

1 - LA MODELISATION

1.1 - Genèse d'un écoulement

Le débit observé sur un cours d'eau résulte des précipitations qui sont tombées sur ses bassins hydrologique et hydrogéologique. Cependant la relation pluie-débit est loin d'être simple. En effet, sur un bassin versant, selon l'historique des pluies et la période de l'année, une même pluie (même intensité, même durée, même répartition) n'aura pas les mêmes conséquences sur l'écoulement.

La totalité de la pluie qui tombe sur un bassin (**pluie brute P_b**) ne participe pas directement à l'écoulement. Une partie de cette pluie (que nous noterons **P_s**) s'évapore ou est interceptée par la végétation dans le sol (elle alimente le **réservoir sol** dont la capacité est **RU_{max}**). L'autre partie de la pluie (que nous appellerons **pluie utile** et noterons **P_u**) va s'infiltrer (**P_i**) ou ruisseler (**P_r**).

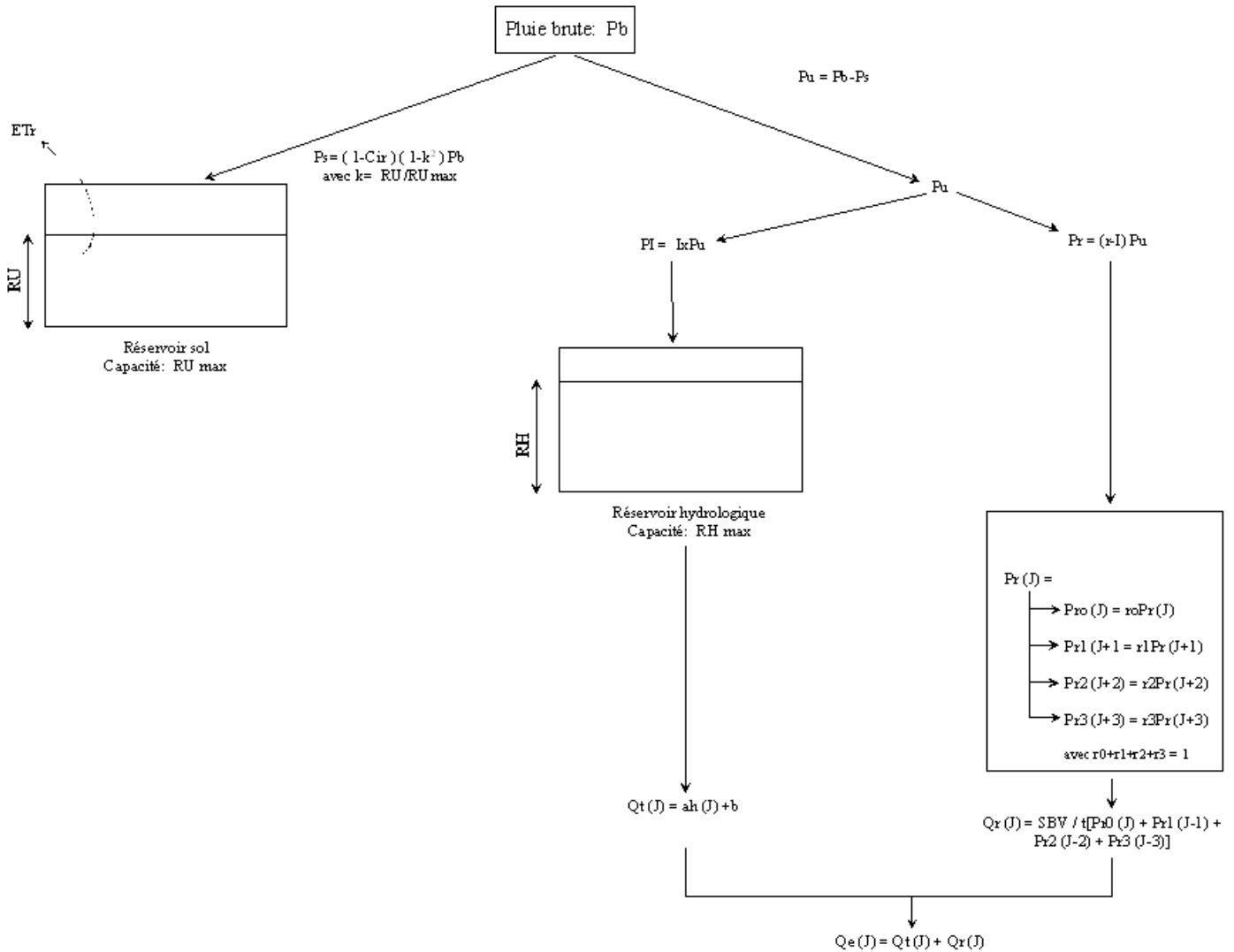
L'eau qui s'infiltré vient recharger la réserve souterraine, qui sera dénommée « **réservoir hydrologique** » (noté **RH**) au sens large sans s'attacher à la nature hydrogéologique de ce réservoir qui est en relation avec les écoulements superficiels.

Le problème est que l'importance de ces processus varie dans le temps selon l'intensité et la quantité des précipitations. L'**évapotranspiration** est moins importante en hiver. Le couvert végétal est réduit, les réservoirs « *sol* » et « *hydrologique* » sont généralement rechargés à leur capacité maximale (respectivement **RU_{max}** et **RH_{max}**) par les pluies d'hiver et et par conséquent, l'eau qui tombe arrive plus facilement à l'exutoire. L'état du sol et les effets de surface interviennent aussi dans la nature des écoulements. Il peut, en effet, se former des croûtes de battance qui favorisent le **ruissellement** au détriment de l'**infiltration**.

On voit donc bien que la genèse de l'écoulement est un phénomène très complexe. On ne cherchera pas à la modéliser finement mais à développer un modèle permettant d'expliquer des variations de débit différentes, pour des précipitations brutes identiques, que de simples corrélations ne parviennent à expliquer.

1.2 - Présentation du modèle

La formalisation du modèle est schématisée ci-après. La logique développée dans ce modèle est explicitée dans les paragraphes qui suivent.



La pluie brute :

La pluie brute P_b se répartit entre le sol (P_s) où elle alimente l'évapotranspiration et les écoulements (P_u). Cette répartition se fait par le biais d'un double coefficient :

- C_{ir} : proportion de la pluie brute alimentant directement les écoulements, même si le réservoir sol est vide (paramètre de calage),
- k : coefficient qui traduit le taux de remplissage du réservoir sol (de capacité RU_{\max}) : plus le sol est saturé, plus la part de la pluie participant aux écoulements est grande. On évalue k de la manière suivante :

$$k = \frac{RU}{RU_{\max}}$$

On évalue alors la répartition de la pluie brute de la manière suivante :

$$P_b = P_u + P_s$$

$$\text{Avec } P_s = (1 - C_{ir}) * (1 - k^2) * P_b$$

Par conséquent, plus le sol est saturé (k s'approche de 1), plus P_s est faible : la plus grande partie de la pluie ruisselle. En fait, dès que le réservoir sol n'est plus vide (RU positif), sa capacité à infiltrer la pluie brute diminue rapidement.

Le réservoir sol :

Le réservoir sol a une capacité RU_{\max} (paramètre de calage). La réserve utile se remplit à la faveur de son alimentation par la fraction P_s de la pluie et se vidange par évapotranspiration : à l'instant $t+\Delta t$, elle se déduit de celle à l'instant t par la forme :

$$RU(t + \Delta t) = RU(t) + P_s(t, t + \Delta t) - ETP_{locale}(t, t + \Delta t)$$

avec :

- ETP_{locale} : fraction de l'évapotranspiration potentielle (déterminée sur des paramètres climatiques) qui s'évapore réellement. Plus le couvert végétal est développé, plus ETP_{locale} est proche de l'évapotranspiration potentielle,
- $RU(t + \Delta t) \leq RU_{\max}$ sinon le sol est saturé. Quand RU s'approche de RU_{\max} , il y a réduction de P_s (et augmentation de la part de pluie ruisselée),
- $RU(t + \Delta t) \geq 0$. Quand RU s'approche de 0, il y a réduction de ETP_{locale} .

Le réservoir hydrologique :

Le réservoir hydrologique a une capacité RH_{\max} (paramètre de calage). La réserve hydrologique se vidange régulièrement en alimentant les écoulements superficiels et se remplit à la faveur de la part de la pluie utile qui s'infiltré (P_i). La réserve RH à l'instant $t+\Delta t$ se déduit de celle à l'instant t par la formule :

$$RH(t + \Delta t) = RH(t) - \frac{Q_t(t) \cdot \Delta t}{SBV} + i \cdot P_u(t, t + \Delta t)$$

avec :

- i : fraction de la pluie utile qui s'infiltré ($P_i = i \cdot P_u(t, t + \Delta t)$) ; on considère que i peut être différent selon que la pluie est forte ou faible (donc selon l'importance du débit ruisselé) : nous aurons donc potentiellement deux valeurs i_1 et i_2 pour affiner le modèle,
- SBV représente la taille du bassin versant concerné,
- Q_t représente le débit de tarissement, issu de la vidange de ce réservoir. Si $h(t)$ est la hauteur d'eau à l'instant t dans le réservoir, $Q_t(t)$ se déduit de $h(t)$ par la relation linéaire $Q_t(t) = a \cdot h(t) + b$.

En toute rigueur, la vidange de la réserve hydrologique est donnée par l'intégrale $\int_t^{t+\Delta t} Q_t(t.)dt$. Dans le cas d'un modèle de tarissement exponentiel, c'est à dire $Q_t(t) = Q_0 \cdot e^{-\alpha t}$, la vidange pendant Δt est égale à $\frac{Q_t}{\alpha}(1 - e^{-\alpha \cdot \Delta t})$.

Pour des valeurs de $\alpha \cdot \Delta t$ voisines de zéro, ce terme est très peu différent de $Q_t(t) \cdot \Delta t$: c'est cette modélisation **discrète** que nous avons adoptée. Le terme α , coefficient de tarissement (dont l'obtention est explicitée plus loin) est un paramètre de calage.

On doit bien sûr avoir :

- $RH(t + \Delta t) \leq RH_{\max}$, sinon le réservoir hydrologique est saturé, et il y a alors réduction de la fraction infiltrée P_i de la pluie utile P_u au profit de la fraction ruisselée P_r ,
- $RH(t + \Delta t) \geq 0$, sinon il y a réduction de $Q_t(t)$, c'est-à-dire du débit de tarissement.

La lame d'eau ruisselée :

Nous avons explicité P_s et P_i sachant que la pluie brute P_b se décompose comme suit :

$$P_b(t) = P_s(t) + P_i(t) + P_r(t)$$

Le reste de la lame d'eau $P_r(t)$ va contribuer aux ruissellements directs mais sur plusieurs jours en se répartissant en P_{r0} , P_{r1} , P_{r2} et P_{r3} aux instants t , $t+\Delta t$, $t+2\Delta t$, $t+3\Delta t$, avec :

- pluie ruisselée du jour t : $P_{r0}(t) = r_0 P_r(t)$,
- pluie ruisselée du jour $t+1$: $P_{r1}(t+\Delta t) = r_1 P_r(t)$,
- pluie ruisselée du jour $t+2$: $P_{r2}(t+2\Delta t) = r_2 P_r(t)$,
- pluie ruisselée du jour $t+3$: $P_{r3}(t+3\Delta t) = r_3 P_r(t)$.

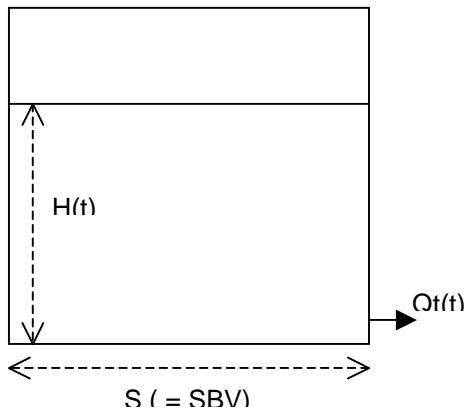
Où $r_0 + r_1 + r_2 + r_3 = 1$ (r_0 , r_1 , r_2 et r_3 sont des paramètres de calage).

Le débit ruisselé $Q_r(t)$ est donc donné par la formule :

$$Q_r(t) = \frac{SBV}{\Delta t} [P_{r0}(t) + P_{r1}(t - \Delta t) + P_{r2}(t - 2\Delta t) + P_{r3}(t - 3\Delta t)]$$

1.3 - Liaison entre réserve hydrologique et coefficient de tarissement

1.3.1 - Equivalence des relations $Q_t(t) = a h(t) + b$ et $Q_t(t) = Q_0 e^{-\alpha t}$



Dans un modèle à réservoir, dont la hauteur est notée h , la conservation des volumes en phase de tarissement, donne la relation suivante :

$$S dh + Q_t dt = 0 \quad (1)$$

avec :

- S la surface du bassin versant (ou du réservoir),
- Q_t le débit de tarissement.

Pour un modèle de tarissement exponentiel :

$$Q_t(t) = Q_0 e^{-\alpha t} \quad (2)$$

alors :

$$dh = - \frac{Q_0}{S} e^{-\alpha t} dt$$

$$\text{d'où } h(t) = \frac{Q_0}{S\alpha} e^{-\alpha t} + h_0 \quad (3)$$

ce qui s'écrit :

$$h(t) = \frac{Q_t(t)}{S\alpha} + h_0 \quad \text{d'après (2) et (3)}$$

$$\text{ou } Q_t(t) = S\alpha (h(t) - h_0) \quad (4)$$

Généralement, dans un modèle à réservoir, on pose :

$Q_t(t) = ah(t) + b \quad (5)$
$a = S\alpha$
$b = -S\alpha h_0$

Réciproquement, si on a une relation linéaire entre Q_t et h ($Q_t = ah + b$), on montre de la même façon que $Q_t(t)$ est de la forme $Q_t(t) = Q_0 e^{-\alpha t}$. Les relations $Q_t(t) = a h(t) + b$ et $Q_t(t) = Q_0 e^{-\alpha t}$ sont donc équivalentes.

En d'autres termes, la forme exponentielle de la loi de tarissement du réservoir revient à dire que le réservoir se vidange linéairement en fonction de sa hauteur.

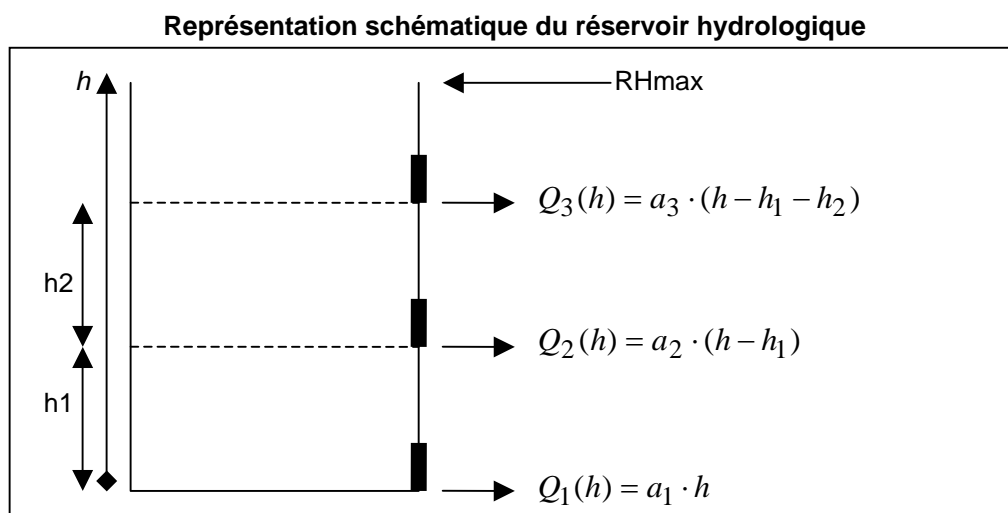
Pour la suite (paragraphe 1.3.2), on simplifiera l'écriture en posant $Q = Q_t$.

1.3.2 – Les différents coefficients de tarissement α_1 , α_2 et α_3

Le régime hydrologique d'un cours d'eau c'est-à-dire la répartition annuelle de ses débits, dépend de son mode d'alimentation. Comme expliqué ci-avant, en l'absence de précipitations, l'écoulement d'un cours d'eau a été assimilé à la vidange d'un réservoir à travers une paroi poreuse, de façon régulière (linéaire en fonction de sa hauteur). Dans ces conditions, il est généralement admis que la décroissance du débit suit une loi de tarissement de type exponentielle ; cette loi correspond aux caractères hydrogéologiques du bassin versant.

Si on analyse le comportement du seul réservoir hydrologique, sans faire cas des ruissellements superficiels, on peut simplement dire que, du fait de son alimentation multiple et variable au cours du temps, la vidange réelle n'est pas tout à fait linéaire comme on l'a d'abord modélisée. C'est pourquoi, nous avons introduit trois phases de tarissement dans le modèle, définies par des plages de débit, paramétrables. La vitesse de vidange est rapide en fin d'hiver (coefficient de tarissement α_3) et diminue progressivement jusqu'à l'étiage (coefficient de tarissement α_1) ; la phase intermédiaire est représentée par le coefficient α_2 .

Pour mieux concevoir la signification de ces trois paramètres, on peut représenter le réservoir hydrologique de la façon suivante, avec 3 hauteurs de vidange possibles :



Lorsque le réservoir hydrologique est proche du remplissage ($h > h_1 + h_2$), les trois sorties contribuent à la vidange du réservoir et les débits vers le cours d'eau sont plus importants (le tarissement est rapide) :

$$Q_t(h) = Q_1(h_1) + Q_2(h_2) + Q_3(h) = a_1 \cdot h_1 + a_2 \cdot (h_2 - h_1) + a_3 \cdot (h - h_1 - h_2)$$

Au contraire, lorsque le réservoir hydrologique est presque vide ($h < h_1$), seule la sortie « du bas » contribue à la vidange du réservoir et les débits vers le cours d'eau sont plus faibles (le tarissement est lent) :

$$Q_t = Q_1(h) = a_1 \cdot h$$

On peut donc aisément déduire les coefficients de tarissement :

$$\alpha_1 = \frac{a_1}{SBV} ; \alpha_2 = \frac{a_2}{SBV} ; \alpha_3 = \frac{a_3}{SBV}$$

1.4 – Le débit reconstitué par le modèle pluie-débit

Le débit estimé par la modélisation retenue $Q_e(t)$ est donc égal à la superposition du débit de vidange du réservoir hydrologique, au ruissellement direct d'une fraction de la pluie brute et, pour certains bassins alimentés par des écoulements pérennes, d'un « débit de base » Q_0 .

$$Q_e(t) = Q_i(t) + Q_r(t) + Q_0$$

1.5 – Synthèse des paramètres intervenant dans la modélisation

Au final, les paramètres du modèle sont regroupés dans le tableau suivant :

Inventaire des paramètres du modèle Pluie-débit proposé

Variable	Notation utilisée	Unité
Surface du bassin versant	SBV	km ²
Coefficient de l'ETP locale	C	%
Réserve hydrologique	RH _{max}	Mm
Réserve utile	RU _{max}	Mm
Portion de la pluie brute alimentant les écoulements	C _{ir}	%
Pourcentage ruisselé à j	r ₀	%
Pourcentage ruisselé à j+1	r ₁	%
Pourcentage ruisselé à j+2	r ₂	%
Pourcentage ruisselé à j+3	r ₃	%
Pourcentage infiltré pour Qt<Ql(1,2)	i1	%
Pourcentage infiltré Qt>Ql(1,2)	i2	%
Limite entre i1 et i2	Ql(1,2)	m ³ /s
Coefficient de tarissement pour Qt<Q1	α1	1/jour
Coefficient de tarissement pour Q1<Qt<Q2	α2	1/jour
Coefficient de tarissement pour Qt>Q2	α3	1/jour
Limite de tarissement entre α1 et α2	Q _t (1,2)	m ³ /s
Limite de tarissement entre α2 et α3	Q _t (2,3)	m ³ /s
Débit de base	Q ₀	m ³ /s

Le débit de base Q_0 permet de rendre compte de l'existence d'un débit d'alimentation pérenne, ce qui est le cas pour certains sous-bassins de la Midouze, qui bénéficient d'une alimentation par les nappes d'accompagnement. Cette notion diffère un peu de la notion hydrologique de débit de base qui contient une composante de tarissement ; le débit de base du modèle est un débit constant auquel s'ajoute la composante tarissement ($Q_i(t)$) qui varie en fonction de l'état de la réserve hydrologique et en particulier de son état initial en début d'année (lui-même calé en fonction des débits mesurés en début d'année).

Il faut noter que pour obtenir un modèle qui permette de reconstituer de façon relativement fine les écoulements dans les jours qui suivent une pluie, plusieurs combinaisons de valeurs des paramètres sont possibles (capacités des réserves, coefficients de ruissellement ou d'infiltration...). Par conséquent, les paramètres qui seront finalement retenus à l'issue de la phase de calage ne traduisent pas directement des caractéristiques physiques du bassin.

2 - LE CALAGE DES PARAMETRES : METHODOLOGIE

2.1 - Les paramètres de calage

On suppose, par convention, que le réservoir sol et la réserve hydrologique ont même superficie que le bassin versant considéré, ce qui permet d'adopter comme paramètres du modèle les hauteurs de ces 2 réservoirs : si manifestement les réservoirs (notamment la réserve hydrologique) ne s'étendaient pas sur toute la superficie du BV, cette hauteur devrait être considérée comme une hauteur équivalente, n'ayant donc pas une réelle signification physique.

a) La hauteur maximale de la réserve hydrologique : RHmax

Ce paramètre n'intervient que lors des épisodes pluvieux très importants. C'est le niveau à partir duquel tout supplément de pluie ruisselle. Il ne peut être calé que si l'on dispose dans la série de calage de tels épisodes : pour les épisodes « courants », les résultats sont indépendants de la valeur attribuée à ce paramètre.

b) La hauteur maximale de la réserve utile : RUmox

C'est la valeur classique définie par les pédologues. Le calage doit s'effectuer autour d'une valeur plausible. Il est lié au calage du coefficient C donnant l'ETP locale en fonction de l'ETP à la station retenue. Les 2 coefficients doivent être calés de façon à reconstituer les lames écoulées.

c) Le coefficient d'infiltration ou de ruissellement systématique : Cir

Il permet de calculer la fraction de la pluie brute qui n'est jamais aiguillée vers le réservoir sol. Les modèles développés par le CEMAGREF ne disposent pas de ce paramètre de calage (pour le CEMAGREF Cir = 0). Ce paramètre a dû être introduit pour avoir une bonne modélisation des BV présentant une partie en haute-montagne. Son calage est très lié à celui des coefficients d'infiltration i_j .

d) L'hydrogramme de ruissellement : les paramètres r_0 , r_1 , r_2 et r_3

Ils décrivent la répartition dans le temps du ruissellement correspondant à la pluie du jour j. La somme des coefficients doit bien sûr être égale à 1.

e) Les coefficients d'infiltration i_1 et i_2 et le débit limite QI(1,2)

Ils permettent de répartir la pluie utile en pluie infiltrée et pluie ruisselée :

- Infiltration = $i * P_u$,
- Ruissellement = $(1-i) * P_u$.

Nous avons introduit la possibilité de distinguer 2 régimes d'infiltration en fonction du débit de tarissement (c'est-à-dire de la hauteur de la réserve hydrologique).

Dans les modèles GR du CEMAGREF, la valeur de i est figée à 0,9. Contrairement au modèle GR, nous n'avons pas introduit d'hydrogramme d'infiltration ($i_0 = 1$, $i_j = 0$ pour $j > 0$).

f) Les coefficients de tarissement α_1 , α_2 et α_3 et les valeurs limites correspondantes $Qt(1,2)$ et $Qt(2,3)$

Ces paramètres permettent d'adapter la forme du tarissement reconstitué au tarissement mesuré.

2.4 - Méthode de calage

On commence par caler les conditions initiales (niveaux des réservoirs sol et hydrologique). Ainsi, chaque début d'année, le modèle est initialisé avec une hauteur de la réserve sol (RUinit) et une hauteur du réservoir hydrologique (RHinit).

Il convient, après avoir évalué les coefficients α_i de tarissement par l'étude des épisodes de tarissement mesurés, dans l'ordre de caler :

- C et RUmax de façon à avoir une bonne estimation des lames écoulées,
- Cir, i_j (avec $i_2 = i_1$) de façon à avoir une bonne allure générale de la reconstitution.

On finit ensuite le travail en ajustant :

- les coefficients r_i sur les épisodes pluvieux,
- les coefficients α_i sur les épisodes secs.

On différencie éventuellement i_1 et i_2 .

Notons enfin que, la pluie étant un paramètre à forte variabilité spatiale, surtout en été (orages), il est probable que, certains jours, la hauteur de pluie choisie comme donnée d'entrée au modèle (combinaison linéaire des hauteurs de pluie enregistrées en plusieurs stations) se révèle ne pas être représentative de la pluviométrie sur le bassin considéré. C'est pourquoi, au moment du calage du modèle pluie-débit, on se réserve la possibilité de modifier quelques pluies journalières **si (et seulement si !)** le modèle rend bien compte de la réalité par ailleurs.

3 – CAS DU BASSIN DE LA MIDOUZE

3.1 – Paramètres des modèles

Les paramètres des modèles pluie-débit mis au point pour notre étude sont récapitulés dans le tableau joint.

Tableau des paramètres des modèles pour les stations principales

Paramètres			Stations principales				
			LAUJUZAN	CAZAUBON	Bvi MONT-DE-MARSAN (bassin versant intermédiaire (Laujuzan+Monlezun) - Mont-de-Marsan)	Bvi ROQUEFORT (bassin versant intermédiaire Cazaubon - Roquefort)	Bvi CAMPAGNE (bassin versant intermédiaire (Roquefort+Mtma)- Campagne)
Caractéristiques des réservoirs du BV							
SBV	Surface du BV	km2	256	217	433	233	1250
RHmax	Réserve hydrologique	mm	150	150	150	150	150
RUmax	Réserve utile	mm	250	250	250	300	300
Qbase	Débit de base	m3/s	0.00	0.00	1.20	0.00	5.00
Lois de ruissellement							
Cir	Ruist ou infil. systémati	%	5%	7%	10%	10%	3%
r0	% ruisselé j	%	15%	15%	15%	15%	15%
r1	% ruisselé j+1	%	70%	70%	70%	70%	70%
r2	% ruisselé j+2	%	15%	15%	15%	15%	15%
r3	% ruisselé j+3	%	0%	0%	0%	0%	0%
Lois d'infiltration							
i1	% infiltré j	%	90%	90%	90%	90%	90%
i2	% infiltré j	%	90%	90%	90%	90%	90%
Qnat(1,2)	limite entre i1 et i2	m3/s	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0
Lois de tarissement sous format $Q_t=Q_0 \cdot e^{-\alpha t}$							
α_1	pour $Q_t < Q_1$	1/jour	0.080	0.050	0.010	0.045	0.030
α_2	pour $Q_1 < Q_t < Q_2$	1/jour	0.120	0.120	0.045	0.250	0.070
α_3	pour $Q_t > Q_2$	1/jour	0.500	0.600	0.150	0.600	0.200
QtLimit(1,2)	limite entre α_1 et α_2	m3/s	0.5	0.65	2.0	1.1	8.0
QtLimit(2,3)	limite entre α_2 et α_3	m3/s	1.3	1.1	3.1	3.1	21.0
Lois de tarissement converties sous format $Q=a \cdot RH+b$, pour information							
ht(1,2)	limite entre a1 et a2	m	0.002	0.005	0.040	0.009	0.018
ht(2,3)	limite entre a2 et a3	m	0.004	0.007	0.045	0.012	0.031
a1	de la loi $Q_t=a1H+b1$	m2/s	237.0	125.6	50.1	121.4	434.0
b1	de la loi $Q_t=a1H+b1$	m3/s	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
a2	de la loi $Q_t=a2H+b2$	m2/s	355.6	301.4	225.5	674.2	1012.7
b2	de la loi $Q_t=a2H+b2$	m3/s	-0.3	-0.9	-7.0	-5.0	-10.7
a3	de la loi $Q_t=a3H+b3$	m2/s	1481.5	1506.9	751.7	1618.1	2893.5
b3	de la loi $Q_t=a3H+b3$	m3/s	-5.2	-9.0	-30.6	-16.4	-69.5
Postes pluviométriques considérés (avec coeff)			Salles d'Ac (0.4), Mauusson (0.3), Lupiac (0.3)	Salles d'Ac (0.25), Cazaubon (0.25), Lupiac (0.5)	Salles d'Ac (0.5), Mont- de-Marsan (0.5)	Cazaubon (0.7), Belis (0.3)	Mont-de-Marsan (0.5), Belis (0.5)
Poste ETP considérés (avec coeff)			Mont-de-Marsan (0.6), Ossun (0.4)	Mont-de-Marsan (0.6), Ossun (0.4)	Mont-de-Marsan (0.9), Ossun (0.1)	Mont-de-Marsan (0.8), Ossun (0.2)	Mont-de-Marsan (1)

Tableau des paramètres des autres modèles

			Stations secondaires						
Paramètres			ARUE	BOUGUE	CACHEN	CERE	ST MARTIN D'ONEY	ST YAGUEN	RETJONS
Caractéristiques des réservoirs du BV									
SBV	Surface du BV	km ²	378	64	86	210	130	338	131
RHmax	Réserve hydrologique	mm	150	150	150	150	150	150	150
RUmax	Réserve utile	mm	300	250	300	250	300	300	300
Qbase	Débit de base	m ³ /s	1.10	0.26	0.22	0.84	0.40	1.04	0.40
Lois de ruissellement									
Cir	Ruist ou infil. systématique	%	3%	10%	3%	3%	3%	3%	3%
r0	% ruisselé j	%	15%	15%	15%	15%	15%	15%	15%
r1	% ruisselé j+1	%	70%	70%	70%	70%	70%	70%	70%
r2	% ruisselé j+2	%	15%	15%	15%	15%	15%	15%	15%
r3	% ruisselé j+3	%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
Lois d'infiltration									
i1	% infiltré j	%	90%	90%	90%	90%	90%	90%	90%
i2	% infiltré j	%	90%	90%	90%	90%	90%	90%	90%
Qnat(1,2)	limite entre i1 et i2	m ³ /s	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0
Lois de tarissement sous format $Qt=Q_0 \cdot e^{-\alpha t}$									
α_1	pour $Qt < Q_1$	1/jour	0.030	0.010	0.030	0.030	0.030	0.030	0.030
α_2	pour $Q_1 < Qt < Q_2$	1/jour	0.070	0.045	0.070	0.070	0.070	0.070	0.070
α_3	pour $Qt > Q_2$	1/jour	0.200	0.150	0.200	0.200	0.200	0.200	0.200
QtLimit(1,2)	limite entre α_1 et α_2	m ³ /s	2.4192	0.44	0.6	1.3	0.8	2.2	0.8
QtLimit(2,3)	limite entre α_2 et α_3	m ³ /s	6.3504	0.682	1.4	3.5	2.2	5.7	2.2
Lois de tarissement converties sous format $Q=a \cdot RH+b$, pour information									
ht(1,2)	limite entre a1 et a2	m	0.018	0.059	0.018	0.018	0.018	0.018	0.018
ht(2,3)	limite entre a2 et a3	m	0.031	0.067	0.031	0.031	0.031	0.031	0.031
a1	de la loi $Qt=a1H+b1$	m ² /s	131.3	7.4	29.9	72.9	45.1	117.4	45.5
b1	de la loi $Qt=a1H+b1$	m ³ /s	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
a2	de la loi $Qt=a2H+b2$	m ² /s	306.3	33.3	69.7	170.1	105.3	273.8	106.1
b2	de la loi $Qt=a2H+b2$	m ³ /s	-3.2	-1.5	-0.7	-1.8	-1.1	-2.9	-1.1
a3	de la loi $Qt=a3H+b3$	m ² /s	875.0	111.1	199.1	486.1	300.9	782.4	303.2
b3	de la loi $Qt=a3H+b3$	m ³ /s	-21.0	-6.7	-4.8	-11.7	-7.2	-18.8	-7.3
Postes pluviométriques considérés (avec coeff)			Mont-de-Marsan (0.5), Belis (0.5)	Salles d'Ac (0.5), Mont-de-Marsan (0.5)	Mont-de-Marsan (0.5), Belis (0.5)	Mont-de-Marsan (0.5), Belis (0.5)	Mont-de-Marsan (0.5), Belis (0.5)	Mont-de-Marsan (0.5), Begaar (0.5)	Mont-de-Marsan (0.5), Begaar (0.5)
Poste ETP considérés (avec coeff)			Mont-de-Marsan (1)	Mont-de-Marsan (0.9), Ossun (0.1)	Mont-de-Marsan (1)	Mont-de-Marsan (1)	Mont-de-Marsan (1)	Mont-de-Marsan (1)	Mont-de-Marsan (1)

Tous les autres QNJ nécessaires au fonctionnement du modèle ont été ensuite calculés à partir des chroniques ainsi obtenues, avec comme principe prioritaire la cohérence amont-aval des débits naturels. Ainsi par exemple on estime les débits naturels à St Justin par intrapolation sur le bassin intermédiaire entre Cazaubon et Roquefort.

3.3 - Résultats

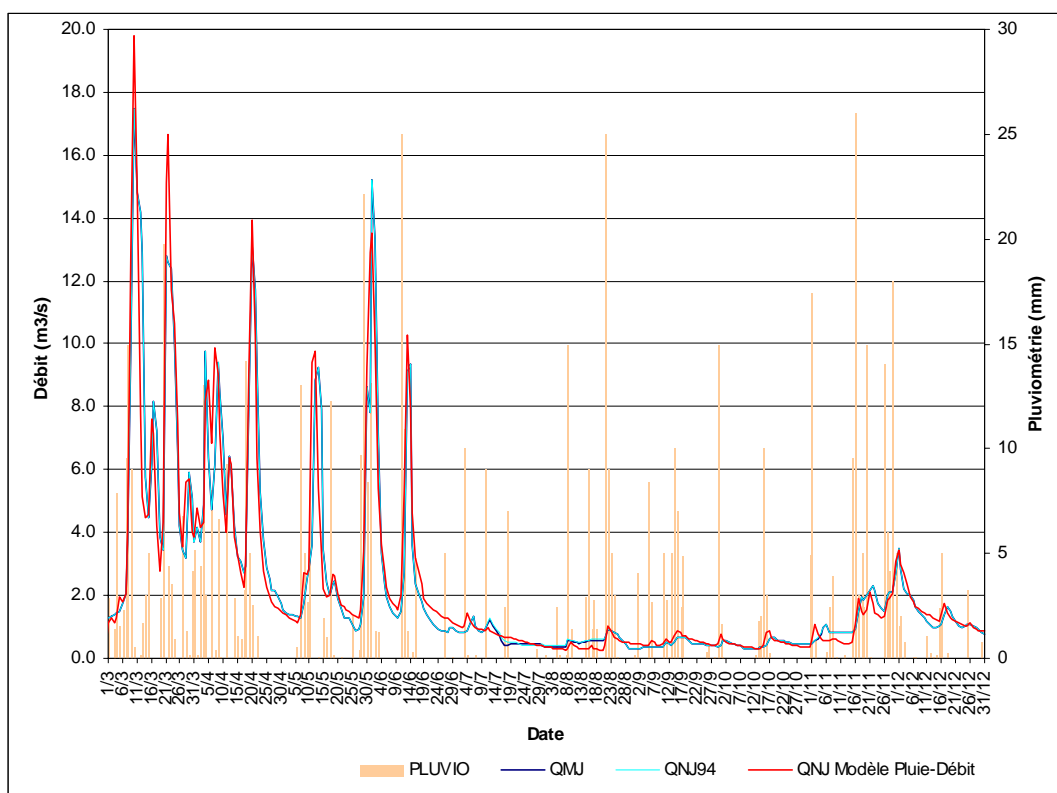
Les résultats sont illustrés par quelques graphiques pour les stations principales. Les QNJ reconstitués y sont comparés à d'autres débits naturels lorsque ceux-ci sont disponibles (débits naturels issus du schéma de gestion des étiages de 1994) et/ou aux débits mesurés.

Sur ces graphiques, sont ainsi représentés :

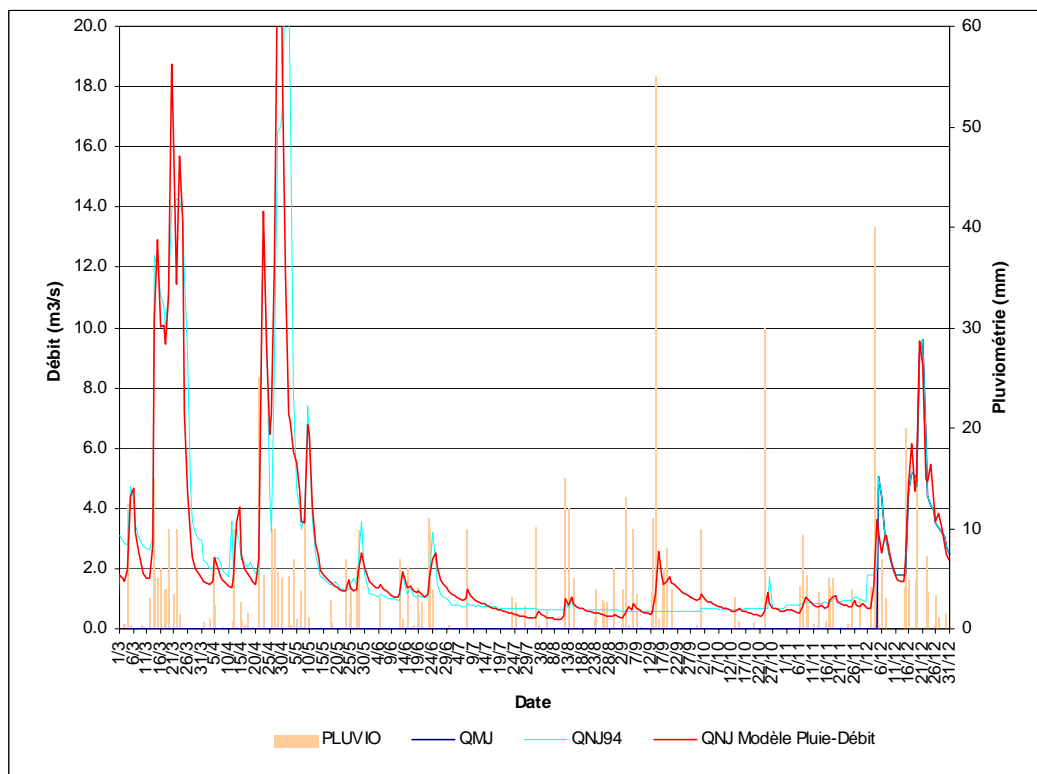
- la pluie utilisée pour le modèle pluie-débit (« PLUVIO »)
- les débits naturels reconstitués par le modèle pluie-débit (« QNJ Modèle Pluie-Débit »)
- les débits disponibles permettant de vérifier la cohérence des débits naturels obtenus. Il s'agit de débits naturels « LAGON » du Schéma de 94 (« QNJ94 ») et des débits mesurés (« QMJ »).

Les résultats sont également présentés sous forme de tableaux de synthèse pour les stations principales, joints dans l'annexe suivante.

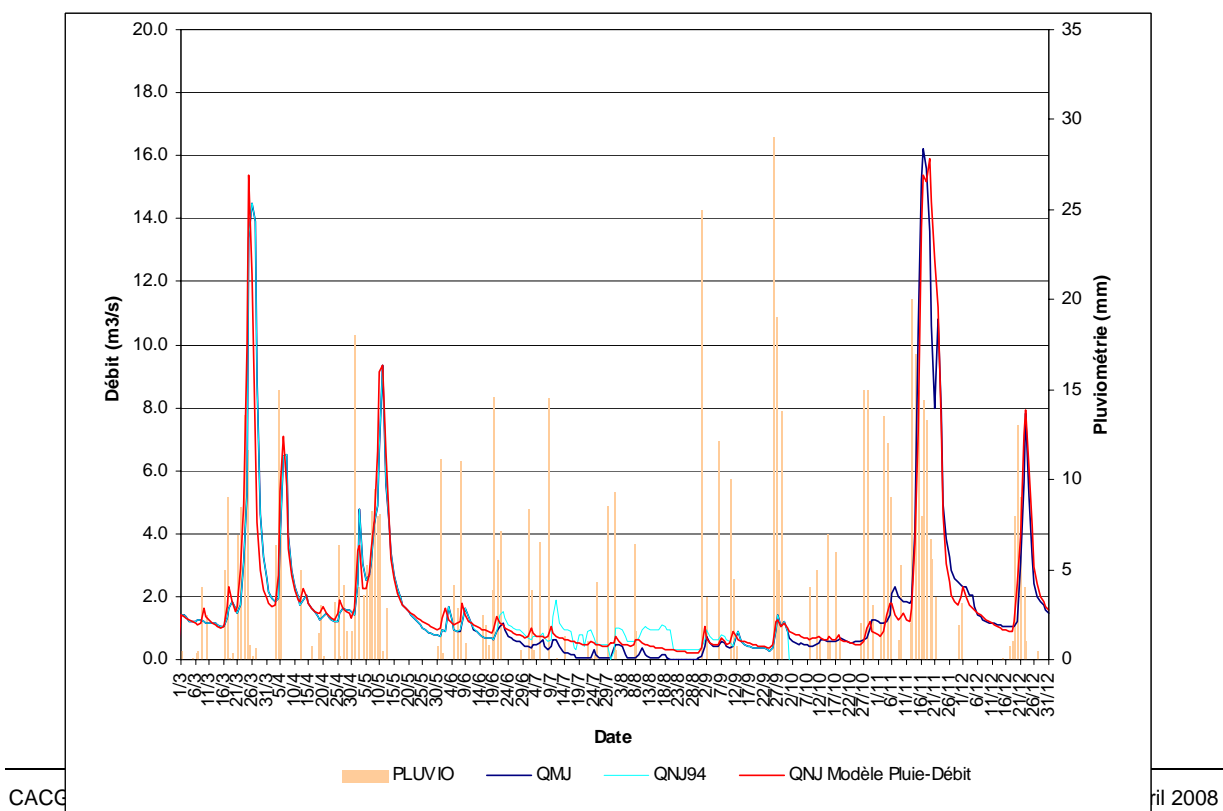
Exemple1 : année 1975 à Roquefort, illustre la période ancienne où les débits naturels sont quasiment confondus avec les débits mesurés.



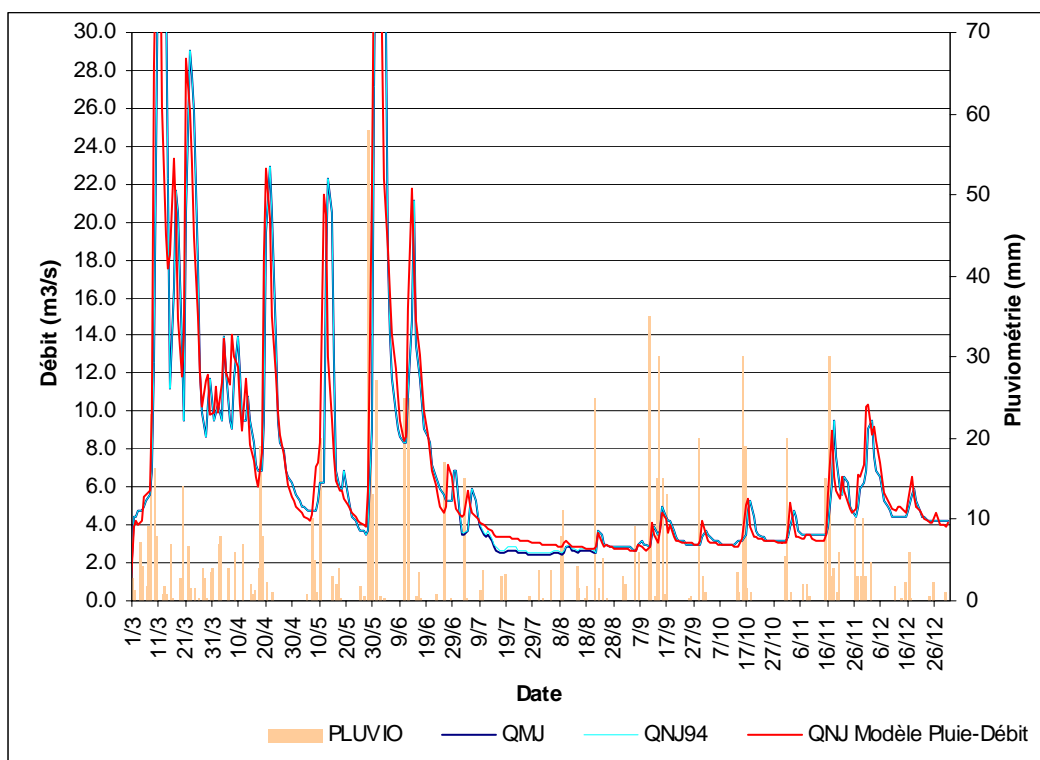
Exemple2 : année 1969 à Roquefort : le modèle pluie-débit permet dans certains cas, comme ici, de corriger les débits mesurés (ici la période estivale est visiblement faussée avec des débits constants pendant 2 mois)



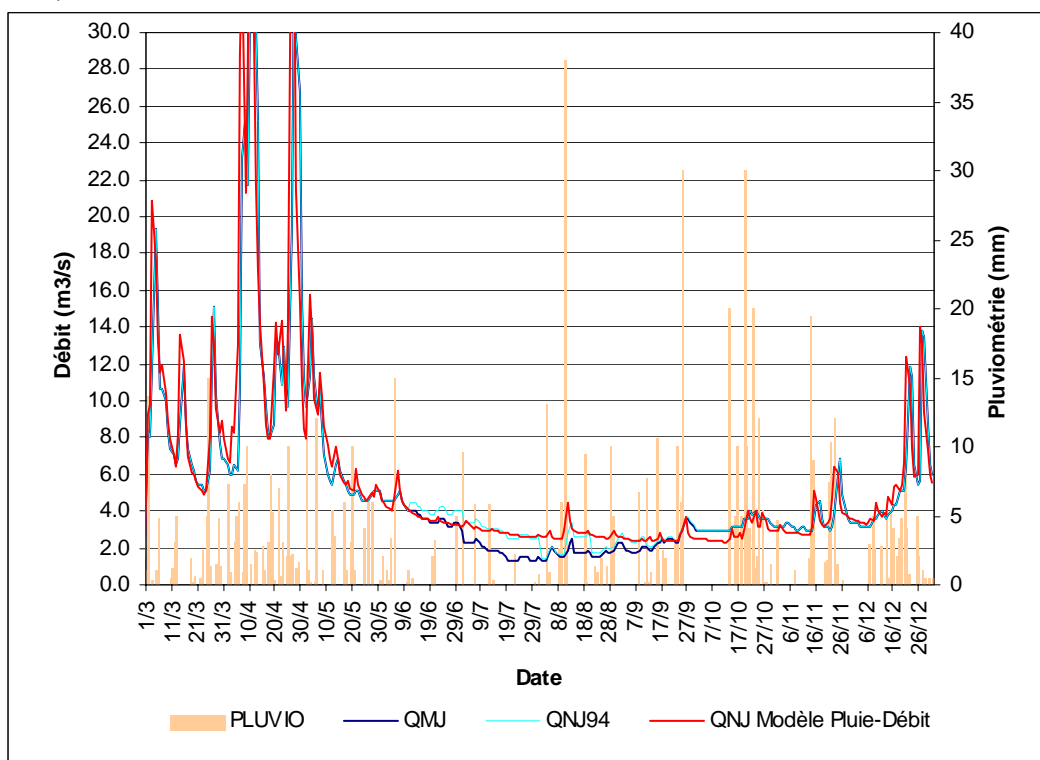
Exemple3 : année 1991 à Roquefort : les débits naturels reconstitués par le modèle pluie-débit s'écartent des débits mesurés pendant l'été, en raison des prélèvements. Ils présentent une allure beaucoup plus « naturelle » que les anciens QNJ évalués par reconstitutions des prélèvements.



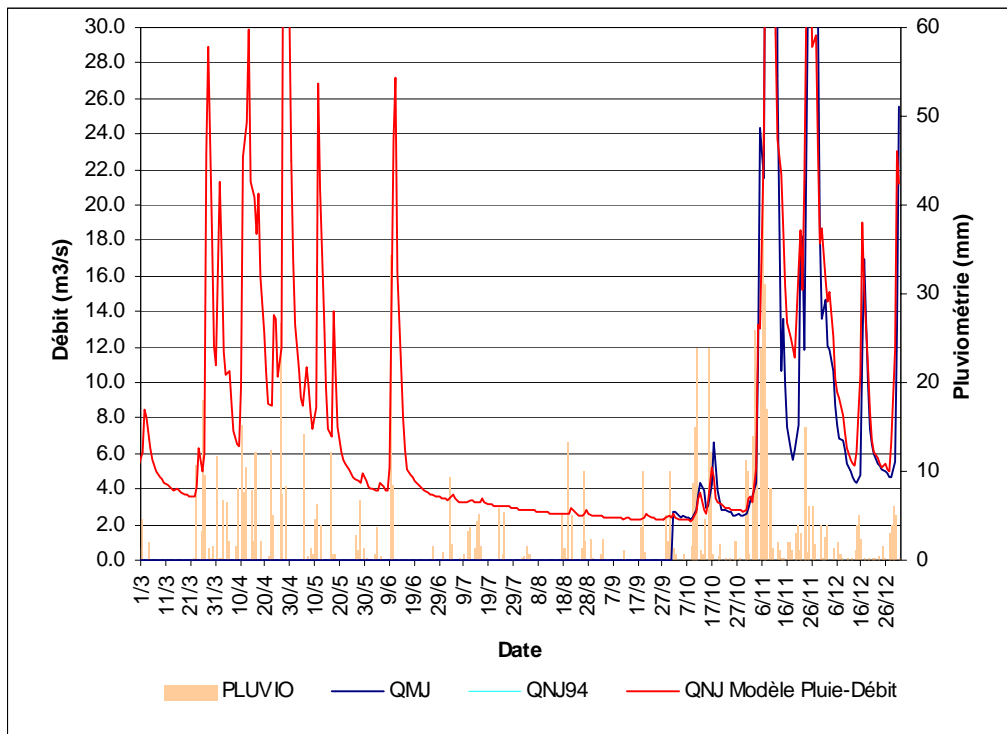
Exemple4 : année 1975 à Mont-de-Marsan : période ancienne où les débits naturels sont quasiment confondus avec les débits mesurés sauf en juillet-août où se manifeste (faiblement mais de façon visible) le développement très ancien des irrigations dans ce secteur.



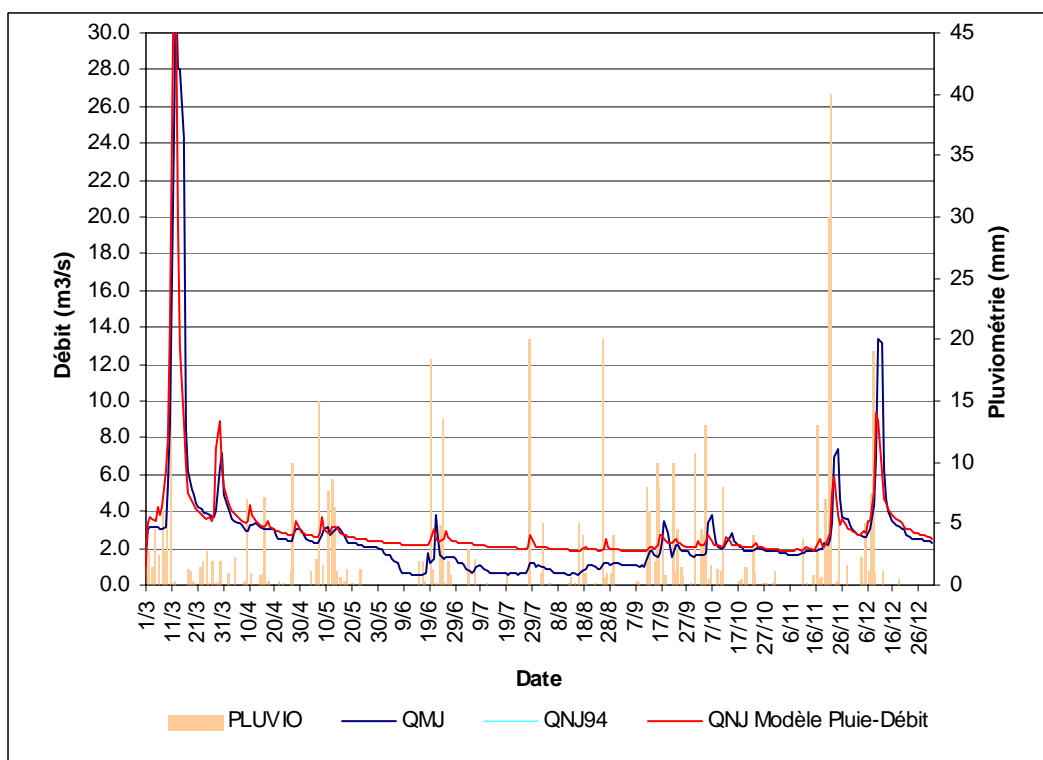
Exemple5 : année 1986 à Mont-de-Marsan : l'écart se creuse entre les débits naturels et les débits mesurés en période estivale, les deux courbes redeviennent très proches à l'automne. Les débits naturels reconstitués par modèle pluie-débit suivent la courbe des débits naturels de 1994 (courbe bleu clair).



Exemple6 : année 2000 à Mont-de-Marsan : pour les années où les mesures sont incomplètes comme en 2000, le modèle pluie-débit permet d'obtenir une chronique de débits naturels, même en l'absence de mesure. La chronique de débits naturels est visiblement cohérente car on retrouve bien au mois d'octobre des débits naturels proches des débits mesurés.

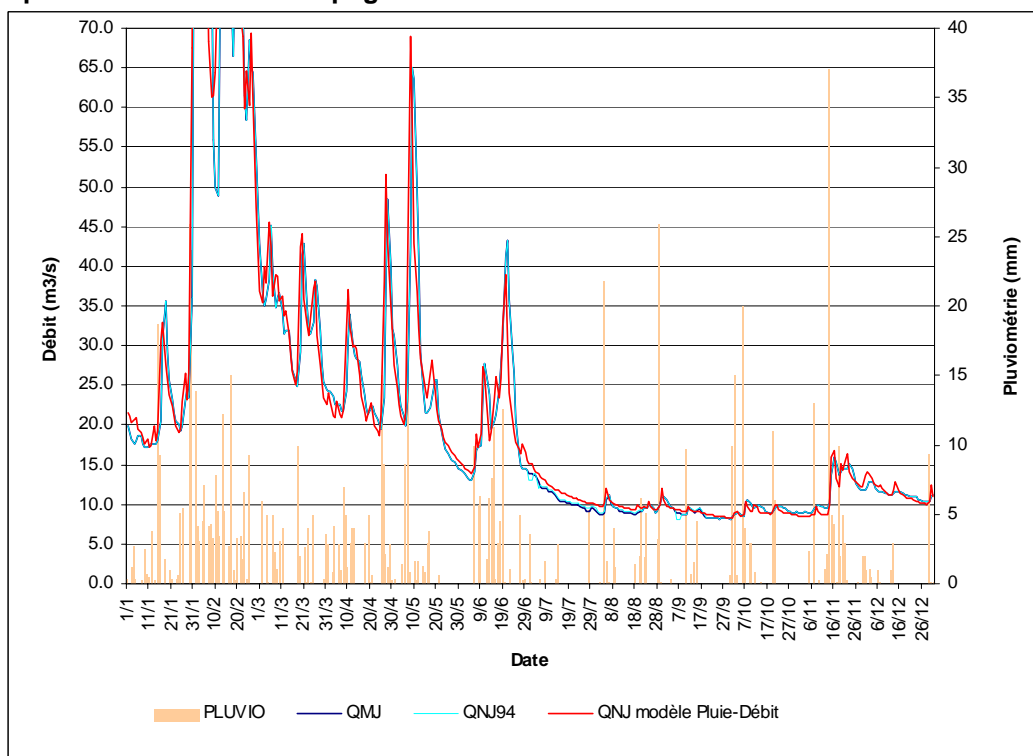


Exemple7 : année 2006 à Mont-de-Marsan : illustre bien la période d'influence des pompages, essentiellement entre mi-juin à mi-septembre.

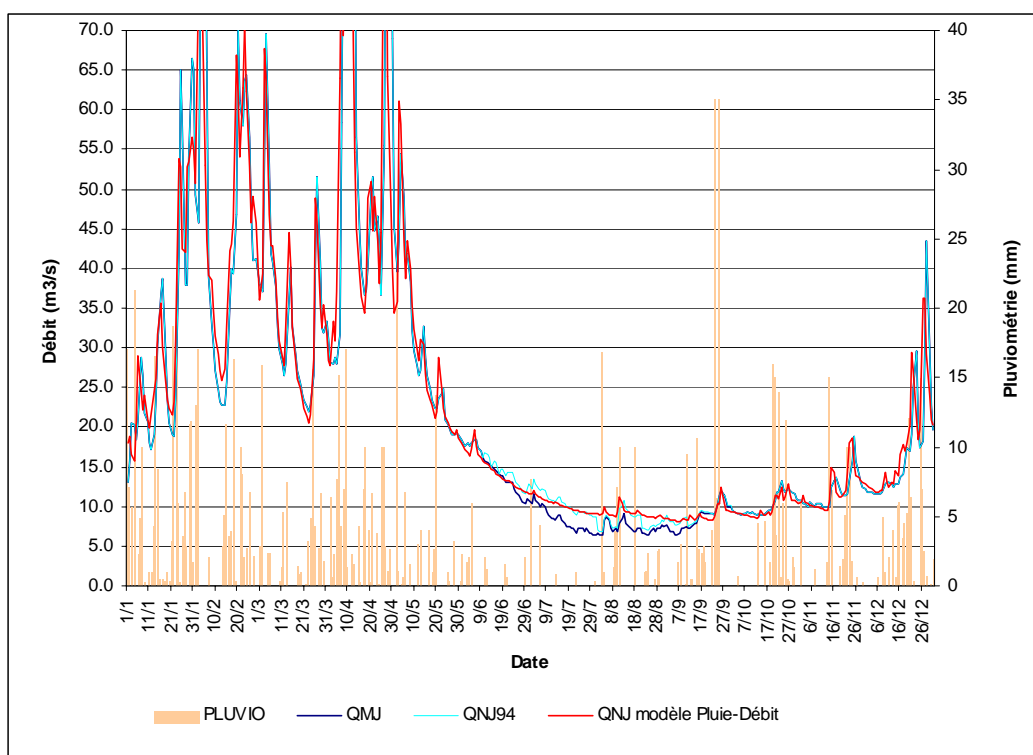


Les graphes qui suivent illustrent la situation à Campagne, où on peut faire les mêmes observations, avec des écarts qui se creusent entre les débits naturels et les débits mesurés.

Exemple8 : année 1970 à Campagne



Exemple9 : année 1986 à Campagne



Exemple10 : année 2000 à Campagne

