

**EVALUATION PAR MODELE MATHEMATIQUE DE L'INFILTRATION EFFICACE DANS UN
AQUIFERE MULTICOUCHE DE L'APENNIN CENTRAL****VALUTAZIONE TRAMITE MODELLO MATEMATICO DELL'INFILTRAZIONE EFFICACE IN
UN ACQUIFERO MULTISTRATO DELL'APPENNINO CENTRALE**

Elisabetta Preziosi (*), Emmanuel Ledoux (**) & Carlo Boni (***)

(*) Dottorato di Ricerca, Dip. Scienze della Terra, Università degli Studi di Roma "La Sapienza".

(**) Centre d'Informatique Géologique, Ecole des Mines de Paris, 35 Rue Saint Honoré 77305
Fontainebleau, France.

(***) Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Roma "La Sapienza".

RIASSUNTO

Questo lavoro s'inserisce in una più ampia ricerca sulla simulazione numerica del flusso idrico sotterraneo negli acquiferi corrugati dell'Appennino centrale.

La zona studiata fa parte del bacino del fiume Nera (Umbria meridionale). E' stato preso in esame il tratto del fiume compreso fra le quote 345 m e 210 m. In questo tratto il fiume è alimentato prevalentemente dalle acque sotterranee (almeno l'80 % del deflusso) fornite dalle strutture carbonatiche in riva sinistra; nei periodi piovosi anche le acque di ruscellamento contribuiscono alla portata totale.

L'obiettivo del lavoro è di valutare la risorsa rinnovabile nella regione, la sua variabilità ed il tempo necessario perchè l'infiltrazione raggiunga la falda, ovvero il ritardo all'infiltrazione. A tale scopo si è confrontato, tramite un modello di simulazione congiunta del flusso idrico superficiale e sotterraneo, (MODCOU, LEDOUX et al., 1984) l'afflusso giornaliero misurato in 4 pluviometri nel periodo 1926-1935, con il deflusso, consistente nell'incremento di portata nel tratto di fiume in esame.

Per il calcolo del bilancio idrico e per la valutazione del ritardo all'infiltrazione è stato applicato un modello parametrico a serbatoi. Il flusso nella zona satura è simulato tramite un modello numerico alle differenze finite; il flusso in superficie viene calcolato in base all'individuazione di zone isocrone. Il modello tiene conto degli scambi a doppio senso falda-fiume.

Il modello realizzato comprende tre strati per il dominio sotterraneo (acquifero M.Aspra - M.Coscerno, BONI & PREZIOSI, 1993) ed un quarto per il dominio di superficie. L'area totale è di 360 km².

In base alle simulazioni effettuate l'infiltrazione efficace media annua sul dominio sotterraneo, nel periodo 1926-1935, è di 560 mm, variabile fra 300 e 800 mm. Nello stesso periodo la pioggia misurata varia fra 700 e 1200 mm/anno. Queste valutazioni concordano con quanto stimato da BONI & PREZIOSI (1994) per il bacino del Nera a monte di Torre Orsina, che valutano l'infiltrazione efficace variabile, nelle diverse zone del bacino, fra 350 e 650 mm/anno nel periodo 1991-1993.

Il ritardo all'infiltrazione è stato valutato confrontando gli scarti fra portate osservate e calcolate. Nelle diverse simulazioni effettuate si nota che gli scarti decrescono rapidamente per ritardi compresi fra 20 e 40 giorni. Un ritardo maggiore non produce una sensibile variazione ulteriore dei risultati.

Questo risultato, che sembra interessante nella simulazione dei sistemi idrogeologici delle aree montuose, caratterizzati generalmente da forti spessori della sommergezza, conferma per il momento quanto già proposto da BONI & PREZIOSI (1993) per lo stesso acquifero e da PETITTA (1994) per un acquifero carsico dell'Italia centrale, che ipotizzano un ritardo medio di 1-2 mesi, in base a simulazioni effettuate al passo di tempo mensile.

INTRODUCTION

Cette communication s'inscrit dans le cadre d'une recherche sur la simulation numérique de l'écoulement dans les structures plissées de l'Apennin central.

Nous avons étudié une partie du bassin versant de la rivière Nera, principal affluent du Tibre, s'écoulant de l'altitude 345 m à 210 m. Le but de cette étude est d'évaluer la ressource renouvelable dans la région, sa variabilité et le temps nécessaire à l'infiltration efficace pour rejoindre la nappe, c'est-à-dire le retard à l'infiltration, en comparant au moyen d'un modèle mathématique, les précipitations et le régime du débit journalier de la rivière.

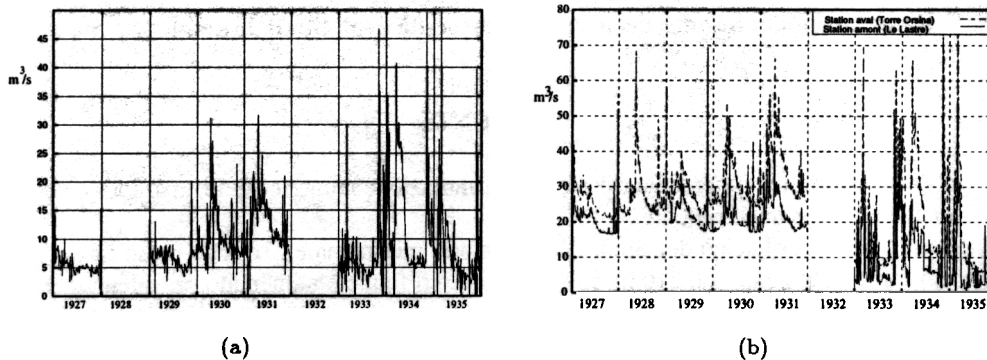


FIG. 1 - Accroissement de débit le long du tronçon de rivière étudié (a). Débit journalier aux 2 stations considérées (b). Après 1932 une dérivation hydroélectrique prélève les eaux en l'amont du domaine d'étude.

Incremento della portata nel tratto di fiume studiato (a). Portata giornaliera alle 2 stazioni considerate (b). Dal 1932 una derivazione idroelettrica è in funzione a monte del tratto considerato.

Dans le cas proposé, on a appliqué un modèle discret à maille carrées emboîtées (LEDOUX et al., 1984) qui effectue la simulation intégrée des écoulements de surface et souterrains.

L'hydrogramme étudié est celui de l'accroissement du débit de la rivière entre 2 stations de jaugeage (FIG. 1 a). Ce débit peut être comparé à l'infiltration efficace parce que ce tronçon de rivière est essentiellement alimenté par la nappe (au moins 80 %). Le ruissellement moyen annuel est inférieur à 15-20 % (BONI et al., 1993; CENCETTI et al., 1989).

Les données utilisées sont les débits journaliers enregistrés par le Service Hydrographique à l'amont et à l'aval du bassin étudié (FIG. 1 b), durant la période 1927-1935, la seule période de fonctionnement simultané des 2 stations. Les stations ont mesuré, jusqu'en 1931, les débits naturels de la rivière. A partir de 1932, une dérivation hydroélectrique (Canale medio-Nera) prélève les eaux à l'amont de la zone étudiée, le régime naturel en est fortement modifié.

1 DESCRIPTION DU BASSIN HYDROGÉOLOGIQUE

La zone étudiée (FIG.2) est située en Ombrie (Italie centrale). La séquence stratigraphique est la succession bien connue "umbro-marchigiana" (DECANDIA, 1982) composée par une alternance de formations calcaires perméables (Calcarea massiccio, Lias inférieur; Maiolica, Titoniano- Crétacé inférieur; Scaglia, Crétacé supérieur-Eocène moyen) et de formations marno-argileuses, datée du Lias à l'Oligocène. Cette alternance détermine la subdivision de la séquence en aquifères potentiels superposés, qui peuvent être connectés sous l'effet du rejet des failles. L'aire étudiée s'étend entre 200 et 1600 m d'altitude; l'altitude moyenne est de 900 m environ.

Nous avons étudié le tronçon de la Nera compris entre les altitudes 345 m (Station hydrométrique de Le Lastre) et 210 m (station hydrométrique de Torre Orsina). La rivière est alimentée par:

- les eaux souterraines (au moins 80 % du débit annuel) qui sont fournies par les structures carbonatées en rive gauche (Monte Coscerno - Monte Aspra);
- les eaux de ruissellement, qui s'écoulent en surface et alimentent l'écoulement total durant les périodes pluvieuses.

Sur la base de jaugeages effectués durant la période 1991-1993 (BONI & PREZIOSI, 1993), le débit des eaux souterraines a été évalué à 3,5 m³/s. Le système hydrogéologique étudié est donc constitué par un domaine souterrain (les structures carbonatées) et un domaine de surface (le bassin versant délimité par les 2 stations hydrométriques considérées). Le débit total affecté par le système (bassin versant + bassin hydrogéologique) est égal à la différence entre le débit mesuré à l'aval (Torre Orsina) et celui mesuré à l'amont (Le Lastre).

2 STRUCTURE DU MODÈLE NUMÉRIQUE

Le programme utilisé (MODÈLE COUPLÉ, LEDOUX, 1980; LEDOUX et al., 1984) est composé de plusieurs modules, qui sont chargés de calculer le bilan hydrique au sol, de simuler les transferts dans le non-saturé et finalement d'effectuer la simulation conjointe des écoulements de surface et souterrains.

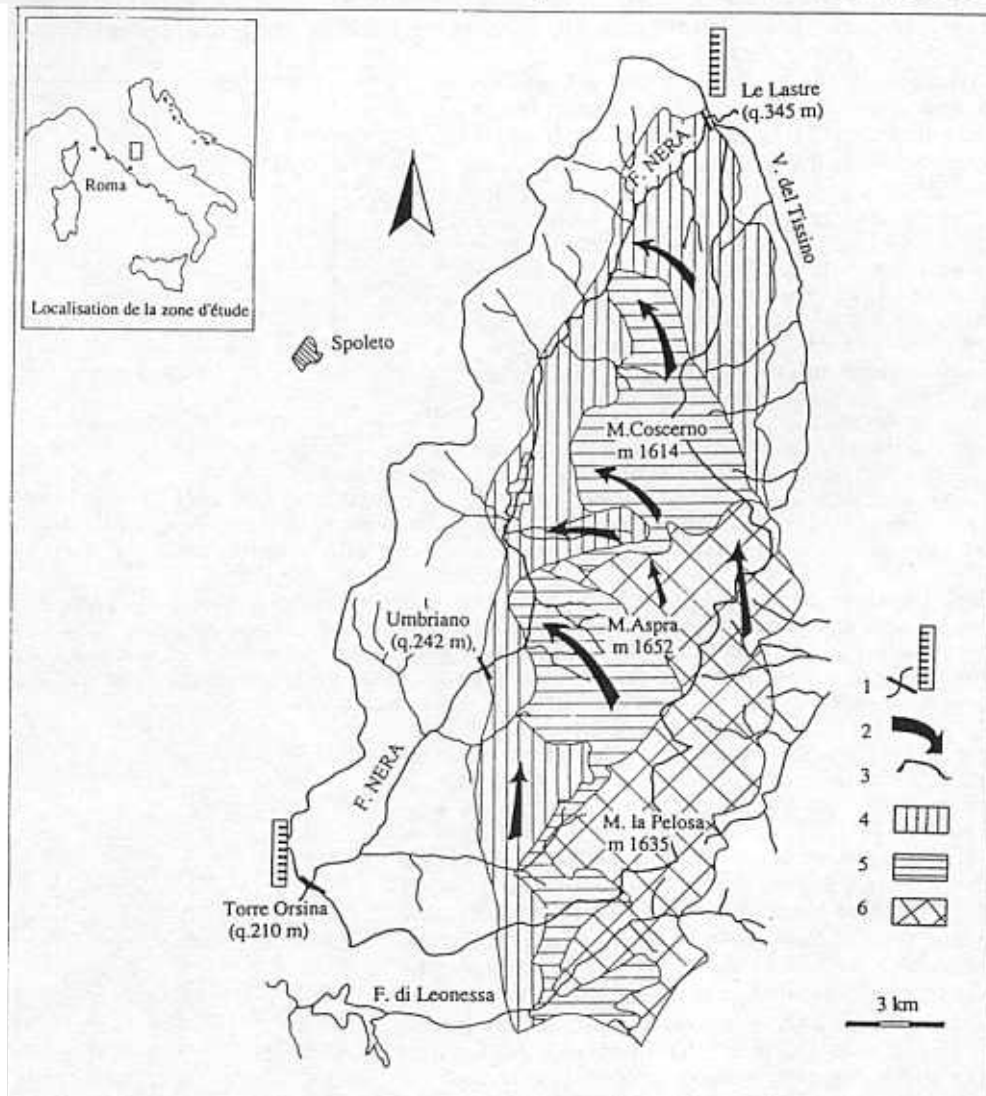


FIG. 2 - Schéma hydrogéologique. 1) Station hydrométrique; 2) direction présumé d'écoulement des eaux souterraines; 3) limites du bassin versant; 4) affleurement de l'aquifère de la "Scaglia"; 5) affleurement de l'aquifère de la "Maiolica"; 6) affleurement de l'aquifère du "Calcare massiccio". Le domaine de surface comprend toute l'aire du modèle (bassin versant + bassin hydrogéologique); le domaine souterrain comprend les 3 couches aquifères.

Schema idrogeologico. 1) Stazione idrometrica; 2) possibili direzione di flusso delle acque sotterranee; 3) limiti del bacino idrografico; 4) affioramento dell'acquifero della Scaglia; 5) affioramento dell'acquifero della Maiolica; 6) affioramento dell'acquifero del Calcare massiccio. Il dominio di superficie comprende tutta l'area del modello (bacino idrografico + bacino idrogeologico); il dominio sotterraneo comprende i 3 strati acquiferi.

Le modèle numérique réalisé comprend trois couches pour le domaine souterrain, une pour chaque aquifère, et une quatrième pour le domaine de surface.

L'aire totale du modèle est de 360 km² (FIG.2). Elle comprend le bassin versant de la Nera entre les deux stations hydrométriques (267 km²) et l'aquifère M. Aspra - M. Coscerno (236 km²). Les deux domaines se superposent sur 140 km² environ. L'exutoire du domaine souterrain est à 242 m d'altitude, tandis que celle du modèle complet est à 210 m. A l'aval de la cote 242 la simulation est limitée au seul transfert de surface, en admettant que l'influence des eaux souterraines entre 242 m et 210 m soit négligeable (BONI & PREZIOSI, 1994). De plus, la partie du bassin versant en rive droite ne contribue qu'à l'écoulement superficiel, tandis que les eaux souterraines s'écoulent en dehors du système.

3 DONNÉES HYDROMÉTRIQUES

Les données utilisées concernent 7 ans de fonctionnement simultané des deux stations (Le Lastre et Torre Orsina).

On a remarqué deux types d'anomalies dans les données hydrométriques: a) une forte irrégularité après la mise en fonctionnement de la dérivation medio-Nera, après 1932; b) une probable erreur systématique dans la mesure de la hauteur d'eau à T.Orsina.

a) La dérivation du medio-Nera ne devrait pas influencer l'accroissement de débit. Pourtant, à compter de 1933, il devient fortement irrégulier (FIG. 1a). L'écart-type augmente en effet de 4,2 (avant le 1932) à 7,4 (après 1932). Cela est dû au fonctionnement irrégulier de la dérivation qui génère des crues et des décrues artificielles qui se propagent de l'amont vers l'aval. La même crue passe au temps (t) à l'amont et au temps ($t + \Delta t$) à l'aval; Δt étant le temps nécessaire pour l'eau à couvrir la distance entre les 2 stations (environ 34 km). On peut évaluer ce temps entre 6 et 12 heures, à partir de la vitesse d'écoulement de l'eau (1-2 m/s). Etant donné que la mesure de l'hauteur d'eau était faite chaque jour à 12 h aux deux postes, dans le cas d'une crue on pouvait avoir, au moment donné, un débit plus fort à l'amont qu'à l'aval, ce qui générerait un accroissement de débit négatif. Au contraire, dans le cas d'une décrue on peut avoir une brusque diminution de débit à l'amont et non pas à l'aval, ce qui produit un pic artificiel dans l'accroissement.

Dans le but d'évaluer Δt , on a calculé le coefficient de corrélation entre le débit à l'amont au temps (t) et le débit à l'aval au temps ($t + \Delta t$), avec $\Delta t = 0, 1, 2, 3, 4$ jours, avant et après 1932 (FIG.3). La meilleure corrélation est pour $\Delta t = 0$, ce qui confirme que le décalage entre les pics aux deux stations est bien plus petit que le pas de temps de l'observation (1 jour). Dans les simulations on a utilisé un pas de temps de calcul de 5 jours, ce qui entraîne un "lissage" des irrégularités.

b) On a comparé les débits moyens annuels mesurés à Torre Orsina, ceux enregistrés à Le Lastre, l'accroissement du débit entre les deux et la pluie moyenne sur le bassin (FIG. 4): on remarque que le débit moyen enregistré à Torre Orsina augmente sensiblement de 1927 au 1931, ensuite il diminue brusquement en 1932 (année de début du fonctionnement du "Canale medio-Nera"); ces données sont cependant corrigées du débit dérivé. En 1934 on observe encore un débit moyen assez fort. La moyenne (sur 10 ans) est $m = 28,3 \text{ m}^3/\text{s}$, l'écart-type des valeurs annuels $\sigma = 3,1$. Le débit observé à Le Lastre ne montre pas la même variabilité (sur 7 ans: $m = 20,8 \text{ m}^3/\text{s}$, $\sigma = 0,8$). L'accroissement de débit est évidemment influencé par le débit à l'aval ($m = 8,6$; $\sigma = 2,5$). Le régime des apports ne semble pas justifier cette variabilité: même si l'écart-type est assez fort ($\sigma = 1,9$) le volume global ne justifie pas l'accroissement de débit, à moins d'envisager une ETR très réduite: il nous faut en effet 760 mm/an de pluie efficace (sur 990 mm/an de pluie brute mesurée entre 1925 et 1935) pour justifier l'accroissement de débit moyen observé ($8,6 \text{ m}^3/\text{s}$).

Une explication peut être trouvée dans les "Annali Idrografici": au cours des années 1926-1928 plusieurs mesures de débit ont été effectuées pour le calibrage de la section de T.Orsina, mais seulement deux pendant les trois années suivantes. Donc un éventuel détarage de la mesure hydrométrique à Torre Orsina n'aurait pas été remarqué. En 1932, un nouveau calibrage de la section en utilisant surtout les bas débits était obligatoire et a permis une amélioration des mesures en étiage.

Les données concernant la pluie ont été enregistrées par le Service Hydrographique à 4 postes pluviométriques. On les a considérées à compter de 1925. La distribution spatiale de la précipitation journalière a été évaluée par la méthode des polygones de Thiessen. Les 4 postes pluviométriques sont situés plutôt en fond de vallée, entre 285 et 367 m; un seul est situé à une altitude relativement élevée (974 m). Cela pourrait provoquer une évaluation des apports moyens par défaut. L'analyse d'un long historique pluviométrique sur 18 postes dans la région a toutefois permis d'évaluer un possible gradient pluviométrique de + 60 mm/100 m. La pluie moyenne à 900 m d'altitude serait donc égale à 1450 mm/an. Il est donc raisonnable d'admettre que la pluie réelle est supérieure à celle que l'on vient de calculer par la méthode de Thiessen (990 mm/an sur la période 1925-1935).

4 RÉSULTATS DES SIMULATIONS

Les simulations ont été effectuées au pas de temps journalier pour les calculs du bilan hydrique et au pas de temps de 5 jours pour le transfert intégré de surface et souterrain. Pour le calibrage du modèle on

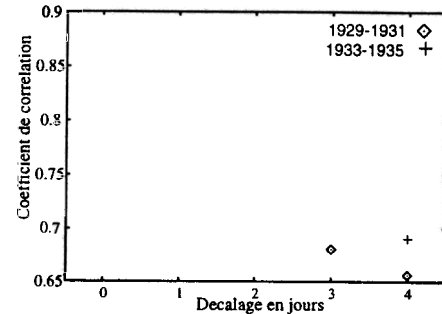


FIG. 3 - Variation du coefficient de corrélation entre le débit à l'amont et à l'aval en fonction du décalage.

Variation del coefficiente di correlazione fra la portata a monte e quella a valle in funzione dello sfasamento.

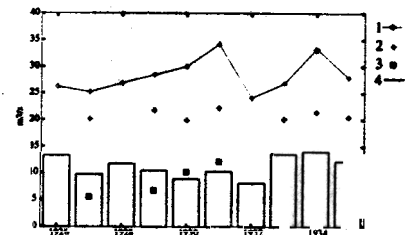


FIG. 4 - Débits moyens sur la période 1926-1935 (m^3/s): 1) T.Orsina; 2) Le Lastre; 3) accroissement entre les 2 stations; 4) pluie moyenne sur le bassin.

Portate medie nel periodo 1926-1935 (m^3/s): 1) T.Orsina; 2) Le Lastre; 3) incremento di portata fra le due stazioni; 4) pioggia media sul bacino.

intervient sur les paramètres qui règlissent:

- le bilan hydrique (teneur moyenne et minimale d'humidité dans le sol, seuil de partage entre le ruissellement et l'infiltration);
- le retard à l'infiltration (temps nécessaire pour que les apports traversent le non-saturé);
- l'écoulement dans le milieu saturé (coefficient d'emmagasinement S et transmissivité T).

La méthode de calage est manuelle, c'est à dire qu'on établit les conditions aux limites et les paramètres du système, on calcule le résultat correspondant et l'on procède par approximations successives en modifiant les paramètres et en comparant le débit calculé et celui mesuré, jusqu'à obtenir la meilleure correspondance entre les sorties calculées et celles observées.

Pour chaque simulation, on a calculé l'écart moyen absolu entre les valeurs calculées et observées (*EMA*), l'écart quadratique moyen (*EQM*) et l'écart relatif moyen (*ER*).

Comme cela a été signalé (Par.3), la mesure des débits à Torre Orsina serait biaisée suite à une dérive dans la mesure de la hauteur hydrométrique et à la variabilité introduite par le fonctionnement d'une dérivation à l'amont du domaine d'étude. De ce fait, on a rarement obtenu une bonne correspondance entre les volumes d'écoulements calculés et observés. Finalement, on a pris en compte les simulations effectuées pour les années 1927 (écart entre le volume calculé et observé 0-1%), 1929 (écart 16-17%) et 1933 (26-27%).

4.1 Calage du modèle de surface

Les calculs du bilan hydrique sont réalisés au niveau de la couche de surface. Le modèle de calcul (MODSUR) fait partie de la catégorie des modèles "à réservoirs" (ROCHE, 1971); le transfert de l'eau d'un réservoir à l'autre est réglé par des paramètres (FIG.5).

Chaque maille du modèle discret fait partie d'une "zone météo" et d'une "fonction production" (FP). La zone météo regroupe plusieurs mailles avec une pluie homogène (par exemple, une polygone de Thiessen), la FP une zone du modèle ayant des caractéristiques lithologiques et pédologiques semblables. A chaque FP on a attribué un jeu de paramètres, variable pour les diverses zones du bassin, qui règlent l'ETR, l'infiltration I et le ruissellement R. Dans le modèle réalisé, on a distingué trois FP, qui correspondent aux formations calcaires, aux formations marno-argileuses et aux alluvions.

L'ETP a été calculée sur la base de la formule mensuelle de Thornthwaite. On a utilisé les valeurs de la température moyenne mensuelle à l'altitude moyenne de l'aire d'étude, calculées d'après un gradient thermique moyen annuel de $-5\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$. L'ETP est ainsi de 640 mm/an.

Le premier réservoir représente le sol. Modsur calcule la pluie efficace par rapport au niveau minimal (DCRT) et moyen (CRT) de l'humidité et du contenu en eau résultant du dernier pas de temps du calcul. Ensuite, l'ETR est prélevée dans la réserve restante par rapport aux niveaux minimal et moyen du stock en eau dans le sol, au niveau actuel du stock et à l'évapotranspiration potentielle ETP. Les données pluviométriques étant journalières, on a utilisé ce même pas de temps pour le calcul; l'ETP journalière étant prise comme une fraction de l'ETP mensuelle.

La pluie efficace passe vers un deuxième réservoir de transfert, où elle est partagée entre ruissellement et infiltration au moyen d'un seuil (FN), qui représente la valeur maximale d'infiltration dans le pas de temps. Ensuite des réservoirs de transfert (CQI et CQR) peuvent moduler R et I selon une loi de tarissement exponentielle.

Les valeurs de CRT, DCRT, FN qui ont fourni la meilleure correspondance sur le bilan hydrique sont rapportées en TAB.1. CRT et DCRT étant les mêmes partout, les FP sont différenciées seulement par la valeur de FN.

FP	Lithologie	Aire (km ²)	CQR (mm)	DCRT (mm)	FN (mm)
1	Calcaires	298	80	30	50
2	Marnes, argiles	41	80	30	10
3	Alluvions	21	80	30	30

TAB. 1 - Paramètres principaux des Fonctions Production: CQR et DCRT (niveau minimal et moyen de la humidité dans le sol) règlissent l'ETR et le bilan hydrique global; FN est le seuil d'infiltration pour chaque pas de temps.

Parametri principali delle F.P.: CQR e DCRT (livello minimo e medio di umidità nel suolo) regolano l'ETR e il bilancio idrico globale; FN è il valore massimo d'infiltrazione per ogni passo di tempo.

Sur la base des simulations réalisées l'ETR moyenne annuelle sur la période 1925-1935, est de $148 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ ce qui correspondent à 410 mm/an sur l'aire du modèle de surface (360 km²), variable entre 5-10 mm/mois en hiver jusqu'à 60-100 mm/mois en été. Les valeurs calculées de ETR, I et R sont rapportées en TAB.3.

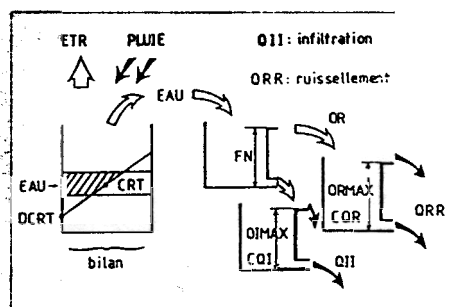


FIG. 5 - Principe de fonctionnement d'une fonction-production

Principio di funzionamento di un sistema di alimentazione

4.2 Calage du retard à l'infiltration

Le temps nécessaire pour que la pluie efficace rejoigne la nappe, est fonction de l'épaisseur du non saturé et de la perméabilité verticale. Dans le cas étudié cette épaisseur peut être de plusieurs centaines de mètres. Dans le but d'évaluer le retard à l'infiltration, on a réalisé plusieurs simulations avec NONSAT, qui permet d'introduire un décalage entre le moment où l'eau quitte le sol et le moment où les apports rejoignent la nappe.

NONSAT assimile le transfert dans le milieu poreux non saturé au modèle à réservoirs en cascade développé par NASH (1957,1959; cité par BESBES, 1978) pour l'écoulement de surface. On admet qu'il s'agit d'un phénomène linéaire, stationnaire et conservatif. L'épaisseur verticale du non saturé est représentée par N réservoirs en série, qui se déversent les uns dans les autres avec un temps de vidange τ , qui reflète la vitesse de percolation de l'eau dans le non saturé.

En bref, en utilisant un coefficient τ et un nombre de réservoirs N , le temps nécessaire pour que le centre de gravité d'une infiltration instantanée passe au travers du non saturé est égale à $N \cdot \tau$, son étatement est exprimé par $N \cdot \tau^2$ (BESBES, 1978).

Le retard a été considéré homogène sur l'ensemble de la structure. D'abord on a effectué des simulations avec $N = 1$ et τ variable pour évaluer le retard global. Ensuite on a évalué l'influence de N pour la même valeur de $N \cdot \tau$.

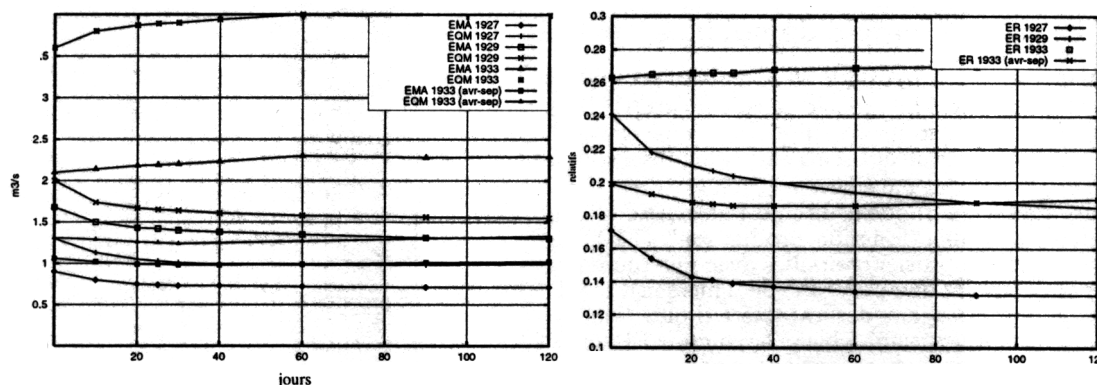


FIG. 6 - *Ecarts absolus (a) et relatifs (b) entre les valeurs de débit calculé et observé pour chaque année, avec différents retards à l'infiltration. EMA = écart moyen absolu; EQM = écart quadratique moyen; ER = écart relatif.*

Scarti assoluti (a) e relativi (b) fra i valori di portata calcolata e osservata, per i tre anni considerati e con differente ritardo all'infiltrazione. EMA = scarto medio assoluto; EQM = scarto quadratico medio; ER = scarto relativo.

L'influence du retard à l'infiltration sur l'écoulement total est partiellement masquée par le ruissellement pur et par la fluctuation du débit liée à l'erreur de mesure. Cependant d'après la variation des écarts absolus (EMA , EQM) et relatifs (ER) pour les simulations effectuées avec $N = 1$ (FIG. 6) on remarque en général une amélioration de la correspondance entre débit calculés et observés pour des valeurs de τ compris entre 20 et 40 jours. Les écarts décroissent encore pour des valeurs de τ supérieures, mais de façon moins accentuée.

Les simulations relatives à 1933, montrent une tendance opposée. On peut penser que cela est dû aux irrégularités du régime de débit provoqués par le fonctionnement de la dérivation du medio-Nera. En effet si l'on considère seulement la période de tarissement (avril-septembre) on trouve la même tendance pour EMA , EQM et ER déjà obtenue pour les années 1927 et 1929, avec toutefois une amélioration de la correspondance moins sensible (FIG. 6).

Le nombre de réservoirs N influence l'étalement temporel de l'infiltration; son importance croît avec des précipitations intenses et concentrées. Dans le cas étudié, où les apports sont assez distribués durant l'année, il ne semble pas avoir une forte influence sur les écarts, qui décroissent de quelques unités pour mille lorsque l'on augmente N (FIG.7).

4.3 Calage du modèle souterrain

L'écoulement dans le milieux poreux saturé est contrôlé par l'équation de la diffusivité, résolue numériquement (différences finies) par une méthode itérative. Le flux est bidimensionnel dans les couches aquifères et monodimensionnel vertical dans les couches semi-perméables interposés.

Le modèle numérique réalisé est semblable à celui proposé par BONI & PRÉZIOSI (1993), amélioré par la subdivision du système en trois couches, superposées et reliées verticalement entre elles par drainance. Il n'est décrit pas dans cette note, mais les champs de valeurs de transmissivité T et du coefficient d'emmagasinement S qui reproduisent au mieux le régime de débit observé, obtenus par essais et erreurs, sont décrits en TAB.2. La distribution des valeurs du coefficient d'emmagasinement utilisées est différente selon que l'aquifère est captif ou libre. On a choisi des valeurs de S relativement petites (1 pour mille) où les nappes sont apparemment captives; plus fortes (1%-5%) où on prévoit qu'elles sont libres.

intervient sur les paramètres qui régissent:

- le bilan hydrique (teneur moyenne et minimale d'humidité dans le sol, seuil de partage entre le ruissellement et l'infiltration);
- le retard à l'infiltration (temps nécessaire pour que les apports traversent le non-saturé);
- l'écoulement dans le milieu saturé (coefficient d'emmagasinement S et transmissivité T).

La méthode de calage est manuelle, c'est à dire qu'on établit les conditions aux limites et les paramètres du système, on calcule le résultat correspondant et l'on procède par approximations successives en modifiant les paramètres et en comparant le débit calculé et celui mesuré, jusqu'à obtenir la meilleure correspondance entre les sorties calculées et celles observées.

Pour chaque simulation, on a calculé l'écart moyen absolu entre les valeurs calculées et observées (EMA), l'écart quadratique moyen (EQM) et l'écart relatif moyen (ER).

Comme cela a été signalé (Par.3), la mesure des débits à Torre Orsina serait biaisée suite à une dérive dans la mesure de la hauteur hydrométrique et à la variabilité introduite par le fonctionnement d'une dérivation à l'amont du domaine d'étude. De ce fait, on a rarement obtenu une bonne correspondance entre les volumes d'écoulements calculés et observés. Finalement, on a pris en compte les simulations effectuées pour les années 1927 (écart entre le volume calculé et observé 0-1%), 1929 (écart 16-17%) et 1933 (26-27%).

4.1 Calage du modèle de surface

Les calculs du bilan hydrique sont réalisés au niveau de la couche de surface. Le modèle de calcul (MODSUR) fait partie de la catégorie des modèles "à réservoirs" (ROCHE, 1971); le transfert de l'eau d'un réservoir à l'autre est réglé par des paramètres (FIG.5).

Chaque maille du modèle discret fait partie d'une "zone météo" et d'une "fonction production" (FP). La zone météo regroupe plusieurs mailles avec une pluie homogène (par exemple, une polygone de Thiessen), la FP une zone du modèle ayant des caractéristiques lithologiques et pédologiques semblables. A chaque FP on a attribué un jeu de paramètres, variable pour les diverses zones du bassin, qui règlent l'ETR, l'infiltration I et le ruissellement R. Dans le modèle réalisé, on a distingué trois FP, qui correspondent aux formations calcaires, aux formations marno-argileuses et aux alluvions.

L'ETP a été calculée sur la base de la formule mensuelle de Thornthwaite. On a utilisé les valeurs de la température moyenne mensuelle à l'altitude moyenne de l'aire d'étude, calculées d'après un gradient thermique moyen annuel de $-5\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$. L'ETP est ainsi de 640 mm/an.

Le premier réservoir représente le sol. Modsur calcule la pluie efficace par rapport au niveau minimal (DCRT) et moyen (CRT) de l'humidité et du contenu en eau résultant du dernier pas de temps du calcul. Ensuite, l'ETR est prélevée dans la réserve restante par rapport aux niveaux minimal et moyen du stock en eau dans le sol, au niveau actuel du stock et à l'évapotranspiration potentielle ETP. Les données pluviométriques étant journalières, on a utilisé ce même pas de temps pour le calcul; l'ETP journalière étant prise comme une fraction de l'ETP mensuelle.

La pluie efficace passe vers un deuxième réservoir de transfert, où elle est partagée entre ruissellement et infiltration au moyen d'un seuil (FN), qui représente la valeur maximale d'infiltration dans le pas de temps. Ensuite des réservoirs de transfert (CQI et CQR) peuvent moduler R et I selon une loi de tarissement exponentielle.

Les valeurs de CRT, DCRT, FN qui ont fourni la meilleure correspondance sur le bilan hydrique sont rapportées en TAB.1. CRT et DCRT étant les mêmes partout, les FP sont différenciées seulement par la valeur de FN.

FP	Lithologie	Aire (km ²)	CQR (mm)	DCRT (mm)	FN (mm)
1	Calcaires	218	80	30	50
2	Marnes, argiles	41	80	30	10
3	Alluvions	21	80	30	30

TAB. 1 - Paramètres principaux des Fonctions Production: CQR et DCRT (niveau minimal et moyen de la humidité dans le sol) régissent l'ETR et le bilan hydrique global; FN est le seuil d'infiltration pour chaque pas de temps.

Parametri principali delle F.P.: CQR e DCRT (livello minimo e medio di umidità nel suolo) regolano l'ETR e il bilancio idrico globale; FN è il valore massimo d'infiltrazione per ogni passo di tempo.

Sur la base des simulations réalisées l'ETR moyenne annuelle sur la période 1925-1935, est de $148 \cdot 10^6 \text{ m}^3$, ce qui correspondent à 410 mm/an sur l'aire du modèle de surface (360 km²), variable entre 5-10 mm/mois en hiver jusqu'à 60-100 mm/mois en été. Les valeurs calculées de ETR, I et R sont rapportées en TAB.3.

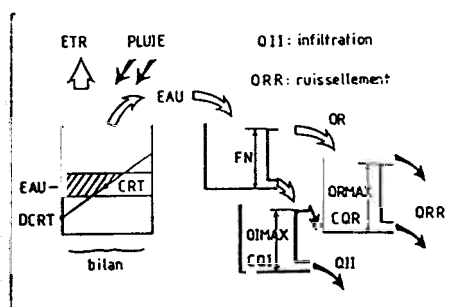


FIG. 5 - Principe de fonctionnement d'une fonction-production

Principio di funzionamento di un sistema di alimentazione

4.2 Calage du retard à l'infiltration

Le temps nécessaire pour que la pluie efficace rejoigne la nappe, est fonction de l'épaisseur du non saturé et de la perméabilité verticale. Dans le cas étudié cette épaisseur peut être de plusieurs centaines de mètres. Dans le but d'évaluer le retard à l'infiltration, on a réalisé plusieurs simulations avec NONSAT, qui permet d'introduire un décalage entre le moment où l'eau quitte le sol et le moment où les apports rejoignent la nappe.

NONSAT assimile le transfert dans le milieu poreux non saturé au modèle à réservoirs en cascade développé par NASH (1957,1959; cité par BESBES, 1978) pour l'écoulement de surface. On admet qu'il s'agit d'un phénomène linéaire, stationnaire et conservatif. L'épaisseur verticale du non saturé est représentée par N réservoirs en série, qui se déversent les uns dans les autres avec un temps de vidange τ , qui reflète la vitesse de percolation de l'eau dans le non saturé.

En bref, en utilisant un coefficient τ et un nombre de réservoirs N , le temps nécessaire pour que le centre de gravité d'une infiltration instantanée passe au travers du non saturé est égale à $N \cdot \tau$, son étalement est exprimé par $N \cdot \tau^2$ (BESBES, 1978).

Le retard a été considéré homogène sur l'ensemble de la structure. D'abord on a effectué des simulations avec $N = 1$ et τ variable pour évaluer le retard global. Ensuite on a évalué l'influence de N pour la même valeur de $N \cdot \tau$.

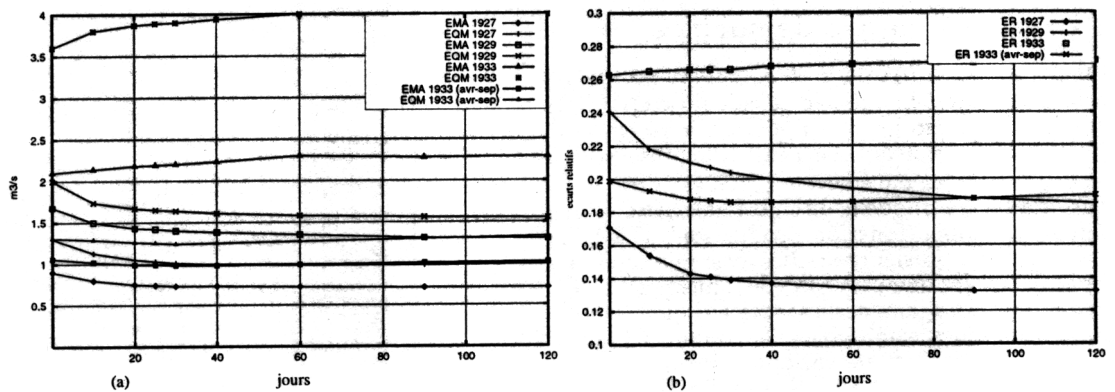


FIG. 6 - Écarts absolus (a) et relatifs (b) entre les valeurs de débit calculé et observé pour chaque année, avec différents retards à l'infiltration. EMA = écart moyen absolu; EQM = écart quadratique moyen; ER = écart relatif.

Scarti assoluti (a) e relativi (b) fra i valori di portata calcolata e osservata, per i tre anni considerati e con differente ritardo all'infiltrazione. EMA = scarto medio assoluto; EQM = scarto quadratico medio; ER = scarto relativo.

L'influence du retard à l'infiltration sur l'écoulement total est partiellement masquée par le ruissellement pur et par la fluctuation du débit liée à l'erreur de mesure. Cependant d'après la variation des écarts absolus (EMA, EQM) et relatifs (ER) pour les simulations effectuées avec $N = 1$ (FIG. 6) on remarque en général une amélioration de la correspondance entre débit calculés et observés pour des valeurs de τ compris entre 20 et 40 jours. Les écarts décroissent encore pour des valeurs de τ supérieures, mais de façon moins accentuée.

Les simulations relatives à 1933, montrent une tendance opposée. On peut penser que cela est dû aux irrégularités du régime de débit provoqués par le fonctionnement de la dérivation du medio-Nera. En effet si l'on considère seulement la période de tarissement (avril-septembre) on trouve la même tendance pour EMA, EQM et ER déjà obtenue pour les années 1927 et 1929, avec toutefois une amélioration de la correspondance moins sensible (FIG. 6).

Le nombre de réservoirs N influence l'étalement temporel de l'infiltration; son importance croît avec des précipitations intenses et concentrées. Dans le cas étudié, où les apports sont assez distribués durant l'année, il ne semble pas avoir une forte influence sur les écarts, qui décroissent de quelques unités pour mille lorsque l'on augmente N (FIG.7).

4.3 Calage du modèle souterrain

L'écoulement dans le milieu poreux saturé est contrôlé par l'équation de la diffusivité, résolue numériquement (différences finies) par une méthode itérative. Le flux est bidimensionnel dans les couches aquifères et monodimensionnel vertical dans les couches semi-perméables interposées.

Le modèle numérique réalisé est semblable à celui proposé par BONI & PREZIOSI (1993), amélioré par la subdivision du système en trois couches, superposées et reliées verticalement entre elles par drainance. Il n'est décrit pas dans cette note, mais les champs de valeurs de transmissivité T et du coefficient d'emmagasinement S qui reproduisent au mieux le régime de débit observé, obtenus par essais et erreurs, sont décrits en TAB.2. La distribution des valeurs du coefficient d'emmagasinement utilisées est différente selon que l'aquifère est captif ou libre. On a choisi des valeurs de S relativement petites (1 pour mille) où les nappes sont apparemment captives; plus fortes (1%-5%) où on prévoit qu'elles sont libres.

Couche	Aquifère	T (m ² /s)	S
1	Scaglia	de $0,6 \cdot 10^{-2}$ à $1,2 \cdot 10^{-1}$	10^{-2}
2	Maiolica	$0,6 \cdot 10^{-2}$; $1,4 \cdot 10^{-2}$	10^{-3} ; 10^{-2}
3	Calcare Massiccio	$2,4 \cdot 10^{-2}$	10^{-3} ; 10^{-2}

TAB. 2 - Principaux paramètres du modèle souterrain. Les trois couches sont superposées et liées verticalement pour drainage. La rivière draine les couches 1 et 2.

Parametri principali del modello sotterraneo. I tre strati sono sovrapposti e collegati verticalmente per drainage. Il fiume drena gli strati 1 e 2.

BILAN HYDRIQUE MOYEN AU SOL (lame d'eau en mm)													
	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jun	Jui	Aou	Sep	Oct	Nov	Dec	Année
P brute	60	81	102	101	106	49	34	27	77	107	148	96	988
ETR *	3	9	20	39	67	85	43	29	45	40	22	10	413
I *	38	50	62	54	50	11	2	1	6	24	70	55	423
R *	3	3	9	6	2	0	0	0	0	1	6	4	34
I #	70	49	77	72	79	52	14	3	1	12	45	85	559
R #	8	8	17	12	9	2	1	6	1	4	13	12	93

*: Valeurs calculées par MODSUR
#: Valeurs calculées par MODCOU

TAB. 3 - Bilan hydrique calculé. Tous les valeurs sont rapportées à la surface du modèle (360 km²), sauf l'infiltration calculée par Modcou qui est rapportée à l'aire du domaine souterrain (236 km²).

Bilancio idrico calcolato. Tutti i valori sono rapportati alla superficie del modello (360 km²), tranne l'infiltrazione calcolata da Modcou che è relativa all'area del dominio sotterraneo (236 km²).

4.4 Simulation intégrée des écoulements

La dernière phase de la modélisation est la simulation intégrée des écoulements de surface et souterrains en régime transitoire. L'algorithme qui règle l'écoulement en surface est basé sur l'individualisation de zones isochrones. Les transferts dans le réseau de drainage principal considèrent aussi les échanges à double sens nappe-rivière. L'entrée du modèle est fournie par MOSDSUR et NONSAT. La sortie est le débit calculé à l'exutoire (Torre Orsina). Les valeurs d'infiltration efficace I et de ruissellement R calculées par MODSUR et celles fournies par MODCOU sont résumées dans le TAB.3.

La différence entre les valeurs de I et R calculées par MODSUR et MODCOU est liée au volume infiltré dans la zone où il n'y a pas de domaine souterrain, qui est traité comme ruissellement dans Modcou. Les valeurs fournies par MODCOU sont celles qui à la fin constituent le débit calculé. L'infiltration efficace, calculée par MODCOU sur le seul domaine souterrain (236 km²), est égale à $132 \cdot 10^6$ m³, soit 560 mm/an, variable entre 300 et 800 mm/an. Les valeurs mensuelles calculées varient entre 0 et 160 mm. Le ruissellement calculé est inférieur à 15% de la pluie efficace.

Sur la FIG.8 on compare les débits calculés avec $\tau = 6$ et $N = 5$ et ceux observés. On observe une très bonne correspondance entre les valeurs de 1927 ($ER = 13\%$) et de 1929 ($ER = 21\%$). Pour 1933 on obtient une très bonne correspondance sur le semestre de tarissement (18%), tandis que durant le reste de l'année on ressent les irrégularités induites par la dérivation du medio-Nera ($ER = 27\%$ pour toute l'année).

Pour 1935 la situation est similaire mais l'écart global est encore plus fort (60%); toutefois on remarque une bonne correspondance entre les valeurs observés et calculés pendant la période de tarissement mai-octobre ($ER = 25\%$) et encore davantage pendant les trois mois d'été ($ER = 13\%$).

CONCLUSION

On a tenté de définir le bilan hydrique d'un aquifère multicouche du domaine pélagique de l'Apennin central, d'évaluer l'infiltration efficace et le retard à l'infiltration au moyen d'un modèle mathématique.

L'approche proposée est globale, indiqué pour une étude de caractère régional. Le calcul du bilan hy-

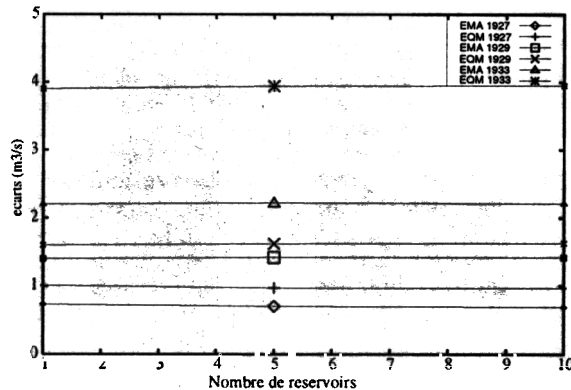


FIG. 7 - Simulation NONSAT: variation des écarts moyens absolus (EMA) et quadratiques (EQM) avec le nombre de réservoirs N.

Simulazione NONSAT: variazione dello scarto medio assoluto (EMA) e dello scarto quadratico medio (EQM) col numero dei serbatoi N.

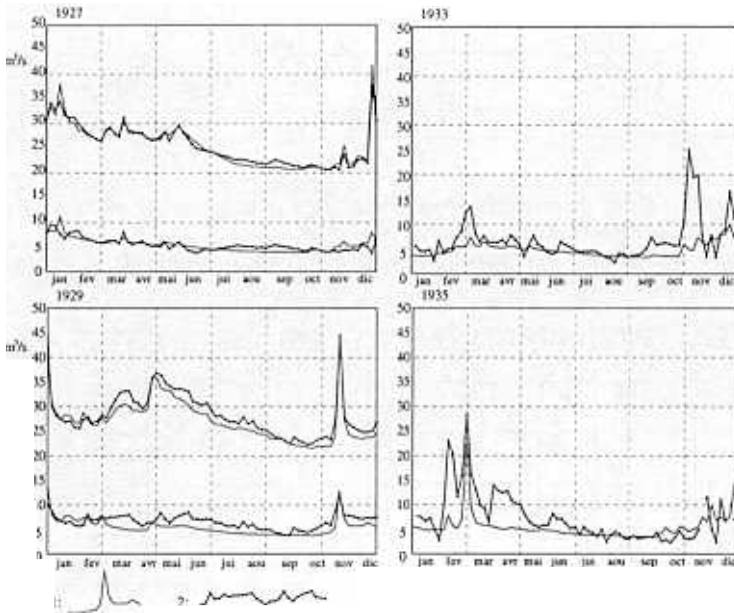


FIG. 8 - Comparaison entre les débits simulés (1) et calculés (2). Sur chaque diagramme les deux courbes du bas représentent l'accroissement du débit dans le bassin étudié; pour les années 1927 et 1929 on montre aussi le débit total à l'exutoire (T.Orsina). Le retard à l'infiltration est de 30 jours.
 Confronto fra portate simulate (1) e osservate (2). In ogni diagramma le due curve in basso rappresentano l'incremento di portata nel bacino studiato; per gli anni 1927 e 1929 è rappresentata anche la portata totale alla chiusura (T.Orsina). Il ritardo all'infiltrazione è di 30 giorni.

drique et du retard à l'infiltration a été effectué par des modèles paramétriques à réservoirs. L'écoulement dans la zone saturée est décrit par un modèle numérique aux différences finies.

D'après les simulations effectuées, l'infiltration efficace moyenne inter-annuelle sur le domaine souterrain, pour la période 1925-1935, est de 560 mm, variant entre 300 et 800 mm. Dans la même période la pluie varie de 700 mm/an à 1200 mm/an, la moyenne est de 990 mm/an. Cette évaluation concorde avec l'estimation proposée par BONI & PREZIOSI (1994) pour le bassin versant de la Nera à l'amont de Torre Orsina (infiltration efficace comprise entre 350 et 650 mm/an sur la période 1991-1993).

La comparaison entre les débits calculés et observés montre que les écarts décroissent en rajoutant un retard à l'infiltration compris entre 20 et 40 jours. Un retard plus fort ne produit pas une sensible variation ultérieure des résultats. Ce résultat préliminaire, qui semble intéressant vis-à-vis de la modélisation des aquifères des régions montagneuses, sera mieux défini avec les recherches futures. On peut pour le moment confirmer les précédentes observations de BONI & PREZIOSI (1993) pour le même aquifère et de PETITTA (1994) pour un aquifère karstique dans la même région, qui ont envisagé un retard à l'infiltration de 1-2 mois sur l'ensemble de la structure, d'après les simulations de l'écoulement souterrain effectuées au pas de temps mensuel. Toutefois, la fluctuation des données observées due aux erreurs de mesure, amplifiée par le fait qu'on considère non pas le débit de la rivière mais son accroissement entre deux stations de jaugeage, rend cette évaluation particulièrement délicate.

Remerciements

Ce travail a pu être réalisé grâce au financement de la Communauté Européenne dans le cadre du programme "Capital Humain et Mobilité", n. du contrat ERBCHBICT941150, titre du projet de recherche "Development of numerical techniques and software environment for groundwater flow modelling".

Références

- BESBES, M. (1978). *L'estimation des apports aux nappes souterraines. Un modèle régional d'infiltration efficace*. Thèse de doctorat, Univ.P. and M.Curie.
- BONI, C., PETITTA, M., PREZIOSI, E., ET SERENI, M. (1993). *Genesi e regime delle acque continentali del Lazio*. CNR, Roma.
- BONI, C. ET PREZIOSI, E. (1993). *Una possibile simulazione numerica dell'aquifero basale di M.Coscerno - M.Aspra (bacino del fiume Nera)*. 3 Conv.Naz.Giovani Ricercatori in Geol.Appl. Potenza, 28-30 ottobre 1993.

- BONI, C. ET PREZIOSI, E. (1994). Le sorgenti lineari nell'alto bacino del fiume Nera (Appennino umbro-marchigiano, Italia centrale). *Rencontre internationale des Jeunes Chercheurs en Géologie Appliquée. Lausanne 21 Avril 1994*.
- CENCETTI, C., DRAGONI, W., ET MASSOUM, M. N. (1989). Contributo alle conoscenze delle caratteristiche idrogeologiche del fiume Nera (Appennino centro-settentrionale). *Geol. Appl. e Idrogeol.*, 24:191-210.
- DECANDIA, F. A. (1982). Geologia dei Monti di Spoleto. *Boll. Soc. Geol. It.*, 101(2):291-315.
- LEDOUX, E. (1980). *Modélisation intégrée des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un bassin hydrologique*. Thèse de doctorat, Ecole Nat.Sup.des Mines de Paris et Univ.P. et M.Curie.
- LEDOUX, E., GIRARD, G., ET VILLENEUVE, J. P. (1984). Proposition d'un modèle couplé pour la simulation conjointe des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un bassin hydrologique. *La Houille Blanche*, 1(2):101-110.
- MIN.LL.PP. (1925-1935). Annali Idrografici del Serv.Idrografico di Stato, Parte prima e seconda, Sez. di Roma.
- NASH, J. E. (1957). The form of the instantaneous unit hydrograph. *AIHS Ass.Gén., Toronto*.
- NASH, J. E. (1959). Systematic determination of unit hydrograph parameters. *Journ.of Geophys.Research*, 64(1).
- PETITTA, M. (1994). *Modelli matematici di simulazione dell'acquifero carsico dei Monti Lepini (Lazio meridionale)*. Thèse de doctorat, Univ. "La Sapienza", Roma.
- ROCHE, M. (1971). Les divers types de modèles déterministes. *La Houille Blanche*, 2.