جامعة سيدي محمد بن عبد الله بفاس
ⵜⴰⵙⴷⴰⵡⵉⵜ ⵙⵉⴷⵉ ⵎⵓⵃⵎⴷ ⴱⵏ ⵄⴱⴷⵍⵍⴰⵀ ⴱ ⴼⴰⵙ
UNIVERSITÉ SIDI MOHAMED BEN ABDELLAH DE FES

كلية العلوم والتقنيات فاس
ⵜⴰⵖⵡⵍⵉⵜ ⵏ ⵜⵙⴰⵡⵍⵉⵏ ⴷ ⵜⵙⵙⵏⵜⵉⵏ
FACULTÉ DES SCIENCES ET TECHNIQUES DE FÈS

Centre d'Etudes Doctorales : Sciences et Techniques de l'Ingénieur

N° d'ordre 78 /2021

THESE DE DOCTORAT

Présentée par

Mr : Mohamed EL FARTATI

Spécialité : Géoressources et Génie Géologique

Sujet de la thèse

Influence de la tectonique cassante méso-cénozoïque sur les caractéristiques structuro-hydrogéologiques et géodynamiques des bassins de Tazouta et de Skoura (Moyen Atlas, Maroc)

Thèse présentée et soutenue le 30/10/2021 à 10h au Centre de conférences devant le jury composé de :

Nom Prénom	Titre	Etablissement	
Abdel-Ali CHAOUNI	PES	Faculté des Sciences Et Techniques de Fès	Président
Mohammed CHARROUD	PES	Faculté des Sciences Et Techniques de Fès	Rapporteur
Hmidou EL OUARDI	PES	Faculté des Sciences de Meknès	Rapporteur
Bouhcine EL FELLAH IDRISSI	PH	Centre Régionale des Métiers de l'Education et de Formation El Jadida	Rapporteur
Driss EL AZZAB	PES	Faculté des Sciences Et Techniques de Fès	Examinateur
Abdellah SABAOUI	PES	Faculté des Sciences Dhar El Mahraz –Fès	Examinateur
Saïd HINAJE	PES	Faculté des Sciences Et Techniques de Fès	Directeur de thèse

Laboratoire d'accueil : Systèmes Intelligents, Géoressources et Énergies Renouvelables (SIGER)

Etablissement : Faculté des Sciences et techniques de Fès

Dédicace

Je dédie ce travail

A mon père et ma mère pour leur amour inestimable, leurs sacrifices, leur confiance, leur soutien et toutes les valeurs qu'ils ont su m'éduquer.

A mes sœurs et mes frères pour leur tendresse, leur complicité et leur présence malgré la distance qui nous sépare.

A mes amis, spécialement Driss Yaagoub, Samir Amrani, Mustafa Houlla, Faysal El-Basri, pour leurs mots d'encouragement et leur gentillesse.

A Mon fils Mouad

Remerciements

Au terme des travaux réalisés dans ce mémoire parallèlement au laboratoire de Systèmes Intelligents, Géoressources et Énergies Renouvelables, département de Géoressources et environnement de la faculté des Sciences et techniques de Fès, je remercie tout d'abord Monsieur le **Doyen** de la Faculté des Sciences et techniques de Fès et le **Vice Doyen** chargé de la Recherche Scientifique, pour avoir accepté de m'inscrire en thèse dans leur établissement, et pour tout le soutien qu'ils accordent à la recherche scientifique.

Je souhaite remercier en premier lieu mon directeur de thèse, **Monsieur Saïd Hinaje**, Professeur à la faculté des Sciences et Techniques de Fès, pour m'avoir accueilli au sein de son équipe. Je suis également reconnaissant pour le temps conséquent qu'il m'a accordé, ses qualités pédagogiques et scientifiques, sa franchise et sa sympathie. J'ai beaucoup appris à ses côtés et je lui adresse ma gratitude pour tout cela.

J'adresse de chaleureux remerciements à Monsieur **Abdel-Ali Chaouni**, professeur à la faculté des sciences et techniques Fès, pour l'honneur qu'il me fait en acceptant de juger ce travail et pour ses conseils et ses remarques pertinentes. Je lui remercie également pour d'avoir accepté de présider le jury de thèse.

Je voudrais remercier les rapporteurs de cette thèse, Monsieur **Mohammed Charroud**, Professeur à la faculté des sciences et techniques de Fès, Monsieur **Hmidou El Ouardi** Professeur à faculté des sciences de Meknès et Monsieur **Bouhcine El Fellah Idrissi** Professeur au centre régionale des métiers de l'éducation et de formation El Jadida, pour l'intérêt qu'ils ont porté à mon travail.

J'associe à ces remerciements, Monsieur **Driss El Azzab** professeur à la faculté des sciences et techniques de Fès et Monsieur **Abdellah Sabaoui** professeur à faculté des sciences Dhar El Mahraz –Fès, pour avoir accepté d'examiner ce travail.

Je remercie tous mes professeurs du Département de Géoressources et Environnement de la faculté des sciences et techniques de Fès, pour leur soutien et leurs encouragements.

Je remercie également les différentes personnes qui ont contribué, de près ou de loin, à la réalisation du présent travail, en particulier, Monsieur **Charef Abdeslam**, **Houssine Ibrahimi** et **Azzedine Rais**, pour leur confiance, leur aide et leur soutien.

Résumé

Les bassins hydrogéologiques de Tazouta et de Skoura faisant partie du Moyen Atlas, sont situés au niveau de la zone de transition entre le causse moyen atlasique et le Moyen Atlas plissé. Les analyses tectonique et lithostratigraphique ainsi que la cartographie géologique des dépôts miocènes (Vallésien-Tortono-Messinien) nous ont permis de mettre en évidence quatre principaux épisodes extensifs et compressifs appartenant aux phases tectoniques qui se succèdent depuis le Miocène jusqu'au Quaternaire moyen-récent. L'évolution sédimentaire et structurale de ces deux bassins hydrogéologiques est liée aux jeux normaux successifs des failles N130, N80 à N90, N30 à N45 et N170 à N20. Parmi ces failles, celle de Taghout-Ouzemour à caractère paléogéographique, de direction N120 à N130 et dont le jeu normal vallésien a provoqué le basculement des couches bajociennes et bathoniennes vers le SW. En plus du jeu normal, les niveaux marneux des couches bathoniennes basculées, dont les épaisseurs dépassent les dizaines de mètre, constituent un obstacle imperméable (mur naturel du barrage) qui a bloqué les écoulements des eaux de surface et d'infiltration en favorisant l'installation d'un paléo-barrage naturel alimenté depuis le Sud par le paléo-fleuve Mdaz. Le lac du paléo-barrage ainsi constitué, a connu une sédimentation lacustre de nature argileuse et carbonatée au Vallésien, surmontée par les marnes d'origine marine au Miocène supérieur, les poudingues de Skoura d'origine fluviatile au Pliocène inférieur-moyen, les calcaires lacustres au Pliocène moyen-supérieur et par les dépôts fluvio-lacustres et travertineux au Quaternaire. La cartographie géologique détaillée, nous a permis de distinguer les faciès des formations lacustres d'Ajdir Ahbari d'âge vallésien de ceux d'Aichoun d'âge pliocène moyen- supérieur.

De point de vue hydrogéologique, la nappe d'eau phréatique caractérisant ces deux bassins circule au sein de quatre systèmes aquifères. Ils sont constitués par les carbonates liasiques, les grés du Bathonien, les calcaires lacustres du Vallésien et les dépôts fluvio-lacustres du Plio-Quaternaire. Le substratum imperméable de chaque couche réservoir est représenté respectivement de bas vers le haut par les argiles rouges triasico-liasiques, les marnes versicolores du Bathonien, les argiles lacustres du Vallésien et les marnes du Miocène supérieur. Les extensions des aquifères sont limitée par deux grandes lignes structurales : l'Accident Nord Moyen Atlasique (A.N.M.A) au NW et l'Accident de Tichoukt au SE. Les recoupements des failles transverses avec ces deux accidents permettent le drainage et la connectivité des eaux souterraines. Les plans de ces failles normales orientés N80 à N140 jouent le rôle de drains et de transfert des eaux souterraines entre le bassin hydrogéologique de Tazouta et celui de Skoura, en assurant l'alimentation inter et intra-aquifères. Ainsi, indirectement ces failles assurent la pérennité de l'Oued Mdaz. Le réseau de failles et de fractures issues d'une tectonique polyphasée a influencé la répartition spatiale des écoulements des eaux souterraines et superficielles. L'écoulement de la nappe à aquifère liasique de Tazouta se fait du SW vers le NE en parcourant les plans de failles subméridiennes. Cependant dans le bassin de Skoura, les écoulements des eaux souterraines suivent deux principales directions convergeant vers l'Oued Mdaz. Un écoulement du SW vers le NE caractérisant notamment la partie avale du bassin hydrogéologique, le deuxième sens d'écoulement est de l'Ouest vers l'Est couvrant la partie médiane de celui-ci.

Nous avons montré à travers cette étude l'importance de la tectonique cassante dans le contrôle des écoulements des eaux souterraines. De ce fait, les failles et fractures affectant la zone ont provoqué localement l'émergence de plusieurs sources d'eau. Les principales sont déversées et/ou émergées soit à proximité des zones faillées, soit au niveau des nœuds tectoniques. Les eaux de certains sources du bassin hydrogéologique de Skoura sont caractérisées par une variation des paramètres organoleptiques traduisant en premier temps le changement de l'aquifère et en deuxième temps les circulations au sein de la nappe superficielle. L'analyse de quelques paramètres physico-chimiques des eaux souterraines de la nappe superficielle de Tazouta et de Skoura, nous a permis d'identifier leur évolution spatiale dans les deux bassins hydrogéologiques. La distribution spatiale de la conductivité électrique et du pH des eaux souterraines montre d'importantes anomalies le long des accidents tectoniques où affleurent les argiles à évaporites du Trias. Ces anomalies peuvent être dues aux lessivages le long et aux alentours des failles broyées.

Mots clés : Moyen Atlas, bassin hydrogéologique, Tazouta, Skoura, paléobarrage, Mdaz, écoulement des eaux, Vallésien, faille, Ajdir Ahbari, Aichoun.

Abstract

The hydrogeological basins of Tazouta and Skoura, part of the Middle Atlas, are located in the transition zone between the Middle Atlas Causse and the Folded Middle Atlas. Tectonic and lithostratigraphic analyses as well as geological mapping of the Miocene deposits (Vallesian-Tortonian-Messinian), allowed us to highlight four main extensive and compressive episodes belonging to tectonic phases which succeeded each other from Miocene to Middle-Late Quaternary. The sedimentary and structural evolution of these two hydrogeological basins is related to the N130, N80 to N90, N30 to N45 and N170 to N20 successive normal fault movements. Among these faults, the N120 to N130 Taghout-Ouzemour Fault, with a paleogeographic character, and a normal movement during the Vallesian, that caused the tilting of Bajocian and Bathonian strata towards the SW. In Addition to its normal movement, the marly levels of the tilted Bathonian layers, whose thicknesses exceed tens of meters, constitute an impermeable obstacle (natural wall of the dam) that blocked the surface water flows and infiltration, favoring the installation of a natural paleo-dam fed from the South by paleo-Mdaz river. The lake of the paleo-dam thus constituted, has known a clayey and carbonate lacustrine sedimentation during the Vallesian, surmounted by Upper Miocene marine marls, Lower-Middle Pliocene fluvial Skoura poudingues, Middle-Upper Pliocene lacustrine limestones and the Quaternary fluvio-lacustrine and travertine deposits. The detailed geological mapping, allowed us to distinguish the lacustrine facies of Ajdir Ahbari (Vallesian) from those of Aichoun (Middle-Upper Pliocene).

From a hydrogeological point of view, the water table characterizing these two basins circulates within four aquifer systems. They are constituted by the Liassic carbonates, Bathonian sandstones, Vallesian lacustrine limestones and Plio-Quaternary fluvio-lacustrine deposits. The impermeable substratum of each reservoir layer is represented respectively from bottom to top by the Triassic-Liassic red clays, Bathonian versicoloured marls, Vallesian lacustrine clays and the Upper Miocene marls. The aquifer extensions are limited by two major structural lines: the North Middle Atlas Fault (NMAF) to the NW and the Tichoukt Fault to the SE. The intersections of transverse faults with these two faults allow groundwater drainage and connectivity. The planes of these N80 to N140 trending normal faults play the role of drains and transfer of groundwater between the hydrogeological basin of Tazouta and that of Skoura, ensuring the inter and intra-aquifer supply. Thus, these faults indirectly ensure the sustainability of the Mdaz river. The faults and fractures network resulting from polyphase tectonics, has influenced the spatial distribution of groundwater and surface water flows. The Liassic aquifer of Tazouta flows from SW to NE along submeridian fault planes. However, in the Skoura basin, groundwater flows follow two main directions converging towards the Mdaz river. A SW to NE flow characterizing notably the downstream part of the watershed, the second flow direction is from West to East covering the middle part of this downstream.

We have shown through this study the importance of brittle tectonics in the control of groundwater flow. As a result, the faults and fractures affecting the area have caused the emergence of several local water springs. The main ones are discharged and/or emerged either near fault zones or at tectonic nodes. The waters of some sources of the Skoura hydrogeological basin are characterized by a variation of the organoleptic parameters expressing firstly the change of the aquifer and secondly the circulations within the superficial water table. The analysis of some physico-chemical parameters of the superficial groundwater of Tazouta and Skoura, allowed us to identify their spatial evolution in the two hydrogeological basins. The spatial distribution of groundwater electrical conductivity and pH shows significant anomalies along tectonic faults where Triassic evaporite clays outcrop. These anomalies may be due to leaching along and around crushed fault zones.

Keywords: Middle Atlas, hydrogeological basin, Tazouta, Skoura, paleo-dam, Mdaz, water flow, Vallesian, fractures, groundwater, brittle tectonics, Ajdir Ahbari, Aichoun.

Sommaire

LISTE DES FIGURES .....

LISTE DES TABLEAUX .....

INTRODUCTION GENERALE.....

I. Les grands ensembles structuraux du Moyen Atlas 2

I.1. Causse moyen atlasique..... 2

I.2. Moyen Atlas Plissé 3

II. Stratigraphie et structure du Moyen Atlas.....4

III. Travaux antérieurs.....9

IV. Présentation de la zone d'étude.....10

IV.1. Cadre géographique de la zone d'étude 10

IV.2. Cadre géologique de la zone d'étude..... 10

V. Problématiques, objectifs et méthodologie du travail.....12

V.1. Problématiques et objectifs 12

V.2 Méthodologie du travail 13

PARTIE I : ETUDES LITHOSTRATIGRAPHIQUE ET STRUCTURALE DES BASSINS HYDROGEOLOGIQUES DE TAZOUTA ET DE SKOURA

Chapitre 1 : Analyse lithostratigraphique des bassins hydrogéologiques de Tazouta et de Skoura

I. Lithostratigraphie de la zone d'étude.....16

I.1. Socle paléozoïque 16

I.2. Trias..... 17

a) Dépôts détritiques de bases 19

b) Argilites rouges inférieures 19

c) Complexe basaltique et les niveaux sédimentaires associés 22

d) Argilites supérieures 23

I.3. Jurassique 23

I.3.1 Lias..... 23

I.3.1.1. Lias inférieur et moyen 24
I.3.1.2. Lias supérieur (Toarcien) 25
I.3.2. Dogger 25
I.3.3. Malm, Crétacé et Paléogène 29

I.4. Néogène 29

I.5. Les formations du Quaternaire 32
I.5.1. Quaternaire ancien-moyen 32
I.5.2. Quaternaire moyen-récent 33
I.5.3. Les laves basaltiques 33

Chapitre 2 : Analyse structurale des bassins hydrogéologiques de Tazouta et de Skoura

I. Famille de failles NE-SW 36
I.1. L'Accident Nord Moyen Atlasique (A.N.M.A) 36
a) Accident Médian Moyen Atlasique (A.M.M.A) 36
b) Accident Nord Moyen Atlasique (A.N.M.A) 36
I.2. Accident de Tichoukt 37

II. Famille de failles N-S 38

III. Famille de failles NW-SE 39
III.1. Faille de Taghout-Ouzemour 39
III.2. Faille d'Amane Ilila-Kandar 40

IV. Principales unités structurales 40
IV.1. Bassin hydrogéologique de Tazouta 40
IV.2. Bassin hydrogéologique de Skoura 42

PARTIE II : CARTOGRAPHIE GEOLOGIQUE DES DEPOTS MIOCENES A L'EST DE L'OUED MDAZ ET LA GEODYNAMIQUE DU BASSIN HYDROGEOLOGIQUE DE SKOURA AU NEOGENE ET QUATERNAIRE

Chapitre 1 : Cartographie géologique des dépôts miocènes (Vallésien-Tortono-Messinien) à l'Est de l'Oued Mdaz et mise à jour de la cartographie géologique de la partie sud-est de la carte de Sefrou au 1/100.000

I. Cartographie géologique des affleurements miocènes (Vallésien-Tortono-Messinien) à l'Est de l'Oued Mdaz 46

I.1 Analyse lithostratigraphique 46
1) Dépôts lacustres du Vallésien 51

2) Dépôts fluvio-lacustres et travertineux du Plio-Quaternaire 54
- Dépôts fluviatiles du Pliocène inférieur-moyen 54
- Dépôts lacustres et travertineux du Pliocène moyen-supérieur 56
- Dépôts fluvio-lacustres et travertineux du Quaternaire 58

I.2 Analyse structurale 59

II. Mise à jour de la cartographie géologique des zones de Taghout Ouzemour et de Aichoun (N à NW du bassin versant de Skoura) 60

II.1 Caractérisation des calcaires lacustres du Pliocène moyen supérieur dans les zones de Taghout-Ouzemour et d'Aichoun 61

II.2 Mise à jour de la carte géologique dans la zone de Taghout-Ouzemour et Aichoun 64

Chapitre 2 : Rôle des paléocontraintes néogènes et quaternaires dans l'installation et l'évolution du paléo-barrage Mdaz

I. Rôle de la tectonique cassante dans la genèse du paléo-barrage de l'Oued Mdaz 67

I.1 Phase tectonique d'âge vallésien-miocène supérieur-pliocène inférieur 68
I.1.1 Episode tectonique d'âge vallésien 68
I. 1.2 Episode extensif d'âge miocène supérieur 69
I.1.3 Episode compressif d'âge pliocène inférieur-moyen 71

I.2. Phase extensive d'âge pliocène moyen-supérieur 74

I.3. Phase tectonique d'âge quaternaire ancien-moyen 76

I.4. Phase tectonique du Quaternaire moyen-récent 78

PARTIE III : ETUDES PHYSIOGRAPHIQUE, CLIMATIQUE, HYDROLOGIQUE ET HYDROGEOLOGIQUE DU BASSIN DE TAZOUTA ET DE SKOURA

Chapitre 1 : Caractérisation physiographique, climatique et Hydrologique du bassin versant de l'Oued Mdaz

I. Caractéristiques physiques et morphométriques du bassin versant de l'Oued Mdaz au Nord de Skoura 83

I.1. Forme du bassin versant 84

I.2. Hypsométrie du bassin versant de l'Oued Mdaz (partie nord de Skoura) 85
a. La carte hypsométrique 85

b. Les altitudes caractéristiques 86
c. Analyse hypsométrique 87

I.3. Les indices de pente du bassin versant d'oued Mdaz au nord de Skoura 88

I.4. Réseau hydrographique 90

II. Etude climatique du bassin versant de l'oued Mdaz au nord de Skoura 93

II.1. Etude de précipitations 94

II.1.1 Variation spatio-temporelle des précipitations 95
II.1.1.1 variation spatiale 95
II.1.1.2 Variation mensuelle 96
II.1.1.3 Variation annuelle 96

II.2. Etude de la température 97

II.2.1. Température moyenne mensuelle 98

II.3 Caractérisation du climat de la zone d'étude 98

II.3.1. Indice d'aridité (Indice de Martonne) 99
II.3.2. Climagramme de L. Emberger (1955) 100
II.3.3. Diagramme Ombrothermique 101

II.4. Evaporation et bilan hydrique 102

II.4.1. Evapotranspiration potentielle (ETP) 103
II.4.2. Evapotranspiration réelle (ETR) 104

III. Etude hydrologique du bassin versant de l'Oued Mdaz au Nord du bassin hydrologique de Skoura. 106

III.1. Relation entre les débits moyens annuels et les précipitations moyennes annuelles 107

- Analyse des débits moyens annuels 107

III.2. Relation entre les débits moyens mensuels et les précipitations moyennes mensuelles 108

- Analyse des débits moyens mensuels 110

Chapitre 2: Etude hydrogéologique des bassins de Tazouta et de Skoura

I. Identification géologique de l'aquifère 113

I.1. Système aquifère du Lias inférieur 116

I.2. Système aquifère du Bathonien 117

I.3 Système aquifère du Vallésien 119

I.4 Système aquifère du Plio-Quaternaire 120

II. Cartographie piézométrique 121

II.1. Etablissement des cartes piézométriques 121

II.2. Analyse de la carte piézométrique de la zone d'étude 123

II.2.1 Etude piézométrique du bassin de Tazouta 125
II.2.1.1 Comportement de la nappe au niveau de l'aquifère liasique 125
II.2.1.2 Calcul du gradient hydraulique de la nappe à aquifère liasique 126
II.2.2 Etude piézométrique du bassin de Skoura 127
II.2.2.1 Comportement de la nappe au niveau de l'aquifère liasique 128
II.2.2.2 Comportement de la nappe au niveau de l'aquifère bathonien 131
II.2.2.3 Comportement de la nappe au niveau de l'aquifère vallésien d'Ajdir Ahbari 132
II.2.2.4 Comportement de la nappe au niveau de l'aquifère plio-quaternaire 133

II.3 Relation entre la nappe d'eau superficielle et l'écoulement de l'Oued Mdaz 134

III. Distribution spatiale des paramètres physico-chimiques des eaux de la nappe superficielle 135

III.1. Les caractéristiques physico-chimiques des eaux de la nappe superficielle dans le bassin de Tazouta 136
III.1.1. Température 136
III.1.2. pH 137
III.1.3. Conductivité électrique 138

III.2. Les caractéristiques physico-chimiques des eaux de la nappe superficielle dans le bassin de Skoura 140
III.2.1 Température 140
III.2.2 pH 142
III.2.3 Conductivité électrique 144

PARTIE IV : INFLUENCE DE LA TECTONIQUE CASSANTE SUR LA CIRCULATION DES EAUX ET L'EMERGENCE DES SOURCES D'EAU DANS LE BASSIN HYDROGEOLOGIQUE DE TAZOUTA ET DE SKOURA

Chapitre 1 : Tectonique cassante affectant les bassins hydrogéologiques de Tazouta et de Skoura et son influence sur les écoulements des eaux souterraines et superficielles

I. Identification des structures tectoniques favorisant la circulation des eaux souterraines dans le bassin de Tazouta 150

I.1. Influence de la tectonique cassante sur la circulation des eaux souterraines dans l'aquifère carbonaté 150

I.2. Identification des lignes de drainage et des structures barrières 155

II. Identification des structures tectoniques favorisant la circulation des eaux souterraines dans le bassin hydrogéologique de Skoura 158

II.1. Influence de la tectonique cassante sur la circulation des eaux souterraines dans le bassin effondré de Skoura. 158

II.2. Identification des axes de drainage et des structures barrières 162

III. Contribution de la tectonique cassante à la genèse des tracés hydrographiques de quelques vallées des bassins de Tazouta et de Skoura. 164

III.1. Genèse de la vallée sèche du causse de Tazouta 165

III.2. Genèse de la vallée pérenne du bassin de Skoura 166

Chapitre 2 : Rôle de la fracturation tectonique dans l'émergence des sources d'eau dans les bassins hydrogéologiques de Tazouta et de Skoura

I. Source d'émergence 173

I.1. Source d'Amhmaj 173

I.2 Source El Ghoul 174

I.3 Source de Bou Allitten 176

I. 4 Source Akboub 177

I. 5 Source de Haj Hadou 179

I.6 Source de Tattiwin 180

I.7 Source Ou-Taleb 182

II. Source de déversement 184

II.1. Source d'Aghbalou 184

II.2. Sources de Aïn Dem et de Aïn Roh 186

II.3. Source d'Ait Sbaa 188

II.4. Source Tit N'Tazert 190

II.5. Sources de Mghirta 192

II.6. Sources de Sidi Yahia 194

II.7. Sources Tiflwin 197

II.8. Les sources de Sidi Mahyou 199

II.9. Source de Tannout 201

II.10. Source de Tarahrourt 202

II.11. Source de Taakazet.....204

II.12. Source Sidi Saleh 207

II.13. Source de Tadout.....209

CONCLUSION GENERALE.....213

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....221

ANNEXES .....

LISTE DES FIGURES

Figure 1: Carte des principaux domaines structuraux du Maroc (Michard et al., 2008). **1**
Figure 2: Carte structurale du Moyen Atlas (d'après la carte géologique du Maroc au 1/1000 000 ; redessinée). **5**
Figure 3: Log stratigraphique synthétique de la série méso-cénozoïque du Moyen Atlas (Hinaje, 2004 ; redessinée). **8**
Figure 4: Situation géographique des bassins hydrogéologiques de Tazouta et de Skoura. **10**
Figure 5: Carte géologique simplifiée du Moyen Atlas montrant la situation des bassins hydrogéologiques de Tazouta et de Skoura (d'après Charrière, 1989 redessinée). **11**
Figure 6: Carte géologique de la zone d'étude (d'après la carte géologique de Sefrou 1/100 000; modifiée et redessinée). **18**
Figure 7: Log lithostratigraphique synthétique de la zone d'étude (bassins de Tazouta et de Skoura). **21**
Figure 8: Marnes blanches à huitres au NW du bassin hydrogéologique de Skoura (région d'Aichoun). **31**
Figure 9: Discordance angulaire entre les calcaires lacustres du Vallésien et ceux du Pliocène moyen-supérieur au SE du bassin de Skoura. **32**
Figure 10:Carte structurale montrant les principales familles de failles et positions des coupes géologiques sériées réalisées dans ce travail. **35**
Figure 11: Coupe structurale montrant l'effondrement du bassin de Skoura par rapport au causse moyen atlasique (coupe D : voir la carte Fig. 10) **37**
Figure 12: Coupe géologique montrant la vergence de l'accident de Tichoukt 1- Argilites rouges et basaltes ; 2- Dolomies et calcaires ; 3- Marnes à intercalations calcareuses ; 4- Calcaires à cancellophycus ; 5- Marnes de Boulemane ; 6- Calcaires corniches ; 7- Grès à inter-lits marneux versicolores ; 8- Marnes à gypses ; 9- Calcaires lacustres ; 10- Marnes à intercalations gréseuses; 11- Poudingues de Skoura ; 12- Calcaires lacustres ; 13- dépôts de cônes de déjection, calcaires lacustres et travertins (El Fartati et al., 2019a). **38**
Figure 13 : Coupe géologique montrant le passage des deux failles subméridiennes ; la faille de l'Oued Mdaz et la faille d'Aït Chaib (coupe C : voir la carte Fig. 10). **39**
Figure 14: Coupe géologique montrant le passage de la faille d'Amane Ilila (coupe B : voir la carte 10). **40**
Figure 15: Coupe géologique montrant l'effondrement du bassin de Skoura par rapport au causse moyen atlasique (coupe E : voir la carte 10). **41**
Figure 16: Coupe géologique montrant les différentes structures au Sud-Est du bassin subsident de Skoura (coupe A : voir la carte 10). **43**
Figure 17: Localisation géographique de la zone d'Ajdir Ahbari **46**
Figure 18: Coupe géologique montrant la variation latérale de facies entre les formations vallésiennes et plio-quaternaires. **47**
Figure 19: Carte géologique d'Ajdir Ahbari montrant les affleurements néogènes et quaternaires au NE du bassin effondré de Skoura (à l'Est de pont Mdaz) (ce travail). 1- grès à inter-lits marneux versicolores ; 2- calcaires lacustres ; 3- marnes à intercalations

gréseuses ; 4- poudingues de Skoura ; 5-calcaires lacustres ; 6-eboulis, alluvions, cône de déjection et travertins. **49**
Figure 20: Coupe lithostratigraphique des dépôts néogènes et quaternaires de la zone d'Ajdir Ahbari (NE du bassin de Skoura). **50**
Figure 21:Log lithostratigraphique des dépôts lacustres du Vallésien à l'Est du pont Mdaz (Ajdir Ahbari). A droite : photo des dépôts lacustres vallésiens, affectés par une faille normale synsédimentaire. **51**
Figure 22:Coupe géologique C2 montrant la limite entre les formations lacustres du Vallésien et les dépôts bathoniens à l'Est du pont Mdaz (Ajdir Ahbari). **52**
Figure 23: A-Log lithostratigraphique montrant le passage des dépôts du Bathonien à ceux du Miocène supérieur ; B- Log lithostratigraphique montrant le contact des dépôts du Miocène supérieur sur les dépôts du Vallésien à l'Est du pont Mdaz (Ajdir Ahbari). **53**
Figure 24: Coupe géologique C1 montrant le contact entre les calcaires lacustres du Vallésien et les marnes du Miocène supérieur et le contact entre les dépôts du Bathonien et du Miocène supérieur à l'Est de pont Mdaz (Ajdir Ahbari). (Situation de la coupe : voir figure 19) **53**
Figure 25:A- Contact Vallésien-Miocène supérieur ; B- contact Bathonien-Miocène supérieur à l'Est de pont Mdaz (Ajdir Ahbari). **54**
Figure 26: Coupe géologique C3 montrant le contact entre les poudingues de Skoura du Pliocène inférieur- moyen et les marnes du Miocène supérieur, à l'Est de pont Mdaz (Ajdir Ahbari). **55**
Figure 27: Log lithostratigraphique montrant le contact des poudingues de Skoura du Pliocène inférieur- moyen avec les calcaires cargneulisés du Vallésien, à l'Est de pont Mdaz (Ajdir Ahbari). **56**
Figure 28: Discordance des dépôts lacustres du Pliocène moyen-supérieur et les dépôts lacustres du Vallésien. **57**
Figure 29:Coupe géologique C4 montrant le contact entre les dépôts lacustres du Pliocène moyen-supérieur et les dépôts lacustres du Vallésien à l'Est de pont Mdaz (Ajdir Ahbari). **58**
Figure 30:Coupe géologique C5 montrant le contact entre les dépôts lacustres du Pliocène moyen- supérieur et les calcaires et calcilutites du Vallésien à l'Est du pont Mdaz (Ajdir Ahbari). **58**
Figure 31:Log lithostratigraphique des dépôts du Miocène supérieur et du Quaternaire au Sud d'Ajdir Ahbari. **59**
Figure 32: A- Rosace directionnelle des plans de faille, B- projections stéréographiques des plans de faille sans stries. **60**
Figure 33:A- carte géologique de Sefrou au 1/100000 ; B- Zone de mise à jour de la cartographie géologique (Taghout – Ouzemour). **61**
Figure 34:A- Discordance entre les calcaires lacustres du Pliocène moyen-supérieur et les marnes grisâtres du Miocène supérieur dans la zone d'Aichoun ; B- superposition des calcaires lacustres du Pliocène moyen-supérieur sur les marnes grisâtres à brunâtres du Miocène supérieur dans la zone de Taghout-Ouzemour. **62**
Figure 35:A- calcaires lacustres très fracturés du Vallésien ; B- calcaires lacustres de Taghout Ouzemour du Pliocène moyen-supérieur. **63**

Figure 36:mise à jour de la carte géologique de la zone de Taghout-Ouzemour et Aichoun. 1- grès à inter-lits marneux versicolores ; 2- marnes à intercalations gréseuses; 3- calcaires lacustres ; 4- dépôts de cônes de déjection ; 5- éboulis, alluvions, calcaires lacustres et travertins. **64**
Figure 37:éléments conglomératiques emballés dans les calcaires lacustres, indiquant la limite nord et nord-est du paléo-barrage Mdaz. **65**
Figure 38:Coupe géologique montrant la superposition des calcaires lacustres du Pliocène moyen-supérieur et des calcaires récifaux du Miocène supérieur. **66**
Figure 39:Carte paléotectonique et paléogéographique de la zone d'étude au Vallésien et stéréogramme de l'épisode tectonique équivalent. (Flèche centrifuge : extension ; flèche centripète : compression ; étoiles à 3, 4 et 5 branches représentent respectivement les contraintes σ3, σ2 et σ1 ; M N : Nord magnétique et Nord géographique (diagramme de schmidt, hémisphère inférieur)). (Ceci est valable pour toutes les cartes qui suivent). 1-Vallésien. **69**
Figure 40:Carte paléotectonique et paléogéographique de la zone d'étude au Miocène supérieur et stéréogramme de l'épisode tectonique équivalent. 1-Vallésien ; 2- Miocène supérieur. **70**
Figure 41:Carte paléotectonique et paléogéographique de la zone d'étude au Pliocène inférieur-moyen et stéréogrammes des épisodes tectoniques équivalents. 1-Vallésien ; 2-Miocène supérieur ; 3- Pliocène inférieur-moyen. **72**
Figure 42: Coupes géologiques de la zone d'étude illustrant les différentes structures 1-Argilites rouges et basaltes ; 2- Dolomies et calcaires ; 3- Marnes à intercalations calcareuses ; 4- Calcaires à cancyllophycus ; 5- Marnes de Boulemane ; 6- Calcaires corniches ; 7- Grès à inter-lits marneux versicolores ;8- Marnes à gypses ; 9- Calcaires lacustres ; 10- Marnes à intercalations gréseuses ; 11- Poudingues de Skoura ; 12-Calcaires lacustres ; 13- dépôts de cônes de déjection, calcaires lacustres et travertins...... **73**
Figure 43:A : discordance angulaire des poudingues de Skoura (Pliocène inférieur-moyen) sur les marnes du Miocène supérieur ; B : calcaires lacustres (Pliocène moyen-supérieur) reposant en concordance sur les poudingues de Skoura (Pliocène inférieur-moyen) **74**
Figure 44:Carte paléotectonique et paléogéographique de la zone d'étude au Pliocène moyen- supérieur et stéréogramme de l'épisode tectonique équivalent. 1- Vallésien ; 2-Miocène supérieur ; 3- Pliocène inférieur-moyen ; 4- Pliocène moyen-supérieur. **75**
Figure 45:A- Discordance angulaire entre le calcaire lacustre du Vallésien et le calcaire lacustre du Pliocène moyen- supérieur. B- l'épaisseur du calcaire lacustre (faux marbre) d'âge pliocène moyen-supérieur au NE de la zone d'étude. **76**
Figure 46:Log lithostratigraphique des dépôts du Miocène supérieur et du Quaternaire au SE du pont Mdaz **77**
Figure 47:Jeux apparents des failles E-W (photos A et B) affectant les dépôts fluviatiles au bord du versant est de l'Oued Mdaz. C- stéréogramme des jeux réels mesurés sur les plans des failles et axes des contraintes équivalents. **77**
Figure 48:Carte géologique de la zone d'étude et stéréogrammes des épisodes tectoniques du Quaternaire moyen – récent. . (Flèche centrifuge : extension ; flèche centripète : compression ; étoiles à 3, 4 et 5 branches représentent respectivement les contraintes σ3, σ2

et σ1 ; M N : Nord magnétique et Nord géographique (diagramme de schmidt, hémisphère inférieur))..... 79
Figure 49:Coupe géologique illustrant le jeu normal des failles subméridiennes et l'apparition des sources de Sidi Yahia et de Tit N'Tazart. 80
Figure 50:Carte hypsométrique du bassin versant de l'Oued Mdaz au Nord de Skoura...... 85
Figure 51:Courbe hypsométrique du bassin versant de l'Oued Mdaz au nord de Skoura.. 88
Figure 52:Carte des pentes du bassin versant de l'oued Mdaz au nord de Skoura...... 89
Figure 53:Carte de réseau hydrographique d'une partie du bassin versant de l'oued Mdaz et de la partie amont de l'oued Zraa. 92
Figure 54:Classification descriptive avec les différents types de base de réseaux hydrographiques (Howard, 1967). 93
Figure 55:Carte représentant la position des stations météorologiques du bassin versant de l'Oued Mdaz et de la partie amont de l'oued Zraa. 94
Figure 56:Répartition spatiale des précipitations en fonction de l'altitude. 95
Figure 57:Précipitations moyennes mensuelles des stations de mesures avoisinant les bassins de Tazouta et de Skoura (1956/57-2017/18). 96
Figure 58:Précipitations moyennes annuelles des stations avoisinant les bassins de Tazouta et de Skoura (1956/57-2017/18). 97
Figure 59:Evolution spatio-temporelle des températures moyennes mensuelles mesurées au niveau des 4 stations avoisinant la zone d'étude pour la période 1998 à 2018...... 98
Figure 60:Abaque de l'indice d'aridité annuel d'Emmanuel De Martonne...... 100
Figure 61:Projection des quatre stations climatiques dans le climagramme d'Emberger. 101
Figure 62:Diagrammes Ombrothermiques des stations étudiées (1993/94-2017/18)..... 102
Figure 63:variation de l'ETP mensuelle pour les quatre stations étudiées au cours de la période de 1993/94 - 2017/18. 104
Figure 64:Relation pluviométrie-débit dans la station de Qantra Mdaz (1956-2018)..... 107
Figure 65:Variation interannuelle des débits moyens annuels pour la station de Qantra Mdaz (1956-2014). 108
Figure 66:Relation entres les débits moyens mensuels de l'Oued Mdaz et les précipitations (1956-2018). 109
Figure 67:Débits moyens mensuels de l'Oued Mdaz dans la station de Qantra Mdaz (1956-2014)...... 111
Figure 68:Log lithostratigraphique synthétique du réservoir hydrogéologique liasique du Bassin de Tazouta..... 114
Figure 69:Coupe lithostratigraphique montrant les couches aquifères liées à la nappe d'eau superficielle dans le bassin de Skoura 115
Figure 70:a-Coupe géologique à travers le bassin de Tazouta montrant l'effondrement dû aux jeux normaux des failles au Quaternaire. b -Coupe géologique le long du bassin de Tazouta montrant sa structure en horsts et grabens due aux failles NNW-SSE et N120.. 117
Figure 71:A- importance de l'épaisseur des grès bathoniens constituant un aquifère au NE du bassin de Skoura B- Alternance des grès à slumps et des marnes versicolores du Bathonien au SW de la zone d'étude. 118
Figure 72:localisation de l'aquifère vallésien par rapport au substratum argileux d'âge vallésien. 119

Figure 73:Localisation de l'aquifère plio-quaternaire par rapport au substratum d'âge miocène supérieur dans la zone de Qantra Mdaz. **120**
Figure 74:Carte de localisation des points d'eau (puits et sources) dans les bassins hydrogéologiques de Tazouta et de Skoura (Juin, Juillet et Aout 2017). **122**
Figure 75:Carte piézométrique de la nappe d'eau superficielle de la zone d'étude (levés de Juin, Juillet et Aout 2017) **124**
Figure 76:Carte piézométrique de la nappe d'eau superficielle du bassin de Tazouta (compagne de Juin, juillet et Aout 2017) **126**
Figure 77:Emergence de la source Aghbalou au sein de l'aquifère liasique au Nord du bassin de Tazouta. **126**
Figure 78:Carte piézométrique de la nappe d'eau superficielle du bassin de Skoura (compagne de Juin, Juillet et Aout 2017) **130**
Figure 79:Coupe géologique traversant la zone d'Ajdir Ahbari illustrant l'extension de l'aquifère vallésien et bathonien à nappes d'eaux libres et captives superposées. **133**
Figure 80:Coupe géologique montrant l'écoulement des eaux souterraines au niveau de l'aquifère plio-quaternaire dans le bassin de Skoura **134**
Figure 81:Distribution spatiale des températures dans les eaux souterraines du bassin de Tazouta (mesures des mois de Juin, Juillet et Aout 2017). **137**
Figure 82:Carte du pH de la nappe d'eau liasique de la zone de Tazouta (levés de Juin, Juillet et Aout 2017) superposée à la carte de la fracturation. **138**
Figure 83: carte de la conductivité de la nappe d'eau liasique de la zone de Tazouta (mesures de juillet 2017) superposée à la carte de la fracturation. **139**
Figure 85:Distribution spatiale des températures dans les eaux souterraines du bassin de Skoura (levés de Juin, Juillet et Aout 2017). **141**
Figure 86:Carte du pH de la nappe d'eau superficielle de la zone de Skoura (mesures de Juin, Juillet et Aout 2017) superposée à la carte de la fracturation. **143**
Figure 87:Carte de la conductivité électrique de la nappe d'eau superficielle de la zone de Skoura (mesures de Juin, Juillet et Aout 2017) superposée à la carte des failles. **145**
Figure 88:Carte piézométrique du bassin de Tazouta (Juillet et Aout 2017) superposée avec celle de la fracturation et principaux épisodes tectoniques enregistrés **151**
Figure 89:Coupe géologique montrant le sens d'écoulement des eaux souterraines guidé par les failles subméridiennes, et la position de la source Aghbalou par rapport aux structures.. ..... **153**
Figure 90:a-coupe structurale à travers le bassin de Tazouta montrant l'effondrement dû aux jeux normaux des failles au Quaternaire. b -Coupe structurale le long du bassin de Tazouta montrant sa structure en horsts et grabens due au failles NNW-SSE et N120. ... **154**
Figure 91:A- plan de faille N 75 non colmatée et à stries courbes ; B- broyage de faille situé au SW du bassin hydrogéologique de Tazouta, constituant une zone d'infiltration privilégiée. **155**
Figure 92:Vue panoramique montrant le passage de la faille d'Ait Sbaa suivie par la vallée, et la mise en place de la lave basaltique de Zalghi. **156**
Figure 93:Coupe structurale montrant le sens d'écoulement des eaux souterraines guidé par le compartimentage tectonique en blocs étagés dans le bassin de Skoura. **159**

Figure 94:Carte piézométrique du bassin de Skoura (Juillet et Aout 2017) superposée avec celle de la fracturation et principaux épisodes tectoniques affectant la zone. **160**
Figure 95: coupe structurale montrant le sens d'écoulements des eaux souterraines guidé par les plans de failles synsédimentaires N130 du Miocène supérieur. **161**
Figure 96: Vue panoramique montrant le passage de la faille N170 d'Ait Chaïb qui recoupe les failles synsédimentaires de direction moyenne N130 du Miocène supérieur.. **162**
Figure 97:Relation de la fracturation et la genèse du tracé hydrographique de la vallée de Tazouta..... **166**
Figure 98:Relation entre la fracturation et la genèse du tracé hydrographique de la vallée de l'oued Mdaz (Bassin Skoura). **168**
Figure 99: Carte de la répartition des sources d'eaux dans le bassin de Tazouta-Skoura (Compagnes cartographique et piézométrique du Juin, Juillet et Aout 2017). **172**
Figure 100:Carte géologique simplifiée illustrant la relation entre la position de la source d'Amhmaj et les principales structures faillées...... **173**
Figure 101:A-Coupe structurale illustrant la position de la source d'Amhmaj et les formations géologiques, B- l'émergence de la source d'Amhmaj au niveau de l'intersection de la faille N140 et N40. ..... **174**
Figure 102:Carte géologique simplifiée illustrant la relation entre la position de la source d'El Ghoul et les structures faillées. **175**
Figure 103:Coupe structurale illustrant la position de la source d'El Ghoul par rapport aux formations géologique. **175**
Figure 104:Carte géologique simplifiée illustrant la relation entre la position de la source de Bou Allitten et les structures géologiques. **176**
Figure 105:Coupe structurale illustrant la position de la source de Bou Allitten et les structures géologiques. **177**
Figure 106:Carte géologique simplifiée illustrant la relation entre la position de la source Akboub et la faille N90 affectant les poudingues de Skoura. **178**
Figure 107:Coupe structurale illustrant la position de la source Akboube et les formations géologiques. **178**
Figure 108:Carte géologique simplifiée illustrant la relation entre la position de la source Haj Hadou, la faille N135 et les couches détritiques plio-quaternaires **179**
Figure 109:Coupe structurale NE-SW illustrant la position de la source Haj Hadou et les formations géologique. **180**
Figure 110:Carte géologique simplifiée illustrant la relation entre la position de la source Tattiwine et la faille N130 ..... **181**
Figure 111:Coupe structurale illustrant la position de la source de Tattiwine et les formations géologiques. **182**
Figure 112:Carte géologique simplifiée montrant la position de la source d'Ou-Taleb et les structures avoisinantes. **183**
Figure 113:Coupe structurale NE-SW illustrant la position de la source d'Ou-Taleb et les formations géologiques. **183**
Figure 114:l'émergence de la source Ou-Taleb à la base des poudingues de Skoura parallèlement à la faille N130. ..... **184**

Figure 115:dégorgement de la source d'Aghbalou au niveau de l'intersection de deux failles N160 et N30. ..... **185**
Figure 116:Carte géologique simplifiée illustrant la relation entre la position de la source Aghbalou, les formations géologiques et les failles N30 et N160 à jeux normaux synthétiques. **185**
Figure 117:Coupe géologique WSW-ENE montrant la relation entre la position de la source d'Aghbalou et les structures tectoniques. **186**
Figure 118:Carte géologique simplifiée montrant la position des sources d'eau Aïn Dem et Ain Roh et les structures tectoniques. **187**
Figure 119:déversement de la source d'Ain roh et Ain Dem au niveau du passage de la faille N75. ..... **187**
Figure 120:Coupe géologique montrant la relation structurale entre les résurgences des sources Ain Dem et Aïn Roh et les failles normales ENE-WSW. **188**
Figure 121:déversement de la source d'Ait Sbaa auprès du passage de la faille N10. ..... **188**
Figure 122:Carte géologique simplifiée montrant la position de la source d'Ait Sbaa par rapport aux structures géologiques. **189**
Figure 123:Coupe géologique montrant la relation entre la position de la source d'Ait Sbaa et les structures tectoniques. **190**
Figure 124:déversement de la source de Tit N'Tazart au niveau du passage de la faille normale N160. ..... **190**
Figure 125:Carte géologique simplifiée montrant la position de la source Tit N'Tazart et les structures géologiques. **191**
Figure 126:Coupe géologique montrant la relation entre la position de la source de Tit N'Tazert, et les structures tectoniques **192**
Figure 127:Carte géologique simplifiée montrant la position de la source de Mghirta par rapport aux structures géologiques. **193**
Figure 128:déversement de la source de Mghirta à la base des calcaires lacustres du Pliocène moyen supérieur. **194**
Figure 129:Coupe géologique montrant la relation entre la position de la source Mghirta et les structures tectoniques. **194**
Figure 130:déversement de la source de Sidi Yahia auprès du recoupement de la faille N160. ..... **195**
Figure 131:Carte géologique simplifiée montrant la position de la source de Sidi Yahia et les structures géologiques. **195**
Figure 132:Coupe géologique montrant la relation entre la position de la source de Sidi Yahia et les structures tectoniques. **197**
Figure 133:déversement de la source de Tiflwin au niveau de l'intersection des failles N130 et N160. ..... **198**
Figure 134:Carte géologique simplifiée montrant la position de la source d'eau de Tiflwin et les structures géologiques. **198**
Figure 135:Coupe géologique montrant la relation entre la position de la source Tiflwin et les structures tectoniques. **199**
Figure 136:Carte géologique simplifiée montrant la position de la source d'eau de Mahmoud et les structures géologiques. **200**

Figure 137:Coupe géologique montrant la relation entre la position de la source de Mahmoud et la faille N90. ..... **200**
Figure 138:Carte géologique simplifiée montrant la position de la source de Tannout et les structures tectoniques. **201**
Figure 139: Coupe géologique montrant la relation entre la position de la source Tannout, les couches bathoniennes et la faille N130. ..... **202**
Figure 140:Carte géologique simplifiée montrant la position de la source de Tarahrourt et les structures tectoniques. **203**
Figure 141:Coupe géologique montrant la relation entre la position de la source de Tarahrourt et les structures tectoniques. **204**
Figure 142:Carte géologique simplifiée montrant la position de la source de Taakazet et les structures géologiques. **205**
Figure 143: Coupe géologique montrant la relation entre la position de la source de Taakazet et les structures tectoniques. **206**
Figure 144:déversement de la source de Taakazet à la base des poudingues de Skoura d'âge pliocène inferieur- moyen. **206**
Figure 145:Carte géologique simplifiée montrant la position de la source d'eau Sidi Saleh et les structures géologiques. **207**
Figure 146:Coupe géologique montrant la relation entre la position de la source de Sidi Saleh et les structures tectoniques. **208**
Figure 147:jaillissement de la source de sidi Saleh en fontaine naturelle riche en oxyde de fer et boue rougeâtre. **209**
Figure 148:Carte géologique simplifiée montrant la position de la source de Tadout et les structures géologiques. **210**
Figure 149:Coupe géologique montrant la relation entre la position de la source de Tadout et les structures tectoniques. **210**
Figure 150:zone de broyage générée par le passage des failles normale N160 d'âge quaternaire moyen récent. **211**
Figure 151:A- déversement de la source de Tadout au Sud du bassin de Skoura, B-Cascade de Skoura **211**
Figure 152:Bloc diagramme illustrant les écoulements des eaux souterraines dans les bassins hydrogéologiques de Tazouta et de Skoura et montrant l'installation du paléobarrage de l'Oued Mdaz. **218**

LISTE DES TABLEAUX

Tab. 1: Répartition de la surface totale par tranches d'altitudes **86**
Tab. 2: Classification du relief selon Ds par l'ORSTOM **90**
Tab. 3: Coordonnées géographiques des stations climatiques du bassin versant de Mdaz et des zones avoisinantes. **94**
Tab. 4: Classification du climat selon E. De Martonne (1925) **99**
Tab. 5: Quotient d'Emberger et température du mois le plus froid de chaque station. **100**
Tab. 6: Valeurs mensuelles moyennes de l'ETP pour les quatre stations (septembre 1994 à août 2018). **103**
Tab. 7: Bilan hydrique au niveau des stations étudiées selon la méthode de Thornthwhaite (1955). **106**
Tab. 8: fiche morphométriques du bassin versant de l'Oued Mdaz. **112**

INTRODUCTION GENERALE

Introduction générale

Le Maroc se situe au coin nord occidental du continent africain. Il est entouré par les plaques mobiles de la mer méditerranée au Nord et l'océan atlantique à l'Ouest. Au cours de sa longue histoire géologique, plusieurs cycles orogéniques se sont succédés, contribuant chacun, par son contexte géodynamique et son ampleur, à y constituer les grands domaines structuraux. On distingue trois domaines, définis en fonction de la localisation et de l'importance des effets des orogenèses les plus récentes (Choubert et Marcais, 1952 ; Michard, 1976 ; Piqué et Michard, 1989 ; Piqué, 1994) ; le domaine rifain au Nord, le domaine atlasique et mesétein au centre, le domaine anti atlasique et saharien au Sud **(Fig. 1).**

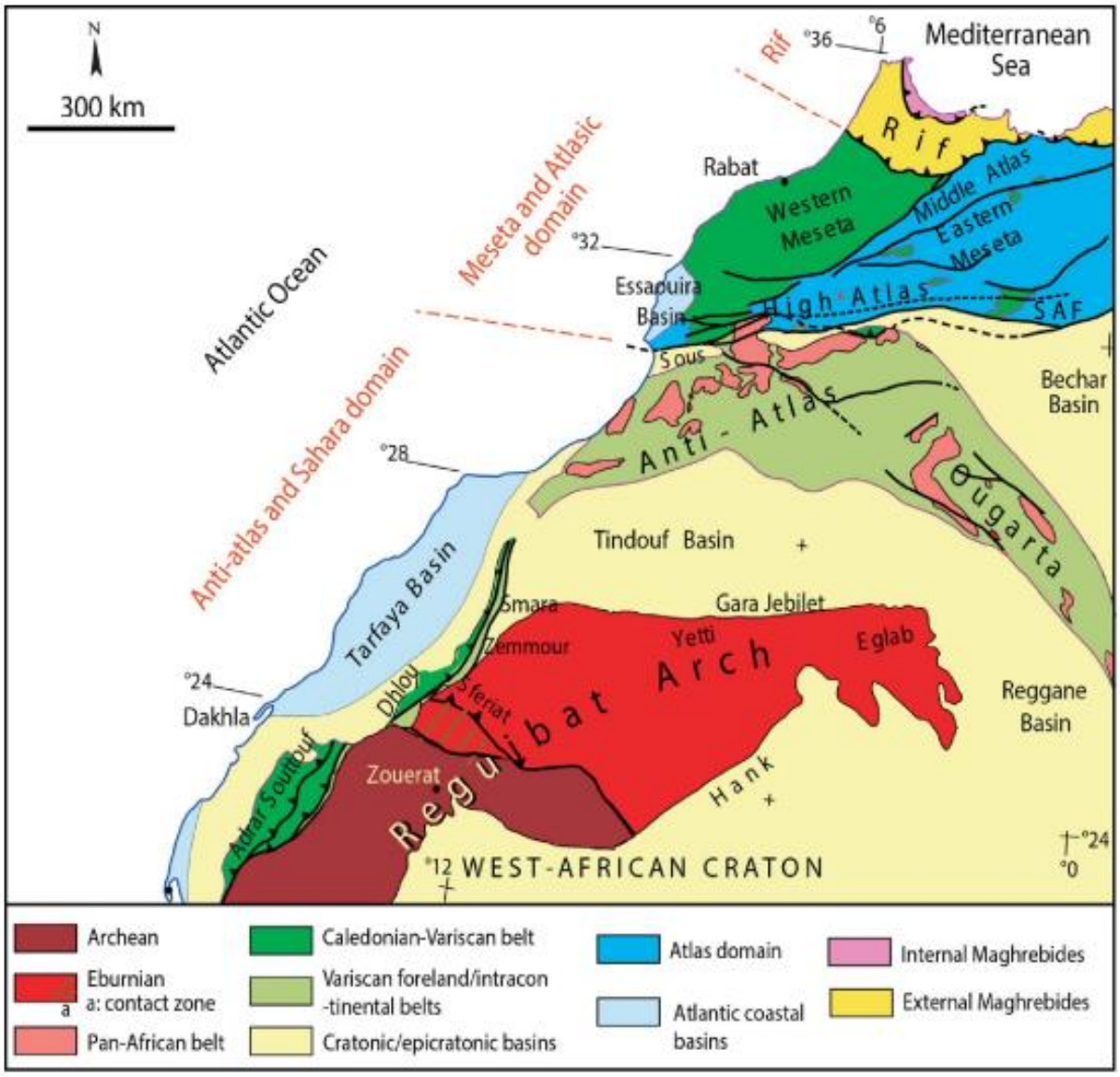


Figure 1: Carte des principaux domaines structuraux du Maroc (Michard et al., 2008).

1- Le domaine rifain au Nord correspond à un segment des chaines alpines méditerranéennes, caractérisé par une tectonique tangentielle affectant les dépôts secondaires et tertiaires **(**Michard, 1976 ; Faugères, 1978 ; Ait Brahim, 1983**).**

2- Le domaine atlaso-mesetien à socle paléozoïque intensément plissé et schistosé, à couverture méso-cénozoïque déformée lors des cycles ultérieurs. Ce domaine est divisé en deux unités structurales principales (Sabaoui, 1998) :

   - ✓ une unité représentée par des plaines et des plateaux, où la couverture méso-cénozoïque est peu plissée et fracturée lors du cycle alpin, c'est la meseta occidentale et meseta orientale ;
   - ✓ une unité constituée par des chaines à sédiments variés détritiques et carbonatés, ayant été plissées, faillées et soulevées pendant des phases tectoniques atlasiques (alpines), c'est le domaine atlasique comprenant le Haut Atlas et le Moyen Atlas.

3- Le domaine anti-atlasique et ses confins sahariens au Sud, caractérisant respectivement la chaine paléozoïque de l'Anti Atlas, le bouclier Rguibat d'âge précambrien, le bassin côtier et la zone synclinale de Tindouf.

I. Les grands ensembles structuraux du Moyen Atlas

Le Moyen Atlas est une grande chaine montagneuse intracontinentale caractérisant le domaine atlasique défini par Choubert et Marcais (1952). Il est limité au Nord par le couloir sud-rifain, au Sud par le Haut Atlas et la Haute Moulouya, au Nord-Ouest par la Meseta occidentale et au Sud –Est par la Moyenne –Moulouya. Sa structure correspond à de larges cuvettes synclinales orientées NE-SW, parallèles à des rides anticlinales étroites, faillées et intrudées parfois de roches gabroïques (Termier, 1936 ; Colo, 1961 ; Fedan, 1988**)**. Il est constitué par des formations triasico-liasiques, affleurant notamment autour des terrains paléozoïques ainsi que le long des grands accidents, et par des formations du Jurassique inferieur et moyen. La chaine atlasique est subdivisée en deux domaines structuraux, séparés par l'Accident Nord Moyen Atlasique (A.N.M.A) (Colo, 1961 ; Duée et al., 1977 ; Fedan, 1988 ; Charrière, 1990 ; Hinaje, 2004). Il s'agit du causse moyen atlasique ou Moyen Atlas tabulaire au NW et le Moyen Atlas plissé au SE où la zone de notre étude est située.

I.1. Causse moyen atlasique

Le causse moyen atlasique est constitué par des formations calcaréo-dolimitiques du Lias inférieur et moyen, des formations marneuses et parfois gréseuses du Lias supérieur et Jurassique moyen, apparaissant principalement à l'Est dans le synclinal de Bekrit où les séries

sont surmontées par des formations du Crétacé et du Tertiaire. La partie centrale de celui-ci est affectée par des failles majeures de directions NE-SW et NW-SE, jalonnant des volcans attribués au Plio-Quaternaire. Ces volcans ont épandu d'épaisses coulées basaltiques qui s'étalent le long des principales vallées, et masquant les formations antérieures. La structure du Moyen Atlas tabulaire est en blocs faillés, qui apparaissent dans la topographie sous forme d'une succession de plateaux étagés. Le causse est caractérisé par la présence de nombreuses cuvettes et des horsts matérialisés par des failles de directions NW-SE, ENE-WSW, NE-SW et N-S. Au centre de ces cuvettes s'installe la majorité des lacs comme Dayet Aoua, Dayet Ifrah, Dayet Afourgagh, Aguelmam, …etc. de nature tectono-karstique et dont la formation est liée aux épisodes tectoniques néogènes et quaternaires (Hinaje et Ait Brahim, 2001).

Le causse moyen atlasique a été subdivisé par G .Colo (1961) en deux parties structurales qui sont les suivantes :

- une partie occidentale qui s'étende de la bordure de la Meseta jusqu'à l'Est de Oued Sebou. Cette partie elle-même est subdivisée en deux portions séparées par la ligne tectonique de l'accident de Tizi N'Tretten : la première portion, correspondant au causse atlasique septentrional au NW, possède le causse d'EL Hajeb, le causse d'Imouzzer, le causse d'Ifrane, le causse d'Agourai et la partie occidentale du causse de Sefrou. Concernant la deuxieme partie qui correspond aux causses atlasiques méridionaux au SE, comprenant le causse de Ain Louh, le causse de Guigou, le causse d'Amekla, le causse d'El Menzel, le causse de Tahla et la partie orientale du causse de Sefrou ;
- une partie orientale qui correspond aux bordures liasiques de la boutonnière de Tazzeka.

I.2. Moyen Atlas Plissé

Dans le Moyen Atlas plissé, la série lithostratigraphique méso-cénozoïque est très épaisse et large (Fedan, 1988). Sa structure est caractérisée par l'existence de rides anticlinales faillées généralement orientées NE-SW, intrudées parfois par des roches gabroiques. Ces rides séparent de larges dépressions synclinales d'axes parallèles à la chaine (Termier, 1936 ; Colo, 1961 ; Fedan, 1988) correspondant à des bassins sédimentaires. Il est séparé du Moyen Atlas tabulaire par l'Accident Nord Moyen Atlasique (A.N.M.A) (Colo, 1961).

Les rides anticlinales apparaissent parfois sous forme de plis couchés ou de pli-failles ; correspondant à des rampes frontales ou obliques. La rampe de Tichoukt qui correspond à la

limite sud et sud–est de notre zone d'étude, correspond à une rampe oblique lors de la compression NNW-SSE post-Bathonien et anté-Barrémien, et à une rampe frontale lors de la compression N120 à N140 au Vallésien et au Pliocène inférieur-moyen (Hinaje, 2004). La présence des argiles rouges du Trias supérieur au niveau de ces anticlinaux, permet aux séries lithostratigraphiques de chevaucher vers le NW et parfois vers le SE (Sabaoui, 1998). La zone synforme de Skoura, limitée au SE par la ride anticlinale de Tichoukt, est à remplissage sédimentaire correspondant aux formations du Dogger plus au moins complètes. Celles-ci sont recouvertes par des formations néogènes et quaternaires.

II. Stratigraphie et structure du Moyen Atlas

Pour reconstituer l'histoire géologique et mettre en évidence l'évolution tectono-sédimentaire de domaine atlasique depuis le Trias jusqu'au l'actuel, plusieurs travaux ont été établis entre autres par : Choubert et Faure-Muret (1962), Michard (1976), Laville (1985), Fedan (1988), Jacobshagen et al. (1988), Charrière (1990), Sabaoui (1998), Hinaje (2004), …etc. Le domaine atlasique **(Fig. 2)** est caractérisé au Trias supérieur par la réactivation des accidents hercyniens en inversion tectonique négative provoquant la formation des bassins subsidents NE-SW (Laville et al., 1995; Piqué et al., 1998). Ces bassins à remplissage détritique (conglomérats, grès et arkoses) à la base et une série argilo-salifère où s'intercalent des basaltes doléritiques au sommet ; sont dus essentiellement à un régime extensif NW-SE à NNW-SSE (Du Dresnay, 1979 ; Fedan, 1988 ; Laville et Fedan, 1989 ; Akhssas, 1993 ; Hinaje, 2004 ; Hinaje et al., 2015). Les indices de l'extension triasique persistent jusqu'au Lias inferieur avec développement d'une plateforme carbonatée. Cette distension affecte plus ses parties SW et NE où elle a donné naissance respectivement aux bassins de kerrouchene et de Guercif **(**Fedan, 1988 ; Ouarhache, 1987 ; Charroud, 1995). Du Lias jusqu'au Bathonien, des bassins subsidents à sédimentation carbonatée et détritique fine en relation avec une avancée vers le SW de la Téthys ont été développés. Au sein de cette plateforme liasique, de nombreux indices de la tectonique synsédimentaire ont été marqués, telles que les failles synsédimentaires, les brèches intraformationnelles et les discordances progressives **(**Felenc et Lenoble, 1965 ; Emberger, 1965 ; Laville et al., 1977 ; Robillard, 1978 ; Fedan, 1980 ; Hinaje, 1991 ; Hinaje, 2004**)**. A partir du Bathonien, la surrection des rides anticlinales est paroxysmale. Elle a été accompagnée de la mise en place d'intrusions subvolcaniques et d'une sédimentation fluvio-deltaïque à lagunaire (Fedan, 1988 ; Charrière, 1990 ; Charroud, 1990 ; Hinaje, 2004).

A la fin du Dogger, le bassin jurassique du Moyen Atlas est comblé et a formé un haut fond au cours de sa structuration. L'érosion de cette chaine montagneuse alimente les bassins et les dépressions intramontagnes en éléments détritiques et molassiques. Cette sédimentation continentale est suivie d'une transgression marine d'âge albo-cénomano-turonien (Crétacé supérieur) qui se prolonge au Paléogène, et une autre au Miocène supérieur. Les accidents majeurs sont réactivés en décrochements senestres à composante inverse, en failles inverses et en chevauchements (Fedan, 1988 ; Hinaje, 2004).

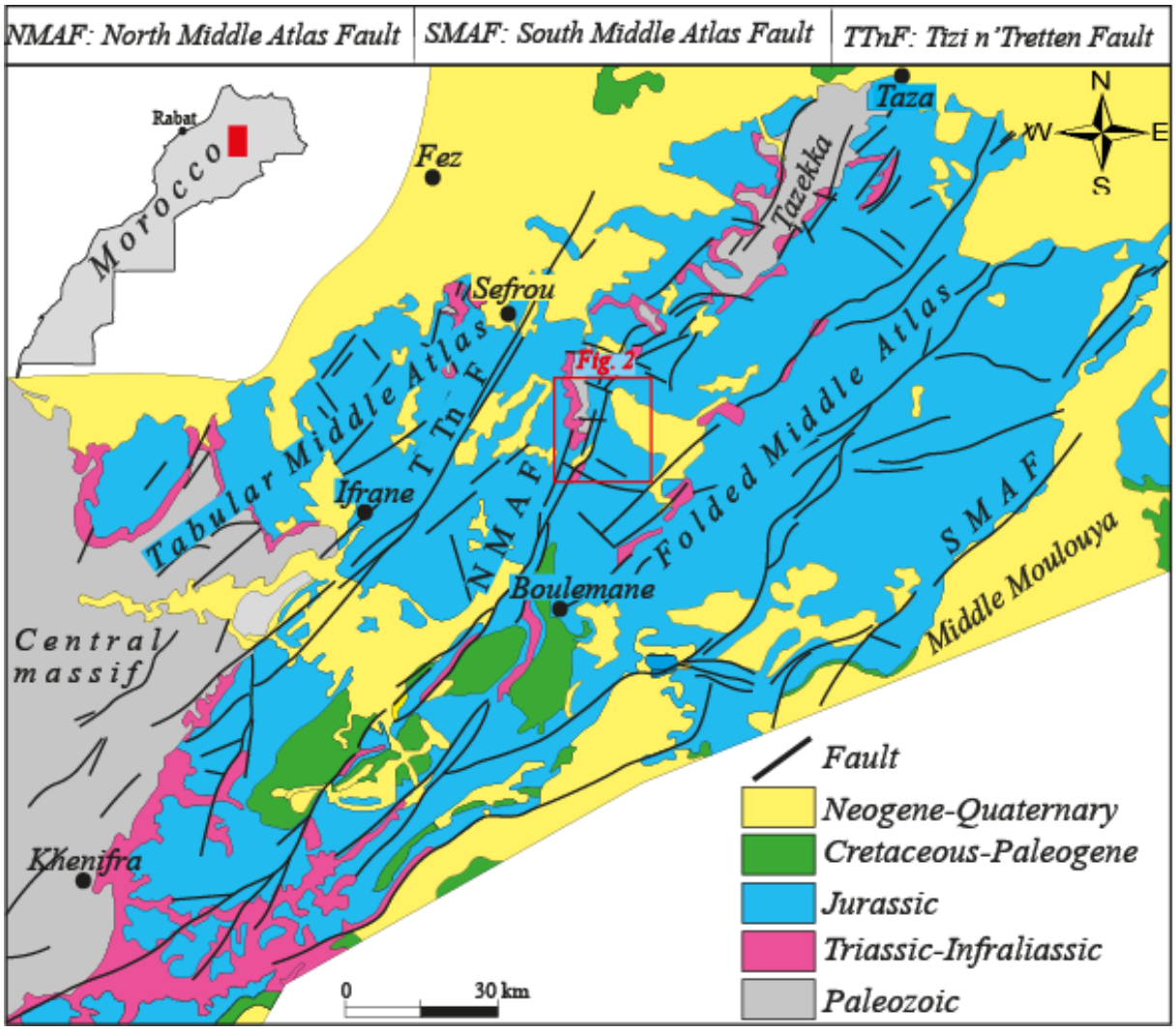


Figure 2: Carte structurale du Moyen Atlas (d'après la carte géologique du Maroc au 1/1000 000 ; redessinée).

Après avoir introduit brièvement l'histoire géologique du Moyen Atlas, nous allons résumer et décrire les principales formations lithologiques constituant le Moyen Atlas de la façon suivante **(Fig. 3)** :

- ✓ le socle paléozoïque plissé et schistosé affleure dans le massif de Tazzeka et dans les boutonnières de Bhalil, de Kander, de Bssabis, d'El Hajeb, de Kerrouchene, etc. ;
- ✓ les formations triasico-liasiques détritiques, évaporitiques et basaltiques, affleurent autour des terrains paléozoïques des boutonnières de Kander, de Bssabis, d'El Hajeb, du massif de Tazzeka et dans la région de Kerrouchène (Lorenz, 1976 ; Ouarhache, 1987 ; Beauchamp, 1988 ; Laville et al., 1995 ; Charroud et al., 1996 ; Hinaje, 2004). Ces formations affleurent aussi le long des grands accidents ;
- ✓ les formations carbonatées et marneuses du Jurassiques inferieur et moyen forment l'essentiel de la chaine du Moyen Atlas ;
- ✓ les formations crétacées apparaissent dans les bordures et les centres de la chaine du Moyen Atlas ;
- ✓ les dépôts paléogènes sont très variés, affleurent à l'Ouest du méridien de Boulemane ;
- ✓ les formations du Miocène supérieur apparaissent dans la partie NW de la chaine, dans le causse moyen atlasique et dans le moyen atlas plissé ;
- ✓ les formations continentales d'âge plio-quaternaire sont représentées par des dépôts lacustres, travertineux, de cônes de déjections et volcaniques. Elles se localisent notamment près des grands accidents et à la périphérie de la chaine.

Quatre accidents majeurs ont contribué à la structuration et l'évolution tectono- sédimentaire de la chaine moyen atlasique.

- ✓ l'Accident Nord Moyen Atlasique (A.N.M.A) **(**Colo, 1961 ; Duée et al., 1977**)** qui sépare le causse moyen atlasique du Moyen Atlas plissé. Cet accident est morcelé en trois branches en allant vers la zone septentrionale de la chaine : l'accident médian moyen atlasique, l'accident central moyen atlasique et l'accident nord moyen atlasique (Sabaoui, 1987**).**

- ✓ l'Accident Sud Moyen Atlasique (Laville et al., 1977 ; Fedan, 1988) ou Accident des Ait Oufella **(**Du Dresnay, 1988 ; Herbig, 1988**).** Cet accident sépare le Moyen atlas plissé de la meseta orientale et la plaine de la Moulouya.

- ✓ l'Accident de Tizi N-Tretten (Colo, 1961) qui divise le causse moyen atlasique en deux parties NE et SW, et qui sépare au Nord les dépôts du lias inferieur de la chaine, des dépôts néogènes du couloir sud rifain.

- ✓ l'Accident de Dayet Aoua (Charrière, 1990) qui sépare le causse moyen atlasique du Sais près de la boutonnière de kander. Cet accident est appelé aussi la faille nord moyen atlasique située entre El Hajeb, Aïn Chgague et Sidi Khyar, matérialisée par des affleurements d'argiles rouges triasiques (Hinaje, 2004).

A ces failles et accidents longitudinaux NE-SW, s'ajoutent les failles transversaux N120 à N140 qui ont joué aussi un rôle très important dans la géodynamique des bassins moyens atlasiques et la structuration de la chaine. Parmi ces faille il y'a la faille de Sefrou-Bhalil, la faille de Kandar – Aman Illila, la faille d'Ich Ouanou, la faille de Aïn Hanou, …etc. (Hinaje, 2004 ; Hinaje et al., 2015).

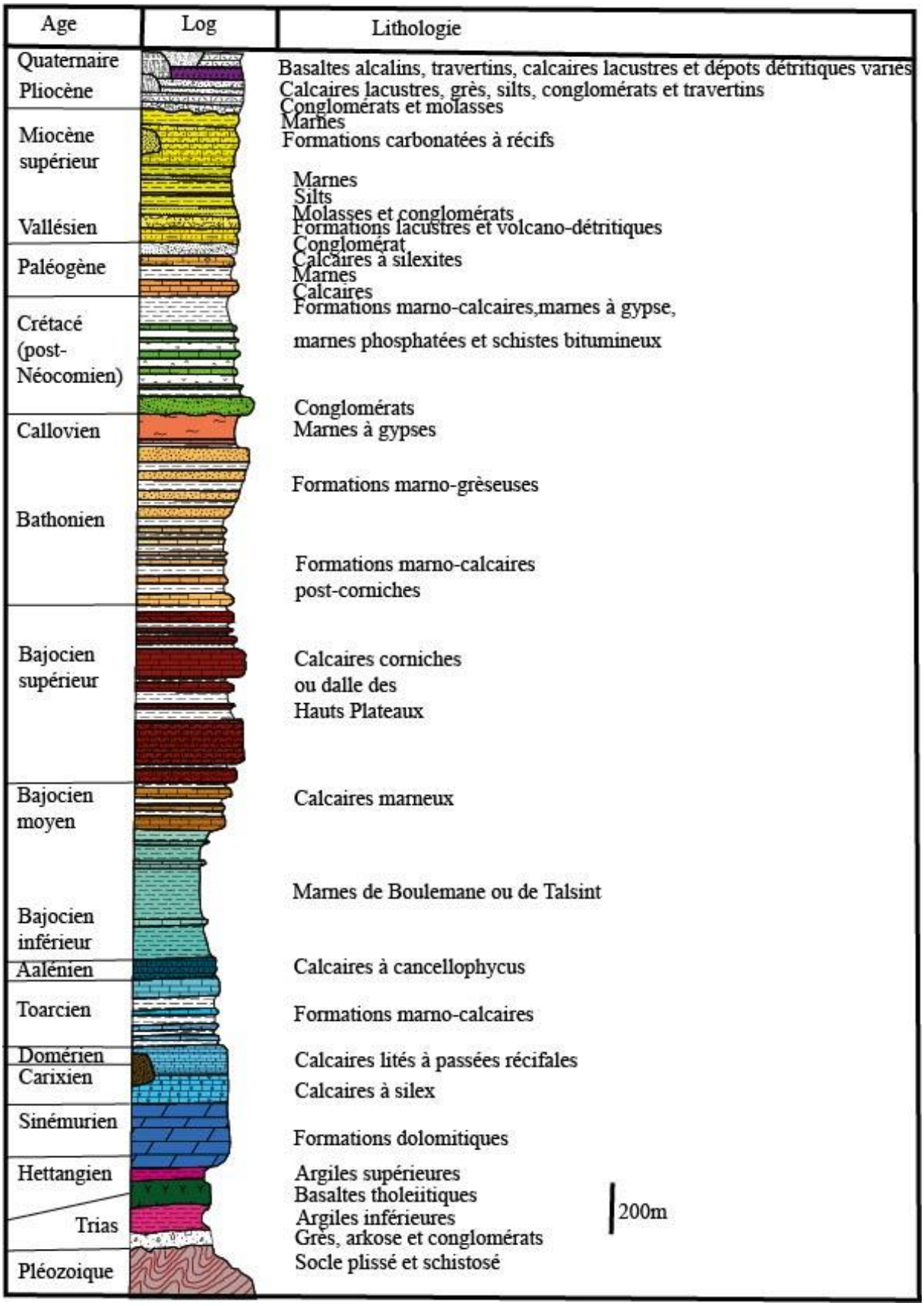


Figure 3: Log stratigraphique synthétique de la série méso-cénozoïque du Moyen Atlas (Hinaje, 2004 ; redessinée).

III. Travaux antérieurs

De nombreuses études ont été faites dans le Moyen Atlas, basées sur l'établissement des bases de la stratigraphie, élaboration des cartes géologiques et la reconnaissance des grandes structures de la chaine : Gentil(1916), Russo(1933), Termier (1936), Gardet et Gerard(1946). Apres avoir fondé les bases de la stratigraphie, d'autres études bien détaillées ont apporté des éclaircissements et des précisions sur la stratigraphie, la paléogéographie et la sédimentologie. Ces travaux ont été effectué par plusieurs chercheurs : Colo (1961-64), Choubert et Faure-Muret (1960-62,1967), Du Dresnay (1971, 1972,1977), Dubar (1960-62). Par la suite, plusieurs travaux ont été effectués concernant l'étude structurale et la mise en évidence d'une évolution structuro-sédimentaire continue et contemporaine de la sédimentation (Mattauer et al., 1977 ; Laville et al.,1977; Fedan, 1980-88 ; Robillard, 1979 ; Laadila,1982-96 ; Nassili,1982 ; Chorowicz et al., 1982 ; Charrière, 1985-90 ; El Arabi, 1987 ; Sabaoui, 1987-98 ; Ouarhache, 1987 ; El Mezgueldi, 1989 ; Benshili, 1987). En parallèle à ces études stratigraphiques et structurales, d'autres traitent la stratigraphie, la sédimentologie et la géodynamique des bassins (Ait Slimane, 1989 ; Charroud, 1990 ; Baudelot et al., 1990 ; Hinaje, 1991 ; Bejjaji, 1994 ; El Hamzaoui, 1994 ; Benjelloune, 1995 ; Laadila, 1996 ; Baali, 1998 ; Sabaoui, 1998 ; El Arabi, 2001 ; Gourari, 2001 ; Charroud, 2002). Viennent par la suite les travaux tectoniques concernant l'étude de la tectonique cassante et la mise en évidence de la chronologie des paléochamps de contraintes depuis le Trias jusqu'à l'actuel (Hinaje, 2004). Des études géophysiques ont donné des résultats préliminaires concernant une coupe de Meknès à Erfoud, à travers le Moyen Atlas, le Haut Atlas et la Haute Moulouya (Schwarz et Wigger, 1988 ; in Piqué, 1994). D'autres travaux géomorphologiques et géophysiques ont été effectués respectivement par J. Martin (1981), El Azzab et El Wartiti (1998), M.L Arboleya et al (2004) et P. Ayarza et al (2014).

Malgré ces nombreuses études touchant les différentes unités du Moyen Atlas, aucune étude hydrogéologique concernant des parties du Moyen Atlas plissé et en particulier les secteurs de Tazouta et de Skoura n'a été faite à notre connaissance. En effet, les études hydrogéologiques et leur relation avec la tectonique cassante ont ciblé seulement le causse moyen atlasique (El Fellah Idrissi, 2010 ; Amrani, 2016). Ainsi notre travail basé sur la cartographie géologique, l'analyse tectonique, la lithostratigraphie et l'hydrogéologie des bassins de Tazouta et de Skoura ; vient compléter les résultats de nos prédécesseurs. Le but principal de notre étude est de mettre en évidence l'incidence de la tectonique cassante sur la structure des aquifères et les écoulements des eaux souterraines de la nappe superficielle multi-réservoirs.

IV. Présentation de la zone d'étude

IV.1. Cadre géographique de la zone d'étude

La zone d'étude est située à 30 km au SE de la ville de Sefrou et à 40 km au NE de la ville de Boulemane. Elle s'étend entre les coordonnées Lambert X1=565, X2 = 585, Y1 =320, Y2 =348 **(Fig.4)**. Elle est limitée au N par la boutonnière de Bsabis, à l'W et au SW par l'Accident Nord Moyen Atlasique et au S et au SE par la rampe de Tichoukt. Elle correspond à une zone de transition entre le causse moyen atlasique et le Moyen Atlas plissé caractérisée par une tectonique polyphasée.

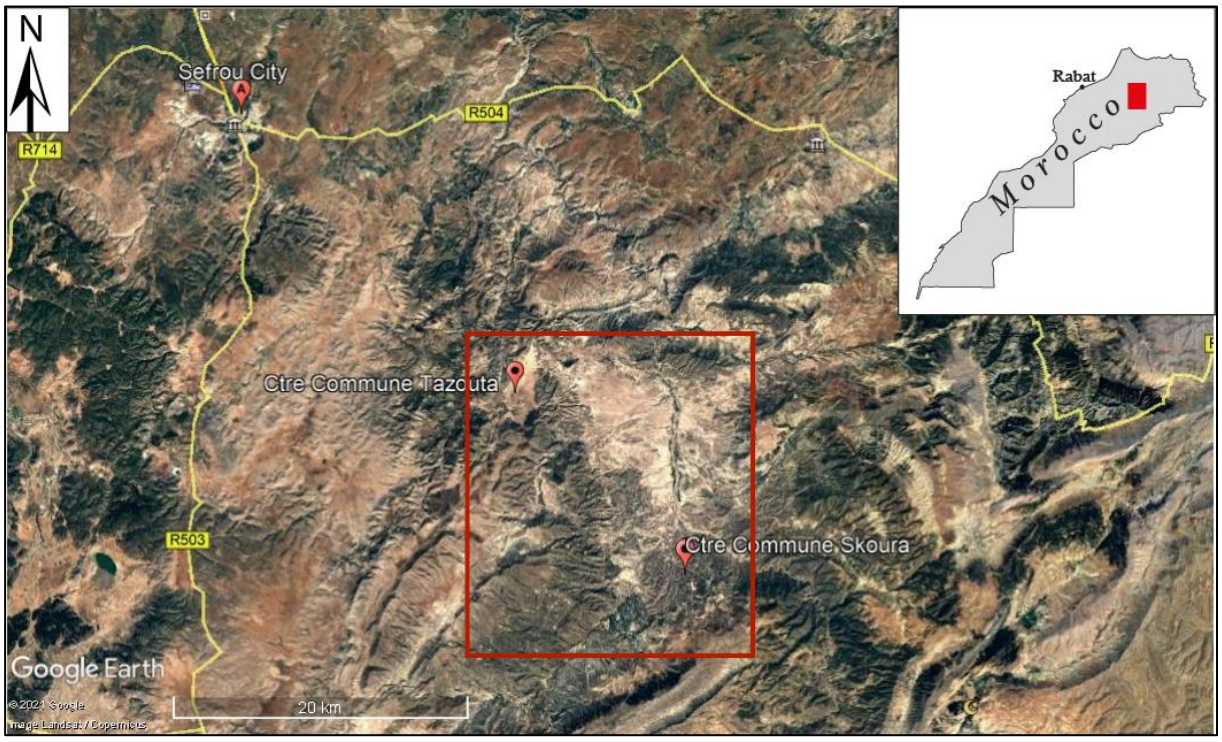


Figure 4: Situation géographique des bassins hydrogéologiques de Tazouta et de Skoura.

IV.2. Cadre géologique de la zone d'étude

La région étudiée appartient à une zone de transition entre le causse moyen atlasique et le Moyen Atlas plissé **(Fig. 5).** Elle correspond à un bassin subsident limité par deux grandes lignes structurales ; une branche de l'Accident Nord moyen Atlasique et la rampe de Tichoukt dont l'ossature est constituée par des formations carbonatées liasiques. L'accident nord moyen atlasique divise la zone en question en deux unités structurales principales : le bassin de Tazouta au NW et le bassin de Skoura au SE.

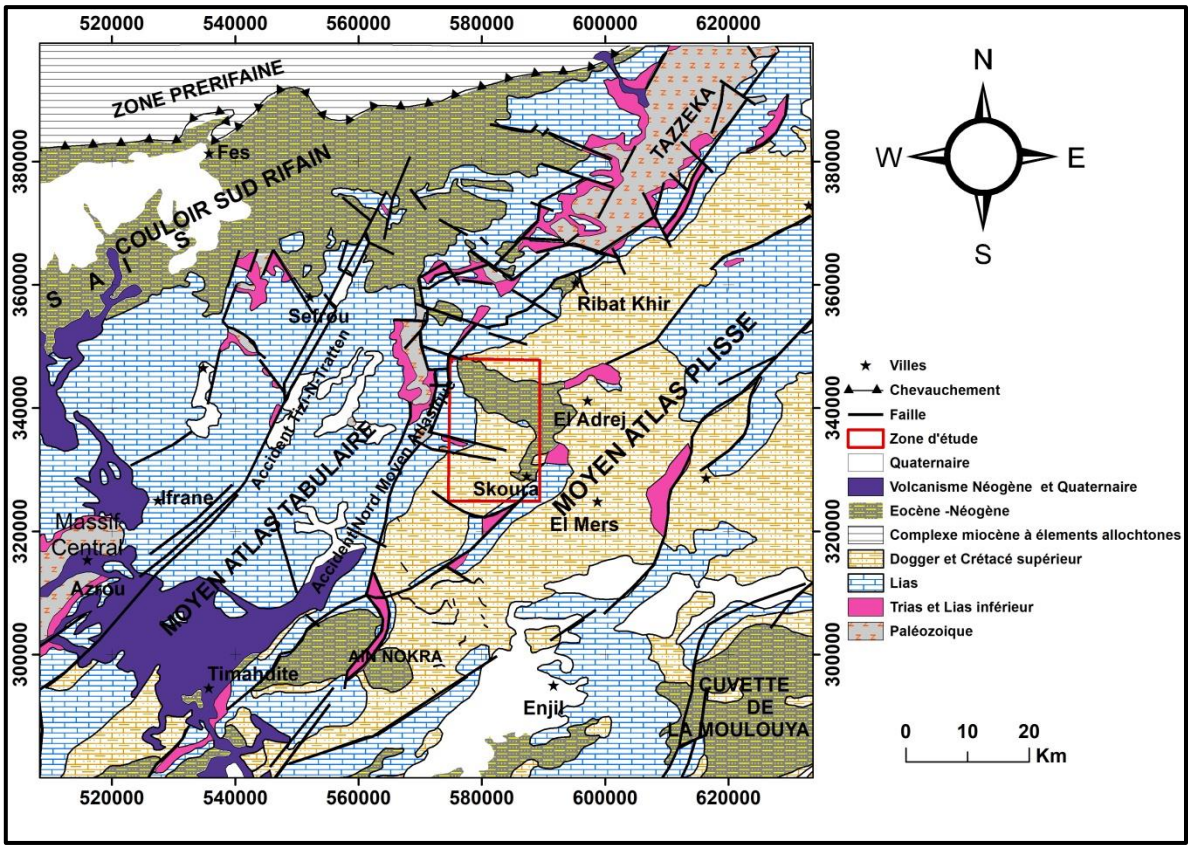


Figure 5: Carte géologique simplifiée du Moyen Atlas montrant la situation des bassins hydrogéologiques de Tazouta et de Skoura (d'après Charrière, 1989 redessinée).

1. La partie occidentale correspondant au bassin de Tazouta : elle est limitée au NW par l'accident Nord moyen atlasique qui sépare le causse de Tazouta du bassin de Skoura. Cette partie se caractérise par une couverture liasique (Termier, 1936 ; Colo, 1961 ; Du Dresnay, 1979 ; Martin, 1981 ; Charrière, 1990 ; Sabaoui, 1998 ; Hinaje, 2004), au sein de laquelle affleure la boutonnière paléozoïque du Bssabis. Les deux branches de l'accident nord moyen atlasique, limitant le bassin de Tazouta, favorisent l'apparition des couches argilo-salifère intercalées par un complexe basaltique fracturé.

2. La partie orientale de la zone d'étude correspondant au bassin du Skoura, constitue le début du Moyen Atlas plissé, formée essentiellement par des terraines du Dogger, recouverts en discordance par des formations néogènes et quaternaires. Cette partie est limitée au SE par la rampe de Tichoukt, dont l'ossature est constituée par des formations carbonatées liasiques. Les deux accidents (Accident Nord Moyen Atlasique et la ride de Tichoukt) favorisent la subsidence du bassin de Skoura au Néogène. Les failles normales subméridiennes d'âge quaternaire moyen-récent, affectant cette partie, ont amplifié la subsidence ; ce qui explique la structure synforme actuelle.

V. Problématiques, objectifs et méthodologie du travail

V.1. Problématiques et objectifs

Dans les bassins hydrogéologiques de Tazouta et de Skoura qui comprennent une série lithostratigraphique de nature et d'âge variés, la superposition de plusieurs évènements tectono-sédimentaires complique la compréhension de l'hydrodynamisme de la nappe superficielle des eaux souterraines. Celle-ci nécessite une analyse tectonique et lithostratigraphique approfondie visant la sélection des différents évènements géologiques impliqués dans l'hydrogéologie de la zone en question. La réalisation de ce travail qui s'inscrit dans le sujet de notre thèse, est centrée d'une part, sur une étude lithologique et piézométrique bien détaillée afin de déterminer les différentes couches aquifères et leur extension et sur l'étude structurale d'autre part. Cette étude permettra d'établir les zones de captage d'eau, ainsi que la relation entre les différentes unités structurales et en fin entre les différents aquifères portant la nappe superficielle. Au-delà de l'objectif principal qui consiste en la détermination de l'incidence de la tectonique cassante sur les écoulements des eaux souterraines, ce travail opte une approche pluridisciplinaire basée sur la réalisation des objectifs suivants :

- identification des caractéristiques lithostratigraphique, structurale, climatologique et hydrologique des bassins hydrogéologiques de Tazouta et de Skoura ;
- détermination des caractéristiques hydrogéologiques et le mode de la circulation des eaux souterraines et superficielles ;
- analyse des structures cassantes afin de déterminer l'évolution des pelèochamps de contraintes depuis le Miocène jusqu'à l'actuel et leur relation avec la genèse et l'évolution des bassins hydrogéologiques de Tazouta et de Skoura ;
- reconnaissance de quelques paramètres physico-chimiques pour identifier leur évolution spatiale en fonction des couches traversées ;
- cartographie des structures cassantes et leur influence sur l'organisation spatio-temporelle des écoulements des eaux souterraines ;
- cartographie géologique des dépôts miocènes (Vallésien-Tortono-Messinien) à l'Est de l'Oued Mdaz et mise à jour de la cartographie géologique de la partie sud-est de la carte géologique de Sefrou au **1/100 000** ;
- étude paléogéographique de la zone, basée sur la répartition verticale et horizontale des dépôts sédimentaires depuis le Vallésien jusqu'au Quaternaire. En même temps une analyse tectonique et microtectonique est réalisée pour établir des carte

paléotectoniques qui nous permettent d'établir la relation entre les différentes fractures et les écoulements des eaux. Cette analyse tectonique nous permettra également d'expliquer la présence des cortèges sédimentaires lacustres au Vallésien et au Pliocène moyen-supérieur, intercalés par des sédiments marins au Miocène supérieur.

V.2 Méthodologie du travail

Afin de répondre aux objectifs cités précédemment, nous avons adopté une approche méthodologique essentiellement basée sur le travail du terrain (récolte des données piézométriques, cartographiques, structurales, …) et le traitement des données récoltées. Cette approche consiste à :

- ✓ repérer et inventorier les points d'eau captant la nappe superficielle à aquifère multicouches liasique et mio-plio-quaternaire. Le nombre de mesures effectuées entre sources et puits dépasse les 200 points d'eau. Cette compagne piézométrique est effectuée durant la période d'été (Juillet, Aout et Septembre 2017) ;
- ✓ réaliser des mesures microtectoniques sur les miroirs de failles (direction, pendage, pitch des stries, recoupements, superposition de stries, …) affectant les différents types de formations constituant la zone étudiée (bassins hydrogéologiques de Tazouta et de Skoura). L'âge de ces formations nous a permis de caractériser et de trier les épisodes tectoniques, et d'établir une chronologie relative des phases de déformations affectant les deux bassins hydrogéologiques. D'autres principes sont abordés afin de préciser la chronologie des déformations tel que l'identification des décalages entres les fractures, la superposition des stries sur les miroirs des failles et la présence des failles synsédimentaires ;
- ✓ établir des coupes structurales, des cartes géologiques et des logs stratigraphiques afin de définir les couches géologiques aquifères, les modes de circulation des eaux souterraines et les modèles explicatifs des résurgences des sources d'eau;
- ✓ cartographie géologique détaillée de la zone d'Ajdir Ahbari couvrant l'ensemble des formations vallésiennes situées entre le pont de Mdaz et la route menant à Aderj, accompagnée par des coupes géologiques sériées.

Apres avoir réalisé des compagnes piézométriques, cartographiques, structurales et lithostratigraphiques nous avons par la suite passé à l'étape de traitement de l'ensemble de ces données récoltées. Plusieurs programmes informatiques ont été utilisés pour le traitement et l'exploitation :

- ✓ la détermination des états de contraintes a été effectué dans un premier lieu par les méthodes graphiques d'Anderson (1951) et d'Angelier et Mechler (1977), et ensuite par les méthodes automatiques de calcul mathématique (Angelier, 1975 ; Angelier et Stratis, 1980 ; Carey et Brunier, 1974 ; Etchocopar, 1984 ; Etchocopar et Mattauer, 1988) ;
- ✓ la détermination des caractéristiques hydrogéologiques et hydrodynamiques des différents aquifères en se basant sur l'analyse des cartes piézométriques superposées avec celles de la fracturation ;
- ✓ traitement des paramètres physico-chimiques des eaux souterraines en les illustrant sous forme de cartes de distribution spatiale. Nous avons réalisé celles-ci à l'aide de l'Arc-Gis ;
- ✓ réalisation des différentes coupes géologiques et des logs stratigraphiques que nous avons levées sur le terrain, en utilisant les logiciels de dessin (Arc-Gis, Adobe-Illustrator, …).

PARTIE I : ETUDES LITHOSTRATIGRAPHIQUE ET STRUCTURALE DES BASSINS HYDROGEOLOGIQUES DE TAZOUTA ET DE SKOURA

Chapitre 1 : Analyse lithostratigraphique des bassins hydrogéologiques de Tazouta et de Skoura

Introduction

Les bassins hydrogéologiques de Tazouta et de Skoura, faisant partie du Moyen Atlas plissé, sont deux unités structurales encadrées par deux grandes lignes tectoniques. Il s'agit de l'Accident Nord Moyen Atlasique au NW et l'Accident de Tichoukt au SE. Ces deux bassins, sont caractérisés par des structures et une lithostratigraphie de nature et d'âge variés. En effet, la série lithostratigraphique s'étale du Paléozoïque jusqu'au Quaternaire, avec lacune du Malm, du Crétacé et du Paléogène. Du coté structural, plusieurs familles de failles appartenant à plusieurs épisodes tectoniques, sont responsables de leur structuration et de leur genèse. Dans ce chapitre, nous allons décrire l'ensemble de la série lithostratigraphique et les structures affectant la zone d'étude, dont le but est d'identifier les couches réservoirs et les axes préférentiels des écoulements des eaux souterraines. L'ensemble de ces études est considéré comme étant la première démarche à l'étude hydrogéologique.

I. Lithostratigraphie de la zone d'étude

Les bassins hydrogéologiques de Tazouta et de Skoura sont constitués en terme lithologique par une succession des formations de nature et d'âge variés. La série sédimentaire débute par des formations du Paléozoïque, suivies par des dépôts triasiques composés principalement par des argiles rouges intercalées par des basaltes doléritiques. L'ensemble est surmonté par des formations carbonatées du Lias et du Dogger. La série se termine par des dépôts détritiques terrigènes et carbonatés du Néogène et du Quaternaire **(Fig. 6).**

I.1. Socle paléozoïque

Dans la zone d'étude, les terrains paléozoïques localisés dans la boutonnière de Bssabis, affleurent au NW du bassin hydrogéologique de Tazouta, précisément sur le flanc SE de l'Accident Nord Moyen Atlasique (A.N.M.A) grâce au jeu alpin de certaines failles (Charrière, 1990). En terme lithologique, ce socle est constitué essentiellement par des pélites gréseuses de couleur grise à gris-clair et des pélites noires à micas détritiques (Charriere, 1983, Hoepffner, 1987). Ces sédiments sont très riches en écailles dont l'âge est attribué à l'Ordovicien inférieur et au Silurien terminal (Charrière, 1990). Au niveau de cette boutonnière, on note la présence des bancs de grès quartzitiques recoupant les schistes verts micacés.

I.2. Trias

Dans le Maroc entier, les formations triasiques sont représentées par la même composition lithologique. Elles sont constituées par des conglomérats de base discontinus, des argilites rouges inferieures, des basaltes et des argilites rouges supérieures (Beauchamps, 1983 ; Salvan, 1974-1984 ; Ouarhache, 2002). La genèse des bassins triasiques par un régime tectonique extensif NW-SE à NNW-SSE, aboutissant à la création de haut fonds et de zones subsidentes encadrés par des failles normales N30 à N70 (Hinaje, 2004), abouti à une sédimentation détritique argileuse rouge encadrant des coulées basaltiques (Manspeizer, 1988 ; Fedan, 1988 ; Laville, 1988 ; Laville et piqué, 1991 ; piqué et Laville, 1993 ; Laville et al., 1995). Dans notre zone d'étude, les formations argileuses affleurent au NW du village de Tazouta sur les bordures de la boutonnière de Bssabis et au niveau de la zone de passage de l'Accident de Tichoukt. Grâce à leur aspect plastique, elles représentent un niveau de décollement jalonnant les différents accidents du Moyen Atlas. En effet, par leur position entre les couches dures du paléozoïque et les couches carbonatées du Lias inférieur-moyen, ces argiles ont amplifié les cisaillements tectoniques et la ductilité aux niveaux des anticlinaux. Ces dépôts reposent en discordance angulaire majeure sur le substratum paléozoïque déformé et fracturé pendant plusieurs phases tectoniques (Michard, 1976 ; Charriere, 1990 ; Hinaje et al.., 1992, 1993, 2000 ; Hinaje, 1995).

La datation de ces dépôts triasiques est effectuée par plusieurs géologues à l'échelle du Maroc. Gentil (1914-1916) était le premier a daté ces dépôts, et les a attribué au Permo-Trias. De nombreuses études stratigraphiques, paléontologiques et sédimentologiques ont permis de différencier le Permien du Trias (Termier et Termier, 1948 ; Lorenz, 1976 ; Baudelot et Charrière, 1983). D'autres datations palynologiques ont été effectuées sur des éléments détritiques associés aux basaltes, confirment un âge triasique supérieur à liasique inférieur (Cousminer et Manspeizer, 1976 ; Biron et Courtinat, 1982 ; Baudelot et al., 1986 ; Sabaoui, 1987). Les études radiométriques qui ont été effectuées sur les basaltes tholeiitiques ont donné un âge variant entre le Ladinien et l'Hettagnien-Sinémurien (Haiwood et Mitchel, 1971 ; Bertrand et Prioton, 1975; Manspeizer et al.., 1978 ; Westphal et al., 1979 ; Pachtère et al..,1985). Ces émissions de nature tholéiitique, sont liées à une période d'extension qui précède l'ouverture de l'atlantique, et liées au rifting atlasique avorté (Laville et piqué, 1992). Les datations effectuées sur ces basaltes tholéiitiques indiquent un âge compris entre **210,4±2,1 et 196,3 M.a** (Fiechtner et al., 1992).

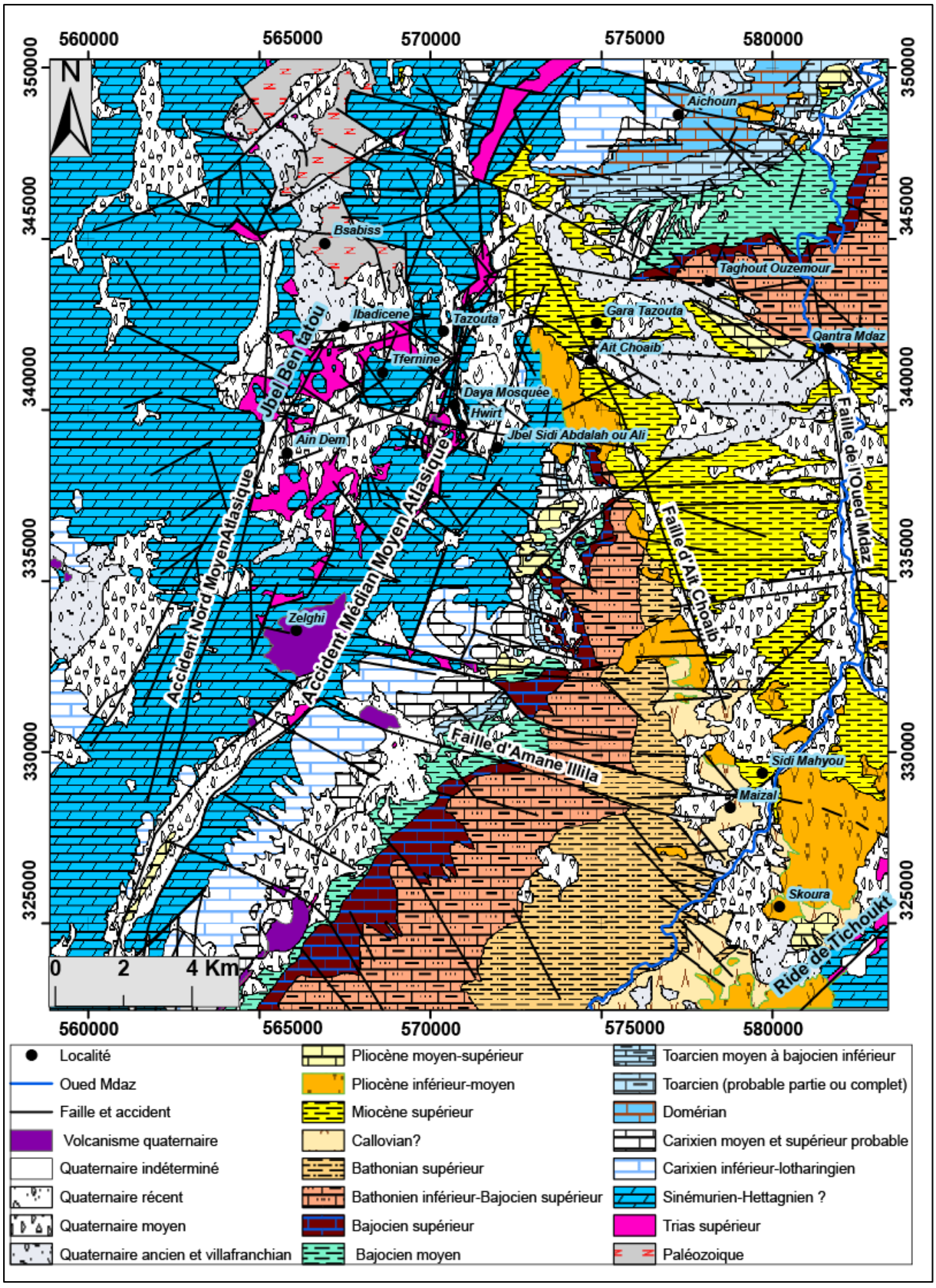


Figure 6: Carte géologique de la zone d'étude (d'après la carte géologique de Sefrou 1/100 000; modifiée et redessinée).

A la lumière de cette étude, les dépôts triasiques représentés au sommet par les couches argileuses, sont succédés par les dépôts carbonatés de plateforme peu profonde. Ils reposent en concordance sur les couches argileuses (Termier, 1936). Le passage du Trias au Lias basal n'est que la conséquence de la remontée eustatique de la mer téthysienne qui recouvrait tout le domaine de la chaine atlasique.

A l'échelle du Moyen Atlas et en particulier dans la zone d'étude, la série triasique a été subdivisée en trois formations principales (Sabaoui et Villard, 1987) : la première correspond aux dépôts détritiques grossiers et argilo-salifères à la base, la formation médiane constituée par les basaltes doléritiques et la troisième formation au sommet représentée par des argilites rouges peu épaisses **(Fig. 7).** Les deux couches argileuses inférieure et supérieure correspondent à des niveaux plastiques ou incompétents, privilégiant les passages des paliers de chevauchements.

a) Dépôts détritiques de bases

A l'échelle du Moyen Atlas, les dépôts détritiques de base du Trias supérieur affleurent sur les bordures des boutonnières paléozoïques, notamment aux alentours du massif de Tazzaka où ils peuvent atteindre **70m** d'épaisseur. L'épaisseur de ce niveau détritique varie de 0m à quelques centimètres, voir même quelques dizaines de mètres (Hinaje, 2004 ; Gharmane, 2021). Ils sont constitués par des conglomérats, des grès et des arkoses reconnus partout dans le domaine atlasique (Choubert et Faure-Muret, 1960-1962). Ces éléments détritiques sont issus de l'érosion du socle, dont la matrice est argilo-gréseuse à micro-conglomératique. Ce cortège détritique affleure également dans les boutonnières de Bssabis près de notre zone d'étude, de kandar, de Beni Mellala, de Kerrouchène et de Bhalil (Arsicaut, 1973 ; Lorenz, 1976 ; Ouarhache, 1987 ; Sabaoui, 1987 ; Charrière, 1992 ; Charroud, 1995 ; Hinaje, 2004 ; Gharmane, 2021).

b) Argilites rouges inférieures

Ces dépôts surmontent en concordance les dépôts détritiques de base par un passage plus au moins progressif constitué de grès, de silts et d'argiles rouges. Généralement, ces argiles reposent directement sur le socle paléozoïque. La plupart des coupes qui matérialisent cette formation ne montrent pas une succession normale et complète des différents membres. Ces couches triasiques apparaissent généralement sur les bordures des boutonnières, à la périphérie du massif atlasique et tout le long des failles et accidents. Ces niveaux plastique ou couches savons ; jouent le rôle de niveaux de décollements à paliers de chevauchements (Charrière, 1990 ; Sabaoui, 1998 ; Hinaje, 2004). Ces argilites rouges se sont déposées dans

un milieu marin peu profond à lagunaire, plus au moins confiné et compartimenté par des failles (Lucas, 1962). Leur couleur rouge indique que le milieu de dépôts correspondait à une période climatique rhexistasique sous un climat chaud (Millot et al., 1961). Ils sont très riches en évaporites tels que le sel, le gypse et parfois la sylvite.

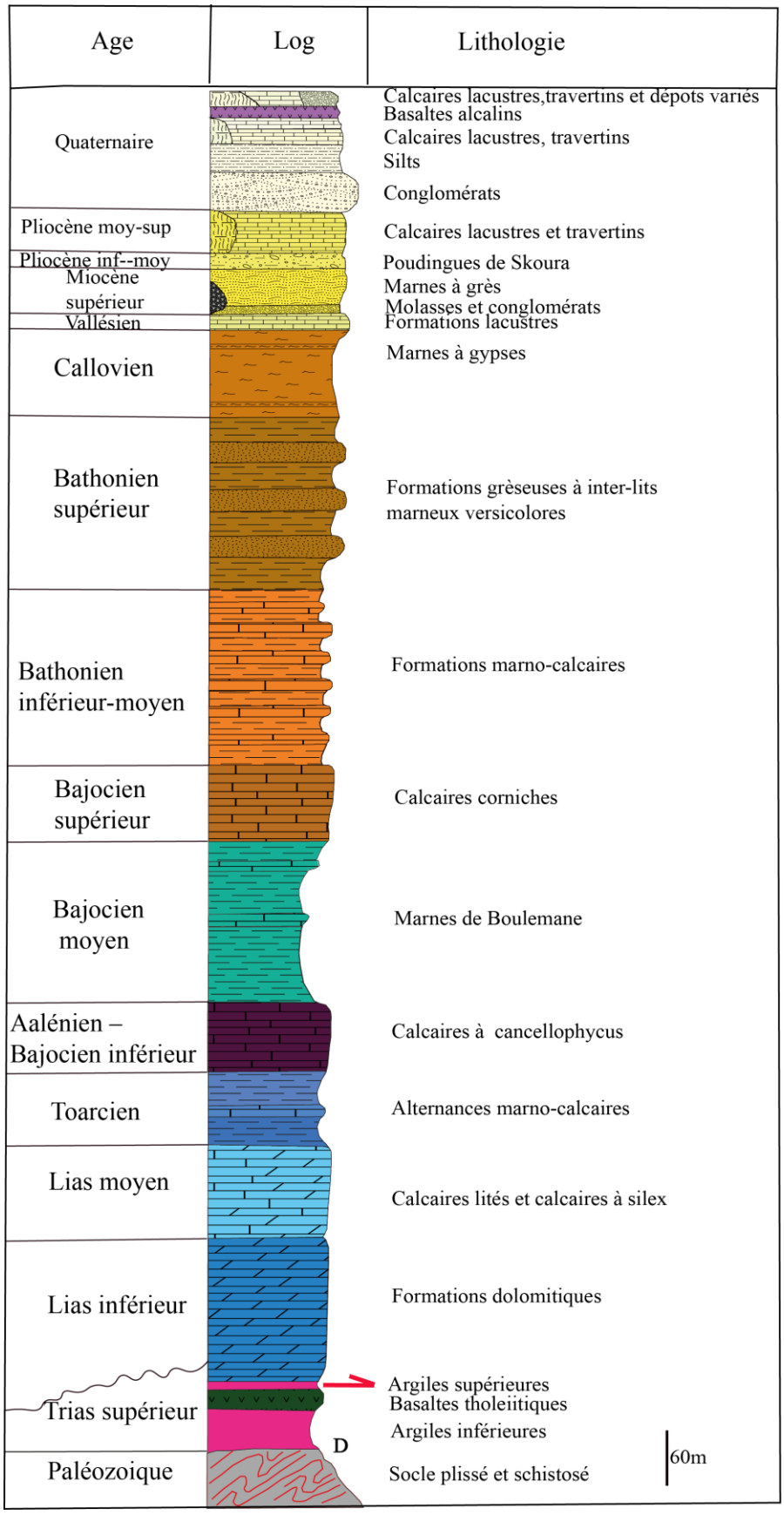


Figure 7: Log lithostratigraphique synthétique de la zone d'étude (bassins de Tazouta et de Skoura).

c) Complexe basaltique et les niveaux sédimentaires associés

La présence de coulées prismées ou en pillow-lava, contenant parfois des niveaux sédimentaires à facies intertidal à supratidal a permis de déduire que le milieu de la mise en place de celles-ci était subaquatique à aérien (Cogney et al., 1971 ; Cogney et Faugères, 1975). Ces roches basaltiques de type tholéiitiques sont souvent recoupées par des filons de calcites et parfois de géodes de quartz. Leur étude géochimique montre qu'ils proviennent d'un magma tholéiitiques à affinité continentale (Robillard, 1978 ; EL Azzouzi et al, 2010 ; Hinaje et al, 2019). L'existence des niveaux sédimentaires intercalés au sein des coulées basaltiques de type tholéiitiques montre que l'activité magmatique s'est déroulée pendant plusieurs épisodes, séparés par des périodes de calme où la sédimentation détritique est dominante. Le magmatisme qui a contribué à la mise en place de ce type de basalte est lié au rifting atlasique (Fedan, 1988), à travers duquel, le socle paléozoïque a subi une extension orientée NW-SE matérialisé par des failles normales N20 à N60 et des décrochements senestres à composante normale orientés N70 à N100. Ces failles favorisent l'installation des grabens et des hémi-grabens à dépôts détritiques et basaltiques (Hinaje, 2004). Les niveaux sédimentaires intercalés dans les basaltes tholeiitiques sont observés dans plusieurs sites ; notamment à la périphérie du massif de Tazzeka, à El Hajeb, autour de la partie NW de la boutonnière de kander, la partie ouest de Bhalil et dans la boutonnière de Beni Mellala… etc (Charrière, 1983 ; Ouarhache, 1987). Pour notre zone d'étude, ces affleurements basaltiques, contenant des filons de quartz et de calcite, affleurent fréquemment près de l'Accident Nord Moyen Atlasique, dont l'épaisseur est très variable. Ils apparaissent sous différentes couleurs, essentiellement brunes et verdâtres. Les niveaux sédimentaires intra-basaltiques ont été signalés dans plusieurs secteurs et par plusieurs auteurs. Ils sont constitués de niveaux siliceux, carbonatés et argileux à bois fossile (Ouarhache, 1987 ; Sabaoui, 1987).

Plusieurs travaux ont été réalisé pour attribuer un âge à ces coulées basaltiques ; parmi lesquels les datations effectuées par Baudelot et al (1990). Ces travaux ont fourni un âge Carinien à Lias inferieur pour les basaltes de Tazzeka et Norien inferieur à moyen pour les basaltes d'El Hajeb. Salvan (1984) a distingué quatre grands ensembles de coulées basaltiques au Maroc, mais cette répartition est difficilement applicable parce que ces basaltes se sont épanchés en plusieurs coulées diachrones, dont l'âge est compris entre **210,4±2,1 et 196,3 ±1,2M.a** (Fiechtner et al., 1992).

d) Argilites supérieures

Les argilites supérieures reposent en concordance sur les basaltes tholéiitiques. Leur épaisseur est très variable car elles sont souvent reprises en paliers de chevauchements. Leur sommet est localement représenté par des argiles grises à noirâtres, connues sous le nom de formation de Harira, caractérisant un milieu réducteur (Baudelot et Charrière, 1983). Les datations palynologiques réalisées dans cette formation ont donné un âge Hettangien-inferieur (Baudelot et Charrière, 1983 ; Charrière, 1990). Cependant, les analyses sédimentlogiques à microfaune faites par A. Sabaoui (1998) ont donné un âge Hettangien - Sinémurien.

I.3. Jurassique

A l'échelle du Maroc, en particulier dans le Moyen Atlas, les dépôts jurassiques reposent en concordance sur les formations rouges du Trias supérieur. Ils sont représentés en terme lithologique essentiellement par des dolomies, des calcaires, des alternances marno-calcaires et des dépôts silico-clastiques. Ces formations constituent la majeure partie des terrains mésozoïques, divisées en séquences transgressives et régressives **(Fig. 7).**

Termier (1936), Dubar (1938, 1942) et Colo (1961) sont les premiers qui ont fondé l'essentiel des données stratigraphiques de base des dépôts jurassiques. Ensuite, des études sédimentlogiques et paléogéographiques ont été effectuées principalement par Du Dresnay (1971-1977) qui ont apporté plus de détail. D'autres études ont permis de subdiviser la série en différentes séquences tidales et aussi de traiter les modalités de l'influence tectoniques sur la sédimentation (Fedan, 1984-1988 ; Charrière, 1985-1990 ; El Arabi, 1987 ; Akhssas, 1993). Des études plus récentes ont porté des précisions et des éclaircissements sur la sédimentologie, la stratigraphie et la paléogéographie en soulignant l'importance de la tectonique synsédimentaire (Fedan, 1984, 1988 ; Charrière, 1985,1990 ; Sabaoui, 1987-1998 ; El Arabi, 1987 ; Benshili, 1987 ; Du Dresnay, 1988 ; Charroud, 1990 ; Hinaje, 1991 ; Akhssas, 1993 ; Ben Jelloun, 1995 ; Sadki et al., 1999) .

I.3.1 Lias

Dans le Moyen Atlas, la série sédimentaire du Lias est divisée en deux séquences majeures (Colo, 1961 ; Fedan, 1988 ; Sadki et al., 1999) : la première est d'âge lias inferieur-moyen, la deuxième est attribuée au lias supérieur (Toarcien). La sédimentation liasique est effectuée dans les golfs et dans les sillons sous la dépendance de la Mésogée (Choubert et Faure-Muret, 1960-1962 ; Colo, 1961-1964 ; Du Dresnay, 1967 ; Michard, 1976). En effet, les carbonates du Lias inférieur et moyen correspondent à des dépôts de plateforme témoignant une stabilité

tectonique relative et une augmentation de la bathymétrie (Fedan, 1988 ; Laville et Fedan, 1989 ; Akhssas, 1993).

I.3.1.1. Lias inférieur et moyen

Dans le Moyen Atlas en général et la zone d'étude en particulier, les affleurements du Lias inferieur et moyen constituent l'essentiel de la zone de Tazouta et de la Ride anticlinale de Tichoukt. Les formations sont essentiellement de nature dolomitique, calcaréo-dolimitique, calcaire et marno-calcaire ; déposées dans des milieux intertidaux à supratidaux (Du Dresnay, 1962 ; El Arabi, 1987 ; Fedan, 1988 ; Charrière, 1990). Les premiers niveaux calcaires jurassiques sont attribués à l'Hettangien et au Sinémurien par des foraminifères et des algues (Sabaoui, 1998). Ils n'ont fourni aucun élément de datation précis, sauf les ammonites décrites par Colo(1961) dans le Moyen Atlas septentrional, qu'il a rapporté au Lias inférieur.

Le Lias moyen succède au Lias inferieur par des niveaux de calcaires lités, de calcaires à silex et parfois par des alternances marno-calcaires. Ces dépôts sont fréquemment fossilifères, riches en brachiopodes et en ammonites. Cette diversité faunistique a permis aux prédécesseurs (Termier et Dubar, 1940 ; Termier, 1936 ; Dubar, 1932 ; Colo, 1961) d'identifier le Lias moyen et d'introduire des subdivisions de base. Dans la zone en question, la série sédimentaire du Lias inférieur et moyen est représentée par les formations suivantes :

- **Formation de Kandar (Charrière, 1990 ; Sabaoui, 1998 ; Sadki et al., 1999) :**

Cette formation recouvre la totalité du bassin de Tazouta. Elle est principalement constituée en terme lithologique par des dolomies bréchiques et parfois des calcaires bioclastiques et des dépôts calcaréo-dolimitiques. Son épaisseur pouvant atteindre 100 m, cette formation caractérise un milieu intertidal à supratidal dont l'âge est *Hettangien à Sinémurien* ;

- **Formation carbonatée de Tamakant 1 (Termier, 1936 ; Du Dresnay, 1962 ; Fedan, 1988 ; Charrière, 1990 ; Sabaoui, 1998 ; Sadki et al., 1999) :**

Dans le Moyen Atlas, cette formation est constituée principalement par des calcaires lités, des calcaires bioclastiques, des calcaires à silex, des facies récifaux, des dolomies bioclastiques et des alternances marno-calcaires. Elle est d'âge Sinémurien supérieur (Lotharingien)- Carixien inferieur (Fedan, 1988 ; Charrière, 1990 ; Sabaoui, 1998 ; Sadki et al., 1999). Cette formation affleure au SW dans notre zone d'étude, parallèlement à l'Accident Nord Moyen Atlasique ;

- **Formation des calcaires à chailles de Tamakant 2 (Charrière, 1990 ; Sabaoui, 1998) :**

Cette formation est d'âge Carixien moyen et probablement supérieur. Elle est constituée par des alternances marno-calcaires, des calcaires noduleux, des calcaires lités à silex et des dolomies. Parfois, elle peut contenir des édifices récifaux. Elle apparait au SW de la zone d'étude, particulièrement au voisinage de l'Accident Nord Moyen Atlasique ;

- **Formation marno-calcaire de Tamakant 3 (Fedan, 1988 ; Charrière, 1990 ; Sabaoui, 1998 ; Sadki et al., 1999) :**

C'est une succession rythmique des calcaires décimétriques et des marnes. Son épaisseur oscille entre 20m et 60m. Elle est attribuée au Domérien. La présence de surface durcie ferrugineuse au sommet de cette formation indique le passage à un autre milieu de dépôt. Cette discontinuité laminaire marque la fin du Domérien moyen-supérieur et le début de *Toarcien*. Elle n'affleure qu'au Nord de la zone d'étude près du Douar Aichoun.

I.3.1.2. Lias supérieur (Toarcien)

Les terrains du Lias supérieur et du Dogger affleurent largement dans les bassins subsidents du Moyens Atlas Plissé. Ils sont de plus en plus récents lorsqu'on se déplace vers les axes de ces dépressions (Sabaoui, 1998). En effet, au niveau de la ride de Tichoukt, les formations du Lias supérieur qui correspondent à la formation de Taffert (Du Dresnay, 1988) sont représentées par une séquence de comblement dont l'épaisseur augmente du SW vers le NE (Benshili, 1987). La variation de facies et d'épaisseur est principalement guidée par des failles normales synsédimentaires de direction NW-SE en provoquant la subsidence de domaine nord–oriental du moyen atlas et la surélévation de sa partie SW (Charrière, 1990 ; El Arabi et al., 1999 ; Hinaje, 2004). Au NE de la zone d'étude, les dépôts toarciens sont représentés par les marnes de Bechyne dont l'épaisseur dépasse 100 m. Leur richesse en ammonites a permis de préciser l'âge de chaque membre sédimentaire et des différentes discontinuités sédimentaires qui les séparent (Sabaoui, 1998).

I.3.2. Dogger

Dans le Moyen Atlas plissé, où se situe notre zone d'étude, la série sédimentaire du Dogger est constituée par sept formations, dont l'âge s'étend du Toarcien terminal-Aalénien jusqu'au *Callovien* **(Fig. 7)**. On distingue du bas vers le haut les formations suivantes :

- **La formation d'Amane Ilila (Termier, 1936) :**

Correspond à une séquence de remblaiement dont l'âge est attribué à *l'Aalénien- Bajocien inférieur*. Cette formation est représentée par des alternances de dépôts marno-calcaires riches

en Céphalopodes indiquant un âge du *Toarcien terminal* au *Bajocien inférieur*. Elle est surmontée par un banc décimétrique de calcaires noirs, portant des traces de Zoophycos d'où le nom qualificatif de « calcaires à Cancellophycus » (Termier, 1936 ; Colo, 1961-64 ; Benzaquen, 1965 ; Fedan, 1988 ; Charriere, 1990 ; Sabaoui, 1998 ; El Arabi et al., 1999 ; Sadki et al., 1999 ; Hinaje, 2004). A l'échelle du Moyen Atlas, ces calcaires à Cancellophycus présentent des variations de l'épaisseur et de facies (Termier, 1936 ; Colo, 1961-64 ; Choubert et Faure-Muret, 1960-62 ; Benzaquen, 1965). Ainsi ces calcaires lités micritiques noirs à céphalopodes alternant avec des lits marneux grisâtres ; sont très épais (150 à 200m) au NE. Ils passent vers le SW à des calcaires rougeâtres peu épais (15 à 20m) bioclastiques et riches en slico-clastiques (El Arabi, 2001). Au cours de cette période qui correspond à *l'Aalénien - Bajocien inférieur* (Fedan et al., 1989), on assiste à une activité tectonique synsédimentaire traduite par la présence des lacunes, des discordances locales, des glissements gravitaires et un développement de facies néritiques (Fedan, 1988). Au niveau de la ride de Tichoukt qui correspond à la limite sud de la zone d'étude, les dépôts de l'Aalénien-Bajocien inferieur présentent des variations d'épaisseurs et de facies. Ils sont constitués par une barre calcaire très fossilifère dont l'épaisseur ne dépasse pas 3m. Cette formation calcaire d'Amane Llila forme une barre diachrone le long de l'Accident Nord Moyen Atlasique (Charriere, 1985 ; Fedan, 1988).

- **La Formation des marnes de Boulemane (Termier, 1936) :**

Elle désigne les formations marneuses qui affleurent dans le secteur de Boulemane. Leur âge est variable selon les auteurs : elles sont attribuées au *Bajocien inferieur-moyen* (Sabaoui, 1998 ; El Arabi et al, 1999), *Bajocien moyen* (colo, 1961) et *Bajocien moyen –supérieur* (Yacoubi, 1984). Elle est constituée de marnes grises ou gris-bleu, dont l'épaisseur peut atteindre 250m dans l'axe des bassins. Au centre de ceux-ci, ces marnes sont surmontées par des alternances marno-calcaires à faune benthiques (Fedan, 1988 ; Sabaoui, 1998). Au cours du *Bajocien moyen*, la remontée eustatique est maximale, elle a permis la sédimentation de puissante série de marnes de Boulemane dans le Moyen Atlas et de Talsint dans le Haut Atlas principalement dans les bassins très subsidents. Dans la zone d'étude, les marnes de Boulemane montrent des variations latérales d'épaisseurs, elles sont très épaisses au NNW par rapport au SSE. Cette variation est due aux jeux normaux des failles synsédimentaires ENE-WSW lors d'un régime extensif NNW-SSE (Hinaje, 2004). Tout au long de la zone de passage de l'Accident Nord Moyen Atlasique, les marnes de Boulemane reposent sur les différents termes du *Lias* et de *l'Aalénien-Bajocien inferieur*. Cependant, Au NE à proximité

d'Aichoun, elles sont concordantes sur les calcaires à Cancellophycus (Fedan, 1988 ; Charriere, 1990).

- **La formation de Rcifa (Du Dresnay, 1963) ou calcaires Corniches (Termier, 1936 ; Choubert et al., 1956) :**

Cette formation couronne la séquence klupfélienne aaléno-bajocienne *(Fedan et al., 1989).* Elle est constituée par des barres de calcaires bioclastiques péri-récifaux et oolithiques, dont l'épaisseur est très variable (entre 10m et 800 m). A l'échelle du Moyen Atlas, cette formation est caractérisée par des variations de facies et d'épaisseurs. Ainsi, à l'Ouest du méridien de Boulemane (bassins de Bou Anguer et de Bakrite), cette formation est calcaréo-dolimitique, par contre vers le NE dans les bassins de Zloul, de Tazarine et de Maghraoua, elle perd son facies néritique et devient plus marneuse (Colo, 1961-64 ; Fedan, 1988 ; Sabaoui, 1998 ; Hinaje, 2004). Elle est formée par deux barres calcaires épaisses, plus au moins individualisées, elles correspondent aux calcaires corniches la et lb (Du Dresnay, 1963) et aux complexes I et II (Choubert et Faure –Muret, 1967). La présence d'une ou plusieurs barres de calcaires corniches séparées par des lits marneux indique le rôle de la tectonique synsédimentaire. L'âge de cette formation est attribué au *Bajocien supérieur* (Termier, 1936 ; Choubert et Marcais; 1956 ; Colo, 1961-64 ; Du Dresnay, 1963 ; Fedan, 1988). Localement, au NE du bassin de Skoura, cette formation est très épaisse par rapport au Sud. Cette variation est liée aux jeux normaux des failles ENE-WSW et aux jeux transtensifs des failles NE-SW et NW-SE (Hinaje, 2004).

- **La formation de Bou Akrabéne-Ich Timellaline (Termier, 1936)**

Cette formation surmonte la formation sous-jacente correspondant aux calcaires corniches. Elle est constituée par des alternances marno-calcaires et par des niveaux gréseux au sommet. Son épaisseur peut atteindre 400m (Sabaoui, 1998). Elle est caractérisée par la fréquence de stratification oblique et par des niveaux oolithiques et bioclastiques. Cette formation est rapportée au *Bajocien supérieur à Bathonien* (Du Dresnay, 1963 ; Sabaoui, 1998).

- **La formation d'El Mers 1 (Du Dresnay, 1963 ; Charriere, 1990) :**

Elle est constituée en terme lithologique par des marnes jaunes parfois versicolores à intercalations de grès ou de calcaires quartzeux (Sabaoui, 1998). Ces bancs gréseux ou calcaires sont riches en faune benthique, notamment les crinoïdes et les bivalves du groupe des nucules (Sabaoui, 1998). Dans le bassin d'El Mers où cette formation a été défini, la

faune récoltée a donné un âge *Bathonien* (Termier, 1936 ; De Lapparent, 1955 ; Du Dresnay, 1963 ; Fedan, 1988). Son milieu de dépôt correspond à une vasière subsidente qui évolue à un milieu supratidal dans le bassin de Skoura, dont l'épaisseur varie entre 30 et 150 m (Sabaoui, 1998). Cette variation est liée au taux de subsidence et de degré des confinements (Fedan, 1988). L'âge de cette formation est attribué au *Bathonien (*Du Dresnay, 1963 ; Charriere, 1990). A l'échelle de la zone de Skoura - Tazouta, cette formation affleure tout au long de l'axe du bassin de Skoura, où elle est constituée de barres gréseuses à inter-lits marneux versicolores.

- **La formation d'El Mers 2 (Du Dresnay, 1963 ; Charriere, 1990) :**

Dans le Moyen Atlas plissé et en particulier au NE de la zone d'étude, cette formation est constituée par des bancs gréseux séparés par des marnes versicolores. Son épaisseur peut atteindre 200m. Cette formation surmonte en discordance angulaire les formations sous-jacentes (Sabaoui, 1998). L'âge est attribué au *Bathonien - Callovien* (Dresnay, 1963 ; Monbaron et Taquet, 1981 ; Jenny et al.., 1981 ; Fedan, 1988 ; Charrière et al.., 1990). Au SW du bassin de Skoura, les dépôts sont ceux d'un milieu supratidal avec faible apport des éléments détritiques. Par contre au NE, les éléments détritiques sont très importants. Les environnements sédimentaires correspondent à un milieu supra-littoral avec une subsidence intense (Charrière ,1990).

- **La formation de Skoura ou d'El Mers 3 (Choubert et Faure-Muret, 1960-62 ; Charriere, 1990) :**

La formation d'El Mers est remplacée par celle de Skoura car dans la zone d'El Mers la série jurassique du Dogger s'arrête au sein de l'unité grès-marneuse. Cependant, dans le bassin de Skoura, cette formation montre les plus importants affleurements à l'échelle du Moyen Atlas (zone de Maizel). Elle est constituée de marnes à gypses contenant des bancs gréseux. Ces marnes à gypse constituent l'ultime formation du cycle Jurassique dans la zone d'étude. Son âge est attribué au *Bathonien moyen à Callovien* (Charrière, 1990). Le milieu de dépôt de celle-ci correspond à un milieu lagunaire, dont le confinement est d'origine tectonique (Attims, 1965 ; Fedan et al., 1989 ; Sabaoui, 1998). En effet, la lagune de Skoura est isolée de la mer ouverte située au NE, par le paléoseuil de Tazarine et par les rides à intrusions subvolcaniques d'Aderj. L'épaisseur de cette formation est très importante en relation avec un taux de subsidence élevée (Charriere, 1990). Dans la zone d'étude, notamment dans le bassin de Skoura, cette formation des marnes à gypse surmonte la formation sous-jacente d'El Mers

2 en constituant une séquence de comblement. Le terme marneux de cette séquence est constitué de bas vers le haut par des marnes versicolores à rares petits bancs de calcaires marneux puis des marnes vertes à grès fossilifères et des marnes à gypses à minces lits gréseux au sommet. Normalement, le gypse apparait au niveau de la base de la séquence puis se développe en corps massifs au sommet (Sabaoui, 1998).

I.3.3. Malm, Crétacé et Paléogène

Dans le Moyen Atlas plissé où se situe la zone d'étude, les dépôts du Malm, du Crétacé et du Paléogène sont absents. En effet, au cours de cette période (du Malm au Paléogène), le Moyen Atlas et notamment le Moyen Atlas septentrional est considéré comme étant un haut fond vis-à-vis de la transgression atlantique. Dans cette chaine atlasique, évoluent les principaux bassins résiduels ; ceux de Baqrit-Timahdit-Guigou, de Bou Anguer, de Ain Nokra et d'Oudiksou-Tirhboula (Margat et Taltasse, 1952 ; Fedan, 1988 ; Ait Slimane, 1989 ; Charriere, 1990 ; Charroud, 1990 ; Sabaoui, 1998). La lacune des dépôts du Malm est due à la phase compressive majeure orientée NNW-SSE d'âge post-Bathonien – anté-Barrémien, qui a provoqué un soulèvement des chaines moyenne atlasique et centrale haut atlasique (Hinaje, 2004). Cette phase compressive jurassico-crétacé ou infra-cénomanienne, a débuté au Callovien par un épisode extensif N80 (permutation $\sigma_1 - \sigma_2$) responsable de la formation du bassin lagunaire de Skoura où se déposent les marnes à gypse (Hinaje et al., 2015).

I.4. Néogène

Dans le Moyen Atlas, les dépôts néogènes ont été signalés pour la première fois par Daguin (1927). Ils sont cantonné dans des golfs avancés à partir du détroit sud rifain jusqu'au bassin de Skoura. Les principales études de corrélation entre le Miocène du Moyen Atlas et celui du sillon sud rifain ont été soulevées par Jaeger (1978), Martin (1981), Charriere(1990), Sabaoui (1998) et Sabaoui et Hinaje (2000). Dans la zone d'étude, les affleurements néogènes reposent en discordance angulaire sur les formations jurassiques en couvrant toute la cuvette de Skoura **(Fig. 7).** Ce vaste affleurement relie l'unité structurale de Tazouta et le synclinale de Skoura. À l'Est et au Nord du bassin de Skoura, à proximité du pont de Mdaz, les formations du Miocène supérieur sont recouvertes par des dépôts fluvio-lacustres d'âge plio-quaternaire.

Dans la zone en question, les dépôts néogènes sont représentés en terme lithologique par plusieurs formations ; à savoir la formation d'Ajdir Ahbari, la formation d'Oued Mdaz, la formation du Col de Tazouta, la formation des poudingues de Skoura et les formations travertineuses et lacustres (Sabaoui, 1998 ; Hinaje, 2004).

- **La formation d'Ajdir Ahbari (Hinaje, 2004 ; El Fartati et al., 2019b):**

Dans la zone d'étude, la formation d'Ajdir Ahbari est l'équivalent de la formation de l'Oued Zrâa (Jaeger et Martin, 1971 ; Jaeger et al., 1973 ; Martin, 1981 ; Charrière, 1990). Elle comprend à la base des couches argileuses carbonatées lacustres très fracturées de couleur brunâtre, surmontées en concordance par des bancs de calcaires lacustres blancs à traces de racines. Cette formation lacustre s'ennoie sous les dépôts marins du Tortonien supérieur-Messinien. Son âge est attribué au Vallésien par analogie avec la même formation bien datée située dans le bassin d'Oued Zrâa (Hinaje, 2004). Ces dépôts reposent en discordance mineure sur les grès à inter-lits marneux versicolores du Bathonien. Elle est cantonnée dans un bassin lacustre dont la formation est due à un épisode extensif de la phase tectonique majeure d'âge Vallésien-Tortonien supérieur-Messinien-Pliocène inférieur ; tels que σ1 est horizontale et orientée NW-SE à WNW-ESE et σ3 est aussi horizontale et orientée NE-SW à NNE-SSW (avec des permutations σ1 – σ2 et σ2 – σ3).

- **La formation d'Oued Mdaz (Charrière, 1990 ; Sabaoui, 1998) :**

Au cours du Miocène supérieur, La zone de Tazouta-Skoura correspondait à un milieu marin profond orienté NW-SE où les différentes séquences sédimentaires sont déposées. La formation de l'Oued Mdaz est constituée de bas en haut par des éléments conglomératiques d'origine fluviatile, surmontés par des sables et parfois des marnes sableuses de couleur grise (Sabaoui, 1998). Sur cette séquence qui est généralement détritique, reposent en concordance des marnes gréseuses de couleur verte. La moitié supérieur de cette couche marno-gréseuse est riche en gypse. Au sommet de celle-ci, les grès deviennent assez répondus, avec des intercalations marneuses (Sabaoui ; 1998).

- **La formation du col de Tazouta (Charrière, 1990)**

Dans le Moyen Atlas, le terme formation du col de Tazouta constitue les dépôts terminaux du Miocène supérieur, qui comprennent des marnes blanches à huitres **(Fig. 8).** Au NW du bassin de Skoura, notamment au environ d'Aichoun, cette formation du col de Tazouta transgresse directement sur les formations jurassiques.

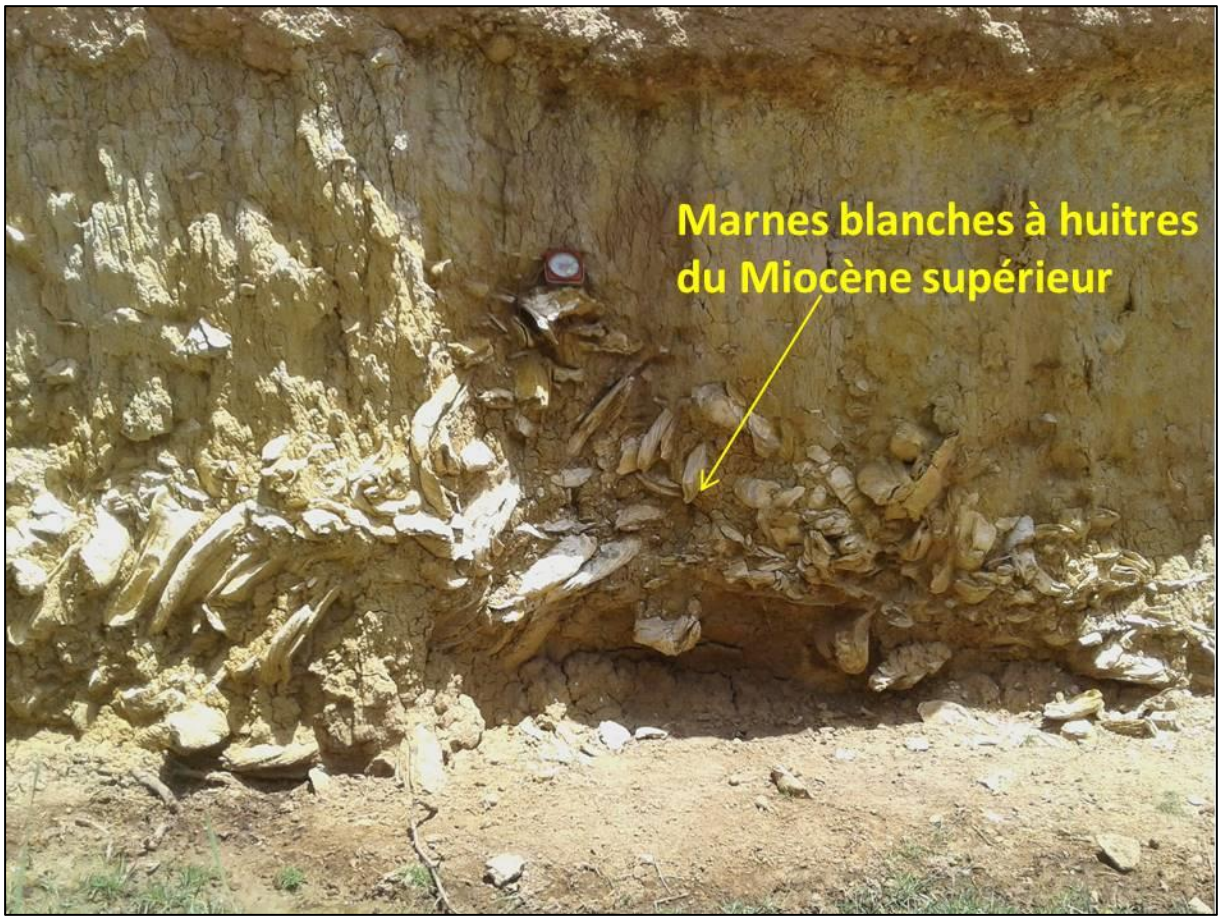


Figure 8: Marnes blanches à huitres au NW du bassin hydrogéologique de Skoura (région d'Aichoun).

- **La formation des poudingues de Skoura (Termier 1936)**

Elle est définie généralement par des éléments grossiers consolidés d'origine liasique, dogger et miocène de forme arrondie, emballés dans une matrice grèso-marneuse. Il s'agit des poudingues de Skoura (Termier, 1936 ; Martin, 1981 ; Charrière, 1990 ; Sabaoui, 1998 ; Hinaje et Ait Brahim, 2001) qui correspondent à des dépôts conglomératiques grossiers d'origine fluviatile, hétérométrique et polygénique. Ces dépôts sont issus de l'érosion de grands reliefs avoisinants et aussi dû à un épisode compressif que le Maroc a subi au pliocène inferieur –moyen. Cette formation est attribuée au Pliocène inferieur-moyen (Martin, 1981 ; Charrière, 1990 ; Sabaoui, 1998 ; Hinaje et Ait Brahim, 2001). A proximité du pont Mdaz, cette formation repose en discordance angulaire de 20° à 30° sur son substrat miocène marno-gréseux. Au NW de la ride de Tichoukt, notamment au voisinage du village de Sidi Mahyou, cette formation affleure avec une épaisseur très importante, surmontant parfois directement les formations liasiques. La présence de cette formation au sein du Moyen Atlas Plissé et en

particulier dans la zone d'étude ; témoigne de l'importance de l'extension paléogéographique de ces dépôts (El Fartati et al. 2019).

- **Les formations travertineuses et lacustres associés**

Elles sont constituées par des dalles de calcaires lacustres ou de travertins qui reposent en concordance sur les poudingues de Skoura. Elles constituent un cortège sédimentaire continental formé par des travertins de barrage en cascade et en retenue, de calcaires lacustres et de conglomérats chenalisés, ressemblant au modèle de Campy et Macaire (1989). Au Nord de la zone en question où il y a beaucoup de carrières d'exploitation de roche ornementales (faux marbres), cette formation lithologique repose en légère discordance sur les marnes et les grès du Miocène supérieur, dont l'épaisseur peut dépasser les dizaines de mètres. Son âge est rapporté au Pliocène moyen-supérieur (El Fartati et al. 2019). Au Sud-Est du bassin, suivant la route menant à Aderj, ces formations lacustres d'âge pliocène moyen-supérieur, reposent en discordance angulaire de 20° sur les formations lacustres d'âge vallésien **(Fig. 9)**.

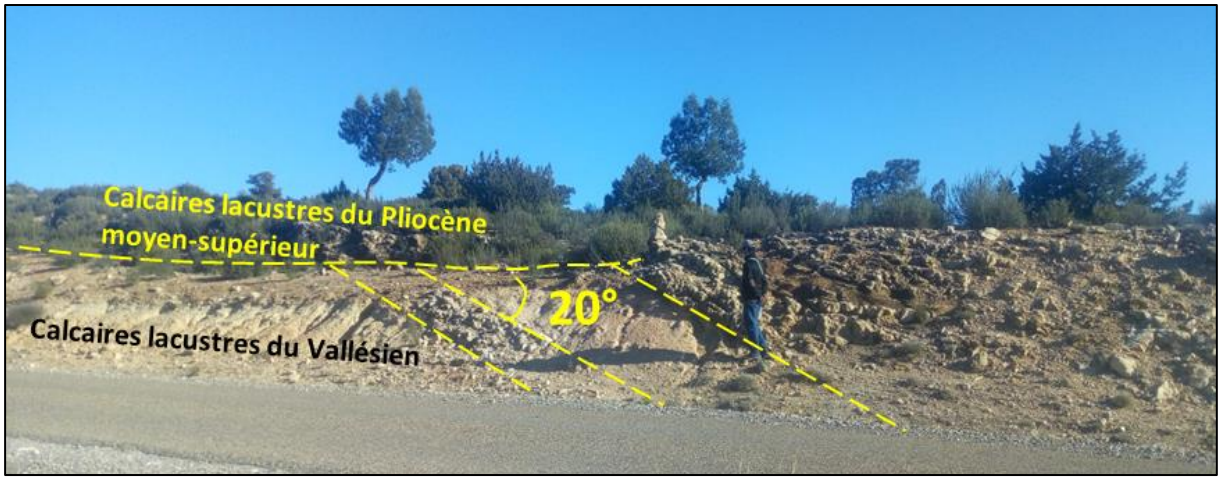


Figure 9: Discordance angulaire entre les calcaires lacustres du Vallésien et ceux du Pliocène moyen-supérieur au SE du bassin de Skoura.

I.5. Les formations du Quaternaire

Les formations du Quaternaire sont constituées par des dépôts continentaux fluvio-lacustres, travertineux et de cônes de déjection. Leur extension est généralement localisée dans les bassins intra-montagneux. Elles sont représentées par trois termes :

I.5.1. Quaternaire ancien-moyen

Les dépôts que nous attribuons au Quaternaire ancien-moyen sont constitués par des roches détritiques conglomératiques et gréseux progradants et chenalisés de cônes de déjection. Ils proviennent de l'érosion des formations sous-jacentes situées dans les zones avoisinantes et

dans les grands reliefs correspondant aux rides de Tichoukt et de l'Accident Nord Moyen Atlasique. Ces dépôts comportent également des travertins de barrage en cascade et en retenue, des travertins de résurgences et des dépôts lacustres (Campy et Macaire, 1989 ; Sabaoui, 1998). Leur milieu de dépôts correspond aux bassins sédimentaires continentaux à style tectonique transtensif tels que l'axe σ1 est orienté N30 à N45 et l'axe σ3 est orienté N120 à N135 (Hinaje, 2004 ; El Fartati et al., 2019a).

I.5.2. Quaternaire moyen-récent

Au cours de cette période, le Moyen Atlas comprenant la zone en question, a connu un régime extensif orienté ENE-WSW (Hinaje, 2004 ; El Fartati et al., 2019a). Celui-ci a donné naissance à des grabens et des hémi- grabens subméridiens où se localisent les dépôts caractérisant cette période. Ils sont constitués en terme lithologique par des séquences détritiques fluviatiles, de cônes de déjection, de calcaires lacustres et de travertins (Gourrari, 2001 ; Hinaje et al., 2002).

I.5.3. Les laves basaltiques

Depuis le Miocène jusqu'au Quaternaire récent, le Moyen Atlas était le siège de l'activité volcanique d'origine alcalin, qui résulte d'une fusion partielle du manteau supérieur (Moukadiri, 1983 ; Harmand et Cantagrel, 1984 ; Harmand et Moukadiri, 1986 ; Charrière, 1990 ; Hinaje et Ait Brahim, 2001 ; El Azzouzi et al., 2010). Ce volcanisme est représenté par des volcans de type maar et de type strombolien. Dans notre zone d'étude, notamment dans la vallée sèche d'Ait Sbaa, des laves basaltiques surmontent les dépôts continentaux du Quaternaire **(Fig. 7).** Ces laves proviennent des coulées du volcan Zelghi de type strombolien. Le volcan de Jbel Zelghi correspond à la zone d'intersection en transtension de deux lignes structurales majeures : l'ANMA et l'Accident de Kandar (Hinaje et al., 2019). L'âge de ce volcan est attribué au Quaternaire moyen –récent.

Conclusion

La zone d'étude correspondant aux bassins hydrogéologiques de Tazouta et de Skoura, est constituée par une série stratigraphique plus au moins complète, qui débute par les formations du Paléozoïque et se termine par les formations du Plio-Quaternaire. Les terrains paléozoïques qui apparaissent au NW du village de Tazouta, affleurent à la faveur de la boutonnière de Bssabiss grâce au jeu alpin de certaines failles (Charrière, 1990). Les formations triasico-liasiques affleurant à proximité de la boutonnière de Bssabis à l'Est et au NW du village de Tazouta près d'Ain Dem. Elles reposent en discordance angulaire majeure

sur le socle schisteux paléozoïque. Grâce à leur aspect plastique, les argiles rouges triasiques jouent le rôle de niveaux de décollement jalonnant les différents accidents du Moyen Atlas. Au niveau du causse de Tazouta et la ride de Tichoukt, les dépôts du Lias sont formés essentiellement par des dolomies, des calcaires, des alternances marno-calcaires et des dépôts silico-clastiques, constituant la partie majeure des terrains mésozoïques, qui se succèdent en concordance aux formations rouges du Trias supérieur. Le Lias supérieur est représenté par les marnes de Bechyne qui affleurent au NE de la zone d'étude. Dans le bassin de Skoura, la série jurassique est complétée par les dépôts du Dogger, dont l'âge s'étend du Toarcien terminal-Aalénien jusqu'au Callovien. Ainsi, ces dépôts sont représentés par sept principales formations : la formation d'Aman Ilila ou calcaires à Cancellophycus, la formation des marnes de Boulemane, la formation de Rcifa ou calcaires corniches, la formation de Bou Akrabéne-Ich Timellaline, la formation d'El Mers 1, la formation d'El Mers 2 et la formation de Skoura ou d'El Mers 3. On note la grande lacune du Malm, du Crétacé et du Paléogène. Les formations du Miocène supérieur reposent en discordance angulaire de 15° sur la dernière formation du Dogger correspondant au grès à inter-lits marneux versicolores du Bathonien. Elles affleurent dans la dépression synforme de Skoura, par contre elles sont presque totalement absentes dans le causse de Tazouta. Ces dépôts miocènes sont constitués par la formation lacustre d'Ajdir Ahbari (Vallésien) et les formations marines tortono-messiniennes. Enfin, la série stratigraphique se termine par des dépôts continentaux du Plio-Quaternaire représentés par des dépôts fluvio-lacustres et travertineux, sur lesquels repose par endroits, la coulée basaltique provenant du volcan de Jbel Zelghi.

Chapitre 2 : Analyse structurale des bassins hydrogéologiques de Tazouta et de Skoura

Introduction

Après avoir réalisé une étude lithostratigraphique bien détaillée, l'étude structurale vient par la suite pour mettre en évidence les différentes structures géologiques affectant la zone en question. L'ensemble de celles-ci, contribue d'une part, à la caractérisation des différents aquifères en mettant la relation entre eux et d'identifier les principaux axes d'écoulements des eaux de la nappe superficielle d'autre part. Trois familles de failles majeures ont joué un rôle important dans la structuration de la zone d'étude, et contribuent à l'orientation des écoulements des eaux souterraines et superficielles. Il s'agit des failles NW-SE, N-S et NE-SW **(Fig. 10).**

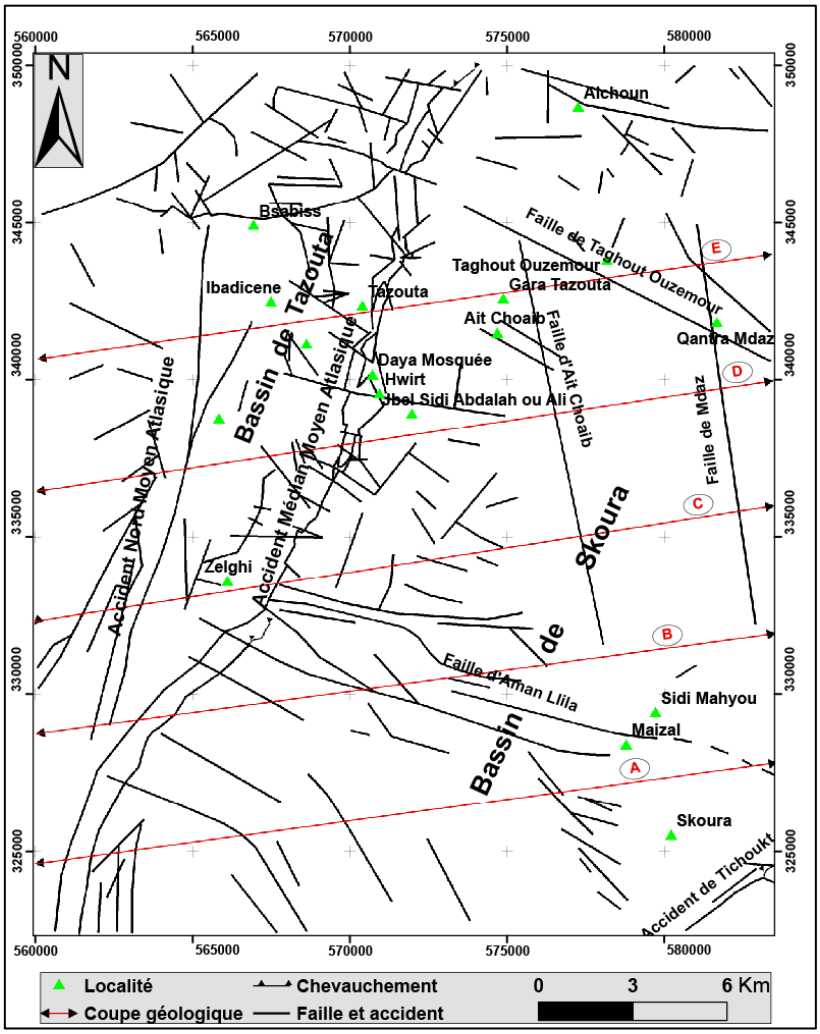


Figure 10:Carte structurale montrant les principales familles de failles et positions des coupes géologiques sériées réalisées dans ce travail.

I. Famille de failles NE-SW

Dans la zone de Tazouta- Skoura, deux grandes lignes structurales de direction moyenne NE-SW ont contribué au découpage du bassin hydrogéologique en deux unités structurales. Il s'agit de l'Accident Nord Moyen Atlasique (A.N.M.A) au NW et l'Accident de Tichoukt au SE **(Fig. 11)**.

I.1. L'Accident Nord Moyen Atlasique (A.N.M.A)

L'Accident Nord Moyen Atlasique (A.N.M.A) est une barrière structurale matérialisée par un grand faisceau de failles de direction moyenne NE-SW. Cette ligne limite le causse moyen atlasique du moyen atlas plissé. Dans notre zone d'étude, il constitue la limite médiane entre les deux unités structurales qui correspondent au bassin de Tazouta et de Skoura. Dans la région de Tazouta, cet accident se diverge en deux crêtes à structure plus au moins anticlinale, qui se raccordent plus de 3km au SW de la boutonnière de Bssabis. Il s'agit d'une branche occidentale et d'une branche orientale (Sabaoui, 1987 ; Charrière, 1990). La première branche correspond à l'Accident Nord Moyen Atlasique (A.N.M.A) et la deuxième correspond à l'Accident Médian Moyen Atlasique (A.M.M.A) (Sabaoui et Viallard, 1987). Ces deux branches limitent le bassin subsident de Tazouta.

a) Accident Médian Moyen Atlasique (A.M.M.A)

Il forme la limite NW du bassin hydrogéologique de Tazouta. Cette ligne structurale se prolonge depuis la bordure sud du couloir sud rifain, au niveau du Col de Touaher au NE, jusqu'à la région de Tazouta au SW (Sabaoui, 1998). Il est constitué par un réseau de failles généralement subverticales de direction moyenne N45. Cet accident à jeu chevauchant a permis l'affleurement des terrains paléozoïques, fini-triasiques et parfois du Miocène supérieur. Au Sud de la boutonnière de Bssabis, l'A.M.M.A se raccorde à l'A.N.M.A pour former un seul réseau de failles subverticales qui se prolongent plus au SW entre le causse et le moyen atlas plissé (Sabaoui, 1998). Ces accidents ont connu une tectonique synsédimentaires au Lias inférieur-supérieur et forte remobilisation en failles inverses et chevauchantes au cours de deux phases anté et post-miocène supérieur.

b) Accident Nord Moyen Atlasique (A.N.M.A)

L'Accident Nord Moyen Atlasique au sens strict marque la transition entre le Moyen Atlas plissé et le panneau de l'Oued Zraa-El Menzel qui fait partie du causse atlasique. Il est recoupé respectivement par un ensemble des failles de direction moyenne N80 à N140. Cet accident matérialisé par des failles inverses à chevauchantes, s'enracine au SW du village de Tazouta pour constituer un seul réseau de failles généralement subverticales, jalonnant des

argiles et des basaltes d'âge triasique. Cette barrière structurale, divisant notre zone d'étude en deux sous bassins, a joué le rôle d'un paléoseuil limitant la transgression marine au Miocène supérieur.

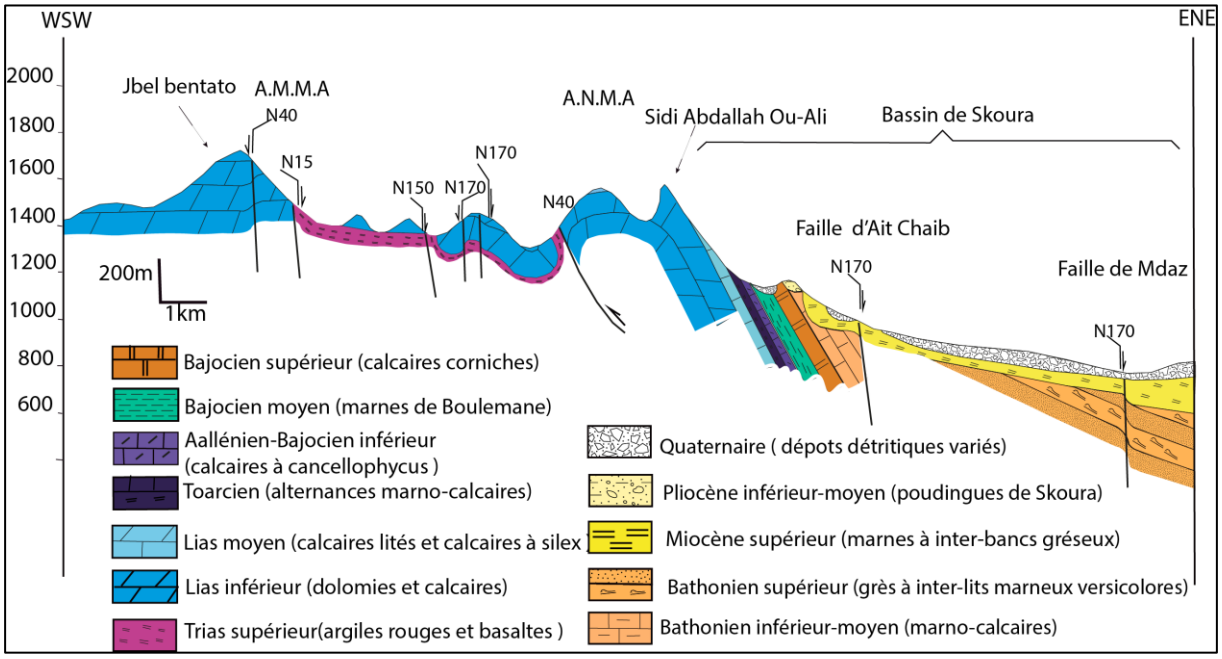


Figure 11: Coupe structurale montrant l'effondrement du bassin de Skoura par rapport au causse moyen atlasique (coupe D : voir la carte Fig. 10)

I.2. Accident de Tichoukt

L'Accident de Tichoukt correspond à la deuxième ride anticlinale de Colo (1961), orientée NE-SW et qui se prolonge sur 30 km depuis le village de Boulmane au SW jusqu'au village de Skoura au NE. Cet accident encadré par le bassin de Skoura au NW et le bassin d'EL Mers au SW, constitue la limite S et SE de notre zone d'étude, dont l'ossature est constituée par des formations carbonatées d'âge liasique. Il se caractérise par une structure faillée correspondant à un anticlinal de rampe à vergence NW (Sabaoui, 1998 ; Hinaje, 2004) intrudées par des intrusions subvolcaniques (Fedan, 1988).

Dans la zone d'étude, notamment sur le flanc NW où se situe le village de Skoura, la faille majeure de Tichoukt correspond à une faille inverse à chevauchante de direction moyenne N45. La série chevauchée montre des termes renversés des formations des grès à inter-lits marneux versicolores du Bathonien et des marnes à gypse du Bathonien-Callovien **(Fig. 12)**. Le jeu inverse à chevauchant caractérisant cet accident est attribué au Miocène terminal-Pliocène inférieur moyen, car il affecte toute la série anté- miocène et miocène, et épargne les derniers termes des poudingues de Skoura. Ce jeu tectonique est issu d'une compression paroxysmale NW-SE de même âge (Pliocène inférieur-moyen) matérialisée par des failles

inverses à chevauchantes NE-SW, associées à des décrochements senestres subméridiens et dextres N80 à N110 (Hinaje, 2004). À l'Est de Skoura, les poudingues de Skoura et les dépôts lacustres et travertineux d'âge pliocène moyen-supérieur à quaternaire, couvrent le front de ce chevauchement (Charriere, 1990 ; Sabaoui, 1998). Cependant, au SE de Skoura, les argiles rouges du Trias supérieur apparaissent au niveau de déchirement de la rampe en jouant le rôle du niveau de décollement. Cet accident, formant un seuil morphostructural au S et SE, a contribué à la sédimentation fluvio-lacustre d'âge plio-quaternaire dans la dépression de Skoura et d'El Mers.

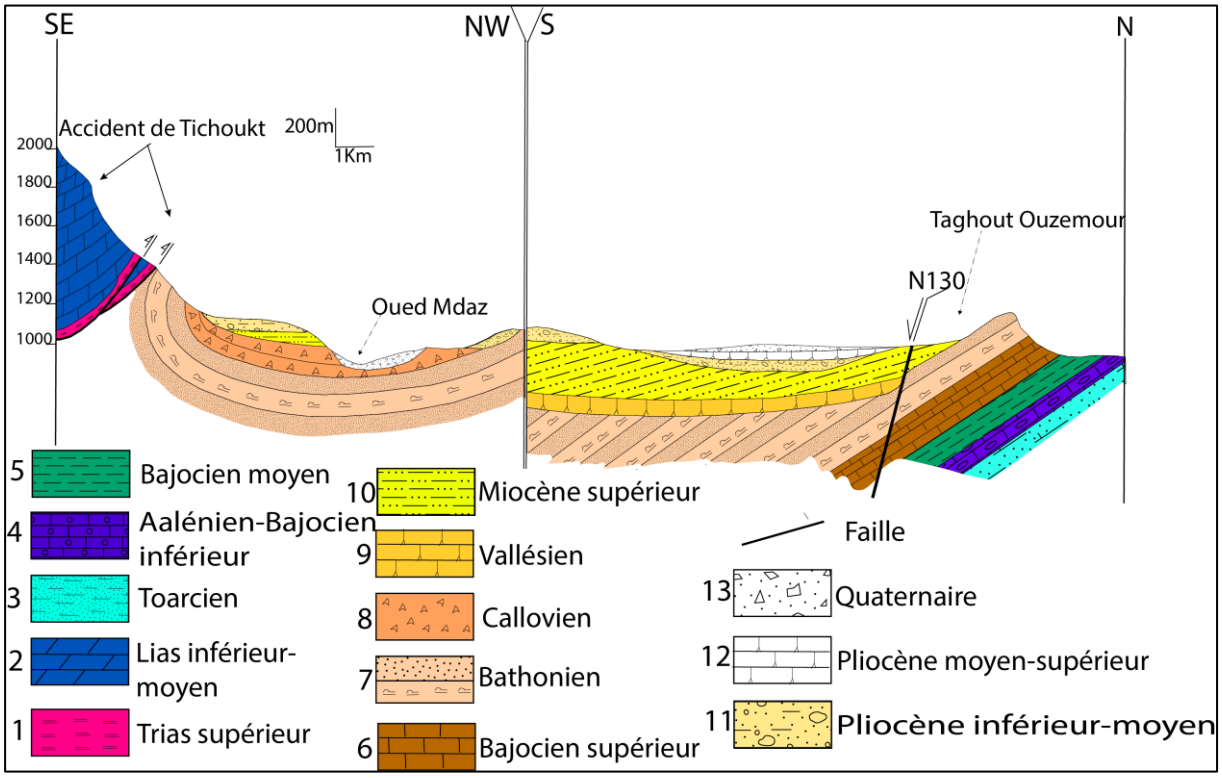


Figure 12: Coupe géologique montrant la vergence de l'accident de Tichoukt 1- Argilites rouges et basaltes ; 2- Dolomies et calcaires ; 3- Marnes à intercalations calcareuses ; 4- Calcaires à cancellophycus ; 5- Marnes de Boulemane ; 6- Calcaires corniches ; 7- Grès à inter-lits marneux versicolores ; 8- Marnes à gypses ; 9- Calcaires lacustres ; 10- Marnes à intercalations gréseuses; 11- Poudingues de Skoura ; 12- Calcaires lacustres ; 13- dépôts de cônes de déjection, calcaires lacustres et travertins (El Fartati et al., 2019a).

II. Famille de failles N-S

Cette famille qui traverse le bassin de Skoura, est représentée par deux principales failles subméridiennes. Il s'agit de la faille de l'Oued Mdaz à l'Est et la faille d'Ait Chaib à l'Ouest **(Fig. 13)**. La première se prolonge sur une distance de plus de 10 km, en parallèle avec le lit fluviatile de l'Oued Mdaz. Son jeu normal d'âge quaternaire moyen-récent a provoqué la dislocation du mur naturel du paléo-barrage de l'Oued Mdaz (lac du barrage naturel dont le

mur correspond à une faille normale N130) (El Fartati et al., 2019a, b). Pour la faille d'Ait Chaib qui a causé essentiellement la surélévation de plateau du Douar Aït Chaib, passe à côté de l'Accident Nord Moyen Atlasique, dont le rejet vertical dépasse les 100 m. Le compartimentage tectoniques en blocs étagés, produit par les jeux normaux de ces failles, a accentué d'une part la subsidence du bassin en favorisant le dépôt d'âge quaternaire, et d'autre part, il a permis le dégorgement de la nappe d'eau superficielle.

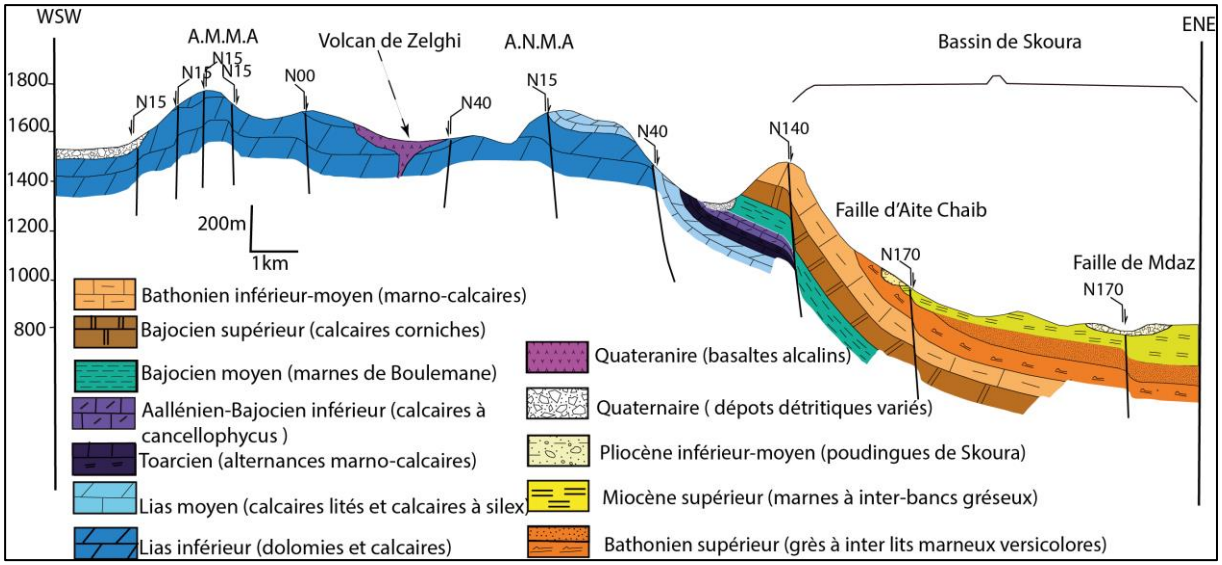


Figure 13 : Coupe géologique montrant le passage des deux failles subméridiennes ; la faille de l'Oued Mdaz et la faille d'Aït Chaib (coupe C : voir la carte Fig. 10).

III. Famille de failles NW-SE

La zone d'étude correspondant aux bassins hydrogéologiques de Tazouta et de Skoura, montre d'autres lignes structurales qui ont contribué à la structuration du bassin fluvio-lacustre de Skoura en particulier. Il s'agit des failles transverses de direction NW-SE à WNW-ESE telles que la faille de Taghout-Ouzemour et la faille d'Amane Ilila-Kandar.

III.1. Faille de Taghout-Ouzemour

C'est une faille de direction moyenne N130, située au Nord du bassin de Skoura au niveau des reliefs de Jbel Ich-Ighanimene et de Aichoun **(Fig. 10 et 12)**. Cette faille à caractère paléogéographique important du Vallésien au Pliocène moyen-supérieur, a joué un rôle primordial dans l'installation du paléo-barrage Mdaz (El Fartati et al., 2019a,b). En effet, Son jeu normal d'âge vallésien-tortonien supérieur-messinien (Hinaje, 2004 ; El Fartati et al., 2017, 2018a 2019a, b) a provoqué le basculement des couches bathoniennes vers le SW, favorisant la mise en place d'un lac en paléo-barrage. Celui-ci a connu une trilogie sédimentaire lacustre, marine et fluvio-lacustre ; constituant les formations néogènes et

quaternaires. La faille de Taghout Ouzemour se prolonge vers le NW, traverse la zone de Tikharbichine et Bou Meriem jusqu'au recoupement avec une branche de l'Accident Nord Moyen Atlasique. Près du pont Mdaz, elle est recoupée par la faille de Mdaz de direction moyenne N170, dont le jeu normale provoque la dislocation de ce mur naturel.

III.2. Faille d'Amane Ilila-Kandar

La faille d'Amane Ilila-Kandar de direction N120 à N140 (Hinaje, 2004), se prolonge depuis la boutonnière de Kandar jusqu'à la zone de l'Accident de Tichoukt au SE, en traversant respectivement les formations d'Aman Ilila et la zone de passage de l'Accident Nord Moyen Atlasique **(Fig. 14)**. Au Sud du bassin de Skoura, cette faille est masquée par les dépôts néogènes et quaternaires. Son dernier jeu décrochant dextre au Quaternaire moyen-supérieur, a provoqué le volcanisme strombolien de Jbel Zalghi (Hinaje et al., 2019). Son premier jeu au Miocène supérieur, est normal dont le rejet vertical à effondrement NE est responsable de l'affleurement du socle paléozoïque dans la boutonnière de kandar (Hinaje, 2004).

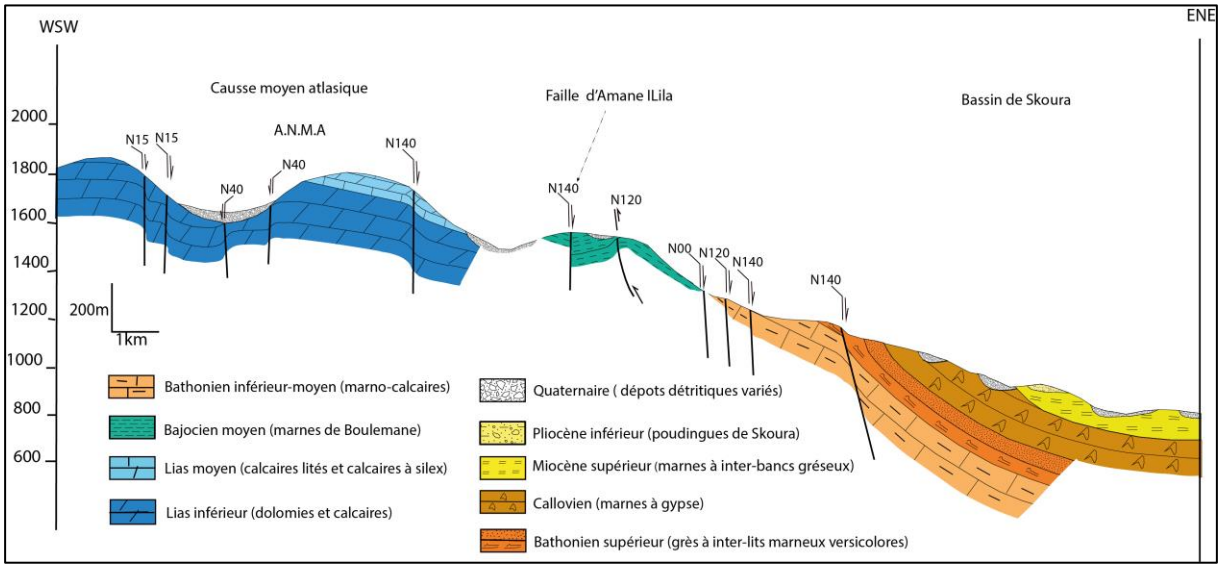


Figure 14: Coupe géologique montrant le passage de la faille d'Amane Ilila (coupe B : voir la carte 10).

IV. Principales unités structurales

L'étude des principales structures géologiques caractérisant la zone où nous avons effectué notre travail de recherche tectono-hydrogéologique, nous a permis de subdiviser celle-ci en deux unités structurales. Il s'agit du bassin de Tazouta au NW et le bassin de Skoura au SE.

IV.1. Bassin hydrogéologique de Tazouta

Le bassin hydrogéologique de Tazouta correspond à une zone de transition entre le Moyen Atlas plissé et le causse moyen atlasique **(Fig. 15)**. Il est limité au Nord par la boutonnière

paléozoïque de Bssabiss, au Sud par le relief de Hwirt où se situent les coulées basaltiques provenant du volcan de Jbel Zalghi, à l'Est et à l'Ouest par les deux branches de l'Accident Nord Moyen Atlasique. Ce bassin à structure affaissée en graben, correspond à un bassin ouvert vers le Nord grâce au jeu normal des failles subméridiennes. Les limites est et ouest de celui-ci sont constituées en terme lithologique par des formations calcaréo-dolimitiques du Lias inférieur-moyen et parfois des terrains argileux du Trias supérieur-Lias inférieur. La partie médiane du bassin effondré, correspondant aux dayat Tazouta et dayat mosquée, est colmatée par des formations détritiques argilo-sableuses et des calcaires lacustres d'âge plio-quaternaire. La genèse du bassin de Tazouta est liée à une évolution tectonique polyphasée qui se succède du Miocène jusqu'au Quaternaire récent. Le jeu normal des failles de direction moyenne N130 favorise des effondrements vers le NE et parfois vers le SW, ce qui engendre des grabens orientés NW-SE. Au NW, le bassin de Tazouta est limité par Jbel Ben Tatou dont le relief est dû à la faille inverse à chevauchante N30 à N40 à vergence NE. De l'Ouest à l'Est, le bassin de Tazouta est affecté par un réseau de failles normales subméridiennes. Parmi celles-ci, la faille d'Ait Sbâa et la faille d'Aghbalou. La superposition chronologique de leurs jeux avec ceux des failles antérieures de direction N130, N80 et N30 a amplifié la subsidence en contribuant à l'évolution tectono-sédimentaire de ce bassin. Ces failles subméridiennes, affectant l'aquifère liasique et le limitant des côtés oriental et occidental, ont contribué aussi au tracé hydrographique de la vallée sèche qui prend naissance au Sud depuis le volcan de Zelghi jusqu'au village de Tazouta au Nord.

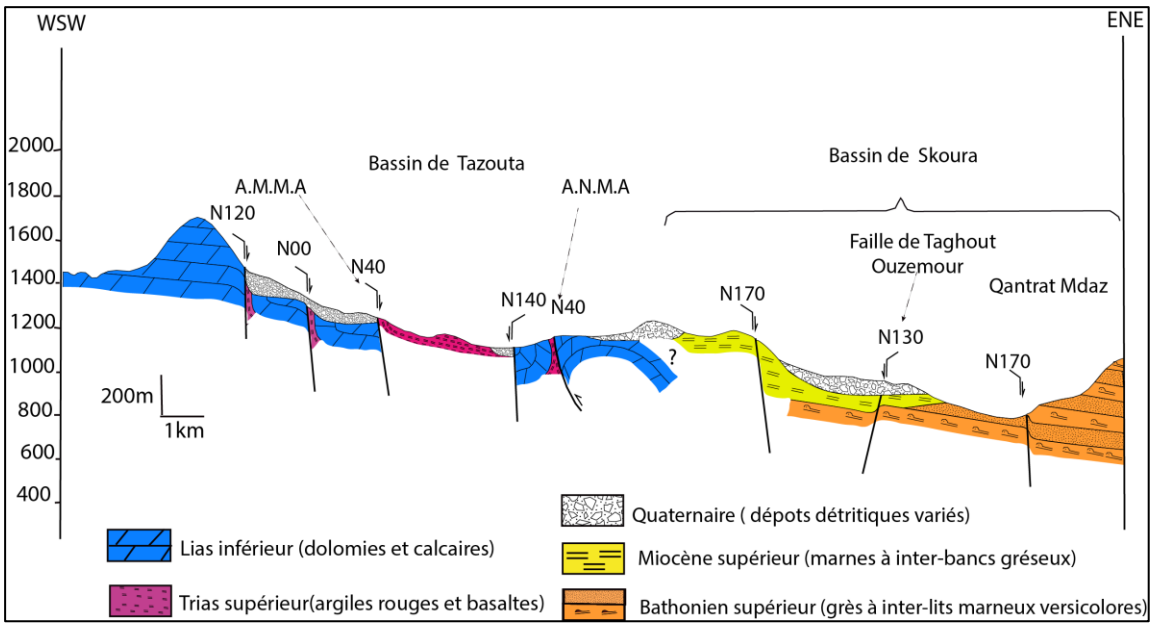


Figure 15: Coupe géologique montrant l'effondrement du bassin de Skoura par rapport au causse moyen atlasique (coupe E : voir la carte 10).

IV.2. Bassin hydrogéologique de Skoura

Le bassin de Skoura correspond à une zone affaissée **(Fig. 16)** à remplissages marins, fluvio-lacustres et continentaux d'âge néogène-quaternaire. Il est bordé au Sud et au Sud-Est par la rampe de Tichoukt, au Nord par les reliefs d'Aichoun et à l'Ouest par l'Accident Nord Moyen Atlasique qui le sépare du bassin de Tazouta. Ce bassin est ouvert vers le NW sur le sillon sud rifain, et fait partie du golfe marin Sefrou-Tahala-Skoura-Ribat El Khir (Hinaje, 2004). Sa formation est liée aux jeux normaux des failles N120 à N140 au Vallésien – Tortonien supérieur – Messinien. La subsidence dans ce bassin est amplifiée par les jeux successifs des failles normales de directions moyennes N130, N80, N30 et N170 au cours des épisodes distensifs respectivement d'âge miocène supérieure, pliocène moyen-supérieur et quaternaire (Hinaje, 2004 ; El Fartati et al., 2019a). En effet, le jeu effondrant de la faille de Taghout Ouzemour de direction N130, a favorisé l'installation d'un bassin fluvio-lacustre en paléobarrage où il y a mise en place des calcaires lacustres, actuellement exploités en faux marbres qui font partie des roches ornementales en matière de construction (El Fartati et al., 2019a, b). Vers le centre, le jeu normal des failles subméridiennes met le bassin de Skoura en situation de plateau affaissé par rapport au bloc soulevé correspondant à la tablette du Douar d'Ait Chaib. Ces dernières ont contribué aussi au tracé hydrographique de la vallée permanente de l'Oued Mdaz qui a une direction subméridienne. Vers le Sud, ce bassin est bordé par la rampe de Jbel Tichoukt qui matérialise la faille chevauchante à vergence NW de direction moyenne N45. Du Sud vers le Nord, le bassin de Skoura est traversé par un réseau de failles normales orientées N80 à N90, attribuées au Pliocène moyen-supérieur. L'association de celles-ci avec les failles antérieures N130 et les failles subméridiennes du Quaternaire moyen-récent, a amplifié la subsidence, en favorisant la sédimentation des dépôts fluviaux-lacustres et travertineux.

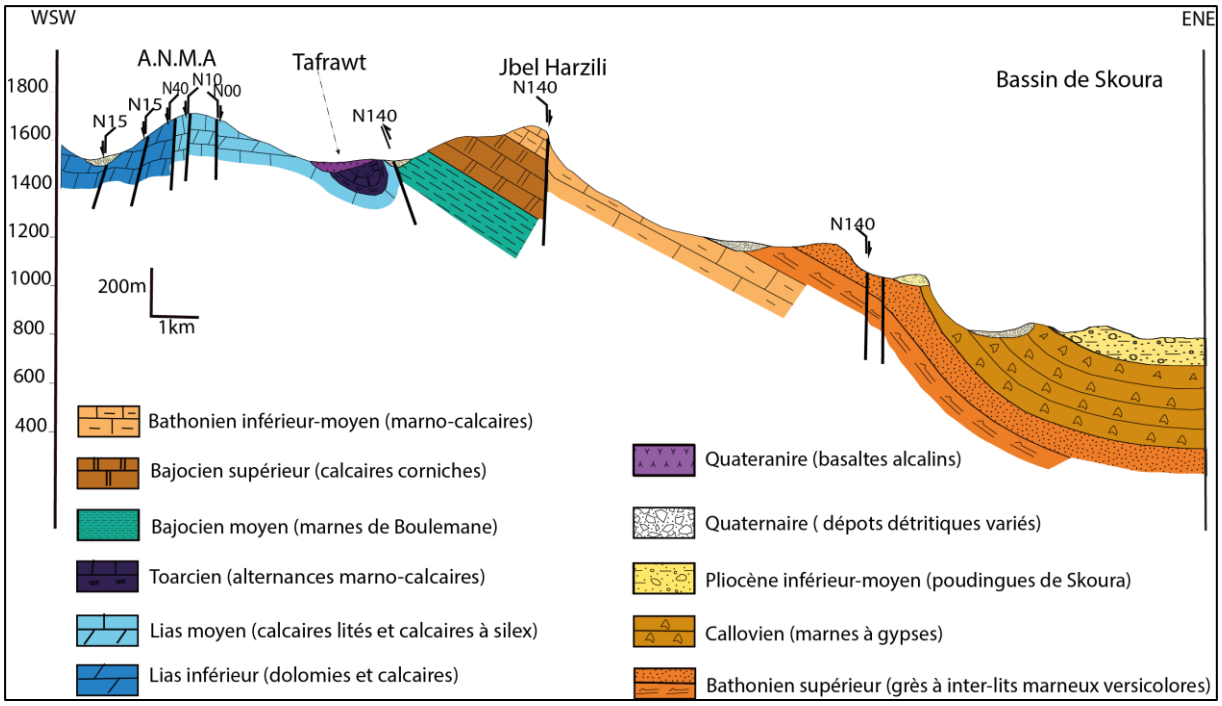


Figure 16: Coupe géologique montrant les différentes structures au Sud-Est du bassin subsident de Skoura (coupe A : voir la carte 10).

Conclusion

L'analyse structurale des différentes structures affectant les bassins de Tazouta et de Skoura, nous a permis d'établir trois familles de failles majeures :

- la première correspond aux failles NE-SW, représentée par les branches de l'Accident Nord Moyen Atlasique (A.N.M.A) et de l'Accident de Tichoukt ;
- la deuxième famille de failles est orientée NW-SE, telles que la faille de Taghout-Ouzemour et la faille d'Amane Ilila-Kander ;
- quant à la famille N-S à subméridiennes ; elle est représentée par les failles les plus récentes telles que la faille d'Oued Mdaz et la faille d'Ait Chaib.

Finalement, en plus de la diversité lithostratigraphique caractérisant la zone d'étude, les structures engendrées après une succession d'épisodes tectoniques, notamment depuis le Miocène jusqu'au Quaternaire, vont développer les capacités conductrices et capacitives des différents systèmes aquifères de la zone en question.

PARTIE II : CARTOGRAPHIE GEOLOGIQUE DES DEPOTS MIOCENES A L'EST DE L'OUED MDAZ ET LA GEODYNAMIQUE DU BASSIN HYDROGEOLOGIQUE DE SKOURA AU NEOGENE ET QUATERNAIRE

Chapitre 1 : Cartographie géologique des dépôts miocènes (Vallésien-Tortono-Messinien) à l'Est de l'Oued Mdaz et mise à jour de la cartographie géologique de la partie sud-est de la carte de Sefrou au 1/100.000

Introduction

Dans le bassin de Tazouta-Skoura, les formations néogènes et quaternaires reposent en discordance angulaire sur les séries jurassiques (Fedan, 1988 ; Charrière, 1990 ; Sabaoui, 1998, Hinaje, 2004). Ce bassin néogène et quaternaire, s'étend depuis la ride de Tichoukt au Sud et au Sud-Est, jusqu'à la boutonnière de Bsabis au Nord-Ouest et les reliefs de Aichoun au Nord. Il se caractérise par la présence des dépôts lacustres du vallésiens (Jaeger, 1978 ; Hinaje, 2004 ; El Fartati et al., 2019a). Ces formations très fracturées, se sont déposées dans un bassin lacustre étroitement lié au jeu normal de la faille synsédimentaire de Taghout Ouzemour de direction moyenne N130. Ce jeu normal d'âge vallésien (Hinaje, 2004 ; El Fartati et al., 2019a) a permis l'installation d'un lac de paléo-barrage, dont le mur naturel correspond à cette faille normale synsédimentaire à pendage SW. Celle-ci a basculé les couches bajociennes et bathoniennes vers le SSW. Les niveaux marneux de ces couches, dont les épaisseurs dépassent les dizaines de mètre, constituent un obstacle imperméable qui a bloqué les écoulements et les infiltrations des eaux de surface. Le lac du paléo-barrage ainsi constitué, a connu une sédimentation lacustre de nature argileuse et carbonatée au Vallésien (Serravallien supérieur-Tortonien inférieur). Ces dépôts sont surmontés par les marnes d'origine marine du Miocène supérieur, les poudingues de Skoura d'origine fluviatile et les calcaires lacustres du Pliocène et les dépôts fluvio-lacustres et travertineux du Quaternaire.

Les travaux de terrains que nous avons effectués à l'Est de l'Oued Mdez, nous ont permis d'établir une carte géologique de la zone d'Ajdir Ahbari. En effet, les analyses tectoniques, lithostratigraphiques et la cartographie géologique sur fond topographique, nous ont permis de définir et de décrire les différents termes de la série néogène et quaternaire.

A la lumière de cette étude, les calcaires lacustres de la région d'Aichoun et Taghout Ouzemour attribués par nos prédécesseurs au Vallésien (Charrière, 1992), sont plutôt d'âge pliocène moyen-supérieur. Une mise à jour de la partie Sud-Est de la carte géologique de Sefrou (1/100000) est proposée dans ce chapitre.

I. Cartographie géologique des affleurements miocènes (Vallésien-Tortono-Messinien) à l'Est de l'Oued Mdaz

La zone d'Ajdir Ahbari **(Fig. 17),** qui exprime en langue Amazigh une falaise à deux couleurs, se situe au NE du bassin subsident de Skoura et à l'Est de Oued Mdaz. Elle se caractérise par la présence des dépôts lacustres de couleurs brunâtre, rougeâtre et blanchâtre attribués au Vallésien (Hinaje, 2004 ; El Fartati et al., 2019, b).

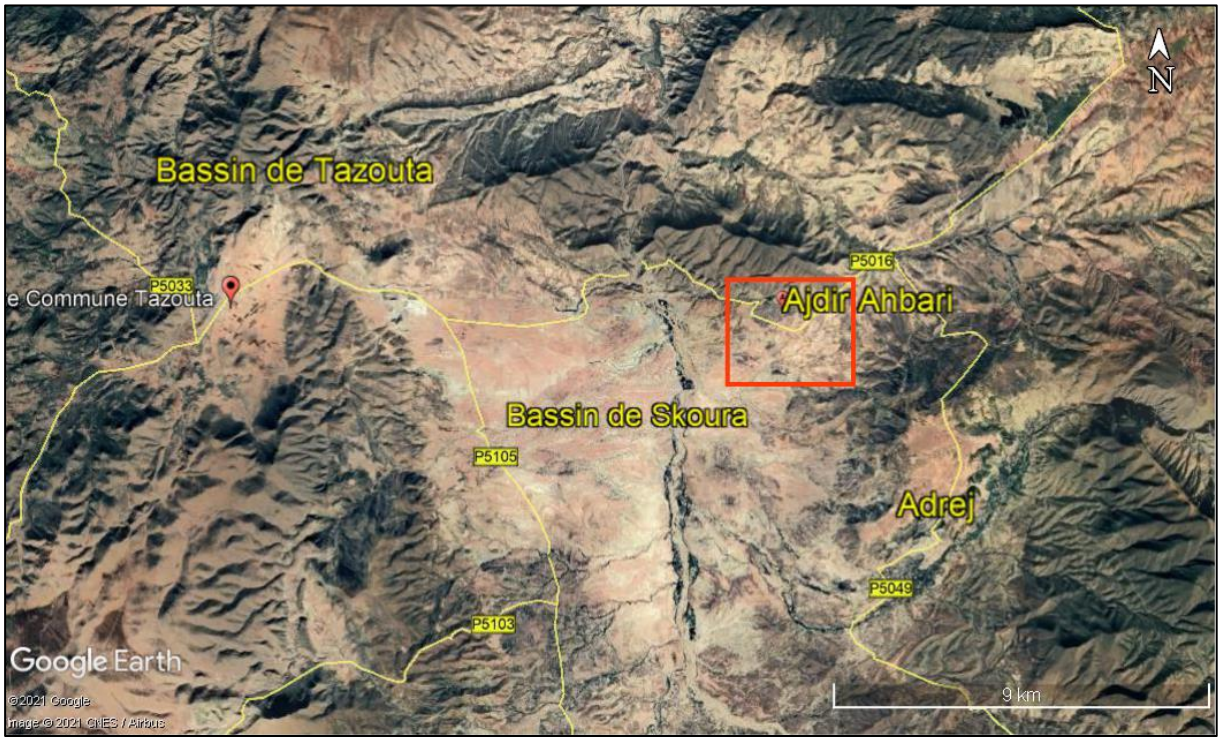


Figure 17: Localisation géographique de la zone d'Ajdir Ahbari

La cartographie géologique sur fond topographique (cartes topographiques de Sefrou et d'Aderj au 1/100 000) et les coupes géologiques que nous avons réalisées dans la zone d'Ajdir Ahbari, nous ont permis de définir l'ensemble des séries affleurant d'âge néogènes et quaternaires, et identifier les structures affectant cette zone **(Fig. 18)**.

I.1 Analyse lithostratigraphique

Dans la zone d'étude, les terraines néogènes et quaternaires reposent en discordance angulaire sur les formations du Dogger **(Fig. 20).** Ils affleurent en particulier dans l'axe du bassin de Skoura, parallèlement à l'accident nord moyen atlasique (A.N.M.A). Ce cortège sédimentaire que nous avons cartographié, commence en terme lithologique par des argiles à nodules calcaires plus au moins épaisses du Vallésien, et se termine par des dépôts fluvio-lacustres et travertineux du Plio-Quaternaire.

Du Sud au Nord de la carte géologique que nous avons établie (**Fig. 19**), les dépôts quaternaires qui recouvrent en grande partie les formations du Miocène supérieur et du Pliocène moyen-supérieur, sont constitués successivement par des marnes gréseuses et des calcaires lacustres. Au SE, les poudingues de Skoura occupent une superficie plus au moins réduite, traduisant la limite de débordement du paléo-fleuve Mdaz au cours du Pliocène inférieur-moyen. Les poudingues de Skoura disparaissent au contact d'une faille N140 synsédimentaire à jeu normal **(Fig. 18),** et réapparaissent à nouveau près de la vallée de l'Oued Mdaz à l'Ouest.

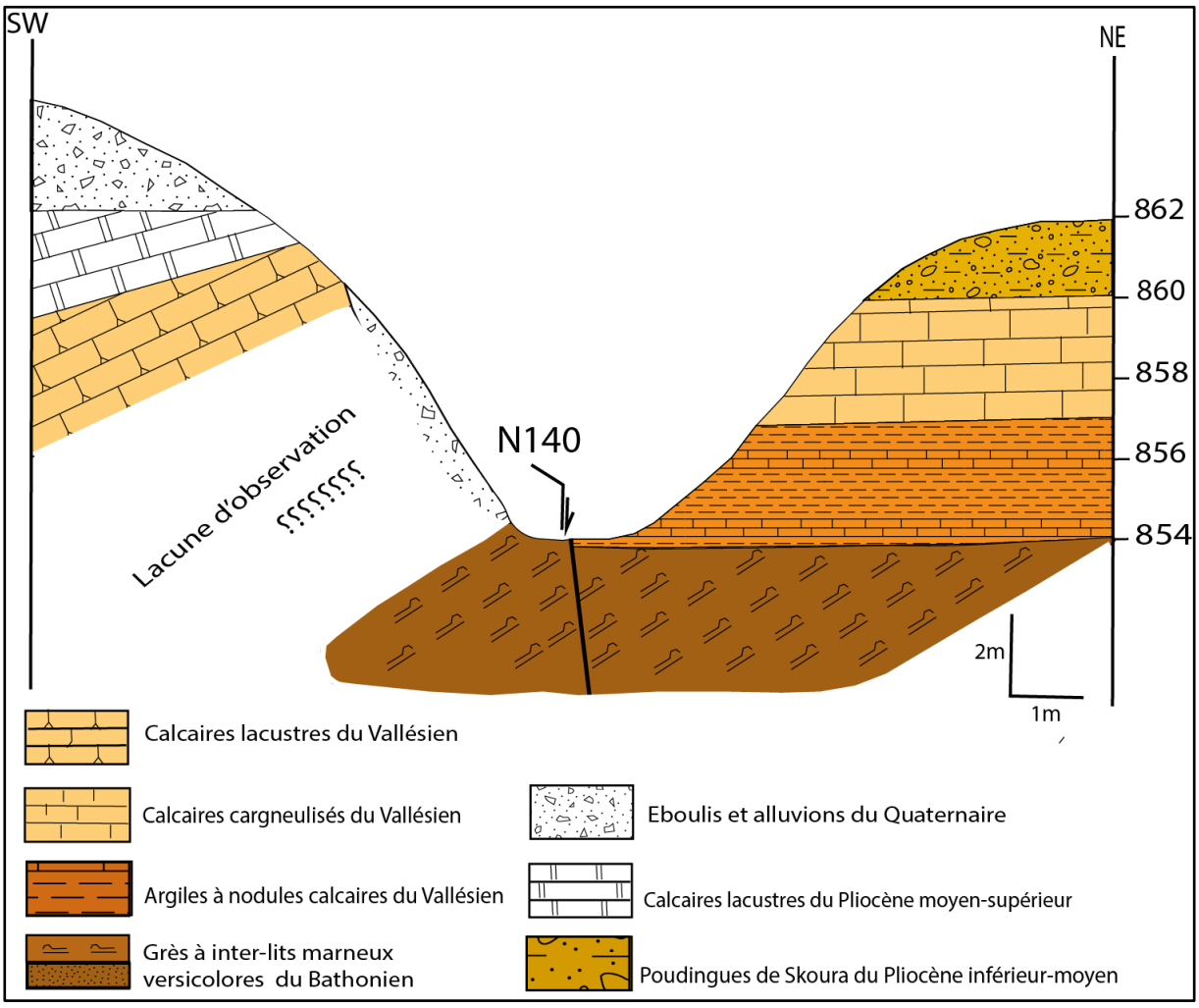


Figure 18: Coupe géologique montrant la variation latérale de facies entre les formations vallésiennes et plio-quaternaires.

Vers le Sud-Est, les calcaires lacustres du Pliocène moyen-supérieur reposent en discordance angulaire sur les calcaires lacustres du Vallésien. Vers le Nord, au centre de la carte établie, les jeux normaux des failles N80 ont contribué à la structuration d'un hémi-graben orienté N80, à remplissage sédimentaire plio-quaternaire. Ils ont également favorisé l'affleurement

des dépôts marneux attribués au Miocène supérieur. Ensuite affleurent les dépôts lacustres du Vallésiens, possédant des pendages de 20° vers le SE. Ces formations dont l'épaisseur ne dépassant pas les 20 m, sont très fracturées. Au nord-ouest, près de la route qui mène à Tazouta, les marnes du Miocènes supérieur reposent en légère discordance sur les grès du Bathonien. Dans le même secteur, on trouve le contact entre les dépôts du Miocène supérieur et ceux du Vallésien. Près du passage de la faille N130 à caractère paléogéographique, seuls les grès à inter-lits marneux versicolores du Bathonien affleurent. Pour étudier ces contacts géologiques et les structures cassantes qui les affectent, nous avons réalisé plusieurs levés cartographiques et lithostratigraphiques (EL Fartati et al., 2019a, b).

Sur la carte géologique que nous avons établie, de la base au sommet nous avons les dépôts suivants **(Fig. 20)** :

- les grès à inter-lits marneux versicolores du Bathonien,
- les dépôts lacustres argilo-calcaires du Vallésien,
- les dépôts marins surtout marneux du Miocène supérieur,
- les dépôts fluvio-lacustres et travertineux du Plio-Quaternaire.

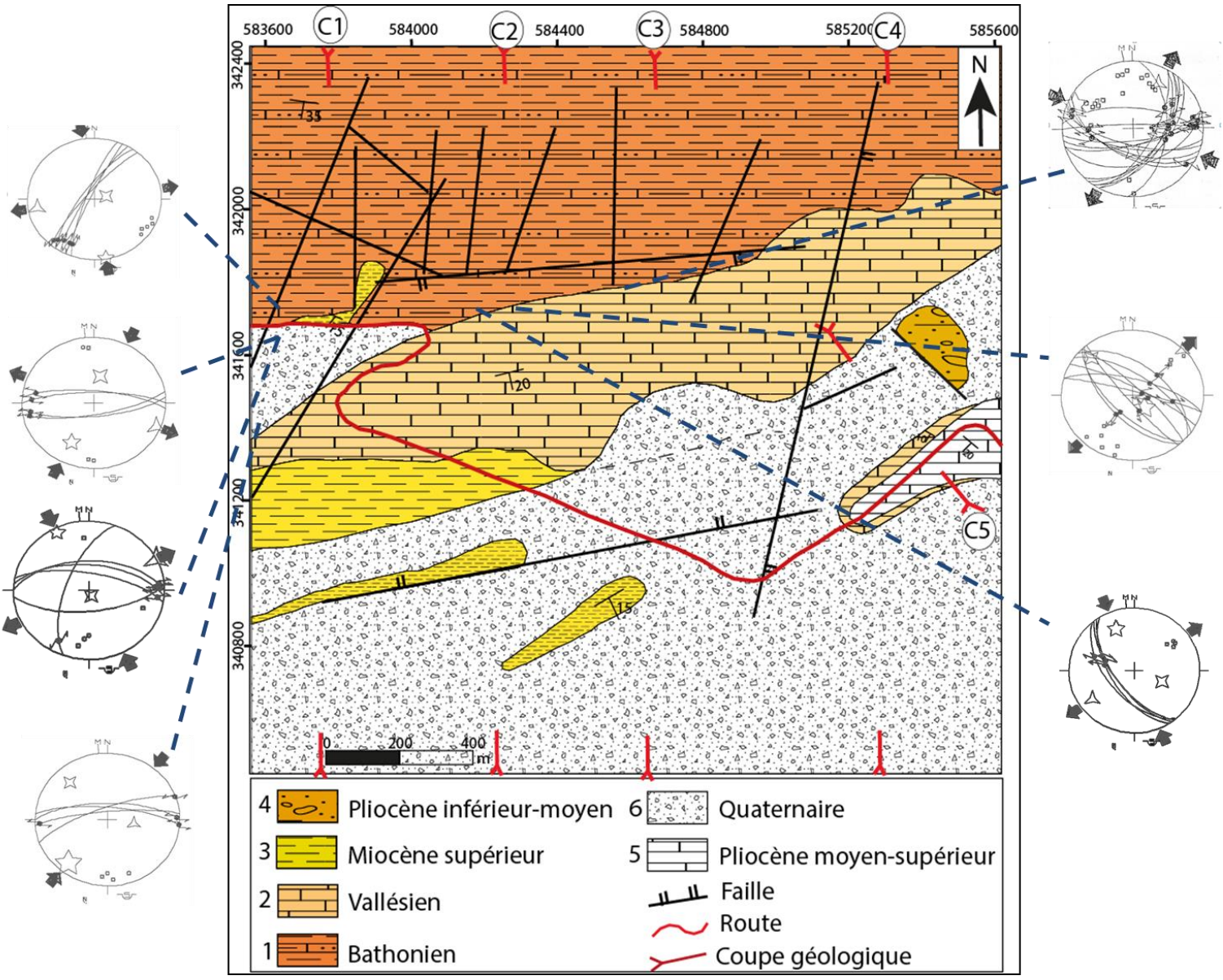


Figure 19: Carte géologique d'Ajdir Ahbari montrant les affleurements néogènes et quaternaires au NE du bassin effondré de Skoura (à l'Est de pont Mdaz) (ce travail). 1- grès à inter-lits marneux versicolores ; 2- calcaires lacustres ; 3- marnes à intercalations gréseuses ; 4- poudingues de Skoura ; 5-calcaires lacustres ; 6-eboulis, alluvions, cône de déjection et travertins.

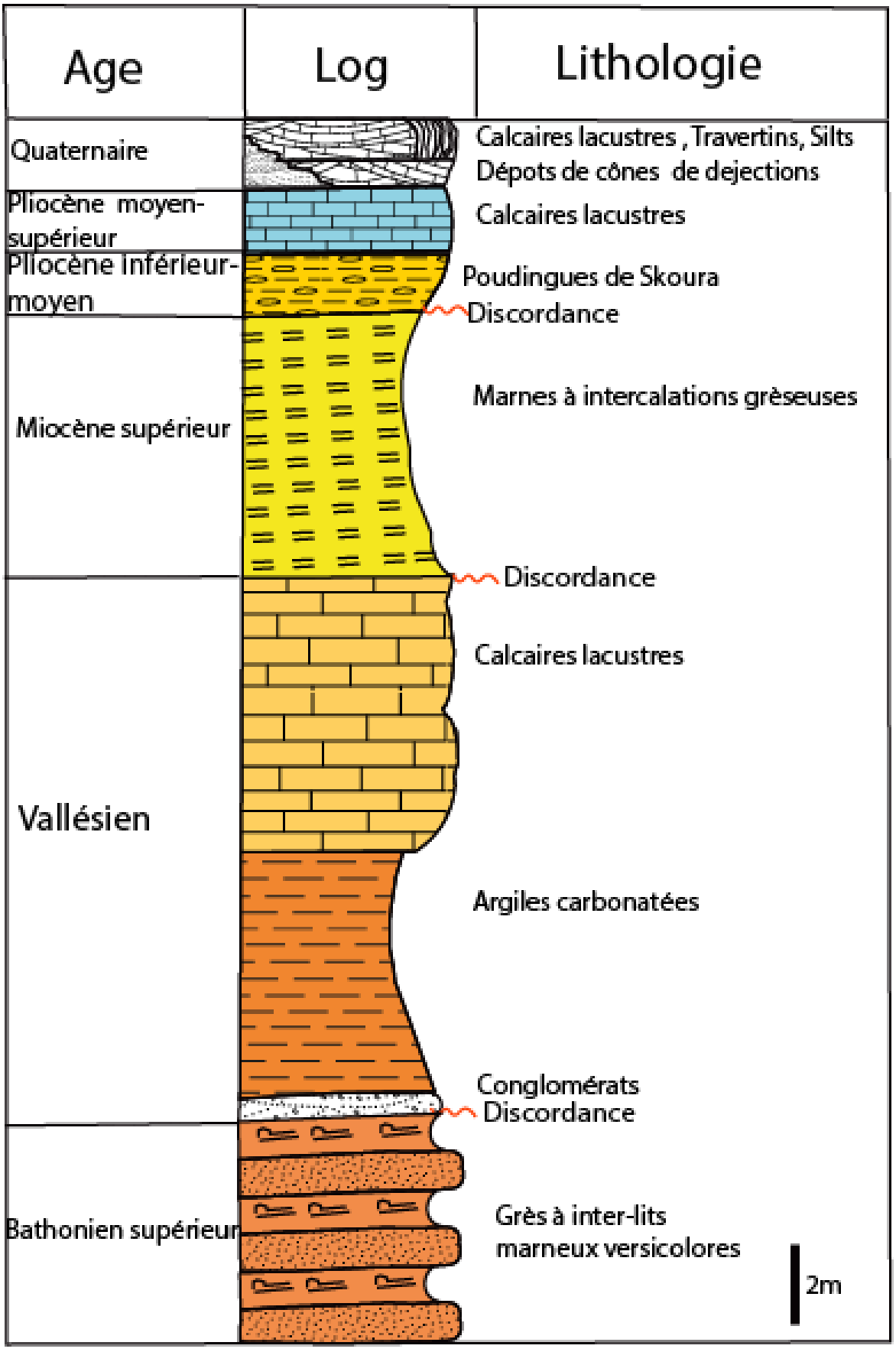


Figure 20: Coupe lithostratigraphique des dépôts néogènes et quaternaires de la zone d'Ajdir Ahbari (NE du bassin de Skoura).

1) Dépôts lacustres du Vallésien

A l'échelle du Moyen Atlas, l'extension de ces dépôts lacustres est très réduite. Ils affleurent particulièrement au NE du bassin subsident de Skoura et à Oued Zraa (Jaeger et Martin, 1971; Jaeger, 1978 ; Hinaje, 2004). Dans la zone d'étude, située à 3 km vers l'Est de l'Oued Mdaz, ces dépôts reposent en discordance sur les grès à inter-lits marneux du Bathonien. Ils sont constitués par une couche argileuse à nodules calcaires d'une épaisseur dépassant les 8 m. Ils sont surmontés par les calcaires blancs à traces de végétaux supérieurs, dont l'épaisseur peut atteindre 10 m **(Fig. 21).** Vers l'Est, en direction de la route qui mène au village d'Aderj, ces dépôts sont très réduit où leur épaisseur ne dépasse pas les 3 m ; représentant le bord du lac vallésien.

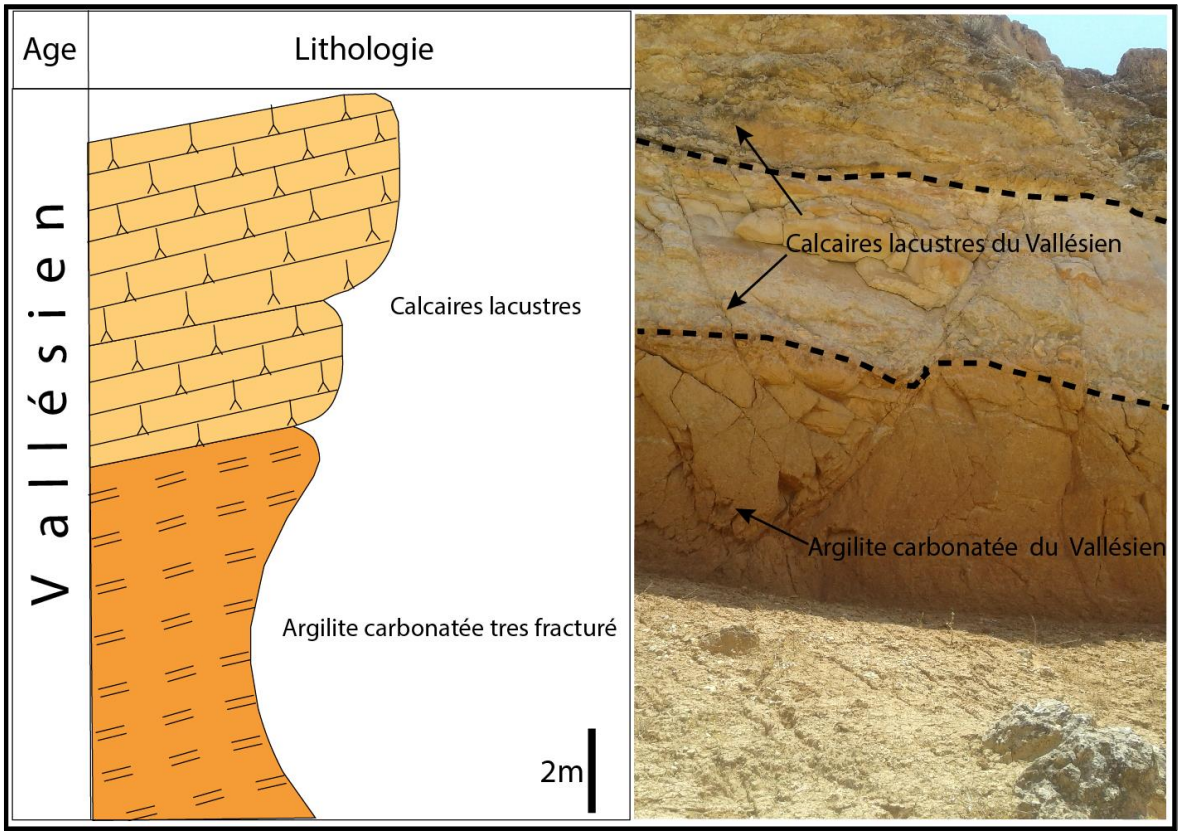


Figure 21:Log lithostratigraphique des dépôts lacustres du Vallésien à l'Est du pont Mdaz (Ajdir Ahbari). A droite : photo des dépôts lacustres vallésiens, affectés par une faille normale synsédimentaire.

La première coupe géologique **(Fig. 22)** que nous avons effectuée auprès du pont Mdez, nous a permis de faire les constations suivantes:

- les dépôts vallésiens reposent en discordance angulaire de 15° en moyenne, sur le substratum gréseux à inter-lits marneux d'âge bathonien ;

- ces dépôts lacustres sont très fracturés **(Fig. 21)** et basculés vers le SW avec un pendage de 20° ;
- leur milieu de sédimentation correspond à un lac du paléobarrage d'Oued Mdaz dont le mur naturel est constitué par les couches imperméables marneuses d'âge bathonien.

L'intensité de la fracturation enregistrée au sein de ces formations lacustres, représentée par des failles synsédimentaires, est liée à la phase tectonique d'âge vallésien dont la contrainte maximale est horizontale et orientée N120, et la contrainte minimale est aussi horizontale et orientée N30 (**voir chapitre 2 partie II**).

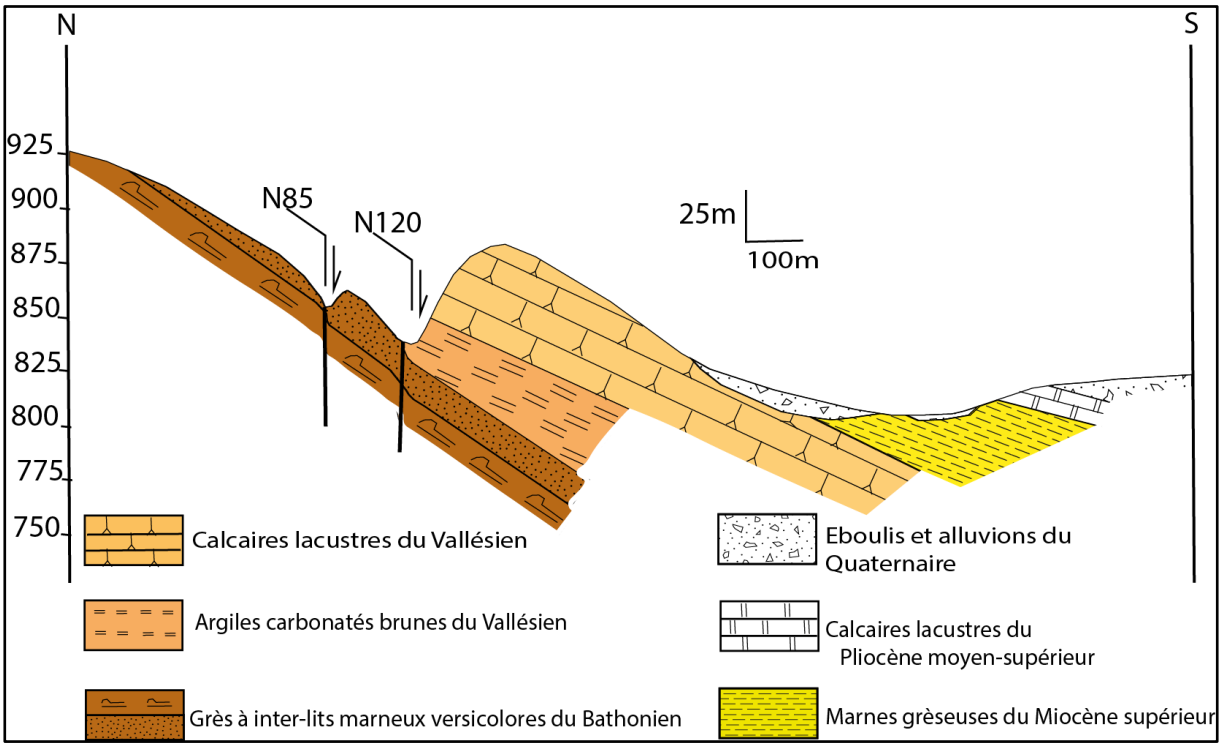


Figure 22:Coupe géologique C2 montrant la limite entre les formations lacustres du Vallésien et les dépôts bathoniens à l'Est du pont Mdaz (Ajdir Ahbari).

A côté de la route secondaire qui mène au village d'Aderj, les dépôts marins du Miocène supérieur surmontent en discordance d'environ 15°, les dépôts lacustres du Vallésien **(Fig. 23-B)**. Ce contact apparait notamment au niveau du passage d'une faille normale de direction moyenne N45. Ils affleurent aussi au Sud de la zone d'étude grâce au jeu normal de la faille N80, qui a attribué au Pliocène moyen-supérieur à la formation du bassin lacustre d'Aït Chaïb-Aïchoun **(Fig. 19)**. Les formations marines du Miocène supérieur sont constituées généralement de marnes jaunâtres à verdâtres, intercalées par des niveaux gréseux et parfois silteux **(Fig. 23-A)**.

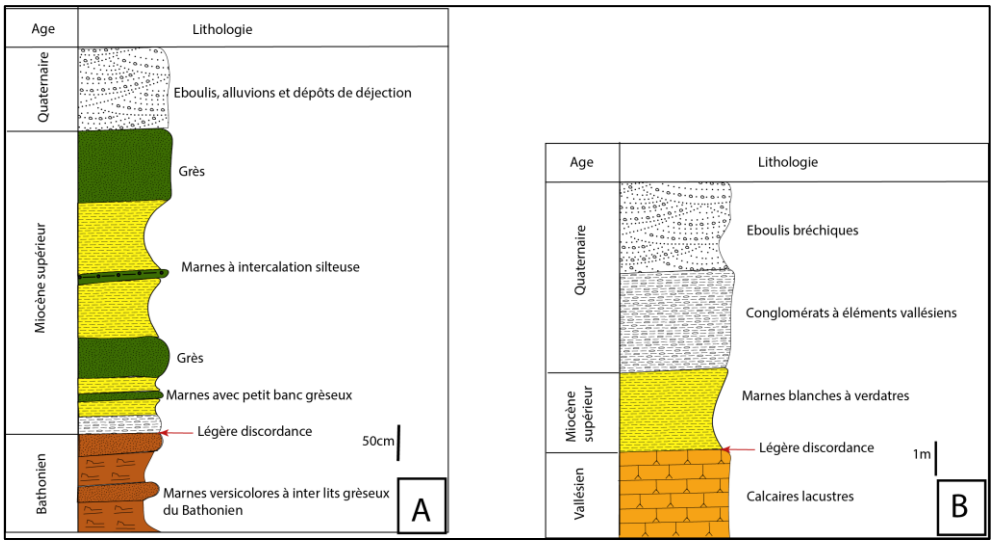


Figure 23: A-Log lithostratigraphique montrant le passage des dépôts du Bathonien à ceux du Miocène supérieur ; B- Log lithostratigraphique montrant le contact des dépôts du Miocène supérieur sur les dépôts du Vallésien à l'Est du pont Mdaz (Ajdir Ahbari).

3 Km à l'Est de l'Oued Mdaz, à droite de la route qui mène au village d'Aderj, nous avons levé une coupe lithostratigraphie détaillée **(Fig. 24).** La série du Miocène supérieur débute par des dépôts grèso-conglomératiques à éléments de taille variable, cimentés par un ciment gréseux. Ils sont surmontés par d'épaisses couches marneuses de couleur blanchâtre à verdâtre. L'ensemble repose en légère discordance sur les niveaux gréseux du Bathonien **(Fig. 25-B)**. Au centre du paléobarrage Mdaz, les dépôts miocènes sont représentés seulement par des marnes à inter- lits gréseux, qui reposent probablement sur les dépôts vallésiens cachés.

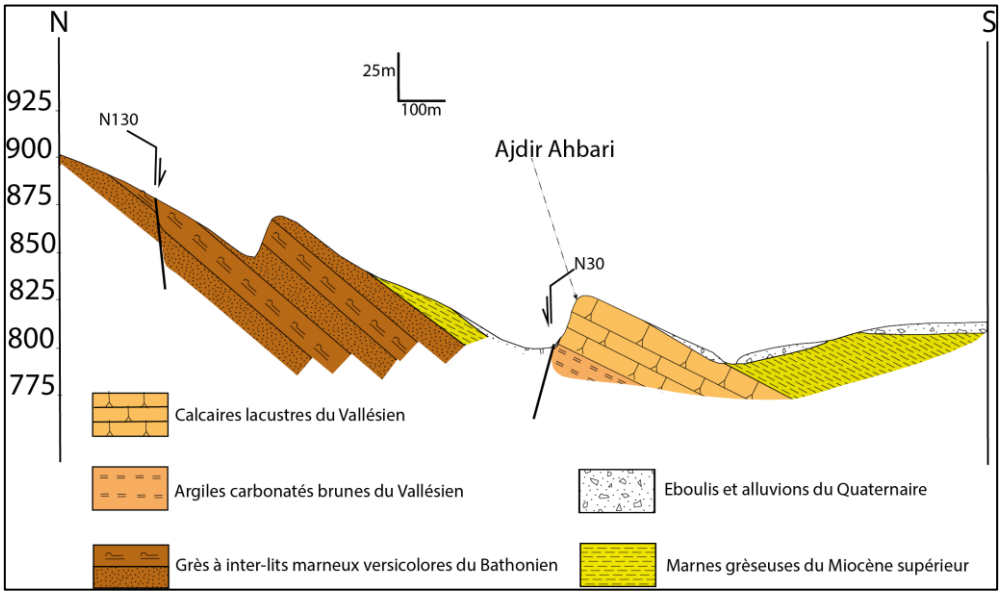


Figure 24: Coupe géologique C1 montrant le contact entre les calcaires lacustres du Vallésien et les marnes du Miocène supérieur et le contact entre les dépôts du Bathonien et du Miocène supérieur à l'Est de pont Mdaz (Ajdir Ahbari). (Situation de la coupe : voir figure 19)

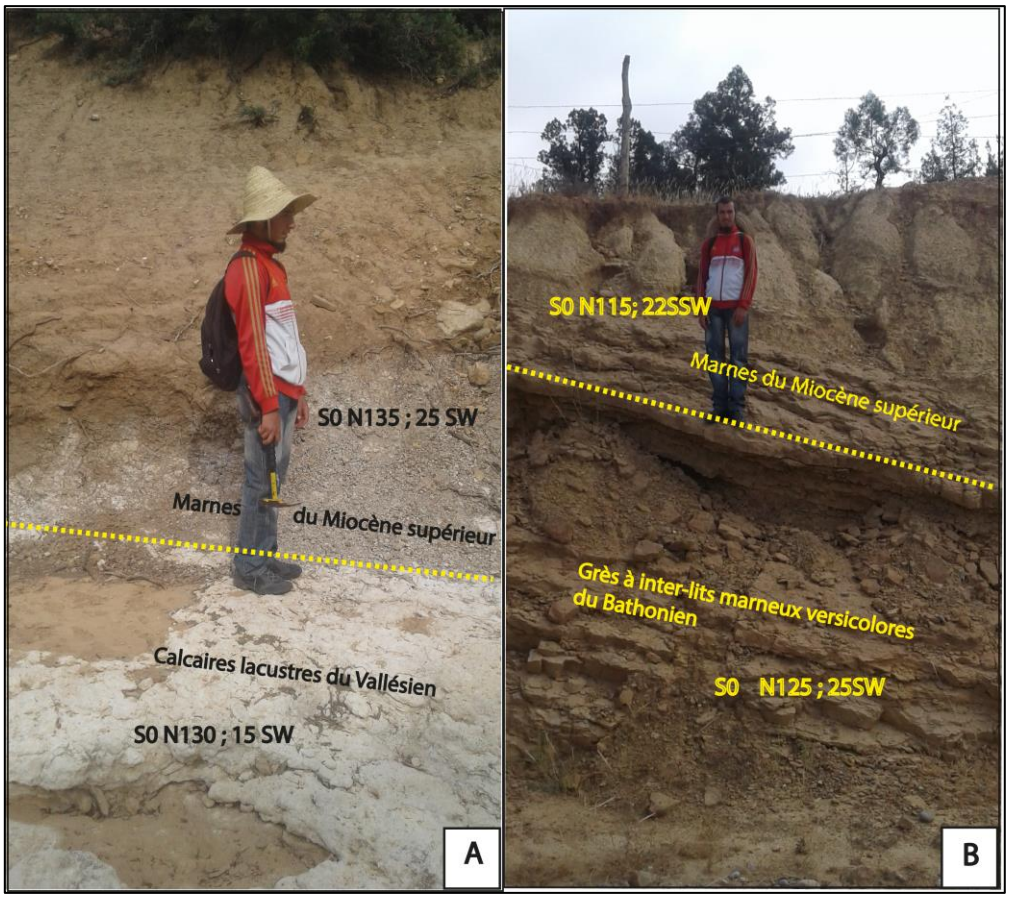


Figure 25:A- Contact Vallésien-Miocène supérieur ; B- contact Bathonien-Miocène supérieur à l'Est de pont Mdaz (Ajdir Ahbari).

2) Dépôts fluvio-lacustres et travertineux du Plio-Quaternaire

- ***Dépôts fluviatiles du Pliocène inférieur-moyen***

Les dépôts du Pliocène inférieur-moyen sont constitués par des éléments de forme arrondie d'origine liasique, dogger et miocène emballés dans une matrice grèso-marneuse. Il s'agit des poudingues de Skoura, dont l'épaisseur moyenne est de 10 m (Termier, 1936 ; Martin, 1981 ; Charrière, 1990 ; Sabaoui, 1998 ; Hinaje et Ait Brahim, 2001 ; El Fartati et al., 2019a, b). Ces dépôts conglomératiques grossiers hétérométriques et polygéniques, d'origine fluviatiles et fluvio-lacustre ; sont issus de l'érosion des reliefs le long des grands accidents. Ils traduisent l'influence de l'activité tectonique compressive affectant la zone en question d'une part et l'intensité érosive du paléo-fleuve Mdaz d'autre part. Ces poudingues sont synonymes d'une période érosive rhexistasique au Pliocène inférieur-moyen, contemporaine de la phase compressive majeure NW-SE qui a causé la surrection des rampes frontales atlasiques NE-SW.

Aux environs du pont de Mdaz, les poudingues de Skoura reposent en discordance angulaire de 20°, sur les dépôts marins du Miocène supérieur **(Fig. 26)**. A l'Est d'Ajdir Ahbari, ils

reposent en discordance plus au moins légère sur les calcaires cargneulisés du Vallésien **(Fig. 27)**. En effet, l'étude cartographique effectuée dans la zone en question, nous a permis de constater que l'extension de cet affleurement est très limitée.

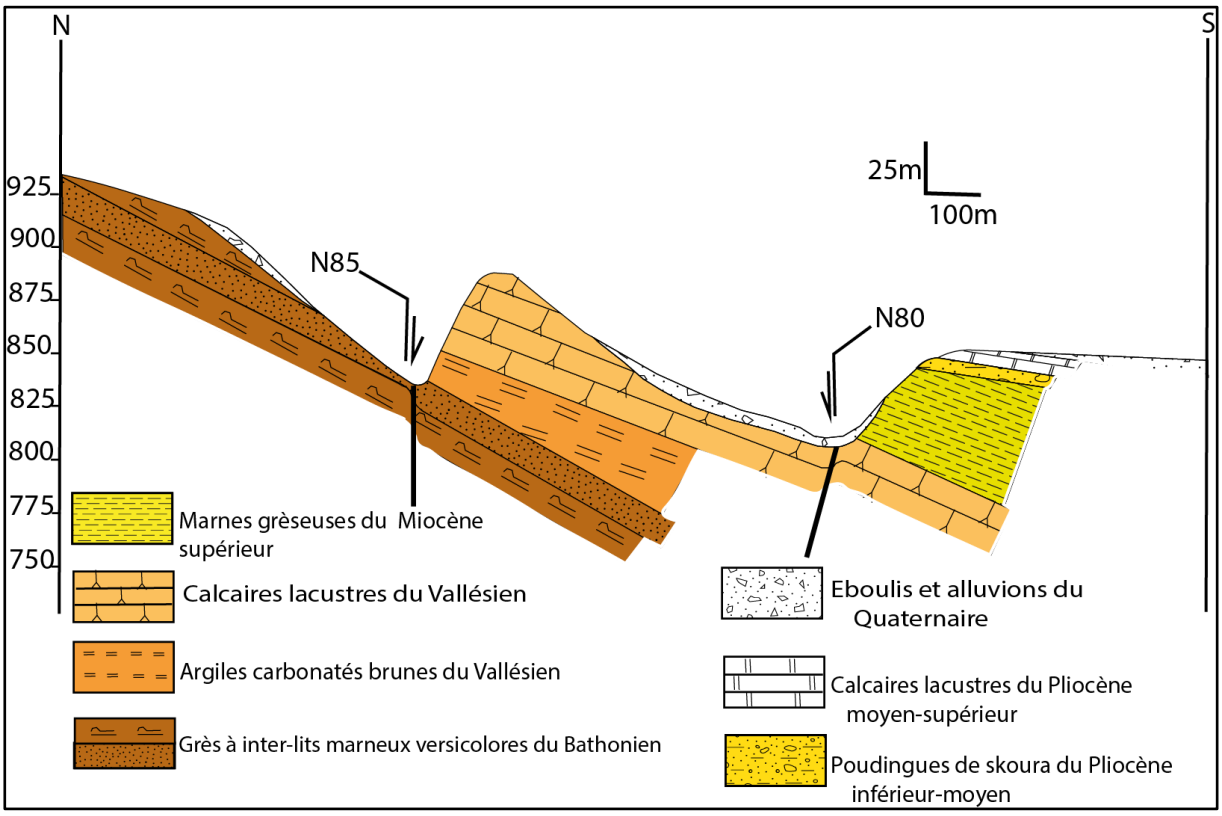


Figure 26: Coupe géologique C3 montrant le contact entre les poudingues de Skoura du Pliocène inférieur- moyen et les marnes du Miocène supérieur, à l'Est de pont Mdaz (Ajdir Ahbari).

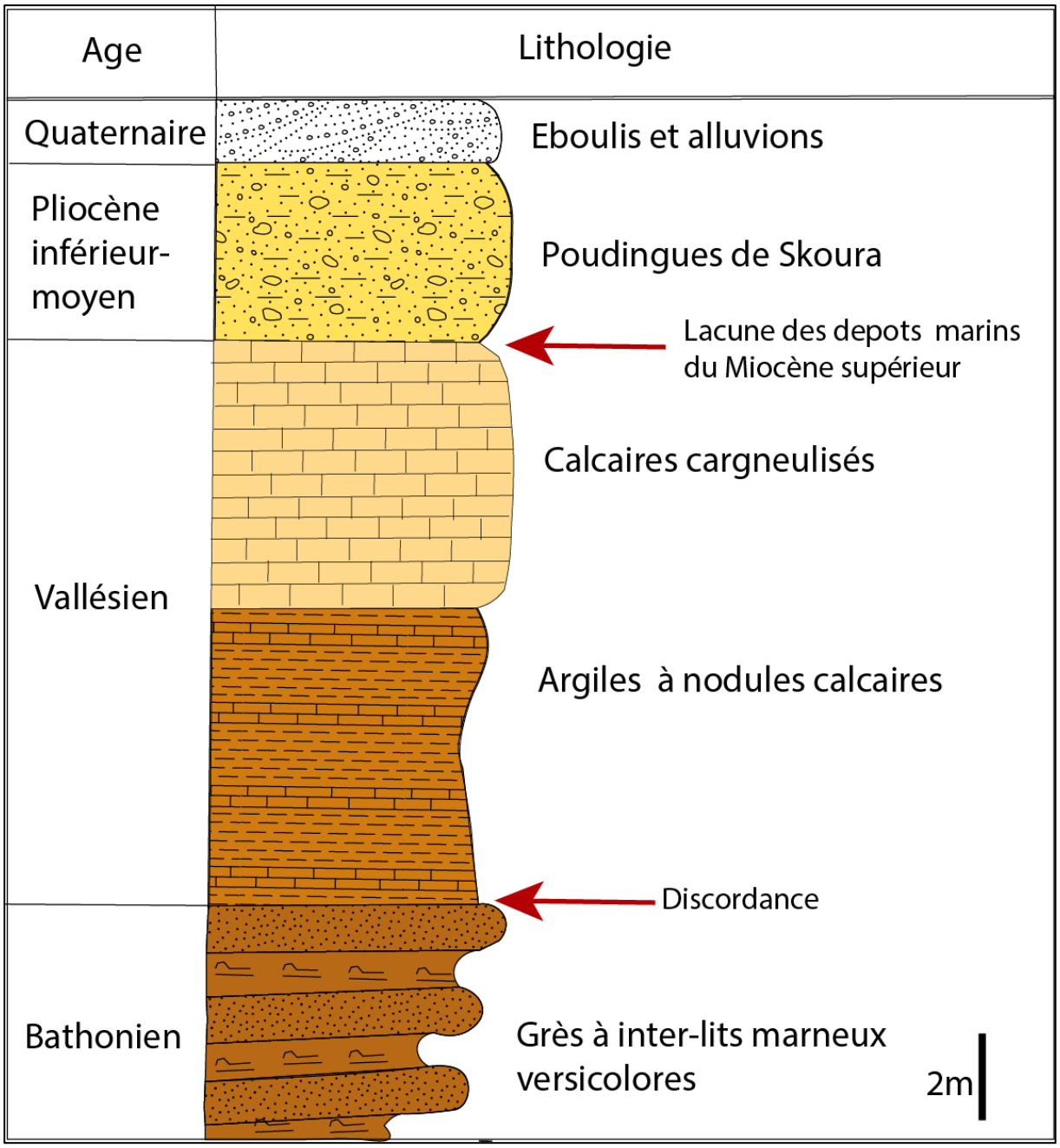


Figure 27: Log lithostratigraphique montrant le contact des poudingues de Skoura du Pliocène inférieur- moyen avec les calcaires cargneulisés du Vallésien, à l'Est de pont Mdaz (Ajdir Ahbari).

- ***Dépôts lacustres et travertineux du Pliocène moyen-supérieur***

Cette unité lithostratigraphique affleure essentiellement à l'extrémité E et SE de la zone cartographiée (voir figure 3). Elle est constituée en terme lithologique par des calcaires lacustres de couleur blanchâtre riche en éléments oncholitiques, dont l'épaisseur varie d'une zone à l'autre. Cette épaisseur peut dépasser les **20 m** dans la zone centrale du paléo-lac. Ces calcaires lacustres très épais, sont exploités en carrières à ciel ouverte comme faut marbre. Cette formation lacustre repose en concordance sur les poudingues de Skoura. Par endroits, elle repose directement en discordance angulaire **(20°)** sur les calcaires lacustres du Vallésien,

avec une diminution des épaisseurs indiquant les bords du paléo-lac (EL Fartati et al., 2019b) **(Fig. 28-29)**.

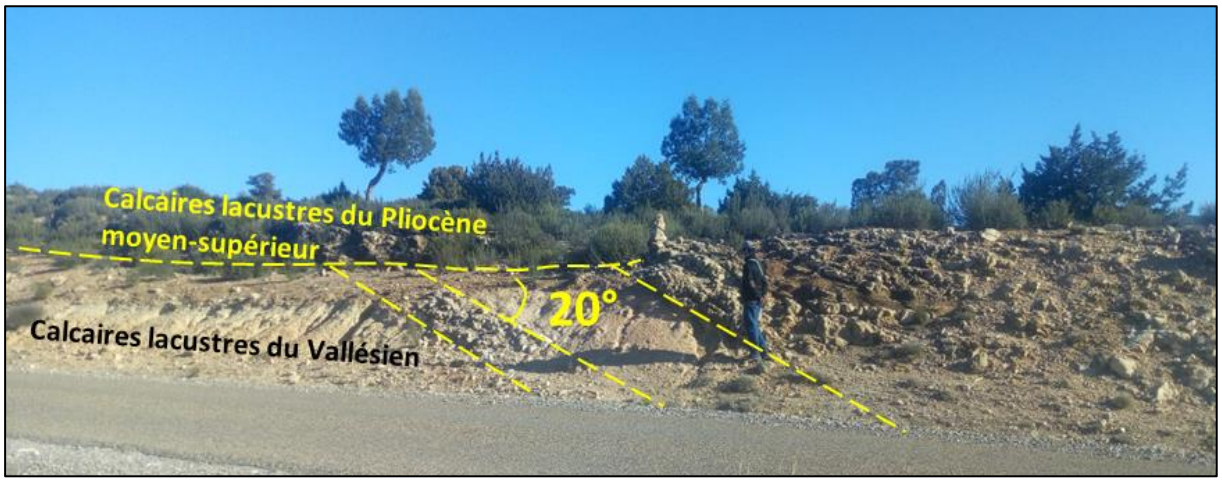


Figure 28: Discordance des dépôts lacustres du Pliocène moyen-supérieur et les dépôts lacustres du Vallésien.

Suivant la route reliant Tazouta à Aderj, les calcaires lacustres du Vallésien s'intercalent par des niveaux de calcilutits blanches, qui indiquent un milieu de sédimentation très calme **(Fig. 30)**. La précipitation excessive du CaCO3 indique que le paléoclimat est chaud et l'érosion est très faible. La lacune des dépôts du Miocène supérieur et du Pliocène inférieur, manifestée par la superposition de deux séries sédimentaires lacustres, indique que la zone était surélevée à cette époque. Cette surélévation est due à la succession de deux épisodes tectoniques compressifs : l'épisode compressif N120 d'âge vallésien, et à l'épisode compressif N135 du Pliocène inférieur-moyen. L'ensemble de ces résultats, nous a permis d'identifier la limite paléogéographique du milieu marin du Miocène supérieur. En outre, la superposition en discordance des dépôts lacustres du Pliocène moyen-supérieur sur les dépôts lacustres du Vallésien ; indique que les deux paléo-lacs étaient interposés par un milieu marin. La complexité paléogéographique de la zone au Néogène, réside dans les superpositions des milieux de sédimentation suivants : milieu lacustre au Vallésien – milieu marin au Tortonien supérieur-Messinien – milieu fluviatile au Pliocène inférieur-moyen – milieu lacustre au Pliocène moyen-supérieur. Cette évolution paléogéographique est contemporaine de la chronologie tectonique suivante : compression N120 (σ_3 horizontale ou verticale) au Vallésien – extension NE-SW (σ_3 verticale) au Miocène supérieur – compression NW-SE (σ_3 verticale) au Pliocène inférieur-moyen – extension NNW-SSE (σ_3 verticale) au Pliocène moyen-supérieur (Hinaje, 2004).

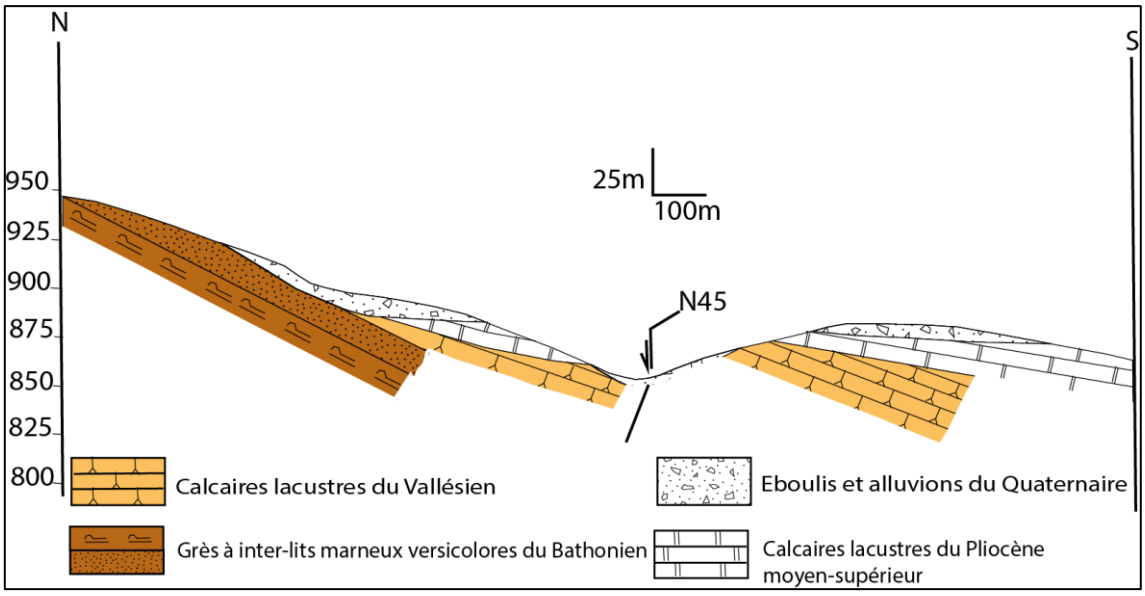


Figure 29:Coupe géologique C4 montrant le contact entre les dépôts lacustres du Pliocène moyen-supérieur et les dépôts lacustres du Vallésien à l'Est de pont Mdaz (Ajdir Ahbari).

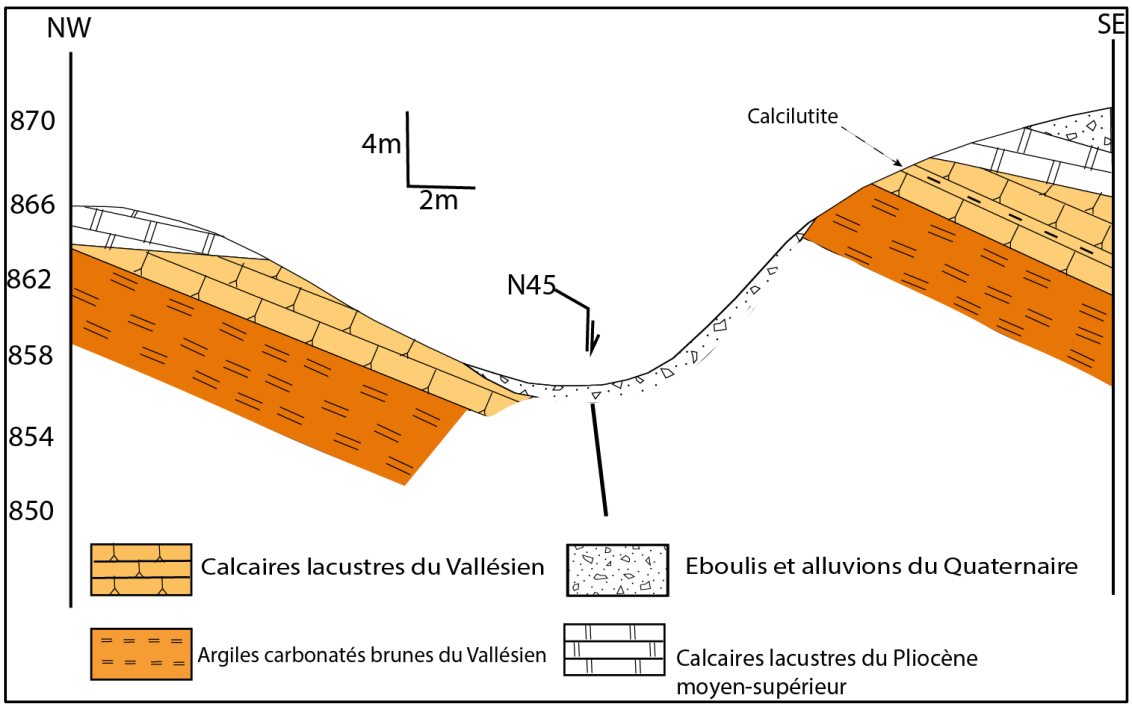


Figure 30:Coupe géologique C5 montrant le contact entre les dépôts lacustres du Pliocène moyen-supérieur et les calcaires et calcilutites du Vallésien à l'Est du pont Mdaz (Ajdir Ahbari).

- ***Dépôts fluvio-lacustres et travertineux du Quaternaire***

Dans le secteur d'étude, les dépôts du Quaternaire reposent en légère discordance sur les marnes du Miocène supérieur. Ils sont constitués par des argiles de couleur brunâtre à rougeâtre, des silts et des sables fins de plaine alluviale, surmontées par des dalles conglomératiques d'origine fluviatile plus au moins épaisses, sur lesquelles reposent des éboulis et des dépôts de cônes de déjection. Ce cortège sédimentaire est affecté par des failles

normales N160 et N90 ravinées au sommet par des éboulis, des alluvions et aussi par des masses travertineuses du Quaternaire. En outre, le jeu normal de la faille N80 à pendage vers le Nord (voir la figure 3) a favorisé l'installation d'une terrasse fluviatile d'âge plio-quaternaire **(Fig. 31)**.

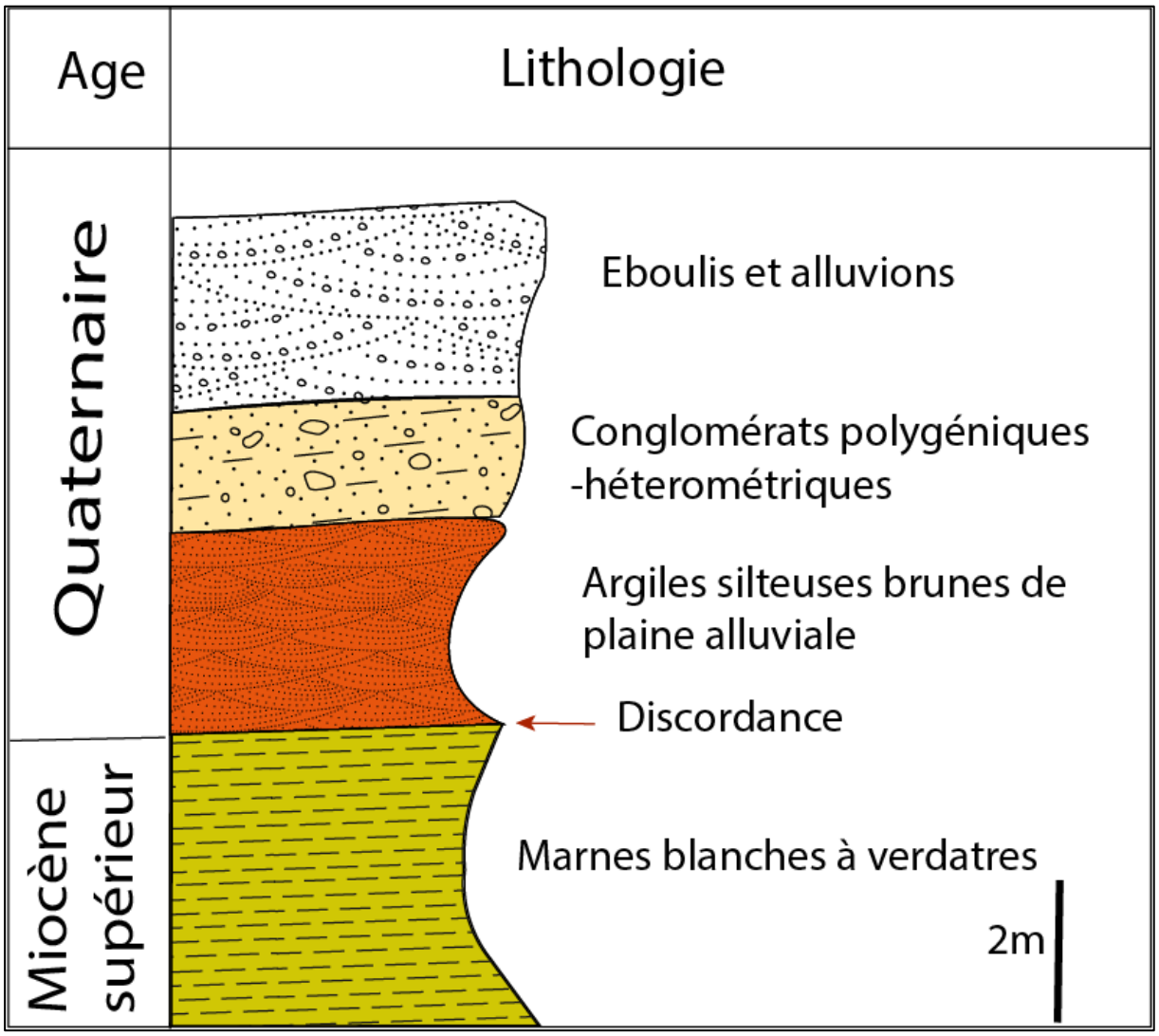


Figure 31:Log lithostratigraphique des dépôts du Miocène supérieur et du Quaternaire au Sud d'Ajdir Ahbari.

I.2 Analyse structurale

La zone d'Ajdir Ahbari est affectée par plusieurs familles de failles qui ont contribué à la structuration et l'évolution paléogéographique néogène de cette zone **(Fig. 19).** Ces failles sont reparties en quatre systèmes de directions **(Fig. 32)** :

- le système WNW- ESE à NW-SE caractérisé par des failles synsédimentaires affectant les formations vallésiennes d'Ajdir Ahbari et attestant de l'épisode extensif NE-SW de la phase tectonique d'âge vallésien (*Hinaje, 2004 ; El Fartati et al. 2019*) ;

- le système ENE-WSW à E-W représenté par des failles affectant la partie sud des dépôts bathoniens et les marnes du miocène supérieur au Sud d'Ajdir Ahbari **(Fig. 19)**. Ces failles ont joué un rôle important au Pliocène moyen-supérieur en contrôlant la sédimentation et la géodynamique des bassins fluvio-lacustres, matérialisés par des grabens de direction N80 à N90, comme celui de Tazouta-Aichoun ;
- le système NNE-SSW à NE-SW comprend des failles d'extension métrique à kilométrique, qui affectent à la fois les formations bathoniennes, vallésiennes et plio-quaternaires à l'Est d'Ajdir Ahbari **(Fig. 19)** ;
- le système NNW-SSE à N-S caractérisé par des failles plus représentées à la partie nord de la carte dans les formations bathoniennes **(Fig. 19)**. Elles contrôlent le réseau de drainage et l'écoulement des eaux de surface. Ces failles d'âge quaternaire moyen-récent (Hinaje, 2004 ; El Fartati et al., 2019b) sont scellées par des alluvions et des éboulis récents.

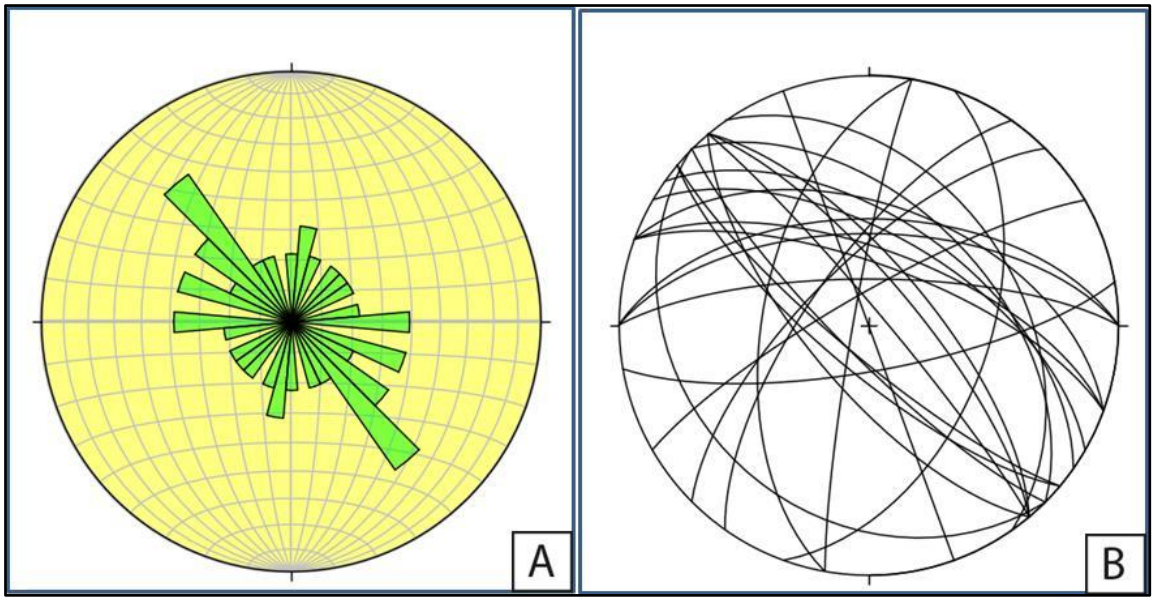


Figure 32: A- Rosace directionnelle des plans de faille, B- projections stéréographiques des plans de faille sans stries.

II. Mise à jour de la cartographie géologique des zones de Taghout Ouzemour et de Aichoun (N à NW du bassin versant de Skoura)

Les zones de Taghout-Ouzemour et d'Aichoun qui font l'objet de notre étude cartographique, se situent successivement au N et au NE du bassin subsident de Skoura. Elles sont limitées au Nord et à l'Est par des formations bathoniennes parallèlement au passage de la faille de

Taghout-Ouzemour (El Fartati et al., 2019b), et à l'Ouest par les reliefs de l'Accident Nord Moyen Atlasique **(Fig. 33)**.

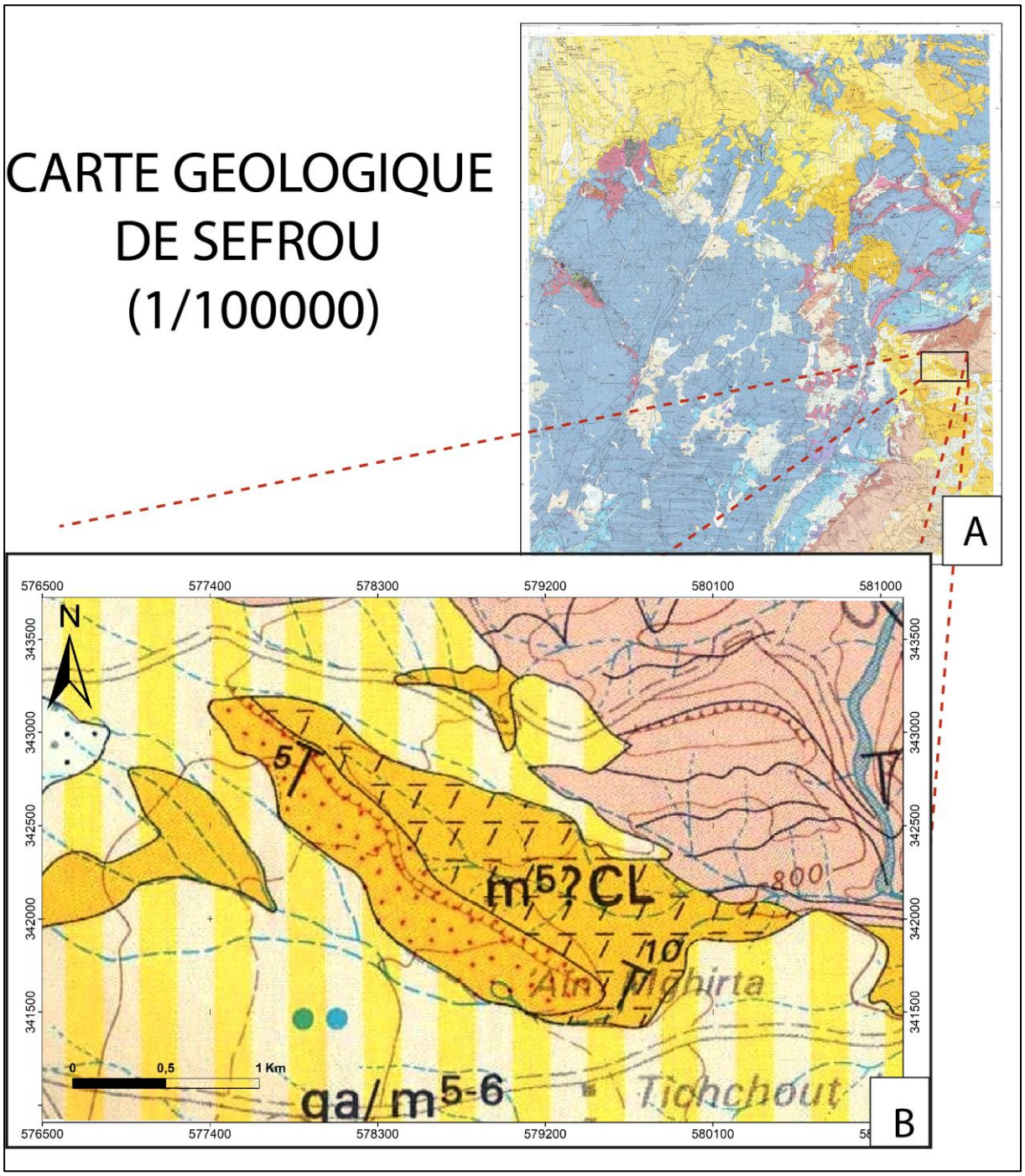


Figure 33:A- carte géologique de Sefrou au 1/100000 ; B- Zone de mise à jour de la cartographie géologique (Taghout – Ouzemour).

II.1 Caractérisation des calcaires lacustres du Pliocène moyen supérieur dans les zones de Taghout-Ouzemour et d'Aichoun.

Sur la carte géologique de Sefrou **(1/100000)**, les dépôts lacustres localisés au SE de cette carte, ont été signalé par A. Charrière (1989) comme étant des dépôts lacustres d'âge miocène

moyen-supérieur (**m^5? CL** ou Vallésien). Ces dépôts entourés par des cortèges sédimentaires quaternaires, ont des pendages variant de 5° à 10° vers le SSW. La direction des strates est d'environ N120 à N130 qui est la direction des failles normales synsédimentaires vallésiennes dont la faille de Taghout-Ouzemour (mur du paléo-barrage). Les analyses cartographiques et lithostratigraphiques que nous avons réalisé dans cette zone, nous ont permis de constater que ces calcaires lacustres reposent en légère discordance sur les marnes grisâtres du Miocène supérieur **(Fig. 34)**. Ils montrent une épaisseur très importante qui peut atteindre des dizaines de mètre indiquant d'une part la grande profondeur du paléo-barrage d'Oued Mdaz, ainsi que le paléoclimat très humide et chaud qui a caractérisé la zone en question pendant la période du Pliocène moyen supérieur d'autre part. L'absence des poudingues de Skoura à la base des calcaires, a poussé A. Charrière (1992) de les attribués au Vallésien. Sachant que ces poudingues sont cantonnés à la périphérie du paléo-lac, ils n'arrivent pas au centre de ce bassin où la précipitation des calcaires est très poussée.

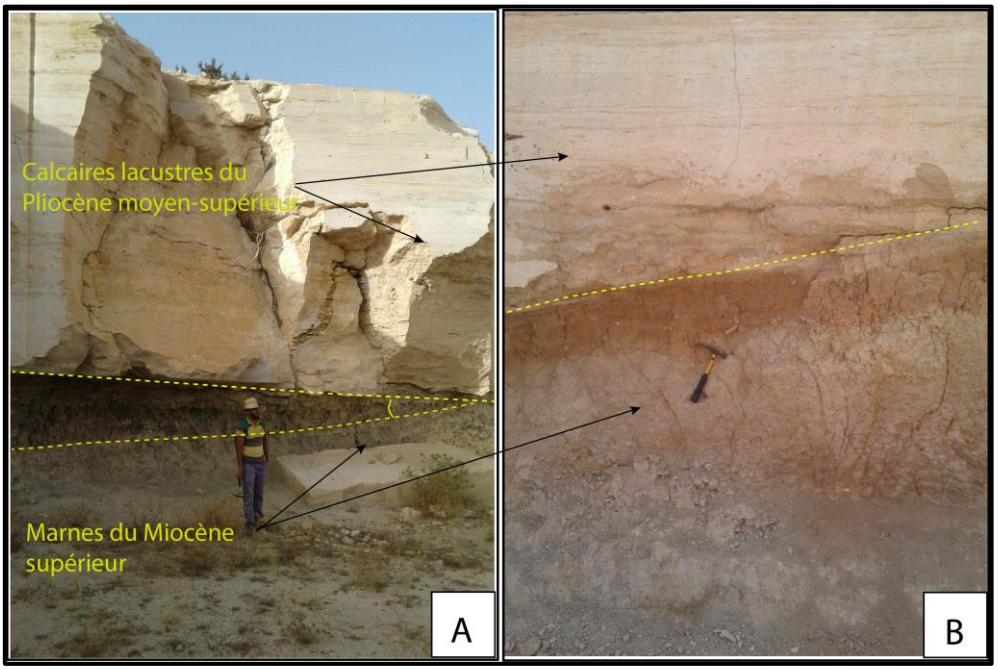


Figure 34:A- Discordance entre les calcaires lacustres du Pliocène moyen-supérieur et les marnes grisâtres du Miocène supérieur dans la zone d'Aichoun ; B- superposition des calcaires lacustres du Pliocène moyen-supérieur sur les marnes grisâtres à brunâtres du Miocène supérieur dans la zone de Taghout-Ouzemour.

Du point de vue tectonique, les calcaires lacustres d'Aichoun et de Taghout- Ouzemour sont moins fracturés par rapport aux calcaires lacustres d'âge vallésien situés dans la zone d'Ajdir Ahbari. De ce fait, au cours de cette période caractérisée par une extension orientée N30 à N45 associée à une compression N120 à N135 (Hinaje, 2004 ; El Fartati et al., 2019a, b), les

calcaires lacustres du Vallésien sont affectés par un ensemble de failles synsédimentaires cachetées ; telles que les failles normales N110 à N140, les décrochements subméridiens et des failles inverses à composante décrochante NNE-SSW. Ces failles scellées, donnent un aspect très fracturé à ces calcaires du Vallésien **(Fig. 35-A)**. Cependant, les calcaires lacustres d'Aichoun et de Taghout-Ouzemour exploités comme faux-marbre, ne montrent presque pas de fractures. C'est pour cela qu'ils sont exploités comme roche ornementale. L'ensemble de ces observations de terrain nous a permis de déduire que les calcaires lacustres situés au N et au NE du bassin de Skoura sont plutôt d'âge pliocène moyen-supérieur, reposant directement sur les marnes du Miocène supérieur (EL Fartati et al., 2019b) **(Fig. 35-B).**

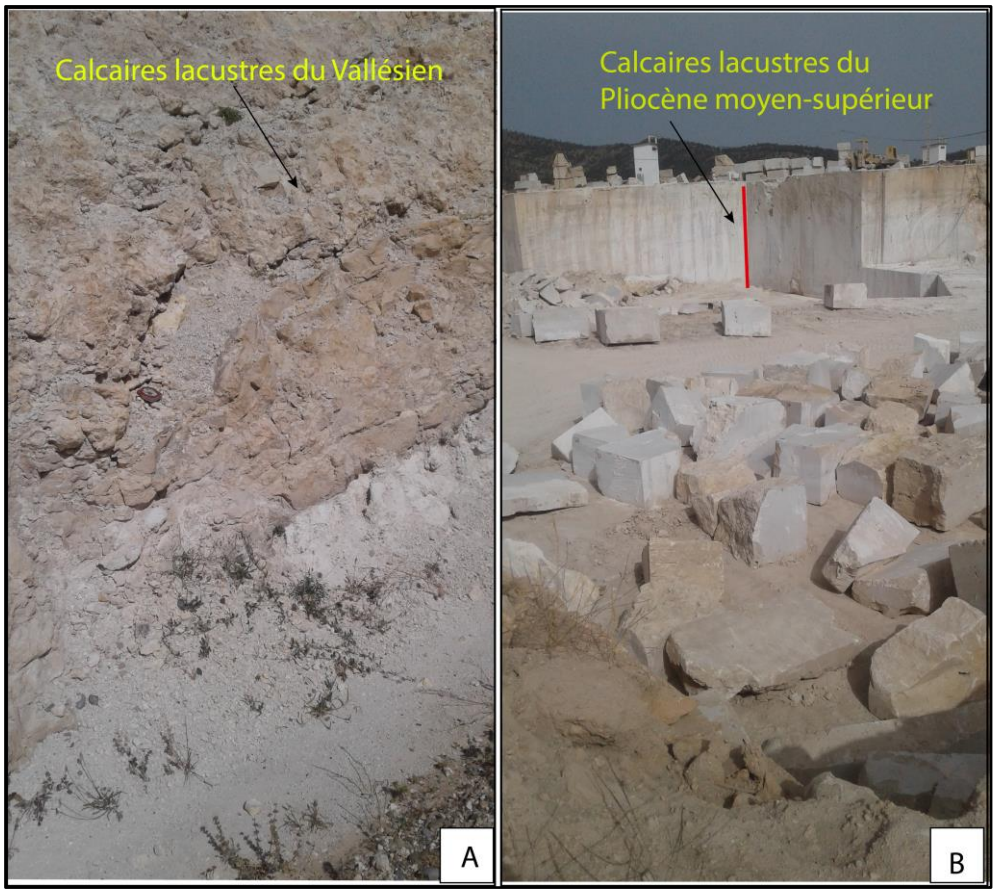


Figure 35:A- calcaires lacustres très fracturés du Vallésien ; B- calcaires lacustres de Taghout Ouzemour du Pliocène moyen-supérieur.

Dans la zone en question, plusieurs sociétés marocaines et étrangères, exploitent ces formations lithologiques comme roches ornementales (faux marbres). De ce fait, la qualité et l'importance de la masse rocheuse (épaisseur importante), font que les calcaires lacustres du Pliocène moyen-supérieur sont exploités et rentables par rapport aux calcaires lacustres du Vallésien. Ces derniers ont subi l'effet très intense d'une phase tectonique majeure divisée en plusieurs épisodes. Celle-ci est caractérisée par une compression N120 à N140 (σ3 verticale

ou horizontale et orientée N30) au Vallésien, une extension NE-SW (σ1 verticale) au Miocène supérieur et une compression NW-SE (σ3 verticale ou horizontale et orientée NE-SW) au Pliocène inférieur-moyen.

II.2 Mise à jour de la carte géologique dans la zone de Taghout-Ouzemour et Aichoun

Les affleurements cartographiés des calcaires lacustres attribués au Pliocène moyen-supérieur, occupent une superficie plus au moins importante au Nord du bassin subsident de Skoura **(Fig. 36).** Leur mise en place est étroitement liée au changement des conditions tectono-sédimentaires affectant la zone en question pendant cette période (EL Fartati et al., 2019b).

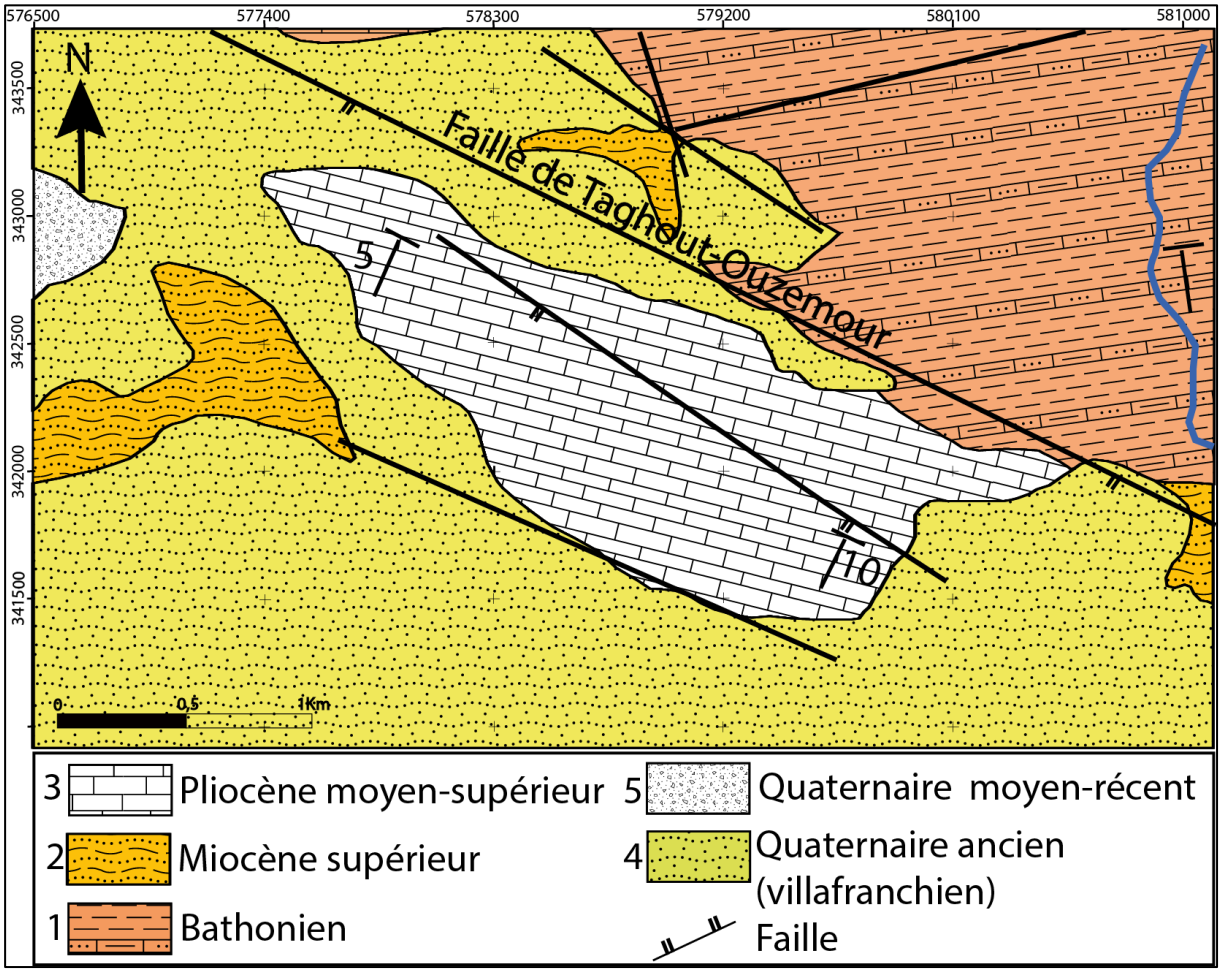


Figure 36:mise à jour de la carte géologique de la zone de Taghout-Ouzemour et Aichoun. 1- grès à inter-lits marneux versicolores ; 2- marnes à intercalations gréseuses; 3- calcaires lacustres ; 4- dépôts de cônes de déjection ; 5- éboulis, alluvions, calcaires lacustres et travertins.

En plus, le jeu effondrant de la faille de Taghout-Ouzemour qui a joué le rôle de mur naturel du paléo-barrage Mdaz, a provoqué la création d'une retenue le long du paléo-fleuve de l'Oued Mdaz. Ce dernier s'écoulant du Sud vers le Nord, ramène des eaux saturées en $CaCO_3$ et contribue ainsi à la sédimentation carbonatée. L'épaisseur de ces dépôts d'âge pliocène

moyen-supérieur, devient très importante en se rapprochant de la faille N130 constituant le mur du paléo-barrage. Vers la zone du passage latéral vers les couches bathoniennes, les calcaires lacustres sont riches en éléments conglomératiques polygéniques et hétérométriques à aspect arrondis, emballés dans les calcaires. Ce faciès nous a permis de cartographier la limite nord du paléo-lac Mdaz **(Fig. 37)**.

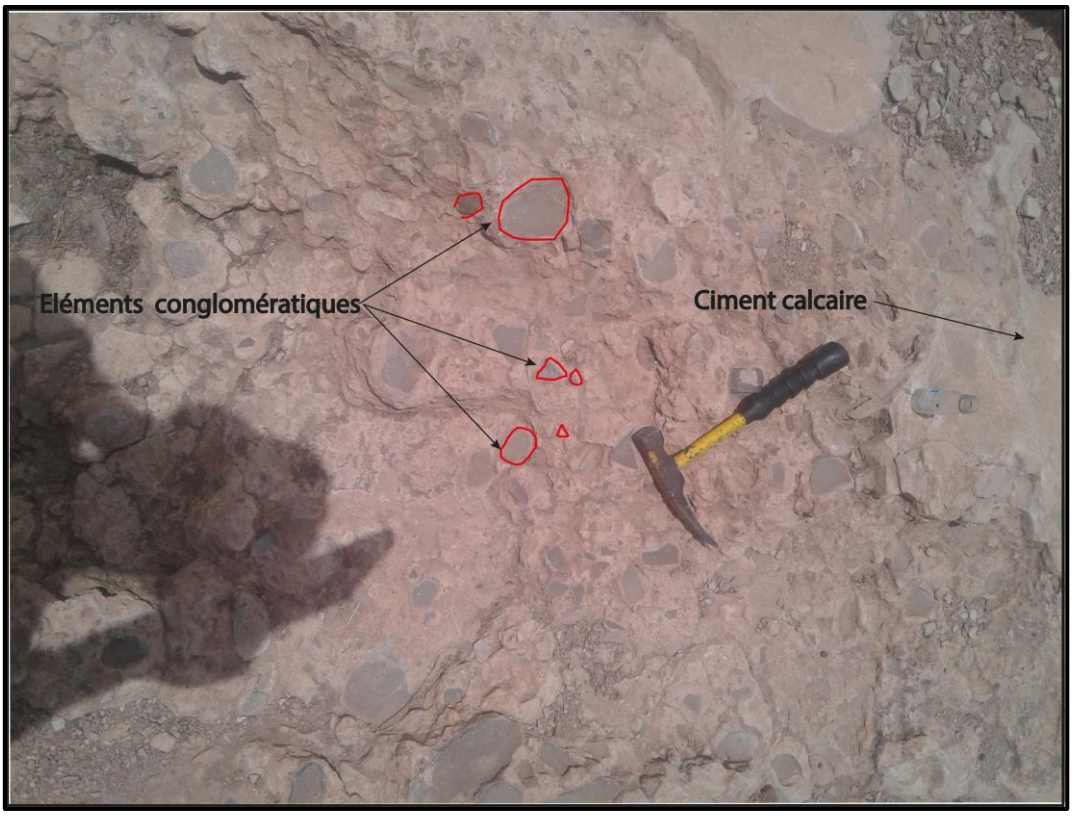


Figure 37:éléments conglomératiques emballés dans les calcaires lacustres, indiquant la limite nord et nord-est du paléo-barrage Mdaz.

Au SW de Gara de Tazouta et à proximité de la zone de passage de l'A.N.M.A, la répartition de ces formations lacustres est très limitée par rapport aux secteurs d'Aichoun et de Taghout. Egalement dans ces dernières zones, l'épaisseur de ce cortège sédimentaire lacustre est aussi moins importante, et repose directement sur les calcaires récifaux du Miocène supérieur **(Fig. 38)**. Ces calcaires renferment des traces de végétaux supérieurs (tiges et racines de roseaux), des oncolithe, des pisolites et des oolithes indiquant un milieu lacustre saturé en carbonates. Ces faciès lacustres de bordure, indiquent que la zone de passage de l'A.N.M.A a joué le rôle d'une barrière paléogéographique limitant le paléo-lac d'âge pliocène moyen-supérieur des cotés ouest et nord-ouest. Cette zone formait déjà un relief de rampe lors de la compression NNW-SSE post-Bathonien – anté-Barrémien, lors de la compression N120 d'âge vallésien et lors de la compression NW-SE d'âge pliocène inférieur-moyen (Hinaje, 2004).

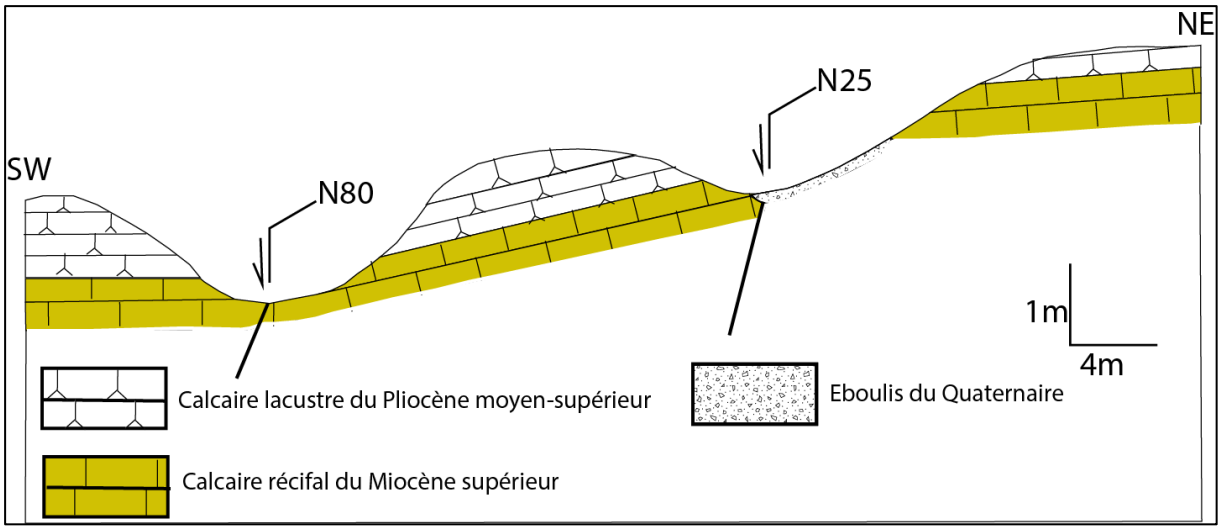


Figure 38:Coupe géologique montrant la superposition des calcaires lacustres du Pliocène moyen-supérieur et des calcaires récifaux du Miocène supérieur.

Conclusion

La cartographie géologique de la zone d'Ajdir Ahbari, nous a permis de mettre en évidence la succession des différents termes lithologiques allant du Bathonien au Quaternaire. Ainsi que, les différents systèmes de structures cassantes qui ont contribué à la structuration et l'évolution géodynamique de cette zone.

La révision et la mise à jour de la partie SE de la carte géologique de Sefrou **(1 /100000)** sont effectuées à la lumière de nos travaux de terrains. Elles nous ont permis de distinguer entre les deux types de calcaires blancs d'origine lacustre. En réalité, les calcaires lacustres situés près de Aïn Mghirta et attribués au Vallésien par nos prédécesseurs ; sont d'âge pliocène moyen-supérieur. Ils caractérisent un milieu de dépôts lacustres en paléobarrage de l'Oued Mdaz, limité vers le Nord et le NE par la faille N120 à N130 de Taghout Ouzemour. Cette structure est héritée de la tectonique et de la paléogéographie du Vallésien - Miocène supérieur, avec la superposition géodynamique suivante : milieu lacustre – transgression - milieu marin - régression – milieu lacustre. Ce paléo-lac est également bordé des côtés ouest et SW par le relief de la zone de passage de l'A.N.M.A.

Chapitre 2 : Rôle des paléocontraintes néogènes et quaternaires dans l'installation et l'évolution du paléo-barrage Mdaz

Introduction

Le bassin de Skoura s'étend depuis la ride de Tichoukt au Sud et au Sud-Est, jusqu'à la boutonnière de Bsabis au NW et les reliefs d'Aichoun au Nord. Il correspond à un bassin néogène et quaternaire développé au sein du Moyen Atlas plissé (Charrière, 1990 ; Sabaoui, 1998). L'évolution sédimentaire et structurale de ce bassin, depuis le Miocène jusqu'au Quaternaire, est étroitement liée aux changements d'environnements tectono-sédimentaires (Charrière, 1990 ; Sabaoui, 1998 ; Hinaje, 2004 ; El Fartati et al., 2017-2019). Les analyses lithostratigraphiques et structurales, ainsi que la cartographie géologique des différentes unités localisées à l'intérieur et à la bordure du bassin, nous ont permis d'établir les cartes paléogéographiques et paléo-tectoniques de la zone étudiée. Dans ce chapitre, nous allons mettre en évidence cette genèse et cette évolution afin d'établir la chronologie des phases tectoniques à partir de l'étude des structures synsédimentaires et de l'analyse cinématique de sites microtectoniques.

I. Rôle de la tectonique cassante dans la genèse du paléo-barrage de l'Oued Mdaz

Le bassin subsident de Skoura fait partie du Moyen Atlas plissé qui est le siège d'une activité tectonique et sismique importante (Ramdani et Tadili, 1980 ; Fedan, 1988 ; Charrière, 1990 ; Sabaoui, 1998 ; Hinaje, 2004). Sa formation est liée aux jeux normaux des failles caractérisant quatre épisodes extensifs appartenant aux phases tectoniques qui se succèdent depuis le Miocène jusqu'au Quaternaire (Hinaje, 2004). Les failles responsables de la genèse du bassin Skoura sont groupées en 4 familles majeures : les NW-SE, les ENE-WSW, les NE-SW et les N-S. Ces failles ont guidé la superposition d'un bassin lacustre orienté N120 à N140 au Vallésien, un bassin marin NW-SE au Tortonien supérieur-Messénien, un bassin fluviatile au Pliocène inférieur-moyen, un bassin fluvio-lacustre et travertineux ENE-WSW au Pliocène moyen-supérieur et deux bassins fluvio-lacustres et travertineux N30 à N45 puis subméridiens au Quaternaire.

I.1 Phase tectonique d'âge vallésien-miocène supérieur-pliocène inférieur

I.1.1 Episode tectonique d'âge vallésien

Cet épisode tectonique correspond à une extension orientée N30 à N45 associée à une compression N120 à N135. Le jeu normal de la faille N130 à pendage SW, est la cause du basculement des couches bathoniennes vers le SW et le blocage des eaux de surface. Cette faille à caractère paléogéographique, passant au Sud de Taghout-Ouzemour et près du pont Mdaz, a joué un rôle très important dans l'installation du paléo-barrage Mdaz **(Fig. 39)**. Près du plan de cette faille, les couches marneuses versicolores du Bathonien, intercalées dans les grès, ont joué le rôle du mur naturel et imperméable du paléo-barrage. Ce schéma paléotectonique et lithostratigraphique a provoqué le blocage du paléo-fleuve de Oued Mdaz, et par la suite la formation du lac où se déroule la sédimentation des formations lacustres. Celles-ci sont représentées à la base par un niveau conglomératique discontinu, surmonté par des argiles rouges et des barres calcaires au sommet, dont l'épaisseur dépasse les 5m.

Le traitement automatique des failles normales synsédimentaires et des décrochements scellés donne un paléochamp de contraintes où l'axe $\sigma 1$ est horizontal et orienté NW-SE, et l'axe $\sigma 3$ est subhorizontal et orienté NE-SW**.** Le rapport $\phi = 0{,}25$, indique que la valeur de $\sigma 2$ se rapproche de celle de $\sigma 3$; c'est-à-dire que les failles inverses et les décrochements peuvent être synchrones.

Cet axe extensif NE-SW d'âge vallésien, se poursuit au Miocène supérieur en amplifiant la subsidence dans la zone. Cette subsidence synchrone avec la transgression miocène, a favorisé le dépôt d'un cortège sédimentaire marin, marneux et gréseux sur un substratum constitué par les calcaires lacustres d'âge vallésien et les grés à inter-lits marneux du Bathonien.

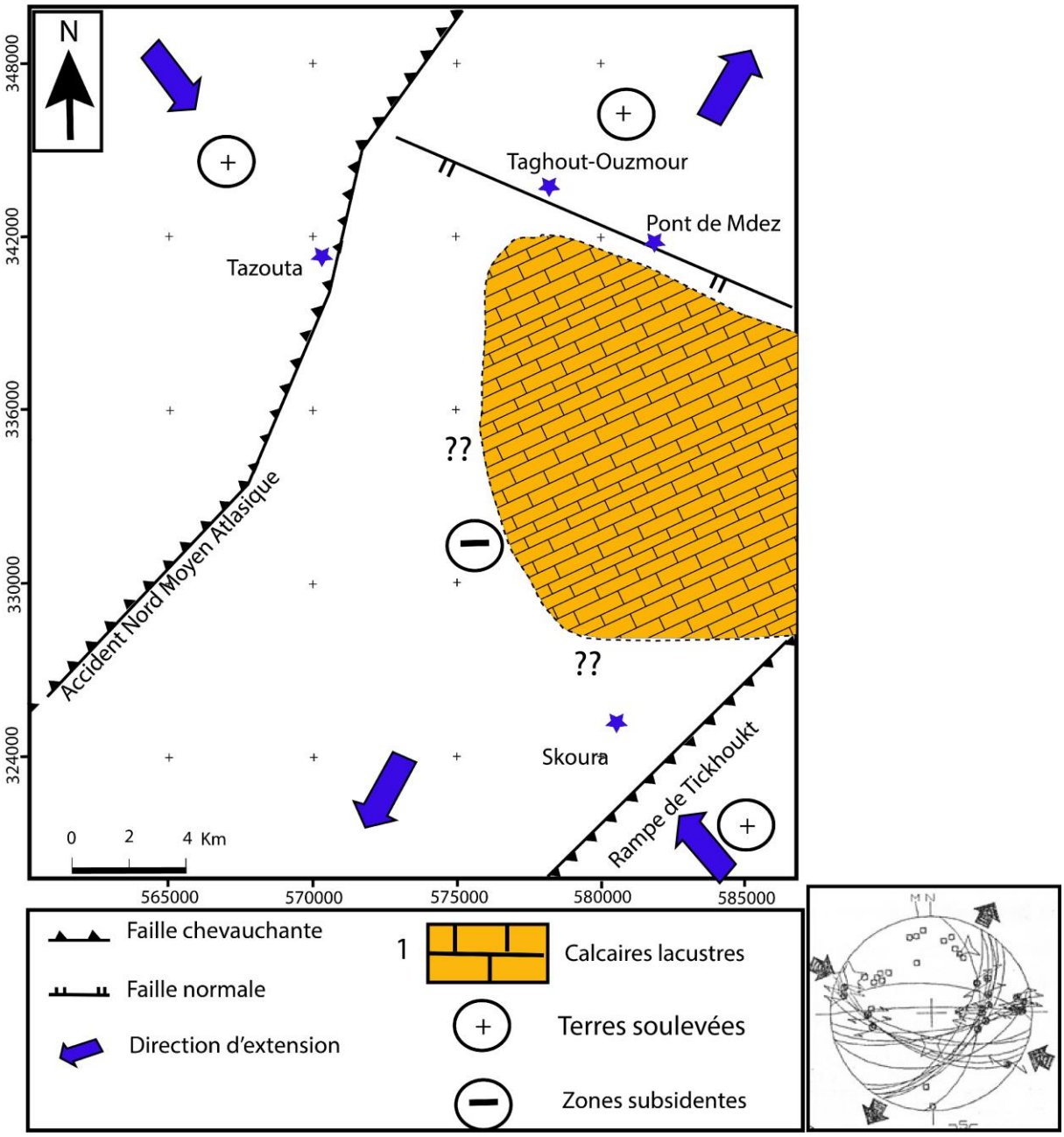


Figure 39:Carte paléotectonique et paléogéographique de la zone d'étude au Vallésien et stéréogramme de l'épisode tectonique équivalent. (Flèche centrifuge : extension ; flèche centripète : compression ; étoiles à 3, 4 et 5 branches représentent respectivement les contraintes σ3, σ2 et σ1 ; M N : Nord magnétique et Nord géographique (diagramme de schmidt, hémisphère inférieur)). (Ceci est valable pour toutes les cartes qui suivent). 1-Vallésien.

I. 1.2 Episode extensif d'âge miocène supérieur

Au Miocène supérieur (Tortonien supérieur-Messinien), le bassin de Skoura correspond à un milieu marin profond où se dépose une série sédimentaire formée principalement par une immense couche marneuse à intercalations carbonatées et gréseuses. Dans cette zone qui correspond à cette époque à un golfe marin orienté NW-SE, cette formation marneuse surmonte les dépôts lacustres d'âge vallésien (Hinaje, 2004). Cet âge est attribué par analogie

avec la même formation bien datée, située dans le bassin de Oued Zraa (Jaeger et Martin, 1971; Jaeger, 1978). Cette série est surmontée en discordance par la formation des poudingues de Skoura attribuée au Pliocène inferieur-moyen (Charrière, 1990 ; Sabaoui, 1998).

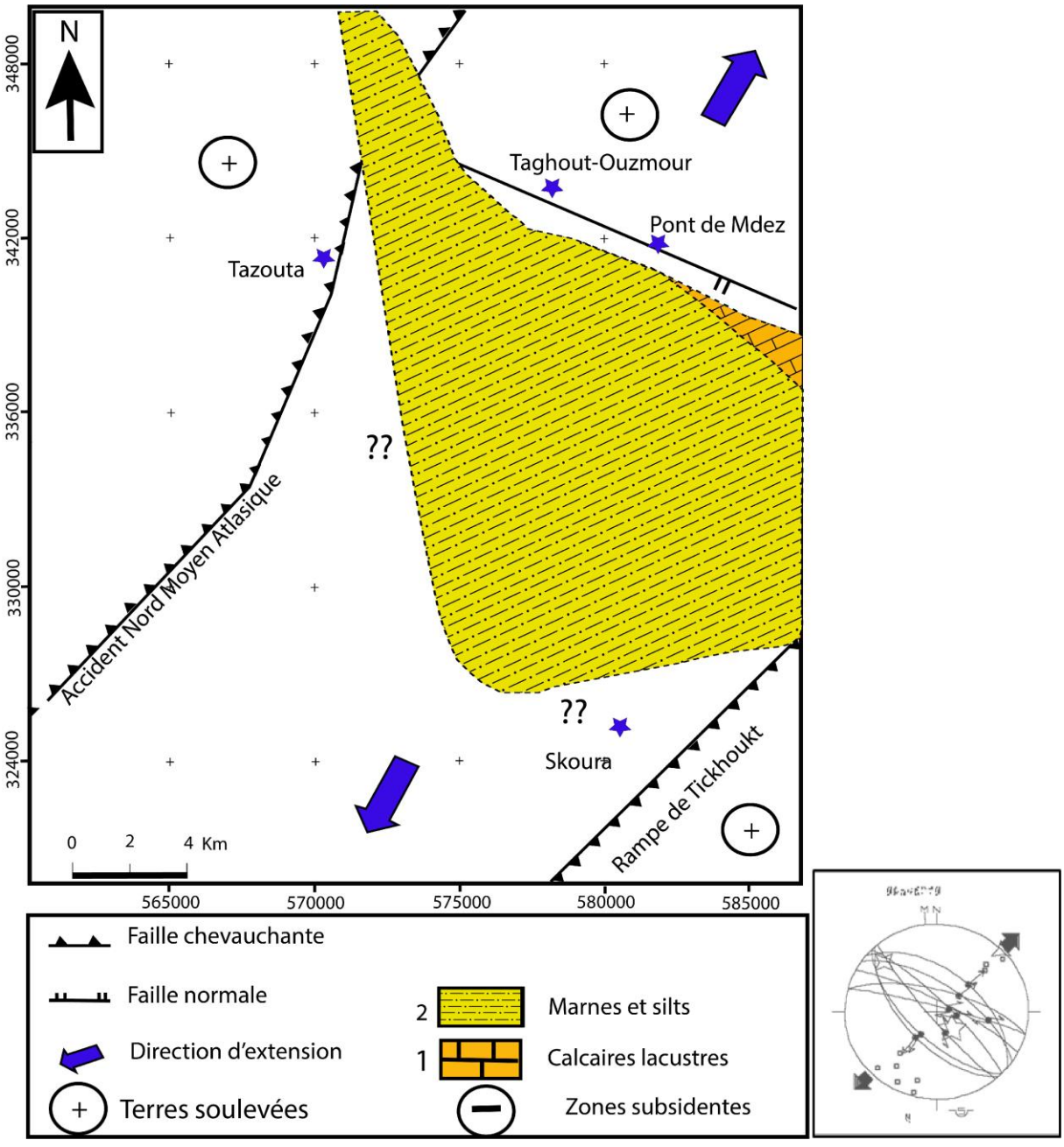


Figure 40:Carte paléotectonique et paléogéographique de la zone d'étude au Miocène supérieur et stéréogramme de l'épisode tectonique équivalent. 1-Vallésien ; 2- Miocène supérieur.

Quant à la tectonique, les dépôts du miocène supérieur sont affectés par les mêmes directions de failles synsédimentaires scellées. Ces failles sont généralement orientées N120 à N140 à

jeu normal, compatibles avec un paléochamp de contraintes extensif orienté NE-SW (σ1 verticale et σ3 horizontale et orientée NE-SW).

Le traitement automatique de ces failles synsédimentaires donne un paléo-champ de contraintes extensif NE-SW (σ1 sub-verticlale et σ3 horizontale) **(Fig. 40)**. Le rapport ϕ= 0.3, indique que la valeur de σ1 est proche de celle du rapport (σ2+σ3)/2. Cette extension N45 est responsable du jeu et rejeu synsédimentaires de la faille paléogéographique de direction moyenne N130 d'âge vallésien-miocène supérieur **(El Fartati et al., 2017-2019).**

I.1.3 Episode compressif d'âge pliocène inférieur-moyen

Au cours du Pliocène inférieur-moyen, la zone d'étude a connu un changement environnemental qui se traduit par le dépôt des poudingues de Skoura (Termier, 1936 ; Martin, 1981 ; Charrière, 1990 ; Sabaoui, 1998 ; Hinaje et Ait Brahim, 2001) qui correspondent à des dépôts conglomératiques grossiers d'origine fluviatiles ; hétérométriques et polygéniques. Ils sont représentés généralement par des éléments consolidés d'origine liasique, dogger et miocène de forme arrondie, emballés dans une matrice gréso-marneuse. Ces dépôts proviennent de l'érosion des anticlinaux de rampes atlasiques orientés NE-SW. Ces rampes sont dues à la compression paroxysmale NW-SE de même âge (Pliocène inférieur-moyen).

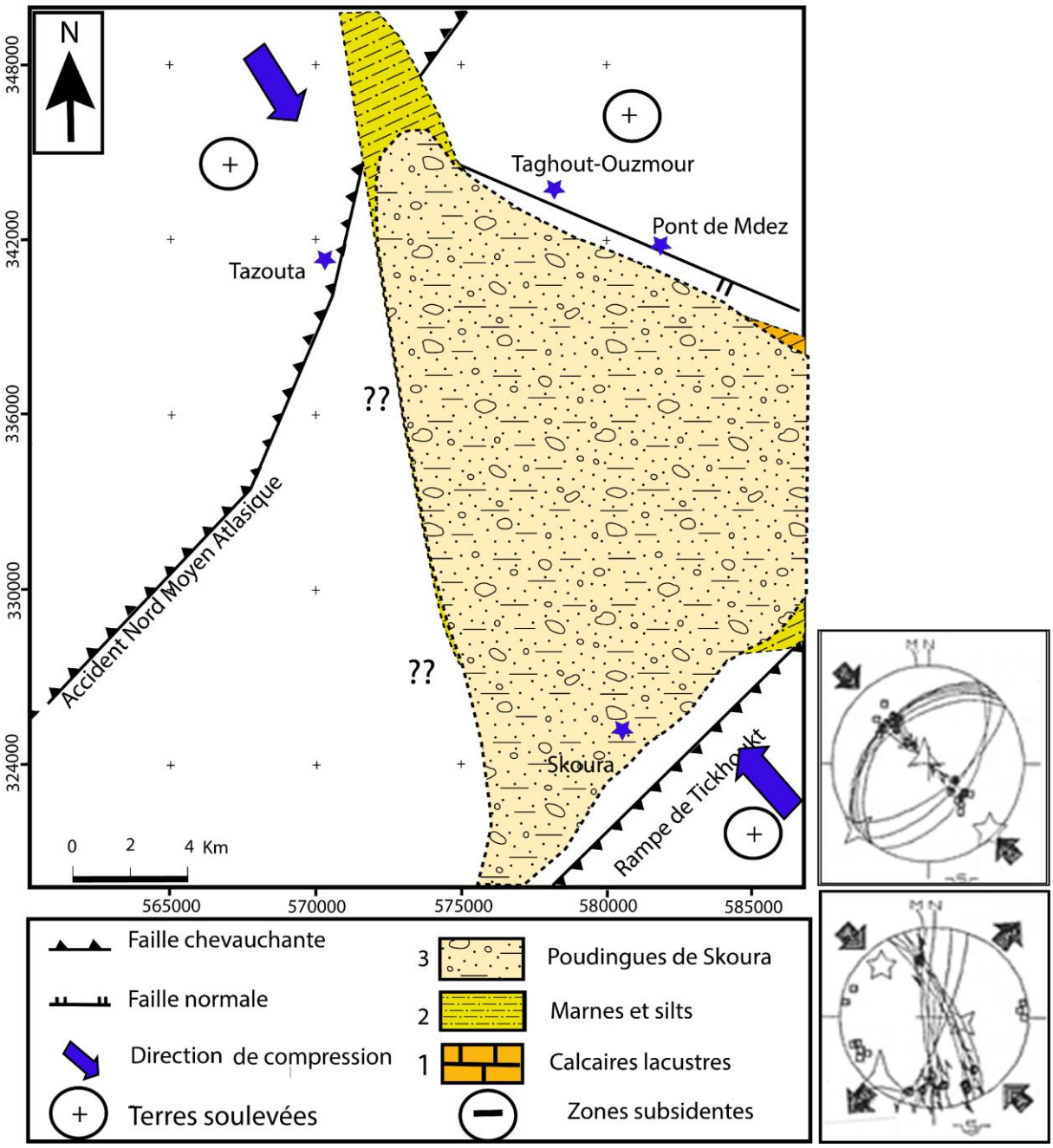


Figure 41:Carte paléotectonique et paléogéographique de la zone d'étude au Pliocène inférieur-moyen et stéréogrammes des épisodes tectoniques équivalents. 1-Vallésien ; 2- Miocène supérieur ; 3- Pliocène inférieur-moyen.

L'analyse microtectonique que nous avons effectué au niveau de la station du pont Mdaz, nous a permis de définir un état de contrainte qui correspond à un épisode compressif orienté NW-SE de la phase tectonique d'âge vallésien-miocène supérieur-pliocène inférieur. Cet épisode tectonique est responsable du jeu inverse des failles NE-SW, des décrochements dextres ENE-WSW à E-W, des décrochements senestres N-S et la surrection des rampes frontales sur failles chevauchantes orientées NE-SW **(Fig. 41)**.

Après le comblement du bassin au Miocène et la régression du Messinien, la phase de continentalisation commence à s'installer notamment au voisinage des grands reliefs tels que la ride de Tichoukt et de l'Accident Nord Moyen Atlasique. Ce schéma paléogéographique est dû à la phase tectonique compressive NW-SE qui a provoqué le jeu inverse à chevauchant des failles orientées NE-SW. Cette phase poste Miocène est synchrone avec une sédimentation des dépôts fluviatiles dans les bassins intra-montagneux, comme le bassin de Skoura-pont Mdaz. La présence des éléments grossiers d'origines fluviatiles tout au long de la vallée d'oued Mdaz confirme en premier lieu la surrection paroxysmale de la rampe de Tichoukt, et en second lieu l'activité érosive intense du paléo-Mdaz (**Fig. 42**).

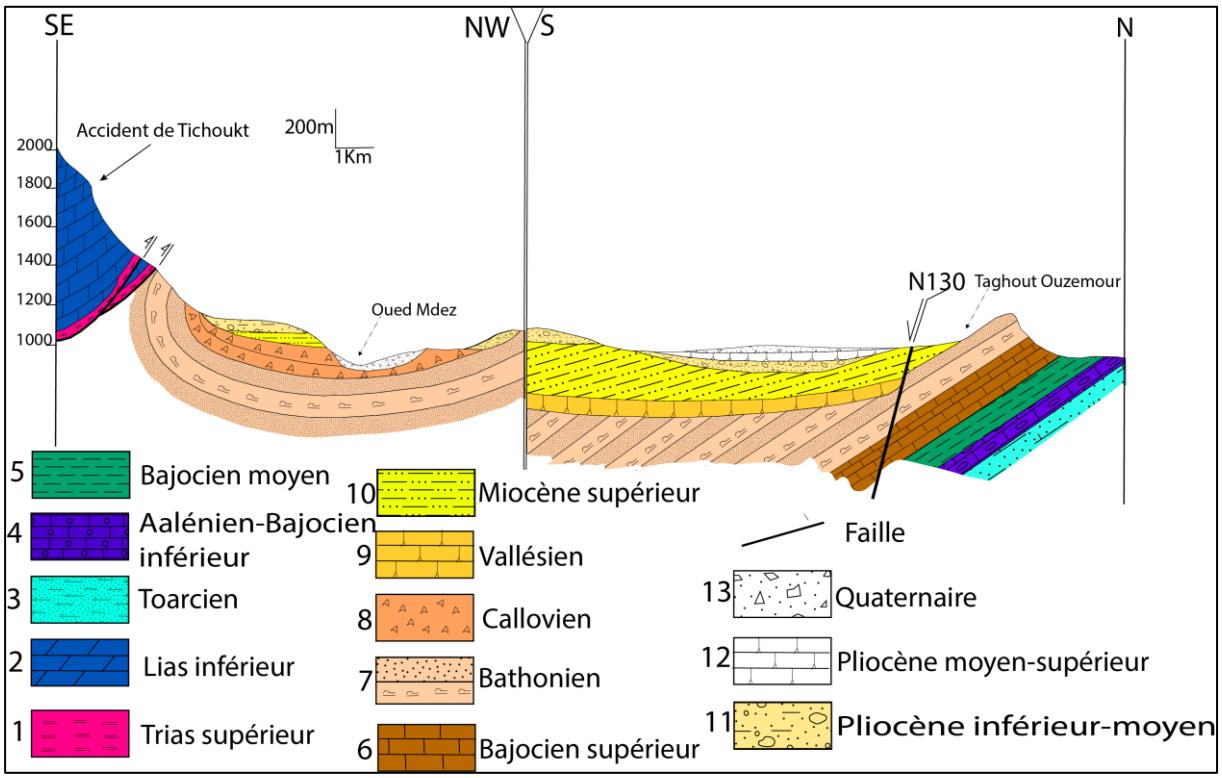


Figure 42: Coupes géologiques de la zone d'étude illustrant les différentes structures 1- Argilites rouges et basaltes ; 2- Dolomies et calcaires ; 3- Marnes à intercalations calcareuses ; 4- Calcaires à cancyllophycus ; 5- Marnes de Boulemane ; 6- Calcaires corniches ; 7- Grès à inter-lits marneux versicolores ;8- Marnes à gypses ; 9- Calcaires lacustres ; 10- Marnes à intercalations gréseuses ; 11- Poudingues de Skoura ; 12- Calcaires lacustres ; 13- dépôts de cônes de déjection, calcaires lacustres et travertins.

Les poudingues de Skoura reposent en discordance angulaire d'environ 20° sur les dépôts marins du Miocène supérieur (**Fig. 43**), dont l'épaisseur est très variable et peut atteindre des dizaines de mètres près de l'aéroport abandonné de Maizel. Ces poudingues sont recouvertes par les calcaires lacustres d'âge pliocène moyen-supérieur (Taltasse, 1953 ; Wernli, 1987 ; Charrière, 1990 ; Sabaoui, 1998).

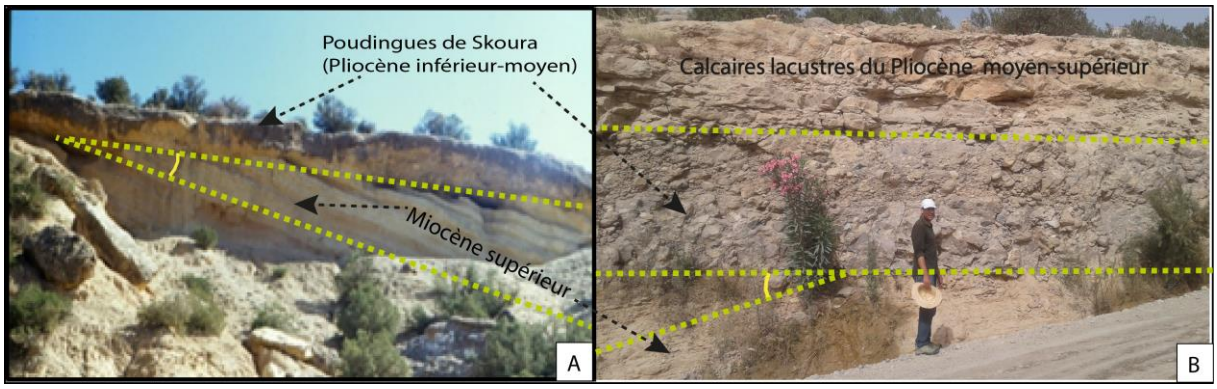


Figure 43:A : discordance angulaire des poudingues de Skoura (Pliocène inférieur-moyen) sur les marnes du Miocène supérieur ; B : calcaires lacustres (Pliocène moyen-supérieur) reposant en concordance sur les poudingues de Skoura (Pliocène inférieur-moyen)

Du point de vue géodynamique et tectonique, les études qui ont été réalisées par Fedan (1988), charrière (1990), Sabaoui (1998) et Hinaje (2004) près et autours de Jbel Tichoukt qui correspond à la limite sud de la zone en question, ont montré que les failles de direction moyenne N45 présentent un jeu inverse lié à la compression N135. Celle-ci est responsable du redressement des couches miocènes et des parties basales des assises des poudingues de Skoura, sans toucher la partie sommitale de ces dernières (Charrière, 1990 ; Hinaje, 2004). Cet épisode compressif est donc attribué au Pliocène inferieur-moyen (Hinaje, 2004).

I.2. Phase extensive d'âge pliocène moyen-supérieur

Au Pliocène moyen-supérieur, la zone d'étude a subi une extension de direction NNW-SSE responsable de l'apparition de failles normales orientées N70 à N90. Ces failles normales ont amplifié la subsidence du bassin, ce qui a favorisé la remise en place d'un nouvel environnement lacustre en paléo-barrage. Le mur de celui-ci est toujours formé par le plan de la faille normale héritée du Vallésien-Miocène supérieur, de direction N120 à N130 et à caractère paléogéographique. Le blocage des eaux douces se fait toujours par le pendage et l'imperméabilité des couches bajociennes et bathoniennes.

L'étude paléogéographique que nous avons réalisé dans la zone, nous a permis de déduire un environnement fluvio-lacustre et travertineux au Pliocène moyen-supérieur, dont la profondeur augmente vers le mur du barrage. La sédimentation carbonatée est très épaisse montrant que le climat était chaud et humide régnant pendant une période biostasique. Le milieu de dépôt correspond à cette époque à un milieu lacustre de type endoréique alimenté par le paléofleuve Mdaz au Sud, dont l'exutoire est situé dans la zone actuelle du pont Mdaz (**Fig. 44**).

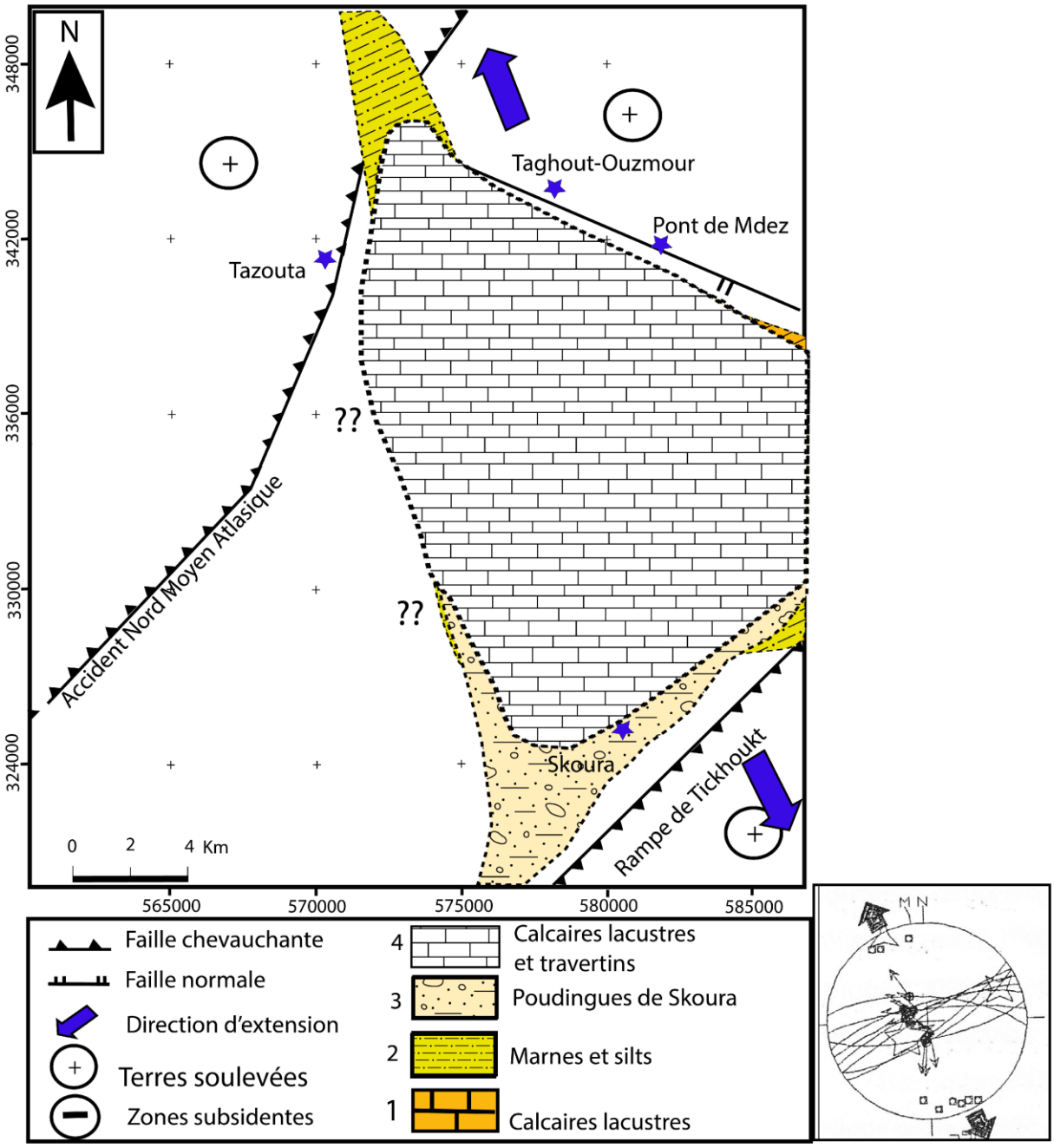


Figure 44:Carte paléotectonique et paléogéographique de la zone d'étude au Pliocène moyen-supérieur et stéréogramme de l'épisode tectonique équivalent. 1- Vallésien ; 2- Miocène supérieur ; 3- Pliocène inférieur-moyen ; 4- Pliocène moyen-supérieur.

La zone en question est caractérisée par la présence de deux types de calcaires lacustres d'âges différents. Le premier correspond au calcaire lacustre du Vallésien, qui est très fracturé et repose sur des argiles lacustres rosâtres, par contre le calcaire lacustre du Pliocène moyen-supérieur est beaucoup moins fracturé et repose sur les poudingues de Skoura. Actuellement, près de la limite nord du paléo-barrage, on trouve plusieurs carrières d'exploitations des calcaires lacustres (faux marbres) dont l'épaisseur est très remarquable dépassant les dizaines de mètres (**Fig. 45-B**). L'étude cartographique que nous avons effectuée, nous a permis de

mettre en évidence l'importance de la retenue de ce paléo-barrage naturel, et l'effet du rejet vertical de la faille normale N130 à caractère paléogéographique qui constitue le mur naturel de cette retenue. Ces deux conditions tectoniques et lithostratigraphique ont contribué à l'accumulation d'un important cortège sédimentaire lacustre et fluviatile.

Au Sud-Est du bassin, en suivant la route qui mène à Aderj, ces formations lacustres d'âge pliocène moyen-supérieur sont discordantes directement sur les formations lacustres d'âge vallésien **(Fig. 45-A**).

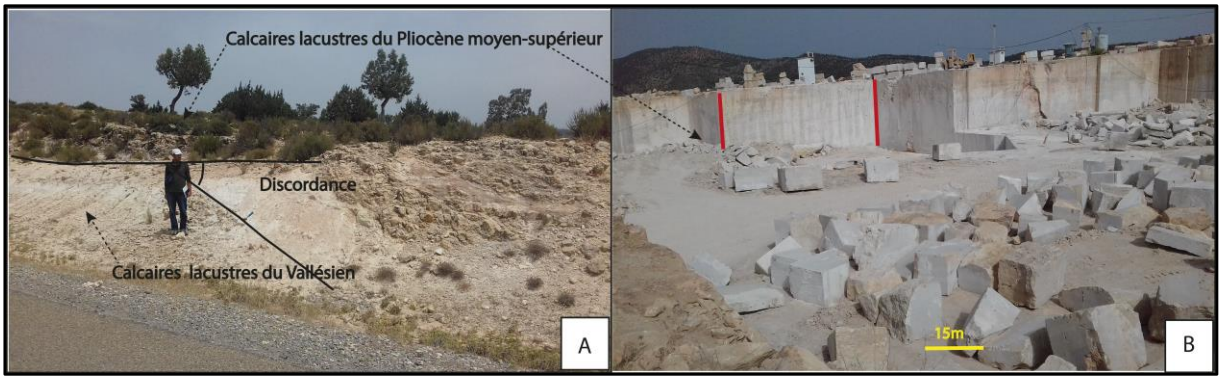


Figure 45:A- Discordance angulaire entre le calcaire lacustre du Vallésien et le calcaire lacustre du Pliocène moyen- supérieur. B- l'épaisseur du calcaire lacustre (faux marbre) d'âge pliocène moyen-supérieur au NE de la zone d'étude.

I.3. Phase tectonique d'âge quaternaire ancien-moyen

Au cours du Quaternaire ancien-moyen, la zone de Skoura a connu une sédimentation fluvio-lacustre, travertineuse et de cône de déjection. Les dépôts sont constitués par des roches détritiques qui proviennent de l'érosion des formations sous-jacentes situées dans les zones avoisinantes et dans les grands reliefs correspondant aux rides de Tichoukt et de l'Accident Nord Moyen Atlasique. Les dépôts comportent également des travertins de barrage en cascade et en retenue, des travertins de résurgences et des dépôts lacustres (Campy et Macaire, 1989 ; Sabaoui, 1998, Gourari, 2001, Hinaje, 2004).

Au SE du pont Mdaz, près de la route menant au village d'Adrej, on trouve les formations lacustres d'âge vallésien d'Ajdir Ahbari, sur lesquelles repose un cortège sédimentaire d'âge plio-quaternaire légèrement discordant **(El Fartati et al., 2017-2019)**. Latéralement, sur les marnes marines du Miocène supérieur, reposent des argiles brunes et des dépôts conglomératiques d'origine fluviatile bien cimentés sous forme de dalles (**Fig. 46**).

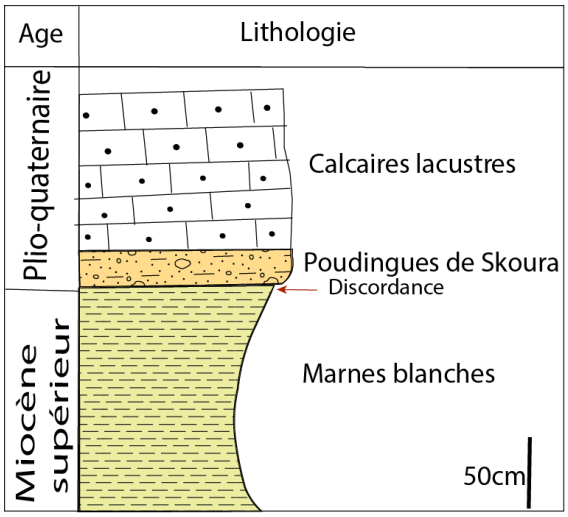


Figure 46:Log lithostratigraphique des dépôts du Miocène supérieur et du Quaternaire au SE du pont Mdaz

L'ensemble de ces formations continentales ont enregistré une phase tectonique compressive matérialisée par des décrochements senestres à composante inverse orientés E-W **(Fig. 47)**. Ces décrochements ont des jeux apparents tantôt normaux tantôt inverses alors que les stries portées par ces failles sont subhorizontales. Le traitement stéréographique de ces failles donne un paléochamp de contraintes compressif tels que l'axe σ1 est horizontal et orienté NE-SW et l'axe σ3 est aussi horizontal est orienté NW-SE. Le rapport $\phi = 0.54$; indique que la valeur de $\sigma 2 = (\sigma 1 + \sigma 3)/2$.

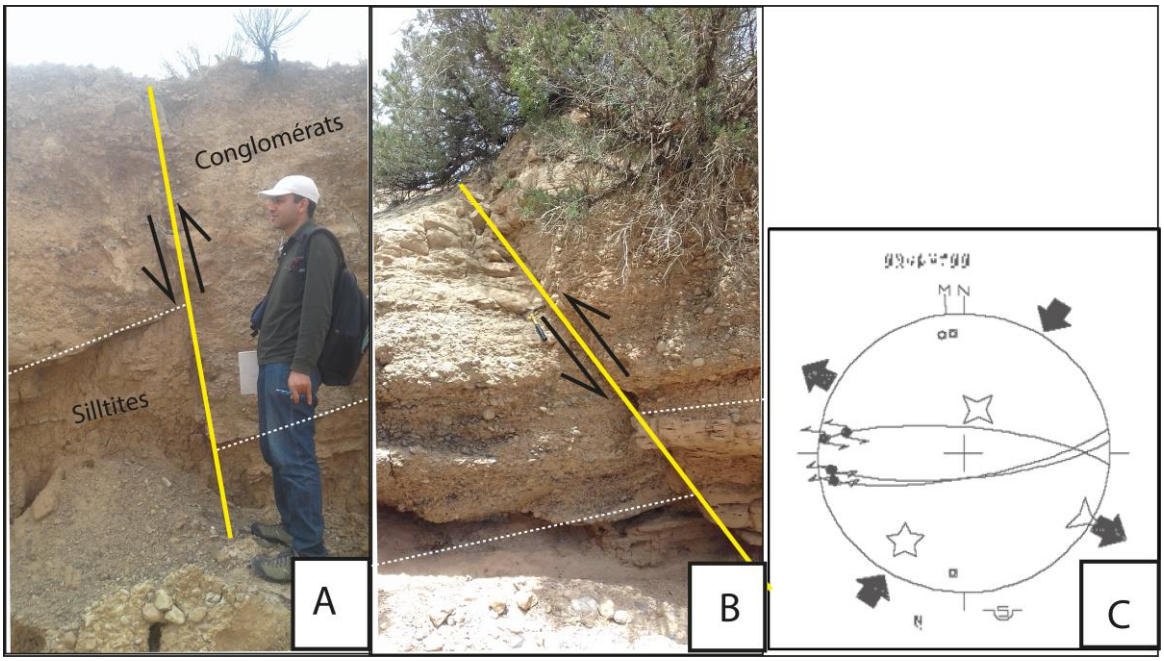


Figure 47:Jeux apparents des failles E-W (photos A et B) affectant les dépôts fluviatiles au bord du versant est de l'Oued Mdaz. C- stéréogramme des jeux réels mesurés sur les plans des failles et axes des contraintes équivalents.

I.4. Phase tectonique du Quaternaire moyen-récent

Les études géologiques que nous avons effectuées au niveau de la zone de Skoura, montrent que les dépôts du Quaternaires moyen-récent sont constitués par des séquences détritiques fluviatiles, de cônes de déjection, de calcaires lacustres et de travertins. Au Quaternaire moyen-récent, la zone en question a subi un changement radical dans la morphologie et la structure. Ce changement est lié à un épisode extensif ENE-WSW à E-W qui est matérialisé par des failles normales subméridiennes (**Fig. 48**).

Nous avons effectué des mesures microtectoniques tout le long du bassin de Skoura, dont le traitement donne un paléochamp de contraintes d'âge quaternaire moyen-récent tels que l'axe σ1 est horizontal et orienté NNW-SSE et l'axe σ3 est aussi horizontal et orienté ENE-WSW. Ce paléochamp de contraintes est responsable de l'apparition de failles normales subméridiennes et de décrochements senestres orientés NE-SW. Le rapport $\phi = 0.3$, indique que la valeur de σ2 est comprise entre la valeur de σ3 et celle du rapport $(\sigma2+\sigma3)/2$.

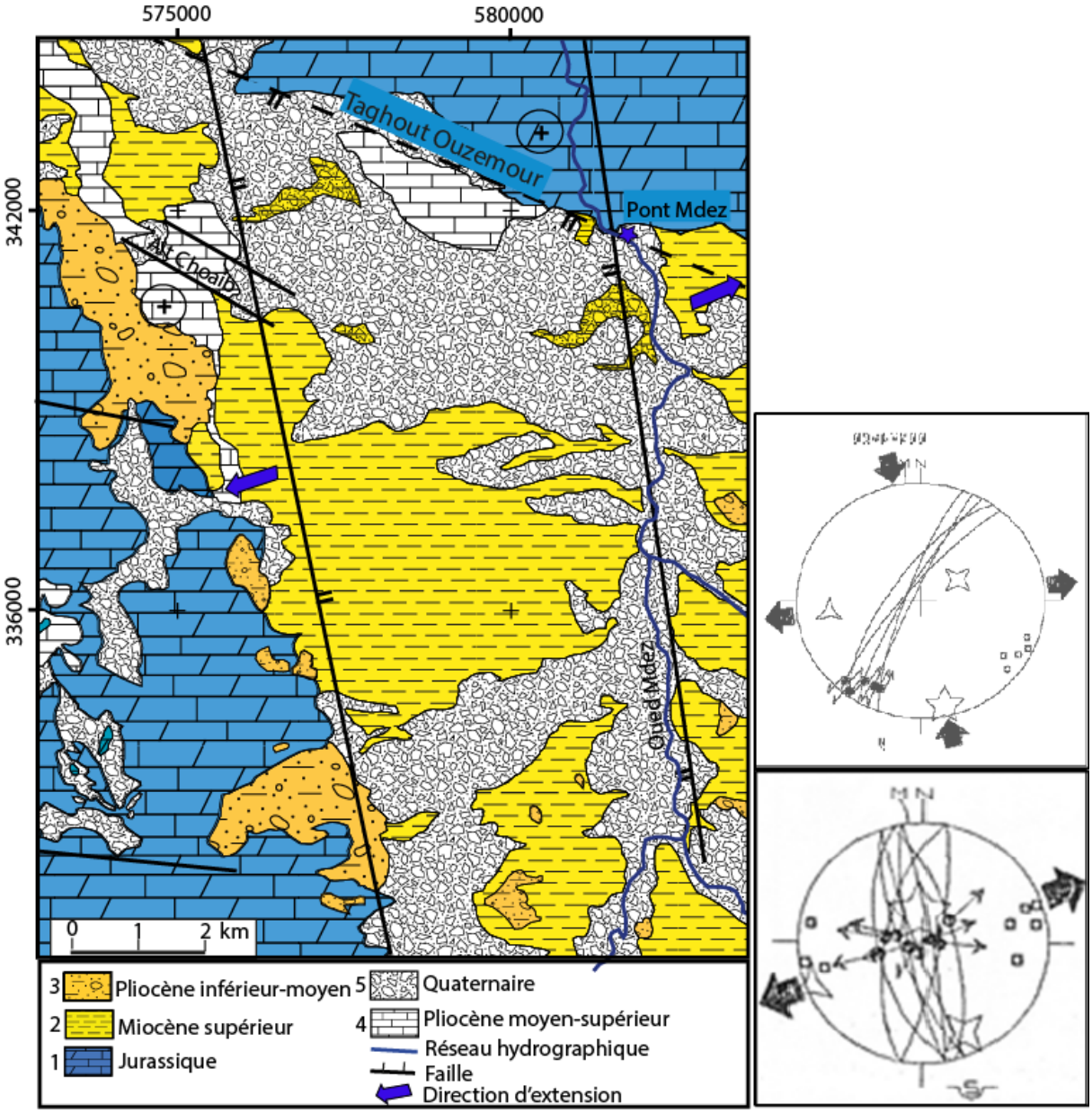


Figure 48:Carte géologique de la zone d'étude et stéréogrammes des épisodes tectoniques du Quaternaire moyen – récent. . (Flèche centrifuge : extension ; flèche centripète : compression ; étoiles à 3, 4 et 5 branches représentent respectivement les contraintes σ3, σ2 et σ1 ; M N : Nord magnétique et Nord géographique (diagramme de schmidt, hémisphère inférieur)).

Le jeu normal des failles subméridiennes au Quaternaire moyen–récent, provoque la dislocation du mur du paléo-barrage et la vidange de la retenue suivant le lit fluviatile de Oued Mdaz avec érosion intense des séries néogènes et quaternaires (**Fig. 49**). Cette érosion rapide a provoqué un approfondissement du lit de l'Oued d'environ 100m, avec une absence totale des terrasses fluviatiles quaternaires. En témoigne aussi l'aspect rectiligne du lit fluviatile de l'Oued Mdaz qui a une direction moyenne N-S, sur une distance supérieur à 10 km. En outre, l'apparition des buttes isolées et plates telles que la gara de Tazouta, témoignent d'une érosion brutale. Ce changement paléogéographique lié à l'activité néotectonique a

contribué aussi à la surélévation du plateau de Douar Ait Chaib situé vers l'Ouest. Il est la cause aussi des résurgences de plusieurs sources d'eau comme la source de Sidi Yahia où on note la présence d'une grande masse travertineuses (**Fig. 49**).

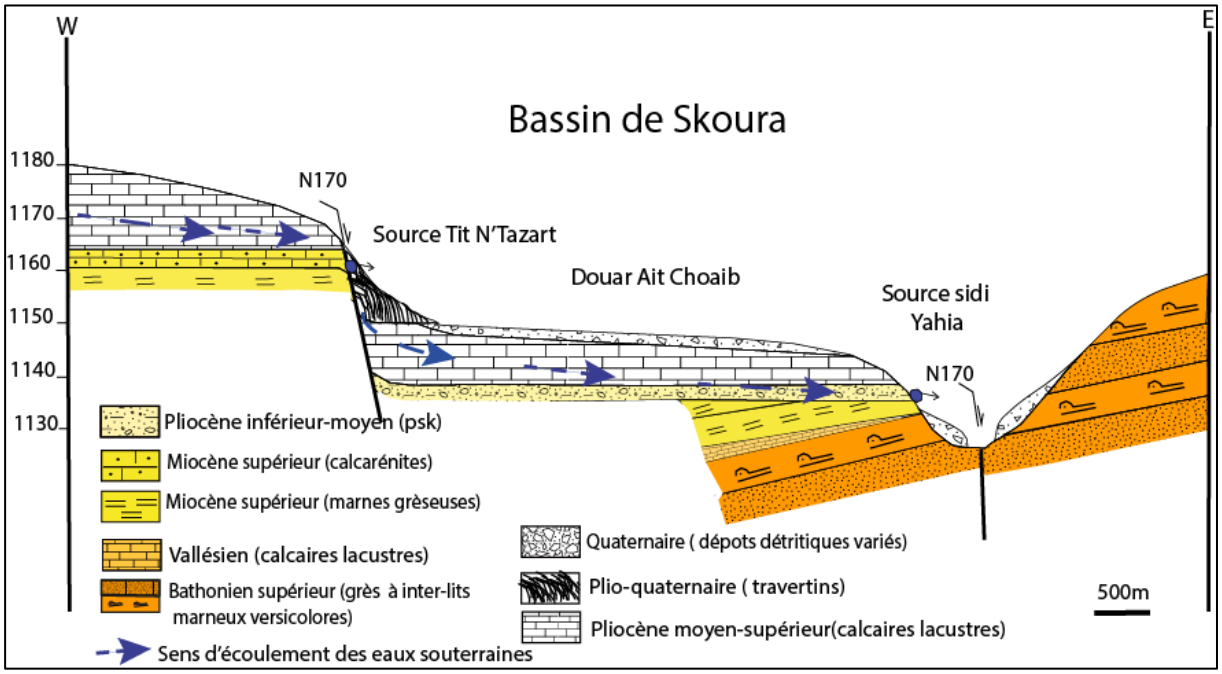


Figure 49:Coupe géologique illustrant le jeu normal des failles subméridiennes et l'apparition des sources de Sidi Yahia et de Tit N'Tazart.

Conclusion

L'évolution tectono-sédimentaire du bassin de Skoura est caractérisé par la succession des évènements géologiques néogènes et quaternaires décrits ci-dessous.

Au Vallésien : le bassin de Skoura correspond à un milieu fluvio-lacustre alimenté par le paléo-fleuve de Mdaz depuis le Sud. Au cours de cette période, ce bassin a subi un régime compressif N120 associé à un régime extensif N30. Ce qui a provoqué la subsidence de ce bassin par le bais de failles synsédimentaires de direction moyenne N130, et la création d'un paléo-barrage naturel. Le mur de ce dernier est constitué par les formations imperméables des marnes versicolores à intercalations gréseuses d'âge bathonien. Cette paléogéographie a permis la mise en place des formations lacustres d'âge vallésien.

Au Miocène supérieur : le bassin de Skoura est ouvert sur le sillon sud rifain et fait partie du golfe marin de Sefrou-Tahala-Skoura-Ribat El Khir (Hinaje, 2004). Il est guidé par les failles normales NW-SE qui ont amplifié la subsidence. Le régime extensif d'âge miocène supérieur a permis la mise en place des dépôts marins constitués essentiellement par des marnes à

intercalations gréseuses et calcareuses. Cette formation surmonte en concordance les dépôts lacustres d'âge vallésien.

Au Pliocène inferieur –moyen : la zone a subi un phénomène de continentalisation traduit par l'installation d'un milieu fluviatile alimenté par le paléo-Mdaz depuis le Sud. Au cours de cette période la zone en question a connu un régime compressif orienté NW-SE, provoquant la surrection de la rampe sur chevauchement N60 de Tichoukt qui culmine à environ 2000m, et l'amplification très intense de l'érosion. Ces phénomène tectono-sédimentaires ont abouti au dépôt d'un cortège conglomératique à éléments arrondis polygéniques et hétérométriques en discordance sur les formations marneuses du Miocène supérieur. Il s'agit des poudingues de Skoura qui sont attribué au Pliocène inferieur-moyen, et donc synchrones avec la compression majeure NW-SE (conglomérats syntectoniques).

Au Pliocène moyen-supérieur : le régime extensif NNW-SSE et la régression de la fin du Messinien, ont permis la réinstallation du milieu lacustre dans la retenue du paléo-barrage hérité et alimenté par le paléo-fleuve de l'Oued Mdaz depuis le Sud. Le mur de ce paléo-barrage est toujours constitué par les couches imperméables d'âge bajocien-bathonien à rebroussement vers le SSW. Au cours de cette période, le climat chaud et humide a favorisé la sédimentation des carbonates représentés par les calcaires lacustres à épaisseurs variables, exploités actuellement comme matériaux de construction (faux marbres).

Au Quaternaire ancien-moyen : le bassin de Skoura a connu un régime extensif NW-SE associé épisodiquement à une compression N30. L'épisode extensif est matérialisé par des failles normales de direction moyenne N30. Ces failles sont responsables de la genèse d'un milieu fluvio-lacustre et travertineux. Celui-ci se superpose au bassin continental lacustre orienté N80 d'âge pliocène moyen-supérieur, au bassin marin du Miocène supérieur orienté N130 et au bassin lacustre du Vallésien orienté également N130. Ce bassin d'âge quaternaire ancien-moyen est représenté en terme lithologique par des argiles brunes de plaines alluviales, des dépôts lacustres et palustres, des conglomérats fluviatiles et des travertins.

Au Quaternaire moyen-récent : l'épisode tectonique compressif orienté NNW-SSE est associé épisodiquement à une extension de direction ENE-WSW responsable du jeu normal des failles subméridiennes. Ceci a provoqué la dislocation du mur naturel et la vidange de la retenue du paléo-barrage Mdaz. En outre, ces failles ont joué un rôle important dans la genèse du réseau hydrographique correspondant actuellement à oued Mdaz qui s'écoule du S vers le N perpendiculairement au mur disloqué de nature gréso-marneuse.

PARTIE III : ETUDES PHYSIOGRAPHIQUE, CLIMATIQUE, HYDROLOGIQUE ET HYDROGEOLOGIQUE DU BASSIN DE TAZOUTA ET DE SKOURA

Chapitre 1 : Caractérisation physiographique, climatique et Hydrologique du bassin versant de l'Oued Mdaz

Introduction

Le bassin versant de l'Oued Mdaz aval est limité au Nord par les reliefs d'Aichoun et à l'Ouest par l'Accident Nord Moyen Atlasique, à l'Est et au Sud-Est par l'Accident de Tichoukt. Il a une forme allongée qui s'étend vers le Nord-Est pour former un affluent principal de l'Oued Sebou. L'amont de ce bassin versant commence dans la zone de Skoura, aux piémonts des reliefs du Jbel Tichoukt. Tandis que son aval correspond à la zone d'Aichoun près du pont Mdaz, dont les reliefs sont constitués par la série monoclinale d'âge bathonien. Il reçoit l'apport des affluents mineurs alimentés par des ressources provenant des résurgences de la nappe superficielle circulant dans des aquifères multicouches. Le réseau hydrographique du bassin versant de l'Oued Mdaz est alimenté essentiellement par deux principaux affluents. Il s'agit de l'Oued Guigou provenant du SW et Oued Talterga (Masser) situé au SE, séparés par l'Accident de Tichoukt. Le sens des écoulements des eaux superficielles s'effectue du SW vers le NE, à l'exception de Oued Talterga qui s'écoule du SE vers NW.

Les études physiographique, climatique et hydrologique du bassin versant de l'oued Mdaz ont pour objectif de caractériser les paramètres physiques et morphométriques qui ont une influence directe sur la réponse hydrique, et en particulier sur la concentration des eaux écoulées. La géométrie actuelle du bassin, qui est le résultat de la succession des épisodes tectoniques depuis le Miocène jusqu'au l'actuel, a permis le développement du réseau hydrographique à travers duquel, l'eau de pluie ruisselée pourrait alimenter le bassin hydrogéologique. Alors, il s'avère nécessaire de définir les différents paramètres hydro-climatiques afin de cerner les zones de recharges de la nappe superficielle caractérisant la zone d'étude.

I. Caractéristiques physiques et morphométriques du bassin versant de l'Oued Mdaz au Nord de Skoura

Les caractéristiques physiques d'un bassin sont très nombreuses. Dans notre étude, nous allons étudier seulement ceux qui vont nous aider à comprendre la topographie de la zone en question. En effet, les courbes hypsométriques et les graphiques obtenus ainsi que certains

caractères numériques choisis peuvent apporter une information équivalente. Dans le bassin versant de l'Oued Mdaz aval, on peut retenir trois caractères physiques principaux :

- la surface **A,**
- l'indice de compacité, ou coefficient de forme **C,**
- l'indice de la pente **Ip.**

I.1. Forme du bassin versant

Pour caractériser la forme d'un bassin hydrologique, plusieurs formules empiriques ont été établies. Nous avons utilisé la formule de l'indice de compacité de Gravelius $\boldsymbol{KC = 0.28 \times P/\sqrt{A}}$ (KC : l'indice de compacité ; P : périmètre et A : surface) pour identifier la forme de notre zone d'étude. Normalement, l'indice est égal à 1 pour un bassin de forme circulaire et sa valeur croît quand la forme du bassin se déforme. La valeur de l'indice de compacité du bassin versant de l'oued Mdaz est égale à **K_C = 1.3** **(P=126,8Km : A=752,2Km^2)**, alors on peut conclure que le bassin en question a une forme allongée.

D'une manière générale, la forme allongée du bassin versant de l'oued Mdaz, dans sa partie nord de Skoura, est liée à une tectonique polyphasée qui se succède du Miocène supérieur jusqu'au Quaternaire (Hinaje, 2004 ; El Fartati et al., 2019a). En effet, la superposition dans le temps des jeux normaux des failles N120 à N140, des N80, des N20 à N45 et des N170 à N10, contribue en plus de l'érosion, à la géométrie actuelle de celui-ci. Sa direction SW-NE est compatible à la direction de deux grandes lignes structurales. Il s'agit de l'Accident Nord Moyen Atlasique orienté N30 à N45 et la faille de la ride de Tichoukt orientée N60. Les rejets verticaux de ces deux accidents ont permis de border le bassin en question par des reliefs des côté ouest, sud-est et sud. La zone d'intersection de ces deux accidents majeurs, correspond à l'amont du bassin où sa forme est étroite. Cependant, au Nord, le bassin est encadré par les reliefs d'Aichoun affectés par le jeu normal de la faille de Taghout-Ouzemour orientée N130 d'âge Miocène supérieur (Hinaje, 2004 ; El Fartati et al., 2019a). Vers le NE, parallèlement à l'Accident Nord Moyen Atlasique, le bassin commence à s'élargir en direction du pont Mdaz. Ce dernier présente une forme linéaire N-S, sans méandres et sans terrasses fluviatiles ; indiquant que le lit de l'Oued suit une ou plusieurs failles subméridiennes avec une érosion rapide. Ainsi, l'évolution du contraste topographique de cette partie du bassin versant de l'oued Mdaz, est le résultat de l'effet de la tectonique cassante polyphasée.

I.2. Hypsométrie du bassin versant de l'Oued Mdaz (partie nord de Skoura)

L'acquisition des différentes variables géomorphométriques du bassin versant de l'oued Mdaz (partie nord de Skoura), est effectuée à partir des courbes de niveau de la carte topographique 1/100000. La pente et l'altitude sont des principaux facteurs physiques jouant un rôle important dans la réponse hydrologique. En effet, les reliefs du bassin versant, eux-mêmes dus aux jeux des failles, ont un rôle prépondérant pour déterminer et évaluer le processus de ruissèlement de surface et l'écoulement souterrain. D'après la carte hypsométrique de la zone d'étude **(Fig. 50)**, on constate que l'altitude diminue progressivement du Sud vers le Nord et de l'Ouest vers l'Est, variant entre **2000**m à Tichoukt et **800**m à Qantra de Mdaz.

a. La carte hypsométrique

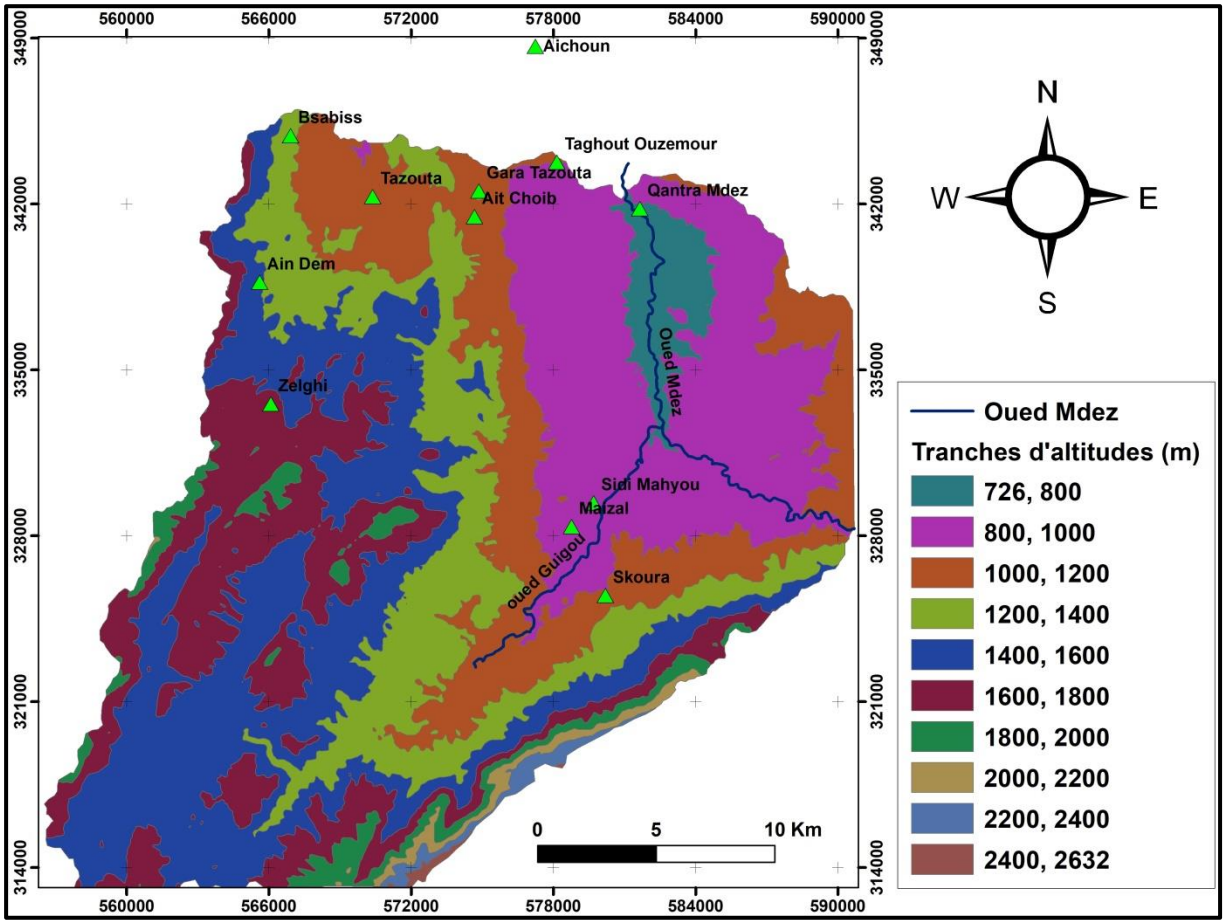


Figure 50:Carte hypsométrique du bassin versant de l'Oued Mdaz au Nord de Skoura.

La division du bassin versant de l'Oued Mdaz en tranche d'altitude, nous a permis de calculer la superficie en km^2 et en % pour chaque tranche d'altitude **(Tab. 1)**.

Tab. 1: Répartition de la surface totale par tranches d'altitudes

Tranches d'altitude en(m)	Surface en (Km²)	Surface en (%)	Surface cumulée en (%)
2632	1,12	0,15	0,15
2400	5	0,67	0,82
2200	6,57	0,87	1,69
2000	22,9	3,04	4,73
1800	115,68	15,38	20,11
1600	178,87	23,78	43,89
1400	115,78	15,39	59,28
1200	125,55	16,69	75,97
1000	158,07	21,01	96,98
726	22,67	3,01	99,99
TOTAL	752,21	99,99	

b. Les altitudes caractéristiques

Les altitudes caractéristiques sont définies comme étant les côtes les plus basses et les plus hautes du bassin.

- La côte la plus basse est de **726**m
- La côte la plus haute est de **2632**m

- **L'altitude moyenne**

Elle est définie comme étant la moyenne entre l'altitude la plus haute et la plus basse. Dans le cas étudié, elle est de **1679** m.

- **L'altitude médiane**

Elle traduit l'altitude de fréquence correspondant à **50%** de la courbe hypsométrique. Elle est de l'ordre de **1350** m.

- **L'altitude la plus fréquente**

C'est l'altitude qui correspond à la tranche d'altitude qui représente le maximum de l'histogramme des fréquences altimétriques, soit **2000** m à **2600** m. Ainsi nous pouvons dire que le bassin versant de l'Oued Mdaz au Nord de Skoura est un bassin d'une altitude modérée.

c. Analyse hypsométrique

D'après l'analyse de la carte hypsométrique **(Fig. 50)** et la courbe hypsométrique **(Fig. 51),** nous constatons que l'altitude est très forte au niveau des accidents limitant ce bassin versant au Sud et à l'Ouest. Vers la partie amont, la tranche altitudinale maximale atteint **2600**m au jbel Tichoukt. Cette ligne structurale correspond à une faille dont le dernier jeu est chevauchant à composante décrochante senestre, dont la direction est N40 à N60. Vers l'Ouest, l'altitude est aussi forte au niveau des unités montagneuses de Jbel Dergham (**1852 m**), Jbel Meksis **(1835m**), et Jbel Bentato **(1708m).** Ces trois unités ascendantes coïncident avec le passage de l'Accident Nord Moyen Atlasique qui divise la zone d'étude en deux bassins. Il s'agit du bassin de Tazouta et du bassin de Skoura. Cette ligne structurale correspond à un accident à jeu tectonique polyphasée, orienté N30 à N45, dont le dernier jeu est décrochant senestre à composante inverse. Ces deux unités morpho-structurales correspondent à des lignes de partages des eaux qui contribuent d'une part à l'alimentation en eau de surface du bassin versant de l'oued Mdaz, et d'autre part à la recharge de la nappe phréatique. Au-delà de ces deux unités structurales, l'altitude diminue progressivement avec aplatissement topographique vers le lit principal d'Oued Mdaz (**726 m).** Ces valeurs traduisent les effets des rejets verticaux des failles normales ou inverses issues d'une tectonique polyphasée. Les failles de directions variées, présentent des rejets verticaux et/ou horizontaux contribuant aux changements des caractéristiques physiques de ce bassin versant. En effet, l'influence de la tectonique cassante sur la topographie du bassin versant est notamment visible dans les zones de passage des failles subméridiennes à jeux normaux d'oued Mdaz et d'Ait Chaib qui ont des rejets verticaux dépassant les **100m.** Les jeux normaux effondrant de ces deux failles quaternaires, incisent les formations continentales néogènes et quaternaire, et provoquent l'atténuation des altitudes.

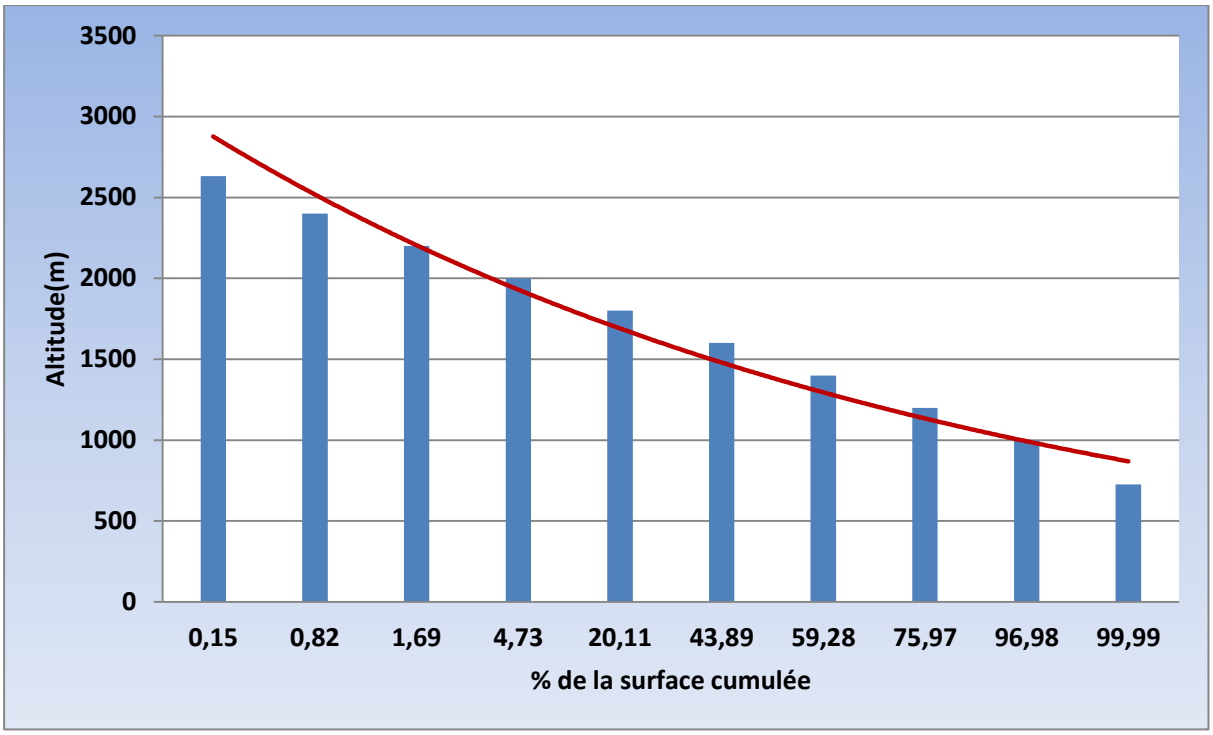


Figure 51:Courbe hypsométrique du bassin versant de l'Oued Mdaz au nord de Skoura.

I.3. Les indices de pente du bassin versant d'oued Mdaz au nord de Skoura

La pente est un élément physique et morphométrique qui dépend essentiellement de la topographie du bassin versant. Elle a une influence directe sur le temps de concentration du ruissellement et sur le débit de point après une averse. La pente est directement liée à la différence d'altitude, elle-même liée aux rejets verticaux des failles lors des phases tectoniques néogènes et quaternaires (Hinaje, 2004).

L'analyse de la carte des pentes du bassin versant de l'Oued Mdaz au Nord de Skoura **(Fig. 52)**, montre que la pente dans les cuvettes de Tazouta et de Skoura est très faible ; inférieure à **6°.** Alors que la pente moyenne varie entre **6°** et **16°** caractérisant essentiellement les versants des accidents et certains nombres des buttes. Vers les zones de haute altitude qui correspondent à la ride de Tichoukt, Jbel Bentato et Jbel Dergham ; la pente devient très forte variant entre **16°** et **50°.** Cette variation brutale de la pente est principalement liée à la surrection paroxysmale de la ride de Tichoukt correspondant à une rampe frontale d'origine tectonique polyphasée. Les facteurs morpho-structuraux contrôlent le type de ruissèlement des eaux de surface ainsi que le temps de concentration des eaux après une averse. Pour montrer l'importance de la pente d'un bassin versant dans la réponse hydrologique, on doit connaitre toutes les caractéristiques liées à la pente. On en distingue :

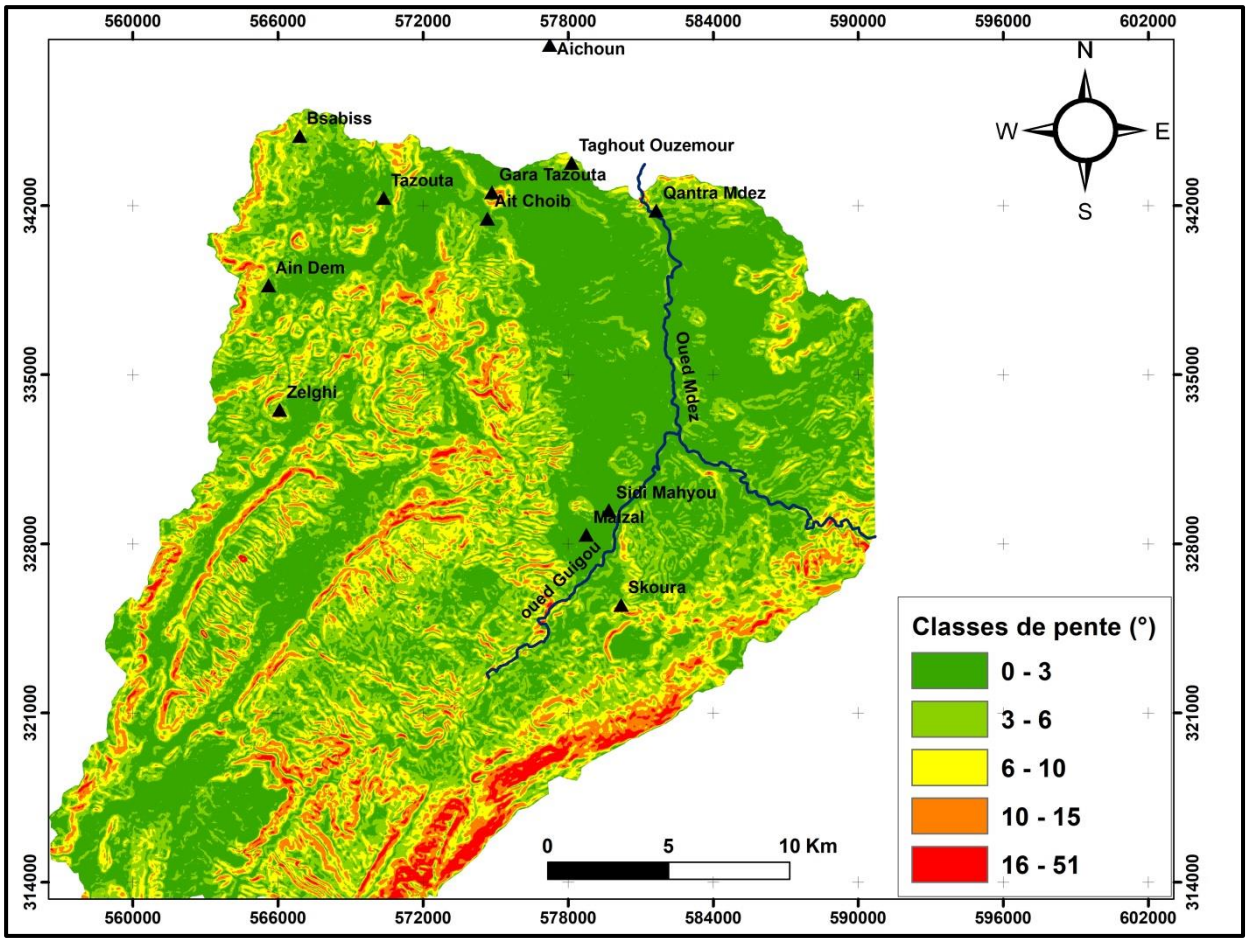


Figure 52:Carte des pentes du bassin versant de l'oued Mdaz au nord de Skoura.

- **La pente moyenne** qui est égale au quotient de la différence entre les hauteurs maximum et minimum par longueur du rectangle équivalent ;

$$Pmoy = \frac{\Delta H}{L} = (Hmax - Hmin)/L$$

Avec,

Pmoy : la pente moyenne du bassin versant en m/Km

ΔH : L'altitude moyenne en (m), **ΔH=1906 m**

L : la longueur du rectangle équivalent en (Km) ; $L = \frac{Kc\sqrt{A}}{1.12}\left[1 + \sqrt{(1 - \left(\frac{1.12}{Kc}\right)^2}\right]$, **L=48Km**

La pente moyenne du bassin versant est **39.91 m/km**

- **Indice de pente global (Ig)** qui est donné par la formule suivante :

Ig= (H5%-H95%)/L

Avec ;

Ig : indice de pente global en m/km

H5%-H95%: **la dénivelée**, **$H_5\%-H_{95}\%=725m$**

Leq : longueur du rectangle équivalent, **Leq= 48Km**

H5% : altitude correspondant à 5% de la surface totale du bassin versant, **H5%=1825m**

H95% : altitude correspondant à 95% de la surface totale du bassin versant, **H95% = 1100m**

La valeur de l'indice de pente globale est égale : **Ig =15,10 m/km**

L'indice globale de pente va nous aider à calculer la dénivelée spécifique **(Ds),** donnée par la relation suivante: **$Ds= Ig\sqrt{A}$** (A : la superficie du bassin versant en Km^2). Selon la classification du relief donné par l'ORSTOM **(Tab. 2)**, la valeur de la dénivelée spécifique (DS) du bassin versant de l'oued Mdaz est **414,13m** ; ce qui montre que le relief est **fort**.

Tab. 2: Classification du relief selon Ds par l'ORSTOM

Relief très faible	**Ds < 10m**
Relief faible	**10m< Ds <25m**
Relief assez faible	**25m< Ds <50m**
Relief modéré	**50m< Ds <100m**
Relief assez fort	**100m< Ds <250m**
Relief fort	**250m< Ds <500m**
Relief très fort	**Ds > 500m**

I.4. Réseau hydrographique

Un réseau hydrographique désigne un ensemble hiérarchisé et structuré de chenaux qui assurent le drainage superficiel, permanent ou temporaire d'un bassin versant ou d'une région donnée. Par lequel s'écoulent les eaux provenant de ruissellement ou restituées par les nappes souterraines. Notre zone d'étude possède comme principal cours d'eau de l'Oued Mdaz qui prend sa naissance au sud du bassin de Skoura, à la faveur de nombreuses sources ayant un important débit **(Fig. 53).** Parmi lesquelles, la source de Tadout, la source Sidi Saleh et la source Bou Illitten. Ces sources apparaissent grâce aux jeux verticaux des failles affectant la zone en question et qui tracent la terminaison de l'Oued Guigou. La grande majorité de ces

sources est localisée au pied de Jbel Tichoukt qui correspond à une rampe dont la charnière de l'anticlinal de rampe forme la ligne de partage des eaux vers le SE et le NW. La principale source de Tadout, générant un important débit, contribue à l'apparition de plusieurs cascades telle que cascade de Skoura.

Normalement, l'écoulement de l'Oued Mdaz ne commence qu'après la confluence d'oued Guigou avec celui de Masser. Son parcours commence à partir du barrage d'Ichoul, au Sud-Ouest de la ville de Skoura. Dans cette zone, l'alimentation de l'oued Mdaz en eau se fait par certaines sources émergeant des débits considérables. Vers le Nord, la confluence de ce dernier avec celui de l'Oued Masser engendre un écoulement très important. Il est donc tout à fait naturel qu'après ce point de confluence jusqu'au point d'exutoire, le débit serait important. Au cours de son parcours, le débit de ce Oued est amplifié par la présence de plusieurs sources d'eaux comme celles d'Ain Ait Taleb Saïd, Ain Hadou ou Driss, Ain Lghoul, Ain Mghirta et Ain Sidi Yahia qui sont située à proximité de Qantra Mdaz. Ces sources généralement apparaissent au niveau des plans de failles qui traversent la vallée de l'Oued Mdaz. On constate aussi que d'autres sources, comme celles d'Ain Tiflwin et Tit N'Tazert qui prennent naissance à la faveur des plans de failles synsédimentaires miocènes orientées N130 à N140, participent à l'alimentation de l'Oued Mdaz.

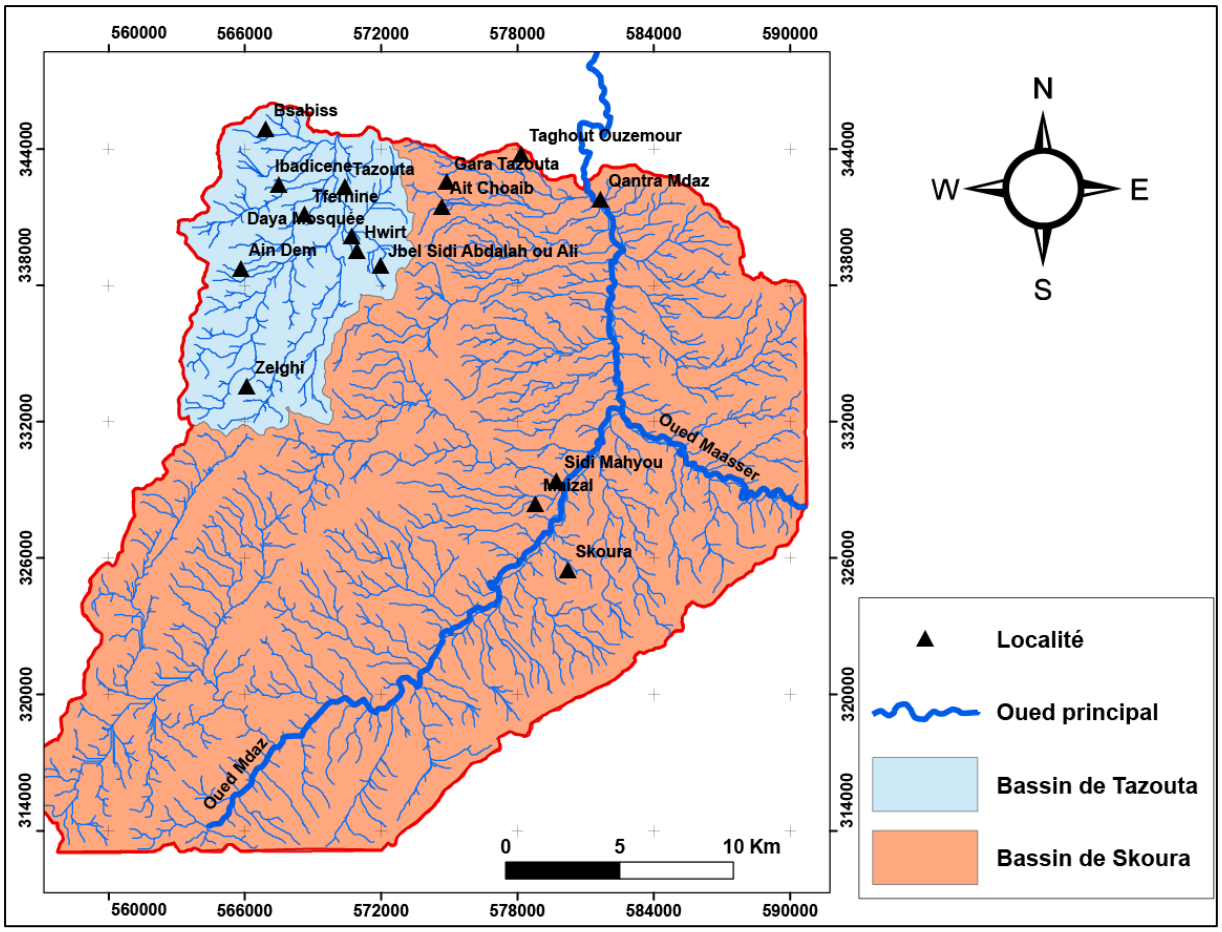


Figure 53:Carte de réseau hydrographique d'une partie du bassin versant de l'oued Mdaz et de la partie amont de l'oued Zraa.

A l'aide du modèle numérique de terrain (MNT), nous avons pu extraire la carte du réseau hydrographique de l'Oued Mdaz. Alors, pour identifier le type de réseau qui caractérise la zone en question, nous avons appliqué la classification descriptive **(Fig. 54)** établie par A. D. HOWARD en 1967. En analysant la carte de la figure **53**, on constate que l'oued Mdaz est caractérisé par un réseau hydrographique de type D.P.R : c'est-à-dire un mélange de types dendritique, parallèle et rectangulaire **(Fig. 54)**. Les vallées et les ravins suivent les zones de faiblesses représentées par les failles NW-SE, ENE-WSW, NE-SW et N-S. Celles-ci sont le résultat des phases et épisodes tectoniques d'âge néogène et quaternaire.

En résumé, le drainage de l'Oued Mdaz dépend généralement de la géologie (structure et lithologie), des caractéristiques topographiques du bassin versant et dans une certaine mesure, des conditions climatologiques et anthropiques.

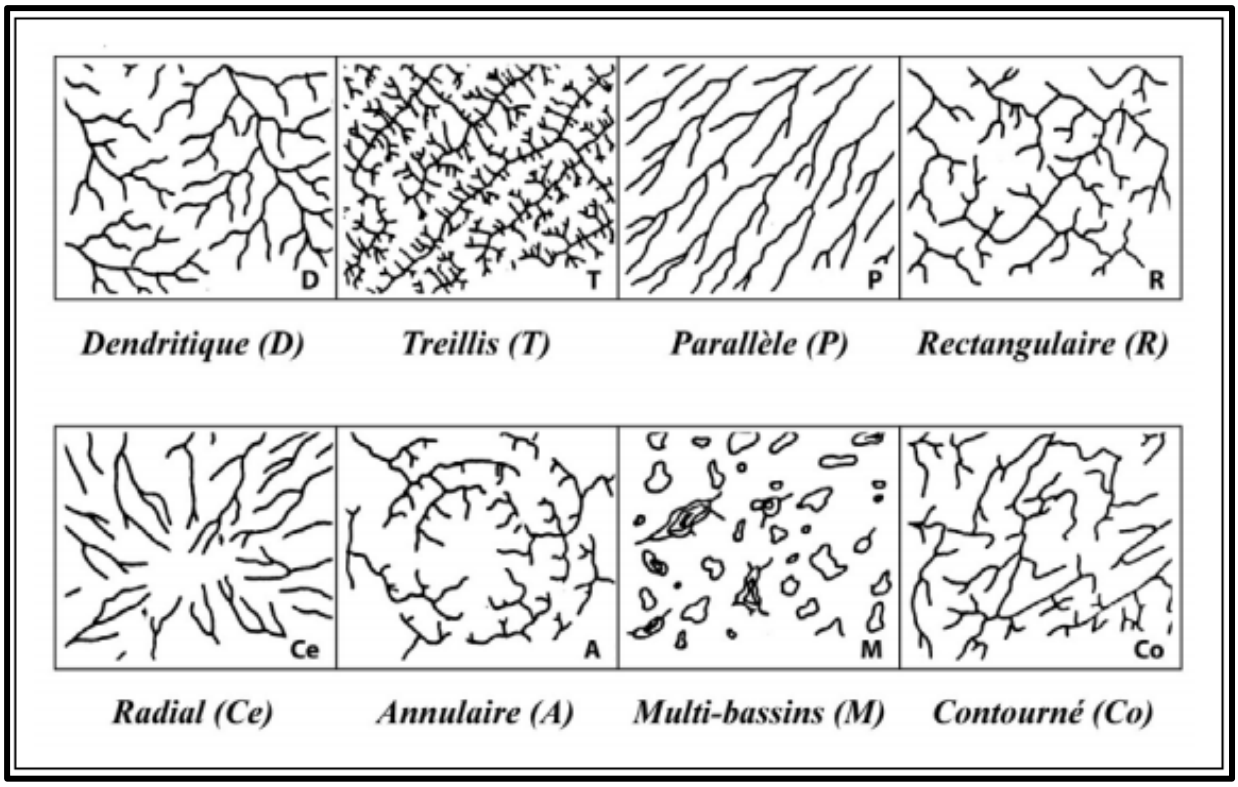


Figure 54:Classification descriptive avec les différents types de base de réseaux hydrographiques (Howard, 1967).

II. Etude climatique du bassin versant de l'oued Mdaz au nord de Skoura

Les données climatiques que nous avons utilisées dans ce travail, sont représentées par la pluviométrie et la température. Ces deux facteurs influencent directement ou indirectement l'alimentation et la circulation des eaux superficielles et souterraines, et participent aux variations des différentes composantes du cycle hydrologique. Dans notre travail, nous avons pris cinq stations météorologiques **(Fig. 55),** dont la série des données couvre une période allant du 1993 à 2018: stations d'**El Mers, d'Azzaba, du Pont Mdaz, de Dar El Hamra et d'Ain Sebou**. Une seule station de pont Mdaz se trouve à l'intérieur de la zone d'étude, tandis que les autres se situent à l'extérieur. L'analyse des données de précipitations et de températures qui ont été enregistrées par l'agence du bassin hydraulique de Sebou (ABHS), nous permettra de comprendre le type de climat caractérisant la zone d'étude et sa relation avec l'alimentation de la nappe d'eau de Tazouta-Skoura. Le tableau suivant illustre les caractéristiques géographiques de ces stations **(Tab. 3)**.

Tab. 3: Coordonnées géographiques des stations climatiques du bassin versant de Mdaz et des zones avoisinantes.

Station climatique	X(m)	Y(m)	Z(m)
El Mers	593100	318620	1210
Azzaba	569650	359570	478
Mdaz	581400	341900	725
Dar el Hamra	591500	352250	830
Ain Sebou	580300	349100	680

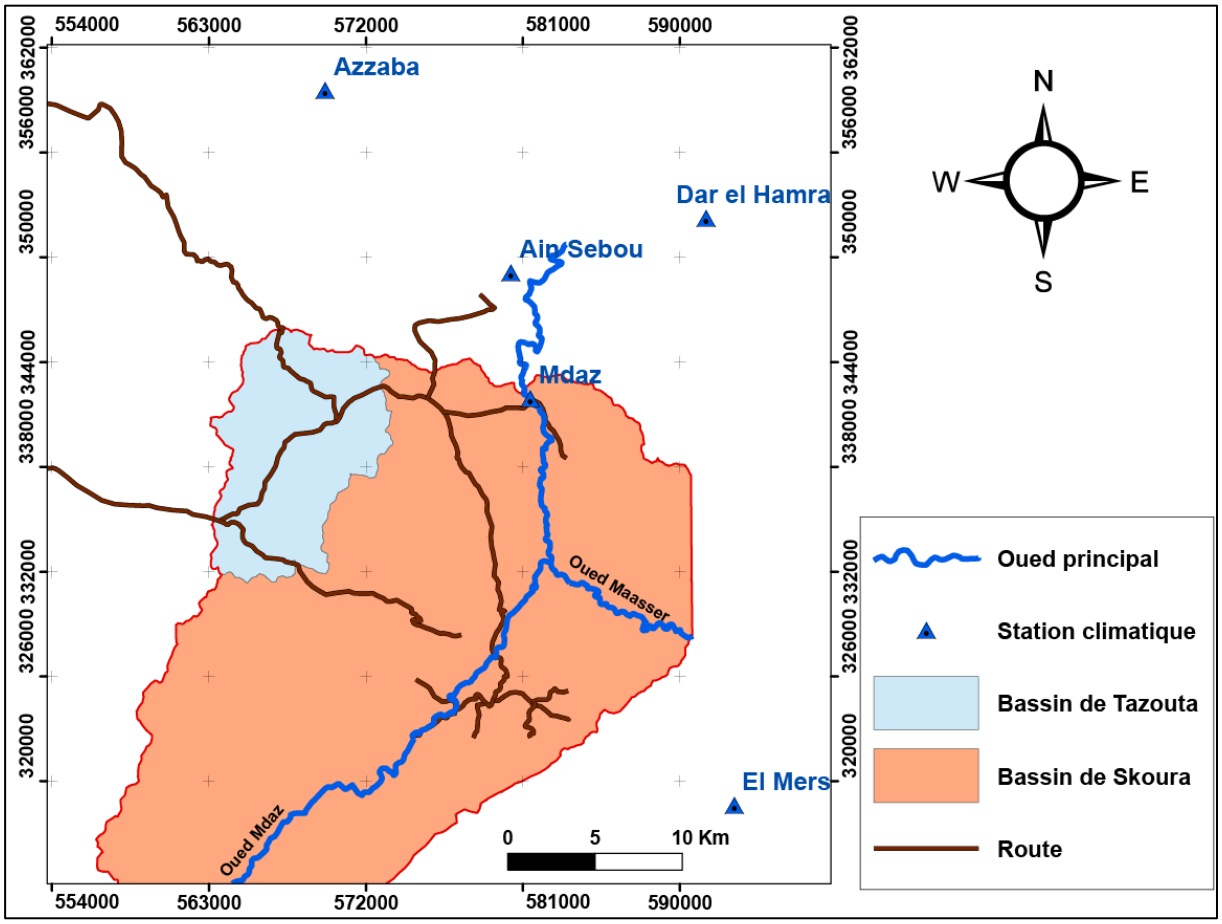


Figure 55:Carte représentant la position des stations météorologiques du bassin versant de l'Oued Mdaz et de la partie amont de l'oued Zraa.

II.1. Etude de précipitations

Les précipitations sont toutes les eaux météoriques qui tombent sur la surface de la terre, tant sous forme liquide (bruine, pluie, averse) que sous forme solide (neige, grésil, grêle) et les précipitations déposées ou occultes (rosée, gelée blanche, givre,...). Elles sont provoquées par un changement de température ou de pression. L'étude de la pluviométrie nous a permis de

caractériser le type de climat par la quantité annuelle des précipitations, par la pluviosité (nombre de jour de pluie) et par le régime pluviométrique mensuel. La pluviométrie est considérée parmi les composantes les plus importantes en hydrogéologie ; car elle conditionne le fonctionnement du comportement hydrodynamique de la nappe d'eau souterraine.

II.1.1 Variation spatio-temporelle des précipitations

II.1.1.1 variation spatiale

Le Moyen Atlas et en particulier la zone de Sefrou-Boulmane est caractérisée par une pluviométrie très importante qui varie d'une zone à l'autre. La répartition géographique des précipitations dépend étroitement de la topographie et de l'exposition des zones aux masses nuageuses provenant essentiellement du sud-ouest et de l'ouest. Cette variation est observable à l'échelle des stations étudiées, même si elles sont très proches géographiquement.

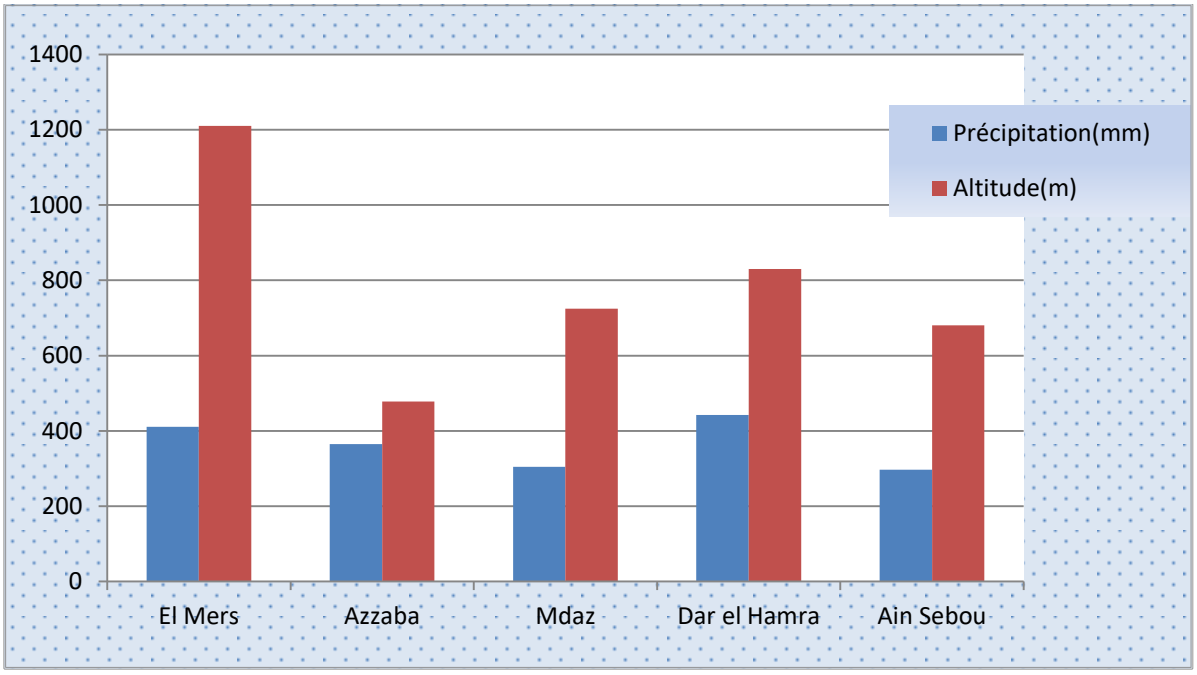


Figure 56:Répartition spatiale des précipitations en fonction de l'altitude.

D'après le graphique ci-dessus **(Fig. 56)** qui indique la relation de la topographie et la lame d'eau précipitée, on observe que la pluviométrie moyenne annuelle enregistrée dans les cinq stations météorologiques est influencée en partie par l'altitude. En effet, les stations météorologiques d'El Mers et Dar el Hamra se caractérisent respectivement par des hautes altitudes (**1200 m et 830m**) enregistrant des précipitations supérieures à **400 mm**. En allant vers le Nord de la zone d'étude, la station de Pont Mdaz et Ain Sebou ont une moyenne pluviométrique située entre **300mm et 350mm**, inférieure à celles d'El Mers et de Dar el Hamra. Cependant, la station d'Azzaba qui se situe à une altitude plus au moins faible

(478m), la pluviométrie moyenne annuelle enregistrée est d'environ **380mm**. Généralement, en plus de la latitude, une partie de la pluviométrie est liée au changement d'altitude qui influence directement la dynamique des masses nuageuses provenant de l'Ouest et du Sud-Ouest. Dans les bassins hydrogéologiques de Tazouta et de Skoura, les précipitations seraient élevées dans les versants est et sud-est de ceux-ci, correspondant respectivement au passage de l'Accident Nord Moyen Atlasique et l'Accident de Tichoukt.

II.1.1.2 Variation mensuelle

D'après l'analyse des précipitations moyennes mensuelles **(Fig. 57)**, on observe pour les cinq stations que les mois de Novembre, Décembre et Janvier sont les mois les plus pluvieux, par contre les mois de Juin, Juillet et Août sont les mois les moins pluvieux.

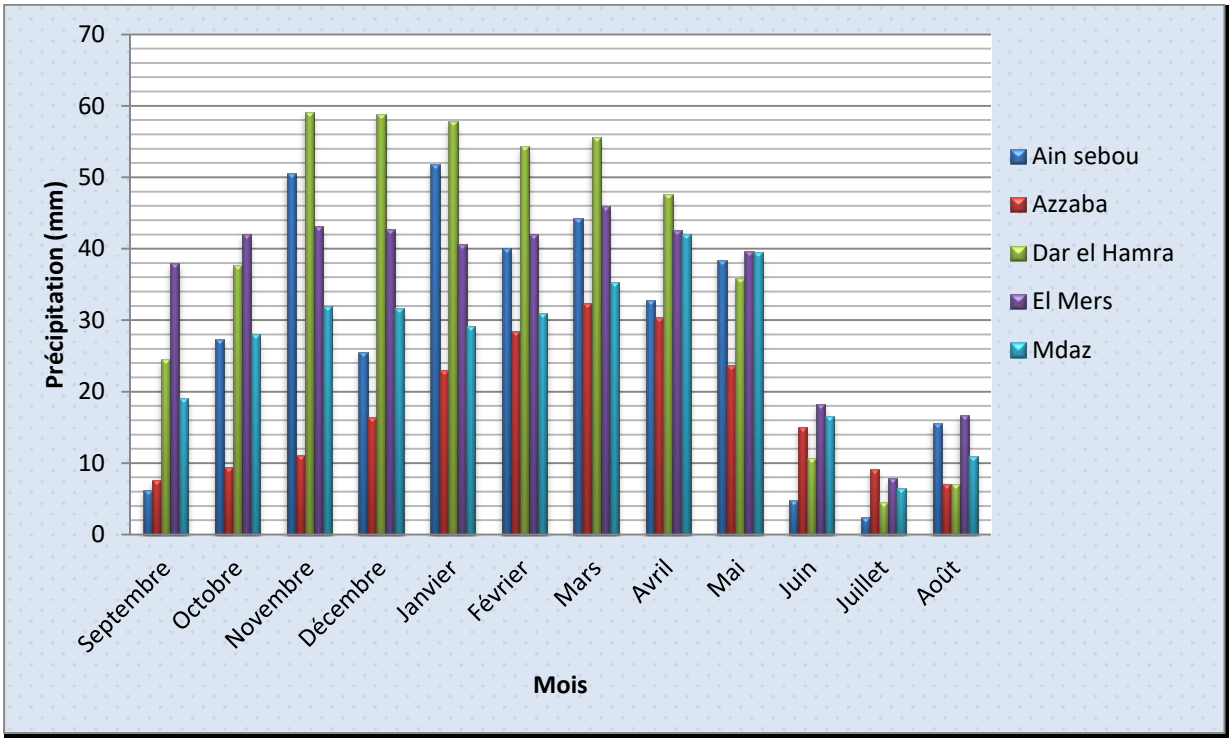


Figure 57:Précipitations moyennes mensuelles des stations de mesures avoisinant les bassins de Tazouta et de Skoura (1956/57-2017/18).

Le graphique montre que les précipitations augmentent progressivement à partir du mois de Septembre jusqu'à ce qu'elles arrivent à leurs valeurs maximales au mois de Janvier. Ensuite les valeurs diminuent progressivement jusqu'à la valeur minimale au mois de Juillet.

II.1.1.3 Variation annuelle

L'analyse des précipitations moyennes annuelles sur une période de 36 ans pour les cinq stations, montre qu'il y a une variation de l'ampleur des précipitations avec le temps. En effet, cette analyse des mesures pluviométriques interannuelles montre l'alternance de périodes

déficitaires, normales et excédentaires. Les contradictions que montre le graphique sont dues peut être à des erreurs de mesures par les techniciens dans les stations météorologiques.

- D'après le graphique des précipitations interannuelles **(Fig. 58)**, on peut déduire les résultats suivants :

  les années qui se caractérisent par une forte pluviométrie sont les années 2008/2009, 90/91, 95/96, 03/04 et l'année 2009/2010 où les pluies moyennes ont atteint des valeurs qui varient entre 600 et 800mm ;
- les années caractérisées par une faible pluviométrie sont multiples, montrant des précipitations faibles et irrégulières. Parmi ces années on trouve 92/93, 94/95, 2000/2001 et 2011/2012.

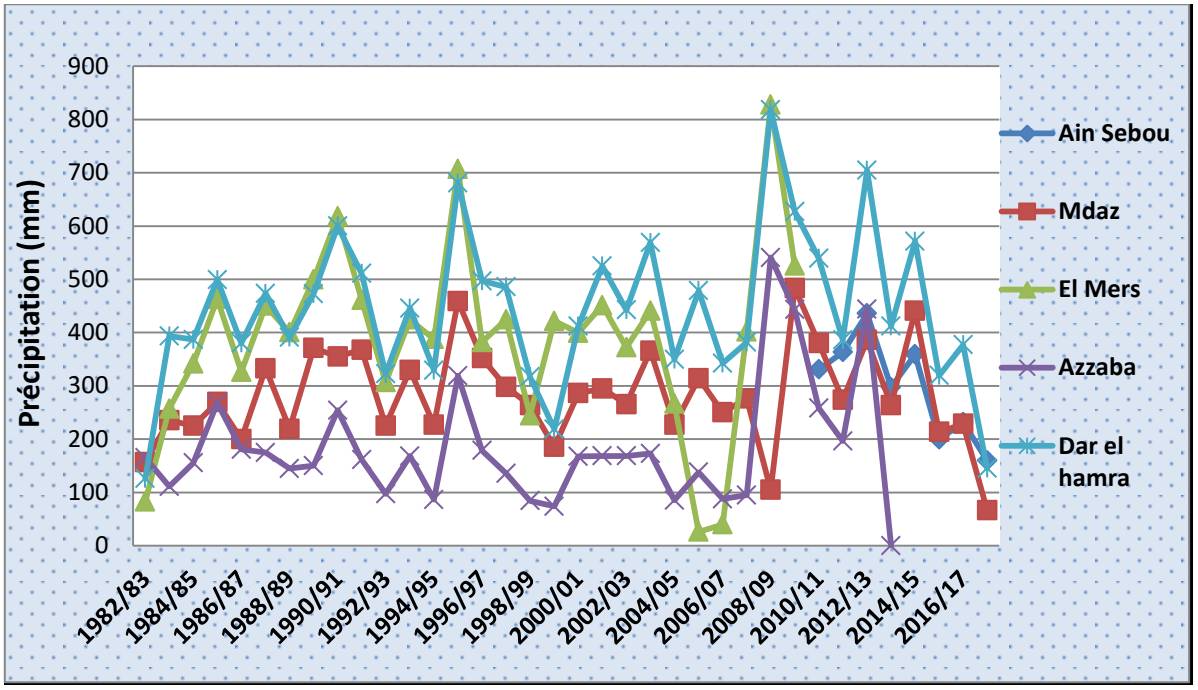


Figure 58:Précipitations moyennes annuelles des stations avoisinant les bassins de Tazouta et de Skoura (1956/57-2017/18).

II.2. Etude de la température

La température est considérée comme l'élément fondamental dans le processus du cycle d'eau, vu qu'elle intervient dans l'estimation des potentialités hydrologiques d'une région donnée. Elle contrôle l'intensité de l'évaporation et de l'évapotranspiration. Dans notre zone d'étude, nous disposons seulement des données de quatre stations météorologiques qui présentent des séries de données homogènes en termes de température moyenne mensuelle. Les périodes de fonctionnements de ces quatre stations sont plus au moins identiques correspondant au période allant du 1998 à 2018. L'ensemble de ces données de températures

figure dans le site web climat-data.org. L'analyse de ces données métrologiques, nous a permis de calculer le bilan hydrique pour chaque station et de définir le climat de la région.

II.2.1. Température moyenne mensuelle

Les variations des températures moyennes mensuelles des différentes stations de la zone d'étude, présentent la même allure (**Fig. 59**). Les plus hautes températures sont enregistrées dans la station de Azzaba (**478m**), par contre les moyennes diminuent respectivement dans les stations de Mdaz (**725 m**), Dar El Hamra (**830 m**) et El Mers (**1210m**). Ceci montre l'influence de l'altitude sur l'évolution spatiale de celle-ci.

Le diagramme ci-dessous (**Fig. 59**) montre que les mois les plus froids sont les mois de Décembre, Janvier, Février et Mars où la température atteint une moyenne minimum de **7.81°C**. Tandis que les mois de Juin, Juillet, Août et Septembre forment la période sèche où la température moyenne maximale peut atteindre **18°C**.

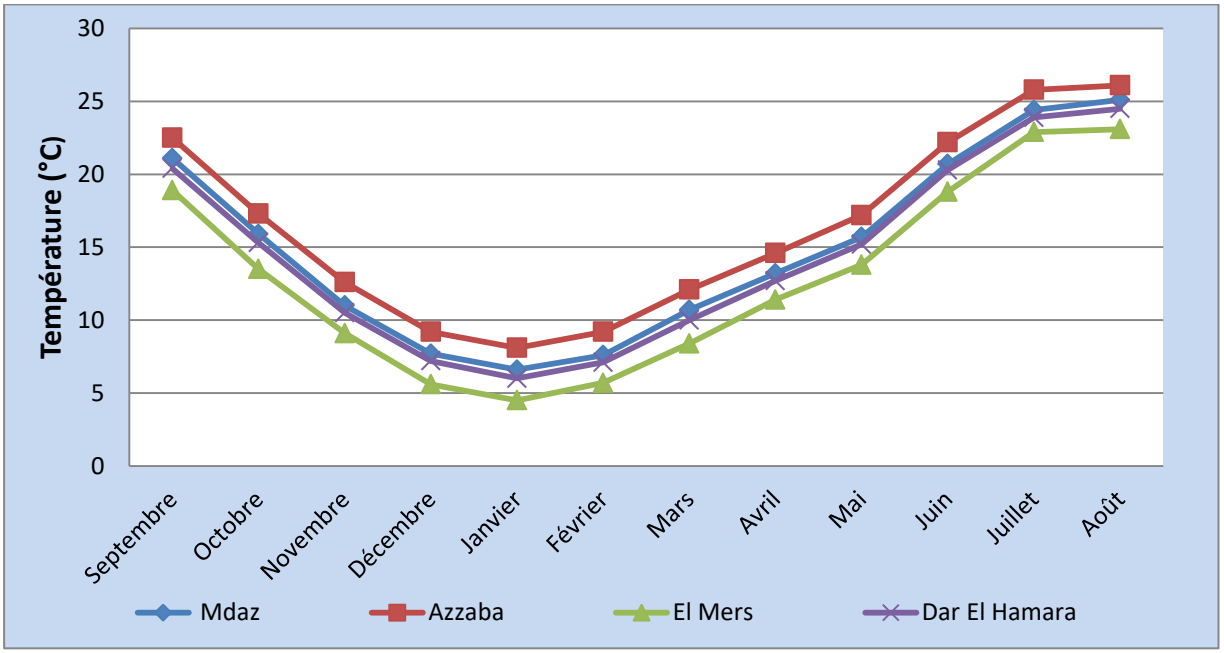


Figure 59:Evolution spatio-temporelle des températures moyennes mensuelles mesurées au niveau des 4 stations avoisinant la zone d'étude pour la période 1998 à 2018.

II.3 Caractérisation du climat de la zone d'étude

L'étude climatique d'une zone donnée, a pour but de cartographier et de classifier son cadre climatique en définissant ses périodes humides et sèches. Nombreux auteurs ont proposé diverses formules et expressions graphiques, tenant compte d'un nombre plus ou moins élevé de facteurs et de paramètres hydro-climatiques. Pour notre étude, nous avons choisi trois méthodes : **le diagramme Ombrothermique de Bagnauls et Gaussen** (1953,1964), le **Quotient pluviométrique d'Emberger** (1930,1955) et **l'Indice de Martonne** (1925).

Celles-ci nous permettrons de classer chacune de ces stations dans son étage bioclimatique qui lui correspond.

II.3.1. Indice d'aridité (Indice de Martonne)

La formule climatologique présentée par E. De Martonne (1925) permet de classifier et de déterminer le type de climat d'une région ou d'une station donnée. Cette formule est appelée indice d'aridité. Elle associe entre deux facteurs, à savoir la température moyenne annuelle (°C) et les précipitations (mm) dans l'expression suivante :

$$I = \frac{P}{T + 10}$$

Avec :

I : indice d'aridité (sans unité) ;

P : précipitations moyennes annuelles (mm) ;

T : températures moyennes annuelles (°C).

Application :

- **Station Mdaz**

T=14,97°C P=289,4 mm alors **I=11 ,58**

- **Station Azzaba**

T= 16,40°C P= 343,3mm alors **I=13,00**

- **Station EL Mers**

T= 12,97°C P= 397 mm alors **I=17,28**

- **Station Dar El Hamra**

T= 14,42°C P= 455 mm alors **I=18,63**

Suivant les valeurs de (I), E. De Martonne a établi la classification suivante :

Tab. 4: Classification du climat selon E. De Martonne (1925)

I < 5	climat hyperaride
5< I < 7,5	climat désertique
7,5 < I < 10	climat steppique
10 < I < 20	climat semi-aride
20 < I < 30	climat tempéré.
I > 30	climat est humide (écoulement abondant).

Les résultats obtenus pour notre zone d'étude et les zones avoisinantes (4 stations de mesures), montrent que l'indice d'aridité est compris entre **10 < I < 20 ;** ce qui permet de dire que le climat est du *type semi-aride avec un écoulement temporaire* **(Fig. 60)**.

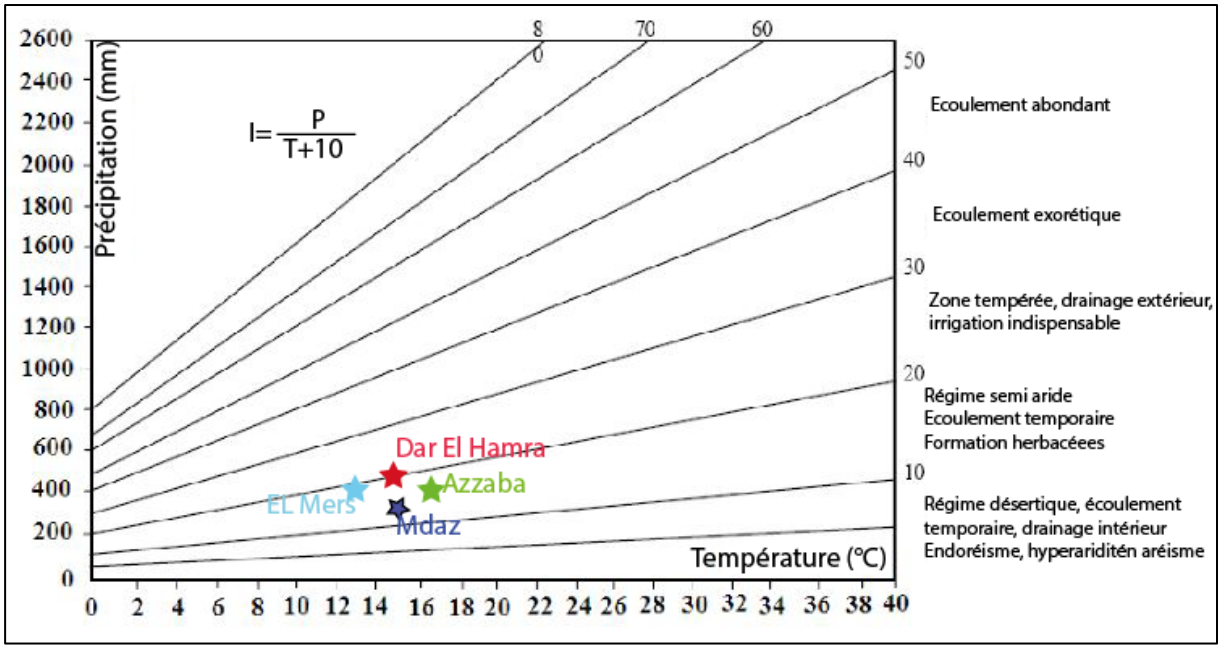


Figure 60:Abaque de l'indice d'aridité annuel d'Emmanuel De Martonne.

II.3.2. Climagramme de L. Emberger (1955)

Le climagramme d'Emberger est un diagramme qui joint entre deux paramètres climatiques, dont l'axe des abscisses porte la moyenne des minimas des mois les plus froids (m) caractérisant la période hivernale, et en ordonnés le quotient pluviométrique **Q=2000P/M2–m2**, où **P** est la pluviométrie annuelle moyenne, **M** la moyenne des températures maximales du mois le plus chaud et **m** la moyenne des températures minimales du mois le plus froid. Ceci, permet de déterminer l'étage bioclimatique d'une station donnée (humide, subhumide, semi-aride, aride, saharien). Alors, pour cette étude, selon les valeurs obtenues du Q2 et la température des mois les plus froids **(Tab. 5),** les stations étudiées sont réparties en deux étages bioclimatiques **(Fig. 61**) :

Tab. 5: Quotient d'Emberger et température du mois le plus froid de chaque station.

Station	Mdaz	Azzaba	El Mers	Dar El Hamra
Q2	35,6	30,5	40,6	47,4
m(°C)	0,6	2,3	-1,6	0,1

- les stations d'El Mers, de Dar El Hamra et de Mdaz sont placées à l'étage bioclimatique semi-aride à hiver froid à frais ;
- la station d'Azzaba est classée dans l'étage bioclimatique semi-aride à hiver frais.

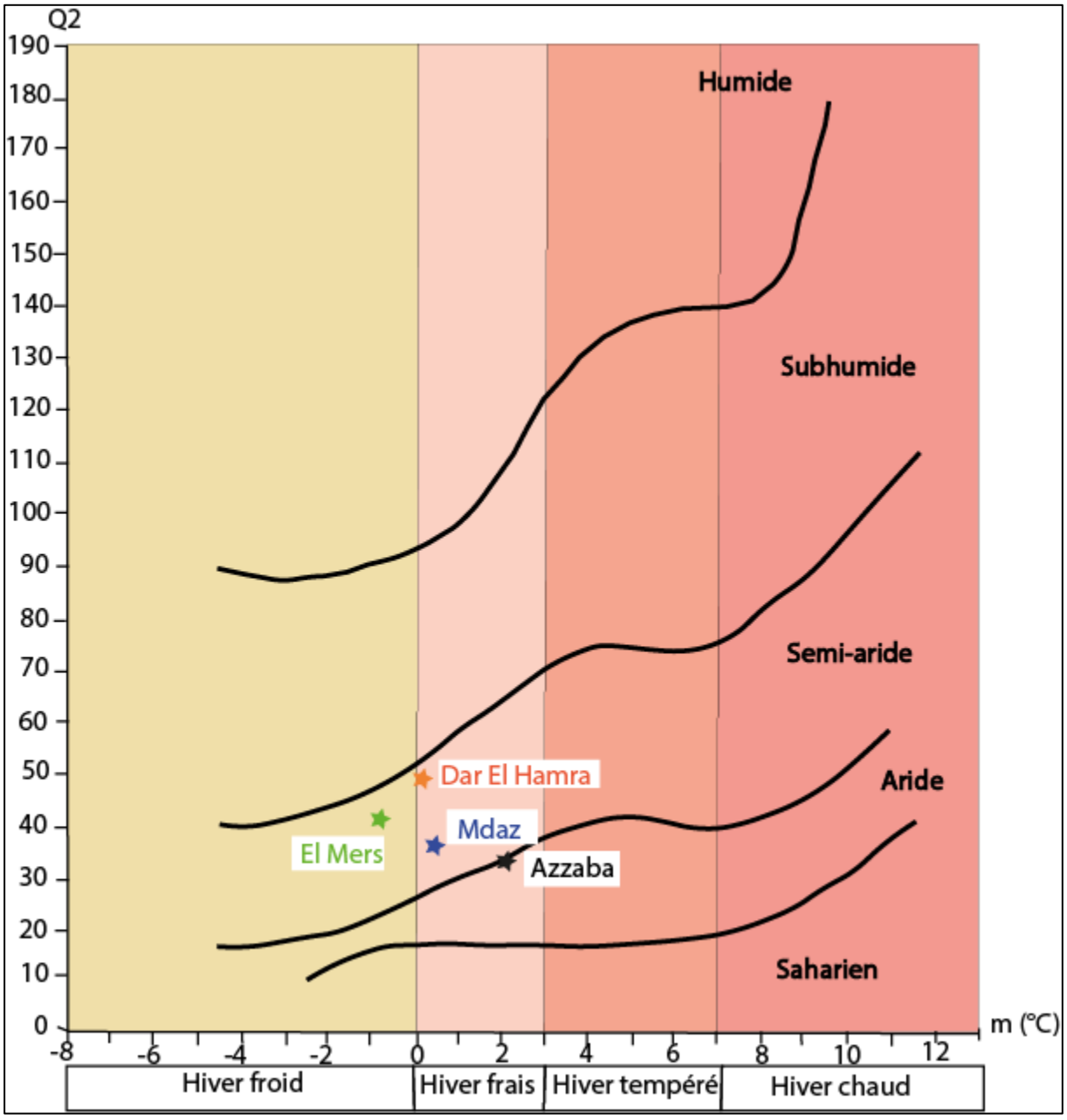


Figure 61:Projection des quatre stations climatiques dans le climagramme d'Emberger

II.3.3. Diagramme Ombrothermique

Le diagramme Ombrothermique désigne une représentation graphique indiquant les variations conjointes de la température moyenne et des pluies mensuelles. Il comporte un axe horizontal où sont placés les 12 mois de l'année, et deux axes verticaux l'un à gauche pour les précipitations et l'autre à droite pour les températures. L'intérêt de ce diagramme est de caractériser les mois secs et les mois humides de l'année. Il a été définit par F.Bagnouls et H.

Gaussen (1953) en considérant la période humide comme étant celle où les précipitations mensuelles dépassent le double des températures mensuelles, tandis que la période sèche est celle où le double des températures mensuelles dépasse les précipitations mensuelles.

L'analyse des diagrammes Ombrothermiques des quatre stations étudiées dans notre travail, montre les résultats suivants **(Fig. 62)** :

- ✓ la période humide pour les stations Azzaba et Mdaz débute dans les derniers jours du mois d'Octobre et finit en Mai, alors que la saison sèche commence en Juin et se termine en Septembre ;
- ✓ pour les stations de Dar El Hamra et El Mers, la période humide s'étale sur huit mois ; du début d'octobre jusqu'aux derniers jours du mois de Mai, et la période sèche s'étend sur environ 4 mois.

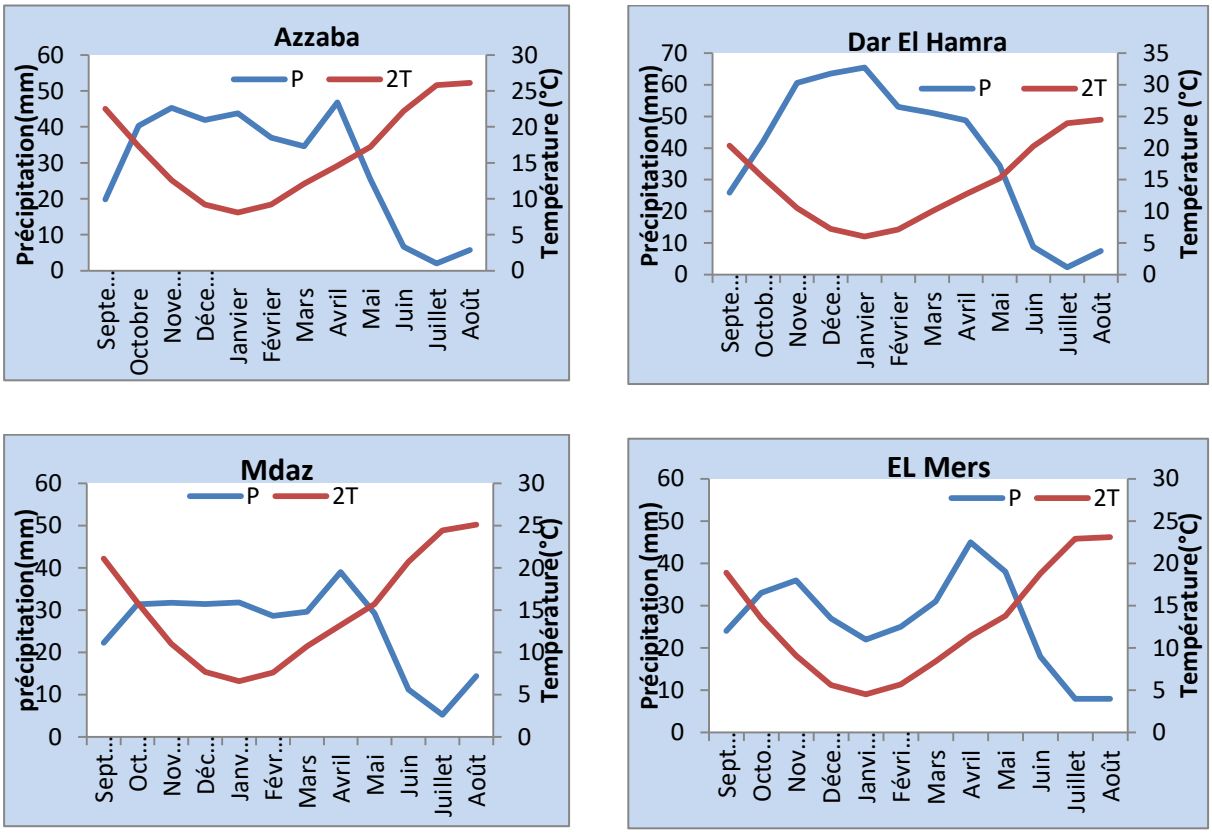


Figure 62:Diagrammes Ombrothermiques des stations étudiées (1993/94-2017/18)

II.4. Evaporation et bilan hydrique

L'évaporation est un élément déterminant dans le processus du cycle hydrologique. Son étude permet de savoir le potentiel hydrique d'une région ou d'un bassin hydrologique donné. L'eau s'évapore de toutes les étendues d'eau depuis le simple lac jusqu'aux océans. On parle alors de phénomène d'évaporation. Mais l'eau peut aussi s'évaporer de la végétation, c'est

l'évapotranspiration. Cette dernière regroupe deux types d'évapotranspiration : l'une réelle **(ETR)** et l'autre potentielle **(ETP).**

II.4.1. Evapotranspiration potentielle (ETP)

L'évapotranspiration potentielle (ETP) ou potentiel d'évaporation d'un sol est défini comme la quantité d'eau évaporée en cas d'approvisionnement en eau suffisant. Pour calculer ETP et la mettre en valeur, Thornthwhaite (1948) a établi une équation en se basant sur la température moyenne mensuelle :

$$ETP=16\times (10T/I)^{a} \times k$$

Avec ;

ETP : évapotranspiration potentielle mensuelle en mm ;

T : température moyenne mensuelle du mois considéré en °C ;

I : indice thermique annuel calculé par la formule suivante : $I=\sum i$, i (indice thermique mensuel) où $i = (T/5)^{1,514}$;

K : coefficient qui dépend de l'altitude ;

a : l'exposant climatique calculé par la formule suivante : **a=1,6 (I/100) +0,5.**

L'application de la formule de Thornthwhaite (1948) pour les quatre stations, nous a permis d'avoir les résultats suivants :

Tab. 6: Valeurs mensuelles moyennes de l'ETP pour les quatre stations (septembre 1994 à août 2018).

Station	S	O	N	D	J	F	M	A	Mai	J	J	A	Total
Mdaz	99,76	60,08	30,45	16,93	13,58	16,59	34,11	50,31	72,24	112,77	148,67	146,55	802,03
Azzaba	105,80	63,32	33,24	18,88	15,51	18,88	36,28	53,09	76,90	120,44	158,70	152,61	853,67
El Mers	90,22	53,22	27,90	13,89	10,48	14,23	29,22	47,28	67,32	104,34	139,55	133,14	730,79
Dar El Hamra	96,37	58,50	29,88	16,42	12,72	16,07	32,46	49,48	71,06	111,43	145,34	142,28	782,02

D'après le graphique ci-dessous **(Fig. 63)**, on observe que l'allure de l'évolution de l'ETP pour les quatre stations est la même. En effet, les faibles valeurs sont enregistrées en hiver, tandis que les valeurs maximales sont atteintes en période d'été. Cette variation est influencée par l'augmentation de la température et l'abaissement des précipitations.

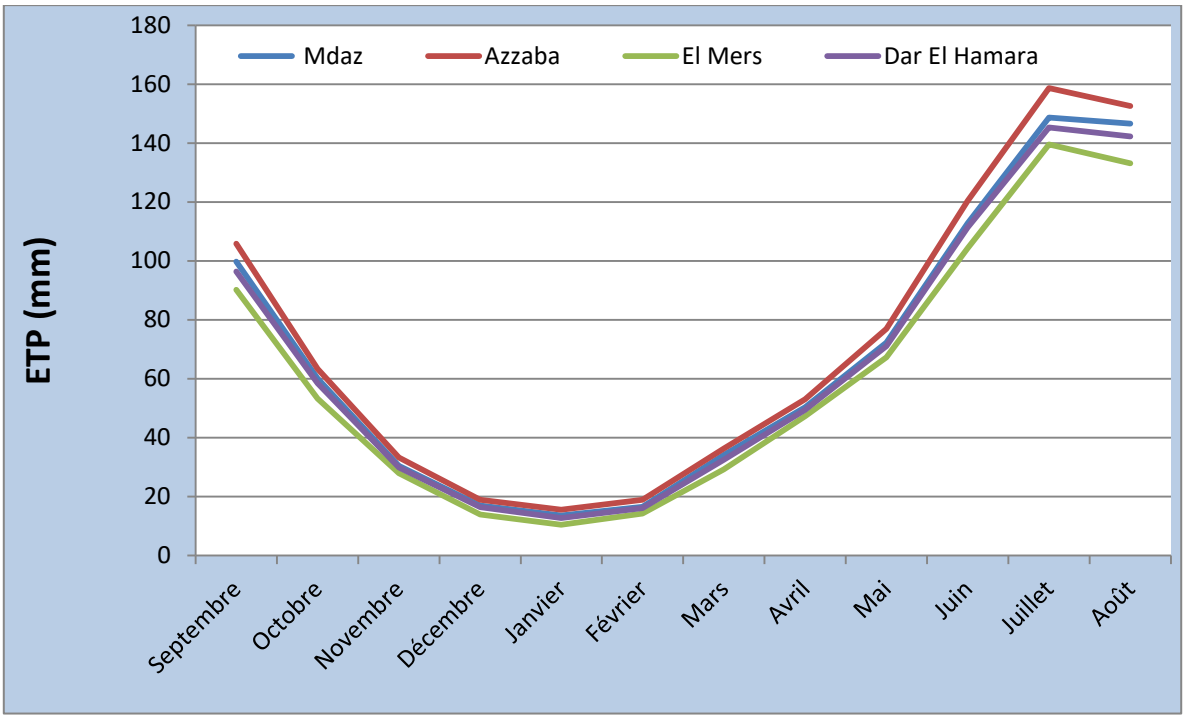


Figure 63:variation de l'ETP mensuelle pour les quatre stations étudiées au cours de la période de 1993/94 - 2017/18.

II.4.2. Evapotranspiration réelle (ETR)

L'évapotranspiration réelle est la quantité totale d'eau qui s'évapore du sol (substrat) et des plantes lorsque le sol est à son taux d'humidité naturel. L'évapotranspiration réelle explique l'échange d'eau et d'énergie entre le sol, la surface terrestre et l'atmosphère. Plusieurs méthodes permettent l'estimation de l'ETR, telle que l'utilisation du bilan hydrique de Thornthwhaite et la méthode de Turc. Pour cette étude, l'utilisation de la méthode de Thornthwhaite dépendant de la quantité de la réserve facilement utilisable (RFU), va nous permettre d'estimer l'ETR. Cette réserve est essentiellement contrôlée par deux principaux paramètres ; la saturation du sol et les précipitations. Thornthwhaite a admis que le sol est saturé quand il absorbe une lame d'eau équivalente à une précipitation de **100 mm** dans les zones semi-aride à aride. Cette valeur peut être transformer en **50 mm** du fait que le sol n'est pas toujours saturé (Archambault et al., 1975). La zone en question a un climat semi-aride, alors on peut admettre que la hauteur d'eau emmagasinée dans le sol est de **50mm** au maximum.

Pour calculer l'ETR par cette méthode, on doit prendre en considération les équations suivantes :

- **Si (P + RFU) ≥ ETP → ETR = ETP**
- **Si (P + RFU) ≤ ETP → ETR = P + RFU**

Le tableau suivant illustre les principaux résultats liés aux quatre stations représentant la zone d'étude.

Les résultats obtenus par la méthode de Thornthwhaite, nous ont permis d'en sortir les conclusions suivantes :

- les quatre stations enregistrent presque les mêmes valeurs de L'ETR moyenne annuelle. Ces valeurs augmentent en fonction de la diminution de l'altitude. L'ETR est maximale pendant les mois d'Avril et Mai pour les quatre stations. Elles représentent en moyenne 84% de la pluviométrie totale. Cela veut dire que pour chaque 100 mm de pluies, 84mm s'évapore et les 16 mm restantes seront divisé entre le ruissellement et l'infiltration. Ceci nous incite à conseiller aux agriculteurs d'économiser l'eau par un système de goutte à goutte et l'utilisation des serres ;
- pour les deux stations de Mdaz et Azzaba, la période sèche peut atteindre 7 mois où le déficit hydrique commence à augmenter à partir du mois de Mai jusqu'à la fin du mois d'Octobre. Cependant, pour les deux stations d'El Mers et Dar El Hamra, la période sèche ne dure que 5 mois avec un déficit légèrement faible par rapport aux d'autres stations ;
- la période excédentaire pour la station d'El Mers, est inexistante. Ça revient essentiellement au changement des conditions météorologiques (augmentation de la température et diminution des précipitations), ou probablement aux mesures prises par les techniciens de cette station. Cependant dans la station de Dar El Hamra et de Mdaz, la période excédentaire dure plus de quatre mois, débutant en Décembre et se termine en Avril. Elle atteint son maximum en mois de Janvier avec une valeur de **52,7** mm. Pour la station d'Azzaba, la période excédentaire ne dépasse pas deux mois en atteignant son maximum au Mois de février avec une valeur de **18,1 mm.** Par conséquent, ces excédents alimentent les écoulements superficiels (ruissellement) et/ou souterrains (infiltrations).

Tab. 7: Bilan hydrique au niveau des stations étudiées selon la méthode de Thornthwhaite (1955).

Station	(mm)	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Total
Mdaz	P	34	41	45	39	42	43	50	60	62	29	17	22	484
	ETP	99,76	60,08	30,45	16,93	13,58	16,59	34,11	50,31	72,24	112,77	148,67	146,55	802,03
	RFU	00	00	14,55	36,55	50	50	50	50	39,76	00	0	0	290,86
	ETR	34	41	30,45	16,93	13,58	16,59	34,11	50,31	72,24	68,76	17	22	416,97
	Excès	0	0	00	00	14,97	26,41	15,89	9,69	0	0	0	0	66,96
	Déficit	65,76	19,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0	44,01	131,67	124,55	385,07
Azzaba	P	19,81	40,26	45,24	41,89	43,78	36,98	34,62	46,83	25,47	6,64	2,03	5,75	349,3
	ETP	105,80	63,32	33,24	18,88	15,51	18,88	36,28	53,09	76,90	120,44	158,70	152,61	853,67
	RFU	0,00	0,00	12,00	35,01	50,00	50,00	48,34	42,08	0,00	0,00	0,00	0,00	237,43
	ETR	19,81	40,26	33,24	18,88	15,51	18,88	36,28	53,09	67,55	6,64	2,03	5,75	317,92
	Excès	0,00	0,00	0,00	0,00	13,28	18,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	31,38
	Déficit	85,99	23,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	9,35	114,00	156,67	146,86	535,93
El Mers	P	24	33	36	27	22	25	31	45	38	18	8	8	315
	ETP	90,22	53,22	27,90	13,89	10,48	14,23	29,22	47,28	67,32	104,34	139,55	133,14	730,79
	RFU	0,00	0,00	27,90	21,21	32,73	43,50	45,28	43,00	13,68	0,00	0,00	0,00	227,30
	ETR	24,00	33,00	8,10	13,89	10,48	14,23	29,22	47,28	67,32	31,68	8,00	8,00	295,20
	Excès	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	Déficit	66,22	20,22	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	72,66	131,55	125,14	415,79
Dar El Hamra	P(mm)	25,88	42,05	60,56	63,58	65,42	53,05	51,07	48,76	34,46	8,72	2,27	7,43	463,25
	ETP	96,37	58,50	29,88	16,42	12,72	16,07	32,46	49,48	71,06	111,43	145,34	142,28	782,02
	RFU	0,00	0,00	30,68	50,00	50,00	50,00	50,00	49,28	12,68	0,00	0,00	0,00	292,64
	ETR	25,88	42,05	29,88	16,42	12,72	16,07	32,46	49,48	71,06	21,4	2,27	7,43	327,12
	Excès	0	0,00	0	27,84	52,7	36,99	18,61	0	0	0	0	0,00	136,14
	Déficit	70,49	16,45	0	0	0	0	0	0	0	90,03	143,07	134,85	454,89

III. Etude hydrologique du bassin versant de l'Oued Mdaz au Nord du bassin hydrologique de Skoura.

Nous avons effectué l'étude du régime d'écoulement de l'Oued Mdaz grâce aux données fournies par l'agence du bassin hydraulique de Sebou (ABHS). Pour réaliser cette étude, nous avons les données d'une seule station de jaugeage localisée à l'exutoire du celui-ci,

précisément en aval de la confluence d'oued Guigou avec l'oued Masser. C'est-à-dire au Nord de la zone en question située au niveau de Qantra de Mdaz.

III.1. Relation entre les débits moyens annuels et les précipitations moyennes annuelles

La figure **64** représente la relation entre la variabilité de débit moyen annuel d'Oued Mdaz, avec la pluviométrie moyenne annuelle de la zone. Il semble que ces variations de débits au niveau de la station de Qantra de Mdaz sont soumises aux changements climatiques. En effet, les variations de débit dans la station du pont Mdaz, sont conforment aux changements de la pluviosité. On observe en effet, pendant les années 80 qui ont été des années moins pluvieuses dans la zone, la régression progressive du débit. D'un autre côté, on observe également une simultanéité de l'augmentation de débit et les précipitations vers les années 1996-1997 et 2011-2012. Ce qui signifié que les fluctuations de débit dans la station de Qantra Mdaz est sensible aux variations des précipitations dans la zone en question. A partir de l'année 2007, on observe que le débit atteint son maximum même si la pluviométrie est légèrement faible. Cette variation peut être liée à la saturation des nappes d'eau et les orages d'été suivis par une évaporation rapide.

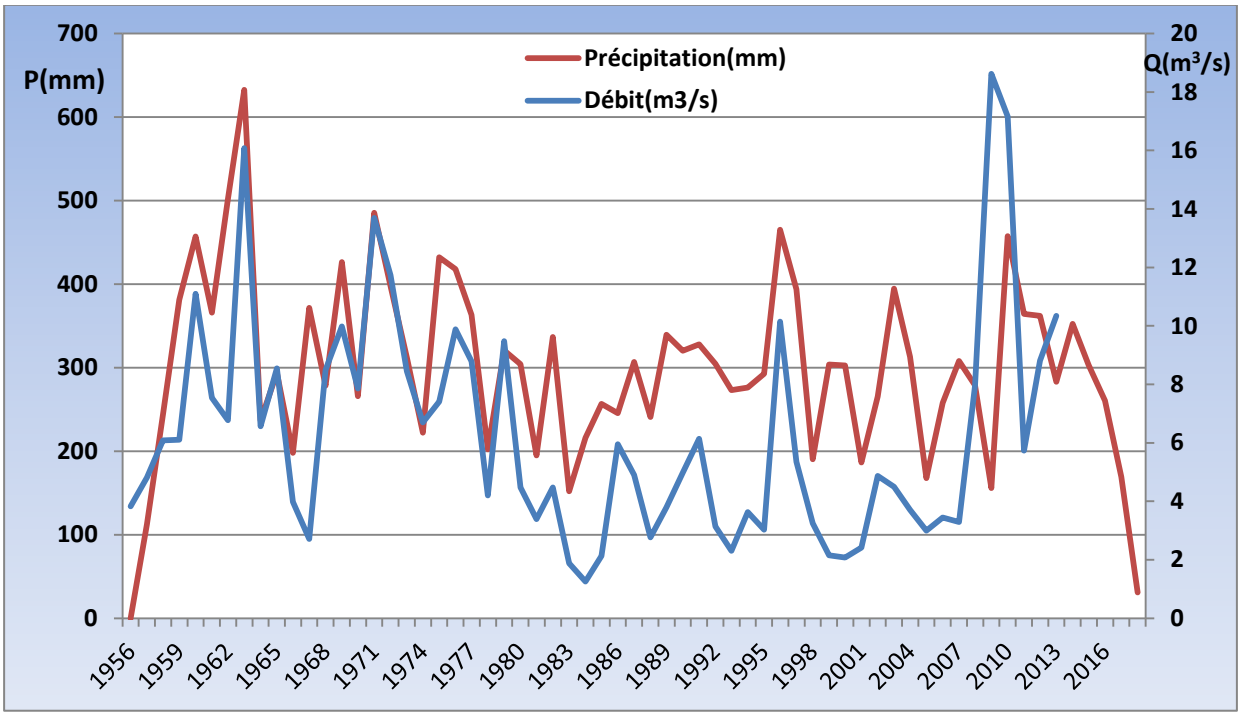


Figure 64:Relation pluviométrie-débit dans la station de Qantra Mdaz (1956-2018)

- **Analyse des débits moyens annuels**

La série de mesures des débits moyens annuels enregistrée au niveau de la station de Qantra Mdaz présente des variations temporelles. Ces débits qui influencent le régime de l'Oued Mdaz, varient selon les saisons et les périodes climatiques. Le régime général de cette rivière

correspond à un écoulement faible à très faible. En effet, la droite de régression linéaire appliquée sur les débits moyens annuels, confirme un fléchissement notable qui tend vers une valeur de **-0.034**.

Généralement, le graphique de la figure **65** montre que les années **60** et **70** ont connu une période humide caractérisée par des écoulements importants. Par contre les années **80** et **90,** le débit est devenu inférieur à celui des années citées précédemment, ce qui confirme que ces années étaient sèches et moins pluvieuses. Au début de l'année **2009,** le débit devient très important ce qui confirme une période humide caractérisée par un écoulement plus important. Cependant, après deux ans (2011-2012) on observe une chute brutale des débits enregistrés. Ces mesures nous ont permis de constater que la zone en question a connu une succession de périodes humides et de périodes sèches.

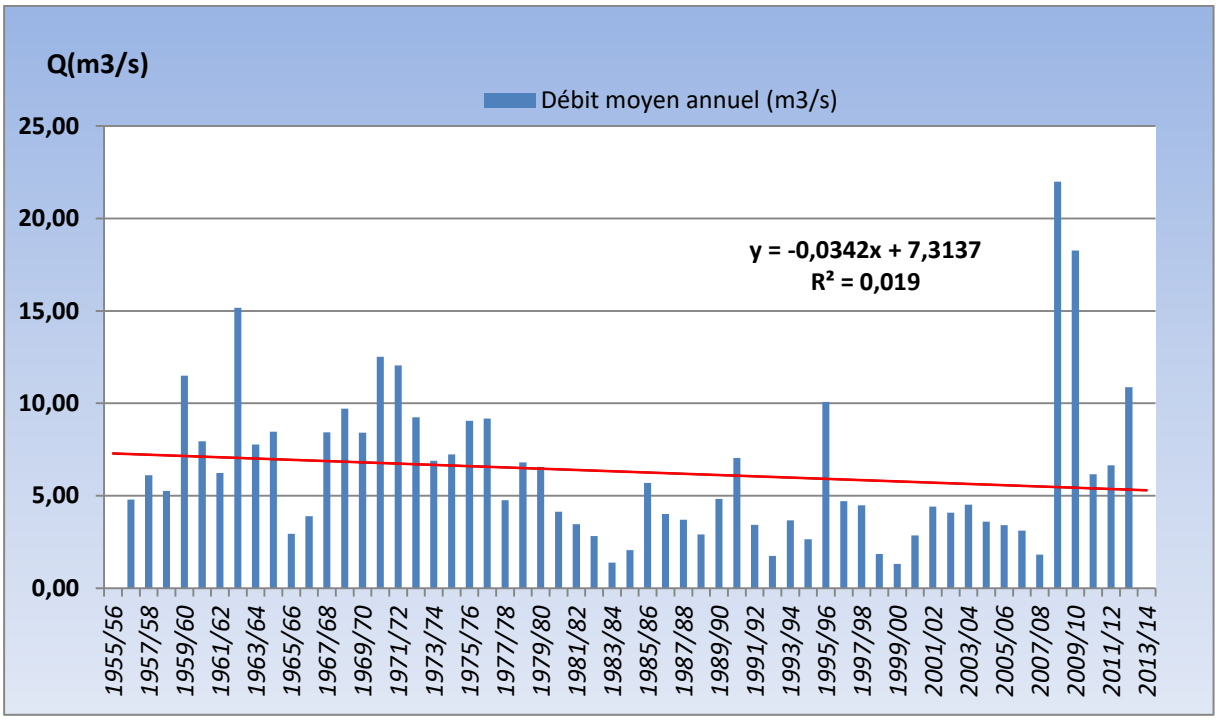


Figure 65:Variation interannuelle des débits moyens annuels pour la station de Qantra Mdaz (1956-2014).

III.2. Relation entre les débits moyens mensuels et les précipitations moyennes mensuelles

L'analyse et l'interprétation du graphe de la figure **66** peuvent être résumées de la façon suivante :

- à partir du mois de Juillet, la pluviométrie augmente grâce aux orages d'été ou orages de montagnes, dont les eaux n'influencent pas le débit fluviatile à cause de l'évaporation rapide ;

- l'augmentation du débit commence à partir du mois de Novembre jusqu'au mois de Mars, en réponse à la pluviométrie des mois d'Octobre, Novembre et Décembre ;
- la diminution des précipitations au mois de Janvier n'affecte pas le débit du faite de l'enneigement en haute montagne et les alimentations à partir des exsurgences ;
- la diminution du débit commence entre les mois de Mars et Avril, alors que celle de la pluviométrie commence avec un mois de retard vers Avril – Mai. Ceci est dû à l'arrêt de l'enneigement dans les sommets des montagnes, surtout Jbel Tichoukt, et l'utilisation d'une partie des eaux d'Oued Mdaz dans l'irrigation des parcelles agricole en amont ;
- entre les mois de Mai et Juillet, les deux courbes du débit et des précipitations subissent une décroissance, avec un retard entre les deux. La cause de ce décalage réside dans l'évaporation intense et rapide des eaux de précipitations, et l'utilisation des eaux d'Oued Mdaz dans l'irrigation en amont.

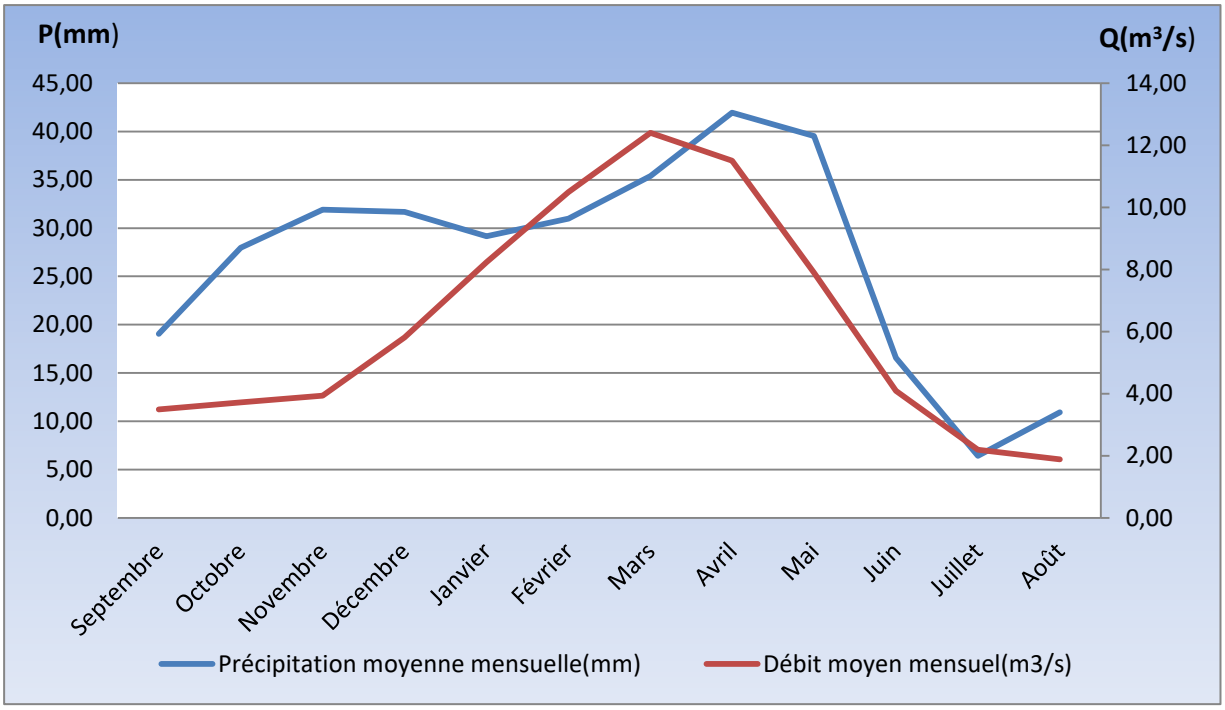


Figure 66:Relation entres les débits moyens mensuels de l'Oued Mdaz et les précipitations (1956-2018).

La relation que nous constatons entre le débit et les précipitions, apparait seulement dans les premiers et les derniers mois du cycle hydrologique. Pendant les mois d'hiver plus pluvieux, on observe une augmentation de la pluviométrie à partir du mois de septembre jusqu'au mois de Novembre, suivie d'une augmentation progressive et simultanée du débit. Par la suite on observe une augmentation du débit, même si les précipitations diminuent. Nous pensons que cette exception peut-être le résultat de la suralimentation des nappes d'eau qui drainent un

volume plus au moins important que le volume d'eau précipitée et les orages d'été suivis par une évaporation rapide. Il semble vraisemblablement, que le volume d'eau calculé au niveau de la station de Qantra de Mdaz n'est pas basé uniquement sur l'eau de pluie ; une partie des eaux provient de la nappe. Ainsi on peut dire que dans la zone d'étude, la relation entre débit et précipitation reste étroite **(Fig. 66**), malgré l'important volume d'eau utilisé pour l'irrigation des terres agricoles entre Jbel Tichoukt et le pont Mdaz.

- **Analyse des débits moyens mensuels**

L'analyse de la série de débits moyens mensuels de l'Oued Mdaz **(Fig. 67)** pour une période de 60 années, montre qu'ils commencent à augmenter à partir du mois de Décembre pour atteindre le maximum au mois de Mars où la valeur moyenne est de **12,40 m^3/s**. l'augmentation des débits pendant les mois de l'hiver est influencé par les fortes précipitations qui alimentent le principal cours d'eau au sein du bassin versant. D'un autre côté, au cours des mois d'été, une diminution du débit (période d'étiage) qui se poursuit pour atteindre son minimum au mois de Juillet et d'Août avec une moyenne de **2,03 m^3/s**. alors, les débits mensuels durant les périodes sèches de l'année (Juillet, Août et Septembre) sont des écoulements d'étiage avec des perturbations dues aux orages d'été et à l'irrigation en amont de Oued Mdaz. Ces constatations, nous ont permis de classer le régime d'écoulement d'eau caractérisant l'Oued Mdaz qui est un régime relativement régulier. Il semble que les précipitations demeurent faibles pour avoir un régime hydrologique régulier. Entre autre, la lithologie et le réseau de fractures non colmatées assurant et amplifiant les infiltrations, provoquent des modifications de débits et par la suite le type d'écoulement. Egalement, les orages d'été suivis par une évaporation rapide, les fontes des neiges aux sommets des montagnes et l'irrigation excessive au printemps et en été provoquent des perturbations dans la relation précipitation-débit.

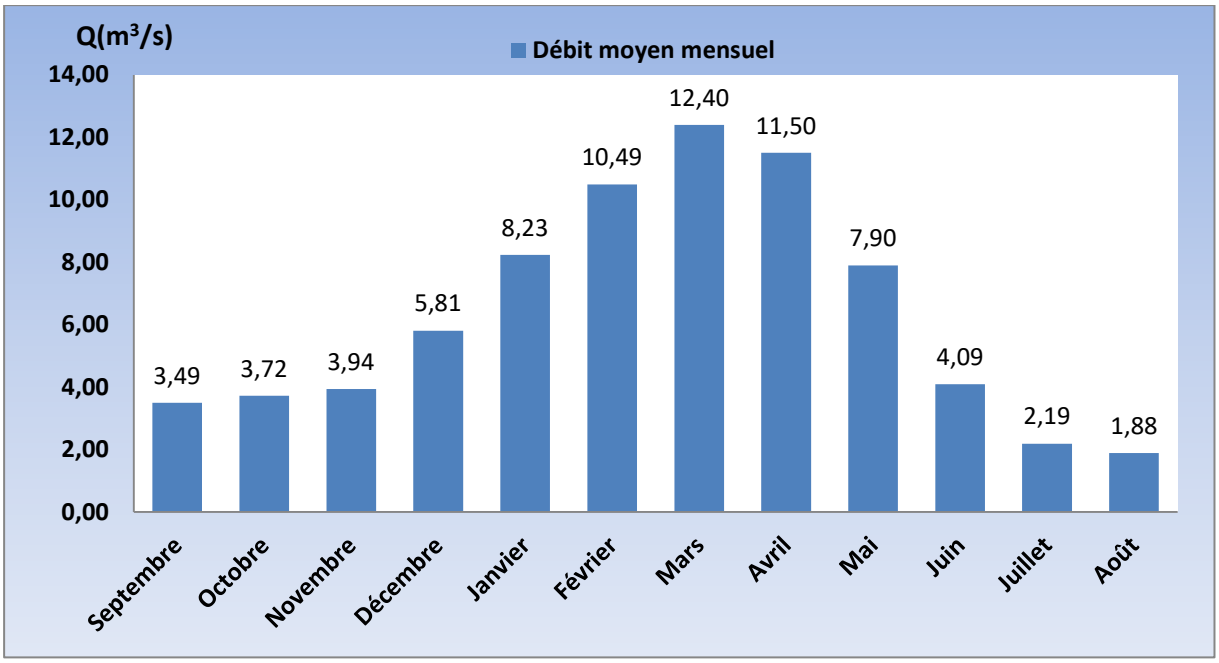


Figure 67:Débits moyens mensuels de l'Oued Mdaz dans la station de Qantra Mdaz (1956-2014).

Conclusion

Le bassin versant de l'Oued Mdaz au Nord de Skoura, possède un réseau hydrographique de type dendritique selon la classification de A.D. HOWARD (1967). Ce bassin est représenté par un cours d'eau principal qui prend naissance près du jbel Tichoukt. Il est moins long par rapport aux autres affluents de l'Oued Sebou. Sa direction est orientée SW-NE jusqu'au point de confluence de ses affluent, puis la direction devient plus au moins subméridienne. Il semble bien que l'hydrodynamisme et le mode de fonctionnement de cette rivière sont influencés par deux éléments principaux qui sont liée à la géologie de la zone. A partir des données récoltées, l'écoulement de l'Oued Mdaz est caractérisé par régime relativement régulier, alimenté par les précipitations et des réserves souterraines.

L'utilisation du modèle numérique de terrain (MNT), nous a permis de déterminer divers paramètres morphométriques de cette partie du bassin versant de l'oued Mdaz. Ces différentes caractéristiques physiques sont résumées dans le tableau suivant :

Tab. 8: fiche morphométriques du bassin versant de l'Oued Mdaz.

les caractéristiques physiques du bassin versant Mdaz			
surface en (km^2)	**752.2**	**longueur du rectangle équivalent (km)**	**48**
périmètre en (km)	**126.8**	**pente moyenne du bassin (m/km)**	**39.91**
indice de compacité	**1.3**	**indice de pente globale (m/km)**	**15.10**
altitude la plus élevée(m)	**2632**	**dénivelée spécifique (m)**	**414.13**
altitude la plus basse (m)	**726**	**altitude moyenne (m)**	**1679**

Soulignons que la topographie de cette partie du bassin versant Mdaz est contrôlée par la tectonique cassante qui se traduit par la présence des structures surélevées. Parmi ces structures, on trouve l'Accident Nord Moyen Atlasique et l'Accident de Tichoukt. En effet, ces deux accidents ont joué un rôle important dans la morphologie et la structure du bassin.

L'analyse des données climatiques enregistrées dans les quatre stations, révèlent que le climat de la zone en question se caractérise par un climat semi-aride. La moyenne de précipitations annuelle peut atteindre **402,81mm**. La température moyenne mensuelle dépasse son maximum **18°C** pendant la période d'étiage. Ces deux facteurs climatiques, par la méthode de calcul de Thornthwhaite, nous ont permis d'estimer la valeur moyenne annuelle de l'ETR qui est de l'ordre de **339 mm.** Elle correspond à **84,15%** du volume des précipitations évaporées dans les bassins hydrogéologiques de Tazouta et de Skoura. Il faut prendre en considération cette valeur inquiétante pour la conservation des ressources hydriques de la région.

L'étude hydrologique du bassin versant est une approche qui vise à caractériser le régime d'écoulement d'un Oued par l'analyse des débits et des précipitations. Pour l'Oued Mdaz, on note la présence d'un régime d'écoulement régulier, avec quelques perturbations. En plus, l'analyse du débit en fonction des précipitations montre qu'il y a une relation irréversible entre ces deux paramètres. En effet, l'analyse du diagramme débit – précipitations, nous a permis de constater que le débit au niveau de la station de Qantra Mdaz, n'est pas toujours sensible aux précipitations. Plusieurs facteurs influencent cette relation ; tels que les infiltrations dans les zones de failles, les exsurgences de la nappe d'eau superficielle, l'irrigation excessive en amont, les orages d'été suivis de l'intense évaporation…

Chapitre 2: Etude hydrogéologique des bassins de Tazouta et de Skoura

Introduction

Les bassins hydrogéologiques de Tazouta et de Skoura faisant partie du Moyen Atlas plissé, sont caractérisés par une série lithostratigraphique comportant un socle ordovicien, une couverture allant du Trias supérieur au Bathonien-Callovien et des formations sédimentaires mio-plio-quateranires. Cette succession lithologique et stratigraphique fait de ce système une entité hydrogéologique complexe. Les formations liasiques comportent une importante nappe d'eau dont la couche aquifère est constituée par une puissante série dolomitique. L'existence de nombreux puits captant la nappe d'eau superficielle ainsi que des sources produisant des quantités importantes d'eaux, reflète la valeur primordiale de ce bassin en tant que réservoir d'eau.

Les analyses structurale et lithologique sont deux éléments déterminants dans l'identification des aquifères. En effet, pour arriver à identifier un gisement d'eau, c'est avéré nécessaire de compléter l'étude lithostratigraphique par une étude structurale approfondie. Ces études vont nous aider à limiter l'extension de l'aquifère et établir la nature des matériaux qui constituent le bassin hydrogéologique.

Nos travaux de terrain pendant les mois de Juin, Juillet et Aout 2017 qui ont pour but le relevé piézométrique et la cartographie structurale, nous ont permis de subdiviser la zone en question en deux entités hydrogéologiques : le bassin de Tazouta au NW et le bassin de Skoura au Sud. L'ensemble des données géologiques et hydrogéologiques rassemblées sur le terrain, identifient d'une part les différents aquifères, et d'autre parts déterminent les caractéristiques des écoulements souterrains et leur relation avec l'aspect structural de l'aquifère (failles, fractures, ..). Dans ce chapitre, nous allons identifier les différents systèmes aquifères et déterminer le comportement de la nappe d'eau superficielle au niveau de chaque aquifère appartenant aux bassins hydrogéologiques de Tazouta et de Skoura.

I. Identification géologique de l'aquifère

La caractérisation hydrogéologique de la nappe superficielle des bassins de Tazouta et de Skoura est basée principalement sur une étude géologique approfondie qui vise l'identification des différentes séries lithostratigraphiques constituant la zone d'étude, et de

dénombrer les différents points d'eau captant la nappe phréatique. La cartographie géologique et les coupes lithostratigraphiques réalisées sur le terrain, nous ont permis d'identifier au moins quatre systèmes aquifères d'importance variée, comportant des réserves d'eau liées par alimentations verticales et/ou latérales à la nappe superficielle. Cette nappe circule dans les formations géologiques suivantes :

- les dolomies et les calcaires du Lias inférieur – moyen, possédant comme semelle imperméable les argiles rouges du Trias supérieur et pouvant contenir une nappe d'eau libre ou captive **(Fig. 68)** ;

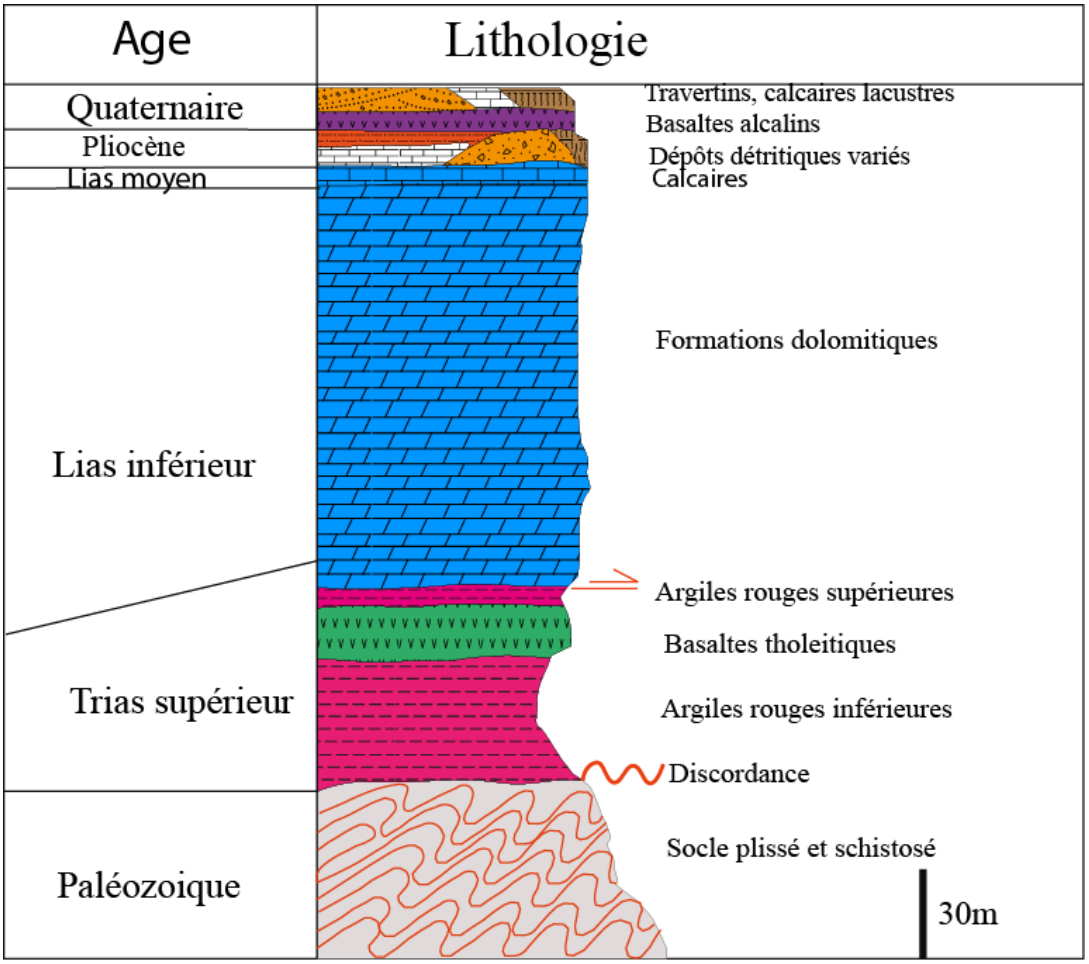


Figure 68:Log lithostratigraphique synthétique du réservoir hydrogéologique liasique du Bassin de Tazouta

- les couches de grès et de calcaires du Bathonien, intercalées par des couches marneuses versicolores, pouvant contenir plusieurs nappes d'eau captives alimentées à partir des infiltrations de la surface et/ou à travers les failles. En effet, cette formation favorise l'apparition d'un aquifère multicouche où l'alimentation en eau se fait par des échanges

avec les autres aquifères superposés, par des écoulements verticaux ascendants ou descendants. Ce phénomène naturel est appelé la ‘’drainance ‘’ (Castany, 1982);

- les calcaires lacustres du Vallésien surmontant les argiles lacustres et palustres de même âge. Cet aquifère d'origine lacustre est limité dans l'espace et il est recouvert par les marnes gréseuses du Miocène supérieur ;
- l'aquifère superficiel constitué par les dépôts fluvio-lacustres, travertineux et de cônes de déjection du Plio-Quaternaire, renfermant une nappe d'eau libre et superficielle. Celle-ci est caractérisée par des écoulements multidirectionnels contrôlés par les fractures et les failles non colmatées. Cette nappe d'eau superficielle où nous avons fait nos mesures piézométriques et de conductivité électrique, et où sourdent les sources et les puits, est alimentée directement par la pluviométrie et indirectement à travers les failles **(Fig. 69**).

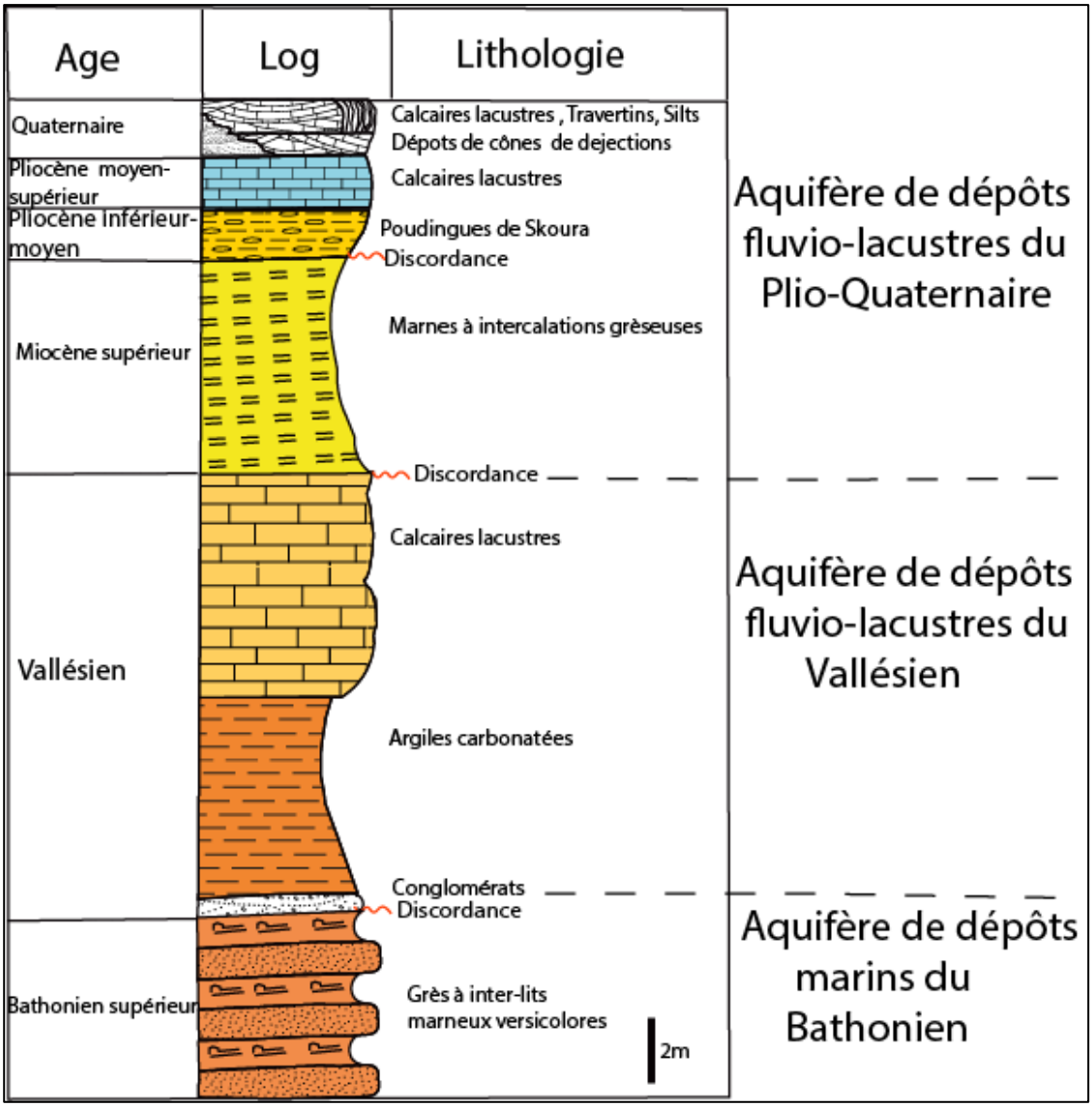


Figure 69:Coupe lithostratigraphique montrant les couches aquifères liées à la nappe d'eau superficielle dans le bassin de Skoura

I.1. Système aquifère du Lias inférieur

Les bassins hydrogéologiques de Tazouta et de Skoura sont caractérisés en terme lithologique par la prédominance des formations dolomitiques et calcareuses du Lias inférieur et moyen **(Fig. 68)**. Elles occupent une grande superficie de la zone d'étude. Dans le bassin subsident de Tazouta, elles affleurent sous formes de faciès bréchiques fissurés et saccharoïdes, caractérisés par une intense porosité de fracturation, d'interstices et de karstification. Ces vides sont colmatés parfois par des éléments argileux et sableux. Au SE du bassin de Skoura, tout au long de la rampe de Tichoukt, ces formations liasiques sont représentées par les dolomies massives. Alors, en plus de la texture de la roche carbonatée, la fracturation héritée de la tectonique cassante polyphasée joue un rôle important dans la circulation des eaux souterraines et dans le développement des différents systèmes karstiques. L'ensemble de ces facteurs contribue à la dissolution de la roche carbonatée en provoquant l'élargissement des vides et des fractures (porosité de fissures, d'interstices et karstification).

Les travaux géologiques de terrain que nous avons effectués, nous ont permis de distinguer le gisement d'eau contenu dans le système aquifère liasique. Celui-ci a la capacité de renfermer une nappe d'eau discontinue limitée par les plans des failles. Son substratum est constitué par les formations argileuses imperméables d'âge triasique. La profondeur du toit de cette nappe dépasse les 200m dans quelques endroits, par contre au niveau des contacts anormaux elle s'affaiblie à cause de l'amincissement de la couche aquifère. Au centre du bassin subsident de Tazouta, la profondeur devient très proche de la surface topographique (**Fig. 70**) ; en témoigne la présence historique d'un lac actuellement tari (Daya Tazouta). La nappe d'eau superficielle à aquifère liasique assure en grande partie l'alimentation en eau potable de la population de Tazouta et les zones limitrophes. Elle sourd en surface sous forme de nombreuses sources, tel que la source d'Aghbalou, la source d'Ain Dem et la source de Tadout.

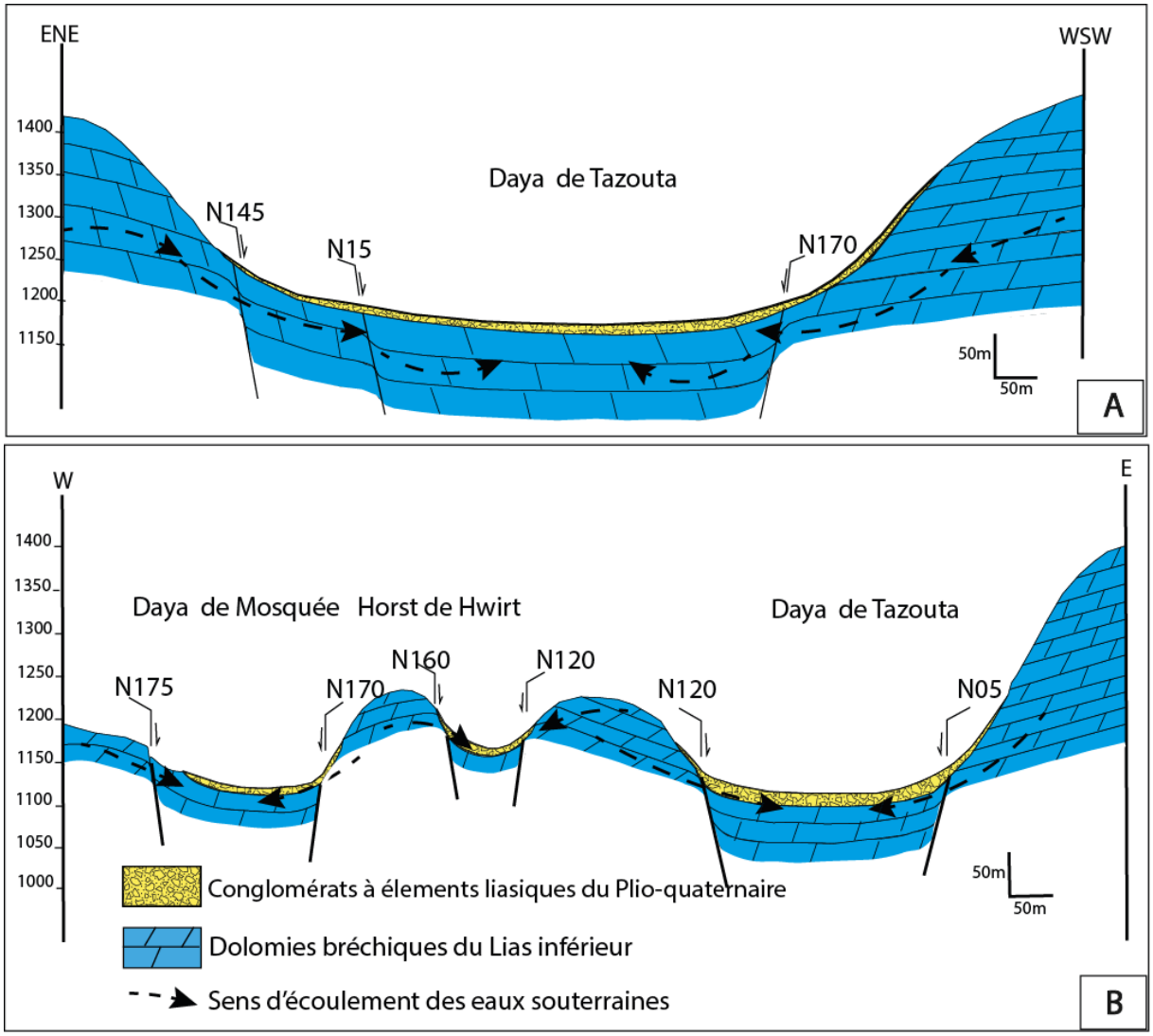


Figure 70:a-Coupe géologique à travers le bassin de Tazouta montrant l'effondrement dû aux jeux normaux des failles au Quaternaire. b -Coupe géologique le long du bassin de Tazouta montrant sa structure en horsts et grabens due aux failles NNW-SSE et N120.

I.2. Système aquifère du Bathonien

En parallèle à l'Accident Nord Moyen Atlasique (A.N.M.A), les dépôts bathoniens qui caractérisent en particulier le bassin hydrologique de Skoura, affleurent avec un pendage très remarquable orienté vers le centre. Au NE du bassin, ils occupent une superficie moins importante par rapport au SW **(Fig. 71-B)**. En terme lithologique, ils sont constitués par des grès à inter-lits marneux versicolores où l'épaisseur peut dépasser les 100m, notamment aux environs du pont Mdaz (**Fig. 71-A**). Ils présentent un réseau de fractures varié issus d'une tectonique polyphasée qui se succède du Miocène jusqu'à l'actuel (Hinaje, 2004 ; El Fartati et al, 2019). Les caractéristiques géologiques de la zone, nous ont permis d'identifier un aquifère bathonien qui peut renfermer une nappe d'eau dont la semelle imperméable est précisément

constituée par les marnes versicolores. Ce système aquifère de type multicouche forme un bon réservoir d'eau permettant le stockage et la circulation des eaux souterraines. De ce fait, le basculement de la couche réservoir vers l'Oued Mdaz, accélère l'infiltration et le drainage des eaux souterraines en alimentant ce dernier. Le toit de la nappe d'eau au sein de ces formations à l'affleurement est très proche de la surface topographique. Cette nappe sourd en surface en donnant des sources comme la source de Tarahrourte et la source de Tannoute. En outre, l'alternance des grès et des marnes versicolores recoupée par des failles peut engendrer des écoulements verticaux en contribuant à l'apparition des nappes captives étagées.

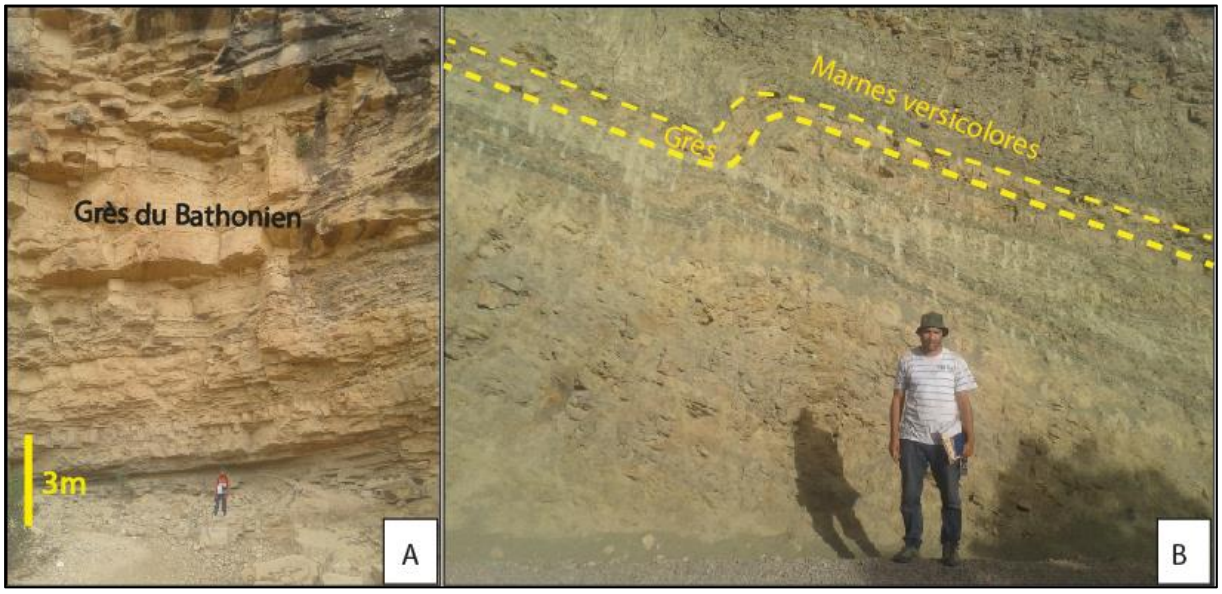


Figure 71:A- importance de l'épaisseur des grès bathoniens constituant un aquifère au NE du bassin de Skoura B- Alternance des grès à slumps et des marnes versicolores du Bathonien au SW de la zone d'étude.

Vers le centre du bassin de Skoura, l'aquifère bathonien commence à disparaitre sous les dépôts Néogènes et Quaternaires en formant une nappe captive. En effet, en plus du basculement de cet aquifère vers le centre, la puissance de la couverture constituée par les formations néogènes et quaternaires superposées, favorise la présence d'une nappe captive profonde qui s'écoule vers le SE.

La recharge de la nappe traversant l'aquifère bathonien est évidement liée à la recharge de la nappe à aquifère liasique situé en amont ; ce qui influence par la suite le drainage de l'Oued Mdaz. Les puits captant cette nappe à aquifère bathonien ainsi que les sources d'eau émergées assurent l'alimentation en eau potable de la population de sidi Mahyou et l'irrigation de quelques parcelles agricoles.

I.3 Système aquifère du Vallésien

Au NE du bassin de Skoura, précisément à l'Est du pont Mdaz, les dépôts vallésiens qui couvrent une superficie plus au moins limitée sont représentés par une épaisse couche argileuse surmontée par des bancs calcaires blanc d'origine lacustre **(Fig. 72)**. Ces calcaires lacustres attribués au vallésien sont basculés vers le SW grâce au jeu normal de la faille synsédimentaire de Taghout–Ouzemour. La porosité et l'intensité des fractures caractérisant la couche aquifère font de celle-ci un bon réservoir d'eau. Toutes ces caractéristiques géologiques donnent à ces calcaires lacustres du vallésien, la capacité de comporter une nappe d'eau discontinue dont le substratum imperméable correspond aux argiles brunes à nodule calcaire du Vallésien. L'épaisseur de cette couche calcaire qui ne dépasse pas les 10m, en plus des recouvrements miocènes et plio-quaternaires, révèlent que la profondeur de cette nappe sera moins importante par rapport à celle logée dans l'aquifère liasique. En plus de l'intensité des fractures, le basculement vers le SW à SSW de ce niveau calcaire influence le stockage des eaux souterraines du fait de l'augmentation du coefficient d'infiltration et la diminution de taux d'emmagasinement. L'ensemble de ces facteurs hydrogéologiques accélère les écoulements des eaux souterraines vers le Sud où la profondeur de cette nappe devient de plus en plus importante. Ceci est expliqué par l'absence des points d'eau captant la nappe superficielle cantonnée localement dans cet aquifère.

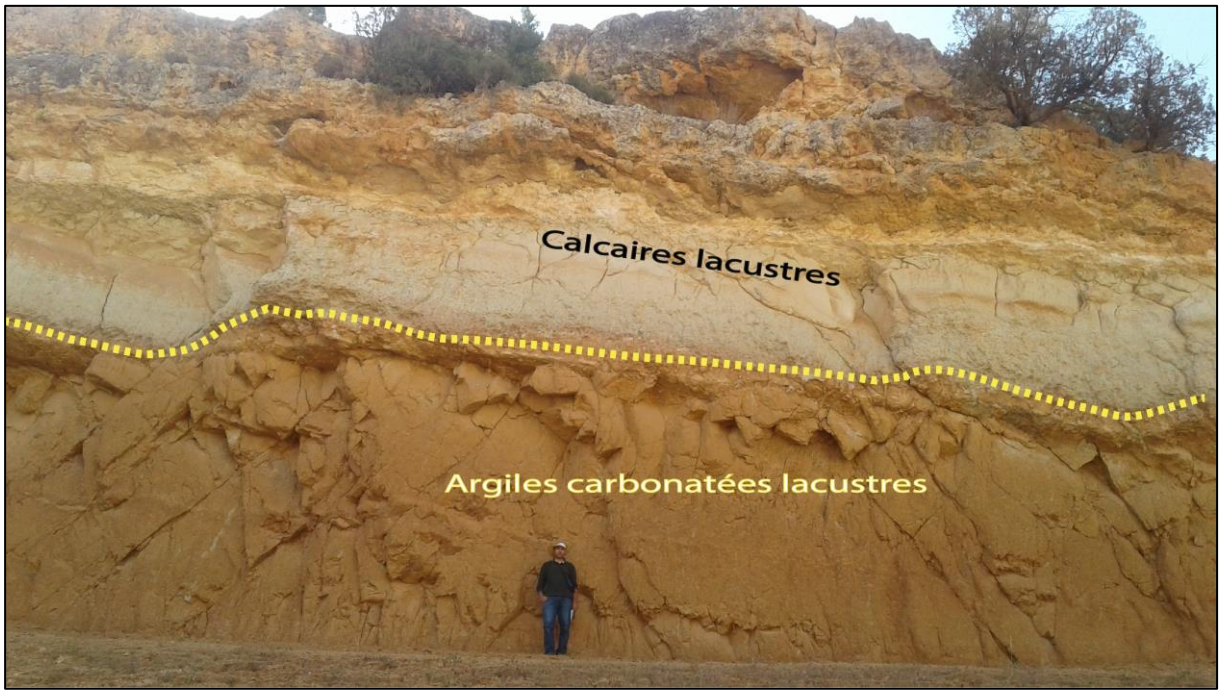


Figure 72:localisation de l'aquifère vallésien par rapport au substratum argileux d'âge vallésien.

En allant vers le Sud, le système aquifère des dépôts vallésiens s'ennoie sous les formations marneuses du Miocène supérieur, et alimente probablement la nappe profonde située au Sud et la vallée de l'Oued Mdaz.

I.4 Système aquifère du Plio-Quaternaire

Généralement, les unités structurales de Tazouta et de Skoura sont également caractérisées par la prédominance des dépôts fluvio-lacustres et travertineux du Plio-Quaternaire. Elles sont constituées du bas vers le haut par les couches des poudingues de Skoura d'âge pliocène inférieur-moyen, surmontées par des couches de calcaires lacustres du Pliocène moyen-supérieur (Taltasse, 1953 ; Wernli, 1987 ; Charrière, 1990 ; Sabaoui, 1998). L'ensemble est recouvert par des dépôts de cône de déjection, des calcaires lacustres et des travertins d'âge quaternaire **(Fig. 73).**



Figure 73:Localisation de l'aquifère plio-quaternaire par rapport au substratum d'âge miocène supérieur dans la zone de Qantra Mdaz.

La cartographie géologique et les coupes géologiques réalisées nous ont permis d'identifier un aquifère alluviale de type multicouche. Dans le bassin de Skoura, cet aquifère recouvre une superficie importante. Il a la capacité de contenir une importante nappe d'eau libre dont la semelle est constituée par des formations marneuses d'origine marine d'âge miocène supérieur. La profondeur de cette nappe varie en fonction des épaisseurs des facies sus-jacents et des épaisseurs des couches réservoirs. Elle est alimentée directement par les eaux de pluie ou par les eaux souterraines canalisées à travers des failles transversales à partir des zones

soulevées correspondant à l'aquifère dolomitique d'âge liasique. Alors, ces aquifères alluviaux constituent un bon réservoir d'eau du fait des fractures et des interstices interconnectées entre eux où l'infiltration et la percolation sont très rapides. Ils sont mis en place à la faveur d'évènements tectono-sédimentaires.

La nappe d'eau à aquifère alluvial apparait en surface sous forme de nombreuses sources d'eau ou résurgences comme la source d'Ain Lghoul, les sources de Sidi Mahyou, Mghirta et la source de Sidi Yahia. Ces sources sourdant au niveau des contacts anormaux ou normaux assurent en grande partie l'alimentation de quelques Douars en eau potable et l'irrigation de quelques parcelles agricoles. Elle contribue aussi à la pérennité de l'Oued Mdaz.

II. Cartographie piézométrique

II.1. Etablissement des cartes piézométriques

L'étude piézométrique des bassins hydrogéologiques de Tazouta et de Skoura nécessite en premier temps l'établissement d'une carte piézométrique qui se fait en trois étapes principales : i) la détermination des altitudes des points de mesure, ii) le calcul des niveaux piézométriques, iii) l'interpolation des niveaux piézométriques calculés. En effet, pendant la période d'été (Juillet et Aout 2017), nous avons pu effectuer l'inventaire des points d'eau qui sont au nombre de 200 (puits et sources) **(Fig. 74)**. Ces points captent essentiellement la nappe d'eau superficielle des quatre aquifères correspondants respectivement aux carbonates liasiques, aux calcaires et grès du Bajocien supérieur-Bathonien, aux calcaires lacustres du Vallésien-Pliocène et aux dépôts détritiques et carbonatés du Plio-Quaternaire. Les semelles imperméables à la base des couches réservoirs sont constituées par les argiles rouges triasico-liasiques, les marnes versicolores du Bathonien et les argiles lacustres d'âge miocène et plio-quaternaire. Les points d'eaux mesurées sont essentiellement des puits captant la nappe d'eau superficielle, localisés particulièrement au sein de l'unité structurale de Tazouta. Cependant, au niveau de celle de Skoura, on constate la prédominance des sources d'eau en comparaison aux puits creusés. Il semble que la nature lithologique de l'aquifère pourtant la nappe contrôle en partie les fluctuations piézométriques.

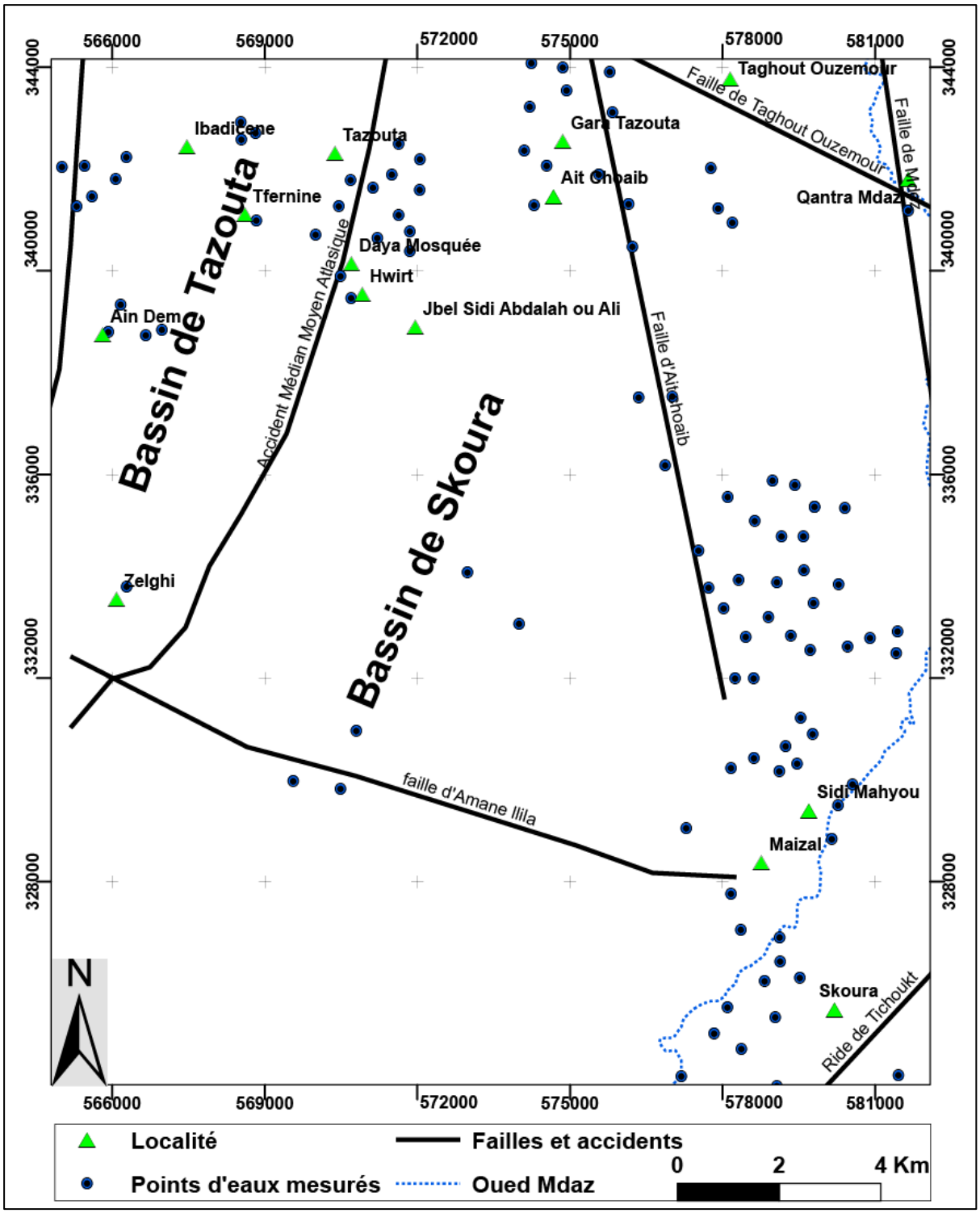


Figure 74:Carte de localisation des points d'eau (puits et sources) dans les bassins hydrogéologiques de Tazouta et de Skoura (Juin, Juillet et Aout 2017).

La mesure du niveau piézométrique dans les puits consiste à mettre la sonde électrique dans l'ouvrage pour calculer la différence de profondeur entre le niveau statique de l'eau et la surface du sol. Le niveau statique d'eau correspond à la limite de la nappe dans l'aquifère. Cette limite d'eau peut subir des fluctuations selon la recharge de la nappe qui dépend

principalement de la pluviométrie, et de l'exploitation. En parallèle à la compagne piézométrique, nous avons pu mesurer certains paramètres physico-chimiques des eaux souterraines, telle que la température, la conductivité électrique et le pH. En conséquence, pour améliorer la fiabilité du positionnement des résultats obtenus sur les cartes, il s'avère nécessaire de compléter ces travaux par le repérage des points d'eau captant la nappe en utilisant le système informatique de positionnement global (GPS). Ces données permettent l'établissement d'une carte piézométrique qui est représentée par des courbes d'égale altitude de niveau d'eau (niveau piézométrique). La schématisation de ces courbes isohypses est tracée à l'aide du logiciel de dessin par la méthode de l'interpolation.

Les cartes obtenues, en plus des cartes tectoniques, sont les principaux outils pour montrer l'importance de la fracturation dans la circulation des eaux souterraines et superficielles, ainsi pour connaitre le comportement hydrodynamique de la nappe d'eau. Pour cela, la première démarche à suivre, c'était de réaliser une compagne de relevés piézométriques avec quelques paramètres physico-chimiques tels que le pH, la conductivité électrique et la température.

II.2. Analyse de la carte piézométrique de la zone d'étude

La carte piézométrique de la zone d'étude que nous avons réalisée, montre deux principales direction d'écoulement d'eau du SW vers le NE et de l'W vers l'E. L'écoulement qui commence du SW vers le NE est généralement guidés par le passage de deux grandes lignes structurales correspondantes à l'Accident Nord Moyen Atlasique et la rampe de Tichoukt **(Fig. 75)**. Par contre l'écoulement transversal est compatible au compartimentage tectonique affectant la zone en question. En effet, l'Accident Nord Moyen Atlasique qui partage la zone en question en deux entités structurales, joue à la fois le rôle d'une zone de répartition et d'alimentation des eaux souterraines entre le bassin de Tazouta à l'ouest et le bassin de Skoura à l'Est. La présence des dômes piézométriques au sein de la zone de passage de l'Accident Nord Moyen Atlasique, qui sont défini par des courbes fermées et des lignes de courant divergentes ; indique l'importance de celui-ci dans la distribution des eaux souterraines. Toutefois, dans le bassin de Tazouta, on observe la même forme des courbes concentriques, mais cette fois avec des lignes convergentes. Ces dépressions piézométriques identifient des zones de captage d'eau **(Fig. 75).** On remarque aussi, à partir de la faille d'Ait Chaib, l'espacement des courbes piézométrique devient important et le sens de l'écoulement des eaux souterraines s'effectue de l'Ouest vers l'Est. Nous expliquons cette transformation par le changement de la couche réservoir contenant la nappe d'eau superficielle.

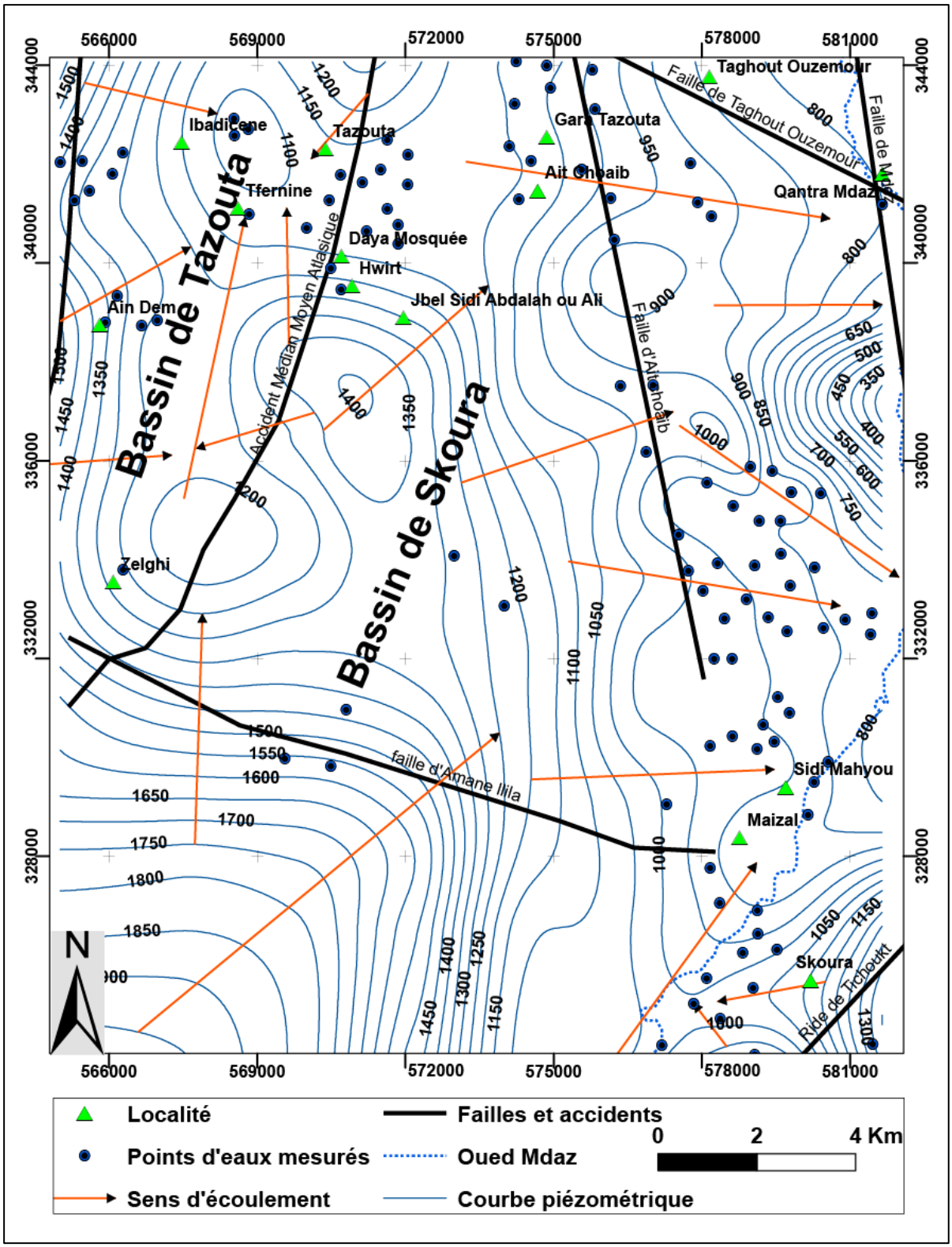


Figure 75:Carte piézométrique de la nappe d'eau superficielle de la zone d'étude (levés de Juin, Juillet et Aout 2017)

La nappe d'eau superficielle à système aquifère multicouche caractérisant la zone en question est alimentée directement par l'infiltration des eaux des précipitations et par les eaux souterraines provenant essentiellement du Causse moyen atlasique.

Enfin, l'analyse piézométrique nous a permis de mettre en évidence des écoulements de directions variables, et d'identifier les zones d'alimentation et de partage des eaux. Ces zones sont généralement représentées par les accidents tectoniques affectant les réservoirs, dont l'ossature est constituée essentiellement par les formations calcaro-dolomitiques liasiques.

II.2.1 Etude piézométrique du bassin de Tazouta

II.2.1.1 Comportement de la nappe au niveau de l'aquifère liasique

Le bassin hydrogéologique de Tazouta possède une importante nappe d'eau phréatique contenu dans l'aquifère carbonaté liasique, dont le substratum imperméable est constitué par les argiles rouges du Trias supérieur. Cet aquifère est considéré comme étant un milieu très fracturé dont les fractures jouent un rôle prépondérant dans la productivité du réservoir carbonaté et le mode de circulation des eaux souterraines.

L'analyse de la carte piézométrique, montre que le bassin hydrogéologique de Tazouta correspond à une zone de captage d'eau. De ce fait, la forme et la situation de celui-ci entre deux branches de l'Accident Nord Moyen Atlasique, assurent la recharge de la nappe superficielle contenu dans l'aquifère liasique. L'alimentation de cette nappe est favorisée soit directement par l'infiltration des eaux de pluie, soit par des eaux souterraines provenant des bordures sud, est et ouest du bassin. Ces bordures correspondent aux branches de l'Accident Nord Moyen Atlasique à bréchification, broyage et perméabilité importantes.

Dans le bassin de Tazouta, l'écoulement des eaux de la nappe superficielle se fait à partir des blocs soulevés vers les zones affaissées **(Fig. 70)**. En effet, au SE et au SW, l'écoulement s'effectue respectivement à partir du Jbel Sidi Abdellah ou Ali et Jbel Bentato en direction de Daya Tazouta et Daya Mosquée **(Fig. 76).** Il semble bien que l'axe du drainage préférentiel de cette nappe est de direction SW-NE parallèle à l'Accident Nord Moyen Atlasique. Cependant, au NW et à l'W, l'écoulement de la nappe se traduit par des écoulements latéraux en direction du bassin subsident de Tazouta. Généralement, les écoulements des eaux de la nappe superficielle convergent et s'accumulent dans la grande dépression de Tazouta (El Fartati et al., 2018b , 2019c). C'est Pour cela, nous avons y constaté que la profondeur de la nappe est très proche de la surface topographique. En outre, l'eau de la nappe accumulée au centre du bassin s'écoule vers le Nord en suivant la direction des failles subméridiennes récentes et qu'elle émerge à la surface en donnant la grande source d'eau d'Aghbalou **(Fig. 77)**. De ces constatations et résultats, la carte piézométrique montre que le bassin hydrogéologique de Tazouta correspond à une zone de captage d'eau.

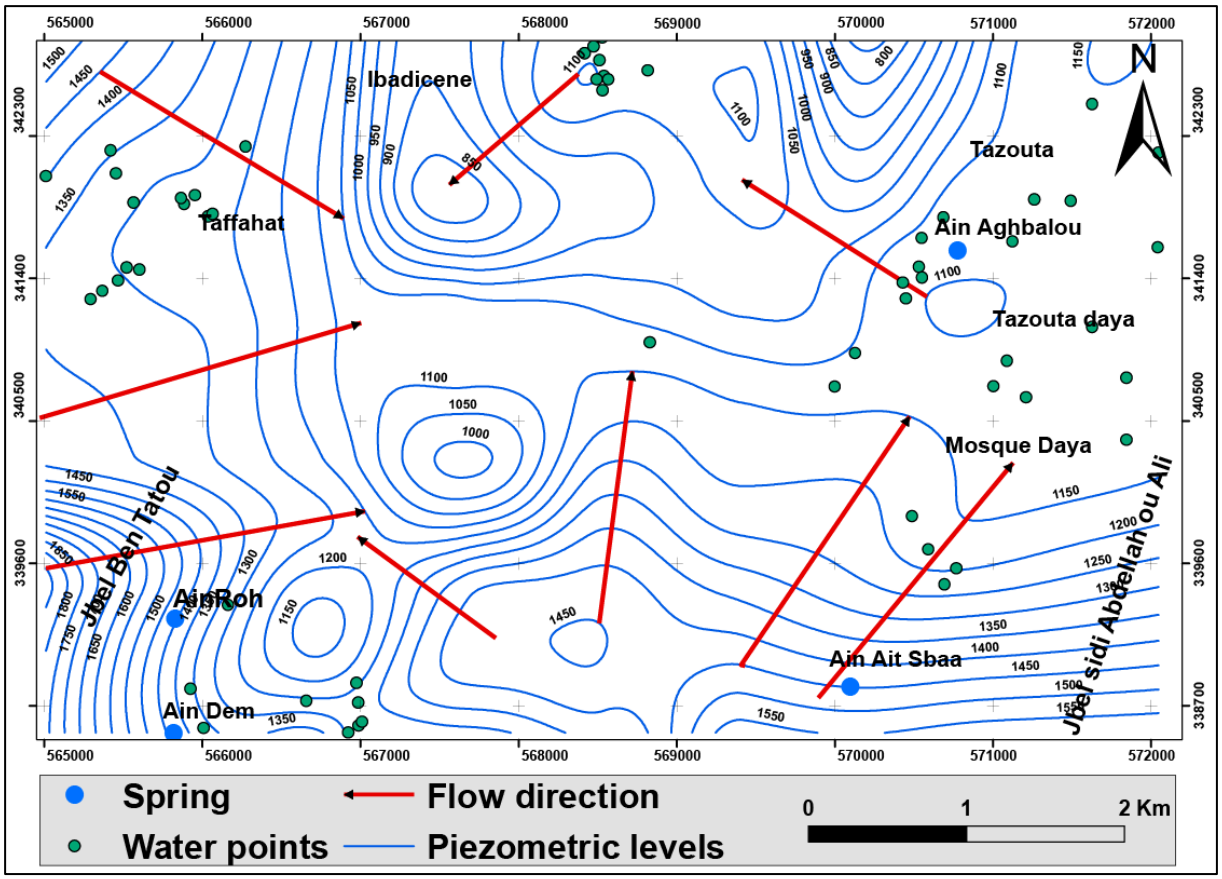


Figure 76:Carte piézométrique de la nappe d'eau superficielle du bassin de Tazouta (compagne de Juin, juillet et Aout 2017)

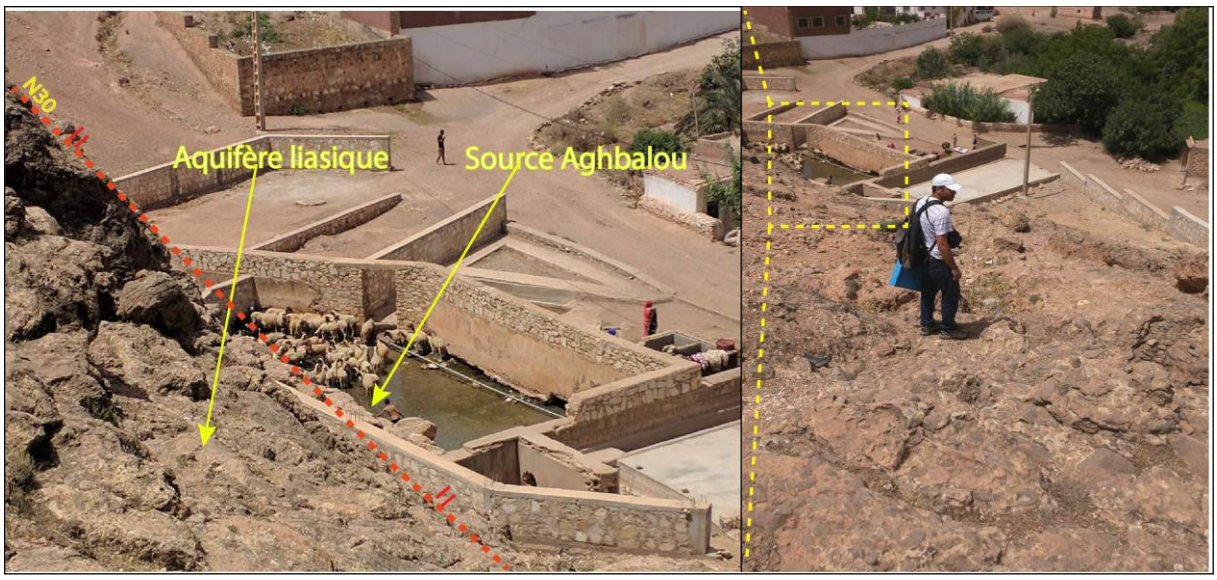


Figure 77:Emergence de la source Aghbalou au sein de l'aquifère liasique au Nord du bassin de Tazouta.

II.2.1.2 Calcul du gradient hydraulique de la nappe à aquifère liasique

Le gradient hydraulique exprime la différence de niveaux piézométriques entre deux points de la surface piézométrique par unité de longueur mesurés le long d'une ligne de courant

(Castany, 1968). Dans la pratique cette équation est exprimée par la différence piézométrique entre deux ouvrages (puits) alignés en direction de l'écoulement. Il est calculé selon l'équation suivante : $i= (H1-H2) /L$

Selon les travaux de Castany (1968), les valeurs du gradient hydraulique mesurées dans la nature sont très faibles et varient entre 0,001 à 0,00001. Ces valeurs reflètent les conditions limitées liées aux formations lithologiques hétérogènes et à la fracturation. Celles-ci influencent la vitesse d'écoulement d'eau au niveau du réservoir. Alors, l'utilisation de cette méthode est pratique seulement au laboratoire qui prend en compte la continuité et l'homogénéité du réservoir. Nous allons essayer d'appliquer cette équation dans la zone de Tazouta pour déterminer les valeurs du gradient hydraulique i :

- la zone de Sidi Abdallah ou Ali : i = (1550-1200)/1087 ; i= 0, 32 ; **i= 32%**
- la zone de Jbel Bentato : i = (1850-1400)/949,8 ; i=0,47 ; **i= 47%**
- Taffahat i = (1400-1100)/1261,8 ; i=0,23 ; **i= 23%**
- Tiffernine i = (1400-1200)/904 ; i=0,22 ; **i= 22%**

A la bordure SE, notamment au niveau de la zone de Sidi Abdallah ou Ali, le gradient hydraulique dépasse les **30%**. Cette valeur indique que cette zone correspond à une zone de recharge et de répartition des eaux. Entre autres, la zone de Jbel Bentato située au SW de la carte, est considérée aussi comme une zone de recharge. Au niveau de ces deux zones d'alimentation qui assurent la recharge de la nappe, la vitesse d'écoulement d'eau est très rapide car la pente de la surface piézométrique est très élevée. Vers le centre du bassin de Tazouta (Taffahat et Tiffernine), le gradient hydraulique ne dépasse pas les **23%**, ce qui indique que la vitesse de l'écoulement est plus au moins faible. Cette diminution de la vitesse provient normalement de la saturation de la nappe en eau et au fléchissement de la pente de la surface piézométrique. L'ensemble de ces résultats nous a permis de déduire que la nappe à aquifère liasique de Tazouta est alimentée à partir des blocs soulevés, et le sens d'écoulement d'eau est dirigé vers le centre mais avec des vitesses variées.

II.2.2 Etude piézométrique du bassin de Skoura

Le bassin hydrogéologique de Skoura est limité à l'ouest par une grande ligne structurale correspondant à l'Accident Nord Moyen Atlasique. Elle est matérialisée par une faille chevauchante de direction moyenne N30 où affleurent parfois les argiles rouges et les basaltes triasiques. Le bloc chevauché situé vers ce bassin, montre la série sédimentaire d'âge allant du Lais inferieur au Quaternaire avec un pendage des couches variant de 20° à 75° vers l'Est. Cette géométrie des couches favorise un écoulement des eaux souterraines et de surface vers

l'axe du bassin de Skoura traversé par l'Oued Mdaz selon une direction N-S. la ligne structurale tracée par l'A.N.M.A divise la zone d'étude en deux entités hydrogéologiques en constituant une zone importante de partage des eaux souterraines. Une partie des eaux s'écoule vers l'Ouest où elle alimente la nappe à aquifère calcaro-dolomitique du bassin de Tazouta et l'autre s'écoule vers l'Est pour alimenter tous les aquifères du bassin de Skoura.

A la lumière de cette étude, le bassin hydrogéologique de Skoura englobe au moins quatre aquifères. Les couches aquifères sont constituées successivement par les carbonates liasiques, les grés du Bathonien, les calcaires lacustres du Vallésien et les dépôts fluvio-lacustres du Plio-Quaternaire. Le substratum de chaque couche réservoir (aquifère) est représenté respectivement de bas vers le haut par les argiles rouges triasico-liasiques, les marnes versicolores du Bathonien, les argiles lacustres d'âge vallésien et les marnes du Miocène. La zone en question est affectée par un réseau de failles qui ont joué un rôle prépondérant dans l'infiltration et le drainage en assurant l'alimentation inter et intra-aquifère. La nappe d'eau superficielle de Skoura, dont la recharge correspond à la pluviométrie cumulative du bassin versant de l'Oued Mdaz, est alimentée aussi à partir de la nappe liasique de Tazouta et de Tichoukt par le biais des plans de failles NW-SE, ENE-WSW et N-S.

Il semble bien que la diversité lithologique des aquifères va influencer directement les écoulements des eaux souterraines et aussi l'infiltration. Alors, Il est nécessaire de mettre en évidence le comportement hydrodynamique de la nappe au niveau de chaque aquifère, la relation qui existe entre eux et leur relation avec la nappe liasique de Tazouta. La carte piézométrique que nous avons réalisée en été 2017, illustre les principaux axes de drainage de la nappe superficielle. Généralement, la nappe d'eau couvrant le bassin de Skoura s'écoule vers Oued Mdaz en direction E-W et SW-NE **(Fig. 78).**

La valeur du gradient hydraulique calculé au niveau de la ride Tichoukt est de **15%** et de **24%** à l'Est du bassin (zone de captage). Ces deux valeurs reflètent un écoulement plus au moins rapide. Par contre au niveau d'Ait Chaib, le gradient hydraulique ne dépasse pas **6%** ce qui traduit un écoulement très faible. Il est peut être due à la présence des formations argileuses ou sableuses qui colmatent les interstices et les pores de la roche réservoir.

II.2.2.1 Comportement de la nappe au niveau de l'aquifère liasique

Le bassin de Skoura est limité au Sud par la rampe de Jbel Tichoukt, dont le jeu chevauchant de direction N30 est d'âge vallésien et pliocène inferieur, due à la compression majeure NW-SE (Charrière, 1990 ; Hinaje, 2004). Cette limite est constituée en terme lithologique par des

argiles rouges d'âge triasique, intercalées parfois par des basaltes tholéiitiques. L'ensemble est surmonté par des formations dolomitiques du Lias inférieur. Cette formation peut contenir une nappe d'eau, dont la semelle imperméable est formée par la couche argileuse du Trias supérieur.

L'analyse de la carte piézométrique du bassin de Skoura montre au niveau de cette aquifère que les allures des isopièzes sont concentriques et serrées ce qui confirme un écoulement d'eau rapide et convergeant vers la vallée de l'Oued Mdaz **(Fig. 78)**. Alors, l'écoulement de cette nappe liasique se fait en partie à partir du SE vers le NW. La puissance des formations liasiques qui forment un réservoir important d'eau, assure d'une part la permanence de l'Oued Mdaz et d'autre part l'alimentation du village de Skoura en eau potable. Cette nappe à aquifère liasique se dégorge à la surface en donnant de nombreuses sources d'eaux, parmi la plus importante est la source de Tadout.

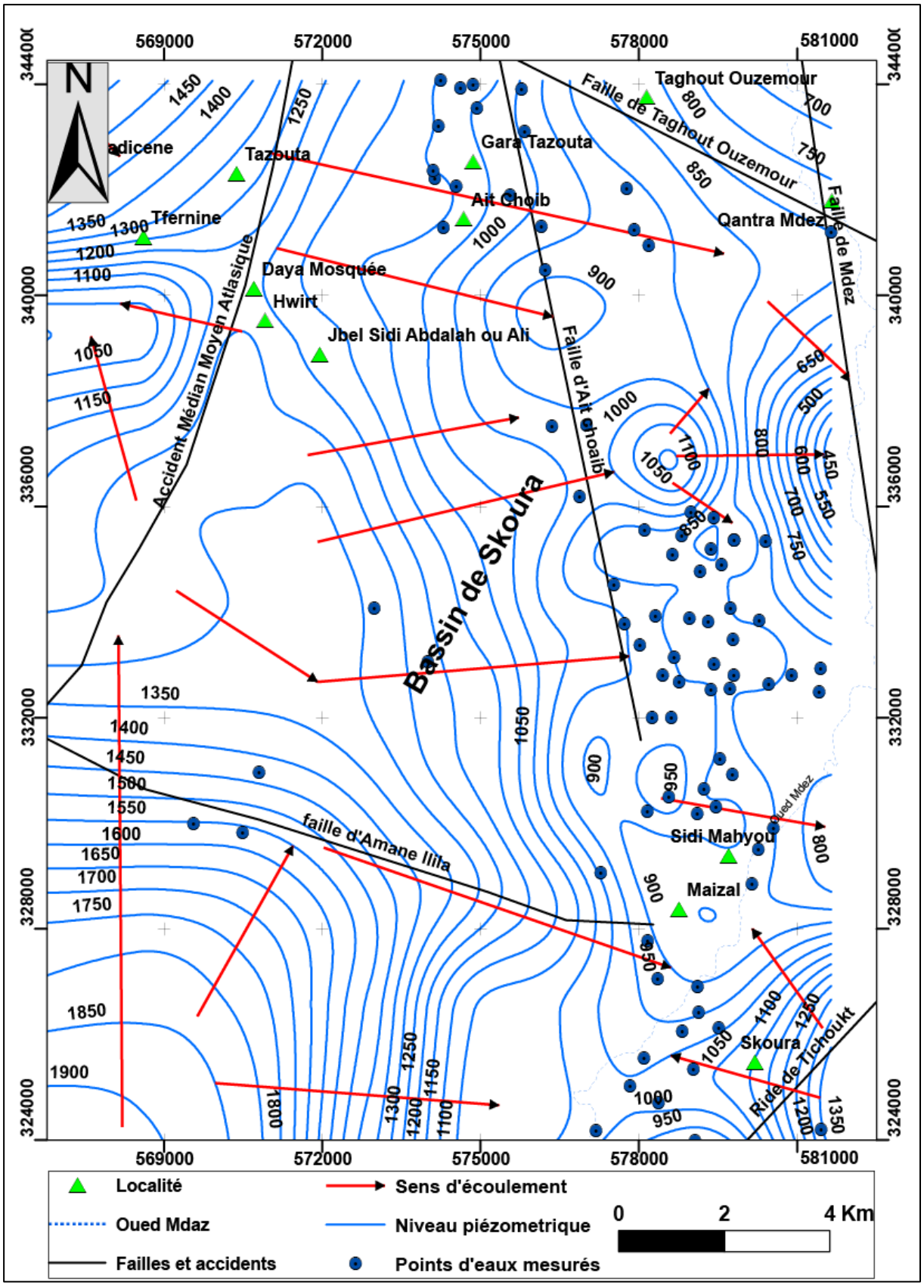


Figure 78:Carte piézométrique de la nappe d'eau superficielle du bassin de Skoura (compagne de Juin, Juillet et Aout 2017)

La recharge de cette nappe à aquifère liasique s'effectue normalement par des infiltrations directes des eaux de précipitations efficaces et aussi à partir de l'eau de la fonte des neiges. Par sa position et son altitude, la rampe de Tichoukt est considérée parmi les zones de recharge en eaux les plus importantes dans le Moyen Atlas, car elle favorise à la fois l'alimentation de la nappe liasique de Skoura et constitue une ligne de partage des eaux entre les écoulements souterraines qui se font vers le Nord en direction de la zone subsidente de Skoura et ceux qui se font vers le Sud en direction du synclinal d'El Mers.

II.2.2.2 Comportement de la nappe au niveau de l'aquifère bathonien

Au SW et au NE du bassin versant de l'Oued Mdaz, les formations bathoniennes qui affleurent à la surface sont constituées par des couches gréseuses intercalées par des couches imperméables des marnes versicolores. Cette alternance a permis d'établir un aquifère multicouche dont le substratum correspond aux marnes versicolores. Dans ce système hydrogéologique à aquifères gréseux et à inter-lits marneux imperméables, on assiste à des écoulements verticaux et latéraux de la nappe d'eau superficielle qui assure en même temps des intercommunications par drainance.

D'après la carte piézométrique de Skoura, nous avons pu identifier le mode de la circulation des eaux dans ce système aquifère, et d'établir l'axe principal d'écoulement de la nappe superficielle. En effet, au SW du bassin hydrogéologique de Skoura, les courbes piézométriques présentent une concavité vers le NE, ce que nous interprétons par un écoulement de la nappe vers la zone subsidente du bassin. Aussi, Elle est caractérisée par une protubérance ou dôme piézométrique avec des lignes de courants divergeant vers les zones avoisinantes. Alors, elle révèle l'existence d'une zone d'alimentation qui assure l'approvisionnement en eau de la nappe plio-quaternaire et par la suite l'Oued Mdaz. Nous concluons alors que, la nappe contenue dans les grès du Bathonien de la zone SW du bassin, s'écoule dans toutes les directions (S-N, SW-NE et W-E). Entre autre, au contact de la ligne structurale d'Amane Llila, l'écoulement diverge en direction de l'Oued Mdaz suivant le plan de la faille orientée N120. Par conséquent, l'écoulement de direction W-E vers la vallée d'Oued Mdaz ; favorise l'émergence de nombreuses sources d'eau comme la source Tanhrourte et la source Tannoute. Ces sources assurent la régularité et la pérennité de l'Oued Mdaz. Cependant, au NE du bassin, l'allure des courbes isopièzes sont parallèles au passage de la faille de Taghout Ouzemour ; ce qui traduit un écoulement de direction W-E **(Fig. 78)**. Cet écoulement se converge en direction de l'Oued Mdaz suivant le plan de cette faille. Le

pendage de l'aquifère bathonien vers le Sud, favorise l'alimentation aussi de la nappe profonde liasique située au Sud du bassin **(Fig. 79)**.

La recharge de la nappe au niveau de cet aquifère bathonien s'effectue soit à partir des infiltrations directes des eaux de précipitations, soit à partir des eaux souterraines provenant du SW et du NW. Celles-ci proviennent des décharges de l'aquifère liasique du causse moyen atlasique. Signalant que la recharge de la nappe à aquifère bathonien est plus importante au SW que celle du NE. Ces infiltrations se font grâce à la combinaison conductrice et le rapprochement entre les deux systèmes aquifères bathonien et liasique. La propagation du flux de la nappe converge directement vers le lit de l'Oued Mdaz qui est un affluent majeur d'Oued Sebou.

II.2.2.3 Comportement de la nappe au niveau de l'aquifère vallésien d'Ajdir Ahbari

A l'aval du bassin de Skoura et particulièrement à l'Est de Qantra Mdaz, l'extension des formations continentales fluvio-lacustres d'âge vallésien est très réduite. Ces formations ont la capacité de contenir une nappe d'eau locale, dont le substratum est constitué par des argiles à nodule calcaires de même âge. Cette formation aquifère est recouverte par les marnes du Miocène supérieur. L'absence des points d'eaux captant cette nappe d'eau superficielle au niveau de l'aquifère vallésien et notamment dans la zone d'Ajdir Ahbari, ne nous a pas permis malheureusement de compléter l'établissement de la carte piézométrique. D'après la carte piézométrique déjà réalisée de la **figure 78**, on remarque la même allure des isopièzes que celle de l'aquifère bathonien ; c'est-à-dire, l'écoulement de la nappe converge vers le plan de la faille de Taghout Ouzemour en alimentant l'Oued Mdaz. Cette faille a joué un rôle primordial dans la formation des bassins sédimentaires vallésien et miocène, et également dans la géométrie des aquifères. Egalement, l'écoulement au niveau de cet aquifère est contrôlé par le pendage des couches calcaires vers le SW et le SSW, divergeant les écoulements des eaux vers la zone effondrée du bassin de Skoura. L'association de ces deux facteurs tectono-lithostratigraphiques contribue à un écoulement d'eau convergeant vers la vallée de l'Oued Mdaz. Cependant, une partie des eaux écoulées vers le SW, favorise l'alimentation de la nappe profonde de même aquifère vallésien **(Fig. 79)**. La nappe phréatique contenue dans cet aquifère n'affleure pas en surface à cause d'une part à l'extension limitée des calcaires vallésiens, et au pendage de cette couche qui s'ennoie sous les dépôts miocènes d'autre part. L'alimentation de cette nappe se fait par des infiltrations directes des eaux de précipitations et par intercommunications entre les différents aquifères.

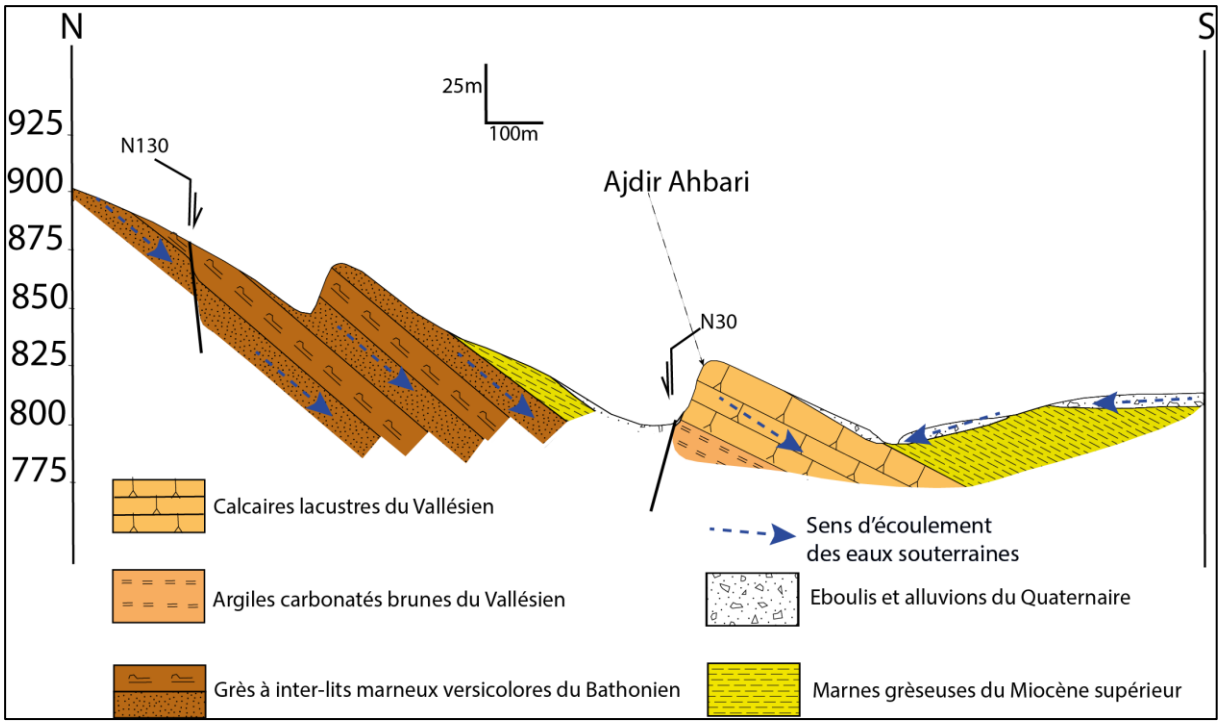


Figure 79:Coupe géologique traversant la zone d'Ajdir Ahbari illustrant l'extension de l'aquifère vallésien et bathonien à nappes d'eaux libres et captives superposées.

II.2.2.4 Comportement de la nappe au niveau de l'aquifère plio-quaternaire

Les dépôts continentaux fluvio-lacustres et travertineux d'âge plio-quaternaire couvrent une grande superficie du bassin subsident de Skoura. Ces formations, par leur puissance et leur extension, peuvent contenir une importante nappe d'eau, dont le substratum imperméable est constitué par les niveaux marneux du Miocène supérieur. L'analyse de la carte piézométrique du bassin de Skoura, nous a permis de constater que les courbes piézométriques sont plus au moins parallèles aux grands accidents tectoniques **(Fig. 78)**. Ainsi, l'espacement élevé des courbes piézométriques traduit des écoulements très faibles. Ceux-ci se font du NW vers le SE et aussi de l'W vers l'E. Ces écoulements convergent vers la vallée de l'Oued Mdaz où ils se dégorgent à la surface en donnant de nombreuses sources d'eau ou exsurgences. Ces sources apparaissent grâce au recoupement de certaines failles de directions variées ; exemple de la faille N170 de Mdaz et la faille N 170 d'Ait Chaib. Celles-ci contribuent respectivement à l'émergence de la source de Sidi Yahia et la source de Tit N'Tazert **(Fig. 80)**. La recharge de cette nappe plio-quaternaire s'effectue soit directement à partir des infiltrations des eaux provenant des précipitations et de la fonte des neiges, soit verticalement et latéralement à partir des eaux souterraines de la nappe liasique des deux bassins de Tazouta et de Skoura. L'alimentation latérale à partir du bassin hydrogéologique de Tazouta se fait le long des plans de failles normales de directions N80 à N130. Ces failles sont responsables du transport et de

la vidange du réservoir dolomitique de la nappe liasique de Tazouta vers l'aquifère plio-quaternaire de Skoura, manifestées également par de nombreuses exsurgences.

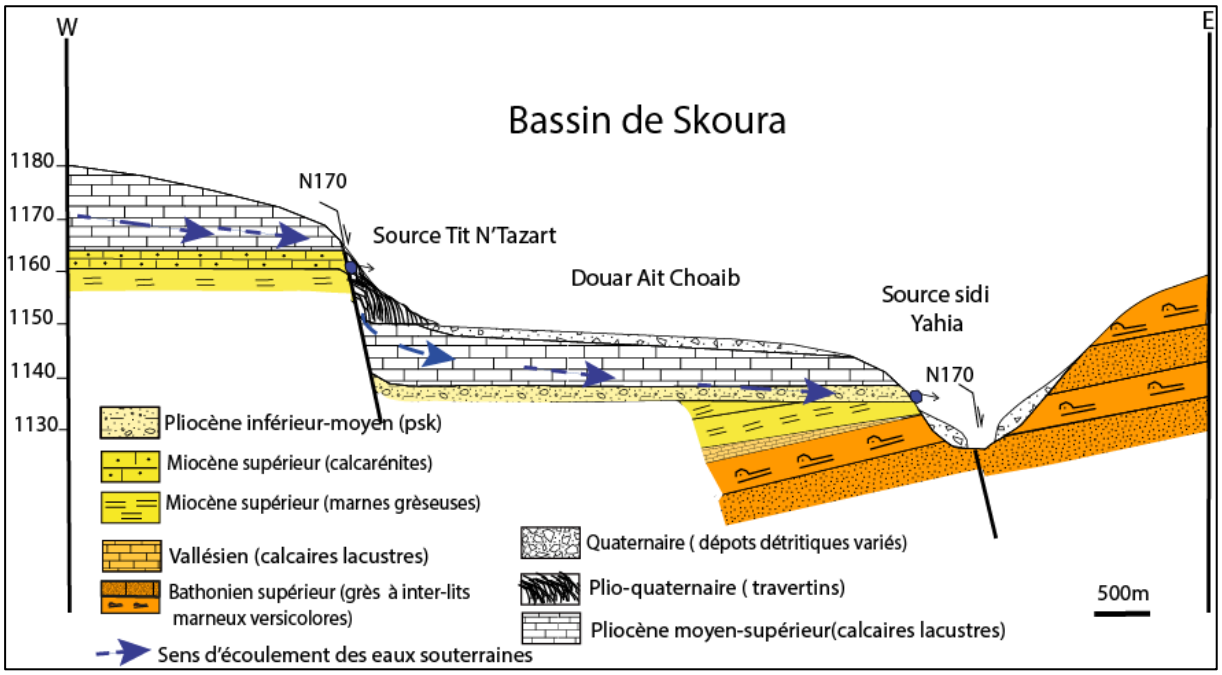


Figure 80:Coupe géologique montrant l'écoulement des eaux souterraines au niveau de l'aquifère plio-quaternaire dans le bassin de Skoura

II.3 Relation entre la nappe d'eau superficielle et l'écoulement de l'Oued Mdaz

Les bassins hydrogéologiques de Tazouta et de Skoura possèdent l'un des principaux affluant de l'Oued Sebou. Cet affluant se situe au S du bassin versant de Sebou, dont la vallée est orientée N-S. Il prend sa naissance à partir des sources en amant qui émergent une quantité importante d'eau au niveau de la ride liasique de Tichoukt. Cependant, un tronçon orienté NW-SE de l'Oued Masser, participe aussi à l'écoulement de l'Oued Mdaz. L'ensemble de ces ressources en eau assure la pérennité et la régularité de ce dernier.

Durant la compagne piézométrique que nous avons réalisée pendant l'été 2017, nous avons constaté tout au long du lit fluviatile d'Oued Mdaz, que la majorité des sources en eau apparaissent dans la rive gauche de sa vallée. Ceci du fait que la nappe d'eau existe dans un niveau plus élevé que le niveau de drainage de l'Oued. En effet, le long de l'axe du lit fluvial, les affleurements des dépôts néogènes et quaternaires recouvrent l'ensemble de la vallée, dont l'épaisseur varie de l'amant vers l'aval. Vers l'amont, à côté du village de Skoura, le niveau d'écoulement d'eau de l'Oued Mdaz est localisé plus bas que le niveau des eaux de la nappe à aquifère liasique et la nappe à aquifère plio-quaternaire. Notons que la source d'eau à aquifère liasique de Tadout qui donne naissance à plusieurs cascades, se situe sur une altitude de

1392m, c'est-à-dire à une hauteur presque de 200m du niveau de l'Oued. Ces résultats indiquent que le niveau de la nappe d'eau est plus élevé par rapport au niveau de l'écoulement de l'Oued Mdaz. Ces constations nous ont permis de conclure que la pérennité de l'Oued Mdaz est assurée en grande partie par la recharge de la nappe phréatique.

La plupart des sources qui émergent au niveau de la vallée Mdaz, sont situées dans des zones de recoupement de la faille Mdaz orientée N170. Cette faille d'âge quaternaire moyen-récent (Hinaje, 2004 ; El Fartati et al., 2019a) constitue l'axe préférentiel de l'écoulement de l'Oued. L'émergence de ces sources au niveau de la vallée est aussi favorisée par l'affleurement du substratum imperméable constitué par les marnes jaunes du miocène supérieur, qui est plus élevé que le niveau de l'Oued.

En aval du bassin de Skoura, le substratum de l'Oued Mdaz est constitué en terme lithologique par les formations bathoniennes. Leur basculement avec un pendage de 20° à 70° pourrait perturber l'écoulement de l'Oued Mdaz. En effet, les niveaux imperméables constitués par les marnes versicolores, vont renverser et réorienter le sens d'écoulement des eaux souterraines vers le sud. Ceci contribue à l'alimentation de la nappe profonde située au Sud. La construction actuellement (**2020**) d'un nouveau barrage sur Oued Mdaz en aval du contact des dépôts bathoniens et miocènes, doit prendre en compte la géologie de la zone. Ceci du fait qu'une quantité des eaux de la retenue de ce barrage va s'infiltrer et percoler vers le sud suivant le sens de pendage. Ce qui engendrera après, une augmentation du niveau piézométrique de la nappe d'eau superficielle et par la suite la fonction de l'Oued Mdaz deviendrai drainante. La construction du barrage Mdaz, ne servira pas la recharge vers le Nord de la nappe phréatique de Sais ; à cause du basculement des couches imperméables du Bathonien vers le SW et le SSW. Mais, il va contribuer à l'alimentation de tous les aquifères des bassins hydrogéologiques de Tazouta et de Skoura. Actuellement, le fleuve Mdaz dans son parcours n'est pas drainant, mais il favorise l'accumulation d'eau émergée de la nappe, en particulier la nappe plio-quaternaire. Celle-ci alimente en eau ce fleuve Mdaz.

III. Distribution spatiale des paramètres physico-chimiques des eaux de la nappe superficielle

L'étude de l'évolution spatiale des paramètres physico-chimiques est basée sur l'ensemble des techniques qui permettent de déterminer les caractéristiques physiques et chimiques de l'eau de la nappe superficielle de la zone d'étude. En effet, ces propriétés sont en grande partie influencées par la nature lithologique de la roche réservoir et des couloirs faillés de

circulation des eaux. C'est pour cela que les études lithostratigraphiques et les études structurales sont la base fondamentale de l'étude et la prospection hydrogéologique.

La circulation des eaux dans un milieu poreux ou fissuré, provoque leurs enrichissements en éléments dissous. Les échanges et les transferts entre les compositions chimiques des aquifères et celles des eaux dépendent de plusieurs variables qui sont la vitesse de percolation (écoulement souterrain), le temps de séjour, le coefficient d'emmagasinement et la profondeur du niveau piézométrique (Castany, 1968). Sachant que, l'étude de la réaction eau-aquifère permet d'identifier le parcours et le sens d'écoulement d'eau ainsi que son origine. Ainsi, la compagne piézométrique que nous avons réalisée, nous a permis d'identifier les valeurs de trois paramètres physico-chimiques qui sont la température, le pH et la conductivité électrique. Les résultats obtenus à partir de cette compagne, nous ont permis d'établir les cartes de répartitions de ces paramètres pour chaque unité hydrogéologique.

III.1. Les caractéristiques physico-chimiques des eaux de la nappe superficielle dans le bassin de Tazouta

III.1.1. Température

La température est un paramètre physique important qui caractérise le comportement des écoulements des eaux souterraines. Elle constitue non seulement un élément déterminant des conditions de recharge de l'aquifère, mais elle influence aussi les réactions hydro-chimiques par la solubilité des éléments minéraux contenus dans la roche réservoir. De ce fait, l'augmentation de la température de l'eau pourrait influencer la qualité des eaux souterraines.

Normalement, la variation de la température des eaux souterraines dépend essentiellement de la profondeur du niveau piézométrique et la nature lithologique de l'aquifère ainsi qu'aux régimes des eaux. De manière générale, plus la profondeur du niveau piézométrique est élevée, plus la température des eaux souterraines sera élevée aussi. La carte de distribution des températures de la zone en question, montre que les eaux souterraines provenant de Jbel Bentato et Jbel Sidi Abdellah ou Ali où s'accumulent des fontes de neiges sont moins froides par rapport à celles qui s'accumulent dans le Daya Tazouta et le Daya Mosquée. De ce fait, au cours de la compagne de mesures, nous avons constaté que dans les ouvrages où le niveau piézométrique de la nappe d'eau liasique s'approche de celui de la surface topographique, les valeurs de température sont plus au moins élevées ; variant entre **13°C et 19°C**. Cependant, tout au long de deux branches de l'Accident Nord Moyen Atlasique qui correspondent respectivement aux zones de Taffahat et Ain Dem, les valeurs des températures enregistrées

varient entre **21**°C et **25**°C **(Fig. 81)**. Nous expliquons ces variations dans ces deux zones, par le rapprochement des couches argilo-basaltiques triasiques et celles du socle schisteux ; qui provoquent un réchauffement des eaux souterraines. Donc une relation directe existe entre la température, la profondeur du niveau des eaux souterraines et la nature des roches a été constatée. Ainsi, l'exploitation excessive par pompage de la nappe phréatique dans le Moyen Atlas en général et la zone d'étude en particulier, peut provoquer dans le futur un abaissement du niveau du toit de la nappe. Ceci va influencer la qualité et le chimisme des eaux souterraines par rapprochement des eaux en contact avec les couches argilo-évaporitiques triasiques et celles du socle. Le lien associant la température avec le niveau piézométrique peut permettre un meilleur guide pour l'évaluation de la qualité des eaux souterraines.

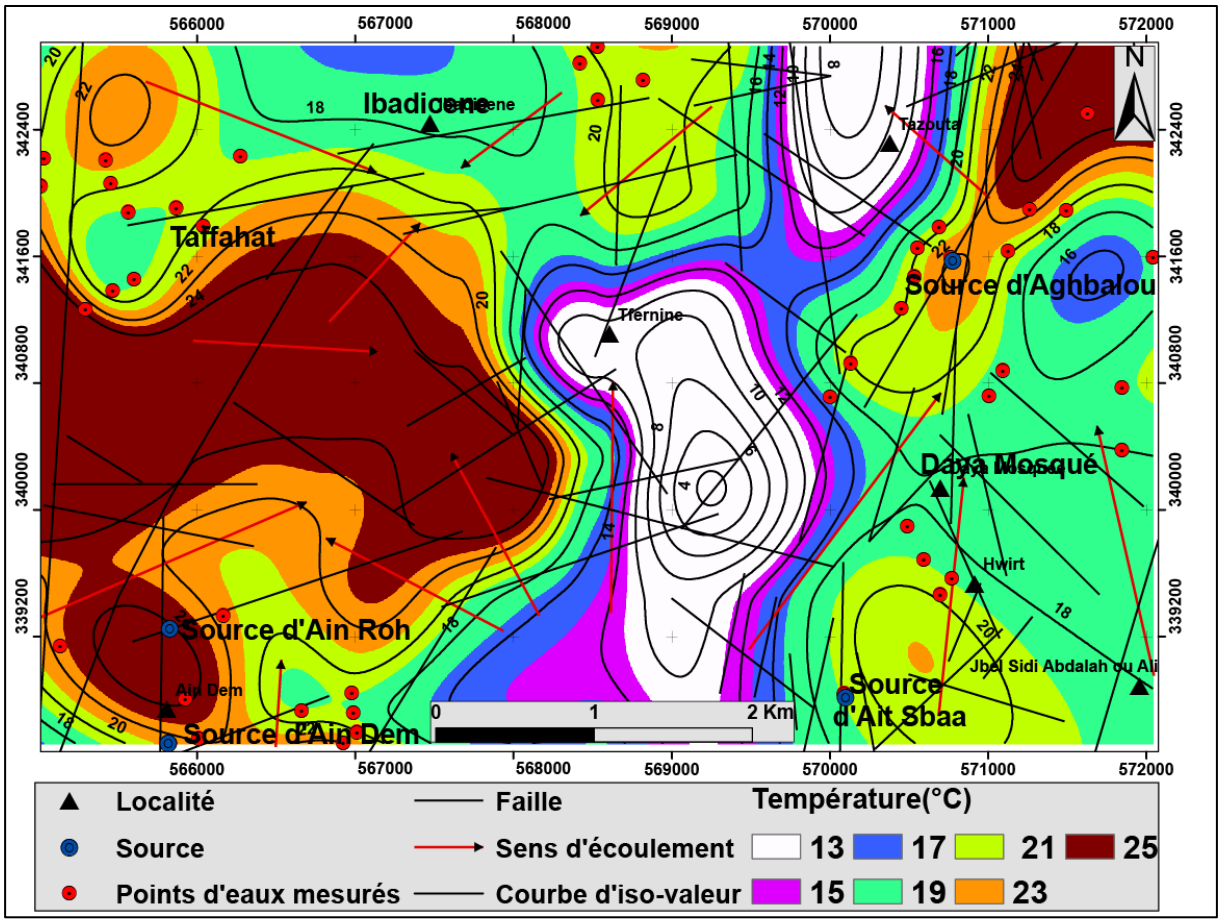


Figure 81:Distribution spatiale des températures dans les eaux souterraines du bassin de Tazouta (mesures des mois de Juin, Juillet et Aout 2017).

III.1.2. pH

Sur le terrain, nous avons mesuré le pH dans les eaux des puits et des sources qui sourdent la nappe d'eau superficielle. La carte de distribution du pH que nous avons réalisé, caractérisant la nappe de Tazouta, montre que les eaux souterraines de celle-ci possèdent un pH variant

entre **6,5 et 8.5 (Fig. 82)**. Le pH des eaux traversant les roches carbonatées liasiques (sources Aghbalou et Ait Sbaa) est plus au moins alcalin. Par contre celles qui circulent au contact des couches argilo-évaporitiques et basaltiques du Trias supérieur (sources de Ain Dem, d'Amhmaj et Zarrab) présentent un pH plus au moins acide (**6-6.5**). Ces formations affleurent le long du passage des accidents majeurs comme l'A.N.M.A et la faille de Jbel Ben Tatou. Étant donné que la lithologie de la couche réservoir a une influence sur la qualité des eaux souterraines et que la pollution est plus au moins absente ; donc les variations que nous avons relevées sont le résultat de la lithologie des strates et le broyage au niveau des failles. Celles-ci présentent des injections triasiques d'argiles rouges évaporitiques qui jouent le rôle de « **Jacquette** » à colmatages imperméables, et qui contaminent les eaux de la nappe en éléments chimiques (gypse et sel).

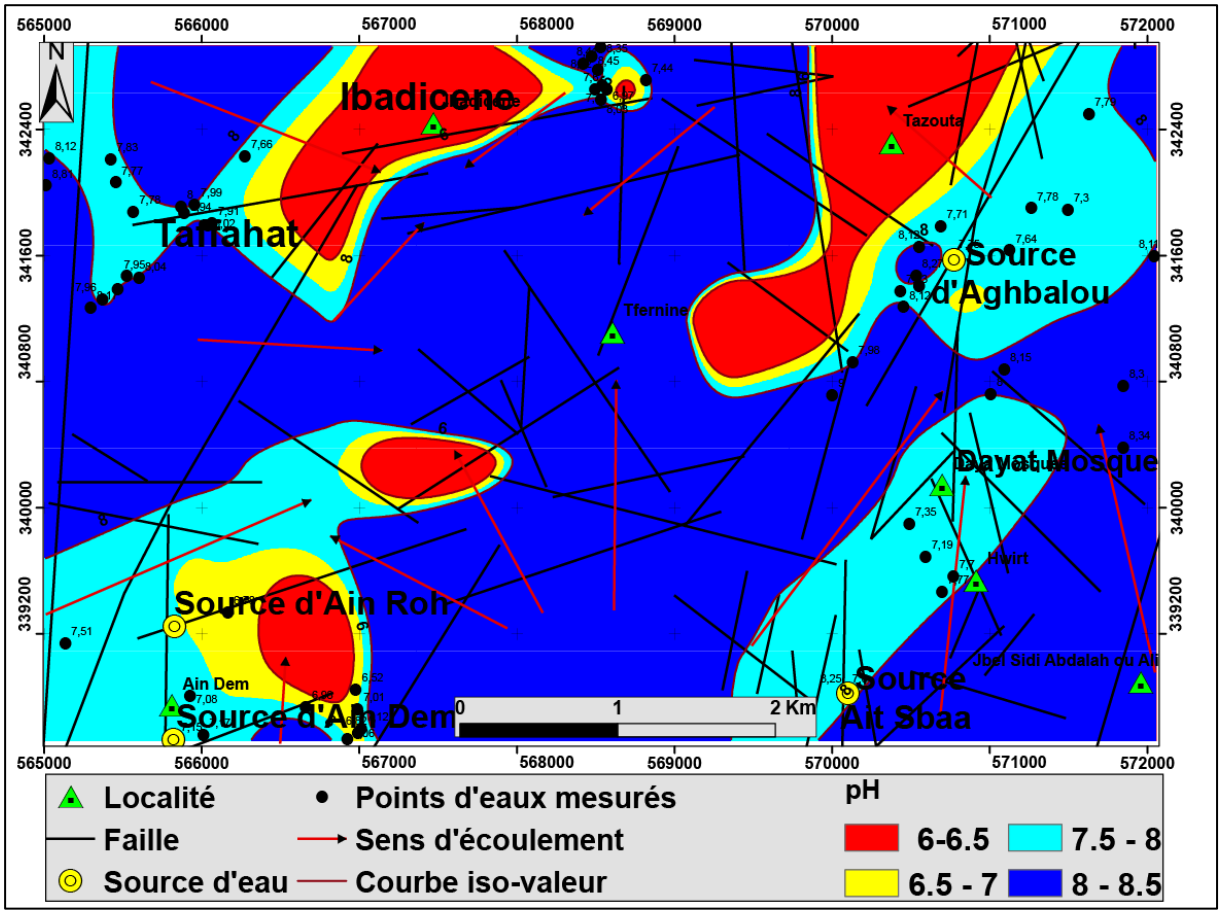


Figure 82:Carte du pH de la nappe d'eau liasique de la zone de Tazouta (levés de Juin, Juillet et Aout 2017) superposée à la carte de la fracturation.

III.1.3. Conductivité électrique

La conductivité électrique exprime la capacité de l'eau à conduire le courant électrique. Les mesures de celle-ci permettent d'évaluer la minéralisation globale de l'eau (Rodier, 1996).

Nous avons effectué les mesures durant le mois de Juin, Juillet et Aout 2017, sur des échantillons d'eau prélevés sur place dans les puits et les sources. Les résultats obtenus sont représentés sur la carte de la **figure 83**.

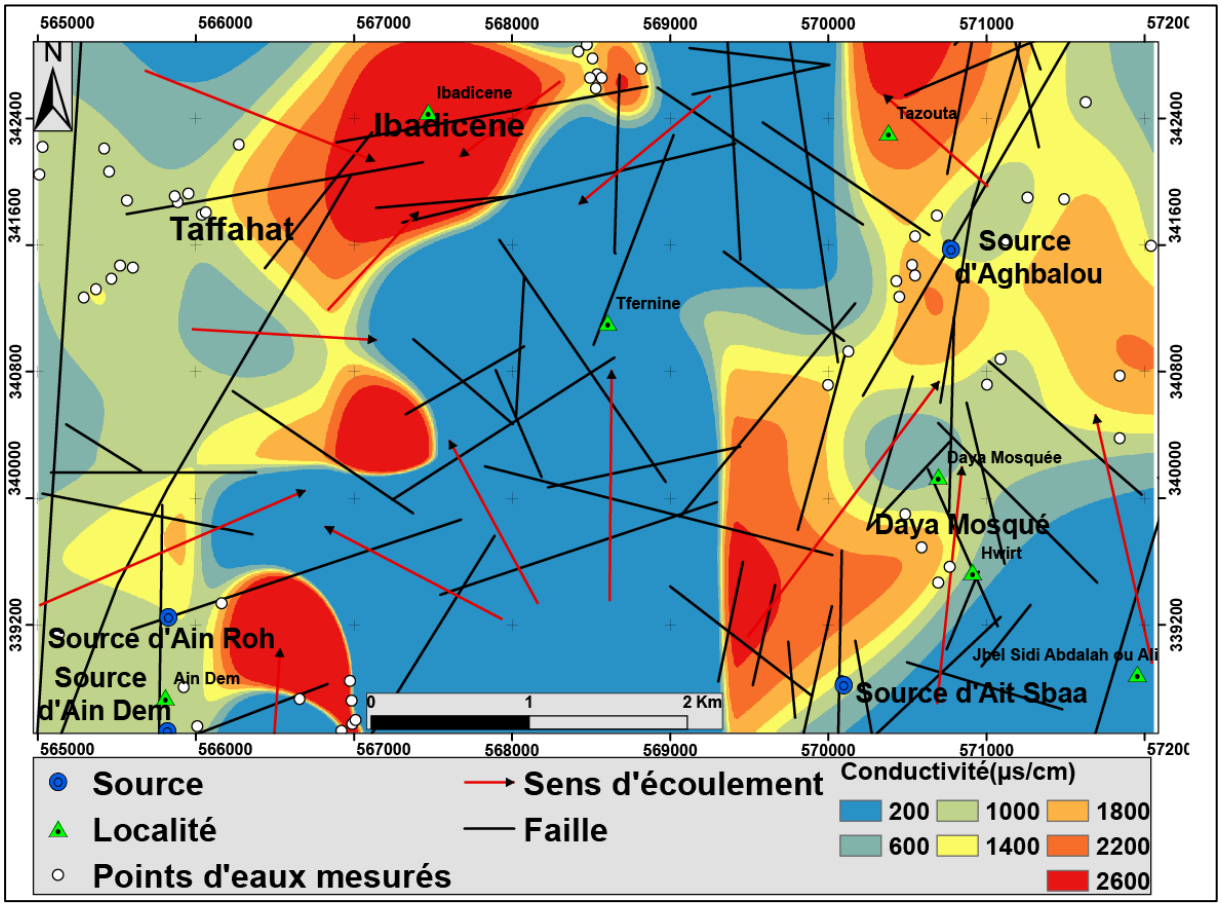


Figure 83: carte de la conductivité de la nappe d'eau liasique de la zone de Tazouta (mesures de juillet 2017) superposée à la carte de la fracturation.

La carte de distribution de la conductivité électrique des eaux de la nappe de Tazouta, montre que celles-ci sont caractérisées par des valeurs qui varient entre **600** et **2600** µs/cm (**Fig. 83**). La zone de Daya Tazouta est caractérisée par une plage de conductivité faible variant entre **600** et **1400** µs/cm. Ces valeurs reflètent une faible minéralisation des eaux souterraines. Vers l'Ouest de la zone en question, la conductivité devient très élevée notamment en se rapprochant du douar d'Ain Dem où elle dépasse les **2600** µs/cm. Au NW, dans la région d'Ibadicene, qui correspond au passage de la faille de Jbel Ben Tatou, la valeur de la conductivité dépasse **2400** µs/cm. Ces variations sont liées, à notre avis, à la teneur élevée des sulfates et des chlorures de sodium dissous, provenant des argiles rouges évaporitiques du Trias supérieur. Généralement, la concentration des éléments dissous est très élevée (forte

conductivité) dans le cas où les eaux souterraines sont en contact avec les dépôts triasiques argilo-évaporitiques qui affleurent le long des passages des grandes failles.

III.2. Les caractéristiques physico-chimiques des eaux de la nappe superficielle dans le bassin de Skoura

III.2.1 Température

Pour caractériser la température des eaux souterraines, nous avons procédé à des mesures et une analyse de plusieurs paramètres physico-chimiques (conductivité électrique, pH et température) de la nappe d'eau souterraine. Ces paramètres physico-chimiques sont mesurés par un conductivimètre multifonction, directement les échantillons d'eau que nous avons prélevé soit des sources soit des puits. La **figure 84** ci-dessous représentant la distribution spatiale de la température des eaux souterraines de la nappe superficielle de Skoura. Celle-ci montre que la totalité du bassin est caractérisée par une plage de température moyenne variant entre **13°C et 23°C**. En effet, en parallèle à l'Accident Nord Moyen Atlasique et la rampe de Tichoukt, la température des eaux est très faible par rapport à celle enregistrée au centre du bassin. Par conséquence, on note que l'altitude a une influence directe sur la variation de la température des eaux souterraines dans la zone en question. Du fait d'une part de la diminution de la température atmosphérique et d'autre part de l'infiltration des eaux très froides des fontes des neiges. Les faibles températures des eaux au niveau de la zone de passage de l'A.N.M.A et la rampe de Tichoukt, qui coïncident avec des zones de recharge, sont expliquées par l'élévation du niveau piézométrique caractérisant ces zones de rampes surélevées. Cependant, dans la zone subsidente de Skoura, la température des eaux souterraines provenant des zones surélevées augmente progressivement en fonction de leur cheminement, à l'exception du douar Sidi Mahyou et Maizel où la température ne dépasse pas **17°C**. Celle-ci peut être lié à la nature lithologique du terrain traversé ou autrement dit l'aquifère. Alors, le changement de l'aquifère peut provoquer soit l'augmentation ou l'abaissement de la température des eaux souterraines de la nappe superficielle. Egalement le scellement de l'aquifère par les couches marneuses miocènes ou calloviennes, provoque une augmentation des températures. De ce fait, le déplacement des eaux de l'aquifère calcaro-dolomitique liasique vers l'aquifère conglomératique et calcaire lacustre, est marqué par une augmentation progressive de la température des eaux souterraines. Le rapprochement des eaux souterraines de la nappe superficielle de Skoura au sein de l'aquifère plio-quaternaire peut intervenir aussi comme étant un facteur déterminant dans l'augmentation de leur température.

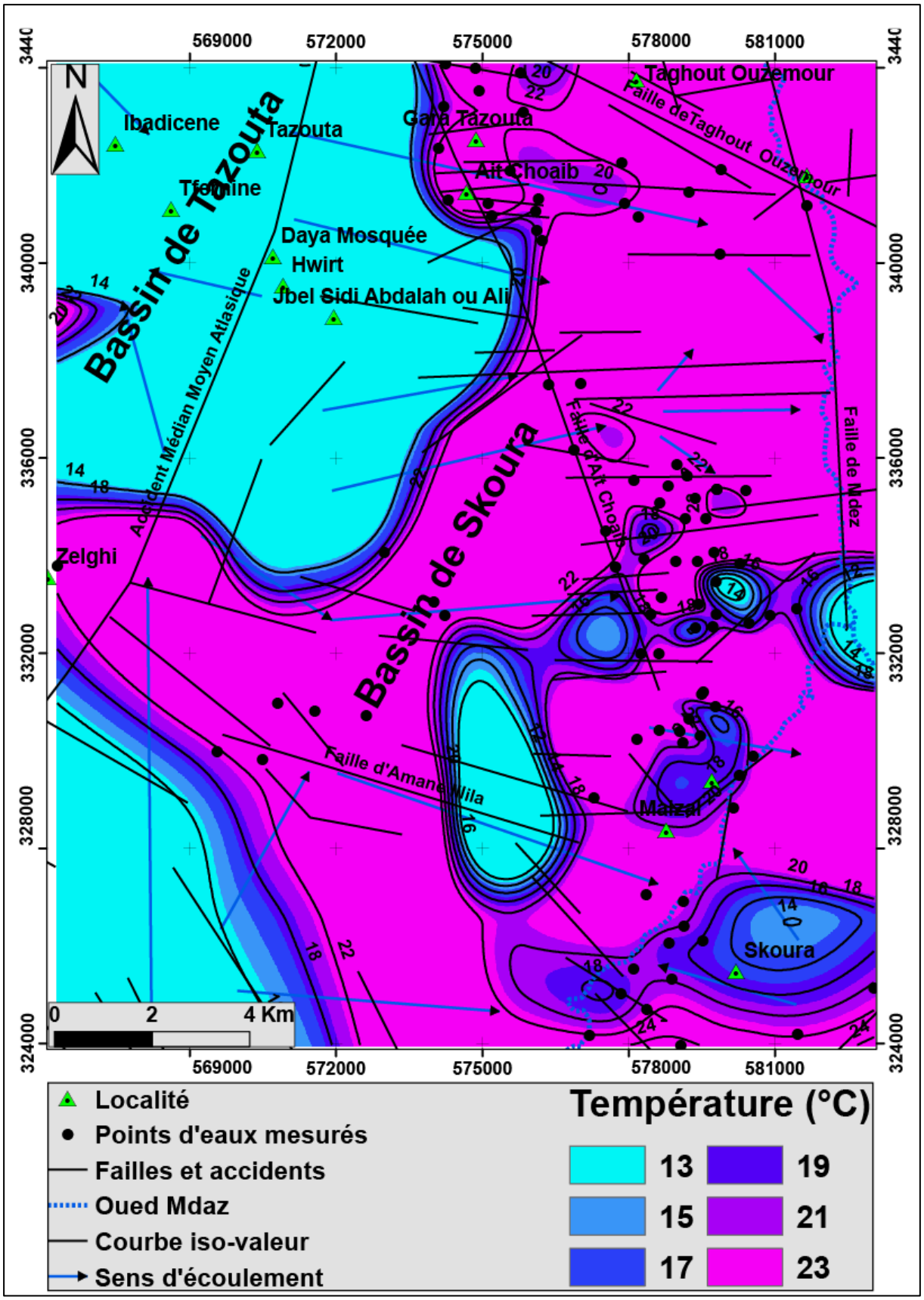


Figure 84:Distribution spatiale des températures dans les eaux souterraines du bassin de Skoura (levés de Juin, Juillet et Aout 2017).

III.2.2 pH

La carte de répartition du pH des eaux souterraines de la nappe superficielle du bassin hydrogéologique de Skoura, montre que les valeurs de pH enregistrées au niveau des puits et des sources captant cette nappe, varient entre **6** et **9 (Fig. 85)**. Généralement, la valeur du pH des eaux souterraines s'affaiblit en fonction du sens d'écoulement. Elle décroit à partir des blocs surélevés vers les blocs affaissés. Ceci est expliqué du fait que l'eau traverse diverses formations géologiques au cours de son cheminement, ce qui favorise l'enrichissement en éléments dissous. Les eaux qui alimentent les nappes, provenant de la pluviométrie et de l'enneigement, sont naturellement acides car elles contiennent l'acide carbonique. Leurs contacts avec les roches les enrichies en ions par dissolution, ce qui les rend neutres à basiques. En effet, à l'Ouest du bassin, à partir du passage de l'A.N.M.A et en parallèle au sens d'écoulement centripète, la valeur du pH des eaux souterraines varie entre 5 et 7. Cette variation coïncide avec la présence d'un niveau de décollement de la couverture traisico-laisique sur le socle paléozoïque sous l'effet de paliers de chevauchements (Charrière, 1990 ; Hinaje, 2004). L'affleurement des argiles rouges et parfois des basaltes triasiques au niveau de cette faille chevauchante de direction N30 est probablement responsable de cette anomalie de pH. Cependant, dans la zone subsidente, on observe que la valeur du pH tend vers la neutralité ; reflétant ainsi une faible minéralisation des eaux souterraines et indiquant l'importance de l'aquifère plio-quaternaire dans le raffinage des eaux provenant de l'Ouest. Egalement, tout au long de la partie aval de la vallée de l'Oued Mdaz, on note une diminution progressive de la valeur du pH qui varie entre **4** à **6**. Cette variation est probablement provoquée par les eaux souterraines provenant du côté est, à travers l'Oued Masser.

L'analyse de la carte de distributions du pH de la nappe superficielle de Skoura, nous a permis aussi de révéler que les eaux souterraines qui circulent au niveau de l'aquifère gréseux d'âge bathonien, ont un pH plus au moins alcalin variant entre **8** et **9**. Ces résultats permettent de déduire que la nature lithologique de l'aquifère et le régime des eaux souterraines sont deux paramètres principaux d'une meilleure évaluation du chimisme des eaux souterraines.

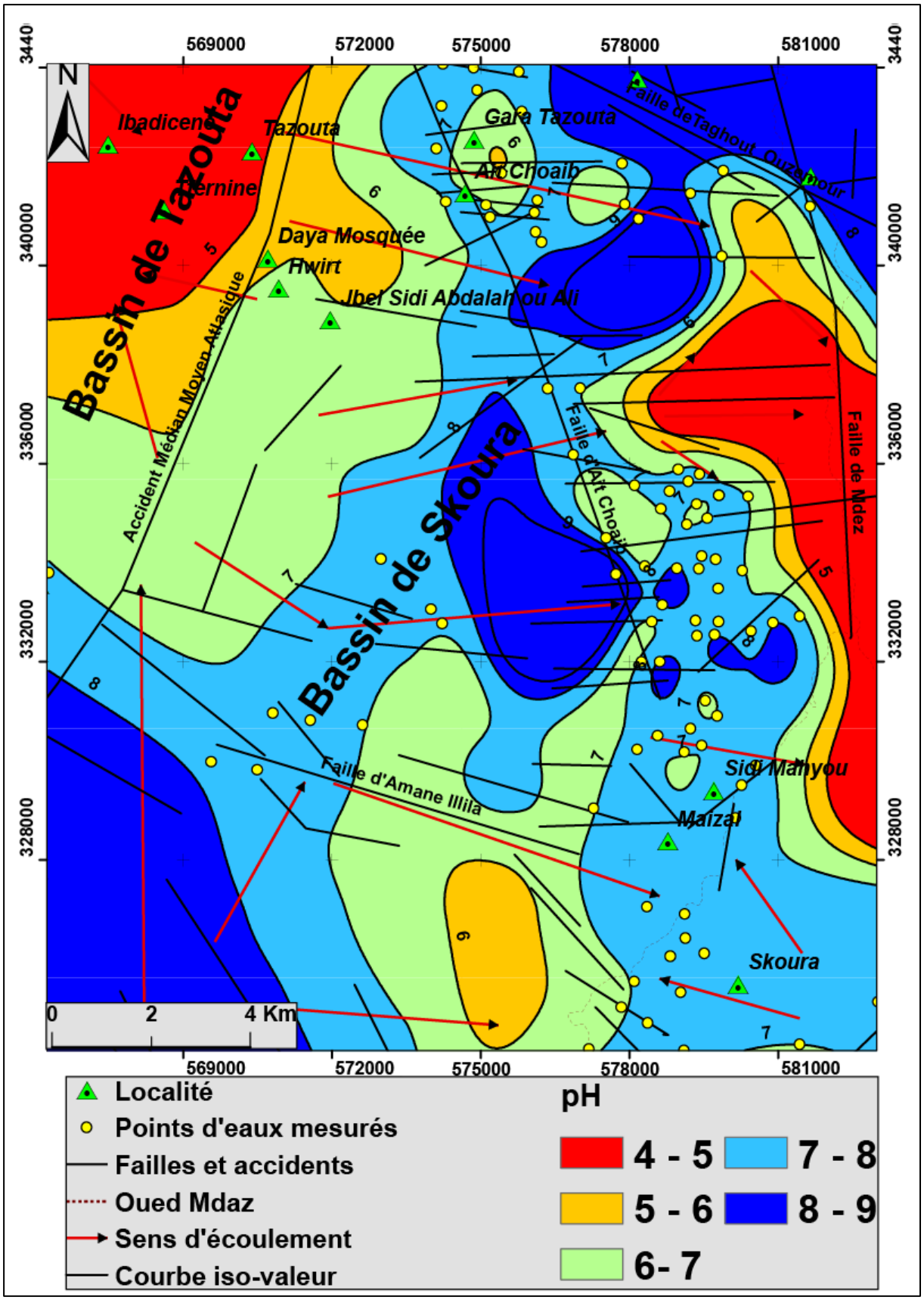


Figure 85:Carte du pH de la nappe d'eau superficielle de la zone de Skoura (mesures de Juin, Juillet et Aout 2017) superposée à la carte de la fracturation.

III.2.3 Conductivité électrique

Dans la zone de Skoura, les valeurs enregistrées de la conductivité électrique des eaux souterraines de la nappe superficielle varient généralement entre **300 à 3000 µs/cm (Fig. 86)**. La carte de distribution de celles-ci qui a été réalisé à partir les mesures que nous avons effectuées pendant le mois de Juillet 2017, nous a permis de cartographier 3 principales parties de conductivité électrique. La première se caractérise par une plage de conductivité électrique variant entre **300 à 1500 µs/cm**, traduisant une minéralisation très faible. Celle-ci recouvre presque la totalité du bassin à l'exception des zones de Maizel et Sidi Mahyou. De ce fait et à partir de l'analyse de la carte, nous proposons les interprétations suivantes :

- les eaux souterraines circulant au sein des aquifères liasiques, néogènes et plio-quaternaires montrent des valeurs plus au moins faibles de conductivité entrant dans les normes de potabilités d'eaux ;
- au centre du bassin, on observe une anomalie de conductivité électrique pouvant atteindre **3000 µs/cm.** Cette valeur élevée est juxtaposée aux affleurements des dépôts lagunaires du Callovien, constitués par des marnes à gypse. Ceci explique que la circulation des eaux souterraines en contact de ces formations évaporitiques donne une concentration élevée de certains éléments dissous ;
- avec l'absence de sources de pollution liée à l'activité anthropique, l'augmentation de la conductivité électrique est souvent due au lessivage des formations marneuses et argileuses à gypses du Callovien et du Trias ;
- en plus de l'influence de la lithologie des terraines traversés, l'intensité des failles caractérisant la zone de Sidi Mahyou, par leur broyage tectonique, peuvent permettre la précipitation des éléments dissous transportés par les eaux provenant des zones avoisinantes, dont la concentration est accentuée par l'évaporation. l'augmentation de la conductivité peut être due aussi à la présence des plans de failles minéralisées en oxyde de fer ou de manganèse cachetés par les dépôts récents (EL Fartati et al., 2019c, d). ;

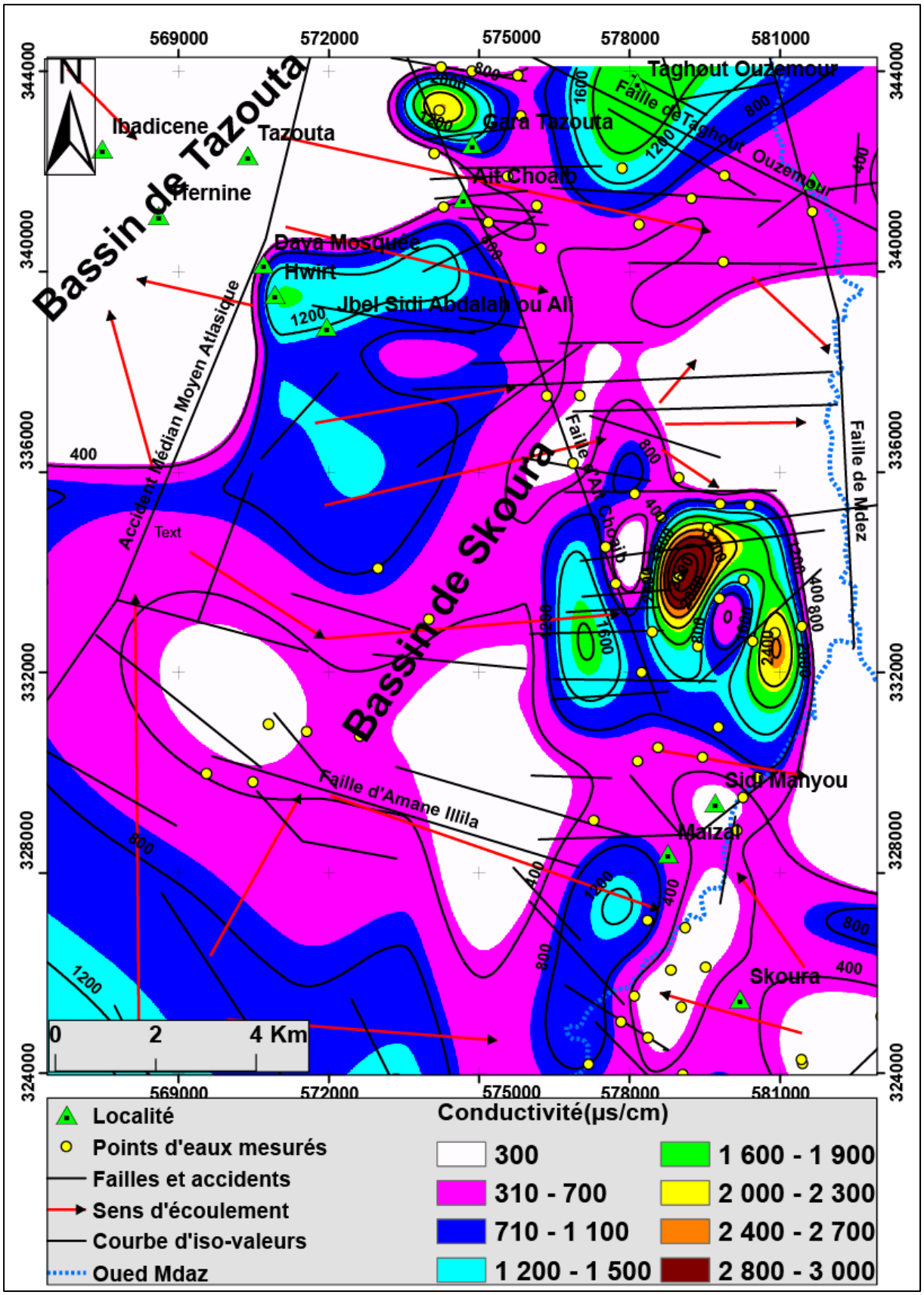


Figure 86:Carte de la conductivité électrique de la nappe d'eau superficielle de la zone de Skoura (mesures de Juin, Juillet et Aout 2017) superposée à la carte des failles.

- au SW et au NE du bassin où les dépôts bathoniens affleurent, on note une légère augmentation de la conductivité électrique ; variant entre **1200** et **1900 µs/cm**. Celle-ci nous a permis de déduire que la variation de la conductivité électrique caractérisant la zone de Skoura est contrôlée en premier temps par le changement de la lithologie de la roche réservoir, et pourrait être lié aussi à la fluctuation et la profondeur du niveau piézométrique de la nappe phréatique. Ces variations peuvent être liées soit au lessivage des dépôts gréseux du bathonien riches en oxyde de fer, soit au lessivage des zones à broyage tectonique. Ces deux facteurs tectono-lithostratigraphique peuvent agir sur la concentration des éléments chimiques dissous qui provoquent les variations de la conductivité électrique des eaux souterraines (EL Fartati et al., 2019c, d).

Conclusion

Dans les bassins de Tazouta et Skoura qui font partie du Moyen Atlas plissé, la compagne cartographique et les analyses hydrogéologiques que nous avons réalisées en 2017, nous ont permis d'identifier au moins quatre systèmes aquifères. Il s'agit de l'aquifère liasique qui recouvre la totalité du bassin hydrogéologique de Tazouta et la partie amont de celui de Skoura. Cependant, les aquifères bathonien, vallésien et plio-quaternaire occupent seulement la zone de Skoura. L'écoulement de la nappe d'eau superficielle transite d'un aquifère à l'autre, mais il est cantonné plus au niveau des aquifères liasique et plio-quaternaire, vu leurs extensions et leur volumes en tant que réservoirs. Le substratum de cette nappe est constitué respectivement par des formations argileuses d'âge triasique, les formations marneuses d'âge bathonien, les formations argileuses d'âge vallésien et les formations marneuses d'âge miocène supérieur.

L'analyse de la carte piézométrique établit à partir des relevés que nous avons effectués, montre qu'elle se caractérise par des écoulements multidirectionnels. En effet, au niveau du bassin de Tazouta qui correspond à une zone effondrée limitée par les deux branches de l'Accident Nord Moyen Atlasique, l'écoulement de la nappe à aquifère liasique se fait du SW vers le NE suivant les plans de failles subméridiennes. Ce bassin correspond à une zone de captage d'eau assurant la recharge de la nappe d'eau superficielle. Dans le bassin de Skoura, comprenant au moins quatre aquifères, les écoulements des eaux souterraines suivent deux principales directions convergeant vers l'Oued Mdaz. De ce fait, un écoulement du SW vers le NE caractérisant notamment la partie aval du bassin hydrogéologique, matérialise le compartimentage tectonique en blocs étagés. Le deuxième sens d'écoulement du l'Ouest vers

l'Est couvrant la partie médiane du bassin déploie à la fois le compartimentage tectonique, le recoupement des failles transversales et le pendage général des couches. L'ensemble des résultats obtenus confirme le rôle de la tectonique cassante affectant les couches réservoirs dans la recharge et la répartition des eaux souterraines. L'étude piézométrique de la nappe d'eau superficielle de Tazouta-Skoura montre la relation conductrice et capacitive qui existe non seulement entre les aquifères appartenant à la zone d'étude, mais aussi avec ceux des zones environnantes, notamment l'aquifère liasique du causse moyen atlasique. La combinaison entre ces différents systèmes hydrogéologiques se fait par l'intermédiaire des plans de failles orientées fréquemment N80 à N130. Celles-ci favorisent aussi leur communication avec le cours d'eau principal de l'Oued Mdaz de direction N-S. L'alimentation de ce dernier est assurée par les eaux souterraines de la nappe qui émergent à la surface sous forme de nombreuses sources.

Les eaux souterraines des nappes superficielles de Tazouta et de Skoura sont généralement caractérisées par une plage de conductivité variant entre **200** et **3000µs/cm** et une température moyenne allant de **13 à 25°C**. Dans la totalité de ces bassins, la conductivité reste dans la gamme de la potabilité des eaux, à l'exception des zones d'Ain Dem, de Maizel et de Sidi Mahyou, où les valeurs sont très élevées. Ceci est dû à la présence d'une forte concentration des éléments dissous provenant des couches aquifères. A notre avis, ces anomalies sont liées respectivement aux lessivages des dépôts argilo-évaporitiques d'âge triasique et des marnes à gypse du Callovien. Elles peuvent être également dues aux passages des eaux dans les zones de failles à broyage intense. Notons que, dans la zone d'étude, la température légèrement élevée agit directement sur la concentration minérale des eaux souterraines, ce qui confirme que c'est un paramètre intrinsèque dans ce processus hydrochimique. Ainsi, la température élevée et la présence des dépôts évaporitiques jouent un rôle important dans la variation de la conductivité des eaux souterraines. Quant au pH, les points d'eaux mesurés enregistrent des valeurs situées entre **5 et 9**. Les variations de ce paramètre physique sont souvent liées à la nature lithologique de l'aquifère traversé par les eaux puisqu'il y a absence presque totale des sources de pollution.

En outre, nous concluons que les eaux emmagasinées dans les roches carbonatées et les roches gréso-conglomératiques ont un pH et une conductivité électrique plus au moins dans les normes de potabilité. Par contre celles qui circulent au contact des couches argilo-évaporitiques, basaltiques et marneuses à gypses, présentent des valeurs anormales dépassant les seuils de potabilité des eaux.

PARTIE IV : INFLUENCE DE LA TECTONIQUE CASSANTE SUR LA CIRCULATION DES EAUX ET L'EMERGENCE DES SOURCES D'EAU DANS LE BASSIN HYDROGEOLOGIQUE DE TAZOUTA ET DE SKOURA

Chapitre 1 : Tectonique cassante affectant les bassins hydrogéologiques de Tazouta et de Skoura et son influence sur les écoulements des eaux souterraines et superficielles

Introduction

Les bassins hydrogéologiques de Tazouta et de Skoura, faisant partie du Moyen Atlas plissé, sont caractérisés par une série lithostratigraphique comportant un socle schisteux ordovicien, une couverture allant du Trias supérieur au Bathonien-Callovien, des formations sédimentaires marines du Miocène et des dépôts continentaux du Plio-Quaternaire. Ces dernières couches renferment une nappe d'eau libre dont les réserves sont primordiales dans la région de Sefrou-Boulmane. Etant donné que tous les aquifère possèdent une structure guidée par des failles, l'analyse de la fracturation affectant les formations faisant partie du système hydrogéologique est nécessaire. Cette analyse va nous permettre d'identifier la recharge de la nappe phréatique et la répartition spatiale des eaux, en limitant l'extension de la couche aquifère. Egalement, elle nous permettra d'expliquer la répartition des sources (résurgences) et de prévoir le niveau d'eau dans les puits et sondages. En effet, la variation des directions des failles résultant d'une tectonique polyphasée se succédant du Miocène jusqu'à l'Actuel, favorise un écoulement des eaux souterraines généralement des compartiments soulevés vers les zones affaissées. Celles-ci correspondent à des effondrements tectono-karstiques limitées par des failles. Après la longue période de sécheresse qui a touché le Maroc, les écoulements des eaux deviennent cantonner le long des plans de failles non colmatées. Celles-ci jouent le rôle de conduits hydrauliques souterrains.

L'identification des différents aquifères d'eau par leur configuration et par leur structure doit être complétée par la caractérisation des différentes structures faillées limitant la zone d'étude. De ce fait, un réservoir d'eau souterrain ou aquifère n'est qu'un milieu discontinu où les pores, les vides et les fractures peuvent se connecter entre eux dans le sens d'écoulement de l'eau souterraine. Ce réservoir a deux fonctions principales qui sont le stockage (emmagasinage d'eau) et la libération des eaux dans le sens d'écoulement. Ces deux actions sont groupées sous le terme de coefficient d'emmagasinement souterrain de l'eau (Castany, 1982). Alors, un milieu ou un réservoir très fracturé possède un coefficient d'emmagasinement très élevé. Il semble bien que l'écoulement souterrain de l'eau est

étroitement lié à l'intensité de la fracturation. C'est pour cela que l'étude hydrogéologique de la zone en question doit être complétée par une analyse tectonique.

Dans ce chapitre, nous allons mettre en évidence l'importance hydrogéologique de la fracturation dans la répartition spatiale des écoulements des eaux souterraines et de déterminer les propriétés capacitives et productives de chaque réservoir d'eau.

La superposition de la carte piézométrique réalisée pendant l'été 2017, et celle de la fracturation**,** nous a permis de montrer l'influence des différentes structures cassantes sur les écoulements des eaux souterraines. Cette superposition nous permet également d'interpréter le sens d'écoulement dans la zone d'étude, en relation avec les directions des failles. Cette approche nous permettra aussi de déterminer les zones adéquates au captage des eaux.

I. Identification des structures tectoniques favorisant la circulation des eaux souterraines dans le bassin de Tazouta

I.1. Influence de la tectonique cassante sur la circulation des eaux souterraines dans l'aquifère carbonaté

Le bassin hydrogéologique de Tazouta possède une importante nappe d'eau phréatique contenu dans l'aquifère carbonaté liasique. Le substratum imperméable de celle-ci est constitué par les argilites rouges du Trias. Cet aquifère est considéré comme étant un milieu très fracturé dont les fractures jouent un rôle prépondérant dans la productivité du réservoir carbonaté et le mode de circulation des eaux souterraines. Pour cela l'étude hydrogéologique doit être associée à une analyse tectonique des structures cassantes **(Fig. 87).**

Par sa situation proche de la zone de passage de L'Accident Nord Moyen Atlasique, la formation du bassin hydrogéologique de Tazouta est liée aux jeux multiples des failles appartenant à divers épisodes tectoniques néogènes et quaternaires (Hinaje, 2004 ; El Fartati et al., 2019a). Ces épisodes se succèdent du Miocène supérieur jusqu'à l'actuel. Ils sont responsables de la génération de quatre familles de failles principales de directions moyennes N130, N80 à N90, N30 à N45 et N170 à N20. Ces failles polyphasées à multi-jeux, dont l'un des jeux est normal, ont permis la structuration du bassin en plusieurs blocs étagés. Ce compartimentage tectonique en horsts et grabens, facilite l'écoulement des eaux des compartiments soulevés vers les compartiments affaissés.

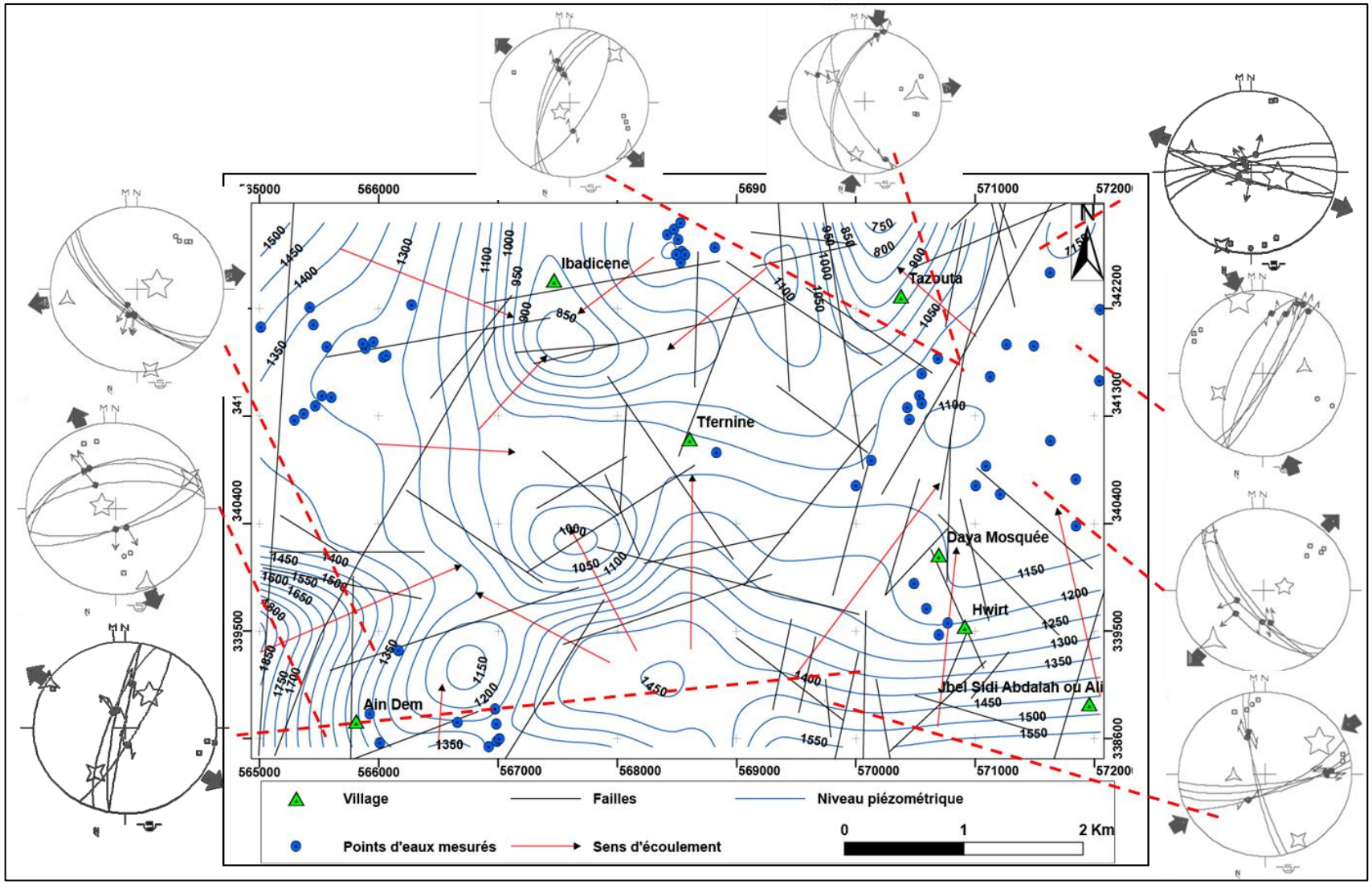


Figure 87:Carte piézométrique du bassin de Tazouta (Juillet et Aout 2017) superposée avec celle de la fracturation et principaux épisodes tectoniques enregistrés

L'analyse de la carte piézométrique superposée avec celle de la fracturation, nous a permis d'en sortir les résultats suivants (El Fartati et al., 2021)(**Fig. 87) :**

- les courbes piézométriques sont parallèles à obliques avec la majorité des fractures affectant le bassin en question. En effet, les isopièzes sont de même direction à sécantes avec les grandes lignes structurales, tel que l'Accident Nord Moyen Atlasique orienté N20 à N45, des failles N80 à N90 et des failles subméridiennes ;
- l'écoulement des eaux de la nappe est généralement perpendiculaire à oblique aux plans des failles normales orientés en moyenne N130, N80 et N15. Par contre, il est parallèle aux plans des failles subméridiennes, où les eaux favorisent la dissolution des carbonates et l'élargissement des fractures. Ce processus tectono-karstique favorise l'apparition de certains modèles de karstification ; exemple les dolines et les lapiazs ;
- d'après la carte piézométrique que nous avons établie, l'écoulement des eaux se fait à partir des blocs soulevés vers les blocs affaissés ; c'est-à-dire vers le centre du bassin. L'écoulement dominant c'est celui qui traverse les failles ayant un important rejet vertical. Ainsi, c'est le compartimentage tectonique qui dirige l'écoulement vers les zones effondrées. Au Sud de Daya Mosquée, les failles N120 et N130 à jeu normal au Miocène supérieur et à jeu décrochant dextre au Quaternaire moyen-récent (Hinaje, 2004), assurent des apports en eau provenant du bloc soulevé qui correspond à une branche de l'A.N.M.A de direction N30 ;
- vers le SW où se localise la source d'Ain Dem, l'écoulement se fait par le biais des failles normales de direction moyenne N80 à N90. Celles-ci permettent l'alimentation des zones affaissées. Au NW, la même famille de failles assure les apports en eau provenant du Jbel Ben Tatou (Ibadicen) ;
- au SE de la zone en question, les écoulements des eaux souterraines de la nappe liasique, sont parallèles avec les plans des failles normales subméridiennes d'âge quaternaire moyen récent. Tandis que, ces écoulements qui sont orientés en moyenne NE-SW traversent perpendiculairement en même temps les failles de direction moyenne N120 à N140, dont l'âge est attribué au Miocène supérieur. Par conséquent l'ensemble contribue à l'accumulation et le transfert des eaux de daya Tazouta vers la source d'Aghbalou (**Fig. 88**) ;

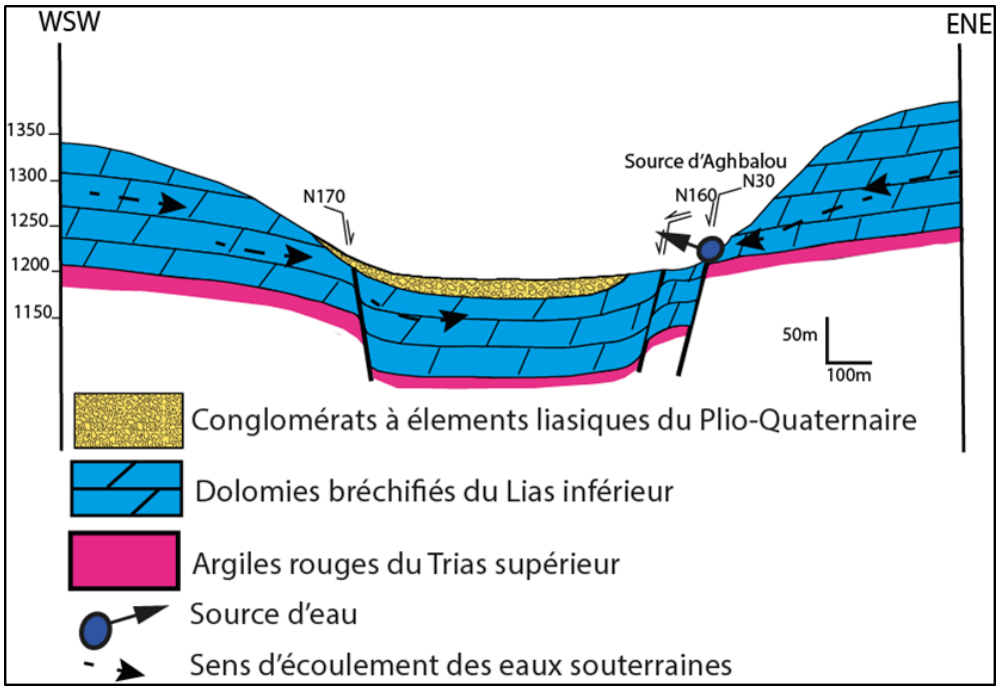


Figure 88:Coupe géologique montrant le sens d'écoulement des eaux souterraines guidé par les failles subméridiennes, et la position de la source Aghbalou par rapport aux structures..

- les failles normales subméridiennes d'âge quaternaire moyen–récent, ont contribué à l'apparition de nombreuses sources d'eau comme la source d'Ain Dem et la source d'Aghbalou. Ces dernières sont engendrées par l'intersection de deux familles de failles normales, particulièrement les failles de direction moyenne N160 à N00 avec celles de direction N30 et N70 (nœuds tectoniques) ;
- la zone d'étude se caractérise aussi par un autre type d'écoulement ; c'est celui qui correspond à des infiltrations et des drainages dans le sens horizontal et vertical suivant des plans de failles orientés N80 à N130. Ces failles encadrent les grabens hérités du Miocène et du Pliocène, où il y a accumulation des eaux de la nappe d'eau de Tazouta.

La cuvette de Tazouta correspond à un bassin hydrogéologique ouvert vers le Nord sous l'effet du prolongement en bloc basculé des dolomies liasiques et des effondrements causés par les jeux des failles subméridiennes. L'eau accumulée au centre de la cuvette s'écoule vers le Nord en suivant la direction des failles subméridiennes (El Fartati et al., 2019a) **(Fig. 89)**.

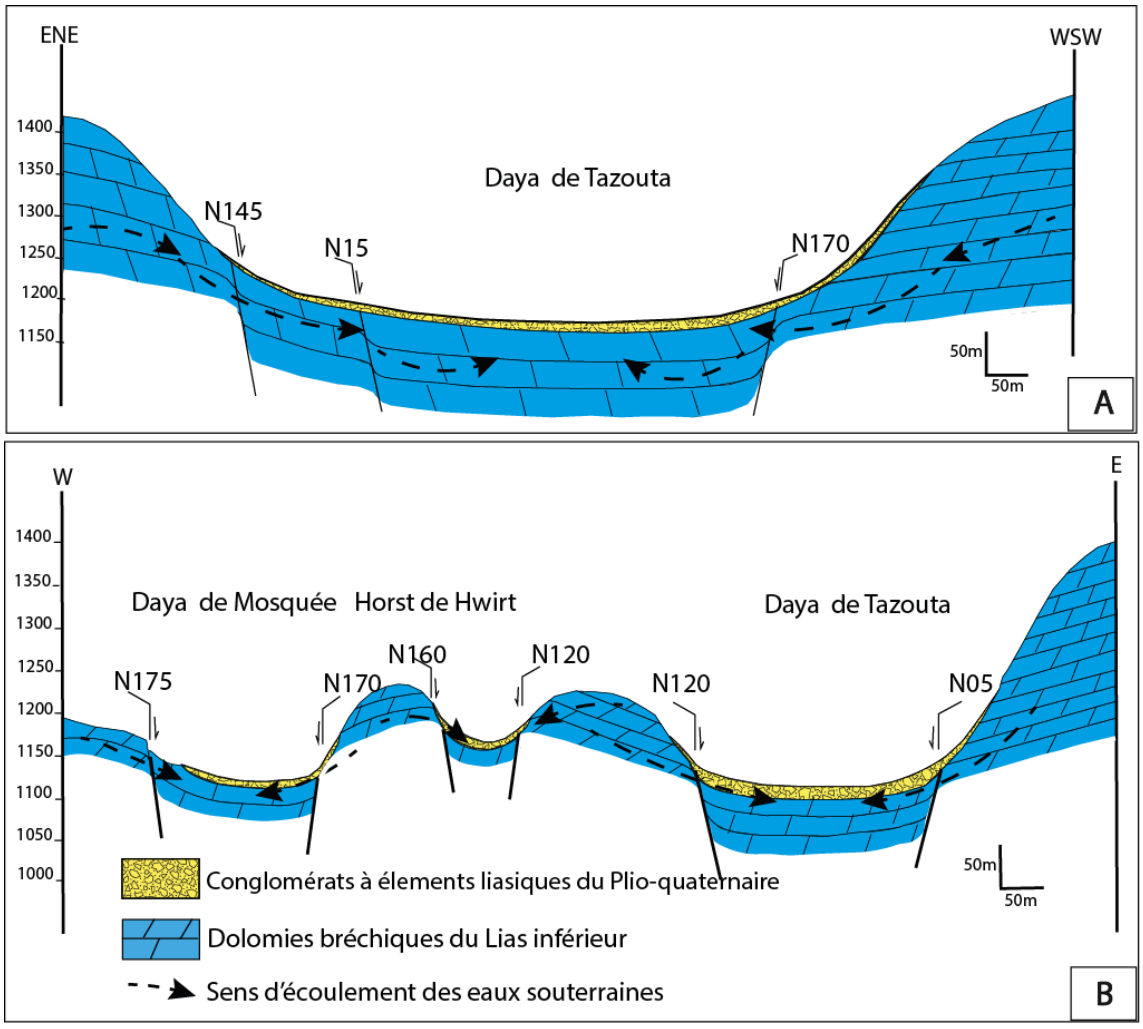


Figure 89:a-coupe structurale à travers le bassin de Tazouta montrant l'effondrement dû aux jeux normaux des failles au Quaternaire. b -Coupe structurale le long du bassin de Tazouta montrant sa structure en horsts et grabens due au failles NNW-SSE et N120.

Des effondrements vers le NW ou vers l'E, provoquent le dégorgement de la nappe aquifère du Lias inferieur en nombreuses sources tel que la source d'Aghbalou au Nord du bassin, la source d'Ait Sbaa au SE et la source d'Ain Dem au SW de la zone en question. Etant donné que les failles de direction moyenne N80 à N130 favorisent un écoulement vertical et horizontal vers la nappe de l'aquifère liasique et les aquifères mio-plio-quaternaires. En effet, la connexion entre l'unité structurale de Tazouta avec celle de Skoura se fait par l'intermédiaire des plans des failles synsédimentaires N110 à N140 du Miocène supérieur. Les écoulements souterrains se font le long des plans de ces failles, dans leurs parties basales où elles affectent les dolomies et les calcaires du Lias. Celles-ci permettent l'alimentation de différents aquifères de Skoura en eau. Pour cela, on peut conclure que le réservoir liasique de Tazouta contrôle les fluctuations piézométriques subies par la nappe superficielle de Skoura.

I.2. Identification des lignes de drainage et des structures barrières

Généralement l'écoulement de la nappe d'eau liasique se fait vers les zones affaissées selon les directions N-S et NE–SW. Celles-ci correspondent aux failles normales de direction moyenne N30 d'âge quaternaire ancien-moyen, et aux failles normales subméridiennes d'âge quaternaire moyen-récent. Ces axes préférentiels sont compatibles avec les directions de ces failles responsables de cet affaissement, et qui recoupent d'autres failles de directions moyennes N80 et N130. Ces failles facilitant l'écoulement des eaux, montrent en surface des plans broyés et striés **(Fig. 90)** et donnent naissance à plusieurs sources comme la source d'Aghbalou au NE du bassin de Tazouta. Cette source émerge au niveau des reliefs liasiques, notamment dans le point d'intersection ou nœud tectonique, d'une faille N170 à jeu normal avec la faille N30 (branche de l'A.N.M.A) dont le dernier jeu est décrochant senestre au Quaternaire moyen-récent (Hinaje, 2004 ; El Fartati et al., 2019a).

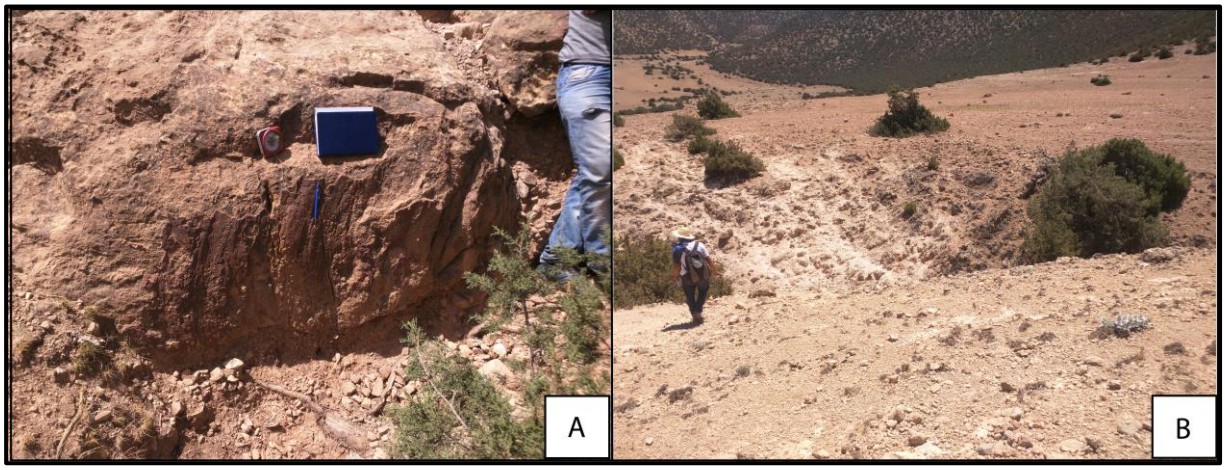


Figure 90:A- plan de faille N 75 non colmatée et à stries courbes ; B- broyage de faille situé au SW du bassin hydrogéologique de Tazouta, constituant une zone d'infiltration privilégiée.

Les failles subméridiennes d'âge quaternaire moyen-récent, favorisent en plus des écoulements, les infiltrations des eaux pluviales qui assurent l'alimentation de la nappe liasique et les sources. En effet, ces failles à jeu normal à légère composante décrochante senestre, participent à la connexion entre les différents compartiments en assurant l'alimentation de la nappe superficielle. Ces failles les plus récentes, sont liées à une phase tectonique d'âge quaternaire moyen récent, caractérisée par une contrainte maximale **σ1** verticale et une contrainte minimale **σ3** horizontale et orientée N80 (avec permutation **σ1** – **σ2**). L'épisode extensif ENE-WSW a provoqué un élargissement par allongement au niveau des failles subméridiennes, et a contribué ainsi avec l'érosion à la formation des vallées N-S. Les failles N20 à N45 à jeu normal au Quaternaire ancien-moyen et dont le dernier jeu est décrochant senestre au Quaternaire moyen-récent, donnent naissance à des vallées NNE-SSW

à NE-SW. La plus importante est celle qui a pris naissance à Jbel Zalghi en direction NE-SW en passant au centre de Tazouta **(Fig. 91).** Une autre famille de failles peut jouer le rôle des axes préférentiels pour le cheminement et le drainage des eaux. Il s'agit des failles de direction moyenne N80, que nous attribuons au Pliocène moyen-supérieur. Cette famille de failles permet la canalisation et le rassemblement des eaux pluviales, ainsi que le drainage des eaux vers la nappe liasique.



Figure 91:Vue panoramique montrant le passage de la faille d'Ait Sbaa suivie par la vallée, et la mise en place de la lave basaltique de Zalghi.

Au centre du bassin de Tazouta, le jeu normal des failles subméridiennes est très spectaculaire. Il a abouti à la formation d'un horst correspondant au horst de Hwirt. Ce horst de direction NNW-SSE, constitue une barrière d'eau entre Daya de Tazouta et Daya Mosquée. Cette barrière assure la déviation d'une grande partie des eaux vers la source d'Aghbalou.

D'après l'analyse de la carte piézométrique **(voir chapitre 2 partie III)** superposée à celle de la fracturation **(Fig. 87),** nous constatons qu'il y a une convergence des écoulements vers le

centre du bassin de Tazouta provenant des réservoirs limitrophes qui constituent des compartiments soulevés. En effet, grâce à leurs jeux normaux, les failles de directions moyennes N80, N130, et les failles subméridiennes assurent des apports en eaux très importants provenant notamment du causse moyen atlasique. Il semble bien que la nappe d'eau liasique possède un écoulement majeur vers le Nord, le long des plans des failles subméridiennes. Ces failles d'âge quaternaire moyen-récent assurent le drainage des eaux souterraines et l'alimentation de la source d'Aghbalou située au Nord.

Les caractéristiques physico-chimiques de la roche réservoir ainsi que la géométrie des structures cassantes contribuent à l'écoulement des eaux de la nappe liasique et augmentent les échanges d'interface eau/roche **(voir chapitre 2 partie III)**. En effet, les résultats des paramètres physico-chimiques que nous avons obtenus pendant la compagne piézométrique (Juillet et Aout 2017) reflètent que les eaux circulant en contact des formations carbonatées ne subissent aucune fluctuation surtout avec l'absence des sources de pollution. Cependant dans les zones parallèles aux deux branches de l'Accident Nord Moyen Atlasique, nous avons constaté l'augmentation de la conductivité électrique et le pH des eaux souterraines **(Fig. 83).**

Ce changement en comparaison avec les eaux qui circulent en contact des dolomies est probablement lié à la teneur élevée des sulfates et des chlorures de sodium dissous, provenant des argilites rouges évaporitiques du Trias supérieur. En effet, la présence des argiles rouges du Trias supérieur peut provoquer non seulement le changement du chimisme d'eau, mais aussi elle peut causer un blocage partiel d'eau qui est manifesté par l'émergence des sources d'eaux tel que la source d'Ain Dem. Alors, au niveau de cette faille chevauchante de direction moyenne N25 où affleurent les argiles rouges et parfois les basaltes tholéiitiques, une quantité d'eau écoulée qui vient de l'Ouest vers le centre du bassin serait bloquée. Ce blocage génère des points d'eaux sous forme des sources ou il dirige l'écoulement vers les plans des failles non colmatées notamment celles qui sont de direction moyenne N80 à N130. Ces failles jouent un rôle de canaux naturels permettant les échanges entre le causse moyen atlasique et le bassin effondré de Tazouta. Etant donné que, cette barrière naturelle, vu la porosité des dolomies bréchiques constituant l'aquifère liasique, elle contribue aussi au transfert des eaux entre les pores de la roche réservoir vers les plans des failles drainant. Il semble bien que, à travers la carte piézométrique de Tazouta établis, le long de l'Accident Nord Moyen Atlasique les écoulements des eaux souterraines recoupent ce dernier en matérialisant les plans de failles transversaux afin d'alimenter en eau le bassin subsident de Tazouta.

II. Identification des structures tectoniques favorisant la circulation des eaux souterraines dans le bassin hydrogéologique de Skoura

II.1. Influence de la tectonique cassante sur la circulation des eaux souterraines dans le bassin effondré de Skoura.

Le bassin hydrogéologique de Skoura, correspond à une zone subsidente depuis le Miocène, où la mer a transgressée du NW vers le SE sous forme de golf. Ce bassin comporte 4 couches aquifères **(voir chapitre 2 partie III)** pouvant contenir une nappe d'eau captive ou libre. Ces aquifères sont constitués en terme lithologique par les formations carbonatées d'âge liasique, les grès à calcaires du Bathonien, les calcaires lacustres du Vallésien et les dépôts fluvio-lacustres du Plio-Quaternaire. la nappe d'eau superficielle où nous avons fait nos mesures piézométriques et de conductivité électrique, et où sourdent les sources et les puits, est alimentée directement par la pluviométrie et indirectement à travers les failles (El Fartati et al., 2018a, 2019d). Celle-ci est caractérisée par des écoulements multidirectionnels contrôlés par les fractures et les failles non colmatées **(Fig. 93)**.

Les levés cartographiques que nous avons effectués, nous ont permis de mettre en évidence quatre familles de failles responsables de la genèse et de l'évolution du bassin hydrogéologique de Skoura. Ces failles influencent directement les écoulements des eaux souterraines et de surface. Ces failles possèdent les directions moyennes WNW-ESE à NW-SE, ENE-WSW, NNE-SSW à NE-SW et NNW-SSE à N-S. Grâce à leurs jeux normaux, elles favorisent un écoulement des eaux souterraines et superficielles à partir des blocs soulevés vers les blocs affaissés. Elles assurent ainsi des écoulements centripètes vers le centre du bassin.

L'analyse de la carte piézométrique superposée avec celle de la fracturation **(Fig. 93)**, nous a permis d'arriver aux résultats suivants :

- dans l'ensemble du bassin de Skoura, les courbes piézométriques sont plus au moins parallèles avec les grandes lignes structurales : l'Accident Nord Moyen Atlasique, la faille d'Amane Ililla, la faille de Tichoukt, la faille d'Ait Chaib, la faille de Taghout Ouzemour et la faille de l'Oued Mdaz. Etant donné que, l'écoulement de la nappe est généralement perpendiculaire aux plans de ces failles de direction variées ;
- l'écoulement de la nappe se fait par le bais du compartimentage tectonique en blocs étagés. Ce compartimentage n'est que le résultat d'une succession d'épisodes extensifs et compressifs d'âge néogène et quaternaire. Ces épisodes ont donné naissance à des failles

de direction moyenne N120 à N140, N70 à N90, N30 à N45 et N160 à N10. La superposition dans le temps des jeux de ces failles a contribué d'une part à la subsidence du bassin de Skoura en favorisant la mise en place des dépôts fluvio-lacustres, et la forme géométrique des réservoirs d'eau d'autre part. En effet, les jeux normaux effondrant et cumulatifs vers le centre du bassin de toutes ces familles de failles ; tel que la faille de Taghout Ouzemour, la faille de l'Oued Mdaz, la faille d'Ait Chaib et la faille d'Aman Ilila ; favorisent un écoulement vers la vallée de l'Oued Mdaz **(Fig. 92)** ;

- à l'amont du bassin hydrologique de Skoura, on constate que l'écoulement de la nappe est multidirectionnel. De ce fait, au piémont de Jbel Tichoukt, l'écoulement des eaux souterraines se fait du SE vers le NW, perpendiculairement à la faille chevauchante avec rampe de Tichoukt. Cet écoulement suit les plans de failles normales de direction moyenne N130 et N160. Par contre au SW de la zone en question, il s'oriente aussi vers le centre du bassin, mais cette fois du NW au SE, suivant le plan de la faille d'Amane Ilila. A la périphérie de la partie SW de la carte, on constate un autre type d'écoulement qui est du Sud vers le Nord et du SW au NE, perpendiculairement aux plans des failles normales de direction moyenne N130. Celles-ci ont provoqué au Miocène supérieur, un compartimentage du substratum et un affaissement vers le NE, matérialisant le passage des réservoirs soulevés vers les réservoirs effondrés ;

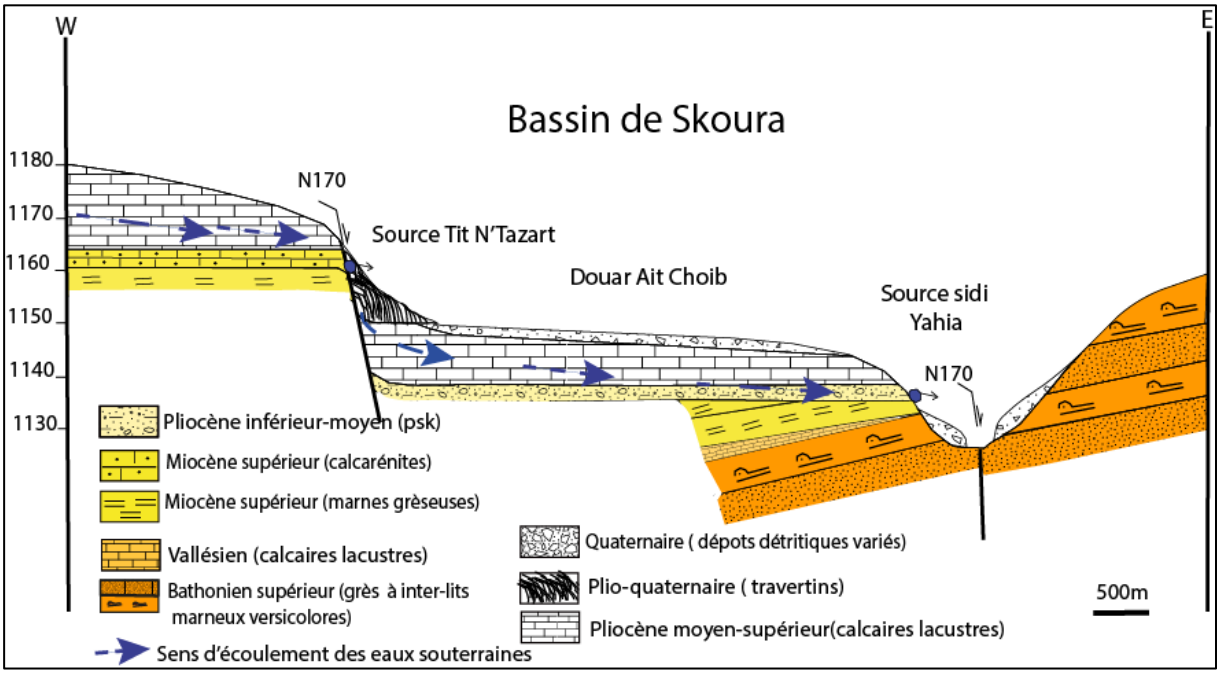


Figure 92:Coupe structurale montrant le sens d'écoulement des eaux souterraines guidé par le compartimentage tectonique en blocs étagés dans le bassin de Skoura.

- les écoulements de la nappe phréatique superficielle de Skoura, est le résultat de toutes les structures tectoniques affectant la zone. Ces écoulements alimentent à la fois le drainage pérenne de l'oued Mdaz et aussi la nappe captive semi-profonde contenue dans les formations lacustres du Vallésien, par les infiltrations à travers les plans de failles non colmatées;

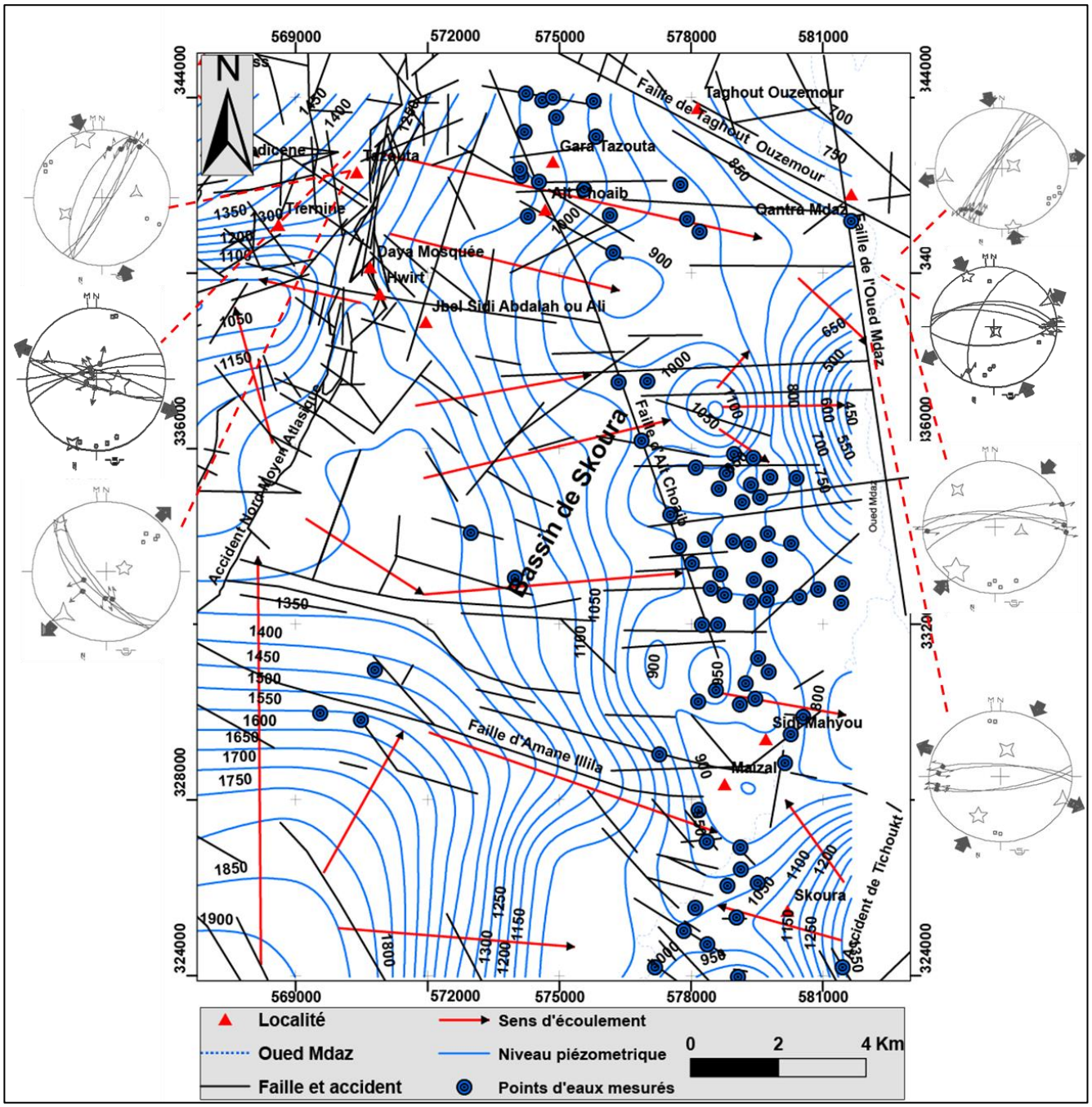


Figure 93:Carte piézométrique du bassin de Skoura (Juillet et Aout 2017) superposée avec celle de la fracturation et principaux épisodes tectoniques affectant la zone.

- vers le centre du bassin de Skoura, on constate un changement radical de l'écoulement de la nappe vers l'E et l'ENE en direction de la vallée de l'Oued Mdaz. Ce changement est lié principalement au compartimentage tectonique en blocs étagés lié aux jeux normaux des failles subméridiennes d'âge quaternaire moyen-récent. L'allure des isopièzes est compatible avec les structures faillées du bassin ; notamment la faille normale d'Aït Chaib dont le rejet vertical affaissant vers le centre du bassin dépasse les 100 m **(Fig. 92)**. Le long de la zone de passage de cette faille, l'écoulement se fait perpendiculairement au plan de celle-ci et parallèlement aux plans des failles normales synsédimentaires de direction moyenne N130 **(Fig. 94 et 95)**. L'intersection des deux familles de failles (N170 et N130) provoque le dégorgement et la résurgence de la nappe d'eau libre cantonnée dans l'aquifère liasique **(Fig. 95)**. Ces résurgences se font le long des plans de failles N120 à N140, après une circulation des eaux à travers les couches du Lias-inferieur, du Vallésien, du Miocène supérieur et du Plio-Quaternaire. On note plusieurs sources de ce type telles que la source de Tit N'Tazert, de Sidi Yahia et de Tiflwin. A travers ces failles transversales, la nappe liasique de Tazouta alimente la nappe superficielle de Skoura et par la suite le drainage de l'Oued Mdaz **(Fig. 92)** ;

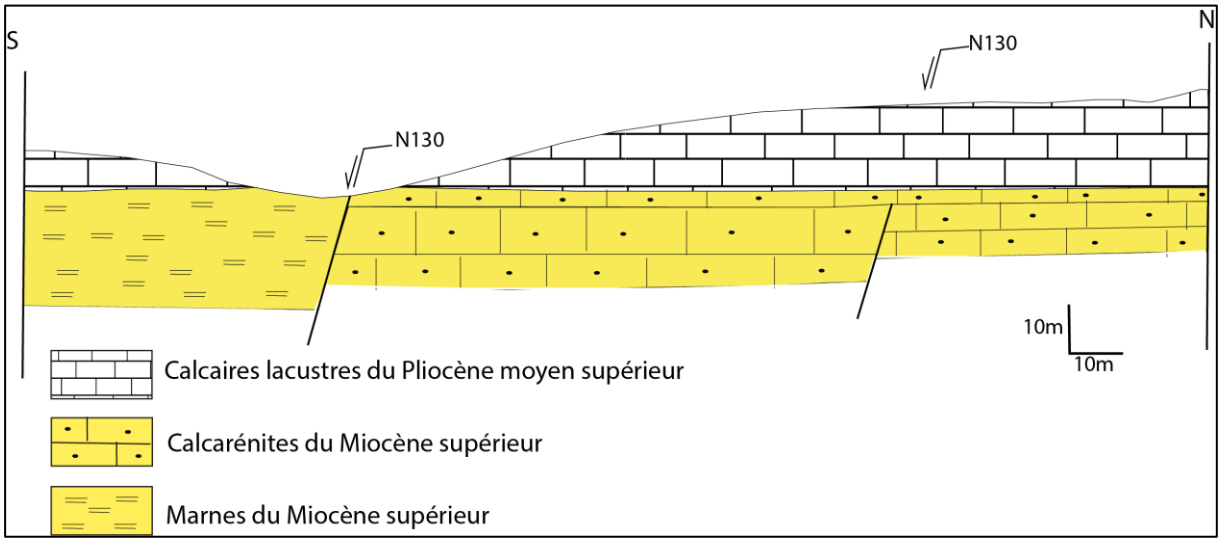


Figure 94: coupe structurale montrant le sens d'écoulements des eaux souterraines guidé par les plans de failles synsédimentaires N130 du Miocène supérieur.

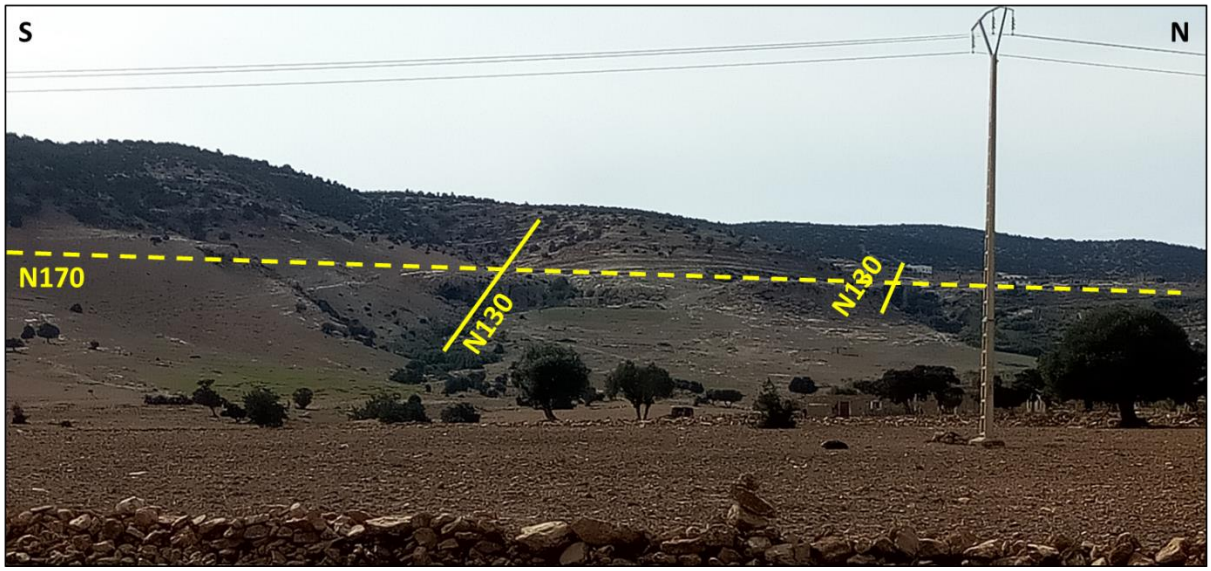


Figure 95: Vue panoramique montrant le passage de la faille N170 d'Ait Chaïb qui recoupe les failles synsédimentaires de direction moyenne N130 du Miocène supérieur.

- vue la superficie importante qu'occupent les marnes du Miocène supérieur, dans le bassin de Skoura, et qui constituent une roche presque imperméable, la recharge des nappes profondes et semi-profondes à partir des eaux pluviales par percolation et infiltration reste très réduite. La nappe superficielle située dans l'aquifère plio-quaternaire, est alimentée principalement à partir du réservoir liasique du Tazouta. En effet, les failles synsédimentaires d'âge miocène supérieur N130 et les failles du Pliocène moyen-supérieur orientées N80 à 90 favorisent l'infiltration et l'alimentation en assurant le drainage inter et intra-aquifère.

II.2. Identification des axes de drainage et des structures barrières

L'analyse de la carte piézométrique de Skoura (**voire chapitre 2 partie III)** superposée avec celle de la carte de fracturation, nous a permis de constater que les écoulements des eaux souterraines dans ce bassin sont multidirectionnels. Ce dernier est affecté par un réseau de failles de directions variées suite à une succession d'épisodes tectoniques extensifs et compressifs. En plus de la nature lithologique de la roche réservoir, ces failles jouent un rôle prépondérant dans la circulation et l'infiltration des eaux. Il semble bien que les axes préférentiels de drainage des eaux sont compatibles avec les failles normales de direction moyenne N80, N130 et aussi avec les failles subméridiennes à jeu normal.

Au niveau du bassin de Skoura, comportant des zones situées entre deux lignes structurales majeures correspondant à l'Accident Nord Moyen Atlasique et la faille constituant la ride de Tichoukt. Les axes de drainage de la nappe d'eau, qui commencent au niveau de ces deux

failles majeures, sont parallèles à subparallèles aux directions des failles N80 et N130. Ces failles transversales à jeux normaux d'âge miocène supérieur et pliocène moyen-supérieur, recoupent ces deux lignes structurales. Elles favorisent d'une part la connexion inter et intra-aquifères, et le cheminement des eaux vers le centre du bassin d'autre part. Vu la prédominance sur le terrain des formations marneuses imperméables, ces failles constituent des zones favorables au captage d'eau. Le passage de ces failles transversales est marqué dans certains endroits par l'apparition de sources d'eau ; comme la source de Tit N'Tazart, de Tiflwin et de Sidi Yahia. L'ensemble de ces sources prennent naissance dans les zones d'intersection (nœuds tectoniques) entre les plans de ces failles E-W et ESE-WNW avec les failles subméridiennes d'Aït Chaib et de l'oued Mdaz. En outre, ces failles participent aussi à l'accumulation des eaux pluviales qui alimentent par la suite la nappe phréatique et la pérennité de l'Oued Mdaz.

Généralement, le compartimentage tectonique en blocs effondrés vers l'E qui est lié aux jeux normaux des failles subméridiennes d'âge quaternaire moyen-récent, favorise et facilite l'écoulement de la nappe phréatique en direction de la zone affaissée. En effet, les écoulements au sein de la nappe d'eau, se font en direction de la zone effondrée, parallèlement aux plans des failles transversales et perpendiculairement aux plans des failles subméridiennes. Ces écoulements permettent l'alimentation et le drainage de l'Oued Mdaz.

Au niveau du bassin subsident néogène et quaternaire de Skoura, les failles normales subméridiennes jouent le rôle d'axes préférentiels pour le drainage des eaux souterraines. Les écoulements se font en général du Sud vers le Nord, le long des plans non colmatés de ces failles très récentes, qui jouent le rôle de conduits d'eau. Ces failles sont le résultat d'un épisode tectonique extensif d'âge quaternaire moyen-récent (Hinaje, 2004 ; El Fartati et al., 2019a, b) où la contrainte maximale σ1 est verticale et la contrainte minimale σ3 est horizontale orientée N80. En effet, grâce à leur jeu normal, elles ont abouti à la formation des grabens où s'accumulent des dépôts fluvio-lacustres, travertineux et de cônes de déjection. Ces failles affectant les formations mio-plio-quaternaires, contribuent à la genèse et à la géométrie de l'Oued Mdaz. Elles participent à la fois au drainage des eaux souterraines et le transfert d'une grande partie de ces eaux vers le Nord alimentant ainsi la nappe profonde de Sais.

A l'aval du bassin versant de Skoura, on constate un parallélisme des courbes piézométriques avec le passage de la faille N130 de Taghout Ouzemour. Cette faille à caractère

paléogéographique (El Fartati et al., 2019a) présente une influence sur l'écoulement et la continuité de la nappe aquifère de Skoura. En effet, le basculement des couches imperméables des marnes versicolores d'âge bathonien, qui peut atteindre 30 à 70° vers le SW, bloque et réoriente le sens d'écoulement et le drainage de la nappe vers le centre du bassin en suivant le plan de celle-ci. Ce changement de l'axe de drainage est lié au jeu normal de la faille synsédimentaire N130 qui est attribuée au Vallésien-Miocène supérieur (Hinaje, 2004 ; El Fartati et al. 2019). Le jeu effondrant de cette faille qui forme la limite nord du bassin, est responsable de l'installation d'un lac en paléobarrage naturel dont le mur correspond aux formations imperméables des marnes versicolores d'âge bathonien.

Au Quaternaire moyen-récent, la dislocation du mur naturel de ce paléobarrage qui a abouti à la vidange de la retenue de celui-ci, a contribué à la diminution des infiltrations vers les nappes profondes. En effet, le jeu normal de la faille de l'oued Mdaz orientée N-S responsable de cette dislocation, a contribué à la géométrie et à la topographie de la vallée de l'oued Mdaz. Les failles de même direction et de même génération, ont abouti à l'installation des grabens subméridiens limités par ces failles normales au Quaternaire moyen-récent. Alors, l'ensemble de ces évènements tectoniques a abouti au changement des conditions hydrogéologiques de la zone en question. Ce qui se traduit par l'abaissement du niveau piézométrique de la nappe phréatique et pourrait influencer le temps d'emmagasinement des eaux dans la roche réservoir. Ces failles récentes de direction subméridienne, jouent un rôle primordiale dans le drainage et la pérennité de l'Oued Mdaz ainsi que l'alimentation de la nappe profonde de Sais.

III. Contribution de la tectonique cassante à la genèse des tracés hydrographiques de quelques vallées des bassins de Tazouta et de Skoura.

La genèse des vallées est essentiellement provoquée par la combinaison de deux principaux facteurs géologiques qui sont la nature lithologique du versant et la densité de la fracturation. En effet, les terrains fracturés sont susceptibles de subir des phénomènes d'altération et d'érosion rapide, car ils constituent des zones de faiblesses. Grâce aux fissures, l'eau de surface s'écoule facilement en provoquant l'élargissement et l'extension de celles-ci par dissolution. Les zones de failles broyées peuvent diriger et réorienter la direction d'écoulement d'un cours d'eau. Ainsi la contribution de la fracturation dans la genèse et le développement d'un cours d'eau se traduit concrètement par des anomalies de drainage.

Le réseau de la fracturation caractérisant les deux bassins de Tazouta et de Skoura, n'est que le résultat d'une succession d'épisodes tectoniques. Dans ces bassins hydrogéologiques, on note deux principales vallées parallèles aux grands accidents tectoniques et connectées avec des fractures de directions variées. En effet, dans le causse de Tazouta de nature dolomitique, l'axe préférentiel des écoulements superficiels est de direction moyenne NE-SW à N-S ; suivant les plans des failles quaternaires. Ces vallées creusées dans les dolomies bréchiques du Lias inférieur, se caractérisent par des écoulements de surface saisonniers et temporaires.

Le bassin hydrogéologique de Skoura dont le substrat est constitué en grande partie par les formations néogènes et quaternaires, possède le cours d'eau principal orienté N-S et évolue de façon orthogonale par rapport aux plans de failles transversales. Celui-ci à écoulement permanant, capte tous les cours d'eau de surface et les eaux souterraines, permettant ainsi la recharge de la nappe profonde en aval.

III.1. Genèse de la vallée sèche du causse de Tazouta

Dans le bassin effondré de Tazouta, la distribution spatiale des fractures affectant la série stratigraphique, a contribué à la genèse de la vallée de Tazouta **(Fig. 96)**. Celle-ci est développée au sein des dolomies bréchiques du Lias inférieur, parallèlement aux deux branches de l'Accident Nord Moyen Atlasique orientée N30 à N60. Cette vallée prend sa naissance au SW au pied de Jbel Ben Tatou. Elle se prolonge parallèlement au plan d'une faille de direction N45 sur une distance de 2km. Après, elle change de direction en suivant le plan d'une faille N70 qui recoupe le plan d'une autre faille orientée N130. Par la suite, la vallée reprend sa direction de départ qui est encadrée par deux failles normales antithétiques de direction N45. Après un parcours de 6km en direction NE-SW, les failles subméridiennes dessinent une succession de grabens et de horsts allongés favorisant un drainage orienté N-S. En effet, à la proximité de la source d'Aghbalou, la vallée devient orienté NW-SE sur une distance de 1km, matérialisant le passage d'une faille de direction moyenne N130 d'âge miocène supérieur. Le plan de celle-ci, suffisamment incisé par rapport à l'amont de la vallée ; est souvent scellé par des dépôts fluviatiles du plio-quaternaire. Apres ce court parcours, la vallée se réoriente au niveau de l'intersection de la faille N130 avec celle de direction moyenne N170, en prenant la direction nord. En amont de la zone effondrée de Tazouta, le jeu normal de la faille subméridienne d'Ait Sbaa favorise la capture d'un tronçon provenant de Zalghi, dont le point de jonction correspond à l'intersection de deux familles des failles. Il s'agit d'une faille subméridienne du Quaternaire moyen-récent, qui recoupe celle de direction moyenne N130 du Miocène supérieur. A ce niveau, l'épaisse série lithostratigraphie est

recouverte par la coulée basaltique provenant de Jbel Zalghi et reposant en légère discordance sur les dolomies liasiques.

Sur le terrain, les vallées de direction subméridienne sont plus langues mais moins nombreuses que les vallées affluentes orientées E-W. Ces vallées, principales et annexes, ont plus au moins épousé des failles dont le dernier jeu est attribué au Néogène et au Quaternaire.

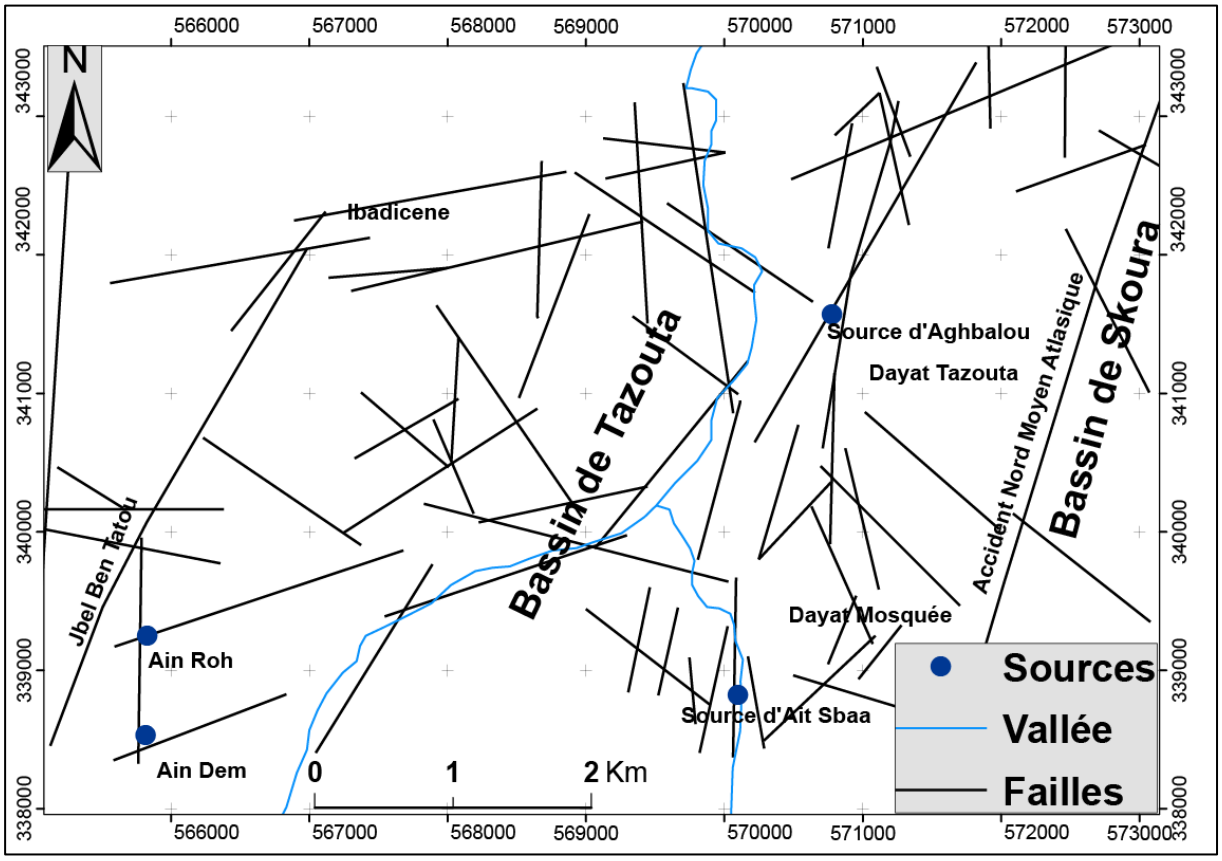


Figure 96:Relation de la fracturation et la genèse du tracé hydrographique de la vallée de Tazouta

III.2. Genèse de la vallée pérenne du bassin de Skoura

La Ride de Tichoukt, correspondant tectoniquement à une rampe à cœur carbonaté liasique, forme la limite sud et sud-est du bassin hydrologique de Skoura. En parallèle avec celle-ci, la vallée de l'Oued Mdaz prend sa naissance au niveau du barrage d'Isshoul au SW. A cet endroit, la vallée s'étale sur une distance de 14km suivant l'axe du synclinal de Skoura, dont la direction d'écoulement est orientée NE-SW **(Fig. 97)**. Cette vallées débute au niveau du Barrage d'Isshoul et se prolonge vers la zone de Maizel, où elle est incisée dans les formations du Dogger, avec une dénivelée considérable d'environ de 100m. Elle recoupe perpendiculairement les plans des failles synsédimentaires NW-SE qui ont contribué à la subsidence du bassin. La vallée principale de l'oued Mdaz a joué et joue encore un double rôle qui correspond à l'érosion et le transport des sédiments vers l'aval ; en suivant les zones

de faiblesse à broyage tectonique dû aux jeux multiples des failles. Au niveau du Douar sidi Mahyou, la vallée se réoriente au contact d'un plan de faille N15, puis reprend sa direction de départ qui est sub-parallèle à la ride de Tichoukt. Après un parcours d'environ 6km près de Maizel, la vallée d'Oued Mdaz change de direction au contact d'une faille subméridienne et prend alors une direction presque N-S. À ce niveau, le sens d'écoulement superficiel est du Sud vers le Nord. Le point de changement de la direction correspond au nœud tectonique entre la faille subméridienne d'oued Mdaz et celle de direction N40. C'est à ce niveau, s'effectue le contact avec un autre affluent appelé Oued Maasser dont la direction est NW-SE correspondant probablement au passage d'une faille N130 d'âge miocène supérieur. Tout au long de la vallée principale d'Oued Mdaz, qui suit une faille subméridienne, apparaissent des recoupements de failles transversales d'âge néogène. L'incision de la vallée est accentuée par l'incompétent des dépôts essentiellement marneux du Dogger et du Néogènes. En aval de la vallée, notamment à proximité du pont de Mdaz, affleurent les bancs gréseux Bathonien, constituant un substrat dur de la vallée.

Les cartes de la fracturation concernant les bassins de Tazouta et de Skoura, montrent que la majorité des fractures ne sont pas reparties d'une façon aléatoire, mais sont liées à des épisodes tectoniques bien définies. Ces fractures constituent quatre familles de failles majeures que nous avons décrites dans la partie tectonique. En raison des fortes variations des directions et de densité de ces fractures, la structuration des principales vallées est plus au moins complexe et liée à deux familles des failles principales. Il s'agit successivement des failles normales synsédimentaires N130 d'âge miocène supérieur et des failles normales subméridiennes d'âge quaternaire moyen récent.

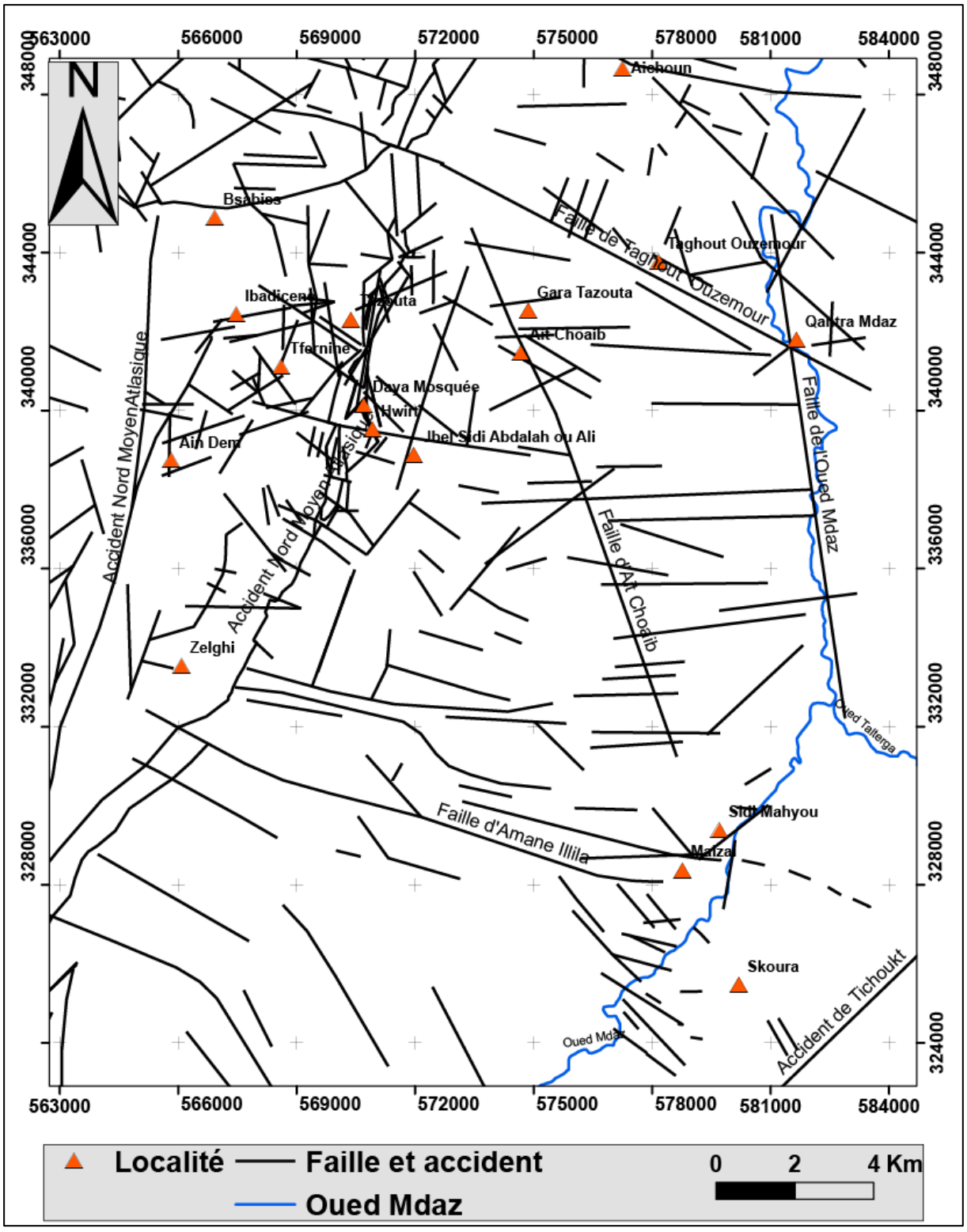


Figure 97:Relation entre la fracturation et la genèse du tracé hydrographique de la vallée de l'oued Mdaz (Bassin Skoura).

Conclusion

La genèse et l'évolution des bassins hydrogéologiques de Tazouta et de Skoura sont liées à plusieurs épisodes tectoniques extensifs et compressifs ; appartenant aux phases tectoniques du Néogène à l'Actuel. Ces phases tectoniques responsables de la genèse et de l'évolution structurale de celui-ci, jouent un rôle important dans la répartition spatiale des écoulements des eaux souterraines et superficielles. En effet, les circulations mises en évidences par les cartes piézométriques des nappes d'eau superficielles, sont généralement compatibles aux directions des failles subméridiennes.

Au niveau du bassin de Tazouta, les écoulements des eaux au niveau de la nappe à aquifère liasique ; convergent vers le centre de daya Tazouta (écoulements centripètes). Ensuite ces lignes d'écoulements des eaux souterraines suivent les plans de failles subméridiennes, définissant un axe de drainage du Sud vers le Nord. Cependant, les failles de directions moyennes N130 et N80 d'âges successifs vallésien – miocène supérieur et pliocène moyen-supérieur ; favorisent l'accumulation et le transport des eaux souterraines provenant des zones limitrophes occidentales et orientales.

Au niveau du bassin hydrogéologique de Skoura, le sens des écoulements des eaux souterraines est multidirectionnel. En effet, à l'amant de ce dernier situé au piedmont de jbel Tichoukt, les circulations des eaux se font de l'aquifère liasique vers l'aquifère plio-quaternaire. Les eaux souterraines convergent vers le centre du bassin en suivant les plans des failles de direction moyen N130. Tandis que la nappe d'eau cantonnée dans l'aquifère bathonien située au SW et à l'W, s'écoule le long des plans de la même famille de failles N130 mais dans le sens NW-SE vers l'Oued Mdaz, en passant par l'aquifère plio-quaternaire.

A l'échelle de la partie médiane du bassin de Skoura, l'axe préférentiel de l'écoulement de la nappe d'eau superficielle est compatible aux plans des failles synsédimentaires N130 d'âge miocène supérieur. Ce qui traduit un écoulement général vers l'oued Mdaz. Ces structures tectoniques constituent un réseau de transfert d'eau entre les deux unités structurales citées ci-dessus. Concernant les écoulements des eaux superficielles, ils sont guidés par les failles subméridiennes et transversales, ainsi que par les deux grands accidents (Accident Nord Moyen Atlasique et faille de Tichoukt), engendrant et accentuant la genèse et l'évolution des deux principales vallées de la zone en question. En plus de l'importance de ces structures tectoniques, la nature des terrains géologiques et le type d'écoulement superficiel caractérisant la zone d'étude ont contribué également à la genèse et au développement de la vallée sèche de Tazouta et de la vallée pérenne de Skoura.

Chapitre 2 : Rôle de la fracturation tectonique dans l'émergence des sources d'eau dans les bassins hydrogéologiques de Tazouta et de Skoura

Introduction

Le dégorgement d'une source d'eau à la surface est essentiellement contrôlé par la nature lithologique et la structure de la roche réservoir. Ces deux facteurs contribuent à l'infiltration, l'emmagasinage et la circulation des eaux souterraines. Dans les bassins hydrogéologiques de Tazouta et de Skoura, la présence de nombreuses sources d'eau montre l'importance hydrogéologique de ceux-ci. La cartographie géologique détaillée et les coupes structurales aux alentours et aux travers ces sources d'eau, nous ont permis de constater que la majorité de ces sources émerge au niveau des passages de failles ou au niveau des nœuds tectoniques **(Fig. 98)**. Il semble de toute évidence, que l'apparition des différentes sources est étroitement liée à la fracturation. C'est pour cela que nous allons étudier dans ce chapitre, la relation qui existe entre les différentes sources d'eau (exsurgences) et les zones de failles. En effet, nous avons choisi quelques exemples des principales sources d'eau existant dans la zone d'étude. On note, que la majorité de ces sources se concentrent dans le bassin hydrologique de Skoura. Nous les avons classifiées selon leur origine en deux types distincts :

- *Sources de déversement* ou de trop plein : elles se caractérisent par leurs situations au contact du substratum imperméable d'un aquifère qui contient une nappe libre. Le plus souvent ce type de source apparaît dans les bordures des massifs, à la limite d'érosion des couches géologiques, en relation avec des fractures tectoniques. Elles se caractérisent généralement par un très faible débit (correspondent aux types de nappes souterraines libres de mêmes dénominations) ;

- *sources d'émergence* ou de dépression : correspondent à celles qui se situent à un niveau supérieur par rapport au substratum imperméable d'un aquifère. Elles sont issues d'une nappe libre suite à la différence de perméabilité provoquée surtout par la tectonique cassante qui affecte les formations aquifères. (Sources d'aquifère à nappe libre non liée à l'affleurement du substratum) (Castany, 1968).

Le choix des sources étudiées est essentiellement basé sur leur relation avec l'aquifère, plus l'accessibilité sur le terrain et la pérennité. Ces sources étudiées débitent une quantité

importante d’eau, destinée principalement à l’irrigation de quelques parcelles agricoles et l’alimentation en eau potable. Certains nombres sont souvent à l’origine d’un cours d’eau ou d’un ruisseau ou même participent à l’alimentation du fleuve Mdaz. Dans la plupart des cas, le débit de ces sources est variable selon la pluviométrie liée aux saisons. Il peut être influencé aussi par la recharge et la vidange des réservoirs aquifères situés en amant de la source. L’apparition des sources d’eau contribue non seulement à l’alimentation de la pérennité d’un fleuve, mais aussi favorise la compréhension du comportement hydrodynamique de la nappe aquifère.

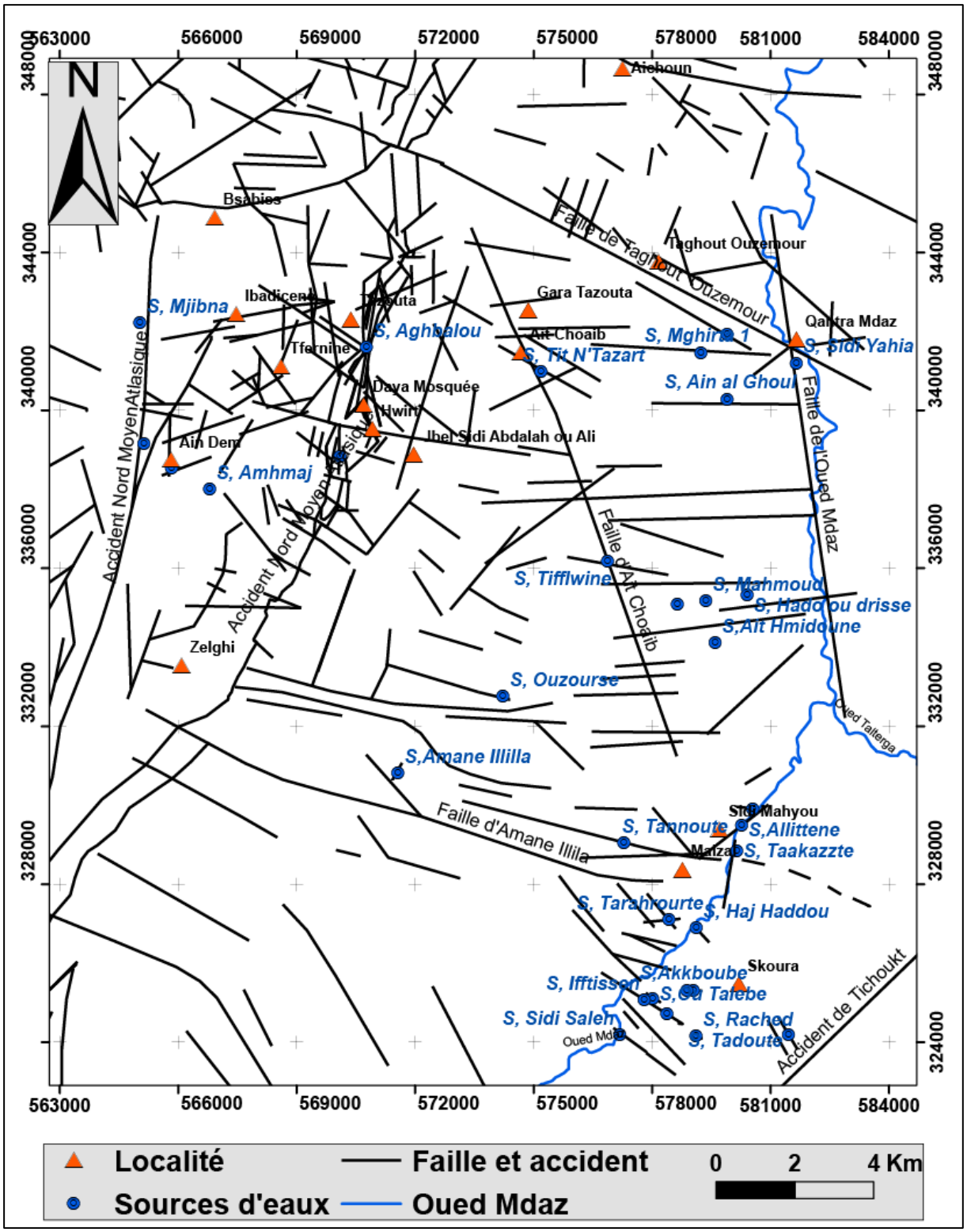


Figure 98: Carte de la répartition des sources d'eaux dans le bassin de Tazouta-Skoura (Compagnes cartographique et piézométrique du Juin, Juillet et Aout 2017).

I. Source d'émergence

La source d'émergence c'est une source située à un niveau supérieur par rapport au substratum imperméable d'un aquifère. Elle est liée à une nappe libre, dégorgée en surface par l'effet de la tectonique affectant la couche aquifère. Dans notre zone d'étude, ce type de sources est représenté par 7 sources principales qui sont les suivantes : source **d'*Amhmaj***, source ***d'El Ghoul***, source de ***Bou Allitten***, source d'***Akboub*,** source **d'El h*aj Hadou***, source de ***Taghazoute*** et source de ***Tattiwine*** (**Fig. 98**).

I.1. Source d'Amhmaj

La source d'Amhmaj est située à 5km au SW du village de Tazouta **(Fig. 98)**. L'eau de cette source est utilisée particulièrement pour l'alimentation en eau potable de quelques Douars avoisinants. Elle débite une quantité d'eau plus au moins faible en assurant le ruissellement d'un petit cours d'eau (**Fig. 99**).

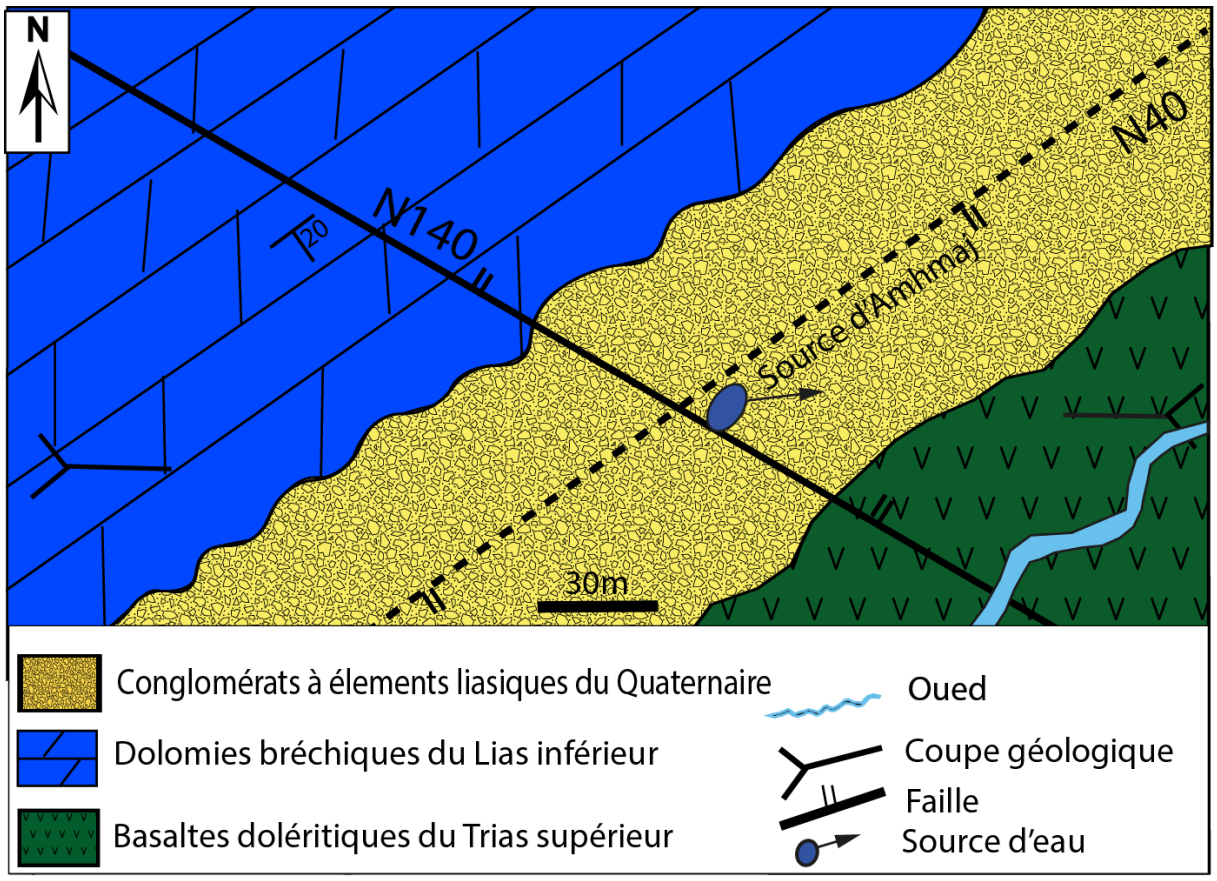


Figure 99:Carte géologique simplifiée illustrant la relation entre la position de la source d'Amhmaj et les principales structures faillées.

La source d'Amhmaj prend naissance au niveau d'un point d'intersection entre deux failles normales **(Fig. 99)**. Il s'agit d'une faille normale orientée N140 recoupée par une autre de direction N40. Cette dernière est plus récente que la première car les dépôts quaternaires

colmatent la zone de passage de celle-ci. Elle apparait au sein des éboulis à éléments liasiques qui recouvrent les basaltes doléritiques du Trias supérieur-Lias inférieur **(Fig. 100)**. La faille N140 à jeu normal, contribue au cheminement des eaux de la nappe liasique située en amant de la source. Ces eaux s'écoulent en matérialisant le plan de celle-ci. Au niveau de cette source, nous avons constatés, d'après la carte piézométrique, que l'eau de la nappe circule dans les dolomies liasiques et les basaltes doléritiques du NW vers le SE. La résurgence de la source au niveau des éblouis à éléments liasiques est provoquée par le jeu de la faille N40 **(Fig. 99)**. En effet, cette faille à jeu effondrant vers SE engendre le dégorgement de la nappe liasique où la source d'Amhmaj resurgit.

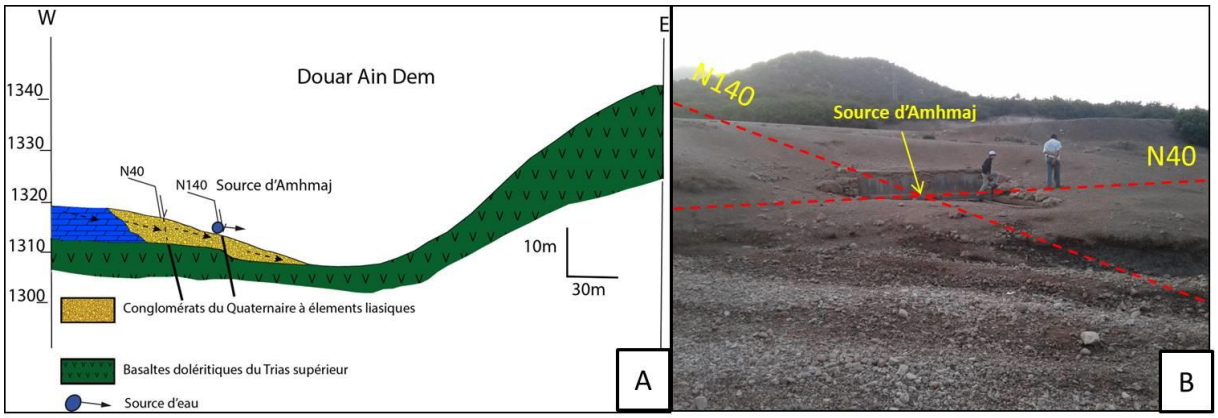


Figure 100:A-Coupe structurale illustrant la position de la source d'Amhmaj et les formations géologiques, B- l'émergence de la source d'Amhmaj au niveau de l'intersection de la faille N140 et N40.

I.2 Source El Ghoul

La source d'EL Ghoul se situe à 20 km au Nord du village de Skoura et à 4 km à l'Est du village de Tazouta **(Fig. 98)**. Elle se caractérise par un débit plus au moins faible et alimente de façon permanente l'Oued Mdaz. Elle prend naissance au niveau d'un nœud tectonique correspondant au recoupement d'une faille N45 avec une autre de direction moyenne N90 **(Fig. 101)**. En terme d'aquifère, à l'aval du bassin hydrologique de Skoura, l'eau de la nappe superficielle sourd au niveau des dépôts fluvio-lacustres du Pliocène inférieur-moyen correspondant aux poudingues de Skoura. Ces dépôts permettent la circulation des eaux grâce à leur perméabilité d'interstices, avec une convergence vers les plans des failles. En particulier les écoulements le long des plans des failles N90 de l'Ouest vers l'Est obliquement par rapport au plan de la faille N45.

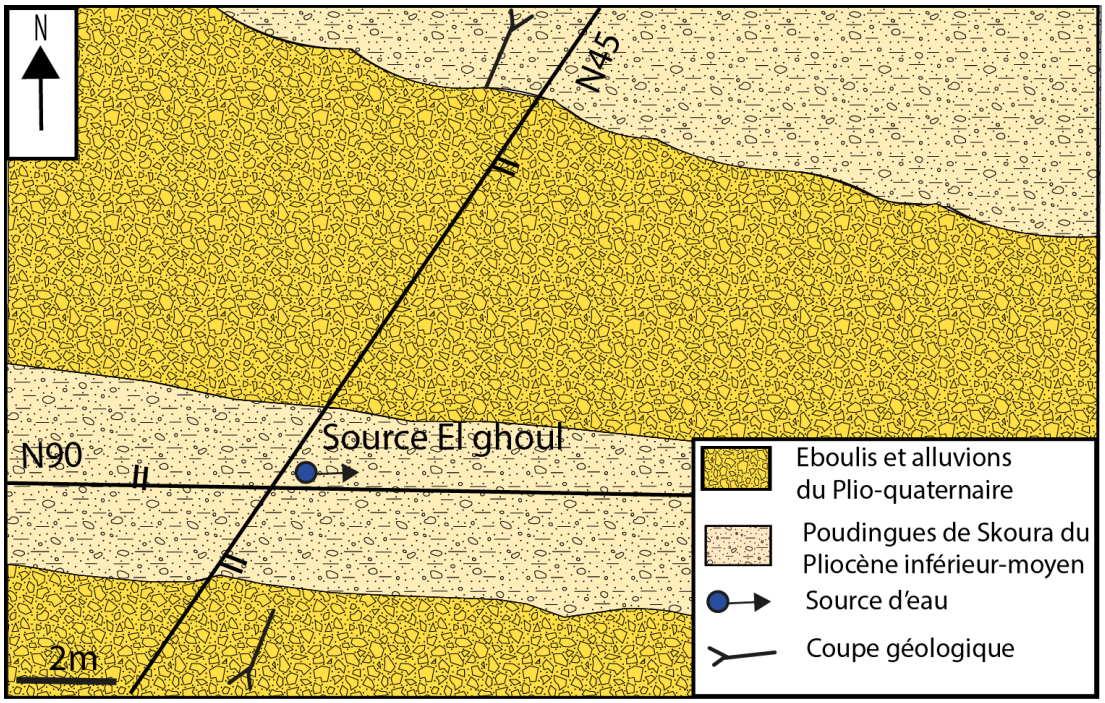


Figure 101:Carte géologique simplifiée illustrant la relation entre la position de la source d'El Ghoul et les structures faillées.

La nappe liasique de Tazouta continue à circuler dans les dépôts fluvio-lacustres ainsi qu'au niveau des éboulis et alluvions du Quaternaire du l'Ouest vers l'Est **(Fig. 102).** Cette nappe se dégorge au niveau d'un compartiment effondré vers le Nord en donnant naissance de la source d'El Ghoul. En réalité, l'apparition de cette source est essentiellement provoquée par l'intersection de la faille N45 avec celle N90. Cette source correspond à une source d'émergence qui sourd au sein des Poudingues de Skoura.

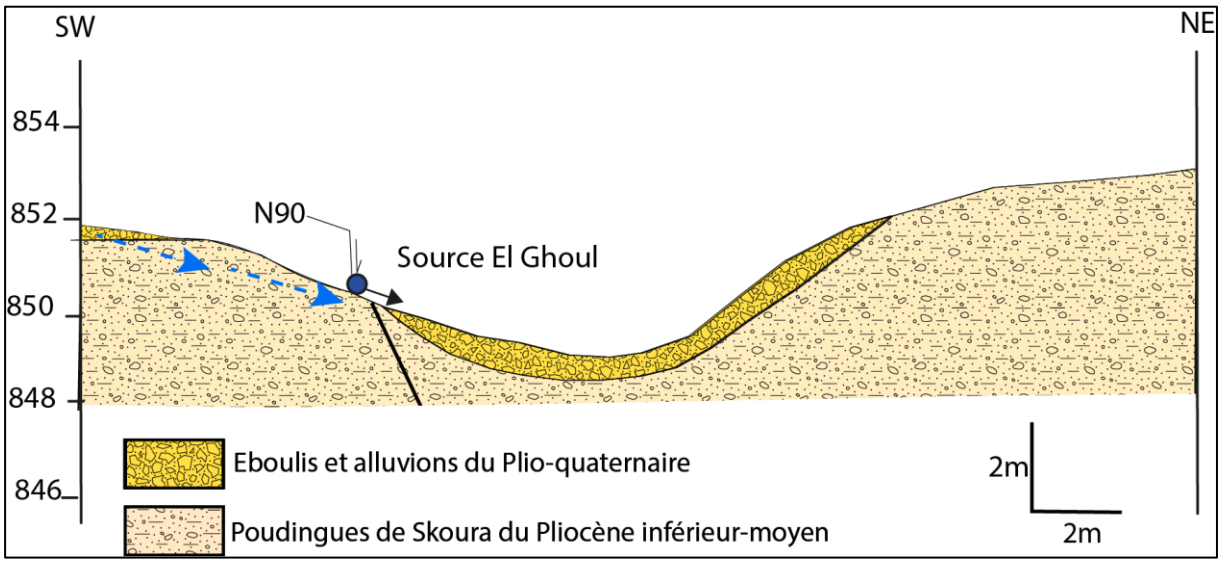


Figure 102:Coupe structurale illustrant la position de la source d'El Ghoul par rapport aux formations géologique.

I.3 Source de Bou Allitten

La source de Bou Allitten qui alimente le village de Sidi Mahyou, se situe au SE du bassin hydrologique de Skoura **(Fig. 98)**. Elle débite une quantité importante d'eau qui est utilisée pour l'alimentation en eau potable et se déverse directement dans le cours d'eau principal de l'Oued Mdaz, favorisant ainsi sa pérennité. Elle prend sa naissance dans la zone du passage d'une faille normale de direction moyenne N45 et émerge au sein des Poudingues de Skoura à caractères fluviatiles et torrentiels d'âge pliocène inférieur moyen **(Fig. 103)**. Ces formations surmontent en discordance angulaire les marnes du miocène supérieur **(El Fartati et al, 2019).**

L'alimentation de la source de Bou Allitten est assurée par la nappe à aquifère conglomératique dont les éléments sont d'origine fluviatile. Sur la carte piézométrique, l'écoulement vers cette source s'effectue du SE vers le NW perpendiculairement au plan de la faille normale N45. Cet écoulement matérialise le compartimentage tectonique du bloc soulevé vers le bloc affaissé. La nappe qui assure l'alimentation de cette source est souvent alimentée soit directement par les précipitations et l'enneigement, soit par les eaux qui proviennent de l'aquifère liasique de Tichoukt. En effet, une partie des eaux de la nappe contenue dans les dolomies liasiques, continue sa circulation du SE vers le NW en suivant les plans des failles transversales NW-SE. Ces eaux sourdent au sein des poudingues de Skoura à perméabilité élevée, en donnant des sources d'eau liées généralement aux plans de failles.

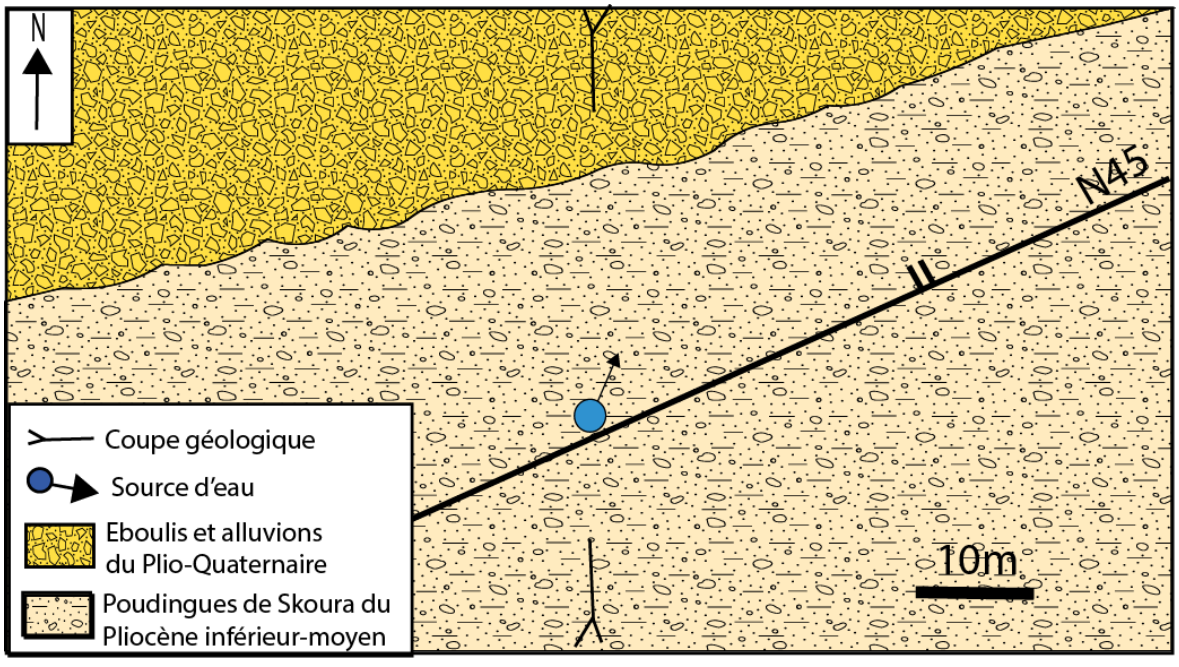


Figure 103:Carte géologique simplifiée illustrant la relation entre la position de la source de Bou Allitten et les structures géologiques.

La source de Bou Allitten apparait sur une altitude dépassant de 20 m le niveau de drainage de l'Oued Mdaz. Ceci explique l'effet de la tectonique et l'érosion fluviatile affectant la zone en question. En plus de l'érosion, la présence d'une grande masse travertineuse couvrant les poudingues de Skoura, nous a permis de mettre en évidence l'importance de la résurgence de cette source au niveau de cette falaise **(Fig. 104).** Le jeu normal de cette faille de direction N45 a contribué à la résurgence des eaux de la nappe à aquifères liasique et plio-quaternaire provenant du Jbel Tichoukt.

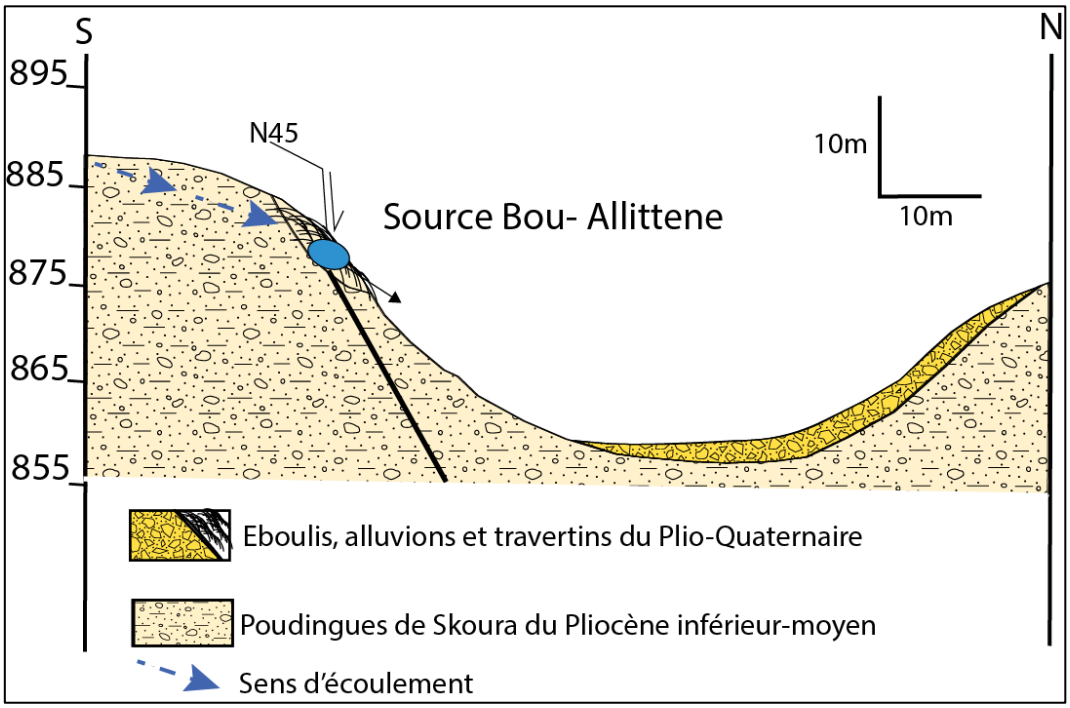


Figure 104:Coupe structurale illustrant la position de la source de Bou Allitten et les structures géologiques.

I. 4 Source Akboub

La source d'Akboub est située dans le village de Skoura au du pied de Jbel Tichoukt **(Fig. 98)**. Le débit de cette source est très important par rapport à celui de la source de Bou Allitten. Elle correspond à une source d'émergence qui sourd au sein des formations fluvio-lacustres du Plio-Quaternaire **(Fig. 105)**. L'eau de cette source est notamment destinée à l'irrigation de quelques parcelles agricoles et à l'alimentation en eau potable.

A proximité du village de Skoura, la source d'Akboub prend naissance au niveau du passage d'une faille normale de direction moyenne N90. Cette faille affecte les dépôts fluviatiles du Pliocène inférieur-moyen ou Poudingues de Skoura, en provoquant le dégorgement de la nappe superficielle. L'écoulement de cette nappe d'eau se fait à partir du bloc soulevé correspondant à la ride de Tichoukt vers le bloc affaissé. Ce compartimentage tectonique en

bloc étagé matérialisé par le jeu normal de la faille N90 a contribué à la résurgence de la source d'Akboub matérialisée par la mise en place d'une grande masse travertineuse **(Fig. 106).**

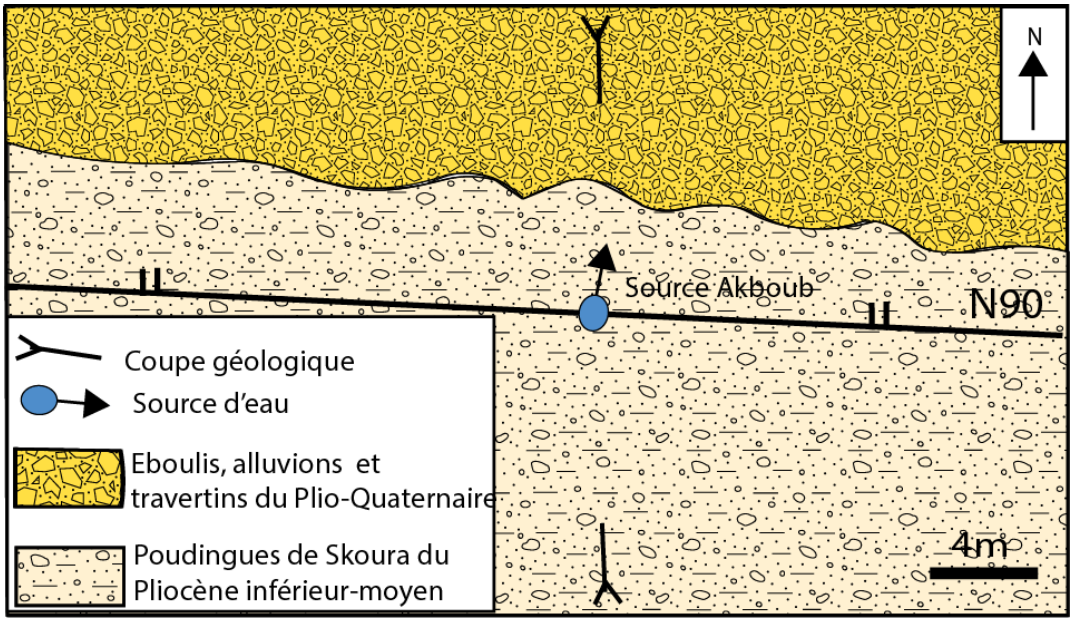


Figure 105:Carte géologique simplifiée illustrant la relation entre la position de la source Akboub et la faille N90 affectant les poudingues de Skoura.

Les eaux de la nappe à aquifère liasique provenant des blocs soulevés situés en amant de la source, sont limités par des failles miocènes de direction moyenne N130 qui se comportent comme des drains qui alimentent la nappe à aquifère de poudingues de Skoura.

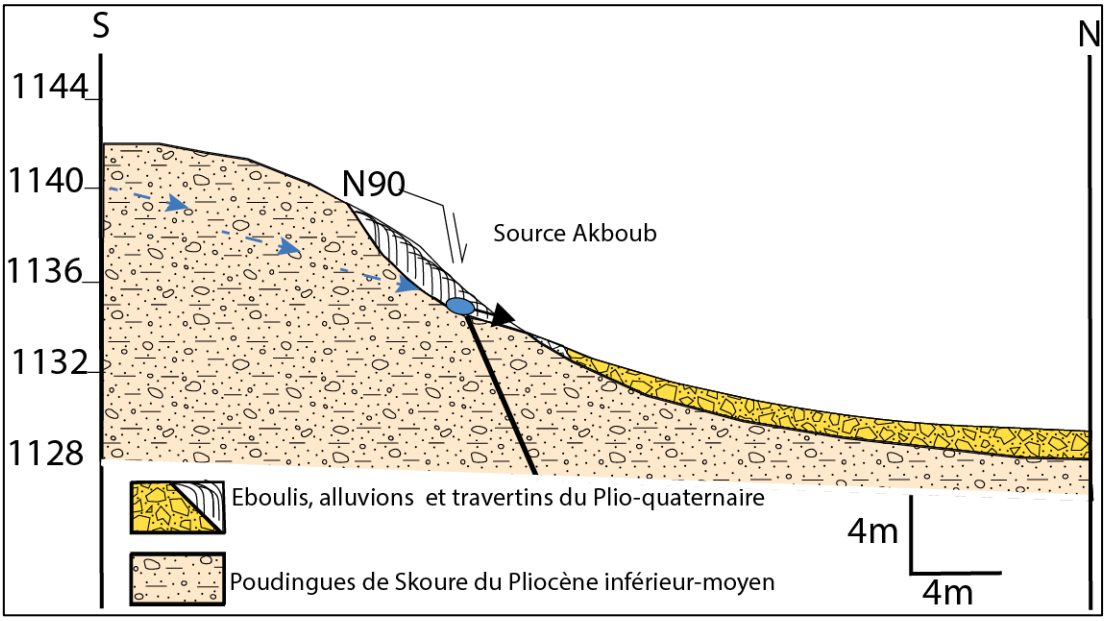


Figure 106:Coupe structurale illustrant la position de la source Akboube et les formations géologiques.

I. 5 Source de Haj Hadou

La source de Haj Hadou est située au pied de jbel Tichoukt dans la rive droite de l'Oued Mdaz, dont les eaux assurent l'alimentation de Douar Tajjine **(Fig. 98).** Elle prend sa naissance au niveau d'un ravin descendant du versant NW de Jbel Tichoukt. Ce ravin suit le plan d'une faille à jeu apparent normale de direction moyenne N130 d'âge probable miocène supérieur. Elle sourd au niveau des poudingues de Skoura d'âge pliocène inferieur-moyen **(Fig. 107**), et débite une quantité considérable d'eau provenant du réservoir liasique de Jbel Tichoukt. En effet, l'écoulement de la nappe superficielle se fait du SE vers le NW suivant les plans des failles transverses de direction moyenne N130, en direction de la source Haj Hadou. La résurgence de cette source est générée aussi par l'effet du creusement de la vallée de l'Oued Mdaz dont le dénivelé est de 10m. C'est l'intersection de cette vallée avec le passage de l'une des failles N130 qui a abouti à l'émergence de la source de Haj Hadou **(Fig. 108)**.

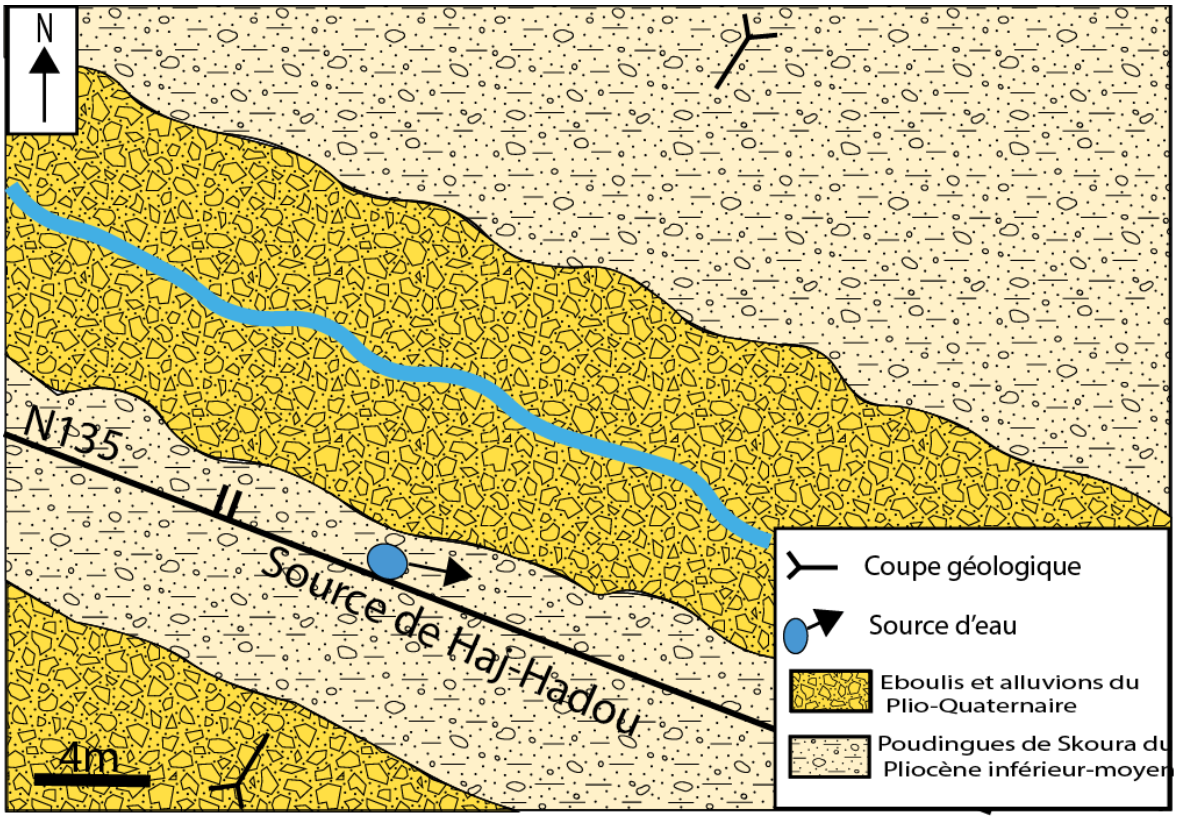


Figure 107:Carte géologique simplifiée illustrant la relation entre la position de la source Haj Hadou, la faille N135 et les couches détritiques plio-quaternaires

Les eaux sortant de cette source subissent une circulation plus au moins rapide en traversant les poudingues de Skoura à perméabilité élevée. Ces eaux ont traversé deux aquifères correspondant aux dolomies liasiques et aux poudingues de Skoura d'âge pliocène, et assurent l'alimentation de toutes les sources situées dans la rive gauche **(Fig. 98)** de la vallée de

l'Oued Mdaz. La résurgence de ce type de sources est fréquemment liée aux failles qui affectent l'aquifère des poudingues de Skoura, lors des épisodes tectoniques d'âge plio-quaternaire **(Fig. 108).**

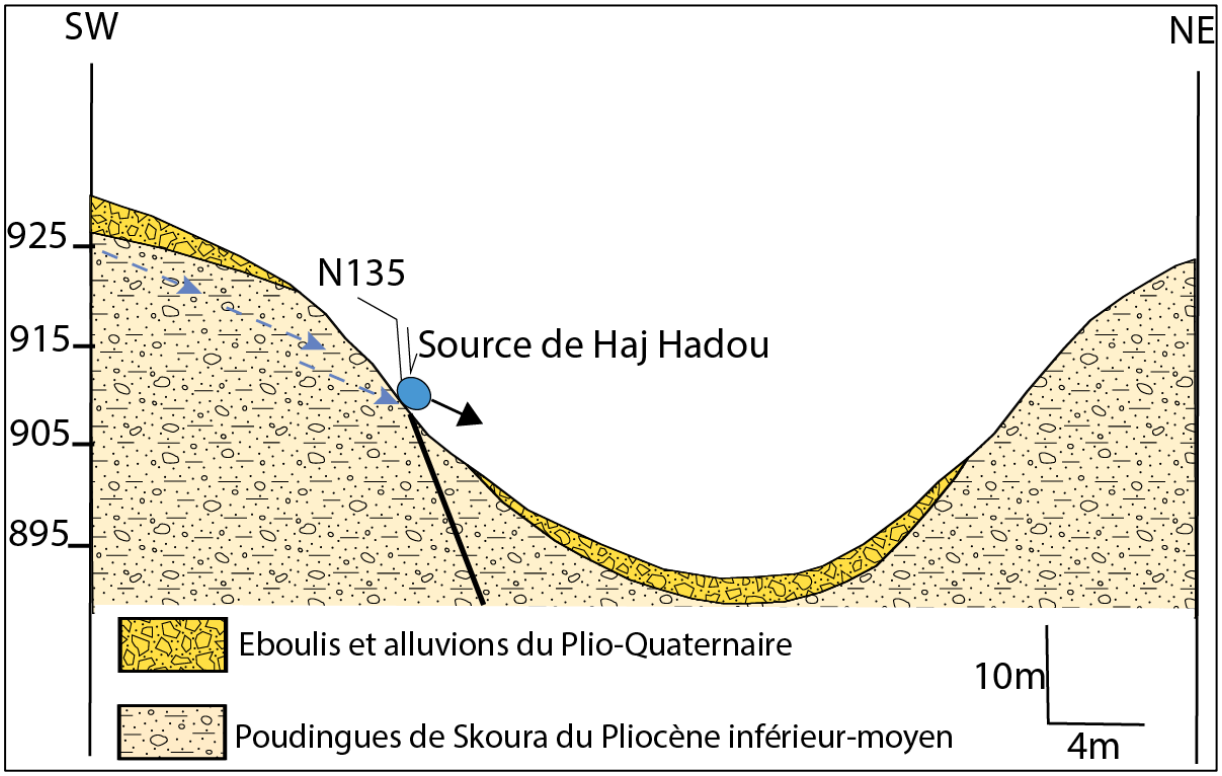


Figure 108:Coupe structurale NE-SW illustrant la position de la source Haj Hadou et les formations géologique.

I.6 Source de Tattiwin

La source de Tattiwin localisée au Douar Isskourne, se situe à 2 km au NW du village de Skoura, sur la rive droite de l'Oued Mdaz **(Fig. 98).** Cette source se caractérise par un très important débit dont les eaux sont destinées à l'usage domestique et à l'irrigation de quelques parcelles agricoles. La source prend sa naissance au niveau du passage d'une faille N130 dont le jeu normal provoque un effondrement vers le Nord, divisant la zone en en deux compartiments étagés. Le bloc soulevé situé en amant de la source, présente une masse travertineuse très importante indiquant l'importance de la résurgence durant la période plio-quaternaire. La superficie importante de la masse travertineuse située dans plusieurs endroits du compartiment affaissé, montre d'une part l'importance des résurgences de la nappe à aquifère des poudingues de Skoura et les variations du niveau piézométrique d'une autre part **(Fig. 109)**. Les résurgences sont liées à la rupture provoquée par le jeu normal de la faille N130, qui a permis le dégorgement de la nappe superficielle liasique au niveau des poudingues de Skoura.

D’après la carte piézométrique que nous avons établie, l’écoulement souterrain de la nappe d’eau dans cet aquifère se fait du SE vers le NW, obliquement au plan de la faille N130 en direction de la source de Tattiwin **(Fig. 110)**. De ce fait, la circulation rapide (perméabilité) des eaux de la nappe dans ces formations rocheuses est souvent liée à la porosité efficace de celles-ci (poudingues de Skoura) et au rapprochement à la zone de recharge correspondant au Jbel Tichoukt.

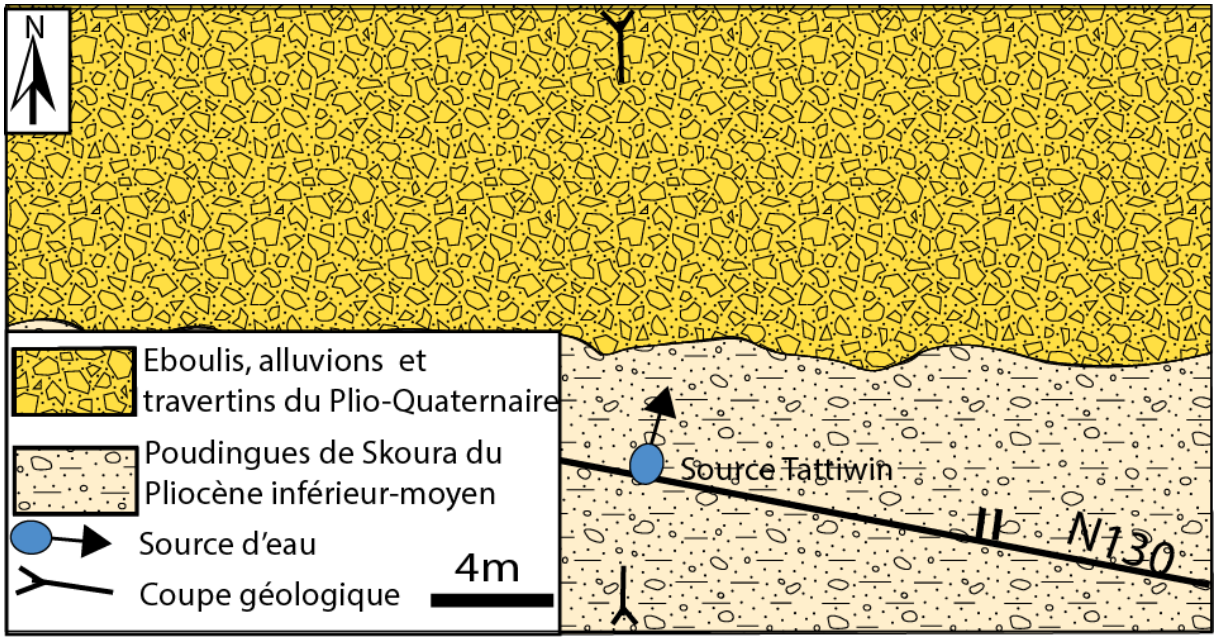


Figure 109:Carte géologique simplifiée illustrant la relation entre la position de la source Tattiwine et la faille N130

Aux environs du village de Skoura, particulièrement dans la rive droite de l’Oued Mdaz, de nombreuses sources apparaissent au niveau des poudingues de Skoura, présentant le même mécanisme d’émergence que celle des sources de Tattiwine et d’Akboub. Il s’agit des sources de Taghazout, de Malliwat, de Bou Hayan et la source Aghzer Ou’Rassim **(Fig. 98)**. Il semble bien que les jeux normaux des failles N90 à N130 et N45, ainsi que les caractéristiques lithologiques de la roche réservoir, jouent un rôle important dans la circulation des eaux souterraines provenant du SE. En plus de ces jeux normaux des failles et la perméabilité efficace caractérisant les poudingues de Skoura, le rapprochement au réservoir liasique de Tichoukt engendre un écoulement plus au moins permanent du SE vers le NW en assurant l’alimentation de nombreuses sources d’eau. Celles-ci participent en grande partie aux écoulements superficiels et en particulier au ruissellement de l’Oued Mdaz.

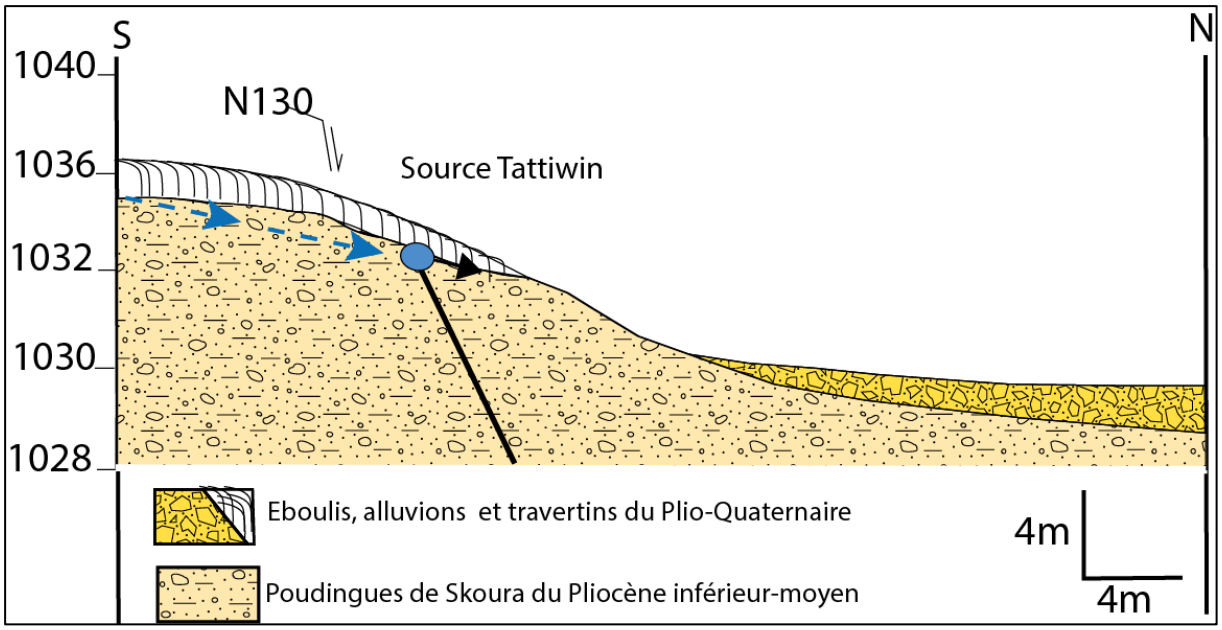


Figure 110:Coupe structurale illustrant la position de la source de Tattiwine et les formations géologiques.

I.7 Source Ou-Taleb

La source d'Ou-Taleb est située à 4 km à l'Ouest du village de Skoura **(Fig. 98).** L'eau de cette source qui débite une quantité considérable d'eau, contribue à l'alimentation en eau potable et à l'irrigation des terrains agricoles. Elle prend sa naissance au niveau du passage d'une faille transversale de direction moyenne N130 dont le jeu normal est attribué au Miocène supérieur. Elle sourd au niveau des couches gréseuses du Bathonien **(Fig. 111)**, qui sont surmontées en discordance légère par les poudingues de Skoura. Le jeu normal de la faille N130 avec bloc SW soulevé et bloc NE affaissé, a provoqué le dégorgement de la nappe à aquifère gréseux, qui s'écoule du SE vers le NW parallèlement à la faille. Celle-ci est masquée par les formations fluvio-lacustres des poudingues de Skoura, favorise aussi la résurgence d'autres sources d'eau à son voisinage de celle-ci et à la base des poudingues **(Fig. 112 et 113).** Il semble bien que les eaux évacuées proviennent de la nappe d'eau à aquifère liasique correspondant au réservoir du Jbel Tichoukt. Au cours de leur cheminement dans les dépôts des poudingues de Skoura et les alluvions quaternaires à éléments liasiques et doggers, une partie des eaux s'infiltre pour alimenter les réservoirs sous-jacents au Bathonien.

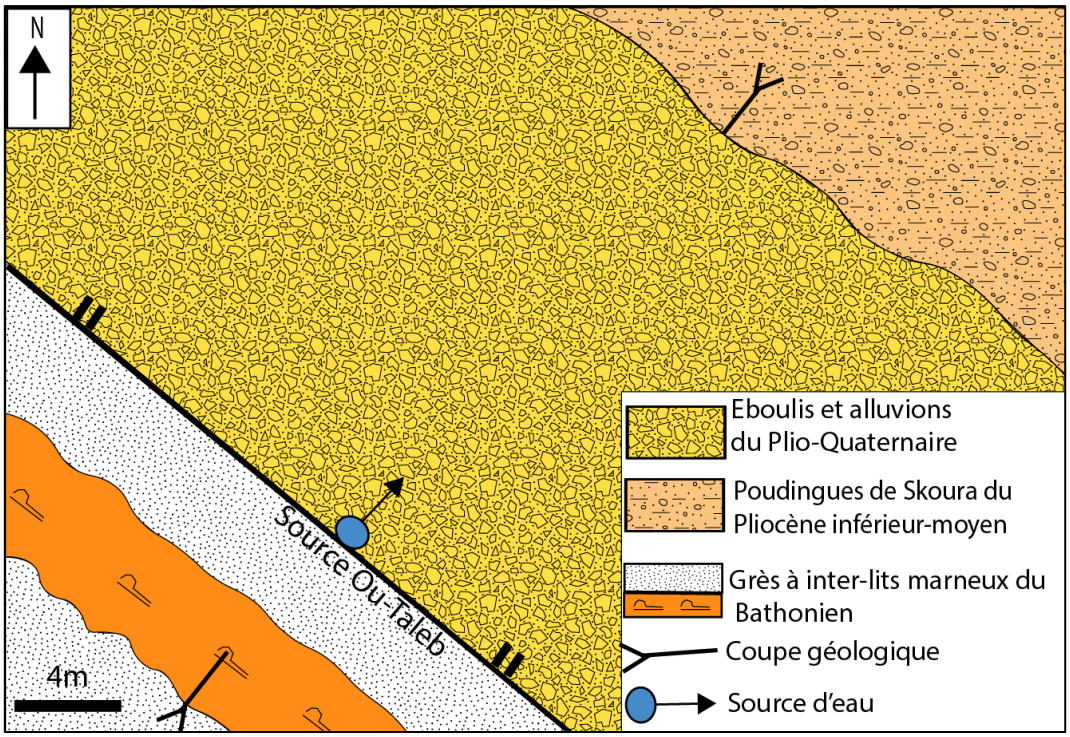


Figure 111:Carte géologique simplifiée montrant la position de la source d'Ou-Taleb et les structures avoisinantes.

Vu l'importance structurale et hydrogéologique des failles N130 dans l'émergence de certaines sources d'eau dans la zone en question, elles ont contribué aussi à la canalisation et le transfert des eaux souterraines provenant des blocs soulevés.

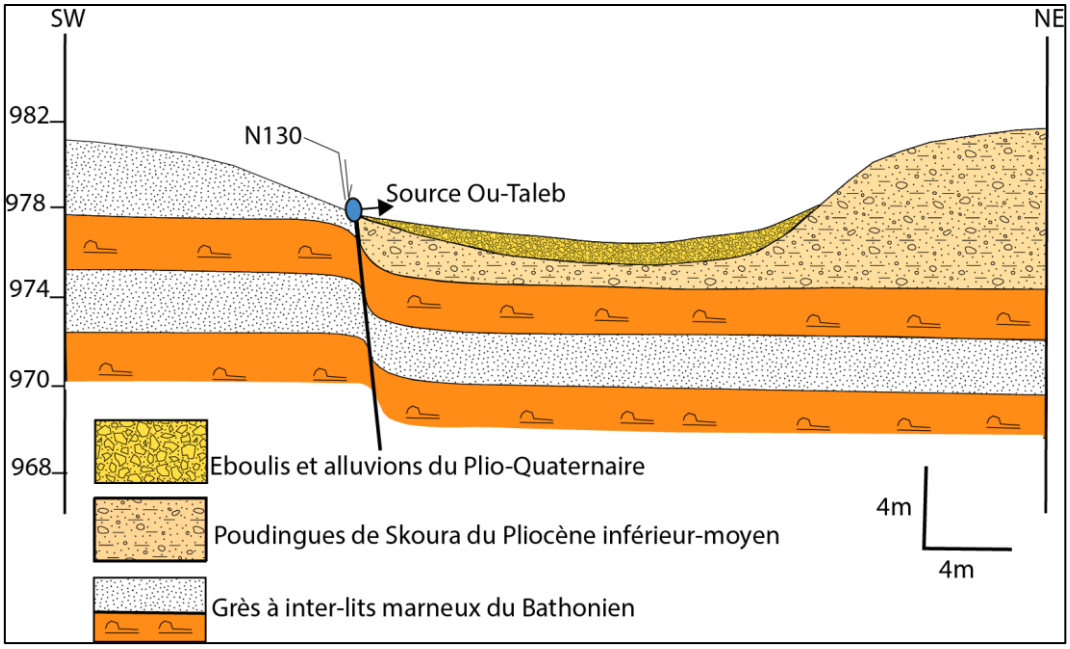


Figure 112:Coupe structurale NE-SW illustrant la position de la source d'Ou-Taleb et les formations géologiques.



Figure 113:l'émergence de la source Ou-Taleb à la base des poudingues de Skoura parallèlement à la faille N130.

II. Source de déversement

Une source de déversement se situe au contact du mur imperméable d'un aquifère, issue d'une nappe libre de déversement, non soutenue et souvent comprise dans une ligne de sources *(Castany et Margat, 1977)*. On rencontre ce type de source dans plusieurs endroits des bassins de Tazouta et de Skoura. Nous avons dénombré 21 sources d'eau qui apparaissent généralement soit au niveau des contacts des dolomies du Lias inférieur avec les argiles rouges du Trias supérieur, soit au niveau des contacts des dépôts fluvio-lacustres du Plio-Quaternaire avec les marnes du Miocènes supérieur ou les marnes versicolores du Bathonien.

II.1. Source d'Aghbalou

La source d'Aghbalou (source avec mare en langue Amazigh, féminin : **Taghbalout**) est la plus importante source d'eau dans le bassin de Tazouta –Skoura, soit de point de vue débit ou de point de vue qualité. Elle est située au NE de la commune de Tazouta **(Fig. 98)** et correspond à la principale résurgence correspondant au dégorgement de la nappe d'eau liasique **(Fig. 114).**

Cette source sourd au niveau d'un nœud tectonique correspondant au recoupement de deux failles. Il s'agit d'une faille normale subméridienne d'âge quaternaire moyen-récent, qui recoupe une faille de direction moyenne N30 à jeux normal et décrochant (**Fig. 115**). Elle émerge à la base de l'aquifère liasique au contact de la semelle imperméable constituée par des argiles rouges du Trias supérieur. Les eaux qui émergent au niveau de cette source, proviennent d'une part d'un écoulement longitudinal le long du plan de la faille N30 qui correspond à une branche de l'A.N.M.A ; et d'autre part d'un écoulement transversal provenant des horsts avoisinants limités par les failles de direction moyenne N120.



Figure 114:dégorgement de la source d'Aghbalou au niveau de l'intersection de deux failles N160 et N30.

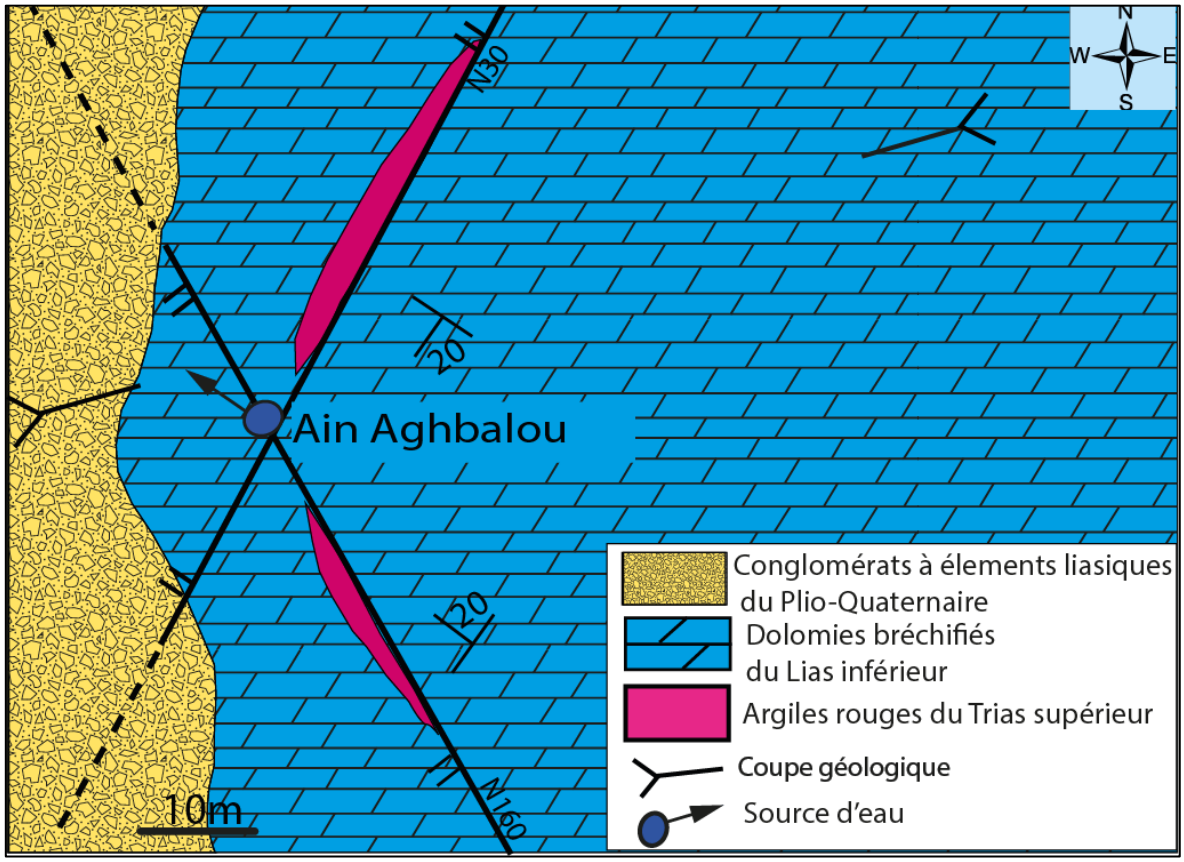


Figure 115:Carte géologique simplifiée illustrant la relation entre la position de la source Aghbalou, les formations géologiques et les failles N30 et N160 à jeux normaux synthétiques.

Au niveau de la commune de Tazouta, au voisinage de la source d'Aghbalou correspondant à la zone où se situe Dayet Tazouta, la nappe d'eau circule dans les dolomies liasiques suivant le pendage des couches en direction des blocs effondrés. En effet, l'écoulement de la nappe se

fait de l'E vers l'W en direction du compartiment affaissé par le jeu normal de la faille subméridienne où sourd la source d'Aghbalou (El Fartati et al., 2021) **(Fig. 116).**

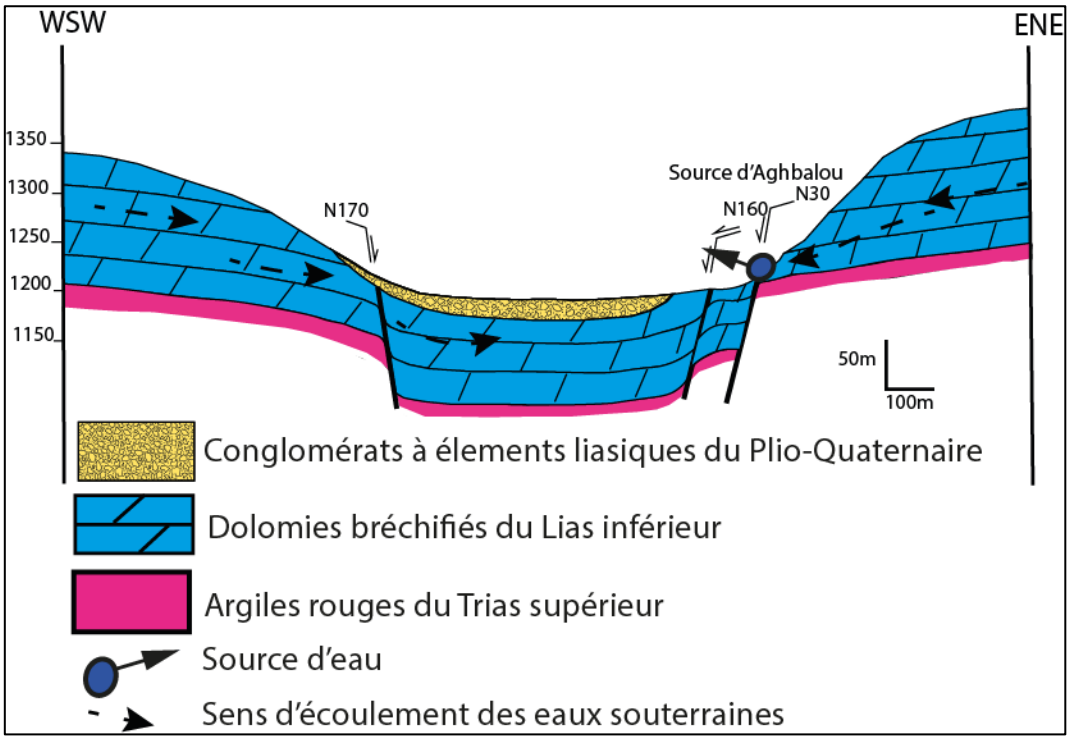


Figure 116:Coupe géologique WSW-ENE montrant la relation entre la position de la source d'Aghbalou et les structures tectoniques.

II.2. Sources de Aïn Dem et de Aïn Roh

La source d'Ain Dem est située au NW de la commune de Tazouta, sur le flanc NE du bassin et au pied de Jbel Ben Tatou **(Fig. 98).** Elle sourd au niveau du passage d'une faille orientée N75. Cette source est localisée à la base des couches dolomitiques liasiques, au contact direct avec les argiles rouges du Trias. Il est évident que la toponymie d'Aïn Dem (source du sang en arabe) provient de la couleur rouge des eaux chargées en argiles triasiques altérées **(Fig. 117 et 118)**. La même famille de failles ENE-WSW donne naissance à d'autre sources que celle d'Ain Dem, c'est le cas de la source de Aïn Roh (source de l'âme). L'alimentation en eau de la source Aïn Dem, se fait à partir du bloc soulevé situé vers le Sud avec un écoulement vers le bloc nord effondré par le jeu normal de cette faille. Par contre la source de Aïn Roh qui se trouve en face de la source de Aïn Dem, de l'autre côté du graben, est alimentée par le bloc soulevé situé au NNW, correspondant au Jbel Ben Tatou **(Fig. 98).** Les eaux de la nappe liasique au NW du bassin, sont partagées en deux parties ; une partie s'écoule vers la direction de la source Aïn Roh et l'autre partie s'écoule vers le NE et le Nord en direction d'Ibadicen **(voir la figure 87 (carte piézométrique de Tazouta) dans le chapitre 1 partie IV)**. Généralement ces écoulements suivent les pendages des couches et la

direction des effondrements des blocs. En effet, la zone où se situent les deux sources correspond à un graben orienté ENE-WSW, limité par les failles normales de direction moyenne N75 **(Fig. 119)**. Cette géométrie favorise le rassemblement des eaux qui résurgent au niveau de ces deux sources.

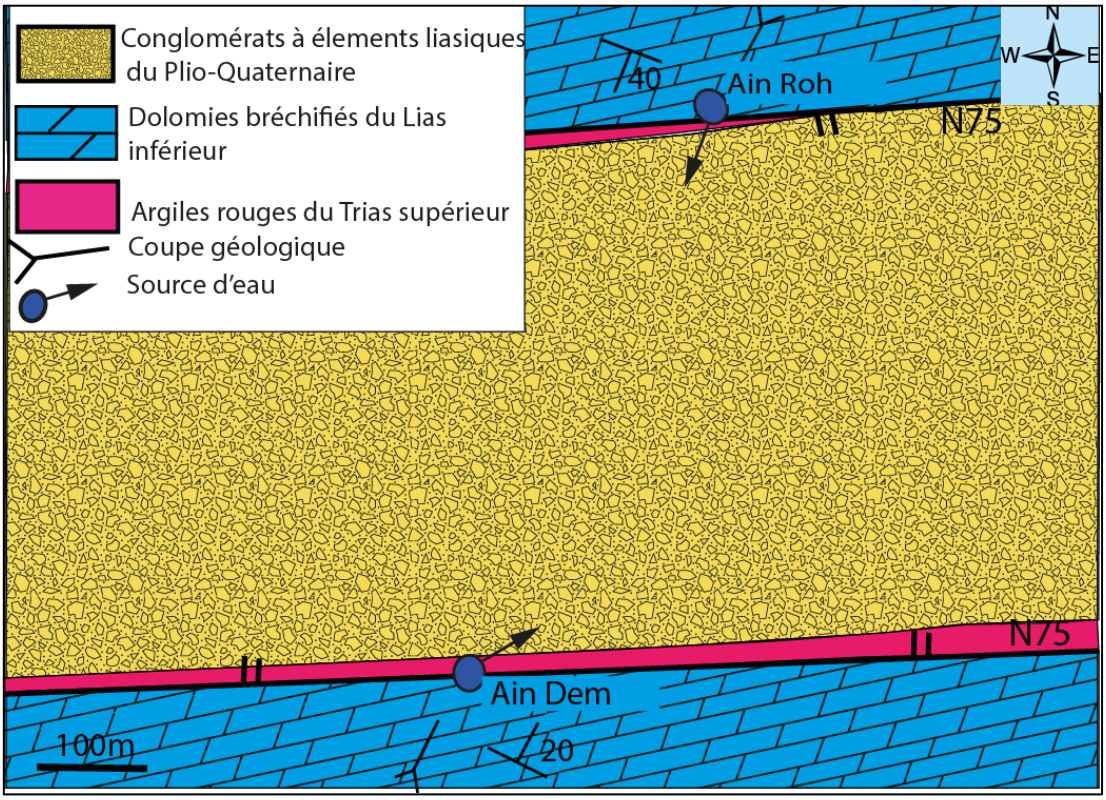


Figure 117:Carte géologique simplifiée montrant la position des sources d'eau Aïn Dem et Ain Roh et les structures tectoniques.



Figure 118:déversement de la source d'Ain roh et Ain Dem au niveau du passage de la faille N75.

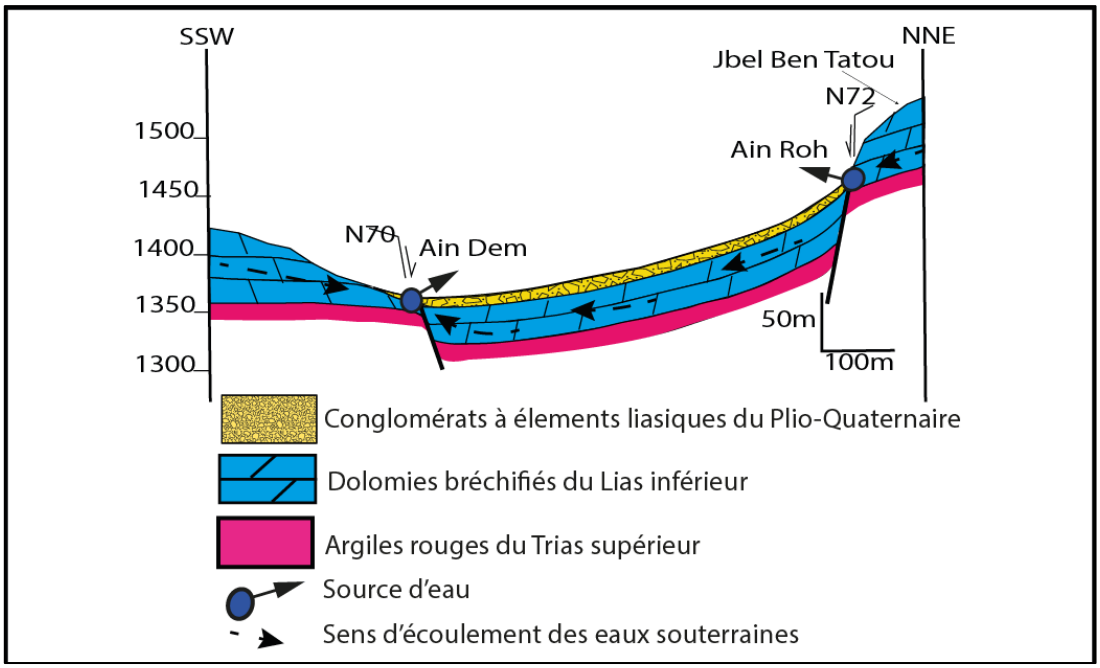


Figure 119:Coupe géologique montrant la relation structurale entre les résurgences des sources Ain Dem et Aïn Roh et les failles normales ENE-WSW.

II.3. Source d'Ait Sbaa

La source d'Ait Sbaa est située à l'extrémité SW du bassin de Tazouta. Elle prend naissance dans la zone de passage d'une branche de l'Accident Nord Moyen Atlasique, exactement au pied de Jbel Sidi Abdallah **(Fig. 98)**. Cette source sourd au niveau du passage d'une faille de direction moyenne N10. Elle apparait directement à la base des dolomies liasiques au contact des argiles rouges triasico-liasiques. Elle est masquée par les alluvions et les roches basaltiques du Quaternaire. L'érosion fluviatile a favorisé l'apparition et la résurgence de cette source dans les couches liasiques **(Fig. 120 et 121).**

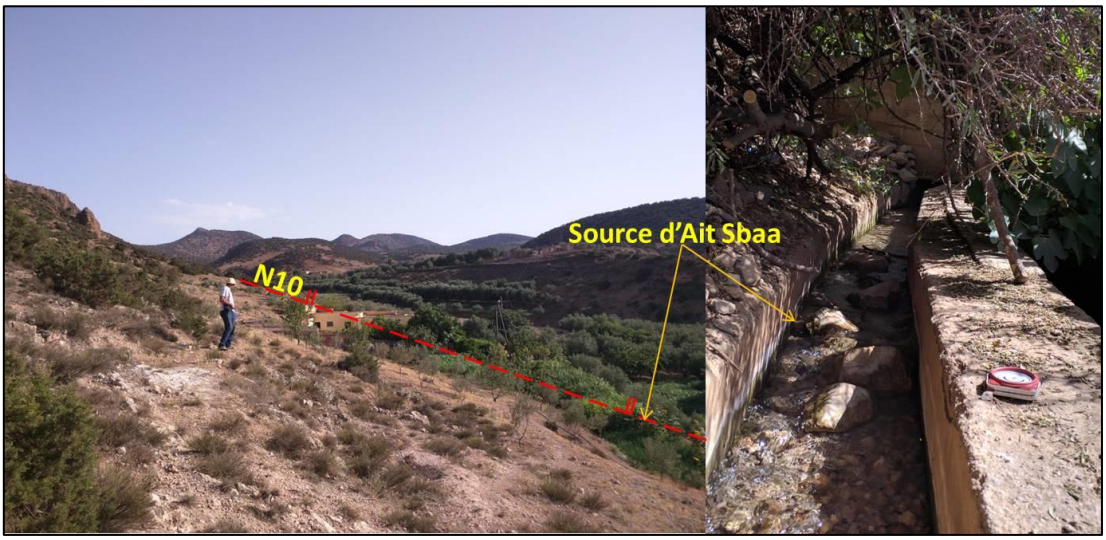


Figure 120:déversement de la source d'Ait Sbaa auprès du passage de la faille N10.

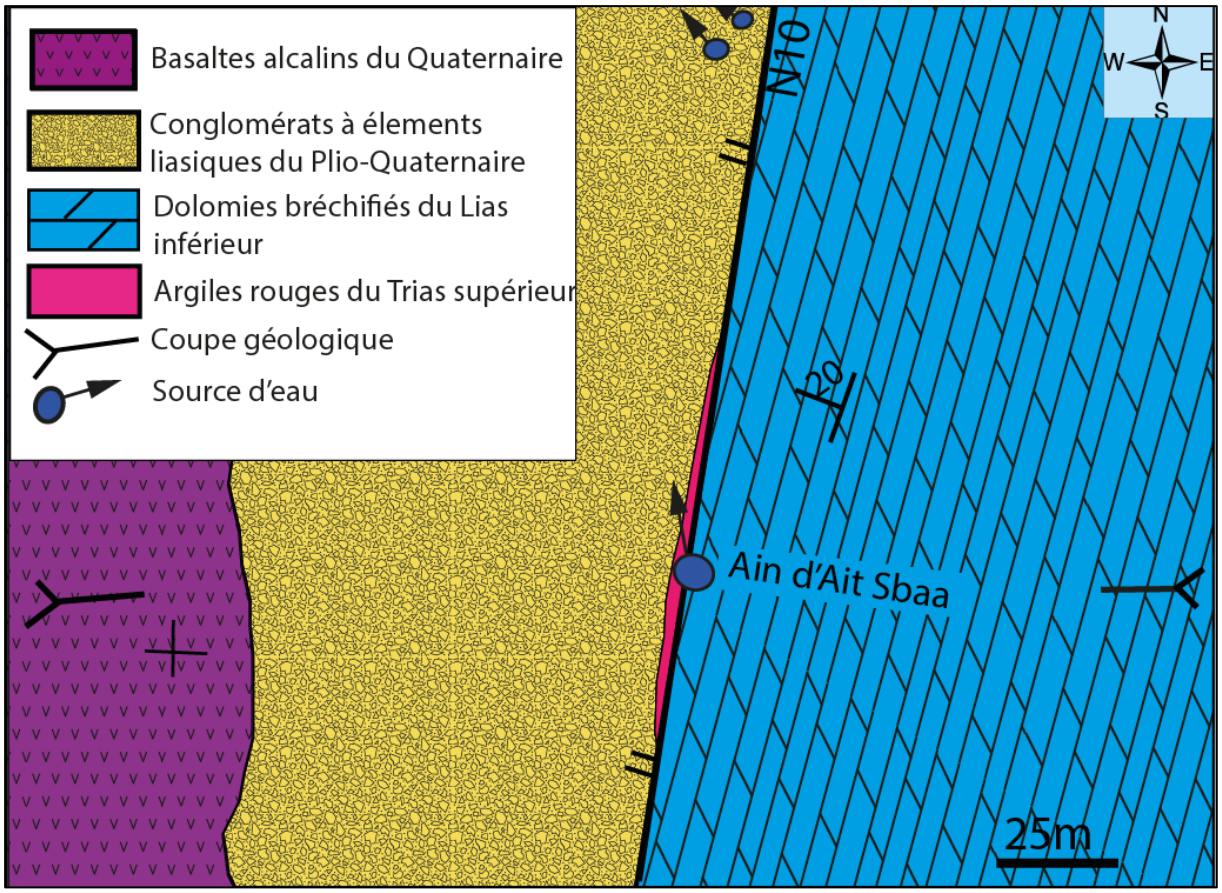


Figure 121:Carte géologique simplifiée montrant la position de la source d'Ait Sbaa par rapport aux structures géologiques.

L'alimentation de la source est assurée par les eaux qui transitent du compartiment soulevé correspondant à Jbel sidi Abdellah, vers le compartiment effondré d'Ait Sbâa. A ce niveau, la présence des couches basaltiques qui reposent en concordance sur des alluvions du Plio-Quaternaire, a influencé la conductivité électrique des eaux de la nappe d'eau superficielle, qui est directement liée au chimisme et à la qualité de ces eaux. En effet, l'écoulement des eaux dans l'aquifère dolomitique liasique, s'effectue du SE vers le NW en direction du compartiment affaissé par la faille normale orientée N10 **(Fig. 122)**. Au cours de leur cheminement, une partie des eaux s'infiltre dans les éboulis du Quaternaire (écoulements hypodermiques), et réapparait sous forme de petites sources en aval de la source principale d'Ait Sbâa **(Fig. 121)**. La faille N10 contribue aussi au blocage des eaux qui s'écoulent vers dayet mosquée où elles assurent l'irrigation des parcelles agricoles. Ce blocage se traduit par l'abaissement du niveau piézométrique de la majorité des puits creusés au niveau de cette cuvette qui était à l'origine un lac ou dayat. En parallèle, cette barrière naturelle matérialisée par cette faille, contribue au changement du sens d'écoulement des eaux vers dayat Tazouta.

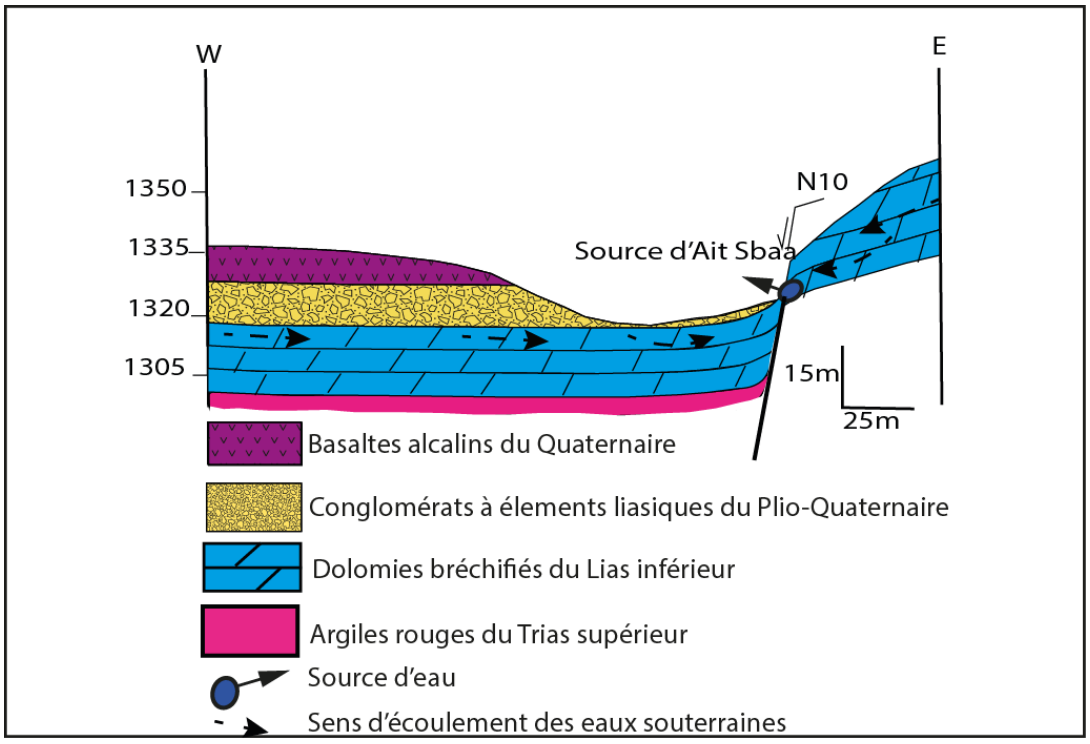


Figure 122:Coupe géologique montrant la relation entre la position de la source d'Ait Sbaa et les structures tectoniques.

II.4. Source Tit N'Tazert

La source de Tit N'Tazart (source du **figuier** en Tamazight) se situe à l'extrémité NW de la zone de Skoura, et à 4km à l'Est de Tazouta **(Fig. 98).** Cette source qui sourde au pied de Jbel Sidi Abdallah, correspondant au versant NW du bassin de Skoura **(Fig. 123)**. Elle contribue à l'alimentation du Douar Ait Chaib en eau potable et à l'irrigation de quelques parcelles agricoles. Elle se caractérise par un débit très important.

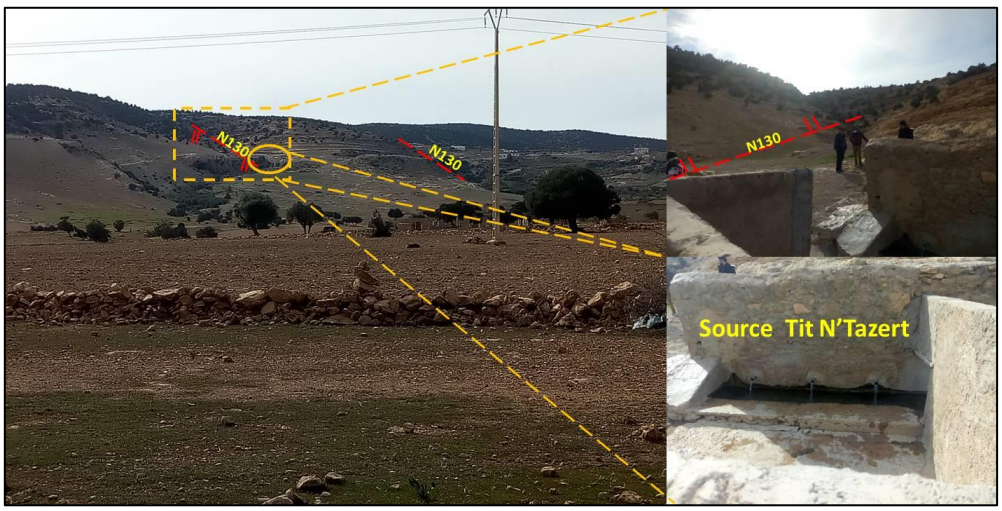


Figure 123:déversement de la source de Tit N'Tazart au niveau du passage de la faille normale N160.

La source de Tit N'Tazert prend naissance au niveau d'un nœud tectonique correspondant à la jonction de deux failles normales **(Fig. 124)**. Il s'agit d'une faille subméridienne N160 d'âge quaternaire moyen-récent qui recoupe la base du plan d'une faille transversale synsédimentaire N130 d'âge miocène supérieur. Elle affleure à la base des calcarénites du Miocène supérieur, qui recouvrent le substratum marneux de même âge **(Fig. 125)**. Ces calcaires sont surmontés par les calcaires lacustres du Pliocène moyen supérieur. Ces formations perméables pouvant contenir une réserve importante d'eau, reposent en concordance sur les marnes du Miocène supérieur.

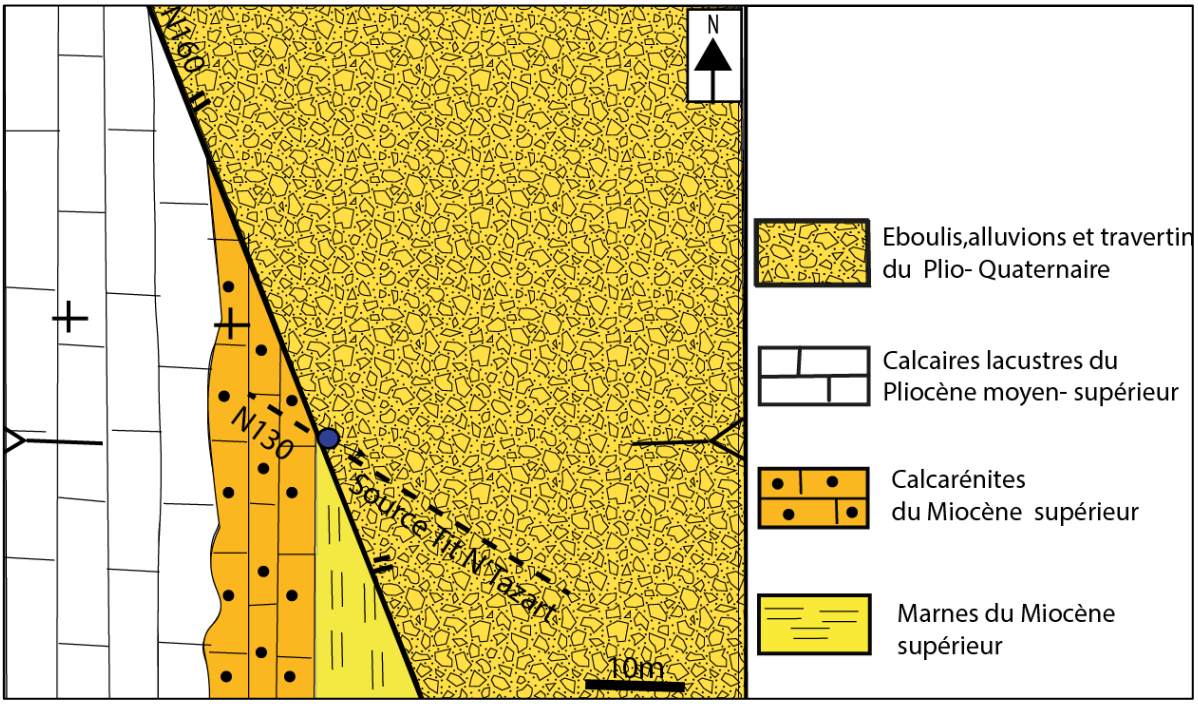


Figure 124:Carte géologique simplifiée montrant la position de la source Tit N'Tazart et les structures géologiques.

L'intersection de ces deux failles à jeux normaux, a permis l'émergence de la source de Tit N'Tazart. La faille N130 est normale synsédimentaire aux dépôts miocènes, avec variation du faciès de part et d'autre du plan de celle-ci. La base de ce plan affecte les dolomies et les calcaires liasiques qui forment la limite entre les bassins hydrogéologiques de Tazouta et de Skoura. De ce fait, les failles N130 jouent le rôle de drains entre la nappe du causse de Tazouta et la nappe plio-quaternaire de Skoura. Le contact entre ces deux nappes est assuré par la faille normale N160 qui divise la zone en deux compartiments ; un compartiment soulevé contenant le Douar Ait Chaib et la Tablette d'Aït Chaib, et un compartiment affaissé recouvert par des éboulis et des alluvions du Plio-Quaternaire. Le rejet vertical de cette faille subméridienne dépasse les 100 m, favorise d'une part le dégorgement de la nappe d'eau qui

s'écoule de l'Ouest vers l'Est, et l'affleurement des failles synsédimentaires N120 à N140 affectant les dépôts du Miocène supérieur d'une autre part. L'alimentation de la source Tit N'Tazart est assurée par la nappe d'eau liasique du causse de Tazouta et la nappe à aquifère plio-quaternaire. Par sa situation dans la zone du passage de l'Accident Nord Moyen Atlasique qui joue le rôle d'un drain primordial, la recharge de la nappe plio-quaternaire qui assure directement l'alimentation de celle-ci, s'effectue par les précipitations ou par les eaux souterraines provenant du causse liasique de Tazouta. A l'amont de la source, la nappe circule dans les dolomies du Lias inferieur et dans les formations fluvio-lacustres et travertineuses du Pliocène et du Quaternaire. Elle se dégorge au niveau du passage de la faille subméridienne N160 en donnant d'autres sources d'eau similaires à celle de Tit N' Tazert **(Fig. 123)**. La nappe d'eau liasique converge vers le centre du bassin pour alimenter non seulement la nappe à aquifère plio-quaternaire, mais aussi la vallée de l'Oued Mdaz.

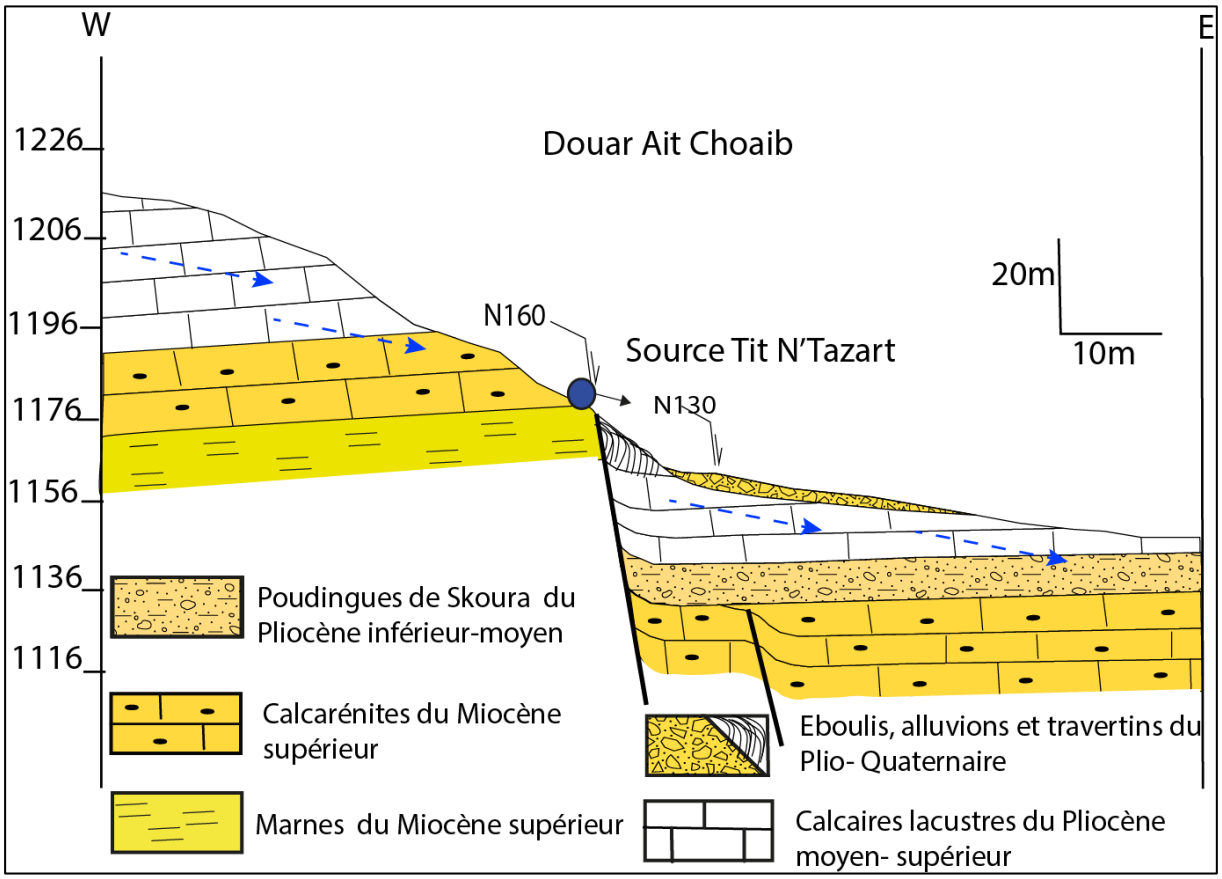


Figure 125:Coupe géologique montrant la relation entre la position de la source de Tit N'Tazert, et les structures tectoniques

II.5. Sources de Mghirta

La source de Mghirta se situe à environ de 20 km au Nord du village de Skoura et à 5km à l'Est du village de Tazouta **(Fig. 98)**. Cette source débite une quantité d'eau plus au moins

faible par rapport aux sources avoisinantes qui se déverse dans les éboulis et alluvions du Plio-Quaternaire. Cette résurgence sourde à la base des calcaires lacustres du Pliocène moyen-supérieur qui recouvrent un substratum marneux du Miocène supérieur avec lacune des poudingues de Skoura **(Fig. 126-128).**

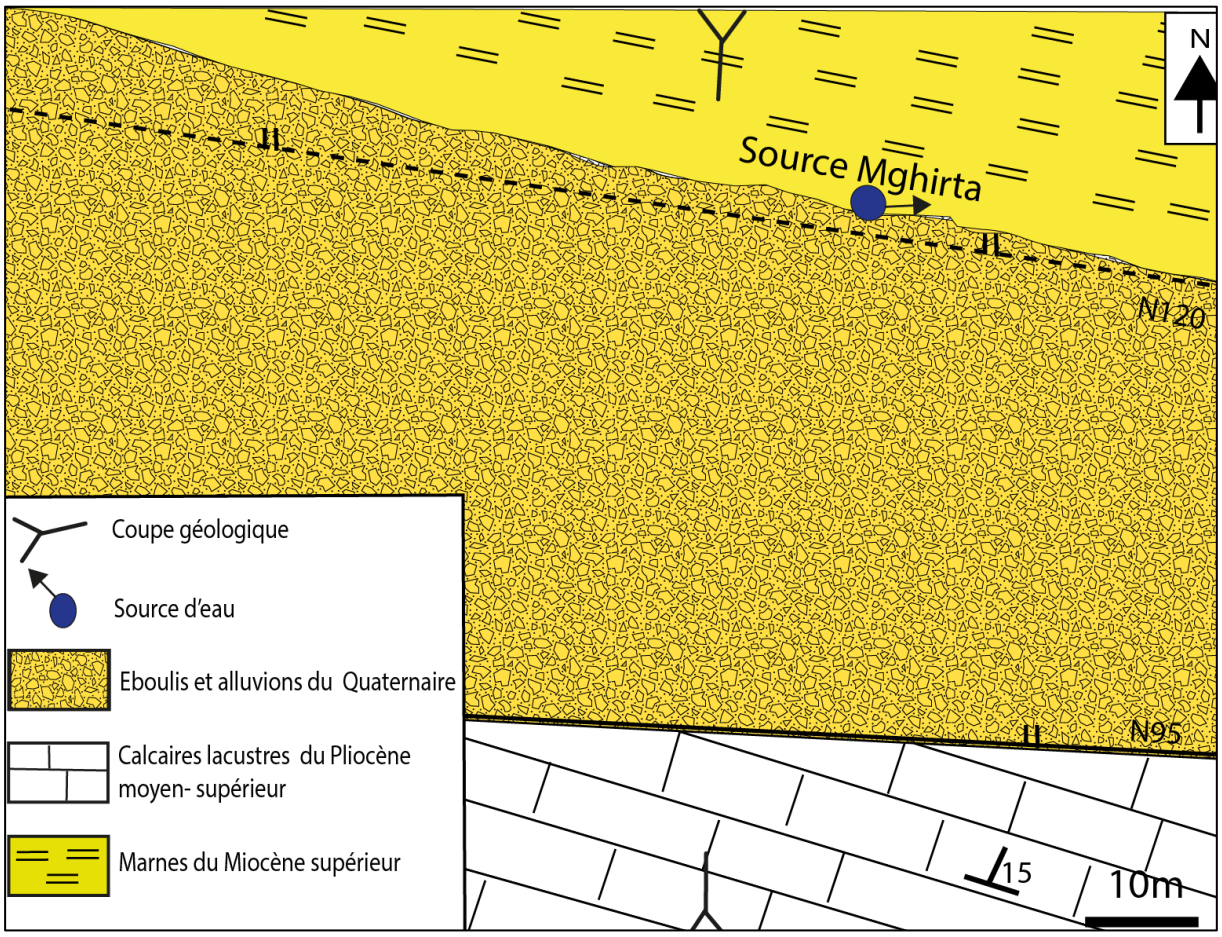


Figure 126:Carte géologique simplifiée montrant la position de la source de Mghirta par rapport aux structures géologiques.

Vers le Sud de la source, on observe un compartimentage tectonique orienté vers le nord, matérialisé successivement par les jeux normaux des failles N95 et N120. Ceci favorise d'une part des écoulements des eaux souterraines parallèles aux plans de celles-ci, et d'autre part des écoulements du Sud vers le Nord en direction des zones effondrées. Au cours de leur cheminement, les eaux traversent les poudingues de Skoura et la calcaires lacustres pour s'émerger dans les conglomérats et les alluvions du Quaternaire en donnant naissance aux sources de Mghirta et d'El Ghoul **(Fig. 127)**. A la proximité de la source principale de Mghirta, nous avons constaté la présence d'autres sources d'eau similaires qui ne se séparent que par des vingtaines de mètres. Le mode d'apparition de celles –ci est souvent le même que

celui de Mghirta. L'ensemble de ces sources ont les mêmes caractéristiques hydrodynamiques.

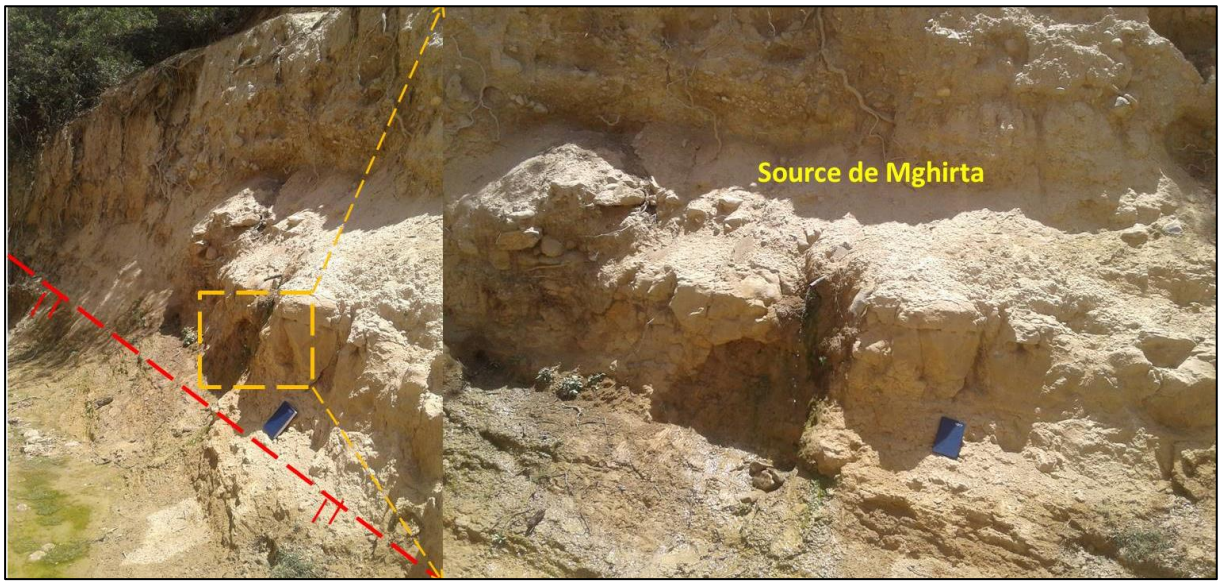


Figure 127:déversement de la source de Mghirta à la base des calcaires lacustres du Pliocène moyen supérieur.

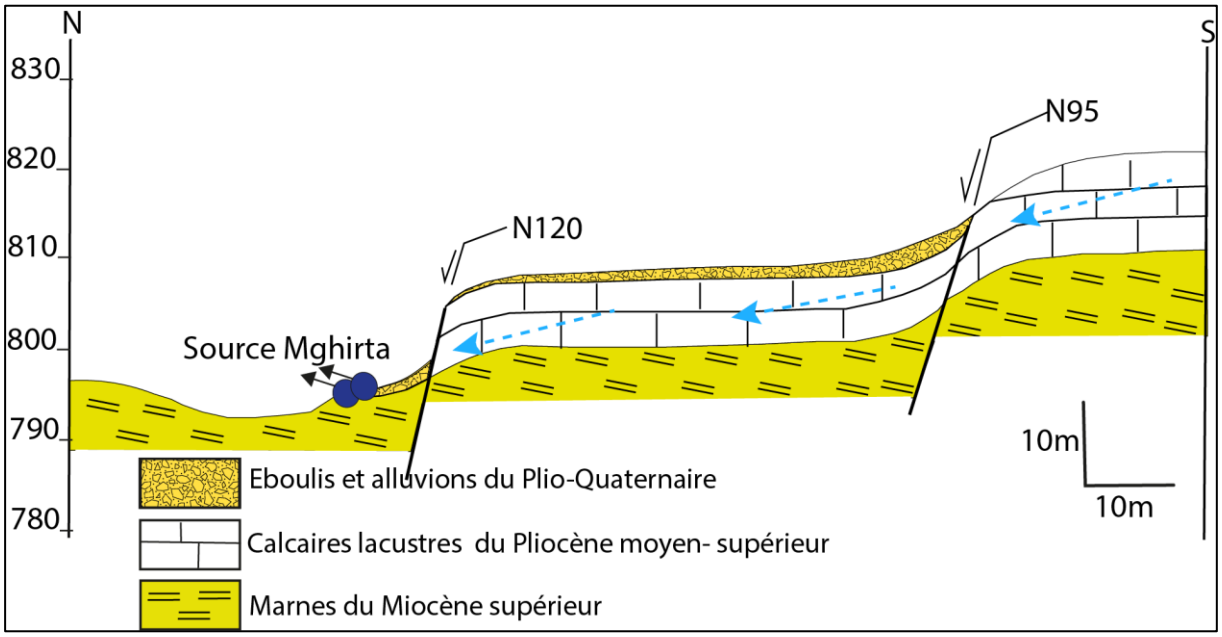


Figure 128:Coupe géologique montrant la relation entre la position de la source Mghirta et les structures tectoniques.

II.6. Sources de Sidi Yahia

La source de sidi Yahia se situe à l'exutoire du bassin hydrologique de Skoura et à 6km à l'Est du village de Tazouta. Elle se caractérise par un débit important dont les eaux sont fréquemment destinées à l'usage domestique **(Fig. 98 et Fig. 129).**



Figure 129:déversement de la source de Sidi Yahia auprès du recoupement de la faille N160.

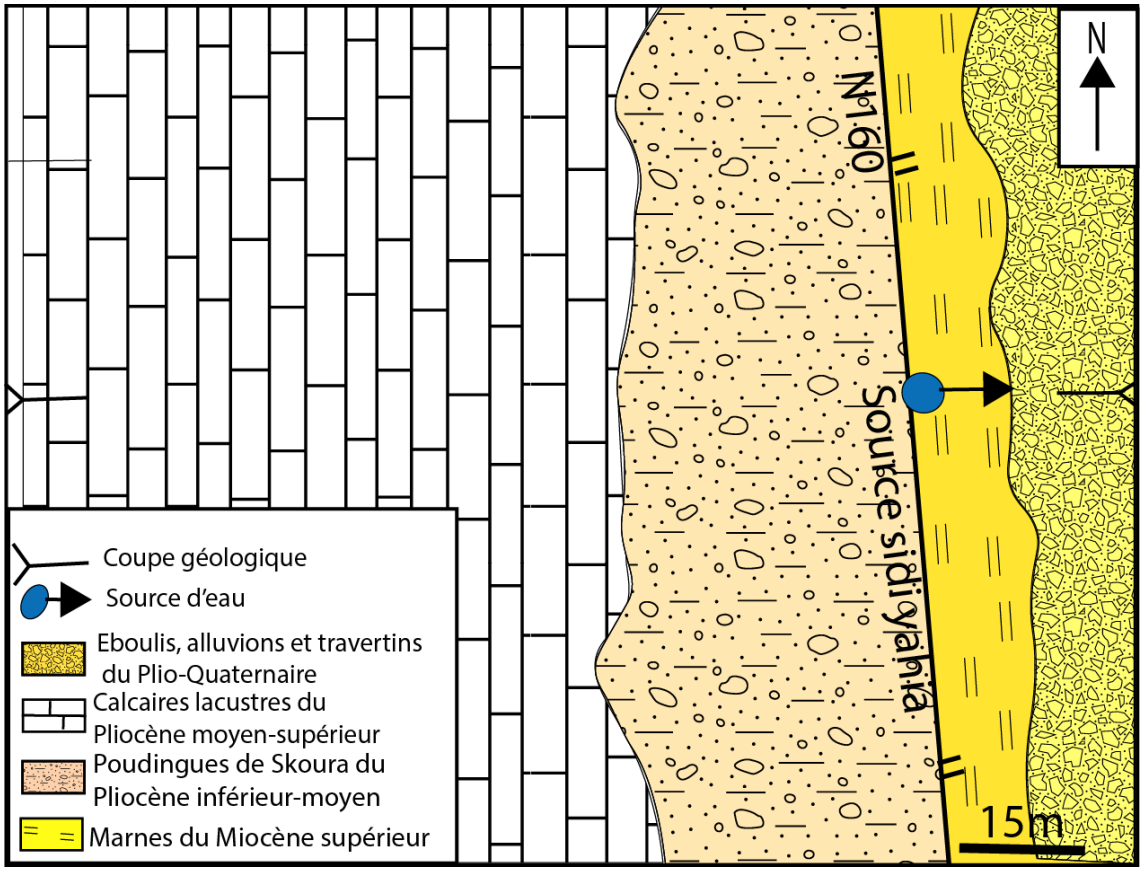


Figure 130:Carte géologique simplifiée montrant la position de la source de Sidi Yahia et les structures géologiques.

La source de Sidi Yahia prend naissance au niveau du passage d'une faille normale subméridienne d'âge quaternaire moyen –récent **(Fig. 130)**. Cette faille qui est parallèle avec

le cours d'eau principal de l'Oued Mdaz devise la zone en deux compartiments, dont le rejet vertical dépasse les 30 m. En Plus de la rupture engendrée par la faille N160, l'érosion dans la rive gauche de l'Oued Mdaz a contribué aussi à la résurgence de celle-ci. En effet, cette source sourd à la base des poudingues de Skoura qui reposent en discordance angulaire de 20° sur un substratum marneux d'âge Miocène supérieur. Ces formations sont surmontées par les calcaires lacustres du Pliocène moyen-supérieur **(Fig. 131)**. Le jeu normal à légère composante décrochante senestre de la faille N160 affectant ces formations a permis le dégorgement de la nappe plio-quaternaire. Les eaux proviennent des zones soulevées correspondant successivement à la zone de passage de l'Accident Médian Moyen Atlasique et la Tablette d'Ait Chaib. Ces eaux cantonnées dans l'aquifère des dolomies liasiques de Tazouta continuent à circuler perpendiculairement aux plans des failles subméridiennes de l'Ouest vers l'Est, en traversant toutes les formations plio-quaternaires. Ceci explique que l'alimentation de cette source qui alimente par la suite la pérennité de l'Oued Mdaz, se fait exclusivement à partir des blocs soulevés situés à l'Ouest. Au niveau du passage de la faille N160, notamment dans la rive gauche de l'Oued Mdaz, nous avons observé la présence de nombreuses sources d'eau séparées d'une vingtaine de mètres. Elles sont dues au même mécanisme d'apparition, mais avec des débits variables. Ces derniers sont souvent influencés par les infiltrations le long des failles transverses N130 qui réorientent dans certains endroits une partie des écoulements vers le Sud. Aux environs de la source de Sidi Yahia, la présence d'une grande masse travertineuse du Plio-Quaternaire couvrant les formations sous-jacentes, indique l'importance de la résurgence de celle-ci. C'est le jeu normal de la faille subméridienne qui a favorisé le dégorgement de cette nappe d'eau parvenant de l'Ouest **(Fig. 131-129).**

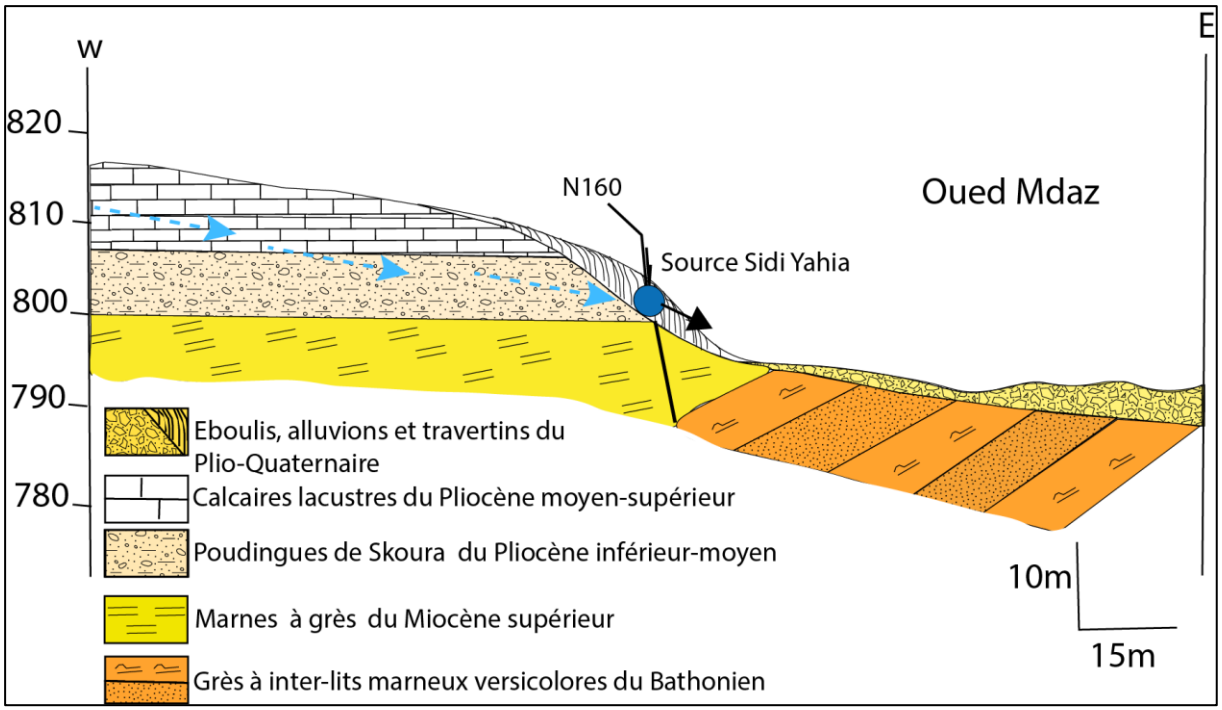


Figure 131:Coupe géologique montrant la relation entre la position de la source de Sidi Yahia et les structures tectoniques.

II.7. Sources Tiflwin

La source de Tiflwin se situe à 20km au NW du village de Skoura et à 12 km au SE du village de Tazouta. L'apparition de cette source coïncide avec le passage de la même faille N160 où se situe la source de Tit N'Tazart. En effet, Elle sourde au niveau d'un nœud tectonique correspondant au passage deux familles de failles **(Fig. 98)**. Il s'agit de la faille subméridienne d'Ait Chaib du Quaternaire moyen-récent qui recoupe une faille normale synsédimentaire N130 d'âge miocène supérieur **(Fig. 132-133)**. Cette source affleure à la base des calcarénites du Miocène supérieur qui recouvrent une couche marneuse de même âge. Le mécanisme structural d'apparition de la source de Tiflwin est le même que celui de Tit N'Tazert, mais les deux sources présentent des caractéristiques hydrodynamiques différentes. Les calcaires gréseux contenant la nappe d'eau superficielle ralentissent la vitesse d'écoulement des eaux souterraines, ce qui influence par la suite le débit de la source. Cependant, au niveau de la source de Tit N'Tazert, dont la roche réservoir correspond aux calcarénites et les calcaires lacustres où la perméabilité est très élevée, le volume d'eau déversé est très important que celui de Tiflwin.



Figure 132:déversement de la source de Tiflwin au niveau de l'intersection des failles N130 et N160.

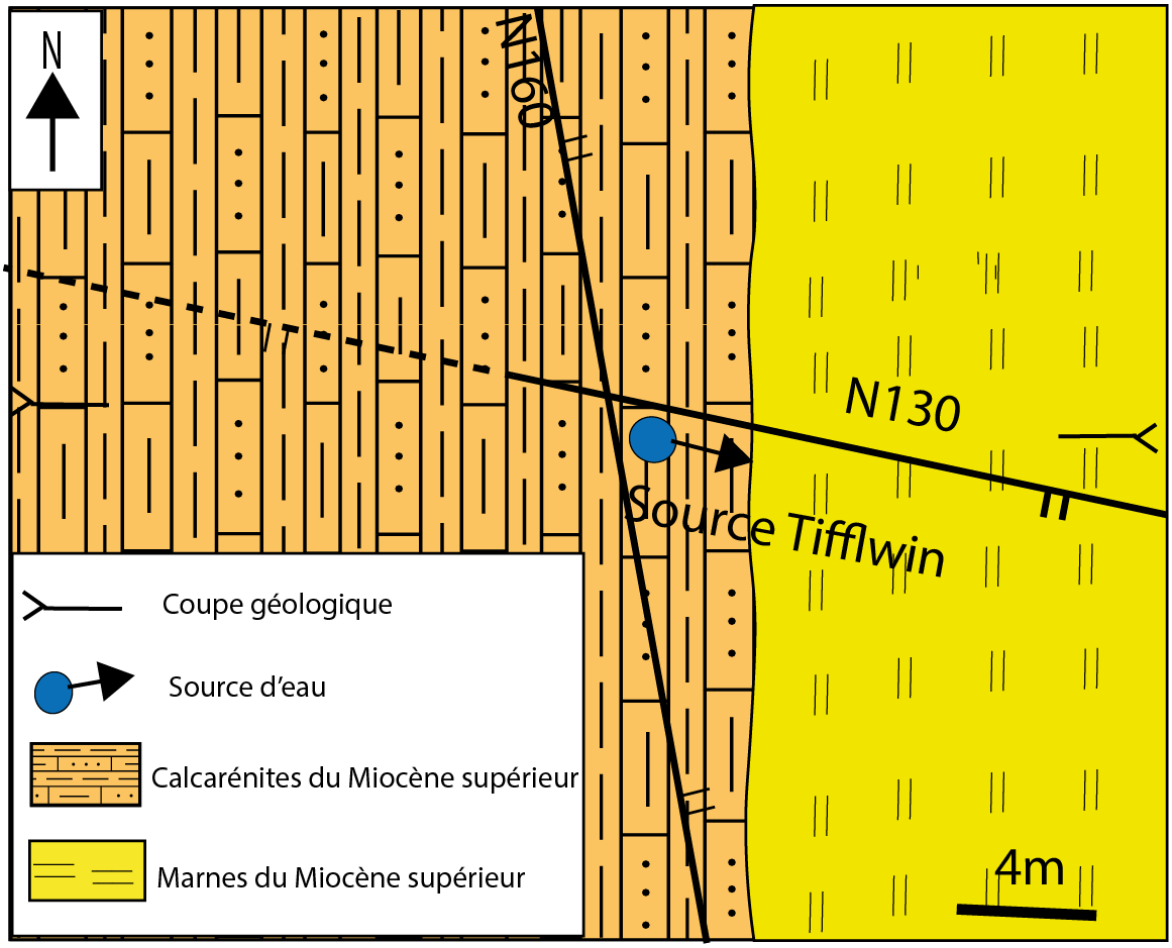


Figure 133:Carte géologique simplifiée montrant la position de la source d'eau de Tiflwin et les structures géologiques.

L'alimentation de la source Tiflwin est assurée directement par la nappe liasique, à partir des écoulements provenant de l'Ouest. Cet écoulement converge vers la zone effondrée sous l'effet de la faille subméridienne N160. En effet, les eaux de la nappe superficielle traversant les formations du Lias, du Dogger et du Miocène supérieur, continuent à circuler dans les formations plio-quaternaires en utilisant initialement les plans des failles synsédimentaires miocènes NW-SE. Celles-ci assurent la résurgence de la source de Tiflwin. Alors, l'ensemble de ces conditions tectono-lithostratigraphiques favorise en premier lieu, l'écoulement de la nappe de l'Ouest vers l'Est en assurant la pérennité de l'Oued Mdaz et aussi permet la résurgence de la source de Tiflwin **(Fig. 134).**

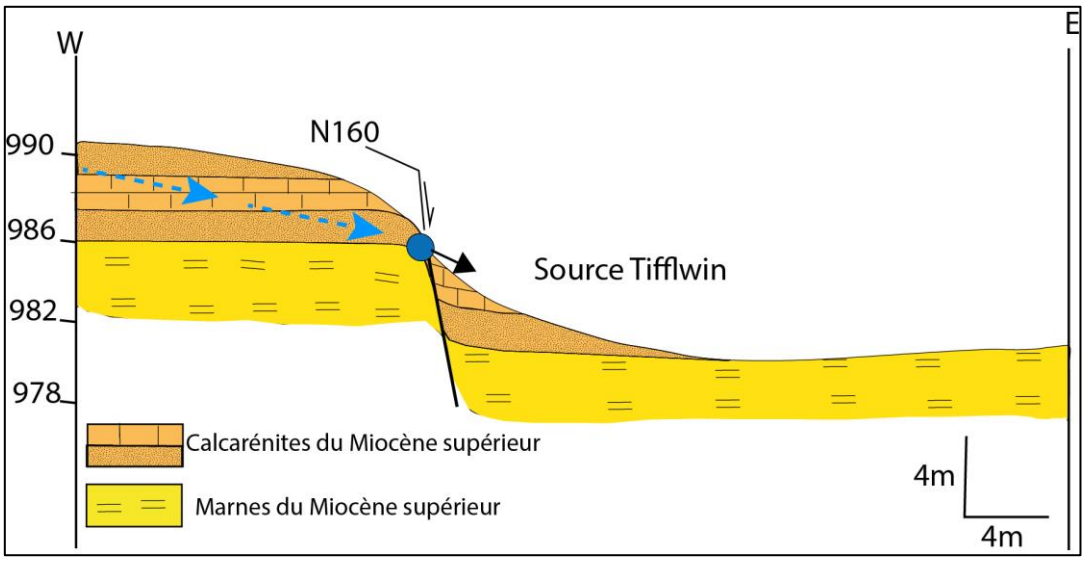


Figure 134:Coupe géologique montrant la relation entre la position de la source Tiflwin et les structures tectoniques.

II.8. Les sources de Sidi Mahyou

Les sources de Sidi Mahyou sont situées à 6 km au Nord du village de Skoura. Elles contribuent non seulement à l'alimentation en eau potable, mais aussi à l'irrigation d'une grande superficie de terraines d'oliviers. Elles sont représentées respectivement par la source de Mahmoud, la source de Taleb Ou-Saïd, la source de Hmidoun et la source d'Ait Hadou-Ou-Driss **(Fig. 98).** Ces sources d'eaux sourdent au niveau des zones de passages des failles normales de direction N80 à N100, dont les jeux normaux sont attribués au Pliocène moyen-supérieur. Les plans de celles-ci apparaissent entre les formations alluviales du Quaternaire. Les rejets verticaux de ces failles favorisent la résurgence des eaux provenant de l'Ouest à partir des blocs soulevés correspondant au causse Moyen Atlasique. Les eaux de l'ensemble de ces sources proviennent des écoulements hypodermiques dont la circulation se fait dans les dépôts alluviaux reposant directement sur les marnes du Miocène supérieur. Ainsi, les failles

N80 à N100 à jeux normaux, jouent le rôle de drains entre la nappe liasique située à l'Ouest et la vallée de l'Oued Mdaz **(Fig. 135-136)**.

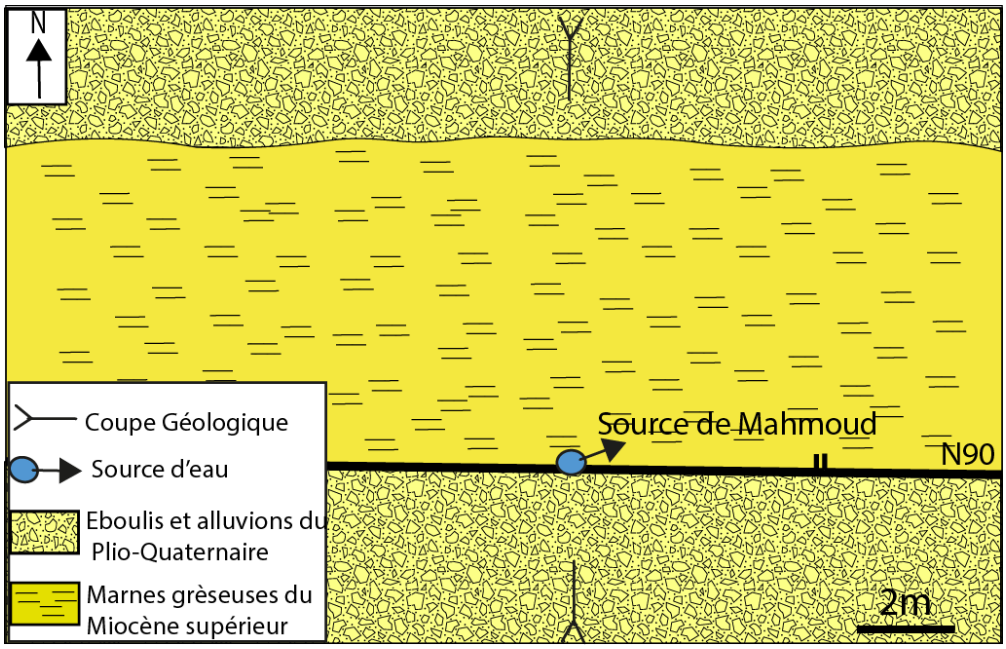


Figure 135:Carte géologique simplifiée montrant la position de la source d'eau de Mahmoud et les structures géologiques.

Les eaux évacuées au niveau de ces sources se caractérisent par une plage de conductivité variant de 1000 à 1200 µs/cm, très élevée par rapport à celles mesurées en amont. Cette variation est liée aux lessivages de la roche encaissante constituée par les dépôts lagunaires à évaporites du Callovien. La contamination des eaux se fait au cours de leur circulation dans les niveaux gypseux contenus dans les marnes du Callovien, dont les échanges favorisent l'augmentation de la charge minérale.

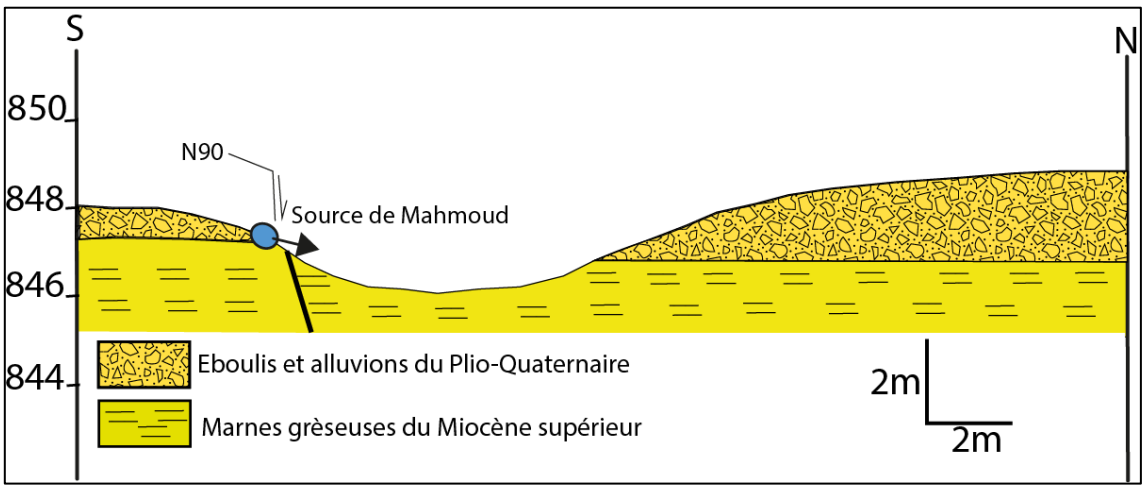


Figure 136:Coupe géologique montrant la relation entre la position de la source de Mahmoud et la faille N90.

II.9. Source de Tannout

La source de Tannout est située à 6km au NW du village de Skoura **(Fig. 98)**. Elle se caractérise par un débit plus au moins faible. Cette source prend naissance au niveau du passage d'une faille de direction moyenne N130 dont le jeu normal est d'âge miocène supérieur. Elle apparait à la base des formations gréseuses qui surmontent un substratum de marnes versicolores du Bathonien **(Fig. 137-138).** L'alimentation de cette source est assurée soit par les eaux de précipitations, soit par les eaux souterraines provenant du causse moyen Atlasique. Au cours de leur cheminent, les eaux suivent les plans des failles miocènes N130, qui assurent l'alimentation de la source et jouent ainsi le rôle de drains inter et intra-aquifère.

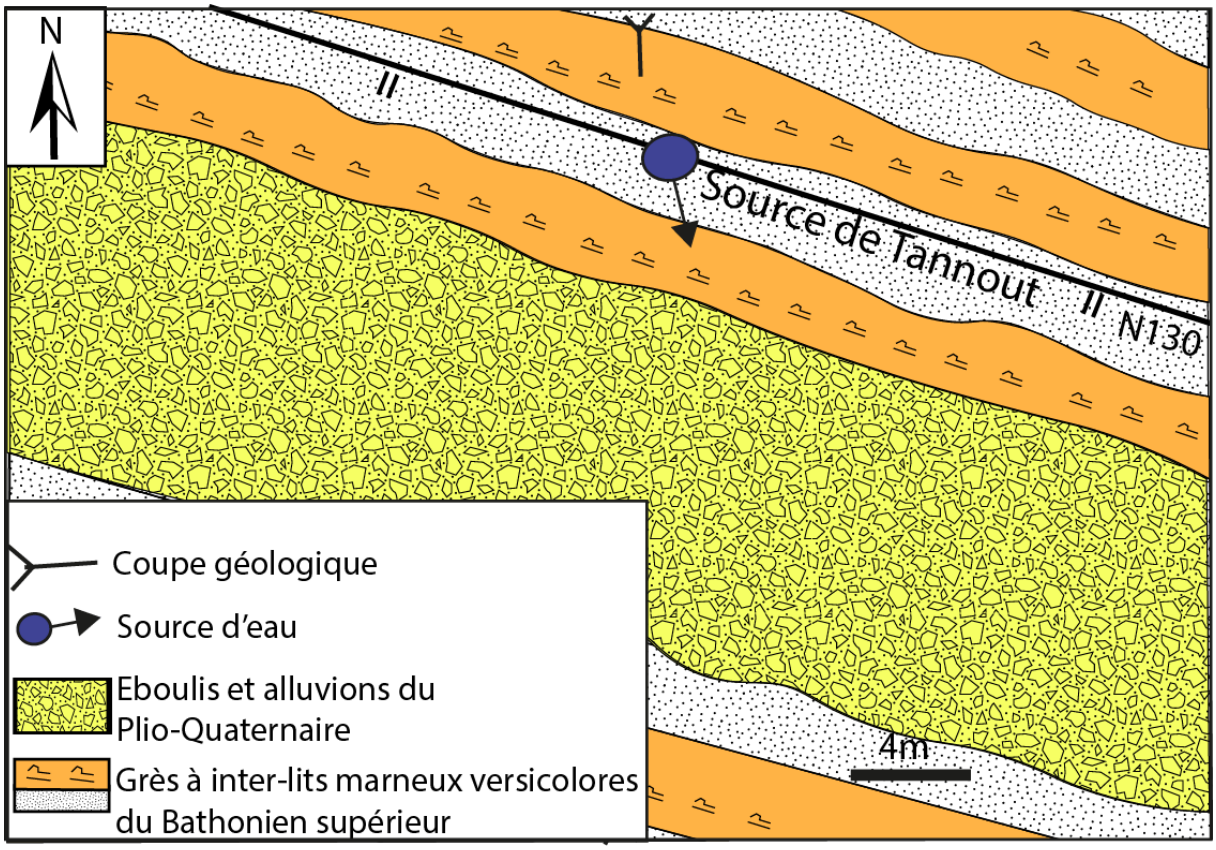


Figure 137:Carte géologique simplifiée montrant la position de la source de Tannout et les structures tectoniques.

Les compagnes hydrogéologique et cartographique, nous ont permis de constater que l'eau de cette source présente une anomalie de certains paramètres organoleptiques. Ceci se manifeste par la couleur rouille et le gout ferrugineux des eaux de cette source ; issus de la décomposition des matières minérales.

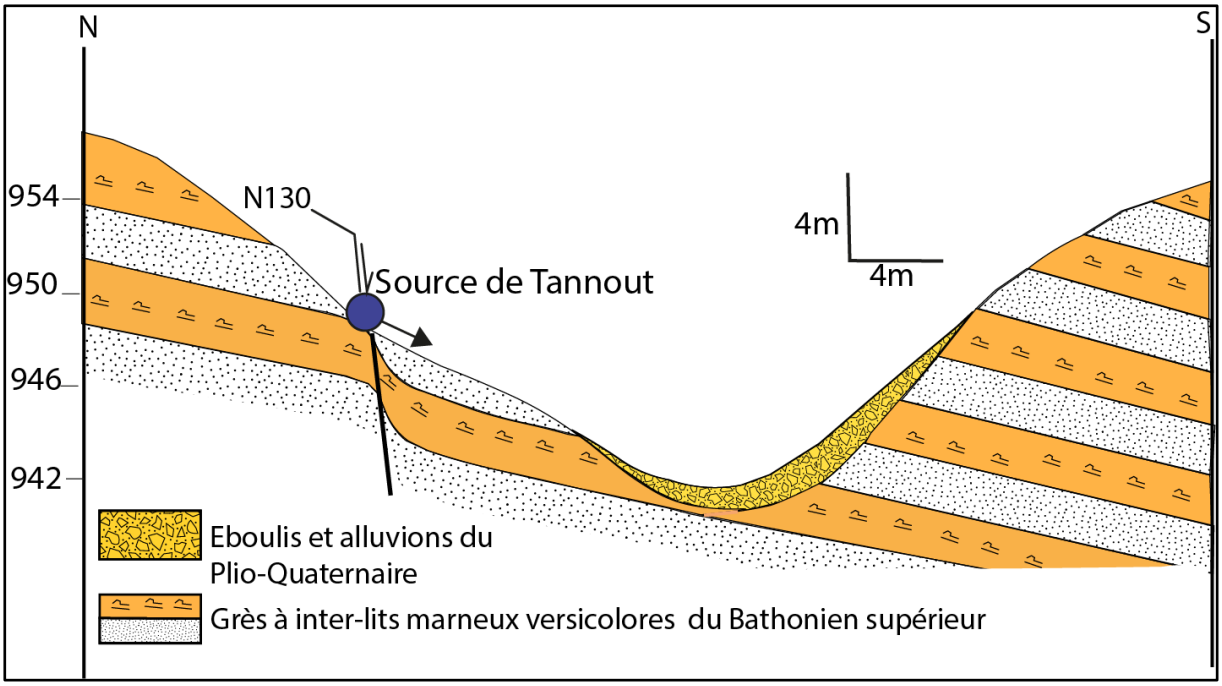


Figure 138: Coupe géologique montrant la relation entre la position de la source Tannout, les couches bathoniennes et la faille N130.

II.10. Source de Tarahrourt

La source de Tarahrourt est située à 4km au NW du village de Skoura, exactement à proximité de l'ancien aéroport de Maizel **(Fig. 98).** L'eau de cette source qui débite une quantité plus au moins importante est souvent destinée à l'irrigation de quelques parcelles agricoles. Elle prend naissance au niveau d'un nœud tectonique correspondant au passage de deux failles. Il s'agit d'une faille normale subméridienne dont le jeu est d'âge quaternaire moyen-récent, qui recoupe une autre faille de direction moyenne N90 dont le jeu normal est d'âge pliocène moyen-supérieur **(Fig. 139**). La source de Tarahrourt sourde à la base des formations gréseuses d'âge bathonien qui recouvrent un substratum marneux de même âge **(Fig. 140)**. L'ensemble est surmonté par les formations de marnes à gypses du Callovien qui forment la plaine de Maizel. Le réservoir gréseux, par sa situation entre deux couches marneuses presque imperméables, assure un écoulement plus au moins faible. Il semble alors que l'alimentation de la couche réservoir se fait à travers des fractures par phénomène de drainance.

La nappe liasique du causse moyen atlasique qui assure l'alimentation de la source de Tarahrourte s'écoule du NW vers le SE en suivant les plans des failles transversales**.** Cet écoulement utilise aussi le compartimentage tectonique engendré par les failles normales subméridiennes. Alors par conséquent, l'alimentation de la source est assurée par les eaux qui proviennent du bloc soulevé correspondant au Jbel Issoumar vers les compartiments affaissés de Maizel **(voir la figure 93 (carte piézométrique de Skoura) dans le chapitre1 partieIV)**.

Au cours de leur cheminement, elles traversent presque toute la série lithostratigraphique des formations doggers. Ceci se traduit par l'influence des couches traversées sur la variation de quelques paramètres chimiques des eaux évacuées. La variation de paramètres organoleptiques des eaux reflète un excès de certaines substances naturelles qui peuvent être issues de l'altération des matières minérales. Parmi ces dernières il y'a le Ca et le SO4 provenant du gypse des dépôts lagunaires des marnes callovienne. Egalement les grès bathonien sont riches en oxydes de fer qui donnent la couleur rouille à la roche. Le passage à partir de ces concentrations minérales de certains éléments chimiques dans l'eau ; provoquent un changement de quelques paramètres organoleptiques. La couleur et le goût rouille des eaux de la source, sont liées à l'élévation de la teneur de fer.

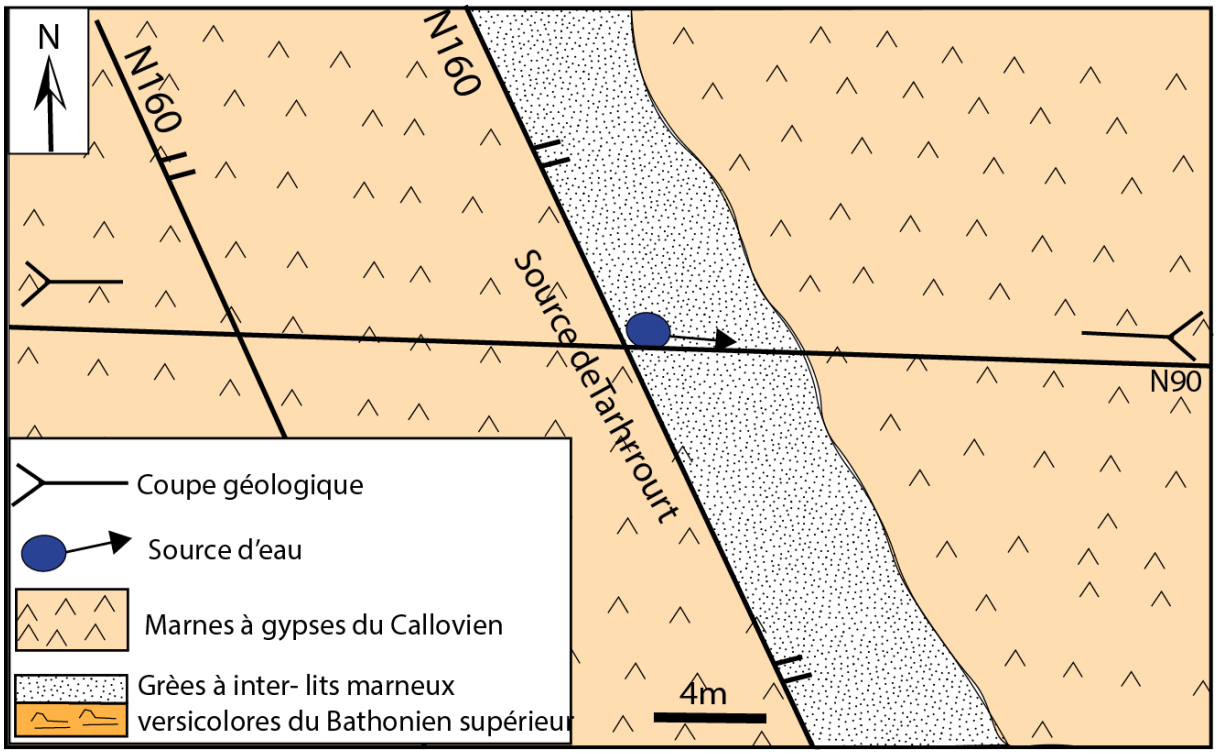


Figure 139:Carte géologique simplifiée montrant la position de la source de Tarahrourt et les structures tectoniques.

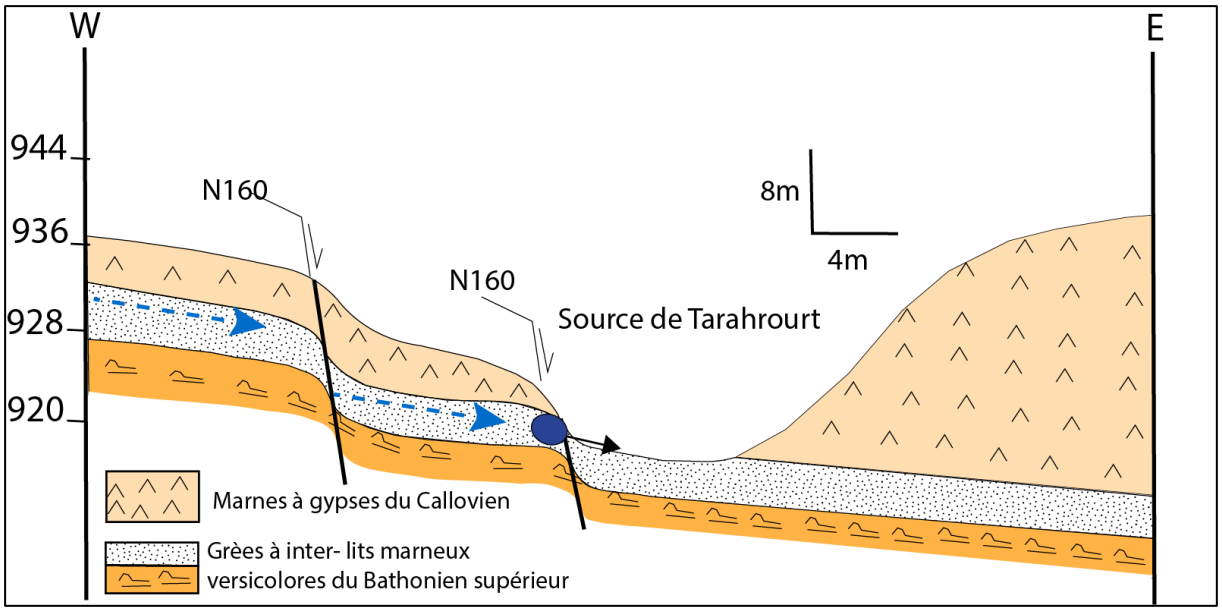


Figure 140:Coupe géologique montrant la relation entre la position de la source de Tarahrourt et les structures tectoniques.

II.11. Source de Taakazet

La source de Taakazet est située à 6 km au NNE du village de Skoura **(Fig. 98).** Elle contribue à l'alimentation en eau potable de la zone SE du Douar Sidi Mahyou. Cette source qui débite une quantité importante d'eau**,** prend naissance au pied des reliefs de Jbel Tizi N-Adni, au niveau du recoupement du plan d'une faille N10. Dans la rive droite de l'Oued Mdaz, la rupture générée par le jeu normal de la faille N10, que nous attribuons au Quaternaire moyen-récent, favorise d'une part le dégorgement de la nappe à aquifère plio-quaternaire, et d'autre part la genèse du tronçon sud du lit de l'Oued Mdaz **(Fig. 141)**. L'eau de cette source se déverse à la base des poudingues de Skoura d'âge pliocène inférieur-moyen qui recouvrent un substratum marno-silteux du Miocène supérieur **(Fig. 142-143)**. La nappe à aquifère pliocène qui s'écoule du SE vers le NW, assure l'alimentation de celle-ci par les eaux provenant du réservoir liasique de Jbel Tichoukt. En parallèle au plan de la faille N10, l'érosion et le creusement par la dynamique fluviatiles de l'oued Mdaz, ont favorisé aussi le dégorgement de la source.

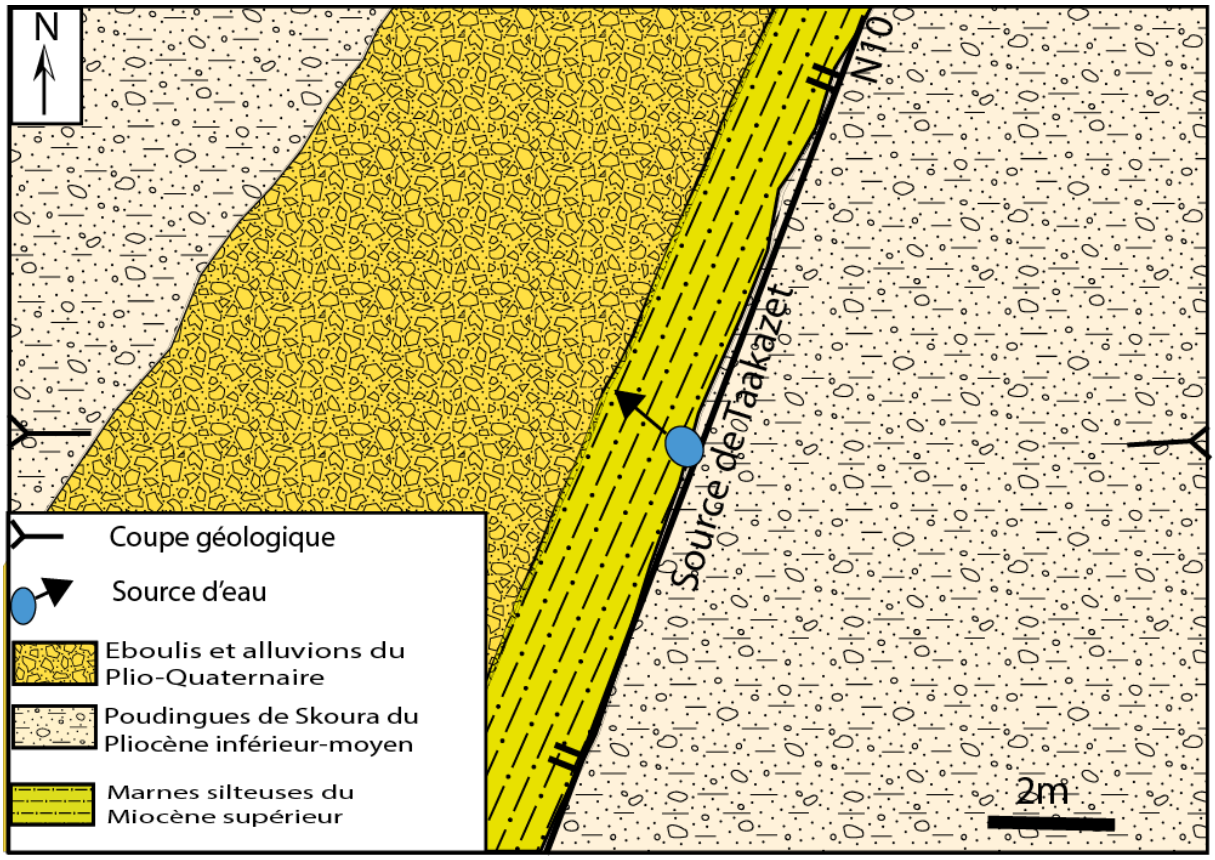


Figure 141:Carte géologique simplifiée montrant la position de la source de Taakazet et les structures géologiques.

L'écoulement des eaux souterraines matérialisant les pendages en direction des zones effondrées, resurgie à une altitude plus élevée par rapport au niveau de drainage de l'Oued Mdaz. Ceci montre que le niveau piézométrique de la nappe d'eau dont le réservoir c'est les poudingues de Skoura, est plus haut que le niveau de base de l'Oued. Cette différence d'altitude est due aux jeux normaux des failles au Pliocène et surtout au Quaternaire. L'ensemble de ces résultats tectono-hydrogéologiques, nous ont permis de confirmer que l'aquifère liasique de Jbel Tichoukt assure à la fois l'alimentation de l'aquifère plio-quaternaire et par la suite la pérennité hydrologique de l'Oued Mdaz.

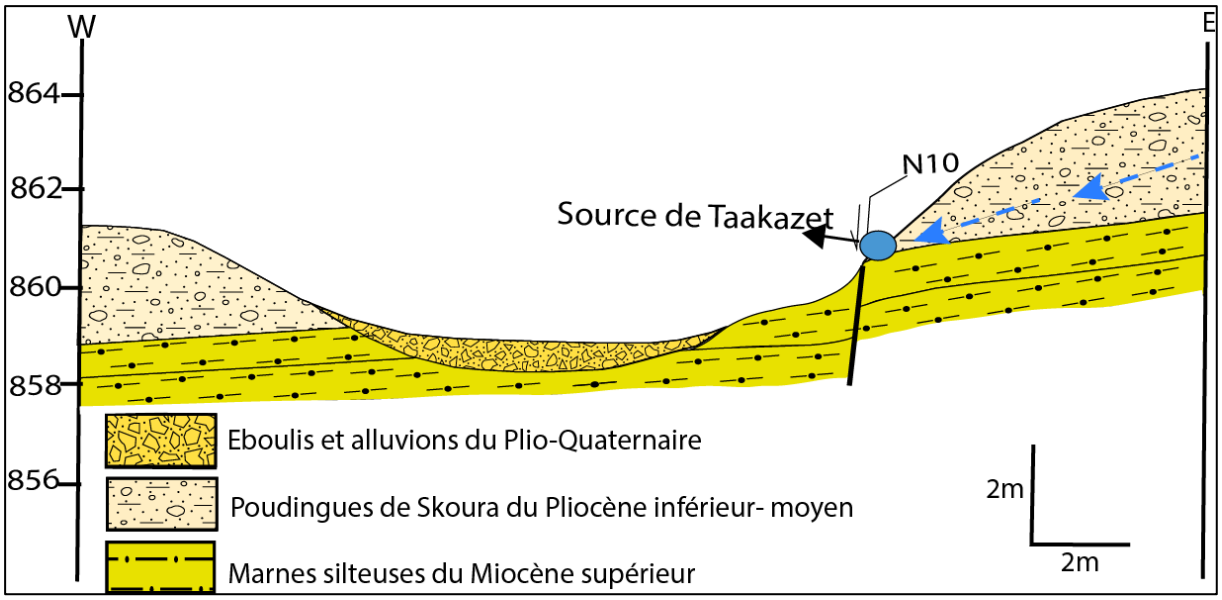


Figure 142: Coupe géologique montrant la relation entre la position de la source de Taakazet et les structures tectoniques.



Figure 143:déversement de la source de Taakazet à la base des poudingues de Skoura d'âge pliocène inferieur- moyen.

II.12. Source Sidi Saleh

La source de sidi Saleh est située au SW du village de Skoura, sur la rive droite de l'Oued Mdaz **(Fig. 98)**. Son mécanisme d'apparition n'est pas le même que celui des autres sources car elle est située entre deux couches imperméables verticalisées. De ce fait, elle sourd au sein des formations gréseuses du Bathonien qui surmontent les marnes versicolores de même âge. L'ensemble est surmonté par des dépôts lagunaires du Callovien **(Fig. 144)**.

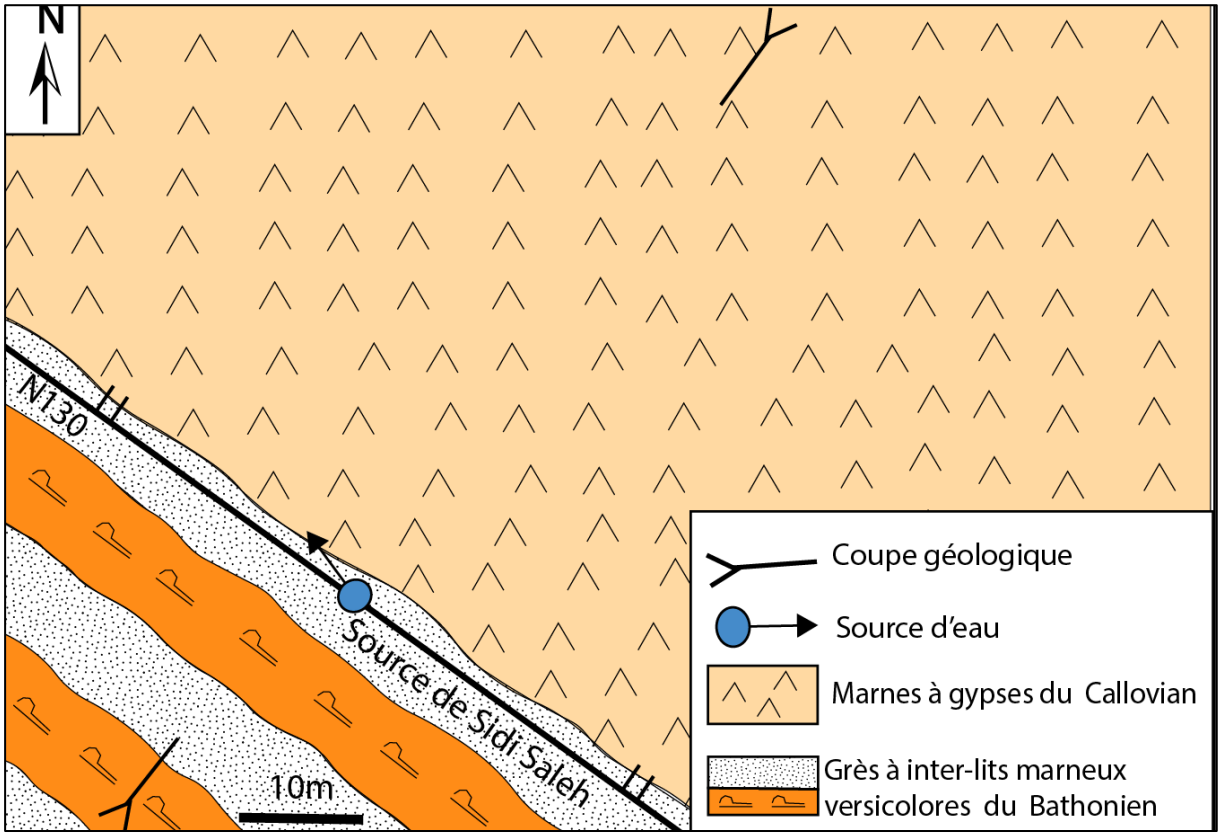


Figure 144:Carte géologique simplifiée montrant la position de la source d'eau Sidi Saleh et les structures géologiques.

La nappe d'eau à aquifère gréseux bathonien, assure l'alimentation de celle-ci par des écoulements souterrains provenant des blocs soulevés. Ces derniers sont alimentés à leur tour par les eaux provenant du réservoir liasique situé à Jbel Tichoukt. Cette alimentation est favorisée par le plan d'une faille de direction moyenne N130 dont le jeu normal est attribué au Miocène supérieur, et qui joue le rôle de drain. La rupture générée par cette faille N130 affectant la partie sommitale de la série lithostratigraphique du Dogger, assure l'alimentation de la source par un autre type d'écoulement. Il s'agit d'un écoulement ascendant le long des couches gréseuses bathoniennes verticalisées par le basculement des dépôts du Dogger **(Fig. 145)**. Les eaux de cette source émergent à la surface sous forme d'une fontaine naturelle

(source artésienne), entourée par la boue de couleur rougeâtre qui ne laisse aucun doute sur sa minéralité ferrugineuse **(Fig. 146).**

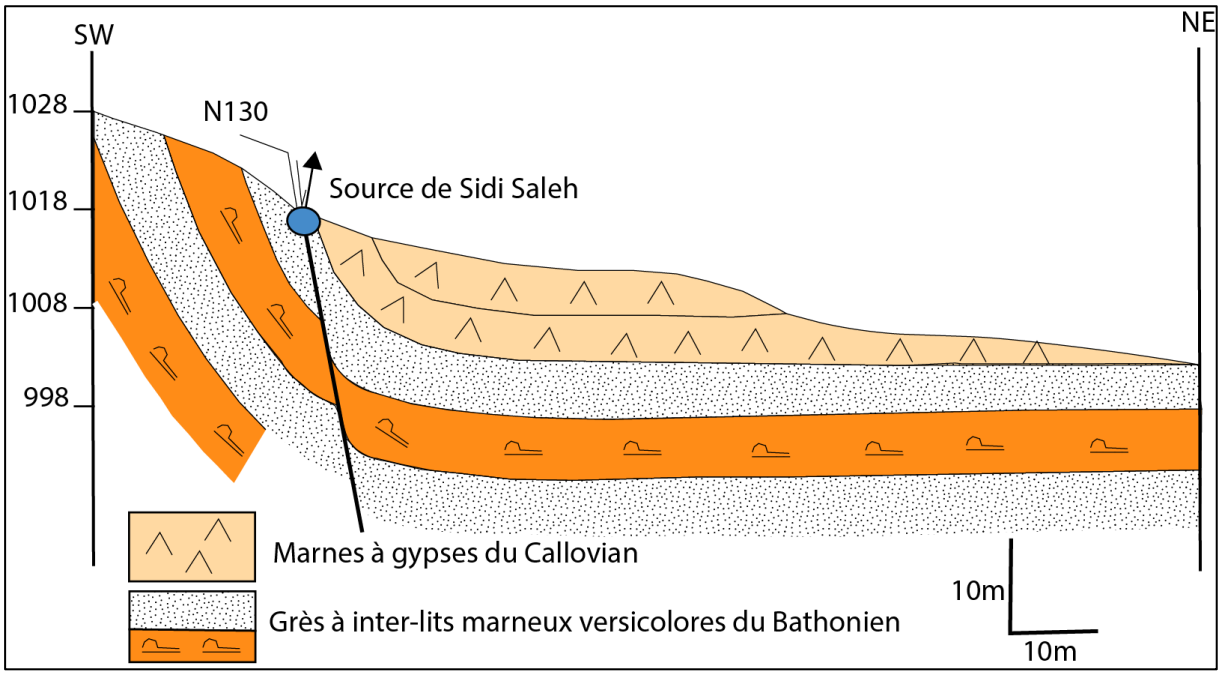


Figure 145:Coupe géologique montrant la relation entre la position de la source de Sidi Saleh et les structures tectoniques.

Les caractéristiques physico-chimiques des eaux de cette source que nous avons mesurées sur place, nous ont permis de constater une plage de conductivité électrique **(800µs/cm)** respectant les normes de potabilité marocaine. Cependant, les propriétés organoleptiques qui sont celles que le consommateur aperçoit immédiatement par la couleur, la saveur et l'odeur, montrent que cette eau n'est pas potable. La couleur de la rouille et le goût ferrugineux caractérisant l'eau de cette source, proviennent probablement des dépôts marno-gypseux du Callovien et des grès à inter-lits marneux versicolores du Bathonien. Il semble alors que les eaux de la nappe superficielle qui transitent du SE vers le NW en traversant les formations marneuses à gypses et gréseuses peuvent s'enrichir en quelques substances naturelles (chlore, fer, sulfates, calcium, …).



Figure 146:jaillissement de la source de sidi Saleh en fontaine naturelle riche en oxyde de fer et boue rougeâtre.

II.13. Source de Tadout

La source de Tadout se situe à 2km au SE du village de Skoura, auprès du passage de l'Accident de Tichoukt **(Fig. 98).** En terme de débit, elle est considérée parmi les principales sources d'eau des deux bassins hydrogéologiques de Tazouta et de Skoura. L'eau de cette source contribue à l'alimentation en eau potable pour beaucoup de Douars (Tadout, Isskourne, Tajjine, Bou Rachad et le village de Skoura).

Dans la limite sud du bassin hydrogéologique de Skoura, la source de Tadout prend naissance au sein de Jbel Tichoukt sur une altitude d'environ 2000m. Elle sourd à la base des dépôts fluvio-lacustres et travertineux du Plio-Quaternaire, qui recouvrent un substratum constitué de marnes versicolores du Bathonien **(Fig. 147)**. Les jeux normaux des failles N130 à N160 d'âge quaternaire moyen-récent, ont provoqué des décalages des couches aquifères qui ont donné naissance à celle-ci. Ces failles, qui recoupent obliquement l'Accident de Tichoukt, n'ont pas seulement contribué à la mise en place des blocs compartimentés guidant les écoulements des eaux souterraines, mais aussi favorisent le cheminement des eaux de la nappe liasique du SE vers le NW **(Fig. 148).** Au niveau des recoupements de celles-ci, nous avons constaté un broyage très intense des carbonates liasiques qui peut accélérer la vidange de la nappe d'eau située dans l'aquifère liasique **(Fig. 149)**. C'est la raison pour laquelle le volume d'eau évacué est énormément important **(Fig. 150-A)**. L'alimentation de cette source se fait soit directement par les eaux de précipitations et d'enneigement, ou bien par les eaux provenant de la nappe à aquifère liasique de Jbel Tichoukt. Cette source est caractérisée par une énorme masse travertineuse indiquant que la résurgence est très importante pendant le Plio-Quaternaire.

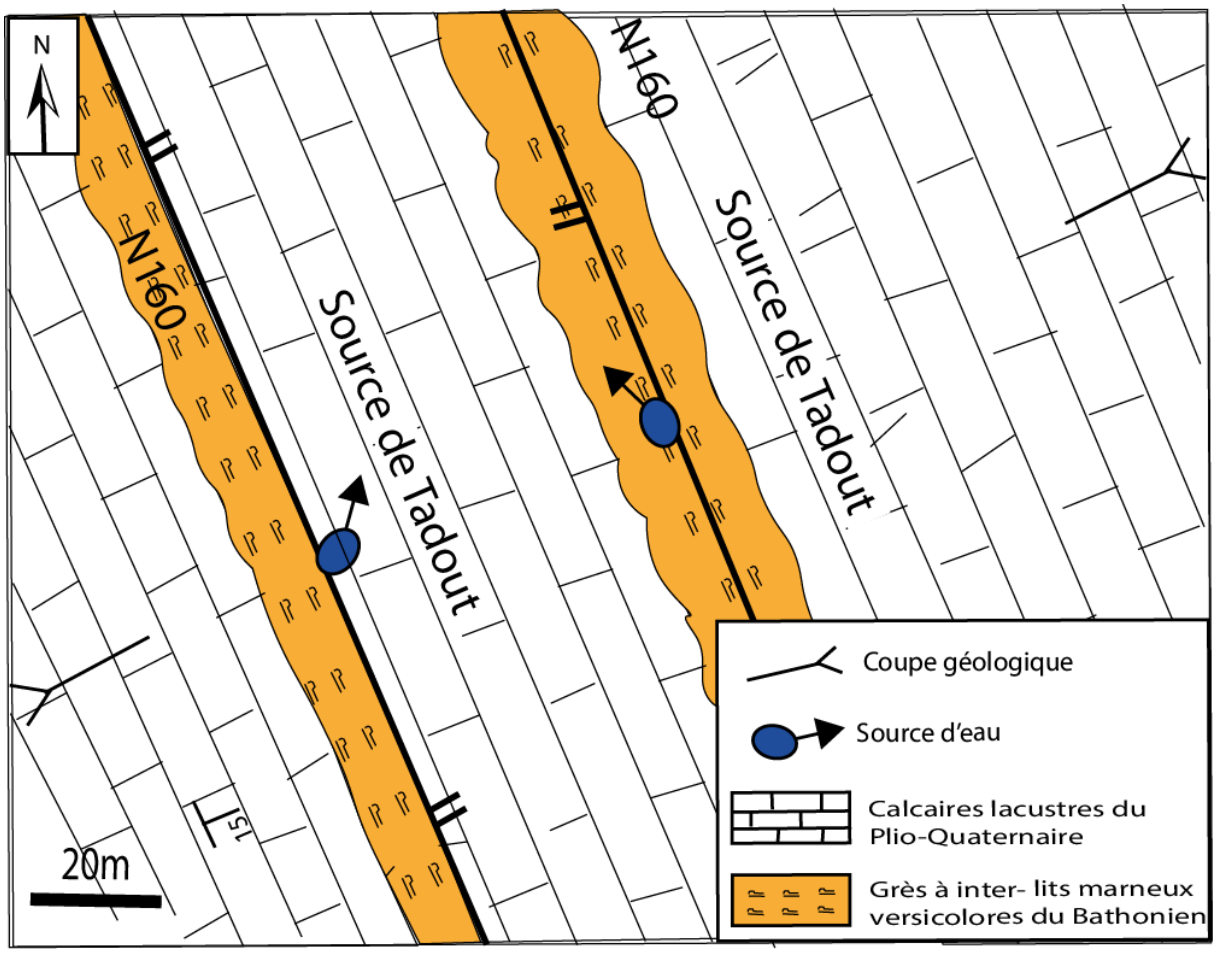


Figure 147:Carte géologique simplifiée montrant la position de la source de Tadout et les structures géologiques.

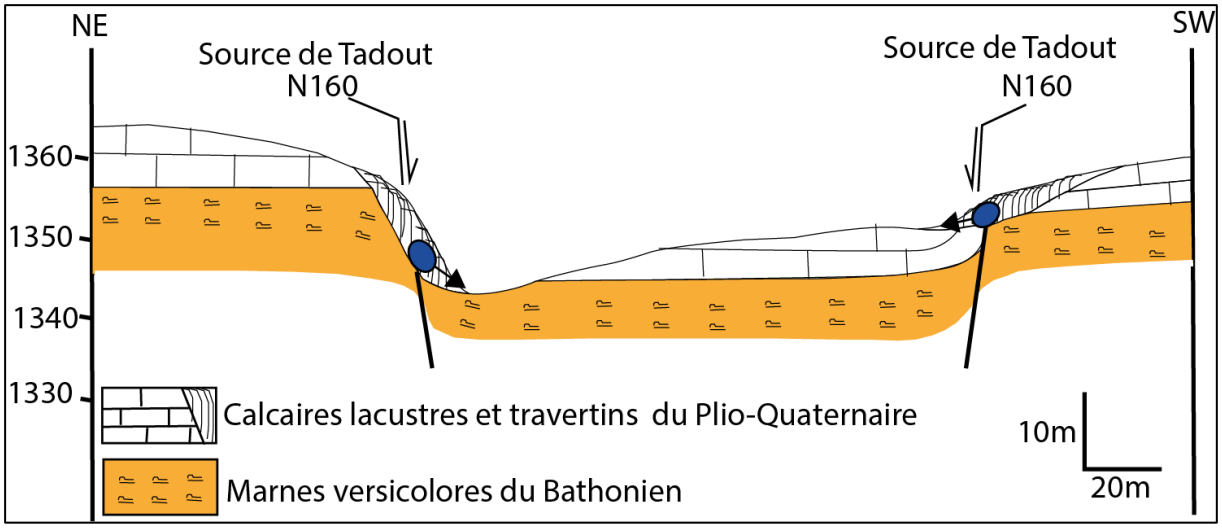


Figure 148:Coupe géologique montrant la relation entre la position de la source de Tadout et les structures tectoniques.

Les faciès travertineux en cascades et en retenues, témoignent d'un hydrodynamisme en blocs étagés dus aux jeux normaux des failles. La cascade actuelle **(Fig. 150-B)** correspond à une chute verticale d'eau chargée en carbonates, qui se transforme ensuite en cours d'eau affluent principal de l'Oued Mdaz. Cette cascade se compte parmi les principales ressources en eaux contribuant à la régularité de ce dernier.



Figure 149:zone de broyage générée par le passage des failles normale N160 d'âge quaternaire moyen récent.



Figure 150:A- déversement de la source de Tadout au Sud du bassin de Skoura, B- Cascade de Skoura

Conclusion

Les deux bassins hydrogéologiques de Tazouta et de Skoura sont affectés par un réseau de failles responsable de leur évolution géodynamique et de leur structuration. Ces failles ont également un rôle hydrogéologique primordial, surtout en influençant les écoulements souterrains. Leurs jeux normaux est un principal facteur dans l'apparition de nombreuses résurgences d'eau, qui sont représentées par des sources d'émergence et des sources de déversement.

La nappe d'eau superficielle, caractérisant le Moyen Atlas plissé et en particulier la zone d'étude, occupe un système multicouche dont le principal aquifère est constitué par les carbonates du Lias inferieur-moyen. Les couches du Dogger et du Plio-quaternaire constituent aussi des aquifères mais moins importants par rapport à celui du Lias. L'écoulement de cette nappe superficielle du SE vers le NW et de l'W vers l'E est assuré d'une part par le compartimentage tectonique en blocs étagés généré par le jeu normal des failles N80 et N170, et d'autre part par les plans des failles. Ces plans non colmatés et généralement broyés, facilitent la circulation des eaux souterraines et permettent aussi le dégorgement de cette nappe à la surface en favorisant la résurgence des sources d'eau. La majorité de ces sources situées dans le bassin de Skoura, sont généralement localisées à l'intersection de deux familles de plans de failles. Il s'agit des failles normales subméridiennes qui recoupent les failles normales transversales de direction moyenne N130 ou parfois N80. Notons que le mécanisme de l'apparition et de la répartition de ces sources d'eau est très variable d'une zone à l'autre. Ce mécanisme est basé sur le facteur structural en plus des variations lithologiques des aquifères qui ont engendré des conditions particulières à la circulation des eaux souterraines. Le changement des paramètres organoleptiques des eaux confirme le déplacement multidirectionnel de la nappe superficielle, ainsi que le régime des eaux souterraines.

CONCLUSION GENERALE

Conclusion générale

Les résultats de ce travail de thèse de doctorat en Géologie sont obtenus à partir des analyses lithostratigraphiques, structurales et tectoniques des deux bassins hydrogéologiques de Tazouta et de Skoura. Ces travaux font suite à une cartographie géologique détaillée de la partie nord (***zone d'Ajdir Ahbari***) et à des études hydrogéologique et hydrologique des deux bassins. Ainsi nous avons pu mettre en évidence l'incidence de la tectonique cassante sur la géométrie et l'évolution des réservoirs hydriques, ainsi que sur les écoulements des eaux souterraines et superficielles.

Les deux bassins hydrogéologiques de Tazouta et de Skoura sont constituées par une série stratigraphique plus au moins complète, qui débute par les formations du Paléozoïque et se termine par les formations du Plio-Quaternaire.

- *Le socle paléozoïque* situé au NW du village de Tazouta, affleure dans la boutonnière de Bssabiss grâce au jeu atlasique de certaines failles. Il est constitué par des schistes, grès, pélites et des quartzites d'âge ordovicien.
- *Les formations triasico-liasiques* affleurant à proximité de la boutonnière de Bssabis, à l'Est et au NW du village de Tazouta près d'Ain Dem. Elles reposent en discordance angulaire majeure sur le socle schisteux paléozoïque. Grâce à leur comportement rhéologique plastique, les argiles rouges triasiques jouent le rôle de niveaux de décollement et de paliers jalonnant les différents accidents du Moyen Atlas.
- *Les terrains du Lias inférieur* et moyen, occupant la partie majeure du causse de Tazouta et la ride Tichoukt, reposent en concordance sur les formations rouges du Trias supérieur. Ils sont constitués par des dépôts carbonatés essentiellement dolomitiques, calcaires et des alternances marno-calcaires.
- *Les dépôts du Dogger* affleurent au sein du bassin hydrogéologique de Skoura dont l'âge s'étend du Toarcien terminal-Aalénien jusqu'au Callovien. Ils sont représentés par sept principales formations : la formation d'Aman Ilila ou calcaires à Cancellophycus, la formation des marnes de Boulemane, la formation de Rcifa ou calcaires corniches, la formation de Bou Akrabéne-Ich Timellaline, la formation d'El Mers 1, la formation d'El Mers 2 et la formation de Skoura ou d'El Mers 3.
- *Les formations du Miocène supérieur* reposent en discordance angulaire de 15° en moyenne sur la dernière formation du Dogger correspondant au grès à inter-lits marneux

versicolores du Bathonien. Elles affleurent dans la dépression synforme de Skoura, par contre elles sont presque totalement absentes dans le causse de Tazouta. Ces dépôts miocènes sont constitués par la formation lacustre d'Ajdir Ahbari (Vallésien) et les formations marines essentiellement marneuses d'âge tortono-messinien.

- *Le Plio-Quaternaire* est représenté par des dépôts continentaux lacustro-palustres, fluvio-lacustres, travertineux et de cônes de déjection, sur lesquels repose localement la coulée basaltique provenant du volcan de Jbel Zelghi.

L'analyse structurale de la zone et l'analyse tectonique de la fracturation par stations microtectoniques, basées sur la caractérisation des principales structures tectoniques, nous ont permis de subdiviser celle-ci en deux unités structurales. Il s'agit du causse de Tazouta au NW et le bassin subsident à remplissage néogène et quaternaire de Skoura à l'Est. La superposition des jeux de quatre familles de failles appartenant aux phases tectoniques néogènes et quateranires, ont favorisé la genèse et l'évolution tectono-sédimentaire de ces deux bassins hydrogéologiques. Ces failles sont liées à cinq principaux épisodes tectoniques :

- *l'épisode du Vallésien* caractérisé par des failles normales N120 à N140, des décrochements senestres sub-méridiens et des décrochements dextres à composante inverse NNE-SSW. Pendant cet épisode, la faille à caractère paléogéographique de Taghout-Ouzemour orienté N130, a joué un rôle prépondérant dans l'installation et la genèse d'un paléo-lac d'un paléo- barrage naturel. Le mur de ce dernier est constitué par les formations imperméables des marnes versicolores à intercalations gréseuses d'âge bathonien. Cette paléogéographie a permis la mise en place des formations lacustres d'âge vallésien ;
- *l'épisode du Miocène supérieur* qui correspond à une extension NE-SW, a donné naissance aux failles normales de direction NW-SE, telles que la faille de Taghout-Ouzemour et la faille d'Amane Ilila-Kander. Cet épisode extensif a amplifié la subsidence du bassin, en contribuant à la mise en place des dépôts marins constitués essentiellement par des marnes à intercalations gréseuses et calcareuses. Cette formation surmonte en concordance les dépôts lacustres d'âge vallésien ;
- *le Pliocène moyen-supérieur* est caractérisé par une extension NNW-SSE responsable du jeu normal des failles N60 à N80. En plus de ce régime extensif, la régression de la fin du Messinien a permis la réinstallation du milieu lacustre dans la retenue du paléo-barrage hérité et alimenté par le paléo-fleuve de l'Oued Mdaz depuis le Sud. Le mur de ce paléo-barrage est toujours constitué par les couches imperméables d'âge bajocien-bathonien à rebroussement vers le SSW ;

- *le Quaternaire ancien-moyen* est caractérisé par un état de contraintes avec σ_3 horizontale et orientée NW-SE, σ_1 verticale ou horizontale et orienté N30. Ce régime tectonique est matérialisé par des failles normales de direction moyenne N30 responsables de la genèse d'un milieu fluvio-lacustre et travertineux allongé dans le sens NNE-SSW à NE-SW. Celui-ci se superpose au bassin continental lacustre orienté N80 d'âge pliocène moyen-supérieur, au bassin marin du Miocène supérieur orienté N130 et au bassin lacustre du Vallésien orienté également N130 ;
- *le Quaternaire moyen-récent* est caractérisé par une extension de direction ENE-WSW, associée parfois à une compression NNW-SSE, responsable du jeu normal des failles subméridiennes telles que la faille de l'Oued Mdaz et la faille d'Ait Chaib. Le dernier jeu normal de la faille de l'oued Mdaz a provoqué la dislocation du mur naturel et la vidange de la retenue du paléo-barrage Mdaz. En outre, ces failles ont joué un rôle important dans la genèse du réseau hydrographique correspondant actuellement à oued Mdaz qui s'écoule du Sud vers le Nord. Cette faille est responsable aussi du soulèvement de la Tablette d'Ait Chaib.

En plus de l'étude paléogéographique, l'étude cartographique de la zone d'Ajdir Ahbari et la mise à jour de la partie SE de la carte géologique de Sefrou (**1/100000**), nous ont permis d'attribuer l'âge des calcaires blancs situés dans la région d'Aichoun au Pliocène moyen-supérieur. Ces calcaires exploités comme roches ornementales, surmontent les dépôts marins du Miocène supérieur. Les résultats obtenus à travers nos travaux de terrains, ont permis de distinguer entre les deux calcaires lacustres caractérisant le bassin hydrogéologique de Skoura. Il s'agit des calcaires lacustres très fracturés d'âge vallésien d'Ajdir Ahbari, et des calcaires lacustres d'âge pliocène moyen-supérieur d'Aichoun **(Fig. 151).**

Dans le cadre de l'étude hydrogéologique, la caractérisation climatique, hydrologique et physiographique s'avère nécessaire. A travers desquelles nous avons pu identifier le climat des bassins hydrogéologiques de Tazouta et de Skoura, ainsi que le réseau hydrographique. L'analyse des données révèle que le climat de la zone en question est marqué par un étage bioclimatique semi-aride à hiver froid. De ce fait, la moyenne de précipitations annuelle est insuffisante et peut atteindre **402,81**mm. La température moyenne mensuelle dépasse son maximum **18°**C pendant la période d'étiage. Ces deux facteurs climatiques, par la méthode de calcul de Thornthwhaite, nous ont permis d'estimer la valeur moyenne annuelle de l'ETR qui est de l'ordre de **339 mm.** Elle correspond à **84,15**% du volume de précipitations évaporé dans les deux bassins hydrogéologiques.

Le bassin hydrogéologique de Skoura est traversé par le cours d'eau principal de l'oued Mdaz qui prend naissance près du Jbel Tichoukt. Sa direction est orientée SW-NE jusqu'au point de confluence avec l'oued Masser, puis la direction devient plus au moins subméridienne. Il semble bien que l'hydrodynamisme et le mode de fonctionnement de cette rivière sont influencés par deux éléments principaux qui sont liée à la lithologie et à la tectonique. L'écoulement de l'oued Mdaz qui draine en particulier la partie nord du bassin de Skoura, est caractérisé par un régime relativement régulier, alimenté par les précipitations et des réserves souterraines.

De point de vue hydrogéologique, les deux unités structurales de Tazouta et Skoura renferment au moins quatre systèmes aquifères **(Fig. 151)** :

- *l'aquifère liasique* qui recouvre la totalité du bassin hydrogéologique de Tazouta et la partie amont de celui de Skoura. Il est constitué par les dolomies et les calcaires du Lias inférieur – moyen, possède comme semelle imperméable les argiles rouges du Trias supérieur et pouvant contenir une nappe d'eau libre ou captive dont la porosité est fissurée;
- *l'aquifère bathonien* qui occupe la partie NE et SW du bassin hydrogéologique de Skoura. Il se caractérise par la prédominance des couches de grès et de calcaires intercalées par des couches marneuses versicolores. Cet aquifère peut contenir plusieurs nappes d'eau captives superposées et alimentées à partir des infiltrations de la surface et/ou à travers les failles. Les couches toarciennes, aaléniennes et bajociennes situées vers le Nord du bassin de Skoura, peuvent contenir aussi des nappes d'eau superposées mais limitées dans l'espace ;
- *l'aquifère vallésien* qui est représenté par les calcaires lacustres d'Ajdir Ahbari et surmontant les argiles lacustres et palustres de même âge et constituant la semelle imperméable. Cet aquifère d'origine lacustre est limité dans l'espace et il est recouvert par les marnes gréseuses du Miocène supérieur ;
- *l'aquifère plio-quaternaire* est constitué par les dépôts fluvio-lacustres, travertineux et de cônes de déjection du Plio-Quaternaire. Il contient une nappe d'eau libre et superficielle, dont le substratum est constitué par les marnes du Miocène supérieur.

En plus de l'identification de ces aquifères, l'établissement de la carte piézométrique à partir des relevés que nous avons réalisé au cours de l'été 2017, nous a permis de mettre en évidence des écoulements de directions variables et d'identifier les zones d'alimentation et de partage des eaux. Ces zones sont généralement bordées par les accidents tectoniques. En effet, au niveau du bassin de Tazouta qui correspond à une zone de captage d'eau assurant la

recharge de la nappe d'eau superficielle, l'écoulement de la nappe à aquifère liasique se fait du SW vers le NE obliquement aux plans de failles subméridiennes. Cependant dans le bassin de Skoura, comprenant au moins quatre aquifères superposés, les écoulements des eaux souterraines suivent deux principales directions convergeant vers l'Oued Mdaz. Un écoulement du SW vers le NE caractérisant notamment la partie aval du bassin hydrogéologique, et un deuxième sens d'écoulement de l'Ouest vers l'Est couvrant la partie médiane de celui-ci **(Fig. 151).**

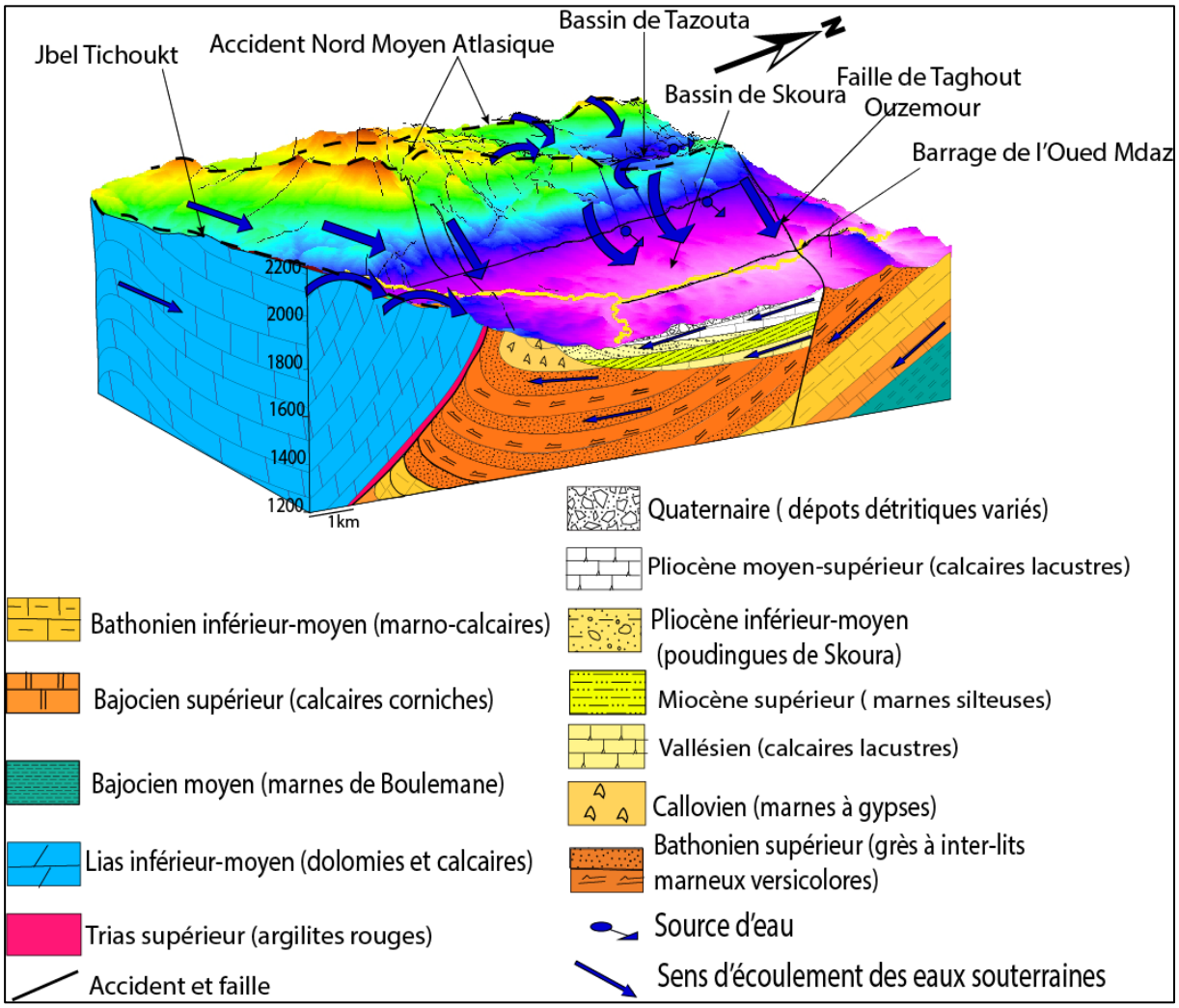


Figure 151:Bloc diagramme illustrant les écoulements des eaux souterraines dans les bassins hydrogéologiques de Tazouta et de Skoura et montrant l'installation du paléobarrage de l'Oued Mdaz.

L'étude piézométrique de la nappe d'eau superficielle caractérisant les deux bassins hydrogéologiques de Tazouta et de Skoura, nous a permis aussi de montrer la relation conductrice et capacitive qui existe entre les différents aquifères. La communication entre ces différents systèmes hydrogéologiques se fait par l'intermédiaire des plans de failles

orientées en général N80 à N130. Celles-ci favorisent aussi leur communication avec le cours d'eau principal de l'Oued Mdaz de direction N-S, épousant une faille normale subméridienne d'âge quaternaire moyen-récent.

L'étude de quelques paramètres physico-chimiques des eaux souterraines de la nappe superficielle de Tazouta et de Skoura, nous a permis d'identifier leur évolution spatiale dans les deux bassins hydrogéologiques. Généralement la température, la conductivité électrique et le Ph des eaux répondent aux normes de potabilités des eaux recommandées au Maroc. En effet, dans la totalité de ces deux bassins, la conductivité électrique varie entre **200** et **3000**µs/cm et la température moyenne allant de **13** à **25**°C, à l'exception de quelques endroits comme Ain Dem et Maizel. Cette variation de la conductivité est liée aux lessivages des dépôts argilo-évaporitiques d'âge triasique et des marnes à gypse du Callovien. Elle peut être aussi due aux passages des eaux dans les zones faillées à broyage intense. Quant au pH, les points d'eaux mesurés enregistrent des valeurs situées entre **5** et **9**. Ainsi, les variations de ces paramètres physico-chimiques sont souvent liées à la nature lithologique de l'aquifère traversé par les eaux puisqu'il y a absence presque totale de sources de pollution.

Les structures géologiques qui sont responsables de la genèse et de l'évolution des deux bassins hydrogéologiques de Tazouta et Skoura, ont joué également un rôle primordial dans la répartition spatiale des écoulements des eaux souterraines et superficielles. La superposition de la carte piézométrique avec celle de la fracturation, nous a permis de mettre en évidence l'incidence de la tectonique cassante dans l'écoulement de la nappe superficielle. De ce fait, l'écoulement de la nappe du SW vers le NE est guidé principalement par les failles subméridiennes et les failles NE-SW. Cependant, les failles de directions moyennes N130 et N80 d'âges successifs vallésien – miocène supérieur et pliocène moyen- supérieur ; favorisent l'accumulation et le transport des eaux souterraines provenant des zones limitrophes occidentales et orientales. L'exploitation de ces cartes dans la prospection hydrogéologique nous a permis de cerner les zones favorables aux captages des eaux.

Les jeux normaux des failles affectant les deux bassins hydrogéologiques de Tazouta et Skoura, ont contribué aussi à l'apparition de nombreuses résurgences d'eau, qui sont représentées par des sources d'émergence et des sources de déversement. Les jeux normaux des failles N80 et des failles subméridiennes, facilitent la circulation des eaux souterraines et permettent le dégorgement de la nappe superficielle sous forme de résurgences d'eau. La majorité de ces sources sont situées dans le bassin de Skoura, et sont généralement localisées

à l'intersection des plans de failles. Il s'agit des failles normales subméridiennes qui recoupent les failles normales transversales de direction moyenne N130 ou parfois N80.

La variation des paramètres organoleptiques des eaux de quelques sources d'eau traduit en premier lieu le changement de l'aquifère et en deuxième lieu le déplacement de la nappe superficielle caractérisant les deux bassins hydrogéologiques de Tazouta et de Skoura.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

AÏT BRAHIM L. (1983). – Etude de la déformation du Néogène à l'actuel sur la bordure Sud-Rifaine dans le contexte du rapprochement des plaques Afriques –Europe. (Bassin de Sais, Rides Prérifaines, bassin post-nappes du Rif central). Thèse 3° cycle, Univ. Mohammed V. Faculté des Sciences. Rabat, 178p.

AÏT SLIMANE A. (1989). – Evolution structuro-sédimentaire paléogène de la partie sud-ouest du Moyen-Atlas (Baqrit – Timahdit – Bou Anguer – Aïn Nokra – Oudiksou). Thèse 3ème cycle, Fac. Sci. Marrakech, 179 p.

AKHSSAS A. (1993). – Le Moyen-Atlas nord-oriental au Lias. Contexte géodynamique méso-cénozoïque. Comparaison avec les Hauts Plateaux. Thèse 3° cycle, Rabat, 202 p.

AMRANI S. (2016). – Hydrodynamisme, hydrochimie et vulnérabilité de la nappe d'eau superficielle et leur relation avec la tectonique cassante dans la zone effondrée Timahdite-Almis Guigou (Moyen Atlas, Maroc). Thèse Doc. Nat, Univ. Fès, 178 p.

ANDERSON E.M. (1951). – The dynamics of faulting. Oliver et Boyd, Edinburgh.

ANGELIER J. (1975). – Sur un apport de l'informatique à l'analyse structurale, exemple de la tectonique cassante. Revue de géogr. Phys. et de géol. dynam. (2), vol. XVII, fasc.2, p.p.137-146, Paris, 1975.

ANGELIER J. et MECHLER P. (1977). – Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie : la méthode des dièdres droits. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t, XIX, n° 6, p. 1309-1318.

ANGELIER J. et STRATIS M. (1980). – Classification automatique et distinction des phases superposées en tectonique de failles. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 290, p. 651-654.

ARBOLEYA, ML, TEIXELL, A., CHARROUD, M., & JULIVERT, M. (2004). Un transect structurel à travers le Haut et le Moyen Atlas du Maroc. Journal des sciences de la terre africaines, 39 (3 5), 319-327. doi:10.1016/j.jafrearsci.2004.07.036

ARCHAMBAULT C., COMBE M. et RUHARD J. P. (1975). – Le plateau des phosphates in ressources en eau du Maroc.Notes et Mém. Serv. Géol. Rabat XI 231, p. 232-258.

ARISCAUT G. (1973). – Socle schisteux et arkoses permo-triasique d'Imi Ouraren (Moyen Atlas). Notes Serv. Géol.Maroc, t. 34, n°245, pp. 109 – 112.

ATTIMS Y. (1965). – Etude anatomique et paléogéographique de quelques bois jurassiques du Maroc. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, t. 24, n° 183, p. 33-52.

AYARZA P., CARBONELL R., TEIXELL A., PALOMERAS I., MARTI D., KCHIKACH A., HARNAFI M., LEVANDER A., GALLART J., ARBOLEYA ML., ALCALDE J., FERNANDEZ M., CHARROUD M., AMRHAR M. (2014).-Épaisseur de la croûte et structure de vitesse à travers l'Atlas marocain à partir de données sismiques de réflexion grand angle à long décalage : l'expérience SIMA. Géochimie, géophysique, géosystèmes, 15(5), 1698-1717. doi: 10.1002/2013gc005164

BAALI A. (1998). – Genèse et évolution au Plio-Quaternaire de deux bassins intera-montagneux en domaine carbonaté méditerranéen. Thèse Doc. Etat, Fac. Sci., Fès, 285 p.

BAGNOULS F. et GAUSSEN H. (1953). - Saison séche et indice xérothermique. Bull. Soc. Hist. Toulouse, p. 193 – 239.

BAUDELOT S. et CHARRIERE A. (1983). – Définition et datation palynologique (Hettangien inférieur) de la formation de Harira, niveau de décollement sous les formations dolomitiques du causse moyen atlasique (Maroc). C. R. AC. Sc. Paris, t. 296, II, p.1806-1811.

BAUDELOT S., CHARRIERE A., OUARHACHE D. et SABAOUI A. (1990). – Données palynologiques nouvelles concernant l'Ordovicien et le Trias-Lias du Moyen Atlas (Maroc). Géol. Medi., t. XVII, n° 3-4, pp. 263-277.

BAUDELOT S., COLIN J. P. et OUARHACHE D. (1986). – Le niveau sédimentaire associé aux basaltes triasiques sur la bordure septentrionale du Causse El Hajeb(Maroc) : données palynologiques et micropaléontologiques (Ostracode). Revue de Paléobiologie de Genève, vol. 5, n°2, p. 281-287.

BEAUCHAMP J. (1983). – Le Permien et le Trias marocain : quelques acquisitions récentes. Bull. Fac. Sci. Marrakech, Sect. Sci. Terre, n° sp., p. 1-21.

BEAUCHAMP J. (1988). – Triassic sedimentation and rifting in the High Atlas, in W. MANSPEIZER ed. Triassic-Jurassic Rifting, development in Geotectonics, 22, Elseiver, New York, 20, 1988, pp. 477-497.

BEJJAJI Z. (1994). – Les foraminifères du Toarcien du Moyen-Atlas central (Maroc). Micro paléontologie et paléo-environnements. Thèse 3ème cycle, Rabat, 231 p.

BENJELLOUN F. (1995).– Evolution jurassique du Moyen-Atlas central : contrôles tectono eustatiques et climatiques de la dynamique sédimentaire, Thèse 3° cycle, Rabat. 377 p.

BENSHILI Kh. (1987). – Lias-Dogger du Moyen Atlas plissé (Maroc), sédimentologie, biostratigraphie et évolution paléogéographique. Thèse Etat, Univ. Claud Bernard, Lyon, 335p.

BENZAQUEN M. (avec la participation de HAMEL Ch. et MEDIONI R.) (1965). – Etude stratigraphique préliminaire des formations du bassin de Guercif. Rapport inédit du serv. carte géol. Maroc. (B.E.B.S), 75 p.

BERTRAND H. et PRIOTON J.M. (1975). – Le magmatisme triasico-liasique du Maroc et de la côte orientale de l'Amérique du Nord, précurseur de l'ouverture de l'Atlantique nord . 3° Réunion ann. Sci. Terre, Montpellier. – soc. géol. France, p. 37.

BIRON P. E. et COURTINAT F. (1982). – Contribution palynologique à la connaissance du Trias du Haut Atlas de Marrakech, Maroc, Geobios, 15, 1982, p. 231-235.

CAMPY M. et MACAIRE J.J. (1989). – Géologie des formations superficielles. Géodynamique, faciès, utilisation, Masson, éd., Paris, 424 p.

CAREY E. et BRUNIER B. (1974). – Analyse théorique d'un modèle mécanique élémentaire appliquée à l'étude d'une population de failles. C.R. AC. Sc., Paris, série D, t. 179, p.891-894.

CASTANY G. (1982). – Principes et méthodes de l'hydrogéologie. Bordas, Paris, 233p.

CASTANY G. ET MARGAT J. (1977).- Dictionnaire français d'hydrogéologie

CASTANY. G (1968). - Prospection et exploitation des eaux souterraines, édition Dunod, Paris 711p.

CHARRIERE A. (1985). – Les grands traits de l'évolution mésozoïque de la couverture du Moyen Atlas central (Maroc). Acte, 110ème Cong. Nat. Soc. Sav., Fasc. VI. Montpellier. pp. 257-268.

CHARRIERE A. (1989). – Carte géologique au 1/100.000, feuille de Sefrou. Notes et Mém. Serv . géol. Maroc., n° 354.

CHARRIERE A. (1990). – Héritage hercynien et évolution géodynamique alpine d'une chaîne intracontinentale : le Moyen Atlas au SE de Fès (Maroc). Thèse Doct. Etat, Toulouse, 589 p.

CHARRIERE A. (1992). – Discontinuités entre les « couches rouges » du Jurassique moyen et du Crétacé inférieur dans le Moyen Atlas (Maroc). C. R. Ac. Sc. Paris, t. 315, n° 2, p.1389-1396.

CHARRIERE A. (1983). – Mise en evidence des differents ensembles lithostartigraphiques et structuraux dans le socle du Moyen Atlas Tabulaire.P.I.C.G.27,Rabat, Notes et Mém, Serv. Géol. Maroc, n°335.

CHARROUD A. (1995). – Le bassin triasico-liasique de Kerrouchène (Moyen-Atlas) : un exemple d'inversions négatives. Thèse 3° cycle, Rabat, 165 p.

CHARROUD A., CHARROUD M., FEDAN B., LAVILLE E., RIOULT M., PIQUE A. et DU DRESNAY R. (1996). – Dynamique sédimentaire des formations triasiques du Moyen Atlas méridional. In : Medina F. (ED) – Le Permien et le Trias du Maroc : état des connaissances, PUMAG, Marrakech, pp. 269 – 289.

CHARROUD M. (1990). – Evolution géodynamique de la partie Sud-Ouest du Moyen-Atlas durant le passage Jurassique – Crétacé, le Crétacé et le Paléogène : un exemple d'évolution intraplaque. Thèse 3ème cycle, Rabat, 234 p.

CHARROUD M. (2002). – Evolution géodynamique des Hauts Plateaux (Maroc) et de ses bordures du Mésozoïque au Cénozoïque. Thèse Doct. Etat, Fès, 314 p.

CHOROWICZ J., ALEM E. M., BAHMAD A., CHARIAI H., EL KOCHRI A., MEDINA F. et TAMAIN G. (1982). – Les anticlinaux éjectifs du Haut-Atlas : résultat de tectoniques atlasiques superposées. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 294, S. II, 271.

CHOUBERT G. et FAURE-MURET A. (1960-62). – Evolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques. In livre Mém. P. Fallot Mém. h. sér. soc. geol. Fr. t1, p. 447-527.

CHOUBERT G. et FAURE-MURET A. (1967). – Le Jurassique de la région d'El Mers-Skoura (Moyen Atlas). In : Etudes sur le Jurassique du Moyen-Atlas (Maroc). Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, n° 200.

CHOUBERT G. et MARCAIS J. (1952). – Aperçu structural. In 19° Cong. Géol. Int., Alger, « Géologie du Maroc » (Monog. Régio., 3° sér. : Maroc), n° 6, p. 9-73.

CHOUBERT G. et MARCAIS J. (1956). – Les grands traits de la géologie du Maroc, introduction au lexique stratigraphique du Maroc. Notes et M. serv. Géol. Maroc, n° 134.

COGNEY G. et FAUGERES J. C. (1975). – Précisions sur la mise en place des épanchements basaltiques des formations triasiques de la bordure septentrionale du Maroc. Bull. Soc. Géol. France, XVII, n° 5, pp. 721-733.

COLO G. (1961-64). – Contribution à l'étude du Jurassique du Moyen Atlas septentrional. Notes et Mém. serv. Géol. Maroc, n° 139, 226 p., 2 vol.

COUSMINER H. L. et MANSPEIZER W. (1976). – Triassic pollen date Moroccan High Atlas and the incipient rifting of Pangea as middle Carnien. Science, 191, pp. 943-945.

DAGUIN F. (1927). – Contribution à l'étude géologique de la région prérifaine (Maroc occidental). Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, n° 1, 334 p.

DE LAPPARENT DE BROIN, F.(1955). – Étude paléontologique des pays du Jurassique d'El Mers (Moyen Atlas) Remarques Mém. Serv. Géol. Maroc , 124 (1955) , p. 1 - 36

DRESNAY R. du (1979). – Sédiments Jurassiques du domaine des chaînes atlasiques du Maroc. Symposium sédim. Jurassique W européen. A. S. F. Publ. sp. N° 1, p. 345-365.

DRESNAY R. du (1988). – Recent data on the geology of the Middle Atlas (Morocco). In Jacobshagen Ed., The Atlas System of Morocco. Lect. Notes Earth Sci., Spinger – Verlag, n° 15, Berlin, p. 293-320.

DRESNEY R. du (1962-1964). – Les discontinuités de sédimentation pendant le Jurassique dans la partie orientale du domaine atlasique marocain, leurs conséquences stratigraphiques et leurs relations avec l'orogenèse atlasique. In Coll. Jurassique, Luxembourg 1962, Comm. Strat. Congr. Géol. Intern. Luxembourg, Inst. grand-ducal, 1964, p. 899-912.

DRESNEY R. du (1963). – Données stratigraphiques complémentaires sur le Jurassique moyen des synclinaux d'El Mers et de Skoura (Moyen Atlas, Maroc). Bull. Soc. Géol. France, 7, t. V, n° 6, pp. 883-900.

DUBAR G. (1932). – Faunes liasiques du Moyen Atlas marocain. Ann. Soc. Nord, Lille, t. 57, n°3, pp. 181-182.

DUEE G., HERVOUET Y., LAVILLE E., LUCAS P. et ROBILLARD D. (1977). – L'accident nord moyen-atlasique dans la région de Boulemane (Maroc) : une zone de coulissement synsédimentaire. Ann. Soc. Géol. Nord, t. XCVIII, p. 145-162.

EL ARABI H (2001). – La plateforme carbonatée jurassique (Héttangien ? – Aalénien) du Moyen Atlas occidental (Maroc), zone de transition entre le sillon moyen atlasique et le bassin occidental du Selloum. Thèse Doct. Etat, Fac., Sci. Fès, 294 p.

EL ARABI H. (1987). – Etude stratigraphique et sédimentologique du Lias aux confins du causse moyen atlasique et du Moyen Atlas plissé (Maroc). Thèse 3° cycle. Toulouse, 192p.

EL ARABI H., CHARRIERE A., SABAOUI A., OUAHHABI B., KERCHAOUI S., BOUTAKIOUT M., LAADILA M. (1999). – Le Toarcien et l'Aalénien dans le Nord du Moyen Atlas plissé (Maroc) : diversité de l'enregistrement sédimentaire et reconstitution du contexte paléogéographique. Bull. Soc. Géol. France, t. 170, n° 5, pp. 629-641.

EL AZZAB & EL WARTITI (1998). –Paléomagnétisme des laves plio-quaternaires du Moyen Atlas: rotations récentes 1998 CRASP 327-509-512.

EL AZZOUZI, M. H., MAURY, R. C., BELLON, H., YOUBI, N., COTTEN, J., & KHARBOUCH, F. (2010).- Petrology and K-Ar chronology of the Neogene-Quaternary Middle Atlas basaltic province, Morocco. Bulletin de la société géologique de France, 181(3), 243-257.

EL FARTATI M, HINAJE S, GHARMANE Y, AMRANI S. (2017).-Le bassin hydrogéologique de Skoura-Tazouta (Moyen Atlas, Maroc): Un exemple de paléo-barrage d'âge néogène-quaternaire d'origine tectonique et à remplissage fluvio-lacustre et travertineux. 2ème édition de la Rencontre National des Jeunes Géologues [RNJG-2017]. Fac. Sci. El Jadida.

EL FARTATI M, GHARMANE Y, AMRANI S, HINAJE S. (2018a). - Rôle de la tectonique cassante dans la genèse et l'évolution du bassin fluvio-lacustre Tazouta-Skoura (Moyen Atlas plissé, Maroc). 1er Congrès International: Géosciences, Ressources Naturelles & Environnement (CIGREN 2018). Fac. Poly. Taza.

EL FARTATI M, GHARMANE Y, AMRANI S, HINAJE S. (2018b).- Caractéristiques hydrogéologiques de la nappe d'eau superficielle du bassin de Tazouta (Moyen Atlas plissé,

Maroc). La 4ème Édition du Colloque International des Utilisateurs des SIG sous le thème: « SIG au service du Développement Territorial ».Fac. SCI. Meknès.

EL FARTATI M, HINAJE S, AMRANI S, GHARMANE Y, YAAGOUB D. (2019a).-Le Bassin de Skoura-Tazouta (Moyen Atlas, Maroc): Un Exemple de Paléo-Barrage D'âge Néogène Quaternaire d'origine Tectonique et à Remplissage Fluvio-Lacustre et Travertineux. European Scientific Journal. 15 : 339-361.

EL FARTATI M, HINAJE S, AMRANI S, YAAGOUB D. (2019b).- Cartographie géologique des dépôts Miocènes (Vallésien-Tortono-Messinien) a l'est de l'oued Mdaz Et analyse tectoniques des structures cassantes (Bassin De Skoura-Tazouta, Moyen Atlas, Maroc). 23ème Colloque des Bassins Sédimentaires. Fac. Sci. Fès.

EL FARTATI M, YAAGOUB D, GHARMANE Y, AMRANI S, HINAJE S. (2019c).- La nappe superficielle d'eau du bassin de Tazouta (Moyen Atlas plissé, Maroc): Hydrogéologie et influence de la tectonique cassante méso-cénozoïque sur les écoulements souterrains. Rencontre Nationale sur les Ressources Naturelles de la région de Sefrou « 2RN-RS'1 ». Sous le thème : Gestion Durable Des Ressources Hydriques Dans La Région De Sefrou. Ass. Jiber. Sefrou.

EL FARTATI M, AMRANI S, HINAJE S, YAAGOUB D. (2019d).- Hydrogéologie De La Nappe Superficielle D'eau Du Bassin De Skoura Et Sa Relation Avec La Tectonique Cassante Meso-Cenozoïque (Moyen Atlas Plissé, Maroc). 2^{éme} Edition du congrès international : « Les zones humides - Bassins versants et le développement local ».Fac. Poly. Nador.

EL FARTATI M, HINAJE S, CHAOUNI A, YAAGOUB D, AMRANI S, GHARMANE Y. (2021).- Hydrogeology of the Tazouta basin and its relationship with the Neogene Quaternary brittle tectonics (Folded Middle Atlas, Morocco). Arabe J Geosci 14, 2060 (2021). https://doi.org/10.1007/s12517-021-08453-w.

EL FELLAH IDRISSI B. (2010). -Influence de la tectonique cassante sur les caractéristiques hydrogéologiques des aquifères triasico-liasiques et apport de l'hydrochimie à l'étude des eaux souterraines dans le Moyen Atlas septentrional (causse de Sefrou et de l'Anoucer). Thèse Doc. Nat, Univ. Fès, 212 p.

EL HAMZAOUI O. (1994). - Les affleurements récifaux du Miocène terminal au SE de Fès : Paléontologie, paléoécologie, et contrôle tectono-sédimentaire. Thèse 3° cycle, Fès, 560p.

EL MEZGUELDI A. (1989). – Evolution structural jurassique de la région de la partie nord du Moyen Atlas (Maroc). Thèse 3° cycle, Caen, 122 p.

EMBERGER A. (1965). – Introduction à l'étude des minéralisations plombifères de la Haute Moulouya. Colloque sur les gîtes stratiformes. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, n° 181, pp.167-174.

EMBERGER L. (1930).-La végétation de la région méditerranéenne. Essai d'une classification des groupements végétaux. Rev. Gén. Bot., 42 : 641-662 et 705-721.

EMBERGER L. (1955).-Une classification biogéographique des climats. Rec. Trav. Lab. Bot. Géol. Zool., Fac. Sci. Montpellier, série bot., 7 : 3-43.

ETCHECOPAR A. (1984). – Etudes des états de contraintes en tectonique cassante et simulations des déformations plastiques (approche mathématique), Thèse de Doctorat d'Etat, Univ. Montpellier, 270 p.

ETCHECOPAR A. et MATTAUER M. (1988). – Méthodes dynamiques d'analyse des populations de failles. Bull. Soc. Géol. France, (8), t. IV, n° 2, pp. 289-302.

FAUGERES J.C. (1978).- Les rides sur-rifains. Evolution sédimentaire et structurale d'un bassin atlantico-mésogogéen de la marge africaine. Thèse de Doctorat d'Etat, Univ. Toulouse 1. 220 p.

FEDAN B (1980).–Etude structurale du versant sud du Moyen-Atlas central d'Enjil des Ikhatarn à Imouzzer Marmoucha (Moyen-Atlas,Maroc).Thèse 3° cycle, Fac. Sci.,Rabat,148 p.

FEDAN B. (1984). – Le Lias - Dogger d'Issouka (Moyen Atlas). Biostratigraphie et sédimentologie. Bull. Inst. Scient. , Rabat, n° 8.

FEDAN B. (1988). – Evolution géodynamique d'un bassin intraplaque sur décrochements : (Moyen-Atlas, Maroc) durant le Méso-Cénozoïque. Thèse Doct. d'Etat. Univ. Mohammed V, Rabat, 338 p.

FEDAN B., LAVILLE E. et EL MEZGUELDI A. (1989). – Le bassin Jurassique du Moyen-Atlas (Maroc) : exemple de bassin sur relais de décrochements. Bull. Soc. Géol. France, série 8, t.V, n° 6, pp. 1123-1136.

FELENC R. et LENOBLE J. P. (1965). – Le gîte de plomb de Mibladen. In : Colloque sur les gîtes stratiformes : Notes et Mém. géol. Maroc, n° 181, pp. 185-204.

FIECHTNER L., FRIEDRICHSEN H. et HAMMERSCHLUMIT K. (1992).– Geochemistry and Geochronology of Early Mesozoic tholeiites from Central Morocco. Geologishe Rundschau, Band 81, pp. 45-62.

GARDET G. et GERARD Ch. (1946). – Contribution à l'étude paléontologique du Moyen-Atlas septentrional. Lias inférieur, Lias moyen, Lias supérieur, Aalénien-Bajocien-Bathonien. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc. N° 64.

GAUSSEN, H. (1964).-Carte de la végétation de la France au 1:200 000, feuille de Carcassonne. Serv. Carte Vég., 14re 4d., Toulouse.

GENTIL L. (1914). – Sur la structure du plateau d'Oulmès (Maroc central). C. R. Ac. Sc. Paris, t. 159, n° 19, p. 659-661.

GENTIL L. (1916). – Sur la structure du Moyen-Atlas (Maroc central). C. R. Acad. Sci., Paris, t. 162, pp. 329-332.

GHARMANE Y. (2021).- Etude de la tectonique cassante, analyse des paléochamps de contraintes hercyniens, tardi-hercyniens et atlasiques et leurs apports dans la genèse et la géométrie des structures minéralisées dans le socle paléozoïque et la couverture mésozoïque de la boutonnière de Tazekka (Maroc). Thèse Doc. Nat, Univ. Fès, 258 p

GOGNEY G., TERMIER H. et TERMIER G. (1971).– Sur la présence de « pillow-lavas » dans le basalte du Permo-Trias au Maroc central. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 273, sér. D, p. 446-449.

GOURARI L. (2001). –Etude hydrochimique, morphologique, lithostratigraphique, sédimentologique et pétrographique des dépôts travertino-détritiques actuels et plio-quaternaires du bassin karstique de l'oued Aggay(causse de Sefrou, Maroc).Thèse Doc. Etat,Univ. Fès, 408 p.

HAILWOOD E. A. et MITCHELL J. G. (1971). – Paleomagmatic and radiometric dating results from jurassic instrusions in south Morocco. Geophys. J. R. Astr. Soc., 24, p. 351-364.

HARMAND C. et CANTAGREL J. M. (1984). – Le volcanisme alcalin tertiaire et quaternaire du Moyen-Atlas (Maroc) : chronologie K/Ar et cadre géodynamique. J. Afric. Earth. Sc., vol. 2, n° 1, pp. 51-55.

HARMAND C. et MOUKADIRI A. (1986). - Synchronisme entre tectonique compressive et volcanisme alcalin : exemple de la province quaternaire du Moyen-Atlas (Maroc). Bull. Soc. Géol. France, II, 4, pp. 595-603.

HERBIG H. G. (1988). – Synsedimentary tectonics in the Northen Middle Atlas (Morocco) during the late Cretaceous and tertiary. In « The Atlas system of Morocco, Studies on its Geodynamica Evolution ». Ed. Jacobshager, Springer Volag, Berlin, p. 321-338.

HINAJE S. (1991). – Evolution géodynamique méso-cénozoïque du Moyen-Atlas (Maroc), l'exemple de la transversale Almis Guigou-Boulemane-Anjil. D.E.A., Fac. Sci. Tunis, 125 p.+ carte h.t.

HINAJE S. (1995). – Apport de l'analyse de la tectonique cassante tardi et post-panafricaine à la modélisation de la mise en place des minéralisations dans la boutonnière de Bou-Azzer (Anti-Atlas, Maroc). Thèse 3° cycle, Fac. Sci. Rabat, 238 p.+ carte h.t au 1/2000.

HINAJE S. (2004). – Tectonique cassante et paléochamps de contraintes dans le moyen atlas et le haut atlas central (Midelt-Errachidia) depuis le trias jusqu'à l'actuel. Thèse Doc. Etat, Univ. Rabat, 363p.

HINAJE S. et AÏT BRAHIM L. (2001). – La chaîne atlasique marocaine : résultat du rifting triasico-liasique et des inversions tectoniques au Domérien – Toarcien, au Bathonien terminal – Barrémien et au Miocène supérieur – Pliocène inférieur. 16° C.B.S.M., Fac. Sci. Mekèns.

HINAJE S. et AÏT BRAHIM L. (2001). – Neotectonic and seismotectonic events recorded by quaternary deposits in the Middle Atlas (Morocco). Second Workshop on Seismic Risk in North Africa (Tetouan, 2001).

HINAJE S. et AÏT BRAHIM L. (2001). – Paléocontraintes et contexte géodynamique de mise en place du volcanisme alcalin du Moyen Atlas. Deuxième Colloque 3 M. A. (Fac. Sci. Semlalia, Marrakech).

HINAJE S. et AÏT BRAHIM L. (2001). – Paléocontraintes, genèse et évolution tectonique des effondrements lacustres du Moyen Atlas : exemple des lacs Afourgagh, Aoua, Ifrah et Aguelmam Sidi Ali. 16ème Coll. Bass. Sédi. Marocains, Fac. Sci. Meknès, pp. 95-96.

HINAJE S., AÏT BRAHIM L. et GOURARI L. (2002). – Rôle de la tectonique cassante polyphasée (du Miocène supérieur à l'actuel) dans la genèse du tracé hydrographique de la vallée de l'Oued Aggay et l'effondrement du bassin de Sefrou (bordure NW du Moyen Atlas, Maroc). Africa Geoscience Review, Vol. 9, N° 2, pp. 171-181.

HINAJE S., AIT BRAHIM L., TAHIRI A. (1992). – Paléochamps de contraintes et relation tectonique cassante-minéralisation cobaltifère dans le gisement de Mechoui (Boutonnière de Bou-Azzer, Anti-Atlas central). 10° Coll. Bass. Séd. Fac. Sci. Rabat.

HINAJE S., CHARROUD L., AIT BRAHIM L., EL ARABI H. et SABAOUI A. (2015) b. – Paléocontraintes mésozoïques, évolution tectoniques et paléogéographie des bassins sédimentaires moyens atlasique et central atlasique Marocains. ScienceLib Editions Mersenne : volume 7, N° 150410, ISSN 2111-4706, 23p.

HINAJE S., CHARROUD L., AIT BRAHIM L., SABAOUI A., AMRANI S. et EL ARABI H. (2015) a. – Événements tectono-sédimentaires, paléocontraintes crétacés cénozoïques et structuration diachrone du Moyen Atlas et du Haut Atlas central Marocains. ScienceLib Editions Mersenne : volume 7, N° 150409, ISSN 2111-4706, 22 p.

HINAJE S., TAHIRI A., AÏT BRAHIM L. (1993). – Analyse de la déformation cassante syn et post-panafricaine dans la boutonnière de Bou-Azzer (Anti-Atlas central). 11° Coll.. des Bass. Séd. p. 44, Inst. Sci. Rabat.

HINAJE S., TAHIRI A., AÏT BRAHIM L. (1993). – Cortège volcano-sédimentaire infracambrien au Nord du massif d'Oumlil ; sédimentologie et tectonique synsédimentaire (Boutonnière de Bou-Azzer – El Graâra). 11° Coll. Bass. Sédim. marocains, Inst. Scient. Rabat, p. 45.

HINAJE S., TAHIRI A., AÏT BRAHIM L. (1993). – Importance des structures synsédimentaires dans l'Adoudounien de la boutonnière de Bou-Azzer (Anti-Atlas central). I.A.S. Marrakech, p.181.

HINAJE, S., EL FARTATI, M., YAAGOUB, D., AMRANI, S., GHARMANE, Y., EL FELLAH IDRISSI, B. (2019).-Paleocontraintes et Contexte Tectonique de Mise en Place du Volcanisme Alcalin Neogene et Quaternaire du Moyen Atlas (Maroc). European Scientific Journal May 2019 edition Vol.15, No.15, p.448-466.

HOEPFFNER, C. (1987).-La tectonique hercynienne dans l'Est du Maroc. Thèse Doc. Etat, Univ. Strasbourg, 257p

HOWARD A.D. (1967). – Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. Bull. am. Ass. Petr. Geol, Tulse, 51 (11). pp: 2246 – 2259.

JACOBSHAGEN V., BREDE R., HAMPTMAN M., HEINITZ W. et ZYLKA R. (1988).- Structure and post paleozoïc evolution of the central High-Atlas. In « lectures notes in Earth Sciences ». Vol. 15 : « The Atlas system of Morocco studies on its geodynamic evolution ». Jacobshagen ed. p. 245-268

JAEGER J. J. (1978). – Les rongeurs du Miocène moyen et supérieur du Maghreb. Paleovertebrata, Vol. 8, fasc. 1, p. 43-67.

JAEGER J. J. et MARTIN J. (1971). – Découvertes au Maroc des premiers micromammifères du Pontien d'Afrique. C. R. Ac. Sc. Paris, t.. 292, sér. D, p. 2115-2158.

JAEGER J. J., MICHAUX J. et DAVID B. (1973). – Biochronologie du Miocène moyen et supérieur continental du Maghreb. C. R. Ac. Sci. Paris, t. 277, p. 2477-2480.

JENNY J., LE MARREC A. et MONBARON M. (1981). - Les couches rouges du Jurassique Moyen du Haut Atlas central : corrélations lithostratigraphiques, éléments de datations et cadre tectono-sédimentaire. Bull. Soc. Géol. France, (7), XXIII, n° 6, pp. 627-639.

LAADILA M. (1982). – Etude structurale du Moyen-Atlas septentrional (région d'El Adrej, Maroc). Thèse 3° cycle, Rabat, 152 p.

LAADILA M. (1996). – Stades de l'évolution de la plate-forme carbonatée liasique du Moyen Atlas (Maroc). Thèse Doct. Etat, Rabat, 442 p.

LAVILLE E. (1985). – Evolution sédimentaire, tectonique et magmatique du bassin Jurassique du Haut-Atlas, Maroc : Modèle en relais multiples de décrochements. Thèse d'Etat, Montpellier, 168 p.

LAVILLE E. (1988). – A multiple releasing and restraining stepover model for the Jurassic strike-slip basin of the Central High Atlas (Morocco), in : W. Manspeizer (Ed.), Triassic Jurassic rifting. Continental Breakup and the origin of the Atlantic ocean and passive margins, p. 499-523.

LAVILLE E. et FEDAN B. (1989). – Le système atlasique marocain au Jurassique : évolution structurale et cadre géodynamique. Sci. Géol., Mém. Strasbourg, p. 3-28.
LAVILLE E. et PIQUE A. (1991). – La distension crustale atlantique et atlasique au Maroc au début du Mésozoïque : le rejeu des structures hercyniennes. Bull. Soc. Geol. France, 162, p.1161-1171.
LAVILLE E. et PIQUE A. (1992). – Jurassic penetrative deformation and Cenozoic uplift in the Central High Atlas (Morocco) : a tectonic model. Structural and Orogenic inversions. Geologische Rundschau. v. 81, n° 1, pp. 157-170.
LAVILLE E., CHARROUD A., FEDAN B, CHARROUD M. et PIQUE A. (1995). – Inversions négatives et rifting atlasique : l'exemple du bassin triasique de Kerrouchène (Maroc). Bull. Soc. Géol. Fr., t. 166, n° 4, p. 365-374.
LAVILLE E., LESAGE J. L. et SEGURET M. (1977). – Géométrie cinématique et dynamique de la tectonique atlasique sur le versant sud du Haut Atlas marocain. Aperçu sur les tectoniques hercyniennes et tardi-hercyniennes. Bull. Soc. Géol. France (7), t. XIX, n° 3, pp. 527-539.
LORENZ J.C.(1976). - Triassic sediments and basin structure of the Kerrouchen basin, central Morrocco – J.Sedi., Petrol., 46, pp.897-905.
LUCAS J. (1962). – La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etude sur les argiles du Trias. Mém. Serv. Carte géol. Alsace – Lorraine, n° 23, 202 p.
MANSPEIZER W. (1988). – Triassic-Jurassic rifting and opening of the Atlantic : an overview, in : W. Manspeizer (ed.), Triassic-Jurassic rifting. Continental Breackup and the origin of the Atlantic ocean and passive margins, p. 41-79.
MANSPEIZER W., PUFFER J. G. et COUSMINER H. L (1978). – Separation of Morocco and Eastern North America : a triasic-liasic stratigraphic record. Geol. Soc. Amer., Vol. 89, p.901-920.
MARGAT J. et TALTASSE P. (1952). – Hydrogéologie du Maroc. Notes et Mémoires n° 97, 355 P.
MARTIN J. (1981). – Le Moyen Atlas central, étude géomorphologique. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, n° 258, 445 p.
MARTONNE E. DE (1925-1927) – *Traité de géographie physique*. A. Colin, Paris, 4e édition, 1519 p. (tome 3 avec A. Chevalier et L. Cuénot).
MATTAUER M., TAPPONIER P. et PROUST F. (1977). – Sur les mécanismes de formation des chaînes intracontinentales. L'exemple des chaînes atlasiques du Maroc. Bull. Soc. Géol. France, (7), t. XIX, n° 3, pp. 521-526.
MICHARD A. (1976). – Elément de géologie marocaine. Notes et mém. serv. Géol. Maroc, 252, 408 p.
MICHARD A., HOEPFFNER C., SOULAIMANI A., BAIDDER L. (2008).-The Variscan Belt. In: Michard, A., Saddiqi, O., Chalouan, A., Frizon de Lamotte, D. (Eds.), Continental Evolution: The Geology of Morocco. Springer Verl. 65-131
MILLOT G., PERRIAUX J. et LUCAS J. (1961).- Signification climatique de la couleur rouge des grès permo-triasiques et des grandes séries détritiques rouges. Bull. Serv. carteGéol. Alsace Lorraine, 14, p. 91 – 101.

MONBARON M. et TAQUET P. (1981). – Découverte du squelette complet d'un grand cétiosaure (Dinausaure Sauropode) dans le bassin jurassique moyen de Tilougguit (Haut Atlas central, Maroc). C. R. Acad. Sci. Paris, t. 292. sér. II, p. 243-246.

MOUKADIRI A. (1983). – Les enclaves ultrabasiques associées aux basaltes alcalins dans le district volcanique d'Azrou-Timahdit (Moyen-Atlas, Maroc). Thèse 3° cycle, Clermont-Ferrand, 150 p.

NASSILI M. (1982). – Etude structurale de la terminaison nord-occidentale du Moyen-Atlas plissé (SW de Merhraoua). Thèse 3° cycle , Rabat, 111 p.

OUARHACHE D. (1987). – Etude géologique dans le paléozoïque et le Trias de la bordure NW du causse moyen-atlasique (S et SW de Fès, Maroc). Thèse 3° cycle, Toulouse, 130 p.

OUARHACHE D. (2002). -Sédimentation et volcanismes (effusif et explosif) associés au rifting triasique et infraliasique dans le Moyen Atlas Sud-occidental et la Haut Moulouya (Maroc). Unpublished Thesis (Doctorat d'Etat). Mohamed V University, Rabat, Morocco, p 284.

PACHTERE Ph. De, BERTRAND H. et TANE J. L (1985). – Mise en évidence de centres d'émission dans la série volcanique fini-triasique du Haut Atlas de Marrakech. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 300, sér. II, n° 20, p. 1029-1032.

PIQUE A. (1994). – Géologie du Maroc, les domaines régionaux et leur évolution structurale, pumag, 284 p.

PIQUE A. et LAVILLE E. (1993 a). – Les séries triasiques du Maroc, Marqueurs du rifting atlantique, C. R. Acad. Sci. Paris, t. 317, Série II, pp. 1215-1220.

PIQUE A. et LAVILLE E. (1993 b). – L'ouverture de l'atlantique central : un rejeu en extension des structures paléozoïques. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 317, Série II, pp. 1325-1332.

PIQUE A. et MICHARD A. (1989). – Moroccan Hercynides : a synopsis. The Paleozoic sedimentary and tectonic evolution at the northen margin pf West Africa ; Am. J. Sci., 289, p. 286-330.

PIQUE A., AÏT BRAHIM L., EL AZZOUZI M'H., MAUREY R., BELLON H., SEMROUD B. et LAVILLE E. (1998). – Le Poinçon maghrébin : contraintes structurales et géochimiques. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, 326, p. 575-581.

RAMDANI M. et TADILI B. (1980). – Sismicité détaillée du Moyen Atlas et sondages sismiques profonds dans le Maroc central. Thèse 3ème cycle. Univ. Grenoble I, 150 p.

ROBILLARD D. (1978). – Etude stratigraphique et structurale du Moyen Atlas septentrional (région de Taza-Maroc) Thèse de 3° cycle, Lille, 178 p.

ROBILLARD D. (1979). – Tectonique synsédimentaire du Moyen Atlas septentrional. Bull. Soc. Géol. Fr., Fr. (7), XXI, 4, pp. 441-447.

RODIER J., (1996). – Analyse des eaux. Eaux naturelles, eaux résiduaires, eaux de mer. 8iéme, édition Dunod, Paris, 1384p.

RUSSO P. (1933). – Au sujet des rapports des divers segments du Moyen-Atlas et du Grand-Atlas (Maroc). C. R. Am. Soc. Géol., France, fasc. 15, 238 p.

SABAOUI A. (1987). – Structure et évolution alpine du Moyen-Atlas septentrional sur la transversale Tleta des Zerarda –Merhraoua (Sud Ouest de Taza, Maroc). Thèse 3° cycle, Toulouse, 189 p.

SABAOUI A. (1998). – Rôles des inversions dans l'évolution méso-cénozoïque du Moyen-Atlas Septentrional (Maroc). L'exemple de la transversale El Menzel – Ribat Al Khayr – Bou Iblane. Thèse Doct. Etat, Rabat, 410 p.

SABAOUI A. et HINAJE S. (2000). – Le Néogène du Moyen Atlas : évolution tectono-sédimentaire, paléogéographie superposée et essai de corrélation avec le couloir sud-rifain. XI congress of regional committee on mediterranean neogene stratigraphy.

SABAOUI A. et VIALLARD P. (1987). – Fractures majeures et décollement de couverture dans le Moyen-Atlas septentrional (Sud-Ouest de Taza, Maroc). C. R. Ac. Sc. Paris, t. 305, sér. II, p.993-998.

SADKI D., ELMI S. et AMHOUD H. (1999). – Les formations jurassiques du Haut Atlas central marocain : corrélation et évolution géodynamique. Le 1er Coll. Nat. Sur le Jur. Marocain, p.122-123.

SALVAN H. M. (1974). – Les séries salifères du Trias marocain, caractères généraux et possibilités d'interprétation. Bull. Soc. Géol. France ; (7), t. XVI, n° 6, pp. 724-731.

SALVAN H. M. (1984). – Les formations évaporitiques du Trias marocain. Problèmes stratigraphiques, paléogéographiques et paléo-climatologiques. Quelques réflexions. Rev. Géol. dyn. et Géogr. Phys. 25, 3, pp. 187-203.

SCHWARZ G., WIGGER PJ (1988).- Etudes géophysiques de la croûte terrestre et du manteau supérieur dans le système Atlas du Maroc. Dans : Jacobshagen VH (éds) Le système Atlas du Maroc. Notes de cours en sciences de la Terre, vol 15. Springer, Berlin, Heidelberg.

TALTASSE P. (1953). – Recherches géologiques et hydrogéologiques dans le bassin lacustre de Fès-Meknès. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, n° 115, 300 p.

TERMIE H. (1936). – Etude géologique sur le Maroc central et le Moyen Atlas septentrional. Notes et mém. Serv. Géol. Maroc, N° 33, 1566 p.

TERMIER H. et DUBAR G. (1940). – Notice explicative de la carte géologique provisoire du Moyen Atlas septentrional au 200.000°. Not. et Mém. Serv. Géol. Maroc. N° 24 bis.

TERMIER H. et TERMIER G. (1948). Observations nouvelles sur le Permo-Trias et la base du Trias dans le Maroc central et le Moyen Atlas. Bull. Soc. Géol. France,V, 18, p. 395-405.

THORNTHWAITE C.W. (1948). – An approach toward a rational classification of climate. Geographical Review, Vol. 38, No. 1. (Jan., 1948), pp. 55-94.

THORNTHWAITE C.W. (1955). – The Water Balance. Publ. in Climatology, vol.8, no.l. C.W. Thornthwaite & Associates, Centerton, New Jersey.

WERNLI P. (1987). – Micropaléontologie du Néogène post-nappe du Maroc septentrional et description systématique des foraminifères planctoniques. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, n° 331, 266 p.

WESTPHAL M., MONTIGNY R., THUIZAT R., BARDON C., BOSSERT A., HAMZEH R., et ROLLEY J. P. (1979). – Paléomagnétisme et datation du volcanisme permien, triasique et crétacé du Maroc. Can. J. Earth Sci. Vol. 16, n° 11, p. 2150-2164.

YACOUBI A. J. (1984). – Etude micropaléontologique (ostracodes et foraminifères) des marnes de Boulemane (Dogger du Moyen-Atlas marocain). Thèse 3° cycle, Lyon, 131 p.

ANNEXES

Les caractéristiques géométriques et mathématiques des paléocontraintes des différents épisodes tectoniques enregistrés dans les bassins hydrogéologiques de Tazouta et de Skoura

	σ1		σ2		σ3				
NOM DE LA STATION	**DIR**	**PLG**	**DIR**	**PLG**	**DIR**	**PLG**	**Ø**	**ANG**	**RUP**
DAYA TAZOUTA	**163**	**8**	**66**	**41**	**81**	**48**	**0,124**	**3**	**17**
	80	**70**	**136**	**11**	**43**	**16**	**0,835**	**11**	**21**
IBADECINE	**35**	**52**	**31**	**38**	**123**	**2**	**0,409**	**25**	**53**
	58	**27**	**155**	**12**	**86**	**60**	**0,151**	**20**	**47**
	103	**78**	**67**	**10**	**158**	**7**	**0,49**	**4**	**19**
	78	**70**	**171**	**1**	**81**	**20**	**0,134**	**3**	**19**
AGHBALOU	**9**	**27**	**130**	**64**	**80**	**33**	**0,841**	**14**	**49**
	43	**75**	**42**	**15**	**132**	**0**	**0,783**	**5**	**29**
BARRAGE MDAZ	**170**	**1**	**75**	**75**	**80**	**15**	**0,6**	**2**	**10**
	39	**16**	**137**	**25**	**99**	**60**	**0,085**	**4**	**21**
	27	**33**	**12**	**56**	**113**	**7**	**0,584**	**3**	**33**
	153	**7**	**160**	**83**	**63**	**1**	**0,855**	**6**	**30**
AJDIR AHBARI	**145**	**69**	**129**	**21**	**41**	**5**	**0,307**	**17**	**41**
	157	**29**	**113**	**52**	**54**	**22**	**0 ,495**	**5**	**30**

DIR : direction de l'axe de contrainte ; PlG : plongement de l'axe de contrainte ; Ø = (σ1- σ3) / (σ1- σ2) ; ANG : angle moyen entre la strie réelle et la contrainte (strie) calculée ; RUP : magnitude relative de la contrainte cisaillante (pour vaincre la friction et la cohésion sur les plans de failles).

Inventaire et repérage des points d'eaux en période d'été (Juin, Juillet et Aout 2017)

N° de P ou S	x	y	z(m)	N.P/sol (m)	N.P (m)
p1	33,6691	-4,6376	1139,40	9,40	1130,00
p2	33,6688	-4,3684	1125,80	8,50	1117,30
p3	33,6685	-4,6374	1131,10	14,00	1117,10
p4	33,6682	-4,6387	1125,50	8,00	1117,50
source d'Ain Aghbalou	33,6702	-4,6351	1138,30	0,00	1138,30
p5	33,6673	-4,6385	1127,10	13,80	1113,30
p6	33,6642	-4,6420	1134,00	28,40	1105,60
p7	33,6623	-4,6434	1146,20	20,70	1125,50
p8	33,6719	-4,6359	1129,00	6,15	1122,85
source Ait Sbaa	33,6454	-4,6426	1194,00	0,00	1194,00
source Bou Zraa	33,6454	-4,6426	1267,80	0,00	1267,80
p9	33,6510	-4,6360	1230,00	4,15	1225,85
p10	33,6530	-4,6371	1181,40	6,40	1175,00
p11	33,6592	-4,6235	1136,00	11,60	1124,40
p12	33,6637	-4,6316	1126,00	7,90	1118,10
p13	33,6623	-4,6326	1134,00	11,00	1123,00
p14	33,6616	-4,6304	1128,00	7,50	1120,50
p15	33,6649	-4,6560	1124,00	5,80	1118,20
p16	33,6627	-4,6235	1124,00	6,60	1117,40
p17	33,6656	-4,6258	1126,00	6,10	1119,90
p18	33,6701	-4,6213	1141,00	18,40	1122,60
p19	33,6755	-4,6212	1150,00	31,50	1118,50
p20	33,6728	-4,6272	1132,00	16,20	1115,80
p21	33,6729	-4,6297	1128,00	16,00	1112,00
p22	33,6519	-4,6352	1203,00	6,00	1197,00
p23	33,6549	-4,6382	1186,00	8,40	1177,60
p24	33,6705	-4,6312	1135,70	18,00	1117,70
p25	33,6783	-4,6257	1176,00	31,80	1144,20
p26	33,6804	-4,6560	1102,00	18,70	1083,30
p27	33,6801	-4,6590	1111,00	16,00	1095,00
p28	33,6793	-4,6591	1093,00	7,00	1086,00
p29	33,6799	-4,6587	1107,00	16,10	1090,90
p30	33,6799	-4,6595	1114,00	14,40	1099,60
p31	33,6810	-4,6593	1114,00	16,90	1097,10
p32	33,6814	-4,6603	1115,00	17,40	1097,60
p33	33,6818	-4,6597	1117,00	18,00	1099,00
p34	33,6823	-4,6591	1106,00	18,00	1088,00
p35	33,6762	-4,6835	1274,10	12,40	1261,70
p36	33,6746	-4,6971	1413,00	10,40	1402,60
p37	33,6761	-4,6927	1358,00	3,10	1354,90
source Mjibna	33,6762	-4,6969	1433,50	0,00	1433,50
p38	33,6747	-4,6923	1339,00	7,00	1332,00

p39	33,6681	-4,6933	1320,00	12,50	1307,50
p40	33,6676	-4,6941	1329,00	17,50	1311,50
p41	33,6686	-4,6923	1318,00	13,50	1304,50
p42	33,6694	-4,6916	1307,00	14,00	1293,00
p43	33,6693	-4,6908	1296,00	11,00	1285,00
p44	33,6723	-4,6861	1272,00	5,60	1266,40
p45	33,6724	-4,6858	1271,00	5,60	1265,40
p46	33,6730	-4,6877	1282,00	9,80	1272,20
p47	33,6735	-4,6870	1287,00	8,00	1279,00
p48	33,6733	-4,6879	1286,00	9,00	1277,00
p49	33,6731	-4,6912	1309,00	3,30	1305,70
p50	33,6446	-4,6796	1272,30	12,50	1259,80
p51	33,6454	-4,6875	1370,70	10,50	1360,20
source Ain Dem	33,6429	-4,6886	1373,00	0,00	1373,00
p52	33,6431	-4,6866	1372,00	7,00	1365,00
p53	33,6501	-4,6849	1330,10	7,00	1323,10
source Ain Roh	33,6484	-4,6960	1791,80	0,00	1791,80
p54	33,6428	-4,6768	1299,30	8,30	1291,00
p55	33,6432	-4,6760	1282,00	15,70	1266,30
p56	33,6434	-4,6758	1281,90	12,80	1269,10
p57	33,6445	-4,6761	1286,40	12,20	1274,20
p58	33,6456	-4,6762	1269,70	26,20	1243,50
source Amhmaj	33,6381	-4,6782	1304,30	0,00	1304,30
p60	33,6756	-4,5987	1143,90	37,00	1106,90
p61	33,6769	-4,5990	1121,00	20,00	1101,00
p62	33,6742	-4,5943	1097,90	4,50	1093,40
p63	33,6672	-4,5971	1105,60	13,80	1091,80
source Tit N'Tazert	33,6665	-4,5883	1076,20	0,00	1076,20
source Tit N'Tazert	33,6643	-4,5875	1084,70	0,00	1084,70
source Tassakayt	33,6660	-4,5868	1071,00	0,00	1071,00
p64	33,6727	-4,5853	1045,70	3,20	1042,50
p65	33,6723	-4,5849	1030,40	15,50	1014,90
p66	33,6726	-4,5833	1027,00	3,00	1024,00
p67	33,6673	-4,5771	990,30	10,50	979,80
p68	33,6651	-4,5777	995,50	12,50	983,00
p69	33,6597	-4,5763	983,90	72,00	911,90
p70	33,6616	-4,5775	985,70	74,00	911,70
p71	33,6835	-4,5803	1006,70	14,60	992,10
p72	33,6907	-4,5808	1011,30	19,60	991,70
p73	33,6875	-4,5900	1052,20	4,60	1047,60
p74	33,6846	-4,5979	1104,70	11,00	1093,70
p75	33,6923	-4,5974	1097,20	3,00	1094,20
p76	33,6910	-4,5933	1070,00	2,80	1067,20
p77	33,6916	-4,5907	1071,80	1,50	1070,30

p78	33,6664	-4,5581	935,00	7,40	927,60
p79	33,6735	-4,5595	925,70	11,00	914,70
p80	33,6739	-4,5586	92,50	12,00	80,50
source Mghirta 2	33,6724	-4,5366	890,10	0,00	890,10
source Mghirta 1	33,6684	-4,5437	885,30	0,00	885,30
p81	33,6638	-4,5551	924,80	7,00	917,80
source Ain Lghoul	33,6569	-4,5370	863,10	0,00	863,10
p82	33,6660	-4,5748	981,60	8,60	973,00
p83	33,6330	-4,5752	1007,20	43,50	963,70
p84	33,6331	-4,5681	970,30	30,00	940,30
p85	33,6181	-4,5469	874,80	7,50	867,30
p86	33,6162	-4,5422	865,70	6,70	859,00
p87	33,6172	-4,5433	882,70	8,40	874,30
p88	33,6142	-4,5489	889,60	7,60	882,00
p89	33,6133	-4,5381	850,20	9,20	841,00
p90	33,6129	-4,5398	843,10	7,20	835,90
source Hadou oudrisse	33,6131	-4,5317	818,40	0,00	818,40
p91	33,6159	-4,5447	871,70	7,60	864,10
p92	33,6152	-4,5564	905,30	10,40	894,90
source Ait Taleb Saïd	33,6110	-4,5508	877,50	0,00	877,50
source de Mahmoud	33,6117	-4,5429	843,50	0,00	843,50
p93	33,6091	-4,5407	861,00	7,65	853,35
p94	33,6081	-4,5406	860,90	6,00	854,90
p95	33,6035	-4,5451	886,40	12,60	873,80
p96	33,6023	-4,5419	869,50	1,20	868,30
p97	33,6017	-4,5401	859,10	1,00	858,10
p98	33,6017	-4,5389	851,10	0,80	850,30
source Ait Hmidoun	33,6020	-4,5405	860,00	0,00	860,00
p99	33,6005	-4,5543	913,10	6,00	907,10
p100	33,5995	-4,5592	941,90	10,50	931,40
p101	33,5991	-4,5607	968,40	15,80	952,60
p102	33,5980	-4,5594	956,70	14,00	942,70
p103	33,5449	-4,5564	959,70	44,20	915,50
source Tannoute	33,5565	-4,5659	992,10	0,00	992,10
source Tarahrourt	33,5384	-4,5545	924,30	0,00	924,30
p104	33,6057	-4,5628	915,50	2,00	913,50
p105	33,5755	-4,5419	901,80	8,60	893,20
p106	33,5759	-4,5414	900,50	8,40	892,10
p107	33,5671	-4,5563	952,80	19,80	933,00
p108	33,5699	-4,5500	929,80	6,20	923,60
p109	33,5696	-4,5519	987,10	4,40	982,70
p110	33,5690	-4,5514	925,50	6,70	918,80
p111	33,5682	-4,5497	932,10	11,00	921,10
p112	33,5107	-4,5471	912,50	9,00	903,50

p113	33,5686	-4,5468	927,90	11,20	916,70
p114	33,5666	-4,5461	922,10	10,00	912,10
p115	33,5678	-4,5423	914,10	8,30	905,80
source Sidi Yahia	33,6658	-4,5177	800,40	0,00	800,40
source Tiflwin	33,6209	-4,5697	982,30	0,00	982,30
p116	33,5990	-4,5454	883,40	2,80	880,60
p117	33,5996	-4,5448	880,60	8,80	871,80
p118	33,5995	-4,5436	879,90	2,80	877,10
p119	33,6000	-4,5431	861,40	2,90	858,50
p120	33,6000	-4,5426	866,40	5,15	861,25
p121	33,6012	-4,5426	869,70	4,70	865,00
p122	33,5955	-4,5575	940,70	7,00	933,70
p123	33,5934	-4,5506	901,80	2,50	899,30
p124	33,6001	-4,5474	886,80	2,70	884,10
p125	33,6000	-4,5462	881,50	7,20	874,30
p126	33,5996	-4,5332	850,70	7,00	843,70
p127	33,5963	-4,5385	875,20	10,00	865,20
p128	33,5878	-4,5431	908,90	3,70	905,20
p129	33,5939	-4,5481	912,80	4,80	908,00
p130	33,5923	-4,5488	930,70	2,40	928,30
p131	33,5922	-4,5424	886,20	23,80	862,40
p132	33,5906	-4,5434	884,10	3,60	880,50
p133	33,5903	-4,5384	891,80	11,80	880,00
p134	33,5891	-4,5496	915,30	7,80	907,50
p135	33,5831	-4,5552	930,40	9,00	921,40
p136	33,5831	-4,5513	928,00	1,50	926,50
p137	33,5904	-4,5530	931,40	1,60	929,80
p138	33,5880	-4,5393	870,25	5,00	865,25
p139	33,5886	-4,5313	854,40	0,50	853,90
p140	33,5900	-4,5266	847,90	7,00	840,90
p141	33,5873	-4,5210	854,70	17,80	836,90
p142	33,5912	-4,5207	844,00	13,60	830,40
p143	33,5709	-4,5447	917,80	16,30	901,50
p144	33,5732	-4,5389	890,40	9,10	881,30
source Taghazoute	33,5640	-4,5306	853,70	0,00	853,70
source Bou Allitten	33,5605	-4,5337	875,90	0,00	875,90
source Bou Taakazet	33,5545	-4,5351	861,20	0,00	861,20
source Aghzer Oughassime	33,5299	-4,5421	991,70	0,00	991,70
source Haj Hadou	33,5371	-4,5463	905,70	0,00	905,70
source Tattiwine	33,5228	-4,5473	1035,30	0,00	1035,30
source Malliwate	33,5327	-4,5462	944,90	0,00	944,90
source Bouhayane Ichen akki	33,5295	-4,5495	967,70	0,00	967,70
source Akboube	33,5228	-4,5490	1138,70	0,00	1138,70
source Sidi Saleh	33,5127	-4,5673	1017,20	0,00	1017,20

source Ait Hayane	33,5173	-4,5545	1010,30	0,00	1010,30
source Assamhoune	33,5248	-4,5574	989,40	0,00	989,40
source Taleb	33,5209	-4,5583	971,90	0,00	971,90
source If-Tissen	33,5202	-4,5603	1004,40	0,00	1004,40
source Tadout 1	33,5124	-4,5213	1340,20	0,00	1340,20
source Tadout 2	33,5132	-4,5215	1335,80	0,00	1335,80
source Mghilate	33,5208	-4,5044	1287,10	0,00	1287,10
source Rached	33,5123	-4,5466	1113,00	0,00	1113,00
source Ouzourse	33,5904	-4,5985	1209,40	0,00	1209,40
p145	33,5930	-4,6009	1221,70	1,80	1219,90
p146	33,6022	-4,6118	1303,90	15,60	1288,30
p147	33,6002	-4,6840	1266,30	8,00	1258,30
p148	33,5743	-4,6356	1548,60	120,00	1428,60
p149	33,5655	-4,6490	1575,70	20,20	1555,50
p150	33,5639	-4,6390	1569,60	3,20	1566,40
source lm sabine	33,5720	-4,6160	1360,40	0,00	1360,40
source Amane Illila	33,5729	-4,6274	1438,20	0,00	1438,20

Les valeurs mesurées in-situ des paramètres physico-chimiques dans les bassins hydrogéologiques de Tazouta et de Skoura

N° de P ou S	x	y	z(m)	pH	COND. (us/cm)	T (°C)
p1	33,6691	-4,6376	1139,4	***8,27***	732	20,30
p2	33,6688	-4,3684	1125,8	***8,12***	550	19,70
p3	33,6685	-4,6374	1131,1	***7,81***	836	19,90
p4	33,6682	-4,6387	1125,5	***7,83***	530	20,00
source d'Ain Aghbalou	33,6702	-4,6351	1138,3	***7,75***	285	22,00
p5	33,6673	-4,6385	1127,1	***8,12***	594	19,90
p6	33,6642	-4,642	1134	***7,98***	340	19,90
p7	33,6623	-4,6434	1146,2	***9***	544	17,00
p8	33,6719	-4,6359	1129	***7,71***	400	19,65
source Ait Sbaa	33,6454	-4,6426	1194	***7,8***	300	19,20
source Bou Zraa	33,6454	-4,6426	1267,8	***8,25***	224	18,90
p9	33,651	-4,636	1230	***7,77***	416	19,80
p10	33,653	-4,6371	1181,4	**7,19**	**784**	**19,00**
p11	33,6592	-4,6235	1136	***8,34***	250	18,00
p12	33,6637	-4,6316	1126	***8,15***	285	18,70
p13	33,6623	-4,6326	1134	***8***	226	18,70
p14	33,6616	-4,6304	1128	*****	***	***
p15	33,6649	-4,656	1124	*****	**	**
p16	33,6627	-4,6235	1124	***8,3***	876	18,80
p17	33,6656	-4,6258	1126	*****	***	**
p18	33,6701	-4,6213	1141	***8,11***	319	19,85
p19	33,6755	-4,6212	1150	*****	***	**
p20	33,6728	-4,6272	1132	***7,3***	535	19,90
p21	33,6729	-4,6297	1128	***7,78***	280	22,50
p22	33,6519	-4,6352	1203	***7,7***	372	19,00
p23	33,6549	-4,6382	1186	**7,35**	**378**	**18,30**
p24	33,6705	-4,6312	1135,7	***7,64***	260	20,30
p25	33,6783	-4,6257	1176	***7,79***	244	25,00
p26	33,6804	-4,656	1102	***7,44***	689	20,40
p27	33,6801	-4,659	1111	***7,73***	506	20,90
p28	33,6793	-4,6591	1093	***8,03***	600	19,70
p29	33,6799	-4,6587	1107	***6,97***	886	21,30
p30	33,6799	-4,6595	1114	***7,6***	510	20,65
p31	33,681	-4,6593	1114	***8,12***	603	20,30
p32	33,6814	-4,6603	1115	***8,41***	304	19,40
p33	33,6818	-4,6597	1117	***8,45***	280	21,00
p34	33,6823	-4,6591	1106	***8,35***	344	20,30

p35	33,6762	-4,6835	1274,1	***7,66***	312	19,00
p36	33,6746	-4,6971	1413	**8,81**	**138,7**	**20,80**
p37	33,6761	-4,6927	1358	***7,83***	204	21,45
source Mjibna	33,6762	-4,6969	1433,5	***8,12***	195,8	20,30
p38	33,6747	-4,6923	1339	***7,77***	254	20,30
p39	33,6681	-4,6933	1320	***7,96***	330	19,05
p40	33,6676	-4,6941	1329	***8,17***	304	23,40
p41	33,6686	-4,6923	1318	***8***	280	19,20
p42	33,6694	-4,6916	1307	***7,95***	257	18,50
p43	33,6693	-4,6908	1296	***8,04***	248	18,80
p44	33,6723	-4,6861	1272	***8,02***	253	20,30
p45	33,6724	-4,6858	1271	***7,91***	292	19,70
p46	33,673	-4,6877	1282	***7,94***	274	20,80
p47	33,6735	-4,687	1287	***7,99***	237	19,90
p48	33,6733	-4,6879	1286	**8**	**242**	**19,20**
p49	33,6731	-4,6912	1309	***7,78***	213	19,00
p50	33,6446	-4,6796	1272,3	***6,98***	299	19,20
p51	33,6454	-4,6875	1370,7	***7,08***	214	24,20
source Ain Dem	33,6429	-4,6886	1373	***7,15***	221	21,40
p52	33,6431	-4,6866	1372	***7,17***	206	22,10
p53	33,6501	-4,6849	1330,1	***6,78***	560	21,50
source Ain Roh	33,6484	-4,696	1791,8	***7,51***	192	22,45
p54	33,6428	-4,6768	1299,3	***7,06***	294	22,00
p55	33,6432	-4,676	1282	***6,82***	2200	19,90
p56	33,6434	-4,6758	1281,9	***7,12***	435	20,10
p57	33,6445	-4,6761	1286,4	***7,01***	300	19,00
p58	33,6456	-4,6762	1269,7	***6,52***	969	19,20
source Amhmaj	33,6381	-4,6782	1304,3	**6,48**	**830**	**22,40**
p60	33,6756	-4,5987	1143,9	***7,26***	239	20,70
p61	33,6769	-4,599	1121	***7,3***	213	22,20
p62	33,6742	-4,5943	1097,9	**********	****	**
p63	33,6672	-4,5971	1105,6	***7,02***	416	22,80
source Tit N'Tazert	33,6665	-4,5883	1076,2	***7,03***	421	26,40
source Tit N'Tazert	33,6643	-4,5875	1084,7	***7,08***	417	22,40
source Tassakayt	33,666	-4,5868	1071	***7,89***	404	23,00
p64	33,6727	-4,5853	1045,7	***7,18***	480	23,20
p65	33,6723	-4,5849	1030,4	***6,07***	508	20,65
p66	33,6726	-4,5833	1027	***7,4***	500	22,40
p67	33,6673	-4,5771	990,3	***7,33***	460	21,50
p68	33,6651	-4,5777	995,5	***7,34***	532	21,20
p69	33,6597	-4,5763	983,9	**7,71**	**417**	**21,30**

p70	33,6616	-4,5775	985,7	***7,5***	450	20,15
p71	33,6835	-4,5803	1006,7	***7,14***	657	22,30
p72	33,6907	-4,5808	1011,3	***7,2***	478	20,60
p73	33,6875	-4,59	1052,2	***7,1***	440	23,30
p74	33,6846	-4,5979	1104,7	***7,53***	2290	20,00
p75	33,6923	-4,5974	1097,2	***7,12***	381	23,50
p76	33,691	-4,5933	1070	***7,11***	432	22,50
p77	33,6916	-4,5907	1071,8	***7,26***	370	27,30
p78	33,6664	-4,5581	935	***7,15***	423	21,70
p79	33,6735	-4,5595	925,7	***7,9***	3680	24,55
p80	33,6739	-4,5586	92,5	***7,57***	1422	22,70
source Mghirta 2	33,6724	-4,5366	890,1	***7,23***	580	24,60
source Mghirta 1	33,6684	-4,5437	885,3	**7,8**	**511**	**23,20**
p81	33,6638	-4,5551	924,8	***9,1***	547	25,60
source Ain Lghoul	33,6569	-4,537	863,1	***7,06***	533	26,20
p82	33,666	-4,5748	981,6	***7,29***	468	23,70
p83	33,633	-4,5752	1007,2	***7,03***	295	24,80
p84	33,6331	-4,5681	970,3	***7***	299	23,00
p85	33,6181	-4,5469	874,8	***7,61***	693	22,20
p86	33,6162	-4,5422	865,7	***7,2***	1328	26,90
p87	33,6172	-4,5433	882,7	***7,35***	1305	31,00
p88	33,6142	-4,5489	889,6	***7,12***	838	21,40
p89	33,6133	-4,5381	850,2	***6,88***	859	23,70
p90	33,6129	-4,5398	843,1	***7,07***	877	22,50
source Hadou oudrisse	33,6131	-4,5317	818,4	***6,94***	928	25,30
p91	33,6159	-4,5447	871,7	**7,54**	**730**	**21,50**
p92	33,6152	-4,5564	905,3	***7,05***	730	25,50
source Ait Taleb Saïd	33,611	-4,5508	877,5	***7,04***	760	25,70
source de Mahmoud	33,6117	-4,5429	843,5	***6,96***	1063	24,50
p93	33,6091	-4,5407	861	***7,05***	2170	22,60
p94	33,6081	-4,5406	860,9	***7,72***	1464	22,90
p95	33,6035	-4,5451	886,4	***7,02***	1344	22,70
p96	33,6023	-4,5419	869,5	***7,34***	1250	27,40
p97	33,6017	-4,5401	859,1	***6,94***	1244	24,50
p98	33,6017	-4,5389	851,1	***7,56***	1314	27,50
source Ait Hmidoun	33,602	-4,5405	860	***6,98***	1148	22,10
p99	33,6005	-4,5543	913,1	***7,01***	726	21,00
p100	33,5995	-4,5592	941,9	***7,41***	432	19,85
p101	33,5991	-4,5607	968,4	**9,88**	**511**	**20,90**
p102	33,598	-4,5594	956,7	***7,34***	426	20,00
p103	33,5449	-4,5564	959,7	********	****	**

source Tannoute	33,5565	-4,5659	992,1	***6,97***	498	22,60
source Tarahrourt	33,5384	-4,5545	924,3	***7***	934	25,40
p104	33,6057	-4,5628	915,5	***7,24***	618	27,80
p105	33,5755	-4,5419	901,8	***6,88***	1117	25,00
p106	33,5759	-4,5414	900,5	***6,9***	1339	27,90
p107	33,5671	-4,5563	952,8	***7,2***	545	25,70
p108	33,5699	-4,55	929,8	***6,99***	629	24,50
p109	33,5696	-4,5519	987,1	***7,22***	566	26,00
p110	33,5690	-4,5514	925,5	***7,09***	508	21,60
p111	33,5682	-4,5497	932,1	***7,14***	494	23,80
p112	33,5107	-4,5471	912,5	**7,01**	**538**	**24,40**
p113	33,5686	-4,5468	927,9	***7,05***	508	22,08
p114	33,5666	-4,5461	922,1	***7,03***	524	20,80
p115	33,5678	-4,5423	914,1	***7,04***	540	19,95
source Sidi Yahia	33,6658	-4,5177	800,4	***7,58***	525	26,10
source Tiflwin	33,6209	-4,5697	982,3	***7,31***	235	24,00
p116	33,5990	-4,5454	883,4	***7,23***	1184	26,40
p117	33,5996	-4,5448	880,6	***7,17***	1002	21,90
p118	33,5995	-4,5436	879,9	***7,12***	2540	24,90
p119	33,6000	-4,5431	861,4	***7,87***	1102	24,10
p120	33,6000	-4,5426	866,4	***7,45***	1272	24,70
p121	33,6012	-4,5426	869,7	***7,15***	1069	22,40
p122	33,5955	-4,5575	940,7	******	****	**
p123	33,5934	-4,5506	901,8	**8**	**598**	**26,10**
p124	33,6001	-4,5474	886,8	***8,07***	3890	25,50
p125	33,6000	-4,5462	881,5	***7,16***	1183	21,60
p126	33,5996	-4,5332	850,7	***7,11***	1324	20,30
p127	33,5963	-4,5385	875,2	***7,87***	864	12,50
p128	33,5878	-4,5431	908,9	***7,4***	1280	16,00
p129	33,5939	-4,5481	912,8	***7,53***	1081	21,90
p130	33,5923	-4,5488	930,7	***7,41***	1641	27,40
p131	33,5922	-4,5424	886,2	***7,78***	1350	21,50
p132	33,5906	-4,5434	884,1	***7,35***	1106	23,70
p133	33,5903	-4,5384	891,8	***7,39***	2760	18,70
p134	33,5891	-4,5496	915,3	******	***	**
p135	33,5831	-4,5552	930,4	***7,17***	1004	19,50
p136	33,5831	-4,5513	928	**8,09**	**536**	**22,70**
p137	33,5904	-4,553	931,4	***7,04***	1283	21,00
p138	33,588	-4,5393	870,25	***7,92***	2930	19,00
p139	33,5886	-4,5313	854,4	***7,43***	1591	17,20
p140	33,59	-4,5266	847,9	***7,94***	2350	19,40

p141	33,5873	-4,521	854,7	***********	***	**
p142	33,5912	-4,5207	844	***7,18***	1006	18,40
p143	33,5709	-4,5447	917,8	***7,22***	646	20,30
p144	33,5732	-4,5389	890,4	***7,04***	916	19,00
source Taghazoute	33,564	-4,5306	853,7	***7,37***	651	21,30
source Bou Allitten	33,5605	-4,5337	875,9	***7,66***	333	19,00
source Bou Taakazet	33,5545	-4,5351	861,2	***7,47***	343	21,60
source Aghzer Oughassime	33,5299	-4,5421	991,7	***7,66***	260	17,80
source Haj Hadou	33,5371	-4,5463	905,7	**7,31**	**218**	**21,30**
source Tattiwine	33,5228	-4,5473	1035,3	***7,45***	210	21,30
source Malliwate	33,5327	-4,5462	944,9	***7,44***	211	19,90
source Bouhayane Ichen akki	33,5295	-4,5495	967,7	***7,39***	210	18,70
source Akboube	33,5228	-4,549	1138,7	***7,27***	263	19,80
source Sidi Saleh	33,5127	-4,5673	1017,2	***6,85***	799	22,10
source Ait Hayane	33,5173	-4,5545	1010,3	***7,36***	277	21,30
source Assamhoune	33,5248	-4,5574	989,4	***7,06***	334	19,50
source Taleb	33,5209	-4,5583	971,9	***7,07***	234	20,30
source If-Tissen	33,5202	-4,5603	1004,4	***6,89***	586	18,40
source Tadout 1	33,5124	-4,5213	1340,2	***7,46***	195	21,80
source Tadout 2	33,5132	-4,5215	1335,8	***7***	193	21,10
source Mghilate	33,5208	-4,5044	1287,1	***7,63***	177,5	20,40
source Rached	33,5123	-4,5466	1113	**7,26**	**207**	**23,00**
source Ouzourse	33,5904	-4,5985	1209,4	***7,18***	450	24,80
p145	33,593	-4,6009	1221,7	***7,34***	468	28,60
p146	33,6022	-4,6118	1303,9	***7,34***	794	19,30
p147	33,6002	-4,684	1266,3	***7,09***	666	23,00
p148	33,5743	-4,6356	1548,6	***7,48***	220	26,00
p149	33,5655	-4,649	1575,7	***7,76***	386	21,50
p150	33,5639	-4,639	1569,6	***7,56***	353	23,30
source lm sabine	33,572	-4,616	1360,4	***7,06***	328	25,30
source Amane Llila	33,5729	-4,6274	1438,2	***7,73***	307	21,50

Débit moyen annuel de l'oued Mdaz au niveau de la station de jaugeage pont Mdaz (période 1955-2014)

Année	Débit moyen annuel (m3/s)
1955/56	
1956/57	**4,80**
1957/58	**6,11**
1958/59	**5,25**
1959/60	**11,49**
1960/61	**7,95**
1961/62	**6,22**
1962/63	**15,17**
1963/64	**7,77**
1964/65	**8,46**
1965/66	**2,94**
1966/67	**3,89**
1967/68	**8,42**
1968/69	**9,71**
1969/70	**8,40**
1970/71	**12,52**
1971/72	**12,04**
1972/73	**9,24**
1973/74	**6,89**
1974/75	**7,24**
1975/76	**9,05**
1976/77	**9,17**
1977/78	**4,75**
1978/79	**6,79**
1979/80	**6,56**
1980/81	**4,14**
1981/82	**3,46**
1982/83	**2,81**
1983/84	**1,38**
1984/85	**2,05**
1985/86	**5,70**
1986/87	**4,01**
1987/88	**3,70**
1988/89	**2,90**
1989/90	**4,82**
1990/91	**7,04**
1991/92	**3,42**
1992/93	**1,75**
1993/94	**3,66**
1994/95	**2,64**
1995/96	**10,08**
1996/97	**4,70**
1997/98	**4,48**
1998/99	**1,84**
1999/00	**1,31**
2000/01	**2,85**
2001/02	**4,41**
2002/03	**4,09**
2003/04	**4,51**
2004/05	**3,60**
2005/06	**3,41**
2006/07	**3,11**
2007/08	**1,80**
2008/09	**22,00**
2009/10	**18,27**
2010/11	**6,16**
2011/12	**6,65**
2012/13	**10,87**

Les précipitations mensuelles enregistrées dans la station d'El Mers (ABHS)

An x/x+1		Sep	Oc	Nov	Déc	Ja	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Août	Total An
1982	**1983**							40,5	9,3	20,6	6,6	3,2	2,4	82,6
1983	**1984**	12,1	35,8	42,9	13,8	10,3	7,8	27,9	35,1	61,1	7,9	0,0	2,3	257,0
1984	**1985**	15,1	1,3	67,3	15,5	64,7	13,7	36,3	15,5	97,1	2,0		1,3	341,9
1985	**1986**	4,6	22,1	19,0	59,2	60,4	81,4	67,9	39,7	20,2	40,4	14,3	34,1	463,3
1986	**1987**	9,6	33,8	36,9	23,4	48,9	86,0	1,9	0,9	22,6	27,8	30,9	3,6	326,3
1987	**1988**	36,3	50,0	81,2	10,9	48,9	70,2	43,5	25,1	72,6	0,9	8,3	2,8	450,7
1988	**1989**	1,3	42,4	59,9	5,2	16,2	20,5	55,2	48,8	23,9	42,2	16,2	68,5	400,3
1989	**1990**	34,0	51,9	56,1	50,8	44,9	0,0	16,8	71,8	108,7	16,0	23,9	24,6	499,5
1990	**1991**	112,8	5,0	65,2	98,8	14,3	61,7	135,8	72,5	18,5	18,1	7,7	7,7	618,1
1991	**1992**	43,1	39,6	30,3	51,8	1,9	27,7	64,1	60,0	49,4	78,9	0,0	14,7	461,5
1992	**1993**	11,5	25,2	18,6	12,4	25,2	42,5	60,0	71,5	15,5	2,6	1,0	20,8	306,8
1993	**1994**	5,7	6,5	108,9	18,8	30,4	129,9	80,1	1,7	11,5	3,5	9,7	17,8	424,5
1994	**1995**	83,6	29,5	14,0	1,6	1,1	70,0	67,4	73,3	7,6	26,1	3,0	10,5	387,7
1995	**1996**	33,8	54,8	16,0	69,7	134,9	126,5	113,8	66,9	24,0	65,2	1,7	0,0	707,3
1996	**1997**	21,5	17,7	8,2	66,2	88,8	0,0	20,9	99,0	41,9	0,0	1,9	16,1	382,2
1997	**1998**	112,0	10,4	42,0	50,8	43,1	40,9	22,0	16,9	51,1	14,0	0,8	20,3	424,3
1998	**1999**	26,6	1,2	2,7	3,7	100,2	28,0	30,2	0,7	28,7	4,2	3,7	14,6	244,5
1999	**2000**	37,6	42,0	37,2	145,2	23,6	0,0	0,0	39,3	68,4	6,1	4,3	18,1	421,8
2000	**2001**	23,9	157,9	22,8	28,0	56,5	5,9	17,6	25,5	21,1	2,3	3,9	34,2	399,6
2001	**2002**	9,4	26,3	33,4	56,8	8,8	18,7	56,2	127,4	56,3	2,2	11,7	43,9	451,1
2002	**2003**	10,4	30,9	66,9	21,3	59,7	32,2	22,4	40,1	29,7	17,4	16,2	25,0	372,2
2003	**2004**	9,1	68,3	101,9	74,7	0,0	20,7	54,9	36,3	59,4	9,4	6,4	0,0	441,1
2004	**2005**	27,1	38,5	31,8	64,2	10,3	39,5	21,7	3,5	2,4	25,7	1,3	0,4	266,4
2005	**2006**	26,1	26,1	26,1	26,1	26,1	26,1	26,1	26,1	26,1	26,1	26,1	26,1	26,1
2006	**2007**	39,9	39,9	39,9	39,9	39,9	39,9	39,9	39,9	39,9	39,9	39,9	39,9	39,9
2007	**2008**	28,3	71,8	42,3	16,9	50,1	74,7	15,0	11,8	64,2	2,5	12,5	11,6	401,7
2008	**2009**	156,3	200,4	67,1	94,8	108,7	44,9	79,2	11,6	7,6	30,0	10,2	17,3	828,1
2009	**2010**	92,3	4,9	24,9	31,2	55,3	52,1	77,0	89,7	29,6	2,0	16,4	50,2	525,6
Moyenne		37,9	42,0	43,1	42,7	40,6	42,0	46,0	42,6	39,7	18,2	7,9	16,7	397,0

Les précipitations mensuelles enregistrées dans la station Azzaba (ABHS)

Année	Septe	Octob	Nove	Déce	Jan	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Aoû	Total
1957/58		55,9	120,7	126,8	20,1	21,1	39,4	85,4	12,8	25,2	0,0	1,4	**508,8**
1958/59	21,2	28,9	38,7	102,3	17,9	29,6	51,4	18,9	96,8	3,3	22,4	0,5	**431,9**
1959/60	14,0	22,5	33,0	115,7	97,9	19,8	99,5	17,5	45,7	63,5	13,7		**542,8**
1960/61		49,7	18,6	82,9	65,4	4,8	62,3	26,9	5,2	27,8	0,0	1,1	**344,7**
1961/62	32,2	5,2	65,8	18,5	16,1	23,0	104,3	54,0	15,5	25,6	0,0	6,2	**366,4**
1962/63	16,9	87,9	104,5	31,4	83,9	98,6	22,9	42,2	170,0	19,1	34,6	14,8	**726,8**
1963/64	3,5	4,4	12,8	96,7	8,7	44,5	101,0	42,3	0,0	11,5	2,6	0,0	**328,0**
1964/65	3,9	2,2	68,2	63,8	43,8	49,3	61,7	102,3	2,6	31,5	1,3	1,2	**431,8**
1965/66	14,6	66,1	56,8	12,6	5,6	39,9	15,0	11,5	9,6	5,4	1,1	0,0	**238,2**
1966/67	6,8	81,9	33,7	1,7	18,5	39,9	17,3	39,1	32,0	20,3	0,0	0,0	**291,2**
1967/68	5,6	73,0	51,0	63,3	7,4	104,0	142,5	52,2	28,5	26,9	0,0	0,0	**554,4**
1968/69	0,0	0,0	77,1	44,8	60,4	98,4	58,1	69,4	17,3	38,1	19,2		**482,8**
1969/70	9,4	33,1	65,1	60,8	105,0	0,9	80,8	36,1	33,7	17,5		9,4	**451,8**
1970/71		19,5	17,6		80,2	9,6	107,2	112,9	83,2	58,4			**488,6**
1971/72	2,5	0,7	142,3	74,5	73,0	69,4	55,6	25,0	28,8	1,8	16,0	17,1	**506,7**
1972/73	8,0	75,2	46,9	38,2	38,2	73,4	71,3	92,0	7,6	2,6	0,5	29,3	**483,2**
1973/74	0,0	25,7	47,1	50,1	5,6	59,1	68,0	71,8	3,3	31,3	4,3	0,0	**366,3**
1974/75	0,2	37,2	7,8	0,0	11,4	49,9	101,3	102,0	45,3	58,8	0,2	5,4	**419,5**
1975/76													
1976/77													
1977/78	23,9	66,3	30,9	56,2	23,6	63,3	19,5	55,6	16,7	14,2	0,0	9,4	**379,6**
1978/79	0,0	2,8	9,8	22,5	24,8	139,7	41,6	23,5	22,2	7,3	0,5	0,0	**294,7**
1979/80	22,5	119,1	22,9	13,2	15,6	32,4	66,4	46,5	18,0	0,2	0,0	0,0	**356,8**
1980/81	27,5	50,7	38,8	12,5	11,5	35,5	24,7	51,4	21,9	11,8	7,1	0,4	**293,8**
1981/82	2,3	6,1	0,0	17,6	50,8	34,4	17,1	104,6	43,4	0,4	6,7	8,8	**292,2**
1982/83	0,9	71,0	31,5	51,5	0,0	43,6	41,0	7,1	18,2	0,0	0,0	0,0	**264,8**
1983/84	0,0	2,0	70,5	14,0	52,1	12,1	41,6	22,0	111,8	13,2	1,9	0,0	**341,2**
1984/85	7,8	1,5	43,9	3,5	61,2	19,2	26,9	29,1	43,0	0,0	0,0	0,0	**236,1**
1985/86	2,6	0,2	39,6	29,3	62,8	46,1	68,3	26,1	0,0	17,6	0,0	0,2	**292,8**
1986/87	14,2	25,5	17,6	23,5	56,5	78,4	0,0	8,7	12,3	6,1	27,8	0,0	**270,6**
1987/88	32,0	17,8	63,8	30,6	31,3	75,1	18,3	19,0	72,1	4,0	0,7	0,0	**364,7**
1988/89	2,4	38,0	40,0	6,9	8,4	37,6	26,4	59,4	16,5	15,7	0,0	12,3	**263,6**
1989/90	3,6	37,5	65,2	73,6	27,7	0,0	45,7	64,9	9,8	0,4	17,2	0,0	**345,6**
1990/91	31,1	9,5	46,3	85,8	12,5	84,3	55,6	33,9	6,2	6,4	3,0	4,6	**379,2**
1991/92	33,2	25,0	14,9	27,6	0,0	32,7	71,7	31,2	64,5	74,7	5,8	6,9	**388,2**
1992/93	0,0	28,6	21,9	11,6	15,7	37,7	65,4	25,5	39,9	1,8	0,3	0,0	**248,4**
1993/94	4,5	33,0	85,8	9,6	36,5	86,4	24,0	11,9	22,5	2,1	4,0	9,0	**329,3**
1994/95	59,1	14,0	19,3	0,5	1,7	40,1	45,4	28,5	2,7	29,5	1,4	7,2	**249,4**
1995/96	13,8	4,5	27,6	67,3	90,8	42,8	58,7	69,1	57,8	24,0	0,2	13,5	**470,1**
1996/97	32,7	12,5	19,4	80,6	64,3	0,2	3,0	59,9	36,5	10,7	0,0	4,1	**323,9**
1997/98	60,4	20,9	53,6	69,4	26,4	26,4	19,9	14,7	45,6	7,4	0,0	2,2	**346,9**
1998/99	15,4	7,6	0,1	28,3	62,4	24,5	50,8	5,0	23,9	7,0	0,0	3,2	**228,2**
1999/00	9,2	29,0	53,3	28,9	14,0	0,0	0,0	34,7	34,1	3,8	0,0	2,0	**209,0**
2000/01	44,9	128,0	35,5	47,5	53,5	12,9	14,8	1,1	6,2	0,0	0,2	1,8	**346,4**
2001/02	25,5	9,5	19,0	94,3	3,7	4,0	42,8	143,8	19,4	4,8	0,0	1,7	**368,5**
2002/03	0,0	29,4	67,7	36,4	93,5	29,9	48,6	58,7	11,8	5,3	0,1	0,0	**381,4**
2003/04	0,0	80,3	99,2	87,3	17,0	22,4	31,4	64,7	39,1	0,0	0,6	0,0	**442,0**
2004/05	0,0	50,8	65,4	44,6	7,5	32,9	43,2	6,9	0,0	13,7	0,0	1,3	**266,3**
2005/06	1,8	55,6	59,5	30,6	78,5	79,7	53,6	46,1	27,9	15,2	23,2	0,0	**471,7**
2006/07	6,8	18,0	7,6	43,2	26,8	24,1	27,3	127,5	13,2	0,0	0,0	0,1	**294,6**
2007/08	8,0	53,3	30,5	17,2	66,0	49,6	2,6	11,0	49,1	0,0	0,0	0,0	**287,3**
2008/09	90,6	141,1	52,7	114,9	85,6	59,5	21,0	10,8	5,3	7,1	1,2	0,0	**589,8**
2009/10	50,7	5,0	30,5	57,7	75,1	85,8	69,2	206,8	28,8	4,1	3,7	50,5	**667,9**
2010/11	5,6	66,7	31,7	31,9	36,0	24,4	23,0	64,8	86,6	10,2	0,0	2,8	**383,7**

2011/12	3,0	25,3	79,6	17,2	19,1	10,5	28,4	77,8	6,7	0,4	7,2	5,1	**280,3**
2012/13	10,6	118,0	94,0	17,0	55,0	40,0	83,0	10,0	11,0	2,0	0,0	5,0	**445,6**
2013/14	31,0	0,0	60,0	16,0	69,0	45,4	16,0	10,0	5,0	7,0	7,0	1,0	**267,4**
2014/15	2,0	15,0	80,6	25,3	50,0	47,0	54,1	17,0	19,0	2,0	0,0	7,0	**319,0**
2015/16	12,0	40,0	10,0	0,0	17,0	67,0	51,0	20,0	52,0	3,0	0,0	7,0	**279,0**
2016/17	6,0	25,0	37,0	58,3	11,8	32,0	19,0	23,0	7,0	0,0	0,0	13,4	**232,5**
2017/18	1,6	24,1	11,5	23,3	33,3								**93,8**
Moyenne	15,0	36,9	45,7	43,3	39,1	43,0	46,9	47,1	30,4	13,8	4,2	4,9	**365,3**
Max	90,6	141,1	142,3	126,8	105,0	139,7	142,5	206,8	170,0	74,7	34,6	50,5	**726,8**
Min	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,1	0,0	0,0	0,0	0,0	**93,8**

Les précipitations mensuelles enregistrées dans la station Mdaz (ABHS)

Année	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juill	Août	Total
1956/57									79,7				**79,7**
1957/58				32,9				60,3	118,1				**211,3**
1958/59				65,2	8,8	26,8	63,4	11,0	70,3	3,3	25,8	6,9	**281,5**
1959/60	20,5	26,6	31,7	86,0	81,6	9,6	54,1	5,7	45,2	60,0	7,7	0,0	**428,7**
1960/61	2,1	22,4	53,3	115,4	73,0	3,6	47,2	24,2	44,6	75,7	4,4	4,2	**470,1**
1961/62	30,1		48,5	10,3	24,7	19,8	76,8	60,8	39,4	62,9	9,3	18,8	**401,4**
1962/63	15,8	52,6	85,8	35,4	59,1	78,3	16,0	63,5	215,8	22,9	53,7	27,2	**726,1**
1963/64	1,6	4,2	10,8	79,4	8,7	13,1	30,9	16,6	0,0	14,2	3,7	6,3	**189,5**
1964/65	42,2	0,0	50,6	50,5	54,3	24,3	27,6	65,0	25,1	12,9	5,5	23,7	**381,7**
1965/66	3,5	16,0	24,9	11,2	0,0	16,7	42,6	13,0	34,0	4,7	1,6	0,0	**168,2**
1966/67	9,0	60,8	15,7	0,0	14,8	30,6	8,0	94,0	45,4	22,7	5,6	1,7	**308,3**
1967/68	17,9	52,6	54,9	23,5	0,0	20,5	51,4	50,7	53,2	0,0	1,3	14,7	**340,7**
1968/69	0,0	0,0	43,0	43,9	28,8	64,3	49,2	64,0	20,1	74,7	26,8	7,6	**422,4**
1969/70	12,3	19,4	43,0	16,2	62,2	1,5	60,8	19,3	34,3	14,5	0,0	6,8	**290,3**
1970/71	8,5	9,0	16,5	32,4	52,1	9,4	84,9	104,0	44,7	39,0	16,5	17,7	**434,7**
1971/72	17,3	1,5	80,0	18,2	67,7	34,5	51,9	4,1	37,1	1,6	0,0	0,0	**313,9**
1972/73	30,4	57,0	53,2	60,2	17,4	69,1	51,9	58,7	4,9	6,5	1,5	12,1	**422,9**
1973/74	0,0	10,1	32,8	47,2	0,0	48,8	31,3	64,6	5,4	30,9	2,4	1,1	**274,6**
1974/75	2,2	29,6	5,8	0,0	8,0	41,5	66,3	146,9	49,6	35,2	5,6	18,6	**409,3**
1975/76	14,9	0,5	28,8	16,4	4,6	56,7	39,6	80,9	109,6	6,3	11,9	2,8	**373,0**
1976/77	20,0	41,9	0,0	43,8	53,8	52,1	45,7	9,6	50,3	3,8	0,0	3,9	**324,9**
1977/78	16,5	66,9	21,9	38,8	33,3	34,8	5,9	40,6	22,2	17,3	0,0	17,5	**315,7**
1978/79	2,8	3,5	9,6	14,8	16,3	110,1	19,9	10,9	46,2	1,6	2,8	2,5	**241,0**
1979/80	27,0	57,6	16,1	9,8	14,5	31,8	43,2	31,1	44,2	4,7	0,1	11,8	**291,9**
1980/81	40,5	22,3	43,2	16,7	1,1	33,3	25,0	55,5	19,9	12,0	0,0	4,0	**273,5**
1981/82	6,0	24,4	0,0	13,6	32,5	0,0	22,1	125,3	64,8	5,5	4,6	7,8	**306,6**
1982/83	8,3	25,5	16,7	23,5	1,7	15,0	37,8	5,9	17,0	0,3	0,0	5,0	**156,7**
1983/84	0,8	13,2	41,1	14,1	15,2	8,5	15,7	49,9	75,0	1,3	0,7	0,0	**235,5**
1984/85	1,9	1,2	40,6	6,1	55,8	14,0	18,7	22,2	60,9	0,6	2,4	0,6	**225,0**
1985/86	2,2	24,0	20,6	34,5	43,9	34,2	38,8	38,5	4,1	19,5	2,2	6,8	**269,3**
1986/87	6,8	24,5	12,3	13,8	39,9	56,8	1,0	2,5	14,4	3,7	23,0	0,9	**199,6**
1987/88	60,2	31,9	48,7	24,0	22,5	56,5	42,3	12,1	31,6	2,6	0,5	0,0	**332,9**
1988/89	0,4	26,2	40,8	5,4	4,0	26,6	22,6	29,0	24,2	21,7	0,3	18,0	**219,2**
1989/90	29,9	57,9	57,6	47,5	27,2	0,0	26,1	46,8	40,5	5,1	17,0	15,5	**371,1**
1990/91	57,7	6,8	16,2	61,4	6,2	53,7	54,8	38,1	8,0	19,2	14,9	17,9	**354,9**
1991/92	57,3	22,8	9,5	25,5	1,9	22,3	35,5	21,6	72,8	81,7	0,7	16,2	**367,8**
1992/93	1,2	26,3	15,1	9,2	20,2	19,7	63,1	31,2	28,4	9,5	0,3	1,0	**225,2**
1993/94	2,2	19,4	69,2	9,1	44,7	71,1	67,2	19,1	15,3	1,0	5,9	5,7	**329,9**
1994/95	31,0	11,2	3,2	1,0	0,0	40,8	53,3	41,6	9,1	27,9	0,4	7,1	**226,6**
1995/96	21,2	17,6	15,8	58,0	65,4	30,5	62,7	54,4	43,3	82,8	6,4	0,8	**458,9**
1996/97	44,1	3,3	5,2	66,3	85,2	0,0	11,9	56,0	55,7	7,1	0,0	17,2	**352,0**
1997/98	56,9	29,2	30,5	44,3	15,4	20,2	19,0	9,6	29,7	15,8	0,0	27,2	**297,8**
1998/99	27,5	0,7	1,4	23,7	44,8	41,0	35,7	3,6	28,1	6,1	1,5	49,6	**263,7**
1999/00	12,0	21,0	34,3	26,1	12,6	0,0	0,0	15,4	53,5	8,7	0,0	1,8	**185,4**
2000/01	11,4	152,1	16,4	30,7	31,8	2,3	12,6	6,1	19,1	1,5	0,0	2,1	**286,1**
2001/02	8,8	31,0	9,6	61,5	8,3	6,9	27,1	92,5	31,6	1,0	0,0	16,6	**294,9**
2002/03	3,8	22,9	31,8	22,9	31,2	22,7	29,3	56,8	16,1	18,1	1,5	8,5	**265,6**
2003/04	0,0	71,1	85,9	53,3	1,5	20,8	31,0	51,9	38,5	6,7	0,0	5,2	**365,9**
2004/05	20,7	48,2	49,3	39,1	6,0	22,1	10,6	2,9	2,9	17,0	0,0	7,9	**226,7**
2005/06	1,2	41,9	32,8	22,5	44,6	43,0	17,3	37,0	31,7	16,7	25,6	0,0	**314,3**

2006/07	0,0	21,6	10,7	9,8	6,4	23,1	15,5	118,3	32,8	0,0	10,8	1,2	**250,2**
2007/08	17,3	43,7	32,5	6,5	54,2	55,5	7,6	6,5	51,1	0,0	1,4	0,0	**276,3**
2008/09	83,6	19,1										2,1	**104,8**
2009/10	92,7	0,4	18,6	42,2	35,2	45,2	49,5	92,8	29,6	7,4	8,4	61,7	**483,7**
2010/11	16,6	63,0	16,5	31,5	17,9	14,3	26,5	83,8	79,0		7,9	23,3	**380,3**
2011/12	3,0	28,9	64,5	15,4	37,6	8,0	25,7	69,8	4,4	5,8	3,1	7,6	**273,8**
2012/13	36,0	83,0	74,1	7,0	56,0	35,0	52,0	10,0	16,0	5,0	3,0	9,0	**386,1**
2013/14	24,0	0,0	55,0	18,0	73,0	34,0	28,0	7,0	2,0	8,6	13,0	1,0	**263,6**
2014/15	9,0	20,0	52,0	104,7	42,0	34,8	55,6	32,9	54,6	7,6	10,9	16,5	**440,6**
2015/16	16,2	20,4	11,5	0,0	9,0	61,0	35,0	5,0	22,4	1,0	12,0	20,0	**213,5**
2016/17	0,0	11,0	37,0	47,2	10,3	26,1	7,0	24,0	5,0	0,0	8,0	53,0	**228,6**
2017/18	16,5	2,5	3,7	13,1	30,9								**66,7**
Moyenne	19,0	28,0	31,9	31,7	29,1	31,0	35,4	42,0	39,5	16,6	6,4	10,9	**304,4**
Max	92,7	152,1	85,9	115,4	85,2	110,1	84,9	146,9	215,8	82,8	53,7	61,7	**726,1**
Min	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,5	0,0	0,0	0,0	0,0	**66,7**

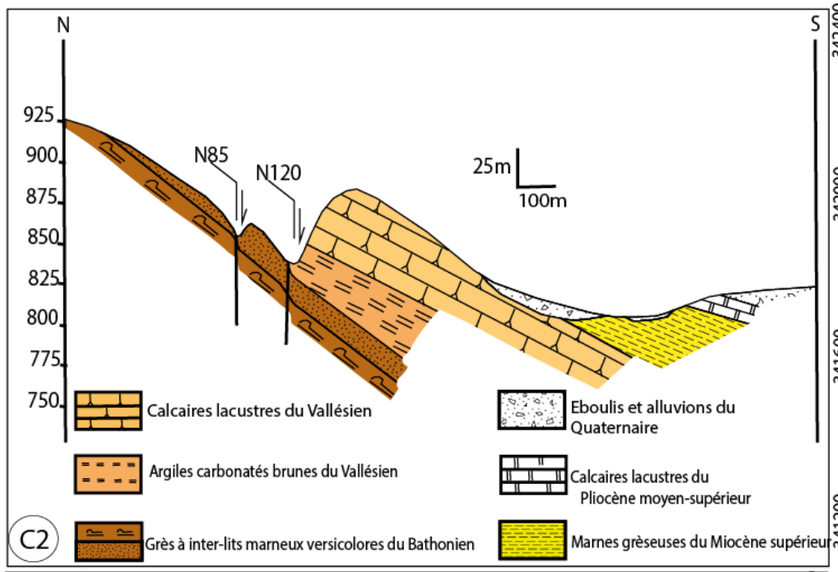
Les précipitations mensuelles enregistrées dans la station Dar El Hamra (ABHS)

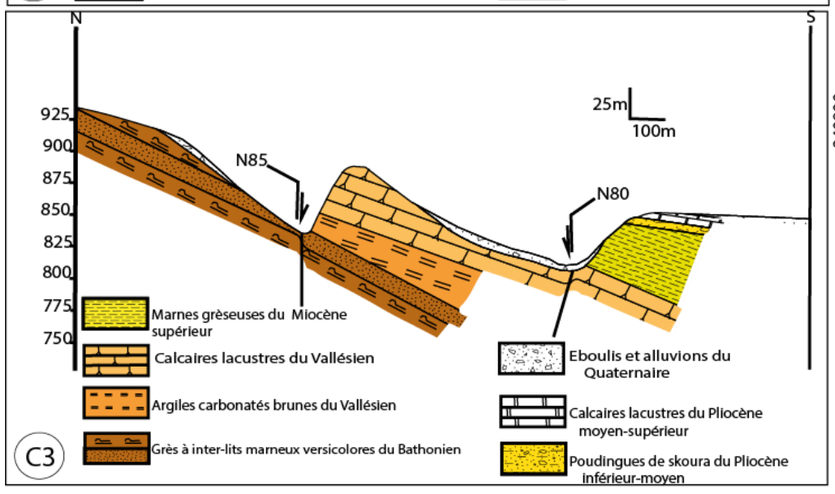
Année	Septe	Octo	Nove	Déce	Janv	Fév	Ma	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Total
1982/83					0,0	36,7	46,6	11,6	27,7	0,0	0,0	3,3	**125,9**
1983/84	1,6	8,8	82,5	48,2	27,4	9,1	48,6	50,1	111,4	3,3	1,6	0,8	**393,4**
1984/85	8,9	0,0	102,7	9,5	70,8	30,0	42,8	36,6	81,5	0,0	4,1	0,0	**386,9**
1985/86	3,0	15,8	42,2	55,2	89,8	96,7	85,9	57,4	5,2	44,3	0,0	3,8	**499,3**
1986/87	8,1	20,1	34,4	34,1	79,0	139,3	1,7	8,3	14,0	0,7	39,7	0,8	**380,2**
1987/88	39,9	28,9	74,9	48,5	79,9	80,2	44,4	25,3	42,1	7,2	1,7	0,5	**473,5**
1988/89	0,0	41,3	56,8	13,6	21,7	44,6	68,6	78,7	20,4	18,7	11,0	15,4	**390,8**
1989/90	41,1	61,5	80,6	82,8	44,3	0,0	39,2	72,9	9,3	4,3	34,1	2,8	**472,9**
1990/91	45,6	9,9	40,1	121,4	12,4	105,5	159,6	49,4	14,6	9,5	8,9	23,1	**600,0**
1991/92	52,3	39,6	26,4	36,4	4,3	34,5	85,2	66,2	78,9	69,5	0,6	17,1	**511,0**
1992/93	12,8	40,3	13,2	20,3	18,0	49,6	94,9	38,8	23,1	9,0	0,0	2,6	**322,6**
1993/94	6,2	15,2	97,5	23,4	55,0	122,2	81,6	18,8	24,4	0,5	0,0	1,0	**445,8**
1994/95	35,6	21,8	9,4	2,4	7,4	78,1	75,2	57,1	8,4	24,9	0,1	8,7	**329,1**
1995/96	14,2	13,2	27,8	111,3	183,9	64,2	79,2	83,8	64,4	35,4	1,3	1,9	**680,6**
1996/97	42,3	18,5	15,2	154,6	114,5	0,0	18,4	78,0	39,9	11,6	0,0	3,9	**496,9**
1997/98	95,2	18,9	72,7	88,3	34,2	62,6	20,7	12,9	47,9	6,2	0,0	26,2	**485,8**
1998/99	16,0	0,8	3,3	45,9	75,1	51,8	80,0	3,8	32,2	5,5	0,0	2,4	**316,8**
1999/00	14,1	16,4	59,9	44,2	15,9	0,0	0,0	34,3	29,7	3,3	0,0	0,8	**218,6**
2000/01	24,1	155,0	35,8	61,1	81,6	11,6	8,8	7,7	20,8	3,6	0,0	2,1	**412,2**
2001/02	12,9	31,9	26,9	117,2	5,1	12,7	130,8	138,1	39,5	2,5	0,0	7,3	**524,9**
2002/03	6,1	53,4	76,8	47,4	93,2	29,7	34,6	72,8	18,5	5,9	4,1	0,0	**442,5**
2003/04	0,0	91,8	124,8	133,6	4,7	36,3	55,7	55,3	54,6	4,6	1,8	5,7	**568,9**
2004/05	5,8	62,9	65,0	82,1	7,4	44,0	29,5	4,7	6,9	19,1	0,2	22,0	**349,6**
2005/06	5,9	37,4	60,6	43,9	86,2	67,8	47,5	38,4	55,8	26,3	8,4	0,4	**478,6**
2006/07	7,0	20,3	20,8	47,2	11,5	35,0	49,3	125,2	25,0	0,0	1,1	0,1	**342,5**
2007/08	14,8	43,5	48,8	18,1	70,8	81,3	5,7	17,9	80,9	0,0	0,0	0,0	**381,8**
2008/09	119,5	92,4	77,3	164,3	151,2	63,7	82,6	14,7	17,8	33,4	1,1	0,2	**818,2**
2009/10	74,1	1,5	37,0	65,3	81,6	129,9	103,5	69,5	24,6	5,1	8,1	27,2	**627,4**
2010/11	14,7	89,0	37,0	62,3	38,5	35,2	47,2	84,2	97,4	9,2	3,2	21,5	**539,4**
2011/12	4,3	52,4	117,5	17,6	31,7	15,5	21,2	117,7	3,4	0,2	2,1	2,8	**386,4**
2012/13	35,1	121,9	174,2	20,0	146,0	72,0	80,0	40,0	11,0	0,4	0,0	4,0	**704,6**
2013/14	51,0	0,0	97,0	31,0	118,0	48,0	21,0	22,0	3,0	3,0	16,0	2,0	**412,0**
2014/15	6,0	26,0	108,0	53,7	101,0	65,6	75,1	43,3	71,9	8,6	5,0	7,2	**571,4**
2015/16	15,4	26,0	17,2	0,0	20,7	114,0	68,0	15,0	36,0	0,0	1,0	6,0	**319,3**
2016/17	3,0	31,0	80,0	127,0	40,0	32,0	10,0	15,0	13,0	0,0	1,0	25,0	**377,0**
2017/18	23,8	10,0	23,6	27,7	60,2								**145,3**
Moyenne	24,6	37,6	59,1	58,8	57,9	54,3	55,5	47,6	35,9	10,7	4,5	7,1	**442,6**
Max	119,5	155,0	174,2	164,3	183,9	139,3	159,6	138,1	111,4	69,5	39,7	27,2	**818,2**
Min	0,0	0,0	3,3	0,0	0,0	0,0	0,0	3,8	3,0	0,0	0,0	0,0	**125,9**

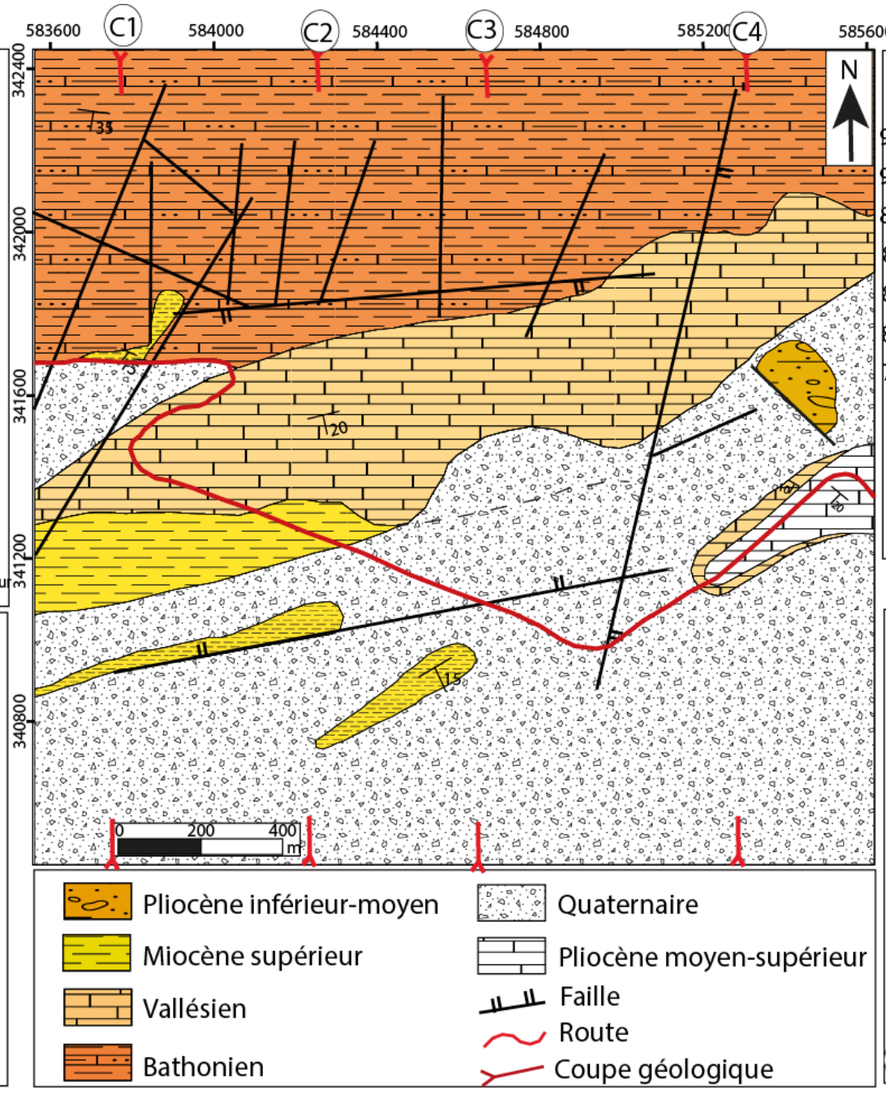
Les précipitations mensuelles enregistrées dans la station Ain Sebou (ABHS)

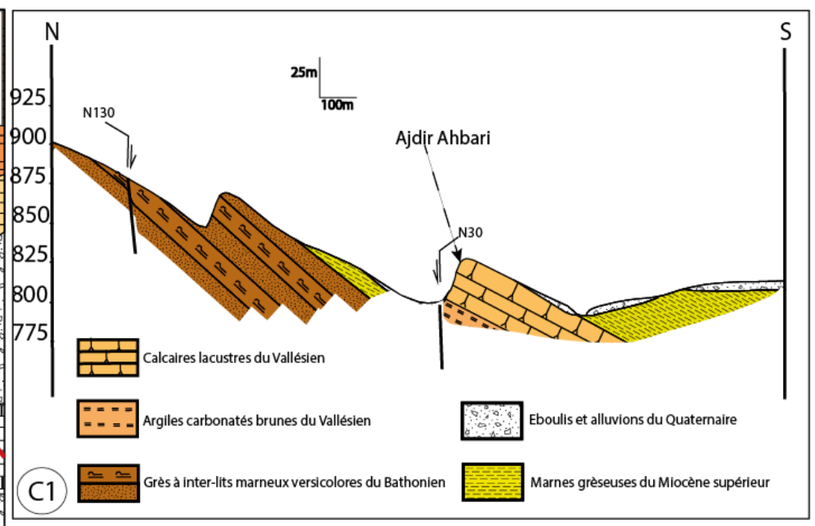
Année	Sept	Octo	Nov	Déc	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Total
2010/11							37,0	69,3	155,0	14,2	0,4	54,7	**330,6**
2011/12	5,0	47,8	58,0	24,0	31,0	22,7	89,6	82,0	3,0	0,0	0,0	0,0	**363,1**
2012/13	9,5	90,0	91,0	13,0	115,8	30,5	50,1	12,2	12,5	0,3	0,0	11,0	**435,9**
2013/14	9,0	0,0	79,3	12,5	84,1	43,1	31,6	8,0	13,2	6,0	8,0	2,4	**297,2**
2014/15	3,3	17,0	67,7	31,8	56,5	38,4	44,4	28,5	47,3	8,7	1,0	14,2	**358,8**
2015/16	11,4	16,6	8,5	0,0	12,1	57,4	45,0	10,0	23,0	2,0	6,0	7,0	**199,0**
2016/17	0,0	16,0	41,0	56,6	16,1	33,0	12,0	19,0	15,0	1,8	1,6	19,6	**231,7**
2017/18	5,5	3,4	8,0	40,5	47,3	55,1							**159,8**
Moyenne	6,2	27,3	50,5	25,5	51,8	40,0	44,2	32,7	38,4	4,7	2,4	15,6	**297,0**
Max	11,4	90,0	91,0	56,6	115,8	57,4	89,6	82,0	155,0	14,2	8,0	54,7	**435,9**
Min	0,0	0,0	8,0	0,0	12,1	22,7	12,0	8,0	3,0	0,0	0,0	0,0	**159,8**

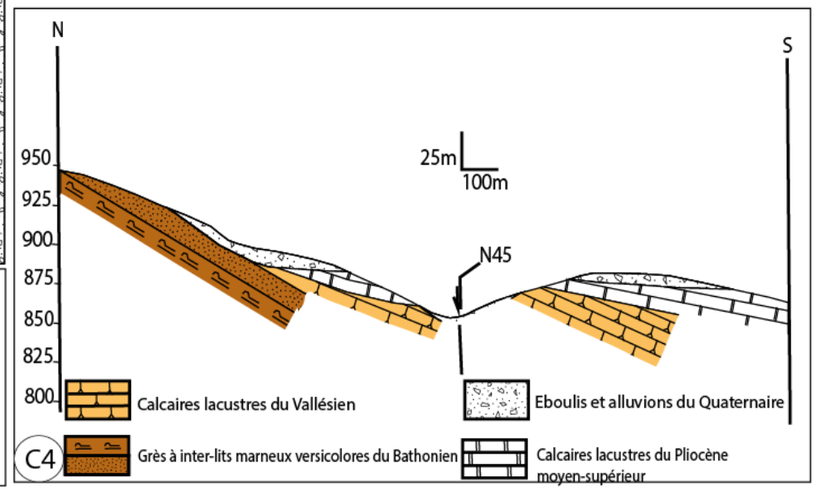
Carte géologique d'Ajdir Ahbari (NE du bassin de Skoura)











Centre d'Etudes Doctorales : Sciences et Techniques de l'Ingénieur

Nom et prénom du candidat : Mohamed EL FARTATI
Spécialité : Géoressources et Génie Géologique

Résumé de la thèse

Les bassins hydrogéologiques de Tazouta et de Skoura faisant partie du Moyen Atlas, sont situés au niveau de la zone de transition entre le causse moyen atlasique et le Moyen Atlas plissé. Les analyses tectonique et lithostratigraphique ainsi que la cartographie géologique des dépôts miocènes (Vallésien-Tortono-Messinien) nous ont permis de mettre en évidence quatre principaux épisodes extensifs et compressifs appartenant aux phases tectoniques qui se succèdent depuis le Miocène jusqu'au Quaternaire moyen-récent. L'évolution sédimentaire et structurale de ces deux bassins hydrogéologiques est liée aux jeux normaux successifs des failles N130, N80 à N90, N30 à N45 et N170 à N20. Parmi ces failles, celle de Taghout-Ouzemour à caractère paléogéographique, de direction N120 à N130 et dont le jeu normal vallésien a provoqué le basculement des couches bajociennes et bathoniennes vers le SW. En plus du jeu normal, les niveaux marneux des couches bathoniennes basculées, dont les épaisseurs dépassent les dizaines de mètre, constituent un obstacle imperméable (mur naturel du barrage) qui a bloqué les écoulements des eaux de surface et d'infiltration en favorisant l'installation d'un paléo-barrage naturel alimenté depuis le Sud par le paléo-fleuve Mdaz. Le lac du paléo-barrage ainsi constitué, a connu une sédimentation lacustre de nature argileuse et carbonatée au Vallésien, surmontée par les marnes d'origine marine au Miocène supérieur, les poudingues de Skoura d'origine fluviatile au Pliocène inférieur-moyen, les calcaires lacustres au Pliocène moyen-supérieur et par les dépôts fluvio-lacustres et travertineux au Quaternaire. La cartographie géologique détaillée, nous a permis de distinguer les faciès des formations lacustres d'Ajdir Ahbari d'âge vallésien de ceux d'Aichoun d'âge pliocène moyen- supérieur.

De point de vue hydrogéologique, la nappe d'eau phréatique caractérisant ces deux bassins circule au sein de quatre systèmes aquifères. Ils sont constitués par les carbonates liasiques, les grés du Bathonien, les calcaires lacustres du Vallésien et les dépôts fluvio-lacustres du Plio-Quaternaire. Le substratum imperméable de chaque couche réservoir est représenté respectivement de bas vers le haut par les argiles rouges triasico-liasiques, les marnes versicolores du Bathonien, les argiles lacustres du Vallésien et les marnes du Miocène supérieur. Les extensions des aquifères sont limitée par deux grandes lignes structurales : l'Accident Nord Moyen Atlasique (A.N.M.A) au NW et l'Accident de Tichoukt au SE. Les recoupements des failles transverses avec ces deux accidents permettent le drainage et la connectivité des eaux souterraines. Les plans de ces failles normales orientés N80 à N140 jouent le rôle de drains et de transfert des eaux souterraines entre le bassin hydrogéologique de Tazouta et celui de Skoura, en assurant l'alimentation inter et intra-aquifères. Ainsi, indirectement ces failles assurent la pérennité de l'Oued Mdaz. Le réseau de failles et de fractures issues d'une tectonique polyphasée a influencé la répartition spatiale des écoulements des eaux souterraines et superficielles. L'écoulement de la nappe à aquifère liasique de Tazouta se fait du SW vers le NE en parcourant les plans de failles subméridiennes. Cependant dans le bassin de Skoura, les écoulements des eaux souterraines suivent deux principales directions convergeant vers l'Oued Mdaz. Un écoulement du SW vers le NE caractérisant notamment la partie avale du bassin hydrogéologique, le deuxième sens d'écoulement est de l'Ouest vers l'Est couvrant la partie médiane de celui-ci.

Nous avons montré à travers cette étude l'importance de la tectonique cassante dans le contrôle des écoulements des eaux souterraines. De ce fait, les failles et fractures affectant la zone ont provoqué localement l'émergence de plusieurs sources d'eau. Les principales sont déversées et/ou émergées soit à proximité des zones faillées, soit au niveau des nœuds tectoniques. Les eaux de certains sources du bassin hydrogéologique de Skoura sont caractérisées par une variation des paramètres organoleptiques traduisant en premier temps le changement de l'aquifère et en deuxième temps les circulations au sein de la nappe superficielle. L'analyse de quelques paramètres physico-chimiques des eaux souterraines de la nappe superficielle de Tazouta et de Skoura, nous a permis d'identifier leur évolution spatiale dans les deux bassins hydrogéologiques. La distribution spatiale de la conductivité électrique et du pH des eaux souterraines montre d'importantes anomalies le long des accidents tectoniques où affleurent les argiles à évaporites du Trias. Ces anomalies peuvent être dues aux lessivages le long et aux alentours des failles broyées.

Mots clés : Moyen Atlas, bassin hydrogéologique, Tazouta, Skoura, paléobarrage, Mdaz, écoulement des eaux, Vallésien, faille, Ajdir Ahbari, Aichoun.