

Sur la structure hydrogéothermique de la région de Figuig (Haut Atlas oriental, Maroc)

On the hydrogeothermal structure of the Figuig region (eastern High Atlas, Morocco)

**Abdelhakim JILALI¹, Abdelkrim RIMI^{2*}, Yassine ZARHLOULE¹, Lalla Amina OUZZAOUIT³,
Alae-Eddine BARKAOUI¹, Antonio CORREIA⁴ & Julio CARNEIRO⁴**

1. Laboratoire d'Hydrogéologie-Environnement, Faculté des Sciences, Université Mohamed I^{er}, Oujda, Maroc.

2. Institut Scientifique, Université Mohammed V de Rabat, B.P. 703, Rabat, Maroc (*rimi@isrjabat.ac.ma).

3. Ecole Mohammadia d'Ingénieurs, Université Mohammed V de Rabat, Rabat, Maroc.

4. Centre Géophysique d'Évora, Université d'Évora, Portugal.

Résumé. Cette étude consiste à analyser les circonstances tectoniques, hydrogéologiques et géothermiques qui sont à l'origine des sources thermales de la région de Figuig dont les températures varient de 27 à 34 °C. Depuis le nord, la circulation des eaux souterraines dans les formations carbonatées jurassiennes est canalisée vers l'oasis de Figuig. Ces eaux émergent à la faveur de failles sous des conditions de gradients géothermiques et de densité de flux de chaleur variant respectivement de 22 à 35 °C/km et 58 à 95 mW/m².

Mots-clés : Source thermale, gradient géothermique, flux de chaleur, Figuig, Maroc.

Abstract. This study is to analyze the tectonic, hydrogeological and geothermal circumstances that are causing the upwelling of the thermal springs in the Figuig region whose temperatures range from 27 to 34 °C. From the north, the groundwater flow in carbonated formations is channeled to the oasis of Figuig. These groundwaters emerge thanks to faults under conditions of geothermal gradients and heat flow density ranging from 22 to 35 °C/km and 58-95 mW/m² respectively.

Keywords : Thermal spring, geothermal gradient, heat flow, Figuig, Morocco.

Abridged English version

Located in the eastern High Atlas, the Oasis of Figuig (Fig. 1) is known by some hot springs, whose temperatures vary between 27 and 34 °C, the hottest ones stretch over the eastern part (Fig. 2). The aim of this paper is to understand the emplacement of these hot springs in relation to the hydro-geothermic and tectonic contexts. A geothermal exploration was conducted by determining: (1) water temperatures of springs, boreholes and wells; (2) variation of temperature versus depth and (3) thermal conductivities. The study area is dominated by a series of EW to ENE-WSW narrow anticlines and synclines, that are crossed by numerous faults conjugated systems of different orientations (Fig. 2). Major hydrogeological units are:

- The Jurassic aquifer consists of a thick series of highly fractured carbonates. It represents the most important aquifer in the Figuig region. Groundwaters are intended to supply the Figuig area by drinking water.

- The Quaternary aquifer overcomes the previous unit and consists of alluvial silts and sands. The aquifer recharge occurs during flood periods, but especially by hydraulic connection with fractured Jurassic limestone.

Two separate thermal regimes on temperature profiles were used: the linear thermal gradients designating a heat transfer by conduction, and the thermal gradients showing a variable heat transfer by circulating water. Fissured limestone is a hydrogeological unit where water flows regionally in an EW direction. To the south-east of the study area, the southern Atlas impermeable Cretaceous materials

are crossed by subvertical faults, which promote upward vertical motion. Some faults make easy a connection and deep groundwater circulation between different geological formations; the most important are: (1) Tiniet el Bida NW-SE fault and (2) ENE-WSW Figuig fault, which affects the Upper Bajocien.

In November 2011, resurgence temperatures were measured for 38 points (springs, wells and boreholes) (Fig. 3, Tab. 1). Figure 2 shows the spatial distribution of thermal springs and their temperatures, ranging between 21 and 33.1 °C. The variation of the temperature versus depth was investigated in four boreholes (# 279-50, # 293-50, # 433-50 and # 291-50) providing a thermal gradient of 22, 35, 15 and 26 °C/km, respectively (Figs. 4, 5).

The Jurassic carbonate formations represent the most important geothermal aquifer with the highest surface temperature, recorded in the Tafrouate spring (33.1 °C). The geothermal gradient and the heat flow density ranges are 22-35 °C/km and 46-97 mW/m², respectively. Thermal conductivity measurement of unweathered samples representing Upper Bajocian and Carixian limestones in # 291/50 and # 293/50 boreholes gave values ranging from 2.65 to 2.78 W/m.°C (Tab. 2), while for # 279-50 borehole, the thermal conductivity of marl was estimated from literature (2.1 to 3.2 W/m.°C).

The results show that the highest temperatures are those recorded in the well fractured Jurassic formations (northern sector), the highest one being that of the Tafraoute spring (33.1 °C). Measured geothermal gradients range from 22 to 35 °C / km. The nine thermal springs, of different flow rates

and temperatures ranging from 27 to 34 °C, are assigned to a fault controlled hydrothermal circulation in connection with elevated geothermal gradients and / or the presence of high permeability conduits (i.e. fracture zones) sufficiently deeps for transporting the heated water quickly to the surface.

The estimate of the heat flow density using geothermal gradients (Figs. 2, 3) and thermal conductivities (Tab. 2) gave an average value of 70 mW/m². This geothermal survey revealed a link between geothermal indices (thermal

springs, geothermal gradient and heat flow) with the tectonic structure of carbonate reservoirs. An association is evidenced between the thermal springs of high temperature (29.3-33.1 °C) with two boreholes, showing important geothermal gradient and heat flow density (Fig. 2). The mean value of the heat flow density recorded in the region exceeds 70 mW/m², this is relatively larger than the continental average, indicating a possible extension of hydrogeothermal potential in eastern Morocco.

INTRODUCTION

Située dans le Haut Atlas oriental (Fig. 1), l'oasis de Figuig est connue pour ses sources chaudes (Gautier, 1905). Les températures de ces sources avoisinent 31.5 °C et leurs débits ne diminuent pas sensiblement pendant les étés les plus secs, ce qui témoigne de leur origine profonde (Gautier, 1917). Plusieurs études géothermiques ont été effectuées dans le Maroc oriental (Barkaoui *et al.* 2013; Barkaoui *et al.* 2014; Rimi *et al.* 2012; Zarhloule 2004; Zarhloule *et al.* 2001), mais c'est pour la première fois, dans notre étude, que les investigations ont été étendues à la région de Figuig en se basant sur la mesure : (1) des températures des sources, des forages et des puits ; (2) des températures en fonction de la profondeur dans quatre forages. L'objectif est de comprendre le contexte hydrogéothermique de ces sources chaudes en liaison avec la tectonique de la région.

CONTEXTE GEOLOGIQUE ET HYDROGEOLOGIQUE

Durant l'orogénèse alpine, la région de Figuig, comme tout le Haut Atlas oriental, a subi une compression dont l'importante déformation a réactivé et inversé d'anciennes failles tardi-hercyniennes, pour donner naissance à divers bassins tertiaires tels que celui de Figuig (Fig. 2). Selon Breil *et al.* (1977), la série stratigraphique comprend grossièrement de bas en haut :

- Le Trias constitué de marnes et d'argiles rouges et de matériaux évaporitiques affleurant au cœur de l'anticlinal de Jbel Grouz.

- Le Lias composé de calcaires, dolomies et marnes avec épaisseur totale de 200 m, est exposée dans les anticlinaux de Jbel Grouz et el Haimeur.

- Le Dogger est formé de marnes bleues et calcaire du Bajocien et de quartzite noir et grès du Bathonien. Son épaisseur est comprise entre 200 et 400 m.

- Le Quaternaire est composé de plusieurs faciès éoliens et alluviaux générés par des processus géodynamiques actuellement actifs: les cônes de déjection au pied des montagnes, le travertin formant la corniche du *Jorf* (la faille E-W qui traverse Figuig) et des limons et sable sur lesquels sont plantés les palmiers. Réalisée sur une plate-forme SIG, une carte géologique des environs de l'oasis de Figuig (Fig. 2) montre que la région d'étude est dominée par une succession d'anticlinaux et synclinaux de directions E-W à ENE-WSW à vergence vers le Sud, montrant une structure en ridges étroites (Jilali 2014a), et sont traversés par de nombreuses failles de différentes orientations (Breil *et al.* 1977). La plupart des anticlinaux sont très fracturés et serrés

et à reliefs abrupts (Jbel el Maïz, Jbel Grouz, Jbel Sidi Abdelkader Zrigat et Jbel Takroumet), tandis que les synclinaux, donnent lieu à des vallées fluviales (Tisserfine et Kheneq) et des plaines (El Arja et Figuig). Dans le synclinal de Figuig, les failles sont masquées par les dépôts récents. Les accidents tectoniques parcourant la région de Figuig peuvent être regroupés en deux directions principales: E-W ou ENE-WSW et ESE-WNW.

- E-W à ENE-WSW: les accidents de ce groupe traversent les anticlinaux liasiques de Jbel Grouz et celui de Melias. Ces deux anticlinaux, ainsi que les synclinaux de Tisserfine-Figuig ont leurs axes dans la même direction. La montagne de Jbel el Haimeur, terminaison périclinale de Jbel Grouz, est limitée au nord par une faille majeure appartenant à ce groupe qui coupe la formation du Dogger (Fig. 2). Au sud de Figuig, l'accident sud-atlasique (ASA) met en contact anormal les formations infra-cénomaniennes au sud, avec les formations jurassiques (Bajocien et Lotharingien) surélevées au nord (Fig. 2). Dans la partie sud-est de la région étudiée, le chevauchement sud-atlasique met en contact le Dogger au nord avec les grès rouges jurassico-crétacés (continental intercalaire) au sud.

- WNW-ESE à NNW-SSE: les accidents de ce groupe ont un rôle hydrogéologique majeur dans le drainage des eaux. Le décrochement qui déplace l'extrémité orientale de Jbel Grouz, en donnant naissance à Jbel el Haimeur (Tiniet El Bida), disparaît sous les alluvions de la rivière Zousfana. L'extension de cet accident au sud, révèle sa jonction à la pli-faille de Takroumet qui traverse Figuig (Fig. 2). Les unités hydrogéologiques majeures sont:

L'aquifère quaternaire peu profond de la palmeraie de Figuig et la plaine d'El Arja-Tisserfine: il surmonte l'unité précédente et se compose d'alluvions, de limons et de sables. La recharge de l'aquifère se produit pendant les périodes de crues, mais surtout par connexion hydraulique avec les calcaires du Jurassique fracturés. Constitué d'une série des carbonates très fracturés, l'aquifère liasique demeure le plus important dans la région de Figuig. Ses eaux souterraines sont destinées à l'alimentation en eau potable de l'oasis de Figuig à l'aide de deux forages situés à Jbel el Haimeur. La base de ce niveau est à des profondeurs de 0 m aux extrémités jusqu'à 500 m dans le centre du synclinal de Tisserfine. L'aquifère paléozoïque est d'une structure géométrique indéterminée dont on ignore les limites, il peut se charger partiellement par infiltration dans la plaine de Tamlelt, sachant que le réseau hydrographique montre plusieurs zones d'infiltration principalement dans la partie sud de la plaine de Tamlelt, ce qui favorise la recharge de la nappe du Quaternaire et de la nappe multicouche du Paléozoïque.

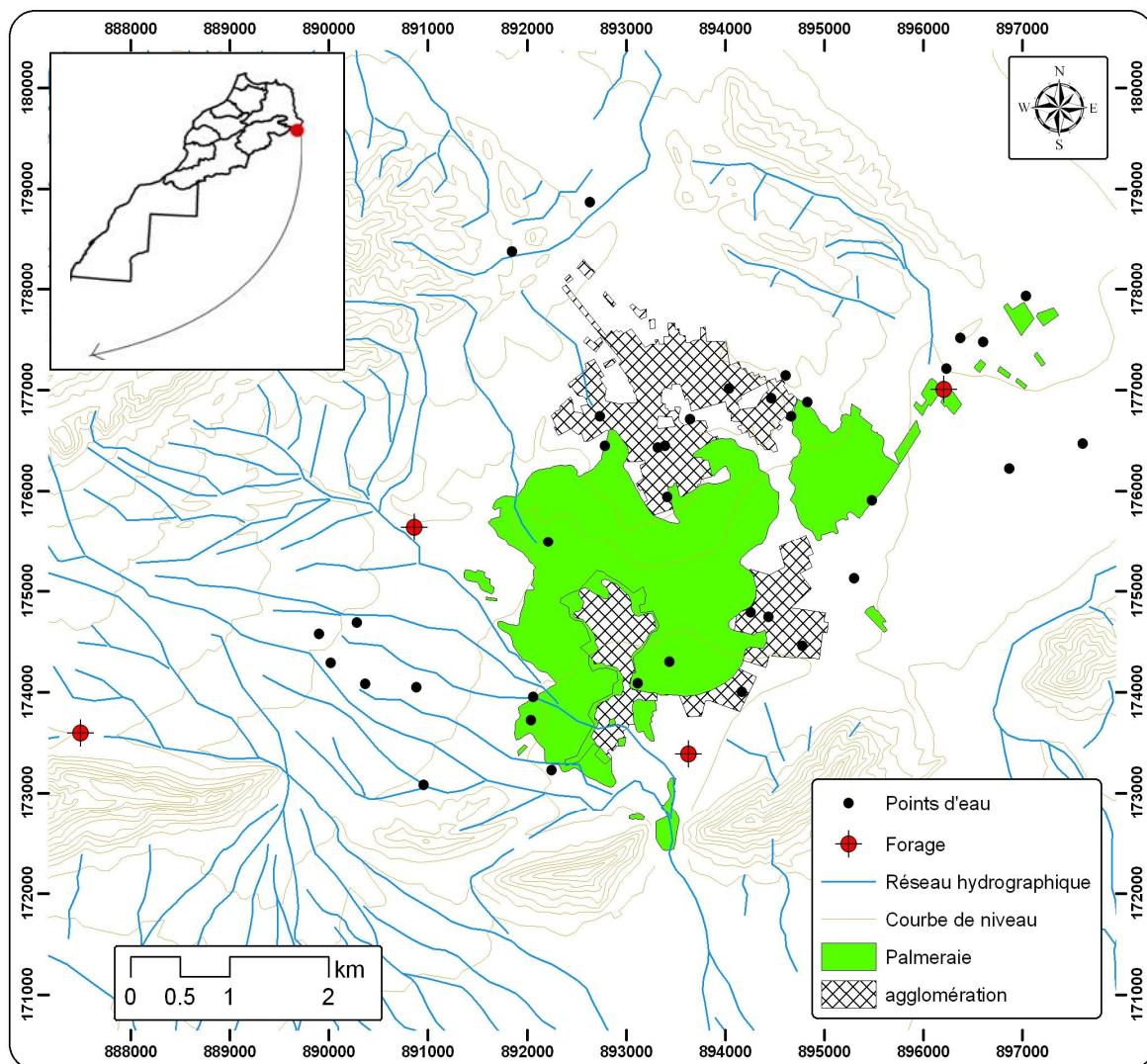


Figure 1. Situation géographique de l'oasis de Figuig.

Figure 1. Location of the Figuig oasis.

EAUX SOUTERRAINES PEU PROFONDES

Pour actualiser la carte piézométrique établie par A.B.H.M. (2004), un inventaire de 104 puits et forages répartis sur toute la zone d'étude a été fait en 2010. Les côtes piézométriques sont obtenues par la soustraction des niveaux statiques mesurés des valeurs d'élévation d'un MNT. La carte piézométrique nous a permis de définir la forme de l'écoulement de la nappe, le sens d'écoulement général, la profondeur de la surface piézométrique et les conditions aux limites (Fig. 3).

Les gradients hydrauliques estimés, pour l'aquifère libre peu profond, ont montré dans la région de Figuig, une relation spatiale cohérente entre le niveau statique de l'eau et la topographie. La recharge de l'aquifère profond provient de l'infiltration des eaux de pluie sur les reliefs calcaires de Jbel Grouz et Jbel el Maïz, avec une décharge vers le sud (Oued Zouzfana au Maroc et en territoire algérien). La décharge se produit vers l'aquifère peu profond et les mouvements d'eau ascendants à la surface de Figuig. Le sens d'écoulement se fait en deux directions principales : du nord vers le sud et du nord-ouest vers le sud-est. Dans la palmeraie, les eaux souterraines circulent à des profondeurs

faibles (10 à 20 mètres par rapport au sol). Vers l'ouest et au nord (montagnes), elles deviennent beaucoup plus profondes (40 à 60 mètres par rapport au sol).

La recharge des nappes du Quaternaire se fait essentiellement par infiltration directe et par l'alimentation latérale dans la palmeraie de Figuig. Quant à l'aquifère du Dogger, qui est compartimenté, l'infiltration efficace pourrait être le seul mode de sa recharge. La recharge de l'aquifère liasique s'effectue par infiltration directe à travers les joints, les fractures, les accidents affectant sa partie dénouée et toutes ses structures karstiques (gouffres dolines et avens) affectant les affleurements de J.Ghels, J.Grouz et J.Maïz (1503 m^2). Son alimentation latérale grâce à l'escarpement et aux couloirs d'accidents de la plaine de Tamlelt favorise son interconnexion aux aquifères du quaternaire et du paléozoïque de cette plaine.

HYDROTHERMALISME

Si l'origine profonde des eaux de Figuig ne fait pas de doute puisque la majeure partie des eaux sourdent à des températures comprises entre 27 et 34 °C, leur mode de gisement reste à comprendre.

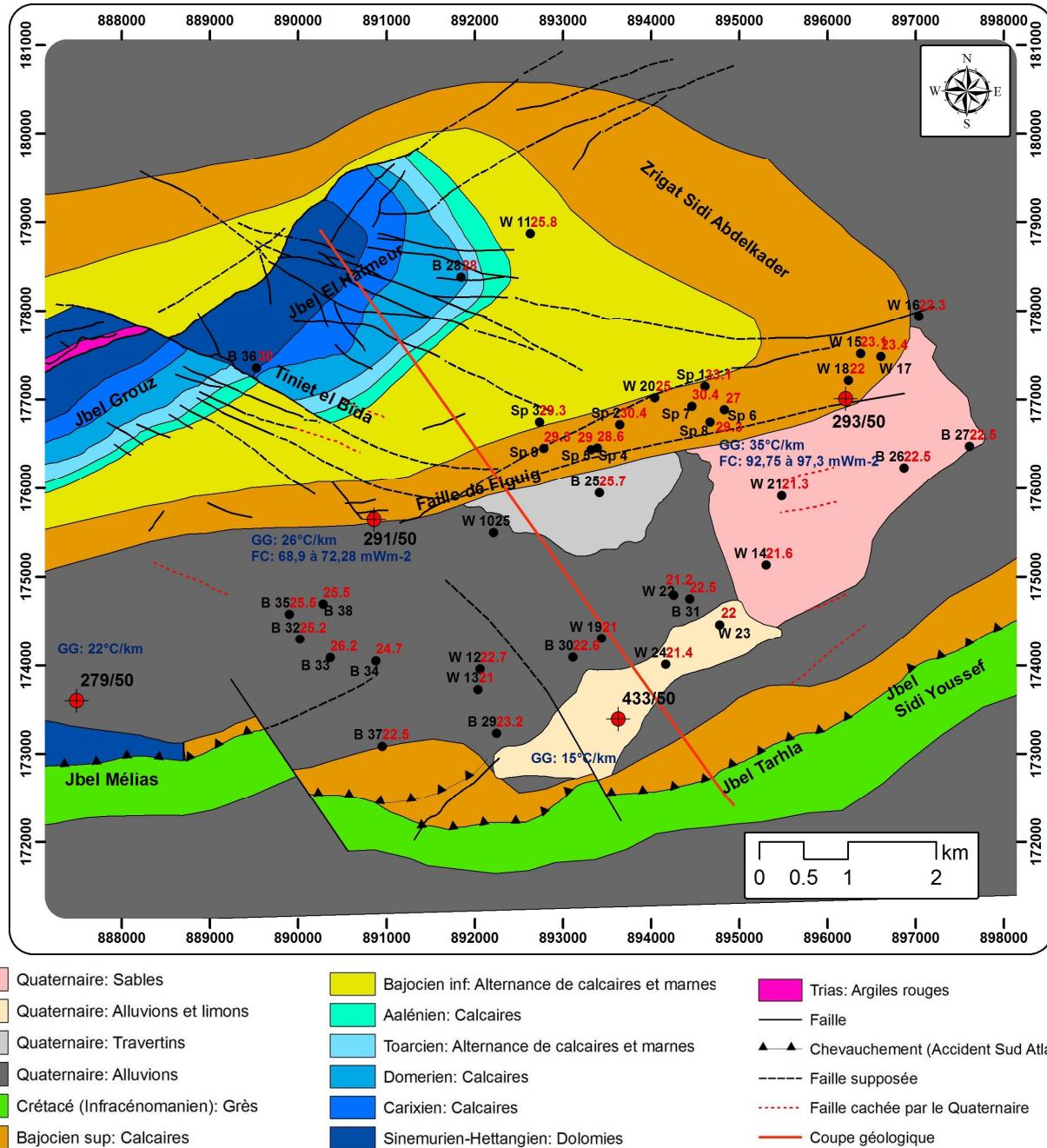


Figure 2. Carte géologique de la région d'étude, établie sur un fond topographique géo-référencé par un SIG, où les données des forages et des sources ont été superposées sur les formations géologiques numérisées, (Sp température mesurée dans des sources : les noms se trouvent dans le tableau 1), B : forages, W : puits, GG : Gradient Géothermique ; FC : densité du flux de chaleur.

Figure 2. Geological map of the study area established on a topographic base geo-referenced by a geographic information system where data from boreholes and springs were superimposed on digitalized geological series (Sp temperature measured in sources: the names are in table 1), B: Boreholes, W: Wells, GG: Geothermal Gradient; FC: Heat Flow.

Les mouvements d'eaux souterraines donnent souvent lieu à une interférence entre le transport de chaleur par conduction et celui par advection par l'écoulement de l'eau météorique vers le bas et l'advection simultanée de l'eau profonde minéralisée vers le haut (Forster & Smith 1989; Vasseur *et al.* 1991, Vasseur *et al.* 1997). Dans la région d'étude, plusieurs failles facilitent une connexion et une profonde circulation des eaux souterraines entre différentes formations géologiques ; les plus importantes sont : (1) la faille NW-SE de Tiniet el Bida, à travers de laquelle l'eau des calcaires liasiques circule pour émerger à Figuig ; (2) la

faille ENE-WSW dite de Figuig, qui affecte le Bajocien supérieur (Fig. 2). Un trait remarquable caractérise la répartition spatiale des différentes zones irriguées de l'oasis est le *Jorf* ou escarpement qui s'étend d'est en ouest. Le *Jorf* divise le bassin de Figuig en deux plate-formes topographiques, la plus élevée au nord et la plus basse au sud, et se compose de travertin dont l'origine est liée à la montée d'eau chaude (Fig. 3). Au niveau de la barrière hydrogéologique du *Jorf*, le gradient hydraulique calculé au gradin nord (2.5%) est supérieur à celui au gradin sud (1.04%) (Fig. 3).

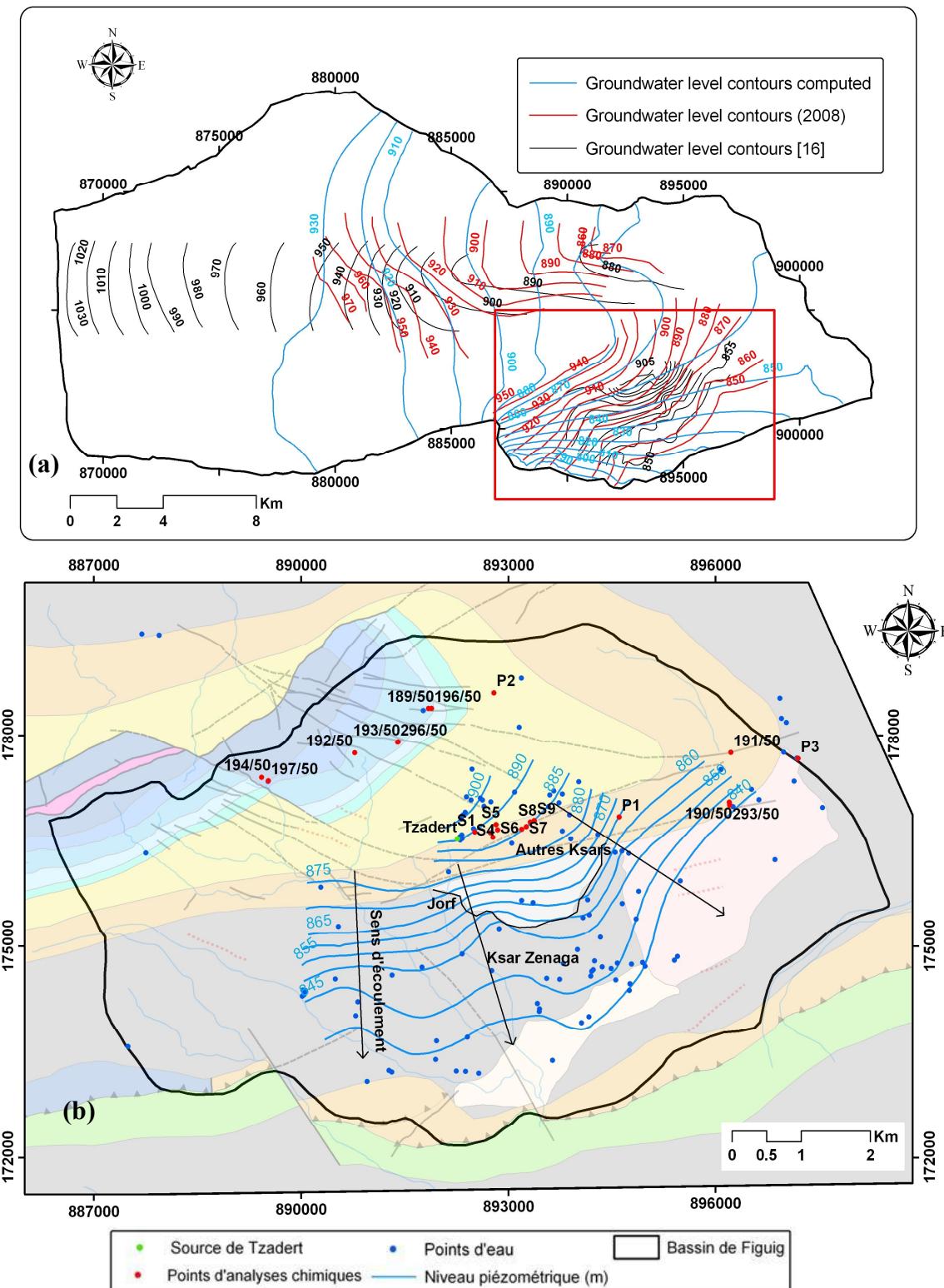


Figure 3. Carte piézométrique de l'année 2010: (a) Plaines Tisserfine, Arja et Figuig (Jilali 2014b), (b) Figuig.
Figure 3. Map of piezometric 2010: (a) Tisserfine Plains, Arja and Figuig (Jilali 2014b), (b) Figuig.

Situées sur la plate-forme nord et parallèlement à l'accident traversant la palmeraie d'est en ouest, ces eaux fortement chargées en carbonates et chlorures de calcium remontent alors en surface, selon un modèle génétique similaire à celui de Vasseur *et al.* (1997) proposant une circulation superficielle d'eau à faible salinité et une circulation profonde de fluides minéralisés. Elles sont à l'origine de la formation de l'enveloppe de travertin qui

recouvre la structure de l'escarpement rocheux (Gautier, 1917). Le débit moyen des sources, mesuré en 1975 (Bulletin officiel N°3292), en 1977 (Breil *et al.* 1977), en 1987 (ABHM, 1987), en 2004 (ABHM, 2004) et en 2010 est successivement de 7.8, 6.55, 7.5, 5.4 et 4.6 l/s. La plus importante source thermale de la région, Tzadert, présente une tendance importante à la baisse de son débit (passant en moyenne de 57 l/s en 1988 à 40 l/s en 2011) dont la cause

demeure essentiellement la diminution de la recharge de l'aquifère ou l'obstruction (effondrement partiel) sachant la sévérité du climat aride.

Tableau 1a. Température mesurée dans les sources (Sp).

Table 1a. Measured temperature springs (Sp).

Numéro	Nom	Température (°C)
Sp 1	Tafraoute	33.1
Sp 2	BeniKrim	30.4
Sp 3	Tighzert	29.3
Sp 4	Maghni	28.6
Sp 5	Tanoute	29
Sp 6	Gaga	27
Sp 7	IfliAjjid	30.4
Sp 8	Tajamalt	29.3
Sp 9	Tzaderte	29.3

L'analyse des eaux des différents aquifères, effectuée en novembre 2011 sur 38 points (sources, puits et forages), révèle que le long et au nord de la faille de Figuig, les températures des sources varient de 27° à 33.1 °C, ainsi que celles mesurées aux niveaux hydrostatiques des forages (B32, B33, B34, B35 et B38), alors que celles mesurées au sud (W12, W13, W14, W15, W16, W17, W18, W19, W21, W22, W23, W24, B26, B27, B29, B30 et B31) sont comprises entre 21 et 23.4 °C. Notons qu'à Jbel El Haimeur au nord, deux forages #189-50 et #197-50 situés dans le calcaire liasique (Fig. 2) présentent des températures plus élevées, respectivement de 28 et de 30 °C (Tab. 1) quoique ça soit une des zones de recharge de la nappe. Dans cette zone, aussi, on note une température de 25.8 °C sur le puits W11. Aussi, le forage #433-50 montre un gradient de température faible de 15 °C/km. Ceci est probablement lié à l'infiltration des eaux fortement chargées en carbonates et chlorures de calcium qui ont dû remonter en surface à travers

la faille de Figuig pour s'écouler après par gravité vers le sud, et au recyclage des eaux de retour de l'irrigation comme le montre la distribution de la conductivité électrique des eaux de l'aquifère quaternaire pour laquelle Carmona *et al.* (2002) ont relevé une augmentation au sud de l'oasis.

GRADIENTS GEOTHERMIQUES

La variation de la température en fonction de la profondeur (Figs. 4, 5) a été mesurée par une sonde commerciale Antares (*Miniaturized Temperature data Logger (MTL)*), qui est un enregistreur de données de température miniaturisé, dont l'élément sensible est une thermistance à faible capacité calorifique pouvant s'adapter rapidement à la température de la formation (Fig. 6). La résolution de la température maximale est de 0,001 K (Pfender & Villinger, 2002) et la précision absolue varie de 0,1 mK à plusieurs mK, selon le procédé d'étalonnage. Toutes les informations sont enregistrées dans le boîtier de la thermistance et l'électronique, et il n'y a pas de conducteurs physiques entre la sonde et la surface. La sonde est descendue dans le forage au moyen d'un câble d'acier inoxydable d'un millimètre de diamètre. Les températures ont été prises tous les trois mètres jusqu'à une profondeur de 60 mètres, puis tous les cinq mètres jusqu'au fond. A chaque mesure, la sonde est laissée quelques minutes pour que la température se stabilise. Une fois les données téléchargées, le logiciel convertit automatiquement les premières lectures de l'enregistreur (bits) en résistances de la thermistance et leurs températures équivalentes. Cette conversion est fondée sur des fichiers de calibrage, fournies par le fabricant, pour chaque enregistreur. Les données peuvent être stockées dans un format binaire interne ou exportées en caractère ASCII dans un tableau pour la représentation et le traitement ultérieurs.

Tableau 1b. Température mesurée dans les puits (W) et les forages (B).

Table 1b. Measured temperature in wells (W) and boreholes (B).

Numéro	code	Température (°C)
W 10	-travertin	25
W 11		25.8
W 12		22.7
W 13		21
W 14		21.6
W 15		23.1
W 16		22.3
W 17		23.4
W 18		22
W 19		21
W 20		25
W 21		21.3
W 22		21.2
W 23		22
W 24		21.4
B 25	-Travertin	25.7
B 26		22.5
B 27		22.5
B 28 / Profondeur 123m	189/50 calcaire Domérien J.Haimeur	28
B 29		23.2
B 30		22.6
B 31		22.5
B 32		25.2
B 33		26.2
B 34		24.7
B 35		25.5
B 36 / Profondeur 150m	197/50 calcaire Carixien-Sin émurien J.Haimeur	30
W 37	-mais à l'ouest	22.5
W 38		25.5

CONDUCTIVITE THERMIQUE

Représentant les coupes lithologiques des forages #291/50 et #293/50, des échantillons non altérés des calcaires du Bajocien supérieur et du Carixien ont été collectés sur le terrain (Fig. 7) pour la mesure de leurs conductivités thermiques au laboratoire. Le dispositif de mesure est un instrument multifonctionnel ISOMET 2104 (Fig. 8), utilisant une sonde de conductivité plane et circulaire d'un diamètre de 6 cm. La mesure est fondée sur l'analyse de la réponse thermique du matériau à des impulsions de flux de chaleur, ce dernier est induit par chauffage d'une résistance électrique en contact thermique direct avec la surface aplatie de l'échantillon, dont le diamètre est d'au moins 60 mm et l'épaisseur varie de 10 à 15 mm en fonction de sa diffusivité.

La conductivité thermique est déterminée en mesurant périodiquement la variation de la température en fonction du temps. Pour les besoins de cette étude, une pression d'environ 300 N a été appliquée aux échantillons de roche afin d'améliorer le contact thermique entre la sonde et l'échantillon. Les mesures ont été effectuées dans des conditions de laboratoire à une température moyenne de 25 °C, en utilisant la sonde de surface d'une précision de 10% de la lecture, à sec et après saturation en eau, pendant 15 heures dans un bassin.

Les valeurs obtenues varient de 2,65 à 2,78 W/m.°C (Tab. 2), quant au forage #279/50, la conductivité thermique de la marne a été estimée, à partir de la littérature, entre 2.1 et 3.2 W/m. °C.

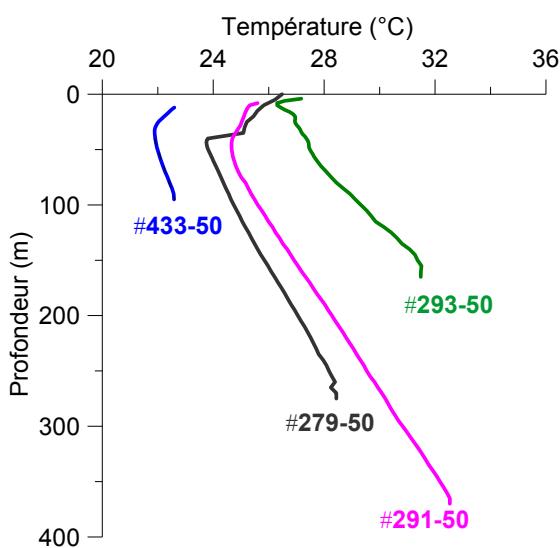


Figure 4. Profils géothermiques dans quatre forages de profondeur variant de 100 à 380 mètres.

Figure 4. Geothermal profiles in four boreholes with depth ranging from 100 to 380 meters.

ESTIMATION DU FLUX DE CHALEUR TERRESTRE

En première approximation dans les niveaux de subsurface, pour un régime stationnaire de conduction pure, la production de chaleur et les mouvements de fluide peuvent être négligeables, la densité de flux de chaleur en surface est:

$$q_0 = \lambda \cdot \frac{dT}{dz}$$

Le coefficient λ étant la conductivité thermique, q_0 est le produit du gradient thermique dT/dz , de chaque couche par la conductivité mesurée ou estimée. Comme le montre la Figure 5, nous avons choisi la partie stable du gradient géothermique, où le transfert de chaleur paraît se faire essentiellement par conduction, pour estimer la densité de flux de chaleur terrestre. Les résultats sont représentés dans le Tableau 2 et la Figure 2 où sont superposées les valeurs de la densité de flux de chaleur. Une compréhension de la variété géologique et tectonique dans les Haut Atlas oriental (Fig. 2), permettra de mieux cerner les incertitudes dans l'interprétation des phénomènes liés au flux de chaleur.

RESULTATS ET DISCUSSION

Les gradients géothermiques mesurés dans les quatre forages (#279-50, #293-50, #433-50 et #291-50) sont successivement de 22, 35, 15 et 26 °C/km (Fig. 8). Le gradient géothermique le plus élevé (35 °C/km) est enregistré au niveau du forage #293-50 situé dans les formations du Jurassique (Bajocien supérieur). De même, la température de surface extrapolée dans ce forage s'avère la plus élevée, alors qu'il se situe à l'opposé des deux autres, dans la palmeraie, ceci est vraisemblablement lié à sa situation dans les environs de la faille subverticale de Figuig, le long de laquelle un dôme piémonté témoigne de la prédominance de transport par advection et la remontée d'eau profonde (Pugweiser 2006).

D'autre part, le profil thermique dans le forage # 293-50, indique entre 50 et 60 m de profondeur, un passage brusque du gradient de température mesuré de 30.5 à environ 31 °C/km. Ce changement représente probablement le mélange des eaux thermales chaudes avec les eaux d'infiltration plus froides (Fig. 5). Ceci peut révéler une infiltration d'eau relativement froide et un flux ascendant d'eau relativement chaude, provoquant un changement de concavité du profil (concave dans les zones de recharge et convexe dans les zones de décharge). En revanche, les deux forages situés dans la partie ouest montrent un gradient constant et des températures extrapolées voisines à la surface du sol, entre 23 et 23.5 °C, confirmant ainsi la diminution de la température, signalée par Puigserver *et al.* (2006), vers le secteur ouest de la faille de Figuig.

Le forage #433-50 profond de moins de 100 m, fait apparaître un gradient anormalement faible de 15 °C/km, largement influencé par la circulation de fluide, au niveau du conglomerat et le gravier et par la variation température à la surface du sol (Ouzzaouit *et al.* 2014). Les profils thermiques mesurés dans les forages #291-50 et #279-50, respectivement profonds de 391 et 371 m, sont les plus significatifs (Tab. 2), car les perturbations climatiques sont amorties avec l'augmentation de la profondeur des forages, et les températures sont alors plus représentatives des conditions thermiques de la croûte. Les gradients de température ont été estimés sur les sections les plus profondes et relativement stables des profils de température (Fig. 5). La Fig. 5 montre deux régimes thermiques distincts sur les profils de température, les gradients thermiques linéaires désignant un transfert de chaleur par conduction, et les gradients thermiques variables révélant un transfert de chaleur par circulation d'eau.

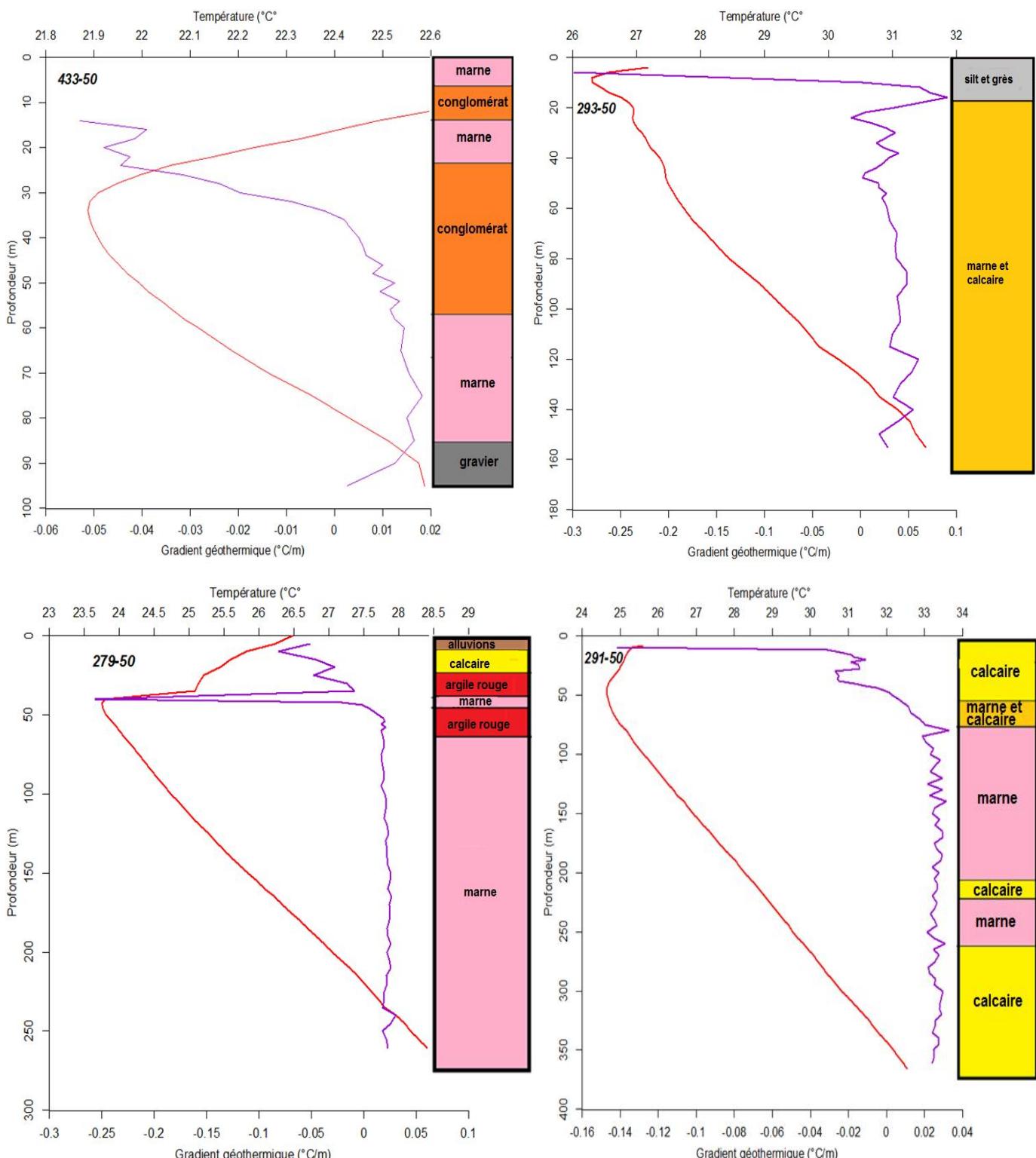


Figure 5. Gradients géothermiques dans les quatre forages, montrant les sections stables de transfert thermique par conduction. Dans le forage #433-50, le gradient thermique semble perturbé par des mouvements d'eau au niveau du conglomerat et le gravier. En revanche, le forage #291-50 présente une certaine stabilité du gradient thermique que même l'alternance de marne et de calcaire ne semble influer puisque les conductivités thermiques des deux roches restent voisines. Les profils de température indiquent les déviations du gradient géothermique causées par la convection dans la zone géothermique. La recharge (mouvement vers le bas de la nappe phréatique) donne un profil concave (forage #433-50), tandis que la décharge (mouvement vers le haut) rend le profil convexe (d'après Ouzzaouit *et al.*, 2014).

Figure 5. Geothermal gradients in the four boreholes, showing sections of stable conductive thermal transfer. In the #433-50 borehole, the thermal gradient appears disturbed by water movements within the conglomerate and gravel. However, borehole # 291-50 has a certain thermal gradient stability that even alternating marl and limestone doesn't seem to influence, since the thermal conductivities of two rocks remain closer to each other. The temperature profiles indicate deviations of the geothermal gradient caused by convection in the geothermal area. The charge (downward movement of the water table) provides a concave profile (drilling # 433-50), while the discharge (upward movement) gives a convex profile (after Ouzzaouit *et al.*, 2014).

Les gradients thermiques linéaires simples peuvent probablement être extrapolés en profondeur, au moins jusqu'à la température des sources chaudes, environ 30 °C. Les profils géothermiques mesurés dans les trois forages (Figs. 4, 5) montrent les températures maximales suivantes:

- #279/50 : 28.5 °C à une profondeur de 280 mètres ;
- #293/50 : 31.5 °C à une profondeur de 170 mètres ;
- #291/50 : 32.5 °C à une profondeur de 375 mètres.

A



B

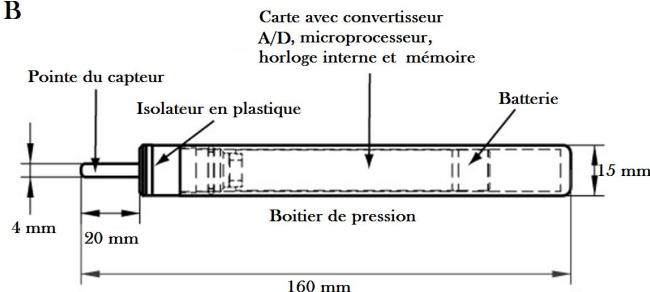


Figure 6. A : Enregistreur de la température (*Miniaturized Temperature data Logger (MTL)*), B : schéma détaillé d'un MTL (Pfender & Villinger 2002), A/D = analogique-au-digital.

Figure 6. A : Temperature recorder (*Miniaturized Temperature data logger (MTL)*), B : detailed structure of a MTL (Pfender & Villinger, 2002), A/D = Analog-to-digital.

Avec une pente de 41 °C/km, le profil dans le forage #293-50 donne à la surface une température extrapolée d'environ 25 °C, qui est voisine de celles des sources thermales. La profondeur à laquelle 30 °C, moyenne des températures des neuf sources thermales de Figuig, serait atteinte en extrapolant ce gradient, est environ 122 m. Si on disposait de géothermomètres chimiques tels que SiO_2 , on

Tableau 2. Gradient géothermique, conductivité thermique et densité de flux de chaleur dans la région de Figuig.

Table 2. Geothermal gradient, thermal conductivity and heat flow density in Figuig area.

Forage	NS (m)	Profondeur (m)	Gradient Géothermique °C/km	Lithologie	Conductivité thermique W/m °C	Densité de flux de chaleur mW/m ²	Moyenne de la densité de flux de chaleur mW/m ²
#279-50	39	373	22	Marne	2.1-3.2 estimée	46 -70	58
#293-50	4	150	35	Calcaire	2.65-2.78 mesurée	93 à 97	95
#291-50	7.5	391	26	Calcaire	2.65-2.78 mesurée	69 à 72	70.5

L'estimation de la densité de flux de chaleur en utilisant les gradients géothermiques et les conductivités thermiques a donné les résultats suivants :

- Les forages #291-50 et #293-50 sont implantés dans les calcaires du Bajocien supérieur, les gradients géothermiques qui y ont été mesurés sont respectivement de 26 °C/km et de 35 °C/km. La densité de flux de chaleur varie de 69 à 72 mW/m² pour le premier forage et de 93 à 97 mW/m² pour le deuxième forage.
- pour le forage #279-50, l'estimation de la conductivité thermique de la marne a donné un flux de chaleur entre 46 et 70 mW/m².

aurait mieux contraint la température et la profondeur du réservoir. Cette profondeur est doublée sur le forage #291-50 où le gradient n'est que de 26 °C/km, ce qui donne environ 270 m. En revanche, avec la diminution du gradient thermique au sud-ouest, vers #279-50 loin des sources chaudes et de la faille de Figuig, la profondeur pour atteindre la température de 30 °C, apparaît plus grande. Un tel calcul fait implicitement deux hypothèses : tout d'abord, l'écoulement des eaux souterraines ne modifie pas la distribution de la température du sous-sol et, donc, les débits doivent être faibles. Deuxièmement, l'eau de source doit monter suffisamment rapidement pour qu'elle ne puisse pas refroidir.



Figure 7. Echantillons pris en surface, 1A : calcaire du Carixien, 2A : calcaire du Bajocien supérieur .

Figure 7. Surface samples. 1A: Carixian limestone; 2A: Upper Bajocian limestone.



Figure 8: Mesure de la conductivité thermique par le dispositif ISOMET 2104, utilisant une surface chauffante.

Figure 8: Measurement of the thermal conductivity by the ISOMET device 2104 using a heating surface.

- La Figure 2 met en évidence une certaine association entre les sources thermales de température élevée (29.3-33.1 °C) avec les deux forages #291-50 (26 °C/km) et #293-50 (35 °C/km) où le gradient et le flux géothermique sont importants.

- Par ailleurs, les valeurs du gradient géothermique obtenues dans cette étude sont comparables à celles obtenues dans le Maroc oriental (Zarhloule 2004). Selon les profils thermiques (Fig. 5), les mouvements d'eau souterraine ne dépassent guère 50 à 60 m de profondeur, au-delà les profils de température correspondant à des roches marneuses et calcaires de faible contraste de conductivité thermique, sont

à peu près linéaires et non soumis à des variations saisonnières. Comme c'était affirmé par diverses observations hydrauliques et chimiques, le système d'écoulement de l'eau souterraine, apparaît très complexe: il est caractérisé par le mouvement simultané de l'eau météorique vers le bas et l'eau minéralisée d'origine profonde vers le haut. Plusieurs facteurs peuvent influencer le mode de réchauffement des eaux, le gradient géothermique qui dépend de la valeur du flux de chaleur terrestre et de la conductivité thermique des roches, la nature des roches encaissantes, la topographie, l'érosion, les variations paléo-climatiques et les circulations d'eau. De même, la remontée en surface peut se faire rapidement par l'intermédiaire de zones de forte perméabilité telles que des failles ou contacts sédimentaires. L'émergence des sources thermales à Figuig semble être contrôlée, d'une part, par un gradient géothermique élevé et, d'autre part, par un réseau de fractures qui sont des conduits à haute perméabilité, d'une profondeur suffisante pour permettre à l'eau de se chauffer et monter rapidement à la surface. Ces structures perméables peuvent concentrer le système d'écoulement des eaux souterraines et transférer la chaleur par convection à travers les roches environnantes, où domine la conduction. Généralement, les températures des sources reflètent un équilibre entre la quantité de chaleur transportée par advection et le volume d'eau qui doit être réchauffé. Cependant, les calculs numériques de Forster & Smith (1989) mettent en évidence que les sources chaudes ne se produisent que pour un intervalle de perméabilités intermédiaires.

Dans les roches à faible perméabilité, les vitesses sont faibles, le transfert de chaleur par conduction est dominant, et les températures des sources seront faibles. Dans les environs de Figuig, selon Puigserver (2004) les perméabilités des terrains s'avèrent élevées (20 m/j dans la zone Tisserfine et Arja et 0,05 m/j dans la palmeraie de Figuig), ainsi une circulation de grands volumes d'eau à grandes vitesses et un transport de chaleur par advection vont dominer, ce qui expliquerait que les températures de sources ne dépassent pas 31 °C à une profondeur de 120 m.

Le processus de circulation de ces eaux profondes aux environs de Figuig est contrôlé par des structures tectoniques régionales (A.B.H.M. 2004). Certains accidents agissent comme des drains de l'eau circulant dans le calcaire, d'autres souvent associés à des anticlinaux fracturés, agissent comme une barrière aux eaux souterraines à la base desquels se trouve du matériel limono-argileux du Jurassique ou évaporite du Trias souvent accompagnés de diapirisme (Breil *et al.* 1977).

Les conditions géologiques spécifiques montrent que la fracturation est beaucoup plus dense au nord qu'au sud. Le pendage des couches géologiques dans les montagnes est fort au nord et peut atteindre 80°, causant une circulation générale orientée vers le Sud (Fig. 9) et canalisée vers l'oasis de Figuig, et un drainage d'eaux profondes pour former des dépôts de travertin à son émergence (Fig. 3). Le décrochement ESE-WNW du Jbel el Haïmeur (Tiniet el Bida) conduirait la majorité sinon la totalité des eaux ainsi drainées en direction de Figuig où le pli-faille du Tachroumet, de direction ENE-WSW, s'enfonce vers l'Est en redressant les formations jurassiennes aquifères, pour faire

remonter au jour les eaux en jouant indirectement le rôle d'un barrage souterrain, ce qui pourrait expliquer les émergences les plus chaudes dans la partie orientale de Figuig (Breil *et al.* 1977).

La zone de Tisserfine et le bassin de Figuig sont connectés hydrauliquement par la faille transversale ESE-WNW qui déplace Jbel el-Haimeur de Jbel Grouz. Une partie de ce flux draine à travers la fracture existante entre les montagnes du Jbel Grouz et Jbel el Haimeur, jusqu'à l'émergence sur la plate-forme nord du *Jorf*. Ainsi, l'aquifère profond de Figuig est recharge à partir de la connexion hydraulique avec l'unité profonde de la vallée de Tisserfine. Les deux aquifères sont de même lithologie, profondeur et nature du substratum imperméable. L'aquifère profond exerce une forte influence hydrochimique sur l'aquifère peu profond à travers ses mouvements ascendants qui se déchargent à la surface et s'infiltrent dans l'aquifère peu profond.

Parallèlement à cette faille, un linéament magnétique a été déterminé par Amar *et al.* (2012) et interprété comme un accident s'approfondissant jusqu'au socle paléozoïque à une profondeur de 2300 m pour remonter vers le NW à une profondeur de 50 m. Au niveau de la corniche, il coupe la faille profonde NE-SW (Fig. 2) qui serait le conduit possible de montée d'eau chaude. Ces accidents profonds affectent presque toutes les formations de la couverture mésozoïque, et favorisent le rassemblement puis l'ascension des eaux des aquifères profonds en surface (Ammar *et al.* 2012).

La carte de l'anomalie gravimétrique résiduelle établie par Camona *et al.* (2002), montre dans la zone des sources, un linéament NE-SW de gradient gravimétrique élevé (Fig. 2). En outre, au sud apparaissent également des directions similaires qui permettent d'identifier d'autres fractures parallèles ayant probablement joué dans le passé un rôle important dans la dynamique de la formation des dépôts de travertin. L'allure des courbes iso-valeurs gravimétriques au niveau de *Jorf*, sont quasiment superposables à celles de la topographie.

Toutes ces circonstances font que les eaux circulant en profondeur sont les plus salées, en raison du contact direct avec du gypse et de la halite qui constituent les matériaux évaporites du Trias.

La piézométrie montre comment l'eau, après s'être infiltrée, devient une partie de l'écoulement des eaux souterraines. Dans ce secteur, les iso-pièzes (Fig. 3) maintiennent une certaine concavité due à la recharge latérale à partir des montagnes. Les sources thermales étudiées, issues essentiellement des roches sédimentaires (Fig. 2), seraient alimentées du réservoir liasique à plus de 1500 m de profondeur et montées en surface en faveur de l'intersection de failles de couverture et de failles profondes, associées à des failles nord-est-sud-ouest s'étendant à des profondeurs de quelques kilomètres comme le suggère l'analyse des données aéromagnétiques de la région (Amar *et al.* 2012). L'interprétation des anomalies magnétiques, à la lumière des données structurales, révèle que les sources d'eau chaudes sont confondues à la surface avec des traces projetées des failles, et que ces sources sont situées sur l'intersection des failles de la couverture avec les failles profondes.

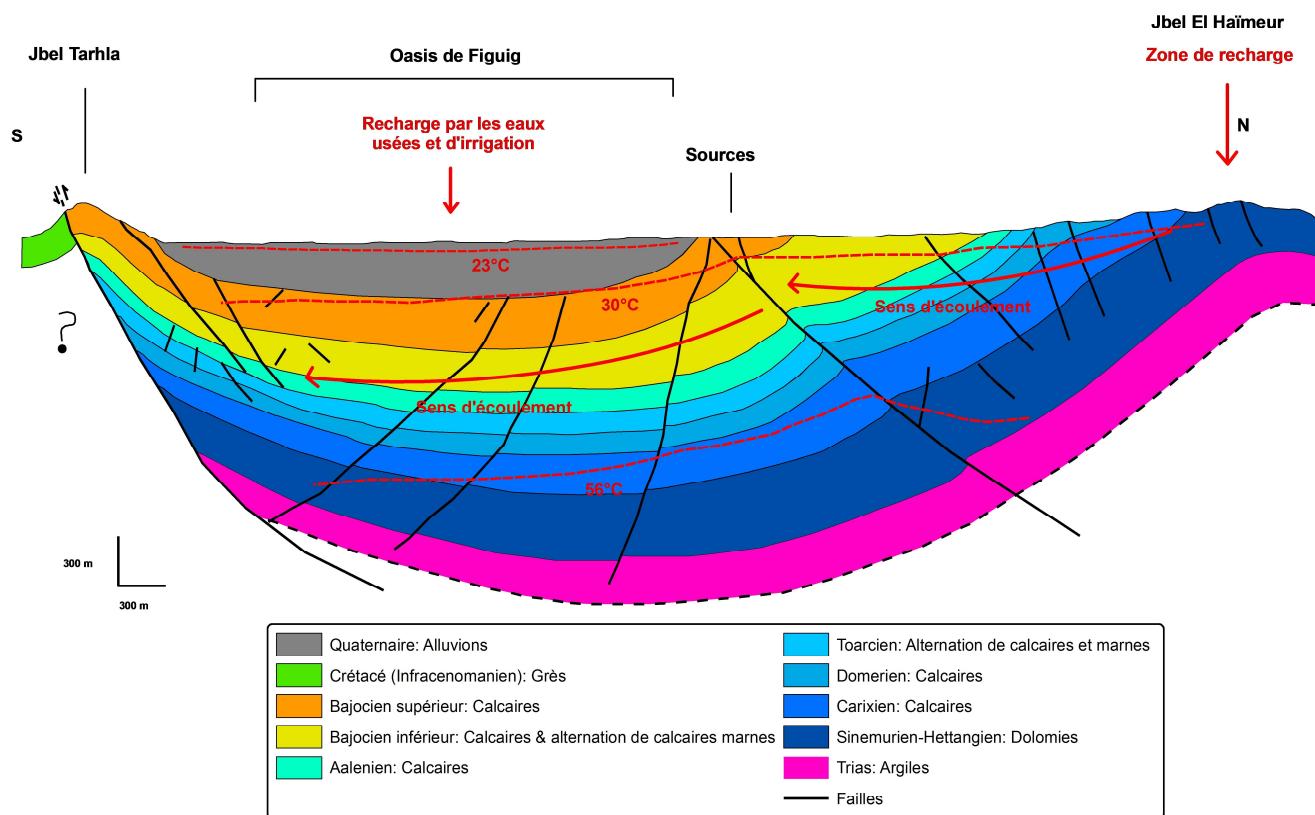


Figure 9. Coupe géologique NS (voir situation de la coupe sur Fig. 2) et modèle conceptuel de la structure hydrogéothermique de la région de Figuig. D'une manière générale, les écoulements se font soit du Nord vers le Sud, soit de l'Ouest vers l'Est. La profondeur de l'eau (niveau de la nappe) est calculée sur la coupe pour représenter la température mesurée in situ après pompage (la première courbe d'iso-valeur de température de 23 °C). Puis, les courbes d'iso-valeur de 30 °C et de 65 °C sont calculées en tenant compte du gradient géothermique, 26 °C/km, déterminé dans le forage #291/50 situé dans le voisinage de la coupe.

Figure 9. Geological section NS (see status of the section on Fig. 2), and conceptual model of the hydrogeothermic structure in the Figuig region. In general, flows are from north to south or from west to the east. The water table is calculated on the section to represent the in situ measured temperature after pumping (the first 23 °C iso-value contour). Then 30 °C and 65 °C contours are calculated taking into account the geothermal gradient, 26 °C/km, determined in borehole # 291/50 located in the vicinity of the section.

CONCLUSION

Dans cette région de Figuig, la présence de manifestations géothermiques de surface sous forme de sources thermominérales est omniprésente. Pour la première fois, une prospection géothermique a mis en évidence une liaison entre les indices géothermiques (sources thermales, gradient et flux géothermiques) avec la structure tectonique des réservoirs carbonatés. L'analyse des eaux des différents aquifères, effectuée en novembre 2011 sur 38 points (sources, puits et forages), révèle que le long et au nord de la faille de Figuig, les températures des sources varient de 27° à 33.1 °C, ainsi que celles mesurées aux niveaux hydrostatiques des forages, alors que celles mesurées au sud sont comprises entre 21 et 23.4 °C.

Les résultats montrent que les températures les plus élevées sont celles des formations très fracturées du Jurassique (secteur nord), la plus élevée étant celle de la source de Tafraoute (33.1 °C). Les gradients géothermiques mesurés varient de 22 à 35 °C/km. Les neuf sources thermales de différents débits et de températures variant de 27 à 34 °C, sont donc attribuées à une circulation hydrothermale contrôlée par faille en relation avec des gradients géothermiques élevés et / ou la présence de conduits de perméabilité élevée (i.e. zones de fracture) suffisamment

profonds pour permettre à l'eau d'être chauffée et transportée rapidement à la surface. La valeur moyenne de la densité de flux de chaleur enregistrée dans la région dépasse 70 mW/m² et reste relativement supérieure à la moyenne continentale, indiquant une possible extension du potentiel hydrogéothermique du Maroc oriental.

REMERCIEMENTS

Ce travail fut réalisé dans le cadre du projet de coopération “Les potentialités hydrogéothermiques de la nappe liasique du Maroc oriental et possibilité d'utilisation: moyenne à haute enthalpie, projet n° SDT23CNRST (Maroc)-GRICES (Portugal). Nous remercions Drs. Francis Lucaleau de l'IPG de Paris et Salem Bouri de l'Université de Sfax pour leurs fructueux commentaires sur le manuscrit.

REFERENCES

- ABHM 2004. *Inventaire des prélèvements d'eau souterraine à partir des nappes de la plaine de Figuig et élaboration des cartes hydrogéologiques de gestion des nappes*. (Oujda): 120 p.
- Amar M., Manar A. & Boualoul M. 2012. Apport de la cartographie aéromagnétique à l'identification structurale du système aquifère des sources de l'oasis de Figuig (Maroc). *Bulletin de l'Institut Scientifique, Section Sciences de la Terre*, 34, 9–40.

- Amar M, Boualoul M, Hilali M, Jilali A - *Mode de recharge du système aquifère des sources de l'oasis de Figuig, Haut Atlas Oriental (Maroc)*. Actes du colloque, 19ème Journées Techniques du Comité Français d'Hydrogéologie de l'Association Internationale des Hydrogéologues : Les eaux souterraines : hydrologie dynamique et chimique, recherche, exploitation et évaluation des ressources, Bordeaux, 249–253.
- Barkaoui A.E., Correia A., Zarhloule Y. *et al.* 2013. Reconstruction of remote climate change from borehole temperature measurement in the eastern part of Morocco. *Climatic Change*, 118, 2, 431–441.
- Barkaoui A.E., Zarhloule Y., Rimi A. *et al.* 2014. Hydrogeochemical investigations of thermal waters in the northeastern part of Morocco. *Environmental Earth Sciences*, 71, 4, 1767–1780.
- Breil P., Combe M., Etienne H. & Zeryouhi I. 1977. Le Haut Atlas oriental. Ressources en eau du Maroc; Tome 3, Domaines atlasique et sud-atlasique. *Notes et mémoires du service géologique du Maroc*, 231, 140–159.
- Carmona J.M., Puigserver D., Casas A. *et al.* 2002. *Hacia un nuevo modelo de gestión de agua en el oasis de Figuig (Sudeste de Marruecos)*. II Conferencia de Tecnología para el desarrollo humano UPC Barcelona 25–26/4/2002, 51–56.
- Dresnay R.D. 1963. Carte géologique du Haut Atlas oriental au 1/200 000, feuille de Bouarfa, Ich, Talzaza et Figuig. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, 158, Rabat.
- Forster C., Smith L. 1989. The influence of groundwater flow on thermal regimes in mountainous terrain: a model study. *Journal of Geophysical Research*, 94, 9439–51.
- Gautier É.F. 1905. Rapport sur une mission géologique et géographique dans la région de Figuig. *Annales de Géographie*, 14, 74, 144–166.
- Gautier E.F. 1917. La source de Thaddert à Figuig. *Annales de géographie*, 26, 144, 453–466.
- Jilali, A. 2014a. Contribution à la compréhension du fonctionnement hydrodynamique de la nappe de Figuig, Haut Atlas Oriental, Maroc. Thèse de Doctorat en Hydrogéologie, Université Mohammed 1er, Oujda, Maroc, 154 p.
- Jilali A. 2014b. Impact of climate change on the Figuig aquifer using a numerical model: Oasis of Eastern Morocco, *Journal of Biology and Earth Sciences*, 4, 1, E16–E24.
- Ouzzaouit L.A., Bakraoui A., Benalioulhaj *et al.* 2014. Recent warming trends inferred from borehole temperature data in Figuig area (Eastern Morocco). *Journal of African Earth Sciences*, 96, 1–7.
- Pfender M. & Villinger H. 2002. Miniaturized data loggers for deep sea sediment temperature gradient measurements, *Marine Geology*, 186, 557–570.
- Puigserver D. 2004. *Model matemàtic de flux i transport del sistema aquífer de l'Oasi de Figuig com a eina de gestió dels seus recursos hídrics (Alt Atlas-Marroc sudoriental)*. Trabajo de Investigación para la obtención del D.E.A. 168 p., Universitat de Barcelona.
- Puigserver D., Carmona J. M., Himi M. & Casas, A. 2006. *Flow and transport mathematical modelling in order to establish the hydric resources management in the oasis of Figuig (Morocco)*. Proceedings of the 34th Congress of International Association of Hydrogeologists (IAH), October 9–13, 2006, Beijing, China.
- Rimi A., Zarhloule Y., Barkaoui A.E. *et al.* 2012. Towards a decarbonized energy system in northeastern Morocco: Prospective geothermal resource. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 16, 4, 2207–2216.
- Vasseur G., Gable R., Feuga B. & Bienfait G. 1991. Groundwater flow and heat flow in an area of mineral springs, *Geothermics*, 20, 99–117.
- Vasseur G., Michard G. & Fouillac C. 1997. Contraintes sur la structure profonde et le fonctionnement du système hydrothermal de Chaudes-Aigues (France). *Hydrogéologie*, 4, 3–17.
- Zarhloule Y. 2004. Le gradient géothermique profond du Maroc : détermination et cartographie. *Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat, Section Sciences de la Terre*, 26, 11–25.
- Zarhloule Y., Lahrache A., Ben Abidate L. *et al.* 2001. La prospection géothermique de surface au Maroc: hydrodynamisme, anomalies thermiques et indices de surface. *Journal of African Earth Sciences*, 32, 4, 851–867.

Manuscris reçus le 11/07/2014
 Version révisée acceptée le 03/11/2015
 Version finale reçue le 09/12/2015
 Mise en ligne le 16/12/2015