

وزارة التعليم العالي و البحث العلمي

BADJI MOKHTAR-ANNABA UNIVERSITY
UNIVERSITÉ BADJI MOKHTAR-ANNABA



Faculté des sciences de la Terre
Département de Géologie

Année 2013

Laboratoire Ressource en eau et Développement Durable



THÈSE

Présentée en vue de l'obtention du diplôme de Doctorat

ASPECTS QUANTITATIFS ET QUALITATIFS DE LA SOURCE DE BOUAKKOUS : IMPACT SUR LE CHAMP CAPTANT D'AIN CHABRO (ZONE SEMI ARIDE TEBESSA).

Option
Hydrochimie

Par
ZERROUKI Hicham

(Maitre Assistant Université Kasdi Merbah-Ouargla
Magister en Hydrochimie)

DIRECTEUR DE THÈSE : M : DJABRI Larbi Professeur U.B.M. Annaba

DEVANT LE JURY

PRÉSIDENT : M : CHAFAI Hichem Professeur U.B.M. Annaba

EXAMINATEURS | M : MANSOUR Hamidi Professeur U. d'Oran
M : KHIARI Abdelkader Professeur U. d'Oum El Bouaghi
M : HANI Azzedine Professeur U.B.M. Annaba
M : FEHDI Chemseddine M.C.A. U. de Tébessa

REMERCIEMENTS

Le présent manuscrit, qui est le fruit de longues années de recherches, n'aurait jamais vu le jour, si ce n'était l'assistance, la collaboration et la contribution de plusieurs personnes qui ont œuvré et veillé à ce qu'il s'achève et prenne cette forme.

Il m'est bien agréable de leur adresser mes remerciements et ce n'est pas avec ces quelques termes, si vénérables soient-ils, que j'arriverai à leur rendre hommage ni leur avouer reconnaissance et gratitude.

La première personne à qui je m'adresserai en premier c'est monsieur le professeur **L. DJABRI**, à qui je dois beaucoup. Sans son aide précieuse, son dévouement, son soutien indéfectible et surtout ses conseils qui m'ont été d'un apport démesuré, ce travail n'aurait jamais pu être mené à bien.

Il m'a fait l'honneur de diriger ce travail, avec sérénité et rigueur scientifiques et responsabilité exemplaire, et a toujours su me réserver le temps qu'il faut, malgré ses occupations multiples, pour me donner de plus amples éclaircissements sur les questions que nous avons discutées.

Je tiens à remercier également monsieur le professeur **H. CHAFAI**, de l'université de Annaba, d'avoir accepté d'honorer par sa présence la présidence de ce jury, de n'avoir au grand jamais épargné aucun effort à mettre ses connaissances et son savoir à mon profit.

Je dois témoigner ma gratitude à messieurs, le professeur **H. MANSOUR** de l'université d'Oran, le professeur **A. KHIARI** de l'université d'Oum El Bouaghi, le professeur **A. HANI**, de l'université de Annaba, et Docteur **C. FEHDI** de l'université de Tébessa, d'avoir accepté d'examiner, d'évaluer ce travail et de siéger au jury, qu'il me soit ainsi permis de leur exprimer si humblement les meilleurs formules de respect et mes vifs remerciements.

Je ne manquerai jamais de remercier autant, monsieur le professeur **J. MUDRY**, qui m'a bien accueilli dans son laboratoire, et m'a vérifié toutes les conditions pour bien mener mon stage, qu'il trouve ici toutes les expressions de mon respect.

Je ne saurais oublier tous mes collègues, enseignants et administrateurs, de l'université *Kasdi Merbeh-Ouargla*, qui ne se sont jamais abstenus de me prodiguer conseils, encouragements et soutien.

Mes remerciements vont également à tout le personnel des organismes suivants (au niveau de la wilaya de Tébessa) : l'Algérienne des eaux ; A.N.R.H ; station météorologique.

Tous mes amis que j'ai toujours eus à mes cotés, lors de campagnes de mesure, d'échantillonnage, de traitement des données et d'interprétation des résultats ; ainsi que toutes les personnes qui ont contribué d'un effort, si minime soit-il, de près ou de loin.

Je voudrai en fin rendre un hommage particulier à ma mère qui n'a guère fatigués de prier pour moi. Un grand remerciement à ma femme qui n'a jamais arrêter de me supporter de me soutenir jusqu'au bout. Sans omettre d'émettre un grand merci à tous mes frères et sœurs ainsi que tous les miens.

أظهرت الدراسة المجراة على منطقة يوكوس بأنه من الناحية الجيومورفولوجية و في مجملها، هي ذات اصل هيكلي. ان هضبة تازبنت محدودة بكويستا و هذا راجع الى الفوالق المحيطة بالخدق التكتوني لتبسة. تفاصيل هذه الكويستا متصلة في الوقت ذاته بالتأثيرات الصخرية لمصب المياه (المنحدرات الشديدة للحجر الكلسي و منحدرات ضعيفة للمارل) وبنية محلية (كسور ترسيم القمم على جانبي المنحدرات). الحادث الأبرز المورفولوجي، هو الكانيون نفسه، الذي تم تطويره على حساب اتجاه الفالق $E 135^{\circ} N$.

أيضا من بين المظاهر الجيومورفولوجية الأساسية لمنطقة الدراسة هو المرور من سهل الحمامات الى هضبة تازبنت بواسطة وادي بوعكوس الذي حفر بين منحدرات حادة جدا. الجزء الاعلى من هذا الوادي هو واد أعمى ينتهي في سيرك مشكلة من قمم ذات جدران عمودية يفوق علوها 150م. هذا هو المكان الذي يقع فيه كهف بوعكوس ومنبعه. فيما يخص هضبة تازبنت ، فليها تضاريس مسطحة تتراوح ارتفاعاتها بين 1230م إلى 1690م.

السطح يكاد يخلو من الغطاء النباتي و يظهر مورفولوجيا ذات مما يعكس وجود المجاري الصغيرة والتجاويف الكارستية و التشققات الكبيرة. و التي تسمح بتسلل المياه إلى التجاويف. وتبين الدراسة أيضا وجود ينابيع على الجانب الأيمن من الكهف تحت الكارست العلوي. وقد سمح لنا هذا أن نستنتج عدم التناظر في التشققات على مستوى الوادي. ، مما يعزز تسلل وحركة المياه. إمدادات المياه إما مباشرة من تسلل مياه الأمطار أو غير مباشر من الجبال المحيطة بالكهف، التدفق على مستوى ينبوع الكهف و الينابيع المحيطة تختلف وفقا لمواسم هطول الأمطار.

وكشفت العلاقة بين ينابيع يوكوس و حقل عين شابرو من خلال تحليل نتائج الفرق في التدفق، مما سمح لقياس التغذية. هذه القيمة قد تصل إلى حد أقصى قدره 567 لتر / ثانية أثناء الفيضانات. في موسم الجفاف كمية المياه التي توفرها المصادر القاعدية، ويقدر من 10 الى 11 لتر / ثانية، تتسرب تماما تقريبا في السرير من وادي بوعكوس المشكل من الحصى الخشن، وبالتالي يختفي تدفق السطح. ويقدر حجم التغذية المحسوبة على مدى فترة من 700 يوما ب 6686623.76 م³

من على الطبقات الجيولوجية الحجر الكلسي بعمر المايستريشسيان. هذه التكوينات متوضعة بالتناوب و بسمك كبير مما يسمح بظهور اشكال بنيوية ناتجة عن الحث المتباين .

الدراسة عن طريق التصوير الكهربائي ثنائي الابعاد كشفت عدة بني متعلقة بالتشوهات الظاهرة على مستوى المقاطع . اين كشفت على فالق كبير بالقرب من الينبوع الساخن ليوكوس مبينا أصلها وايضا تحديد التجاويف الكارستية والشقوق الكبيرة على سطح كهف بوعكوس.

كمية تساقط الامطار على هذه المرتفعات تفوق 350مم وهي الكمية الكافية للنفوذ عبر الشقوق الى داخل الفجوات الكارستية. وذلك خلال موسم البرد بين شهري نوفمبر ومايو. يمتد موسم الجفاف من يونيو الى سبتمبر. كتل الثلج التي تكسو هضبة تازبنت تمكن من تخزين ونشر كميات كبيرة من المياه المتاحة للتسلل من خلال التجاويف الكارستية خلال الموسم الرطب.

الدراسة الهيدروكيميائية ركزت على منبع الكهف (منبع أسفل الكهف)، ومنبع الجرف و المنبع الحار و منبع مقاليب الواقع في اعالي هضبة تازبنت و علاقتهم مع حقل عين شبرو. أظهرت المتابعة الكيميائية للمياه هيمنة سحنة بيكربونات الكالسيوم. هذا التفسير يؤدي إلى أن تشكيلات الحجر الكلسي تغذي الأودية والمياه الجوفية في منطقة شبرو. يتم تأكيد هذه العلاقة من خلال هيمنة سحنة بيكربونات الكالسيوم والتدفقات من الحافة الجنوبية ذهابا الى الشمال.

النتائج التي تم الحصول عليها عن طريق تطبيق نموذج اتصال الخلايا العصبية ي
تفاعل العوامل المؤثرة في جودة المياه. يتم أخذ الموصلية يبقى العنصر يؤثر بها
: بعد ذلك هو كبريتات الكالسيوم ثم درجة الحرارة، و الذي يليه pH الصوديوم البوتاسيوم و
أخيرا بيكربونات

Abstract

The study of the area showed that Youkous geomorphological whole, the relief is of structural origin. The tray Tazbent being limited by a cuesta due to faulting bounding the graben Tébéssa. The details of this cuesta being connected to both lithological influences for drainage (limestone with steeper slopes than marl) and local structural (fractures delimiting the peaks on the sides of slopes). The most remarkable morphological accident is the canyon itself, which was developed at the expense of a fault direction N135 ° E.

Also among the essential geomorphological aspects of the study area is the passage of plain Hammamet tray Tazbent by Bouakous wadi, the floodplain has widened between very steep slopes. The upstream part of this wadi is a blind valley that ends in a circus bristling with peaks with vertical walls over 150m heights. This is where locates Cave Bouakkous and its emergence. As the tray Tazbent, altitudes ranging from 1230m to 1690m.

The surface is almost no vegetation shows a morphology resulting warped the presence of small and doline karst cavities. They allow water infiltration into the cavities. The study also shows the presence of sources on the right side of the cave beneath the epikarst. Water supplies are either direct infiltration of rainwater or indirect from the melting snow Djebels surrounding the cave, such as Jebel Tazbent, located at higher elevations. The flow at the exit of the cave and surrounding sources vary according to season and rainfall.

The connection between the resurgence of Youkous and capturing Ain Chabro field is revealed by analyzing the results of differential gauging performed, which allowed to quantify the recharge. This value may reach a maximum of 567 l / s during floods.

In the dry season the amount of water supplied by the basal sources, estimated from October to November l / s, infiltrates almost completely in the bed of Wadi Bouakkous formed by silt and coarse gravel and consequently the surface flow disappears. The recharge volume calculated over a period of 700 days is estimated at 6686623.76m³

The layers are dominated by massive limestone age Mæstrichtiens. These courses are alternately deposited with considerable thicknesses promoting the release of structural forms by differential erosion.

Following an investigation by electrical 2D imaging on different parts of the study area. We have revealed several structures related to anomalies in the pseudosections. Where a recess near the hot springs indicating its origin and the identification of karst cavities and large cracks on the roof of the cave Bouakkous.

Precipitation on the high reliefs surrounding area Youkous are important is exceed 350mm. They meet during the cold season between November and May. The dry season runs from June to September. On the set of Tazbent the snowpack can defer and spread large amounts of water available for infiltration through the karst cavities exposed during much of the wet season.

The hydrochemical study and focused on the emergence in the cave (the source of the bottom of the cave), the source of the cliff, hot spring and Youkous source Megalib located above tray Tazbent and their relations with capturing Ain Chabro field. The hydrochemical followed showed a dominance of calcium bicarbonate facies. This interpretation leads to that the limestone formations mæstrichtiens karstified feed wadis and groundwater in the area Chabro. The results obtained by applying the model neuron connection was used to model and predict the interaction of factors influencing water quality. The conductivity is taken as the element remains out influenced primarily by the flow after it is calcium sulfate and then the temperature, after which the pH is followed by sodium bicarbonate and finally potatium.

Résumé

L'étude menée sur la région de Youkous a montré qu'au niveau géomorphologique dans son ensemble, le relief est d'origine structurale. Le plateau de Tazbent étant limité par une cuesta due au jeu de failles délimitant le fossé tectonique de Tébessa. Le détail de cette cuesta étant relié à la fois aux influences lithologiques pour les versants (calcaires aux plus fortes pentes que les marnes) et structurales locales (fractures délimitant les pitons sur les flancs des versants). L'accident morphologique le plus remarquable est le canyon lui-même, qui s'est développé au détriment d'une faille de direction N135°E.

En outre parmi les aspects géomorphologiques essentiels de la zone d'étude c'est le passage de la plaine de Hammamet au plateau de Tazbent par oued Bouakous, dont le lit majeur est creusé entre des versants très raides. La partie amont de cet oued constitue une vallée aveugle qui se termine sur un cirque hérissé de pitons aux parois verticales de plus de 150m de hauteurs. C'est là que se localise la Grotte de Bouakkous et son émergence. Quant au plateau de Tazbent, les altitudes vont de 1230m à 1690m.

La surface étant presque dépourvue de végétation montre une morphologie gondolée traduisant la présence de petites dolines et de cavités karstiques. Ces dernières permettent l'infiltration des eaux dans les cavités. L'étude réalisée montre également la présence de sources sur la partie droite de la grotte en dessous de l'épikarst. Les apports en eau sont soit directs, par infiltration des eaux de pluies soit indirects à partir de la fonte de la neige des Djebels entourant la grotte, tel que le Djebel Tazbent, situé à plus haute altitude. Les débits à la sortie de la grotte et des sources environnantes varient en fonction des saisons et leur pluviosité.

La liaison entre les résurgences de Youkous et le champ captant d'Ain Chabro se dévoile en analysant les résultats des jaugeages différentiels effectués, ce qui a permis de quantifier la recharge. Cette valeur peut atteindre un maximum de 567 l/s en période de crue.

En saison sèche la quantité d'eau fournit par les débits de base des sources, estimée de 10 à 11 l/s, s'infiltré presque totalement dans le lit d'Oued Bouakkous formé par des alluvions et galets grossiers et par conséquent l'écoulement superficiel disparaît. Le volume de recharge calculé sur une période de 700 jours est estimé à 6686623.76m³

Les couches sont dominées par les calcaires massifs d'âge Mæstrichtiens. Ces formations sont déposées en alternance avec des épaisseurs considérables favorisant le dégagement des formes structurales par érosion différentielle.

Suite à une investigation par imagerie électrique 2D sur différentes parties du secteur étudié. Nous avons pu dévoilées plusieurs structures liées aux anomalies présentes dans les pseudosections. D'où un décrochement près de la source thermique indiquant ainsi son origine et la mise en évidence des cavités karstiques et d'importantes fissures sur le toit de la grotte de Bouakkous.

Les précipitations, sur les hauts reliefs entourant la région de Youkous, sont importantes et dépassent les 350mm. Elles se rencontrent durant la saison froide entre novembre et mai. La saison sèche est longue de juin à septembre. Sur le plateau de Tazbent le manteau neigeux permet de différer et d'étaler des quantités importantes d'eau disponible à l'infiltration à travers les cavités du karst nu durant une bonne partie de la saison humide.

L'étude hydrochimique et porté sur l'émergence au niveau de la grotte (source du bas de la grotte), la source de la falaise, source thermique de Youkous et la source de Megalib située sur les hauteurs de plateau de Tazbent ainsi que leurs relations avec le champ captant d'Ain Chabro. Le suivie hydrochimique a montré une dominance du faciès bicarbonaté calcique. Cette interprétation amène à dire que les formations calcaires du mæstrichtiens karstifiée alimentent les oueds et la nappe dans le secteur de Chabro.

Les résultats obtenus par l'application du modèle par neurones de connexion a permis de modéliser et prévoir l'interaction des éléments influençant la qualité des eaux. La conductivité qui est pris comme l'élément de sorti demeure influencé en premier lieu par le débit après on trouve le calcium et les sulfates puis la température, après c'est le pH suivi par le sodium-potassium et enfin les bicarbonates.

TABLE DES MATIÈRES

CHAPITRE I : IDENTIFICATION DE LA GROTTTE DE BOUAKKOUS

Géomorphologie régionale	3
I.1. Localisation	3
I. 2. Analyse de la carte hypsométrique :	4
I.2.1 Les montagnes	4
I.2.2. Les collines	5
I.2.3. Les plaines	5
I.2.3.1. Les plaines d'érosion	6
I.3. Analyse morpho-structurale de la région :	6
I.3.1. Les données du relief	6
I.3.1.1. L'allure d'ensemble du relief :	6
I.3.1.2. Les glacis	7
I.3.1.3. Les cônes de déjection	7
I.3.1.4. Les mouvements de masses	7
I.3.1.5. La karstification	8
I.3.2. Le réseau hydrographique	8
I.3.3. Les données structurales	9
II.3.3.1. Les déformations plicatives	10
I.3.3.2. Les déformations disjonctives	11
II. Géomorphologie locale :	12
II. 1. Les phénomènes de surface	12
A. Le paysage local	12
B. Description géomorphologique :	12
C. La reculée	16
II. 2. Les phénomènes souterrains : la grotte de Bouakkous	19
II.2.1. Notion sur la karstification	19
II.2.1.1. Etymologie :	19
II.2.1.2. Définition et Principe :	19
II.2.1.3. Facteurs influençant le phénomène de karstification	20
II.2.1.3.1. Le potentiel de la karstification :	20
II.2.1.3.2. Notion de niveau de base :	21
II.2.1.4. Les différents types de karsts	21
II.2.1.5. Organisation spatiale du système karstique.	23
II.2.1.5.1. L'epikarst :	23
II.2.1.5. 2. L'endokarst :	24
II.2.1.6. Influence de l'hypereustatisme, de la géodynamique, du climat et de la néotectonique sur la karstgenèse	25
II.2.1.7. Mécanisme de la dissolution karstique dans les différents milieux géologiques :	26
II.2.2. Morphologie interne de la grotte :	28
II.2.3. Le concrétionnement stalagmitique	29
II.2.4. Comportement hydraulique de la cavité	30
II.2.5. Evolution de la cavité	30
II. 3. Relations entre phénomènes de surface et souterrains	30
II. 3.1. Rapports entre karstification et contexte morpho-structural	30
II. 3.2. Rapports entre karstification et évolution de la reculée	31
Conclusions	31

CHAPITRE II : GEOLOGIE

Géologie de la région d'étude	34
I. La litho-stratigraphie	34
I.1. Le Secondaire :	34
a. Trias :	34
b. Le Jurassique	34
c. Crétacé inférieur et moyen	34
I.2. Le Tertiaire	37
a. Le Paléogène :	37
b. Néogène	37
I.3. Le Quaternaire	37
II. Description de la géologie locale :	37
II.1. Les dépôts quaternaires	43
A. Les terrasses et niveaux associés de la reculée	43
B. Les dépôts de pentes	43
C. Les dépôts de plateau	44
D. Discussion	44
Conclusion :	47

Chapitre III : HYDROCLIMATOLOGIE

CLIMATOLOGIE :	48
II. 1. Introduction	48
II. 2. Historique :	48
II. 3. Type de climat	52
II. 3. 1. Diagramme pluviothermique :	52
II. 3. 2. Evolution des facteurs climatiques sur la période 1972 à 2012 :	53
II. 3. 2. 1 Les précipitations:	53
II. 3. 2. 2 Variation inter annuelle des précipitations	53
II. 3. 2. 3 Variations mensuelles des précipitations:	54
II. 3. 2. 4 Répartition saisonnière des précipitations	54
II. 3. 2. 5. Les températures	56
II. 3. 2.6. La neige	57
II. 3. 3. Calcul du coefficient pluviométrique	57
II. 3.4. Détermination des indices climatiques	58
II. 3.4. 1. Climagramme d'Emberger	58
II. 3. 4. 2. Indice d'aridité de De. Martonne	59
II. 4. Le Bilan hydrique	61
II. 4. 1. Etude de l'évapotranspiration	61
a. Estimation de l'évapotranspiration potentielle (ETP)	61
b. Estimation de l'évapotranspiration réelle (ETR)	62
II. 4. 2. Estimation des réserves facilement utilisables	62
II. 4. 3. Indice thermique mensuel	62
II. 4. 4. Indice thermique annuel	63
II. 4. 5. Répartition des précipitations	63
a. Calcul du ruissellement	63
b. Calcul de l'infiltration	63
II. 4. 6. Commentaire sur le bilan hydrique	68
II. 5. Variation de l'écoulement interannuel moyen	72
HYDROLOGIE	74
I. Introduction	74
II. Étude de sous bassin versant de Bouakkous	74
II.1. Les paramètres géométriques	74

A. le périmètre, la surface et l'indice de compacité	74
B. la pente moyenne du sous bassin de Bouakkous :	75
L'indice de pente globale (I _g) :	75
La classification du relief	75
C. Rectangle équivalent	75
II-2- paramètres du relief :	77
A- La courbe hypsométrique :	77
II-3- Le réseau hydrographique :	77
II-4- Les caractéristiques hydrographiques	78
a- Le temps de concentration	78
B- Vitesse d'écoulement de l'eau (V _e):	78
C- Coefficient d'allongement (K)	78
III-Étude des apports liquides	79
III-1- Estimation de l'Apport annuel moyen (A _o)	79
III-2- La lame d'eau ruisselée	80
III-3- Calcul du coefficient d'écoulement	80
Conclusion	80

CHAPITRE IV : IMAGERIE ELECTRIQUE 2D

I. Tomographie électrique 2D	82
I. 1. Introduction	82
I.2. Procédures d'acquisition 2D	82
I.3. Le concept de "Garbage In - Garbage Out"	85
I.4. Représentation des tomographies en pseudosections	85
I.5. Avantages et inconvénients des différents dispositifs	89
I.6. Tomographie électrique à haute résolution	95
I.7. Conclusions pour la tomographie électrique 2D	95
II. Logiciel utilisé d'inversion 2D: Res2Dinv	97
II.1. Introduction	97
II.2. Importer des données	97
II. 3. Quelques paramètres pouvant être modifiés	97
a. Eliminer les mauvaises données	97
II.4. L'inversion	100
II. 5. Visualisation du résultat de l'inversion	102
II. 6. Exportation du modèle inversé	102
III. Application de tomographie électrique à la zone étudiée :	104
III.1. Rappel de la géologie locale :	104
III.2. Mise en œuvre des mesures :	105
III.3. Résultats et discussion :	106
III.3.1 Site1	106
III.3.2. Site 2	108
III.3.3. Site 3	110
Conclusion :	112

CHAPITRE V : HYDRGEOLOGIE

I. Introduction	114
II. Identification hydrogéologiques des sources étudiées	114
III. Principes de la méthode de l'approche hydrologique	115
III.1. Étude des débits classés	115
III.2. Analyse de la courbe de récession	116
IV. Résultats et discussions	120
IV.1. Ecoulements en provenance des sources de la falaise calcaire :	120
IV.1. 1. Fréquences des classes des débits	120

IV.1. 2. Fréquences cumulées des débits classés	121
IV.1. 3. Analyse de la courbe de récession :	121
IV.2. Ecoulement en provenance de la grotte :	124
IV.2. 1. Fréquences des classes des débits	125
IV.2. 3. Analyse de la courbe de récession	126
V. Relation des écoulements avec le champ captant d'Ain Chabro :	130
V.1. Conditions aux limites du champ captant :	131
V.2. Jaugeages différentiels	132
V.2.1. Points de mesure des jaugeages différentiels	132
Conclusion	133

CHAPITRE VI : HYDROCHIMIE

I. Introduction :	135
III. Statistiques élémentaires :	137
A. Les paramètres physiques :	137
B. Les paramètres chimiques	138
III.1. Les sources :	139
Le diagramme de Piper:	139
Diagramme de Stiff :	140
III.2. Champs captant d'Ain Chabro :	141
Diagramme de Piper :	141
Diagramme de Stiff :	142
III. 2. La statistique multidimensionnelle :	143
III. 2. 1. Application d'une analyse en composantes principales :	143
III.2.2. Application aux eaux de la zone d'étude :	144
III.2.2.1. ACP forages :	144
III.2.2.2. ACP Sources :	146
III.2.2.3. Comparaison de la qualité des eaux des sources et celles des forages à partir de l'ACP	148
III.3. Evolution de la minéralisation des sources :	150
III.3.1. Mécanismes de l'effet de chasse ou effet piston des eaux:	153
III.3.1.1. Définition :	153
III.3.1.2. Cas de la source de Bouakkous :	153
III.3.2. Variation des concentrations en éléments majeurs de l'amont vers l'aval	155
III.4. Application du modèle des neurones sur l'hydrochimie	156
III.4. 1. Réseau de Neurones artificiels	156
III.4. 1.1. Présentation de la méthode neuronale	156
III.4. 1.1.1. Connexions entre les neurones	156
III.4. 1. 2. Etablissement du modèle :	157
III.4. 1. 2. 1. Calibrage et vérification du modèle:	159
III.4. 1. 3. Résultats et discussion :	160
Conclusion :	163

CONCLUSION GÉNÉRALE

CONCLUSION GÉNÉRALE.....165

BIBLIOGRAPHIE

ANNEXE

LISTE DES FIGURES

N°		Page
1	Situation géographique de la zone étudiée	3
2	Hypsométrie de la région d'étude vue en 3D.	4
3	Instabilité de la région de Hadj Abdellah (d'après Benabbas C., 2006)	8
4	Paléo-glissement et paléo-coulée dans la région de Hammamet	8
5	Analyse de la région de Oued Bouakkous	9
6	Développement de diaclase dans Dj. Essenn .	11
7	Esquisse Géomorphologique des Environs de Youkous (d'après Quinif, 1978)	13
8	Diagramme de la concentration de talwegs (d'après Quinif, 1978)	15
9	Profils en long des affluents de la reculée.	16
10	Section AA' du Chabet Bouakkous	17
11	Représentation schématique des systèmes karstique unaire et binaire (Marsaud, 1996).	22
12	Représentation schématique des systèmes karstique Jurassien et Vauclusien	23
13	Représentation du système karstique (Mangin, 1975)	25
14	Modèle conceptuel du poly phasage de la karstogenèse sur un massif karstique	26
15	Plan de la grotte de Bouakkous (D'après Y. Quinif, 1975)	29
16	Colonne stratigraphique synthétique de la région de Tébessa)	35
17	Colonne stratigraphique da la région de Hammamet	38
18a	Blocs structuraux du Chabet Bouakkous	39
18b	Blocs structuraux du Chabet Bouakkous	39
19	Section AA' du Chabet Bouakkous (d'après Y. Quinif)	40
20	Esquisse géologique des environs de Hammamet	41
21	Coupes géologiques interprétatives	42
22	Dispositif de la « confluence du four romain	43
23	Granulométrie de quelques sédiments quaternaires.	45
24	Coupe BB' sur le plateau	46
25	Précipitations annuelles médianes « normales» (1965-95)	48
26	Répartition interannuelle des précipitations sur une période de 106 ans 1906-2012.	49
27	Répartition interannuelle des précipitations (1906-1925)	49
28	Répartition interannuelle des précipitations (1926-1945)	50
29	Répartition interannuelle des précipitations (1946-1965)	50
30	Répartition interannuelle des précipitations (1966-1985)	51

31	Répartition interannuelle des précipitations (1986-2012)	51
32	Diagramme pluviothermique de la station de Tébessa	53
33	Variation interannuelle des précipitations à la station de Tébessa (1972/2012)	54
34	Variation des moyennes mensuelles annuelles des précipitations (72/2012)	54
35	Répartition saisonnière des précipitations (1972/2012)	55
36	Répartition saisonnière des précipitations (2002/2012)	55
37	Répartition mensuelle des températures 72/2012.	56
38	Températures moyennes interannuelles à la station de Tébessa (72/2012)	57
39	Climagramme d'EMBERGER	59
40	Abaque de l'Indice d'aridité Annuel de DE Martone 1923	60
41	Abaque de l'Indice d'aridité Mensuel de DE Martone 1923	61
42	Représentation graphique du bilan de Thornthwaite (1972/2012)	69
43	Représentation graphique du bilan de Thornthwaite (2002/2012)	70
44	Représentation graphique du bilan de Thornthwaite (1972 /73)	71
45	Représentation graphique du bilan de Thornthwaite (1996 /97)	72
46	Écoulement interannuels moyens dans la zone d'étude (1965-1995)	73
47	Bassin versant 'Youkous'	74
48	Rectangle équivalent du sous bassin versant de Bouakkous	76
49	Variation de l'apport annuel moyen (2002/2012)	79
50	Arrangement des électrodes pour une acquisition 2D et séquence de mesure pour un dispositif Wenner.	83
51	Dispositifs quadripôles courants. K est le facteur géométrique	84
52	Schéma de mesure de la résistance de contact en tomographie électrique	85
53	Représentation des électrodes et points de mesure pour des dispositifs Wenner, Wenner-Schlumberger et Dipôle-dipôle avec les différents niveaux d'acquisition	86
54	Valeurs calculées des résistivités apparentes provoquées par un modèle à l'aide de trois dispositifs	88
55	Fonction de sensibilité pour un dispositif Wenner, Wenner-Schlumberger et Dipôle-dipôle	90
56	Acquisition "forward" et "reverse" pour le dispositif Pôle-dipôle.	94
57	Indication de grandes variations de résistivité apparente dans le fichier importé	97
58	Exemple de valeurs aberrantes	98
59	Diagonales dues à une électrode défectueuse	99
60	Les blocs utilisés lors du processus d'inversion	100
61	Boite de dialogue avertissant de la convergence du processus d'inversion	101

62	Présentation de l'inversion d'une tomographic 2D dans Res2Dinv. Source IGL.	101
63	Colonne stratigraphique de la zone d'étude	105
64	Localisation des profils de tomographie électriques. (Coté de la source thermique de Youkous)	106
65	Localisation des profils de tomographie électrique	108
66	Localisation des profils de tomographie électrique. (sur le toit de la grotte Bouakkous)	110
67	En arrière plan, effet conjugué de la tectonique et l'érosion sur le toit de la grotte de Bouakkous	111
68	Emplacements des jaugeages de J1 à J2	114
69	Configuration des sources étudiées	114
70	Ruptures de pente de la droite représentative des débits classés	116
71	Décomposition de la récession selon la méthode Mangin	117
72	Classification des systèmes karstiques à partir de l'analyse des courbes de récession.	120
73	Distribution des fréquences des débits (Sources des falaises 2008/2009)	120
74	Courbe des fréquences cumulées (Sources des falaises 2008/2009)	121
75	Courbe de récession (Sources des falaises 2008/2009)	122
76	Courbe de décrue $Q^*(t)=Q(t)-Q_R(t)$ (Sources des falaises 2008/2009)	122
77	Courbe de décrue $-y(t)=t_i-t/Q^*(t)$ (Sources des falaises 2008/2009)	123
78	Courbe de décrue $y(t)=1-t/1+t$ (Sources des falaises 2008/2009)	124
79	Histogramme des fréquences (2008/2009) (Source de la grotte Bouakkous).	125
80	Courbe des fréquences cumulées des débits classés (2008/2009).	126
81	Courbe de récession – sources de la grotte Bouakkous (2008/2009)	127
82	Courbe de décrue $Q^*(t)$; sources de la grotte Bouakkous (2008/2009)	127
83	Courbe de décrue $-y(t)=t_i-t/Q^*(t)$ sources de la grotte Bouakkous (2008/2009)	128
84	Courbe de décrue $y(t)=1-t/1+t$. Sources de la grotte Bouakkous (2008/2009)	129
85	Localisation du champ captant d'Ain Chabro.	130
86	Localisation des jaugeages différentiels JD1 et JD2.	132
87	Jaugeages différentiels relatif aux points amont et aval.	133
88	Localisation des forages analysés du champ captant Ain Chabro	136
89	Disposition des sources étudiées	137
90	Diagramme de Piper (sources)	139
91	Diagrammes de Stiff	140
92	Diagramme de Piper eaux des forages	141
93	Diagrammes de Stiff.	142

94	Cercle de corrélation des variables dans le plan formé par l'axe F1 et l'axe F2.	144
95	Projection des individus sur le plan formé par les deux premiers axes.	144
96	Cercle de corrélation des variables dans le plan formé par l'axe F1 et l'axe F2.	146
97	Projection des individus sur le plan formé par les deux premiers axes.	147
98	Cercle de corrélation des variables dans le plan formé par l'axe F1 et l'axe F2.	148
99	Projection des individus sur le plan formé par les deux premiers axes.	149
100	Structure morphologiques présentes autour la grotte	149
101	Lac au fond de la grotte de Bouakkous	150
102	Variation temporelle des débits, précipitations et conductivités (source du bas de la grotte)	151
103	Variation temporelle des débits, précipitations et conductivités (sources de la falaise)	151
104	Représentation schématique de l'effet piston et l'effet de chasse (In BRGM, 2004).	152
105	L'effet piston par les bicarbonates.	153
106	Evolution de la minéralisation de l'amont vers l'aval	154
107	Schéma d'un neurone artificiel	155
108	Illustration du réseau à 3 couches (<i>MLP</i>)	157
109	Fonction de transfert sigmoïde	158
110	Architecture du modèle RNA	159
111	Corrélation entre la conductivité simulée et mesurée	161

LISTE DES TABLEAUX

N°		Page
1	Caractéristiques des réseaux hydrographiques	14
2	Constante de dissociation de la calcite, Aragonite et Magnésite	20
3	Réactions et constantes d'équilibres du système calco-carbonique	28
4	synthèse de l'évolution géomorphologique locale	32
5	Récapitulatif des données statistiques	52
6	Précipitations moyennes mensuelles (mm) à la station de Tébessa (72/2012)	53
7	Récapitulation des années humide dépassant la moyenne	53
8	Répartition saisonnière des précipitations pour les périodes 72/2012 et 2002/2012	54
9	Moyenne mensuelle des températures 72/2012	56
10	Coefficient pluviométrique de la plaine de Tébessa	58
11	Indice d'aridité mensuel	60
12	Valeurs de l'ETR	62
13	Résultats du ruissellement Pour les différentes périodes	63
14	Résultats de l'infiltration pour les différentes périodes	63
15	Récapitulatif des résultats de ETR, R, I, pour les différentes périodes	64
16	Bilan hydrique global d'après la méthode de Thornthwaite (72/2012)	65
17	Bilan hydrique d'après la méthode de Thornthwaite (Station de Tébessa de 2002/2012)	66
18	Bilan hydrique d'après la méthode de Thornthwaite (année pluvieuse 72 /73)	67
19	Bilan hydrique d'après la méthode de Thornthwaite (année sèche 96/97)	68
20	Classification du relief selon l'ORSTOM	75
21	Répartition des surfaces en fonction des altitudes du sous bassin versant de Bouakkous.	77
22	Tableau récapitulatif des différents paramètres du sous bassin versant de Bouakkous..	78
23	Estimation des apports annuels moyens (A_0) de la période 1999-2004	79
24	La lame d'eau ruisselée durant les années 2002-2012	80
25	Calcul du coefficient d'écoulement (C_e) dans la période (2002-2012)	80
26	Tableau des coefficients permettant de déterminer la profondeur médiane d'investigation	91
27	Localisation des profils de tomographie électriques	105
28	récapitulation des résultats	129
29	Statistique des paramètres physiques des points d'eau étudiés	137
30	Statistique des paramètres chimiques des points d'eau étudiés	138
31	Matrice de corrélation forages	143
32	Matrice de corrélation sources	145
33	Matrice de corrélation globale	147
34	L'erreur RMS dans différents réseaux de neurone	160
35	Paramètres statistiques de régression	160
36	Classement des variables par analyse de sensibilité	161

INTRODUCTION GENERALES

La ressource en eau exploitée dans de nombreux pays, particulièrement en Europe, provient des réservoirs karstiques. En Algérie, faute de spécialistes, le karst n'a pas encore divulgué tous ses secrets. Parmi les quelques travaux réalisés concernent l'Ouest du pays, particulièrement les monts de Tlemcen et Mascara celles de Bensaoula F. (2006) et Collignon B. (1986).

Considérées comme une importante réserve d'eau de qualité et de fraîcheur, les sources de Youkous sont devenues légendaires. L'un des spéléologues membre de la société spéléologique de France à l'époque, Mr Jean Trelaun (le 05 Juillet 1943) faisait la description suivante : *“La grande diaclase médiale est nettement orientée Nord-Sud et prolonge sous terre la faible effondrée qui constitue actuellement la gorge de Youkous. Elle dépasse par endroits 40m de haut, et la nappe d'eau révèle à la sonde une profondeur qui dépasse parfois 20m et j'en étudie chaque année à chaque saison les variations de niveau. Cette nappe n'est en elle même qu'un réservoir avec trop plein mais n'est pas affectée par l'alimentation des oueds environnants. Un bruit de torrent très caractéristique révèle l'existence d'un système aqueux actif que je n'ai pu encore atteindre et qui proviendrait vraisemblablement d'une autre nappe supérieure importante. L'analyse de l'eau permet de la considérer comme très pure”*.

Le présent travail, traitera de la grotte de Bouakkous, ses résurgences (sources) et son environnement immédiat, ce qui permettra de dégager les relations de causes à effet existantes entre les différentes unités hydrogéologique présentes dans le secteur étudiés

L'étude se base sur l'identification et la caractérisation de la zone d'étude par des descriptions et analyses :

- Géomorphologique (répartition altitudinale et karstification).
- Géologiques, litho-stratigraphique et structurale.
- Investigation géophysique par tomographie électrique 2D
- Hydroclimatologique (précipitations, enneigement et écoulement)
- Hydrogéologie : étude des débits mesurés et leurs impacts sur la nappe souterraine.
- Hydrochimique (qualité physico-chimique pour la détermination des corrélations existantes entre les eaux du karst et celle du champ captant d'Ain Chabro).

Afin de cerner ces axes de recherches on a procédé comme suit :

- Le premier chapitre, concerne l'identification géomorphologique de la grotte de Bouakkous.
- Le second, traite la géologie et lithologie.
- Le troisième chapitre traite l'étude des différents paramètres hydroclimatiques.
- Le quatrième chapitre, c'est une étude par imagerie électrique 2D, où nous avons investiguer le sous sol afin de mettre en évidence d'éventuelles anomalies.
- Le chapitre d'hydrogéologie : s'occupe de l'étude des débits afin de classer l'aquifère puis observé l'impact sur la nappe d'Ain Chabro.
- Le cinquième chapitre, s'occupe de l'étude du chimisme des eaux afin de déterminer l'évolution spatio-temporelle des paramètres physico-chimiques par le traitement des mécanismes de l'acquisition de la minéralisation du sol, des eaux des sources et souterraines.

CHAPITRE I

IDENTIFICATION DE LA GROTTÉ DE BOUAKKOUS

I. Géomorphologie régionale

I.1. Localisation

La région d'étude est située à l'extrême Nord-Ouest de la ville de Tébessa. Elle appartient au domaine de l'Atlas Saharien Oriental, aux confins Algéro-Tunisiens, précisément, aux monts de Tébessa, qui constituent la partie orientale de ceux de Nemmencha (**Figure 1**).

Notre région d'étude, se situe à une distance d'environ 15 Km du chef lieu de la wilaya, dont les limites administratives peuvent être définies comme suit :

- au Nord: par la ville de Boulhaf Dyr ;
- à l'Est : par la ville de Tébessa ;
- au Sud et à l'Ouest: par la daïra de Bir Mokaddem.

Concernant les limites géomorphologiques, on peut citer :

- au Nord : Dj.belkffif.
- au Sud : Dj. Bouzian, Dj. Mestiri, et Dj.Tazbent ;
- à l'Est : Dj. Guenifida, Dj Ezitouna ;
- à l'Ouest : Dj. Troubia, Dj Essen ;

La zone d'étude est comprise entre les coordonnées géographiques suivantes :

- Longitude : 07° 90 - 08° 10 Est.
- Latitude : 35° 35 - 35° 50 Nord.

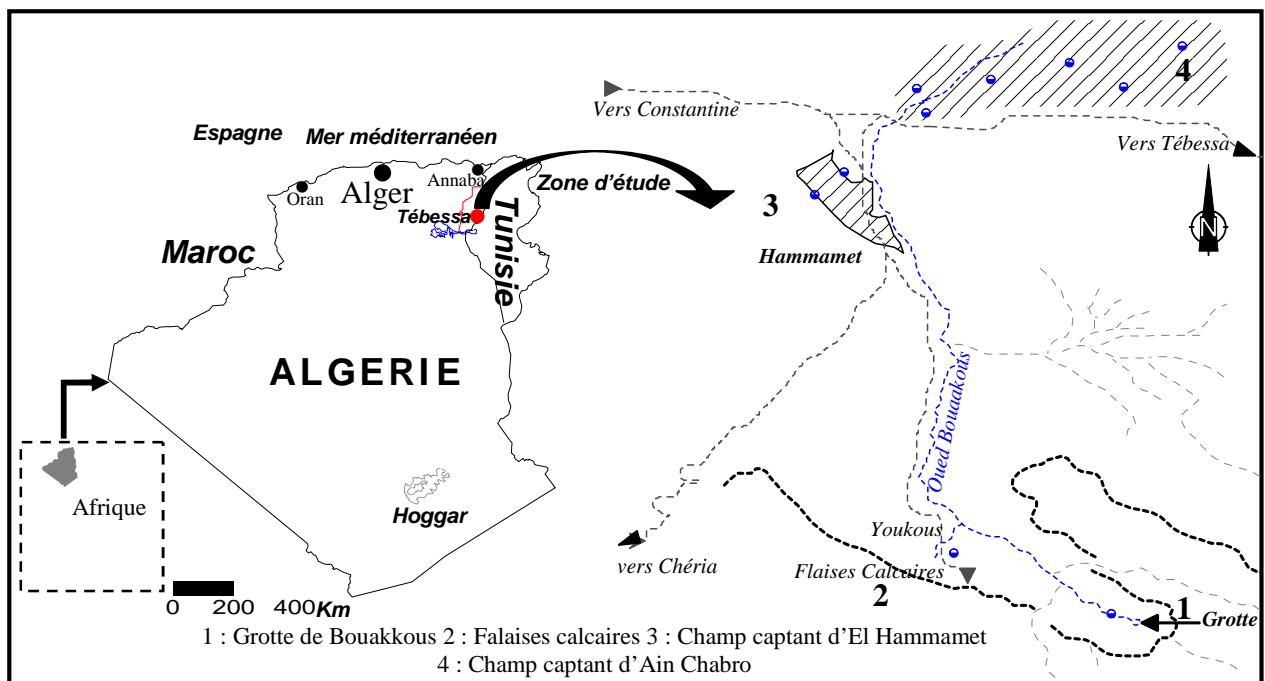


Fig. 1 : Situation géographique de la zone étudiée

I. 2. Analyse de la carte hypsométrique :

La carte hypsométrique (**fig. 02**) montre un relief hiérarchisé par classes d'altitudes. Elle apporte une multitude d'informations sur les particularités de l'orographie de la zone.

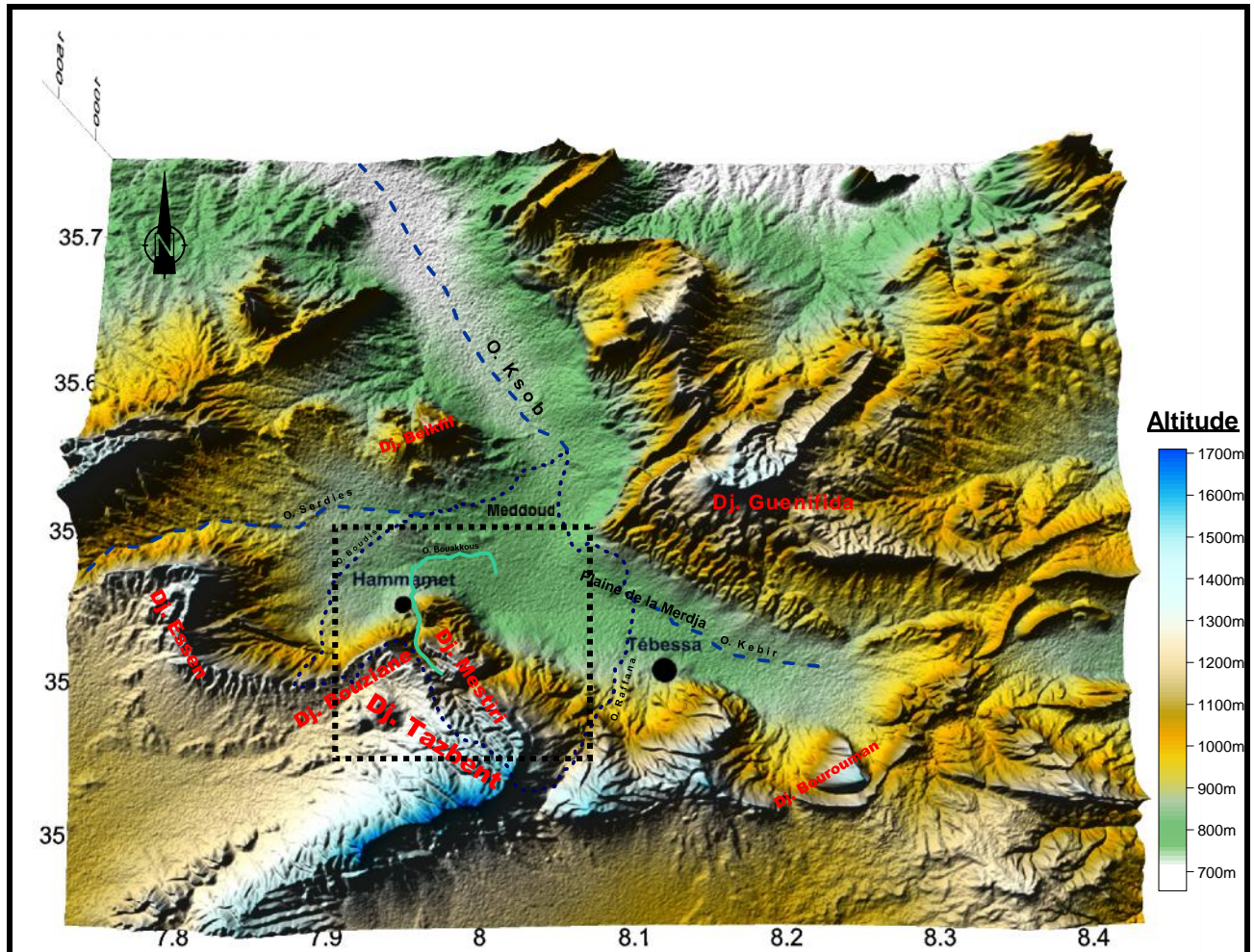


Fig.02 : Hypsométrie de la région d'étude vue en 3D.

Différents types de reliefs constituent la région d'étude. Ils se subdivisent en trois groupes:

- les montagnes.
- les collines.
- les plaines.

I.2.1 Les montagnes

Les montagnes de la région se présentent comme une chaîne continue dont les sommets varient de 1000m à 1700m. Elles occupent environ 40% de la superficie de la région et s'étendent de l'Ouest à l'Est.

Cette chaîne représente le reste des principales structures tectoniques atlasiques de la région. Une alternance de calcaires et des marnes d'une épaisseur considérable favorisent le dégagement des formes structurales par érosion différentielle, souvent des replats structuraux comme c'est le cas des Djebels Gagaa, Troubia, Bouziane, Mestiri. Ce dernier domine notre zone d'étude et constitue sa limite Sud, C'est une petite unité montagneuse bien individualisée. Ses deux versants NE et SW ont une évolution morphologique assez différente probablement en raison du dispositif structural. En effet, son versant NE est court et s'abaisse rapidement vers la plaine de Tébessa. Son versant SW est raide et escarpé au niveau de Bouakkous (rive droite d'Oued Bouakkous).

Au SE, une grande incision vient limiter Djebel Mestiri et Djebel Doukane. Sa linéarité et sa profondeur le classent comme un linéament orographique assez particulier.

I.2.2. Les collines

Ce type de relief se présente comme des structures réparties dans toute la région.

Cette répartition se fait de la manière suivante :

Une zone limitée par la montagne et la plaine de Hammamet, Djebel Serdiès au Nord et la bande comprise entre les revers monoclinaux de Troubia et Bouziane.

Sur le plan structural ces formes sont installées sur les formations argileuses du Néogène dans la partie septentrionale et sur les marnes d'âge Paléocène dans la partie méridionale. D'où leur morphologie plus ou moins monotone et leur moindre expression sur le paysage.

I.2.3. Les plaines

Sont localisés dans la dépression Tébessa-Morsott, dans la littérature (in Dubourdiou G., 1956, Otmanine A. 1987), la dépression Morsott- Tébessa est scindée en deux segments ou branches: la branche de Morsott de direction N150-160°E et celle de Tébessa d'orientation E-W.

On peut en effet observer trois branches bien distinctes :

- La dépression de Morsott de direction N160°E, symétrique aux bords raides.
- la dépression de Hammamet-Belkif de direction E-W, asymétrique au bord oriental raide et une limite occidentale peu pentue présentant une évolution graduelle du relief.
- Une troisième dépression, celle de Tébessa, de direction ESE-WNW (N120°E) limitée par une orographie variée dans son modelé et son démembrement.

En considérant la morphogénèse comme base, deux types de plaines se présentent comme suit :

- Les plaines d'érosion et comme exemple la plaine de Serdiès.

- Les plaines d'accumulation telle que la plaine de Hammamet.

I.2.3.1. Les plaines d'érosion

La plaine de Serdiès est une vaste combe dégagée dans une puissante série marneuse d'âge Emschérien, limitée par Djebel Troubia au Sud et les crêtes rectilignes de Djebel Serdiès à l'Ouest.

Au Nord Nord-Est la limite est assez vague sauf Djebel Belkefif. Elle est ouverte en même temps à la plaine d'El-Hammamet.

I.2.3.2. Les plaines d'accumulation

La plaine de Hammamet correspond à un fossé d'effondrement subsident.

La prospection géophysique (carte du remplissage quaternaire) et les coupes des forages qui y étaient exécutés montrent que le remplissage peut atteindre une épaisseur de 500m.

I.3. Analyse morpho-structurale de la région :

I.3.1. Les données du relief

I.3.1.1. L'allure d'ensemble du relief :

La carte morpho-structurale (**fig. 03**) montre une répartition intéressante de certains éléments ou structures morphologiques.

On peut citer en particulier :

La zone montagneuse qui se présente comme une chaîne très continue, s'étendant d'Est en Ouest et divisant la région d'étude en deux parties bien distinctes.

Au plan structural, cette chaîne représente en fait les principales structures tectoniques atlasiques de la région, bien dégagées sur la carte morpho-structurale.

L'alternance de calcaires et marnes favorise le dégagement des formes structurales par l'érosion différentielle. Les plus caractéristiques s'observent au niveau des surfaces structurales qui constituent les flancs des plis (Dj. Guerigueur, Troubia ... etc.) et sur les versants à corniches dominant la dépression de Hammamet.

On a utilisé la présence de niveaux calcaires dans les masses marneuses (Cénomaniens, Campaniens.) comme niveaux ou couches repères, afin de déterminer la cinématique, le changement de la valeur du pendage et la disparition de certains faciès.

I.3.1.2. Les glacis

Les glacis sont formés d'un matériel détritique fin, d'âge plio-quadernaire. Ils représentent une grande diversité de forme, d'orientation et de chronologie.

Les glacis sont très développés sur la rive droite de Oued El Ksob, au Nord de Djebel Essenn et au Nord de Hammamet.

Ceux-ci sont très perturbés à cause de la tectonique récente et actuelle. Ceci rend difficile la détermination de leurs différents niveaux ainsi que leur cartographie détaillée à partir de simples photographies aériennes au 1/20.000

I.3.1.3. Les cônes de déjection

Au Nord de Djebel Essenn, on remarque l'emboîtement d'au moins trois générations de cônes de déjection avec probablement une migration vers le Nord du chevelu hydrographique.

Cet emboîtement de différentes générations et cette migration du chevelu hydrographique peuvent constituer des éléments de base d'une étude de l'évolution récente et actuelle du bassin d'effondrement de Hammamet en prenant en considération les effets du paléoclimat et de la néotectonique.

I.3.1.4. Les mouvements de masses

La carte montre des glissements assez actifs dans la région de Bordj Hadj Abdallah, sur le flanc oriental du Guerigueur et à l'aval de l'Oued El Mebdaoua.

On observe aussi sur ces deux sites, un important développement de ravines ainsi qu'une forte instabilité caractérisée parfois par l'apparition de marnes campaniennes (**fig. 04**) faciles à déchiffrer grâce à leur photo-ton clair.

On a cartographié en outre, un certain nombre de structures classées comme coulées. On a regroupé en fait sous cette appellation les anciennes coulées et les anciens glissements (**fig. 05**).

Par ailleurs, on a relevé la présence de quelques couloirs d'éboulis de dimensions modestes tapissant essentiellement le versant Nord des corniches de Djebel Troubia et Koudiat El Gargara. On note la présence de trois corps d'éboulis. A ces derniers, sont associés plusieurs accidents.

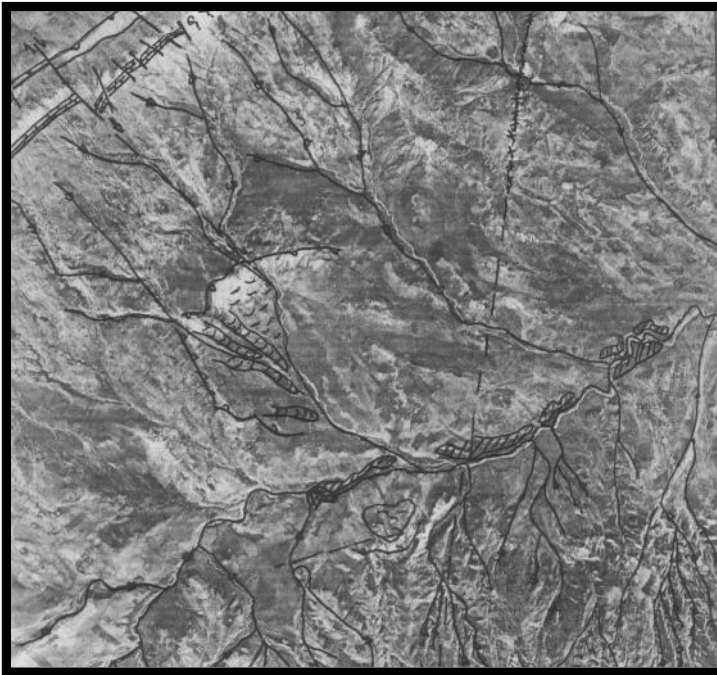


Fig. 03 : Instabilité de la région de Hadj Abdellah (In Benabbas C., 2006)

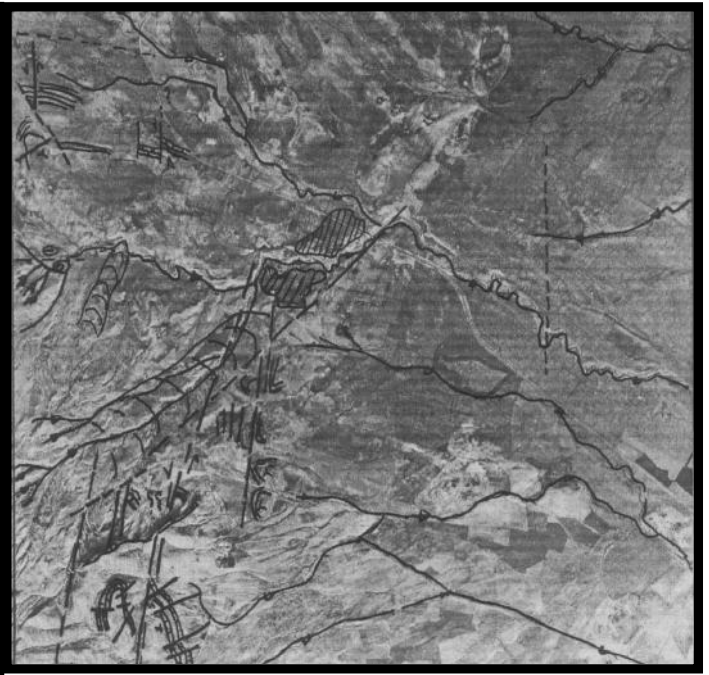


Fig. 04 : Paléo-glissement et paléo-coulée dans la région de Hammamet (in Benabbas C., 2006)

I.3.1.5. La karstification

Sur le versant S-E du Guerigueur, on observe le développement d'un grand nombre de dolines de dimensions réduites ainsi que des lapiez. Le faible pendage, la nature carbonatée des couches et le dense réseau de fracturation favorisent l'évolution karstique.

Ainsi, au niveau de la reculée de Bouakous se manifeste une karstification très importante, elle concerne les formations calcaires d'âge maestrichtien, La faille de Youkous joue un rôle fondamental en provoquant la genèse et en orientant l'évolution de cette reculée. Les phénomènes karstiques, profitant du réseau de grandes fractures verticales à l'extrémité de la reculée, étendent par la voie souterraine le bassin d'alimentation de ce dernier à une partie de la surface du plateau, dans cette zone le phénomène de karstification est à l'origine de plusieurs émergences de sources, et parmi eux la source légendaire de Youkous, et c'est dans cette partie que l'oued Bouakous prend naissance.

I.3.2. Le réseau hydrographique

- **Le tracé**

Sa genèse et son évolution sont étroitement liées à l'interaction de deux paramètres : les conditions structurales et la nature lithologique.

Le réseau s'organise autour de trois grands oueds, Serdies, Bouakkous, Tarfa, convergeant tous vers un même collecteur : la vallée de l'Oued Ksob.

- **Relations hydrographie-structure**

Le tracé de ces oueds n'est pas le même pour les trois vallées en raison de l'héritage et de l'évolution géodynamique.

Oued Serdies prend plusieurs directions au piémont de Ras El Djelf. En amont, il a une direction NE-SW, elle devient E-W, reprend la direction NE-SW pour redevenir finalement E-W.

Le passage de la plaine de Tébessa au plateau de Chéria se fait à Hammamet, par une cuesta de direction N 50° E, présentant une dénivellation de 400 à 500m.

Cette cuesta est entaillée par la reculée de Bouakous (**fig. 06**). Celle-ci lui est à peu près perpendiculaire (N140°E).

Ce canyon se termine par un cirque aux parois verticales de quelques 150m. C'est là que se localise la grotte de Bouakous associée à une des plus puissantes émergences de toute l'Algérie du Nord (in Quinif Y et Al 1980).

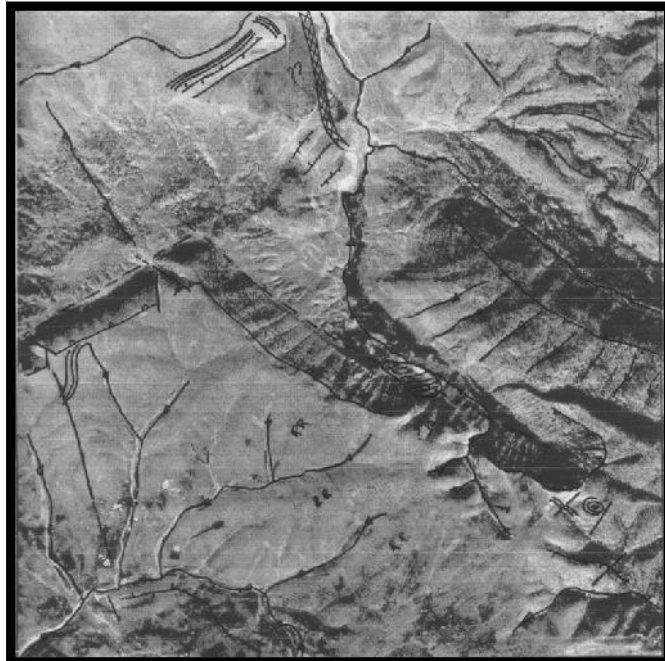


Fig.05 : Analyse de la région de Oued Bouakous (in Benabbas C., 2006)

Oued Tarfa (**extrémité NE de la carte 03**) est de direction NW-SE (la même que celle de l'Oued Bouakous).

Oued Tarfa est une structure assez particulière. Il s'impose dans les argiles pliocènes. Au piémont d'El Hadheb (Villafranchien), la rive gauche est très ravinée, plus instable par rapport à la rive droite qui elle, est par contre plus stable.

I.3.3. Les données structurales

La tectonique est caractérisée avant tout par la diversité, la répartition et l'intensité des déformations.

Le seul document dont on dispose est un schéma structural de la région d'étude établi par Kalla M. (1990). Celui-ci présente les axes de cinq plis : trois synclinaux (synclinal de

Guerigueur, Troubia et Tazbent) et deux anticlinaux (anticlinal de Hammamet et de Serdies) ainsi qu'une dizaine d'accidents.

Les plis sont linéaires et continus sauf pour l'anticlinal de Serdies qui lui, présente une légère ondulation. Ils montrent tous une direction générale N40°E.

La répartition des accidents, trois d'entre eux affectent le flanc Est de Djebel Serdies, et la quasi-totalité du reste des failles, la boutonnière de Hammamet (Djebels Essen, Troubia et Bourouh).

Le document ne soulève à aucun moment la nature et la cinématique de ces accidents.

II.3.3.1. Les déformations plicatives

Dans la région d'étude, les plis sont le résultat de mouvements tectoniques post-lutétien orientés comme partout ailleurs dans l'atlas saharien oriental NE-SW. Ce sont des structures formant l'essentiel du relief structural de la région d'étude.

On distingue du NW vers le SE les structures suivantes :

- **Le synclinal de Guerigueur**

C'est un exemple typique de val perché, situé dans la partie NW de la feuille de Hammamet. Il s'allonge selon une direction générale N40°E.

Ce synclinal présente un abaissement de son axe du NE vers le SW. La terminaison péri-synclinale NE se distingue par un relèvement important des pendages :

Les deux flancs structuraux du Guerigueur sont bien dégagés grâce aux calcaires yprésiens tandis que les marnes paléocènes forment des dépressions assez importantes de part et d'autre du val.

Le flanc occidental est limité par un escarpement de faille très net dans ce relief. Cet escarpement joue semble-t-il un rôle important dans l'évolution morpho-géologique du synclinal.

- **L'anticlinal de Serdies**

On a observé le même cas au niveau de l'anticlinal de la Meskiana, à l'Ouest du terrain d'étude. En effet, il est difficile de calibrer partout ce pli à partir des photographies aériennes surtout dans sa partie méridionale.

Tout le flanc oriental est effondré, cependant la combe est bien dégagée au niveau de la partie amont de Serdies.

- **Le Synclinal de Troubia**

Dans la région, le synclinal de Troubia, du moins une partie du pli, apparaît comme une structure très perturbée (grande densité de fracturation essentiellement NW-SE). Il semble être limité dans une bande allongée de direction E-W ; on note un relèvement important du pendage à la limite de la corniche

- **L'anticlinal de Hammamet**

L'axe de ce pli est difficile à suivre dans la région de Oued Hadjra à cause de l'abaissement brutal et de la nature lithologique des formations qu'il traverse (argileuses et terrigènes).

- **Le Synclinal de Tazbent**

Cette structure présente une allure assez particulière. En effet, sa direction est NE-SW au niveau de Bordj Tazbent et devient E-W dans la région de Oued el Blilia ; ceci montre une grande anomalie dont le changement de l'axe du pli serait dû à l'effet d'accidents EW).

I.3.3.2. Les déformations disjonctives

- **Les diaclases**

Les diaclases sont très développées au niveau de Djebel Essenn (**fig. 07**). On les rencontre aussi au niveau de Djebel Guerigueur.

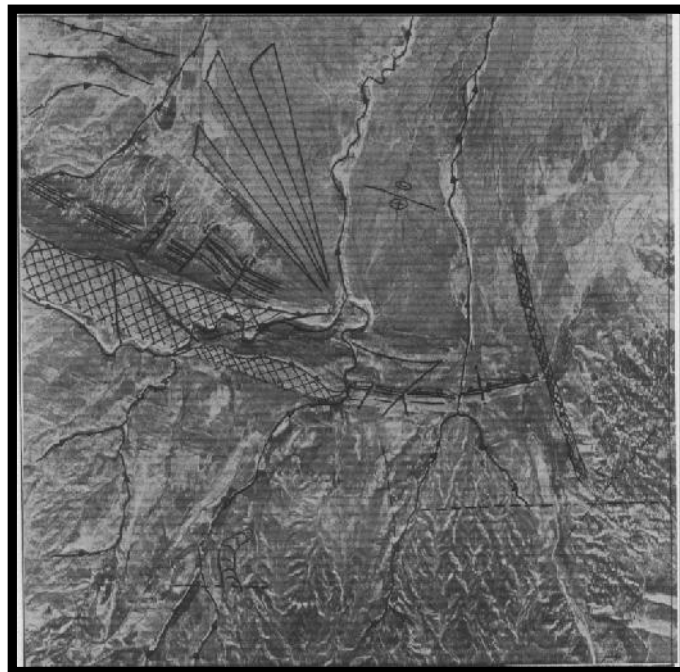


Fig.06 : Développement de diaclase dans Dj. Essenn

- **Les failles**

Dans son commentaire sur les failles affectant la région de Hammamet, Kalla arrive à la conclusion que « la fracturation ancienne ne semble pas jouer un rôle orographique important dans le paysage ».

On pense qu'il en est autrement. A notre humble avis, l'héritage tectonique (le bâti structural) aurait joué un grand rôle dans la genèse et aurait conditionné l'évolution du relief

Bien que la tectonique post-miocène ait, joué un grand rôle morpho-structurale. Kalla ajoute que l'orientation NW-SE orthogonale aux structures est apparue à la faveur de la tectonique post-miocène. La réalité est tout autre.

En effet, cette famille ou « l'effet de cette direction » existait bien avant le Miocène. Cette direction aurait été active dès le Crétacé moyen au moins, avec une cinématique changeante le long de ces accidents, selon le contexte et la nature des contraintes.

II. Géomorphologie locale :

II. 1. Les phénomènes de surface

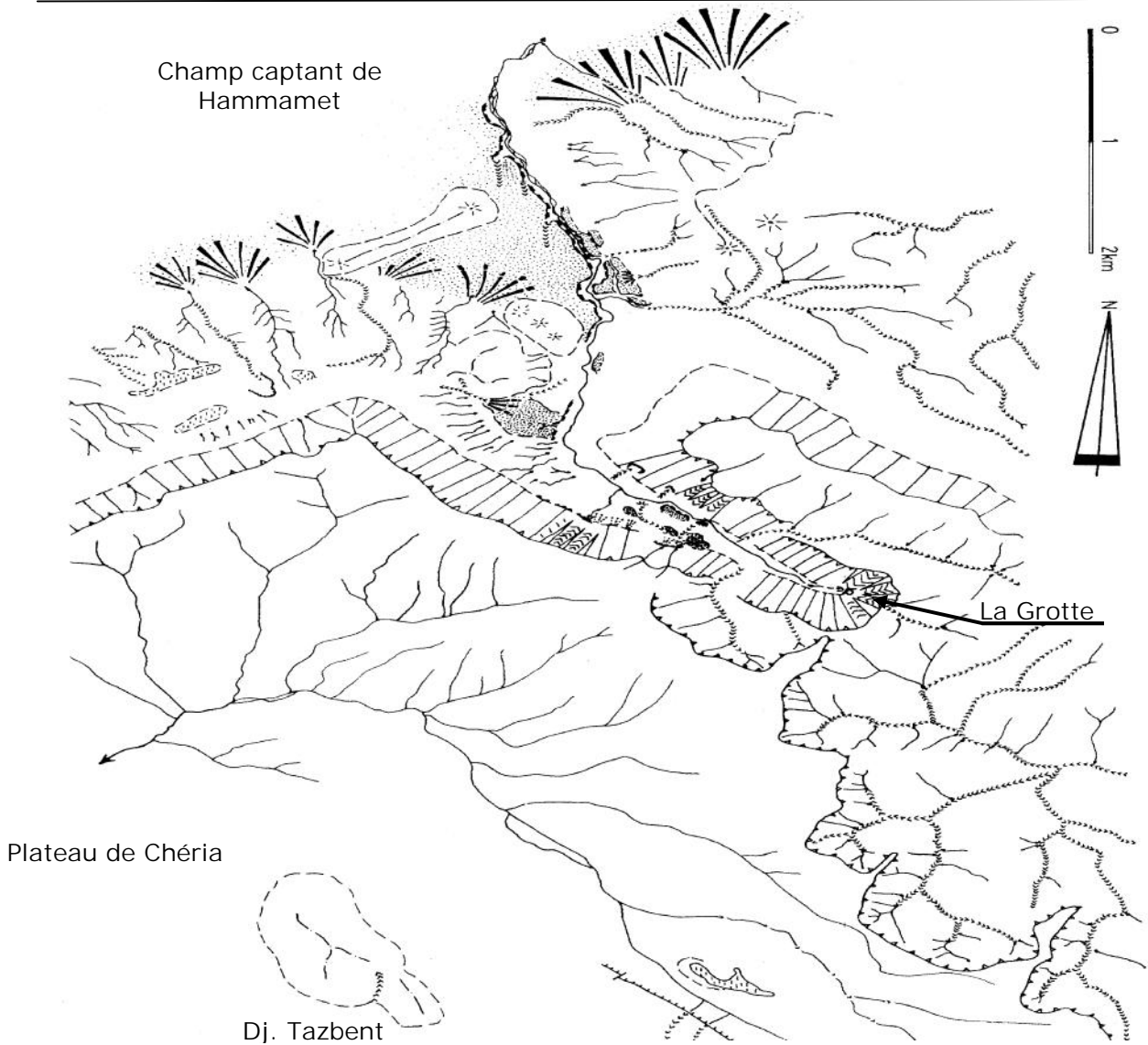
A. Le paysage local

Au S.W. de Tébessa, le vaste plateau de Cheria domine au S.S.E. une plaine d'effondrement due à la néotectonique post-fin-Miocène : la Merdja de Tébessa, de topographie uniformément plane, à peine entaillé par quelques oueds, elle s'étend à une altitude comprise entre 810 et 830m, celle du plateau oscillant autour de 1300 m.

Le passage de la plaine au plateau se fait à Hammamet par un escarpement de ligne de failles de direction générale N 50° E, présentant une dénivellation de 300 à 400 m (fig. 8). Face à Hammamet, cet escarpement est entaillé par une profonde vallée se terminant par un cirque aux parois hérissées de pitons ruiniformes de plus de 200 m : c'est la reculée de Bouakkous. Au fond de cette dernière se localisent la grotte de Bouakkous et son Emergence. Ce relief exceptionnel dans l'Algérie de l'Est dû à une conjonction de la morphogenèse extérieure et des phénomènes karstiques, sous la dépendance des climats quaternaires et de la structure géologique

B. Description géomorphologique :

Dans son ensemble, le relief est d'origine structural en raison des mouvements néotectoniques post-nappes de la fin du Miocène et du Plio-Quaternaire. L'escarpement limitant le plateau est dû au jeu des failles normales; ses pentes sont comprises entre 30 et 35° sur les calcaires, 20 et 30° sur les marnes. Celles du revers, surface légèrement disséquée par des oueds peu imprimés, n'atteignent pas 10°. Dans le voisinage de la reculée, la surface du revers est accidentée d'une butte-témoin sculptée dans le sommet de la série stratigraphique : marnes et marno-calcaires sous-jacents surmontés des calcaires Eocènes. Une avant-butte ne possède plus le chapeau calcaire : sa surface supérieure est coupée par une surface d'érosion encroûtée.



Légende de l'esquisse géomorphologique

- 1- Versants Réglés (de Richter).
- 2- Versant concave, marquant la transition entre le versant proprement dit et l'épandage inférieur.
- 3- Ligne de crête.
- 4- Sommet se rattachant à une crête.
- 5- Versants ruiniformes (à pitons).
- 6 - Corniche monoclinale (bord de la cuesta).
- 7- Escarpement tectonique.
- 8- Crique (probablement d'origine nivale) avec son talweg exutoire.
- 9- Talweg du Châbet, avec chenaux anastomoses.
- 10- Oued du Plateau, peu imprimés.
- 11- Talwegs à section en V, à pente souvent forte, très imprimés dans le paysage.
- 12- Petite Talwegs tomentiels, à pente très forte.
- 13- Émergence Kastique.
- 14- Grotte de Bou Akous.
- 15- Cône d'éboulis de gravité.
- 16- Replat d'origine incertaine.
- 17- Glacis d'épandage.
- 18- Glacis d'épandage passant au glacis d'ennoyage.
- 19- Surface d'accumulation(errasse aux abords du Châbet) avec rebord abrupt.
- 20- Surface inférieure I 1.
- 21- Surface inférieure I 2.
- 22- Surface principale P.
- 23- Surface supérieure S 1.
- 24- Surface supérieure S 2.

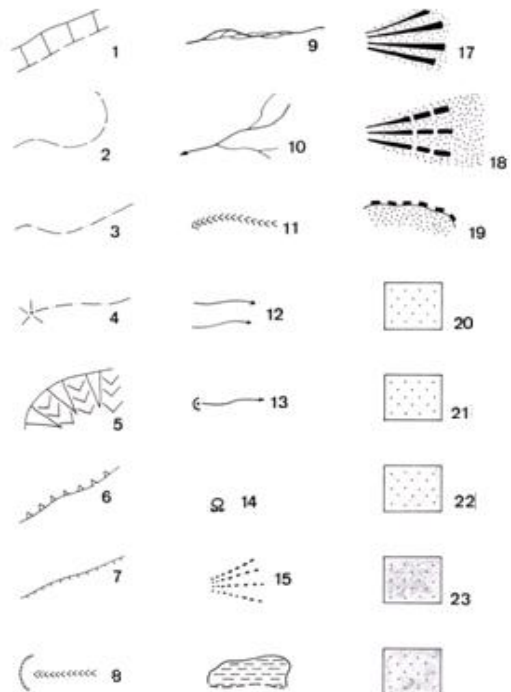


Fig.07 : Esquisse Géomorphologique des Environs de Youkous (in Y Quinif, 1978).

Nous nous trouvons dans une région de transition caractérisée par des influences froides et arides : le glacis est un élément caractéristique et très répandu dans toute la région. D'autre part, d'énormes accumulations de gélifracsts, des cryoturbations, des versants réglés, des niches de nivation, des traces de coulées de solifluxion constituent des témoins de morphogénèses dues au froid.

Le chevelu hydrographique régional auquel appartient la reculée peut être divisé en 4 types de réseau d'après leurs caractères morphologiques.

Type I - Réseau de front d'escarpement

Les oueds, qui défoncent le front de l'escarpement et coulent vers la Merdja trouvent leur origine sur le calcaire tandis que leur partie en aval s'imprime dans les marnes. Par érosion régressive, ils mordent progressivement sur le revers. Leur pente est forte mais le débit est limité par un bassin d'alimentation très réduit. La reculée, qui appartient par essence à ce type, en est à la fois l'exemple le plus exacerbé et le plus particulier: elle doit son individualité à la tectonique et aux phénomènes karstiques associés.

Tableau 1 : Caractéristiques des réseaux hydrographiques

	N	L	S	d=L/S	l=L/N	c=N/S
Ia	70	14.05	2.75	5.11	0.20	25
Ib	85	9.52	1.59	5.99	0.15	41
IIa	28	19.05	5.78	3.30	0.68	5
IIb	28	12.02	2.98	4.03	0.43	9
III	65	22.62	5.14	4.40	0.35	13
IV	33	17.86	4.25	4.20	0.54	8

Ia : Front de cuesta juste au sud-ouest de Hammamet.

Ib : Front de cuesta quelques km au sud-ouest de Hammamet.

IIa : Revers de cuesta : plateau au sud de Hammamet.

IIb : Revers de cuesta : plateau, en arrière de IIa.

III : Réseau du flanc E du plateau.

IV : Réseau sur marnes.

N : Nombre de talwegs; L : longueur totale des talwegs (km).

S : Surface (km²); d : densité; c : concentration; l : longueur moyenne par talweg.

Type II - Réseau de revers d'escarpement

Peu incisés et à faible pente (moins de 1 %), les oueds forment ici un large réseau hiérarchisé. Ils coulent soit sur le calcaire, soit sur des altérites qu'ils recoupent aisément. Ils ne sont affectés par aucun phénomène karstique.

Type III - Réseaux du flanc du plateau

Les oueds entaillent ici profondément le plateau, traversant souvent le calcaire de part en part jusqu'aux marnes, de nouveau sans trace de karstification. Ce réseau est dendritique, ramifié à l'extrême.

Type IV - Réseau sur marnes

Ces oueds coulent directement sur les marnes, sans trace de la couverture calcaire qui fut enlevée par érosion à la suite de mouvements tectoniques.

La différenciation des types de réseaux est à relier aux influences de la tectonique (création de l'escarpement de ligne de failles) et de la lithologie (réseau sur calcaire ou sur marnes). Il est intéressant de les comparer sur la base d'arguments quantitatifs obtenus à partir des photographies aériennes. Pour cela, définissons pour une surface donnée S , représentative d'un type de réseau, la longueur totale des talwegs L et leur nombre N . Il est ainsi possible d'obtenir 3 grandeurs qui rendent compte, en partie tout au moins, des caractères des réseaux : la densité $d = L/S$, la concentration $c = N/S$ et la longueur moyenne de talweg $l = L/N$. On voit que les surfaces choisies ne sont pas égales, ce qui introduit une erreur (mauvaise représentativité des petites surfaces par rapport aux grandes). Le diagramme $c = f(l)$ (fig. 09) montre que les points se placent sur une courbe en puissance du type $y = ax^b$ où les réseaux de front de l'escarpement se regroupent par rapport aux autres. Ceci semble indiquer que les types III et IV dérivent du type II et ne sont individualisés que par une évolution plus poussée : enfoncement plus rapide et modification de la surface du plateau.

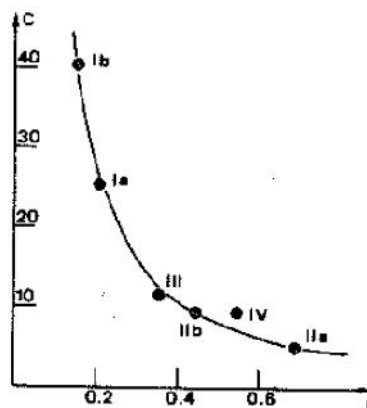


Fig. 8. Diagramme de la concentration de talwegs (in Y Quinif, 1978).

$c = N/S$ en fonction de la longueur moyenne de talweg $l = L/N$ (N = nombre de talwegs pour une surface représentative S , L = longueur totale de ces talwegs). Les points représentant les divers types de réseaux hydrographiques suivent une fonction $c = 3,15 \cdot l^{-1,35}$ avec un coefficient de corrélation de 0,99. Il apparaît que les deux réseaux de front d'escarpement de ligne de failles se distinguent des autres. Ces derniers semblent bien avoir une origine commune : la dissection du plateau.

C. La reculée

La vallée de Bouakous est bien une reculée au sens classique du terme (in P Fenelon, 1967) : une vallée fermée relativement courte (quelques kilomètres) se terminant en amont par un cirque ou jaillit une émergence de type karstique. Le contexte régional est également analogue au point de vue morpho-structural au plateau de Lons-le-Saunier (Jura) échancré par les reculées classiques, par exemple du point de vue de d'inféodation aux accidents structuraux (in Frachon J. C., 1975). Par contre, il existe des différences, secondaires mais très significatives, notamment l'allure des versants, qui, ici, sont réglés.

C. 1. Description

Partant de l'émergence, le cirque amont est dominé de parois abruptes, ciselées en pitons ruiniformes, la reculée sensu stricto se développant en ligne droite sur 2 km. La ligne de partage des bassins Versants superficiels entre la reculée et un réseau de type III est très proche de la partie en amont du cirque. Quelques talwegs assurent une transition entre le plateau et le Chabet : au fond du cirque (fig. 6), rive droite et rive gauche. Leur profil en long montre un tronçon en aval en forte pente (26° , 30° , 30°) précédé d'un secteur en amont a pente beaucoup plus faible (2 a 3°). 2 km en aval du cirque terminal, le Chabet sort de la partie encaissée rectiligne en prenant une direction N-S.

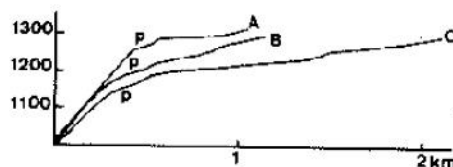


Fig. 09 : Profils en long des affluents de la reculée.

A : Affluent de la tête de la reculée; B : Affluent de la rive gauche; C : Affluent de la rive droite.

Ils montrent une allure semblable : une section amont à faible pente, correspondant au Chabet lorsque celui-ci présentait un profil à enfoncement lent a altitude plus élevée, et une section aval à forte pente séparée de la précédente par une rupture de pente (p), correspondant a un approfondissement rapide du Chabet.

C. 2. Les versants

Le modèle des versants est du aux influences litho-structurales et climatiques. Les premières sont à la base des pentes différentes sur calcaires maestrichtiens et marnes sous-jacentes, séparés par la corniche abrupte des calcaires campaniens. L'importance des

fractures verticales sur la morphologie du cirque est également évidente (faces verticales planes des pitons et morphologie de ceux-ci).

Quant aux actions climatiques, les niches en fauteuils en face de Youkous et dans les parties hautes du cirque suivies là de talwegs qui contournent et isolent les pitons indiquent clairement une origine nivale. Les conséquences d'une morphogenèse due au froid se manifestent aussi par la présence des versants de Richter.

En effet, les versants sur calcaires maestrichtiens sont en général très bien réglés. Trois profils sur le versant gauche, faisant face au N.N.E., nous fournissent respectivement les pentes 39° , 31° et 33° , calculés par régression linéaire sur, respectivement, 25, 25 et 21 points. Cette méthode permet d'apprécier l'écart à la linéarité grâce aux coefficients de corrélations r^2 : 0,9986, 0,9978, 0,9978; nous sommes là très proches de la ligne droite. Ces pentes sont dépourvues de dépôt mais sillonnées de talwegs rectilignes et peu profonds.

Les résultats sont plus complexes pour le versant de rive droite (pour le seul calcaire maestrichtien). La section de la figure 11 montre une pente de 32° pour la partie inférieure (e-f) et de 23° au-dessus d'une inflexion (g-h). Un profil en amont de Youkous donne une pente de 36° , valeur analogue a celles du versant de rive gauche; une autre plus en aval n'est que de 25° . Quant aux pentes développées dans les marnes sous-jacentes, elles oscillent entre 15 et 25° .

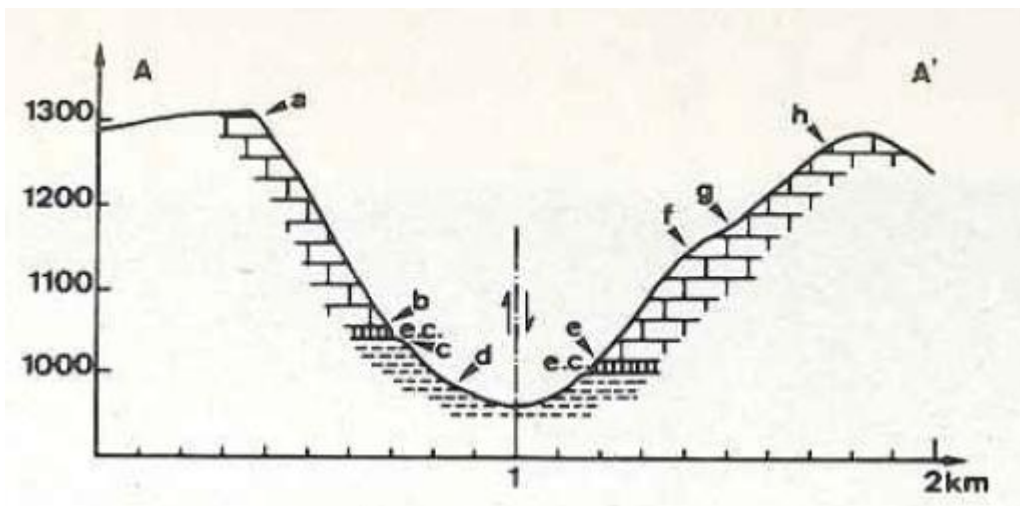


Fig. 10 : Section AA' du Chabet Bouakkous

De bas en haut, on voit les marnes du Sénonien inférieur, l'escarpement du au calcaire campanien (e.c.) et enfin, les calcaires du Maestrichtien. A cet endroit, la faille de Youkous montre un rejet de 50 m. Les pentes sont calculées par régression linéaire, le coefficient de

corrélation r^2

permet d'estimer l'écart à la linéarité. Nous avons les valeurs suivantes :

ab : 39° $r^2 = 0,9986$: versant de Richter sur calcaire maestrichtien nu

cd : 25° $r^2 = 0,9978$: versant sur marnes

ef : 32° $r^2 = 0,9974$: versant de Richter sur calcaire maestrichtien

gh : 23° $r^2 = 0,9987$: versant de Richter sur calcaire maestrichtien recouvert d'un manteau de déblais

On voit que l'exposition seule n'explique pas les différences puisque des versants réglés exposés au N.N.E. ou au S.S.W. peuvent donner des valeurs analogues. Le versant de rive gauche se distingue de l'autre par une grande uniformité et une absence de dépôts. Or, là où le versant de rive droite est nu, nous trouvons la valeur de 36° , la plus forte. Ces dépôts expliquent les pentes plus faibles, « empâtant » le versant et limitant l'érosion par rapport à un versant nu ou recouvert de dépôts régulièrement en mouvement. Ce problème de l'évacuation des déblais se pose en termes de la compétence du cours d'eau dans le Chabet qui, seul, a pu évacuer les dépôts de bas de pente, dégagant ainsi la corniche campanienne. Notons enfin que le versant de rive droite, là où des dépôts plus abondants existent, est recouvert de végétation plus touffue, ce qui contribue à expliquer les pentes plus faibles en fixant le manteau de débris.

C. 3. Evolution géomorphologique de la reculée

La reculée appartient au type I de réseau hydrographique. Elle se distingue néanmoins très fortement des talwegs voisins de même type : élaboration poussée, pente beaucoup plus faible, morphogénèse complexe. La faille de Youkous joue un rôle fondamental en provoquant la genèse et en orientant l'évolution de la reculée. Les phénomènes karstiques, profitant du réseau de grandes fractures verticales à l'extrémité du Chabet, étendent par la voie souterraine le bassin d'alimentation de ce dernier à une partie de la surface du plateau, apportant ainsi d'importants débits à ce talweg de type I.

Les versants de Richter, autre caractéristique de la reculée, ont été acquis en cours d'évolution d'une vallée préexistante plus étroite. En effet, un versant de Richter ne peut se former que si le niveau inférieur du versant reste stable pendant une longue période. Les facteurs génétiques sont clairs : l'action du gel sur des roches très gélives, l'évacuation des débris de bas de pente par le torrent issu de la grotte. Les petits talwegs linéaires, peu incisés,

sont des retouches aux versants de Richter, donc postérieurs à l'action des facteurs génétiques responsables de ces derniers (Nicod J., 1969; Cardon M., 1976).

Les profils en long des talwegs affluents apportent des indications sur le paysage avant la formation des versants de Richter (fig. 6). L'amont à faible pente constitue des reliques correspondant à un ancien niveau du Chabet, situé vers 1200 m d'altitude, reliques bien sûr dégradées par l'érosion ultérieure. La très forte pente des parties en aval indique que le Chabet s'est ensuite rapidement approfondi, l'érosion régressive étant faible sur les affluents en raison des petits débits. Cette brusque accélération du creusement du Chabet peut être due à une amplification du mouvement de la faille de Youkous, allant également de pair avec une structuration du réseau karstique, pourvoyeur de grandes quantités d'eau.

II. 2. Les phénomènes souterrains : la grotte de Bouakkous

II.2.1. Notion sur la karstification

II.2.1.1. Etymologie :

L'origine du mot karst provient d'une traduction allemande du mot « Kras » qui désigne une région yougoslave du nord-est de l'Adriatique en Slovénie connue par l'importance et la diversité de ces formations calcaires (Roques, 1962).

II.2.1.2. Définition et Principe :

Plusieurs définitions ont été proposées pour désigner convenablement le processus qui résulte de l'action dissolvante de l'eau sur certains types de roches. Dans ce mémoire nous allons utiliser la définition proposée par (Bakalowicz, 1999) : le karst est l'ensemble de formes superficielles et souterraines résultant de la dissolution de roches carbonatées (Calcaires, dolomies) par l'eau rendue acide par le dioxyde de carbone ; par extension, l'ensemble de formes comparables se développant dans les roches salines (gypse, anhydrite, halite).

On désigne sous le nom de « phénomènes karstiques » les formes du relief, les caractères morphologiques et les processus hydrographiques particuliers aux terrains calcaires ou salins sur toute la surface de la Terre. En effet, le paysage du karst résulte des écoulements souterrains particuliers qui se mettent en place progressivement dans les roches carbonatées (calcaires et dolomies) et dans les roches salines (gypse et parfois sel gemme) et constituent également un aquifère puisque l'eau souterraine est totalement impliquée dans sa formation et dans son fonctionnement (Mangin, 1975 ; Bakalowicz, 1999).

Le phénomène clef de la karstification est la dissolution de la roche par le CO₂ dissous, mais elle n'est possible que dans le cas où il existe suffisamment de CO₂ dissous et que celui-ci soit renouvelé. Ce CO₂ dissous peut avoir plusieurs origines dans les eaux karstiques. Il

provient principalement de la respiration racinaire et de la dégradation de la matière organique du sol par l'activité biologique et bactériologique, sans oublier les circulations d'air dans les milieux souterrains, et occasionnellement d'un dégazage d'origine profonde ou volcanique (Source du Lez, Marjolet et Salado, 1976 ; Source de Termes, Bouchaala, 1991). En effet, les roches carbonatées ont cette spécificité de ne pas se dissoudre facilement dans de l'eau pure en condition normale de température (25 °C) et de pression (1 atm). D'autres facteurs interviennent dans la dissolution des roches carbonatées comme la lithologie, la texture du sol (plus la roche sera riche en dolomite, plus la mise en solution sera longue (Drever, 1988)) et la fracturation.

Les constantes de dissociation qui leur sont associées, sont relevées dans le tableau suivant :

Tableau 2: Constante de dissociation de la calcite, Aragonite et Magnésite (Bakalowicz, 1979)

MINERAL	COMPOSITION	CONSTANTE DE DISSOCIATION
calcite	CaCO ₃ rhomboédrique	3.8 10 ⁻⁹
aragonite	CaCO ₃ orthorhombique	6.09 10 ⁻⁹
magnésite	MgCO ₃	5.75 10 ⁻⁹

Dans les karsts classiques aussi appelés gravifiques par Mangin (1975), l'élément qui provoque le processus de karstification est la circulation de l'eau par gravité. Cette eau s'est chargée en CO₂ pendant son infiltration dans le sol. Elle possède donc un potentiel de karstification (in Bakalowicz, 1986) défini par un « moteur » de l'écoulement souterrain (charge hydraulique fixée par la morphologie) et un pouvoir de dissolution (fixé par le CO₂ dissous). Si l'un ou l'autre est nul (absent), le potentiel de karstification est nul.

II.2.1.3. Facteurs influençant le phénomène de karstification

II.2.1.3.1. Le potentiel de la karstification :

Plusieurs facteurs sont nécessaires pour que les processus de l'érosion et de la Karstification s'accomplissent :

- forte pluviométrie,
- couvert végétal assez dense pour augmenter la pression partielle de CO₂
- température assez basse qui favorise la solubilité du CO₂

Pour que la dissolution souterraine se fasse, il est indispensable d'avoir :

- un moteur de l'écoulement souterrain, constitué par la charge de l'eau souterraine dans les calcaires déterminé par le relief fixant le niveau de base (in Bakalowicz, 1996),
- un pouvoir dissolvant de l'eau, pour agrandir certains vides parcourus par l'eau, imposé par

les conditions climatiques (pluie, température) et végétales (production du CO₂) (in Bakalowicz, 1979).

Le potentiel de karstification de l'ensemble carbonaté est défini par l'ensemble constitué par le moteur de l'écoulement souterrain et le pouvoir dissolvant de l'eau ; cet ensemble détermine le débit d'eau dissolvant la roche, c'est-à-dire le flux de solvant (eau + CO₂) traversant la roche carbonatée. Le relief régional participe donc à ce potentiel, en imposant la direction générale des écoulements souterrains, entre les parties hautes du système et le point bas où la source se met en place.

Ce potentiel peut être faible pour deux raisons :

- le moteur est insuffisant (faibles dénivellations entraînant de faibles charges ou écoulement réduit associé à un climat aride ou semi-aride) ;
- le pouvoir dissolvant est limité par l'absence de CO₂ (absence de sol et d'une couverture végétale, en relation avec un climat aride ou très froid).

Le potentiel de karstification dépend entre autres de la perméabilité initiale du milieu, qui représente la résistance que le milieu oppose aux écoulements. En outre, une forte perméabilité nécessite une faible charge pour créer un écoulement souterrain tandis qu'une faible perméabilité impose l'existence d'une forte charge pour avoir cet écoulement.

Les variations du potentiel de karstification, qui sont imposées par celles du climat et du niveau marin et par les orogénèses, sont responsables de l'abandon des réseaux karstiques.

Cet abandon se traduit par leur colmatage éventuel par des sédiments détritiques continentaux ou marins, par leur ennoyage ou par leur incorporation dans la zone d'infiltration de karsts. Ces témoins de structures karstiques passées constituent des paléokarsts ou des karsts non fonctionnels susceptibles de modifier les caractéristiques et le fonctionnement du karst actuel.

II.2.1.3.2. Notion de niveau de base :

Au cours des temps géologiques, seules certaines périodes et certaines parties des continents ont subi des conditions favorables au développement du karst. Le niveau à potentiel nul est celui de l'exutoire du système, c'est-à-dire l'altitude de la source karstique : c'est le niveau de base du système karstique. Ce dernier peut être fixé par une couche imperméable sous-jacente à l'aquifère carbonaté ou bien par la mer ou un plan d'eau.

La karstification intervient à l'intérieur de l'aquifère karstique en se calant sur le niveau de base. Les conduites se développent selon des trajectoires indépendantes par rapport à la transmission de pression, en utilisant au mieux les discontinuités ouvertes de la roche. Ils peuvent donc s'étendre sous le niveau de base, en fonction de l'architecture générale du milieu et du potentiel de karstification qui lui est appliqué ou par renouvellement périodique des eaux

(Plagnes, 1997). En effet, les vides de la zone noyée sont remplis d'eau, ce qui entraîne une dissolution des minéraux. Lors de crues, cette eau est remise en circulation et la matière dissoute est emportée ; l'eau provenant de l'infiltration la remplace et le processus se répète.

La formation d'un réseau karstique, si les conditions évoquées sont présentes, peut être très rapide à l'échelle des temps géologiques, soit 10 000 à 20 000 ans (in Bakalowicz, 1979).

II.2.1.4. Les différents types de karsts

En fonction de la nature de l'impluvium on distingue deux types de karsts (fig.11) :

1) les karsts unaires pour lesquels l'ensemble de l'impluvium est constitué de terrains karstiques. Dans ce cas l'infiltration a lieu partout,

2) les karsts binaires qui possèdent des terrains imperméables et non karstiques dans leurs bassins d'alimentation. Ces milieux sont le siège d'écoulements de surface qui pénètrent dans l'aquifère à travers les pertes situées entre les deux types de formations (in Marsaud, 1996).

L'impluvium non karstique joue un rôle important dans l'accélération et l'augmentation du développement de la structure de drainage grâce à la concentration de l'énergie disponible en un point.

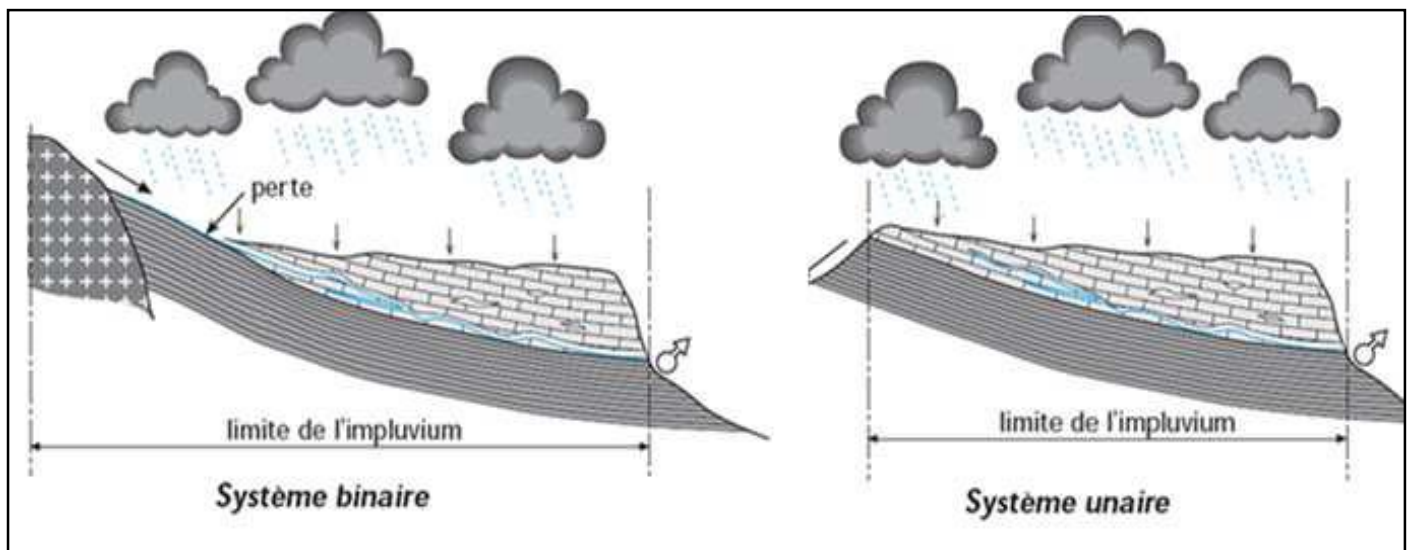


Fig. 11 : Représentation schématique des systèmes karstique unaire et binaire (in Marsaud, 1996)

Selon le processus de genèse (karstogenèse), on peut distinguer différents types de karst (Bakalowicz, 1996 ; Plagnes, 1997) :

3) **Les karsts classiques** qui ont pour origine des écoulements gravitaires et du CO₂ d'origine pédologique.

4) **Les karsts profonds ou hydrothermaux** qui sont d'origine hydrothermale. Les moteurs de la karstification sont le dégagement de CO₂ d'origine profonde et les gradients thermiques élevés.

5) **Les karsts sulfuriques** qui ont pour origine des écoulements gravitaires ou sont liés à des gradients de température, et la présence d'acide sulfurique (H₂S).

6) **Les karsts littoraux** qui sont formés par l'interaction eau douce – eau salée sur la roche carbonatée. Les écoulements sont produits en partie par gradient de densité avec la possibilité de dissoudre grâce au mélange. Ils ne doivent pas être confondus avec les sources karstiques d'eau douce sous-marines.

En fonction de la position du drain principal on distingue (fig.12) :

7) les karsts vaclusiens où la karstification se développe en profondeur, sous le niveau de base,

8) les karsts jurassiens pour lesquels le réseau de drainage s'organise à proximité du niveau de l'exutoire. L'écoulement peut y être localement libre, donc sans continuité hydraulique de l'aval vers l'amont dans la zone noyée (Marsaud, 1996).

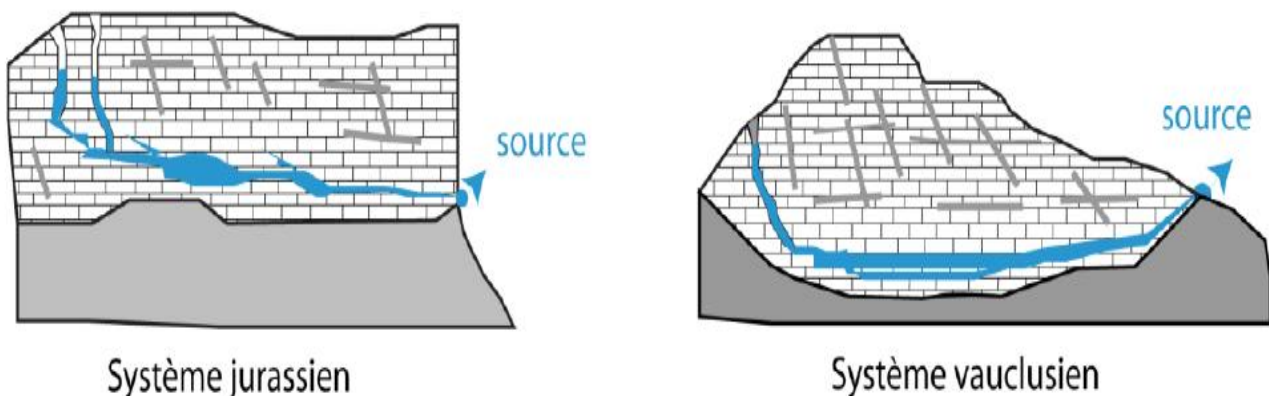


Fig. 12 : Représentation schématique des systèmes karstique Jurassien et Vaclusien (in Marsaud, 1996)

II.2.1.5. Organisation spatiale du système karstique.

Par rapport à un aquifère poreux, le karst montre un structure hétérogène et anisotrope sur une large gamme d'échelles. La notion de Volume Elémentaire Représentatif (V.E.R.) ne peut donc pas s'appliquer rigoureusement, même s'il est possible de découpler ce problème selon différentes échelles d'analyse.

Les particularités du karst sont les morphologies superficielles et souterraines résultant de la Karstification. Le système karstique ce subdivise en deux grandes unités :

- L'epikarst
- L'endokarst

II.2.1.5.1. L'épikarst :

L'épikarst correspond à la zone superficielle (Fig.13) très perméable du massif karstique (5 à 20 m maximum). Cette zone est caractérisée par une pression lithostatique négligeable facilitant ainsi l'ouverture de diaclases qui par la suite s'élargissent du fait d'une dissolution très intense au niveau des racines entraînant un contraste de perméabilité entre cette zone et la zone non saturée. De ce fait, cette zone, caractérisant l'interface sol-calcaire, peut constituer une zone de réserves importantes des eaux d'infiltration et joue ainsi le rôle d'un aquifère temporaire : le réservoir épikarstique.

Du fait de la proximité du sol, l'épikarst subit les influences des processus biogéochimiques (Bakalowicz, 1995 ; Blavoux & Mudry, 1986). Cet aquifère va donc jouer un rôle très important sur le chimisme de l'eau par l'intermédiaire de deux mécanismes :

1. Mise en solution du CO₂ présent dans la pédosphère,

2. Evapotranspiration entraînant une reconcentration des éléments plus ou moins importante (notamment en ions chlorure et sodium) selon les temps de séjour.

L'une des particularités du réservoir épikarstique est de jouer un rôle tampon puisqu'il participe au stockage des premières pluies, après une saison sèche. La répartition des vitesses de transit et d'infiltration de l'eau dans cette zone va conditionner l'organisation des écoulements dans le massif.

II.2.1.5. 2. L'endokarst :

a) La Zone Non Saturée :

Pour sa part, la Zone Non Saturée, sous-jacente au réservoir épikarstique et caractérisant la zone d'infiltration (fig.13) proprement dite, se distingue par une bimodalité des infiltrations :

- **Infiltration lente** qui s'effectue dans des vides de petite taille avec de fortes pertes de charge. Des études isotopiques ont été menées afin d'estimer des vitesses de circulation d'eau dans ces conditions, (in Bakalowicz, 1982) montre dans un cas précis une distance parcourue de 10 mètres en plusieurs mois. Toutefois, ces vitesses peuvent être plus rapides comme plus lentes chaque système étant unique.

- **Infiltration rapide** qui s'effectue dans les grandes discontinuités verticales ou sub-verticales ouvertes. Cet écoulement est assimilable à un ruissellement souterrain vertical permettant ainsi aux eaux de garder leur pouvoir de dissolution car elles transitent jusqu'à la zone noyée rapidement.

Cette zone peut atteindre une épaisseur considérable et jouer un rôle important dans la dynamique et le soutien à l'étiage de certains karsts (Puig, 1987 ; Lastennet, 1994 ; Emblanch, 2003 ; Batiot, 2002).

b) La Zone Noyée :

Le karst noyé (**Fig.13**) constitue la principale réserve en eau de l'aquifère karstique et assure la fonction de stockage de l'eau. Il est constitué d'un réseau de drains ou axes de drainages (composant l'ossature du système) organisés et interdépendants qui assure la fonction transmissive de l'aquifère, autour duquel s'organisent des réserves où l'écoulement est lent et assure la fonction capacitive. Ces drains peuvent se développer soit dans la partie supérieure (**Fig.12**) du karst noyé (karst jurassien) soit dans sa partie inférieure, sous le niveau de l'exutoire (karst vauclusien).

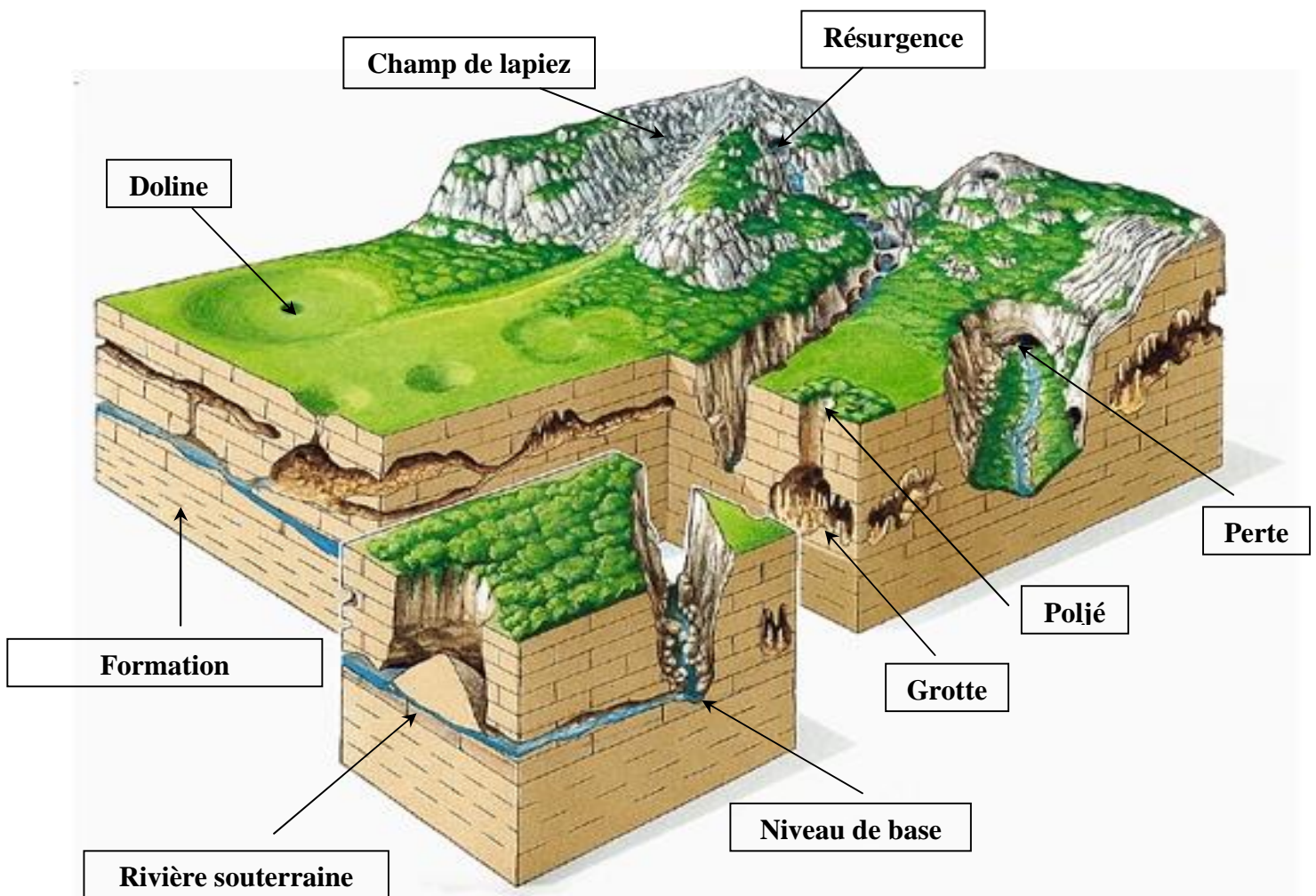


Fig. 13 : Représentation du système karstique (in Mangin, 1975)

II.2.1.6. Influence de l'hyperéustatisme, de la géodynamique, du climat et de la néotectonique sur la karstogénèse

Le phénomène de karstification peut s'étaler sur des millions d'années, cependant, dès que les roches carbonatées sont soumises à l'action de l'eau douce chargée en acides forts, la karstification affecte les roches carbonatées (récifs coralliens).

Le double moteur de la karstification est, d'une part, chimique et, d'autre part, hydraulique.

Il faut que le gradient hydraulique entre l'impluvium et l'émergence soit suffisant pour éliminer les insolubles qui résultent de la dissolution des carbonates. L'évolution et la variation du gradient hydraulique régional au cours du temps (lors d'une orogénèse, d'évènements de néotectonique ou de variations eustatiques) se traduisent par une genèse polyphasée des massifs karstiques créant des milieux à géométries complexes.

Ces différents évènements entraînent des modifications des écoulements au cours du temps (colmatages, décolmatages, inversion de circulation). Le polyphasage de la karstogénèse permet notamment de comprendre comment un bassin hydrogéologique ne correspond pas toujours à un bassin versant.

L'une des explications les plus séduisantes permettant d'expliquer le polyphasage des réseaux karstiques est l'influence de l'hyperéustatisme.

Actuellement, des études sont réalisées sur l'importance de l'hyperéustatisme pour permettre d'apporter plus d'informations sur la compréhension des phénomènes de karstogénèse.

Nous pouvons notamment citer les travaux réalisés par (Mocochain et al., 2006). Sur le karst de la plateforme péri-méditerranéenne de la basse Ardèche (moyenne vallée du Rhône ; France).

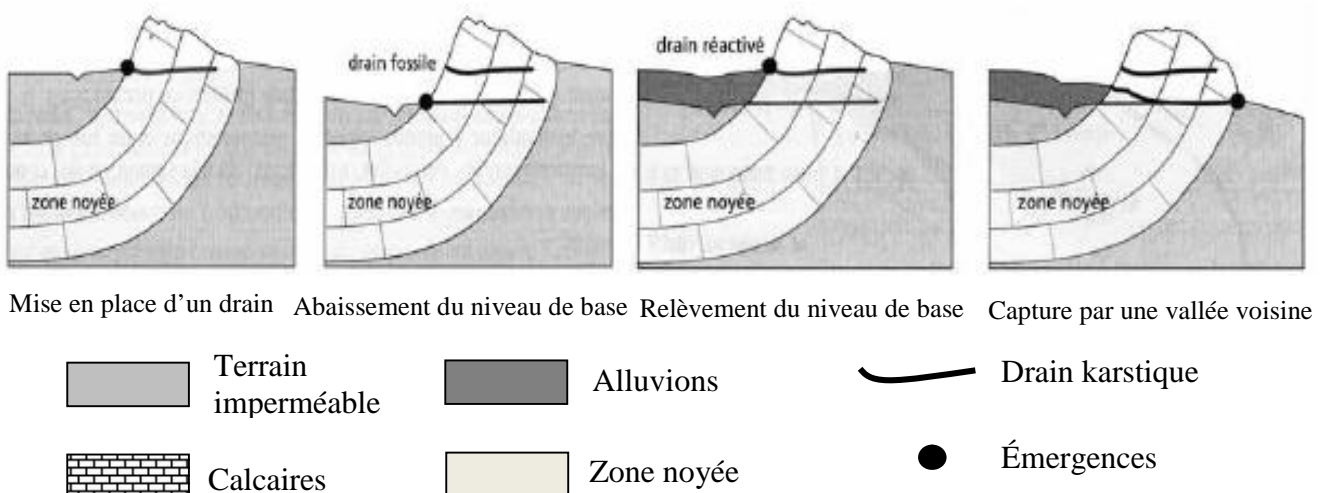
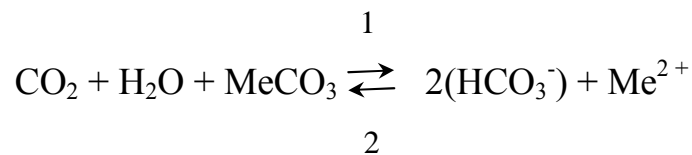


Fig. 14 : Modèle conceptuel du polyphasage de la karstogénèse sur un massif karstique modèle (In Gilli E. et al., 1952).

II.2.1.7. Mécanisme de la dissolution karstique dans les différents milieux géologiques :

II.2.1.7.1. Dissolution karstique dans le milieu carbonaté.

Une fois chargées en CO₂g, les eaux acides sont capables de dissoudre les roches carbonatées suivant une réaction triphasique (roches carbonatées, eau et CO₂), chacune de ces phases étant le siège d'une chaîne d'équilibre, dont l'équation générale est la suivante :



Où Me représente un cation bivalent, Ca²⁺ ou Mg²⁺

La mise en solution du CO₂g et la dissolution de la roche entraînent la formation d'éléments carbonatés dissouts (H₂CO₃, HCO₃³⁻ et CO₃²⁻) dont la somme constitue le Carbone Minéral Total Dissous (CMTD). Cette équation représente l'équation bilan du système calco-carbonique (Roques, 1962 ; Bakalowicz, 1979) résultant de 9 réactions distinctes. De façon classique, la dissolution d'un solide dans un fluide se décompose en cinq étapes : (1) le transport des réactifs vers la surface du minéral, (2) l'adsorption des réactifs à la surface, (3) la réaction chimique de surface, (4) la désorption des produits de la surface et (5) le transport des produits loin de la surface. Bien entendu, le temps de mise à l'équilibre de l'ensemble du système sera conditionné par la vitesse de réaction la plus lente (étape limitante).

A l'interface air-liquide, l'équilibre entre le CO₂g et l'eau peut mettre de quelques minutes à quelques heures à se réaliser. En effet, dans le cas de la mise en solution du CO₂g, l'équilibre entre CO₂ et HCO₃, pour des eaux à pH compris entre 7 et 9, est atteint à 99 % en 100 secondes (Dreybrodt, 1998). A l'inverse, dans le cas d'un dégazage, la réaction est beaucoup plus lente et l'équilibre peut mettre plusieurs heures à se réaliser (Roques, 1964).

En revanche, à l'interface liquide-solide, l'équilibre entre l'eau et le carbonate est très long et peut être atteint en plusieurs mois, et ce même si une part importante du carbonate est mise en solution en quelques heures. Ce laps de temps dépend non seulement de la pCO₂ mais aussi de la nature de la phase solide. En effet, avec une faible pCO₂, il faut compter sur une période de plusieurs mois pour approcher l'équilibre alors qu'avec une forte pCO₂, quelques jours sont nécessaires. De plus, la lithologie ainsi que la texture de la roche vont jouer un rôle essentiel car plus celle-ci est riche en dolomite, plus l'équilibre sera long à atteindre (Drever, 1988).

Chou *et al.* (1989) ont montré que, parmi les carbonates simples, la calcite (CaCO_3), l'aragonite (CaCO_3), et la whiterite (BaCO_3) ont des comportements cinétiques similaires, indiquant que la nature du cation joue un rôle mineur dans le mécanisme de dissolution. Toutefois, la vitesse de dissolution de la magnésite (MgCO_3) est beaucoup plus faible, ceci étant probablement dû à la difficulté d'hydratation de MgCO_3 et de déshydratation du Mg^{2+} . Dans le cas des doubles carbonates, telle la dolomite ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$), la cinétique et les mécanismes de dissolution sont plus compliqués.

En région calcaire, l'eau sous pression peut même être encore plus chargée en CO_2 , ce qui augmente le pouvoir de dissolution. Mais, là où la pression diminue, dans les salles souterraines, les cavités, ou à la sorties des eaux, les résurgences, les dépôts sont importants : Ce sont les spéléothèmes, stalactites, stalagmites, concrétions, croûtes, pisolithes, tufs, travertins, gours... Par précipitation (dépôt en raison de l'évaporation), il y a reconstitution du minéral sous ces diverses formes.

Tableau 3 : Réactions et constantes d'équilibres du système calco-carbonique (In Olive, 1976 ; Bakalowicz, 1982).

N	REACTION DE L'EQUILIBRE	PHASE	OBSERVATION
01	$(\text{CO}_2)_g \longleftrightarrow (\text{CO}_2)_{aq}$	Entre phase liquide et gazeuse	Dissolution ou dégazage de CO_2
	$(\text{CO}_2) + n(\text{H}_2\text{O}) \longleftrightarrow (\text{CO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O})$	Phase liquide	Hydratation du CO_2
02	$(\text{CO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}) + (\text{H}_2\text{O}) \longleftrightarrow \text{HCO}_3^- + \text{H}_3\text{O}^+(n-1)(\text{H}_2\text{O})$		Ionisation
03	$\text{HCO}_3^- + \text{H}_2\text{O} \longleftrightarrow \text{CO}_3^{2-} + \text{H}_3\text{O}^+$		Formation des paires d'ion
04	$\text{HCO}_3^- + \text{Me}^{2+} \longleftrightarrow \text{MeHCO}_3^-$		
05	$\text{CO}_3^{2-} + \text{Me}^{2+} \longleftrightarrow \text{MeCO}_3$		
06	$2\text{H}_2\text{O} \longleftrightarrow \text{H}_3\text{O}^+ + \text{OH}^-$	Dissociation de l'eau	
07	$\text{MeCO}_3 \longleftrightarrow \text{CO}_3^{2-} + \text{Me}^{2+}$	Entre phase liquide et Solide	Dissociation ou précipitation du carbonate

II.2.2. Morphologie interne de la grotte :

La grotte de Bouakkous, nichée au fond de la reculée, constitue l'aval d'un collecteur et, de ce fait, présente une grande unité de structure. Néanmoins, 3 parties morphologiquement distinctes se suivent (fig. 12). Faisant suite à l'entrée, plusieurs salles, de quelque 10 m de large et atteignant parfois 15 m de haut, sont encombrées d'éboulis hérissés de plusieurs massifs stalagmitiques. En plus des formes de décollement associées aux éboulements, les voutes montrent de grandes coupes métriques, asymétriques, indiquant un courant du fond

vers l'entrée. Par endroits, des sédiments sableux témoignent par des ripple-marks frais du passage annuel de l'eau.

Faisant suite, la grande galerie constitue l'ossature de la cavité. Large en moyenne de quelques mètres mais haute parfois de plus de 30 m, elle est constamment envahie par une eau quasiment stagnante. Sa profondeur varie de 10 m en aval à 1 m en amont (mesures faites en étiage) remontée régulière coupée par un seuil de 3m.

Enfin, le fond de la cavité est constitué d'un complexe de vides plus importants : la galerie s'élargit pour se transformer en salle allongée contenant éboulis, dépôts fins de crues, gros massifs stalagmitiques. On y trouve un segment de rivière avec eau cascadante et un lac qui termine la grotte en amont. La voûte montre des coupoles allongées sur fractures.

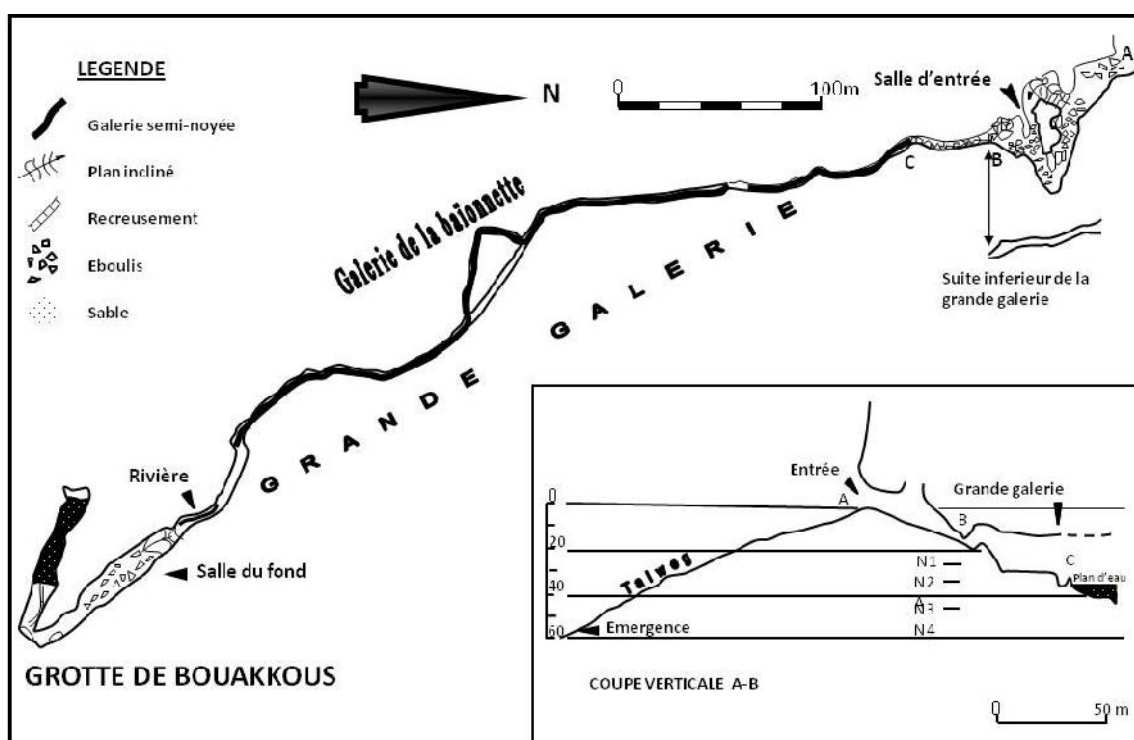


Fig. 15: Plan de la grotte de Bouakkous (in Y. Quinif, 1975)

Les 3 parties morphologiquement distinctes apparaissent nettement sur la figure 15: les salles d'entrée, la grande galerie semi-noyée et la salle du fond. La grande galerie se vide régulièrement par l'émergence, la grotte se remplissant à nouveau lors des crues. En carton, la coupe de l'extrême amont du Chabet et des premiers conduits de la grotte montre différents niveaux (N1, N2) atteints par l'eau dans la grande galerie. Ces niveaux sont toujours perchés au-dessus de l'émergence qui vidange constamment la grande galerie. N1 - niveau en avril 1975; N2 = niveau en août 1975; N3 = point le plus bas de la galerie; N4= altitude de l'émergence en avril (in Y. Quinif, 1975).

II.2.3. Le concrétionnement stalagmitique

Deux types de concrétionnement se rencontrent dans la grotte. Le premier type groupe des stalactites et stalagmites « classiques », présentes partout dans la cavité, y compris sous le niveau d'eau de la grande galerie. Le second type comprend des petits pédoncules de 1 à 10 cm de long pour un diamètre de 1 à 5 cm, recouvrant uniformément les parois de la grande galerie vers l'aval d'une couche épaisse parfois de plus de 10 cm. Ce concrétionnement très fragile, la calcite étant mêlée intimement à du limon de crue, recouvre également les stalagmites de la grande galerie.

II.2.4. Comportement hydraulique de la cavité

La surface de l'eau dans la grande galerie est située en étiage (mesures en juillet et août) à 25 m au-dessus de l'émergence nichée au fond du Chabet. Lors des crues provoquées par la fonte des neiges à la fin de l'hiver ou par une suite d'orages d'été, la cavité se remplit complètement et les eaux sortent alors par l'entrée de la grotte. Ensuite, la galerie se vide lentement par les émergences inférieures, l'apport de la petite rivière en amont ne suffisant pas à compenser l'évacuation par l'émergence.

II.2.5. Evolution de la cavité

Le régime hydraulique de la cavité fut par le passé différent de l'actuel. En effet, le concrétionnement de second type (petits pédoncules) est lié à la zone de battement: les pédoncules croissent dans l'eau (Pomar & Gines, 1979). Les deux phases de concrétionnement impliquent ainsi une évolution particulière de la grotte : la grande galerie n'était pas noyée alors que les stalagmites se développaient à tous les niveaux. D'après la topographie du bed-rock, un ruisseau devait y cascader. Ensuite, le développement du second type de concrétionnement implique la submersion de la grotte. Une circonstance extérieure est donc venue bouleverser les circulations souterraines en remontant le niveau de base. L'hypothèse la plus vraisemblable est la présence d'une charge détritique au fond de la reculée.

La coupe des zones de la grotte proches de l'entrée indique que cette dernière a fonctionné comme une émergence vaclusienne dans le passé, avant l'épisode « cascasant », Les microformes de type coupole, visibles dans les salles d'entrée et dans la salle du fond se rattachent, au moins en grande partie, à cet épisode en karst noyé. Les cheminées qui s'élèvent au-dessus de la salle d'entrée constituent d'anciens conduits canalisant l'eau vers des événements supérieurs, lorsque l'altitude du Chabet était plus grande.

II. 3. Relations entre phénomènes de surface et souterrains

II. 3.1. Rapports entre karstification et contexte morpho-structural

L'alimentation du réseau de Bouakkous est constituée par les infiltrations dispersées sur quelque 45 km² de plateau (en tenant compte d'un coefficient d'infiltration de 30 % et d'un volume évacué annuellement de 6.10⁶ m³). Aucune perte d'oued massive ou partielle n'a été décelée par les prospections. Le drainage concentré est dû au faisceau de grandes diaclases verticales de direction N 170° E qui guident en grande partie l'orientation de la grotte, le lieu d'émergence se trouvant à l'intersection de ces diaclases et de la fin de la faille de Youkous au fond de la reculée.

Différents sondages effectués sur le plateau par les services de l'Hydraulique, montrent que la surface piézométrique dans le calcaire maestrichtien remonte vite en amont de la cavité vers la surface du plateau. Ce calcaire, dans les zones à l'écart du bord du plateau, ne constitue pas la roche magasin. Seule une frange se trouve être karstifiée.

II. 3.2. Rapports entre karstification et évolution de la reculée

La présence de l'émergence qui alimente en crue un puissant cours d'eau a un impact immédiat sur l'érosion qui s'exerce dans la reculée. Si nous comparons cette situation à une zone de front d'escarpement de ligne de failles non karstifiée, on voit que les talwegs de cette dernière allient une forte pente favorisant l'érosion à un très petit bassin d'alimentation qui joue en sens inverse en ne fournissant que des faibles débits. A Bouakkous, le réseau karstique détourne par la voie souterraine au profit du front une part importante de l'eau tombée sur le plateau. Nous sommes ainsi en face d'un torrent court mais connaissant de très forts débits dès son origine, cette situation étant exacerbée lors de certains épisodes climatiques quaternaires.

Conclusions

C'est la tectonique qui impose les grands traits du paysage : escarpement de ligne de failles normales, position de la reculée sur une faille en ciseaux, réseau karstique au fond de celle-ci. La reculée présente des caractéristiques classiques pour cette forme : vallée assez courte se terminant à l'amont par un cirque, couches marneuses inférieures formant talus. Néanmoins, différence importante, les versants calcaires ont évolué en versants de Richter, indiquant une longue élaboration à l'air libre avec stabilisation du niveau de bas de versant.

Précédant la reculée proprement dite, une ancienne vallée se développa avec un niveau de base relativement stable pendant une période assez longue. Un approfondissement brusque de cette vallée est imputable au mouvement de la faille avec drainage karstique provenant du

réseau de Bouakkous. Le Chabet s'enfonce très rapidement, profitant de l'érosion due à la rivière sortant de la grotte, qui fonctionne alors en permanence en émergence vaclusienne, C'est de cette époque que nous situons la structuration de la cavité en karst noyé. L'érosion régressive consécutive se propage lentement dans les affluents, vu leur faible débit, en générant une portion en aval à forte pente. Ce rôle prépondérant de la tectonique dans le creusement est constaté dans tout le Maghreb (Couvreur, 1976).

Les dépôts permettent de fixer des jalons et de préciser certaines actions morphogénétiques. Le niveau P est un pivot de l'évolution par son importance : il témoigne d'une période à climat rude avec gel important et forte humidité, aboutissant à une morphogénèse très active. Cet épisode se termine par un encroutement blanc, relativement dur et feuilleté. Ces caractéristiques morpho-climatiques et l'encroutement permettent d'attribuer cette période au Tensiftien, par analogie avec d'autres sites de l'Algérie de l'Est (Marre, Quinif, Lahondere & Villa, 1977; Marre, Quinif, 1981) ou du Djurdjura (Tihay, 1972).

De plus, l'étagement des formes confirme cette hypothèse puisque le niveau principal est le dernier niveau à consolidation généralisée. Nous attribuons la formation des versants de Richter à cette période. Les niveaux inférieurs sont ainsi soltaniens, période à épisodes de ravinement et léger encroutement intermédiaire (sommet du niveau I₂), qui correspond à ce que l'on trouve dans d'autres régions de l'Algérie de l'Est (in A. Marre, 1979). Le Rharbien est représenté par le lit majeur de l'oued. Les talwegs linéaires incisant les versants de Richter sont post-tensiftiens. La submersion de la grotte, par contre, est attribuable au Tensiftien lui-même, par l'abondance de la charge sédimentaire pour colmater les émergences basses. Avant le Tensiftien, la cavité connaissait une évolution en régime dénoyé cascasant, lui-même précédé d'une longue évolution en zone noyée (tableau 4).

Tableau 04 : synthèse de l'évolution géomorphologique locale.

Evolution	Evolution de la reculée	Facteurs morphogénétiques	Tectonique	Dépôts	Chronologie
	Réseau hydrographique de front de cuesta sans individualisation du Chabet		Jeu des failles bordant le fossé qui se continuera par la suite)	Essentiellement le remplissage du fossé	
Début d'une karstogenèse ?	Talweg à l'emplacement du Chabet, correspondant aux sections amonts à faible pente des affluents	Creusement linéaire assez lent (pas d'apport karstique)	Début du mouvement de la faille de Youkous	Premiers dépôts supérieurs du Chabet ?	
Structuration de la grotte. Evolution en zone noyée avec Emergence vaclusienne	La reculée commence à s'approfondir rapidement	Creusement fluvatile linéaire par le débit venant de la grotte (influences périglaciaire alternant avec des climats plus chauds)	Mouvement accéléré de la faille de Youkous. Fractures associées	Dépôts supérieurs du Chabet	
Grotte en zone dénoyée, régime cascasant, 1 ^{ère} génération de concrétions (stalagmites)	Le Chabet atteint à peu près sa profondeur actuelle		Le complexe du Chabet du cimetière est sans cesse en activité subsidente	Tous les niveaux supérieurs sont réalisés	
Le niveau de base remonte : régime noyé ou amphibie	Obstruction des basses émergences par charge détritique	Fortes influences périglaciaires : gélifractions, cryoturbations.		Niveau principal P, Dépôts de pente	Tensiftien
Formation de la 2 ^{ème} génération de concrétions (pédonculaires)	Formation des versants de Richter. des niches de nivation, des pitons				
	Incision des petits talwegs linéaires sur les versants	Succession comblement. - incisions dans le Chabet		Niveaux inférieurs	Soltanien
		Dernière incision (historique)			Rharbien

Dans cette conception, la reculée était déjà aussi profonde au Tensiftien. Sa formation et son approfondissement s'inscrivent donc au Quaternaire ancien. De là datent les hauts niveaux rouges, témoins d'une vallée à laquelle correspondent les portions en amont des affluents.

CHAPITRE II

GEOLOGIE

Géologie de la région d'étude

I. La litho-stratigraphie

Depuis l'amont de l'oued Bouakkous, la barre calcaire du Maestrichtien domine le paysage et repose directement sur des marnes d'âge Campanien. Ce sont les deux faciès présents le long de la vallée. Les autres niveaux de la colonne litho-stratigraphique peuvent se rencontrer ailleurs aux environs de Youkous.

Une synthèse sur les travaux litho-stratigraphiques dans la région de Tébessa a été donnée par Salmi-Laouar (2004). Je présente ici l'essentiel de cette description avec présentation d'un log lithologique synthétique (Fig. 16).

I.1. Le Secondaire :

a. Trias :

Généralement, les formations de cet étage n'affleurent pas dans la zone d'étude ; mais existent probablement en grande profondeur, comme cela est prouvé par l'inclinaison remarquable des calcaires du Turonien de Dj. Es. Senn. Elles sont probablement poussées du côté oriental par le diapir triasique. Des roches gypseuses du Trias sont observables au côté Sud de Dj. Belkfif et Bouhalala, ce Trias étant caractérisé par la présence des argiles rouges, des gypses fragmentés en gros cristaux avec des lentilles de calcaire et de dolomie.

Dans la zone d'étude le trias affleure au Hammamet Sud et Nord. Il affleure largement aux pieds de Dj. Belkfif à l'Ouest, puis encore plus à l'ouest à 400 m au Nord-Est de Koudiat El Alia. Tous ces affleurements sont assez réduits, le plus important étant celui situé à l'Ouest de Koudiat El Gada. Il est allongé NE-SW sur 300m et 50m de large, et est constitué d'un ensemble de 30 à 40 m d'épaisseur surmonté de dolomies bréchiques en bancs sub-verticaux (F. Morel 1955. Otmanine A. 1987).

Les meilleurs affleurements se situent au sud des collines de Koudiat El Alia sidi Yahia, dans la plaine, qui semble correspondre au cœur de diapir Hammamet- Belkfif, dont l'extrémité SW se situerait à Youkous - les bains (un affleurement de trias est signalé aux environs de Youkous - les bains sur la carte géologique au 1/50000 Otmanine A. 1987) Le trias est représenté par de grandes masses de gypses gris - bleuté et parfois rougeâtre, et par des argiles vertes et bariolées. Ce faciès, indique l'existence d'importantes lagunes où se sont déposées de grandes quantités de marnes, de gypse et probablement de sel (F. Morel. 1955, Buisson 1974).

b. Le Jurassique

Les dépôts jurassiques sont absents dans la région en question (Dubourdiou, 1956; Chevenine et al, 1989) mais ils ont été recoupés par des sondages pétroliers en dehors des zones diapiriques (Beghoul, 1974).

c. Crétacé inférieur et moyen

c.1. Aptien : Il est formé par des bancs de calcaires à Orbitolines, souvent bréchiques à ciment dolomitique ou calcique. Dans la partie méridionale du Dj. Belkfif, ces calcaires sont englobés dans le Trias diapirique, avec une épaisseur qui dépasse 100 m.

		Lithologie	Epaisseur (m)	Description lithologique		
CENOZOIQUE	Quaternaire		⑥ 10-30	Dépôts clastiques d'origine continentale.		
	Paléogène	Miocène		⑤ 10-150	Conglomérats à grains variés avec un ciment carbonaté, grès quartzeux et calcaire sableux avec intercalations d'argilites.	
		Eocène		200	Calcaires marneux à silex et intercalations de phosphates par endroits dans le mur.	
	MÉSOZOÏQUE	CRAÏON	Maest.		250-300	Calcaires gris clairs, calcaires crayeux et marnes argileuses avec intercalation d'argiles dans la partie supérieure.
			Campan.		500-600	Marnes argileuses gris-foncées et des calcaires blancs dans la partie moyenne et supérieure.
		CRAÏON	Con-Sant.		④ 500-600	Marnes argileuses grises et grises bleuâtres.
			Turo		180-250	Calcaires en bancs, partiellement marneux à teinte noire et gris-foncée.
		CRAÏON	Cénom.		③ 900-1000	Marnes gris-verdâtres et grises dans la partie supérieure, avec intercalations de calcaires marneux.
			Vracon.		② 500-600	Marnes et marnes-argileuses avec intercalations de calcaires argileux et argilites.
		CRAÏON	Albien		480-600	Marnes grises et gris-foncées, noires dans la partie supérieure avec de minces intercalations de calcaires argileux.
Clans				100-200	Marnes grises, gris-jaunes partiellement avec des intercalations de calcaires.	
Apûen				① 300-600	1- Faciès clastique, marnes argileuses avec intercalations de marnes sableuses et grès calcaires. 2- Faciès carbonaté, calcaires organo-détritiques, bioclastes, ooclastes et interclastes.	
Barrém				< 250	Calcaires et dolomies, argilites et argiles dans la partie supérieure (Grès à Mesloulâ).	
Jurassique		?				
Trias		< 700	Formations marno-gypsifères bariolées avec peu d'intercalations de grès à grains fins, dolomies et calcaires marno-dolomitique.			

Fig. 16. Colonne stratigraphique synthétique de la région de Tébessa.

(In Dubourdiou 1956, 1959; David 1956; Madre 1969; Fleury 1969; Thibieroz et Madre 1976; Chikhi 1980; Otmanine 1987; Bouzenoune 1993 ; Vila et al., 2000; Salmi-Laouar, 2004).

c.2. Albien : Il affleure près de Dj. Bouroumane où il est formé par des calcaires en bancs bruns épais sur une épaisseur de 90 m. Ces assises forment une grande partie des pentes moyennes du versant Ouest de Bouroumane. Cet étage ne se trouve pas dans la zone d'étude, peut être à cause du diapirisme accentué lors de cette période, cependant selon le dernier article de J-M.VILLA (2001) il existe près de Dj.Belkif.

c.3. Vraconien : Il est bien développé dans la zone de Bouroumane et Haméimat, et il existe probablement en profondeur dans le fossé de Hammamet. Cet étage est caractérisé par un ensemble de calcaires et de marnes calcaires grisâtres en plaquettes, renfermant des empreintes d'Ammonites. Cette série est puissante d'environ 500 à 600m.

d. Crétacé Supérieur

d.1. Cénomanién : Il affleure dans la partie Nord- ouest du fossé de Hammamet à l'Est de Dj.Essen, sous la forme de marnes bleues violettes à intercalation de lumachelles. Ces marnes sont connues aussi au sud de Dj. Belkif dans l'anticlinal de Haméimat et dans la zone orientale du Dj.Ozmor (Tella)

d.2. Turonien : Il se subdivise en deux parties, le turonien inférieur et le turonien supérieur. La base du Turonien inférieur est représentée par des marnes calcaires grisâtres, dont l'épaisseur est de l'ordre de 60 m. Le sommet du Turonien inférieur est représentée par des calcaires beiges qui constituent les falaises du Dj.Essen; Dj.Belkif, Kef Daheche, Dj. Tella (chaîne d'Ozmor). Le Turonien supérieur se présente en marnes grises, alternées avec des marnes vertes d'une épaisseur d'environ 150 m.

d.3. Emschérien (Santonien et Coniacien) : C'est une série épaisse et monotone de marnes grises ou vertes, contenant dans sa partie supérieure des niveaux de calcaires lumachelliques sur une épaisseur de 250 m.

d.4. Campanien : Le Campanien (inférieur et supérieur) est caractérisé par une série des marnes grises ayant une épaisseur de 200 m. Le Campanien moyen présente dans le relief une nouvelle corniche entre celle du Turonien et du Maestrichtien, il passe sensiblement aux formations marneuses qui font le passage entre Campanien supérieur et Maestrichtien inférieur (Fig.1)

d.5. Maestrichtien : Le Maestrichtien inférieur est représenté par des éboulis au pied des reliefs. Le Maestrichtien supérieur est une formation puissante de calcaires massifs blancs bien lités renfermant de nombreuses empreintes d'Inocérames. Leur épaisseur est de l'ordre de 80 à 100 m, mais atteint 200 m au Sud-Ouest de Youkous (Hammamet).

I.2. Le Tertiaire

a. Le Paléogène :

a.1. Paléocène : (Dano-Montien et Thanétien) :

Il se caractérise par une formation marneuse couverte au sommet par des marno-calcaire, refermant plusieurs couches phosphatées sur une épaisseur de 10 à 15m

a.2. Eocène : Il est caractérisé par des formations calcaireuses très épaisses à rognons de silex et de boules de lumachelles. Il affleure dans les parties Nord-ouest (Gourigour) et au Sud-Est de Hammamet (Tazbent). De l'autre côté du fossé de Tébessa il apparaît à Dj. Dyr-Gastel.

b. Néogène

b.1. Miocène :

Il n'affleure ni dans la région d'étude (Hammamet), ni dans ses environs les plus proches.

b.2. Pliocène :

Il est composé par des argiles et des conglomérats, et il affleure près de Dj. Belkfif, et dans la partie orientale du fossé de Morsott, ainsi que dans la partie orientale du fossé de Hammamet au sud de l'embranchement de la route vers Bir Dheb.

I.3. Le Quaternaire

Il est représenté par le remplissage du fossé de Hammamet et de Tébessa, et occupe une surface importante principalement dans les plaines et aux pieds des montagnes. Il s'agit de :

- ✓ **Villa Franchien supérieur** (pléistocène inférieur), qui se caractérise par des galets ;
- ✓ **Pléistocène moyen**, représenté par des argiles sableuses ;
- ✓ **Pléistocène supérieur**, formé par des galets et des graviers ;

II. Description de la géologie locale :

L'élément majeur de la structure régionale est le relief plissé de direction SW-NE fin-Eocène début-Oligocène (Fig. 20). Le paysage actuel est du à une forte néotectonique post-Miocène qui, ayant essentiellement affecté marnes et calcaires du Crétacés et de l'Eocène, a découpé cette structure régionale en une série de horsts et de grabens (Fig. 21). Les grabens sont comblés par des matériaux détritiques arrachés aux reliefs environnants, tandis que les horsts se dressent en plateaux tels celui dominant Hammamet, ou en massifs plus escarpés. Les deux entités sont séparées par des failles normales délimitant des escarpements tectoniques dont fait partie celui de Hammamet (Fig. 18a, 18b et 19)

Cet escarpement est sculpté dans le Sénonien supérieur, montrant dans le bas des marnes surmontées d'une puissante série calcaire horizontale (fig. 18a et 18b). La reculée proprement dite s'est incisée dans les calcaires maestrichtiens suivant une direction NW-SE. L'actuelle différence d'altitude de la base des calcaires de part et d'autre de la reculée indique que celle-ci a exploité une faille de direction N 135° E c'est la faille de Youkous; elle a abaissé le compartiment NE d'une cinquantaine de mètres au niveau de Youkous (fig. 19). Au fond de la reculée où

s'ouvre la grotte, cette faille n'a plus de rejet visible : c'est donc une faille en ciseaux et la reculée cesse à l'endroit où la faille s'amortit. Un important faisceau de diaclases verticales d'orientation N 170° E prend le relais de la faille, guidant en partie le développement de la grotte.

Les calcaires du Sénonien supérieur, particulièrement bien développés dans la région, peuvent se diviser en 3 termes :

- A la base, épais d'environ 15 mètres, des calcaires marneux, blancs, crayeux, sont datés du Campanien par G. Durozoy (fig. 17).
- Viennent ensuite une centaine de mètres de calcaires marneux blancs.
- Terminant cette série carbonatée, une assise de 100 mètres environ de calcaires blancs, massifs, bien lités, a nombreuses empreintes d'Inocérames, forme, en surface quasi-structurale, le plateau au-dessus de la grotte.

Au-dessus de cette série calcaire, viennent des marnes et marno-calcaires du Paléocène. visibles à certains endroits sur le plateau, ils sont surmontés par des calcaires éocènes, ces derniers constituent la partie sommitale des collines qui dominent le plateau au Sud de Hammamet (fig. 18b).







Coupe	Etage	Symbole	Epaisseur	Faciès
	Eocène	E		Calcaires karstifiés
	Dano-montien	e c		Marnes
	Maestrichtien	C ⁹	100m	Calcaires blancs, massifs et bien lités
			100m	Calcaire marneux blancs
	Campanien	C ⁸	15m	Calcaire marneux blancs crayeux.
	Sénonien moyen	C ⁶		Marnes

Fig.17 : Colonne stratigraphique da la région de Hammamet.

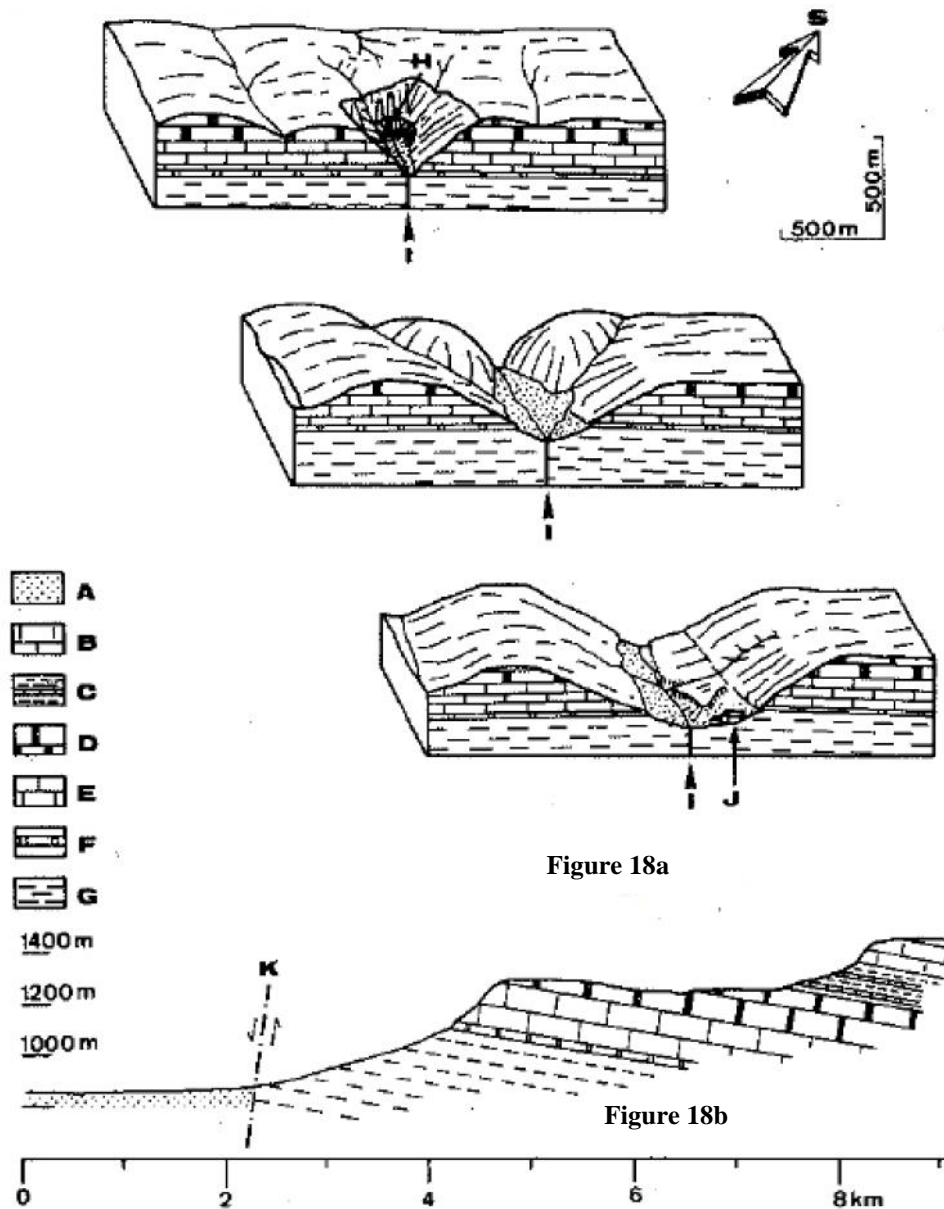


Fig. 18a. Blocs structuraux du Chabet Bouakkous (In P. E. Coiffait).

Fig. 18b. Coupe géologique à N175° E,c (In Y. Quinif) passant par le point de coordonnées (876,5 - 944,5).

Cette coupe est grossièrement perpendiculaire à l'escarpement et passe au sud de Hammamet. Les altitudes sont exagérées 2,5 fois par rapport aux longueurs horizontales. A : Dépôts plio-quadernaires; B : calcaire éocène; C : marnes et marno-calcaires paléocènes; D : calcaire du Maestrichtien supérieur; E : calcaire du Maestrichtien inférieur; F : calcaire campanien (formant corniche); G : marnes du Sénonien inférieur; H : grotte de Boukkous; I : faille de Youkous; J : village de Youkous; K. : groupe des failles normales.

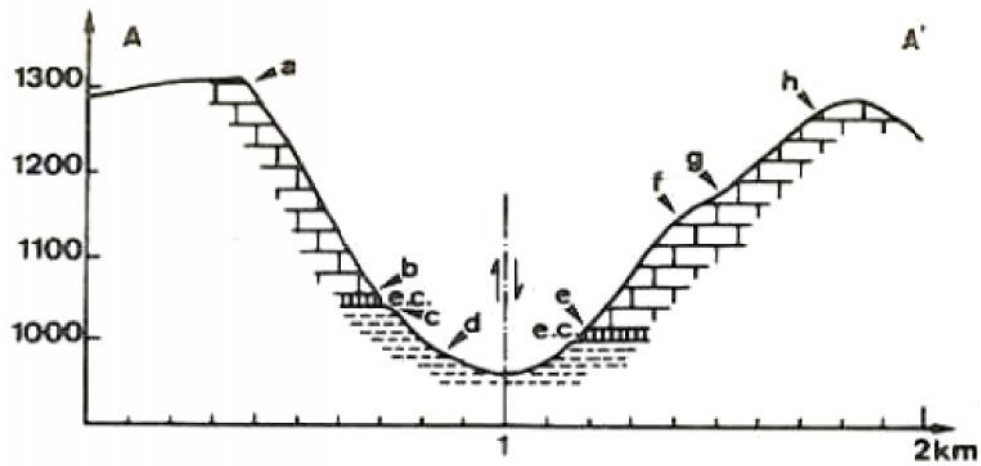


Fig. 19 : section AA' du Chabet Bouakkous (In Y. Quinif).

De bas en haut, on voit les marnes du Sénonien inférieur, l'escarpement dû au calcaire Campanien (e.c.) et enfin, les calcaires du Maestrichtien. A cet endroit, la faille de Youkous montre un rejet de 50 m.

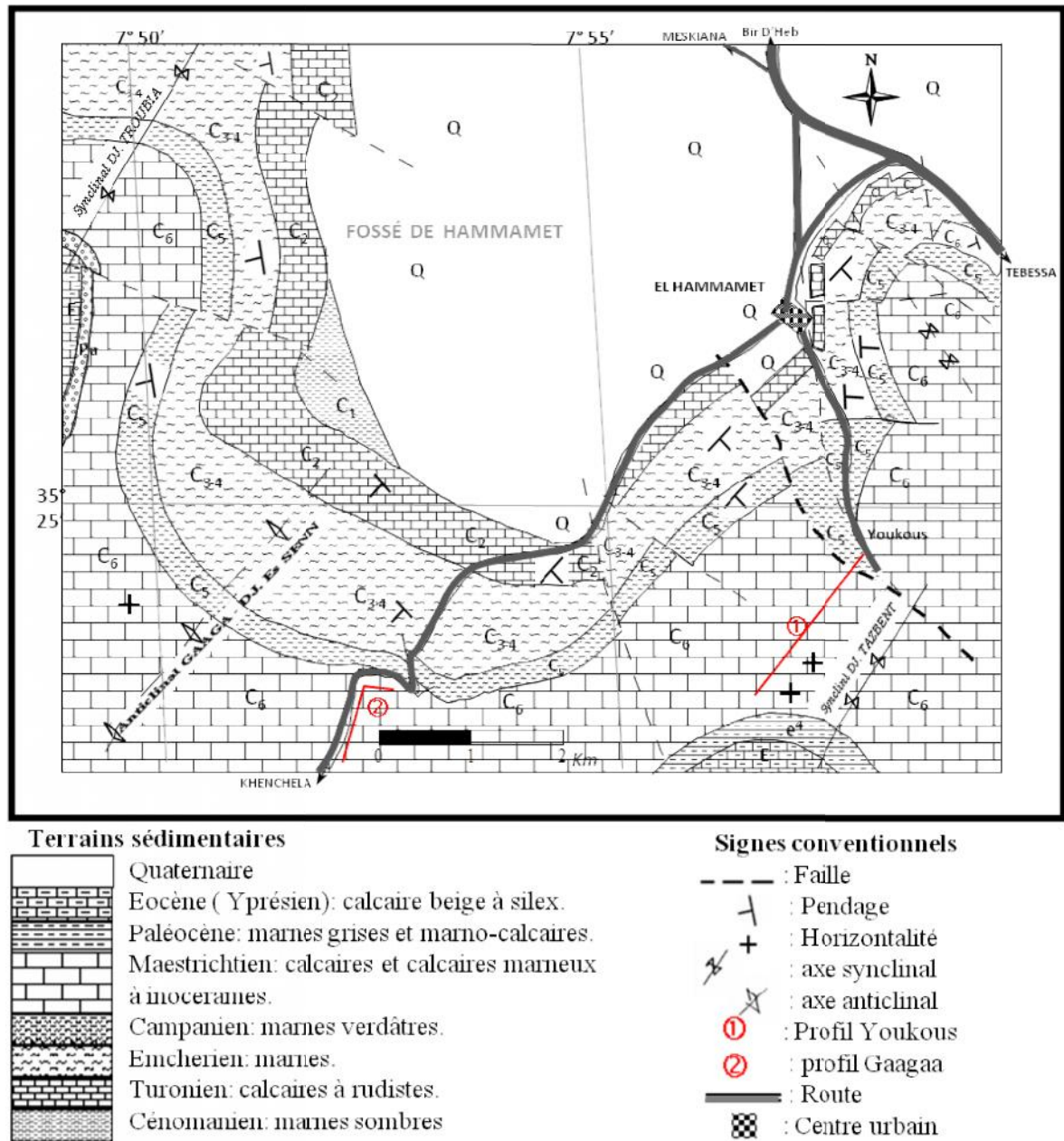


Fig. 20 : Esquisse géologique des environs de Hammamet (d'après W.M. Kovalsky, 2002)

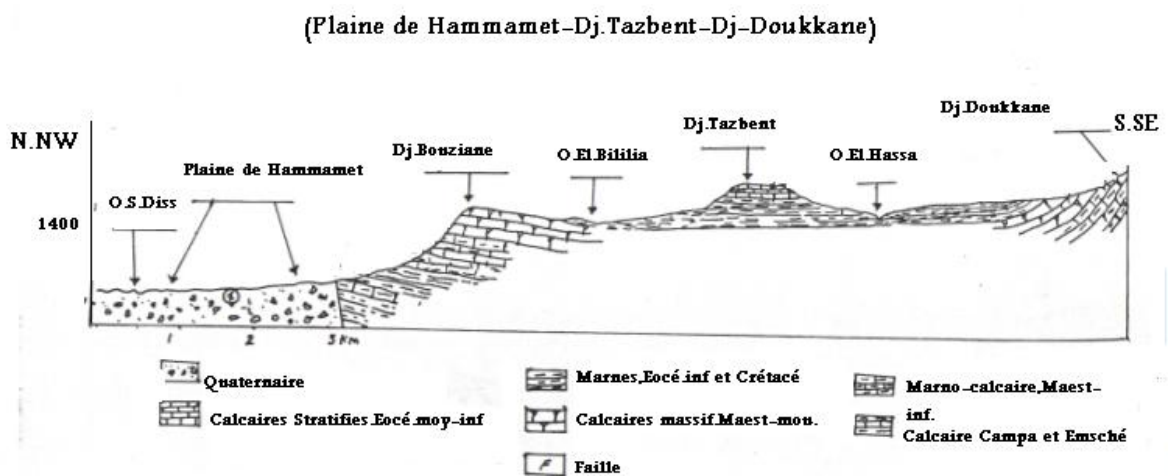
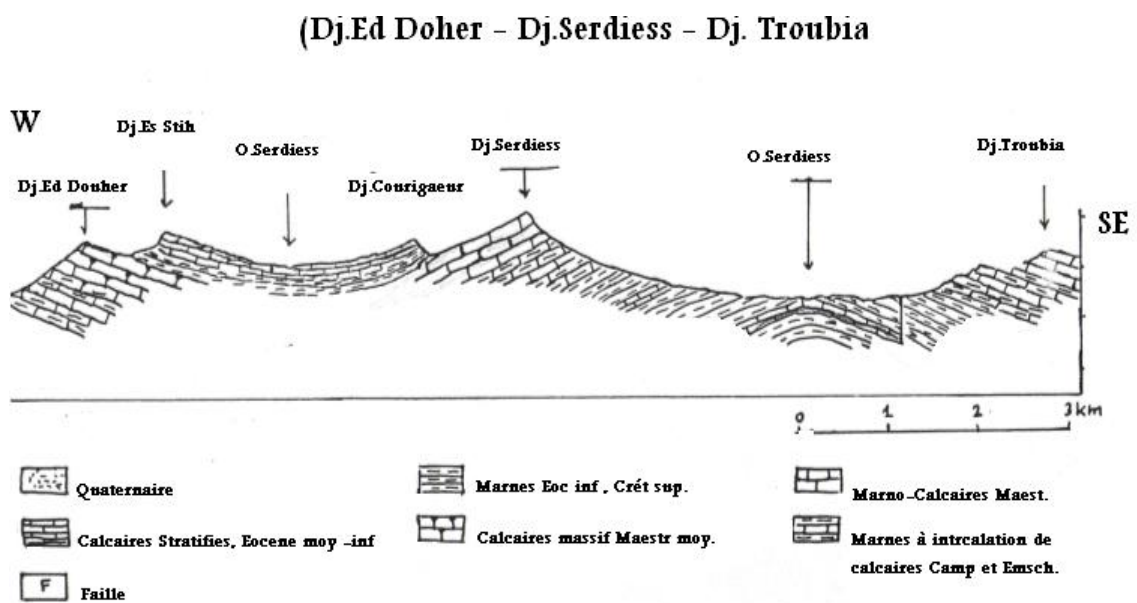
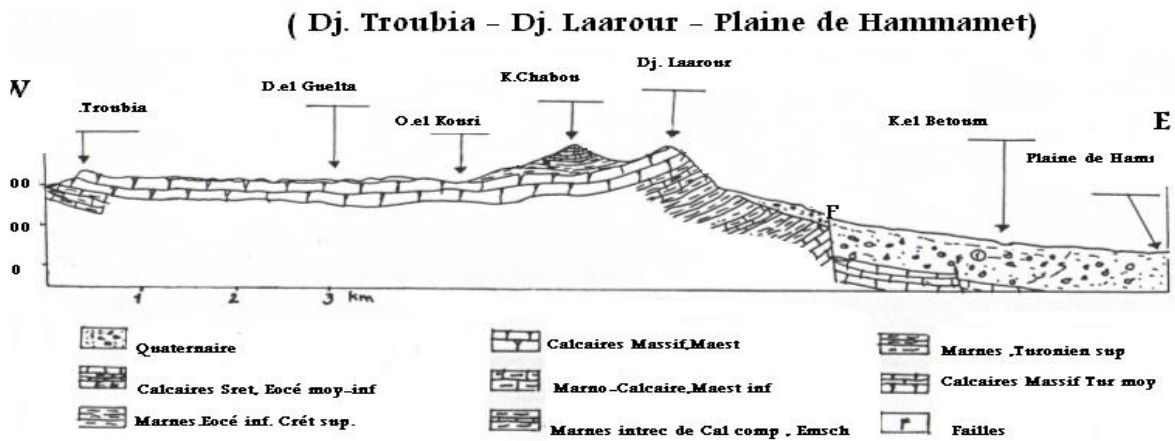


Fig. 21 : Coupes géologiques interprétatives

II.1. Les dépôts quaternaires

Leur étude détaillée sort du cadre de cet article. Néanmoins, étant diversifiés et abondamment représentés. Quelques points seront repris et apportent de précieuses données sur les facteurs morphogénétiques.

A. Les terrasses et niveaux associés de la reculée

Le dispositif de la confluence du four nous permet d'observer l'ensemble des bas niveaux (fig. 9, 10). Le lit majeur montre un matériel fluviatile lavé à gros galets roulés. Un groupe de niveaux inférieurs (I_1 et I_2) est constitué de matériel essentiellement colluvial : géli fractés centimétriques à décimétriques, parfois quelques lits à sédiments plus fins, noirs, a nombreuses coquilles de gastéropodes (fig. 11 : échantillons Y 79/7 et Y 79/8). Un affleurement de I, face à l'oued, montre un fragment de « petit haut-fourneau », probablement d'origine romaine ou apparentée, coupé par l'érosion dans la rive concave d'un méandre. Ce recul de 5 à 6 m est une estimation de l'érosion latérale qui s'y exerce depuis quelque 1500 ans.

Le niveau principal P présente le maximum d'extension et de témoins. Il est aisément reconnaissable à son matériel : essentiellement fluviatile le long du Chabet, à gros galets plats et émoussés, roulés, parfois mélangés à un matériel plus fin, le tout stratifié. En s'éloignant du talweg principal, le matériel fluviatile passe latéralement à des dépôts limoneux, avec géli fractés et passées argileuses.

D'autres niveaux supérieurs existent, parfois bouleversés par une tectonique quaternaire avec discordances angulaires et niveaux encroûtés interstratifiés.

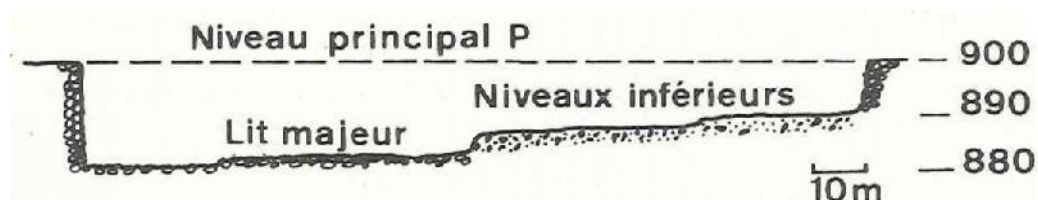


Fig. 22 : Dispositif de la « confluence du four romain ».

L'ensemble des bas-niveaux comprend le lit majeur du Chabet (Rharbien), 2 niveaux inférieurs I_1 et I_2 (Soltanien), formés de matériel géli fracté (I_2 étant encroûté à une cinquantaine de mètres de là) et le niveau principal P (Tensiftien), essentiellement fluviatile à cet endroit.

B. Les dépôts de pentes

Les versants, hormis les versants de Richter déjà cités, sont souvent enfouis sous une couche, puissante parfois de plus de 10 m, de fragments calcaires centimétriques plats, anguleux, accompagnés d'une matrice fine peu abondante (échantillons Y 79/4 et Y 79/5). Des incisions dues à des torrents permettent d'observer un matériel non stratifié, englobant çà et là des blocs décimétriques, entaillé de recouvrements de quelques mètres de large et de

profondeur et remplis de sédiments de même type avec parfois une tendance à la stratification. L'ensemble est recouvert par une couche siège d'une pédogénèse actuelle. Des involutions (fragments plats orientés) dues à l'action du gel se rencontrent à toutes profondeurs. Non loin de la surface, une croute blanche se trouve présente un peu partout dans la région, y compris sur le plateau. Les dépôts de pente sont en connexion topographique et morphologique avec le niveau principal P (coupe le long de l'affluent de rive droite à la confluence du four romain).

Enfin, au bas des talwegs rectilignes incisant superficiellement les versants de Richter de la reculée, de gros éboulis s'accumulent en cônes encore fonctionnels. L'accumulation se produit au niveau de la rupture de pente au contact calcaires-marnes.

C. Les dépôts de plateau

La surface plane du plateau, aux environs de la reculée, est couverte par une croute corrélable par sa position et sa morphologie à la croute superficielle de versant

D. Discussion

D'une façon générale, l'action du froid avec fragmentation par gélifraction, déplacement en masse du matériel le long des versants et ravinements, traces de cryoturbation, fut intense à certaines époques. Son action morphogénétique est fondamentale; elle s'inscrit dans la morphologie (versants de Richter, niches de nivation). La terrasse principale P témoigne d'un ruissellement intense. Ce dernier ne se traduit pas de la même manière le long des affluents qui sont essentiellement encombrés de gélifractions. Cet épisode climatique est morphogénétiquement très actif: les dépôts associés sont très puissants et très étendus. Le Chabet connaît un débit important fourni par l'émergence de Bouakkous. Les autres talwegs témoignent de l'influence du gel et des transports en masse, avec quelques ruissellements modestes attestés par les intercalations limoneuses et argileuses. Les phases postérieures se caractérisent par plusieurs comblements successifs des talwegs (y compris le Chabet) entrecoupés de creusements attestant aussi d'écoulements fluviaux.

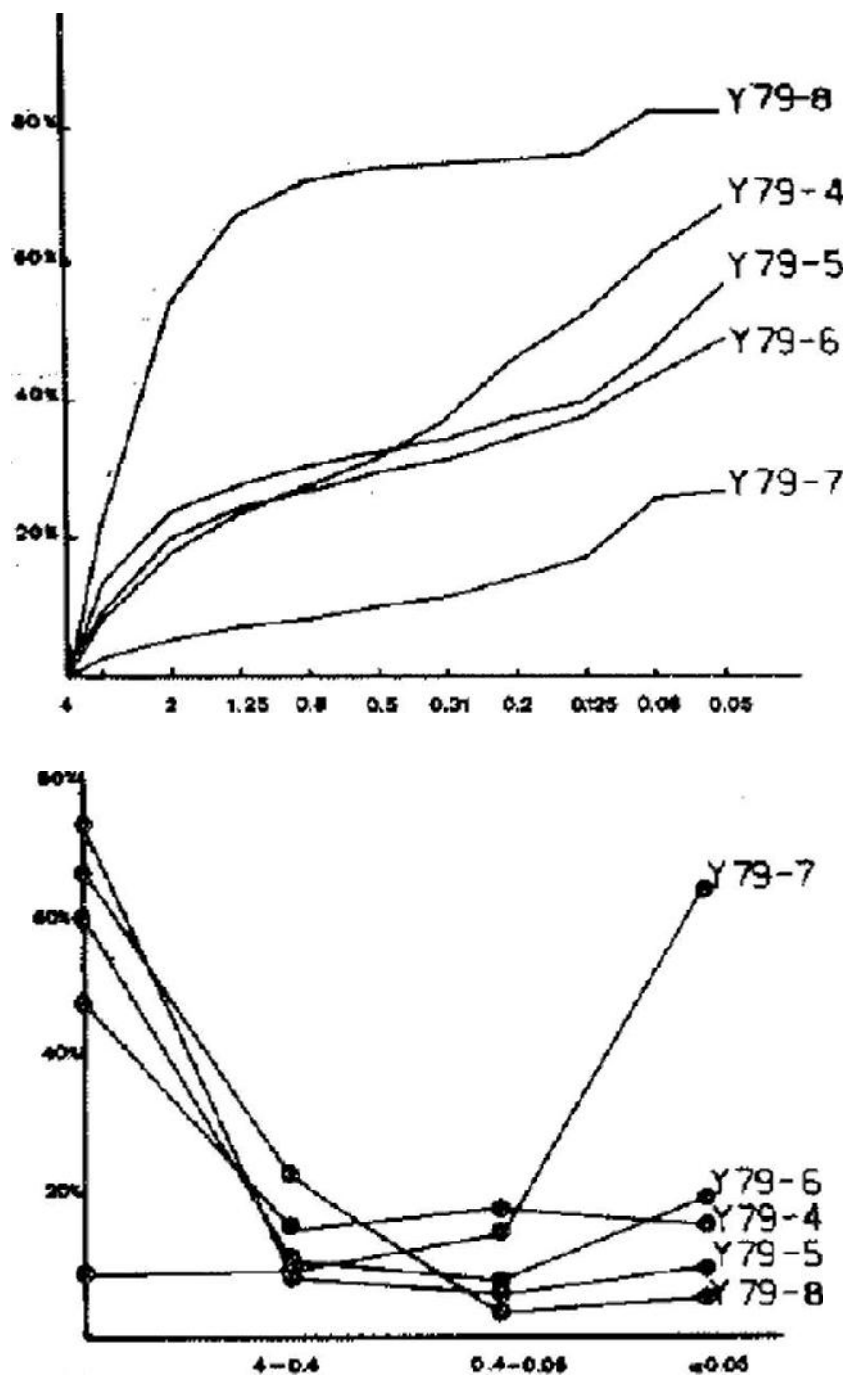


Fig. 23 : Granulométrie de quelques sédiments quaternaires.

a : Courbes cumulatives pour les particules situées entre 4 et 0,05 mm.

b : Histogrammes à 4 composantes tenant compte de la totalité de l'échantillon.

Y 79/4 : dépôts de pente.

Y 79/5 : dépôts de pente, comblant un sillon.

Y 79/6 : lit maigre du niveau 12, près du four romain.

Y 79/7 : lit gras du niveau 12, près du four romain.

79/8: niveau 12.

Seul Y 79/7 se distingue nettement: il comprend du sol remanié avec des gélifracts. Les autres sont des ensembles de gélifracts typiques. Notons que Y 79/8 possède une plus

grande proportion de particules millimétriques : c'est un niveau de type glacis. Y 79/5 a une charge très grossière un peu augmentée par rapport à Y 79/4, due à l'enlèvement des fins lors du transport,

Dans le centre de cuvettes exoréiques très peu profondes, la croute est recouverte par un ensemble superficiel constitué d'une succession de lits gras (terre noire ayant subi une évolution pédogénétique) et de lits maigres (gélifracsts à galets centimétriques).

Une surface supérieure apparait au sommet d'une colline à sommet plat sculpté dans les marnes et marno-calcaires du Paléocène. Elle est constituée d'un horizon limoneux brunâtre à indurations calcaires surmonté de 2 à 3 m de galets calcaires émoussés (calcaire à Inocérames) encroutés (fig. 12).

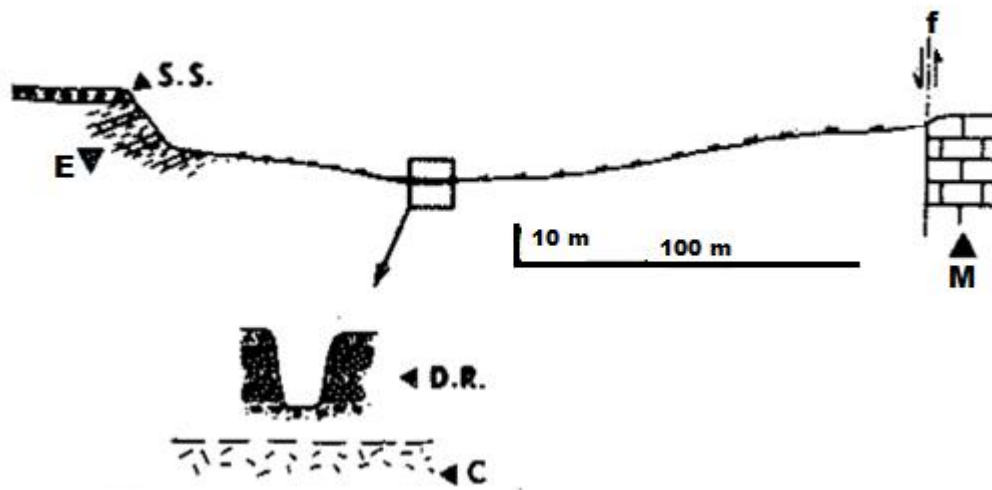


Fig. 24. Coupe BB' sur le plateau

Elle montre à gauche la surface supérieure (S.S.) qui tronque l'Eocène marneux et marno-calcaire (E). Le recouvrement de cette surface comprend des galets du Maestrichtien qui ne peuvent provenir que de la droite, là où une faille (f) fait remonter le Maestrichtien (M). De plus, cette surface est encroutée. Le cartouche grossi au centre du talweg fait apparaître des dépôts récents (D.R.), alternance de lits maigres à gélifracsts et gras à humus noir remanié. Ces dépôts reposent sur une croute (C) visible non loin de là.

Conclusion :

Les principaux traits structuraux et morpho-structuraux des Monts de Tébessa résultent de mouvements polyphasés qui jouent un rôle important. Ces mouvements ayant déterminé l'évolution paléogéographique et structurale de la région se traduisent par :

- Une forte subsidence.
- Un diapirisme triasique.
- Un plissement des séries sédimentaires.
- La mise en place de fossés d'effondrement.

La fracturation en général et la néotectonique en particulier combinée aux facteurs lithologiques et morpho-structural ont eu un rôle déterminant dans la distribution actuelle des ressources hydriques. Depuis l'éocène une grande influence tectonique est exercée sur la région, traduite par la phase orogénique qui donne l'Atlas Saharien nord oriental avec des plis de direction NE-SW coupés par de grandes failles transversales NW-SE. (Morel 1955).

Par contre la tectonique Post-Miocène a joué un rôle très important dans la région. C'est à cette phase qu'on attribue une phase distensive ayant joué de grandes failles normales à rejet important et à orientation NW-SE orthogonalement aux structures Atlasique, créant des fossés d'effondrement (fossé de Morsott-Tebessa).

On notera par ailleurs, que l'effondrement des fossés s'est manifesté pendant et après les dépôts des formations Miocènes, cet effondrement continu pendant la distension Plio-Quaternaire et enfonce encore plus les bassins de Morsott-Tebessa (Dubordieu et Durozoy; 1950, Othmanine; 1987). Les fortes surrections plio-quaternaires et récentes des monts de Tébessa, ont eu de grandes conséquences sur l'évolution du réseau hydrographique régional et sur la distribution spatiale de ressources hydriques associées à ce réseau.

Les grandes quantités d'alluvions quaternaires, piégées dans le centre du fossé d'effondrement, dans les dépressions bordières et intra- montagneuse, constituent des aquifères potentiels forts intéressants.

CHAPITRE III

HYDROCLIMATOLOGIE

CLIMATOLOGIE :

L'eau dans le sous-sol est très dépendant du climat, son influence peut être immédiate sur les réserves d'eau et parfois cette influence devient saisonnière, ce qui confirme l'importance de l'étude de la climatologie de la zone d'étude. Afin de démontrer le régime climatique qui règne dans notre région d'étude, il est impératif de connaître leurs évolutions dans le temps et dans l'espace. Aujourd'hui de nombreuses questions se posent concernant l'avenir de la planète terre vis-à-vis des changements des caractéristiques climatiques. Le continent Africain reste le plus exposé aux soubresauts du climat.

II. 1. Introduction

La région d'étude jadis verdoyante se remarque actuellement par des épisodes de sécheresse très prononcée allant jusqu'à durer huit mois (08) dans l'année. Cette situation, nous a contraint à considérer ces variations et leurs impacts sur la ressource en eau. Pour répondre aux questions posées nous étudierons les variations des paramètres climatiques au niveau de la station de Tébessa.

II. 2. Historique :

La station référence fonctionne depuis plus d'un siècle (106 ans), les enregistrements de précipitations ont été réalisés sur deux sites différents, le premier, le plus ancien est géré par l'ANRH, le second datant de 1972 et est situé près de l'aéroport. Les mesures de températures sont réalisées au niveau du deuxième site uniquement. La carte de répartition des précipitations établie par l'ANRH (fig. 25), montre que les précipitations sont de l'ordre de 300 mm/an, ce qui constitue un faible apport.

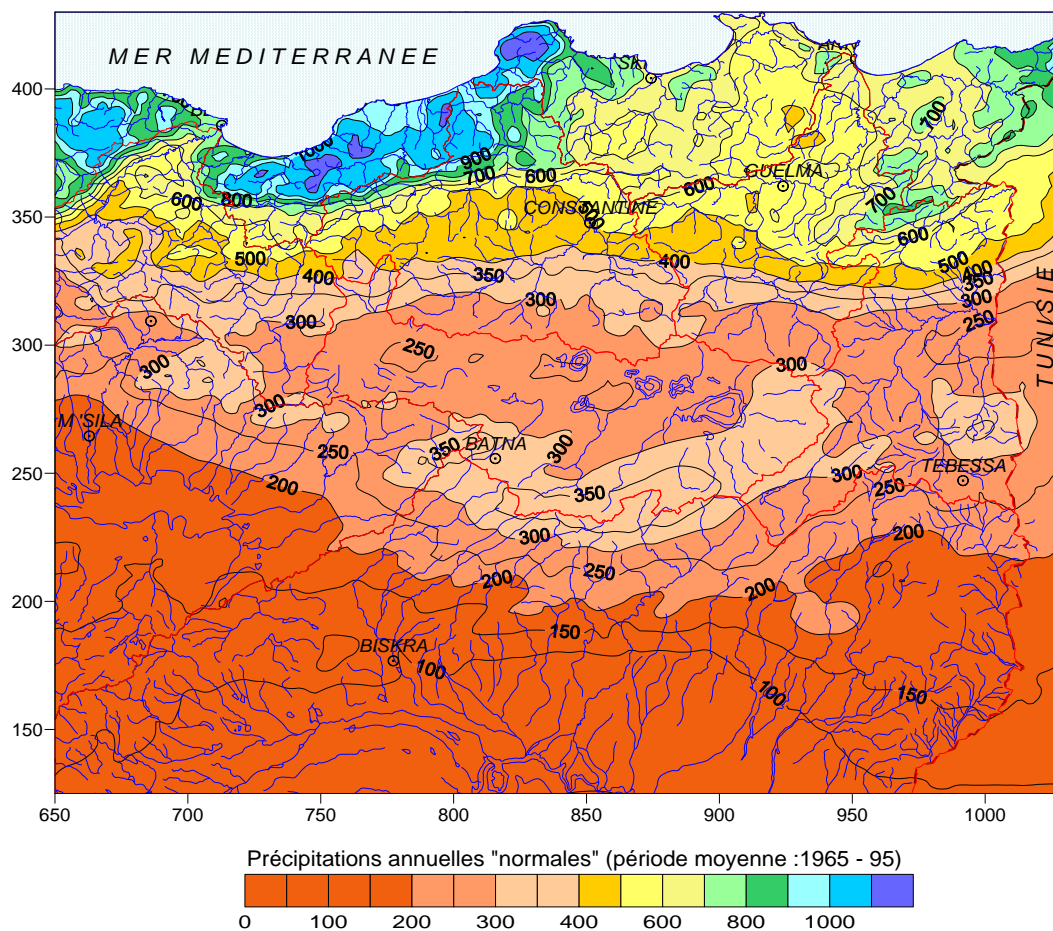


Fig. 25. Précipitations annuelles médianes « normales » (1965-95) (d'après étude ANRH-GTZ ,2003)
In Azzedine MEBARKI (*) et Jean-Pierre LABORDE (**)

Les précipitations enregistrées sur 106 années, nous ont permis d'étudier l'évolution des précipitations.

La valeur moyenne calculée (347.9 mm), montre les variations annuelles des précipitations, la fig. 26.

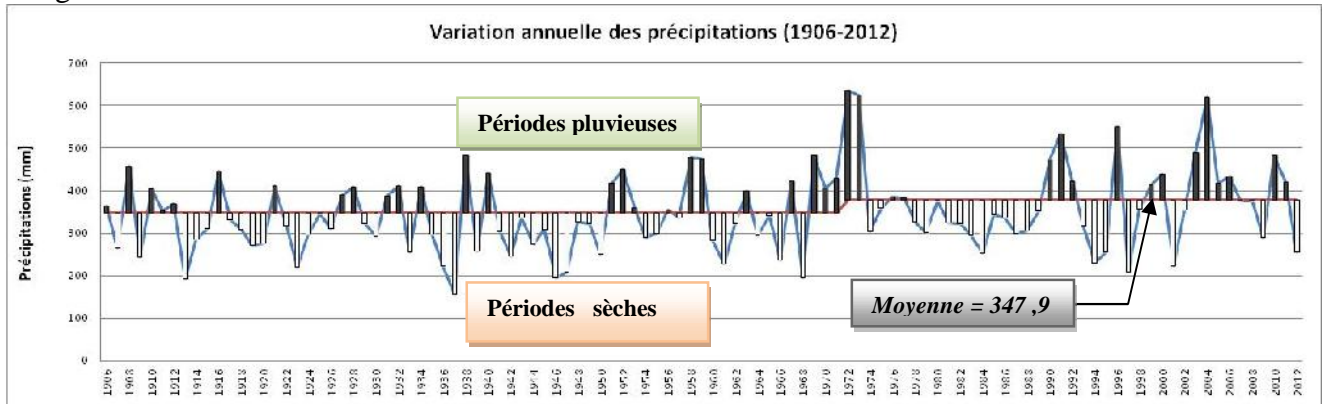


Fig.26. Répartition interannuelle des précipitations sur une période de 106 ans 1906-2012

L'observation de la précédente figure, visualise, la succession des épisodes pluvieux et secs. Au début des enregistrements, on remarque que les épisodes secs sont plus importants, en effet les périodes sèches durent en moyenne dix (10) ans, par contre les périodes pluvieuses ne dépassent pas 5 à 6 années.

Pour mieux visualiser cette évolution, nous nous sommes intéressés à la variation des précipitations sur une période de vingt années, de ce fait nous avons cinq périodes d'observations.

***Période allant de 1906-1925:**

Au cours de cette période d'observation, la moyenne des précipitations est de 323.25 mm, comparée à celle-ci, nous remarquons (fig.27), une parité entre les années pluvieuses et les années sèches.

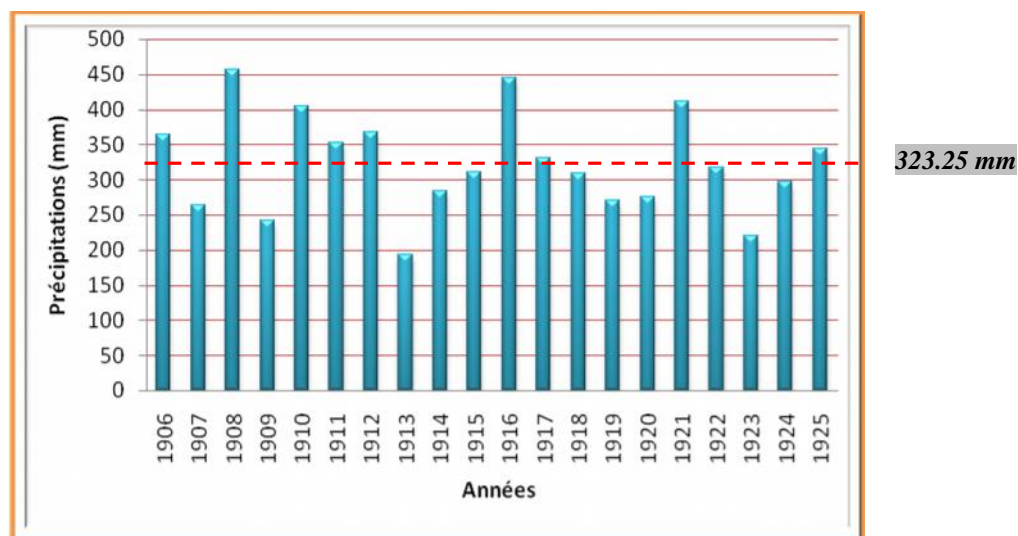


Fig. 27. Répartition interannuelle des précipitations (1906-1925)

***Période 1926-1945:**

La précipitation moyenne est analogue à la précédente. L'observation de détail (fig.28), montre une domination des années sèches par rapport aux années humides.

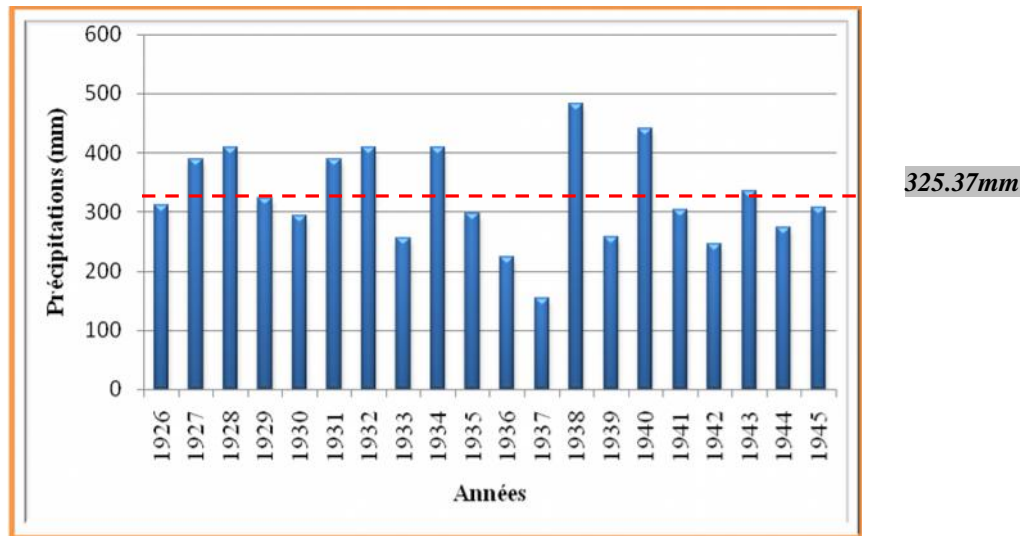


Fig. 28. Répartition interannuelle des précipitations (1926-1945)

***Période 1946-1965 :**

On remarque une augmentation de la valeur des précipitations moyennes, elle est de l'ordre de 331.56mm, ce qui traduit une période pluvieuse. Cependant cette augmentation ne se remarque pas au niveau des années, en effet le nombre des années sèches domine par rapport aux années pluvieuses (fig.29).

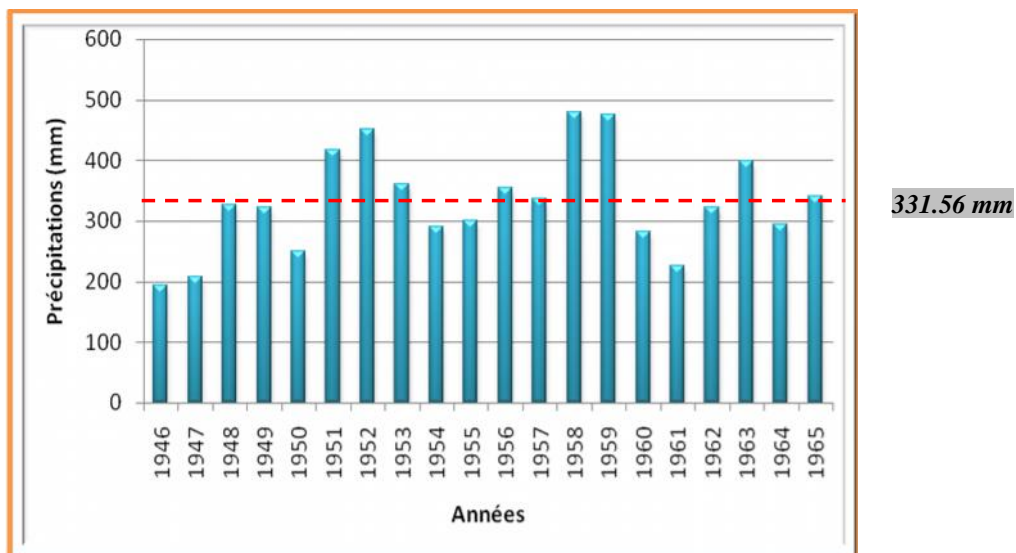


Fig. 29. Répartition interannuelle des précipitations (1946-1965)

***Période 1966-1985 :**

La valeur de la précipitation moyenne atteint 369.91 mm, ce qui indique un épisode pluvieux. Les années excédentaires se remarquent par un doublement des précipitations

particulièrement pour les années 1972 et 1973, où le taux de précipitations atteint 620mm (fig.30), on remarque une parité entre les années sèches et les années pluvieuses.

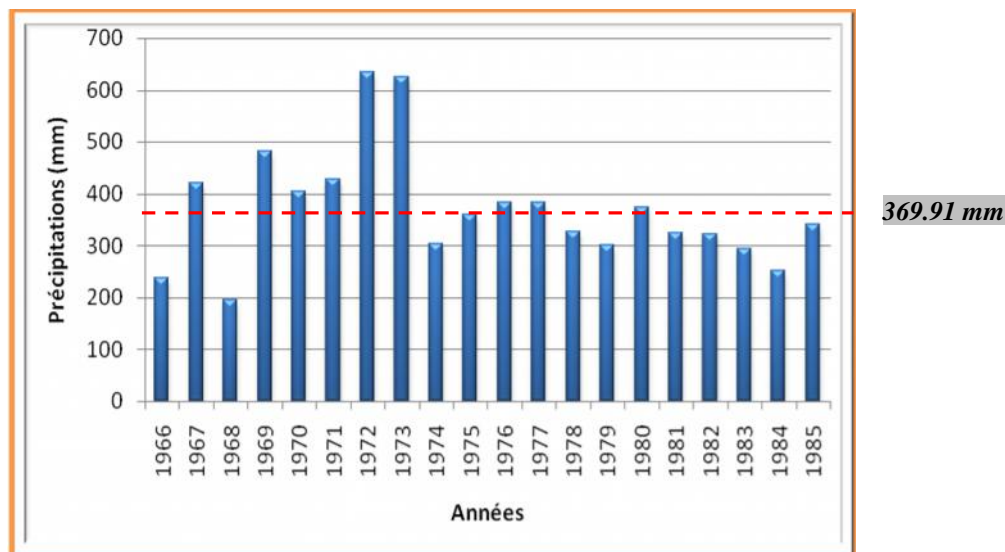


Fig.30. Répartition interannuelle des précipitations (1966-1985)

***Période 1986-2012 :**

Au cours de cette période la valeur moyenne des précipitations atteint 377,87mm, ce qui implique un épisode pluvieux. L'observation de la figure 31, montre une parité entre les années sèches et les années pluvieuses. Nous remarquons que les années 1996 et 2004, se caractérisent par de fortes pluviométries.

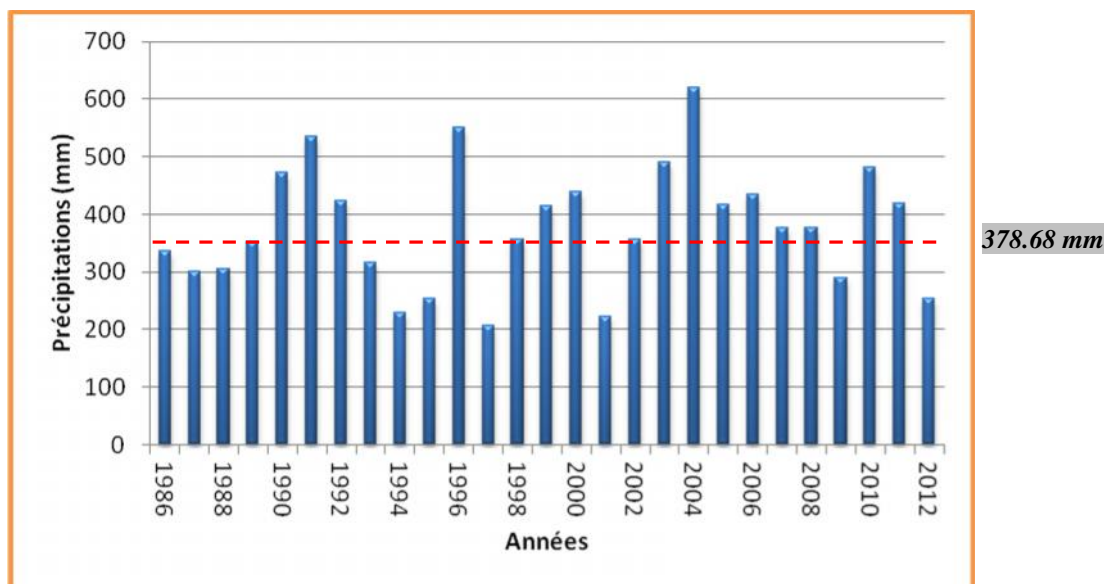


Fig.31. Répartition interannuelle des précipitations (1986-2012)

Les précédentes interprétations, nous permettent de tirer les constatations suivantes résumées dans le tableau 5.

Périodes	Max (mm)	Min (mm)	Moyenne (mm)	Ecart type
1906-2006	634.7	154.1	346.83	95.29
1906-1925	457.4	193.1	323.25	71.63
1926-1945	483	154.1	325.37	82.24
1946-1965	479	193.4	331.56	82.49
1966-1985	634.7	195.5	369.91	112.35
1986-2012	618.8	207.4	378.68	105.74

Tab. 5. Récapitulatif des données statistiques.

La précipitation moyenne calculée sur cent six années est de l'ordre de 347.9mm, au cours de cette même période le maximum et le minimum atteignent respectivement 634.7 mm et 154.1mm.

Au cours de la période allant de 1906 à 1925, la précipitation moyenne atteint 323.25 avec Un maximum de précipitations de l'ordre de 457,4mm (1908) et un minimum de 193.1mm (1913).

La période 1926-1945 présente une valeur moyenne des précipitations de l'ordre de 325.37mm le maximum de pluviosité atteint 483,40mm (1938) et le minimum est de l'ordre de 154,1mm (1937).

La pluviosité atteint son maximum pour cette période de 1946-1965 avec 479mm (1958) et son minimum en 1946 avec 193.4mm. La moyenne calculée est de 331,56mm.

Cette période (1966-1985) montre un minimum de 195.5mm en 1968 et un maximum de pluviosité en 1972 avec 634.7mm. La moyenne est de 369.91mm.

Pendant la période 1986-2012 un maximum de pluviosité est enregistré en 2004 avec 618.8mm et un minimum de 207.4mm en 1997. La moyenne atteint une valeur de 378,68mm Ce qui explique la hausse des précipitations plus ou moins considérables par rapport au début du siècle.

II. 3. Type de climat

II. 3. 1. Diagramme pluviothermique :

Les valeurs des précipitations et des températures enregistrées au niveau de la station de l'aéroport de Tébéssa sur une période de 41 années, permettent l'établissement du diagramme (fig. 32), ce dernier montre la succession de deux saisons l'une sèche et l'autre humides. La première s'étale du mois de mai jusqu'au mois d'octobre la seconde va du mois de novembre jusqu'au mois d'avril compris. Les deux saisons durent en moyenne six mois par an.

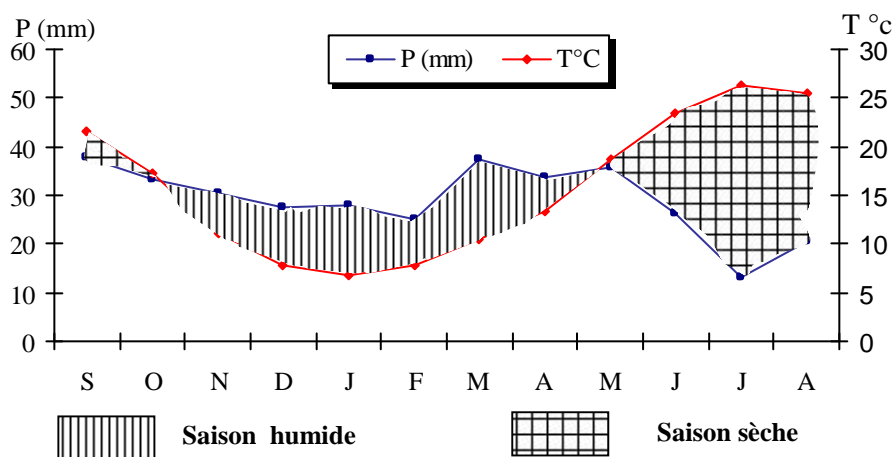


Fig. 32. Diagramme pluviothermique de la station de Tébessa. (1972-2012)

II. 3. 2. Evolution des facteurs climatiques sur la période 1972 à 2012 :

Le choix de cette période est dicté par le fait que nous disposons simultanément des enregistrements des températures et des précipitations pour cette période, ce qui nous permettra le calcul des paramètres climatiques et d'estimer le bilan hydrologique.

II. 3. 2. 1 Les précipitations:

Les précipitations constituent le premier facteur important dans le cycle de l'eau, leur distribution dans le temps et dans l'espace conditionne la forme des écoulements et les apports aux nappes. Le tableau (6), donne un aperçu sur la répartition des précipitations mensuelles au niveau de la station de Tébessa le long de la période considérée. On remarque que le mois de septembre et le mois de mai sont les plus pluvieux.

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A
Moy	40.7	36.1	33.3	28.5	26.4	26.9	44.1	32.7	38.8	26.8	13.1	29.4

Tab. 6. Précipitations moyennes mensuelles (mm) à la station de Tébessa (72/2012)

II. 3. 2. 2 Variation inter annuelle des précipitations

L'analyse de la courbe des variations inter annuelles des précipitations sur une période de 41 ans (1972/2012) (fig. 33), montre que l'année 1972 est l'année la plus arrosée avec 634.7 mm/an par contre l'année 1997 est la plus sèche avec 207.4 mm/an. Notons que les précipitations moyennes annuelles sont de l'ordre de 376.9 mm/an.

Le tableau suivant (7) récapitule les années humides dépassant la moyenne, le reste des années sont considérées comme sèches.

Années humides	1972	1973	1976	1977	1980	1990	1991
	1992	1996	1999	2000	2003	2004	2005
	2006	2007	2008	2010	2011		

Tab. 7. Les années humides durant la période de suivi.

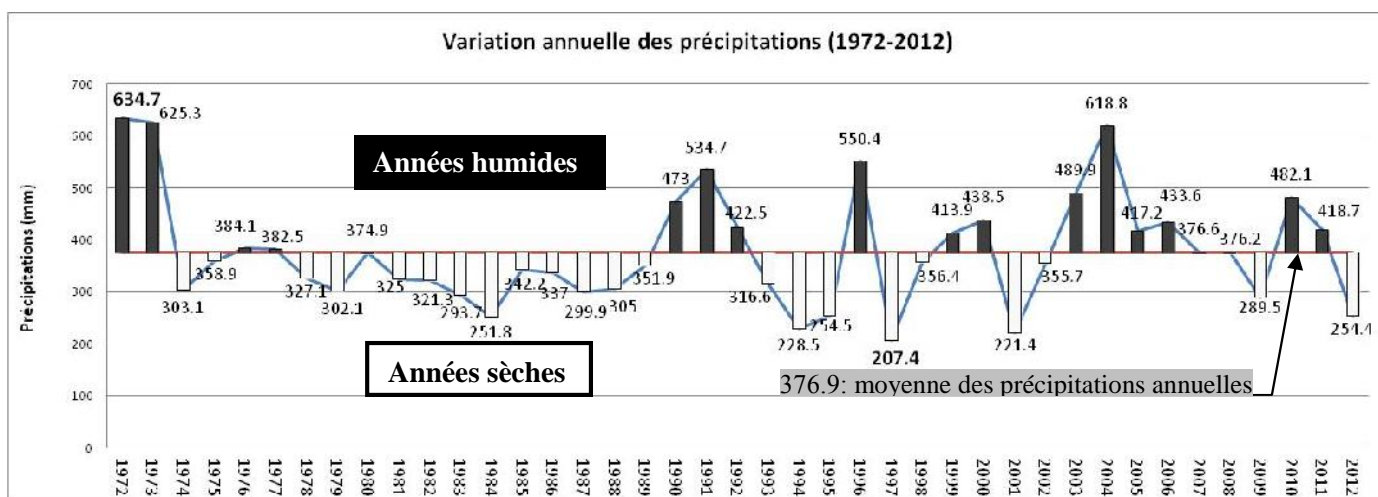


Fig. 33 Variation interannuelle des précipitations à la station de Tébessa (1972/2012)

II. 3. 2. 3 Variations mensuelles des précipitations:

La courbe de variation des moyennes mensuelles des précipitations, sur une période de 41 ans (1972-2012) (fig. 34), montre que le mois de mars (44.1mm) est le plus pluvieux, par contre le mois de juillet avec 13.1mm, est le plus sec.

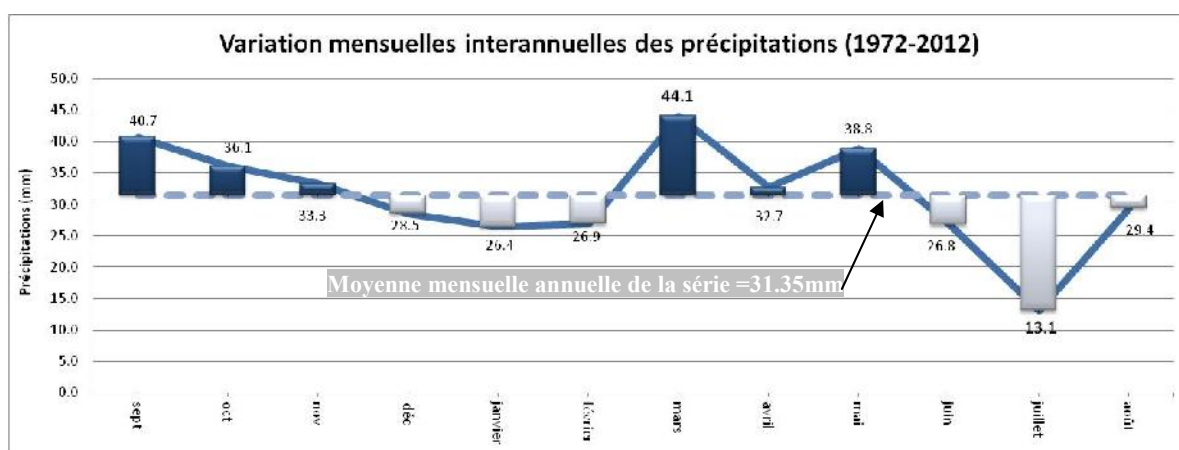


Fig. 34. Variation des moyennes mensuelles interannuelles des précipitations - Station de Tébessa. (1972/2012)

II. 3. 2. 4 Répartition saisonnière des précipitations

La subdivision des pluies de l'année pour chaque saison est faite suivant les saisons agricoles (Automne : (Sep, Oct, Nov), Hiver : (Déc, Jan Fév), Printemps : (Mar, Avr, Mai), Été : (Jui Juill, Aou).

Saisons	Automne		Hiver		Printemps		Été	
	mm	%	mm	%	mm	%	mm	%
72/2012	110.10	29.21	81.78	21.7	115.65	30.68	69.33	18.39
2002/2012	117.7	28.69	98.90	24.11	114.2	27.84	79.40	19.35

Tab. 8. Répartition saisonnière des précipitations pour les périodes 72/2012 et 2002/2012

Période 1972/2012

En observant le tableau précédent et la figure suivante, nous remarquons pour la période considérée, que la saison printanière et la saison automnale sont les plus pluvieuses, au total, il tombe 225.75 mm soit 60 % des pluies annuelles. En hiver le total des précipitations est de l'ordre de 81.78 mm soit 22% du total annuel. La saison estivale est la plus sèche, la pluviométrie enregistrée est la plus faible de l'ordre de 69.33 mm soit 18 % de la totalité des pluies (Fig. 35).

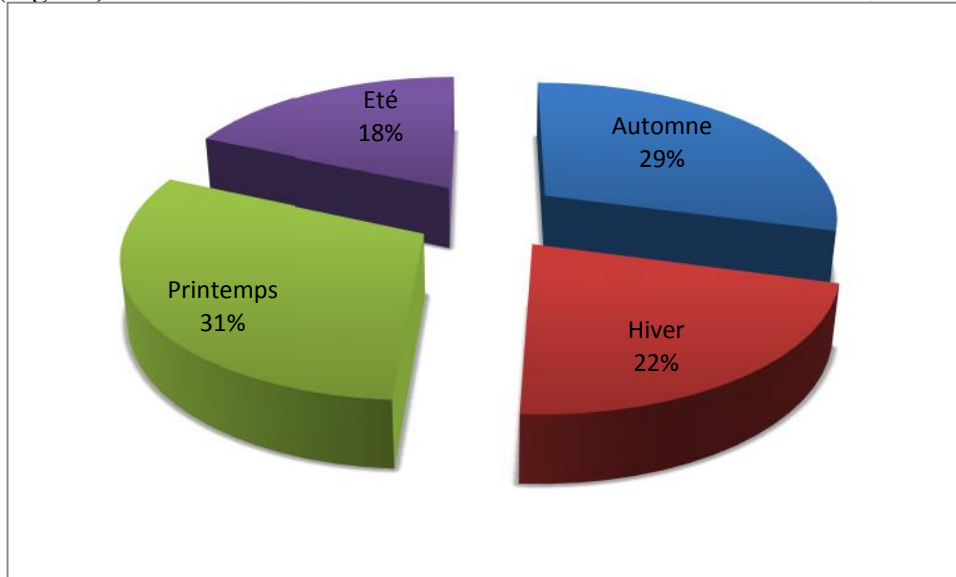


Fig. 35. Répartition saisonnière des précipitations (1972/2012).

Période de 2002/2012:

Nous avons également étudié la variation des précipitations saisonnières au cours des dix dernières années. L'examen des résultats obtenus montre que la saison automnale est la plus pluvieuse, au cours de cette saison il tombe 117.7mm de précipitations soit 29 % du total annuel. En hiver et au printemps les précipitations enregistrées atteignent respectivement 98.90 mm et 114.2 mm correspondant à 24 % et à 28 % du total annuel. L'été reste la saison la plus sèche où la pluviométrie est faible de l'ordre de 79.40 mm, soit 19 % de la totalité des pluies (Fig.36).

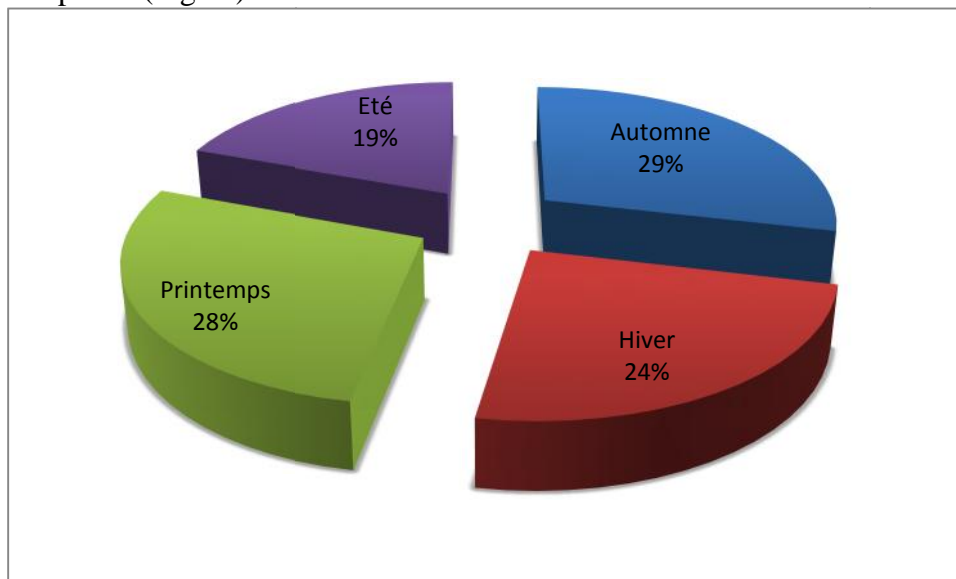


Fig. 36. Répartition saisonnière des précipitations (2002/2012).

II. 3. 2. 5. Les températures

La température est le deuxième élément important dans l'étude du climat, elle joue un rôle important dans la détermination des paramètres climatiques particulièrement la détermination du bilan hydrologique. Pour réaliser notre travail, nous nous sommes basé sur les données recueillies à la station de Tébessa aéroport. (Tableau 9)

Mois	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Jui	Jul	Aou
Moy	21.53	17.14	11.10	7.88	6.65	7.82	10.47	13.41	18.62	23.43	26.28	25.55

Tab. 9. Moyenne mensuelle des températures 72/2009.

La période considérée s'étale de 1972 à 2012. L'observation des températures enregistrées montre :

-L'échelle mensuelle les hivers sont très froids et humides, les étés sont chauds et secs avec des enregistrements de température minimale de 6.65 °C au mois de janvier et maximale de 26.28 °C au mois de juillet. (Fig. 37)

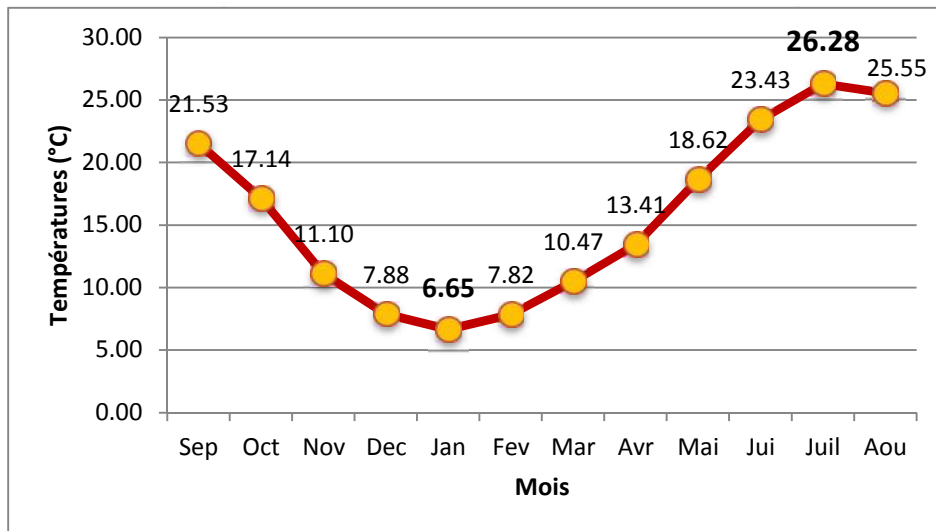


Fig. 37. Répartition mensuelle des températures 73/2012

-À l'échelle annuelle, on note une fluctuation thermique de faible amplitude (de 13,14 °C à 19,08°C) donnant une certaine constance de l'allure générale. La moyenne annuelle est de 15.82°C. (Fig. 38).

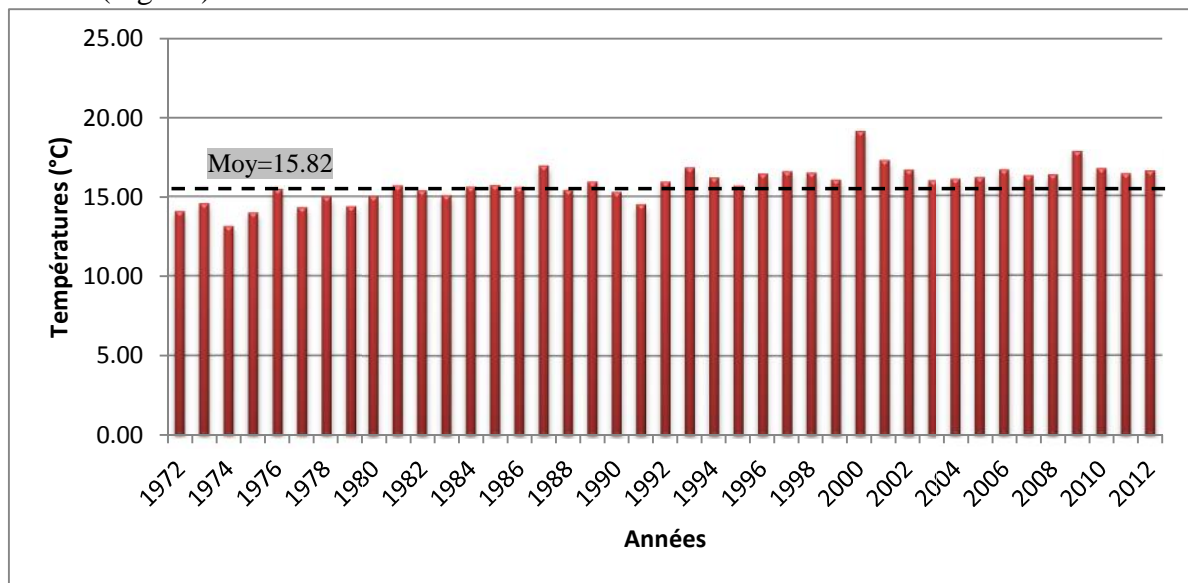


Fig. 38. Températures moyennes interannuelles à la station de Tébessa (72/2012)

II. 3. 2.6. La neige

Les sommets de la bordure sud du sous bassin de Tébessa sont enneigés en ligne droite Est-ouest depuis le djebel Bouroumane (1545m) au djebel Meteguinaro (1712m).

La surface du sous bassin susceptible d'être enneigée est relativement faible, mais elle joue un rôle important car elle se situe sur des affleurements calcaires. Ce qui constitue un apport assez important à la nappe souterraine.

D'après Seltzer (1946) cette région se situe dans la zone d'enneigement moyen au sol de 5 à 10 jours/an.

II. 3. 3. Calcul du coefficient pluviométrique

$$C_p = 365 \times P_i / P_n \text{ Avec :}$$

P : précipitation, P_i : précipitation du mois du rang.

n. : nombre de jours par mois, C_p : exprime le caractère plus ou moins pluvieux du mois.

On peut écrire la formule précédente sous la forme :

$$C_p = (365/n_i) \cdot (P_i/P) = K \cdot (P_i/P) \quad \text{Avec:}$$

K : coefficient dépendant du nombre de jours du mois considéré.

Si : n=31 jours $k = 365/31 = 11.77$.

Si : n=30 jours $k = 365/30 = 12.16$.

Pour le mois de février 28 jours chaque trois ans et une fois 29 jours,

$k = 365 / (28 \text{ jours} \cdot 3 \text{ ans} + 29) / 4 = 12.92$.

Pour la station de Tébessa avec $p = 376.9 \text{ mm}$ on a : $C_p = k P_i / P$.

Mois	Saison humide						Saison sèche					
	Nov	Dec	Jan..	Fév .	Mar.	Avr.	Mai.	Juin.	Juill.	Aout.	Sept.	Oct.
K	12.16	11.77	11.77	12.92	11.77	12.16	11.77	12.16	11.77	11.77	12.16	11.77
Pi	33.3	28.5	26.4	26.9	44.1	32.7	38.8	26.8	13.1	29.4	40.7	36.1
Cp	1.07	0.89	0.82	0.92	1.38	1.06	1.21	0.86	0.41	0.92	1.31	1.13

Tab. 10. Coefficient pluviométrique de la plaine de Tébessa. (72/2012).

Saison humide : Cp (sh) = 6.14

Saison sèche : Cp (ss)= 5 .84

$R = C_p(\text{sh}) / C_p(\text{ss})$

$6.13 / 5.70 = 1.05 \quad 1 < R < 1.75$ (Climat semi- aride).

Selon ces normes la région d'étude est soumise à un climat, semi-aride caractérisé par deux saisons ; l'une humide marquée par une moyenne de pluviosité allant du mois de novembre jusqu'au mois d'avril et par une faible température. L'autre sèche de forte température atteignant leur maximum au mois de juillet.

II. 3.4. Détermination des indices climatiques

II. 3.4. 1. Climagramme d'Emberger

Pour déterminer les types de climat de la zone méditerranéenne, L. Emberger a proposé la détermination d'un quotient pluviométrique Q (fig.39). Ce quotient dépend de la précipitation moyenne annuelle et les moyennes des températures minima et maxima, respectivement des mois les plus froids et les plus chauds.

$$Q = \frac{P}{\frac{(M + m)(M - m)}{2}} \cdot 1000$$

P : Précipitation moyenne annuelle (mm)

M : moyenne des maxima du mois le plus chaud (degrés kelvin).

m : moyenne des minima du mois le plus froid (degré kelvin).

Partant de ces données, il a établi un Climagramme où chaque station intéressée figure suivant ses coordonnées avec en abscisse m (minima en°C du mois le plus froid) et en ordonnées le quotient pluviométrique Q.

Le calcul de ce dernier dans la zone de Tébessa donne les valeurs suivantes :

$$Q = \frac{376.90}{[(306.51 + 273.94)(306.51 - 273.94)] / 2} \cdot 1000 = 39.87$$

D'après cette valeur on peut dire que la région de Tébessa possède un climat semi-aride.

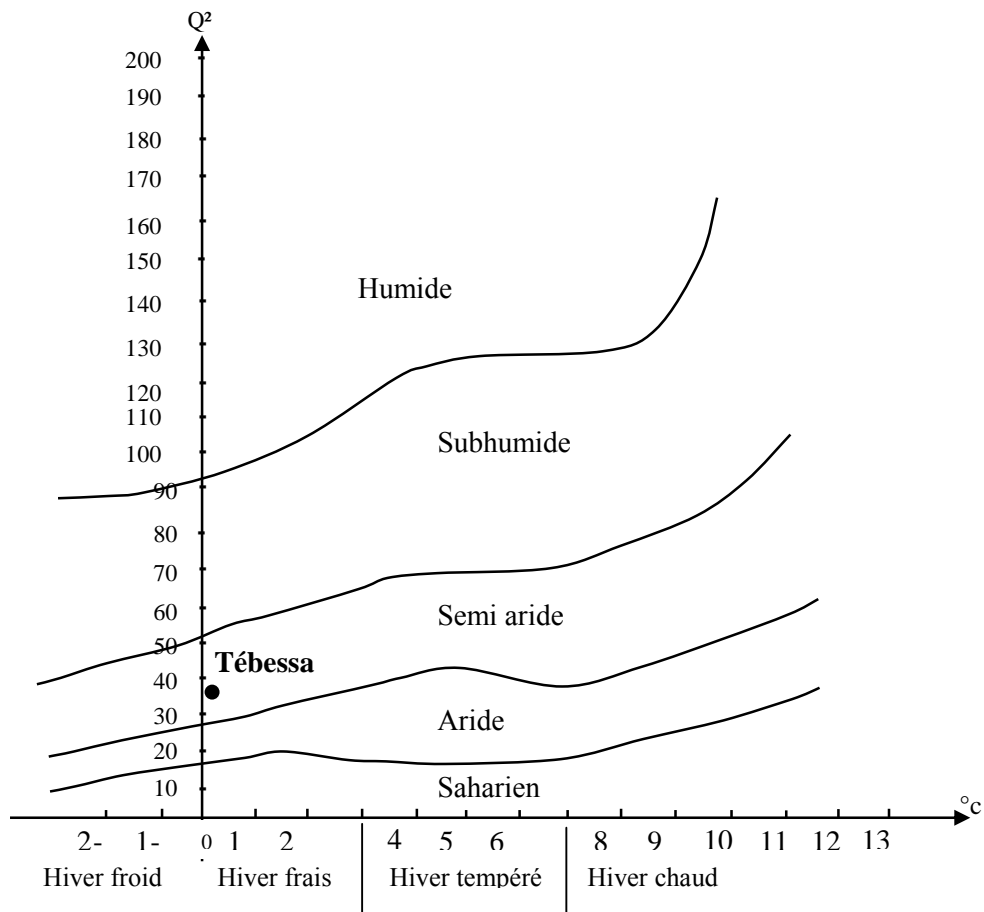


Fig. 39. Climagramme d'EMBERGER

II. 3. 4. 2. Indice d'aridité de De. Martonne

En 1923 DE. Martonne avait établi un indice en fonction des températures et des précipitations (fig. 40). Il est calculé par les relations suivantes :

$$I = P / (T + 10)$$

Où:

P : précipitation annuelle moyenne (mm)

T : température annuelle moyenne (°C)

Suivant les valeurs de I obtenues, DE. Martonne a établi la classification suivante :

- $I < 5$: Climat hyper aride.
- $5 < I < 7.5$: Climat désertique.
- $7.5 < I < 10$: Climat steppique
- $10 < I < 20$: Climat semi-aride.
- $20 < I < 30$: Climat tempéré.

Application :

P= 376.90 et T= 15.82 °C, ce qui donne : I= 14.59

D'après cette dernière on peut dire que le climat annuel de la région de Tébessa est de type semi-aride.

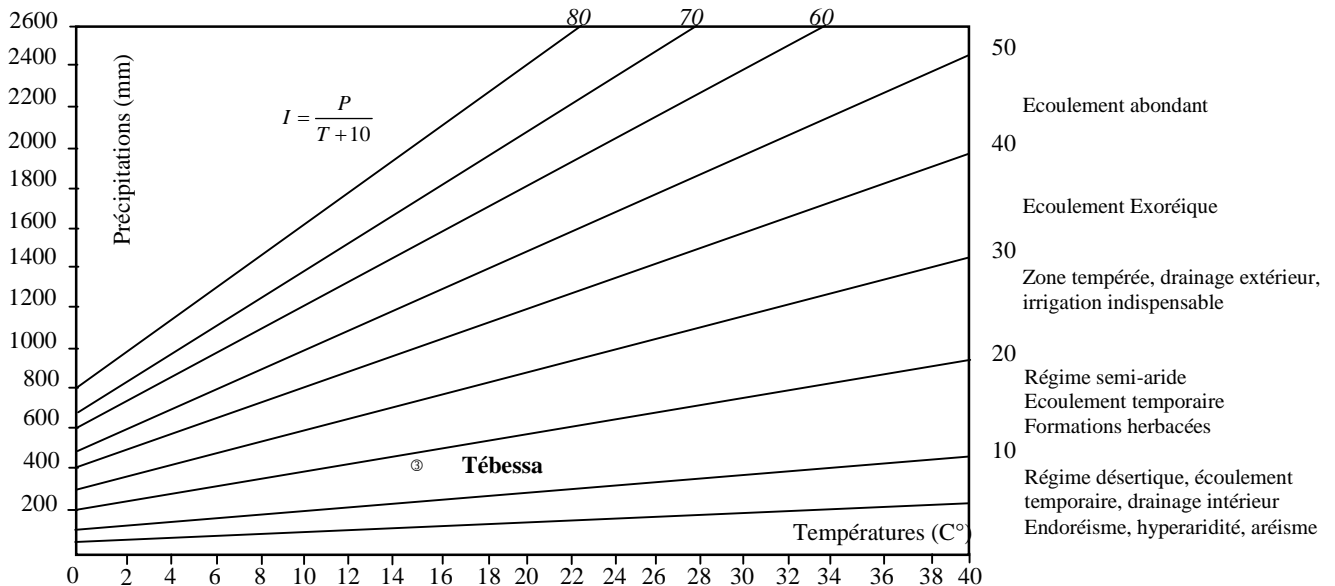


Fig. 40. Abaque de l'Indice d'aridité Annuel de DE Martone 1923

Indice d'aridité mensuelle:

L'indice d'aridité mensuel *i* donné par la formule

$$I = 12.P/T + 10$$

Avec:

P : précipitation mensuelle moyenne (mm)

T : température mensuelle moyenne (°C)

Mois	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jui	Juill	Août
I	15.5	16.0	18.9	19.1	19.0	18.1	25.8	16.8	16.3	9.6	4.3	9.9

Tab. 11. Indice d'aridité mensuel

D'après les résultats présentés dans le tableau (11), le mois de juillet présente un climat hyperaride, les mois de novembre, décembre, et mars jouissent d'un climat tempéré. Le mois de juin présente un climat steppique alors que le climat semi-aride marque le reste des mois de l'année (Fig.41).

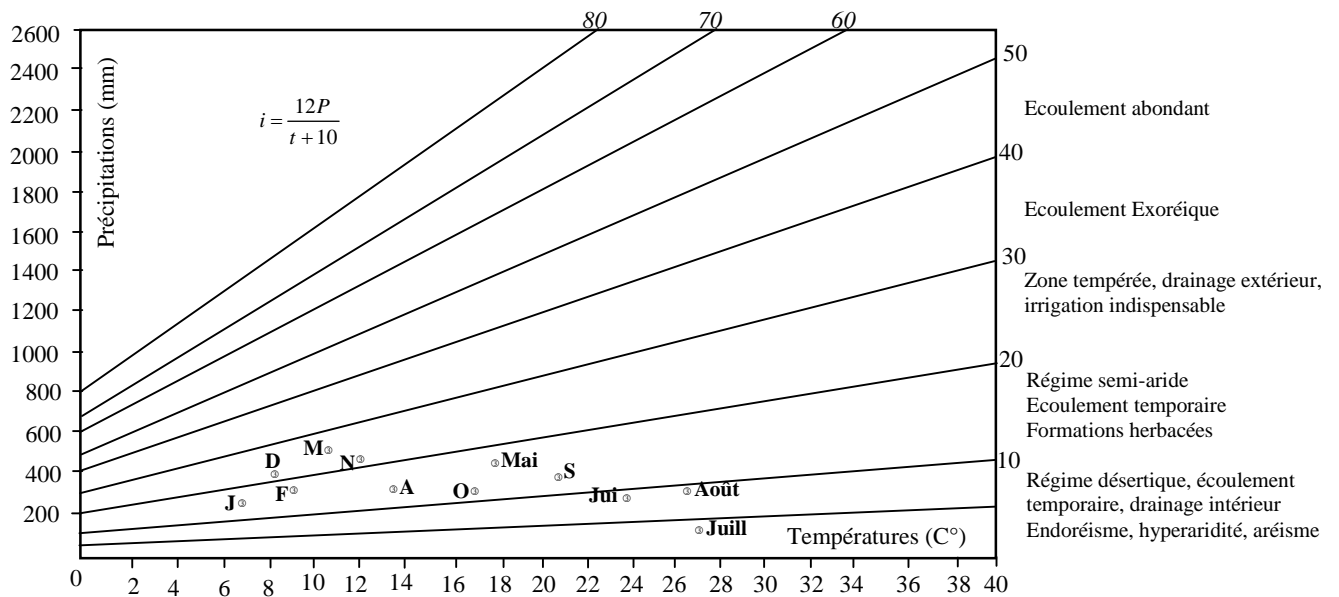


Fig. 41. Abaque de l'Indice d'aridité Mensuel de DE Martone 1923

II. 4. Le Bilan hydrique

Le bilan hydrique exprime le processus que suit une quantité d'eau arrivant au sol par précipitation ou neige avant de se retourner à l'atmosphère.

Le bilan hydrologique naturel peut se calculer par la formule suivante (Castany 1982) :

$$P = ETR + R + I$$

ETR : l'évapotranspiration annuelle (mm), I : infiltration, P : précipitation, R : ruissellement.

II. 4. 1. Etude de l'évapotranspiration

C'est un terme important du cycle hydrique qui résulte de deux phénomènes, l'un physique (l'évaporation), l'autre biologique (la transpiration) ; l'évapotranspiration est fonction de plusieurs facteurs (l'humidité, la température, l'insolation et la couverture végétale).

a. Estimation de l'évapotranspiration potentielle (ETP)

Pour l'estimation de l'ETP, on utilise la formule de Thornthwaite.

$$ETP \text{ (mm/mois)} = 16 (10T / I)^a \cdot k$$

$$i = (T/5)^{1.514}$$

$$I = i \quad a = (1.6/100) I + 0.5$$

T : Température moyenne du mois considéré en $^{\circ}C$

ETP : Évapotranspiration potentielle du mois considéré en mm.

K : coefficient de correction de la latitude, I : indice thermique annuel.

i : indice thermique mensuel.

b. Estimation de l'évapotranspiration réelle (ETR)

Les pertes d'eau d'un sol atteignent l'ETP si elles sont supérieures ou égales au stock d'eau de la RFU.

En cas d'insuffisance elles sont limitées à une quantité plus petite, cette limite est appelée l'évapotranspiration réelle (G. Castany). Cette estimation se fera à partir des formules de Turc, de Coutagne, et de Thornthwaite.

Formule de Turc

Cette formule permet d'évaluer directement l'ETR annuelle d'un bassin à partir de la hauteur annuelle de pluie et de la température moyenne annuelle.

$$ETR = P / (0.9 + P^2 / L^2)^{1/2} \text{ (mm/an)}$$

$L = 300 + 25T + 0.05 T^3$ (facteur qui tient compte des échanges de chaleur).

P : Précipitation moyenne annuelle en mm, T : Température moyenne annuelle en °C.

Evapotranspiration réelle par la formule de Thornthwaite

Pour l'établissement du bilan mensuel on utilise l'évapotranspiration potentielle et réelle moyenne par la méthode de C.W. Thornthwaite.

Ce bilan repose sur l'hypothèse suivante :

- La satisfaction de l'ETR est prioritaire sur l'écoulement.
- Le calcul de \Rightarrow l'ETR peut s'effectuer suivant deux cas :

1^{er} cas : $P > ETP \Rightarrow ETR = ETP$ on a alors un excédent.

2^{ème} cas: $P < ETP \Rightarrow ETR = P + RFU$.

Sur le tableau suivant (Tab. 12) figurent les valeurs de l'ETR en (mm) et en (%) d'après les deux méthodes ; L. Turc et Thornthwaite d'où on remarque une différence nettement distincte.

Méthode	ETR (mm)	ETR (%)
Thornthwaite	341.9	90.71
Turc	363.02	96.32

Tab. 12. ETR selon L. Turc et C.V. Thornthwaite

II. 4. 2. Estimation des réserves facilement utilisables

Elle présente la quantité d'eau emmagasinée dans le sol, son degré de saturation dépend de plusieurs facteurs :

La nature, la lithologie et l'épaisseur de la couche superficielle.

La profondeur du niveau piézométrique de la nappe aquifère.

Le climat de la région.

Le type de la couverture végétale.

Ricard. J (1974), dans son travail a calculé la RFU, en tenant compte du coefficient de rétention (CR). Cette dernière est égale à 26 mm.

II. 4. 3. Indice thermique mensuel

Cet indice est calculé à partir de la température moyenne mensuelle (t) du mois considéré.

$$i.=(t/s).1,5$$

II. 4. 4. Indice thermique annuel

C'est la somme des indices mensuel des 12 mois de l'année.

$$I=\sum i$$

II. 4. 5. Répartition des précipitations

a. Calcul du ruissellement

Le ruissellement (R) peut être calculé par la formule suivante d'après (Tixeront Berkallof):

$$R= P^3/3(ETP)^2 \quad \text{Si } P < 600 \text{ mm, Avec :}$$

R : ruissellement en m, P : précipitation moyenne mensuelle en m, ETP : évapotranspiration potentielle en m.

Périodes	Pr (m)	ETP (m)	R (m)	R (%)
72/2012	0.376	0.855	0.024	6.38
2002/2012	0.410	0.892	0.028	6.46
72/73	0.634	0.877	0.126	19.87
96/97	0.207	0.807	0.004	1.93

Tab. 13. Résultats du ruissellement pour les différentes périodes.

b. Calcul de l'infiltration

D'après le bilan hydrologique l'infiltration efficace peut être calculée comme suit:

$$P=ETR+R+I$$

Alors:

$$I = P-R-ETR$$

Périodes	Infiltration (mm)	Infiltration (%)
72/2012	11	2.92
2002/2012	14.1	3.49
72/73	179.5	28.28
96/97	0	0

Tab. 14. Résultats de l'infiltration pour les différentes périodes.

En examinant les résultats du Tableau 15 on distingue :

Période 72/2012

La lame d'eau précipitée d'environ 376.90 mm, plus de 90% est évapotranspirée (341.9mm), pour le volume infiltré aboutissant aux nappes souterraines, il est de 11 mm (2.92 %), qui varie fortement avec la nature des terrains. Le ruissellement est plus important que l'infiltration 24 mm (6.37%) qui est du à la présence des pentes dans le terrain traversé ainsi que la nature du terrain.

Périodes	Pr	ETR	% ETR	R	R %	I	I %
72/2012	376.9	341.9	90.71	24	6.37	11	2.92
2002/2012	410.2	366	89.22	28	6.83	16.2	3.95
72/73	634.7	329.2	51.87	126	19.85	179.5	28.28
96/97	207.4	207.4	100.00	0	0	0	0

Tab. 15. Récapitulatif des résultats d'ETR, R, I, pour les différentes périodes.

Période 2002/2010

Sur un total précipité de 402.2 mm, (89.22%) d'eau est évapotranspirée (366mm), l'eau infiltrée est plus importante que celle ruisselée avec 16.2 mm (3.95 %) et 28 mm (6.83 %) respectivement et cela revient à la nature du terrain de la région.

Période pluvieuse 72/73

La lame d'eau précipitée est d'environ (634.7 mm), 51.87 % est évapotranspirée (329.2 mm), une grande quantité de cette eau ruisselle qui est de l'ordre de 126 mm (19.87 %) et le reste de 179.5 mm (28.28 %) rejoint les eaux souterraines par infiltration à travers les formations perméable de la région.

Période sèche 96/97

La lame d'eau tombée 207.4 mm est à 100% évapotranspirée et ne laisse pas la part de l'infiltration ni du ruissellement ce qui reflète réellement l'année sèche.

Les tableaux suivant montrent les bilans hydriques à la station de Tébessa pour une période de 41 ans, 10 ans, année pluvieuse et année sèche, allant de l'année 72 jusqu'au 2012.

<i>Mois</i>	$T^{\circ}C$	<i>i</i>	<i>K</i>	<i>ETP</i>	<i>Pr</i>	<i>BH</i>	<i>RFU</i>	<i>ETR</i>	<i>Def</i>	Exc
Sep	21.5	9.1	1.03	99.7	40.7	-59.0	0.0	40.7	59.0	0.0
Oct	17.1	6.5	0.97	64.0	36.0	-27.9	0.0	36.1	27.9	0.0
Nov	11.0	3.3	0.86	27.3	33.2	6.0	6.0	27.3	0.0	0.0
Dec	7.8	2.0	0.81	14.5	28.4	14.0	19.9	14.5	0.0	0.0
Jan	6.6	1.5	0.87	11.7	26.3	14.7	26.0	11.7	0.0	8.6
Fev	7.8	2.0	0.85	15.0	26.9	11.9	26.0	15.0	0.0	11.9
Mar	10.4	3.1	1.03	29.7	44.0	14.4	26.0	29.7	0.0	14.4
Avr	13.4	4.5	1.10	48.0	32.7	-15.3	10.7	48.0	0.0	0.0
Mai	18.6	7.3	1.21	91.7	38.8	-52.9	0.0	49.6	42.2	0.0
Jui	23.4	10.4	1.22	136.0	26.8	-109.2	0.0	26.8	109.2	0.0
Jul	26.2	12.3	1.24	167.7	13.0	-154.6	0.0	13.1	154.6	0.0
Aou	25.5	11.8	1.16	149.7	29.4	-120.3	0.0	29.4	120.3	0.0
Tot	15.8	73.8		855.1	376.9	-478.3		341.9	513.2	35.0

Tab. 16. Bilan hydrique global d'après la méthode de Thornthwaite - Station de Tébessa
72/2012

- T : température mensuelle en C^0 -Pr : précipitation mensuelle en (mm)
- i : indice thermique - RFU : réserve facilement utilisable en (mm)
- k : coefficient de latitude - ETR : évapotranspiration réelle en (mm)
- ETP : évapotranspiration potentielle en (mm) - Def : déficit agricole en (mm)
- BH: Bilan Hydrique - EXC : excédent en (mm)

Formules de vérification:

$$P = \sum ETR + \sum EX \quad \text{A.N: } P = 341.9 + 35 = 376.90$$

$$ETP = \sum ETR + \sum DA \quad \text{A.N: } ETP = 341.9 + 513.2 = 855.1$$

<i>mois</i>	<i>T⁰C</i>	<i>i</i>	<i>K</i>	<i>ETP</i>	<i>Pr</i>	<i>BH</i>	<i>RFU</i>	<i>ETR</i>	<i>Def</i>	<i>Exc</i>
S	22.2	9.6	1.03	102.8	44.2	-55.5	0.0	44.2	55.5	0.0
O	19.3	7.7	0.97	75.2	40.1	-23.9	0.0	40.1	23.9	0.0
N	11.5	3.6	0.86	27.1	33.4	6.0	6.0	27.3	0.0	0.0
D	7.8	2.0	0.81	13.0	40.8	26.3	26.0	14.5	0.0	6.3
J	6.8	1.6	0.87	10.9	32.2	20.5	26.0	11.7	0.0	20.5
F	7.4	1.8	0.85	12.2	25.9	10.9	26.0	15.0	0.0	10.9
M	10.6	3.1	1.03	28.0	36.2	6.5	26.0	29.7	0.0	6.5
A	14.3	4.9	1.10	50.3	40.0	-8.0	18.0	48.0	0.0	0.0
M	19.2	7.7	1.21	93.7	38.0	-53.8	0.0	56.0	35.7	0.0
J	24.1	10.8	1.22	139.8	25.3	-110.8	0.0	25.3	110.8	0.0
J	27.6	13.3	1.24	180.3	18.8	-149.0	0.0	18.8	149.0	0.0
A	26.6	12.6	1.16	158.7	35.4	-114.3	0.0	35.4	114.3	0.0
Total	16.5	78.8		892.0	410.2	-444.9		366.0	489.1	44.2

Tab. 17. Bilan hydrique d'après la méthode de Thornthwaite - Station de Tébessa 2002/2012.

Formules de vérification:

$$P = \sum ETR + \sum EX \quad P = 366.0 + 44.2 = 410.2$$

$$ETP = \sum ETR + \sum DA \quad ETP = 366.0 + 489.1 = 892.0$$

<i>mois</i>	<i>T⁰C</i>	<i>i</i>	<i>K</i>	<i>Pr</i>	<i>ETP</i>	<i>BH</i>	<i>RFU</i>	<i>ETR</i>	<i>Def</i>	<i>Exc</i>
S	19,8	8,0	1,03	28,2	91,9	-63,7	0,0	28,2	63,7	0,0
O	13,7	4,6	0,97	152,2	49,2	103,0	26,0	49,2	0,0	77,0
N	10,7	3,2	0,86	17,7	29,9	-12,2	13,8	29,9	0,0	0,0
D	5,7	1,2	0,81	30,8	10,7	20,1	26,0	10,7	0,0	7,9
J	4,4	0,8	0,87	14,9	7,7	7,2	26,0	7,7	0,0	7,2
F	4,8	0,9	0,85	39,3	8,6	30,7	26,0	8,6	0,0	30,7
M	5,6	1,2	1,03	172,3	13,3	159,0	26,0	13,3	0,0	159,0
A	10,5	3,1	1,10	60,8	37,1	23,7	26,0	37,1	0,0	23,7
M	19,9	8,1	1,21	25	108,7	-83,7	0,0	51,0	57,7	0,0
J	23,1	10,1	1,22	47,9	137,8	-89,9	0,0	47,9	89,9	0,0
J	26,9	12,8	1,24	8,4	176,9	-168,5	0,0	8,4	168,5	0,0
A	23,6	10,5	1,16	37,2	135,4	-98,2	0,0	37,2	98,2	0,0
Total	14,1	64,5		634,7	807,2	-172,5		329,2	478,0	305,5

Tab.18. Bilan hydrique d'après la méthode de Thornthwaite - Station de Tébessa.
Année pluvieuse 72 /73.

Formules de vérification:

$$P = \sum ETR + \sum EX \quad P = 329.2 + 305.5 = 634.7$$

$$ETP = \sum ETR + \sum DA \quad ETP = 329.2 + 478.0 = 807.2$$

<i>mois</i>	<i>T^oC</i>	<i>i</i>	<i>K</i>	<i>Pr</i>	<i>ETP</i>	<i>BH</i>	<i>RFU</i>	<i>ETR</i>	<i>Def</i>	<i>Exc</i>
S	20,5	8,5	1,03	12,4	89,1	-76,7	0,0	12,4	76,7	0,0
O	17	6,4	0,97	4,1	60,4	-56,3	0,0	4,1	56,3	0,0
N	11,8	3,7	0,86	1,2	28,2	-27,0	0,0	1,2	27,0	0,0
D	13,2	4,3	0,81	15	32,4	-17,4	0,0	15,0	17,4	0,0
J	7,1	1,7	0,87	31,6	11,7	19,9	19,9	11,7	0,0	0,0
F	8,2	2,1	0,85	7,1	14,8	-7,7	12,2	14,8	0,0	0,0
M	9,8	2,8	1,03	18,9	24,4	-5,5	6,7	24,4	0,0	0,0
A	15,5	5,5	1,10	46,8	58,3	-11,5	0,0	53,5	4,8	0,0
M	17,7	6,8	1,21	16,1	80,9	-64,8	0,0	16,1	64,8	0,0
J	24,6	11,2	1,22	10,3	145,2	-134,9	0,0	10,3	134,9	0,0
J	27,8	13,4	1,24	20,2	182,8	-162,6	0,0	20,2	162,6	0,0
A	25,7	11,9	1,16	23,7	149,1	-125,4	0,0	23,7	125,4	0,0
Total	16,6	78,3		207,4	877,2	-669,8		207,4	669,8	0,0

Tab.19. Bilan hydrique d'après la méthode de Thornthwaite - Station de Tébessa.
Année sèche 96/97.

Formules de vérification:

$$P = \sum ETR + \sum EX \quad P = 207.4 + 0 = 207.4$$

$$ETP = \sum ETR + \sum DA \quad ETP = 207.4 + 669.8 = 877.2$$

II. 4. 6. Commentaire sur le bilan hydrique

Le bilan hydrique nous a permis d'évaluer la part de chaque paramètre hydrologique. D'après l'établissement de ces bilans on a pu tirer ces quelques conclusions :

Bilan hydrique global période allant de 72-2012

-Le déficit agricole se remarque à partir du mois de mai et se poursuit jusqu'à octobre, période pendant laquelle la RFU est épuisée (Tab. 16).

La figure ci-dessous (Fig. 42) illustre les résultats du tableau (16) sur 41 ans (72/2012), sur le bilan de Thornthwaite, qui nous permet une lecture simple des différents éléments du bilan.

-Les hauteurs de précipitation atteignent leur maximum au mois de mars (44.0 mm) où l'ETP atteint en janvier un minimum (11.7 mm)

-L'ETP atteint son maximum au mois de juillet (167.7 mm) où les précipitations atteignent (13.0 mm).

Pendant le mois de novembre le stock se reconstitue ou la RFU atteint son maximum (26 mm) au mois de janvier puis demeure jusqu'au mois d'avril ensuite diminue jusqu'à l'épuisement total (Mai).

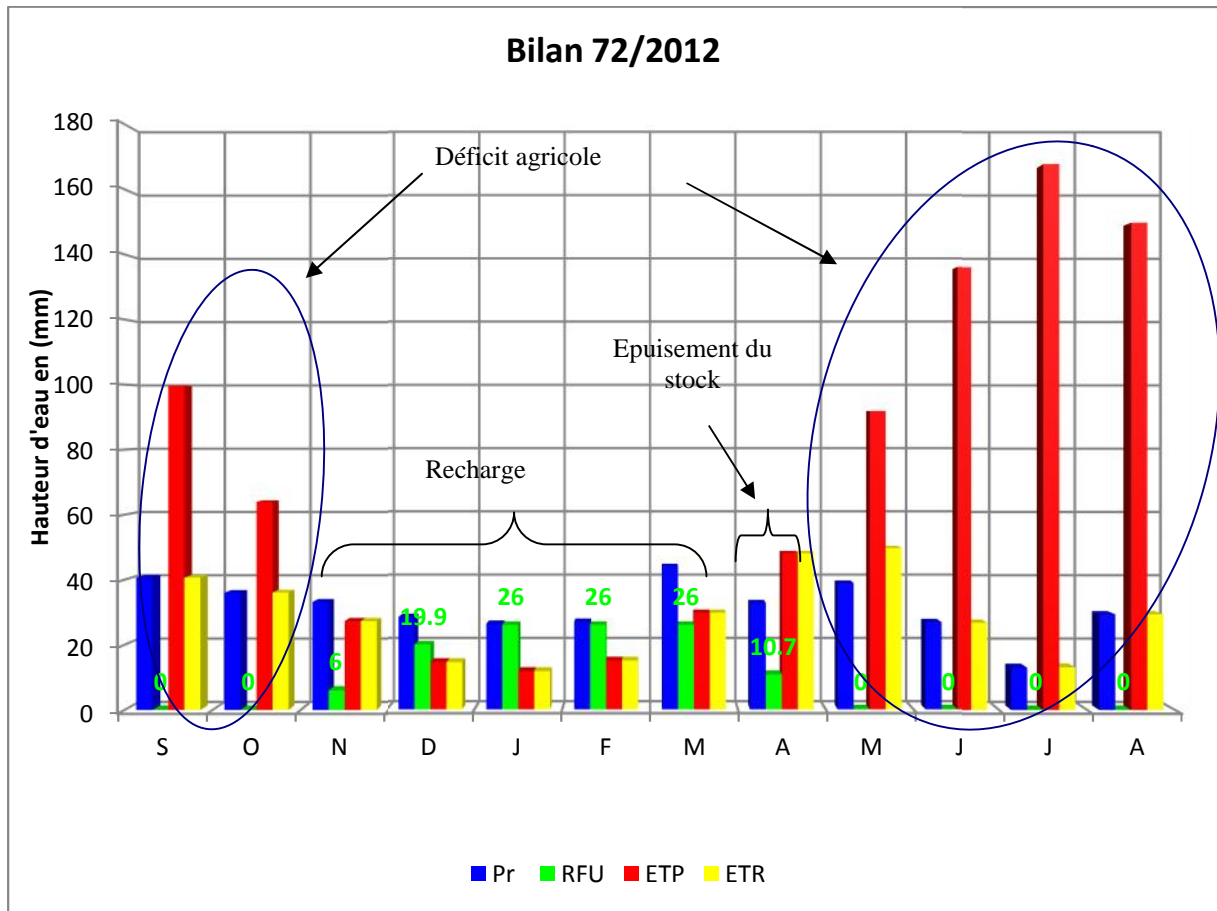


Fig. 42. Représentation graphique du bilan de Thornthwaite/ Station de Tébessa (1972/2012).

Bilan hydrique période allant de 2002-2012:

Sur cette période qui s'étale de l'année 2002 au 2012 (Tab. 17) on remarque que : La réserve facilement utilisable est épuisée à partir du mois de Mai jusqu'au mois d'octobre, période marquée par un déficit agricole. Pendant le mois de Novembre le stock se reconstitue atteignant un maximum au mois de Décembre (26 mm) puis diminue en avril jusqu'à l'épuisement total en Mai. L'écoulement commence au mois de Décembre et se termine en mois de Février avec un maximum d'écoulement en Décembre et un minimum en mois de mars (figure 43).

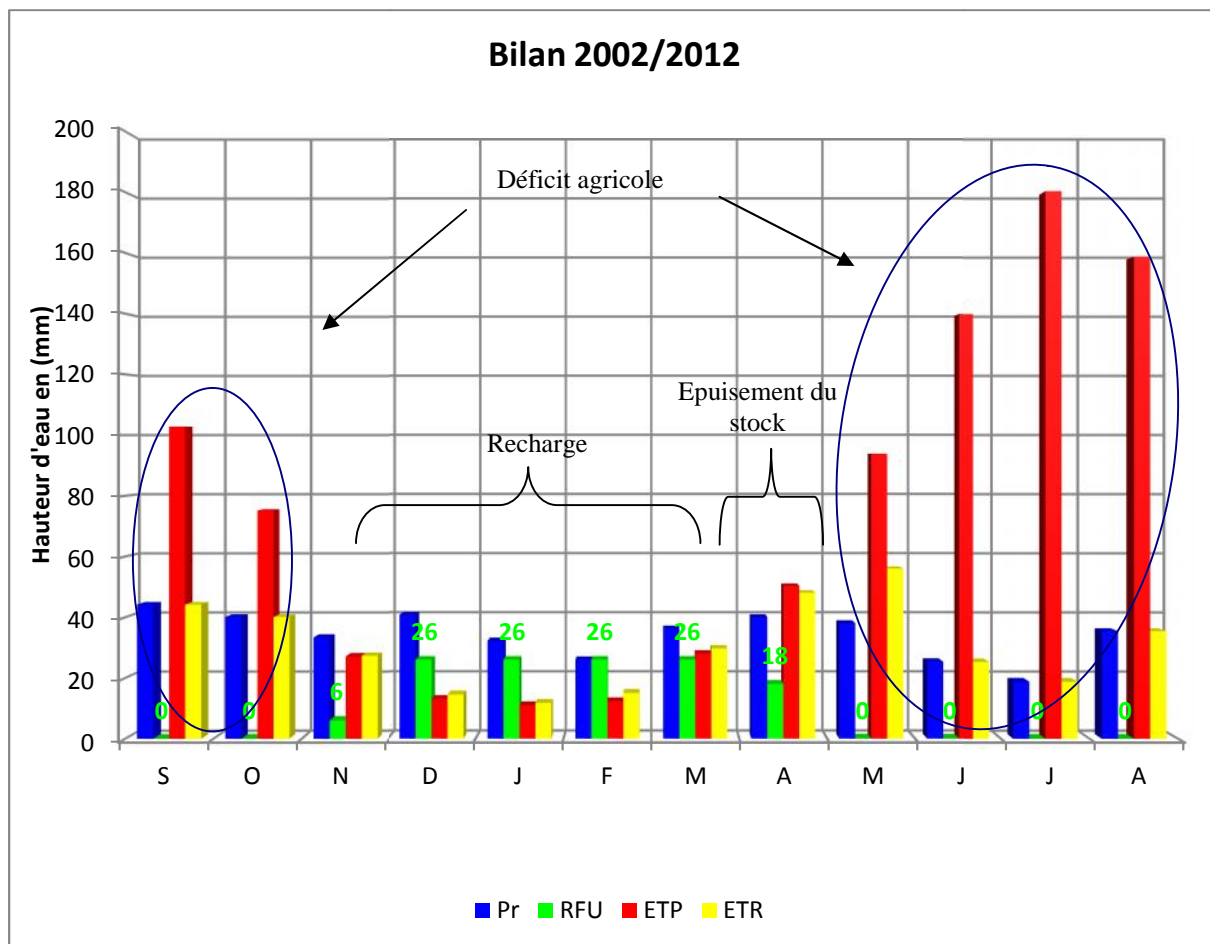


Fig. 43. Représentation graphique du bilan de Thornthwaite/ Station de Tébessa (1999 /2009).

Bilan hydrique année pluvieuse 72/73

Sur une période de trente sept ans l'année 72/73 est la plus humide marquée par une pluviosité considérable.

Le bilan établie selon la méthode de Thornthwaite (tableau 18), montre un déficit agricole s'étalant du mois de mai jusqu'au mois de septembre, période pendant laquelle la RFU est épuisée.

Le mois d'octobre annonce une reconstitution du stock. La RFU atteint son maximum (26 mm) au cours de la période allant du mois de Décembre jusqu'au mois de Mars au-delà, elle diminue jusqu'à son épuisement total (Mai) (Figure 44).

L'excédent touche les mois d'octobre, décembre, janvier, février, mars et avril avec un maximum au mois de mars et un minimum au mois de janvier. C'est une année excédentaire.

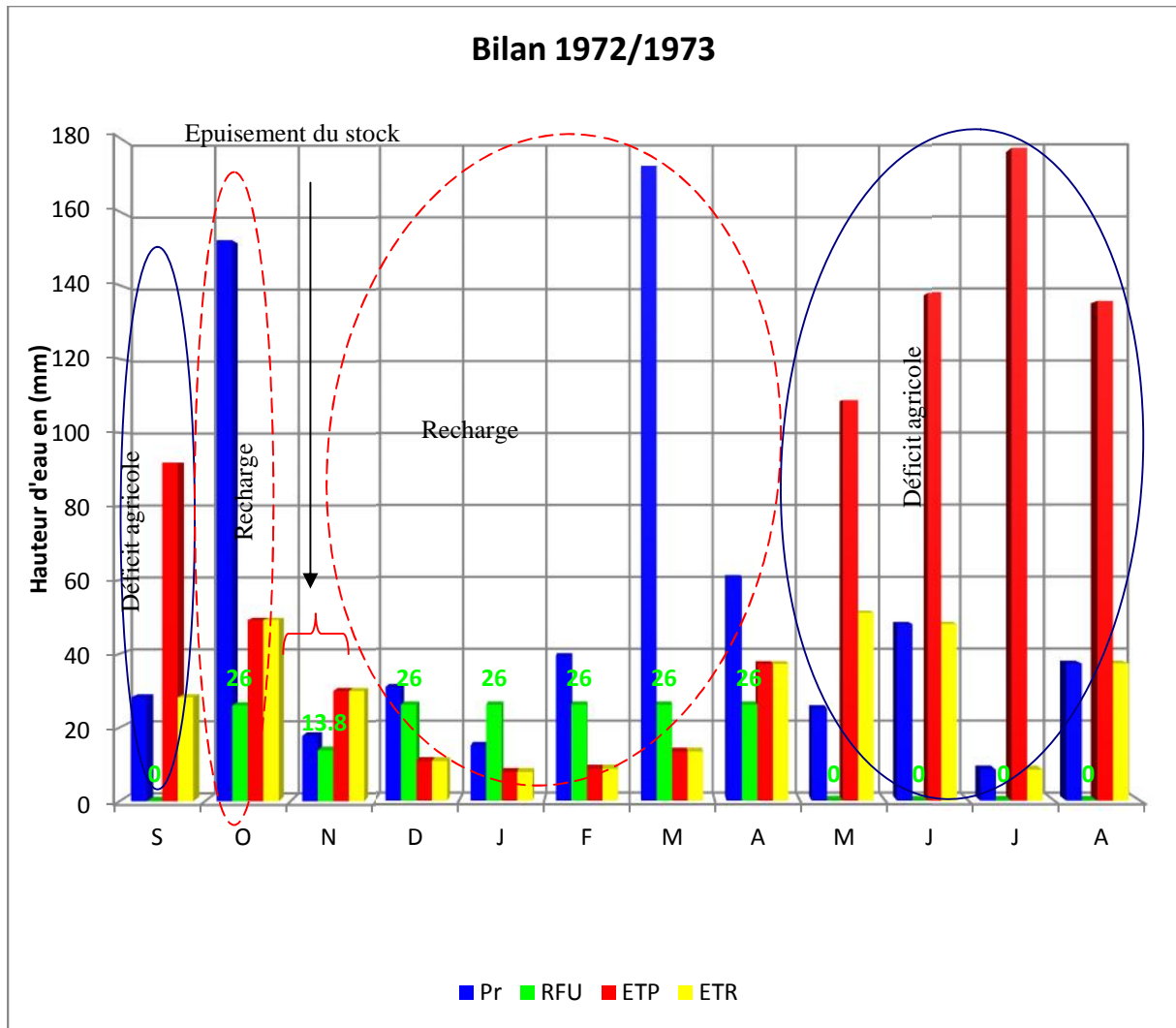


Fig. 44. Représentation graphique du bilan de Thornthwaite/ Station de Tébessa (1972 /73)

Bilan hydrique année sèche 96/97

Cette année est la plus sèche pendant une période de trente sept ans (72/2009). L'établissement du bilan hydrique de Thornthwaite (Tab 19) nous a aidé a montré que :

Le déficit agricole commence à partir d'avril et se poursuit jusqu'au mois de décembre période, pendant laquelle la RFU est épuisée.

La RFU est reconstituée pour quelques mois mais avec des quantités très minimes.

L'écoulement (excédent) est nul c'est une année déficitaire (Figure 45).

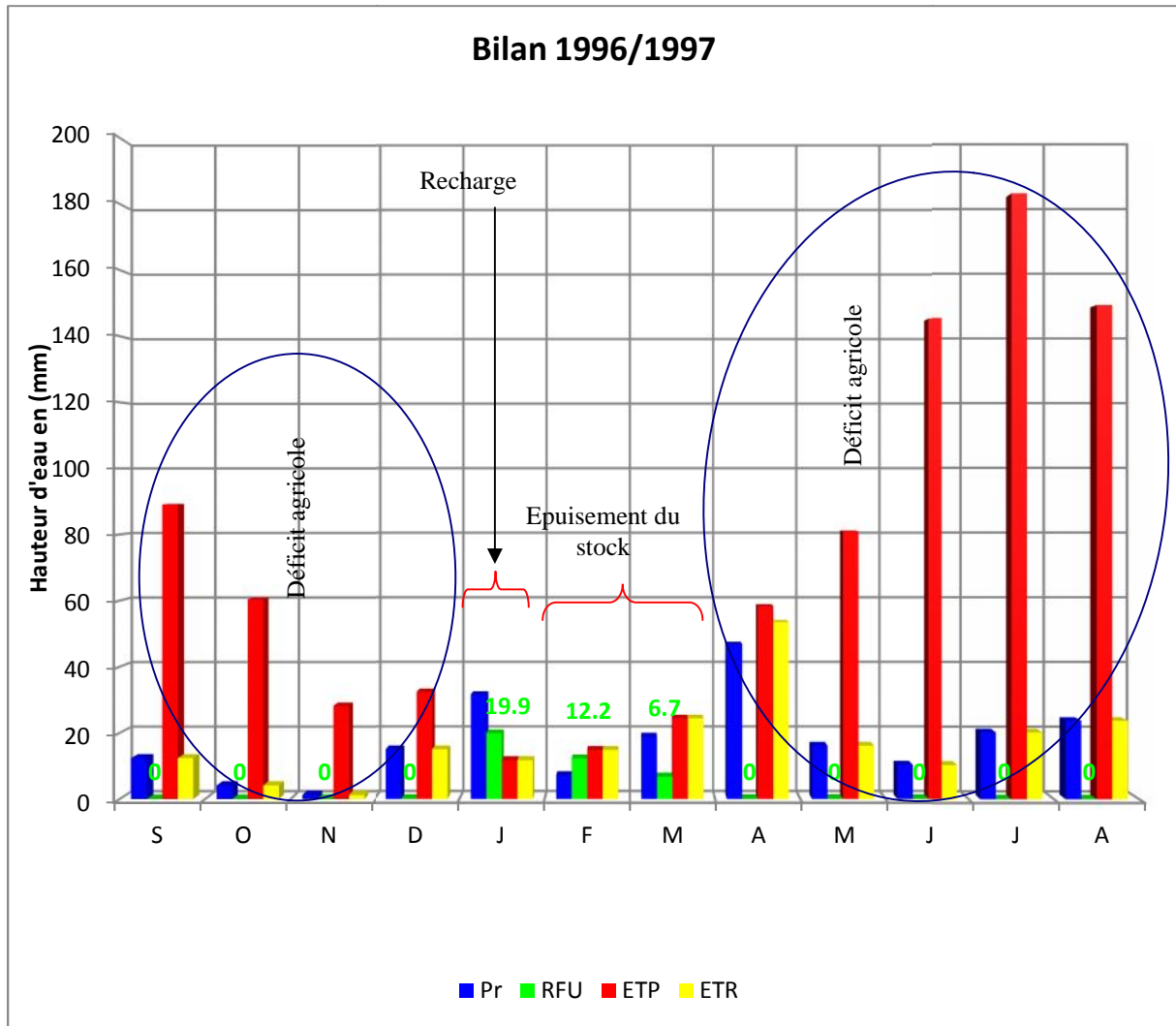


Fig. 45. Représentation graphique du bilan de Thornthwaite/ Station de Tébessa (1996 /97)

II. 5. Variation de l'écoulement interannuel moyen

Les écoulements mensuels sont reconstitués à partir de l'information disponible sur les pluies et l'ETP mensuels dans les différents bassins d'étude.

Les données traitées de (1965-1995) ont permis de connaître la lame d'eau moyenne écoulee, qui varie de moins 50 mm par an sur les hautes plaines et à plus de 500 (peut aller jusqu'à 1000 mm) sur les massifs du tell maritime (Figure 46). (A.Mebarki, 2003).

La région d'étude, telle que délimitée sur la carte reçoit une moyenne des précipitations de 370 mm/an, dont la lame d'eau moyenne écoulee varie de 5 à 100 mm/an.

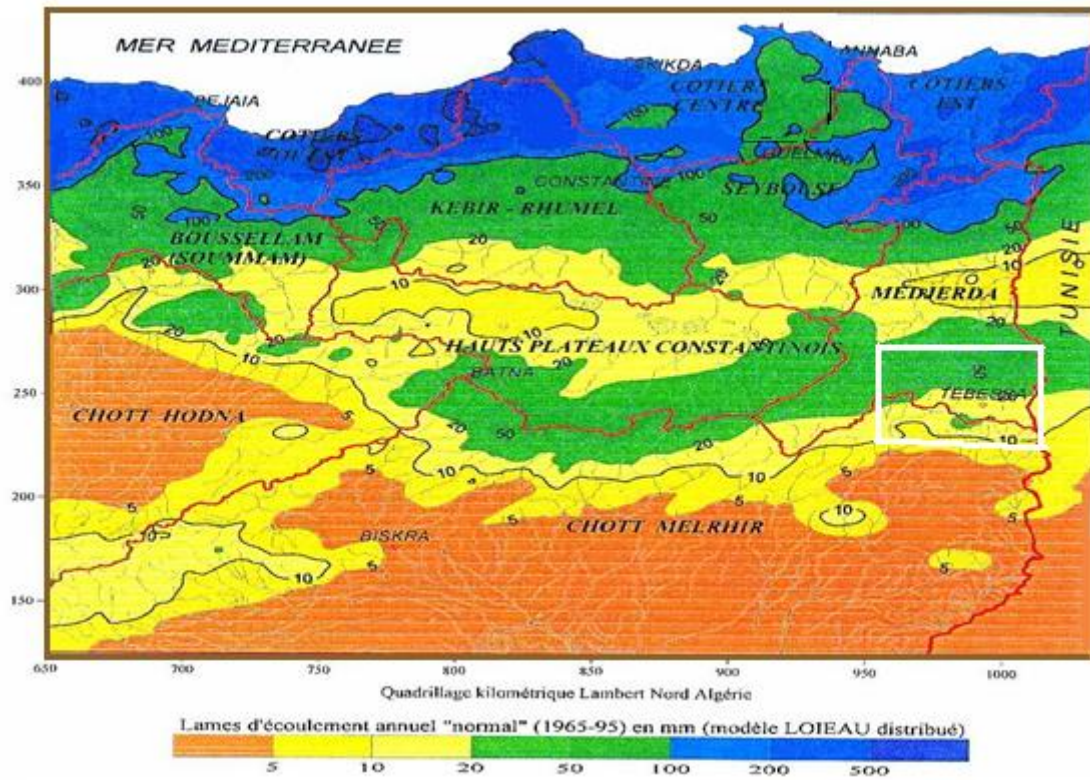


Fig. 46. Ecoulement interannuel moyen dans la zone d'étude (1965-1995)

HYDROLOGIE

I. Introduction

Le bassin versant de l'oued Bouakous (fig. 47) couvre une superficie de 16 Km² est drainé par le cour d'eau du même nom. Il fait partie du bassin versant de la Medjerdah. Cet oued principal, avec une longueur de 5.5 Km traverse la vallée de Youkous depuis sa source (la grotte de Bouakous) jusqu'à la sortie en rejoignant la plaine de Ain Chabro sur un axe en demi cercle avec un changement d'orientation de son lit. Plusieurs affluents de moindre importance constituent le chevelu hydrographique. Ce réseau hydrographique dans sa totalité, suit un régime d'écoulement semi-permanent ou absent, même au niveau de l'oued principal.

II. Étude de sous bassin versant de Bouakous

Sur la base d'une bonne étude hydrologie résulte un bon dimensionnement et d'une bonne exploitation et plus de sécurité. L'une des premières parties essentielles de cette étude est la détermination de la géométrie du bassin versant.

II.1. Les paramètres géométriques

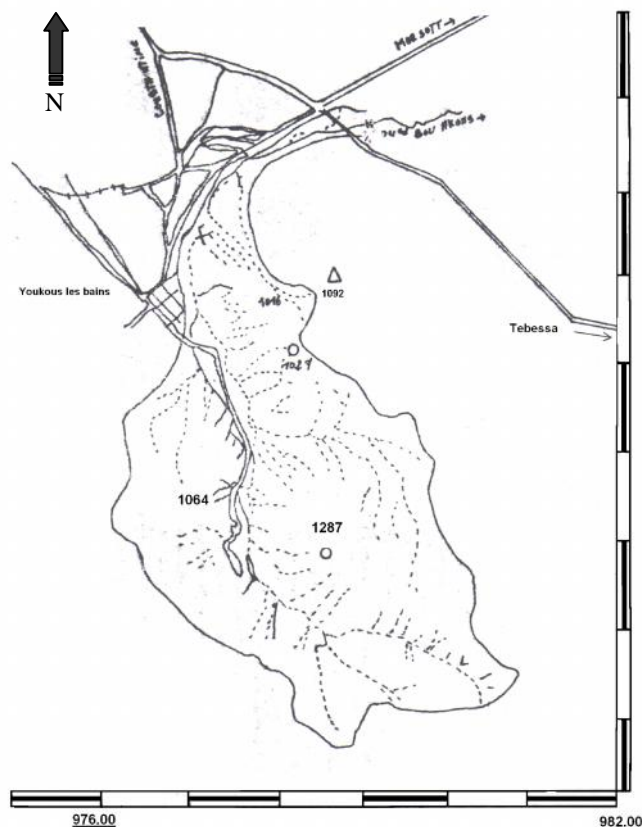
A. le périmètre, la surface et l'indice de compacité

Par curvimètre et par plan métrage on a déterminé

- le périmètre (P) du sous bassin : P =19Km.
- La surface (S) : S=17.5 Km².

Mais l'indice de compacité (K_C) du sous bassin versant est donné par la formule suivante :

$$K_C = \frac{P}{2\sqrt{fS}} = \frac{0.28P}{\sqrt{S}}$$



Application numérique :

$$K_C = \frac{0.28 \cdot 19}{\sqrt{17.5}} \Rightarrow K_C = 1.27.$$

Le K_C est étudié pour caractériser la forme du bassin qui d'après sa valeur supérieur à 1 (Dans notre cas : K_C > 1)

On déduit que le sous bassin de Bouakous est d'une forme allongée ce qui augmente le temps de concentration de l'eau à l'exutoire

Fig. 47 : Bassin versant 'Youkous'
Surface 17.5 Km²
Carte Youkous les bains Ech-1/50.000

B. la pente moyenne du sous bassin de Bouakous :

Elle est donnée par la formule suivante :

$$Ip_{moy} = \frac{H_{max} - H_{min}}{L}$$

Application numérique : $Ip = \frac{1626-870}{6.97 \times 10^3} = 68.29 \times 10^{-3} = 6.82\%$

▪ **L'indice se pente globale (Ig) :**

$$Ig = \frac{D}{L} = \frac{H_{5\%} - H_{95\%}}{L}$$

Application numérique : $Ig = \frac{4.85}{6.97 \times 10^3} = 0.07 \Rightarrow Ig = 7.03\%$.

▪ **La classification du relief**

Selon la classification de ORSTOM d'après les valeurs de Ig et D :

Indice de pente globale	Denivlée <<D>>	Relief <<R>>
0.01 < Ig < 0.02	50 < D < 100m	Moderé
0.02 < Ig < 0.05	100 < D < 250m	Assez fort
0.05 < Ig < 0.1	250 < D < 500m	Fort
Ig > 0.1	D > 500m	Très fort

Tab. 20. Classification du relief selon l'ORSTOM

C. Rectangle équivalent

Le but du rectangle équivalent est de comparer les sous bassin entre eux, du point de vue influence de la forme sur l'écoulement et la détermination de l'indice de forme pour chaque sous bassin.

- Les dimensions du rectangle équivalent :

La longueur équivalente : (L)
$$L = \frac{K_C \sqrt{S} \left[1 + \sqrt{1 - \left[\frac{1.12}{K_C} \right]^2} \right]}{1.12}$$

Application numérique :
$$L = \frac{1.27 \sqrt{17.5} \left[1 + \sqrt{1 - \left[\frac{1.12}{1.27} \right]^2} \right]}{1.12} \Rightarrow L = 6.9 Km.$$

La largeur équivalente :
$$l = \frac{K_C \sqrt{S} \left[1 - \sqrt{1 - \left[\frac{1.12}{K_C} \right]^2} \right]}{1.12}$$

Application numérique :
$$l = \frac{1.27 \sqrt{17.5} \left[1 - \sqrt{1 - \left[\frac{1.12}{1.27} \right]^2} \right]}{1.12} \Rightarrow l = 2.51 Km$$

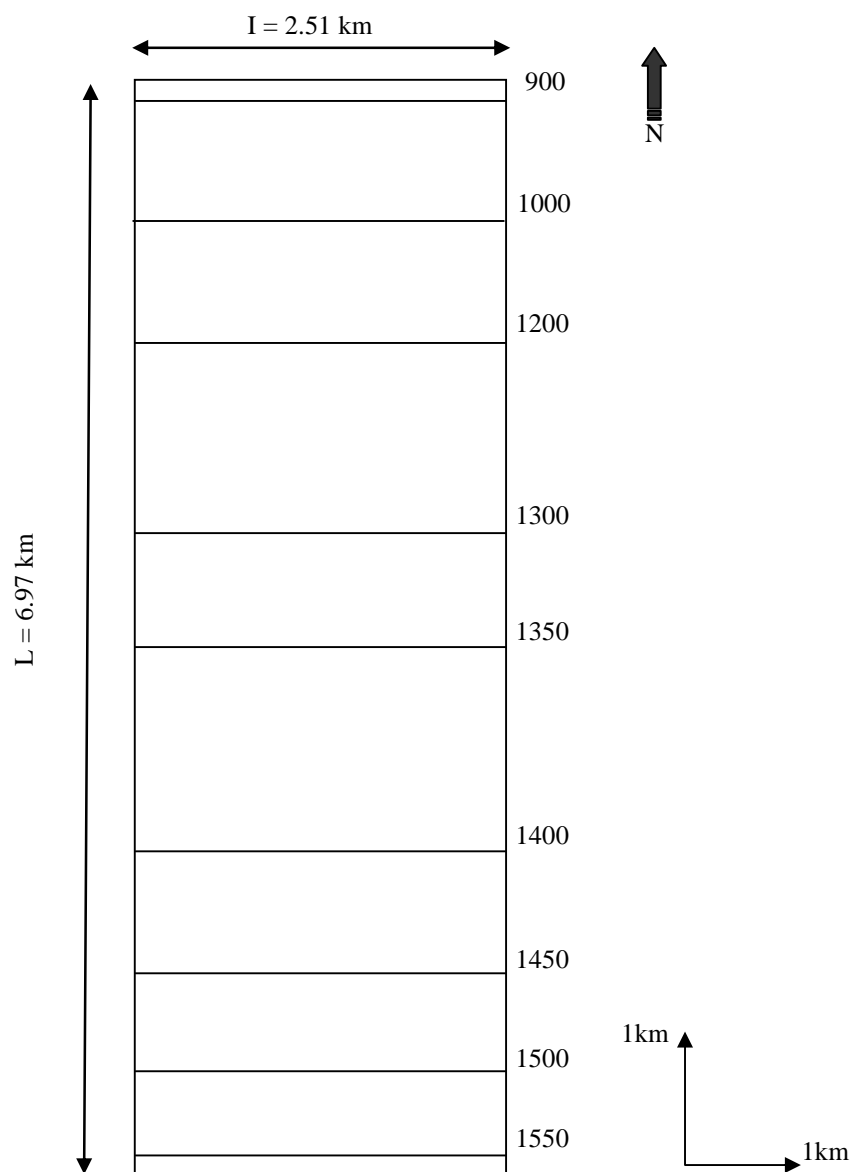


Fig. 48 : Rectangle équivalent du sous bassin versant de Bouakkous.

Tranche d'altitude en (m)	Superficies partielles si		Superficies cumulées		Altitude moyenne Hi	E Hi Si
	Km2	%	Km2	%		
> 1600	0.175	1	0.175	1	1600	272
1600-1550	0.248	1.42	0.423	2.42	1575	378
1550-1500	1.247	7.13	1.670	9.54	1525	1891
1500-1450	1.850	10.57	3.520	20.12	1475	2728.75
1450-1400	1.873	10.69	5.390	30.8	1425	2664.75
1400-1350	2.62	14.97	8.010	45.77	1375	3602.5
1350-1300	1.850	10.57	9.860	56.34	1325	2451.25
1300-1200	3.120	17.82	12.980	74.17	1250	3900
1200-1000	1.84	10.52	14.820	84.69	1100	2024
1000-900	2.34	13.37	17.160	98.05	950	2223
900<	0.34	1.94	17.50	100	900	306
	17.5	100				1341.15

Tab. 21. Répartition des surfaces en fonction des altitudes du sous bassin versant de Bouakkous.

II-2- paramètres du relief :

L'établissement de la courbe hypsométrique et la courbe de fréquence altimétrique, nous conduit vers l'analyse du relief qui est un facteur influençant sur le comportement du sous bassin, en ce qui concerne le ruissellement, l'infiltration et l'évapotranspiration.

A- La courbe hypsométrique :

On trace cette courbe, en portant en abscisse les tranches d'altitudes et en ordonnées les superficies en pourcentage (%) comprise entre les tranches d'altitude d ou on peut tirer les paramètres suivant :

L'altitude maximale : $M_{\max} = 1626\text{m}$.

L'altitude minimale : $M_{\min} = 878\text{m}$.

L'altitude moyenne : $M_{\text{moy}} = \frac{\sum H_i S_i}{S} = H_{\text{moy}} = 1282.35 \text{ m}$.

On a trouvé d'après notre étude :

$I_g = 0.07 \Rightarrow 0.05 < I_g < 0.1$ et $D = 485 \Rightarrow 250 < D < 500\text{m}$.

Alors on peut classer notre relief dans la classe du relief fort.

II-3- Le réseau hydrographique :

Le réseau hydrographique est l'ensemble des cours d'eau qui drainent les eaux de surface vers l'exutoire du sous bassin versant :

La surface du bassin est drainée par Oued Bouakous alimenté à l'amont par la grotte de Bouakous qui est de longueur d'ordre 5.25 Km jusqu' à la limite avale du Bassin.

II-4- Les caractéristiques hydrographiques

a- Le temps de concentration

Le temps de concentration est la durée nécessaire que met la pluie tombant sur un point hydrologiquement éloigné jusqu' à l'exécutoire. On peut l'obtenir par la formule de (Griondotti).

$$I_c = 4\sqrt{S} + 1.5(Lp) / 0.8\sqrt{H_{moy} - H_{min}}$$

Avec :

Lp : la longueur du talweg en Km. $T_c = \frac{\sqrt{17.5 + 1.5(5.25)}}{0.8\sqrt{1341.15 - 1150}} = 2.22h.$

B- Vitesse d'écoulement de l'eau (Ve):

$$V_e = L_p / T_c \quad \text{en m/s.}$$

Application numérique :

$$V_c = 5.25 \times 10^3 / 2,22 \times 3600 = 0,65 \text{m/s}$$

C- Coefficient d'allongement (K)

$$K = P^2 / S.$$

Application numérique :

$$19^2 / 17.5 = 20.62.$$

Paramètres	symbole	valeur	unité
Surface	S	17.5	Km ²
Périmètres	P	1.9	Km
Indice de compacité	K _C	1.27	/
Langueur équivalente	L	6.97	Km
Largeur équivalente	l	2.51	Km
Altitude maximale	H _{max}	1626	m
Altitude minimale	H _{min}	878	m
Altitude moyenne	H _{moy}	1282.35	m
Indice de pente moyenne	Ip moy	10.84	%
Indice de pente globale	Ig	7.03	%
Dénivelé	D	480	m
Temps de concentration	T _C	2.22	H
Vitesse d'écoulement	Ve	0.65	m/s
Coefficient d'allongement	K	20.62	/

Tab. 22. Tableau récapitulatif des différents paramètres du sous bassin versant de Bouakkous.

III-Étude des apports liquides

Le sous bassin de Bouakkous ne dispose pas de station hydrométrique d'où l'absence des données concernant les valeurs des apports. Pour rendre à une telle préoccupation il a été utilisé des formules applicables dans certaines régions de l'Algérie.

III-1- Estimation de l'Apport annuel moyen (A_o)

On utilise la relation qui donne le module spécifique moyen (M_o) en L/S Km² en fonction de P (pluviométrie moyenne annuelle $M_o = 11.8 * P^{2.82}$).

L'apport annuel moyen (A_o) du sous bassin versant :

$$A_o = M_o S * 31.54 \times 10^3 \quad \text{en m}^3/\text{ans.}$$

Année	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012
P (m)	0.355	0.489	0.618	0.417	0.433	0.376	0.376	0.289	0.482	0.418	0.254
M _o	0.64	1.58	3.05	1.00	1.12	0.75	0.75	0.36	1.51	1.01	0.25
A _o (m ³ /an)	353051	870732	1682494	553544	617125	414728	413487	197528	832201	559175	137195

Tab.23. Estimation des apports annuels moyens (A_o) de la période 1999-2004.

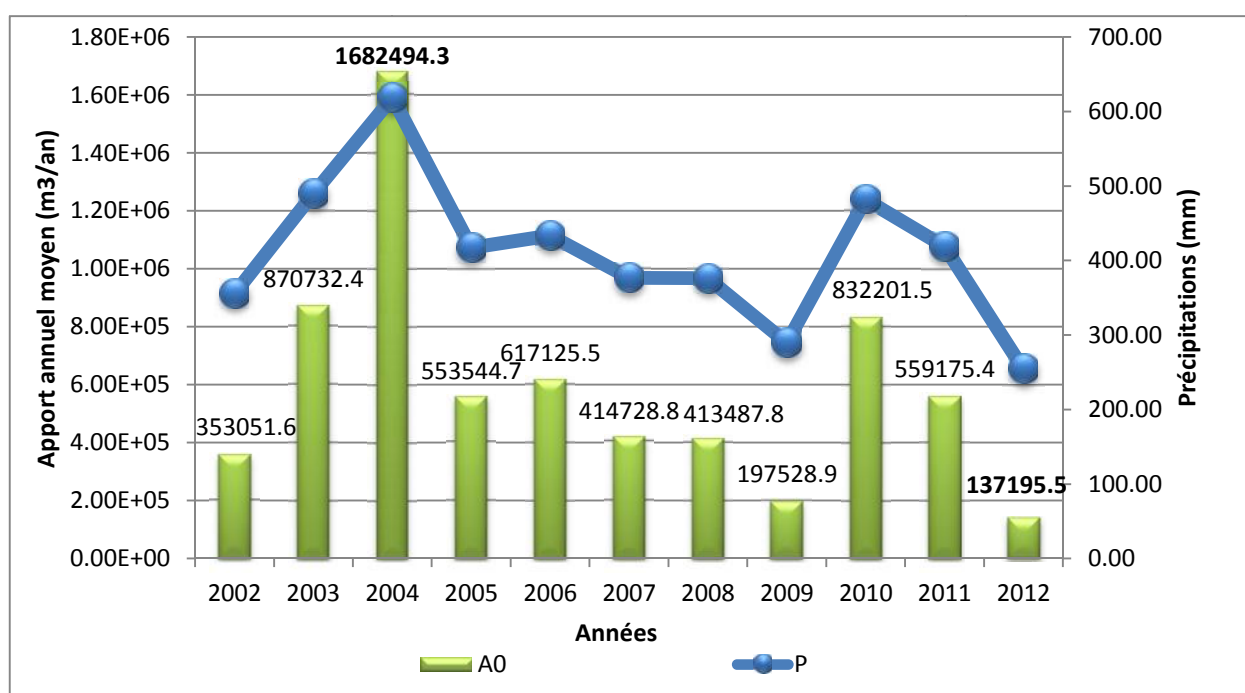


Fig. 49 : Variation de l'apport annuel moyen (2002/2012)

D'après ce tableau on remarque que :

- L'apport annuel moyen est important pendant l'année 2004 avec une valeur de 1682494.3 m³/ans.
- L'apport annuel moyen est moins important en 2012 avec une valeur de 137195.5 m³/ans.

III-2- La lame d'eau ruisselée

L'apport annuel moyen correspond une lame d'eau ruisselée donnée par la formule :
 $R = A_0 / S \cdot 10^3$. en (mm)

Année	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012
P (m)	0.355	0.489	0.618	0.417	0.433	0.376	0.376	0.289	0.482	0.418	0.254
A₀ (m3/an)	353051	870732	1682494	553544	617125	414728	413487	197528	832201	559175	137195
R (mm)	20.17	49.76	96.14	31.63	35.26	23.70	23.63	11.29	47.55	31.95	7.84

Tab. 24. La lame d'eau ruisselée durant les années 2002-2012.

D'après ce tableau on remarque :

-La lame d'eau ruisselée a pu atteindre le maximum pendant l'année 2004 avec une valeur de 96.14 mm.

- La valeur minimale de la lame d'eau ruisselée est enregistrée en 2012 avec une valeur de 7.84 mm.

III-3- Calcul du coefficient d'écoulement

$$Ce = s / p \text{ en \%}$$

Année	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012
P (m)	0.355	0.489	0.618	0.417	0.433	0.376	0.376	0.289	0.482	0.418	0.254
Ce(%)	4.41	3.20	2.54	3.76	3.62	4.17	4.17	5.42	3.26	3.75	6.17

Tab. 25. Calcul du coefficient d'écoulement (Ce) dans la période (2002-2012).

D'après ce tableau on remarque :

- Le coefficient d'écoulement « Ce » a une valeur maximale en 2012 de 6.17% ce qui indique que les précipitations pendant l'année considéré sont plus importantes.

- Le coefficient d'écoulement « Ce » est plus faible en 2004 avec une valeur de 2.54%.

Conclusion

L'étude climatologique de la région de Tébessa permet de distinguer que le climat est typiquement semi-aride de type continental (hiver froid et été chaud). La température moyenne annuelle qui y règne est de 15.8 °C.

Les précipitations moyennes annuelles, sur une période de 41 ans (72/73 – 2011/2012), sont estimées à 376.20 mm. L'évapotranspiration réelle est estimée à 332.72 mm soit 89.64 %

des précipitations. Le ruissellement bénéficie que de 6.68 % des précipitations ce qui représente 24.81 mm.

L'infiltration ne laisse percoler que 13.64 mm, qui ne représente que 3.67 % des précipitations, ceci nous laisse penser que l'alimentation de la nappe ne se base pas, uniquement sur l'infiltration efficace, mais aussi sur les calcaires fissurés qui bordent la nappe. Sur une période de quarante et un ans 72/2012 l'année la plus sèche est 96/97 avec une pluviosité de 392,6 mm, l'année la plus humide est 72/73 avec une moyenne de 634, mm.

Concernant l'hydrologie, il a été déterminé les paramètres géométriques du sous bassin versant de Bouakkous.

- Périmètre : 19 Km, surface : 17.5 Km, indice de compacité (Kc) = 1.27.

Indice de pente moyenne $I_p=6.82\%$.

Indice de pente globale $I_g= 7.03\%$.

- Le relief d'après la classification de l'ORSTOM est de type << Relief fort >>.

Du point de vue caractéristique hydrographique :

- Le temps de concentration (T_c) :2.22 h.

- La vitesse d'écoulement de l'eau $V_e=0.65\text{m/s}$.

- Le coefficient d'allongement : $K=20.62$.

- Les apports liquides ont été estimés sur une période de 10 ans entre un minimum de $137195.5 \text{ m}^3/\text{ans}$ et maximum de $1682494.3\text{m}^3/\text{ans}$.

- La lame d'eau ruisselée a été estimée durant l'année 2012 de 7.84, et durant l'année 2004 de 96.14 mm.

- Le coefficient d'écoulement durant l'année 2012 a été estimé de 6.17 % et durant l'année 2004 de 2.54 %.

CHAPITRE IV

IMAGERIE ELECTRIQUE 2D

La tomographie électrique en géophysique

Cette méthode est relativement récente et doit son principal développement aux progrès effectués en informatique et en traitement mathématique. Depuis trois ou quatre ans, la tomographie électrique tend à devenir l'outil indispensable de toute personne concernée par des problèmes d'environnement, d'hydrogéologie, de génie civil, de géologie, de recherche de matière première ou d'archéologie. Des applications se développent de plus actuellement dans le domaine de la recherche minière et pétrolière. Les principaux atouts de cette méthode sont son faible coût de mise en œuvre ainsi que la rapidité du traitement. Les chapitres de cette partie du cours sont donc destinés à donner à l'ingénieur géologue, au géologue géophysicien ainsi qu'au spécialiste de l'environnement de solides bases lui permettant d'utiliser cette méthode et d'interpréter les résultats obtenus de manière correcte.

I. Tomographie électrique 2D

I. 1. Introduction

Une des limitations des sondages électriques vient du fait qu'ils ne prennent pas en compte les variations latérales de la résistivité du sous-sol. La méthode d'imagerie électrique 2D fut mise au point dans le but d'obtenir un modèle du sous-sol où la répartition de résistivité varie verticalement et horizontalement le long du profil. Dans ce cas, on suppose que la résistivité ne change pas dans la direction perpendiculaire au profil. Cette supposition est raisonnable pour beaucoup de corps géologiques allongés et dans ce cas la méthode pourra être appliquée. Il faudra alors tenter de placer les profils perpendiculairement au corps à étudier ce qui nous permettra également de déterminer les vraies dimensions de ce corps. En théorie, une étude 3D devrait être encore plus précise. Si, pour un sondage, on emploie quelques dizaines de points, il en faudra entre 100 et 1000 pour un profil 2D et plusieurs milliers pour une acquisition 3D. Cette évolution, bien qu'elle permette une amélioration considérable de notre connaissance du sous-sol, pose différents problèmes: le temps d'acquisition important, le coût du matériel toujours plus élevé et l'interprétation des données de plus en plus nombreuses. L'imagerie 2D semble donc être actuellement un bon compromis entre obtenir des données fiables tout en maintenant un coût d'acquisition et de traitement raisonnable.

I.2. Procédures d'acquisition 2D

Une acquisition 2D utilise en général un grand nombre d'électrodes connectées à un câble multi-conducteurs et placées selon un profil. Un ordinateur portable, dans lequel est programmée la séquence de mesures (ou un résistivimètre possédant un disque dur), est relié à une boîte de commutation et sélectionne automatiquement les électrodes utilisées pour l'injection du courant et la mesure du potentiel (Figure 50). Chaque électrode possède en effet une adresse numérique unique dans le dispositif, ce qui lui permet d'être identifiée par l'ordinateur. La séquence de mesure est généralement créée sous forme de fichier texte dans lequel est contenu diverses informations tel que le type de dispositif utilisé. Les formats de ces fichiers dépendent du constructeur. Les câbles multi-conducteurs sont reliés à la boîte de commutation. Un contact galvanique est assuré avec le sol au moyen de piquets

métalliques (acier inoxydable) ou encore d'électrodes spéciales éliminant la polarisation spontanée. Un espacement constant est généralement utilisé d'une électrode à l'autre.

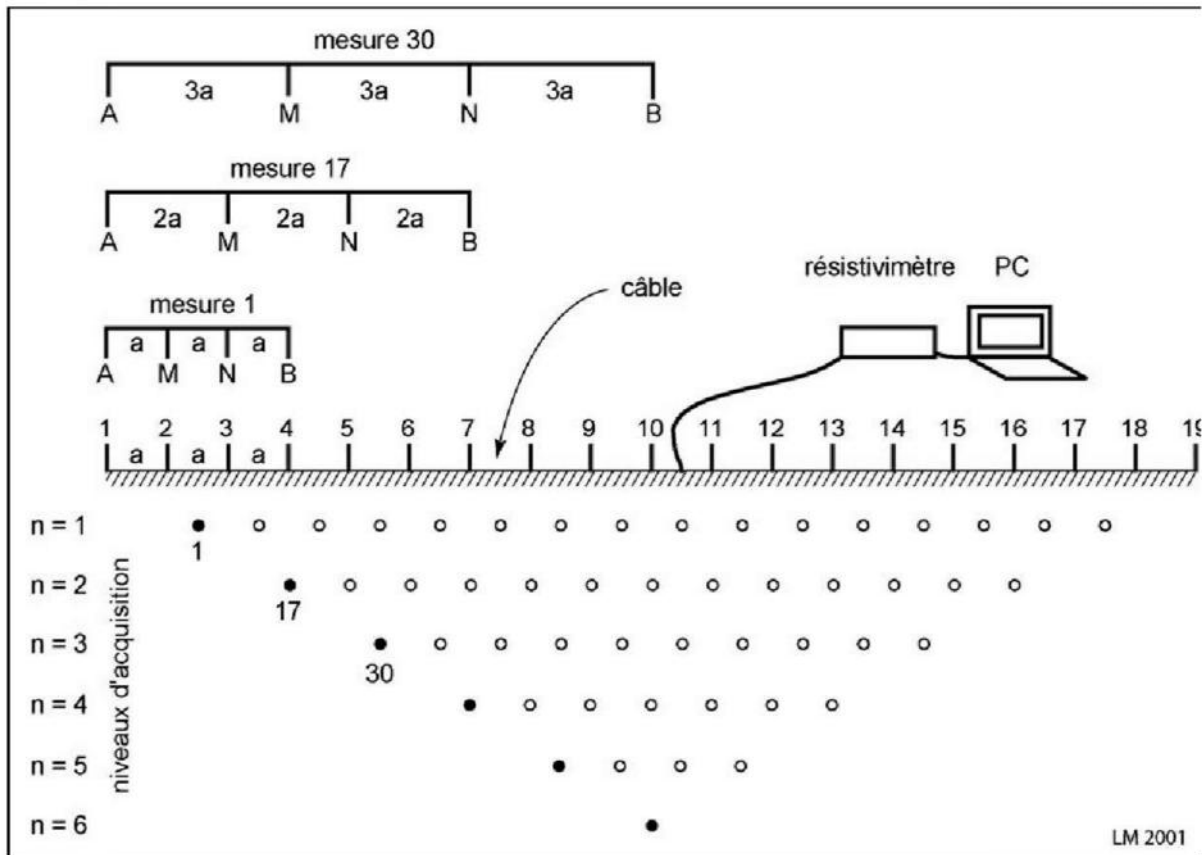


Fig. 50. Arrangement des électrodes pour une acquisition 2D et séquence de mesure pour un dispositif Wenner.

Lorsqu'on lance l'acquisition, le programme sélectionne automatiquement les électrodes utilisées pour l'injection du courant et la mesure du potentiel. La mesure est ensuite stockée dans la mémoire de l'ordinateur (ou du résistivimètre). La plus grande partie du temps d'acquisition est donc passée à attendre que le résistivimètre effectue la séquence de mesure!

Pour obtenir une bonne image 2D du sous-sol, il est nécessaire que la couverture des mesures soit également 2D et uniforme. Prenons comme exemple un dispositif Wenner avec 19 électrodes. La distance entre deux électrodes est notée **a**. En dispositif Wenner (Figure 1.1) la première mesure du fichier d'acquisition va se faire à l'aide des électrodes 1,2,3 et 4; les électrodes 1 et 4 serviront à l'injection du courant (A et B), les 2 et 3 à la mesure du potentiel (M et N). Tout le dispositif va ensuite se déplacer d'une distance **a**. Les électrodes 2 et 5 serviront alors d'injection du courant et les 3 et 4 de mesure du potentiel. Le processus se répète jusqu'à l'électrode 19. On a donc, pour le premier niveau d'acquisition 16 possibilités (19-3). niveau d'acquisition avec **3*a**, **4*a**, etc... (il en existe 6 pour 19 électrodes en Wenner). Il est évident que plus la distance inter-électrode augmente, plus le

nombre de possibilités diminue. Le nombre de mesures va dépendre du type de dispositif utilisé. Pour avoir de bons résultats, il est obligatoire d'effectuer les mesures de manière systématique de façon à éviter les zones sans mesures. Le dispositif Wenner a le plus faible nombre de mesures comparativement aux autres dispositifs communément utilisés.

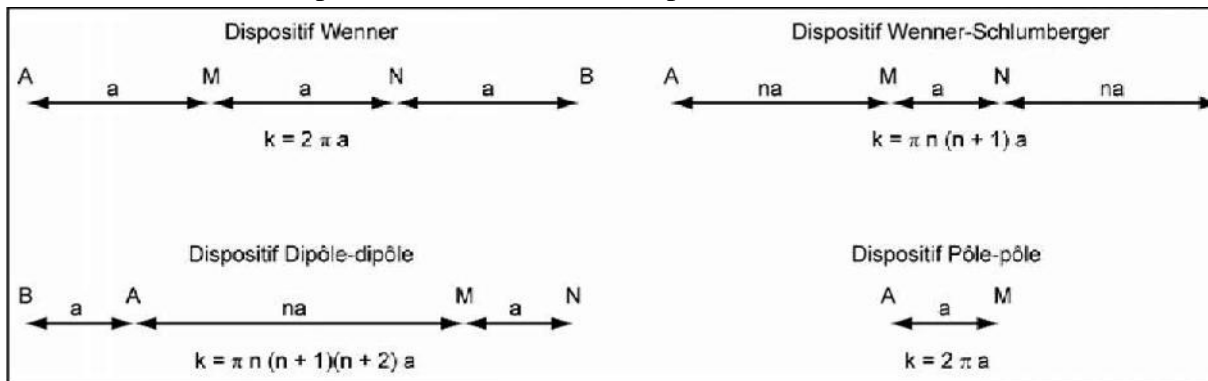


Fig. 51. Dispositifs quadripôles courants. K est le facteur géométrique

Pour le Pôle-pôle, une procédure similaire au Wenner est utilisée. Pour un système avec 19 électrodes, 18 mesures sont d'abord effectuées avec une distance $1 \cdot a$ entre A et M, puis $2 \cdot a$ et ainsi de suite.

Pour un Dipôle-dipôle, un Wenner-Schlumberger ou un Pôle-dipôle, la séquence de mesure est légèrement différente (Figure 51 et Figure 1.4). Pour un Dipôle-dipôle par exemple, les mesures commencent habituellement avec une distance $1 \cdot a$ entre les électrodes d'injection du courant (A et B) et de mesure de potentiel (M et N). La première séquence de mesure est alors effectuée en donnant une valeur de 1 pour le facteur n (qui est le rapport AM/MN) puis une valeur de 2 tout en maintenant la distance AB et MN fixe à $1 \cdot a$. Lorsque n vaut 2, la distance AM est donc le double de la distance AB (ou MN). Pour les mesures suivantes, la valeur de n est habituellement incrémentée jusqu'à 6. A partir de $n=6$, la valeur du potentiel mesurée n'est plus précise car trop faible. Pour accroître la profondeur d'investigation, on augmente la distance AB à $2 \cdot n$ et une même séquence de mesure est effectuée de manière similaire. Si nécessaire, cette opération peut être encore répétée.

Pour le Wenner-Schlumberger et un Pôle-dipôle, différentes combinaisons de a et n sont utilisées. Il est donc bien claire que dans le cas d'un Wenner-Schlumberger, le type exacte du dispositif va donc être compris entre un Wenner au sens strict et un dispositif gradient (avec une distance MN suffisamment petite pour respecter les hypothèses mathématiques et suffisamment grande pour que la différence de potentiel puisse être mesurée).

Une des méthodes utilisées pour permettre d'étendre la zone explorée est la méthode du recouvrement. Après avoir effectué une séquence de mesures avec toutes les électrodes du câble, ce dernier est déplacé d'un certain nombre d'électrodes dans le sens du profil. Toutes les mesures qui impliquent des électrodes sur une partie du câble qui ne se superpose pas au profil originel sont répétées.

I.3. Le concept de "Garbage In - Garbage Out"

Pour avoir un modèle fiable, il est nécessaire d'avoir de bonnes données à la base. Il est donc important d'insister sur ce point. Le traitement effectué pendant l'inversion ne pourra certainement pas améliorer la qualité de vos données: si les données que vous utilisez sont mauvaises, le résultat sera lui-même médiocre. C'est le concept bien connu que les informaticiens nomment "Garbage In - Garbage Out". Il est donc nécessaire de soigner l'acquisition.

Les principaux problèmes d'acquisition sont les suivants:

- Une électrode défectueuse nous prive rapidement d'un nombre élevé de points. Il est donc nécessaire de s'assurer de la bonne marche du matériel. De même, l'impédance d'entrée du résistivimètre doit être suffisamment élevée (plusieurs MQ).

- En zone fortement bruitée, un courant maximum doit être injecté dans le sous-sol de façon à améliorer le rapport signal / bruit (surtout pour les dispositifs à faible force du signal comme le Dipôle-dipôle). Pour ce faire, on augmentera le voltage à l'entrée et on mouillera le sol autour des électrodes. Le but est ici de diminuer la résistance de contact. Cette dernière est généralement mesurée par le résistivimètre avant de lancer la séquence de mesures selon le circuit électronique schématisé à la Figure 52.

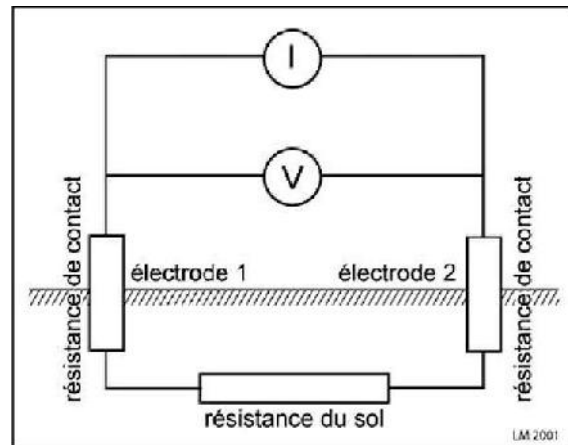


Fig. 52. Schéma de mesure de la résistance de contact en tomographie électrique

- Il est nécessaire de s'affranchir des conditions climatiques. Il n'est donc pas conseillé de combiner des données ayant été mesurées à plusieurs mois d'intervalle (variations des résistivités saisonnières).

L'utilisateur tâchera de limiter la présence d'hétérogénéités aux alentours immédiats de l'électrode. Ces dernières peuvent parfois dégrader la qualité des mesures.

I.4. Représentation des tomographies en pseudosections

Les tomographies non inversées sont habituellement représentées sous la forme de pseudosections (coupes électriques du sous-sol en résistivités apparentes) à l'aide d'un logiciel permettant de dessiner les contours des valeurs de résistivité apparente. Les points de

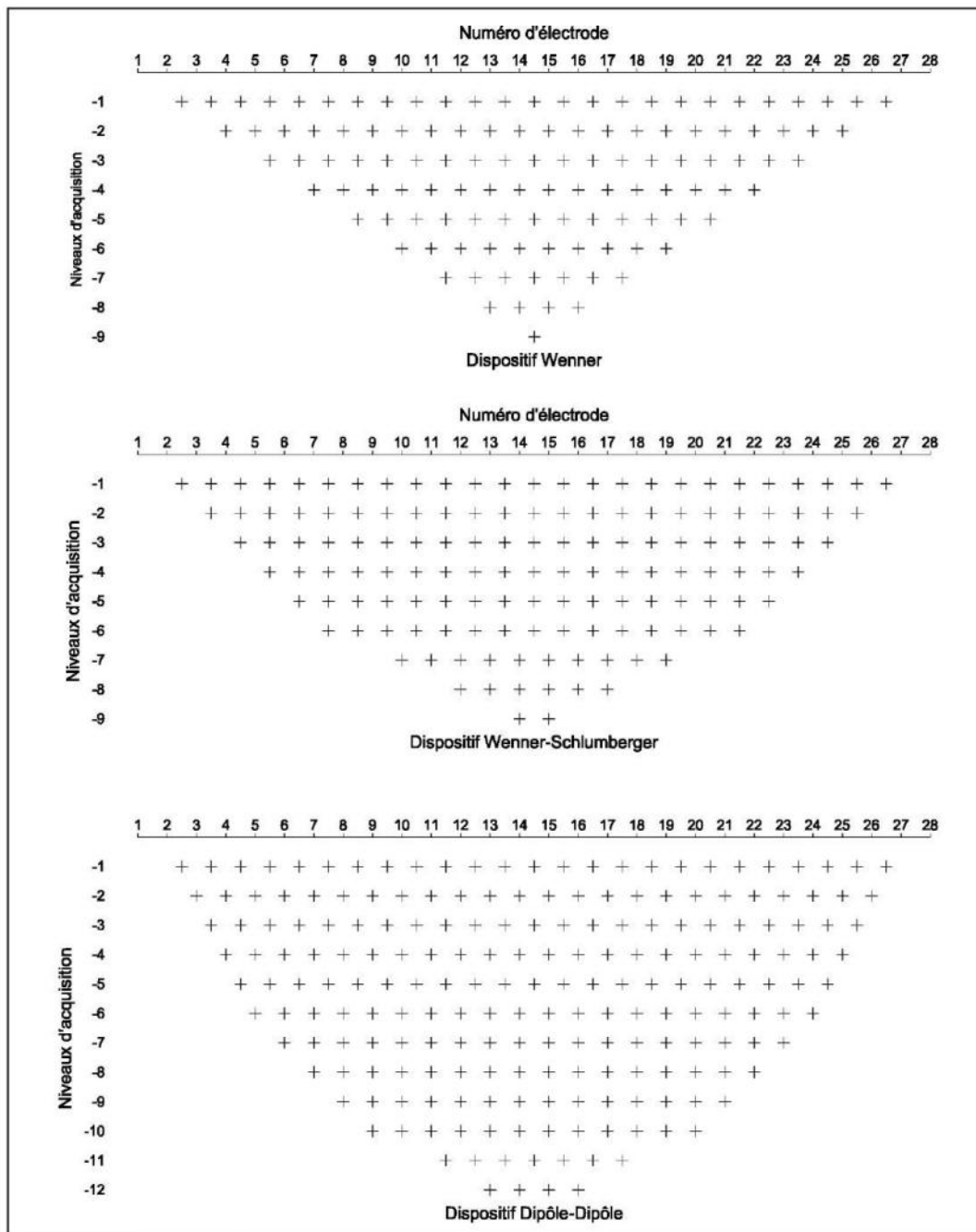


Fig. 53. Représentation des électrodes et points de mesure pour des dispositifs Wenner, Wenner- Schlumberger et Dipôle-dipôle avec les différents niveaux d'acquisition.

mesure sont reportés à l'aplomb du centre du dispositif et à une pseudo-profondeur proportionnelle à la distance séparant les électrodes (Figure 50). La détermination de cette pseudo-profondeur donne cours à de nombreux débats.

En Dipôle-dipôle, une tradition héritée des méthodes de polarisation provoquée place les points à l'intersection des deux lignes partant des centres de AB et MN et faisant un angle de 45° avec l'horizontal. Cette représentation est trompeuse et ne veut absolument pas dire que la profondeur d'investigation est donnée par cette position ou encore que les lignes de courants font un angle de 45° avec la surface!

Une autre méthode de positionnement vertical des points est celle de la profondeur médiane d'investigation (Edwards 1977) du dispositif utilisé (voir plus loin).

Une pseudosection donne une image très approximative de la répartition des résistivités du sous-sol. En particulier, une pseudosection donne une image distordue du sous-sol car cette image dépend de la répartition des résistivités dans le sol mais également du dispositif utilisé (concept de résistivités apparentes). Une pseudosection est donc uniquement une manière commode de représenter les résistivités apparentes afin de tirer quelques hypothèses sur la distribution des résistivités vraies dans le sous-sol. Il est donc totalement faux d'utiliser une pseudosection comme une image finale de la résistivité vraie du sous-sol! Une des utilités de la pseudosection est la possibilité d'éliminer sur ces profils les mauvaises données de résistivité apparentes. Ces dernières se marquent par des points de résistivité apparente anormalement hautes ou basse par rapport à l'environnement.

Les Figures 53 et 54 présentent les pseudosections obtenues avec trois dispositifs différents sur un modèle constitué de deux corps identiques, infiniment longs perpendiculairement au dispositif et éloignés de quatre fois leur largeur. La Figure 54 permet de faire quelques commentaires intéressants. Les formes engendrées par un objet identique diffèrent fortement en fonction du dispositif employé. C'est la raison pour laquelle, il est quasiment impossible d'interpréter correctement une pseudosection (non inversée). Il est juste possible de faire quelques hypothèses sur la distribution des résistivités apparentes.

Le nombre de points de mesure et leur emplacement varient aussi avec les différents dispositifs. Ce phénomène se remarque bien en comparant l'acquisition effectuée en Wenner et celle en Dipôle-dipôle.

Les valeurs en résistivité apparente de l'anomalie sont très faibles, malgré la résistivité élevée des deux corps (800 ohm.m) et un environnement à 30 ohm.m. Les anomalies oscillent entre 2 ohm.m pour le dispositif Wenner et 4 ohm.m pour le dispositif Dipôle-dipôle au-dessus de la résistivité de l'environnement. Les tests en simulation (cuve) sur ce type de structure ont montré que, pour des corps de résistivité infinie placés dans de l'eau à environ 35 ohm.m, l'anomalie n'était que de 5 ohm.m au-dessus de la résistivité moyenne de l'eau en Wenner et de 15 ohm.m en Dipôle-dipôle. Le dispositif Wenner-Schlumberger avait des valeurs intermédiaires. Ces valeurs n'étant pas élevées, une faible variation (bruit de fond) peut influencer les mesures de manière significative.

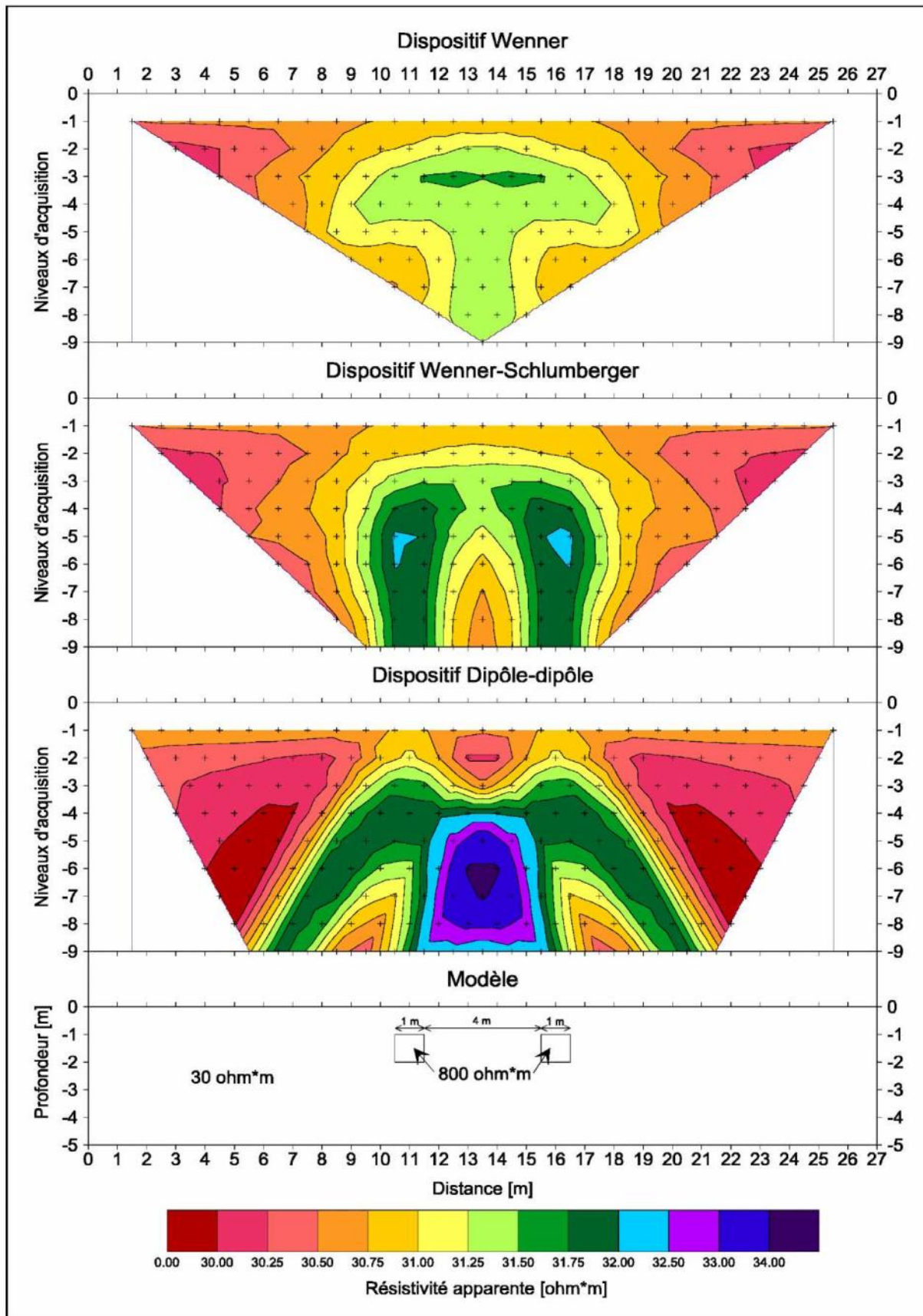


Fig. 54. Valeurs calculées des résistivités apparentes provoquées par un modèle à l'aide de trois dispositifs.

I.5. Avantages et inconvénients des différents dispositifs

Un des principaux problèmes en résistivité est le choix du dispositif selon le type de structure à étudier, la sensibilité du résistivimètre et le bruit de fond (courants parasites, telluriques). En tomographie 2D de surface, les principaux dispositifs communément utilisés sont le Wenner, le Wenner-Schlumberger, le Dipôle-dipôle, le Pôle-dipôle et le Pôle-pôle. Parmi les caractéristiques qui doivent être considérées, on notera la sensibilité des dispositifs aux variations verticales et horizontales, la profondeur d'investigation, la couverture horizontale et la force du signal.

La Figure 55 (Roy & Apparao, 1971) représente les valeurs de la fonction de sensibilité pour différents dispositifs (Wenner, Wenner-Schlumberger et Dipôle-dipôle) et pour un terrain homogène. Cette fonction nous permet de savoir à quel point les variations de la résistivité dans une région influenceront la mesure de la différence de potentiel. Plus la valeur de cette fonction est élevée, comme c'est le cas à proximité des électrodes, plus elle influencera la mesure du potentiel. On constate immédiatement que les valeurs de cette fonction diffèrent selon les dispositifs. Ils vont donc chacun avoir leurs caractéristiques propres. Ceci est surtout valable à grande distance des électrodes. La différence de forme de cette fonction nous permettra de mieux apprécier la réponse des différents dispositifs aux différents types de structures.

La contribution d'un élément de volume de terrain homogène à la différence de potentiel est donnée par Roy & Apparao (1971). Ils définissent la différence de potentiel due à un élément de volume placé en (x, y, z). ΔV est mesuré entre deux électrodes de potentiel à la surface d'un demi-espace homogène de résistivité p de la manière suivante :

$$\Delta V = \frac{\rho I}{4\pi^2} dz \left[\frac{x(x-a)-y^2+z^2}{(x^2+y^2+z^2)^{3/2} \left\{ (x-a)^2+y^2+z^2 \right\}^{3/2}} - \frac{(x-a)(x-a-b-c)+y^2+z^2}{\left\{ (x-a)^2+y^2+z^2 \right\}^{3/2} \left\{ (x-a-b-c)^2+y^2+z^2 \right\}^{3/2}} \right. \\ \left. - \frac{x(x-a-b)+y^2+z^2}{(x^2+y^2+z^2)^{3/2} \left\{ (x-a-b)^2+y^2+z^2 \right\}^{3/2}} + \frac{(x-a-b)(x-a-b-c)+y^2+z^2}{\left\{ (x-a-b)^2+y^2+z^2 \right\}^{3/2} \left\{ (x-a-b-c)^2+y^2+z^2 \right\}^{3/2}} \right] dx dy$$

Dans cette relation, la surface est représentée par le plan xy et la profondeur par z. L'électrode d'injection du courant +1 [A] est à la position (0,0,0). La première électrode de potentiel est à la position (a,0,0) et la seconde à la position (a+b,0,0). L'autre électrode de courant -I [A] se trouve à la position (a+b+c,0,0).

Cette fonction permet de se rendre compte de l'influence d'un volume unitaire sur la mesure de la différence de potentiel. En l'intégrant en fonction de la profondeur, nous pouvons calculer les coefficients (Edwards 1977) qui nous permettront d'obtenir les profondeurs médianes d'investigation. La Figure 1.7 représente ces coefficients pour les cinq dispositifs les plus courants.

La profondeur médiane d'investigation peut être considérée comme étant la profondeur à laquelle la portion de terrain située au dessus de cette limite a la même influence que la portion de terrain située au dessous. Cette profondeur médiane n'a donc pas la signification de profondeur d'investigation (signal maximal). Il faut noter que ces profondeurs ne sont valables que dans le cas d'un milieu homogène. Il est évident que la forme de la fonction de sensibilité est différente pour un terrain hétérogène de par la répartition variable des densités de courant, particulièrement si il existe un fort contraste de résistivité vers la surface (couche très conductrice par exemple). Néanmoins, la notion de profondeur médiane d'investigation semble pouvoir s'appliquer dans de nombreux cas.

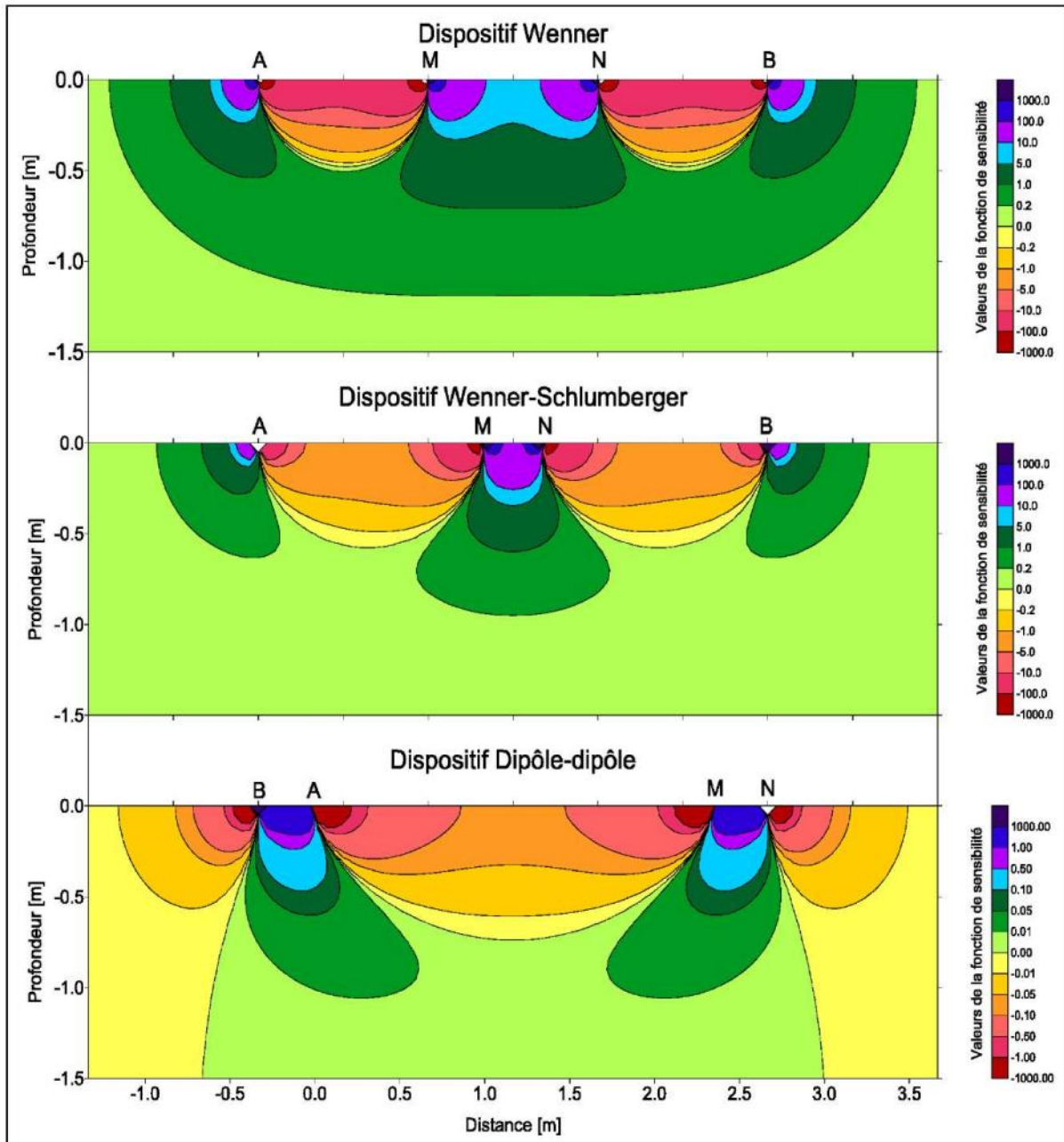


Fig. 55. Fonction de sensibilité pour un dispositif Wenner, Wenner-Schlumberger et Dipôle-dipôle

Dans la situation actuelle, elle peut être considérée comme la "moins mauvaise" des solutions. Toutefois, comme un point se projettera toujours à la même profondeur quelque soit le contraste de résistivité du sous-sol, le modèle obtenu devra être étalonné à l'aide d'un sondage électrique ou d'un forage.

La profondeur médiane d'investigation z_e qui nous intéresse dépend de n (Tableau 25) et de a (l'inter-électrode) ou L (longueur totale du dispositif). En Wenner, on détermine la profondeur médiane d'investigation du dispositif (z_e) en multipliant la plus grande distance inter-électrode a ou la longueur maximale du dispositif L , avec le coefficient donné par le Tableau 25. Toutes les distances entre les électrodes étant constantes, le facteur n n'intervient pas. En Wenner-Schlumberger et en Dipôle-dipôle, il est plus facile d'employer la valeur de L multipliée par ce coefficient. A titre d'exemple, pour un dispositif de longueur $L = 9$ m, la profondeur médiane d'investigation z_e est de 1,56 m pour le dispositif Wenner ($a = 3$), de 1,71 m pour le dispositif Wenner-Schlumberger ($a = 1$ et $n = 4$) et de 1,98 m pour le dispositif Dipôle-dipôle ($a = 1$ et $n = 7$).

Dispositif	n	ZE/a	ZE/L
Wenner alpha		0.519	0.173
Pôle-pôle		0.867	
Dipôle-dipôle	1	0.416	0.139
	2	0.697	0.174
	3	0.962	0.192
	4	1.220	0.203
	5	1.476	0.211
	6	1.730	0.216
	7	1.983	0.220
	8	2.236	0.224
Wenner-Schlumberger	1	0.520	0.173
	2	0.930	0.186
	3	1.320	0.189
	4	1.710	0.190
	5	2.090	0.190
	6	2.480	0.190
Pôle-dipôle	1	0.520	
	2	0.930	
	3	1.320	
	4	1.710	
	5	2.090	
	6	2.480	

Tableau 26 : Tableau des coefficients permettant de déterminer la profondeur médiane d'investigation (Z_e) pour les principaux dispositifs.

Le dispositif Wenner

En dispositif Wenner, on voit sur la Figure 55 que les contours des valeurs de la sensibilité sont quasiment horizontaux à l'aplomb du centre du dispositif. Par cette propriété, une acquisition en Wenner sera bien plus sensible aux changements verticaux qu'horizontaux de la résistivité. Ceci implique que le dispositif Wenner est recommandé pour détecter des structures horizontales (bonne résolution verticale), mais déconseillé pour des structures verticales (faible résolution horizontale). En comparant les données du tableau 25, on remarque que ce dispositif a la plus faible profondeur médiane d'investigation (**0.519 fois a**). L'exemple du paragraphe précédent illustre également bien ce phénomène. La force du signal est inversement proportionnelle au facteur géométrique **k** (Figure 51). Le facteur **k** du dispositif Wenner est de loin le plus petit par rapport aux autres dispositifs conventionnels (**k = 2na**). C'est pour cette raison que ce dernier possède le plus fort signal. Cette propriété peut devenir déterminante dans des terrains avec des bruits de fond élevés. Un des problèmes de ce dispositif est la faible densité de points. Ce phénomène est bien illustré par la Figure 53.

Le dispositif Dipôle-dipôle

Ce dispositif est très couramment utilisé en résistivité et polarisation provoquée car il permet d'obtenir un très faible couplage électromagnétique entre les circuits de courant et de potentiel (c'est un grand problème en "Spectral Induced Polarisation").

En regardant les contours de la fonction de sensibilité de la Figure 55, on constate que ce dispositif est très sensible à l'aplomb des deux dipôles et que les contours de cette fonction sont essentiellement verticaux. Ceci implique que ce dispositif est très sensible aux changements horizontaux de la résistivité et donc idéal pour détecter des structures verticales. La profondeur d'investigation dépend fortement des paramètres **a** et **n**. Pour des valeurs faibles de **n**, la profondeur d'investigation est inférieure à un dispositif Wenner, alors que pour des grandes valeurs de **n**, elle devient supérieure. Mais dans tous les cas, la densité de points est nettement supérieure à celle d'un dispositif Wenner. Malheureusement, ce dispositif possède un inconvénient majeur. Les électrodes de mesure du potentiel (MN) étant situées en dehors des électrodes de courant, la force du signal est très faible, spécialement pour des valeurs élevées de **n**. En effet, le voltage est inversement proportionnel au cube du facteur **n**. Il est possible de surmonter ce problème en augmentant la distance **a** entre les dipôles lorsque l'on désire augmenter la profondeur d'investigation. Ceci permet en effet d'accroître la force du signal. Prenons par exemple un dispositif avec **a=1** et **n=7** et présentant une valeur pour **k** de **1583**. Un dispositif de même longueur avec **a=3** et **n=1** présentera un **k** de **56**, soit une force du signal 28 fois plus grande!

Pour utiliser ce dispositif. Il faut donc de bonnes conditions d'acquisition (peu de bruit de fond), un circuit bien isolé du bruit, un résistivimètre très sensible et un très bon contact avec le sol.

On remarque sur la Figure 55 que le point où l'on représente la mesure (au centre du dispositif) ne correspond pas à une zone de forte sensibilité (cette dernière est située sous les

dipôles). La distribution des points sur la pseudosection ne reflète donc pas la réalité représentée par les valeurs de la résistivité apparente. On remarquera à ce sujet qu'un point positionné selon la technique des droites à 45° décrite plus haut se situera dans une zone où la valeur de sensibilité est pratiquement nulle! Dans certains logiciels d'inversion les blocs sont construits selon l'arrangement obtenu par la méthode des profondeurs médianes d'investigation. Si cette méthode est valable avec des dispositifs tels que le Wenner ou le Wenner-Schlumberger, ce n'est plus le cas pour le Dipôle-dipôle où le point de mesure tombe dans une région de très faible sensibilité. Ces logiciels d'inversion devront donc tenir compte de ce phénomène et utiliser une méthode plus sophistiquée pour l'inversion.

Le dispositif Wenner-Schlumberger

Ce dispositif est un hybride entre le Wenner et le Schlumberger créé pour la tomographie électrique de surface.

La Figure 51 donne une représentation de l'arrangement des électrodes. Le coefficient n est simplement le rapport entre la distance MN (a) et la distance AM ou NB . Quand on regarde la forme des contours des valeurs de la sensibilité sous le centre du dispositif (Figure 1.6), on constate qu'ils ne sont ni horizontaux ni verticaux. Comparativement à un Wenner, la zone entre M et N est plus sensible alors que la zone entre A et M ou B et N est nettement moins sensible. Cette forme implique que ce dispositif est dans une moindre mesure sensible aux variations verticales et horizontales. C'est donc un bon compromis entre le dispositif Wenner (sensible aux structures horizontales) et le Dipôle-dipôle (sensible aux structures verticales). Ce dispositif a aussi une profondeur de pénétration d'environ 10% supérieure au Wenner. La force du signal est inférieure à ce dernier, mais supérieure au Dipôle-dipôle. La couverture horizontale est quant à elle supérieure au Wenner et très légèrement inférieure au dispositif Dipôle-dipôle. L'arrangement des électrodes en dispositif Wenner-Schlumberger permet, avec un nombre égal d'électrodes, d'effectuer un nombre supérieur de mesures.

Le dispositif Pôle-pôle

Ce dispositif, possédant uniquement une électrode d'injection de courant et une électrode de mesure du potentiel, est beaucoup moins utilisé en tomographie 2D. Il est par contre fréquemment utilisé en tomographie 3D.

De façon à créer un dispositif Pôle-pôle, la seconde électrode de courant et de potentiel doivent être placées théoriquement à l'infini. Comme l'effet de l'électrode à l'infini (N ou B) est approximativement proportionnel au rapport AM/BM , il est nécessaire de placer l'électrode B ou N à au moins 20 fois la distance AM maximale utilisée de façon à ce que l'erreur soit inférieure à 5%. Si les distances interélectrodes utilisées sont grandes, cela peut rapidement devenir un problème. Il faut de plus se méfier des couches conductrices de surfaces qui peuvent canaliser le courant dans une direction (mise-à-la masse).

Un autre désavantage de ce dispositif vient de la grande distance existant entre M et N. Ce dispositif est en effet très sensible aux bruits et courants telluriques qui peuvent sévèrement dégrader les données. Ce dispositif est donc utilisé avec de très petites distances interélectrodes (<10 m), en 2D pour l'archéologie et en 3D également.

Ce dispositif à la plus grande couverture horizontale et la plus grande profondeur d'investigation. Il a par contre la plus faible résolution.

Le dispositif Pôle-dipôle

Le dispositif Pôle-dipôle a une relativement bonne couverture horizontale ainsi qu'une force du signal plus haute que le Dipôle-dipôle. Il est par contre moins sensible que le Pôle-pôle aux courants telluriques. Le principal problème vient du fait que le Pôle-dipôle est un dispositif asymétrique (une électrode d'injection de courant à l'infini). Une structure symétrique apparaîtra donc sous la forme d'une anomalie de résistivité apparente asymétrique sur la pseudosection. Cette asymétrie mesurée peut parfois influencer le modèle obtenu après inversion. De façon à éliminer l'effet de l'asymétrie, les mesures sont répétées avec les électrodes arrangées de manière inverse (Figure 56). En combinant les dispositifs Pôle-dipôle "forward" et "reverse", tout artefact créé par l'asymétrie du dispositif est éliminé. La plupart des programmes d'inversion gèrent ce genre de problème. L'effet de l'électrode B à l'infini est ici proportionnel à $AM/(BM)^2$. Il suffit donc de mettre B à une distance égale à 5 fois la distance AM utilisée pour que l'erreur soit inférieure à 5%. On remarque alors qu'un dispositif Pôle-dipôle est moins affecté par l'électrode à l'infini qu'un dispositif Pôle-pôle.

La force du signal (qui décroît avec le carré du facteur n) est plus faible comparativement à un Wenner ou un Wenner- Schlumberger mais plus forte que pour un Dipôle-dipôle. Ce dispositif est particulièrement apprécié et polarisation provoquée de par sa grande force du signal (comparativement à un Dipôle-dipôle) et son faible couplage électromagnétique (comparativement à un Wenner ou un Wenner- Schlumberger). Il ne faut pas utiliser une valeur de n supérieure à 8 ou 10 (l'effet est toutefois moins sévère que pour un Dipôle-dipôle). On augmentera ensuite la distance a entre M et N pour augmenter la force du signal et la profondeur d'investigation comme décrit précédemment.

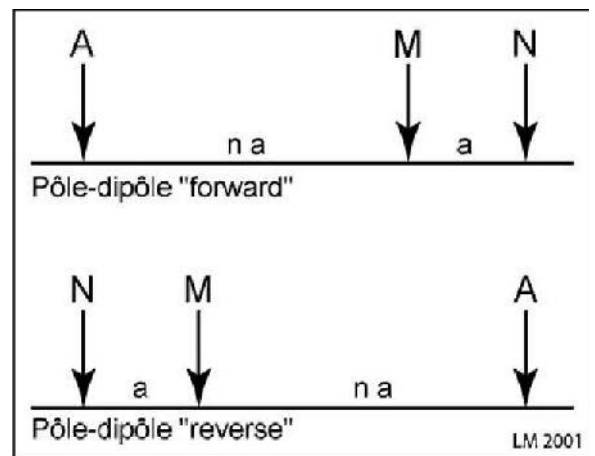


Fig. 56. Acquisition "forward" et "reverse" pour le dispositif Pôle-dipôle.

I.6. Tomographie électrique à haute résolution

Cette méthode peut être utilisée dans des régions fortement bruitées. Il s'agit ici d'obtenir des informations à une certaine profondeur en utilisant des dispositifs dont la répartition de la sensibilité est différente. Prenons un exemple.

Le dispositif Wenner-Schlumberger est un exemple de tomographie haute résolution, pour autant que toutes les possibilités Wenner soient prises en compte (le temps d'acquisition s'en trouve allongé mais c'est le prix à payer pour ce genre de procédure). Une fois que toutes les possibilités Wenner sont effectuées, il est possible de trouver des possibilités Schlumberger dont les points de mesure vont se positionner au même niveau que des points Wenner. Prenons par exemple un dispositif Wenner avec $a=8$. Le tableau 26 donne alors une pseudo-profondeur de 4.15 pour ce point de mesure. Si on prend maintenant un dispositif en Schlumberger avec $n=5$ et $a=2$, la pseudo-profondeur de ce point vaut 4.18 suivant Le tableau 26. Ces deux points seront alors positionnés à la même pseudo-profondeur mais ne seront pas obtenus par le même dispositif. La région du sous-sol prise en compte pour leur mesure sera donc légèrement différente de part les différentes sensibilités des deux dispositifs. Ces points vont donc fournir des informations légèrement différentes sur le sous-sol.

Une technique de haute résolution similaire peut être obtenue en combinant un Dipôle- dipôle et un Pôle-pôle et en jouant sur les valeurs de n et a . En théorie tous les dispositifs peuvent être combinés bien que ceci ne soit parfois pas commode dans la pratique. Les programmes d'inversion acceptent généralement ce type de fichier mixte. Des études récentes tendent à montrer que les résultats obtenus en inversant simultanément les points obtenus par deux dispositifs (joint inversion) donnent de meilleurs résultats qu'une inversion séparée.

I.7. Conclusions pour la tomographie électrique 2D

Si votre terrain à étudier est bruité, que vous avez peu de temps à disposition et que vous avez besoin d'une bonne résolution verticale, utilisez un dispositif Wenner. Ce dispositif peut par exemple être utilisé en recherche hydrogéologique ou environnementale (recherche de structures horizontales).

Si vous désirez une bonne couverture horizontale ainsi qu'une bonne résolution horizontale, que votre terrain n'est pas trop bruité, que votre résistivimètre est sensible et que le contact avec le sol est bon, vous pouvez utiliser un dispositif Dipôle-dipôle. Ce dispositif peut par exemple convenir en archéologie, en géophysique minière ou en génie civil (recherche des structures verticales)

Si vous n'êtes pas sûrs de la géométrie de votre milieu et que vous avez du temps à disposition, utilisez un Wenner-Schlumberger. Ce dispositif, généralement recommandé dans la plupart des cas, peut être utilisé en recherche géologique à grande échelle, hydrogéologique ou environnementale. De bons résultats peuvent également être obtenus en génie civil et archéologie.

Pour de plus petits terrains d'étude, un dispositif Pôle-pôle ou Pôle-dipôle ("forward" et "reverse") peut convenir.

Une étude électrique à haute résolution peut de plus améliorer la qualité des résultats. Comme la caractéristique du dispositif Wenner est de garder une distance constante entre toutes les électrodes, on va donc, pour le niveau suivant, prendre une distance égale à **21a**. La première mesure du 2^{TM°} niveau impliquera donc les électrodes 1 et 7 pour l'injection du courant et 3 et 5 pour la mesure du potentiel. Le processus se répète à nouveau jusqu'à l'électrode 19. Le second niveau comprendra alors 13 possibilités ($19-2*3$). On effectue ainsi les mesures de chaque

II. Logiciel utilisé d'inversion 2D: Res2Dinv

II.1. Introduction

Le logiciel présenté ici, Res2Dinv, est actuellement l'outil d'inversion le plus couramment utilisé dans les milieux universitaires et privés. Le descriptif qui suit permettra à l'utilisateur débutant d'effectuer un premier contact avec ce type de traitement mais n'a pas l'intention de couvrir de manière exhaustive toutes les possibilités de ce logiciel. Il faut d'ailleurs bien préciser que seule une bonne expérience permettra l'utilisation optimale des nombreux paramètres disponibles dans Res2Dinv.

Ce logiciel est disponible gratuitement sur Internet en version de démonstration (www.geoelectrical.com). En version démonstration certaines options ainsi que l'enregistrement du résultat ne sont pas disponibles. Ce logiciel est protégé contre la copie par une clef physique (Dongle) se branchant sur le port imprimante de votre PC. Cette clef permet l'accès à toutes les options.

II.2. Importer des données

Une fois vos données pré-traitées dans un fichier (*.dat), vous devez lancer le programme Res2Dinv et importer votre fichier.

Cliquez sur **File** puis sur **Read data file** et choisissez le fichier à ouvrir. Une boîte de dialogue vous demande alors si vous désirez trier les données, ce tri ne représente qu'une réorganisation des données par Res2Dinv, libre à vous d'enregistrer ce nouveau fichier, mais ce n'est pas nécessaire.

Il arrive parfois que la boîte de dialogue suivante (Figure 57) apparaisse et vous signale que la résistivité apparente mesurée de certains points est fortement anormale. Ces mesures anormales seront donc à supprimer. La visualisation et la suppression de ces mesures sont traitées au point suivant.

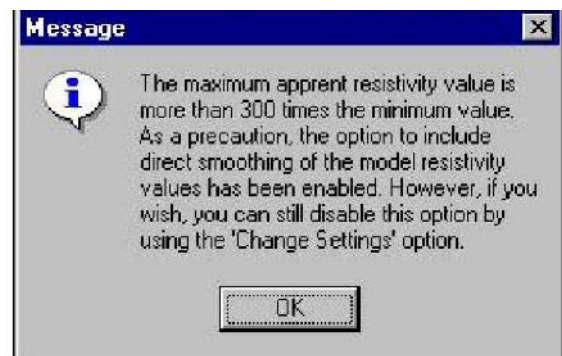


Fig. 57.

Indication de grandes variations de résistivité apparente dans le fichier importé.

II. 3. Quelques paramètres pouvant être modifiés

a. Eliminer les mauvaises données

Les points sont représentés selon les différents niveaux d'acquisition et avec une échelle restreinte (Figure 58). Cette représentation va faire ressortir les mesures dont la résistivité apparente est très forte ou très faible par rapport aux points voisins. Un tel

changement aussi rapide ne pouvant être dû à un phénomène géologique, de telles données doivent être éliminées. Voici la marche à suivre:

Cliquez sur Edit puis sur Exterminate bad data points pour accéder à ce mode de visualisation.

Cliquez sur chacune des mesures que vous désirez supprimer (la croix change alors de couleur et devient rouge), une fois que vous avez sélectionné les mesures à supprimer, cliquez sur Exit, acceptez les modifications effectuées, puis cliquez sur Quit edit window. Vous pouvez ou non renommez votre fichier modifié. Il est important d'effectuer cette opération plusieurs fois, ceci pour voir si la suppression de certaines valeurs n'en a pas fait apparaître d'autres qui sont, elles aussi, aberrantes mais qui n'étaient simplement pas visibles auparavant (ajustage des échelles)

Il faut remarquer que les erreurs aléatoires (bruit, telluriques, courants parasites) sont en principe souvent éliminées lors du passage du transfert du fichier depuis le résistivimètre. Les erreurs qui persistent ici sont essentiellement des erreurs systématiques provenant d'électrodes défectueuses (la commutation ABMN n'est plus possible), une mesure pouvant être effectuée plusieurs fois de manière incorrecte sans que l'erreur entre les cycles de mesure ne soit élevée. Remarquons toutefois que si la résistivité mesurée est négative, elle est éliminée par le logiciel de transfert de fichier.

b. Favoriser des structures verticales ou horizontales

Ce facteur permet d'introduire un a priori sur la géométrie des corps et force ainsi le modèle selon une dimension verticale ou horizontale. Pour cela, allez dans le menu Change settings et cliquez sur Vertical/horizontal flatness filter ratio. Choisissez un rapport >1 pour privilégier une structure verticale ou un rapport <1 pour une structure horizontale.

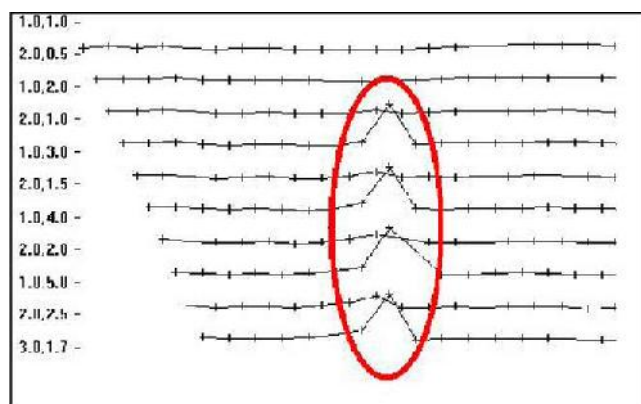


Fig. 58. Exemple de valeurs aberrantes

c. Calculer précisément la matrice d'inversion

Dans le menu **Inversion, Jacobian matrix calculation** la matrice de sensibilité peut être calculée à chaque itération ce qui peut donner des modèles plus précis (mais le processus est plus long). Ceci est surtout valable en cas de forts contrastes de résistivité.

d. Limiter la convergence

Une faible variation dans l'erreur (RMS) indique en général que le processus d'inversion a convergé. Des itérations supplémentaires n'impliqueront pas une baisse supplémentaire de l'erreur et encore moins une amélioration du modèle. Dans le programme, la convergence est exprimée comme un pourcentage de variations de l'erreur après une itération supplémentaire. Cette valeur est habituellement de 5% mais peut être modifiée dans le menu **Change settings** puis **Convergence limit**. Remarquons toutefois qu'une limite plus petite va pousser le nombre d'itérations plus loin et peut créer des artefacts.

e. Changer la taille des blocs

Comme la résolution des méthodes électriques diminue avec la profondeur, la taille des blocs utilisés pour l'inversion augmente. Il est possible de sélectionner deux types d'augmentation avec la profondeur, soit 10% ou 25% (Figure 59). Une augmentation de 25% aura tendance à donner plus de poids aux points situés en profondeur ce qui peut étirer vos modèles vers le bas. Pour sélectionner cette option, allez dans le menu **Inversion** puis **Change ihickness of layers**.

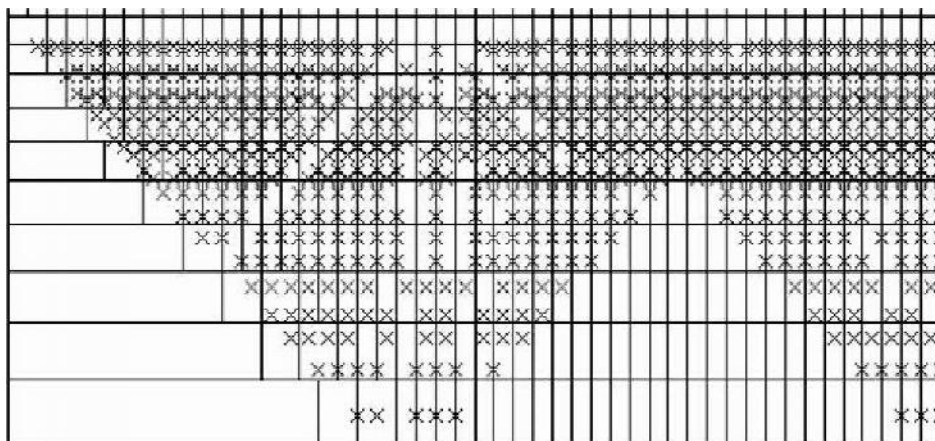


Fig. 59. Diagonales dues à une électrode défectueuse

Cette option est intéressante car elle permet de visionner les blocs ainsi que les points de mesure. Il est alors possible de déceler d'éventuelles zones sans données dans le profil (à

éviter!) ainsi que des diagonales sans mesures, caractéristiques du non fonctionnement d'une électrode (Figure 59). Ces diagonales convergent vers l'électrode incriminée.

II.4. L'inversion

Comme nous l'avons dit précédemment, le logiciel Res2Dinv va permettre, à partir des valeurs de résistivités apparentes mesurées sur le terrain, de trouver les résistivités calculées (« vraies) du terrain d'étude. Le logiciel procède par une méthode itérative. En premier lieu il découpe le profil en plusieurs blocs dont la taille augmente avec la profondeur (Figure 60). Cette augmentation est due à la perte de résolution des méthodes électriques avec la profondeur (voir le paramètre Change thickness of layers) et dépend du nombre de points de mesure et de niveaux d'acquisition. Pour cette opération d'inversion, les premières valeurs introduites dans les blocs du modèle, sont les valeurs de la résistivité apparente.

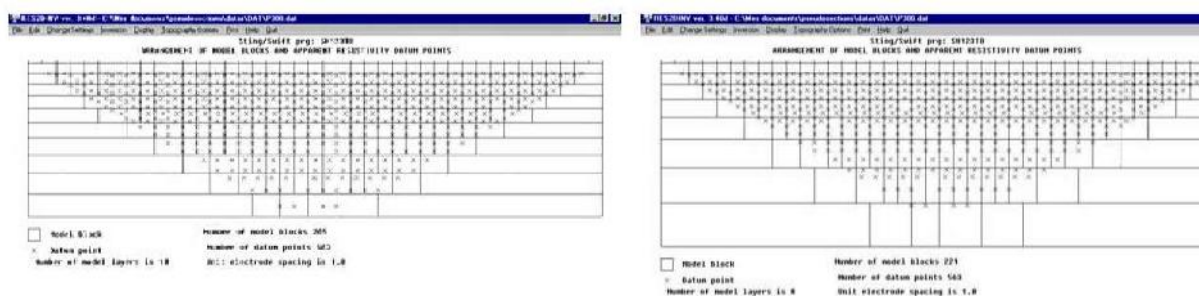


Fig. 60. Les blocs utilisés lors du processus d'inversion. A gauche, incrément de 10%, à droite de 25%. Les points mesurés sont représentés par des croix.

A partir de ce premier modèle, le logiciel injecte un courant fictif (problème direct) et recalculé les valeurs apparentes, valeurs qu'il compare avec celles mesurées sur le terrain (estimation de l'erreur par moindres carrés). Cette comparaison lui permet d'ajuster son modèle et ainsi de réduire la différence entre les valeurs apparentes calculées et les valeurs mesurées sur le terrain en répétant le processus (par itérations successives).

Lorsque vos paramètres sont correctement ajustés (voir plus haut), l'inversion peut commencer. Pour cela, vous devez tout d'abord valider vos corrections topographiques pour que le logiciel en tienne compte. L'opération pour lancer l'inversion est la suivante:

Allez sur Topography options puis sur Display topography. Ceci valide vos corrections topographiques

Pour lancer l'inversion, allez dans le menu Inversion et cliquez sur Least square inversion. Définissez un nom de fichier pour le stockage du résultat final du processus d'inversion.

Relevons encore une fois que le profil qui a le plus d'itérations ne correspond pas forcément au modèle le plus proche de la réalité. Le processus d'inversion converge au bout de 4 à 6 itérations. A partir de ce moment, le programme utilise, pour baisser son erreur, des valeurs extrêmes de la résistivité n'ayant plus de signification correcte. L'utilisateur doit donc inclure ses connaissances a priori du sous-sol afin de déterminer quel est le meilleur

modèle. On notera encore qu'il est possible d'inverser sans la clef physique qui protège le logiciel des copies illégales, mais que le processus d'inversion est limité à 3 itérations.

La boîte de dialogue suivante (Figure 61) est affichée si la différence entre 2 itérations est inférieure à la valeur du paramètre Convergence limit (ici 5%). Ceci arrive lorsque le processus d'inversion n'arrive plus à améliorer le modèle qu'il calcule. A ce stade une augmentation du nombre d'itérations peut mener à des résultats aberrants. En règle générale il convient d'arrêter le processus d'inversion après l'affichage de cette boîte de dialogue. Cependant si vous estimez que l'erreur peut encore baisser sans dégrader le modèle proposé, cliquez sur **Oui** pour continuer.

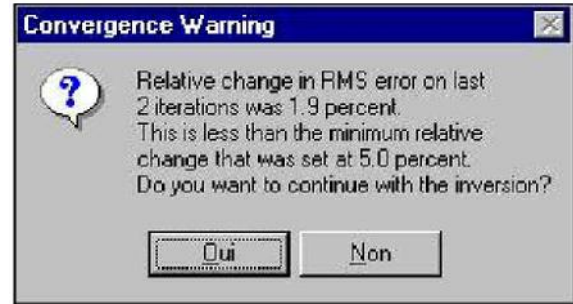


Fig. 61. Boîte de dialogue avertissant de la convergence du processus d'inversion

Durant le processus d'inversion, l'écran suivant apparaît (Figure 3.6):

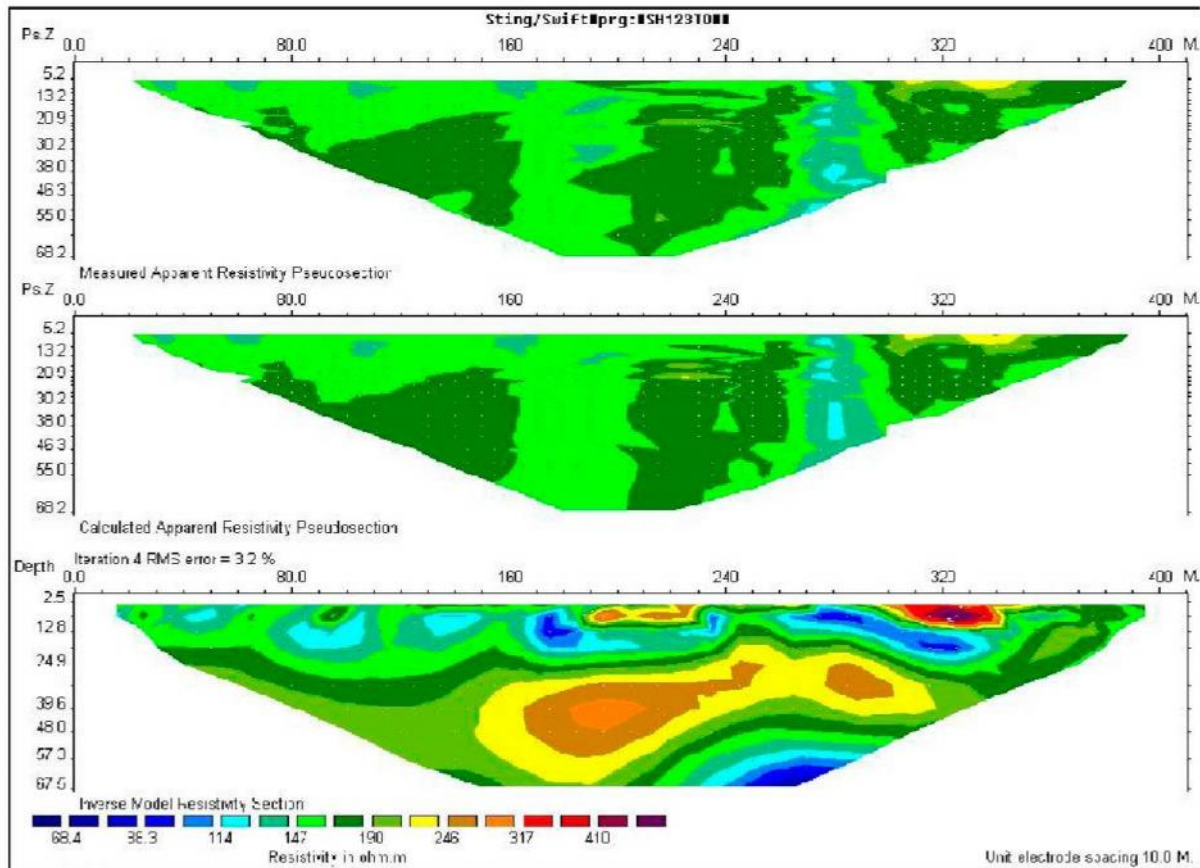


Fig. 62. Présentation de l'inversion d'une tomographic 2D dans Res2Dinv. Source IGL.

Le profil du haut représente les valeurs brutes de résistivités apparentes mesurées sur le terrain. L'axe des Y représente les pseudo-profondeurs et l'axe des X la distance horizontale en mètres. Le profil du milieu indique l'effet que produirait le modèle calculé s'il était mesuré. Plus l'écart entre la coupe 1 et 2 est faible, meilleur est le résultat de

l'inversion. Le taux d'erreur donné (RMS error) correspond à la moyenne de cette différence. Le profil du bas est le modèle calculé en résistivité et profondeurs calculées. C'est donc cette coupe qui représente le résultat final du processus d'inversion.

Comme nous l'avions vu, il faut bien garder en mémoire que le modèle calculé n'est pas unique mais que l'on peut en obtenir d'autres en faisant varier certains paramètres de Res2Dinv. Cette ambiguïté provient du fait que le modèle est calculé en 2 dimensions alors que les mesures de terrain sont influencées par les 3 dimensions. Il est donc primordial d'avoir une connaissance préalable de la région avant de faire les mesures, par la réalisation d'une carte de traînée par exemple, ce qui permettra d'orienter correctement les profils et de limiter ainsi l'influence des variations latérales. Il existe également une propagation de l'erreur sur les données au cours du processus d'inversion. De plus, le formalisme mathématique décrit imparfaitement la réalité physique sur le terrain.

II. 5. Visualisation du résultat de l'inversion

Une fois l'inversion terminée, vous pouvez revoir le résultat de cette inversion par le biais du menu **Display**. Si vous désirez visualiser le résultat inversé d'une autre acquisition, charger simplement le fichier (*.inv) correspondant à l'aide la commande **Read file with inversion results** du menu **File**.

1. Cliquez sur le menu **Display** puis sur **Show inversion results**. Toute une série d'informations sur le fichier qui vient d'être inversé s'affichent alors.
2. Allez sur **Display sections**
3. A partir de ce moment, vous pouvez soit: revoir les trois pseudo-coupes qui représentent le résultat de l'inversion (cliquez sur **Display data and model sections**) ou visualisez le résultat de l'inversion avec la topographie (cliquez sur **Include topography in model display**)
4. Choisissez le type de représentation (une échelle logarithmique donne déjà une bonne idée de l'inversion)
5. Il est ensuite possible d'enregistrer cette image en format bitmap: allez sur le menu **Print**, puis sur **Save screen as BMP file**.

II. 6. Exportation du modèle inversé

Un fichier de données très complet contenant le résultat de l'inversion peut être enregistré en format (*.xyz). Dans ce fichier, on trouvera notamment les coordonnées ainsi que la profondeur absolue et l'altitude du centre de chaque bloc utilisé pour l'inversion, sa valeur en résistivité et conductivité calculées, la topographie, l'erreur relative et absolue entre les profils des résistivités apparentes mesurées et calculées, l'erreur RMS, les paramètres a et n pour le centre de chaque bloc etc...

Ces données vous permettent notamment d'extraire les informations nécessaires à la représentation du modèle inversé dans un logiciel tel que Surfer. Il faut avoir toutefois installé la clef de protection pour pouvoir effectuer cette opération. Voici la marche à suivre:

6. Passez à la section **Display**
7. Choisissez l'option **Include topography** in model section dans le menu **Display section** pour que les corrections topographiques soient présentes dans le fichier (*.xyz).
8. Dans le menu **File** cliquez sur **Save data in XYZ format**
9. Choisissez l'itération à exporter
10. Définissez un nom de fichier et un endroit pour stocker ce fichier
11. A la question "Do you want to use negative values for depth ?" répondez **YES** si vous désirez sauver votre profil en profondeurs négatives (0 à la surface) ou **No** si vous avez introduit des points topographique et que vous désirez sauver votre profil en altitudes absolues.

III. Application de tomographie électrique à la zone étudiée :

Comme annoncé au début de cette partie, la dernière étude sur la grotte de Bouakous a été réalisée par Y Quinif, ce travail lui a permis de donner un aperçu sur la géomorphologie de la grotte. Pour confirmer ou infirmer les hypothèses émises par Y Quinif, nous avons réalisé une étude géophysique au cours de la période allant de 20 décembre 2012 au 4 Janvier 2013. Ce travail avait un double objectif :

- détermination de l'état actuel de la grotte,
- détermination des zones de failles présentes au niveau de la ville de Youkous,
- mise en évidence des conditions de résurgence de la source thermale.

Pour atteindre notre objectif, nous avons réalisé une campagne de géophysique sur des zones bien déterminées, ainsi nous avons choisi les sites suivants (voir tableau) :

- a. Site 1 : Coté de la source thermale de Youkous, où nous avons réalisé trois profils (AA', BB' et CC') (Fig. 64)
- b. Site 2 : Au niveau du lit de l'oued Bouakkous, où l'on a imposé deux profils transversaux au lit d'oued Bouakkous (DD'et EE') (Fig. 65)
- c. Site 3 : trois profils ont été réalisés sur le plateau de Tazbent, plus exactement situés au-dessus du plancher de la grotte de Bouakkous (FF', GG'et HH') (Fig. 66)

III.1. Rappel de la géologie locale :

La vallée de Bouakkous entaille particulièrement les calcaires du Maastrichtien, qui constituent l'ossature du plateau de Chéria. Ces calcaires reposent sur les marnes du Sénonien moyen, lesquelles forment un niveau de base imperméable.

De bas en haut les calcaires se subdivisent en une dizaine de mètres de calcaires marneux blancs, crayeux (Campanien) qui se détachent sur les versants sous forme d'une barre rocheuse, une centaine de mètres de calcaires marneux blancs et, enfin une dernière centaine de mètres de calcaires blancs, massifs et bien lités. Plus au Sud, sur le plateau, la suite de la série comprend des marnes dano-montiennes surmontées de calcaires éocènes. Ces derniers, karstifiés et aquifères, n'influencent pas la grotte (Fig.63).





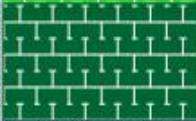

Coupe	Etage	Symbole	Epaisseur	Faciès
	Eocène	E		Calcaires karstifiés
	Dano-montien	e c		Marnes
	Maestrichtien	C ⁹	100m	Calcaires blancs, massifs et bien lités
			100m	Calcaire marneux blancs
	Campanien	C ⁸	15m	Calcaire marneux blancs crayeux.
	Sénonien moyen	C ⁶		Marnes

Fig. 63. Colonne stratigraphique de la zone d'étude

III.2. Mise en œuvre des mesures :

La mise en œuvre de la mesure est faite selon un dispositif Wenner, en utilisant un appareil ABEM SAS1000, avec un espacement unitaire entre électrodes qui diffèrent d'un profil à autre. (Voir tableau 27)

Tableau 27: Localisation des profils de tomographie électriques

N°	Nom du profil	Coordonnées géographiques des bouts des profils		Espacement unitaire entre électrodes	Longueur total	Direction (Azimut)
		Début	Fin			
01	TOM AA'	X :35°26'58.30"N Y : 7°57'26.80"E	X':35°26'58.90"N Y': 7°57'30.40"E	4m	98m	N78°E
02	TOM BB'	X :35°27'2.53"N Y :7°57'27.83"E	X' :35°27'0.37"N Y' :7°57'27.94"E	2m	98m	N 177°E
03	TOM CC'	X :35°27'4.50"N Y :7°57'33.02"E	X' : 35°27'1.63"N Y' :7°57'32.53"E	4m	98m	N 8°E
04	TOM DD'	X :35°26'38.47"N Y :7°57'37.86"E	X':35°26'37.63"N Y' :7°57'34.29"E	4m	98m	N 72°E
05	TOM EE'	X :35°26'0.74"N Y :7°57'48.23"E	X':35°25'59.51"N Y':7°57'44.65"E	4m	98m	N 67°E
06	TOM FF'	X :35°24'21.16"N Y :7°58'29.51"E	X':35°24'21.27"N Y' :7°58'42.21"E	10m	320m	N 90°E
07	TOM GG'	X :35°24'20.68"N Y :7°58'43.27"E	X':35°24'19.60"N Y' : 7°59'4.07"E	20m	480m	N 87°E
08	TOM HH'	X :35°24'17.72"N Y :7°58'21.95"E	X':35°24'17.80"N Y' : 7°58'33.67"E	10m	300m	N 89°E

III.3. Résultats et discussion :

III.3.1 Site1 (voir figure 64)

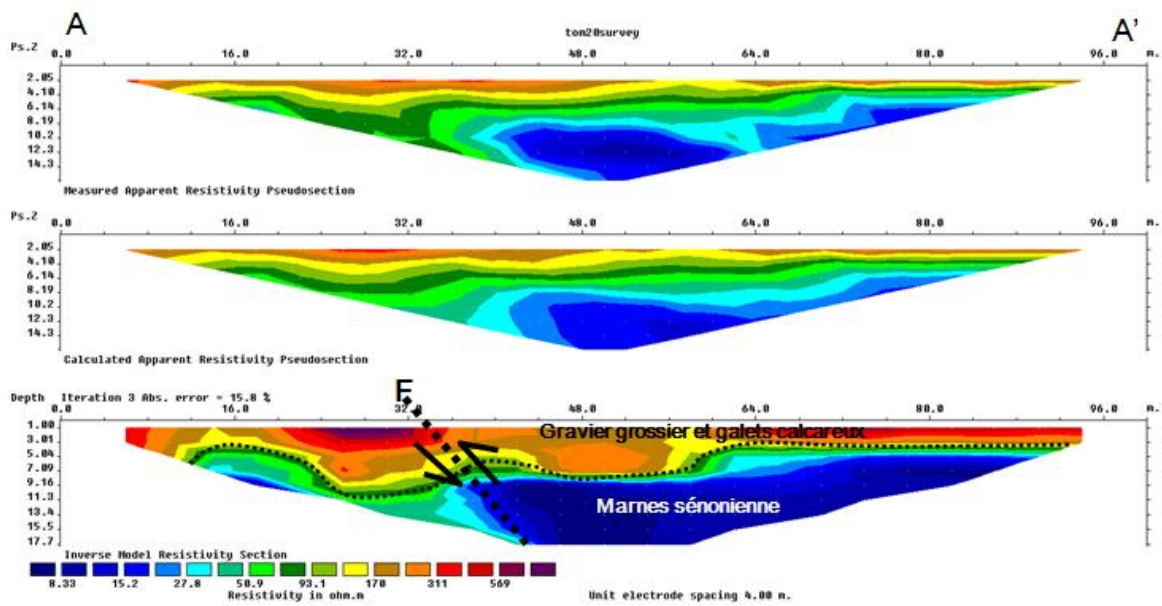
Dans ce secteur d'étude l'assise géologique investiguée est un remplissage alluvionnaire reposant sur des marnes sénoniennes, on cible dans ce cas, des indices sur la résurgence de la source thermique.



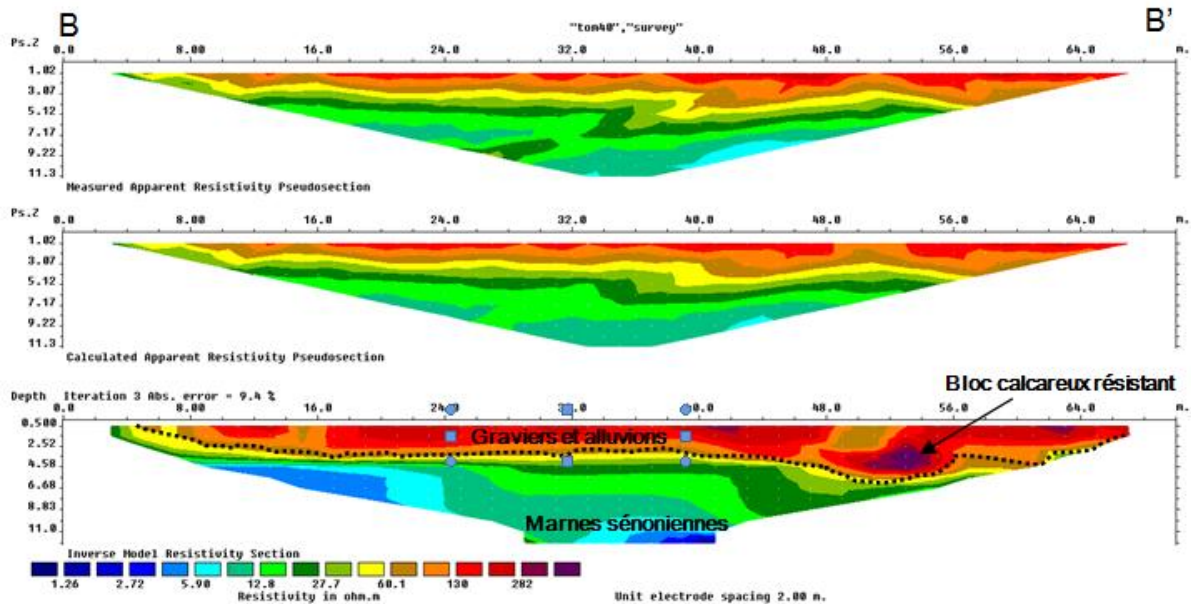
Fig. 64. Localisation des profils de tomographie électriques.
(Coté de la source thermique de Youkous)

➤ Profil AA' :

Dans cette section, on remarque que la base se caractérise par la dominance des marnes sénoniennes, surmonté par des alluvions contenant parfois des blocs calcaires, ce qui attire l'attention dans cette coupe de direction ENE-WSW (78°N), c'est le décrochement vertical marqué sur le substratum marneux, ces marnes se trouvent enfouies à une profondeur de 6m, avec des résistivités de l'ordre de 8 à 30 ohm.m. C'est une faille à rejet très visible, ce qui peut justifier l'apparition de la source thermique de Youkous.

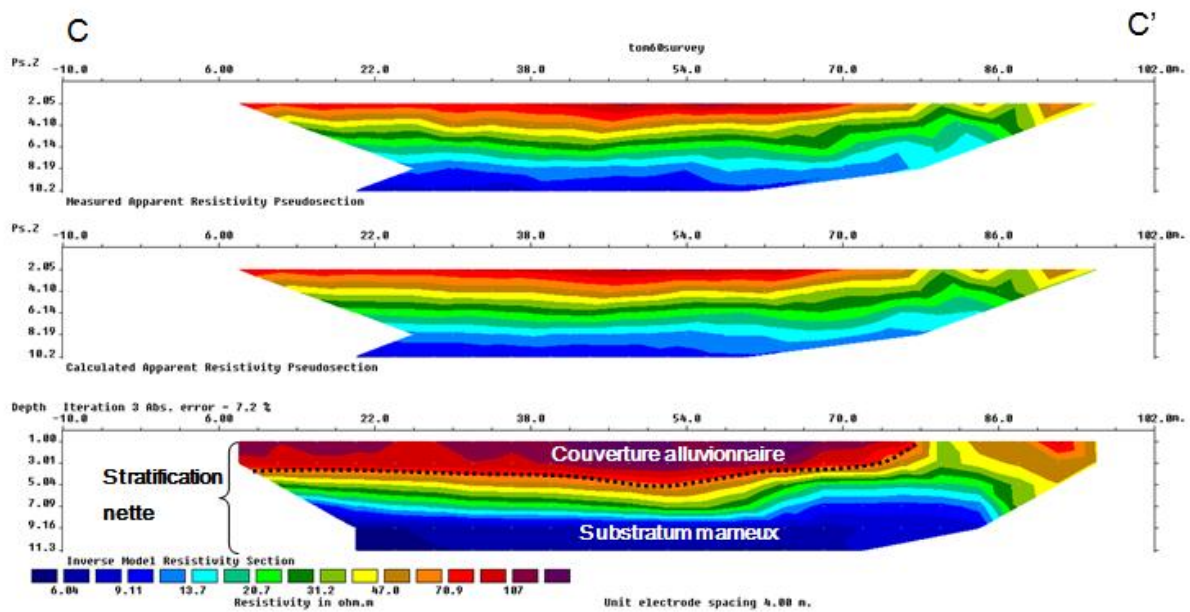


➤ Profil BB' :



Dans cette section de direction 177°N, nous distinguons un contraste de résistivité entre la couverture alluvionnaire comportant parfois des blocs calcaires et les marnes sous-jacentes, confirmant ainsi toujours la présence des marnes.

➤ Profil CC' :



Dans cette pseudosection, la chute progressive de la résistivité en fonction de la profondeur est exprimée par une stratification plus ou moins horizontale, commençant de haut en bas par la couverture alluvionnaire jusqu'au substratum marneux.

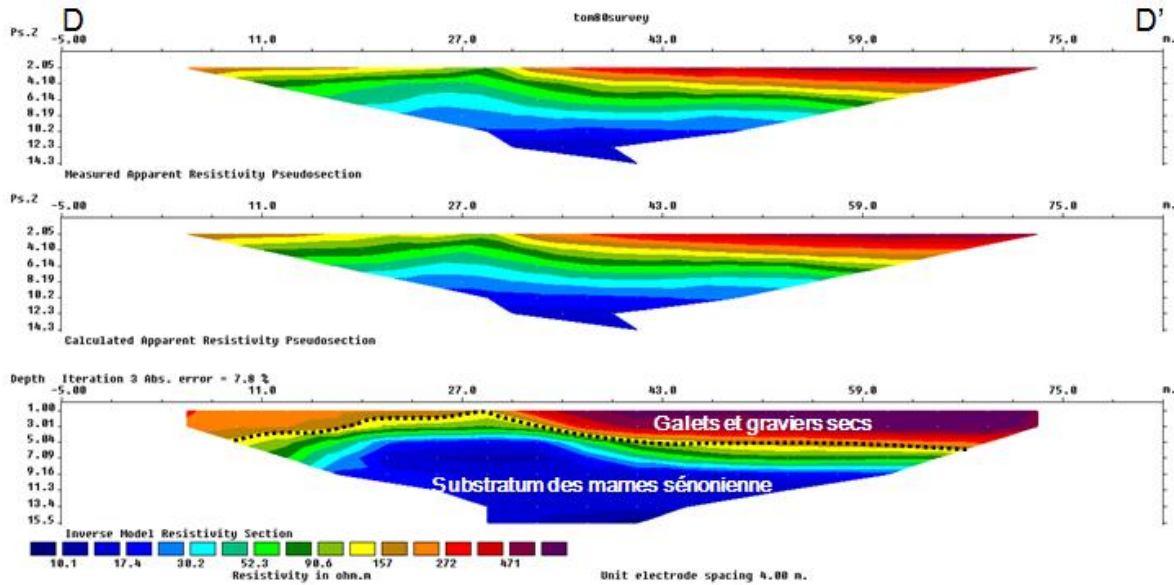
III.3.2. Site 2 (voir figure 65) :

Dans le second site deux pseudosections sont réalisées sur lit d'oued Bouakkous afin, d'identifier le substratum et distingués d'éventuelles anomalies (accidents tectoniques, contact anormal...)



Fig. 65. Localisation des profils de tomographie électrique.
(Coté lit d'oued Bouakkous)

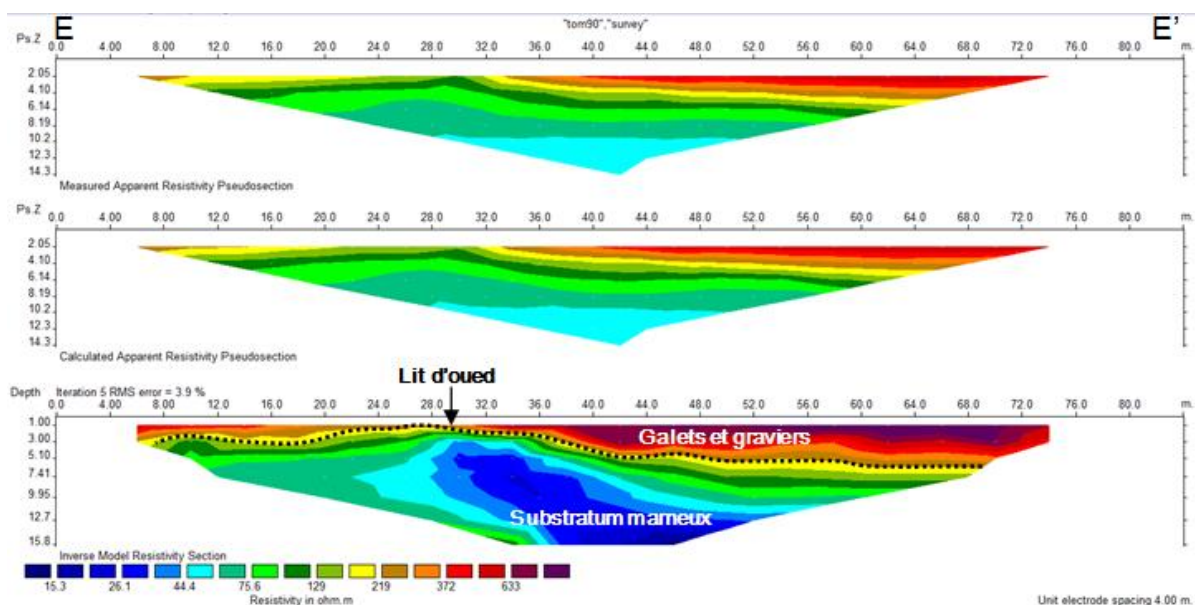
➤ **Profil DD':**



Cette section montre deux types de formations distincts, l'une résistante matérialisé par des galets et gravies d'oued secs (>100 ohm.m) et l'autre conductrice représentée par le substratum marneux (<30 ohm.m). Au milieu de la section on observe un bombement du substratum marneux, ceci est du probablement à la présence d'une nappe aquifère qui est le résultat des eaux de source qui disparaît en amont dans les graviers et galets de l'oued Bouakkous.

➤ **Profil EE' :**

Le profil effectué sur le lit d'oued Bouakkous permet d'identifier le substratum d'où il apparait en plage de résistivité de 10 à 30 ohm.m.



III.3.3. Site 3 (voir figure 66) :

Dans ce site on a réalisé quatre pseudosections sur le toit de la grotte de Bouakkous afin de détecter d'éventuelles cavités ou forme relatif au karst en outre, distingués des anomalies possibles (accidents tectoniques, contact anormal...)

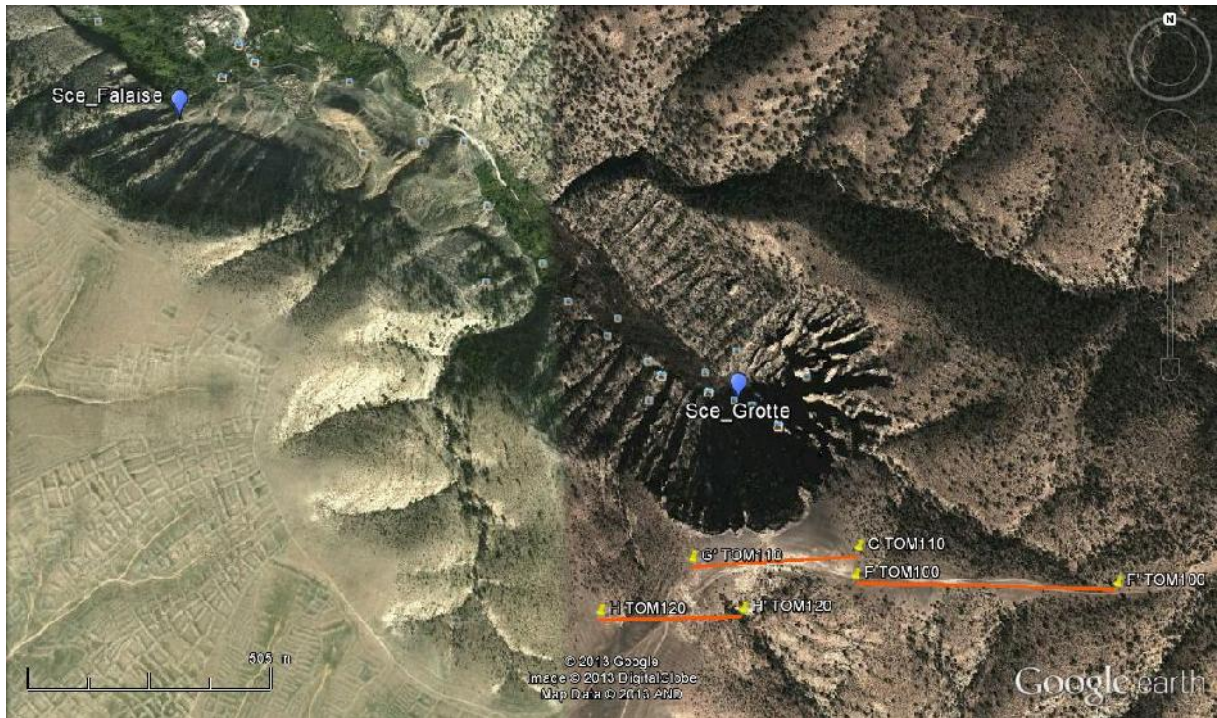
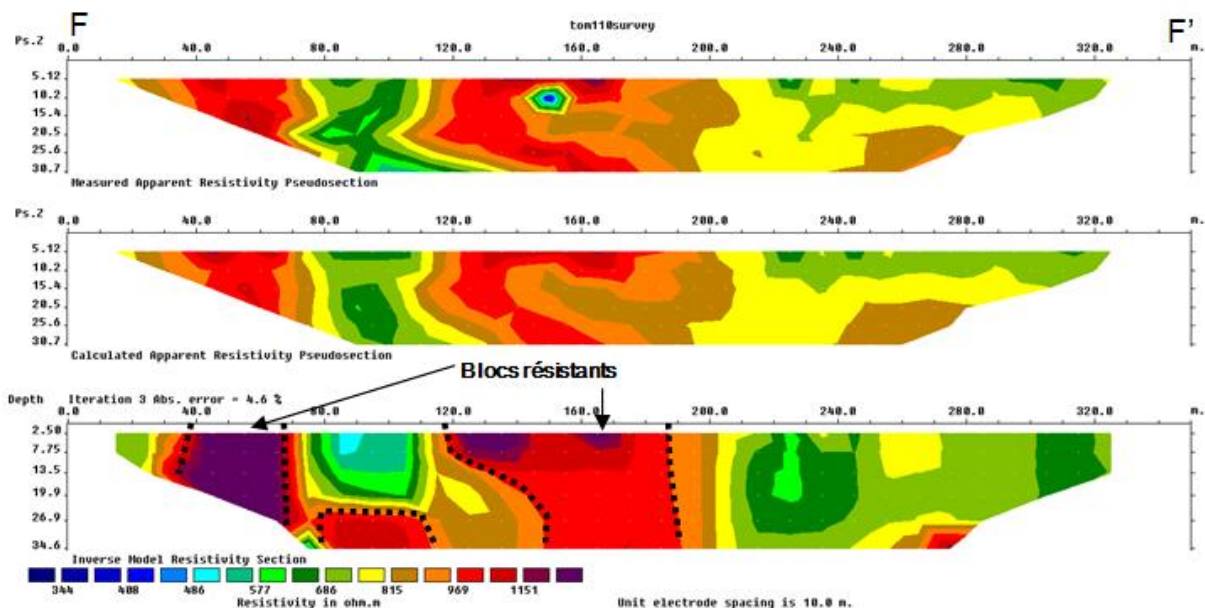


Fig. 66. Localisation des profils de tomographie électrique.
(sur le toit de la grotte Bouakkous)

➤ **Profil FF' :**

Ce profil de direction 90°N, montre une importante variation latérale de résistivité, ce qui est traduit localement par un réseau très dense de failles, entraînant la dislocation de blocs calcaires. Cet effet est amplement visible en surface du plateau calcaire dans les zones démunies de couverture (voir figure 67).

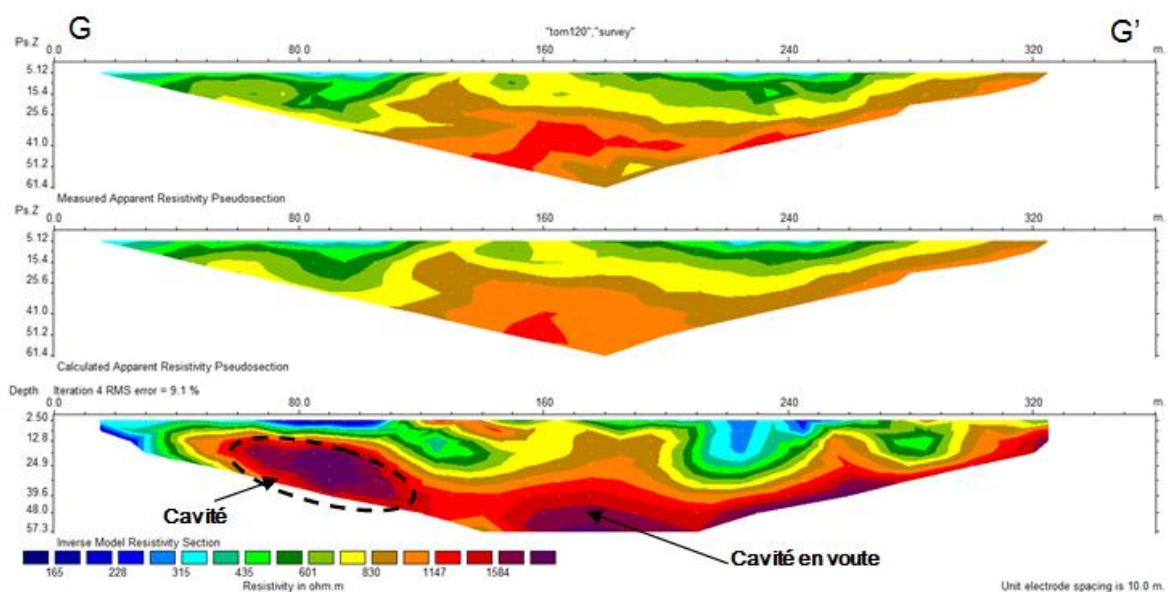


Affecté de fractures de direction majeure 170°N, 145°N et 115°N, une morphologie particulière aux zones karstifiées apparaît, tout en obéissant à ce réseau de fracturation.



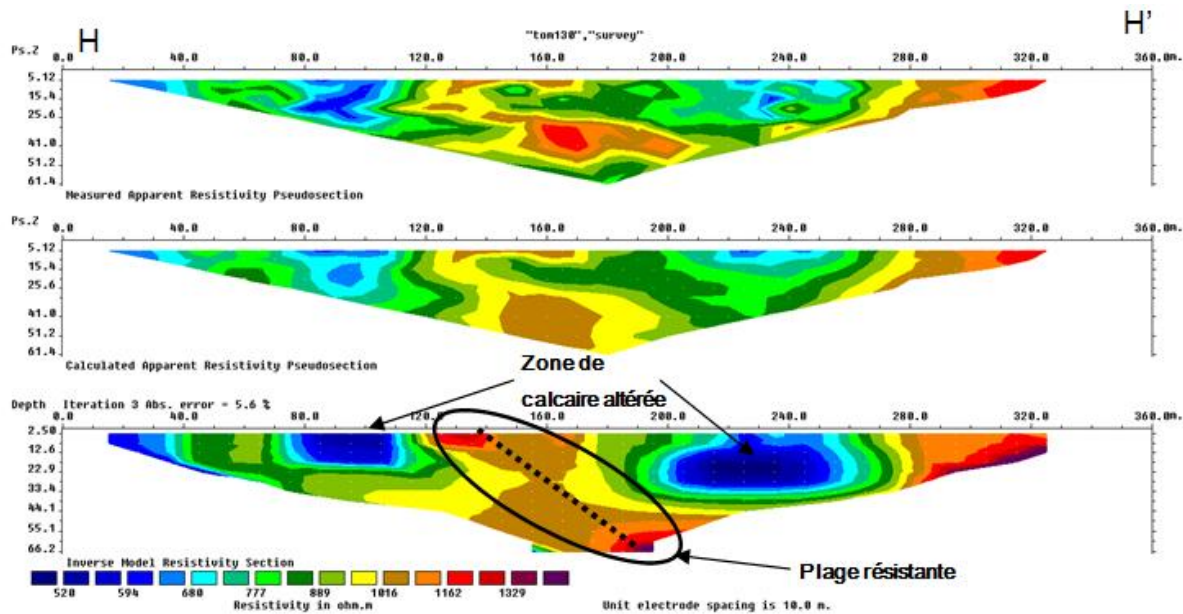
Fig.67. En arrière plan, effet conjugué de la tectonique et l'érosion sur le toit de la grotte de Bouakkous

➤ **Profil GG' :**



Dans ce cas de figure la résistivité dépasse les 1500 ohm.m indiquant la présence de vides karstiques (cavités et chenaux), constituant ainsi la zone d'épikarst.

➤ **Profil HH' :**



Dans cette pseudosection, de direction N 89°, on aperçoit deux zones latérales, moins résistantes (<600 ohm.m) qui se matérialisent probablement par des calcaires fortement altérés. Tandis qu'au milieu de la section on note une résistivité de plus de 1000 ohm.m, avec une forme assez symétrique, qui peut être probablement le siège d'une fracture importante.

Conclusion :

Dans cette partie, trois sites ont été étudiés par la méthode de tomographie électrique :

- Site 1 : Coté de la source thermique de Youkous, où nous avons réalisé trois profils (AA', BB' et CC')
- Site 2 : Au niveau du lit de l'oued Bouakkous, où l'on a imposé deux profils transversaux au lit d'oued Bouakkous (DD'et EE')
- Site 3 : trois profils ont été réalisés sur le plateau de Tazbent, plus exactement situés au-dessus du plancher de la grotte de Bouakkous

Au site numéro 1, près de la source thermique on a pu mettre en évidence le substratum marneux enfuit sous les alluvions quaternaires, et précisément sur la pseudosection AA' nous avons pu distinguer un décrochement nettement visible affectant le substratum, ce qui permet de confirmer l'origine de la source thermique.

Au second site et sur le lit d'oued de bouakkous les pseudosections réalisées nous a permis de visualiser un bombement au niveau de l'axe du li d'oued. Qui est probablement liés à la présence d'un écoulement hypodermique.

Le troisième site comprenant quatre profils, répartis sur le toit de la grotte de Bouakkous. Ont permis de déceler des cavités et des fissures exprimées par des plages de résistivité dépassant 1000 ohm.m. Donnant ainsi une idée sur le degré de karstification du plateau.

CHAPITRE V

HYDROGEOLOGIE

I. Introduction

Le système aquifère karstique qui caractérise cette région est drainé par un certain nombre de sources dont les plus importantes sont celles de Youkkous (la source du bas de la grotte et la source des falaises). Afin de comprendre le fonctionnement des dites sources on a procédé par une approche hydrologique basé sur l'étude des débits jaugés sur ces résurgences en J1 et J2 (fig.68).

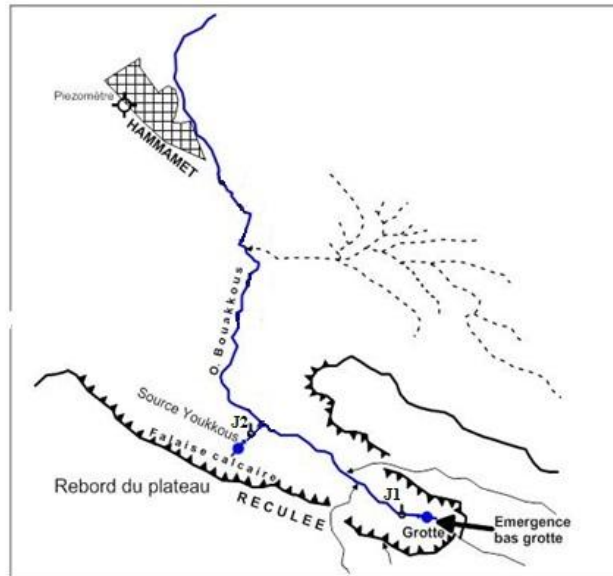


Fig. 68 : Emplacements des jauges de J1 à J2.

II. Identification hydrogéologiques des sources étudiées

Le réseau souterrain du plateau de Tazbent n'est pas connu. La dispersion de l'énergie, par l'absence de concentration des écoulements, n'est pas apte à créer de grandes cavités. Les avens, qui sont des successions de puits verticaux et de galeries en méandres due à la tectonique et à la décompression, forment des collecteurs qui drainent des volumes d'eau important.

Les formes de reliefs caractérisées parfois par des fortes pentes, le soutirage des eaux par des exutoires très bas, la structure géologique et la décompression, favorisent l'installation de réseaux à grandes circulations verticales. Ils donnent naissance aux sources décrites plus bas.

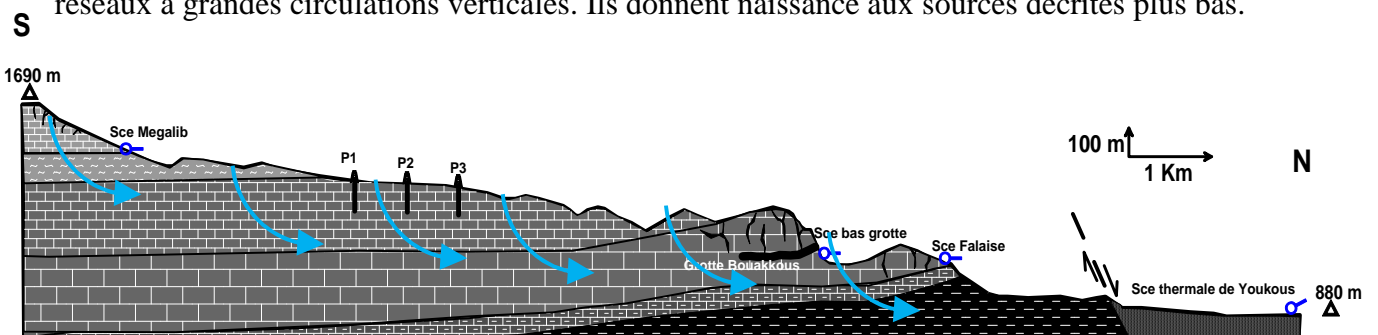


Fig. 69. Configuration des sources étudiées

III. Principes de la méthode de l'approche hydrologique

III.1. Étude des débits classés

La courbe des débits classés (Fig. 70), qui est une analyse couramment utilisée dans le domaine de l'hydrologie de surface, est employée pour mettre en évidence des variations de régime des sources d'origine Karstique.

Les variations peuvent alors être expliquées, soit par fuite d'eau vers l'extérieur du système soit par apport supplémentaire d'eau vers le système.

Cette courbe est construite en portant, pour une classe de débit donné le nombre de jours pendant lesquels ce débit est observé.

La méthode repose sur un classement et une représentation des débits journaliers sous la forme d'une courbe de distribution des fréquences.

Dans le cas de l'étude des aquifères karstiques, l'approche est de type descriptive, c'est-à-dire le but du classement est de comprendre le comportement du système.

Les principaux points recherchés sont les suivants :

- Mise en évidence d'un impluvium fluctuant au travers des fuites ou apports éventuels pouvant se produire entre différents systèmes karstiques ;
- Conditions de mise en fonctionnement de trop-plein ;
- Accessoirement, vérification de la qualité de la station de jaugeage de l'exutoire.
- L'ajustement des débits peut se faire selon deux types de relations :
Arithmétique ou logarithmique.

Les éventuelles ruptures de pente de la droite des débits classés traduisent des variations dans les vitesses de croissance et de décroissance des débits.

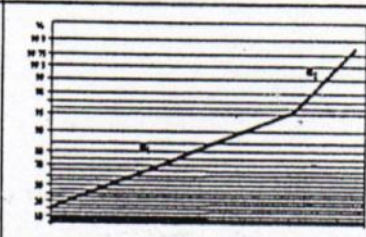
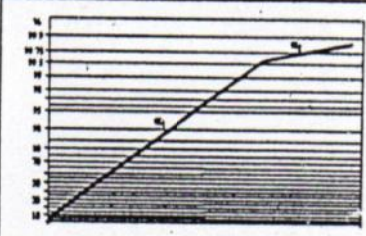
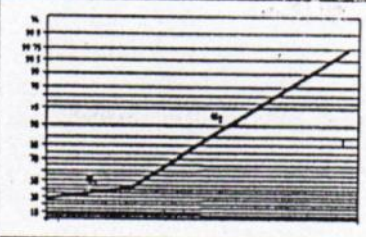
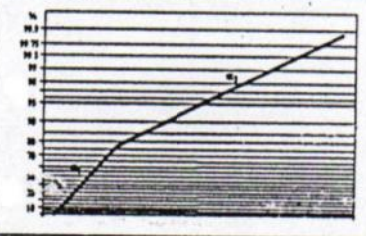
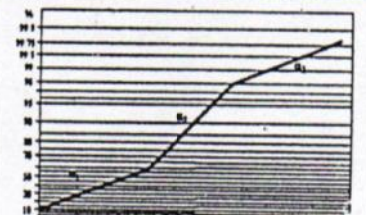
Position de la rupture	Pentes des droites	Interprétation
Forts pourcentages		$\alpha_2 > \alpha_1$ <ul style="list-style-type: none"> • mise en fonctionnement de trop-plein • fuites vers un autre système • stockage momentané • fuites ou débordement de la station de jaugeage à hautes eaux
		$\alpha_2 < \alpha_1$ <ul style="list-style-type: none"> • apports en provenance d'un autre système • jaugeage d'écoulements n'appartenant pas au système
Faibles pourcentages		$\alpha_2 > \alpha_1$ <ul style="list-style-type: none"> • constitution d'une réserve
		$\alpha_2 < \alpha_1$ <ul style="list-style-type: none"> • apports d'une réserve issue d'un cycle antérieur
Double rupture		$\alpha_2 > \alpha_1$ et $\alpha_3 < \alpha_2$ <ul style="list-style-type: none"> • piégeage d'une réserve lors de la décrue et restitution au cours du tarissement

Fig. 70: Ruptures de pente de la droite représentative des débits classés

III.2. Analyse de la courbe de récession

La courbe de récession est la partie décroissante de l'hydrogramme (Fig. 71), elle rend compte des modalités des ruissellements et la vidange des différents aquifères alimentant le cours d'eau en période non influencée (courbe de tarissement).

Mangin a appliqué ce principe au système karstique, en supposant que la courbe de décrue était caractéristique du mode d'infiltration et du ruissellement souterrain, tandis que la courbe de tarissement traduisait la vidange des zones capacitives de l'aquifère (zone noyée).

La méthode consiste à considérer comme phase de récession, la résultante d'un

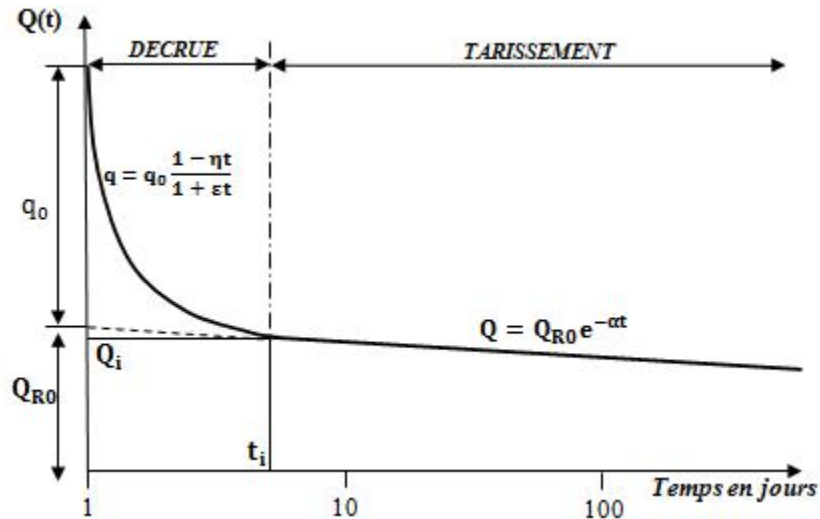


Fig. 71 : Décomposition de la récession selon la méthode Mangin

écoulement de base relatif au karst noyée et un écoulement lié à l'infiltration, uniquement observable durant la

phase de décrue : $Q(t) = Q^*(t) + Q_R(t)$

$$\text{Alors : } Q(t) = q_0 \frac{1-\eta t}{1+\epsilon t} + Q_{R0} e^{-\alpha t}$$

Où t : représente le temps.

η , ϵ : sont des paramètres exprimés en inverse du temps.

q_0 , Q_{R0} : sont des débit caractéristiques de la crue définis sur la figure 05.

- **la courbe de tarissement :** $Q_R(t) = Q_{R0} e^{-\alpha t}$

Q_{R0} : débit caractéristiques de la crue est l'ordonné de la courbe de tarissement à $t=0$.

Q_i : débit à partir duquel débute le tarissement

α : est une constante appelée coefficient de tarissement et sera obtenue à partir de la formule

$$\text{suyvante : } \alpha = \frac{\log Q_1 - \log Q_2}{0.4343(t_2 - t_1)} \quad \text{Avec: } Q_1 > Q_2 \quad \text{et} \quad t_1 < t_2$$

, est exprimé en jour⁻¹, il indique la facilité que peuvent avoir ou non les réserves des karsts noyés à se vidanger.

- **la courbe de décrue** : $Q^*(t) = q_0 \frac{1-\eta t}{1+\varepsilon t}$

La courbe de décrue s'obtient d'abord graphiquement, on retranchant point par point à l'hydrogramme de décrue $Q(t)$ la part relative à l'écoulement de base représenté par la courbe de tarissement $Q_R(t)$ avec : $Q^*(t) = Q(t) - Q_R(t)$.

A cette courbe expérimentale $Q^*(t)$, on ajuste une fonction homographique de type :

$$Q^*(t) = q_0 \frac{1-\eta t}{1+\varepsilon t} \quad \text{avec : } q_0 = Q_{t0} - Q_{R0} \quad \text{et } \eta = \frac{1}{t_i}$$

: coefficient de vitesse d'infiltration, varie entre 0 et 1, la borne supérieure traduisant une infiltration rapide. Avec t_i : l'instant où l'infiltration cesse.

: est appelé indice d'hétérogénéité, il caractérise la concavité de la courbe de décrue, des valeurs faibles (0.01 à 0.001) caractérisent une infiltration lente alors que des valeurs élevées (1 à 10) traduisant une décrue très rapide qui sera ralentie ensuite et

$$\varepsilon = \frac{q_0 - Q^*(t)}{t \times Q^*(t)} - \frac{\eta \times q_0}{Q^*(t)}$$

- **Classification des systèmes karstiques**

Il est possible de classer les systèmes karstiques à partir de leur fonctionnement hydrodynamique. Pour cela Mangin a proposé deux paramètres qui dérivent de l'étude des courbes de récession :

- Un paramètre appelé « **i** » il traduit les retards à l'infiltration, il est égal à la valeur de la fonction homographique deux jours après la pointe de crue, Ce coefficient caractérise la forme de l'hydrogramme de décrue et donnera le degré de complexité du système qui augmente, avec la valeur de **i** (**i** variant de 0 à 1).

- Un paramètre « **k** » en relation avec la zone noyée est appelée pouvoir régulateur. Ce paramètre est égal au rapport entre le volume dynamique (**V_d**) obtenu sur une grande période et le volume de transit interannuel sur la même période, appelé aussi volume de transit moyen annuel (**V_t**). La valeur de « **k** » traduit l'aptitude de la zone noyée du karst à stocker les précipitations et les restituer progressivement dans le temps, c'est-à-dire son pouvoir régulateur.

Le volume dynamique est calculé de la manière suivante :

$$V_{dyn} = \int_0^{\infty} Q_i \times e^{-\alpha t} = \frac{Q_i}{\alpha} \times c$$

Avec **Q_i** : débit au moment où le tarissement devient effectif.

Si : **Q_i** est exprimé par m³/s et t en jour, la relation devient :

$$V_{dyn} = \frac{Q_i}{r} \times 86400.$$

Le volume de transit annuel se calcul de la manière suivante :

$$V_t = Q_{moy} \times 86400 \times 365.$$

Avec : **Q_{moy}** exprimé en m³ / s.

En fonction des résultats acquis sur les différents systèmes karstique A. Mangin (fig. 72) a établi une classification, en se basant sur les paramètres « **i, k** ».

Il a distingué cinq domaines :

- **Domaine 1** ($i > 0.5$ et $k < 0.5$) : système complexe.
- **Domaine 2** ($0.25 < i < 0.5$ et $0.1 < k < 0.5$) : système plus karstifié en amont qu'en aval avec des retards dans l'alimentation dus soit à des terrains non karstiques, soit à une couverture neigeuse.
- **Domaine 3** ($i < 0.25$ et $k < 0.1$) : système très karstifié en aval, domaine des réseaux spéléologiques très développés.

- **Domaine 4** ($i < 0.25$ et $0.1 < k < 0.45$) : réseau spéléologique très développé débouchant en aval sur un important karst noyé.
- **Domaine 5** ($i > 0.5$ et $k > 0.5$) : système peu ou pas karstique.

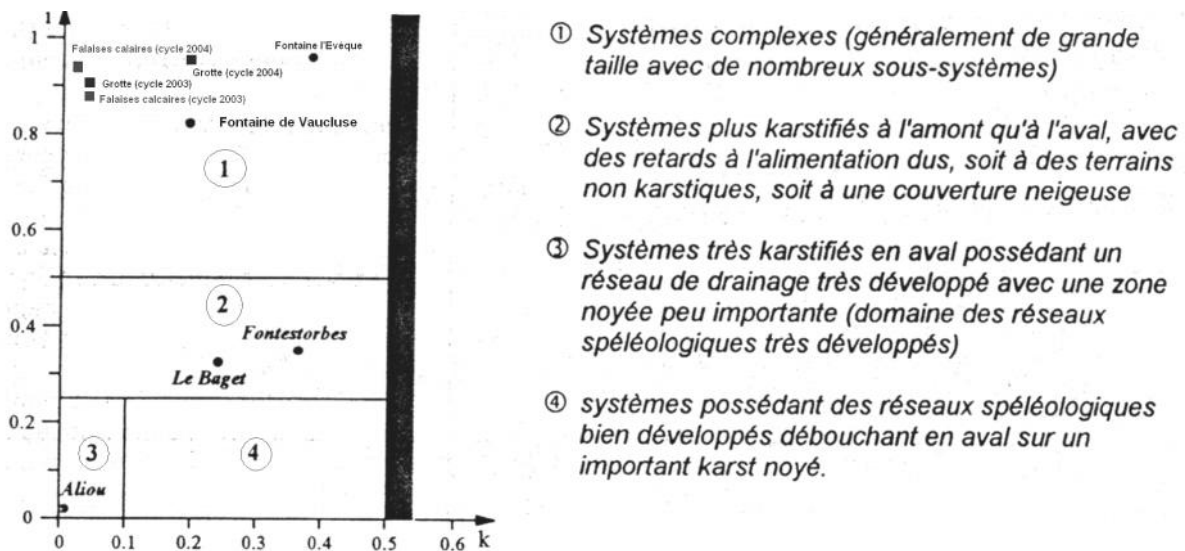


Fig.72. Classification des systèmes karstiques à partir de l'analyse des courbes de récession.

IV. Résultats et discussions

IV.1. Ecoulements en provenance des sources de la falaise calcaire :

IV.1. 1. Fréquences des classes des débits : (Fig. 73)

- L'histogramme des distributions des fréquences présente un seul mode, lié aux faibles et moyens débits due à des saisons tantôt sèches et tantôt humides.

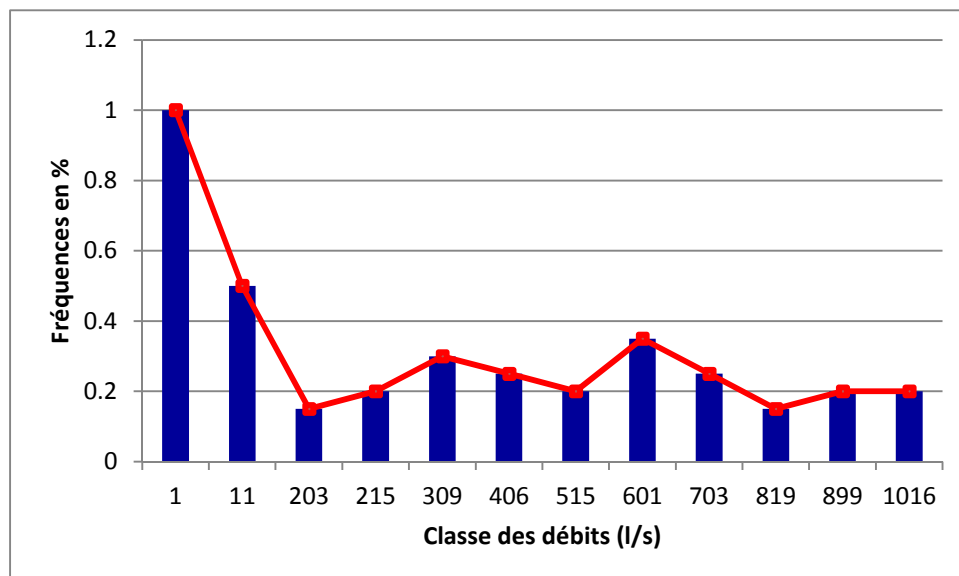


Fig. 73 : Distribution des fréquences des débits (Sources des falaises 2008/2009)

- Le reste présente une bonne répartition sur une large gamme de classes de débits centrés sur une moyenne de 370 l/s .
- La fréquence maximale est situé à la classe 11 l/s, soit 67% des observations.

IV.1. 2. Fréquences cumulées des débits classés : (Fig. 74).

- La courbe des fréquences cumulées des débits classés (coordonnés gaussio- arithmétique) en fonction des classes des débits prend des formes particulières
- En effet, la courbe obtenue présente une première rupture à 203 l/s, qui correspond vraisemblablement à la vidange du réservoir matriciel et fissuré.

Il s'agit d'apport des réserves pour les faibles et moyens débits.

La deuxième rupture à 309 l/s, où la pente diminue pour les forts débits.

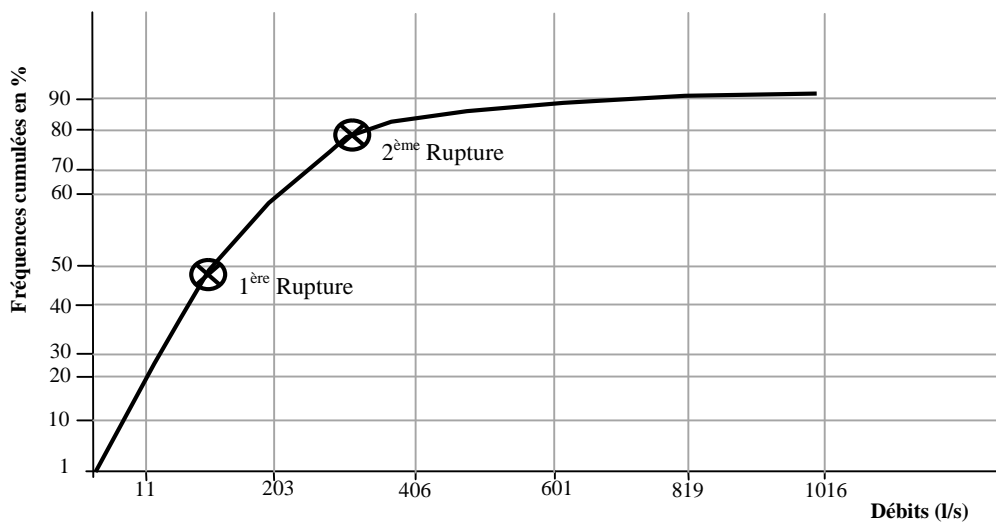


Fig. 74: Courbe des fréquences cumulées (Sources des falaises 2008/2009)

On se référant aux différents cas de rupture de pente de la droite représentative des débits classés d'après (A. Mangin), les droites obtenues dans notre cas correspondent à l'interprétation suivante :

- $2 < 1$: apport d'une réserve issue d'un cycle antérieure.
- La droite comprise entre les deux points de ruptures montre le fonctionnement du système avec des apports réguliers et continus.

IV.1. 3. Analyse de la courbe de récession :

La courbe de récession a été tracée à partir des données enregistrées au mois d'avril de l'année 2009 où le tarissement est observé sur une longue période.

D'après la courbe de récession obtenue (Fig. 75), la décrue du printemps est survenue à la fin du mois d'Avril, pour prendre fin durant la première moitié du mois de Mai.

- Le début de tarissement correspond à la deuxième moitié du mois de Mai, pour se prolonger jusqu'à l'automne.

-D'après, la courbe de récession le temps nécessaire pour qu'apparaisse le tarissement est relativement faible (20 jours).

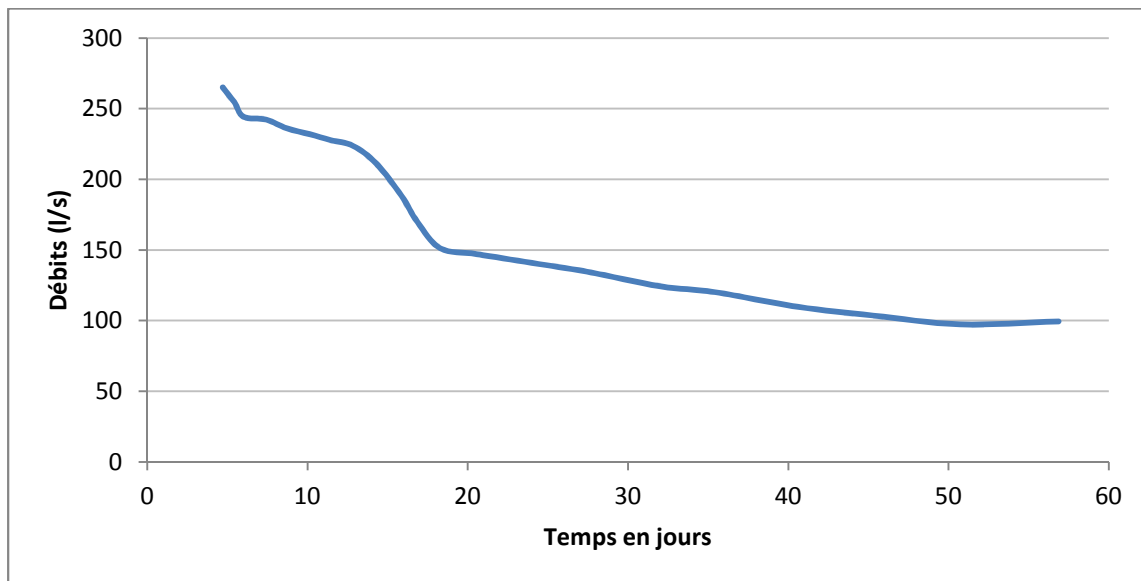


Fig. 75. Courbe de récession (Sources des falaises 2008/2009)

- Le coefficient d'hétérogénéité « α », qui caractérise l'importance de la concavité de la courbe de décrue ($Q^*(t)$), (Fig. 76), est faible.

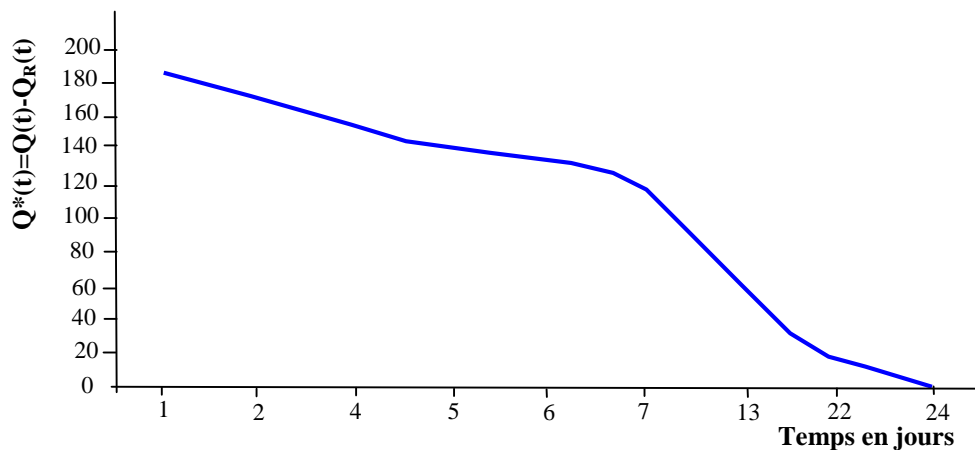


Fig. 76: Courbe de décrue $Q^*(t)=Q(t)-Q_R(t)$ (Sources des falaises 2008/2009)

Il est égal à ($\alpha = 0.015$), ce qui caractérise une infiltration lente en relation avec la décrue. Les courbes homographiques $[-Y(t)$ et $Y(t)$], (Fig. 77) étudiées montrent une concavité assez faible, ce qui montre une faible vitesse de décrue.

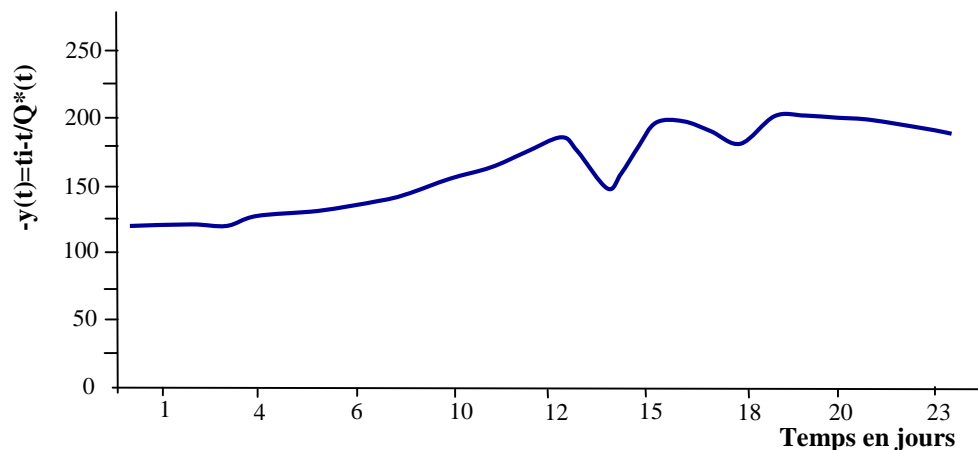


Fig. 77: Courbe de décrue $-y(t)=ti-t/Q^*(t)$ (Sources des falaises 2008/2009)

La courbe de décrue permet de calculer, en utilisant les valeurs des paramètres α et β , le temps nécessaire pour que q_0 diminue d'une certaine quantité.

Ainsi pour une diminution de 50% : $t= 1/ (\alpha +2 \beta)$.

Pour une diminution de 99% : $t= 99/ (\alpha +100 \beta)$.

Pour le cas de l'écoulement en provenance des falaises calcaires, et d'après les paramètres calculés suivant les courbes de décrue, le temps nécessaire pour que q_0 diminue dans des proportions de 50% sera de :

$t=1/ (\alpha +2 \beta)$, avec $\alpha=0,015$ et $\beta=0,05$

après le calcul on obtient :

$t= 8.69$, soit $t= 9$ jours.

Il faut plus de 9 jours en moyenne pour que le volume diminue de 50%.

Le coefficient de tarissement r est égal à 0,024. Cette valeur traduit une vidange relativement assez lente.

▪ Volumes évacués :

Le volume dynamique (V_d) d'après l'application de la formule, donne une valeur de 82800000 L, soit 82800 m³.

Le volume de transit (V_E) qui est donné par la formule :

$V_E = Q_{moy} \times 86400 \times 365$, est de l'ordre : 3 153 600 000 L soit 3153600 m³.

▪ **Classification de l'aquifère étudié :**

Le paramètre « k » qui traduit l'importance du karst moyé a une valeur de 0.026 $\left(K = \frac{v_d}{v_E} \right)$.

Le paramètre « i » déterminé à partir de la courbe de décrue $y(t) = \frac{1 - y t}{1 + v t}$

(Fig. 78) prend la valeur de 0.97.

Il est relativement élevé, ce qui montre la faiblesse de la décrue.

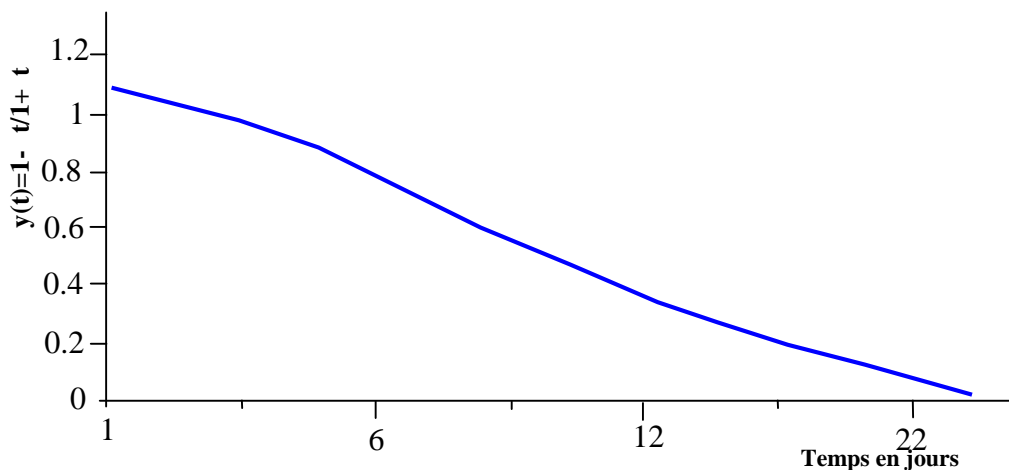


Fig. 78: Courbe de décrue $y(t)=1- t/1+ t$ (Sources des falaises 2008/2009)

En reportant ces valeurs dans le tableau de classification des systèmes karstiques, (Fig. 72), définis par (A.. Mangin 1975), l'aquifère en question se positionne avec les systèmes à structure complexe avec de grandes tailles et de nombreux sous- système.

IV.2. Ecoulement en provenance de la grotte :

L'étude de distribution des débits est basée sur l'analyse des débits classés en provenance de la grotte jaugés au point J1 (Fig. 68) pour le cycle hydrologique 2008/2009.

- Il sera examiné la courbe des fréquences cumulées, la courbe de décrue et la distribution des fréquences de conductivité, et des débits classés sur une échelle de probabilité.

Ces parties permettront une reconnaissance du fonctionnement du système étudié.

IV.2. 1. Fréquences des classes des débits (Fig. 79)

- L'histogramme des distributions des fréquences, présente un seul mode lié aux faibles débits dus à la longue saison sèche.
- Le reste présente une répartition sur une large gamme de classe de débits, centrés sur la moyenne de 219 l/s .
- Un pic proche du plus haut débit peut être parfois observé. Il est lié aux apports élevés mais réguliers au moment des précipitations et de la fonte des neiges.
- La fréquence maximale se situe entre 2 et 60 l/s soit 70 % des observations.

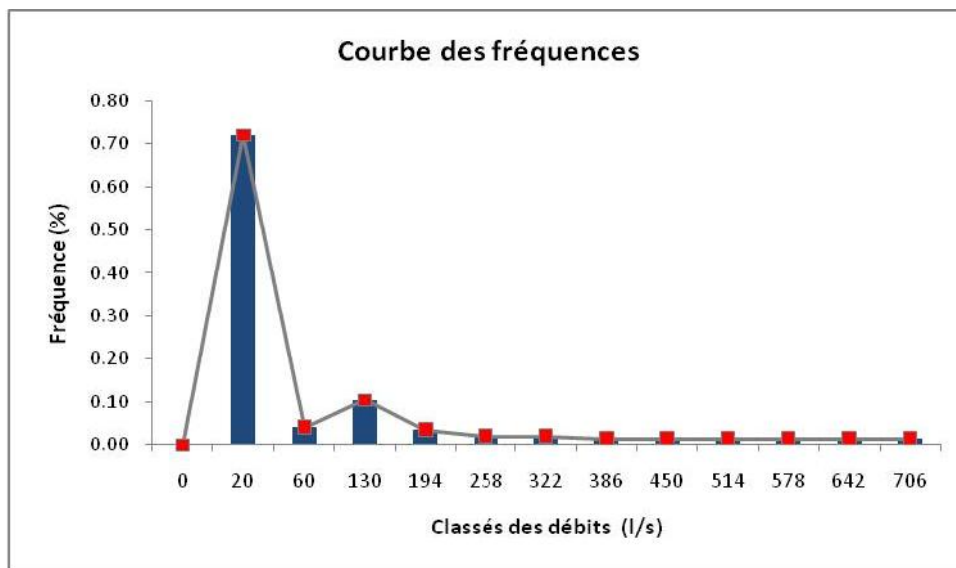


Fig.79 : Histogramme des fréquences (2008/2009) (Source de la grotte Bouakkous).

IV.2. 2. Fréquences cumulés des débits classés : (Fig. 80)

La courbe des fréquences cumulées des débits classés (en coordonnées gaussiennes – arithmétique) en fonction des classes des débits prend des formes particulières.

Ce sont des droites dont les changements des pentes indiquent un fonctionnement caractéristique de l'aquifère.

Le relèvement de la pente suggère la présence de trop-plein et de fuite hors du bassin, l'inverse serait plutôt un apport ou pourrait être dû à l'influence du niveau de la réserve sollicitée exceptionnellement.

La courbe des fréquences cumulées montre deux principales ruptures de pentes.

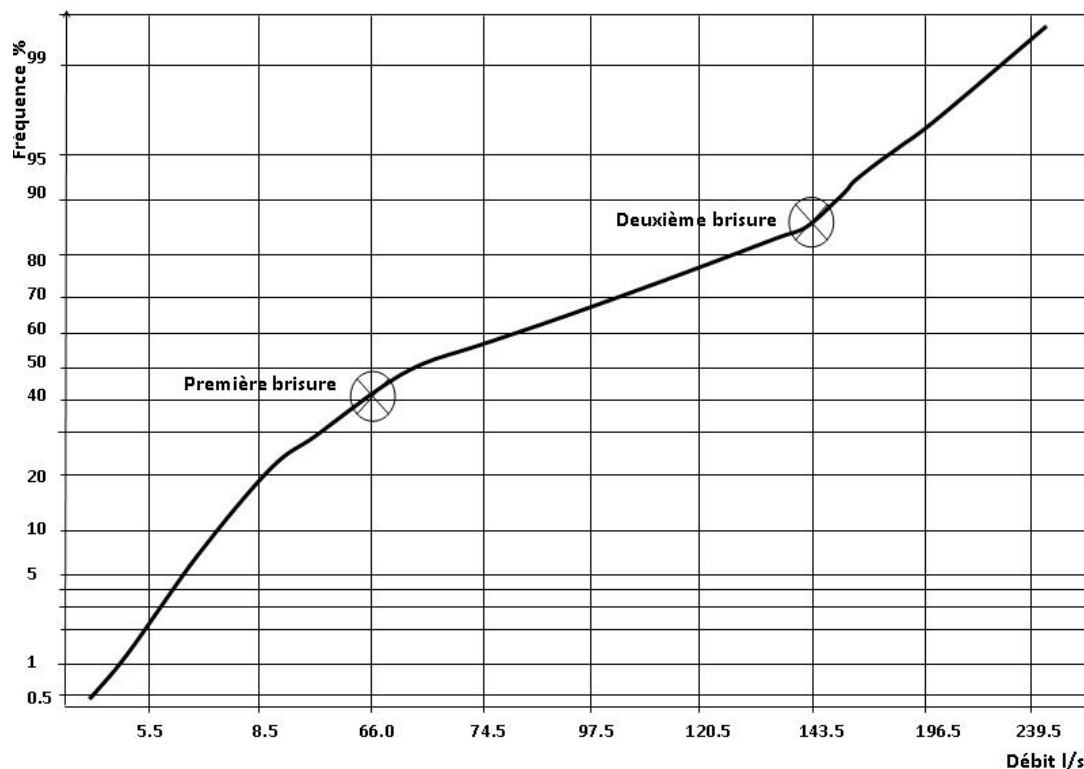


Fig. 80 : Courbe des fréquences cumulées des débits classés (2008/2009).

Ñ La 1ère rupture correspond à un débit de 66 l/s qui correspond à la vidange du réservoir matriciel (apport des réserves pour les faibles débits).

Ñ La 2ème rupture correspond à un débit de 143.5 l/s où la pente diminue progressivement pour les forts débits. Ceci correspond à la mise en fonction du trop-plein au niveau de la grotte.

- Si en se réfère aux 5 modèles proposés par Mangin, le schéma de la courbe des fréquences cumulées des débits classés, obtenue dans notre cas correspond grossièrement à celui où la pente $2 < 1$ et d' où une signification se rapportant à :

- Apport d'une réserve issue d'un cycle antérieur.

IV.2. 3. Analyse de la courbe de récession

Les données utilisées concernent les observations de l'année hydrologique 2008-2009. Il a été retenu les données correspondantes à un tarissement bien marqué et de longue durée.

- D'après la courbe de récession (fig. 81), les dernières décrues du printemps se sont survenues, à la fin du mois de Mars et au début du mois de Mai.

Le début de tarissement correspond à la mi-Mai.

- D'après la courbe de récession le temps nécessaire pour qu'apparaisse le tarissement est relativement moyen de 39 jours.

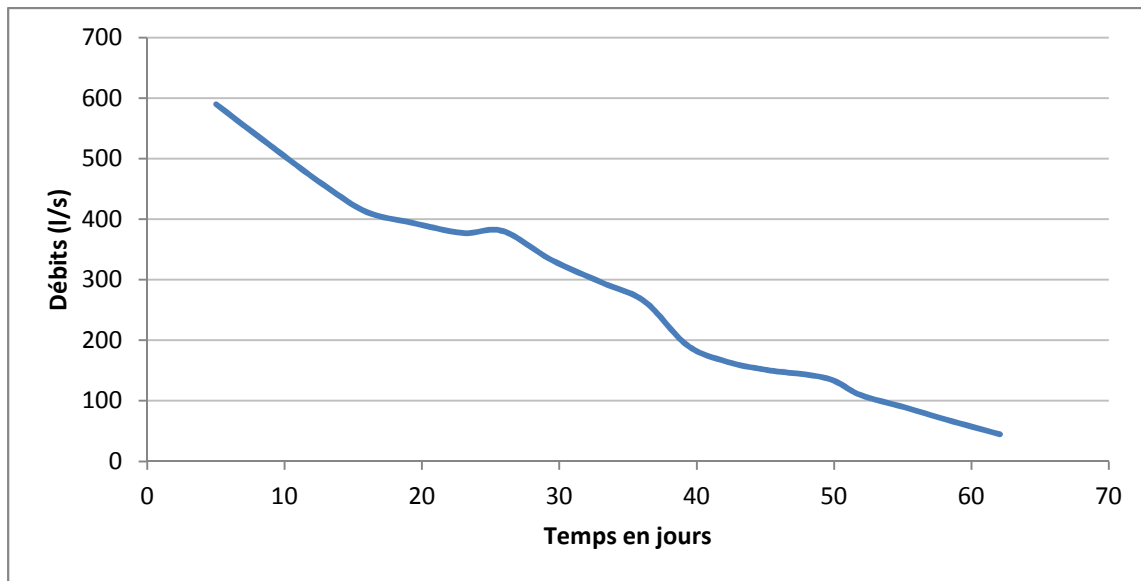


Figure 81 : Courbe de récession – sources de la grotte Bouakkous (2008/2009)

- Le coefficient d'hétérogénéité qui caractérise l'importance de la concavité de la courbe de décrue ($Q^*(t)$), (fig. 82) est faible. Il est égal à 0.024 cette valeur caractérise une infiltration assez lente.

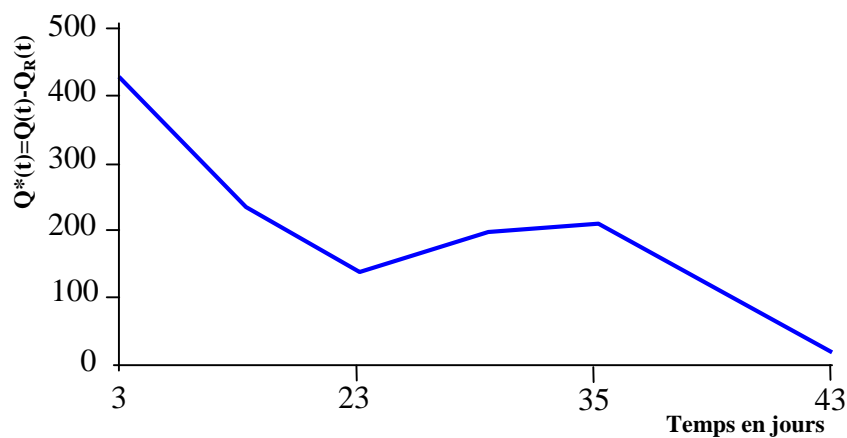


Fig. 82: Courbe de décrue $Q^*(t)$; sources de la grotte Bouakkous (2008/2009)

Les courbes homographiques - $y(t)$, $y(t)$, (Fig. 83), ajustées à la décrue étudiée, montrent une concavité assez faible. Ce qui traduit une faible vitesse de décrue.

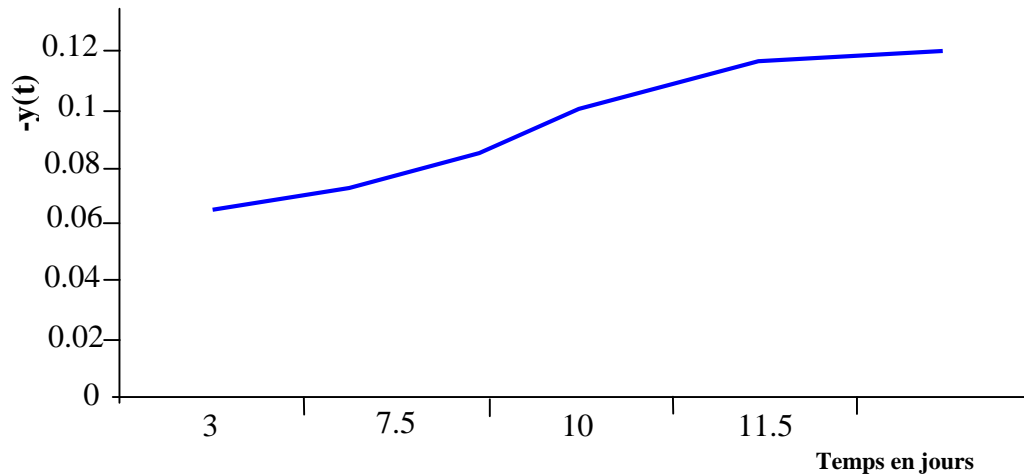


Fig. 83: Courbe de décrue $-y(t)=t_i-t/Q^*(t)$ sources de la grotte Bouakkous (2008/2009)

La courbe de décrue permet de calculer, on utilisant les valeurs des paramètres α et β , le temps nécessaire pour que q_0 diminue d'une certaine quantité :

Ainsi pour une diminution de 50% : $t=1 / (\alpha + 2\beta)$.

Et pour une diminution de 99% : $t=99 / (\alpha + 100\beta)$.

Pour le cas de l'écoulement en provenance de la grotte et d'après les paramètres calculés suivant les courbes de décrue (α et β) ; le temps nécessaire pour que q_0 diminue dans des proportions de 50% sera de :

$t=1 / (\alpha + 2\beta)$ avec $\alpha = 0.022$ et $\beta = 0.026$ après calcul on obtient :

$t= 13.51$ soit $t = 14$ jours.

Il faut plus de 14 jours au moyenne pour que le débit diminue de 50%.

Le coefficient de tarissement α est égal à 0.021, cette valeur de coefficient de tarissement traduit une vidange relativement assez lente.

▪ **Volumes évacués :**

Le volume dynamique (V_d), d'après l'application de la formule, a une valeur de : 777.600.000 L, soit 777600 m³.

Le volume de transit (V_t) qui est donné par la formule $V_t = Q_{moy} \times 86400 \times 365$ est de l'ordre de: 5676480000 L, soit : 5676480 m³.

▪ **Classification de l'aquifère étudié :**

- Le paramètre k , qui traduit l'importance des karsts noyées est de 0.14 ($K = \frac{V_d}{V_t}$)

- Le paramètre i déterminé à partir de la courbe de décrue $y(t) = \frac{1 - \alpha t}{1 + \beta t}$

(Fig. 84) prend la valeur de 0.87.

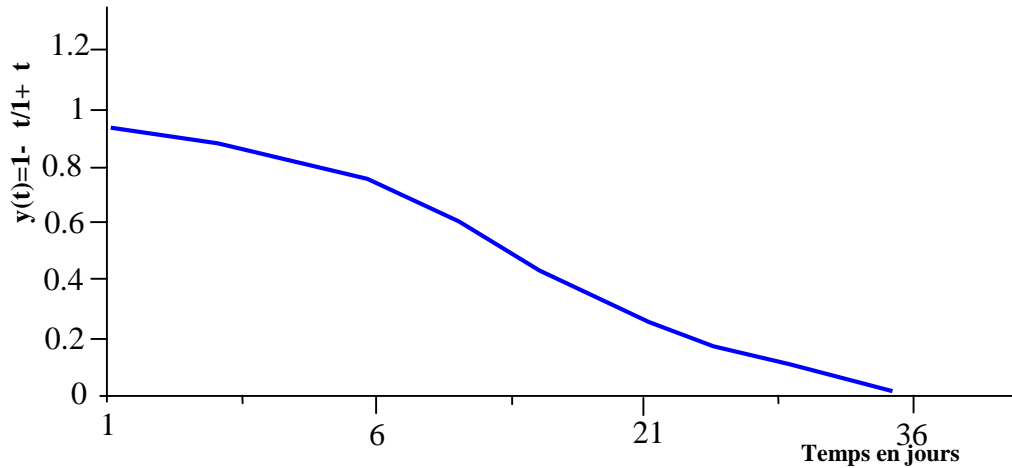


Fig. 84: Courbe de décrue $y(t)=1- \frac{t}{1+ t}$. Sources de la grotte Bouakkous (2008/2009)

-Il est relativement élevé ce qui montre la faiblesse de la décrue.

En reportant ces valeurs dans le tableau de classification des systèmes karstiques définis par (A.Mangin 1975), (Fig. 72) l'aquifère en question se positionne avec les systèmes à structures complexes avec de grandes tailles et de nombreux sous –systèmes.

La forme et l'étalement de la courbe de fréquence lorsqu'on la compare au catalogue de Bakalowicz (1979), (Fig. 71) sont caractéristiques d'un système karstique dont l'organisation de l'écoulement s'apparente à celle du système de la fontaine de Vaucluse.

Tableau récapitulatif des résultats obtenus :

Les différents paramètres calculés sont regroupés dans le tableau suivant :

Tableau 28: récapitulation des résultats

Paramètres de récession	Q_{t0} l/s	Q_{R0} l/s	q_0 l/s	q_i l/s	t_i jour				Vd m ³	Vt m ³	i	k
Sources de la falaise	270	46	224	23	20	0,024	0,05	0,017	82800	3153600	0,97	0,026
Sources du bas de la grotte	597	58	539	29	39	0.021	0.026	0.022	777600	5676480	0.87	0.14

V. Relation des écoulements avec le champ captant d'Ain Chabro :

Les formations de remplissage, Plio Quaternaire devraient donc présenter une meilleure porosité et perméabilité que les formations du centre de la plaine (cas du champ captant de Ain Chabro). Ceci est vérifié par les forages et leurs essais de débit. Il est à ajouter aussi que des anomalies se distinguent dans cette interprétation. Les anomalies sont dues à :

1. la nature géologique des affleurements de bordures.
2. La variation relative des reliefs des bordures.

La prospection géophysique CGG, a permis l'élaboration d'une carte qui donne une idée de la répartition de recouvrement alluvial en fonction de la résistivité totale relative.

L'interprétation des résultats des sondages électriques est plus délicate. Les logs géologiques et les carottages électriques nous ont montré combien le quaternaire était hétérogène il s'agit d'un empilement de niveaux de cailloutis dont lesquelles une matrice argilo détritique plus au moins importante détermine des niveaux plus au moins perméables.

Il en résulte sur le plan hydraulique qu'à l'échelle du temps et des surfaces toutes ces couches aquifères communiquent entre elles, soit par des assises dites imperméables (lesquelles sont en réalité faiblement perméables) soit par des accidents stratigraphiques (par ex. Passages latéraux ; stratification entrecroisée, etc...) ou des accidents structuraux.

Lors des interprétations des essais de pompages il arrive qu'on peut s'attendre à la manifestation et à la combinaison de nombreux phénomènes tel que :

- Drainance - variation spatiale de T et S.

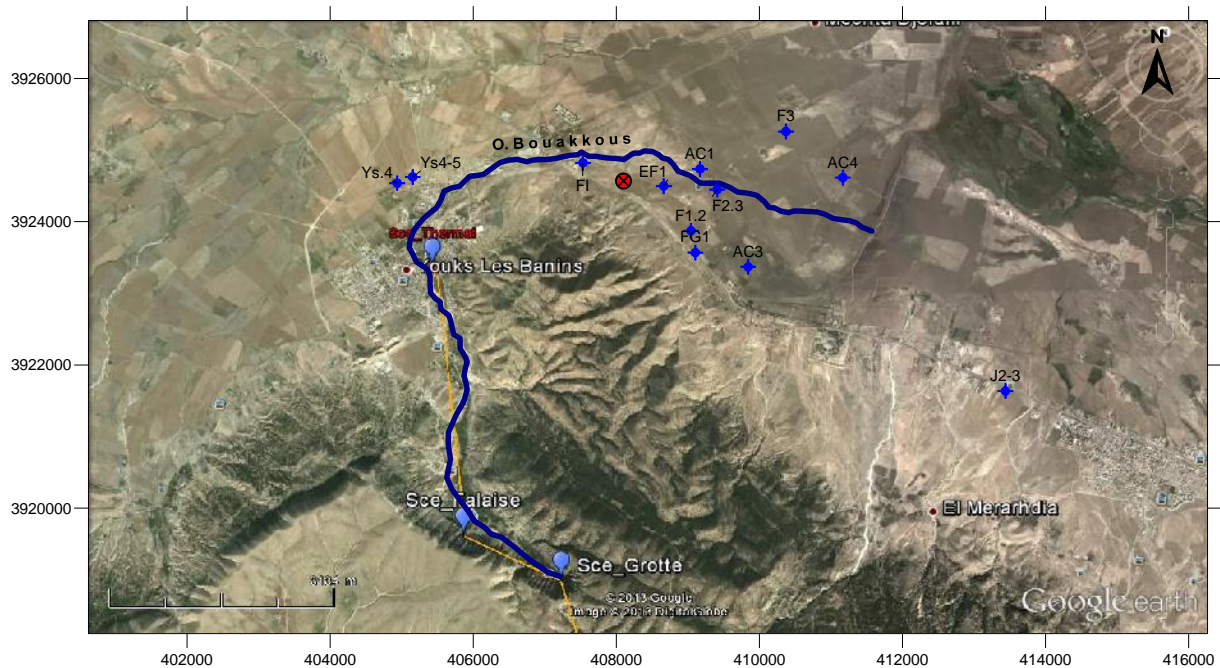


Fig. 85. Localisation du champ captant d'Ain Chabro.

V.1. Conditions aux limites du champ captant :

- Il s'agit d'une sédimentation quaternaire continentale. Sur une épaisseur d'environ 170 m ce sont des cailloutis et galets calcaires du crétacé supérieur. Une matrice très argilo détritique est présente sur des épaisseurs variables et à certaines cotes. Au delà, dans la partie inférieure il s'agit d'argiles détritiques contenant des cailloutis calcaires de petit diamètre (> à 10 mm).
- A l'Est et au Sud, ces formations quaternaires viennent en contact par failles normales avec les couches calcaires du Turonien moyen (selon G. Durozoy). A noter que le secteur de Hammamet est le carrefour de tris accidents tectoniques important à savoir :
 - la faille inverse de Boulhaf NE-SO.
 - le système de failles normales de la bordure du fossé (par ex. ici contact quaternaire, Turonien moyen).
 - une faille Nord-Sud qu'emprunte l'Oued Bouakkous qui abaisse le compartiment Est et décroche le Turonien.

La présence de la source thermale de Hammamet captée depuis les Romains n'est pas sans liaison avec ce système d'accidents.

Au Nord et au Nord Est et dans les autres directions la sédimentation des cailloutis varie en épaisseurs et se biseaute aux profits des formations plus imperméables.

La définition de la nappe est définie par le type de nappes libres. Les logs géologiques et les carottages électriques l'indiquent parfaitement. Les alluvions caillouteuses sont très perméables. L'oued Bouakkous alimente abondamment la nappe en hiver et au printemps. De plus les environs immédiats de Hammamet sont parcourus par un important réseau de seguias abondamment alimentées toute l'année par les sources de Bouakkous et les falaises calcaires.

V.2. Jaugeages différentiels

V.2.1. Points de mesure des jaugeages différentiels

Nous avons choisi huit points pour réaliser des jaugeages différentiels, ce qui nous permettra de suivre les variations des débits (Fig. 3).

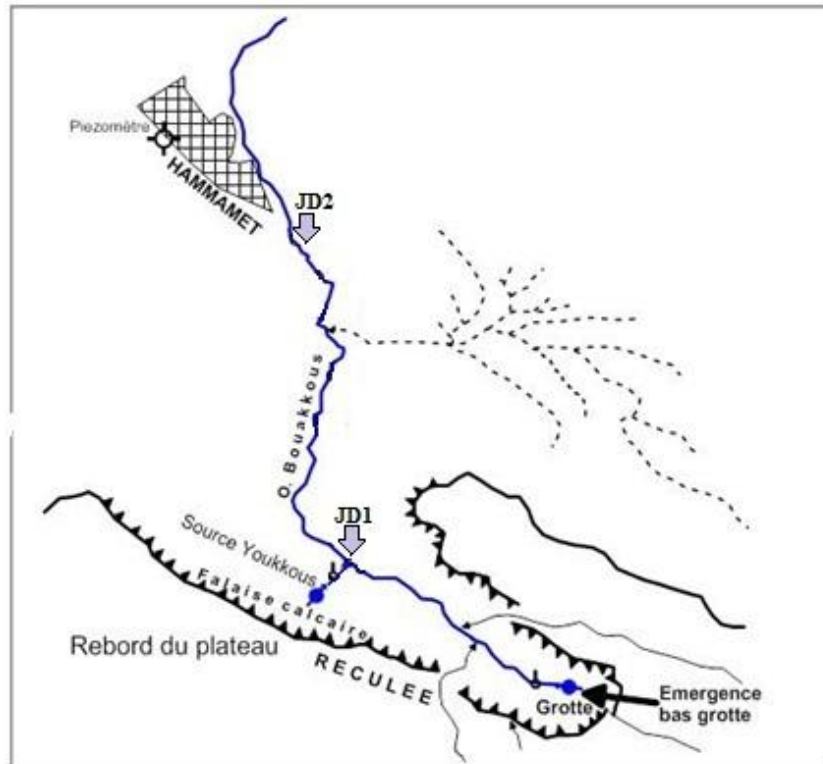


Fig. 86 : Localisation des jaugeages différentiels JD1 et JD2.

Les mesures des débits réalisées, le long du tracé de l'oued Bouakkous, ont montré l'enregistrement des valeurs en décroissance continue.

Des débits qui s'approchent de $2 \text{ m}^3/\text{s}$ peuvent atteindre l'oued Chabro, exutoire des eaux de crue de l'oued Bouakkous. Ainsi, le phénomène d'infiltration à l'aval de Youkkous a un rôle très important. La majeure partie, des eaux issues des écoulements en provenance de la grotte et celles issues des falaises calcaires, s'infiltrent et viennent alimenter la nappe des graviers et cailloutis calcaires de la plaine de Tébessa.

Il s'agit en fait, d'une régularisation qui se fait indirectement par l'intermédiaire des graviers quaternaires.

Dans la fig. 87, le graphe obtenu montre que les débits enregistrés dans la partie amont sont toujours supérieurs à ceux enregistrés dans la partie aval, traduisant une infiltration à partir des alluvions du lit de l'oued ainsi que par les fissures et les failles.

En effet, le volume infiltré peut être estimé par le calcul de la surface entre les deux courbes, donc mathématiquement c'est l'intégral limité dans le temps de la différence entre les deux fonctions régissant le débit.

$$\text{Et on écrit : } \int_0^t Q(t)_{\text{amont}} - Q(t)_{\text{aval}} \cdot dt$$

$$t = 700 \text{ jours : } \int_0^{700} Q(t)_{\text{amont}} - Q(t)_{\text{aval}} \cdot dt$$

Cette intégrale peut se résoudre graphiquement par le planémètre de la surface comprise entre les deux courbes représentant le débit mesuré en amont et celui de l'aval.

Le volume infiltré, en négligeant la fraction évaporée et l'incertitude de mesure des débits est environ égal à **6686623.76m³**

Dans la partie amont il a été enregistré des débits qui ont atteint 1400 l/s. Seule, durant la période des basses eaux (étiage) le débit de base n'a jamais dépassé 11 l/s.

Les jaugeages différentiels effectués durant les cycles d'observation, ont permis d'enregistrer des débits, réellement infiltrés avec un maximum qui atteint environ 700l/s.

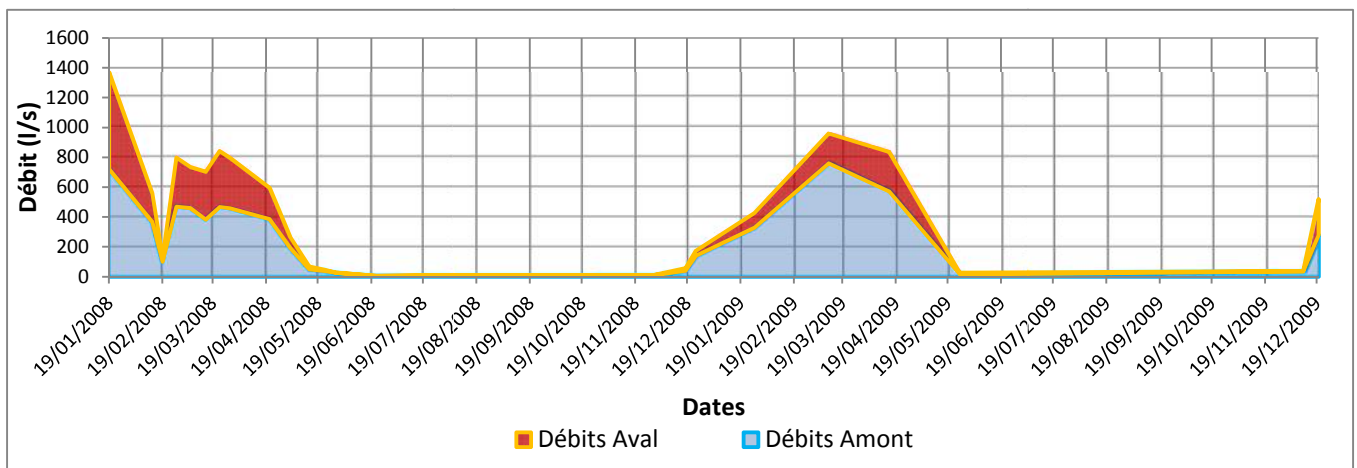


Fig. 87. Jaugeages différentiels relatif aux points amont et aval.

Conclusion

Dans ce chapitre nous avons adapté une approche fonctionnel du karst basée sur une étude hydrologique (étude des débits classes et analyse des courbes de récession) pour classifier notre système karstique.

Deux sites sont étudiés : sources de la falaise et source du bas de la grotte. Ces derniers sont issus des calcaires d'âge Maestrichtien karstifié.

Les résultats obtenus par application des méthodes de l'approche fonctionnelle relative à la période d'observation 2008/2009.se présentent comme suit:

- Pour le premier site (écoulement en provenance des falaises calcaires),

-d'après l'étude des courbes des fréquences cumulés des débits classés, il s'agit d'apport d'une réserve issue d'un cycle antérieur.

-l'étude de la courbe de récession montre que le coefficient d'hétérogénéité d'écoulement () varie entre 0.017 ce qui traduit une infiltration assez lente.

-d'après les paramètres calculés suivant les courbes de décrue (et), le temps nécessaire est de neuf jours en moyenne pour que le débit diminue de 50%.

-Le volume dynamique est de 82800m^3 .

-le volume de transit est de 3153600m^3 ,

-La classification du site étudié, d'après les paramètres déterminés à partir de l'analyse de la courbe de récession, montre que le système karstique étudié se classe dans les systèmes complexes, avec de grandes tailles et de nombreux sous-systèmes.

➤ Pour le deuxième site (écoulement en provenance de la grotte),

D'après l'étude des courbes des fréquences cumulées des débits classés, il s'agit d'apports d'une réserve issue d'un cycle antérieur.

L'étude de la courbe de récession montre que le coefficient d'hétérogénéité d'écoulement () varie entre 0.024 ce qui traduit une infiltration assez lente.

D'après les paramètres calculés suivant les courbes de décrue (et), le temps nécessaire est de quatorze jours en moyenne pour que le débit diminue de 50%.

Le volume dynamique pour est de 777600m^3 .

Le volume de transit est de 5676480m^3 .

La classification du site, d'après les paramètres déterminés à partir de l'analyse de la courbe de récession, montre que le système karstique étudié se classe dans les systèmes complexes, avec de grandes tailles et de nombreux sous-systèmes.

Suite aux résultats obtenus il s'est avéré qu'il y a une relation étroite entre les volumes d'eau qui transit par les résurgences et les apports par précipitations dont les débits sont tributaires.

Au niveau de l'oued Bouakous qui présente une importante source de recharge en période excédentaire pour la nappe d'Ain Chabro. La liaison entre cette dernière et les écoulements d'oued Bouakkous se dévoile en analysant les résultats des jaugeages différentiels effectués, qui permet de quantifier la recharge qui se fait à partir du dit oued. Cette valeur peut atteindre un maximum de 567 l/s en période de crue.

En saison sèche la quantité d'eau fournit par les débits de base des sources, estimée de 10 à 11 l/s, s'infiltré presque totalement dans le lit d'Oued Bouakkous formé par des alluvions et galets grossiers et par conséquence l'écoulement superficiel disparaît. Le volume de recharge calculé sur une période de 700 jours est estimé à 6686623.76m^3

CHAPITRE VI

HYDROCHIMIE

La position de la source de Bouakous, vis-à-vis de la plaine de Tébessa, fait que cette source peut alimenter le champ captant. Cependant la variation des débits fait que cette relation reste mal connue car les quantités d'eau transitant par l'Oued Bouakous sont non quantifiables et même se perdent en profondeur à la faveur de la microtectonique. Cette structure, complique la détermination des liens entre la partie amont et aval. Pour mettre en évidence cette relation l'outil hydrochimique a été utilisée.

I. Introduction :

La composition chimique d'une eau joue un rôle important dans la détermination de sa qualité, ainsi que le choix de son usage (alimentation en eau potable, irrigation, industrie, etc.).

Le chapitre présent traite des caractéristiques physico-chimique des eaux de source de Youkous et celles des eaux souterraines du champ captant d'Ain Chabro, ceci dans la perspective d'établir une probable la relation entre les deux structure (source et nappe d'Ain Chabro).

La température, le pH, la conductivité et les sels dissous se comportent fréquemment comme des marqueurs naturels permettant d'étudier les caractéristiques hydrochimiques des aquifères et leurs natures (superficiel ou profond). L'étude de leur variation dans l'espace et dans le temps donne un aperçu sur l'impact des facteurs exogènes sur les eaux de la nappe.

Pour réaliser notre travail, nous avons caractérisé le type d'eau rencontré par la détermination du faciès chimique en utilisant les formules ioniques dégagés par les résurgences et par les forages, puis étudier les influences lithologiques des matériaux aquifères sur la minéralisation.

Pour cerner les problèmes posés dans cette région, nous avons effectué plusieurs campagnes de prélèvements et d'analyses sur les résurgences de Youkous (source du bas de la grotte de Bouakkous et source des falaises appelé aussi Ain Degacha) et également sur les eaux souterraines du champ captant d'Ain Chabro avec 12 forages pour ce dernier, les prélèvements sont fait au mois de mars 2013.

En outre, nous disposons d'un suivi mensuel des deux sources (la source du bas de la grotte et la source des falaises) s'étalant du mois d'avril 2008 au mois d'aout 2009, ainsi d'autres mesures effectuées au cours du mois de Mars 2013.

Ces analyses réalisées portent :

- Les analyses physiques ont été mesurées in situ;
- alors que les analyses chimiques ont été effectuées au niveau du Laboratoire de l'Algérienne des Eaux -Tébessa,

Ce qui a nécessité l'utilisation des méthodes suivantes :

- Paramètres physiques (Conductivité, pH, température), ont été mesuré in situ par multi paramètres HANNA.

- Eléments majeurs (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- , SO_4^{2-} et HCO_3^-). Trois méthodes d'analyses ont été utilisées :
 - dosage titrimétrique (HCO_3^-) ;
 - dosages colorimétriques (Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^-) ;
 - dosages par spectrométrie d'absorption atomique (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+).

Les dosages ont été effectués au niveau du Laboratoire de l'Algérienne des Eaux -Tébessa,

La figure suivante porte sur l'inventaire et la position géographique des points prélevés et analysés.

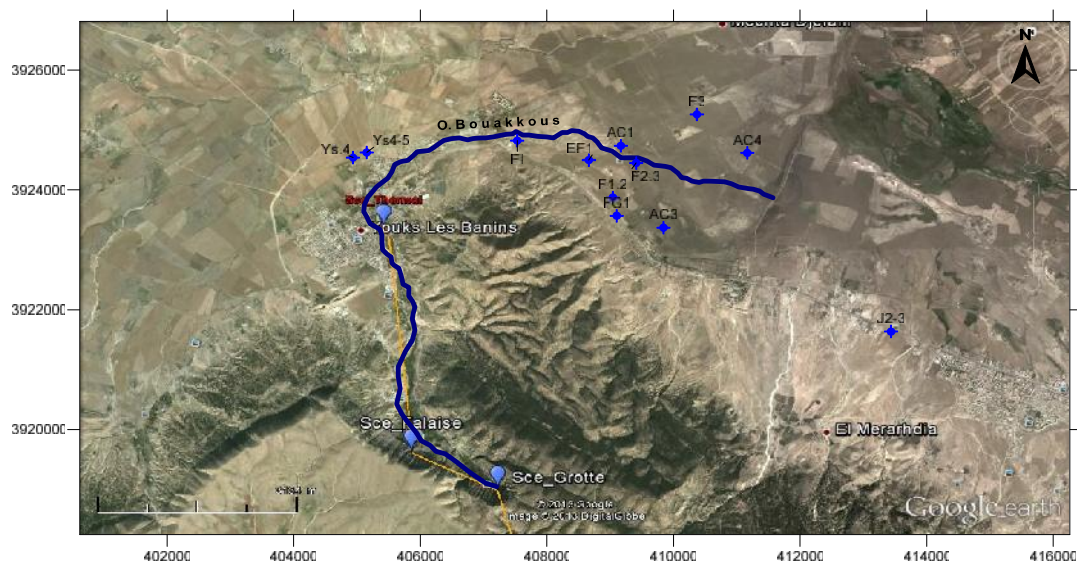
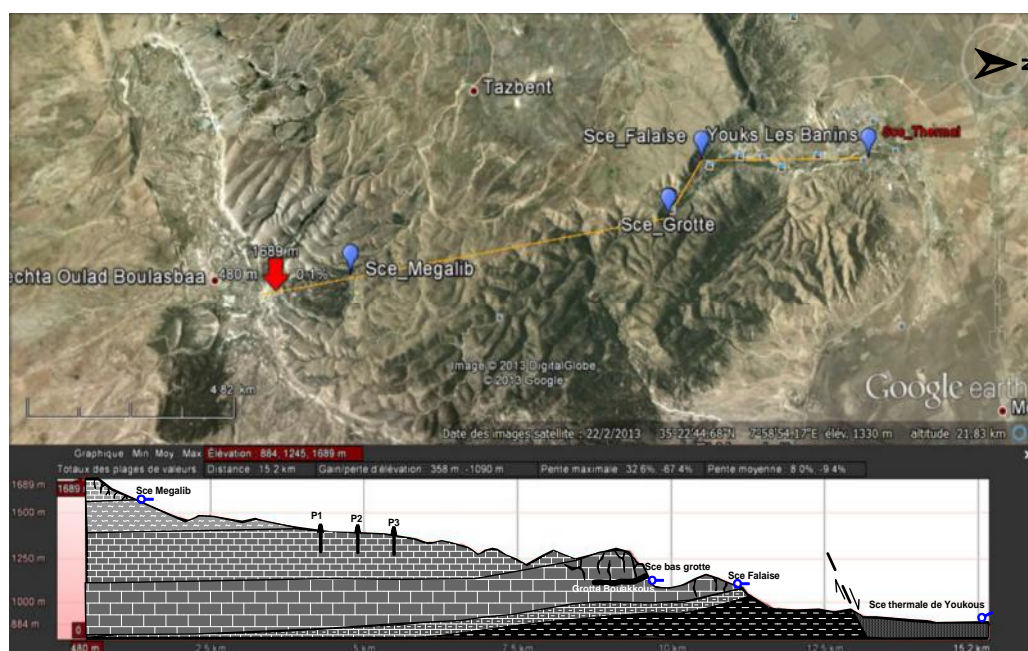
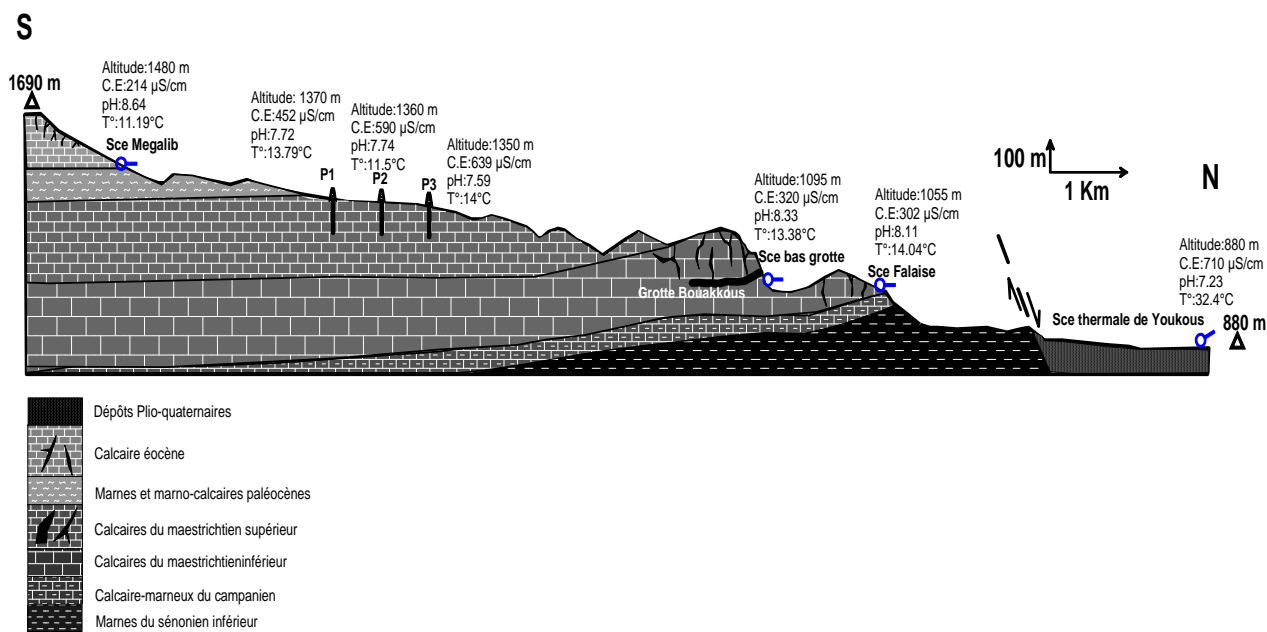


Fig. 88. Localisation des forages analysés du champ captant Ain Chabro



a



b

Fig. 89. Disposition des sources étudiées.

a) Vue en plan ; b) Situation des sources sur une coupe géologique hypothétique.

III. Statistiques élémentaires :

A. Les paramètres physiques :

Tableau 29: Statistique des paramètres physiques des points d'eau étudiés

Paramètres	Paramètres physique								
	pH			T (°C)			C.E (µS/cm)		
	min	max	moy	min	max	moy	min	max	moy
AC1bis	7.10	7.54	7.58	11	19	15.1	487	625	498
F2,3	7.14	7.81	7.68	12	19.6	15.1	481	610	496
F1	7.22	7.87	7.68	13.8	18.4	14.5	483	640	496
FG1	7.68	8.56	8.2	12.1	19	14.5	492	644	503
F1,2	7.07	7.44	7.19	12.4	18.8	14.6	736	899	768
AC3	7.12	7.69	7.4	12.1	18.5	14.5	742	879	742
EF1 bis	7.28	7.98	7.7	12.4	19	14.5	709	803	730
AC4 bis	7.02	7.36	7.22	11.8	18.6	14	654	721	676
F3	7.04	7.32	7.16	11.7	19.2	14.6	1121	1391	1345
YS4	7.24	7.88	7.64	11.4	19.2	14.6	847	987	935
YS4-5	7.47	8.01	7.91	10.8	18.5	14	1314	1543	1526
J2,3	7.32	7.75	7.5	11.4	19.1	15	620	722	687
Sce Mégalib	7.98	8.76	8.64	10.17	18.3	11.19	205	245	214
Sce bas Grotte	7.08	7.56	7.23	10.11	15	13.38	304	490	320
Sce Falaise	7.81	8.23	8.11	10	16	14.04	298	410	302
Sce Thermale	7.96	8.47	8.33	28	33.6	32.4	634	760	710
Puit TAZ1	7.26	7.89	7.59	13	19	14	615	701	639
Puit TAZ2	7.21	7.94	7.74	12.4	18.6	11.5	578	622	590
Puit TAZ3	7.31	7.83	7.72	12.7	18.1	13.79	441	513	452

-Le Ph :

L'observation du précédent tableau révèle que le Ph, reste toujours neutre ou très proches de la neutralité. Les valeurs mesurées oscillent entre 7.02 et 8.56.

-La température :

Hormis la température de la source thermale, les valeurs de la température des autres points mesurés sont situées dans le même intervalle. On observe un minimum de 12 °c voir 13°C et un maximum, ne dépassant pas 20°C, alors que la température de la source thermale est supérieure à 30°C.

-La conductivité :

L'observation du tableau montre que les eaux ne sont pas très chargées, en effet seuls deux points d'eau (F₃ et J₂₋₃), indiquent une minéralisation relativement élevée de l'ordre de 1391 et 1543 µs/cm

B. Les paramètres chimiques**Tableau 30:** Statistique des paramètres chimiques des points d'eau étudiés

Paramètres	Paramètres chimiques																	
	Ca ²⁺ (mg/l)			Mg ²⁺ (mg/l)			Na ⁺ +K ⁺ (mg/l)			HCO ₃ ⁻ (mg/l)			Cl ⁻ (mg/l)			SO ₄ ²⁻ (mg/l)		
	min	max	moy	min	max	moy	min	max	moy	min	max	moy	min	max	moy	min	max	moy
AC1bis	62.1	78	64.1	13.2	17	13.1	91	109	90	216	254	233	46	67	55	71	89	80
F2,3	60.7	87.5	73.7	5.35	12.1	8.75	98	118	105	208	246	225	56	77	65	71	89	80
F1	60.7	87.5	73.7	5.75	12.2	8.75	83	103	90	208	246	225	56	77	65	96	114	105
FG1	41.5	68.3	54.5	15.4	21.7	18.4	60	80	67	150	188	167	21.8	42.8	30.8	121	139	130
F1,2	53.2	80	66.2	19.1	25.4	22.1	143	163	150	205	243	222	92	113	101	277	295	286
AC3	50.4	77.2	63.4	17.1	23.4	20.1	201	223	210	115	153	132	91	112	100	275	293	284
EF1 bis	48	72.7	61	16	22.3	19	221	243	230	188	228	207	92	113	101	231	249	240
AC4 bis	76.8	101	89.8	27.1	36.8	33.5	141	163	150	169	209	188	184	205	193	76	94	85
F3	153	177	166	53.7	63.4	60.1	171	193	180	181	221	200	236	257	245	246	264	255
YS4	74.8	99.5	87.8	24.2	33.9	30.6	113	133	120	156	196	175	98	119	107	245	263	254
YS4-5	111	135	124	21.4	28.1	24.8	184	203	190	279	319	298	169	190	178	106	124	115
J2,3	75	99.7	88	6.32	13	9.72	104	123	110	302	342	321	56	77	65	101	119	110
Sce Mégali	38	52	45	12.6	18.3	16	5.8	13.9	7.9	104	128	115	21	42	30	19	37	28
Sce bas Grotte	68.3	82.3	75.3	23.6	29.3	27	11.5	23.2	17.2	265	290	277	8	29	17	49	67	58
Sce Falaise	56	70	63	11.7	17.4	15.1	11.9	23.6	17.6	197	222	209	11.4	32.4	20.4	19.6	37.6	28.6
Sce Thermale	53	66	59	38.6	44.3	42	12.4	24.1	18.1	269	289	280	4	25	13	29	47	38
Puit TAZ1	101	119	108	29.6	35.3	33	11.9	26.6	17.6	256	300	277	11	32	20	89	107	98
Puit TAZ2	86	104	93	14.1	19.8	17.5	10.5	25.2	16.2	194	238	215	12	33	21	88	106	97
Puit TAZ3	39.5	58.2	46.5	12.1	17.8	15.5	15.7	30.4	21.4	95	139	116	21	42	30	86	104	95

-Le calcium (Ca²⁺) : en observant le tableau, on remarque qu'il n'y a pas de grands écarts entre les trois paramètres (min, moy et max), ce qui semble indiquer, une même origine de cet élément.

-Le Magnésium (Mg²⁺) : dans la nature cet élément accompagne le calcium, l'observation des paramètres calculés indique que les écarts ne sont importants, mettant en évidence une absence des facteurs exogènes.

-Le sodium (Na⁺) : on remarque que les concentrations sont importantes comparativement à celles déterminées pour le calcium et le magnésium.

-Les Bicarbonates (HCO₃⁻) : cet élément est dominant, les concentrations déterminées atteignent une moyenne de 233 mg/l (Forage AC₁-bis).

-Les chlorures (Cl⁻) : excepté les forages F₃ (245 mg/l), AC_{4-bis} (193 mg/l) et YS4-5 (178 mg/l), les autres points présentent une concentration modérée en chlorures, ne dépassant pas 100 mg/l.

-Les sulfates (SO₄²⁻) : de nombreux forages indiquent une concentration importante en sulfates. Cette interprétation, montre une stabilité des concentrations au niveau d'un même forage, cependant nous remarquons une variation des concentrations d'un point à un autre, ce qui montre l'impact des formations à l'affleurement sur le chimiste des eaux.

III.1. Les sources :

▪ Le diagramme de Piper :

L'observation du diagramme de Piper montre l'existence de deux familles d'eau hydrochimique.

*La première famille, dite famille des eaux chlorurées, sulfatées calciques à magnésiennes, elle déterminée par deux échantillons se rapportant au Bas de la grotte Bouakkous, la falaise et thermal (dans la région de Bouakkous).

*La deuxième famille, est la famille des eaux bicarbonatées calciques ou magnésiennes, elle se rapporte aux eaux analysées situées sur le plateau de Tazbent (TAZ1, TAZ2, TAZ3 et la source de Megalib)

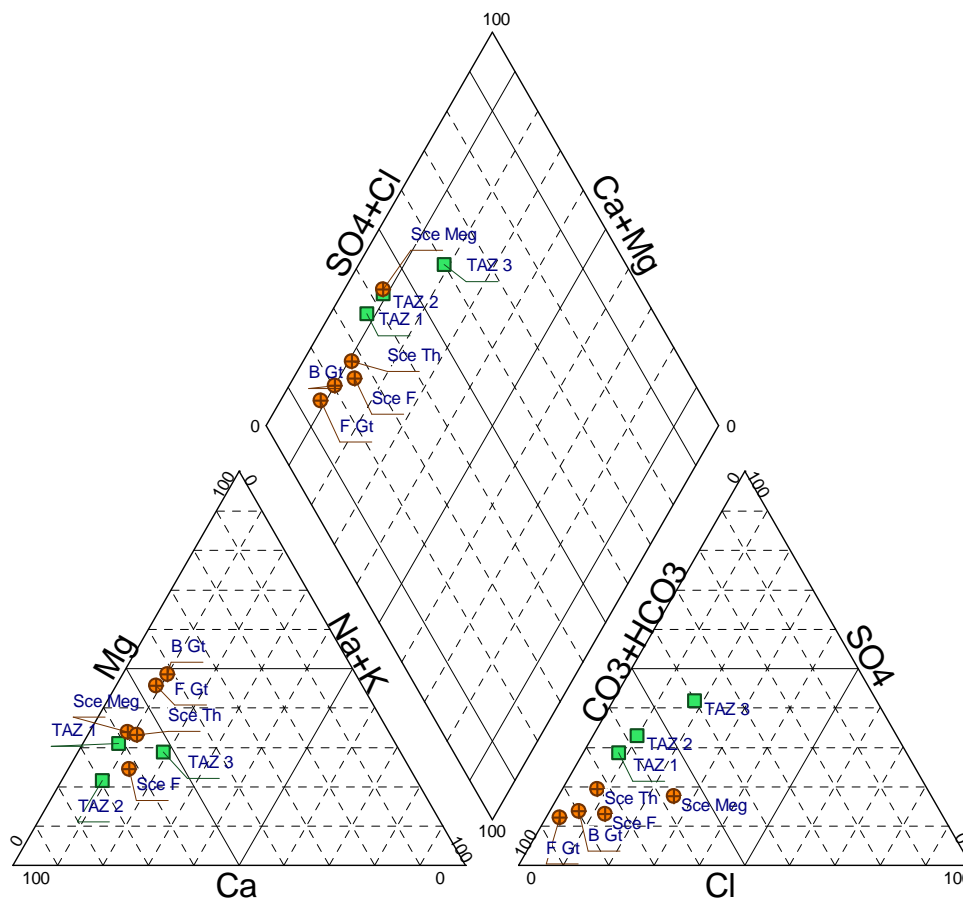


Fig. 90: Diagramme de Piper (sources).

▪ **Diagramme de Stiff :**

Le diagramme de Stiff (Fig. 91) identifie le faciès hydrochimique de chaque point d'eau. Les puits situés sur le plateau de Tazbent, appelé TZA1, TAZ2 sont de faciès bicarbonaté calcique et TAZ3 est sulfaté calcique et ils témoignent sur la qualité de l'eau qui s'infiltré sur le plateau. On remarque également que la source thermale de Youkous est influencée par ce faciès mais avec un appauvrissement du calcium en faveur du magnésium, ce qui est évident pour les sources thermales, traduisant ainsi un temps de séjour plus long de ces eaux.

Stiff

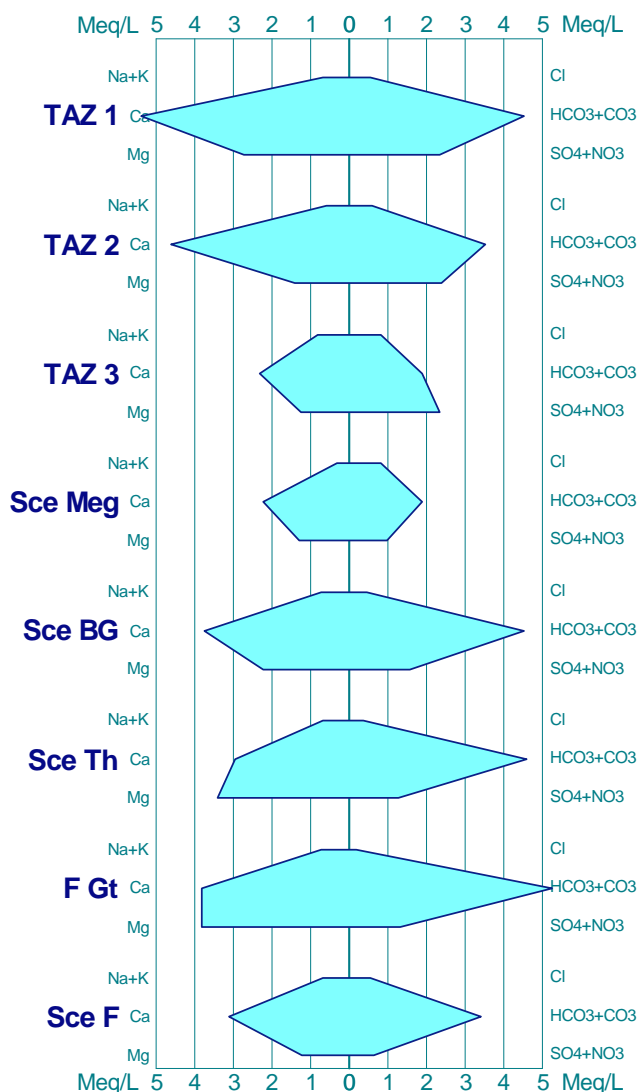


Fig. 91 : Diagrammes de Stiff.

La répartition des faciès sur les huit points d'eaux analysés est comme suit : le bicarbonaté calcique présente 62.5%, le bicarbonaté magnésique 25% et le sulfaté calcique 12.5%

III.2. Champs captant d'Ain Chabro :

▪ **Diagramme de Piper :**

Dans cette partie les points portés sur le diagramme de Piper (fig.92), montre la présence de deux groupes :

*Le premier formé par cinq forages (AC1 bis, F1, F1-2, F2-3 et FG1), ce groupe se situe dans la partie à dominance bicarbonaté calcique.

*Le deuxième groupe constitué par : AC4bis, AC3, F3, EF1, YS4, YS4-5 et J2-3. à caractère hydrochimique chloruré et sulfaté calcique.

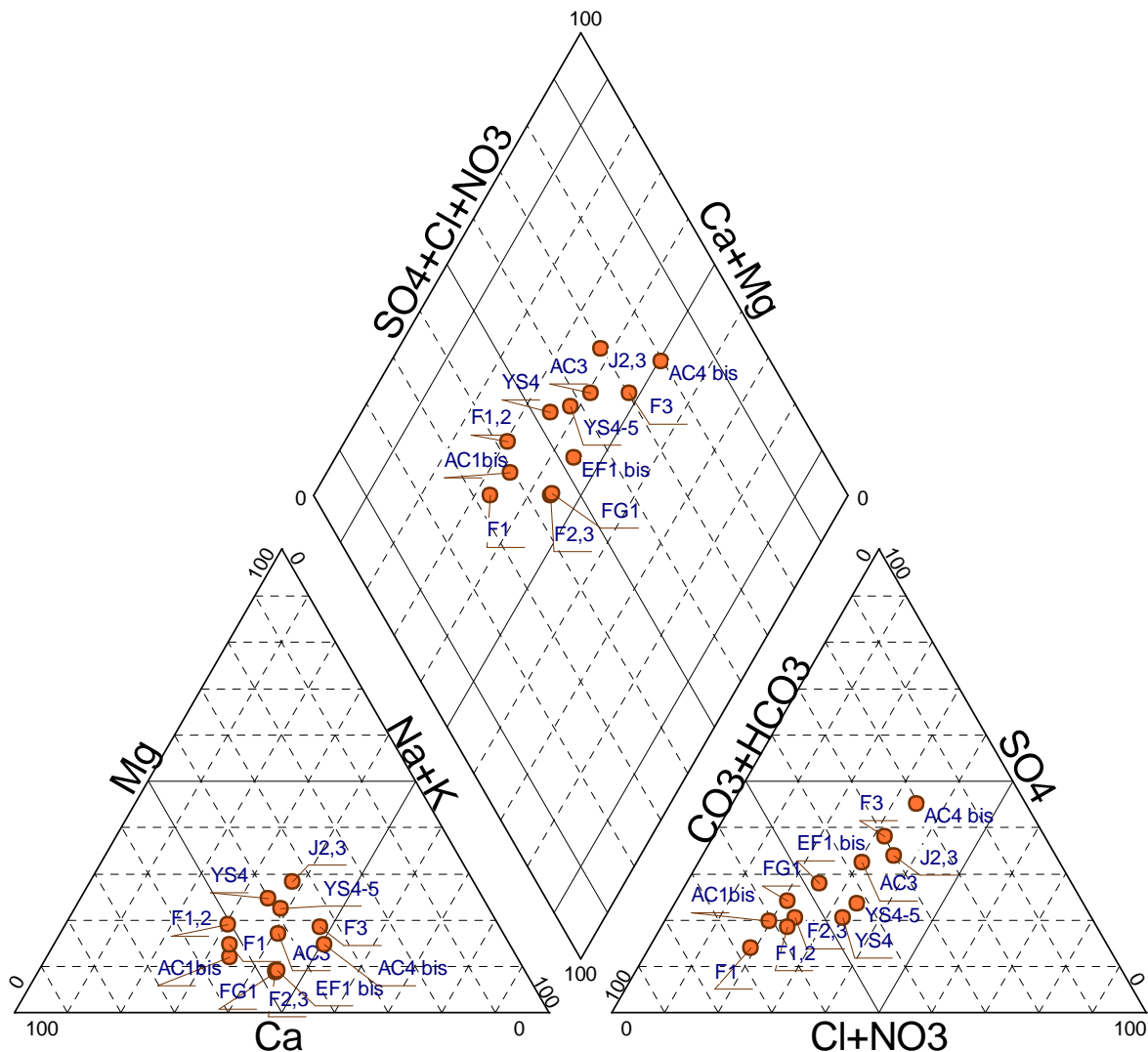


Fig. 92: Diagramme de Piper eaux des forages.

▪ **Diagramme de Stiff :**

Les résultats d'analyse des forages du champ captant porté sur le diagramme de Stiff (Fig.93), à donné que :

Les eaux des forages AC1bis, F2-3, F1, FG1, F1-2, AC3, EF1bis, YS4 et YS4-5, sont de faciès bicarbonaté calcique.

Cependant que les eaux des forages AC4bis, F3 et J2-3 sont sulfaté sodique

Ain Chabro

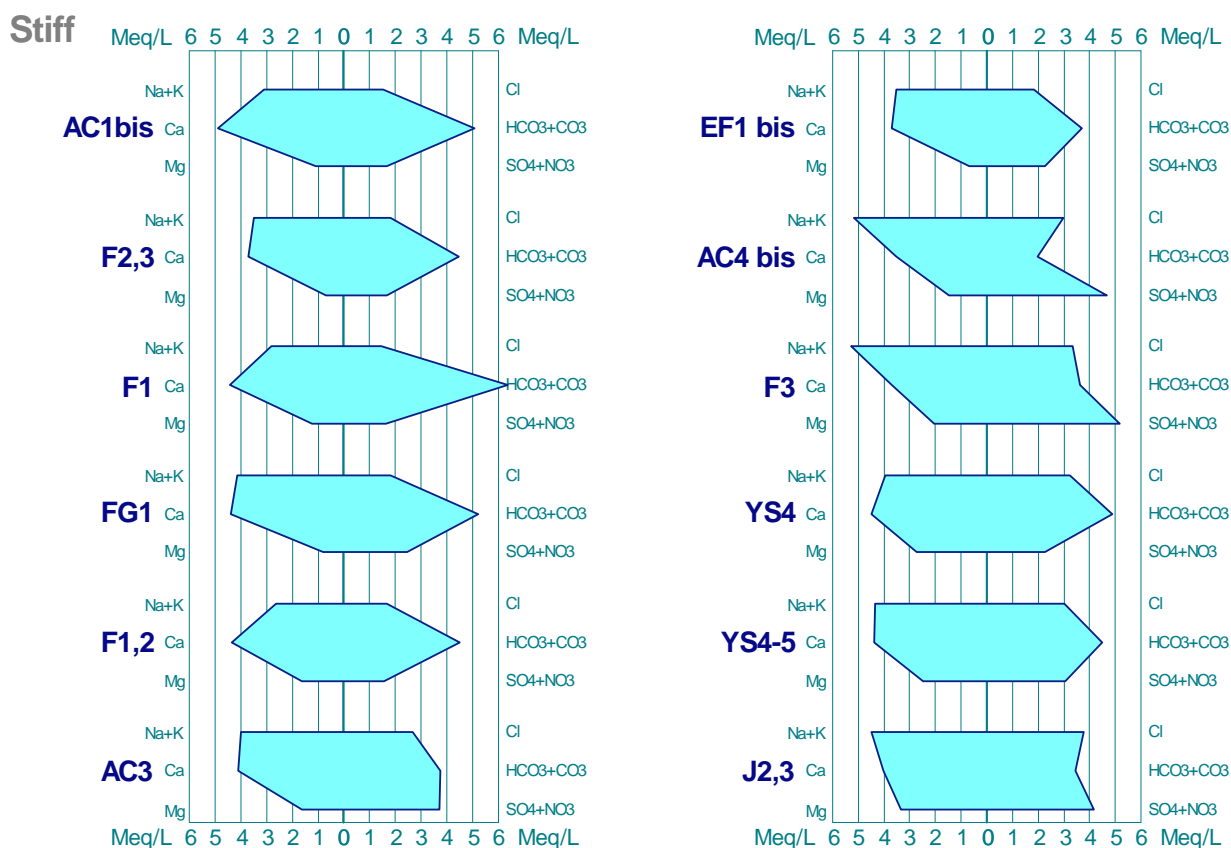


Fig. 93 : Diagrammes de Stiff.

Le pourcentage de contribution des faciès dans les eaux des douze forages est : 75% est bicarbonaté calcique et 25% le sulfaté sodique.

III. 2. La statistique multidimensionnelle :

III. 2. 1. Application d'une analyse en composantes principales :

L'analyse en composantes principales (ACP) est une méthode statistique essentiellement descriptive ; son objectif est de présenter, sous une forme graphique, le maximum de l'information contenue dans un tableau de données (Diday & al. 1982 ; Philipeau, 1992). Ce tableau doit être constitué, en lignes, par des individus sur lesquels sont mesurées des variables quantitatives (Gaudin, 1982 ; Diday & al. 1982 ; Philipeau, 1992 ; Dervin, 1992).

La méthode cherche d'abord l'indice pour lequel la variation des individus est maximale : cet indice est appelé première composante principale ou premier axe principal.

Ensuite, une seconde composante est recherchée et ceci sous deux conditions :

- Avoir une corrélation nulle avec la première.
- Avoir, à son tour, la plus grande variance.

Ainsi, cette deuxième composante fournit la plus grande information non expliquée par la première (Dervin, 1992 ; Philipeau, 1992).

Le processus se déroule ainsi jusqu'à l'obtention de la dernière composante principale, la part d'information expliquée par chacune d'elle devenant de plus en plus faible (Diday & al. 1982 ; Philipeau, 1992).

III.2.2. Application aux eaux de la zone d'étude :

III.2.2.1. ACP forages :

Cette analyse comporte 12 échantillons et 11 variables.

a) Matrice de corrélation :

A partir du nombre d'échantillons, nous déduisons le coefficient de corrélation acceptable, dans le cas présent $r = 0.86$.

Tableau 31 : Matrice de corrélation :

	C.E.	Na	K	Ca	Mg	Cl	SO4	HCO3	PO4	NO3	NO2
C.E.	1										
Na	0.723	1									
K	0.386	0.094	1								
Ca	-0.196	-0.544	-0.064	1							
Mg	0.849	0.403	0.289	0.101	1						
Cl	0.914	0.795	0.202	-0.309	0.853	1					
SO4	0.750	0.920	0.197	-0.584	0.439	0.788	1				
HCO3	-0.449	-0.692	-0.243	0.733	-0.223	-0.573	-0.783	1			
PO4	0.121	0.000	-0.100	0.328	0.489	0.343	-0.074	0.207	1		
NO3	0.656	0.587	-0.252	-0.180	0.494	0.603	0.605	-0.227	-0.149	1	
NO2	-0.237	-0.342	0.381	-0.113	-0.180	-0.242	-0.452	0.139	0.000	-0.642	1

En observant le tableau précédent, nous remarquons deux types de corrélations : la première directe ($r > 0$) et l'autre inverse ($r < 0$), ce qui semble indiquer une compétition entre les éléments chimiques.

A partir de la valeur seuil de $r = 0.86$, nous dégageons les associations suivantes :

Corrélations directes : CE-Mg, CE-Cl, Na-SO₄, Mg-Cl. Corrélations inverses insuffisantes: Na-HCO₃, SO₄-HCO₃, NO₃-NO₂

b) Cercle ACP :

L'observation du cercle (fig.94), formé par les axes F1F2 (66.84 % de l'information), montre selon l'axe F1 (48.05%), une opposition entre les eaux bicarbonatées calciques probablement issues des formations calcaires et les eaux fortement minéralisées riches en Cl, SO₄, Na et Mg, indiquant la signature des autres formations affleurant dans la région.

Selon l'axe F2 (18.79 %), on note que les eaux riches en bicarbonates, chlorures, calcium et magnésium, s'opposent aux eaux sulfatées sodiques.

La présence du sodium avec les sulfates s'explique par un échange de bases. En effet lors de la période pluvieuse les eaux facilitent l'échange de base.

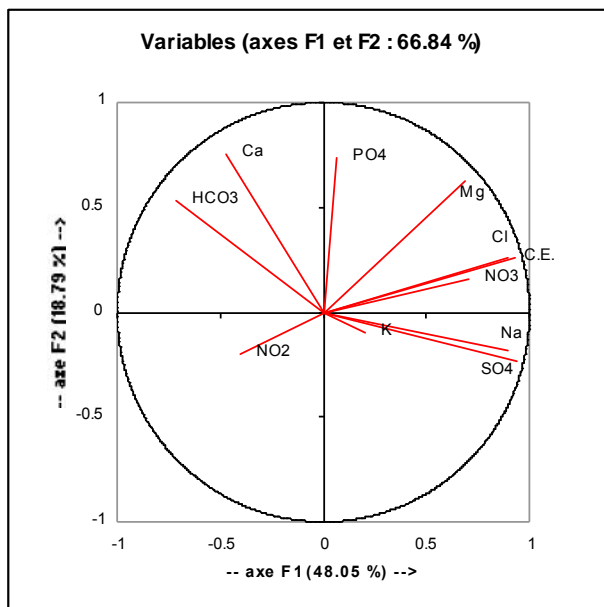


Fig. 94. Cercle de corrélation des variables dans le plan formé par l'axe F1 et l'axe F2.

c) La projection des individus :

En regardant la répartition des ouvrages, nous remarquons (fig. 95) un groupement régional des ouvrages. En effet la partie négative de l'axe F1, caractérise les eaux influencées par le faciès bicarbonaté calcique. Par contre la partie positive de l'axe caractérise des eaux d'origine différente. Cette répartition se fait suivant deux paramètres la géologie des formations captées.

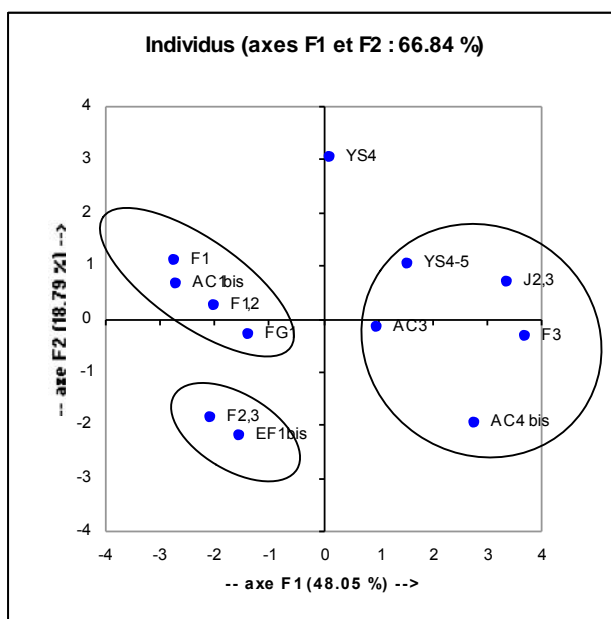


Fig. 95 : Projection des individus sur le plan formé par les deux premiers axes.

III.2.2.2. ACP Sources :

Cette ACP, a été réalisé avec une matrice comprenant 05 échantillons (individus) et 09 éléments chimiques (variables).

Avant d'entamer l'analyse des résultats par utilisation de l'ACP, il est intéressant d'avoir une idée sur les liaisons existantes entre les variables prises deux à deux (Tab. 31).

Le coefficient de corrélation dans le cas présent est $r = 0.9$

a) Matrice de corrélation :**Tableau 32:** Matrice de corrélation :

	c25°C	Ca	Mg	Na+K	NH4	HCO3	Cl	SO4	NO3
c25°C	1								
Ca	0.634	1							
Mg	0.059	0.540	1						
Na+K	0.374	0.811	0.594	1					
NH4	-0.358	0.065	0.579	0.590	1				
HCO3	0.442	0.875	0.837	0.9	0.475	1			
Cl	-0.226	-0.806	-0.9	-0.871	-0.574	-0.9	1		
SO4	0.9	0.633	0.263	0.385	-0.253	0.540	-0.338	1	
NO3	0.020	0.205	0.763	-0.016	0.061	0.409	-0.452	0.251	1

En gras, valeurs significatives (hors diagonale) au seuil $\alpha=0.050$ (test bilatéral)

L'observation du tableau de la matrice de corrélation, nous permet de déduire deux types de corrélations :

-la première concerne la corrélation directe

✓ CE-SO₄, Na+K-HCO₃.

-la deuxième se rapporte à la corrélation inverse :

✓ Mg-Cl, HCO₃-Cl.

b) Cercle de corrélation :

L'observation du cercle ACP formé par les axes F1 F2 (Fig. 96), donne 81.66% de l'information totale, ce qui signifie que les éléments de l'ACP sont bien représentés sur le cercle.

Selon l'axe F1 (56.90%), on remarque que la minéralisation est générée par les éléments : HCO₃, Ca, Mg, Na+K, les Cl et les SO₄, ces eaux minéralisées s'opposent aux eaux chlorurés du coté négatif de l'axe.

Selon l'axe F2 (24.76%), on remarque particulièrement une opposition entre l'ammonium du coté négatif de l'axe et sulfates et conductivité du coté positif. Les nitrates sont peu présents.

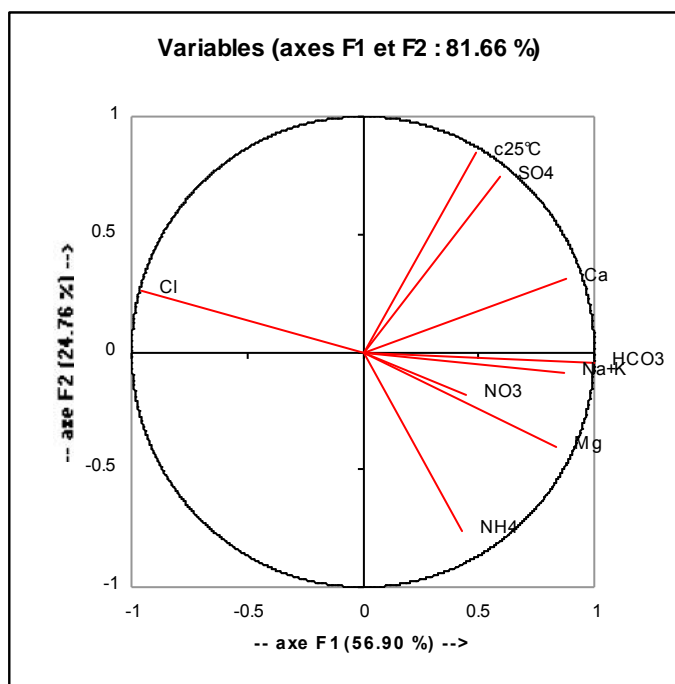


Fig. 96. Cercle de corrélation des variables dans le plan formé par l'axe F1 et l'axe F2.

c) La projection des individus

La projection des individus (échantillons) sur le plan est en rapport avec la distance de rapprochement entre ceux-ci. Par cette relation de distance on essaye de repérer d'éventuels groupements qui forment des unités homogènes et cohérentes indiquant un même comportement.

Il apparaît alors qu'il y a une discrimination entre les individus essentiellement selon l'axe 1, avec toutefois une part non négligeable de l'axe 2. Cette évolution dans la représentation des individus est liée aux différents groupes de variables représentées dans le cercle de corrélation. On a tout de même pu faire ressortir deux groupes distincts (fig. 97).

D'après la disposition des individus on peut voir une distribution en trois différents groupes.

- Le premier groupe situé dans la partie négative de l'axe F1, marqué par une dominance des bicarbonates et du calcium mais à faible concentration.
- Un second groupe du côté positif de l'axe F1 caractérisé par une dominance des éléments bicarbonatés calcique mais à une concentration plus élevée.
- Le troisième groupe est celui de la source thermale de Youkous situé sur le côté positif de l'axe F2 avec un faciès bicarbonaté magnésique avec les concentrations les plus importantes.

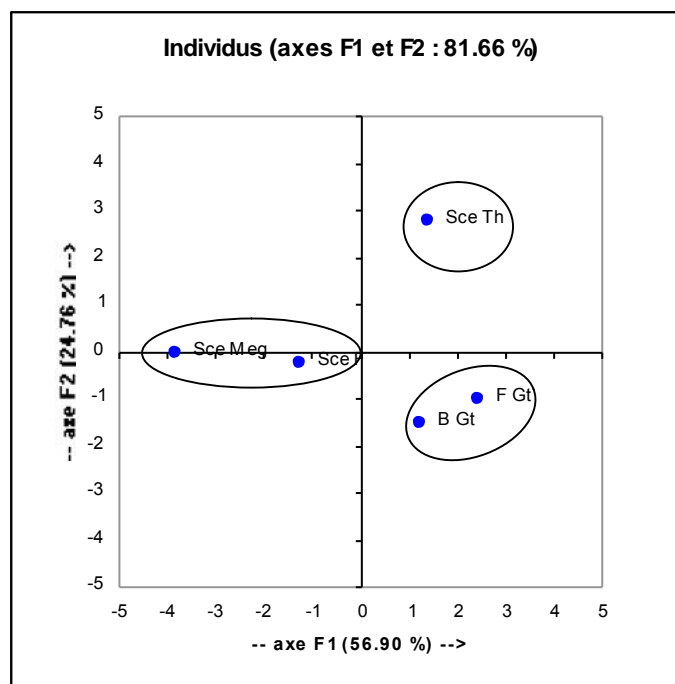


Fig. 97. Projection des individus sur le plan formé par les deux premiers axes.

III.2.2.3. Comparaison de la qualité des eaux des sources et celles des forages à partir de l'ACP

Ce calcul comporte 20 échantillons et 11 variables.

a) Matrice de corrélation :

A partir du nombre d'échantillons, nous déduisons le coefficient de corrélation acceptable, dans le cas présent $r = 0.448$.

Tableau 33 : Matrice de corrélation :

	T°C	pH	C.E	Ca	Mg	Na+K	HCO3	Cl	SO4	NO3	NO2
T°C	1										
pH	0.296	1									
C.E	-0.199	-0.455	1								
Ca	0.044	-0.435	0.415	1							
Mg	0.043	-0.453	0.102	0.102	1						
Na+K	-0.107	-0.268	0.895	0.280	-0.139	1					
HCO3	0.194	-0.504	0.149	0.650	0.185	0.071	1				
Cl	-0.146	-0.242	0.897	0.206	0.028	0.927	-0.080	1			
SO4	-0.096	-0.131	0.788	0.195	0.017	0.800	-0.285	0.813	1		
NO3	0.032	0.013	-0.046	-0.204	0.596	-0.140	-0.103	-0.045	0.138	1	
NO2	-0.079	-0.330	0.512	0.184	-0.307	0.568	0.205	0.498	0.193	-0.575	1

En gras, valeurs significatives (hors diagonale) au seuil $\alpha = 0.050$ (test bilatéral)

Dans le tableau précédent, nous remarquons deux types de corrélations : la première directe ($r > 0$) et l'autre inverse ($r < 0$), ce qui semble indiquer une compétition entre les éléments chimiques. A partir de la valeur seuil de $r = 0.448$, nous dégageons les associations suivantes :

Corrélations directes: C.E-Na+K, CE-Cl, C.E-SO₄, C.E-NO₂, Ca-HCO₃, Mg-NO₃, Na+K-Cl, Na+K-SO₄, Na+K-NO₂, Cl-SO₄ et Cl-NO₂.

Corrélations inverses: pH-C.E, pH-Mg, pH-HCO₃ et NO₃-NO₂

b) Cercle ACP :

L'observation du cercle (fig.98), formé par les axes F1F2 (57.44 % de l'information). Selon l'axe F1 (38.20%) de l'information, on remarque qu'il caractérise essentiellement les eaux riches en Na+K, Cl, SO₄ et NO₂ ainsi que la conductivité électrique. L'axe F2 (19.24 %), représente les eaux bicarbonatées calcique et magnésien qui sont la signature hydrochimique des formations carbonatés. Cette analyse montre la compétition des eaux typique à des formations carbonatés d'une part et d'autre part le reste des éléments chimique ayant d'autre origine et influençant le plus la conductivité.

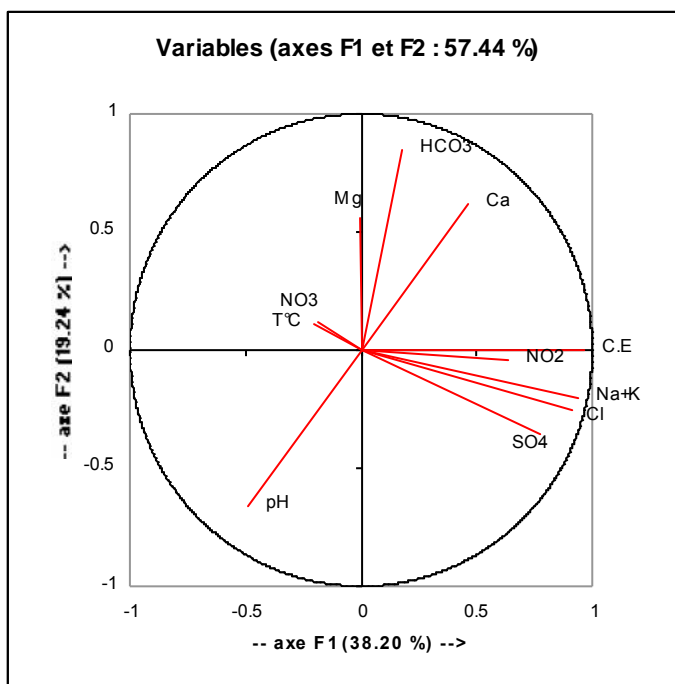


Fig. 98. Cercle de corrélation des variables dans le plan formé par l'axe F1 et l'axe F2.

c) La projection des individus :

En regardant la répartition des ouvrages, nous remarquons (fig. 99) un groupement régional des ouvrages. En effet la partie négative de l'axe F1, caractérise les eaux des sources et du plateau de Tazbent. Par contre la partie positive de l'axe caractérise les eaux du champ captant d'Ain chabro. Cette répartition se fait suivant la géologie des formations lessivées.

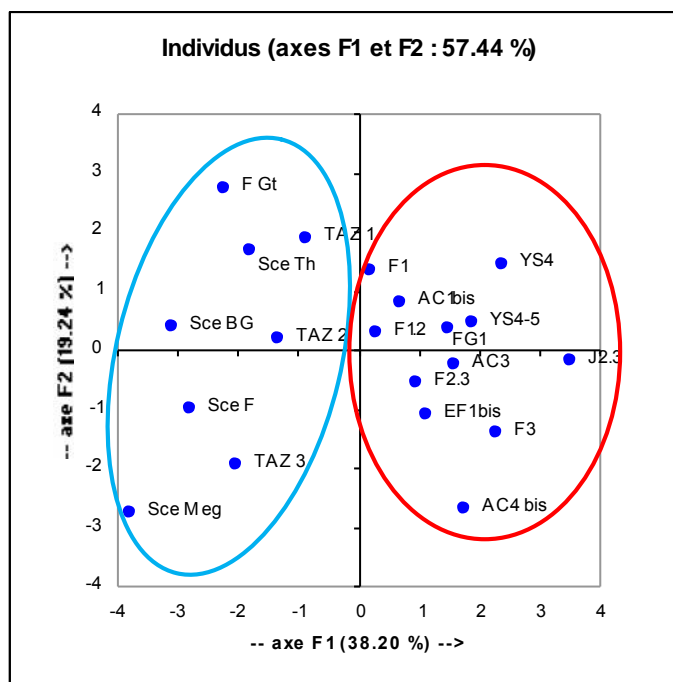


Fig. 99 : Projection des individus sur le plan formé par les deux premiers axes.

III.3. Evolution de la minéralisation des sources :

Pour comprendre les mécanismes de minéralisation des eaux, nous nous sommes intéressés à la structure externe de la grotte (fig.223).

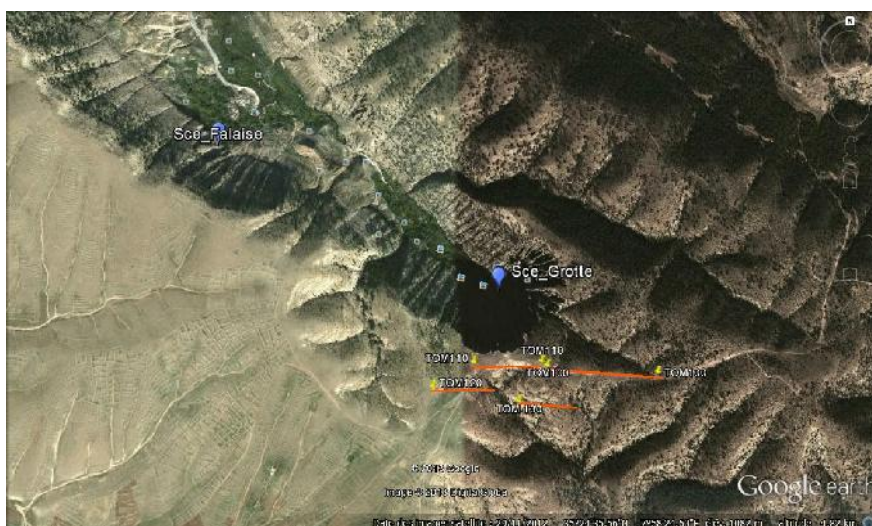


Fig. 100. Structure morphologiques présentes autour la grotte

En effet, les eaux à leurs arrivées au sol, vont être modifiées. Par ailleurs ces mêmes eaux vont suivre deux chemins différents :

- pénétrer dans la grotte,
- s'écouler en surface.

Ainsi la minéralisation va dépendre du cheminement des eaux. Pour visualiser l'influence de ces structures, nous avons réalisé les graphes (fig.102 et 103), ces derniers portent sur la variation mensuelle de la conductivité en période de précipitations. On remarque qu'au cours des précipitations le débit des sources augmentent, se traduisant par une baisse des conductivités par effet de dilution. De ce fait la conductivité n'excède pas $500\mu\text{S}/\text{cm}$.

Ce constat, nous permet de déduire qu'une faible conductivité traduit un temps de séjour des eaux dans la grotte réduit. Par ailleurs nous remarquons que le débit de base de chacune des deux sources est de l'ordre de 5 à 6 l/s indiquant une potentialité hydraulique importante, pouvant traduire un temps de séjour long.



Fig. 101. Lac au fond de la grotte de Bouakkous (Photos prise au cours d'une visite spéléologique en mars 2013)

Dans notre cas ce contact est probablement n'est pas important, ce sont des eaux karstiques qui circulent dans des drains puis stocké dans des cavités. Donc la surface spécifique qui est en réaction avec l'eau est faible.

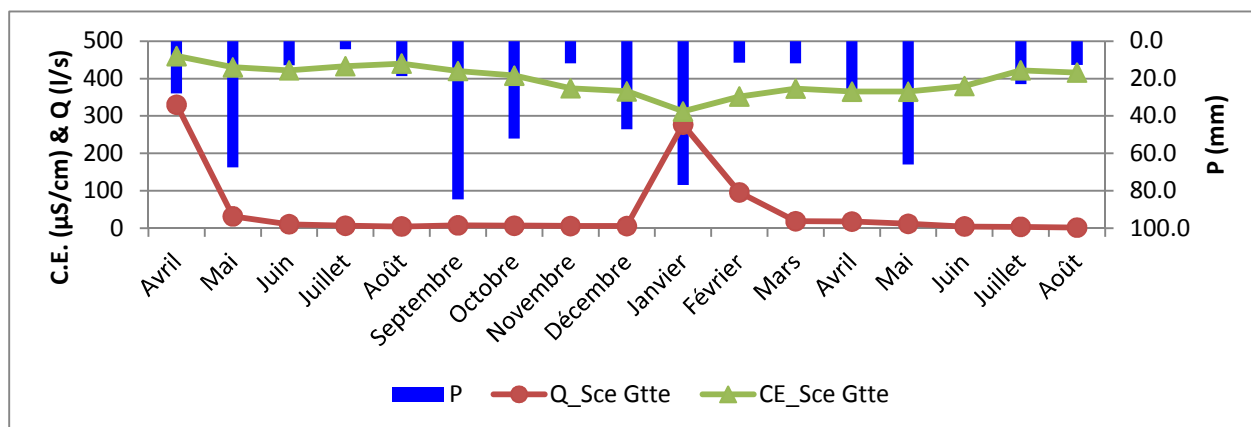


Fig.102. Variation temporelle des débits, précipitations et conductivités (source du bas de la grotte)

Le graphe (Fig.102) présente la variation de la conductivité des eaux en provenance de la grotte, le débit et les précipitations, la corrélation inverse se voit nettement entre l'apport en eau par les précipitations et la minéralisation, car la dilution se distingue au cours des mois pluvieux favorisant un excédant hydrique.

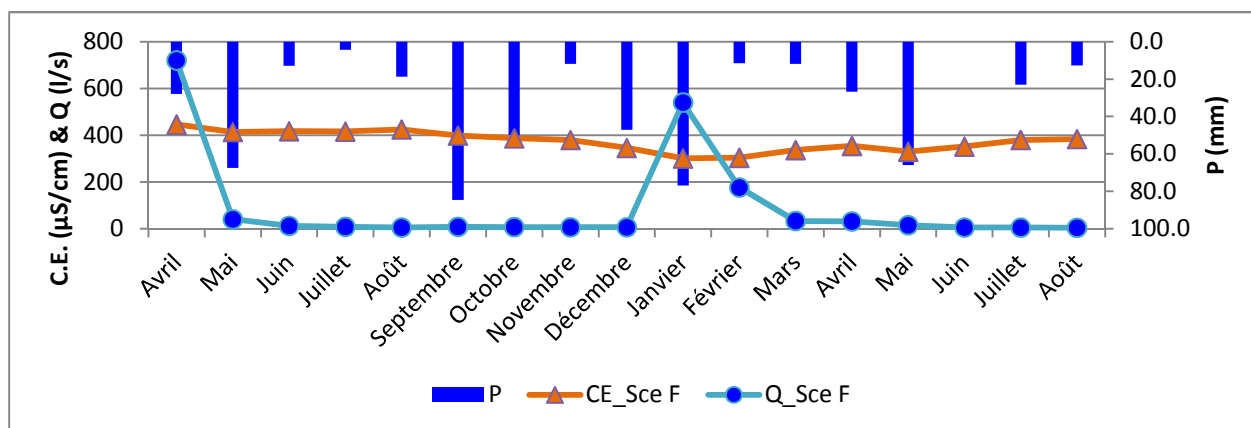


Fig.103. Variation temporelle des débits, précipitations et conductivités (sources de la falaise)

Dans la figure 103 représentant la variation des débits, pluies et conductivité sur une période de 17 mois, on aperçoit le même phénomène de dilution par les eaux des pluies.

III.3.1. Mécanismes de l'effet de chasse ou effet piston des eaux:

III.3.1.1. Définition :

La karstification, lorsqu'elle est assez développée, induit une unité de drainage de la surface jusqu'à l'exutoire. L'étude des chimiogrammes de crues Karstiques a permis d'appréhender la chronologie de l'hydrodynamisme des crues (In BRGM, 2004).

L'interprétation des chimiogrammes et des hydrogrammes de crues permet de décrire deux types de phénomènes, un « effet de piston » et un « effet de chasse ». L'« effet piston », peut être défini comme résultant de la mise en mouvement de différentes masses d'eaux provenant d'abord de la zone noyée puis de la zone d'infiltration au travers du massif carbonaté via les discontinuités largement ouvertes. L'« effet de chasse » est défini comme étant le phénomène de transport de masse pouvant se produire dans la zone non saturée lorsque la saturation du milieu atteint un seuil critique. Le milieu non saturé se comporte alors comme un milieu saturé, dont la vidange gravitaire peut intervenir de manière sporadique, la figure suivante illustre ces deux phénomènes.

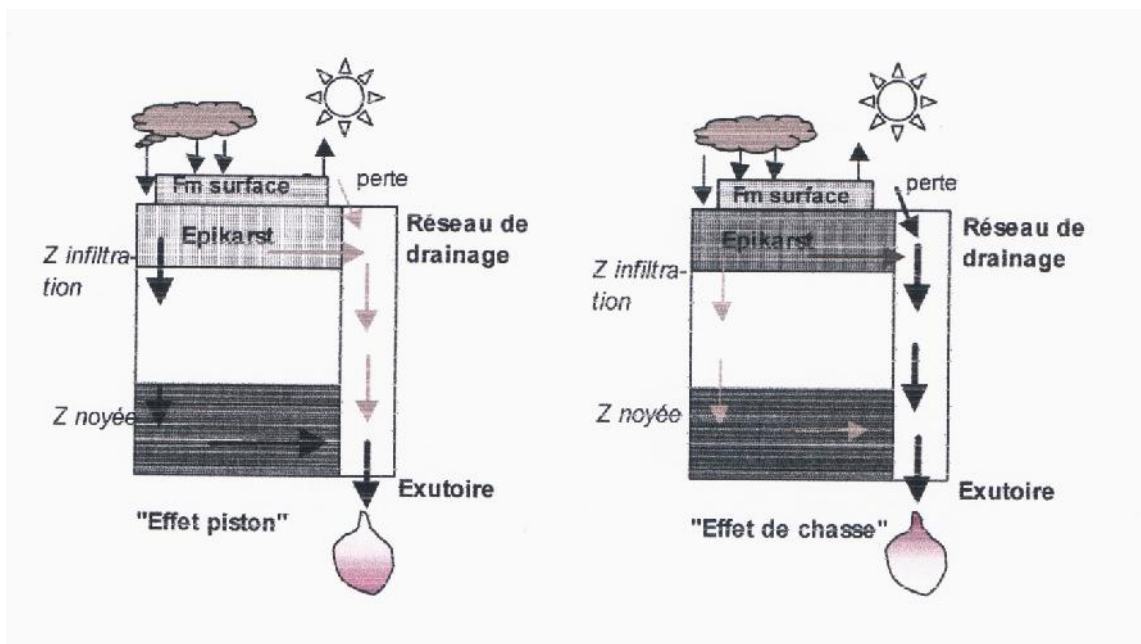


Fig.104. Représentation schématique de l'effet piston et l'effet de chasse (In BRGM, 2004).

III.3.1.2. Cas de la source de Bouakkous :

En période de crues, lorsque la charge hydraulique est forte, les eaux d'infiltration rapide (directe ou différée) s'écoulent de manière prioritaire par rapport aux écoulements souterrains et ceci au détriment de l'eau stockée dans les systèmes annexes au drainage.

Le transfert de pression (ou crue hydrodynamique) est décalé dans le temps par rapport au transfert de masse (ou transit effectif de l'eau) qui le suit. Pendant un cycle hydrologique, la relation bicarbonates-débit fait bien apparaître ce décalage (fig. 105) :

- en tarissement, les eaux anciennes bien minéralisées sourdent à faible débit par les émergences pérennes ;
- la montée de crue se traduit par l'expulsion à fort débit des eaux minéralisées anciennes qui remplissaient les drains de la zone noyée avant la crue. C'est le phénomène d'effet-piston qui intervient au début du débordement de la vasque de la fontaine, avec des eaux claires et bien minéralisées. Puis les eaux d'infiltration rapide se mélangent massivement avec ces eaux minéralisées anciennes, abaissant leur conductivité (minéralisation faible)
- en décrue, le débit diminue, et les eaux se reminéralisent : d'une part l'eau d'infiltration séjourne plus longtemps dans les calcaires, d'autre part, la proportion d'eau de réserve augmente dans le mélange.

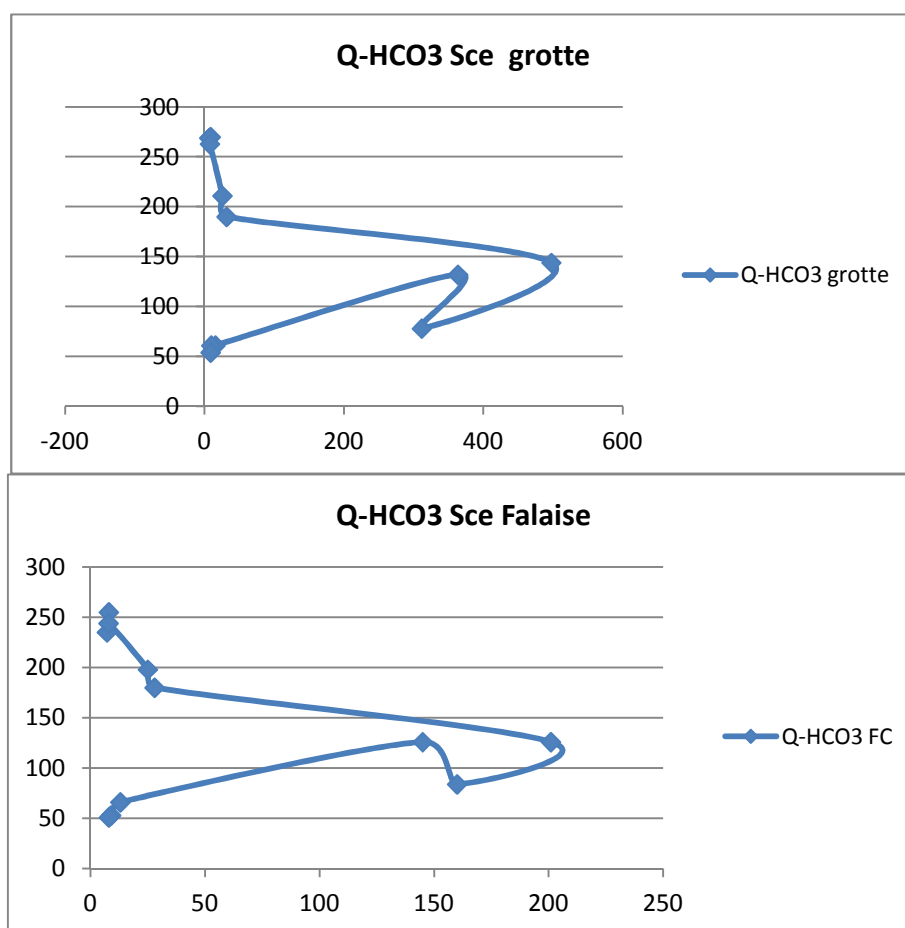


Fig. 105. L'effet piston par les bicarbonates.

III.3.2. Variation des concentrations en éléments majeurs de l'amont vers l'aval

L'observation des diagrammes réalisés montre deux tendances :

- **Les anions** : on note une constance des concentrations particulièrement les chlorures, les sulfates et les nitrates, par contre on remarque un accroissement de la conductivité et des bicarbonates. Cette variation est provoquée par les formations calcaires affleurant dans la région. Au point 1100 mètres nous remarquons une augmentation franche des bicarbonates et de la conductivité.

- **Les cations** : le calcium et la conductivité croissent, par contre les autres éléments (Mg et Na +k), décroissent. Nous remarquons que le point 1 100 (mètres), constitue un point de brisure, entraînant simultanément une croissance du calcium et par conséquent de la conductivité et une décroissance des autres éléments. Ceci laisse supposer un contact entre la roche calcaire et l'eau.

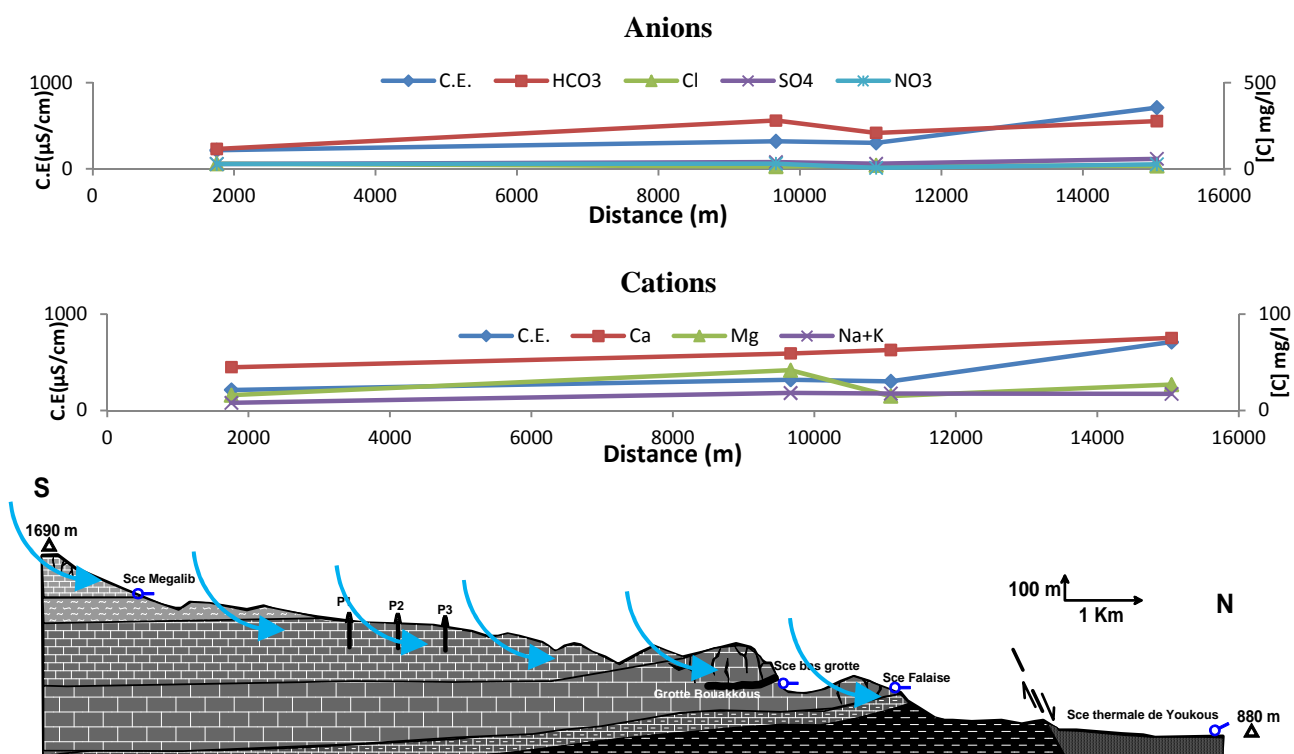


Fig. 106. Evolution de la minéralisation de l'amont vers l'aval

III.4. Application du modèle des neurones sur l'hydrochimie

III.4. 1. Réseau de Neurones artificiels

III.4. 1.1. Présentation de la méthode neuronale

Les réseaux de neurones artificiels (**RNA** ou **ANN**) sont issus des premiers travaux réalisés dans le domaine de l'intelligence artificielle pour modéliser le fonctionnement du cerveau humain (McCulloch et Pitts, 1943) en se basant principalement sur le concept des neurones. Les réseaux de neurones artificiels constituent une nouvelle approche de modélisation des systèmes complexes, particulièrement utile lorsque ces systèmes sont difficiles à modéliser à l'aide des méthodes statistiques classiques. Il s'agit d'un modèle empirique non linéaire (Fortin et *al.*, 1997).

R. Hecht Nielsen 1990 donne la définition suivante : un réseau de neurones est un système de calcul composé d'éléments de traitement simples fortement interconnectés, qui traitent l'information par leur changement d'état dynamique en réponse à une entrée externe.

III.4. 1.1.1. Connexions entre les neurones

Les réseaux de neurones sont organisés en couches ; ces couches se composent d'un certain nombre de neurones interconnectés qui contiennent une fonction d'activation. Des entrées (X_1, X_i, \dots, X_n) sont présentées au réseau par l'intermédiaire de la couche d'entrée, qui les communique aux couches cachées où le traitement s'effectue en utilisant des connexions pondérées. Puis, les couches cachées transmettent la réponse à la couche de sortie (S). Les connexions entre les neurones se font par des poids (W_1, W_i, \dots, W_n) (Figure 1).

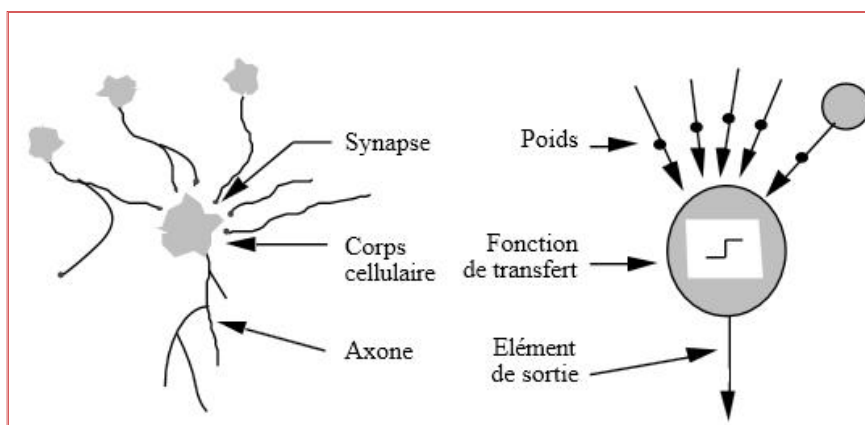


Fig. 107. Schéma d'un neurone artificiel

Le type de réseau le plus utilisé parmi plusieurs autres est le Perceptron Multicouche (PMC). Ce dernier comporte une ou plusieurs couches de neurones artificiels pour capter les entrées, une ou plusieurs couches cachées (MLP ou MultiLayers Perceptron) et une couche de neurones artificiels pour émettre les sorties du modèle. Chaque couche contient des unités de calcul (neurones) connectées à d'autres neurones par la voie des poids (W_{ij} et W_{jk}) [Najjar and Zhang (2000), Najjar and Ali (1998a) & (1998b)].

La fonction de transfert ou d'activation de non linéarité peut avoir plusieurs formes différentes. La fonction la plus utilisée est en général une somme pondérée de type sigmoïde car il s'agit d'une fonction continue, non décroissante, différentiable et bornée, mais aussi elle introduit de la non linéarité et dérivée d'elle-même.

À chaque connexion entre les neurones de deux couches successives est associé un poids modifiable au cours de l'apprentissage en fonction des jeux de données en entrée et en sortie.

Un PMC peut contenir autant de couches cachées que l'on désire mais il a été montré que quel qu'en soit le nombre, il existe un MLP équivalent avec une seule couche cachée. Ainsi, on se limitera dans cette étude à l'utilisation de MLP comportant une seule couche cachée.

Un réseau de neurones artificiels est organisé en couches, chacune de ces couches comportant plusieurs neurones. Chacun de ces neurones qui se présente comme unité de calcul autonome, est relié à la totalité ou à certains neurones de la ou des couches précédentes par l'imposition de poids.

III.4. 1. 2. Etablissement du modèle :

Dans ce travail, un réseau de Perceptron multicouche a été choisi comme modèle du système. Pour cela nous avons utilisé à l'entrée du réseau les paramètres suivants :La concentration en ion de calcium (Ca^{2+}), de magnésium (Mg^{2+}), de sodium (Na^+), de potassium (K^+), de chlorure (Cl^-), de sulfate (SO_4^{2-}), de bicarbonate (HCO_3^-), de Nitrates (NO_3^-), ainsi que le potentiel hydrogène (pH), la température, et le débit (Q). La sortie du réseau sera la conductivité électrique (CE).

Nous signalons que les paramètres utilisés sont analysés au laboratoire de l'Algérienne des eaux Tébessa, pour créer le modèle du RNA, en utilisant le logiciel STATISTICA neural network version 4.0.

Les paramètres statistiques utilisés dans ce travail sont : L'erreur moyenne des carrée RMSE (Root Mean Square Error), et le coefficient de détermination R^2 .

Le coefficient de détermination R^2 montre la variation de la valeur de la conductivité électrique calculée ou estimée par le modèle de la régression linéaire.

En outre, le RMSE a été employé pour comparer l'exécution de MLP à d'autres types communs du RNA comprenant le RBF, le GRNN et linéaire.

Le réseau de MLP peut être représenté par la forme suivante :

$$\{\text{CE}\} = \text{ANN} [\text{Ca}^{2+}, \text{Mg}^{2+}, \text{Na}^+ + \text{K}^+, \text{Cl}^-, \text{SO}_4^{2-}, \text{HCO}_3^-, \text{pH}, \text{NO}_3^-, \text{Température}, \text{Débit}].$$

Un schéma de ce réseau est donné sur la figure 2. Il montre une structure typique avec des signaux qui découlent des nœuds d'entrée, traversant les nœuds cachés, atteignant par la suite le nœud de sortie.

Un poids numérique est associé à chacun de raccordements d'entre-nœud. Le poids de W_{ij} représente la force des raccordements des nœuds entre l'entrée et la couche cachée tandis que W_{jk} représente la force des raccordements des nœuds entre la couche cachée et de sortie. Chaque nœud

caché (j) reçoit des signaux de chaque nœud d'entrée (i) qui porte des valeurs standard (X_i) d'une variable d'entrée.

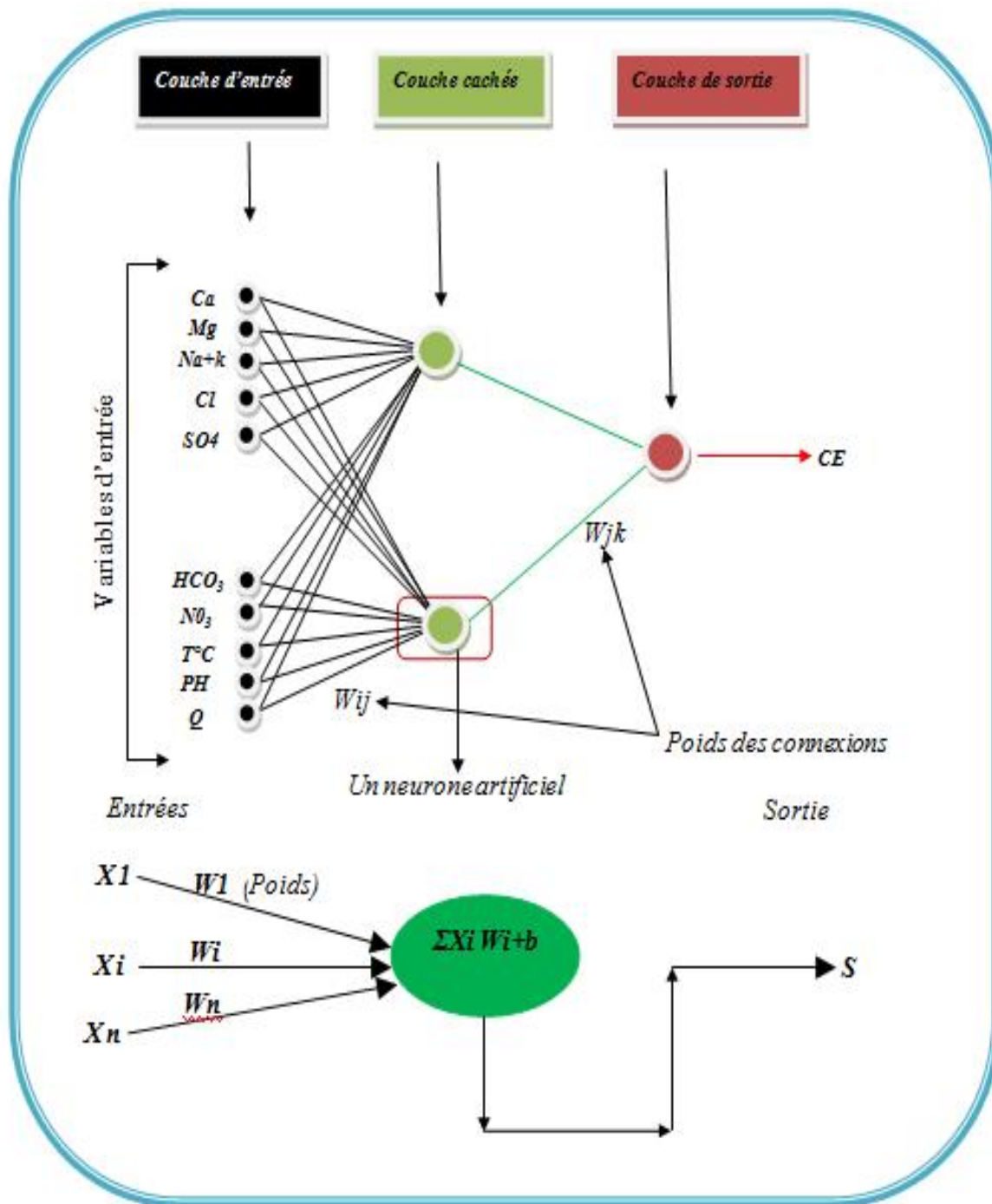


Fig. 108. Illustration du réseau à 3 couches (MLP)

Le signal net dans un noeud caché (Netj) est transféré de sa part à un nœud de sortie (OJ), en utilisant une fonction de transfert non linéaire (f) de type sigmoïde. Cette dernière devrait être continue, différentiable et limitée entre un intervalle de $[0, 1]$. Riad et al (2004).

La figure 3 montre le graphique de la fonction sigmoïde. L'erreur calculée entre la valeur réelle observée et la valeur calculée de la même variable est propagée par le réseau et les poids sont ajustés. Les processus cycliques de l'alimentation et de la propagation d'erreur sont répétés jusqu'à ce que l'erreur de vérification soit minimale.

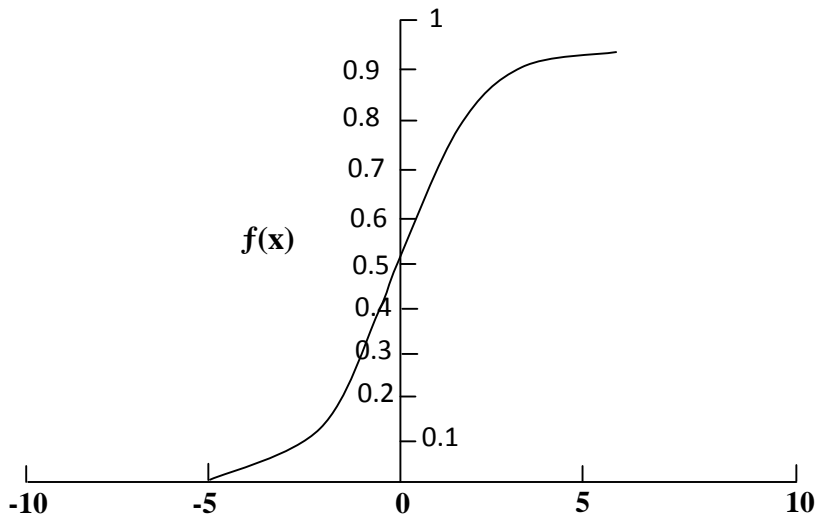


Fig. 109. Fonction de transfert sigmoïde

III.4. 1. 2. 1. Calibrage et vérification du modèle:

La vérification a été employée pendant l'arrêt des critères de détermination du nombre optimal de nœuds de la couche caché (Braddock, Kremmer et Sanzogni, 1997) tout en évitant l'excès dans l'apprentissage (Campolo, M., Andreussi, P., & Soldati, A. (1999). La vérification en travers est une technique utilisée généralement en modèles d'ANN, elle a prouvé un impact significatif sur la division des données (Bruden, Brereton et Walsh, 997).

Cette technique vise à former le réseau en utilisant un ensemble de données, et à comparer la performance par rapport à un modèle vérifié non utilisé dans l'apprentissage. Ceci examine la capacité du réseau de généraliser correctement sur l'ensemble des données en observant si l'erreur de vérification est raisonnablement basse.

L'apprentissage sera arrêté quand l'erreur de vérification commence à augmenter (Lallahem et Mania, 2002). Le Modèle a été divisé en sous-ensembles, un pour le calibrage (apprentissage), un pour la vérification en travers du réseau et un pour l'essai (validation). Cinquante pour cent des données ont été choisis pour la formation, 25% pour la vérification et les 25% restant pour examiner la validité de la prévision de réseau.

III.4. 1. 3. Résultats et discussion :

Les modèles d'ANN ont la capacité de déterminer quelles entrées sont critiques. Ils sont utiles principalement pour des problèmes complexes où le nombre d'entrées est grand où aucune connaissance *a priori* n'est disponible pour déterminer les entrées appropriées (Lachtermacher et Fuller, 1994).

Dans ce travail, une analyse de sensibilité a été effectuée pour identifier l'importance des variables d'entrée. Ceci a indiqué quelles variables sont considérées les plus utiles pour être maintenues par le modèle RNA. Ces derniers ont également la capacité d'éliminer les variables de basse sensibilité.

Les types de réseaux considérés sont : MLP (3 et 4 couches), RBF, et linéaire.

Pendant l'analyse, 32 réseaux ont été examinés. Le meilleur modèle optimal du RNA trouvé est le MLP (3 couches) avec 7 nœuds cachés (figure 4).

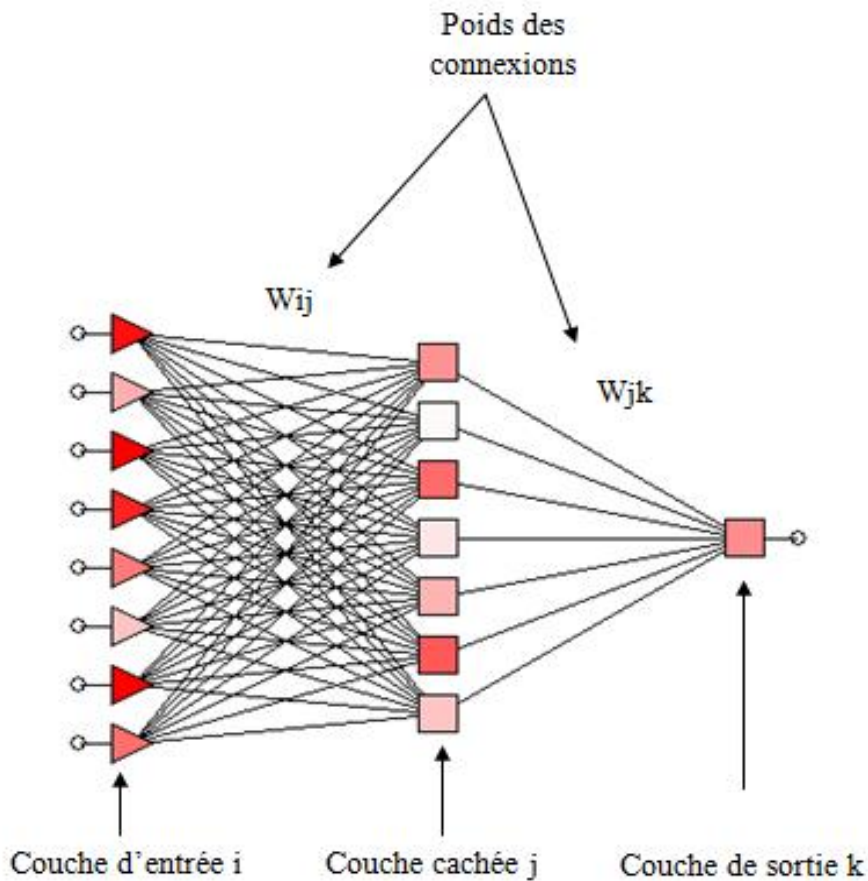


Fig. 110. Architecture du modèle RNA

L'erreur minimale est de 0,4475 comparé aux autres types de réseaux RNA (tableau 34).

Tableau 34 : L'erreur RMS dans différents réseaux de neurone

Type de réseau	Erreur (RMS)
RBF	2,9528
Linear	1,0786
MLP (4 couches)	0,9725
MLP (3 couches)	0,4475

Le modèle a une bonne performance dans l'apprentissage avec un rapport de régression de 0.05562 et un coefficient de corrélation plus haut que 99% pour l'apprentissage, plus de 97% pour la vérification et plus de 97% pour la validation (tableau 35); il montre un excellent accord entre la conductivité observée et simulée (Fig. 111)

Tableau 35 : Paramètres statistiques de régression

	Tr. CE	Ve.CE	Te.CE
Data Mean	390.15	380.7	400.4
Data S.D	36.36695	18.28205	39.81122
ErrorMean	-0.03867	1.231782	3.75676
Error S.D	2.022834	4.535709	8.988845
Abs E. Mean	1.698469	3.878198	7.3686
S.D. Ratio	0.05562	0.2480963	0.2257867
Correlation	0.9984534	0.9710588	0.9762465

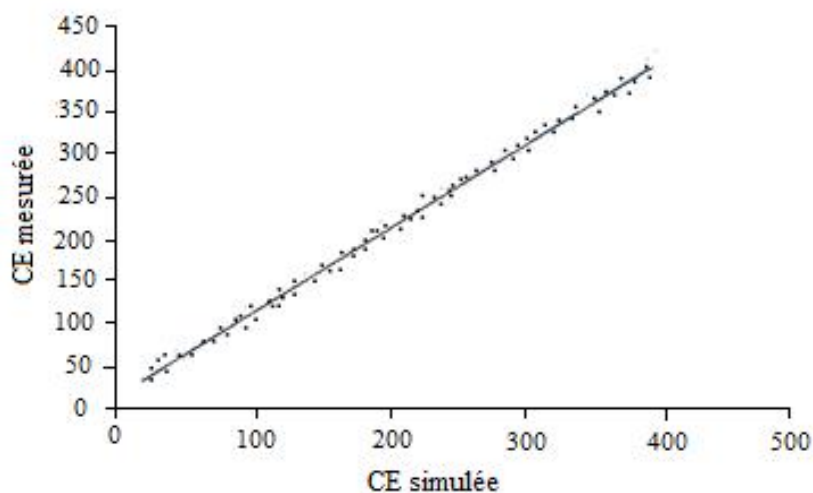


Fig. 111. Corrélation entre la conductivité simulée et mesurée

L'analyse de sensibilité du RNA des variables de qualité de l'eau en phases d'apprentissage et de vérification indique que selon le degré de sensibilité, huit sur dix éléments à savoir respectivement: Le débit (Q), le calcium (Ca^{2+}), les sulfates (SO_4^{2-}), la température (T°C) le magnésium (Mg^{2+}), le pH, le sodium (Na^+) + potassium (K^+) et les bicarbonates (HCO_3^-) sont les facteurs influençant la conductivité électrique dans les eaux la région d'étude. (Tableau 36).

Tableau 36 : Classement des variables par analyse de sensibilité

	Q	Ca^{2+}	SO_4^{2-}	T°C	Mg^{2+}	pH	$\text{Na}^+ + \text{k}^+$	HCO_3^-
Rank	1	2	3	4	5	6	7	8
Ratio	6,27	4,93	4,09	3,93	3,79	3,29	2,42	1,77

Conclusion :

L'étude de la qualité des eaux de la région a été abordée dans le but de mettre en évidence l'aspect qualitatif des eaux transitant depuis le plateau de Tazbent en amont, passant par les différentes sources de Youkous et arrivant au champ captant d'Ain Chabro.

Les méthodes développées, nous ont permis de mettre en évidence l'influence de plusieurs facteurs sur la qualité des eaux :

L'impact des formations en contact direct avec les eaux de la nappe caractérisant la zone d'Ain Chabro ainsi que leur relation avec les eaux des résurgences véhiculé principalement par l'Oued Bouakkous.

Le faciès chimique dominant la région d'après les formules ioniques calculées pour chaque point d'eau est le faciès bicarbonaté calcique issu des eaux en provenance des calcaires caractérisant l'ensemble des points d'eau étudiées.

Ceci montre la relation étroite entre la nappe souterraine d'Ain Chabro et les eaux en provenance des résurgences en amont, cette liaison se fait probablement par le premier vecteur qui est l'oued Bouakkous en haute eaux (écoulement superficiel) et en basse eaux (écoulement souterrain).

Le regroupement de l'ensemble des résultats statistiques (matrice de corrélation linéaire, axes principaux, plan de projection des variables) exprime les mêmes résultats qui sont quelques fois complémentaires

Il est donc ressorti que les variables qui interviennent le plus dans la détermination de la qualité des eaux de la nappe sont tous de nature géologique. L'analyse statistique a donné de forte corrélation entre ces variables prises deux à deux.

L'analyse en composantes principales montre que :

Du côté amont, zone des sources, la minéralisation est générée par les éléments : HCO_3 , Ca, Mg, Na+K, les Cl et les SO_4 , ces eaux minéralisées s'opposent aux eaux chlorurés du côté négatif de l'axe. Notant une forte présence des bicarbonates, calcium et magnésium.

Au niveau du champ captant d'Ain Chabro on remarque une opposition entre les eaux bicarbonatées calciques probablement issues des formations calcaires et les eaux fortement minéralisées riches en Cl, SO_4 , Na et Mg, indiquant la signature des autres formations affleurant

dans la région. Les bicarbonates sont présents en teneurs importantes montrant ainsi l'effet des apports qui se font par les bordures calcaires.

Cette interprétation amène à dire que les formations calcaires du mæstrichtiens alimentent les oueds et la nappe dans le secteur de Chabro. Cette relation est confirmée par la domination du faciès bicarbonaté calcique et par les écoulements se faisant de la bordure Sud.

L'application de la méthode de modèle par les neurones est liée à son intérêt qui réside dans l'utilisation des réseaux neuronaux (approche connexionniste) qui sont fondés sur des modèles qui tentent d'établir des relations entre les paramètres d'entrée et de sortie par interconnexions des neurones.

L'importance de ces modèles se montre dans leur capacité d'apprendre des relations complexes à partir de données numériques. C'est pourquoi le choix et l'application d'un modèle neuronal demeure un domaine de recherche très actif contrairement aux modèles stochastiques classiques.

Les résultats obtenus dans cette étude indiquent que ce sont les réseaux de MLP qui s'avèrent être la meilleure structure du RNA pour modéliser et prévoir l'interaction des éléments influençant la qualité des eaux. Dans notre cas la conductivité qui est pris comme l'élément de sorti demeure influencé en premier lieu par le débit après on trouve le calcium et les sulfates puis la température, après c'est le pH suivi par le sodium-potassium et enfin les bicarbonates.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Le présent travail, a été mené dans la région de Tébessa ; zone semi aride située à l'extrême Est algérien. Il s'est fixé pour objectif, l'étude quantitative et qualitative des eaux transitant du côté Bouakkous et leurs impact sur les eaux souterraines du champ captant d'Ain Chabro.

L'étude menée sur la région de Youkous a montré qu'au niveau géomorphologique dans son ensemble, le relief est d'origine structurale. Le plateau de Tazbent étant limité par une cuesta due au jeu de failles délimitant le fossé tectonique de Tébessa. Le détail de cette cuesta étant relié à la fois aux influences lithologiques pour les versants (calcaires aux plus fortes pentes que les marnes) et structurales locales (fractures délimitant les pitons sur les flancs des versants). L'accident morphologique le plus remarquable est le canyon lui-même, qui s'est développé au détriment d'une faille de direction N135°E.

L'étude géologique du secteur, permet d'identifier les diverses formations qui constituent le terrain notamment, celles reconnues par leur perméabilité en grand, dont les calcaires Maestrichtiens et Éocènes qui bordent la plaine, du Nord comme du Sud.

Les formations alluvionnaires, composées de sédiments de la série plio-quadernaire et caractérisées dans notre zone, par leur perméabilité, se répandent à l'intérieur de la plaine. Elles sont d'un granoclassement de la bordure (où on rencontre de gros cailloutis voire des galets calcaires) vers le centre de la plaine (pays des limons récents, à faible perméabilité).

Dans la région de Tébessa, et selon l'étude climatique, règne un climat semi-aride de type continental, caractérisé par un été chaud et un hiver froid, avec des valeurs de pluviométrie inférieures à 350 mm/an.

L'examen de l'historique des relevés des précipitations, sur 106 ans, révèle la dominance des années sèches, ce qui peut avoir un effet négatif sur la recharge de la nappe et le soutien des réserves.

Les travaux de géophysique utilisant une méthode moderne qui est celle de la tomographie électrique, dont la zone d'étude était sujette, ont permis de mettre en évidence des formations diverses.

Dans cette partie, trois sites ont été étudiés:

- Site 1 : Coté de la source thermique de Youkous, où nous avons réalisé trois profils (AA', BB' et CC')
- Site 2 : Au niveau du lit de l'oued Bouakkous, où l'on a imposé deux profils transversaux au lit d'oued Bouakkous (DD'et EE')
- Site 3 : trois profils ont été réalisés sur le plateau de Tazbent, plus exactement situés au-dessus du plancher de la grotte de Bouakkous (FF', GG'et HH')

Au premier site, tout près de la source thermique on a pu mettre en évidence le substratum marneux enfuit sous les alluvions quadernaires, et précisément sur la pseudosection AA' nous

avons pu distinguer un décrochement nettement visible affectant le substratum, ce qui permet de confirmer l'origine de la source thermique. Les formations récentes sont matérialisées par les alluvions du Quaternaire, d'une porosité généralement importante et d'une résistivité oscillant de 100 à 300 Ω .m.

Au second site et sur le lit d'oued de Bouakkous les pseudosections réalisées nous a permis de visualiser les galets secs pavant le lit d'oued reposant sur le substratum marneux d'une résistivité ne dépassant pas 30 Ω .m, nous avons distingué aussi un bombement du substratum au niveau de l'axe du lit d'oued, qui est probablement liés à la présence d'un écoulement hypodermique.

Le troisième site comprenant quatre profils, répartis sur le toit de la grotte de Bouakkous. Ont permis de déceler des cavités et des fissures exprimées par des plages de résistivité dépassant 1000 ohm.m. Donnant ainsi une idée sur le degré de karstification du plateau.

L'étude hydrogéologique à permis de faire une classification de l'aquifère karstique sur deux sites: sources de la falaise et source du bas de la grotte. Ces derniers sont issus des calcaires d'âge Maestrichtien karstifié.

Les résultats obtenus par application des méthodes de l'approche fonctionnelle relative à la période d'observation 2008/2009. se présentent comme suit:

➤ Pour le premier site (écoulement en provenance des falaises calcaires),

-d'après l'étude des courbes des fréquences cumulés des débits classés, il s'agit d'apport d'une réserve issue d'un cycle antérieur.

-l'étude de la courbe de récession montre que le coefficient d'hétérogénéité d'écoulement (ε) varie entre 0.017 ce qui traduit une infiltration assez lente.

-d'après les paramètres calculés suivant les courbes de décrue (ε et η), le temps nécessaire est de neuf jours en moyenne pour que le débit diminue de 50%.

-Le volume dynamique est de 82800m³.

-le volume de transit est de 3153600 m³,

-La classification du site étudié, d'après les paramètres déterminés à partir de l'analyse de la courbe de récession, montre que le système karstique étudié se classe dans les systèmes complexes, avec de grandes tailles et de nombreux sous-systèmes.

➤ Pour le deuxième site (écoulement en provenance de la grotte),

D'après l'étude des courbes des fréquences cumulées des débits classés, il s'agit d'apports d'une réserve issue d'un cycle antérieur.

L'étude de la courbe de récession montre que le coefficient d'hétérogénéité d'écoulement (ε) varie entre 0.024 ce qui traduit une infiltration assez lente.

D'après les paramètres calculés suivant les courbes de décrue (ε et η), le temps nécessaire est de quatorze jours en moyenne pour que le débit diminue de 50%.

Le volume dynamique pour est de 777600 m³.

Le volume de transit est de 5676480 m³.

La classification du site, d'après les paramètres déterminés à partir de l'analyse de la courbe de récession, montre que le système karstique étudié se classe dans les systèmes complexes, avec de grandes tailles et de nombreux sous-systèmes.

Suite aux résultats obtenus il s'est avéré qu'il y a une relation étroite entre les volumes d'eau qui transit par les résurgences et les apports par précipitations dont les débits sont tributaires.

Au niveau de l'oued Bouakkous qui présente une importante source de recharge en période excédentaire pour la nappe d'Ain Chabro. La liaison entre cette dernière et les écoulements d'oued Bouakkous se dévoile en analysant les résultats des jaugeages différentiels effectués, qui permet de quantifier la recharge qui se fait à partir du dit oued. Cette valeur peut atteindre un maximum de 567 l/s en période de crue.

En saison sèche la quantité d'eau fournie par les débits de base des sources, estimée de 10 à 11 l/s, s'infiltré presque totalement dans le lit d'Oued Bouakkous formé par des alluvions et galets grossiers et par conséquent l'écoulement superficiel disparaît. Le volume de recharge calculé sur une période de 700 jours est estimé à 6686623.76m^3

Du point de vue hydrochimique, et suite aux différents résultats obtenus, il paraît que les variables qui ont le plus d'impact sur la qualité des eaux de la région, sont de nature géologique.

Les méthodes développées, nous ont permis de mettre en évidence l'influence de plusieurs facteurs sur la qualité des eaux :

Le faciès chimique dominant la région d'après les formules ioniques calculées pour chaque point d'eau en premier lieu est le faciès bicarbonaté calcique issu des eaux en provenance des calcaires caractérisant l'ensemble des points d'eau étudiées.

Ceci montre la relation étroite entre la nappe souterraine d'Ain Chabro et les eaux en provenance des résurgences en amont, cette liaison se fait probablement par le premier vecteur qui est l'oued Bouakkous en haute eaux (écoulements superficiel) et en basse eaux (écoulements souterraines).

Le regroupement de l'ensemble des résultats statistiques (matrice de corrélation linéaire, axes principaux, plan de projection des variables) exprime les mêmes résultats qui sont quelques fois complémentaires

Il est donc ressorti que les variables qui interviennent le plus dans la détermination de la qualité des eaux de la nappe sont tous de nature géologique. L'analyse statistique a donné de forte corrélation entre ces variables prises deux à deux.

L'analyse en composantes principales montre que :

Du côté amont, zone des sources, la minéralisation est générée par les éléments : HCO_3 , Ca, Mg, Na+K, les Cl et les SO_4 , ces eaux minéralisées s'opposent aux eaux chlorurés du côté négatif de l'axe. Notant une forte présence des bicarbonates, calcium et magnésium.

Au niveau du champ captant d'Ain Chabro on remarque une opposition entre les eaux bicarbonatées calciques probablement issues des formations calcaires et les eaux fortement minéralisées riches en Cl, SO_4 , Na et Mg, indiquant la signature des autres formations affleurant dans la région.

Les bicarbonates sont également présents en teneurs importantes montrant ainsi l'effet des apports qui se font par les bordures calcaires.

Cette interprétation amène à dire que les formations calcaires du mæstrichtiens alimentent les oueds et la nappe dans le secteur de Chabro. Cette relation est confirmée par la domination du faciès bicarbonaté calcique qui est une signature des roches carbonatés.

L'application de la méthode de modèle par les neurones est liée à son intérêt qui réside dans l'utilisation des réseaux neuronaux (approche connexionniste) qui sont fondés sur des modèles qui tentent d'établir des relations entre les paramètres d'entrée et de sortie par interconnexions des neurones.

L'importance de ces modèles se montre dans leur capacité d'apprendre des relations complexes à partir de données numériques. C'est pourquoi le choix et l'application d'un modèle neuronal demeure un domaine de recherche très actif contrairement aux modèles stochastiques classiques.

Les résultats obtenus dans cette étude indiquent que ce sont les réseaux de MLP qui s'avèrent être la meilleure structure du RNA pour modéliser et prévoir l'interaction des éléments influençant la qualité des eaux. Dans notre cas la conductivité qui est pris comme l'élément de sorti demeure influencé en premier lieu par le débit après on trouve le calcium et les sulfates puis la température, après c'est le pH suivi par le sodium-potatium et enfin les bicarbonates.

*RÉFÉRENCES
BIBLIOGRAPHIQUES*

Références bibliographiques

1. **ABDELKABIR Maqsoud (1996)**. approche hydrologique et hydrochimique du caractère karstique éventuel d'hydrosystème souterrain de la craie du bassin de Paris. Thèse de doctorat de l'Université en géosciences USTL Lille.3
2. **ABDESSALAM M. (1995)**. structure et fonctionnement d'un karst de montagne sous climat méditerranéen. Exemple du Djurdjura occidentale (grande Kabylie-Algérie) Thèse de doctorat Université de Franche comté.
3. **ANRH**, secteur de Tébessa.
4. **Antonsson A., Engesgaard P., Jorreto S. and Pulido Bosch A. (2007)**. A modeling study of saltwater intrusion in the Anadarax delta using multiple data sources. Proceedings TIAC'07 International Conference on Technology of Seawater Intrusion in Coastal Aquifers, Almeria, Spain, 16–19 October 2007.
5. **Antonsson A., Nguyen F., Engesgaard P. and Kemna A. (2006)**. Constraining a 2D density-dependent saltwater intrusion model using electrical imaging data. 1st SWIM-SWICA – First International Joint Salt Water Intrusion Conference (19th Saltwater Intrusion Meeting/3rd Saltwater Intrusion in Coastal Aquifers), Cagliari, Italy.
6. **BAKALOWICZ M. (1979)**. Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. Thèse d'état Université P. et M. Curie Paris VI.
7. **Balia R., Gavaudo E., Ardaou F. and Ghiglieri. G. (2003)**. Geophysical approach to the environmental study of a coastal plain. *Geophysics* 68, 1446–1459.
8. **Bensaoula F., (2006)**. Karstification, hydrogéologie et vulnérabilité des eaux karstiques. Mise au point d'outils pour leur protection (Application aux Monts de Tlemcen, Ouest Oranais). Thèse de Doctorat en sciences. Université de Tlemcen. Algérie 203p.
9. **Binley A. and Kemna A. (2005)**. Electrical methods. In: *Hydrogeophysics* (eds Y. Rubin and S. Hubbard), pp. 129–156. Springer.
10. **Binley A., Cassiani G., Middleton R. and Winship P.(2002)**. Vadose zone flow model parameterisation using cross-borehole radar and resistivity imaging. *Journal of Hydrology* 267, 147–159.
11. **Bonnet M., Landreau A. (1979)**. Mécanismes d'acquisition de la qualité chimique d'une eau souterraine. Orléans, rapp. Inédit n° 79SGN661HYD, 40 p
12. **BOUCHAOU L., CHAUVE P., MUDRY J., MANIA J., HSISSOU Y. (1997)**. Structure et fonctionnement d'un hydrosystème karstique de montagne sous climat semi-aride : cas de l'atlas de béni Mellal (Maroc). *Journal of african earth sciences*, Vol. 26, n°2. pp225-236.
13. **Boufaa, K., Kowalski,W.M., Pharissat, A. (1996)**. L'évolution néogène des structures atlasiques dans les environs de Tébessa (NE de l'Algérie). *Bull. Soc . Hist. Nat. Pays de Montbéliard*, p. 179–184.
14. **BRGM (2004)**. Systèmes Karstiques et crues du Doubs, rapport final. 185 pages.
15. **Castany G. (1963)**. *Traité pratique des eaux souterraines*. Dunod Edit. Paris, 641p.

16. **Castany G. (1968).** Prospection et exploitation des eaux souterraines. Ed. Dunod Paris France 683p
17. **Castany G. (1982).** Principes et méthodes de l'Hydrogéologie. Dunod Edit. Paris, 334p.
18. **Castany G. et Margat (1977).** Dictionnaire français d'Hydrogéologie. Bur. Rech. Géol. Minière, 249p.
19. **Cheng A.H.-D. and Ouazar D. (2004).** Coastal Aquifer Management: Monitoring, Modeling, and Case Studies. Lewis Publishers.
20. **Collignon B., (1986).** Hydrogéologie appliquée des aquifères karstiques des monts de Tlemcen (Algérie). Thèse de doctorat, Université d'Avignon, France. 282 p.
21. **Compte J.-C. and Banton O. (2007).** Cross-validation of geo-electrical and hydrogeological models to evaluate seawater intrusion in coastal aquifers. *Geophysical Research Letters* 34, L10402.
22. **CORPEN, (2003).** Des indicateurs pour des actions locales de maîtrise des pollutions de l'eau d'origine agricole : éléments méthodologiques. Applications aux produits phytosanitaires
23. **Dagan G. (2006).** Transverse mixing at fresh-water salt-water interfaces: An unresolved issue. 1st SWIM-SWICA – First International Joint Salt Water Intrusion Conference (19th Saltwater Intrusion Meeting/3rd Saltwater Intrusion in Coastal Aquifers), Cagliari, Italy.
24. **Daily W., Ramirez A., Newmark R. and Masica K. (2004).** Low-cost reservoir tomographs of electrical resistivity. *The Leading Edge* 23, 472–480.
25. **Day-Lewis F.D., Singha K. and Binley A. (2005).** Applying petrophysical models to radar travel time and electrical resistivity tomograms: Resolution-dependent limitations. *Journal of Geophysical Research* 110, B08206.
26. **Deiana R., Cassiani G., Villa A., Bagliani A. and Bruno V. (2008).** Calibration of a vadose zone model using water injection monitored by GPR and electrical resistance tomography. *Vadose Zone Journal* 7, 215–226.
27. **Djabri L. (1987).** Contribution à l'étude hydrogéologique de la nappe alluviale de Tébessa «essai de modélisation» Thèse de Doc. Ing. Univers. Franche
28. **Dubourdiou G. & Durozoy G. (1950).** Observations tectoniques dans les environs de Tébessa et de l'Ouenza (Algérie). *Bulletin de la Société Géologique de France*, Vol. 20, 257-266.
29. **Dunham, R.J. (1962).** Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In "Classification of carbonate rocks" (W.E.Hamed). *Am. Assoc. Petrol.*
30. **Durozoy G. (1956) :** Carte géologique au 1/50 000 de Tébessa feuille 206, et ça notice explicative.
31. **Friedel S. (2003).** Resolution, stability and efficiency of resistivity tomography estimated from a generalized inverse approach. *Geophysical Journal International* 153, 305–316.
32. **GILLI E., MANGIN CH., MUDRY J. (2004).** Hydrogéologie. Objets, méthodes, applications. Dunod, Paris, 303 p.

33. **Goldman M. and Kafri U. (2006).** Hydrogeophysical applications in coastal aquifers. In: Applied Hydrogeophysics (eds H. Vereecken, A. Binley, G. Cassiani, A. Revil and K. Titov), pp. 233–254. Springer.
34. **Grellier S., Guerin R., Robain H., Bobachev A., Vermeersch F. and Tabbagh A. (2008).** Monitoring of leachate recirculation in a bioreactor landfill by 2-D electrical resistivity imaging. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics* 13, 351–360.
35. **Guefaifia O. (2007).** Identification et caractérisation d'un milieu Karstique et sa contribution à l'alimentation d'un champ captant : Cas de la zone de Bouakous-Hammamet, région de Tébessa. Thèse de doctorat en sciences, Université d'Annaba, Algérie. 256p.
36. **Guo H. and Jiao J.J. (2007).** Impact of coastal land reclamation on ground water level and the sea water interface. *Ground Water* 45, 362–367.
37. **Hadjar, K., Hamdi, R., (2002).** Etude sédimentologique et pétrographique des calcaires du Maestrichtien et Campanien de Hammamet (Youkous) .Mem. de fin d'étude . ing .d'état en géologie , option : Ensembles Sédimentaires , CU de Tébessa , IST
38. **Hsissou Y., Chauve P., Mania J., Mangin A., Bakalowicz, Gaiz (1996).** Caractérisation des eaux de l'aquifère turonien du bassin du Tadla par le rapport des concentrations molaires Sr^{2+}/Ca^{2+} . *J. Hydrolo.* 183 : 445-451.
39. **Kemna A., Nguyen F., Antonsson A., Engesgaard P. and Tsourlos P. (2006).** Characterization of saltwater intrusion using electrical imaging: A numerical simulation study. Proceedings of the 1st International Joint Salt Water Intrusion Conference (SWIM-SWICA), 24–29 September 2006, Calgiari, Italy.
40. **Kemna A., Vanderborght J., Kulesa B. and Vereecken H. (2002).** Imaging and characterisation of subsurface solute transport using electrical resistivity tomography (ERT) and equivalent transport models. *Journal of Hydrology* 267, 125–146.
41. **Koukadaki M., Karatzas G., Papadopoulou M. and Vafidis A. (2007).** Identification of the saline zone in a coastal aquifer using electrical tomography data and simulation. *Journal of Water Resources Management* 21, 1881–1898.
42. **Kowalski, W.M., Boudoukha, A., Hemila, M.L.,Pharisat, A. (1997).** Les stades d'effondrements du graben de Tébessa (confins Algéro-Tunisiens) et la tectonique plicative plio-quadernaire. *Bull. Soc. Hist.Nat.Pays de Montbéliard*, p.201-215.
43. **Kowalski, W.M., Hamimed, M., Pharisat, A. (2002).** Les étapes d'effondrement des grabens dans les confins algero-tunisiens. *Bull. Serv. Geolog. de l'Algerie* juillet ,V.13,n°2, p.131-152.
44. **Kuras O., Meldrum P.I, Ogilvy R.D., Gisbert J., Jorreto S. and Sánchez Martos F. (2005).** Imaging seawater intrusion in coastal aquifers with electrical resistivity tomography: Initial results from the lower Andarax delta, SE Spain. *Near Surface* 2005, Palermo, Italy.
45. **Linde N., Chen J., Kowalsky M. and Hubbard S. (2006).** Hydrogeophysical parameter estimation approaches for field scale characterization. In: Applied

- Hydrogeophysics (eds H. Vereecken, A. Binley, G. Cassiani, A. Revil and K. Titov), pp. 9–44. Springer.
46. **Line Kong A Siou (2011)**. Modélisation des crues de bassins karstiques par réseaux de neurones. Cas du bassin du Lez (France) 230p.
 47. **Loke M.H. (2008)**. Geotomo Software Sdn. Bhd. (www.geoelectrical.com).
 48. **Looms M.C., Binley A., Karsten J., Lars N. and Thomas M.H. (2008)**. Identifying unsaturated hydraulic parameters using an integrated data fusion approach on cross-borehole geophysical data. *Vadose Zone Journal* 7, 238–248.
 49. **Mangin A. (1975)**. Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Thèse de doctorat d'état, Université de Dijon, France. 332p.
 50. **Marescot L. (2008)**. Imagerie électrique pour géologues: acquisition, traitement, interprétation.
 51. **MARGAT J. ROUX J.C. (1986)**. Interaction des impacts des managements et des exploitations sur les eaux de surface et souterraines. Paris : SHF rapport n°14.
 52. **Marsily de G. (1981)**. Hydrogéologie quantitative. Ecole Nationale Sup. des mines de Paris, Masson Edition, 219 pages
 53. **Marsily de G. (2004)**. Cours d'hydrogéologie. Université pierre & marie curie. 226p.
 54. **Nguyen F. and Kemna A. (2005)**. Strategies for time-lapse electrical resistivity inversion. *Near Surface* 2005, Palermo, Italy.
 55. **Nguyen F., Kemna A., Antonsson A., Engesgaard P., Kuras O., Ogilvy R.D., Gisbert J., Jorreto S. and Frances I. (2007)**. Contribution of 2D electrical imaging for seawater intrusion calibration. *Proceedings of the TIAC'07 International Conference on Technology of Seawater Intrusion in Coastal Aquifers*, Almeria, Spain, 16–19 October 2007.
 56. **Nguyen F., Kemna A., Antonsson A., Engesgaard P., Kuras O., Ogilvy R., Gisbert J., Jorreto S. and Pulido-Bosch A. (2009)**. Characterization of seawater intrusion using 2D electrical imaging. *Near Surface Geophysics* 7, 377–390.
 57. **Ogilvy R.D., Meldrum P.I., Kuras O., Wilkinson P.B. and Chambers J.E. (2008)**. Advances in geoelectric imaging technologies for the measurement and monitoring of complex Earth systems and processes. *Proceedings of the 33rd International Geological Congress*, Oslo, Norway, 10–14 August 2008.
 58. **Ogilvy R.D., Meldrum P.I., Kuras O., Wilkinson P.B., Chambers J.E., Sen M., Pulido-Bosch A., Gisbert J., Jorreto S., Frances I. and Tsourlos P. (2009)**. Automated monitoring of coastal aquifers with electrical resistivity tomography. *Near Surface Geophysics* 7, 367–375.
 59. **Oude Essink G.H.P. (2004)**. Modelling 3D density dependent groundwater flow at the Island of Texel, The Netherlands. In: *Coastal Aquifer Management: Monitoring, Modeling, and Case Studies* (eds A.H.-D. Cheng and D. Ouazar), pp. 77–94. Lewis Publishers.
 60. **PLAGNES V. (1997)**. Thèse de doctorat -structure et fonctionnement des aquifère karstiques. Caractérisation par la chimie des eaux.
 61. **Puig J. M. (1987)**. Le système karstique de la fontaine de vacluse. Thèse d'Etat Université d'Avignon.

62. **Quinif Y. (1983).** La reculée et le réseau Karstique de Bou Akous (Hammamet, Algérie de l'Est) Géomorphologie et aspects évolutifs. *Revue Belge de Géographie*, Vol. 4, 89-111.
63. **RICHARD L. (2000).** Sur l'origine des ions chlorures dans les eaux salines des massifs granitiques *CR Acad. Sc. Paris* 331 : 783-788.
64. **RODIER J. (1996).** L'analyse de l'eau, eaux naturelles, eaux résiduaires, eau de mer. 8e édition Dunod, Paris.
65. **ROUABHIA Aek, BAALI F., KHERICI N., DJABRI L. (2004).** Vulnérabilité et risque de pollution des eaux souterraines de la nappe des sables miocènes de la plaine d'El MA EL Abiod (Algérie) *revue Sécheresse* n°4, Vol.15
66. **S. Cornas (2002).** Guide pratique de l'échantillonnage des eaux souterraines. Société suisse d'hydrogéologie. 80 p
67. **Sanz E. and Voss C.I. (2006).** Inverse modeling for seawater intrusion in coastal aquifers: Insights about parameter sensitivities, variances, correlations and estimation procedures derived from the Henry problem. *Advances in Water Resources* 29, 439–457.
68. **SCHOELLER H. (1962).** Les eaux souterraines. Masson, Paris, 642p.
69. **SIMMERS I. (1997).** Recharge of Phreatic Aquifers in (Semi-) Arid Areas. *Intern. Ass. Hydrogeol.*, 19, F 7918, 255 p.
70. **TARDAT-HENRY M. (1984).** Chimies des eaux. Editions le griffon d'argile inc. 338p.
71. **Todd K. (1980).** Groundwater hydrology. Seconde Edition. New York, J.Wiley & Sons, 510 pages
72. **Tsourlos P., Ogilvy R.D., Meldrum P. I. and Williams G.M. (2003).** Time-lapse monitoring in single boreholes using electrical resistivity tomography. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics* 8, 1–14.
73. **Tsourlos P.I., Ogilvy R.D. and Papazachos C. (2004).** Borehole-to-surface ERT inversion. 10th Environmental and Engineering Geophysical Society meeting, Utrecht, The Netherlands.
74. **U.N.E.S.C.O. (1987).** Groundwater problems in coastal areas. 582 p.
75. **Van Cauwenbergh N., Didrik P., Amaury T. and Vanclooster M. (2006).** Water management in the Andarax river, Almeria – Part II: decision support system. *International Conference El Agua Subterranea en Paisés Mediterraneo*, Malaga, Spain.
76. **Vanderborght J., Kemna A., Hardelauf H. and Vereecken H. (2005).** Potential of electrical resistivity tomography to infer aquifer transport characteristics from tracer studies: A synthetic case study. *Water Resources Research* 41, W06013.
77. **Vereecken H., Binley A., Cassiani G., Revil A. and Titov K. (2006).** Applied Hydrogeophysics. Springer.
78. **Versteeg R. and Johnson T. (2008).** Using time-lapse electrical geophysics to monitor subsurface processes. *The Leading Edge* 27, 1488–1497.
79. **Wilson S.R., Ingham M. and McConchie J.A. (2006).** The applicability of earth resistivity methods for saline interface definition. *Journal of Hydrology* 316, 301–312.

ANNEXE

Annexe

Précipitations mensuelles enregistrées à la station de Tébessa (1906-2012)

	Sept	Oct	Nov	Déc	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août
1906	50,5	13	0	46,1	43,1	90,1	13,7	53,4	11	17	18	9
1907	63,9	16	34	3,2	8,3	6,2	52,5	29,4	0	7,7	22,5	20,5
1908	67	38	43	49	41	12	62,5	10,9	38,5	82,5	1	12
1909	18,5	27,5	11,57	7	40,1	47	17	25,5	24	20,5	2	2
1910	27	0	3,5	70,5	46	11	70,5	83,5	33,7	3	55,5	0
1911	98,5	23	80,4	10	18,5	2	27,5	35	16,5	36	0	5
1912	74,5	63,4	8,1	22,4	31,9	60,5	10	43,6	53,7	0	0	0
1913	0	41,9	7,5	17	40,1	25,8	6,7	3	25,5	23,7	0	1,9
1914	39,8	22	28,01	1,05	50,2	37,2	19,2	40,5	28	14,9	2	1,5
1915	16,8	34,2	13,2	51	30,9	55,4	30,7	34	25,3	15	3	2
1916	76,5	26	64,4	7,8	23,6	22	25,4	23	80,9	43,2	52,1	0,4
1917	19,7	22,8	59,7	22,8	9,3	14	60,2	15	62	16,4	20	8,5
1918	6,8	2,8	31,1	13,1	35,7	17,7	41,6	19,5	70,9	54,5	2,7	12,9
1919	21,5	31,3	31,2	12,7	9,8	42,2	30	24,1	24,6	20,7	12,2	10,8
1920	61,7	0	34	18,3	9,8	48,2	21,8	20	0	0	43,9	18,1
1921	41,9	47,1	35	59,2	50,6	51	50,2	4,8	23,7	13,8	3,8	30,3
1922	13,7	16,6	48,2	15,1	52,4	33	69,1	41,5	7,4	15	2,6	3,5
1923	0,7	0	4,4	3,9	25,8	16,4	57,2	0	44,3	63,8	3,2	0
1924	23,2	35,9	34	44,2	1,3	6,4	39,1	23,4	76,4	4,5	8,2	0
1925	22,6	36,6	19,3	22,2	44	37,8	11,3	51,1	40,9	23,4	25,3	10
1926	47,5	18,5	62,4	20,4	16,1	13,2	79,2	7,7	29,2	15,1	1,5	0,8
1927	98,8	22	20,7	56,6	92,9	9,2	12,6	16,1	10	0,3	16,5	34
1928	73,8	30,3	29,5	34,4	12,5	12,3	70,3	23,2	63,2	51,9	4,7	2,6
1929	53,2	5,4	36,2	13,2	26,7	43,6	31,3	32,4	12,7	52	16,2	0
1930	36,5	35,6	3,4	39,6	52,8	41,5	0	37,1	46,5	0	0	0
1931	9,3	25,5	58,6	61,4	24	51,6	69,1	14,9	73,8	0	0	0
1932	65,3	67,4	16,9	36,7	31,5	15,8	88,4	19	21,2	43,2	0	4,2
1933	3,4	14,3	43,4	14,2	46,6	14	21,3	50,5	24,3	23,3	0	0
1934	64,3	38,2	69,1	24,8	82,3	23	56,6	0	8,6	2,1	0	39,4
1935	20,1	32,7	6	27,2	4,2	14,8	11,1	46	28,7	50,4	22,1	33,3
1936	9,5	107,6	10,3	31,3	0	22,9	11,6	10,9	6,8	8,2	1,5	2,3
1937	27,1	5	2,5	7,7	20,6	22,2	5,6	41,2	12,4	0,3	1,1	8,4
1938	8,6	65,5	30,9	26,9	5,2	54,5	17	95,8	136,9	17,5	0	24,6
1939	70,3	5,1	24,8	1,8	62,8	3,9	56,1	0,1	7,6	15,2	2,3	8
1940	19,6	46,1	40,4	41,1	7,1	8	39,4	85,2	53	70,5	12	17,8
1941	57,1	61,7	49,3	20,5	31,5	27,4	9,9	7,2	21,3	1,3	15,9	
1942	44,1	0	16,4	78,8	11,9	19,4	33,2	15,7	2,9	8,4	0,5	13,8
1943	0	50,1	70,2	36,9	8,9	7	21,9	63,8	3,5	36,4	0	36,4
1944	60,4	9,2	21,1	41,5	10	16,8	5,1	27,2	11	13,2	11,4	47,2
1945	2,8	11,4	6,6	49,2	66	4	20,7	33,9	52,5	41,4	11	8
1946	3,2	15,4	11,9	27,1	2,9	17,7	2	57,6	15,3	15,2	15,6	9,5
1947	9,9	8,7	0	21,6	8,5	38,2	27,3	47,1	11,5	34,6	0	0
1948	2,2	24,6	49,5	42	38,6	8,8	46,2	43,7	59,6	5,1	6,2	0
1949	10,4	10,7	2	5,5	43,3	11,4	91,6	19,4	82,5	24,7	1,5	20
1950	57,9	57	33,1	1,9	10,6	18,5	6,7	5,2	24,7	13,7	19,8	1,7
1951	17	50	11	34	21	24	24	53	52	22	56	54
1952	61	22	24	15	43	2	63	14	78	42	56	31
1953	51	60	66	23	9	20	19	55	23	33	1	0
1954	11	21	25	11	14	22	30	72	33	21	9	21
1955	55	60	1	24	20	41	61	23	8	3	0	4
1956	45	26	17	22	44	1,6	28	70	44	40	3	14
1957	22	87	86	54	11	13	11	13	11	19	0	10
1958	26	44	93	35	0	28	10	27	57	38	11	110
1959	52	38	36	6	22	8	74	123	36	71	9	1
1960	13	31	17	23	38	2	35	18	1	61	16	27
1961	7	23	25	4	0	28	40	63	36			

1962	11,2	15,3	25,8	25	10,1	19,5	7,9	3,7	62	43,8	64,6	33,6
1963	62,2	4	25,5	38,5	76,5	24,7	8	32,1	35,6	4,7	26	60,9
1964	4,6	75,8	8	37,7	50	5	22,3	23,7	15	20	17,5	14
1965	40,6	4,5	27,5	67,3	6,2	10,5	31	57	53,1	40	2	2
1966	31,7	19	42,5	2,8	15,2	15,8	20,5	10,9	9	30,4		39,5
1967	69,5	8,5	24,4	21,5	21,2	36,2	44,5	23,5	68,2	99,3	0	4,4
1968	17,1	1,3	1,3	9,7	22,1	6,9	83,5	17	7,5	1,1	23,6	4,4
1969	112,7	151,1	0,2	43,4	13,9	0	7,9	84,3	23,1	20,4	23,3	2,8
1970	8,6	37,2	0	26	60,1	84,6	15	7,1	48,1	8,1	67,5	43
1971	38,1	40,7	5,9	9	70,1	21,8	27,9	99,3	25,8	56,5	19,1	14,9
1972	28,2	152,2	17,7	30,8	14,9	39,3	172,3	60,8	25	47,9	8,4	37,2
1973	36,9	99,3	11,2	34,9	46	42,7	171,1	31,3	44,7	65,5	5,3	36,4
1974	16,3	12,9	6	94,4	14	28,3	29,2	50,2	10,4	24,8	4,5	12,1
1975	27,1	37,9	18,5	14,2	23,4	67,8	33,6	21,6	66,6	0	24,5	23,7
1976	26,1	11	47,3	6,2	22,4	38,2	49,1	32,4	35,8	59	17,3	39,3
1977	26,1	23,1	134,5	10,3	14,7	6,6	45,1	40,4	38,2	9,1	15	19,4
1978	11,2	3,3	46,7	3,9	3,9	54,7	102,5	23	23,9	3,9	0	50,1
1979	5,4	26	20,4	3,6	10,3	44,6	40,3	89,4	22,7	27,7	0	11,7
1980	116,1	18,5	21,3	1,7	33,7	29,8	76,8	28,1	41	4,3	0,2	3,4
1981	65,8	3,7	24,1	47,5	13,4	18,8	24,1	11,7	35,8	72,4	3,6	4,1
1982	37,3	23	1,9	15,3	21,8	45,6	12,4	56,2	80,1	8,5	3,7	15,5
1983	12	58,5	50,3	24,7	2,8	16,3	18,1	5,7	30,4	42,7	0,7	31,5
1984	3,9	31,7	17,9	12,2	18,9	92,4	24	24,1	4,3	6,8	0,2	15,4
1985	27,2	26,2	19,1	51	25,7	11,3	54,5	26,4	65,2	27,2	2,4	6
1986	50,8	23,1	3,5	13,5	31,1	14,3	83,1	2,5	35,8	15,2	51	13,1
1987	24,4	28,7	44,7	20,7	10,2	27,4	62,6	13,2	25,1	4,2	33,7	5
1988	15,5	18,7	33,8	9,2	23,7	4,2	35,8	31,6	55,6	62,1	8,3	6,5
1989	21,1	20,6	35,1	35,4	18,3	17,4	14	16,3	8,4	57,3	8,7	99,3
1990	44,6	12	10,8	8,7	83	0,2	34,8	43,1	66,9	17,1	15,2	136,6
1991	53,3	22,4	99,8	64,9	30,3	12,8	54	43	67,8	14,4	6,4	65,6
1992	74,7	34,4	44,3	14,2	34	29,9	24,3	43,6	82	23,2	13,4	4,5
1993	51,2	28,4	61,6	48,4	9,3	27,9	21,4	2,6	31,1	12,8	20,1	1,8
1994	22,7	3,8	16,8	28,7	31	23,9	19,4	23,3	41	2,4	4,5	11
1995	7,2	66,8	0,6	6,8	24,7	3	32,2	22,1	7,4	37,9	1,7	44,1
1996	149,7	39,7	26,6	18,2	24,9	72,9	56,3	49,8	30,2	38,9	13,2	30
1997	12,4	4,1	1,2	15	31,6	7,1	18,9	46,8	16,1	10,3	20,2	23,7
1998	64	72,5	45,2	21,5	22,3	10,2	28,7	29,2	16,7	31	0	15,1
1999	78,6	36,2	55,1	14,5	56,4	11,7	45,6	15,4	30,9	16,9	18,9	33,7
2000	22,1	81,5	64,6	34,5	3,7	4,1	10	14,7	86,5	76,4	21,6	18,8
2001	51	18,3	17	13,7	27,1	15,8	15,1	2,7	49,3	2,4	7,6	1,4
2002	55	10,7	23,3	7,1	17	11,8	5,2	29	40,6	13,3	58	84,7
2003	36,5	38	76,4	30,3	100,4	38,9	18	97,8	29,2	9,5	2,8	12,1
2004	70,2	45,5	17,5	168,4	20,6	3,2	72,6	29,4	39,4	91,6	16,4	44
2005	19	26	117	66,9	29,2	34	24	20,4	1,2	31,5	1,4	46,6
2006	33,3	94,1	31,6	77,3	34,9	14,4	5,5	43,6	37,6	26,9	8,4	26
2007	49,7	15,4	9,3	28,7	5,2	11	61	59,1	13,8	38,8	30,2	54,4
2008	84,5	52	11,8	47,1	6,1	7	36,4	28	67,4	12,9	4,3	18,7
2009	12,7	2	2	7	77	11,6	26,7	42,9	65,9	0	23	18,7
2010	69,7	2,0	2,0	6,8	38,7	3,1	13,1	79,3	35,0	25,9	20,2	2,4
2011	77,0	16,9	55,1	5,5	26,5	66,7	60,6	43,4	47,2	28,4	54,2	10,2
2012	3,0	86,1	3,4	8,9	46,4	57,2	39,4	24,1	27,8	2,1	3,5	35,5

Températures mensuelles enregistrées à la station de Tébessa (1972-2012)

	Sept	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août
1972	28,2	152,2	17,7	30,8	14,9	39,3	172,3	60,8	25	47,9	8,4	37,2
1973	36,9	99,3	11,2	34,9	46	42,7	171,1	31,3	44,7	65,5	5,3	36,4
1974	16,3	12,9	6	94,4	14	28,3	29,2	50,2	10,4	24,8	4,5	12,1
1975	27,1	37,9	18,5	14,2	23,4	67,8	33,6	21,6	66,6	0	24,5	23,7
1976	26,1	11	47,3	6,2	22,4	38,2	49,1	32,4	35,8	59	17,3	39,3
1977	26,1	23,1	134,5	10,3	14,7	6,6	45,1	40,4	38,2	9,1	15	19,4
1978	11,2	3,3	46,7	3,9	3,9	54,7	102,5	23	23,9	3,9	0	50,1
1979	5,4	26	20,4	3,6	10,3	44,6	40,3	89,4	22,7	27,7	0	11,7
1980	116,1	18,5	21,3	1,7	33,7	29,8	76,8	28,1	41	4,3	0,2	3,4
1981	65,8	3,7	24,1	47,5	13,4	18,8	24,1	11,7	35,8	72,4	3,6	4,1
1982	37,3	23	1,9	15,3	21,8	45,6	12,4	56,2	80,1	8,5	3,7	15,5
1983	12	58,5	50,3	24,7	2,8	16,3	18,1	5,7	30,4	42,7	0,7	31,5
1984	3,9	31,7	17,9	12,2	18,9	92,4	24	24,1	4,3	6,8	0,2	15,4
1985	27,2	26,2	19,1	51	25,7	11,3	54,5	26,4	65,2	27,2	2,4	6
1986	50,8	23,1	3,5	13,5	31,1	14,3	83,1	2,5	35,8	15,2	51	13,1
1987	24,4	28,7	44,7	20,7	10,2	27,4	62,6	13,2	25,1	4,2	33,7	5
1988	15,5	18,7	33,8	9,2	23,7	4,2	35,8	31,6	55,6	62,1	8,3	6,5
1989	21,1	20,6	35,1	35,4	18,3	17,4	14	16,3	8,4	57,3	8,7	99,3
1990	44,6	12	10,8	8,7	83	0,2	34,8	43,1	66,9	17,1	15,2	136,6
1991	53,3	22,4	99,8	64,9	30,3	12,8	54	43	67,8	14,4	6,4	65,6
1992	74,7	34,4	44,3	14,2	34	29,9	24,3	43,6	82	23,2	13,4	4,5
1993	51,2	28,4	61,6	48,4	9,3	27,9	21,4	2,6	31,1	12,8	20,1	1,8
1994	22,7	3,8	16,8	28,7	31	23,9	19,4	23,3	41	2,4	4,5	11
1995	7,2	66,8	0,6	6,8	24,7	3	32,2	22,1	7,4	37,9	1,7	44,1
1996	149,7	39,7	26,6	18,2	24,9	72,9	56,3	49,8	30,2	38,9	13,2	30
1997	12,4	4,1	1,2	15	31,6	7,1	18,9	46,8	16,1	10,3	20,2	23,7
1998	64	72,5	45,2	21,5	22,3	10,2	28,7	29,2	16,7	31	0	15,1
1999	78,6	36,2	55,1	14,5	56,4	11,7	45,6	15,4	30,9	16,9	18,9	33,7
2000	22,1	81,5	64,6	34,5	3,7	4,1	10	14,7	86,5	76,4	21,6	18,8
2001	51	18,3	17	13,7	27,1	15,8	15,1	2,7	49,3	2,4	7,6	1,4
2002	55	10,7	23,3	7,1	17	11,8	5,2	29	40,6	13,3	58	84,7
2003	36,5	38	76,4	30,3	100,4	38,9	18	97,8	29,2	9,5	2,8	12,1
2004	70,2	45,5	17,5	168,4	20,6	3,2	72,6	29,4	39,4	91,6	16,4	44
2005	19	26	117	66,9	29,2	34	24	20,4	1,2	31,5	1,4	46,6
2006	33,3	94,1	31,6	77,3	34,9	14,4	5,5	43,6	37,6	26,9	8,4	26
2007	49,7	15,4	9,3	28,7	5,2	11	61	59,1	13,8	38,8	30,2	54,4
2008	84,5	52	11,8	47,1	6,1	7	36,4	28	67,4	12,9	4,3	18,7
2009	12,7	2	2	7	77	11,6	26,7	42,9	65,9	0	23	18,7
2010	21	15,7	12,4	10,7	8,3	10,1	13,1	15,9	17,4	24	27,2	27,1
2011	21,7	16,8	11,9	8,8	7,6	6,4	9,5	14,8	17,4	22,4	27,5	27
2012	23,5	15,7	12,3	7,9	5,9	4,1	10,5	14,4	19,3	27,1	28,8	28,8

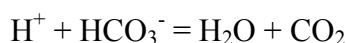
Analyses des éléments chimiques au niveau du laboratoire :

Trois méthodes d'analyses sont utilisées pour déterminer les concentrations des différents éléments chimiques.

Méthode volumétrique (Titrimétrie) :

Cette méthode a été utilisée pour le dosage des teneurs en bicarbonates, elle permet de déterminer la concentration d'une solution à partir du volume de solution que l'on met en présence.

Pour le dosage par titrimétrie des bicarbonates, on a travaillé sur un volume précis d'échantillon (50 ml) sur lequel on a fait agir une solution de concentration connue d'acide sulfurique H_2SO_4 (1N/50), la réaction qui se produit est due à la neutralisation des ions de bicarbonate par les ions H^+ de l'acide sulfurique :



Généralement dans les eaux naturelles, le pH d'équilibre est observé pour un pH = 4,5, La concentration des bicarbonates est calculée selon la relation:

$$C HCO_3 = 24,4 * VV$$

VV : volume de H_2SO_4 versé dans les 50 ml d'échantillon pour abaisser le pH à 4,5.
La précision obtenue est de l'ordre de 0,01 sur le pH est de 1 mg.l-1 pour HCO_3^- .

Méthode colorimétrique :

Principe de fonctionnement :

La couleur de chaque objet que nous voyons est déterminée par l'absorption et l'émission de rayonnement électromagnétique (lumière).

L'analyse calorimétrique est basée sur le principe que certains composants spécifiques réagissent avec d'autres par la production d'une couleur, ce qui permet de mesurer la concentration de l'ion mesuré.

Lorsqu'une substance est exposée à un faisceau lumineux d'une intensité I_0 , une partie du rayonnement est absorbée par les molécules et un rayonnement d'intensité émergente I , plus petit que l'intensité I_0 est émis :

La quantité du rayonnement absorbé est donnée par la loi de LAMBERT – BEER
 $\text{Log } I_0 / I = \epsilon c d$

Dans laquelle l'expression $\text{Log } I_0 / I$ est appelée absorbance (A) ou densité optique.

ϵ = Coefficient d'extinction molaire de la substance pour la longueur d'onde choisie;

c = Concentration molaire de cette substance ;

d = Distance que le faisceau lumineux parcourt dans l'échantillon (longueur de la cuve).

La substance absorbe toujours la couleur complémentaire de celle émise ; par exemple une substance apparaît jaune parce qu'elle absorbe une lumière bleue, les analyseurs utilisés émettent une lumière complémentaire par rapport à la réaction colorimétrique.

La cellule photoélectrique mesure le rayonnement I qui n'a pas été absorbé par l'échantillon et le convertir en un signal électrique.

Spectrophotométrie à absorption atomique :

Cette méthode a été utilisée pour analyser les cations majeurs (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ et K^+).

Principe :

Cette méthode mesure l'émission d'une radiation par les atomes. Lorsqu'un atome d'un élément est excité par une énergie, il devient instable, et va donc restituer cette énergie sous forme de radiation lumineuse pour revenir à son état initial. L'utilisation de ce phénomène constitue la base de la spectrométrie d'émission.

Le même élément dispersé à l'état atomique dans une flamme possède également la propriété d'absorber tout rayon de la même fréquence F . Il en résulte une absorption du rayonnement incident lié à la concentration de l'élément considéré par une relation de la forme :

$$\text{Log } I_0 / I = K. L. C$$

I_0 , intensité de la radiation incidente ;

I , intensité de la radiation après la traversée de la flamme ;

L , longueur du chemin optique ;

C , concentration dans la solution de l'élément considéré ;

K , constante.



Fig. La partie immergé lors des crues est de couleur sombre (grotte de Bouakkous)



Fig. effet de la condensation sur les parois de la grotte Bouakous avec des acténoïdes qui fait des couleurs dorés



Fig. Ondulations centimétriques sculpté par le flux sur les parois de la grotte de Bouakkous