

# Utilisation de l'hydrochimie d'un bassin versant de lac collinaire tunisien pour l'étude de la recharge de la nappe alluviale

## Alluvial groundwater recharge from a Tunisian hill reservoir using watershed hydrochemistry

J. P. Montoroi, O. Grünberger and S. Nasri

Volume 17, Number 2, 2004

URI: <https://id.erudit.org/iderudit/705533ar>

DOI: <https://doi.org/10.7202/705533ar>

[See table of contents](#)

Publisher(s)

Université du Québec - INRS-Eau, Terre et Environnement (INRS-ETE)

ISSN

0992-7158 (print)

1718-8598 (digital)

[Explore this journal](#)

Cite this article

Montoroi, J. P., Grünberger, O. & Nasri, S. (2004). Utilisation de l'hydrochimie d'un bassin versant de lac collinaire tunisien pour l'étude de la recharge de la nappe alluviale. *Revue des sciences de l'eau / Journal of Water Science*, 17(2), 245–263. <https://doi.org/10.7202/705533ar>

### Article abstract

In a Mediterranean climate, water resources are scarce in sedimentary basins. In Tunisia, as in other semiarid countries, the revival of traditional floodwater harvesting, such as hill reservoirs, can provide water resources for the development of agriculture and agroforestry as well as reduce the use of other valuable water resources such as groundwater. Since the early 1990s, more than 600 hill reservoirs were built within the 250-500 mm range of mean annual rainfall. Most of them can limit water loss by runoff and enhance groundwater recharge. The El Gouazine reservoir in Central Tunisia was chosen within the European Union sponsored project Hydromed (1997-2001) because its groundwater balance is highly negative, ranging annually from -25,408 m<sup>3</sup> in 1999-2000 (Tunisian hydrological year, conventionally starting in September and ending in August) to -275,435 m<sup>3</sup> in 1995-1996, thus suggesting an important water loss by infiltration. The goal of the present paper consists in studying the hydrochemical behaviour of the watershed to improve the understanding of alluvial groundwater recharge below the hill reservoir.

Water sampling was carried out in May 1998 when the reservoir was almost empty (14 samples) and in March 1999 when it was full (21 samples). Surface waters were collected within the open water surface of the reservoir, in a small upstream pond created during road construction, in a temporary affluent river, in a dam seepage and in the downstream riverbed. Underground water samples were collected from three well locations located downstream from the hill reservoir, from 10 upstream well locations and from two downstream pit locations. All the samples were immediately filtered on site.

Dissolved oxygen content, temperature, pH, electrical conductivity at 25°C (EC) and alkalinity were measured in the field before filtration. The concentrations of major cations (Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Na<sup>+</sup> and K<sup>+</sup>) and anions (Cl<sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> and HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>) were determined by ion chromatography. The aqueous silica (SiO<sub>2</sub>) concentration was measured by ICP-AES. Total alkalinity was measured by titration with 0.1N HCl (in the field) and 0.02N H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> (in the laboratory). The ratio of water stable isotopes was measured with a mass spectrometer and expressed in δ-values, the deviations in parts per thousands (‰) from the International Standard V-SMOW.

The total dissolved solids (TDS) of the surface waters ranged from 0.65 to 6.0 g L<sup>-1</sup> in the dry period (DP) and from 0.25 to 5.7 g L<sup>-1</sup> in the flow period (FP). Reservoir water was less mineralised in the FP than in the DP with an ion concentration factor of 2.6. The pH was nearly neutral and tended to be higher in reservoir water (10.1 in the DP and 8.6 in the FP). The silica concentration of the reservoir water was much lower in the DP and in the FP as well.

The TDS of the ground waters, located within the watershed, varied from 0.6 to 6.2 g L<sup>-1</sup> in the DP and from 0.6 to 4.9 g L<sup>-1</sup> in the FP. The pH values were mainly neutral. In the DP, total alkalinity ranged from 254 to 529 mg L<sup>-1</sup> as well as in the FP. Silica concentrations demonstrated relatively low variation ranging from 22 to 27 mg L<sup>-1</sup> in the DP and from 15 to 27 mg L<sup>-1</sup> in the FP. From upstream to downstream of the hill reservoir, the mineralisation of groundwater decreased, suggesting that an upstream mineralised groundwater flow is diluted by a weakly mineralised reservoir water.

Three groundwater types can be distinguished in relation to the bedrock (limestone, marl, gypsiferous marl, gypsiferous mudstone, sandstone). The first type, weakly mineralised, was represented by three wells from the limestone outcrop. Bicarbonate, which ranged from 45 to 52% mmolc L<sup>-1</sup> in the DP, and calcium, which was nearly 50% mmolc L<sup>-1</sup>, were the major ions and result from limestone weathering. The second type of groundwater included four wells, located in the marly lowlands between the limestone outcrops, and was characterised by a lower concentration of calcium and bicarbonate (30-40% mmolc L<sup>-1</sup>) coupled with a higher concentration of magnesium (20-30% mmolc L<sup>-1</sup>). Sodium was the major cation in most wells (33-43% mmolc L<sup>-1</sup>) whereas chloride was the dominant anion (45-67% mmolc L<sup>-1</sup>). In the lower part of the basin, the third type of groundwater was draining gypsiferous deposits and was dominated by calcium and sulphate ions. The reservoir water belongs to this type.

Most underground waters originated from infiltrating precipitation that was not subject to surface or subsurface alteration of its isotopic composition. Groundwater located in the limestone outcrop was less enriched in stable isotopes.

In the DP, reservoir water showed 2H and 18O enrichment, which is typical for water that has been subjected to surface evaporation. However, reservoir water is weakly mineralised, suggesting that the reservoir was an open system with more mineralised groundwater entering the reservoir and a mixed reservoir water downstream outflowing by infiltration. Downstream groundwater was weakly enriched and less mineralised than upstream groundwater. Reservoir water, which was permanently mixed, tends to be meteoric in the FP and evaporated in the DP. Physical and pedological clues indicate that the reservoir was leaking. A sandy layer (over 70% sand), situated on the left side embankment and in the sediment of the reservoir, was nearly 1.5 m thick with a bottom elevation above the reservoir bottom ranging from 3 to 5 m. The layer forms an aquifer resulting from the weathering of the sandstone outcrop and was connected to the downstream alluvial aquifer.

The high permeability of the sandy layer partly explained the high water loss of the reservoir. Flowing through clayey materials, which contain variable amounts of easily soluble minerals, such as gypsum, and which are less permeable, the alluvial groundwater was strongly mineralised. The alluvial aquifer was supplied by shallow groundwater stored in limestone aquifers resulting in a strong decrease of the concentration. The limestone aquifers were highly porous and very transmissive. They can accumulate a high water content and rapidly recharge or discharge. The meteoric water collected in the reservoir also decreases the groundwater ion concentration leading to the same effect as the limestone groundwater.

# Utilisation de l'hydrochimie d'un bassin versant de lac collinaire tunisien pour l'étude de la recharge de la nappe alluviale

Alluvial groundwater recharge from a Tunisian hill reservoir using watershed hydrochemistry

J.-P. MONTOROI<sup>\*1</sup>, O. GRÜNBERGER<sup>2</sup>, S. NASRI<sup>3</sup>

Reçu le 19 septembre 2002, accepté le 15 mai 2003<sup>\*\*</sup>.

## SUMMARY

In a Mediterranean climate, water resources are scarce in sedimentary basins. In Tunisia, as in other semiarid countries, the revival of traditional floodwater harvesting, such as hill reservoirs, can provide water resources for the development of agriculture and agroforestry as well as reduce the use of other valuable water resources such as groundwater. Since the early 1990s, more than 600 hill reservoirs were built within the 250-500 mm range of mean annual rainfall. Most of them can limit water loss by runoff and enhance groundwater recharge. The El Gouzine reservoir in Central Tunisia was chosen within the European Union sponsored project Hydromed (1997-2001) because its groundwater balance is highly negative, ranging annually from  $-25,408 \text{ m}^3$  in 1999-2000 (Tunisian hydrological year, conventionally starting in September and ending in August) to  $-273,435 \text{ m}^3$  in 1995-1996, thus suggesting an important water loss by infiltration. The goal of the present paper consists in studying the hydrochemical behaviour of the watershed to improve the understanding of alluvial groundwater recharge below the hill reservoir.

Water sampling was carried out in May 1998 when the reservoir was almost empty (14 samples) and in March 1999 when it was full (21 samples). Surface waters were collected within the open water surface of the reservoir, in a small upstream pond created during road construction, in a temporary affluent river, in a dam seepage and in the downstream riverbed. Under-ground water samples were collected from three well locations located downstream from the hill reservoir, from 10 upstream well locations and from two downstream pit locations. All the samples were immediately filtered on site. Dissolved oxygen content, temperature, pH, electrical conductivity at

1 IRD, 32 avenue Henri-Varagnat, 93143 Bondy, France

2 IRD-LDD, Paholyothin Road, Chatuchak, 10900 Bangkok, Thaïlande

3 INRGREF, rue Hédi Karray, BP 10, 2080 Ariana, Tunisia

\* Auteur correspondant : E-mail : montoroj@bondy.ird.fr ; Tél. : (33) 1 48 02 55 33 ; Fax : (33) 1 48 47 30 88.

\*\* Les commentaires seront reçus jusqu'au 30 décembre 2004.

25°C (EC) and alkalinity were measured in the field before filtration. The concentrations of major cations ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$  and  $\text{K}^+$ ) and anions ( $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  and  $\text{HCO}_3^-$ ) were determined by ion chromatography. The aqueous silica ( $\text{SiO}_2$ ) concentration was measured by ICP-AES. Total alkalinity was measured by titration with 0.1N HCl (in the field) and 0.02N  $\text{H}_2\text{SO}_4$  (in the laboratory). The ratio of water stable isotopes was measured with a mass spectrometer and expressed in  $\delta$ -values, the deviations in parts per thousands (‰) from the International Standard V-SMOW.

The total dissolved solids (TDS) of the surface waters ranged from 0.65 to 6.0 g L<sup>-1</sup> in the dry period (DP) and from 0.25 to 5.7 g L<sup>-1</sup> in the flow period (FP). Reservoir water was less mineralised in the FP than in the DP with an ion concentration factor of 2.6. The pH was nearly neutral and tended to be higher in reservoir water (10.1 in the DP and 8.6 in the FP). The silica concentration of the reservoir water was much lower in the DP and in the FP as well.

The TDS of the ground waters, located within the watershed, varied from 0.6 to 6.2 g L<sup>-1</sup> in the DP and from 0.6 to 4.9 g L<sup>-1</sup> in the FP. The pH values were mainly neutral. In the DP, total alkalinity ranged from 254 to 529 mg L<sup>-1</sup> as well as in the FP. Silica concentrations demonstrated relatively low variation ranging from 22 to 27 mg L<sup>-1</sup> in the DP and from 15 to 27 mg L<sup>-1</sup> in the FP. From upstream to downstream of the hill reservoir, the mineralisation of groundwater decreased, suggesting that an upstream mineralised groundwater flow is diluted by a weakly mineralised reservoir water.

Three groundwater types can be distinguished in relation to the bedrock (limestone, marl, gypsiferous marl, gypsiferous mudstone, sandstone). The first type, weakly mineralised, was represented by three wells from the limestone outcrop. Bicarbonate, which ranged from 45 to 52% mmol<sub>c</sub> L<sup>-1</sup> in the DP, and calcium, which was nearly 50% mmol<sub>c</sub> L<sup>-1</sup>, were the major ions and result from limestone weathering. The second type of groundwater included four wells, located in the marly lowlands between the limestone outcrops, and was characterised by a lower concentration of calcium and bicarbonate (30-40% mmol<sub>c</sub> L<sup>-1</sup>) coupled with a higher concentration of magnesium (20-30% mmol<sub>c</sub> L<sup>-1</sup>). Sodium was the major cation in most wells (33-43% mmol<sub>c</sub> L<sup>-1</sup>) whereas chloride was the dominant anion (45-67% mmol<sub>c</sub> L<sup>-1</sup>). In the lower part of the basin, the third type of groundwater was draining gypsiferous deposits and was dominated by calcium and sulphate ions. The reservoir water belongs to this type.

Most underground waters originated from infiltrating precipitation that was not subject to surface or subsurface alteration of its isotopic composition. Groundwater located in the limestone outcrop was less enriched in stable isotopes. In the DP, reservoir water showed <sup>2</sup>H and <sup>18</sup>O enrichment, which is typical for water that has been subjected to surface evaporation. However, reservoir water is weakly mineralised, suggesting that the reservoir was an open system with more mineralised groundwater entering the reservoir and a mixed reservoir water downstream outflowing by infiltration. Downstream groundwater was weakly enriched and less mineralised than upstream groundwater. Reservoir water, which was permanently mixed, tends to be meteoric in the FP and evaporated in the DP. Physical and pedological clues indicate that the reservoir was leaking. A sandy layer (over 70% sand), situated on the left side embankment and in the sediment of the reservoir, was nearly 1.5 m thick with a bottom elevation above the reservoir bottom ranging from 3 to 5 m. The layer forms an aquifer resulting from the weathering of the sandstone outcrop and was connected to the downstream alluvial aquifer. The high permeability of the sandy layer partly explained the high water loss of the reservoir.

Flowing through clayey materials, which contain variable amounts of easily soluble minerals, such as gypsum, and which are less permeable, the alluvial

groundwater was strongly mineralised. The alluvial aquifer was supplied by shallow groundwater stored in limestone aquifers resulting in a strong decrease of the concentration. The limestone aquifers were highly porous and very transmissive. They can accumulate a high water content and rapidly recharge or discharge. The meteoric water collected in the reservoir also decreases the groundwater ion concentration leading to the same effect as the limestone groundwater.

**Key words :** *groundwater, surface water, soil, hill reservoir, geochemistry, stable isotopes, watershed, Tunisia.*

## RÉSUMÉ

En climat méditerranéen, les ressources en eau des bassins sédimentaires sont rares. Pour limiter les écoulements de surface et recharger les nappes souterraines, des lacs collinaires ont été construits sous une pluviométrie annuelle comprise entre 250 et 500 mm. Des échantillons d'eau ont été prélevés dans le bassin versant d'El Gouazine, situé en Tunisie centrale, pour mieux expliciter le fonctionnement hydrochimique et la recharge de la nappe phréatique d'un lac collinaire très filtrant. Les eaux ont été échantillonnées à deux périodes distinctes (retenue presque asséchée et retenue pleine), en amont de la retenue dans le bassin versant et en aval dans l'aquifère alluvial. Trois faciès chimiques (bicarbonaté calcique, chloruré sodique et sulfaté calcique) caractérisent les eaux de nappe, l'eau de la retenue étant sulfatée calcique. La roche-mère et la nappe phréatique sont chimiquement très dépendantes. Les isotopes stables de l'eau montre que la nappe amont est peu profonde et d'origine météorique. L'eau de la retenue se mélange avec les eaux souterraines en conservant un caractère météorique en période d'écoulement et en acquérant un caractère évaporé en période d'assèchement. La nappe alluviale aval est alimentée par les eaux mélangées de la retenue. L'altération d'un affleurement gréseux forme un aquifère en rive gauche du lac expliquant en partie les pertes par infiltration. Les principaux processus géochimiques, qui se produisent au cours de l'écoulement de la nappe dans les formations superficielles, permettent une compréhension partielle du fonctionnement hydrochimique de la retenue et de son bassin versant.

**Mots clés :** *eau souterraine, eau de surface, sol, lac collinaire, géochimie, isotopes stables, bassin versant, Tunisie.*

## 1 – INTRODUCTION

En Tunisie, comme dans d'autres pays semi-arides où les rivières s'écoulent temporairement, le regain d'intérêt pour les techniques traditionnelles de collecte des eaux de ruissellement, à l'échelle de la parcelle ou du bassin versant (PRINZ, 1999), permet d'offrir une ressource en eau pour le développement de l'agriculture et de l'agroforesterie, et de réduire l'usage d'autres ressources en eau comme les eaux souterraines (RAGAB et PRUDHOMME, 2002). Lorsque la collecte se fait dans le lit de la rivière, l'eau de ruissellement est stockée dans des retenues à ciel ouvert, plus ou moins temporaires, appelées lacs collinaires (TALINEAU *et al.*, 1994 ; ALBERGEL et REJEB, 1997). L'eau, contrainte de s'infiltrer, recharge un aquifère, notamment dans la partie aval de la vallée (PRINZ, 1999).

Alors que le fonctionnement hydrobiologique des lacs naturels et des retenues de grands barrages est étudié depuis longtemps à travers le monde (GONFIANTINI, 1986 ; WINTER, 1995), celui des petites retenues hydrauliques, qui représentent un nombre beaucoup plus important et une grande diversité géographique, fait l'objet d'études plus récentes (ARMENGOL *et al.*, 1994 ; VAN WESEMAEL *et al.*, 1998 ; ALBERGEL *et al.*, 1999). Parmi les études menées en milieu semi-aride, un petit nombre porte sur les eaux souterraines (ADAR *et al.*, 1992 ; VANDENSCHRICK *et al.*, 2002), mais rares sont celles qui évaluent l'influence effective des lacs collinaires sur les caractéristiques chimiques des eaux souterraines.

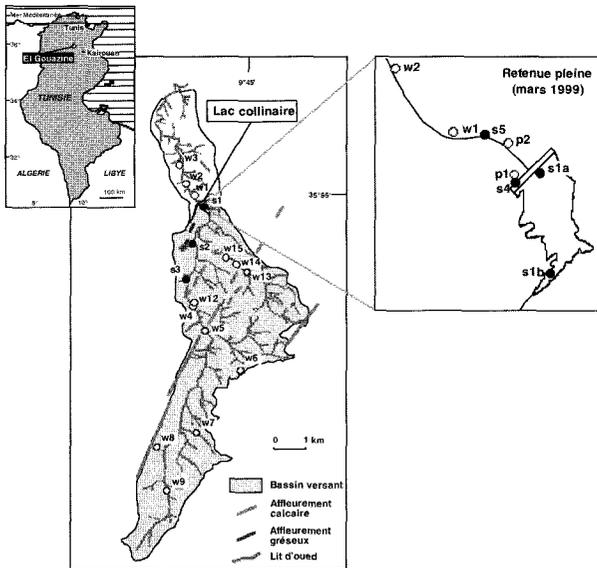
En Tunisie, le réseau automatisé de surveillance hydrologique, géré par la Direction de la Conservation des Eaux et des Sols (DCES) et l'IRD, permet de constituer, depuis 1994, une base de données pour 30 lacs collinaires représentatifs d'environ 600 lacs. Le programme de recherche européen Hydromed (1997-2001) a permis de mener des études plus détaillées sur cinq sites-pilote parmi les 30 lacs suivis. Parmi ces sites-pilote, la retenue d'El Gouazine a été choisie pour une étude hydrochimique car elle présente un bilan hydrologique annuel négatif, compris entre  $-25\,408\text{ m}^3$  en 1999-2000 (par convention, l'année hydrologique tunisienne démarre en septembre et s'achève en août) et  $-273\,435\text{ m}^3$  en 1995-1996, ce qui suggère une importante perte en eau par infiltration (NASRI, 2002). En aval de la retenue, la présence d'une végétation hydrophile dans une zone temporairement inondée atteste de fuites et d'une recharge de l'aquifère alluvial. Aux alentours de la retenue, on n'observe aucune trace de salinité pouvant témoigner de la forte évaporation de sols saturés.

Une campagne de mesures chimiques et isotopiques des eaux du bassin versant a été réalisée en 1998, lorsque la retenue était pratiquement vide. Les résultats ont permis de caractériser plusieurs faciès des eaux souterraines (bicarbonaté calcique, chloruré sodique et sulfaté calcique), de montrer que les eaux de la retenue se mélangent aux eaux souterraines pour s'écouler en aval et de quantifier les flux souterrains entrants et sortants (GRÜNBERGER *et al.*, 1999 ; MONTOROI *et al.*, 2002).

L'objectif du présent article est d'étudier le comportement hydrochimique d'un bassin versant pour mieux comprendre la recharge de la nappe alluviale sous un lac collinaire très filtrant. Des informations hydrochimiques seront recueillies à deux périodes extrêmes de remplissage (retenue pleine et vide) et le fonctionnement de la retenue collinaire sera explicité.

## 2 – DESCRIPTION DU SITE D'ÉTUDE

Une description détaillée du site d'El Gouazine est donnée dans MONTOROI *et al.* (2002). Le lac collinaire d'El Gouazine ( $35^{\circ}55'N - 9^{\circ}45'E$ ) est situé à environ 50 km au nord-ouest de Kairouan et à 110 km au sud-ouest de Tunis (figure 1). Son bassin versant, qui a une superficie de  $18,1\text{ km}^2$ , s'élève entre 575 m (hautes collines à l'extrême sud) et 375 m (retenue). Le climat est typiquement méditerranéen, la pluviosité moyenne annuelle étant de 344,2 mm



**Figure 1** Carte du bassin versant d'El Gouazine indiquant les principales caractéristiques géologiques et l'emplacement des eaux échantillonnées. ○ = eau de nappe dans les puits (w) et les fosses (p), s = ● = eau de surface (s).

*Map of the El Gouazine watershed showing the main geological features and the location of the water sampling points. ○ = ground waters for wells (w) and pits (p), ● = surface waters (s).*

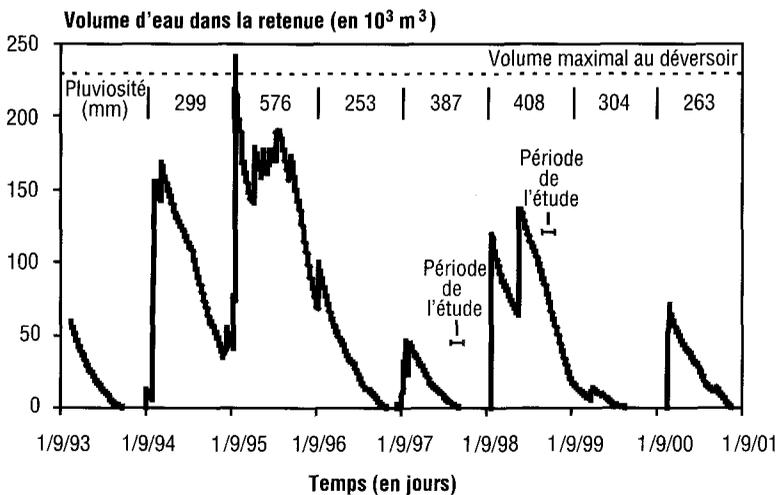
pour la période 1994-2000. La température moyenne annuelle de l'air est de 19,1 °C, avec un minimum de 10,4 °C en janvier et un maximum de 28,6 °C en août, pour la période 1962-1989 (BOCQUET, 1993). L'évaporation en bac classe A est d'environ 1 745,4 mm par an durant la période 1996-2000, la valeur moyenne journalière étant comprise entre 1,7 mm en janvier et 10,4 mm en juillet.

Le bassin versant se situe sur la bordure est du synclinal d'Ousseltia dont l'axe est orienté sud-ouest nord-est et qui est caractérisé par des dépôts marno-calcaires et gréseux du tertiaire (FOURNET, 1969). Les mouvements tectoniques ont redressé les couches géologiques sur le versant est du bassin, le pendage étant vertical ou subvertical (CASTANY, 1951 ; JAUZEIN, 1967). Comblé au quaternaire, le synclinal a été entaillé par les oueds qui charrient les produits de l'érosion et qui les déposent en alluvions grossiers. Des colluvions, constitués également de matériaux grossiers (graviers, cailloux...), ont recouverts de grandes surfaces et ont évolué pédologiquement (encroûtements calcaires).

Les sols calcimorphes comprennent les rendzines modales ou rendosols (AFES, 1995) pour 56,8 % de la surface totale du bassin versant et les sols bruns calcaires modaux ou calcosols (6 %). Au niveau des affleurements géologiques, on a des lithosols (7,3 %) et, sur les pentes, des régosols d'érosion

(8,4 %). Dans les thalwegs, on observe des fluvisols qui présentent un faciès modal (17,9 %), hydromorphe (1,8 %) ou vertique (1 %). Les sols sont occupés par une végétation de steppe à alfa et une forêt dégradée de pin d'Alep (45 % du bassin versant) et par des cultures pluviales (céréales, olivier) et des jachères (55 %).

La barrage en terre compactée a été construit en 1990. La digue a une longueur de 232 m, une largeur au sommet de 2,5 m et à la base de 56 m, et une hauteur de 10,6 m. Le déversoir de la retenue fonctionne à la cote maximale de 8,3 m, qui définit une surface maximale de 9,6 ha, soit 0,53 % de la surface totale du bassin versant, et une capacité maximale de 233370 m<sup>3</sup>. Comme le taux de sédimentation est faible, de l'ordre de 2290 m<sup>3</sup> par an, ce qui correspond à une épaisseur actuelle de sédiment dans la retenue de 3 m, on prédit une durée de vie du lac collinaire supérieure à 100 ans (CES/ORSTOM, 1996, 1997a, 1997b, 1999, 2000, 2001 et 2002). Le volume d'eau dans la retenue est variable et dépend principalement des apports météoriques (figure 2) : la retenue est parfois complètement asséchée, comme ce fut le cas en 1994, 1997, 1998, 2000 et 2001 ; en 1995, elle a débordé et, parfois, une vidange par le fond est nécessaire (1997). En réalité, il n'y a pas de véritable gestion de la retenue en fonction des besoins humains. Depuis 1996, les eaux de ruissellement provenant du bassin versant ont fortement baissé car de nombreux aménagements anti-érosifs ont été construits pour conserver les sols. La retenue est parfois utilisée pour l'abreuvement des troupeaux ovins et quelques essais de micro-irrigation ont vu le jour mais restent encore marginaux. Seuls les périmètres irrigués situés en aval se pérennisent en puisant l'eau directement dans la nappe alluviale alimentée par la retenue.



**Figure 2** Variation journalière du volume d'eau du lac collinaire d'El Gouazine, de 1993 à 2001. Les deux périodes d'échantillonnage d'eau, les pluviométries annuelles et le niveau de débordement de la retenue sont indiqués.

*Daily variation of the water volume of the El Gouazine hill reservoir, from 1993 to 2001. The two water sampling periods, the annual rain-falls and the reservoir overflow level are indicated.*

### 3 – MÉTHODOLOGIE

Un échantillonnage d'eau de surface et de nappe a été réalisé en mai 1998, alors que la retenue était presque asséchée (14 échantillons), et en mars 1999, alors qu'elle était presque pleine (21 échantillons). Ces deux années, pour lesquelles la pluviométrie est voisine (environ 400 mm), sont représentatives du fonctionnement actuel de la retenue depuis la construction d'aménagements anti-érosifs dans le bassin versant (figure 2). Le nombre d'échantillons diffère car, au cours de la seconde campagne, quatre nouveaux puits ont été répertoriés et la possibilité de prélever des eaux de surface a été plus grande (figure 1).

Les eaux de surface ont été prélevées dans la retenue (1 ou 2 échantillons selon la période) et en plusieurs sites du bassin versant (2 ou 4 échantillons selon la période). Dans la retenue, le prélèvement est effectué au niveau de la digue (s1, s1a) et au débouché de l'oued dans le lac (s1b). Les autres sites de prélèvement sont une petite mare retenue par la route (s2), un affluent de l'oued principal s'écoulant localement et temporairement (s3), un suintement au pied de la digue en aval de la retenue (s4) et l'oued aval (s5).

Les eaux souterraines ont été collectées à l'endroit de 13 puits (w), 3 en aval (w1, w2 et w3) et 10 en amont (w4 à w9 et w12 à w15), et de 2 fosses pédologiques (p) à savoir p1 et p2. La profondeur de la nappe par rapport à la surface du sol varie de 1,5 m (w5) à 8,4 m (w6) en période d'assèchement et de 0,1 m (w13 et w14) à 4 m (w15) en période d'écoulement. Les échantillons ont été immédiatement filtrés sur le terrain à l'aide d'une colonne de filtration Nalgène™ et d'une membrane Millipore™ de 0,2 µm. La teneur en O<sub>2</sub> dissous, la température, le pH, la conductivité électrique à 25 °C (CE) et l'alcalinité ont été mesurés sur le terrain avant filtration.

La concentration en cations (Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Na<sup>+</sup>, and K<sup>+</sup>) et en anions (Cl<sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> and HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>) majeurs a été déterminée par chromatographie en phase liquide (HPLC) à l'aide d'un chromatographe Dionex™ DX 120. La limite de détection est de 0,05 mg L<sup>-1</sup>. La concentration en silice dissoute (SiO<sub>2</sub>) a été mesurée par spectrométrie ICP-AES avec une limite de détection de 5 µg L<sup>-1</sup>. L'alcalinité totale a été dosée par titration avec une solution d'HCl 0,1N sur le terrain et d'H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> 0,02N au laboratoire. En 1999, les valeurs mesurées sur le terrain se sont révélées aberrantes et n'ont pas été retenues. La précision des analyses est inférieure à 10 %. La teneur en isotopes stables de l'eau (<sup>18</sup>O, <sup>2</sup>H) est mesurée par spectrométrie de masse. Les valeurs sont exprimées en δ (‰) par référence au standard international V-SMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water). La précision analytique est de ± 0,2 % pour <sup>18</sup>O et de ± 2 % pour <sup>2</sup>H.

### 4 – RÉSULTATS

#### 4.1 Caractéristiques chimiques des eaux

Pour les eaux de surface, la charge totale dissoute (CTD) varie de 0,65 (s1) à 6,0 (s3) g L<sup>-1</sup> en période d'assèchement (PA) et de 0,25 (s1) à 5,7 (s3) g L<sup>-1</sup> en

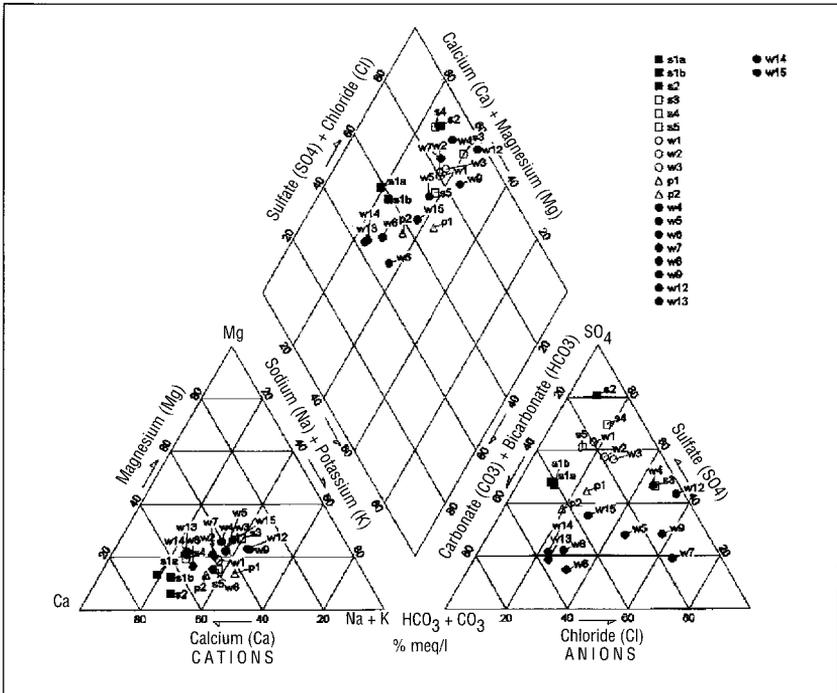
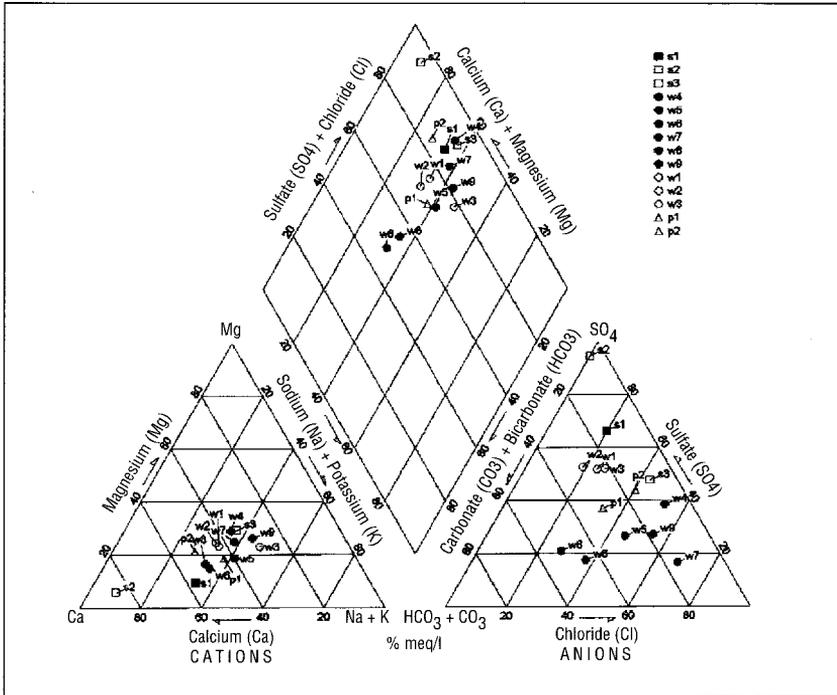
période d'écoulement (PE) (tableaux 1 et 2). L'eau de la retenue (s1) est peu minéralisée par rapport à l'eau s3 et est moins minéralisée en PE. Le facteur de concentration en éléments dissous de s1 est d'environ 2,6 entre PE et PA. Le pH est voisin de la neutralité, excepté pour l'eau de la retenue où il est alcalin, la valeur variant de 10,1 en PA à 8,6 en PE. La concentration en silice ( $\text{Si}(\text{OH})_4$ ) de l'eau de la retenue est faible que ce soit en PA ( $6,9 \text{ mg L}^{-1}$ ) ou en PE ( $4,3 \text{ mg L}^{-1}$ ). Les caractéristiques chimiques du lac d'El Gouazine s'accordent avec les valeurs données par RAHAINGOMANANA (1999) pour les lacs situés dans le même environnement géologique.

Pour les eaux de nappe situées dans le bassin amont, le pH est neutre et les valeurs de CTD varie de 0,6 (w8) à 6,2 (w4)  $\text{g L}^{-1}$  en PA et de 0,6 (w8) à 4,9 (w4)  $\text{g L}^{-1}$  en PE (tableaux 1 et 2). En PA, l'alcalinité totale varie de 254 (w8) à 529 (w4)  $\text{mg L}^{-1}$ , la gamme de variation étant du même ordre en PE, sauf pour le puits w12 où la valeur d'alcalinité est plus faible ( $68 \text{ mg L}^{-1}$ ). La concentration en silice ( $\text{Si}(\text{OH})_4$ ) montre relativement peu de variations, les valeurs allant de 22 (w6) à 27 (w4)  $\text{mg L}^{-1}$  en PA et de 15 (w12) à 27 (w7)  $\text{mg L}^{-1}$  en PE. Dans la partie aval de la retenue, les eaux de nappe alluviale ont un pH neutre et sont moins concentrées en éléments dissous que l'eau w4, ce qui suggère que la nappe amont plus minéralisée s'écoule et se dilue dans une retenue faiblement minéralisée.

Les eaux de nappe du bassin se répartissent en trois faciès chimiques qu'on peut mettre en relation avec les formations géologiques (calcaire, marne, marne gypseuse, argile gypseuse, grès) (figure 3). Le premier faciès correspond aux eaux peu minéralisées des puits situés sur des affleurements calcaires (w6, w8, w13 et w14). Il est bicarbonaté calcique et provient de l'altération du calcaire. Le pourcentage d' $\text{HCO}_3^-$  varie de 45 à 57 %  $\text{mmol}_c \text{ L}^{-1}$  tandis que celui de  $\text{Ca}^{2+}$  est compris entre 49 et 55 %  $\text{mmol}_c \text{ L}^{-1}$ . On rencontre le second faciès avec les puits des parties basses et marneuses, localisées entre les affleurements calcaires (w4, w5, w7, w9, w12 et w15). Il est caractérisé par un taux d' $\text{HCO}_3^-$  plus faible et plus variable (3-36 %  $\text{mmol}_c \text{ L}^{-1}$ ), l'ion  $\text{Cl}^-$  étant l'anion principal (45-67 %  $\text{mmol}_c \text{ L}^{-1}$ ), sauf dans le puits w15. Le taux de  $\text{Ca}^{2+}$  est légèrement plus faible (30-46 %  $\text{mmol}_c \text{ L}^{-1}$ ) et est couplé à un taux de  $\text{Mg}^{2+}$  plus élevé (19-29 %  $\text{mmol}_c \text{ L}^{-1}$ ). L'ion  $\text{Na}^+$  domine dans les puits w9 et w12 (environ 43 %  $\text{mmol}_c \text{ L}^{-1}$ ). Dans la partie aval du bassin versant, les eaux du troisième faciès sont caractérisées par les ions  $\text{Ca}^{2+}$  et  $\text{SO}_4^{2-}$ , car elles ont drainé des formations gypseuses. L'eau de la retenue (s1) est sulfatée calcique en PA et en

**Figure 3** Diagrammes de Piper montrant la composition en ions majeurs des eaux de surface et de nappe échantillonnées en amont et en aval du lac collinaire d'El Gouazine (PIPER, 1944). Les valeurs sont données en %  $\text{mmol}_c \text{ L}^{-1}$ . En haut : période d'assèchement (mai 1998) ; en bas : période d'écoulement (mars 1999). ■ = eau de la retenue ; □ = eau de surface ; ● = eau de nappe des puits amont ; ○ = eau de nappe des puits aval ; Δ = eau de nappe des fosses.

*Piper diagram showing the major ion composition of the surface water and groundwater samples collected in the upstream and downstream parts of the El Gouazine hill reservoir (PIPER, 1944). Values for ions are given as %  $\text{mmol}_c \text{ L}^{-1}$ . Top: dry period (May 1998); bottom: flow period (March 1999). ■ = reservoir water; □ = surface waters; ● = ground waters from upstream wells; ○ = ground waters from downstream wells; Δ = ground waters from pits.*



**Tableau 1** Composition chimique des eaux de surface et de nappe pendant une période de tarissement (retenue vide, mai 1998), d'après MONTOROI *et al.*, 2002 simplifié.

**Table 1** Chemical composition of the surface and ground water samples during a dry period (empty reservoir, may 1998), after MONTOROI *et al.*, 2002 simplified.

Ech.	Prof. <sup>(1)</sup> m	pH <sup>(2)</sup>	CE <sup>(3)</sup> dS m <sup>-1</sup>	O <sub>2</sub> <sup>(4)</sup> mg L <sup>-1</sup>	T <sup>(5)</sup> °C	Alc. <sup>(6)</sup> mmol L <sup>-1</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	F <sup>-</sup>	Br <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Si(OH) <sub>4</sub> mg L <sup>-1</sup>	CTD g L <sup>-1</sup>	d <sup>18</sup> O‰ vs SMOW	d <sup>2</sup> H‰ vs SMOW
<b>Eaux de surface</b>																				
s1	0	10,13	0,859	12,3	28,7	2,0	109,1	11,0	66,2	11,7	78,3	64,1	292,8	1,26	<0,05	<0,05	6,86	0,64	10,9	45,4
s2	0	6,88	2,845	3,9	20,2	1,7	722,8	30,2	80,1	12,0	120,7	0,61	1698,3	0,85	<0,05	0,64	17,0	2,68	1,9	5,3
s3	0	7,03	7,665	7,6	22,5	10,2	672,4	351,6	831,0	3,47	520,3	1445,7	2167,1	1,54	6,56	0,85	18,6	6,02	-4,5	-24,3
<b>Eaux de nappe</b>																				
En aval de la retenue																				
w1	3,3	7,00	2,240	3,0	18,7	6,2	211,4	69,9	191,5	2,37	381,0	217,0	637,7	1,10	1,30	0,90	22,4	1,74	-2,1	-13,2
w2	2,7	7,04	2,130	2,9	17,8	6,3	209,6	72,9	180,5	2,01	441,0	167,3	636,5	1,09	0,72	<0,05	22,7	1,73	-2,0	-13,0
w3	1,7	7,10	2,990	4,6	17,7	6,8	203,2	97,0	374,8	1,68	437,2	308,3	827,0	1,36	1,35	<0,05	24,0	2,28	-2,6	-15,1
p1	2,5	7,38	1,888	3,9	18,7	4,0	177,2	46,4	175,8	3,72	360,1	232,4	351,5	1,43	1,81	5,61	28,2	1,38	-1,3	-9,1
p2	1,9	7,05	2,720	3,7	17,2	6,2	334,0	83,3	201,2	1,87	264,2	395,0	581,7	2,17	2,18	4,07	22,6	1,89	-2,2	-15,5
En amont de la retenue																				
w4	2,7	7,02	8,300	6,5	17,0	10,7	789,6	375,8	856,9	8,37	529,4	1826,9	1811,5	1,00	8,95	3,38	27,0	6,22	-4,1	-25,5
w5	1,5	6,98	2,240	3,8	20,0	6,2	235,0	66,8	279,1	-	396,7	377,2	299,5	0,64	2,15	27,10	25,5	1,71	-6,3	-91,1
w6	8,4	7,34	1,212	2,6	16,1	4,5	118,8	21,8	94,5	1,99	301,5	144,2	92,2	1,67	<0,05	<0,05	22,3	0,80	-5,4	-28,9
w7	nd	7,10	3,250	6,9	18,1	5,0	214,3	87,2	252,9	1,23	<b>305,1</b>	776,2	261,9	0,68	4,87	59,34	25,6	1,99	-4,7	-32,0
w8	nd	7,61	0,753	8,8	21,7	3,7	83,9	16,8	61,3	2,33	253,6	77,9	81,3	0,58	0,49	10,0	23,0	0,61	-5,2	-33,9
w9	3,2	7,30	3,230	7,5	17,2	6,0	184,3	96,7	302,3	1,51	<b>366,1</b>	629,5	428,8	1,24	4,44	95,1	22,7	2,13	-4,4	-23,5

<sup>(1)</sup> profondeur de la nappe par rapport à la surface du sol.

<sup>(2)</sup> mesure sur le terrain. En caractères gras, valeur mesurée de l'alcalinité sur le terrain. nd : non déterminé.

Ech. : échantillon ; CE : conductivité électrique ; T : température ; Alc. : alcalinité ; CTD : charge totale dissoute ; SMOW : standard of mean ocean water

<sup>(3)</sup> groundwater depth below ground surface.

<sup>(4)</sup> measurement in field. In bold characters.

Ech. : sample ; CE : electrical conductivity ; T : temperature ; Alc. : alkalinity ; CTD : total dissolved solids ; SMOW : standard mean ocean water.

**Tableau 2** Composition chimique des eaux de surface et de nappe pendant une période d'écoulement (retenue pleine, mars 1999).  
**Table 2** Chemical composition of the surface and ground water samples during a flow period (full reservoir, march 1999).

Ech.	Prof. <sup>(1)</sup> m	pH <sup>(2)</sup>	CE <sup>(2)</sup> dS m <sup>-1</sup>	O <sub>2</sub> <sup>(2)</sup> mg L <sup>-1</sup>	T <sup>(2)</sup> °C	Alc. <sup>(2)</sup> mmol <sub>e</sub> L <sup>-1</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	F <sup>-</sup>	Br <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Si(OH) <sub>4</sub>	CTD	d <sup>18</sup> O‰	d <sup>2</sup> H‰	
							mg L <sup>-1</sup>											mg L <sup>-1</sup>	g L <sup>-1</sup>	vs SMOW	
<b>Eaux de surface</b>																					
s1a	0	8,62	0,330	11,0	16,2	-	46,7	5,61	12,5	4,151	84,4	12,5	77,1	0,57	<0,4	<0,4	4,28	0,25	-5,1	-32,8	
s1b	0	8,72	0,346	11,1	16,2	-	49,8	5,89	18,9	4,08	89,6	15,2	80,7	<0,4	<0,4	<0,4	3,01	0,27	-4,5	-31,4	
s2	0	7,11	2,350	2,7	12,8	-	453,9	25,4	192,1	28,6	196,8	103,1	1243,0	<0,4	<0,4	<0,4	28,3	2,27	nd	-25,6	
s3	0	7,18	7,140	7,4	12,5	-	612,0	301,6	839,8	5,41	438,8	1471,7	2024,4	<0,4	<0,4	<0,4	14,0	5,71	-4,8	-28,0	
s4	0	7,96	3,260	13,5	16,9	-	462,3	98,1	239,8	5,84	306,4	266,9	1391,2	<0,4	<0,4	<0,4	18,6	2,79	-2,0	-7,4	
s5	0	7,62	2,090	1,4	15,1	-	270,4	54,0	248,3	4,90	395,3	135,1	777,1	<0,4	<0,4	<0,4	21,7	1,91	-2,7	-17,0	
<b>Eaux de nappe</b>																					
<b>En aval de la retenue</b>																					
w1	2,2	7,18	2,190	2,9	16,4	-	261,4	66,0	242,3	2,33	368,3	186,0	923,9	<0,4	<0,4	<0,4	20,5	2,07	-4,4	-22,1	
w2	1,8	7,10	2,530	5,7	15,7	-	298,2	77,8	268,6	2,29	357,3	257,4	848,8	<0,4	<0,4	<0,4	21,0	2,13	-3,3	-27,3	
w3	2,5	7,22	2,930	5,9	14,7	-	292,9	96,3	301,7	2,35	369,4	341,6	966,4	<0,4	<0,4	<0,4	20,6	2,38	-2,2	-15,0	
p1	0,2	7,54	1,666	4,8	16,8	-	188,5	37,5	223,9	3,10	388,0	172,3	431,6	<0,4	<0,4	<0,4	23,7	1,47	-3,2	-21,0	
p2	0,7	7,29	1,334	0,3	14,2	-	189,3	29,4	140,3	10,2	446,2	116,7	309,8	<0,4	<0,4	<0,4	20,2	1,26	-3,3	-20,1	
<b>En amont de la retenue</b>																					
w4	3,0	7,33	5,930	4,3	11,6	-	605,2	234,2	573,2	7,63	419,2	1242,7	1759,8	<0,4	6,32	<0,4	24,0	4,87	-4,7	-27,1	
w5	1,0	6,96	2,160	3,7	18,2	-	205,1	67,9	207,1	6,44	363,5	349,3	295,9	0,84	2,15	32,2	23,3	1,55	-5,3	-29,4	
w6	3,2	7,15	1,141	4,4	14,1	-	97,3	18,6	82,0	1,47	328,3	116,3	71,6	<0,4	<0,4	<0,4	26,4	0,74	-5,4	-30,9	
w7	2,2	7,15	3,020	7,5	15,5	-	313,8	87,0	261,0	2,37	300,1	703,8	277,9	1,01	3,59	72,4	27,1	2,05	-4,7	-28,8	
w8	nd	7,56	0,749	12,4	14,4	-	90,5	16,7	53,7	2,92	240,1	77,0	83,6	<0,4	<0,4	10,6	21,8	0,60	nd	nd	
w9	2,0	7,62	3,490	8,4	13,6	-	260,2	109,8	404,4	2,50	342,3	765,4	515,4	1,78	4,34	52,5	21,3	2,48	-4,0	-26,2	
w12	3,5	-	3,970	14,2	11,8	-	304,8	128,3	452,6	8,06	68,0	830,5	908,7	1,76	3,63	36,0	14,8	2,76	-2,3	-20,3	
w13	0,1	7,13	1,062	2,4	16,4	-	135,0	32,0	66,9	2,00	402,1	100,3	103,5	0,69	<0,4	11,9	19,3	0,87	-5,4	-34,1	
w14	0	7,30	1,319	3,2	14,8	-	168,5	41,9	86,6	5,11	486,7	116,7	148,5	1,15	1,24	7,39	19,0	1,08	-5,3	-33,5	
w15	4,0	7,03	1,912	2,5	16,6	-	175,9	77,6	203,6	2,82	489,2	232,5	384,4	1,44	0,90	6,56	19,8	1,59	-5,4	-30,5	

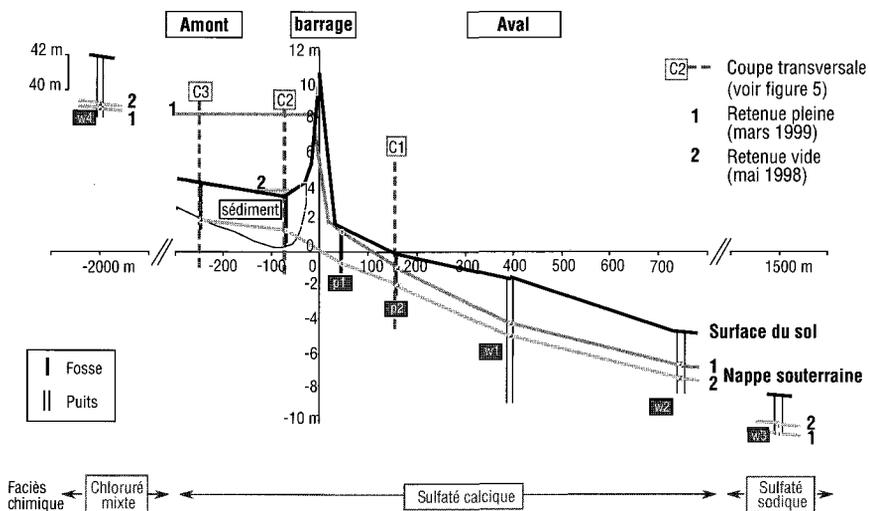
<sup>(1)</sup> profondeur de la nappe par rapport à la surface du sol.

<sup>(2)</sup> mesure sur le terrain. nd : non déterminé. - : valeur aberrante.

Ech. : échantillon ; CE : conductivité électrique ; T : température ; Alc. : alcalinité ; CTD : charge totale dissoute ; SMOW : standard of mean ocean water

<sup>(3)</sup> groundwater depth below ground surface.

<sup>(4)</sup> measurement in field. nd: not determined. -: erroneous value.



**Figure 4** Faciès chimiques des eaux de nappe et profils piézométriques au voisinage de la retenue d'El Gouazine, à deux périodes données : 1 : retenue pleine pendant une période d'écoulement (mars 1999) ; 2 : retenue vide pendant une période de tarissement (mai 1998).

*Groundwater chemical type and piezometric profile in the vicinity of the El Gouazine reservoir, for two given periods: 1: full reservoir during a flow period (March 1999); 2: empty reservoir during a dry period (May 1998).*

PE et, en aval, l'eau de la nappe alluviale acquiert à nouveau les caractéristiques chimiques du second faciès (figure 4). Comme les faciès chimiques des eaux s3, w4 et w12 sont très voisins (figure 3), l'eau de surface s3 provient probablement d'un suintement superficiel des eaux de nappe w4 et/ou w12.

## 4.2 Recharge de la nappe

Les valeurs de  $\delta^2\text{H}$  et  $\delta^{18}\text{O}$  des eaux de surface et de nappe sont données dans les tableaux 1 et 2 et illustrées par les figures 5a et 5b. La plupart des eaux de nappe en PA et toutes les eaux en PE sont situées au voisinage de la droite des eaux météoriques globale (DEMG,  $\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$  d'après CRAIG, 1961), de la droite des eaux météoriques de Méditerranée Occidentale (DEMMO,  $\delta^2\text{H} = 7,2 \delta^{18}\text{O} + 6,1$  d'après CELLE, 2000) et de la droite des eaux météoriques locale (DEML  $\delta^2\text{H} = 6,6 \delta^{18}\text{O} + 4,4$  extrapolée d'après CELLE-JEANTON *et al.*, 2001). Les eaux proviennent de l'infiltration des eaux météoriques à travers les formations superficielles sans subir de modification de leur composition isotopique, notamment sous l'effet de l'évaporation. Les valeurs mesurées sont concordantes avec les études régionales (KARRAY et FAKHFAKH, 1998).

Les eaux de nappe situées notamment dans les affleurements calcaires du bassin versant (w5, w6 et w8 en PA ; w5, w6, w13, w14 et w15 en PE) sont moins enrichies en isotopes stables. En PA, les eaux de surface (s1 et s2) montrent un enrichissement en  $^2\text{H}$  et  $^{18}\text{O}$  qui est typique d'une eau ayant subi un processus d'évaporation : on peut ainsi déterminer, sur la figure 5a, une droite d'évaporation. Cependant, l'eau de la retenue s1 est faiblement minéralisée, ce qui suggère que la retenue n'est pas un milieu fermé : l'eau serait diluée par une eau souterraine plus minéralisée entrant dans la retenue et l'eau ainsi mélangée serait perdue en aval par infiltration. En aval de la retenue, les eaux de la nappe alluviale (w1, w2, w3, p1 et p2) sont faiblement enrichies en isotopes stables et moins minéralisées que dans la partie amont. Le déplacement des points sur la droite d'évaporation correspond à un mélange entre les eaux de la nappe alluviale amont, d'origine météorique, et l'eau de la retenue. Le système hydrologique « retenue » n'étant pas fermé, l'eau de la retenue est en permanence mélangée. Durant la PE, la retenue reçoit en surface des eaux peu évaporées, d'origine météorique (pluie, ruissellement), qui se mélangent à des eaux souterraines également d'origine météorique. Il en résulte un faible enrichissement isotopique qui confère un caractère météorique à la retenue. Durant la PA, l'arrêt des apports météoriques de surface rend les processus évaporatoires prédominants. Bien que l'eau de la retenue soit toujours diluée par des apports météoriques souterrains, de moins en moins importants, il en résulte un enrichissement isotopique progressif de la retenue. Aussi, la droite de la figure 5a est plutôt une droite d'évaporation et de mélange (DEM) qui a pour équation  $\delta^2\text{H} = 4,6 \delta^{18}\text{O} - 3,9$ .

Des indices pédologiques tendent à prouver que la retenue est filtrante (figure 6). Une couche sableuse, contenant un pourcentage pondéral de sable supérieur à 70 %, est située en rive gauche et dans les sédiments de la retenue. Son épaisseur est estimée à environ 1,5 m et sa base s'élève entre 3 et 5 m au-dessus du fond de la retenue. Elle est formée par l'altération d'un affleurement gréseux et constitue un aquifère, qui draine les eaux de la retenue et se connecte avec l'aquifère alluvial. La forte perméabilité de la couche sableuse explique en partie les pertes par infiltration de la retenue (MONTOROI *et al.*, 1999 et 2000). Selon une modélisation hydrologique et isotopique réalisée par GRÜNBERGER *et al.* (1999), les flux sortants d'eau souterraine sont évalués à  $300 \text{ m}^3 \text{ j}^{-1}$  et  $170 \text{ m}^3 \text{ j}^{-1}$ . Le changement de régime se fait au niveau d'une certaine cote dans la retenue, estimée à 4,5 m et correspondant à la couche sableuse précédemment décrite : au-dessus de 4,5 m, les flux sont plus élevés car la couche perméable devient plus fonctionnelle. Le bilan d'eau souterraine est équilibré par des flux entrants estimés à  $50 \text{ m}^3 \text{ j}^{-1}$  et provenant de l'aquifère alluvial amont.

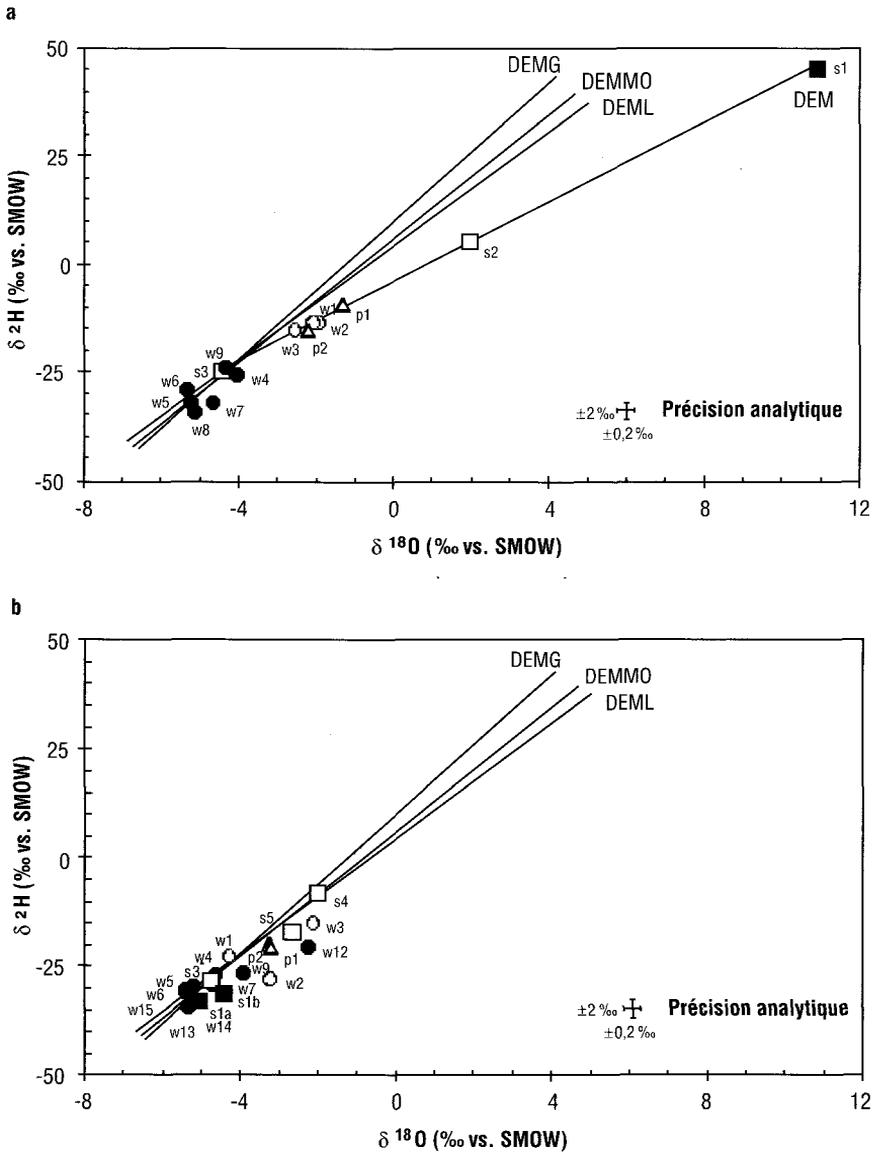
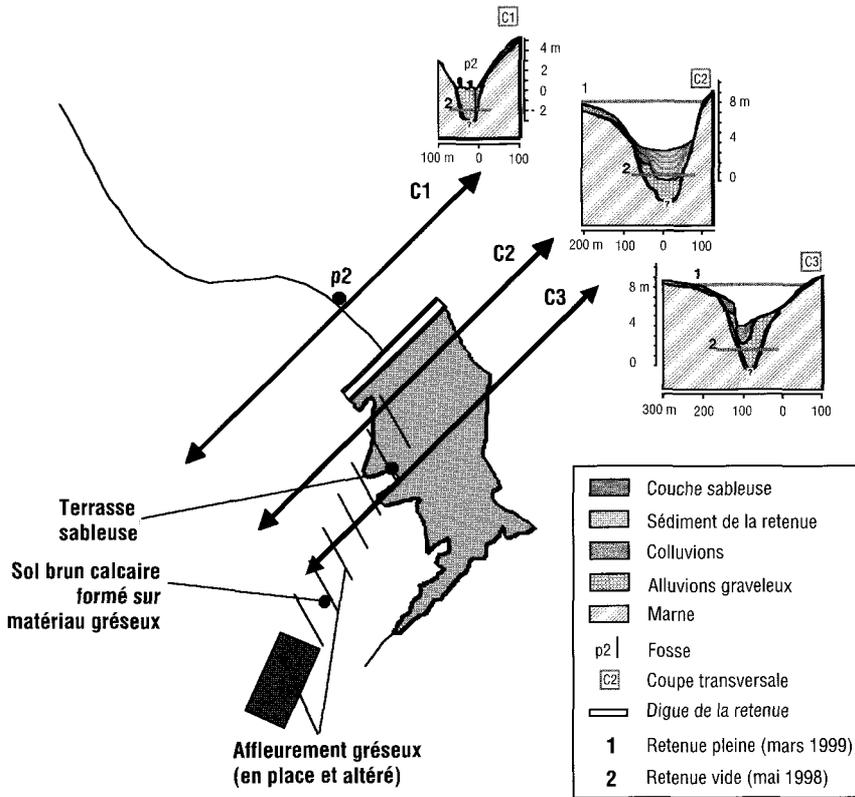


Figure 5

Teneur isotopique en  $^2\text{H}$  et  $^{18}\text{O}$  des eaux de nappe et de surface du bassin versant d'El Gouazine, à deux périodes données : a : période d'assèchement (mai 1998) ; b : période d'écoulement (mars 1999). Les symboles sont identiques à ceux de la figure 3. DEMG : Droite des Eaux Météoriques Globale ( $\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$  d'après CRAIG, 1961) ; DEMMO : Droite des Eaux Météoriques de Méditerranée Occidentale ( $\delta^2\text{H} = 7,2 \delta^{18}\text{O} + 6,1$  d'après CELLE, 2000) ; DEML : Droite des Eaux Météoriques Locale ( $\delta^2\text{H} = 6,6 \delta^{18}\text{O} + 4,4$  extrapolée d'après CELLE-JEANTON *et al.*, 2001) ; DEM Droite d'Evaporation et de Mélange ( $\delta^2\text{H} = 4,6 \delta^{18}\text{O} - 3,9$ ).



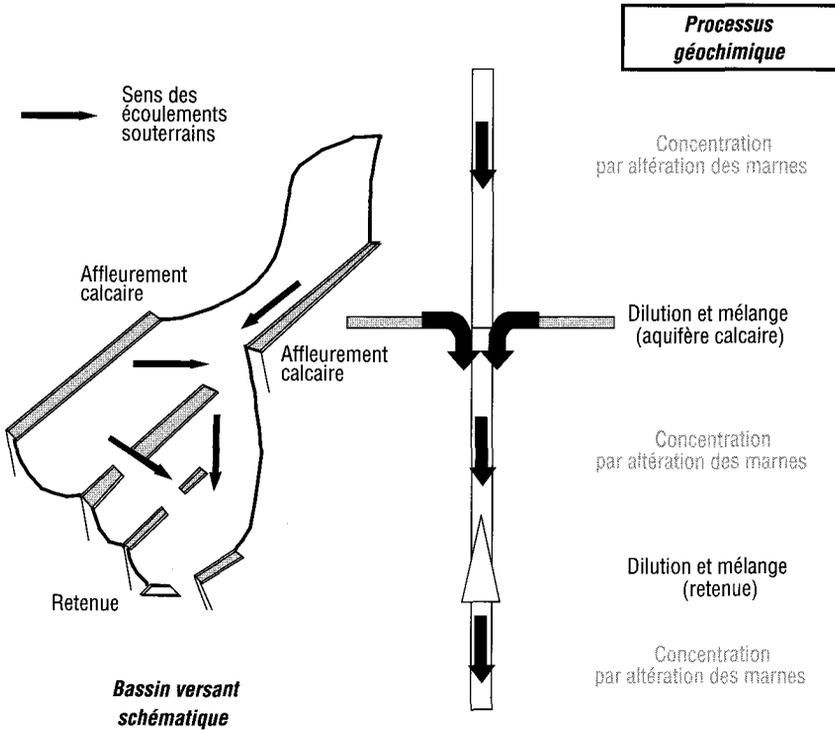
**Figure 6** Caractéristiques pédologiques et géologiques au voisinage de la retenue d'El Gouazine. Les niveaux des eaux de nappe et de surface sont tracées à deux périodes données : 1 : retenue pleine pendant une période d'écoulement (mars 1999) ; 2 : retenue vide pendant une période de tarissement (mai 1998).

*General pedological and geological features in the vicinity of the El Gouazine reservoir. Groundwater and surface water levels are drawn for two given periods: 1: full reservoir during a flow period (March 1999); 2: empty reservoir during a dry period (May 1998).*

**Figure 5 (continued)**  $^2\text{H}$  and  $^{18}\text{O}$  isotope content in groundwater and surface water of the El Gouazine watershed, for two given periods: a: dry period (May 1998); b: flow period (March 1999). Symbols as in Fig. 3. GMWL: Global Meteoric Water Line ( $\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$  after CRAIG, 1961); WMMWL: West Mediterranean Meteoric Water Line ( $\delta^2\text{H} = 7.2 \delta^{18}\text{O} + 6.1$  after CELLE, 2000); LMWL : Local Meteoric Water Line ( $\delta^2\text{H} = 6.6 \delta^{18}\text{O} + 4.4$  extrapolated after CELLE-JEANTON et al., 2001) ; EML Evaporation and Mixing Line ( $\delta^2\text{H} = 4.6 \delta^{18}\text{O} - 3.9$ ).

### 4.3. Fonctionnement du bassin versant

La figure 7 montre un schéma du fonctionnement hydrogéologique du bassin versant en relation avec les principaux processus géochimiques identifiés dans les eaux souterraines. En circulant à travers les formations marneuses et argileuses, qui contiennent des teneurs variables en minéraux facilement solubles, comme le gypse, et qui sont moins perméables, la nappe alluviale se minéralisent fortement. En stockant les eaux pluviales, les affleurements calcaires très poreux forment des aquifères qui alimentent et diluent notablement la nappe alluviale lorsqu'elle les traverse. Les eaux météoriques collectées, directement ou indirectement (ruissellement), par la retenue jouent le même rôle que la nappe des affleurements calcaires : elles se mélangent à la nappe alluviale dont la minéralisation baisse par dilution.



**Figure 7** Processus géochimiques liés aux écoulements souterrains dans le bassin versant d'El Gouazine.

*Geochemical processes associated with the groundwater flows in the El Gouazine catchment.*

## 5 – CONCLUSION

Les eaux du bassin versant sédimentaire d'un lac collinaire méditerranéen ont été caractérisées à deux périodes correspondant à une retenue presque asséchée et à une retenue pleine. Les résultats montrent les points suivants :

(1) Les eaux souterraines du bassin versant conservent globalement d'une année sur l'autre leurs faciès bicarbonaté calcique, chloruré sodique et sulfaté calcique. Le faciès sulfaté calcique de l'eau de la retenue varie peu et le facteur de concentration en éléments dissous entre les périodes d'écoulement et d'assèchement est faible (environ 2,6).

(2) En amont de la retenue, les eaux souterraines ont une origine météorique. En s'infiltrant dans les sols et les roches affleurantes, elles acquièrent un faciès chimique spécifique de la roche aquifère.

(3) L'eau de la retenue se mélange avec des eaux souterraines. Elle conserve un caractère météorique en période d'écoulement et acquiert un caractère évaporé en période d'assèchement. La nappe alluviale aval est alimentée par les eaux mélangées de la retenue.

(4) En rive gauche de la retenue, l'altération d'une roche gréseuse forme une couche sableuse perméable qui peut être partiellement ou totalement submergée. Le drainage des eaux de la retenue par cette couche explique en partie la recharge de l'aquifère alluvial aval.

(5) Tout le long de son cheminement dans le bassin versant, la nappe alluviale subit des processus de minéralisation par altération des roches argilo-marneuses riches en gypse, et des processus de mélange-dilution par les aquifères calcaires et la retenue.

À partir de deux situations temporelles bien distinctes, dont les informations, géographiquement limitées, sont décrites de manière factuelle, il est difficile d'aboutir à une bonne compréhension du fonctionnement hydrochimique de la retenue et de son bassin versant. L'approche géochimique mise en oeuvre dans cette étude est en cours d'application à d'autres retenues infiltrantes, mais à des pas de temps plus réduits afin de mieux cerner les dynamiques rapides intra-annuelles. Un manque de connaissances spatiales demeure, notamment en termes de structures géologiques ou pédologiques, pour mieux situer les zones de recharge et améliorer la modélisation du fonctionnement hydrochimique des retenues collinaires.

Quoi qu'il en soit, pour qu'une retenue collinaire puisse recharger un aquifère alluvial aval, il importe que le remplissage soit suffisamment efficient. En climat méditerranéen, cette condition n'est pas toujours remplie d'une année sur l'autre, ce qui est préjudiciable pour le renouvellement de la ressource souterraine. Des aménagements anti-érosifs trop densément construits constitueraient également un frein notable au remplissage annuel. La nature des formations superficielles du bassin versant joue un rôle sur la qualité chimique de l'eau de la retenue : de ce point de vue, une retenue filtrante alimentée par des eaux souterraines et construite sur des formations gypseuses ne présentera pas de problème majeur.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ADAR E.M., ISSAR A.S., SOREK S., GEV I., 1992. Modelling of flow pattern in a shallow aquifer affected by reservoirs. I. Evaluation of the flow system by environmental tracers. *Transport in Porous Media*, 8, 1-20.
- AFES, 1995. Référentiel pédologique. Coll. Techniques et Pratiques, INRA, Paris, France.
- ALBERGEL J., NASRI S., BOUFAROUA M., 1999. Small dams' water balance: experimental conditions, data processing, and modeling. In "Rain water harvesting and management of small reservoirs in arid and semiarid areas", BERNDTSSON R. (Éd.), Lund, Report 3222, pp. 45-58.
- ALBERGEL J., REJEB M., 1997. Les lacs collinaires en Tunisie : enjeux, contraintes et perspectives. *Comptes Rendus Acad. Agric.*, 83, 2, 77-88.
- ARMENGOL J., TOJA J., VIDAL A., 1994. Seasonal rhythm and secular changes in Spanish reservoirs. In "Limnology now: a paradigm of planetary problems". MARGALEF R. (Éd.), Elsevier, Amsterdam, pp. 237-253.
- BOCQUET V., 1993. Étude du lac collinaire d'El Gouazine. Bilan hydrologique. Impact socio-économique. ENSAR-ORSTOM, Tunis, Tunisie, *Rapport scientifique*, 52 p.
- CASTANY G., 1951. Étude géologique de l'Atlas tunisien oriental. Thèse Doctorat Université Besançon, France.
- CELLE H., 2000. Caractérisation des précipitations sur le pourtour de la Méditerranée occidentale. Approche isotopique et chimique. Thèse Université Avignon, France.
- CELLE-JEANTON H., ZOUARI K., TRAVI Y., DAOUD A., 2001. Caractérisation isotopique des pluies en Tunisie. Essai de typologie dans la région de Sfax, *C. R. Acad. Sci. Paris*, série II a 333, 625-631.
- CES/ORSTOM-IRD, 1996, 1997a, 1997b, 1999, 2000, 2001, 2002. Annuaire hydrologiques des lacs collinaires 1994-1995, ..., 2000-2001. Réseau pilote de surveillance hydrologique. *Rapports annuels*, Tunis, Tunisie.
- CRAIG H., 1961. Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133, 1702-1703.
- FOURNET A., 1969. Étude pédologique de la dorsale tunisienne. Transversale Kebir-Bargou-Serdj-Ousseltia. *Rapport Université*, Paris, France.
- GONFIANTINI R., 1986. Environmental isotopes in lake studies. In "Handbook of environmental isotope geochemistry, the terrestrial environment", FRITZ P., FONTES J. (Éds), vol. 2B, Elsevier, Amsterdam, pp. 112-168.
- GRÜNBERGER O., MONTORO J.-P., ALBERGEL J., 1999. Évaluation par bilan isotopique de la recharge d'un aquifère induite par le fonctionnement d'une retenue collinaire. Premiers résultats sur le site d'El Gouazine (Tunisie centrale). *Volume des abstracts Colloque international sur l'apport de la géochimie isotopique dans le cycle de l'eau*. ENIS, Hammamet, Tunisie, 6-8 avril 1999, 52-53.
- JAUZEIN A., 1967. Contribution à l'étude géologique des confins de la dorsale tunisienne (Tunisie septentrionale). *Annales Mines et Géologie*, Tunis, Tunisie, 22.
- KARRAY I., FAKHFAKH N., 1998. Contribution à l'évaluation des ressources en eau du système aquifère de la plaine de Kairouan par les méthodes hydrochimiques et isotopiques (bassin d'oued Zéroud). Mémoire fin études, Université Sfax Sud-Enis, Tunisie.
- MONTORO J.-P., GRÜNBERGER O., NASRI S., 1999. Water chemistry of a small reservoir catchment in central Tunisia. Preliminary results of water-soil-rock interactions. In "Rain water harvesting and management of small reservoirs in arid and semiarid areas", BERNDTSSON R. (Éd.), Lund, Report 3222, pp. 107-121.
- MONTORO J.-P., GRÜNBERGER O., NASRI S., 2000. Caractérisation chimique et isotopique des eaux et des formations superficielles du bassin versant du lac collinaire d'El Gouazine (Tunisie centrale). Campagne de mesures 1998. IRD/DCES/INRGREF, Bondy, France, *Rapport scientifique*, 90 p. + annexes.

- MONTOROI J.-P., GRÜNBERGER O., NASRI S., 2002. Groundwater geochemistry of a small reservoir catchment in Central Tunisia. *Applied Geochemistry*, 17, 8 : 1047-1060.
- NASRI S., 2002. Hydrological effects of water harvesting techniques. A study of tabias, soil contour ridges and hill reservoirs in Tunisia. Lund University Thesis, Sweden, Report 1030.
- PIPER A.-M., 1944. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analyses. *Am. Geophys. Union Transactions*, 25, 914-923.
- PRINZ D., 1999. Water harvesting techniques in the Mediterranean region. In *"Rain water harvesting and management of small reservoirs in arid and semiarid areas"*, BERNDTSSON R. (Éd.), Lund, Report 3222, pp. 151-163.
- RAHAINGOMANANA N., 1999. Water chemistry characteristics in small reservoirs of semiarid Tunisia. In *"Rain water harvesting and management of small reservoirs in arid and semiarid areas"*, BERNDTSSON R. (Éd.), Lund, Report 3222, pp. 95-106.
- RAGAB R., PRUDHOMME C., 2002. Climate change and water resources management in arid and semi-arid regions: prospective and challenges for the 21<sup>st</sup> century. *Biosystems Engineering*, 81, 1, 3-34.
- TALINEAU J.-C., SELMI S., ALAYA K., 1994. Lacs collinaires en Tunisie semi-aride. *Sécheresse*, 5, 4, 251-256.
- VANDENSCHRICK G., Van WESEMAEL B., FROT E., PULIDO-BOSCH A., MOLINA L., STIEVENARD M., SOUCHEZ R., 2002. Using stable isotope analysis ( $\delta D$ - $\delta^{18}O$ ) to characterise the regional hydrology of Sierra de Gador, South-East Spain. *J. Hydrology*, 265, 1-4, 43-55.
- Van WESEMAEL B., POESEN J., SOLE BENET A., CARA BARRIONUEVO L., PUIGDEFABREGAS J., 1998. Collection and storage of runoff from hillslopes in semi-arid environment : geomorphic and hydrologic aspects of aljibe system in Almeria Province, Spain. *J. Arid Environments*, 40, 10-14.
- WINTER T.C., 1995. Hydrological processes and the water budget of lakes. In *"Physics and chemistry of lakes"*, LERMAN A., IMBODEN D.-M. and GAT J.R. (Éds), Springer-Verlag, Berlin, Germany, pp. 37-62.