

Evolution du bilan hydrique

Application d'un modèle simplifié à deux réservoirs

Thierry Castel & Benjamin Bois
October 17, 2017

Le bilan hydrique intéresse les sciences du sol, l'agronomie, la gestion de l'eau, le conseil à l'irrigation ou encore la modélisation du climat. Ce document décrit les caractéristiques générales du bilan hydrique simplifié à deux réservoirs proposé par Jacquart et Choissnel (1995) et utilisé dans le domaine de la climatologie et de l'agrocimatologie. Le bilan s'appuie sur la gestion de la réserve en eau et de l'évapotranspiration réelle dont les principaux éléments constitutifs seront présentés. Nous appliquerons ce modèle à la Bourgogne et nous chercherons tout d'abord à simuler et analyser l'évolution de ce bilan entre 1950 et 2005. Cette approche sera ensuite projetée sur la période 2006-2100.

1 Contexte climatique de la Bourgogne Franche-Comté

A l'échelle d'un territoire, la connaissance hydro-climatique des effets du changement climatique ainsi que son appropriation par les acteurs et les usagers sont deux préalables à l'action. Savoir que ces effets sont pour partie d'ores-et-déjà perceptibles et mesurés sur "mon" territoire, permet de basculer d'une posture expectative à une posture (pro-)active, condition nécessaire avant d'envisager d'évaluer les impacts de ces effets, de préparer la décision publique et de supporter les stratégies d'adaptation. Produire une connaissance cohérente sur l'évolution du bilan hydrique au pas de temps journalier à l'échelle locale (quelques dizaines à quelques milliers de km²) est un challenge qui nécessite l'apport de données de qualité et de modèles spécifiques. Pour répondre à ce défi nous nous appuierons sur les données des stations Météo-France et des simulations climatiques accessibles via le portail Drias. Ces données seront complétées par des données d'occupation du sol

(Corine Land Cover) et des données du relief. L'information sur les sols sera abordée par l'intermédiaire de la Réserve Utile (RU). Cette donnée n'est pas directement disponible. Nous nous appuyons sur les données la carte de RU réalisée pour la Bourgogne à partir de la base de données sol IGCS (Inventaire Gestion Conservation des Sols – Ubertosì et al. 2009) sur la Bourgogne. Cette information est accessible sur la France au format pdf sur le site de l'unité Info sol de l'INRA (<https://www.gissol.fr/donnees/cartes/les-reserves-en-eau-utile-de-la-france-metropolitaine-1483>).

1.1 Evolution du climat depuis 1961

L'analyse de l'évolution des températures moyennes annuelles depuis 1961 (date à partir de laquelle le réseau de stations Météo France est suffisamment dense) fait clairement ressortir un réchauffement abrupt autour des années 1987/1988 (Figure 1.1). Cette rupture, détectée systématiquement par plusieurs méthodes statistiques (Brulebois et al. 2015), est partagée par les températures maximales (Tmax) et minimales (Tmin) et par plus de 75% des stations. Cela se traduit pour la Bourgogne par un réchauffement annuel moyen de +1.1 C en moyenne (Castel et al., 2014 ; Richard et al., 2014), valeur proche de ce qui a été observée à l'échelle de la France (Brulebois et al., 2015).

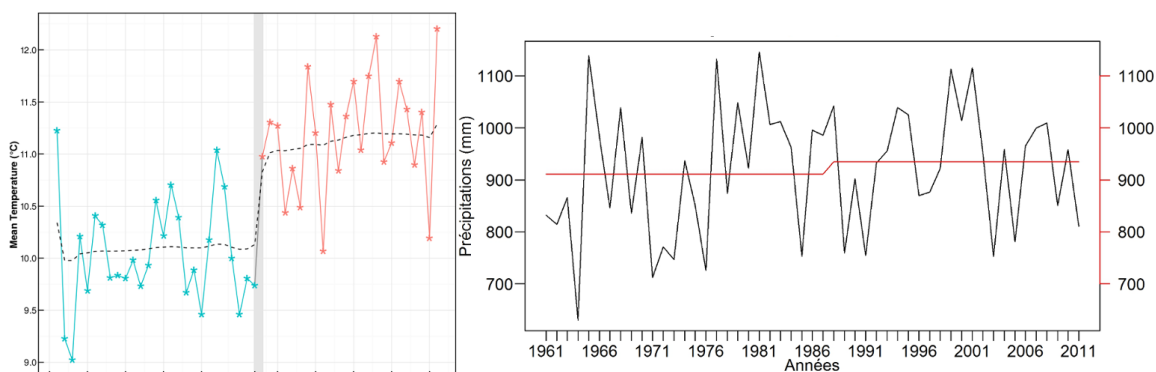


Figure 1.1: Evolution des températures moyennes annuelles (gauche) et des cumuls annuels de précipitation (droite) sur la Bourgogne pour la période 1961-2011.

(<http://www.alterrebourgognefranchecomte.org/f/mediatheque/9017/rapport-final-du-projet-hyccare-bourgogne/>)

Aucune rupture n'est détectée sur les cumuls annuels des précipitations. Tout juste observe-t-on (Figures 1.1 ligne rouge) une légère augmentation (+25mm) des cumuls annuels moyens entre les deux périodes (avant et après 1987/1988). Cette augmentation globale masque de fortes disparités locales et saisonnières (Figure 1.2).

Les automnes et les étés auraient été en moyenne plus pluvieux depuis la rupture 1987/1988, alors que les hivers et les printemps auraient été en moyenne légèrement moins pluvieux. Mais, quelle que soit la saison, la très forte variabilité interannuelle est l'élément

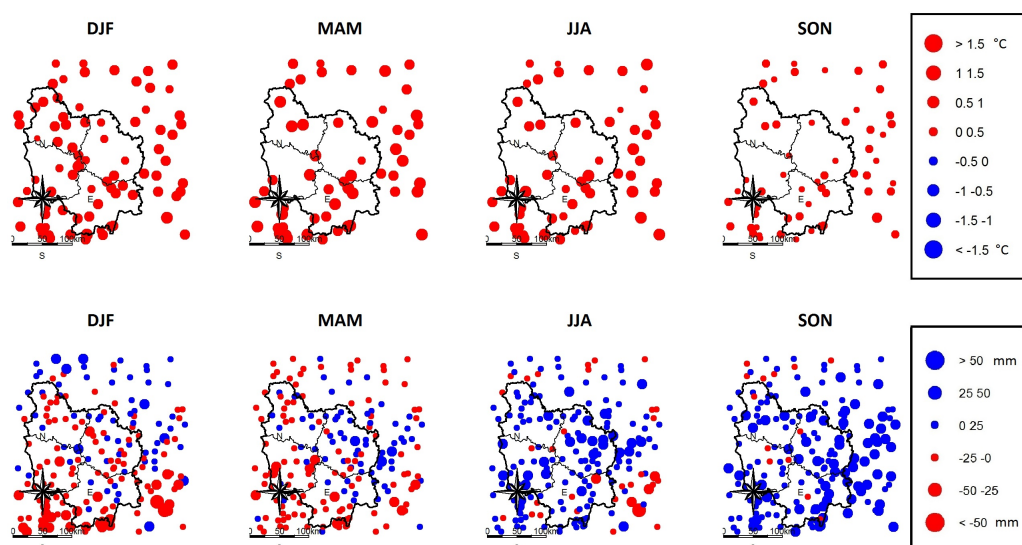


Figure 1.2: Cartes de l'évolution saisonnière des températures moyennes et du cumul moyen des précipitations.

(<http://www.alterrebourgognefranchecomte.org/f/mediatheque/9017/rapport-final-du-projet-hyccare-bourgogne/>)

dominant et rend non significatives toutes ces petites évolutions. L'absence d'évolution significative des précipitations est attestée par l'ensemble des tests statistiques, les mêmes que ceux appliqués aux températures.

1.2 Climat et états de surface

Le climat et les surfaces continentales sont intimement lié via une relation d'équilibre que traduit l'équation du bilan d'énergie. Si le bilan d'énergie à l'échelle globale et annuelle s'équilibre autour d'un état moyen, à l'échelle régionale et saisonnière le bilan d'énergie est soit positif (excès de rayonnement printemps/été) soit négatif (perte de rayonnement automne/hiver). L'excès d'énergie va pendant la période végétative être contrebalancé par une augmentation des échanges turbulents (flux de chaleur sensible et latente) avec les surfaces continentales et modifier leur état. Cela passe par exemple par le cycle de l'eau. Ce cycle est influencé par les entrées d'eau (précipitation, irrigation, remontées capillaires), les sorties d'eau (écoulement de surface, percolation, évapotranspiration).

Par exemple, l'ensemble des cultures irriguées en Bourgogne sont situés encôte d'or et localisée sur le quart sud-est du département. Quatre bassins versants représentant à eux seuls l'essentiel des prélèvements illustre de manière singulière ces relation entre climat et état des surfaces. (<http://www.cote-dor.gouv.fr/la-pratique-de-l-irrigation-en-cote-d-or-a2870.html>). Les 4 bassins concernés sont les suivants : la Vouge, la

Tille aval, l'Ouche et la Saône (Figure 1.3).

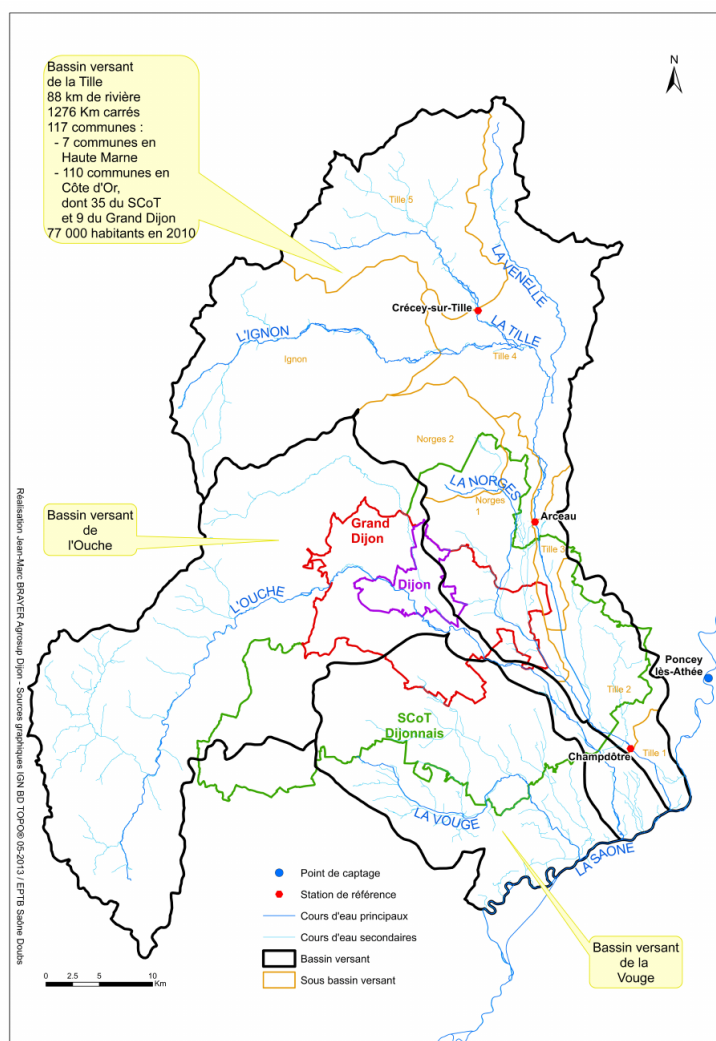


Figure 1.3: Les bassins versant de l'Ouche, de la Vouge et de la Tille dans l'environnement du grand Dijon. (Vergote et Petit 2015)

Les cultures irriguées sont principalement les oignons, les légumes et les pommes de terre, auxquelles s'ajoutent les maïs, les sojas, les orges de printemps et les pois notamment. Avec l'évolution du climat la gestion de l'eau sur ces bassins est mise clairement en tension. C'est le cas du bassin versant de la Tille, sujet chaque année depuis 2000 à des arrêtés sécheresse. Ce classement, réversible, pose la reconnaissance d'un état de déficit quantitatif et indique que le territoire doit reconquérir l'équilibre quantitatif notamment en déterminant des volumes maximum prélevables à répartir entre usagers (Vergote et Petit 2015). Pour les irrigants, il agit passer de l'irrigant dont les

pratiques sont montrées du doigt à l'irrigant qui détient un savoir sur l'usage de l'eau. Ce savoir, à faire partager à tous, est une porte d'entrée pour aborder d'une autre manière l'environnement. Les solutions ne sont pas dans davantage de réglementations qui ne font pas sens mais dans un travail d'explication autour de comment utiliser l'eau de manière efficace. Cette efficacité se pense dans le cadre d'un environnement changeant lié à une forte pression démographique du grand Dijon combinée au réchauffement climatique. C'est ce deuxième aspect qui va nous intéresser plus particulièrement dans le cadre de ce travail.

1.3 Objectif de l'applicatif

Nous chercherons pour différentes zones de la région Bourgogne à quantifier l'évolution de la ressource en eau de surface au travers de la fluctuation du bilan hydrique. Nous proposons de réaliser un zonage à partir de la carte d'occupation du sol (<http://www.statistiques.developpement-durable.gouv.fr/clc/fichiers/>), du relief (<http://professionnels.ign.fr/bdalti>) et de la réserve utile (RU). L'idée sera de couvrir les principales configurations agro-pédo-climatique de la région. Un modèle simplifié de bilan hydrique – i.e. qui ne résout pas explicitement l'équation du bilan d'énergie de surface et accepte comme donnée d'entrée l'ETP (EvapoTranspiration Potentielle) et les précipitations – à double réservoir sera utilisé à cet effet (cf. paragraphe suivant pour plus de détails). L'ETP sera ici estimée à partir de la formulation de Penman-Monteith proposée par la FAO. Cette relation nécessite les variables suivantes : température, vent, humidité relative à 2m ainsi que le rayonnement courte longueur d'onde entrant et la position géographique (latitude). L'ensemble de ces variables ne sont mesurées que sur quelques rares stations. On utilisera donc les données des simulations mise à disposition via le portail climatique Drias (<http://www.drias-climat.fr/>).

Notons que les parties suivantes sont largement inspirées de Choissnel (1992), Brisson et al. (1992) et Jacquart et Choissnel (1995).

2 Principe du bilan hydrique à double réservoir

Cette approche définit tout d'abord le volume de stockage possible de l'eau par le réservoir sol. Ce volume est une variable ($R(t)$) qui évolue au cours du temps. Cette variable a une valeur limite supérieure notée **RU** (pour **R**éserve **U**tile) et une valeur limite inférieure qui est égale à **0**. La RU considérée constante pour une résolution spatiale donnée est fonction des caractéristiques du sol. Pour une culture annuelle on considère quelle a une valeur associée à la profondeur d'enracinement atteinte par la culture en fin de période de croissance. Le continuum Sol-Plante-Atmosphère suggère qu'il n'y a pas de rupture de circulation de l'eau. Cela implique que la progression de l'enracinement des plantes en profondeur devance celle du dessèchement du sol. La gestion de la réserve en eau via $R(t)$ se fait en décomposant le sol en deux réservoirs (Figure 2.1).

Un réservoir dit **superficiel** de capacité **RU1** qui est réalimenté en priorité par les précipitations. Le réservoir superficiel se vidange lors de trop plein dans le deuxième

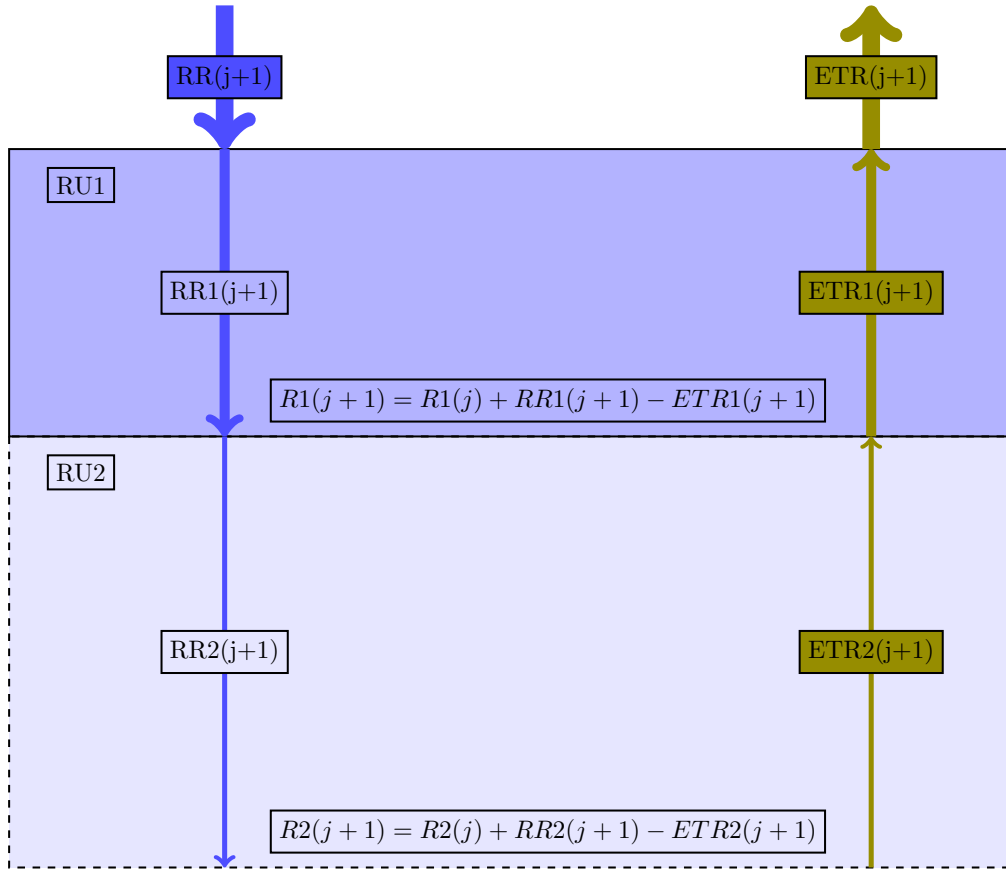


Figure 2.1: Schéma conceptuel du modèle de bilan hydrique à double réservoir. RU: Réserve Utile, RR : Pluie totale tombée, $RR1/2$: contribution de la pluie RR à la réalimentation des réservoirs, $R1/2$: Etat des réservoirs à la fin de la période précédente, ETR : Evapotranspiration réelle totale, $ETR1/2$: Contribution des réservoir à l' ETR totale.

réservoir dit **profond** dont la capacité est notée **RU2**. La distinction de l'état de remplissage ($R1/2$) des deux réservoirs permet de distinguer deux régulations différentes de l'évapotranspiration réelle. L' ETR reste maximale (i.e. $ETR = ETM$ où l' ETM est l'EvapoTranspiration Maximale) tant que l'eau provient du réservoir superficiel alors qu'elle est régulée et inférieure à l' ETM lorsque l'eau provient du réservoir profond. Cette approche par double réservoir permet de mieux rendre compte de la succession des épisodes secs et pluvieux et des effets sur la disponibilité de l'eau. C'est le cas par exemple lors de la réalimentation du réservoir superficiel après un épisode prolongé de sécheresse qui permet de faire repartir l'évapotranspiration au niveau maximal, même si $R(t)$ est faible.

3 Gestion de l'état hydrique du sol

3.1 Le dimensionnement des réservoirs

Le dimensionnement des réservoirs est défini selon la capacité de la plante à extraire l'eau sans contrainte, c'est à dire sans que la régulation stomatique n'intervienne pour limiter l'évaporation (Guyot 1999). Cette valeur est fixée arbitrairement entre la moitié et les 2/3 de la **RU**. On considère que le rapport **RU1/RU** varie à l'intérieur de la fourchette 0,175 à 0,875 (Jacquart et Choissnel 1995). On attribue ici une capacité de 40% de la RU pour le réservoir superficiel (**RU1** qui s'apparente à la **RFU** : Réserve Facilement Utilisable), les 60% restants sont attribués au réservoir profond (**RU2**).

3.2 Gestion des deux réservoirs

La détermination de la répartition de la réserve en eau du sol dans les deux réservoirs de la période précédente est fonction de l'*ETP*, de la hauteur des pluies et du contenu des réservoirs en fin de période. On utilise un calcul itératif qui permet d'obtenir l'état des réservoirs à chaque fin de période et selon les équations suivantes :

- Pour le réservoir superficiel *R1* :

$$R1(j+1) = R1(j) + RR1(j+1) - ETR1(j+1) \quad (3.1)$$

- Pour le réservoir profond *R2* :

$$R2(j+1) = R2(j) + RR2(j+1) - ETR2(j+1) \quad (3.2)$$

où *R1(j)* et *R2(j)* sont les états du réservoir à la fin de la période *j* précédente. *RR1(j+1)* et *RR2(j+1)* correspondent aux contributions de la pluie de la période *RR(j+1)* à la réalimentation de chaque réservoir. *ETR1(j+1)* et *ETR2(j+1)* représentent les contribution de chaque réservoir à l'évapotranspiration réelle totale *ETR(j+1)*.

Nous supposons pour calculer ces différentes valeurs qu'il y a d'abord évapotranspiration puis réalimentation des réservoirs.

4 Régulation de l'évapotranspiration réelle (*ETR*)

Cette régulation dépend de la présence ou pas d'un couvert végétal. Pour les cultures l'évolution du couvert est généralement appréhendé par le coefficient cultural *Kc* donné au pas de temps décadaire. Ce coefficient est une fonction de la phénologie moyenne et résume le développement du système racinaire et foliaire de la culture au cours du temps.

Le calcul va tout d'abord consister à estimer l'évapotranspiration maximale (*ETM*) qui est une fonction de l'évapotranspiration potentielle (*ETP*) et du coefficient cultural *Kc* :

$$ETM(j+1) = Kc(j+1) \times ETP(j+1) \quad (4.1)$$

Le coefficient cultural croit jusqu'à un palier qui correspond à la maturité de la culture, ensuite se maintient en fonction de la culture plus ou moins longtemps à ce palier et enfin décroît lors de la sénescence des feuilles. Différents jeux de coefficient culturaux sont proposés en fonction de la phénologie réelle pour la région considérée. Nous nous appuyerons ici sur des valeurs standards décennales invariantes quelle que soit l'année. Cette approche ne permet pas la prise en compte effective des dates de semis et des caractéristiques climatiques de l'année en cours. En étant fixé cela nous permettra pour un cycle cultural standard d'évaluer l'impact du réchauffement climatique sur le bilan hydrique.

4.1 Détermination de l' ETR

Le calcul de l'évapotranspiration réelle est ensuite conduit à chaque période en déterminant la contribution de chacun des réservoirs à l'évapotranspiration $ETR1$ et $ETR2$ en fonction de l' ETM . On exprime l' ETR sous la forme suivante :

$$ETR(j+1) = ETR1(j+1) + ETR2(j+1) \quad (4.2)$$

Deux cas se présentent suivant le contenu du réservoir superficiel :

- Cas 1

à la fin de la période précédente, le réservoir superficiel n'est pas vide et son contenu est supérieur à l' ETM . Ce réservoir peut contribuer seul à l'évapotranspiration qui est alors égale à l' ETM ce qui nous donne :

$$\begin{cases} \text{si} & R1(j) \geq ETM(j+1) \\ \text{alors} & ETR1(j+1) = ETM(j+1) \\ & ETR2(j+1) = 0 \\ \text{et} & ETR(j+1) = ETM(j+1) \end{cases}$$

- Cas 2

le contenu du réservoir superficiel à la fin de la période ne suffit pas à satisfaire l' ETM . Dans ce cas le réservoir profond va contribuer à l' ETR une fois le réservoir superficiel vidé. Il y a ici réduction de l'évapotranspiration réelle par rapport à l' ETM qui dépend de l'eau disponible dans le réservoir profond. La réponse par rapport à l'état du réservoir profond est supposée linéaire. Cela peut se traduire de la façon suivante :

$$\begin{cases} \text{si} & R1(j) < ETM(j+1) \\ \text{alors} & ETR1(j+1) = R1(j) \\ & ETR2(j+1) = R2(j)/RU2 \times (ETM(j+1) - R1(j)) \end{cases}$$

avec $RU2$ le contenu maximal du réservoir profond. Ainsi, la réduction de l' ETR est d'autant plus importante que le contenu en eau du réservoir profond est faible.

decades	mais	soja
1	0.00	0.00
2	0.00	0.00
3	0.00	0.00
4	0.00	0.00
5	0.00	0.00
6	0.00	0.00
7	0.00	0.00
8	0.00	0.00
9	0.00	0.00
10	0.00	0.00
11	0.00	0.00
12	0.00	0.00
13	0.30	0.50
14	0.40	0.50
15	0.50	0.50
16	0.60	0.50
17	0.70	0.50
18	0.80	0.50
19	0.90	0.80
20	1.05	1.10
21	1.15	1.10
22	1.15	1.30
23	1.05	1.30
24	1.00	1.10
25	0.90	0.80
26	0.80	0.80
27	0.70	0.00
28	0.00	0.00
29	0.00	0.00
30	0.00	0.00
31	0.00	0.00
32	0.00	0.00
33	0.00	0.00
34	0.00	0.00
35	0.00	0.00
36	0.00	0.00

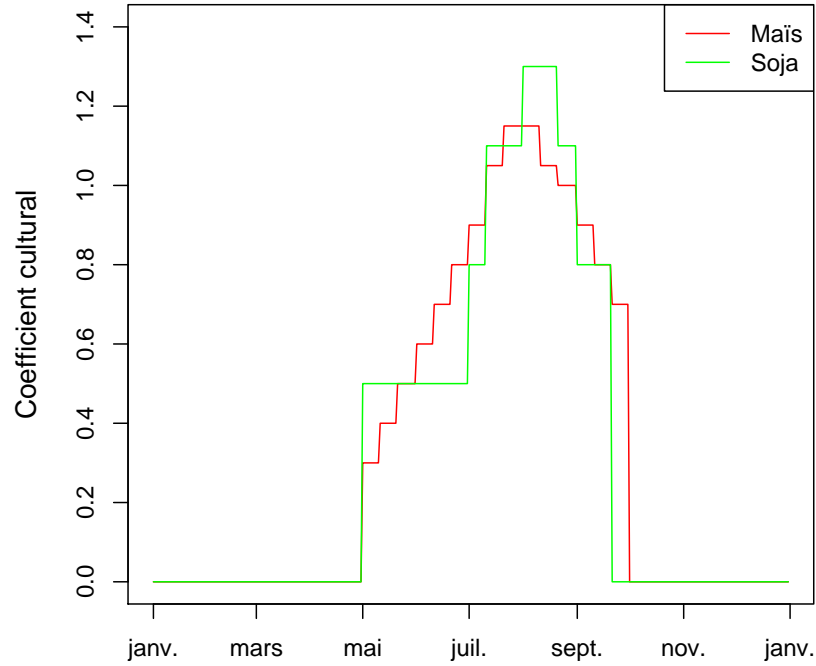


Figure 4.1: Table des coefficients cultureux par décade pour les cultures de Maïs et de Soja (gauche) et graphique de l'évolution annuelle (droite).

4.2 Bilan intermédiaire des réservoirs

Si le réservoir superficiel est complètement épuisé à la fin de la période précédente, le réservoir profond contribuera seul à l'évapotranspiration. Cela conduit à simplifier les équation du cas 2 selon :

$$ETR1(j+1) = 0 \text{ et } ETR2(j+1) = R2(j)/RU2 \times ETM(j+1) \quad (4.3)$$

Dans le cas où l'évapotranspiration $ETR2$ est après calcul supérieure au contenu de ce réservoir profond en fin de période précédente alors on borne $ETR2$ à ce contenu ce qui provoque l'épuisement de ce réservoir. Cela se traduit de la façon suivante :

$$\begin{cases} \text{si} & ETR2(j+1) > R2(j) \\ \text{alors} & \\ & ETR2(j+1) = R2(j) \end{cases}$$

Un fois $ETR1$ et $ETR2$ calculées, on détermine l' ETR pour la période d'intérêt selon :

$$ETR(j+1) = ETR1(j+1) + ETR2(j+1) \quad (4.4)$$

A partir de là on peut estimer l'état intermédiaire des réservoirs selon :

$$R1(j+1) = R1(j) - ETR1(j+1) \quad (4.5)$$

et

$$R2(j+1) = R2(j) - ETR2(j+1) \quad (4.6)$$

Ces états intermédiaires servent avec la prise en compte des précipitations au calcul de l'état des réservoirs en fin de période.

5 Réalimentation des réservoirs

On cherche maintenant à déterminer $RR1(j+1)$ et $RR2(j+1)$ c'est à dire les contributions de la pluie à la réalimentation des réservoirs superficiel et profond (cf. figure 2.1).

On commence tout d'abord par la réalimentation du réservoir superficiel si celui ci n'est pas plein. Pour cela on évalue le déficit du réservoir selon les formulations suivantes:

$$DR1(j+1) = RU1 - R1(j+1) \quad (5.1)$$

et

$$DR2(j+1) = RU2 - R2(j+1) \quad (5.2)$$

avec $RU1$ le contenu maximal du réservoir superficiel et $R1(j+1)$ l'état intermédiaire du réservoir superficiel après déduction de la contribution de l' ETR .

Deux cas peuvent alors être envisagés la pluie de la période n'est pas suffisante pour combler le déficit ou la pluviométrie de la période est supérieure au déficit du réservoir superficiel.

5.1 Cas 1: pluviométrie inférieure au déficit

Le réservoir superficiel n'est donc que partiellement reconstitué, et le réservoir profond n'est pas réalimenté. C'est par exemple le cas d'une pluie d'été intervenant après un épisode sec. Ici le réservoir superficiel est aséché alors que le réservoir profond ne le l'est qu'en partie. Le réservoir superficiel est réalimenté à la fin de la période suivant ce qui va permettre un niveau d'évapotranspiration proche de l' ETM . On peut résumer cela de la façon suivante :

$$\begin{cases} \text{si} & DR1(j+1) > RR(j+1) \\ \text{alors} & RR1(j+1) = RR(j+1) \\ \text{et} & RR2(j+1) = 0 \end{cases}$$

5.2 Cas 2: pluviométrie supérieure au déficit

Pour cette situation il y a reconstitution totale du réservoir et réalimentation partielle ou totale du réservoir profond. Cela se résume comme suit :

$$\begin{cases} \text{si} & DR1(j+1) < RR(j+1) \\ \text{alors} & RR1(j+1) = DR1(j+1) \\ \text{et} & RR2(j+1) = RR(j+1) - DR1(j+1) \end{cases}$$

Si la hauteur d'eau disponible pour le réservoir profond est supérieure au déficit de ce réservoir alors ce réservoir est complètement reconstitué et on se retrouve avec un écoulement Ec . Cela se traduit selon:

$$\begin{cases} \text{si} & RR2(j+1) \geq DR2(j+1) \\ \text{alors} & RR2(j+1) = DR2(j+1) \\ \text{et} & Ec = RR2(j+1) - DR2(j+1) \end{cases}$$

Connaissant maintenant les valeurs de $RR1(j+1)$ et de $RR2(j+2)$ on peut calculer l'état définitif des deux réservoirs en fonction des états intermédiaires.

$$R1(j+1) = R1(j+1) + RR1(j+1) \quad (5.3)$$

et

$$R2(j+1) = R2(j+1) + RR2(j+1) \quad (5.4)$$

Ceci conduit donc pour l'état de la réserve totale en eau à :

$$R(j+1) = R1(j+1) + R2(j+1) \quad (5.5)$$

A partir de là nous pouvons passer à la période suivante et réitérer l'ensemble des étapes précédemment décrite et ce jusqu'à la fin de la période d'intérêt.

6 Références bibliographiques

Brisson N., Seguin D. and Bertuzzi P., 1992, Agrometeorological soil water balance for crop simulation models, *Agricultural and Forest Meteorologie*, 59, 267-287.

Brulebois, E., T. Castel, Y. Richard, C. Chateau-Smith, and P. Amiotte-Suchet (2015), Hydrological response to an abrupt shift in surface air temperature over France in 1987/88, *Journal of Hydrology*, 531, Part 3, 892-901, doi:10.1016/j.jhydrol.2015.10.026.

Castel T, Lecomte C, Richard Y, Lejeune-Hénault I, Larmure A, 2014. Le réchauffement climatique diminue t-il le risque de dégâts de gel pour les cultures de climat tempéré? Colloque AIC 2-5 juillet 2014, Dijon, 6p.

Choisnel E., 1992, Le calcul du bilan hydrique du sol : options de modélisation et niveaux de complexité, *Science du sol*, Vol. 30, 1, 15-31.

Jacquart C., and Choisnel E., 1995, Un modèle simplifié de bilan hydrique à deux réservoirs utilisable en agrométéorologie, *La Météorologie*, série 8, 9, 29-44.

Richard Y., Castel T., Bois B., Cuccia C., Marteau R., Rossi A., Thévenin D., Toussaint H., 2014 : Evolution des températures observées en Bourgogne (1961-2011). *Bourgogne Nature*, 110-117.

Ubertosi M., A. Vautier, P. Curmi, C. Lamy, H. Toussaint, T. Castel, Y. Richard, P. Amiotte-Suchet, Evaluation de la réserve en eau à l'échelle des pédopaysages de Bourgogne, XXXIV^{ième} journées scientifiques du GFHN, 25-26 novembre 2009 Aix-en-Provence.

Vergote M.-H. and Petit S., 2015, Du futur à aujourd'hui, mettre la gestion de l'eau sous tension, *Développement Durable et Territoires*, Vol. 7, 2, DOI : 10.4000/developpementdurable.11327.