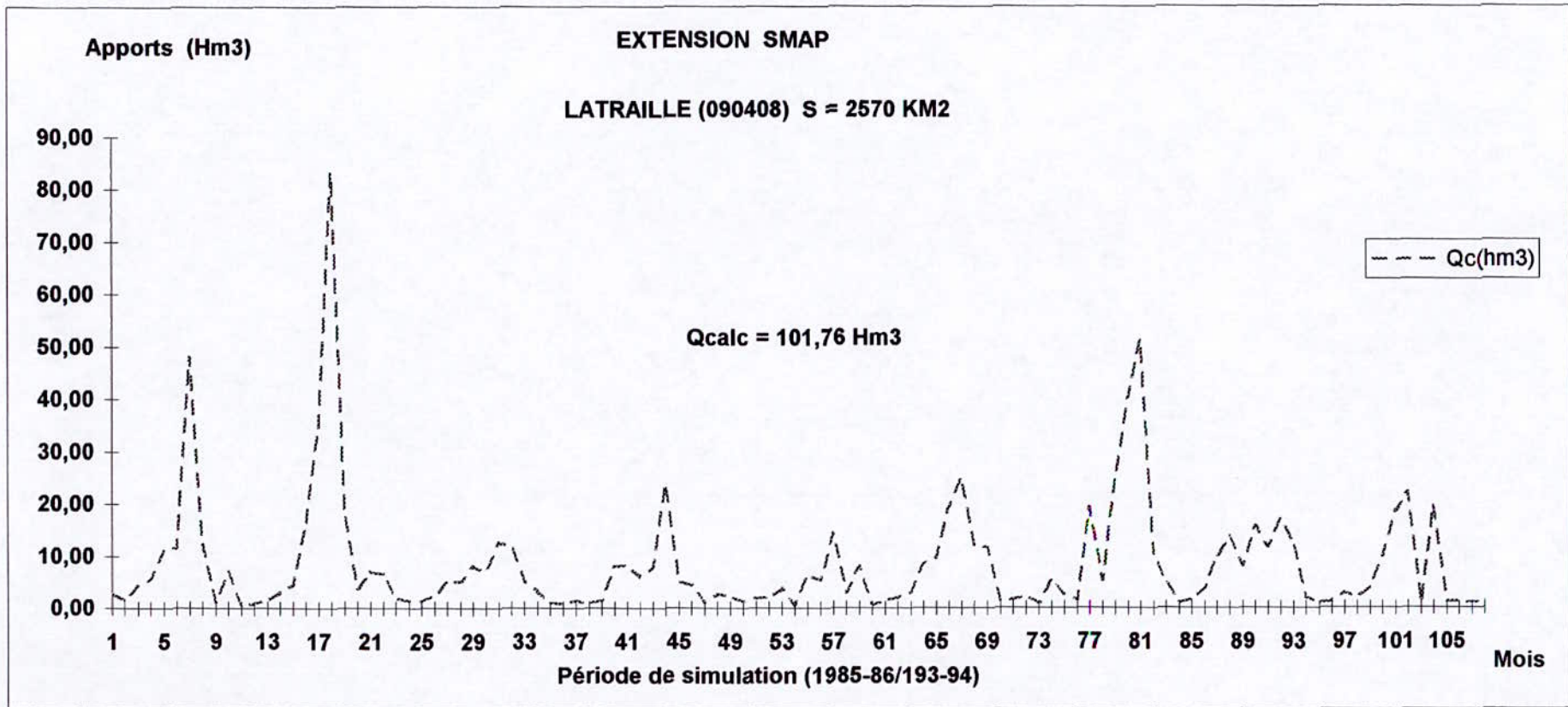
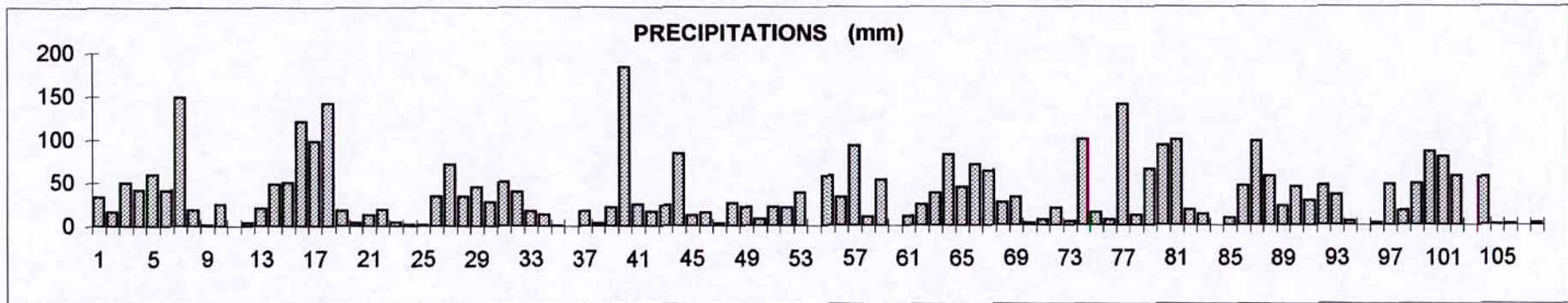


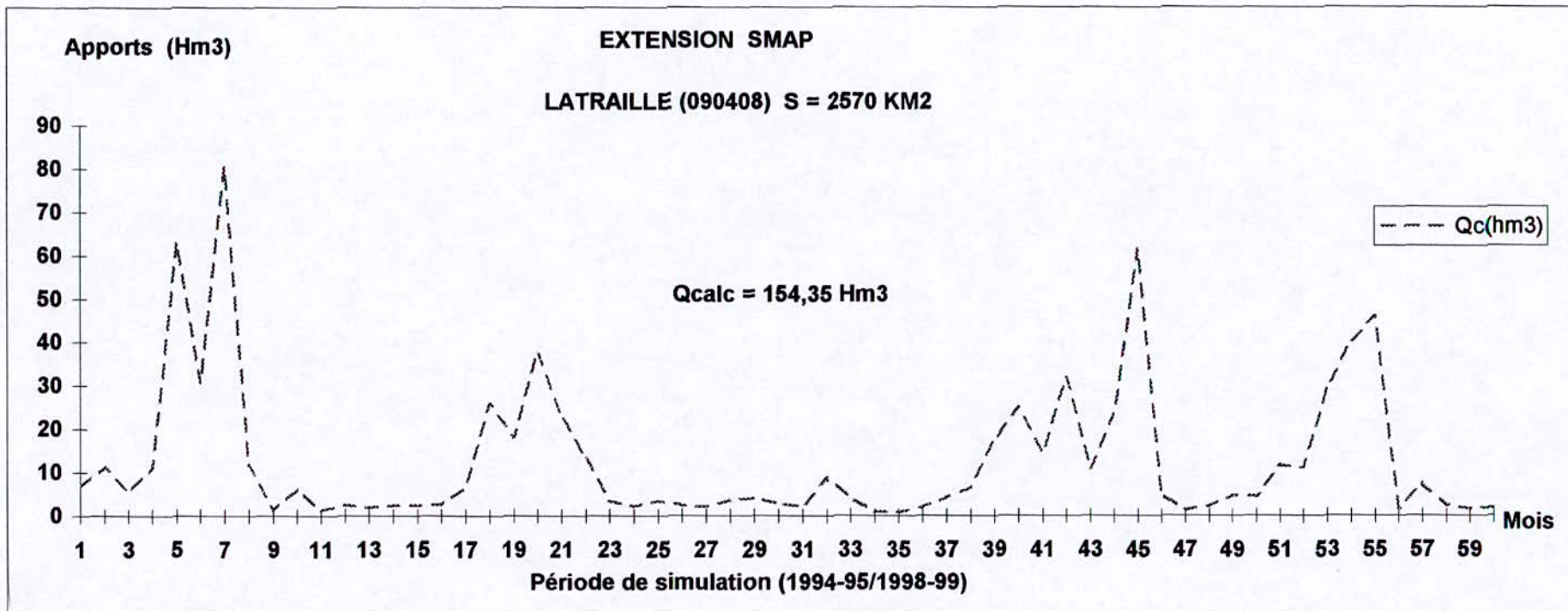
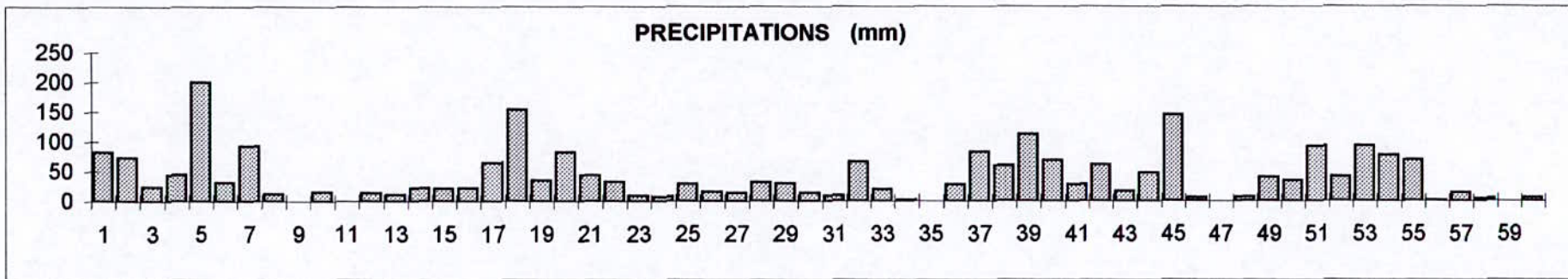


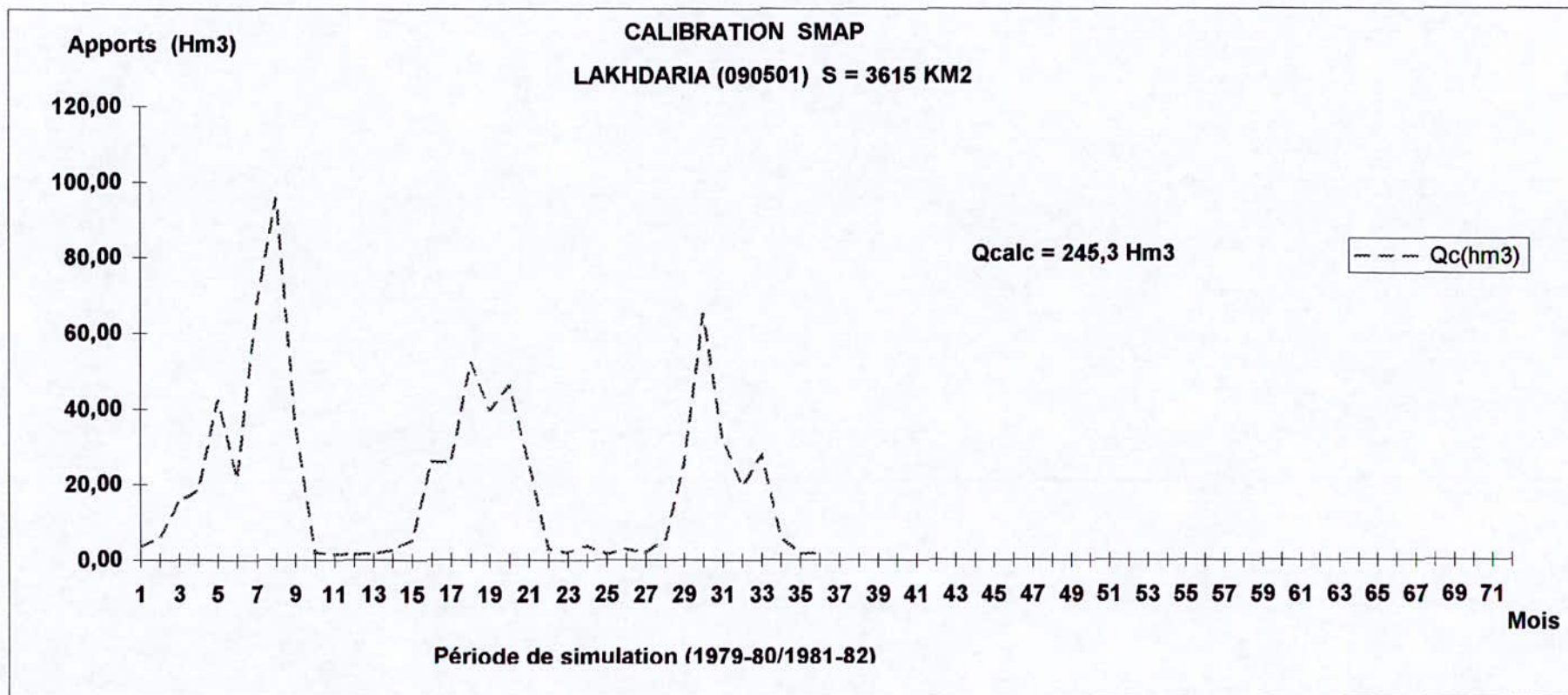
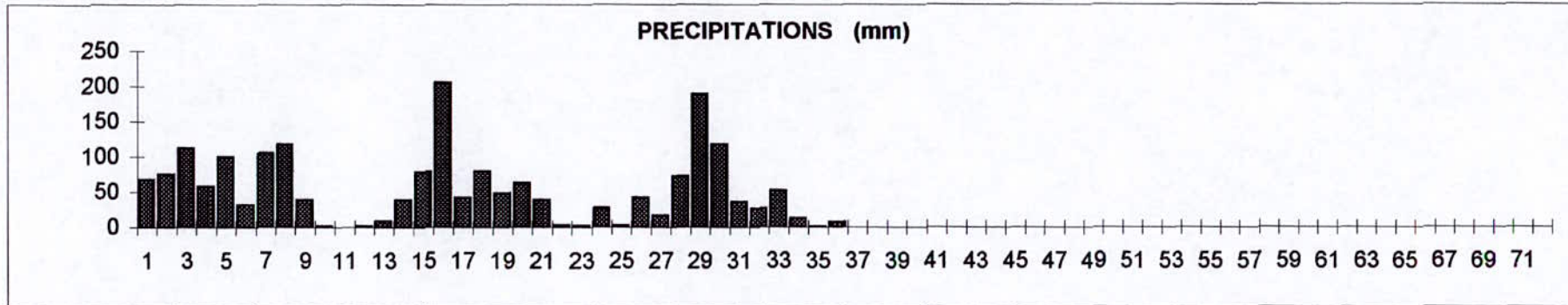




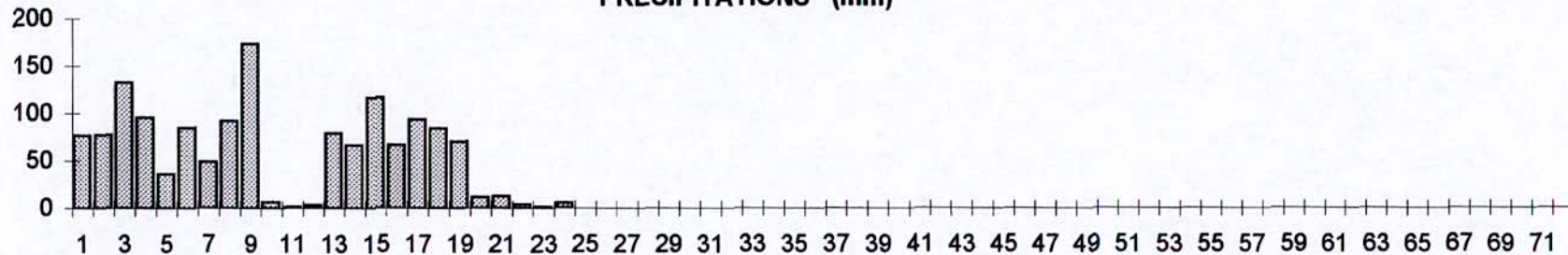








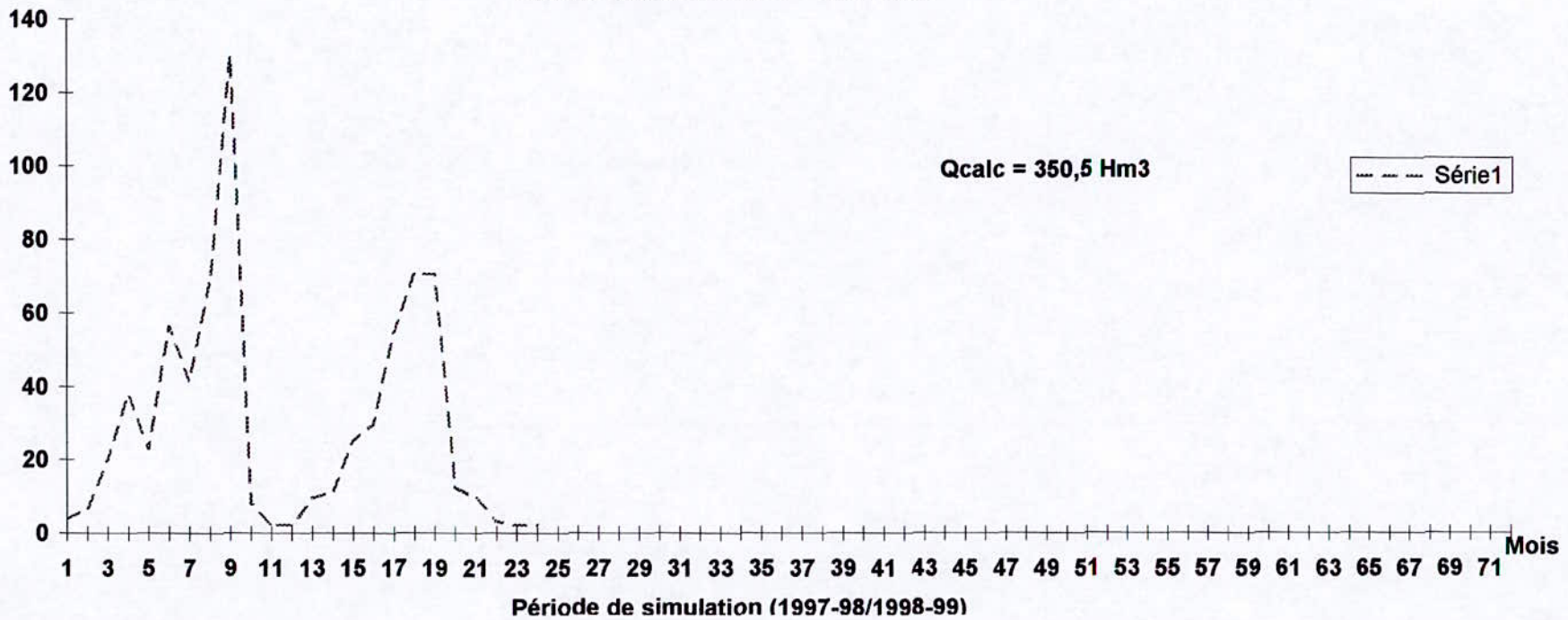
PRECIPITATIONS (mm)



Apports (Hm3)

CALIBRATION SMAP

LAKHDARIA (090501) S = 3615 KM2



ANNEXE II

AJUSTEMENTS STATISTIQUES DES SERIES DES APPORTS GENERES

