

GENERALITES SUR LE CYCLE DE L'EAU

I-1 INTRODUCTION

L'eau se trouve dans l'atmosphère terrestre sous ses trois formes (solide, liquide, gazeuse). Sur la terre, l'eau est en constante circulation et subit des changements d'état. L'importance de ces modifications fait de l'eau le principal agent de transport d'éléments physiques, chimiques et biologiques. La mesure quantitative et qualitative des éléments du cycle hydrologique et la mesure des autres caractéristiques de l'environnement sur l'eau constituent une base essentielle pour une gestion efficace de l'eau (Déclaration de Dublin, 1992).

De fait, la compréhension et l'analyse du cycle de l'eau sont la base de toute étude et réflexion au sujet de la gestion des eaux.

Figure 1 : Cycle hydrologique, document (Perrin, 2000)

I-2 CYCLE HYDROLOGIQUE (Cours de Musy, 2004)

1-2-1 Définition

Le cycle hydrologique ou cycle de l'eau est un cycle naturel au cours duquel l'eau circule de façon générale et constante (sur terre, sous terre et dans l'atmosphère) depuis l'océan jusque sur terre en passant par l'atmosphère et à nouveau vers l'océan.

1-2-2 Composantes du cycle hydrologique

Le cycle hydrologique est sujet à des processus complexes et variés dont les principaux sont : les précipitations, l'évaporation, la transpiration (des végétaux), l'interception, le ruissellement, l'infiltration, la percolation et le stockage dans les dépressions.

1-2-2-1 Les précipitations

1-2-2-1-1 Définition

Les précipitations sont toutes les eaux météoriques qui tombent sur la surface de la terre, tant sous forme liquide (bruine, pluie, averse) que sous forme solide (neige, grésil, grêle) et les précipitations déposées ou occultes (rosée, gelée blanche, givre..)

Elles sont causées par un changement de température ou de pression.

1-2-2-1-2 Mécanismes de formation des précipitations

Le cycle hydrologique est un concept qui englobe les phénomènes du mouvement et du renouvellement des eaux sur la terre.

En effet sous l'effet du rayonnement solaire, l'eau évaporée à partir du sol, des océans et des autres surfaces d'eau, entre dans l'atmosphère. L'élévation d'une masse d'air humide permet le refroidissement général nécessaire pour l'amener à saturation et provoquer la condensation de la vapeur d'eau sous forme de gouttelettes constituant les nuages, en présence de noyaux de condensation (impuretés en suspension dans l'atmosphère d'origines variées : cristaux de sable,

cristaux de sel marin, combustions industrielles, pollution, suie volcanique). Puis la vapeur d'eau, transportée et temporairement emmagasinée dans les nuages, est restituée par le biais des précipitations aux océans et au continent. Une partie de la pluie qui tombe peut être interceptée par les végétaux puis être partiellement restituée sous forme de vapeur à l'atmosphère. La pluie non interceptée atteint le sol. Suivant les conditions données, elle peut alors s'évaporer directement du sol, s'écouler en surface jusqu'au cours d'eau (ruissellement de surface) ou encore s'infiltrer dans le sol. Il peut aussi y avoir emmagasinement temporaire de l'eau infiltrée sous forme d'humidité dans le sol, que peuvent utiliser les plantes. Il peut y avoir percolation vers les zones plus profondes pour contribuer au renouvellement des réserves de la nappe souterraine. Un écoulement à partir de cette dernière peut rejoindre la surface au niveau des sources ou des cours d'eau.

L'évaporation à partir du sol, des cours d'eau et la transpiration des plantes complètent ainsi le cycle. Ces divers mécanismes sont rendus possibles par un élément moteur, le soleil, organe vital du cycle hydrologique.

I-2-2-1-3 Types de précipitations

Les précipitations peuvent être classées en trois principaux types :

- les précipitations convectives qui résultent d'une ascension rapide des masses d'air dans l'atmosphère. Elles sont associées aux cumulus et cumulo-nimbus, à développement vertical important, qui donnent en général des précipitations orageuses, de courte durée (moins d'une heure), de forte intensité et de faible extension spatiale.
- les précipitations orographiques qui se produisent souvent au niveau des massifs montagneux. Elles proviennent de la rencontre entre une masse d'air chaud et humide et une barrière topographique. Elles présentent une intensité et une fréquence assez régulières.
- les précipitations frontales ou de type cyclonique qui résultent du contact entre deux masses d'air de température, de gradient thermique vertical, d'humidité et de vitesse de déplacement différents appelées fronts.

*les fronts froids (une masse d'air froid pénètre dans une région chaude) génèrent des précipitations brèves, peu étendues et intenses ;

*les fronts chauds (une masse d'air chaud pénètre dans une région froide) créent des précipitations longues, étendues, mais peu intenses.

I-2-2-1-4 Mesures des précipitations

I-2-2-1-4-1 Mesure de la hauteur d'eau précipitée

Quelque soit la forme de la précipitation liquide ou solide, on mesure la quantité d'eau tombée durant un laps de temps. On l'exprime en :

- Hauteur d'eau tombée ou Lane d'eau précipitée par unité de surface horizontale (mm)

$$Lame\ d'eau = \frac{Pr\ \acute{e}cipitations}{Surface} \quad (I-1)$$

On a : $1mm = 1L/m^2$

- ou en Intensité (mm/h) : hauteur d'eau précipitée par unité de temps.

$$i_m = \frac{h}{t} \quad (I-2)$$

L'intensité des averses variant au cours d'une même averse, lorsqu'on s'intéresse aux intensités observées sur des intervalles de temps au cours desquels on aura enregistré la plus grande hauteur de pluie, on parle alors d'intensité maximale.

Les instruments fondamentaux de mesures des précipitations sont :

- le pluviomètre : instrument de base de la mesure des précipitations liquides ou solides. Il indique la quantité d'eau totale précipitée et recueillie à l'intérieur d'une surface calibrée dans un intervalle de temps séparant deux relevés.
- le pluviographe : instrument captant la précipitation de la même manière que le pluviomètre mais avec un dispositif permettant de connaître, outre la hauteur d'eau totale, leur répartition dans le temps, autrement dit les intensités.

Les averses d'une station pluviométrique déduites des enregistrements d'un pluviographe (pluviogramme) peuvent être analysées à l'aide de deux courbes :

- la courbe des hauteurs de pluie cumulée qui représente en ordonnée, pour chaque instant t, l'intégrale de la hauteur de pluie tombée depuis le début de l'averse.
- le hyétogramme qui est la représentation, sous forme d'un histogramme, de l'intensité de la pluie en fonction du temps. Il représente la dérivée, par rapport au temps, de la courbe des précipitations cumulées.

I-2-2-1-4-2 Notion du temps de retour

Lorsqu'on étudie des grandeurs comme les précipitations ou les débits de crue d'un point de vue statistique, en règle générale, on cherche à déterminer par exemple la probabilité pour qu'une intensité i ne soit pas atteinte ou dépassée (c'est-à-dire soit inférieure ou égale à une valeur x_i). Cette probabilité, appelée probabilité fréquence de non-dépassement ou probabilité de non-dépassement est donnée par la relation :

$$F(x_i) = P(i \leq x_i) \text{ où } i \text{ représente une variable aléatoire} \quad (I-3)$$

Son complément à l'unité $1-F(x)$ est appelé probabilité de dépassement ou fréquence de dépassement ou encore fréquence d'apparition.

On définit alors le temps de retour T d'un événement comme étant l'inverse de la fréquence d'apparition de l'événement :

$$T = \frac{1}{1 - F(x)} \quad (\text{I-4})$$

I-2-2-1-4-3 Les courbes IDF (Intensité-Durée-Fréquence)

Les courbes IDF permettent d'une part de synthétiser l'information pluviométrique au droit d'une station donnée et, d'autre part de calculer succinctement des débits de projet et d'estimer des débits de crue ainsi que de déterminer des pluies de projet utilisées en modélisation hydrologique. Elles sont établies sur la base de l'analyse d'averses enregistrées à une station au cours d'une longue période. Les courbes obtenues peuvent être construites de manière analytique ou statistique.

*** Représentation analytique**

Différentes formules sont utilisées parmi lesquelles on a :

- la formule la plus générale :

$$i = \frac{k.T^a}{(t+c)^b} \quad (\text{I-5})$$

-la formule plus simple de Montana :

$$i_m = \frac{a_l}{t^{bl}} \quad (\text{I-6})$$

***Représentation statistique**

On applique l'analyse fréquentielle si on s'intéresse à des événements rares, donc extrêmes. Les données recueillies sont alors ajustées, à un pas de temps choisi, à une loi statistique (généralement la loi de Gumbel) qui doit décrire relativement bien la répartition des extrêmes. Si l'opération est répétée sur plusieurs pas de temps, on obtient les courbes IDF de la station considérée sur la période analysée.

I-2-2-1-4-4 Evaluation régionale des précipitations

Pour passer des mesures ponctuelles des précipitations à une estimation spatiale de celles-ci, on utilise préférentiellement une des trois méthodes suivantes :

- la méthode de la moyenne arithmétique des valeurs obtenues aux stations étudiées. Elle s'applique uniquement si les stations sont bien réparties et si le relief bassin est homogène.
- la méthode du calcul de la moyenne pondérée : la plus couramment utilisée est la méthode du polygone de Thiessen. Elle donne en général de bons résultats, est d'application plus simple et convient notamment quand le réseau pluviométrique n'est pas homogène spatialement (pluviomètres distribués irrégulièrement).

$$P_{moy} = \frac{\sum A p_i . P_i}{A} \quad (\text{I-7})$$

- la méthode des isohyètes (isovaleurs)

Les isohyètes sont des lignes de même pluviosité (isovaleurs de pluies annuelles, mensuelles, journalières, etc.).

La méthode qui utilise les isohyètes est la plus rigoureuse mais elle présente l'inconvénient de demeurer lourde en dépit des moyens actuels.

Lorsque les isohyètes sont tracées, la pluie moyenne peut être calculée par :

$$P_{moy} = \frac{\sum_{j=1}^K Ah_i \cdot P_{mi}}{A} \quad \text{avec} \quad Ps_i = \frac{h_i + h_{i+1}}{2} \quad (\text{I-8})$$

I-2-2-2 L'évaporation

L'évaporation est le processus par lequel l'eau sous forme liquide se transforme en gaz (vaporisation) en s'échappant de la surface évaporatoire. L'eau peut s'évaporer à partir des surfaces d'eau libre (océans, mers, lacs, rivières, ...), des sols dépourvus de végétation et des surfaces couvertes par de la neige ou de la glace.

I-2-2-2-1 Méthodes de mesures

I-2-2-2-1-1 Mesures directes

On mesure l'évaporation :

- des nappes d'eau libre à l'aide de :
 - l'évaporimètre (exemple: l'évaporimètre de Piche),
 - la balance d'évaporation ,
 - ou du bac d'évaporation
- et celle des sols nus avec :
 - les verrières ou châssis vitrés,
 - ou le lysimètre.

I-2-2-2-1-2 Mesures indirectes

On mesure :

- le rayonnement solaire net du sol avec un pyranomètre,
- la durée d'insolation avec un héliographe ;
- la température avec un thermomètre ;
- l'humidité relative, avec un hydromètre et un psychromètre ;
- la pression atmosphérique, avec un baromètre ;
- le vent avec un anémomètre et une girouette.

I-2-2-2-1-3 Formules de taux d'évaporation

- La formule de Primault pour un réservoir (utilisée en Suisse uniquement) :

$$Ep = \frac{103 - H_r}{100} (Ni + 2n_j) \quad (\text{I-9})$$

- La formule de Rohwer :

$$Ea = 0,484(1 + 0,6V)(e_s - e_a) \quad (\text{I-10})$$

- La formule de Penman

$$Ep = \frac{\Delta u + 2\gamma}{\Delta u + \gamma} E_c - \left(\frac{\gamma^{(2-\gamma)} E_a}{\Delta u + 2\gamma} \right) \quad (\text{I-11})$$

$$\text{avec } \gamma = \frac{C_p \cdot Patm}{e + \lambda} \cdot 10^{-3} = 0,00163 \cdot \frac{Patm}{\gamma} \quad (\text{I-12})$$

I-2-2-3 La transpiration et l'évapotranspiration

La transpiration est l'émission ou l'exaltation de vapeur d'eau par les plantes vivantes. En effet la plante prélève l'eau du sol par l'intermédiaire de ses racines munies de cellules épidermiques. Le siège de l'évaporation se trouve essentiellement au niveau des parois internes des stomates.

Lorsqu'on prend en compte la transpiration des végétaux et l'évaporation directe à partir des surfaces d'eau libre et des sols nus, en hydrologie, on parle d'évapotranspiration.

I-2-2-3-1 Différentes notions d'évapotranspiration

- L'évapotranspiration de référence (ET_0) ou évapotranspiration potentielle :

C'est l'ensemble des pertes en eau par évaporation et transpiration d'une surface généralement recouverte de gazon, de hauteur uniforme, couvrant totalement le terrain en pleine période de croissance, recouvrant complètement le sol et abondamment pourvu en eau.

- L'évapotranspiration maximale (ETM) : définie à différents stades de développement végétatif d'une culture donnée, lorsque l'eau est en quantité suffisante et que les conditions agronomiques sont optimales.

- L'évapotranspiration réelle (ETR): somme des quantités de vapeur d'eau évaporée par le sol et par les plantes quand le sol est à son humidité spécifique actuelle et les plantes à un stade développement physiologique et sanitaire réel.

Remarque : Pour la culture de référence, c'est à dire le gazon, on a : $ETR = ETM = ET_0$

Pour les autres végétaux, seule $ETR = ETM$ est valable toute l'année.

I-2-2-3-2 Evaluation de l'évapotranspiration

I-2-2-3-2-1 Détermination de ET_0

- Directement à l'aide des lysimètres.
- Indirectement à l'aide de formules empiriques et théoriques (ou à bases physiques) qui combinent des variables climatiques :

- Formule de Turc

$$ET_0 = 0,4(R_G + 50) \frac{\bar{T}}{\bar{T} + 15} \quad (\text{pas de temps mensuel}) \quad (\text{I-13})$$

$$ET_0 = 0,13(R_G + 50) \frac{\bar{T}}{\bar{T} + 15} \quad (\text{pas de temps décadaire}) \quad (\text{I-14})$$

- Equation de Penman

$$ET_o = \frac{R_n \Delta p + \frac{\rho C_{p,a} \delta_e}{r_a}}{\lambda(\Delta + \gamma)} \quad (\text{I-15})$$

- Formule de Penman –Monteith

$$ET_o = \frac{R_n \Delta p + \frac{\rho C_{p,a} \delta_e}{r_a}}{\lambda \left[\Delta p + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_{ea}} \right) \right]} \quad (\text{I-16})$$

I-2-2-3-2 Détermination de ETM d'un sol couvert par la végétation

On détermine les besoins en eau des cultures, équivalent à ETM, par la correction de ET_o, par un coefficient cultural K_C.

$$ETR (\text{culture}) = K_C ET_o \quad (\text{I-17})$$

I-2-2-4 L'interception

La pluie (ou la neige éventuellement) peut être retenue par la végétation, puis redistribuée en une partie qui parvient au sol et une autre qui s'évapore. L'interception est la partie qui n'atteint jamais le sol.

De façon analytique, les pertes par interception s'expriment par la relation :

$$I = P_i - (P_c + P_b) \quad (\text{I-18})$$

I-2-2-5 Le stockage dans les dépressions

On distingue trois formes de stockage d'eau :

- le stock d'eau de surface : eau accumulée dans les dépressions de la surface du sol,
- le stock d'eau souterraine : eau emmagasinée dans le sol et dans le sous-sol,
- le stock d'eau sous forme solide : eau contenue dans les couvertures neigeuse et glaciaire.

I-2-2-6 L'écoulement, l'infiltration et la percolation

- L'écoulement est le mouvement de l'eau à la surface du sol et dans le sol. On distingue :

*les écoulements rapides qui se subdivisent en écoulements de surface (Ecs) et écoulement de subsurface ou écoulement hypodermique (Eh)

*et les écoulements lents ou écoulements souterrains (Eb: écoulement de base).

L'écoulement total, c'est-à-dire la quantité d'eau qui s'écoule à l'exutoire d'un bassin, est :

$$E_t = E_{cs} + E_h + E_b \quad (\text{I-19})$$

- L'infiltration est le transfert de l'eau à travers les couches superficielles du sol et l'écoulement de cette eau dans le sol et le sous-sol, sous l'action de la gravité et des forces de succion.

- La percolation désigne plutôt l'infiltration profonde de l'eau dans le sol, en direction de la nappe phréatique.

I-3 LE BILAN HYDRIQUE

Le phénomène continu du cycle de l'eau peut être schématisé en trois phases :

- les précipitations,
- le ruissellement de surface et écoulement souterrain
- et l'évaporation.

L'estimation des quantités d'eau passant par chacune des étapes du cycle hydrologique peut se faire à l'aide d'une équation hydrologique qui se fonde sur l'équation de continuité et peut s'exprimer comme suit, pour une période et un bassin donnés.

$$Pa + Sp = Rs + E + (Sp \pm \Delta S) \quad (\text{I-20})$$

Cette équation peut s'écrire sous la forme simplifiée suivante :

$$E = I + O \pm \Delta S \quad (\text{I-21})$$

$\Delta S = 0$ pour un bassin versant naturel relativement imperméable. On peut ainsi introduire le déficit d'écoulement D (pertes dues à l'évaporation) dans l'équation qui devient :

$$I - O = D \quad (\text{I-22})$$

Le déficit d'écoulement peut être estimé à l'aide de mesures ou de méthodes de calcul telles que:

- La formule de TURC :

$$D = \frac{Pa}{\sqrt{0,9 + \frac{Pa^2}{L^2}}} \quad (\text{I-23})$$

- la formule de COUTAGNE :

$$D = Pa - m.Pa^2 \quad (\text{I-24})$$