

Apport des isotopes stables dans l'estimation des altitudes de recharge de sources thermales du Maroc

Anne Winckel^{a,*}, Christelle Marlin^a, Laurent Dever^a, Jean-Luc Morel^b, Karim Morabiti^c, Mohamed Ben Makhlof^c, Ahmed Chalouan^d

^a Laboratoire d'hydrologie et de géochimie isotopique, UMR 8616, université Paris-Sud, 91405 Orsay cedex, France

^b Laboratoire « Tectonique et bassins », UMR 8616, université Paris-Sud, 91405 Orsay cedex, France

^c Département de géologie, université A.-Essaadi, Tétouan, Maroc

^d Département de géologie, université Mohamed-V, Rabat, Maroc

Reçu le 2 décembre 2001 ; accepté le 29 janvier 2002

Présenté par Ghislain de Marsily

Abstract – Recharge altitude estimation of thermal springs using stable isotopes in Morocco. The recharge altitude estimation of thermal springs from northern and eastern Morocco using ^{18}O and ^2H contents requires the definition of regional isotopic altitudinal gradients (-0.25‰ for 100 m for the Rif and -0.30‰ for the East) and the calculation of residence time using ^{14}C . The altitudes of emergence vary widely between 170 and 1040 m under the altitude of the recharge areas. The ^{18}O and ^2H compositions of palaeowaters ($> 10\,000$ yr BP) indicate two effects, altitude and palaeoclimate. **To cite this article:** A. Winckel et al., C. R. Geoscience 334 (2002) 469–474. © 2002 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

thermal springs / groundwater / Morocco / stable isotopes of water molecule / recharge / altitudinal gradient

Résumé – La définition des altitudes de recharge de sources thermales du Maroc septentrional et oriental à partir des teneurs en ^{18}O et ^2H a nécessité la définition des gradients isotopiques altitudinaux régionaux ($-0,25\text{‰}$ par 100 m pour le Rif et $-0,30\text{‰}$ pour l'Oriental), ainsi qu'un calcul des temps de séjour des eaux à partir du radiocarbone. Les eaux récentes ($< 10\,000$ ans BP) ont des altitudes d'émergence de 170 à 1040 m inférieures à celles de leurs aires de recharge. Pour les eaux anciennes, les teneurs en ^{18}O et ^2H rendent compte de deux effets (altitude et paléoclimat). **Pour citer cet article :** A. Winckel et al., C. R. Geoscience 334 (2002) 469–474. © 2002 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

sources thermales / eaux souterraines / Maroc / isotopes stables de la molécule d'eau / recharge / gradient altitudinal

Abridged version

1. Introduction

Around 100 thermal springs are known in the Rif area of northern and eastern Morocco (Fig. 1). The natural emergence of these springs is related to the existence of a fault opening within the host rocks. This fracturation linked to tectonic evolution of the Rif Belt and its foreland results from the effects of both the convergence of Africa towards Eurasia and the southwestward drift of the Alboran block [11]. The drift has caused an ENE–WSW shortening, while the convergence has induced a NW–SE to north–south shortening. These movements have generated or reactivated a network of faults. Some of them are associated with the overlap and are schematically oriented NE–SW,

namely the 'Nekor' direction; the others, oriented north–south, are more recent.

Northeastern Morocco is characterised by a succession of horsts and grabens. In the grabens, the Liassic limestones, which constitute the main aquifer, dips as deep as 5 km. In the horsts, these limestones are often fractured and located at a mean altitude of 1200 m allowing meteoric water infiltration.

In northern Morocco, most of the thermal springs are emergences from Liassic limestone (Table 1). The chemistry of springs varies widely according to the geological interacted formations and the solubility of minerals. The electrical conductivities range from 635 to 41 500 $\mu\text{S cm}^{-1}$ and temperatures from 19.5 to 50.1 °C (Table 1). The chemical type of most mineralised water is brackish water

* Correspondance et tirés à part.

Adresse e-mail : winckel@geol.u-psud.fr (A. Winckel).

with NaCl or CaSO₄ brines, due to the dissolution of gypsum or halite from Triassic evaporitic layers [11]. The less mineralised spring is of Ca/HCO₃ type and results from water–carbonate or water–granite interactions.

In addition to the chemical approach [4, 10], the isotopic composition of springs is used to define the origin of recharge and to estimate altitudes of infiltration. This approach, presented in this paper, has been used in mountainous regions of Europe [13] and also in Morocco [2, 9].

2. Isotopic results and interpretations

Both thermal springs and shallow groundwater have varied isotopic contents but are mainly situated along the global meteoric water line (GMWL) $\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$ (Table 1). This implies that the water is not globally evaporated and comes from the Atlantic Ocean. Since the thermal springs water shows little or no impact by evaporation, the infiltration of meteoric water toward the groundwater systems is more likely to occur rapidly in areas where the Liassic limestones are strongly fractured.

Nevertheless, some springs are located above the GMWL. This may be related to a significant influence of evaporation during recharge. The calculation of temperatures at depth based on silica/quartz geothermometers [4, 10] highlights that the temperature of the reservoirs is lower than 90 °C. Since Baubron et al. [1] have shown that this type of isotopic exchange occurs only at temperatures higher than 300 °C, the enrichment in $\delta^{18}\text{O}$ with respect to GMWL seems to be only due to evaporation. Considering a geothermal gradient of 30–40 °C km⁻¹ [12] and a mean annual temperature of 20 °C, the calculated temperatures provide information about the depth of circulation (< 3 km).

For a given atmospheric vapour, the ^{18}O and ^2H compositions of both the vapour and liquid phases are more depleted at lower temperatures [3]. In natural environments, there is a strong correlation between (i) isotope contents and altitude (existence of a linear inverse correlation of heavy isotope content of rains with altitude), (ii) isotope content and distance of the vapour source (continental precipitations are depleted in $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ compared to marine and coastal rains).

The determination of recharge altitudes and of areas of aquifers is of utmost importance for the estimation of groundwater resources. These recharge altitudes can be estimated through the use of the isotopic content of infiltrated water, since their isotopic signal is a function of the soil temperature, which is preserved after water has been infiltrated and thus freed from any evaporation process [7].

Comparison between the isotopic compositions of thermal springs with those of rainfall at the same altitude allows the estimation of the mean altitudes of recharge areas, once the regional rainfall $\delta^{18}\text{O}$ vs altitude pattern is known. The isotope composition of shallow groundwater in wells must be representative of the mean local composition of the present-day precipitation.

The data from the Rif and the Middle Atlas wells (P1 to P9) and those of the Fez GNIP station [8] give a $\delta^{18}\text{O}$ -altitude gradient of $-0.25 \pm 0.03\text{‰}$ per 100 m (Fig. 2; $n = 13$; $r = 0.93$). This gradient is close to those obtained for the Tadla plain (-0.26 and -0.13‰ for 100 m) [2] and for the High Atlas (-0.27‰ per 100 m) [5]. Three wells sampled in the East (P10 to P12) show depletion in ^{18}O compared to those collected in the Rif and Middle Atlas at the same altitudes, and define an apparent gradient of $-0.18 \pm 0.10\text{‰}$ per 100 m ($n = 3$; $r = 0.74$; dotted line, Fig. 2).

The estimation of the recharge altitudes of thermal springs can be made by the difference existing between the emergence and the estimated recharge altitudes using the ^{18}O contents (Δ altitude, Table 1). This method is applicable only for recent waters (Holocene recharge), which have not undergone a palaeoclimatic effect. Therefore, in order to estimate the residence time of groundwater by ^{14}C of TDIC, a discussion on the carbon origin is first required (Fig. 3). Waters from the Liassic limestone show TDIC contents close to 500 mg l⁻¹ but a wide range of $\delta^{13}\text{C}$ of CO₂ at isotopic equilibrium with TDIC (-20 and -3‰ vs PDB). This range is representative of mixing between two end-members: a biogenic carbon and a mineral carbon. The carbogaseous springs themselves evolve towards two different end-members of CO₂, one of them enriched ($\approx +3\text{‰}$) and the other depleted in ^{13}C ($\approx -11\text{‰}$). The presence of CO₂ changes the compositions in TDIC, ^{13}C and ^{14}C of the springs; so it is not possible to model the residence time of these springs. For the springs without CO₂ at the emergence, the estimation of the residence time can be made using different models [6] (Table 1). For waters with a residence time lower than 10 000 yr BP, atmospheric conditions similar to present-day ones were considered and no significant palaeoclimatic effect is likely to be registered in the Holocene groundwater [14]. An estimation of the recharge altitude and thus the definition of the recharge area of these thermal springs are possible. The calculations show differences of 170 to 1040 m (Table 1) between the recharge altitude and the spring altitude. For some springs, the recharge area is close to the emergence (Hama Zalagh or Ain Tratt), while for others (Sidi Harazem, Ain Skhinate) the recharge area is located 20 km apart from the Rif, in the Middle Atlas.

3. Conclusions

The isotopic composition of the thermal springs is similar to those studied in Morocco. They are near the GMWL showing an origin of the rainfall air masses from the Atlantic Ocean. The evaporation before infiltration is visible only in a few sets of samples; there is no exchange at high temperature between water and rock.

The isotopic composition of shallow groundwater and those of the precipitations (Fez GNIP station) defines an altitude gradient of -0.25‰ for 100 m for the Rif and the Middle Atlas. It seems that this gradient is slightly different for the East. The ^{14}C activities of springs without CO₂ allow the identification of waters whose recharge

is older than 10 000 years BP. For the thermal springs recharged during the Holocene, the ^{18}O variations could

be interpreted in terms of altitude differences between recharge and emergence altitudes (170 to 1040 m).

1. Introduction

Plus d'une centaine de sources thermales, dont certaines sont carbogazeuses, ont été répertoriées au Maroc, la plupart étant situées dans la région du Rif et de son avant-pays (Fig. 1). L'émergence naturelle d'eaux thermales dans cette région, liée à des réseaux de failles conjuguées, implique l'existence d'une fracturation ouverte au sein de la roche encaissante et la permanence de cette ouverture. Cette fracturation, liée à l'évolution tectonique du Maroc du Nord, résulte des effets conjugués de la convergence de l'Afrique vers l'Eurasie et du mouvement vers le sud-ouest de la plaque d'Alboran [11]. Ce mouvement, qui a causé un raccourcissement ENE–WSW alors que la convergence a provoqué un raccourcissement NW–SE à N–S, a généré ou réactivé un réseau de failles. Certaines de ces failles, orientées NE–SW (direction dite « Nékor ») sont synchrones des chevauchements à vergence ouest à sud-ouest, alors que les autres, plus récentes et orientées nord–sud, recoupent les structures.

Le Maroc nord-oriental se différencie du Rif par une succession de horsts et de grabens. Alors que,

dans les grabens, les calcaires liasiques, constituant un aquifère, peuvent être enfouis jusqu'à des profondeurs de l'ordre de 5 km, dans les horsts, ces calcaires, souvent fracturés, affleurent à des altitudes de l'ordre de 1200 m, permettant l'infiltration des eaux d'origine météorique.

La plupart des sources étudiées sont des émergences de l'aquifère des calcaires du Lias (Tableau 1). La minéralisation et le faciès chimique des sources sont variables et dépendent des formations géologiques rencontrées par l'eau au cours de son parcours souterrain et de la solubilité des minéraux des formations traversées. Les conductivités électriques varient largement entre 635 et 41 500 $\mu\text{S cm}^{-1}$, les températures entre 19,5 et 50,1 °C (Tableau 1). Les eaux les plus minéralisées ont un faciès Na/Cl ou Ca/SO₄, acquis par lessivage de halite ou de gypse des formations évaporitiques triasiques [11], alors que les eaux les moins minéralisées sont de type Ca/HCO₃ et résultent d'une simple interaction eaux–carbonates ou eaux–granite (Oulmes, source 25).

En complément de l'approche chimique [4, 10], les isotopes stables de la molécule d'eau peuvent être utilisés pour définir l'origine de la recharge et discuter des altitudes d'infiltration. Cette approche, développée ici, est couramment utilisée en contextes montagneux, tant en Europe [13] qu'au Maroc [2, 9].

2. Résultats isotopiques et interprétations

Les 29 eaux échantillonnées, sources thermales et puits, ont des teneurs isotopiques très variables, mais se situent pour la plupart à proximité de la droite des eaux météoriques mondiales (DMM), d'équation $\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$ (Tableau 1). Ceci implique que les eaux ne sont que peu ou pas évaporées et qu'elles sont d'origine météorique, provenant de l'océan Atlantique.

La faible évaporation, voire l'absence d'évaporation des eaux thermales, implique que la recharge de la surface vers les réseaux souterrains s'est faite de façon rapide, probablement dans des secteurs où les calcaires liasiques sont largement fracturés à l'affleurement. Néanmoins, quelques sources sont significativement sous la DMM. Les calculs de températures en profondeur, basés sur le géothermomètre silice/quartz [4, 10] montrent des températures inférieures à 90 °C. Or, pour qu'un échange isotopique entre l'eau et la roche encaissante soit marqué sur les eaux souterraines, les températures au sein de l'aquifère doivent

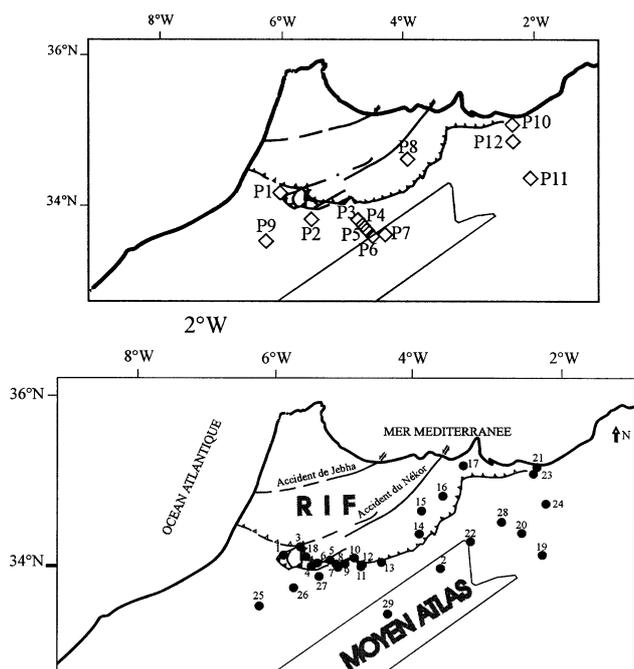


Figure 1. Carte de localisation des points de prélèvement. ●, Sources thermales; ◇, puits; △△, charriage de base du Rif.

Figure 1. Sampling location map. ●, Thermal springs; ◇, wells; △△, base carting of the Rif.

Tableau 1. Caractéristiques physico-chimiques principales des sources thermales et des puits (< 5 m) : nom, date du prélèvement (jour, mois, année), altitude (m), conductivité électrique in situ ($\mu\text{S cm}^{-1}$) et température in situ ($^{\circ}\text{C}$), $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ en ‰ vs SMOW, Δ altitude (différence entre l'altitude de recharge estimée et l'altitude d'émergence pour les eaux récentes – c'est-à-dire < 10 000 ans BP –, m), activité carbone-14 (^{14}C , pCm) et âges calculés par les différents modèles et temps de séjour (ans BP). L'incertitude est de 0,2‰ pour $\delta^{18}\text{O}$ et de 2‰ pour $\delta^2\text{H}$, de $2 \mu\text{S cm}^{-1}$ pour la conductivité électrique, de 0,2 $^{\circ}\text{C}$ pour la température et de 20 m pour l'altitude.

Table 1. Physical and chemical data of thermal springs and shallow groundwater (< 5 m depth): name, sampling date (day, month, year), altitude (m), electrical conductivity ($\mu\text{S cm}^{-1}$) and temperature ($^{\circ}\text{C}$), $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ (‰ vs SMOW) and Δ altitude (difference between the estimated recharge altitude and the emergence altitude for recent waters – i.e. < 10 000 yr BP –, m), carbon-14 activity (^{14}C , pCm) and ages calculated by means of the different models and residence time (yr BP). Uncertainties are 0.2‰ for $\delta^{18}\text{O}$, 2‰ for $\delta^2\text{H}$, $2 \mu\text{S cm}^{-1}$ for electrical conductivity, 0.2 $^{\circ}\text{C}$ for temperature and 20 m for altitude.

Numéro	Nom	Roches aquifères	Type	Date du prélèvement	Altitude	Température	Conductivité électrique	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	Δ altitude	Activité carbone 14	Modèle Pearson (*)	Modèle F. & G. (*)	Modèle F. & G. éq. (*)	Modèle AIEA (*)	Modèle Evans (*)	Modèle Eichinger (*)	Temps de séjour
Sources thermales																		
1	My Outita	L	S	23/05/98	250	40,7	9910	-5,2	-29,2	nd	3,7±0,7	11 900	9700	9200	14 700	7300	< 0	0–14 700
2	Bourached	L	S	30/10/99	900	30,3	1600	-8,2	-59,6	nd	6,2±0,2							nd
3	Bab Tiouka	L	S	23/05/98	90	23,8	17200	-4,5	-32,2	210	nd							nd
4	My Idriss	L	S	23/05/98	520	31,2	4440	-5,8	-33,6	320	22,2±1,0	3600	3200	3700	6900	2500	6800	2500–7000
5	Souk Tlat	L	S	31/10/99	200	25,0	985	-5,0	-28,5	310	58,4±0,5	< 0	< 0	1700	2500	< 0	160	0–2500
6	Ain Ansar	L	S	23/05/98	300	24,5	952	-5,6	-33,3	460	68,5±1,0	< 0	< 0	1700	2500	< 0	< 0	0–2500
7	Ain Allah	L	F	22/05/98	350	43,5	798	-6,1	-42,2	620	48,6±1,0	500	500	2900	3200	< 0	2600	0–3000
8	My Yacoub	L	F	22/05/98	245	50,1	41500	-6,2	-40,3	770	11,3±0,2	3900	1100	< 0	6300	< 0		0–6000
9	Ain Tratt	L	S	22/05/98	510	25,3	1647	-5,4	-35,5	170	23,8±0,7	5600	5500	8700	9200	5100	7100	5000–9000
10	Hama Zalagh	L	S	22/05/98	245	34,0	6960	-6,0	-39,5	680	14,7±0,2	6500	6100	8700	9600	5300	9700	5000–10 000
11	Sidi Harazem	L	F	22/05/98	230	35,1	1608	-6,8	-42,9	1030	50,4±1,5	200	100	2600	3300	< 0	1900	0–3000
12	Ain Skhinata	L	S	22/05/98	225	34,3	2190	-6,8	-42,6	1040	32,5±0,3	2500	2300	4700	5600	1800	4900	1500–5500
13	Ain Matmata	L	S	21/05/98	250	30,7	2320	-5,3	-35,9	380	56,2±0,8	200	300	2900	3600	< 0	1300	0–3000
14	Hajra Safra	CE	S	21/05/98	855	19,5	29700	-6,8	-49,0	nd	12,4±0,3							
15	Ain Hamra	M	S	21/05/98	1120	24,0	2870	-8,0	-53,8	nd	1,6±0,1							
16	Ain Chifa	C	S	21/05/98	520	30,5	3160	-6,1	-41,1	nd	4,3±0,2							
17	Haddouou Ammar	L	S	21/05/98	120	27,8	7690	-5,1	-28,8	nd	2,9±0,1							
18	Ain Zegotta	L	S	31/10/99	200	24,5	798	-5,7	-33,9	600	47,0±0,5	< 0	< 0	2000	3000	< 0	1100	0–3000
19	Ain Beni Mathar	L	S	28/10/99	950	24,8	2400	-8,3	-62,4	nd	3,8±0,1	17 600	17 400	21 200	21 300	16 800	20 100	17 000–21 000
20	Gueffait	L	S	28/10/99	800	25,8	1791	-8,3	-64,1	nd	10,6±0,2	9200	8900	11 600	12 800	8400	11 900	9000–13 000
21	Ain Kiss	L	S	28/10/99	240	25,9	2140	-6,7	-44,0	980	58,0±0,6	< 0	< 0	200	1900	< 0	200	0–2000
22	Ain Goutiter	L	S	20/05/98	400	45,7	14 100	-8,7	-58,6	nd	5,7±0,5	11 600	10 200	10 600	14 200	8600	14 600	9000–14 500
23	Fezouane	L	F	28/10/99	200	37,1	635	-6,4	-39,5	900	56,0±0,5	< 0	< 0	1900	2800	< 0	1600	0–3000
24	Ben Kachour	L	F	29/10/99	560	48,4	4970	-7,3	-53,8	nd	9,6±0,2	10 300	9700	11 600	12 800	8600	14 700	8500–14 500
25	Oulmes	P	S	24/05/98	570	41,5	2360	-7,0	-36,1	nd	0,6±0,1							
26	Ait Yekkkko	L	F	05/12/98	460	36,9	2400	-6,2	-43,7	nd	9,4±0,2	13 500	13 400	16 100	16 500	12 900	15 500	13 000–16 000
27	Lalla Chafia	L	S	05/12/98	365	33,6	1320	-6,2	-38,3	650	49,6±0,4	< 0	< 0	2600	3100	< 0	1700	0–3000
28	Oued Sfissif	L	S	30/10/99	290	23,7	1346	-7,9	-55,0	nd	16,3±0,3	7400	7300	10 300	11 200	6900	9400	7000–11 000
29	Ain Issekou	L	S	05/12/98	1380	36,0	1428	-9,0	-57,5	810	19,0±0,3	< 0	< 0	< 0	2900	< 0	700	0–3000
Puits de faible profondeur																		
P1				05/12/98	100	19,7	2720	-3,5	-23,4									
P2				05/12/98	560	19,5	847	-4,2	-29,6									
P3				06/12/98	1300	14,6	1090	-7,1	-47,9									
P4				06/12/98	1370	15,5	902	-6,7	-46,7									
P5				06/12/98	1525	10,2	1198	-7,3	-54,2									
P6				06/12/98	1720	12,7	1377	-8,6	-55,8									
P7				06/12/98	1940	5,4	1065	-7,3	-52,4									
P8				21/05/98	1380	14,5	512	-6,6	-48,6									
P9				24/05/98	1060	17,0	665	-5,9	-35,3									
P10				29/10/99	200	19,5	353	-5,4	-36,9									
P11				29/10/99	980	18,1	4900	-7,1	-54,6									
P12				29/10/99	450	20,4	310	-7,1	-53,6									

nd : non déterminé ; L : calcaires du Lias ; C : marnes et marno-calcaires du Crétacé ; F : forage ; CE : marno-calcaires Crétacé–Éocène ; P : granites permien ; S : source ; M : conglomérats miocènes.

dépasser 300 °C [1]. Néanmoins, ces températures de réservoirs calculées impliquent, en considérant un gradient géothermique de 30–40 °C km⁻¹ [12] et une température atmosphérique de 20 °C, que l'enracinement des circulations profondes ne dépasse pas 3 km.

Pour une vapeur atmosphérique donnée, les teneurs en ¹⁸O et ²H de la vapeur et du liquide sont d'autant plus faibles que la température de condensation est basse [3]. Dans les milieux naturels, une forte corrélation existe entre (i) les teneurs en isotopes stables et l'altitude (corrélation inverse), (ii) les teneurs en isotopes stables et la distance à la source de vapeur (les précipitations continentales sont appauvries en ¹⁸O et ²H, comparées aux précipitations marines et côtières).

La détermination des altitudes et des zones de recharge des aquifères est indispensable pour l'estimation des ressources en eau souterraine. Ces altitudes de recharge peuvent être estimées à partir des teneurs en isotopes stables, car le signal isotopique de l'eau d'infiltration est globalement fonction de la température au sol et est conservé, une fois l'eau infiltrée et soustraite aux processus d'évaporation [7].

La comparaison des compositions en isotopes stables des sources thermales de recharge holocène avec celles des précipitations de même altitude permet d'estimer les altitudes moyennes des aires de recharge. Pour ce faire, il est nécessaire de définir au préalable un gradient altitudinal régional, grâce aux compositions isotopiques des précipitations. Cependant, le manque de données en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ sur les pluies pour la zone d'étude nous conduit à utiliser les données obtenues sur des eaux prélevées dans des puits de faible profondeur et représentatifs de la composition moyenne des précipitations locales.

L'ensemble des données analytiques du Rif et du Moyen Atlas (puits P1 à P9) ainsi que les données de la station GNIP de Fès [8], reportées sur la Fig. 2, s'alignent suivant un gradient altitudinal de pente $-0,25 \pm 0,03\text{‰}$ pour 100 m d'élévation ($n = 13$; $r = 0,93$). Cette valeur est cohérente avec celles définies pour la plaine de Tadla [2] ($-0,26$ et $-0,13\text{‰}$ pour 100 m) et le Haut Atlas [5] ($-0,27\text{‰}$ pour 100 m). En revanche, les trois puits prélevés dans la zone orientale (P10 à P12) montrent des teneurs en ¹⁸O plus appauvries que les puits du Rif et du Moyen Atlas, à altitude égale et donnent un gradient apparent de $-0,18 \pm 0,10\text{‰}$ pour 100 m d'élévation ($n = 3$; $r = 0,74$; Fig. 2).

Les gradients ainsi déterminés permettent d'estimer les altitudes de recharge des sources thermales en interprétant le décalage entre altitudes d'émergence et de recharge estimée à partir des teneurs en ¹⁸O (Δ altitude du Tableau 1). Bien entendu, cette méthode n'est applicable qu'aux eaux récentes de recharge holocène n'ayant pas subi d'effet paléoclimatique. L'estimation des temps de séjour des sources a été abordée

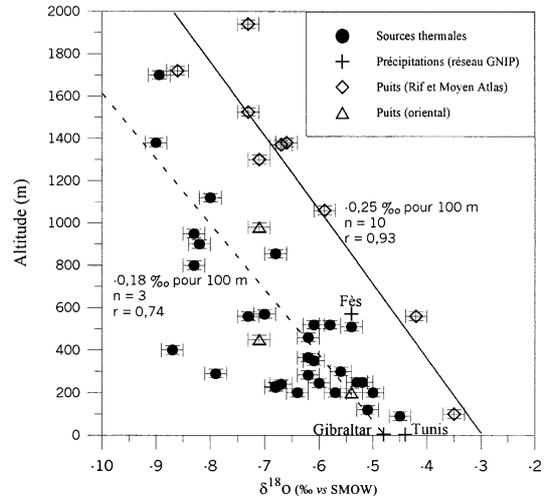


Figure 2. Compositions isotopiques en ¹⁸O (en ‰ vs SMOW) en fonction de l'altitude de prélèvement (en m) des sources, des puits et des précipitations (stations du réseau GNIP). En trait plein : gradient altitudinal défini avec les données des précipitations de la station GNIP de Fès et celles des puits du Rif et du Moyen Atlas ; en trait pointillé : gradient des puits de l'Oriental. L'erreur sur les gradients calculés est de $\pm 0,03$ et $\pm 0,1\text{‰}$, respectivement.

Figure 2. Oxygen-18 compositions (‰ vs SMOW) as a function of sampling altitude (m) for thermal springs, shallow groundwater and precipitation (GNIP stations). The altitude gradient (straight line) is defined using precipitation data of Fez station and those of the shallow groundwater sampled in the Rif and the Middle Atlas. For the East, the gradient is represented by the dotted line. Uncertainties on the gradients are ± 0.03 and $\pm 0.10\text{‰}$, respectively.

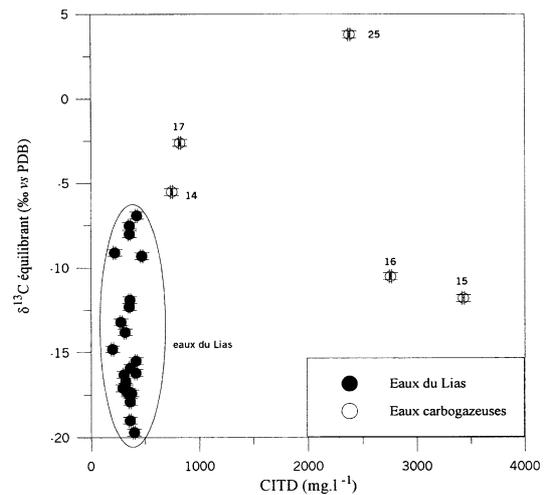


Figure 3. Composition en ¹³C du CO₂ équilibrant (en ‰ vs PDB) en fonction du CITD (en mg.l⁻¹) des sources thermales.

Figure 3. Composition in ¹³C of CO₂ at isotopic equilibrium with TDIC (‰ vs PDB) as a function of TDIC content (Total Dissolved Inorganic Carbon, mg.l⁻¹).

en utilisant les teneurs en ¹⁴C du carbone inorganique total dissous (CITD), ce qui nécessite au préalable une discussion sur l'origine du carbone. La Fig. 3 ($\delta^{13}\text{C}$ équilibrant vs CITD) montre que l'origine du carbone en solution est complexe. Les eaux issues du Lias calcaire montrent des teneurs en CITD de l'ordre de

500 mg l⁻¹, avec des valeurs de ¹³C du CO₂ théorique à l'équilibre avec le CITD variant entre -20 et -3‰ vs PDB. Ces teneurs calculées rendent compte d'un mélange en parts variables entre un carbone d'origine biogénique et un carbone d'origine minérale. Les sources carbogazeuses, évoluent vers deux pôles de CO₂ distincts, l'un enrichi en ¹³C (≈ +3‰) et l'autre appauvri (≈ -11‰). Pour ces eaux, la présence de CO₂ à l'émergence influence les teneurs en CITD, ¹³C et ¹⁴C (par SMA, Gif-sur-Yvette), rendant impossible l'estimation des âges pour ces sources. Pour les sources « non gazeuses », différents modèles appropriés de calcul des âges ont été utilisés [6] (Tableau 1). Pour les eaux dont le temps de séjour calculé est inférieur à 10 000 ans BP, l'absence de modifications des teneurs en ¹⁸O et ²H a été considérée comme probable [14]. Une estimation de l'altitude de recharge de ces sources et, d'une façon plus générale, de l'aire d'alimentation en associant les altitudes calculées, la topographie et la géologie est donc possible. Les calculs montrent un décalage allant de 170 à 1040 m entre sources et impluviums (Tableau 1) et permet de mettre en évidence le fait que, pour certaines sources, la recharge est très proche de l'émergence (sources d'Hama Zalagh ou Ain Tratt), alors que pour d'autres (Sidi Harazem, Ain Skhinate), la recharge est plus éloignée de l'émergence et provient très probablement du Moyen Atlas calcaire, situé à 20 km au sud du Rif.

Remerciements. Les auteurs tiennent à remercier A. Filly, M. Massault et A. Raguideau pour les analyses isotopiques. Ce projet a été financé par l'AI 98/161/STU.

Références

- [1] J.-C. Baubron, B. Bosch, P. Degranges, J. Halfon, M. Leleu, A. Marcé, C. Sarcia, Recherches géochimiques sur les eaux thermales d'Amélie-les-Bains (Pyrénées orientales) et de Plombières-les-Bains (Vosges), in : *Isotope Hydrology*, IAEA, Neuberger, 1978, pp. 585–612.
- [2] L. Bouchaou, J.-L. Michelot, P. Chauve, J. Mania, J. Mudry, Apports des isotopes stables à l'étude des modalités d'alimentation des aquifères du Tadla (Maroc) sous climat semi-aride, *C. R. Acad. Sci. Paris, série IIa* 320 (1995) 95–101.
- [3] W. Dansgaard, Stable isotopes in precipitation, *Tellus* 16 (1964) 436–468.
- [4] K. El Morabiti, J.-C. Ceron, A. Pulido-Bosch, M. Ben Makhoulouf, A. Chalouan, K. El Hajjaji, Consideraciones sobre las aguas termales de la region de Rharb-Sais (Marruecos), *Geogaceta* 23 (1998) 35–38.
- [5] A. El Ouali, Modalités d'alimentation et échanges entre aquifères de piémont en conditions climatiques arides. Cas des systèmes aquifères du Haut Atlas/bassin crétacé d'Errachidia (Maroc), thèse d'État, université Mohamed-V-École Mohammadia d'ingénieurs, Rabat, 1999, 182 p.
- [6] J.-C. Fontes, Chemical and isotopic constraints on ¹⁴C dating of groundwater, Radiocarbon after Four Decades. An Interdisciplinary Perspective, in : R.E. Taylor, A. Long, R.S. Kra (Eds.), *Radiocarbon*, Springer, Berlin, 1992, pp. 242–261.
- [7] J.R. Gat, The isotopes of hydrogen and oxygen in precipitation, in : P. Fritz, J.-C. Fontes (Eds.), *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, The Terrestrial Environment A, Vol. 1*, Elsevier, 1980, pp. 21–47.
- [8] IAEA/WMO, Global Network for Isotopes in Precipitation. The GNIP Database. Release 3 October 1999; URL: <http://www.iaea.org/programs/ri/gnip/gnipmain.htm>, 1998.
- [9] A. Kabbaj, I. Zeryouhi, P. Carlier, Contribution des isotopes du milieu à l'étude de grands aquifères du Maroc, in : *Isotope Hydrology*, IAEA, Neuberger, 1978, pp. 491–524.
- [10] A. Lahrach, Y. Zarhoule, L. Ben Aabidate, S. Bouri, H. Ben Dhia, D. Khattach, M. Boughriba, A. El Mandour, R. Jebrane, Géochimie des eaux chaudes et prospection géothermique de surface au Maroc septentrional : caractérisation du réservoir d'origine et indices thermiques, *Hydrogéologie* 3 (1998) 3–19.
- [11] A. Piqué, Géologie du Maroc. Les domaines régionaux et leur évolution structurale, 1994, 284 p.
- [12] A. Rimi, A. Chalouan, L. Bahi, Heat flow in the westernmost part of the Alpine Mediterranean system (the Rif, Morocco), *Tectonophysics* 285 (1998) 135–146.
- [13] U. Siegenthaler, H. Oeschger, Correlation of ¹⁸O in precipitation with temperature and altitude, *Nature* 285 (1980) 314–317.
- [14] C.M. Van der Straaten, W.G. Mook, Stable isotopic composition of precipitation and climatic variability, in : *Palaeoclimates and Palaeowaters: A Collection of Environmental Isotope Studies*, IAEA, 1983, pp. 53–64.

3. Conclusion

Les teneurs en isotopes stables des sources thermiques sont donc comparables à celles des études antérieures menées sur le Maroc. En effet, elles s'alignent sur la droite météorique mondiale indiquant l'origine atlantique des précipitations. L'évaporation avant l'infiltration n'est observable que sur quelques échantillons, ce qui implique que la recharge se fait de façon rapide, probablement à travers les formations liasiques calcaires, largement fissurées à l'affleurement. Aucun échange géothermique avec l'encaissant n'est visible sur les teneurs en ¹⁸O des sources thermiques.

Grâce aux données isotopiques des eaux de puits et de précipitations (station GNIP de Fès), un gradient altitudinal moyen de -0,25‰ par 100 m est déterminé pour le Rif et le Moyen Atlas. En revanche, il semble que ce gradient soit légèrement différent pour l'Oriental. Les activités en carbone 14 ont permis d'identifier les eaux issues d'une recharge postérieure à 10 000 ans BP, après que l'on eut écarté les eaux carbogazeuses, dont les activités ¹⁴C sont influencées par le CO₂ profond. Pour les sources thermiques de recharge holocène, les variations des teneurs en ¹⁸O peuvent être interprétées en termes de différence d'altitude entre les altitudes de recharge et d'émergence, différence qui varie entre 170 et 1040 m.