



HAL
open science

Modélisation conceptuelle de la transformation pluie-débit dans le contexte méditerranéen

Antoine Hreiche

► **To cite this version:**

Antoine Hreiche. Modélisation conceptuelle de la transformation pluie-débit dans le contexte méditerranéen. Hydrologie. Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc, 2003. Français. NNT: . tel-00004188

HAL Id: tel-00004188

<https://theses.hal.science/tel-00004188>

Submitted on 16 Jan 2004

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

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

UNIVERSITE MONTPELLIER II
SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC

UNIVERSITE SAINT-JOSEPH
ECOLE SUPERIEURE D'INGENIEURS DE BEYROUTH

THESE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR

DE L'UNIVERSITE MONTPELLIER II et DE L'UNIVERSITE SAINT-JOSEPH

Discipline: Sciences de l'Eau

Formation doctorale : Sciences de l'Eau dans l'Environnement Continental

École doctorale : Sciences de la Terre et de l'Eau

présentée et soutenue publiquement

par

Antoine HREICHE

le 9 octobre 2003

Titre :

**Modélisation conceptuelle de la transformation
pluie-débit dans le contexte méditerranéen**

JURY

M. Desbordes Michel
M. Najem Wajdi
M. Servat Eric
M. Catafago Selim
M. Fritsch Jean-Marie
M. Bocquillon Claude

Président
Directeur de Thèse
Directeur de Thèse
Rapporteur
Rapporteur
Examineur

Résumé

Le modèle conceptuel pluie-débit journalier MEDOR a été développé pour le milieu méditerranéen. L'analyse de sensibilité des processus hydrologiques aux caractéristiques du milieu et du climat lui confère une conception spécifique. Ce modèle à quatre paramètres a été élaboré à partir des données de six bassins méditerranéens, français et libanais. Son calage au moyen du critère de Nash pose des problèmes d'équifinalité. Le balayage exhaustif de l'espace critère montre l'existence de relations entre paramètres de production d'une part et ceux de transfert d'autre part. Un critère à échéance variable détermine la relation d'équifinalité de production, à partir des seuls cumuls annuels de pluie et de débit et de la structure stochastique journalière de la pluie.

Couplé à un modèle stochastique adimensionnel de pluie, MEDOR génère une surface représentative des coefficients d'écoulement des bassins dans l'espace des paramètres. Cinq zones ont été définies sur le pourtour méditerranéen avec leurs surfaces de référence. MEDOR possède des propriétés d'agglomération spatiale et temporelle. Les paramètres du modèle pour un bassin formé de l'union de plusieurs sous bassins sont déterminés par des lois d'agglomération utilisant les paramètres de chacun d'eux. Un des paramètres de la fonction de production est lié à la profondeur utile du sol, ce qui permet de transformer le modèle global en un modèle semi-distribué. L'extension à un nombre plus important de bassins permettra de préciser la signification des paramètres, et donc d'envisager une application à des bassins non jaugés.

MOTS-CLES : Hydrologie, bassins versants méditerranéens, relation pluie – débit, modélisation conceptuelle

Abstract

CONCEPTUAL RAINFALL-RUNOFF MODELING IN THE MEDITERRANEAN ENVIRONMENT

MEDOR, a daily lumped conceptual rainfall-runoff model with four parameters was conceived for Mediterranean catchments. It was applied on six Mediterranean basins, French and Lebanese. Its calibration is affected by the equifinality issue. Systematic scanning of the Nash criterion objective function shows the existence of an equifinality relationship among the two loss function parameters (PER) independently of the transfer parameters. The agglomerated Nash criterion with variable terms determines the PER using only the annual balance of rainfall-runoff and the daily stochastic structure of rainfall.

Coupled to a stochastic model of rainfall of a given region, MEDOR generates equifinality relations between runoff coefficients (CR) defining a surface in the parameters space. Five zones have been identified in the Mediterranean region having a single reference CR surface (e.g., East coast of the Mediterranean Sea). The runoff coefficient of a given watershed located in one of these areas fixes the specific PER of the catchments. The property of spatio-temporal additivity is demonstrated on MEDOR. Model parameters for a catchment made of several sub-catchments are given by specific laws using relative parameters of each sub-catchment. One of the loss parameters is related to the useful depth of the soil, which allows the transformation of MEDOR from a lumped model into a semi-distributed one. The use of more catchments would allow to specify the significance of the parameters, and thus to consider the application of the model on ungauged basins.

KEYWORDS : Hydrology, Mediterranean catchments, Rainfall-Runoff relationship, Conceptual modeling

Avant-propos

La recherche exposée dans cette thèse s'inscrit dans le cadre du programme FRIEND-AMHY (*Flow Regimes from International Experimental and Network Data*) consacré à la zone méditerranéenne et alpine, du Programme Hydrologique International (*PHI*) de l'*UNESCO*, dont l'objectif est de contribuer à la connaissance des régimes des cours d'eau méditerranéens.

Un certain nombre de pays méditerranéens ont des réseaux hydrométriques peu développés et souvent défectueux pour des raisons diverses (absence de moyens, guerre, manque de volonté politique). Or les données hydrométriques sur de longues chroniques sont indispensables pour la connaissance de la ressource, et par conséquent pour la gestion et la planification des aménagements.

L'objet de cette thèse est la recherche de l'opérateur de transfert (ou « modèle »), qui permet d'accroître la connaissance sur les débits, à partir de chroniques de pluie, en général plus longues et plus fréquentes, car plus simples à acquérir. La similarité des caractères du monde méditerranéen, permet de penser que cet opérateur présente une structure spécifique, donc pourra être utilisée pour l'ensemble des pays de la région.

En 1999, l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD) et l'Université Saint-Joseph (USJ) ont décidé de promouvoir ensemble une recherche consacrée à l'Hydrologie méditerranéenne, au travers d'une collaboration entre l'UMR Hydrosociétés et le Centre Régional de l'Eau et de l'Environnement (CREEN) de l'USJ. Et dans le cadre de cette association, une allocation de recherche IRD a été mise à disposition, ce qui a permis le développement de ce travail.

À mes parents...

Remerciements

Je tiens à remercier ici l'ensemble des personnes sans qui ce travail n'aurait pas pu voir le jour. Il faut reconnaître l'apport de tous, et je ne saurais trouver les mots justes pour exprimer mes remerciements à tous ceux qui m'ont assisté de près ou de loin.

Monsieur Claude Bocquillon, Professeur Emerite à l'Université Montpellier II et Conseiller Scientifique du CREEN, a suivi et encadré quotidiennement le déroulement de cette recherche aussi bien au Liban qu'en France durant ces trois années. Il m'est très difficile de trouver les mots pour lui exprimer toute ma gratitude, je tiens simplement à lui adresser un grand merci. J'ai trouvé auprès de lui, les conseils, l'aide et l'appui de tous les instants. Il a su m'initier patiemment à la Recherche, en me guidant, en me conseillant, et en me permettant de profiter de son savoir sans limites. Sa haute compétence scientifique, son expérience, sa clairvoyance, son charisme, son dynamisme m'ont beaucoup appris. Ils ont été et resteront des moteurs de mon travail. Son attitude, toujours positive et bienveillante, a su calmer mes inquiétudes. Je n'oublie ni sa patience ni sa gentillesse et ses encouragements. Je le remercie également pour l'aide précieuse dans la rédaction de ce document. Ses qualités humaines sont hors du commun et je me dois de lui témoigner toute ma reconnaissance et tout mon respect pour ce qu'il a fait pour moi. Je suis extrêmement fier d'avoir pu travailler avec lui.

Je suis extrêmement reconnaissant à Monsieur Wajdi Najem, Doyen de la Faculté d'Ingénierie de l'Université Saint-Joseph et Directeur du CREEN, pour la direction de cette thèse, pour le suivi de mon travail, ses conseils au cours de ces trois années, ses idées, ses explications et ses critiques. Il m'a apporté par sa rigueur scientifique une aide précieuse pour l'orientation de cette recherche. Ma dette envers lui est particulièrement grande surtout pour la confiance qu'il a nourrie et entretenue à mon égard. Cette confiance, sans cesse renouvelée, a été un facteur stimulant pour la réussite de ce travail.

Je remercie fortement M. Eric Servat, Directeur du Laboratoire HydroSciences, qui a assuré, malgré l'éloignement, la direction de cette thèse. Lors de nos rencontres, pendant mes séjours en France, j'ai pu profiter de ses réflexions sur l'orientation à donner au travail et de ses conseils avisés.

Je tiens également à assurer de ma gratitude et adresser mes remerciements à :

- Monsieur Selim Catafago, Doyen honoraire de la Faculté d'Ingénierie de l'Université Saint-Joseph, pour avoir accepté d'être rapporteur de ces travaux et pour le temps qu'il a consacré à la critique de ce manuscrit avec autant de soin que de clairvoyance et de sympathique compréhension.
- Monsieur Jean-Marie Fritsch, Directeur de Recherche à l'IRD, pour avoir accepté la lourde charge de rapporter sur ces travaux.

- Monsieur Michel Desbordes, Directeur de l'Institut des Sciences de l'Ingénieur de Montpellier, qui m'a fait l'honneur d'accepter de présider ce jury. Je lui exprime ma sincère reconnaissance.

J'adresse également ma profonde reconnaissance à Monsieur Jean-Olivier Job, Directeur de Recherche à l'IRD, pour l'intérêt qu'il a montré pour cette thèse, pour ses remarques sur mon travail. Le temps qu'il a accepté de me consacrer a été précieux pour moi. Je l'en remercie chaleureusement.

Touchant différents domaines d'information, j'ai une dette particulière envers Alain Dezetter, Dany Mezher qui m'ont livré les fruits de leur savoir ou de leur recherches. Qu'ils reçoivent ici le témoignage de ma gratitude. Mais mes remerciements vont aussi à tous ceux qui, sur des points particuliers, m'ont apporté une information utile: Pierre Hubert, Christian Puech, Flavie Cernesson, Roger Moussa, Vazken Andreassian, Jean-Francois Boyer, Janine Saurin, Alain Gioda, et Claudine Dieulin. Qu'ils en soient très vivement remerciés.

Au-delà de l'encadrement scientifique, je remercie les organismes qui ont apporté une contribution financière à cette recherche: l'IRD qui m'a accordé une allocation de recherche de trois ans, et l'Université Saint-Joseph, en la personne du Doyen Najem qui a œuvré pour réunir les conditions financières et matérielles pour le bon déroulement de cette thèse.

Enfin, j'adresse toute mon affection à ma famille, et plus particulièrement à mes parents Issa et Jihade, sans qui je n'aurais jamais effectué toutes ces années d'études. Leur intelligence, leur confiance, leur patience, leur tendresse, leur amour me portent et me guident tous les jours. Aussi, la liste ne saurait être complète sans adresser mes chaleureuses pensées à mon frère Raymond, pour ses encouragements et son aide continue au fil du temps, et à Racha qui a su me soutenir (surtout dans les moments difficiles), pour sa grande patience, son aide et ses encouragements et sans qui, ce travail n'aurait pu arriver à terme. C'est un grand plaisir pour moi de leur dédier ce travail.

Table des matières

AVANT PROPOS.....	2
REMERCIEMENTS.....	3
RESUME – ABSTRACT.....	6
TABLE DES MATIERES.....	7
CHAPITRE I - LA PART DU MILIEU.....	12
I.1. INTRODUCTION	12
I.2. L'UNITE GEOLOGIQUE.....	13
I.3. L'UNITE CLIMATIQUE.....	16
I.4. L'UNITE HYDROGEOLOGIQUE	18
I.5. L'UNITE PEDOLOGIQUE	19
I.6. L'UNITE VEGETALE.....	19
I.7. L'UNITE HYDROLOGIQUE	20
I.7.1. <i>Les caractères morphologiques :</i>	20
I.7.2. <i>Le régime des écoulements: variabilité et irrégularité sont les maîtres –mots</i>	21
I.7.3. <i>Les mécanismes hydrologiques</i>	22
I.8. AU-DELA DE L'UNITE : LES DIFFERENCES.....	23
I.8.1. <i>La variabilité de la pluie annuelle</i>	23
I.8.2. <i>La variabilité saisonnière</i>	26
I.8.3. <i>La variabilité journalière</i>	26
I.9. CONCLUSION	29
CHAPITRE II - DU MILIEU A LA CONCEPTION DE SON FONCTIONNEMENT.....	31
II.1. PRESENTATION DU CHAPITRE.....	31
II.2. LES ECHELLES D'ANALYSE	32
II.2.1. <i>Les échelles temporelles d'analyse</i>	32
II.2.2. <i>Les échelles spatiales d'analyse</i>	32
II.2.3. <i>Le compartimentage des processus</i>	33
II.2.4. <i>Les divers types de modèles</i>	34
II.2.5. <i>La modélisation conceptuelle</i>	35
II.2.6. <i>Modèle spécifique ou modèle universel ?</i>	36
II.3. LES CONTRAINTES ENGENDREES PAR LE MILIEU	36
II.3.1. <i>La contrainte climatique saisonnière</i>	36
II.3.2. <i>Incidence de la structure temporelle de la pluie sur le comportement du sol.</i>	37
II.3.3. <i>Les temps caractéristiques des processus hydrologiques</i>	40
II.3.4. <i>Contraintes liées à la structure du relief</i>	41
II.4. INCIDENCES DES CONDITIONS SPECIFIQUES MEDITERRANEENNES SUR LA CONCEPTION D'UN MODELE STATIONNEL.....	43
II.4.1. <i>Modélisation écohydrologique stationnelle</i>	44
II.4.2. <i>Pertinence des variables introduites dans la modélisation</i>	46
II.4.2.1. <i>Indice de ruissellement</i>	47
II.4.2.2. <i>Indice de la dynamique de l'infiltration.</i>	47
II.4.2.3. <i>Indice spatial de l'infiltration.</i>	47
II.4.2.4. <i>Indice d'évaporation</i>	47
II.4.3. <i>Incidence de la variabilité saisonnière sur la modélisation stationnelle</i>	48
II.4.4. <i>Incidence de la variabilité spatiale des caractéristiques stationnelles</i>	49
II.5. CONCEPTION D'UNE STRUCTURE GLOBALE DE FONCTIONNEMENT	49
II.5.1. <i>Organisation générale des transferts dans le bassin</i>	49
II.5.2. <i>Conception d'une fonction de production globale</i>	51

II.5.3.	Conception d'une fonction de transfert globale	52
II.6.	CONCLUSION	54

CHAPITRE III - ELABORATION, CALAGE, ET ANALYSE DU FONCTIONNEMENT D'UN MODELE ADAPTE AU CLIMAT MEDITERRANEEN: MEDOR 57

III.1.	PRESENTATION DU CHAPITRE.....	57
III.2.	LE MODELE MEDOR.....	58
III.2.1.	Architecture du modèle MEDOR.....	58
III.2.2.	La fonction de production.....	59
III.2.2.1.	La sortie R.....	59
III.2.2.2.	La sortie E.....	59
III.2.2.3.	Conséquences de l'élimination des conditions climatiques.....	60
III.2.3.	La fonction de transfert.....	61
III.2.4.	Choix d'un Critère.....	61
III.2.4.1.	Critères qualitatifs.....	61
III.2.4.2.	Critères quantitatifs.....	62
III.2.5.	Critère sélectionné.....	63
III.3.	ECRITURE DU MODELE MEDOR.....	64
III.3.1.	Les équations du modèle.....	64
III.3.2.	Choix d'un outil de modélisation.....	65
III.3.3.	Modèle sous Vensim®.....	66
III.4.	MISE EN ŒUVRE ET CALAGE DU MODELE.....	66
III.4.1.	Bassin du Nahr Beyrouth.....	67
III.4.1.1.	Les précipitations.....	68
III.4.1.2.	Les températures.....	69
III.4.1.3.	L'humidité.....	69
III.4.1.4.	La débimétrie.....	69
III.4.2.	Analyse des chroniques.....	69
III.4.3.	Structure du transfert.....	69
III.5.	A LA RECHERCHE D'UN OPTIMUM.....	70
III.5.1.	Méthodes de recherche d'un optimum.....	70
III.5.2.	L'équifinalité et ses causes.....	71
III.5.2.1.	La structure du modèle :.....	71
III.5.2.2.	L'inadéquation de la modélisation à décrire la réalité :.....	72
III.5.2.3.	Les données et leurs erreurs :.....	72
III.5.3.	Exploration exhaustive l'espace critère.....	73
III.6.	ANALYSE DE LA STRUCTURE DE LA SURFACE CRITERE DU MODELE MEDOR.....	74
III.6.1.	Définition d'une « acceptabilité ».....	74
III.6.2.	Comparaison des projections et des coupes.....	75
III.6.3.	Recherche de la zone d'adéquation.....	77
III.6.4.	Algorithme opérationnel de calage.....	79
III.7.	ANALYSE DU FONCTIONNEMENT DU MODELE.....	80
III.7.1.	Analyse des valeurs du Nash.....	80
III.7.2.	Présentation des chroniques.....	81
III.7.3.	Les bilans et les stocks.....	83
III.7.4.	Examen du déroulement des événements.....	85
III.7.5.	Sensibilité du déroulement événementiel aux paramètres de transfert.....	87
III.8.	CONCLUSION.....	89

CHAPITRE IV - CALAGE DU MODELE JOURNALIER PAR LES DONNEES ANNUELLES 91

IV.1.	PRESENTATION DU CHAPITRE.....	91
IV.2.	RELATION D'EQUIFINALITE ET BILANS ANNUELS.....	92
IV.3.	BILANS A PAS VARIABLE : CRITERE DE NASH AGGLOMERE.....	93
IV.4.	DETERMINATION DE LA REP AVEC UN MODELE STOCHASTIQUE DE PLUIE LOCALE ET LES BILANS ANNUELS.....	95
IV.4.1.	Incidence de la structure de la pluie sur le calage.....	95
IV.4.1.1.	Génération de la série pluviométrique stochastique.....	95
IV.4.1.2.	Dépendance de la REP du modèle stochastique de pluie.....	96

IV.4.2.	<i>Comparaison bilans générés et bilans mesurés</i>	97
II.4.2.1.	Relation de bilans annuels générés.....	97
II.4.2.2.	Relation de bilans annuels mesurés.....	98
IV.4.3.	<i>Détermination de la REP par les bilans annuels</i>	99
II.4.3.1.	Equivalence entre les paramètres des modèles annuels et journaliers	99
II.4.3.2.	Equifinalité dans le modèle annuel	99
II.4.3.3.	La technique du filtrage.....	100
IV.5.	DETERMINATION DES PARAMETRES DE PRODUCTION POUR DIFFERENTS PAS DE GESTIONS DES DONNEES	101
IV.6.	DETERMINATION DE LA REP AVEC LE BILAN TOTAL.....	103
IV.6.1.	<i>Le critère de bilan total</i>	103
IV.6.2.	<i>Equivalence des équifinalités des critères du Nash annuel et du bilan total</i>	104
IV.6.3.	<i>Utilisation complémentaire des critères Nash – Bilan total</i>	106
IV.6.4.	<i>Application au Nahr Beyrouth</i>	107
IV.7.	RECHERCHE DE LA REP AVEC DES CRITERES DERIVES DU BILAN	108
IV.8.	CONCLUSIONS.....	109
CHAPITRE V - REGIONALISATION DES PARAMETRES DE PRODUCTION.....		111
V.1.	PRESENTATION DU CHAPITRE : L'ANALYSE REGIONALE	111
V.2.	REPRESENTATIONS DES SURFACES ISOBILANS	112
V.3.	ANALYSE INSPECTIONNELLE DU MODELE MEDOR	113
V.4.	REGIONALISATION DES SURFACES ISOBILANS	115
V.4.1.	<i>Méthodologie de l'analyse régionale</i>	115
V.4.2.	<i>Analyse région par région</i>	119
V.4.3.	<i>Synthèse régionale</i>	132
V.5.	UTILISATION DES SURFACES REGIONALES DE REFERENCE POUR LA DETERMINATION DES PARAMETRES DE PRODUCTION.	133
V.6.	CONCLUSION	137
CHAPITRE VI - AGGLOMERATION SPATIALE DU MODELE MEDOR		139
VI.1.	PRESENTATION DU CHAPITRE.....	139
VI.2.	L'ADDITIVITE SPATIALE CONCEPTUELLE : UNE CONDITION NECESSAIRE.....	140
VI.3.	RECHERCHE D'UNE LOI D'ADDITIVITE DE LA FONCTION DE PRODUCTION	140
VI.3.1.	<i>Loi d'agglomération des H à EVL donné</i>	143
VI.3.2.	<i>Loi d'agglomération des EVL à H donné</i>	144
VI.3.3.	<i>Indépendance des résultats trouvés vis-à-vis de la pluie</i>	145
VI.4.	DETERMINATION DE LA REP D'UN BASSIN CONSTITUE PAR L'ADDITION DE DEUX BASSINS VOISINS.	145
VI.4.1.	<i>Principe des bassins chimères</i>	145
VI.4.2.	<i>Vérification de la loi d'additivité de REP en agglomérant les H à EVL donné</i>	146
VI.4.3.	<i>Vérification de la loi d'additivité de REP en agglomérant les EVL</i>	149
VI.4.4.	<i>Généralisation à un ensemble de bassins</i>	151
VI.5.	CONSEQUENCE DE L'EXISTENCE DES LOIS D'ADDITIVITE SUR LA FORMULATION DE LA REP	151
VI.6.	AGGLOMERATION DES BILANS TOTAUX	152
VI.7.	RECHERCHE DE LA ZONE D'ADEQUATION AGGLOMEREES.....	154
VI.8.	PRINCIPE DE LA RECHERCHE D'UNE LOI D'ADDITIVITE DE TRANSFERT.....	156
VI.8.1.	<i>Agglomération du transfert rapide</i>	157
VI.8.2.	<i>Agglomération des transferts linéaires</i>	157
VI.9.	VERIFICATION DE L'ENSEMBLE DES LOIS D'AGGLOMERATION DU MODELE MEDOR	158
VI.10.	CONCLUSION.....	160
CHAPITRE VII - VERS UNE CONCEPTION PHYSIQUE DU MODELE MEDOR		162
VII.1.	PRESENTATION DU CHAPITRE.....	162
VII.2.	EXPRESSION DE MEDOR A PARTIR D'UN DEFICIT A SATURATION	163
VII.3.	TENTATIVE D'INTERPRETATION PHYSIQUE	165
VII.4.	COMPORTEMENT DU MODELE A DEFICIT A SATURATION	166
VII.5.	PARCELLES EN FONCTIONNEMENTS SEMBLABLES	167
VII.6.	SPATIALISATION DES PARAMETRES.....	169
VII.7.	METHODOLOGIE DE DECOUPAGE EN UNITES DE PAYSAGE.....	170
VII.8.	CONCLUSION	175

CHAPITRE VIII - CONCLUSION GENERALE.....	176
VII.1. AU PLAN THEORIQUE	177
VII.2. AU PLAN OPERATIONNEL	178
VII.3. AU PLAN PROSPECTIF	179
 BIBLIOGRAPHIE.....	 182
 ANNEXE I - MODELISATION STOCHASTIQUE DE LA PLUIE	 194
Station 1: PERPIGNAN - FRANCE	197
Station 2: GENES - ITALIE	198
Station 3: ATHENES - GRECE.....	199
Station 4: LARNACA - CHYPRE	200
Station 5: LIMASSOL - CHYPRE	201
Station 6: MARSEILLE - FRANCE	202
Station 7: NICOSIE - CHYPRE.....	203
Station 8: NIMES - FRANCE.....	204
Station 9: MONTPELLIER - FRANCE.....	205
Station 10: AMIANDOS - CHYPRE.....	206
Station 11: BEER-SHEVA - ISRAEL	207
Station 12: BEJA - PORTUGAL	208
Station 13: BRAGANCA - PORTUGAL	209
Station 14: BRINDISI - ITALIE	210
Station 15: CAGLIARI - ITALIE	211
Station 16: COIMBRA - PORTUGAL	212
Station 17: CORFU - GRECE.....	213
Station 18: BEYROUTH - LIBAN	214
Station 19: HAR-KENAAN - ISRAEL.....	215
Station 20: HERAKLION - GRECE.....	216
Station 21: JERUSALEM - ISRAEL	217
Station 22: KELIBIA - TUNISIE.....	218
Station 23: LARISSA - GRECE	219
Station 24: LISBOA - PORTUGAL	220
Station 25: LJUBLJANA - SLOVENIE	221
Station 26: MALAGA - ESPAGNE.....	222
Station 27: METHONI - GRECE.....	223
Station 28: POLIS - CHYPRE	224
Station 29: PORTO - PORTUGAL.....	225
Station 30: ROME - ITALIE.....	226
Station 31: TAVIRA - PORTUGAL.....	227
Station 32: TEL-AVIV - ISRAEL	228
Station 33: VALENCE - ESPAGNE.....	229
Station 34: VERONE - ITALIE	230
Station 35: ZAGREB - CROATIE.....	231
Station 36: ZARAGOZA - ESPAGNE.....	232
 ANNEXE II – CALCUL PARALLELE.....	 233
 ANNEXE III – SIMULATIONS PLUIE-DEBIT	 240
 ANNEXE IV – INDICE DE SAISONNALITE.....	 255

Chapitre I

Chapitre I

La part du milieu¹

1.1. Introduction

La Méditerranée, « mer entre les terres », berceau des civilisations du monde occidental, s'étend à la rencontre de trois continents qui l'enserrent et en font un monde particulier par son unité physique, climatique, culturelle et à un certain degré hydrologique.

Abandonnons l'introduction hydrologique classique bassin par bassin: compacité, réseau de drainage et statistiques de données pour suivre une approche plus globale des bassins de la région, quitte à revenir par la suite aux caractères individuels. Pour construire notre plan, « Eparpillons les pièces du puzzle, comparons ce qui est comparable » (Braudel, 1949). Laissons les bassins versants particuliers pour ne voir que l'analogie de leurs caractéristiques. L'état présent des bassins a été engendré par des actions géologiques, climatologiques et récemment anthropiques (Debussche *et al.*, 1987). Ces actions mettent en jeu des échelles de temps diverses depuis les temps géologiques, jusqu'au déroulement des actions humaines saisonnières. Le climat, le relief, l'interpénétration des terres et de la mer, particulièrement développée au Nord, les configurations des bassins fluviaux, les constituants du sol et du sous-sol, sont autant de facteurs d'une répartition et d'un régime des eaux très spécifiques au monde méditerranéen, aussi différent des régions atlantiques ou eurasiennes contiguës au Nord que du domaine aride qui le jouxte au Sud et à l'Est (Blanchard, 1936).

Pour comprendre les analogies actuelles, et justifier une approche globale de l'hydrologie en Méditerranée nous allons procéder de la manière suivante :

- d'abord nous remonterons à l'origine de la création de cette mer, qui a fixé dans le temps la répartition des masses montagneuses, donc celle des pluies actuelles.
- ensuite nous caractériserons le climat, si particulier qu'il constitue une des grandes divisions du climat de la planète.
- ce climat a façonné dans le paysage calcaire d'importantes voies de dissolution, caractéristiques des karsts. Cela nous amènera à traiter l'hydrogéologie après le climat.
- les caractéristiques très particulières de l'épikarst, nous conduiront tout naturellement à la couverture pédologique, résultat des actions du climat sur la roche mère calcaire et des transports éoliens.
- enfin la couverture végétale qui s'est adaptée à ces sols et à ce climat.

Nous aurons alors l'essentiel des dénominateurs communs qui nous permettent de parler d'une hydrologie méditerranéenne et des différences qui caractérisent la diversité des situations.

¹ Ce titre a été emprunté à dessein à l'admirable thèse de Fernand BRAUDEL (1949) : « La Méditerranée et le monde méditerranéen au temps de Philippe II », dont l'approche méthodologique a largement inspiré ce chapitre.

1.2. L'unité géologique

Pendant l'Ere Secondaire, les trois plaques continentales se sont rapprochées. La Méditerranée était alors plus vaste. Les dépôts calcaires se sont constitués durant 150 millions d'années, pendant le Jurassique et le Crétacé, jusqu'à des épaisseurs de 1000 m.

En se rapprochant, les plaques continentales ont buté sur les massifs hercyniens plus anciens, ce qui a entraîné des séries de plissements et de cassures. Ces plissements s'organisent depuis l'Atlas, la Chaîne Ibérique, les Pyrénées, les Alpes, les Appenins, la Chaîne Dinarique, le Taurus, le Liban, encerclant la mer avec une lacune de Sousse à Gaza qui constitue un espace particulier comme nous le verrons par la suite (Figure I.1).

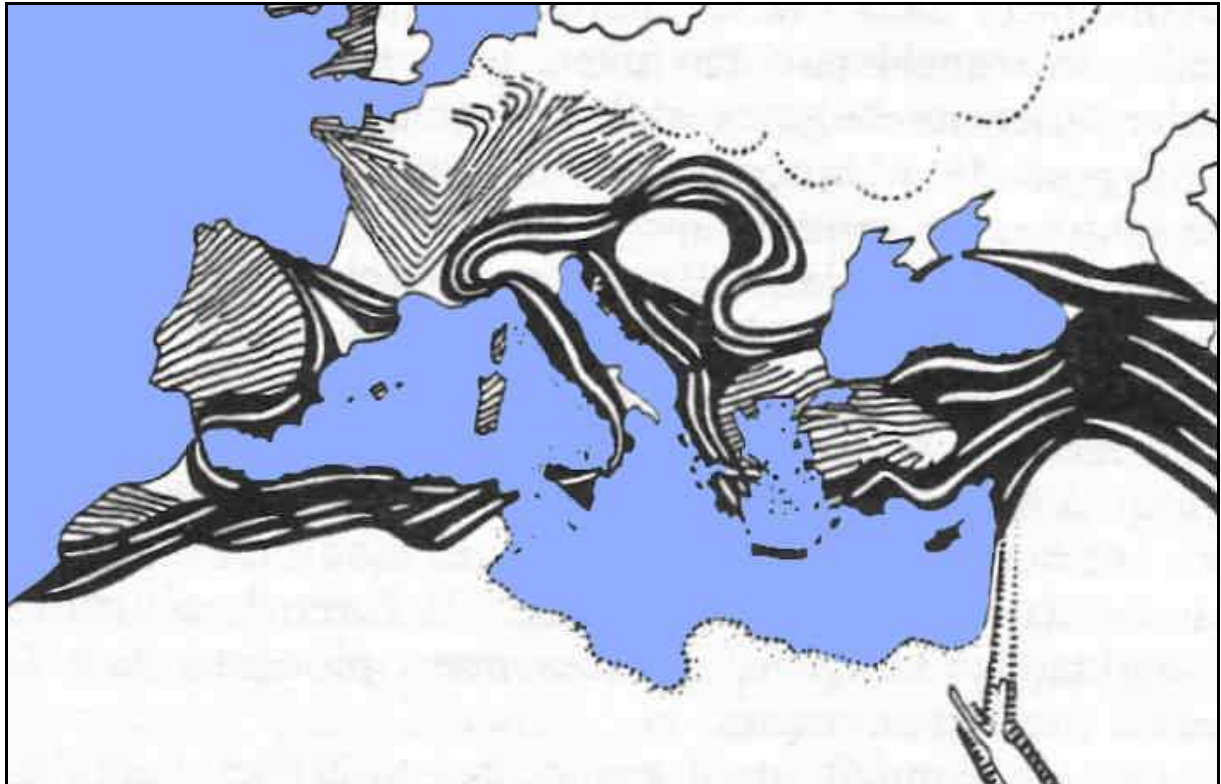


Figure I.1 : Les plissements de la Méditerranée (Braudel, 1949)

La Figure I.1 montre :

- Les massifs hercyniens en hachures, les plissements alpins en noir, les traits blancs donnent la direction des chaînes.
- Au Sud, la plate-forme saharienne en blanc, borde la Méditerranée de la Tunisie à la Syrie.
- Vers l'Est, les cassures tectoniques de la mer Morte et de la mer Rouge.
- Vers le Nord, les plaines en blanc, intra alpines, ou extra alpines. Le pointillé marque l'extension extrême des anciens glaciers.

Les effondrements liés à cette dynamique, ont créé un aspect sous marin tout aussi tourmenté, et par réflexion, on peut aussi parler de « montagnes sous la mer » avec des falaises, des vallées profondes et des cols étroits (Figure I.2).

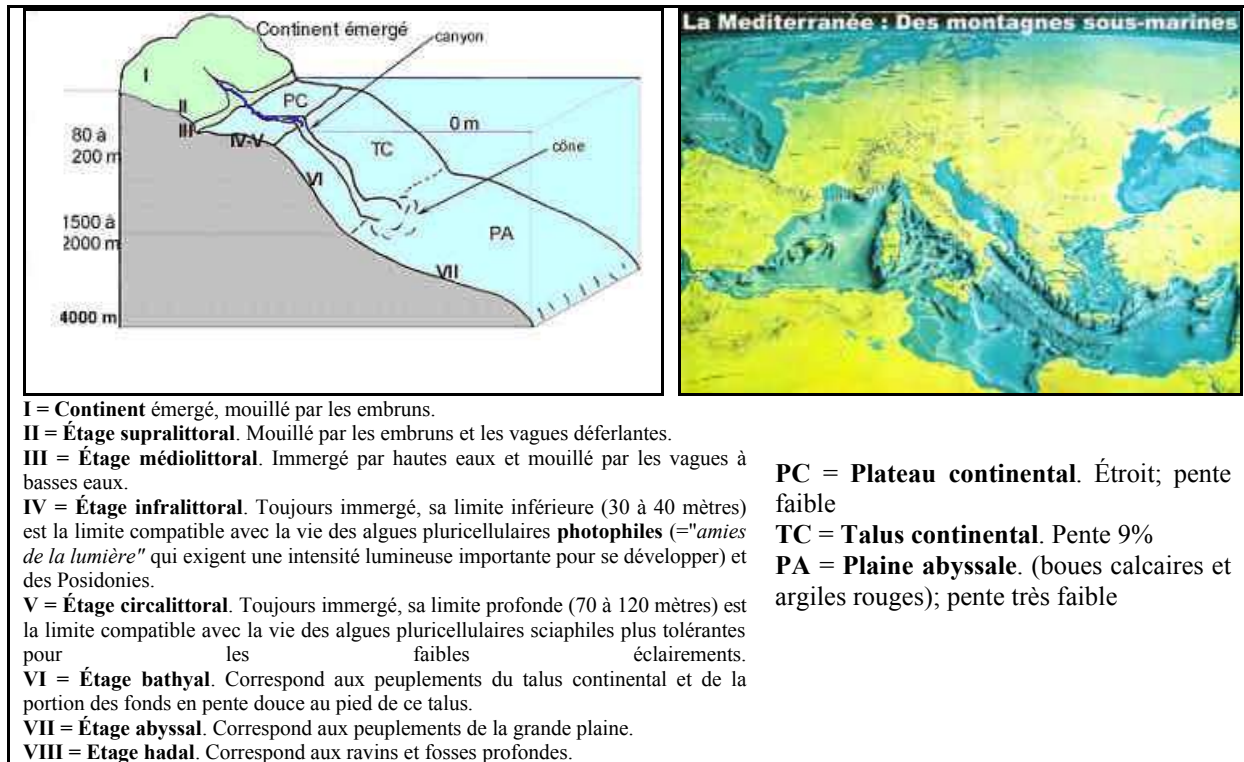


Figure I.2 : Topographie de la Méditerranée et ses grandes divisions

On est frappé par la remarquable continuité entre le relief terrestre et le relief sous marin. Il est vrai que le niveau de la mer est une variable peu fiable. Il y a 15000 ans (c'est à dire hier), le niveau de la Méditerranée était environ 150 mètres plus bas.

Sur terre, les plissements ont fait surgir dans le paysage de nombreuses falaises, dont les éperons ont souvent constitués des lieux mythiques (Delphes en Grèce), religieux (Falaise de Afqua au Liban) ou simplement célèbres par leur beauté (Montagne Sainte Victoire en France), auxquels sont souvent associés des sources impressionnantes. Ces falaises sont souvent coiffées par des plateaux faiblement inclinés : l'Atlas, la Sierra Nevada, le Larzac, les plateaux d'altitude du Mont Liban... Des karstifications diverses ont pu s'y développer : karsts fermés ou ouverts, karsts noyés en liaison avec les variations du niveau marin (Figure I.3).

La prédominance du milieu montagneux ne doit pas faire oublier l'existence de quelques plaines d'importance. Entre les plissements, les comblements par érosion, essentiellement durant les ères tertiaires et quaternaires, ont créés des plaines d'altitudes : la Bekaa au Liban, le Gharb en Syrie,... Ces plaines sont en général drainées par des fleuves assez importants comme l'Oronte, dont le cours d'abord parallèle à la côte a profité d'un des rares espacements entre deux chaînes de montagnes pour se jeter dans la mer.

Cette histoire géologique, outre le relief vigoureux qu'elle a engendré, explique la nature des roches. Les montagnes méditerranéennes sont pour l'essentiel constituées de massifs calcaires, mis à part quelques blocs de massifs hercyniens et des apparitions locales de matériel volcanique dues à des remontées de magma au travers de cassures profondes, par exemple dans la trouée de Homs, entre le Mont Liban et le Jebel Ansarié.



Montagne Ste Victoire – Provence (France)



Falaise de Blanche - Afqua (Liban)



Doline-Causse Mejean - Lozère (France)



Karst fermé – Balaa (Liban)



Fontaine de Vaucluse (France)



Karst fermé – Faqura (Liban)

Figure I.3 : Paysages caractéristiques des karsts méditerranéens

1.3. L'unité climatique

Bien plus qu'à toute autre caractéristique, c'est au climat qu'on attribue l'adjectif « méditerranéen ». Les caractéristiques du climat sont multiples : pluie, ensoleillement, rythme saisonnier. La première approche du climat, la plus simple, la plus intuitive est celle liée à la végétation. La « vraie Méditerranée » (l'expression est de Braudel) est bordée au Nord par la limite de culture de l'olivier, et au Sud par l'apparition des palmeraies. Cette limite est discutable, elle dépend de l'utilisation qu'on en fait (sociale, économique...). Pour l'hydrologue, elle est parfaitement acceptable, même si elle restreint l'espace à une étroite bande dépassant rarement les 100 kilomètres de large. Elle exclut la bordure saharienne, dont nous avons déjà vu la particularité géologique et structurale. Elle exclut aussi le Nord de la Grèce, où l'on peut en s'élevant dépasser les zones des orangers et des oliviers et traverser toutes les zones végétales européennes. Est aussi rejeté le plateau anatolien, dont le caractère continental est très marqué. Mais le Portugal et une partie de la côte Atlantique du Maroc sont inclus dans ce système, ce qui ne paraît pas anormal dans une approche hydrologique.

La Méditerranée s'étire suivant un axe Est-Ouest proche du 40ème parallèle, confondu sensiblement avec l'isotherme moyen de Janvier de 10°C. Les variations climatiques sont assez peu marquées suivant la longitude, le facteur principal de variations restant l'altitude. L'extension en latitude va du 45ème au 32ème parallèle, avec bien sûr, une température plus élevée et une pluviosité plus faible vers le Sud. Ces latitudes correspondent aux zones balayées par les grandes perturbations cycloniques issues de l'Atlantique, qui apportent des pluies fréquentes en hiver, très influencées par l'orographie des bassins. La ceinture montagneuse périphérique guide le cheminement des masses d'air atlantiques que laisse passer l'anticyclone des Açores. L'absence de chaîne montagneuse en bordure de la Libye et de l'Égypte permet aux masses d'air sahariennes d'imposer leur régime sur ces deux pays, qui jouissent de ce fait d'un climat particulier dans le bassin méditerranéen. Cette alternance de masses d'air tempérées humides (atlantiques), sèches et chaudes (sahariennes) et froides et sèches (Mistral venant du Nord) est une caractéristique du climat que nous allons voir plus en détail.

Durant l'été, la circulation atmosphérique est contrôlée par la position de l'Anticyclone des Açores. En général positionné à hauteur de l'Espagne, il dévie les perturbations atlantiques sur le Nord de l'Europe. Cet anticyclone est l'acteur principal du climat méditerranéen, transition entre le climat tempéré classique et le climat semi-aride. Il se définit plus précisément par ses composantes hydriques (Margat, 1992) :

- deux saisons pluvieuses, l'une dominante (automne) l'autre secondaire (printemps) encadrent un été chaud et sec,
- des précipitations très irrégulières, tant à l'échelle journalière (très fortes intensités : des pluies exceptionnelles de plusieurs centaines de mm en une journée), qu'à l'échelle annuelle. Elles sont concentrées sur un petit nombre de jours de pluie, entre 50 et 100 par an, en moyenne.
- une sécheresse estivale prononcée et une évapotranspiration potentielle annuelle similaire à celle des zones semi-arides : 800 à 2000 mm par an, plus variable dans l'espace, suivant l'altitude surtout, que dans le temps. L'évapotranspiration réelle, plafonnée par la faiblesse des précipitations à la saison où les facteurs thermiques sont les plus intenses, demeure partout bien inférieure à l'évapotranspiration potentielle à l'échelle annuelle. Il en résulte des excédents hydriques annuels (précipitations moins évaporation réelle), grâce à la répartition saisonnière des précipitations et à leur concentration.

La proximité de la mer, les hautes températures d'été, des défaillances de l'anticyclone peuvent engendrer des orages violents, soudains et imprévus. Les régions méditerranéennes sont souvent le siège de précipitations « monstrueuses », intenses dont certaines donnent lieu à de véritables catastrophes lorsque les ruissellements qu'elles engendrent, qu'ils soient superficiels ou concentrés par des voies naturelles ou artificielles d'écoulement, traversent des secteurs habités (Desbordes et Masson, 1992). Les petits bassins peuvent alors générer des crues de débits considérables. Les exemples de catastrophes qu'elles entraînent sont nombreux (Tableau I.1).

Pays	Lieu	Date	Morts
Maroc	Ourika	Août 1995	243
Algérie	Mostaganem	Novembre 1927	3 000
Tunisie	Centre	Septembre 1969	542
	Sfax	Octobre 1982	117
Egypte	Vallée du Nil	Novembre 1994	600
	Vallée du Nil	Novembre 1995	501
Liban	Tripoli	Décembre 1959	440
Turquie		Février 1948	200
		Juin 1948	132
		Août 1956	138
		Décembre 1968	147
Grèce	Athènes	Octobre 1977	25
	Corinthe	Janvier 1997	10
Italie	Rovigo	Novembre 1951	100
	Pô	Octobre 1954	322
	Coulées de boues	Octobre 1963	1 189
	Arno	Novembre 1966	113
France	Nîmes	Octobre 1988	10
	Vaison-la- Romaine	Septembre 1992	47
Espagne	Barcelone	Septembre 1972	474
	Murcie-Almeria	Octobre 1973	350
	Sud Est	Octobre 1982	70
	Sud Est	Novembre 1982	34
	Biescas	Août 1996	87

Tableau I.1 : Dégâts humains causés par les crues dans le bassin méditerranéen durant le 20^{ème} siècle. (Source: Adelin Villevieille *et al*, " Les risques naturels en Méditerranée", Les Fascicules du Plan Bleu, 10, 1997)

I.4. L'unité hydrogéologique

Dans la longue durée, le climat a façonné le relief par dissolution des calcaires. L'eau des pluies de saison froide, en s'infiltrant dans le sol, se charge en CO_2 et devient acide. Elle dissout alors le calcaire en surface et dans la profondeur des roches (grottes, rivières et lacs souterrains) et forme en surface le paysage si particulier, fréquent dans le sud de la France, dans les Balkans et sur les rives du Proche-Orient : champs de Lapiaz du Jurassique, dolines des plateaux cénomaniens, poljés le long de la faille de Yamouneh, pour ne citer que les formations karstiques du Mont Liban.

La tectonique tourmentée des chaînes montagneuses a engendré des aquifères nombreux et de faible puissance. Les aquifères les plus importants (quelques dizaines de milliers de km^2) sont ceux des alluvions des grands bassins fluviaux.

Par ailleurs, on rencontre deux types d'aquifères (Figure I.4):

- des aquifères karstiques, qui engendrent des sources de débit élevé (Source d'Afqua au Liban, Fontaine de Vaucluse en France)
- Les formations alluviales des plaines littorales et des vallées, les formations de comblement et d'éboulis souvent alimentées par les sources karstiques ou les cours d'eau.

Les interconnexions entre bassins sont fréquentes, ce qui rend la définition topographique des bassins versants incertaine. Les zones endoréiques, les sources sous-marines constituent autant de difficultés pour l'analyse des bilans hydrologiques.

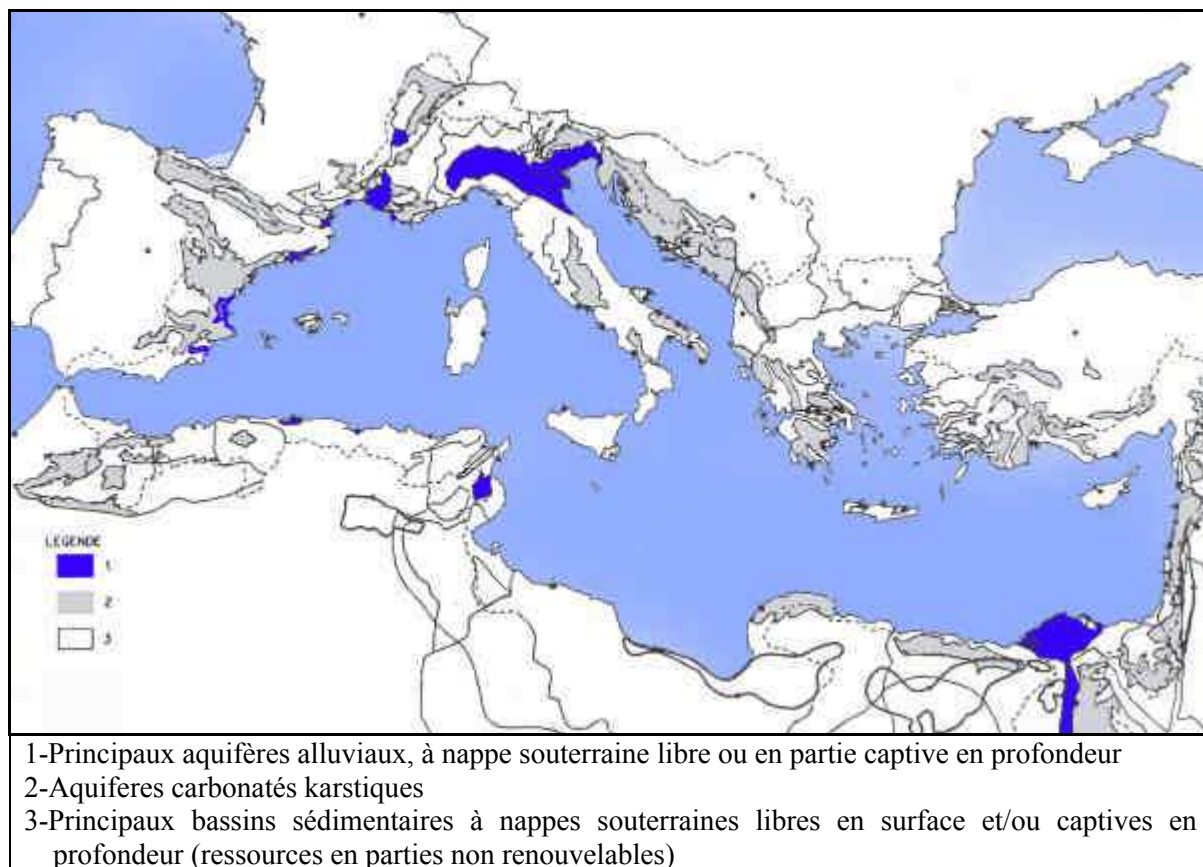


Figure I.4 : Structure hydrogéologique et bassins méditerranéens (Margat, 1992):

1.5. L'unité pédologique

Avec les dolines et les lapiaz du Karst, le deuxième trait du paysage qui saisit le voyageur qui s'approche des rives de la Méditerranée par la montagne est la couleur rouge de certains sols de piémont. Cette couleur, héritée d'un temps où le climat était plus chaud est due à la libération des oxydes de fer en saison humide suivie de leur rubéfaction (rougissement) au cours de la saison sèche (Boulaine, 1961; Lamouroux, 1965). On y a vu longtemps des résidus de dissolution du calcaire. Des recherches minéralogiques plus fines, faites à l'échelle de la Méditerranée entière (Loye-Pilot, 1995) prouvent qu'une grande partie de ces sols, les *terra rossa*, ont pour origine les poussières minérales rouges transportées par le vent depuis le Sahara.

Ces sols remplissent généralement les excavations et les poches des roches calcaires. Contrairement aux sols de plaine, dont l'épaisseur est continue et la stratification en horizons réguliers, ils sont discontinus. Ils épousent la forme des failles et des circuits de dissolution des calcaires. Ils peuvent donc prendre la forme de cônes de quelques dizaines de mètres de diamètre dans les dolines, de hautes colonnes de quelques décimètres de diamètre quand ils colonisent les lapiaz ou les chenaux racinaires, de couches imperméables lorsqu'ils tapissent le fond des poljés.

Sur les versants montagneux, leur comportement hydrologique est atypique. Bien que possédant une réserve utile en eau élevée, car ils sont souvent très argileux, ils n'autorisent qu'une végétation à enracinement profond et puissant (chêne kermès, chêne vert,). Leur propension à évaporer l'eau qu'ils retiennent est inversement proportionnelle à leur teneur en cailloux, avec comme conséquence hydrologique l'importante rétention en eau des piémonts caillouteux, malgré la faible profondeur des sols. Ce comportement hydrique a toujours été exploité pour développer dans les montagnes une arboriculture de rapport, châtaigniers de Corse, pommiers du Mont Liban, figuiers et pistachiers du versant Syrien de l'Anti-Liban, olivier partout.

Colonisés suffisamment longtemps par une végétation de feuillus, ces sols prennent un teinte brune et acquièrent une structure de surface grumeleuse, favorable à l'infiltration de l'eau et au développement d'une végétation à enracinement peu développé. Ce sont de bons sols pour qui a le courage de les dépierrer avant de les mettre en culture.

Lorsqu'ils sont transportés par les rivières et qu'ils sédimentent en bas des bassins, leurs argiles, généralement des illites et des kaolinites se transforment en vermiculites et montmorillonites, argiles dites gonflantes qui ont une très forte rétention en eau.

1.6. L'unité végétale

L'olivier qui a été notre référence première de la zone climatique méditerranéenne ne constitue qu'un des nombreux indicateurs végétaux du climat (Figure I.5). On aurait pu choisir le thym, la lavande, les figues (Pabot, 1959), toujours est-il que nature de la végétation constitue le meilleur intégrateur du milieu et du climat. Mais là aussi le facteur temps doit être pris en compte. La lente action de l'évolution a conduit à une adaptation des espèces végétales aux conditions climatiques spécifiques, en particulier à la longue saison aride.

Les espèces végétales méditerranéennes sont économes en eau. Dès que la disponibilité diminue la régulation stomatique intervient en réduisant la consommation quotidienne. Par exemple, les cépages méditerranéens, comme le Carignan originaire d'Andalousie, réagissent

bien à la sécheresse et ont des besoins en eau inférieurs aux cépages des régions plus tempérées (Winkel et Rambal, 1993).

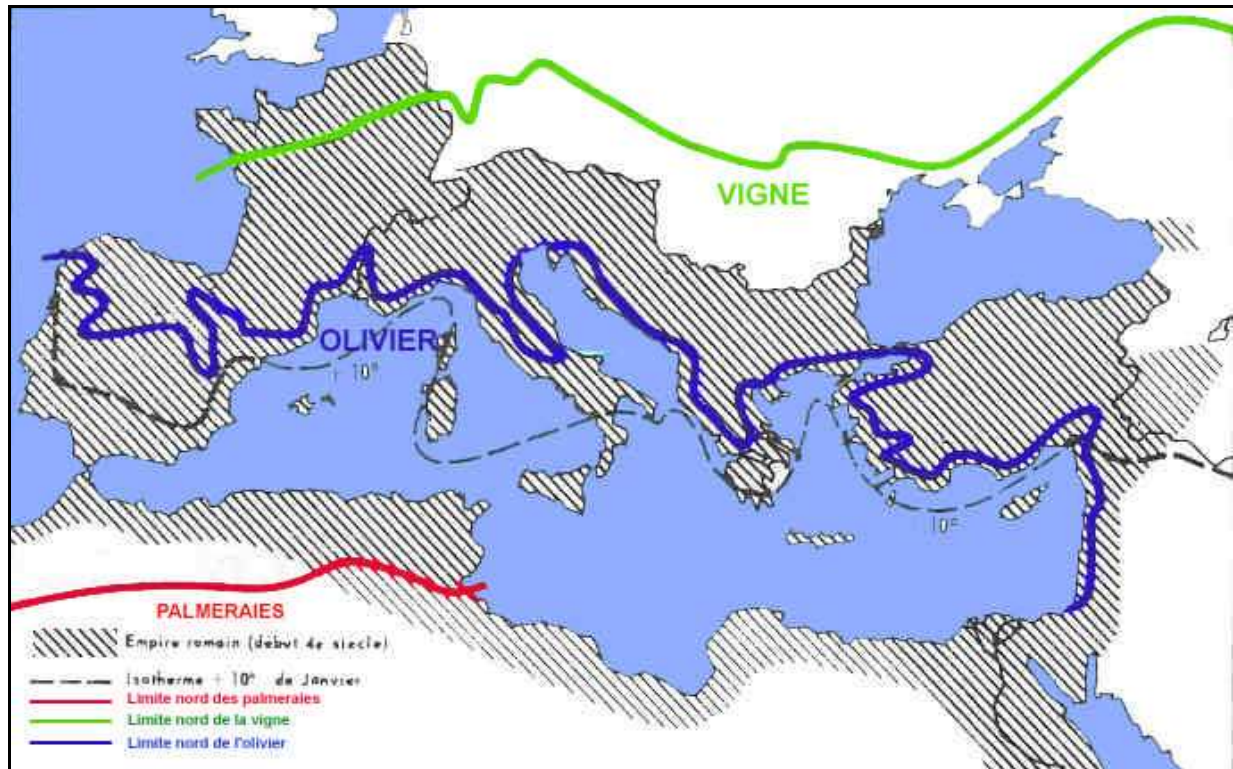


Figure I.5 : La « vraie » Méditerranée de l'olivier aux grandes palmeraies

Outre les comportements individuels des végétaux, les populations végétales s'adaptent elles aussi. La densité de population des forêts de pins est liée à la pluviométrie, chaque individu se créant un espace vital approprié. L'homme, lui-même, a utilisé cette notion dans l'exploitation de l'espace. En haute Provence, l'espacement traditionnel des oliviers est de huit à dix mètres, ce qui constitue donc de 60 à 100 m² d'espace vital. Le passage à 6m soit une densité près de deux fois plus forte, oblige à un apport d'eau de complément (Boyer, 2000). La densité du couvert végétal apparaît donc plus comme une conséquence de la disponibilité de la ressource en eau, que comme un facteur de sa détermination. Ce point constitue un élément essentiel du comportement de l'eau dans le milieu.

1.7. L'unité hydrologique

1.7.1. Les caractères morphologiques :

La vigueur du relief empêche la formation de très grands bassins fluviaux et cloisonne l'hydrographie en nombreux bassins de faible à moyenne étendue et de pente forte. Quelques grands fleuves (Tableau I.2), se jettent en Méditerranée sans en être réellement représentatifs: Le Nil, le Rhône et le Pô qui par leurs alluvions, ont formé de vastes deltas, mais Le Nil est un fleuve africain, le Rhône et le Pô sont des fleuves alpins.

Fleuve	Pays d'origine	Pays final	Surface du bassin versant Km ²	Longueur du cours d'eau m	Débit moyen annuel (1000 m ³ /an/km ²)
Nil	Ouganda	Egypte	2.870.000	6671	14
Rhône	Suisse	France	98.845	812	546
Ebre	France	Espagne	86.000	930	200
Pô	Suisse	Italie	70.090	676	666
Moulouya	Algérie	Maroc	53.700	450	30
Cheliff	Algérie	Algérie	45.000	700	18
Menderes	Turquie	Turquie	24.976	450	126
Axios-Vardar	Grèce	Macédoine	24.662	388	171
Oronte	Liban	Turquie	23.933	570	103

Tableau I.2 : Principaux fleuves de Méditerranée – Grands bassins se jetant en Méditerranéen, mais n’ayant pas un caractère spécifiquement méditerranéen

Les rares plaines côtières, comme celles du Languedoc-Roussillon reçoivent des fleuves issus des montagnes voisines comme l’Orb ou l’Hérault. A l’occasion de ce changement de milieu, les fleuves changent de pente et donc de tracé : ils ont modelé dans la plaine un cours sinueux, comme Le Méandre en Turquie.

Pour comparer ce qui est comparable, notre analyse a été restreinte donc à des bassins similaires en milieu et climat. Sont donc exclus de ce travail :

- Les bassins « sahariens » (de Soussse en Tunisie à Gaza en Palestine)
- Les grands bassins à origine complexe
- Les bassins de plaines intérieures ou côtières ; dans ce dernier cas, les hauts bassins sont retenus.
- Les bassins dont la géologie est d’origine « primaire » ou volcanique.

Ces exclusions ne représentent qu’une faible part de la bande côtière précédemment envisagée (environ 10%). L’ensemble des bassins versants restants concernés représente environ 700 bassins côtiers de surfaces comprises entre 100 et 1000 km² environ. De nombreux bassins plus petits existent dans l’espace interstitiel. Ces petits bassins sont rarement jaugés ; leur surface totale est cependant importante, du même ordre que celle de la classe 100-1000km².

Milieu physique et climat se rejoignent pour définir un territoire homogène qui se présente comme un ruban littoral, qui excède rarement les 200 km de large et s’étire sur environ 16.000 km.

1.7.2. Le régime des écoulements : variabilité et irrégularité sont les maîtres –mots

En conséquence directe du climat et des structures des bassins, le régime des cours d’eau méditerranéens est fait d’alternance de crues courtes et brutales et d’étéages sévères, soutenus seulement, soit par des sources surtout karstiques dont les débits sont eux-mêmes irréguliers, soit, plus localement, par des lacs ou, en été par la fonte des neiges ... Les débits d’étéage sont partout bien inférieurs aux débits moyens annuels et souvent nuls en dehors des domaines karstiques.

Enfin la faiblesse des débits d’étéage les rend particulièrement sensibles aux sollicitations et aux pressions environnementales.

I.7.3. Les mécanismes hydrologiques

Depuis l'origine de la science hydrologique, la caractérisation des chemins de l'eau a été une préoccupation constante (Dunne et Black, 1970; Ambroise, 1999). Toutes sortes de mécanismes liés à ces chemins ont été observés, analysés, modélisés. Mais leur fréquence, leur importance dépend du milieu observé, et de son état hydrique habituel.

Postuler l'existence d'une hydrologie méditerranéenne n'a de sens que par l'identification de mécanismes hydrologiques prépondérants dans ce milieu.



Figure I.6 : Diversité de paysages

La structure du milieu peut être observé au travers du paysage :

Dans la Figure I.6- photo 1 prise dans le Massif Central, il existe des versants organisés, dans lesquels les écoulements s'établissent dans les couches superficielles du sol, suivant un mécanisme Bevenien, où les flux se concentrent à partir de la crête jusqu'au fond de vallée: un schéma organisé de haut en bas, et intégré sur le versant. Le réseau de drainage est peu dense et les versants sont réguliers.

Dans la Figure I.6- photo 2, prise sur le Nahr Beyrouth le paysage est totalement différent. Il apparaît comme un assemblage de facettes d'orientations diverses: un système fracturé, « fractal ». L'orientation des facettes des versants dépend de l'échelle d'observation. Dans ces conditions les écoulements se font facette par facette avec un réseau de drainage dense. La théorie Bevenienne de versant organisé (Beven et Kirkby, 1979) apparaît difficile à utiliser car le coefficient « $\tan(p)$ », inclinaison du versant, dépend de l'échelle d'observation et n'est pas défini. La surface topographique définie par $z(x,y)$ est non dérivable dans la gamme d'observation, du décimètre au kilomètre.

Ces deux extrêmes correspondent à :

- une organisation des versants avec intégration des flux d'eau le long des lignes de pentes.

- une grande indépendance des surfaces productives comportant des épaisseurs de sol notables ce qui privilégie un fonctionnement par éléments indépendants.

I.8. Au-delà de l'unité : les différences

L'unité évidente des caractères du milieu méditerranéen ne doit pas nous faire oublier la diversité des situations que l'on peut y rencontrer. La latitude, l'orographie, l'insularité, sont autant d'éléments qui jouent des rôles importants dans le comportement hydrologique. Il faut être attentif à ne pas vouloir trop unifier. L'analyse des climats de sous ensembles méditerranéens montre la multiplicité des influences, qui va entraîner des variations importantes des caractères climatiques.

I.8.1. La variabilité de la pluie annuelle

Le premier facteur des mécanismes hydrologiques est la pluie. Celle-ci peut être analysée à plusieurs échelles de temps : moyenne interannuelle, variabilité annuelle, répartition mensuelle, caractéristiques journalières et structure fine des averses.

Le Tableau I.3 montre quelques pluies moyennes de références. Ce tableau n'est significatif que très localement. En effet la pluie moyenne annuelle a une variabilité spatiale considérable, et une cartographie n'a de sens qu'à une échelle fine.

La Figure I.7 montre la répartition de la pluie moyenne sur le Liban et l'altimétrie. La pluie évolue de 900 mm/an à Beyrouth à 2000 mm sur le Mont Sannine, en 30 km de distance. Le facteur principal de cette évolution est l'orographie, avec toutes ses caractéristiques : altitude, orientation, ombre portée (effet de foehn). Ceci permet de trouver au Liban des climats allant du tempéré, jusqu'au semi-aride. Cette variabilité importante cache une structure commune, lorsque les variables sont rendues adimensionnelles en les normant par la hauteur moyenne interannuelle.

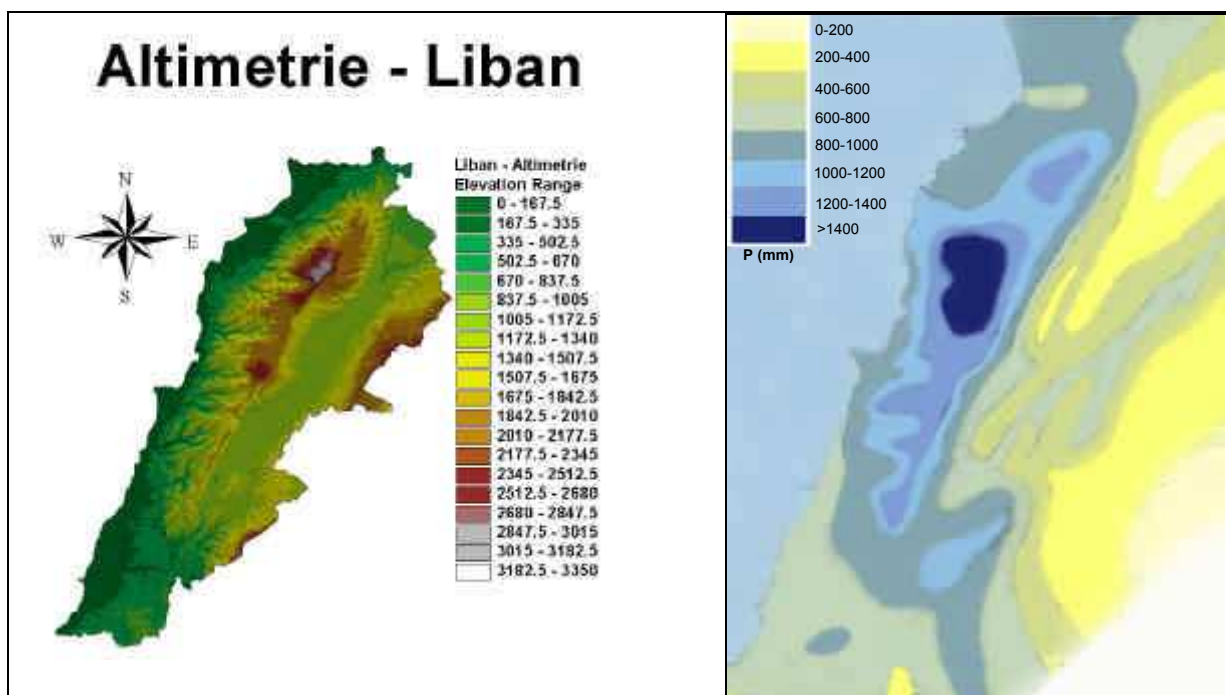


Figure I.7 : Altimétrie et carte pluviométrique du Liban

STATION	PAYS	Longitude	Latitude	Pmoy (mm)	Altitude (m)
ALGER	ALGERIE	3.3	36.7	686.0	25
ORAN	ALGERIE	0.6	35.6	372.0	90
LARNACA	CHYPRE	33.6	34.9	394.4	2
LIMASSOL	CHYPRE	33.1	34.7	458.0	8
NICOSIE	CHYPRE	33.4	35.2	354.8	220
SPLIT	CROATIE	16.4	43.5	825.0	128
ZAGREB	CROATIE	16	45.8	879.0	163
ALEXANDRIE	EGYPTE	30	31.2	189.0	7
ALICANTE	ESPAGNE	0.5	38.4	1016.0	82
MALAGA	ESPAGNE	-4.5	36.7	552.3	16
SARAGOSSE	ESPAGNE	-1	41.7	322.3	221
SEVILLE	ESPAGNE	5.9	37.4	1018.0	1
VALENCIA	ESPAGNE	-0.4	39.5	425.1	13
AJACCIO	FRANCE	8.8	41.9	647.0	9
MARSEILLE	FRANCE	5.4	43.3	582.9	6
MONTPELLIER	FRANCE	3.9	43.6	709.0	5
NICE	FRANCE	7.2	43.7	769.0	10
NIMES	FRANCE	4.3	43.7	784.7	60
PERPIGNAN	FRANCE	2.9	42.7	635.3	43
ATHENES	GRECE	23.8	37.9	393.4	28
CORFOU	GRECE	19.9	39.6	1087.0	4
HERAKLION	GRECE	25.2	35.3	482.0	37
LARISSA	GRECE	22.5	39.7	426.9	73
METHONI	GRECE	21.7	36.8	693.2	33
RHODES	GRECE	28.1	36.4	686.0	11
BEER-SHEVA	ISRAEL	34.8	31.3	198.9	275
JERUSALEM	ISRAEL	35.2	31.8	523.2	809
BRINDISI	ITALIE	17.9	40.6	611.6	15
CAGLIARI	ITALIE	9.1	39.2	425.2	4
GENES	ITALIE	8.8	44.5	129.2	2
ROME	ITALIE	12.6	41.8	758.5	131
VERONE	ITALY	10.9	45.4	810.5	67
BEYROUTH	LIBAN	35.5	33.9	889.3	34
CASABLANCA	MAROC	7.7	33.6	426.0	62
TANGER	MAROC	5.9	35.7	737.0	21
BEJA	PORTUGAL	-7.9	38	574.1	246
BRAGANCE	PORTUGAL	-6.7	41.8	721.6	691
COIMBRA	PORTUGAL	-8.4	40.2	972.0	141
LISBOA	PORTUGAL	-9.2	38.7	733.4	77
PORTO	PORTUGAL	-8.6	41.1	1196.8	70
LJUBLJANA	SLOVENIE	14.5	46.1	1375.3	362
LATTAQUIE	SYRIE	35.8	35.5	811.0	7
KELIBIA	TUNISIE	11	36.9	540.7	29
ADANA	TURQUIE	35.3	37	701.0	20
IZMIR	TURQUIE	27.2	38.4	693.0	25

Tableau I.3 : Quelques pluies moyennes annuelles de référence.

La variabilité interannuelle est correctement représentée par une loi de Gauss, même si quelques écarts peuvent être mis en évidence. La variabilité peut alors être caractérisée par

son coefficient de variation : $C_V = \frac{\sigma_P}{P}$ qui précise le risque d'écart à une année

moyenne. Le Tableau I.4 donne quelques caractéristiques statistiques de 36 stations méditerranéennes

Station	Pays	Pmoy (mm)	s (mm)	Cv	1/Cv
AMIANDOS	CHYPRE	1016.57	246.29	0.242	4.127
LARNACA	CHYPRE	394.35	137.63	0.349	2.865
LIMASSOL	CHYPRE	458.00	114.63	0.250	3.995
NICOSIE	CHYPRE	354.84	92.20	0.259	3.848
POLIS	CHYPRE	452.09	114.46	0.253	3.949
ZAGREB	CROATIE	878.99	158.98	0.180	5.528
MALAGA	ESPAGNE	552.32	219.74	0.397	2.513
SARAGOSSE	ESPAGNE	322.31	86.70	0.268	3.717
VALENCE	ESPAGNE	425.06	190.71	0.448	2.228
MARSEILLE	FRANCE	582.86	151.84	0.260	3.83
MONTPELLIER	FRANCE	709.03	219.54	0.309	3.229
NIMES	FRANCE	784.67	211.62	0.269	3.708
PERPIGNAN	FRANCE	635.34	174.95	0.275	3.631
ATHENES	GRECE	393.35	101.11	0.257	3.890
CORFOU	GRECE	1097.83	238.93	0.217	4.59
HERAKLION	GRECE	482.03	131.80	0.273	3.657
LARISSA	GRECE	426.89	119.10	0.278	3.584
METHONI	GRECE	693.18	141.68	0.204	4.892
BEER-SHEVA	ISRAEL	198.93	65.34	0.328	3.044
HAR-KENAAN	ISRAEL	691.71	215.50	0.311	3.209
JERUSALEM	ISRAEL	523.22	163.15	0.311	3.20
TEL-AVIV	ISRAEL	536.93	160.17	0.298	3.352
BRINDISI	ITALIE	611.65	148.19	0.242	4.127
CAGLIARI	ITALIE	425.16	95.15	0.223	4.468
GENES	ITALIE	1291.5	294.6	0.228	4.383
ROME	ITALIE	758.46	162.98	0.214	4.653
VERONE	ITALIE	810.53	151.60	0.187	5.346
BEYROUTH	LIBAN	889.34	195.51	0.219	4.548
BEJA	PORTUGAL	574.06	170.01	0.296	3.376
BRAGANCE	PORTUGAL	721.59	250.95	0.347	2.875
COIMBRA	PORTUGAL	972.02	273.49	0.281	3.554
LISBONNE	PORTUGAL	733.43	225.48	0.307	3.252
PORTO	PORTUGAL	1196.79	323.73	0.270	3.696
TAVIRA	PORTUGAL	559.58	197.70	0.353	2.830
LJUBLJANA	SLOVENIE	1375.31	188.37	0.136	7.301
KELIBIA	TUNISIE	540.67	16.46	0.030	32.83

Tableau I.4 : Pluie moyenne, écart type et coefficients de variation de 36 stations pluviométriques méditerranéennes (Annexe I)

1.8.2. La variabilité saisonnière

La Figure I.8 montre les pluviométries mensuelles du pourtour méditerranéen. Au-delà de la similitude générale, marquée par l'existence de deux saisons, la différence la plus importante concerne le caractère sévère et persistant de la sécheresse estivale. La comparaison des répartitions de Beyrouth et Gènes (qui ont sensiblement le même total annuel), est significative. A Beyrouth, la pluie tombe essentiellement pendant trois mois, et les mois les plus secs ont un total très faible, alors qu'à Gènes, la pluviométrie est plus répartie tout au long de l'année.

L'écart entre la saison pluvieuse et la saison sèche peut être caractérisé par un indice de saisonnalité qui joue un rôle essentiel dans le fonctionnement hydrologique en permettant, ou non, un report interannuel du bilan hydrologique.

Cet indice est défini à partir du cumul glissant de pluie sur 3 mois.

$$I_s = 1 - \frac{\min(C)}{\max(C)} \text{ avec } C(t) = \int_{t-3\text{mois}}^t P(t)dt$$

Les valeurs de I_s pour un certain nombre de villes du pourtour méditerranéen, est fournie dans l'Annexe IV.

La Figure I.9 montre la répartition des isoindices.

La variable principale de détermination de l'indice est la latitude. L'indice est très stable par rapport à cet indicateur, et n'est pas très lié aux conditions particulières locales comme l'orographie. Il ne constitue pas un indice de sécheresse. Par exemple la comparaison entre Marseille et Beyrouth montre que Beyrouth a un indice 7 fois plus fort que Marseille avec une pluie 50% plus forte. Dans le cadre de la mise au point d'une modélisation basée sur une alternance de saisons contrastée, le modèle sera d'autant meilleur que son indice de saisonnalité sera fort.

1.8.3. La variabilité journalière

Derrière le caractère aléatoire de la pluie, une structure mathématique sous jacente peut être identifiée, dont les caractères permanents constituent une structure stochastique (Annexe I).

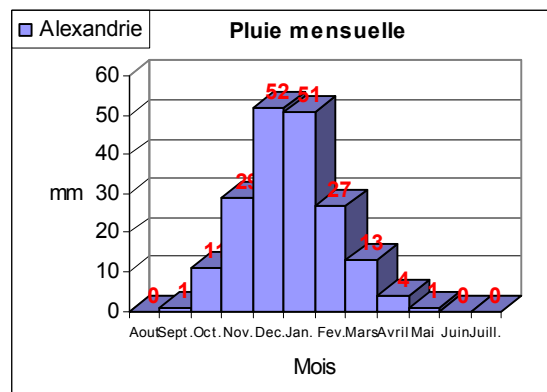
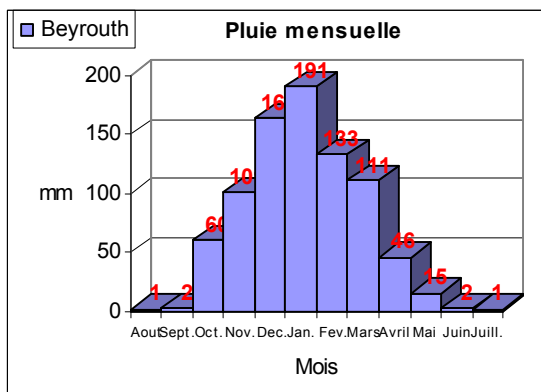
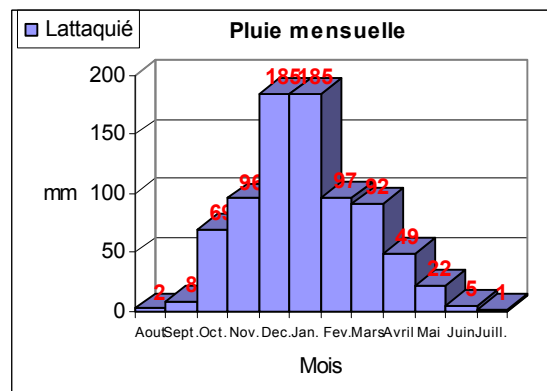
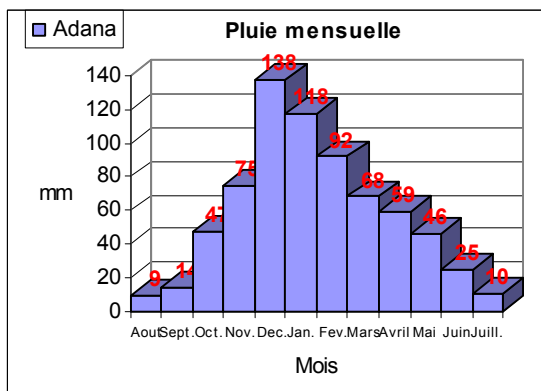
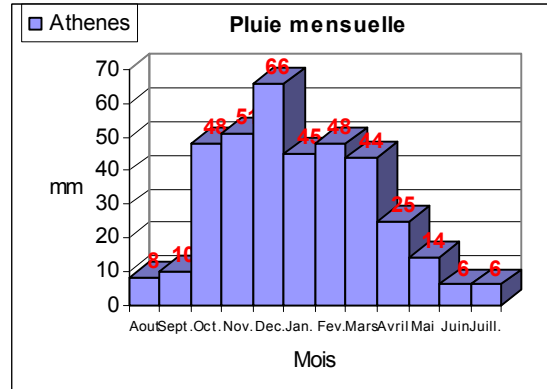
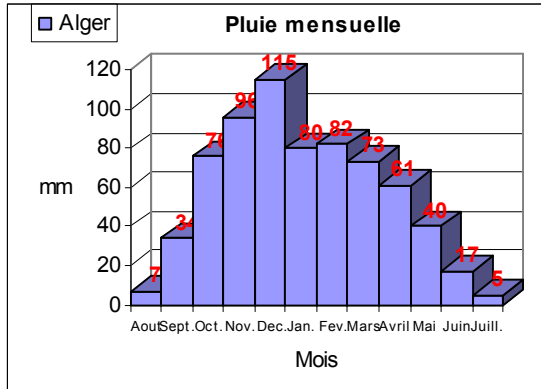
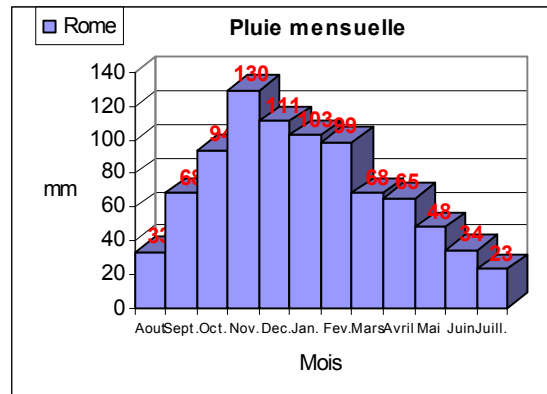
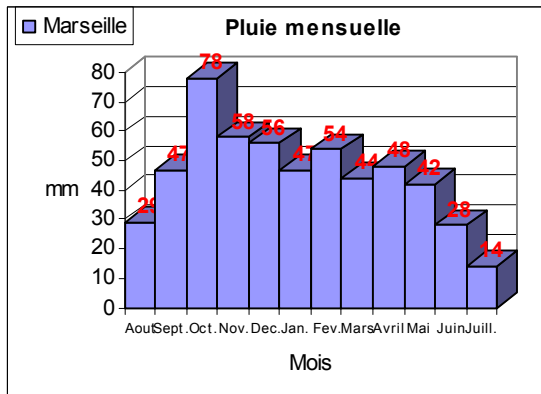


Figure I.8 : Quelques exemples de répartition mensuelle de la pluie (Source : WorldClimate.com)

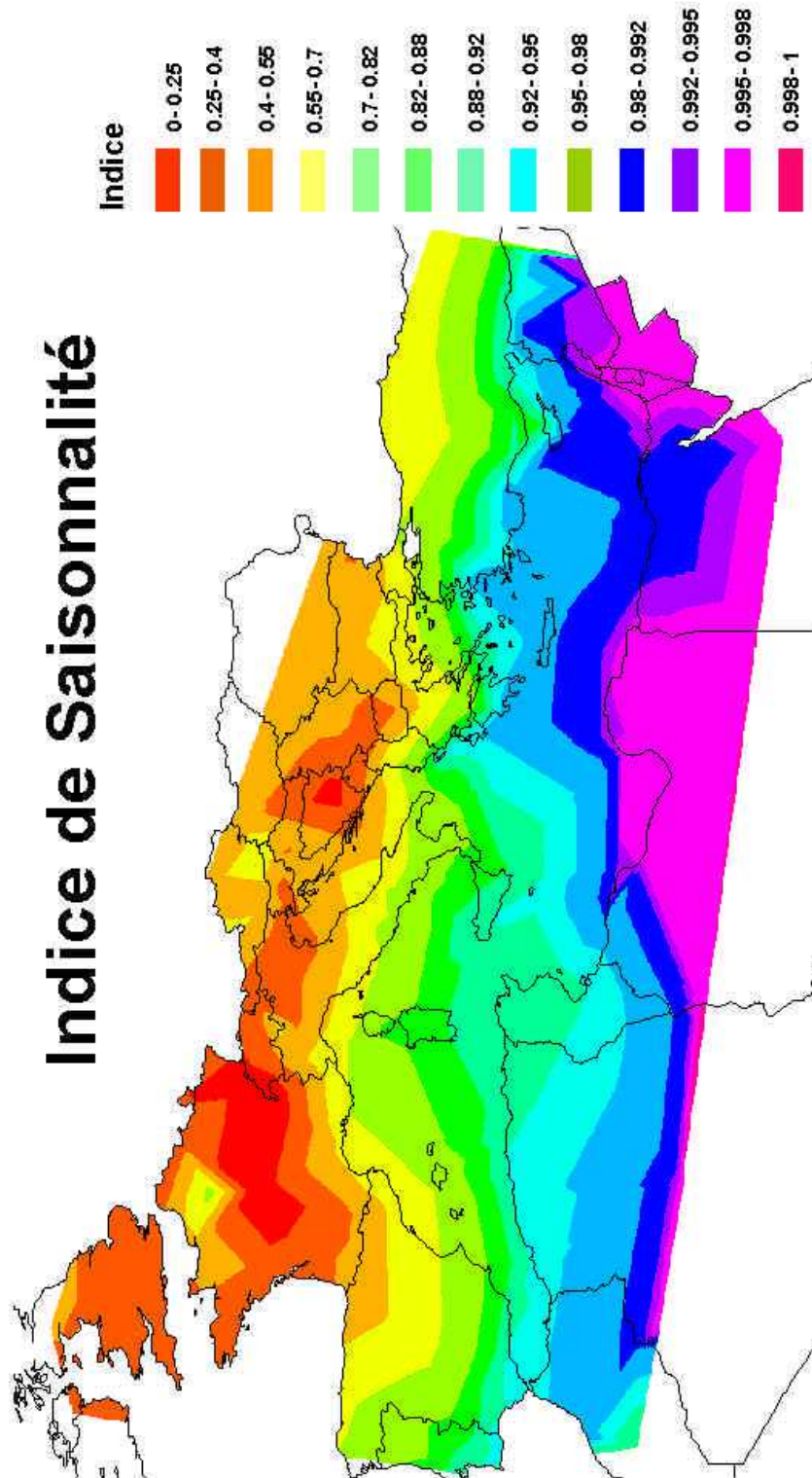


Figure I.9 : Indice de Saisonnalité de la Méditerranée

1.9. Conclusion

Les caractères hydrologiques : bilan, modèle, estimations statistiques sont la résultante de caractères physiques : géologiques, pédologiques, morphologiques, et de végétation, et des forçages atmosphériques liés au climat : pluie, ETR ... L'état actuel des caractéristiques hydrologiques est le résultat de l'histoire du milieu avec une interaction permanente entre l'hydrologie de l'instant et la morphogenèse du milieu. L'unité historique de la formation du milieu terrestre pré-méditerranéen justifie totalement la mise en œuvre d'une hydrologie méditerranéenne.

Pour conclure ce premier chapitre, nous citerons plus largement encore Braudel :

« En gros, la Méditerranée a partout, sensiblement, le même climat « géométrique ». D'Est en Ouest, quelques variations se marquent dues au fait que l'humidité atlantique est plus faible et aussi plus tardive dans son apport. Ces variations ont, les unes et les autres, leur valeur. Mais cela ne supprime pas leur parenté, leur indéniable unité. Or il n'est pas indifférent pour l'histoire* de retrouver à peu près partout les mêmes climats et les mêmes rythmes saisonniers, la même végétation, les mêmes couleurs, et l'architecture géologique s'y prêtant, les mêmes paysages, semblables jusqu'à l'obsession. Pour Michelet, le Languedoc intérieur et pierreux évoque la Palestine. Pour des centaines d'écrivains, la Provence est plus grecque que la Grèce, à moins que la Grèce par excellence ne soit à retrouver sur telle ou telle côte de Sicile. Les Iles d'Hères ne seraient pas déplacées au milieu des Cyclades, sauf qu'elles sont plus verdoyantes. De même le lac de Tunis évoque la Lagune de Chioggia. Le Maroc est une Italie plus brûlée!»

En remplaçant dans le texte « pour l'histoire » par « pour l'hydrologie », ce texte expose clairement les raisons qui justifient l'existence d'une hydrologie méditerranéenne et donc une recherche spécifique.

Les raisons de la recherche d'une « adaptation » des modèles pluie-débit classiques à des conditions spécifiques au milieu méditerranéen ont été longuement exposées dans ce chapitre, mais cette problématique pose de nombreuses questions, en particulier l'extension géographique de la validité du modèle proposé.

Ce modèle est-il valable dans tout l'espace méditerranéen ? Les différences importantes mises en évidence entre les conditions climatiques Nord et Sud limitent-elles son applicabilité ou, le modèle est-il peu sensible à ces différences ?

L'utilisation de ce modèle dans des contextes différents, mais à climats semblables est-elle possible ? Dans le monde, il existe de nombreuses régions à climat « méditerranéen » : au Chili, en Californie, en Australie, en Afrique du Sud... etc.

Ce modèle est peut être plus général que ses hypothèses d'élaboration ne le laissent entendre. Peut-on l'appliquer comme un modèle universel ?

Ces questions pourront être étudiées (hors du cadre de cette thèse) et laissent entrevoir des perspectives de recherches intéressantes.

Chapitre II

Chapitre II

Du milieu à la conception de son fonctionnement

II.1. Présentation du chapitre

La conception d'un modèle de transfert pluie-débit sur un bassin versant à l'échelle journalière est un défi ancien proposé aux hydrologues. Goodrich et Woolhiser écrivaient en 1991: « a detailed, process based, understanding of hydrologic response over a range of catchments scales (0-500 km²) still eludes the hydrologic community ». Ce défi est toujours d'actualité.

La conception est une traduction en termes simples de la connaissance intuitive du fonctionnement de cet ensemble apparemment complexe et pourtant très organisé, que constitue le bassin versant. Elle est de ce fait liée à la perception subjective qu'a le concepteur du milieu dans lequel il a l'habitude d'évoluer.

Dans ce chapitre, on va essayer de traduire en contraintes sur la conception d'un modèle pluie débit journalier, les caractéristiques du milieu méditerranéen vues au chapitre I. Pour arriver à une proposition de conception, les contraintes liées aux données, au climat, et au milieu sont examinées dans ce chapitre, afin de déterminer leur impact sur le choix de la modélisation.

Avec successivement :

- Le choix des échelles temporelles et spatiales.
- Une revue des divers types de modèles existants qui amène à un choix de modèle essentiellement contraint par la disponibilité des données.
- Une analyse du rôle de l'alternance saisonnière dans le mécanisme du prélèvement racinaire et sa prise en compte dans la modélisation de la partie non conservative des bilans.
- L'examen des conditions particulières de la topographie, de la répartition des sols en surface, qui définissent l'organisation des flux d'échange dans les versants, donc conduisent au choix du mode de fonctionnement de l'ensemble du bassin.
- Une analyse détaillée du comportement du sol, soumis à un régime pluvieux caractérisé par des pluies intenses et peu fréquentes qui permet de hiérarchiser les dynamiques des mécanismes d'infiltration et drainage au moyen d'une échelle de temps caractéristiques. La pertinence du modèle stationnel sera recherchée grâce à l'évaluation de nombres sans dimension qui relativisent les importances des phénomènes les uns par rapport aux autres.
- Enfin l'analyse des méthodes de prise en compte d'une fonction de transfert globale, par séparation des composantes de temps caractéristiques différents dont le nombre est défini par l'analyse corrélatoire croisée.

L'objectif général de ce chapitre est de montrer comment les contraintes de données, de climat et de milieu justifient la conception retenue en fin de chapitre pour un modèle spécifique en milieu méditerranéen : le modèle MEDOR.

II.2. Les échelles d'analyse

II.2.1. Les échelles temporelles d'analyse

La relation existant entre les volumes écoulés sur un pas de temps à l'exutoire d'un bassin et les volumes de pluie précipitée sur ce bassin, a été mise en évidence depuis longtemps à l'échelle annuelle (Perrault, 1660). Plus l'échelle d'observation diminue et plus le problème se complique, en raison de la mémoire des états antérieurs du bassin. La première décision, qui engage le modélisateur est donc le choix du pas de temps de la modélisation, qui dépend de l'objectif scientifique ou technique choisi.

Une modélisation du mécanisme de transfert pluie-débit est liée à la représentation du phénomène de base qui est la pluie. Ce phénomène naturel est complexe. A l'échelle journalière, sa structure mathématique, ou « modèle stochastique » est simple : il s'agit d'une alternance d'évènements « pluie » - « non pluie », avec des lois de durées et d'intensités simples. Ces durées ont des ordres de grandeurs de quelques jours. Une recherche d'une modélisation pluie-débit à un pas plus grand devant ces durées (1 mois par exemple) lisse totalement la plus grande partie de l'information d'entrée. Elle s'éloigne d'une représentation physique du comportement du bassin pour se rapprocher de modèles statistiques (ARMAX par exemple).

Pour être au plus près des mécanismes physiques, il est nécessaire de retenir un pas de temps de l'ordre des durées caractéristiques de la pluie : la journée. A un pas plus faible, l'heure par exemple, les mécanismes sont si complexes, qu'une analyse événementielle est la seule possible.

II.2.2. Les échelles spatiales d'analyse

Dans toutes les sciences de la nature, le choix de l'échelle spatiale et le problème du changement d'échelle sont récurrents. En hydrologie en particulier la gamme des échelles est très étendue. Dooge (1983) donne un tableau présentant une classification des approches possibles en fonction des temps et des distances, lorsqu'on passe de la chimie physique des milieux à l'étude des climats. Mais si cette hiérarchisation nous sensibilise à l'importance des échelles, elle ne nous renseigne pas sur la méthode permettant de passer d'un niveau à l'autre. Le problème de la représentation synthétique d'une réalité complexe existe à toutes les échelles :

- A l'échelle d'un bassin versant, la complexité sera représentée par la structure géologique, la topographie, la morphologie des drains.
- A l'échelle du versant, par la nature des sols, leur profondeur, leur couverture végétale.
- A l'échelle du mètre carré de terrain, par le chevelu des racines, les trous de vers, et les cailloux.

Mais sous une apparente complexité, la nature est organisée : aléatoire ne veut pas dire anarchique. Des « lois » peuvent émerger, et être quantifiées, soit de façon théorique, soit de façon empirique. Ces lois apparaissent pour certains niveaux d'organisation, où s'intègrent les propriétés du niveau inférieur par une « moyenne » stable.

Le niveau de base est celui de la « parcelle ». Il ne s'agit pas d'une parcelle réelle de terrain, mais d'un volume théorique élémentaire, dont toutes les propriétés physiques nécessaires à l'analyse sont supposées connues en tout point, et où les lois de la physique, de la chimie, de

la thermodynamique peuvent être appliquées (Loi de Philips, Darcy, Barré de Saint Venant, etc.).

On peut tenter de tenir compte de la répartition spatiale des caractères physiques (sol, sous sol, végétation) et des forçages spatiaux (répartition de la pluie) par la répétition du modèle parcellaire analytique (Beven et O’Connell, 1982). Cette répétition conduit à la construction d’un système complexe multidimensionnel d’équations aux dérivées partielles non linéaires. Ce système ne peut être résolu que numériquement en recherchant une solution aux nœuds d’un maillage espace temps (modèle SHE, Abott *et al.*, 1986).

Au plan théorique, l’analyse de sensibilité des variables d’un tel modèle par rapport à un objectif donné devrait permettre la mise en évidence des processus sensibles, en fonction de la nature des forçages. Ceci pourrait conduire à la conception du plus petit modèle capable de répondre aux questions posées ou « modèle minimal » (Thom, 1979). Si séduisante que soit cette approche, elle n’est pas réaliste. L’hydrologie couvre un champ temporel énorme (de la minute au siècle) et un champs spatial aussi vaste (du m² à la planète entière). Autant chercher à construire la mécanique céleste à partir de la mécanique particulaire. L’évolution scientifique ne s’est pas faite par une évolution continue des échelles, mais par l’élaboration de théories complètes à un certain niveau d’organisation et la comparaison des interactions entre niveaux voisins (Di Castri et Hadley, 1988).

L’échelle du bassin versant semble un niveau d’organisation pertinent vis-à-vis de l’analyse du processus de la transformation de la pluie sur le bassin en débit à son exutoire. Le processus ainsi défini peut être analysé à partir d’un ensemble de données suffisant pour une identification qu’il faut bien qualifier d’empirique. L’empirisme est un mode d’acquisition des connaissances. Cette approche qui a prouvé son efficacité en hydrologie nécessite une phase de vérification, qui consiste en général en une simulation prédictive avec des données n’ayant pas servies à l’élaboration du modèle et à son calage.

II.2.3. Le compartimentage des processus

L’hydrologie classe les mécanismes de transfert comme des processus liant des milieux distincts « les compartiments ». Ces compartiments ne représentent pas une réalité matérielle aux contours bien définis, mais des entités conceptuelles dont la terminologie peut prêter à confusion : sol, sous-sol, zone racinaire, atmosphère.... L’eau reste globalement conservative, mais elle circule d’un compartiment à l’autre suivant les lois de transfert dépendant des variables d’état interne de chaque compartiment. Ce découpage, vigoureusement combattu par certains (Llamas,1993), correspond à une nécessité pratique ; en particulier en raison des échelles d’analyse différentes des divers mécanismes: les processus du comportement végétal sont à l’échelle de la plante, ceux des transferts d’eau dans les sols à l’échelle des bassins, ceux de transferts dans le sous sol à l’échelle des couches géologiques, ceux des transferts globaux à l’échelle synoptique. Cette variabilité des échelles pertinentes est mise en évidence au travers des ordres de grandeurs des portées des variogrammes des variables concernées (Tableau II.1) (Burrough, 1981):

Variable	Portée (m)
Rayonnement au sol sous couvert	4
Teneur en eau du sol	40
Formation végétale	4000
Climat	40000

Tableau II.1 : Echelles caractéristiques des processus

Ces différences d'échelles obligent à considérer séparément les éléments de même échelle, les échelles inférieures étant identifiées par un paramétrage global, et les échelles supérieures par des conditions imposées dites « forçages extérieurs ».

Ce découpage conceptuel assez arbitraire pose problème dans la mesure où les transferts entre compartiments ne sont pas mesurables. L'ajustement du modèle va dépendre des hypothèses faites pour ces transferts. Ainsi l'évapotranspiration sera une « perte » pour l'hydrologue de surface et une entrée pour le bioclimatologue. Cette incertitude sur les rôles respectifs des processus et leurs formulations va entraîner une adaptation du modèle et des conditions aux limites à prendre en compte.

II.2.4. Les divers types de modèles.

La modélisation des débits à l'exutoire des bassins versants constitue un des objectifs principaux de l'hydrologie. Dawdy et O'Donnel (1965) définissent le modèle idéal en ces termes : « le modèle idéal devrait représenter la totalité des propriétés et des processus qui se présentent dans toutes les composantes du bassin. Il devrait être exprimé en termes de paramètres physiques et devrait préciser toutes les relations de comportement des éléments du bassin ».

Ce modèle idéal n'ambitionne rien moins que la connaissance absolue et universelle. Plus réaliste, un modèle opérationnel vise à réaliser au mieux un outil destiné à un objectif défini à partir de données existantes. Le champ des modèles disponibles (Figure II.1) est défini par trois critères : la prise en compte de l'incertitude de la connaissance, la contenance en liens de causalité, et la méthode de représentation de l'espace (Jones, 1997), (Becker et Serban, 1990).

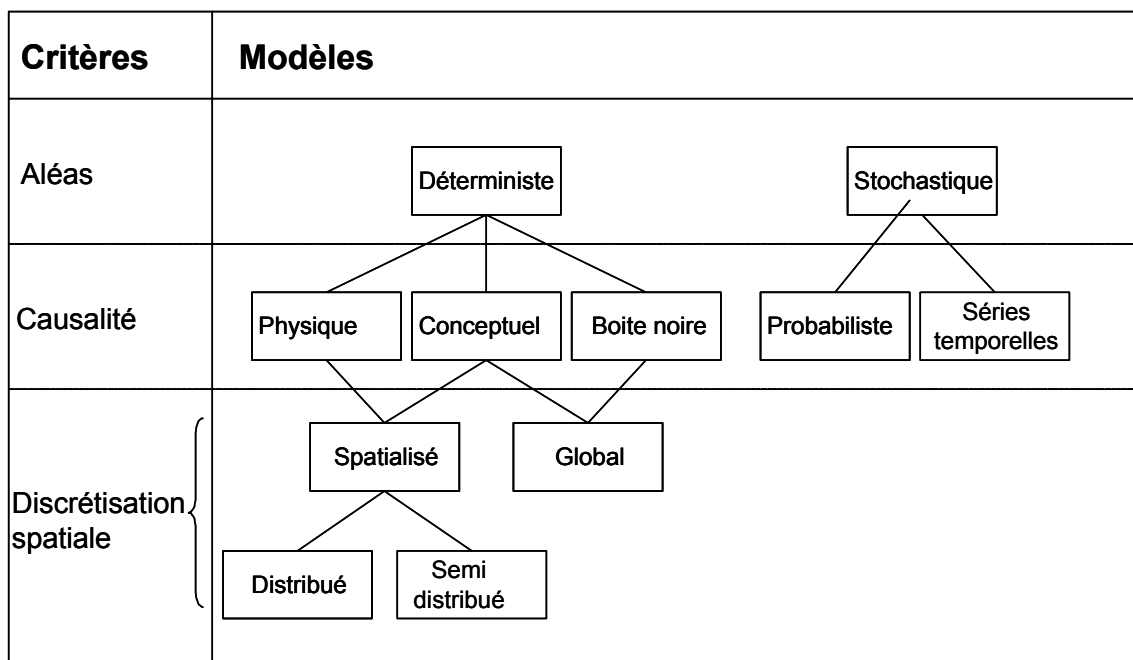


Figure II.1 : Typologie des modèles pluie-débit.

Les modèles les plus proches de la définition du modèle idéal de Dawdy et O'Donnel (1965) sont les modèles « physiques » qui incorporent un ensemble de sous modèles simulant les divers processus physiques, sans autres données que les caractéristiques physiques du milieu (mesurées ou estimées). Ils peuvent être spatialisés sous une forme décrite dans l'espace à

deux dimensions du bassin (par exemple modèle SHE) ou sous forme de grandes unités ayant des fonctionnements semblables par exemple TOPMODEL (Beven et Kirkby, 1979).

Les autres modèles utilisent les données du passé (chroniques de pluie et de débit) pour pallier l'absence de connaissances scientifiques des processus. Ces données peuvent être utilisées indépendamment de toute connaissance des mécanismes. Il s'agit alors des modèles « boîtes noires » qui utilisent des méthodes purement mathématiques d'évaluation de trajectoires futures connaissant le passé (réseau de neurones, ...).

Mais une connaissance de l'allure du comportement des mécanismes, la nature de leur non linéarité et de leur tendance peuvent être incorporés dans une modélisation dite « conceptuelle ». La structure du modèle est définie par son concepteur, le paramétrage des relations qu'il comporte est déterminé grâce aux chroniques passées. Un tel modèle peut être spatialisé (distribué ou semi distribué) ou global. Dans ce dernier cas, le bassin versant est considéré comme une unité insécable ayant une réponse globale et une paramétrisation unique.

Les modèles peuvent être déterministes ou stochastiques. Au sens large, le terme stochastique se réfère à la prise en compte d'une composante aléatoire. Un modèle déterministe « détermine » une valeur unique de débit à l'instant t , à partir de la connaissance de la pluie jusqu'à cet instant. L'introduction du caractère stochastique vise à représenter les innombrables aléas du monde réel. En particulier, la pluie a une variabilité spatiale extrême représentée très incomplètement par quelques valeurs ponctuelles. De même la variabilité des propriétés hydrodynamiques des sols est très grande.

II.2.5. La modélisation conceptuelle

En raison du peu de données spatiales sur les bassins versants méditerranéens, le choix s'est porté sur une modélisation conceptuelle globale.

De nombreuses recherches ont permis dans les années 60 de développer en hydrologie la classe de modèles « conceptuels » qui ont été largement appliqués pour estimer les débits des cours d'eau dans les bassins petits et moyens. C'est par exemple le cas du modèle SWM de Stanford (Crawford et Linsley, 1966) ou plus récemment la série des modèles GR (Edijatno et Michel, 1989; Edijatno, 1991; Perrin, 2000). Ces modèles dit à « réservoirs » en raison de leur représentation schématique visent à définir l'évolution des diverses composantes du cheminement de l'eau dans le bassin par des systèmes d'équations différentielles en fonction du temps, définissant les flux en fonction de variables représentant l'état interne du bassin (Ambroise, 1998)

Plusieurs études comparatives (WMO, 1975; Perrin, 2000) qui ont impliqué un certain nombre de modèles conceptuels globaux à réservoirs, n'ont pas permis de tirer de réelles conclusions quand à la supériorité de tel ou tel modèle. Aucun ne semble être en mesure de fournir, dans tous les cas de figures, les résultats les plus satisfaisants (Perrin, 2000). Ces modèles ont conduit à des résultats acceptables et utiles à condition que les paramètres qu'ils contiennent aient été calés sur le bassin qu'ils représentent (WMO, 1975).

La recherche, s'est orientée par la suite vers l'amélioration des modèles existants, tant au niveau de la structure du modèle, qu'au niveau des formulations (Rakem, 1999), et des critères (Perrin, 2000)... En parallèle, des recherches de significations physiques des paramètres ont été menées. Les résultats sont décevants, et on se pose toujours la question : « La recherche d'un modèle conceptuel universel est-elle une utopie ? ».

II.2.6. Modèle spécifique ou modèle universel ?

Le rêve de tout scientifique est de trouver la formulation universelle capable de résoudre tous les phénomènes expérimentaux de sa spécialité. Il s'agissait bien lors des études comparatives du WMO en 1975 de dégager parmi l'ensemble des propositions de modèles lequel pouvait prétendre à cette universalité. Ces comparaisons ont été réalisées dans des conditions climatiques variées (Chiew *et al.*, 1993). Perrin (2000) pense que « la qualité et la fiabilité d'un modèle sont bien davantage mises en valeur, lorsqu'on s'intéresse à des conditions variées, qui mettent bien plus à l'épreuve ses capacités et ses limites ». A l'opposé, certains pensent qu'un modèle n'est représentatif que de l'ensemble des données qui ont servi à son élaboration, ce qui diminue fortement son intérêt en le réduisant à un simple outil de présentation. Une attitude intermédiaire consiste à dire que « seules peuvent être comparées des choses comparables ».

La modélisation est la recherche de la réponse à un mécanisme donné. Or, l'activation des mécanismes hydrologiques complexes est fonction non seulement des caractéristiques physiques, mais aussi de l'évolution hydrique liée au climat. La connaissance de l'état hydrique des sols et de son évolution est une information importante dans la compréhension du fonctionnement hydrologique des bassins versants et de sa modélisation. Les différents processus d'écoulement et de transfert dépendent en effet, au moins en partie, du degré de saturation du bassin dont l'état hydrique de sols est bon indicateur (Normand, 1994), et qui lui-même dépend considérablement du climat local.

Dans son étude comparative des modèles conceptuels, le WMO (1975) a remarqué une différence dans les performances des modèles en fonction des climats. En climat humide, avec une disponibilité en eau importante durant toute la période de prévision, les divers modèles sont assez équivalents et l'utilisateur n'a pas à être très sélectif dans son choix. Par contre en climat semi-aride, le choix du modèle demande une sélection poussée parmi les modèles disponibles.

Bien qu'il soit en partie abusif de considérer toute la région méditerranéenne comme semi-aride, il n'en reste pas moins que les conditions générales de son fonctionnement sont souvent extrêmes, avec des stress hydriques importants dus en particulier au fait que la période des besoins en eau est disjointe de celle des approvisionnements.

Les contraintes liées au climat et au milieu privilégient certains processus physiques ou biologiques, ce qui justifie la recherche d'une modélisation pluie – débit spécifique aux conditions particulières du milieu et du climat méditerranéen.

II.3. Les contraintes engendrées par le milieu

II.3.1. La contrainte climatique saisonnière

La première caractéristique du climat méditerranéen est l'alternance de deux saisons qui joue un rôle fondamental dans la nature de la végétation, et la production végétale. La saison humide coïncide avec la saison froide durant laquelle la végétation est en sommeil, contrairement au milieu tropical où ces saisons coïncident.

Ceci engendre un type de milieu fondamentalement différent: à même pluviosité, par exemple 200 mm/an, le milieu méditerranéen sera quasi aride, alors que le milieu tropical sera plus productif. Schématiquement, nous dirons que, durant la saison pluvieuse, le sol va stocker une quantité d'eau liée à la pluie reçue et aux propriétés structurales du sol, et que durant la saison sèche, les plantes devront survivre en gérant de façon économe cette réserve.

La conception d'une modélisation spécifique au climat méditerranéen nécessite d'envisager deux fonctionnements distincts suivant la saison :

- En saison humide, les mécanismes prépondérants sont : la pluie – l'état du sol – le drainage – la reconstitution des réserves.
- En saison sèche : l'état des réserves – la consommation végétale.

Cette gestion de l'eau par la végétation fait appel à deux mécanismes :

- Un mécanisme à long terme par une adaptation des végétaux aux conditions environnementales. Sous des conditions de sécheresse chronique, les plantes développent une stratégie de colonisation du milieu. Grâce à leur plasticité morphologique, elles vont maximaliser la profondeur racinaire. En l'absence de pluie, les racines augmentent le volume colonisé (Turner, 1986).
- Un mécanisme à court terme: durant la saison sèche, les mécanismes de régulations physiologiques (fermetures des stomates, réduction de la surface foliaire) vont permettre de diminuer la consommation en fonction de la disponibilité. Winkel et Rambal (1990) ont mené des essais sur des vignes de cépage Carignon dans la vallée de l'Aude de Mai à Août 1990. Les précipitations, très faibles durant ces quatre mois (< 10 mm/mois) ont été immédiatement évaporées. En condition de drainage et de redistribution négligeable, la vigne a géré le stock d'eau disponible (de l'ordre de 100 mm) uniquement par régulation physiologique.

L'évolution simultanée de la pluie et de l'ETP mensuelles à Beyrouth (Figure II.2) montre bien le contraste dans l'évolution de ces deux variables climatiques fondamentales.

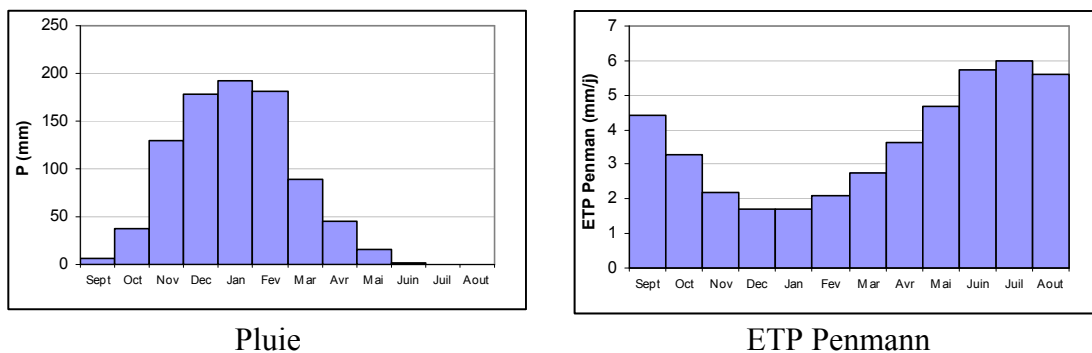


Figure II.2 : Evolution simultanée de la pluie et de l'ETP mensuelles

II.3.2. Incidence de la structure temporelle de la pluie sur le comportement du sol.

Dans un milieu dont les propriétés physiques sont parfaitement connues (qu'elles soient définies de façon déterministe ou stochastique), l'état du sol est régi par les équations de l'hydrodynamique des milieux poreux non saturés (équation de Richards (1965)). Ce système d'équations aux dérivées partielles, permet de suivre numériquement l'évolution de la teneur en eau en fonction du temps et de la profondeur sous l'effet du forçage extérieur, par exemple l'intensité de la pluie.

La simulation numérique (Freeze, 1969) permet de suivre les phases d'un mécanisme d'infiltration dans le sol à la suite d'une averse brusque. Le suivi dans le temps des variables caractérisant l'infiltration permet de distinguer plusieurs phases.

La Figure II.3 représente les états successifs de la teneur en eau du sol : θ en fonction de la profondeur z .

Phase	Mécanisme	Etat du sol
Etat initial	- Etat assez uniforme	
Averse Durée T1	- Durant l'averse progression rapide d'un front d'humidification pouvant atteindre θ_s avec ruissellement	
Redistribution Durée T2	- Le front se stabilise en reconstituant la réserve racinaire	
Assèchement Durée T3	Les plantes puisent dans la réserve en privilégiant les zones humides.	
Etat suivant Durée T4	Arrivée de l'averse suivante	

θ_f : Point de flétrissement ; θ_{cc} Capacité au champ ; θ_s : Degré de saturation

Figure II.3 : Echelonnement dans le temps des mécanismes d'infiltration - assèchement

Durant la première phase, lors de l'averse, les couches superficielles du sol se remplissent d'eau. La surface peut atteindre la saturation ce qui provoque un ruissellement superficiel. La variation de la perméabilité K en fonction de la teneur en eau (Figure II.4) commande la dynamique du processus.

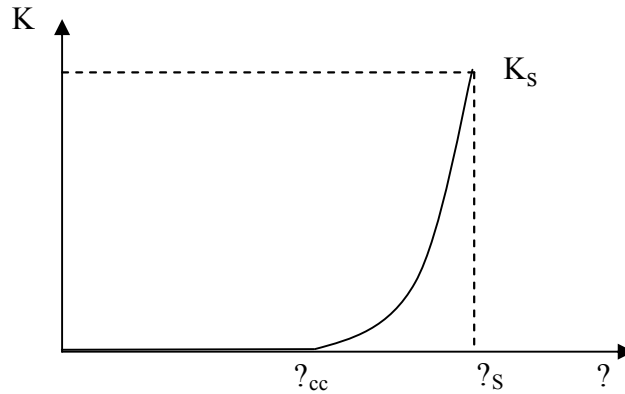


Figure II.4 : Variation de K en fonction de θ

Les valeurs élevées de θ lors de l'averse engendrent des flux importants aussi bien verticaux que latéraux.

Cette phase de transfert rapide est liée à l'averse et son temps caractéristique est celui de durée moyenne des averses T_1 .

L'averse terminée, en l'absence d'alimentation, les flux sortants vont entraîner une chute de la perméabilité K donc un arrêt des transferts lorsque la perméabilité devient assez faible pour que les flux soient négligeables. On a atteint la fin de la phase dite de drainage. Les transferts internes dus aux différences de teneur en eau vont alors provoquer une uniformisation de la teneur en eau, au bout d'un temps caractérisé par une durée T_2 . Ce phénomène va se répéter lors de l'arrivée de l'averse suivante avec un délai moyen caractérisé par la durée interaverse T_4 . A ce mécanisme se superpose l'extraction de l'eau par les végétaux, phénomène très lent à une échelle de temps T_3 .

Cette dynamique est donc fortement dépendante des durées du phénomène d'alternance « pluie »- « non-pluie ».

Cette résolution, qui est possible dans un milieu analytiquement connu, est impossible à une échelle naturelle un peu étendue (versant ou bassin versant), car deux difficultés apparaissent :

- Une variabilité spatiale considérable des fonctions caractéristiques du sol $\theta(\theta)$ et $K(\theta)$ avec un rayon d'action (relatif au krigeage) de l'ordre de quelques mètres, ce qui rend leurs mesures in situ peu représentatives.
- Une grande difficulté dans l'appréciation des conditions aux limites : profondeur du sol, fractures du sous sol, présence de nappes, effet de la végétation.

Cette analyse du comportement du sol, très classique, résulte d'une vision analytique du milieu. Elle doit être adaptée, « conceptualisée » pour tenir compte des caractères climatiques et physiques spécifiques du milieu méditerranéen.

Notons tout d'abord que la notion de sol doit être relativisée. On trouve rarement dans les régions méditerranéennes un sol constitué, en profondeur uniforme. Le plus souvent, il s'agit de fissures colmatées, de crevasses karstiques, d'éboulis de pente (Figure II.5). Ceci rend particulièrement difficile l'évaluation des caractéristiques habituelles des sols, comme la profondeur et la réserve utile (grandeur agronomique).



Karst enneigé (Faqra)



Source dans un éboulis de pente (Faraya, Liban)



Fissures dans les couches calcaires (Nahr Beyrouth)

Figure II.5 : Exemples de structures de stockage de l'eau en milieu méditerranéen

II.3.3. Les temps caractéristiques des processus hydrologiques

Chaque processus physique peut être caractérisé par un temps de référence, qui correspond à la durée de fonctionnement du processus sous l'action d'une excitation impulsionnelle d'entrée. Ces temps jouent un rôle fondamental dans une modélisation du système global, car ils hiérarchisent les dynamiques et leurs importances relatives lors du déroulement du phénomène hydrologique.

En région méditerranéenne, les pluies sont peu fréquentes avec des durées faibles par rapport aux délais séparant les épisodes pluvieux. Cette caractéristique du forçage extérieur de pluie, combinée avec des perméabilités relativement élevées est assez favorable à une analyse théorique du comportement du sol.

Le tableau présente un échelonnement des divers temps caractéristiques (pour les bassins de notre étude) :

- Des forçages climatiques :
 - o T_1, T_4 : durées d'averses et d'interaverses
 - o Année : durée du cycle saisonnier
- Des mécanismes hydrodynamiques du sol :
 - o T_2 : ressuyage
 - o T_3 : assèchement
- Des mécanismes de propagation dans le bassin :
 - o T_c : temps de concentration du bassin
 - o T_5 : temps caractéristique des vidanges de nappe
- De la modélisation retenue :
 - o Δt : pas de gestion des données qui est pris égal à la journée §II.2.1.
 - o Δx : pas de calcul du modèle. Il s'agit d'un artefact de la modélisation. Il doit être transparent, c'est-à-dire que les résultats des intégrations doivent être indépendants de sa valeur, et que les intégrations doivent être exactes (vérifiées sur des solutions analytiques simples).

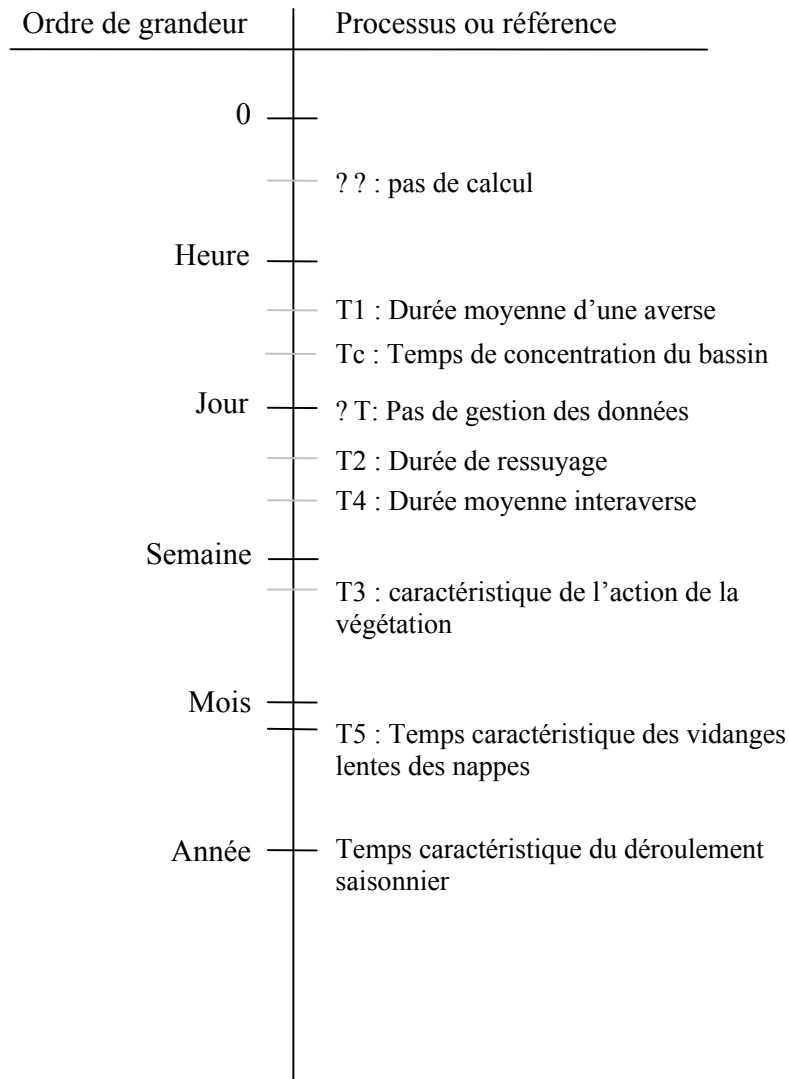


Figure II.6 : Echelonnement des divers temps caractéristiques

Cet échelonnement (Figure II.6) est essentiel dans la modélisation, car il permet de disjoindre les phénomènes dont les temps caractéristiques sont assez différents.

Les saisons ont le temps caractéristique le plus long. Elles pourront être considérées comme ayant un déroulement constitué d'états successifs stationnaires. L'action de la végétation et la vidange des nappes ont des temps caractéristiques longs devant ceux caractérisant les mécanismes liés à l'averse. Ces actions seront donc sans effet sur la production de l'averse.

En raison de la taille des bassins que nous avons choisis, le pas de gestion est plus grand que le temps de concentration du bassin (ou voisin). Ceci nous dispensera d'analyser le déroulement fin du transfert dans le bassin (hydrogramme unitaire échelon).

Enfin le pas de calcul sera assez fin pour n'avoir aucune influence sur les résultats.

II.3.4. Contraintes liées à la structure du relief

Le bassin versant est l'espace d'intégration des mécanismes hydrologiques. Les lois d'infiltration vues aux paragraphes précédents supposent un sol uniforme avec un relief modéré. Il est alors possible d'appliquer ce schéma physique à chaque élément du sol avec ses propriétés locales. Mais ceci constitue une simplification considérable qui demande à être justifiée. Cette hypothèse dépend de l'importance des transferts horizontaux par rapport aux

transferts verticaux. Les transferts horizontaux peuvent être de natures diverses : écoulement dans les réseaux de surface (éphémères ou non), écoulement hypodermique saturé ou non saturé, écoulement de nappe. Ces « chemins de l'eau » qui conduisent de la parcelle à l'exutoire sont variés et variables d'une averse à l'autre. Ils sont affectés par les propriétés du sol, la topographie, et l'état hydrique du bassin.

Kirby (1978) a analysé les répartitions des divers types de transfert en fonction de la fréquence des pluies, de leur importance et de la topographie. Il a montré une diminution des écoulements hypodermiques lorsque les averses sont moins fréquentes (en Grande Bretagne Sud par rapport au Nord).

Yair et Lavee (1985) concluent d'une autre comparaison que les propriétés du sol sont les facteurs les plus importants en climat sec. Un critère numérique est difficile à mettre en œuvre.

Le relief des bassins libanais que nous avons étudiés présente une structure en facettes. La figure Figure II.7 montre un aspect du bassin du Nahr Beyrouth obtenu à partir d'un modèle numérique de terrain. Elle illustre les cassures impressionnantes dans le paysage qui ne se prêtent pas au développement de versants importants et entravent les transferts horizontaux épidermiques.

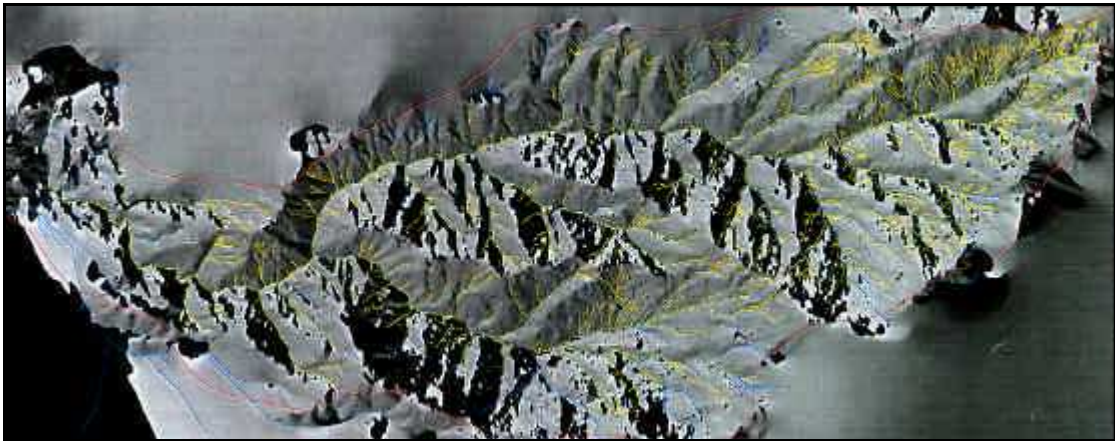


Figure II.7 : Aspect du bassin et réseau de drainage du Nahr Beyrouth

Le réseau de drainage du Nahr Beyrouth (Figure II.8) est très ramifié, mais seuls les trois ordres les plus élevés sont pérennes.

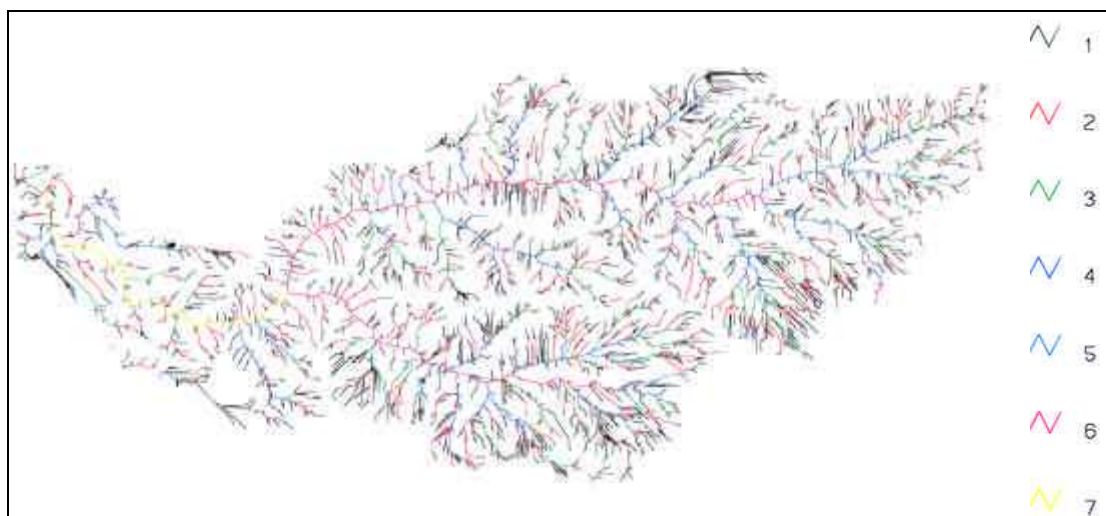


Figure II.8 : Réseau de drainage du Nahr Beyrouth (Classification de Strahler)

Les fractures du substratum, les zones endoréiques ne permettent pas le développement d'une zone saturée à pente sensiblement parallèle à la pente de la surface topographique, comme dans la théorie de fonctionnement de TOPMODEL (Beven et Kirkby, 1979). L'expérience sur les bassins analysés n'a pas permis de mettre en évidence une nappe saturée sous la surface topographique.

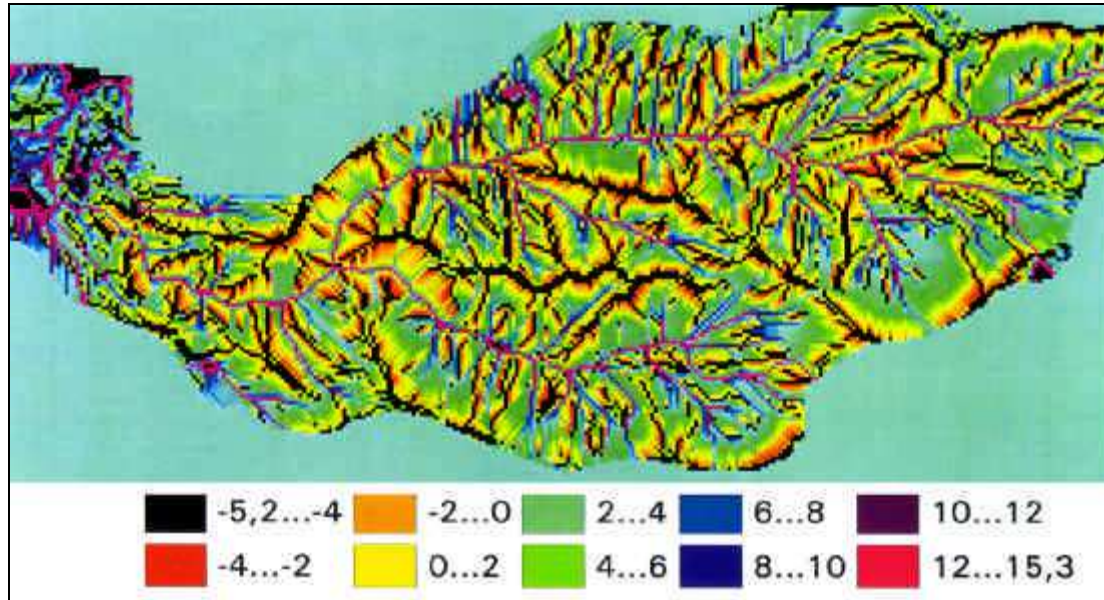


Figure II.9 : Classes d'indices de Beven du Nahr Beyrouth (Daouk, 1999)

Les classes d'indice de Beven (Figure II.9) sont très dispersées ; les fortes valeurs négatives ne sont pas uniquement en fond de vallée, mais aussi sur les plateaux intermédiaires, où le sol est quasi absent.

Dans ces conditions, il paraît raisonnable de retenir une modélisation multistationnelle, chaque parcelle ayant un fonctionnement indépendant de ses voisines, et générant à partir de son état d'humidité son drainage et les variations de ses stocks.

II.4. Incidences des conditions spécifiques méditerranéennes sur la conception d'un modèle stationnel.

Les caractéristiques climatiques ont une incidence sur l'évolution des stocks d'eau disponibles pour la végétation et donc sur le comportement et le développement de celle-ci. L'étude des liens existant entre le climat, l'hydrodynamique des sols et les demandes en eau de la végétation constitue le champ de recherche de l'écohydrologie (Rodriguez-Iturbe, 2000). La complexité du système couplé : climat – sol – végétation est telle que seules des représentations simplifiées en sont possibles. La première simplification consiste à analyser le comportement « à la parcelle », c'est-à-dire de négliger les transferts latéraux vis-à-vis des transferts verticaux, à l'exception d'un drainage considéré comme une fonction additive pour les diverses parcelles avec des « productions » en parallèle.

II.4.1. Modélisation écohydrologique stationnelle.

De nombreux travaux concernent les conditions de fonctionnement des systèmes végétaux contrôlés par la disponibilité en eau (Rodriguez- Iturbe *et al.*, 1999; Ridolfi *et al.*, 2000; Laio *et al.*, 2001). La nature stochastique du processus pluvieux couplé au processus non linéaire du transfert en milieu non saturé engendre une grande complexité dans la répartition de l'humidité du sol, avec un impact significatif sur le stress végétal et la productivité. La modélisation correspondante est la modélisation stationnelle (modèles SVAT).

Une des simplifications les plus courantes est d'ignorer la variabilité de l'état hydrique du sol avec la profondeur, ce qui revient à représenter le sol par une seule variable d'état : son humidité moyenne, qui définit les divers transferts entre la parcelle et le milieu extérieur. Les transferts sont constitués par:

- Le drainage vers l'exutoire.
- L'évaporation directe qui concerne les premiers centimètres du sol.
- L'évapotranspiration de la végétation.

Dans une optique de modélisation hydrologique, nous regroupons ces deux derniers termes en un seul : l'évapotranspiration.

Rodriguez-Iturbe *et al.* (1999) ont développé un modèle à partir de cette hypothèse et ont déterminé une solution analytique pour la fonction de densité de probabilité de l'humidité en état stationnaire. Ce modèle a été utilisé pour analyser les impacts des fluctuations annuelles du climat sur l'humidité du sol (D'Odorico *et al.*, 2000). Dans la même orientation, les effets de la variabilité climatique sur les stress hydriques ont été recherchés (Ridolfi *et al.*, 2000). De petits changements annuels du climat engendrent d'importants effets sur la productivité végétale.

Le modèle d'évolution de l'humidité de Rodriguez-Iturbe (1999) a été appliqué à la savane africaine, à la brousse texane, et à la steppe du Colorado. (Rodriguez-Iturbe *et al.*, 2001; Laio *et al.*, 2001; Proporato *et al.*, 2001).

Guswa (2002) a comparé un modèle intégré sur la verticale à un modèle discrétisé rassemblant la somme des connaissances du comportement du système sol-végétation-atmosphère. Des mesures de terrain des flux de drainage et d'évaporation dans le cas de la savane arborée africaine ont permis le calage et les analyses comparatives.

Dans le modèle intégré (Laio *et al.*, 2001) le sol est représenté par un réservoir, caractérisé par une seule variable d'état : S, indice de saturation moyen sur la profondeur racinaire Zr, c'est-à-dire le volume d'eau V_e(t) par mètre carré rapporté au volume à saturation:

$$S = \frac{V_e}{nZr}, \text{ n étant la porosité.}$$

L'écriture du bilan de ce réservoir s'écrit :

$$n.Zr \frac{dS}{dt} = I(S,t) - L(S) - ET(S)$$

avec I(S,t) : flux d'infiltration
 L(S) : flux de drainage
 ET(S) : flux d'évapotranspiration

Le drainage est nul pour un indice de saturation : S_{cc} correspondant à la capacité au champ, et est alors égal à K_s : perméabilité à saturation pour S=1. Son expression est donnée par une relation expérimentale de la perméabilité (Laio *et al.*, 2001)

$$L_1(S) = K_s \frac{e^{\beta(S-S_{cc})} - 1}{e^{\beta(1-S_{cc})} - 1}$$

β étant un paramètre de forme de la loi (de l'ordre de 9). Afin d'éviter de multiplier les paramètres physiques, nous avons testé une forme simplifiée $L_2 = K_s e^{\beta(S-1)}$ dans le domaine $5 < \beta < 10$ et $0,4 < S_{cc} < 1$, qui montre une représentation correcte (Tableau II.2).

$$\beta = 8, S_{cc}=0.4$$

S	1	0,9	0,8	0,7	0,6	0,5	0,4
L_1/K_s	1.0000	0.4448	0.1953	0.0832	0.0328	0.0102	0.0000
L_2/K_s	1.0000	0.4493	0.2019	0.0907	0.0408	0.0183	0.0082

$$\beta = 5, S_{cc}=0.4$$

S	1	0,9	0,8	0,7	0,6	0,5	0,4
L_1/K_s	1.0000	0.5859	0.3348	0.1824	0.0900	0.0340	0.0000
L_2/K_s	1.0000	0.6065	0.3679	0.2231	0.1353	0.0821	0.0498

Tableau II.2 : Expression simplifiée du drainage

L'évapotranspiration est contrôlée par un seuil de stress S^* , caractéristique du type de végétation et lié à sa capacité de contrôle physiologique. Au dessus de ce seuil, la végétation n'est pas soumise à un stress, et sa demande physiologique est totalement satisfaite et atteint son maximum lié aux variables climatiques : ETM. Au dessous du seuil S^* , les plantes vont réguler leur consommation et économiser les réserves, en proportion de la quantité d'eau restant disponible (Figure II.10).

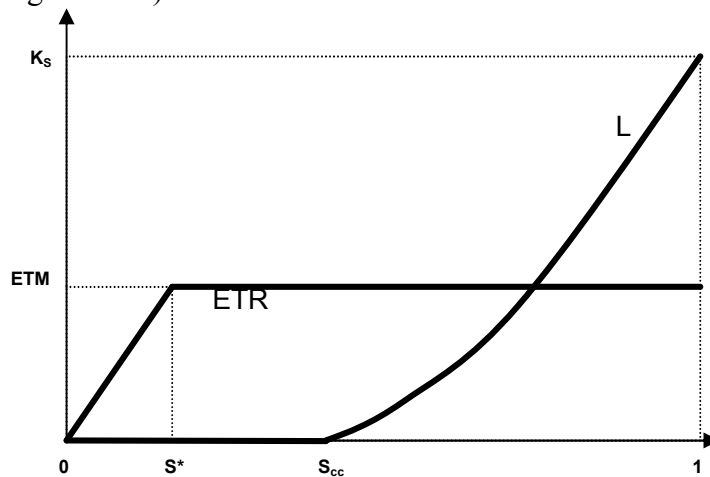


Figure II.10 : Evolution des flux L(s) et ETR(s) (selon Laio)

Le modèle discrétisé, auquel le modèle global est comparé, comporte plusieurs couches de sol et vise à intégrer la somme des connaissances actuelles sur l'hydrodynamique des sols et le comportement physiologique des végétaux. L'hydrodynamique du sol est représentée par les équations aux dérivées partielles de Richards (1965), complétées par des termes d'extraction végétale. Cette extraction de l'eau par les plantes est modélisée (Figure II.11) par un schéma résistif de transfert entre l'eau, les racines, le végétal et l'atmosphère (Federer, 1982; Lhomme, 1998).

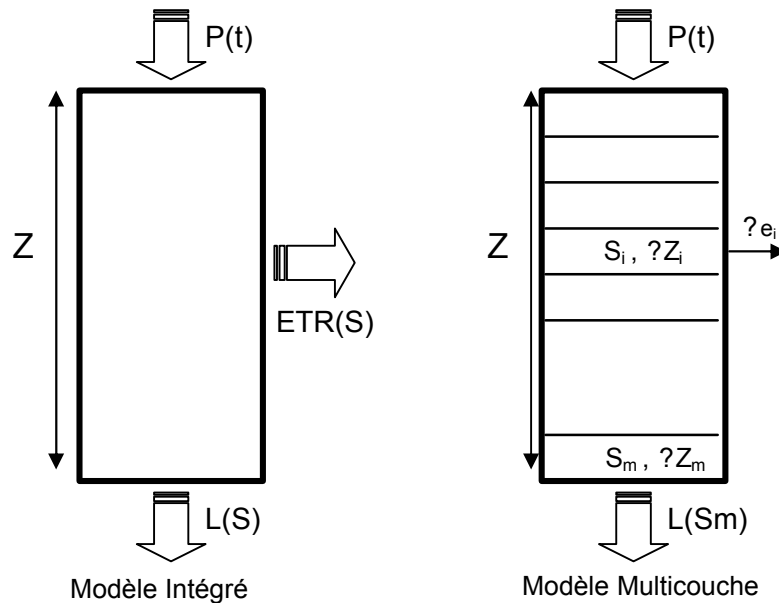


Figure II.11 : Comparaison entre un modèle intégré et un modèle multicouche.

La comparaison des deux modèles a été faite dans les conditions climatiques tropicales. Les résultats montrent une équivalence entre ces modèles et une bonne adéquation avec les mesures de terrain, effectuées sur la savane africaine arborée, couverte de « *Burkea africana* » (Scholes et Walker, 1993).

Si ces travaux mettent bien en évidence les liens entre climat, sol et végétation, et leur incidence sur les choix d'une modélisation, ils montrent aussi que les conditions d'application des modèles, et les limitations dans les simplifications utilisées sont liées aux conditions climatiques et à la nature des sols. Par exemple Salvucci (2001) montre que la représentation du drainage à partir d'un modèle intégré sur la verticale est acceptable dans les conditions de l'Illinois, mais que cette simplification ne serait pas correcte dans d'autres conditions.

II.4.2. Pertinence des variables introduites dans la modélisation

L'analyse de sensibilité du modèle de Laio faite par Guswa (2002), met en évidence la pertinence de la prise en compte de certains phénomènes ou paramètres dans un modèle simplifié.

Guswa (2002) propose de caractériser ces caractères de pertinence par un certain nombre de paramètres adimensionnels :

II.4.2.1. Indice de ruissellement

$$R_I = \frac{K_s t_p}{\alpha}$$

- α : hauteur moyenne des évènements pluvieux.
- t_p : durée moyenne des évènements pluvieux.
- K_s : perméabilité à saturation.

Si R_I est largement supérieur à 1, un ruissellement hortonien a peu de chance de se produire et l'absence de gestion de la teneur en eau en surface n'aura qu'une incidence négligeable sur le ruissellement.

II.4.2.2. Indice de la dynamique de l'infiltration.

Le modèle global ignore la dynamique de l'infiltration. L'indice $I_{I,t} = \frac{\min(\alpha / t_p, K_s)}{ETM}$ permet de comparer les dynamiques de l'infiltration à celle de l'évaporation. Si cet indice est largement plus grand que 1, l'infiltration est beaucoup plus rapide que l'évaporation et peut être considérée comme découplée de celle-ci. La durée de l'évènement pluvieux a alors peu d'incidence sur les résultats.

II.4.2.3. Indice spatial de l'infiltration.

Le modèle global ne comporte pas de distribution verticale de la teneur en eau ; cette distribution peut être caractérisée par l'indice $I_{I,x} = \frac{\bar{Z}_i}{Z_r}$ qui compare la profondeur d'infiltration Z_r à une infiltration de référence $\bar{Z}_i = \frac{\alpha}{n.S_{cc}}$.

Si cet indice est faible, la répartition de la teneur en eau dans le sol peut être assez peu uniforme ce qui va entraîner des écarts entre les modèles, donc une mauvaise représentativité du modèle global.

II.4.2.4. Indice d'évaporation.

La dynamique de l'évaporation est commandée par les conditions climatiques. Pour caractériser celle-ci, Milly (2001) propose un indice de sécheresse $D_I = \frac{ETM}{\alpha / t_s} = \frac{ETM.t_s}{\alpha}$, t_s étant la durée moyenne des périodes sans pluie.

Cet indice correspond au rapport de la quantité maximum évaporable sur la durée moyenne entre averses à la précipitation moyenne des averses. Un indice élevé signifie que l'évaporation est le plus souvent limitée par la disponibilité en eau et que la demande atmosphérique est rarement satisfaite. Dans ces conditions, les variables climatiques, (ETP en particulier) n'influent pas sur les résultats.

Guswa propose d'autres indices caractérisant les termes d'évaporation et de transpiration dynamiques et spatiaux. Ces indices ne sont pas intéressants dans le cadre d'une approche

limitée à une modélisation pluie-débit. Comme le remarque Guswa, les différences constatées n'ont d'importance que par rapport à la finalité du modèle. Pour celui qui s'intéresse à l'évolution de l'humidité du sol, la relation entre teneur en eau et évaporation est essentielle, mais la distinction entre évaporation et transpiration est sans intérêt. Par contre pour celui qui s'intéresse à la croissance des plantes seule la transpiration est une grandeur pertinente.

II.4.3. Incidence de la variabilité saisonnière sur la modélisation stationnelle

L'analyse de Guswa est purement stationnelle (aucun échange entre une parcelle et ses voisines) et stationnaire (modèle stochastique de climat invariant). Ces hypothèses sont parfaitement acceptables pour l'analyse du fonctionnement de la savane arborée africaine. Le caractère assez plat de la topographie justifie la première hypothèse. Pour la seconde, la seule saison qui intéresse le modélisateur, est la saison des pluies qui correspond à la saison de la production végétale.

Dans le cas des bassins méditerranéens, les conditions sont fondamentalement différentes : topographie vigoureuse, saison de pluies à faible activité végétale.

Les indices proposés par Guswa ont été calculés dans les conditions des bassins libanais pour les deux saisons caractéristiques du climat local.

- Pour la saison pluvieuse :
 - o L'indice de ruissellement R_I est de l'ordre de 10. Ce qui indique que le ruissellement hortonien par refus d'infiltration sera rare (sauf pour les très fortes pluies).
 - o L'indice de dynamique de l'infiltration $I_{I,t}$ est lui aussi de l'ordre de 10, ce qui indique que la pluie a une dynamique beaucoup plus rapide que l'évaporation donc, peut être découplée de celle-ci.
 - o L'indice spatial d'infiltration $I_{I,x}$ est de l'ordre de l'unité. Ce qui signifie que la répartition de la teneur en eau dans le sol a eu le temps de s'uniformiser avant l'arrivée de l'averse suivante. Une modélisation ne comportant qu'une référence globale d'état du sol S peut donc être acceptée.
 - o L'indice d'évaporation D_I est faible durant tout l'hiver, mais dans des conditions où ETM est elle-même faible. Donc l'évapotranspiration aura peu d'incidence sur le bilan pluie - débit.
- Pour la saison sèche :

Aucun des paramètres n'a de sens, car il n'y a pas d'infiltration. D_I devient très grand, ce qui implique que les variables climatiques n'influent pas sur le résultat. L'évapotranspiration est généralement limitée par la disponibilité en eau, et donc commandée par les mécanismes de régulation physiologique des plantes. Mais en l'absence de mesure de flux d'ETR, il n'est pas possible d'identifier ce processus. Dans l'objectif d'une modélisation pluie-débit, ce mécanisme n'influe pas sur les résultats, et nous pouvons introduire durant la saison pluvieuse une sortie visant à une recharge de la réserve pour l'été (dont une faible partie sera utilisée par l'ETR d'hiver).

Sur les autres bassins méditerranéens, les caractéristiques du sol étant du même ordre ainsi que les temps de durée des averses et inter - averses, cette analyse reste valable pour l'ensemble des autres bassins à saisons marquées.

Une telle structure gérant de façon indépendante une modélisation pluie débit et une modélisation eau-sol-plante a été analysée dans la partie sol-plante par Winkel et Rambal

(1990). Le modèle eau-sol-plante PROSPER stationnel a été appliqué à l'ensemble d'un bassin versant de la région Montpellieraine. Le transfert global annuel a été comparé au bilan hydrologique du bassin. On remarque qu'il s'agit d'une approche complémentaire à la nôtre.

II.4.4. Incidence de la variabilité spatiale des caractéristiques stationnelles

Du fait des temps caractéristiques différents qui entraîne un découplage des mécanismes, le modèle de Laio explicité au paragraphe précédent peut s'écrire en deux pas de temps.

- 1° pas : Introduction de la pluie dans le réservoir.

$$n.Z_r.dS_{i,1} = p(t_i).dt_1, \text{ p étant une intensité de pluie } \frac{dP(t)}{dt}$$

- 2° pas : drainage et évapotranspiration

$$n.Z_r.dS_{i,z} = [-L(S_i) - E(S_i)].dt_2$$

avec $L(S) = K_s e^{\beta(s-1)}$ (formule simplifiée)

$$\text{et } E = (ETM_{\max}) \cdot (S - S_f) / S^*$$

En faisant intervenir les conditions de stress qui sont pratiquement permanentes

$$E^* = (ETM_{\max}) / S^*$$

$$\text{Il vient } E = E^* (S - S_f)$$

Sur les bassins méditerranéens, les variations d'intensité de pluie $p(t)$, ainsi que les paramètres du sol (K_s) et de la végétation (E^*) sont faibles devant les variations de profondeur de sol. Les parcelles ayant une même profondeur de sol vont avoir des fonctionnements hydrodynamiques identiques, et pourront être regroupées au sein d'une même fonction de production. Si une désagrégation du modèle doit être envisagée, elle doit porter sur une spatialisation de profondeur des sols.

II.5. Conception d'une structure globale de fonctionnement

II.5.1. Organisation générale des transferts dans le bassin

Un bassin versant fonctionne comme un tout organisé où chaque élément est influencé par ses voisins, au travers des flux latéraux essentiellement liés à la topographie.

Deux conceptions de cette organisation s'affrontent, suivant le degré d'autonomie accordé à la parcelle vis-à-vis de ses voisines. La Figure II.12 illustre les schématisations extrêmes du ruissellement dans ces deux conceptions.

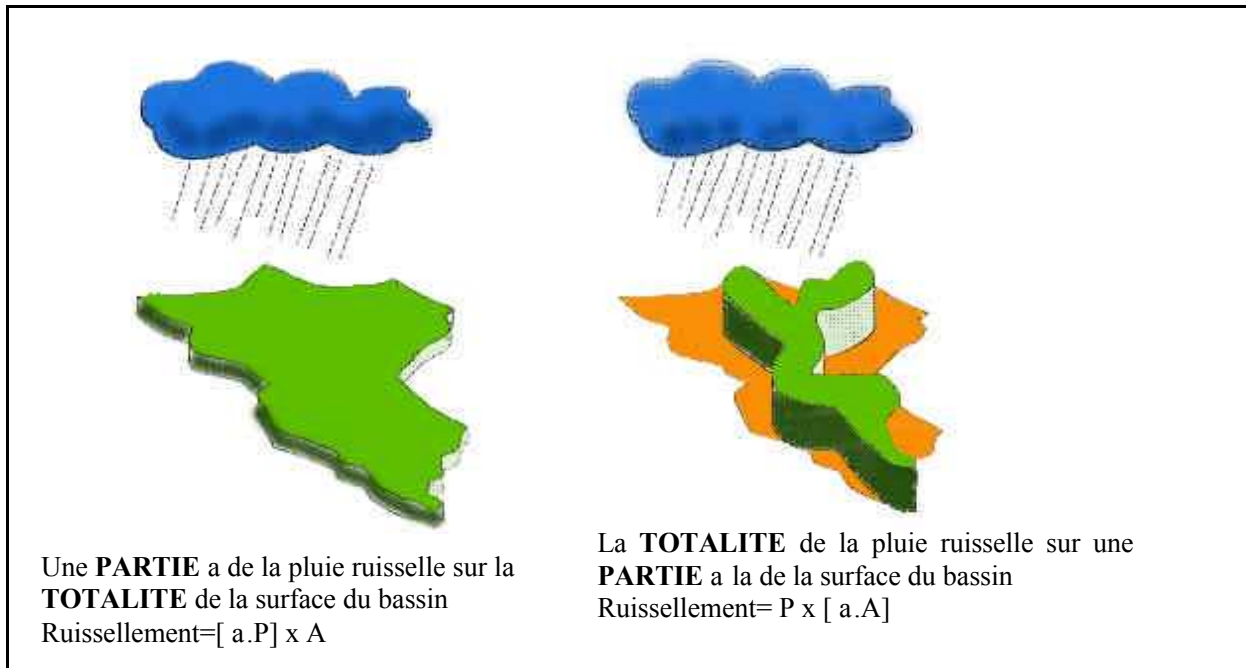
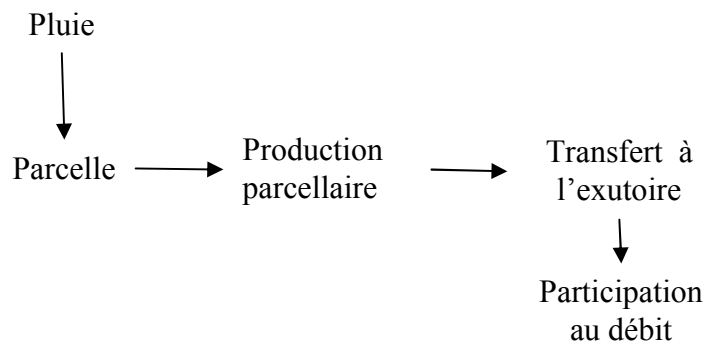


Figure II.12 : Deux conceptions du ruissellement

Les résultats étant identiques, une optimisation numérique ne permet pas un choix entre ces deux conceptions. Le choix doit être fait à partir des caractéristiques du milieu. Les contraintes vues au §II.3.4 conduisent à retenir la conception d’une « production » répartie, même si, temporairement, sur certaines parties localisées du bassin, le mécanisme de saturation dû aux transferts le long des pentes peut apparaître.

Dans cette conception, chaque élément (M) soumis à une pluie brute. $P_b(M)$ va produire une pluie nette: $P_n(M)$ indépendante des états des éléments de terrain voisins. Cette pluie nette sera transférée à l’exutoire à partir du drain le plus proche. La propagation se fait dans les drains à des vitesses qui sont fonction essentiellement de l’intensité de pluie nette globale sur le bassin. La forte corrélation temporelle existant entre les diverses pluies nettes, permet de considérer que les propagations des divers éléments sont indépendantes de la répartition spatiale de la pluie, même si elle dépend de la répartition temporelle (Moussa, 2003).

Dans ces conditions, on peut admettre que le fonctionnement global est la somme des fonctionnements individuels du type :

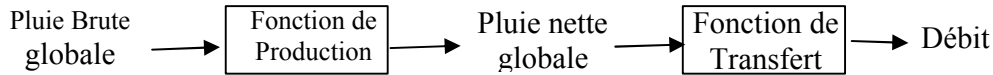


Sur des bassins de faible extension (<1000km²), les pluies sont quasi simultanées. Dans ces conditions, les fonctions de production s’additionnent et leur somme est soumise à un transfert global caractéristique de la structure de drains et leur pente.

Ainsi :

Production globale = ? Productions partielles
 Transfert global = ? Transferts depuis les parcelles

Ce qui conduit au découpage classique de la plupart des modèles conceptuels.



Si les hypothèses de fonctionnement que nous avons retenues n'étaient pas valables, il serait nécessaire de spatialiser le bassin :

- Soit en semi distribution sur les versants (Beven et Kirkby, 1979)
- Soit en sous bassins homogènes (Servat et Dezetter, 1993)

Dans le cadre du fonctionnement reparté que nous avons retenu, il est nécessaire d'examiner les conditions dans lesquelles des productions locales s'agglomèrent en une production globale équivalente et comment des transferts repartis sur un réseau sont équivalents à un transfert global à l'échelle du bassin.

II.5.2. Conception d'une fonction de production globale

L'analyse des conditions physiques et climatiques du milieu méditerranéen a justifié une représentation du fonctionnement de la parcelle sous une forme intégrée sur la verticale ne faisant appel qu'à une seule variable d'état : S (contenu en eau de la parcelle).

Mais un bassin versant est constitué d'un assemblage de parcelles différentes, qui reçoivent des pluies brutes différentes par mètre carré (répartition d'intensité en général liée à l'altimétrie) et vont produire des pluies nettes fonctions de leurs caractéristiques locales (sols, végétation, ...)

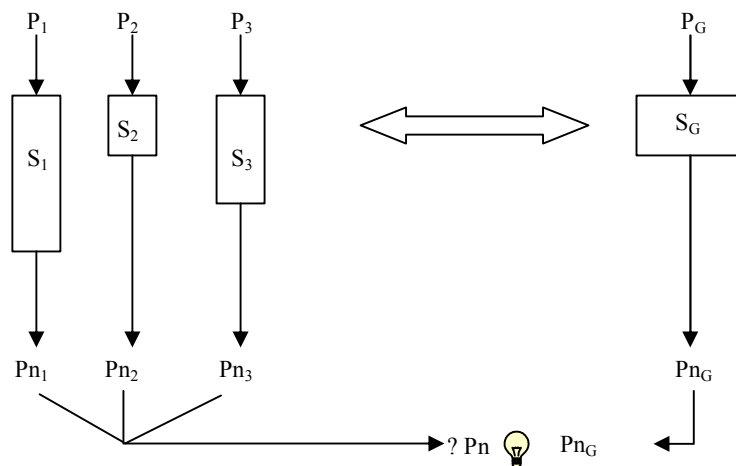


Figure II.13 : Fonction de production globale

Le modèle global équivalent (Figure II.13) reçoit une pluie globale qui va produire une pluie nette qui doit être sensiblement égal, à la somme des pluies nettes locales.

Pour que la structure d'un modèle conceptuel puisse être générale, ce modèle doit être conceptuellement additif, c'est-à-dire que l'assemblage de modèles élémentaires de paramètres différents doit être équivalent à un modèle global de même structure dont les paramètres résultent d'une « moyenne » (complexe) de paramètres locaux. Il sera montré au

chapitre VI que le modèle MEDOR possède cette propriété, et les lois d'agglomération des paramètres locaux seront définies.

Ceci nous amène à adopter une conception calquée sur le modèle stationnel de Laio, avec :

- un réservoir A, caractérisé par une variable d'humidité $A(t)$, qui assure la répartition entre la fraction de la pluie qui constitue la pluie nette, et la fraction E restante « perte » pour l'écoulement. La pluie nette est liée à l'existence de la pluie. Elle va donc être produite durant celle-ci et le rendement $P_{\text{nette}}/P_{\text{brute}}$ est fonction de la variable $A(t)$. nous définissons une transmissivité T du réservoir à une pluie P sous la forme $P_{\text{nette}}(t) = P_{\text{brute}}(t) \cdot T[A(t)]$
- un réservoir B alimenté par la perte E, dans lequel les plantes vont puiser leurs besoins. L'hypothèse que ce prélèvement est limité par l'état hydrique du sol, conduit à retenir pour E une formulation du type $E = E(A)$

La Figure II.14 montre une représentation schématique de cette conception.

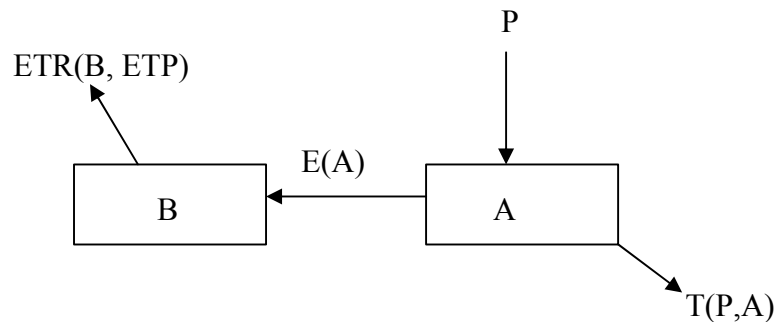


Figure II.14 : Représentation schématique de la fonction de production

Cette structure entraîne une absence de rétroaction du réservoir B sur le fonctionnement du réservoir A, avec comme conséquences :

- Une absence d'effet des paramètres climatiques (ETP en particulier) sur le modèle pluie-débit.
- Une impossibilité d'estimer une ETR à partir de la partie pluie-débit, donc de déterminer le flux de retour à l'atmosphère, sans mesure directe de celui-ci. Le réservoir B ne sera plus représenté par la suite, car hors du sujet de la modélisation pluie-débit.

II.5.3. Conception d'une fonction de transfert globale

Le transfert de la fraction de la pluie « produite » au niveau parcellaire jusqu'à l'exutoire est un mécanisme complexe lié aux divers chemins de l'eau dans le bassin versant. Ces chemins sont divers, éphémères, difficiles à identifier. Une conceptualisation est nécessaire (Dunne, 1982). Plutôt que de chercher à individualiser les chemins, il est plus efficace d'analyser ce transfert par une approche systémique. Ce transfert peut être considéré comme la réponse à une entrée $e(t)$ au travers d'un ensemble de filtres linéaires ou non, de temps caractéristiques définis.

L'outil d'une telle approche est l'analyse corrélatoire croisée (ACC). L'ACC permet de définir des pics temporels, qui correspondent aux fréquences propres des filtres. Cette analyse effectuée avec un pas assez grand pour atténuer les hautes fréquences présentes dans le signal de pluie, décompose le transfert en transferts parallèles T_1, T_2, T_3, \dots

Transfert → T_1 → Transfert rapide
 T_2 → Transfert lent
 T_3 → Transfert plus lent

Le premier transfert T_1 a un temps caractéristique de l'ordre du pas de temps de l'ACC. Il laisse passer toutes les hautes fréquences de la pluie, et peut être assimilé raisonnablement aux transferts rapides de surface et de sub-surface. Les autres transferts plus lents constituent des filtres passe bas et ne contiennent plus que des informations très lissées de la pluie. La modélisation de ces transferts devra tenir compte de ces considérations.

Le transfert rapide est très dépendant de la chronique détaillée de la pluie. En admettant un transfert linéaire, le signal de sortie $s(t)$ est convolué au signal d'entrée $e(t)$ par une équation du type :

$$s(t) = \int_0^t e(i)H(t-i)dt$$

H étant le noyau de la convolution, réponse à un échelon de pluie nette sur le bassin, ou hydrogramme unitaire (Lee et Delleur, 1976).

La détermination du noyau H peut se faire de nombreuses façons :

- Estimation des temps d'écoulements et modélisation hydraulique dans le réseau :
 - o Découpage en lignes isochrones (Laurenson, 1964).
 - o Transfert diffusif dans le réseau (Moussa, 1996).

Cette méthode passe par une analyse d'une information spatiale précise qui permette de définir longueurs et pentes des drains.

- Identification directe par analyse des hydrogrammes d'averses, soit suivant la théorie de l'hydrogramme unitaire (HU) (Sherman, 1932), soit par la méthode des différences premières (DPFT) (Duband *et al.*, 1993). Cette identification nécessite la connaissance précise du déroulement des crues.
- Calage optimal d'un noyau de structure donnée dépendant d'un paramètre inclu dans le modèle conceptuel. Le modèle GR4j (Makhlouf, 1994 ; Rakem, 1999) est un exemple de cette méthode. Ceci revient à ajouter un paramètre au modèle, et peut poser de nouveaux problèmes d'équifinalité.
- Détermination à partir des caractéristiques morphométriques des bassins. L'analyse morphométrique des bassins vise à caractériser la structure stochastique des drains et des versants par des caractéristiques communes au-delà de leurs différences. Les paramètres les plus classiques sont les indices de Strahler : R_A , R_B , R_L associés aux lois de Horton (Schumm, 1956) sur les bifurcations, les surfaces et les longueurs des ordres des biefs d'un bassin. Il existe un grand nombre de méthodes de détermination de l'hydrogramme unitaire à partir des caractéristiques géomorphologiques, ou hydrogramme géomorphologique (GIUH) (Rodriguez-Iturbe *et al.*, 1979) (Gupta *et al.*, 1980), (Gupta *et al.*, 1988), (Bras *et al.*, 1989), (Snell et Sivapalan, 1994), (Moussa, 1997). Cette approche est parfaitement consistante avec une approche globale de la modélisation pluie débit conceptuel. Elle est retenue pour les bassins méditerranéens de plus de 1000 km². Pour les bassins présentés dans notre travail dont la surface est inférieure à 500 km², le pas de gestion journalier est supérieur au temps de base du bassin, et l'hydrogramme unitaire est réduit à un élément.

II.6. Conclusion

Le choix d'une modélisation conceptuelle pour représenter le transfert pluie débit dans les bassins versants méditerranéens est pratiquement imposé par les conditions de disponibilité des données hydropluviométriques et du manque d'informations spatiales de terrain. Ce type de modélisation est souvent considéré comme une «boite noire», c'est-à-dire totalement vide de signification physique. Au mieux, elle est qualifiée de «boite grise» pour tenir compte de la part de connaissance empirique liée à l'expertise du modélisateur. Cette opinion est confortée par la multiplicité des « conceptions » existantes, qui apparaissent comme autant de visions subjectives du milieu, et par le fait que le calage numérique des paramètres permet souvent de cacher toutes les imperfections du modèle.

Définir une structure de modèle, c'est :

- Schématiser les mécanismes à partir de grands compartiments entre lesquels des flux sont échangés.
- Formaliser la nature et les sens de variations de ces flux.

Il en résulte un schéma dit « à réservoirs ».

Ce chapitre a montré comment une analyse rigoureuse des caractéristiques physiques des bassins et des conditions spécifiques du climat conduit à un choix raisonné de structure de modèle.

Le climat particulier du bassin méditerranéen joue un rôle essentiel par son alternance des saisons : avec une saison pluvieuse, durant laquelle la demande végétale est minima, et une saison sèche durant laquelle la végétation survit en contrôlant sa consommation. Un schéma simplifié de cette alternance comporte :

- Durant l'hiver, le remplissage par la pluie d'un réservoir de stockage.
- Durant l'été, une consommation de ce stock par les plantes avec un impératif de contrôle pour leurs survies.

Ce schéma découple le modèle pluie-débit de toute référence aux conditions climatiques autres que la pluie (Evapotranspiration potentielle en particulier). Ceci constitue une différence majeure par rapport aux modèles existants de même type.

Les formes du relief, très « ridé », privilégient l'indépendance des petites unités parcellaires par rapport aux écoulements par nappes hypodermiques de versants. Un fonctionnement par parcelles individuelles s'agrégeant en parallèle justifie un découpage du processus pluie débit en deux fonctions : une fonction de production additionnant les productions élémentaires suivie d'une fonction de transfert globale liée au réseau de drainage.

Le fonctionnement de la parcelle a été examiné à partir d'une analyse de sensibilité du comportement d'un modèle physique écohydrologique complet (Laio *et al.*, 2001), qui est comparé à un modèle simple comportant une seule variable d'état : le contenu total en eau de la parcelle. L'évaluation des nombres sans dimension qui caractérisent la hiérarchie des mécanismes a été faite à partir des caractéristiques stochastiques de la pluie et des paramètres des sols méditerranéens. Cette évaluation justifie une structure de modèle avec :

- Une représentation de l'état de la parcelle par une seule variable d'état.
- Une caractérisation de la parcelle par la profondeur utile du sol ($n.Zr$).
- Un déroulement des mécanismes hiérarchisé par les caractéristiques stochastiques de l'alternance du phénomène pluvieux.

L'agglomération des « productions » parcellaires engendre une fonction de production globale liée à la pluie moyenne sur le bassin. Cette production globale doit avoir une structure identique (aux valeurs des paramètres près) à la structure de la production parcellaire.

La fonction de production du bassin engendre un flux qui est transféré à l'exutoire de façon conservative. La structure de transfert ou « fonction de transfert » est représentée par une série de filtres linéaires, schématisant les chemins de l'eau dans le bassin, plus ou moins rapides suivant qu'ils empruntent les voies de surface ou les voies souterraines. L'outil privilégié d'analyse de ce type de transferts est l'analyse corrélatoire croisée, qui permet de déterminer le nombre et les temps caractéristiques de ces transferts. Leur représentation dépend du rapport entre ces temps caractéristiques, ceux du mécanisme pluvieux, et du temps de concentration du bassin.

Milieu physique, climat, modèle stochastique de la pluie sont les trois facteurs déterminant de la structure d'un modèle spécifique : le modèle MEDOR (Méditerranée Orientale).

Chapitre III

Chapitre III

Elaboration, calage, et analyse du fonctionnement d'un modèle adapté au climat méditerranéen: MEDOR

III.1. Présentation du chapitre

La structure générale du modèle MEDOR a été définie au Chapitre II à partir de l'analyse de sensibilité d'un modèle stationnel adapté aux conditions particulières du milieu et du climat. Il s'agit dans le présent chapitre, de compléter cette structure par l'expression algébrique des flux en fonction des variables d'état, de caler les paramètres du modèle et de le tester sur plusieurs bassins.

Dans une première partie, générale, les expressions des flux de la fonction de production sont choisies en tenant compte des sens de variation des flux du modèle stationnel et de la sensibilité des résultats à ces expressions. La fonction de transfert retenue comporte des réservoirs à réponse linéaire dont le nombre est défini par l'analyse corrélatoire croisée. Ceci conduit à la forme opérationnelle du modèle comportant quatre paramètres, qui doivent être optimisés en fonction d'un critère de calage. Le critère de Nash a été retenu parmi les divers critères classiques.

Dans une seconde partie, une application est exposée en détail sur le Nahr Beyrouth, petit bassin libanais, à climat méditerranéen très marqué par la saisonnalité.

La recherche de ses paramètres optimaux se heurte à la multiplicité des solutions équivalentes ou problème d'équifinalité. L'analyse exhaustive de l'espace des paramètres est faite grâce à l'utilisation des techniques informatiques du calcul parallèle. La représentation de l'espace critère - paramètres permet de dégager des relations d'équifinalité entre paramètres et de détailler la structure de ces relations, leur caractère spécifique et leur incidence sur le calage.

L'extension à cinq autres bassins permet de conforter cette analyse et de vérifier la généralité des résultats obtenus.

Enfin, la présentation de quelques simulations permet quelques réflexions sur l'adéquation du critère pour un calage acceptable.

III.2. Le modèle MEDOR

III.2.1. Architecture du modèle MEDOR

La structure générale du modèle MEDOR, telle que définie au Chapitre II à partir d'une analyse des mécanismes hydrologiques dans les conditions du milieu, transforme les chroniques journalières de pluie en chroniques de débit en deux phases successives, dénommées « fonction de production » et « fonction de transfert ».

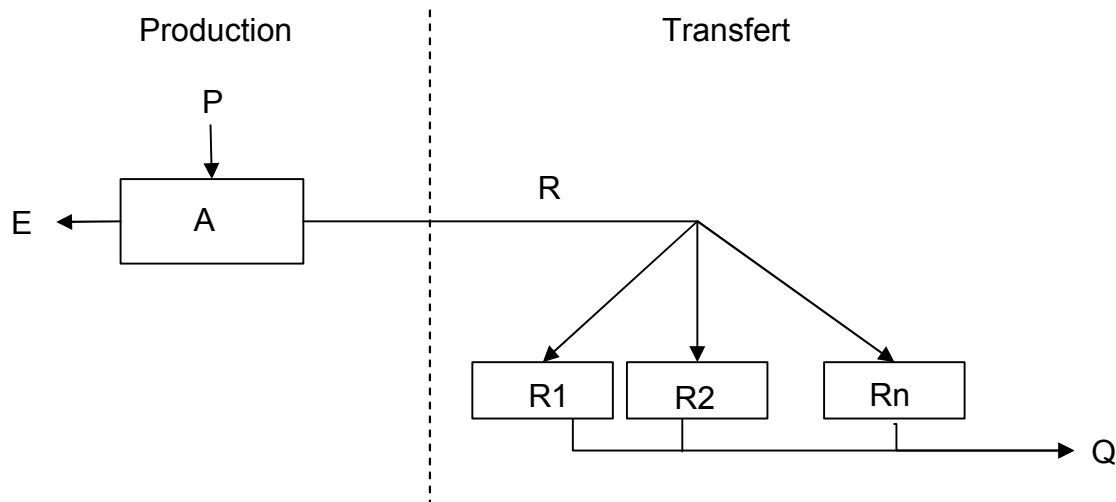


Figure III.1 : Schéma de MEDOR

Dans le schéma présenté, Figure III.1, les flèches représentent des flux (entrants ou sortants). Les rectangles schématisent des « réservoirs » avec chacune des variables d'état : A pour la fonction de production ; R_1 , R_2 , ... R_n pour la fonction de transfert. Chaque « réservoir » représente une équation différentielle de conservation du type :

$$\frac{dV}{dt} = E(t) - S(t)$$

avec $E(t)$ la somme des entrées et $S(t)$ la somme des sorties.

La dénomination « modèle à réservoirs » est une image simple permettant une visualisation rapide de la structure. Elle est l'expression d'un ensemble d'équations différentielles du 1^{er} ordre. On aurait pu, comme dans le modèle IHACRES (Post et Jakeman, 1999), en donner une représentation plus systémique, mais tout à fait équivalente. Pour que le modèle soit opérationnel, il faut définir les expressions des flux en fonction des variables d'état.

III.2.2. La fonction de production

Le réservoir de production possède une entrée et deux sorties :

- L'entrée est constituée par la pluie P.
- La sortie R représente la pluie nette sur le bassin.
- La sortie E représente l'ensemble des pertes à l'écoulement et est destinée à équilibrer le bilan.
- La variable d'état A peut être assimilée à une grandeur représentative de l'humidité du bassin.

III.2.2.1. La sortie R

Par analogie avec la fonction drainage d'une parcelle du modèle de Laio (2001), R est pris proportionnel à la pluie, avec un coefficient de transmission rapidement croissant avec l'humidité du sol. L'expression retenue est quadratique.

$$R = kA^2 \cdot P \quad \text{ou} \quad R = \left(\frac{A}{H}\right)^2 P$$

H étant un paramètre de calage.

L'équation de gestion du réservoir A, qui s'écrit :

$$\frac{dA}{dt} = P(t) - P(t) \left(\frac{A}{H}\right)^2 - E(t) \quad \text{avec } E > 0$$

est équivalente à :

$$\frac{dA}{dt} = I - E \quad \text{avec } I = P \left(1 - \left(\frac{A}{H}\right)^2\right) \quad \text{et } R = P - I$$

I représente alors la seule entrée du réservoir A. Ceci simplifie l'écriture sans changer les résultats.

L'équation : $\frac{dA}{dt} = P(t) \left(1 - \frac{A}{H}\right)^2$ admet un pôle pour $A = H$. Cette formulation contraint A à être inférieur à H, donc R inférieur à P. Mathématiquement, le réservoir A ne peut jamais être plein.

III.2.2.2. La sortie E

La sortie E représente l'ensemble des pertes de la transformation pluie-débit. Celles-ci sont d'origines diverses : évapotranspiration, flux vers des nappes profondes, pertes en mer, échanges avec d'autres bassins. Dépendant d'un grand nombre de facteurs, son estimation est difficile (Black, 1996).

Dans la plupart des modèles de transfert pluie débit, ce terme est formulé à partir d'une évapotranspiration potentielle (ETP) faisant intervenir des variables climatiques, et de la variable d'état représentant l'humidité. De nombreux travaux (Parmele, 1972; Paturel *et al.*, 1995 ; Nandakumar et Mein, 1997; Rakem, 1999) ont montré que les modèles pluie-débit journaliers sont peu sensibles à l'information climatique journalière autre que la pluie. Un projet du Programme National de Recherche Hydrologique en 2001-2002 était consacré à l'analyse du rôle de l'information climatique dans la modélisation pluie débit. Dans le rapport

final (PNRH 12, 2003), il est constaté, que « les modèles pluie-débit ne sont pas capables d'exploiter une information détaillée d'ETP ».

Dans le cadre d'une analyse de la sensibilité de MEDOR à la prise en compte de l'ETP, diverses formulations de la perte R ont été testées de la forme:

$E = f$ (variables climatiques). $g(A)$ avec :

- Pour f :
 - ETP Penman journalière datée.
 - K , ETP Penman (pour prendre en compte un facteur végétatif optimisé).
 - ETP Penman journalière moyenne interannuelle.
 - Une constante optimisée: EVL.

- Pour g : deux formulations
 - $g = A/H$ comme dans le modèle HBV
 - $g = \left(2 - \frac{A}{H}\right) \frac{A}{H}$ comme dans les modèles GR

Les écarts d'adéquation obtenus avec le critère de NASH pour ces diverses expressions sont très faibles, le modèle étant suffisamment souple pour ajuster ses paramètres à la formulation choisie. Dans ces conditions, la formulation qui a été retenue est la plus simple :

$$E = EVL \cdot \frac{A}{H}$$

Lorsqu'il ne pleut pas, l'équation de gestion du réservoir A s'écrit :

$$\frac{dA}{dt} = -EVL \frac{A}{H}$$

L'existence d'un pôle pour $A = 0$ entraîne que le réservoir A ne peut jamais se vider complètement.

III.2.2.3. Conséquences de l'élimination des conditions climatiques.

L'analyse de sensibilité qui a été faite sur les formulations de E conduit à la fois à l'élimination des conditions climatiques mais aussi à une certaine indifférence à la formulation retenue.

Le rôle négligeable des conditions climatiques en région méditerranéenne trouve une explication dans le fait que l'état hydrique du sol est le facteur principal de détermination de l'évapotranspiration réelle : la végétation consomme une quantité d'eau liée à la disponibilité, plus qu'à l'état atmosphérique. Dans ces conditions, la structure du modèle est incapable d'utiliser l'information climatique.

L'indifférence à la formulation du flux E montre que son rôle est réduit à assurer l'ajustement des bilans et que sa seule contrainte est d'être une fonction croissante, et nulle lorsque le réservoir A est vide.

Cela entraîne une conséquence importante sur sa signification ; dans ces conditions la modulation journalière de E n'a aucune signification et ne peut pas être utilisée comme entrée dans un modèle global atmosphérique.

III.2.3. La fonction de transfert

Le transfert de l'eau depuis la pluie jusqu'à l'exutoire se fait par divers cheminements, qui dépendent de nombreuses caractéristiques du bassin : structure du réseau superficiel, caractéristiques des nappes, etc. Ce transfert est modélisé par un ensemble de réservoirs conceptuels adaptés : R_1, R_2, R_i . Ces réservoirs constituent une série de filtres numériques pour le signal de « pluie nette ». L'analyse corrélatoire croisée (ACC) est la méthode la plus appropriée pour la recherche des temps caractéristiques de ces filtres. Elle permet de définir le nombre de réservoirs (Figure III.2) à mettre en place dans la fonction de transfert sans préciser leurs lois de fonctionnement.

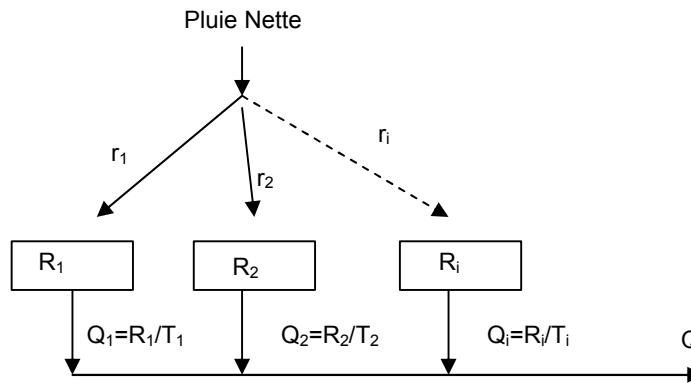


Figure III.2 : La fonction de transfert

Les courbes de tarissement étant en général correctement représentés par des lois exponentielles, les réservoirs sont pris avec des lois de vidange linéaires, de la forme.

$$q_1 = \frac{R_1(t)}{T_1}, \quad q_i = \frac{R_i(t)}{T_i}$$

Pour les bassins de petite taille dont le temps de concentration des bassins est inférieur au pas journalier, le réservoir R_1 est vidé en 1 jour, soit $T_1 = 1$ jour.

III.2.4. Choix d'un Critère

Pour évaluer la performance d'un modèle donné et pour établir une comparaison entre divers modèles, il est nécessaire d'avoir un critère d'évaluation des performances. Ce dernier, peut être quantitatif ou qualitatif.

III.2.4.1. Critères qualitatifs

Les critères qualitatifs s'appuient généralement sur des observations graphiques en comparant les débits simulés au débits mesurés (WMO, 1975). Ces critères demeurent néanmoins des estimateurs subjectifs (Perrin, 2000). On a préféré dans ce travail un critère quantitatif qui fait appel à des évaluations numériques.

III.2.4.2. Critères quantitatifs

Ce type de critère numérique est un élément indispensable lorsqu'on envisage un calage automatique des modèles. Ces critères peuvent être divisés en deux catégories : Les critères appareillés et non appareillés.

Les critères appareillés :

Ces critères utilisent l'information couplée de débit simulé et débit mesuré et en mesurent l'adéquation temporelle à chaque pas de temps.

- Critères dérivés du critère quadratique

Ces critères mesurent le degré d'adéquation entre les valeurs simulées et mesurées. Le calage optimal d'une structure linéaire par rapport aux paramètres peut être obtenu d'une façon analytique (Walter et Pronzato, 1994). Pour des structures non linéaires, le calage par ces critères peut augmenter le risque d'optimum locaux (Sorooshian et Gupta, 1983).

Les critères de moindres carrés, qui sont parmi les plus utilisés dans la modélisation pluie - débit, se basent sur une fonction suggérée par la régression linéaire (Nash et Sutcliffe, 1970), somme des erreurs quadratiques du modèle. Le critère de Nash est défini par :

$$N = 1 - \frac{\sum (q_{mes} - q_{sim})^2}{\sum (q_{mes} - \overline{q_{mes}})^2}$$

q_{mes} : débit mesuré
 q_{sim} : débit simulé
 $\overline{q_{mes}}$: moyenne de q_{mes} sur la série

Le critère de Nash sera d'autant meilleur que les écarts des débits observés par rapport au débit moyen seront importants, toutes choses égales par ailleurs.

Dans le cas des bassins méditerranéens, les étiages fréquents rendent la moyenne des débits observés $\overline{q_{mes}}$ très sensible à la série utilisée.

Pour pallier cette difficulté, un critère basé sur l'erreur relative peut être utilisé :

$$CR_1 = 1 - \frac{\sum (q_{mes} - q_{sim})^2}{\sum (q_{mes})^2}$$

Ce critère est plus stable que le critère de Nash vis-à-vis de la série utilisée. Les paramètres optimaux obtenus avec ces deux critères sont les mêmes et leur différence est faible.

- Critère d'erreur absolue

L'erreur moyenne absolue A d'un modèle peut être définie par :

$$CR_2 = \frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n |q_{mes} - q_{sim}|$$

Ce critère représente la moyenne de la déviation absolue du débit simulé par rapport au mesuré pour un pas de temps donné. Ce critère peut être intéressant dans le contexte de la prévision de débit si l'on veut que pour chaque pas de temps la valeur simulée soit aussi proche que possible de la valeur mesurée.

Contrairement aux critères quadratiques, ce dernier critère n'amplifie pas l'effet des erreurs sur les grands débits, et par suite accorde un poids égal aux erreurs en crue et aux erreurs en étiage.

Cependant, ce critère n'est pas différentiable, ce qui rend inutilisable les techniques d'optimisation reposant sur un développement limité du critère (méthode des gradients,

méthode de Newton...) (Walter et Pronzato, 1994). Par ailleurs, ces critères ne sont pas normés et donc ne permettent pas une comparaison facile inter-séries ou interbassins.

Les critères non appareillés :

A la différence des autres critères, ce type de critère ne fait plus référence à une adéquation temporelle à chaque pas de temps entre débit observé et débit simulé. Ces critères n'utilisent pas toute l'information disponible, et ne peuvent être utilisés comme seul critère d'optimisation.

Parmi ces critères, le critère d'erreur moyenne cumulée indique la capacité du modèle à reproduire le volume d'eau total observé sur la période.

$$CR_3 = \frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n (Q_{obs} - Q_{cal}) = \overline{Q_{obs}} - \overline{Q_{cal}}$$

Cette erreur peut être positive ou négative suivant que le modèle surestime ou sous-estime les flux sur la période.

Cette erreur peut être écrite aussi sous la forme suivante :

$$CR_4 = \sum_{i=1}^n Q_{obs} - \sum_{i=1}^n Q_{cal}$$

Cette forme du critère sera utilisée et analysée au chapitre V, et sera combinée au critère de Nash pour attribuer un poids plus important à la bonne simulation des bilans.

Perrin (2000) propose une forme relative de ce critère :

$$CR_5 = \frac{\sum_{i=1}^n Q_{cal}}{\sum_{i=1}^n Q_{obs}} . \text{ Une valeur de 1 indiquera un bilan parfait. Une valeur supérieure à 1}$$

indiquera une surestimation du bilan.

Ces critères donnent une appréciation globale de la performance du modèle sur l'ensemble de la période. D'autres critères s'intéressent à l'appréciation de la représentation de classes particulières de débit, tel que les débits de base (Gustard *et al.*, 1992) ou des débit de pointes/crues ou des étiages (Nascimento, 1995).

Un grand nombre de critères existent qui accordent de par la nature de leur formulation, une importance relative à certaines caractéristiques plus qu'à d'autres, suivant l'objectif de la modélisation ou les particularités du bassin ou de ses données.

III.2.5. Critère sélectionné

Les critères sont nombreux, et il n'en existe pas d'universel qui permette de juger de la qualité d'ajustement d'un modèle hydrologique (Perrin, 2000). Il est apparu que les résultats sont d'autant plus satisfaisants que la fonction critère est sélectionnée en fonction de l'application hydrologique pour laquelle les résultats sont utilisés (Diskin et Simon, 1977; Fortin *et al.*, 1971; Husser, 1986). Rakem (1999), en comparant six fonctions critères sur le modèle GR4J, a pu constater que le critère de Nash représente mieux les situations de forts débits, ainsi que le volume total. Comme les autres critères, il peut être perturbé par la présence de crue isolée, mais son principal défaut est la mauvaise représentation des faibles débits. Plusieurs études comparatives ont été faites et nous renvoyons aux listes relativement complètes des comparaisons établies par Servat et Dezetter (1991) et Perrin (2000). Aucune conclusion ne peut être tirée sur la nette supériorité de l'un de ces critères sur les autres.

Par la suite, nous retiendrons le critère de Nash et Sutcliffe (1970) ou critère de Nash car il est le plus communément utilisé, ce qui permet de comparer les résultats avec ceux obtenus avec d'autres modèles.

III.3. Ecriture du modèle MEDOR

III.3.1. Les équations du modèle

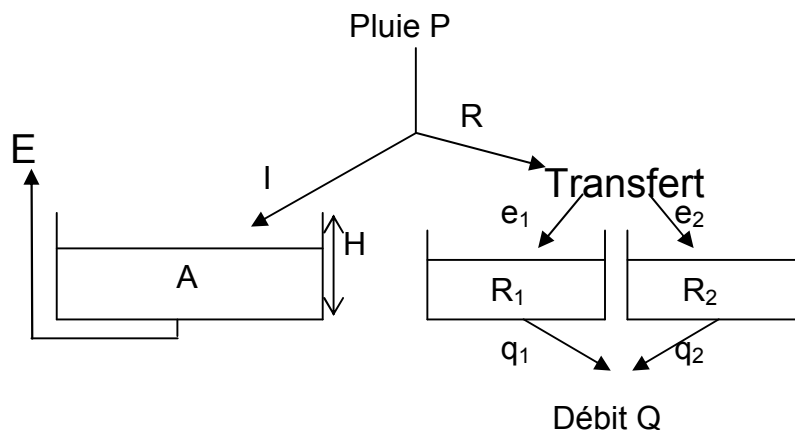


Figure III.3 : Schéma du modèle MEDOR

La pluie moyenne $P(t)$ est partagée suivant I et R (Figure III.3) entre :

- Un réservoir de contenu $A(t)$ et de capacité maximale : H. Un prélèvement E est effectué dans ce réservoir, pour prendre en compte l'ensemble des pertes du système hydrologique.
- Un ensemble de réservoirs de transfert : R_1, R_2 de caractéristiques temporelles T_1 et T_2 ajustées entre lesquels R est répartie suivant des rapport r et 1-r. L'ensemble des sorties constitue le débit.

Les réservoirs modulent leurs sorties suivant le système d'équations différentielles du premier ordre.

Réservoirs	Entrée	Sortie
$\frac{dA}{dt} = I - E$	$I = P(t) \cdot (1 - \tau^2)$	$E = A \cdot (EVL / H)$
$\frac{dR_1}{dt} = e_1 - q_1$	$e_1 = P(t) \cdot \tau^2 \cdot r$	$q_1 = R_1 / T_1$
$\frac{dR_2}{dt} = e_2 - q_2$	$e_2 = P(t) \cdot \tau^2 \cdot (1 - r)$	$q_2 = R_2 / T_2$
	$\tau = [A / H]$	$Q = q_1 + q_2$

Tableau III.1 : Equations du modèle MEDOR

Le modèle dépend des 4 paramètres : H, EVL, r, T. Il nécessite pour être calé des séries chronologiques de pluie P(t) et de débit Q(t), et d'autres séries pour tester sa validité sur des données n'ayant pas servi à le caler qui soient distinctes pour le calage et pour la validation.

III.3.2. Choix d'un outil de modélisation

De nombreux outils informatiques sont disponibles pour la modélisation de ce type depuis les modèles génériques de simulation, dont toutes les composantes ont été pré-configurées, jusqu'à des langages de programmation où l'utilisateur doit tout mettre en oeuvre dès la première ligne de conceptualisation.

La mise en œuvre informatique du modèle MEDOR a été faite avec le logiciel VENSIM[®] (Ventana Systems, 1997), qui se situe dans une position intermédiaire entre les langages de programmation et les modèles génériques. On peut l'assimiler à un langage de modélisation qui fournit des outils de base de construction des modèles, ainsi que des outils d'analyse et de validation aussi bien des structures de modèles que des résultats. Par comparaison avec les modèles génériques, l'environnement de modélisation offre plus de flexibilité pour représenter les systèmes de flux d'eau. Il permet aussi de réduire considérablement le temps de développement de modèles en rapport avec une utilisation de langages de programmation plus primaires (Kositsaklchai, 2001).

L'écriture mathématique des relations entre les flux et les stocks s'exprime par des équations différentielles de type :

$$\frac{dV}{dt} = S(V) - E(t)$$

V étant le stock, S le flux de sortie, E(t) le flux entrant.

La gestion numérique correcte de ces équations différentielles peut poser des problèmes d'intégration numérique. En effet, un mauvais choix de la méthode d'intégration peut conduire à une dérive de la solution et des résultats inexacts. Ce problème a été peu analysé par les hydrologues qui le considèrent comme une question mathématique hors de leur domaine. Dans le modèle GR2 et suivants (Edijatno, 1991) le problème est résolu par une intégration analytique exacte sur le pas de temps. Cette méthode qui permet de tenir compte de l'irrégularité de la pluie, n'est applicable que si l'équation différentielle est algébriquement intégrable. Ce qui restreint beaucoup le champ d'application de la méthode. Vensim[®] a été conçu pour résoudre ce type de problèmes qui traduit la gestion dynamique des réservoirs. Un ensemble de méthodes d'intégration est proposé (Euler, Range-Kutta 2, Range-Kutta 4, ...) avec des possibilités de découpage du pas de temps de calcul. Ceci permet de rechercher la méthode et le pas de calcul approprié pour obtenir un résultat exact. Des comparaisons faites avec les solutions analytiques exactes, ont permis de retenir la méthode de Runge-Kutta du 4^{ème} ordre (RK4) avec un « pas de calcul » égal à ¼ du pas de gestion.

III.3.3. Modèle sous Vensim®

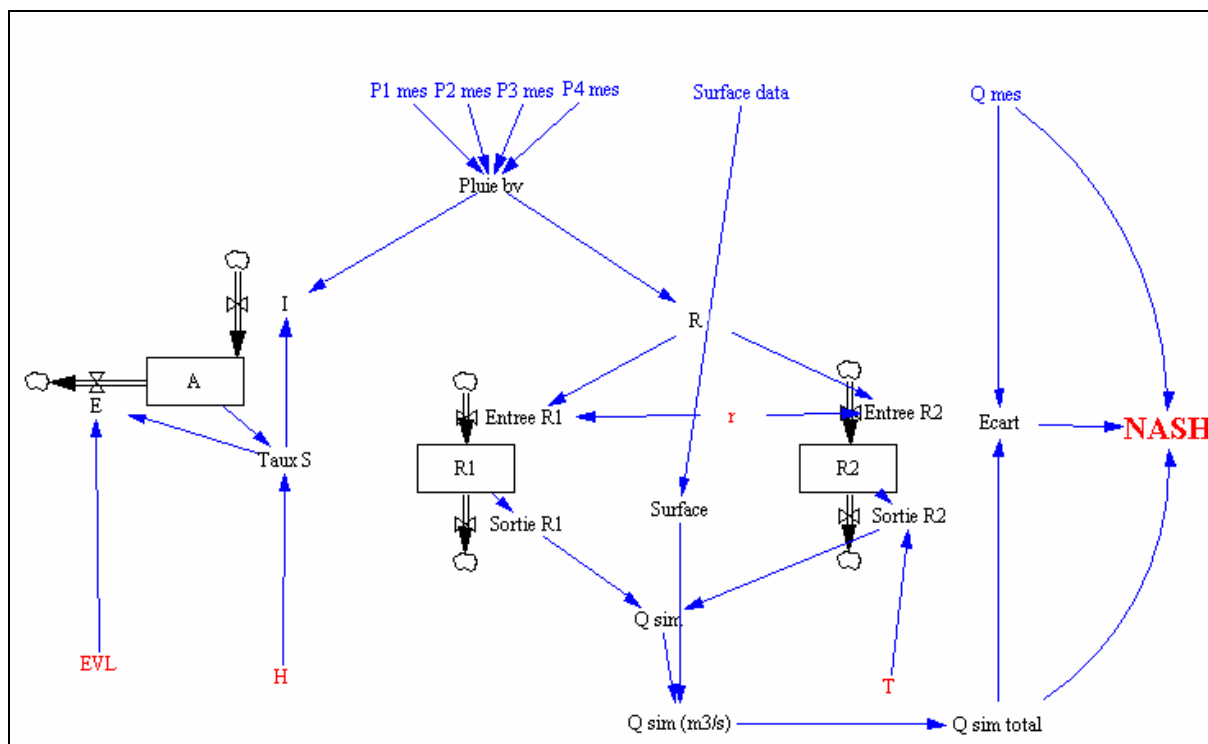


Figure III.4 : Schéma conceptuel du modèle MEDOR sous VENSIM®

III.4. Mise en œuvre et calage du modèle

Le modèle MEDOR a été mis au point sur des bassins libanais, puis testé sur des bassins français, avant son extension prévue sur l'ensemble des bassins du pourtour méditerranéen. Outre le Nahr Beyrouth, les cinq autres bassins testés (Tableau III.1) sont tous soumis à un climat méditerranéen plus ou moins contrasté et ont des tailles voisines de l'ordre de 200-300 km².

Bassins	Localisation	Surface jaugée (Km ²)	Altitude moyenne (m)	Pluviométrie annuelle (mm)
Nahr Beyrouth	Liban, Zone côtière	209	1018	1182
Nahr el Kelb	Liban, Zone côtière	249	1492	1852
La Vis	France, Languedoc	333	747	1206
Le Gardon de Mialet	France, Languedoc	240	703	1181
La Muze	France, Languedoc	114	880	1026
La Mimente	France, Languedoc	124	902	1390

Tableau III.1 : Bassins testés.

La pluie moyenne annuelle est calculée à partir des séries utilisées pour la modélisation.

La méthodologie est détaillée sur le bassin de Nahr-Beyrouth et appliquée sur les autres bassins. Les descriptions et résultats obtenus sur les autres bassins sont donnés en Annexe III.

III.4.1. Bassin du Nahr Beyrouth

Le Nahr Beyrouth, situé sur le versant occidental du Mont Liban, est un bassin côtier du Liban (Figure III.5) qui draine une surface de 222 km² à partir des hautes montagnes du Sannine à 2091 mètres d'altitude pour se jeter à la mer après la traversée de la ville de Beyrouth. Le climat est typiquement méditerranéen caractérisé par une saison froide humide et une longue saison de sécheresse quasi-totale. La pluviométrie moyenne varie de 850 mm/an sur la côte jusqu'à 1800 mm environ sur les sommets.

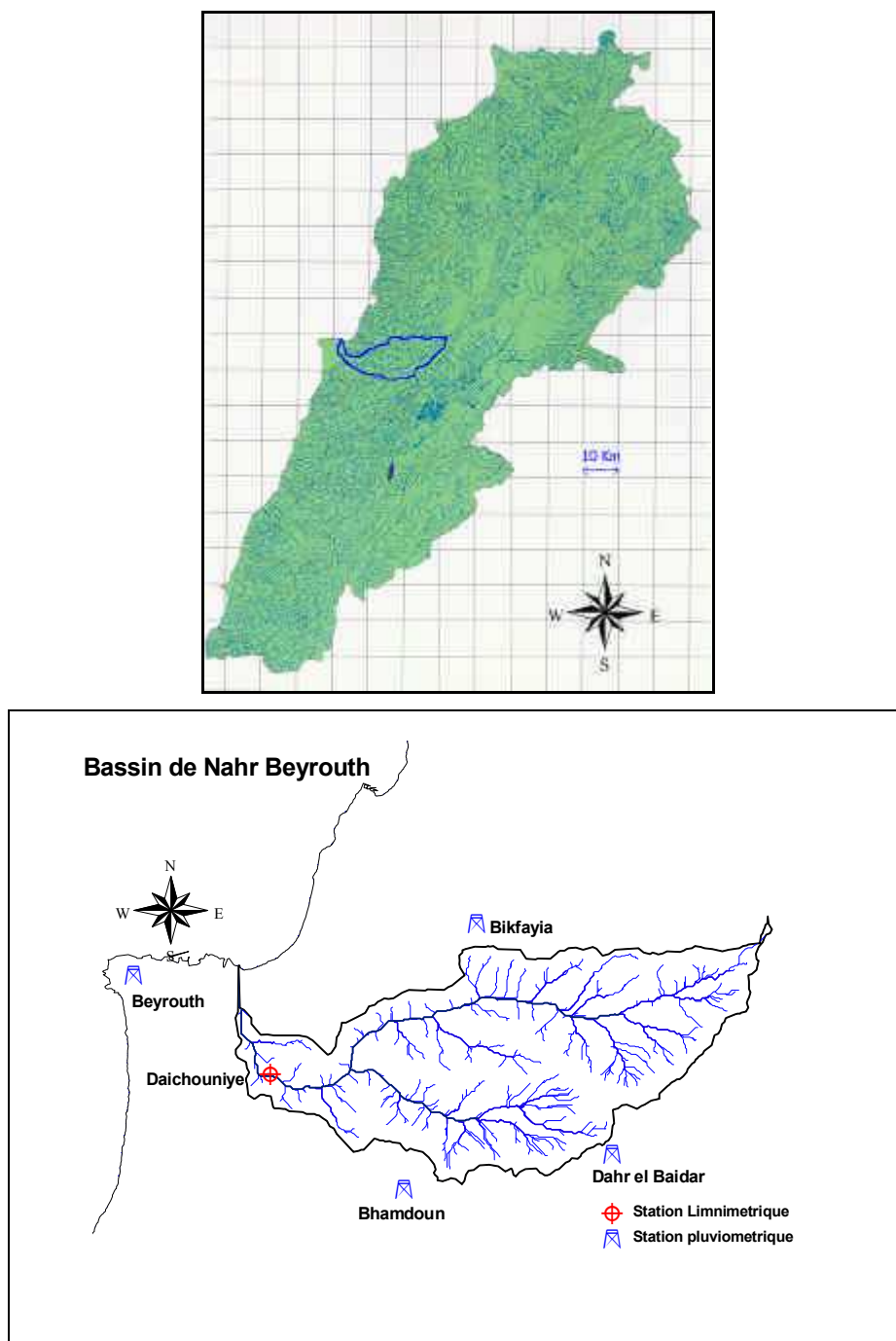


Figure III.5 : Le Nahr Beyrouth (Liban) - Un fleuve côtier de la Méditerranée Orientale

Le relief particulièrement vigoureux entraîne une variabilité spatiale importante des paramètres climatiques, ce qui rend l'élaboration d'un modèle global délicate.

III.4.1.1. Les précipitations

La pluviométrie est estimée à partir de 4 postes pluviométriques (Figure III.5)

Postes	Station	Altitudes (m)
P1	AUB	34
P2	Bikfaya	900
P3	Bhamdoun-Btalloun	1090
P4	Dahr-el-Baidar	1510

Tableau III.2 : Stations pluviométriques du bassin de Nahr Beyrouth

Le poste d'altitude la plus élevée est à 1510m. 18% de la superficie du bassin est au dessus de cette altitude. L'analyse spatiale des données pluviométriques a montré (Catafago et Najem, 1976) une structure à une seule composante principale sur le Liban. Ceci permet d'assimiler l'ensemble des postes à un vecteur unique. Le poids des stations est défini à partir du facteur principal qui est l'altimétrie. En raison des altitudes élevées du haut bassin une fraction des précipitations se fait sous forme de neige et participe au soutien des étiages.

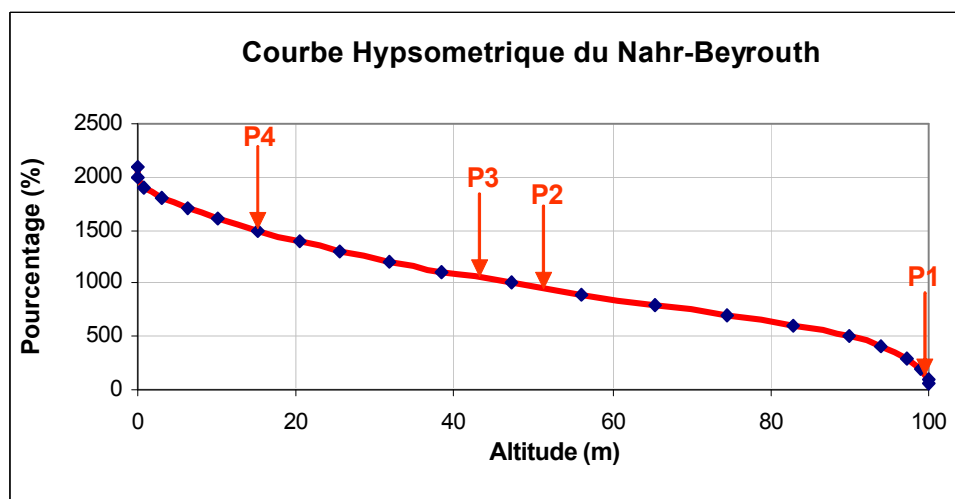


Figure III.6 : Courbe Hypsométrique du bassin de Nahr Beyrouth

III.4.1.2. Les températures

Les températures moyennes évoluent avec l'altitude suivant un gradient d'environ 6°/km, qui correspond aux gradients moyens habituels. On remarque qu'à partir de 1800 m les températures moyennes restent négatives plusieurs mois ce qui permet la conservation du stock neigeux.

III.4.1.3. L'humidité

L'humidité de l'air constitue un facteur important de la détermination de l'évaporation. Malheureusement les données relatives à cette variable sont rares et incertaines. L'humidité relative est peu variable dans la saison. Elle varie autour d'une moyenne de 70% en bord de mer jusqu'à 65% à 2000m, ce qui limite l'évapotranspiration.

III.4.1.4. La débitimétrie

La station de mesure utilisée est située à Daychouniyé, elle contrôle 209 km², c'est-à-dire la quasi-totalité du bassin.

Le régime du cours d'eau est très intermittent avec des crues d'hiver courtes et violentes et des débits pratiquement nuls pendant l'été.

III.4.2. Analyse des chroniques

Les chroniques utilisées sont constituées par des cumuls journaliers de pluie, et des débits moyens journaliers concomitants à l'exutoire. Six modèles pluie-débit différents ont été testés sur ces données. Les réservoirs conceptuels passent en fin de période sèche par un même état caractéristique de l'étiage du bassin versant. Ainsi, en travaillant en années hydrologiques débutant lors de cet étiage, les années peuvent être considérées comme indépendantes et leur chronologie n'a pas à être respectée. Des tests de vérification de cette hypothèse ont été faits, en constituant des chroniques avec un classement aléatoire des années disponibles. Pour un jeu de paramètres donné, la valeur du critère obtenu est inchangée. Cette propriété, liée à l'existence d'une longue saison sèche, permet donc d'accoler entre elles des années non successives. Ceci est particulièrement intéressant, car sur de nombreux bassins méditerranéens, il existe de longues interruptions dans les séries de mesures liées à des circonstances particulières : difficultés économiques, faits de guerre (en particulier au Liban).

De cette façon, deux séries ont pu être constituées sur le Nahr Beyrouth de 8 ans et de 4 ans pour effectuer les calages de paramètres, et les validations.

III.4.3. Structure du transfert

La Figure III.7 présente les résultats d'une analyse corrélatoire croisée (ACC) appliquée aux variables: pluie brute/débit pour 8 années de données du Nahr Beyrouth. Les données journalières ont été agglomérées sur des pas de 7 jours, afin d'éliminer le trop grand nombre de valeurs nulles, qui perturbent gravement une ACC effectuée au pas journalier.

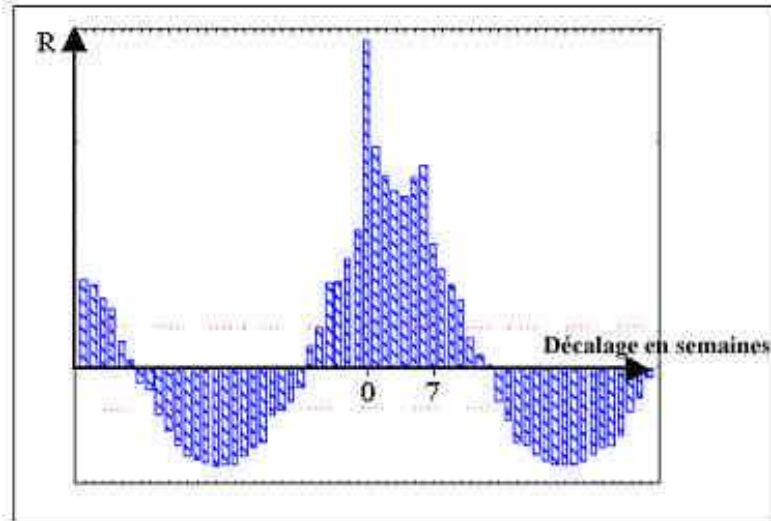


Figure III.7 : ACC pluie/débit sur le Nahr Beyrouth sur 8 années au pas de 7 jours.

Cette analyse met en évidence 2 pics (Figure III.7) :

- Un premier pic sur le premier pas de 7 jours, qui correspond à un écoulement rapide, lié au temps de concentration du bassin (< 1 jour).
- Un second pic sur le septième pas correspondant à un temps compris entre 7 et 8 fois 7 jours, soit 42 à 49 jours, qui caractérise un écoulement lent.

Dans le cas du Nahr Beyrouth, deux réservoirs sont donc nécessaires : R_1 et R_2 entre lesquels la « pluie nette »: $P(t).t^2$, est répartie suivant r et $1-r$. Les deux réservoirs seront pris avec des lois de vidange linéaires.

$$q_1 = R_1(t)/T_1 \qquad q_2 = R_2(t)/T_2$$

Le temps de concentration du bassin étant inférieur au pas journalier des données, la vidange du réservoir R_1 sera faite en 1 pas de temps soit : $T_1 = 1$ jour.

Le modèle MEDOR adapté au Nahr Beyrouth, est donc un modèle à 4 paramètres : H , EVL , r , T . La détermination des paramètres optimaux nécessite le choix d'un critère d'évaluation de ses performances.

III.5. A la recherche d'un optimum

III.5.1. Méthodes de recherche d'un optimum

La recherche d'algorithmes performants pour atteindre l'optimum a mobilisé un grand nombre de travaux (Sorooshian et Gupta, 1995). Ces algorithmes peuvent être classés en deux catégories (Perrin, 2000) : Les méthodes locales et les méthodes globales. Les méthodes locales directes utilisent les points successifs pour « escalader » la colline critère par un cheminement toujours ascendant. Les méthodes locales indirectes accélèrent l'évolution en utilisant les dérivées. Parmi ces méthodes on peut citer les méthodes de Rosenbrook (1966) et du Simplex (Nelder et Mead, 1965) en méthode directe et la méthode de Powell utilisant les gradients (méthode de Gauss) en méthode indirecte. Les méthodes liées à une analyse locale de la fonction critère peuvent être facilement piégées par un maximum local. En multipliant les points de départ, on peut tester la robustesse du système, mais sans aucune certitude quant au résultat. La généralité du problème peut être mise en évidence en utilisant des séries

généralisées par des modèles à paramètres fixés. Pickup a testé en 1977, quatre méthodes sur le modèle à 12 paramètres de Boughton. Chaque méthode a fourni un jeu de paramètres distincts et différents du jeu réellement introduit !

Les méthodes globales ont pour objectif d'éviter les pièges locaux en prenant en compte l'environnement global de l'espace critère. Parmi elles, les méthodes stochastiques proposent de tirer au sort des points initiaux et de guider l'évolution des tirages en fonction des résultats (Brazil et Kajewski, 1987). Un extrema accidentel se trouvera noyé dans ses voisins. Les méthodes génétiques quant à elles font évoluer les populations de points suivant des principes de sélection des individus (Franchini, 1996 ; Wang, 1997). Il est important de noter que si les méthodes globales évitent le piège du petit optimum accidentel, elles n'évitent pas les questions fondamentales liées à la forme générale de la surface critère due à la structure de l'ensemble modèle-données.

III.5.2. L'équifinalité et ses causes

La recherche du modèle qui représente le mieux le fonctionnement (réduit à la représentation pluie-débit) se heurte à 2 difficultés : Le choix du modèle et le choix des paramètres. Aucune méthode n'existe à l'heure actuelle pour optimiser la structure d'un modèle. Le choix est laissé au modélisateur et à sa propre conception du système hydrologique. A architecture donnée, plusieurs jeux de paramètres peuvent être considérés comme « équivalents » en termes de comparaison de valeurs simulées par le modèle aux valeurs mesurées, ce qui définit l'équifinalité d'après Beven (1993). Cette notion est voisine de celle de « solutions également probables » (Van Straten et Keesruan, 1991), ou celle d'acceptabilité (Klepper *et al.*, 1991). Ces notions diffèrent quant aux méthodes d'application. Ces problèmes d'équifinalité ont été sous estimés pendant longtemps, car ils sont de peu d'intérêt au plan opérationnel. En effet qu'importe la solution retenue, si elle se révèle en pratique aussi bonne que les autres. Mais l'existence même de l'équifinalité pose une question quasiment philosophique. D'où provient cette indétermination : du phénomène hydrologique lui-même, ou de notre représentation personnelle de ce phénomène? Parmi ces paramètres équivalents en existe-t-il un « vrai » ? Sorooshian et Gupta, (1983) identifient trois causes qui peuvent entraîner l'existence d'équifinalités dans la recherche des jeux de paramètres « convenables » d'un modèle à réservoir : La structure du modèle, l'inadéquation de la modélisation à décrire la réalité, les données et leurs erreurs.

III.5.2.1. La structure du modèle :

Considérons un modèle simple d'évolution de population à 2 paramètres.

$$\frac{dP}{dt} = nP - mP \quad n \text{ étant le taux de natalité et } m \text{ le taux de mortalité.}$$

Soit un ensemble des valeurs fournies par un recensement qui s'adapte à une loi exponentielle avec un certain intervalle de confiance. Une optimisation des 2 paramètres conduit à une surface critère ayant une vallée étroite, centrée sur la droite $n-m = k$. D'où une indétermination des 2 paramètres. Si k est positif, la population croît, mais il n'est pas possible de dire s'il s'agit d'un accroissement des naissances ou d'un recul de la mortalité. Pour répondre à cette question, il faut introduire des données complémentaires, par exemple l'évolution de l'âge moyen. Dans un tel modèle, l'équifinalité résulte d'une inadéquation du couple modèle-données à la question posée. Cela ne met pas en cause le modèle, mais son utilisation hors de son champ d'application.

L'équifinalité est fréquente dans les modèles hydrologiques. La mise en évidence d'une équifinalité fonctionnelle peut être conduite en testant l'identification à partir de données synthétiques créées par un modèle à paramètres donnés. L'analyse de Sorooshian et Gupta (1983) sur le modèle d'infiltration SMA a montré que même en données synthétiques, il existe une équifinalité marquée par une indétermination entre 2 paramètres du modèle. Dans cet exemple, il est possible de reparamétriser le modèle pour supprimer cette équifinalité; mais cela élimine la prise en considération de 2 paramètres, peut être réellement physiques; d'autre part cette reparamétrisation peut dépendre du bassin étudié donc diminuer la généralité du modèle.

III.5.2.2. L'inadéquation de la modélisation à décrire la réalité :

La modélisation est une représentation simplifiée de mécanismes extrêmement complexes mettant en jeu un grand nombre de grandeurs physiques. Certaines de ces grandeurs qui jouent un rôle plus ou moins important dans le phénomène physique, ne sont pas prises en compte, soit qu'on ne les ait pas identifiées comme pertinentes, soit qu'on ne puisse pas les mesurer. Par exemple, dans le modèle MEDOR que nous avons testé, l'ensemble des variables climatiques autres que la pluie a été réduit à une constante, ce qui nous semble valable en climat méditerranéen, mais ne l'est certainement pas ailleurs. Le choix des variables pertinentes est une hypothèse d'élaboration du modèle au même titre que sa structure. L'acceptation de ces choix est liée à la qualité des résultats obtenus. La représentation des variables cachées peut se faire au travers d'une modélisation stochastique. Les paramètres sont alors assortis de distributions de probabilité. A des chroniques d'entrée définies va donc être associée un ensemble de sorties. Il est alors possible de définir des distributions de probabilité de critère en fonction des variations de paramètres. À partir de ces hypothèses, des méthodes d'amélioration du jeu de paramètres ont été élaborées : méthode GLUE (Beven 1992) et algorithme METROPOLIS (Kuczera et Parent, 1998). Cette question de l'adéquation d'un modèle renvoie à la question de l'existence d'un modèle meilleur que les autres. Cette question a fait l'objet de nombreux travaux (WMO, 1986). Perrin (2000) a testé 39 structures sur 429 bassins suivant 6 critères. Parmi les 39 structures, au moins dix ont fourni des résultats sensiblement équivalents. Aucun n'est parfait, mais la sélection naturelle du système de publications a sans doute éliminé les modèles les plus faibles. Il faut d'ailleurs remarquer qu'au delà de leurs différences, la plupart des modèles pluie-débit globaux sont construits autour de conceptions voisines.

III.5.2.3. Les données et leurs erreurs :

Les mesures introduites dans les modèles pluie-débit sont essentiellement la pluie (et éventuellement des données climatiques) et le débit à l'exutoire :

- La pluie est constituée d'une pluie globale résultant de mesures effectuées à l'aide de pluviomètres ou pluviographes qui recueillent l'eau sur une toute petite surface. Sa représentativité peut être discutée. La répartition spatiale dépend de l'événement pluvieux considéré. En conséquence, quelle que soit la méthode de calcul utilisée pour le calcul de la pluie moyenne sur le bassin, elle est entachée d'erreurs systématiques et aléatoires.
- Le débit à l'exutoire est rarement mesuré. Il résulte en général de l'établissement d'une relation entre hauteur d'eau et débit. Cette relation n'est pas toujours stable, surtout à faibles débits. À fort débit, elle a une biunivocité approximative. Enfin dans beaucoup de cas, elle est extrapolée pour les crues.

Les erreurs de mesure jouent un rôle essentiel dans la détermination des valeurs du critère liées au jeu de paramètres. L'introduction de mesures bruitées dans le modèle SMA (§ 3.a) transforme le fond étroit de vallée contenant l'optimum exact, en un marécage assez plat et rugueux présentant des bosses et des creux accidentels, images des bruits des données. (Ibbitt, 1970). Les erreurs sur la pluie ne peuvent être analysées que par simulation, en raison de la non linéarité des mécanismes. Des analyses des conséquences des erreurs sur les sorties du modèle ont été faites en testant des erreurs systématiques (Ibbitt, 1970). Les erreurs effectives sur les débits sont très complexes et varient suivant les bassins ; elles sont autocorrélées et hétéroscedastiques (variance variable). Sorooshian et Dracup (1980) proposent des méthodes pour traiter de telles erreurs. Mais la méconnaissance de leurs structures complique considérablement le problème.

Les tests que nous avons menés sur une modification dans l'extrapolation de la courbe de tarage entraînent des variations du critère de Nash de 10 %, ce qui provoque une sensibilité des résultats au nombre de crues de la série utilisée.

III.5.3. Exploration exhaustive l'espace critère

La diversité des causes de l'équifinalité rend le problème du choix d'un jeu de paramètres extrêmement difficile. D'une façon plus globale, on peut tenter de représenter la fonction critère dans l'espace des paramètres, pour tirer de l'analyse de cette structure une méthode appropriée. Une telle approche nécessite une exploration exhaustive (dans les limites physiques acceptables) de l'ensemble des points de l'espace des paramètres avec une grille soit aléatoire soit à pas fixe.

La méthode à pas fixe a été utilisée pour explorer la fonction critère d'une version simplifiée du modèle SMA, le modèle SIXPAR (Duan *et al.*, 1992). Il comporte 6 paramètres. L'exploration de l'espace a été faite à deux dimensions avec des grilles à 100 pas soit 10^4 points de calcul et à 3 dimensions soit 10^6 points. À 2 dimensions, il existe de 20 à 60 maxima ; à 3 dimensions il peut en exister plus de 800. Les représentations à 2 dimensions montrent : 1) des optima accidentels épars ; 2) des zones de concentration d'optima ; 3) des lignes de crête. Ceci explique les déboires des recherches de maxima par les méthodes classiques. Duan propose une nouvelle méthode (SCE) qui allie tirage aléatoire et simplex à un procédé de mélange de population. Cette méthode a démontré son efficacité avec données synthétiques pour un grand nombre de modèles (Tanakamaru, 1995 ; Cooper *et al.*, 1997 ; Franchini *et al.*, 1998). Duan s'est arrêté à l'exploration de sous espaces à 3 paramètres, ce qui ne permet d'avoir qu'une image partielle de la forme de la surface critère.

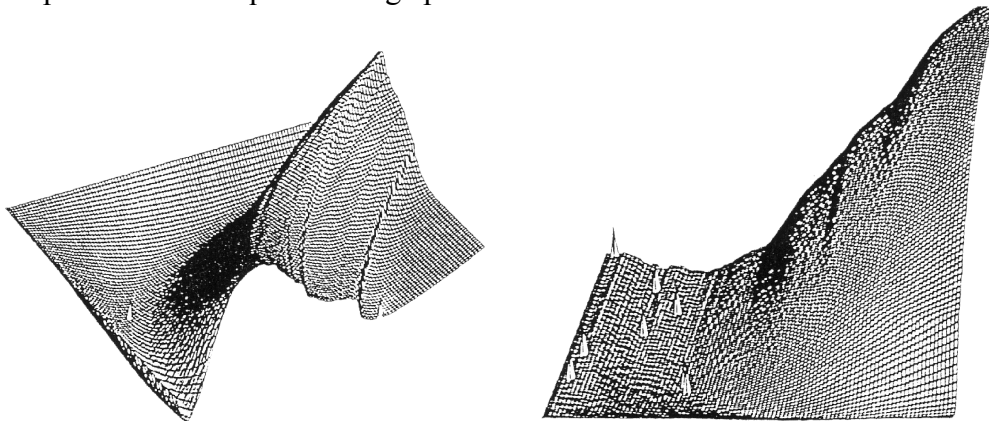


Figure III.8 : Surfaces critères du modèle à six paramètres de Duan, Sorooshian et Gupta (1992). Les pointes représentent des optimums locaux.

Les espaces de plus grande dimension n'ont pas été étudiés en raison des moyens de calcul disponibles. La vitesse de calcul peut être considérablement accélérée grâce à la mise en œuvre du calcul parallèle, ce qui nous a permis de faire une exploration détaillée de la structure de la fonction critère du modèle à 4 paramètres MEDOR (Hreiche *et al.*, 2002; Annexe II).

III.6. Analyse de la structure de la surface critère du modèle MEDOR

III.6.1. Définition d'une « acceptabilité »

Le balayage systématique de la grille (Tableau III.3) régulière a permis de générer 1.476.800 valeurs de critère.

Paramètres	Borne inf.	Borne sup.	pas
H	0.02	0.8	0.02
EVL	0.001	0.02	0.001
r	0	1	0.04
T	10	80	1

Tableau III.3 : Grille de balayage des paramètres

La valeur maxima N_{max} obtenue est : 0,7283. Une fonction d'acceptabilité $N(a)$ d'un point de l'espace critère a été définie par :

$$N(a) = N_{max} - a (1 - N_{max}) / 100$$

a étant le pourcentage de l'écart ($N_{max} - N(a)$) par rapport à l'écart ($1 - N_{max}$)

- pour a = 0, le seul point accepté est le maximum
- pour un seuil d'acceptabilité donné a_0 , tous les points, tels que $\frac{N_{max} - N}{1 - N_{max}} \cdot 100 < a_0$ sont « acceptables » et le nuage de ces points constitue l'espace d'acceptabilité au seuil α_0 .

Parmi les 1.476.800 points, 20280 sont acceptables au seuil de 10%, 4540 au seuil de 5 %. Les valeurs du critère en fonction des 4 paramètres du modèle peuvent être représentées par une surface dans un espace à 5 dimensions, dont la structure est difficile à appréhender autrement qu'en projections dans des sous espaces à 3 dimensions.

Le nuage de points acceptables peut être projeté sur les plans des paramètres pris 2 à 2.

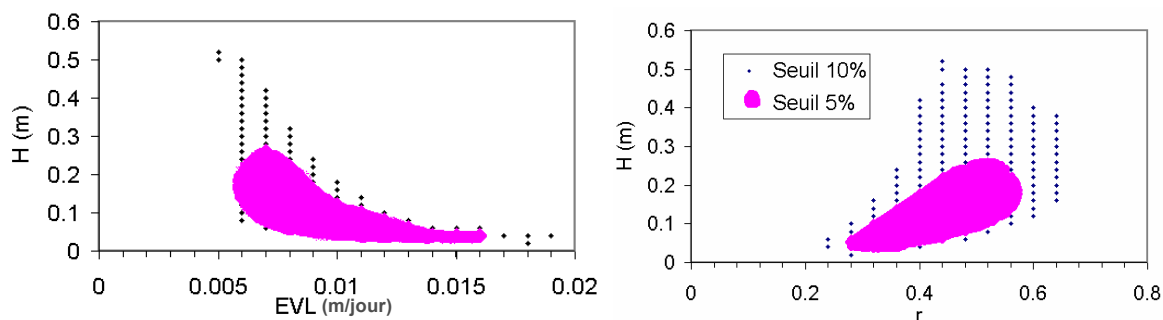


Figure III.9 : Représentation des points acceptables à des seuils de 5% et 10%.

La Figure III.9, par exemple, représente les nuages des points acceptables à un seuil donné dans les plans de projection (H, EVL) et (H, r).

III.6.2. Comparaison des projections et des coupes

En cherchant pour chaque point d'un plan de projection (par exemple H, EVL) la valeur maxima du critère on obtient le « contour apparent » du nuage de points qui représente une surface de l'espace (N,H,EVL) (Figure III.10).

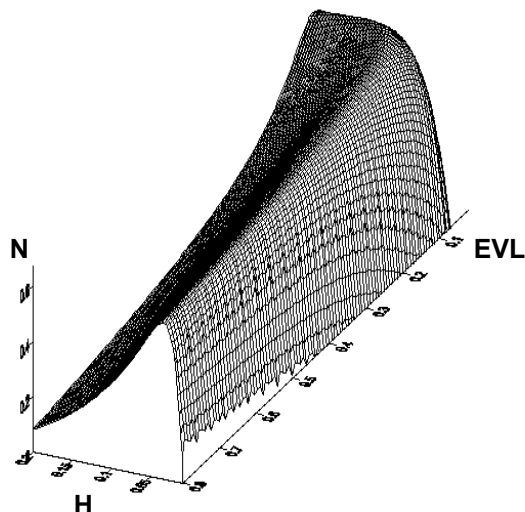


Figure III.10 : Représentation tridimensionnelle de la surface critère

Cette surface possède une ligne de crête, séparation entre deux versants de la surface. En effet, l'examen des valeurs montre que les extrema sont indépendants de la direction de la coupe (à de rares exceptions près)

La Figure III.11 montre l'allure de la trace de cette ligne de crête dans l'espace H,EVL.

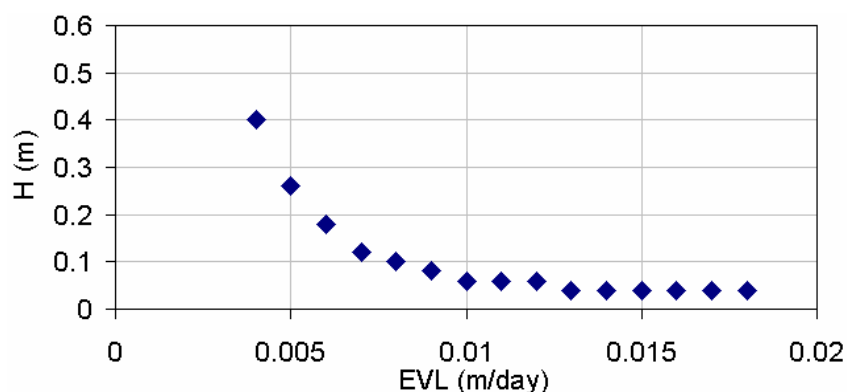


Figure III.11 : Contour apparent du nuage par rapport à H,EVL

En triant l'ensemble des 1.476.800 à r et T donné, on remarque que les valeurs de H et EVL qui donnent des Nash maxima sont sensiblement les mêmes. Ceci permet de dire que la détermination du contour apparent du nuage à H, EVL peut être obtenue par une coupe à r et T donné. Ceci amène à comparer les résultats du contour apparent à des coupes à paramètres r et T donné.

Le Tableau III.4 représente les valeurs du critère obtenues avec le couple $r = 0,4$; $T = 40$.

	EVL →															
	0.003	0.004	0.005	0.006	0.007	0.008	0.009	0.010	0.011	0.012	0.013	0.014	0.015	0.016	0.017	0.018
0.020	-0.116	0.053	0.174	0.266	0.337	0.393	0.439	0.476	0.506	0.531	0.551	0.567	0.580	0.591	0.599	0.605
0.040	0.108	0.286	0.402	0.482	0.537	0.576	0.602	0.621	0.633	0.641	0.645	0.647	0.646	0.644	0.641	0.637
0.060	0.214	0.392	0.503	0.573	0.617	0.643	0.657	0.664	0.665	0.662	0.656	0.649	0.640	0.630	0.620	0.609
0.080	0.275	0.449	0.554	0.615	0.649	0.666	0.671	0.668	0.661	0.650	0.637	0.623	0.609	0.594	0.579	0.564
0.100	0.317	0.485	0.582	0.636	0.662	0.670	0.668	0.659	0.645	0.629	0.611	0.592	0.574	0.555	0.537	0.519
0.120	0.349	0.509	0.600	0.646	0.666	0.668	0.660	0.645	0.627	0.606	0.584	0.563	0.541	0.520	0.499	0.479
0.140	0.376	0.528	0.611	0.651	0.665	0.662	0.649	0.630	0.608	0.584	0.560	0.536	0.512	0.489	0.466	0.445
0.160	0.400	0.543	0.619	0.653	0.662	0.655	0.638	0.616	0.591	0.564	0.538	0.512	0.486	0.462	0.438	0.416
0.180	0.421	0.556	0.625	0.653	0.657	0.646	0.626	0.602	0.574	0.546	0.518	0.490	0.463	0.438	0.414	0.391
0.200	0.441	0.567	0.629	0.652	0.652	0.638	0.615	0.588	0.559	0.529	0.500	0.471	0.443	0.417	0.392	0.369
0.220	0.459	0.576	0.631	0.650	0.646	0.629	0.604	0.575	0.544	0.513	0.483	0.453	0.425	0.399	0.373	0.350
0.240	0.475	0.584	0.633	0.647	0.640	0.620	0.593	0.563	0.531	0.499	0.468	0.437	0.409	0.382	0.356	0.332
0.260	0.490	0.590	0.633	0.643	0.633	0.611	0.583	0.551	0.518	0.485	0.453	0.423	0.394	0.367	0.341	0.317
0.280	0.502	0.596	0.633	0.639	0.626	0.602	0.572	0.539	0.506	0.472	0.440	0.409	0.380	0.353	0.327	0.303
0.300	0.513	0.600	0.632	0.634	0.618	0.593	0.562	0.528	0.494	0.460	0.428	0.397	0.367	0.340	0.314	0.290
0.320	0.523	0.603	0.630	0.628	0.611	0.584	0.552	0.517	0.483	0.449	0.416	0.385	0.355	0.328	0.302	0.278
0.340	0.532	0.605	0.627	0.623	0.603	0.574	0.541	0.507	0.472	0.437	0.405	0.373	0.344	0.316	0.291	0.267
0.360	0.539	0.606	0.624	0.617	0.595	0.565	0.531	0.496	0.461	0.427	0.394	0.363	0.333	0.306	0.280	0.256
0.380	0.545	0.607	0.621	0.610	0.586	0.556	0.521	0.486	0.451	0.416	0.383	0.352	0.323	0.296	0.270	0.247
0.400	0.550	0.607	0.617	0.603	0.578	0.546	0.512	0.476	0.440	0.406	0.373	0.343	0.313	0.286	0.261	0.238

Tableau III.4 : Valeurs du critère dans l'espace (H,EVL) et la REP.

Cette coupe présente elle aussi une ligne de crête qui a la même trace dans le plan (H, EVL). Les valeurs du critère sont légèrement différentes, mais les écarts ne sont pas significatifs.

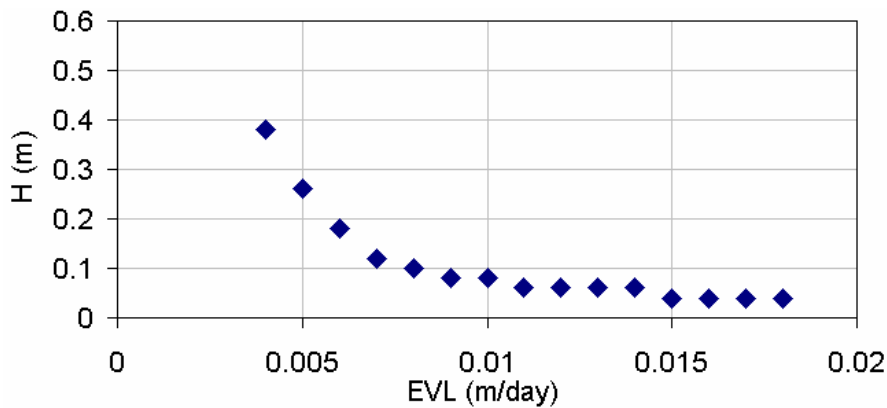


Figure III.12 : Coupe à $r=0.4$; $T=40$

En conclusion, cette trace peut être recherchée de façon simplifiée en utilisant les coupes à transfert donné.

III.6.3. Recherche de la zone d'adéquation

Les valeurs du critère permettent la définition d'une « zone d'adéquation » des paramètres à partir d'un seuil d'acceptabilité donné.

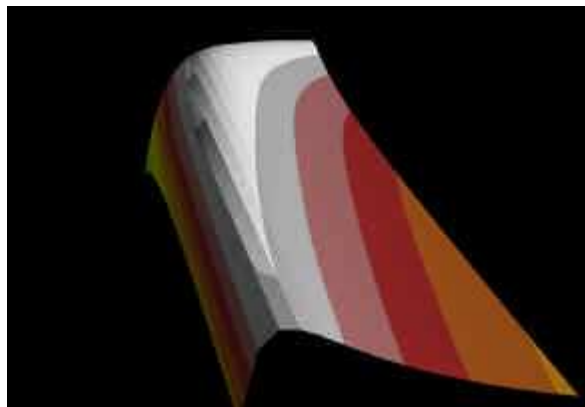


Figure III.13 : Représentation de la surface (N , H, EVL)- Ligne de crête dans un espace tridimensionnel.

La Figure III.13 représente la surface critère, avec les iso-Nash pour (r,T) donné. La Figure III.14 montre l'allure des « collines d'adéquation » pour 2 séries différentes. Suivant la série, la ligne de crête s'élève d'un côté ou de l'autre avec une trace en projection identique, mais un maximum à un emplacement différent.

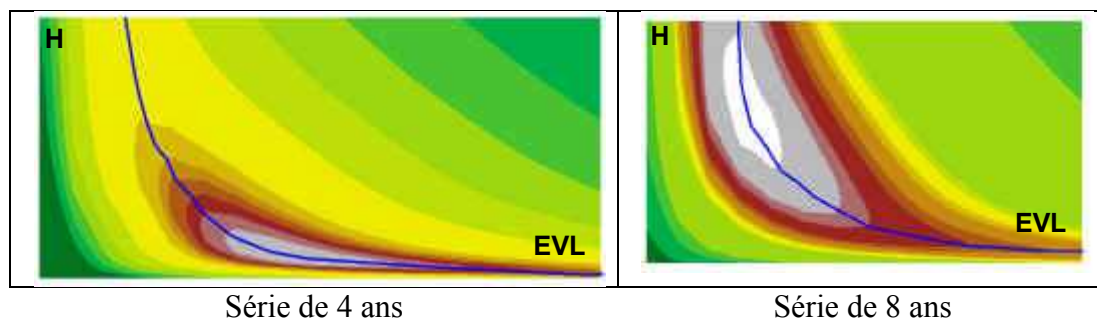


Figure III.14 : Relation d'Equifinalité de Production et représentation des collines isocritère pour deux séries.

Les valeurs obtenues le long de la ligne de crête sont proches du maximum et les écarts sont circonstanciels (erreurs de mesures dans les séries). L'élément permanent est la trace, non graduée en valeurs du critère, de la projection de la ligne de crête sur le plan H, EVL. Cette trace est la marque de l'existence d'une relation d'équifinalité entre les paramètres de production, ou REP. L'examen des valeurs maxima de critère par rapport à r et T conduit à des résultats beaucoup plus dispersés.

Une analyse de sensibilité à la variation des paramètres de transfert a été faite en faisant varier les paramètres de transfert autour des valeurs optimales avec des écarts raisonnables.

A transfert donné, la surface {N, H, EVL} a une forme identique à celle de la Figure III.13. Elle présente une ligne de crête indépendante du couple r, T, ce qui signifie que, dans la zone

des valeurs de critère susceptibles de présenter de l'intérêt, la surface critère est « cylindrique » (coupes identiques). La trace de cette ligne de crête sur le plan H, EVL est confondue avec la REP, qui peut donc être estimée à partir d'un couple initial (r, T) non optimal.

L'examen à fonction de production donnée (H, EVL fixés) donne des résultats différents. Un couple quelconque (H, EVL) produit une pluie nette que la fonction de transfert ne peut pas corriger. Ceci est logique, car un couple H, EVL quelconque produit des sorties qui ont un bilan erroné, impossible à corriger avec des transferts conservatifs. Il est donc indispensable de fixer un jeu de paramètres de production avant d'examiner le transfert. Dans un premier temps la pluie est écrêtée par la fonction de production qui assure le bilan. Ensuite, la fonction de transfert ajuste les valeurs journalières en fonction des sorties générées par la fonction de production retenue.

A un couple H, EVL pris sur la REP correspond une surface (N,r, T), présentant une ligne de crête bien définie, qui se projette suivant une courbe représentative d'une relation d'équifinalité des paramètres de transfert (RET). La Figure III.15 représente la RET obtenue avec la série de 8 ans vue précédemment en choisissant les couples (H, EVL) optimaux.

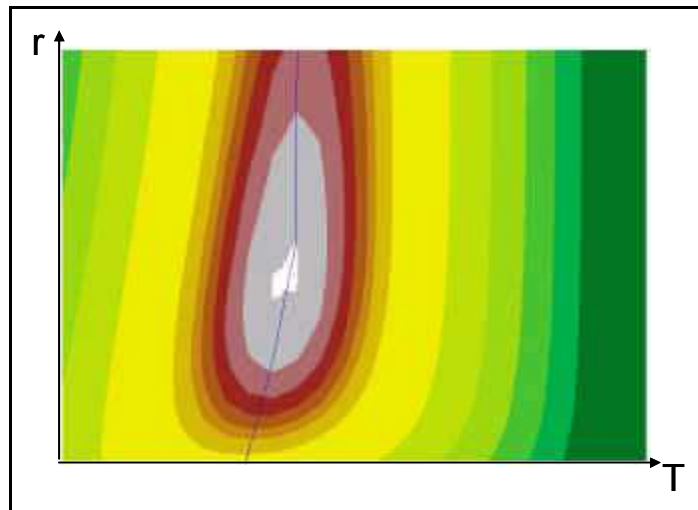


Figure III.15 : Relation d'équifinalité de transfert (Nahr Beyrouth – 8 ans)

Tous les points de la REP (pris dans un intervalle raisonnable) conduisent à des valeurs de critère acceptables après ajustement des paramètres de transfert. Cette REP est donc la « solution » de calage de la production. Il ne s'agit cependant pas d'une surparamétrisation car cette REP dépend du bassin et du climat. Ce résultat sera établi dans le chapitre V.

III.6.4. Algorithme opérationnel de calage

Ces considérations permettent de définir une méthode de recherche de la solution du problème d'équifinalité. La mise en œuvre peut se faire par une démarche itérative : production/transfert ; transfert/production, qui réduit le nombre de simulations à quelques milliers.

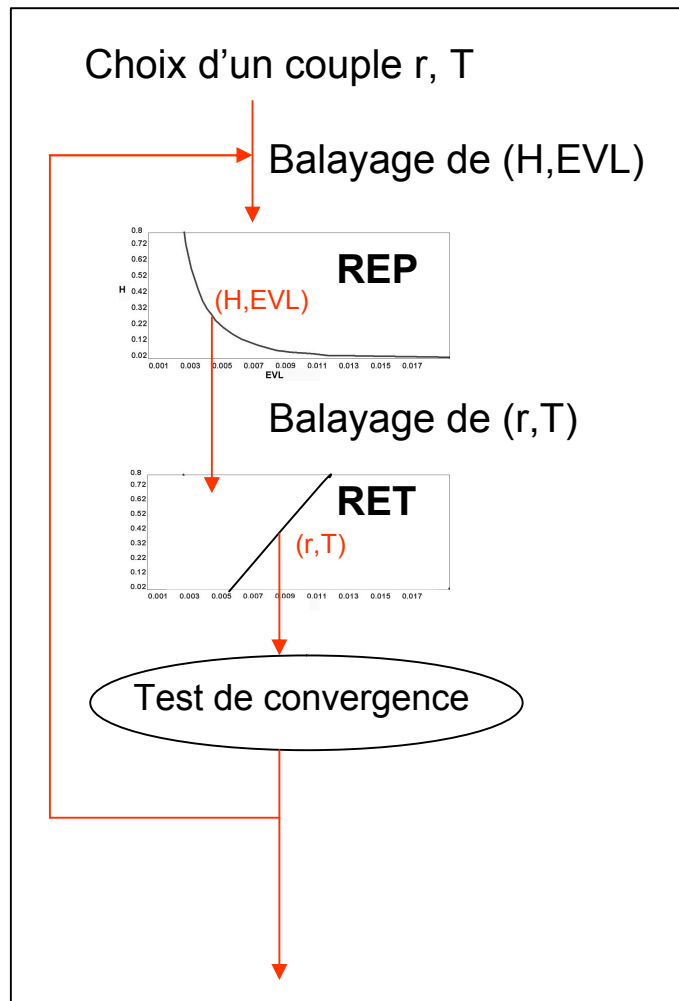


Figure III.16 : Algorithme de calage

Cet algorithme est très rapidement convergent, et divise par plus de 100 le nombre de simulations nécessaires à la détermination des deux relations d'équifinalité.

III.7. Analyse du fonctionnement du modèle

III.7.1. Analyse des valeurs du Nash

La qualité d'un modèle est jugée par la comparaison des chroniques mesurées aux chroniques générées par le modèle, à la fois avec des séries ayant servi au calage, et d'autres non utilisées.

La première caractéristique de la qualité est le critère ayant servi au calage. Le Tableau III.5 donne pour l'ensemble des bassins testés les paramètres optimaux du modèle MEDOR, les valeurs du critère de Nash obtenues en calage et en validation, ainsi que le coefficient d'écoulement C_E du bassin.

Bassin	H	EVL	r	T	Nash cal.	Nash val.	C_E
Nahr Beyrouth	0.56	0.004	0.6	28	0.73	0.75	0.41
Nahr el Kelb	0.14	0.003	0.16	76	0.72	0.62	0.61
La Mimente	0.16	0.006	0.96	10	0.73	0.70	0.57
Le Gardon de Mialet	0.1	0.0045	0.72	22	0.68	0.67	0.5
La Vis	0.21	0.003	0.68	10	0.83	0.81	0.64
La Muze	0.22	0.003	0.24	10	0.57	0.54	0.4

Tableau III.5 : Paramètres de calage et valeurs du critère de Nash (calage et validation)

Ces résultats peuvent être comparés avec ceux obtenus avec d'autres modèles dans des conditions voisines. Gan et Biftu (1996) ont comparé les performances de plusieurs modèles avec des méthodes d'optimisation diverses. La comparaison a porté sur 4 modèles (Tableau III.6).

Modèle	Origine	Nbre de paramètres	Nbre de paramètres optimisés
SMA	Univ. Sacramento -EU	21	13
NAM	Nedbor – Danemark	15	13
XNS	Xinjiang- Chine	9	9
SMAR	Danish Hydraulic Institute	15	15

Tableau III.6 : Modèles testés par Gan et Biftu (1996)

Les bassins testés sont classés en humides ($C_E > 0.8$), semi arides ($0.2 < C_E < 0.8$) et arides ($C_E < 0.2$).

Lors du calage, les valeurs du Nash sont toujours excellentes (de l'ordre de 0.9) ; les valeurs en validation sont beaucoup plus faibles (de l'ordre de 0.6), ce qui laisse à penser que le grand nombre de paramètres optimisés explique les bons résultats obtenus en calage.

Par ailleurs, les valeurs du Nash sont plus mauvaises au fur et à mesure qu'augmente l'aridité, pour devenir franchement catastrophique ($N=0.3$) pour le bassin de BirdCreek, qui a un C_E de 0.13.

L'ensemble des résultats obtenus avec MEDOR sont donc très satisfaisants compte tenu du petit nombre de paramètres du modèle.

III.7.2. Présentation des chroniques

L'examen visuel des chroniques ne permet qu'une appréciation subjective. A titre d'exemples, les courbes ci-dessous présentent pour le Nahr Beyrouth 2 années de calage (Figure III.17) et 2 années de validation (Figure III.18). On remarque que les pics sont bien synchrones et le suivi général correct. Il y a parfois des écarts importants, dont on peut attribuer la cause à l'alea de l'estimation de la pluie moyenne à partir de postes pluviométriques pas très représentatifs.

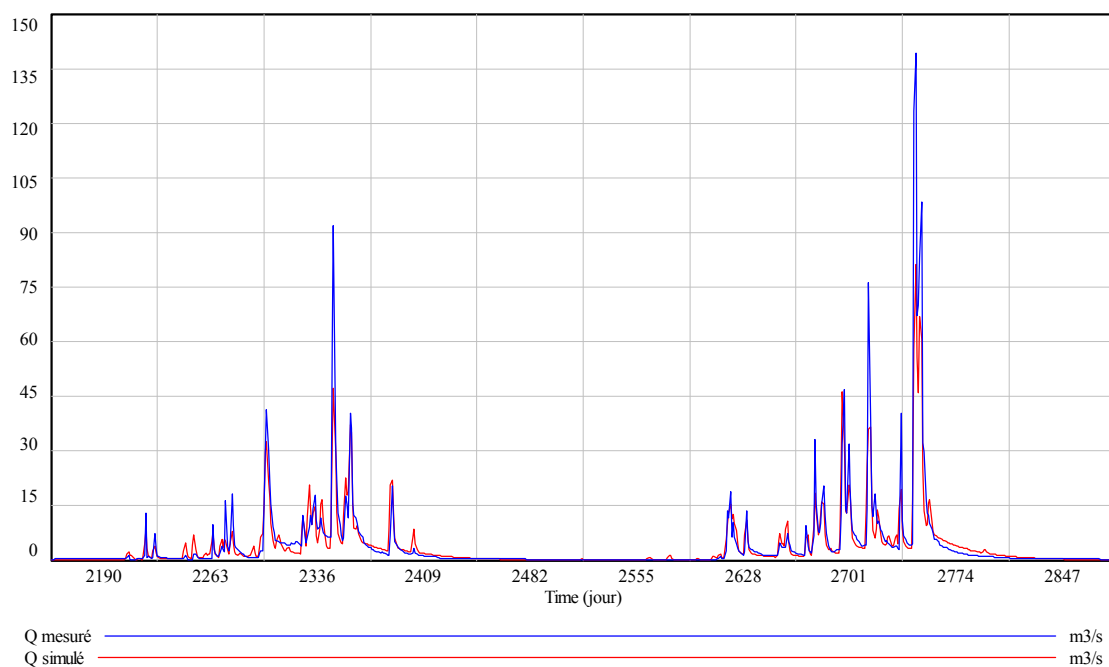


Figure III.17 : Deux années de calage

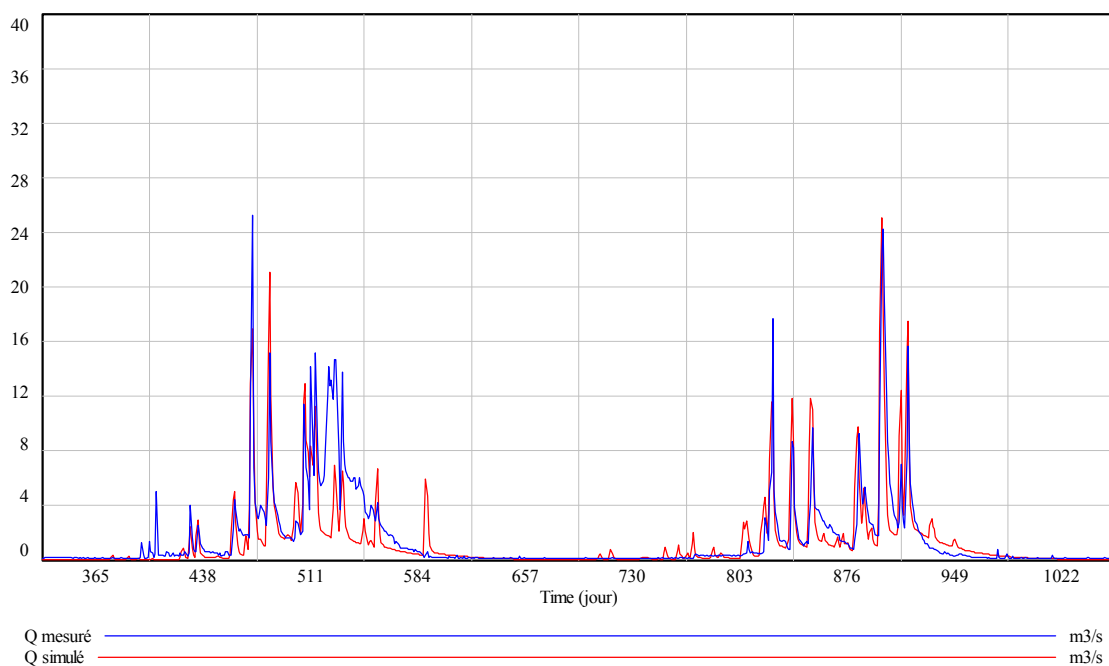


Figure III.18 : Deux années de validation

Une comparaison globale peut être faite en éliminant la référence chronologique, par la construction des courbes des débits classés mesurés et simulés.

La concordance entre ces deux courbes est excellente pour les valeurs moyennes de débits. L'examen de ces écarts pour les valeurs extrêmes est riche en information.

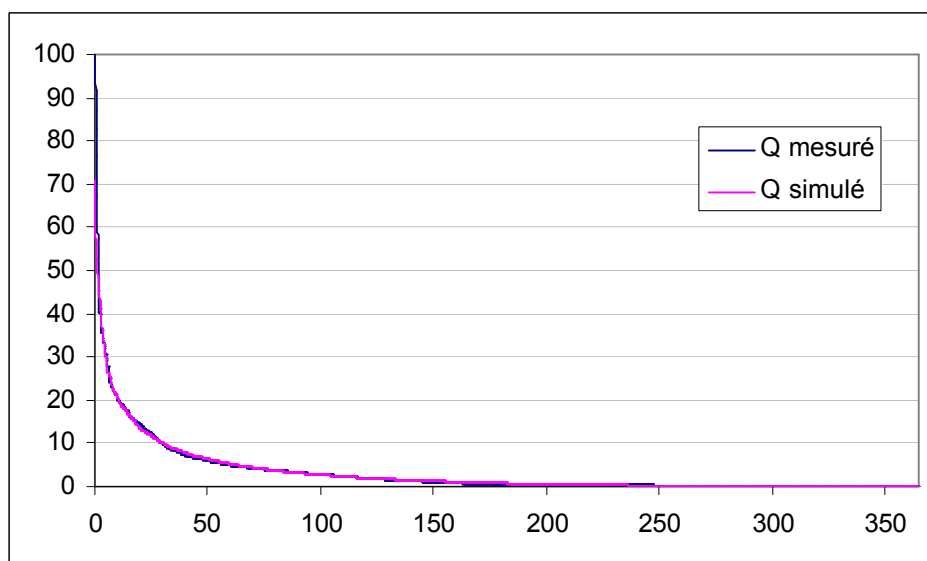


Figure III.19 : Courbes des débits classés simulés et mesurés

Pour les fortes valeurs les débits mesurés sont systématiquement plus forts à partir de 50 m³/s. L'écart atteint 100% pour les plus forts débits. Sur la série de 8 ans de débits du Nahr Beyrouth, le débit mesuré dépasse 12 fois le seuil de 50 m³/s. Une analyse de l'incidence de ces écarts sur la valeur du critère de Nash peut nous renseigner sur les causes de ces écarts. Le critère de Nash est une mesure adimensionnelle de la somme des carrés des écarts. Sur un total de 2922 valeurs (8 ans de données), les 12 valeurs les plus fortes représentent 50% de la somme des carrés des écarts. Ces valeurs sont toutes obtenues par extrapolation d'une courbe de tarage, qui est assez instable. On peut donc mettre en doute une extrapolation faite pour le triple de la plus forte valeur jaugée. Une correction de la courbe de tarage permettrait éventuellement d'augmenter le Nash de 5%.

Mais, d'un autre côté, on peut envisager que pour les intensités de pluie associés à ces forts débits, il existe des zones saturées par refus d'infiltration (qui peuvent d'ailleurs être observées sur le terrain). Le modèle MEDOR ne comporte pas de représentation d'un ruissellement de ce type. Il serait là aussi facile de « corriger » ce défaut. Mais ce mécanisme supplémentaire serait identifié à partir de 15 événements incertains, d'autant plus que 13 de ces événements appartiennent à la même année qui est la plus pluvieuse de la série.

Dans le doute, et devant l'impossibilité de trancher entre erreur de mesure ou faiblesse du modèle, aucune correction n'a été faite.

Rang	Q mesuré	Q simulé	Rang	Q mesuré	Q simulé
1	139.20	70.81	365	0.000	0.005
2	123.44	67.47	360	0.050	0.010
3	98.23	66.56	355	0.070	0.013
4	95.00	60.71	350	0.085	0.015
5	91.84	56.11	345	0.110	0.018
6	87.00	55.89	340	0.111	0.021
7	83.09	52.84	335	0.125	0.024
8	76.21	52.47	330	0.133	0.028
9	70.14	52.11	325	0.140	0.032
10	67.17	51.65	320	0.140	0.036
11	60.18	51.35	315	0.150	0.041
12	57.60	48.13	310	0.150	0.046
13	47.70	47.95	305	0.150	0.052
14	46.81	47.12	300	0.150	0.058
15	41.20	45.61	295	0.157	0.067
16	40.50	45.47	290	0.159	0.075
17	40.32	45.40	285	0.166	0.085
18	40.24	45.31	280	0.178	0.098
19	40.00	42.17	275	0.181	0.111
20	40.00	41.09	270	0.189	0.124
21	39.54	41.07	265	0.200	0.135
22	36.50	40.26	260	0.200	0.149
23	36.45	40.02	255	0.222	0.162
24	35.80	37.89	250	0.228	0.177
25	35.50	37.33	245	0.249	0.194
26	35.50	36.70	240	0.250	0.213
27	34.55	35.93	235	0.250	0.236
28	34.30	35.93	230	0.255	0.260
29	34.20	35.59	225	0.279	0.293
30	33.90	35.02	220	0.300	0.326

Plus forts débits sur 8 ans

Plus faibles débits sur l'année moyenne

Tableau III.7 : Débits classés sur le Nahr Beyrouth

Pour les faibles valeurs, les débits mesurés sont systématiquement plus forts, ceci jusqu'au rang 240, soit sur 8 ans, environ 1000 valeurs. Cependant ces 1000 valeurs ont une incidence sur la somme des carrés des écarts négligeable (0.16%). Ceci signifie que le critère de Nash est incapable de prendre en compte ces valeurs.

Ces valeurs ont-elles une réelle signification ? Sachant les difficultés de mesure des débits d'étiages et les perturbations diverses qu'ils peuvent subir (prélèvement, rejets...), on peut en douter et ne pas tenir compte de ces différences.

III.7.3. Les bilans et les stocks

La Figure III.20 représente l'évolution des bilans annuels de la pluie P, du débit Q, et de la sortie E, pendant les 8 années de simulation. On remarque qu'en fin d'année hydrologique, les cumuls de pluie deviennent constants (pluie nulle), ainsi que ceux de débit (débit faible). Au contraire, la sortie E soutenue par la vidange du réservoir A qui ne se vide jamais totalement est plus régulière. L'année la plus pluvieuse à un coefficient d'écoulement C_E très élevé de l'ordre de 0.52, alors que la valeur moyenne se situe à 0.41.

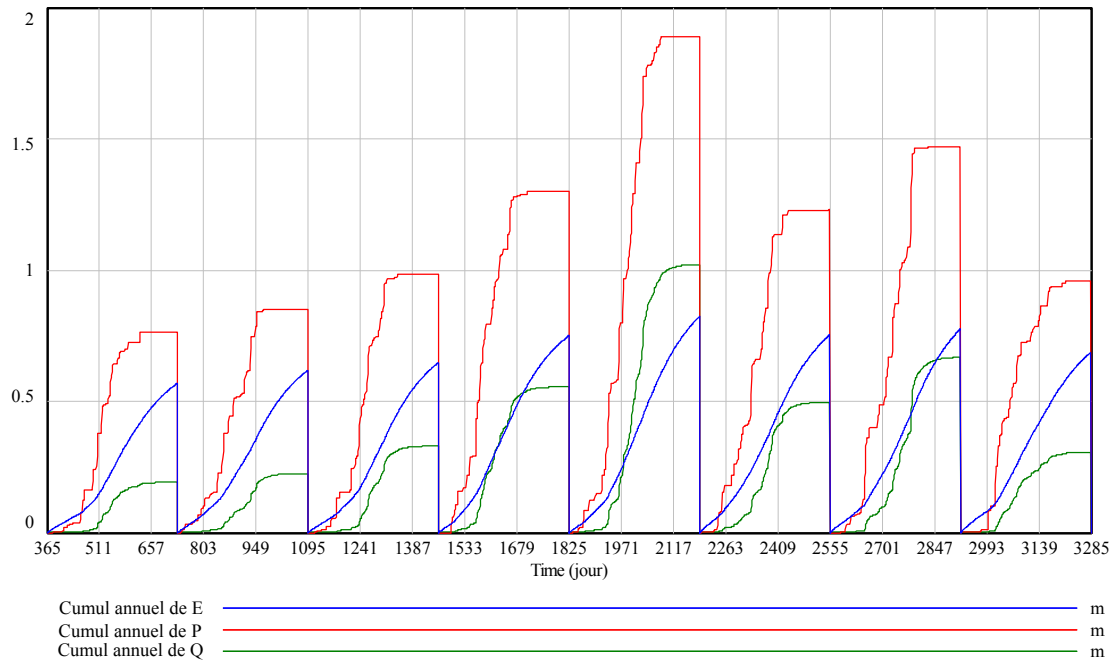


Figure III.20 : Bilans annuels des entrées et sorties du modèle

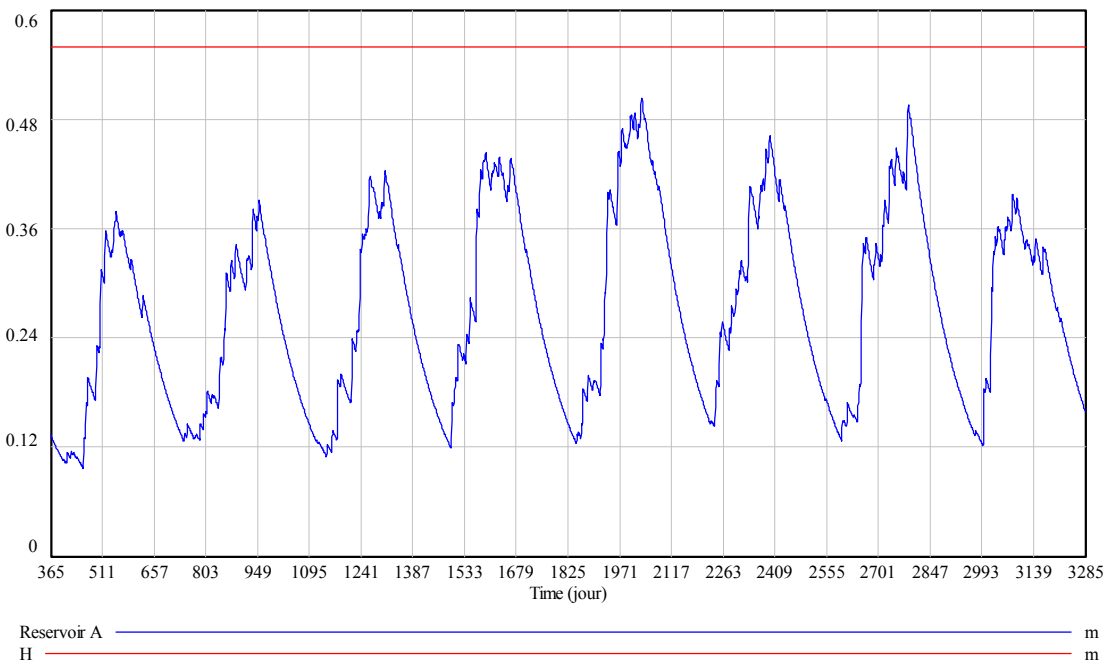


Figure III.21 : Evolution du niveau du réservoir A par rapport à H

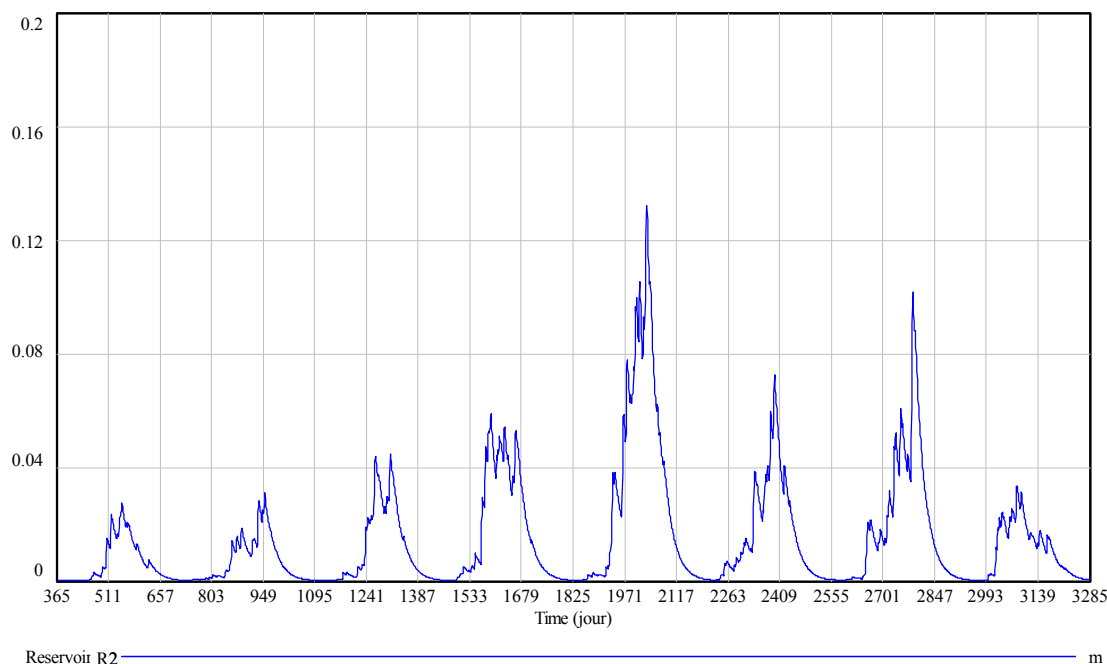


Figure III.22 : Evolution du niveau du réservoir R₂

L'examen de l'évolution des stocks dans les réservoirs montre que :

- Le réservoir A n'est jamais ni totalement plein, ni totalement vide. Son minimum est très stable. L'évolution interannuelle de ce minimum varie entre 0.1 et 0.15 m, soit une variation maximum de 0.05 mètres. Le report interannuel moyen est de l'ordre de 2%, par rapport à un bilan pluvieux moyen sur le bassin (1,180m sur les 8 années analysées). Le report calculé est largement inférieur à l'incertitude sur le bilan pluvieux. L'hypothèse d'absence de report est donc bien vérifiée par le modèle.
- Le réservoir R₂ de son côté se vidange totalement (Figure III.23). Le volume stocké dans G est significativement plus faible que celui transitant par A.

III.7.4. Examen du déroulement des événements

Le fonctionnement du modèle peut être analysé en termes d'hydrologie « classique » en suivant les divers flux lors d'une pluie sensiblement unitaire.

La Figure III.23 représente les débits (en m³/m² .jour) et les flux sortants des réservoirs R₁ et R₂ du modèle lors d'une averse de 54 mm. Le « débit de base » est assuré par la sortie du réservoir R₂. Il est sensiblement constant avec une légère augmentation. Sa contribution à l'écoulement est faible, en raison de l'état de R₂, lié à la date (octobre). L'hydrogramme de « pluie nette » correspond à la sortie du réservoir R₁. Ce réservoir, quasi vide au départ, revient sensiblement à son état initial en 6 jours, soit 1 jour de plus que la durée de l'averse. Ceci correspond bien à la notion de temps de concentration de 1 jour.

Le coefficient de ruissellement de cette averse (rapport du volume sortant de R₁ au volume de la pluie) est de $8.6/54 = 0.16$. Cette valeur faible est normale pour la date de l'averse (début octobre).

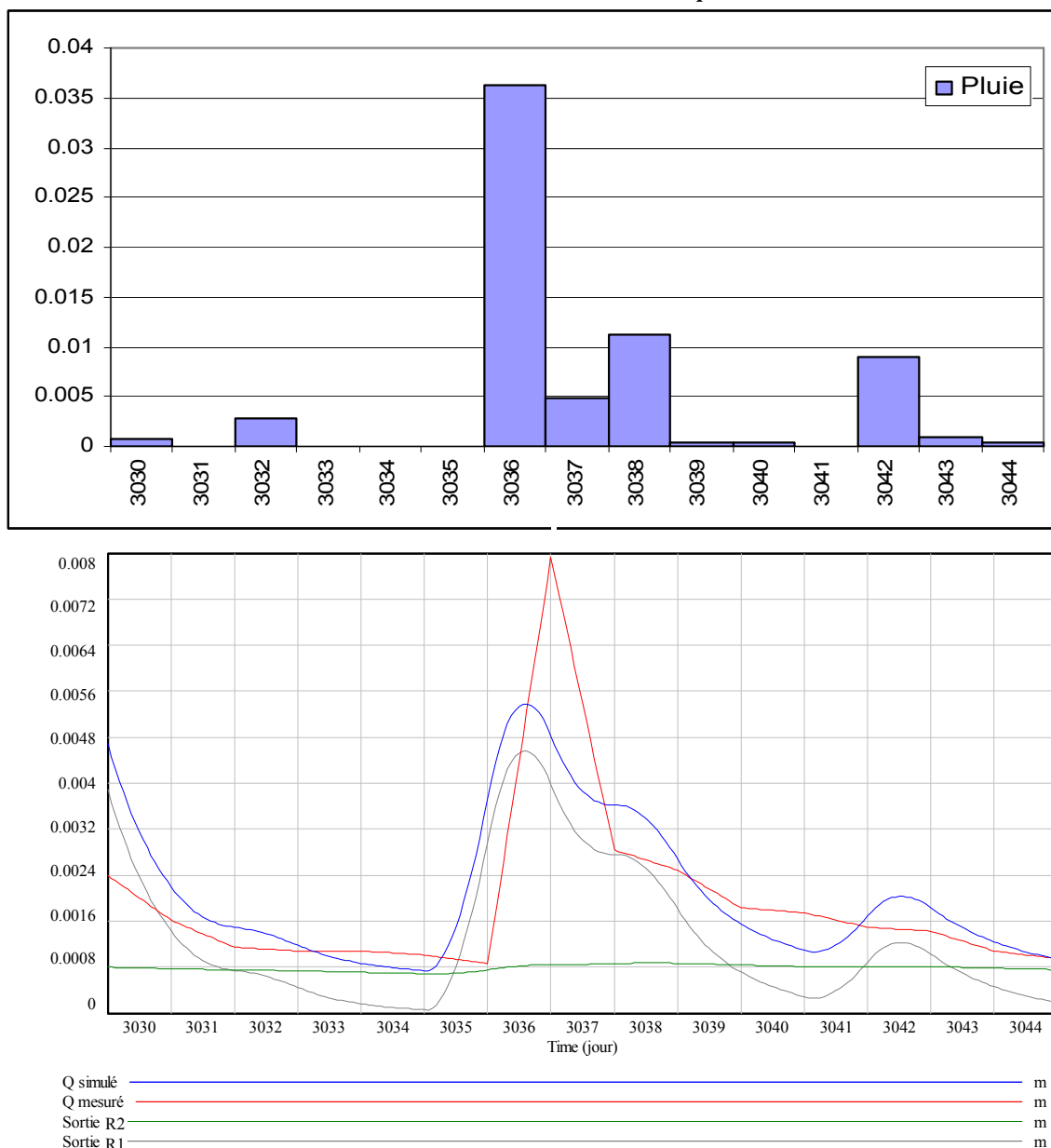


Figure III.23 : Analyse de la réponse du modèle à un épisode pluvieux (11 octobre)

Ce coefficient est lié à la transmissivité du réservoir A à la pluie : $\tau = \left(\frac{A}{H}\right)^2$ et à r par:

$$C_R = \tau \cdot r$$

Pour l'épisode du 11 octobre, avec $C_R = 0.16$ et $r=0.6$ il vient $t = 0.27$

La transmissivité varie beaucoup avec la date (Figure III.24) . Elle est presque nulle en fin de saison sèche, ce qui exprime qu'une pluie à cette date ne provoquera aucun écoulement. Elle atteint 0.75 lors des épisodes très longs et très importants.

Avec $r=0.6$, on voit que le C_R correspondant plafonne à 0.45.

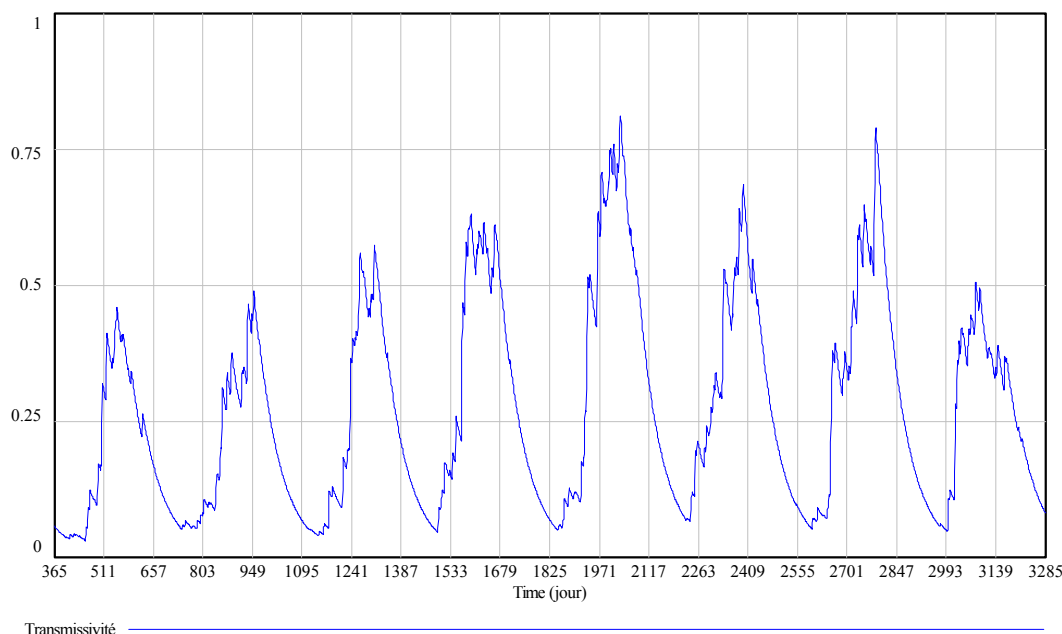


Figure III.24 : Evolution de la transmissivité

III.7.5. Sensibilité du déroulement évènementiel aux paramètres de transfert

Considérons l'évènement plus complexe du 25 avril, avec une pluie totale de 351 mm, répartie en 2 averses (Figure III.25). Son coefficient de ruissellement global est de $163/351=0.46$, soit pratiquement à son maximum. Durant cet évènement, la transmissivité évolue beaucoup (de 0.5 à 0.8), en raison de l'importance de l'épisode et du fait que le réservoir R_1 n'a pas eu le temps de se vidanger entre les 2 averses.

Des variations des paramètres r et T de la fonction de transfert modifient la réponse impulsionnelle. La Figure III.26 montre qu'une variation même importante de T modifie très peu la réponse. Ce résultat, associé au peu de poids des valeurs d'étiage dans le Nash, explique le manque de sensibilité du modèle à la variable T .

Par contre le modèle est très sensible à la valeur de r . Une évolution de 0.4 à 1 montre la grande sensibilité de la réponse. Si une amélioration du modèle devait être faite, elle devrait envisager une évolution de r avec l'état du milieu au prix d'une augmentation du nombre de paramètres.

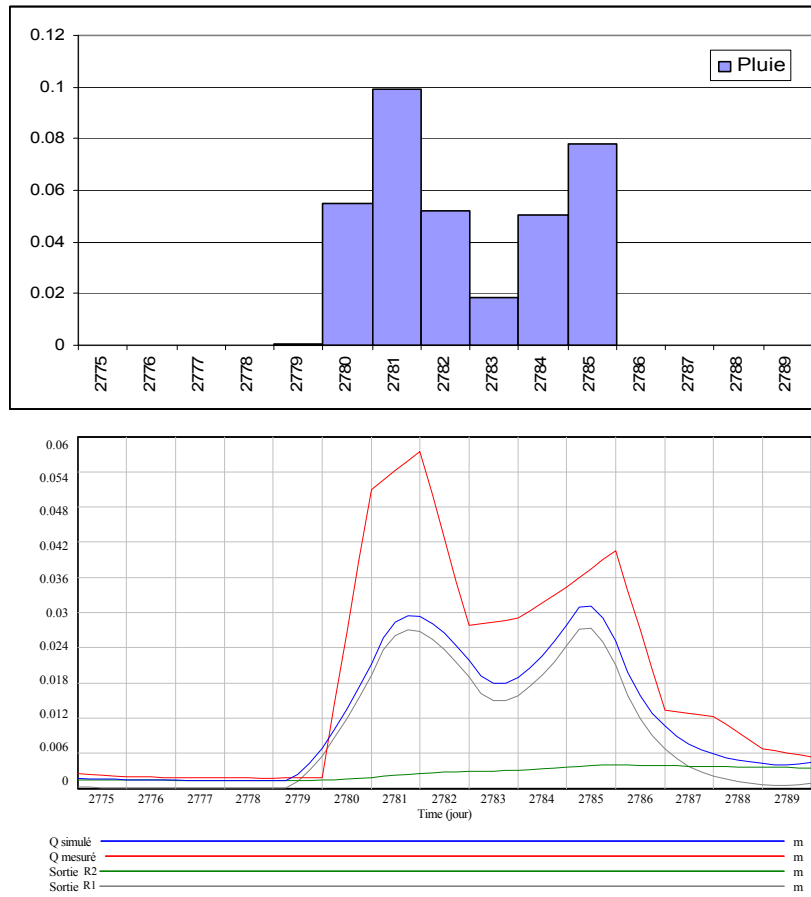


Figure III.25 : Déroulement d'un épisode pluvieux (25 avril) ($T=28$ $r=0.6$ optimum)

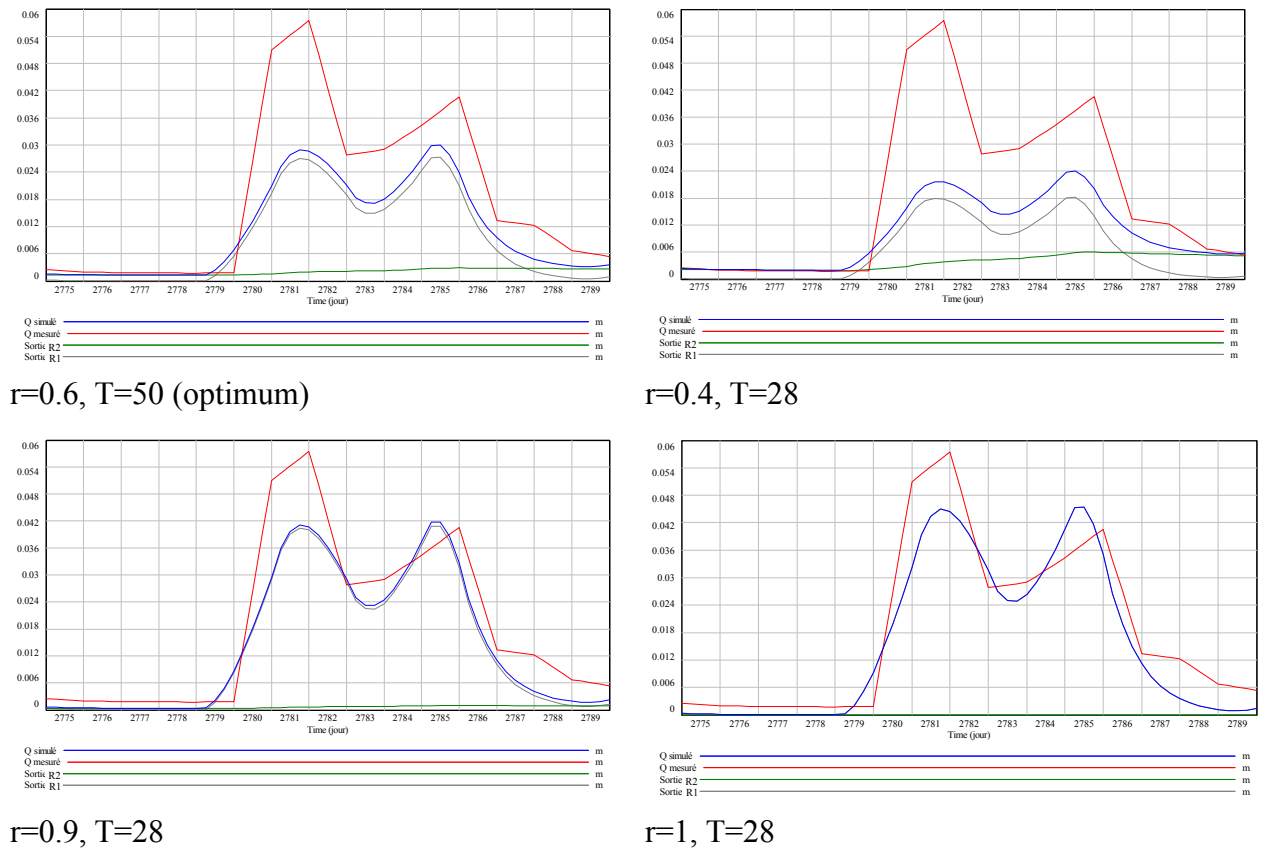


Figure III.26 : Evolution de la réponse à un épisode pluvieux en fonction des paramètres r , T

III.8. Conclusion

Le modèle MEDOR est un modèle pluie débit journalier conçu pour une utilisation sur de petits bassins (100 à 1000 km²) dans les conditions spécifiques du milieu méditerranéen : en particulier son climat. Sa structure est très simple. Sa formulation ne comporte que 4 paramètres à déterminer. Il ne nécessite pour son calage que des séries de pluie et de débits concomitantes sur un certain nombre d'années non nécessairement successives, ce qui constitue un avantage pour les pays où de nombreuses interruptions dans les mesures se sont produites.

L'analyse des conditions climatiques, complétée par des tests de sensibilité, a montré que les données climatiques fines autres que la pluie (par exemple l'ETP) ne sont pas nécessaires à son calage dans beaucoup de pays. Ces données sont rarement disponibles. Elles peuvent être remplacées par un paramètre à optimiser dont le rôle est d'assurer l'exactitude du bilan total. Dans ces conditions, la sortie du modèle représentant les pertes à l'écoulement n'a plus de signification physique précise, et ne peut plus être considérée comme représentant un retour journalier à l'atmosphère.

Une analyse détaillée de la structure de la fonction critère utilisée pour la recherche des paramètres, qui conduit à une représentation acceptable des simulations, montre qu'il existe un grand nombre de solutions équivalentes qui constituent un espace d'acceptabilité pour les 4 paramètres.

Une exploration de cet espace met en évidence des relations d'équifinalité entre les deux paramètres de la fonction de production d'une part et entre les deux paramètres de la fonction de transfert d'autre part.

Une solution approchée du calage est constituée de ces relations sur lesquelles les valeurs optimales se déplacent suivant la série de données utilisées.

L'indépendance des paramètres de production vis-à-vis des paramètres de transfert permet une optimisation par étapes, qui simplifie considérablement les procédures.

Ces résultats ont été vérifiés sur six bassins : deux bassins libanais et quatre bassins français languedociens.

Les relations d'équifinalité dépendent du bassin étudié, donc ne constituent pas une surparamétrisation du modèle. Elles représentent une solution du calage dans l'espace des fonctions, qui remplacent l'espace des réels dans lequel on a l'habitude de faire l'optimisation.

Chapitre IV

Chapitre IV

Calage du modèle journalier par les données annuelles

IV.1. Présentation du chapitre

Le Chapitre III a montré que la relation d'équifinalité de production est peu dépendante du choix des paramètres de transfert. Or ces paramètres modifient les valeurs journalières sans changer à terme les bilans. Ceci amène à la recherche de la détermination de la REP à partir des bilans de pluie et de débit.

L'objectif poursuivi dans ce chapitre est de réduire la quantité d'information nécessaire au calage de la fonction de production. Cette réduction est obtenue en plusieurs étapes :

- Réduction de l'information débit aux seuls cumuls annuels par utilisation d'un critère de Nash aggloméré qui mesure les écarts entre les cumuls annuels mesurés et ceux simulés par le modèle MEDOR avec les chroniques journalières de pluie.
- Réduction de l'information pluie en remplaçant les chroniques journalières de pluie par leurs cumuls annuels en utilisant la connaissance de la structure stochastique de la pluie.
- Réduction aux seuls cumuls annuels de pluie et de débit: les relations entre cumuls annuels mesurés de pluie et de débit peuvent être identifiées avec les relations obtenues en balayant l'espace (H,EVL) du modèle MEDOR avec comme entrée des séries synthétiques de pluies générées par le modèle stochastique local. Cette identification se traduit de façon opérationnelle par une technique de filtrage des paramètres qui permet la détermination des paramètres de production par les seules données annuelles de pluie et de débit. Une application de cette réduction des données aux seules données annuelles permet de déterminer les paramètres du modèle MEDOR à différents pas de gestion (modèle hebdomadaire - mensuel).
- L'utilisation d'un critère de bilan total permet de définir une relation d'équifinalité assurant une égalité entre le volume écoulé sur toute la période et le volume simulé. Cette REP est comparée à la REP du Nash à échéance variable.

IV.2. Relation d'équifinalité et bilans annuels

Le choix des paramètres de transfert non optimaux, ne modifie pas la REP. La Figure IV.1 montre une simulation sur une année pour le Nahr Beyrouth avec l'ensemble des paramètres optimaux. En comparaison la Figure IV.2 montre la même simulation avec des paramètres de production identiques mais des paramètres de transfert très différents. On remarque une grande différence entre les deux simulations. Le Nash est très mauvais pour le second cas, mais malgré ces mauvaises valeurs du Nash, la REP correspondante est confondue avec celle d'un transfert optimal.

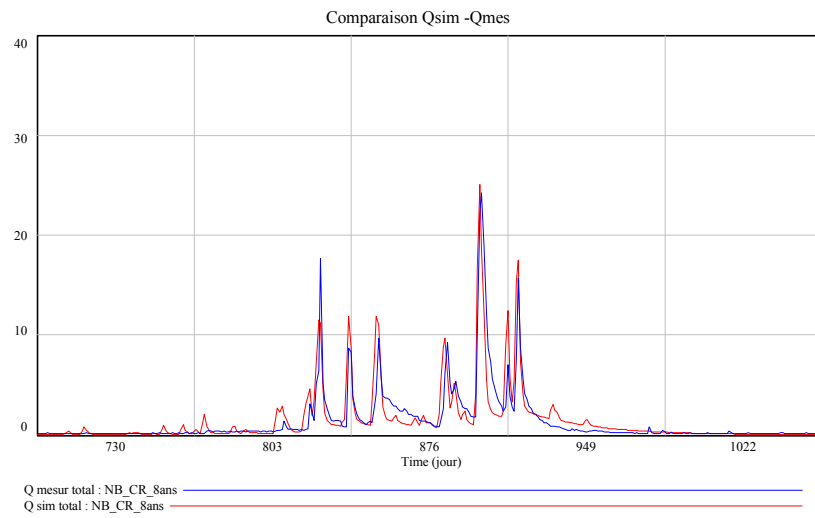


Figure IV.1 : Simulation avec un jeu optimal de paramètres (H,EVL,r,T): EVL=0.004, H=0.56 ,r =0.6 , T=28 ; N=0.7283 (bon); Bilan total :3.764m

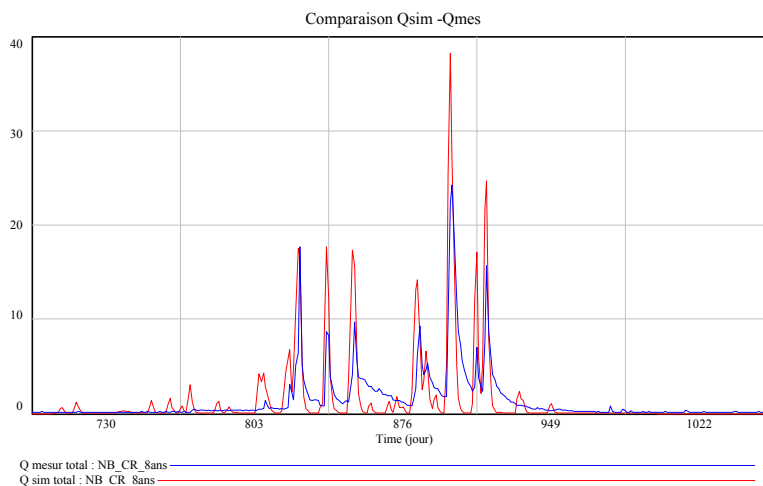


Figure IV.2 : Simulations avec un jeu de paramètres ayant un couple (H,EVL) optimal et des valeurs de r,T hors de la zone d'adéquation,: EVL=0.004, H=0.56, r =0.1, T=1 ; on obtient N=0.5674 (mauvais); Bilan total : 3.764 m

Les pointes sont bien représentées dans la Figure IV.1, alors qu'elles sont décalées dans la Figure IV.2.

Pour les deux simulations les bilans annuels successifs sont identiques et par conséquent le bilan total (Tableau IV.1). En effet, en fin d'année hydrologique, les stocks dans les réservoirs A, R₁ et R₂ sont identiques. Donc, le cumul des débits est égal au cumul des pluies nettes sortant du réservoir A. Il est donc indépendant des valeurs prises par r et T.

Année	1	2	3	4	5	6	7	8	Total	Nash
mesuré	0.278	0.208	0.314	0.439	1.05	0.519	0.761	0.299	3.879	
Sim 1	0.158	0.223	0.330	0.555	1.02	0.496	0.669	0.307	3.764	0.7283
Sim2	0.158	0.223	0.330	0.555	1.02	0.496	0.669	0.306	3.764	0.5674

Tableau IV.1 : Tableau : Bilans annuels et total en mètres

En conclusion, la chronique des bilans annuels ne dépend que des paramètres de production. Ceci amène à rechercher si la connaissance de cette chronique est suffisante pour définir la REP.

IV.3. Bilans à pas variable : Critère de Nash aggloméré

Les débits exprimés dans le critère de Nash sont les débits moyens journaliers. Ce critère est un indicateur des écarts entre cumuls journaliers mesurés et cumuls journaliers simulés. Si les cumuls journaliers sont correctement modélisés, ceux à 2 jours, 8 jours et 1 mois le seront aussi. Il s'agit d'un simple changement d'échelle dans l'expression du critère.

La comparaison entre les bilans à différents pas de temps peut être faite à partir d'une généralisation du critère de Nash.

À partir des débits moyens au pas journalier, il est simple de définir un débit moyen aggloméré à un pas quelconque de n jours :

$$q_{agglo} = \sum q_{journalier} / n$$

(Par exemple les 2920 valeurs de la série de 8 ans de données journalières du Nahr Beyrouth vont fournir une série de 416 valeurs de débits moyens hebdomadaires)

Ces séries « agglomérées » permettent de définir un critère de Nash « aggloméré », N_{agglo}, tel que :

$$N_{agglo} = 1 - \frac{\sum (q_{mes_agglo} - q_{sim_agglo})^2}{\sum (q_{mes_agglo} - \overline{q_{mes_agglo}})^2}$$

Au pas de 1 jour, cette expression correspond au critère de Nash habituel ; au pas annuel, le N_{agglo} caractérise les écarts entre cumuls annuels. L'ensemble des simulations a été fait pour des pas d'agglomération de 2, 4, 16, 30, 365 jours.

Les tableaux (Figure IV.3) présentent les valeurs des Nash agglomérés pour les divers pas d'agglomération. Les valeurs numériques des Nash sont peu lisibles, mais l'objectif est de montrer la trace des valeurs maximales en ligne et en colonne. Cette trace est représentée en vert. On remarque qu'elle dépend peu du pas choisi.

	0.001	0.002	0.003	0.004	0.005	0.006	0.007	0.008	0.009	0.01	0.011	0.012	0.013	0.014	0.015	0.016	0.017	0.018	0.019	0.02	
0.02	0.13642	0.06400	0.19333	0.284328	0.353006	0.40701	0.450484	0.486173	0.515799	0.540501	0.561243	0.578678	0.593298	0.605496	0.615597	0.615597	0.615597	0.615597	0.615597	0.615597	0.615597
0.04	-0.06015	0.173825	0.319216	0.415651	0.482509	0.530355	0.565361	0.591344	0.610778	0.625317	0.636111	0.643984	0.649529	0.653195	0.655322	0.655322	0.655322	0.655322	0.655322	0.655322	0.655322
0.06	-0.01248	0.236072	0.389166	0.48582	0.550135	0.593066	0.621785	0.640789	0.652395	0.660217	0.663939	0.665026	0.664148	0.661775	0.658261	0.652621	0.645082	0.635721	0.623821	0.609621	0.593621
0.08	0.024914	0.280767	0.434438	0.530703	0.591542	0.629552	0.652799	0.665882	0.672075	0.673489	0.671582	0.66732	0.661406	0.65433	0.646446	0.636446	0.624446	0.610446	0.594446	0.576446	0.556446
0.1	0.057095	0.31729	0.469835	0.563192	0.620013	0.653392	0.671446	0.679326	0.681398	0.678886	0.672088	0.661632	0.647627	0.630764	0.611627	0.590764	0.568764	0.545764	0.521764	0.496764	0.470764
0.2	0.177998	0.44703	0.55301	0.655179	0.697076	0.703506	0.701774	0.69144	0.674994	0.654923	0.633551	0.610974	0.588466	0.566263	0.544635	0.523635	0.503263	0.483539	0.464439	0.446819	0.430719
0.3	0.253098	0.525988	0.646066	0.688951	0.718491	0.734888	0.740588	0.735951	0.721329	0.697888	0.675988	0.655988	0.637488	0.620488	0.604988	0.590988	0.578488	0.567488	0.557988	0.549988	0.543988
0.4	0.298287	0.574109	0.68215	0.719788	0.724034	0.710953	0.688131	0.659195	0.626889	0.592673	0.556848	0.520764	0.484809	0.449489	0.414489	0.380489	0.348489	0.318489	0.290489	0.264489	0.240489
0.5	0.325844	0.60309	0.70204	0.727595	0.720889	0.699046	0.669792	0.636987	0.602742	0.568304	0.534443	0.501641	0.470194	0.440262	0.411932	0.385432	0.360432	0.336432	0.313432	0.291432	0.270432
0.6	0.3437	0.62037	0.712008	0.7278	0.712008	0.682958	0.6485	0.612186	0.575728	0.540014	0.505516	0.472505	0.441122	0.411422	0.383422	0.357422	0.332422	0.308422	0.285422	0.263422	0.242422
0.7	0.356436	0.63061	0.715949	0.723677	0.700281	0.665105	0.626221	0.586987	0.548007	0.512254	0.47754	0.444731	0.413813	0.384739	0.357443	0.331443	0.306443	0.282443	0.259443	0.237443	0.216443
0.8	0.36553	0.636645	0.71163	0.717235	0.687402	0.646972	0.604233	0.562444	0.522781	0.485664	0.450788	0.418312	0.388002	0.359699	0.332529	0.306459	0.281459	0.257459	0.234459	0.212459	0.191459

Figure IV.3 : Tableaux de l'évolution de la REP avec le pas d'agglomération

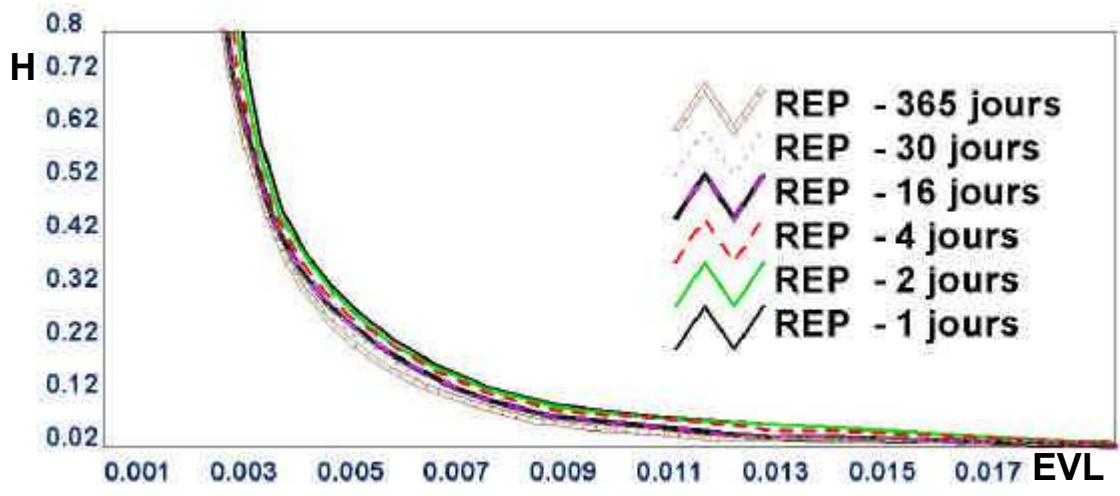


Figure IV.4 : Évolution de la REP avec le pas d'agglomération.

La Figure IV.4 résume ces résultats à partir d'une triangulation de la surface critère. Elle montre l'évolution de la REP pour le pas de 1,2, 4,16, 30 et 365 jours.

Les résultats obtenus pour d'autres bassins méditerranéens sont présentés en Annexe. Ils montrent que ces résultats sont généraux.

En conclusion, cette REP évolue peu avec le pas d'agglomération, et ce jusqu'au pas annuel. À l'inverse, la RET est modifiée, privilégiant le transfert rapide lorsque le pas augmente. À l'échelle annuelle, le transfert se fait en un seul pas, pour une valeur de $r = 1$ et T indéterminé.

IV.4. Détermination de la REP avec un modèle stochastique de pluie locale et les bilans annuels

L'agglomération des données de débit diminue la quantité d'information utilisée pour caler la REP. À l'échelle annuelle, l'information débit est divisée par 365. Cette information reste cependant suffisante pour déterminer correctement la REP, ainsi que le montrent les résultats en utilisant des séries différentes. L'agglomération ne portant que sur le débit, la REP est déterminée avec des pluies journalières et des débits annuels.

Ceci pose la question : quelle est l'information pluie qui est pertinente pour caler la REP ?

IV.4.1. Incidence de la structure de la pluie sur le calage

Une chronique de pluie constitue une réalisation particulière d'un processus stochastique défini localement. Lorsque les débits journaliers sont absents de l'information, les valeurs individuelles de pluie ne peuvent pas constituer une information pertinente pour le calage du modèle. Cette dernière information ne peut se trouver que dans la structure stochastique de la pluie et dans ses cumuls annuels.

La vérification de cette hypothèse a été faite en remplaçant la série réelle de pluie par une série simulée de même structure stochastique contrainte à avoir les mêmes totaux annuels.

II.4.1.1. Génération de la série pluviométrique stochastique

Le modèle stochastique de pluie journalière méditerranéenne (Catafago et Najem, 1976) (Annexe I) utilisé dans ce travail est un modèle de renouvellement alterné à 4 paramètres fonctions de la date. Il comporte deux saisons marquées et il est bien adapté au climat méditerranéen. Il est pris comme référence du climat méditerranéen. La modulation des paramètres est une caractéristique locale.

L'ajustement des paramètres locaux du modèle avec les séries de pluie disponibles sur le Nahr Beyrouth, suivant une méthodologie définie dans l'annexe I, permet de générer des séries de pluie aussi longues que désiré.

Pour créer une série de même structure stochastique contrainte à avoir des totaux annuels donnés, un tri des années générées a été fait afin de retenir les années dont les totaux sont les plus proches de ceux de la série réelle. La Figure IV.5 montre deux séries différentes l'une réelle, l'autre générée, ayant les mêmes totaux annuels respectifs.

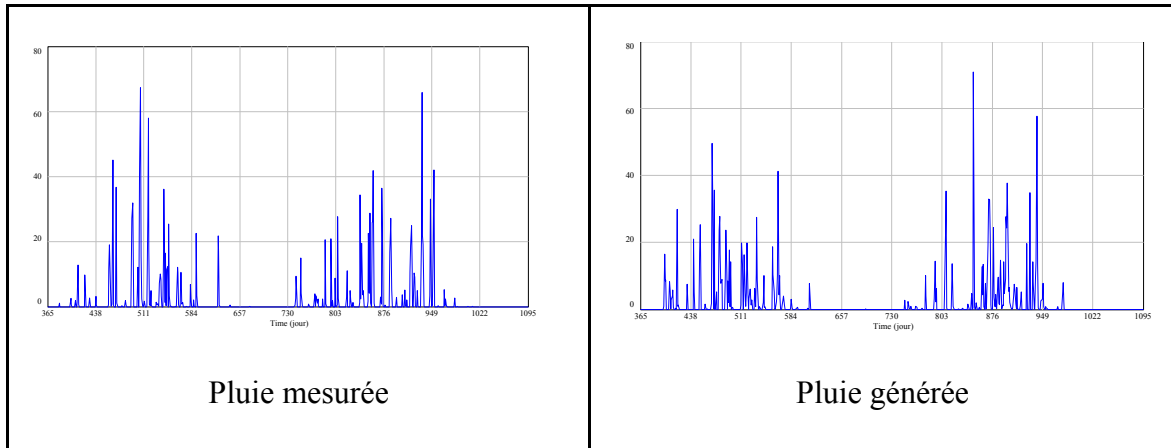


Figure IV.5 : Comparaison de 2 séries générées et mesurées ayant mêmes totaux annuels (2 ans)

II.4.1.2. Dépendance de la REP du modèle stochastique de pluie

Le balayage exhaustif de l'espace critère permet de déterminer des REP annuelles pour les données réelles de pluie et les données générées ayant des cumuls identiques à ceux des séries mesurées. Les REP annuelles obtenues sont confondues.

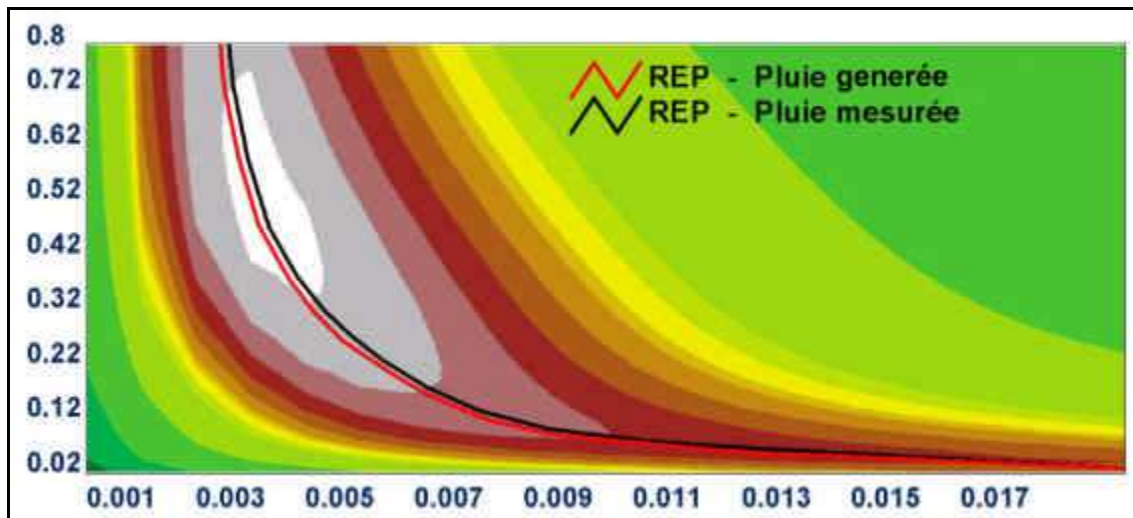


Figure IV.6 : Comparaison d'une REP générée par une série générée et par une série mesurée. En arrière plan, la zone d'adéquation journalière des données mesurées

Au chapitre V, il est montré qu'un changement du modèle stochastique de pluie modifie la REP, ce qui démontre que les paramètres de production sont fonction de la structure fine de la pluie. Ainsi les paramètres obtenus par le calage ne peuvent pas être liés exclusivement aux caractéristiques physiques du bassin, mais aussi au climat auquel ce bassin est soumis.

IV.4.2. Comparaison bilans générés et bilans mesurés

II.4.2.1. Relation de bilans annuels générés

Le modèle stochastique local de pluie permet de générer des années de pluies journalières à partir desquelles le modèle MEDOR génère des années de débits journaliers avec des paramètres (H, EVL) quelconques. Le couplage de ces deux modèles constitue un modèle de génération stochastique de débit journalier.

Par agglomération, ce modèle permet de générer des écoulements annuels en liaison avec les pluies annuelles correspondantes. La Figure IV.7 montre 43 ans de bilans simulés.

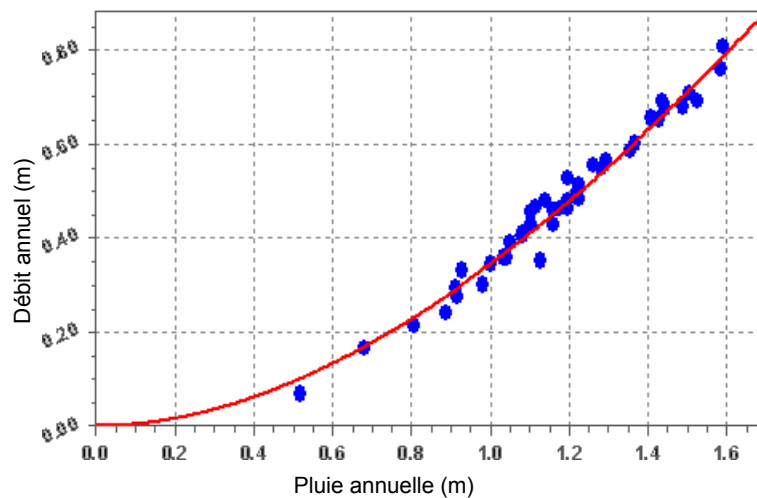


Figure IV.7 : Ajustement des 43 années de bilans générés ($a=1.848$; $b= 4.352$)

Ces points (P_i , Q_i) peuvent s'ajuster à une fonction de la forme $Q = a \cdot P^2 / (P + b)$. L'ajustement des valeurs de a et b associe ces valeurs au couple H,EVL choisi.

Ainsi, en un lieu donné caractérisé par un modèle stochastique de pluie définie, un modèle MEDOR de paramètres H, EVL génère une relation entre les pluies annuelles et les débits annuels. Cette relation peut être comparée aux bilans annuels mesurés.

La Figure IV.8 montre que les bilans mesurés se placent correctement sur la relation P-Q générée obtenue avec les valeurs optimales de H,EVL.

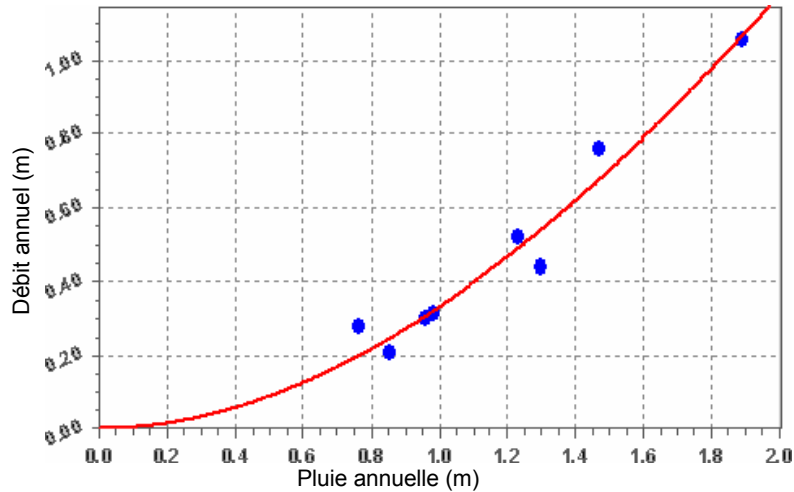


Figure IV.8 : Bilans mesurés avec l’ajustement des bilans générés

Inversement le couple (a, b) ajusté sur les données annuelles mesurées permet-il de déterminer (H, EVL) ?

II.4.2.2. Relation de bilans annuels mesurés

Les bilans annuels du Nahr Beyrouth (8 années) peuvent s’ajuster à une fonction du même type $Q = a \cdot P^2 / (P+b)$ avec un intervalle de confiance défini (Figure IV.9).

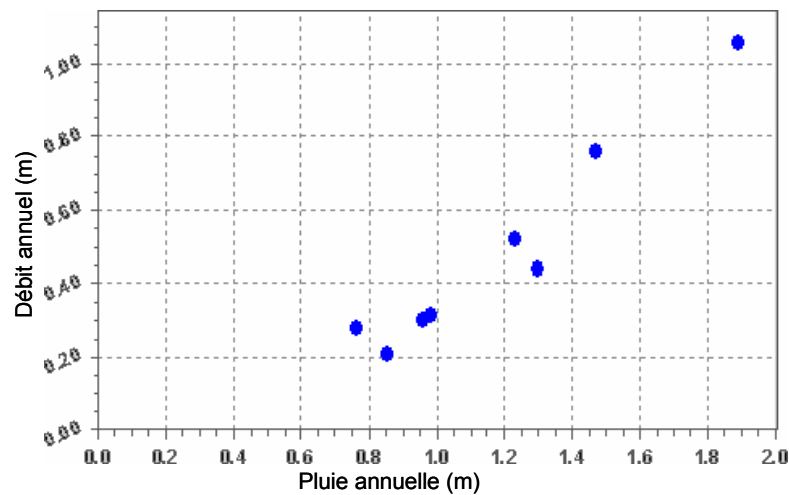


Figure IV.9 : Bilans annuels mesurés du Nahr Beyrouth

Donc, les bilans mesurés et simulés avec le modèle stochastique de pluie du Nahr Beyrouth peuvent tout deux être ajustés par des équations à 2 paramètres $Q = a \cdot P^2 / (P+b)$. Les couples acceptables (H, EVL) sont ceux qui génèrent des couples (a, b) voisins de ceux ajustés par les bilans annuels mesurés.

IV.4.3. Détermination de la REP par les bilans annuels

II.4.3.1. Equivalence entre les paramètres des modèles annuels et journaliers

Les deux modèles (Figure IV.10), MEDOR journalier (H,EVL) et P-Q annuel (a,b) sont représentatifs du même bassin.

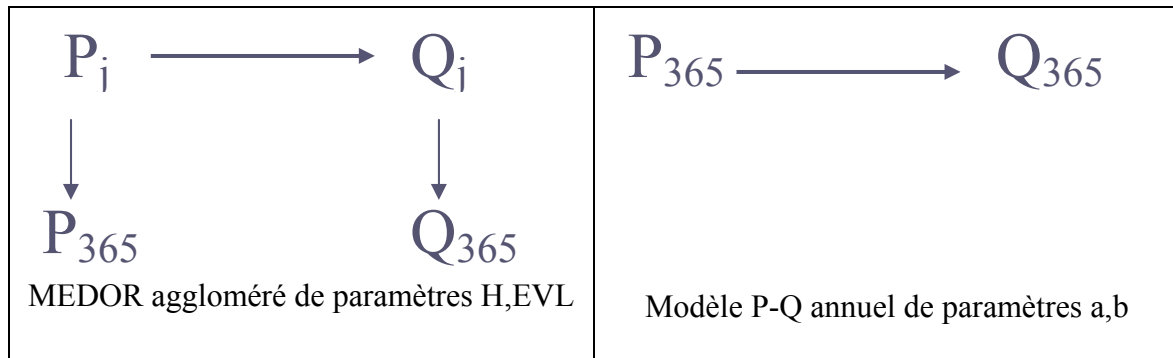


Figure IV.10 : Modèle MEDOR et Modèle P-Q annuel

Il existe donc une relation biunivoque entre les couples $(a,b) \Leftrightarrow (H,EVL)$ exprimée au moyen de tables $[(a,b) \Leftrightarrow (H,EVL)]$.

Ces tables peuvent être obtenues par génération de séries longues de pluies et de débits simulés concomitants. Elles sont locales de la même façon que le modèle stochastique de pluie.

II.4.3.2. Equifinalité dans le modèle annuel

Les bilans annuels mesurés peuvent être ajustés au modèle $Q = aP^2 / (P+b)$ à l'aide du critère de Nash. On trouve une ligne de crête dans l'espace (N, a,b) .

L'ajustement des bilans annuels mesurés définit donc une zone d'adéquation des paramètres (a,b) à partir d'un critère de Nash annuel (Figure IV.11).

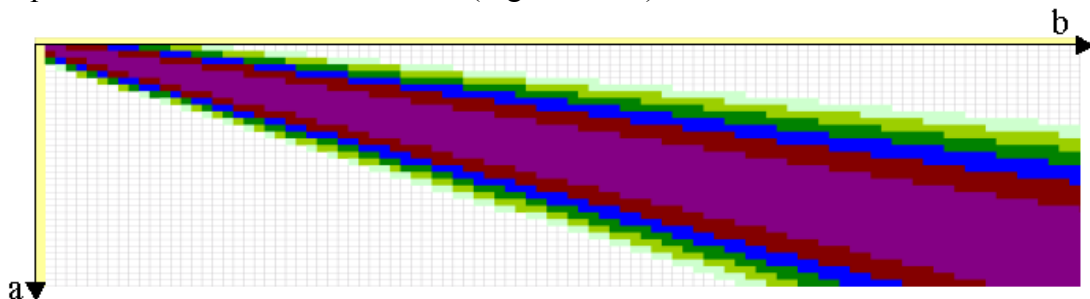


Figure IV.11 : La zone d'adéquation de la fonction critère dans l'espace (a,b)

L'équivalence entre ces 2 modèles, implique que la zone d'adéquation de l'espace (a,b) est l'image de la zone d'adéquation de l'espace (H, EVL) , ce qui permet de définir une technique de détermination de la zone d'adéquation (H, EVL) à partir de la zone d'adéquation (a, b) .

II.4.3.3. La technique du filtrage

Les tables (a,b) ↔ (H,EVL) permettent d’obtenir l’image de la zone d’adéquation de l’espace (a,b) dans l’espace (H,EVL) (Figure IV.12).

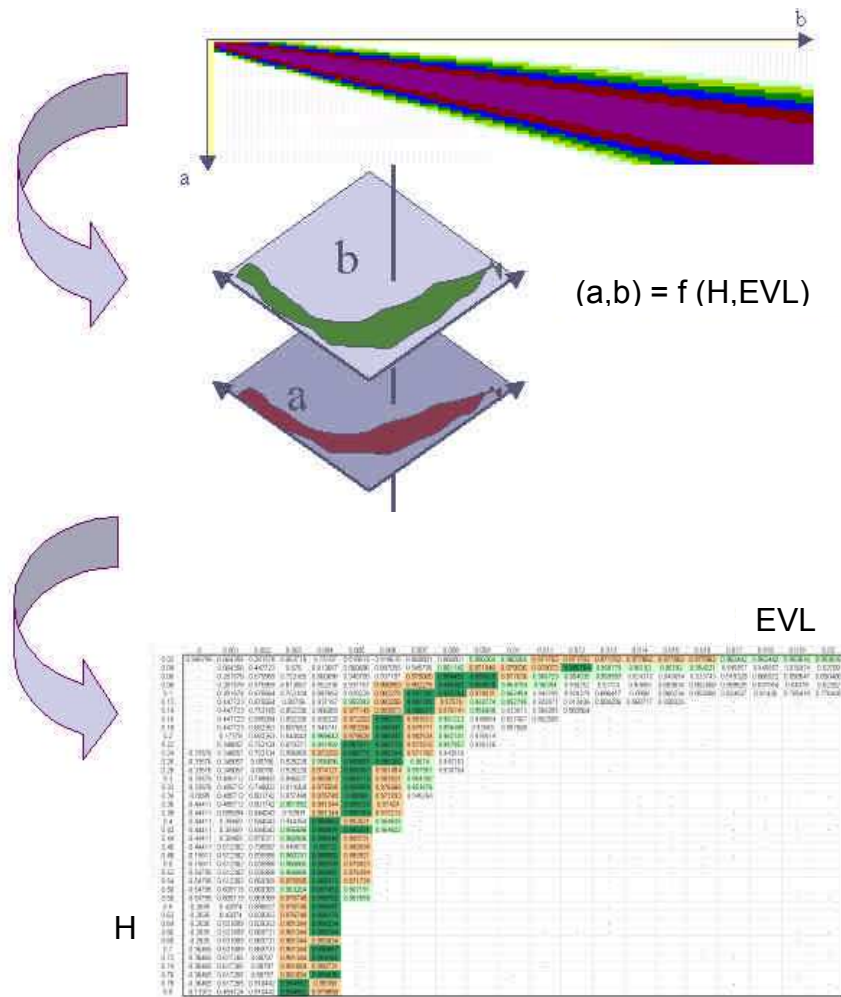


Figure IV.12 : Technique du filtrage

La projection de la ligne de crête de l’espace (a,b) produit comme image dans le plan (H,EVL) la relation d’équifinalité des paramètres de production déterminés avec des bilans annuels(Figure IV.13).

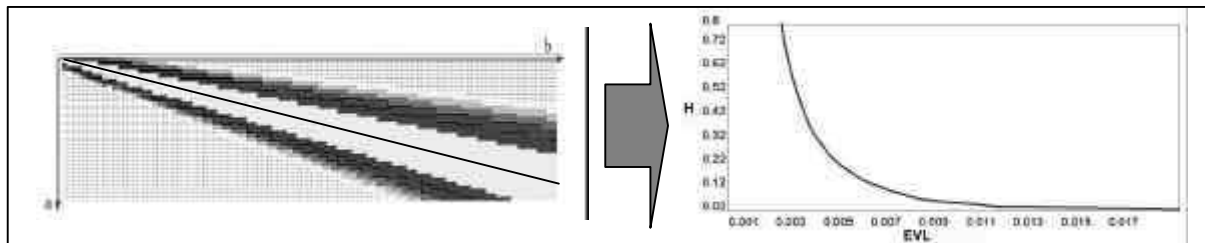


Figure IV.13 : Projection de la LDC (a,b) → REP(H,EVL)

IV.5. Détermination des paramètres de production pour différents pas de gestion des données

La connaissance du modèle stochastique de pluie journalière associée aux bilans mesurés sur quelques années est suffisante pour identifier les paramètres de production du modèle MEDOR (ou la REP considérée comme solution de la production) au pas journalier, soit H_j , EVL_j .

Le pas de gestion étant un artefact, si le modèle MEDOR est général, il doit pouvoir être étendu quelque soit le pas de gestion. Les modèles stochastiques de pluie agglomérée à des pas plus grands que la journée ont été analysés par Catafago et Najem (1976) qui ont montré que ces modèles gardent la même structure stochastique aux pas supérieurs à la journée. Au dessous de la journée, le modèle stochastique de pluie change de structure. Cette agglomération des structures stochastiques de pluie entraîne l'existence d'une structure d'agglomération des débits générés par le modèle MEDOR. Ceci permet de déterminer la formulation des lois d'évolution de H , EVL avec le pas de gestion des données.

A titre d'exemple, traitons l'agglomération mensuelle du modèle MEDOR sur le Nahr Beyrouth.

A partir de données mesurées de pluie et de débits cumulés sur un mois, on peut identifier les paramètres de production d'un modèle MEDOR par une REP mensuelle constituée de points H_m , EVL_m .

La question posée est celle de la recherche des lois de transformation $(H, EVL)_j \Leftrightarrow (H, EVL)_m$. A partir des totaux mensuels de pluie et de débit il est simple de déterminer les bilans annuels qui par filtrage fournissent $(H, EVL)_j$.

La détermination des $(H, EVL)_m$ à partir des $(H, EVL)_j$ est faite en comparant :

- une série de débits générés au pas journalier puis agglomérés au pas mensuel
- une série de débits générés au pas mensuel avec un modèle mensuel à partir des pluies agglomérées au pas mensuel.

Le critère de Nash permet de rechercher les meilleures valeurs de $(H, EVL)_m$ correspondant à un couple donné. $(H, EVL)_j$ (Figure IV.14).

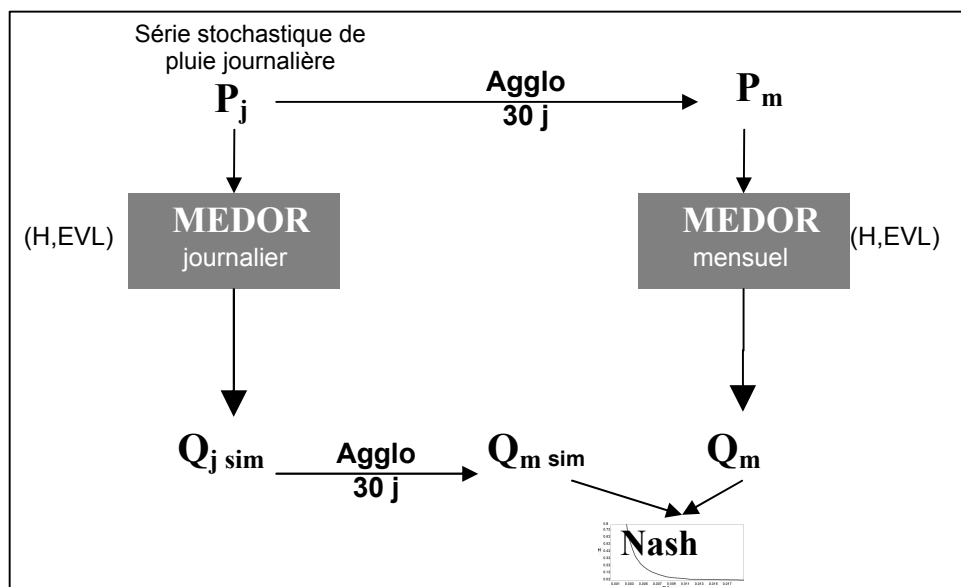


Figure IV.14 : Identification du modèle mensuel à partir du modèle journalier

La Figure IV.15 montre le résultat obtenu pour le couple optimal (H, EVL); du Nahr Beyrouth.

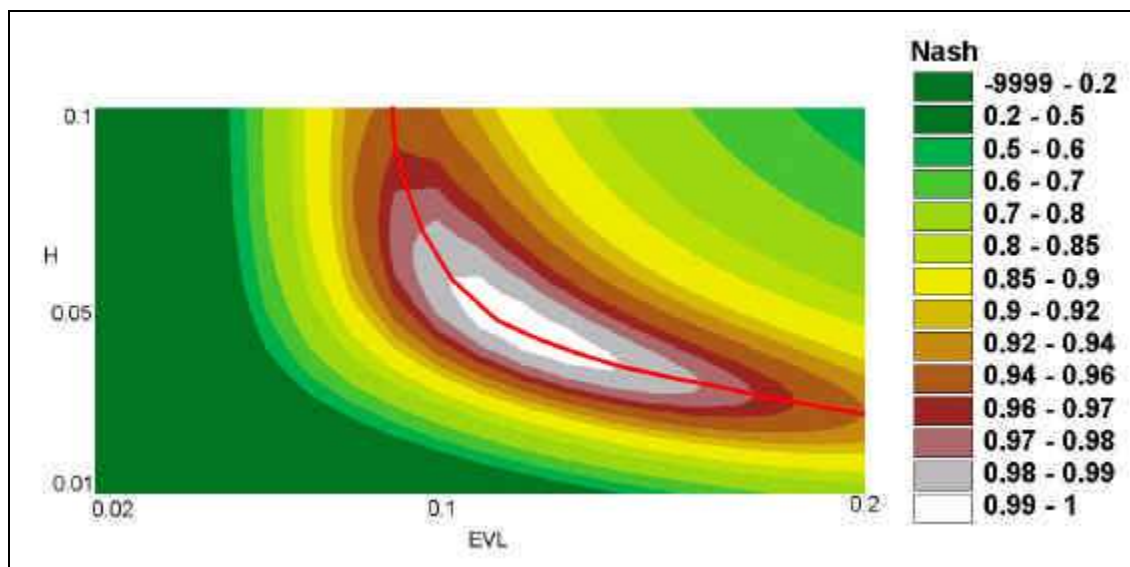


Figure IV.15 : REP du modèle MEDOR mensuel

On obtient une relation d'équifinalité à l'échelle mensuelle, image de celle à l'échelle journalière. Les valeurs du critère de Nash de cette identification sont excellents (=0.99)
 La REP mensuelle est indépendante du point choisi sur la REP journalière.
 Les résultats obtenus pour l'optimum sont fournis au Tableau IV.2.

	H	EVL
Journalier	0.56	0.004
Mensuel	0.049	0.12

Tableau IV.2 : Comparaison des paramètres mensuel et journaliers de production

Cette méthode permet aussi de calculer les paramètres optimaux de la fonction de production du modèle journalier à partir du modèle mensuel calé avec des données mensuelles plus facilement disponibles que les données journalières.

IV.6. Détermination de la REP avec le bilan total

IV.6.1. Le critère de bilan total

Dans le § IV.2, l'agglomération du critère de Nash a été faite pour des pas d'agglomération variant de 2 à 365 jours. Ce dernier pas est calculé avec des valeurs couplées annuelles, donc 8 valeurs couplées pour 8 ans de données du Nahr Beyrouth.

Bien que ce critère soit un critère couplé, l'association terme à terme au pas annuel n'apporte pas d'information, car le classement des valeurs B_i , B'_i est sans ambiguïté, identique à celui des cumuls de pluie (B_i cumul des débits mesurés sur l'année i , B'_i cumul des débits simulés sur l'année i).

Le critère de Nash maximum correspond au minimum de la somme des carrés des écarts. Aggloméré sur la totalité de la série, il ne contient plus qu'une seule valeur d'écart. Son maximum correspond au minimum de $|B_T - B'_T|$ avec $B_T = \sum_i B_i$ le cumul total des débits mesurés sur toute la série et $B'_T = \sum_i B'_i$ le cumul total des débits simulés sur toute la série simulée.

$$\text{Soit } B_T - B'_T(H, EVL) = 0$$

Cette condition exprime une relation d'équifinalité entre H et EVL. Elle constitue le critère de Bilan total. Ce critère exprime par comparaison des cumuls de débits observés et simulés, la capacité du modèle à reproduire le volume d'eau total observé sur la période étudiée.

Le balayage de l'espace des paramètres (H,EVL) permet de représenter la fonction critère. Le critère de bilan total à l'avantage d'être indépendant de la partie transfert du modèle, ce qui permet de point de vue opérationnel, de diminuer le nombre de simulations de 1.476.800 simulations à 800 simulations (20 divisions pour H, et 40 pour EVL).

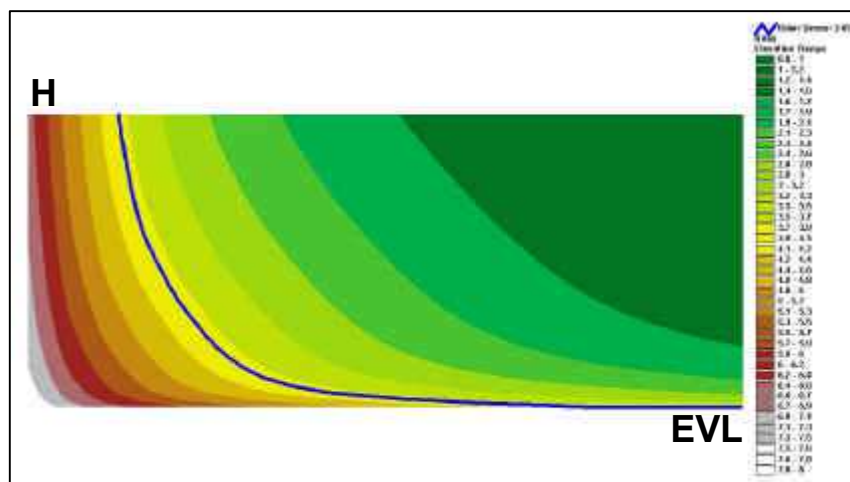


Figure IV.16 : Isobilans et courbe $B_T = 3.879$ mètres pour 8 ans

La Figure IV.16 montre en couleurs la gamme des valeurs du critère du bilan total dans l'espace H,EVL. Le bilan mesuré a une trace marquée par la ligne bleue, qui constitue une relation d'équifinalité pour ce critère. Cette REP n'est pas graduée en valeurs de Nash, puisqu'en tout point sur la REP le Nash aggloméré total est égal à 1. Donc cette REP ne peut pas définir une zone d'adéquation.

IV.6.2. Equivalence des équifinalités des critères du Nash annuel et du bilan total

La Figure IV.17 montre que la REP issue du Nash aggloméré annuel et celle du bilan total sont sensiblement confondues.

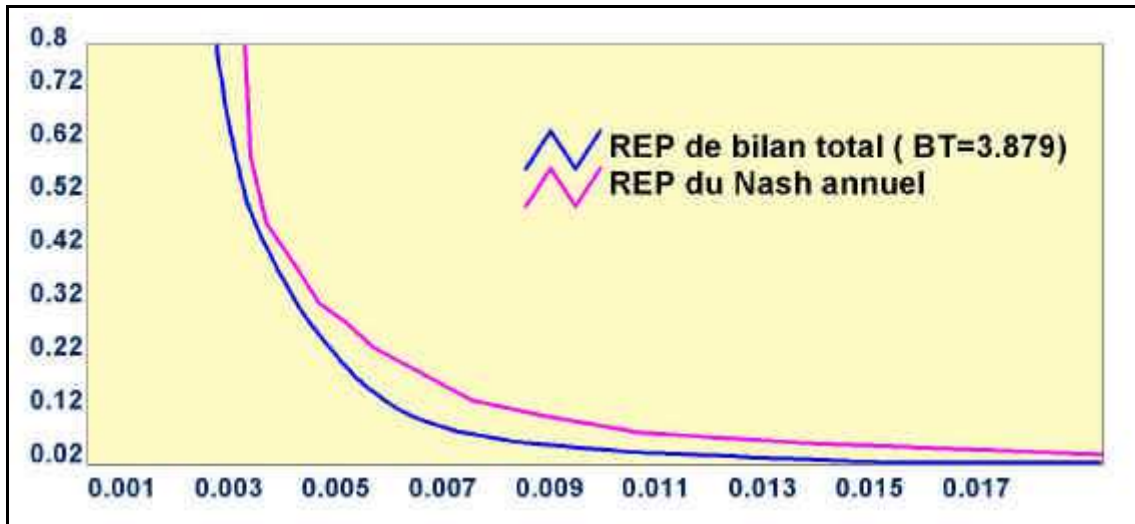


Figure IV.17 : Comparaison des relations d'équifinalité Nash – Bilan.

Pour un point H,EVL donné, le modèle MEDOR génère à partir d'une série de n années de pluie, une série de débits de cumuls annuels B'_i , qui peut être comparée aux cumuls de débits mesurés B_i . La Figure IV.18 montre 2 séries du cumul B_i et B'_i , l'une obtenue avec un point sur la REP de bilan total et l'autre hors de la REP. La Figure IV.18-a correspond à un bilan centré.

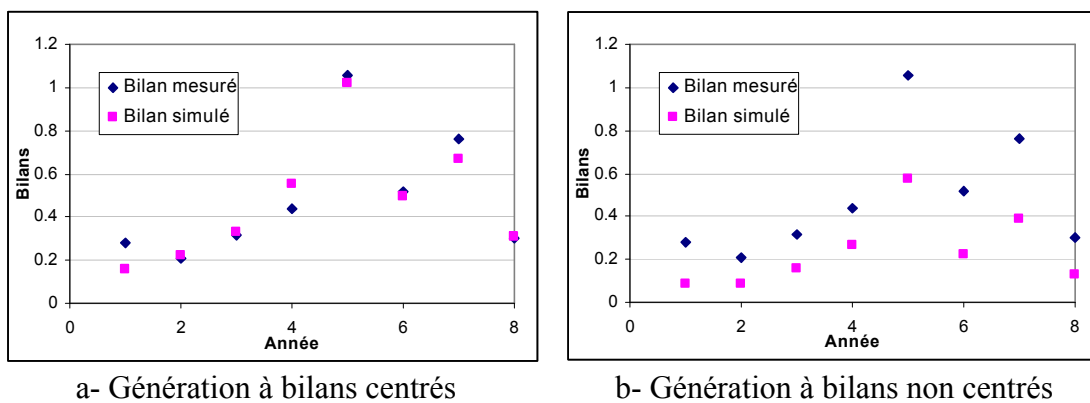


Figure IV.18 : Ecart des bilans obtenus avec deux points H,EVL (a- sur la REP et b- hors de la REP)

Quelque soit le point sur la REP de bilan total, les $e_i = B_i - B'_i$ ont une moyenne nulle, car $B_T = B'_T$. Le choix pour H,EVL d'un point sur la REP de bilan total centre les e_i de telle sorte que $\sum e_i = 0$. Si le modèle était parfait et les mesures sans erreurs, les e_i seraient tous nuls. Les

écarts proviennent des erreurs d'estimation des pluies pour B'_i et des erreurs d'estimation de débits B_i .

Les e_i sont indépendants parce que les réalisations des diverses années sont chronologiquement indépendantes (Chap III). De plus les tests de normalité montrent que les e_i sont gaussiens, ce qui correspond à une multiplicité des causes d'erreurs (Théorème central limite) (Figure IV.19).

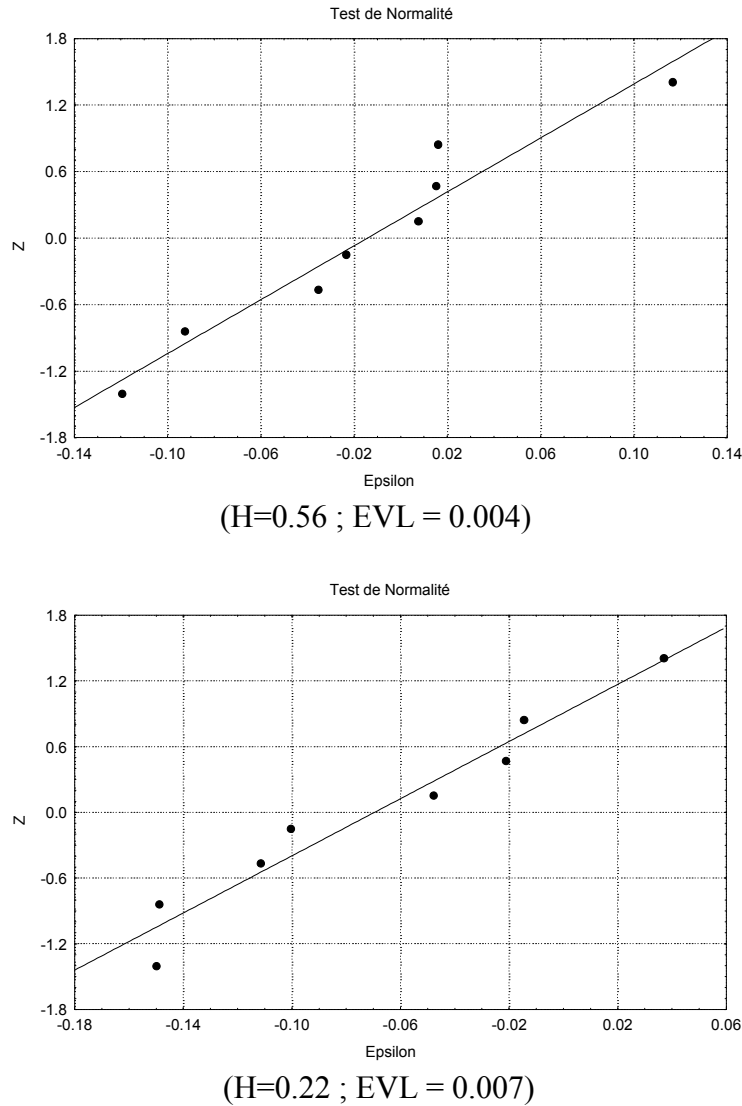


Figure IV.19 : Comparaison des distributions statistiques des e_i

Les 2 paramètres caractéristiques de la loi de Gauss, moyenne et écart type sont deux fonctions de H, EVL indépendantes. Le minimum de son moment du second ordre est obtenu lorsque la moyenne est nulle avec un écart type minimum $\sum_i \varepsilon_i^2 = \sum_i (B_i - B'_i)^2$. Ceci correspond au critère de Nash aggloméré annuel minimum.

La recherche de la zone d'adéquation du Nash annuel peut se faire en recherchant l'écart type minimum, sachant que le bilan total est nul (REP de bilan total).

IV.6.3. Utilisation complémentaire des critères Nash – Bilan total

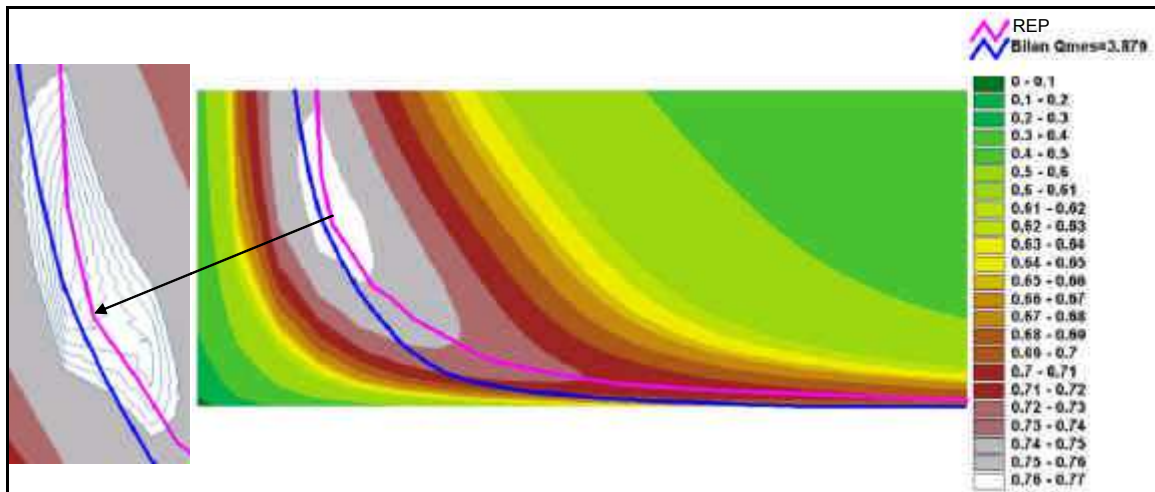


Figure IV.20 : REP et Bilan Total

La comparaison du critère de Nash journalier et de bilan total est illustrée par les Figure IV.20. Les iso valeurs représentent le critère du Nash journalier, avec la REP journalière en rose (qui elle-même est confondue avec la REP annuelle, Chapitre III), et la REP de bilan total en bleue.

On remarque que l'écart entre les 2 REP est faible et non significatif en valeur du critère de Nash. D'autant plus qu'on est au voisinage de l'optimum. La zone d'adéquation des paramètres du modèle journalier correspond à la fois à un critère de Nash élevé et à un bilan sensiblement équilibré. La recherche du Nash optimum sachant que le bilan total est équilibré est équivalente à l'optimisation du critère $C=N + a.B_T$. La mise en œuvre d'une telle formulation complique le problème car elle ajoute un paramètre a dans l'algorithme d'optimisation.

Exprimer une contrainte $B_T - B'_T = 0$ revient à privilégier l'exactitude des bilans par rapport à la représentation de la chronologie. Un certain nombre de chercheurs (Lindström *et al.*, 1997 ; et Quesney, 1999) ont utilisé le critère de bilan global combiné au critère de Nash sous la forme $N - \alpha |B| = 0$ (α étant un coefficient défini de l'ordre de 0.1 ou 0.2). Ceci permet d'attribuer lors de l'optimisation des poids plus ou moins importants à la bonne simulation des valeurs ou à l'exactitude du bilan suivant l'objectif de la modélisation. Mais cette méthode se révèle à l'usage sans grand intérêt, car le Nash et le Bilan total équilibré ayant des REP totales voisines, la REP combinée est quasi-confondue avec celle du Nash.

Dans la pratique, le temps de calcul peut être considérablement diminué par la détermination préalable de la REP de bilan total, et la recherche sur cette REP de la valeur du Nash journalier maximum. La détermination de ce point n'élimine pas l'équifinalité, donc de plusieurs jeux de paramètres (H, EVL) équivalents (REP), mais il a un intérêt de point de vue opérationnel car il se trouve dans la zone d'adéquation.

IV.6.4. Application au Nahr Beyrouth

La REP du bilan global pour le Nahr Beyrouth correspondant à $B_1=3.879$ (Bilan mesuré) peut être ajustée à une courbe d'équation $H=K.EVL^n$

$$K = 2.64.10^{-7}$$

$$n = -2.62$$

avec un $R=0.999$

Cette équation a été déterminée en interpolant des points de la REP (Figure IV.21).

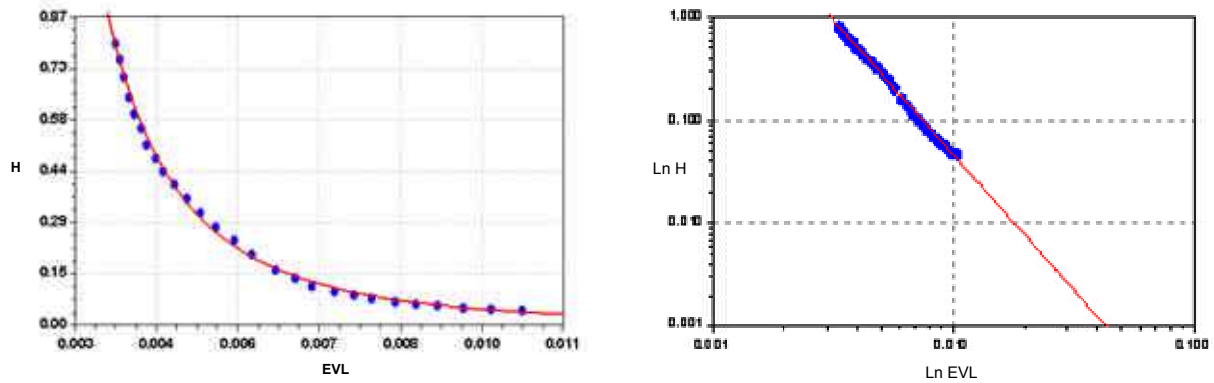


Figure IV.21 : Ajustement de la courbe H,EVL à une fonction puissance

Ceci définit H en fonction de EVL et réduit à 3 le nombre de paramètres à optimiser. Les difficultés rencontrées avec la méthode d'optimisation de Powell disparaissent avec la suppression de la relation d'équifinalité.

L'optimisation des 3 paramètres par la méthode de Powell, donne :

$$EVL = 0.0039$$

$$r = 0.58$$

$$T = 28.45$$

et un Nash de 0.7285.

Par la méthode exhaustive, le Nash était de 0.7283. Ce résultat très intéressant permet de réduire considérablement le temps de calcul (2 minutes au lieu de 3 jours) avec 800 simulations au lieu de 1.476.800 et une optimisation en quelques simulations.

IV.7. Recherche de la REP avec des critères dérivés du bilan

L'écriture de l'équation de bilan global $\sum_i B_i = \sum_i B'_i$ crée une REP.

On peut penser qu'en utilisant une seconde équation de même type, leur intersection fournira l'ensemble des paramètres optimaux.

Diverses formulations dérivées du bilan ont été testées (Figure IV.22):

$$\sum_i B_i^2 = \sum_i B_i'^2 ; \sum_i \sqrt{B_i} = \sum_i \sqrt{B_i'} ; \sum_i \frac{1}{B_i} = \sum_i \frac{1}{B_i'} ; \sum_i \text{Ln}(B_i) = \sum_i \text{Ln}(B_i')$$

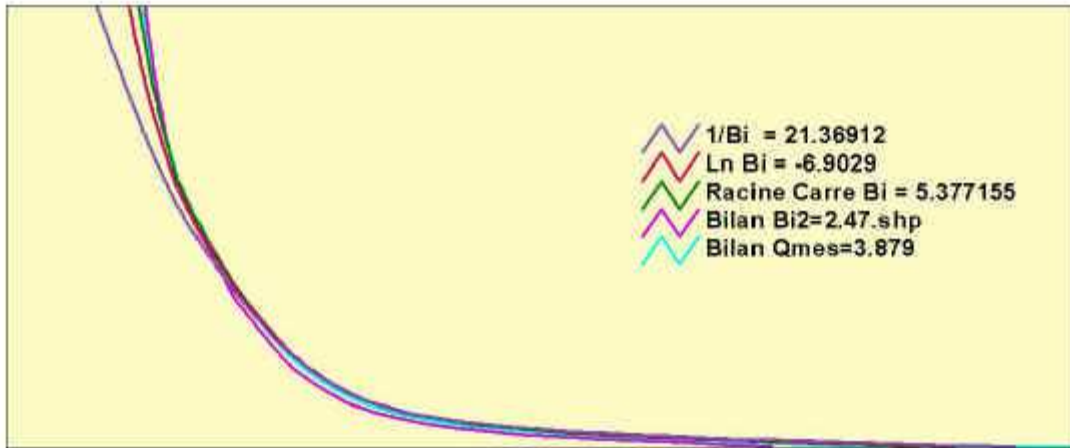


Figure IV.22 : Comparaison des REP dérivés du bilan

Les diverses courbes sont superposées, ce qui montre que ces relations d'égalité n'apportent aucune information nouvelle; ce qui est normal puisque la loi de Gauss a 2 paramètres indépendants, et n'a donc besoin que de deux relations pour être déterminée.

IV.8. Conclusions

Ce chapitre a permis de déterminer la relation d'équifinalité de production en utilisant la connaissance de la structure stochastique de la pluie. Cette structure est une propriété climatique locale assez facile à déterminer en raison de sa stabilité régionale et de l'existence assez fréquente de postes pluviométriques voisins ayant des séries longues de données.

La détermination des paramètres de production du modèle journalier peut se faire avec la connaissance des seuls cumuls annuels de pluie et de débit, par l'utilisation de données synthétiques générées avec le modèle stochastique de pluie local.

L'ajustement des bilans simulés - mesurés sur des pas variables avec un critère « Nash aggloméré » permet de réduire l'information nécessaire au calage. Au pas journalier, ce critère est le Nash habituel, et permet de déterminer une REP journalière. L'analyse à pas variable montre que cette REP est indépendante du pas, jusqu'au pas annuel, pour lequel le transfert est éliminé. Cette propriété permet de déterminer la REP à partir de la connaissance de la structure stochastique de la pluie et des cumuls annuels de pluie et de débit qui sont en général plus facilement disponibles. Le maximum du critère de Nash aggloméré annuel correspond à des écarts de bilans annuels de moyenne nulle et d'écart type minimum. Ainsi, la REP annuelle, voisine de la REP journalière, est confondue avec la relation de bilan total nul et la zone d'adéquation liée à l'intervalle de confiance du critère peut être définie à partir de l'expression de l'écart type des bilans. Ceci définit une méthodologie de recherche des paramètres de production du modèle journalier à partir de la seule connaissance des bilans annuels. La détermination a priori des paramètres de production est reportée sur celle de la connaissance des bilans, plus simple à régionaliser.

Ceci montre l'importance de la structure stochastique de la pluie dans le calage du modèle MEDOR (et sans doute des modèles de même nature). Les paramètres de la fonction de production (et aussi ceux du transfert) dépendent de la structure de la pluie. Ils ne sont pas déterminés par les seuls paramètres physiques du bassin. Ainsi si le bassin du Nahr Beyrouth était transporté en Languedoc, les paramètres modélisant le transfert pluie débit seraient changés. Ce résultat est une nouveauté importante par rapport aux idées habituellement admises. Il a une conséquence importante au niveau des analyses concernant les questions de changement climatique. Il est incorrect d'utiliser les paramètres d'un modèle conceptuel calé dans des conditions climatiques données pour simuler des débits dans des conditions perturbées.

Une analyse plus fine de ce phénomène pourrait être faite à partir de l'analyse de sensibilité du filtrage aux diverses caractéristiques du modèle stochastique de pluie (saison, T_1 , T_2 , g). L'utilisation de la technique de filtrage pour déterminer la REP permet par l'utilisation de séries très longues de pluie générées stochastiquement de lisser les éventuelles crues exceptionnelles, qui peuvent exister dans la série mesurée, et dont l'impact sur le calage est important (Chapitre 3).

Aussi, ce chapitre a permis de tester l'agglomération temporelle du modèle MEDOR. Cette agglomération temporelle permet un changement du pas de gestion du modèle (qui jusqu'à ce chapitre était constant égal à 1 jour). Ce changement d'échelles temporelles (hebdomadaire, mensuel ...) permet de calculer les paramètres du modèle à un pas de gestion donné à partir des paramètres à un autre pas de gestion. En application, les paramètres de production du modèle MEDOR mensuel ont été calculés à partir des paramètres du modèle MEDOR journalier.

Chapitre V

Chapitre V

Régionalisation des paramètres de production

v.1. Présentation du chapitre : L'analyse régionale

L'objectif de ce chapitre est d'étendre les résultats obtenus sur un bassin particulier à l'ensemble plus vaste des bassins méditerranéens en recherchant d'une part les éléments qui leur sont communs et d'autre part ceux qui sont spécifiques à une catégorie particulière caractérisée par une variable à laquelle la modélisation est sensible. Ceci ne peut se faire qu'en dépassant la représentation des bassins un à un pour trouver des éléments de représentation communs à un ensemble. La régionalisation dépend de son objectif donc du modèle retenu ainsi que de l'ensemble des conditions d'utilisation en particulier du climat et des régimes pluviométriques et thermiques.

La régionalisation passe par la mise en évidence de relations existant entre les paramètres du modèle et les caractéristiques du milieu. Divers essais de régionalisation ont été faits en recherchant les corrélations existantes entre les paramètres des modèles et les caractéristiques des bassins (Edijatno, 1991; Makhoulf, 1994; Servat et Dezetter, 1992, 1993; Zermani, 1998; Post et Jakeman, 1996; Perrin, 2000). Les résultats obtenus sont peu significatifs et ne permettent pas l'application à des bassins non jaugés (Perrin, 2000). Tous ces essais ont été faits en admettant que ces relations ne font intervenir que les caractéristiques du bassin et des caractéristiques climatiques globales (Pluie moyenne, ETP moyenne, Température moyenne). Or dans le chapitre IV, il a été montré que ces relations font intervenir à la fois le bassin et la structure stochastique de la pluie locale à l'échelle journalière.

La prise en compte de cette structure de la pluie peut être faite avec le critère de bilan total, au moyen d'une fonction caractéristique de la pluie B_T' (H, EVL) et d'une fonction relative aux débits mesurés B_T du bassin. Cette notion est étendue, en cherchant à caractériser l'influence du modèle stochastique de pluie sur la forme de la surface de bilan. B_T' (H, EVL).

L'analyse inspectionnelle des équations du modèle MEDOR permet son écriture adimensionnelle et met en évidence le rôle de la structure stochastique adimensionnelle de la pluie.

La génération des surfaces isobilans adimensionnelles avec un ensemble de séries longues de pluies à des postes situés sur le pourtour méditerranéen conduit à une régionalisation de l'espace méditerranéen en fonction des formes de ces surfaces.

Enfin, le découpage régional de la méditerranée et la détermination de surface isobilans de référence pour chaque région, contribue à la paramétrisation optimale du modèle MEDOR en fonction du coefficient d'écoulement du bassin.

V.2. Représentations des surfaces isobilans

Le critère de bilan total s'écrit :

$$B'_T(H, EVL, \text{ et mesures de pluie}) = B_T(\text{mesures de débit})$$

Nous avons vu que le premier terme ne dépend que de la série chronologique de la pluie utilisée. Prenons le cas des pluies sur le bassin du Nahr Beyrouth.

Les bilans utilisés sont des bilans spécifiques, rapport du volume écoulé à la surface du bassin exprimé en mètres. Une même série de pluie génère un bilan B'_T ne dépendant que des valeurs choisies pour H,EVL. Le balayage de tout l'espace H,EVL engendre une surface $B'_T = B'_T(H, EVL)$.

Ci-dessous la représentation de B' dans l'espace logarithmique (LnH, LnEVL) pour 8 ans de pluie moyenne sur le bassin de Nahr Beyrouth (Figure V.1) .

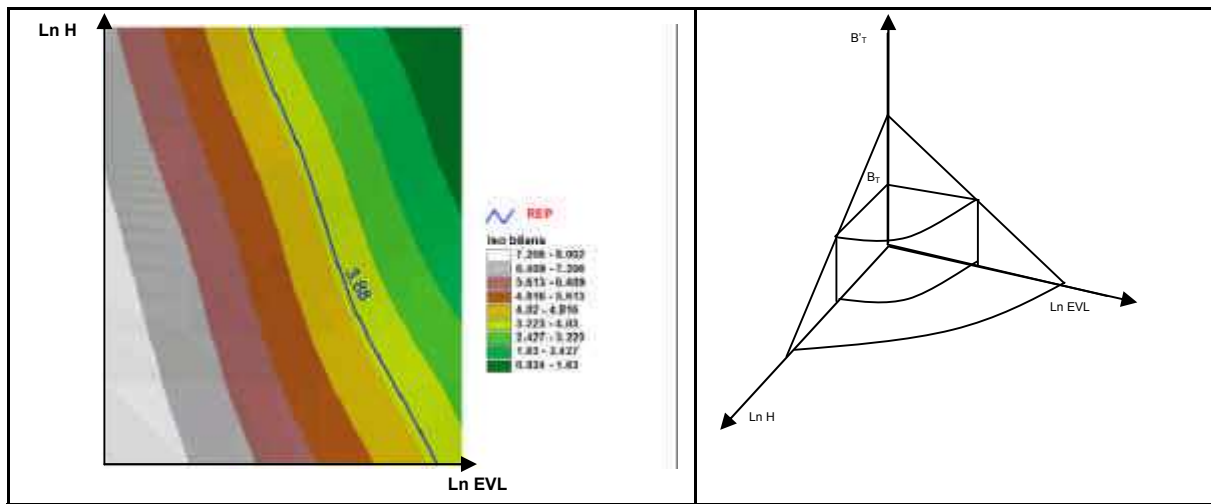


Figure V.1 : Bilan sur 8 ans de Nahr Beyrouth: 3.88 mètres

Lorsque la série est suffisamment longue, ou s'il s'agit d'une série longue générée, le bilan annuel moyen devient indépendant de la série. La surface $B' = B'(H, EVL)$ exprimée en mètre par an ne dépend que de la structure stochastique de la pluie. Elle peut donc être générée indépendamment de toute référence à un bassin donné. Elle constitue une caractéristique climatique associée à MEDOR et ne dépendant que de la structure stochastique de la pluie. Ceci a été vérifié en remplaçant la pluie sur le bassin par une série générée avec un modèle stochastique local.

La valeur du cumul des débits mesurés B_T définit la coupe de cette surface pour $B_T = B'_T$ qui se projette dans le plan (LnH, LnEVL) suivant la REP de bilan ($B_T=3.88\text{m}$ pour 8 ans).

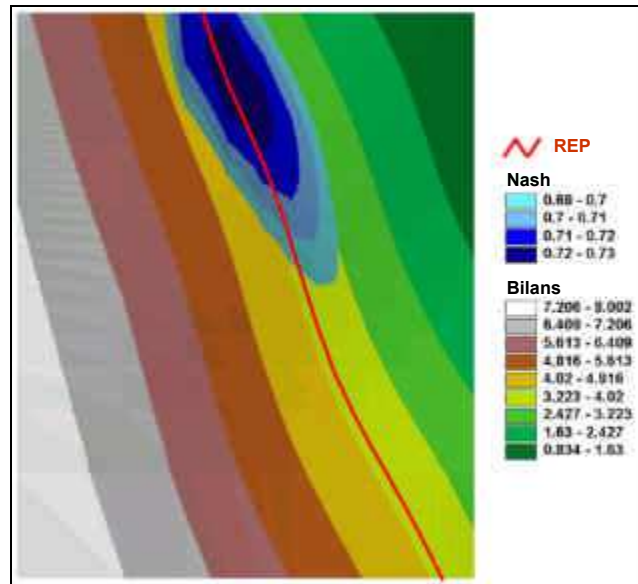


Figure V.2 : Zone d'adéquation, isobilans et REP de bilan total

Sur la figure ci-dessus, la zone d'adéquation comprise entre 0.69-0.73 est portée en surimpression et montre une bonne concordance avec la REP du bilan total.

v.3. Analyse inspectionnelle du modèle MEDOR

Les structures stochastiques de pluie d'une même région ont des caractéristiques communes qui vont se refléter sur les résultats du modèle MEDOR. Par exemple, pour le Liban, l'analyse régionale des caractéristiques du modèle stochastique de pluie (Catafago et Najem, 1976), montre :

- Une modulation saisonnière des paramètres de l'alternance pluvieuse T_1 , T_2 identique pour les divers postes.
- Des hauteurs journalières ayant la même distribution statistique adimensionnelle, avec des moyennes dépendant du lieu.

Ce modèle stochastique peut donc s'écrire :

$$P(t) = P_M \Psi(t)$$

- P_M étant une hauteur de pluie de référence du lieu considéré M.
- $\Psi(t)$ la fonction génératrice de la structure stochastique régionale adimensionnelle.

Nous définirons les « régions climatiques homogènes » comme les zones géographiques ayant même fonction Ψ . A l'intérieur des ces zones, les divers lieux ont des hauteurs P_M différentes.

Nous allons analyser le comportement du modèle MEDOR dans une même région climatique homogène par une analyse inspectionnelle du modèle.

L'analyse inspectionnelle d'un processus présente certaines analogies avec l'analyse dimensionnelle, mais elle s'en distingue dans son esprit. Dans une analyse dimensionnelle classique, on suppose l'existence d'une loi physique et des grandeurs physiques susceptibles d'intervenir dans cette loi. L'indépendance des résultats par rapport aux unités choisies permet de définir des nombres sans dimension intervenant dans la loi.

Dans l'analyse inspectionnelle, une loi ou une expression liant des variables est posée et on réfère les grandeurs concernées à une grandeur de même nature prise dans le phénomène, afin de rendre la loi ou l'expression universelle.

L'équation de fonctionnement du réservoir de production du modèle MEDOR s'écrit :

$$\frac{dA}{dt} = P(t) \cdot \left[1 - \left(\frac{A}{H} \right)^2 \right] - \left(\frac{A}{H} \right) EVL$$

qui fait intervenir l'intensité de pluie P(t), variable mal définie. Une équation en déroulement continu peut être obtenue en introduisant le cumul de la pluie en fonction du temps :

$$\bar{P}(t) = \int_0^t P(t) dt \quad \text{dont on connaît les valeurs discrètes à un pas de temps journalier. De même}$$

on définit pour EVL: $\bar{E} = \int EVL dt$.

Ce qui permet d'écrire :

$$\frac{dA}{dt} = \left(1 - \left(\frac{A}{H} \right)^2 \right) \frac{d\bar{P}}{dt} - \left(\frac{A}{H} \right) \frac{d\bar{E}}{dt}$$

Pour résoudre cette équation, il est nécessaire de la compléter par une condition aux limites définie : $\bar{P} = \bar{P}(t)$

L'ensemble de ces deux équations dépend de 2 grandeurs fondamentales : une hauteur (d'eau) et un temps. En se référant à la hauteur P_M caractéristique du phénomène pluvieux local au point M et à un temps caractéristique T₀, les équations de MEDOR peuvent être adimensionnalisées avec le changement de variables :

$$A_+ = A / P_M \quad ; \quad H_+ = H / P_M \quad ; \quad P_+ = \bar{P} / P_M \quad ; \quad \bar{E}_+ = \bar{E} / P_M \quad ; \\ EVL_+ = EVL / (P_M \cdot T_0) \quad ; \quad t_+ = t / T_0$$

Les équations d'évolution s'écrivent :

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{dA_+}{dt_+} = \left(1 - \left(\frac{A_+}{H_+} \right)^2 \right) \frac{d\bar{P}_+}{dt_+} - \left(\frac{A_+}{H_+} \right) \frac{d\bar{E}_+}{dt_+} \\ \bar{P}_+ = \bar{P}_+(t_+) \end{array} \right.$$

dont la résolution permet de définir la sortie R₊ vers le transfert.

$$R_+ = \left(\frac{A_+}{H_+} \right)^2 \cdot \frac{d\bar{P}_+}{dt_+}, \text{ soit } R = R_+ \cdot P_M \cdot T_0$$

Nous avons vu que la série P₊(t) peut être remplacée par une réalisation quelconque de la fonction génératrice de la pluie, adimensionnée par une hauteur de pluie locale P_M, soit ψ(t).

Dans une région climatique homogène ayant même fonction ψ, l'écriture adimensionnelle de la fonction de production de MEDOR est universelle, donc les grandeurs issues de sa

réalisation le sont aussi. En particulier, le cumul de R₊ : $\bar{Q}_{T_+} = \int_0^t R_+ dt_+$

Le rapport $\overline{Q_+}/\overline{P_+}$ tend vers le coefficient d'écoulement du bassin, si la durée choisie est suffisamment longue.

Donc, le coefficient d'écoulement C_E , ne dépend que des nombres : $(\frac{H}{P_M}, \frac{EVL}{P_M \cdot T_0})$, P_M étant la hauteur de référence du modèle stochastique local de pluie. Nous avons choisi $T_0 = 1$ jour et $P_M =$ la hauteur moyenne journalière sur la série.

Dans une même région climatique homogène (avec $T_0=1$), la représentation de la surface $C_E = C_E(\frac{H}{P_M}, \frac{EVL}{P_M})$ est unique. Nous allons donc rechercher les zones climatiques homogènes au moyen de l'identification des surfaces à C_E identiques.

v.4. Régionalisation des surfaces isobilans

v.4.1. Méthodologie de l'analyse régionale

Les surfaces isobilans nécessitent seulement pour être définies l'existence de séries longues de pluie.

Nous avons donc sélectionné un ensemble de stations pluviométriques longues réparties sur le bassin méditerranéen (Figure V.3). Le Tableau V.1 présente les caractéristiques de ces stations et des séries de pluie utilisées.

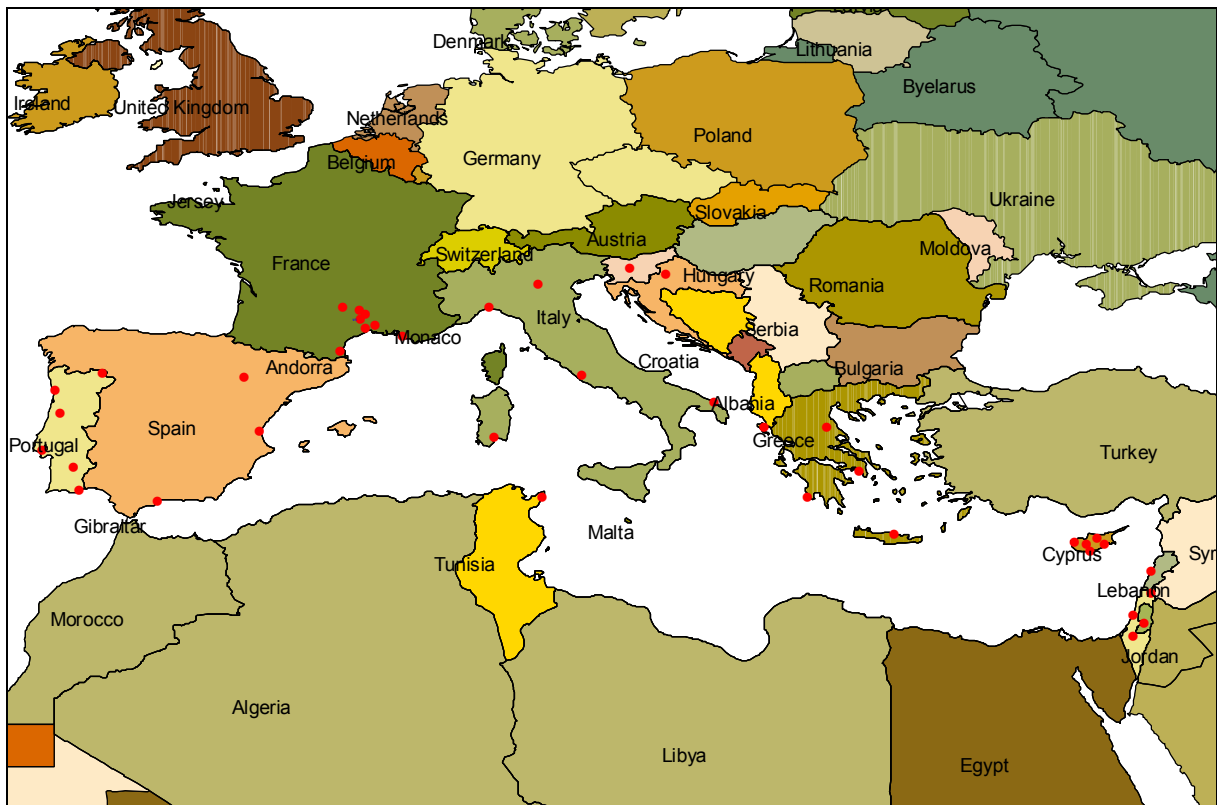


Figure V.3 : Stations pluviométriques utilisées pour la régionalisation

Pays	Station	Long.	Lat.	Debut	Fin	nb	P _{moy} (mm)	s (mm)
CROATIE	ZAGREB	15.98	45.82	1901	1997	97	879.0	159.0
CHYPRE	LARNACA	33.63	34.92	1883	1994	112	394.4	137.6
CHYPRE	LIMASSOL	33.05	34.67	1884	1994	111	458.0	114.6
CHYPRE	NICOSIA	33.35	35.17	1883	1993	111	354.8	92.2
CHYPRE	AMIANDOS	32.92	34.93	1918	1998	81	1016.6	246.3
CHYPRE	POLIS	32.43	35.03	1918	1998	81	452.1	114.5
FRANCE	PERPIGNAN	2.87	42.73	1971	2000	30	635.3	174.9
FRANCE	MARSEILLE	5.40	43.31	1865	1993	128	582.9	151.8
FRANCE	NIMES	4.29	43.73	1969	1997	29	784.7	211.6
FRANCE	MONTPELLIER	3.89	43.64	1969	1994	26	709.0	219.5
GRECE	ATHENES	23.75	37.90	1872	1990	119	393.4	101.1
GRECE	CORFU	19.92	39.62	1956	1997	42	1097.8	238.9
GRECE	HERAKLION	25.18	35.33	1957	1998	42	482.0	131.8
GRECE	LARISSA	22.45	39.65	1956	1997	40	426.9	119.1
GRECE	METHONI	21.70	36.83	1957	1997	41	693.2	141.7
ISRAEL	BEER-SHEVA	34.80	31.25	1923	1998	76	198.9	65.3
ISRAEL	HAR-KENAAN	35.50	32.97	1941	1998	58	691.7	215.5
ISRAEL	JERUSALEM	35.22	31.77	1910	1998	89	523.2	163.1
ISRAEL	TEL-AVIV	34.77	32.10	1941	1998	58	536.9	160.2
ITALIE	GENES	8.84	44.48	1834	1988	155	129.2	29.5
ITALIE	BRINDISI	17.93	40.63	1952	1998	46	611.6	148.2
ITALIE	CAGLIARI	9.05	39.23	1952	1998	46	425.2	95.1
ITALIE	ROMA	12.58	41.78	1952	1998	46	758.5	163.0
ITALIE	VERONA	10.87	45.38	1952	1998	46	810.5	151.6
LIBAN	BEYROUTH	35.51	33.90	1914	1969	56	889.3	195.5
PORTUGAL	BEJA	-7.87	38.02	1942	1999	58	574.1	170.0
PORTUGAL	BRAGANCA	-6.73	41.80	1946	1999	54	721.6	250.9
PORTUGAL	COIMBRA	-8.42	40.20	1942	1994	53	972.0	273.5
PORTUGAL	LISBOA	-9.15	38.72	1942	1999	58	733.4	225.5
PORTUGAL	PORTO	-8.60	41.13	1942	1994	53	1196.8	323.7
PORTUGAL	TAVIRA	-7.65	37.12	1942	1994	53	559.6	197.7
SLOVENIE	LJUBLJANA	14.52	46.07	1951	1998	48	1375.3	188.4
ESPAGNE	MALAGA	-4.49	36.67	1943	1999	57	552.3	219.7
ESPAGNE	VALENCIA	-0.38	39.48	1939	1999	61	425.1	190.7
ESPAGNE	ZARAGOZA	-1.01	41.66	1952	1999	48	322.3	86.7
TUNISIE	KELIBIA	11.00	36.85	1969	1996	28	540.7	16.5

Tableau V.1 : Tableau : Stations pluviométriques utilisées pour la régionalisation

Les surfaces isobilans ainsi que leur classification est présentée au § V.4.2. Un examen sommaire montre une première classification de ces surfaces à l'aide de l'indice de saisonnalité.

Cet indice a été calculé sur le pourtour de la Méditerranée à l'aide de données mensuelles moyennes sur un ensemble important de postes pluviométriques. (Figure V.4). Une table complète des postes utilisés et leurs indices est fournie dans l'Annexe IV. Une carte d'isoindices a été obtenue par triangulation des valeurs de l'indice (Figure V.5)

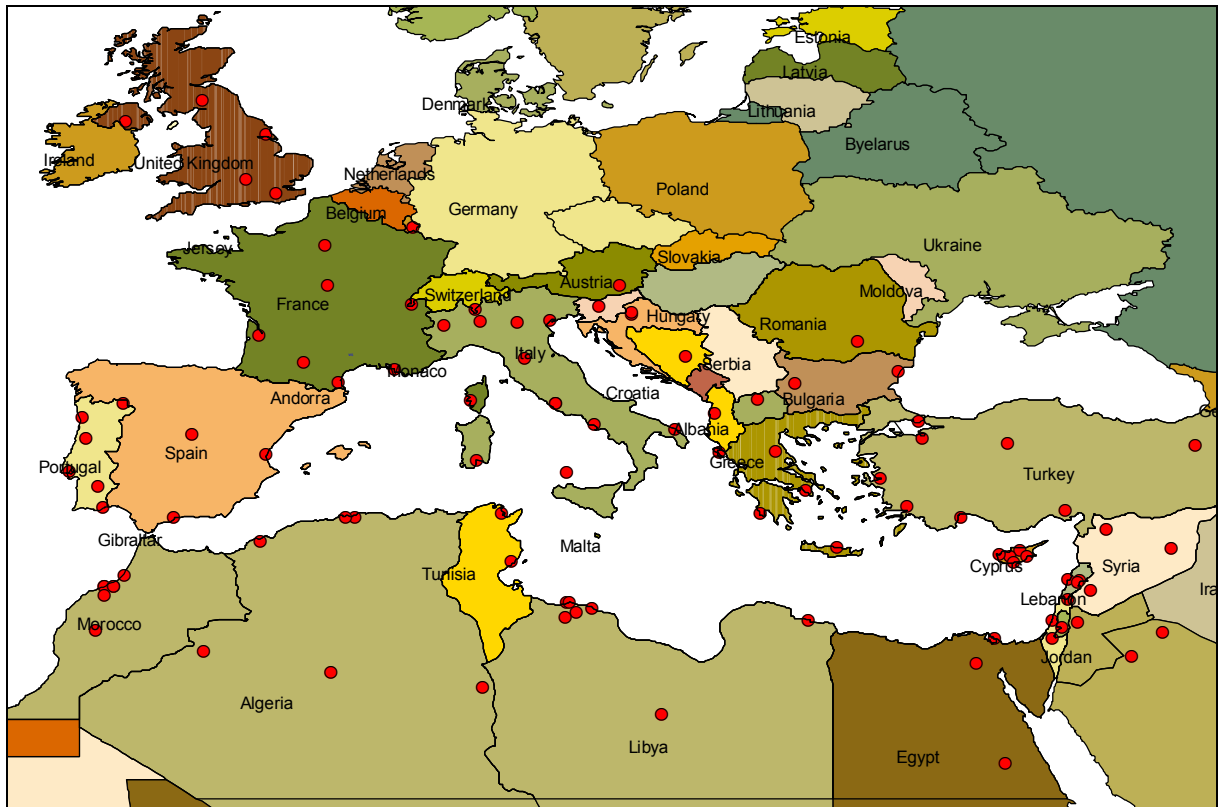


Figure V.4 : Stations pluviométriques utilisées pour la détermination de l'indice de saisonnalité

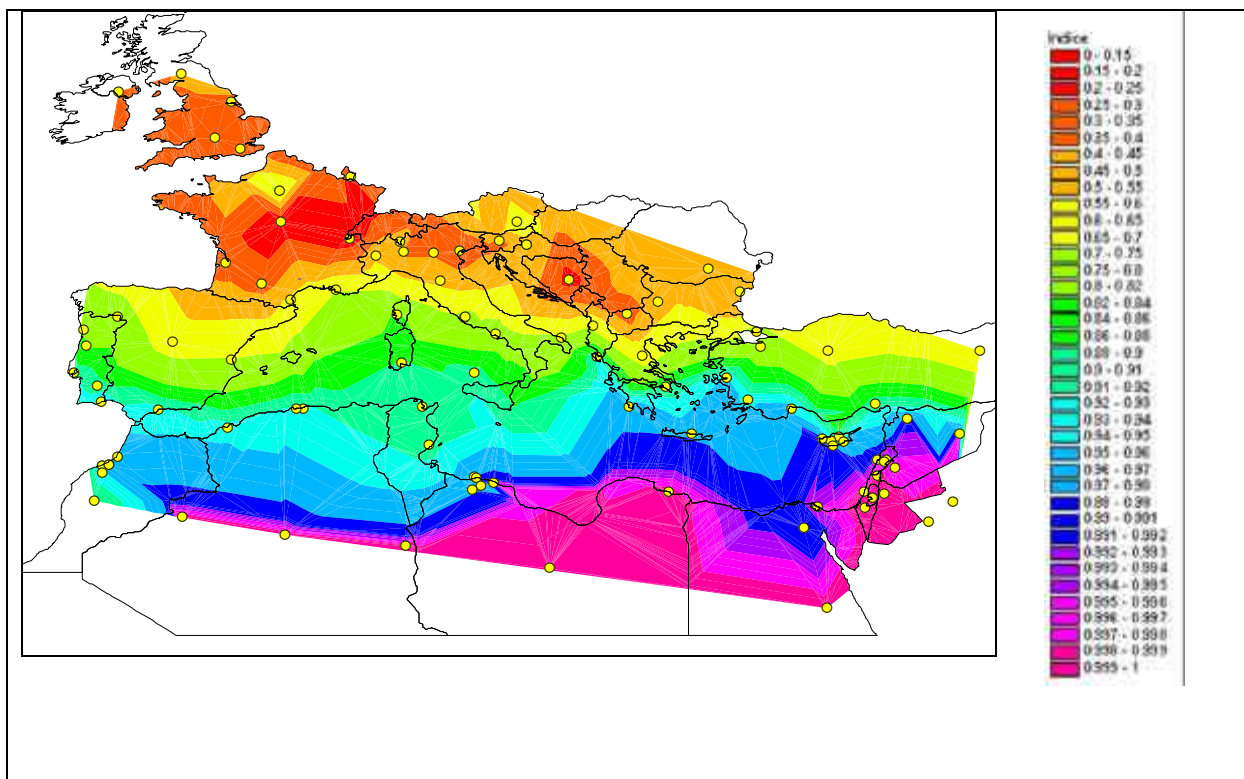
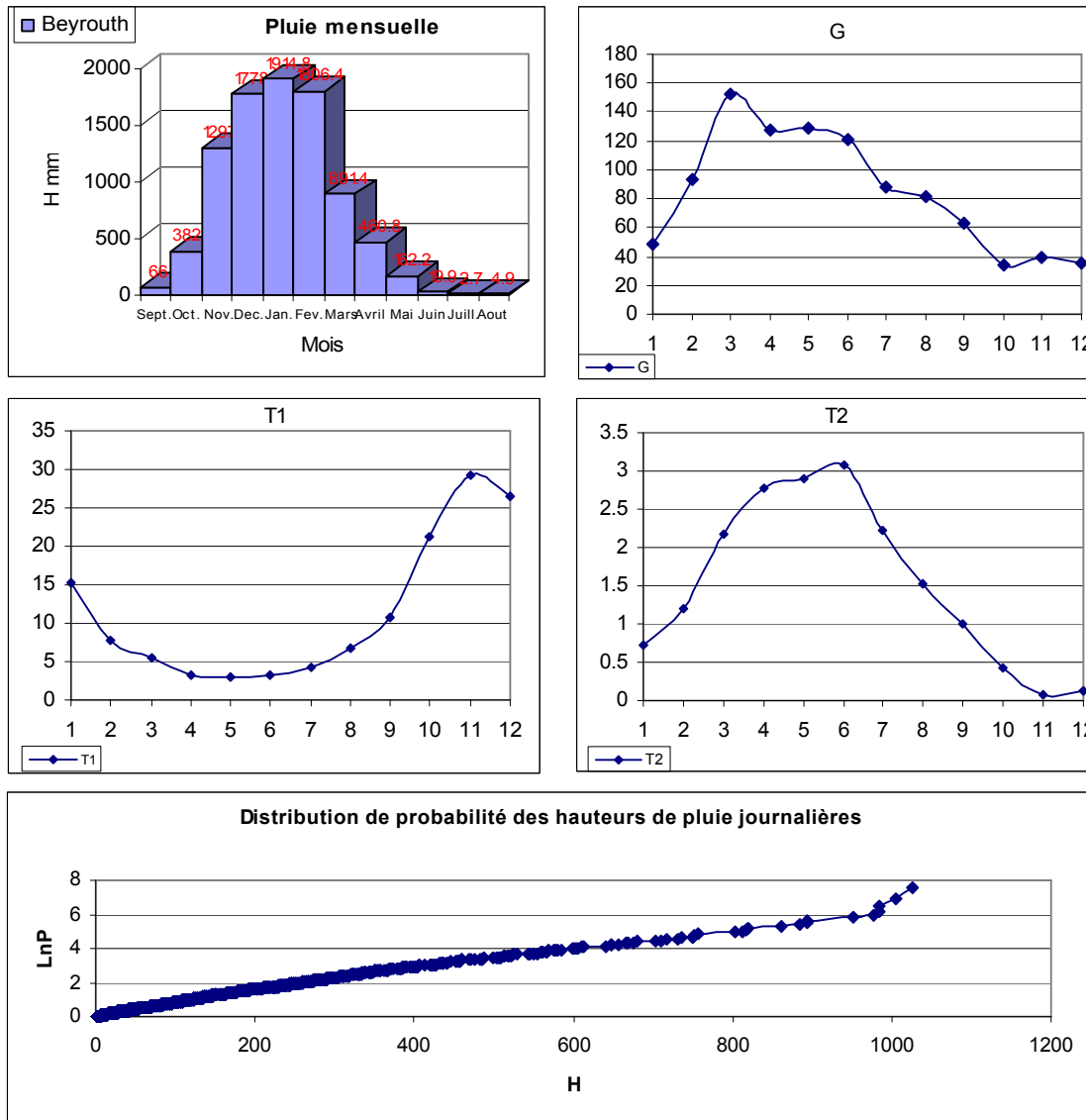


Figure V.5 : L'indice de saisonnalité après triangulation à partir des postes (points jaunes)

Il faut noter que :

- La distance entre les points utilisés pour la triangulation est très grande, et donc cette représentation grossière ne prend pas en compte les conditions locales et les microclimats.
- Les graduations de couleurs ne sont pas uniformes. Lorsque l'indice tend vers 1, les intervalles sont de plus en plus réduits pour permettre une division plus fine.

Une approche plus précise pour la compréhension des similarités d'une même région pourrait être faite avec les paramètres stochastiques des séries. Ces paramètres ont été déterminés sur l'ensemble des postes du Tableau V.1 et sont donnés en Annexe I. A titre d'exemple, les paramètres stochastiques de la pluie de Beyrouth :



avec

T1 : durée moyenne des périodes non pluvieuses

T2 : durée moyenne des épisodes pluvieux

G : pluie moyenne journalière

Tableau V.2 : Paramètres stochastiques de la station de Beyrouth

v.4.2. Analyse région par région

Les surfaces isobilans des différentes zones géographiques de la Méditerranée, sont présentées sur un certain nombre de planches, qui montrent :

- Deux cartes: L'une politique et l'autre extraite à partir de la cartographie de l'indice de saisonnalité (Figure V.6).
- De projections des coupes de la surface $C_E(\frac{H}{P_M}, \frac{EVL}{P_M})$ pour des valeurs de C_E définies par la table des couleurs d'isovaleurs de C_E graduées de 0.1 en 0.1. ($\ln \frac{H}{P_M}$ en ordonnée et $\ln \frac{EVL}{P_M}$ en abscisse).

La représentation sur les axes $\ln \frac{H}{P_M}, \ln \frac{EVL}{P_M}$ du balayage sur une grille fixe H,EVL fait que la fenêtre se déplace dans la grille de représentation. Dans les comparaisons de ces fenêtres, il est important de comparer les contenus des fenêtres pour les même valeurs de $\ln \frac{H}{P_M}$ et

$\ln \frac{EVL}{P_M}$.

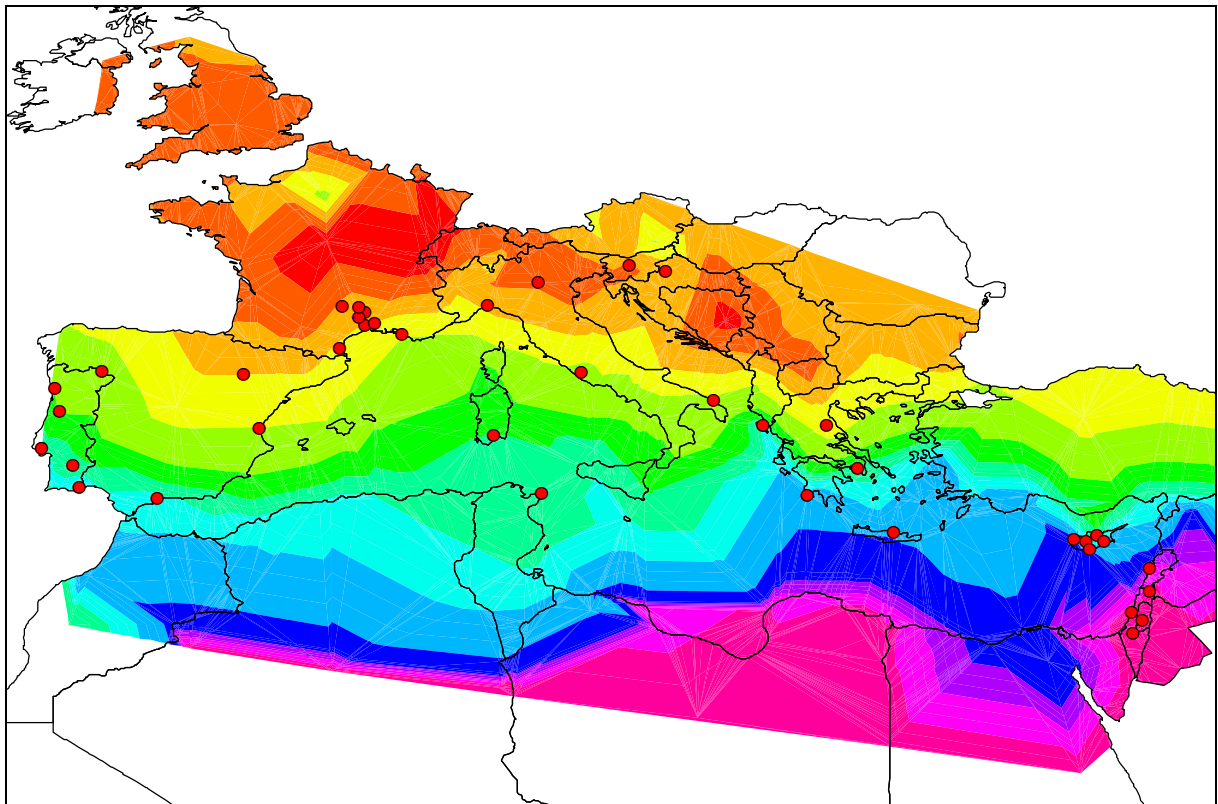


Figure V.6 : Les stations pluviométriques utilisées pour la régionalisation avec en arrière plan la cartographie de l'isoindice.

Planche I – Méditerranée Orientale

Les diverses représentations des surfaces isobilans présentent une grande similitude. Les courbes isobilans sont voisines de droites ayant sensiblement les mêmes pentes et les mêmes écartements. Ceci signifie que les surfaces isobilans sont sensiblement des plans parallèles.

Ces plans parallèles sont voisins avec un léger glissement depuis Beyrouth ? HarKenaan ? Tel Aviv ? Jerusalem ? Beersheva, ce qui correspond à une évolution géographique Nord - Sud. En comparant les caractéristiques des modèles stochastiques de pluie de ces stations (Annexe I), on remarque que cette classification correspond à l'évolution du maximum de T_2 alors que les autres paramètres restent voisins (à l'exception de g qui est identique après adimensionalisation).

Donc l'évolution est liée au fait que durant la saison pluvieuse les durées moyennes d'événements pluvieux se raccourcissent depuis 3 jours à Beyrouth, jusqu'à 1 jour et demi à Beersheva.

Planche II – Les îles de la Méditerranée Orientale

La zone « îles de la Méditerranée Orientale » comporte Chypre et la Crète qui sont sensiblement à la même latitude. La représentation des surfaces isobilans sont identiques, mais les courbes isovaleurs sont moins linéaires que celles de la Méditerranée Orientale. Les indices de saisonnalité sont voisins, ainsi que les caractéristiques saisonnières des paramètres du modèle stochastique de pluie.

Planche III – Péninsule Hellénique

La planche III présente les surfaces isobilans des villes de la Grèce continentale. On ne remarque pas de différences notables dans la représentation des courbes isobilans. Néanmoins, les courbes de Larissa et d'Athènes (versant Est de la péninsule) ont des courbures plus fortes que celles de Corfu et Methoni (versant Ouest). Cette différence géographique se retrouve dans les répartitions mensuelles de la pluviométrie : Athènes, et surtout Larissa ont un second pic de pluie au printemps, contrairement à Corfu et Methoni. De même, la variabilité des durées moyennes de pluie (maximum – minimum de T_2) est beaucoup plus grande à Methoni et Corfu.

Planche IV – Façade méditerranéenne balkanique

Nous avons regroupé sous l'appellation « balkanique » les régions nord méditerranéennes de la Croatie, de la Slovénie, ainsi que du Nord de l'Italie (Vérone) à climats voisins.

Les trois stations analysées présentent des courbes isobilans très semblables, ce qui est normal puisque ces stations ont le même indice de saisonnalité de l'ordre de 0.4. Cet indice signifie que les saisons sont peu marquées et que les paramètres stochastiques sont peu variables au cours de l'année. On peut dire que cette région est moins méditerranéenne que les autres.

Les hypothèses climatiques de MEDOR, à savoir que les 3 mois les plus pluvieux se passent en hiver ne sont pas vérifiées dans cette région. En conclusion, des tests de vérification du bon fonctionnement de MEDOR devraient être faits sur cette région.

Planche V – Péninsule Italique

Nous avons regroupé pour cette analyse un ensemble de stations correspondant à la méditerranée centrale. Les divers fenêtres d'examen des isobilans se ressemblent beaucoup.

On peut cependant les classer en 2 groupes :

- le groupe Nord : Genes-Rome
- le groupe Sud : Brindisi- Cagliari – Kelibia

On remarque un léger glissement de la fenêtre du Nord au Sud : Gênes ? Rome ? Brindisi ? Cagliari ? Kelibia

Ce glissement correspond à une évolution du climat, donc de l'indice de saisonnalité et des paramètres du modèle de pluie ainsi qu'on peut le voir dans l'annexe.

Planche VI – Littoral Français méditerranéen

Cette région présente une belle uniformité des courbes en relation avec le voisinage des indices de saisonnalité et des structures stochastiques. Les résultats sont comparables à la région italique Sud

Planche VII – Péninsule Ibérique Nord

On peut différencier Zaragoza des autres par son indice de saisonnalité de 0.55 (zone orange). Les saisons ne sont pas marquées et il y a une ressemblance dans la répartition de la pluie avec la région balkanique. Les autres postes (Porto, Coimbra, Bragancia et Lisboa), ont pratiquement le même indice de saisonnalité. On remarque qu'il y a un léger glissement à Lisboa par rapport aux autres, et une position du plan intermédiaire avec la zone Sud, ce qui est logique vu la proximité géographique de Beja.

Planche VIII – Péninsule Ibérique Sud

Cette planche présente les surfaces isobilans des villes de Péninsule Ibérique Sud. On ne remarque pas de différences importantes dans la représentation des courbes isobilans. Néanmoins Valencia présente une légère différence par rapport aux autres, ce qui est normal puisque la saisonnalité y est moins marquée.

Pour les autres stations, il y a un léger glissement: Beja ? Tavira ? Malaga. Ce qui correspond au sens de variation des durées moyennes de pluie T_2 .

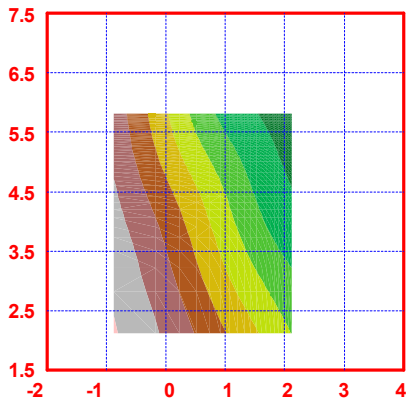
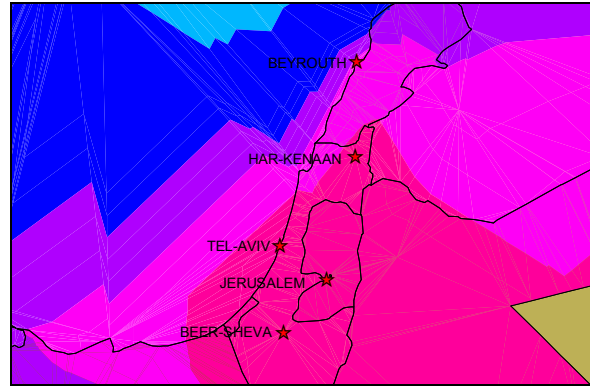
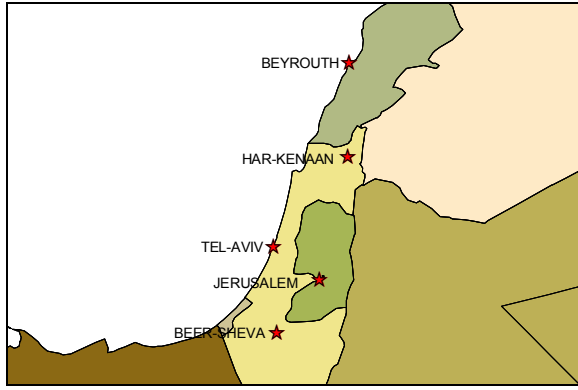
Planche IX – Les bassins libanais

Les deux bassins libanais étudiés présentent des courbes isobilans identiques à celles obtenues pour Beyrouth car le climat est identique. Seules les moyennes annuelles de pluie varient.

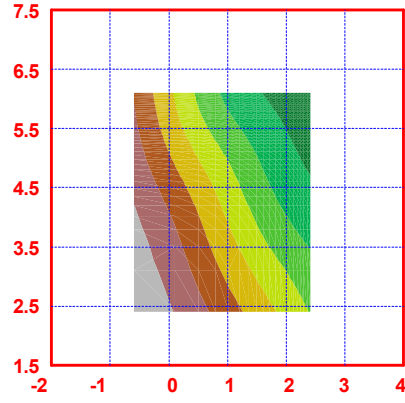
Planche X – Les bassins français

Parmi les 4 bassins français, les 3 bassins Vis, Gardon, Mimente donnent des résultats semblables. La Muze se distingue légèrement. Ceci peut s'expliquer par son indice de saisonnalité plus faible, lié à des influences atlantiques. La barre des Cévennes l'éloigne des influences méditerranéennes.

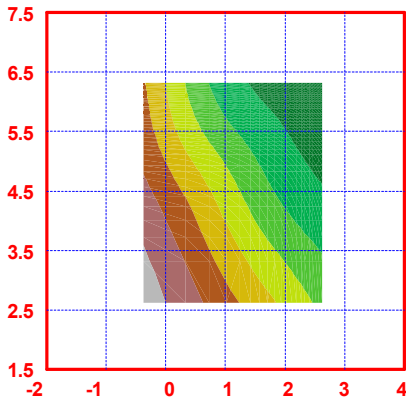
Planche I – Méditerranée Orientale



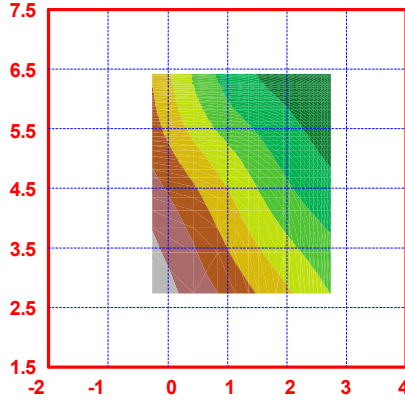
Beyrouth



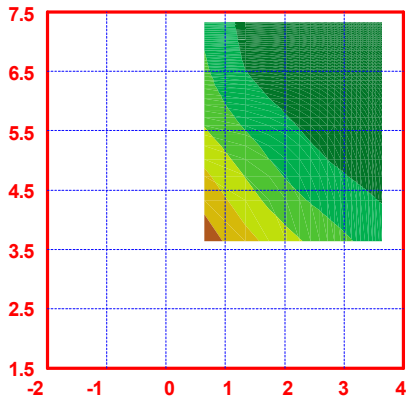
Har-Kenaan



Tel-Aviv



Jerusalem



Beersheva

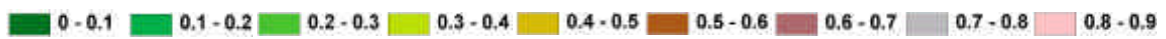
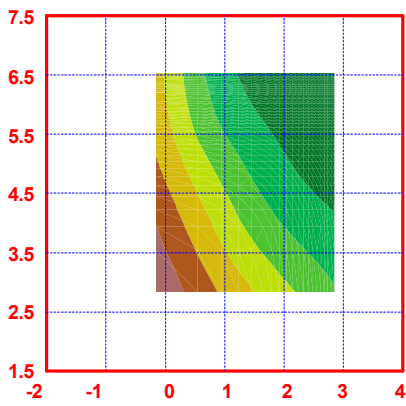
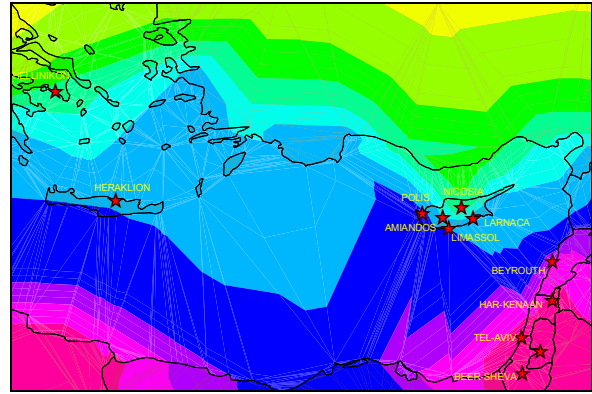
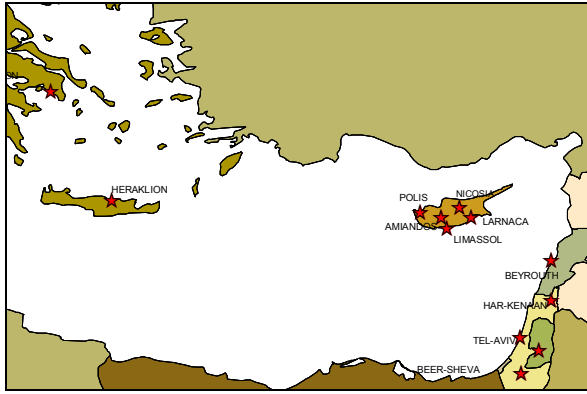
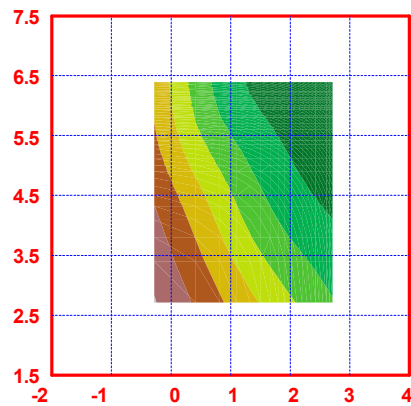


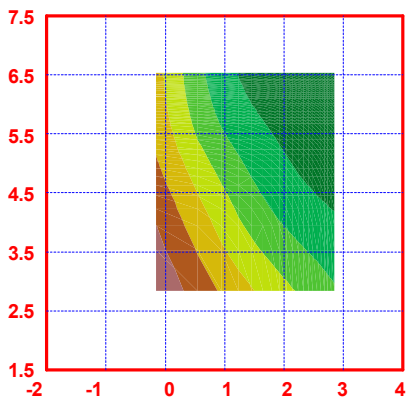
Planche II – Les îles de la Méditerranée Orientale



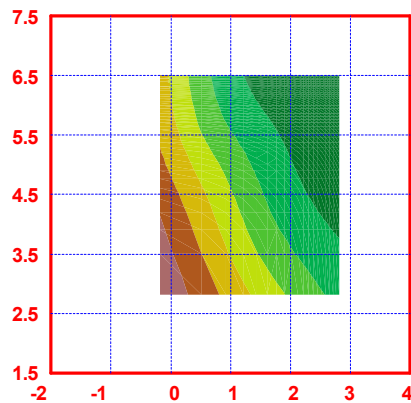
Larnaca



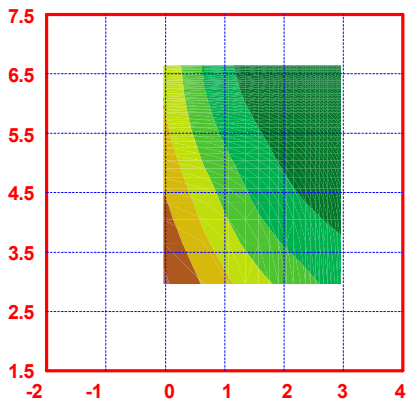
Limassol



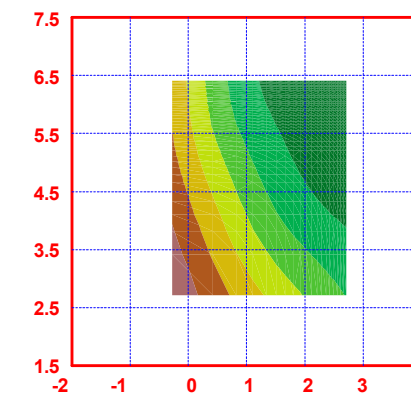
Amandos



Polis



Nicosia



Heraklion

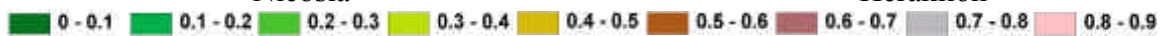
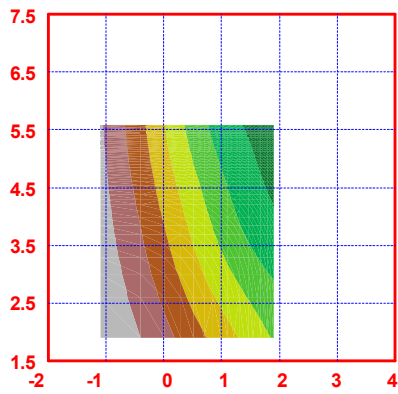
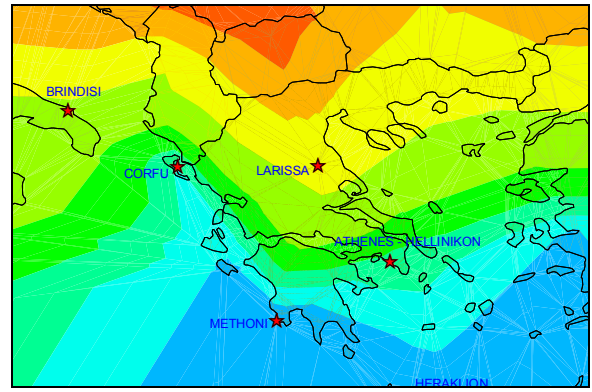
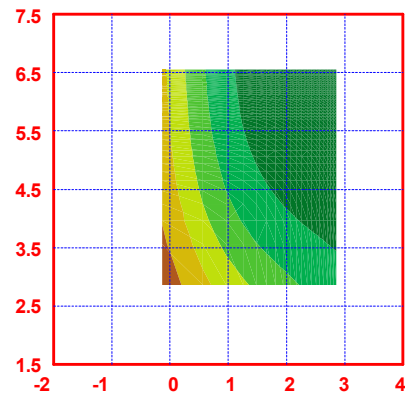


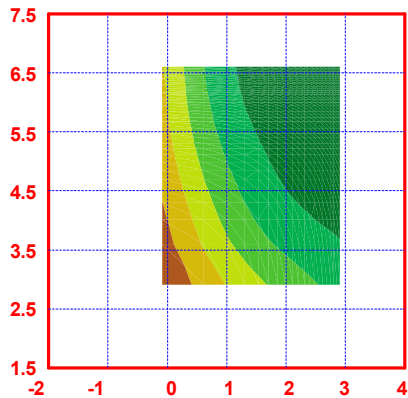
Planche III – Péninsule Hellénique



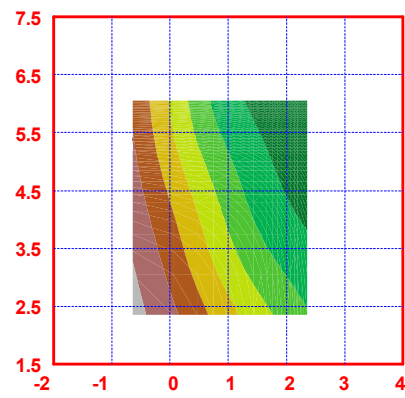
Corfu



Larissa



Athenes



Methoni

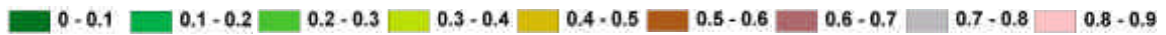
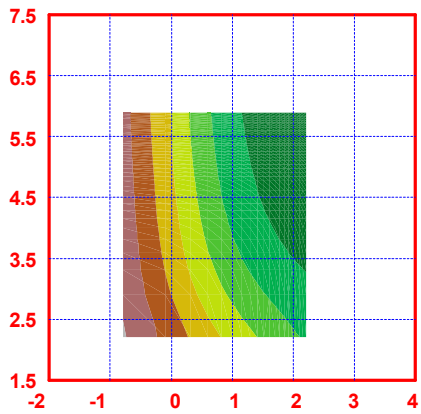
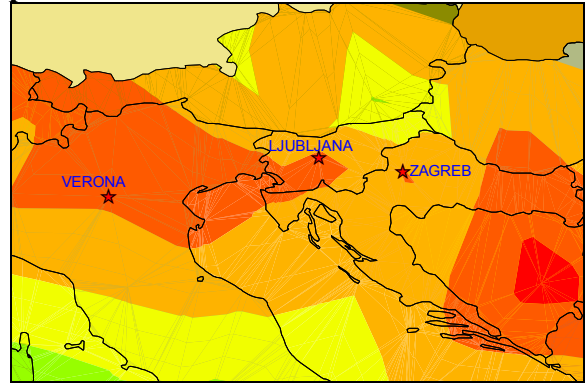
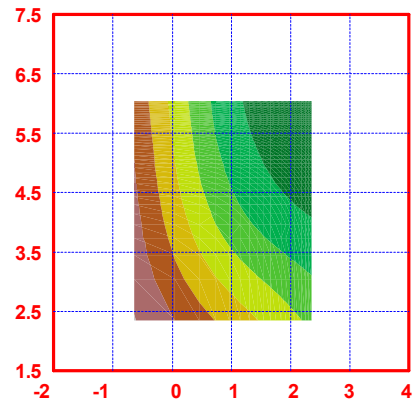


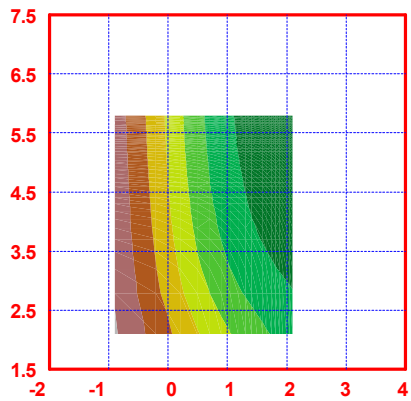
Planche IV – Façade méditerranéenne balkanique



Verona



Ljubljana



Zagreb

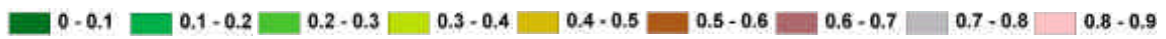
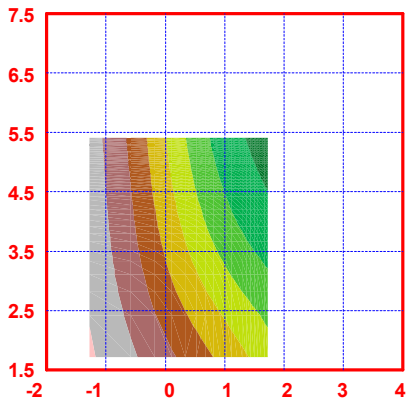
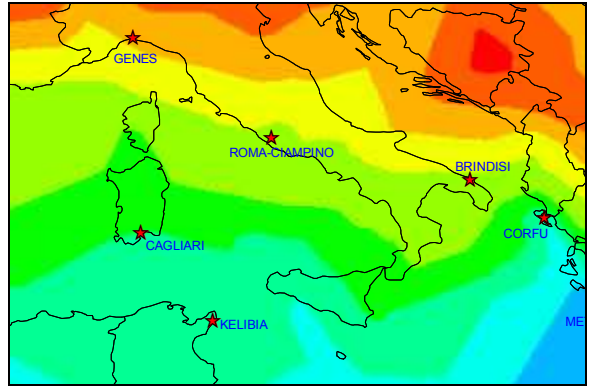
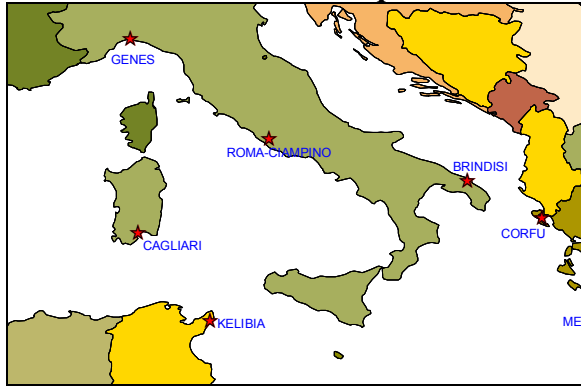
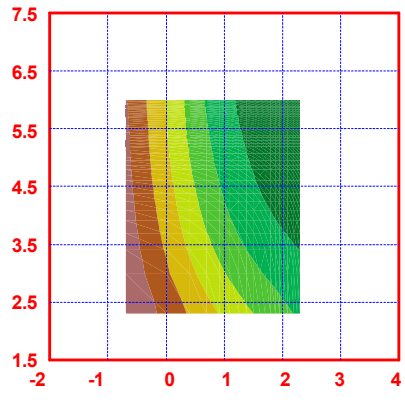


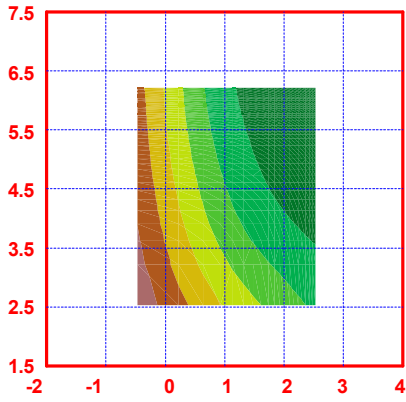
Planche V – Péninsule Italique



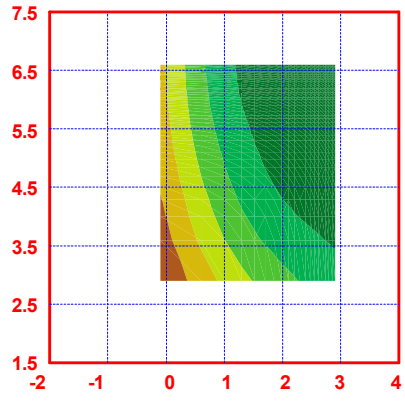
Genes



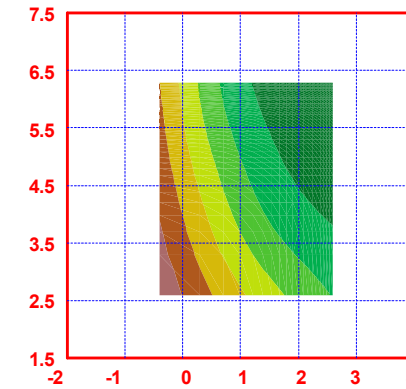
Rome



Brindisi



Cagliari



Kelibia

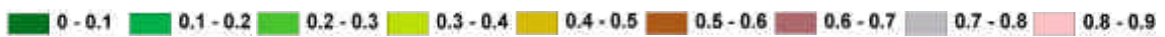
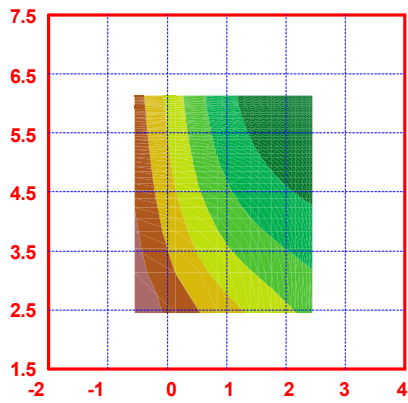
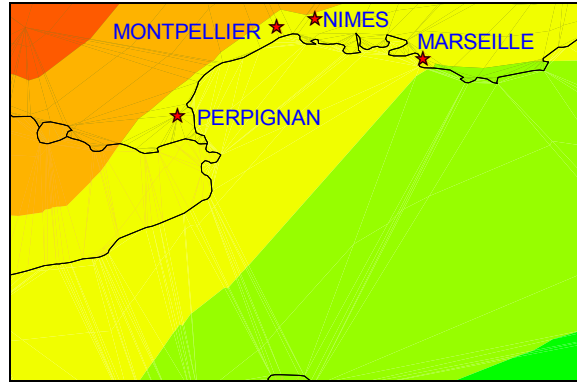
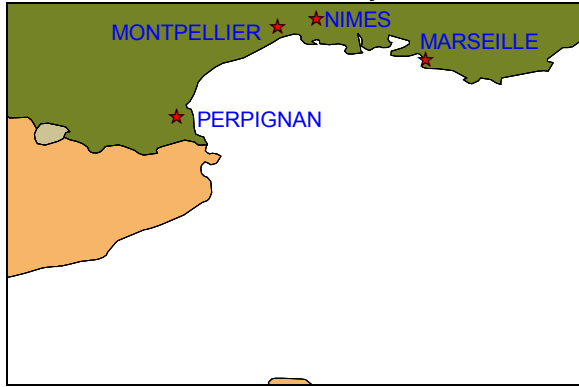
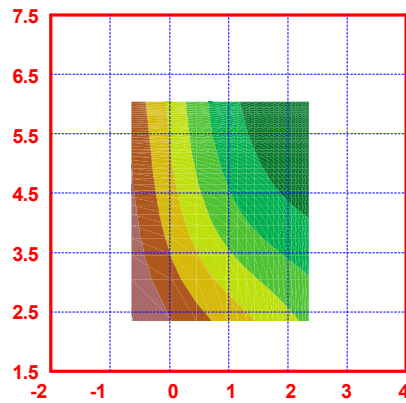


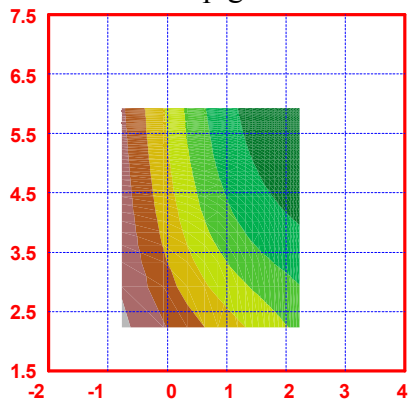
Planche VI – Littoral Français méditerranéen



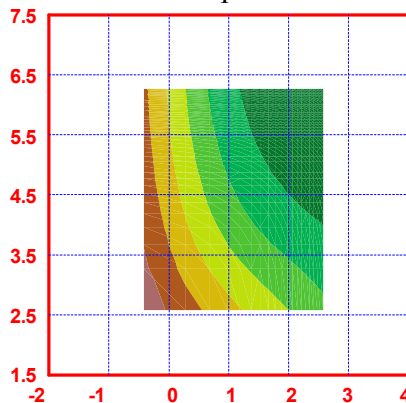
Perpignan



Montpellier



Nîmes



Marseille

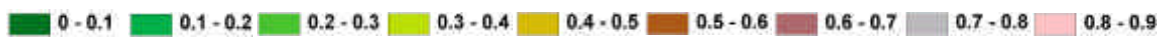
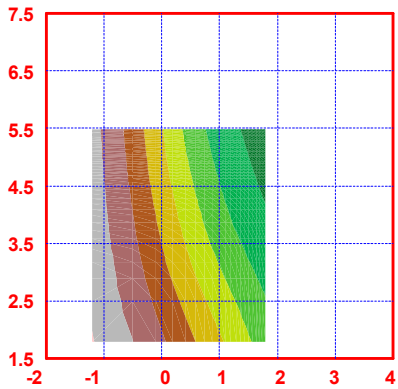
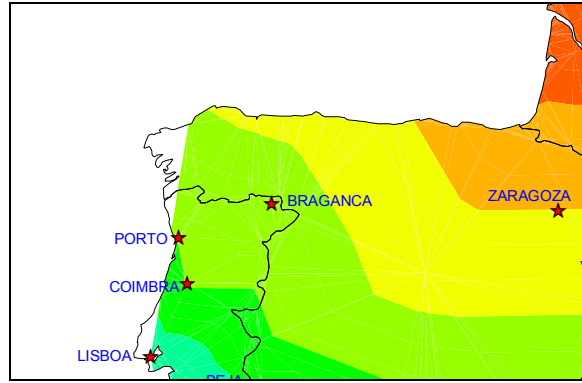
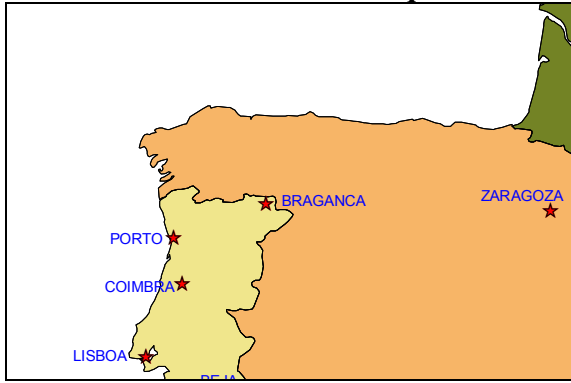
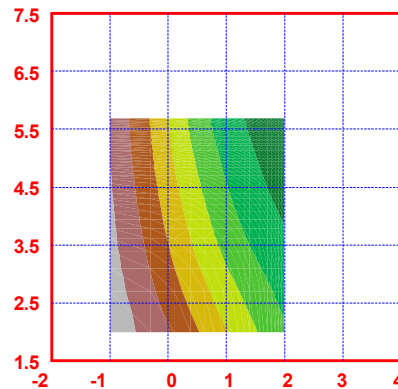


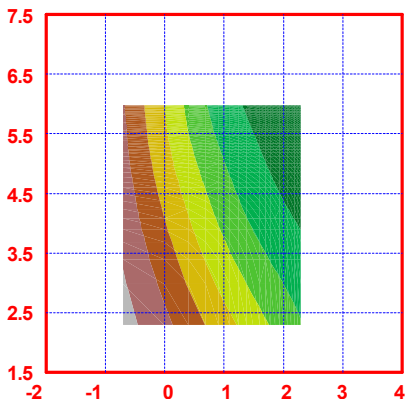
Planche VII – Péninsule Ibérique Nord



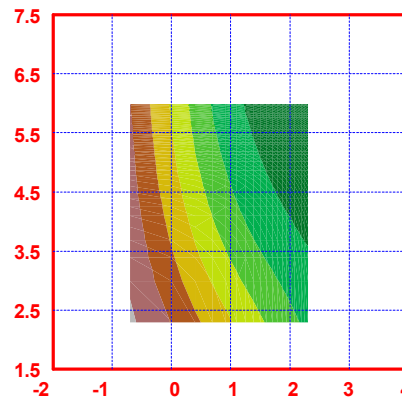
Porto



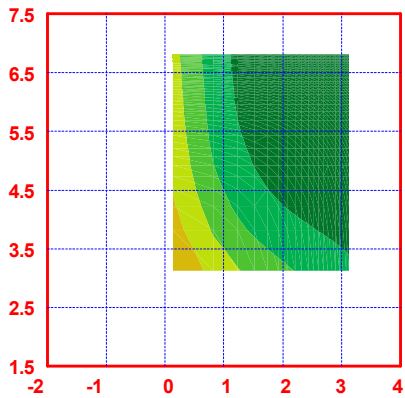
Coimbra



Lisboa



Bragancia



Zaragoza

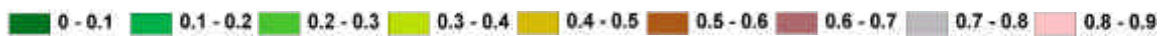
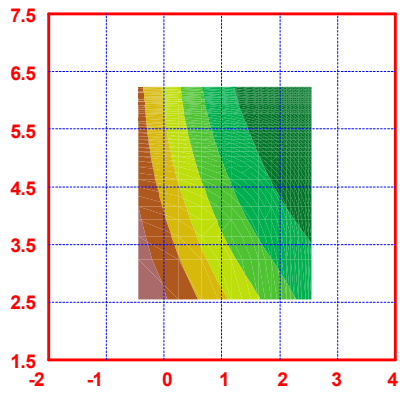
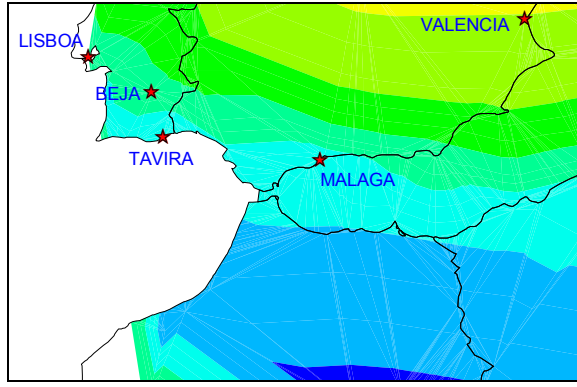
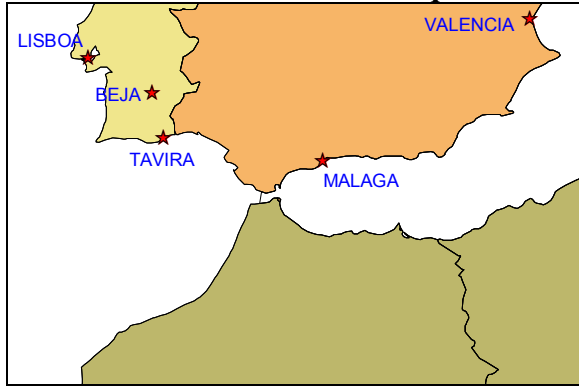
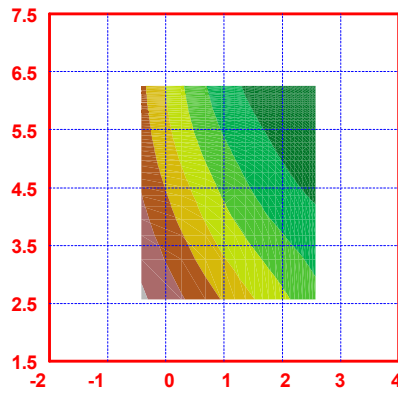


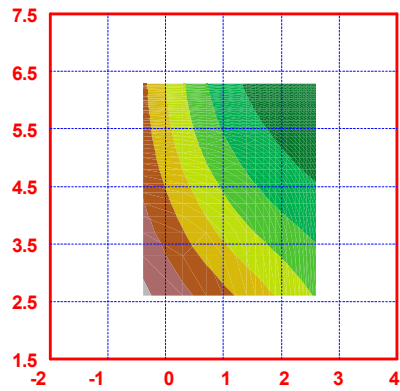
Planche VIII – Péninsule Ibérique Sud



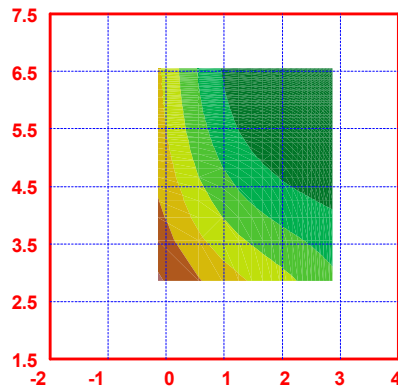
Beja



Tavira



Malaga



Valencia

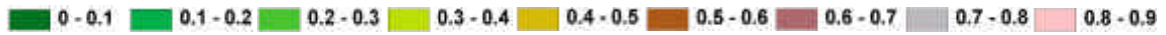
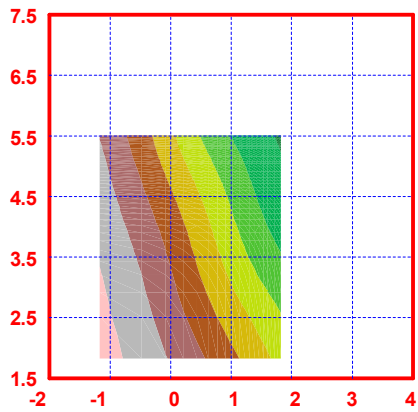
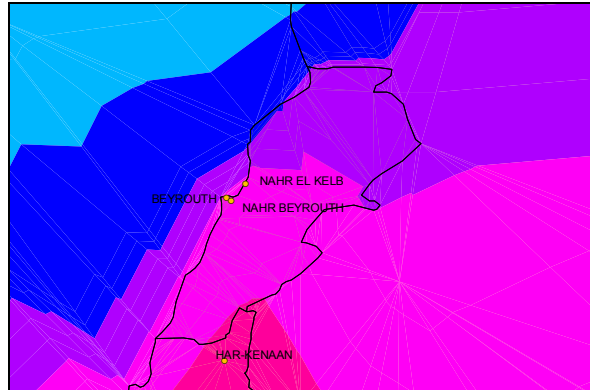
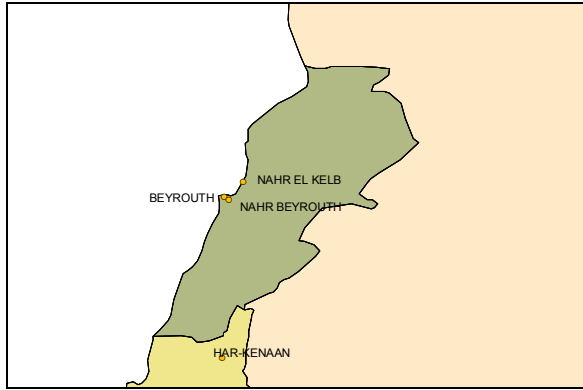
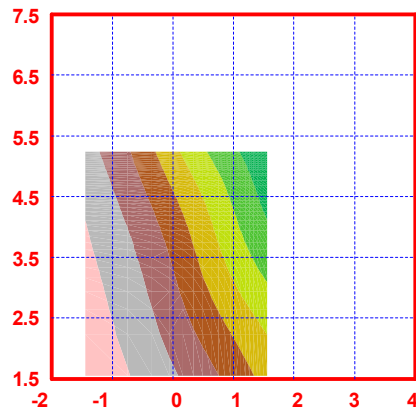


Planche IX - Bassins Libanais



Nahr Beyrouth



Nahr el Kelb

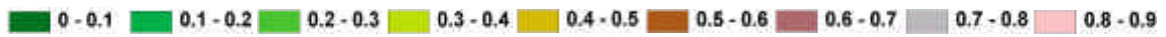
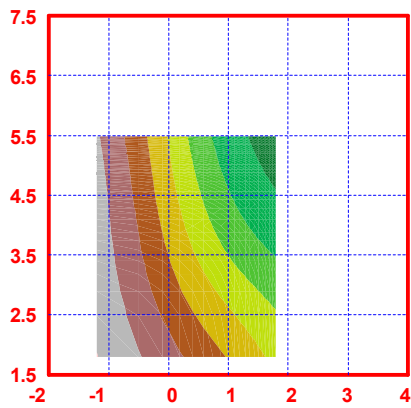
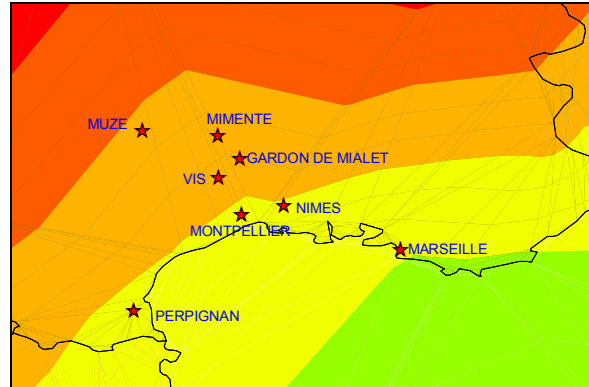
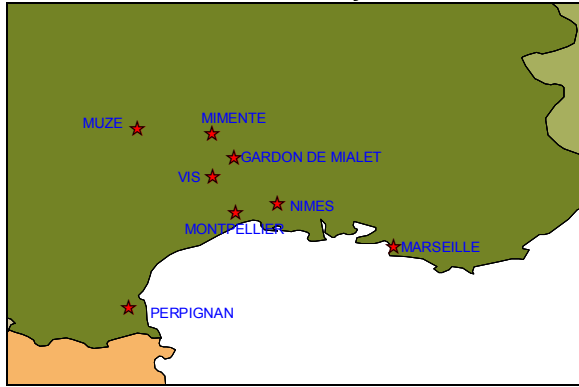
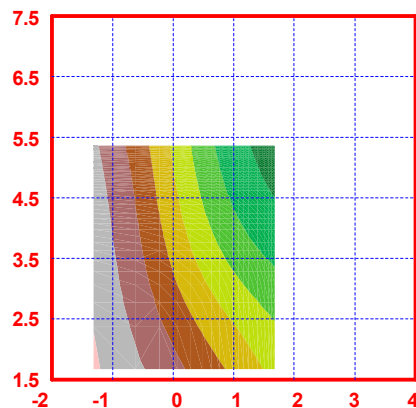


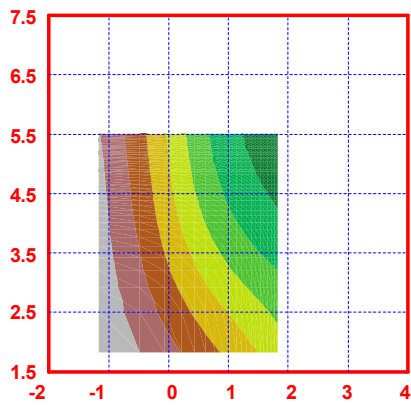
Planche X - Bassins Français



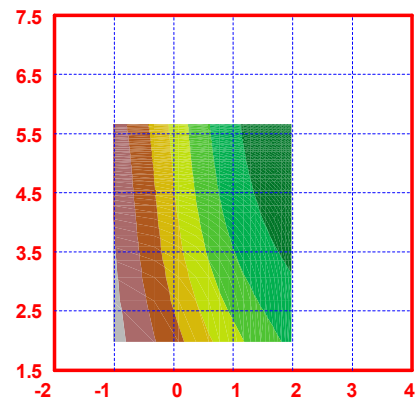
La Vis



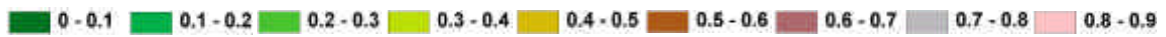
La Mimente



Le Gardon de Mialet



La Muze



v.4.3. Synthèse régionale

Une synthèse des résultats précédents permet de définir des zones homogènes au sens de MEDOR, c'est-à-dire dont les modèles stochastiques de pluie engendrent des surfaces isobilans voisines.

On distingue cinq zones (Figure V.7) :

- La zone Méditerranée Orientale.
- La zone des Iles de Méditerranée Orientale.
- La zone « balkanique » : sans doute hors du sujet.
- La zone Ibérique Sud.
- La zone de Méditerranée Centrale qui regroupe un vaste ensemble allant du Nord de l'Espagne à la Grèce en passant par la France, l'Italie et la Tunisie.

Ce découpage recouvre assez bien la répartition en indices de saisonnalité (compte tenu de l'incertitude sur la représentation de cet indice). On remarque cependant qu'il n'est pas le seul indicateur déterminant, et qu'il faut examiner la structure du modèle stochastique local pour préciser la classification.

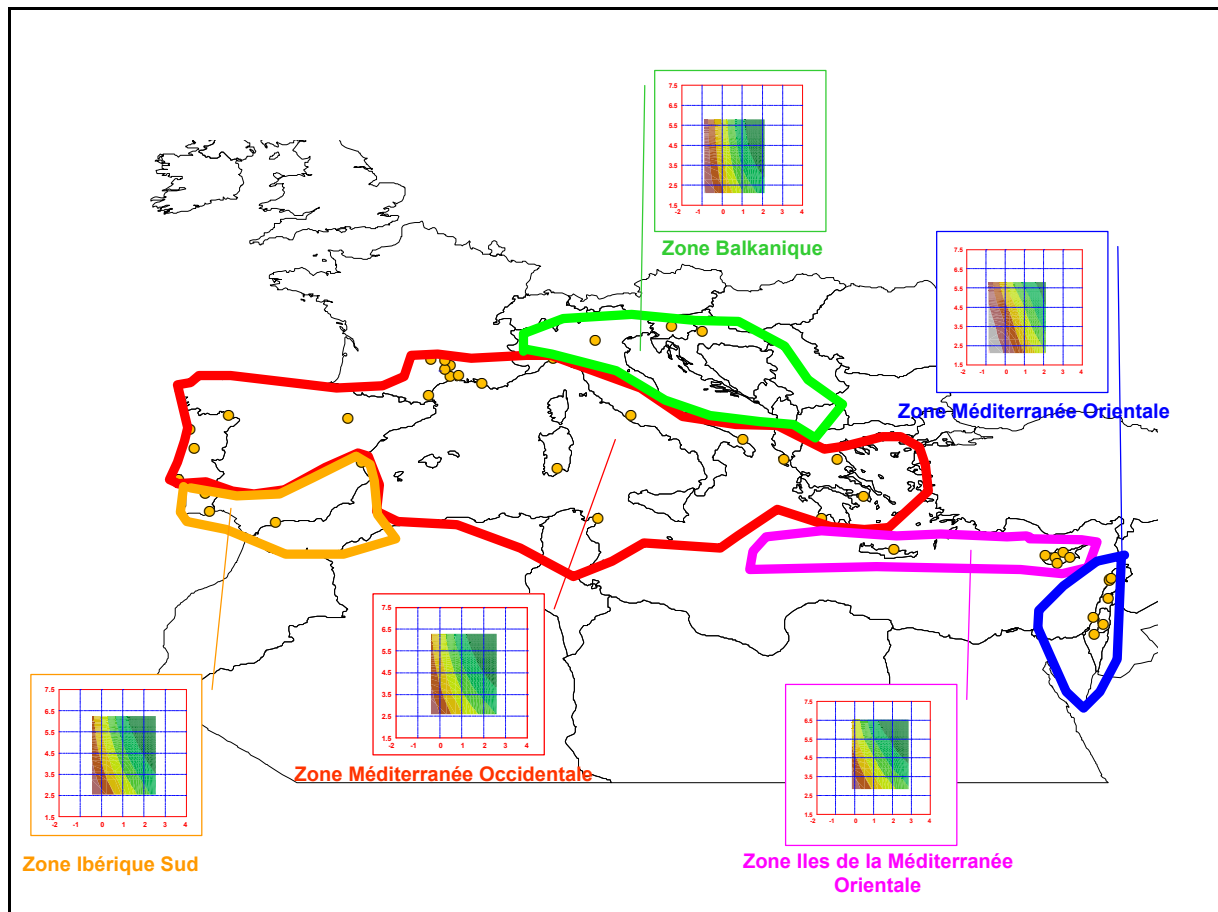


Figure V.7 : Zones homogènes au sens de MEDOR

Une grande similitude existe entre les surfaces isobilans d'une même zone. Ceci permet de choisir une station moyenne pour définir une surface régionale de référence qui est représentée sur la Figure V.7.

V.5. Utilisation des surfaces régionales de référence pour la détermination des paramètres de production.

Les surfaces régionales isobilans de référence peuvent être utilisées sur les bassins versants d'une même région en remplacement des données de pluie pour la détermination de la REP de bilan total.

Par exemple pour les deux bassins libanais : Nahr Beyrouth et Nahr el Kelb. La planche XI montre :

- La position des bassins par rapport au poste choisi comme référence climatique : Beyrouth, en raison de sa proximité.
- Les surfaces isobilans obtenues, avec les données du poste de référence et les données utilisées pour l'identification des paramètres de MEDOR provenant de séries pluviométriques récoltées sur les bassins. On remarque la parfaite identité des trois surfaces, ce qui montre que la longueur de la série et la position des postes influencent peu le résultat.
- Le tracé des coefficients d'écoulement respectifs des deux fleuves sur la surface isobilan commune.
- Les zones d'adéquation à un degré de confiance donné du Nash journalier donné.

L'ensemble des quatre bassins français du Languedoc peut être analysé de façon identique (Planche XII). La station de référence est Nîmes, station pluviométrique longue la plus proche. Les 3 bassins Gardon, Vis et Mimente ont la même surface isobilan que la station de Nîmes. La Muze s'en distingue en raison des influences océaniques auxquelles elle est soumise. Elle se rapproche plus de la station de Verone qui a un indice de la saisonnalité voisin.

Enfin la planche XIII permet de comparer les plans de bilan et les zones d'adéquation du Nash journalier pour l'ensemble des bassins libanais et languedociens. On peut voir leurs similitudes et leurs différences. Les graduations étant logarithmiques, un décalage d'une unité de graduation correspond à une grande gamme de variation (pour $\frac{H}{P_M}$ en particulier, de l'ordre de $e^3=20$).

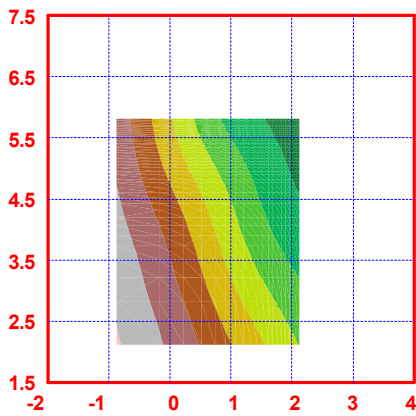
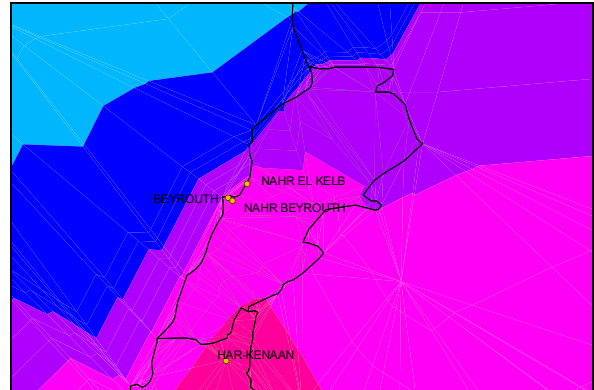
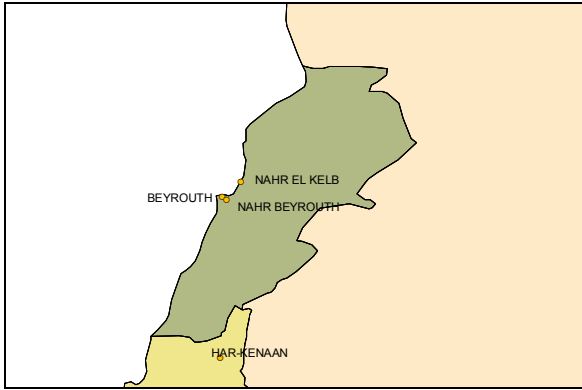
La bonne concordance entre les lignes de bilan et les zones d'adéquation du Nash, montre que la détermination des paramètres optimaux du modèle MEDOR peut être faite en deux étapes :

- Par le tracé de la REP de bilan total, à partir de la surface isobilan régionale et du coefficient d'écoulement annuel moyen, déterminé avec des données de pluie débit annuelles concomitantes (non nécessairement constituées d'années successives).
- Par une optimisation du Nash à pas annuel, mensuel ou journalier avec des séries adaptées, en tenant compte de la relation de REP de bilan déterminée préalablement. Ceci réduit à un seul le nombre de paramètres à optimiser dans la fonction de production.

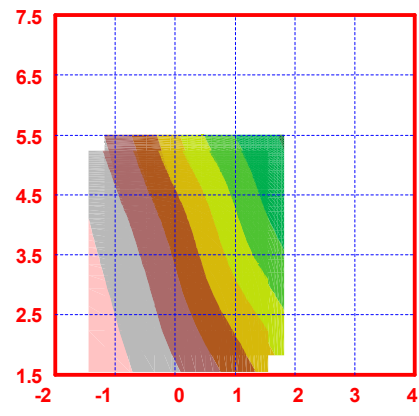
On pourrait considérer qu'il s'agit d'une surparamétrisation du modèle. Mais une vraie paramétrisation signifie l'existence d'une relation biunivoque entre 2 paramètres, qui permet de définir l'un par l'autre. Dans le cas de MEDOR, la relation est très complexe, car elle fait intervenir à la fois :

- La structure stochastique de la pluie par la surface régionale de bilan.
- Le bassin par la valeur de C_E qui est liée à sa structure physique: fuites, répartition des sols, zones endoréiques, etc. ; ainsi qu'à des conditions climatiques autres que la pluie : température, ensoleillement, ...

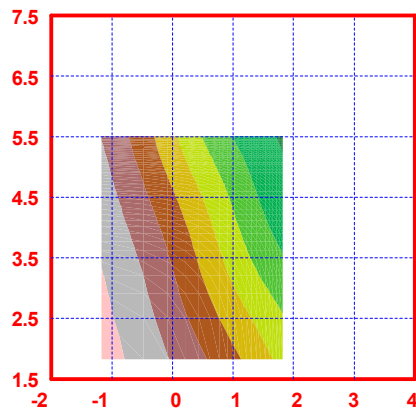
Planche XI – Les bassins Libanais



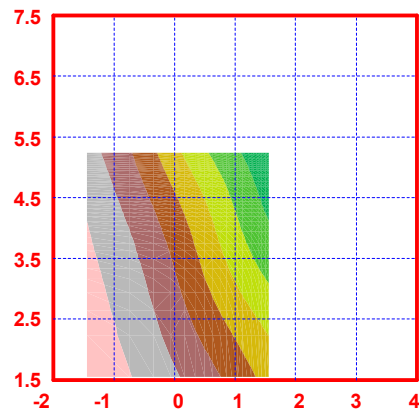
Beyrouth – Plan de référence



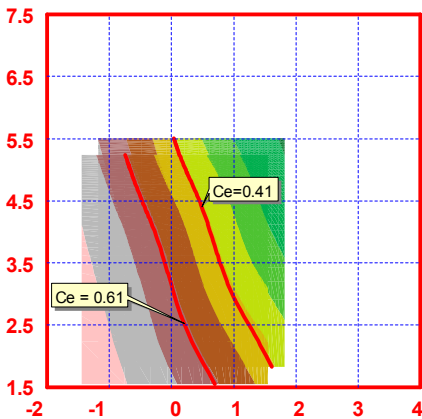
Superposition des 2 plans



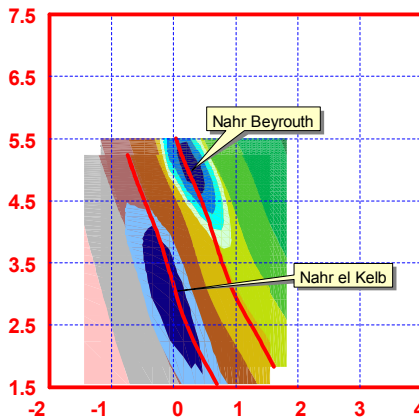
Nahr Beyrouth – Surface isobilan



Nahr el Kelb – Surface isobilan



Coefficients d'écoulement



Zones d'adéquation

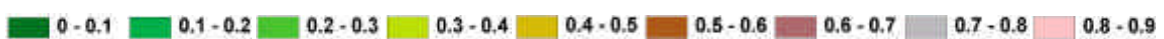
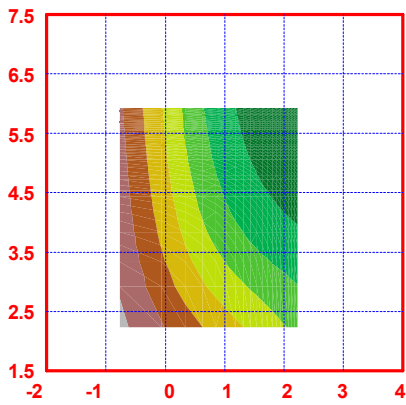
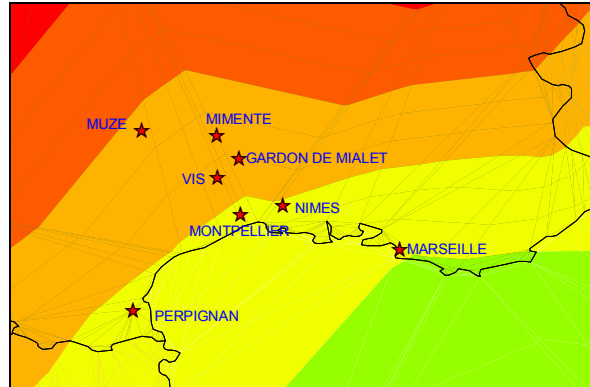
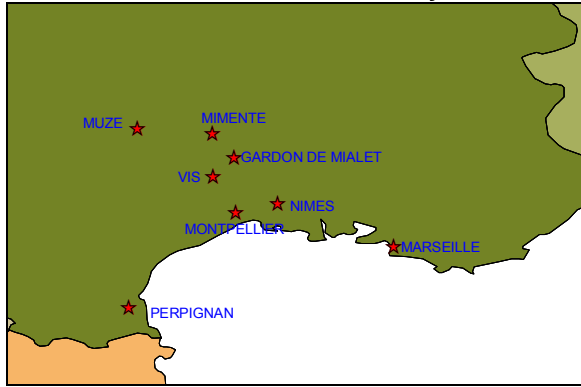
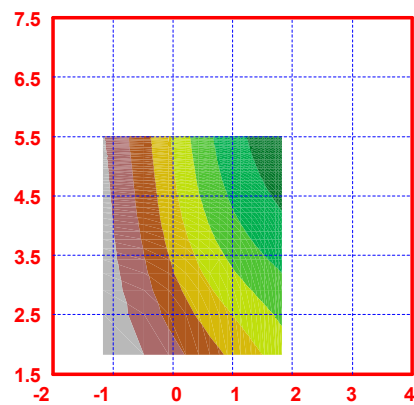


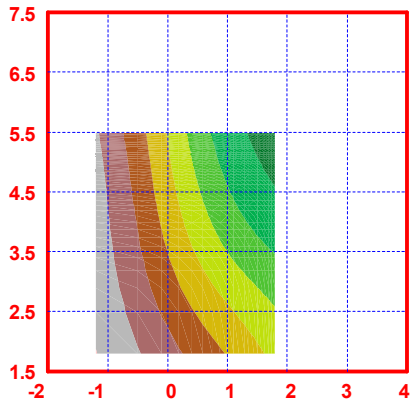
Planche XII – Les bassins Français



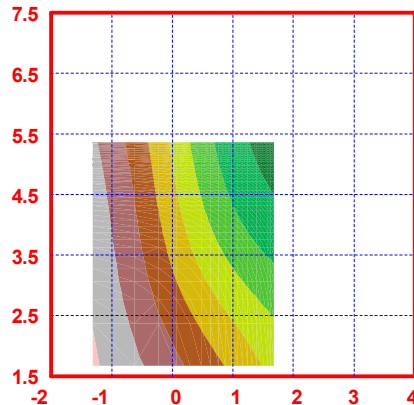
Nîmes – Plan de référence



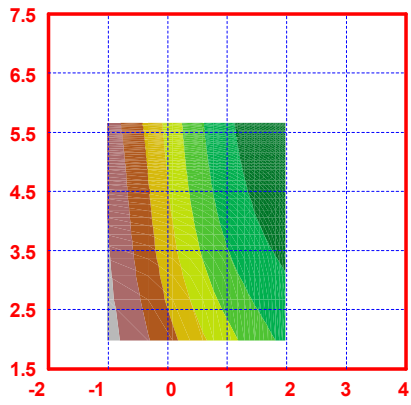
Gardon de Mialet



Vis



Mimente



Muze

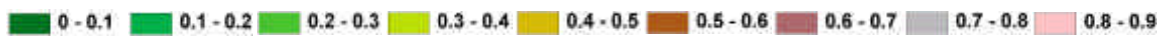
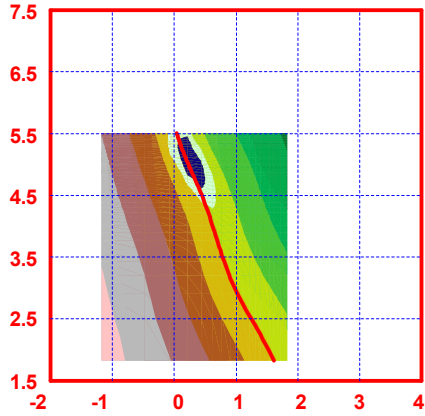
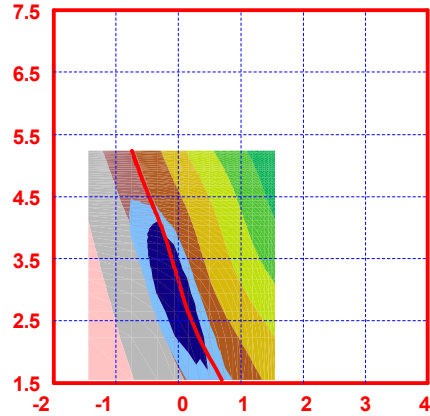


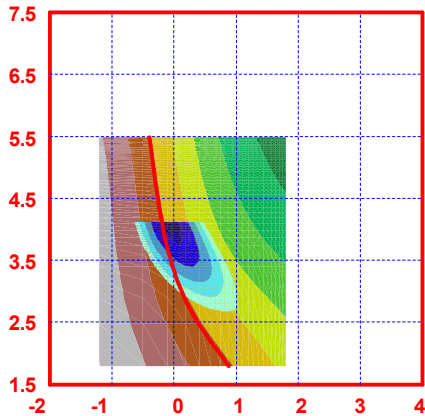
Planche XIII – Surfaces de Bilan et zones d'adéquation



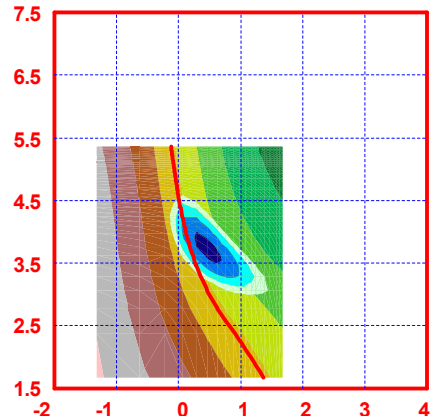
Nahr Beyrouth



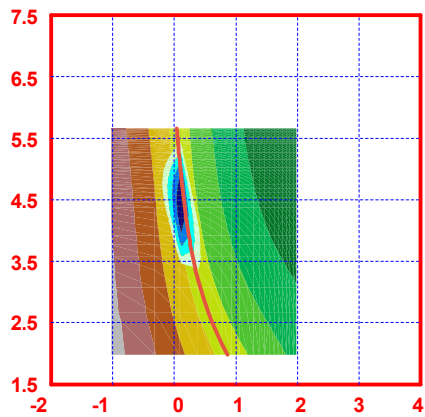
Nahr el Kelb



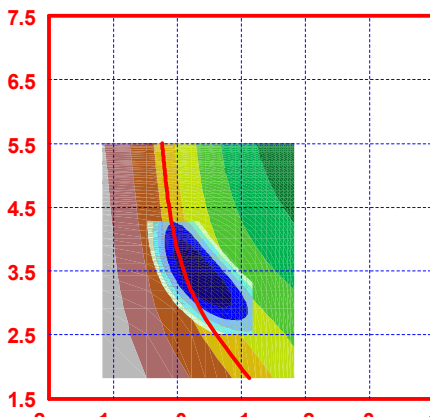
Vis



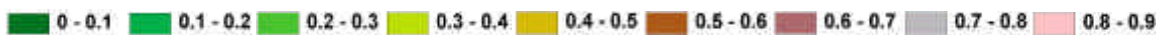
Mimente



Muze



Gardon de Mialet



V.6. Conclusion

On considère en général que les paramètres d'un modèle conceptuel sont déterminés par les seules caractéristiques physiques du bassin. Ce chapitre a montré le rôle important joué par les paramètres stochastiques du processus pluvieux. Ces paramètres interviennent dans la détermination des paramètres du modèle MEDOR, et sans doute dans ceux des modèles de même type.

Au travers d'une grande similitude climatique, la zone géographique méditerranéenne présente une diversité de climats liée à l'existence de chaînes montagneuses, de caractères insulaires, de différences thermiques. Cette diversité se retrouve dans les structures stochastiques de la pluie, qui ont une incidence sur l'optimisation des paramètres de production du modèle MEDOR.

L'analyse de la sensibilité du modèle à ces différences climatiques permet de définir une zonation de la méditerranée par rapport à la forme de la surface isobilan créée par MEDOR.

Cinq zones ont ainsi pu être définies :

- La zone Méditerranée Orientale.
- La zone des Iles de Méditerranée Orientale.
- La zone « balkanique »
- La zone Ibérique Sud.
- La zone de Méditerranée Centrale qui regroupe un vaste ensemble allant du Nord de l'Espagne à la Grèce en passant par la France, l'Italie et la Tunisie.

Les bassins situés dans chaque zone présentent une surface isobilan unique, à partir de laquelle la donnée du seul coefficient d'écoulement moyen C_E permet de définir la relation d'équifinalité de bilan.

Ceci fournit une information importante en contribuant à la détermination des paramètres de production pour les bassins non-jaugés.

Chapitre VI

Chapitre VI

Agglomération spatiale du modèle MEDOR

VI.1. Présentation du chapitre

L'élaboration d'un modèle peut répondre à deux objectifs différents :

- Soit viser à la meilleure adéquation possible du modèle à un bassin donné. Dans ce cas, le concepteur devra essayer de prendre en compte le maximum de particularités spécifiques du bassin : présence de plusieurs nappes, couvert neigeux, endoréismes, ... Ces caractères particuliers, s'ils ont pu être quantifiés, contribueront à rendre le modèle mieux adapté, donc plus performant ; par contre, ils en limiteront la généralité.
- Soit prétendre à une certaine universalité, qui peut être plus ou moins étendue : totale, climatique, régionale, ... La structure du modèle sera alors transposable d'un bassin à un autre appartenant à la même classe de généralité.

Une des conditions nécessaires à une certaine universalité est l'indépendance des résultats par rapport à l'observateur, qui s'exprime sous la forme du principe d'objectivité. La construction d'un modèle introduit un certain nombre d'artefacts liés à la façon de découper l'espace et le temps. Il est nécessaire de se débarrasser de ces artefacts soit totalement par une formulation universelle, soit ce qui revient sensiblement au même, mais est plus simple, de déterminer des lois de transformation tenant compte des « effets d'échelle ».

L'agglomération spatiale cherche à définir quels sont les paramètres du modèle MEDOR d'un bassin constitué de l'addition de plusieurs sous bassins de paramètres connus.

Dans ce chapitre, les lois d'addition des REP sont recherchées tout d'abord par simulation, puis vérifiées sur des bassins « chimères » obtenus par addition de deux bassins voisins. Les lois d'addition des paramètres de transfert sont définies par la même méthode.

VI.2. L'additivité spatiale conceptuelle : une condition nécessaire

Dans le cas d'un modèle général, le principe d'additivité spatiale conceptuelle doit être respecté : Si un modèle est applicable à deux bassins appartenant à une classe de généralité, et s'ils sont soumis aux mêmes forçages extérieurs, le bassin créé par l'addition de ces bassins doit être représentable par le même modèle.

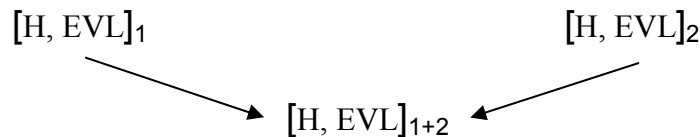
$$[\text{Modèle}]_1 + [\text{Modèle}]_2 = [\text{Modèle}]_{1+2}$$

ce qui implique une relation entre paramètres

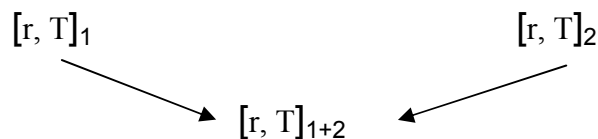


Cette agglomération doit exister même si elle est complexe.

Dans le cas du modèle MEDOR, il a été montré que les paramètres de la fonction de production sont indépendants du transfert, donc la relation entre paramètres doit exister au niveau de la production, ce qui implique que la REP₁₊₂ est déterminée à partir de REP₁ et REP₂.



Les paramètres de production étant choisis, les paramètres de transfert seront déterminés de la même façon (Cette additivité des transferts peut faire intervenir les valeurs des paramètres de production).



VI.3. Recherche d'une loi d'additivité de la fonction de production

Un bassin est le résultat de l'agglomération d'un certain nombre de sous bassins. Si chaque sous-bassin peut être représenté par un modèle MEDOR de paramètres H_i , EVL_i , la détermination des paramètres H_G , EVL_G du bassin global constitue l'objectif de la recherche d'une loi d'additivité.

Considérons 2 bassins voisins confluent. Pour que la notion d'additivité ait un sens, il est nécessaire que l'addition des pluies ne change pas la structure stochastique de celle-ci, dont nous avons vu l'importance dans le calage des paramètres.

Ceci peut se produire dans deux cas :

- Deux bassins voisins subissent des événements pluvieux sensiblement synchrones et fortement corrélés. Les pluies qu'ils reçoivent peuvent être décrites sous une forme adimensionnelle (Chapitre V).

$$P_1(t) = P_{M_1} \Psi(t) \quad \text{et} \quad P_2(t) = P_{M_2} \Psi(t)$$

$P_1(t)$, $P_2(t)$: les pluies par m² des bassins 1 et 2.

P_{M_1} , P_{M_2} : les hauteurs de pluie caractéristiques des bassins.

Dans ces conditions, les bassins seront dits « jumeaux ».

- Lors de la spatialisation d'un bassin, le découpage zonal est supposé vérifier cette condition. La pluie globale est décomposée en pluies partielles suivant une répartition définie (surface, hypsométrie, ou autre technique de découpage plus complexe).

Considérons l'addition de 2 bassins jumeaux :

- Le premier bassin de surface S_1 reçoit par m² une pluie $P_1(t)$. Le modèle MEDOR, qui le représente avec des paramètres H_1 , EVL_1 , produit une sortie R_1 , qui contribue au débit total pour la quantité $R_1 S_1$.
- De même le second bassin avec : $P_2(t)$, H_2 , EVL_2 , $R_2 S_2$.

Le bassin global de surface $S_1 + S_2$ reçoit une pluie moyenne égale à :

$$P_G(t) = \frac{P_1(t) \cdot S_1 + P_2(t) \cdot S_2}{(S_1 + S_2)}$$

qui fournit un flux : $Q_G = (S_1 + S_2) \cdot R_G$ lié aux paramètres de MEDOR global: H_G , EVL_G .

Le modèle global sera « équivalent » à la somme des 2 modèles, si le flux global $(S_1 + S_2) \cdot R_G$ est très voisin de la somme $R_1 \cdot S_1 + R_2 \cdot S_2$ (Figure VI).

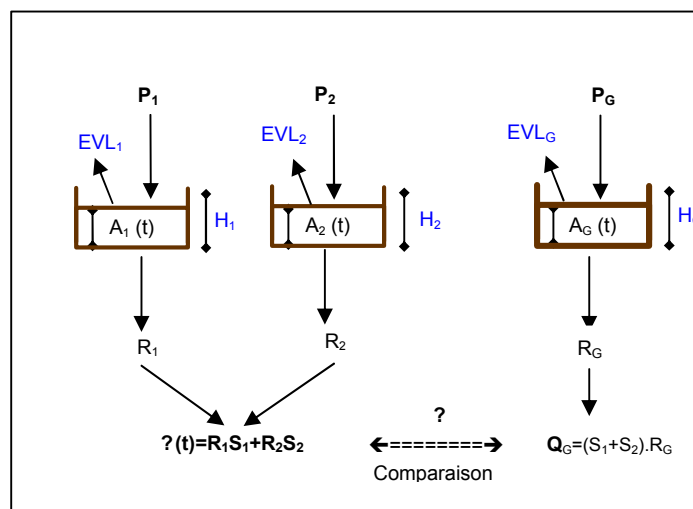


Figure VI.1 : Agglomération de 2 bassins jumeaux.

La somme $\Sigma(t)$ est définie. La détermination des paramètres H_G , EVL_G optimaux se fait donc comme pour la recherche des paramètres d'un bassin normal avec le critère de Nash calculé avec les débits simulés $Q_G(t)$ et les débits connus $\Sigma(t)$.

Le résultat va évidemment conduire à une relation d'équifinalité entre H_G et EVL_G . Il s'agit donc de rechercher comment deux relations d'équifinalité se combinent pour donner une relation résultante (Figure VI.2)

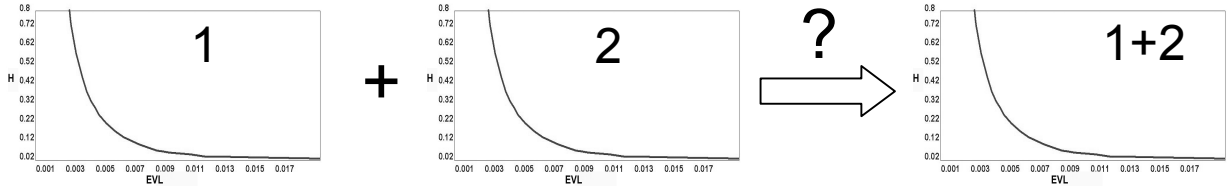


Figure VI.2 : Combinaison de 2 REP

Les bassins étant jumeaux, leurs conditions aux limites $P(t) = P_M \Psi(t)$ sont proportionnelles, et les flux $R(t)$ ne dépendent que des valeurs prises par H , EVL .

Dans le système réduit vu au chapitre V, les divers flux pourront s'écrire

$$R_+ = \varphi(H_+, EVL_+) \text{ par m}^2 \text{ de bassin.}$$

La fonction Φ définie à partir de la même condition aux limites $\Psi(t)$ est la même pour les deux bassins.

Soit en prenant la valeur dimensionnelle correspondante :

$$R = P_M \cdot S \cdot \varphi\left(\frac{H}{P_M}, \frac{EVL}{P_M}\right)$$

L'identification des flux s'écrit :

$$P_{M_1} \cdot S_1 \varphi(H_{1+}, EVL_{1+}) + P_{M_2} \cdot S_2 \cdot \varphi(H_{2+}, EVL_{2+}) \cong P_{M_G} \cdot S_G \cdot \varphi(H_{G+}, EVL_{G+})$$

Dans lequel $S_G = S_1 + S_2$

et P_{M_G} la référence de pluie calculée à partir des pluies moyennes :

$$P_{M_G} = \frac{P_{M_1} S_1 + P_{M_2} S_2}{S_1 + S_2}$$

Pour alléger l'écriture, posons :

$$M_1 = P_{M_1} \cdot S_1 ; \quad M_2 = P_{M_2} \cdot S_2 ; \quad M_G = P_{M_G} \cdot S_G$$

La loi de combinaison des REP de bassins « jumeaux » s'écrit :

$$M_1 \cdot \varphi(H_{1+}, EVL_{1+}) + M_2 \cdot \varphi(H_{2+}, EVL_{2+}) \cong M_G \cdot \varphi(H_{G+}, EVL_{G+})$$

VI.3.1. Loi d'agglomération des H à EVL donné

Dans la recherche de la REP agglomérée, il est possible de rechercher les points en fixant un des paramètres, par exemple EVL_+ (Figure VI.3).

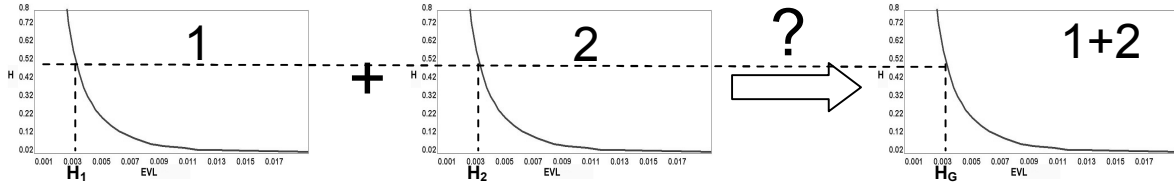


Figure VI.3 : Agglomération des H à EVL donné

La fonction $\varphi(H_+, EVL_+)$ devient une fonction de H_+ indexée à la valeur de EVL_+ soit $\varphi_{EVL}(H_+)$

$$\text{Il vient alors : } M_1 \cdot \varphi_{EVL}(H_{1+}) + M_2 \cdot \varphi_{EVL}(H_{2+}) \cong M_G \cdot \varphi_{EVL}(H_{G+})$$

La simulation du schéma d'agglomération avec une chronique de pluie permet de chercher la valeur H_G qui maximise le Nash relatif aux écarts des 2 flux.

$$\text{En fixant } M_1, M_2, H_{1+}, \text{ ou peut écrire : } H_{G+} = f(H_{2+}, M_1 / M_2)$$

L'optimisation conduit à une expression de H_G de la forme : $H_{G+} = k \cdot H_{2+}^{\frac{M_2}{M_1}}$

Par raison de symétrie entre les bassins 1 et 2, et par raison de continuité lorsque S_1 tend vers zéro, l'équation de H_{G+} doit s'écrire: $H_{G+}^{M_G} = H_{1+}^{M_1} H_{2+}^{M_2}$

En revenant aux variables dimensionnées, cette relation s'écrit :

$$H_G = H_1^{\frac{M_1}{M_G}} \cdot H_2^{\frac{M_2}{M_G}} \cdot \left(\frac{P_G}{P_1^{\frac{M_1}{M_G}} P_2^{\frac{M_2}{M_G}}} \right)$$

Le terme $\left(\frac{P_G}{P_1^{\frac{M_1}{M_G}} P_2^{\frac{M_2}{M_G}}} \right)$ correspond à un rapport de moyennes harmoniques des pluies.

Si les bassins agglomérés n'ont pas de grandes différences de pluies et de surface, on peut considérer qu'il est égal à 1.

Dans ces conditions, la relation définissant H_G s'écrit :

$$H_G = H_1^{\frac{M_1}{M_G}} \cdot H_2^{\frac{M_2}{M_G}}$$

La Figure VI.4 représente la comparaison entre H_G calculé par cette formule et H_G optimisé à partir de l'addition de deux modèles MEDOR. On remarque une excellente adéquation de la formule.

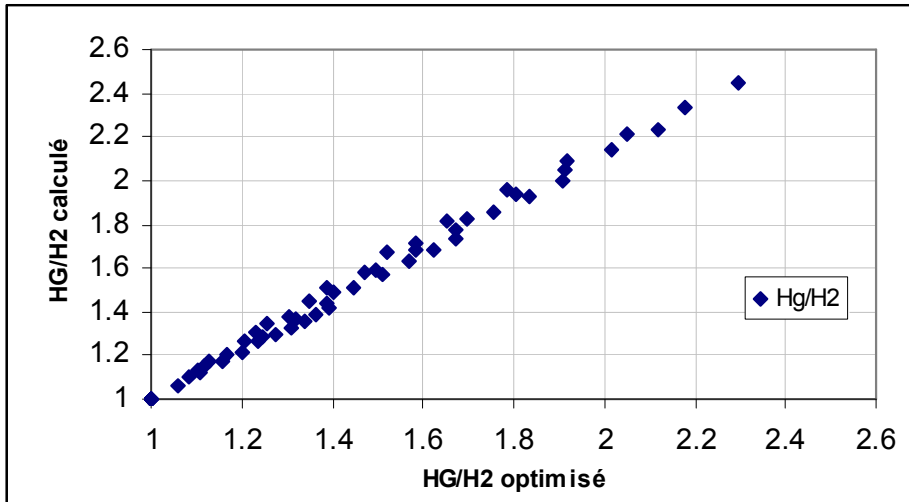


Figure VI.4 : Identification de la loi d'agglomération à EVL donné

VI.3.2. Loi d'agglomération des EVL à H donné

Le même processus peut être envisagé en additionnant les EVL à H donné suivant la même formule :

$$EVL_G = EVL_1^{\frac{M_1}{M_G}} \cdot EVL_2^{\frac{M_2}{M_2}}$$

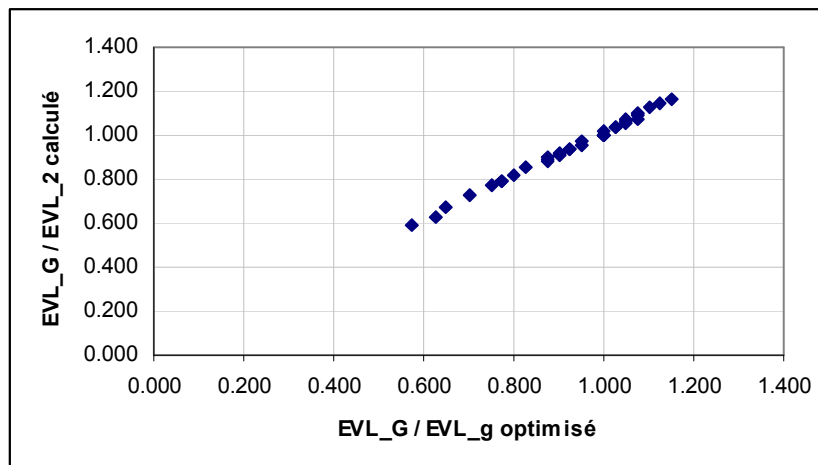


Figure VI.5 : Identification de la loi d'agglomération à H donné

La Figure VI.5 montre l'excellente adéquation des valeurs optimisées aux valeurs formulées.

VI.3.3. Indépendance des résultats trouvés vis-à-vis de la pluie

Des tests ont été faits pour montrer que ces résultats sont indépendants des séries de pluie d'un même poste et vérifiés pour toutes les structures stochastiques de pluie, aussi bien avec des pluies libanaises que des pluies cévenoles.

Ces lois d'agglomérations sont donc tout a fait générales.

Cette propriété d'additivité est donc spécifique au modèle MEDOR (et sans doute aux modèles de même type).

VI.4. Détermination de la REP d'un bassin constitué par l'addition de deux bassins voisins

VI.4.1. Principe des bassins chimères

Il est important de vérifier que les formules d'agglomération des H et des EVL déterminées précédemment sur des surfaces partielles recevant la même pluie sont applicables dans les sommation de deux bassins réels, subissant des pluies différentes, mais liés linéairement.

Il est assez rare d'avoir à une confluence la mesure des deux branches d'un bassin, car du point de vue opérationnel seule la somme présente un intérêt. Mais si les conditions pluviométriques permettent de considérer deux bassins voisins comme « jumeaux », il est possible de créer une confluence fictive des deux bassins, qui constitue alors un bassin « chimère ».

Un tel « bassin chimère » a été créé par une confluence fictive entre deux bassins voisins le Nahr el Kalb et le Nahr Beyrouth (Figure VI.6)

En appelant :

S_B	La surface du bassin Nahr Beyrouth
S_K	La surface du bassin Nahr el Kelb
P_B	Les données de pluie mesurées sur le Nahr Beyrouth
P_K	Les données de pluie mesurées sur le Nahr el Kelb
Q_B	Les données de débit mesurées sur le Nahr Beyrouth
Q_K	Les données de débit mesurées sur le Nahr el Kelb
S_{BK}	La surface du bassin chimère = $S_B + S_K$
Q_{BK}	Le débit du bassin chimère = $Q_B + Q_K$
P_{BK}	La pluie moyenne sur le bassin chimère :

$$P_{BK} = \frac{P_B \cdot S_B + P_K \cdot S_K}{S_B + S_K}$$

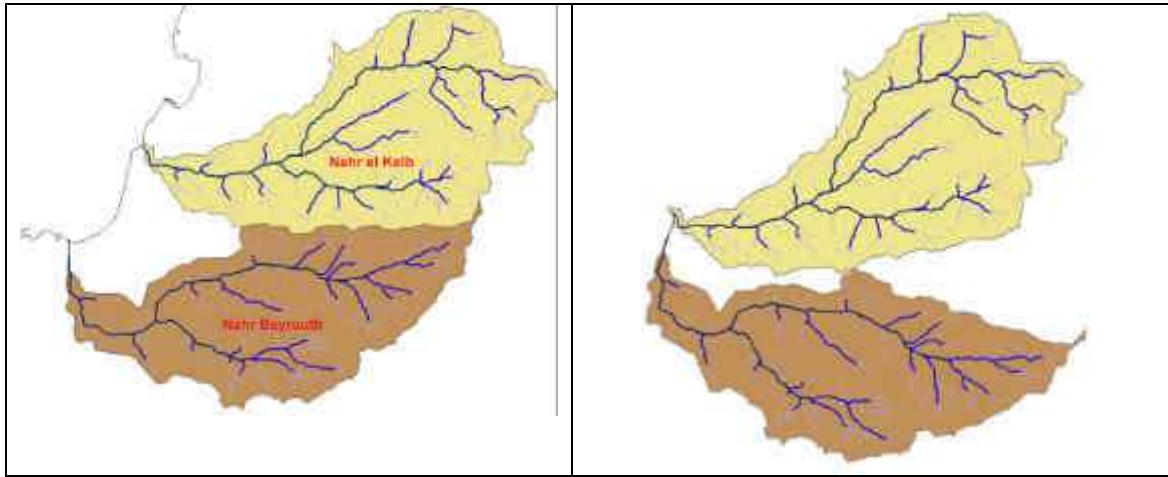


Figure VI.6 : Création du bassin « chimère »

Les caractéristiques des deux bassins et du bassin chimère sont données dans le Tableau VI.1. P est la pluie annuelle moyenne et M=P.S

Bassin	Surface (km ²)	Pluie (m)	M
Nahr Beyrouth	208	1.182	245.85
Nahr el Kelb	250	1.852	463.00
Chimère	458	1.547	708.85

Tableau VI.1 : Caractéristiques des bassins jumeaux

Grâce aux formules d'agglomérations, on peut déterminer une REP agglomérée et la comparer à celle obtenue par balayage exhaustif de l'espace du Nash.

VI.4.2. Vérification de la loi d'additivité de REP en agglomérant les H à EVL donné

La procédure d'agglomération est la suivante: A chaque valeur de EVL, la REP des deux bassins déterminent des valeurs H_B et H_K optimales. Ces valeurs permettent de calculer la valeur H_{BK} par la relation d'agglomération:

$$H_{BK} = H_B^{\frac{M_B}{M_{BK}}} \cdot H_K^{\frac{M_K}{M_{BK}}}$$

Sur la Figure VI.7 on montre comment calculer H_{BK} pour EVL=0.005 repérée en pointillé. En balayant tout l'intervalle de définition de EVL on obtient la REP agglomérée.

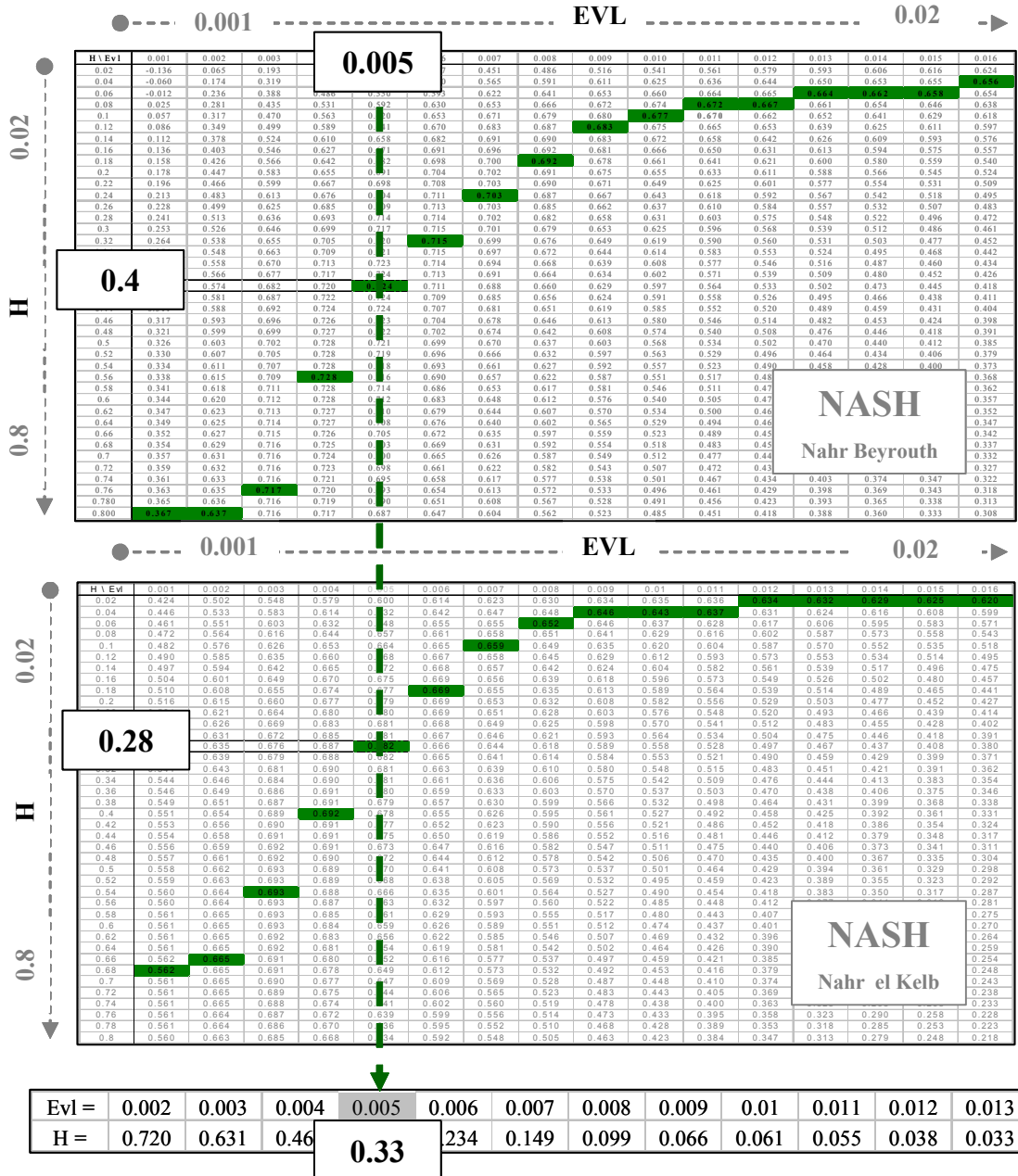


Figure VI.7 : Agglomération de la REP à EVL donné - Addition des H par la formule d'agglomération de Nahr Beyrouth (H_B , EVL_B). M_B et Nahr el Kalb (H_K , EVL_K). M_K

Par ailleurs, le débit journalier du bassin chimère, calculé par simple addition des débits des deux bassins individuels permet de définir la REP du bassin chimère par balayage du critère de Nash comme s'il s'agissait d'un bassin réel. La Figure VI.8 montre la trace de la REP optimisée.

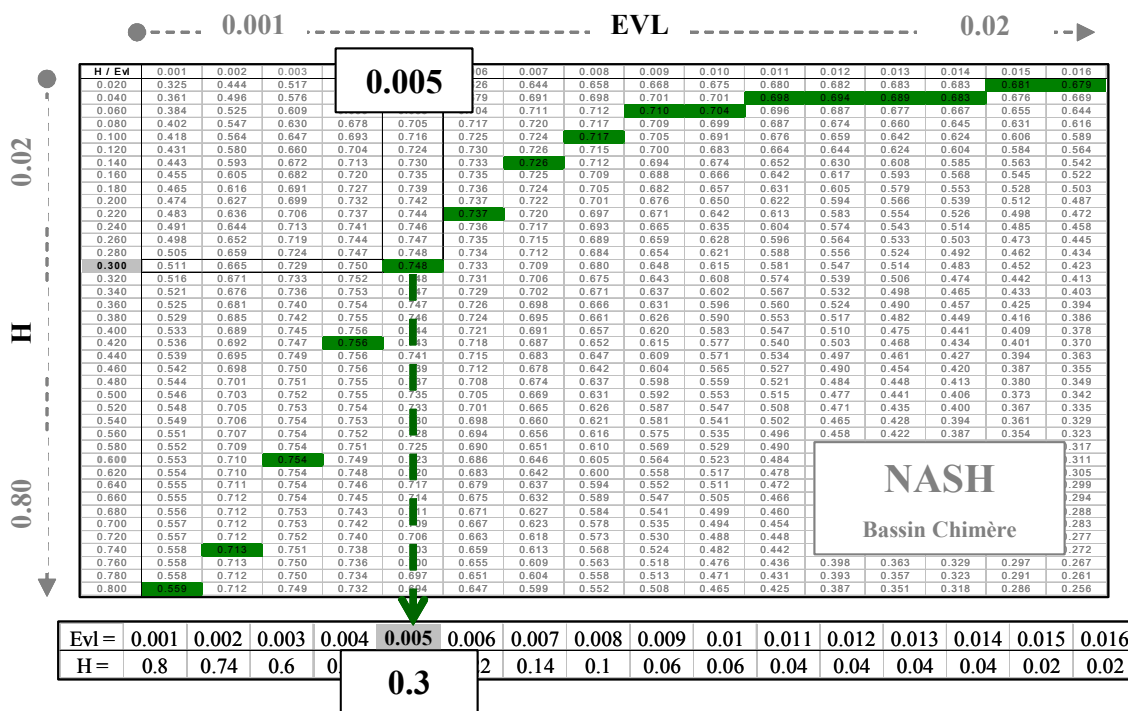


Figure VI.8 : REP optimisée du bassin chimère et projection de la REP (Bassin chimère (Nahr Beyrouth et Nahr el Kalb) : $(H_{BK}, EVL_{BK}).M_{BK}$)

Les valeurs de H_{BK} calculées d'après la formule d'agglomération sont comparées à celles de H_{BK} de la REP obtenue par balayage exhaustif du Nash. Ces valeurs sont presque identiques (Figure IV.9). Donc la loi d'additivité des H à EVL constant est vérifiée pour la sommation des REP.

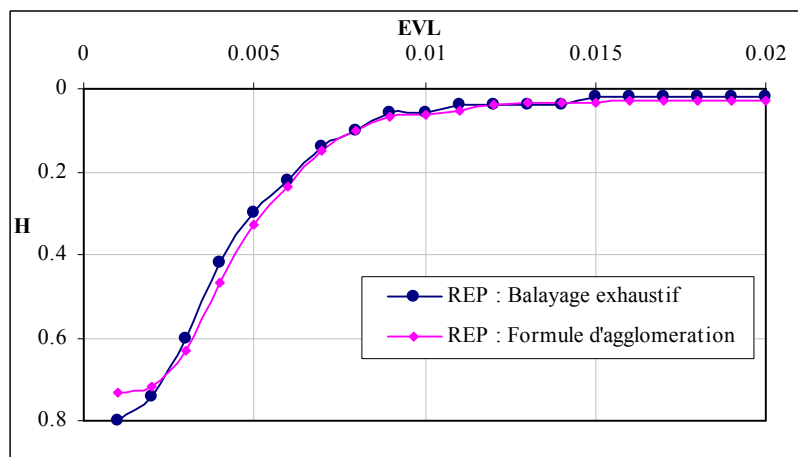


Figure VI.9 : Projection des REP sur le même graphe

La Figure VI.10 montre la sommation des REP du bassin Nahr Beyrouth et du Nahr el Kelb ainsi que la REP du bassin chimère.

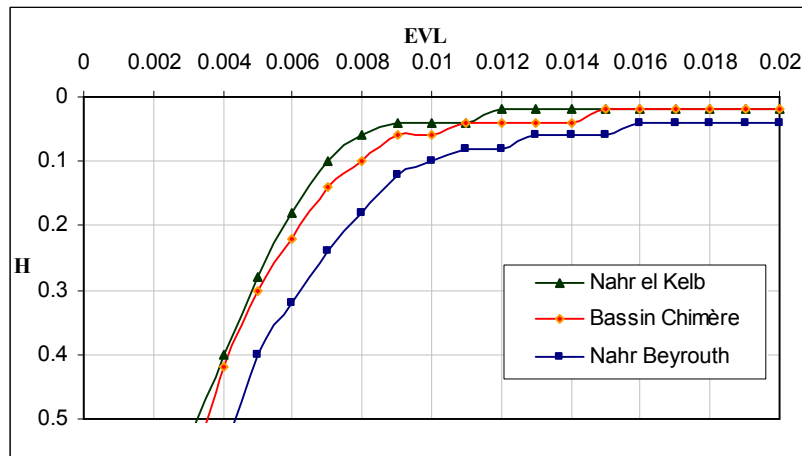


Figure VI.10 : REP des bassins jumeaux et des bassins chimères

VI.4.3. Vérification de la loi d'additivité de REP en agglomérant les EVL

La même procédure est faite en agglomérant les EVL à H donné (Figure VI.11 et VI.12). A chaque valeur de H correspond deux EVL optimaux (EVL_B et EVL_K) relatifs aux deux bassins. La sommation des REP en agglomérant les EVL suivant la formule suivante :

$$EVL_{BK} = EVL_B^{\frac{M_B}{M_{BK}}} \cdot EVL_K^{\frac{M_K}{M_{BK}}}$$

Les valeurs de EVL_{BK} calculées d'après la formule d'agglomération sont comparées à celles de EVL_{BK} de la REP obtenue par balayage exhaustif du Nash. Ces valeurs sont aussi presque identiques (Figure VI.13). Donc la loi d'additivité des EVL à H constant est vérifiée pour la sommation des REP. La REP obtenue est identique à celle obtenue à EVL constant, bien que le balayage des H avec des valeurs discrètes provoquent des paliers successifs sur la courbe.

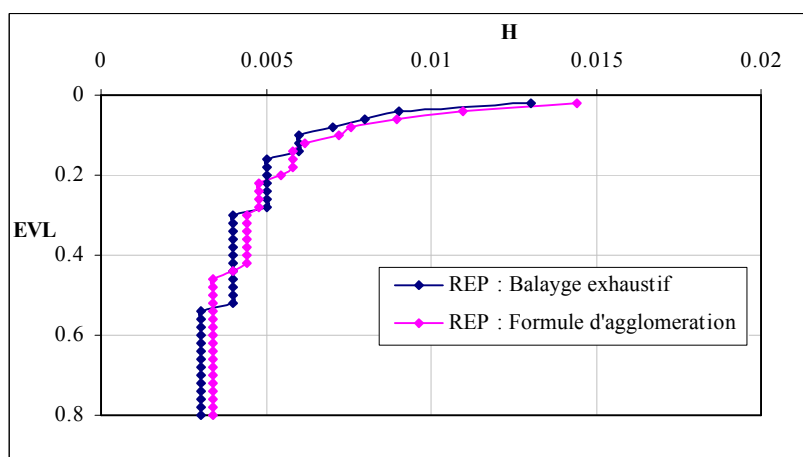


Figure VI.11 : Projection des REP sur le même graphe

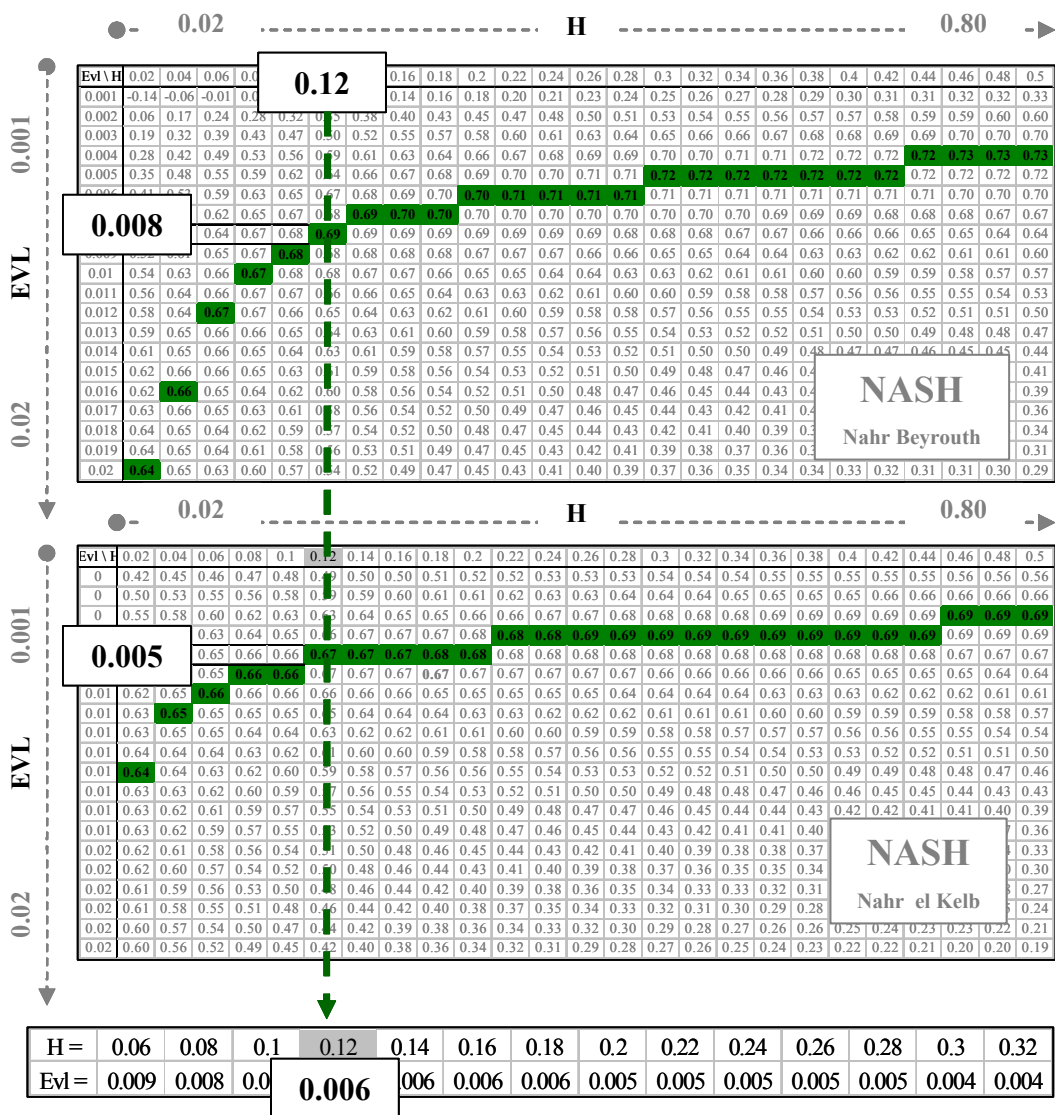


Figure VI.12 : Agglomération des REP à H donné

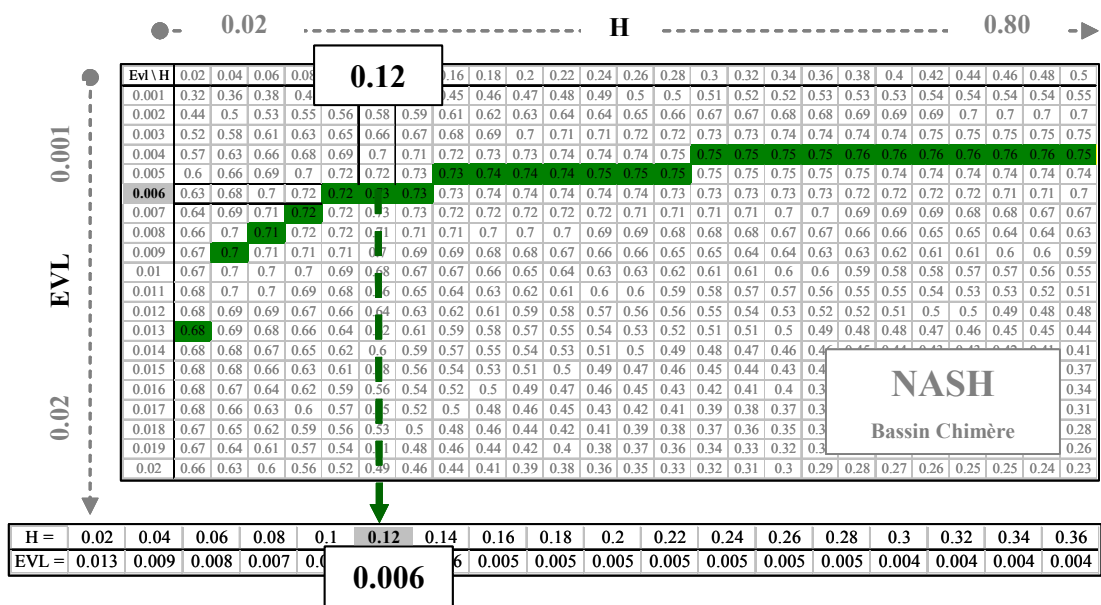


Figure VI.13 : REP optimisée du bassin chimère

VI.4.4. Généralisation à un ensemble de bassins

Les relations d'agglomération trouvées sont transitives, ce qui permet de les généraliser immédiatement sous la forme :

$$H_G^{\sum S_i \cdot P_i} = \prod_i H_i^{S_i \cdot P_i} \text{ à EVL constant}$$

et

$$EVL_G^{\sum S_i \cdot P_i} = \prod_i EVL_i^{S_i \cdot P_i} \text{ à H constant}$$

VI.5. Conséquence de l'existence des lois d'additivité sur la formulation de la REP

Les lois d'additivités que nous venons de vérifier s'expriment de façon simple dans un espace logarithmique Ln(H) et Ln(EVL). La Figure IV.14 montre la construction de la REP d'addition de deux parcelles ayant des REP différentes. La première figure construit la REP à H constant, la seconde à EVL constant à partir de deux courbes supposées représenter les REP de deux bassins.

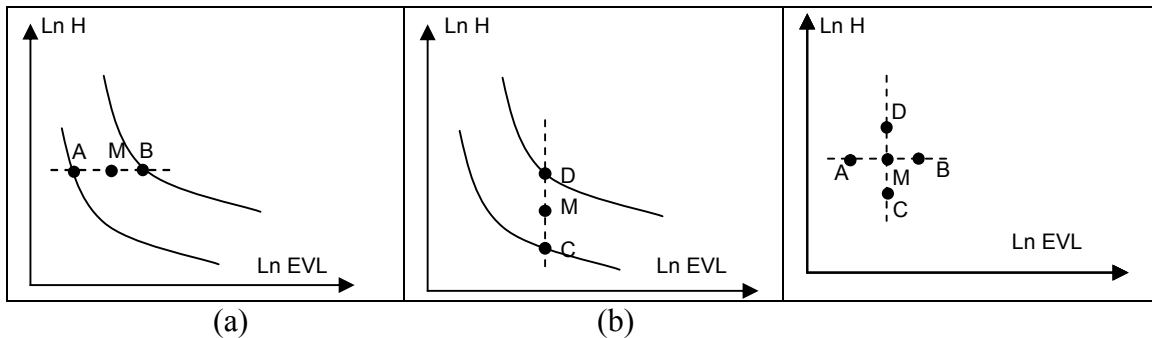


Figure VI.14 : Construction d'une REP additive à H constant (a) et à EVL constant (b)

A H constant, la relation $EVL_G^{P_1 \cdot S_1 + P_2 \cdot S_2} = EVL_1^{P_1 \cdot S_1} \cdot EVL_2^{P_2 \cdot S_2}$ qui s'écrit :

$$(P_1 \cdot S_1 + P_2 \cdot S_2) \cdot \text{Ln} EVL_G = P_1 \cdot S_1 \cdot \text{Ln} EVL_1 + P_2 \cdot S_2 \cdot \text{Ln} EVL_2$$

exprime que $\frac{AM}{MB} = \frac{P_1 \cdot S_1}{P_2 \cdot S_2}$ quelque soit H.

De même, à EVL constant, la relation $H_G^{P_1 \cdot S_1 + P_2 \cdot S_2} = H_1^{P_1 \cdot S_1} \cdot H_2^{P_2 \cdot S_2}$ exprime que

$$\frac{CM}{MD} = \frac{P_1 \cdot S_1}{P_2 \cdot S_2} \text{ quelque soit EVL.}$$

Donc les REP possèdent une propriété géométrique remarquable : les lignes qui les séparent dans un rapport donné suivant un axe sont identiques à celles qui les séparent dans le même rapport suivant l'autre axe.

Les seules courbes qui présentent cette propriété constituent des réseaux de lignes parallèles (Réciproque du Théorème de Thalès).

La relation d'agglomération est une relation approchée. Elle est d'autant plus exacte que les $M_i = P_i \cdot S_i$ agglomérés sont proches.

L'existence de cette relation exprime que les REP tracées en coordonnées logarithmiques peuvent être assimilés dans un espace réduit à des droites parallèles.

L'équation de la ligne d'équifinalité est sensiblement de la forme $EVL \cdot H^a = Cte$

Ce résultat est indépendant de toute mesure de débit. Il est donc créé par la structure stochastique de la pluie couplée au modèle MEDOR.

VI.6. Agglomération des bilans totaux

La REP de bilan total d'un bassin chimère peut facilement être obtenue. Il a été montré au chapitre V, que les surfaces représentant C_E en fonction de $\frac{H}{P_M}, \frac{EVL}{P_M}$ sont indépendantes du

lieu considéré à l'intérieur d'une même zone climatique. Donc il est possible d'utiliser n'importe quelle surface de référence prise dans la zone. Le C_E d'un bassin chimère est égal à

$\frac{Q_1 + Q_2}{P_1 \cdot S_1 + P_2 \cdot S_2}$, donc sa trace dans le plan $\ln \frac{H}{P_M}, \ln \frac{EVL}{P_M}$ est définie. Ce qui permet de tracer la REP de bilan total du bassin chimère.

Pour des bassins d'une même zone climatique homogène dans un intervalle restreint, ou dans le cas particulier des bassins de la zone orientale, on remarque que les lignes isobilans peuvent être représentées par des droites dans l'espace ($\ln H, \ln EVL$). Ce qui permet d'écrire :

$$C_E = a \cdot \ln H + b \cdot \ln EVL + c$$

Le volume annuel moyen qui s'écoule du bassin 1 s'écrit :

$$Q_1 = C_{E_1} \cdot P_1 \cdot S_1$$

P_1 étant la pluie moyenne annuelle sur le bassin

De même

$$Q_2 = C_{E_2} \cdot P_2 \cdot S_2$$

Si les deux bassins appartiennent à la même zone climatique :

$$Q_1 = a \cdot S_1 \cdot P_1 \cdot \ln H_1 + b \cdot S_1 \cdot P_1 \cdot \ln EVL_1 + c \cdot S_1 \cdot P_1$$

$$Q_2 = a \cdot S_2 \cdot P_2 \cdot \ln H_2 + b \cdot S_2 \cdot P_2 \cdot \ln EVL_2 + c \cdot S_2 \cdot P_2$$

Le cumul des bilans des deux bassins s'écrit :

$Q_1 + Q_2 = a.Ln(H_1^{S_1.P_1} . H_2^{S_2.P_2}) + b.Ln(EVL_1^{S_1.P_1} . EVL_2^{S_2.P_2}) + c.(S_1.P_1 + S_2.P_2)$ Le bassin global pourra être représenté par l'équation :

$$Q_G = a.Ln(H_G^{S_1.P_1+S_2.P_2}) + b.Ln(EVL_G^{S_1.P_1+S_2.P_2}) + c.(S_1.P_1 + S_2.P_2)$$

Pour que ces surfaces soient identiques, quels que soit H,EVL , il faut que :

$$\left(\frac{H_G^{S_1.P_1+S_2.P_2}}{H_1^{S_1.P_1} . H_2^{S_2.P_2}} \right)^a \cdot \left(\frac{EVL_G^{S_1.P_1+S_2.P_2}}{EVL_1^{S_1.P_1} . EVL_2^{S_2.P_2}} \right)^b = 1$$

Soit en généralisant à n bassins

$$\left(\frac{H_G^{\sum S_i.P_i}}{\prod_i H_i^{S_i.P_i}} \right)^a \cdot \left(\frac{EVL_G^{\sum S_i.P_i}}{\prod_i EVL_i^{S_i.P_i}} \right)^b = 1$$

qui s'écrit aussi

$$\left(\frac{EVL_G}{H_i^{\frac{b}{a}}} \right)^{\sum S_i.P_i} = \prod_i \left(\frac{EVL_i}{H_i^{\frac{b}{a}}} \right)^{S_i.P_i}$$

Cette équation exprime que les $\frac{EVL}{H^{\frac{b}{a}}}$ sont additifs logarithmiquement ou que les H et les EVL

sont liés par une autre relation.

VI.7. Recherche de la zone d'adéquation agglomérée

Les lois d'agglomération des REP permettent de définir la REP agglomérée à partir de la connaissance des REP des sous-bassins. Considérons la représentation des zones d'adéquation de 2 bassins dans l'espace régional des C_E .

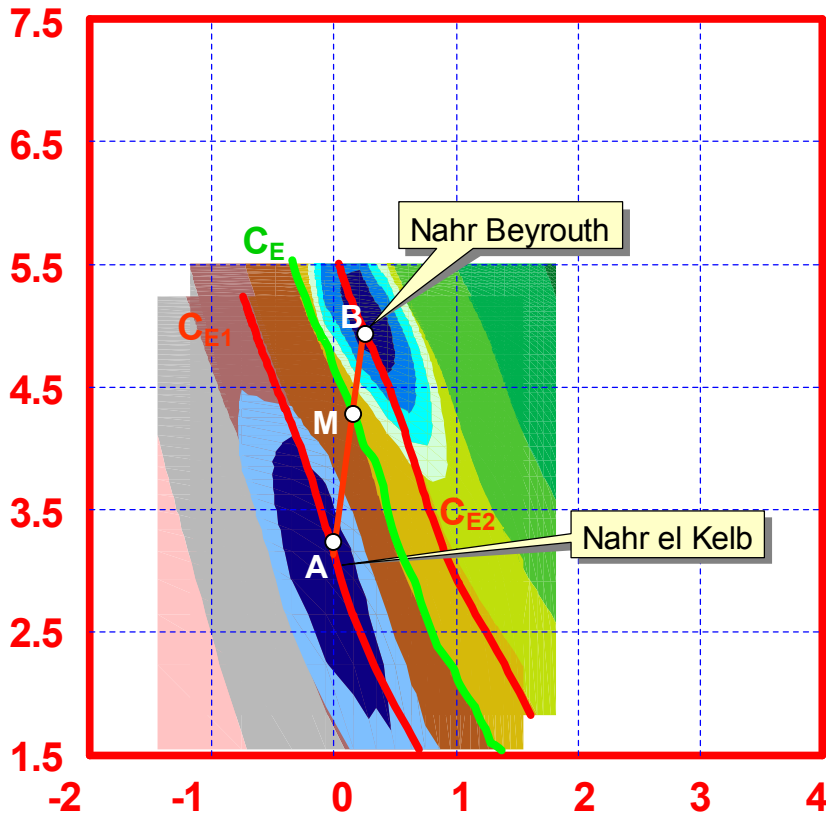


Figure VI.15 : Zones d'adéquation et agglomération

En faisant varier de façon continue le poids des bassins dans l'agglomération, la zone d'adéquation se déplace sur une trajectoire allant de la zone 1 à la zone 2. Si les bassins ont des caractéristiques voisines, cette trajectoire peut être assimilée à une droite de l'espace (LnH_+ , LnEVL_+), allant de A à B en passant par M (Figure VI.15).

Les iso coefficients C_E peuvent être localement assimilés à des droites parallèles régulièrement espacées. La graduation de C_E le long de AB est donc linéaire depuis C_{E1} , jusqu'à C_{E2} .

Comme nous l'avons vu précédemment (§ VI.3.1) on peut passer de l'espace adimensionnel à l'espace dimensionnel en multipliant par un coefficient correctif tenant compte de la différence entre la moyenne harmonique des pluies et sa moyenne arithmétique. (Ce coefficient est égal à 0.97 dans le cas des deux bassins considérés. Dans la suite, les relations dimensionnelles seront identifiées aux relations adimensionnelles.

L'équation de la droite AB s'écrit en coordonnées barycentriques

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\text{Ln}H_G - \text{Ln}H_1}{C_{E_G} - C_{E_1}} = \frac{\text{Ln}H_G - \text{Ln}H_2}{C_{E_G} - C_{E_2}} \\ \frac{\text{LnEVL}_G - \text{LnEVL}_1}{C_{E_G} - C_{E_1}} = \frac{\text{LnEVL}_G - \text{LnEVL}_2}{C_{E_G} - C_{E_2}} \end{array} \right.$$

En remplaçant,

$$C_{E_1} = \frac{Q_1}{P_1 \cdot S_1}$$

$$C_{E_2} = \frac{Q_2}{P_2 \cdot S_2}$$

$$C_{E_G} = \frac{Q_1 + Q_2}{P_1 \cdot S_1 + P_2 \cdot S_2}$$

tous calculs faits, il vient :

$$\left\{ \begin{array}{l} (P_1 \cdot S_1 + P_2 \cdot S_2) \cdot \text{Ln}H_G = P_1 \cdot S_1 \cdot \text{Ln}H_1 + P_2 \cdot S_2 \cdot \text{Ln}H_2 \\ (P_1 \cdot S_1 + P_2 \cdot S_2) \cdot \text{LnEVL}_G = P_1 \cdot S_1 \cdot \text{LnEVL}_1 + P_2 \cdot S_2 \cdot \text{LnEVL}_2 \end{array} \right.$$

soit

$$\left\{ \begin{array}{l} H_G^{P_1 \cdot S_1 + P_2 \cdot S_2} = H_1^{P_1 \cdot S_1} \cdot H_2^{P_2 \cdot S_2} \\ \text{EVL}_G^{P_1 \cdot S_1 + P_2 \cdot S_2} = \text{EVL}_1^{P_1 \cdot S_1} \cdot \text{EVL}_2^{P_2 \cdot S_2} \end{array} \right.$$

Ce qui exprime que l'intersection de la droite à C_E global donné et la droite joignant les zones d'adéquation correspond à l'application simultanée des 2 formules d'agglomération obtenues à H constant et à EVL constant.

VI.8. Principe de la recherche d'une loi d'additivité de transfert

L'agglomération des modèles de deux bassins en un modèle global du bassin confluent, correspond à l'agglomération des paramètres de production d'une part et aux paramètres de transfert d'autre part. Les paramètres de production peuvent être agglomérés avec les lois d'agglomération déterminées précédemment.

Les pluies simultanées sur les deux bassins doivent être sensiblement proportionnelles.

La fonction de transfert du premier bassin, comporte la répartition suivant le rapport r_1 et $1-r_1$ du flux sortant de la partie production R_1 entre deux réservoirs V_0 et V_1 , avec V_0 , le réservoir de temps caractéristique 1 jour et V_1 de temps caractéristique T_1 .

De même, pour le second bassin, le partage se fait entre deux réservoirs V_0 et V_2 , avec V_0 , le réservoir de temps caractéristique 1 jour et V_2 de temps caractéristique T_2 .

Le modèle global comporte trois réservoirs de transfert : le réservoir V_0 de temps caractéristique de 1 jour, et deux réservoirs V_1 et V_2 de temps caractéristiques T_1 et T_2 .

La Figure IV.16 montre la structure cette addition et la fonction de transfert du modèle MEDOR équivalent.

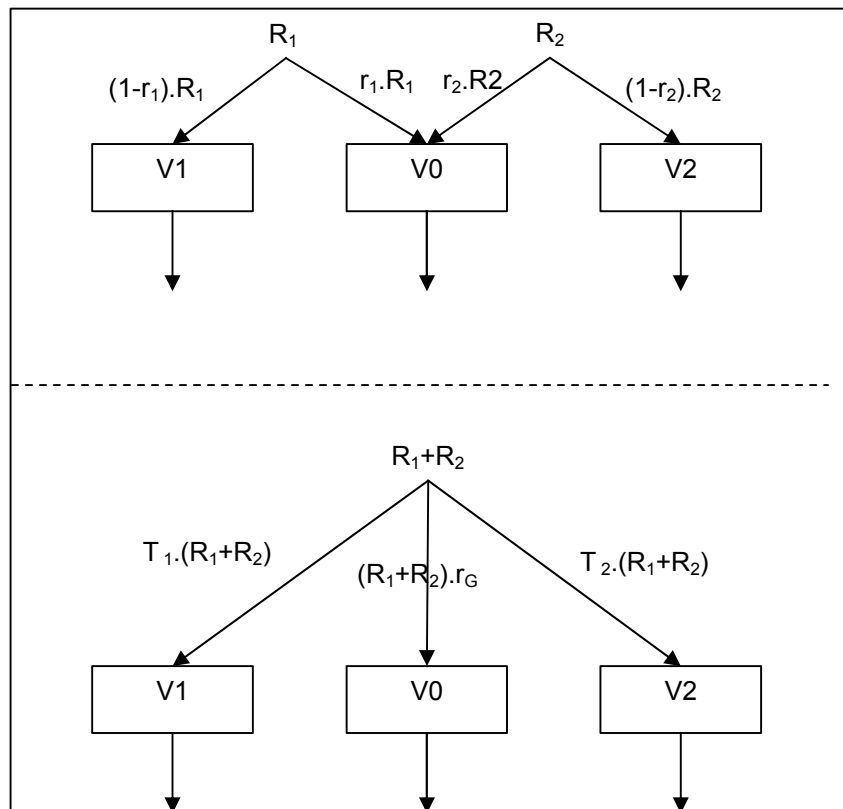


Figure VI.16 : Agglomération de la fonction de transfert

VI.8.1. Agglomération du transfert rapide

Le réservoir rapide V_0 du modèle global reçoit la somme des transferts rapides des 2 modèles.

Soit $r_1.R_1+r_2.R_2=r_G.(R_1+R_2)$

r_G étant la fraction de R_1+R_2 entrant dans V_0 .

En intégrant sur toute la durée de fonctionnement, le transfert n'intervient pas, donc

$$\int R_i . dt = B_i$$

B_i étant la totalité du volume d'eau écoulé pour le bassin i .

Donc,

$$r_1.B_1 + r_2.B_2 = r_G.(B_1 + B_2)$$

D'où

$$r_G = \frac{r_1.B_1 + r_2.B_2}{B_{1+2}}$$

Ce qui permet de calculer la fraction de ruissellement global entrant dans le réservoir rapide.

VI.8.2. Agglomération des transferts linéaires

Le réservoir V_1 du modèle global a le même temps caractéristique T_1 que celui du bassin 1 et doit recevoir la même quantité d'eau, soit la fraction θ_1 du ruissellement global qui est égale à la fraction $1-r_1$ du ruissellement R_1 du bassin 1.

De même pour le réservoir V_2 .

En intégrant l'égalité sur toute la durée du fonctionnement :

$$R_1.(1-r_1) = (R_1 + R_2).\theta_1$$

On obtient

$$B_1.(1-r_1) = (B_1 + B_2).\theta_1$$

Soit

$$\theta_1 = \frac{(1-r_1).B_1}{(B_1 + B_2)} \quad \text{et} \quad \theta_2 = \frac{(1-r_2).B_2}{(B_1 + B_2)}$$

On vérifie que

$$r_G + \theta_1 + \theta_2 = 1$$

VI.9. Vérification de l'ensemble des lois d'agglomération du modèle MEDOR

Les lois d'agglomérations déterminées précédemment :

$$H_G = H_1^{\frac{P_1.S_1}{P_1.S_1+P_2.S_2}} . H_2^{\frac{P_2.S_2}{P_1.S_1+P_2.S_2}}$$

$$EVL_G = EVL_1^{\frac{P_1.S_1}{P_1.S_1+P_2.S_2}} . EVL_2^{\frac{P_2.S_2}{P_1.S_1+P_2.S_2}}$$

$$r_G = \frac{r_1.B_1 + r_2.B_2}{B_{1+2}}, \quad \theta_1 = \frac{(1-r_1).B_1}{(B_1 + B_2)} \quad \text{et} \quad \theta_2 = \frac{(1-r_2).B_2}{(B_1 + B_2)}$$

sont appliqués au bassin chimère décrit au paragraphe VI.4.

	S	H	EVL	r	T	SP.S	SQ _{sim}	Nash
Nahr Beyrouth	209	0.56	0.004	0.6	28	1976	787	0.7283
Nahr el Kelb	249	0.54	0.003	0.16	52	3445	2043	0.693
Bassin Chimère	458	0.547	0.0033	r _G =0.28 ?1=0.112 ?2=0.607	1 28 52	5421	2830	0.7566

Tableau VI.2 : Paramètres du bassin chimère à partir de ses composants

Les paramètres (H_G, EVL_G, r_G, ?1, ?2) du modèle MEDOR ont été calculé pour le bassin chimère avec les formules d'agglomération à partir des paramètres des modèles du Nahr Beyrouth et Nahr el Kelb. Ces paramètres obtenus sont identiques à ceux résultant du balayage exhaustif de l'espace critère appliqué au modèle global MEDOR du bassin chimère.

Le modèle MEDOR avec ces paramètres simule donc un débit sortant. La comparaison de ce débit avec la somme des débits mesurés aux exutoires des deux bassins permet de calculer un Nash = 0.76, c'est-à-dire supérieur aux Nash des deux optimisations indépendantes. Ceci est sans doute du au lissage de certaines erreurs (en crue).

Les simulations des débit simulés- débits mesurés de ces bassins sont présentés sur les Figures VI.17 - VI.18 - VI.19. :

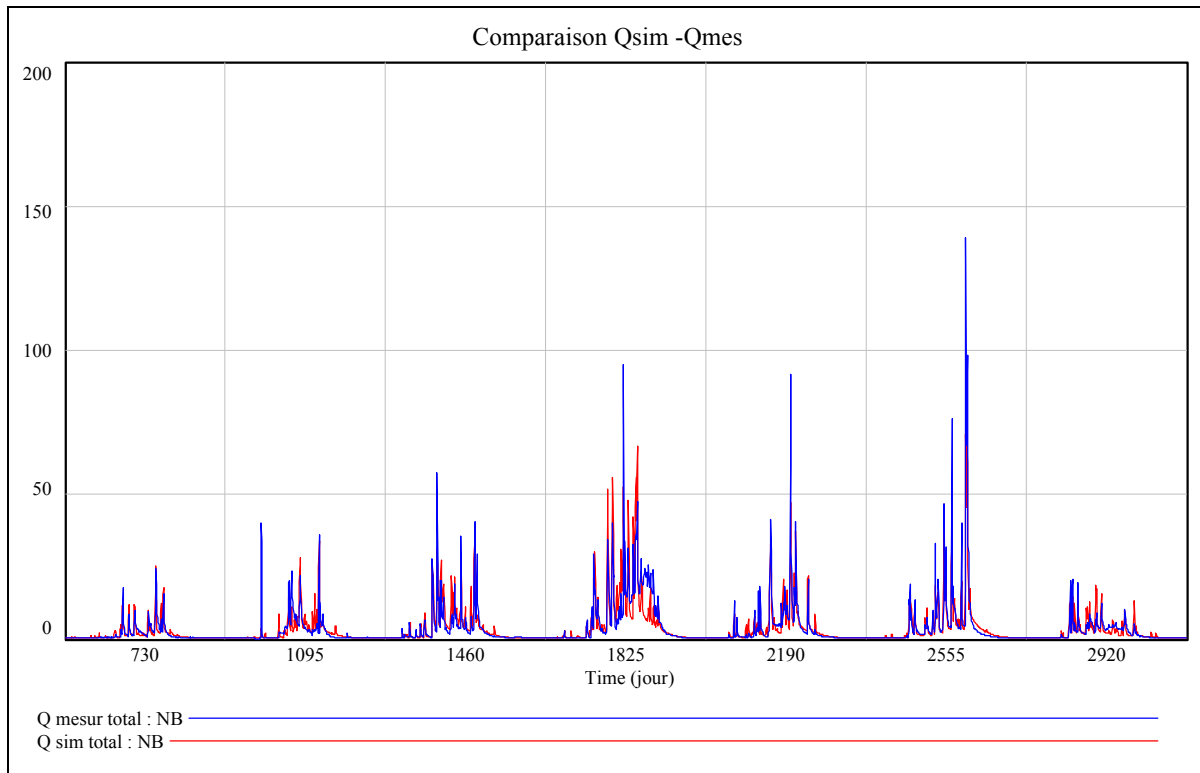


Figure VI.17 : Comparaison des débits simulés et mesurés du Nahr Beyrouth

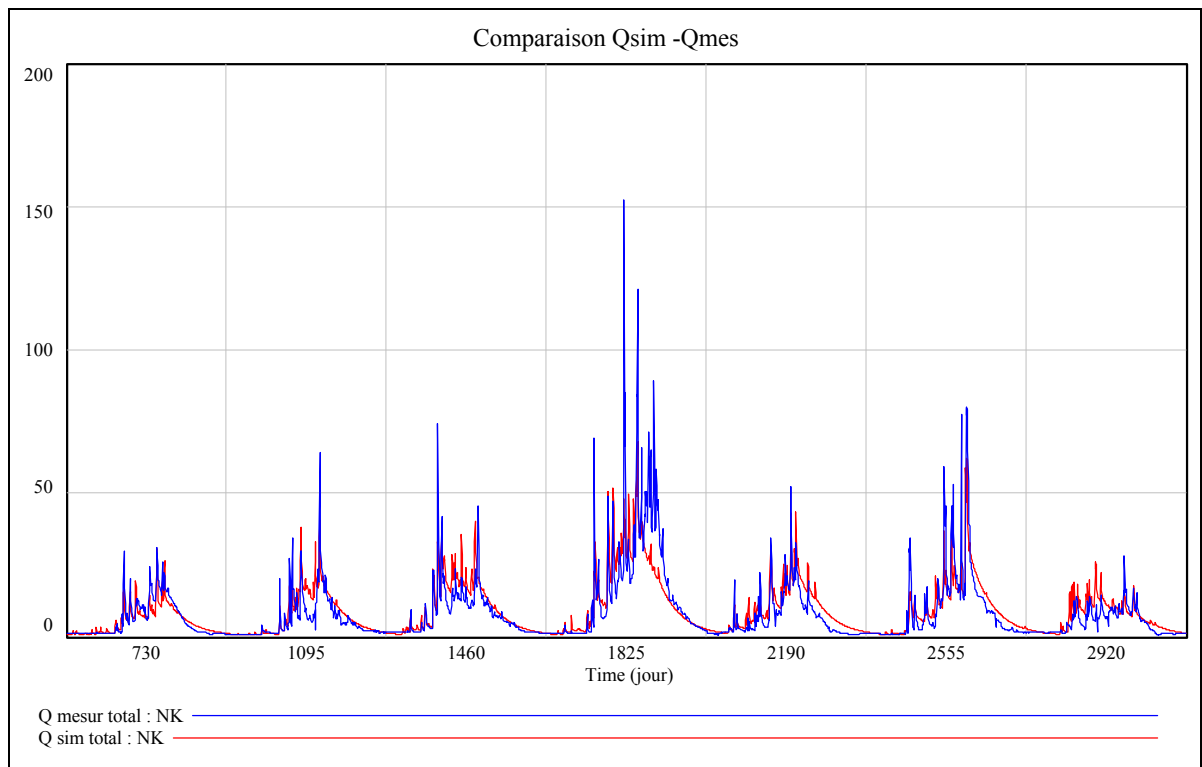


Figure VI.18 : Comparaison des débits simulés et mesurés du Nahr el Kelb

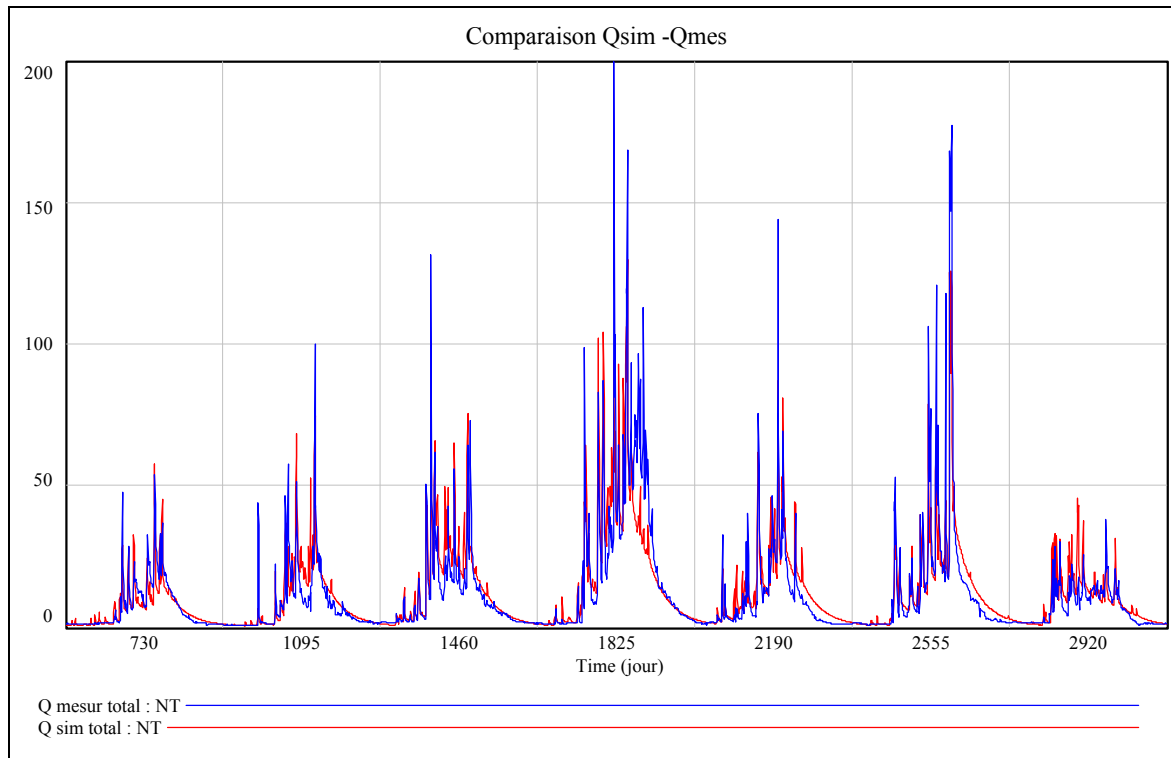


Figure VI.19 : Comparaison des débits simulés et mesurés du bassin chimère

VI.10. Conclusion

Le modèle MEDOR est conceptuellement additif, c'est-à-dire que le bassin obtenu par la confluence de 2 bassins représentables par des modèles MEDOR est représentable par un modèle de même type.

Les valeurs des paramètres du modèle somme sont calculables à partir de celles des modèles partiels.

Deux démonstrations des formules d'addition sont proposées pour la production :

- l'une à partir de la sommation des plans de bilan pour les paramètres de production
- l'autre directement par identification des paramètres.

La fonction de transfert résulte de l'addition journalière des transferts rapides et de la combinaison de plusieurs réservoirs linéaires en parallèles.

Une vérification expérimentale est réalisée en créant un bassin chimère addition de bassins réels. La comparaison des chroniques générées par le modèle à paramètres agglomérés et les débits mesurés montre que les formules d'agglomération sont excellentes.

La détermination de formules d'agglomération de sous bassins entre eux ouvre la voie à la spatialisation des bassins en zones dont les caractéristiques pourront être additionnés à condition qu'on leur trouve une signification physique. Ce point fera l'objet du chapitre suivant.

Chapitre VII

Chapitre VII

Vers une conception physique du modèle MEDOR

VII.1. Présentation du chapitre

La recherche d'une transposition des valeurs des paramètres d'un modèle d'un bassin à un autre bassin est une des objectifs fondamentaux de la modélisation conceptuelle, car une telle transposition permettrait de générer des débits réalistes sur des bassins non mesurés (ce qui est malheureusement le cas pour un grand nombre de bassins méditerranéens). La plupart des concepteurs de modèles conceptuels ont tenté cette transposition.

La méthodologie de recherche de liens entre paramètres du modèle et descripteurs du bassin repose la plupart du temps sur l'utilisation de régressions multiples. Il s'agit de tirer l'information maximum contenue dans le croisement des paramètres définis sur un ensemble de bassins et de leurs descripteurs. De très nombreuses études de régionalisation ont été faites. Perrin (2000) en recense un grand nombre. Leurs différences tiennent essentiellement dans la nature des descripteurs retenus. La plupart des études s'intéressent à des descripteurs liés à la topographie (pente, réseau de drainage, torrencialité, végétation... souvent en liaison avec la télédétection) ou liés globalement au climat (Pluie moyenne, température moyenne, déroulement moyen...).

Nous avons montré que pour le modèle MEDOR les variables qui paraissent importants sont la structure stochastique et la profondeur du sol.

Il était logique de réfléchir à une transposition des paramètres de MEDOR au travers des propriétés de ce modèle, mises en évidence tout au long de ce travail. Des questions sont soulevées en particulier par le comportement de la variable H ; dont la conception s'apparente à une « capacité du réservoir sol » et dont les valeurs s'additionnent logarithmiquement. On peut penser qu'il s'agit d'une grandeur différente d'un stock et tenter de lui donner une autre signification.

VII.2. Expression de MEDOR à partir d'un déficit à saturation

Considérons l'équation de conservation de la fonction de production

$$\frac{dA}{dt} = P(t) \cdot \left(1 - \left(\frac{A}{H} \right)^2 \right) - EVL \cdot \frac{A}{H}$$

Le déficit à saturation, $B = H - A$, est tel que lorsqu'il est nul, la totalité de la pluie est transférée vers l'exutoire.

L'équation s'écrit

$$\frac{dA}{dt} = P(t) \cdot \frac{B}{H} \cdot \left(2 - \frac{B}{H} \right) - EVL \cdot \left(1 - \frac{B}{H} \right)$$

Une bonne approximation de $\frac{B}{H} \cdot \left(2 - \frac{B}{H} \right)$ peut être obtenue sous la forme $\left(\frac{B}{H} \right)^n$ avec $n=0.54$

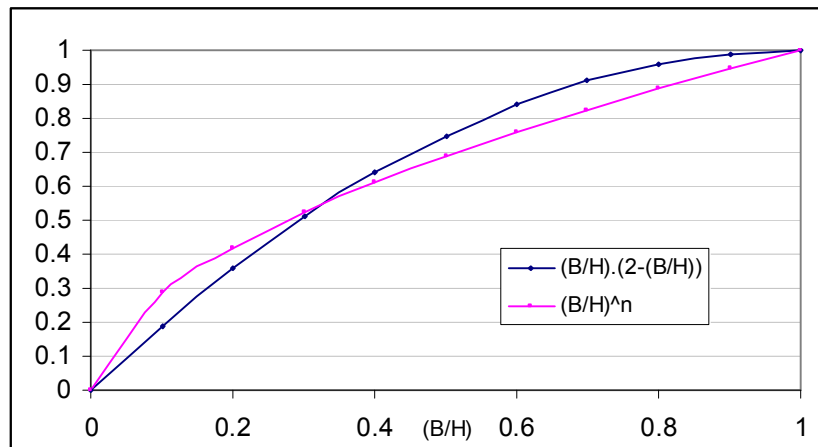


Figure VII.1 : Equivalence entre les deux fonctions

Nous avons montré au Chapitre II que la formulation du terme d'ajustement de bilan a peu d'importance pour le fonctionnement du modèle. Nous choisirons une fonction puissance, soit :

$$c \cdot \left(\frac{B}{H} \right)^p$$

$$\frac{dB}{dt} = -\frac{dA}{dt} = -P(t) \cdot \left(\frac{B}{H} \right)^n + EVL \cdot c \cdot \left(\frac{B}{H} \right)^p$$

c et p sont ajustés au mieux. EVL étant un paramètre optimisé, il peut prendre en compte « c » dans l'optimisation, ce qui permet de le sous entendre dans la suite :

$$\text{Soit } \frac{dB}{dt} = -P(t) \cdot \left(\frac{B}{H}\right)^n + EVL \cdot \left(\frac{B}{H}\right)^p$$

Effectuons le changement de variables

$$B = \lambda \cdot M \cdot e^{-l} \text{ et } H = M \cdot e^{-l_0}$$

? étant un paramètre arbitraire et M une longueur de référence du sol. Il vient

$$\frac{dB}{B} = -dl \text{ et } \frac{B}{H} = \lambda \cdot e^{l_0-l}$$

soit

$$\frac{dl}{dt} = P(t) \cdot e^{(n-1) \cdot (l_0-l)} \cdot \frac{\lambda^{n-1}}{H} - EVL \cdot e^{(p-1) \cdot (l_0-l)} \cdot \frac{\lambda^{p-1}}{H}$$

? étant un paramètre arbitraire, nous pouvons poser :

$$M \cdot \frac{\lambda^{n-1}}{H} = 1$$

ce qui entraîne

$$M \cdot \frac{dl}{dt} = P(t) \cdot e^{(n-1) \cdot (l_0-l)} - \left(EVL \cdot \left(\frac{H}{M}\right)^{\frac{n-p}{n-1}} \right) e^{(p-1) \cdot (l_0-l)}$$

soit en posant

$$EVL \cdot \left(\frac{H}{M}\right)^{\frac{n-p}{n-1}} = E_0$$

$$M \cdot \frac{dl}{dt} = P(t) \cdot e^{(n-1) \cdot (l_0-l)} - E_0 \cdot e^{(p-1) \cdot (l_0-l)}$$

Nous écrivons l sous la forme $l = \frac{k \cdot z_u \cdot S}{M}$

- k : étant le paramètre de forme de la fonction de perméabilité (Chapitre II)
- z_u : étant la profondeur utile de sol (produit de la profondeur effective par la porosité)
- S : le degré de saturation

D'où

$$\left\{ \begin{array}{l} k.z_u \cdot \frac{dS}{dt} = P(t) \cdot e^{k.z_u \cdot (1-n) \cdot (S-S_0)/M} - E_0 \cdot e^{k.z_u \cdot (1-p) \cdot (S-S_0)/M} \\ l_0 = \frac{k.z_u \cdot S_0}{M} = -Ln \frac{H}{M} \end{array} \right.$$

VII.3. Tentative d'interprétation physique

L'expression de l'équation à déficit de degré de saturation peut faire intervenir le degré maximum $S=1$ sous la forme $S - S_0 = (S - 1) + (1 - S_0)$ soit

$$\frac{d(k.z_u \cdot (S - 1))}{dt} = P(t) \cdot \frac{e^{k.z_u \cdot (1-n) \cdot (S-1)/M}}{e^{k.z_u \cdot (1-n) \cdot (S_0-1)/M}} - E_0 \cdot \frac{e^{k.z_u \cdot (1-p) \cdot (S-1)/M}}{e^{k.z_u \cdot (1-p) \cdot (S_0-1)/M}}$$

qui rapprochée des expressions de drainage fournies par l'approximation L_2 du Chapitre II avec

$$V = \frac{k.z_u \cdot (S - 1)}{M} \quad \text{et} \quad V_0 = \frac{k.z_u \cdot (S_0 - 1)}{M}$$

permet d'écrire

$$M \frac{dV}{dt} = P(t) \cdot \left[\frac{L(V)}{L(V_0)} \right]^\alpha - E_0 \cdot \left[\frac{L'(V)}{L'(V_0)} \right]^\alpha$$

Cette expression suggère une explication basée sur les transmissivités verticale et horizontale du sol.

Le paramètre $E_0 = EVL \cdot \left(\frac{H}{M}\right)^{\frac{n-p}{n-1}}$ devient un paramètre d'ajustement des bilans. La relation d'equifinalité qui avait pour relation approchée $EVL \cdot H^{-\alpha} = Cte$ exprime l'indépendance de E_0 et H à condition de choisir de façon à ce que $p - n = \alpha \cdot (1 - n)$

Sur le Nahr Beyrouth : $a = -0.38$; avec $n=0.54$, il vient $p=0.36$

VII.4. Comportement du modèle à déficit à saturation

Durant un épisode pluvieux important, l'échange avec la zone racinaire peut être négligé. Examinons l'évolution à intensité de pluie constante. L'équation d'évolution du réservoir B de déficit à saturation s'écrit :

$$\frac{dB}{dt} = -P_0 \left(\frac{B}{H} \right)^n = -P_0 \left(\frac{B}{H} \right)^{0,54}$$

qui s'intègre sous la forme

$$\left(\frac{B}{H} \right)^{0.46} = -P_0 \cdot \frac{t}{0.46.H} + C$$

Si au début de la pluie ($t = 0$), le déficit est B_0 , la saturation sera obtenue au bout d'un temps fini

$$t_f = \frac{0.46.H}{P_0} \left(\frac{B_0}{H} \right)^{0.46}$$

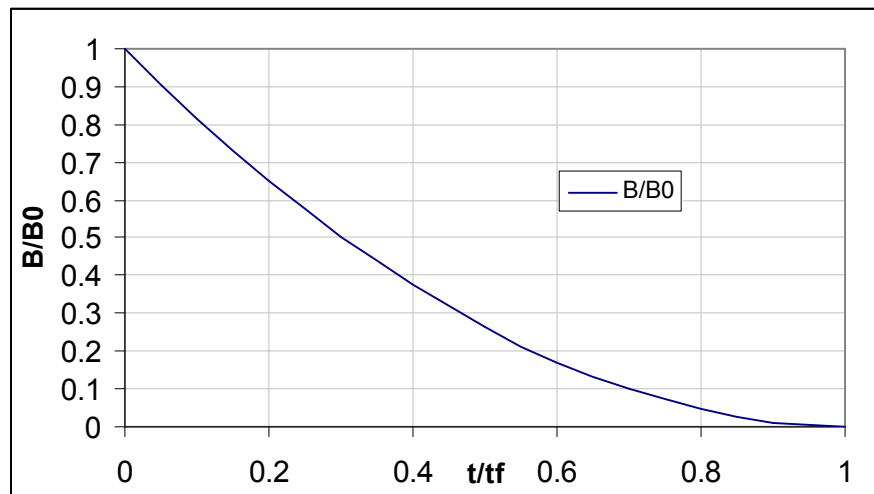


Figure VII.2 : Remplissage du réservoir B

La vitesse d'évolution de B est d'autant plus lente qu'on s'approche de la saturation. Il peut apparaître sur le bassin versant des surfaces saturées comme dans TOPMODEL.

VII.5. Parcelles en fonctionnements semblables

Considérons deux parcelles voisines de surfaces A_1 et A_2 , soumises à des pluies considérées comme égales. (La distribution spatiale de la pluie est beaucoup moins variable que celles des autres paramètres comme la profondeur du sol ou la topographie).

Le comportement de ces parcelles pourra être représenté par l'équation :

$$M \cdot \frac{dV}{dt} = P(t) \cdot e^{(1-n) \cdot (V-V_0)} - E_0 \cdot e^{(1-p) \cdot (V-V_0)}$$

Soit pour les deux parcelles :

$$\left\{ \begin{array}{l} M \cdot \frac{dV_1}{dt} = P(t) \cdot e^{(1-n) \cdot (V_1-V_{01})} - E_0 \cdot e^{(1-p) \cdot (V_1-V_{01})} \\ M \cdot \frac{dV_2}{dt} = P(t) \cdot e^{(1-n) \cdot (V_2-V_{02})} - E_0 \cdot e^{(1-p) \cdot (V_2-V_{02})} \end{array} \right.$$

Dans ces conditions, on peut écrire, les 2 équations de comportement sous une forme universelle, en posant $\varphi = V_i - V_{0i}$

Il vient alors

$$M \cdot \frac{d\varphi}{dt} = P(t) e^{(1-n) \cdot \varphi} - E_0 \cdot e^{(1-p) \cdot \varphi}$$

$$V_i = \varphi + V_{0i}$$

Les différents stocks évoluent de façon parallèle. Les stocks sur les surfaces A_1 , A_2 s'écrivent :

$$A_1 V_1 = A_1 \cdot \varphi + A_1 V_{01}$$

$$A_2 V_2 = A_2 \cdot \varphi + A_2 V_{02}$$

En considérant que $M \cdot V_1$ et $M \cdot V_2$ représentent des stocks réels, donc sont additifs, on peut calculer le stock total

$$A_1 V_1 + A_2 V_2 = (A_1 + A_2) \varphi + A_1 V_{01} + A_2 V_{02}$$

Soit un stock par unité de surface

$$\frac{A_1 V_1 + A_2 V_2}{A_1 + A_2} = \varphi + \frac{A_1 V_{01} + A_2 V_{02}}{A_1 + A_2}$$

Nous obtenons une « parcelle équivalente » présentant un comportement sous la forme universelle à condition que

$$V_{0G} \cdot (A_1 + A_2) = V_{01} A_1 + V_{02} A_2$$

l et V étant proportionnels,

$$l_{0G} \cdot (A_1 + A_2) = l_{01} A_1 + l_{02} A_2$$

V_{0G} étant la variable S_0 pour la parcelle équivalente.

$$\text{Or } l_0 = -Ln \frac{H}{M}$$

$$\text{D'où } Ln(H_G^{A_1+A_2}) = Ln(H_1^{A_1}) + Ln(H_2^{A_2})$$

$$\text{soit } H_G = H_1^{\frac{A_1}{(A_1+A_2)}} \cdot H_2^{\frac{A_2}{(A_1+A_2)}}$$

plus généralement, sur i parcelles,

$$H_G = \Pi_i \left(H_i^{(A_i / \Sigma A_i)} \right)$$

qui exprime une additivité logarithmique des H_i .

Par ailleurs la relation : $EVL = E_0 \cdot H^{1-p/n}$ implique une relation plus générale concernant l'ensemble des 2 paramètres H et EVL sous la forme

$$\left(\frac{EVL \sum A_i}{\prod EVL_i^{A_i}} \right)^n \left(\frac{H \sum A_i}{\prod H_i^{A_i}} \right)^{p-n} = 1$$

Qui généralise la formule additive des H_i .

Dans le cas où la pluie est spatialement répartie sur les surfaces tout en restant affine on peut modifier les surfaces en conséquence et obtenir une équation équivalente en remplaçant les valeurs de A_i par $P_i \cdot S_i$, ce qui permet de retrouver l'équation vue au paragraphe

La variabilité de la répartition de la pluie sur chacune des unités paysagères est beaucoup plus faible que la variabilité de la réserve utile. Donc pour éviter d'avoir deux découpages suivant deux critères, on néglige la répartition spatiale de la pluie.

La transformation fonctionnelle $H = M \cdot e^{-l_0}$ modifie la signification de la variable H en la rendant additive en logarithme.

VII.6. Spatialisation des paramètres

L'existence d'une relation universelle permet d'envisager une spatialisation des paramètres. Considérons un bassin découpé en surfaces iso H.

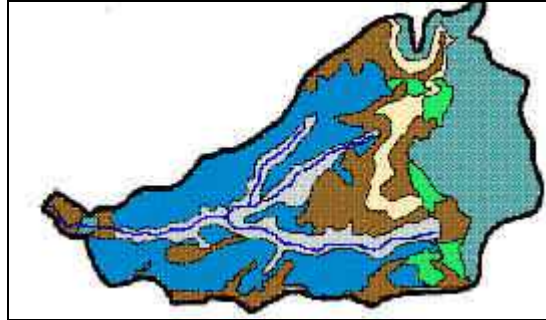


Figure VII.3 : Surfaces iso H

Les diverses parcelles ayant la même valeur de H évoluent de façon identique donc peuvent être regroupés en un zone unique. Dans les diverses zones à H donné, les stocks d'eau évoluent de façon parallèle, car $V_2 - V_1 = V_{02} - V_{01}$. Ce résultat ressemble à la conception retenue par Beven et Kirkby (1979) dans TOPMODEL avec des zones caractérisées par un indice additif logarithmiquement. Cette similitude reste formelle car Beven découpe le bassin en se basant sur la topographie alors que dans le cas de MEDOR, le bassin est découpé en fonction des profondeurs du sol.

Les diverses parcelles peuvent évoluer en fonctionnement semblable avec la même valeur de E.

$$M \frac{d\phi}{dt} = P(t)e^{-n\phi} - E_0 \cdot e^{-p\phi}$$

Le déficit à saturation global : V_G est la somme des déficits de chaque zone et le paramètre H global H_G du modèle MEDOR équivalent est obtenu en additionnant logarithmiquement les H_G partiels.

$$H_G = H_1^{\frac{A_1}{A}} \cdot H_2^{\frac{A_2}{A}} \dots H_i^{\frac{A_i}{A}}$$

Les A_i étant les surfaces partielles relatives à une zone de H et A la surface totale du bassin. Ce découpage rendu possible par la transformation logarithmique ouvre la voie à une spatialisation du bassin, à condition de lier H à une grandeur physique.

Nous avons posé

$$\begin{cases} \frac{H}{M} = e^{-l_0} \\ l_0 = \frac{k \cdot z_u \cdot S_0}{M} \end{cases}$$

d'où

$$\frac{H}{M} = e^{-l_0} = e^{-\frac{k \cdot z_u \cdot S_0}{M}} = \left(e^{-\frac{z_u}{M}} \right)^{k \cdot S_0}$$

On peut donc considérer que dans le modèle MEDOR la première caractéristique de H est la profondeur des sols, ce qui rejoint les considérations vues au chapitre II sur les résultats du modèle de Laio (2001).

Le découpage en iso H est alors confondu avec les iso profondeurs des sols (avec des graduations différentes en sens inverse)

VII.7. Méthodologie de découpage en unités de paysage

Suivant une méthodologie développée par Bornand et Falipou (1965), le bassin est découpé en zones d'unités de paysage (UP) présentant à la fois la même nature de sol, et la même profondeur.

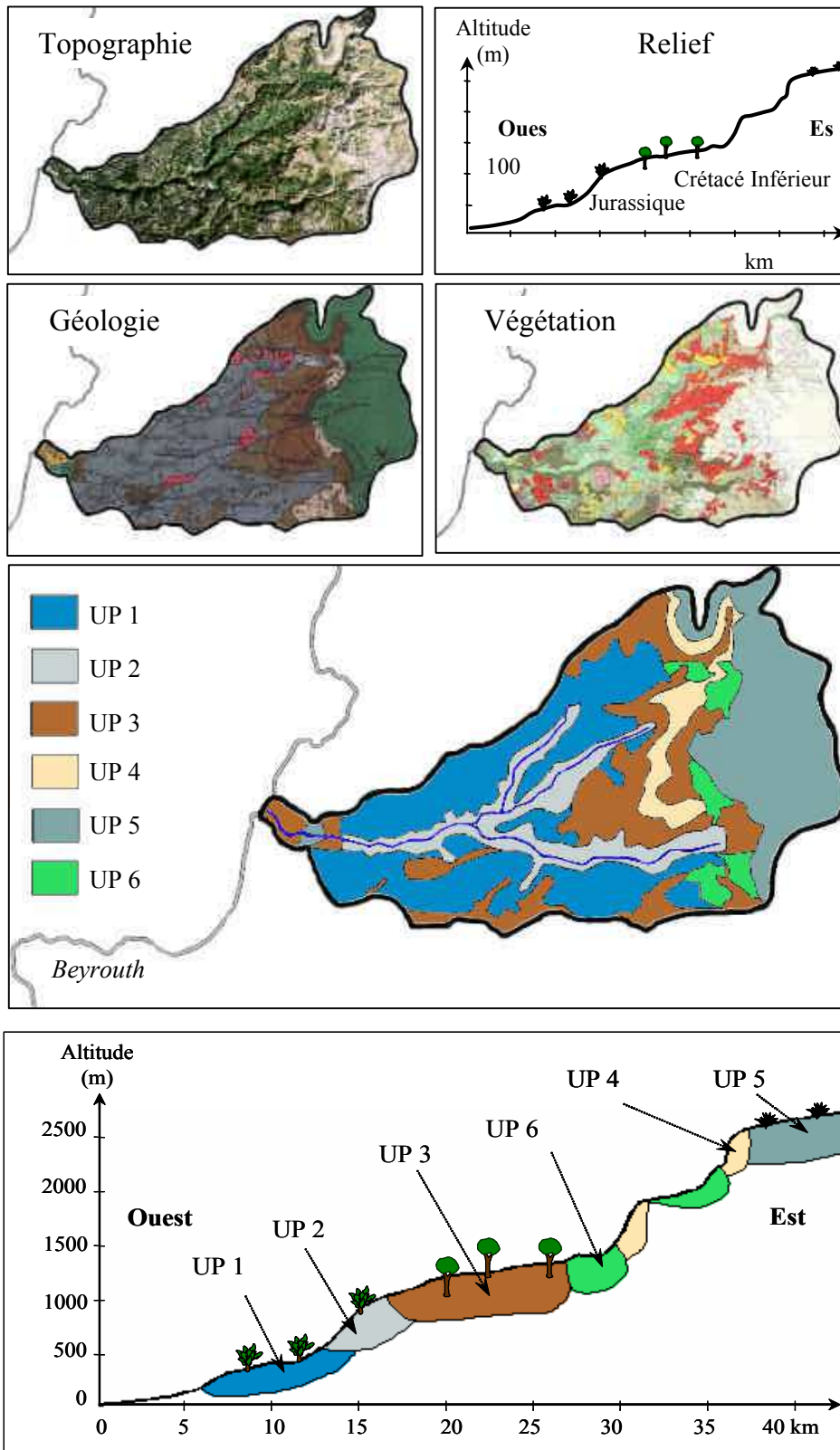
Ces unités sont définies en utilisant diverses cartographies :

- Du relief : pour définir les pentes et les éboulis.
- Géologique : pour définir les divers étages géologiques et les sols qui leur correspondent.
- Végétale : qui présente les couvertures végétales en liaison avec les profondeurs d'enracinement.

Ce découpage est complété par une tournée de terrain, afin d'estimer par expertise une profondeur moyenne et un pourcentage de cailloux moyen.

Le bassin est découpé en unités de paysages en se basant sur les cartes topographiques, géologiques et de couverture végétale. La carte géologique permet de repérer les divers étages et les formes d'érosion et de karstification qui leur sont propres. La carte de végétation renseigne sur la flore dominante (garrigues, pins, ou chênes verts) qui est liée à la lithologie et à la profondeur des sols (à une altitude donnée).

Une analyse a été faite sur le Nahr el Kelb (Beayni, 2003) et Nahr Beyrouth (Fadel, 2001) en utilisant deux approches différentes.



- UP1 : Plateau développé sur le calcaire du jurassique.
- UP2 : Ensemble des falaises de calcaire au jurassique, couvert par une fine couche de sol.
- UP3 : Des lits de calcaires, de marnes altérés et de grès caractérisant le crétacé inférieur.
- UP4 : Falaises de calcaire au crétacé, caractérisées par la “ muraille de Blanche ”.
- UP5 : Calcaires et marnes dolomitiques caractérisant le cénomaniens.
- UP6 : Eboulis au pied des falaises soit au jurassique, soit au crétacé.

Figure VII.4 : Détermination des UP (Beayni, 2003)

Elles ont été complétées par des analyses de sols et elles ont permis de définir la profondeur des sols et le pourcentage de cailloux.

Les résultats sont présentés dans les Tableaux VII.1 et XII.2 qui donnent la profondeur utile PU et le pourcentage de surface que présente chaque UP.

Nous avons vu que

$$H = M \cdot \left(e^{-\frac{z_u}{M}} \right)^\alpha$$

avec $\alpha = k \cdot S_0$

Les paramètres M et k sont des caractéristiques des sols. Pour les sols méditerranéens, k est estimée à 8 et S_0 de l'ordre de 0.4 (Clapp et Hornberger, 1978).

M ne peut être défini que par une identification sur de nombreux bassins. Nous avons pris $M=1.5m$, ce qui permet de faire le calcul de H_G à titre d'exemple.

$$H = 1.5 \cdot e^{-2.13 \cdot PU}$$

Unité	PU(m)	S(%)	PU.S	H
UP1	0.08	0.33	0.026	1.26
UP2	0.26	0.14	0.036	0.86
UP3	2.7	0.25	0.675	0.004
UP4	0.01	0.05	0.0005	1.468
UP5	1.2	0.19	0.228	0.116
UP6	2	0.04	0.08	0.02
$\Sigma PU \cdot S = 1,046$				
$H_G = 1.5 \cdot e^{-1.046 \times 2.13} = 0.16$				
$H_G = \Pi_i \left(H_i^{S_i(\%)} \right) = 0.16$				

Tableau VII.1 : Estimations de profondeur utile des sols de Nahr el Kelb et des paramètres H correspondant.

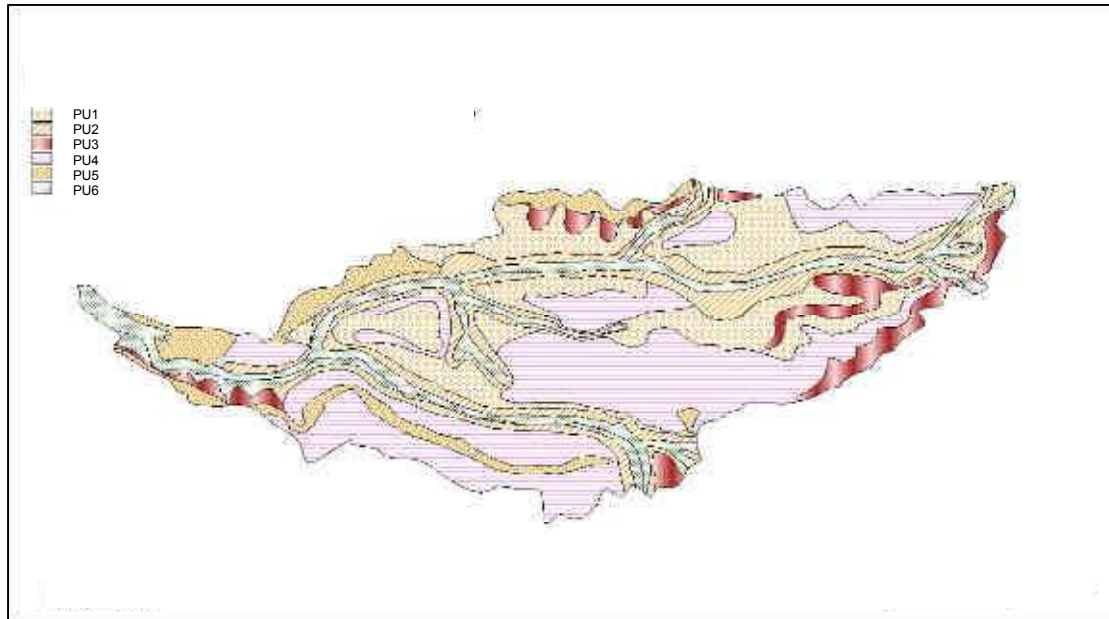


Figure VII.5 : Découpage en zones de classes de profondeur de sol du Nahr Beyrouth (Fadel, 2001)

H	PU(m)	S(%)	PU.S	H
H1	0.200	0.189	0.038	0.98
H2	0.113	0.189	0.021	1.18
H3	0.300	0.349	0.105	0.79
H4	0.600	0.074	0.045	0.42
H5	0.400	0.074	0.030	0.64
H6	1.350	0.124	0.168	0.08
$\Sigma PU.S = 0.4061$				
$H_G = 1.5.e^{-0.4061 \times 2.13} = 0.63$				
$H_G = \Pi_i (H_i^{S_i(\%)}) = 0.63$				

Tableau VII.2 : Estimations de profondeur utile des sols de Nahr Beyrouth et des paramètres H correspondant.

	H_G	EVL_G	Nash	H_{optimum}	EVL_{optimum}	Nash
Nahr Beyrouth	0.63	0.00378	0.7276	0.56	0.004	0.7283
Nahr el Kelb	0.16	0.0026	0.7168	0.14	0.003	0.7168

H_G calculé et EVL intersection de H_G avec la REP

Optimum

Tableau VII.3 : Comparaison des résultats de la spatialisation avec l'optimisation

Les valeurs trouvées des H_G sont dans l'intervalle défini par la zone d'adéquation du Nash.

VII.8. Conclusion

L'agglomération permet de déterminer les paramètres de la réunion d'un ensemble de sous bassins confluents. Elle correspond donc à une diminution du nombre de données. La désagrégation est plus complexe, car on recherche à décomposer un total donné en ses éléments. Ce problème admet une infinité de solutions et ne peut être résolu qu'en définissant une structure de désagrégation basée sur des lois de comportement.

Dans le cas de MEDOR, la loi d'additivité conceptuelle qui additionne logarithmiquement les paramètres, nous a fait introduire une définition exponentielle de cette grandeur.

Après cette transformation, le modèle présente une grande similitude avec le modèle stationnel de Laio, ce qui lui confère une signification plus physique que conceptuelle.

La formulation qui en résulte permet de considérer la profondeur utile du sol, comme la

variable déterminante de H. Cette relation de la forme $H = M \left(e^{-\frac{z_u}{M}} \right)^\alpha$ a été vérifiée sur les

deux bassins pour lesquels les cartes des sols étaient disponibles. Cette vérification est intéressante, mais pas suffisante pour conforter l'hypothèse concernant la signification physique de H.

Chapitre VIII

Chapitre VIII

Conclusion générale

Le modèle MEDOR a été élaboré à partir d'une analyse des mécanismes hydrologiques prépondérants en région méditerranéenne. Ceci amène à se poser la question récurrente en modélisation hydrologique: Modèle universel ou modèle spécifique ?

L'idée qu'un modèle hydrologique ne soit valable que dans les conditions physiques et climatiques d'un milieu spécifique plus ou moins étendu a été développée tout au long de ce travail, et a été confortée par l'ensemble des résultats obtenus.

Un modèle spécifique élimine totalement la représentation des mécanismes considérés comme mineurs. Or il est certain que dans la complexité spatiale d'un bassin versant tous les mécanismes peuvent apparaître ici ou là. Mais il s'agit là de l'essence même de la modélisation : Représenter simplement un système extrêmement complexe. C'est pourquoi nous avons basé la simplification sur une analyse détaillée des mécanismes à la parcelle (Chapitre II); ce qui justifie la modélisation spécifique. Or une modélisation spécifique veut dire non applicable ailleurs. Bien que le modèle MEDOR n'est pas été testé hors du milieu méditerranéen, l'hypothèse de la non pertinence de l'introduction de l'ETP dans une modélisation pluie-débit en milieu méditerranéen a été faite dans le projet PNRH 2002 « Analyse du rôle de l'information climatique pour la détermination de l'évapotranspiration dans la modélisation pluie-débit », sur un ensemble de 308 bassins dont 18 méditerranéens. Cette hypothèse est vérifiée sur les bassins méditerranéens et rejetée sur les autres.

Est-ce à dire que le modèle universel est une utopie ? Nous ne mettons pas en doute son existence, mais son identifiabilité.

Avec un modèle à 4 paramètres comme MEDOR, deux lignes d'équifinalité apparaissent. Avec le modèle SIXPAR à 6 paramètres, Duan (1992) a montré l'extraordinaire complexité des surfaces d'équifinalités. Plus la complexité augmente, plus le nombre de relations d'équifinalité va croître, rendant la mise en évidence de signification physique des paramètres impossible.

Par sa structure, MEDOR paraît être un outil simple, facile à caler, et dont on peut espérer trouver une signification physique à ses paramètres.

VII.1. Au plan théorique

Le choix d'une modélisation pluie-débit conceptuelle peut paraître en contradiction avec un objectif de spécificité. Ce type de modèle est souvent considéré comme une « boîte noire », dont le seul objet est de reproduire correctement un ensemble de données. Ce choix est cependant justifié par l'analyse de l'importance relative des divers processus physiques en jeu, au travers de nombres adimensionnels qui résultent de l'analyse de sensibilité d'un modèle ecohydrologique physique effectuée par Laio. L'estimation de ces nombres adimensionnels dans le contexte méditerranéen (climat, structure des bassins, propriété des sols, ...) amène à retenir une structure du modèle, telle que :

- Durant la saison des pluies, les flux atmosphériques sont faibles. Ceci permet de diminuer le rôle de l'ETR au travers d'une formulation simplifiée.
- Durant la saison sèche, l'évolution de l'eau dans le sol liée à l'activité végétale n'a pas d'incidence sur le fonctionnement du modèle pluie-débit.

La conception comporte une agglomération de modèles stationnels fonctionnant en parallèle. Ces modèles stationnels sont intégrés sur la verticale et leur état est représenté par une variable unique. La transposition de cette structure à l'échelle du bassin peut être appliquée grâce aux possibilités d'agglomération spatiale du modèle (Cette propriété a été démontrée pour MEDOR au Chapitre VIII). La conception suivant un fonctionnement en éléments agglomérés indépendants permet la représentation de la structure du modèle en deux entités fonctionnelles séparées : une fonction de production, et une fonction de transfert. Cette séparation, qu'on retrouve lors de l'optimisation, permet de mieux analyser les rôles respectifs des paramètres :

- les deux paramètres de production assurent l'exactitude des bilans
- les deux paramètres de transfert modulent au mieux la réalisation des chroniques journalières de débit, les bilans étant préalablement assurés.

Le modèle MEDOR permet, par sa simplicité, des analyses de son comportement que ne permettrait pas un modèle plus complexe, qui s'adapterait aux données plus qu'aux processus. La recherche des paramètres optimaux en termes de représentation des chroniques de données existantes au moyen d'un critère met en évidence des équifinalités entre paramètres. Ces équifinalités se traduisent par l'existence d'une relation entre les 2 paramètres de production (REP), et par suite, d'une relation entre les 2 paramètres de transfert (RET).

Tout point choisi sur la REP (pris dans une limite raisonnable) constitue une solution « acceptable » en terme de critère. Cette REP varie peu avec la longueur de la série de données et avec la nature des critères utilisés. Il s'agit d'une propriété spécifique du modèle, du bassin et du climat. Il ne s'agit cependant pas d'une surparamétrisation, car cette relation dépend du bassin et du climat, ainsi qu'il est montré aux chapitres IV et V. Plutôt que de chercher sur cette REP les valeurs optimales des paramètres (par exemple en imposant une ETR), il est plus intéressant de rechercher, si parmi ces points, l'un d'eux peut avoir une signification en terme de caractéristiques physiques ou climatiques en laissant un degré de liberté au modèle (ou deux en tenant compte du transfert).

Il est important de souligner le rôle fondamental que joue la structure stochastique de la pluie tout au long de ce travail. L'alternance des états pluvieux et non pluvieux, avec des durées caractéristiques du climat local, imprime aux débits des caractères particuliers. Les tests effectués au Chapitre V ont montré que la relation d'équifinalité de production est liée au modèle stochastique de pluie. Ainsi, si le bassin du Nahr Beyrouth était transporté dans les Cévennes, l'identification de ses paramètres pourrait conduire à des valeurs différentes. Une conséquence importante de ces résultats est qu'il est incorrect de garder inchangés les

paramètres dans le cadre de l'analyse du comportement du bassin lors d'éventuels changements climatiques.

Le bassin méditerranéen a pu être découpé en cinq régions climatiques distinctes qui illustrent l'incidence de la structure de la pluie sur le coefficient d'écoulement.

La donnée du coefficient d'écoulement mesuré pour un bassin détermine alors la REP de ce bassin sur la surface relative à sa région.

Une des conditions pour qu'un modèle ait une certaine universalité, même si elle est limitée à une zone géographique ou climatique définie, est que les divers bassins de la région puissent être représentés par ce modèle. En particulier, la réunion de plusieurs bassins identifiables par le modèle constitue un bassin lui-même identifiable par ce modèle. Les paramètres du modèle global sont déterminés à partir de ceux de ses composants.

La recherche des lois d'agglomération des paramètres a été menée par simulation et optimisation, par addition des bilans et enfin vérifiée par création d'un « bassin chimère » résultant d'une confluence fictive entre bassins voisins. Ces relations s'expriment de façon simple; par exemple les paramètres de la fonction de production s'additionnent logarithmiquement. Ces lois sont générales, c'est-à-dire indépendantes de la structure de la pluie. Elles ne peuvent donc dépendre que des caractéristiques du bassin, exprimées au travers de MEDOR. L'existence de lois d'agglomération renvoie au problème de la désagrégation des bassins sous une forme distribuée ainsi qu'à celui de la représentativité physique des paramètres.

Au delà de l'aspect mathématique parfois rébarbatif d'un modèle conceptuel pluie-débit, il n'en reste pas moins qu'il fournit une image des bassins, au travers de sa faculté à reproduire avec fidélité des chroniques de débits à partir de chroniques de pluie. Cette image est réduite à quelques traits (les paramètres), mais ils résument le comportement hydrologique du bassin. Il est donc normal de retrouver trace de ses traits dans une description physique du bassin.

La complexité du milieu met en jeu un nombre considérable de caractéristiques dont on ne connaît pas à priori la pertinence. D'autant plus qu'en général les divers descripteurs d'un bassin sont corrélés entre eux (sol-vegetation, surface- périmètre, etc.)

L'examen des facteurs physiques et climatiques, l'analyse de sensibilité de Guswa, la modélisation stationnelle de Laio, oriente le choix de la variable pertinente vers la profondeur du sol. Un découpage spatial des bassins en zones de classes de profondeur transforme le modèle global en un modèle semi-distribué.

L'additivité logarithmique des variables de production amène à une transformation fonctionnelle, qui modifie la signification conceptuelle des variables de production. En particulier le paramètre H, habituellement décrit comme la « hauteur d'un réservoir sol » devient une transmissivité liée à la profondeur utile du sol Z_u par une relation du

type $H = M \left(e^{-\frac{Z_u}{M}} \right)^\alpha$. Lorsque la profondeur du sol augmente, H diminue. Ce sens de variation

a été vérifié avec les deux bassins, pour lesquels les cartes de profondeurs du sol étaient disponibles.

VII.2. Au plan opérationnel

Tout au long du travail, des résultats opérationnels ont été obtenus dans les domaines suivants :

- Les données.
 - o L'indépendance des années permet de s'affranchir de la chronologie exacte.
 - o Les données de l'ETP sur le bassin sont inutiles.
- La recherche des paramètres convenables de la REP avec des données de plus en plus synthétiques.
 - o L'analyse exhaustive de l'espace critère a été faite par l'usage de calcul parallèle (HPCN)
 - o La modification du critère a permis de restreindre les données nécessaires aux seules valeurs annuelles de pluie et de débits, complétées par la connaissance de la structure stochastique de la pluie (Technique dite de filtrage).
 - o L'analyse d'un critère de Bilan total permet de définir une REP voisine de celle obtenue avec le critère de Nash.
 - o La spatialisation des résultats et la construction de surface de C_E de référence conduit à définir la REP par la seule connaissance du coefficient d'écoulement du bassin.
- Le passage à un modèle semi-distribué.
 - o La détermination des lois d'agglomération des paramètres permet de calculer les paramètres d'un bassin formé de la réunion de sous bassins.
 - o La mise en évidence d'une relation entre le paramètre H et la profondeur utile du sol permet une spatialisation basée sur cette grandeur.
- Les changements de pas de temps.
 - o Une méthode est proposée qui permet de déterminer les paramètres d'un modèle gérant des données agglomérées à un pas de temps différent du pas de base de 1 jour, par exemple le pas mensuel.

VII.3. Au plan prospectif

Les raisons qui ont poussé à la recherche d'un modèle pluie-débit conceptuel adapté au climat méditerranéen ont été longuement exposées dans ce chapitre.

Mais, on constate qu'il subsiste encore de nombreuses questions, qui dépassent le cadre d'une thèse et qui relèvent d'un programme plus vaste.

Le nombre de bassins testés est trop faible. Seulement six bassins ont pu être testés : deux bassins libanais et 4 bassins français. La validation des résultats obtenus demande une extension à un nombre plus important, avec un choix reparti sur chacune des régions climatiques identifiées, sur lesquelles des cartographies de profondeurs de sol existent. Eventuellement une identification par la télédétection pourrait être envisagée en croisant les informations géologiques, lithologiques et de couverture végétale.

La détermination des deux paramètres de la fonction de production dépend de deux grandeurs: le coefficient d'écoulement C_E , et la répartition de la profondeur du sol. Ces deux grandeurs sont de nature fondamentalement différente. La profondeur du sol est un descripteur simple (pas au sens de sa mesure), alors que C_E est une variable globale intégrant un grand nombre d'éléments du milieu physique: endoréisme, lithologie, géologie, dont les rôles doivent être définis par des descripteurs physiques, et sans doute aussi de variables climatiques (température, humidité...). Une analyse portant sur les C_E d'un grand nombre de bassins du

pourtour méditerranéen pourrait permettre une prédétermination de C_E en fonction de ces descripteurs. On peut noter la complexité de cette approche en remarquant que les deux bassins Nahr Beyrouth et Nahr el Kelb que nous avons pris comme jumeaux ont des coefficients d'écoulement très différents liés à leurs structures.

Enfin la question de l'extension géographique de la validité du modèle, pose le problème de sa spécificité. Si le modèle est méditerranéen, il ne doit pas fonctionner correctement hors de son domaine. Aucun test de cette nature n'a été fait. Mais il existe dans le monde d'autres régions à climats semblables (Figure VIII.1): Le Chili, la Californie, le Nord de l'Australie, l'Afrique du Sud.

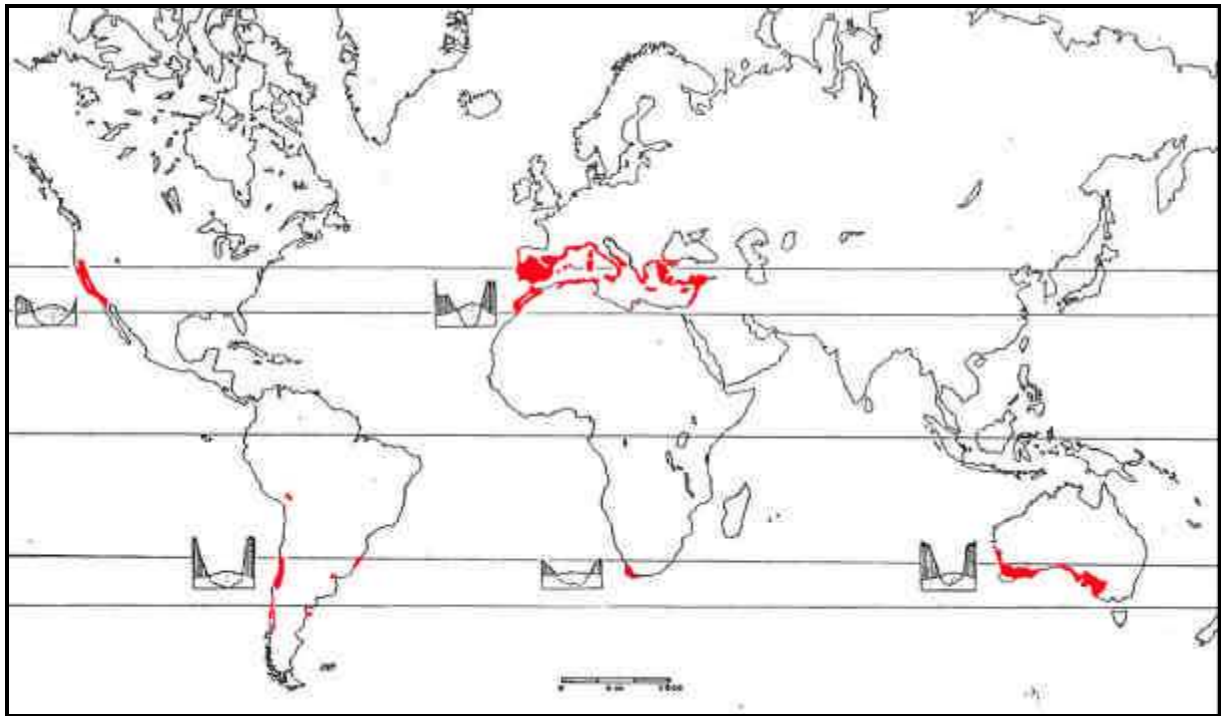


Figure VIII.1 : Régions du monde à climats méditerranéens (Di Castri, 1981)

Ces perspectives intéressantes de recherche existent, qui pourront être envisagées dans le cadre d'un programme de collaboration élargie.

Bibliographie

Bibliographie

- [1] **Abbott, M.B., Bathurst, J.C., Cunge, J.A., O'Connell, P.E. et Rasmussen, J. (1986).** An introduction to the European Hydrological System - Système Hydrologique Européen, "SHE", 1: History and philosophy of a physically-based, distributed modelling system. *Journal of Hydrology*, **87**, 61-77.
- [2] **Ambroise, B. (1998).** La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant - Processus, Facteurs, Modèles. *H*G*A* (Ed.), *Bucarest*, 200 p.
- [3] **Beayni, A. (2003).** Recherche d'une signification physique de certains paramètres du modèle conceptuel pluie-débit. DEA Sciences de l'Eau, Université Saint-Joseph.
- [4] **Becker, A. et Serban, P.E. (1990).** Hydrological models for water resources system design. *W.M.O.*, 34, 80 p.
- [5] **Beven, K. et Binley, A. (1992).** The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction. *Hydrological Processes*, **63**, 279-298.
- [6] **Beven, K.J. (1993).** Prophecy, reality and uncertainty in distributed hydrological modelling. *Advances in Water Resources*, **16**, 41-51.
- [7] **Beven, K.J. et Kirkby, M.J. (1979).** A physically based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, **24** (1), 43-67.
- [8] **Beven, K.J. et O'Connell, P.E. (1982).** On the role of physically based distributed modeling in hydrology. *Institute of hydrology, Wallingford, UK*, 36p.
- [9] **Black, P. E. (1996).** Watershed Hydrology. *Second Edition. Prentice Hall. Englewood Cliffs, New Jersey. 408p.*
- [10] **Blanchard, R. (1936).** Géographie de l'Europe. *F Alcan, Paris*, 483 p.
- [11] **Boulaine, J. (1961).** Facteurs de formation des sols méditerranéens. *Sols africains*, **6** (2 & 3), 249-262.
- [12] **Boyer, J.C. (2000).** L'olivier, arbre des Dieux. *Journées Méditerranéennes de l'Olivier: Nîmes, France.*
- [13] **Bras, R.L. et Rodriguez-Iturbe, I. (1989).** A review of the search for a quantitative link between hydrologic response and fluvial geomorphology, New Directions for surface water modeling. *Proceedings of the Baltimore Symposium. IAHS Publication*, **181**, Wallingford, 149-163.

- [14] **Braudel, F. (1966).** La Méditerranée et le monde méditerranéen à l'époque de Philippe II. *Armand Colin Ed., Paris, 1*, La part du milieu, 533 p.
- [15] **Brazil, L.E. et Krajewski, W.F. (1987).** Optimization of complex hydrologic models using random search methods. *Engineering Hydrology Proceedings, Williamsburg, Virginia, USA, August 3-7, Hydraulics Division, ASCE*, 726-731.
- [16] **Burrough, P.A. (1981).** Fractal dimension of landscapes and other environmental data. *Nature* 294: 240-242.
- [17] **Catafago, S. et Najem, W. (1976).** Contribution à l'étude de la pluviométrie Libanaise. *Thèse de Doctorat présentée à l'Université Montpellier II, France*.
- [18] **Chiew, F.H.S., Stewardson, M.J. et McMahon, T.A. (1993).** Comparison of six rainfall-runoff modeling approaches. *Journal of Hydrology*, **147**, 1-36.
- [19] **Clapp, R., et Hornberger, G. (1978).** Empirical equations for some soil hydraulic properties, *Water Resour. Res.*, **14**, 601-604.
- [20] **Cooper, V.A., Nguyen, V.T.V. Et Nicell, J.A. (1997).** Evaluation of global optimization methods for conceptual rainfall-runoff model calibration. *Water Sci. Tech.*, **365**,53-60.
- [21] **Crawford, N.H. et Linsley, R.K. (1966).** Digital simulation in hydrology, Stanford watershed model IV. *Stanford, University of California, Technical Report*, **39**.
- [22] **Daouk, B. (1999).** Caractéristiques géomorphologiques des bassins versants à partir des MNT- Cas du Nahr Beyrouth. DEA Sciences de l'Eau, Université Saint-Joseph.
- [23] **Dawdy, D.R. et O'Donnel, T. (1965).** Mathematical models of catchment behavior. *ASCE*, **91** (HY4), 123-137.
- [24] **Debussche, M., Rambal, S. et Lepart, J. (1987).** Les changements de l'occupation des terres en région méditerranéenne humide: évaluation des conséquences hydrologiques. *Acta Oecologica*, **8** (22), 181-194.
- [25] **Desbordes, M. et Masson, J.M. (1995).** Precipitations extremes dans le sud de l'Europe. *Régionalisation en hydrologie: application au développement, Le Barbé, Luc ed.); Servat, Eric (ed.), ORSTOM, Paris*, 153-164.
- [26] **Di Castri, F. et Hadley, M. (1988).** Enhancing the credibility of ecology: Interacting along and across hierarchical scales. *Geojournal*, **17** (1), 5-35.
- [27] **Diskin, M.H. et Simon, E. (1977).** A procedure for the selection of objective functions for hydrologic simulation models. *Journal of Hydrology*, **34**, 129-149.
- [28] **D'Odorico, P., Ridolfi, L., Porporato, A. et Rodriguez-Iturbe, I. (2000).** Preferential states of seasonal soil moisture: The impact of climate fluctuations. *Water Resources Research*, **36** (8), 2209-2219.
- [29] **Dooge, J.C.I. (1983).** On the study of water. *Hydrological Sciences Journal*, **28**, 439-462.

- [30] **Duan, Q., Sorooshian, S. et Gupta, V.K. (1992).** Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models. *Water Resources Research*, **28**4, 1015-1031.
- [31] **Duband, D., Obled, C. et Rodriguez, L.Y. (1993).** Unit hydrograph revisited: an alternate iterative approach to UH and effective precipitation identification. *J Hydro, Amsterdam*, 150, 115-149.
- [32] **Dunne, T. (1982).** Models of runoff processes and their significance. *Scientific Basis of Water Resource Management, National Academy Press, Washington*, 17-31.
- [33] **Dunne, T. et Black, R.D. (1970).** An experimental investigation of runoff production in permeable soils. *Water Resources Research*, **6** (2), 478-490.
- [34] **Edijatno (1991).** Mise au point d'un modèle élémentaire pluie - débit au pas de temps journalier. *Thèse de Doctorat, Université Louis Pasteur / ENGEES, Strasbourg*, 242 p.
- [35] **Edijatno, N., Michel, C. (1989).** Un modèle pluie-débit journalier à trois paramètres, *La Houille Blanche*, **2**, 113-121.
- [36] **Fadel, F. (2001).** Système d'information géographique et modélisation hydrologique. Application à une modélisation conceptuelle du ruissellement du Nahr Beyrouth. DEA Sciences de l'Eau, Université Saint-Joseph.
- [37] **Federer, C.A. (1979).** A soil-plant atmosphere model for transpiration and availability of soil water. *Water Resources Research*, **15** (3), 555-562.
- [38] **Fortin, J.P., Charbonneau, R., Lefevre, J. et Girard, G. (1971).** Proposition et analyse de quelques criteres adimensionnels d'optimisation. *IAHS Publication*, **101**, 548-557.
- [39] **Franchini, M. (1996).** Use of a genetic algorithm combined with a local search method for the automatic calibration of conceptual rainfall-runoff models. *Hydrological Sciences Journal*, **41**1, 21-39.
- [40] **Franchini, M. (1996).** Use of a genetic algorithm combined with a local search method for the automatic calibration of conceptual rainfall-runoff models. *Hydrological Sciences Journal*, **41**1, 21-39.
- [41] **Freeze, R.A. (1969).** The mechanism of natural groundwater recharge and discharge. *Water Resources Research*, **7**, 153-171.
- [42] **Gan, T.Y. et Biftu, G.F. (1996).** Automatic calibration of conceptual rainfall-runoff models: optimization algorithms, catchment conditions, and model structure. *Water Resources Research*, **32**12, 3513-3524.
- [43] **Goodrich, D.C., Woolhiser, D.A. (1991).** Catchment hydrology. *Reviews of Geophysics, Supplement April 1991 US. National Report to International Union of Geodesy and Geophysics*, 1987-1990, 202-209.
- [44] **Gupta, V.K. et Mesa, O.J. (1988).** Runoff generation and hydrologic response via channel network geomorphology-Recent progress and open problems. *Journal of Hydrology*, **102**, 3-28.

- [45] **Gupta, V.K., Waymire, E. et Rodriguez-Iturbe, I. (1986).** On scales, gravity and network structure in basin runoff. *Scale Problems in Hydrology*, Gupta VK, Rodriguez-Iturbe I, Wood EF (eds), D. Reidel: Norwell, MA, 159-184.
- [46] **Gupta, V.K., Waymire, E. et Wang, C.T. (1980).** A representation of an instantaneous unit hydrograph from geomorphology. *Water Resources Research*, **16** (5), 855-862.
- [47] **Gustard, A., Bullock, A. et Dixon, J.M. (1992).** Low flow estimation in the United Kingdom. *Institute of Hydrology, Wallingford, UK, Report n° 108*.
- [48] **Guswa, AJ, Celia, M.A. et Rodriguez-Iturbe, I. (2002).** Models of soil moisture dynamics in ecohydrology: A comparative study. *Water Resources Research*, **38** (9).
- [49] **Husser, G. (1986).** Calage automatique d'un modele hydrologique, etude de l'adequation du modele, application au modele CREC. *Rapport technique, Electricité de France, direction des etudes et recherche*.
- [50] **Ibbitt, R. P. (1970).** Systematic parameter fitting for conceptual models of catchment hydrology, *Ph.D. thesis, Univ. Of London*.
- [51] **Jones, J.A.A. (1997).** Global Hydrology. *Addison Wesley Longman, Harlow*, 397 p.
- [52] **Kirby, M.S. (1978).** Hillslope hydrology. *Wiley ed.*, 389p.
- [53] **Klepper, O., H. Scholten, et J.P.G. van de Kamer (1991).** Prediction uncertainty in an ecological model of the Oosterschelde Estuary, *Journal of Forecasting*, **10**, 191-209.
- [54] **Kositsakulchai, E. (2001).** Modélisation de la dynamique de l'hydrosystème du bassin du Mae Klong (Thaïlande) -Une esquisse de système interactif d'aide à la décision pour la gestion de l'eau. *These de Doctorat. Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc (USTL)*.
- [55] **Kuczera, G. et Parent, E. (1998).** Monte Carlo assessment of parameter uncertainty in conceptual catchment models : the Metropolis algorithm. *Journal of Hydrology*, **211**, 69-85.
- [56] **Laio, F., Porporato, A., Fernandez-Illescas, C.P. et Rodriguez-Iturbe, I. (2001).** Plants in water-controlled ecosystems: Active role in hydrologic and response to water stress 4. *Adv. Water Resources*, **24** (7), 745-762.
- [57] **Laio, F., Porporato, A., Ridolfi, L. et Rodriguez-Iturbe, I. (2001).** Plants in water-controlled ecosystems: Active role in hydrologic and response to water stress 2, Probabilistic soil moisture dynamics. *Adv. Water Resources*, **24** (7), 707-724.
- [58] **Lamouroux, M. (1965).** Observations sur l'altération des roches calcaires sous climat méditerranéen humide. *Cah. ORSTOM. Ser. Pedol.*, **3** (1), 21-41.
- [59] **Laurenson, E.M. (1964).** A catchment storage model for runoff routing. *Journal of Hydrology*, **2**, 141-163.

- [60] **Lee, H.T. et Delleur, J.W. (1976).** A variable source area model of rainfall runoff process based on the watershed stream network. *Water Resources Research*, **12**, 1029-1036.
- [61] **Lhomme, J.P. (1998).** Formulation of root water uptake in a multi-layer soil-plant model: Does van den Honert's equation hold?. *Hydrol.Earth System Sci.*, **2** (1), 31-40.
- [62] **Lindström, G., Johansson, B., Persson, M. Gardelin, M. et Bergström, S. (1997).** Development and test of the distributed HBV-96 hydrological model. *Journal of Hydrology*, **201**, 272-288.
- [63] **LLamas, J. (1993).** Hydrologie générale : Principes et applications. 2eme ed. Gaetan Morin Editeur, Quebec, Canada, 523 p.
- [64] **Loye-Pilot, M.D. (1995).** Impact géologique, géochimique et écologique des apports atmosphériques. *Biologie Géologie*, **1**, 83-107.
- [65] **Makhlouf, Z. (1994).** Compléments sur le modèle pluie-débit GR4J et essai d'estimation de ses paramètres. Thèse de Doctorat, Université Paris-Sud Orsay, CEMAGREF, Antony.
- [66] **Margat, J. (1992).** L'eau dans le bassin méditerranéen. Situation et prospective. *Economica, Paris*, **6**, Les fascicules du Plan Bleu.
- [67] **Milly, P.C.D. (2001).** A minimalist probabilistic description of root zone soil water. *Water Resources Research*, **37** (3), 457-464.
- [68] **Moussa, R. (1996).** Analytical Hayami solution for the diffusive wave flood routing problem with lateral inflow. *Hydrological processes*, **10**, 1209-1227.
- [69] **Moussa, R. (1997).** Geomorphological transfer function calculated from digital elevation models for distributed hydrological modelling. *Hydrological processes*, **11**, 429-449.
- [70] **Moussa, R. (2003).** On morphometric properties of basins, scale effects and hydrological response. *Hydrological Processes*, **17**, 33-58.
- [71] **Nandakumar, N. et Mein, R.G. (1997).** Uncertainty in rainfall-runoff model simulations and the implications for predicting the hydrologic effects of land-use change. *Journal of Hydrology*, **192**, 211-232.
- [72] **Nascimento, N.O. (1995).** Appréciation à l'aide d'un modèle empirique des effets d'action anthropiques sur la relation pluie-débit à l'échelle du bassin versant. Thèse de Doctorat, CERGENE/ENPC, Paris, 550 p.
- [73] **Nash, J.E, et Sutcliffe, J.V. (1970).** River flow forecasting through conceptual models. *Journal of Hydrology*, **273**, 282-290.
- [74] **Nelder, J.A. et Mead, R. (1965).** A simplex method for function minimisation. *The Computer Journal*, **74**, 308-313.
- [75] **Normand, M. (1994).** Soil moisture measurement. *Chap. 15 du Guide des Pratiques Hydrologiques (5^{ème} édition). Organisation Météorologique Mondiale (nouvelle version corrigée et augmentée par NORMAND M.)*.

- [76] **Pabot, H. (1959).** Végétation sylvopastorale et son écologie au Liban. *Publication F.A.O.*
- [77] **Parmele, L.H. (1972).** Errors in output of hydrologic models due to errors in input of potential evapotranspiration. *Water Resources Research*, **82**, 348-359.
- [78] **Paturel, J.E., Servat, E. et Vassiliadis, A. (1995).** Sensitivity of conceptual rainfall-runoff algorithms to errors in input data - case of the GR2M model. *Journal of Hydrology*, **168**, 111-125.
- [79] **Perrin, C. (2000).** Vers une amélioration d'un modèle global pluie - débit au travers d'une approche comparative. *INPG (Grenoble) / Cemagref (Antony)*, 530 p.
- [80] **Pickup, G. (1977).** Testing the efficiencies of algorithms and strategies for automatic calibration of rainfall-runoff models, *Hydrol. Sci. Bull.*, **222**, 257-274.
- [81] **PNRH 12 (2002).** Analyse du rôle de l'information climatique pour la détermination de l'évapotranspiration dans la modélisation pluie - débit. *Rapport final 2001-2002, Programme National de Recherche en Hydrologie.*
- [82] **Porporato, A., Laio, F., Ridolfi, L. et Rodriguez-Iturbe, I. (2001).** Plants in water-controlled ecosystems: active role in hydrologic processes and response to water stress 3, vegetation water stress. *Adv. Water Resources*, **24** (7), 725-744.
- [83] **Post, D.A., Jakeman, A.J. (1999).** Predicting the daily stream flow of ungauged catchments in S.E. Australia by regionalising the parameters of a lumped conceptual rainfall-runoff model. *Ecological Modelling*, **123**, 91-104.
- [84] **Quesney, A. (1999).** Assimilation de mesures d'humidité de surface dans un modèle hydrologique global. Apport de la teledétection radar ERS/SAR. *Thèse de Doctorat, Université de Paris7 / UFR de Physique*, 179 p.
- [85] **Rakem, Y. (1999).** Analyse critique et reformulation mathématique d'un modèle empirique pluie - débit (GR4j). *Thèse de Doctorat, ENPC*, 263 p.
- [86] **Rakem, Y. (1999).** Analyse critique d'un modèle Pluie-débit. Thèse de doctorat, ENPC. Paris- France.
- [87] **Richards, S.J. (1965).** Physical conditions of water in soil. *CA Black American Society of Agronomy, Madison, US*, 128-152.
- [88] **Ridolfi, L., D'Odorico, P., Porporato, A. et Rodriguez-Iturbe, I. (2000).** Impact of water variability on the vegetation water stress. *J. Geophys. Res.*, **105**, 18013-18025.
- [89] **Rodriguez-Iturbe, I. (2000).** Ecohydrology: A hydrologic perspective of climate-soil-vegetation dynamics. *Water Resour. Res.*, **36** (1), 3-10.
- [90] **Rodriguez-Iturbe, I., Devoto, G. et Valdes, J.B. (1979).** The interrelation between the geomorphologic IUH and the storm characteristics. *Water Resources Research*, **15** (6), 1409-1420.
- [91] **Rodriguez-Iturbe, I., Porporato, A., Laio, F. et Ridolfi, R. (2001).** Plants in water-controlled ecosystems: active role in hydrologic processes and response to water stress 1, Scope and general outline. *Adv. Water Resources*, **24** (7), 695-706.

- [92] **Rodriguez-Iturbe, I., Porporato, A., Ridolfi, L., Isham, V. et Cox, D.R. (1999).** Probabilistic modelling of water balance at a point: the role of climate, soil and vegetation. *Proc. R. Soc. London, Ser.*, 455, 3789-3805.
- [93] **Rosenbrock, H.H. (1960).** An automatic method for finding the greatest or least value of a function. *The computer Journal*, 3,175-184.
- [94] **Salvucci, G.D. (2001).** Estimating the moisture dependence of root zone water loss using conditionally averaged precipitation. *Water Resources Research*, 37 (5), 1357-1365.
- [95] **Scholes, R.J. et Walker, B.H. (1933).** An african Savanna: Synthesis of the Nylsvley Study. *Cambridge University Press, New York*.
- [96] **Schumm, S.A. (1956).** Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. *Geological Society of America Bulletin*, 67 (), 597-643.
- [97] **Servat, E. et Dezetter A. (1991).** Selection of calibration objective functions in the context of rainfall-runoff modelling in a sudanese savannah area. *Hydrological Sciences Journal*, 364, 307-330.
- [98] **Servat, E. et Dezetter, A. (1992).** Modélisation de la relation pluie-débit et estimation des apports en eau dans le nord-ouest de la Cote d'Ivoire. *Hydrologie Continentale*, 7(2), 129-142.
- [99] **Servat, E. et Dezetter, A. (1993).** Rainfall-runoff modelling and water resources assessment in northwestern Ivory Coast. Tentative extension to ungauged catchements. *Journal of Hydrology*, 148, 231-248.
- [100] **Sherman, L.K. (1932).** Stream flow rainfall by the unitgraph method. *Engineering News Record*, 108.
- [101] **Snell, J.D. et Sivapalan, M. (1994).** Geomorphological dispersion in natural catchments and the geomorphological unit hydrograph. *Water Resources Research*, 4 (5), 2311-2323.
- [102] **Sorooshian, S. et Dracup, J.A. (1980).** Stochastic parameter estimation procedures for hydrologic rainfall-runoff models: correlated and heteroscedastic error cases. *Water Resources Research*, 162, 430-442.
- [103] **Sorooshian, S. et Gupta, V.K. (1983).** Automatic calibration of conceptual rainfall-runoff models: the question of parameter observability and uniqueness. *Water Resources Research*, 191, 260-268.
- [104] **Sorooshian, S. et Gupta, V.K. (1995).** Model Calibration. *Chapter 2 in Computer Models of Watershed Hydrology V. Singh(ed.)*, 23-68.
- [105] **Strahler, A.N. (1952).** Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin*, 63,1117-1142.
- [106] **Tanakamaru, H. (1995).** Parameter estimation for the Tank Model using global optimisation. *Trans. JSIDRE*, 178,103-112.
- [107] **Thom, R. (1979).** Modélisation et scientificité. Actes du colloque Elaboration et justification des modèles : applications en biologie, Paris, Maloine Editeur, Tome I, 21-29.

- [108] **Turner, N.C. (1986)**. Crop water deficits: a decade of progress. *Advances in agronomy*, **39**, 1-51
- [109] **Van Straten, G. et Keesman, K.J. (1991)**. Uncertainty propagation and speculation in projective forecasts of environmental change: a lake-eutrophication example. *Journal of Forecasting*, **10**,163-190.
- [110] **VENSIM® Software-** Ventana Systems, Inc. <http://www.vensim.com>
- [111] **Walter, E. et Pronzato, L. (1994)**. Identification de modeles parametriques à partir de donnees experimentales. *Masson, Paris*.
- [112] **Wang, Q.J. (1997)**. Using genetic algorithms to optimize model parameters. *Environmental Modelling and Software*, **121**, 27-34.
- [113] **Winkel, T. et Rambal, S. (1990)**. Stomical conductance of some grapevines growing in the field under Mediterranean environment. *Agricultural and forest Meteorology*, **51**, 107-121.
- [114] **Winkel, T. et Rambal, S. (1993)**. Influence of water stress on grapevines growing in the field: from leaf to whole plant response. *Aust J Plant Physiol*, **20**, 143-157.
- [115] **WMO (1975)**. Intercomparison of conceptual models used in operational hydrological forecasting. *Operational Hydrology report*, **7** (429), World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland.
- [116] **WMO (1975)**. Intercomparison of conceptual models used in operational hydrological forecasting. *Operational Hydrology report*, **7** (429), World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland.
- [117] **Yair, A. et Lavee, H. (1985)**. Runoff generation in arid and semi arid zones, *Hydrological forecasting*. *Wiley ed.*, 183-220.
- [118] **Zeinoun, R. (2003)**. Modélisation stochastique de la pluie dans le bassin méditerranéen. DEA Sciences de l'Eau, Université Saint-Joseph.
- [119] **Zermani, A. (1998)**. Apport des SIG à la reconnaissance à moyenne échelle des facteurs d'écoulement et de transfert des nitrates. *Thèse de Doctorat, ENGREF, Cemagref*, 377 p.

Annexes

Annexe I

Annexe I

Modélisation stochastique de la pluie

1.1. Introduction

Le climat méditerranéen est caractérisé par un contraste de 2 saisons, dont une saison sèche importante. Il peut être modélisé par un modèle stochastique simple.

Les précipitations journalières sont modélisées par un processus de Markov du premier ordre à deux états commandant l'occurrence de l'existence de la précipitation, avec des précipitations durant les jours pluvieux générées indépendamment dans une loi de probabilité (Gabriec et Newman, 1962), (Todorovic et Woolhiser, 1975), (Catafago et Najem, 1976), (Waymin et Gupta, 1981), (Najem, 1988), (Woolhiser, 1992), (Wilks, 1998).

L'alternance est représentée par un processus Markovien du 1^{er} ordre. La vérification de cette hypothèse a été faite sur de très nombreuses stations dans le monde.

Les différences entre les différents modèles tiennent dans la loi de distribution des précipitations. Catafago et Najem (1976) ont retenu pour l'ensemble des stations libanaises une distribution exponentielle, tout en remarquant qu'une deuxième exponentielle permettait une meilleure adéquation des fortes valeurs. Cette loi avec une double exponentielle a été retenue par de nombreux auteurs (Foufoula et Lettenmaier, 1987), (Hanson, 1994), (Wilson, 1992).

Le modèle de Catafago et Najem (1976) a été adopté dans ce travail comme modèle de référence pour la pluie en méditerranée. Zeinoun (2003) a montré que ce modèle est valable sur le pourtour de la méditerranée (tests markoviens et intervalles de confiances sur les séries longues de pluie sur le pourtour de la méditerranée ont montré) et a identifié les paramètres sur un certain nombre de stations.

1.2. La modélisation de la pluie:

Le modèle de Catafago et Najem est un modèle à pas variable qu'on utilisera à pas fixe journalier. Il est composé de 2 mécanismes:

- L'alternance des états de pluie et de non pluie qui est un processus markovien de premier ordre
- Les impulsions pluvieuses à l'intérieur de l'état de pluie qui ont une structure de variables aléatoires non nulles qui suivent un processus de Markov d'ordre 0.

1.2.1. Processus Markovien:



Un processus de Markov est un processus dont l'évolution future $\{X_s : s > t\}$ ne dépend de son passé qu'à travers son état à l'instant t :

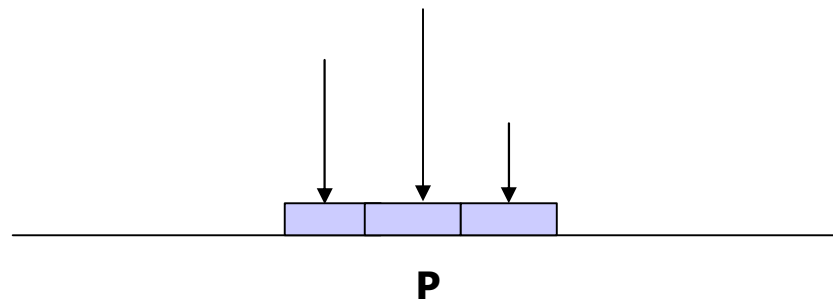
$\forall s > t, L(X_s / X_r : r \leq t) = L(X_s / X_t)$ où $L(X_s / X_t)$ désigne la loi X_s sachant X_t .

Cette définition signifie que, pour le futur, l'histoire du processus jusqu'à l'instant est entièrement résumée par son état à l'instant t ; ou encore que le présent étant connu, le futur est indépendant du passé.

L'ordre du processus ou mémoire indique la longueur de la dépendance.

1.2.2. L'alternance:

A l'intérieur d'un épisode pluvieux, on utilise un modèle de renouvellement d'averses



L'alternance peut être caractérisée par une variable d'état E relative au pas de mesure (qui est le pas journalier dans notre cas) et au rang k : on a ainsi deux états possibles B et M :

- B : pour beau temps et pour dire qu'il s'agit d'un temps sec
- M : pour mauvais temps et pour dire qu'il s'agit d'un temps pluvieux.

Les états de l'alternance (beau et mauvais) suivent un processus de Markov d'ordre 1 c'est-à-dire que l'état d'aujourd'hui dépend de l'état de la veille et non de l'avant veille.

Dans le cadre de notre étude on est en présence du cas particuliers Markov d'ordre 1 à deux états : les états possibles étant M et B, la matrice de transition est de la forme :

$$P = \begin{array}{|c|c|} \hline a & 1-a \\ \hline 1-\beta & \beta \\ \hline \end{array}$$

a : probabilité conditionnelle du couple $(M, B) = \text{prob}(E_k = M / E_{k-1} = B)$

$1-a$: probabilité conditionnelle du couple $(M, M) = \text{prob}(E_k = M / E_{k-1} = M)$

β : probabilité conditionnelle du couple $(B, M) = \text{prob}(E_k = B / E_{k-1} = M)$

$1-\beta$: probabilité conditionnelle du couple $(B, B) = \text{prob}(E_k = B / E_{k-1} = B)$

1.2.3. Le modèle

Le modèle est donc un modèle à 4 paramètres :

T_1 : Durée moyenne des épisodes secs

T_2 : Durée moyenne des épisodes pluvieux

? : Durée moyenne entre 2 averses successives dans un épisode pluvieux

G : Intensité de la pluie

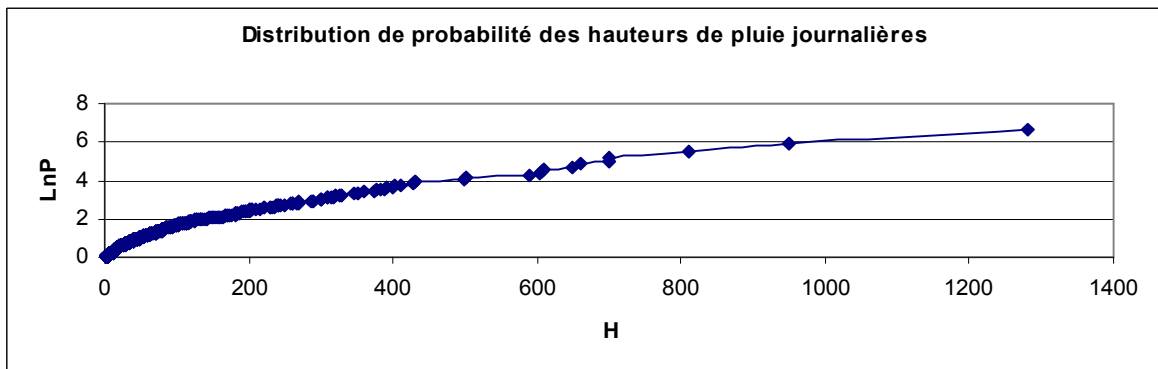
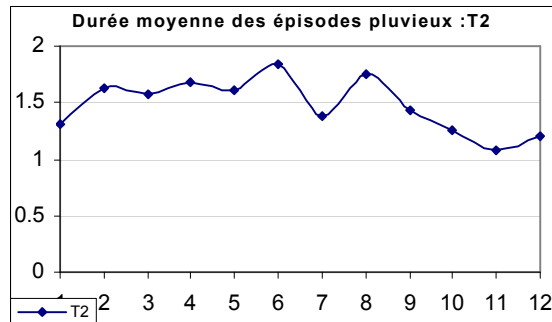
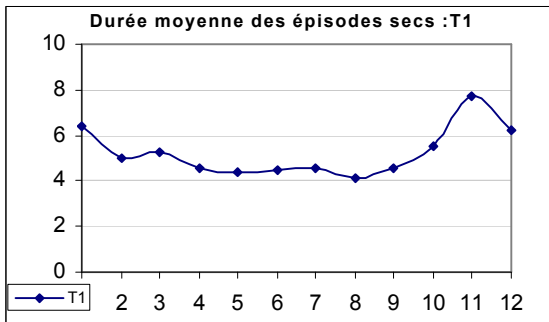
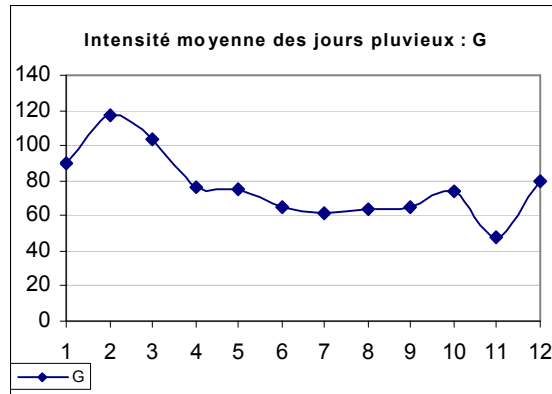
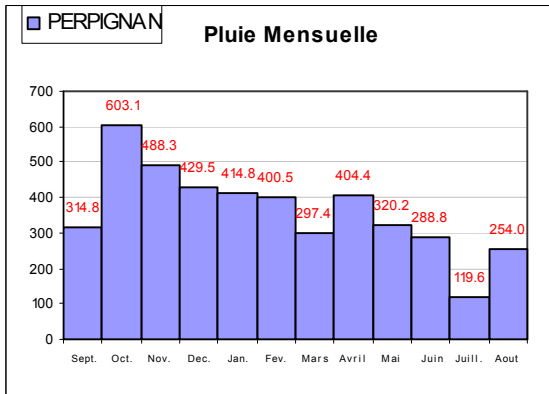
Ces paramètres ont été déterminés pour 36 stations du pourtour méditerranéen.

Station	Page
Station 1 : PERPIGNAN - FRANCE	197
Station 2 : GENES - ITALIE.....	198
Station 3 : ATHENES - GRECE	199
Station 4 : LARNACA - CHYPRE	200
Station 5 : LIMASSOL - CHYPRE.....	201
Station 6 : MARSEILLE - FRANCE	202
Station 7 : NICOSIE - CHYPRE.....	203
Station 8 : NIMES - FRANCE	204
Station 9 : MONTPELLIER - FRANCE.....	205
Station 10: AMIANDOS - CHYPRE.....	206
Station 11: BEER-SHEVA - ISRAEL	207
Station 12: BEJA - PORTUGAL	208
Station 13: BRAGANCA - PORTUGAL	209
Station 14: BRINDISI - ITALIE.....	210
Station 15: CAGLIARI - ITALIE	211
Station 16: COIMBRA - PORTUGAL	212
Station 17: CORFU - GRECE.....	213
Station 18: BEYROUTH - LIBAN	214
Station 19: HAR-KENAAN - ISRAEL	215
Station 20: HERAKLION - GRECE.....	216
Station 21: JERUSALEM - ISRAEL.....	217
Station 22: KELIBIA - TUNISIE	218
Station 23: LARISSA - GRECE	219
Station 24: LISBOA - PORTUGAL	220
Station 25: LJUBLJANA - SLOVENIE	221
Station 26: MALAGA - ESPAGNE	222
Station 27: METHONI - GRECE	223
Station 28: POLIS - CHYPRE	224
Station 29: PORTO - PORTUGAL.....	225
Station 30: ROME - ITALIE.....	226
Station 31: TAVIRA - PORTUGAL.....	227
Station 32: TEL-AVIV - ISRAEL	228
Station 33: VALENCE - ESPAGNE	229
Station 34: VERONE - ITALIE.....	230
Station 35: ZAGREB - CROATIE.....	231
Station 36: ZARAGOZA - ESPAGNE	232

Paramètres stochastiques : Station PERPIGNAN



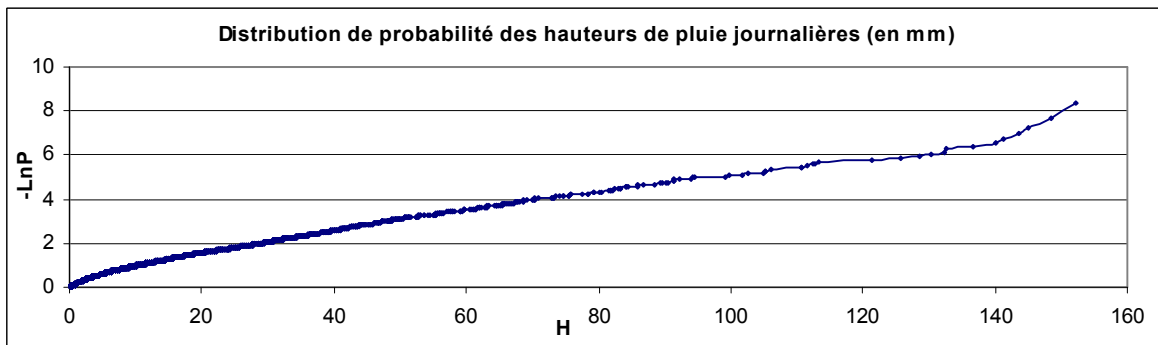
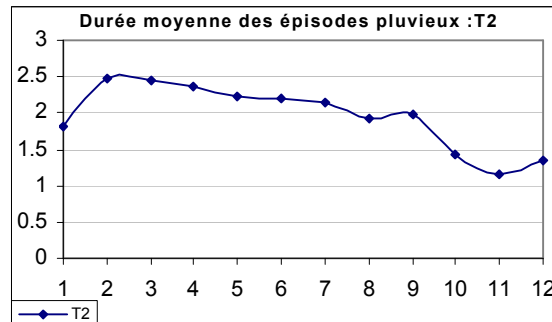
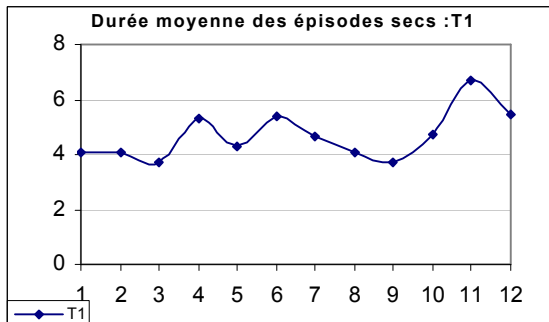
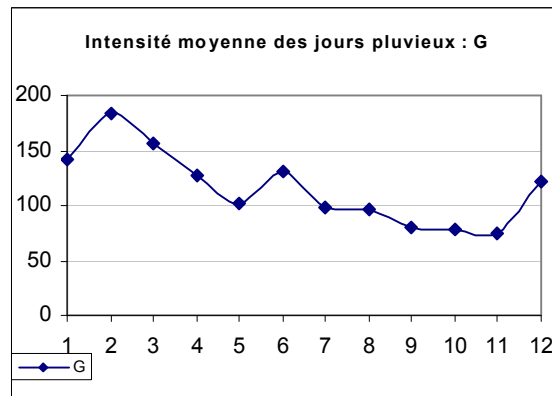
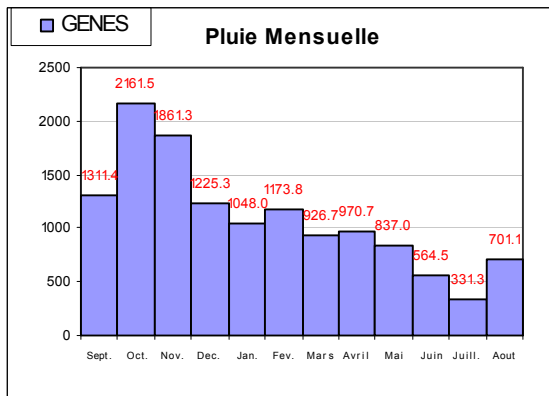
Pays : FRANCE
 Station : PERPIGNAN
 Longitude : 2.87
 Latitude : 42.73
 Série : 1971 - 2000
 Nb. : 30 années
 Pm (mm) : 635.34
 s (mm) : 174.94
 Is : 2.30



Paramètres stochastiques : Station GENES



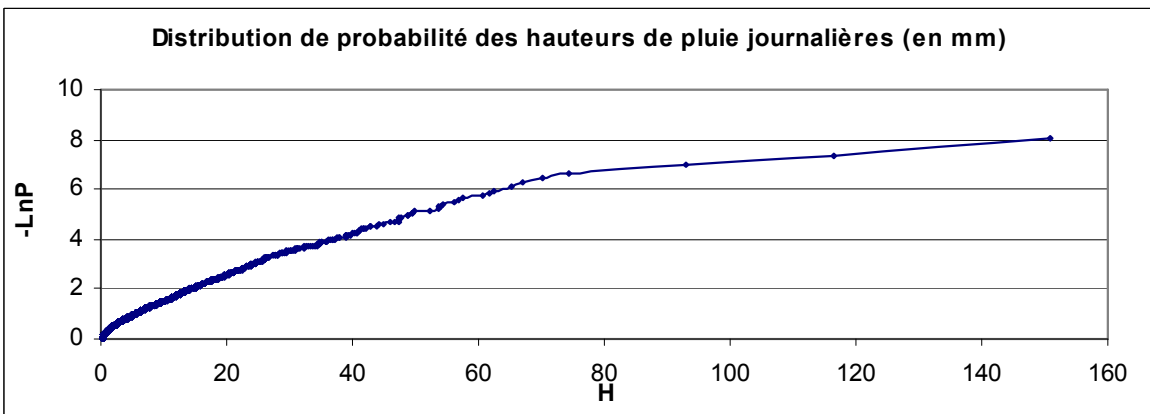
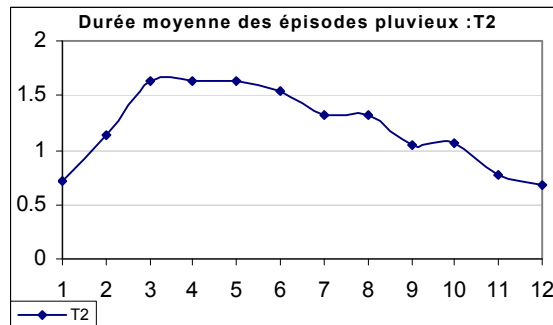
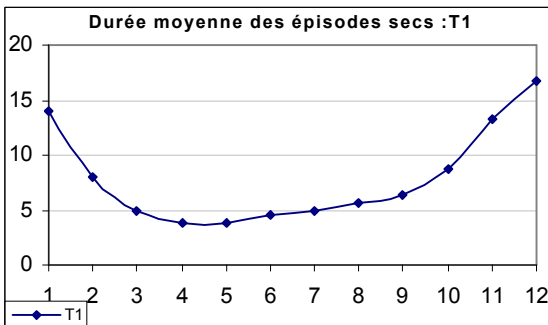
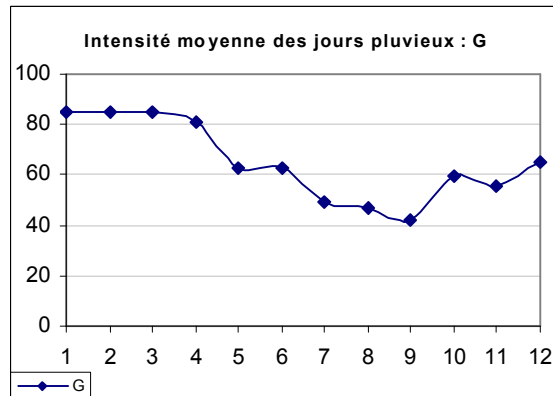
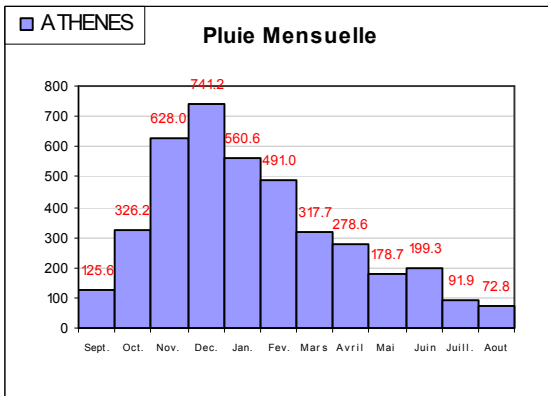
Pays : ITALIE
 Station : GENES
 Longitude : 8.83
 Latitude : 44.48
 Série : 1834 - 1988
 Nb. : 155 années
 Pm (mm) : 1291.5
 s (mm) : 294.60
 Is : 3.339



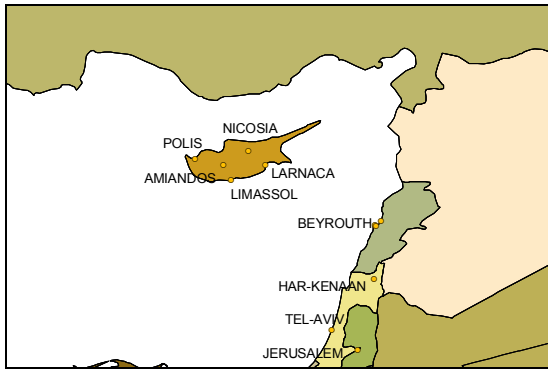
Paramètres stochastiques : Station ATHENES



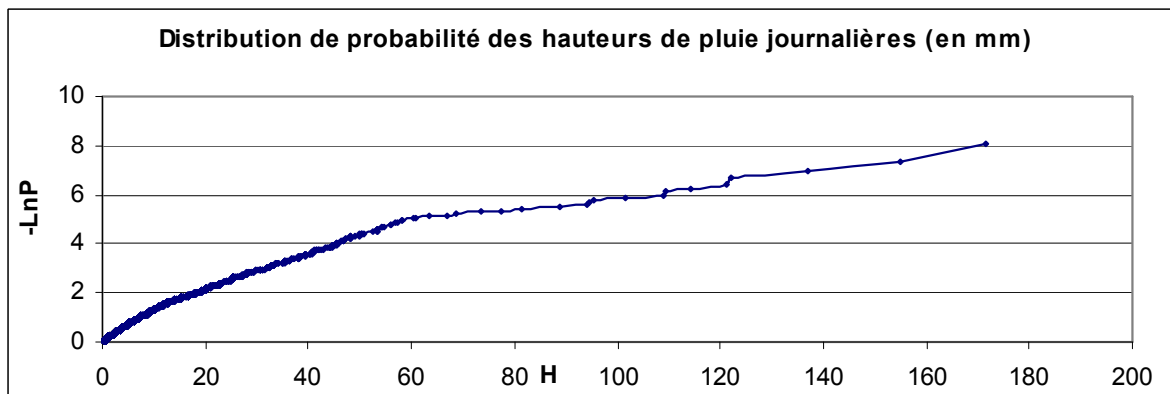
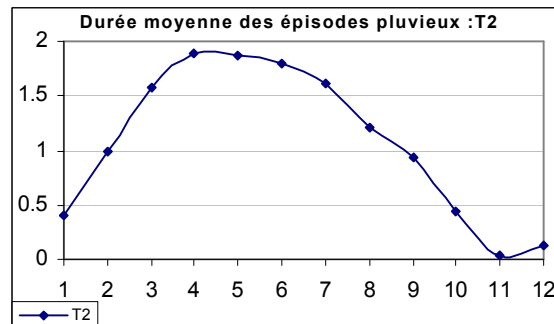
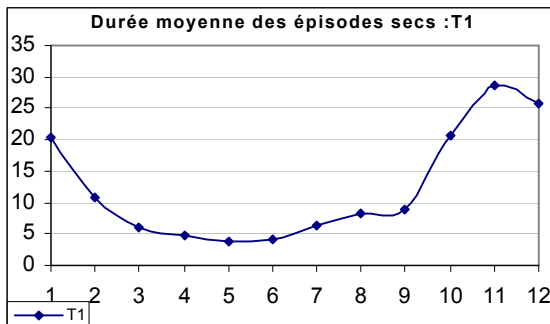
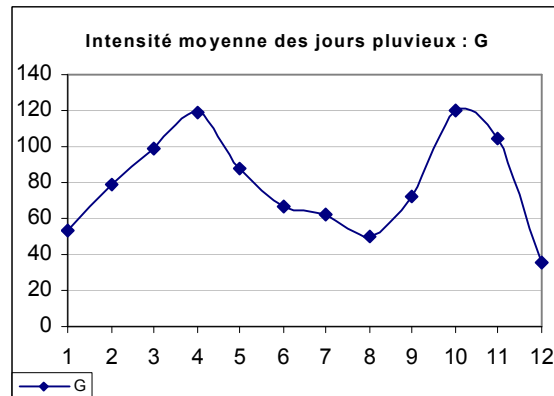
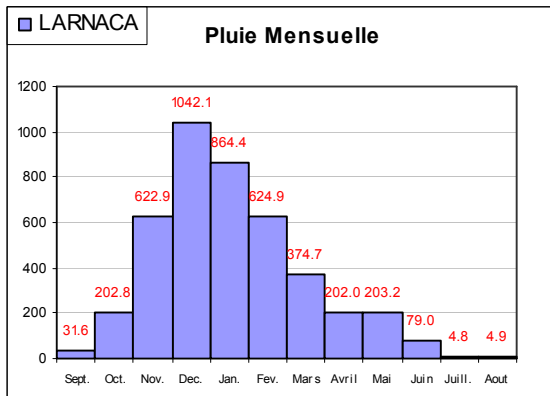
Pays : GRECE
 Station : ATHENES
 Longitude : 23.75
 Latitude : 37.89
 Série : 1872 - 1990
 Nb. : 119 années
 Pm (mm) : 393.35
 s (mm) : 101.10
 Is : 5.299



Paramètres stochastiques : Station LARNACA



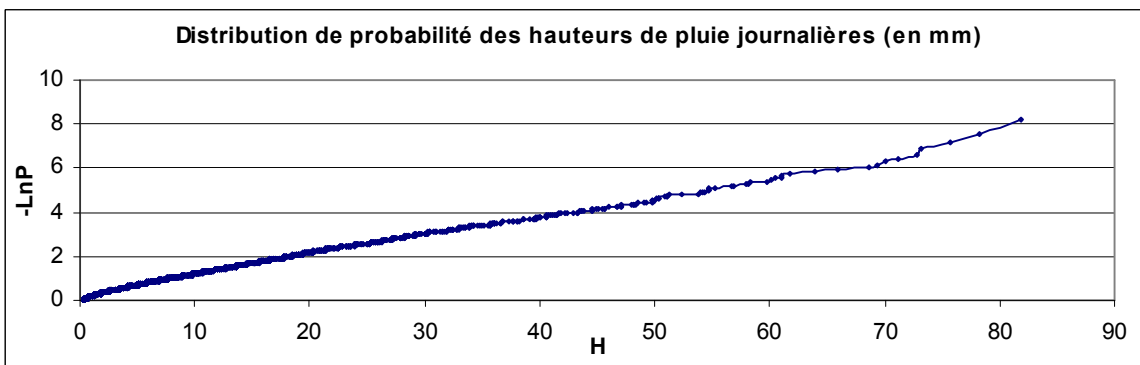
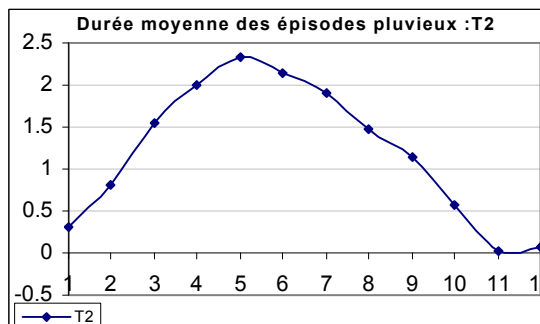
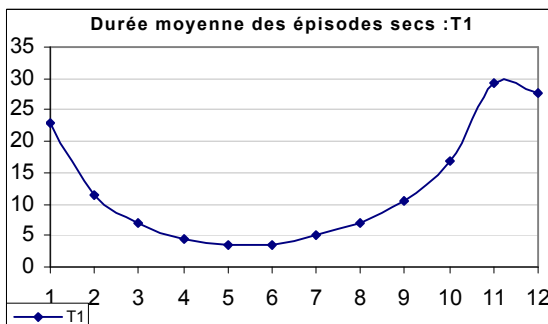
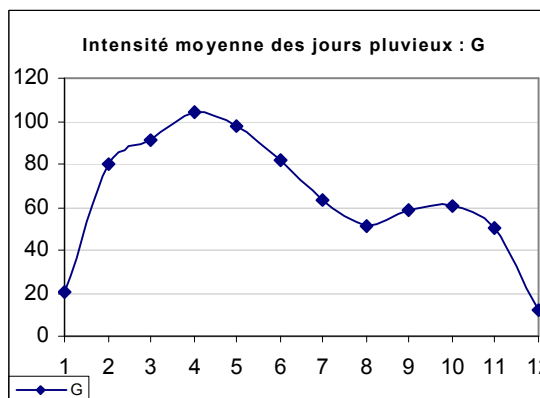
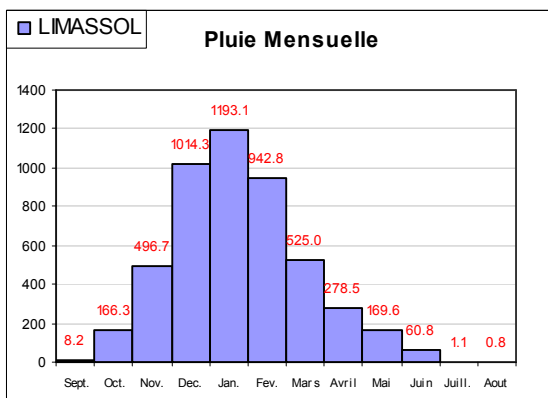
Pays : CHYPRE
 Station : LARNACA
 Longitude : 33.63
 Latitude : 34.92
 Série : 1883 - 1994
 Nb. : 112
 Pm (mm) : 394.35
 s (mm) : 137.63
 Is : 28.550



Paramètres stochastiques : Station LIMASSOL



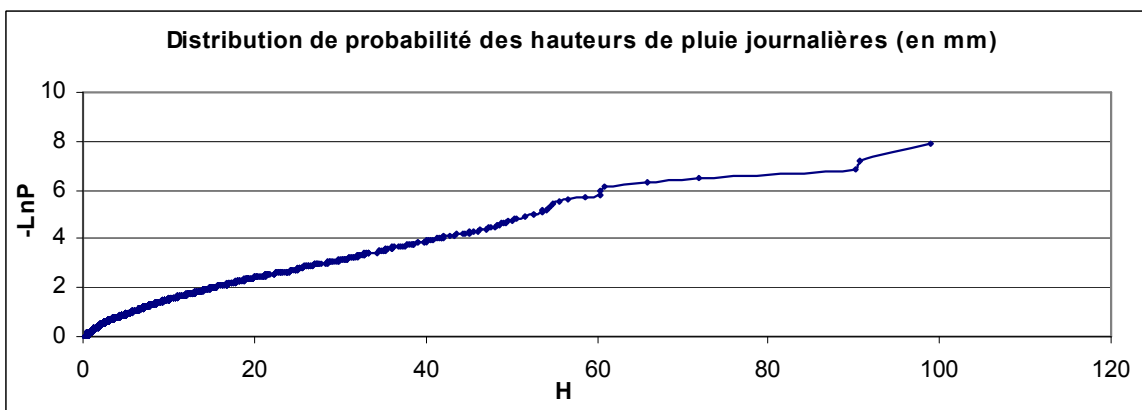
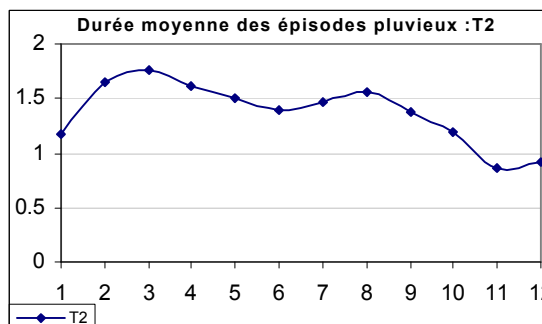
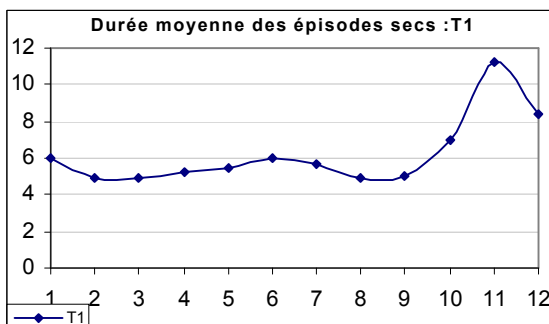
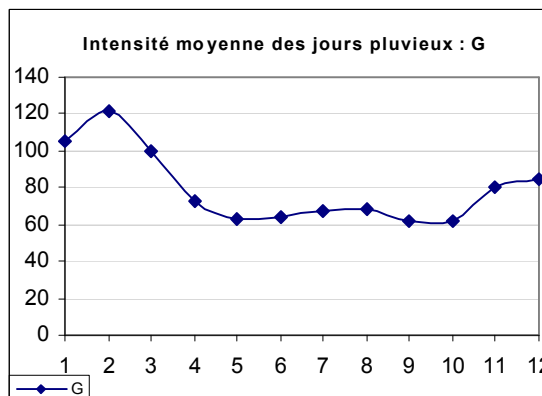
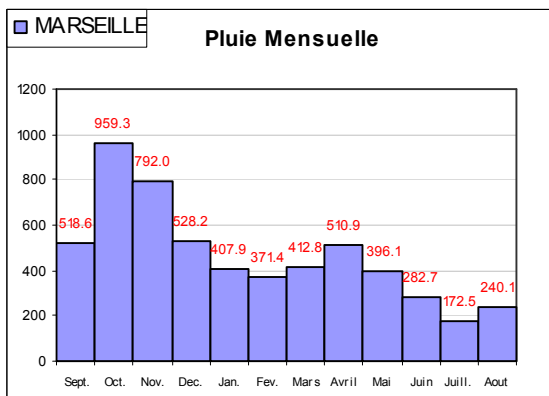
Pays : CHYPRE
 Station : LIMASSOL
 Longitude : 33.04
 Latitude : 34.67
 Série : 1884 - 1994
 Nb. : 111 années
 Pm (mm) : 458
 s (mm) : 114.63
 Is : 50.189



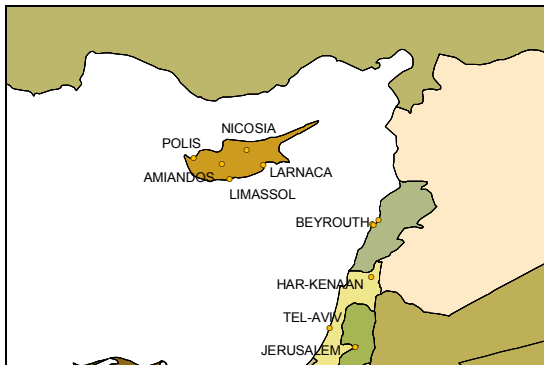
Paramètres stochastiques : Station MARSEILLE



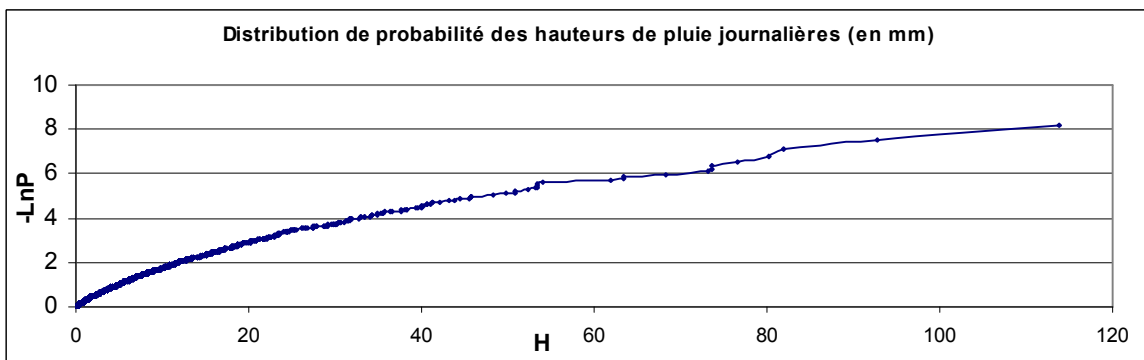
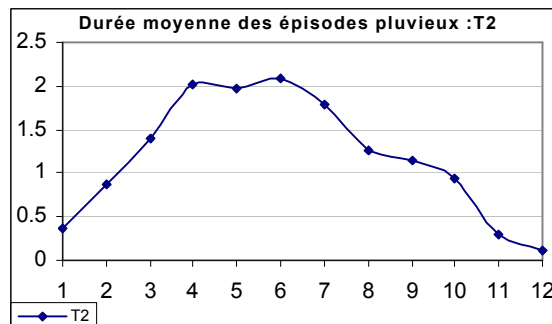
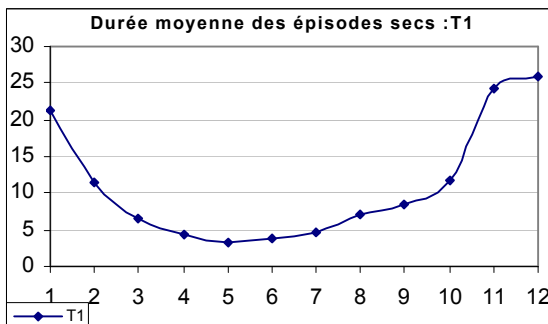
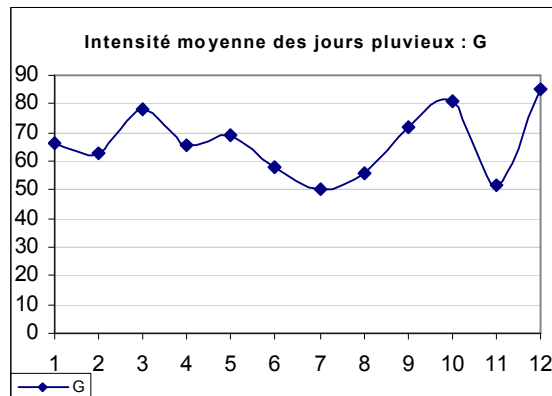
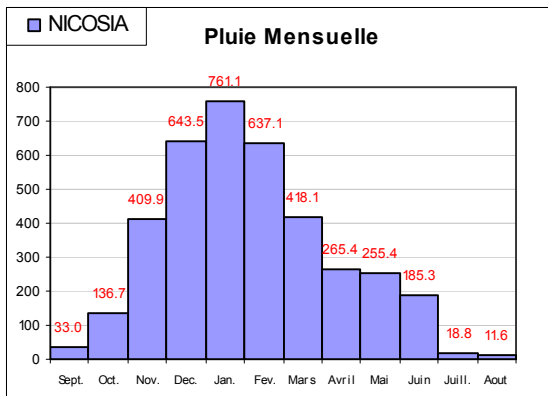
Pays : FRANCE
 Station : MARSEILLE
 Longitude : 5.40
 Latitude : 43.31
 Série : 1865 - 1993
 Nb. : 128 années
 Pm (mm) : 582.86
 s (mm) : 151.83
 Is : 3.280



Paramètres stochastiques : Station NICOSIE



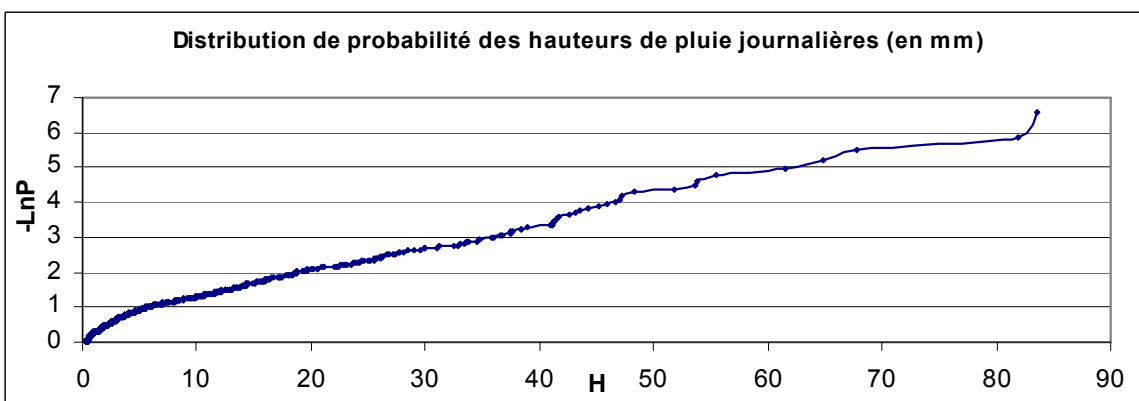
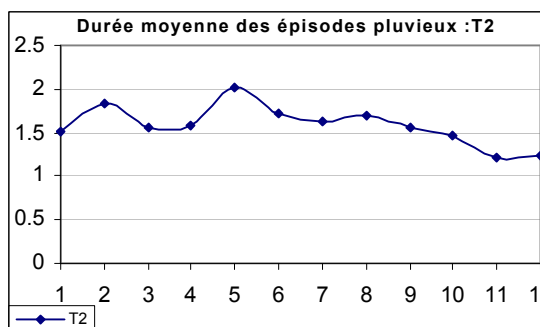
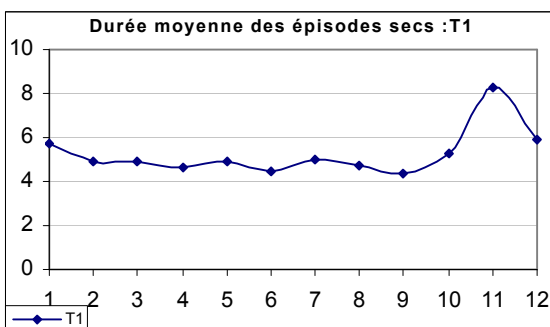
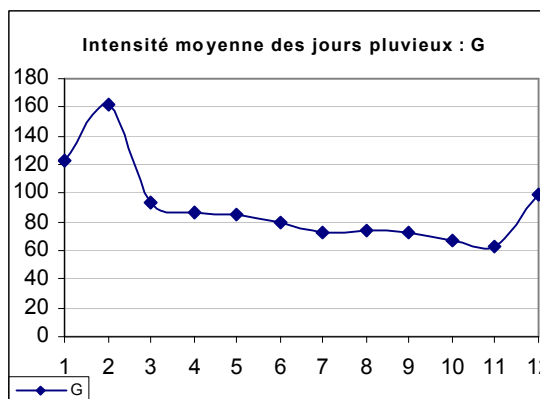
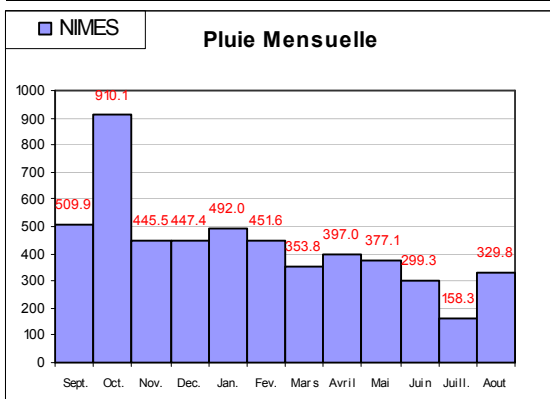
Pays : CHYPRE
 Station : NICOSIE
 Longitude : 33.35
 Latitude : 35.17
 Série : 1883 - 1993
 Nb. : 111 années
 Pm (mm) : 354.82
 s (mm) : 92.18
 Is : 9.470



Paramètres stochastiques : Station NIMES



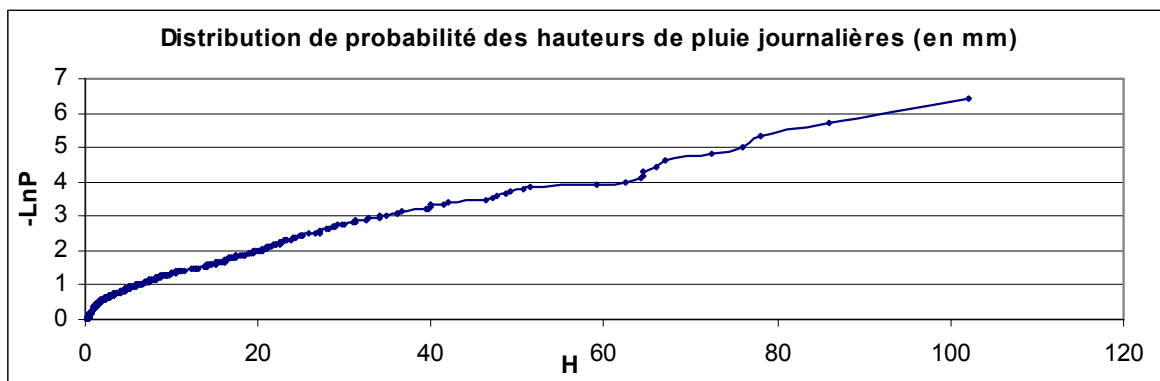
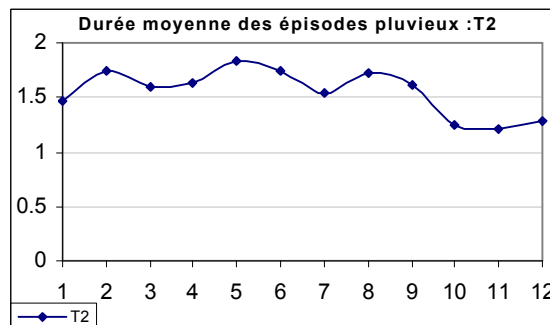
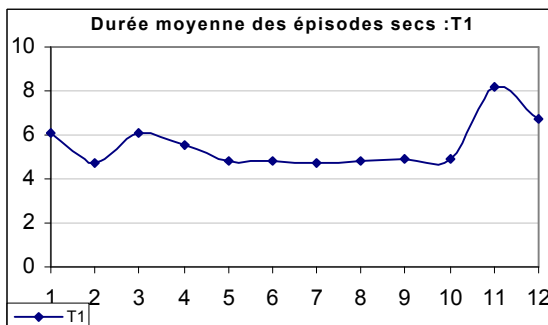
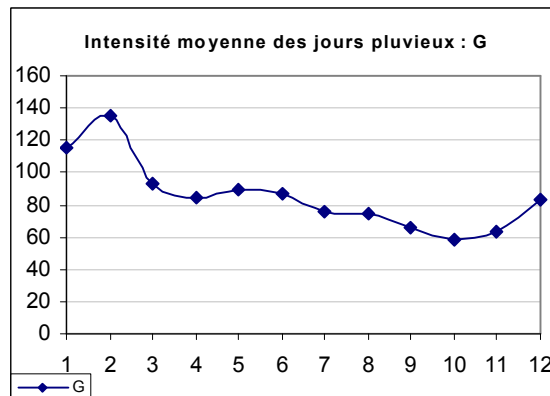
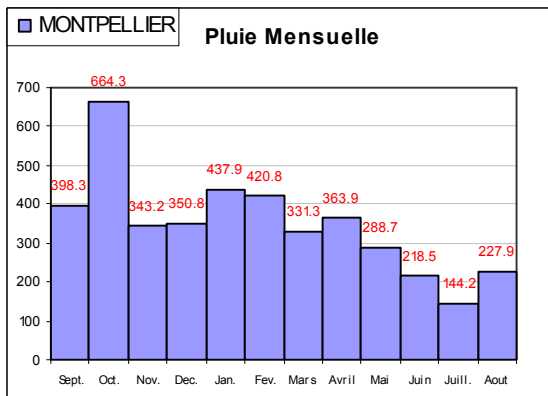
Pays : FRANCE
 Station : NIMES
 Longitude : 4.29
 Latitude : 43.73
 Série : 1969 - 1997
 Nb. : 29 années
 Pm (mm) : 784.67
 s (mm) : 211.61
 Is : 2.370



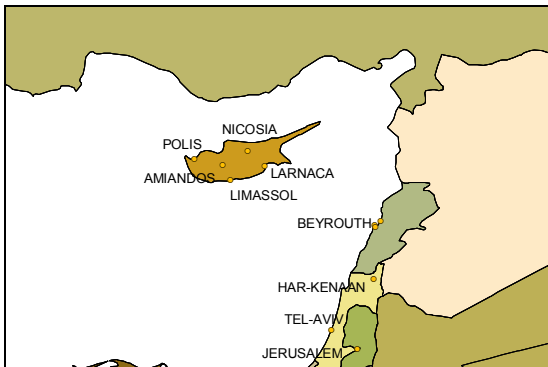
Paramètres stochastiques : Station MONTPELLIER



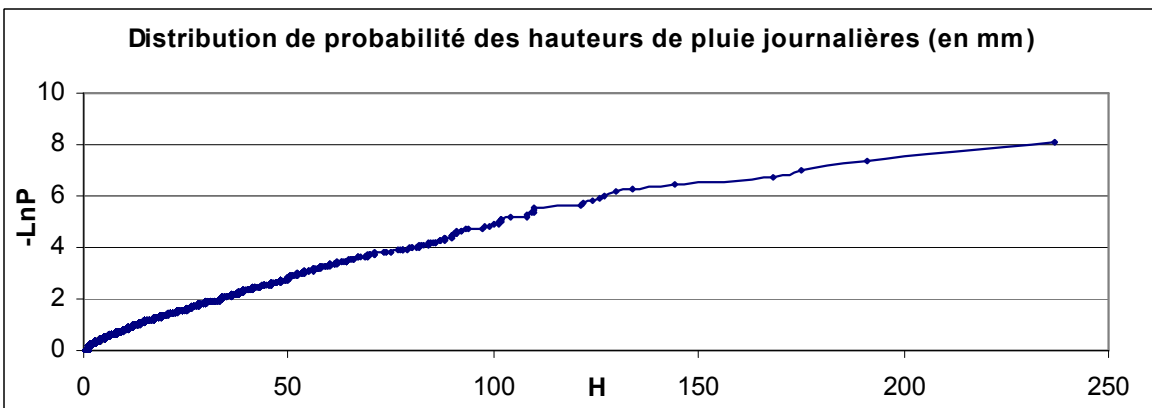
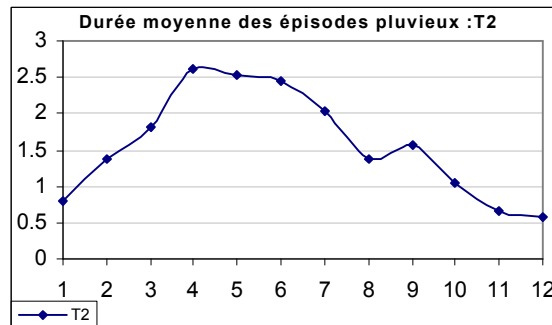
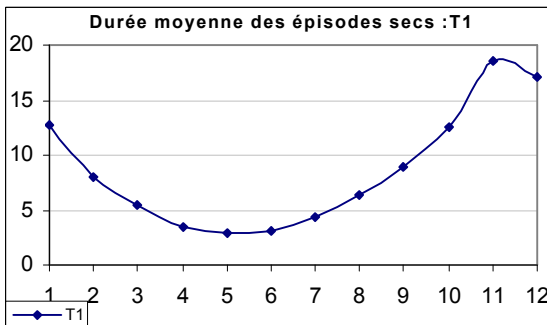
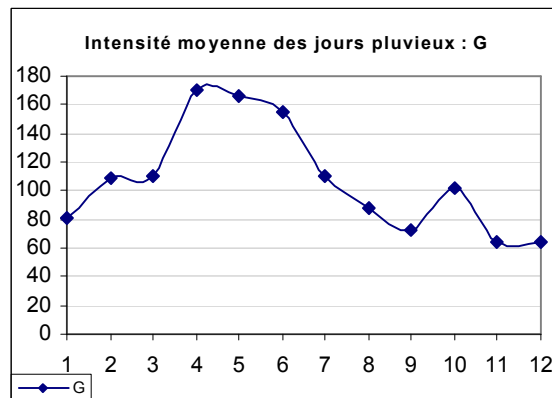
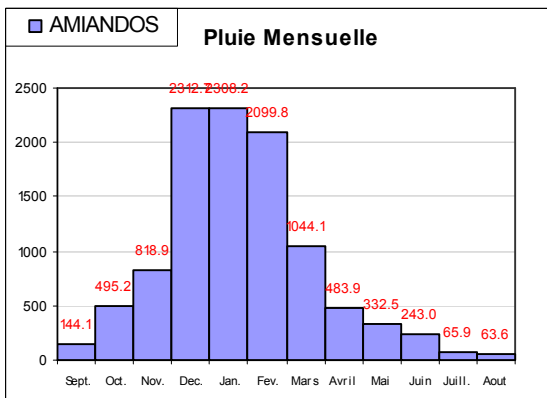
Pays : FRANCE
 Station : MONTPELLIER
 Longitude : 3.89
 Latitude : 43.64
 Série : 1969 - 1994
 Nb. : 26 années
 Pm (mm) : 709.01
 s (mm) : 219.53
 Is : 2.379



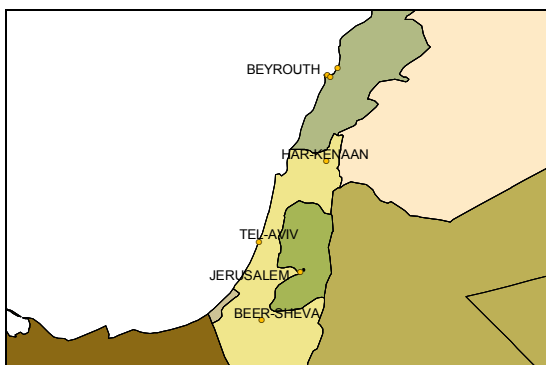
Paramètres stochastiques : Station AMIANDOS



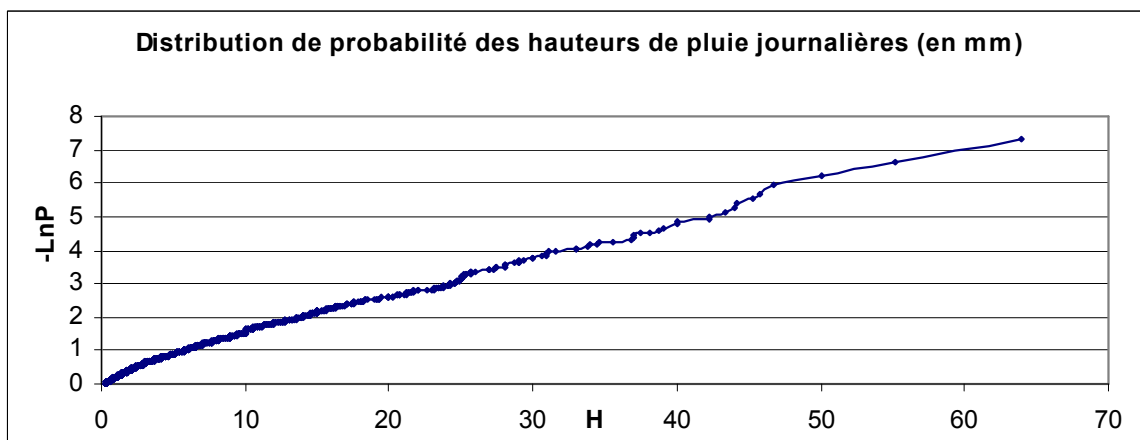
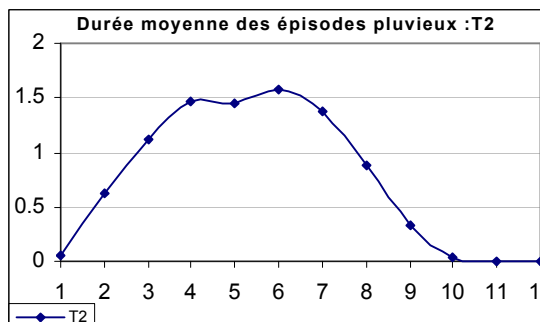
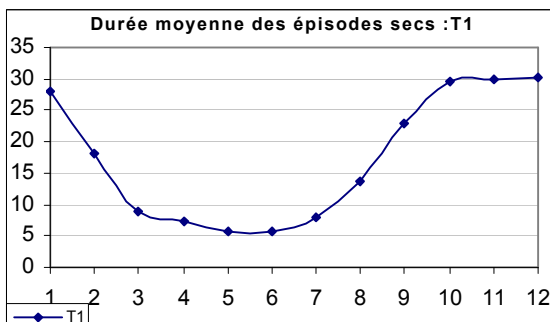
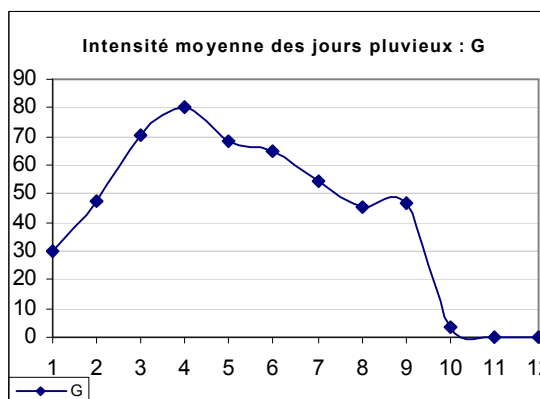
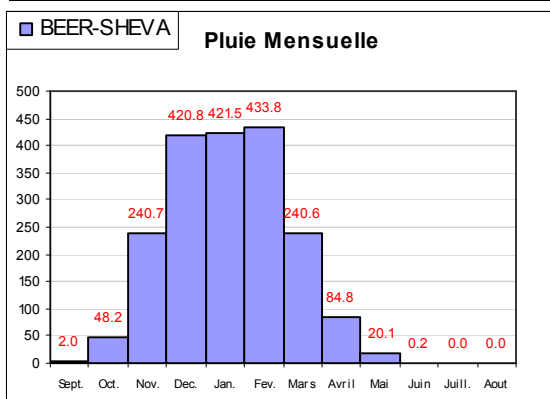
Pays : CHYPRE
 Station : AMIANDOS
 Longitude : 32.92
 Latitude : 34.93
 Série : 1918 - 1998
 Nb. : 81 années
 Pm (mm) : 1016.56
 s (mm) : 246.28
 Is : 18.039



Paramètres stochastiques : Station BEER-SHEVA



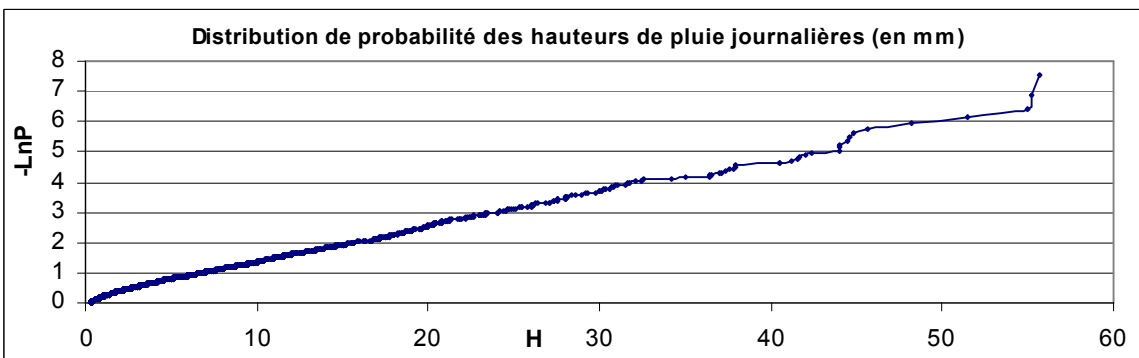
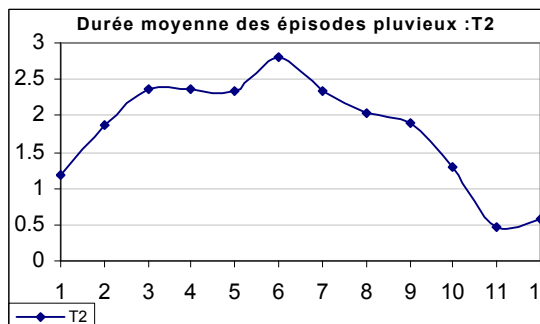
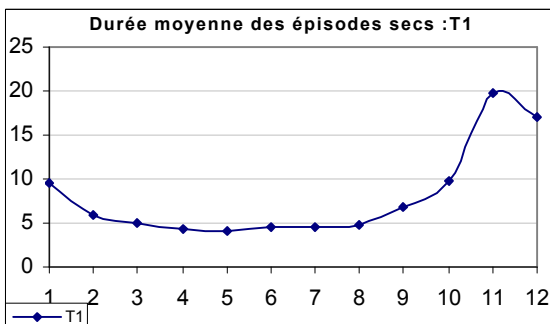
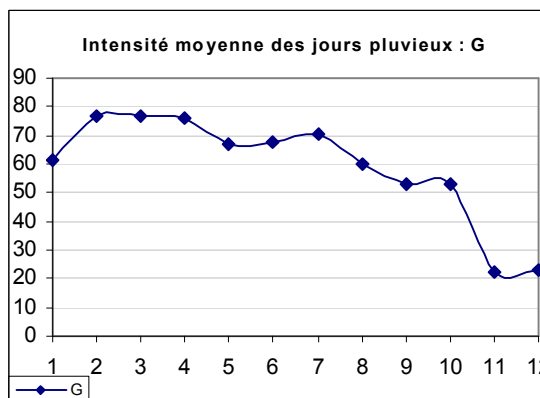
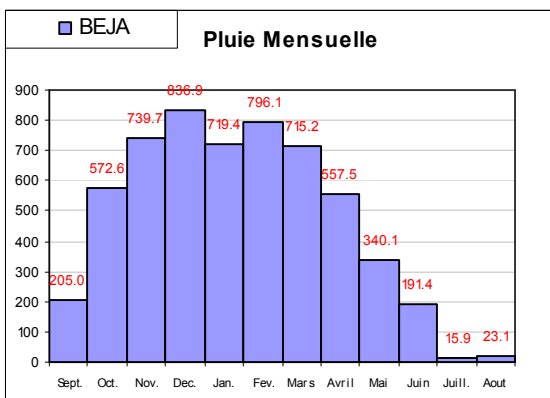
Pays : ISRAEL
 Station : BEER-SHEVA
 Longitude : 34.80
 Latitude : 31.25
 Série : 1923 - 1998
 Nb. : 76 années
 Pm (mm) : 198.93
 s (mm) : 65.32
 Is : 8021.14



Paramètres stochastiques : Station BEJA



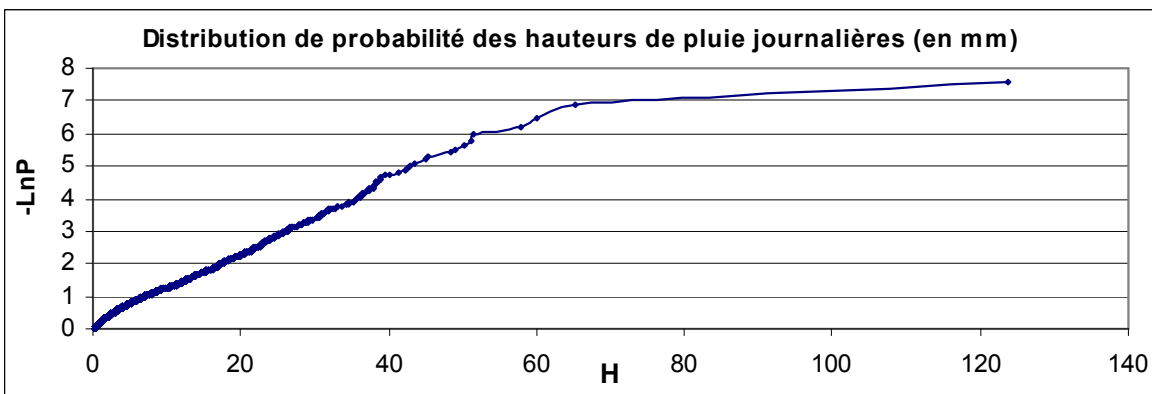
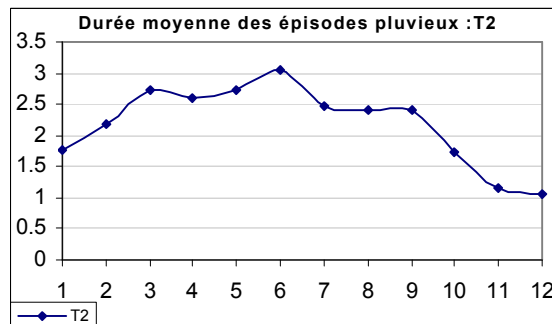
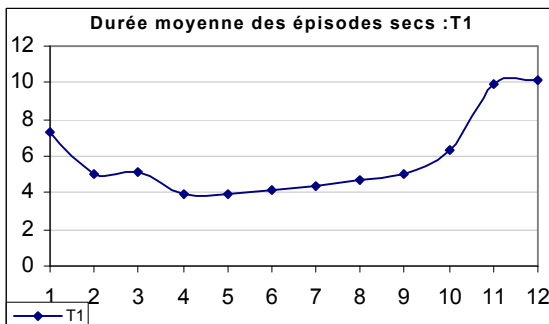
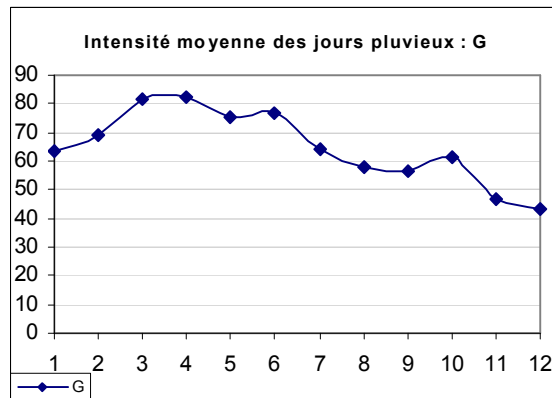
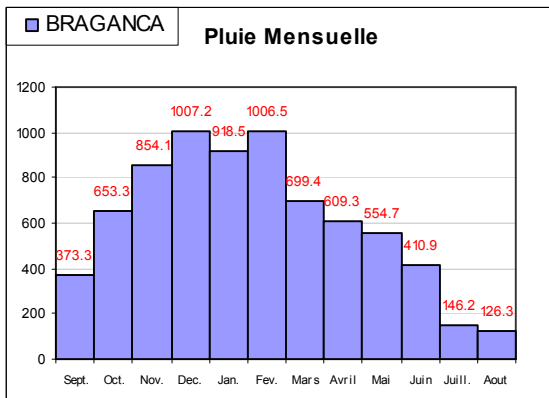
Pays : PORTUGAL
 Station : BEJA
 Longitude : -7.87
 Latitude : 38.02
 Série : 1942 - 1999
 Nb. : 58 années
 Pm (mm) : 574.06
 s (mm) : 170
 Is : 10.21



Paramètres stochastiques : Station BRAGANCA



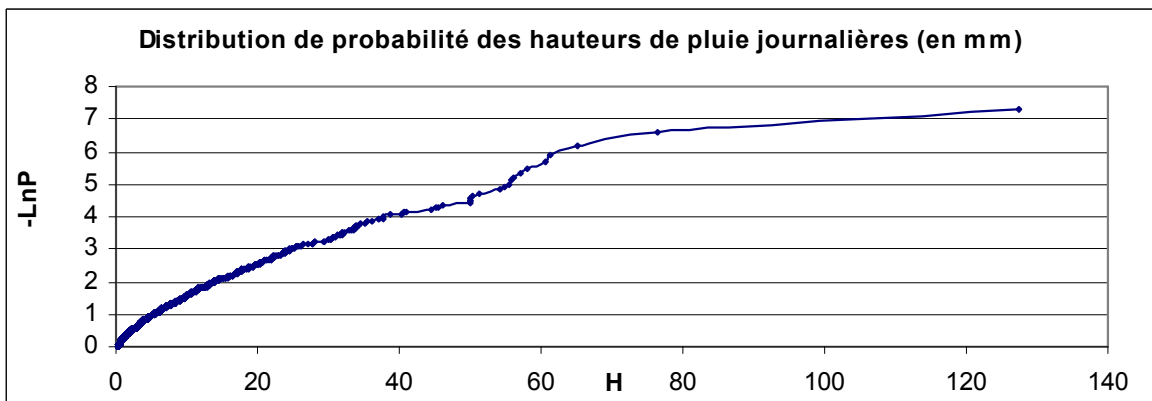
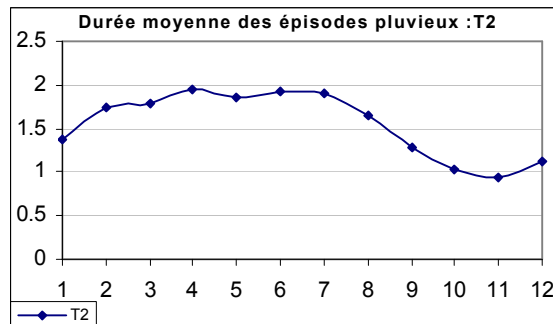
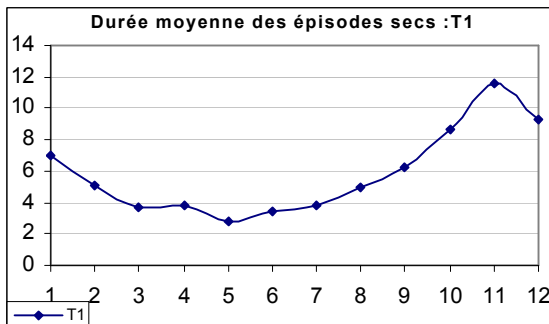
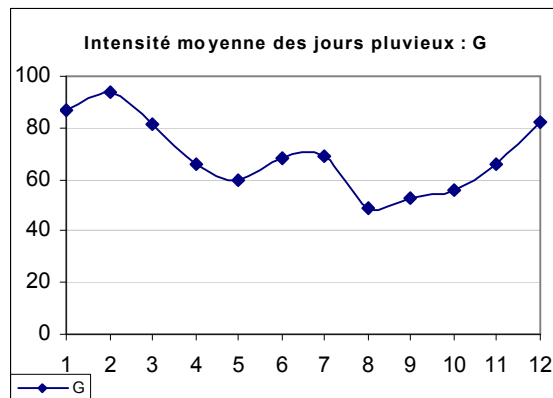
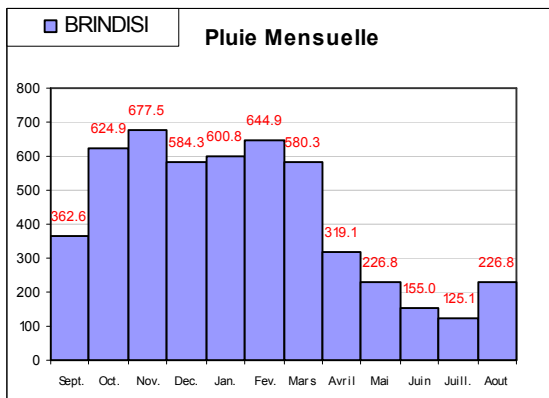
Pays : PORTUGAL
 Station : BRAGANCA
 Longitude : -6.73
 Latitude : 41.80
 Série : 1946 - 1999
 Nb. : 54 années
 Pm (mm) : 721.58
 s (mm) : 250.94
 Is : 4.29



Paramètres stochastiques : Station BRINDISI



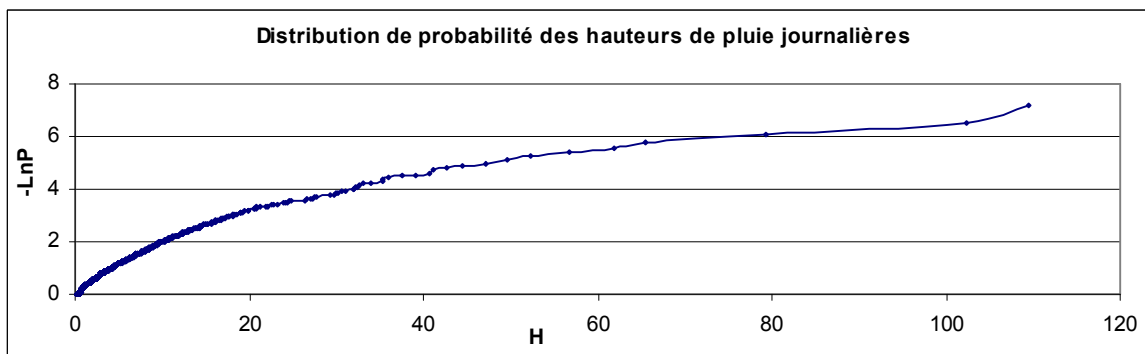
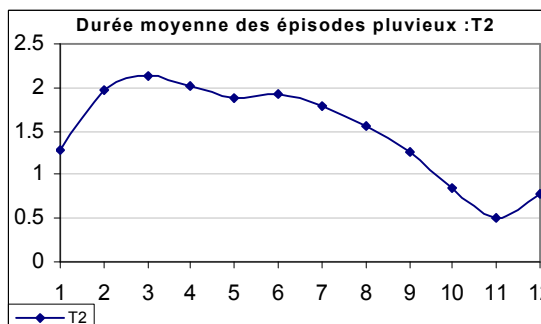
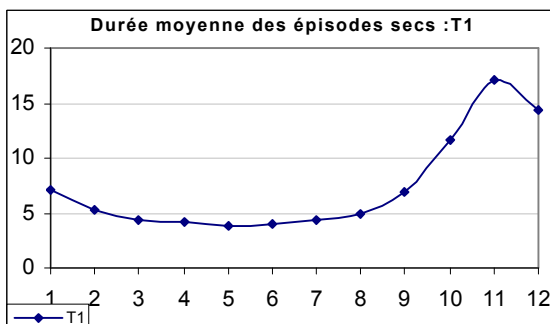
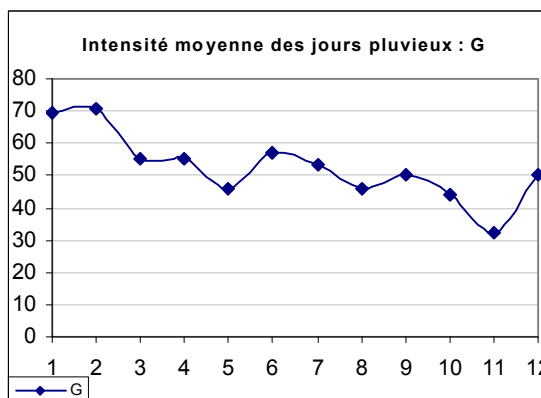
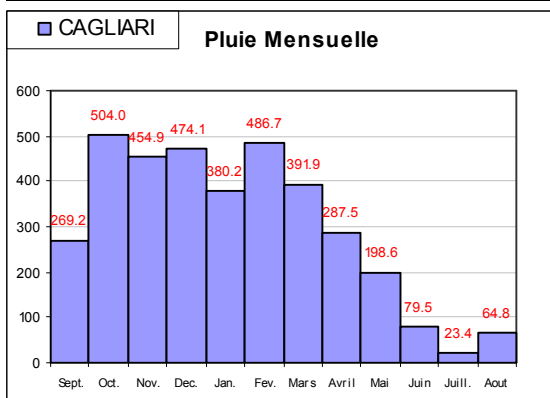
Pays : ITALIE
 Station : BRINDISI
 Longitude : 17.93
 Latitude : 40.63
 Série : 1952 - 1998
 Nb. : 46 années
 Pm (mm) : 611.63
 s (mm) : 148.18
 Is : 3.720



Paramètres stochastiques : Station CAGLIARI



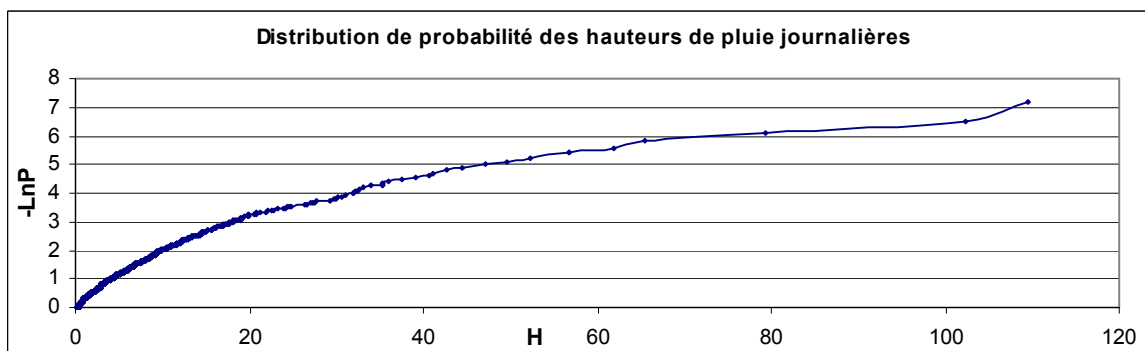
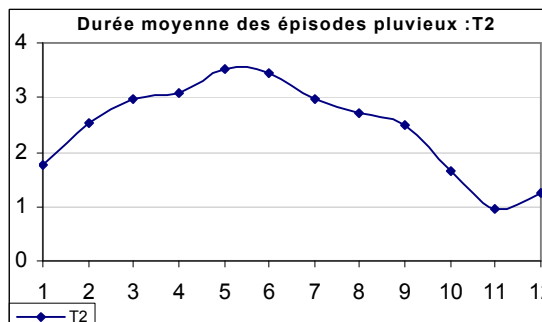
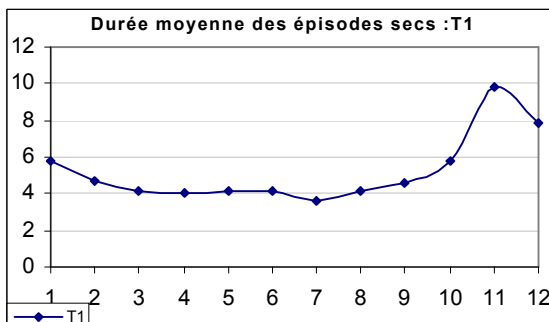
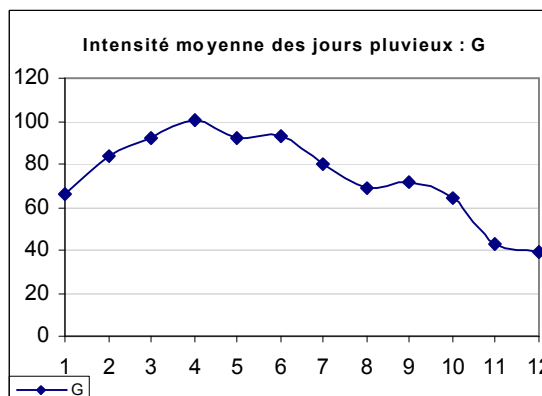
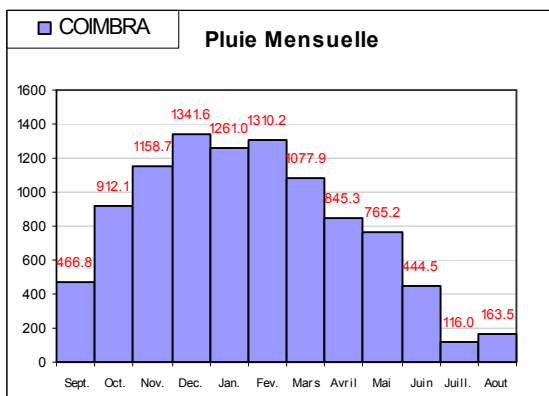
Pays : ITALIE
 Station : CAGLIARI
 Longitude : 9.05
 Latitude : 39.23
 Série : 1952 - 1998
 Nb. : 46 années
 Pm (mm) : 425.15
 s (mm) : 95.14
 Is : 8.540



Paramètres stochastiques : Station COIMBRA



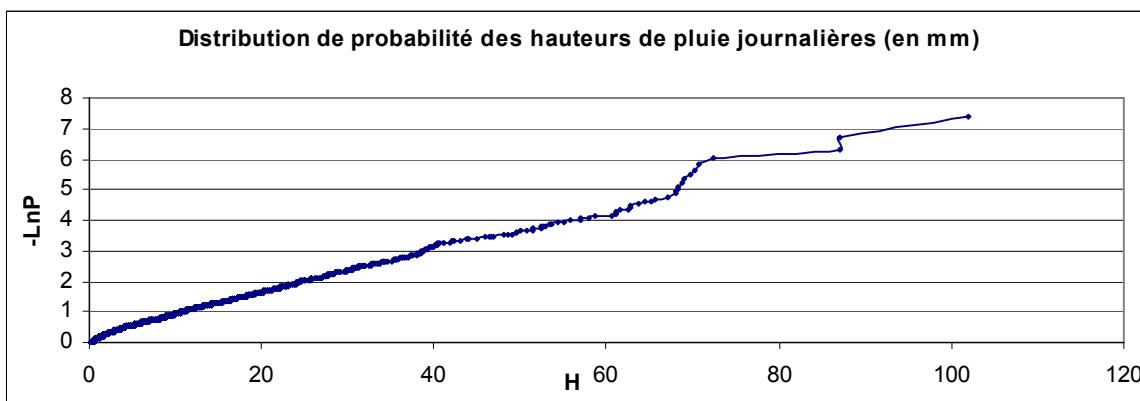
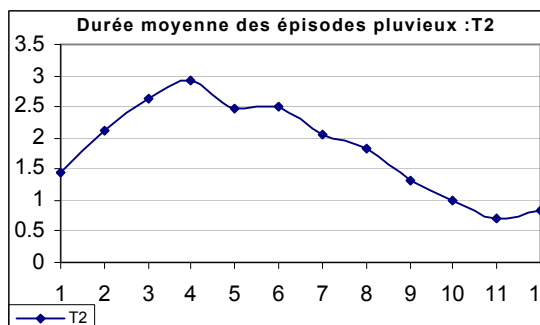
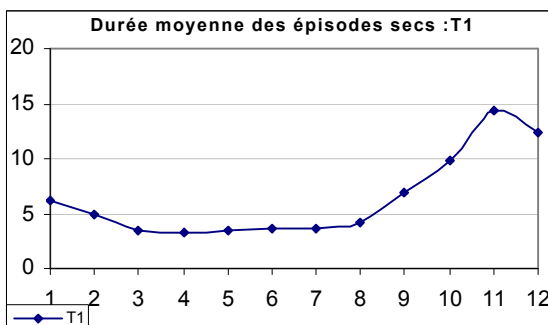
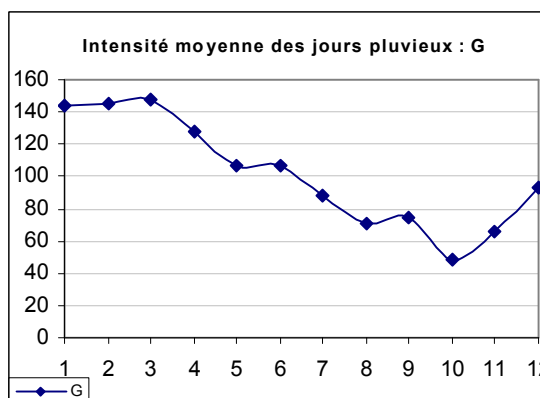
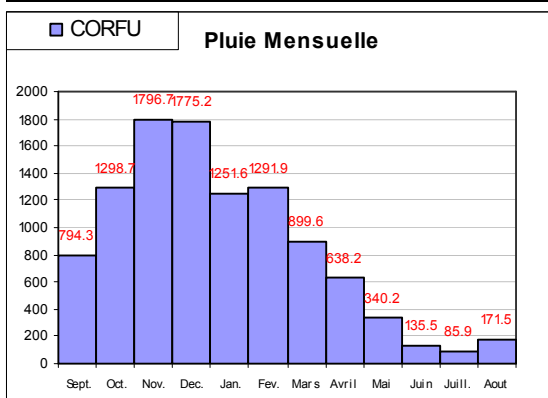
Pays : PORTUGAL
 Station : COIMBRA
 Longitude : -8.41
 Latitude : 40.20
 Série : 1942 - 1994
 Nb. : 53 années
 Pm (mm) : 972.00
 s (mm) : 273.48
 Is : 5.400



Paramètres stochastiques : Station CORFU



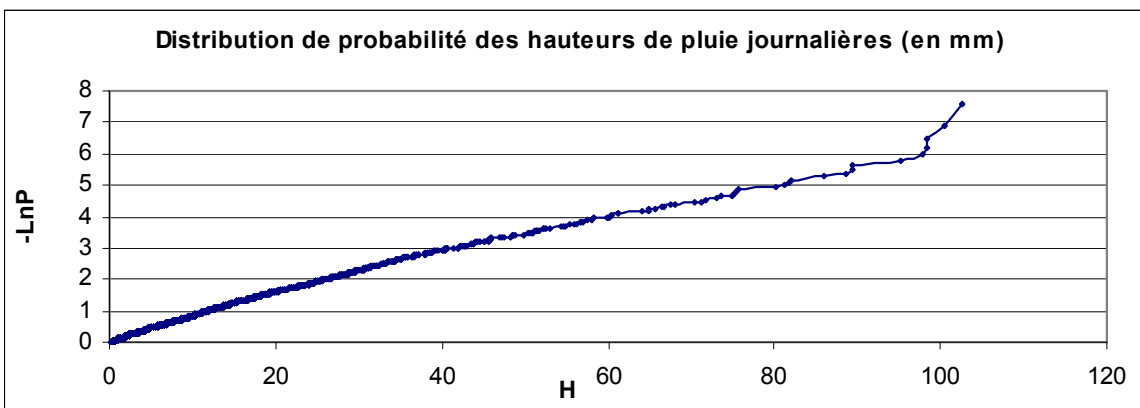
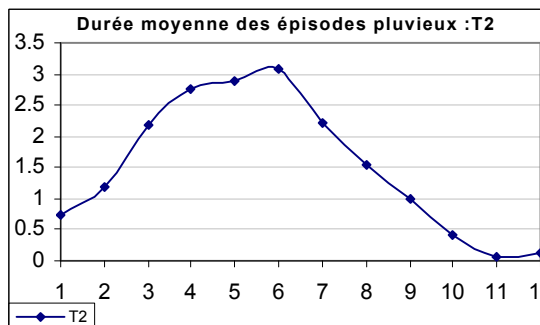
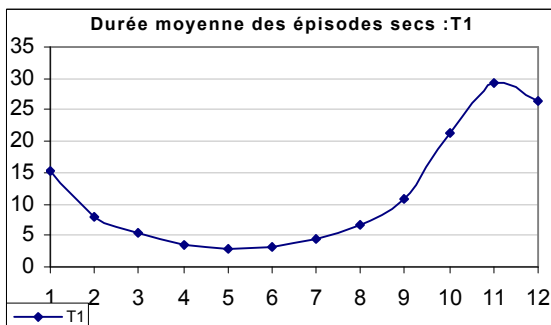
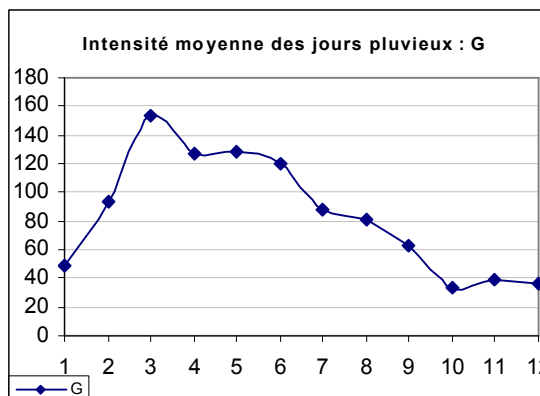
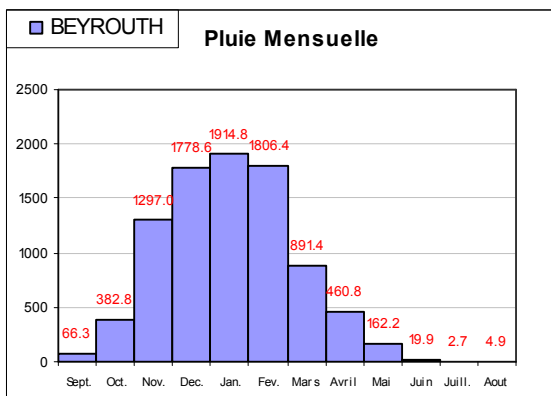
Pays : GRECE
 Station : CORFU
 Longitude : 19.92
 Latitude : 39.61
 Série : 1956 - 1997
 Nb. : 42 années
 Pm (mm) : 1097.81
 s (mm) : 238.93
 Is : 12.4



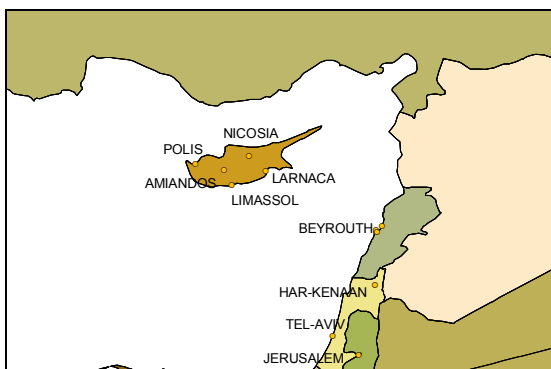
Paramètres stochastiques : Station BEYROUTH



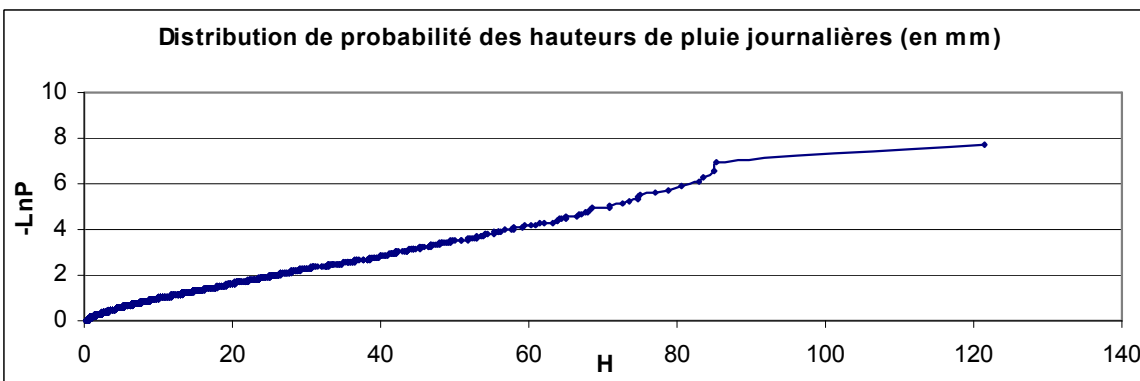
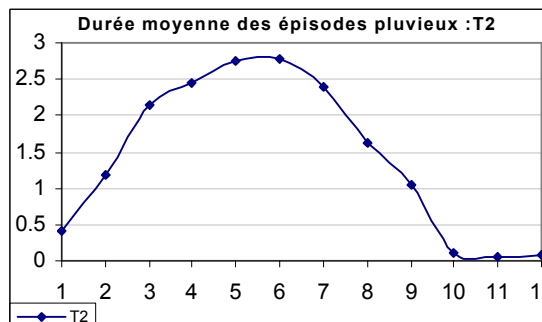
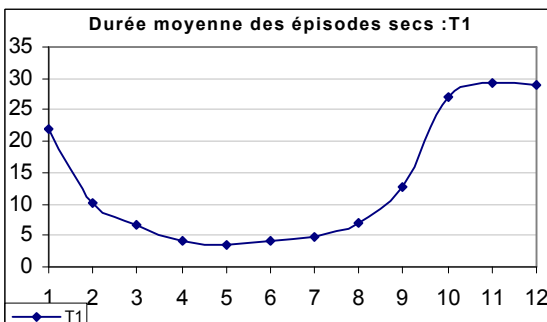
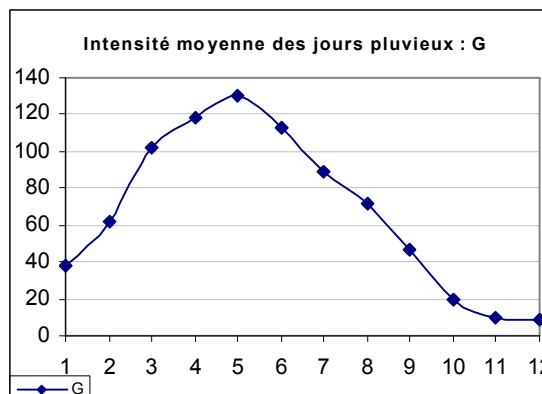
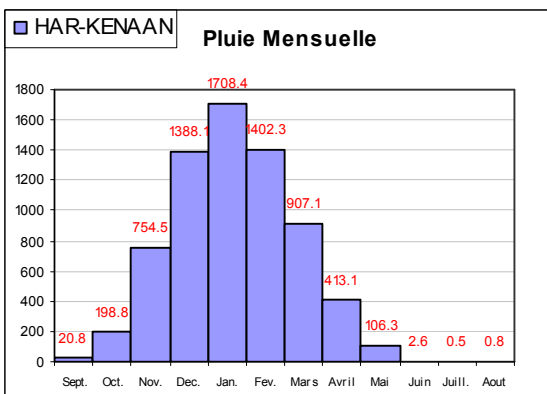
Pays : LIBAN
 Station : BEYROUTH
 Longitude : 35.50
 Latitude : 33.89
 Série : 1914 - 1969
 Nb. : 56 années
 Pm (mm) : 889.34
 s (mm) : 195.5
 Is : 200.66



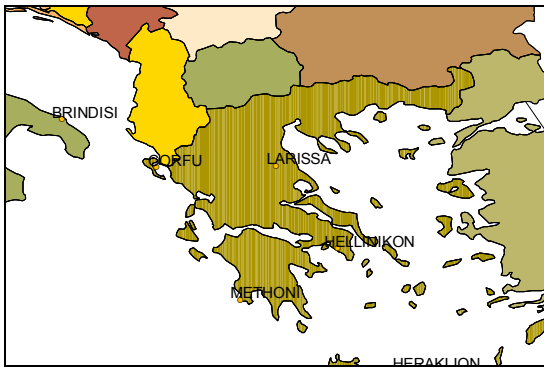
Paramètres stochastiques : Station HAR-KENAAN



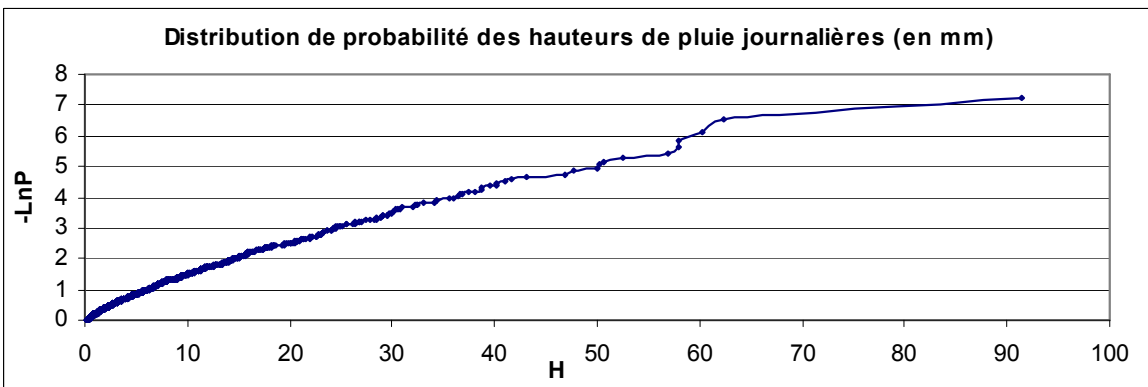
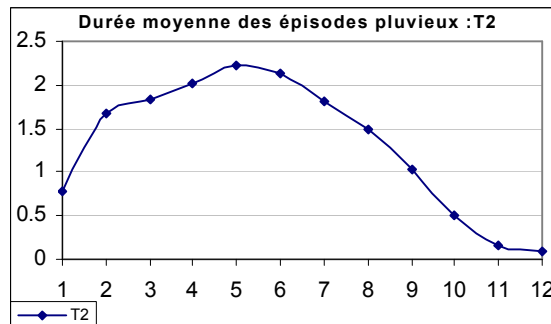
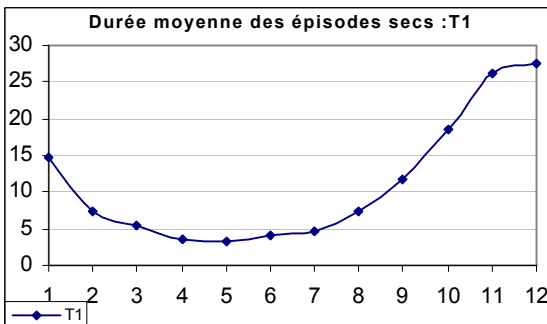
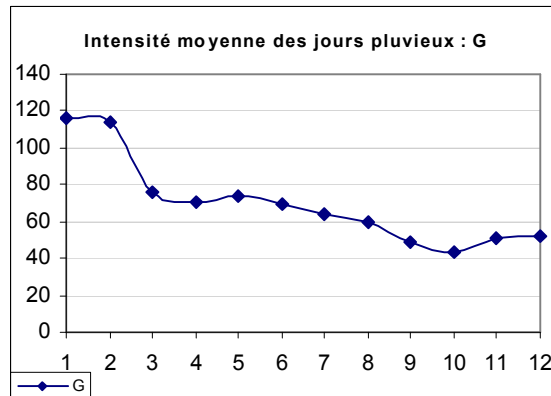
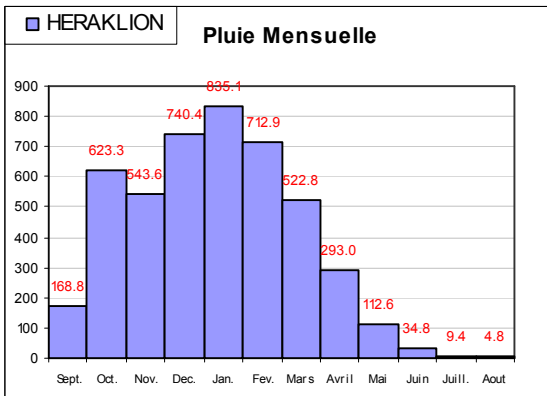
Pays : ISRAEL
 Station : HAR-KENAAN
 Longitude : 35.5
 Latitude : 32.96
 Série : 1941 - 1998
 Nb. : 58 années
 Pm (mm) : 691.70
 s (mm) : 215.49
 Is : 1178.24



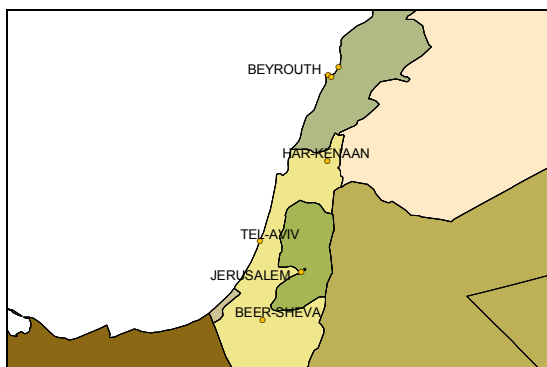
Paramètres stochastiques : Station HERAKLION



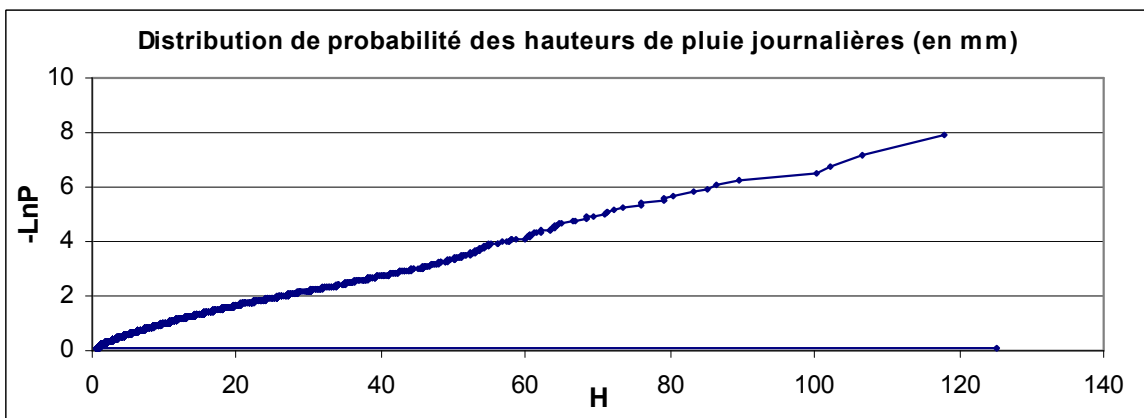
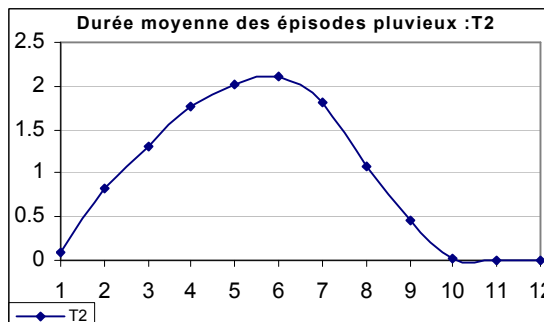
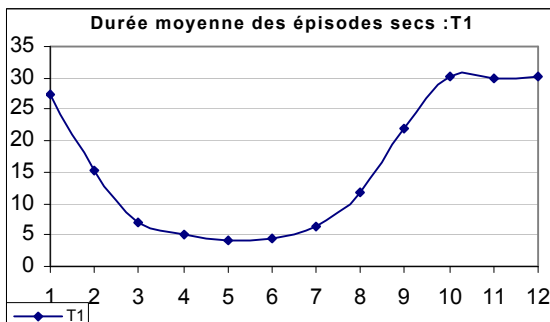
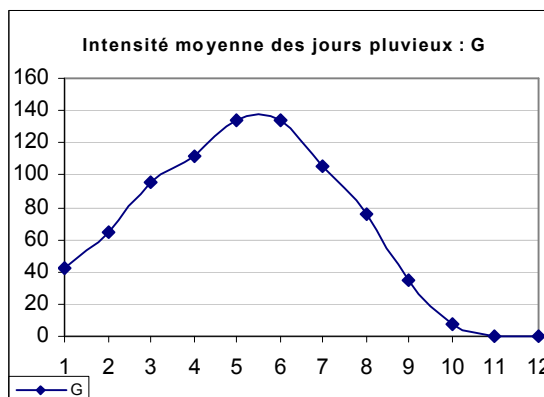
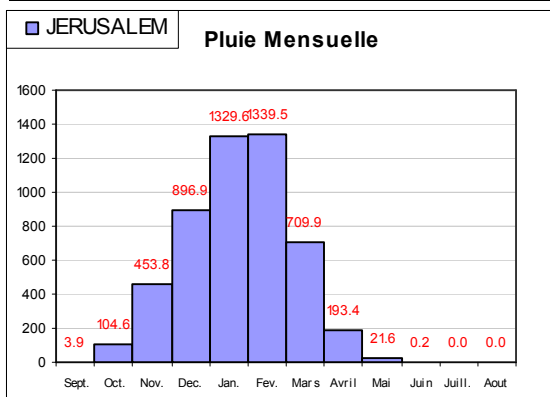
Pays : GRECE
 Station : HERAKLION
 Longitude : 25.18
 Latitude : 35.32
 Série : 1957 - 1998
 Nb. : 42 années
 Pm (mm) : 482.03
 s (mm) : 131.80
 Is : 46.829



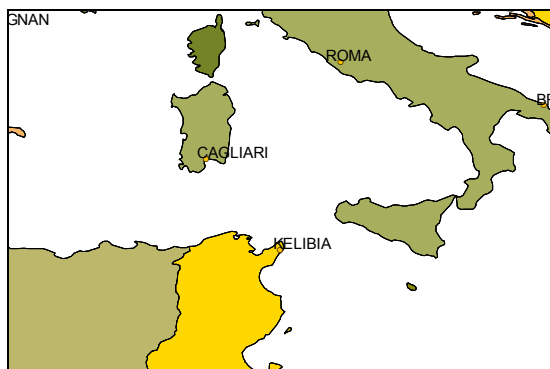
Paramètres stochastiques : Station JERUSALEM



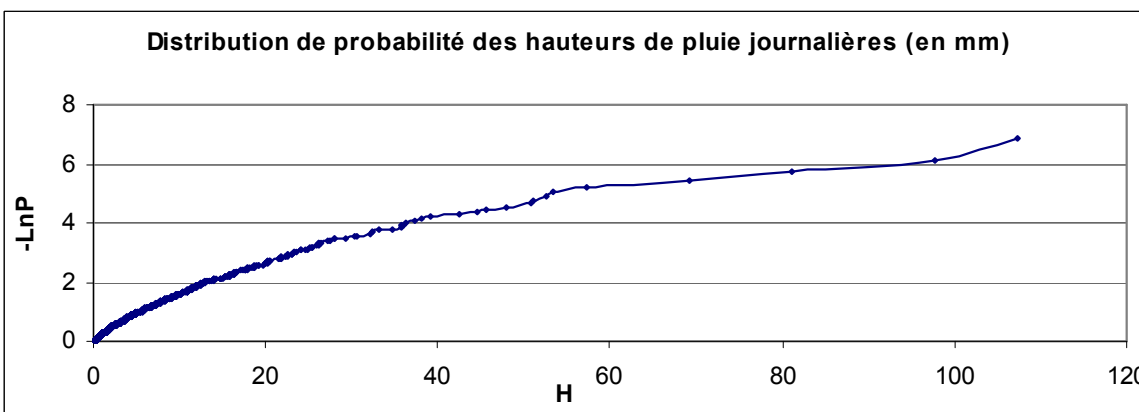
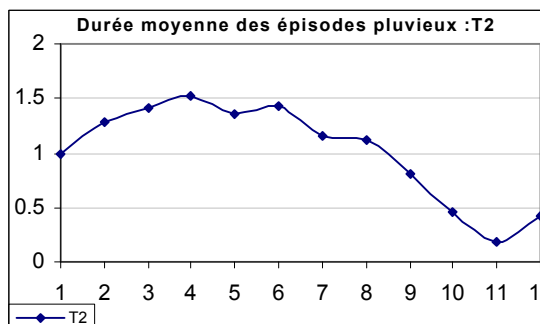
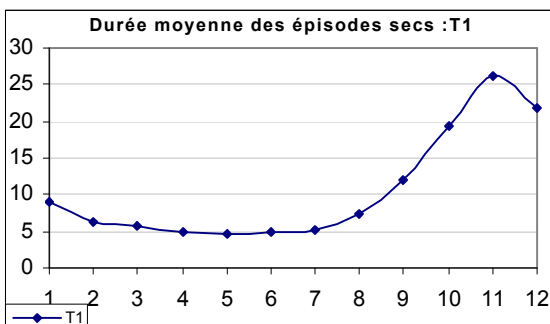
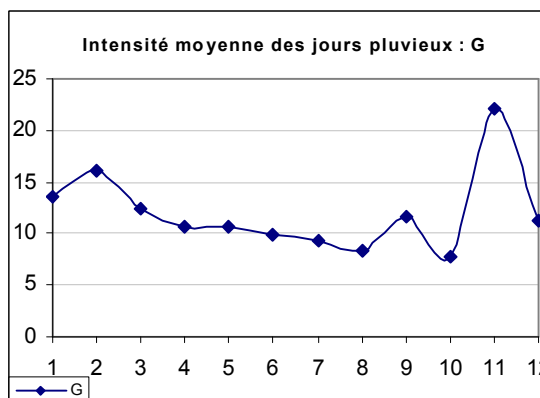
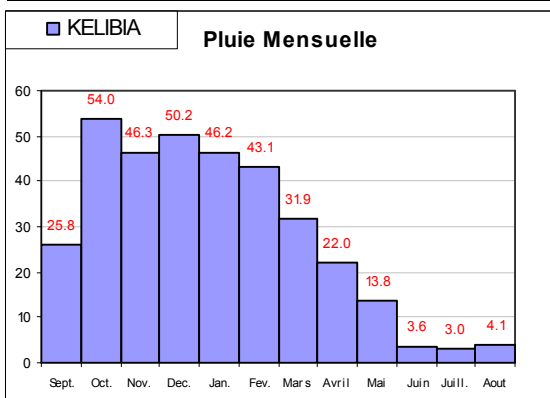
Pays : ISRAEL
 Station : JERUSALEM
 Longitude : 35.21
 Latitude : 31.77
 Série : 1910 - 1998
 Nb. : 89 années
 Pm (mm) : 523.21
 s (mm) : 163.14
 Is : 19613



Paramètres stochastiques : Station **KELIBIA**



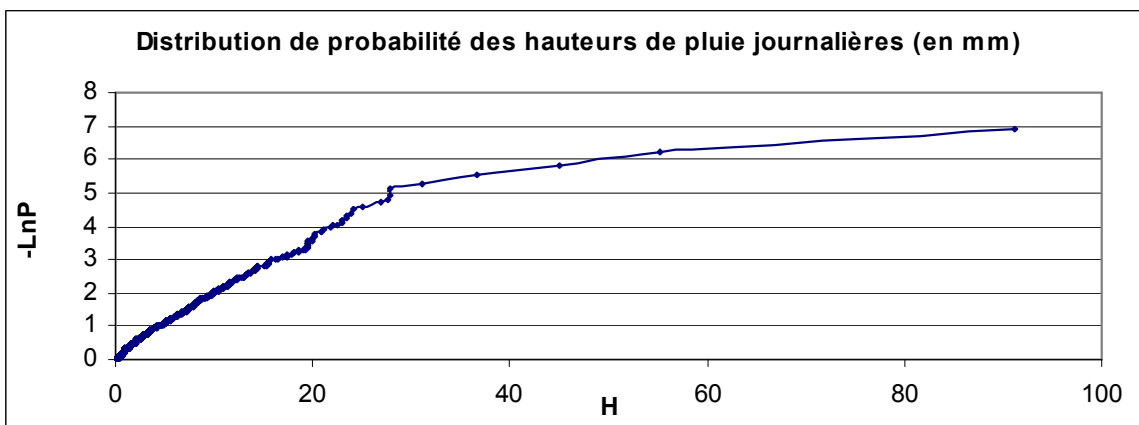
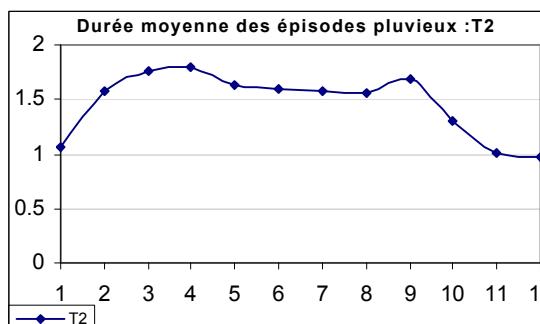
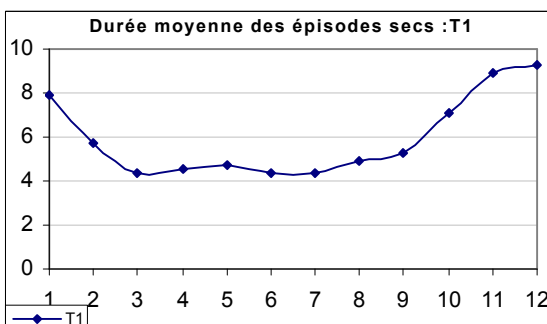
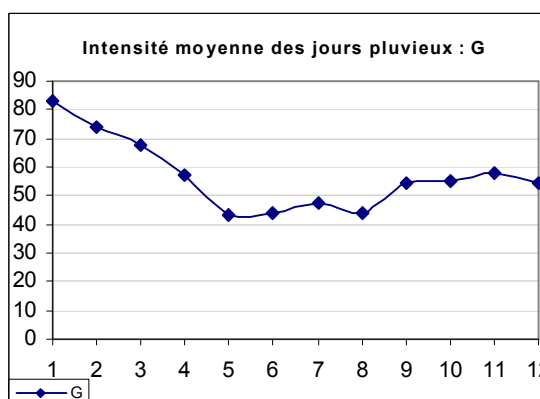
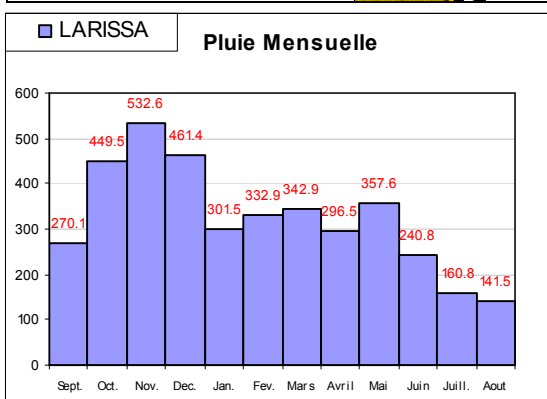
Pays : TUNISIE
 Station : KELIBIA
 Longitude : 11
 Latitude : 36.85
 Série : 1969 - 1996
 Nb. : 28 années
 Pm (mm) : 540.66
 s (mm) : 16.46
 Is : 14.19



Paramètres stochastiques : Station LARISSA



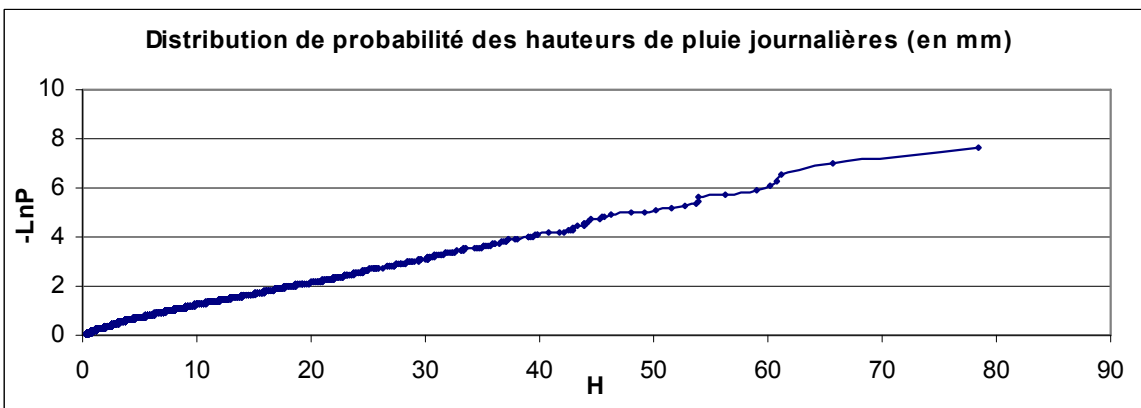
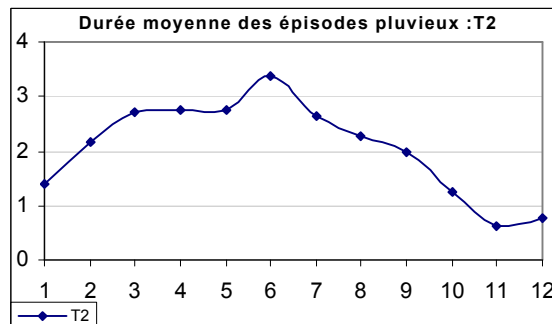
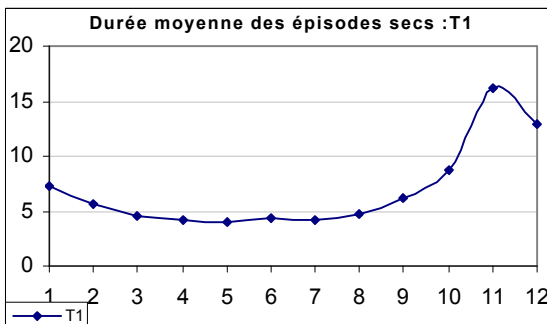
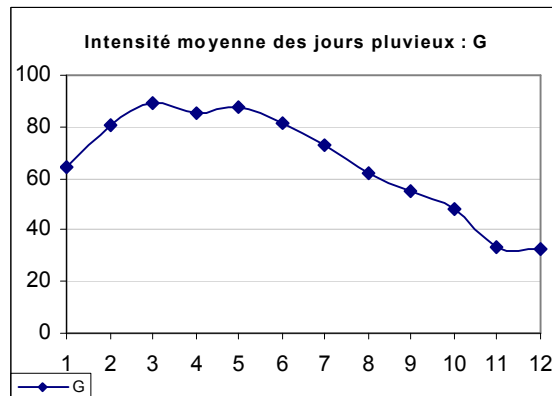
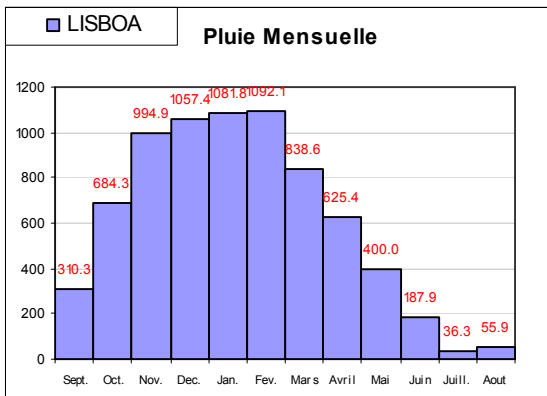
Pays : GRECE
 Station : LARISSA
 Longitude : 22.44
 Latitude : 39.64
 Série : 1956 - 1997
 Nb. : 40 années
 Pm (mm) : 426.88
 s (mm) : 119.09
 Is : 2.660



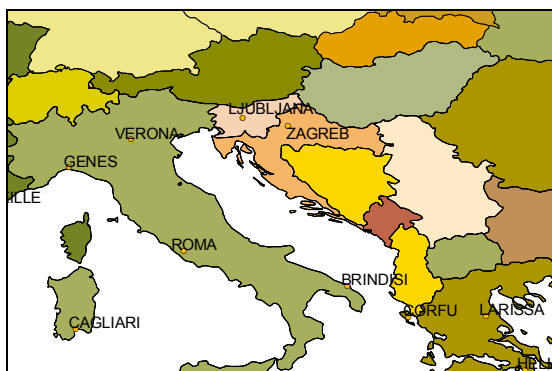
Paramètres stochastiques : Station LISBOA



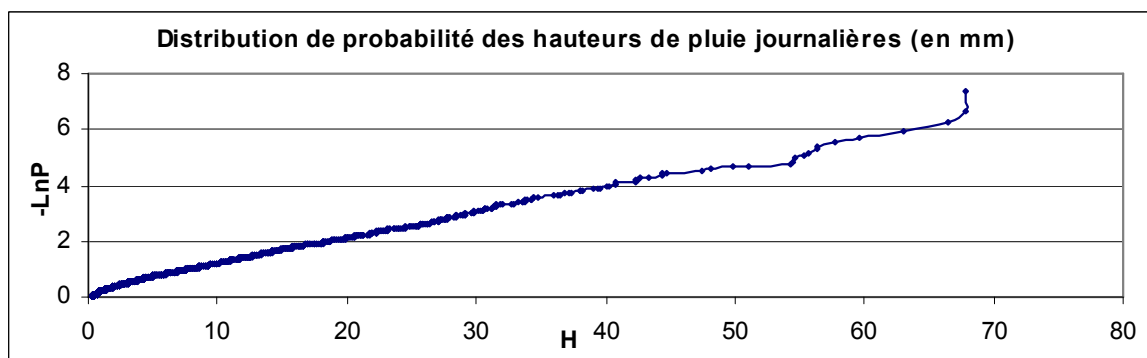
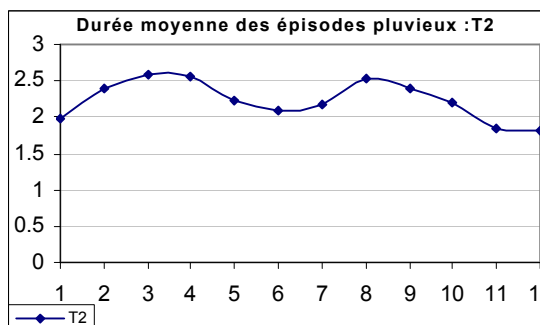
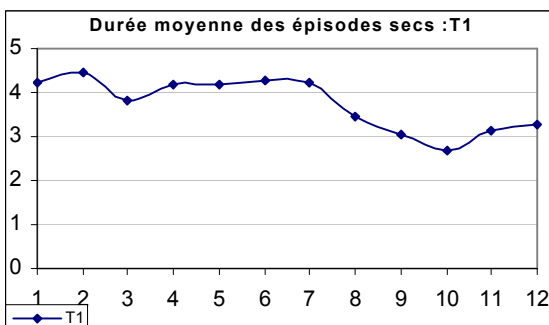
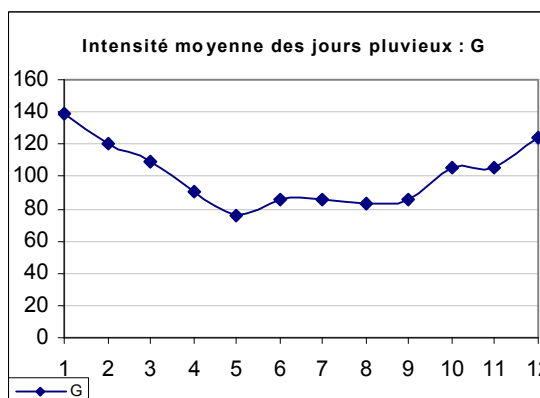
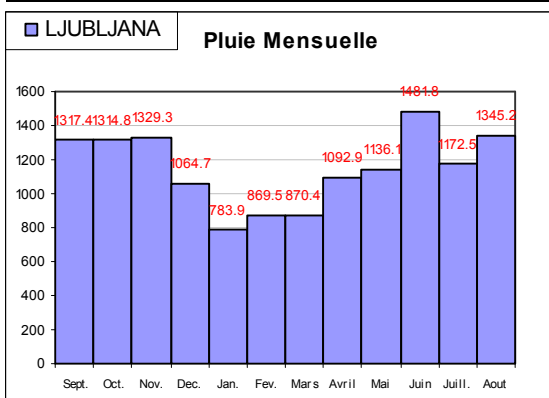
Pays : PORTUGAL
 Station : LISBOA
 Longitude : -9.15
 Latitude : 38.71
 Série : 1942 - 1999
 Nb. : 58 années
 Pm (mm) : 733.43
 s (mm) : 225.48
 Is : 11.540



Paramètres stochastiques : Station LJUBLJANA



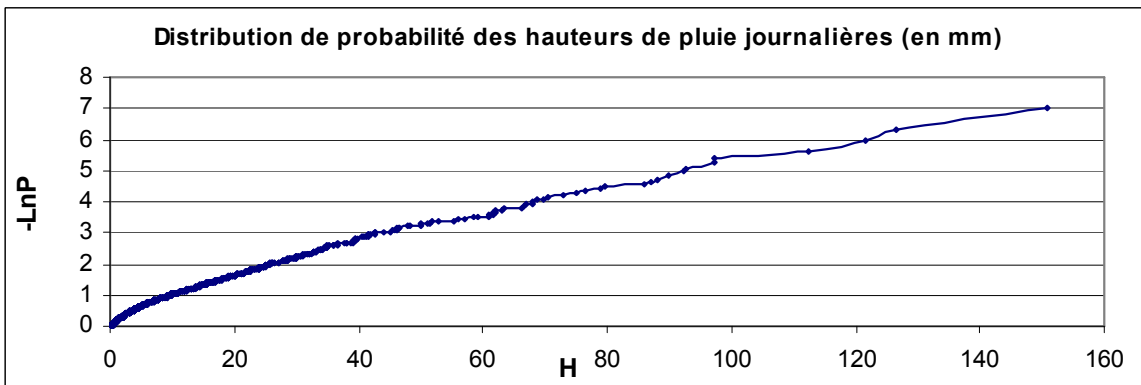
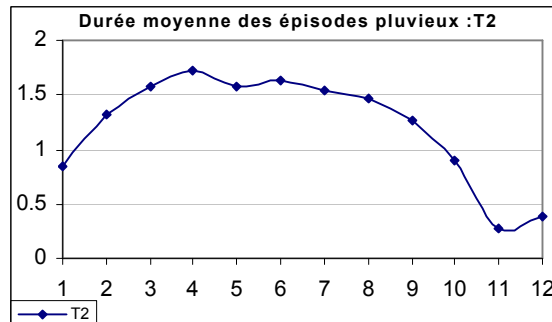
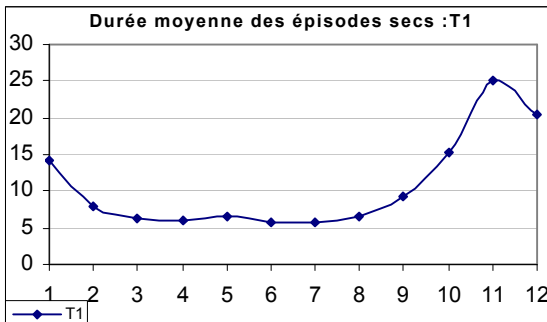
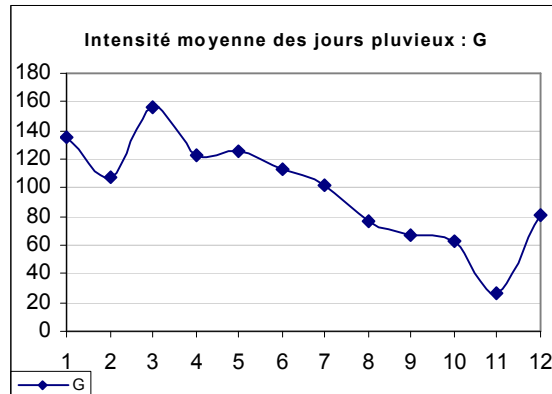
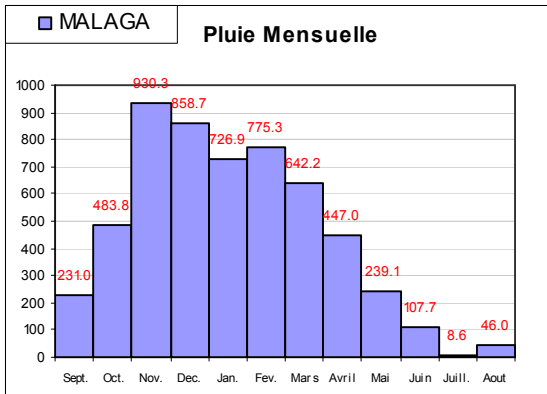
Pays : SLOVENIE
 Station : LJUBLJANA
 Longitude : 14.52
 Latitude : 46.07
 Série : 1951 - 1998
 Nb. : 48 années
 Pm (mm) : 1375.3
 s (mm) : 188.36
 Is : 1.580



Paramètres stochastiques : Station MALAGA



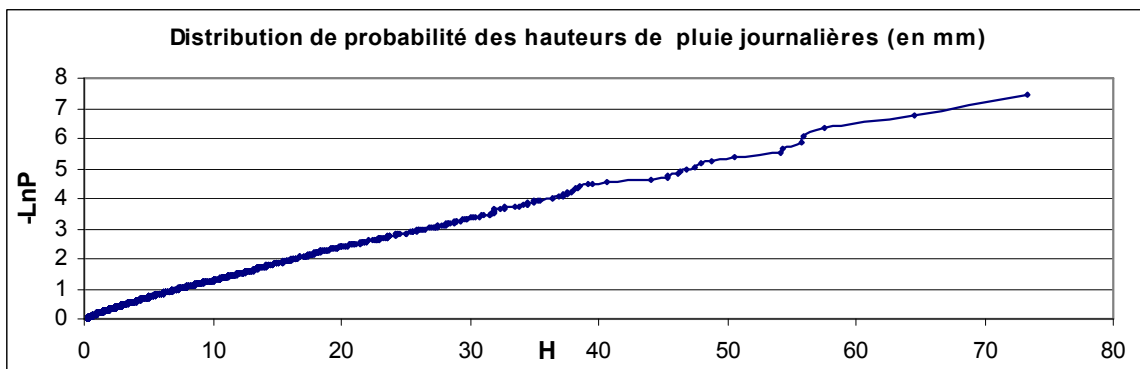
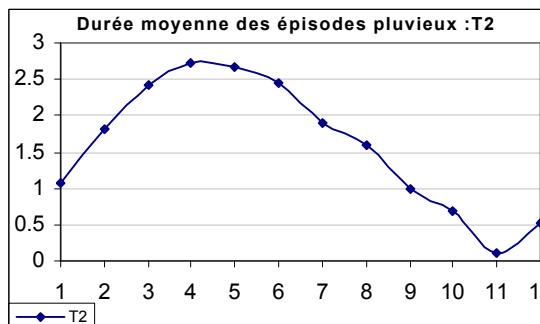
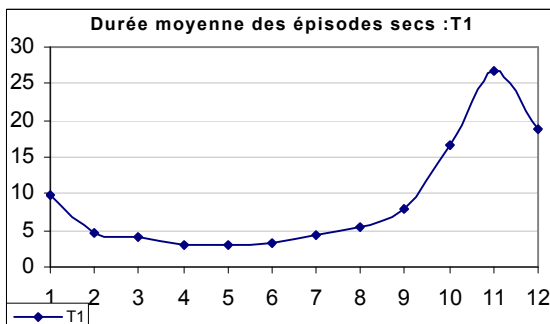
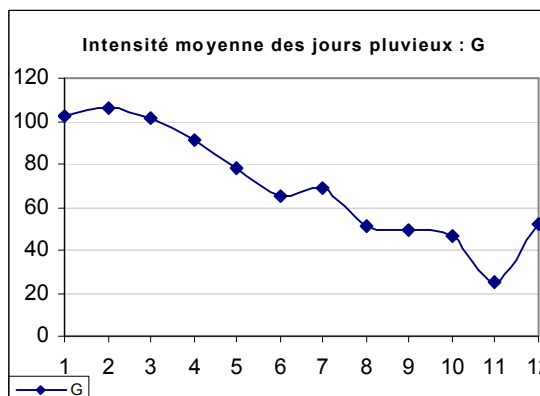
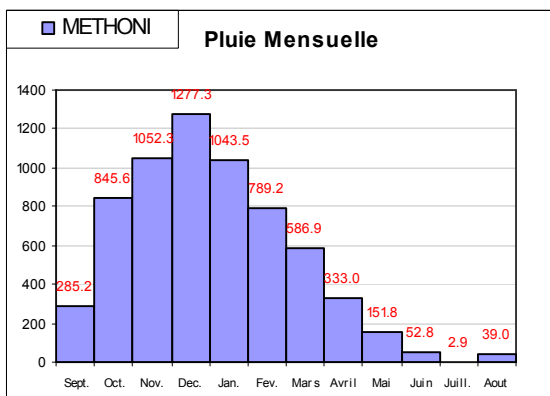
Pays : ESPAGNE
 Station : MALAGA
 Longitude : -4.49
 Latitude : 36.67
 Série : 1943 - 1999
 Nb. : 57 années
 Pm (mm) : 552.32
 s (mm) : 219.73
 Is : 15.5



Paramètres stochastiques : Station METHONI



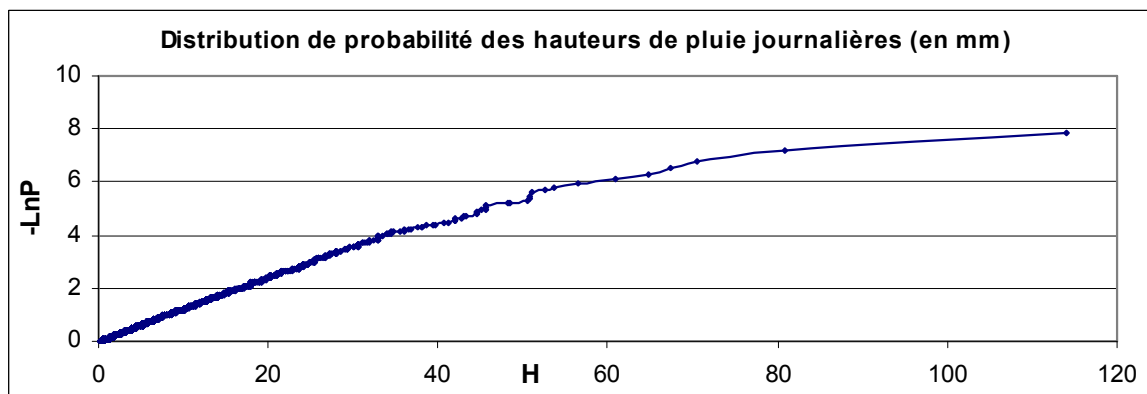
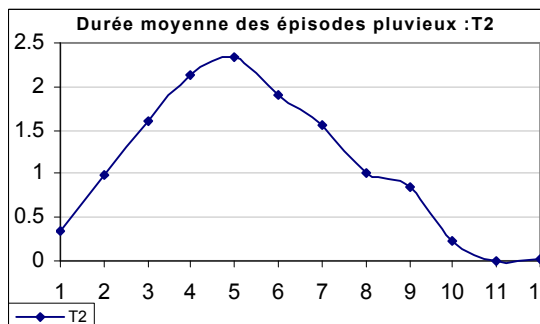
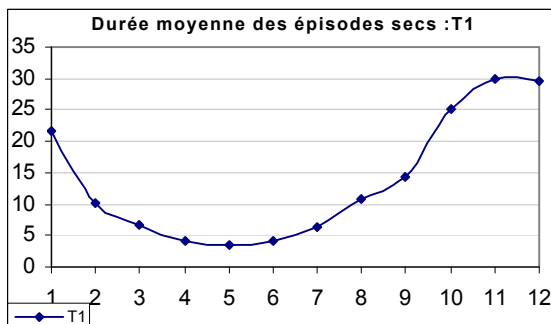
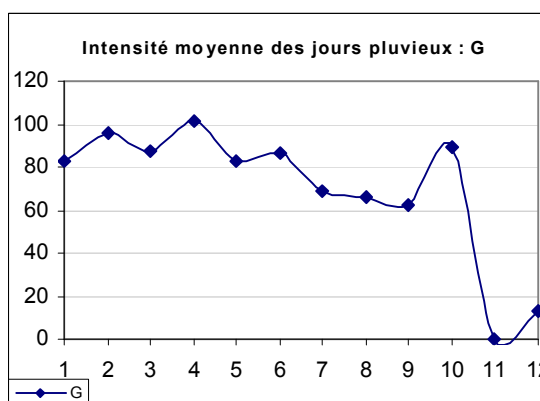
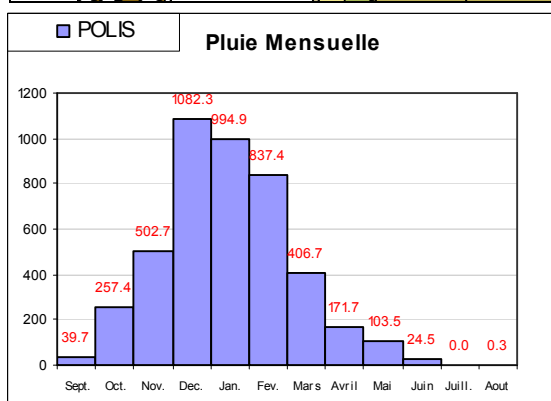
Pays : GRECE
 Station : METHONI
 Longitude : 21.69
 Latitude : 36.82
 Série : 1957 - 1997
 Nb. : 41 années
 Pm (mm) : 693.18
 s (mm) : 141.68
 Is : 35.660



Paramètres stochastiques : Station POLIS



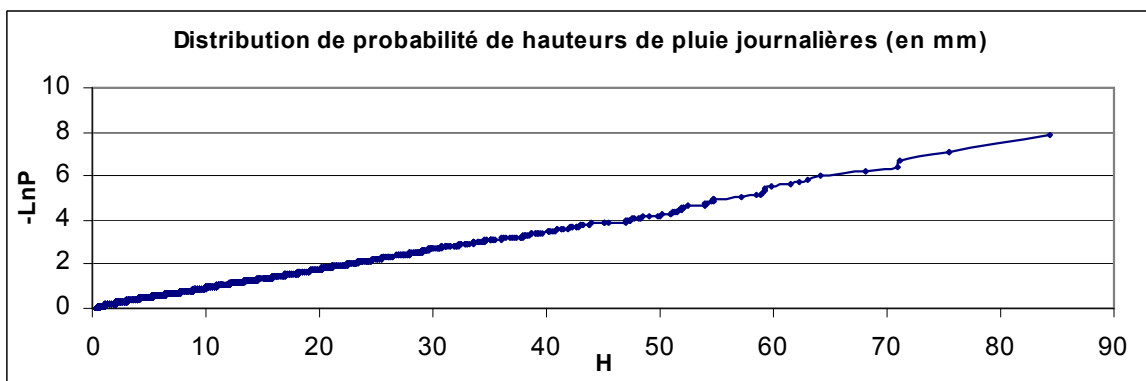
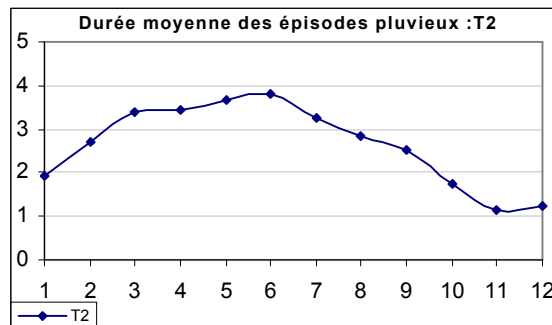
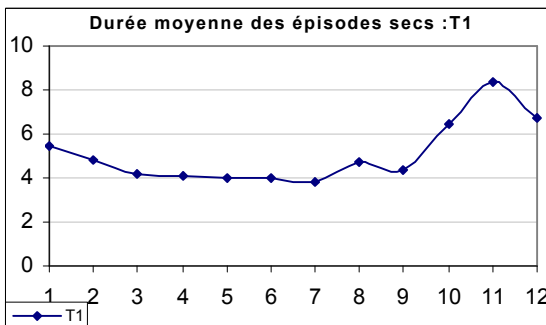
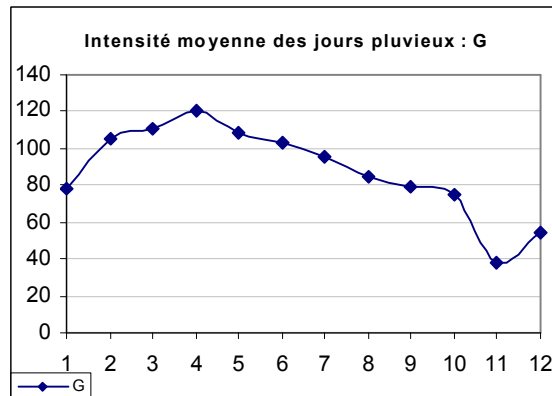
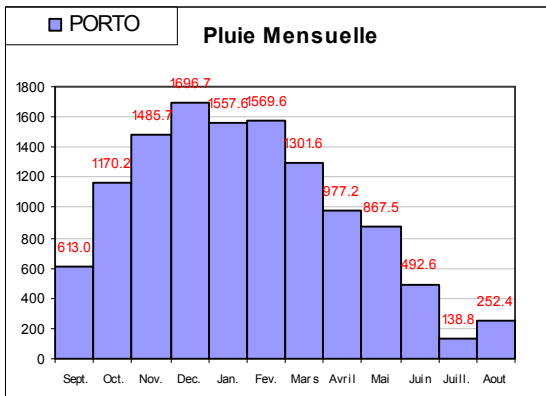
Pays : CHYPRE
 Station : POLIS
 Longitude : 32.43
 Latitude : 35.03
 Série : 1918 - 1998
 Nb. : 81 années
 Pm (mm) : 452.07
 s (mm) : 114.46
 Is : 117.760



Paramètres stochastiques : Station PORTO



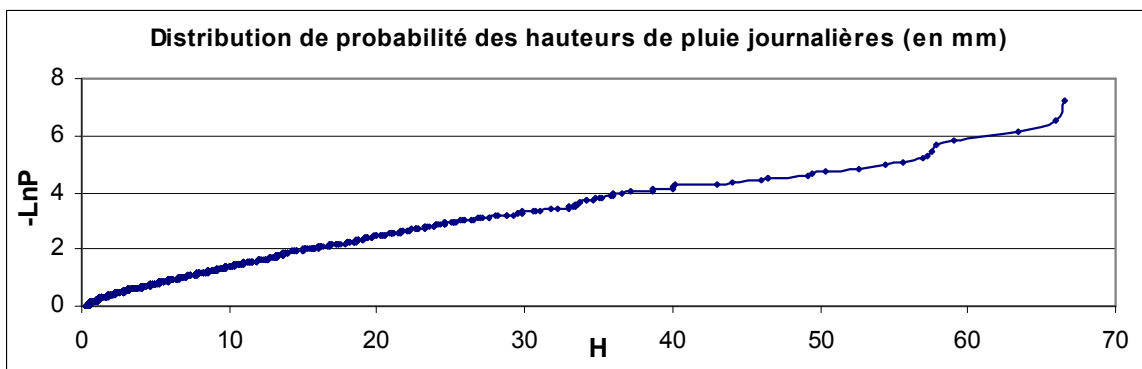
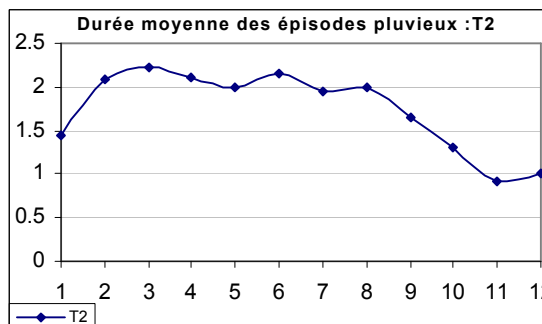
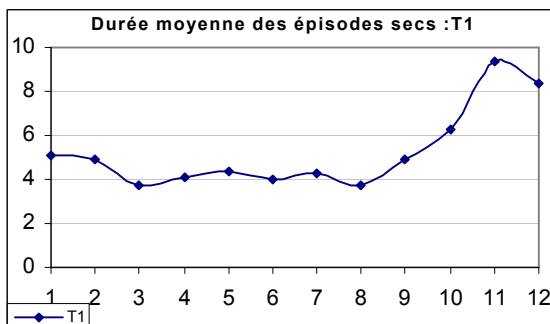
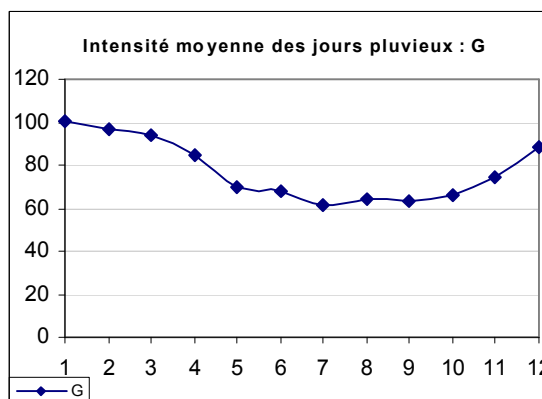
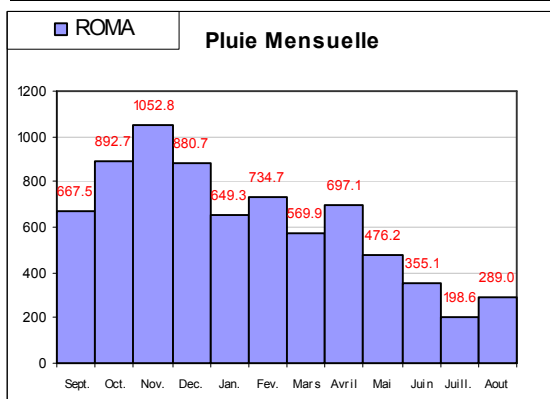
Pays : PORTUGAL
 Station : PORTO
 Longitude : -8.59
 Latitude : 41.13
 Série : 1942 - 1994
 Nb. : 53 années
 Pm (mm) : 1196.78
 s (mm) : 323.73
 Is : 5.46



Paramètres stochastiques : Station ROME



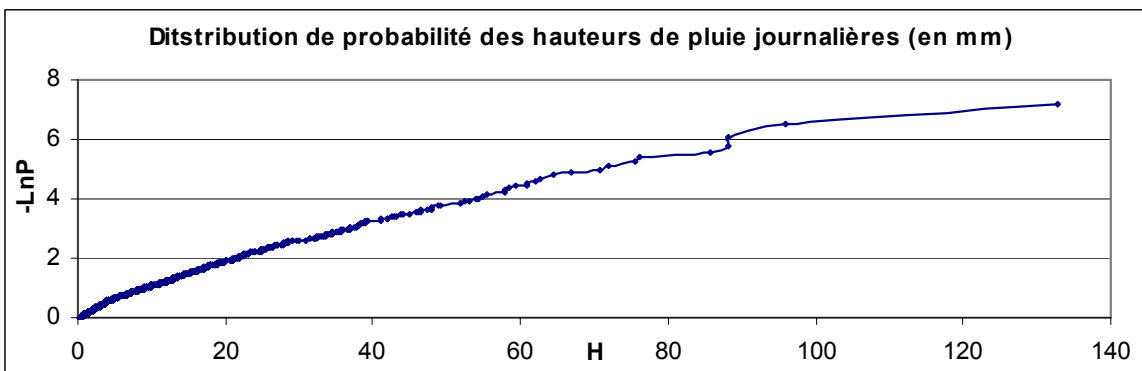
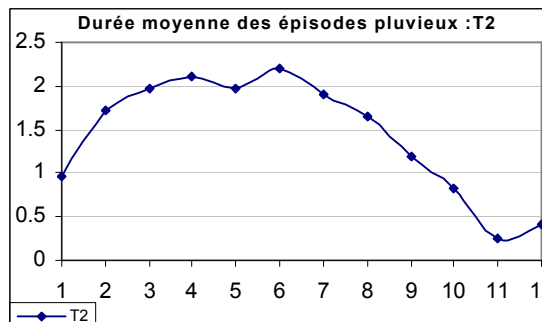
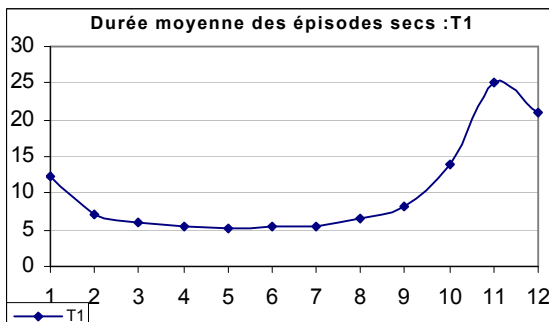
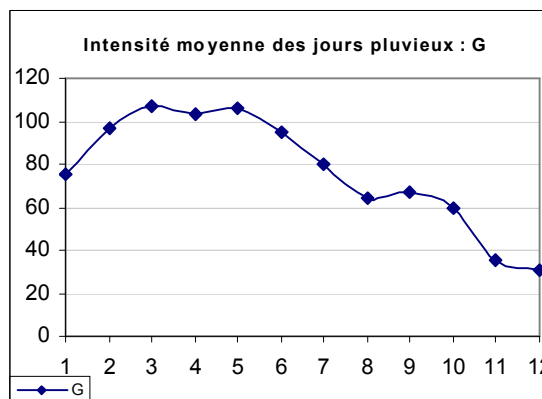
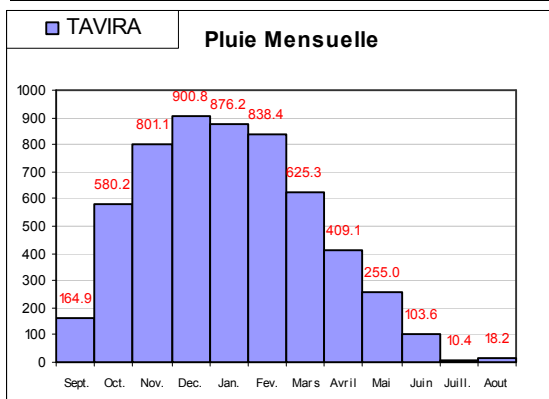
Pays : ITALIE
 Station : ROME
 Longitude : 12.58
 Latitude : 41.78
 Série : 1952 - 1998
 Nb. : 46 années
 Pm (mm) : 758.45
 s (mm) : 162.97
 Is : 3.350



Paramètres stochastiques : Station TAVIRA



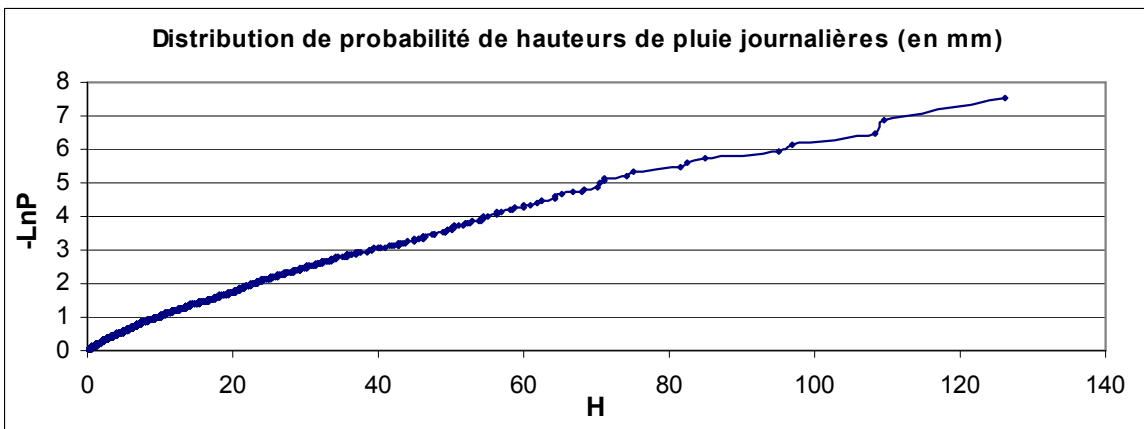
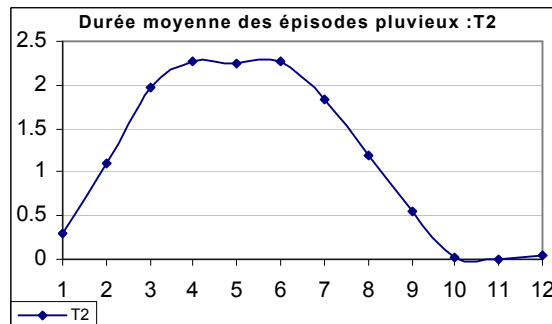
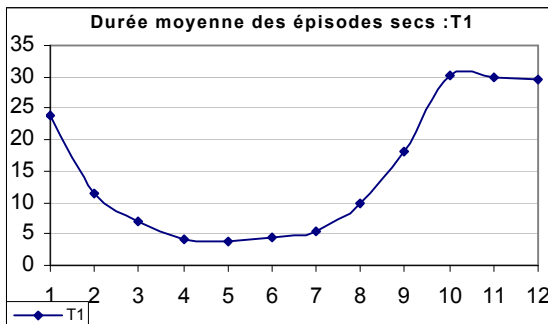
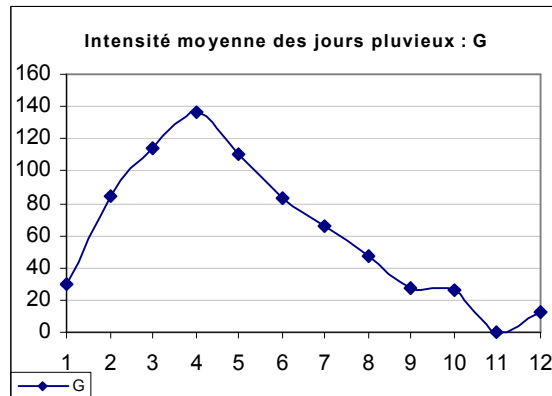
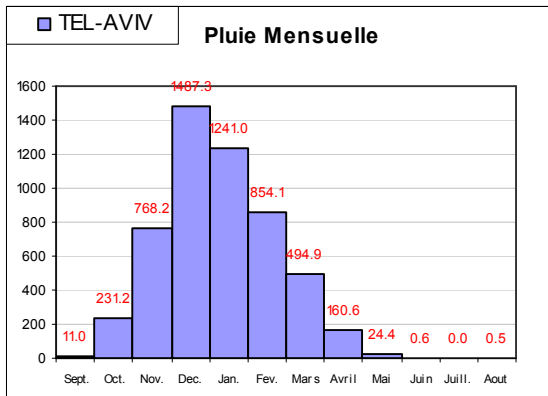
Pays : PORTUGAL
 Station : TAVIRA
 Longitude : -7.65
 Latitude : 37.11
 Série : 1942 - 1994
 Nb. : 53 années
 Pm (mm) : 559.57
 s (mm) : 197.70
 Is : 19.780



Paramètres stochastiques : Station TEL-AVIV



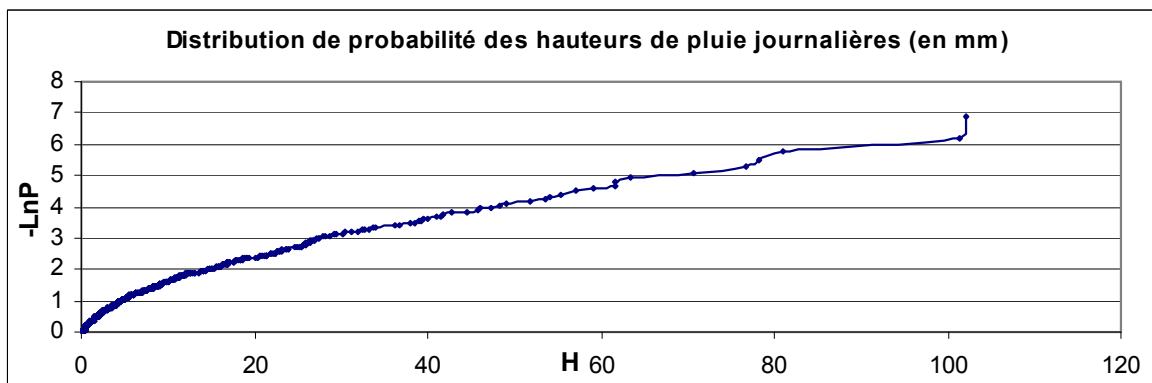
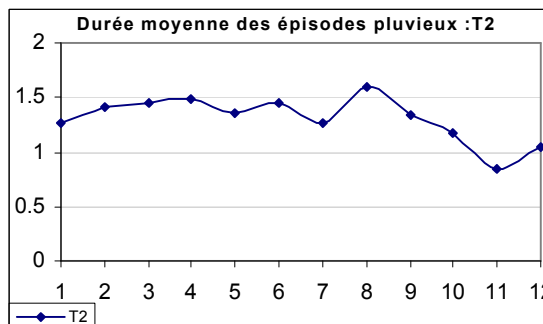
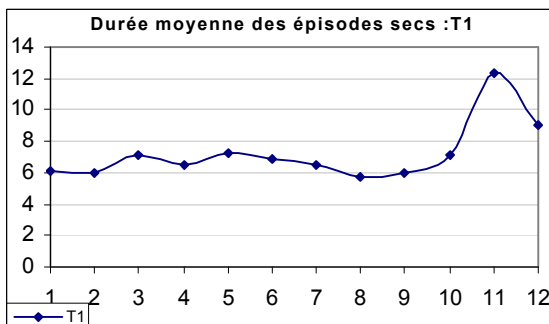
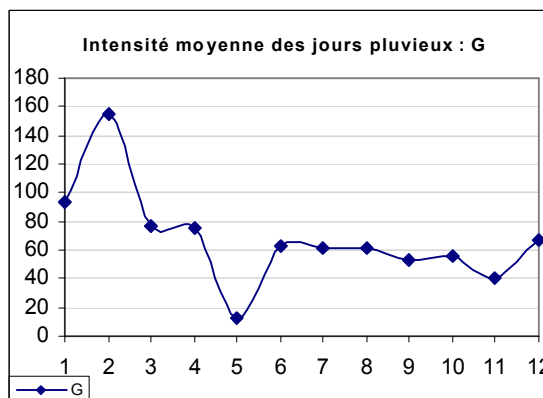
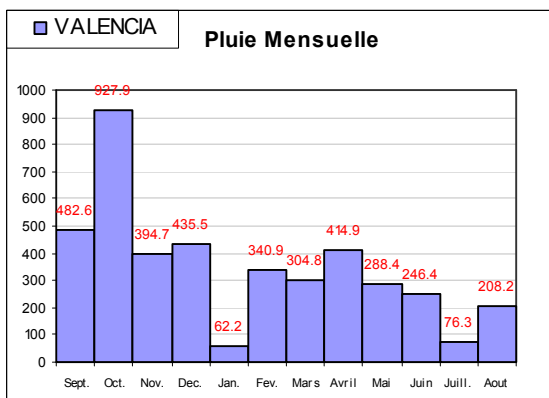
Pays : ISRAEL
 Station : TEL-AVIV
 Longitude : 34.77
 Latitude : 32.10
 Série : 1941 - 1998
 Nb. : 58 années
 Pm (mm) : 536.91
 s (mm) : 160.17
 Is : 3152.5



Paramètres stochastiques : Station VALENCE



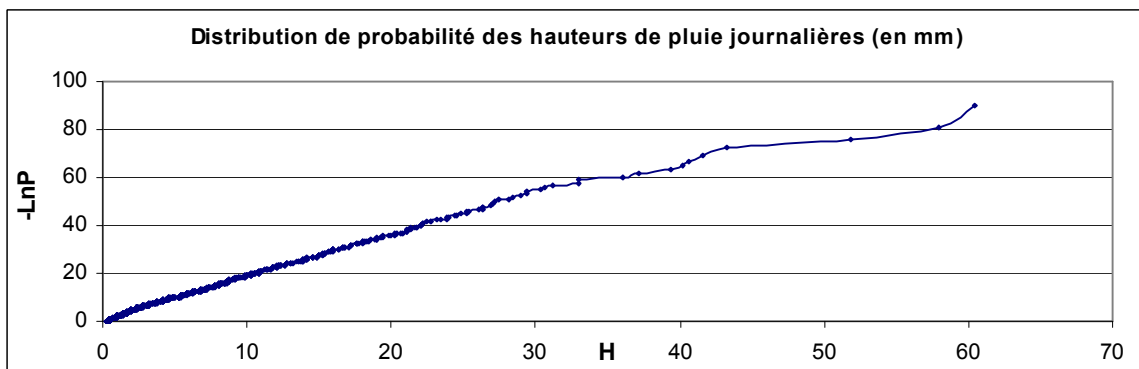
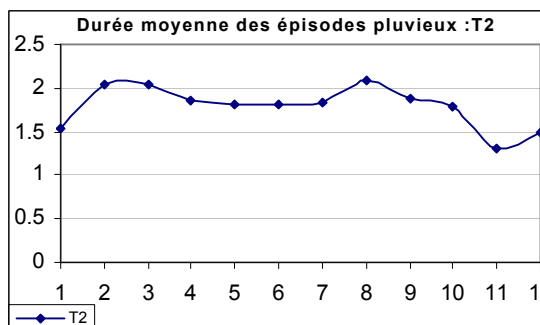
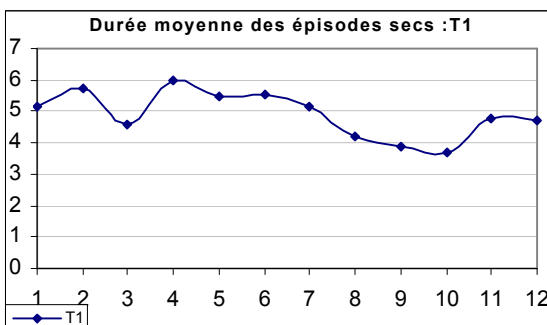
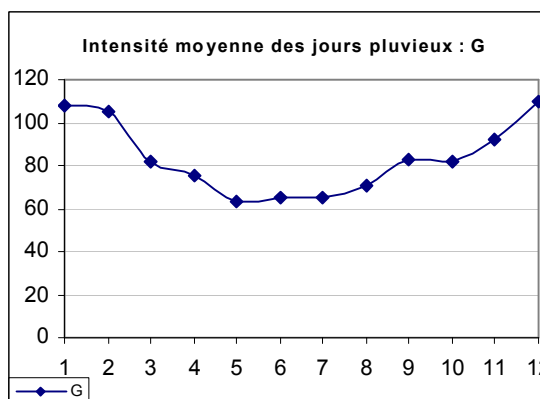
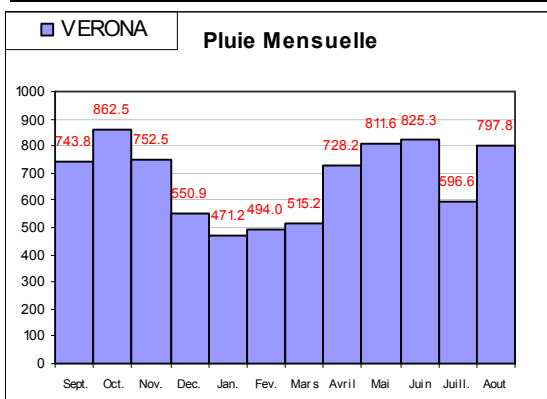
Pays : ESPAGNE
 Station : VALENCE
 Longitude : -0.38
 Latitude : 39.48
 Série : 1939 - 1999
 Nb. : 61 années
 Pm (mm) : 425.05
 s (mm) : 190.71
 Is : 3.399



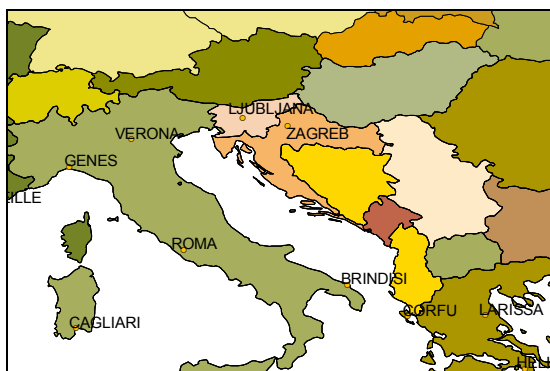
Paramètres stochastiques : Station VERONE



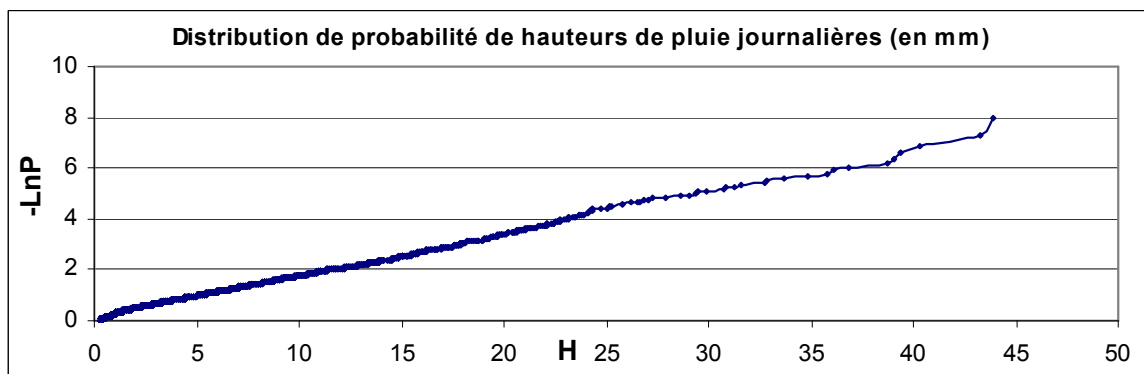
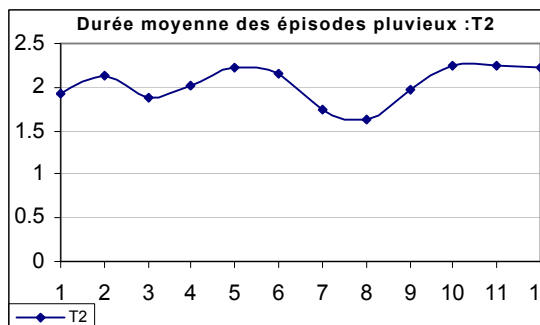
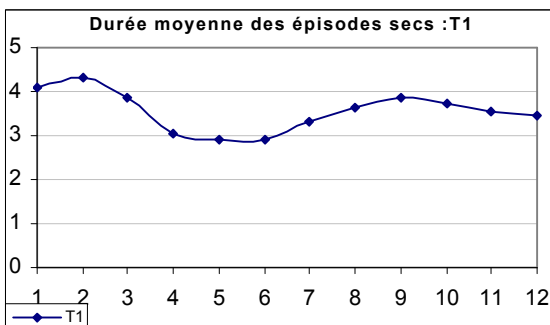
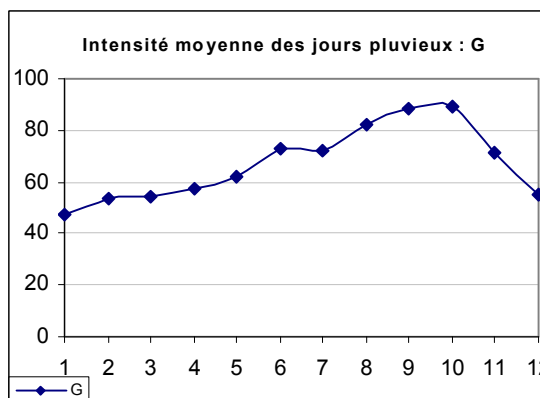
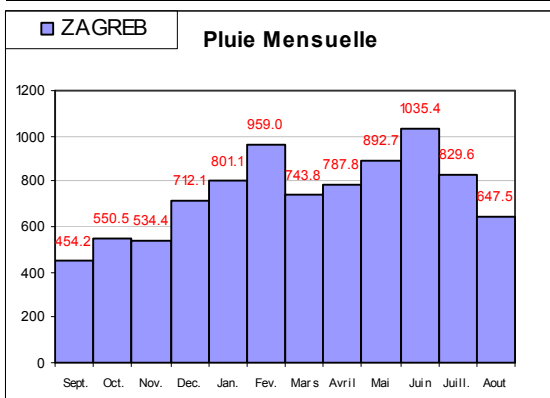
Pays : ITALIE
 Station : VERONE
 Longitude : 10.87
 Latitude : 45.38
 Série : 1952 - 1998
 Nb. : 46 années
 Pm (mm) : 810.52
 s (mm) : 151.59
 Is : 1.600



Paramètres stochastiques : Station ZAGREB



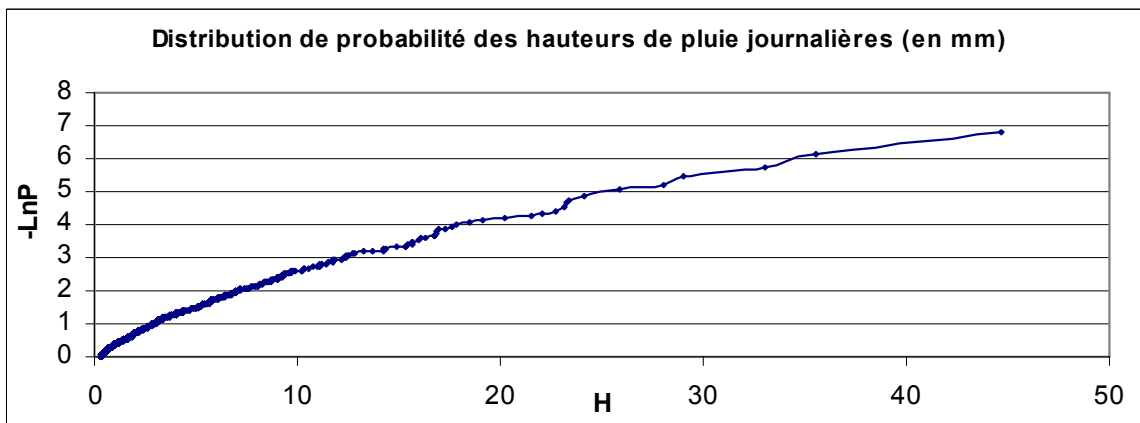
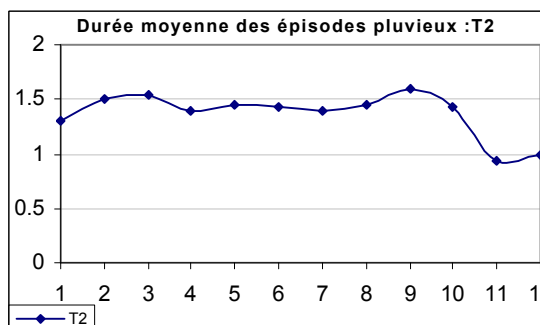
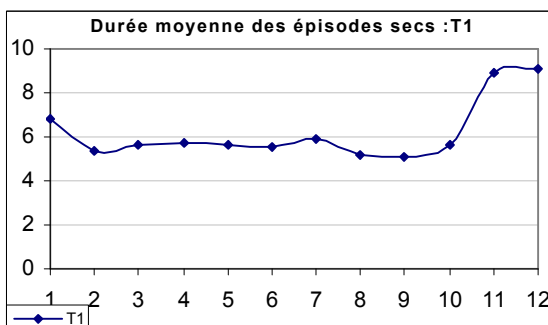
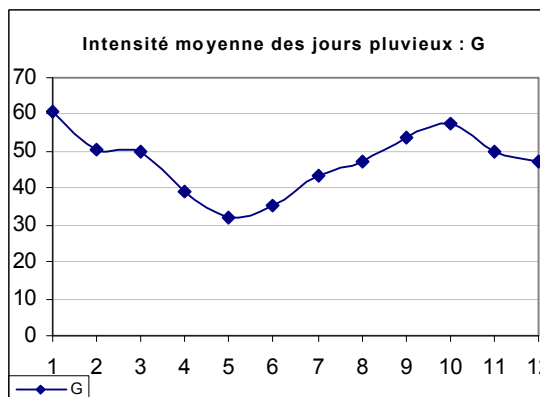
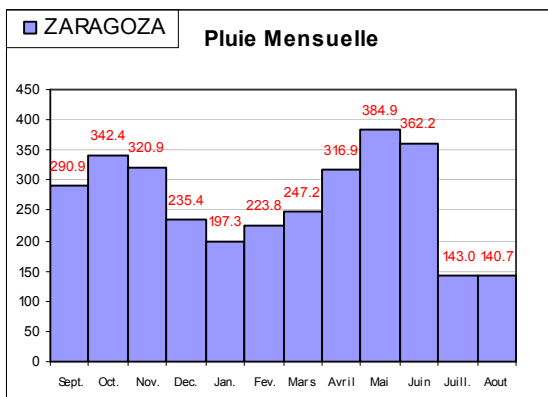
Pays : CROATIE
 Station : ZAGREB
 Longitude : 15.98
 Latitude : 45.82
 Série : 1901 - 1997
 Nb. : 97 années
 Pm (mm) : 878.99
 s (mm) : 158.97
 Is : 1.79



Paramètres stochastiques : Station ZARAGOZA



Pays : ESPAGNE
 Station : ZARAGOZA
 Longitude : -1.01
 Latitude : 41.66
 Série : 1952 - 1999
 Nb. : 48 années
 Pm (mm) : 322.31
 s (mm) : 86.68
 Is : 1.650



Annexe II

Parallel Processing for a Better Understanding of Equifinality in Hydrological Models

A. Hreiche^a, D. Mezher^a, C. Bocquillon^{ab}, A. Dezetter^b, E. Servat^b, W. Najem^a

^a *Centre Régional de l'Eau et de l'Environnement, Université Saint Joseph, Beirut, Lebanon.
(antoine.hreiche@fi.usj.edu.lb).*

^b *UMR Hydrosiences, Université Montpellier 2, Montpellier, France. (eric.servat@msem.univ-montp2.fr).*

Abstract: The aim of conceptual modeling of watersheds is to realize a numeric scheme for determining rainfall-runoff at the outlet of a basin. This modeling consists of a number of parameters that are identified by calibration methods using a series of measured rainfall-runoff data. One of the difficulties of this method is due to equifinality problems. The definition of the parameters, and their relation with the data, extends the space of acceptable parameters (zone of equivalence), which in turn makes the combination of acceptable parameters very large. In addition, the calibration methods currently used simplify the parameter hyper-space and yield equally acceptable results which may be situated in the zone of equivalence, but which are not necessarily the optimal combination parameters of the model. Therefore, a possible approach for determining the optimal combination of parameters is to simulate an important set of possible parameters. This needs a considerable number of simulations that exceeds the capabilities of traditional computation. For example, the systematic exploration of the objective function structure of the four-parameter model MEDOR, specific to the Mediterranean climate, requires 1,476,800 simulations which needs days of computation using a personnel computer. To accelerate this computation, parallel processing based on a master-slave model was used. This model allows a dynamic task scheduling among the different processors, thus maximizing the efficiency. The surface criteria exhibits a ridgeline which indicates that the origin of equifinality resides in the existence of a relationship between parameters. The use of parallel processing, and consequent reduction of the computational time, allows for an exhaustive exploration of the parameters space and its characteristics.

Keywords: Hydrological modeling; Equifinality; Parallel processing.

1. INTRODUCTION

The importance of modeling was realized early on in hydrology. The functional unit in studying, and subsequently modeling, rainfall-runoff from precipitation and stream flow measurements is the watershed. The early 1960s saw significant advances in computer development that in turn led to the development of a number of rainfall-runoff models. These models were so numerous as to make it difficult to classify them. Amongst the models developed were the conceptual rainfall-runoff (CRR) models that differed from event-based models in that they simulated continuous cycles of rainfall and runoff. The CRR models breakdown the hydrologic cycle into a series of reservoirs representing physical phenomena such as infiltration, runoff, etc. In conceiving the original CRR models, the aim of hydrologists was to use as many parameters as possible to represent what was observed in nature. This resulted in models with a very high number of

parameters such as the Stanford Model [Crawford and Linsley, 1963] which has as many as 30 parameters. It became readily apparent that this high number of parameters was very difficult to determine using field measurements and practically impossible to calibrate given only rainfall and runoff measurements. Consequently the number of parameters in CRR models began to drop gradually until they reached a range between four and seven parameters. It is believed that models with this number of parameters can properly represent the rainfall-runoff process within a catchment as well as models with a higher number of parameters [Ye et al., 1997]. However, these parameters no longer have a physical meaning since they have come to represent the result of calibration between measured and simulated values. A number of calibration techniques have been developed. Advances in computing power have enabled the development of several adjustment methods aimed at addressing the problems in model structure and data uncertainty.

2. SEARCHING FOR THE OPTIMUM

Sorooshian and Gupta [1995] describe a number of works done in the development of optimization algorithms. These algorithms may be divided into two categories: Local methods and Global methods. There are two approaches within the local methods. The first is the direct method which utilizes successive points in an ascending step-wise manner. Examples of this method are the Rosenbrock Method and the Simplex Method. The second is the indirect approach that uses derivatives to accelerate the evolution towards the optimum. A good example of the indirect method is the Powell Method [1977]. Local methods may easily produce false results when confronted with a local maximum. Using multiple starting points may test the robustness of a model, however there will remain some degree of uncertainty in the result. This uncertainty was shown when using models with a fixed set of parameters. Pickup [1977] tested four methods using a 12-parameter model. Each method produced a distinct set of parameters.

Global methods attempt to avoid the pitfalls of the local methods by addressing the entire set of criteria. Amongst the approaches within the global methods are the stochastic methods and the genetic methods. In the stochastic method the initial points are randomly selected and the evolution towards an optimum is guided by the results [Brazil and Krajewski, 1987]. In this approach an accidental local maximum is nullified by the neighboring values. In the genetic method a set of points evolves towards the optimum according to the principles of natural selection [Franchini et al., 1998]. It is important to note that while the global methods avoid the pitfalls of accidental low optima, they do not avoid the fundamental problems related to the general form of a criteria surface resulting from the data-model structure.

3. EQUIFINALITY AND ITS CAUSES

The research for a model that best represents rainfall-runoff is faced with two major difficulties: (1) the choice of the model and (2) the choice of parameters. Currently no method exists that optimizes the structure of a model which is left up to the hydrologist's subjective conception of the hydrologic system. With the existing structure of models, several sets of model parameters may be considered "equivalent" when comparing simulated and measured output. According to Beven [1993] this equivalence is defined as equifinality. This concept is similar to two other concepts, the equal probability solutions and the "acceptability". However, these two concepts and equifinality differ in their application. Problems with equifinality have been

underestimated for a long time. This is mainly due to the fact that they are of little operational interest because no one cared which set of parameters to select as long as one set gave results as good as another.

Sorooshian and Gupta [1983] identified three causes that could lead to the existence of equifinality in the search for a "suitable" parameter set. These are the structure of the model; the inadequacy of the model in representing reality; and the data and their inherent errors.

3.1 Model structure

Equifinality is common in hydrologic models. It can be demonstrated by using a set of synthetic data produced by a model with a given set of parameters. The infiltration model SMA [Sorooshian and Gupta, 1983] presents equifinality, even with synthetic data, that is marked by indeterminacy between two parameters. In this example, it is possible to re-parameterize the model to overcome the equifinality. However, this might lead to the elimination of two parameters that might have physical significance. Further, this re-parameterization might reduce the model's generality making it more basin specific.

3.2 Inadequacy of the model in representing reality

A model represents a simplification of a variety of complex mechanisms occurring in nature at different scales. Some physical phenomena at certain scales are not considered in the set of parameters either because they are deemed unimportant or because they could not be measured. The representation of hidden variables can be carried out using stochastic modeling. This approach then relates the parameters to probability distributions. From this approach, methods of improving parameter sets have been developed.

3.3 Data and their inherent errors

In rainfall-runoff models, measured data used are for rainfall (and possibly other climatic data) and discharge. Rainfall measurements are from rain gages that collect rainfall on very small surfaces. The representativeness of this collection method is open to discussion. Errors in flow are very complex and vary with basins. They are typically autocorrelated and heteroscedastic (i.e., have a variable variance). However, poor knowledge of their structure considerably complicated the problem.

Measurement errors play an essential role in determining criteria values linked to parameter sets. Using distorted measurements in the SMA model (section 3.a) transformed the valley containing the exact optimum into a plane with blips and dips

created by data noise [Ibbit, 1970]. Because of the nonlinearity of the mechanisms in rainfall, errors in rainfall data can only be analyzed through simulation.

The variety of causes of equifinality has made the problem of choosing a suitable set of parameters extremely difficult. An appropriate method may be determined from representing the criteria function within the parameters and analyzing the structure of the surface objective function. This kind of approach would require an exhaustive exploration (within acceptable physical limits) of all the points in the parameter space by using either a random grid (URS) or a fixed grid (EG).

The fixed grid method was used to explore the criteria function of the SIXPAR model [Duan et al., 1992]. SIXPAR is a six-parameter simplified research version of the SMA model. The exploration was done using 100 grid cells. In the two-dimension analysis ten thousand calculation points were used while in the three-dimension approach one million calculation points were used. In the two-dimension case, 20 to 60 maxima were observed while more than 800 maxima were observed in the three-dimension case. The two-dimension case showed that there are: (1) scattered incidental optima; (2) concentration zones of optima; and (3) ridgelines. This explains the failure of classical methods in determining maxima. Duan et al. [1992] proposed a new method (SCE) that combines random and simple selection methods with a process of population mixing. This method has demonstrated its efficiency with synthetic data used in a several models [Franchini et al., 1998]. In an application using the SIXPAR model, Duan [1992] halted exploration of the subspaces at three parameters. This provided only a partial view of the surface objective function. Exploring more than the three-parameter space was not possible because of the limited capabilities of the calculation resources. The speed of calculation may be considerably increased with the use of parallel calculations. This has allowed the authors to carry out a detailed exploration of the criteria function of the four-parameter model, MEDOR.

4. THE MODEL USED IN THIS STUDY

The MEDOR Model is a daily rainfall-runoff model that uses average basin-wide daily rainfall as input to produce runoff values as close to measured data as possible.

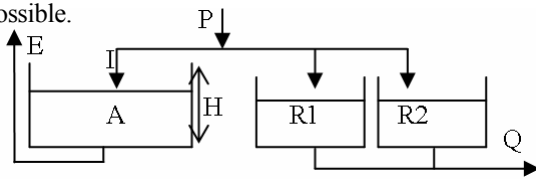


Figure 1. Structure of MEDOR Model

The model has four parameters, shown below :

Production	Transfer
H: evaporation height	r: instant transfer coef.
EVL: evaporation limit	T: recession constant

and is made up of (Figure 1):

- A non-conservative component with the following input : A fraction I of the rainfall $I = (1-(A/H)^2)P$ and with the following losses : $E=EVL.(H/A)$. This specific formulation is justified in Mediterranean climate, where the hydrologic stress is significant and the limiting factor for ETR is the hydrologic state of the basin.

- A transfer component which will evacuate a fraction “r” of the runoff : P-I with a time step of one day, and the rest with a linear discharge characterized by a recession constant T.

The criterion chosen is the Nash criterion [Nash and Sutcliffe, 1970] which may be represent as follows:

$$Nash = 1 - \frac{\sum(q_{obs} - q_{cal})^2}{\sum(q_{avg} - q_{obs})^2} \quad (1)$$

Nash is an estimator of the difference between the measured flow and that generated by the model.

A set of parameters [H, EVL, r, T]_i lead to one Nash value Nash_i.

The model was successfully tested on several Mediterranean basins. The results presented in this study are those of Nahr Beirut watershed (Figure 2), which is a Lebanese coastal catchment with a drainage surface of about 216km².

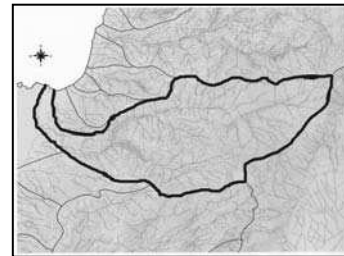


Figure 2. The Nahr-Beirut basin (Lebanon)

The climate is typically Mediterranean characterized by a wet cold season and a long nearly totally dry season. The average annual rainfall is nearly 850mm/year on the coast and reaches about 1800mm in the mountains.

The data period used was eight years (four years were used for calibration, and four for validation).

Gan and Biftu [1996] tested 32 CRR-catchment cases (combination from four CRR and eight catchments) calibrated with several optimization methods. It was observed that model performance was better for basins in humid climates than for basins in arid areas. For basins with a coefficient of runoff of 0.5, the Nash criterion is ranging from 0.5 to 0.7. The MEDOR model applied on the Nahr-Beirut watershed, gives a Nash maximum value of about 0.7, which is similar to the results usually obtained with other CRR.

5. PARALLEL PROCESSING

The systematic scanning of the regular grids, required $N_H \times N_{EVL} \times N_r \times N_T$, where $N_\alpha = (\alpha_{\max} - \alpha_{\min})/da$ for $\alpha \in \{H, EVL, r, T\}$ resulting in 1,476,800 criteria values:

	Lower Limit	Upper Limit	Step
H	0.02	0.8	0.02
EVL	0.001	0.02	0.001
r	0	1	0.04
T	10	80	1

Table 1. Test grid.

Because of the high amount of computation, and motivated by the fact that the simulations for different combinations of the parameters are computationally independent, the authors considered parallel evaluations of the simulations. Therefore, a set of working nodes capable of computing the simulation for a given combination of the parameters (referred to as Simulate(i) task, for i ranging from 1 to 1,476,800) was used. The workers are controlled by a master process which generates computational tasks to be executed by idle workers (Figure 3). Additional tasks are queued in a task list managed by the master. Upon reception of a message, the master retrieves a task from the task list and sends it to the idle worker. This dynamic task scheduling allows better load balancing among the different processors.

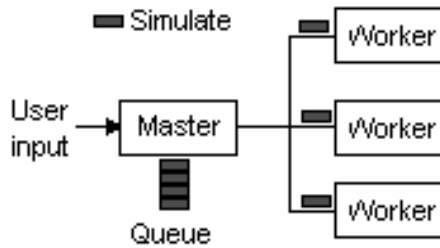


Figure 3. The master-slave model

Let n be the number of Simulate(i) tasks, p the number of processors, t_σ the time needed to compute a single Simulate(i) and t_{com} the time to exchange a message. t_σ is so large as to make the effect of t_{com} negligible. Therefore, the analysis is done without concern for the communication costs. The time needed to compute the n simulations using a single processor is given by $t_1 = n t_\sigma$, whereas, for large values of $(p \geq n)$, the time to compute the simulations would be $t_\infty = t_\sigma$. On the other hand, when $p < n$, the total time needed to compute the Nash using p processors is given by

$$t_p = \left\lceil \frac{n}{p} \right\rceil t_\sigma \quad (2)$$

In general, the speedup can be expressed as

$$S_p = \frac{t_1}{t_p} = \frac{n t_\sigma}{\lceil n/p \rceil t_\sigma} = \frac{n}{\lceil n/p \rceil}, \quad (3)$$

where t_1 is the computation time using a single processor.

The main difficulty in parallelizing the computations of the sensitivity is the use of Vensim[®] in a parallel environment. Vensim[®] is a sequential tool that implements the Dynamic Data Exchange Concept to communicate with third party software. To get through successfully, one must run Vensim[®] on every worker node along with a worker daemon to control it. The worker daemon establishes the master-slave connection, translates the master commands into simulation parameters passed to Vensim[®]. This passing of parameters is done using Vensim[®] configuration files and lock-files. Lock-files are used to ensure the mutual exclusion for Vensim[®] and the worker daemon. Finally, the daemon establishes the DDE connection with Vensim[®] and launches the simulation. Notice that the MPI Message Passing Interface Library is used to establish the master-slave connection.

The master process is considered as a lightweight process since it involves a computational cost neglectable with respect to other processes. Therefore, the master process and the first worker run on the same physical processor. The application uses up to 40 processors (PIII, 600Mhz, 128 MB RAM) to compute the sensitivity simulation described in Table 1.

The simulation set was separated into 40 computational tasks by splitting the range of the first parameter H into 40 different sub-ranges. This limits the application to a maximum of 40 processors. The value 40 can be raised to allow more parallelism, but was chosen to maintain large granularity for parallelism in order to enhance the efficiency. The wall clock time is shown in Table 2 to compute the entire simulation using up to 40 processors.

These results show the efficiency of the parallel computation of the sensitivity since it provides large speedups.

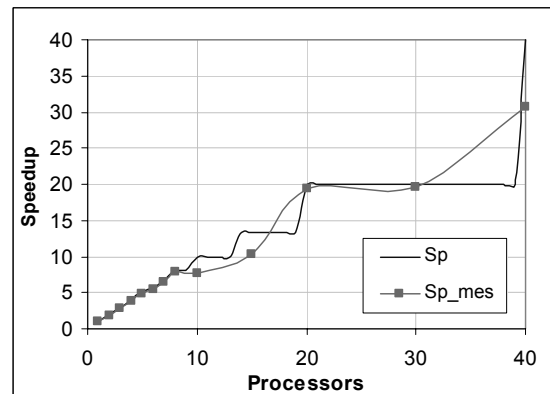


Figure 4. Numerical results

Figure 4 shows the theoretical speedup S_p (3) and the measured speedup S_{p_mes} .

Proc.	1	2	3	4	5	6	7
Time(h)	29.9	15.9	10.6	7.9	6.2	5.4	4.6
S_{p_mes}	1.0	1.9	2.8	3.8	4.8	5.5	6.5
Proc.	8	10	15	20	30	40	
Time(h)	3.83	3.88	2.90	1.54	1.53	0.97	
S_{p_mes}	7.8	7.7	10.3	19.4	19.6	30.8	

Table 2. Numerical results

6. EXPLORATION OF CRITERIA SPACE

The Nash maximum value obtained is $C_{max} = 0.72$. A function designed to determine the acceptability of a point in the criteria space was defined with reference to the maximum value, as :

$$C(\alpha) = C_{max} - \alpha \cdot \frac{(1 - C_{max})}{100} \quad (4)$$

For a given threshold α_0 , and as long as $C > C(\alpha_0)$ all points are acceptable and the cluster of these points constitutes the range of acceptability α_0 .

Among the 1,476,800 points 20280 are acceptable at the 10% threshold and 4540 at the 5% threshold. The cluster of acceptable points may be projected on two planes, each representing a parameter couple (H,EVL) and (T, r) of parameters (Figure 5a,b).

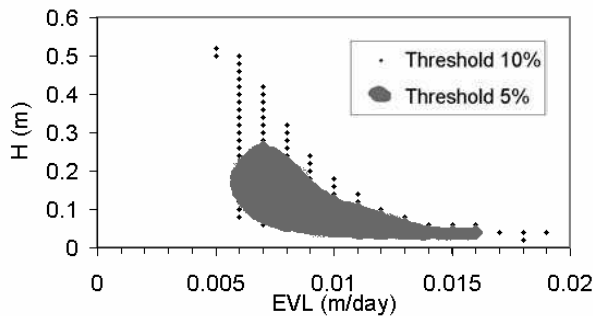


Figure 5. a. Clusters (H, EVL) of acceptable points

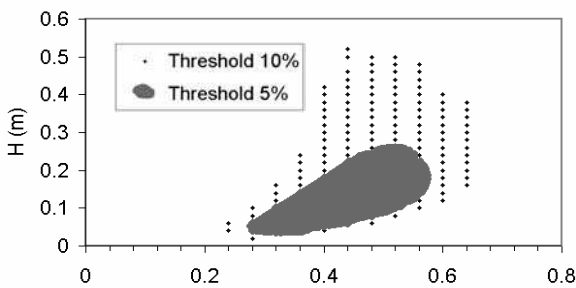


Figure 5. b. Clusters (H,r) of acceptable points

The examination of the criteria function surface may be carried out by using the outline of the cluster that represents the criterion's maximum value at each point of a projection (e.g. H, EVL projection). This outline is shown in Figure 6 that is derived from the projection shown in (Figure 5a).

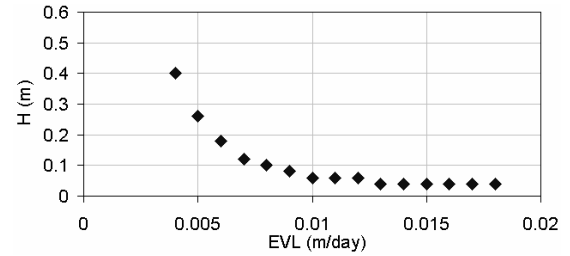


Table 6. The apparent cluster contour for H,EVL

On examining the Nash values in the projection (H,EVL), it is apparent that the extreme values for a given H are the same as the extreme values for a given EVL (with a few exceptions). This signifies that surface objective function possesses a ridgeline that separates the two sides of the surface.

Figure 7 shows the appearance of the ridgeline for the space H, EVL.

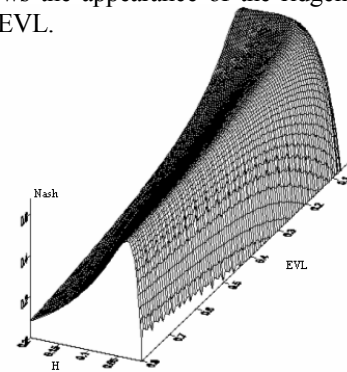


Figure 7. Ridgeline in a three-dimensional space

The position of the criterion maximum along the ridgeline varies with the measured series used. However, the values along this line are sufficiently close to be considered equivalent. Therefore the projection of the ridgeline on the plane H, EVL represents a relationship of equifinality between the two parameters H and EVL.

The examination of the space cross section (Figure 8) with a fixed couple of transfer parameters also shows a ridgeline and has the same path on the projection (H,EVL) independently of the transfer couple (r,T).

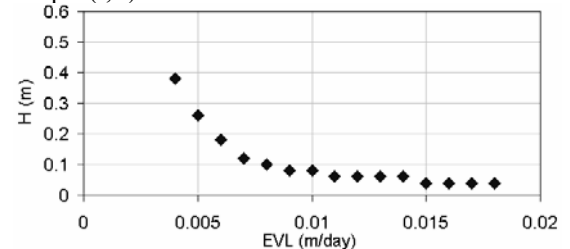


Figure 8. Cross section (r = 0,4 ; T = 40)

This can be seen by the relative indifference of the H and EVL values compared to the transfer parameters, whereas the reciprocal is not true. This result falls in line with model's logic. At first rainfall is capped by the production function to maintain balance. Next, the transfer function adjusts the daily

values as function of the output generated by the production function.

7. CONCLUSION

The optimization of rainfall-runoff model parameters runs into the equifinality of different parameter sets, though they are equivalent in terms of criteria suitability. The understanding of causes together with the proper attitude requires the exploration of any space that, for a given threshold of uncertainty, might be suitable. Exhaustive space scanning of a simple four parameter model requires days of computation on a personal computer per series of data. The use of parallel processing reduces the computation time considerably. This procedure has been used to explore the Nash objective function space of the four-parameters model MEDOR which has been specially developed for Mediterranean climate region. The computation of the 1,476,800 simulations requires 29.9 hours using a single processor whereas this computation only requires 58 minutes when 40 processors are used. These results show that one can use a set of low cost general purpose machines to scan very large parameter spaces.

This work shows the advantage in exploring the entire space criteria compared to the classical methods in searching for an optimum. Faced with the existence of a set of optimal-equivalents, the analysis of the cluster of equivalent points demonstrates equifinality relations among the parameters. In the case of the model MEDOR, a single equifinality relation between the production parameters exists, independent of the transfer parameters. Another equivalence relation exists between the transfer parameters linked to the point chosen on the production parameters equifinality relation.

The use of High Performance Computing and Networking (HPCN) modified the approach to hydrologic simulation by allowing for a multitude of scenarios. It also provided a better understanding of the equifinality relations frequently encountered in hydrologic modeling. This allows to develop more sophisticated methods of parameter space scanning, specific for each model, with less computation time.

8. ACKNOWLEDGEMENTS

This study is part of the FRIEND (Flow Regimes from International Experimental and Network Data) research programme of UNESCO's fifth International Hydrological Programme (IHP). The authors would like to acknowledge Mr. Bob Eberlein from Ventana Systems for his help with the VENSIM[®] software.

9. REFERENCES

- Beven, K.J. Prophecy, reality and uncertainty in distributed hydrological modelling. *Adv. in Water Resources*, 16,41-51. 1993.
- Brazil, L.E. and W.F. Krajewski. Optimization of complex hydrologic models using random search methods. Eng. Hydr. Proc., Williamsburg, Virginia, USA, August 3-7, Hyd. Div., ASCE, 726-731, 1987.
- Crawford, N.H. and R.K. Linsley. A conceptual model of the hydrologic cycle. *IAHS Publication* n° 63,573-587. 1963.
- Duan, Q., S. Sorooshian, and V.K. Gupta. Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models. *Water Resources Research*, 284, 1015-1031. 1992.
- Franchini, M., G. Galeati, and S. Berra. Global optimization techniques for the calibration of conceptual rainfall-runoff models. *Hydrological Sciences Journal*, 433,443-458. 1998.
- Gan, T.Y. and G.F. Biftu. Automatic calibration of conceptual rainfall-runoff models: optimization algorithms, catchment conditions, and model structure. *Water Resources Research*, 3212, 3513-3524. 1996.
- Ibbitt, R. P.. Systematic parameter fitting for conceptual models of catchment hydrology, Ph.D. thesis, Univ. Of London, 1970.
- MPICH- A portable implementation of MPI, <http://www-unix.mcs.anl.gov/mpi/mpich/>
- Nash, J.E, and I.V. Sutcliffe. River flow forecasting through conceptual models. *Journal of Hydrology*, 273, 282-290. 1970.
- Pickup, G., Testing the efficiencies of algorithms and strategies for automatic calibration of rainfall-runoff models, *Hydrol. Sci. Bull.*, 222,257-274,1977.
- Powell, J.M.D. Restart Procedures for the Conjugate Gradient Method, *Mathematical Programming*, 12, 241-254, 1977.
- Sorooshian, S. and V.K. Gupta. Automatic calibration of conceptual rainfall-runoff models: the question of parameter observability and uniqueness. *Water Resources Research*, 191, 260-268. 1983.
- Sorooshian, S. and V.K. Gupta. Model Calibration. Chap. 2 in *Computer Models of Watershed Hydrology* V. Singh, pages 23-68. 1995.
- VENSIM[®] Software- Ventana Systems, Inc. <http://www.vensim.com>
- Ye, W., B.C. Bates, N.R. Viney, M. Sivapalan, and A.J. Jakeman. Performance of conceptual rainfall-runoff models in low-yielding ephemeral catchments. *Water Resources Research*, 331, 153-166. 1997.

Annexe III

NAHR EL KELB



Figure A-III.1 : Paysages du bassin de Nahr el Kelb.

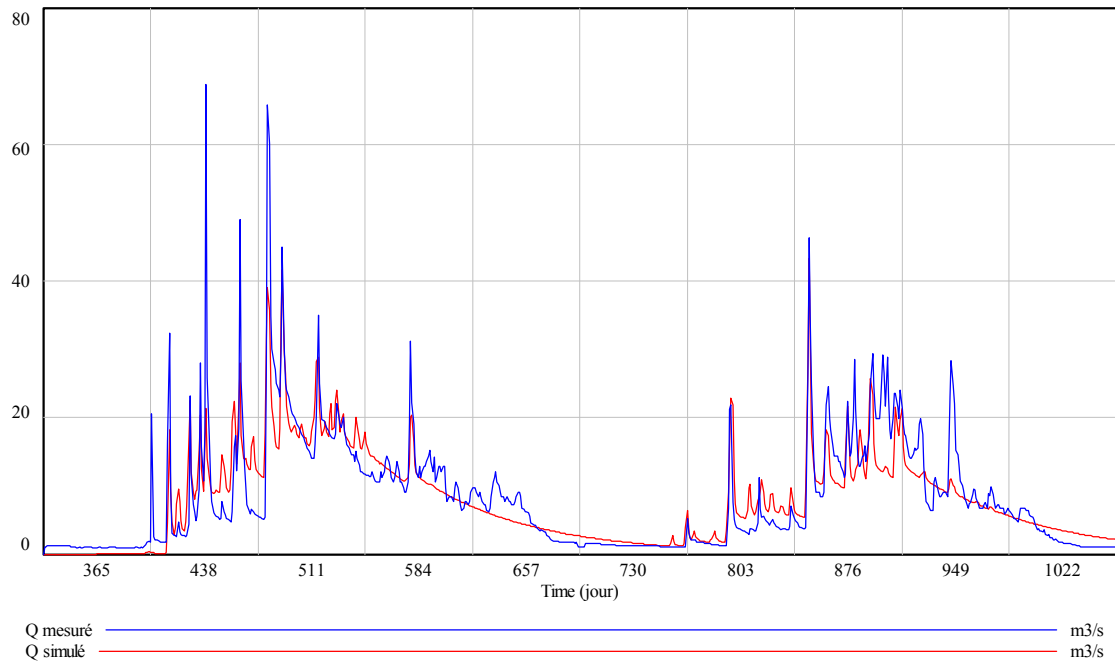


Figure A-III.2 : Deux années de calage.

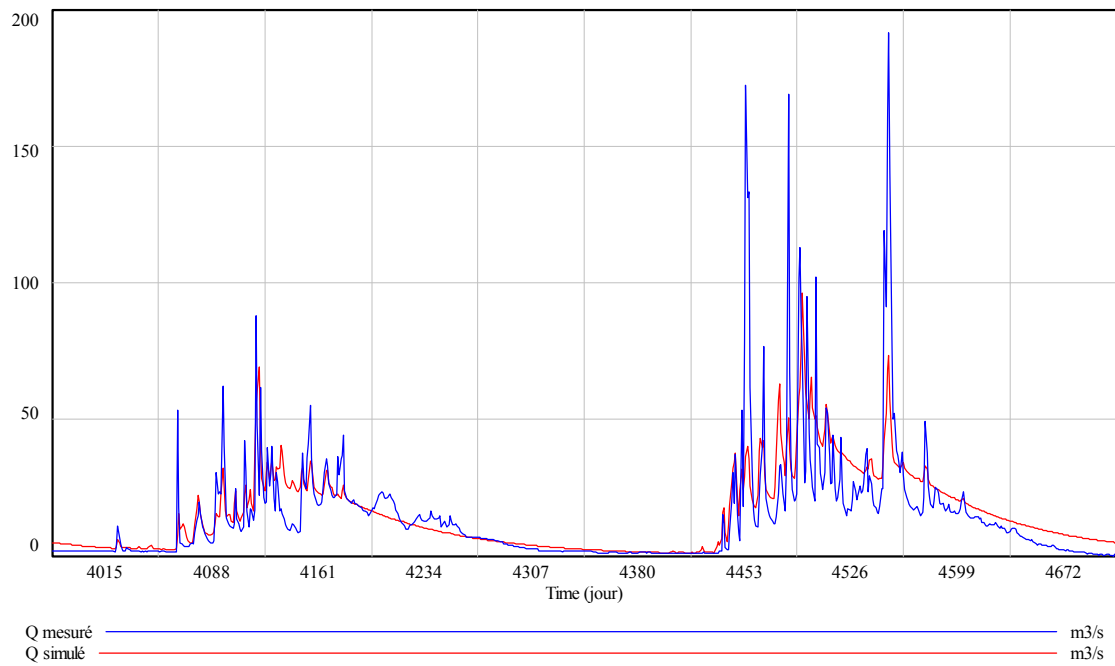
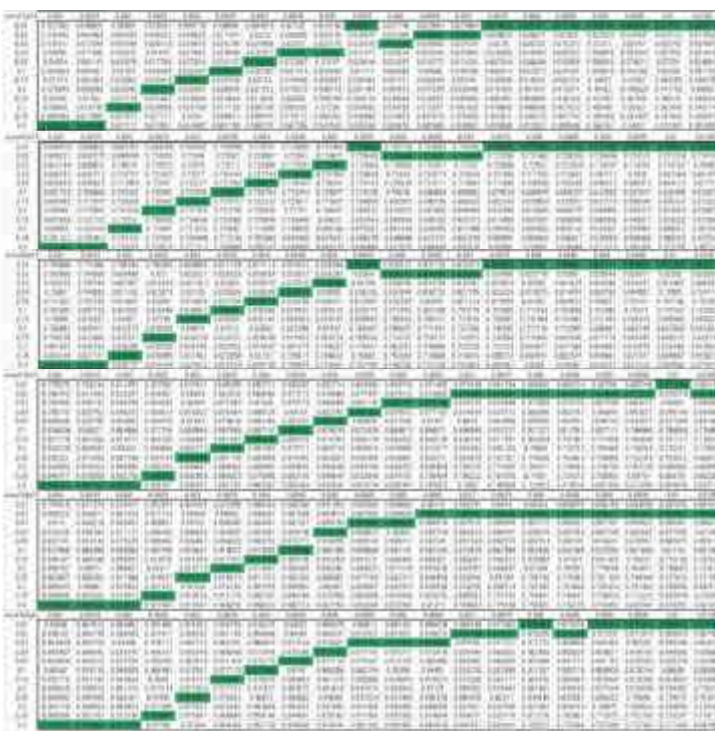


Figure A-III.3 : Deux années de validation.

Nahr-El-Kelb

mm/h	0.01	0.015	0.02	0.025	0.03	0.035	0.04	0.045	0.05	0.055	0.06	0.065	0.07	0.075	0.08	0.085	0.09	0.095	0.1
1 j	0.01	0.015	0.02	0.025	0.03	0.035	0.04	0.045	0.05	0.055	0.06	0.065	0.07	0.075	0.08	0.085	0.09	0.095	0.1
2 j	0.01	0.015	0.02	0.025	0.03	0.035	0.04	0.045	0.05	0.055	0.06	0.065	0.07	0.075	0.08	0.085	0.09	0.095	0.1
4 j	0.01	0.015	0.02	0.025	0.03	0.035	0.04	0.045	0.05	0.055	0.06	0.065	0.07	0.075	0.08	0.085	0.09	0.095	0.1
16 j	0.01	0.015	0.02	0.025	0.03	0.035	0.04	0.045	0.05	0.055	0.06	0.065	0.07	0.075	0.08	0.085	0.09	0.095	0.1
30 j	0.01	0.015	0.02	0.025	0.03	0.035	0.04	0.045	0.05	0.055	0.06	0.065	0.07	0.075	0.08	0.085	0.09	0.095	0.1
365 j	0.01	0.015	0.02	0.025	0.03	0.035	0.04	0.045	0.05	0.055	0.06	0.065	0.07	0.075	0.08	0.085	0.09	0.095	0.1

8 ans



15 ans

Figure A-III.4 : Évolution de la REP avec le pas d'agglomération.

LA MIMENTE



Figure A-III.5 : Paysages du bassin de la Mimente.

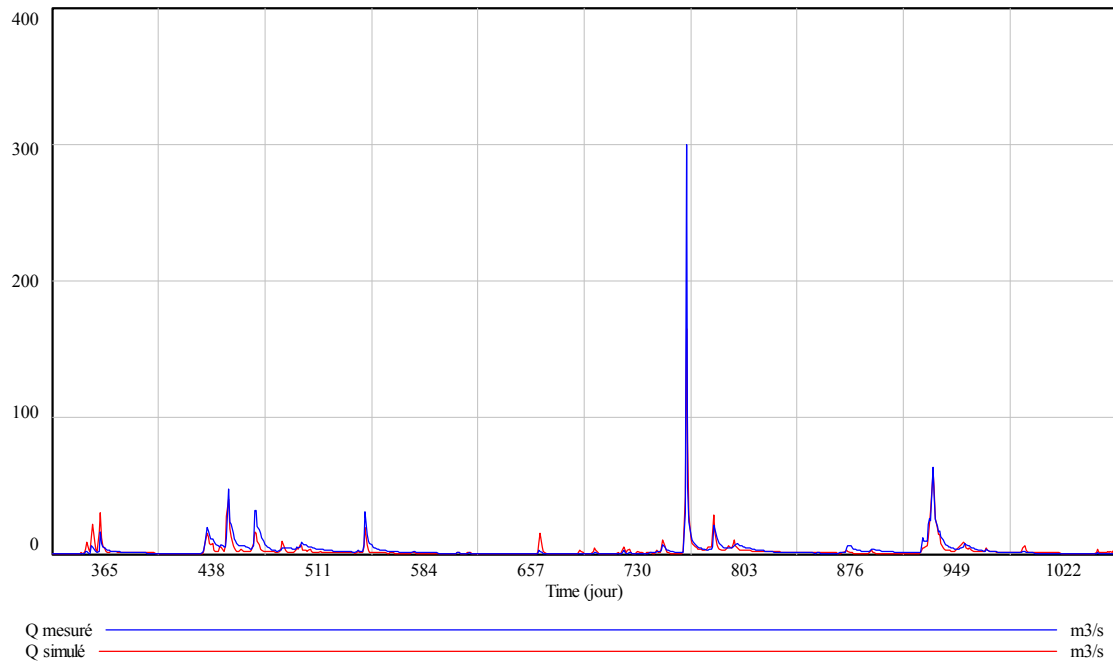


Figure A-III.6 : Deux années de calage.

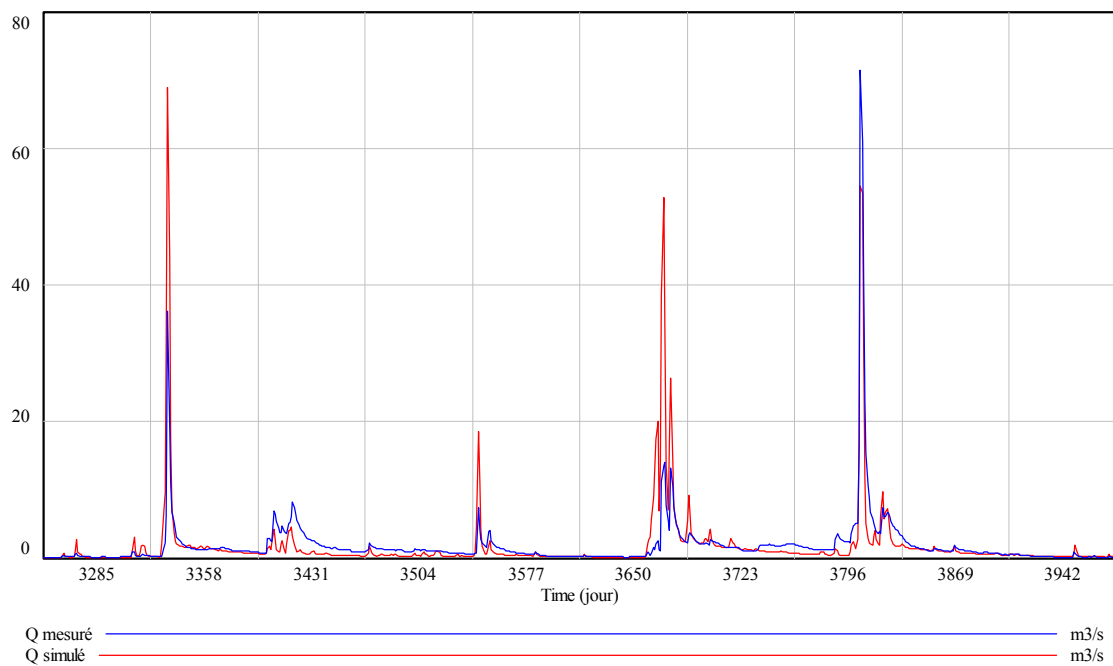


Figure A-III.7 : Deux années de validation.

LA MUZE

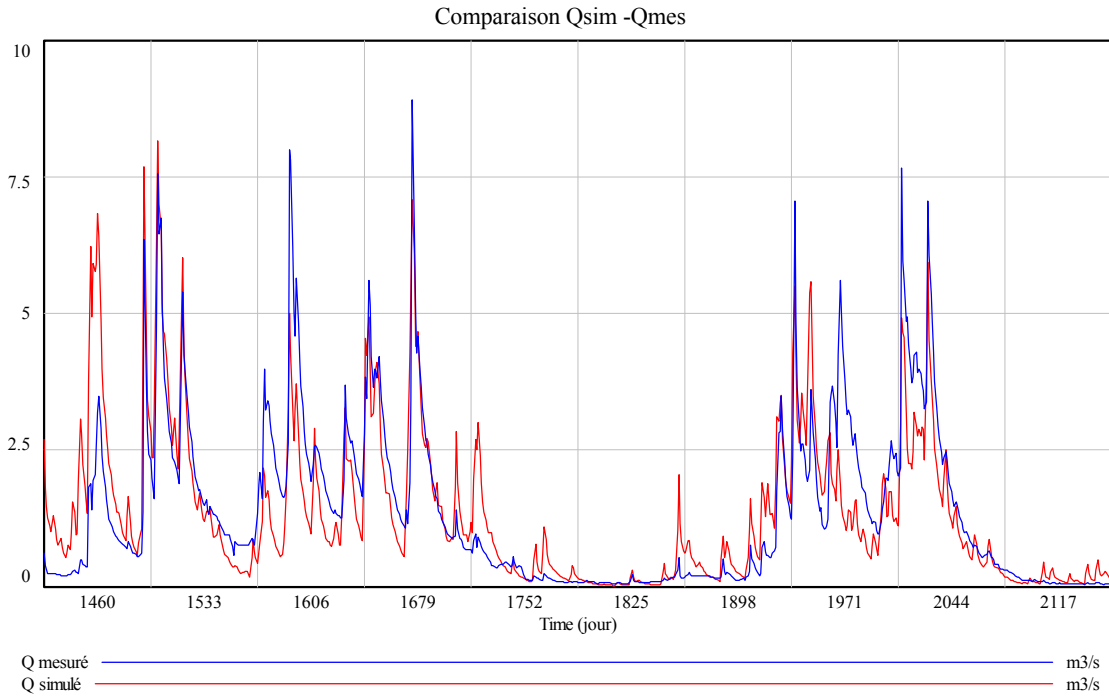


Figure A-III.9 : Deux années de calage.

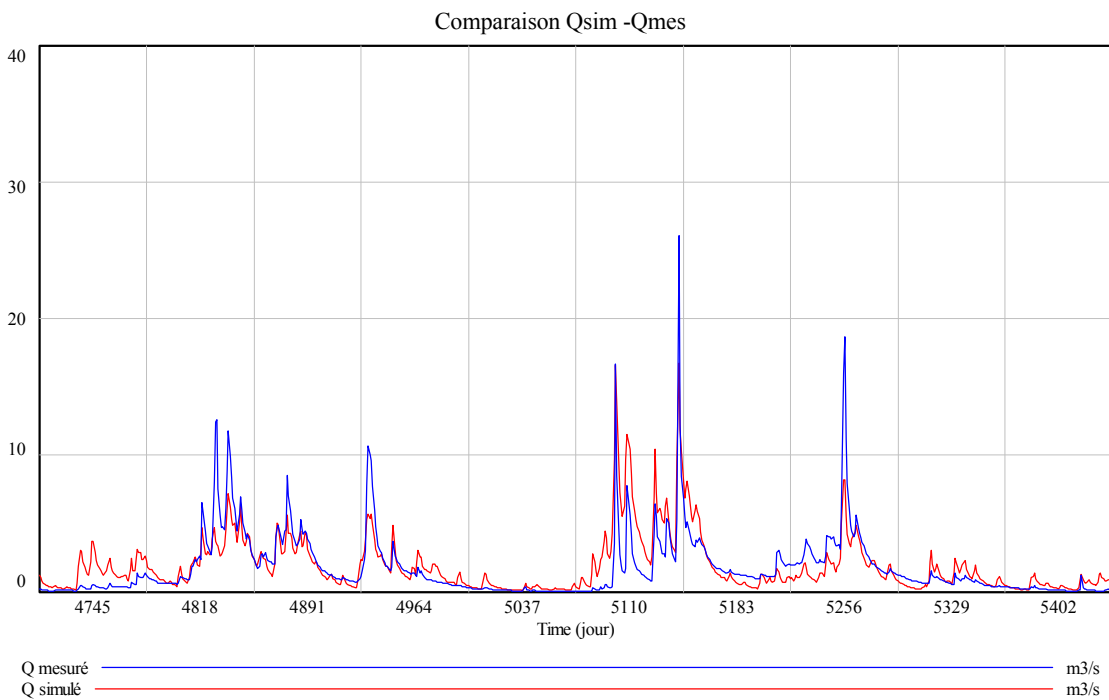


Figure A-III.10 : Deux années de validation.

La Muze

1 j

muze1j7	0.001	0.0015	0.002	0.0025	0.003	0.0035	0.004	0.0045	0.005	0.0055	0.006	0.0065	0.007	0.0075	0.008	0.0085	0.009	0.0095	0.01	0.0105	
0.02	0.21233	0.018	0.14040	0.23145	0.29202	0.33426	0.36159	0.37959	0.39111	0.39609	0.39744	0.39626	0.39306	0.38816	0.38162	0.37284	0.36144	0.34800	0.33300	0.31600	0.30000
-0.11038	0.12539	0.26662	0.40785	0.48274	0.49808	0.45043	0.45079	0.40070	0.40070	0.35070	0.35070	0.30070	0.30070	0.25070	0.20070	0.15070	0.10070	0.05070	0.00070	0.00070	

2 j

muze2j7	0.001	0.0015	0.002	0.0025	0.003	0.0035	0.004	0.0045	0.005	0.0055	0.006	0.0065	0.007	0.0075	0.008	0.0085	0.009	0.0095	0.01	0.0105	
0.02	0.04794	0.22019	0.3306	0.40345	0.45184	0.48456	0.50571	0.51621	0.5274	0.53159	0.53291	0.53063	0.52718	0.52164	0.51404	0.50454	0.49304	0.47954	0.46404	0.44654	0.42704
0.04	0.12642	0.31496	0.43616	0.49733	0.53395	0.55390	0.56704	0.57310	0.58000	0.58764	0.59594	0.60494	0.61464	0.62504	0.63614	0.64794	0.66044	0.67364	0.68754	0.70214	0.71744

16 j

muze16j7	0.001	0.0015	0.002	0.0025	0.003	0.0035	0.004	0.0045	0.005	0.0055	0.006	0.0065	0.007	0.0075	0.008	0.0085	0.009	0.0095	0.01	0.0105	
0.02	0.29134	0.42798	0.52071	0.58624	0.62216	0.64446	0.65456	0.65624	0.65000	0.64500	0.64000	0.63500	0.63000	0.62500	0.62000	0.61500	0.61000	0.60500	0.60000	0.59500	0.59000
0.04	0.34253	0.50041	0.62929	0.74586	0.82643	0.88229	0.91674	0.93438	0.94714	0.95594	0.96124	0.96404	0.96544	0.96564	0.96484	0.96304	0.96024	0.95644	0.95164	0.94684	0.94204

30 j

muze30j7	0.001	0.0015	0.002	0.0025	0.003	0.0035	0.004	0.0045	0.005	0.0055	0.006	0.0065	0.007	0.0075	0.008	0.0085	0.009	0.0095	0.01	0.0105	
0.02	0.35748	0.51278	0.62553	0.71651	0.78041	0.82047	0.84207	0.84914	0.85214	0.85214	0.85000	0.84684	0.84264	0.83744	0.83124	0.82404	0.81684	0.80964	0.80244	0.79524	0.78804
0.04	0.40236	0.56912	0.69240	0.79491	0.86503	0.90509	0.92769	0.93624	0.94024	0.94024	0.93714	0.93294	0.92774	0.92154	0.91434	0.90714	0.89994	0.89274	0.88554	0.87834	0.87114

365 j

muze365j7	0.001	0.0015	0.002	0.0025	0.003	0.0035	0.004	0.0045	0.005	0.0055	0.006	0.0065	0.007	0.0075	0.008	0.0085	0.009	0.0095	0.01	0.0105	
0.02	0.34358	0.60132	0.76763	0.88127	0.92206	0.95710	0.97740	0.98524	0.98924	0.99024	0.98924	0.98714	0.98404	0.98004	0.97504	0.96904	0.96304	0.95704	0.95104	0.94504	0.93904
0.04	0.40410	0.68098	0.84207	0.92784	0.97079	0.99370	0.99924	0.99924	0.99714	0.99404	0.99004	0.98504	0.97904	0.97304	0.96704	0.96104	0.95504	0.94904	0.94304	0.93704	0.93104

8 ans

Figure A-III.11 : Évolution de la REP avec le pas d'agglomération.

LE GARDON DE MIALET



Figure A-III.12 : Paysages du bassin du Gardon de Mialet.

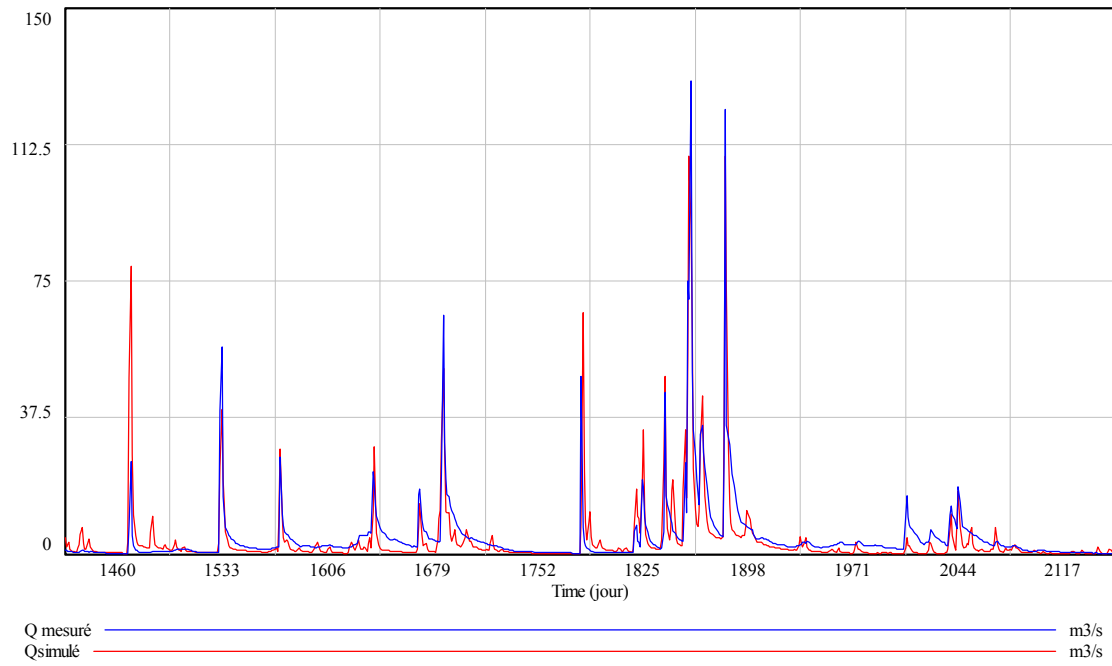


Figure A-III.13 : Deux années de calage.

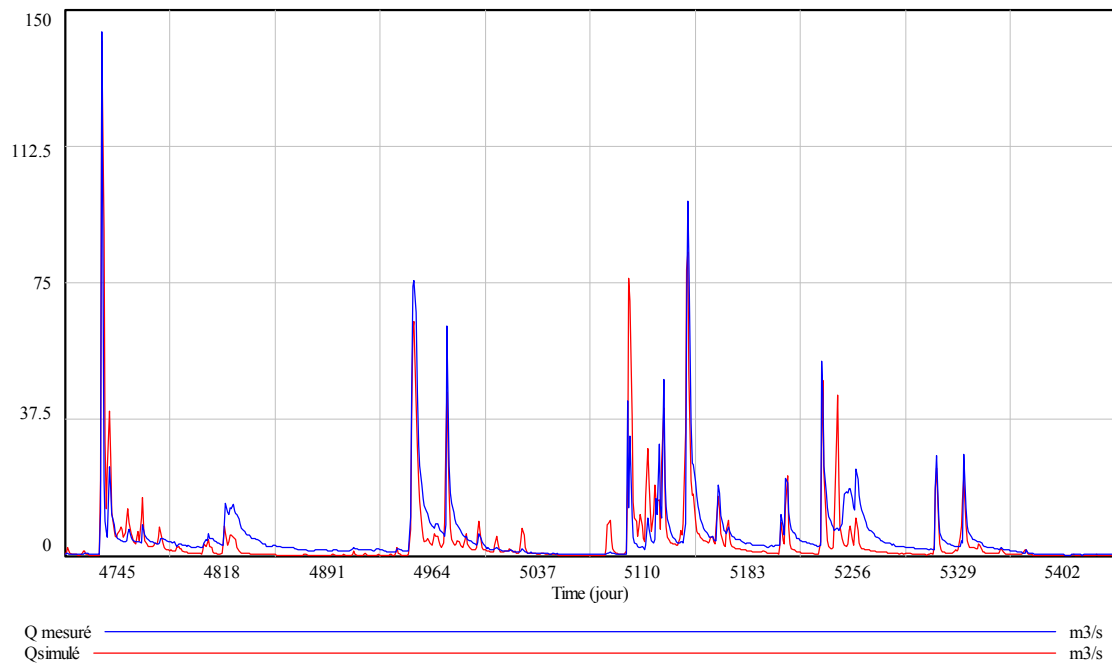


Figure A-III.14 : Deux années de validation.

Le Gardon de Mialet

gpi0	0.001	0.0015	0.002	0.0025	0.003	0.0035	0.004	0.0045	0.005	0.0055	0.006	0.0065	0.007	0.0075	0.008	0.0085	0.009	0.0095	0.01	0.0105
0.04	0.93533	0.42001	0.41094	0.51848	0.42221	0.50358	0.51431	0.546	0.50231	0.59376	0.60269	0.6555	0.68326	0.61308	0.61142	0.61173	0.61191	0.61184	0.61146	0.61061
0.06	0.90642	0.40193	0.35666	0.57327	0.57261	0.61366	0.62339	0.6294	0.63381	0.63629	0.63619	0.63671	0.63473	0.63264	0.63064	0.62816	0.62544	0.62261	0.61944	0.61632
0.08	0.41468	0.50949	0.56747	0.62375	0.62489	0.65159	0.63714	0.64399	0.64666	0.644139	0.63948	0.63197	0.62464	0.61700	0.60957	0.604	0.59924	0.59564	0.59316	0.59163
0.1	0.42933	0.52672	0.56493	0.61874	0.61754	0.64649	0.63764	0.64499	0.64766	0.64513	0.63948	0.63197	0.62464	0.61700	0.60957	0.604	0.59924	0.59564	0.59316	0.59163
0.12	0.43815	0.53712	0.56817	0.62313	0.62193	0.65159	0.64153	0.64909	0.65213	0.64929	0.64536	0.63829	0.63126	0.62423	0.61720	0.61017	0.60314	0.59611	0.58908	0.58205
0.14	0.44407	0.54345	0.56864	0.62311	0.62191	0.65159	0.64153	0.64909	0.65213	0.64929	0.64536	0.63829	0.63126	0.62423	0.61720	0.61017	0.60314	0.59611	0.58908	0.58205
0.16	0.44785	0.54699	0.56938	0.62311	0.62191	0.65159	0.64153	0.64909	0.65213	0.64929	0.64536	0.63829	0.63126	0.62423	0.61720	0.61017	0.60314	0.59611	0.58908	0.58205
0.18	0.44930	0.54795	0.56979	0.62311	0.62191	0.65159	0.64153	0.64909	0.65213	0.64929	0.64536	0.63829	0.63126	0.62423	0.61720	0.61017	0.60314	0.59611	0.58908	0.58205
0.2	0.45025	0.54890	0.56979	0.62311	0.62191	0.65159	0.64153	0.64909	0.65213	0.64929	0.64536	0.63829	0.63126	0.62423	0.61720	0.61017	0.60314	0.59611	0.58908	0.58205
0.22	0.4511	0.54934	0.56979	0.62311	0.62191	0.65159	0.64153	0.64909	0.65213	0.64929	0.64536	0.63829	0.63126	0.62423	0.61720	0.61017	0.60314	0.59611	0.58908	0.58205

1 j

2 j

8 j

16 j

30 j

365 j

8 ans

15 ans

Figure A-III.15 : Évolution de la REP avec le pas d'agglomération.

LA VIS



Figure A-III.16 : Paysages du bassin de La Vis.

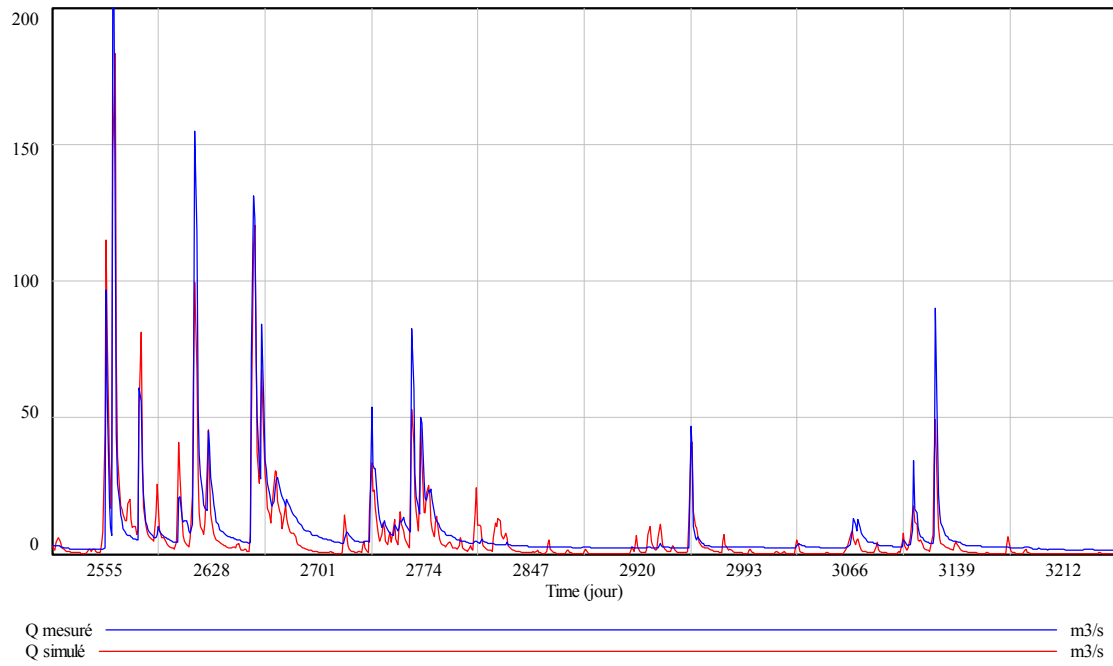


Figure A-III.17 : Deux années de calage.

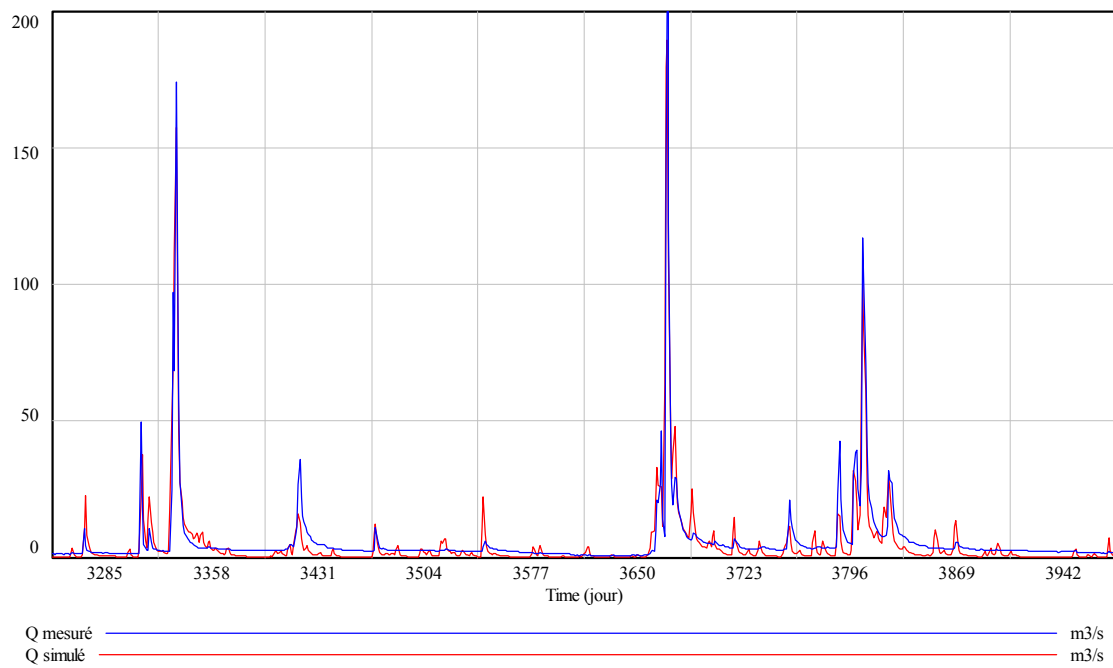


Figure A-III.18 : Deux années de validation.

La Vis

REP	0.01	0.015	0.02	0.025	0.03	0.035	0.04	0.045	0.05	0.055	0.06	0.065	0.07	0.075	0.08	0.085	0.09	0.095	0.1
1 j	0.0007	0.0007	0.0007	0.0007	0.0007	0.0007	0.0007	0.0007	0.0007	0.0007	0.0007	0.0007	0.0007	0.0007	0.0007	0.0007	0.0007	0.0007	0.0007
2 j	0.0010	0.0010	0.0010	0.0010	0.0010	0.0010	0.0010	0.0010	0.0010	0.0010	0.0010	0.0010	0.0010	0.0010	0.0010	0.0010	0.0010	0.0010	0.0010
8 j	0.0015	0.0015	0.0015	0.0015	0.0015	0.0015	0.0015	0.0015	0.0015	0.0015	0.0015	0.0015	0.0015	0.0015	0.0015	0.0015	0.0015	0.0015	0.0015
16 j	0.0020	0.0020	0.0020	0.0020	0.0020	0.0020	0.0020	0.0020	0.0020	0.0020	0.0020	0.0020	0.0020	0.0020	0.0020	0.0020	0.0020	0.0020	0.0020
30 j	0.0025	0.0025	0.0025	0.0025	0.0025	0.0025	0.0025	0.0025	0.0025	0.0025	0.0025	0.0025	0.0025	0.0025	0.0025	0.0025	0.0025	0.0025	0.0025
365 j	0.0030	0.0030	0.0030	0.0030	0.0030	0.0030	0.0030	0.0030	0.0030	0.0030	0.0030	0.0030	0.0030	0.0030	0.0030	0.0030	0.0030	0.0030	0.0030
1 j	0.0035	0.0035	0.0035	0.0035	0.0035	0.0035	0.0035	0.0035	0.0035	0.0035	0.0035	0.0035	0.0035	0.0035	0.0035	0.0035	0.0035	0.0035	0.0035
2 j	0.0040	0.0040	0.0040	0.0040	0.0040	0.0040	0.0040	0.0040	0.0040	0.0040	0.0040	0.0040	0.0040	0.0040	0.0040	0.0040	0.0040	0.0040	0.0040
8 j	0.0045	0.0045	0.0045	0.0045	0.0045	0.0045	0.0045	0.0045	0.0045	0.0045	0.0045	0.0045	0.0045	0.0045	0.0045	0.0045	0.0045	0.0045	0.0045
16 j	0.0050	0.0050	0.0050	0.0050	0.0050	0.0050	0.0050	0.0050	0.0050	0.0050	0.0050	0.0050	0.0050	0.0050	0.0050	0.0050	0.0050	0.0050	0.0050
30 j	0.0055	0.0055	0.0055	0.0055	0.0055	0.0055	0.0055	0.0055	0.0055	0.0055	0.0055	0.0055	0.0055	0.0055	0.0055	0.0055	0.0055	0.0055	0.0055
365 j	0.0060	0.0060	0.0060	0.0060	0.0060	0.0060	0.0060	0.0060	0.0060	0.0060	0.0060	0.0060	0.0060	0.0060	0.0060	0.0060	0.0060	0.0060	0.0060
1 j	0.0065	0.0065	0.0065	0.0065	0.0065	0.0065	0.0065	0.0065	0.0065	0.0065	0.0065	0.0065	0.0065	0.0065	0.0065	0.0065	0.0065	0.0065	0.0065
2 j	0.0070	0.0070	0.0070	0.0070	0.0070	0.0070	0.0070	0.0070	0.0070	0.0070	0.0070	0.0070	0.0070	0.0070	0.0070	0.0070	0.0070	0.0070	0.0070
8 j	0.0075	0.0075	0.0075	0.0075	0.0075	0.0075	0.0075	0.0075	0.0075	0.0075	0.0075	0.0075	0.0075	0.0075	0.0075	0.0075	0.0075	0.0075	0.0075
16 j	0.0080	0.0080	0.0080	0.0080	0.0080	0.0080	0.0080	0.0080	0.0080	0.0080	0.0080	0.0080	0.0080	0.0080	0.0080	0.0080	0.0080	0.0080	0.0080
30 j	0.0085	0.0085	0.0085	0.0085	0.0085	0.0085	0.0085	0.0085	0.0085	0.0085	0.0085	0.0085	0.0085	0.0085	0.0085	0.0085	0.0085	0.0085	0.0085
365 j	0.0090	0.0090	0.0090	0.0090	0.0090	0.0090	0.0090	0.0090	0.0090	0.0090	0.0090	0.0090	0.0090	0.0090	0.0090	0.0090	0.0090	0.0090	0.0090

Figure A-III.19 : Évolution de la REP avec le pas d'agglomération.

Annexe IV

Station	Latitude	Longitude	Is
BOURGES,FRANCE	47.07	2.37	0.139449
GENEVE-OBSERVATOIRE,SWITZERLAND	46.2	6.15	0.141502
SARAJEVO, FORMER YUGOSLAVIA	43.87	18.39	0.188
LUXEMBOURG-AIRPORT,LUXEMBOURG	49.62	6.22	0.244974
VENEZIA/TESSERA, ITALY	45.50	12.30	0.261864
ARMAGH ,UNITED-KINGDOM	54.35	-6.65	0.282562
HULL,UNITED-KINGDOM	53.77	-0.37	0.316764
SKOPJE-PETROVAC, FORMER YUGOSLAVIA	41.97	21.60	0.319787
TOULOUSE/BLAGNAC, FRANCE	43.63	1.3	0.320941
BORDEAUX-MERIGNAC,FRANCE	44.83	-0.7	0.324531
LONDON/GATWICK AIRPO, UNITED KINGDOM	51.15	0.1	0.330914
OXFORD ,UNITED-KINGDOM	51.77	-1.27	0.33121
SLOVENIA LJUBLJANA-BEZIGRAD	46.07	14.52	0.368961
VARNA, BULGARIA	43.20	27.90	0.369781
MILANO/LINATE, ITALY	45.43	9.19	0.370639
ITALY VERONA-VILLAFRANCA	45.38	10.87	0.374107
ZAGREB/GRIC, FORMER YUGOSLAVIA	45.8	16	0.39488
ESKDALEMUIR,UNITED-KINGDOM	55.32	-3.2	0.420239
CROATIA ZAGREB-GRIC	45.82	15.98	0.441865
SOFIA (OBSERV.), BULGARIA	42.65	23.3	0.479587
BUCURESTI,ROMANIA	44.52	26.08	0.496269
FIRENZE/PERETOLA, ITALY	43.80	11.20	0.519063
TORINO/CASELLE, ITALY	45.22	7.60	0.521298
PERPIGNAN ,FRANCE	42.73	2.87	0.581431
ERZURUM, TURKEY	39.92	41.20	0.597424
LUGANO,SWITZERLAND	46	8.97	0.609113
GREECE LARISSA	39.65	22.45	0.623778
MADRID ,SPAIN	40.41	-3.68	0.638812
ANKARA/CENTRAL, TURKEY	39.95	32.79	0.646088
FRANCE MARSEILLE	43.31	5.4	0.69496
TIRANA, ALBANIA	41.33	19.7	0.696432
ITALY ROMA-CIAMPINO	41.78	12.58	0.701814
SPAIN VALENCIA	39.48	-0.38	0.705973
GRAZ,AUSTRIA	47.08	15.45	0.706259
ITALY BRINDISI	40.63	17.93	0.731317
BURSA, TURKEY	40.18	29.00	0.750409
ROMA CIAMPINO, ITALY	41.8	12.6	0.750765
PARIS-MONTSOURIS, FRANCE	48.82	2.29	0.752673
NAPOLI/CAPODICHINO, ITALY	40.85	14.30	0.758966
ISTANBUL/ATATURK, TURKEY	40.97	28.80	0.764224
PORTUGAL BRAGANCA	41.8	-6.73	0.766922
PORTUGAL COIMBRA	40.2	-8.42	0.814975
PORTUGAL PORTO	41.13	-8.6	0.816795
AJACCIO, FRANCE	41.92	8.80	0.830814
MARRAKECH, MOROCCO	31.62	-8	0.878049
TUNIS-CARTHAGE, TUNISIA	36.83	10.19	0.882584
ITALY CAGLIARI	39.23	9.05	0.882952
CYPRUS NICOSIA	35.17	33.35	0.894349
GREECE HELLINIKON	37.9	23.75	0.89623
PORTUGAL BEJA	38.02	-7.87	0.902069
SFAX EL-MAOU, TUNISIA	34.72	10.60	0.903659
USTICA, ITALY	38.70	13.10	0.904195
ADANA/INCIRLIK, TURKEY	37.00	35.40	0.909758
PORTUGAL LISBOA-GEOFISICA	38.72	-9.15	0.913327
GREECE CORFU	39.62	19.92	0.919345

ALGIERS, ALGERIA	36.70	3.60	0.92493
DAR-EL-BEIDA, ALGERIA	36.72	3.20°	0.929343
DAR-EL-BEIDA, ALGERIA	36.72	3.2	0.932923
SPAIN MALAGA-AEROPUERTO	36.67	-4.49	0.935475
ORAN/ES SENIA, ALGERIA	35.63	-0.6	0.940161
CYPRUS AMIANDOS	34.93	32.92	0.944574
MUGLA, TURKEY	37.20	28.30	0.945478
PORTUGAL TAVIRA	37.12	-7.65	0.949435
IZMIR, TURKEY	38.43	27.10	0.955305
THARHUNA, LIBYA	32.43	13.50	0.959807
CASABLANCA, MOROCCO	33.57	-7.6	0.961204
CASABLANCA, MOROCCO	33.57	-7.6	0.961204
RABAT-SALE, MOROCCO	34.04	-6.7	0.962223
CYPRUS LARNACA	34.92	33.63	0.964976
SETTAT, MOROCCO	33.20	-7.6	0.968596
BEN SLIMANE, MOROCCO	33.60	-7.2	0.969854
BEN SLIMANE, MOROCCO	33.60	-7.2	0.969854
GREECE METHONI	36.83	21.7	0.971956
ANTALYA, TURKEY	36.70	30.70	0.974225
GHARIAN, LIBYA	32.20	13.00	0.977625
GREECE HERAKLION	35.33	25.18	0.978647
CYPRUS LIMASSOL	34.67	33.05	0.980074
TRIPOLI CITY, LIBYA	32.90	13.10	0.980909
TRIPOLI CITY, LIBYA	32.90	3.10°	0.980909
SIDI EL MESRI, LIBYA	32.86	13.20	0.981865
CAIRO, EGYPT	30.13	31.4	0.986301
ALEPPO, SYRIA	36.18	37.20	0.990291
CYPRUS POLIS	35.03	32.43	0.991508
PORT SAID/EL GAMIL, EGYPT	31.28	32.20	0.994832
DEIR EZZOR, SYRIA	35.32	40.1	0.995
BEIRUT	33.90	35.5	0.995327
DAMASCUS NEW INTNL. AIRPO, SYRIA	33.42	36.5	0.995579
HOMS/LA VALDAGNO, LIBYA	32.60	14.20	0.995997
RAYACK, LEBANON	33.86	36	0.996726
KSARA	33.79	35.9	0.996839
ISRAEL HAR-KENAAN	32.97	35.5	0.999151
ISRAEL TEL-AVIV	32.1	34.77	0.999683
ISRAEL BEER-SHEVA	31.25	34.8	0.999875
ISRAEL JERUSALEM	31.77	35.22	0.999949
LUXOR, EGYPT	25.67	32.70	1
TOBRUK, LIBYA	32.10	23.90	1
AMMAN AIRPORT, JORDAN	31.98	35.9	1

RESUME

Le modèle conceptuel pluie-débit journalier MEDOR a été développé pour le milieu méditerranéen. L'analyse de sensibilité des processus hydrologiques aux caractéristiques du milieu et du climat lui confère une conception spécifique. Ce modèle à quatre paramètres a été élaboré à partir des données de six bassins méditerranéens, français et libanais. Son calage au moyen du critère de Nash pose des problèmes d'équifinalité. Le balayage exhaustif de l'espace critère montre l'existence de relations entre paramètres de production d'une part et ceux de transfert d'autre part. Un critère à échéance variable détermine la relation d'équifinalité de production, à partir des seuls cumuls annuels de pluie et de débit et de la structure stochastique journalière de la pluie.

Couplé à un modèle stochastique adimensionnel de pluie, MEDOR génère une surface représentative des coefficients d'écoulement des bassins dans l'espace des paramètres. Cinq zones ont été définies sur le pourtour méditerranéen avec leurs surfaces de référence. MEDOR possède des propriétés d'agglomération spatiale et temporelle. Les paramètres du modèle pour un bassin formé de l'union de plusieurs sous bassins sont déterminés par des lois d'agglomération utilisant les paramètres de chacun d'eux. Un des paramètres de la fonction de production est lié à la profondeur utile du sol, ce qui permet de transformer le modèle global en un modèle semi-distribué. L'extension à un nombre plus important de bassins permettra de préciser la signification des paramètres, et donc d'envisager une application à des bassins non jaugés.

TITLE

Conceptual rainfall-runoff modeling in the Mediterranean environment

Abstract

MEDOR, a daily lumped conceptual rainfall-runoff model with four parameters was conceived for Mediterranean catchments. It was applied on six Mediterranean basins, French and Lebanese. Its calibration is affected by the equifinality issue. Systematic scanning of the Nash criterion objective function shows the existence of an equifinality relationship among the two loss function parameters (PER) independently of the transfer parameters. The agglomerated Nash criterion with variable terms determines the PER using only the annual balance of rainfall-runoff and the daily stochastic structure of rainfall.

Coupled to a stochastic model of rainfall of a given region, MEDOR generates equifinality relations between runoff coefficients (CR) defining a surface in the parameters space. Five zones have been identified in the Mediterranean region having a single reference CR surface (e.g., East coast of the Mediterranean Sea). The runoff coefficient of a given watershed located in one of these areas fixes the specific PER of the catchments. The property of spatio-temporal additivity is demonstrated on MEDOR. Model parameters for a catchment made of several sub-catchments are given by specific laws using relative parameters of each sub-catchment. One of the loss parameters is related to the useful depth of the soil, which allows the transformation of MEDOR from a lumped model into a semi-distributed one. The use of more catchments would allow to specify the significance of the parameters, and thus to consider the application of the model on ungauged basins.

DISCIPLINE : Hydrologie, Sciences de l'Eau

MOTS-CLES

Hydrologie, bassins versants méditerranéens, relation pluie-débit, modélisation conceptuelle

INTITULE ET ADRESSE DE L'U.F.R. OU DU LABORATOIRE :

CREEN – Ecole Supérieure d'Ingénieurs de Beyrouth – Université Saint-Joseph – BP : 11-0514 Riad el-Solh – Beyrouth - Liban
Laboratoire Hydrosociences Montpellier (UMR 5569) – MSE – Place Eugène Bataillon – 34394 Montpellier Cedex 5 - France