

Université Pierre et Marie Curie

Master 2 Sciences de l'Univers - Ecologie Environnement

Parcours Hydrologie Hydrogéologie

**Déterminants du bilan en eau à l'échelle du bassin versant :
Vers une estimation réaliste des pertes des bassins de surface**

Nicolas LE MOINE

Encadrants : Vazken ANDRÉASSIAN
Claude MICHEL



Novembre 2005



Remerciements

Je remercie l'unité Hydrosystèmes et Bioprocédés du Cemagref Antony, et surtout l'équipe d'hydrologie, pour son accueil fort sympathique. Un merci tout particulier va à Vazken Andréassian et Claude Michel pour leur encadrement et leurs conseils, ainsi qu'à Jean-Louis Rosique pour son aide avec le SIG. Merci enfin aux locataires du « bureau des stagiaires » pour les bons moments passés ensemble.

Sommaire

Remerciements	2
Introduction	5
1 Revue bibliographique	6
1.1 Les termes du bilan hydrologique à l'échelle du bassin versant	6
1.2 Le bassin versant, un système fermé?	7
1.3 Les échanges dans les modèles pluie-débit	9
2 Échantillon de bassins versants	14
2.1 Critères de sélection	14
2.2 Données climatiques	14
2.3 Données géologiques	15
3 Bilan au pas de temps mensuel	16
3.1 Le modèle GR2M	16
3.2 Test de la fonction d'échange	16
3.3 Méthodes possibles de correction du bilan	19
3.4 Essais de semi-distribution	24
3.5 Stabilité du paramètre d'échange	25
3.6 Dépendance des paramètres face au contexte climatique	26
3.7 Conclusion de l'étude au pas de temps mensuel	28
4 Comparaison à différents pas de temps	29
4.1 Modèles aux pas de temps annuel et journalier	29
4.2 Influence de la fonction objectif et du pas de temps	30
4.3 Peut-on utiliser l'information d'un pas de temps pour un autre?	32
5 Déterminants physiques du paramètre d'échanges	34
5.1 Groupes de bassins versants remarquables	34
5.2 Valeurs du paramètre d'échange selon la lithologie	35
5.3 Indices morphologiques pertinents	36
6 Un exemple : le karst de la Rochefoucauld	37
6.1 Contexte géologique et hydrogéologique	37
6.2 Étude au pas de temps mensuel	38
6.3 Étude au pas de temps journalier	39

6.4 Conclusion	40
Conclusion générale	41
Bibliographie	43
A Annexes	44
A.1 Structure du modèle GR2M	45
A.2 Structure du modèle GR4J	46
B Cartes	47
C Rapport de mission à l'étranger ENGREF	51
D Article MODSIM'05	61
Abstract	70

Introduction

Le but de ce mémoire est d'envisager de quelle(s) manière(s) il serait possible d'améliorer la prise en compte explicite des pertes souterraines dans les modèles hydrologiques de surface. Outre l'intérêt évident de la connaissance de ce terme du bilan pour la gestion de la ressource en eau, il est intéressant d'étudier l'impact de la formulation de ces pertes sur les performances dans la restitution des débits de surface, qui reste l'application première de ces modèles.

Après avoir passé en revue la littérature traitant de ce sujet, on s'intéressera, sur un échantillon de bassins versant pertinents, à l'apport d'une prise en compte explicite des pertes comparée à une simple correction de la pluie ou de l'ETP. En effet, les incertitudes dans la mesure ou l'estimation de ces termes suffisent à elles seules à perturber le bilan.

Ensuite, on examinera le comportement de cette correction souterraine du bilan dans les modèles GR, à différents pas de temps (annuel, mensuel et journalier) et en semi-distribution. On envisagera également la possibilité d'en prédéterminer les paramètres à l'aide de caractéristiques morphologiques des bassins versants.

Enfin, un cas particulier est proposé en illustration : le karst de la Rochefoucauld, en Charente.

Partie 1

Revue bibliographique : les échanges souterrains entre bassins versants

1.1 Les termes du bilan hydrologique à l'échelle du bassin versant

La modélisation hydrologique et, en particulier, la modélisation de la relation pluie-débit à l'échelle du bassin versant reposent sur un certain nombre de principes, à commencer bien sûr par la conservation de la masse. Pourtant, il est assez rare de trouver dans la littérature une formalisation complète du bilan en eau à l'échelle du bassin versant. Dans le cas général, ce bilan s'écrit de la façon suivante sur un pas de temps quelconque (Beven et O'Connell, 1985) :

$$P = Q + ETR + \Delta S + L \quad (1.1)$$

où P est la pluie, Q le débit jaugé à l'exutoire, ETR l'évapotranspiration réelle, ΔS la variation d'humidité et L la perte (ces 2 derniers termes étant algébriques).

Les termes P et Q sont souvent les seules grandeurs mesurables et disponibles sous forme de chroniques. L'utilisation du concept d'ETP, qui dépend de l'énergie disponible pour évaporer, permet de s'affranchir de la mesure de l'ETR mais rend inévitable l'utilisation d'un modèle, avec tous les inconvénients que cela présente.

Comme le résume Beven (2001), l'indétermination du bilan en eau à l'échelle du bassin versant ne peut tout simplement pas être levée ni l'équation de continuité précédente vérifiée :

« [...] we cannot currently close the water balance by measurement. Traditionally, there was no direct way of measuring actual evapotranspiration, so errors in the long term measured water balances tended to be assigned to the evapotranspiration term, despite the fact that we know that rainfall inputs, discharge outputs and changes of storage are not always accurately measured. [...] There is still no way of checking whether

the catchment is indeed watertight. The continuity equation is the most fundamental law in hydrology, but as a hypothesis it would appear that we cannot currently verify it at the catchment scale ».

1.2 Le bassin versant, un système fermé ?

Faute de pouvoir le quantifier, le terme de perte est fréquemment considéré comme nul, ce qui revient à supposer que le bassin versant est un système fermé au niveau du substratum. Dans ce cas, toute la pluie efficace ($P - ETR$) se retrouve à l'exutoire du bassin (même si c'est au bout d'un temps infini). En considérant une durée suffisamment longue, la variation d'humidité du bassin peut être négligée devant les autres termes du bilan ($\Delta S \simeq 0$), d'où l'existence de nombreux modèles hydrologiques (au pas de temps pluriannuel notamment) ne considérant que les termes P , Q et E .

Cependant, bien que rarement rappelée dans la littérature, l'hypothèse selon laquelle le bassin versant est un système fermé par le bas est très forte, pour ne pas dire extrêmement abusive (Mouelhi *et al.*, 2005). Elle nie entre autres l'existence d'écoulements souterrains régionaux, qui sont l'objet d'étude des hydrogéologues ! En plus de négliger un phénomène qui mérite en soi d'être étudié, cette hypothèse a peut-être des conséquences importantes en terme de performance des modèles hydrologiques.

Tóth (1963) a montré de façon théorique que des écoulements souterrains « intermédiaires » et « régionaux » (c'est-à-dire dont la zone de recharge et l'exutoire sont séparés par plusieurs extrema topographiques locaux) peuvent se produire, même en milieu supposé homogène et isotrope, dans diverses configurations topographiques (voir Figure 1.1).

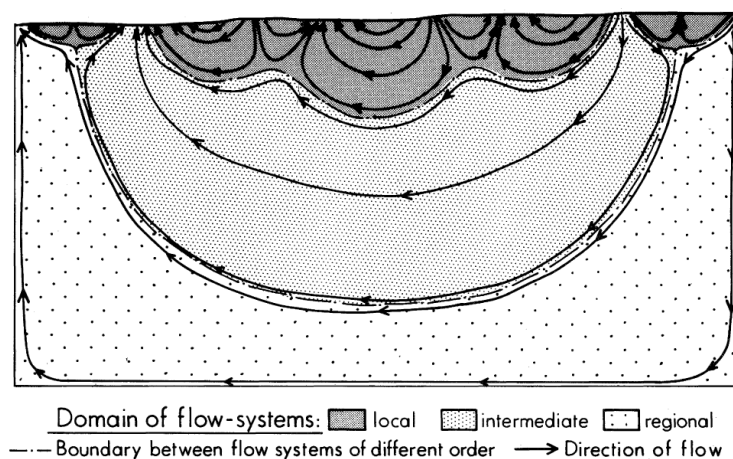


FIG. 1.1 – Typologie des systèmes d'écoulements selon Tóth (1963).

Il n'y a donc aucune raison théorique à ce que les bassins versants topographique et hydrogéologique coïncident, comme indiqué sur la Figure 1.2.

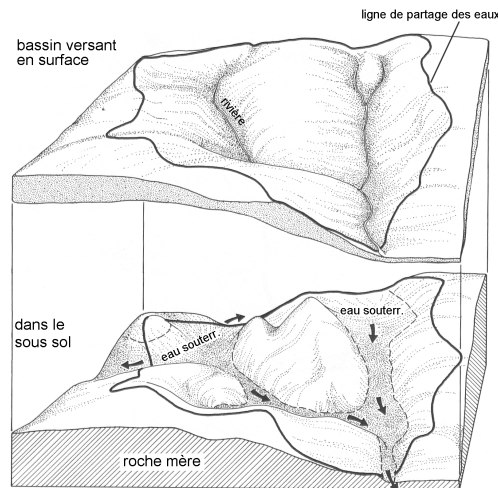
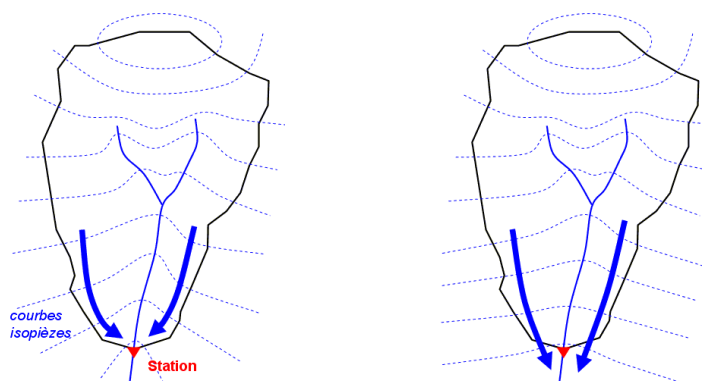


FIG. 1.2 – Bassins versants topographique et hydrogéologique : exemple de non-superposition avec pertes dans les « vallées » de la surface piézométrique.

De nombreuses études régionales s'appuyant sur l'hydrodynamique ou la géochimie ont d'autre part mis en évidence ce type d'écoulements souterrains interbassins (*IGF*, *Interbasin Groundwater Flows*), affectant de façon parfois importante le bilan en eau. On peut distinguer 2 grands types de phénomènes :

- des pertes dues à la continuité hydraulique des systèmes d'écoulements souterrains (Tóth, 1995), dans les 3 dimensions. Par exemple, l'existence d'une nappe libre plus ou moins étendue à l'exutoire, en connection avec le cours d'eau, peut introduire un biais sur le débit jaugé à la station (Goswami et O'Connor, 2005), comme illustré sur la Figure 1.3 (continuité dans le plan). Dans la dimension verticale, on peut également envisager le cas de zones d'artésianisme où l'existence d'une drainance ascendante au niveau du bassin peut contribuer à un apport d'eau.



(a) Exutoire « idéal », imperméable (b) Exutoire perméable

FIG. 1.3 – Pertes à l'exutoire d'un cours d'eau en connection à une nappe alluviale.

- en milieu hétérogène, c'est au contraire l'existence de discontinuités (failles, fractures, vides de dissolution, etc.) qui est à l'origine d'apports ou de pertes vis-à-vis de l'extérieur du bassin. Cela peut se produire en milieu karstique, avec des

pertes / résurgences (Hudson et Mott, 1997 ; Latron, 2003 ; Goswami et O'Connor, 2005), mais également pour des bassins et aquifères de socle cristallin altéré (Thyne *et al.*, 1999 ; Genereux *et al.*, 2005). Comme dans le cas précédent ces flux peuvent être plutôt « latéraux », ou bien « verticaux » par la mise en connection de différents niveaux aquifères au gré de failles (Carillo-Rivera *et al.*, 1996 ; Carillo-Rivera, 2000).

Nous pouvons donc reprendre ici la conclusion de Genereux *et al.* (2005), en soulignant ce fait : même s'ils n'affectent pas tous les bassins versants, les échanges interbassins ne peuvent pas être considérés comme des phénomènes marginaux ou des « perturbations » rares et sans impact majeur sur le bilan en eau.

Il est clair que la représentation du second type d'échanges (dûs à l'existence de fortes hétérogénéités, discontinuités ou singularités comme les conduits karstiques), est plus problématique que celle des échanges dûs à la continuité hydraulique (notamment des grands bassins sédimentaires). Ce point sera discuté dans la revue des modèles pluie-débit qui suit.

1.3 Prise en compte des échanges dans les modèles pluie-débit globaux

Beaucoup de modèles pluie-débit globaux font intervenir une partie souterraine des écoulements, mais il faut distinguer deux types de prise en compte de ces écoulements :

- une prise en compte sur le plan du transfert ou **routage** : les écoulements souterrains constituent une branche « lente » de l'hydrogramme,
- une prise en compte sur le plan du **bilan** : les écoulements souterrains sont vus comme des apports ou pertes d'eau, dans ce cas seulement ils modifient le rendement du bassin et on peut alors parler d'échanges avec l'*extérieur* du bassin.

La distinction n'est d'ailleurs pas toujours très claire dans les modèles hydrologiques entre percolation, recharge, écoulement de sub-surface ou souterrain. Sans chercher à justifier ou critiquer ces modèles sur une base physique (pas de distinction explicite entre les zones saturée et non-saturée), on peut malgré tout constater ce fait : les modèles qui introduisent un apport ou une perte effective d'eau dans le bilan sont rares. Dans de nombreux cas, les « échanges souterrains » se limitent en fait à des transferts entre un réservoir sol superficiel et un réservoir « profond », et n'introduisent aucune modification du bilan. Repousser vers le bas la limite imperméable du bassin n'y change rien, il est toujours considéré comme incapable de gagner ou perdre de l'eau.

C'est principalement sur le second point (prise en compte dans le bilan) que porte cette revue, bien que les deux aspects soient liés : tous les modèles prenant en compte des échanges souterrains (ou du moins un ajustement du bilan en eau autre que l'évapotranspiration) possèdent une branche de routage souterrain, la réciproque n'étant bien entendu pas vraie.

1.3.1 Prise en compte des échanges par un paramètre global

Dans de nombreux modèles, un terme d'échange est calculé au niveau de la fonction de routage souterrain au moyen d'un seul paramètre. Comme indiqué sur la Figure 1.4, plusieurs solutions de ce type sont schématiquement envisageables :

- échange agissant sur le stock du réservoir souterrain,
- échange agissant sur le débit de la branche souterraine (sortie du réservoir souterrain),
- échange agissant sur la somme des débits des branches souterraine et directe.

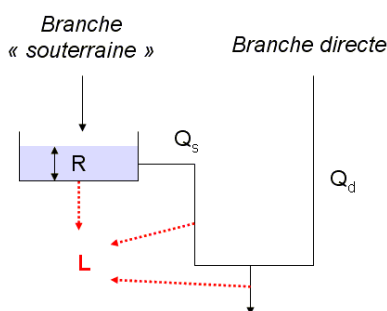


FIG. 1.4 – Calcul d'un terme d'échanges : méthodes globales utilisant un paramètre unique agissant sur un stock ou un flux.

Ces solutions (ou des variantes) sont utilisées dans les modèles Boorman, Georgakakos, MHR, MODALP, HYDROLOG, Sacramento / NWSRFS, SDI, SIXPAR et les modèles GR (voir Perrin, 2000). Dans GR4J par exemple, un terme F algébrique est calculé en fonction du niveau du réservoir souterrain, mais est ajouté à la fois au réservoir et à la branche rapide (la perte est donc $L = -2F$).

Dans ce type de fonction, on ne présume rien sur l'origine et la physique de ce terme d'échange.

Dans d'autres modèles (SFB, O'Donnell, Wageningen) une fraction (fixée par le paramètre calé) du flux souterrain est recirculée et soumise à l'évapotranspiration, simulant en quelque sorte des remontées capillaires. L'« échange » calculé est donc dans ce cas nécessairement une perte, fonction de l'ETP, du paramètre calé, du niveau du réservoir souterrain et de celui sur lequel agit l'évapotranspiration. Il n'est pas vu comme un flux souterrain mais permet une vidange du réservoir souterrain autre que le débit de base.

Enfin, d'autres modèles combinent ces deux aspects, une fonction d'évapotranspiration et une fonction d'échange souterrain indépendantes agissant sur le réservoir sol profond. C'est par exemple le cas de SMAR-NC (Goswami et O'Connor, 2005), dérivé du modèle SMAR (Soil Moisture Accounting and Routing) de l'Université de Galway (Tan et O'Connor, 1996) pour simuler les bassins versants « apparemment non-conservatifs » (NC = Non-Conservative).

1.3.2 Prise en compte des échanges par une approche physique

Tout en restant dans une approche conceptuelle globale, certains auteurs adoptent malgré tout une formulation plus « physique » des échanges, sous forme d'un flux darcéen.

Modèle de Pitman

Le modèle de Pitman (1973) a été modifié par Hughes (2004) de façon à pouvoir représenter la fonction de routage et la fonction de bilan de la zone saturée, sur une base conceptuelle physique.

Un bassin versant de surface S est vu comme une succession de drains parallèles les uns aux autres, de longueur L et de largeur ℓ , comme illustré sur la Figure 1.5 ($L = \sqrt{S}$, le nombre de drains et donc la largeur ℓ des versants dépendant de la densité de drainage).

Le modèle comporte une fonction de calcul de la recharge. Une fois cette donnée calculée, pour chaque versant la composante hydrogéologique du débit de base du drain Q_ℓ est calculée sous la forme d'un flux de Darcy, comme représenté sur la Figure 1.6.

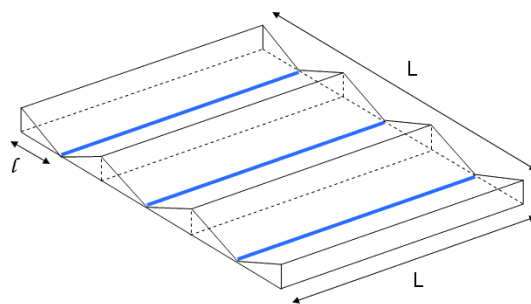


FIG. 1.5 – Conceptualisation du bassin versant dans le modèle Pitman.

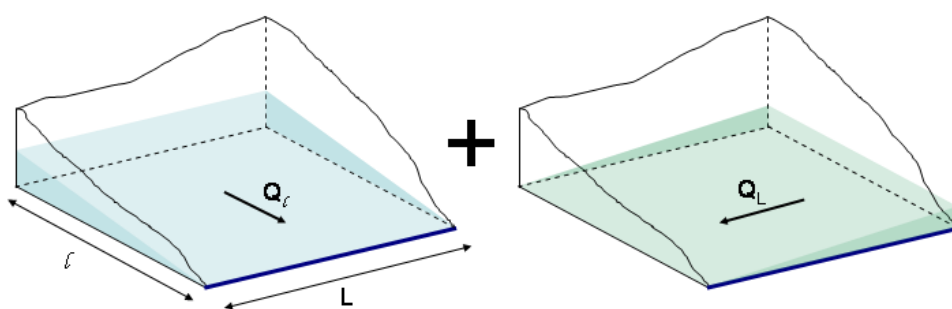


FIG. 1.6 – Ecoulements souterrains sur un versant (modèle Pitman).

La contribution Q_ℓ au débit de base s'écrit :

$$Q_\ell = T \times \nabla_\ell h \times L$$

où T est un paramètre (calé) représentant la transmissivité, et $\nabla_\ell h$ est une variable interne représentant le gradient hydraulique dans le sens de la pente.

Le terme d'échanges est lui aussi calculé comme un flux de Darcy, avec un paramètre calé représentant le gradient de charge régional (constant) $\nabla_L h$:

$$Q_L = T \times \nabla_L h \times \ell \times \phi$$

où $0 < \phi < 1$ est une autre variable interne dépendant de la valeur de $\nabla_\ell h$ (plus $\nabla_\ell h$ est grand plus ϕ est petit).

Le stock du réservoir souterrain R (volume du prisme bleu multiplié par la porosité) est ensuite mis à jour par l'intermédiaire de $\nabla_\ell h$ puisqu'il vaut

$$R = \frac{1}{2} \omega \times \ell^2 \times \nabla_\ell h \times L$$

Finalement, la fonction d'échange du modèle Pitman comporte 3 paramètres calés : la transmissivité T , la porosité ω et le gradient hydraulique régional $\nabla_L h$.

Modèle de Fazal *et al.* (2005)

Fazal *et al.* (2005) se sont basés sur le modèle SMAR, assez performant dans la simulation de l'humidité du sol et de la recharge, pour proposer une fonction d'échanges utilisant un gradient régional uni-dimensionnel (d'après mesures piézométriques) et une formulation de Dupuit, en nappe libre :

$$Q = -K h \frac{dh}{dx} = -\frac{K}{2} \frac{dh^2}{dx} \quad (m^2/s)$$

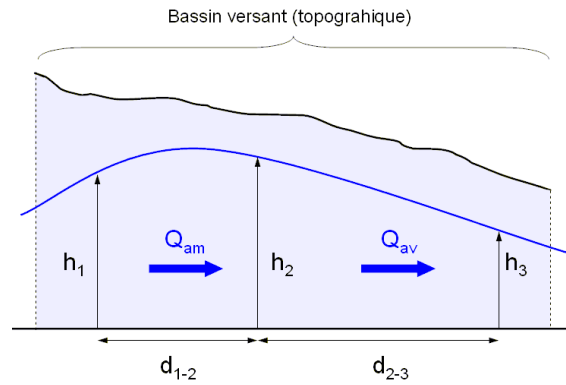


FIG. 1.7 – Conceptualisation des écoulements souterrains, d'après Fazal *et al.* (2005) : formulation de Dupuit en nappe libre avec mesures piézométriques.

Le flux net gagné par le bassin (algébrique) par unité de largeur est exprimé comme une différence de flux amont/aval :

$$Q_h = Q_{am} - Q_{av} = K \frac{h_1^2 - h_2^2}{2 d_{1-2}} - K \frac{h_2^2 - h_3^2}{2 d_{2-3}}$$

Le modèle fait intervenir un paramètre d'emmagasinement S pour la simulation des variations du niveau piézométrique ($\Delta h \simeq \frac{Q_h}{S \times (d_{1-2} + d_{2-3})}$).

On constate que si l'on ne souhaite pas (ou peut pas, faute de données) simuler les niveaux piézométriques, les grandeurs h_i (ou les gradients) peuvent être vus comme des variables internes, comme dans le modèle Pitman.

1.3.3 Conclusion

Nous avons donc vu que les modèles pluie-débit utilisent des voies assez diverses pour représenter les échanges souterrains. Cependant, en reprenant la typologie des échanges évoquée précédemment, il est vraisemblable que, dans les modèles présentés, les formulations retenues (surtout celles utilisant un flux de Darcy) favorisent plutôt la représentation des échanges dûs à la continuité hydraulique : elles ont une inertie relativement forte. En particulier, la question de la simulation des systèmes karstiques et fracturés reste posée : ces fonctions permettent-elles de traduire des effets non-linéaires (vidanges ou apports brutaux au niveau d'un certain seuil, caractère chaotique des écoulements et des temps de séjour, etc.) ? Dans ces contextes, une approche globale et conceptuelle du bassin versant reste souvent la seule option envisageable, ce qui justifie pleinement la recherche de formulations alternatives.

Partie 2

Construction de l'échantillon de bassins versants

2.1 Critères de sélection

L'objectif de ce travail de recherche étant l'étude des termes du bilan en eau et en particulier des pertes, nous nous sommes limités dès le départ à des bassins versants pour lesquelles la connaissance de la pluie de bassin semblait correcte. Pour cette raison, un critère objectif de sélection des bassins versants a été choisi, de façon à disposer de chroniques fiables et stables. Seuls les bassins versants disposant d'au moins 4 postes pluviométriques simultanément pendant au moins 10 ans sans interruption ont été retenus. L'échantillon obtenu se compose de 99 bassins versants, issus de la base des 307 bassins versants français élaborée par Perrin (2000).

2.2 Données climatiques

2.2.1 Pluie

En plus des chroniques au pas de temps journalier sur les 99 bassins versants, on dispose de cartes des moyennes mensuelles de précipitations pour la période 1961-1990, calculées par la méthode AURELHY (Analyse Utilisant le RELief pour l'HYdrométéorologie) de Météo France (Bénichou et Le Breton, 1987), sur des mailles de $5 \times 5 \text{ km}$. Ces données prises comme référence ont permis d'estimer le biais sur les données par bassins, cet aspect sera développé dans la Partie 3.

2.2.2 Température et ETP

Une carte des températures mensuelles moyennes a été obtenue à partir des cartes Météo France des moyennes mensuelles des températures maximales et minimales pour la période 1961-1990, sur des mailles de $1 \times 1 \text{ km}$. Cela a permis de déduire une ETP mensuelle interannuelle sur cette même grille, puis par bassin, à l'aide de la formule élaborée au pas de temps journalier par Oudin (2004) :

$$ETP = \begin{cases} \frac{Re}{\lambda \rho} \left(\frac{T_a + 5}{100} \right) & \text{si } T_a + 5 > 0 \\ 0 & \text{sinon} \end{cases} \quad (2.1)$$

où T_a désigne la température de l'air (en °C), Re le rayonnement extraterrestre ($MJ \cdot m^{-2} \cdot jour^{-1}$), λ la chaleur latente de vaporisation de l'eau ($MJ \cdot kg^{-1}$) et ρ sa masse volumique ($kg \cdot m^{-3}$).

Cette ETP n'est fonction que de la température de l'air T_a et du rayonnement extraterrestre Re (lui-même fonction de la latitude φ et du jour julien J), par les formules suivantes (Allen *et al.*, 1998) :

$$\lambda = 2.501 - 0.002361 T_a \quad (\text{en } MJ \cdot kg^{-1}) \quad (2.2)$$

$$Re = \frac{24 \times 60}{\pi} G_{sc} d_r \left[\omega_s \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) \sin(\omega_s) \right] \quad (2.3)$$

où G_{sc} constante solaire = $0.0820 MJ \cdot m^{-2} \cdot min^{-1}$
 d_r distance relative inverse Terre-Soleil
 ω_s angle horaire au coucher de Soleil (*rad*)
 φ latitude (*rad*)
 δ déclinaison solaire (*rad*)

$$d_r = 1 + 0.033 \cos\left(\frac{2\pi}{365} J\right)$$

$$\delta = 0.409 \sin\left(\frac{2\pi}{365} J - 1.39\right)$$

$$\omega_s = \arccos\left[-\tan(\varphi) \tan(\delta)\right]$$

2.3 Données géologiques

Les données utilisées comportent également la carte géologique au 1/1 000 000^{ème} (6^{ème} édition, BRGM 1996) au format vectoriel.

Pour chaque bassin versant, on souhaitait déterminer les principales caractéristiques physiques susceptibles d'influencer le bilan en eau et notamment les pertes. Pour cela, on a défini des classes de lithologie et de perméabilité et on a déterminé pour chaque bassin la fraction occupée par chaque classe. L'utilisation de ces données fait l'objet de la Partie 5.

Partie 3

Bilan au pas de temps mensuel

3.1 Le modèle GR2M

Le modèle GR2M (Mouelhi *et al.*, 2005 ; Mouelhi, 2003) est un modèle au pas de temps mensuel à 5 paramètres, dont seulement 2 sont calés : l'un « représente » la capacité d'un réservoir de production et l'autre un coefficient d'échange souterrain. La structure du modèle est présentée en Annexe A.1. Dans le texte, on notera respectivement θ_{prod} et θ_{ech} ces paramètres calés.

3.2 Test de la fonction d'échange

3.2.1 Méthode

Dans un premier temps, on fait tourner le modèle en calage seulement (pas de phase de validation), sur la totalité de la période définie dans la phase de sélection (qui est donc d'au moins 10 ans).

3.2.2 Cartographie des résultats

On s'intéresse pour l'instant au gain de performance obtenu par le calage des paramètres θ_{prod} et θ_{ech} simultanément, comparé au calage de θ_{prod} seul ($\theta_{ech} = 1$, pas d'échanges). Autrement dit, quels sont les bassins pour lesquels le modèle a le plus besoin de cette fonction d'échange ?

De façon générale, on utilisera dans ce mémoire le critère C2M dérivé du critère de Nash-Sutcliffe (NS) pour évaluer la performance des modèles en restitution des débits observés :

$$C2M = \frac{NS}{2 - NS} \quad (3.1)$$

Le critère de Nash-Sutcliffe est lui-même dérivé de l'erreur quadratique, normalisée par celle d'un modèle « naïf » donnant un débit constant égal au débit moyen sur la période ($\bar{Q}_{obs}$). Il se définit comme suit :

$$NS = 1 - \frac{\sum_t (Q_{sim,t} - Q_{obs,t})^2}{\sum_t (\bar{Q}_{obs} - Q_{obs,t})^2} \quad (3.2)$$

L'avantage du critère C2M est d'être compris dans $] -1, 1]$ alors que le critère de Nash varie dans $] -\infty, 1]$. Il est mieux adapté aux grands échantillons de bassins versants, pour lesquels des valeurs négatives très basses du critère de Nash rendent impossible l'interprétation de moyennes.

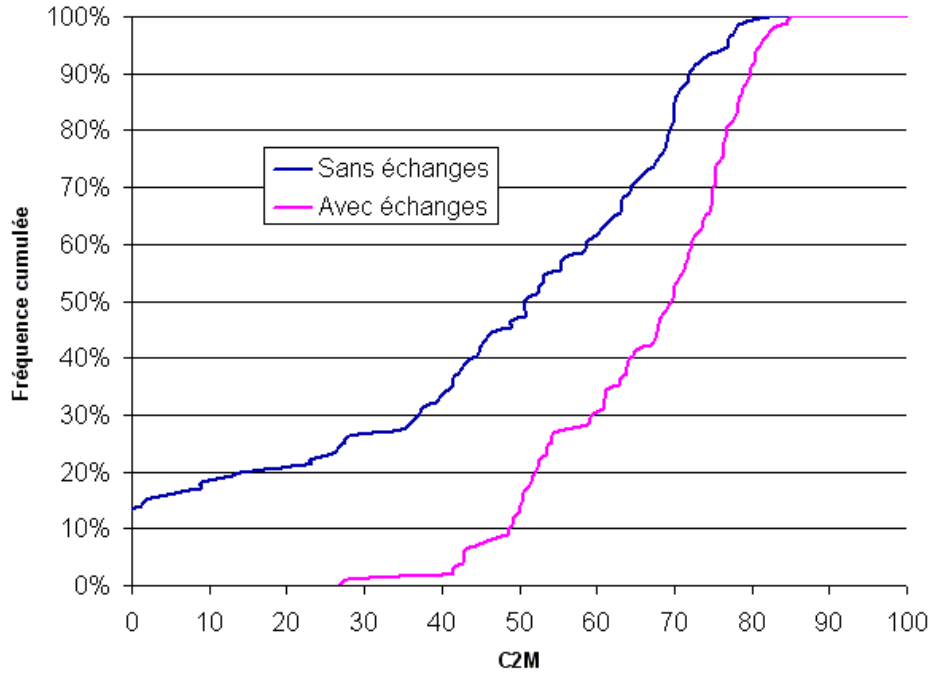


FIG. 3.1 – Distribution des performances du modèle mensuel avec ou sans calage du paramètre d'échange θ_{ech} .

La Figure 3.1 présente les distributions obtenues. Bien évidemment, l'introduction d'un second paramètre augmente le nombre de degrés de liberté du modèle et donc sa capacité à restituer les débits observés. En conséquence, on s'intéresse surtout à la distribution spatiale du gain $\Delta C2M$, afin de rechercher des corrélations entre la physique du bassin et la valeur du/des paramètre(s) (voir Figures 3.2 et 3.3).

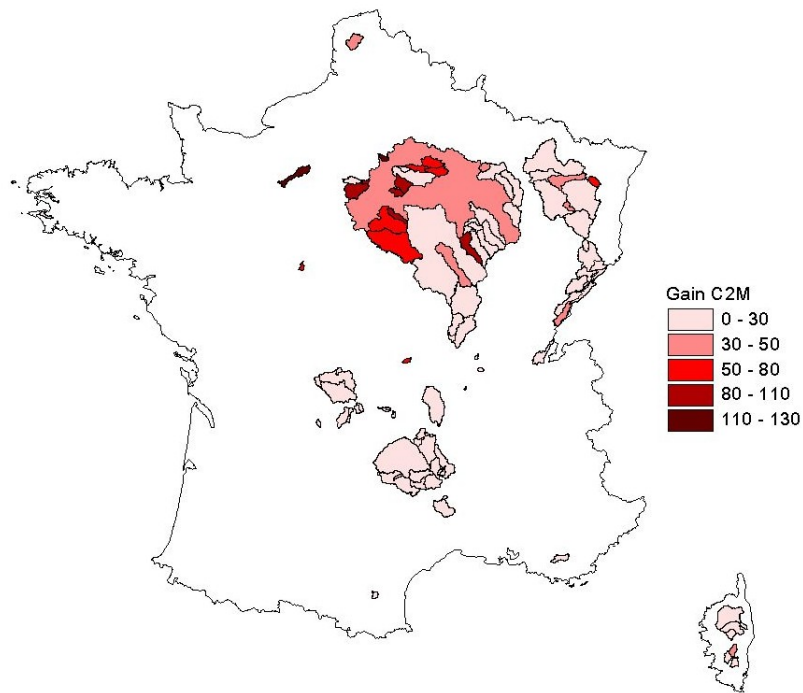


FIG. 3.2 – Gain de performance $\Delta C2M$ du modèle GR2M après optimisation du paramètre d'échanges sur l'ensemble de l'échantillon de bassins versants.

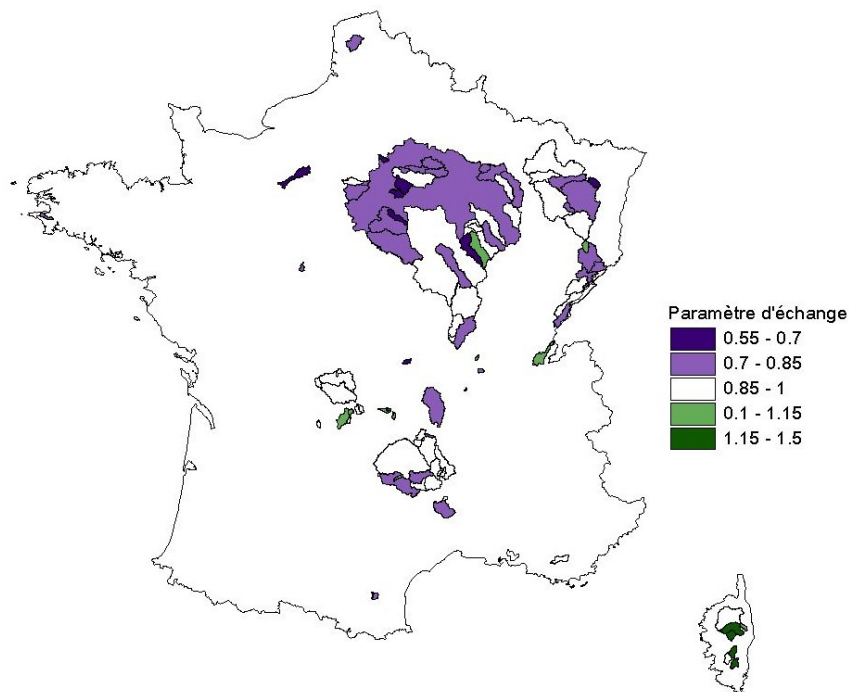


FIG. 3.3 – Cartographie des valeurs du paramètre d'échange : $\theta_{ech} > 1$ indique un gain, $\theta_{ech} < 1$ indique une perte.

On constate une corrélation assez importante entre la valeur du paramètre θ_{ech} et du gain $\Delta C2M$ d'un côté, et la localisation géographique de l'autre. Les bassins présentant une valeur de θ_{ech} faible ($\theta_{ech} < 0.85$) et un gain de performance important ($\Delta C2M > 30$) sont situés préférentiellement dans la moitié Nord de la France (Bassin Parisien et Est), alors que ceux présentant les caractéristiques opposées se trouvent plutôt dans la moitié Sud (notamment le Massif Central).

On peut par contre constater que la valeur du paramètre d'échange θ_{ech} n'est pas liée à la taille du bassin versant (la lame d'eau perdue ne dépend pas particulièrement de la surface) :

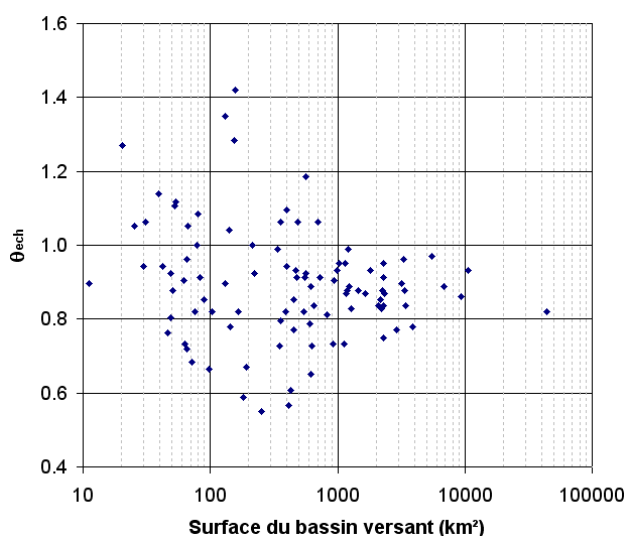


FIG. 3.4 – Valeur du paramètre d'échange en fonction de la superficie.

Les corrélations éventuelles entre la valeur de θ_{ech} et les données lithologiques, hydrogéologiques ou topographiques seront détaillées dans la Partie 5.

3.3 Méthodes possibles de correction du bilan

Comme cela a été rappelé précédemment, on ne connaît pas parfaitement les entrées du modèle, les pluies (qui sont sujettes à des erreurs de mesure et d'échantillonnage) et les ETP (qui dérivent elles-mêmes d'un modèle). Même si elle semble se justifier physiquement, l'introduction d'un paramètre de perte n'est pas la seule solution envisageable pour améliorer les performances. On peut en effet envisager d'utiliser le second paramètre pour ajuster le bilan en eau à plusieurs endroits du système :

1. en entrée : comme coefficient correcteur de la pluie
2. en sortie :
 - au niveau souterrain : comme coefficient de perte affectant le niveau du réservoir de routage (cas de GR2M)
 - au niveau de l'atmosphère : comme coefficient correcteur de l'ETP
3. comme correction de surface : les débits spécifiques que l'on cherche à simuler peuvent être affectés par une erreur d'estimation de la surface du bassin.

3.3.1 Une correction de pluie est-elle vraisemblable ?

Sur les bassins de l'échantillon, la pluie est calculée comme une moyenne arithmétique des enregistrements des différents pluviomètres disponibles. Malgré les précautions prises pour le choix des bassins (au moins 4 pluviomètres à chaque pas de temps de la période sélectionnée), cette pluie de bassin est inévitablement biaisée. Dans ce test, on fait l'hypothèse que la totalité de l'erreur de bilan provient d'une mauvaise estimation de la pluie de bassin. La fonction d'échange est donc supprimée (on a donc $Q = Q_2$ débit de vidange du réservoir de routage) et remplacée par une fonction de correction de la pluie : $P' = \theta_{pluie} P$.

L'objectif est de tester la vraisemblance de cette correction. Pour cela, on va comparer pour chaque bassin le paramètre calé θ_{pluie} avec un facteur de correction donné par une pluie de bassin de référence. On dispose en effet d'une grille Météo France $5 \times 5 \text{ km}$ de pluies mensuelles calculées par la méthode AURELHY (Bénichou et Le Breton, 1987), qui représente la meilleure estimation possible de la pluie normale, calculée sur la période 1961-1990 et tenant compte de l'orographie. La pluie normale de bassin nous permet de calculer un facteur correctif « météorologique » de la pluie :

$$C_M = \frac{\overline{P}_{AURELHY}}{\overline{P}_{chronique}} \quad (3.3)$$

Les résultats obtenus sur les 99 bassins versants sont résumés sur la Figure 3.5.

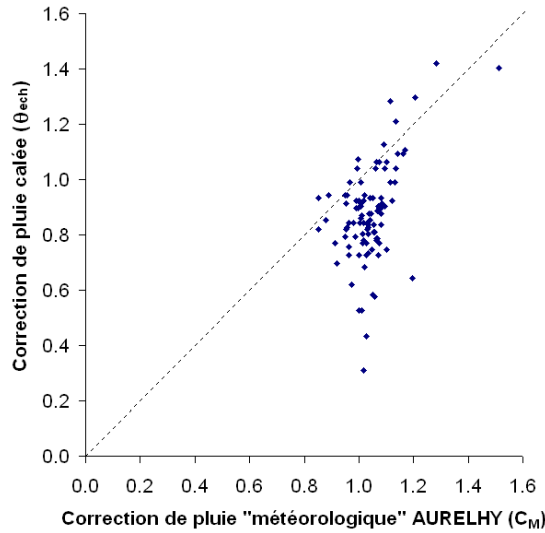


FIG. 3.5 – Comparaison des coefficients correcteurs de la pluie obtenus par calage (θ_{pluie}) et sur la base des pluies normales fournies par la méthode AURELHY (C_M).

On constate d'après la Figure 3.5 que la distribution des corrections calées est nettement différente de celle des corrections « météorologiques », avec une variabilité beaucoup plus forte, ce qui ne se justifie pas physiquement compte tenu des précautions prises.

On constate d'ailleurs que les 2 corrections ne vont pas dans le même sens : alors que la correction « météorologique » donne à penser qu'en moyenne, on sous-estime la pluie

	Moyenne	Variance
Correction météorologique C_M	1.040	0.007
Correction calée θ_{pluie}	0.871	0.032

TAB. 3.1 – Statistiques des corrections de pluie

($\bar{C}_M > 1$), la correction calée indiquerait plutôt une surestimation. C'est très clairement le premier cas qui est le plus probable, en particulier pour les bassins de « montagne » : la correction calée se laisse donc difficilement interpréter et justifier physiquement, elle nous semble peu vraisemblable.

3.3.2 Une correction d'ETP est-elle vraisemblable ?

On reprend maintenant la même démarche avec l'ETP, autre donnée d'entrée mal connue. On cale le deuxième paramètre de façon à corriger l'ETP initiale : $E' = \theta_{ETP} E$. Cette fois on ne dispose pas de correction « de référence », on se contentera donc de comparer les distributions initiale et corrigée (Figure 3.6 et Tableau 3.2).

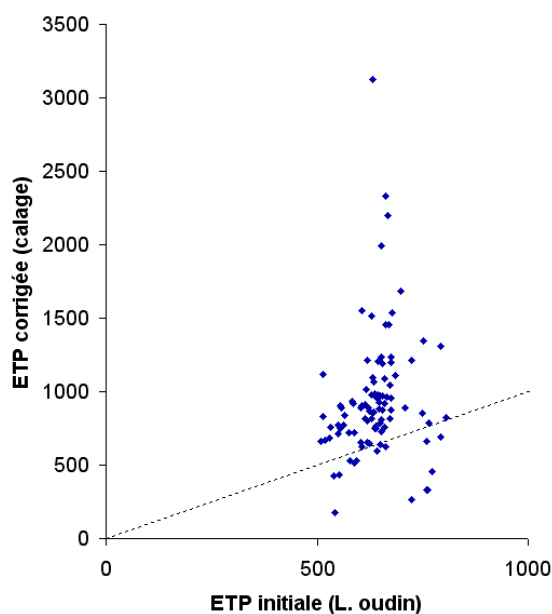


FIG. 3.6 – ETP initiale et corrigée

	Moyenne (mm)	Variance (mm^2)
ETP initiale (L. Oudin)	638.5	4196.8
ETP avec correction calée	942.0	176437.8

TAB. 3.2 – Statistiques des ETP annuelles

Comme dans le cas de la pluie, la correction calée n'est pas acceptable physiquement, l'ETP corrigée a une valeur moyenne et une variance qu'on ne retrouve dans aucun modèle d'ETP. On retrouve les résultats établis par Mouelhi (2003), ainsi que par Oudin (2004) au pas de temps journalier.

3.3.3 Une correction de surface est-elle vraisemblable ?

Il est également possible que les débits spécifiques utilisés soient entachés d'erreurs dues à une mauvaise estimation de la surface du bassin versant et donc de l'impluvium. Pour tester cette hypothèse, comme on travaille en débits spécifiques, on utilise le second paramètre comme « diviseur » du débit spécifique (supposé biaisé) du fichier de données, ce qui donne la correction de surface optimale puisque $S^{corr} = \theta_{surf} S \Rightarrow Q_{spec}^{corr} = \frac{Q_{spec}}{\theta_{surf}}$.

La distribution de ce paramètre (Figure 3.7) pour l'échantillon montre qu'elle est assez peu réaliste : pour 50% des bassins la surface serait surestimée de plus de 20% (médiane $\theta_{surf} = 0.8$).

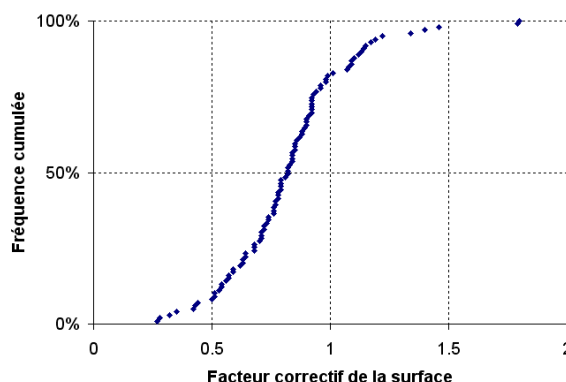


FIG. 3.7 – Distribution du paramètre correctif de la surface

3.3.4 Comparaison des performances

Nous avons vu que les corrections introduites pour la pluie, l'ETP et la surface ne sont pas justifiables physiquement. Par contre, la Figure 3.8 montre que les 4 modèles à 2 paramètres ne diffèrent quasiment pas en termes de performance, les solutions numériques apparaissant comme équifinales. Dans ce cas, la solution des échanges (celle qui est mise en oeuvre dans GR2M) ne se justifie pas par des critères d'efficacité en simulation : seul un raisonnement physique montrant l'in vraisemblance des solutions alternatives permet de trancher.

3.3.5 Conclusions

Nous pouvons donc tirer 2 conclusions du test précédent, au pas de temps mensuel :

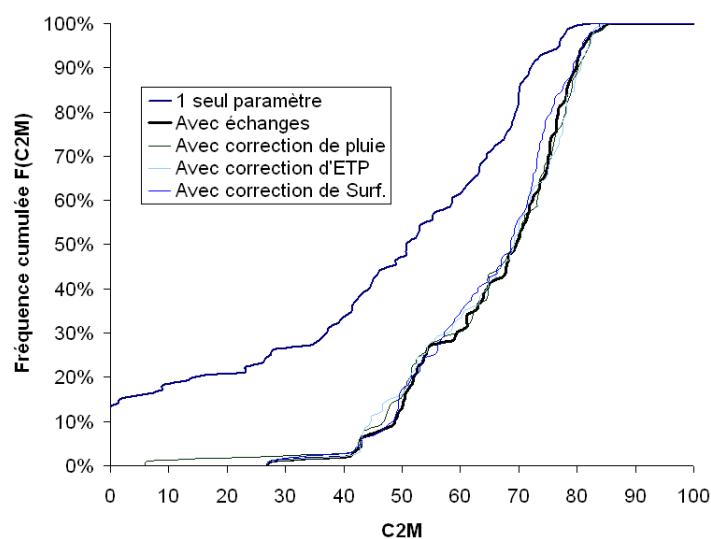


FIG. 3.8 – Performances comparées des solutions testées au pas de temps mensuel : correction de pluie, correction d'ETP, correction de surface et échange souterrain.

1. L'introduction d'un second paramètre calé améliore les performance dans des proportions comparables quel que soit le niveau où il agit (pluie, ETP, surface ou échanges). Cela n'est pas surprenant dans la mesure où ce paramètre rajoute un degré de liberté supplémentaire.
2. Par contre, la fonction de perte est la seule solution qui soit à la fois efficace et acceptable physiquement.

Ces résultats permettent donc de justifier l'utilisation de cette fonction de perte. On peut accepter l'hypothèse que les pertes calculées ont un sens physique et correspondent bien à un terme du bilan en eau, même si les valeurs trouvées sont forcément imprécises et qu'on ne peut leur opposer aucune mesure.

3.4 Essais de semi-distribution

Dans cette section, on va maintenant tester le comportement de la fonction d'échange dans des conditions de semi-distribution. L'objectif est de vérifier qu'elle se comporte effectivement comme une fonction d'échange, c'est-à-dire que les volumes d'eau sont bien conservés quand on agrège ou qu'on distribue les sorties.

Pour cela, on se place dans les cas où l'on dispose d'une station de jaugeage juste à l'aval d'une confluence dont les 2 branches sont jaugées juste à l'amont (cf. Figure 3.9). Comme l'échantillon des 99 bassins versants utilisés ne comporte que 4 triplets de ce type, on a pris des critères moins exigeants pour ce test :

- pour les sous-bassins amont : au moins 2 postes pluviométriques simultanément pendant la même durée de 5 ans consécutifs,
- par conséquent, au moins 4 postes pluviométriques pendant cette période sur le sous-bassin aval résultant.

Par ailleurs on n'a conservé que les triplets pour lesquels le bassin versant intermédiaire (en violet sur la Figure 3.9) a une superficie relative $\Delta S/S$ inférieure à 20% du total. L'échantillon de 11 triplets obtenu de cette façon correspond pratiquement à celui utilisé par Baudez (1997).

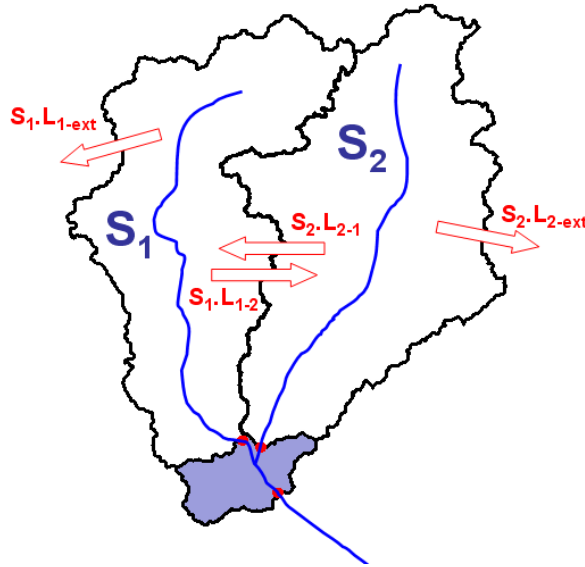


FIG. 3.9 – Schéma d'un triplet de stations de jaugeage

Pour chaque sous-bassin amont, le bilan s'écrit de la façon suivante :

Sous-bassin 1 : $P_1 = Q_1 + ETR_1 + L_1$ avec $L_1 = L_{1 \rightarrow ext} + L_{1 \rightarrow 2}$

Sous-bassin 2 : $P_2 = Q_2 + ETR_2 + L_2$ avec $L_2 = L_{2 \rightarrow ext} + L_{2 \rightarrow 1}$

Pour le bassin aval, on écrit : $P_{1U2} = Q_{1U2} + ETR_{1U2} + L_{1U2}$

Si le terme L calculé se comporte bien comme un terme d'échanges souterrains (algébrique) et que $S_{1U2} \simeq S_1 + S_2$, alors les volumes échangés doivent vérifier :

$$S_1 \cdot L_{1 \rightarrow 2} + S_2 \cdot L_{2 \rightarrow 1} = 0$$

On pondère par la surface car les termes Q et L sont des débits spécifiques. Donc :

$$(S_1 + S_2) L_{1U2} = S_1 \cdot L_1 + S_2 \cdot L_2$$

Soit encore :

$$L_{1U2} = \frac{S_1 \cdot L_1 + S_2 \cdot L_2}{S_1 + S_2} \quad (3.4)$$

Les résultats pour les 11 triplets disponibles sont résumés sur la Figure 3.10.

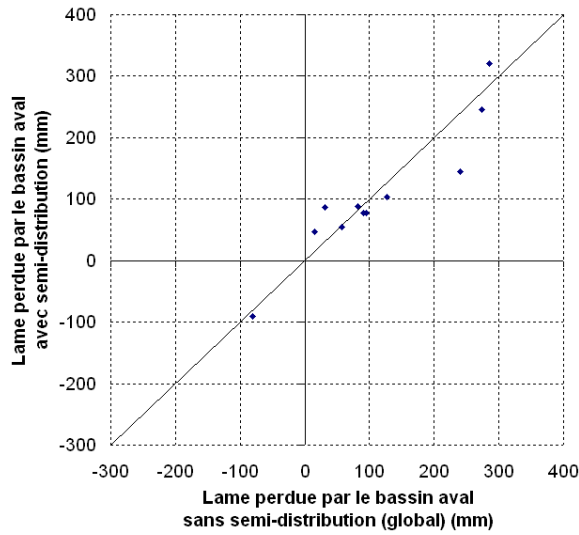


FIG. 3.10 – Résultats de l'essai de semi-distribution

On constate que le comportement attendu est assez bien vérifié, bien que la taille de l'échantillon ne permette pas de conclure réellement.

3.5 Stabilité du paramètre d'échange

On a vu que la fonction d'échange respectait un certain nombre de contraintes attendues :

- efficacité pour la restitution des débits observés (critère C2M)
- vraisemblance physique (comparée à des corrections de pluie, d'ETP ou de surface)
- cohérence spatiale (essai de semi-distribution)

Le dernier test à effectuer concerne la stabilité du paramètre d'échange. En effet, si la fonction d'échange décrit bien une réalité physique dépendant de certaines caractéristiques (topographie, géologie, etc.), alors le paramètre θ_{ech} doit être relativement stable dans le temps pour un bassin donné.

3.5.1 Résultats

On effectue donc le test suivant : pour chaque bassin, on découpe la période initiale (supérieure à 10 ans) en périodes glissantes de 5 ans (avec donc 4 ans de recoupement entre 2 périodes successives). Cela donne au minimum 6 périodes de calage pour chaque bassin en plus de la période complète, sur lesquelles on va observer la stabilité du paramètre d'échange.

Les résultats sont résumés par les graphiques de la Figure 3.11 (99 alignements verticaux).

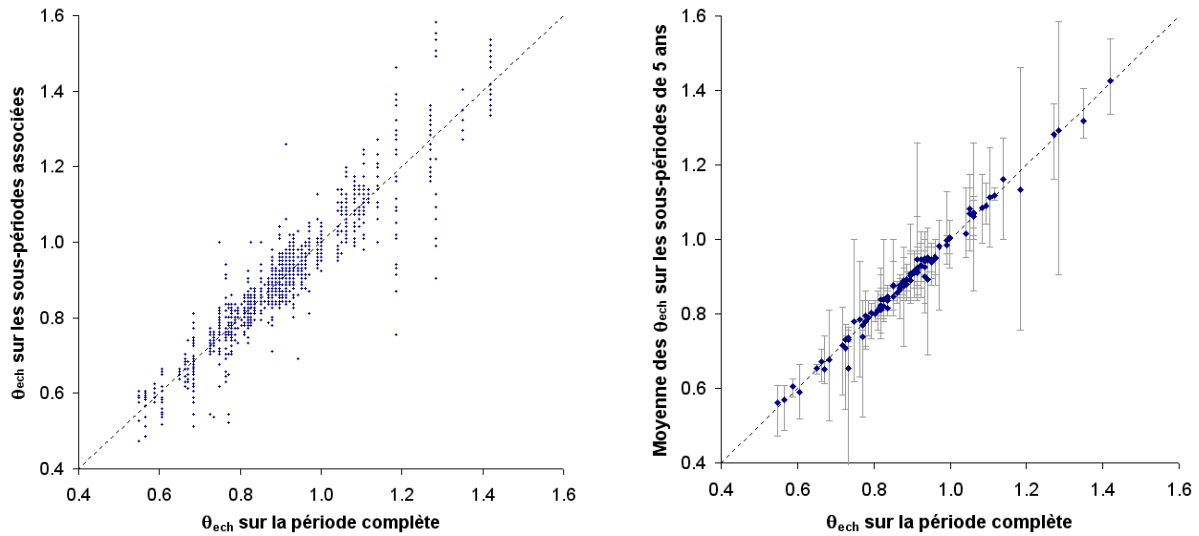


FIG. 3.11 – Stabilité du paramètre θ_{ech} au cours du temps

On constate en particulier que la valeur moyenne de θ_{ech} sur les sous-périodes est très proche de la valeur sur la période complète. Ce résultat est assez positif, d'autant que sur les bassins où elle est la plus forte, cette variation est surtout due à la méconnaissance des pluies (ils sont situés en Corse, avec des effets orographiques importants). Cela permet de relativiser la variance de θ_{ech} sur les sous-périodes, qui peut par ailleurs aussi refléter l'existence de variations du stock d'eau à un pas de temps supérieur à l'année ($\Delta S \neq 0$ sur une année, cycles pluriannuels). Ce point est détaillé dans la partie suivante.

3.6 Dépendance des paramètres face au contexte climatique

Les paramètres du modèle mensuel sont, comme on l'a vu, relativement robustes mais ont conservé une dépendance vis-à-vis du contexte climatique de la période de calage. Sur la Figure 3.12, on a représenté la corrélation entre :

- l'écart relatif de P_n , pluviométrie annuelle moyenne pendant la sous-période n , à la pluviométrie annuelle moyenne $\bar{P}$ sur la période complète : $\frac{P_n - \bar{P}}{\bar{P}}$

3.6. DÉPENDANCE DES PARAMÈTRES FACE AU CONTEXTE CLIMATIQUE 27

- l'écart relatif de θ_n , paramètre d'échange calé sur la sous-période n , à $\bar{\theta}$ paramètre d'échange calé sur la période complète : $\frac{\theta_n - \bar{\theta}}{\bar{\theta}}$

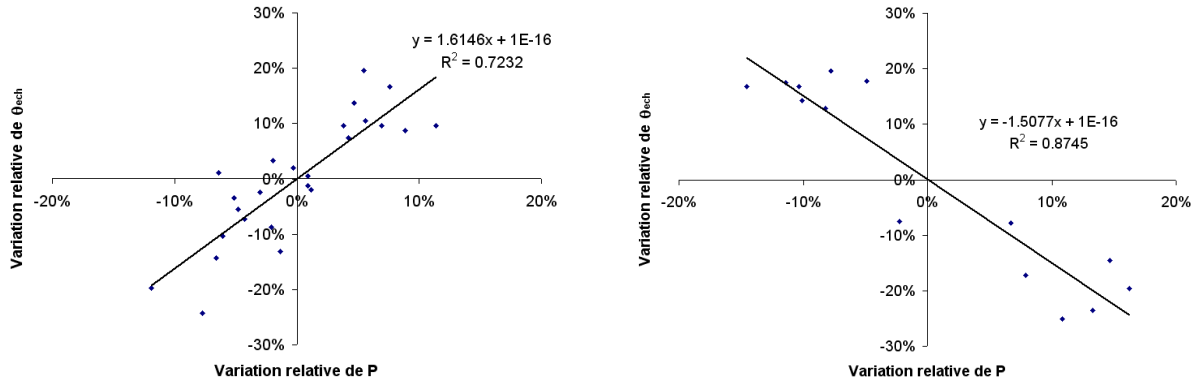


FIG. 3.12 – Exemples d'influence de la pluviométrie d'une sous-période sur la variation relative du paramètre d'échange

Les comportements figurés sont bien sûr un peu « extrêmes ». Cependant, pour 26 bassins versants de l'échantillon la corrélation reste significative : on a représenté sur la Figure 3.13 la valeur du rapport de Student (paramètre/erreur type) pour chaque bassin. La régression peut être considérée comme significative lorsque ce rapport est supérieur à 3 en valeur absolue.

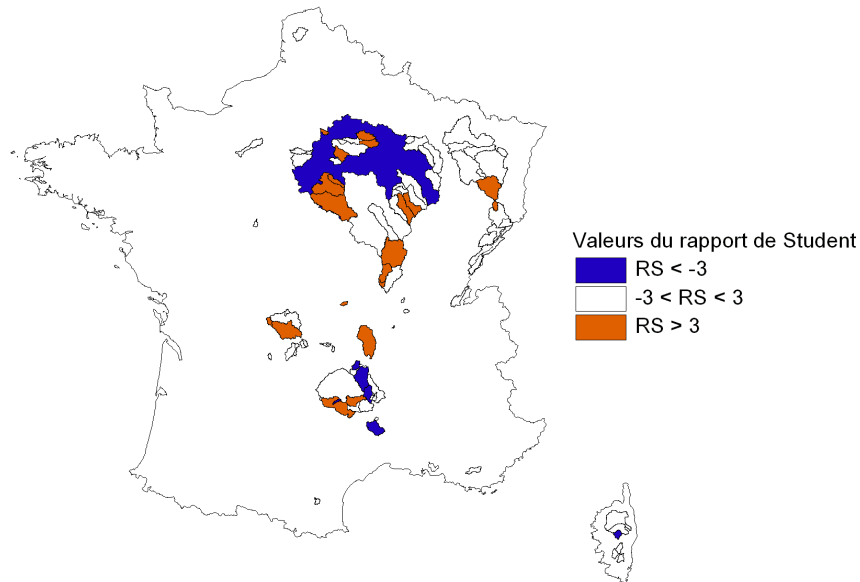


FIG. 3.13 – Carte du rapport de Student pour la régression $\frac{\Delta\theta}{\bar{\theta}} = A \cdot \frac{\Delta P}{\bar{P}}$.

3.7 Conclusion de l'étude au pas de temps mensuel

Les tests menés permettent de conclure qualitativement sur la fonction de pertes présente dans GR2M :

1. cette fonction de perte est la seule solution physiquement acceptable pour ajuster le bilan en eau annuel,
2. elle est cohérente dans la mesure où elle donne des bilans stables à différentes échelles de temps et d'espace.

Bien évidemment, rien ne garantit que cette fonction de perte soit optimale sur le plan mathématique dans sa forme actuelle. Notamment, elle semble manquer de robustesse dans les cas où les conditions climatiques de la période de calage seraient trop particulières, mais cela n'a rien de spécifique au paramètre d'échange même s'il est plus affecté par les variations interannuelles.

Partie 4

Comparaison du bilan à différents pas de temps

Le but de cette partie est d'étudier dans quelle mesure la valeur du terme d'échanges souterrains et du paramètre correspondant à un pas de temps est corrélée avec celle trouvée à d'autres pas de temps. Pour cela, on travaille à 3 pas de temps : annuel, mensuel et journalier.

4.1 Modèles aux pas de temps annuel et journalier

Le pas de temps mensuel utilisé par le modèle GR2M a l'avantage d'être plus « lissé » que le pas de temps journalier notamment, et *a priori* plus adapté à l'étude du bilan en eau. En tout état de cause, on souhaite pouvoir confronter les différentes visions du bilan qu'offrent les différents échelles de temps. Les différents modèles GR comportant tous un paramètre d'ajustement du bilan (paramètre d'« échanges »), on s'intéresse aux comportements comparés de ces modèles.

4.1.1 Le modèle GR1A

Le modèle GR1A, qui donne le débit annuel du bassin (Q_n), est un modèle à 1 paramètre dérivé de la formule de Turc (Mouelhi, 2003) et qui s'écrit de la façon suivante pour une année n :

$$Q_n = P_n \left[1 - \frac{1}{\left(1 + \left[\frac{0.6 P_n + 0.4 P_{n-1}}{\theta_1 E} \right]^2 \right)^{1/2}} \right]$$

On voit que ce modèle introduit une persistance interannuelle puisque la pluie annuelle de l'année précédente, P_{n-1} , intervient. Le paramètre calé θ_1 joue directement sur le rendement du bassin :

- lorsque $\theta_1 \rightarrow 0$, $Q_n \rightarrow P_n$
- lorsque $\theta_1 \rightarrow +\infty$, $Q_n \rightarrow 0$

Contrairement à un modèle à réservoirs, le modèle GR1A ne permet pas de calculer une « évapotranspiration réelle théorique » ni un échange souterrain. Le déficit d'écoulement annuel $P_n - Q_n$ n'est donc pas dissociable en sa partie atmosphérique et sa partie souterraine, mais la valeur du paramètre θ_1 est une donnée intéressante pour la suite.

4.1.2 Le modèle GR4J

Le modèle GR4J (Perrin *et al.*, 2003; Perrin, 2000), qui fonctionne au pas de temps journalier, possède une fonction d'échange souterrain assez semblable à GR2M (cf. Annexe A.2).

4.2 Influence de la fonction objectif et du pas de temps sur la valeur du terme d'échanges

Il est clair que la valeur des paramètres, et donc les flux d'échange souterrain calculés, dépendent dans une certaine mesure du choix de la fonction objectif et du pas de temps choisi. La Figure 4.1 compare les valeurs du terme d'échange calculé dans les cas suivants : GR2M avec calage sur $\sqrt{Q}$ ou Q , GR4J avec calage sur $\ln(Q + \frac{Module}{10})$, $\sqrt{Q}$ ou Q .

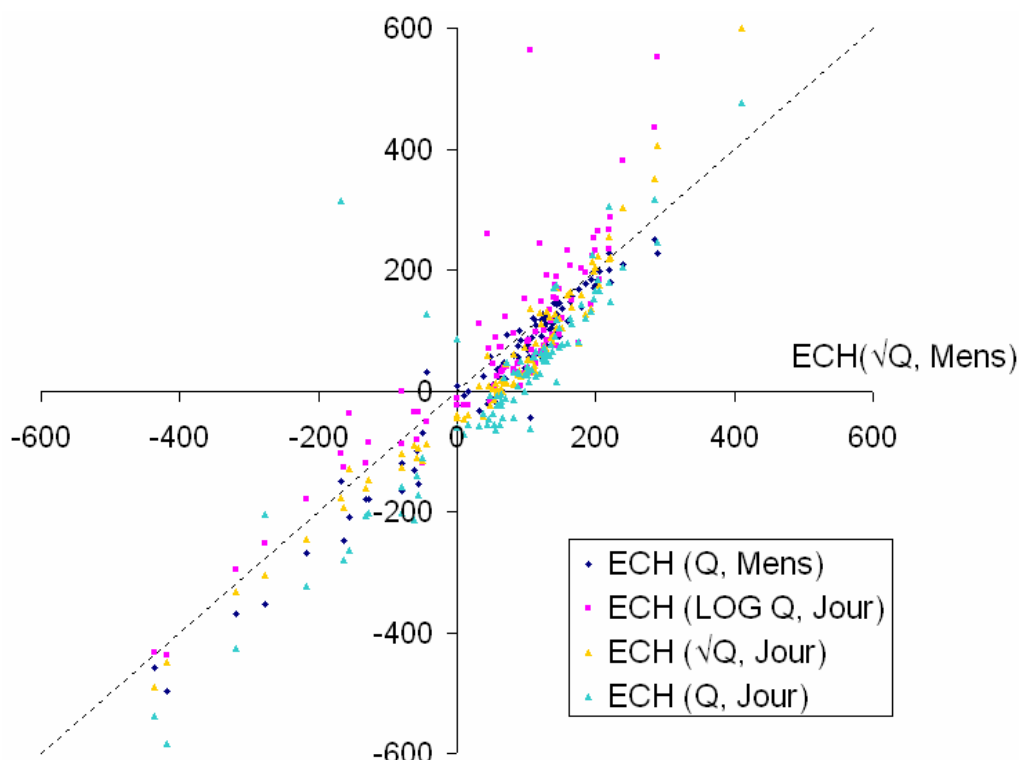


FIG. 4.1 – Comparaison des lames d'eau perdues annuellement (en mm) selon le pas de temps et le critère objectif. La référence (en abscisse) est la perte calculée au pas de temps mensuel avec les moindres carrés sur $\sqrt{Q}$.

On constate que plus on diminue le pas de temps et/ou accroît l'importance des forts débits dans le calcul de la fonction objectif, plus le terme de perte diminue comparée à la valeur initiale (calculée par GR2M avec erreur sur $\sqrt{Q}$). Dans certains cas où le modèle mensuel calcule une perte d'eau, il arrive que le modèle journalier calcule au contraire une importation d'eau depuis l'extérieur du bassin (c'est à dire une perte négative) : cela s'explique par la nécessité de restituer les pics de crue, et est lié directement à la fonction objectif.

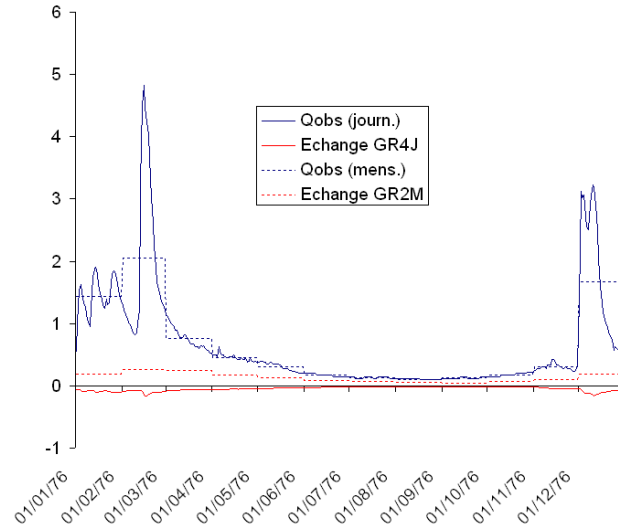


FIG. 4.2 – Influence du pas de temps : comportement inverse des termes d'échanges calculés par GR2M et GR4J avec calage sur $\sqrt{Q}$

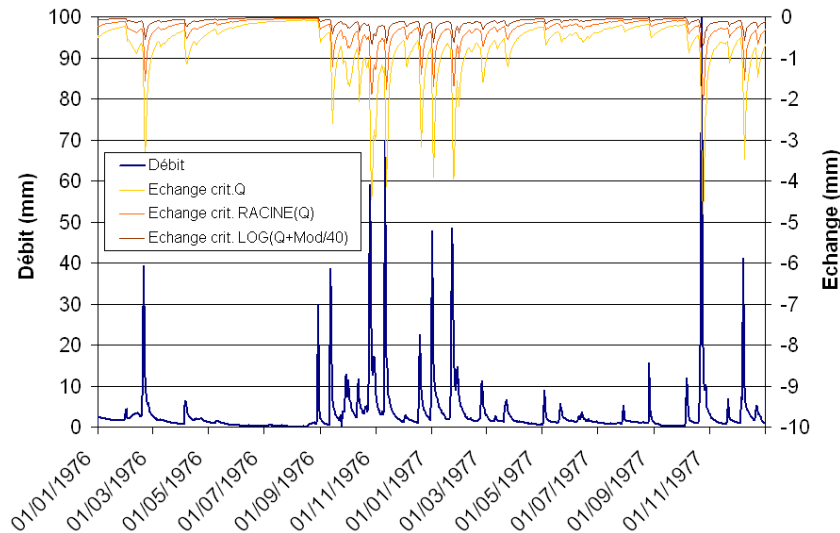


FIG. 4.3 – Influence de la fonction objectif : le terme d'échange est principalement utilisé pour restituer les pics de crue au pas de temps journalier, effet qui diminue lorsque l'on transforme le débit ($\sqrt{Q}$ et $\ln Q$)

4.3 Peut-on utiliser l'information d'un pas de temps pour un autre ?

4.3.1 Corrélation entre les paramètres à différents pas de temps

On a constaté précédemment que les fonctions d'échanges des modèles mensuel et journalier ne se comportaient pas de la même façon. Pourtant, la Figure 4.4 montre une assez bonne corrélation entre les valeurs des paramètres aux pas de temps annuel (GR1A), mensuel (GR2M) et journalier (GR4J).

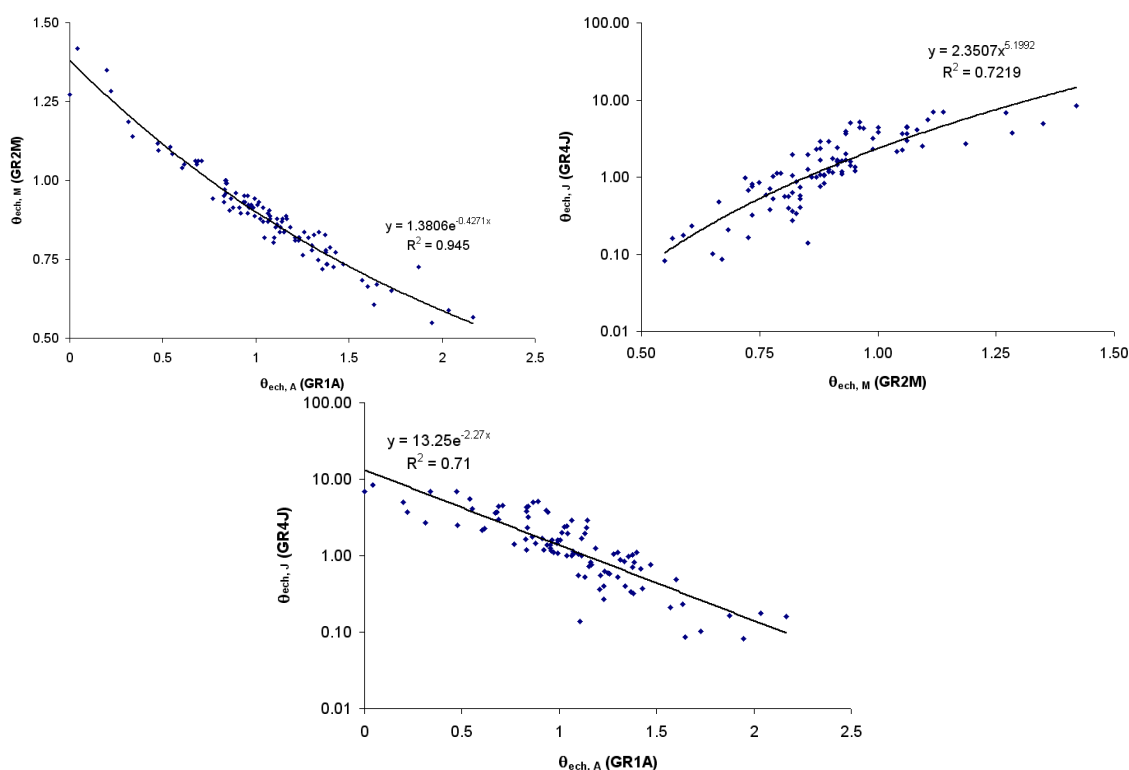


FIG. 4.4 – Relations entre les paramètres d'échange : GR1A, GR2M et GR4J

4.3.2 Essais de précalage

Partant de ce fait, il est intéressant de rechercher si les performances d'un modèle sont beaucoup dégradées lorsque l'on utilise l'information (paramètre d'échange) issue d'un autre pas de temps. On essaie donc les combinaisons suivantes :

- calage de GR2M avec précalage du paramètre d'échange d'après celui de GR1A et la relation de la Figure 4.4,
- calage de GR4J avec précalage du paramètre d'échange d'après celui de GR1A puis de GR2M, et les relations de la Figure 4.4.

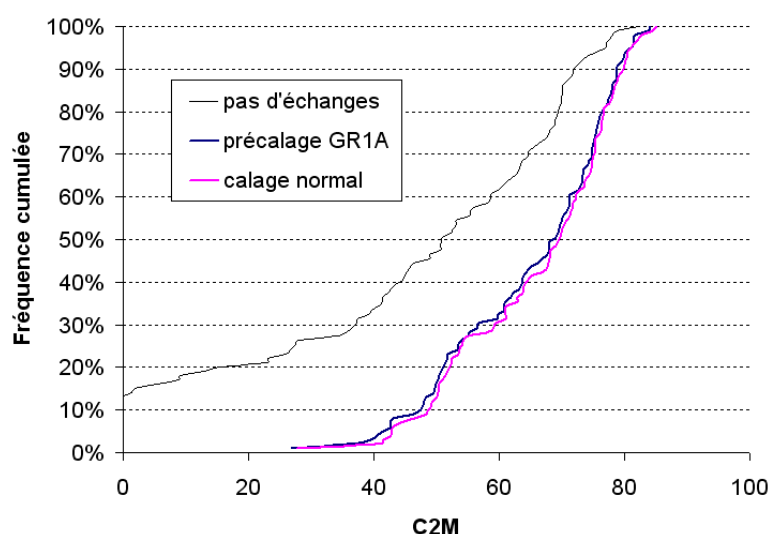


FIG. 4.5 – Performances du modèle GR2M selon le mode de calage du paramètre d'échange

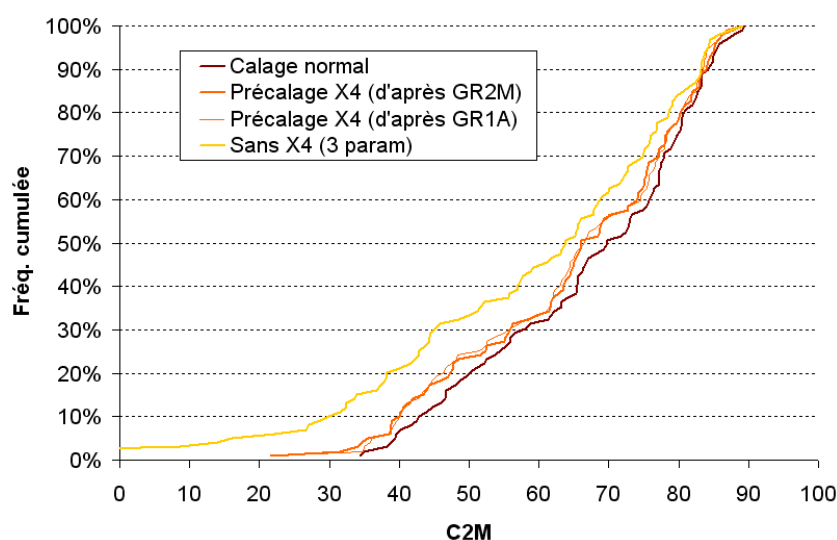


FIG. 4.6 – Performances du modèle GR4J selon le mode de calage du paramètre d'échange

La Figure 4.5 montre que, pour le modèle mensuel GR2M, l'utilisation du paramètre annuel et de la relation de la Figure 4.4 ne dégrade que très peu les performances (0.9 pts pour la moyenne des C2M, 0.7 pour la médiane). Sur la Figure 4.6, on constate que les performances du modèle journalier pâtissent un peu plus du précalage (2.2 pts de C2M en moyenne pour le passage « annuel à journalier », 2.0 pts pour le passage « mensuel à journalier »).

Partie 5

Déterminants physiques du paramètre d'échanges

5.1 Groupes de bassins versants remarquables

Comme on l'a vu dans la Partie 2, le premier essai de calage donne une carte des paramètres assez remarquable, avec 2 grands ensembles :

1. un groupe de bassins versants situés dans le Bassin Parisien ou en bordure, caractérisés par des pertes assez importantes et donc des valeurs du paramètre d'échanges assez faibles ($\theta_{ech} < 1$),
2. un autre groupe situé dans le Massif Central, avec des coefficients d'écoulement et des valeurs de θ_{ech} proches de 1 (ni perte ni gain).

Les bassins versants du groupe (1) ont une lithologie à dominante sédimentaire, tandis que ceux du groupe (2) sont situés en région de socle cristallin. On retrouve semble-t-il le lien avec l'hydrogéologie, les bassins du groupe (1) étant situés dans des régions où existent des nappes étendues, avec des écoulements régionaux souterrains importants, susceptibles de modifier fortement le bilan en eau des bassins versants.

5.1.1 Bassins versants à fort déficit d'écoulement

La Carte B.1 (détail de la carte hydrogéologique de la France, p. 48) montre en particulier que les bassins présentant les plus forts déficits d'écoulement ($\theta_{ech} < 0.8$) dans le Bassin Parisien sont situés dans des formations comportant des nappes libres continues et étendues : sables de Fontainebleau, calcaires de Champigny, calcaires de la Beauce. Dans le cas présent, l'hypothèse de bassins versants « fermés », reposant sur un substratum imperméable n'est clairement pas vérifiée, la fraction de la pluie exportée (L/P) pouvant atteindre 1/3.

5.1.2 Bassins versants à faible déficit voire excès d'écoulement

A l'opposé, la carte des bassins versants peu affectés par la fonction d'échange coïncide avec celle des aquifères de socle. La quasi-totalité des bassins versants pour lesquels

$\theta_{ech} > 0.95$ sont situés soit dans le Massif Central, soit en Corse, soit dans les Vosges, comme le montre la Carte B.2.

5.2 Valeurs du paramètre d'échange selon la lithologie dominante du bassin

Pour chaque bassin versant, l'analyse spatiale sous Arcview de la géologie du bassin permet de déterminer la dominante lithologique (lithologie la plus représentée en surface sur le bassin).

On a tracé sur le graphique de la Figure 5.1 la distribution du paramètre θ_{ech} pour 3 de ces dominantes lithologiques.

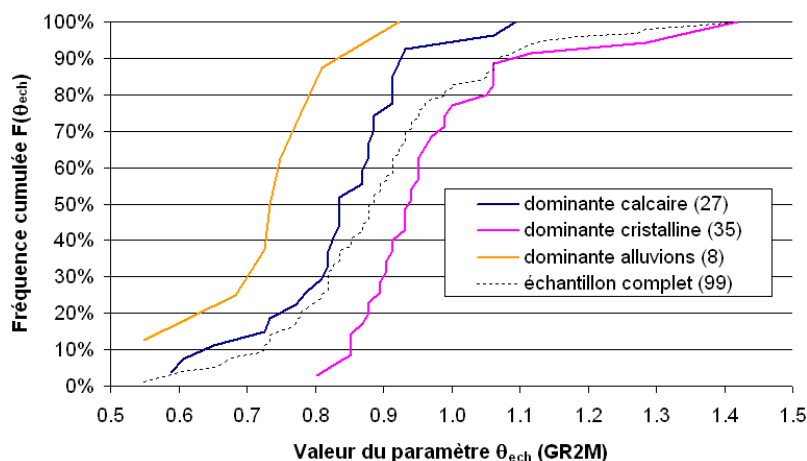


FIG. 5.1 – Distribution du paramètre d'échange selon la dominante lithologique (GR2M, calage sur $\sqrt{Q}$).

On constate très clairement que la médiane de la distribution dépendant de la dominante lithologique, comme l'indique le Tableau 5.1.

Dominante	Médiane θ_{ech}
Alluvions	0.74
Calcaires	0.84
Roches cristallines	0.94

TAB. 5.1 – Médiane de la distribution de θ_{ech} par dominante lithologique

Bien que l'on ait un lien très net sur le plan qualitatif entre la valeur de θ_{ech} et les caractéristiques lithologiques, aucune corrélation quantitative n'a pu être établie. Même avec un nombre important de classes, les proportions relatives des différents types lithologiques ne suffisent pas à elles seules à rendre compte de la variabilité du paramètre θ_{ech} , ce qui pousse à rechercher des corrélations supplémentaires, par exemple avec la morphologie du bassin (forme, topographie, etc.)

5.3 Indices morphologiques pertinents

Parmi les nombreux indices et facteurs morphologiques disponibles dans la littérature, il est difficile d'en trouver des pertinents pour essayer de « prédéterminer » θ_{ech} . Les « meilleures » corrélations trouvées concernent l'Indice global de Pente du Bassin (IPB) et l'Indice de Pente du réseau Hydrographique (IPH), définis de la façon suivante :

$$IPB = \frac{H_{5\%} - H_{95\%}}{\ell_{max}}$$

où $H_{x\%}$ désigne l'altitude au-dessus de laquelle se trouve $x\%$ de la surface du bassin,

$$IPH = \frac{\sum_i F_i}{\sum_i \ell_i}$$

avec F_i et ℓ_i respectivement dénivelé et longueur de chaque segment de cours d'eau du bassin.

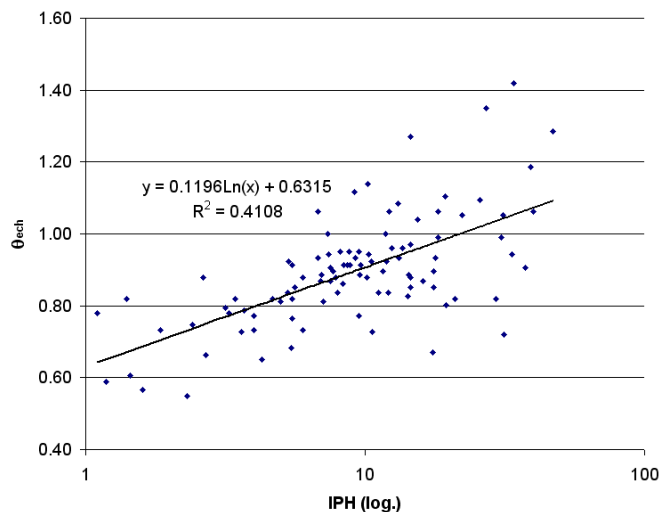


FIG. 5.2 – Valeur du paramètre θ_{ech} en fonction de l'IPH

Cette corrélation pourrait s'expliquer ainsi : plus la pente du bassin ou du réseau hydrographique est faible, plus l'infiltration et les écoulements de nappes peuvent être importants comparés au ruissellement de surface. Cela semble aller dans le même sens que la géologie, les bassins à faible pente se situant plutôt dans les bassins sédimentaires, tandis que les bassins à forte pente se situent plutôt en région de socle cristallin. L'échantillon ne comporte malheureusement aucun bassin alpin ou pyrénéen, massifs formés de roches sédimentaires. La topographie doit *a priori* jouer un rôle prépondérant dans ces cas, et conduire à des termes d'échange relativement faibles. En conséquence, il y a fort à craindre que, comme beaucoup d'autres relations de « régionalisation », celle-ci ne résiste pas à un élargissement de l'échantillon.

Partie 6

Un exemple : le karst de la Rochefoucauld (Charente)

L'un des problèmes rencontrés dans l'étude des termes souterrains du bilan est l'impossibilité de « valider » ces flux, qui ne sont pas mesurables. Il existe cependant quelques situations « caricaturales » pour lesquelles l'écoulement souterrain est concentré et drainé vers un exutoire principal nettement distinct de l'exutoire du bassin versant de surface, et il peut être mesuré au niveau d'une résurgence : celle-ci peut fournir un ordre de grandeur des pertes du bassin de surface. C'est le cas du système karstique présenté dans cette partie.

6.1 Contexte géologique et hydrogéologique

Le karst de la Rochefoucauld est situé dans des calcaires jurassiques, en bordure ouest du Massif Central (voir Carte B.3 en Annexe). Le système étudié est composé de la Tardoire (affluent de la Charente), du Bandiat (affluent de la Tardoire), et de la Touvre.

Les rivières Tardoire et Bandiat coulent d'est en ouest depuis le Massif Central (socle, en tons rose-violet). Sur les calcaires (en vert), fortement karstifiés, ces rivières perdent une grande partie de leur eau dans le karst. Ces pertes alimentent plusieurs résurgences dont la plus importante est celle de la Touvre (voir Larocque *et al.*, 1998), située sur un autre bassin versant topographique.

Ce système est donc particulièrement intéressant pour une étude quantitative :

- les bassins versants amont du Bandiat et de la Tardoire (R1132510, R1192510, R1264010), situés en terrains cristallins, doivent avoir un comportement relativement conservatif,
- à l'aval, les pertes du bassin versant de la Tardoire à Coulgens (R1302510) doivent en grande partie se retrouver dans la résurgence de la Touvre : cela permet d'estimer un ordre de grandeur de ces pertes puisque la Touvre est jaugée (R2335050).

6.2 Étude au pas de temps mensuel

6.2.1 Résultats du calage

Le tableau 6.1 présente les résultats du calage au pas de temps mensuel sur $\sqrt{Q}$. On constate logiquement des valeurs décroissantes du paramètre d'échange d'amont en aval, ce qui correspond bien à la situation géologique. Pour la Tardoire à Coulgens (R1302510), le modèle GR2M calcule une perte annuelle moyenne de 364 mm pour une pluviométrie moyenne de 986 mm, soit 37%.

6.2.2 Hydrogrammes

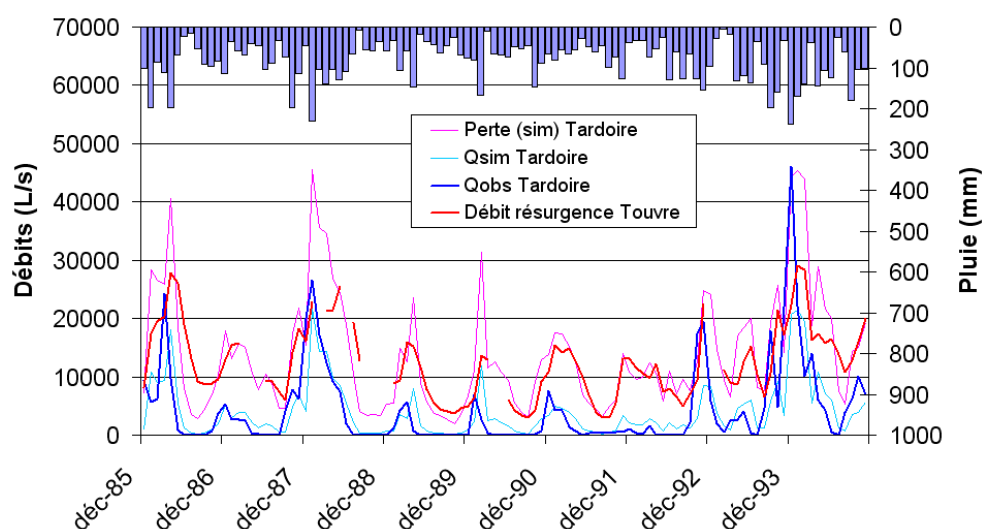


FIG. 6.1 – Hydrogrammes observés et simulés pour le système Tardoire-Touvre : les pertes de la Tardoire estimées par GR2M sont proches des débits de la résurgence.

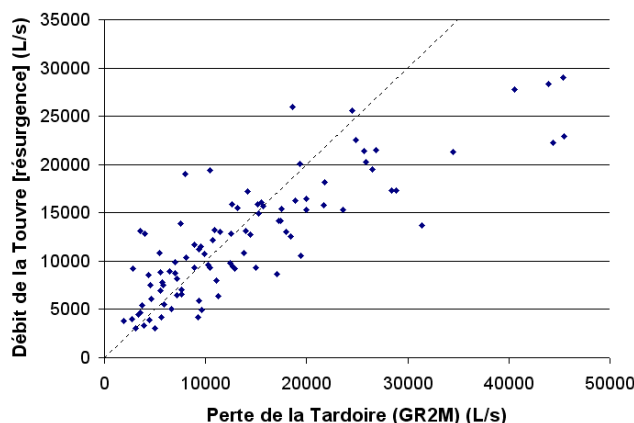


FIG. 6.2 – Comparaison entre les débits observés de résurgence de la Touvre et les débits de pertes de la Tardoire simulés par GR2M.

Bassin versant	Surface (km^2)	Valeur de θ_{ech}	Perte (mm/an)	Crit. C2M
R1132510 (Tardoire)	138	0.852	135	81.9
R1192510 (Tardoire)	393	0.877	113	79.7
R1264010 (Bandiat)	305	0.749	212	51.6
R1302510 (Tardoire)	1197	0.449	364	68.5

TAB. 6.1 – Résultats du calage au pas de temps mensuel

Les hydrogrammes observés et simulés sur la période 1985-1994 sont représentés sur la Figure 6.1. On constate une étonnante proximité entre le débit (jaugé) de la résurgence et celui (simulé) des pertes de la Tardoire, alors que la fonction objectif (C2M) ne portait que sur le débit de la Tardoire (courbes bleues). La Figure 6.2 montre que le débit de perte calculé par GR2M sur la Tardoire à Coulgens est une assez bonne estimation du débit de la résurgence de la Touvre (Nash = 62.8, C2M = 45.8), avec malgré tout une déviation nette pour les forts débits. Les raisons peuvent être multiples : pertes de la Tardoire alimentant d'autres résurgences en crue, contribution du bassin versant propre de la Touvre au débit observé dans les faits, etc.

6.3 Étude au pas de temps journalier

6.3.1 Résultats du calage

Le tableau 6.2 montre les résultats obtenus au pas de temps journalier sur les mêmes bassins versants. Les ordres de grandeurs sont tout à fait comparables dans le cas présent.

Bassin versant	Crit. C2M	Perte (mm/an)
R1132510 (Tardoire)	85.8	59
R1192510 (Tardoire)	84.5	33
R1302510 (Tardoire)	67.7	556

TAB. 6.2 – Résultats du calage au pas de temps journalier

6.3.2 Hydrogrammes

Au pas de temps journalier, l'effet de seuil aperçu au pas de temps mensuel pour les forts débits de la Touvre est encore accentué. Au delà d'environ 15000 à 20000 L/s, on constate qu'aux pertes calculées par GR4J ne correspond pas d'augmentation du débit de la Touvre. Cela reste crédible sur le plan hydrologique, d'autres sources karstiques pouvant être activées.

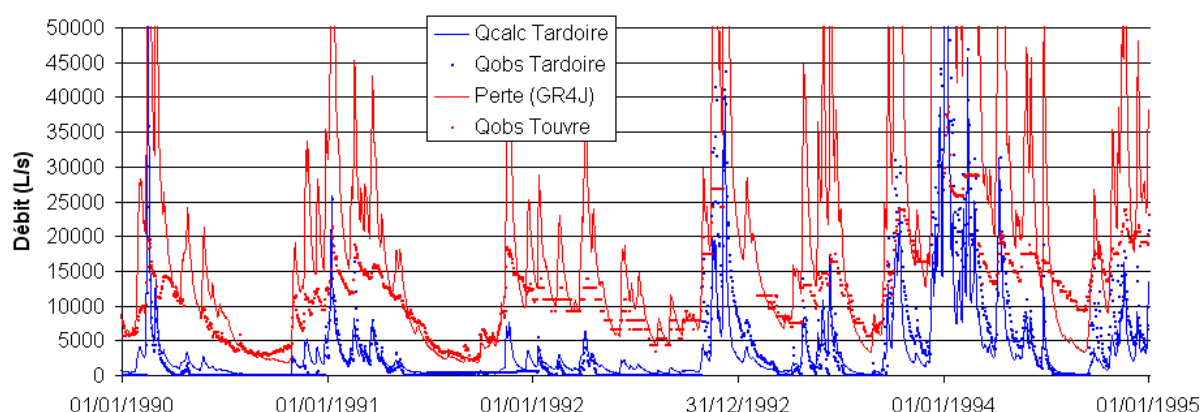


FIG. 6.3 – Hydrogrammes observés et simulés pour le système Tardoire-Touvre au pas de temps journalier.

La Figure 6.4, présentant la corrélation en log-log, est compatible avec quelques hypothèses simples sur le fonctionnement du système :

- pour des faibles débits, les pertes de la Tardoire ne suffisent pas tout à fait pour expliquer le débit de la Touvre et il faudrait prendre en compte la contribution du bassin versant propre de la Touvre.
- entre 5000 et 20000 L/s, c'est-à-dire autour du module de la résurgence de la Touvre (environ 8000 L/s), le débit est très bien explicable par les pertes de la Tardoire,
- au-delà de 20000 L/s, on approche du débit maximum de la résurgence et les pertes du bassin de la Tardoire activent vraisemblablement d'autres sources.

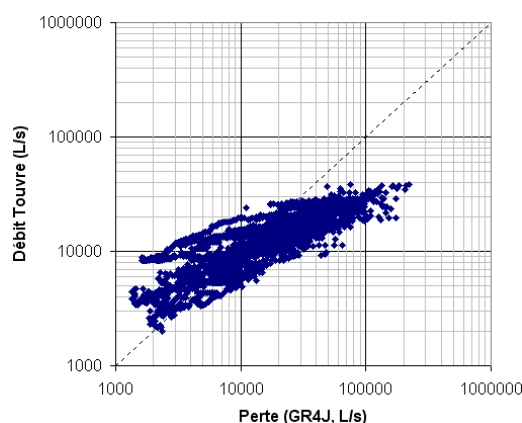


FIG. 6.4 – Comparaison entre les débits observés de résurgence de la Touvre et les débits de pertes de la Tardoire simulés par GR4J.

6.4 Conclusion

L'étude confirme les résultats obtenus sur l'ensemble de l'échantillon initial : les modèles globaux utilisés semblent en mesure de boucler de façon « réaliste » le bilan en eau pour un système ouvert comme celui de la Tardoire.

Conclusion générale

Apports d'une prise en compte explicite des échanges souterrains interbassins

L'étude bibliographique et la Partie 2, sur les méthodes de correction du bilan, ont mis en évidence l'importance des flux souterrains dans le bilan en eau pour un nombre important de bassins versants. Il semble clair qu'une prise en compte explicite de ces flux soit une source d'amélioration des modèles : il ne s'agit pas (ou pas seulement, *a posteriori*) d'un lapin sorti du chapeau du modélisateur pour des raisons d'efficacité, mais certainement d'une réalité physique. Cependant, une formulation exclusivement « de Darcy » n'est pas souhaitable : elle ne reflète pas la diversité des cas possibles, notamment dans les systèmes fracturés ou karstiques (cas du karst de la Rochefoucauld), pour lesquels la modélisation globale a beaucoup à apporter.

La prédétermination des paramètres est-elle envisageable ?

Si l'on a pu mettre en évidence un lien qualitatif entre les valeurs des paramètres des modèles globaux et certaines caractéristiques des bassins telles que la géologie ou la topographie, l'utilisation de ces données reste incertaine. En l'état actuel, tout au plus pourrait-on s'en servir pour définir une distribution *a priori* du paramètre concerné (ce qui pourrait malgré tout être utile dans une approche bayésienne).

Comment tirer parti des informations « contenues » aux différents pas de temps ?

En revanche, une piste intéressante pourrait être d'exploiter au maximum l'information non pas spatiale mais temporelle, contenue dans les chroniques de débits. A ce titre, le pas de temps mensuel et le modèle GR2M semblent intéressants pour l'étude du bilan en eau. Le travail sur la chaîne des modèles GR et notamment la cohérence de leurs fonctions d'échanges souterrains pourrait être un moyen de réduire l'indétermination de ce bilan. Cela pourrait palier certaines faiblesses du modèle journalier sur ce point précis, et améliorer ainsi la performance et la robustesse de l'ensemble.

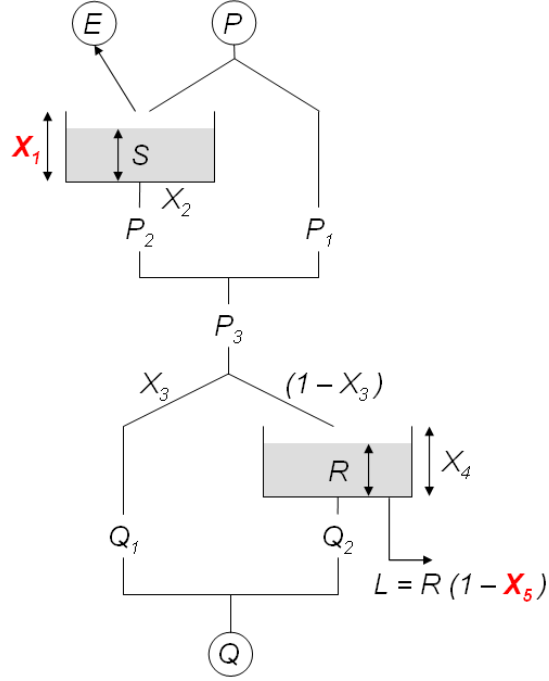
Bibliographie

- [1] ALLEN, R. G., SMITH, M., PERRIER, A. et PEREIRA, L. S. (1998). Crop evaporation - Guidelines for computing crop water requirements. Irrigation and Drainage Paper No. 56. FAO, Rome, Italie.
- [2] BAUDEZ, J. C. (1997). Déterminants hydrologiques régionaux pour la gestion et la prévision des ressources en eau. ENGEES, Rapport de stage.
- [3] BEVEN, K. J. (2001). On hypothesis testing in hydrology. *Hydrological Processes*, 15: 1655–1657.
- [4] BEVEN, K. J. et O’CONNELL, P. E. (1985). General report on water balance computation techniques. In : New Approaches in Water Balance Computations. IAHS Pubn. No. 148, 41-46.
- [5] BÉNICHOU, P. et LE BRETON, O. (1987). Prise en compte de la topographie pour la cartographie des champs pluviométriques statistiques. *La Météorologie*, 19: 23–34.
- [6] CARILLO-RIVERA, J. J. (2000). Application of the groundwater-balance equation to indicate interbasin and vertical flow in two semi-arid drainage basins, Mexico. *Hydrogeology Journal*, 8: 503–520.
- [7] CARILLO-RIVERA, J. J., CARDONA, A. et MOSS, D. (1996). Importance of the vertical component of groundwater flow : a hydrogeochemical approach in the valley of San Luis Potosi, Mexico. *Journal of Hydrology*, 185: 23–44.
- [8] FAZAL, M. A., IMAIZUMI, M., ISHIDA, S., KAWACHI, T. et TSUCHIHARA, T. (2005). Estimating groundwater recharge using the SMAR conceptual model calibrated by genetic algorithm. *Journal of Hydrology*, 303: 56–78.
- [9] GENEREUX, D. P., JORDAN, M. T. et CARBONELL, D. (2005). A paired-watershed budget study to quantify interbasin groundwater flow in a lowland rain forest, Costa Rica. *Water Resources Research*, 41.
- [10] GOSWAMI, M. et O’CONNOR, K. M. (2005). Application of a conceptual rainfall-runoff simulation model to three European catchments characterised by non-conservative system behaviour. International Conference on Hydrological Perspectives for Sustainable Development (HYPESD-’05), Indian Institute of Technology Roorkee, India.

- [11] HUDSON, M. R. et MOTT, D. N. (1997). Faulting and coincident interbasin groundwater flow in a karst aquifer, Buffalo National River region, northwestern Arkansas. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 29 (6): 181–182.
- [12] HUGHES, D. A. (2004). Incorporating groundwater recharge and discharge functions into an existing monthly rainfall-runoff model. *Hydrological Sciences Journal*, 49 (2): 297–311.
- [13] LAROCQUE, M., MANGIN, A., RAZACK, M. et BANTON, O. (1998). Contribution of correlation and spectral analyses to the regional study of a large karst aquifer (Charente, France). *Journal of Hydrology*, 205: 217–231.
- [14] LATRON, J. (2003). *Etude du fonctionnement hydrologique d'un bassin versant méditerranéen de montagne (Vallcebre, Pyrénées Catalanes)*. Thèse de doctorat, Université de Barcelone.
- [15] MOUELI, S. (2003). *Vers une chaîne cohérente de modèles pluie-débit conceptuels globaux aux pas de temps pluriannuel, annuel, mensuel et journalier*. Thèse de doctorat, ENGREF / Cemagref.
- [16] MOUELI, S., MICHEL, C., PERRIN, C. et ANDRÉASSIAN, V. (2005). Stepwise development of a two-parameter monthly water balance model. *Journal of Hydrology*, (in press).
- [17] OUDIN, L. (2004). *Recherche d'un modèle d'évapotranspiration potentielle comme entrée d'un modèle pluie-débit global*. Thèse de doctorat, ENGREF / Cemagref.
- [18] PERRIN, C. (2000). *Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative*. Thèse de doctorat, INPG / Cemagref.
- [19] PERRIN, C., MICHEL, C. et ANDRÉASSIAN, V. (2003). Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology*, 279: 275–289.
- [20] PITMAN, W. V. (1973). A mathematical model for generating river flows from meteorological data in South Africa. Report No. 2/73, Hydrological Research Unit, University of the Witwatersrand, Johannesburg, South Africa.
- [21] TAN, B. Q. et O'CONNOR, K. M. (1996). Application of an empirical infiltration equation in the smar conceptual model. *Journal of Hydrology*, 185: 275–295.
- [22] THYNE, G. D., GILLEPSIE, J. M. et OSTDICK, J. R. (1999). Evidence for interbasin flow through bedrock in the southeastern Sierra Nevada. *Geological Society of America Bulletin*, 111 (11): 1600–1616.
- [23] TÓTH, J. A. (1963). A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *Journal of Geophysical Research*, 68: 4795–4812.
- [24] TÓTH, J. A. (1995). Hydraulic continuity in large sedimentary basins. *Hydrogeology Journal*, 3 (4): 4–16.

Annexe A

A.1 Structure du modèle GR2M (Mouelhi *et al.*, 2005)



$$(1) S_1 = \frac{S + X_1 \varphi}{1 + \varphi \frac{S}{X_1}} \text{ avec } \varphi = \tanh \frac{P}{X_1}$$

$$(2) P_1 = P + S - S_1$$

$$(3) S_2 = \frac{S_1 (1 - \psi)}{1 + \psi \left(1 - \frac{S_1}{X_1}\right)} \text{ avec } \psi = \tanh \frac{E}{X_1}$$

$$ETR = S_1 - S_2$$

$$(4) S = \frac{S_2}{\left[1 + \left(\frac{S_2}{X_1}\right)^{X_2}\right]^{1/X_2}}$$

(loi de vidange du réservoir de production)

$$P_2 = S_2 - S$$

$$P_3 = P_1 + P_2$$

$$(5) Q_1 = X_3 P_3$$

$$(6) R_1 = R + (1 - X_3) P_3$$

$$(7) R_2 = X_5 R_1 \implies L = (1 - X_5) R_1$$

$$(8) Q_2 = \frac{R_2^2}{R_2 + X_4}$$

(loi de vidange du réservoir de routage)

$$R = R_2 - Q_2$$

$$(9) Q = Q_1 + Q_2$$

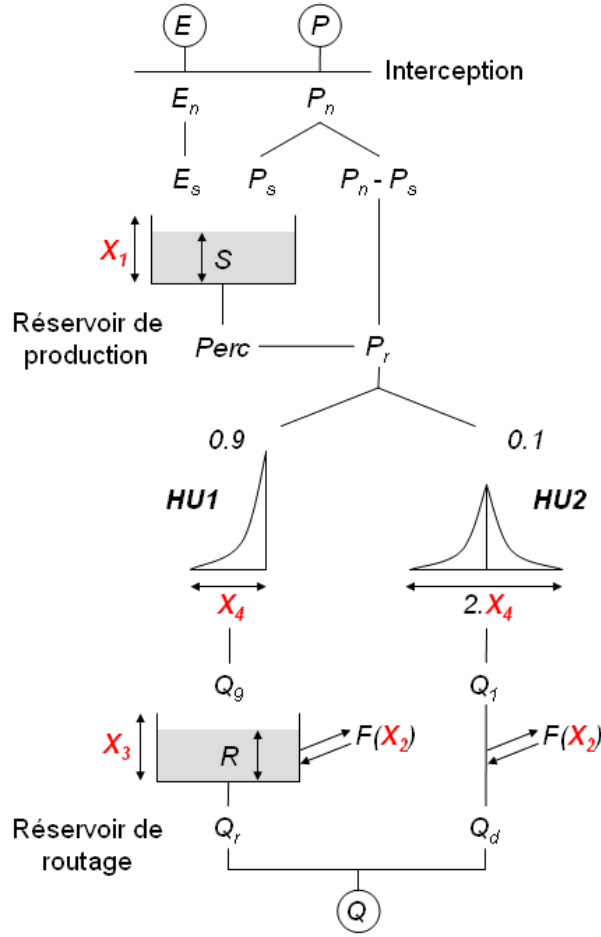
Dans la version utilisée, seuls les paramètres X_1 (θ_{prod}) et X_5 (θ_{ech}) sont optimisés. Les autres sont fixés :

$$X_2 = 3 \quad (\text{paramètre de vidange du réservoir de production})$$

$$X_3 = 0 \quad (\text{pas de branche de routage « rapide »})$$

$$X_4 = 60 \text{ mm} \quad (\text{capacité du réservoir de routage})$$

A.2 Structure du modèle GR4J (Perrin *et al.*, 2003)



$$(1) \text{ Si } P \geq E, P_n = P - E \text{ et } E_n = 0$$

$$\text{Sinon, } P_n = 0 \text{ et } E_n = E - P$$

$$(2) P_s = \frac{X_1 \left(1 - \left(\frac{S}{X_1} \right)^2 \right) \tanh \left(\frac{P_n}{X_1} \right)}{1 + \frac{S}{X_1} \tanh \left(\frac{P_n}{X_1} \right)}$$

$$(3) E_s = \frac{S \left(2 - \frac{S}{X_1} \right) \tanh \left(\frac{E_n}{X_1} \right)}{1 + 1 - \left(\frac{S}{X_1} \right) \tanh \left(\frac{E_n}{X_1} \right)}$$

$$(4) S = S - E_s + P_s$$

$$(5) Perc = S \left(1 - \left[1 + \left(\frac{4}{9} \frac{S}{X_1} \right)^4 \right]^{-1/4} \right)$$

$$S = S - Perc$$

$$(6) P_r = Perc + (P_n - P_s)$$

$$(7) F = X_2 \left(\frac{R}{X_3} \right)^{7/2}$$

$$(8) R = \max(0; R + Q_g + F)$$

$$(9) Q_r = R \left(1 - \left[1 + \left(\frac{R}{X_3} \right)^4 \right]^{-1/4} \right)$$

$$R = R - Q_r$$

$$(10) Q_d = \max(0; Q_1 + F)$$

$$(11) Q = Q_r + Q_d$$

Paramètres optimisés :

X_1 capacité du réservoir de production (mm)

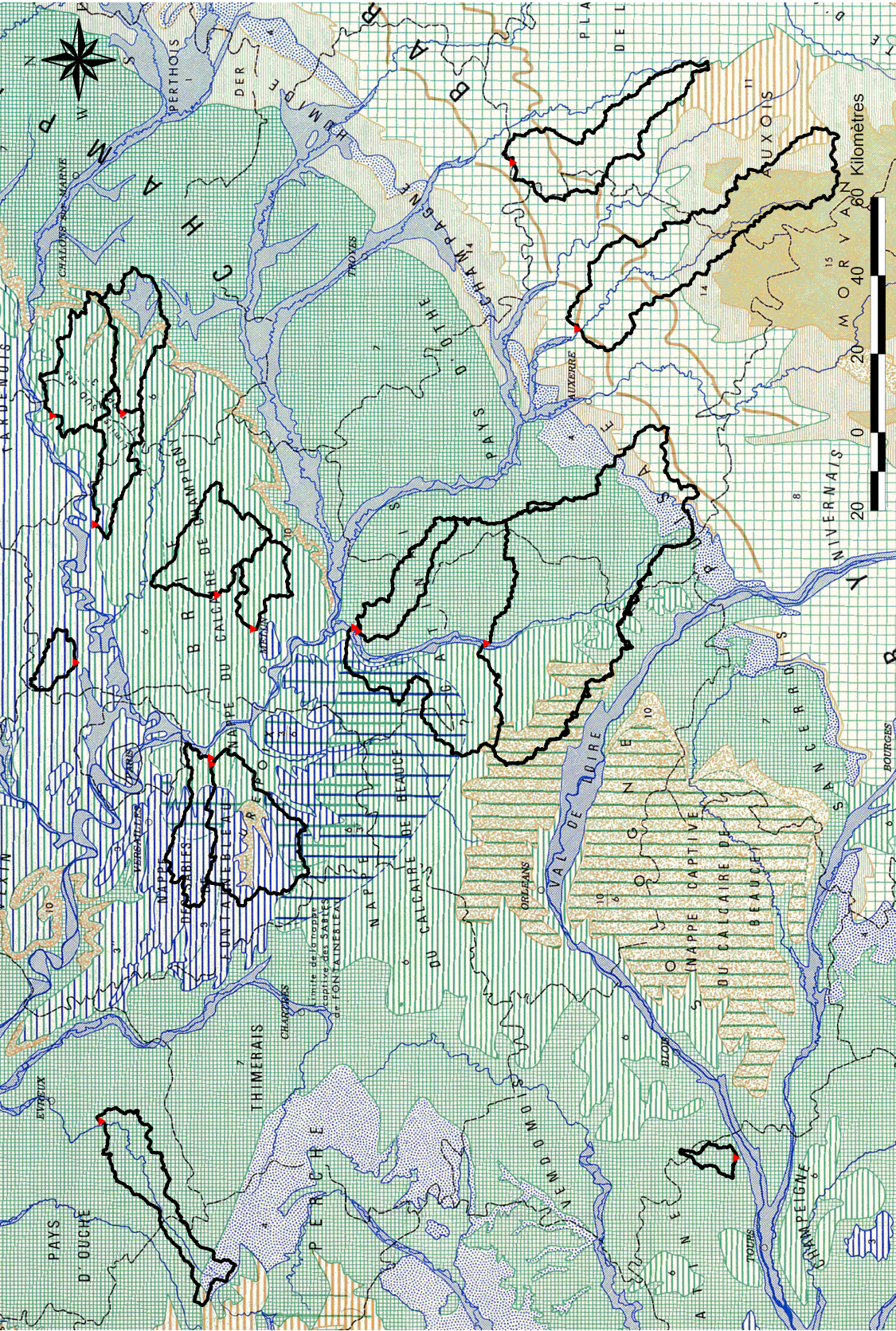
X_2 paramètre d'échanges (mm)

X_3 capacité du réservoir de routage (mm)

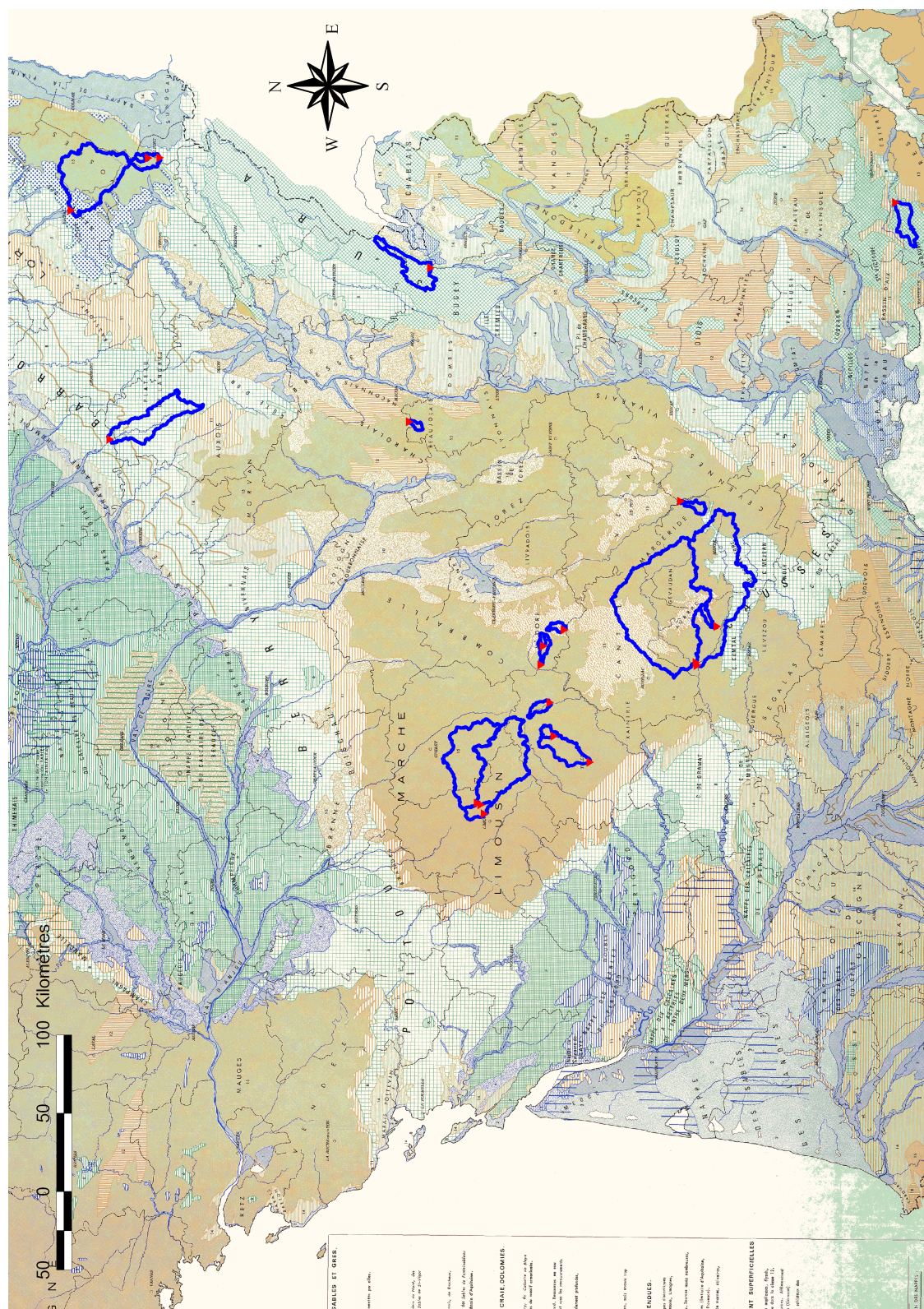
X_4 temps de base de l'hydrogramme unitaire HU1 ($jours$)

Annexe B

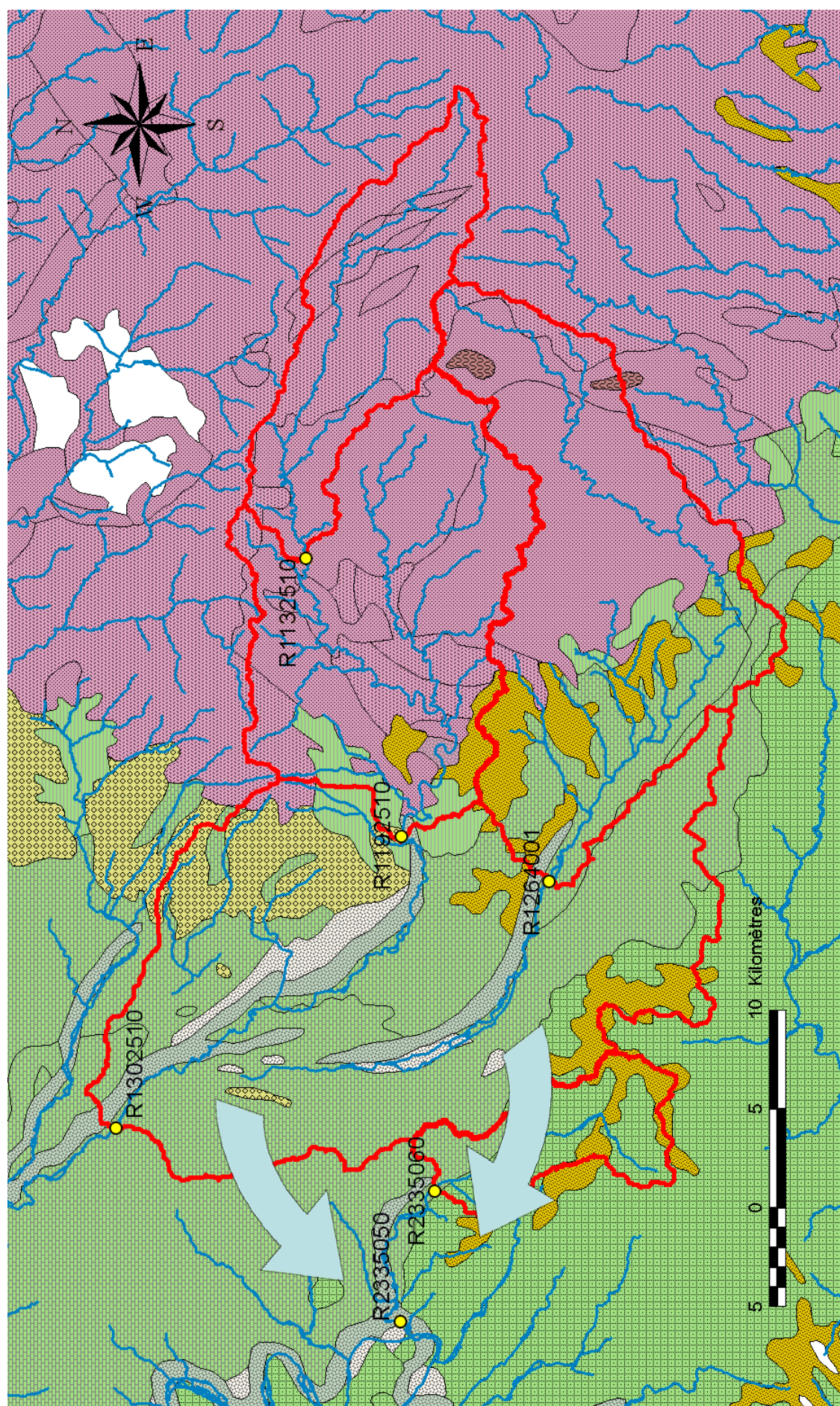
Cartes



CARTE B.1: Bassins versants du Bassin Parisien à paramètre d'échange $\theta_{ech} < 0.8$



CARTE B.2: Bassins versants à aquifères de socle, de paramètre d'échange $\theta_{ech} > 0.95$



CARTE B.3: Carte géologique et hydrologique du karst de la Rochefoucauld

Annexe C

Rapport de mission à l'étranger ENGREF

ENGREF Promotion 2003-2005

Rapport de Projet à l'Étranger

Determinants of the water balance at the catchment scale: Towards a better estimation of groundwater losses from surface catchments - Application of the SMAR model.

Nicolas LE MOINE

NUI Galway Supervisor : Pr. Kieran O'CONNOR¹

ENGREF Supervisor : Dr. Vazken ANDRÉASSIAN²



National University of Ireland, Galway
Ollscoil na hÉireann, Gaillimh



¹Department of Engineering Hydrology, National University of Ireland, Galway
University Road, GALWAY (kieran.oconnor@nuigalway.ie)

²Unité Hydrosystèmes et Bioprocédés (HBAN), CEMAGREF Antony
Parc de Tourvoie, BP 44, 92163 ANTONY Cedex (vazken.andreassian@cemagref.fr)

Contents

1	Context of the work	1
2	Summary of scientific issues	1
3	Objectives and schedule	2
4	Methodology and Results	3
5	Personal conclusion	6
	References	6
	Tables	7

1 Context of the work

This work at the National University of Ireland, Galway, was a part of my MSc. Degree research project in CEMAGREF Antony in hydrology. This project deals with the water balance at the catchment's scale using lumped rainfall-runoff modelling. Current work of Pr. Kieran O'Connor and Mr. Monomoy Goswami on several 'apparently non conservative' river catchments in Europe was an opportunity to share both modelling experience and data. I spent 5 weeks in the Department of Engineering Hydrology from July, 12th until August, 12th.

2 Summary of scientific issues

The correct estimation of the water balance at the catchment's scale is an important issue from the hydrological modeller's point of view. Firstly, estimating the water yield of a catchment (i.e. answering the question 'How does it react to a rain?') is an important issue in itself in order to assess surface and groundwater resources. But it is also a mean to reduce uncertainty in parameter's calibration of hydrological models and thus provide better flow estimations during flood events. Figure 1 shows the different terms of the interannual water balance at the catchment scale (i.e. when storage variation effects can be neglected).

Since Ireland has a quite broad variety of geological settings, and among them karstic regions, the modelling of 'apparently non conservative' (or 'leaky') catchments has been an important issue in the Department of Engineering Hydrology at NUI, Galway. For example the river Fergus (County Clare) shows that type of behaviour, losing an important amount of its water through fissures, solution channels, sink-holes, underground streams and reservoirs [Goswami and O'Connor, 2005] in the famous karstic limestone region called Burren (*An Bhoireann*, which means 'stony place' in Irish). A map of the region is provided in Figure 2.

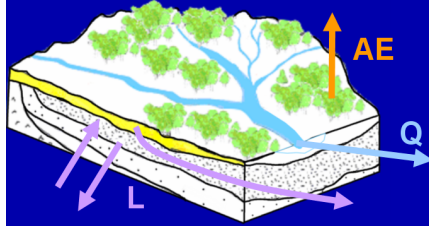


Figure 1: Total annual rainfall (R) divides into three components: discharge (Q), actual evapotranspiration (AE) and groundwater loss or gain (L). After dividing all volumes by the catchment's area, the water balance can be written in water height (mm): $R = Q + AE + L$ [Beven and O'Connell, 1985].

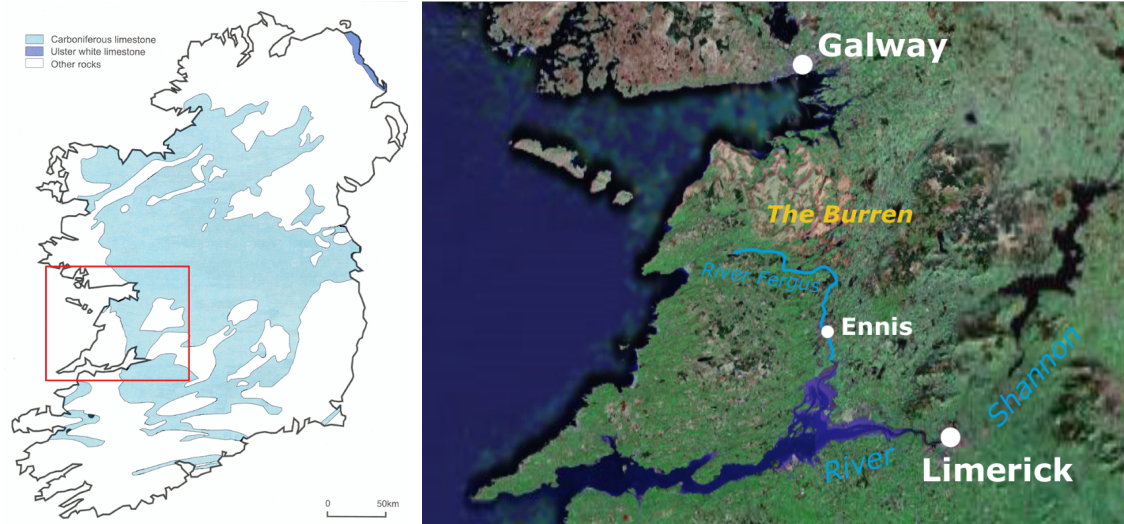


Figure 2: Limestone regions in Ireland and map of the river Fergus catchment.

3 Objectives and schedule

The objective of the study was to use the GFMFS (**G**alway **F**low **M**odelling and **F**orecasting **S**ystem) modelling package, and mainly the conceptual lumped SMAR rainfall-runoff model (**S**oil **M**oisture **A**ccounting and **R**outing) in order to compute the annual water balance of a large set of French catchments and compare it with the results given by the GR4J model developed at CEMAGREF [Perrin *et al.*, 2003].

My five week stay was roughly divided into four parts:

1. Bibliography on GFMFS package and SMAR model,
2. Conversion of rainfall, runoff and evaporation input data series for the french catchments into SMAR format,
3. Calibration of the SMAR model,
4. Interpretation of the results.

4 Methodology and Results

4.1 Overview of the GFMFS and the SMAR model

The GFMFS offers a set of hydrological models that can be used for flow simulation and forecasting. It includes five models, four of them being ‘black box’ models and the fifth one being the conceptual lumped SMAR model [Tan and O’Connor, 1996]. The SMAR itself exists in three variants: the standard 9-parameter SMARG model and two 10-parameter versions, SMAR-NC1 and SMAR-NC2 (designed for the simulation of the so-called ‘leaky’ catchments, the abbreviation ‘NC’ denoting ‘Non Conservative’).

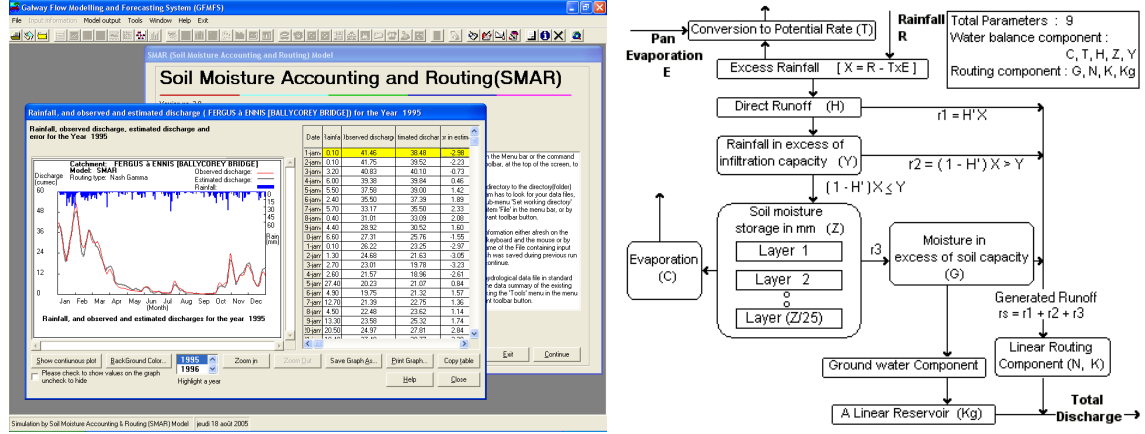


Figure 3: Screenshot of the GFMFS interface and structure of the SMAR model.

4.2 Selection of a subset for deepened study

Given the time constraints it was not possible to calibrate the SMAR model for all catchments of the initial set used in my Master’s thesis. For this reason, a subset of obviously ‘leaky’ catchments was selected according to a simple rule: if the total annual discharge (Q) of the catchment is less than the difference between annual rainfall (R) and potential (i.e. maximum) evapotranspiration (PE), the water yield of the catchment is obviously too low and some groundwater leakage occurs. If no loss or gain occurs, the total discharge is necessarily bounded between R (upper limit: total rainfall is converted into discharge, no evapotranspiration) and $R - PE$ (evapotranspiration occurs at full PE rate):

$$R - PE \leq Q \leq R \quad \text{i.e.} \quad \frac{R}{PE} - 1 \leq \frac{Q}{PE} \leq \frac{R}{PE} \quad (1)$$

However, since PE is a maximum rate which is very unlikely to happen, some loss may occur even if Q is bounded between R and $R - PE$, but we cannot be sure of it. According to Mouelhi [2003], plotting $y = Q/PE$ vs. $x = R/PE$ will at least show us graphically which catchments are obviously non conservative: Equation (1) shows that the domain of conservative catchments is delimited by the lines $y = x$ and $y = x - 1$. The result is shown on Figure 4.

Moreover PE input data is given by an empirical relation (depending on parameters such as monthly temperatures, solar radiation, average wind speed etc.): it is worth noting that the theoretical lower limit for discharge without loss, $R - PE$, depends on the PE formulation choosen. PE formulation developed by Oudin [2004], which is less demanding in meteorological data, seemed at least statistically as efficient as Penman PE formulation for rainfall-runoff modelling experience in Cemagref. For this reason we use these two formulations in the current test.

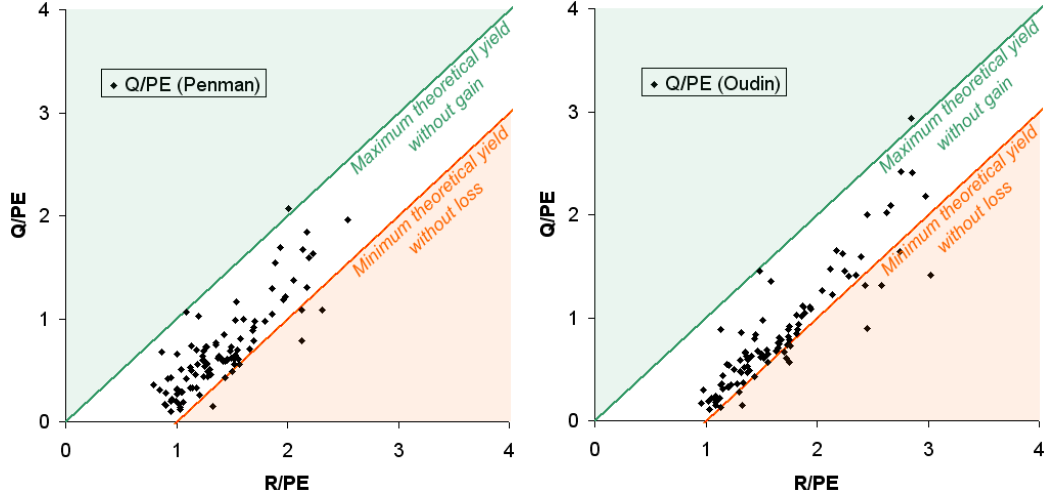


Figure 4: Graphical assessment of total water yield with Penman PE formulation (left) and Oudin PE formulation (right). Each dot represents one catchment, dots outside of the lines are obviously non-conservative or subject to measurement errors. In the green area, observed annual discharge exceeds annual rainfall; in the orange area, annual discharge is lower than annual rainfall minus annual PE .

As a result, twelve catchments were selected from the initial set, namely:

River	Station	Area (km^2)	Code	Calibr.	Verif.
Meurthe	at Damelevières	2288	A6271010	1970-78	1979-80
Meurthe	at Malzéville	2914	A6941010	1970-78	1979-80
Laignes	at Molesmes	614	H0203020	1969-81	1982-83
Iton	at Manthelon	414	H9402010	1971-86	1987-88
Bandiat	at Feuillade	333	R1264010	1985-92	1993-94
Tardoire	at Coulgens	1196	R1302510	1985-92	1993-94
Doubs	at Pontarlier	350	U2022010	1965-86	1987-88
Doubs	at Glere	1240	U2142010	1965-86	1987-88
Doubs	at Mathay	2200	U2222010	1976-86	1987-88
Doubs	at Voujeaucourt	3420	U2402010	1970-82	1983-84
Gardon d'Anduze	at Anduze	546	V7144010	1970-77	1978-79
Fergus	at Ennis	562		1994-97	1998-99

Table 1: Catchments selected for non-conservative behaviour. For each catchment the whole data except two years is used for model calibration (i.e. parameter estimation), and the remaining two years are used for verification.

4.3 Results

For each of the catchments listed in Table 1, the SMAR model was run six times to find the most efficient combination of SMAR version (SMARG, SMARNC1 or SMARNC2) and PE formulation (Penman or Oudin). The well-known Nash-Sutcliffe criterion was used to assess the models' efficiency both in calibration and verification periods. It is derived from the square error F between simulated and observed discharge series:

$$NS_{\%} = 100 \times \left(1 - \frac{F}{F_0} \right)$$

with $F = \sum_t (Q_{sim,t} - Q_{obs,t})^2$ and $F_0 = \sum_t (\bar{Q}_{obs} - Q_{obs,t})^2$

The detailed results can be found at the end of this report in tabular format. Lower values of Nash criterion for catchments U2022010, U2142010, U2222010 and U2402010 probably result of snow influence since these catchments are located in the Jura mountain range: we did not here attempt to take into account the specificity of the snow cover (neither with GR4J nor with SMAR). For each catchment, the best combination of SMAR variant and PE formulation was chosen to compute the water balance following the assumption that *the better the efficiency, the more 'realistic' the water balance distribution* (which is not proved to be true!). Indeed the SMAR model has three ways to adapt the water yield:

- with the PE scaling parameter T ,
- with the explicit groundwater loss function,
- with the discretization and truncation of 'Nash Cascade' Gamma distribution: a part of surface runoff is not routed and can be accounted for an implicit loss.

Finally we can compare this mean annual groundwater loss component for the twelve catchments selected with the one given by the GR4J model:

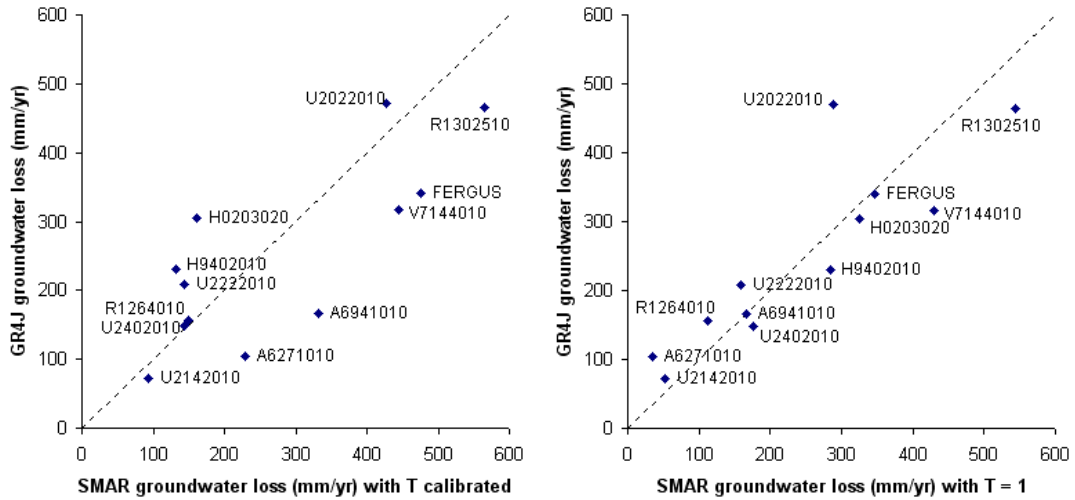


Figure 5: Mean annual groundwater loss computer with SMAR and GR4J: with T parameter calibrated in SMAR (left) and with $T = 1$ (right). $T = 1$ in SMAR means that PE input data is not scaled.

The water balance computed with the SMAR and GR4J models appeared to be close one to each other, especially in the case where T is not calibrated. But equifinality remains a strong issue, since the efficiency criteria of all combinations are very close: we still need for a mean to divide the ‘discharge deficit’ (i.e. the amount of rain which does not reach the catchment’s outlet) into its atmospheric (actual evapotranspiration) and groundwater components in a realistic – and if possible unique – way in order to reduce uncertainty in parameter estimation.

5 Personal conclusion

This stay in Ireland was both a pleasant and usefull experience. One could argue that computer modelling can be done everywhere, and support provided by phone or email, but there is always something to win by meeting people who are doing the same kind of work and developing similar models.

What is more this stay was a good opportunity to improve my proficiency in english, since a long duration immersion is the only way to do it.

As a final word I wish to thank Pr. Kieran O’Connor, Mr. Monomoy Goswami, Dr. Lihua Xiong, Pr. Conleth Cunnane, Mr. Dermot McDermott and Mrs. Carmel King for welcoming me in Galway this summer and making it a good time, as well as Dr. Vazken Andréassian for initiating this idea.

References

- [1] BEVEN, K. J. and O’CONNELL, P. E. (1985). General report on water balance computation techniques. In: *New Approaches in Water Balance Computations*. IAHS Pubn. No. 148, 41-46.
- [2] GOSWAMI, M. and O’CONNOR, K. M. (2005). Application of a conceptual rainfall-runoff simulation model to three European catchments characterised by non-conservative system behaviour. International Conference on Hydrological Perspectives for Sustainable Development (HYPESD-’05), Indian Institute of Technology Roorkee, India.
- [3] MOUELHI, S. (2003). *Vers une chaîne cohérente de modèles pluie-débit conceptuels globaux aux pas de temps pluriannuel, annuel, mensuel et journalier*. Thèse de doctorat, ENGREF / Cemagref.
- [4] OUDIN, L. (2004). *Recherche d’un modèle d’évapotranspiration potentielle comme entrée d’un modèle pluie-débit global*. Thèse de doctorat, ENGREF / Cemagref.
- [5] PERRIN, C., MICHEL, C. and ANDRÉASSIAN, V. (2003). Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *J. of Hydrology*, 279: 275–289.
- [6] TAN, B. Q. and O’CONNOR, K. M. (1996). Application of an empirical infiltration equation in the SMAR conceptual model. *J. of Hydrology*, 185: 275–295.

Penman PE Formulation with T calibrated										Oudin PE Formulation with T calibrated									
Catchment	SMARG		SMARNC1		SMARNC2		Best			SMARG		SMARNC1		SMARNC2		Best			
	calib.	verif.	calib.	verif.	calib.	verif.	calib.	verif.		calib.	verif.	calib.	verif.	calib.	verif.	calib.	verif.		
A6271010	78.66	80.69	80.80	81.09	81.90	81.63	81.63	81.63		80.00	80.50	81.57	81.59	82.62	82.07	82.07	82.07		
A6941010	78.02	78.87	81.42	80.11	81.85	81.66	81.66	81.66		76.70	77.93	81.43	80.94	81.9	81.42	81.42	81.42		
H0203020	83.87	83.69	90.57	90.44	87.34	90.41	90.44	90.44		83.99	88.20	90.46	91.77	87.50	90.54	91.77	91.77		
H9402010	45.91	62.58	66.99	80.53	61.30	58.21	80.53	80.53		43.27	60.48	66.43	78.18	55.81	66.67	78.18	78.18		
R1264010	-	-	-	-	-	-	-	-		85.75	89.39	90.40	92.05	90.31	92.01	92.05	92.05		
R1302510	-	-	-	-	-	-	-	-		20.87	41.75	88.25	84.74	84.2	85.54	85.54	85.54		
U2022010	55.25	64.43	59.02	58.85	59.88	71.36	71.36	71.36		52.90	57.93	60.18	68.66	61.75	72.72	72.72	72.72		
U2142010	67.17	67.80	67.11	67.45	67.01	65.67	67.80	67.80		68.89	67.79	68.80	65.16	69.08	69.89	69.89	69.89		
U2222010	73.52	70.30	73.90	71.12	74.06	73.54	73.54	73.54		72.99	64.64	74.66	73.89	75.38	73.69	73.89	73.89		
U2402010	76.81	77.55	76.93	78.27	76.94	79.05	79.05	79.05		76.80	77.89	77.64	80.16	78.39	80.93	80.93	80.93		
V7144010	85.89	68.49	86.73	72.44	84.21	66.69	72.44	72.44		83.69	59.46	85.33	70.52	85.52	72.47	72.47	72.47		
FERGUS	89.68	88.52	97.46	97.18	97.57	97.21	97.21	97.21		88.68	86.54	97.36	96.96	97.40	96.73	96.96	96.96		

Penman PE Formulation with $T = 1$										Oudin PE Formulation with $T = 1$									
Catchment	SMARG		SMARNC1		SMARNC2		Best			SMARG		SMARNC1		SMARNC2		Best			
	calib.	verif.	calib.	verif.	calib.	verif.	calib.	verif.		calib.	verif.	calib.	verif.	calib.	verif.	calib.	verif.		
A6271010	80.48	81.79	80.78	81.03	81.37	80.94	81.79	81.79		81.20	80.12	81.55	81.51	82.22	81.71	81.71	81.71		
A6941010	78.57	78.60	80.89	80.61	80.83	80.66	80.66	80.66		76.93	77.04	81.38	81.11	81.14	80.78	81.11	81.11		
H0203020	80.88	85.50	90.30	89.40	88.66	88.10	89.40	89.40		80.26	87.13	90.48	90.96	88.34	91.39	91.39	91.39		
H9402010	46.10	63.99	67.42	77.12	64.11	67.41	77.12	77.12		44.36	58.22	61.26	80.95	67.33	74.90	80.95	80.95		
R1264010	-	-	-	-	-	-	-	-		86.34	89.76	90.40	91.64	90.19	91.31	91.64	91.64		
R1302510	-	-	-	-	-	-	-	-		37.52	59.91	81.68	79.70	84.31	85.23	85.23	85.23		
U2022010	55.90	64.38	59.31	68.82	59.41	69.57	69.57	69.57		53.41	58.15	60.34	70.19	61.58	62.33	70.19	70.19		
U2142010	66.39	68.24	66.41	68.41	65.95	68.34	68.41	68.41		69.33	65.94	68.95	69.01	69.20	69.33	69.33	69.33		
U2222010	73.90	72.65	73.96	72.73	73.81	65.81	72.73	72.73		72.89	59.73	74.90	71.00	75.47	73.80	73.80	73.80		
U2402010	79.96	77.72	76.90	78.25	77.03	79.33	79.33	79.33		76.74	77.79	77.77	80.38	78.41	80.99	80.99	80.99		
V7144010	84.56	63.26	86.08	70.73	85.92	71.70	71.70	71.70		85.15	68.48	87.05	71.14	87.18	74.52	74.52	74.52		
FERGUS	89.20	87.80	97.34	96.54	96.46	95.08	96.54	96.54		87.83	85.59	97.12	95.82	96.01	93.75	95.82	95.82		

FICHE SIGNALÉTIQUE D'UN TRAVAIL D'ÉLÈVE(S)

AUTEUR(S) LE MOINE Nicolas	Promotion 2003 – 2005
TITRE Determinants of the water balance at the catchment scale: Towards a better estimation of groundwater losses from surface catchments - Application of the SMAR model.	Cote interne ENGREF
RESUME (35 mots) Ce travail de recherche complète mon stage de DEA effectué au Cemagref d'Antony, en utilisant l'expertise du département d'hydrologie de l'Université de Galway acquise sur les bassins versants non conservatifs (notamment karstiques) d'Irlande.	Domaine(s)¹ 1 (voir en bas de la page) Mots clés : Hydrologie, Modélisation pluie – débit
Caractéristiques : nb. vol. : 1 nb. pages : 9 ☒ illus. ☒ biblio.	
Suites à donner - réservé au service documentation	
☒ Diffusion large : parution catalogue et vente autorisée ☐ Consultation : dépôt en centre de documentation, consultation et/ou photocopie * ☐ Contenu confidentiel jusqu'au : ☐ Contenu confidentiel "à vie"	
CADRE DU TRAVAIL :	
Nom du responsable ENGREF : Vazken ANDREASSIAN Organisme pilote ou contractant : National University of Ireland, Galway Nom du responsable : Pr. Kieran O'CONNOR et fonction : Associate Professor in Hydrology	
Type de travail : ☐ Travail de groupe d'élèves (TGE) ☐ Mission en entreprise ☐ Mission en exploitation agricole ☐ Stage long de 2 ^{ème} année ☒ Projet à l'étranger ☐ Autre travail (à préciser) :	Dates de début et de fin : du 12/07/2005 au 12/08/2005 Date et lieu de soutenance : (ville) Date de publication : 24/08/05
Contrat junior entreprise ☐ oui ☒ non	

¹ Domaines possibles : 1- Eau ; 2- Littoral - Milieux aquatiques ou humides - Aquaculture - Pêche ; 3- Environnement - Espaces naturels - Chasse - Pollution - Déchets ; 4- Forêt - Bois - Papier ; 5- Agriculture - Elevage - Agro-Alimentaire - Para-chimie ; 6- Développement local - Aménagement du Territoire - Monde Rural - Economie - PED (Pays en Développement) ; 7- Gestion, Management et Economie d'Entreprise - Finances - Droit - Informatique de gestion

Annexe D

Article MODSIM'05

How to account for groundwater exchanges in rainfall-runoff models?

¹N. Le Moine, ¹V. Andréassian, ¹C. Michel and ¹C. Perrin

¹*CEMAGREF, Hydrosystems and Bioprocesses Research Unit, Antony, France*

Email: vazken.andreassian@cemagref.fr

Keywords: *Rainfall-runoff modelling; lumped models; water balance; groundwater loss*

EXTENDED ABSTRACT

Rainfall-runoff models sometimes have to deal with hydrological systems for which the water balance cannot be closed without taking into account the relation between surface and groundwater. In this study we intend to clarify in which kind of situations surface hydrologists should worry about these relations. We also conduct a preliminary study about how underground exchanges could be integrated into a conceptual (reservoir-type) lumped rainfall-runoff model. We examine the different options which

modellers use to close the water balance, and we study the likelihood of each solution. We show that both from the hydrological likelihood as well as from the modelling efficiency point of view, it is better to use explicitly a groundwater loss representation. Commonly used correcting factors applied to the climatic input data (rainfall and evapotranspiration) must be avoided in rainfall-runoff models, as they may lead to obviously unrealistic parameter values and yield a similarly unrealistic fluxes distribution.

1. INTRODUCTION

For many years, catchment modellers have been considering surface (i.e. topographic) catchments as watertight systems. Over the long term and at the catchment scale, total runoff Q is seen as the difference between rainfall P and actual evapotranspiration AE . This assumption, that we can call the ‘watertight substratum’ hypothesis, led to the development of many models based on interannual water balance closure ($P = Q + AE = Q + \alpha PE$ with $\alpha < 1$).

However, this assumption does not lay on any physical basis. Beven (2001) emphasizes that “[...] we cannot currently close the water balance by measurement. Traditionally, there was no direct way of measuring actual evapotranspiration, so errors in the long term measured water balances tended to be assigned to the evapotranspiration term, despite the fact that we know that rainfall inputs, discharge outputs and changes of storage are not always accurately measured. [...] There is still no way of checking whether the catchment is indeed watertight. The continuity equation is the most fundamental law in hydrology, but as a hypothesis it would appear that we cannot currently verify it at the catchment scale.”

Indeed, some theoretical developments as well as many field studies based on hydrogeological, geochemical or isotopic analysis tend to question the ‘watertight substratum’ hypothesis in many physiographical settings. This evidence for interbasin groundwater flows (IGF) will be discussed in section 2. For surface hydrologists, such ‘pathological cases’ may be of minor importance since it is quite rare to find *obviously* non conservative systems, i.e. catchments for which maximum PE rate cannot even account for the total discharge deficit $P - Q$. In section 3, we discuss the possible ways to account for these groundwater losses in lumped rainfall-runoff models and we explain the purpose of the tests performed in this study. Section 4 introduces the monthly and daily time step models as well as the large set of French catchments used for these tests, and the results are presented in section 5. In section 6 we present an attempt to link the parameter of an explicit ‘groundwater exchange’ function with some physical characteristics of these catchments. Believing that the computation of a ‘realistic’ water balance – i.e. a right distribution between discharge, evaporation and groundwater loss terms – is a way to improve rainfall-runoff models, we discuss the perspectives of our work in section 7.

2. REJECTING THE ‘WATERTIGHT SUBSTRATUM’ HYPOTHESIS?

In many geological settings, hydraulic connections with lower geological horizons, or neighbouring catchments, prevents use of a conceptual watertight boundary isolating a given topographic catchment. The connection can be of two types: continuous or discrete.

Hydraulic connection through continuous porous media can lead to the development of regional groundwater flows and diffuse leakage from surface catchments. Theoretical analysis by Toth (1963, 1995) shows that even in homogeneous continuous permeable medium, appropriate topographic settings will allow regional flow systems to develop and cross-out local topographic boundaries. In the large Paris sedimentary basin in France, many rivers have a low water yield (annual discharge about 100-200 mm for a total rainfall about 800 mm) which is related with the presence of the Chalk aquifer.

But connection can also occur through discrete structures such as fractures in crystalline bedrock, or solution sinkholes and channels in karstified limestone (Goswami and O’Connor, 2005; Latron, 2003). These localized gains or losses will sometimes be materialized by karstic resurgences or artesian springs. Thyne *et al.* (1999) show that igneous and metamorphic rocks cannot be considered as flow barriers where there is extended faulting and fracturation. Tectonic discontinuities could allow ascending or descending drainage by connecting different confined bedrock aquifers (Carrillo-Riveira, 2000; Carrillo-Riveira *et al.*, 1996) as well as karstic aquifers (Hudson and Mott, 1997).

We can sum up these conclusions in few words which will sound trivial to hydrogeologists: in all cases where either continuous or discrete permeable pathways connect the catchment’s saturated domain with lower/higher hydraulic head regions, substantial groundwater loss/gain is likely to occur and affect the surface water balance.

3. HOW CAN WE CLOSE THE WATER BALANCE AT THE CATCHMENT SCALE?

Accepting that any surface catchment cannot be considered *a priori* as a watertight system, catchment modellers may however ask the following question: how important is this issue for us surface hydrologists, and how can we take it into account in our lumped rainfall-runoff models?

At the catchment scale, we hardly have any clue to guess what type of physical fluxes the discharge deficit represents. Is it evapotranspiration only, or does it include a groundwater loss component? How can we even be sure that there is no bias due to the wrong estimation of rainfall, potential evapotranspiration or catchment area?

Many rainfall-runoff models now include functions which are supposed to represent groundwater losses or gains (mainly for the modelling of karstic catchments). Among them we can mention SMAR (Goswami and O'Connor, 2005), IHACRES (Ivkovic *et al.*, 2005) or GR daily and monthly models (Perrin *et al.*, 2003; Mouelhi *et al.*, 2005) which are all using one-parameter functions. Figure 1 gives an illustration of how useful a loss function can be for a non-conservative catchment.

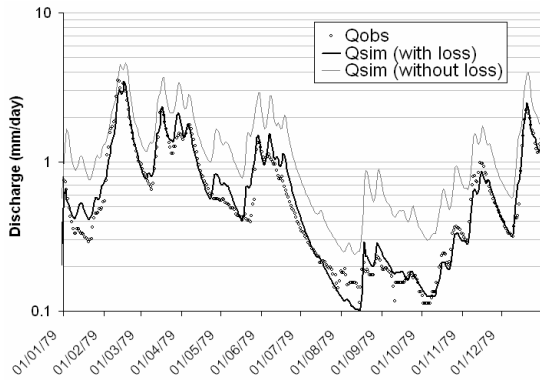


Figure 1: Effect of removal of the loss function on simulated hydrograms (Rivers Laignes, France, year 1979)

But from a hydrological point of view, we would like to be sure that groundwater gain/loss functions yield the right distribution between atmospheric and underground fluxes, and that the additional parameter is not just a “fudge factor”. And from a pragmatic point of view, we can wonder how different the efficiency would be if the additional parameters were dedicated to the scaling or correction of input data, rather than to the representation of extra phenomena. For this reason we tried to replace the existing one-parameter groundwater exchange functions by input data corrections (alternatively rainfall, PE and catchment area using the extra parameter), in two parsimonious rainfall-runoff models developed at Cemagref. These are namely the two-parameter monthly time step GR2M model (Mouelhi *et al.*, 2005) and the four-parameter daily time step GR4J model (Perrin *et al.*, 2003) presented in the next section.

The purpose of our tests is to answer the following two questions:

- Does the explicit representation of groundwater exchanges improve runoff simulation, both in a sense of efficiency (calibration) and robustness (control)?
- How likely are the alternative solutions (mainly the distribution of scaling / correcting parameters)?

4. MODELS AND DATA

In the monthly time step GR2M model (Figure 2), the first parameter X_1 is the capacity of the production reservoir (soil moisture accounting). The second one X_2 is dedicated to the computation of a groundwater exchange F formulated as a linear function of storage in the routing store: $F = X_2 \cdot R$. The development of this model showed that this parameter was much more sensitive than the capacity of this routing reservoir, which was finally set as a constant.

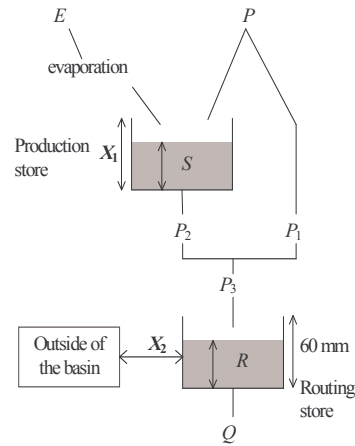


Figure 2: Structure of the GR2M model

In the GR4J daily time step model (Figure 3), the daily water exchange is calculated from the storage ratio in the routing reservoir with the function: $F = X_2 (R/X_3)^{7/2}$. The significance of the parameters is given in Table 1.

Table 1: list of the parameters of the GR4J rainfall-runoff model and their signification

X1	Capacity of the production reservoir (mm)
X2	Water exchange coefficient (mm)
X3	Capacity of the non-linear routing reservoir (mm)
X4	Unit hydrograph time base (day)

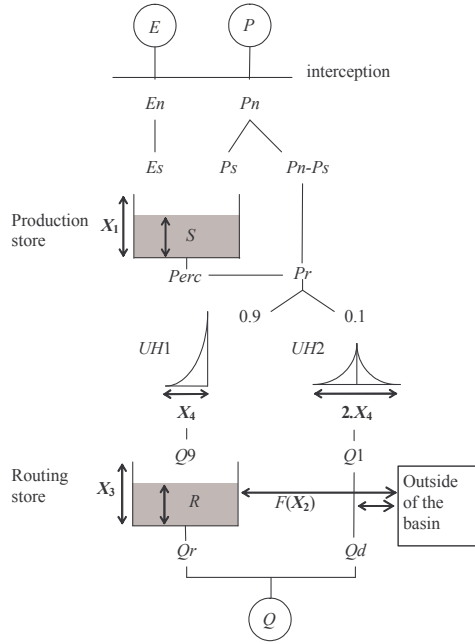


Figure 2: Structure of the GR4J model

The data set used in this study includes 102 French catchments. Information about this set is provided in Table 2 and the location of these catchments is shown on Figure 4.

Table 2: characteristics of the catchment set used in the study

Number of catchments	102
Average catchment area (km ²)	1494
Median catchment area (km ²)	457
Maximum catchment area (km ²)	43700
Minimum catchment area (km ²)	11

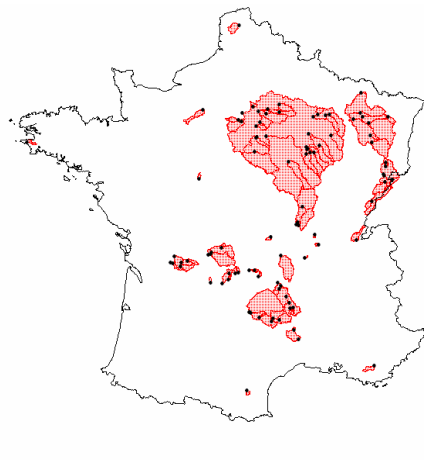


Figure 4: Map of the catchments used in the study

Table 3: Summary of the modifications tested on the models

	PE correction	Rainfall correction	Catchment area correction	Ground-water exchange function
GR4J daily model	$E' = X_2.E$ ($X_2 > 0$)	$P' = X_2.P$ ($X_2 > 0$)	$S' = X_2.S$ ($X_2 > 0$)	No modification ($X_2 > 0$ or < 0)
GR2M monthly model	$E' = X_2.E$ ($X_2 > 0$)	$P' = X_2.P$ ($X_2 > 0$)	$S' = X_2.S$ ($X_2 > 0$)	No modification ($X_2 > 0$ or < 0)

5. RESULTS

5.1. Efficiency of the solutions tested

Figure 5 shows the distribution of Nash criterion values in calibration and verification periods for the solutions tested. The test performed for each catchment is a split sample test in which each half record is used once for calibration and once for verification.

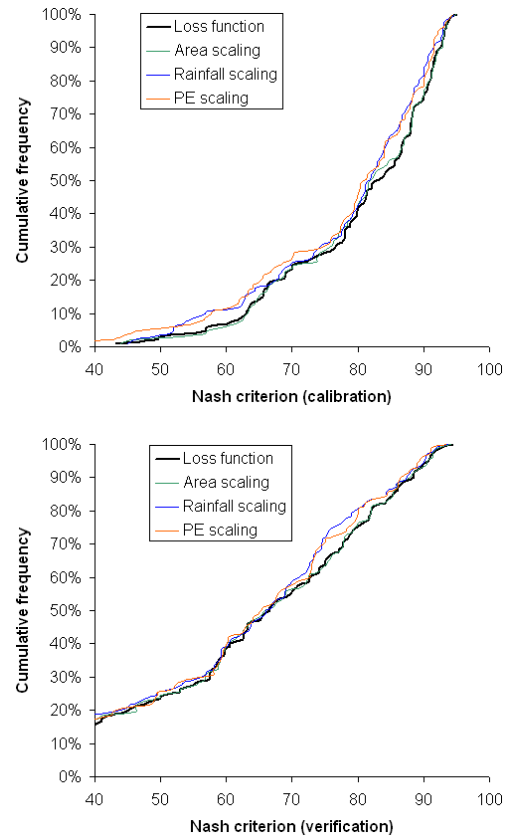


Figure 5: Distribution of Nash criterion for the solution tested: results in calibration periods (left) and verification periods (right). Results obtained with the daily GR4J model.

The use of the groundwater exchange function appears to be both the most efficient and robust solution. Statistics about these distributions are presented in Table 4. However, we must recognize that the differences are not very large and may not be significant. This is why we have to examine now the physical likelihood of each numerical solution.

Table 4: Efficiency statistics of the solutions tested, while replacing the groundwater exchange parameter of GR4J by a scaling parameter

	Calibration		Verification	
	Mean	Median	Mean	Median
Groundwater exchange function	80.1	83.3	63.3	66.6
Area scaling	80.0	82.1	62.9	66.5
Rainfall scaling	78.5	81.9	61.2	66.5
PE scaling	77.9	81.2	60.8	65.4

5.2. Hydrological likelihood of tested solutions

The difference between climatic data scaling (Rainfall and PE) and area scaling is worth being analysed: it seems more sensible to consider that only a part of the catchment contributes to the observed discharge (or an outside extra part if there is a gain), than to consider that the climatic inputs are very badly estimated and need to be scaled. Given the fact that topographic and groundwater drainage basins may not perfectly overlap, scaling the catchment's area is not very far from introducing a groundwater exchange function: the first solution would be the hydrogeological approach (looking for the *actual* drainage system explaining the discharge with current climatic data), whereas the second one keeps the topographic catchment as the main hydrological object.

This point may be confirmed by the analysis of scaling factor distributions shown on Figure 6. Indeed if Rainfall or PE input data is badly estimated due to measurement errors and/or non-representativeness of the climatic stations, the resulting scaling factor distribution should follow a kind of Gaussian distribution centred on 1 (or a bit higher for rainfall since rain gauges tend to underestimate the actual rain). In contrary, mean Rainfall correction is about 0.91 which would mean that rainfall is overestimated in average. PE scaling seems unlikely as well, the necessary increase exceeding 30% of the initial value for 24% of the catchments. Since PE is never integrally 'converted' into discharge deficit, using a PE correction to correct the water balance leads to increase it in a rather excessive way (highest PE

often occurring during lowest water availability periods).

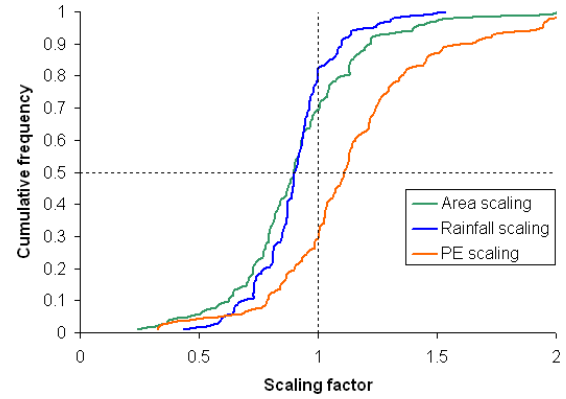


Figure 6: Cumulative frequency (occurrence distribution) of parameter value in the different solutions tested.

Consequently, we may say that considerations about the hydrological likelihood of the different solutions confirm the conclusions based on the efficiency of the respective solutions.

6. PHYSICAL CONTROLS OF GROUNDWATER EXCHANGES

This section presents an attempt to use topographical and geological information to infer the parameter controlling the groundwater exchange function in the monthly (GR2M) and daily (GR4J) models tested here.

Spatial analysis with GIS allows determining which lithology is dominant over each catchment (in terms of area). Table 5 as well as Figures 7 and 8 show that the dominant lithology is able to discriminate between different values of the exchange parameter, at least in the sense of an *a priori* distribution. The curves plotted appear to be easily distinguished and even seem to match the typology of interbasin groundwater flows defined in section 2:

- Lowest values (high losses) are observed for chalk, alluvia or limestone catchments. The first two categories may allow diffuse leakage while the third one is subject to karstification.
- For crystalline bedrock catchments, the exchange parameter distribution is centred on zero, with much less variability than the previous ones. It is more likely a pure random correction which may – this time – account for uncertainties in rainfall estimation, especially since many of these catchments are located in the Massif Central highlands.

Of course this information is not enough to assess directly the value of the parameter, since it is only qualitative. Inside each class of lithology some variability remains. But it can help us constrain the range in which to look for the best parameter during calibration. Moreover, the use of other data on the physical controls of recharge and groundwater flow could lead to an even narrower range.

Table 5: Distribution of exchange parameter for class of lithology

Lithology	Number of catchments	Mean parameter value (GR4J model)	Mean parameter value (GR2M model)
Alluvia	8	-1.04	-0.274
Chalk	4	-4.41	-0.197
Massive limestone	28	-1.18	-0.162
Crystalline bedrock	38	-0.15	-0.058

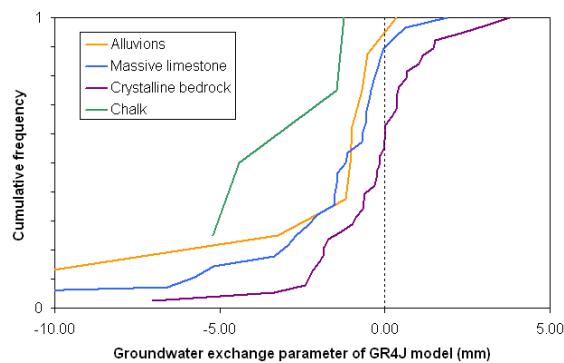


Figure 7: Groundwater exchange parameter distribution for each class of lithology, GR4J daily time step model

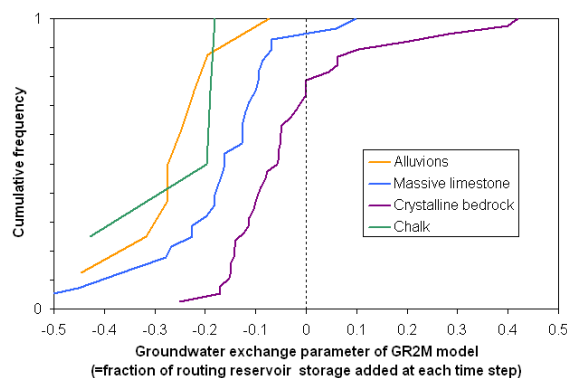


Figure 8: Groundwater exchange parameter distribution for each class of lithology, GR2M monthly time step model

7. CONCLUSION

This study aimed to investigate several options allowing adjusting the water balance in a rainfall-runoff model, to verify that explicitly accounting for groundwater exchange fluxes is necessary for rainfall-runoff models. Further work to improve the formulation of an exchange function using one or two parameters, could be one of the way to reduce uncertainty in water balance estimation and indirectly in the estimation of other parameters. Correlation between exchange fluxes/parameters and physical characteristics of the catchments is still worth being investigated (especially geology, topography and soil occupation which control recharge and thus the amount of water made available for groundwater flow) in order to constraint the calibration process. The development of such a ‘realistic’ function could temporarily necessitate additional data, like groundwater levels, in order to provide information on internal state variables of the model, but the resulting structure should remain efficient over large sets of catchment and parsimonious both for the number of parameters and the amount of data used in calibration.

8. REFERENCES

- Beven, K.J. (2001), On hypothesis testing in hydrology. *Hydrological Processes*, 15: 1655–1657.
- Carillo-Rivera, J.J. (2000), Application of the groundwater-balance equation to indicate interbasin and vertical flow in two semi-arid drainage basins, Mexico. *Hydrogeology Journal*, 8: 503–520.
- Carillo-Rivera, J.J., Cardona, A. and Moss, D. (1996), Importance of the vertical component of groundwater flow: a hydrogeochemical approach in the valley of San Luis Potosi, Mexico. *Journal of Hydrology*, 185: 23–44.
- Goswami, M. and O’Connor, K. M. (2005), Application of a conceptual rainfall-runoff simulation model to three European catchments characterised by non conservative system behaviour. *International Conference on Hydrological Perspectives for Sustainable Development (HYPESD-’05)*, Indian Institute of Technology Roorkee, India.
- Hudson, M.R. and Mott, D.N. (1997), Faulting and coincident interbasin groundwater flow in a karst aquifer, Buffalo National River region, north-western Arkansas. *Geological*

Society of America Abstracts with Programs, 29 (6): 181–182.

Ivkovic, K.M., Croke, B.F.W., Letcher, R. and Evans, W.R. (2005), The Development of a Simple Model to Investigate the Impact of Groundwater Extraction on River Flows in the Namoi Catchment, NSW Australia, "Where Waters Meet" NZHS-IAH-NSSSS Conference, 28 November - 2 December 2005, Auckland, New Zealand (in press).

Latron, J. (2003), Etude du fonctionnement hydrologique d'un bassin versant méditerranéen de montagne (Vallcebre, Pyrénées Catalanes). Ph.D. Thesis, University of Barcelona.

Mouelhi, S., Michel, C., Perrin, C. and Andréassian, V. (2005), Stepwise development of a two-parameter monthly water balance model. *Journal of Hydrology*, (in press).

Perrin, C., Michel, C. and Andréassian, V. (2003), Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology*, 279: 275–289.

Thyne, G.D., Gillepsie, J.M. and Ostlick, J.R. (1999), Evidence for interbasin flow through bedrock in the southeastern Sierra Nevada. *Geological Society of America Bulletin*, 111 (11): 1600–1616.

Toth, J.A. (1963), A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *Journal of Geophysical Research*, 68: 4795–4812.

Toth, J.A. (1995), Hydraulic continuity in large sedimentary basins. *Hydrogeology Journal*, 3 (4): 4–16.

Abstract

For many years, hydrological modellers have been considering topographic watersheds as watertight systems. Over the long term, total runoff was seen as the difference between rainfall and (actual) evapotranspiration.

The study of many « non-conservative » watersheds tended to prove that interbasin groundwater flows occur quite frequently and sometimes have an important impact on the catchment's water budget.

The purpose of this thesis is to examine this issue from the « lumped » point of view, and to start thinking about different methods to take these flows explicitly into account in lumped rainfall-runoff models.

The tests performed over a large sample of watersheds confirm the benefits of embedded « groundwater exchange functions », but also the difficulty of parameters' pre-determination using geological data. Further improvements could probably be made by comparing the models' behaviour at different time steps, since a daily time step model hardly catches the slow dynamics of groundwater flows.