

INDICES NEOTECTONIQUES DANS LES SEDIMENTS DU LAC IFRAH (MOYEN ATLAS, MAROC)

Driss Sadkaoui, Dr.

Mohammed Benabdelhadi, Ph.

Laboratoire de Géo Ressources et Environnement Université Sidi
Mohammed Ben Abdallah, Maroc

Benoît Deffontaines, Prof.

Laboratoire International Associé ADEPT France-Taiwan CNRS-NSC, and
Laboratoire de Géomatique Appliquée, ENSG/IGN-UPEM Université Paris-
Est Marne la Vallée, France

Abdel-Ali Chaouni, Ph.

Laboratoire des Géo-Ressources et Environnement, Université Sidi
Mohammed Ben Abdallah, Fès, Maroc

Ahmed Ntarmouchant, Prof.

Abdennasser Baali, Prof.

Laboratoire de Géodynamique et Ressources Naturelles, Université Sidi
Mohamed Ben Abdallah, Maroc

Brahim Benzouggagh, Dr.

Laboratoire de Géosciences Patrimoine et substances utiles, Université My
Ismail, Maroc

Lahcen Gourari, Prof.

Laboratoire de Géodynamique et Ressources Naturelles, Université Sidi
Mohamed Ben Abdallah, Maroc

Abstract

In the north-eastern edge of the Tizi n'Trehtene Fault zone, situated within the Causse Atlasic, several lakes are aligned in the NE-SW direction. Among these lake Dayet Ifrah occupies the northern part of a polje of Amekla. This lake is fed by a small river (ravine) flowing from the south-west of its catchment area. This ravine erode the lake sediments and changes abruptly direction several times to accommodate with two discoveries faults and studied here. The lacustrine sediments sequence on which are seen on both river bank shows faults with vertical offsets, fills of the grabens, and seismic structures related to quaternary re-activation of the Tizi n'Terhtene Fault zone. If we correlate the dated sediments of the carrots issued in the

Ifrah lake and the lacustrine sediments situated around the river, they ought to have 8420 ± 50 years ^{14}C B.P. and the neotectonic structures correspond to an Holocene distensif or transtensif neotectonic episode.

Keywords: Neotectonic, Ifrah, Tizi n'Terhtene accident, Middle Atlas

Résumé

Sur la bordure méridionale de l'accident de Tizi n'Terhtene, dans le Causse Moyen Atlasique marocain, plusieurs lacs sont alignés suivant une direction NE-SW. Parmi ces lacs, Dayet Ifrah occupe la partie septentrionale d'un poljé du Causse d'Amekla. Ce lac est alimenté en eau par un ravin issu du sud-ouest de son bassin versant, qui entaille des sédiments lacustres et présente des changements de direction d'écoulement pour s'adapter à deux failles découvertes et étudiées ici. La séquence sédimentaire visible sur les flancs du ravin est affectée par des failles à composantes verticales métriques dessinant un graben avec des structures sismiques néotectoniques interprétées ici comme étant liées au rejeu de l'accident de Tizi n'Terhtene. La corrélation des dépôts lacustres issus de la carotte sédimentaire étudiée par Rhoujjati (2007) et les dépôts de la séquence du rivage suggère que ceux du rivage sont postérieurs à 8420 ± 50 ans ^{14}C B.P. et que les structures néotectoniques correspondent à un épisode distensif ou transtensif Holocène.

Mots clés : Néotectonique, Ifrah, Accident Tizi n'Terhtene, Moyen Atlas

1. Introduction et contexte de l'étude

Le Moyen Atlas est une chaîne intracontinentale édifiée au cours de l'orogénèse alpine (Termier, 1936 ; Colo, 1961). Elles'individualise par des structures majeures orientées NE-SW, distinguant deux zones séparées par l'accident nord moyen atlasique. On distingue ainsi le Causse Moyen Atlasique (CMA) au NW du Moyen Atlas plissé au SE. Ce Causse, peu déformé, est matérialisé par une structure tabulaire monoclinale (pendage 20°) perturbée à proximité des accidents structuraux et notamment celui de Tizi n'Terhtene. Cet accident majeur est constitué par un réseau de failles de direction N040-N050°E qui sesépare en deux branches principales à proximité du plateau d'Azrou. Du NE au SW plusieurs lacs jalonnent cet accident structural. L'orientation NE-SW de cet accident structural et de ces lacssuggère leur relation génétique survenue à la suite d'événements tectoniques ayant favorisés leur genèse. Parmi ces lacs, celui d'Ifrah offre des affleurements de structures sédimentaires perturbées par la néotectonique. En effet, la dépression qu'il abrite correspond à une zone d'effondrement engendrée par un réseau de failles longitudinales (N040E) et transversales (N120E) (Hinaje et Aït Brahim, 2002). Le lac est alimenté par

l'intermédiaire de deux oueds dont le plus important est celui qui longe l'accident de Tizi n'Terhtene. Ce dernier prend sa source en contrebas de Koudiate Timzourine, puis il suit une direction tout d'abord NE-SW puis devient E-W à l'embouchure du lac. Cet oued a creusé un ravin pouvant atteindre localement plus de 4m de profondeur faisant apparaître les formations géologiques lacustres et les structures tectoniques qui les ont affectées. Ainsi, les levés géologiques de ce ravin montrent que les informations enregistrées dans les formations sédimentaires lacustres de l'Holocène qu'il entaille offrent une opportunité de lecture stratigraphique et tectonique unique dans cette région du Moyen Atlas.

Les travaux antérieurs réalisés sur les sédiments du fond du lac d'Ifrac ont permis la reconstitution des derniers paléoclimats tout en détaillant l'évolution du paléo-environnement du lac depuis le Tardiglaciaire jusqu'à l'Holocène (Rhoujjati, 2007 ; Etebaai et al., 2008). Cependant, les études des dépôts des séquences de rivage ainsi que les structures tectoniques font défaut. L'objectif de ce travail est de mettre en évidence les indices de la néotectonique pendant l'Holocène de l'accident Tizi n'Terhtene à travers l'analyse des structures qui ont affecté la séquence stratigraphique lacustre. Pour ce but nous avons d'abord placé le lac dans son cadre géographique et géologique, analysé la séquence de rivage en comparaison avec la carotte sédimentaire et enfin une étude des structures néotectoniques a fait l'objet de la discussion.

2. Cadre géographique et contexte géologique

2.1. Cadre géographique

Le lac Ifrac se situe dans la partie ouest du Causse d'Amekla à environ 20 Km à l'est de la ville d'Ifrane (fig.1). La dépression qu'il abrite est un poljé encadré à l'ouest par la ride de Taïliloute, à l'est par une surface d'aplanissement miocène ainsi que les collines du Dahar, au sud par les collines de Koudiate Timzourhineet et au nord par Tizi-Tamelalt.

Le lac présente une géométrie enforme allongée suivant la direction NW-SE et occupe une superficie de 200 ha. La topographie du bassin versant est caractérisée par des collines plus ou moins arrondies qui pourraient être en relation avec le développement d'un poljé (relief karstique) le long d'une direction structurale N120°E, associé éventuellement avec un creusement (et/ou rabotage) sous glaciaire du lac lors des périodes froides et humides glaciaires quaternaires. Les versants est et sud sont escarpés et cachent derrière eux une seconde dépression qui communique avec le lac par l'intermédiaire de deux ravins. Le lac d'Ifrac est alimenté par un chevelu dendritique de ravins provenant des reliefs composant le bassin versant. Le Ravin en étude est orienté suivant une direction nord-sud.

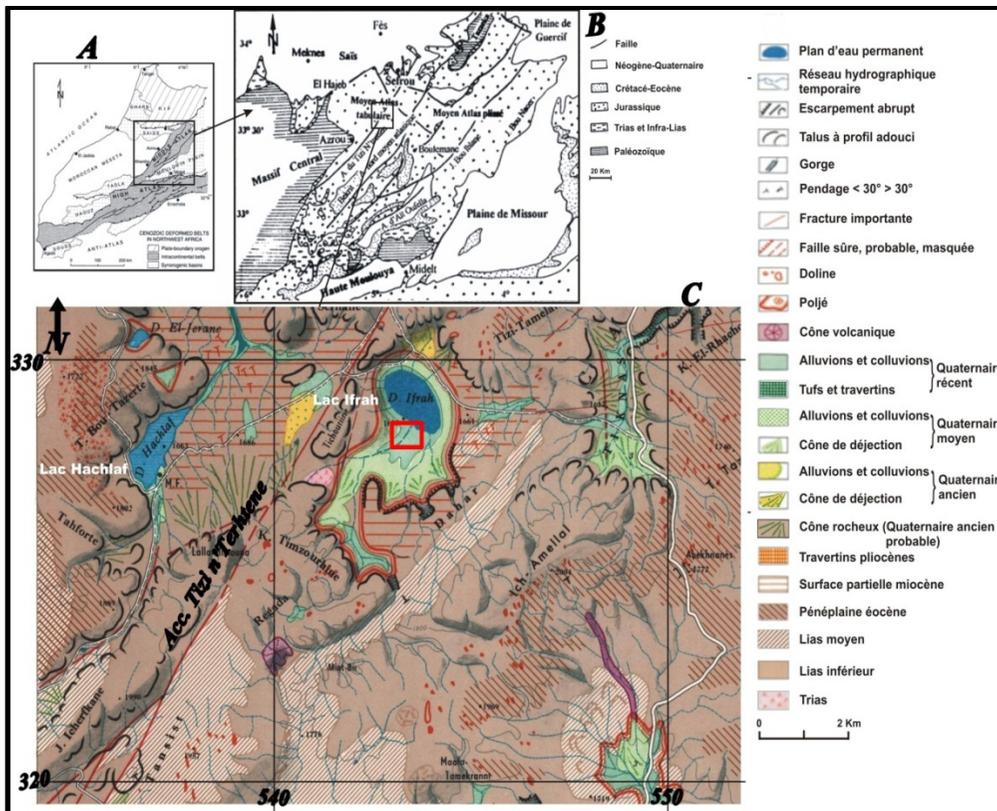


Figure1: Localisation de la zone d'étude. A : les domaines structuraux du Maroc, B : Esquisse structurale du Moyen Atlas (d'après Colo, 1961), C : Extrait de la carte géomorphologique de Sefrou au 1/100000 (d'après Martin, 1981). Le Causse Moyen Atlasique est traversé par l'accident de Tizi n'Terhtene dont les branches ont participé à l'édification du Poljé abritant le lac Ifrah.

2.2. Contexte géologique :

La lithologie du Causse d'Amekla (Moyen Atlas) est essentiellement dominée par les faciès dolomitiques et calcaro-dolomitiques du Lias inférieur et moyen reposant en concordance sur des formations tendres argileuses et gypsifères attribuées au Trias (Colo, 1961) qui affleurent à la faveur d'accidents sous la forme de pointements au sud-ouest du lac Ifrah. A cet endroit apparait, au-dessus des couches triasiques, une couche similaire aux marnes jaunes infra-liasiques de la région de Tahla (Charrière, 1990). Au-dessus de cette formation jaunâtre, la base du Lias se matérialise par des dolomies qui affleurent sous forme de dolomie sableuse ou de dolomie compacte d'épaisseur plus réduite, cédant localement la place à des calcaires dolomitiques (fig.2). Les calcaires francs couvrent des superficies peu étendues.

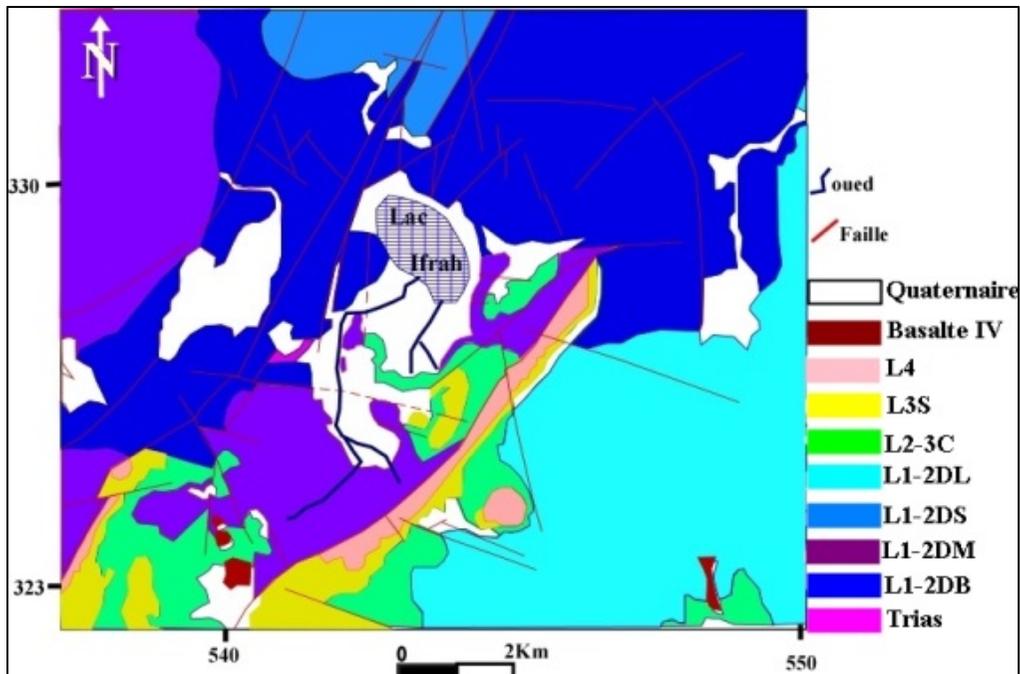


Figure 2: Extrait de la carte géologique de Sefrou au 1/100000 (d’après A. Charrière, 1989). L1-2 : Lias inférieur, L2-3 : Carixien inférieur, L3 : Carixien supérieur, L4 : Domérien

Au-dessus des formations liasiques reposent directement les formations du Quaternaire à cause de lacunes ou absence de dépôt des formations intermédiaires. Ces affleurements sont très réduits et sont le plus souvent composés par des alluvions, des colluvions et des cônes de déjection qui occupent le fond des poljés. L’empilement sédimentaire lacustre au cœur du lac (fig. 3) renferme des silts argileux qui couvrent 23000 ans ¹⁴C B.P. (Rhoujjati, 2007). La séquence lacustre est constituée par des silts (73%), des argiles (24%) et des sables (3%). Cette fraction fine est riche en fragments de coquilles et de bois (Rhoujjati, 2007).

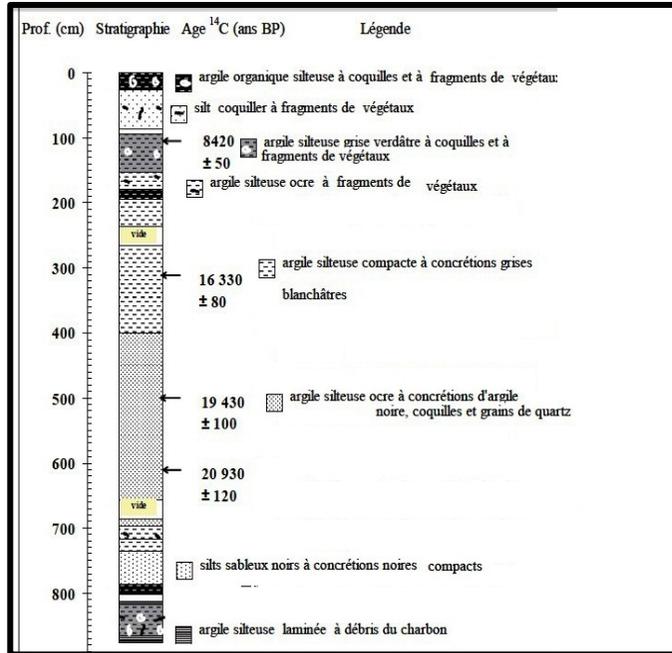


Figure 3: Lithostratigraphie de la carotte du lac Ifrah (Rhoujjati, 2007)

3. Analyse et réinterprétation des données anciennes:

3.1 - Stratigraphie de la séquence du rivage

Le lac Ifrah reçoit actuellement la décharge de deux oueds ravinés issus du côté SW du bassin versant, dont l'un entaille les sédiments du lac mettant ainsi à jour la séquence lacustre (fig.4).

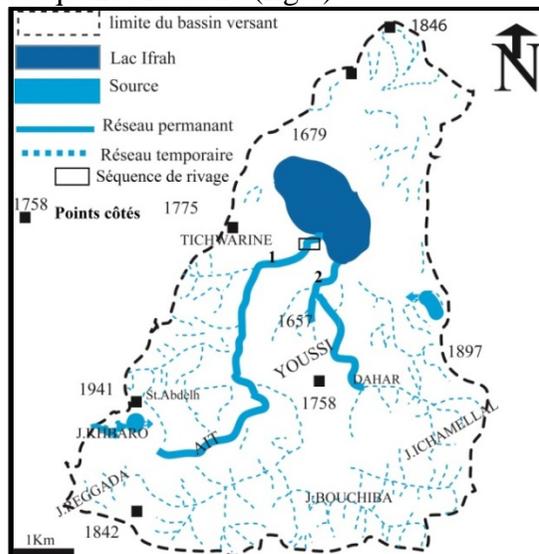


Figure 4: Bassin versant du lac Ifrah. L'alimentation du lac se fait essentiellement par le versant sud.

La séquence stratigraphique mise en évidence par érosion dans le ravin 1 qui est orienté NE-SW a une épaisseur d'au moins quatre mètres à l'affleurement. Les différentes unités la constituant nous ont permis de dresser un log lithologique simplifié (fig.5) :

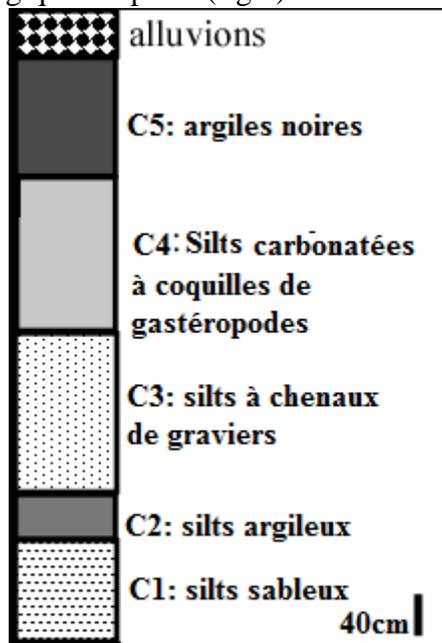


Figure 5: Log stratigraphique de la séquence synthétique du rivage sud du lac Ifrah (rivière 1), la présence de silts carbonatés à coquilles de gastéropode est interprétée comme étant le résultat d'une nappe ou coulée de géofraction épanchée sur le versant

- La couche C1 de couleur brune et de texture argileuse présente des intercalations de lits de sables ne dépassant pas 1cm d'épaisseur. Elle se termine par un lit de sable épais de plus de 80cm formé d'éléments grossiers de 1 à 2cm et de lits silteux de couleurs ocre.

- La couche C2 brune très pâle, de texture argileuse a une épaisseur moyenne de 40 cm. Elle présente de fins lits bruns foncés de même nature que la couche C1 et qui traversent obliquement la totalité de la couche C2 sous forme de plaquettes. Ceci montre une interpénétration de ces deux couches. Ce phénomène trouve son explication logique par une injection de la couche C1 dans la C2 (fig.4) sous les effets d'un séisme sur un sédiment gorgé d'eau (Seilacher, 1991).

- La couche C3 a un ton brun foncé et une texture fine. Elle présente des figures de chenaux remplis de graviers à matrice sableuse. Les éléments grossiers sont des fragments de calcaires et de silex liasiques présentant très souvent un degré d'éroussé prononcé.

- La couche C4 formée de silts carbonatés gris à blanchâtre de texture argileuse, est traversée par des lits silteux jaunes renfermant des coquilles de

Gastéropodes d'eau douce. La formation de cette couche est en relation avec une coulée de gélifraction carbonatée qui a couvert la surface du lac.

- La couche noire C5 riche en manganèse se débite en prisme et présente des fentes de dessiccation vue ses teneurs élevées en argiles gonflantes. Ces argiles sensibles aux saisons contrastées favorisent une profonde pédo-turbation. Les faibles épaisseurs de C4 et de C5 sont dues à l'érosion suivie de dépôt des cônes de déjection qui couvrent la séquence lacustre. Ces dépôts de cônes correspondent à des sédiments fins, de couleur marron et renferment des lentilles de graviers à matrice sableuse.

La granulométrie de la séquence montre que les silts représentent la fraction la plus abondante avec une moyenne de 81% (fig.6). Les argiles et les sables représentent respectivement 2 et 17%. L'abondance de la fraction fine observée serait le résultat d'une hydrodynamique à faible énergie pendant toute la période de mise en place de cette séquence sédimentaire. Autrement dit le lac aurait connu une alimentation importante et donc un haut niveau lacustre. Cependant la présence de barre de gravier à l'intérieur des couches 1 et 3 s'explique par la situation de la séquence en bordure du lac et à l'aval du ravin qui alimente le lac.

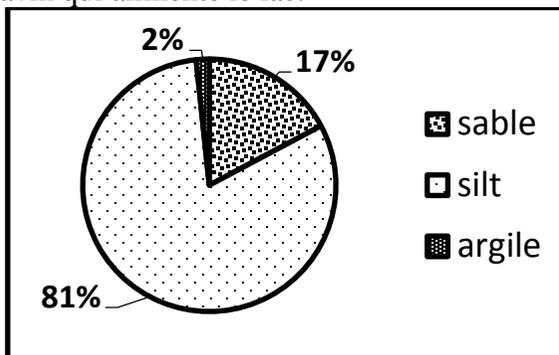


Figure 6: Granulométrie globale de la séquence stratigraphique.

Au cours de l'année 2000, une carotte d'environ 10 m a été prélevée au bord du lac (fig. 5 et 7), située à quelques mètres du rivage, au nord-est du bassin (Rhoujjati, 2007). Elle a fait l'objet d'une étude sédimentologique, géochimique (organique et minérale) ainsi que d'une mesure de la susceptibilité magnétique.

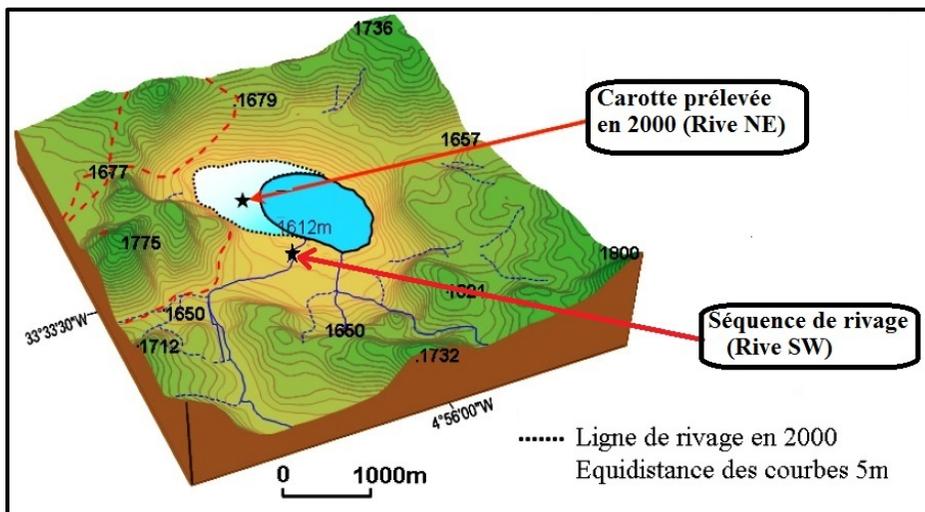


Figure 7: Localisation de la carotte prélevée en l’an 2000 et de la séquence de rivage

L’analyse granulométrique de la séquence de la carotte lacustre montre que les silts constituent la fraction la plus abondante avec une moyenne de 73%. Les argiles et les sables représentent respectivement 24 et 3% (fig.8).

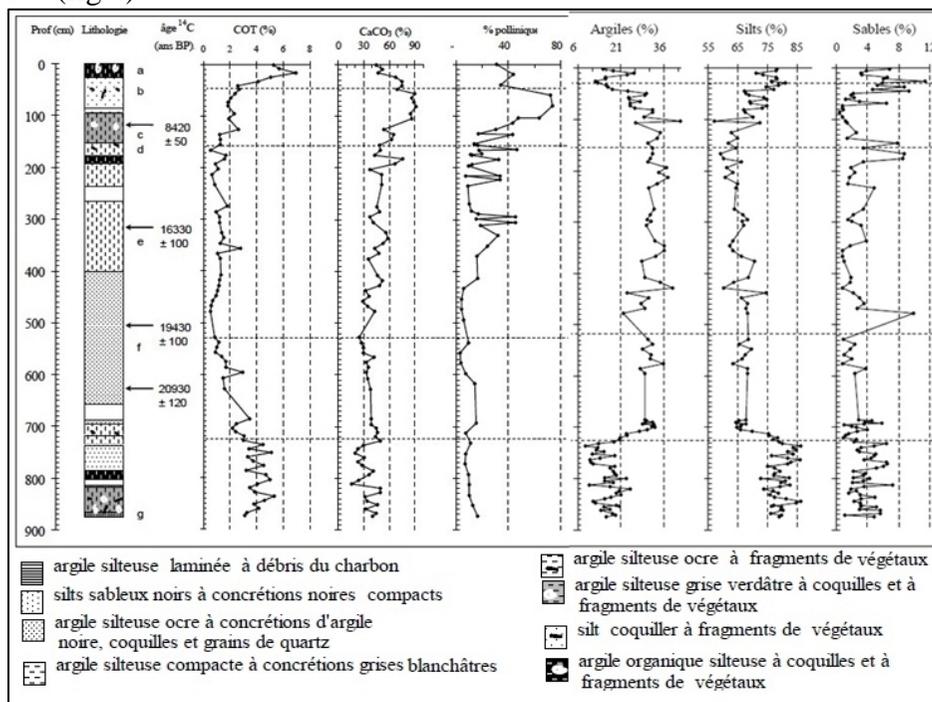


Figure 8: Résultats de l’analyse granulométrique et de la géochimie de la séquence de la carotte d’Ifrah (d’après Rhoujjati, 2007).

Les résultats des analyses granulométriques et géochimiques permettent de subdiviser la séquence du Dayet Ifrah en cinq unités climato-stratigraphiques (Rhoujjati, 2007). Pour des raisons chronologiques et dans le but d'une corrélation avec la séquence de rivage nous avons repris les subdivisions de Rhoujjati (2007) :

- L'unité antérieure à 21000 ans B.P. se caractérise par des apports silteux importants, des teneurs élevées en matière organique et une réduction du taux des carbonates. Cette unité correspond à une période relativement humide sous un climat favorable à une productivité primaire avec l'alternance de période sèche et pluvieuse. Les enregistrements recueillis ailleurs du Moyen Atlas (Durant et Lang, 1986 ; Rhoujjati, 1995 ; Sifféddine et al. 1996 ; Rhoujjati et al. 2007) montrent que cette période semble être l'équivalent du pléniglaciaire moyen ou stade isotopique 3.

- L'unité comprise entre 21 et 12 000 ans B.P. voit le déclin de la productivité primaire pour atteindre son paroxysme à la fin de cette période. L'abondance des apports argilo-silteux la réduction voire absence du couvert végétal montrent que le climat était aride. Cette période serait l'équivalent du pléniglaciaire supérieur ou stade isotopique 2.

- L'unité comprise entre 12 000 ans B.P. et l'actuel correspondant à l'Holocène et perçoit le retour de la productivité primaire et l'installation du couvert végétal sur le bassin versant.

La corrélation entre la séquence de la carotte et celle du rivage, située à 1km au SW, montre que la séquence du rivage serait de 5m d'épaisseur et que les couches C1 à C5 correspondraient donc respectivement aux couches « e » à « a » de la carotte. Ceci laisse à penser que l'âge de C4 serait postérieur à 8420 ± 50 ans B.P. En considérant les résultats de la géochimie organique et minérale livrés par la carotte prélevée dans le lac Ifrah (Rhoujjati, 2007) et la nature calcaire de la couche C4, nous pouvons affirmer que les couches C4 et C5 se sont déposées en période sèche et chaude de l'Holocène.

3.2. Les structures tectoniques

La partie aval du ravin, de direction générale NE-SW, peut être subdivisée en plusieurs tronçons ou chenaux rectilignes selon le changement de direction qu'il a subi : les directions N010°E, N120°E et N030- 060°E (fig.9) sont prédominantes.

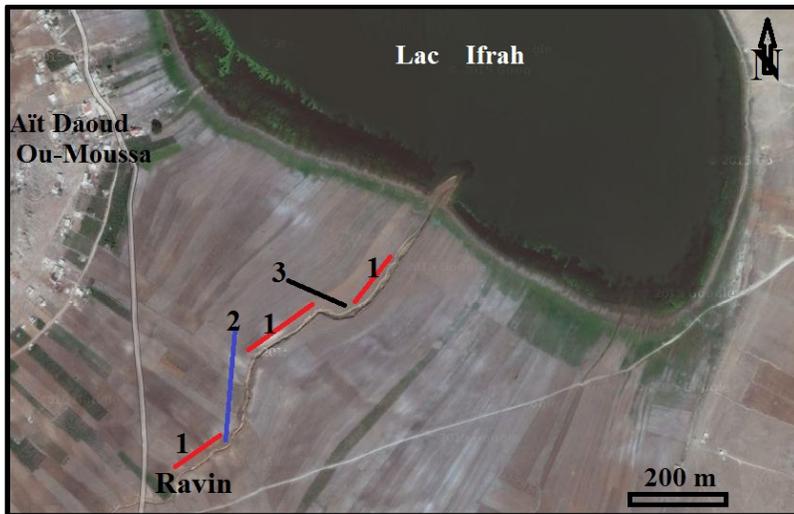


Figure 9 : Directions des anomalies de drainage du ravin étudié (©2014 Google Earth, Image ©2015 CNES/Astrium) - 1. N30-60, 2. N00, 3. N120.

Ces directions de drainage sont obliques au drainage régional (Deffontaines et al., 1991, 1992 A et B, 1993, 1994 A et B ; Deroin et al. 1995 ; Pubellier et al., 1994) correspondent aux directions des failles qui encadrent le lac Ifrah et qui sont à l'origine du poljé (Hinaje et Aït Brahim, 2002). Elles supposent un rejeu néotectonique de ces failles qui doit être vérifié dans les dépôts lacustres affleurant le long du ravin.

Nous avons choisi deux endroits pour décrire les structures tectoniques présentes dans la séquence affleurant. Le premier, situé en amont du ravin ($N33^{\circ}32'57,8''$; $W04^{\circ}56'05''$; $Z= 1654m$), montre trois fractures de direction $N115^{\circ}-140^{\circ}E$ avec un décalage de 10 à 30 cm de composante verticale (fig.10 A). Nous interprétons ces trois discontinuités comme trois failles normales qui affectent la couche C2. A quelques mètres vers l'aval, une fracture $N135E$ discontinue dessine un pull-à-part indiquant un décrochement dextre. Celui-ci traverse la couche C2 et les colluvions qui la surmontent ce qui montre qu'il est plus récent que les trois failles précédentes. On note aussi que la couche C2 est traversée par des lits bruns de limons (fig. 10 B) qui forment des figures rappelant les phénomènes causés par une activité sismique sur des dépôts fins gorgés d'eau.

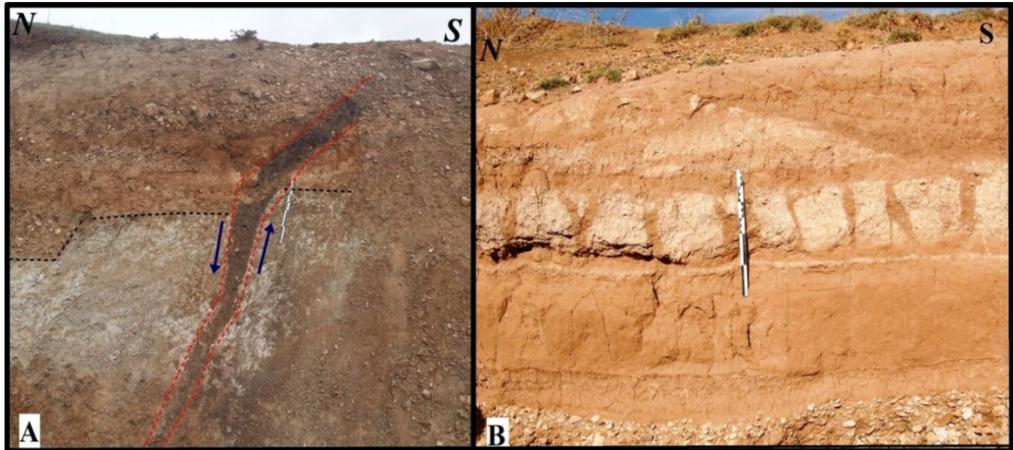


Figure 10 : A : Faille N115-140E. B : Sismites de la couche C2

Vers l'aval du ravin (N 33°33'04,6'' ; W 04°56'01,2'' ; Z= 1648 m) deux coupes à l'intersection des directions N30-60°E et N120°E du ravin révèlent des particularités structurales étonnantes. Les deux coupes suivantes (fig.11) correspondent au remplissage d'une dépression creusée dans un chenal de direction N120°E :

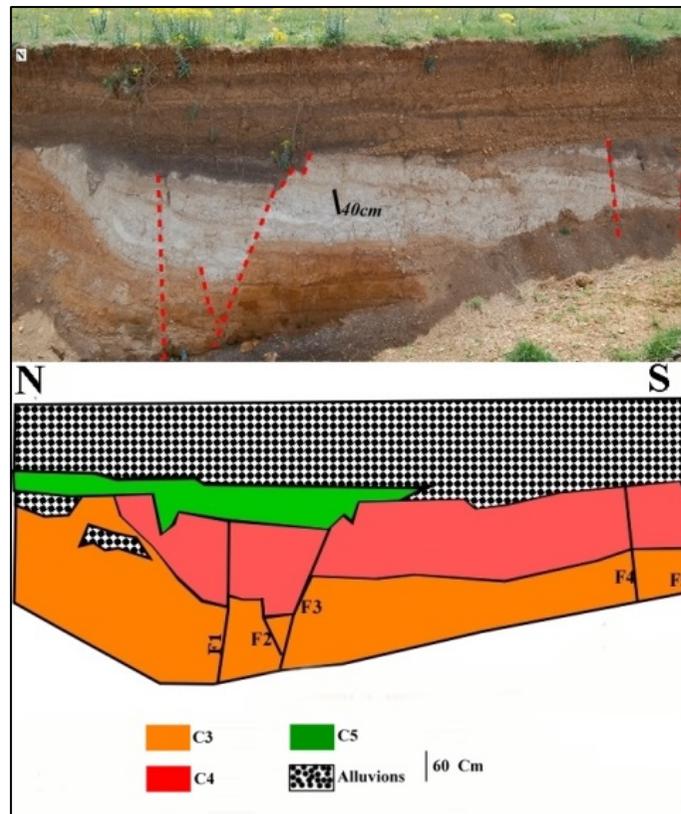


Figure 11: Coupes stratigraphiques le long du ravin D'Ifrah

La coupe de la rive droite du ravin (N 33° 33'04,6'' ; W 04°56'0,2'' ; Z= 1648m). Dans cette coupe, les couches C4 et C5 remplissent une dépression creusée dans la couche C3 (fig.11). Ce graben a une direction N120E et présente cinq petites failles, notées de 1 à 5, qui n'affectent pas les alluvions sommitaux et qui se répartissent du nord-est vers le sud-ouest.

+ Une faille normale F1 de direction N80E, avec un pendage 30° vers le SW et un rejet de 20 cm.

+ Une faille normale F2 parallèle à la première, mais avec un rejet de 30 cm. Elle ne traverse pas la totalité de la couche C4.

+ Une faille normale F3 orientée N150, un pendage de 30° vers le nord et un rejet de 40cm. Elle construit avec les deux premières un petit graben. Ces trois failles ne traversent pas la couche C5.

+ Une faille normale verticale F4 (N120E, pendage 70°N) ouverte, remplie de sédiments de la couche C5 et dont le rejet ne dépasse pas 10 cm. Elle dessine avec la faille précédente un petit horst. On note l'absence de la couche C5 à la surface de ce horst.

+ La limite de la couche C4 avec la couche C3 est marquée par une fissure ouverte. La faille F5 de direction N100E et de pendage 71°N présente un comblement par les sédiments de la couche C5. Au sud de cette fissure apparaît la couche C1 et C2 au même niveau que C4, ce qui justifie le jeu normal de cette faille.

Après les déformations, le toit des couches a subi un ravinement puis un comblement par des alluvions qui ont connu une pédogenèse de type vertisolisation en raison de leur forte teneur en argiles gonflantes et semi-gonflantes (Duchauffour, 1992).

La coupe réalisée sur la rive gauche du ravin montre (fig.12) qu'au moins trois failles ont participé à l'individualisation d'un graben dans la couche C3 et à la formation d'un graben de 8 m de long dans les couches C4 et C5. On note l'absence des alluvions sur cette rive, les failles F1 et F2 sont remplies des sédiments des couches C3, C4 et C5 et sont à l'origine du graben. La comparaison de ces deux coupes situées face à face nous permet de dégager que sur le même lieu, les failles sont toutes à composante verticale et donc normales. Il n'a pas été possible d'individualiser le miroir et donc la composante latérale de stries. La faible différence de direction observée serait la conséquence de leur situation à l'intersection de deux faisceaux de failles. Du SE vers le NW, ces failles ont les directions suivantes : N100E, 89°S ; N103E, 87°N ; N145E, 75°S. Le rejet est de 70 cm dans les trois failles.

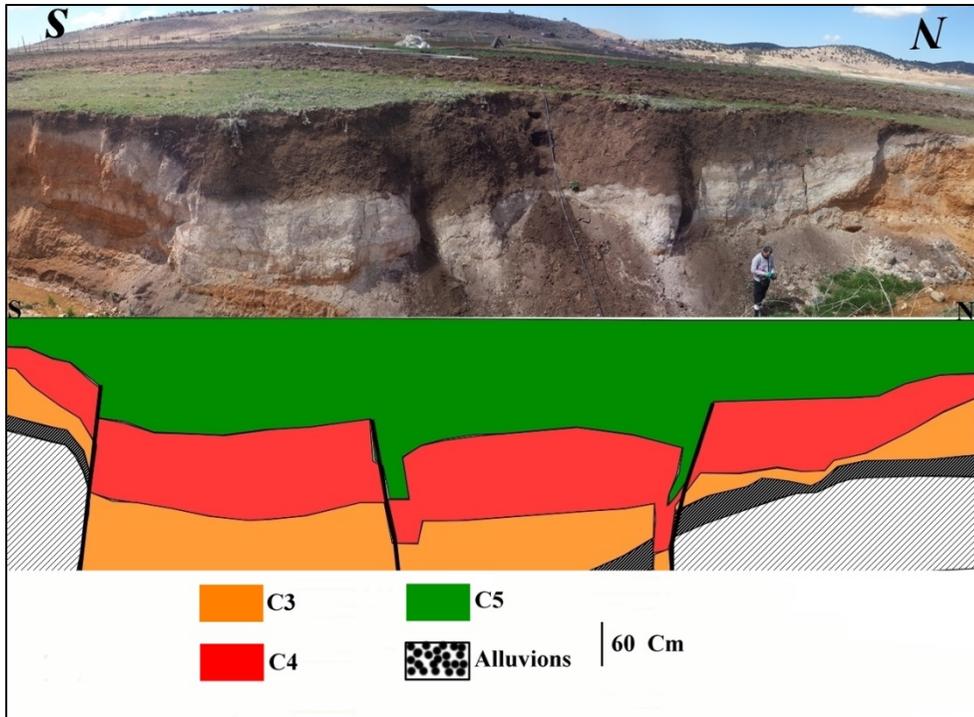


Figure 12 : Coupe au niveau de la rive gauche du ravin.

Discussion et conclusion

Dans le Moyen Atlas, l'accident de Tizi n'Terhtene (ATT) subdivise le Causse Moyen Atlasique en deux tronçons. Sur la bordure méridionale de cet accident s'est aligné une série de lacs. Parmi lesquels Ifrah loge un poljé encadré d'un réseau de failles. L'ATT, hérité de l'orogénèse hercynienne, n'a pas cessé de rejouer au cours de la période Mésozoïque- Quaternaire. Le rejeu quaternaire de cet accident a été mis en évidence au NE du Causse Moyen Atlasique (Charrière, 1990) par :

- des failles normales N040E mettant des cônes villafranchiens au niveau des dépôts liasiques (Aguelmame d'Annocer),
- des décrochements sénestres déplaçant latéralement les cônes sédimentaires villafranchiens et les calcaires lacustres pliocènes (Douar Mezdou)
- et des failles inverses au niveau des quelles apparaissent des argiles rouges triasiques (Douar Mezdou).

D'autres failles transverses N155E, héritées de la période du Miocène supérieur, ont également joué en décrochement au cours du Quaternaire (Charrière, 1990).

Le lac Ifrah est actuellement alimenté préférentiellement par deux ravins provenant du sud de son bassin versant. L'un de ces ravins a subi des

changements de direction avant de se jeter dans le lac. Il nous paraît que le tronçon médian a subi une translation vers le NW suite à deux décrochements orientés respectivement N120°E et N00°E (fig.9). L'analyse stratigraphique de la séquence de rivage à l'intersection de deux failles de directions N040°E et N00°E, nous a permis de mettre en évidence des grabens comblés par les sédiments des couches C4 et C5.

Les failles N110E à l'origine du graben (fig.13) sont synsédimentaires à C4, antérieures au sommet de la couche C5 et contemporaines du dernier épisode tectonique (Hinaje et Aït Brahim, 2002). Cet épisode est caractérisé d'abord, par des failles normales orientées NNW- SSE à N-S, ensuite par des décrochements dextres orientés NW-SE, des décrochements senestres orientés NE-SW et des fentes de tension subméridiennes. Les failles normales sont à l'origine des grabens et les décrochements à l'origine du changement de la direction du ravin. Les fentes ont été remplies de sédiments des couches C4 et C5. La couche C2 est constituée de silts gris renfermant des lits bruns déchiquetés en petites bandes obliques, qui témoignent d'une activité sismique sur des sédiments meubles gorgés d'eau.

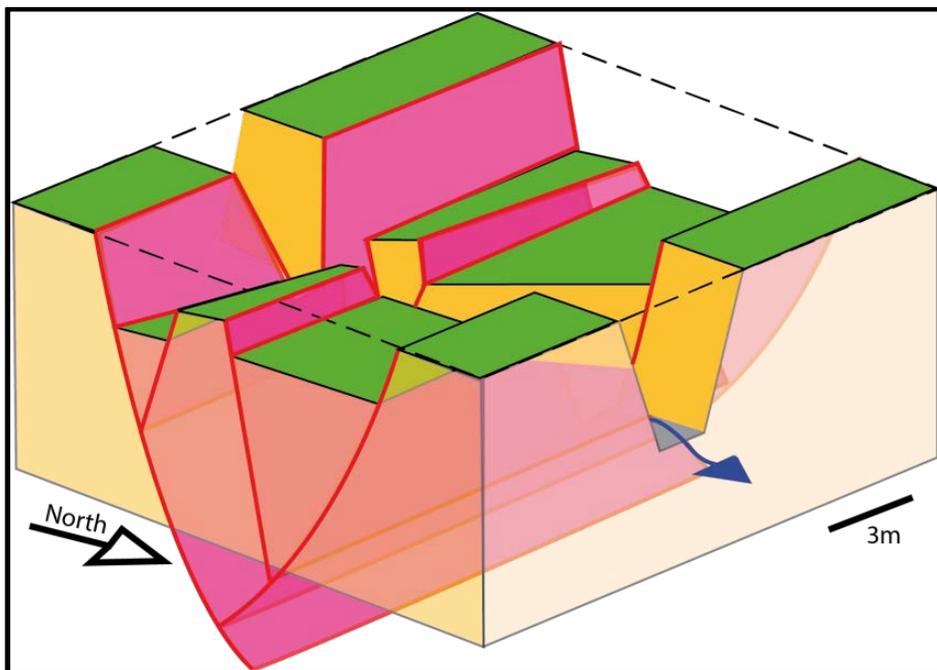


Figure 13: Bloc diagramme montrant la séquence du rivage du Lac Ifrah (dessin B. Deffontaines).

En effet, au cours d'un séisme l'eau de la nappe remonte et engendre des phénomènes de liquéfaction des sables sus-jacents (Obermeier 1996). La manifestation la plus commune de ces phénomènes est la création d'un dyke

clastique débouchant le plus souvent sur des volcans de sable que nous avons pu observer ici.

On peut résumer la succession des événements géologiques récents qu'a subie le lac Ifrah durant la période que couvre la séquence de rivage comme suit (fig. 14) :

- Dépôts lacustres (C1, C2, C3) avec hydrodynamisme fort caractérisé par les lentilles de galets que renferment les couches C1 et C3. On note aussi l'activité sismique de la région après le dépôt de C2 ;
- Evaporation des eaux sous l'effet d'un climat chaud, puis dépôt de silts carbonatés à gastéropodes et ostracodes suivi de karstification. Enfin la pédogenèse est suivie d'une phase d'érosion de courte durée ;
- Déformation caractérisée par des failles normales et décrochements aboutissant à des grabens ;
- Erosion intense suivie du comblement du glacis par des alluvions.

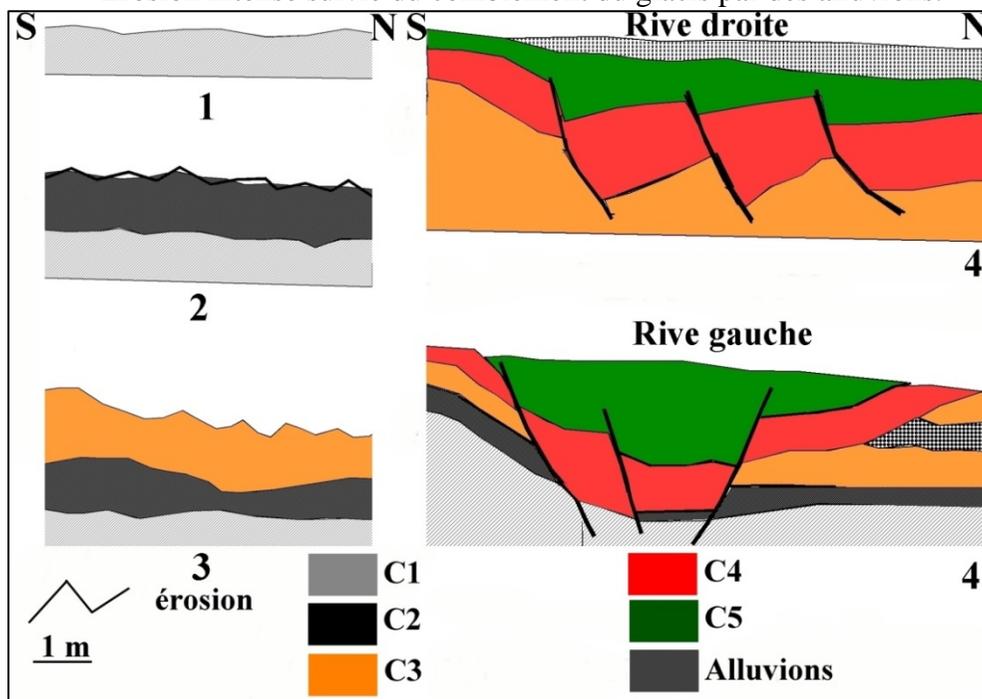


Figure 13: Résumé synthétique de la chronologie du lac Ifrah durant l'Holocène.

Après cet épisode tectonique le niveau du lac a baissé et le sommet de la séquence a subi une pédogenèse suivie d'une érosion à faible degré, puis une phase de dépôts a favorisé la mise en place de cônes d'alluvions qui se sont étalés notamment bien visible sur toute la rive émergée du lac d'Ifrah.

References:

- Charrière A. (1989). Carte géologique à 1/100 000, Feuille de Sefrou. Notes et Mémoires du Service Géologique Maroc, n°354.
- Charrière A. (1990). Héritage Hercynien Et Evolution Géodynamique Alpine D'une Chaîne Intracontinentale : Le Moyen Atlas Au SE De Fès (Maroc). Thèse Pour Obtenir Le Grade De Docteur De L'université Paul Sabatier (Toulouse Iii), 569p.
- Colo G. (1961). Contribution à l'étude du Jurassique du Moyen Atlas Septentrional. Notes Et Mémoires du Service Géologique, Maroc, N° 139, 229 P., 2é Volume.
- Deffontaines B., Chorowicz J., (1991). Principle of drainage basin analysis from multisource data, Application to the structural analysis of the Zaire Basin, *Tectonophysics*, 194: 237-263.
- Deffontaines B., Chotin, P., Ait Brahim, L., Rozanov, M., (1992). Investigation of active faults in Morocco using morphometric methods and drainage pattern analysis, *Geologische Rundschau*, Stuttgart, 81, 1:199-210.
- Deffontaines B., Cadet J.P., Fourniguet J., (1991-1992). L'analyse des surfaces enveloppes appliquée à l'étude morpho-structurale de l'Est de la France. *Geodinamica Acta.*, Paris, 5, 4: 279-292.
- Deffontaines B., Pubellier M., Rangin C. Quebral R., (1993). Discovery of an Intra-arc transform zone in Mindanao (Philippines) using morphotectonic data, *Zeitschrift für Geomorphologie*, Berlin-Stuttgart, Suppl.-Bd. 94, 261-273.
- Deffontaines B., Lee J.C., Angelier J., Carvalho J., Rudant J.P. (1994) : New geomorphic data on Taiwan active orogen : a multisource approach, *Journal Geophysical Research*, 99, B8: 20,243-20,266.
- Deroin J.P. & Deffontaines B. 1995. Morphostructural analysis for linking streamflow, lithology and structure: comparison with remote sensing data on the Cévennes (French Massif Central), *Zeitschrift Für Geomorphologie*, 39, 1, 97-116.
- Durant A. & Lang J., (1986). Approche critique des méthodes de reconstitution paléoclimatiques : le sahel nigéro-tchadien depuis 40'000 ans. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (8), II, pp. 267-278.
- Etebaai I., Damnati B., Rhoujjati A., Maatouk M., Cheddadi R., Taieb M. (2008). L'environnement du lac Ifrah (Moyen Atlas, Maroc) : Physico-Chimie des eaux et sédimentation actuelle. *Africain Géosciences Review*, Vol. 15, No. 4, 303-317, 2008
- Hinaje S. & Ait Brahim L. (2002) Les Bassins Lacustres Du Moyen Atlas (Maroc) : Un exemple d'activité tectonique polyphasée associée à des structures d'effondrement. *Comunicações Do Instituto Geológico e Mineiro*, 89, 283-294.2002.

- Obermeier, S.F. (1996). Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis — an overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of holocene paleoearthquakes. *Eng. Geol.*, 44, 1–76.
- Pubellier M., Deffontaines B., Quebral R., Rangin C. (1994). Drainage network analysis and tectonics of Mindanao, Southern Philippines, *Geomorphology*, 9: 325-342.
- Rhoujjati A. (1995). *Géochimie organiques et changements environnementaux du dernier cycle climatique : Etude des sédiments du lac Saint Front (Massif Central, France). Thèse de l'université d'Aix-Marseille-II (Cerege), 217p.1995.*
- Rhoujjati A. (2007). *Les variations paléoclimatiques et paléoenvironnementales depuis 21.000 ans B.P. jusqu'à présent dans le Moyen Atlas marocain : cas des lacs Ifrah et Iffer (région d'Ifrane). Thèse de Doctorat d'Etat, 186 p. Univ Chouaib Doukkali, F. Sc. El Jadida, Maroc.*
- Seilacher A. (1991). Events and their signatures-an overview. In *Cycles and events In Stratigraphy*, G. Einsele, W. Ricken& A. Seilacher (Eds.), Springer-Verlag, P. 221-226.
- Sifeddine, A., Bertrand, Ph., Lallier-Vergès, E., Patience, A., (1996). The relationships between lacustrine organic sedimentation and palaeoclimatic variations. Lac du Bouchet, Massif Central, France. *Quat. Sci. Rev.* 15, 203–211.
- Termier H. (1936). *Etude géologique sur le Maroc Central et Le Moyen Atlas septentrional. Notes Et Mémoires Du Service Géologique, Maroc, N°33, 1566 P.*