

## Recharge des aquifères par les crues d'oueds

**MUSTAPHA BESBES**

*Ecole Nationale d'Ingénieurs de Tunis, BP 37 Le Belvédère, 1002, Tunis, Tunisia*  
[mbf.besbes@gnet.tn](mailto:mbf.besbes@gnet.tn)

**Résumé** Le rôle des crues d'oueds dans la recharge des nappes en zone aride est reconnu et observé depuis une cinquantaine d'années en divers endroits du monde. Ce phénomène a notamment été mis en exergue dans le bassin expérimental de Walnut Gulch en Arirona et dans la plaine de Kairouan en Tunisie. Après un rappel du devenir de l'eau infiltrée au passage d'une crue, et des nombreux travaux réalisés sur l'infiltration superficielle (*transmission losses*), qui permettent d'estimer en moyenne générale que 40 à 50% des volumes des crues s'infiltrent dans l'oued, on décrit les différentes étapes de la recharge: percolation sous le lit du cours d'eau, mécanisme du transfert dans la zone non saturée, propagation de l'onde de crue souterraine dans l'aquifère. Les diverses méthodes d'évaluation sont passées en revue: bilan hydrique, fluctuations piezométriques, méthodes géophysiques et géochimiques, ainsi que les différents modèles de propagation–infiltration des crues en oueds. Les études de cas recensées montrent qu'il est très rare que soient observés à la fois le ruissellement superficiel et la réaction de la nappe, et que plusieurs méthodes d'estimation aient pu être mises en œuvre sur le même site à titre contradictoire. Malgré les progrès considérables réalisés, et en raison de la complexité du phénomène, les connaissances sont encore parcellaires, mais suite à une nouvelle impulsion des programmes de recherche, et à une expérimentation récente de la multidisciplinarité, des avancées significatives devraient rapidement voir le jour.

**Mots clefs** crues d'oueds; modèles de propagation–infiltration; recharge des nappes; zone aride

### **Aquifer recharge by floods in ephemeral streams**

**Abstract** The role of wadi floods in arid zone groundwater recharge has been known and observed for about 50 years in various places worldwide. This phenomenon has been well described, notably in the Walnut Gulch experimental basin, Arizona, USA, and in the plain of Kairouan, Tunisia. After a review of infiltrated water transfer following floods, and of the results of numerous works on transmission losses that permit an estimate of a global average of 40–50% of flood volume lost via the wadi bed, the different recharge stages are described: percolation beneath the wadi, transfer mechanisms in the unsaturated zone, and propagation of the underground mound in the aquifer. The various methods of assessment are reviewed: water balance, piezometric fluctuations, geophysical and geochemical methods, as well as the different models of flood routing–infiltration in wadis. Analysis of case studies show that it is very rare that a simultaneous flood and water table reaction is observed, or that more than one evaluation method is used at the same site. In spite of the considerable number of studies, research and progress achieved in the last 50 years, because of the complexity of the phenomenon, the knowledge is still fragmentary. However, following a new wave of research programmes, and recent multidisciplinary experimentation, further meaningful progress should be rapidly obtained.

**Key words** wadi floods; routing–infiltration models; groundwater recharge; arid zone

## INTRODUCTION

Un “oued”, cours d'eau intermittent, ou éphémère, est défini comme un cours d'eau qui ne coule qu'en réponse directe à une précipitation ou est alimenté par une source intermittente (UNESCO-OMM). Plusieurs raisons justifient la recherche d'une connaissance précise de la contribution des crues de cours d'eau intermittents, les oueds, à l'alimentation des systèmes aquifères.

En zone aride, l'infiltration directe des précipitations ne constitue pas une source déterminante d'apports aux nappes souterraines. Du fait d'un déficit hydrique permanent, l'infiltration n'est possible qu'à la faveur des concentrations du ruissellement dans le lit des cours d'eau, et étant donné le régime de ces oueds, ce phénomène est très irrégulier, mais peut être exceptionnellement important. Ce mode de recharge des nappes se produit généralement lors du passage de crues naturelles dans le lit du cours d'eau, mais il peut également se produire en cas d'épandage des crues sur des sols agricoles, ou encore au passage d'ondes de crues lâchées à partir d'un barrage amont dans le but de provoquer une recharge artificielle.

Dans les conditions climatiques d'aridité, les régimes des précipitations et du ruissellement sont soumis à une très grande variabilité temporelle. Des séquences irrégulières de périodes puriannuelles sèches et humides sont souvent observées, et un épisode exceptionnellement humide, provoquant la reconstitution des réserves de l'aquifère, peut être suivi d'une période de sécheresse prolongée, au cours de laquelle l'alimentation de la nappe peut s'annuler. Il est donc important de pouvoir estimer les variations du régime d'alimentation sur une longue période de temps.

Il faut, par ailleurs, pouvoir proposer un schéma d'exploitation de l'aquifère qui ne surestime pas la ressource, ce qui créerait des difficultés en période de sécheresse, et qui ne la sous-estime pas, car un réservoir sous-exploité dispose d'une moindre capacité à emmagasiner les quantités infiltrées au passage des crues les plus importantes.

La régularisation du régime des grands oueds et la volonté d'utiliser au mieux les eaux de surface induisent la construction de barrages pour lesquels les sites les plus favorables existent généralement à l'amont des plaines où s'effectue l'infiltration des crues. Il est donc important, pour prévoir les modifications du régime d'alimentation des nappes induites par un changement du régime de ruissellement, de bien connaître les mécanismes de l'infiltration dans le lit des cours d'eau à l'état naturel.

## DEVENIR DE L'EAU INFILTREE AU PASSAGE D'UNE CRUE

L'infiltration des crues à travers le lit des cours d'eau temporaires constitue la principale source d'alimentation des nappes libres dans les régions arides et désertiques où le lit du cours d'eau est généralement perché au dessus de la surface de la nappe dont il est séparé par une tranche non saturée pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Dans cette position, le cours d'eau est infiltrant, il est dit affluent (Fig. 1) vis-à-vis de la nappe (*influent stream*). Plus à l'aval et notamment à l'approche de l'exutoire, le cours d'eau est en situation drainante: il est dit effluent vis-à-vis de la nappe (*effluent stream*).

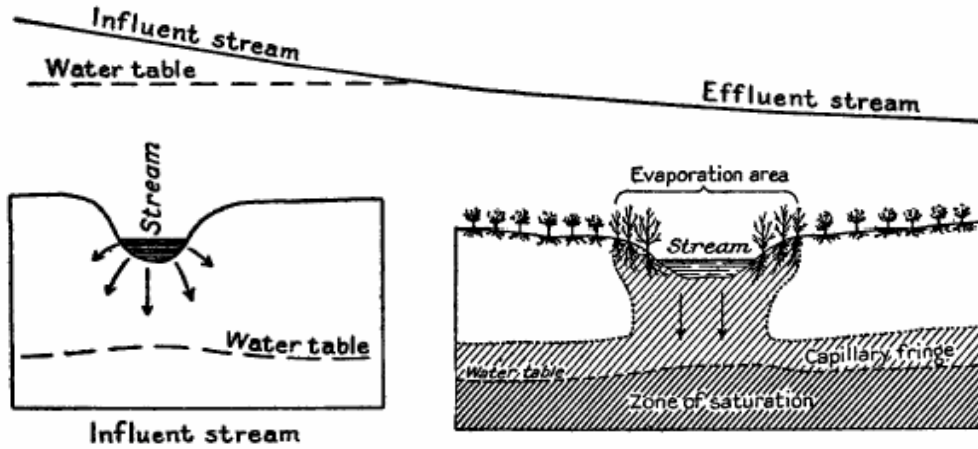


Fig. 1 Cours d'eau affluent (infiltrant) et effluent (drainant), d'après Meinzer (1923).

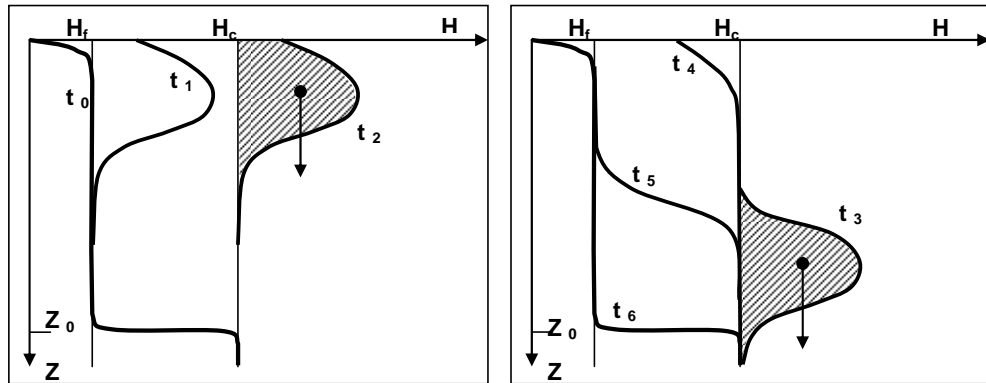


Fig. 2 Evolution au cours du temps ( $t_0$  à  $t_6$ ), de l'humidité  $H$  du sol après le passage d'une crue, d'après Besbes (1978).

Le devenir de l'eau absorbée ou infiltrée au passage d'une crue peut être décrit comme suit: après une crue importante, les couches superficielles du lit de l'oued, du sol en général, sont gorgées d'eau. Une partie de cette eau est drainée sous l'effet de la pesanteur et va rejoindre les horizons profonds: c'est l'eau gravifique (Brochet & Gerbier, 1968). S'il n'y a pas eu assèchement par évaporation, l'humidité après drainage (Fig. 2) atteint la capacité au champ ( $H_c$ ), qui équilibre les forces de rétention (potentiel capillaire) et les forces de gravité. En période de sécheresse, l'évapotranspiration (jusqu'à la profondeur d'enracinement  $Z_0$ ) puise l'eau jusqu'à porter l'humidité du sol au "point de flétrissement permanent" ( $H_f$ ).

En dessous de ce seuil, les forces de succion sont insuffisantes pour extraire l'eau du sol (eau liée) et la plante dépérit. Dans les premiers centimètres du sol toutefois (Turc, 1976), l'humidité peut devenir inférieure à  $H_f$  sous l'action de l'évaporation directe. C'est notamment le cas pour les sols nus. La différence  $H_c - H_f$  (fonction des propriétés physiques du sol) représente la "réserve utile" à la plante:  $RU$ , laquelle dépend également de la profondeur d'enracinement  $Z_0$ . En cas de crue, l'ensemble du profil tend vers la capacité au champ afin de satisfaire la  $RU$ . S'il y a excédent, il y a déclenchement de l'écoulement: ruissellement en surface et/ou percolation profonde,

d'où l'intérêt d'une bonne connaissance de la *RU* pour une description précise du devenir de l'eau dans le sol et la détermination du bilan hydrique.

Dans le cas d'un sol nu, ou d'un lit d'oued, parler de *RU* constitue certes un abus de langage—sauf si "l'utilisateur" désigné n'est plus la plante, mais l'atmosphère, mais respecte l'image d'effet de seuil admise pour le déclenchement de l'écoulement efficace. La *RU* sera la quantité à satisfaire pour que la capacité au champ soit atteinte et qu'un écoulement se produise (ruissellement à l'aval et percolation profonde). Ici,  $Z_0$  est petit mais la réserve à satisfaire peut être très importante dans le cas d'un sol argileux ou limoneux soumis à une sécheresse prolongée et une évaporation intense: c'est bien le cas en zone aride.

Plus généralement, les pertes dans un cours d'eau infiltrant comprennent: (a) les pertes par évaporation: évaporation par le plan d'eau, par les berges mouillées, et l'évapotranspiration des plantes poussant sur ces berges, (b) la filtration sous le lit du cours d'eau, qui se divise elle-même en deux parties: la part qui atteint la zone saturée de la nappe et qui constitue la *recharge* proprement dite de l'aquifère, et la quantité qui retourne à l'atmosphère après avoir séjourné dans le sol (voir Fig. 2). Slichter (1902) est sans aucun doute le premier à avoir évoqué le mécanisme de la recharge des nappes par les crues en zone aride. Meinzer (1923), qui a décrit avec précision ce phénomène (Fig. 1), pensait, à tort et faute d'observations quantifiables des faits, que la recharge effective constitue une faible part des volumes infiltrés dans les lits des cours d'eau éphémères, attribuant à la partie réévaporée un rôle prédominant (White, 1931; Meinzer, 1942). Mais les importances respectives des parts réévaporées et percolées, ainsi que l'indique l'examen de la Fig. 2, sont étroitement liées à la texture du sol considéré, ainsi qu'à sa structure.

Se fondant pour sa part sur une modélisation intégrale du cycle de l'eau dans les oueds de la plaine de Kairouan, et sur de longues séries d'observations, Nazoumou (2002) a pu montrer au contraire que les parts de la recharge et de l'évaporation dans le bilan des quantités absorbées au passage des crues étaient respectivement de l'ordre de 90% et 10%. Dans cette dernière région, il a été possible très tôt (Castany, 1948) de mettre en évidence le rôle majeur joué par les crues des Oueds Zeroud et Merguellil dans l'alimentation de la nappe de Kairouan.

Le rôle des crues d'oueds, et notamment les crues exceptionnelles et violentes, dans la recharge des nappes en zone aride et désertique est par ailleurs unanimement reconnu et noté par de très nombreux auteurs. Citons à titre d'exemple: Dubief (1953) pour ses nombreuses et pertinentes observations sur l'hydrologie saharienne, Pool & Schmidt (1997) pour l'effet d'El Niño sur la recharge par les crues du Rillito Creek dans le bassin de Tucson en Arizona, Besbes (1969, 1975) pour sa description de la recharge de la nappe de Kairouan par les crues, Daniel *et al.* (1967) pour la première modélisation de la recharge dans l'oued Biskra, Lloyd (1986) pour ses observations sur le désert sud jordanien, Khammari *et al.* (1992) pour les nappes d'underflow du versant ouest du Hoggar, Babasy (1998) pour les oueds du bassin de Gafsa Nord, Zinsou (1997) pour la recharge de l'Oued Fekka dans la plaine de Sidi Bou Zid, Babasy (2005) pour les bassins du Sahara Septentrional, Izbicki *et al.* (2000) qui démontrent la percolation profonde des crues de l'Oro Grande Wash dans le désert de Mojave en Californie du sud, dans une région où le niveau de la nappe est à plus de 100 m de profondeur, tandis que loin du lit de ce cours d'eau, aucune infiltration

profonde n'est possible dans cette région désertique, ainsi que Wheeler pour sa mise au point sur les processus hydrologiques des zones arides (Wheeler & Al-Weshah, 2002) et ses travaux sur la recharge par les crues d'oueds notamment en Arabie (Parissopoulos & Wheeler, 1991, 1992).

## L'INFILTRATION SUPERFICIELLE DANS UN LIT D'OUED

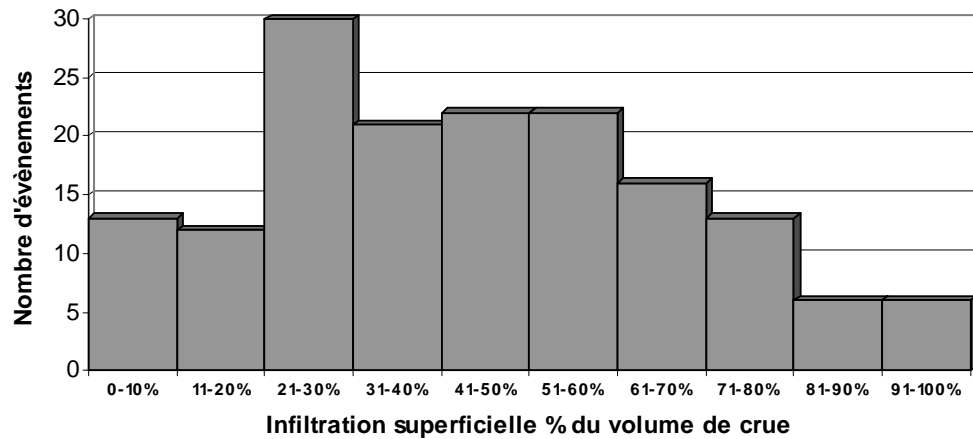
(*Transmission Losses*)

En publiant: *Recharge to groundwater from floods in a typical desert wash, Pinal County Arizona*, Babcock & Cushing (1941) ont sans doute été des précurseurs, en ayant observé une vingtaine d'évènements de crue à Queen Creek et y effectuant des jaugeages différentiels sur une distance de 30 km. Les premiers résultats présentent une grande dispersion: les pertes varient de 1000 à 300 000 m<sup>3</sup> par km de longueur de lit d'oued.

Cataldo *et al.* (2004) ont élaboré une revue des nombreuses études (près de 40 références inventoriées, portant sur les USA essentiellement, ainsi que l'Inde et l'Arabie) qui ont tenté d'estimer l'infiltration des crues dans le lit des oueds (*transmission losses*). Certes parmi toutes ces références, un seul papier s'est préoccupé du devenir souterrain des pertes et de la réaction de la nappe, il s'agit de Wallace & Renard (1967): *Contribution to regional water table from transmission losses of ephemeral streambeds*. Cette étude, conduite sur les crues de Walnut Gulch avec observation simultanée de piézomètres, constitue la première tentative d'évaluation d'une recharge parvenant à la nappe. Simultanément étaient publiées les observations de la recharge de la nappe alluviale de Biskra par les crues de l'Oued Biskra (Daniel *et al.*, 1967; Tixeront & Daniel, 1967). A la même époque, était mis en place le réseau de surveillance de la recharge à Kairouan (Besbes, 1967) puis publiés les premiers résultats de la recharge de la nappe de Kairouan par les crues de l'Oued Zeroud (Besbes, 1969).

La mise en place du bassin expérimental de Walnut Gulch a suscité de nombreux travaux en Arizona (voir Cataldo *et al.*, 2004). Les résultats de Jordan (1977), obtenus grâce à des jaugeages différentiels sur plusieurs cours d'eau de l'ouest du Kansas, ont par ailleurs établi un modèle linéaire de proportionnalité entre les pertes et le volume de la crue, et cette perte est d'environ 2% pour chaque mile parcouru. Ce modèle linéaire, que suggéraient déjà les observations sur l'Oued Biskra (Daniel *et al.*, 1967), qui avait été proposé sur Walnut Gulch par Lane *et al.* (1971) et plus tard par Peebles *et al.* (1981), sera souvent repris, notamment dans les régions arides du Nord Ouest de l'Inde, et en Arabie par Walters (1990) puis Abdulrazzak & Sorman (1994).

D'autres travaux se fondent sur l'observation et l'expérimentation *in situ* ou le bilan hydrologique du lit du cours d'eau (Burkham, 1970; Buono & Lang, 1980; Stonestrom *et al.*, 2003; Goodrich *et al.*, 2004). Enfin Cataldo *et al.* (2004) résument l'ensemble des résultats publiés dans la littérature, et qui portent sur des cours d'eau très divers (que ce soit par la largeur du lit, le volume des crues ou leur fréquence) par le schéma de la Fig. 3. Ce schéma indique que le taux de pertes le plus fréquent se situe grosso modo entre 40% et 50% des apports. Quel est le devenir de ces quantités infiltrées en surface? C'est cette question que allons explorer dans ce qui suit.



**Fig. 3** Infiltration superficielle (*transmission losses*) exprimée en pourcentage du volume des apports dans les cours d'eau de l'Ouest des USA (d'après Cataldo *et al.*, 2004).

## DU COURS D'EAU A LA NAPPE: MECANISME DE LA RECHARGE

Le profil de la Fig. 4 résume les phénomènes que l'on peut observer entre le lit du cours d'eau et la surface libre de la nappe souterraine. De Marsily (1981) en présente la description suivante. Au-dessus de la nappe, définie par sa surface phréatique, se trouve d'abord la frange capillaire, zone presque saturée: on y admet une saturation à 90%. De l'air s'y trouve généralement piégé en raison du battement de la surface libre. La pression de l'eau y est inférieure à la pression atmosphérique. Au-dessus, la saturation va diminuer jusqu'à la saturation d'équilibre. Ce profil est statique. En surface, ont été représentées deux situations: celle d'un sol humidifié par le passage d'une crue et celle d'un sol desséché par l'évaporation. Ces deux situations ne peuvent représenter des états d'équilibre: d'une part, l'eau gravifique va descendre le long du profil pour rejoindre la nappe, et d'autre part, l'eau évaporée va suivre un mouvement ascendant pour quitter le sol et rejoindre l'atmosphère. Avec le profil de saturation, a été porté le profil de pression. En situation hydrostatique, la pression varie linéairement avec l'altitude. Mais en pratique, un sol n'est presque jamais en équilibre hydrostatique, et le profil de pression réel s'écarte de la droite d'équilibre; le sens de cet écart indique alors le sens de l'écoulement: vers le haut pour les points situés à gauche de la droite d'équilibre hydrostatique, et vers le bas pour ceux situés à droite.

Au passage d'une crue, la teneur en eau sous le lit de l'oued augmente considérablement, et le front d'humidité, au-delà de la saturation d'équilibre, va entamer sa percolation en profondeur. Avant l'arrivée du front d'humidité à la nappe, la recharge est nulle. L'infiltration peut alors être représentée (Abdulrazzak & Morel-Seytoux, 1983; Wang *et al.*, 1997) à l'aide du modèle de Green et Ampt:

$$I_0 = K_s \cdot l' \left[ \frac{H + D}{D} \right] \quad (1)$$

où  $I_0$  est le flux d'infiltration par unité de longueur du lit de l'oued,  $l'$  est la demi-largeur du lit de l'oued,  $K_s$  la conductivité hydraulique à saturation,  $D$  l'épaisseur de la

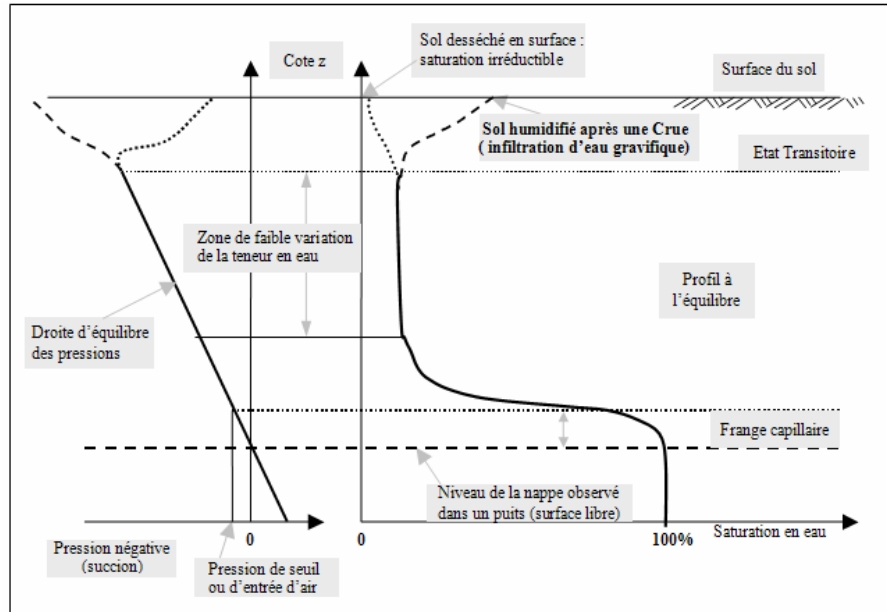


Fig. 4 Profils de saturation et de pression dans le sol (d'après de Marsily, 1981).

zone non saturée, et  $H$  le tirant d'eau. Mais une fois que le front d'humidité est parvenu à la surface de la nappe, l'expression de Green et Ampt n'est plus applicable. C'est le début de la recharge, provoquant une remontée du niveau piézométrique au droit du lit du cours d'eau. Cette perturbation ou onde de crue souterraine, va se propager latéralement, conformément aux équations de l'écoulement en milieu saturé.

La propagation spatio-temporelle de l'onde de crue souterraine de part et d'autre du lit après l'arrêt de l'infiltration a été traitée par Polubarinova-Kochina (1962), Moench & Kisiel (1970), Hall & Moench (1972). Considérons la section de la Fig. 5, perpendiculaire au lit d'un oued infiniment long, de largeur  $2R$ . La nappe, à surface libre, est homogène, isotrope et infinie. Le système est supposé linéaire et invariant, sous l'hypothèse que:  $h(x,t) \ll e$ .

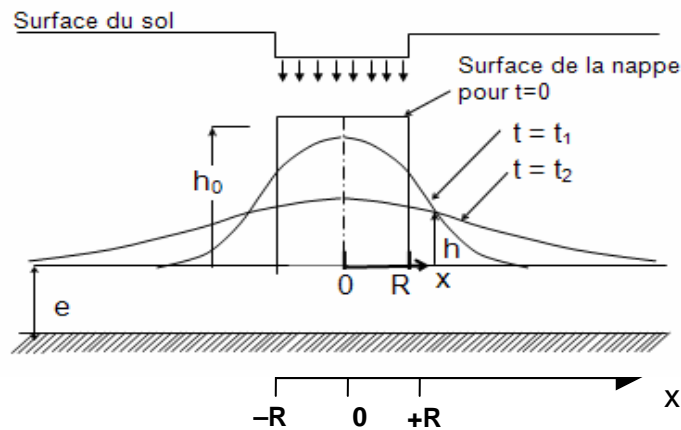


Fig. 5 Onde de recharge après une infiltration instantanée.

Ce problème peut être représenté par la forme linéarisée suivante de l'équation de Boussinesq:

$$\alpha \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} = \frac{\partial h}{\partial t} ; \text{ avec } \alpha = \frac{K.e}{\varepsilon} ; \text{ ou encore } \alpha = \frac{T}{S} \quad (2)$$

avec pour conditions initiales et aux limites:

$$h(x,0) = 0 \text{ pour } |x| > R; \quad h(x,0) = h_0 \text{ pour } |x| \leq R; \quad h(x,t) = 0 \text{ pour } x \rightarrow \infty \quad (3)$$

La solution du problème est:

$$h(x,t) = \frac{h_0}{\sqrt{\pi}} \int_{u_1}^{u_2} e^{-u^2} du \quad (4)$$

avec  $u_1 = \frac{x-R}{\sqrt{4\alpha t}}$ ; et  $u_2 = \frac{x+R}{\sqrt{4\alpha t}}$

Que l'on peut écrire sous la forme:

$$h(x,t) = \frac{h_0}{2} \left( \operatorname{erf} \frac{R-x}{\sqrt{4\alpha t}} + \operatorname{erf} \frac{R+x}{\sqrt{4\alpha t}} \right) \quad (5)$$

Cette solution décrit l'évolution spatio-temporelle du niveau piézométrique suite à une infiltration instantanée dans l'oued. A titre d'exemple, nous présentons l'application de ce modèle à l'étude de la propagation, dans la nappe de Kairouan (Besbes, 1978), des crues exceptionnelles d'Octobre 1969 infiltrées et observées dans l'Oued Zeroud en Tunisie Centrale (Fig. 6).

Si l'on connaît la largeur efficace du cours d'eau, la remontée initiale  $h_0$  sous le cours d'eau et la diffusivité de l'aquifère  $T/S$ , on est en mesure de calculer la fluctuation théorique du niveau en tout point de la nappe et à tout instant. La surface initiale de la nappe est supposée horizontale: les hauteurs calculées le sont en superposition d'écoulements; soit  $h = 0$  pour  $t = 0$  ( $x > R$ ); et  $h \rightarrow 0$  pour  $t \rightarrow \infty$ . La valeur de  $h$  représente donc la remontée effective du niveau.

Toutefois et en réalité, l'arrivée du front de recharge n'est pas instantanée, et la remontée du niveau de la nappe dépend de plusieurs facteurs dont bien entendu la forme de l'hydrogramme de crue superficielle, les paramètres hydrauliques de la nappe et la position du point de mesure par rapport à l'oued, la nature et la structure de la zone non saturée et notamment son épaisseur. Wilson & de Cook (1968) ont bien décrit le retard de percolation du front de saturation après le passage d'une crue sur le site de la Santa Cruz River à Tucson, USA, grâce au suivi du débit dans le cours d'eau, du niveau piézométrique et du profil d'humidité de la zone non saturée (80 m d'épaisseur) mesuré par une sonde à neutrons (Fig. 7), et établi expérimentalement que ce retard, qui est de plusieurs mois, est dû à la fois à la profondeur de la nappe et à la structure du non saturé et son hétérogénéité. Sur le site de l'Oued Zeroud à Kairouan, Besbes (1969) a pu établir, en calculant les variations de réserves de la nappe, que, une fois que la crue s'est infiltrée en surface, le transfert à travers la zone non saturée met quatre mois pour s'effectuer en totalité dans la partie amont où la nappe est à 60 m de profondeur.



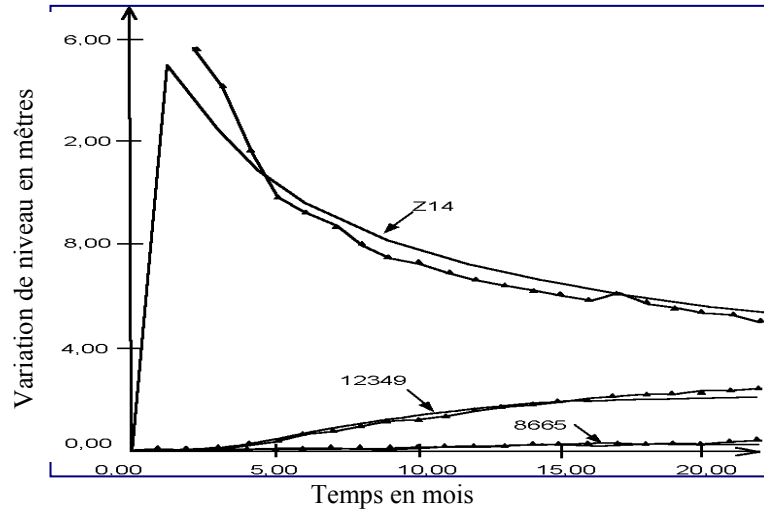


Fig. 6 Propagations piézométriques calculées et observées en trois piézomètres à Kairouan (situés à 500 m, 5 km et 6 km, de l'oued,);  $h(x,t)$ ;  $h$  en mètres;  $t$  en mois.

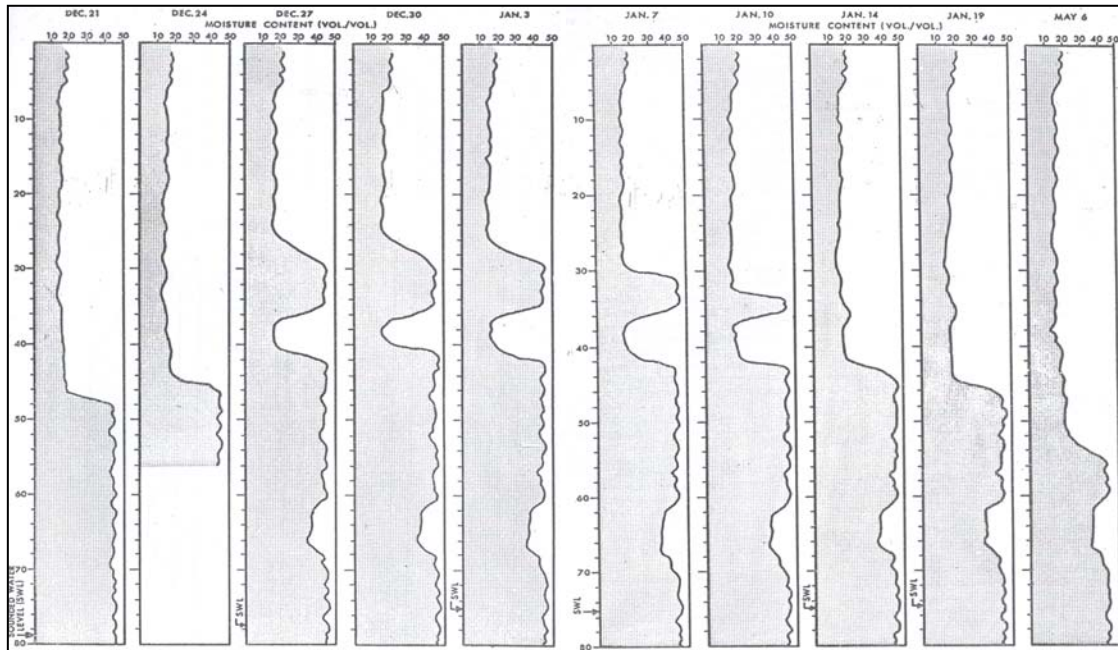


Fig. 7 Evolution des teneurs en eau après le passage d'une crue (le 24 Dec) de la Santa Cruz River (d'après Wilson & de Cook, 1968).

On peut établir la différence entre “infiltration” et “recharge” en définissant l’infiltration en un point donné de l’oued comme la part du ruissellement susceptible de rejoindre la nappe en ce point, qui a quitté les horizons superficiels du sol et entamé sa percolation en profondeur. C’est le flux que l’on peut déterminer en effectuant le bilan hydrique d’un modèle réservoir classique représentant le lit de l’oued (Thornthwaite & Mather, 1955; Crawford & Linsley, 1966)). La recharge est le flux correspondant parvenant à la surface de la nappe au droit de ce même point et le

transfert de l'infiltration dans la zone non saturée est un phénomène conservatif et linéaire. Morel-Seytoux (1985) a pu montrer que cette hypothèse de linéarité est acceptable lorsqu'on étudie des phénomènes moyens. Dès lors, et par analogie avec l'hydrogramme unitaire (Nash, 1958), le transfert dans la zone non saturée peut être représenté par une série de réservoirs linéaires en cascade (Fig. 8), modèle qui propose un découpage du milieu en tranches horizontales, identiques à travers lesquelles s'effectue le transfert, chaque tranche figurant un réservoir (Besbes, 1978; Ledoux, 1980; Besbes & de Marsily, 1984; Nazoumou, 2002). Le modèle est défini par le nombre et le coefficient de tarissement des réservoirs. Pour une infiltration unitaire, le flux sortant du système, ou flux de recharge, est fourni par:

$$Q(t) = \frac{1}{\tau \Gamma(n)} e^{-t/\tau} \left( \frac{t}{\tau} \right)^{n-1} \quad (6)$$

$n$  étant le nombre de réservoirs et  $\tau$  le coefficient de tarissement.

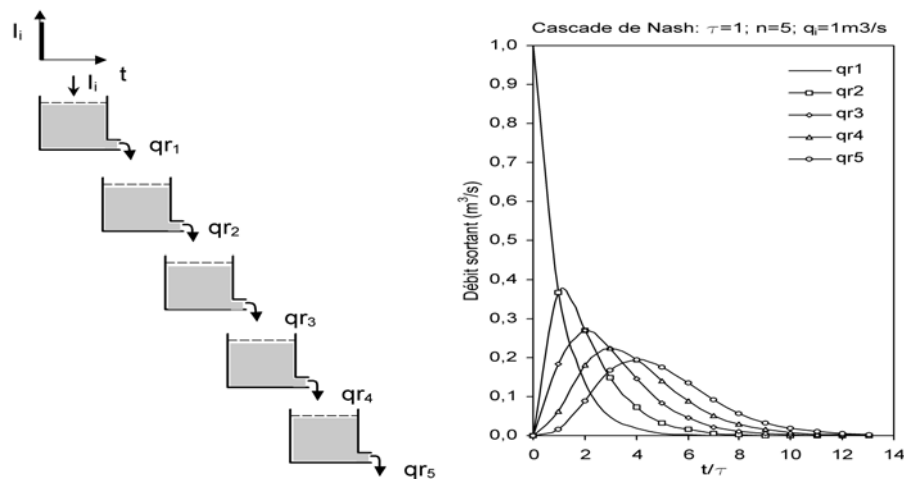


Fig. 8 Zone non saturée: transfert dans une série de réservoirs linéaires.

## METHODES D'ETUDE ET D'EVALUATION DE LA RECHARGE EN OUEDS

De nombreuses méthodes d'étude et d'évaluation de la recharge par les oueds ont été proposées et éprouvées dans diverses conditions de gisement. Ces techniques, dont certaines ont fait l'objet de revues comparatives (Allison *et al.*, 1994; Nazoumou, 2002; de Vries & Simmers, 2002; Lerner, 2003; Goodrich *et al.*, 2004; Sahuquillo, 2004) peuvent être classées en plusieurs catégories selon les processus qu'elles impliquent:

- l'approche hydrologique, fondée sur l'utilisation des données hydrométriques et des paramètres du lit de l'oued pour déterminer le bilan hydrologique;
- les méthodes fondées sur l'analyse des fluctuations piézométriques de la nappe;
- l'approche hydraulique ou darcienne, basée sur le suivi des paramètres hydrauliques du sol (teneur en eau, conductivité hydraulique, gradient hydraulique, potentiel de succion) pour quantifier les flux dans la zone non saturée échappant au domaine de l'évapotranspiration;

- (d) les méthodes chimiques, qui consistent en l'analyse chimique ou isotopique et le suivi de traceurs dans la zone non saturée ou la nappe;
- (e) les méthodes géophysiques: transfert de chaleur, variation de masse. Un certain nombre de ces méthodes sont présentées dans ce qui suit.

### Bilan hydrique du lit du cours d'eau

L'infiltration au passage d'une crue sur un bief de longueur  $L$  peut s'écrire (Coes & Pool, 2005):

$$V_i = \int_0^L (T \cdot w \cdot q_i - E_{vap}) \cdot dl \quad (7)$$

où  $V_i$  est le volume infiltré [ $L^3$ ];  $T$  est la durée de la crue [ $T$ ];  $w$  la largeur inondée du lit [ $L$ ];  $q_i$  la vitesse d'infiltration dans le lit de l'oued [ $LT^{-1}$ ];  $E_{vap}$  évaporation par unité de longueur du lit, qui inclut également l'évapotranspiration sur les berges [ $L^3L^{-1}$ ]; et  $L$  est la longueur "utile" du lit ou longueur infiltrante.

Dans cette équation de bilan, toutes les variables du second membre ne sont pas bien connues, loin de là. Si l'on considère par exemple la longueur inondée  $L$ , cette dernière dépend étroitement du débit véhiculé. Coes & Pool (2005), la font dépendre de la durée de la crue, et arrivent à établir une relation empirique entre longueur et durée. Besbes (1978), choisit, selon les distances de propagation observées, de lier la longueur  $L$  au débit moyen journalier  $Q$ , soit une relation du type  $L = \alpha \cdot Q$ , qui admet une valeur limite: la longueur infiltrante de l'oued.

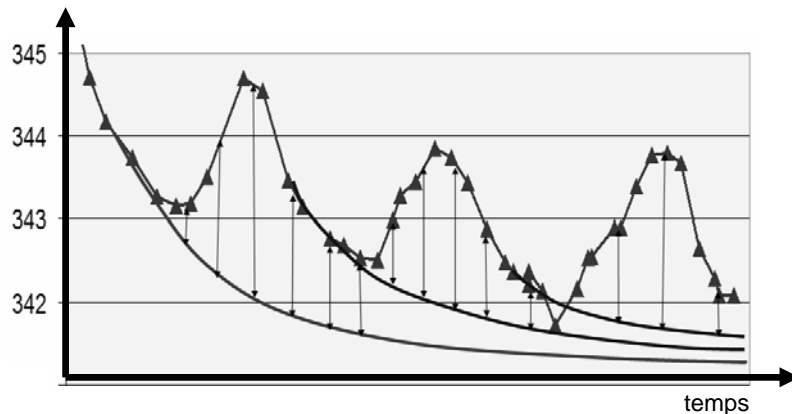
Pour les cours d'eau contrôlés, il est facile de déterminer la durée  $T$  de la crue. Mais la largeur inondée  $w$  dépend étroitement du débit. Il faudrait alors exploiter l'hydrogramme de chaque crue et pouvoir établir une relation empirique entre la largeur  $w$  et le débit  $Q$ . La vitesse d'infiltration  $q_i$  peut être approchée par des mesures locales in situ, sachant qu'il s'agit là d'un paramètre éminemment variable dans l'espace. Quant à l'évaporation sur le plan d'eau et à l'évapotranspiration sur les berges, leur détermination est certes peu précise, mais leur poids dans ce bilan n'est pas important, étant donné les durées généralement courtes des crues dans les cours d'eau éphémères.

Toutefois, les quantités  $V_i$  déterminées de la sorte ne sont pas assurées de percoler en profondeur et de rejoindre la nappe en totalité. Une partie demeure stockée dans les horizons superficiels du sol pour s'évaporer et rejoindre l'atmosphère après la fin de la crue. Limiter le bilan hydrique à la période de la crue reviendrait à surestimer la part de la Recharge. Pour bien faire, il faut donc effectuer le bilan sur une période bien plus longue. Besbes (1978) (voir aussi Ezzeddine & Besbes, 1991; Nazoumou, 2002) propose un procédé dérivant de la méthode de Thornthwaite (Thornthwaite & Mather, 1955). Il s'agit d'un bilan journalier continu où l'on considère un réservoir unique de taille variable constitué par la tranche superficielle du sol limitée à la partie utile du lit de l'oued. Les paramètres du modèle sont: la superficie infiltrante ( $L \cdot w$ ) qui peut énormément varier d'un jour à l'autre, la vitesse d'infiltration  $q_i$  et la capacité maximale du réservoir. Le plus déterminant de ces paramètres s'est avéré être la largeur du lit et sa relation au débit de ruissellement.

### Estimation des variations de réserves de la nappe

A un épisode de recharge donné correspond une remontée de la surface de la nappe réceptrice. Si l'on dispose de mesures ponctuelles de cette remontée en nombre suffisant, il suffit de cartographier la distribution spatiale de ces valeurs pour déterminer la variation de réserve due à l'épisode considéré, connaissant la porosité. Mais l'évolution piézométrique résulte d'une superposition d'écoulements: une remontée donnée se superpose à la décharge qui suit la fin de la crue précédente. Ce tarissement suit une loi exponentielle, soit, si  $h$  et  $t$  désignent respectivement la charge hydraulique et le temps compté depuis la fin de l'épisode de recharge considéré, et  $\alpha$  une constante de l'aquifère:

$$h = h_0 e^{-\alpha t} \quad (8)$$



**Fig. 9** Séparation des remontées nettes de plusieurs épisodes successifs, et schéma de principe du retard de vidange.

La distance horizontale entre deux courbes de décharge successives est constante: c'est le "retard de vidange" de Schoeller (1962), qui est déterminé graphiquement. On peut de la sorte séparer les effets de chacun des épisodes de recharge et déterminer la remontée effective à chaque instant, compte tenu du déphasage dû au transfert dans la zone non saturée. Lorsque la nappe est profonde, ce déphasage est important, et le niveau peut commencer à baisser avant que ne s'annule le débit d'alimentation: la détermination de  $t_0$  nécessite alors une certaine expertise de l'opérateur. Cette difficulté interdit le traitement automatique des données, ce qui confère aujourd'hui à cette méthode une certaine rusticité et nécessite un volume de traitements considérables, en même temps évidemment qu'un réseau de mesures piézométriques denses et fréquentes. Toutes ces raisons font justement de cette méthode un appoint considérable pour l'estimation de la recharge des crues importantes.

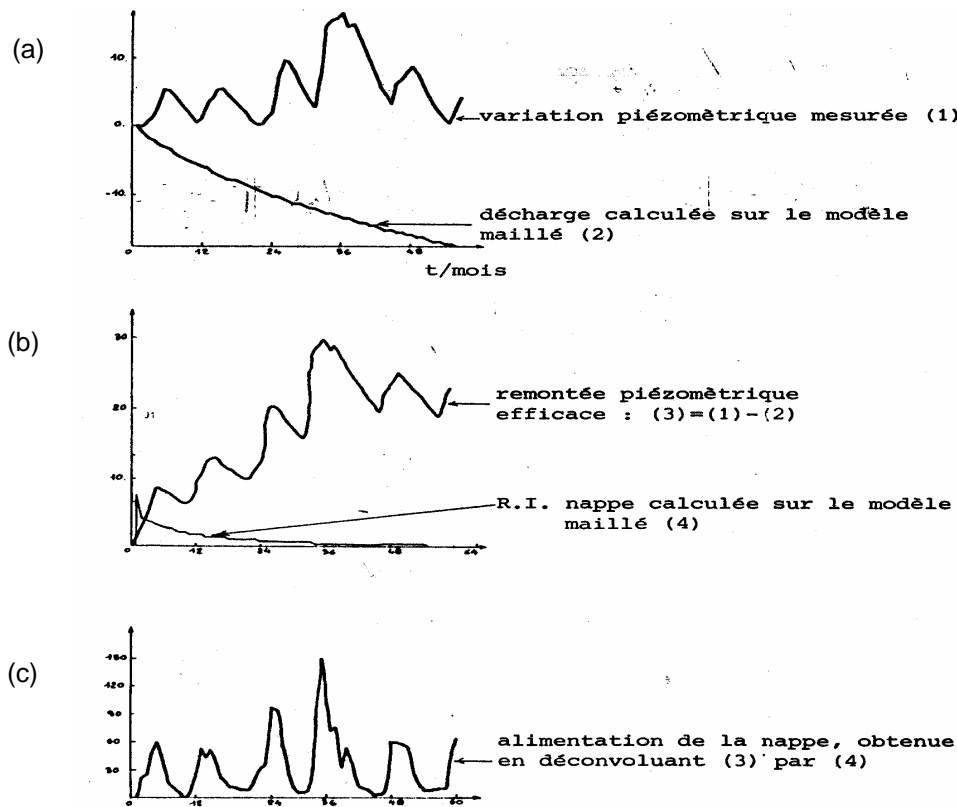
### Déconvolution des fluctuations piézométriques

Besbes (1978), et Besbes *et al.* (1978), ont utilisé la déconvolution des fluctuations de niveaux dans les piézomètres proches du lit des oueds pour identifier la recharge de la

nappe de Kairouan. La mise en œuvre de cette méthode nécessite l'exploitation d'un modèle maillé de simulation de l'aquifère, préalablement calé en transitoire sur un évènement exceptionnel de sorte que les erreurs d'ajustement sur la piézométrie soient négligeables devant l'amplitude des fluctuations. Admettant la linéarité des écoulements, la méthode consiste à déterminer la recharge  $q(t)$  à partir de la RI (réponse impulsionnelle)  $\varphi(t)$  et de la remontée effective  $s_i(t)$  de la nappe au piézomètre  $i$ , selon l'intégrale de convolution ci-après:

$$s_i(t) = \int_0^t q(\tau) \cdot \varphi_i(t - \tau) d\tau \quad (9)$$

La remontée effective ou efficace  $s_i(t)$  de la nappe à un instant  $t$  (Fig. 10(b)) est la différence entre le niveau piézométrique mesuré au piézomètre  $i$  et celui qui aurait été observé en l'absence de toute alimentation et qui représente la décharge naturelle de la nappe (Fig. 10(a)). Cette décharge est calculée à l'aide d'un modèle maillé de simulation de la nappe ou par ajustement d'une loi analytique de décharge exponentielle sur la courbe de décharge de la crue précédente. La RI reliant l'infiltration efficace à la remontée piézométrique (Fig. 10(b)) est identifiée à l'aide du modèle numérique de l'aquifère. Elle peut également découler des observations piézométriques lorsqu'un flux de recharge unitaire et sa réponse sont bien connus au niveau d'un piézomètre  $i$ . Dans son application au système aquifère de Kairouan et afin d'éliminer l'effet des écarts de calage du modèle



**Fig. 10** Principe de calcul de la recharge par déconvolution piézométrique (Besbes, 1978). (a) Variation piézométrique mesurée et décharge calculée de la nappe; (b) remontée piézométrique efficace et réponse impulsionnelle de la nappe; et (c) recharge calculée par déconvolution de la remontée efficace.

de nappe, l'auteur a utilisé une méthode mixte pour déterminer la RI, en assimilant la première partie de celle-ci (période non influencée par les crues suivantes) à la réponse expérimentale, tandis que le reste de la décrue est calculé à l'aide du modèle maillé. Chaque piézomètre étant traité indépendamment, la méthode de déconvolution (Besbes & de Marsily, 1984) aboutit à autant de résultats qu'il y a de piézomètres et qui doivent être compatibles. Les volumes de recharge de la nappe de Kairouan calculés par cette approche ont été corroborés par ceux obtenus à partir de l'estimation par interpolation des remontées piézométriques et ont permis de dresser une relation empirique entre la recharge et le ruissellement de l'oued à l'entrée du bassin hydrogéologique.

### **L'approche hydraulique ou Darcienne**

Il s'agit de déterminer le flux percolant dans la zone non saturée à partir des mesures du gradient hydraulique et de la conductivité hydraulique. Le flux de recharge  $q$ , est donné par la loi de Darcy exprimée en milieu non saturé. Associée à l'équation de continuité, la loi de Darcy aboutit à la formulation de Richards. Les modèles hydrauliques d'infiltration procèdent à l'intégration numérique de l'équation de Richards sur le domaine sol-nappe (Vauclin *et al.*, 1979). Cette méthode nécessite des informations en quantité considérable, ce qui limite son utilisation à l'étude locale de phénomènes particuliers. De nombreux chercheurs préfèrent l'approximation en infiltration-piston de Green et Ampt (Whisler & Bouwer, 1970; Abdulrazzak & Morel-Seytoux, 1983; Wang *et al.*, 1997), qui donne des résultats acceptables pour des applications en grandeur réelle.

### **Les méthodes isotopiques**

Les isotopes les plus fréquemment utilisés sont le tritium  $^3\text{H}$ , isotope radioactif, et les isotopes stables: oxygène  $^{18}\text{O}$  et deutérium  $^2\text{H}$ . La plupart des études réalisées utilisent le tritium thermonucléaire. Comme la concentration varie d'une année à l'autre il est difficile d'identifier les profondeurs et le pic de tritium correspondant au flux de recharge d'une année donnée, à moins que la zone non saturée ne soit suffisamment épaisse pour mémoriser plusieurs années de recharge (Allison & Hughes, 1983). L'inconvénient du tritium demeure sa courte période, et sa volatilité qui engendre une incertitude dans l'estimation de la reprise évaporatoire et du bilan de masse. L'analyse du profil du  $^{36}\text{Cl}$  ou de l'activité en  $^{14}\text{C}$  peut également être utilisée pour quantifier la recharge des nappes en zone aride. Les approches isotopiques sont principalement utilisées pour l'estimation de la recharge directe ou par accumulation dans les dépressions de basses vallées (Aranyossy & Gaye, 1992; Favreau *et al.*, 2001). Le caractère localisé de la recharge par infiltration des crues d'oueds paraît être peu compatible avec ces méthodes (Nazoumou, 2002).

### **Bilan de masse des chlorures dans la zone non saturée**

Les chlorures (Cl) sont continuellement déposés à la surface du sol par les précipitations, le vent, le ruissellement. Leur grande solubilité permet leur transport en

profondeur via l'infiltration, mais ils demeurent dans le sol lorsque l'eau s'en trouve réévaluée. Les régions où l'infiltration est négligeable sont indiquées par d'importantes concentrations en Cl dans les horizons superficiels du sol, mais lorsque l'infiltration est importante, on n'observe pas d'augmentation des concentrations en Cl dans le sol et la zone non saturée. Les chlorures sont considérés comme un traceur conservatif du mouvement de l'eau dans le sol. A ce titre, l'infiltration profonde, ou Recharge conservative, hors du sol superficiel siège de l'évaporation, peut s'écrire sous certaines conditions (Russel & Minor, 2002; Stonestrom *et al.*, 2003):

$$I_p = (C_e P + C_r R) / C \quad (10)$$

où:  $I_p$  est l'infiltration profonde;  $P$  la pluie;  $R$  le Ruissellement;  $C_e$  la concentration en Cl des précipitations incluant les dépôts secs d'origine éolienne,  $C_r$  la concentration en Cl des eaux de ruissellement;  $C$  la concentration moyenne des eaux percolant en profondeur. Les vitesses de percolation profonde des quantités infiltrées sont estimées en rapportant les quantités de chlorures apportées par le cours d'eau à la concentration en chlorures de la zone de percolation (zone non saturée). Scanlon *et al.* (1997) montre comment cette dernière est inversement proportionnelle au flux des masses d'eau dans le sous-sol: les faibles concentrations en chlorures indiquent des flux importants, et les fortes concentrations de faibles flux. Cette méthode implique un certain nombre d'hypothèses et de conditions (Wood, 1999; Scanlon, 2000), dont notamment la permanence du flux de percolation (pas de modification de la teneur en eau au cours du temps), ce qui est évidemment en contradiction avec le principe de l'infiltration limitée aux périodes de crues.

En raison des hypothèses qu'implique cette méthode, son utilisation est encore exceptionnelle pour les crues d'oueds et limitée encore à de rares cas, que ce soit en Californie, Mojave desert (Izbicki *et al.*, 2000; Izbicki, 2002); au Nevada, Amargosa desert (Stonestrom *et al.*, 2003); ou en Arizona, Sierra Vista (Goodrich *et al.*, 2004; Coes & Pool, 2005).

### Les transferts de chaleur comme traceurs de la recharge

Les sédiments sous jacents aux oueds sont généralement secs. En raison des contrastes de température qui existent entre l'eau superficielle et le sous-sol, l'infiltration au passage des crues fournit un signal thermique particulier, qui permet non seulement d'identifier facilement la chronologie du ruissellement, mais également, par la pose de capteurs en différents points autour du lit et à différentes profondeurs, d'enregistrer l'extension, la formation et l'évolution du bulbe d'infiltration depuis le lit du cours d'eau jusqu'à la surface de la nappe. Les innovations réalisées dans la technologie des capteurs et les progrès effectués dans la modélisation numérique couplée des écoulements et des transferts de chaleur présentent de nouvelles opportunités permettant d'utiliser la chaleur en tant que traceur des échanges nappes-rivière, et notamment de la recharge au passage des crues dans un oued (Constantz, 2005; Constantz & Thomas, 1996; Constantz *et al.*, 2001). Des applications sont présentées en Arizona (Goodrich *et al.*, 2004) et au Nevada (Stonestrom *et al.*, 2003). Enfin de très nombreux exemples sont fournis par Stonestrom & Constantz (2003).

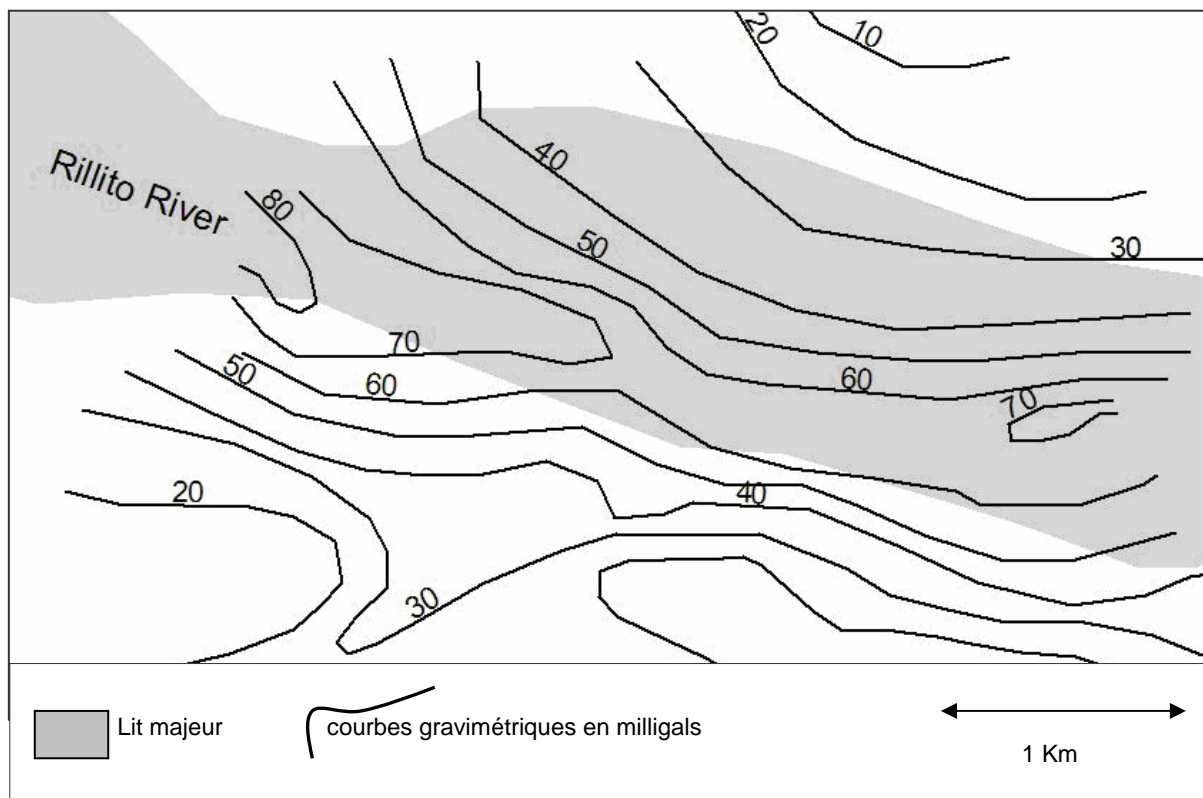
### Anomalie gravimétrique provoquée par la recharge

Lors des campagnes de prospection gravimétrique, les variations de niveau piezométrique des aquifères constituent des sources d'erreur importantes: de l'ordre de 5  $\mu\text{gal}/\text{m}$ , alors que la précision des gravimètres portables est de 5  $\mu\text{gal}$  [ $1 \mu\text{gal} = 10^{-8} \text{ m s}^{-2}$ ]. L'introduction brusque d'une importante masse d'eau dans la zone non saturée au passage d'une crue d'oued entraîne une augmentation locale de la gravité, ou anomalie gravimétrique, dont la mesure permet de définir l'importance de la zone nouvellement saturée. Dans le cas à 1-D, on doit admettre que l'extension latérale de cette zone est grande comparée à son épaisseur, et le problème s'écrit (Pool & Schmidt, 1997; Allis *et al.*, 2000):

$$\Delta g = 2\pi.G.\phi.\rho_w.\Delta h \quad (11)$$

où  $\Delta h$  est la variation du niveau piezométrique,  $\phi$  la porosité,  $\rho_w$  la masse volumique de l'eau,  $G$  la constante de gravitation universelle [ $G = 6.67 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2 \text{ kg}^{-2}$ , Giroux (2005)]. Pour une porosité de 0.2, l'anomalie gravimétrique  $\Delta g$  est de l'ordre de 5  $\mu\text{gal}/\text{m}$  (Pool & Schmidt, 1997).

Parker & Pool (1998) ont utilisé cette technique pour estimer la recharge dans la rivière Rillito Creek (région de Tucson) au passage des crues exceptionnelles d'El Niño de janvier 1993. Le résultat obtenu (Fig. 11) est très démonstratif.



**Fig. 11** Anomalie gravimétrique mesurée après le passage de la crue d'El Niño en janvier 1993 à Rillito Creek (d'après Pool & Schmidt, 1997).

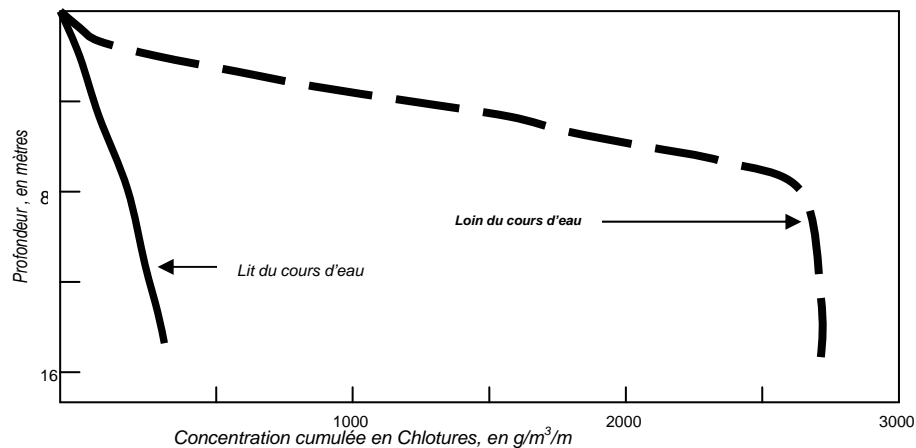


## OBSERVATION DE LA RECHARGE EN OUED: ETUDES DE CAS

Si l'observation de l'infiltration superficielle au passage des crues a fait l'objet de très nombreuses études depuis une cinquantaine d'années, la percolation profonde et la réaction des niveaux de la nappe n'ont pas fait l'objet de très nombreuses observations. Nous présentons ci-après quelques études de cas, dont la discussion des résultats introduit à la complexité des transferts dans la zone non saturée.

### Percolation profonde sous l'Amargosa-River, Nevada

Ce cas a été étudié par Stonestrom *et al.* (2003). L'existence et la quantification d'une percolation profonde sous le lit de la rivière Amargosa dans le désert du Sud du Nevada ont été évalués par un bilan massique des chlorures dans la partie supérieure de la zone non saturée. Cette dernière a 100 m d'épaisseur totale, et les précipitations moyennes dans la région sont de l'ordre de  $110 \text{ mm a}^{-1}$ . Les profils réalisés en zone non cultivée présentent d'importantes accumulations de chlorures jusqu'à la profondeur maximale d'évapotranspiration, mais plus au-delà. Ce profil (Fig. 12) est typique des régions désertiques sans recharge, où les sels se sont accumulés depuis des milliers d'années dans la tranche superficielle du sol. Quant aux profils réalisés sous le lit de l'Amargosa-River, ils indiquent une percolation profonde quasi-permanente, qu'atteste le lessivage des chlorures (Fig. 12), et que confirment des taux d'humidité bien plus élevés qu'ailleurs.



**Fig. 12** Deux profils de concentrations cumulées en chlorures, en  $\text{g m}^{-2}$  (d'après Stonestrom *et al.*, 2003).

Ces résultats indiquent clairement l'existence d'une recharge sous le lit de cours d'eau éphémères, en dépit du climat aride et de la rareté des crues. En raison des composantes latérales de l'écoulement, la fraction infiltrée en surface qui parvient effectivement à la nappe est de l'ordre de 15%. L'intégration de la masse de chlorures présente dans la zone non saturée a par ailleurs permis d'estimer que le temps nécessaire à ces quantités pour parvenir intégralement à la surface de la nappe est de

l'ordre de plusieurs centaines d'années. Mais ces derniers résultats sont encore sujets à de très fortes incertitudes, en raison notamment de la contribution des pores non connectés dans lesquels les solutés pénètrent par diffusion moléculaire et en ressortent par le même mécanisme s'il y a entraînement par écoulement dans les pores connectés.

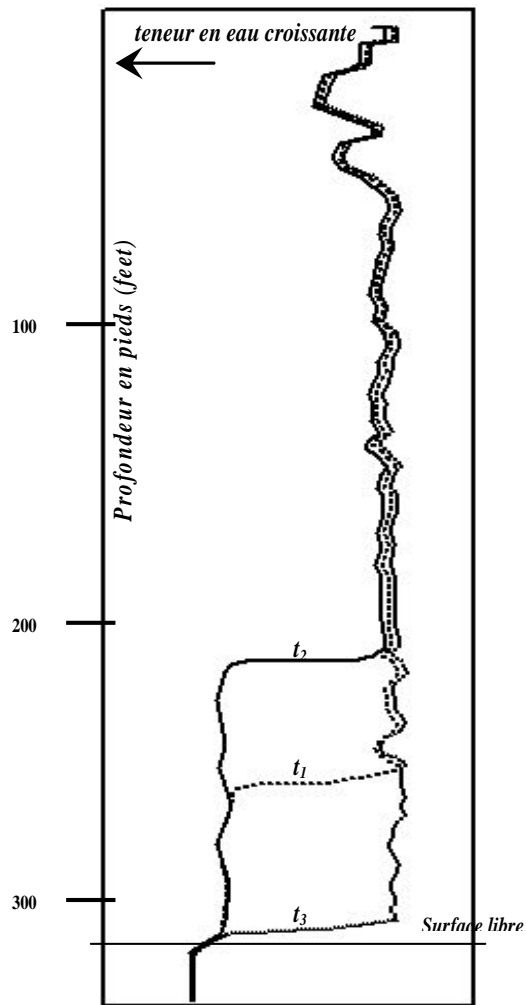
### **Percolation profonde dans l'aquifère de la Vekol Valley, Arizona**

Cette étude, conduite par Marie & Hollett (1996), a consisté à réaliser une expérience d'infiltration artificielle de longue durée dans le lit d'un oued initialement sec au dessus d'une nappe souterraine libre à 100 m de profondeur. Le but de cet essai était de déterminer les pertes dans le lit de l'oued, la vitesse de percolation dans un milieu non saturé de 100 m d'épaisseur, et la quantité d'eau parvenant effectivement à la nappe.

Le débit lâché dans le lit du cours d'eau était de  $0.155 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ . L'écoulement en surface disparaît à 2200 m du point de lachure; et l'infiltration superficielle se stabilise à  $0.07 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-1}$  en moyenne. Le taux d'humidité de la zone non saturée était contrôlé tout au long de l'essai à l'aide d'une sonde à neutrons, dont les enregistrements indiquent une progression régulière du front d'humidité de la surface vers la nappe (Fig. 13). La surface de la nappe, corroborée par des mesures piézométriques, commence à réagir dès le 4<sup>ème</sup> jour à la recharge, et la remontée, localisée au droit du lit d'oued, atteint 15 m en 17 jours et 30 m en 22 jours. A l'arrêt des lachures, cette remontée disparaît en moins de 5 jours, et l'ensemble du profil de teneur en eau de la zone non saturée retrouve son niveau initial en 20 jours. Une crue soudaine de l'oued, survenue au cours de l'essai, a fait réagir les piézomètres et provoqué une remontée de niveau au bout de 4 jours après le passage de la crue.

Les résultats obtenus montrent que la percolation profonde dans une épaisse formation alluviale non saturée est bien plus rapide (4 jour pour 100 m) que ce qui est classiquement admis et notamment ce qui ressort de nombreux modèles géochimiques. Un exemple typique a été présenté plus haut: dans des circonstances similaires, Stonestrom *et al.* (2003) n'ont-ils pas établi que la percolation à 100 m de profondeur pouvait prendre plusieurs siècles?

Quatre jours ou quatre siècles, la différence est d'importance, mais ce n'est qu'une question de point de vue, ou d'approche conceptuelle: (a) d'un côté l'approche géochimique se situe du point de vue moléculaire (à l'échelle microscopique des pores, la concentration en chlorures ne fait pas de différence entre eau libre et eau liée), (b) de l'autre l'approche hydrologique (variation du niveau de la nappe) et hydraulique (variation des teneurs en eau) se place au niveau macroscopique et s'intéresse, en termes de recharge, uniquement au déplacement de l'eau libre. On peut traduire cette nuance en précisant avec Thorweihe (1986) que l'âge géochimique d'un échantillon d'eau souterraine correspond au temps de séjour moyen de toutes les eaux contenues dans l'échantillon. Cela peut représenter des âges très différents correspondant à divers spectres de transit. Il faut donc bien se garder de vouloir faire correspondre l'âge géochimique d'un échantillon (composé d'un mélange de particules fluides d'âges variés) avec son âge hydrodynamique. Toutefois, et en tout état de cause, la différence conceptuelle n'explique pas les excès ni dans un sens ni dans l'autre. En ce sens on peut difficilement expliquer qu'une nappe à 100 m de profondeur puisse réagir en l'espace de 4 jours à une infiltration superficielle; cette observation faite à Vekol



**Fig. 13** Variations de la teneur en eau de la zone non saturée mesurées par une sonde à neutrons: profil  $t_1$  enregistré après 17 jours de recharge; profil  $t_2$  après 22 jours de recharge; profil  $t_3$  enregistré 5 jours après l'arrêt de la recharge (d'après Marie & Hollett, 1996).

Valley ressemblerait fort à une anomalie, probablement liée à des circulations préférentielles à la faveur de macroporosités ou de microfissures non observées du milieu.

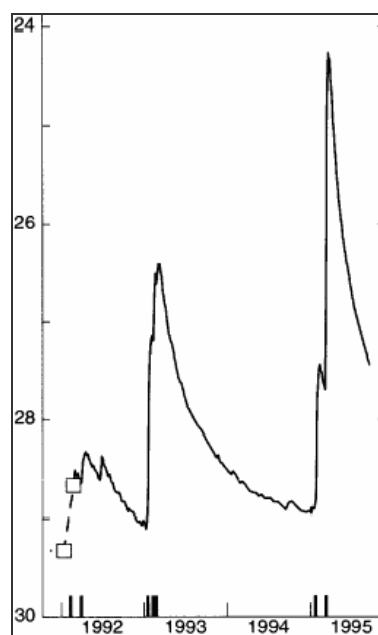
Cette question du temps que met une infiltration donnée pour atteindre la nappe est toujours en controverse. A la limite Ouest du désert de Mojave en Californie, Izbicki *et al.* (2000) et Izbicki (2002) ont établi, dans le cadre d'une étude expérimentale très minutieuse (Izbicki *et al.*, 2000) sur la base d'isotopes et de chlorures, que les crues de l'Oro Grande wash s'infiltrent bien et percolent sous l'effet de la gravité, mais il faut plus de 200 ans pour que la recharge parvienne effectivement à la surface de la nappe située à 130 m de profondeur. Ce résultat est en partie expliqué par la structure lenticulaire de la sédimentation, favorisant les circulations latérales et allongeant considérablement les lignes de courant. Les mesures de niveau enregistrées sur les deux seuls points d'eau disponibles ne sont malheureusement pas en mesure de conforter ce résultat: le niveau de la nappe, dont les fluctuations à cette profondeur sont forcément amorties, est par ailleurs fortement influencé par les pompages.

### Recharge et remontée de la surface libre

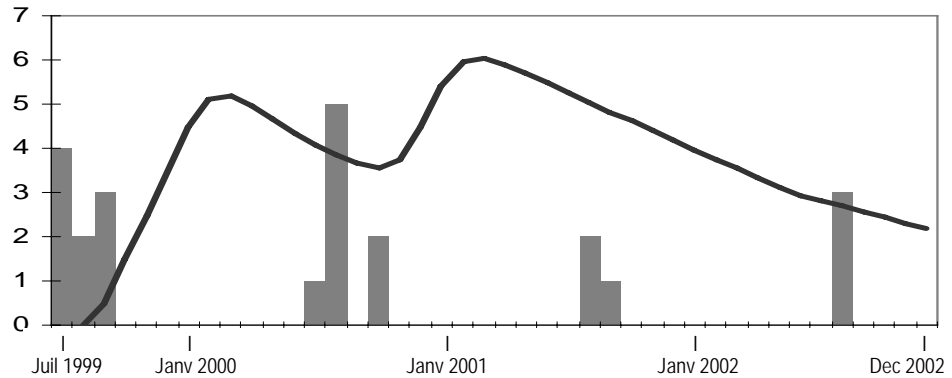
En termes de ressources en eau et d'alimentation des nappes, c'est incontestablement la remontée de la surface libre de la nappe, mesurée sur des piézomètres, qui constitue le meilleur indicateur de la recharge. Cette indication peut être, mais tout à fait exceptionnellement étant donné la lourdeur du protocole sur des sites en vraie grandeur, confortée par des mesures in situ du déplacement du front de saturation que ce soit par humidimétrie neutrons (Wilson & de Cook, 1968; Marie & Hollett, 1996), ou par gravimétrie (Goodrich *et al.*, 2004).

Bien que la question de la recharge par les crues d'oueds occupe régulièrement les colonnes des journaux spécialisés de la zone aride depuis près de cinquante ans, il est paradoxal de constater que l'on y trouve si peu d'exemples de cas où l'on dispose à la fois des observations piézométriques et des séries de débits correspondants, débits certes fugaces, violents et difficiles à enregistrer, mais nécessaires pour une connaissance d'ensemble du système. Les rares sujets sur lesquels nous avons pu consulter une documentation et des observations pertinentes sur la question sont les cas: (a) de Cheyenne River et Black Thunder Creek dans le Wyoming, décrit par Lenfest Jr (1987); (b) de Woodcutters Wash, Sierra Vista subwatershed, en Arizona (Coes & Pool, 2005); (c) du Walnut Gulch Experimental Watershed, également sur la Sierra Vista, en Arizona (Goodrich *et al.*, 2004); (d) du Fortymile wash près du site de Yucca Mountain dans le Nevada (Savard, 1998); (e) des Oueds Zeroud et Merguellil, dans la plaine de Kairouan (Besbes *et al.*, 1978; Nazoumou, 1996, 2002).

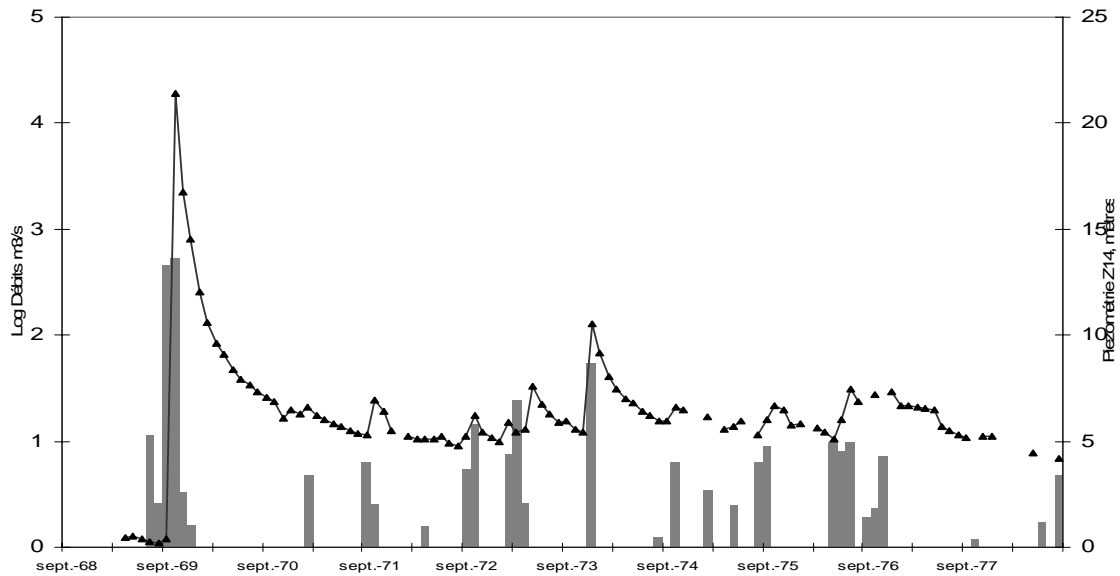
Dans les trois cas des Figs 14, 15 et 16, les épaisseurs de la zone non saturée sont de l'ordre de 30 m à Fortymile, 20 m à Walnut Gulch et 35 m au Z14 à Kairouan, tous les piézomètres étant à proximité immédiate du lit infiltrant. Si les nappes de Kairouan et de Fortymile se comportent de la même manière, par une réaction quasi-immédiate,



**Fig. 14** Profondeurs de niveau en mètres dans le puits UE29a#1 à Fortymile Canyon et débits de crue; épaisseur non saturée: 30m (in Savard, 1998).



**Fig. 15** Variations observées des niveaux aux piezomètres et débits de crue dans le Walnut Gulch; épaisseur non saturée: 20 m (d'après Goodrich *et al.*, 2004).



**Fig. 16** Variations du niveau au piezomètre Z14 dans la nappe de Kairouan et débits de crue de l'Oued Zeroud; épaisseur non saturée: 35 m.

avec un retard de un mois environ sur la crue, il n'en est pas de même à Walnut Gulch où la recharge, pour une épaisseur non saturée plus faible, met 5 à 6 mois pour parvenir intégralement à la surface de la nappe. Ces différences de réaction rendent compte notamment de la composition litho-stratigraphique de la zone non saturée.

## MODELES DE PROPAGATION ET D'INFILTRATION DES CRUES EN OUEDS

De nombreux auteurs se sont intéressés à la représentation de l'infiltration dans le lit d'un oued au passage d'une crue, que ce soit par une modélisation phénoménologique des écoulements dans la zone non saturée, selon le modèle de Green-Ampt (Freyberg *et al.*, 1980; Abdulrazzak & Morel-Seytoux, 1983; Dillon & Liggett, 1983; Reid &

Dreiss, 1990; Parissopoulos & Wheeler, 1991), ou couplés avec les transferts de chaleur (Bartolino & Niswonger, 1999), par une modélisation conceptuelle de la propagation et de l'infiltration superficielle d'une onde de crue, inspirée du Modèle de Stanford de Crawford & Linsley (1966), Ezzeddine & Besbes (1991), ou encore par une modélisation empirique fondée sur les caractéristiques hydrologiques du cours d'eau (Sorman & Abdulrazzak, 1993; Abdulrazzak & Sorman, 1994). Il existe par ailleurs une tendance naturelle à vouloir "conjuguer" des modèles d'écoulements superficiels avec des modèles d'écoulements souterrains. C'est ce qui a été fait par Ledoux (1980) avec la réalisation du "Modèle Couplé", (voir aussi Girard *et al.*, 1981), puis par Jobson & Harbaugh (1999) qui ont réussi à "coupler" le modèle de ruissellement superficiel DAFLOW (Jobson, 1989) avec MODFLOW (Harbaugh & McDonald, 1996). D'autres tentatives de couplages de MODFLOW ont été proposées, comme le modèle STR1 par Prudic *et al.* (2004), ou encore MMS (qui inclut DAFLOW) par Leavesley *et al.* (2005).

Parmi ces modèles, DAFLOW est le seul à simuler le régime transitoire dans la rivière. La liaison entre rivière et nappe est régie par la loi de Darcy, avec maximisation du gradient hydraulique à 1 dans le cas où, suite à une baisse de la nappe, le lit de la rivière se trouve déconnecté. Il n'existe malheureusement pas encore d'exemple d'application de ces modèles au cas de la recharge par un lit suspendu de cours d'eau éphémère. Les seules applications effectuées dans cette configuration concernent des propagations d'ondes de crues superficielles avec une représentation plus ou moins élaborée et profonde de la composante infiltration: elles concernent respectivement les bassins de Walnut Gulch en Arizona (Goodrich *et al.*, 1997), de Trout Creek dans le Nevada (Niswonger *et al.*, 2005), et de Kairouan en Tunisie (Nazoumou, 2002).

Sur le bassin semi-aride de Walnut Gulch, Goodrich *et al.* (1997) ont restitué un certain nombre d'évènements de crue au moyen du modèle Kineros (Woolhiser *et al.*, 1990; Lajili-Ghezal, 2004). Ce modèle simule la propagation et l'infiltration d'une onde de crue en résolvant numériquement la forme à 1-D des équations de Saint Venant, limitées au cas de l'onde cinématique, soit en un point donné du cours d'eau et en négligeant la pluie et les apports latéraux:

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} + I(x, t) = 0 \quad (12)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial \alpha h^m}{\partial x} + i(x, t) = 0 \quad (13)$$

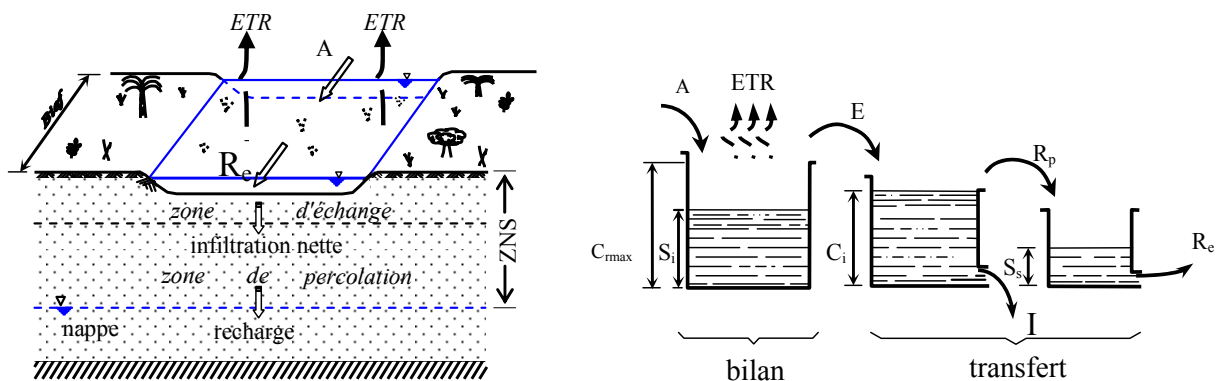
$$i = k_s \cdot F(l, d) \quad (14)$$

ou  $h$  étant le tirant d'eau moyen [L];  $A$  la section mouillée [L<sup>2</sup>];  $Q$  le débit de crue [L<sup>3</sup>T<sup>-1</sup>];  $i$  est la vitesse d'infiltration dans le lit de l'oued [LT<sup>-1</sup>];  $l$  la lame d'eau disponible pour l'infiltration [L];  $d$  le déficit de saturation, [L], fonction de la capacité de rétention capillaire du sol, de sa porosité efficace de remplissage (*fillable porosity*; Freeze & Cherry, 1979; Goodrich *et al.*, 1997), et de son état de saturation initiale;  $k_s$  perméabilité du sol à saturation [LT<sup>-1</sup>];  $I$  le débit infiltré par unité de longueur du bief [L<sup>2</sup>T<sup>-1</sup>];  $m = 5/3$ ;  $\alpha = 1.49S_f^{1/2}/n$ ; où  $S_f$  pente du lit, et  $n$  coefficient de Manning [L<sup>-1/3</sup>T].

Goodrich *et al.* (1997) simulent une dizaine d'évènements de crue pour le calage du modèle, lequel porte essentiellement sur les valeurs de la perméabilité et du coefficient de Manning. Les résultats obtenus par application sur des sous bassins de tailles variables soulignent la prééminence de la composante infiltration à mesure que la dimension du bassin grandit. Ce modèle représente l'accumulation dans le sol et l'évaporation d'une manière implicite, au moyen du déficit de saturation  $d$ .

Dans l'application de Niswonger *et al.* (2005) à Trout Creek, la propagation est également représentée par la forme à 1-D des équations de Saint Venant mais en considérant cette fois-ci le cas de l'onde dynamique (Chow *et al.*, 1988; Graf, 1998). L'infiltration est liée au tirant d'eau et au périmètre mouillé, mais utilise le modèle VS2DH (*variably saturated flow*: Healy & Ronan, 1996; Constantz *et al.*, 2002), en plan vertical relié au modèle superficiel en certains points de contrôle, pour représenter plus finement la conductivité hydraulique du lit et la relation entre l'infiltration et le niveau d'eau dans la rivière. Dans cette modélisation, l'évaporation et la rétention par le lit sont négligées, et toutes les quantités infiltrées sont censées percoler en profondeur et rejoindre la nappe. On peut considérer que la première hypothèse se vérifie bien dans le cas d'évènements de courte durée à condition que l'apport en crue soit important par rapport à la capacité de rétention du sol. Quand à la seconde hypothèse, elle demanderait évidemment à être vérifiée par l'observation conjointe et directe de la réaction de la nappe souterraine.

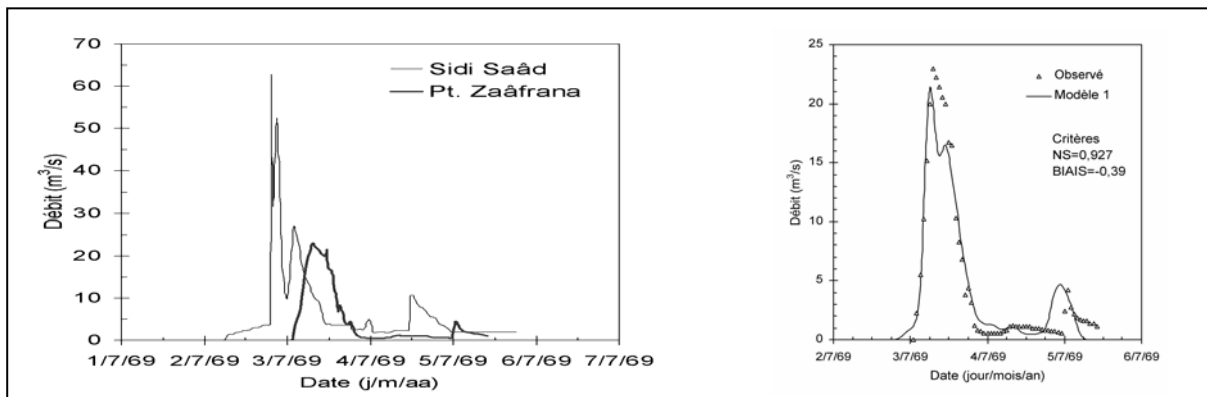
Pour simuler les mécanismes de recharge de la nappe de Kairouan par l'infiltration des crues des Oueds Zeroud et Merguellil, ainsi que par les lâchers de barrages amont dans le lit des oueds, Nazoumou (2002) a développé un modèle intégré des écoulements de surface et souterrains. La propagation et l'infiltration des crues et des lâchers sont représentées par un modèle discrétisé à réservoirs (Fig. 17), qui associe la fonction de production de type sol à une fonction de transfert (Nazoumou & Besbes, 2000). Ce modèle réalise le bilan hydrique sur un bief élémentaire, ou maille, de l'oued pour quantifier le flux d'infiltration. La zone non saturée qui assure le transfert de cette infiltration efficace du lit de l'oued à la surface de la nappe est figurée par une cascade de réservoirs linéaires en série (Besbes & de Marsily, 1984; Nazoumou & Besbes, 2001). Enfin, la résolution numérique de l'équation de diffusivité appliquée au domaine discrétisé de l'aquifère assure la prise en compte du transfert dans la nappe souterraine.



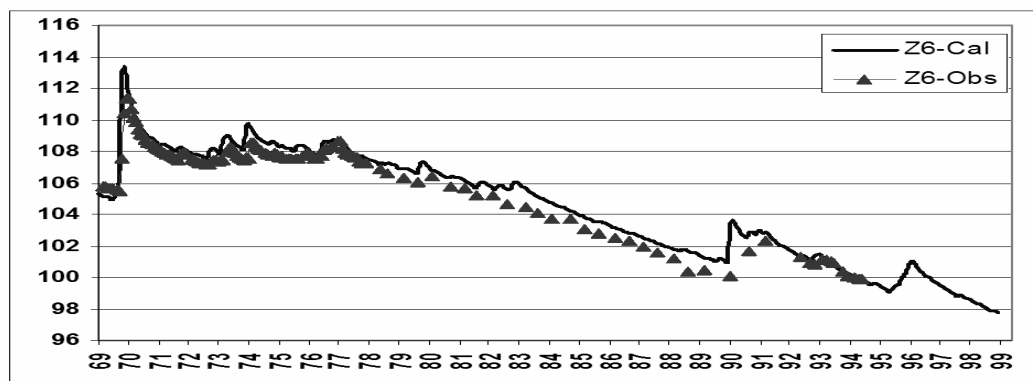
**Fig. 17** Schéma d'un Bief élémentaire de l'Oued et Fonction Production du Modèle de Propagation-Infiltration (d'après Nazoumou, 2002).

Les critères d'efficacité de l'ajustement montrent que le modèle s'adapte aussi bien au régime de propagation des crues naturelles (Fig. 18), qu'à celui des lâchers dans l'oued après la construction des barrages. Les flux de recharge estimés sont corroborés par les remontées piézométriques de la nappe, mesurées et simulées, qui concordent bien avec les observations effectuées aux passages des épisodes de crues. Le modèle a été utilisé pour simuler l'évolution du système Oued–Aquifère sur une chronique de 30 années de suivis hydrométrique et piézométrique avant et après la construction des barrages (Fig. 19).

Par ailleurs, les zones de recharge potentielles par les crues d'oueds se situent au débouché des zones de reliefs les plus arrosées, et c'est là que se trouvent naturellement les sites les plus favorables pour la construction de barrages réservoirs. Les principes orthodoxes de la gestion des ressources en eau recommandent précisément de construire des barrages dans ces régions amont pour constituer des réserves superficielles et rationaliser la recharge des nappes aval par des lâchers adéquates. Ce mode de gestion a certes de nombreux adeptes (Al-Kharabsheh, 1995; Haimeri, 2001), mais les résultats d'exploitation de barrages réservoirs en termes d'amélioration de la recharge par les oueds par référence aux situations naturelles sont plutôt controversés (ABHSM, 2001; Nazoumou, 2002; OMVS, 2002; Leduc *et al.*, 2004).



**Fig. 18** Propagation d'une crue de l'Oued Zeroud sur 30 km entre Sidi Saâd et Pt Zaâfrana et restitution à Pt Zaâfrana par le modèle (Nazoumou, 2002).



**Fig. 19** Simulation de la recharge par les Oueds de 1969 à 1999 et évolution de la nappe souterraine au Piézomètre Z6 (Nazoumou, 2002).



## CONCLUSION: ETAT DES CONNAISSANCES ET RECHERCHE SCIENTIFIQUE

La ressource en eau principale de nombreuses régions arides provient des crues de cours d'eau éphémères, crues souvent soudaines et violentes. A l'état brut, cette ressource n'est pas facile à exploiter directement, sauf par les techniques traditionnelles d'épandage contrôlé de crues ordinaires pour l'irrigation. Les riverains préfèrent généralement atténuer, régulariser la brutalité de ces crues avant de les exploiter: (a) soit d'une manière naturelle, une fois qu'elles se seront infiltrées dans le lit de l'oued et percolé en profondeur vers la surface de la nappe souterraine, (b) ou bien en surface, au moyen de barrages réservoirs. Mais on ne peut concevoir de barrer un cours d'eau infiltrant à l'aval si notre connaissance des mécanismes qualitatifs et quantitatifs de la recharge par ses crues est imparfaite. De très nombreuses études et recherches ont été conduites sur cette problématique depuis une cinquantaine d'années notamment dans le Sud-Ouest des Etats-Unis, en Afrique du Nord ou au Moyen Orient. Mais malgré ce nombre impressionnant d'études, il ne semble pas que les incertitudes sur la connaissance du mécanisme de la recharge par les crues se soient considérablement réduites. Le bilan établi sur le bassin expérimental de Walnut Gulch (Tableau 1) est à cet égard très significatif: au terme de quarante années d'études et de recherches intensives sur le cycle hydrologique dans ce bassin (Renard *et al.*, 1993; Renard & Nichols, 2003), le poste "*groundwater recharge from channel*" demeure encore indéterminé.

**Tableau 1** Bilan hydrologique annuel moyen du bassin expérimental de Walnut Gulch (d'après Renard *et al.*, 1993; Renard & Nichols, 2003).

	mm an <sup>-1</sup>	%
Precipitations	305	100
Evaporation – évapotranspiration	254	83
Ruissellement à l'aval du bassin	6	2
Rétention – infiltration superficielle dans les cours d'eau	45	15
Evaporation et transpiration dans le lit des cours d'eau	?	
Recharge de la nappe à partir des cours d'eau	?	

Le foisonnement des recherches sur l'infiltration semble s'être développé dans un environnement disciplinaire relativement cloisonné. D'une manière schématique, simplifiée et non limitative, on peut classer les disciplines scientifiques liées à la recharge par les crues en cinq catégories: l'hydrologie de surface, l'hydrodynamique de la zone non saturée, l'hydrogéochimie qui inclut l'hydrologie isotopique, la géophysique et l'hydrogéologie; ces catégories formant les visions complémentaires d'un même problème. Il est terrible de constater que durant ces cinquante dernières années, il n'y ait pas eu une seule étude de cas qui ait pu réunir ces cinq disciplines, et extrêmement rares sont les études ayant fait intervenir deux disciplines à la fois.

Actuellement, le bassin expérimental de Walnut Gulch en Arizona (Goodrich *et al.*, 2004) fait figure de précurseur, où l'on tente d'expérimenter l'ensemble des outils scientifiques disponibles, et l'on assiste à un net regain d'intérêt pour la question qui

nous préoccupe ici, que l'on peut mesurer par le nombre de projets de recherche qui démarrent ou qui sont en cours sur ce problème spécifique (Arrowsmith & Tyburczy, 2000; Moore, 2004, 2005; IALC, 2005; Constantz, 2005; Flint, 2005; Gellis, 2005; Izbicki, 2005; Hanson, 2005; Hoffmann, 2005; Pelletier & Ferré, 2005; Pool, 2005; Stonestrom, 2005; USDA-ARS, 2005).

En effet, et depuis peu, l'étude de la percolation et de la recharge dans les zones non saturées en milieu désertique a présenté à nouveau un net regain d'intérêt, autant pour la connaissance des quantités infiltrées qui percolent en profondeur que pour la connaissance des propriétés du milieu percolant lui-même, et ce à plusieurs titres: (a) Les très grandes épaisseurs de sous sol non saturé et sec, ne subissant pas de lessivage, ont été proposées comme site favorable à l'enfouissement des déchets de l'industrie nucléaire et d'autres déchets toxiques (Roseboom, 1983; Ewing & MacFarlane, 2002; Long & Ewing, 2004). Le principe de précaution que la communauté scientifique s'impose sur les conséquences à long terme de cette entreprise (De Marsily *et al.*, 1977; Narasimhan, 2002), conduit à des recherches approfondies pour la connaissance fine des mécanismes de transfert des solutés dans ces conditions de gisement. (b) Les "aquifères secs" présentant de grandes épaisseurs, que recèlent généralement les zones non saturées situées au dessus des nappes libres des régions désertiques, constituent de bons réservoirs de stockage temporaire lorsqu'on a la possibilité de procéder à une importation saisonnière de ressources en eau. S'agissant d'eaux destinées à l'alimentation en eau potable, la connaissance du milieu est primordiale pour la prévention de toute contamination et pour la meilleure récupération des quantités stockées. (c) Enfin le développement des régions arides, la surexploitation de nombreux aquifères et l'artificialisation croissante du cycle hydrologique en zone désertique ont entraîné un sursaut de conscience que la poursuite indéfinie de telles stratégies ne pouvait se faire sans un minimum d'investissement dans la surveillance des systèmes, et notamment par une meilleure connaissance de la recharge, principalement par les crues d'oueds.

En conclusion, on peut constater que, grâce à de nombreuses expérimentations et au développement des techniques de modélisation, d'immenses progrès ont été réalisés dans l'observation de l'infiltration des crues d'oueds au cours des cinquante dernières années, mais que en raison de la grande complexité mise à jour précisément grâce à ces progrès, la connaissance de la percolation profonde des crues dans des milieux non saturés épais et hétérogènes reste encore à améliorer considérablement, et que des avancées décisives ne seront dorénavant possibles que par la mise en place de programmes de recherche multidisciplinaires.

## REFERENCES

- Abdulrazzak, M. J. & Morel-Seytoux, H. J. (1983) Recharge from an ephemeral stream following wetting front arrival to water table. *Water Resour. Res.* **19**(1), 194–200.
- Abdulrazzak, M. J. & Sorman, A. U. (1994) Transmission losses from ephemeral stream in arid region. *J. Irrig. Drainage Engng. ASCE* **20**(3), 669–675.
- ABHSM (2002) *Renforcement de la recharge artificielle de la nappe du Souss*. Agence du Bassin Hydraulique Souss-Massa (ABHSM), Agadir, Maroc.
- Al-Kharabsheh Atef (1995) Possibilities of artificial groundwater recharge in the azraq basin: potential surface water utilization of five representative catchment areas (Jordan). *J. Hydrogeol. Environ.* **10**. Department of Hydrogeology and Environment, Institute of Geology, Würzburg, Germany.

- Allis, R. G., Gettings, P. & Chapman, D. S. (2000) Precise gravimetry and geothermal reservoir management. In: Proceedings Twenty-Fifth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering (Stanford University, Stanford, California, January, 2000).
- Allison, G. B. & Hughes, M. W. (1983) The use of natural tracers as indicators of soil water movement in a temperate semi-arid region. *J. Hydrol.* **60**, 157–173.
- Allison, G. B., Gee, G. W. & Tyler, S. W. (1994) Vadose-zone techniques for estimating ground water recharge in arid and semiarid regions. *Soil Sci. Soc. Am.* **58**(1), 6–14.
- Aranjossy, J. F. & Gaye, C. B. (1992) La recherche du pic de tritium thermonucléaire en zone non saturée profonde sous climat semi-aride pour la mesure de la recharge des nappes : première application au sahel. *C. R. Acad. Sci. Paris II* **315**, 637–643.
- Arrowsmith, J. R. & Tyburczy, J. A. (2000) Paleochannels of the Salt River; evaluation of recharge potential. A proposal to the ADWR Water Management Assistance Program, Department of Geology; Arizona State University;
- Babasy, M. L. (1998) Alimentation et modélisation du système aquifère de Gafsa Nord. DEA, Faculté des Sciences de Tunis, Tunisie.
- Babasy, M. L. (2005) Recharge et paleorecharge du système aquifère du Sahara septentrional. Thèse de Doctorat. Université de Tunis-El Manar, Faculté des Sciences de Tunis, Tunisie.
- Babcock, H. M. & Cushing, E. M. (1941) Recharge to groundwater from floods in a typical desert wash, Pinal County Arizona. USGS. Reports & Papers, Hydrology, Dallas, USA (cité par Cataldo *et al.*, 2004).
- Bartolino, J. R. & Niswonger, R. G. (1999) Numerical simulation of vertical ground-water flux of the Rio Grande from ground-water temperature profiles, Central New Mexico. *US Geological Survey Water-Resources Investigations Report 99-4212*. A contribution to the Ground-Water Resources Program; Albuquerque, New Mexico, USA.
- Besbes, M. (1967) Note sur l'étude hydrogéologique de la plaine de Kairouan. Recommandations. Rapp.int.DRES, Tunis, Min. Agric., Tunisie.
- Besbes, M. (1969) Plaine de Kairouan, fluctuations du niveau piézométrique en relation avec l'infiltration des crues du Zeroud. Premiers résultats. Rapp.int., DRES, Tunis, Min. Agric., Tunisie.
- Besbes, M. (1975) Etude hydrogéologique de la plaine de Kairouan sur Modèles mathématiques. CIG-EMP/DGRE, Fontainebleau, France, Rapp. LHM/RD/75/16.
- Besbes, M. (1978) Estimation des apports aux nappes souterraines. Un modèle d'infiltration efficace. Th. Doct. es. Sc., Univ. Paris VI, France.
- Besbes, M. & de Marsily, G. (1984) From infiltration to recharge: use of a parametric transfer function. *J. Hydrol.* **74**, 271–293.
- Besbes, M., Delhomme, J. P. & De Marsily, G. (1978) Estimating recharge from ephemeral streams in arid regions: a case study at Kairouan, Tunisia. *Water Resour. Res.* **14**, 281–290.
- Brochet, P. & Gerbier, N. (1968) *L'évapotranspiration, aspect agrométéorologique, évaluation pratique de l'évapotranspiration potentielle*. Monographies Météorologie Nationale no. 65. Paris, France.
- Buono, A. & Lang, D. (1980) Aquifer recharge from the 1969 and 1978 floods in the Mojave River Basin, CA. *USGS Water Resource Investigations. Open File Report 80-207*.
- Burkham, D. E. (1970) Depletion of streamflow by infiltration in the main channels of the Tucson Basin, SE Arizona. *USGS. Water-supply Paper 1939-B*.
- Castany, G., (1948) Les fossés d'effondrement de la Tunisie. *Ann. Mines et Géol.* **3**. Tunis, Tunisie.
- Cataldo, J., Behr, C., Montalto, F. & Pierce, R. J. (2004) A summary of published reports of transmission losses in ephemeral streams in the U.S. Report to the National Center for Housing and the Environment.
- Chow, V. T., Maidment, D. & Mays, L. (1988) *Applied Hydrology*. Mc Graw Hill, New York, USA.
- Coes, A. L. & Pool, D. R. (2005) Ephemeral-stream channel and basin-floor infiltration and recharge in the Sierra Vista subwatershed of the Upper San Pedro Basin, Southeastern Arizona. *USGS Open-File Report 2005-1023*.
- Constantz, J. E. (2005) Land-based thermal detection of the spatial and temporal distributions of streamflow on the San Pedro River. <http://az.water.usgs.gov/swgwrp/pages/recharge.html>
- Constantz, J. & Thomas, C. L. (1996) The use of streambed temperature profiles to estimate the depth, duration, and rate of percolation beneath arroyos. *Water Resour. Res.* **32**(12), 3597–3602.
- Constantz, J., Stonestrom, D., Stewart, A.E., Niswonger, R., and Smith, T.R., 2001, Analysis of streambed temperatures in ephemeral channels to determine streamflow frequency and duration. *Water Resour. Res.* **37**(2), 317–328.
- Constantz, J., Stewart, A. E., Niswonger, R. & Sarma, L. (2002), Analysis of temperature profiles for investigating stream losses beneath ephemeral channels. *Water Resour. Res.* **38**(12), 1316, doi:10.1029/2001WR001221.
- Crawford, N. H. & Linsley, R. K. (1966) Digital simulation in hydrology: Stanford Watershed Model IV. Stanford University, California, USA. Dept Civ. Eng. Tech. Report. 39.
- Daniel, J. M., Bonnier, A., Lagarde, A. & Lanchon, M. (1967) Study of an alluvial reservoir in an arid zone by simulation. Paper presented to the "Water For Peace" conf., Washington DC, USA.
- De Marsily, G. (1981) *Hydrogéologie Quantitative*. Masson éd. France.
- De Marsily, G., Barbreau, A., Ledoux, E. & Margat, J. (1977) Nuclear waste disposal: can the geologist guarantee isolation? *Science* **197**, 519–527.
- De Vries, J. & Simmers, I. (2002) Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. *Hydrogeol. J.* **10**, 5–17.
- Dillon, P. J. & Liggett, J. A. (1983) An ephemeral stream-aquifer interaction model. *Water Resour. Res.* **19**(3), 621–626.
- Dubief, J. (1953) Essai sur l'hydrologie superficielle au Sahara. Institut de Météorologie et de Physique du Globe de l'Algérie, Service des Etudes Scientifiques, Alger, Algérie.

- Ewing, R. C. & Macfarlane, A. (2002) Nuclear waste: Yucca Mountain Policy Forum. *Science* **296**(5568), 659–660.
- Ezzeddine, S. & Besbes, M. (1991) Un modèle hydrologique à réservoirs pour la simulation des épandages de crues. *Les Annales Maghébines de l'Ingénieur* **5**(2), 105–126.
- Favreau, G., Leduc, C. & Marlin, C. (2001) Groundwater recharge increase induced by land use change: comparison of hydrodynamic and isotopic estimates in semiarid Niger. In: *Impact of Human Activity on Groundwater Dynamics* (ed. by H. Gehrels *et al.*), 67–74. IAHS Publ. 269. IAHS Press, Wallingford, UK.
- Flint, A. (2005) Characterization of the temporal and spatial distribution of recharge mechanisms in the desert southwest. <http://az.water.usgs.gov/swgwrp/pages/recharge.html>
- Freeze, R. A. & Cherry, J. A. (1979) *Ground Water*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, USA.
- Freyberg, D. L., Reeder, J. W., Franzini, J. B. & Remson, I. (1980) Application of the Green-Ampt model to infiltration under time dependant surface water depths. *Water Resour. Res.* **16**(3), 517–528.
- Gellis, A. (2005) The interaction of streambed infiltration and geomorphic changes in arroyos. <http://az.water.usgs.gov/swgwrp/pages/recharge.html>.
- Girard, G., Ledoux, E. & Villeneuve, J. P. (1981) Le modele couplé, simulation conjointe des écoulements de surface et des écoulements souterrains. *Cahiers de l'ORSTOM* **18**, 4.
- Giroux, B. (2005) Techniques géophysiques de haute résolution: microgravimétrie. Ecole Polytechnique de Montréal. GML6201A.
- Goodrich, D. C., Lane, L. J., Shillito, R. A., Miller, S. N., Syed, K. H. & Woolhiser, D. A. (1997) Linearity of basin response as a function of scale in a semi-arid watershed. *Water Resour. Res.* **33**(12), 2951–2965.
- Goodrich, D. C., Williams, D. G., Unkrich, C. L., Hogan, J. F., Scott, R. L., Hultine, K. R., Pool, D. R., Coes, A. L. & Miller, S. (2004) Comparison of methods to estimate ephemeral channel recharge, Walnut Gulch, San Pedro River Basin, Arizona. In: *Groundwater Recharge in a Desert Environment: The Southwestern United States* (ed. by J. F. Hogan, F. M. Phillips & B. R. Scanlon). American Geophysical Union, Water Science and Applications Series, vol. 9.
- Graf, H. G. (1998) *Fluvial Hydraulics*. John Wiley & Sons, Chichester, UK.
- Haimerl, G. (2001) Groundwater recharge in wadi channels downstream of dams in Sultanate of Oman: efficiency and management strategies. Institute of Hydraulic and Water Resources Engineering, Technische Universität München; München, Germany. <http://www.tum-va0.de>.
- Hall, F. R. & Moench, A. F. (1972) Application of the convolution equation to stream-aquifer relationships. *Water Resour. Res.* **8**, 487–493.
- Hanson, R. T. (2005) Determine effects of climate variations of differing time scales on recharge to and discharge from aquifers. [http://az.water.usgs.gov/swgwrp/pages/climate-timescale\\_desc.html](http://az.water.usgs.gov/swgwrp/pages/climate-timescale_desc.html).
- Harbaugh, A. W. & McDonald, M. G. (1996) User's documentation for MODFLOW-96, an update to the U.S. Geological Survey modular finite-difference ground-water flow model. *USGS Open-File Report 96-485*.
- Healy, R. W. & Ronan, A. D. (1996) Documentation of computer program VS2Dh for simulation of energy transport in variably saturated porous media; modification of the US Geological Survey's computer program VS2DT. *USGS Water Resources Investigation Report 96-4230*.
- Hoffmann, J. (2005) Development of improved estimates of ground-water recharge from Rillito Creek, Arizona. <http://az.water.usgs.gov/swgwrp/pages/johnhoffmann.html>.
- IALC (2005) *Direct Measurement of Flood Water Percolation in Arid Lands*. International Arid Lands Consortium. <http://alic.arid.arizona.edu/ialc>
- Izbicki, J. A. (2002) Geologic and hydrologic controls on the movement of water through a thick, heterogeneous unsaturated zone underlying an intermittent stream in the western Mojave Desert, southern California. *Water Resour. Res.* **38**(3), 2-1–2-13.
- Izbicki, J. (2005) Chloride deposition in southern California and the Southwest. <http://az.water.usgs.gov/swgwrp/pages/recharge.html>.
- Izbicki, J. A., Radyk, J. & Michel, R. L. (2000) Water movement through a thick unsaturated zone underlying an intermittent stream in the western Mojave Desert, southern California. *J. Hydrol.* **238**, 194–219.
- Jobson, H. E. (1989) Users manual for an open-channel streamflow model based on the diffusion analogy. *USGS Water-Resources Investigation Report 89-4133*.
- Jobson, H. E. & Harbaugh, A. W. (1999) Modifications to the diffusion analogy surface-water flow model (DAFLOW) for coupling to the modular finite-difference ground-water flow model (MODFLOW). *USGS, OFR 99-217*.
- Jordan, P. R. (1977) Streamflow transmission losses in western Kansas. *J. Hydraulics Div. ASCE* **103**(8), 905–919.
- Khammari, B., Besbes, M. & Latrech, D. (1992) Nappe d'inferolux de la vallée d'In Amguel, versant ouest du Hoggar. *Hydrogéologie* **3**, 153–162.
- Lajili-Ghezal, L. (2004) Utilisation du modèle KINEROS pour la simulation des hydrogrammes et des turbidigrammes en zone semi-aride tunisienne. *Rev. Sci. Eau* **17** (2), 227–244.
- Lane, L.J., Diskin M. H. and Renard K. G. (1971) Input-output relationships for an ephemeral stream channel system. *J. Hydrol.* **13**, 2–40.
- Leavesley, G. H., Markstrom, S. L., Viger, R. J. & Hay, L. E. (2005) The Modular Modeling System (MMS): a toolbox for water- and environmental-resources management. US Geological Survey and International G-WADI Modelling Workshop, February-March 2005. National Institute of Hydrology, Roorkee, India.
- Ledoux, E. (1980) Modélisation intégrée des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un bassin hydrologique. Thèse doct., ENSMP/univ. Paris VI, France.

- Leduc, C., Calvez, Beji, R., Nazoumou, Y., Lacombe, G. & Aouadi, C. (2004) Evolution de la ressource en eau dans la vallée du Merguellil (Tunisie centrale). Projet INCO-WADEMED. Actes du Séminaire Modernisation de l'Agriculture Irriguée, Rabat, avril 2004, Morocco.
- Lenfest Jr, L. W. (1987) Recharge of shallow aquifers through two ephemeral-stream channels in Northeastern Wyoming, 1982–83. *USGS, WRI report 85-4311*.
- Lerner, D. N. (2003) Surface water – groundwater interactions in the context of groundwater resources. In: *Groundwater Recharge Estimation in Southern Africa* (ed. by Y. Xu & H. E. Beekman). UNESCO IHP Series no. 64. UNESCO Paris, France. ISBN 92-9220-000-3.
- Lloyd, J.W. (1986) A review of aridity and groundwater. *Hydrol. Processes* **1**, 63–78.
- Long, J. C. S. & Ewing, R. C. (2004) Yucca Mountain: Earth-science issues at a geologic repository for high-level nuclearwaste. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* **32**, 363–401.
- Marie, J. R. & Hollett, K. J. (1996) Determination of hydraulic characteristics and yield of aquifers underlying Vekol Valley, Arizona, using several classical and current methods. *USGS W.S.P.2453*.
- Meinzer, O. E. (1923) Outline of groundwater hydrology. *USGS Water Supply Paper 494*.
- Meinzer, O. E. (1942) Occurrence, origin and discharge of ground water. In: *Physics of the Earth, IX Hydrology* (ed. by O. E. Meinzer. Dover Publications, inc. New York, USA.
- Moench, A. F. & Kiesel, C. C. (1970) Application of the convolution equation to estimating-recharge from an ephemeral stream. *Water Resour. Res.* **6**(4), 1087–1094.
- Moore, S. J. (2004) Streamflow and infiltration in the Arroyo Hondo, North-Central New Mexico. *USGS Open-File Report 2004-1093*.
- Moore, S. J. (2005) The determination of infiltration, percolation and long-term recharge rates in the Middle Rio Grande Valley. <http://az.water.usgs.gov/swgwrp/pages/stephaniemoore.html>.
- Morel-Seytoux, H. J. (1985) From excess infiltration to aquifer recharge: a derivation based on the theory of flow of water in unsaturated soils. *Water Resour. Res.* **20**(9), 1230–1240.
- Narasimhan, T. N (2002) Science, society, and Yucca Mountain. Réponse à l'article de Ewing et MacFarlane, correspondance 29 July 2002. <http://www.sciencemag.org/cgi/eletters/296/5568/659#490>.
- Nash, J. E. (1958) The form of the instantaneous unit hydrograph. In: *Eaux de surface, Prevision, Evaporation* (vol. 3, IAHS General Assembly, Toronto), 114–121. IAHS Publ. 45. IAHS Press, Wallingford, UK.
- Nazoumou, Y. (1996) Modélisation de la recharge artificielle des nappes de la plaine de Kairouan. Mémoire de DEA, ENIT, Tunis, Tunisie.
- Nazoumou, Y. (2002) Impact des barrages sur la recharge des nappes en zone aride: Etude par modélisation numérique sur le cas de Kairouan (Tunisie centrale). Thèse de doctorat. ENIT. Tunis, Tunisie.
- Nazoumou Y. & Besbes M. (2000) Simulation de la recharge artificielle de nappe en oued par un modèle à réservoirs. *Revue des Sciences de l'Eau* **13**(4), 369–394.
- Nazoumou, Y. & Besbes, M. (2001) Estimation de la recharge et modélisation de nappe en zone aride: cas de la nappe de Kairouan, Tunisie. In: *Impact of Human Activity on Groundwater Dynamics* (ed. by H. Gehrels et al.), 75–88. IAHS Publ. 269. IAHS Press, Wallingford, UK.
- Niswonger, R. G., Prudic, D. E., Pohll, G. & Constantz, J. (2005) Incorporating seepage losses into the unsteady streamflow equations for simulating intermittent flow along mountain front streams, *Water Resour. Res.* **41**, W06006, doi:10.1029/2004WR003677.
- OMVS (2002) *The Senegal River Basin: Guinea, Mali, Mauritania, Senegal*. OMVS, Office de Mise en Valeur du Fleuve Sénégal, Dakar, Senegal.
- Parissopoulos, G. A. & Wheeler, H. S. (1991) Effects of Wafi flood hydrograph characteristics on infiltration. *J. Hydrol.* **126**, 247–263.
- Parissopoulos, G. A. & Wheeler, H. S. (1992) Experimental and numerical infiltration studies in a wadi stream-bed. *J. Hydrol. Sci.* **37**, 27–37.
- Parker, J. T. C. & Pool, D. R. (1998) Use of microgravity to assess the effects of El Niño on ground-water storage in Southern Arizona. *USGS Fact Sheet 060-98*.
- Peebles, R. W., Smith, R. E. & Yakowitz, S. J. (1981) A leaky reservoir model for ephemeral flow recession. *Water Resour. Res.* **17**(3), 628–636.
- Pelletier, J. D. & Ferré, T. P. A. (2005) Integrated surface and subsurface response of alluvial basins to ephemeral stream channel recharge and urban-focused recharge. <http://uawater.arizona.edu/programs/grants05.html>.
- Polubarinova-Kochina, P. Y. A. (1962) *Theory of Groundwater Movement*. Princeton Univ. Press, Princeton, USA.
- Pool, D. R. & Schmidt, W. (1997) Measurement of ground-water storage change and specific yield using the temporal-gravity method near Rillito Creek, Tucson, Arizona. *USGS Water-Resources Investigations Report 97-4125*.
- Pool, D.R (2005) El-Nino related changes in aquifer storage and recharge near major ephemeral streams in Southeast Arizona. [http://az.water.usgs.gov/swgwrp/Pages/EINino\\_desc.html](http://az.water.usgs.gov/swgwrp/Pages/EINino_desc.html).
- Prudic, D. E., Konikow, L. F. & Banta, E. R. (2004) A new streamflow-routing (SFR1) package to simulate stream-aquifer interaction with MODFLOW-2000. *USGS Open-File Report 2004-1042*.
- Reid, M. E. & Dreiss, S. J. (1990) Modeling the effects of unsaturated, stratified sediments on groundwater recharge from intermittent streams. *J. Hydrol.* **114**, 149–174.
- Renard, K. G., Lane, L. J., Simanton, J. R., Emmerich, W. E., Stone, J. J., Weltz, M. A., Goodrich, D. C. & Yakowitz, D. S. (1993) Agricultural impacts in an arid environment: Walnut Gulch studies. *Hydrol. Sci. Technol.* **9**(1–4), 145–190. (cité par Renard & Nichols, 2003).

- Renard, K. G. & Nichols, M. H. (2003) History of small watershed research in non-forested watersheds in Arizona and New Mexico. In: *Proc. 1st Interagency Conf. on Research in the Watersheds* (ed. by K. G. Renard, S. McElroy, W. Gburek, E. Canfield & R. L. Scott) (October 2003, Benson, Arizona), 296–301.
- Roseboom, E. H. (1983) Disposal of high level nuclear waste above the water table in arid regions. *USGS Circular 903*.
- Russell, C. E. & Minor, T. (2002) Reconnaissance estimates of recharge based on an elevation-dependent chloride mass-balance approach. Desert Research Institute, University and Community College System of Nevada, Publication no. 45164. Submitted to National Nuclear Security Administration, US Department of Energy.
- Sahuquillo, A. (2004) River dynamics of intermittent-ephemeral rivers. In: *Scientific Workshop on the Provision of Environmental Flows in Mediterranean Ephemeral Rivers* (September 2004). IUCN – Centre for Mediterranean Cooperation, Madrid, Spain (draft).
- Savard, C. S. (1998) Estimated groundwater recharge from streamflow in Fortymile wash near Yucca Mountain, Nevada. *USGS Water Resources Investigation Report 97-4273*.
- Scanlon, B. R. (1991) Evaluation of moisture flux from chloride data in desert soils. *J. Hydrol.* **128**, 137–156.
- Scanlon, B. R. (2000) Uncertainties in estimating water fluxes and residence times using environmental tracers in an unsaturated zone. *Water Resour. Res.* **36**(2), 395–409.
- Scanlon, B. R., Tyler, S. W. & Wierenga, P. J. (1997) Hydrologic issues in arid, unsaturated systems and implications for contaminant transport. *Reviews of Geophysics* **35**(4), 461–490.
- Schoeller, H. (1962) *Les Eaux Souterraines*. Masson, Paris, France.
- Slichter, C. S. (1902) The motions of underground waters. *USGS Water Supply Paper no. 67*.
- Stonestrom, D. (2005) The response of surface-water/ground-water interactions to present-day climate variation—Amargosa Desert study case, Nevada and California. <http://az.water.usgs.gov/swgwrp/pages/recharge.html>.
- Stonestrom, D. A. & Constantz, J. (eds) (2003) Heat as a tool for studying the movement of ground water near streams: *USGS Circular 1260*.
- Stonestrom, D. A., Prudic, D. E., Laczniak, R. J., Akstin, K. C., Boyd, R. A. & Henkelman, K. K. (2003) Estimates of deep percolation beneath native vegetation, irrigated fields, and the Amargosa-River Channel, Amargosa Desert, Nye County, Nevada. *USGS Open-File Report 2003-104*, 8–9.
- Sorman, A. U. & Abdulrazzak, M. J. (1993) Infiltration-recharge through wadi beds in arid regions. *Hydrol. Sci. J.* **38**(3), 173–186.
- Thornthwaite, C. W. & Mather, J. R. (1955) The water balance. *Climatol.* **8**(1).
- Thorweihe, U. (1986) Isotopic identification and mass balance of the Nubian Aquifer System in Egypt. In: *Impact of Climatic Variations on East Saharan Groundwaters—Modelling of Large Scale Flow Regimes* (ed. by U. Thorweihe) (Proc. Workshop on Hydrology). *Berliner geowiss Abh (A)* **72**, 87–97.
- Tixeront, J. & Daniel, J. M. (1967) Alimentation et suralimentation des nappes souterraines. Observation d'un cas de suralimentation par pompage, l'Oued Biskra, Algérie. In: *Artificial Recharge and Management of Aquifers* (IAHS Symposium at Haifa, 173–181. IAHS Publ. 72. IAHS Press, Wallingford, UK).
- Turc, L. (1976) Sécheresse du sol; index physique des réserves d'eau du sol et signification agrologique des déficits d'humidité du sol. *Commun. Journées BRGM, Besançon, France*.
- UNESCO-OMM *Glossaire international d'Hydrologie*.
- USDA-ARS (2005) Hydrologic processes, scale, water resources, and global change for semiarid watershed management. United States Department of Agriculture, Agricultural Research Service. <http://www.ars.usda.gov/research/projects>.
- Vauclin, M., Khandji, D. & Vachaud, G. (1979) Experimental and numerical study of a transient two-dimensional unsaturated-saturated water-table recharge problem. *Water Resour. Res.* **15**(5), 1089–1088.
- Wallace, D. E. & Renard, K. G. (1967) Contribution to regional water table from-transmission losses of ephemeral streambeds. *Trans. ASAE* **10**, 786–789.
- Walters, M. O. (1990) Transmission losses in arid region. *J. Hydraul. Engng* **116**(1), 129–138.
- Wang, Z., Feyen, J., Nielsen, D. R. & van Genuchten, M. T. (1997) Two-phase flow infiltration equations accounting for air entrapment effects. *Water Resour. Res.* **33**(12), 2759–2767.
- Wheater, H. & Al-Weshah, R. A. (2002) *Hydrology of Wadi Systems* (IHP regional Network on Wadi Hydrology in the Arab Region, in co-operation with the Arab League Educational, Cultural and Scientific Organization (ALECSO) and the Arab Centre for Studies of Arid Zones and Dry Lands (ACSAD)). IHP-V Technical Documents in Hydrology, no. 55. UNESCO, Paris, France.
- Whisler, F. D. & Bouwer, H. (1970) Comparison of methods for calculating vertical drainage and infiltration for soils. *J. Hydrol.* **10**(1), 1–9.
- White, W. N. (1931) Preliminary report on the groundwater supply of Mimbres valley, New Mexico. *USGS Water Supply Paper 637*.
- Wilson, L. G. & de Cook, K. J. (1968) Field observations on changes in the subsurface water regime during influent seepage in the Santa Cruz River. *Water Resour. Res.* **4**, 1219–1234.
- Wood, W. W. (1999) Use and misuse of the chloride-mass balance method in estimating groundwater recharge: *Ground Water* **37**(1), 2–3.
- Woolhiser, D. A., Smith, R. E. & Goodrich, D. C. (1990) KINEROS, A kinematic runoff and erosion model: documentation and user manual. USDA-Agricultural Research Service, ARS-77.
- Zinsou, D. (1997) Impact de l'épandage des eaux de crue de l'oued Fekka sur la recharge de la nappe de Sidi Bouzid. DEA. ENIT. Tunis, Tunisie.