



Faculté des sciences de la Terre
Département de Géologie

Année 2007

Thèse

Présentée en vue de l'obtention du diplôme de Doctorat en Sciences

**IDENTIFICATION ET CARACTERISATION D'UN
MILIEU KARSTIQUE ET SA CONTRIBUTION A
L'ALIMENTATION DU CHAMP CAPTANT :
HAMMAMET - AIN CHABRO.
CAS DE LA ZONE DE BOUAKKOUS-
HAMMAMET. REGION DE TEBESSA**

Option
Hydrogéologie

Par
GUEFAIFIA Omar

(Ingénieur d'Etat en Hydrogéologie. Magister en Hydrogéologie)

DIRECTEUR DE THESE : **DJABRI Larbi** **Professeur, Université de Annaba**

THESE SOUTENUE LE 08 DECEMBRE 2007
DEVANT LE JURY

PRESIDENT	:	HEMILA M^{ed} Laid	M.C. Centre Universitaire de Tébessa
		BOUDOUKHA Abderrahmane	Professeur Université de Batna
		HANI Azzedine	M. C. Université de Annaba
EXAMINATEURS :		ZOUINI Derradji	M. C. Université de Annaba
		KHIARI Abdelkader	M. C. Centre Univ. d'Oum El Bouaghi

ملخص

من بين المظاهر الجيومرفولوجية الأساسية في المنطقة المدروسة الانتقال من سهل الحمادات الى مرتفع تازبنت عبر وادى بو عكوس الذى يحت سريره النهري بين سفوح شديدة الانحدار. يشكل الجزء العلوى لهذا الوادى اخدود ينتهى باشكال صخرية على واجهات عمودية يفوق علوها 150م. وهنا يوجد الكهف المسمى بكهف بو عكوس وينبوعه. بينما يمثل مرتفع تازبنت شكلا مسطحا تتراوح ارتفاعاته ما بين 1230م و1470م بالنسبة لسطح البحر.

المساحة المدروسة خالية من الغطاء النباتى وتحتوى على فجوات كارستية. الطبقات الجيولوجية يغلب عليها التركيب الكلسى من العصر الحوارى العلوى.

كمية تساقط الامطار على هذه المرتفعات تفوق 350مم وهى الكمية الكافية للنفود عبر الشقوق الى داخل الفجوات الكارستية.

الدراسة الهيدرودينامكية والهيدروكيميائية شملت ينبوعين اساسين. كمية التدفق المتوسط قدرت بحوالى 150 ل/ث. الفيضانات جراء الامطار الغزيرة وذوبان الثلوج قد تفوق 2م³/ثا. بينما كمية التدفق فى الفترة الصيفية تصل الى 10ل/ث.

باستعمال دراسات خاصة بمميزات هذه الاوساط استنتج ما يلى:

- وجود كمية ثابتة من المياه الجوفية تستمد تغذيتها من تساقط الامطار وذوبان الثلوج.
- ضعف التدفق فى الينوعين مختلف بحسب المدة الزمنية التى تصل بين 121 الى 151يوما.
- الوسط الكارستى العميق غير متطور. حيث يظهر فائق التدفق بشكل طردى مع كميات التساقط الملاحظة.
- النظام الكارستى المدروس ينتمى الى الاوساط الكارستية المعقدة ذات الاحجام الكبيرة المتعددة الانظمة الثانوية.

كما اثبتت الدراسة حسب معطيات كميات التدفق وقياسات المياه الجوفية للموائد المائية المجاورة له ذا النظام الكارستى ان هناك علاقة بين الكمية المتدفقة من الكهف ومنسوب المياه الجوفية.

الطبيعة الهيدروكيميائية لمياه المنطقة تعكس وتظهر انواعا مختلفة من المياه. حيث ان مياه الوسط الكارستى العميق ذات طابع كبريتى كلسى خلال الفترة التى تتقدم فيها التغذية. بينما المستويات العليا هى ذات طابع كلسى بحت.

Abstract

Among the essential geomorphologic aspects of the zone of study, we note the passage of the plain of Hammamet to the Tazbent plate by Bouakous wadi, whose major bed is dug between very stiff slopes.

The highest part of this wadi constitutes a canyon with vertical walls of more than 150m heights. It is there the location of Bouakous cave and its emergence. Concerning the plate of Tazbent, it presents plane topography. Altitudes varies between 1230m to 1470m. The layers are dominated by massive limestone. These formations are deposited in alternation with considerable thicknesses supporting the release of the structural forms by differential erosion.

Precipitations, on the high reliefs surrounding the area of Youkous, are important and exceed the 350mm. they are observed during the cold season between November and May. The dry season is between June and September. On the plate of Tazbent the snow make it possible to differ and spread out large quantities of water available to the infiltration through the karst cavities during the wet season.

The hydrodynamical and hydrochimical study related to the two studied sites (emergence on the level of the cave, not low of the cave PBG and the flow starting from the cliffs limestones EFC). The average discharge is about 150 l/s. the peaks can exceed 2m³/s after an important episode of rains and the brutal melt of snow cover, generally in winter when the basic flow is high. The minimum discharge flow is on average 10 l/s. the use of the various methods relating to the identification and the characterization of the two sites, as well as a hydrological approach and a hydrochimical approach can show:

- A restitution spread out in time with constancy in the food ensured by the atmospheric contributions and the progressive snow melt.
- Drying up for the two springs differently, considering duration in days (between 121 and 51jour)
- The deep karst is little developed. The too full ones more and more high start to function following precipitations of long duration.
- The studied system is connected with the complex systems with big sizes and the many ones under systems.

The exploitation of the data relating to the differential gauging carried out on the Bouakous wadi and piezometric measurements on the collecting level of the fields made it possible to visualize the relation between the flows of the sources and the quifers existing in the part swallows.

The followed hydrochimique one showed different facies. Water of arst deep A calcic sulphated facies recognized in not influenced eriods, as for the surface levels they is calcic bicarbonated. In he fields collecting the contents chlorides present excessive values. This character makes it possible to think that the flow is controlled y levels evaporitic present in the close zones and by anthropic pollution.

The summary of the results makes it possible to conclude that this system with an operation complex related on the geological structure, the climatic mode and the nature of precipitations. It has a structure favourable to an important trapping of infiltrated water. Snow is not the essential source of the support of the minimum flows.

The karstification of the system in general as a whole is mainly controlled by three factors:

- Hydraulic gradient which plays the role of the fast groundwater flows.
- Production of Co₂ by the soil.
- The fast infiltration due to the absence of the land cover.

Résumé

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 un canyon 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 Bouakous et son émergence. Quant au plateau de Tazbent, il présente une topographie plane. Les altitudes vont de 1230m à 1470m.

La surface, sans végétation est criblée de cavités karstiques, champs de lapiaz. 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.

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 la neige et le manteau neigeux permettent 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 hydrodynamique et hydrochimique ont porté sur les deux sites étudiés (émergence au niveau de la grotte, point bas de la grotte PBG et les écoulements à partir des falaises calcaires EFC). Le débit moyen aux exutoires est de 150 l/s. les pics de crues peuvent dépasser 2m³/s après un épisode de pluies important et la fonte brutale du manteau neigeux, généralement en hiver où le débits de base est élevé. Le débit d'étiage est en moyenne de 10 l/s. l'utilisation des différentes méthodes relatives à l'identification et la caractérisation des deux milieux, à savoir une approche hydrologique et une approche hydrochimique a permis de montrer :

- une restitution étalée dans le temps avec une constance dans l'alimentation assurée par les apports atmosphériques et la fonte progressive des neiges.
- le tarissement pour les deux sources se comporte différemment du point de vue durée en jours (entre 121 et 151jour)
- Le karst profond est peu développé. Des trop pleins de plus en plus haut se mettent à fonctionner suite aux précipitations de longue durée.
- Le système étudié s'apparente aux systèmes complexes avec de grandes tailles et de nombreux sous systèmes.

L'exploitation des données relative au jaugeages différentiels réalisés au niveau de l'oued Bouakous et les mesures piézométriques au niveau des champs captant a permis de visualiser la relation entre les débits des sources et les aquifères existants dans la partie aval.

Le suivie hydrochimique a montré des faciès différents. Les eaux du karst profond a faciès sulfaté calcique reconnus en périodes non influencées, quant aux niveaux les plus superficiels ils sont a caractère bicarbonaté calcique. Dans les champs captant les teneurs en chlorures présentent des valeurs excessives. Ce caractère permet de penser que l'écoulement est contrôlé par des niveaux évaporitiques présents dans les zones proches et par la pollution anthropique.

La synthèse des résultats permet de conclure que ce système à un fonctionnement complexe lié à la structure géologique, au régime climatique et à la nature des précipitations. Il possède une structure favorable à un piégeage important des eaux infiltrées. La neige n'est pas la source essentielle du soutien des débits d'été. La karstification du système dans son ensemble est principalement commandée par trois facteurs :

- gradient hydraulique qui joue le rôle du moteur des écoulements souterrains rapides.
- La production du CO₂ par le sol
- L'infiltration rapide liée à l'absence de la couverture.

REMERCIEMENTS

Mes travaux de terrain, pour la réalisation de la présente étude, ont été menés en utilisant mes moyens personnels (véhicule et frais). J'ai sollicité l'aide du secteur A.N.R.H de Tébessa qui m'a fourni le matériel de mesure hydrométrique, et m'a aidé à réaliser les dépouillements des mesures de jaugeages.

Sur le terrain, c'est grâce à la coopération et le soutien de mon ami «Hadj Rachid» de son vrai nom Ahmed Chaouch Lamine, ancien chef secteur retraité de A.N.R.H que tous les jaugeages, au nombre de quatre vingt ont été réalisés. Il m'a initié aux techniques utilisées pour de telles mesures. Je tiens à le remercier vivement ainsi que l'actuel chef secteur et ses techniciens, car sans eux une grande partie des données n'aurait pas existé, avec mention particulière à messieurs Agoun. D et Benkhedim Mohamed.

La collaboration, incarnée de Mr Djabri Larbi qui a assuré la direction de ces travaux, a permis à cette thèse de prendre forme et substance. Il m'a communiqué sa passion pour le milieu karstique et son enthousiasme à travailler sur ce thème.

Messieur les membres de jury ; Dr HANI A, Dr HEMILA ML, Dr ZOUINI D, Dr BOUDOUKHA A, et Dr KHIARI A, qui ont bien voulu accepter de juger ce modeste travail, je mes remercie pour leur disponibilité et qu'ils trouvent ici toute ma gratitude et pour l'intérêt qu'ils ont accordé à ce travail.

Tout d'abord, je salue la très importante contribution de Mr Djabri Larbi à ce travail. D'un point de vue scientifique, les nombreuses discussions que nous avons échangées tout au long de ces années ont constitué la base de ma réflexion. Au-delà de son savoir faire en hydrogéologie, j'ai profité du professionnalisme et du dynamisme qu'il met dans toutes les choses qu'il entreprend.

De la même façon, je rends à Mr Laouar Rabah un sincère hommage pour le temps, si précieux qu'il a toujours réussi à me consacrer dans les détails géologiques. Son esprit de synthèse et précision d'expression m'ont considérablement aidé à certains moments cruciaux de ce travail.

Je voudrais exprimer ma reconnaissance et ma sympathie à mes amis et collègues enseignants et le personnel de département de géologie, en particulier messieurs Dr. Rouabhia .Aek, Baali.F, Fahdi.C, Boumazbeur.A, Gouaidia.L, Hemila. M.L, Hemimed. M, Benhamadi. H, pour leurs aides et soutien.

Pour la mise en forme sur support informatique et le soutien continu, je tiens à remercier vivement Mr Tobba.M et Dr. Rouabhia. Aek, qui se sont mobilisés pour moi et ont mis à ma disposition tout le matériel nécessaire pour l'achèvement de cette thèse.

J'ai gardé pour la fin ceux qui sont les plus chers: ma famille. Je pense à mes défunts parents tout d'abord, qui m'avaient toujours encouragé d'atteindre, et de dominer tout ce qui est sciences et savoir.

Réaliser une telle étude demande beaucoup de temps et ce temps, je l'ai pris sur celui que j'aurais peut être dû consacrer à ma famille. Ma femme et mes enfants auront supporté jusqu'au bout mes absences fréquentes, et l'atmosphère obsédante qui entoure le bouclage d'une thèse. Ils trouveront ici mes plus vives reconnaissances, que je ne saurais suffisamment exprimer, et mes remerciements les plus chaleureux pour leur aide et soutien.

REMERCIEMENTS

Mes travaux de terrain, pour la réalisation de la présente étude, ont été menés en utilisant mes moyens personnels (véhicule et frais). J'ai sollicité l'aide du secteur A.N.R.H de Tébessa qui m'a fourni le matériel de mesure hydrométrique, et m'a aidé à réaliser les dépouillements des mesures de jaugeages.

Sur le terrain, c'est grâce à la coopération et le soutien de mon ami «Hadj Rachid» de son vrai nom Ahmed Chaouch Lamine, ancien chef secteur retraité de A.N.R.H que tous les jaugeages, au nombre de quatre vingt ont été réalisés. Il m'a initié aux techniques utilisées pour de telles mesures. Je tiens à le remercier vivement ainsi que l'actuel chef secteur et ses techniciens, car sans eux une grande partie des données n'aurait pas existé, avec mention particulière à messieurs Agoun. D et Benkhedim Mohamed.

La collaboration, incarnée de Mr Djabri Larbi qui a assuré la direction de ces travaux, a permis à cette thèse de prendre forme et substance. Il m'a communiqué sa passion pour le milieu karstique et son enthousiasme à travailler sur ce thème.

Messieur les membres de jury ; Dr HANI A, Dr HEMILA ML, Dr ZOUINI D, et Dr BOUDOUKHA A, qui ont bien voulu accepter de juger ce modeste travail, je mes remercie pour leur disponibilité et qu'ils trouvent ici toute ma gratitude et pour l'intérêt qu'ils ont accordé à ce travail.

Tout d'abord, je salue la très importante contribution de Mr Djabri Larbi à ce travail. D'un point de vue scientifique, les nombreuses discussions que nous avons échangé tout au long de ces années ont constitué la base de ma réflexion. Au-delà de son savoir faire en hydrogéologie, j'ai profité du professionnalisme et du dynamisme qu'il met dans toutes les choses qu'il entreprend.

De la même façon, je rends à Mr Laouar Rabah un sincère hommage pour le temps, si précieux qu'il a toujours réussi à me consacrer dans les détails géologiques. Son esprit de synthèse et précision d'expression m'ont considérablement aidé à certains moments cruciaux de ce travail.

Je voudrais exprimer me reconnaissance et ma sympathie à mes amis et collègues enseignants et le personnel de département de géologie, en particulier messieurs Dr. Rouabhia .Aek, Baali.F, Fahdi.C, Boumazbeur.A, Gouaidia.L, Hemila. M.L, Hemimed. M, Benhamadi. H, pour leurs aides et soutien.

Pour la mise en forme sur support informatique et le soutien continu, je tiens à remercier vivement Mr Tobba.M et Dr. Rouabhia. Aek, qui se sont mobilisés pour moi et ont mis à ma disposition tout le matériel nécessaire pour l'achèvement de cette thèse.

J'ai gardé pour la fin ceux qui sont les plus chers: ma famille. Je pense à mes défunts parents tout d'abord, qui m'avaient toujours encouragé d'atteindre, et de dominer tout ce qui est sciences et savoir.

Réaliser une telle étude demande beaucoup de temps et ce temps, je l'ai pris sur celui que j'aurais peut être due consacrer à ma famille. Ma femme et mes enfants auront supporté jusqu'au bout mes absences fréquentes, et l'atmosphère obsédante qui entoure le bouclage d'une thèse. Ils trouveront ici mes plus vives reconnaissances, que je ne saurais suffisamment exprimer, et mes remerciements les plus chaleureux pour leur aide et soutien.

A la mémoire de mes défunts parents
A m femme et mes trois enfants
A mes frères et sœurs

Liste des Tableaux

	Pages
.01-Classification du relief selon l'ORSTOM	28
.02-Répartition des surfaces en fonction des altitudes du sous bassin versant de Bouakous	30
.03-Tableau récapitulatif des différents paramètres du sous bassin versant de Bouakous	31
.04-Estimation des apports annuels moyens (A_0) de la période 1999-2004	32
.05-La lame d'eau ruisselée durant les années 1999-2004	32
.06-Calcul du coefficient d'écoulement (C_e) dans la période (1999-2004)	32
.07-Inventaire des stations pluviométriques existantes dans le sous bassin de l'oued Bouakous	34
. 08- Paramètres des écarts à la normale	40
.09- Répartition saisonnière des précipitations de l'année 1998-1999	42
.10 - Répartition saisonnière des précipitations de l'année 1999-2000	42
.11 - Répartition saisonnière des précipitations de l'année 2000-2001	43
.11 - Répartition saisonnière des précipitations de l'année 2000-2001	44
.13- Répartition saisonnière des précipitations de l'année 2002-2003	44
. 14 - Répartition saisonnière des précipitations de l'année 2003-2004	45
16- Répartition moyenne mensuelle de température à la station de Tébessa. (99-2004)	47
.17- Bilan hydrique pour l'année (1998-1999)	49
.18- Bilan hydrique pour l'année (1999-2000)	49
.19- Bilan hydrique pour l'année (2000-2001)	50
.20- Bilan hydrique pour l'année (2001-2002)	50
.21- Bilan hydrique pour l'année (2002-2003)	51
.22- Bilan hydrique pour l'année (2003-2004)	51
23 : résultats des statistiques élémentaires	94
24 : Matrice de corrélation	95
25 : Solubilité des minéraux	97
26 : Valeurs limites de l'activité et coefficient d'activité	97
27 : Résultats du calcul de l'indic de saturation	98
28 : Indices de saturations statistiques élémentaires	98
29 : Résultats de l'analyse statistique élémentaire	99
30 : Matrice de corrélation multi variables	101
31 : Evolution du chimisme des sources (EFC & PBG)	109
31.1. : Evolution du chimisme des Champs captant	110
32 : Résultats des analyses isotopiques	112

Liste des figures

01 : Situation géographique de la zone d'étude	04
02 : Esquisse Géomorphologique des Environs de Youkous	06
03 : Esquisse géologique des environs de Hammamet et position des profils de Youkous et Gaagaa d'après W.M. Kovalsky (2002)	12
.04 : Coupes géologiques interprétatives	13
.05 : Morphologie du substratum de la partie méridionale du fossé de Hammamet avec l'emplacement des failles et les directions des contraintes	17
.06 : Coupe Nord-Sud à travers les forages existants	18
.07 : Esquisse tectonique de la région de Tébessa W.M. KOWALKI et al	19
08 : Orientation de la fracturation sur les photos aériennes	21
09 : Rosaces des stations de mesures	22
10 : Rosaces des stations de mesures (mesures des joints)	23
11 : Diagrammes des densités de fracturation	24
.12 : Bassin versant 'Youkous' Surface 17.5 Km ² Carte Youkous les bains	27
.13 : Rectangle équivalent du sous bassin versant de Bouakous	29
.14 : Carte pluviométrique Chaumont- Paquin (moyenne 1913-1963)	35
.15 : Carte pluviométrique (moyenne annuelles ramenées à la période (1922/1960 – 1969/1989)	36
.16 : Carte des hauteurs pluviométriques annuelles dépassées en moyenne quatre années sur Cinq. Pluies annuelles "quinquennales sèches")	37
.17 : Carte des hauteurs pluviométriques annuelles dépassées en moyenne neuf années sur dix. (Pluies annuelles "décennales sèches")	37
.18 : Carte des hauteurs pluviométriques annuelles dépassées en moyenne une année sur cinq. (Pluies annuelles quinquennales humides")	38
.19 : Carte des hauteurs pluviométriques annuelles dépassées en moyenne une année sur dix. (Pluies annuelles décennales humides")	38
.20 : Abaque pour l'estimation des hauteurs de pluie pour d'autres périodes de retour	39
.21 : Variations interannuelles des précipitations. (1974/1975 à 2003/2004)	40
.22 : Variations des précipitations moyennes mensuelles. (1974/1975 à 2003/2004)	41
.23 : Répartition Saisonnière des précipitations de l'année (1998-1999)	42
.24 : Répartition Saisonnière des précipitations de l'année (1999-2000)	43
.25 : Répartition Saisonnière des précipitations de l'année (2000-2001)	43
.26 : Répartition Saisonnière des précipitations de l'année (2001-2002)	44
.27 : Répartition Saisonnière des précipitations de l'année (2002-2003)	45
.28 : Répartition Saisonnière des précipitations de l'année (2003-2004)	45
.29 : Variation des Températures moyennes mensuelles (1999-2004)	46
.30 : Variation des Températures moyennes annuelles. (1999-2004)	47
.31 : Cas des ruptures de pentes de la droite représentative des débits classés	55
.32 : Décomposition de la récession selon la méthode (Mangin,1970)	56
.33 : Blocs structuraux de Chaabet Bouakous (Reculée de Youkous)	62
.34 : Zone d'étude et localisation des deux sites	62
.35 : Emplacements des jaugeages de J1 à J8	63
.36 : Polygone des fréquences cycle 2003 (écoulements de la grotte)	64
.37 : Courbe des fréquences cumulées des débits classés (Écoulement en provenance de la grotte cycle 2003)	65
.38 : Courbe de récession (écoulement en provenance de la grotte cycle 2003)	66

.39 : Courbe de décrue $q^*(t)$: (Écoulement de la grotte cycle 2003)	66
.40 : Courbe de décrue $-y=ti-t/Q^*(t)$ (écoulement de la grotte cycle 2003)	66
.41 : Courbe de décrue $y(t)=1-nt/1+Et$. Ecoulement de la grotte (cycle 2003)	67
.42 : Distribution des fréquences de la conductivité des eaux de la grotte (cycle 2003)	68
.43 : Distribution des fréquences de conductivité (Bakalowicz, 1979)	69
.44 : Polygone des fréquences (grotte cycle 2004)	70
.46 : Courbe de récession (écoulement en provenance de la grotte cycle 2004)	72
.47 : Courbe de décrue: $y(t)= 1-nt/1+Et$. (écoulement en provenance de la grotte cycle 2004)	72
.48 : Courbe de décrue $-y(t)=ti-t/Q^*(t)$ (écoulement en provenance de la grotte cycle 2004)	73
.49 : Distribution des fréquences de la conductivité des eaux en provenance de la grotte (cycle 2004)	74
.51 : Courbe des fréquences cumulées (écoulement en provenance des falaises calcaires cycle 2003)	76
.52 : Courbe de récession (écoulement en provenance des falaises calcaires cycle 2003)	77
.53 : Courbe de décrue $Q^*(t)=Q(t)-Q_r(t)$: (Écoulement en provenance des falaises calcaires cycle 2003)	77
.54 : Courbe de décrue $-y(t)=ti-t/Q^*(t)$ (écoulement en provenance des falaises calcaires cycle 2003)	78
.55 : Courbe de décrue $y(t)=1-nt/1+Et$ (écoulement en provenance des falaises calcaires cycle 2003)	79
.56 : Courbe de distribution des fréquences de la conductivité (écoulement en provenance des falaises calcaires cycle 2003)	79
.57 : polygone des fréquences (écoulement en provenance des falaises calcaires cycle 2004)	81
.58 : Courbe des fréquences cumulées (écoulement en provenance des falaises calcaires cycle 2004)	81
.59 : Courbe de récession (écoulement en provenance des falaises calcaires cycle 2004)	82
.60 : Courbe de décrue $Q^*(t)=Q(t)-Q_r(t)$: (Écoulement en provenance des falaises calcaires cycle 2004)	83
.61 : Courbe de décrue: $-y(t)=ti-t/q^*(t)$ (Écoulement en provenance des falaises calcaires cycle 2004)	83
.62 : Courbe de décrue $y(t)=1-nt/1+Et$ (écoulement en provenance des falaises calcaires cycle 2004)	84
.56 : Courbe de distribution des fréquences de la conductivité (écoulement en provenance des falaises calcaires cycle 2004)	85
.64 : Classification des systèmes karstiques à partir de l'analyse des courbes de récession.	86
.65 : Variation des jaugeages différentiels sur le tracé de l'Oued Bouakous	90
66 : Cercle ACP Hammamet et Ain Chabro	95
67 : Cercle ACP Hammamet et Ain Chabro avec indices de saturations	103
68 : Evolution des cations et des débits en fonction du temps source PBG	104
69 : Evolution des anion et des débits en fonction du temps source PBG	104
70 : Evolution des cations et des débits en fonction du temps source EFC	105
71 : Evolution des anions et des débits en fonction du temps source EFC	106
72 : situation des champs captant	107
73 : Evolution des cations en fiction du temps C.C Hammamet	107
74 : Evolution des cations en fiction du temps C.C Hammamet	108
75 : Evolution des cations en fiction du temps C.C A. Chabro	111
76 : Evolution des anions en fiction du temps C.C A. Chabro	111
77 : Relation O18 et Deutérium région de Hammamet	113
78-79 : Diagramme de Piper. Sources	114

80 : Diagramme de Piper. Hammamet	115
81 : Variation mensuelles des niveaux statiques (piézomètre P-FG1 et P –F2-3) et des débits 'écoulements des exurgences de Youkous	116
82 : Variation mensuelles des niveaux statiques (piézomètre P-FG1 et P –Ys4) et des débits d'écoulements des exurgences de Youkous	116
83 : Variation des indices de saturations dans le temps : source PBG	117
84 : Variation des indices de saturations dans le temps : source EFC	117
85 : Variation des indices de saturations dans le temps : C.C Ain Chabro	118
86 : Variation des indices de saturations dans le temps : C.C Hammamet	118

Table des matières

	Pages
INTRODUCTION	01
Chapitre I	
G geomorphologie	03
I- Les grands traits morphologiques de la région	04
I.1-Les montagnes	04
I.2-Les collines	04
I.3-Les plaines	05
I.3.1-Les plaines d'érosion	05
I.3.2-Les plaines d'accumulation	05
II- Aspects géomorphologiques de la zone d'étude	05
II.1-Influence litho-structurale	05
II.2-La dissection torrentielle	07
II.3-Les dépôts superficiels	07
3. a-Accumulations de pentes	07
3. b-Cônes d'éboulis	07
3. c-Terrasses et glacis	07
Chapitre II	
Géologie	09
I- Introduction	10
II- Géologie de la région de Hammamet	10
II.1)- Litho-stratigraphie	10
Le Trias	10
Le Crétacé	11
a) Le Barrémien	11
b) L'Aptien	11
c) L'Albien	14
d) Le Vraconien	14
e) Le Cénomani en	14
f) Le Turonien	14
g) Le Campanien-Santonien	15
h) Le Maestrichtien	15
Le Paléogène	15
a) Le Paléocène	15
b) L'Eocène	15
Le Néogène	15
a) Le Miocène	15
Plio-Quaternaire (villafranchien)	15
Le Quaternaire	16
Formations anciennes	16
Formations actuelles et récentes	16
II.2- Description lithologique du fossé de Hammamet	17
II.3) Tectonique	18
II.3.1-Tectonique locale	19
II.3.2-Traits structuraux	20

II.3.3-Étude de la fracturation	20
a- Méthodologie :	20
b- Les linéaments :	21
c -La fracturation :	22
d- Rosaces des fractures et failles :	22
e- Rosaces des joints :	23
f- diagramme des densités de fracturation	24
III- Conclusion	25

Chapitre III HYDROCLIMATOLOGIE

A- Hydrologie	26
I- Introduction	27
II- Étude de sous bassin versant de Bouakous	27
II-1-Les paramètres géométriques	27
II-2- paramètres du relief :	30
A- La courbe hypsométrique :	30
II-3- Le réseau hydrographique :	30
II-4- Les caractéristiques hydrographiques	31
III- Étude des apports liquides	31
III-1- Estimation de l'Apport annuel moyen (A o)	32
III-2- La lame d'eau ruisselée	32
III-3- Calcul du coefficient d'écoulement	32
Conclusion	33
B - CLIMATOLOGIE	34
I- Introduction	34
II)- Données pluviométriques et stations	34
II.1)- Pluviométrie moyenne annuelle	35
La carte pluviométrique de l'Algérie du nord	35
II.1.1. Variabilité interannuelle des précipitations	40
II.1.2. Pluviométrie moyenne mensuelle	40
II.1.2.1. Le régime pluviométrique	41
II.1.3. La neige	41
Répartition saisonnière des précipitations	42
III -La température	46
III.1- Température moyenne mensuelle	46
III.2-Température moyenne annuelle	47
IV- L'humidité	47
V-Le vent	47
VI- Type de climat	48
A- L'indice d'aridité de Martonne (1923)	48
VII- Détermination de l'évapotranspiration (ETP, ETR)	48
1-Estimation des réserves facilement utilisées R.F.U.	48
2-Indice thermique annuel	49
3-Commentaire sur les bilans hydriques	49
Conclusion	52

Chapitre IV HYDROGÉOLOGIE

53

Principes de bases des méthodes choisies	54
I- Les méthodes de l'approche fonctionnelle	54
I.1-Approche hydrologique	54
I.1.1- Étude des débits classés	54
I.1.2-Analyse des courbes de récession	55
I.1.2.1-La courbe de récession	55
I.1.2.2- Présentation de la méthode	56
I.1.2.21- la courbe de tarissement	57
I.1.2.2.2- la courbe de décrue	57
I.1.3-classification des systèmes karstiques	58
I.2-Approche hydrochimique	60
I.2.1-Généralité	60
I.2.2-Distribution des fréquences	60
I.2.3- Réalisation pratique	61
II- Descriptions des deux sites étudiés	61
III-Résultats de l'application des méthodes à l'étude des deux sites	63
III.1-Étude des écoulements en provenance de la grotte pour le cycle 2003	63
1.1-Introduction	63
1.2-Approche hydrologique	64
1.2.1- Distribution des fréquences des débits	64
1.2.2- Courbes des fréquences cumulées des débits classés	64
1.2.3-Analyse de la courbe de récession	65
A. Les données	65
B. Résultats	65
C. volumes évacués	67
D. Classification de l'aquifère étudié	67
1.3 Approche d'hydrochimique	68
1.3.1-Distribution des fréquences de conductivité	68
III.2- Étude des écoulements en provenance de grotte pour le cycle 2004	69
2.1- Introduction	69
2.2- Approche hydrologique	69
2.2.1- Distribution des fréquences des débits	69
2.2.2-Courbes des fréquences cumulées des débits classés :	70
2.2.3- Analyse de la courbe de récession :	71
A- Les données	71

B- Résultats	71
C- volumes évacués	73
D- Classification de l'aquifère étudié	73
2.3-Approche hydrochimique	74
2.3.1-Distribution des fréquences de conductivité	74
2.4- Récapitulation des résultats obtenus	74
III.3-Étude des écoulements en provenance des falaises calcaires pour le cycle 2003	74
3.1- Introduction	74
3.2- Approche hydrologique	75
3.2.1- distribution des fréquences des débits	75
3.2.2-Courbes des fréquences cumulées des débits classés	75
3.2.3- Analyse de la courbe de récession	76
A- Les données	76
B- Résultats	76
C- Volumes évacués	78
D - Classification de l'aquifère étudié	78
3.3- Approche hydrochimique	79
3.3.1-Distribution des fréquences de conductivité	79
III.4- Étude des écoulements en provenance des falaises calcaires pour le cycle 2004	80
4.1- Introduction	80
4.2-Approche hydrologique	80
4.2.1-Distribution des fréquences des débits	80
4.2.2- Courbes des fréquences cumulées des débits classées	81
4.2.3-Analyse de la courbe de récession :	82
a) Les données	82
b) Résultats	82
c) Volume évacués	84
d) Classification de l'aquifère étudié	84
4.3-Approche hydrochimique	85
4.4-Récapitulation des résultats obtenus	85
IV- Relation des débits d'écoulements en provenance de la grotte et des falaises calcaires avec le champ captant	86
1- Rappels et remarques concernant le champ captant de Ain Chabro	86
2- Géométrie et extension du champ captant de Hammamet	88
3- Campagne des jaugeages différentiels	89
V)-Conclusion	90
Chapitre V	
Hydrochimie	
1. Introduction	93
	94

2. statistique élémentaire	94
3. ACP	95
3.1. Cercle ACP	95
4. Processus de mise en solution	96
4.1. Relation activités concentrations	96
4.2. L'activité ionique	97
4.3. Notion d'indice de saturation	98
5. Analyse statistique	98
5.1. Analyse des résultats d'ensemble	99
5.2. Matrice de corrélation	99
5.3. Cercle ACP	103
6. Evolution spatio-temporelle des caractéristiques chimiques des eaux	103
6.1. variation des concentrations des cation dans la partie amont	103
6.1.1. Coté cations 1 ^{ère} source	104
6.1.2. Coté anions 1 ^{ère} source	104
6.2.1. Coté cations 2 ^{ère} source	105
6.2.2. Coté anions 2 ^{ère} source	106
7. Evolution des concentrations au niveau des champs captant	106
7.1. Champ captant Hammamet	107
a. Coté anions	107
b. Coté cations	108
7.2. Champ captant Ain Chabro	111
a. Coté anions	111
b. Coté cations	111
8. Mise en évidence d'une signature hydrochimique	112
9. confirmation par les diagrammes de Piper	113
9.1. Piper source	113
9.2. Piper Ain Chabro	114
9.3. piper Hammamet	115
10. relation des débits des exurgences de Youkous avec les champs captant	115
11. Acquisition du chimisme (Indice de saturation)	116
12. Processus de mise en solution	118
13. Conclusion	119
Conclusion générale & Recommandations	120
Bibliographie	125
Annexes	132

INTRODUCTION

Considérées comme une importante réserve d'eau de qualité et de fraîcheur, les sources de Youkous sont devenues légendaires.

C'est à l'époque coloniale que le site avait intéressé quelques industriels français qui n'ont pas pu négliger l'intérêt surtout hydraulique du lieu.

On leur attribue les premières explorations spéléologiques de la fameuse grotte de Youkous.

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”*.

Les précipitations de longue durée et la neige sont les caractéristiques du plateau de Tazbent.

Pour les éleveurs de bétails et agriculteurs de la région, la neige et les précipitations pluviométriques ont une grande importance.

Plus elles sont précoces en fin d'automne et avancées au printemps, meilleure s'annonce l'année et plus l'été sera abondant d'eau.

Les volumes d'eau en abondance issus des principales sources sont jalonnées de jardins, de grenadiers et figuiers de bonne qualité, qui s'étalent jusqu'au tissu urbain de Hamamet.

Aujourd'hui deux usines de production d'eau de sources sont en activité et dont les produits sont largement distribués au niveau régional et national.

Les quelques études et notes concernant la région de youkous se comptent au bout des doigts voire même très limités.

Le présent travail doit faire le point des connaissances sur ce sujet, de séparer ce qui est acquis de ce qui reste à démontrer, de tirer partie autant que possible de la confrontation des données anciennes avec les résultats récents pour apporter de nouvelles réponses, ou poser de nouvelles questions.

L'objectif de ce travail est scindé en deux parties :

- La première partie concerne la reconnaissance et la description du réservoir et le système karstique de youkous (monts de Tébessa), dans son fonctionnement et d'estimer les réserves en eau quantitativement et qualitativement.
- La deuxième partie est relative à la contribution des dites réserves en eau d'origine karstique à l'alimentation du champ captant de Hamamet-Ain chabro.

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

- Géologiques, litho-stratigraphique et structurale.
- Géomorphologique (répartition altitudinale et karstification).
- Hydroclimatologique (précipitations et enneigement) et débits d'écoulement aux exutoires qui forment les réponses du système aquifère (quantification et distribution des débits, caractéristiques hydrodynamiques et modélisation).
- Hydrochimique (qualité physico-chimique, utilisation pour la connaissance de la structure et du fonctionnement du système karstique).

GÉOMORPHOLOGIE

GÉOMORPHOLOGIE

I- Les grands traits morphologiques de la région

Différents types de reliefs constituent la région d'étude. Ils se subdivisent en trois groupes: -les montagnes. -les collines. -les plaines.

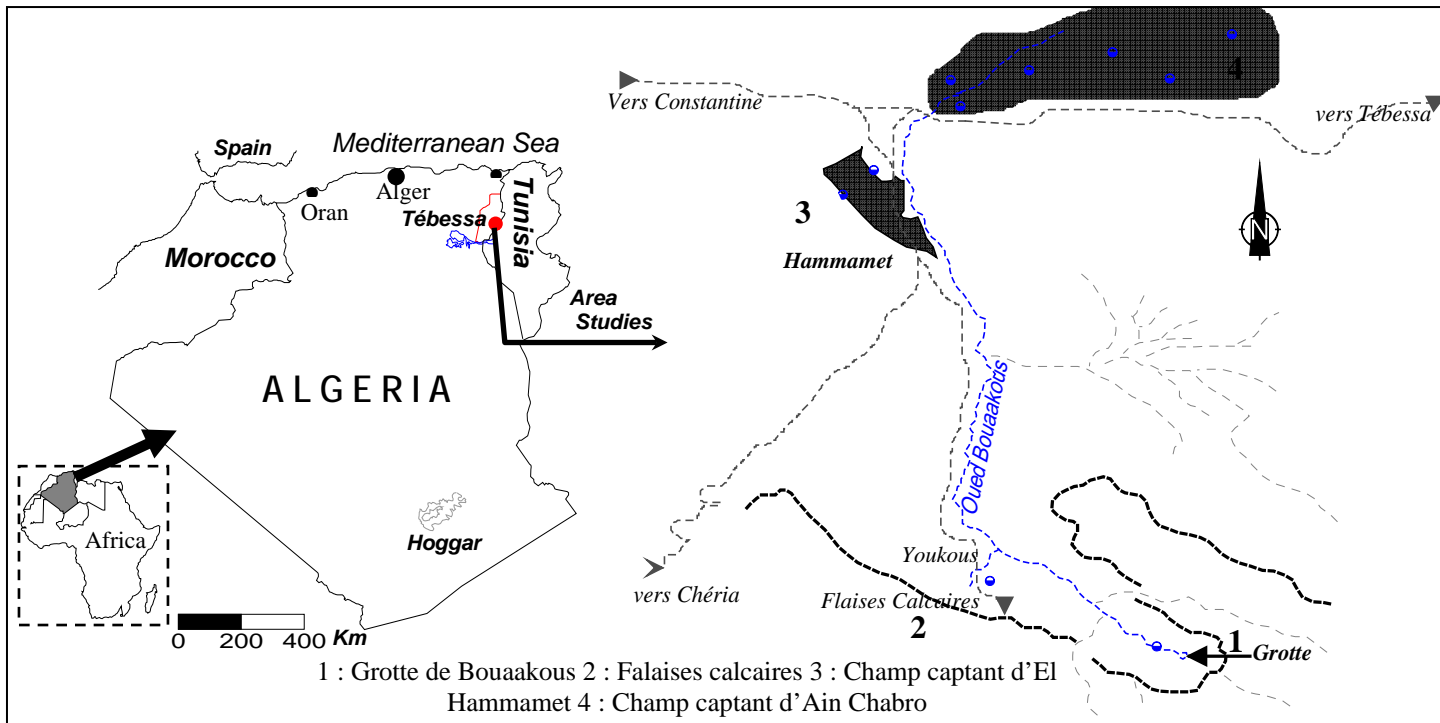


Fig. 01 : Situation géographique de la zone d'étude

I.1-Les montagnes

Les montagnes de la région se présentent comme une chaîne continue dont les sommets varient de 1000m à 1500m. 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 atlassiques 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.

I.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 Hamamet, Djebel Serdiès au Nord et la bande comprise entre les reverts 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.3-Les plaines

En considérant la morphogenèse 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 Hamamet.

I.3.1-Les plaines d'érosion

La plaine de serdiès est une vaste comble dégagée dans une puissante série marneuse d'age 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 meme temps à la plaine d'El-Hamamet.

I.3.2-Les plaines d'accumulation

La plaine de Hamamet 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.

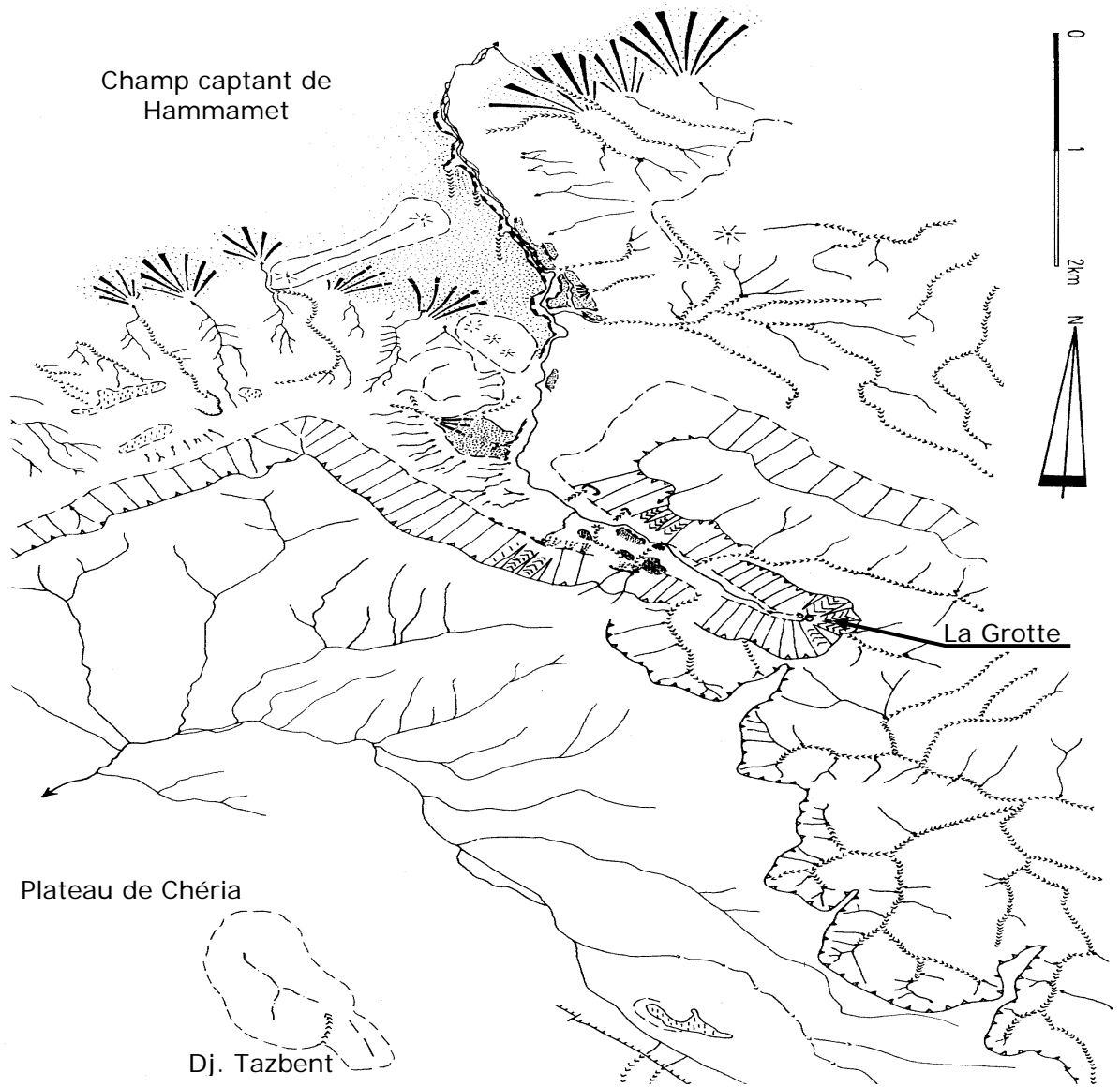
II-Aspects géomorphologiques de la zone d'étude (Fig.02)

De la plaine de Hamamet au plateau de Tazbent le passage se fait par oued Bouakkous dont le lit majeur est creusé entre des versants très raides.La partie amont de cet oued constitue un canon aveugle qui se termine sur un cirque hérissé de pitons ruiniformes aux parois verticales de plus de 150m de hauteur.C'est là que se localise la grotte de Bouakkous et son émergence.

Le plateau de Tazbent présente une topographie plane,aux oueds peu imprimés,bosselés de quelques collines aux formes arrondies.Les altitudes vont de 1230m à 1470m(pt culminant).

Le bord du plateau à la partie limitrophe nord s'étage de 1230m à 1320m,ce qui correspond à l'altitude moyenne de la surface.

Les quelques caractères à retenir pour leur influence sur la karstification se présente comme suit :



Légende de l'esquisse géomorphologique

- 1- Versants Régés (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 Chabet, 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 torrentiels, à pente très forte.
- 13- Émergence Karstique.
- 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 Chabet) 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.

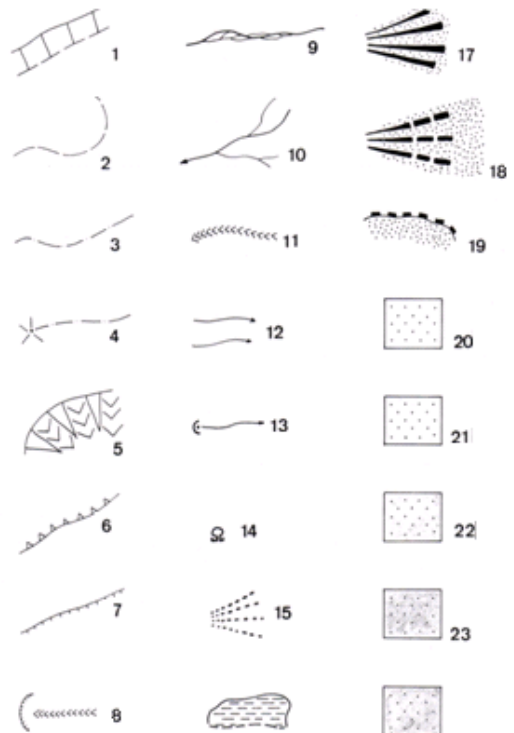


Fig.02 Esquisse Géomorphologique des Environs de Youkous (d'après Kinif, 1978).

Trois types de talwegs se partagent la dissection de la zone d'étude.

type 1: Il comprend les oueds qui défoncent le front de la cuesta et coulent vers la plaine. Le bas du talus, façonné dans les marnes, a tendance à générer des bad-lands. Quelques Talwegs entaillent le front, mordant progressivement sur le revers, recoupant dans ce cas les calcaires sus-jacents.

type 2: Il s'agit des oueds drainant le revers de la cuesta, peu incisés, à faible pente (moins de 1%), formant un large réseau hiérarchisé. Certains prennent naissance très près du front, coulant alors sur la surface structurale.

type 3: C'est le réseau hydrographique du bord Nord-Est de la cuesta, où les oueds entaillent profondément le revers, traversant les calcaires de part en part sans trace de karstification. Le réseau est ramifié à l'extrême.

II.3-Les dépôts superficiels

Toute la région montre de remarquables dépôts quaternaires. Ces dépôts et ce qu'ils représentent jouent un rôle important dans le phénomène de karstification.

3.a-Accumulations de pentes

Là où les versants ne sont pas trop pentus, sont recouverts d'une couche puissante, parfois de plus de 10m de dépôts formés de cailloux centimétriques à décimétriques, calcaires, accompagnés d'une matrice plus fine, parfois quasiment absente. Ce sont des dépôts essentiellement dus à une morphogénèse en climat froid (gélifraction).

3.b-Cônes d'éboulis

Au niveau du village de Youkous, on note la présence de beaux cônes d'éboulis. Au bas de talwegs rectilignes incisant superficiellement le bas du canon. L'accumulation se fait au niveau de la rupture de pente au contact calcaires-marnes. Les blocs sont décimétriques.

3.c-Terrasses et glacis

Le talweg principal est jalonné de toute une série de terrasses d'accumulation recréusées en partie par ses affluents. Il est observé des dépôts de terrasses fluviales (galets roulés et polis, dont les dimensions vont de 1 à 50cm).

Les glacis sont de type épandage et accumulation. Les principaux sont ceux qui se développent au débouché des talwegs de type 1 dans la plaine. Souvent, il y a passage progressif du glacis d'envoyage et à la terrasse fluviale.

Toutes ces surfaces, sauf certains glacis de piémont probablement très récents sont incisés par des talwegs étroits et profonds, aux parois abruptes.

Les surfaces de la zone de Youkous se structurent altitudinalement en trois niveaux : inférieur, principal et supérieur.

Le niveau principal est celui du glaciaire de Hammamet, car il est le plus développé. Les niveaux inférieurs et supérieurs sont complexes et regroupent plusieurs surfaces étagées. Les niveaux supérieurs sont intéressants car ils indiquent que le talweg a été comblé par des dépôts détritiques, ce qui a eu une influence considérable sur le fonctionnement hydrogéologique de la grotte.

GÉOLOGIE

I-INTRODUCTION

La région de l'Atlas Saharien oriental, à laquelle appartient le terrain d'étude, est caractérisée par un Trias évaporitique porté à la surface suite à des déformations tectoniques souvent très violentes, et par une couverture qui va du Crétacé inférieur (Barrémien) au Miocène. Celle-ci est, en partie, recouverte par du matériel clastique quaternaire d'origine continentale.

Les marnes bariolées à gypse, les dolomies et des débris de roches de différentes natures constituent les formations typiques du Trias dans cette région. Les assises d'âge Crétacé (Barrémien-Maestrichtien) sont représentées par des alternances de marnes et de calcaires. L'Eocène est constitué de calcaires marneux à silex et enfin les dépôts miocènes essentiellement conglomératiques et gréseux marins sont transgressifs sur les formations plus anciennes.

L'ensemble des formations sédimentaires est plissé suivant une direction d'axe NE-SW. Les plis résultent d'une tectonique *compressive* correspondant à la phase Atlasique d'âge Eocène (Dubourdieu et Durozoy, 1950 ; Dubourdieu, 1956 ; Vila, 1980 ; Kazi-Tani, 1986). La partie méridionale de ces plis est recoupée par des fossés d'effondrement (ex: Ouled Boughanem et Tébessa-Morsott) remplis par des formations quaternaires. Ces fossés, orientés NW-SE à N-S, résultent d'une tectonique *distensive* d'âge miocène (Dubourdieu, 1956; Castany, 1954 ; Chihi et al., 1984). La succession des déformations (compression, distension) est accompagnée d'épisodes d'ascension et de percement des formations triasiques (diapirisme) depuis l'Aptien (Thibiéroz et Madre, 1976; Aoudjehane et al., 1992; Pertuisot et al., 1998) jusqu'à l'Actuel.

II-GÉOLOGIE DE LA REGION DE HAMMAMET

II.1)- Litho-stratigraphie

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

Le Trias

Dans la région de Tébessa, le Trias affleure sous forme d'extrusions sur une grande étendue au Nord de Hammamet ; près de Dj Belekfif et Hameimet nord et sud et occupe généralement le cœur des structures anticlinales (Perthuisot et Rouvier, 1992 ; Aoudjehane *et al.* 1990 ; 1992), avec des récifs à son apex à l'Aptien et à l'Albien (Masse et Chikhi-Aouimeur, 1982). Celui-ci est composé de principalement de gypse, de marnes bariolées à gypse, de dolomies et de débris de roches de différente nature.

Le Crétacé

a) Le Barrémien

Les seules formations qui se rapportent au Barrémien, affleurent au petit anticlinal de Sidi Embarka au NE de Dj. Ouenza, sur le flanc SW de l'anticlinal de Mesloula et le long de l'oued Batma et au NW de Dehar Mesloula (Dubourdiou, 1956). Ailleurs des mouvements d'effondrements (Boukhadra-Hameimat) et la poussée triasique (Ouenza, Boujaber ; Dubourdiou, 1956), empêchent d'observer les sédiments antérieurs à l'Aptien.

Les formations barrémiennes sont représentées essentiellement par des marnes grises ou jaunes assez argileuses, à ammonites pyriteuses. Vers le sommet, ces marnes sont intercalées par de minces passées de calcaires noduleux gris clair à patine ocre (Dubourdiou, 1956). Ces formations ne dépassent pas les 250 mètres d'épaisseur.

Elles se sont déposées sur un haut fond assez proche de la surface (Dubourdiou, 1956), et témoignent des conditions de sédimentation en mer peu profonde. Ces conditions de sédimentation se sont poursuivies jusqu'au début de l'Aptien.

b) L'Aptien

Sur de vastes surfaces, l'Aptien prend dans "la zone des diapirs" de la région de Tébessa une grande importance par la nature de ses dépôts et leur développement substantiel (300 à 600 m d'épaisseur) (Fig. 3).

Il est formé de roches carbonatées néritiques qui se sont déposées dans des eaux chaudes peu profondes. Ces conditions ont favorisé l'essor des processus organogènes de la sédimentation qui a mené à la formation de différentes constructions.

A l'Aptien, la mer était plus étendue qu'au Barrémien. Le fait le plus marquant de cette période est la formation des récifs sur des rides allongées (Dubourdiou, 1956). Durant l'Aptien supérieur, la région de Tébessa a connu le développement de nombreuses plates-formes isolées dont l'architecture est contrôlée par des remontées diapiriques (Dubourdiou, 1956). Ce complexe fait partie du domaine des hauts-fonds qui séparait, durant l'Aptien un domaine profond (sillon de Sellaoua) d'un autre très subsident (sillon atlasique oriental).

Ces faciès aptiens annoncent une régression fini-aptienne. La formation aptienne débute par un Aptien essentiellement marneux composé par une alternance

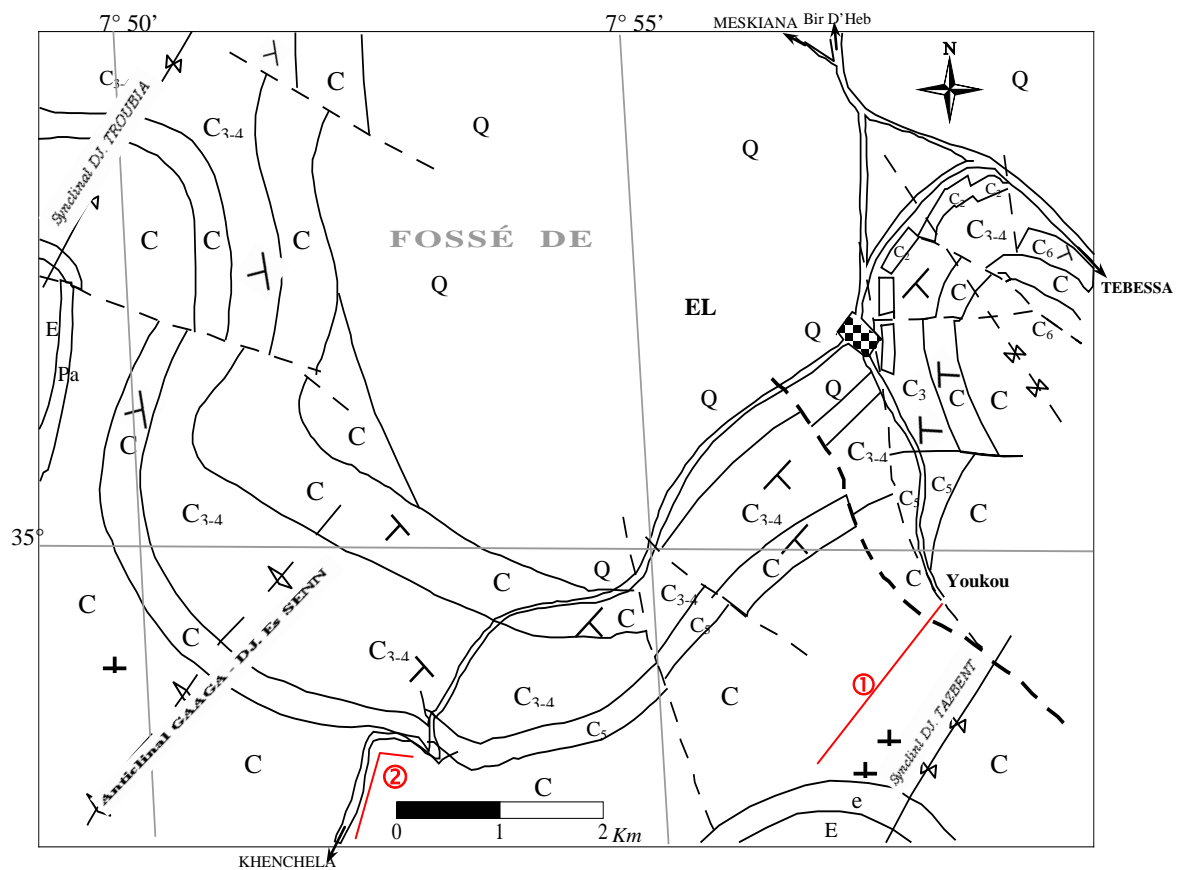
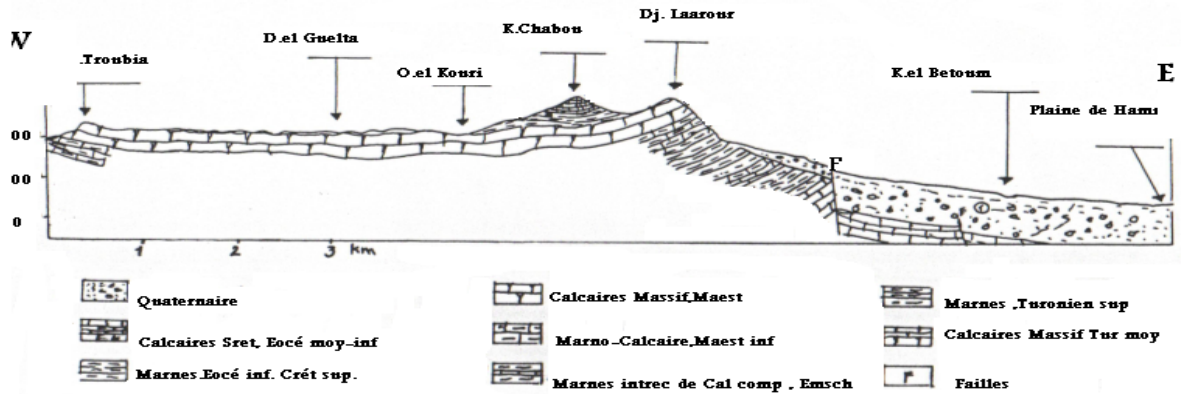


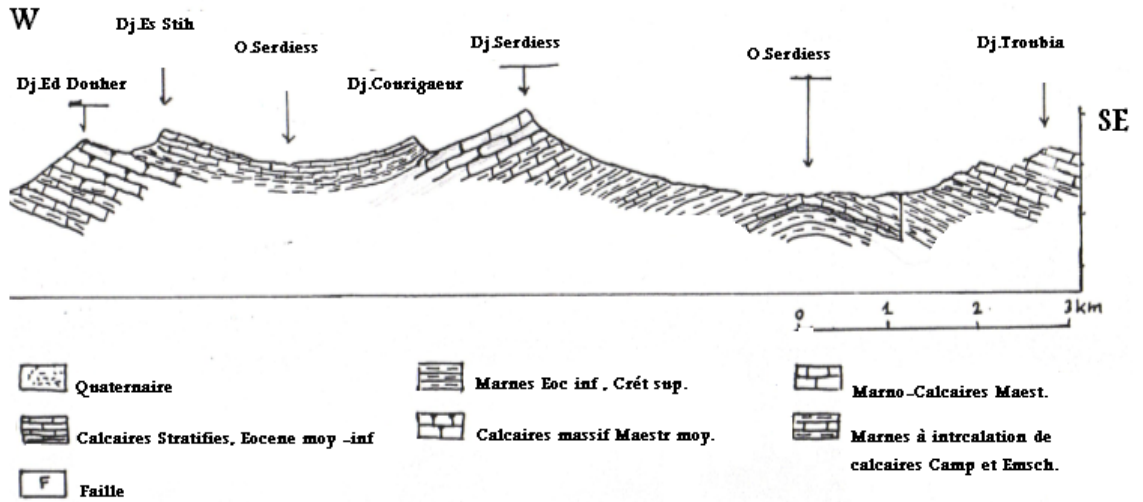
Fig. 03 Esquisse géologique des environs de Hammamet et position des profils de Youkous et Gaagaa d'après W.M. Kovalsky (2002)

Terrains sédimentaires		Signes conventionnels	
Q	Quaternaire	---	: Faille
E	Eocène (yprésien): calcaire beige à silex.	└	: Pendage
e ⁴	Paléocène: marnes grises et marno-calcaires.	+	: horizontalité
C ⁶	Maestrichtien: calcaires et calcaires marneux à inocerames.	↘	: axe synclinal
C ⁵	Campanien: marnes verdâtres.	↗	: axe anticlinal
C ³⁻⁴	Emchérien: marnes.	①	: Profil Youkous
C ²	Turonien: calcaires à rudistes.	②	: profil Gaagaa
C ¹	Cénomaniens: marnes sombres	==	: Route
		☒	: Centre urbain

(Dj. Troubia - Dj. Laarour - Plaine de Hammamet)



(Dj.Ed Doher - Dj.Serdiess - Dj. Troubia)



(Plaine de Hammamet - Dj. Tazbent - Dj. Doukkane)

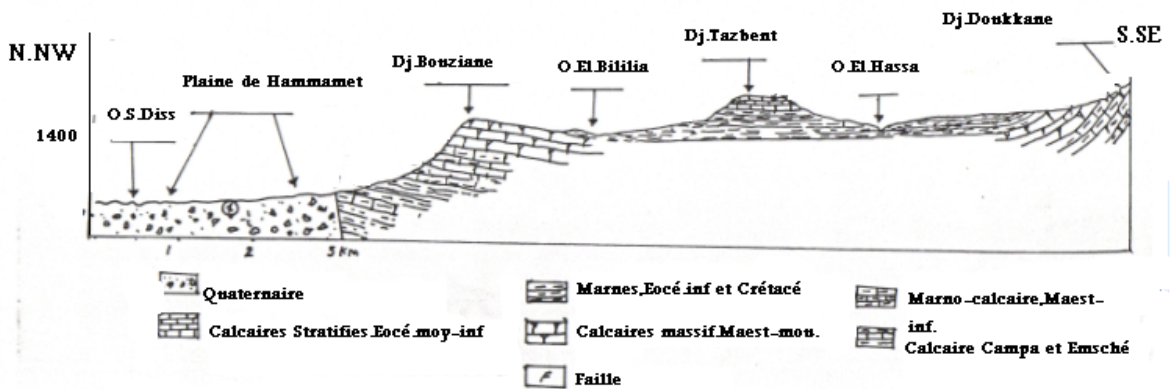


Fig. N° 04 : Coupes géologiques interprétatives

de marnes, d'argile, de grés et de calcaire à Gastéropodes, Mollusques et Echinoïdes. Cet Aptien marneux est surmonté par un Aptien calcaire, formé de puissants blocs calcaires à

ciment dolomitique, bioclastiques à orbitolines, rudistes et qualifiés de récifaux (Dubourdiou, 1956). Le Clansayésien est composé quant à lui par des marnes grises à jaunes avec des intercalations gréseuses et calcaires (Dubourdiou, 1956).

L'Aptien et les successions du Clansayésien apparaissent au cœur des anticlinaux de la région.

c) L'Albien

Généralement, la formation albienne débute par un faciès carbonaté qualifié de « récifal » dans sa partie inférieure et marneux et marno-calcaire dans sa partie moyenne à supérieure. Sa puissance varie de 20 à 150 mètres. Dans la région de Tebessa, il est marqué par une faune benthique dans des zones peu profondes. A l'Albien supérieur, la couverture albo-aptienne est percée par le Trias, entraînant le redressement des couches et la complexité des structures (plis évassés, plis en champignon, etc.) généralement scellées par le Vraconien (Bouzenoune, 1993; Othmanine, 1987; Nedjari-Belhocène et Nedjari, 1984).

d) Le Vraconien

Il est composé généralement par des marnes à intercalation de calcaires argileux et argilites de 500 à 600 mètres d'épaisseur (Dubourdiou, 1956).

e) Le Cénomaniens

Dans la Région de Tebessa, une série monotone de marnes argileuses verdâtres s'installe au Cénomaniens inférieur. Au Cénomaniens moyen, ces marnes admettent diverses intercalations calcaires peu développées avec une faune plus au moins abondante et de veinules de calcite fibreuse. Au Cénomaniens supérieur, la sédimentation devient carbonatée. L'épaisseur totale de la formation cénomaniens est estimée entre 750 et 1100 mètres.

La sédimentation cénomaniens s'est déposée dans des conditions abyssales (profondes). Cette époque est caractérisée par des décrochements traduisant un raccourcissement NE-SW (Othmanine, 1987). A l'approche du Turonien, la sédimentation change rapidement en même temps que disparaissent les fossiles. Les marnes argileuses sont remplacées par des couches chargées en carbonate de chaux (Dubourdiou, 1956). La limite supérieure du Cénomaniens est difficilement distinguable (Dubourdiou, 1956).

f) Le Turonien

Il se fait remarquer par son changement rapide de sédimentation vers des calcaires compacts donnant lieu à des reliefs accusés. Le Turonien constitue les flancs des grands anticlinaux et synclinaux et ses formations affleurent également en dehors des zones diapiriques.

L'analyse lithologique faite par Salmi-Laouar (2004) montre que la partie inférieure du Turonien dans le massif d'Essouabaa, épaisse de 200 mètres environ, est formée d'une série d'alternance stratocroissante de marnes, de calcaire marneux et de calcaires. Les marnes sont parfois argileuses de couleur grisâtre, d'ordre métrique à plurimétrique. L'épaisseur des bancs de calcaires marneux et des calcaires fins micritiques sont aussi d'ordre métrique à plurimétrique. L'étude de la microfaune a livré des sections du genre *Weithenella* et du genre *Hedbergella*. Sachant que ces genres sont très abondants à la limite Cénomaniens-Turonien ainsi que dans le Turonien inférieur, l'âge turonien inférieur pour ces niveaux est admis et confirmé.

A partir du Turonien inférieur, les conditions abyssales qui régnaient, commencent à changer vers des conditions de mer chaude moins profonde. Au Turonien supérieur, une mer relativement profonde s'installe avec une accumulation d'une assise marneuse. Ce régime continue jusqu'au Campanien.

g) Le Campanien-Santonien

Ils ne sont pas subdivisés à cause du manque d'éléments de datation. Ils sont représentés par des marnes argileuses gris verdâtre et jaune gris à plaquettes de calcite fibreuse et intercalation de marnes à lumachelles. Leur puissance varie de 200 à 600 mètres.

h) Le Maestrichtien

Il est marqué par des calcaires blancs bien lités, d'environ 60 mètres d'épaisseur, recouverts par une très forte accumulation de marnes argileuses grises à noires (150m). Ces dernières admettent à leur base quelques intercalations de calcaires (Dubourdieu, 1956).

Le régime sédimentaire au Campanien supérieur et au Maestrichtien, indique toujours la continuité des mêmes conditions de dépôts dans un milieu peu profond et de mer chaude (Chevenine *et al*, 1989) avec une prédominance de calcaires crayeux rarement récifaux.

Le Paléogène

a) Le Paléocène

Sa base présente des marnes analogues à celles du Maestrichtien supérieur qui s'intercalent à des couches phosphatées vers les niveaux supérieurs.

b) L'Eocène

Des calcaires à silex et d'autres à Nummulites caractérisent l'Eocène inférieur et moyen, près des périmètres de la région de Tébessa. Leur puissance est de 200 mètres. Au Nord de Gourigueur et au SE de Youkous et Tazbent, l'Eocène est d'environ 50m d'épaisseur.

Le Néogène

a) Le Miocène

Les dépôts du Miocène inférieur et moyen reposent transgressivement sur les formations anciennes (Albien-Sénonien et même sur le Trias). Il s'agit d'une puissante accumulation de marnes et de grés dont l'épaisseur peut atteindre dans le bassin de Oulad Soukiès (NW de l'Ouenza) 1000 m (Dubourdieu, 1956; Kowalski et Hamimed, 2000). A leur base, les formations miocènes comportent des conglomérats contenant des éléments de calcaires variés, de silex gris, des galets ferrugineux et des éléments empruntés au Trias, témoignant d'une activité diapirique (Bouzenoune, 1993). Le remaniement de silex, réputé d'âge Yprésien à la base du Miocène témoigne de l'existence d'une mer éocène où se dépose une sédimentation marine durant l'Eocène et le Miocène inférieur à moyen. La sédimentation à la fin du Miocène indique le début d'une phase de régression. La puissance moyenne du Miocène dans la région d'étude est de 150 m (Dubourdieu, 1956).

Plio-Quaternaire (villafranchien)

Il est composé d'argiles rouges et brunes très riches en gypse surmontées de conglomérats peu épais. Il se rencontre entre Youkous et Dj Belekfif dans la partie basse de la plaine. Quelquefois horizontaux, ces sédiments présentent, la plupart du temps, un pendage qui, s'il tient parfois à leur origine (dépôts de pente anciens à l'E du Dj. Djebissa), peut être aussi d'origine tectonique (O. Naguess, près de Tébessa). A cette série se rapporte la plus grande partie des terrains de comblement du fossé d'effondrement. Un sondage exécuté pour la recherche d'eau dans la basse plaine de Tébessa les a traversés sur 171 m. Ils renferment, en général, une faune d'Hélicidés. L'origine des sédiments détritiques est toujours immédiatement proche.

Le Quaternaire

Les dépôts quaternaires sont d'origine continentale et sont distribués dans les parties basses des reliefs et couvrent des surfaces importantes (plaines et vallées actuelles). Ils sont formés de croûtes calcaires, limons éboulis, cailloutis et poudingues. La puissance du Quaternaire varie entre 10 et 30 m (Dubourdiou, 1956). Les formations lithologiques qui peuvent être distinguées sont les formations actuelles, les formations anciennes et le Plio-Quaternaire (Fig. 4) :

Formations anciennes

Alluvions anciennes

Elles constituent les basses terrasses des oueds et se raccordent généralement à des formations anciennes occupant latéralement de plus grandes surfaces ainsi que de niveaux localement discernables (cours amont de l'Oued Oglat el Rbaïb).

Alluvions anciennes de piedmont

Ce sont des formations argileuses ou caillouteuses de bordure de la plaine de Tébessa. Dans le premier cas, elles sont constituées à partir des marnes sénoniennes à l'W et au NE de Tébessa, dano-montiennes au NW, cénomaniennes au SE et dans le seconde cas, à partir des calcaires maestrichtiens à l'W et au NE, éocènes au N, turoniennes à l'E, enfin d'éléments très divers aux flancs du Dj. Djebissa. Ce sont, la plupart du temps, des cônes de déjection.

Matériel d'épandage ancien en terrasse

Il est composé de cailloutis et d'argiles, peu épais en générale, sauf à l'W de Tébessa dans la région du Chabet el Hallouf.

Matériel d'épandage ancien : éboulis et cônes de déjection.

a. éboulis et cônes de déjection anciens, ravinés par les oueds actuels ;

b. grand éboulis, amas de blocs, souvent énormes, de calcaires maestrichtiens paraissant soliflués, disloqués et en cours de destruction par l'érosion ;

c. localement : anciens cônes de déjection rougeâtres, formés d'esquilles calcaires bien cimentées, empruntées exclusivement aux reliefs maestrichtiens au pied desquels ils se trouvent (Dj. Mestiri, Chabet el Hmara, Ksar Tebinet). Un pendage vers l'amont est parfois bien visible. Il peut s'agir, soit du rejeu récent d'accidents de la bordure du fossé d'effondrement, soit de mouvements de solifluxion sur les marnes. Une période très humide a dû présider à leur formation.

Formations actuelles et récentes

Eboulis actuels. Ils existent au pied de tous les grands reliefs calcaires, mais ils se confondent, la plupart du temps, avec les éboulis anciens.

Travertins : Ils se déposent par les sources de Tébessa et de Tenoukla.

Alluvions actuelles. Elles n'existent que rarement car, en règle très générale, les oueds recoupent les formations sur lesquelles ils coulent. Sur les bordures de la plaine, elles affectent l'allure de dépôts torrentiels.

Limons récents : ils sont développés surtout dans la grande vallée de l'Oued kébir. Dans la Merdja de Tébessa, des dépôts de gypse alluvionnaire font l'objet d'exploitations locales.

Croûtes calcaires : Ce sont des dépôts superficiels dû à l'évaporation d'eau chargée de calcaire développé surtout sur les alluvions caillouteuses anciennes.

2) Description lithologique du fossé de Hammamet

Le fossé de Hammamet est orienté NE-SW, presque perpendiculairement au fossé de Morsott (Fig.03). Il est partiellement séparé du fossé de Tebessa par le horst formé de sédiments sableux du Pliocène (Kowalski et al., 2002).

Ce horst correspond au premier stade d'effondrement du fossé de Tebessa. Le remplissage du fossé est représenté par des graviers du Pleistocène inférieur (Fig 04). Ces graviers correspondent au deuxième stade d'effondrement du fossé de Tebessa. Ils remplissent la partie sud occidentale du fossé de Hammamet, par contre la partie nord orientale est remplie par des argiles du troisième stade d'effondrement. Ces deux parties sont séparées par une faille sub-v verticale d'orientation WNW-ESE.

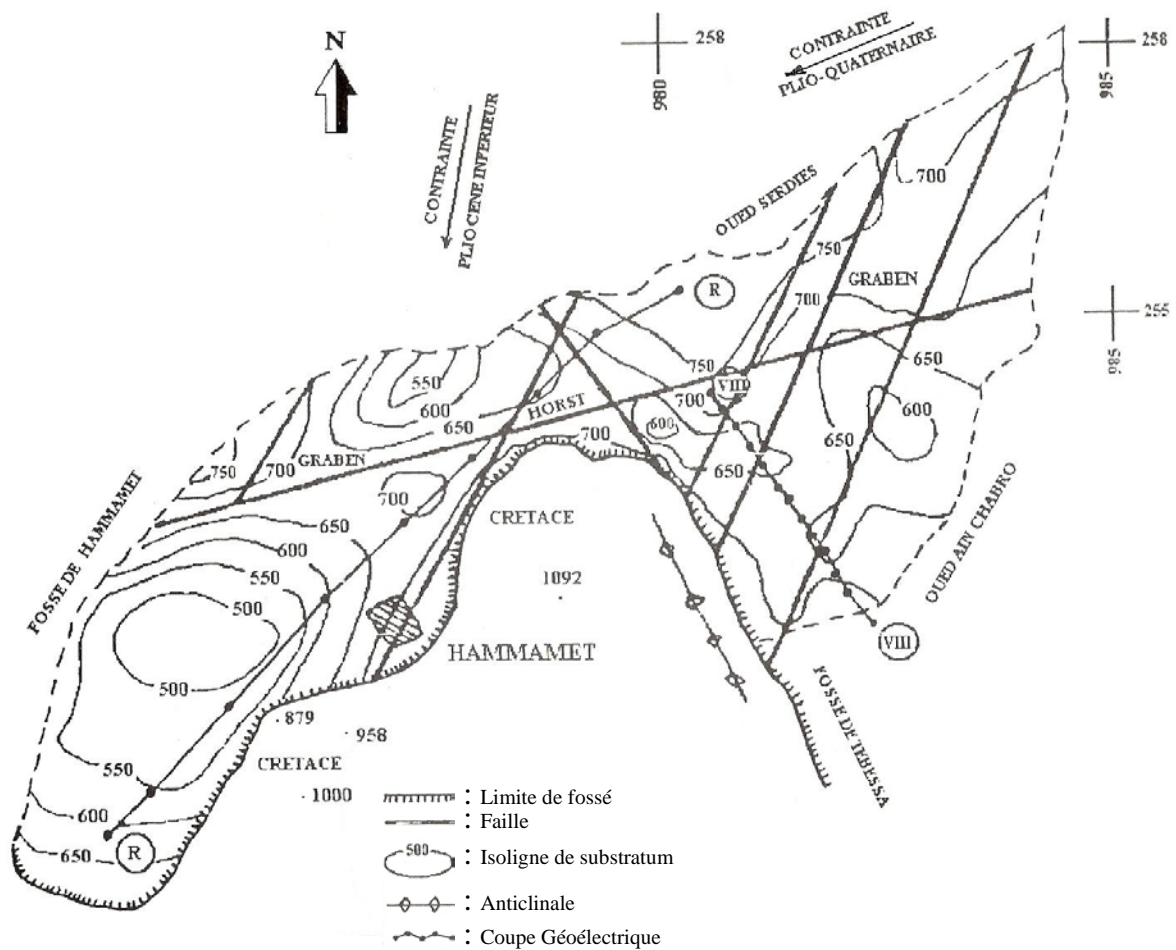


Fig.05 Morphologie du substratum de la partie méridionale du fossé de Hammamet avec l'emplacement des failles et les directions des contraintes. Kowalski 2002

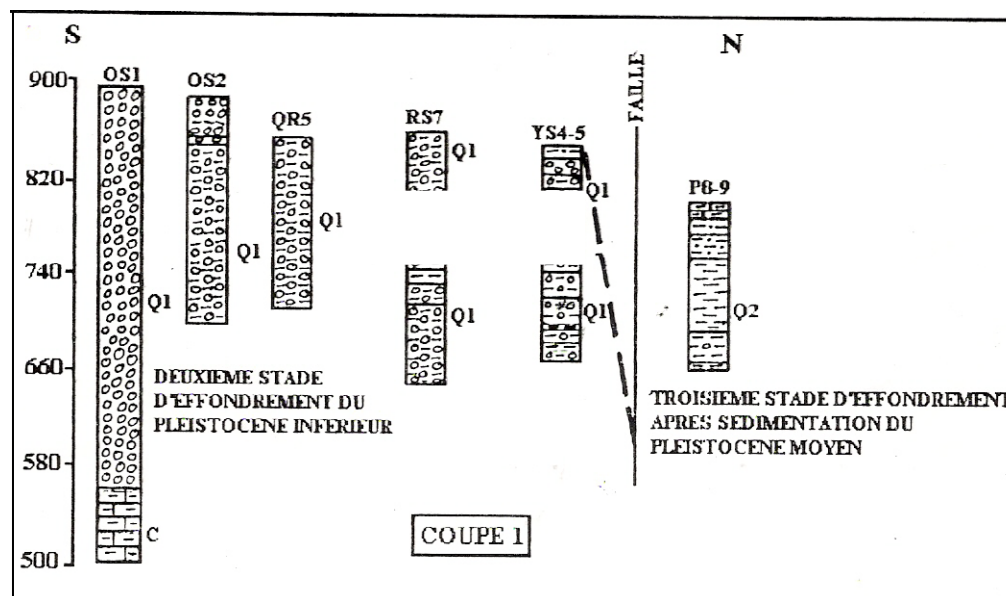


Fig. 06: Coupe Nord-Sud à travers les forages existants

3) Tectonique

La région de Tebessa a subi les cinq phases de l'orogénèse alpine (Kowalski et al., 2002):

La phase atlasique compressive fini-Lutetienne

Elle est caractérisée par une contrainte maximale d'orientation N150°. Elle a provoqué le plissement régional N50-60°, créant les plis, comme le synclinal du Djebel Troubia, l'anticlinal du Djebel Gaaga-Es Senn et le synclinal de Tazbent.

La phase distensive du Miocène

Elle est responsable de la formation du bassin d'El Ma Labiod au cours du Langhien-Serravalien et Tortonien, ainsi que celui des Ouled Soukies et du graben de Foussana et Kesserine en Tunisie. La distension miocène a facilité le diapirisme dans le fossé des Ouled Soukies, à Dj. Ouenza, à Dj. Boukhadra et dans la zone entre Dj. Belkif et Hameimat.

La phase compressive de Miocène

Elle ne se manifeste que dans la zone de Sebkhia Sellaoua et plus au Nord. Dans la zone d'étude, ces manifestations sont amorties (Vila, 1980). Les dernières manifestations de la compression miocène vers le sud ont été observées dans les monts de la Haute Mejerda.

La phase compressive du Pliocène inférieur

Elle a une contrainte maximale N0°-20° responsable de la formation des plis orientés N90°-100° (exemple : l'anticlinal de Bled Tebaga, le synclinal de Draa Es Snouber et l'anticlinal de Bou Roumane).

L'effondrement du fossé de Morsott provoqué par la composante senestre de la contrainte N0°- 20° au cours du stade distensif était accompagné par le percement du diapir de Belkif-Hameimat.

La phase compressive du Pliocène supérieur (Villafranchien inférieur)

Elle est responsable des structures plissées plus jeunes que le fossé de Morsott qui lui sont parallèles. A cette phase appartiennent l'anticlinal de Dj. Belkfif, le synclinal Faid Al Obbiz et l'anticlinal d'Oued Annba-Dj. Stah. Ces plis orientés N160°-170° sont formés par la contrainte maximale N80°. La composante dextre de cette contrainte est responsable de l'effondrement du fossé de Tebessa. La composante senestre de cette contrainte a réactivé la monté du diapir de Dj. Belkfif avec sa couverture turonienne et de la zone de Sidi Bouhalala. Ce soulèvement diapirique a déformé le fossé de Morsott et parallèlement se produisait la réactivation du Dj. Djebissa. La zone de jonction des fossé de Morsott, orienté NNW-SSE, et de Tebessa, orienté WNW-ESE, constitue une sorte de décrochement. La prolongation septentrionale du fossé de Tebessa déborde sur cette zone de jonction en modifiant partiellement le synclinal de Draa Snouber (Pliocène inférieur) à l'ouest de Dj. Belkfif. Par contre les plis du Villafranchien inférieur, parallèles au fossé de Morsott, sont conservés. La composante senestre de la contrainte maximale du Plio-Villafranchien est responsable de la formation du fossé de Hammamet. Le substratum de ce fossé basculé est constitué d'un système de horsts et grabens orientés SW-NE.

3.1-Tectonique locale

La vallée de Youkous, de direction N135°, est formée dans la zone du couloir des décrochements senestres et se termine à la limite du fossé de Hamamet (fig. 07). Dans la région de Gaaga les changements de pendage semblent être lié au plongement periclinal de l'axe de l'anticlinal du Djebel Es Senn- Gaaga dans le bassin de Cheria. La direction N118° des stilolythites correspond à la contrainte maximale de la phase du Pliocène inférieur. Ce type des stilolythites est aussi très développé dans la zone de Bled Tebaga et a été mentionné par Boufaa et al. (1996). Les décrochements locaux de direction N160°, N150° et N130°, N120° correspondent à la contrainte maximale N140° de la phase Atlasique.

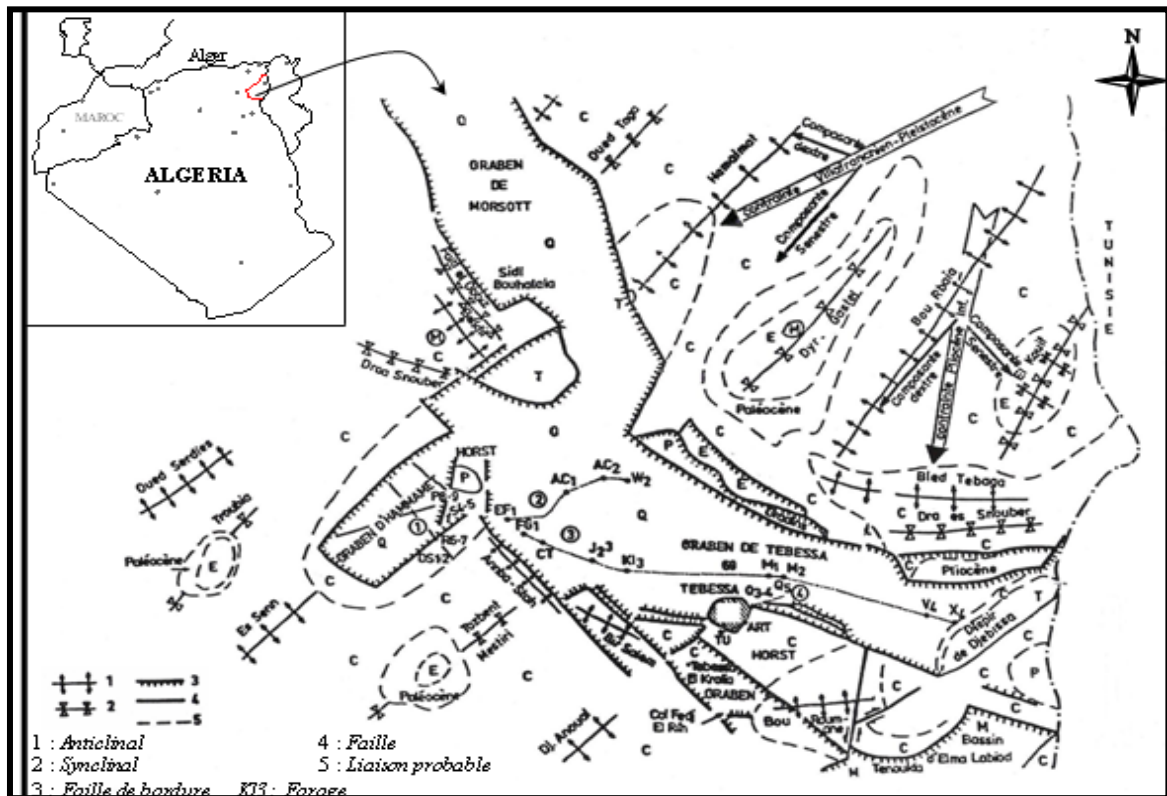


Fig. 07- Esquisse tectonique de la région de Tébessa W.M. KOWALKI et al. (1997)

3.2-Traits structuraux

L'analyse structurale (stratification, fentes de tention et failles striées) nous a permis de faire les conclusions suivantes :

Une stratification sub-méridienne faiblement pentée vers l'Ouest est à signalée; elle se rencontre rarement dans la région. Serait-elle l'empreinte d'une phase tectonique E-O ? Serait-elle une fermeture périclinale d'un plissement atlassique ? ou encore, simplement l'effet du basculement et qui paraît d'ailleurs le plus plausible.

Les fentes de direction E-O fortement pentées à sub-verticales, traduisent une extension sub-méridienne en concordance avec le basculement.

L'analyse des failles striées montre l'existence de deux familles de plans, l'une en décrochement et l'autre en faille normale fortement inclinée.

L'analyse structurale à travers les méthodes directes d'observations, de mesures et de traitement a pu être complétée par un essai d'interprétation. L'élément le plus ciblé est la fracturation. Dans l'analyse linéamentaire, seuls les linéaments susceptibles d'être de vraies fractures sont pris en considération.

En photographie aérienne la vallée de Youkous montre des orientations préférentielles de fractures de différentes échelles. Cette diversité dans l'orientation et la grandeur a été traitée d'une manière statistique par la réalisation des rosaces. Les rosaces obtenues, qu'elles soient en longueur cumulées ou en fréquences cumulées sont corrélables. En effet, on a pu constater quatre (04) directions prédominantes :

1. Les directions Est-Ouest : ces fractures sont rares et discrètes.
2. Les directions Nord Ouest-Sud Est (N150-N160) transverses au fossé de Hammamet responsables du développement d'un intense système de diaclase à l'origine d'une forte dislocation des blocs.
3. Les directions Nord Est-Sud Ouest : ce sont les fractures parallèles au fossé de Hammamet, c'est un système plutôt décrochant en senestre.
4. Les directions Nord-Sud : sont des fractures qui sont fréquentes dans sa partie Nord-Est.

3.3-Étude de la fracturation

Les différents types de déformations qui affectent la région de l'atlas saharien sont très nombreux et de diverses orientations. L'étude tectonique des formations sédimentaires de koudiat el kouratz (Dj-Mestiri) consiste à donner un aperçu sur les différentes phases tectoniques, et pour chacune de ces phases, déterminer les conditions des déformations.

Cette étude suggère une interprétation des caractéristiques géométriques, caractérisées par des plans de failles, des joints de diaclases.

a-Méthodologie

Le travail sur terrain a permis d'effectuer des mesures sur les plans de failles et les joints de diaclases. L'assemblage de ces mesures permet leur projection stéréographique sur les canevas de Schmidt (hémisphère inférieur) et le canevas de Dimetrevic, et

d'effectuer les rosaces par le canevas de Wulf des différents accidents (failles, linéaments). L'étude est complétée par l'examen des photographies aériennes au 1/20.000.

Les étapes suivies sont les suivantes :

- Le déchiffrement des structures linéaires et leur reproduction sur un papier transparent.
- Classement des linéaments selon plusieurs familles directionnelles rangées en classes de 10°.
- Mesure de la longueur de chaque linéament (en cm) dans toutes les classes.
- Calcul de la fréquence des linéaments de chaque classe.
- Calcul de la longueur cumulée de chaque classe.
- Représentation des fréquences cumulées et des longueurs cumulées des mesures de chaque classe en utilisant la méthode des rosaces.

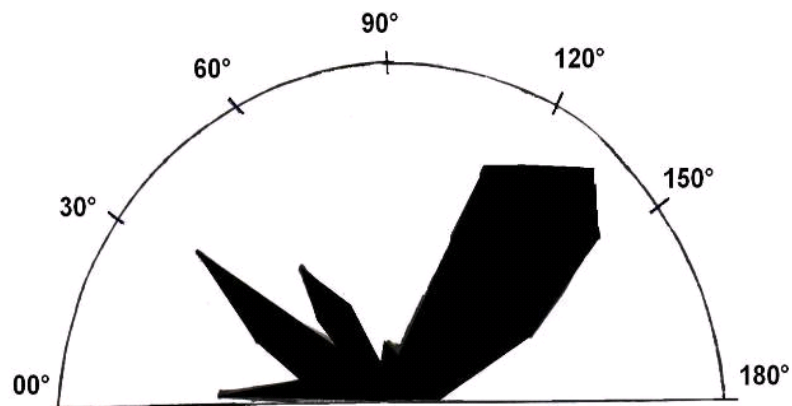
b- Les linéaments

Après l'élaboration des rosaces, nous notons que les deux rosaces des longueurs cumulées et celle des fréquences cumulées sont corrélantes.

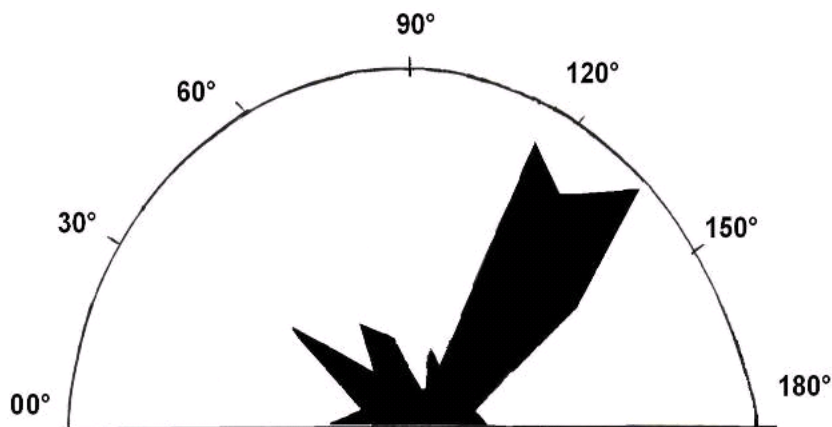
Les pics obtenus indiquent plusieurs directions :

-Les directions ESE - WNW (N 115°, N125°) et NW-SE (N130°, N135°, N145°).

-Les directions NNE - SSW (N5°, N25°), ENE-WSW (N65°, N55°), NNW-SSE (N155°) constituent des pics de moindre importance (Fig. 8A,B).



A : Diagramme des fréquences cumulées



B : Rosace des longueurs cumulées

c-La fracturation

L'établissement de la rosace s'est fait à partir des mesures des directions des différentes familles de fractures (failles, diaclases) qui ont été converties en pourcentage. Pour la représentation graphique, la population des fractures (failles, diaclases) est partagée en 18 classes avec un pas de 10° [0° à 10°, 11° à 20°, 21° à 30°, jusqu'à 171° à 180°].

Pour la représentation des diagrammes de densité de fracturation (failles), les faits à mesures de directions et de pendages des différentes familles des failles dans la région d'étude (Dj-Mestiri) ont été utilisées.

Les mesures récoltées sur le terrain sont projetées stéréographiquement sur le canevas de Schmidt (hémisphère inférieure) et sur le canevas de Dimetrevic (grille de comptage).

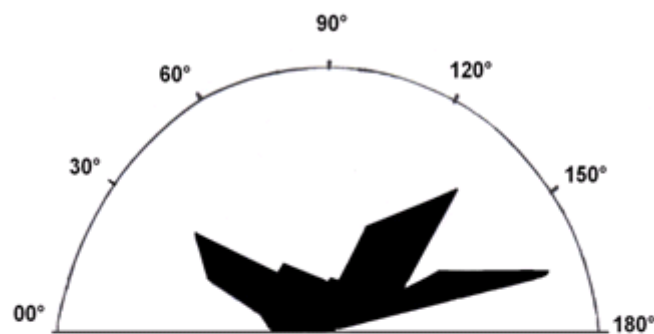
d-Rosaces des fractures et failles

Deux stations de mesure de direction de fractures et failles ont été choisies dans le massif de Mestiri. Les résultats sont présentés ci-dessous :

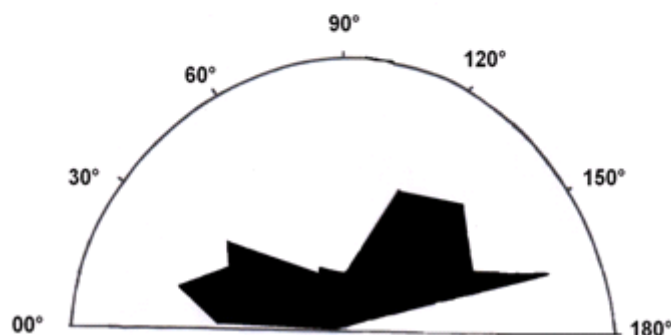
Station I

Cette station de mesure est située sur le flanc Nord –Est du massif de Mestiri. L'analyse du diagramme des failles donne les pics suivants :

- Les directions NW-SE (N130°, N135°), NNW–SSE (N160°, N165°), et NE–SW (N30°, N 35°) constituent les pics les plus importants.
- Les directions NNE-SSW (N15°, N20°), et SE-NW (N145°, N155°) sont de moindre importance (Fig.09.C,D).



C : Rosace de la station de mesure des Failles (I)



D : Rosace de la station de mesure des Failles (II)

Fig. 9. (C et D) – Rosaces des stations de mesures

Station II

Cette station de mesures est située sur le flanc Sud-Est du massif de Mestiri. Le traitement du diagramme donne les pics suivants :

- Les directions NNW-SSE (N160°, N 165°), NW-SE (N115°, N120°, N130°) et NNE – SSW (N15°, N 20°) constituent les pics les plus importants.
- La direction NW-SE (N140°, N145°) est de moindre importance (Fig.09 D).

e- Rosaces des joints

Les traitements statistiques des diagrammes des joints de diaclases sont présentés par les pics suivants :

Station I

L'examen des rosaces des joints de cette station donne les directions suivantes :

- Les directions NW – SE (N140°, N145°), NNW – SSE (N160°, N165°) et NE – SW (N30°, N40 °) sont les pics les plus importants.
- Les directions NNE –SSW (N5°, N20°, N25°) et E – W (N90°, N95°) sont des pics de moindre importance (Fig. 10 E).

Station II

L'analyse des rosaces des joints de cette station donne les directions suivantes:

- Les directions NW – SE (N130°, N135°), NNW-SSE (N155°, N160°) et NE-SW (N15°, N20°) sont les pics les plus importants.
- Les directions NW-SE (N140°, N145°), WNW-ESE (N115°) et NE-SW (N30°, N35°, N45°, N55°) sont les pics de moindre importance (Fig.10 F).

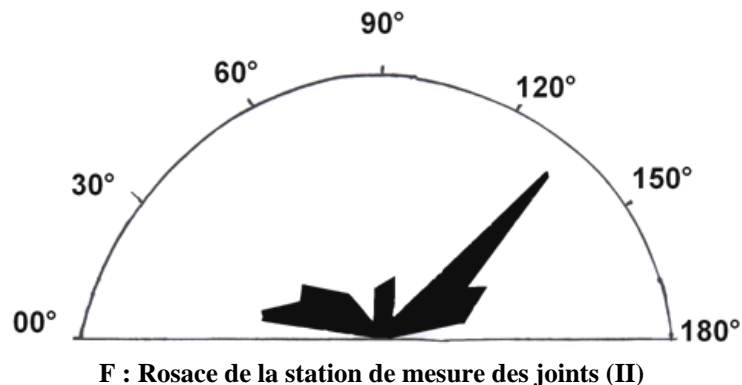
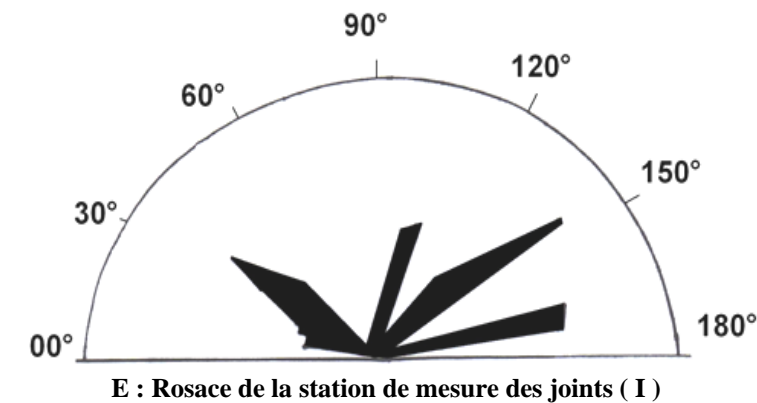


Fig. 10. (E et F) – Rosaces des stations de mesures

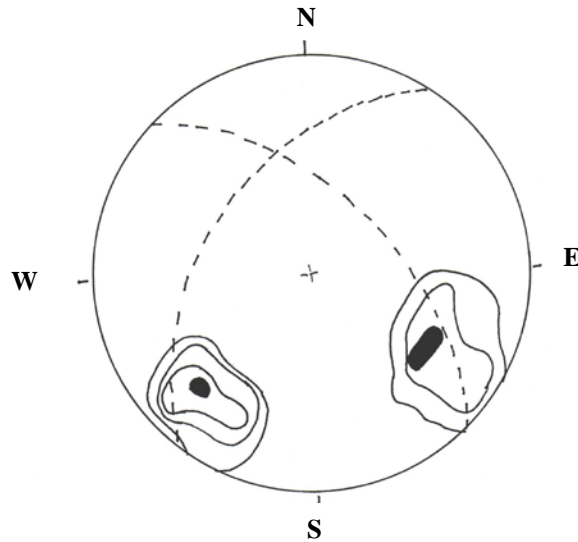
Diagrammes des densités de fracturation

Station I

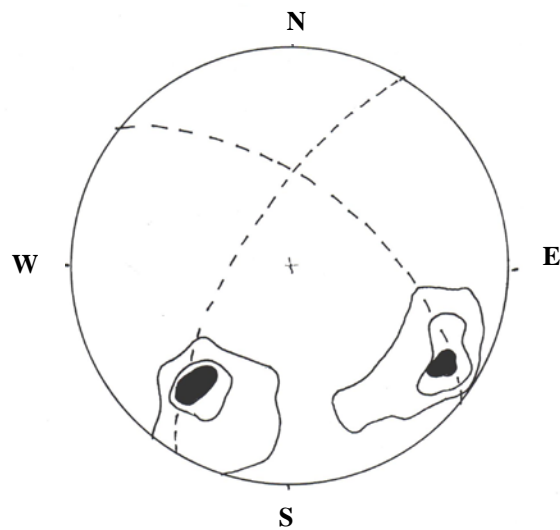
L'analyse des projections stéréographiques des pôles aux plans des stries de fracturations montre une concentration selon une direction N135° avec un pendage de 60° vers le Nord-Est et une autre concentration de direction N35° avec un pendage de l'ordre de 50° vers le Nord-Ouest (Fig.11 G).

Station II

L'examen des projections stéréographiques des pôles aux plans des fracturations montre une concentration selon une direction N130° avec un pendage de l'ordre de 70° vers le Nord-Est et une autre concentration de direction N30° avec un pendage de l'ordre de 60° vers le Nord-Ouest (Fig.11 H).



G - Diagramme de densité de station de mesure des Failles. (I)



H -Diagramme de densité de station de mesure des Failles. (II)

Fig. 11 (G et H) – Diagrammes des densités de la fracturation (failles)

III-CONCLUSION

Les principaux traits structuraux de l'atlas saharien nord oriental, résultant des mouvements tectoniques, ont déterminé l'évolution paléogéographique et structurale de la région.

L'étude paléogéographique se traduit par une succession d'événement ayant provoqué l'existence des structures géologiques suivantes : subsidences, diapirisme, plissements et fossés d'effondrement.

Subsidence : l'enfoncement du socle Algéro-tunisien qui va durer du Barrémien jusqu'à la fin du crétacé s'est traduit par une accumulation sédimentaire de puissance totale de 4000 à 5000m environ.

Le diapirisme : un grand nombre de structures intrusives classiquement nommées «diapirs » sont l'une des principales caractéristiques de l'atlas saharien nord oriental.

A l'affleurement, ils sont allongés sur une bande de 80 km environ et ayant une direction Nord Est-Sud Ouest.

Les plissements : l'atlas saharien nord oriental est caractérisé par un ensemble de plis d'orientation générale Nord Est-Sud Ouest. Les anticlinaux sont souvent percés dans leurs charnières par le Trias. Ils représentent des fermétures périclinales à chaque extrémité où ils sont interrompus par des accidents orthogonaux qui bordent les fossés d'effondrement.

La région de l'atlas saharien nord oriental est marquée par les fossés d'effondrement, orientés Nord Est-Sud Ouest à Est-Ouest et se suivent sur plusieurs kilomètres. Ils sont limités par des accidents majeurs ayant joué en failles normales

Cette étude montre une succession d'événements qui ont affecté la région de Dj-Mestiri.

La fracturation ancienne ne semble pas jouer un rôle orographique important dans le paysage. 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).

Cet effondrement subsiste même pendant la distension Plio-Quaternaire et enfonce encore plus le bassin de Morsott-Tébessa.

Au Nord du terrain d'étude plus précisément aux confins du fossé d'effondrement de Tebessa ainsi qu'à la marge de celui-ci, on signale la succession d'un système de Horsts et de Grabens concomitants à des failles d'une direction NE-SW d'âge Pliocène Supérieur-Villafranchien.

HYDROCLIMATOLOGIE

A- Hydrologie

B- Climatologie

A- Hydrologie

I- INTRODUCTION

Le bassin versant de l'oued Bouakous 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, même au niveau de l'oued principal, semi-permanent ou absent.

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

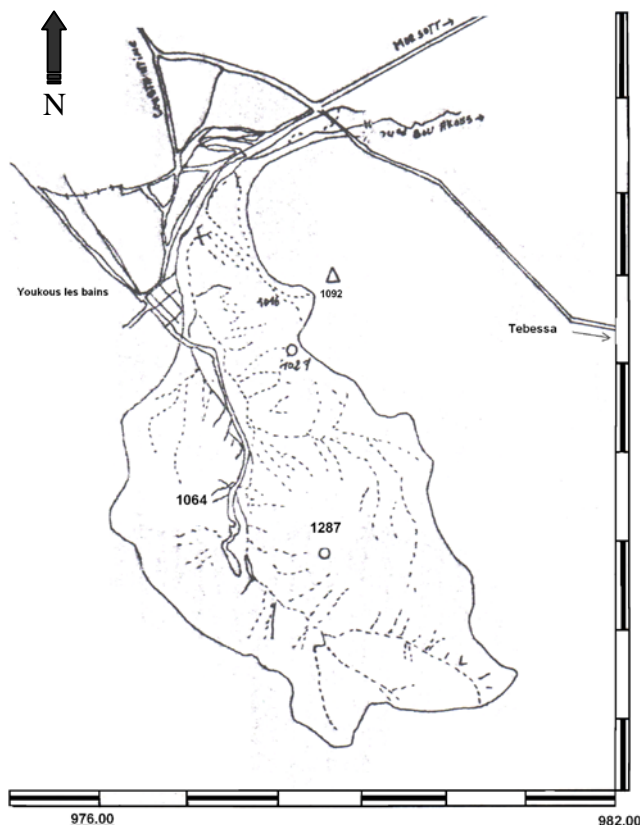
Par curvimètre et par plan métrage on a déterminé

- le périmètre (P) du sous bassin : P = 19 Km.

- La surface (S) : S = 17.5 Km².

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

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



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. 12 - 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 de 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. 01- 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 :
$$l = \frac{1.27 \sqrt{17.5} \left[1 - \sqrt{1 - \left[\frac{1.12}{1.27} \right]^2} \right]}{1.12} \Rightarrow l = 2.51 Km$$

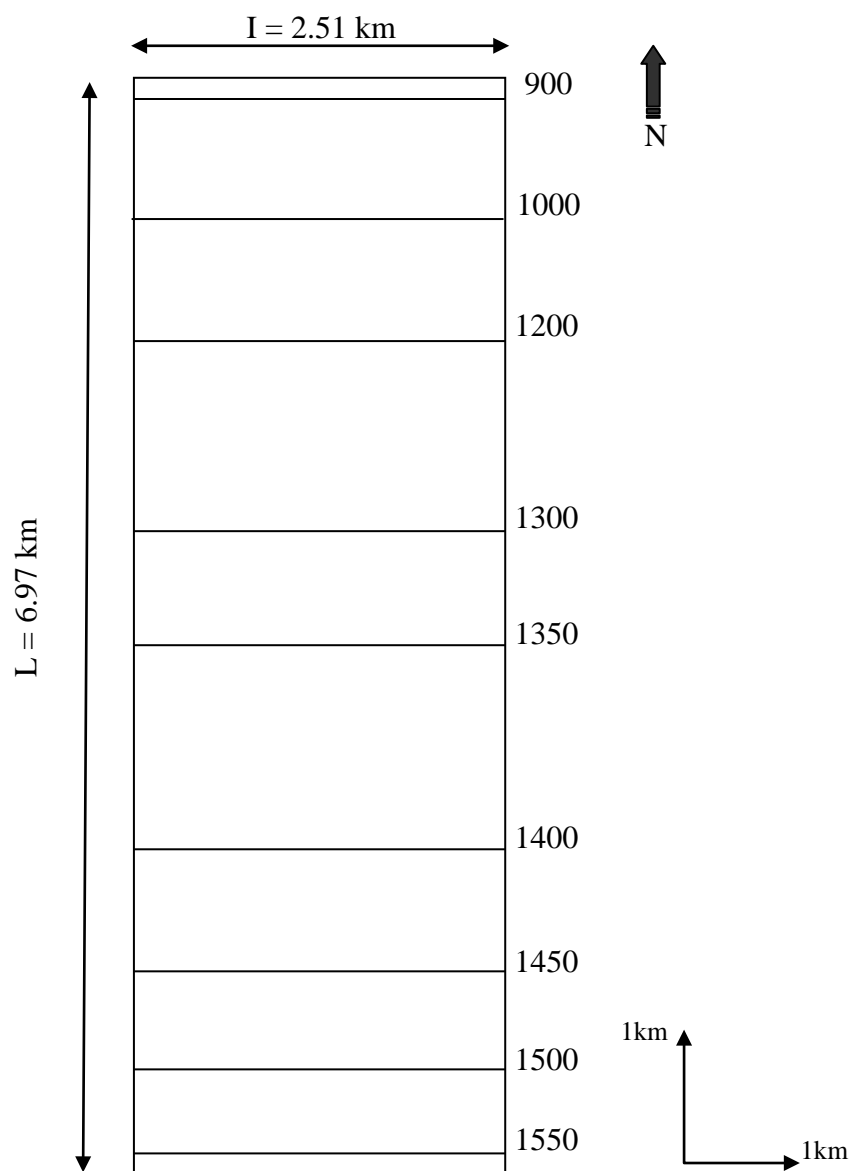


Fig. 13- Rectangle équivalent du sous bassin versant de Bouakous.

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.02 - Répartition des surfaces en fonction des altitudes du sous bassin versant de Bouakous.

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 : $M_{\text{moy}} = E H_i S_i / S = H_{\text{moy}} = 1282.35 \text{ m}$.

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 :

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

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

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

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. 03 - Tableau récapitulatif des différents paramètres du sous bassin versant de Bouakous.

III-Étude des apports liquides

Le sous bassin de Bouakous ne dispose pas de station hydrométrique d'où l'absence des données concernant les valeurs des apportes. 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 (Mo) en L/S Km² en fonction de P (pluviométrie moyenne annuelle $M_0 = 11.8 * P^{2.82}$).

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

$$A_0 = M_0 S * 31.54.10^3 \quad \text{en m}^3/\text{ans.}$$

Année	98-99	99-00	00-01	01-02	02-03	03-04
Module (Mo) spécifique moyen	0.27	0.28	0.07	0.1	0.81	1.79
L'apport annuel moyen (Ao)	149026.5	154546	38636.5	55195	447079.5	938315

Tab.04 -Estimation des apports annuels moyens (A₀) de la période 1999-2004.

D'après ce tableau on remarque que :

- L'apport annuel moyen est important pendant l'année 2004 avec une valeur de 938315 m³/ans.

- L'apport annuel moyen est moins important en 2001 avec une valeur de 38636.5 m³/ans.

III-2- La lame d'eau ruisselée

L'apport annuel moyen correspond une lame d'eau ruisselée donnée par la formule : $S = A_0 / S.10^3$.

Année	98-99	99-00	00-01	01-02	02-03	03-04
La lame d'eau ruisselée (mm)	8.52	8.83	2.21	5.13	25.55	53.61

Tab. 05 - La lame d'eau ruisselée durant les années 1999-2004.

D'après ce tableau on remarque :

-La lame d'eau ruisselée a pu atteindre le maximum pendant l'année 2004 avec une valeur de 53.61 mm.

- La valeur minimale de la lame d'eau ruisselée est enregistré en 2001 avec une valeur de 2.21 mm.

III-3- Calcul du coefficient d'écoulement

$$C_e = s / p \quad \text{en \%}$$

Année	98-99	99-00	00-01	01-02	02-03	03-04
Coefficient d'écoulement Ce(%)	3.27	3.34	1.33	1.73	6.61	2.82

Tab.06 - Calcul du coefficient d'écoulement (Ce) dans la période (1999-2004).

D'après ce tableau on remarque :

- Le coefficient d'écoulement ce a une valeur maximale en 2003 de 6.61% ce qui indique que les précipitations pendant l'année considéré sont plus importantes.
- Le coefficient d'écoulement ce est plus faible en 2000 avec une valeur de 1.33%.

Conclusion

Au terme de ce chapitre qui concerne l'hydrologie, il a été déterminé les paramètres géométriques du sous bassin versant de Bouakous.

- 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 apport liquides ont été estimé sur une période de 6 ans entre un minimum de $38636 \text{ m}^3/\text{ans}$ et maximum de $93815 \text{ m}^3/\text{ans}$.
- La lame d'eau ruisselée a été estimé durant l'année 2003 de 25.55, et durant l'année 2004 de 53.61 mm.
- Le coefficient d'écoulement durant l'année 2003 a été estimé de 6.62 % et durant l'année 2004 de 2.82 %.

B - CLIMATOLOGIE

I- Introduction

Dans les systèmes hydrogéologiques, l'étude du signal « entrée » permet de reconnaître les apports d'une part et les réponses qu'il provoque ou les modifications apportées par ceux-ci, c'est à dire le comportement et le fonctionnement de ces aquifères.

La région étudiée est caractérisée par son climat semi-aride. La saison estivale est sèche, les hivers relativement humides avec un faible nombre de jours de pluie. Les précipitations présentent de grandes irrégularités. Les massifs montagneux forment une barrière orographique avec de grands contrastes géographiques topographiques et des expositions des versants.

Le nord et l'ouest reçoivent de plein fouet les vents humides et froids en hiver, tandis que le flanc sud est brûlé par le soleil et les vents du sud.

Une baisse généralisée des totaux annuels a été enregistrée ces dernières années.

La répartition de la pluie au cours des saisons, le nombre de jours de pluie et leurs intensités, sont plus importants à connaître que les quantités de pluies mensuelles ou annuelles, aussi bien pour l'agriculture que pour l'alimentation des nappes.

Dans ce chapitre, il est utilisé les données climatiques recueillies durant la période d'étude et celles mises à notre disposition par le secteur de l'A.N.R.H de Tébessa.

Le but est de caractériser le climat et évaluer les apports d'eau sous forme liquide ou solide, leurs quantités, leurs fréquences, leurs répartitions et distributions spatiales et temporelles à l'échelle locale.

II)- Données pluviométriques et stations

Les premiers relevés ont commencé en 1906 à Tébessa mais sont trop lacunaires. Les données de précipitations existantes ont été traitées et étudiées par Chaumont (série 1913-1963, moyenne de 50ans). Une synthèse régionale des paramètres pluviométriques a été élaborée en 1981, par K.Body dans le cadre de études scientifiques du service hydrologique de l'A.N.R.H.

L'A.N.R.H en 1993, avait traité des données relatives aux périodes 1922 à 1960 et 1969 à 1989 (moyenne de 60 ans).

La répartition des stations pluviométriques dans la région d'étude concerne celle de Hammamet et celle de Bouakous.

Ce sont les deux stations qui contrôlent la région d'étude.

Nom de station	N° de code	Coordonnées Lambert			Appareil utilisé	Date de mise en service
		X	Y	Z		
Hammamet	12.03.04	976.500	251.750	875.000	PV.PG	Avril en 1975
Bouakous	12.03.10	977.900	248.500	960.000	PV	Mai en 1975

Tab. 07 -Inventaire des stations pluviométriques existantes dans le sous bassin de l'oued Bouakous

II.1)- Pluviométrie moyenne annuelle

Les monts dominants la zone d'étude, constituent une des régions les plus arrosées de la wilaya de Tébessa, ce qui lui vaut de jouer le rôle de château d'eau pour les deux systèmes aquifères de Hammamet-Ain Chabro et Chéria.

En Algérie, deux cartes d'isohyètes portant sur de longues périodes ont été publiées :1913-1938 (Seltzer,1946) et 1913-1963 (Chaumont-Paquin,1971).

La première ne tient pas compte du relief, ce qui limite son utilité dans une région aussi accidentée que les monts de Tébessa-Youkous.

La seconde,au contraire,a été construite sur la base d'un gradient d'altitude appliqué rigoureusement en tout point de la carte.

Il en résulte des isohyètes qui suivent très strictement le relief, ce qui correspond probablement mieux à la réalité.

La carte pluviométrique de Chaumont-Paquin (fig.14), portant sur 50 ans de mesures,reflète bien la diminution de la pluviométrie entre les bordures et le centre du bassin ainsi que les valeurs maximum sur Djebel Doukane,Mestiri et Tazbent.

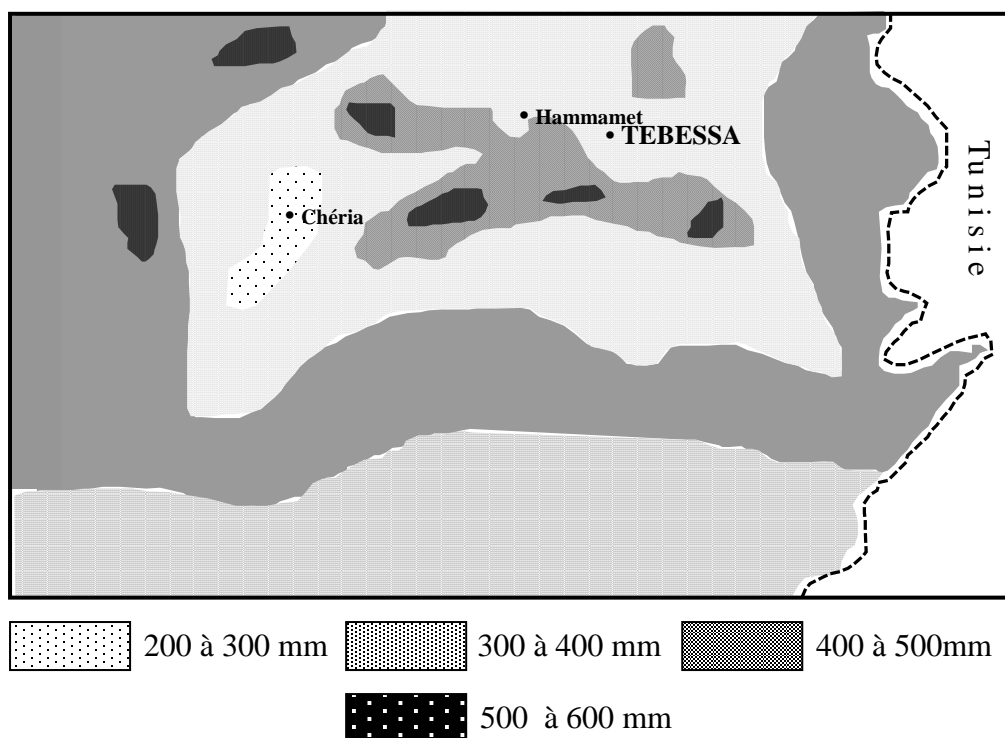


Fig. 14 - Carte pluviométrique Chaumont- Paquin (moyenne 1913-1963)

La carte pluviométrique de l'Algérie du Nord

Cette carte a été dressée par les ingénieurs et techniciens de l'A.N.R.H avec la collaboration scientifique de Jean Pierre Laborde (Fig. 15) (moyennes annuelles ramenées à la période 1922/1960-1969/1989).

Les paramètres statistiques des précipitations ont été estimés sur 465 postes pluviométriques dont les séries d'observation ont été ramenées à une période de soixante ans.

Ces paramètres ont été mis en relation avec la longitude, la latitude et l'altitude moyenne. Le tracé des isohyètes a été obtenu par cartographie automatique à partir des données pluviométriques ponctuelles et des informations contenues dans le modèle numérique de terrain construit à cet effet.

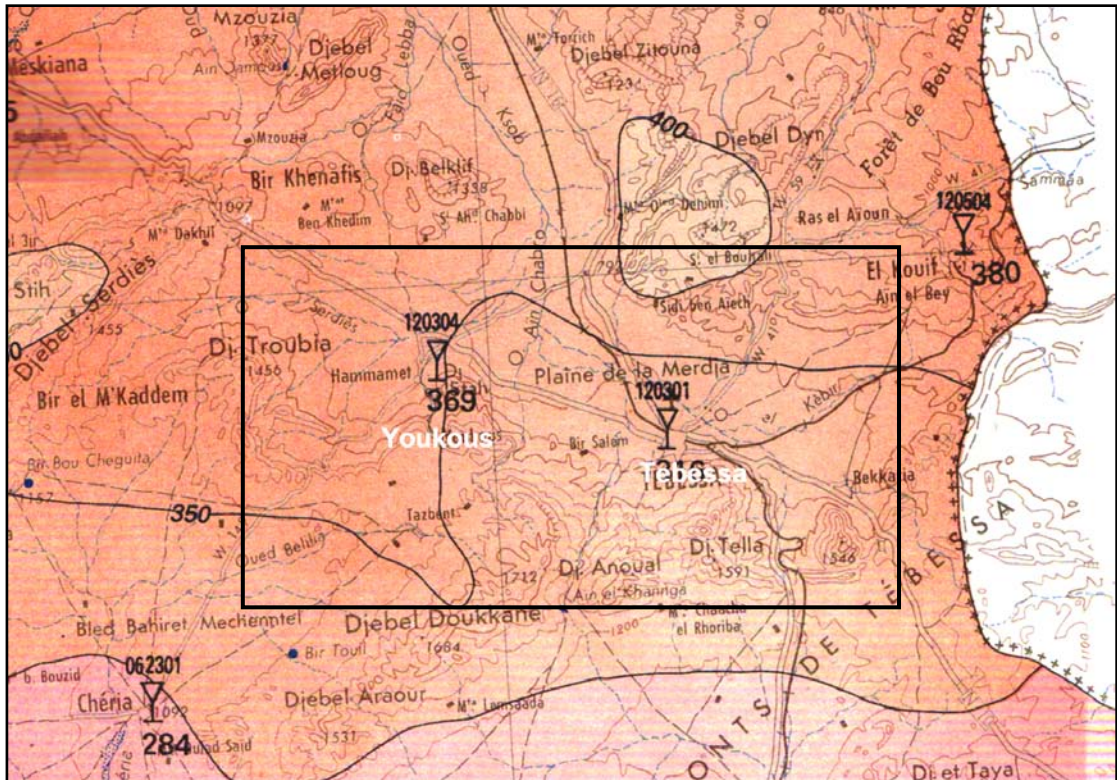


Fig. 15 - Carte pluviométrique (moyenne annuelles ramenées à la période (1922/1960 – 1969/1989), Ech:1/500.000

Légende de la carte pluviométrique.

Graduation des isohyètes	Page de pluviométrie	Symboles
150 mm	Moins de 200 mm	640507 : n° de code (bassin 04, sous bassin 05, 7 ^{ème} poste)
200 mm		
250 mm	de 200 mm à 300 mm	☼ : Pluviomètre
300 mm		
350 mm	de 300 mm à 400 mm	621 : Pluie moyenne interannuelle en millimètre.
400 mm		
450 mm	de 400 mm à 500 mm	
500 mm		
600 mm	de 500 mm à 600 mm	
700 mm	de 600 mm à 700 mm	
800 mm	de 700 mm à 800 mm	
900 mm	de 800 mm à 900 mm	
1000 mm	de 900 mm à 1000 mm	
1200 mm	de 1000 mm à 1200 mm	
1400 mm	de 1200 mm à 1400 mm	
1600 mm	De 1400 mm à 1600 mm	
1800 mm	de 1600 mm à 1800 mm	
2000 mm	Plus de 1800 mm	

Cette carte pluviométrique fait bien ressortir les traits essentiels de la répartition des précipitations à l'échelle régionale, il s'agit en fait ;
 -d'une disposition longitudinale en bandes plus ou moins parallèles et valeur décroissante des précipitations du Nord au Sud.

Cette organisation est altérée au niveau des grandes structures perchées où intervient le rôle important de l'altitude ainsi que la dissymétrie pluviométrique entre les versants au vent et les versants sous le vent. Des auréoles pluvieuses signalent les plus hauts massifs montagneux.

Les cartes des hauteurs pluviométriques annuelles relatives aux pluies annuelles « quinquennales sèches » et « décennales sèches » montrent des isohyètes qui oscillent entre 200mm et 250mm (fig. 16 et 17)

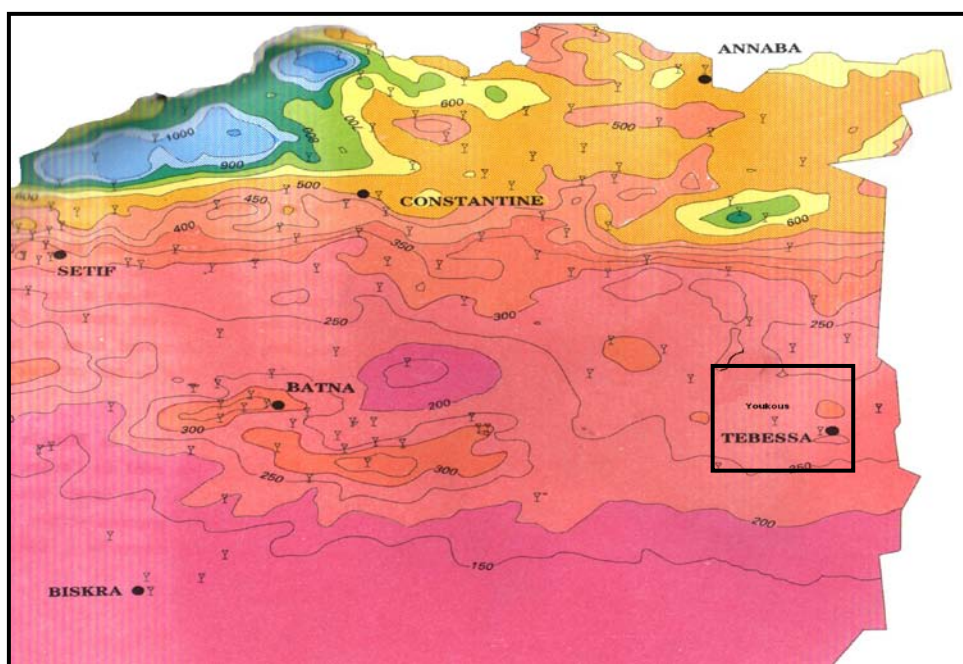
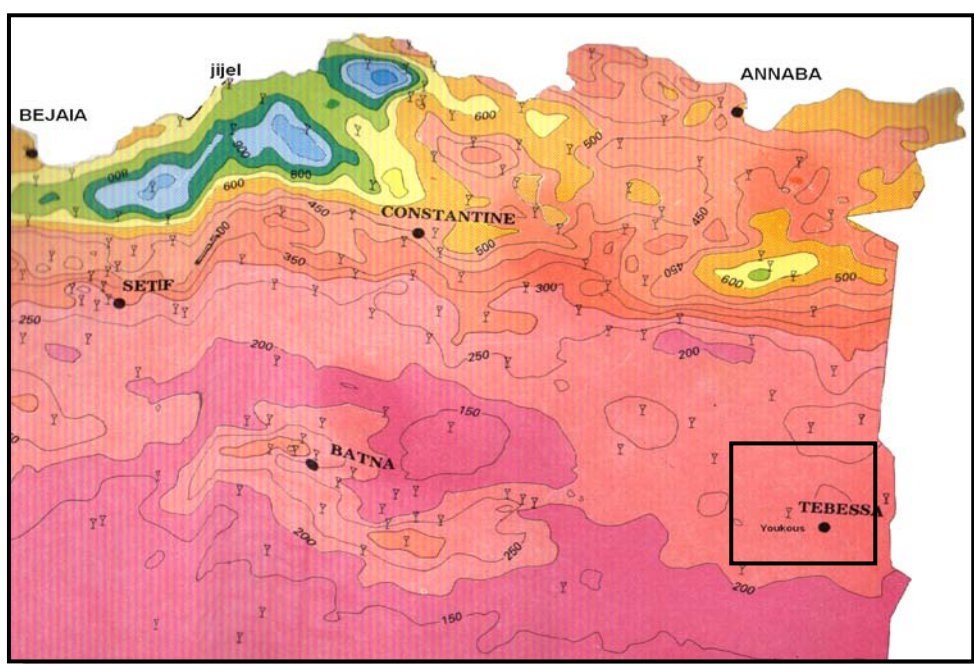


Fig. 16 -Carte des hauteurs pluviométriques annuelles dépassées en moyenne quatre années sur Cinq. (Pluies annuelles "quinquennales sèches") Ech : 1/2.000.000



Celles relatives aux pluies annuelles « quinquennales humides » et « décennales humides » montrent des isohyètes qui varient entre 400 mm et 500 mm (fig. 18 et 19)

Fig. 17 - Carte des hauteurs pluviométriques annuelles dépassées en moyenne neuf années sur

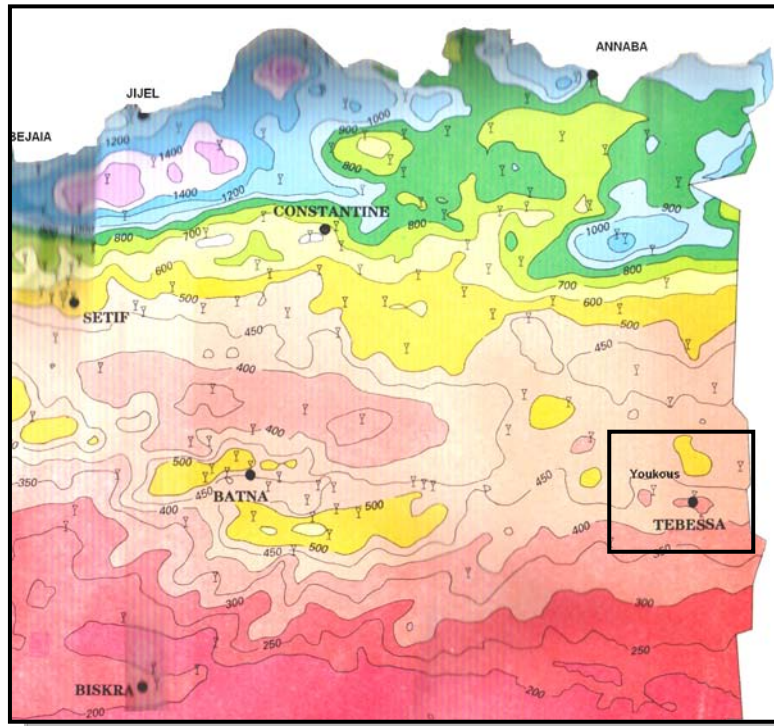


Fig. 18- Carte des hauteurs pluviométriques annuelles dépassées en moyenne une année sur cinq. (Pluies annuelles "quinquennales humides") Ech : 1/2.000.000

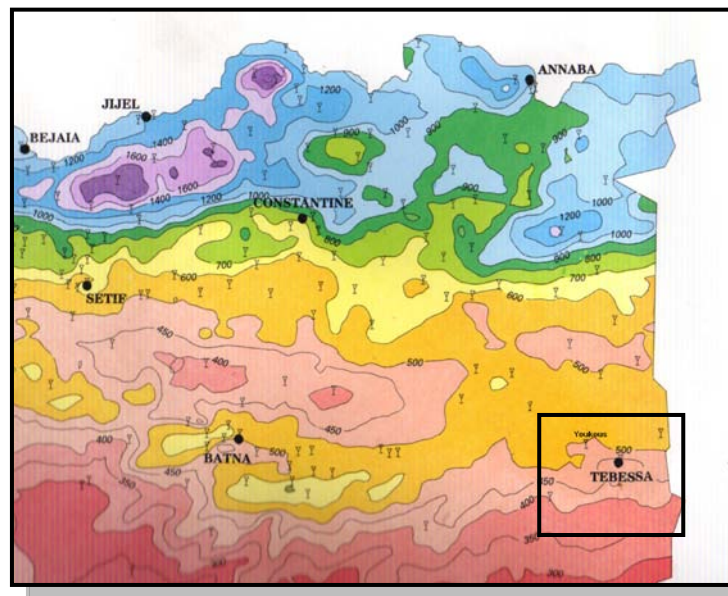


Fig. 19- Carte des hauteurs pluviométriques annuelles dépassées en moyenne une année sur dix. (Pluies annuelles "décennales humides") Ech : 1/2.000.000

Pour l'estimation des hauteurs de pluie pour des périodes de retour, l'utilisation de l'abaque en (fig.20) se fait de la manière suivante :

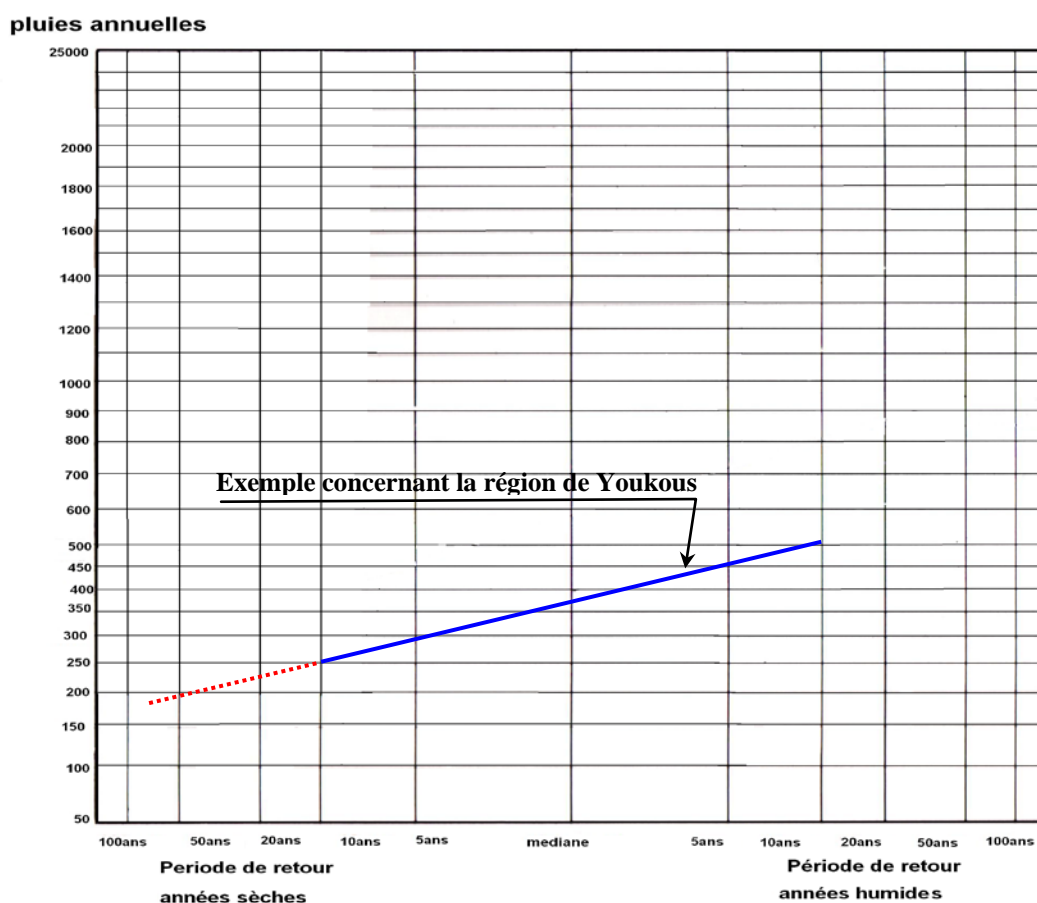


Fig.20- Abaque pour l'estimation des hauteurs de pluie pour d'autres périodes de retour

On reportera sur les verticales notées 10 ans « années sèches » et 10 ans « années humides » les précipitations correspondantes lues sur les cartes, pour une région quelconque du territoire.

La droite passant par ces deux points permet d'évaluer les hauteurs de pluies pour d'autres périodes de retour. Les extrapolations à des périodes de retour de 20 à 50 ans sont tout à fait licites pour la grande majorité des stations.

Dans l'exemple tracé sur l'abaque, représentant la région de de Hamamet, les hauteurs de pluies décennales sèches et humides sont de l'ordre de 250 mm et 500 mm.

La droite tracée par ces deux points permet d'évaluer la pluie de période de retour 20 ans « années sèches » à 225 mm. On a donc plus de dix neuf chances sur vingt pour qu'une pluie annuelle y soit supérieure à 225 mm.

1.1. Variabilité interannuelle des précipitations

D'après les données relatives à la station de Bouakkous concernant une durée observation de trente ans (1974/1975 à 2003/2004) il a été établi le graphe des variations interannuelles (fig. 21) sur lequel on note :

- l'irrégularité pluviométrique d'une année sur l'autre et mise en évidence avec des écarts à la normale considérable (Tab.08).
- le cycle pluviométrique le plus arrosé correspond à l'année 2003/2004 avec 530 mm.
- le cycle le plus sec correspond à l'année 1983/1984 avec une hauteur de 140,60 mm.

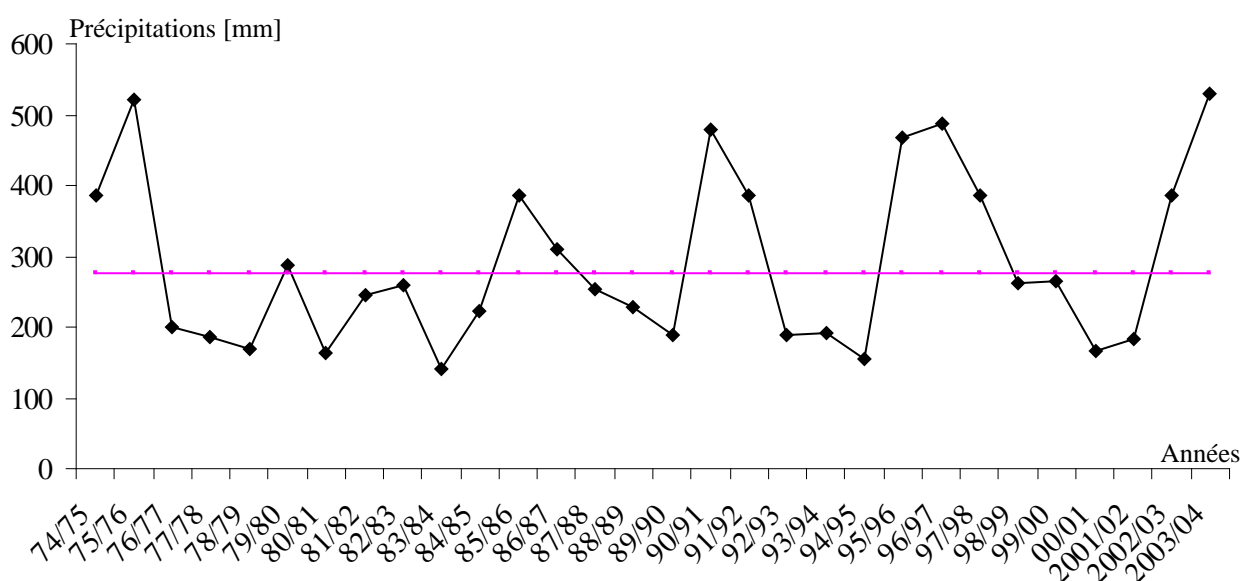


Fig.21 - Variations interannuelles des précipitations. (1974/1975 à 2003/2004)

L'écart à la normale de l'année la plus pluvieuse et l'année la plus sèche est donnée par l'expression suivante :

$$E_i = [(P_i - P_n) / P_n] * 100$$

Avec: E_i : écart à la normale de l'année considérée

P_i : total de l'année la plus pluvieuse ou la plus sèche.

P_n : moyenne interannuelle des précipitations (74/75 à 2003/2004)

Station de Bouakkous		
Années	Paramètres	
	P_i (mm)	E_i (%)
2003/2004	530,40	91,63
1983/1984	140,60	-49,19
P_n	276,77	

Tab. 08- Paramètres des écarts à la normale.

1.2. Pluviométrie moyenne mensuelle

Les données pluviométriques mensuelles enregistrées au niveau de la station de Bouakous peuvent être illustrées graphiquement par une courbe des moyennes mensuelles (fig.22)

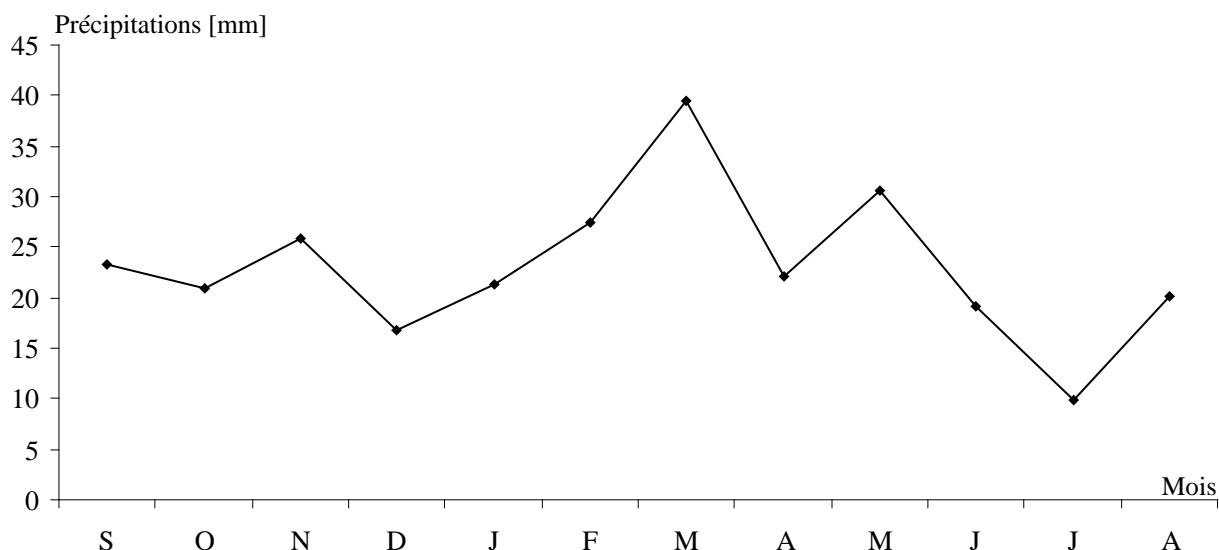


Fig.22 – Variations des précipitations moyennes mensuelles. (1974/1975 à 2003/2004)

1.2.1. Le régime pluviométrique

A partir de cette courbe, on déduit pour la zone de Bouakous, un régime pluviométrique au pas mensuel caractérisé par une irrégularité sans une organisation nette du régime pluviométrique.

En effet, la courbe pluviométrique relative aux moyennes mensuelles de la station a permis de révéler que la pluviosité commence à s'accroître depuis le mois d'août et septembre et régresse en octobre pour reprendre au mois de décembre, janvier et février et atteindre un maximum au mois de septembre.

1.3. La neige

Les montagnes de bordure et en particulier djebel Doukane, Mestiri et Tazbent et leurs prolongement reçoivent en hiver des précipitations neigeuses qui peuvent être importantes.

Les premières neiges font leur apparition à partir du mois de janvier et les dernières à la fin du mois de mars.

D'après P.Seltzer la région se situe dans la zone d'enneigement moyen au sol de 5 à 10 jours par an.

Ce phénomène a un rôle important si l'on considère la superficie des montagnes bordant Youkous. Les précipitations neigeuses suivies par une lente fonte favorisant au maximum l'infiltration d'ailleurs, les débits des exurgences de Youkous sont fortement influencés.

Répartition saisonnière des précipitations

Les données pluviométriques utilisées, sont celles enregistrées au niveau de la station de Bouakous.

En analysant les données du tableau .09, il résulte ce qui suit :

Saison	Moyenne saisonnière	Pourcentage %
Automne	96.2	36.88
Hiver	83.6	32.04
Printemps	12.5	04.79
Eté	68.6	26.29

Tab.09- Répartition saisonnière des précipitations de l'année 1998-1999.

- Une forte précipitation saisonnière est enregistrée pendant l'automne avec une valeur de 96.2 mm qui représente 36.88%.

- Une faible précipitation saisonnière est enregistrée pendant le printemps avec une valeur de 12.5 mm; ce qui représente les 4.79%.

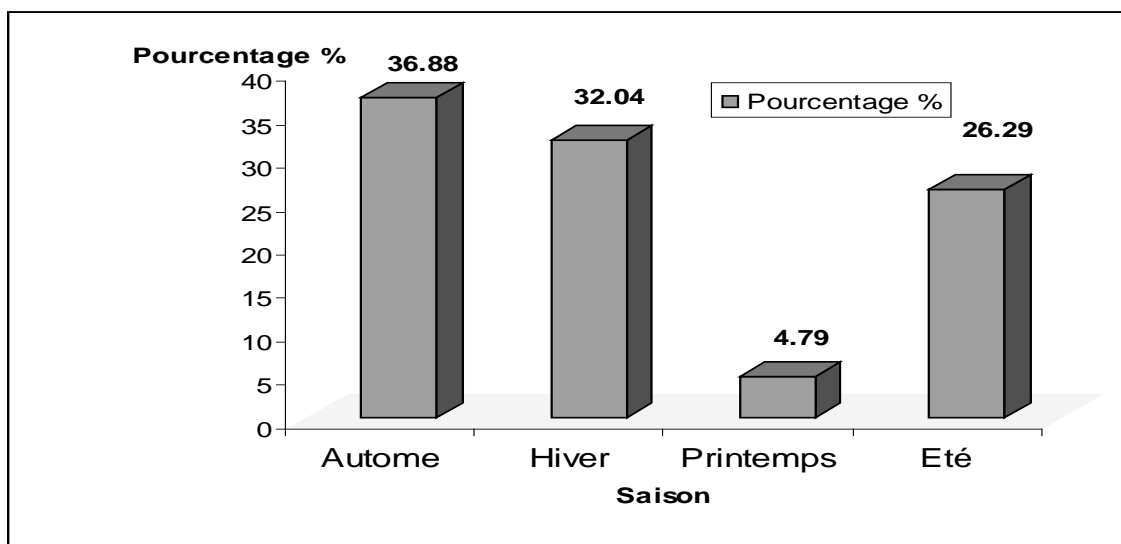


Fig. 23 - Répartition Saisonnière des précipitations de l'année (1998-1999).

Saison	Moyenne saisonnière	Pourcentage%
Automne	97.40	36.80
Hiver	42.10	15.91
Printemps	86.00	32.49
Eté	39.20	14.80

Tab.10 - Répartition saisonnière des précipitations de l'année 1999-2000

L'observation du tableau N°10 et de la Fig. 24 montre que:

- Une forte précipitation saisonnière est enregistrée pendant l'automne avec une valeur de 97.4 mm qui représente 36.80%.
- Une faible précipitation saisonnière est enregistrée pendant l'été avec une valeur de 32.20 mm; ce qui représente les 14.80 % .mm

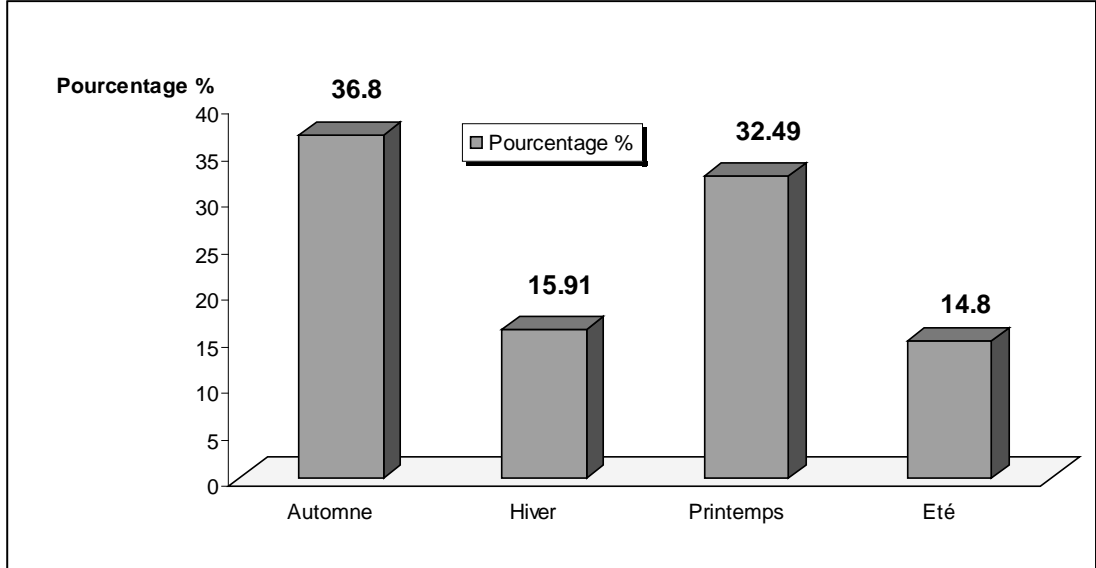


Fig. 24 - Répartition Saisonnière des précipitations de l'année (1999-2000).

Station	Moyenne saisonnière	Pourcentage %
Automne	39.60	23.83
Hiver	36.00	21.66
Printemps	50.50	30.38
Été	40.10	24.13

Tab.11 - Répartition saisonnière des précipitations de l'année 2000-2001.

Les données du tableau N°11 et la fig. 25 montre que:

- une forte précipitation saisonnière est enregistrée pendant le printemps avec une valeur de 50,5 mm qui représente 30,38%.
- Une faible précipitation saisonnière est enregistrée pendant l'hiver avec une valeur de 36 mm; ce qui représente les 21,66%.

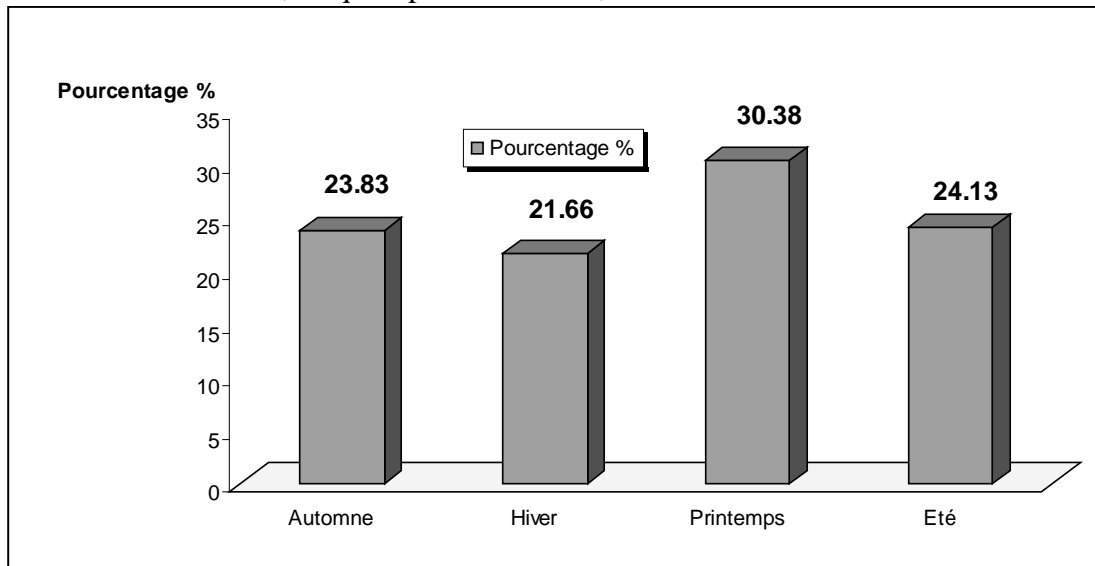


Fig.25 - Répartition Saisonnière des précipitations de l'année (2000-2001).

Saison	Moyenne saisonnière	Pourcentage%
Automne	59.10	31.41
Hiver	14.10	07.49
Printemps	45.50	24.18
Été	69.40	36.89

Tab.12 - Répartition saisonnière des précipitations de l'année 2001-2002

L'observation du tableau N°12 et de la Fig. 26 représente ce qui suit:

- une forte précipitation saisonnière est enregistrée pendant l'été avec une valeur de 69.4 mm qui représente 36.89 %.
- Une faible précipitation saisonnière est enregistrée pendant l'hiver avec une valeur de 14.10 mm; ce qui représente les 07.49 %.

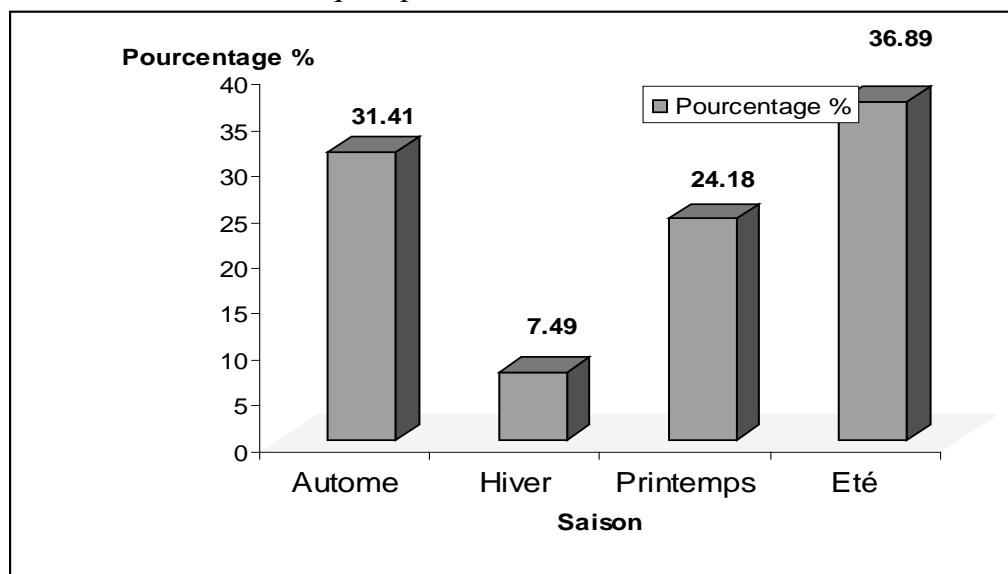


Fig. 26 : Répartition Saisonnière des précipitations de l'année (2001-2002).

Saison	Moyenne saisonnière	Pourcentage%
Automne	110.00	28.48
Hiver	129.20	33.45
Printemps	126.20	32.67
Été	20.90	5.41

Tab.13- Répartition saisonnière des précipitations de l'année 2002-2003

L'analyse des données du tableau N°13 et de la Fig. 27 montre ce qui suit:

- une forte précipitation saisonnière est enregistrée pendant l'hiver avec une valeur de 129.2 mm qui représente 33.45 %.
- Une faible précipitation saisonnière est enregistrée pendant l'été avec une valeur de 20.90 mm; ce qui représente les 5.41%.

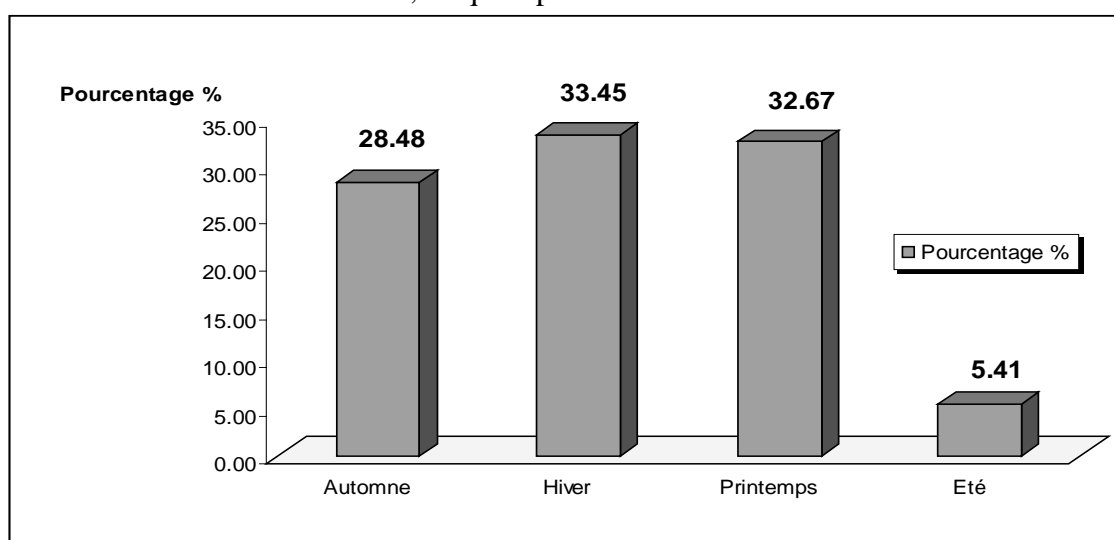


Fig. 27 : Répartition Saisonnière des précipitations de l'année (2002-2003).

Saison	Moyenne saisonnière	Pourcentage%
Automne	129.30	25.19
Hiver	144.00	28.06
Printemps	109.50	21.34
Été	130.40	25.41

Tab. 14 - Répartition saisonnière des précipitations de l'année 2003-2004

Les données du tableau 14 et la Fig. 28 montre que:

- une forte précipitation saisonnière est enregistrée pendant l'hiver avec une valeur de 144.0 mm qui représente 28.06%.
- Une faible précipitation saisonnière est enregistrée pendant le printemps avec une valeur de 109.5 mm; ce qui représente les 21.34%.

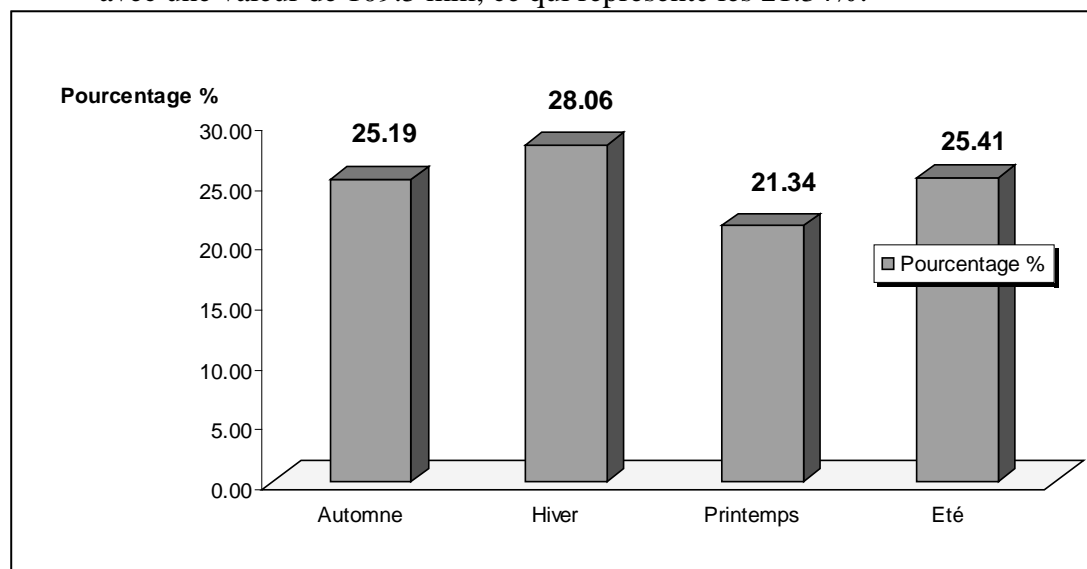


Fig. 28 - Répartition Saisonnière des précipitations de l'année (2003-2004).

L'analyse des résultats des données pendant les six années (1999-2004) de la région de Hammamet nous a permis de tirer les conclusions suivantes:

- La répartition saisonnière est forte en (2003-2004) pendant l'hiver avec une valeur de 144 mm, ce qui indique que cette année est la plus pluvieuse.
- La faible précipitation saisonnière est enregistrée en (2001-2002) pendant l'hiver avec une valeur de 14.10 mm.

III-La température

La température est l'un des facteurs des climats qui est aussi important que les précipitations. Elle se caractérise par la somme d'énergie, qui est en relation avec l'évaporation et la croissance des plantes et par leur développement. Elle joue un rôle très important pour la détermination du bilan hydrique. Les valeurs des températures sont obtenues à partir de la station de Tébessa tout en supposant que les conditions climatiques sont comparables entre Tébessa et Hammamet.

III.1- Température moyenne mensuelle

La fig. 29 indique la répartition moyenne mensuelle de la température, et montre que :

- Le mois le plus froid est le mois de janvier avec une valeur de 5.84 °C.
- Le mois le plus chaud est celui de Juillet avec une température moyenne mensuelle de: 27,03 °C.
- Le moyenne annuelle de cette période est de 15,32 °C.

Tab. 15- Répartition moyenne mensuelle de température à la station de Tébessa. (1999-2004)

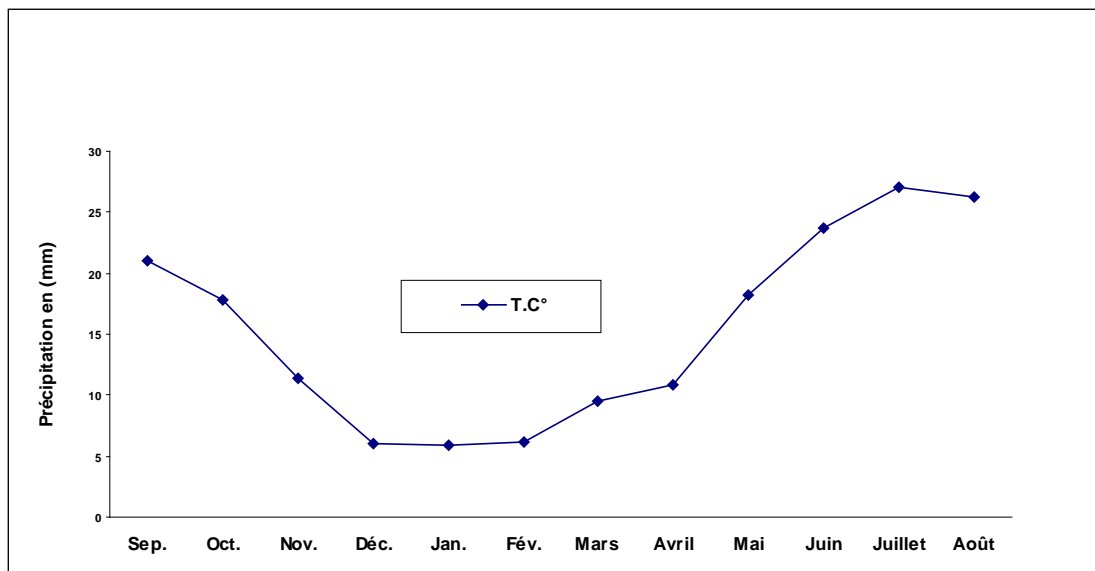


Fig. 29- Variation des Températures moyennes mensuelles pour la période (1999-2004)

III.2-Température moyenne annuelle

Année	1999	2000	2001	2002	2003	2004
T °C Moyenne annuelle	16.83	16.49	17.26	16.56	16.57	15.91

Tab. 16 – Moyenne des températures annuelles période (1999-2004)

Le tableau n° 16 et la fig. 30 nous montrent que:

- L'année la plus chaude est l'année 2001 avec une valeur maximale de 17.26 °C, et l'année la plus froide est celle de 2004 avec une valeur minimale de 15.91 °C.

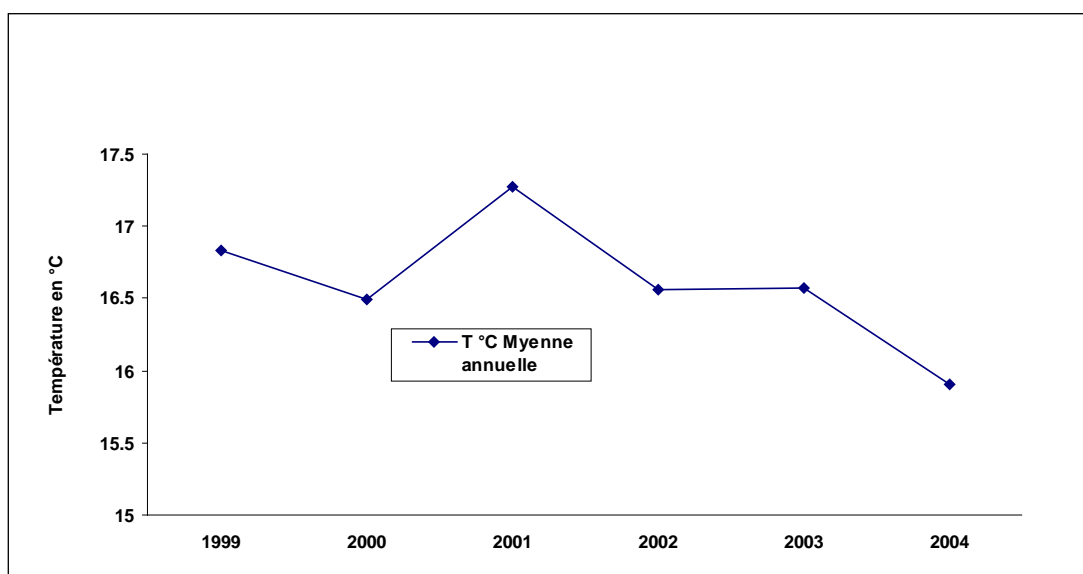


Fig. 30- Variation des Températures moyennes annuelles. (1999-2004)

IV- L'humidité

L'humidité représente la quantité d'eau retenue dans l'air , en considérant que les conditions climatiques sont semblables entre la région de Tébessa ville et El-Hammamet.

Il a été pris en considération une série de 22 ans (1976/1977 à 1996/1997).

D'après cette série, le mois de juillet étant le mois le plus sec avec un pourcentage de 41.41 % et le mois le plus humide c'est le mois d'avril avec un pourcentage maximal égal à 69.63 %.

V-Le vent

les vents sont caractérisés par leur vitesse et leur intensité. Les vents prédominant sont de direction Ouest Nord – Nord Ouest et jouent un rôle important dans les précipitations en Hiver. Les vents du Nord Ouest sont souvent secs et froids. En été les vents du Sud sont fréquents (le sirocco) qui peuvent être chaud et sec d'où l'augmentation de l'évaporation, et une sécheresse qui diminue l'humidité et augmente le déficit d'écoulement.

VI-Type de climat

A- L'indice d'aridité de Martonne (1923)

Cet indice prend en compte les précipitations et les températures annuelles.

$$I = P/T + 10$$

Avec :

I : indice d'aridité.

P : précipitation moyenne annuelle (mm).

T : Température moyenne annuelle (C°).

Application numérique :

$$P = 276.77 \text{ mm.}$$

$$T = 16.01 \text{ C}^\circ \Rightarrow \text{ce qui donne } I = 10.86.$$

Suivant les valeurs de $\ll I \gg$ obtenus 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.

Pour la région de Hammamet $I = 10.86$ donc elle est soumise à un climat semi – aride.

VII- Détermination de l'évapotranspiration (ETP, ETR)

Pour le calcul de l'ETR, on a utilisé la méthode de Thornthwaite où on distingue deux cas principaux :

Si : $P - ETP > 0$; c'est - a - dire $P > ETP \Rightarrow ETR = ETP$. $> ETP \Rightarrow ETR = ETP$.

Si : $P - ETP < 0$; c'est - a - dire $P < ETP$; ce cas est subdivisé en deux cas :

Si : $P + RFU > ETP \Rightarrow ETR = ETP$.

Si : $P + RFU < ETP \Rightarrow ETR = P + RFU$.

1-Estimation des réserves facilement utilisées R.F.U.

Elle présente la quantité d'eau emmagasinée dans le sol donnée par la formule de J.Richard 1979.

$$R.F.U = I/3(Da . He P).$$

D'ou

R.F.U : Réserve facilement utilisable.

Da : Densité apparente du sol.

He : L'humidité équivalente du sols (capacité de rétention).

P : Profondeur de la couche de la terre par couriez par les racines en (mm).

Application numérique :

$$Da = 14 \quad He = 0.25 \quad P = 25 \text{ mm.}$$

$$D'ou : RFU = I/3 (14 \cdot 0.25) = 29.0 \text{ mm.}$$

2-Indice thermique annuel

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

Indice thermique mensuel : $i = (t/5) 1.5$

3-Commentaire sur les bilans hydriques

$RU = 29$

Mois	Sep	Oct.	Nov.	Déc.	Jan.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Aout	Somme
T.C°	23.6	19.2	11.1	7.1	7.1	5.8	10.2	14.9	22.1	25.8	26.2	28.9	16.83
I	10.47	7.66	3.34	1.7	1.7	1.25	2.94	5.22	9.48	11.99	12.27	14.24	82.26
I	82.26												
A	1.81												
K	1.03	0.97	0.86	0.85	0.87	0.85	1.03	1.09	1.21	1.21	1.23	1.16	/
P	29.3	37.5	29.4	7.2	72.8	3.6	5	4.7	2.8	20.8	7.1	40.7	260.9
ETPnc	107.79	74.19	27.52	12.25	12.25	8.5	23.61	46.89	95.71	126.66	130.24	155.54	821.15
ETPc	111.02	71.96	23.26	10.41	10.65	7.22	24.31	51.11	115.80	153.25	160.19	180.42	920
P-ETP	-81.72	-34.46	5.74	-3.21	62.15	-3.62	-19.31	-46.41	-113	-132.45	-153.09	-139.72	/
ETR	29.3	37.5	23.66	10.41	10.65	7.22	24.31	10.76	2.8	20.8	7.1	40.7	225.21
RFU	0	0	5.74	2.53	29	25.37	6.02	0	0	0	0	0	68.68
EXE	0	0	0	0	35.68	0	0	0	0	0	0	0	35.68
DA	81.72	34.46	0	0	0	0	0	40.35	113	132.45	153.09	139.72	694.79

Tab.17- Bilan hydrique pour l'année (1998-1999)

$RU = 29$

Mois	Sep	Oct.	Nov.	Déc.	Jan.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Aout	Somme
T.C°	22.1	15.9	12.8	9.4	4.4	7.80	11.70	16.10	21.00	22.40	27.50	26.80	16.49
I	9.48	05.76	04.15	02.60	00.82	01.96	03.62	05.87	08.78	09.68	13.21	12.70	78.49
I	78.63												
A	1.75												
K	01.03	00.97	00.86	00.85	00.78	00.85	01.03	01.09	01.21	01.21	01.23	1.16	/
P	11.60	11.00	74.80	29.50	09.10	03.50	07.10	15.20	63.70	36.50	01.20	01.50	264.00
ETPnc	97.61	54.86	37.53	21.86	5.79	15.77	32.07	56.07	89.27	99.94	143.11	136.79	790.67
ETPc	100.53	53.21	32.28	18.58	05.03	13.40	33.03	71.12	108.02	120.93	176.02	158.68	880.83
P-ETP	-88.93	-42.21	42.52	10.92	04.07	-09.90	025.93	-45.92	-44.32	-84.43	-17.82	157.18	/
ETR	11.6	11	32.28	18.58	5.03	13.40	26.20	15.20	63.70	36.50	01.20	01.50	236.19
RFU	0	0	29.00	29.00	29.00	19.10	0	0	0	0	0	0	77.11
EXE	0	0	13.52	10.92	04.07	0	0	0	0	0	0	0	28.51
DA	88.93	42.21	0	0	0	0	06.83	45.92	44.32	84.43	174.82	157.18	644.64

Tab.18- Bilan hydrique pour l'année (1999-2000)

On remarque que :

- * le déficit agricole (Da) s'étend du mois d'Avril jusqu'au mois d'Octobre où on remarque un épuisement des réserves.
- * l'excédent a une valeur de 35.68 au mois de Janvier (1998-1999) et aux mois de novembre, Décembre, Janvier (1999-2000).
- * La recharge du stocke (RFU) commence à partir du mois de Novembre jusqu'au mois de Mars.

RU = 29

Mois	Sep	Oct.	Nov.	Déc.	Jan.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Aout	Somme
T.C°	22.30	21.10	11.80	06.80	08.00	07.50	15.60	14.00	19.60	25.00	28.40	27.10	17.28
I	09.61	08.84	03.66	01.59	02.03	01.84	05.59	04.75	07.91	11.43	13.87	12.92	84.04
I	84.04												
A	01.84												
K	01.03	00.97	0.86	0.85	0.87	0.85	1.03	1.09	1.21	1.21	1.23	1.16	/
P	26.30	08.60	04.70	05.10	14.30	16.30	10.00	01.60	38.90	00.00	07.90	32.20	166.20
ETPnc	96.37	87.04	25.69	09.21	12.71	11.03	51.43	44.60	91.96	143.89	184.95	160.02	919.18
ETPc	-72.96	-75.83	-20.99	-04.11	01.59	05.57	-41.43	-43	-53.06	-143.89	-177.05	-129.82	/
P-ETP	-72.96	-75.83	-20.99	-4.11	01.59	05.57	-41.43	-43	-53.06	-143.89	-177.05	-129.82	/
ETR	26.30	08.60	04.7	05.10	12.71	11.03	17.16	01.60	38.90	0	07.90	32.20	166.20
RFU	0	0	0	0	01.59	07.16	0	0	0	0	0	0	08.75
EXE	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
DA	72.96	75.83	20.99	04.11	0	0	34.27	43.00	53.06	143.89	177.05	127.83	752.98

Tab.19- Bilan hydrique pour l'année (2000-2001)

On remarque que :

- * le déficit agricole (Da) s'étend de la fin du mois de Mai au mois de Décembre avec une valeur total de 752.98 mm et on remarque un épuisement des réserves.
- * La recharge du stocke (RFU) commence a partir du mois de Janvier jusqu'au mois de Février avec une valeur de 8.75 mm. La saturation est loin d'être atteinte d'où un caractère déficitaire de l'année considérée.

RU = 29

Mois	Sep	Oct.	Nov.	Déc.	Jan.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Aout	Somme
T.C°	21.20	17.80	12.20	08.80	06.30	09.00	12.50	15.00	19.04	25.10	26.60	24.90	16.56
I	08.90	06.83	03.85	02.35	01.41	02.43	04.00	05.27	07.78	11.50	12.56	11.36	73.24
I	78.24												
A	01.75												
K	1.03	0.97	0.86	0.85	0.87	0.85	1.03	1.09	1.21	1.21	1.23	1.16	/
P	25.50	14.00	19.60	03.20	02.40	02.50	00.50	21.30	23.70	09.09	16.20	43.30	182.10
ETPnc	91.56	67.43	34.18	19.56	10.95	20.44	36.32	49.97	78.39	123.04	136.19	121.33	790.08
ETPc	94.30	65.40	29.93	16.70	09.25	17.37	37.41	54.47	94.82	148.87	167.52	140.74	977.08
P-ETP	-68.80	-51.40	-10.33	-13.50	-7.12	-14.87	-36.91	-33.17	-71.15	-138.97	-151.32	-79.44	/
ETR	25.50	14.00	19.06	03.20	02.40	02.50	00.50	21.30	32.70	09.90	16.20	43.30	182.10
RFU	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
EXE	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
DA	68.80	51.40	10.33	13.50	07.12	11.87	36.91	33.17	71.15	138.97	151.32	79.40	694.98

Tab.20- Bilan hydrique pour l'année (2001-2002)

A partir des données du bilan on remarque que:

- * le déficit agricole (Da) s'étend durant tous les mois avec une valeur totale de 694.98 mm, il s'agit d'un épuisement considérable de la réserve.
- * L'excédent est nul.
- * La recharge du stocke (RFU) est aussi nul, ce qui indique qu'il y'a absence d'une saturation et d'où le bilan est déficitaire.

RU = 29

Mois	Sep	Oct.	Nov.	Déc.	Jan.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Aout	Somme
T.C°	21.50	19.60	12.30	07.00	06.90	06.10	10.00	14.10	18.90	15.20	29.90	27.40	16.57
I	09.10	07.91	03.90	01.66	01.62	01.35	02.85	02.85	04.80	07.48	11.57	14.19	13.13
I	80.36												
A	01.78												
K	1.03	0.97	0.86	0.85	0.87	0.85	1.03	1.09	1.21	1.21	1.23	1.16	/
P	11.20	51.00	48.00	17.40	87.50	24.30	17.30	83.10	25.40	09.00	07.40	04.59	385.99
ETPnc	92.23	78.22	34.13	12.51	12.19	09.79	23.61	43.52	73.32	122.36	165.89	142.01	809.78
ETPc	94.99	75.87	29.35	10.63	10.60	08.32	24.31	24.43	88.71	148.05	204.04	164.73	907.73
P-ETP	-83.99	-24.87	18.65	06.77	76.90	15.98	-07.01	36.07	-63.31	-139.05	-196.46	-160.23	/
ETR	11.00	51.00	29.35	10.63	10.60	08.32	24.31	47.43	45.40	09.00	07.40	04.50	267.74
RFU	0	0	18.65	25.42	29.00	29.00	21.99	29.00	0	0	0	0	153.06
EXE	0	0	0	0	73.32	15.98	0	29.06	0	0	0	0	118.36
DA	83.99	24.87	0	0	0	0	0	0	34.31	139.05	197.46	160.23	639.09

Tab.21- Bilan hydrique pour l'année (2002-2003)

On remarque que :

* le déficit agricole (Da) s'étend de la fin du mois de Mai jusqu' au mois d'Octobre avec une valeur qui atteint 639, 09 mm et d'où un épuisement de la réserve.

* L'excédent est considérablement important par rapport aux autres années avec une valeur totale de 118,36 mm, qui s'étend sur les mois de Janvier, Février et Avril.

* La recharge du stock (RFU) commence à partir du mois de Novembre jusqu' au mois d'Avril. Les réserves sont saturées au mois de Janvier, Février et Avril.

RU = 29

Mois	Sep	Oct.	Nov.	Déc.	Jan.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Aout	Somme
T.C°	19.90	16.80	10.70	04.30	05.15	05.05	07.05	07.00	16.30	21.69	26.35	25.55	13.89
I	08.09	06.26	03.16	00.79	01.04	01.01	01.68	01.66	05.98	09.87	12.38	11.81	63.73
I	63.73												
A	01.51												
K	1.03	0.97	0.86	0.85	0.87	0.85	1.03	1.09	1.21	1.21	1.23	1.16	/
P	19.40	59.70	50.20	75.00	06.40	62.60	57.00	02.50	50.00	83.60	14.40	32.40	513.20
ETPnc	89.29	69.14	34.89	08.83	11.59	11.25	12.63	18.42	66.06	108.86	136.43	130.23	/
ETPc	91.96	67.06	30.08	07.50	10.05	09.59	19.18	20.07	79.93	131.72	166.80	151.06	785.00
P-ETP	-72.56	-7.36	20.12	67.50	-68.00	53.04	37.82	-17.57	-29.93	-48.12	-152.40	-181.66	/
ETR	19.40	59.70	30.08	07.50	10.08	09.56	19.18	20.07	61.43	83.60	14.40	32.40	367.40
RFU	0	0	20.12	29.00	25.32	29.00	29.00	11.43	0	0	0	0	143.87
EXE	0	0	0	58.62	0	49.36	37.82	0	0	0	0	0	145.80
DA	72.56	07.36	0	0	0	0	0	0	18.50	48.12	152.40	118.66	417.60

Tab.22- Bilan hydrique pour l'année (2003-2004)

* Les réserves facilement utilisables se constituent à partir du mois de Novembre et s'étalent jusqu' au mois d'Avril.

* La saturation de ces dernières est atteinte durant les mois de Décembre, Février et Mars.

* L'excédent est enregistré à partir de mois de Décembre pour prendre fin au mois d'Avril.

* Le déficit agricole est enregistré durant les mois de Septembre, Octobre et à partir du mois de Mai jusqu' au mois d'Aout.

Conclusion

Dans cette partie il a été déterminé le climat de la zone d'étude qui est un climat de type semi aride caractérisé par des précipitations irrégulières à l'échelle annuelle et mensuelle et un faible nombre de jours de pluie.

Sur le long terme, on met en évidence des phases climatiques contrastées. Des années humides sont encadrées par plusieurs années sèches consécutives.

La répartition des précipitations mensuelles montre deux grandes saisons distinctes. Une saison sèche et chaude et une saison humide et fraîche. La première s'étale entre le mois de Juin et Septembre et c'est la période de déficit pluviométrique. Des orages de fin d'été sont fréquents et sont rapidement soumis à l'évaporation et l'infiltration.

En examinant les données relatives aux répartitions saisonnières, sur une période de six ans (y compris la période d'observation) nous avons pu constater, que pour les années déficitaires, les saisons pluvieuses sont le printemps et l'été.

Pour les années ayant enregistré la moyenne équivalente à celle de la série, la saison pluvieuse correspond à l'automne.

Pour les années excédentaires, la saison pluvieuse c'est l'hiver.

Les précipitations se concentrent entre le mois de Novembre et Mai. Le mois de Janvier est le plus froid et moins humide.

L'ETP annuelle calculée a été de 785 à 920 mm, selon la méthode de Thornthwait. Les excédents ou précipitations efficaces déduites sont de 35,68 à 145 mm. Ainsi, suivant les années hydrologiques : si l'année est excédentaire, les excédents sont bien répartis et bien étalés sur une période plus ou moins longue. Si l'année est déficitaire, les excédents sont nuls.

La neige et la durée du manteau neigeux par année excédentaire, sont d'intérêt certain en hydrologie. Elle constitue un stock important, sous forme solide avec libération continue de l'eau sous forme de lames de fusion quotidiennes et régulières. Celles-ci sont étalées de Janvier à Février, alors que les épisodes de chutes réelles sont réduites.

HYDROGÉOLOGIE

PRINCIPES DE BASE DES METHODES CHOISIES

I)-les méthodes de l'approche fonctionnelle

1)-Approche hydrologique

I.1.1)- Étude des débits classés

La courbe des débits classés(Fig. 31), 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.

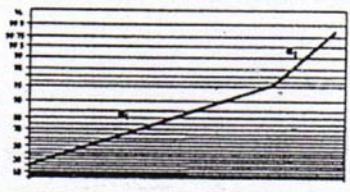
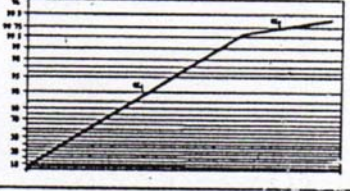
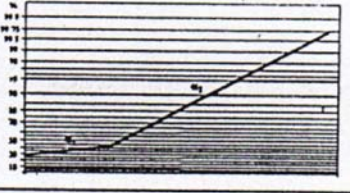
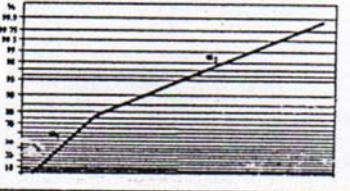
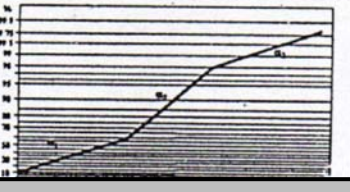
Position de la rupture	Pentes des droites	Interprétation
Forts pourcentages		$\alpha_2 > \alpha_1$ <ul style="list-style-type: none"> • mise en fonctionnement de trop-plein • fuites vers un autre système • stockage momentané • fuites ou débordement de la station de jaugeage • hautes eaux
		$\alpha_2 < \alpha_1$ <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. n° 31: Différents cas de rupture de pente de la droite représentative des débits classés

1.2)-Analyse des courbes de récession :

Il est connu en hydrologie de surface que l'hydrogramme d'une crue se décompose en quatre parties :

- 1/ courbe de concentration.
- 2/ pointe.
- 3/ courbe de décrue.
- 4/ tarissement (d'après G.CASTANY en 1963, REMINIERAS 1976).

1.2.1)-La courbe de récession :(Fig. n° 02)

C'est la partie décroissante de l'hydrogramme, elle rend compte des modalités des ruissellements au sens large (courbe de décrue) et la vidange des différents aquifères alimentant le cours d'eau en période non influencée (courbe de tarissement).

Mangin (1971) 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).

Ainsi le système karstique peut être divisé en deux sous système :

L'un relatif à l'infiltration et au ruissellement en zone non saturée. L'autre correspondant au karst noyé.

L'analyse des courbes de récession permet donc de caractériser ces deux sous-systèmes à l'aide de quelques paramètres simples. Elle permet également de cerner la structure du système étudié et de les situer dans une classification établie à partir de systèmes dont la structure est bien connue.

Pour pouvoir prétendre déterminer ces caractéristiques, il est nécessaire d'étudier plusieurs courbes de récession pour un même système.

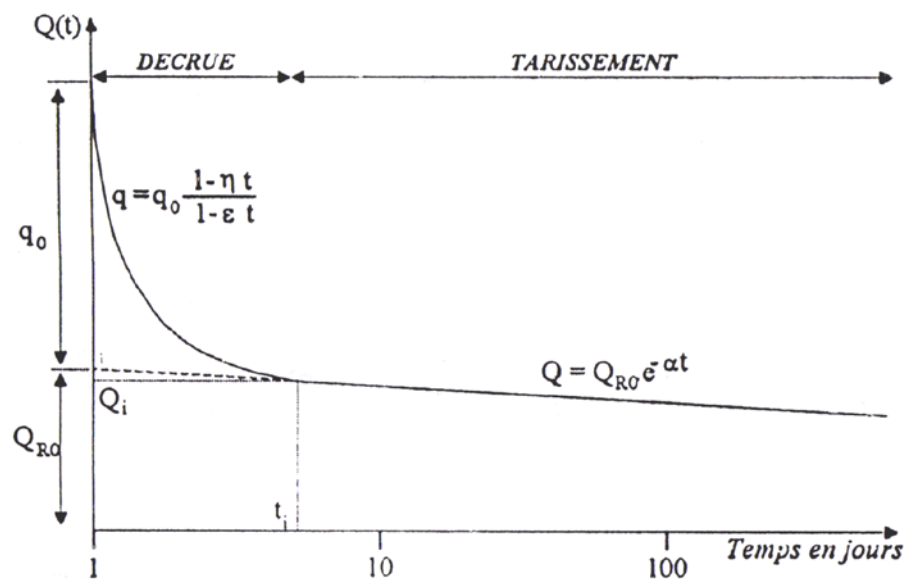


Fig. n° 32 : Décomposition de la récession selon la méthode (Mangin, 1970)

1.2.2)- Présentation de la méthode

D'après Mangin (1975), la méthode proposée consiste à considérer comme phase de récession, l'écoulement est la résultante d'un écoulement de base relatif au karst noyée et d'un écoulement lié à l'infiltration, uniquement observable durant la phase de décrue :

$$Q(t) = Q^*(t) + Q_R(t)$$

Les fonctions mathématiques qui paraissent le mieux décrire ces deux types d'écoulement sont la loi de Maillet pour l'écoulement de base et une fonction homographique pour l'écoulement de décrue.

L'évolution du débit en fonction du temps lors de la phase de récession et alors représentée par la formule suivante : $Q(t) = q_0 \frac{1 - \eta t}{1 + \varepsilon t} + Q_{R0} e^{-\alpha t}$

Où t : représente le temps.

$\alpha, \eta, \varepsilon$: sont des paramètres exprimés en inverse du temps.

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

1.2.21)- la courbe de tarissement :

La courbe de tarissement est définie par le coefficient de la loi de vidange de Maillet, elle s'exprime de la manière suivante :

$$Q_R(t) = Q_{R0} e^{-\alpha t}$$

Où t : représente le temps.

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

α : est une constante appelée coefficient de tarissement.

ces paramètres sont calculés en reportant sur papier semi-log l'hydrogramme de crue. Lorsque les points s'alignent sur une droite, le tarissement est atteint.

A partir de cette droite sont déterminés :

- Q_1 : débit à partir duquel débute le tarissement.
- Q_{R0} : débit correspondant à l'intersection de la droite de tarissement avec l'axe des ordonnées.
- α : correspondant à la pente de la droite et sera à obtenir à partir de la formule suivante :

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

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

1.2.2.2)- la courbe de décrue

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 $Q_{R(t)}$:

$$Q^*(t) = Q(t) - Q_{R(t)}$$

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

$$Q^*(t) = q_0 \frac{1 - \eta t}{1 + \varepsilon t} \quad \text{avec : } q_0 = Q_{t_0} - Q_{R0} \quad \text{et } \eta = \frac{1}{t_i}$$

η : représente le coefficient de vitesse d'infiltration .

Avec t_i : correspondant à l'instant où l'infiltration cesse.

η : varie entre 0-1 , la borne supérieure traduisant une infiltration rapide .

ε : 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 :

Pour calculer la valeur de ce coefficient, il est nécessaire de tester la validité de l'ajustement d'une fonction homographique de type :

$$-y(t) = \frac{t_i - t}{Q^*(t)}$$

L'ajustement est alors vérifié, si cette fonction $-y(t)$ est linéaire. Les points expérimentaux de $Q^*(t)$ qui s'alignent le mieux, nous permettent de déterminer plusieurs valeurs de ε et on retient la valeur moyenne .

$$\varepsilon \Rightarrow \text{s'obtient par la relation suivante : } \varepsilon = \frac{q_0 - Q^*(t)}{tQ^*(t)} - \frac{\eta q_0}{Q^*(t)}$$

L'ensemble des courbes de décrue d'un même système permet sa caractérisation.

1.3)-classification des systèmes karstiques

Les courbes de décrue et de tarissement d'après leurs données, permettent de caractériser le système karstique .Il est alors possible de classer les systèmes à partir de leur fonctionnement hydrodynamique.

Mangin (1975) a proposé pour cela deux paramètres qui dérivent de l'étude des courbes de récession :

- un paramètre appelé « i » représentatif de l'infiltration et correspondant à la valeur

$$\text{prise par la fonction : } y(t) = \frac{1 - \eta t}{1 + \varepsilon t}$$

Au bout d'un temps égale à deux jours .Il traduit les retards à l'infiltration sur les systèmes.Ceux-ci sont à mettre en rapport avec l'existence d'un ruissellement de surface, ou bien la présence de la neige.

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).

Une forte valeur traduit une infiltration lente ou complexe contribuant à une meilleure régulation de l'écoulement, alors que l'inverse une faible valeur est le signe d'un transit rapide des eaux vers la zone noyée.

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).

Le paramètre **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 se calcule à partir de l'équation de la courbe de tarissement et équivaut au volume du karst noyé, dont l'écoulement détermine les variations des débits à l'exutoire lors du tarissement (Mangin 1975).

Le volume dynamique est calculé de la manière suivante :

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

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

Si Q_i est exprimé par m^3 / s et t en jour, la relation devient :

$$V_{\text{dyn}} = \frac{Q_i}{\alpha} \times 86400$$

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

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

Avec : Q_{moy} exprimé en m^3 / s .

En fonction des résultats acquis sur les différents systèmes karstiques (Mangin 1975) a établi une classification, en se basant sur les paramètres « **i, k** ».

Il a distingué cinq domaines :

- **Domaine 1** ($i < 0.25$ et $k < 0.1$) : systèmes très karstifiés en aval, domaines des réseaux spéléologiques très développés.
- **Domaine 2** ($i < 0.25$ et $0.1 < k < 0.45$) : réseau spéléologique très développé débouchant en aval sur un important karst noyé.
- **Domaine 3** ($0.25 < i < 0.5$ 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 4** ($i > 0.5$ et $k < 0.5$) : système complexe.

- **Domaine 5** ($i > 0.5$ et $k > 0.5$) : système peu ou pas karstique.

I.2)-Approche hydrochimique

I.2.1)-Généralité

Les notions de transfère et de transit étant nettement dissociées en ce qui concerne les aquifères karstique, l'hydrochimie apparaît comme un moyen complémentaire d'étudier la structure et le fonctionnement de ces derniers (Bakalowicz en 1979), (Mudry 1987). En effet l'eau est à la fois créatrice et vecteur d'information (Bakalowicz 1979).

II.2.2)-Distribution des fréquences

La courbe de distribution des fréquences est un moyen de synthétiser toute l'information contenue dans les fluctuations au cours d'un cycle.

Les courbes de distributions de la minéralisation des eaux des systèmes karstiques sont toujours plurimodales, chaque mode désignant une population d'eaux ayant subi une évolution géochimique particulière.

Bakalowicz a montré que cette évolution pouvait être mise en relation avec le temps de séjour, et les modalités de transit de l'eau à travers le système karstique.

L'étude des courbes de distribution des fréquences fournit ainsi des renseignements sur le degré d'organisation d'un système karstique (Bakalowicz et Mangin 1980).

Plus l'axe de drainage d'un système karstique est développé et plus les courbes de distribution présentent des modes et sont étalées.

A l'opposé lorsqu'il n'existe pas à proximité de possibilité d'évacuation rapide des eaux, les différentes populations d'eaux qui participent à l'alimentation des karsts noyées ont tendance à se mélanger. Ce qui conduit à une homogénéisation des eaux et engendre des courbes unimodales et peu étalées.

I.2.3)- Réalisation pratique

Les courbes de distribution des fréquences sont réalisées à partir des valeurs de conductivité. Pour dresser les courbes de distribution des fréquences, il convient de choisir un intervalle de classe.

L'allure de cette courbe risque d'être très variable en fonction de l'intervalle de classe retenu. En plus du fait que les courbes de distribution des fréquences contribuent à la connaissance de l'organisation des écoulements d'un système karstique, elles permettent

aussi de comparer d'une façon synthétique la géochimie des émergences karstiques de divers systèmes.

II)-Descriptions des deux sites étudiés

La grotte de Bouakkous est creusée dans les calcaires du sénonien supérieur, elle fait partie de Chaabet Bouakkous (Fig. 33 et 34) connue aussi comme « reculée de Youkkous ».

Cette reculée s'est développée dans les calcaires du sénonien supérieur suivant une direction NW-SE. La différence d'altitude de la base des calcaires maestrichtien, de part et d'autre des deux flancs de la reculée, indique que celle-ci a exploité une faille de direction N135° E, ayant abaissé le compartiment NE au niveau de Youkkous.

Au fond de la reculée, s'ouvre la grotte et la faille n'a plus de rejet visible. La reculée c'est donc arrêtée là où la faille cesse.

La source de Bouakkous correspond à la limite, entre les calcaires du sénonien supérieur et les marnes sous-jacentes et c'est à cette limite que jaillissent de nombreuses sources on provenance des falaises calcaires d'âge maestrichtien.

La grotte de Bouakkous présente une importance tant théorique que pratique. Les eaux en provenance de la grotte drainent un important aquifère karstique complexe, renfermant des réserves énormes.

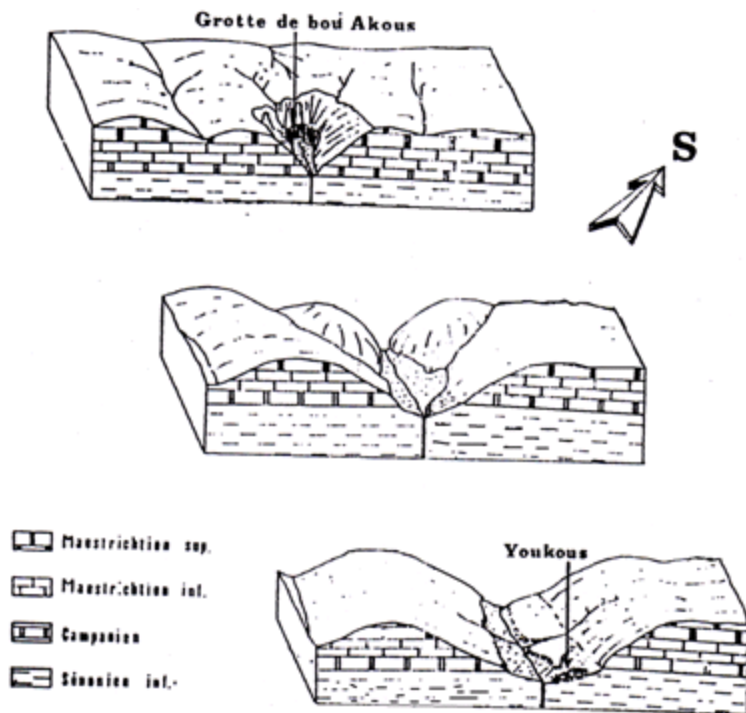


Fig. 33 : Blocs structuraux de Chaabet Bouakous (Reculée de Youkous) Ech -1/25.000

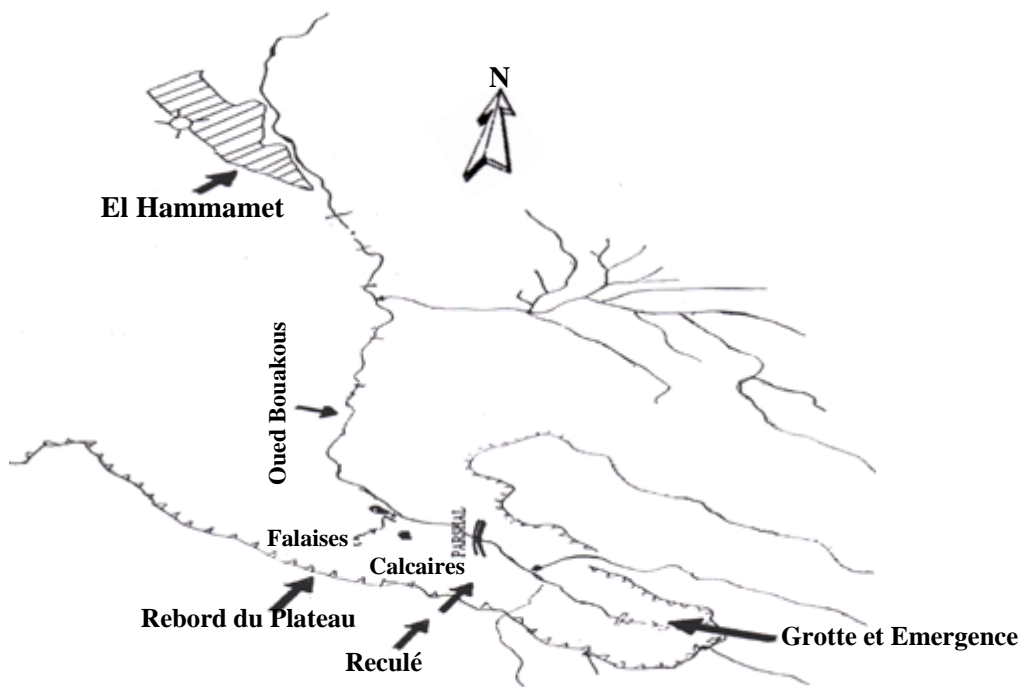


Fig. 34 : Zone d'étude et localisation des deux sites

L'étude préliminaire a permis d'appréhender les principaux faits :

- Existence d'une zone amphibie aux environs intérieurs de la grotte avec une régularisation naturelle de la vidange de la zone noyée.
- Lien étroit de l'évolution particulière de l'ensemble réseau karstique - reculée.

III)-Résultats de l'application des méthodes à l'étude des deux sites

III.1)-Étude des écoulements en provenance de la grotte pour le cycle 2003

1.1)-Introduction

L'étude de distribution des débits est basée sur l'analyse des débits classés en provenance de la grotte (Fig. 35) pour le cycle hydrologique 2002/2003.

- 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.

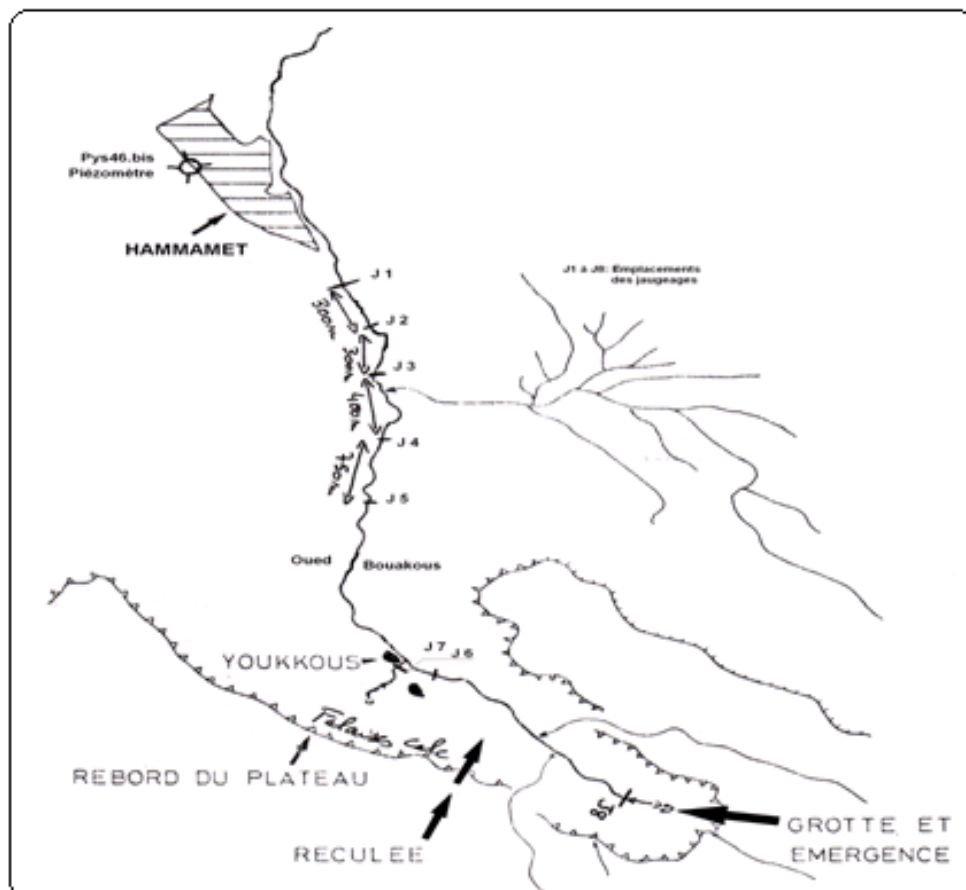


Fig. 35 : Emplacements des jaugages de J1 à J8.

1.2)-Approche hydrologique

1.2.1)- Distribution des fréquences des débits (Fig. 36)

- L'histogramme des distributions des fréquences présente un seul mode liée 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 200 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 66 l/s soit 72 % des observations.

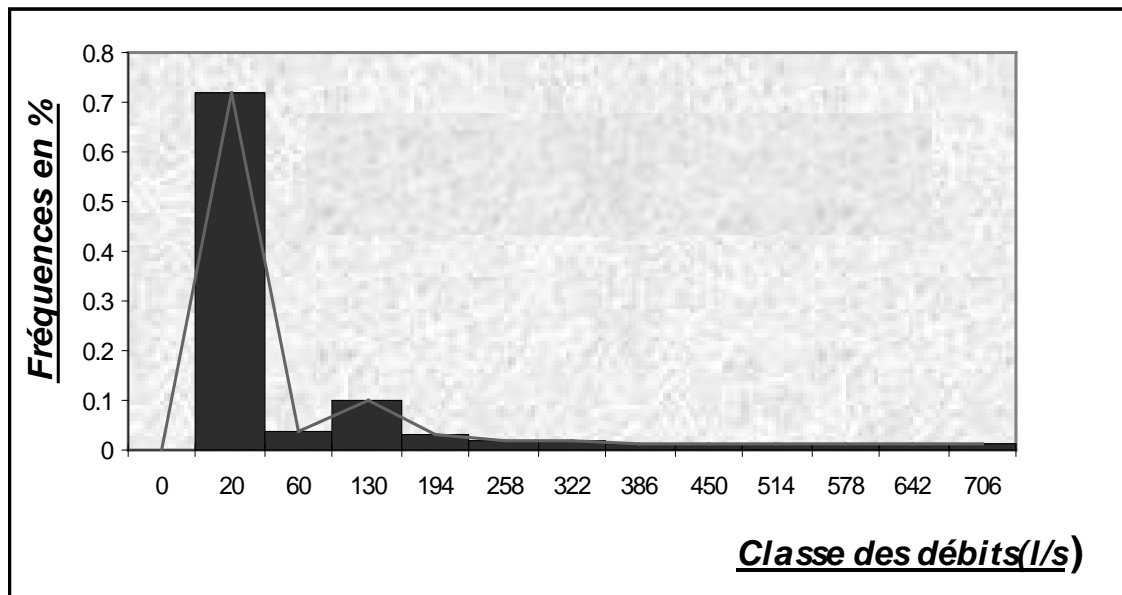


Fig.36 : Polygone des fréquences cycle 2003 (écoulements en provenance de la grotte).

1.2.2)- Courbes des fréquences cumulés des débits classés : (Fig. 37)

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.

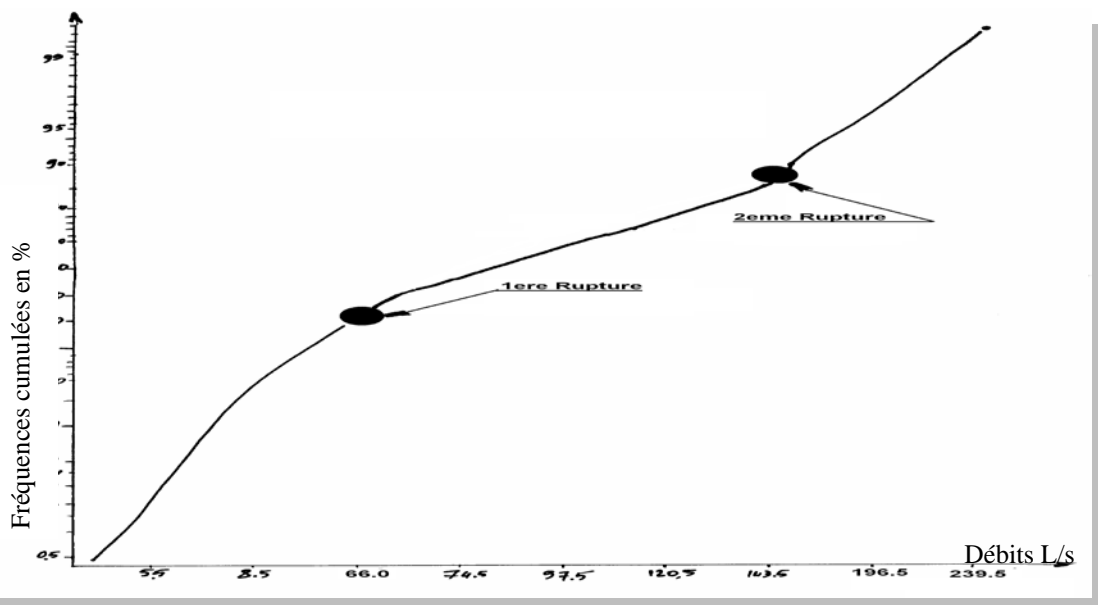


Fig. 37 : Courbe des fréquences cumulées des débits classés (Écoulement de la grotte cycle 2003)

- 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).
 - La 2ème rupture correspond à un débit de 194 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 $\alpha_2 < \alpha_1$ et d' où une signification se rapportant à :
- Apport d'une réserve issue d'un cycle antérieur.

1.2.3)-Analyse de la courbe de récession

A. Les données :

Les données utilisées concernent les observations de l'année hydrologique 2002-2003. Il a été retenu les données correspondantes à un tarissement bien marqué et de longue durée.

B. Résultats :

- D'après la courbe de récession (fig. 38) correspondante au cycle 2003 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 36 à 40 jours.

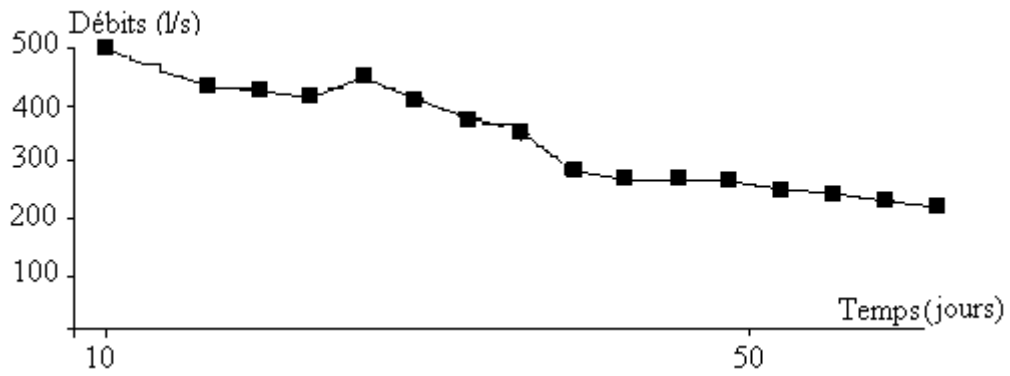


Fig. 38 : Courbe de récession (écoulement en provenance de la grotte cycle 2003)

- Le coefficient d'hétérogénéité ε qui caractérise l'importance de la concavité de la courbe de décrue ($Q^*(t)$), (fig. 39) est faible. Il est égal à 0.023 cette valeur caractérise une infiltration assez lente.

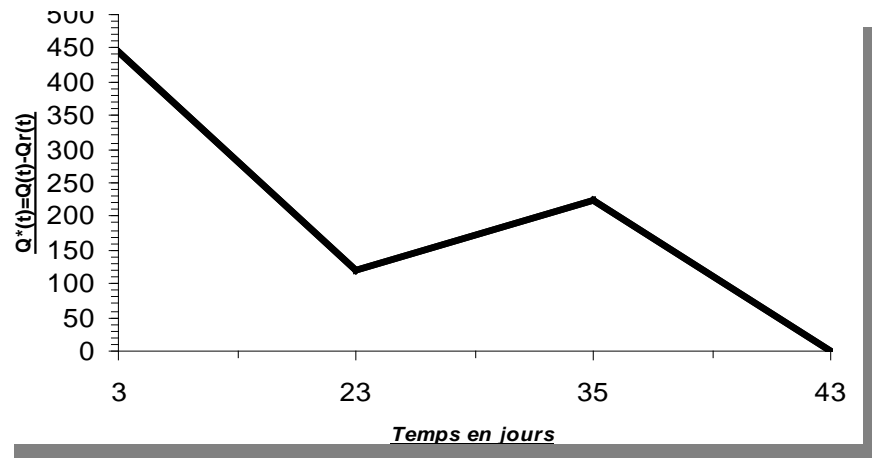


Fig. 39: Courbe de décrue $q^*(t)$: (Écoulement en provenance de la grotte cycle 2003)

Les courbes homographiques - $y(t)$, $y(t)$, (Fig. 40), ajustées à la décrue étudiée, montrent une concavité assez faible. Ce qui traduit une faible vitesse de décrue.

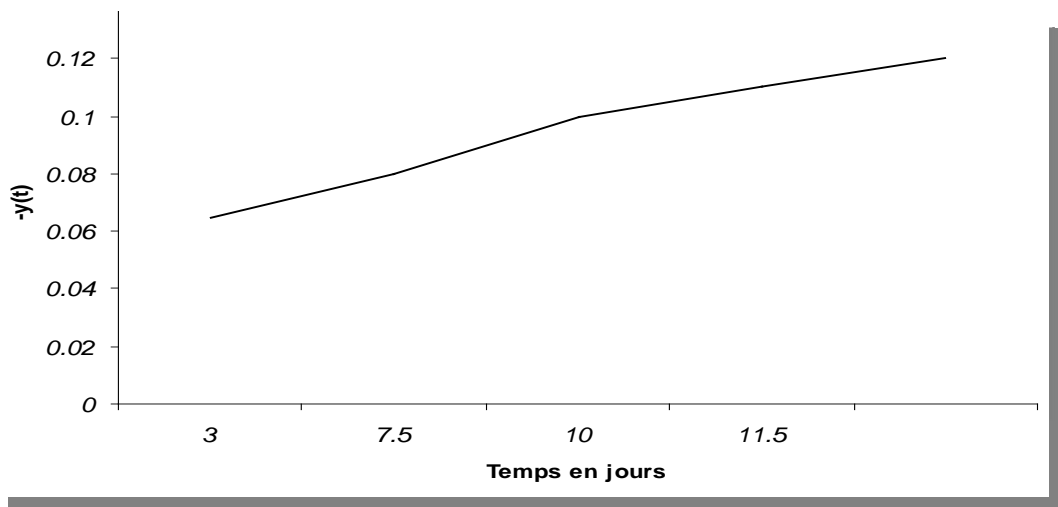


Fig. 40: Courbe de décrue $-y=ti-t/Q^*(t)$ (écoulement en provenance de la grotte cycle 2003)

La courbe de décrue permet de calculer, on utilisant les valeurs des paramètres η et ε , le temps nécessaire pour que q_0 diminue d'une certaine quantité :

Ainsi pour une diminution de 50% : $t=1 / (\varepsilon+2 \eta)$.

Et pour une diminution de 99% : $t=99 / (\varepsilon+100 \eta)$.

Pour le cas de l'écoulement en provenance de la grotte et d'après les paramètres calculés suivant les courbes de décrue (η et ε) ; le temps nécessaire pour que q_0 diminue dans des proportions de 50% sera de :

$t=1 / (\varepsilon+2 \eta)$ avec $\varepsilon = 0.023$ et $\eta=0.027$ après calcul on obtient :

$t= 12.98$ soit $t =13$ jours.

Il faut plus de 12 jours (12.98) au moyenne pour que le débit diminue de 50%.

Le coefficient de tarissement α est égal à 0.02, cette valeur de coefficient de tarissement traduit une vidange relativement assez lente.

C/ volumes évacués :

Le volume dynamique (V_d), d'après l'application de la formule, a une valeur de : $103.680.000 L$, soit $103680 m^3$.

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: $4.162.752.000 L$, soit : $4.162.752 m^3$.

D/ Classification de l'aquifère étudié :

- Le paramètre K , qui traduit l'importance des karsts noyées est de 0.02 ($K = \frac{V_d}{V_t}$)

- Le paramètre I déterminé à partir de la courbe de décrue $y(t) = \frac{1 - \eta t}{1 + \varepsilon t}$

(Fig. 41) prend la valeur de 0.9 .

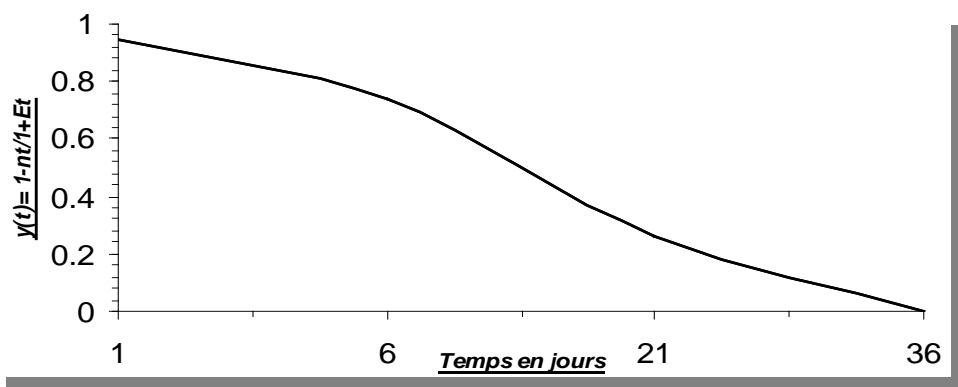


Fig. 41: Courbe de décrue $y(t)=1-nt/1+Et$. Ecoulement en provenance de la grotte (cycle 2003)

-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. 64) l'aquifère en question se positionne avec les systèmes à structures complexes avec de grandes tailles et de nombreux sous-systèmes.

b/ Approche d'hydrochimique

b.1 / Distribution des fréquences de conductivité : (Fig. 42)

La représentation graphique de distribution des fréquences de conductivité, relative au cycle 2003 présente une courbe multi-modale et très étalée avec un mode principal autour de 720 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

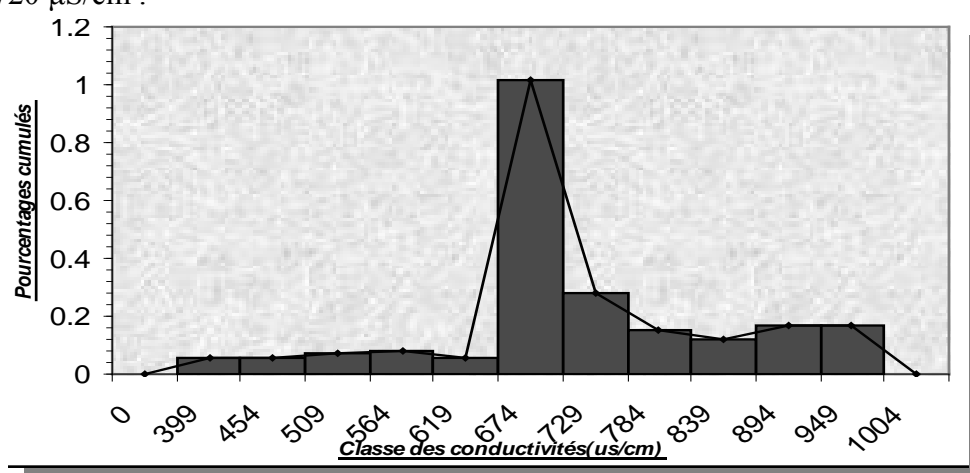


Fig. 42: Distribution des fréquences de la conductivité des eaux en provenance de la grotte (cycle 2003)

La forme et l'étalement de la courbe de fréquence lorsqu'on la compare au catalogue de Bakalowicz (1979), (Fig. 43) sont caractéristiques d'un système karstique dont l'organisation de l'écoulement s'apparente à celle du système de la fontaine de Vaucluse.

c/Récapitulation des résultats obtenus :

Les différents paramètres calculés sont regroupés dans le tableau suivant :

Paramètres	Q_{t0}	Q_{R0}	q_0	q_i	t_i	α	η	E	V_d	V_t	i	k
Récession	l/s	l/s	l/s	l/s	jour		jour ⁻¹		m ³	M ³		
Valeurs	500	49	451	24	36	0.02	0.027	0.023	103680	4162752	0.9	0.02

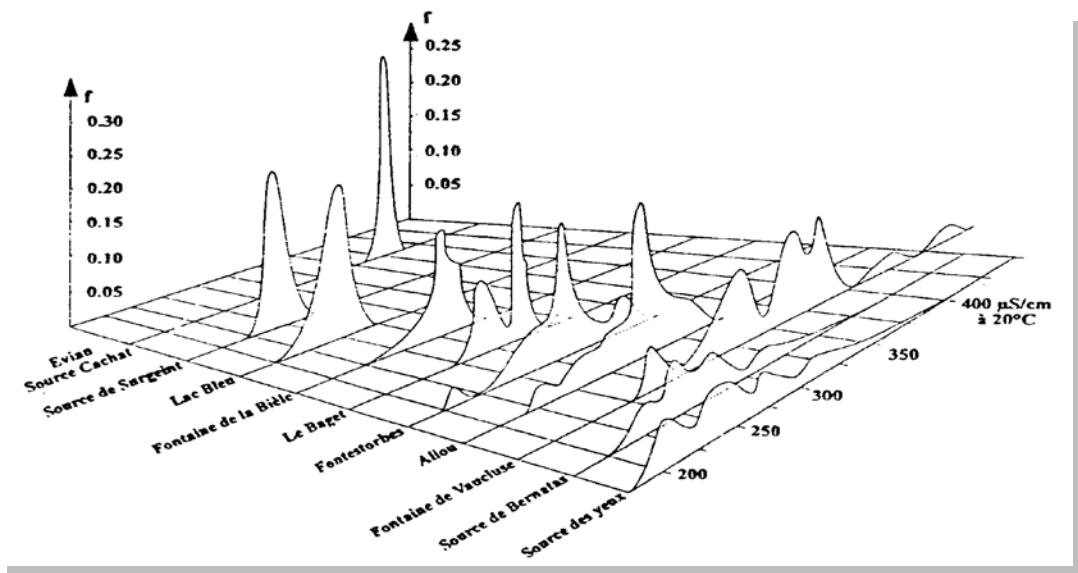


Fig. 43: Distribution des fréquences de conductivité (Bakalowicz, 1979)

III.2)- Étude des écoulements en provenance de grotte pour le cycle 2004

2.1)- Introduction

L'étude de distribution des débits a été basée sur l'analyse des débits classés en provenance de la grotte pour le cycle hydrologique 2003/2004.

- 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.

2.2)- Approche hydrologique

2.2.1)- Distribution des fréquences des débits (Fig. 44)

L'histogramme de distribution des fréquences, présente un seul mode lié au faibles débits, dû à la longue saison sèche. Le reste présente une répartition sur une large gamme de classe des débits centrés sur une moyenne de 140 l/s.

Un pic proche des plus hauts débits 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 5.5 et 51.5 l/s, soit 47 % des observations.

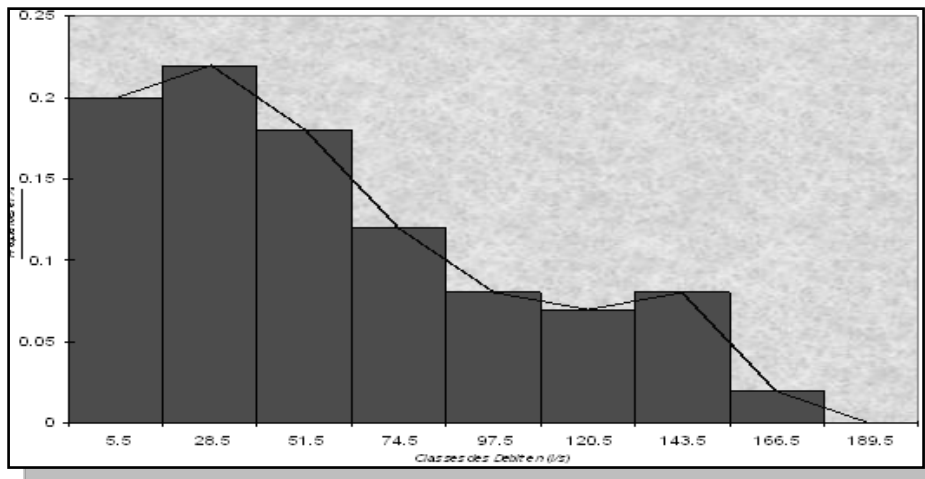


Fig. 44: Polygone des fréquences (grotte cycle 2004)

2.2.2) - Courbes des fréquences cumulées des débits classés :(Fig. 45)

La courbe des fréquences cumulées des débits classés (coordonnés gauusso-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 des niveaux de la réserve sollicitée exceptionnellement.

La courbe des fréquences cumulées montre trois principales ruptures de pente.

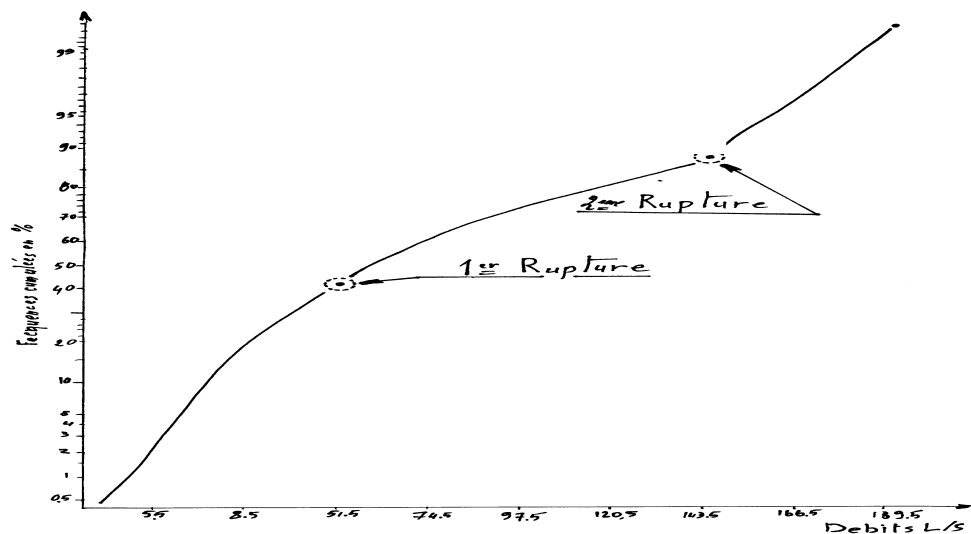


Fig. 45 : Courbe des fréquences cumulées des débits classés (écoulement de la grotte cycle 2004)

- La 1ère rupture correspond grossièrement à un débit de 51.5 l/s, qui correspond à la vidange du réservoir matriciel (apport des réserves pour les faibles débits).
- La 2ème rupture correspond à un débit de 143.5 l/s, où la pente augmente progressivement pour les forts débits. Ceci correspond à la mise en fonction du trop-plein au dessus de l'émergence, alimentée en permanence par la vidange.

La droite comprise entre les deux points de rupture montre le fonctionnement des apports réguliers et continus.

On se référant aux différents cas de rupture de pente de la droite représentative des débits classés (Mangin 1975), le cas de la droite obtenue c'est celui correspondant à l'interprétation suivante :

-Apports d'une réserve issue d'un cycle antérieur.

2.2.3)- Analyse de la courbe de récession :

A/ Les données :

Les données utilisées concernent les observations de l'année hydrologique 2003/2004. Il a été retenu les données correspondantes à un tarissement bien marqué et de longue durée.

B/ Résultats :

- D'après la courbe de récession (Fig. 46) correspondante au cycle 2004, les dernières décrues du printemps ont eu lieu au début du mois d'Avril.

Le tarissement correspond au début du mois de septembre et se prolonge jusqu'à la fin du mois de novembre.

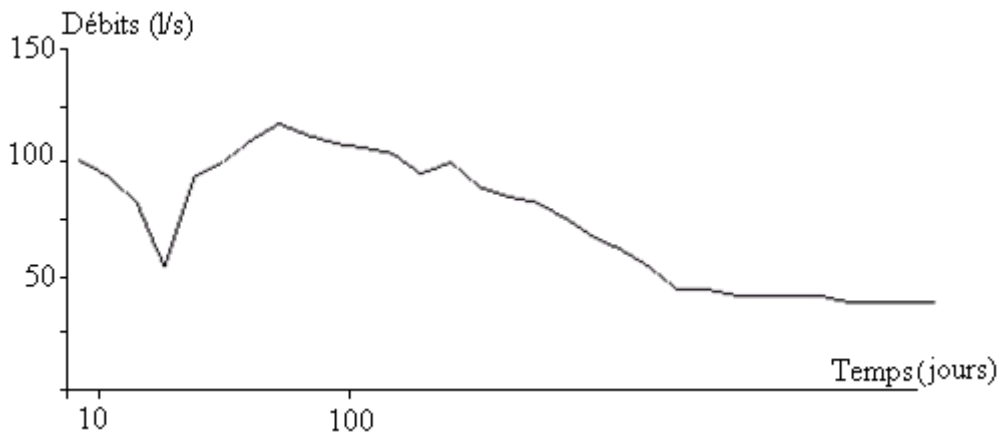


Fig. 46 Courbe de récession (écoulement en provenance de la grotte cycle 2004)

- D'après la courbe de récession le temps nécessaire pour qu'apparaisse le tarissement et relativement long 151 jours .

Le coefficient d'hétérogénéité ε qui caractérise l'importance de la concavité de décrue ($Q^*(t)$), (Fig. 47) est faible. Il est égal à 0.025, cette valeur caractérise une infiltration assez lente.

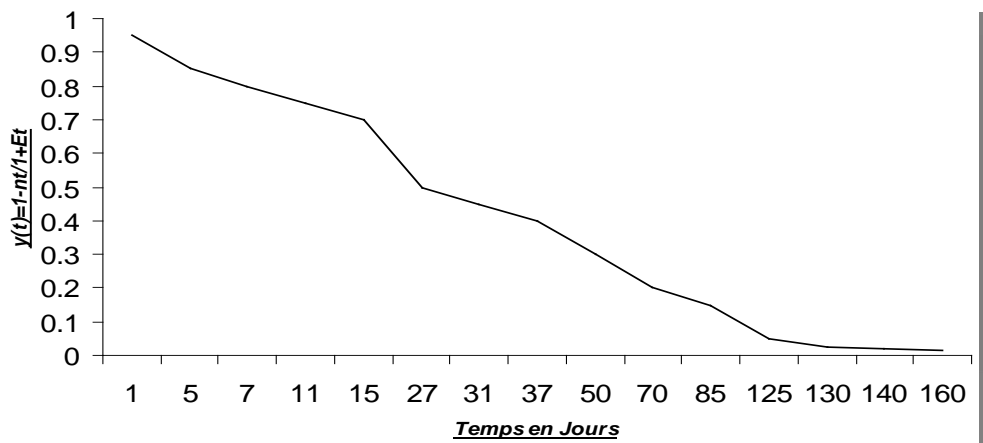


Fig. 47 : Courbe de décrue: $y(t) = 1 - nt / (1 + Et)$. (écoulement en provenance de la grotte cycle 2004)

Les courbes homographiques : $-y(t)$, $y(t)$, (Fig. 48), ajustées à la courbe de décrue étudiée montrent une concavité assez faible, ce qui traduit une faible vitesse de décrue.

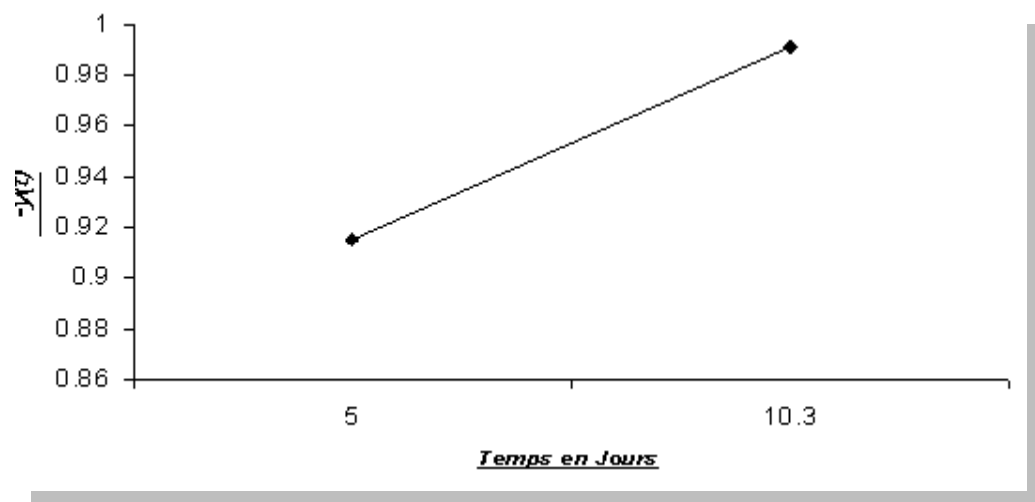


Fig. 48 : Courbe de décrue $-y(t) = ti - t/Q^*(t)$ (écoulement en provenance de la grotte cycle 2004)

- La courbe de décrue permet de calculer, on utilisant les valeurs des paramètres η , ϵ le temps nécessaire pour que q_0 diminue d'une certaine quantité.

- Ainsi pour une diminution de 50% : $t = 1 / (\epsilon + 2 \eta)$.

Et pour une diminution de 99% : $t = 99 / (\epsilon + 100 \eta)$.

- Pour le cas de l'écoulement en provenance de la grotte et d'après les paramètres calculés, suivant les courbes de décrue (η , ϵ) le temps nécessaire pour que q_0 diminue dans une proportion de 50 % sera de :

$$t = 1 / (\epsilon + 2 \eta) \text{ avec } \epsilon = 0.025 \quad \eta = 0.006.$$

Après le calcul on obtient : $t = 27.02$ soit $t = 27$ jours

Il faut plus de 27 jours (27.02) en moyenne pour que le débit diminue de 50 % .

Le coefficient de tarissement est faible, il est égale à 0.003.

Cette valeur du coefficient de tarissement traduit une vidange relativement assez lente .

- Pour une diminution de 99 %, le temps nécessaire pour qu'apparaisse le tarissement est de 158 jours soit l'équivalent de cinq mois.

C/ volumes évacués :

Le volume dynamique (V_d) d'après l'application de la formule, donne la valeur de : 288.000.000 L, soit 288000 m³.

Le volume de transit (V_t) qui est donné par la formule $V_t = Q_{\text{moy}} \times 86400 \times 366$ est de l'ordre de : 1.442.060.496 L, soit : 1.442.060,496 m³.

D/Classification de l'aquifère étudié :

- Le paramètre **K** qui traduit l'importance du karst noyé est de : $k=0.19$, ($K = \frac{V_d}{V_t}$)

- Le paramètre « i » déterminé à partir de la courbe de décrue $y(t) = \frac{1 - \eta t}{1 + \epsilon t}$

(Fig. 47), prend la valeur de : $i = 0.94$, il est relativement élevé ce qui montre la faiblesse de la décrue

-En reportant ces valeurs dans le tableau de classification des systèmes karstiques, (Fig. 64) définis par (A.Mangin 1975), l'aquifère en question se positionne avec les systèmes à structures complexes avec de grandes tailles et de nombreux sous-systèmes.

2.3)-Approche hydrochimique

2.3.1)-Distribution des fréquences de conductivité :(fig. 49)

- La représentation graphique de distribution des fréquences de conductivité, relative au cycle 2004 présente une courbe multimodale, très étalée avec un mode principal autour de 894 $\mu\text{S/cm}$.
- La forme et l'étalement de la courbe de fréquence lorsqu'on la compare à ceux du catalogue de Bakalowicz (1979), (Fig. 43) est caractéristique d'un système karstique dont l'organisation de l'écoulement s'apparente à celle du système de la fontaine de Vaucluse

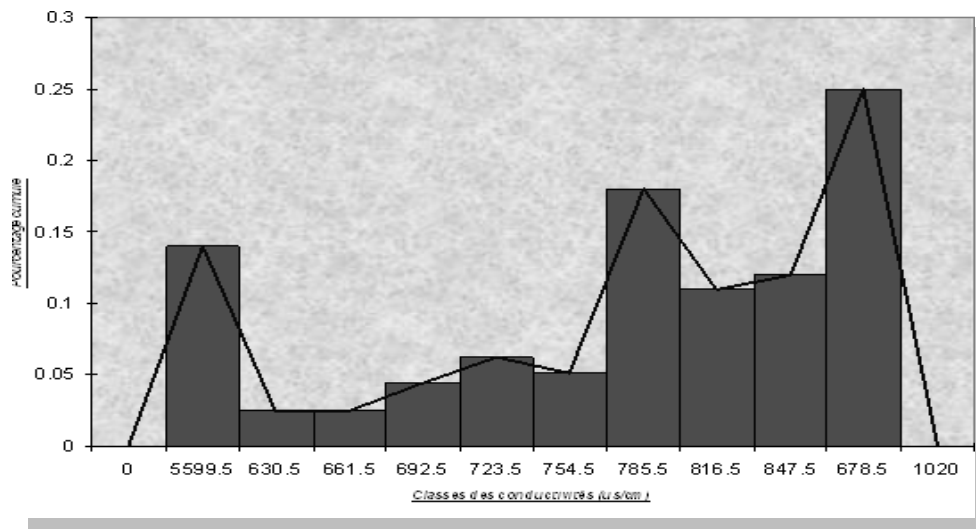


Fig. 49 : Distribution des fréquences de la conductivité des eaux en provenance de la grotte (cycle 2004)

2.4)- Récapitulation des résultats obtenus :

Les différents paramètres calculés sont regroupés dans le tableau suivant :

Paramètres Récession	Q_{10} l/s	Q_{R0} l/s	q_0 l/s	q_i l/s	t_i jour	α	D jour ⁻¹	ϵ	V_d m ³	V_t M ³	i	K
Valeurs	180	17,5	1625	10	151	0.003	0.006	0.025	288000	1442060496	0.94	0.19

III.3)-Étude des écoulements en provenance des falaises calcaires pour le cycle 2003

3.1)- Introduction :

- Sur le cycle 2003 les observations disponibles (débits mesurés et débits reconstitués) nous ont permis d'établir une série d'observation largement satisfaisante.
- Pour l'approche fonctionnelle, il sera examiné l'histogramme des fréquences des débits, les courbes des fréquences cumulées des débits classés, les courbes de décrues et enfin la distribution des fréquences de conductivité.

3.2)- Approche hydrologique

3.2.1)- distribution des fréquences des débits : (Fig. 50)

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

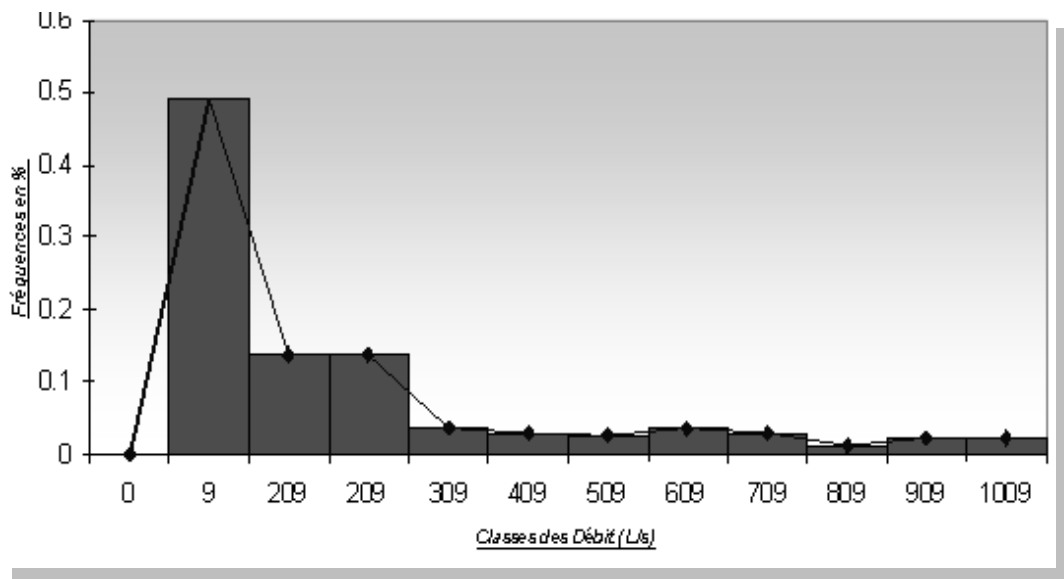


Fig. 49 : Distribution des fréquences de la conductivité des eaux en provenance de la grotte (cycle 2004)

- Le reste présente une bonne répartition sur une large gamme de classes de débits centrés sur une moyenne de 350 l/s .
- La fréquence maximale se situe entre 9 et 109 l/s, soit 64% des observations.

3.2.2)-Courbes des fréquences cumulées des débits classés : (Fig. 51).

- La courbe des fréquences cumulées des débits classés (coordonnés gauusso- arithmétique) en fonction des classes des débits prend des formes particulières
- En effet, la courbe obtenue présente une première rupture à 109 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.

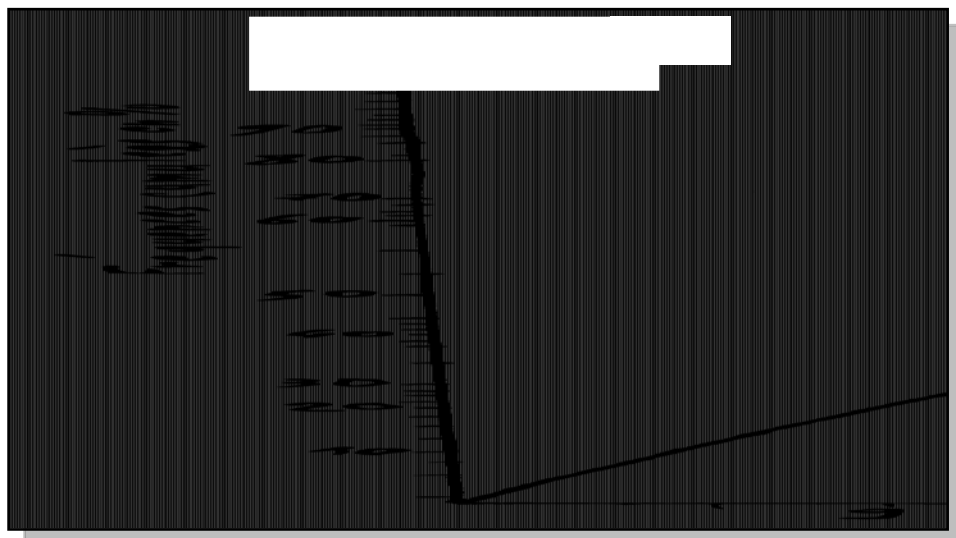


Fig. 51: Courbe des fréquences cumulées (écoulement en prov. des falaises calcaires cycle 2003)

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 :

$\alpha_2 < \alpha_1$: 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.

3.2.3)- Analyse de la courbe de récession :

A/ Les données :

Les données pour lesquelles la courbe de récession a été tracée, concernent le mois de Mai de l'année 2003 où le tarissement est observé sur une longue période .

B/ Résultats :

- D'après la courbe de récession obtenue (Fig. 52), 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 (24 jours).

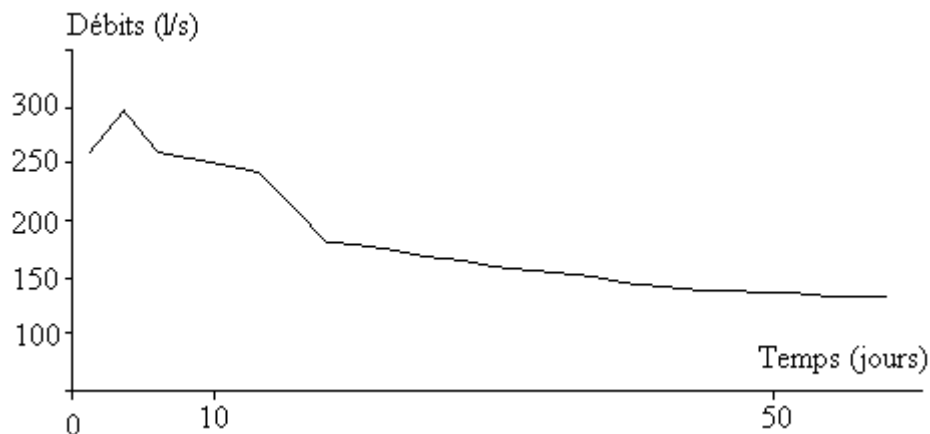


Fig. 52 Courbe de récession (écoulement en provenance des falaises calcaires cycle 2003)

- Le coefficient d'hétérogénéité « ε », qui caractérise l'importance de la concavité de la courbe de décrue ($Q^*(t)$), (Fig. 53), est faible.

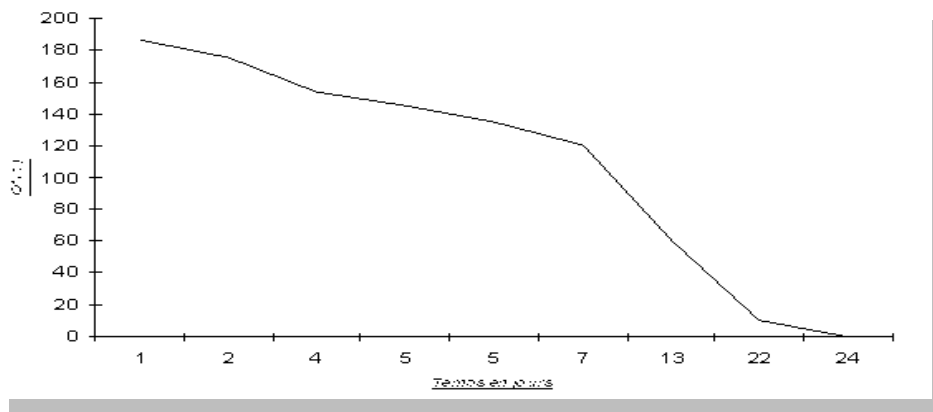


Fig. 53: Courbe de décrue $Q^*(t)=Q(t)-Q_r(t)$: (Écoulement en provenance des falaises calcaires cycle 2003)

Il est égal à ($\varepsilon = 0.014$), ce qui caractérise une infiltration lente en relation avec la décrue. Les courbes homographiques $[-Y(t)$ et $Y(t)$], (Fig. 54) étudiées montrent une concavité assez faible, ce qui montre une faible vitesse de décrue.

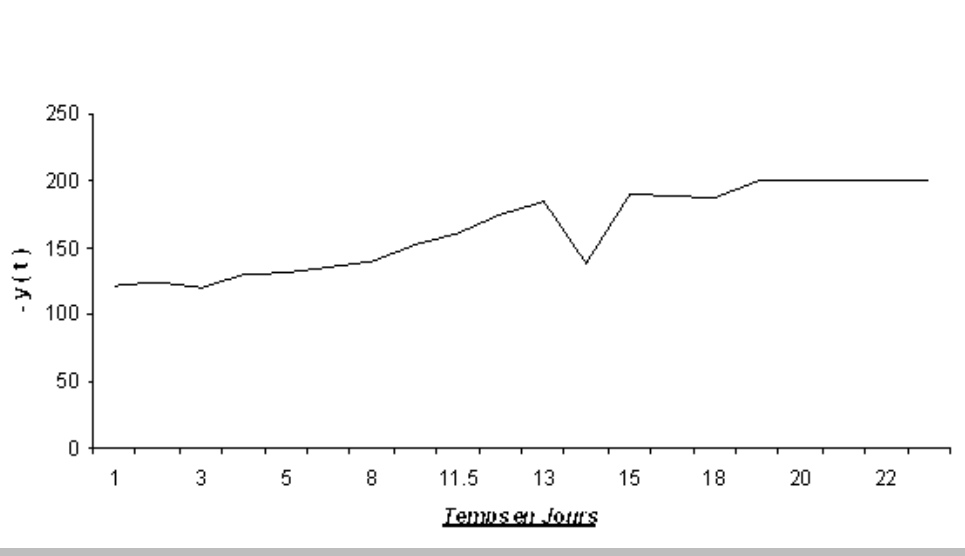


Fig. 54: Courbe de décrue $-y(t)=ti-t/Q^*(t)$ (écoulement en prov. des falaises calcaires cycle 2003)

La courbe de décrue permet de calculer, en utilisant les valeurs des paramètres (η et ε) le temps nécessaire pour que q_0 diminue d'une certaine quantité.

Ainsi pour une diminution de 50% : $t = 1/(\varepsilon + 2\eta)$.

Pour une diminution de 99% : $t = 99/(\varepsilon + 100\eta)$.

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 :

$t = 1/(\varepsilon + 2\eta)$, avec $\varepsilon = 0,014$ et $\eta = 0,041$

après le calcul on obtient :

$t = 10,41$, soit $t = 10$ jours.

Il faut plus de 10 jours en moyenne pour que le volume diminue de 50%.
 Le coefficient de tarissement α est égal à 0,023 . Cette valeur traduit une vidange relativement assez lente.

C/ Volumes évacués :

Le volume dynamique (V_d) d'après l'application de la formule, donne une valeur de 93.913.043,48 L , soit 93.913,04348m³ .

Le volume de transit (V_E) qui est donné par la formule :

$$V_E = Q_{\text{moy}} \times 86400 \times 365, \text{ est de l'ordre : } 3.487.881.600 \text{ l soit } 3.487.881,600\text{m}^3.$$

D / Classification de l'aquifère étudié :

Le paramètre « k » qui traduit l'importance du kart moyé a une valeur de 0.02 $\left(K = \frac{v_d}{v_E} \right)$.

Le paramètre « i » déterminé à partir de la courbe de décrue $y(t) = \frac{1 - \eta t}{1 + \epsilon t}$

(Fig. 55) prend la valeur de 0.89.

Il est relativement élevé, ce qui montre la faiblesse de la décrue.

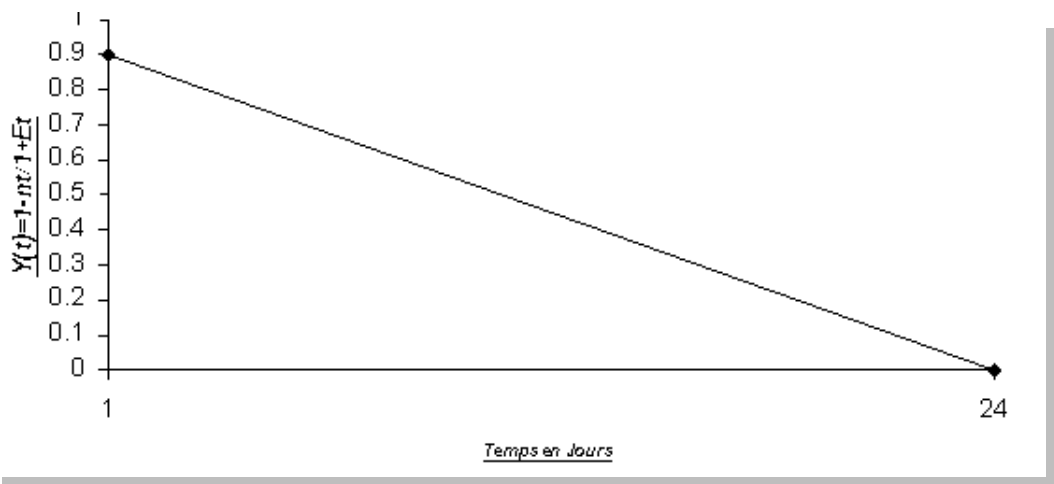


Fig. 55: Courbe de décrue $y(t) = \frac{1 - \eta t}{1 + \epsilon t}$ (écoulement en prov. des falaises calcaires cycle 2003)

En reportant ces valeurs dans le tableau de classification des systèmes karstiques, (Fig. 64), 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.

3.3)- Approche hydrochimique

3.3.1)-Distribution des fréquences de conductivité :(Fig. 56)

La représentation graphique de distribution des fréquences de conductivité, relative au cycle 2003 montre que la conductivité s'étale sur une gamme allant de 299 $\mu\text{S}/\text{cm}$ jusqu'à 860 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

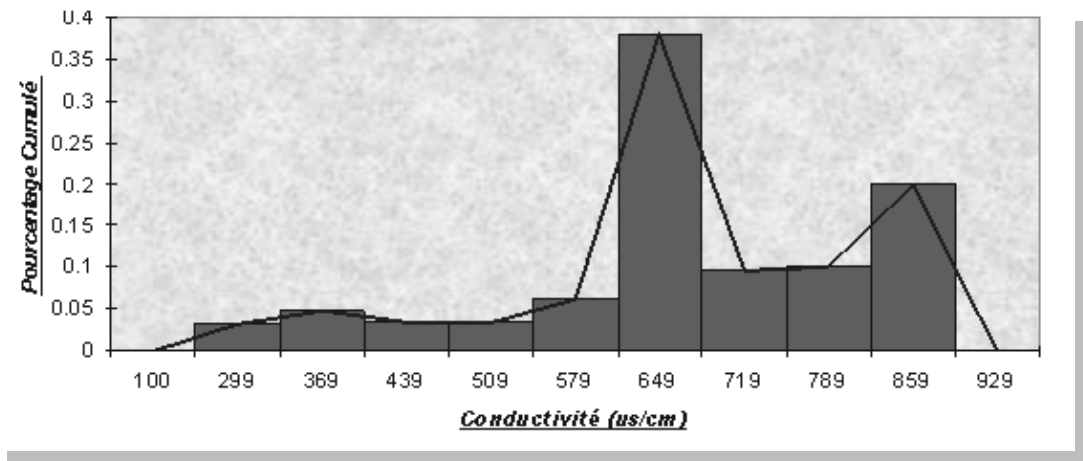


Fig. 56: Courbe de distribution des fréquences de la conductivité (écoulement en prov. des falaises calcaires cycle 2003)

La courbe montre deux pics importants, le 1^{er} autour de 655 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et le second autour de 855 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

L'étalement et l'allure de cette courbe, lorsqu'on la compare à celles du catalogue de Bakalowicz (1979), (Fig. 43) elle est caractéristique d'un système complexe qui s'apparente à celle du système de la fontaine de vaucluse.

3.4)- Récapitulation des résultats obtenus :

Les différents paramètres calculés sont regroupés dans le tableau suivant :

Paramètre de récession	Q_t l/s	Q_R l/s	q_o l/s	q_i l/s	t_i Jour	α	n Jour ⁻¹	ξ	V_d M ³	V_t M ³	i	K
Valeur	230	43	187	25	24	0,023	0,041	0,014	93913,04348	3487881,6	0,89	0,02

III.4)- Étude des écoulements en provenance des falaises calcaires pour le cycle 2004

4.1)- Introduction

Pour le cycle « 2004 », les observations disponibles (débits mesurés et débits reconstitués) nous ont permis d'établir une série d'observations, largement satisfaisante. Pour l'approche fonctionnelle, il sera examiné l'histogramme des fréquences des débits, les courbes des fréquences cumulées des débits classés, les courbes de décrues et enfin la distribution des fréquences de conductivité.

4.2)-Approche hydrologique

4.2.1)-Distribution des fréquences des débits : (Fig. 57)

L'histogramme des distributions des fréquences présente un mode lié au faible et moyen débits dus à la longue période marquée par des saisons sèches et humides. Le reste présente une répartition assez bonne, sur une large gamme de classes de débits centrés sur une moyenne de 110 l/s.

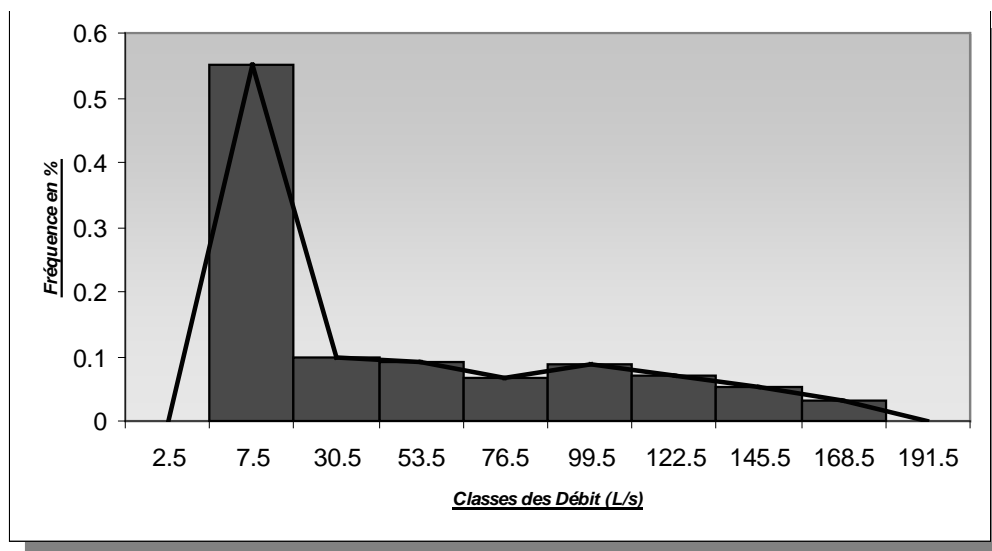


Fig. 57: polygone des fréquences (écoulement en provenance des falaises calcaires cycle 2004)

La fréquence maximale se situe entre 7 l/s et 30 l/s, soit 50% des observations.

4.2.2)- Courbes des fréquences cumulées des débits classées : (Fig.78)

La courbe des fréquences cumulées (en coordonnées gausso-arithmétique) en fonction des classes des débits prend des formes particulières.

En effet, la courbe obtenue présente une première rupture à 30 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 2^{ème} rupture à 145 l/s, où la pente augmente pour les forts débits, ceci correspond à la mise en fonction du trop plein au dessus de l'émergence.

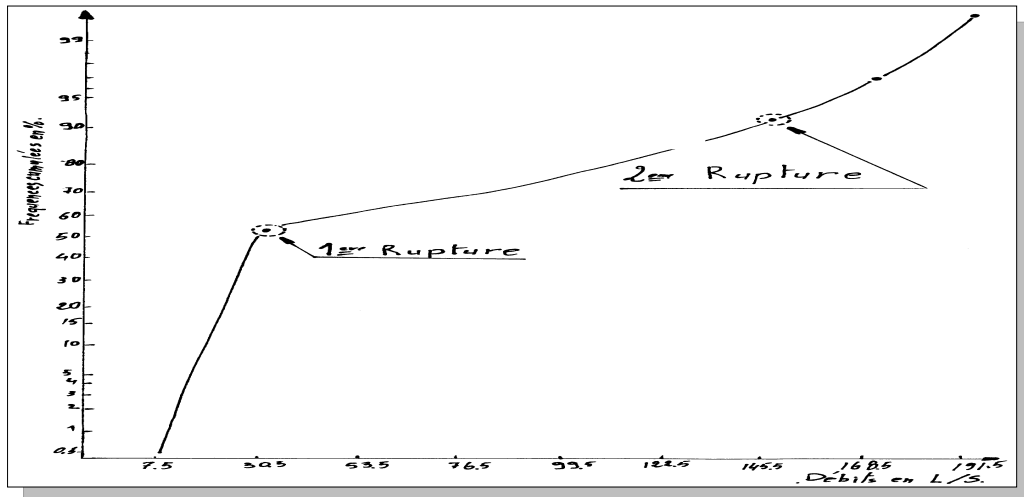


Fig. 58 Courbe des fréquences cumulées des débits classés (écoulement en provenance des falaises calcaires cycle 2004

La droite comprise entre les deux points de rupture montre le fonctionnement du système avec des apports réguliers et continus.

D'après les différents cas de rupture de pente suivant le model de A.Mangin, les droites obtenues, dans notre cas, correspondent à l'interprétation suivante :

$\alpha_1 > \alpha_2$: Apports d'une réserve issue d'un cycle antérieur.

4.2.3)-Analyse de la courbe de récession :

a) Les données :

Les données, pour lesquels la courbe de récession a été tracée, concernent le mois d'Avril jusqu'au mois juillet de l'année « 2004 ».

.b) Résultats :

D'après la courbe de récession obtenue (Fig. 59), la décrue est survenue au mois d'Avril pour prendre fin au mois de Juillet.

- Le début du tarissement correspond à la fin du mois de Juillet.

- D'après la courbe de récession le temps nécessaire pour qu'apparaisse le tarissement est important 121 jours.

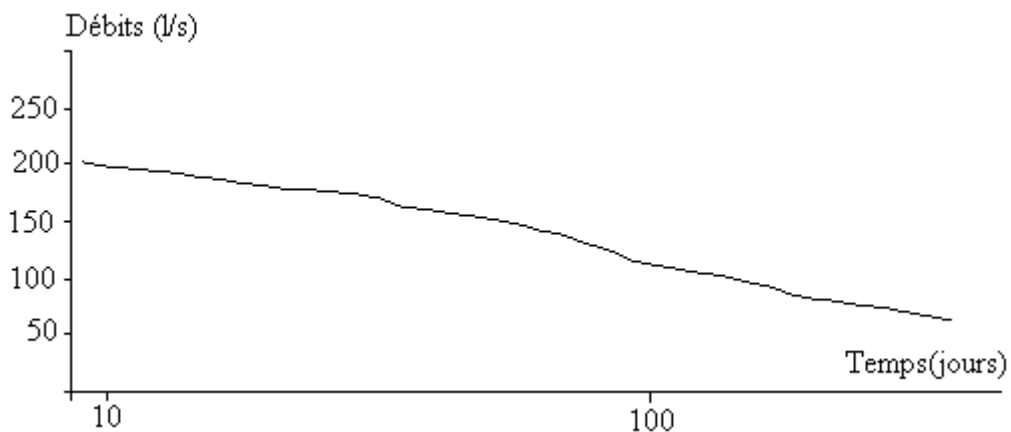


Fig. 59: Courbe de récession (écoulement en provenance des falaises calcaires cycle 2004)

Le coefficient d'hétérogénéité qui caractérise l'importance de la concavité de la courbe de décrue $Q^*(t)$ (Fig. 60) est assez faible.

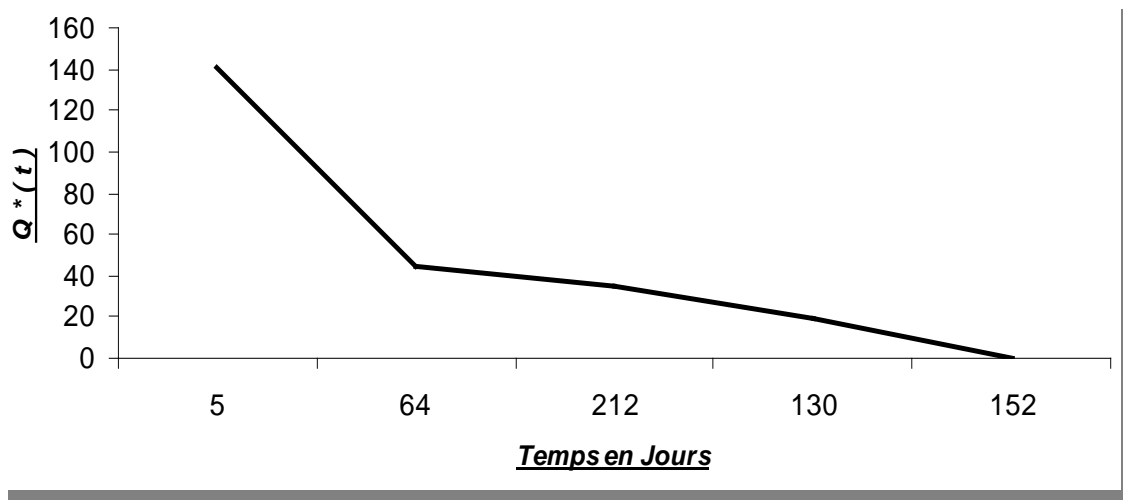


Fig. 60: Courbe de décrue $Q^*(t)=Q(t)-Qr(t)$: (Écoulement en provenance des falaises calcaires cycle 2004)

Il est égal à 0.02, ce qui caractérise une infiltration lente.

- Les courbes homographiques $[-y(t), y(t)]$ (Fig. 61), relatives à la décrue étudiée montrent une concavité assez faible ,ce qui montre une faible vitesse de décrue.

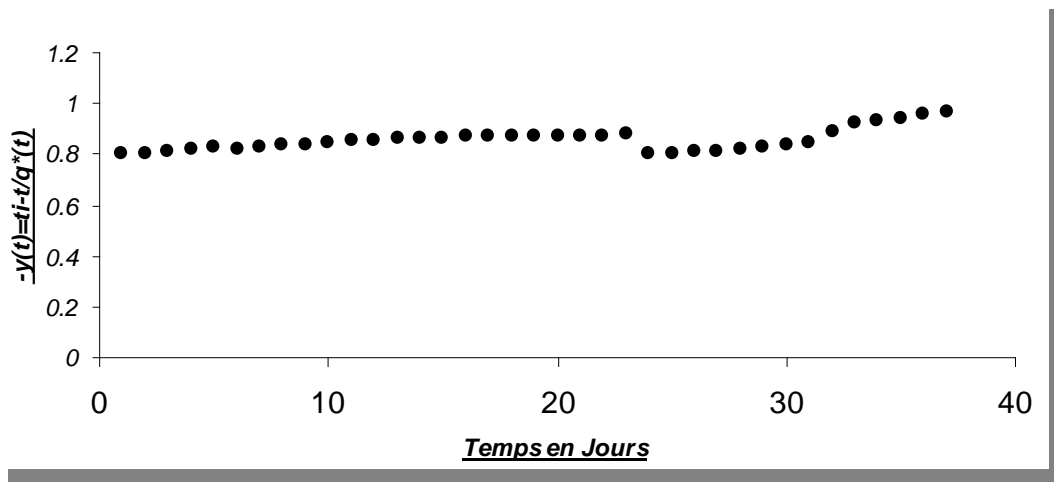


Fig.61: Courbe de décrue: $-y(t)=t_i-t/q^*(t)$ (Écoulement en provenance des falaises calcaires cycle 2004)

- La courbe de décrue permet de calculer, en utilisant les valeurs des paramètres « ε » et « η », le temps nécessaire pour que « q_0 » diminue d'une certaine quantité.

Ainsi pour une diminution de 50% : $t = 1 / (\xi + 2\eta)$

Ainsi pour une diminution de 90% : $t = 99 / (\xi + 100\eta)$

Pour le cas de l'écoulement en provenance des falaises calcaires et d'après les paramètres calculés suivants les courbes de décrue (ε , η), le temps nécessaire pour que q_0 diminue dans des proportions de 50% sera de :

$t = 1 / (\xi + 2\eta)$, avec : $\varepsilon = 0.025$, $\eta = 0.008$.

Après le calcul on obtient :

$t = 24,39$ Jours soit $t = 24$ jours.

Il faut plus de 24 jours (24,39) en moyenne pour que le débit diminue de 50%.

Le coefficient de tarissement « α » est égal à 0,029. Cette valeur traduit une vidange relativement assez lente.

c/ Volume évacués

Le volume dynamique (V_d), d'après l'application de la formule, donne une valeur de : 23.834.482,76 L, soit 23.834,482m³.

Le volume de transit (V_t) est donné par la formule :

$V_t : Q_{\text{moy}} \times 86400 \times 365$.

Il est de l'ordre de : 1.671.408.000 L, soit 1.671.408m³

d) Classification de l'aquifère étudié :

- Le paramètre « k » qui traduit l'importance du karst noyé est de : (0,014).

- Le paramètre « i » déterminé à partir de la courbe $y(t) = \frac{1 - \eta t}{1 + \epsilon t}$ (Fig. 62) prend la valeur de 0,93.

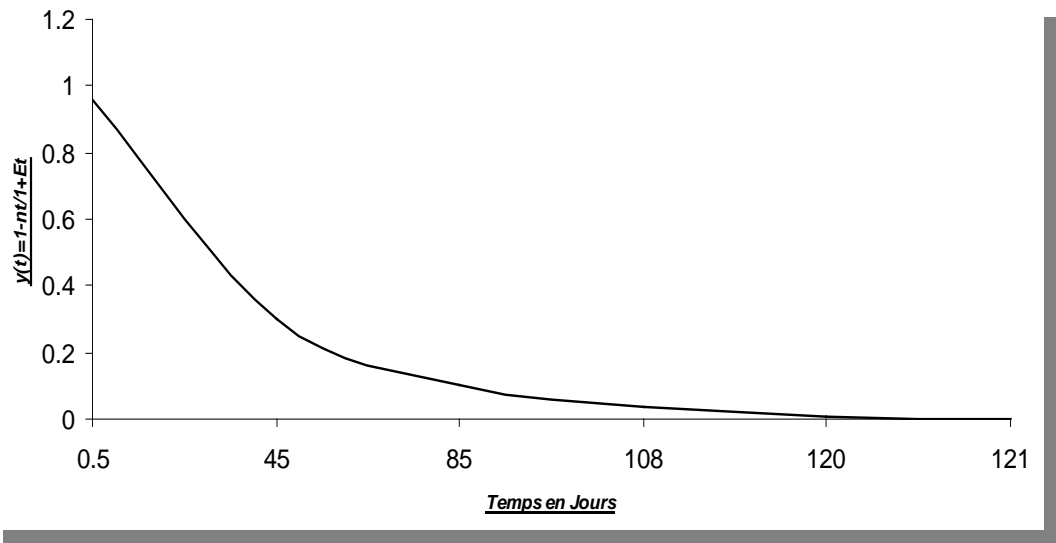


Fig. 62 : Courbe de décrue $y(t)=1-\eta t/1+\epsilon t$ (écoulement en provenance des falaises calcaires cycle 2004)

- Il est relativement élevé, ce qui traduit une infiltration complexe, contribuant à une meilleure régulation de l'écoulement.
- En rapportant ces valeurs dans le tableau de classification des systèmes karstiques 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- systèmes (Fig. 64).

4.3)-Approche hydrochimique: (Fig. 63)

La représentation graphique des distributions des fréquences de conductivité relatives au cycle 2004 montre que la distribution de fréquence est plurimodale. La conductivité s'étale sur une plage de 310 $\mu\text{s}/\text{cm}$ (chaque intervalle correspond à 31 $\mu\text{s}/\text{cm}$).

La forme et l'étalement de cette courbe de fréquence lorsqu'on les compare à ceux du catalogue de Bakalowicz, (Fig. 43) sont caractéristique d'un système Karstique qui s'apparente à celui du système de la fontaine de Vaucluse.

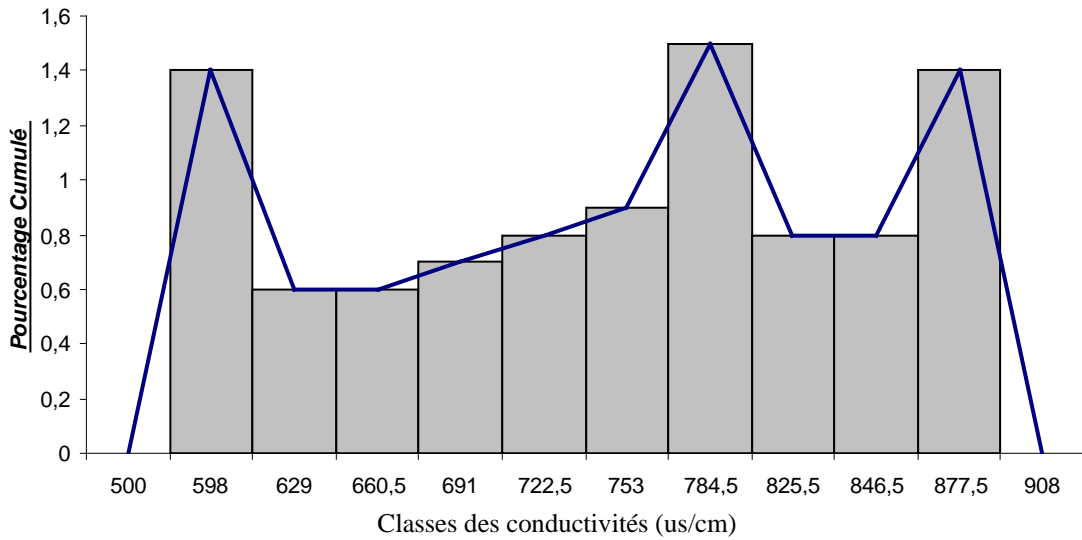
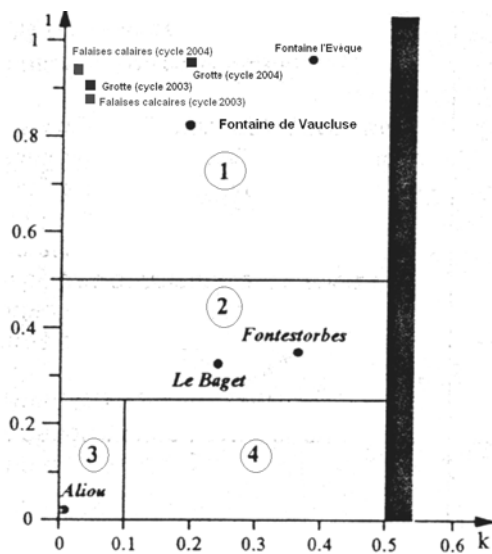


Fig. 63: Courbe de distribution des fréquences de la conductivité (écoulement en provenance des falaises calcaires cycle 2004)

4.4)-Récapitulation des résultats obtenus

Les différents paramètres calculés sont regroupés dans le tableau suivant :

Paramètre récession	Q_t l/s	Q_{Ro} l/s	q_o l/s	q_i l/s	t_i Jour	α	N Jour ⁻¹	ξ	V_d m ³	V_t m ³	i	K
Valeur	190	45	145	8	121	0,029	0,008	0,025	23834,27	167.1408	0,9 3	0,014



- ① *Systèmes complexes (généralement de grande taille avec de nombreux sous-systèmes)*
- ② *Systèmes plus karstifiés à l'amont qu'à l'aval, avec des retards à l'alimentation dus, soit à des terrains non karstiques, soit à une couverture neigeuse*
- ③ *Systèmes très karstifiés en aval possédant un réseau de drainage très développé avec une zone noyée peu importante (domaine des réseaux spéléologiques très développés)*
- ④ *systèmes possédant des réseaux spéléologiques bien développés débouchant en aval sur un important karst noyé.*

Fig. 64. Classification des systèmes karstiques à partir de l'analyse des courbes de récession.

IV- Relation des débits d'écoulements en provenance de la grotte et des falaises calcaires avec le champ captant

1-Rappel et remarques concernant le champ captant de Ain Chabro

Plusieurs notions en ce qui concerne le système aquifère de Tébessa Morsott et dont le champ captant de Ain Chabro fait partie relève quelques remarques. (In JL. BLESES et J.J FLEURY. Notice explicative de la carte géologique de Morsott : 1/50 000)

- « ... les sommet des reliefs calcaires qui s'étagent d'environ 1000 à 1500 m représentent les témoins d'une ancienne surface d'érosion. Cette surface d'érosion pratiquement pas déformée, est postérieure aux plissement et en particulier au compression tangentielle poste miocène ... »
- « ... les sédiments Plio-villafranchiens comblent les parties basses des fossés tectoniques et ne s'observent jamais sur les reliefs environnant. Les fossés ont donc commencé à s'individualiser avant le dépôt du Plio Villafranchien. Par ailleurs les failles de bordures des fossés ont provoqués le redressement du couches Plio Villafranchien ... »
- « ... l'individualisation du fossé, postérieure à l'élaboration de la surface, d'érosion poste miocène ; a donc commencer avant le Plio Villafranchien mais le jeu des failles bordière a du se continuer jusqu'à une époque récente. L'ampleur du mouvement des compartiments opposés peut être évalué en prenant pour référence la surface d'érosion poste miocène. En comparant l'altitude de cette surface grâce aux résultats des puits ou forages dans les plaines de Ain Chabro, Morsott et Tébessa avec celles de ses témoins les plus proches dans les compartiment les plus élevés on peut déduire l'amplitude de maximum a du mouvement relatif : 450 m environ dans la région de Morsott et plus de 800 m entre le fossé de Tébessa et le Dj. Dyr ... »

La sédimentation de la plaine d'effondrement de Tébessa Morsott est continentale. Elle s'est faite principalement depuis les bordures escarpées (calcaires, marno-calcaires, marneuses et gréseuses). Les différences d'altitude des bordures latérales ont été et sont bien plus importantes que les différences d'altitude de l'amont vers l'aval. Un granoclassement s'est produit depuis les bordures vers l'axe de la plaine. En bordures on rencontre de gros cailloutis voire des galets calcaires au centre les limons récents argileux très fins des oueds Kebir et Ksob.

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 a

ajouter aussi que des anomalies ce distingues 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 permet 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 carottage électriques nous ont monter combien le quaternaire était hétérogène il s'agit d'un empilement de niveaux de cailloutis dont les quelles une matrice argilo détritique plus au moine importa,te détermine des niveaux plus au moins perméables.

Il en résulte sur le plan hydraulique qu'a l'échelle du temps et des surfaces toutes ces couches aquifères communiquent être elles, soit par des assises dites imperméables (lesquelles sont en réalité faiblement perméable) 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 a la combinaison de nombreux phénomènes tel que :

- Drainance - variation spatiale de T et S.

2- Géométrie et extension du champ captant de Hammamet

a)- En profondeur

Il s'agit d'une sédimentation quaternaire continentale. Sur une épaisseur d'environ 170 m ce sont des cailloutis et galets calcaires du créacé 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).

b)- Latéralement

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 carfour 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 Bouakous qui abaisse le compartiment Est et décroche le Turonien.

La présence de la source thermale (actuellement tarie) 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 bisaute aux profits de 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 Bouakous 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 Bouakous et les falaises calcaires.

Cette alimentation sera souterraines sera développée dans le paragraphe qui suit

2- Campagne des jaugeages différentiels

Les mesures des débits réalisées, le long du tracé de l'oued Bouakous, ont montré l'enregistrement des valeurs en décroissance continue.

Des débits qui s'approchent de 2 m³/s peuvent atteindre l'oued Chabro, exutoire des eaux de crue de l'oued Bouakous. Ainsi, le phénomène d'infiltration à l'aval de Youkous 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'infiltrer et vient alimenter la nappe des graviers et cailloutis calcaires de la plaine de Tébéssa.

Il s'agit en fait, d'une régularisation qui se fait indirectement par l'intermédiaire des graviers quaternaires.

Dans la fig. 65 ,le graphe obtenu montre que les débits enregistrés dans la partie amont sont toujours supérieurs à ceux enregistrés dans la partie avale.

En effet, dans la partie amont il a été enregistré des débits de : 1913 l/s , 1763 l/s, 800 l/s, 728 l/s, 572 l/s, 469 l/s.Seule, durant la période des basses eaux (étiage) le débit de base n'a jamais dépassé 10 l/s.

Les jaugeages différentiels effectués durant les cycles d'observation, ont permis d'enregistrer des débits, réellement infiltrés avec un maximum de 541 l/s et un minimum de 10 l/s.

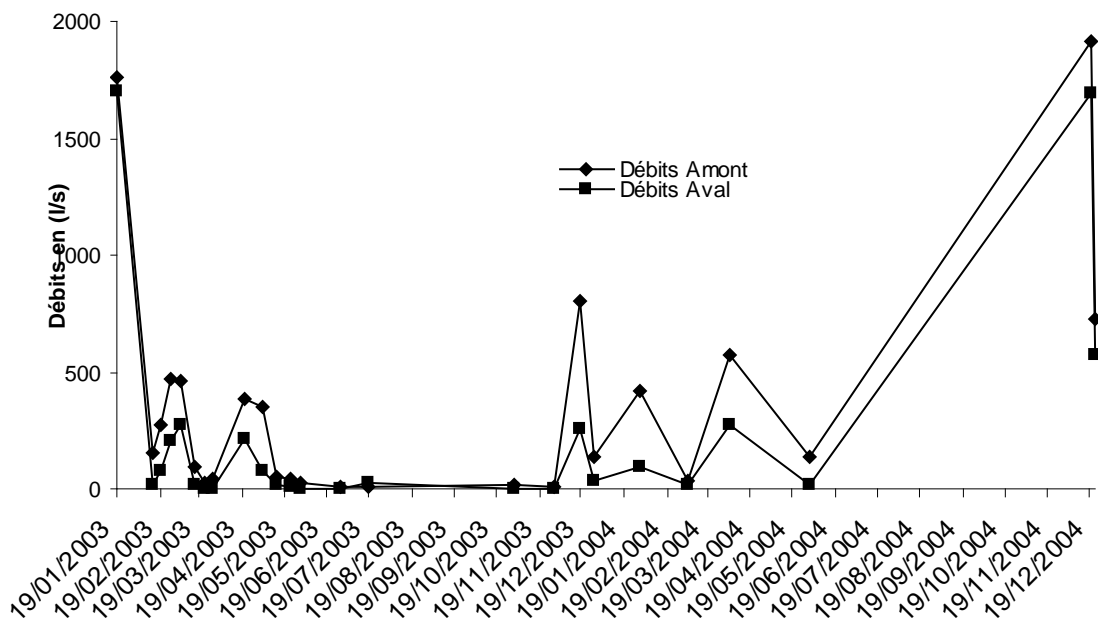


Fig.65 – Variation des jaugeages différentiels sur le tracé de l'Oued Bouakous

V)-Conclusion

Dans la partie étudiée et qui concerne précisément l'hydrologie souterraine, il a été appliqué des méthodes de l'approche fonctionnel sur la base de :

- Approche hydrologique : étude des débits classes, analyse des courbes de récession et enfin classification des systèmes karstiques.

- Approche hydrochimique : distribution des fréquences de conductivité.

Les sites concernés par l'étude sont :

- La Grotte : écoulements en provenance de la grotte.

- Les falaises : écoulements en provenance des falaises calcaires.

Ces deux sites sont situés dans les calcaires d'âge Maestrichtien connus par leur degré de fissuration très développé.

Pour le premier site (écoulement en provenance de la grotte), les cycles d'observation étudiés sont 2003 et 2004.

Les résultats obtenus par application des méthodes de l'approche fonctionnelle se présentent comme suite :

D'après l'étude des courbes des fréquences cumulées des débits classés, il s'agit pour les deux cycles d'apports d'une réserve issue d'un cycle antérieur.

L'étude de la courbe de récession montre que pour les deux cycles, le coefficient d'hétérogénéité d'écoulement (\mathbf{C}) varie entre 0.023 et 0.025 ce qui traduit une infiltration assez lente.

D'après les paramètres calculés suivant les courbes de décrue (\mathbf{C} et \mathbf{n}), pour le cycle 2003 le temps nécessaire est de douze jours en moyenne pour que le débit diminue de 50%. Pour le cycle 2004, le temps nécessaire est de 27 jours pour que le débit diminue de 50%. Le volume dynamique pour le cycle 2003 est de 103680 m³, pour le cycle 2004 le volume dynamique est de 288000 m³.

Le volume de transit pour le cycle 2003 est de 4.162.752 m³, pour le cycle 2004 est de 1.442.060 m³.

Les valeurs des volumes obtenus montrent qu'entre les deux cycles il y a une augmentation au niveau du cycle 2004, soit plus que le double du volume dynamique enregistré durant le cycle 2003. Ceci s'explique par les apports des réserves issues d'un cycle antérieur.

Concernant les valeurs du volume de transit où on note une augmentation durant le cycle 2003 et une diminution durant le cycle 2004 qui s'explique par le caractère excédentaire de l'année 2003 et d'où un débit moyen annuel important.

La classification du site étudié, d'après les paramètres déterminés à partir de l'analyse de la courbe de récession et de l'approche hydrochimique, 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 des falaises calcaires), les cycles d'observation étudiés sont 2003 et 2004.

Les résultats obtenus par application des méthodes de l'approche fonctionnelle se présente comme suit:

-d'après l'étude des courbes des fréquences cumulés des débits classés, il s'agit pour les deux cycles d'apport d'une réserve issue d'un cycle antérieur.

-l'étude de la courbe de récession montre que pour les deux cycles le coefficient d'hétérogénéité d'écoulement (ϵ) varie entre 0.014 et 0.025 ce qui traduit une infiltration assez lente.

-d'après les paramètres calculés suivant les courbes de décrue(ϵ et η), pour le cycle 2003 le temps nécessaire est de 10 jours en moyenne pour que le débit diminue de 50%.

-pour le cycle 2004, le temps nécessaire est de 27 jours en moyenne pour que le débit diminue de 50%.

-Le volume dynamique pour le cycle 2003 est de 93913m^3 , pour le cycle 2004 ce volume est de 23834m^3 .

-le volume de transit pour le cycle 2003 est de $4.487.881\text{m}^3$, et pour le cycle 2004 il est de $1.671.408\text{m}^3$.

-La classification du site étudié, d'après les paramètres déterminés à partir de l'analyse de la courbe de récession et de l'approche hydrochimique, montre que le système karstique étudié se classe dans les systèmes complexes, avec de grandes tailles et de nombreux sous-systèmes.

Sur le tracé de oued Bouaakous les jaugeages différentiels effectués durant les cycles d'observation, ont permis d'enregistrer des débits, réellement infiltrés avec un maximum de 541l/s et un minimum de 10 l/s des débits qui viennent alimenter d'une façon indirecte les champs captant de Hammamet et de Ain Chabro.

HYDROCHIMIE

1. Introduction

L'étude de la qualité des eaux reste primordiale car elle détermine le domaine d'utilisation de cette ressource, en outre elle permet également de connaître les liens qui peuvent exister entre les différentes composantes d'une eau. Les qualités d'une eau sont conditionnées par les paramètres physiques et chimiques qu'il faut déterminer avec exactitude soit sur site après lecture soit par dosage.

L'étude hydrochimique a été menée sur deux principales sources qui émergent de l'aquifère carbonaté, et sur les forages existant dans la plaine.

Les informations sur la structure, le fonctionnement, le degré d'organisation des circulations souterraines et les effets des variations saisonnières des apports sont fournies par les analyses chimiques au cours du cycle hydrologique et des crues.

Le suivi hydrochimique a été mené au cours des cycles hydrologiques 2002/2003 et 2003/2004 et en partie le cycle 2004/2005.

Les analyses ont été effectuées au laboratoire du centre d'études et de recherches appliquées au développement (C.E.R.A.D) filiale de FERPHOS.

Les analyses chimiques ont porté sur le dosage des éléments chimiques à savoir ;

-cations : Ca², Mg², Na⁺

-anions: Cl⁻, SO₄, HCO₃ et NO₃

-Les paramètres physiques; pH, cond , et T°.

Les analyses réalisées ont permis de dresser un constat sur la qualité des eaux issues de la source de Bouakous, à cet effet deux points d'eau ont fait l'objet de prélèvements et d'analyses. Le premier point est situé en amont de Hammamet et le second en aval à la sortie de la ville de Hammamet, par ailleurs et dans le souci de connaître l'impact de ces arrivées d'eau sur les champs captant de Hammamet et d'Ain Chabro, des prélèvements et des analyses d'eau ont été réalisés au niveau de ces points.

Pour déterminer les variations spatio-temporelles et leurs origines plusieurs méthodes ont été utilisées, nous allons les développer.

2. Statistique élémentaire

Les résultats obtenus après traitement sont conditionnés dans le tableau suivant.

Libellé de la variable	Moyenne	Ecart-type	Minimum	Maximum
Ca	183.136	52.453	115.800	326.170
Mg	140.778	37.080	97.000	242.250
Na	125.332	34.202	13.220	170.090
HCO ₃	122.472	48.478	54.010	240.080
Cl	218.444	40.445	86.170	302.200
SO ₄	128.514	197.533	19.000	875.000
Conductivité	719.444	110.100	400.000	1000.000
pH	7.642	0.432	6.900	8.540
Q	150.111	272.455	5.000	1144.000
T°C	17.133	4.881	9.800	29.900

Tab. 23- Résultats des statistiques élémentaires

L'observation du précédent tableau montre que les eaux avec un pH légèrement basique et sont particulièrement riches en chlorures par contre les bicarbonates et les sulfates présentent presque les mêmes concentrations.

Du point de vue cationique le calcium domine par contre le magnésium et le sodium montrent des concentrations très proches.

Pour visualiser les liens et les compétitions qui semblent exister entre les éléments chimiques une analyse en composantes principales a été réalisée.

3. Analyse en composantes principales (ACP)

	Ca	Mg	Na	HCO ₃	Cl	SO ₄	Conduc	pH	Q	T°C
Ca	1.00									
Mg	0.91	1.00								
Na	0.27	0.35	1.00							
HCO ₃	0.07	0.15	-0.20	1.00						
Cl	0.35	0.41	0.07	0.24	1.00					
SO ₄	-0.05	0.00	0.36	0.19	0.29	1.00				
Conductivité	0.36	0.33	-0.18	0.03	0.75	0.07	1.00			
pH	0.34	0.28	-0.30	0.13	-0.29	-0.36	-0.08	1.00		
Q	0.00	0.06	0.27	0.26	0.09	0.51	-0.09	0.06	1.00	
T°C	0.02	-0.05	0.07	-0.44	-0.33	-0.34	-0.13	0.31	-0.15	1.00

Tab.24 Matrice de corrélation

Après observation du tableau précédent, on remarque que seul le calcium et le magnésium présentent un coefficient de corrélation significatif de l'ordre de 0.9.

3.1. Cercle ACP

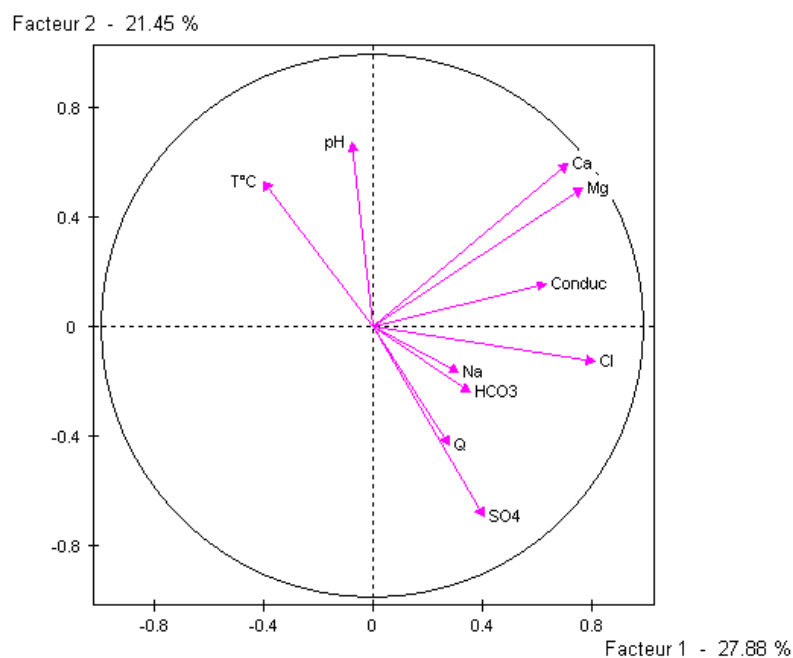


Fig. 66 –Cercle ACP. Echantillons Hammamet, Ain chabro

Les axes F1F2 fournissent moins de 50% de l'information totale, ce qui reste insuffisant pour mener à bien cette étude, l'observation de ce cercle montre selon l'axe F2 une opposition entre les eaux calciques magnésiennes et les eaux sodiques, ces dernières s'accompagnent soit des chlorures, des bicarbonates ou des sulfates. On remarque que la température influence le pH des eaux.

La précédente analyse en composantes principales donne moins de 50% de l'information, ce qui reste insuffisant et donne par conséquent lieu à des interprétations assez ambiguës quant à la détermination des liens pouvant exister entre les différents éléments chimiques.

Pour lever cette ambiguïté, nous nous sommes intéressés aux indications fournies par la thermodynamique. En effet la zone d'étude est constituée par plusieurs formations géologiques (calcaires, sables, graviers, argiles...), ces dernières vont modifier la composition chimique des eaux au cours de leurs passages, ce qui implique des réactions chimiques entre le sol et l'eau.

Les résultats obtenus sont issus du logiciel diagramme comportant le programme PHREQC.

4. PROCESSUS DE MISE EN SOLUTION

Pour expliquer les mécanismes d'acquisition du chimisme nous avons utilisé les paramètres définis en thermodynamique

4.1. Relation activité concentration

Les énergies d'interaction entre deux molécules A et B en solution idéale sont identiques à celles entre deux molécules A ou B : il en est ainsi d'une solution aqueuse diluée à l'infini. Les activités ioniques a_i d'une solution idéale seront égales à la concentration $[C_i]$, d'où :

$$a_i = [C_i] \quad (1)$$

Pour un solide AB, qui en solution, donne des ions A^+ et B^- , nous pouvons écrire :



Et en utilisant la loi d'action de masse, nous pouvons définir K comme :

$$K = [A^+]^a [B^-]^b / A_aB_b \text{ (solide)} \quad (3)$$

L'activité d'un solide étant unitaire, K correspond à une constante, le produit de solubilité désigné par K_{sp} :

$$K_{sp} = [A^+]^a [B^-]^b \quad (4)$$

Dans le cas d'une solution idéale, l'indice de saturation IS en ions A^+ et B^- , par dissolution de A_aB_b sera :

$$IS = -\log(PAI/K_{sp, AB}) \quad (5)$$

où PAI = $[A^+]^a[B^-]^b$ correspond produit d'activité ionique en solution.

IS sera nul, positif ou négatif respectivement pour une solution en équilibre, sur-saturée et sous-saturée.

En solution réelle, solution aqueuse d'espèces ioniques, il existe des interactions électrostatiques entre les ions. Comme les ions sont entourés par des régions où les molécules d'eau sont arrangées selon une structure différente de celle de l'eau pure (Drever, 1988), l'écart à l'idéalité est quantifié par l'introduction d'un coefficient d'activité γ_i dans l'équation (1), d'où :

$$a_i = \gamma_i [C_i] \quad (6)$$

La détermination du coefficient d'activité sera basée sur la théorie de Debye-Hückel où les interactions électrostatiques entre les ions distribués selon la théorie de Boltzmann. Cette théorie comporte deux équations où l'activité a_i est reliée à la force ionique I (en mole/l) de la solution avec :

Pour $I < 10^{-2,3}$

$$\log \gamma_i = -A Z_i^2 \sqrt{I} \quad (7)$$

où A est une constante, fonction de la température T et de la pression P ;

Z_i = la charge de l'ion considéré i.

$$I = \frac{1}{2} \sum_i [C_i] Z_i^2$$

Pour $10^{-2,3} < I < 0,1$, cette formule est généralisable:

$$\log \gamma_i = -A Z_i^2 \sqrt{I} / (1 + B a_0 \sqrt{I}) \quad (8)$$

où B est une constante, fonction de la température T et de la pression P ;

a_0 le rayon hydraté de l'ion considéré.

Il existe d'autres formules semi-empiriques dérivées de cette théorie pour déterminer γ_i , comme la formule de Davies (Davies, 1962), pour $I < 0,5$:

$$\log \gamma_i = -A Z_i^2 [\sqrt{I} / (1 + B a_0 \sqrt{I}) - bI] \quad (9)$$

où b est une constante.

Dans les eaux naturelles, les relations sont plus complexes car il existe l'effet des ions communs qui tend à réduire la solubilité des minéraux.

		K_{sp}
Calcite	$CaCO_3$	$2,8 * 10^{-9}$
dolomite	$(Ca,Mg)CO_3$	$2,5 * 10^{-8}$
Anhydrite	$CaSO_4$	$8,1 * 10^{-6}$
gypse	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	$9,28 * 10^{-5}$

Tab. 25 : Solubilité des minéraux pris en compte (à la température de 25 ° C)

4.2. L'activité ionique

Pour comprendre l'importance des activités ioniques, on a essayé d'estimer la gamme de variation de l'activité des eaux et du coefficient γ (tabl.26).

Constituant	Activité ionique ai (nappe)		Log Activité Ionique		Coefficient d'Activité γ
	Valeur Inférieure	Valeur Supérieure	Valeur Inférieure	Valeur Supérieure	
Anhydrite	$7,6 \times 10^{-7}$	$1,9 \times 10^{-5}$	-6,14	-4,7	-4,6
dolomite	$2,05 \times 10^{-20}$	$1,02 \times 10^{-5}$	-19,7	-4,9	-16,7
Gypse	$7,66 \times 10^{-7}$	$1,98 \times 10^{-5}$	-6,11	-4,07	-4,6
Calcite	$1,85 \times 10^{-10}$	$1,8 \times 10^{-7}$	-9,3	-6,7	-8,01

Tab. 26 – Valeurs limites de l'activité (moles/l) et coefficient d'activité γ .

La faiblesse des valeurs d'activité ionique, en moyenne de l'ordre de 10^{-6} souligne que la concentration n'est pas directement liée qu'à l'activité ionique.

4.3. Notion d'Indice de saturation

D'après la loi de masse, quand une solution aqueuse est en équilibre avec un minéral, le produit d'activité ionique pour le minéral sera égal à la constante d'équilibre thermodynamique. Le degré de saturation d'une eau, peut être représenté par un indice de saturation (SI), qui est le logarithme du quotient du produit d'activité ionique IAP, divisé par la constante d'équilibre (K) :

$$SI = \text{Log IAP/K avec}$$

SI : indice de saturation ; IAP : produit d'activité ionique ; K : constante d'équilibre.

L'indice de saturation atteint une valeur zéro, quand la saturation est en équilibre avec une phase solide. Un indice de saturation positif indique une sursaturation et un indice négatif indique une sous saturation vis à vis des minéraux.

Dans notre étude, relative aux points d'eaux échantillonnés pendant la période allant du mois de Décembre 2002 au mois de Février 2005, un calcul de l'indice de saturation des minéraux a été mené en utilisant la loi de Debey-Huckel.

Le calcul de cet indice par le logiciel phreq montre que les minéraux se répartissent comme suit :

Point d'eau	Roches carbonatées			Roches évaporitiques		
	Calcite	Dolomite	Aragonite	Gypse	Anhydrite	Halite
PBG	-0,18	-0,13	-0,33	-2,08	-2,30	-5,92
EFC	-0,21	-0,16	-0,35	-2,09	-2,31	-5,92
F1	-0,04	0,33	-0,18	-1,77	-1,99	-5,91
EF1	-0,10	0,17	-0,24	-1,21	-1,43	-5,75
YS5	-0,08	0,16	-0,23	-1,41	-1,64	-6,81
YS4bis	-0,001	0,31	-0,14	-1,53	-1,75	-5,71
FG1	-0,10	0,10	-0,24	-1,18	-1,40	-5,75
F2-3	-0,12	0,08	-0,27	-1,22	-1,44	-5,78
F1-2	-0,11	0,09	-0,26	-1,70	-1,92	-5,74
AC1	-0,07	0,18	-0,22	-1,58	-1,80	-5,74

Tab.27 – Résultats des calculs de l'indice de saturation

5. Analyses statistiques

Libellé de la variable	Moyenne	Ecart-type	Minimum	Maximum
IsCalcite	0.246	0.546	-0.940	1.310
pHs calcite	7.397	0.203	7.050	7.840
IsAragonite	0.095	0.548	-1.090	1.160
pHs aragonite	7.547	0.203	7.200	7.990
IsDolomite	0.039	1.112	-2.240	2.130
pHs dolomite	7.623	0.208	7.250	8.020
IsGypse	-1.537	0.466	-2.040	-0.470
IsAnhydrite	-1.779	0.462	-2.290	-0.730
pCO2	0.003	0.003	0.000	0.011

Tab. 28- Indices de saturation statistique élémentaire

5.1. Analyses des résultats d'ensemble

Les résultats obtenus sont reportés dans le tableau suivant :

Libellé de la variable	Moyenne	Ecart-type	Minimum	Maximum
Ca	183.136	52.453	115.800	326.170
Mg	140.778	37.080	97.000	242.250
Na	125.332	34.202	13.220	170.090
HCO3	122.472	48.478	54.010	240.080
Cl	218.444	40.445	86.170	302.200
SO4	128.514	197.533	19.000	875.000
Conduc	719.444	110.100	400.000	1000.000
pH	7.642	0.432	6.900	8.540
Q	150.111	272.455	5.000	1144.000
T°C	17.133	4.881	9.800	29.900
IsCalcite	0.246	0.546	-0.940	1.310
pHs calcite	7.397	0.203	7.050	7.840
IsAragonite	0.095	0.548	-1.090	1.160
pHs aragonite	7.547	0.203	7.200	7.990
IsDolomite	0.039	1.112	-2.240	2.130
pHs dolomite	7.623	0.208	7.250	8.020
IsGypse	-1.537	0.466	-2.040	-0.470
IsAnhydrite	-1.779	0.462	-2.290	-0.730
pCO2	0.003	0.003	0.000	0.011

Tab.29 – Résultats de l'analyse statistique élémentaire

Le précédent tableau montre que le pH mesuré et les pHs calculés ont pratiquement les mêmes valeurs. Les valeurs obtenues montrent un milieu basique.

Les valeurs des indices de saturation obtenues, peuvent être réparties en deux catégories :

- Indices indiquant une saturation c'est le cas de la dolomite, de la calcite et de l'aragonite, les indices obtenus sont proches de zéro (IsAragonite=0.095, IsDolomite=0.039 et Is calcite=0.246), cet état de saturation est confirmé par la valeur du pHs calculé.

- Indices indiquant une sous saturation avec un I_s inférieur à l'unité c'est le cas du gypse et de l'anhydrite avec respectivement I_s gypse=-1.5 et I_s anhydrite =-1.8), la saturation n'étant pas atteinte le pHs n'a pas été calculé.

Ce traitement met en évidence une saturation voire une sur saturation concernant les minéraux carbonatés et une sous saturation vis-à-vis des minéraux salifères. Ces résultats laisse supposer que la salinité des eaux peut encore augmenter. Tous ces éléments ont été pris en considération pour la réalisation d'une seconde analyse en composantes principales.

5.2. Matrice de corrélation

Matrice de Corrélation

	Ca	Mg	Na	HCO3	Cl	SO4	Cond	pH	Q	T°C	Is Calcite	pHs calcite	Is Aragonite	pHs aragonite	Is Dolomite	pHs dolomite	Is Gypse	Is Anhydrite	pCO2 [atm]	
Ca	1,00																			
Mg	0,91	1,00																		
Na	0,27	0,35	1,00																	
HCO3	0,07	0,15	-0,20	1,00																
Cl	0,35	0,41	0,07	0,24	1,00															
SO4	-0,05	0,00	0,36	0,19	0,29	1,00														
Conductivité	0,36	0,33	-0,18	0,03	0,75	0,07	1,00													
pH	0,34	0,28	-0,30	0,13	-0,29	-0,36	-0,08	1,00												
Q	0,00	0,06	0,27	0,26	0,09	0,51	-0,09	0,06	1,00											
TC	0,02	-0,05	0,07	-0,44	-0,33	-0,34	-0,13	0,31	-0,15	1,00										
Is Calcite	0,49	0,43	-0,21	0,37	-0,15	-0,29	-0,03	0,94	0,12	0,26	1,00									
pHs calcite	-0,60	-0,58	-0,08	-0,72	-0,23	0,01	-0,09	-0,40	-0,20	-0,04	-0,69	1,00								
Is Aragonite	0,49	0,43	-0,21	0,37	-0,15	-0,29	-0,03	0,94	0,12	0,27	1,00	-0,69	1,00							
pHs aragonite	-0,60	-0,58	-0,08	-0,71	-0,22	0,02	-0,09	-0,41	-0,19	-0,06	-0,70	1,00	-0,69	1,00						
Is Dolomite	0,47	0,43	-0,20	0,34	-0,17	-0,31	-0,04	0,94	0,11	0,33	1,00	-0,68	1,00	-0,68	1,00					
pHs dolomite	-0,55	-0,57	-0,10	-0,63	-0,16	0,07	-0,06	-0,44	-0,17	-0,24	-0,71	0,97	-0,71	0,97	-0,71	1,00				
Is Gypse	0,10	0,05	0,38	0,15	0,31	0,90	0,13	-0,38	0,28	-0,33	-0,28	-0,04	-0,29	-0,03	-0,31	0,05	1,00			
Is Anhydrite	0,09	0,05	0,38	0,14	0,30	0,90	0,13	-0,38	0,28	-0,31	-0,28	-0,04	-0,28	-0,03	-0,31	0,05	1,00	1,00		
pCO2 [atm]	-0,25	-0,17	0,27	0,19	0,27	0,33	0,02	-0,83	0,02	-0,33	-0,67	0,04	-0,67	0,05	-0,68	0,09	0,31	0,30		1,00

Tab. 30- Matrice de corrélation multivariées

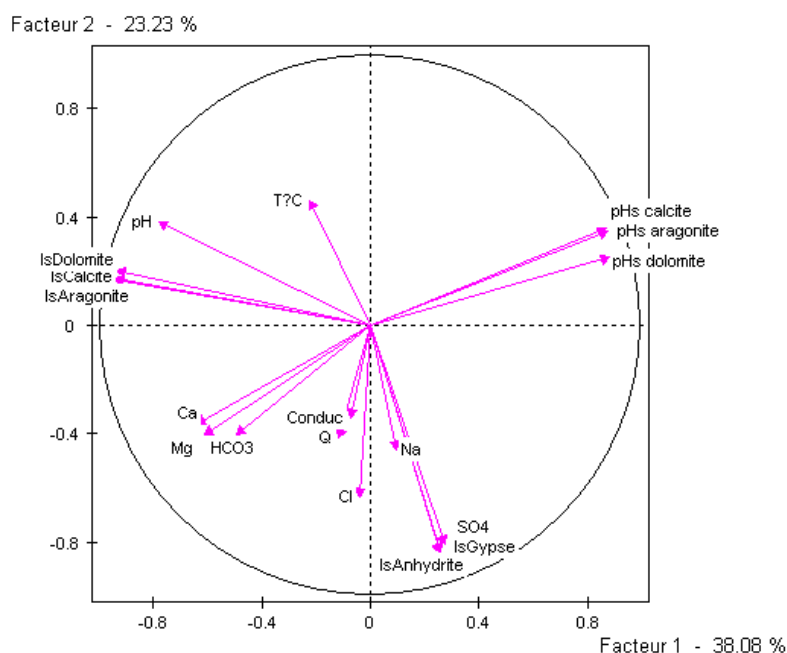


Fig. 67 –Cercle ACP avec indices de saturation.

5.3. Cercle ACP 1 :

Le cercle formé par les deux axes F1F2 donne 61.31% de l'information. Selon l'axe F1, du point de vue anionique on note une opposition entre les eaux sulfatées et bicarbonatées ou chlorurées, concernant les cations la compétition se fait entre les alcalins caractérisés par le sodium et les alcalino-terreux particulièrement le calcium et le magnésium.

Selon l'axe F2 on remarque une opposition entre les minéraux indiquant une saturation tel que la dolomite, la calcite et l'aragonite, ces minéraux s'accompagnent de leur pHs et s'opposent au gypse et l'anhydrite, indiquant une sous saturation, ces derniers sont à l'origine de la salinité engendrée par la dilution des sulfates gypsifères, la présence du sodium peut être due aux formations salifères.

6. EVOLUTION SPATIO-TEMPORELLE DES CARACTERISTIQUES CHIMIQUES DES EAUX

Nous nous intéresserons aux variations des caractéristiques chimiques de l'eau dans le temps et dans l'espace.

6.1. Variations des concentrations des cations dans la partie amont (fig.68, 69)

D'une manière générale les concentrations évoluent inversement par rapport aux débits mesurés, ce qui se traduit par une augmentation des concentrations lorsque les débits sont faibles.

En s'intéressant aux éléments chimiques on remarque que

Première source :

Source PBG

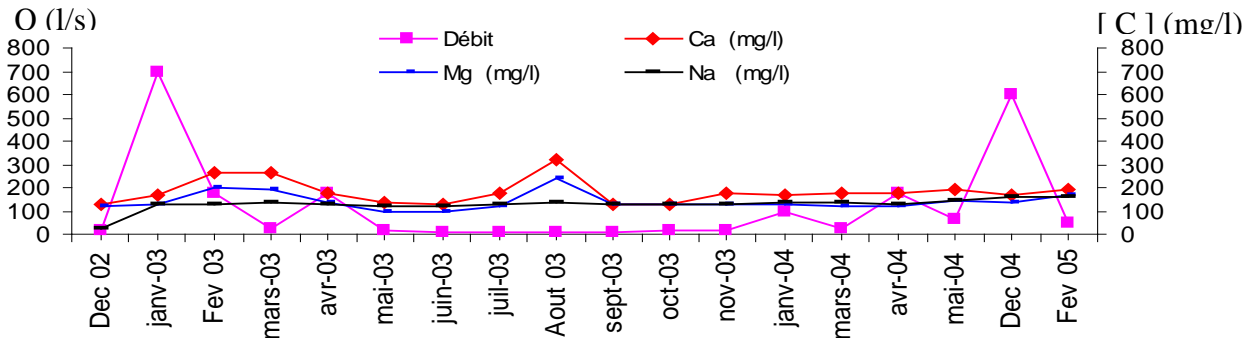


Fig. 68 –Evolution des cations et des débits en fonction du temps. Source PBG

6.1.1. Coté cations

- **Le calcium** : On note une tendance à la stabilisation des concentrations, cependant quelques périodes tel que celle allant du mois de janvier 2003 au mois d’avril 2003 et celle allant de juillet 2003 au mois de septembre 2003, indiquent une augmentation des concentrations en calcium. Ces deux épisodes se produisent au cours de deux saisons différentes, mettant en évidence dans le premier cas une saison hivernale particulièrement sèche caractérisée par des débits très insignifiants. Par contre le second épisode caractérise l’impact de la saison estivale. Les variations constatées vont entraîner une augmentation de la salinité.

- **Le Magnésium** : on remarque que les concentrations en magnésium suivent la même tendance que le calcium, ce qui implique que les éléments en la même origine. L’allure des courbes relatives aux concentrations en Mg est semblable en grande partie à celle des concentrations du calcium et ce jusqu’au mois d’Avril 2004. Au delà de cette date, on note une augmentation significative.

-**Le Sodium** : D’une manière générale les concentrations en sodium restent stables durant toute la période d’observations et restent faibles par rapport aux autres éléments.

6.1.2. Coté anions

Source PBG

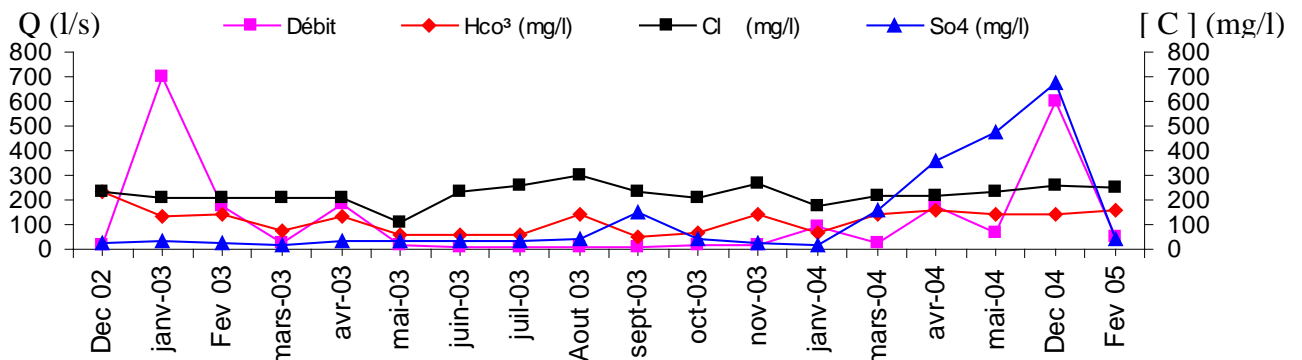


Fig. 69 –Evolution des anions et des débits en fonction du temps. Source PBG

Les chlorures

Les concentrations oscillent entre 200 et 300 mg/l, ce qui confère une certaine stabilité de cet élément. Les plus faibles teneurs ont été enregistrées au mois de Mai 2003, succédant au mois d'avril caractérisé par une certaine pluviosité ayant entraînée une augmentation de débit provoquant ainsi une dilution.

Les bicarbonates

Cet élément présente deux tendances :

-une première allant du mois de décembre 2002 au mois de Mars 2003, montrant une évolution indépendante entre les bicarbonates et les chlorures.

-la deuxième englobe le reste de la période d'observation, on remarque que les bicarbonates suivent la même tendance que les chlorures.

-Les sulfates

Cet élément présente les concentrations les plus faibles, cependant au mois de mars 2004 cet élément amorce un accroissement qui se poursuit jusqu'au mois de juin 2004, cette augmentation est due aux précipitations provoquant un apport en sulfates..

Deuxième source

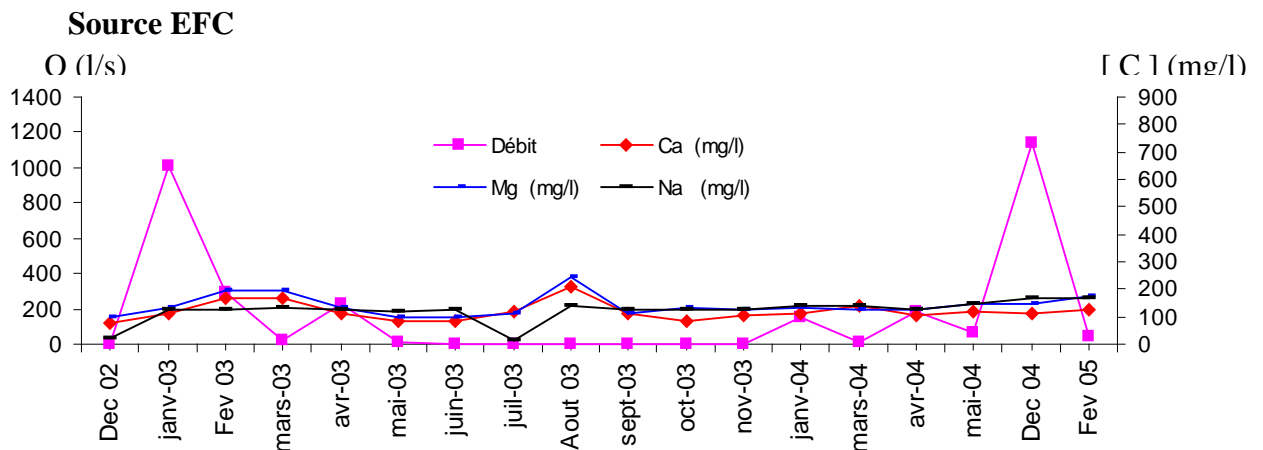


Fig. 70 –Evolution des cations et des débits en fonction du temps. Source EFC

6.2.1. Coté cations :

Le calcium

cet élément présente des concentrations presque identiques pour toute la période d'observations, cependant on note quelques accroissements des teneurs particulièrement entre le mois de Janvier 2003 et le mois d'avril 2003, un deuxième accroissement se produit entre le mois de Juin 2003 et le mois de Septembre 2003. Les deux périodes considérées sont caractérisées par une baisse très prononcée des débits.

Le magnésium

Cet élément suit la même tendance que le calcium. Les teneurs enregistrées sont identiques à celles du calcium.

Le sodium

Les concentrations déterminées restent presque constante pendant toute la période d'observation, le mois de juillet 2003 se caractérise par des concentrations très faibles, probablement liée aux échanges pouvant s'effectuer entre la roche et l'eau.

6.2.2. Coté Anions:

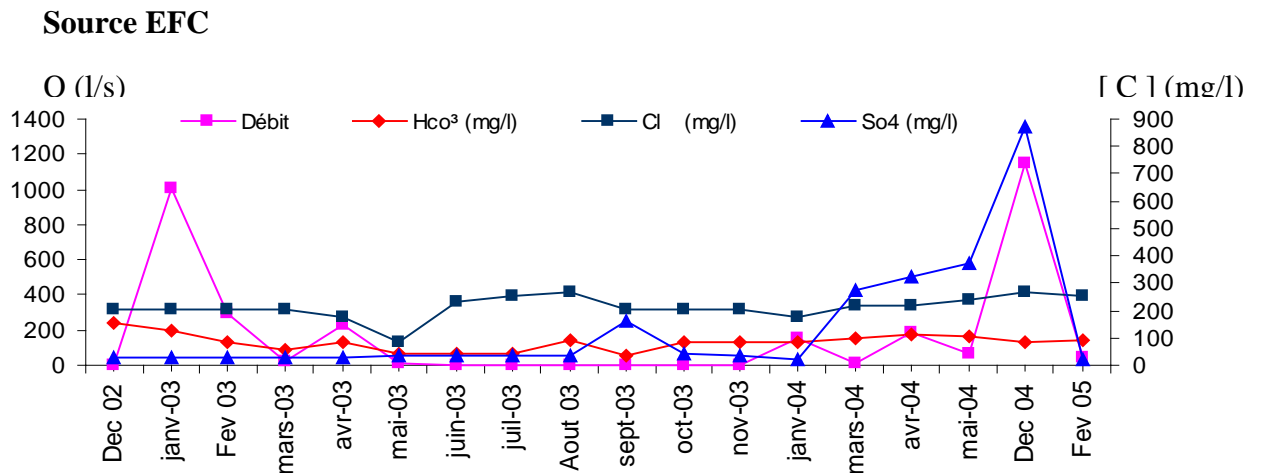


Fig. 71 –Evolution des anions et des débits en fonction du temps. Source EFC

-Les chlorures

sont les dominants, peuvent atteindre des concentrations de l'ordre de 400mg/l, ces valeurs sont atteinte au cours de la saison estivale 2003.

-Les bicarbonates

D'une manière générale les teneurs restent faibles durant toute la période d'observation. Les analyses réalisées au cours de la saison pluvieuse indiquent des concentrations de l'ordre de 100 mg/l, par contre elles peuvent être de l'ordre de 20mg/l au cours de la période sèche. L'observation de la courbe d'évolution laisse supposer que les eaux traversent des terrains où les formations calcaires sont soit absentes ce qui n'est pas le cas soit situées sous les zones des écoulements (BAALI F et al. 2006).

-Les sulfates

d'une manière générale les teneurs restent faibles durant toute la période d'observation. En de rare période (tel que septembre 2003), les concentrations atteignent 200mg/l, mettant en évidence des apports d'eau riches en sulfates. Au cours de cette période les débits sont insignifiants ce qui implique probablement soit un changement de faciès ou une origine anthropique de cet élément.

7. EVOLUTION DES CONCENTRATIONS AUX NIVEAUX DES CHAMPS CAPTANT (Hamammet et Ain Chabro)

7.1. Champs captant Hammamet

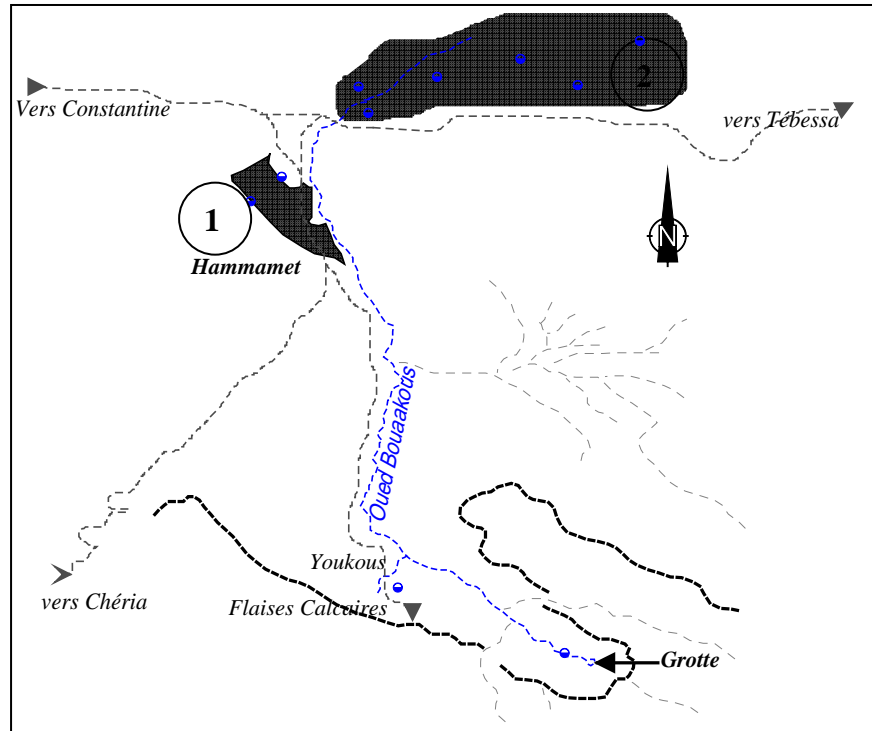


Fig.72 – Situation des champs captant. 1 : Hammamet 2 : Ain Chabrou

a) Coté cations :

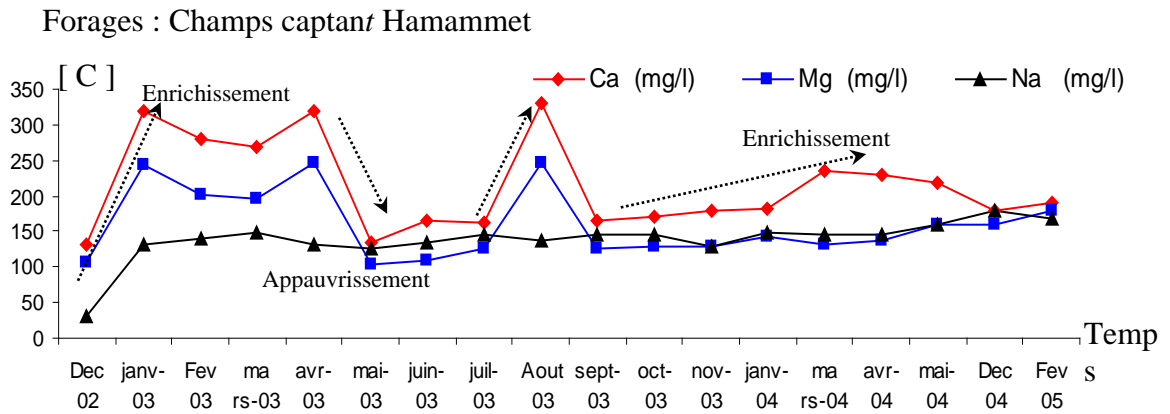


Fig. 73 –Evolution des cations en fonction du temps. C.C. Hammamet

-Calcium

On enregistre une augmentation des teneurs entre Décembre 2002 et Janvier 2003 suivie d'une baisse légère jusqu'au mois de Mars 2003 pour atteindre à nouveau une forte concentration en Mai 2003. Au delà, les variations des concentrations sont presque de même allure que celles des points d'eau suscités (PBG et EFC) avec seulement des teneurs légèrement supérieures.

-Magnésium

Durant la période comprise entre Décembre 2002 et Mai 2003, on note une allure des variations des concentrations semblable à celle enregistrée pour le calcium et ce jusqu'au mois d'Avril 2004. Au delà de cette date, on note une augmentation des teneurs.

-Sodium

Il s'agit en fait d'une même allure des variations des teneurs que celles relatives aux points d'eau (PBG et EFC). Les concentrations en Na au niveau du point d'eau (Pys4bis) dépassent légèrement celles enregistrées au niveau des deux autres points d'eau.

b) Coté anions :

Forages : Champs captant Hammamet

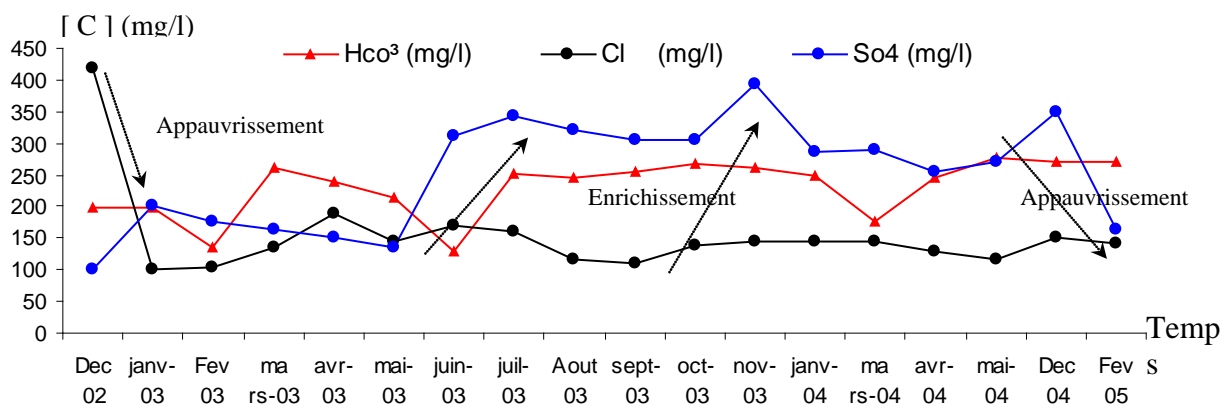


Fig. 74 –Evolution des anions en fonction du temps. C.C. Hammamet

-Les chlorures

les concentrations en chlorures montrent une décroissance au début mais ensuite reste stable pendant toute la période d'observation. Les teneurs sont de l'ordre de 150mg/l.

-Les bicarbonates

les concentrations restent pratiquement stables, elles oscillent autour de 250 mg/ pour toute la période d'observation.

-Les sulfates

Nous distinguons deux évolutions :

-la première montrant que les concentrations sont faibles ne dépassant pas 150mg/l., cette évolution s'étale du mois de décembre 2002 jusqu'au mois de mai 2003 au-delà les concentrations en sulfates deviennent importantes et atteignent plus de 350mg/l.

On remarque dans ce cas que les sulfates sont importants au niveau de ce champ captant.

Eléments	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	Cnd
Source 01 : PBG (Point Bas de la Grotte)								
Déc. 2002	125,80	119,42	24,17	235,10	236,66	23,00	2,60	800
Jan. 2003	170,00	129,77	128,71	129,32	206,32	31,00	4,20	700
Fev. 2003	266,25	198,45	124,02	144,04	206,32	26,00	4,12	700
Mars 2003	264,62	194,27	133,50	78,02	206,32	20,00	2,30	700
Avril 2003	178,53	135,20	129,08	132,04	206,32	31,00	1,10	700
Mai 2003	132,18	99,83	121,00	61,22	110,44	33,00	2,60	400
Juin 2003	129,73	99,30	120,48	61,22	236,66	37,00	7,50	800
Juil 2003	175,20	117,10	129,70	57,02	254,87	30,00	4,60	900
Aout 2003	321,09	241,53	135,29	138,04	302,20	44,00	4,30	1000
Sept. 2003	129,71	126,52	128,71	54,01	236,67	150,0	4,90	700
Oct. 2003	131,65	127,27	129,71	65,42	206,34	38,0	5,00	700
Nov. 2003	177,49	124,61	128,03	138,04	266,50	29,0	2,30	800
Janv 2004	171,35	129,53	138,39	65,43	177,20	19,0	0,90	600
Mars 2004	177,44	121,53	137,30	138,04	213,36	160,0	2,20	600
Avril 2004	172,13	122,50	130,53	162,08	217,43	362,5	1,90	700
Mai 2004	189,76	140,20	147,33	144,05	236,67	475,0	2,00	800
Déc. 2004	169,36	138,40	163,70	144,05	259,20	675,0	1,1	800
Fev. 2005	193,22	167,26	159,82	156,05	253,93	39,0	0,8	600
Source 02 : EFC (écoulement falaise calcaires)								
Déc. 2002	176,82	134,21	128,71	198,06	206,32	27,00	3,30	700
Jan. 2003	263,33	194,93	124,00	126,04	206,32	26,00	4,13	700
Fev. 2003	265,45	197,32	135,43	84,02	206,32	30,00	4,50	700
Mars 2003	175,82	134,02	128,73	126,04	177,19	29,00	0,90	600
Avril 2003	129,45	98,71	120,43	66,02	86,17	32,00	2,50	300
Mai 2003	128,10	97,00	123,00	60,50	230,00	35,00	6,90	800
Juin 2003	179,13	110,02	130,22	61,82	254,87	37,00	4,90	900
Juil 2003	326,17	242,25	137,01	144,05	267,00	37,00	4,40	900
Aout 2003	175,83	109,20	128,35	58,82	206,32	160,00	3,90	800
Sept. 2003	130,45	129,07	127,50	126,04	207,09	41,00	3,80	700
Oct. 2003	168,13	122,49	126,43	126,04	207,32	33,00	2,50	700
Nov. 2003	172,09	130,42	137,55	126,04	177,20	19,00	1,00	600
Janv 2004	220,58	124,07	136,20	156,05	216,24	275,00	3,40	700
Mars 2004	164,11	125,20	128,47	174,06	215,27	325,00	2,30	600
Avril 2004	188,43	143,60	149,00	162,05	235,91	375,00	2,60	800
Mai 2004	176,43	146,55	170,09	132,04	267,92	875,00	0,7	700
Déc. 2004	190,45	173,34	166,51	138,04	255,80	22,00	0,5	700
Fev. 2005	176,82	134,21	128,71	198,06	206,32	27,00	3,30	700

Tab. 31 - Evolution du chimisme au réseau réduit d'observation (sources)

Eléments	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	Cnd
Champ captant de Hammamet								
Déc. 2002	131,25	105,70	30,65	312,20	673,46	375,0	3,9	1900
Jan. 2003	320,15	244,39	130,41	168,05	609,87	190,0	5,3	2000
Fev. 2003	279,10	202,05	140,19	138,04	201,42	108,0	5,39	2000
Mars 2003	269,35	195,10	148,47	102,03	2010,4	57,0	1,9	2000
Avril 2003	318,03	245,21	132,55	162,05	609,87	97,0	1,6	2000
Mai 2003	135,25	102,31	125,30	54,018	177,19	95,0	3,6	600
Juin 2003	165,35	110,13	134,21	54,20	667,52	25,0	4,1	2100
Juill 2003	163,33	125,13	145,28	66,02	764,61	69,0	8,0	2300
Aout 2003	329,21	246,31	136,22	150,05	764,61	145,0	8,0	2300
Sept. 2003	165,70	126,05	145,11	65,42	742,50	175,0	7,0	2100
Oct. 2003	170,22	129,11	146,33	174,05	675,41	102,0	7,0	2200
Nov. 2003	179,53	127,52	128,44	150,05	269,03	625,0	3,1	800
Janv 2004	183,15	143,25	149,34	222,07	392,41	575,0	3,2	1400
Mars 2004	234,09	131,53	145,30	192,06	670,32	389,0	5,6	2200
Avril 2004	228,22	137,13	146,31	222,07	650,18	645,0	3,3	2100
Mai 2004	218,67	160,18	158,60	210,07	273,08	325,0	6,30	1500
Déc. 2004	180,52	159,34	178,15	222,07	325,48	1100	2,8	1500
Fev. 2005	190,56	180,07	168,11	204,08	270,26	43,0	0,7	1500
Champ Captant de Ain Chabro								
Déc. 2002	145,1	122,3	130,2	197,6	420	100,2	3,7	800
Jan. 2003	114	116,5	122,6	198,3	100	200	4	800
Fev. 2003	174,1	132	152,1	134,7	105,4	176,1	4,1	800
Mars 2003	120,5	126,1	170,7	262,2	135	162,3	7,1	1200
Avril 2003	126	100	144,4	238,4	190,2	152,2	2,1	900
Mai 2003	170	108,1	118,1	214	145,4	134,1	0,4	800
Juin 2003	104,2	53,3	116	128,1	170,1	310,2	9,1	1400
Juill 2003	144,1	107	172,2	250,3	160,3	344,4	7,4	2900
Aout 2003	114,1	125,1	134,3	244,1	115,4	320,3	7,6	1600
Sept. 2003	116,3	122,3	126,1	256,2	110,1	304,2	5,4	1500
Oct. 2003	124	134,1	102,4	268,1	140	306,4	4,3	1500
Nov. 2003	116,1	114	130,1	262	143,2	394,1	8,4	1000
Janv 2004	176,2	138	126	250	145,3	286	5,6	950
Mars 2004	172	122	130,3	177,2	145,4	288	6,4	800
Avril 2004	112,3	119	140,1	244,1	130,1	254,2	9	790
Mai 2004	160,1	112,2	198,2	275,4	115,1	270,3	9	700
Déc. 2004	130,2	144,3	124,1	271,3	150	350,4	7,5	1600
Fev. 2005	118	123,1	175	270,2	140,2	165,1	6,1	1100

Tab. 31.1. - Evolution du chimisme au réseau réduit d'observation (puits et forages)

7.2. Champs captant d'Ain Chabro

a) Coté cations :

Forages : Champs captant Ain Chabro

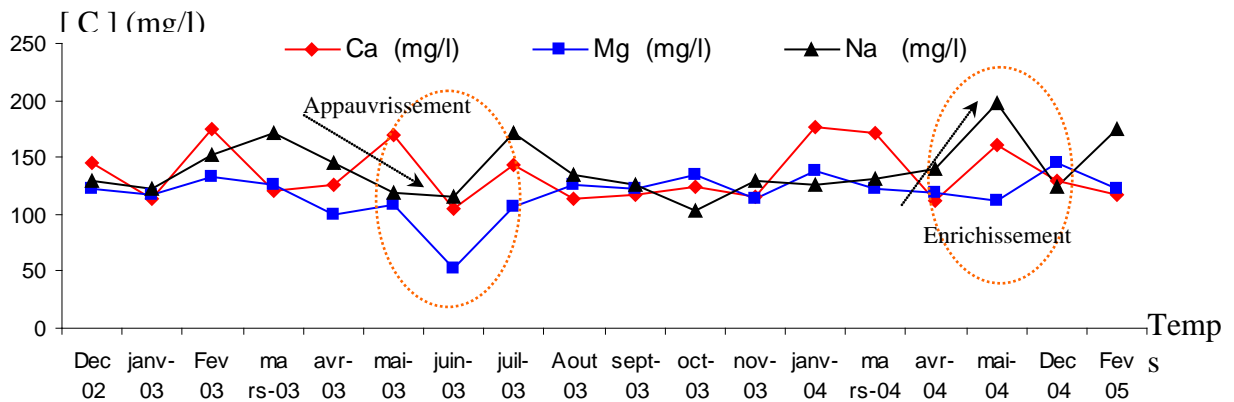


Fig. 75 –Evolution des cations en fonction du temps. C.C. Ain Chabro

-Le calcium

les concentrations oscillent entre 100 et 150mg/l, le long de la période d'observation.

-Le magnésium

cet élément suit la même tendance que le calcium. Quand ce dernier est important le magnésium l'est aussi et inversement.

-Le sodium

les teneurs peuvent être de 300mg/l, c'est le cas de celles déterminées au mois de décembre 2004. Cet élément tantôt évolue de manière similaire que les deux précédents éléments tantôt il s'oppose.

Cette évolution montre que les éléments proviennent de la même source.

b) Coté Anions :

- Les chlorures

Forages : Champs captant Ain Chabro

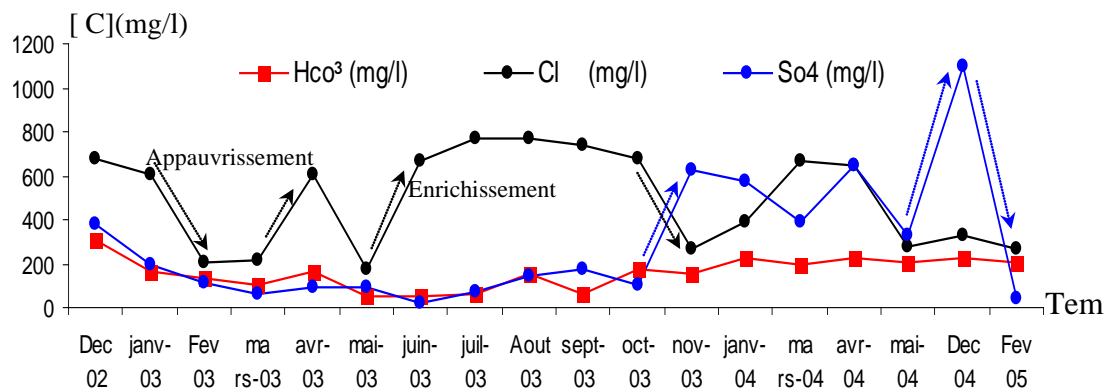


Fig. 76 –Evolution des anions en fonction du temps. C.C. Ain Chabro

Les concentrations en chlorures sont importantes lors des saisons sèches, c'est le cas entre le mois de mai 2003 et le mois d'octobre 2003, autrement les concentrations oscillent 200 et 600mg/l.

-Les bicarbonates

les concentrations restent pratiquement stables, elles oscillent autour de 300mg/l, pendant la période estivale elles ne dépassent pas 100mg/l, de ce fait nous pouvons dire que la provenance des bicarbonates est liée aux précipitations.

-Les sulfates

nous distinguons deux évolutions :

-la première montrant que les sulfates évoluent conjointement avec les bicarbonates et s'opposent aux chlorures, cette situation commence au mois de janvier 2002 et se poursuit jusqu'au mois d'octobre 2003, au delà on remarque que les sulfates deviennent importants, les concentrations peuvent aller jusqu'à 1200mg/l, cas du mois décembre 2004.

On retrouve une évolution presque analogue à celle observée au niveau des sources.

8. Mise en évidence d'une signature hydrochimique

L'interprétation réalisée a montré une variation des concentrations au niveau des sources et au niveau des champs de captage. De ce fait il nous paraît judicieux de déterminer les éventuels liens pouvant exister entre les champs de captage et les sources. Plusieurs méthodes peuvent être testées, ces dernières dépendent surtout des données récoltées.

Les analyses isotopiques réalisées ont porté sur l'oxygène¹⁸ et le deutérium,(tab.32)

N° Puits	Déutérium	O18	T°c
1	-51,3	-8,57	18
2	-58,3	-8,64	19,7
3	-54,1	-8,46	18,8
4	-54,2	-8,4	18,6
5	-51,3	-8,56	18,9
6	-45,3	-8,21	18,9
7	-50,7	-8,33	17,5
8	-52,7	-8,28	19,4
9	-48,8	-8,41	16,4
10	-59,9	-8,57	19
11	-58,5	-8,54	18,5

Tab.32 – Résultats des analyses isotopiques

Les onze échantillons ont été prélevés en mois d'août dans des tubes en polyéthylène d'une dizaine de millilitre, remplis à ras bord et fermés hermétiquement pour éliminer les bulles d'air.

Les analyses isotopiques de O^{18} et H^2 ont été effectuées au Scottish Universities Environmental Research Centre, Eastkibride, Glasgow. Elles ont été réalisées au moyen d'un spectromètre de masse. Pour L'oxygène 18 ; un microlitre (1µl) d'eau à été chauffé à haute température pour l'obtention d'une vapeur (gaz) qui sera injectée dans le

spectromètre de masse pour l'analyse O^{18}/O^{16} . La même technique à été entreprise pour le H^2 à partir d'un μl d'eau pour H^2/H^1 .

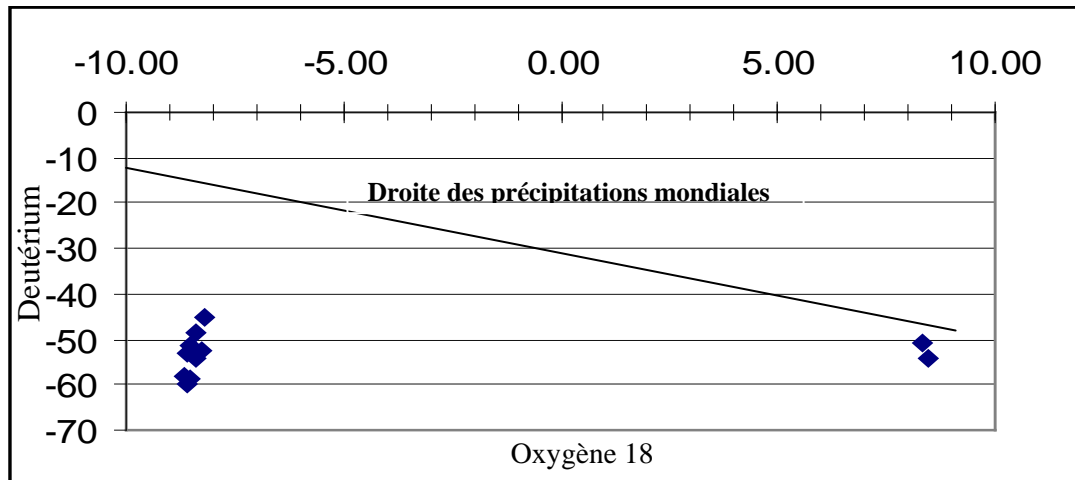


Fig. 77- relation entre (δO^{18} et δD), région de Hammamet

Cette répartition indique surtout l'influence des formations géologiques sur la qualité des eaux. Les eaux à leurs sorties de la grotte sont surtout bicarbonatées mais lors de l'écoulement l'interaction eau roche fait que les faciès changent et deviennent plus chlorurées (mis en évidence par la thermodynamique).

La région d'étude répond géographiquement aux conditions de la méditerranée occidentale. Les valeurs des isotopes de l'eau (δO^{18} et δD), seront comparés et interprétés par rapport à la ligne de la méditerranée occidentale dont l'équation est donnée par :

$$\delta D = 8. \delta O^{18} + 12 \text{ (Lassoued 1980)}$$

La figure 77 nous a permis de constater que la droite isotopique des eaux souterraines de la région d'étude, vient s'aligner parallèlement à la droite des eaux météoriques mondiales (WMWL) avec une pente de 8 ‰ mais avec un excès de deutérium légèrement différent. Ceci explique l'origine météorique des eaux de la région.

9. Confirmation par les diagrammes de Piper

Trois diagrammes de Piper ont été réalisés, le premier prend en considération les eaux des sources par contre le deuxième et le troisième portent sur les eaux des champs de captage de Ain Chabro et de Hammamet.

9.1. Piper sources

Ce diagramme (fig.78) montre que les eaux sont chlorurées calciques à magnésiennes, cependant quelques échantillons ont des eaux sulfatées.

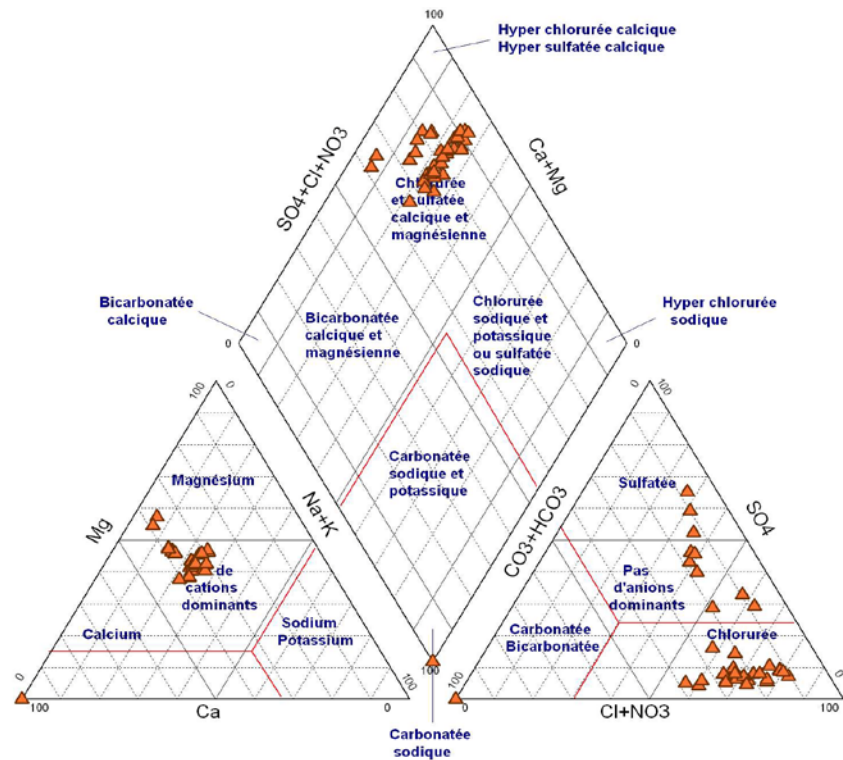


Fig. 78- Diagramme de Piper Sources

9.2. Piper Ain Chabro

Le diagramme établi (fig.79) ne montre pas la même répartition particulièrement au niveau du pôle anionique, il ne se dégage aucune dominance. D'une manière générale les eaux sont chlorurées calciques à magnésiennes.

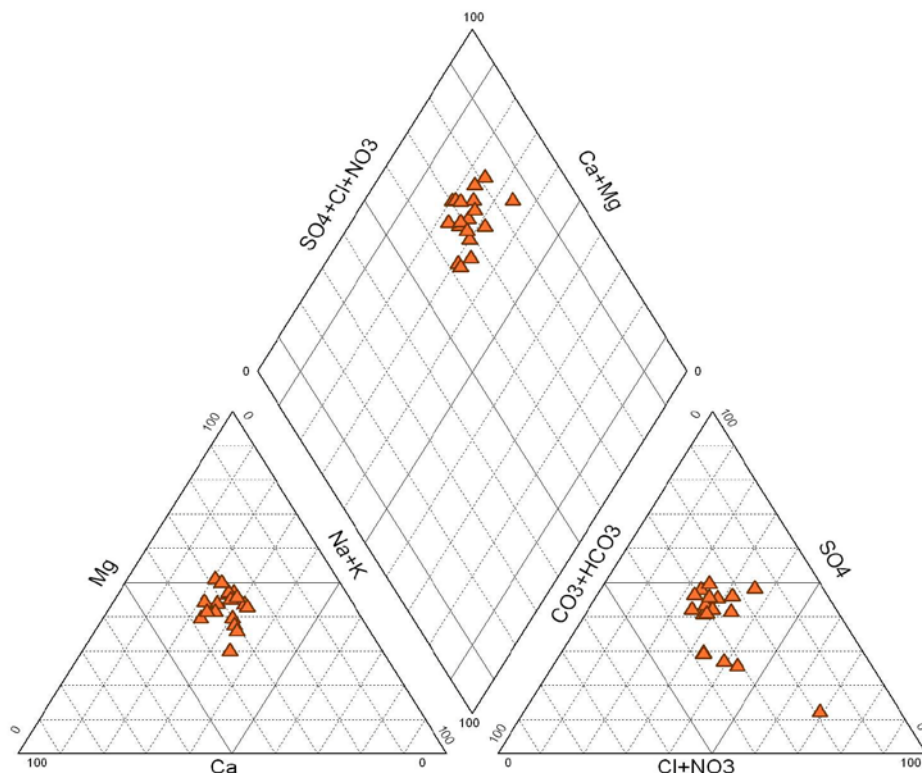


Fig.79 - Diagramme de Piper Sources

9.3. Piper El Hammamet

Les eaux sont tantôt chlorurées tantôt sulfatées, cette répartition serait due à la géologie locale.

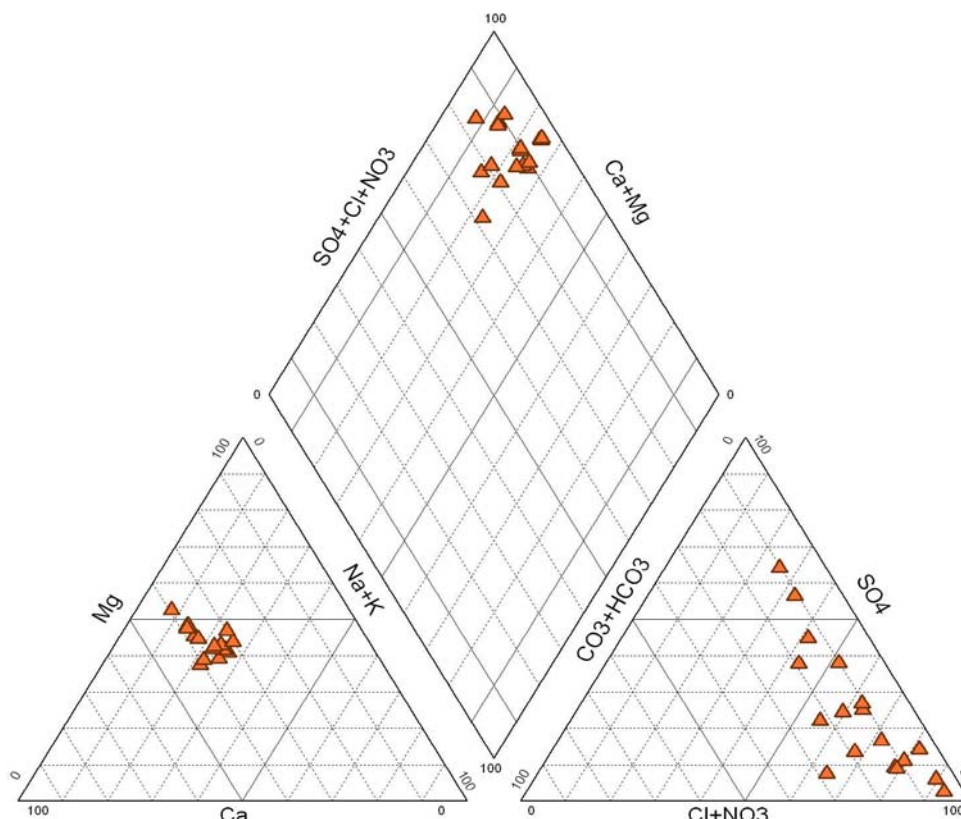


Fig. 80 - Diagramme de Piper El Hammamet

Les diagrammes de piper réalisés ne permettent pas de déterminer le lien hydraulique pouvant exister entre les différentes parties, pour plus de certitude nous nous sommes intéressés aux variations des niveaux piézométriques au niveau des deux champs de captages.

La relation entre les débits des exurgences et les fluctuations des niveaux piézométrique, au niveau des deux champs captant, sera étudiée dans le paragraphe qui suit.

10. Relation des débits des exurgences de Youkous avec les champs captant (Hammamet et Ain Chabro)

Pour la mise en évidence d'une telle relation, il a été pris en considération les mesures des débits d'écoulement des exurgences de Youkous, jaugés par nous même. En

parallèle, il a été pris aussi, les données concernant les mesures des niveaux statiques dans les piézomètres de surveillance de la nappe alluviale durant les cycles d'observation.

Les figures relatives aux graphes des variations mensuelles des niveaux statiques et des débits d'écoulement, montrent qu'aux échelles de la semaine ou du mois, l'élévation du niveau piézométrique consécutive aux débits des exurgences infiltrés, a lieu avec un retard déterminé, par le temps de cheminement souterrain, par la durée de l'écoulement sur le tracé de l'oued Bouakous.

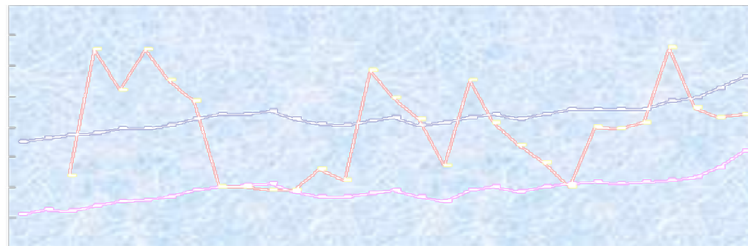


Fig. 81 – Variations mensuelles des niveaux statiques (piézomètres P-FG1 et P-F2-3) et des débits d'écoulement des exurgences de Youkous.

Lié, aussi aux conditions topographiques (étendue et pentes de l'oued), par la vitesse de circulation de l'eau dans les terrains traversés, expression des conditions géologiques (porosité et perméabilité des roches de la partie amont).

A cette échelle des temps, des corrélations s'établissent entre le niveau piézométrique et les débits infiltrés.

On constate que les débits n'influencent pas les variations du niveau piézométrique des forages du champ captant. Ce qui nous permet de dire que les écoulement se font beaucoup plus en direction du champ captant d'Ain Chabro.

Fig. 82 – Variations mensuelles des niveaux statiques (piézomètres P-FG1 et P-Ys4) et des débits d'écoulement des exurgences de Youkous.

11. Acquisition du Chimisme (Indice de saturation)

Les minéraux déterminés montrent des valeurs oscillant entre saturé et sous saturé, ce qui nous permet de tracer les graphiques suivants (fig. 83, 84, 85 et 86), leur observation nous permet de dégager les constatations suivantes :

-Les indices de saturation évoluent de deux différentes manières :

* . les indices restants stables au niveau des deux sources et pendant toute la durée d'observation, c'est le cas des indices du gypse et de la halite, montrant une sous saturation. Ce qui implique une probable mise en solution pouvant augmenter la salinité des eaux.

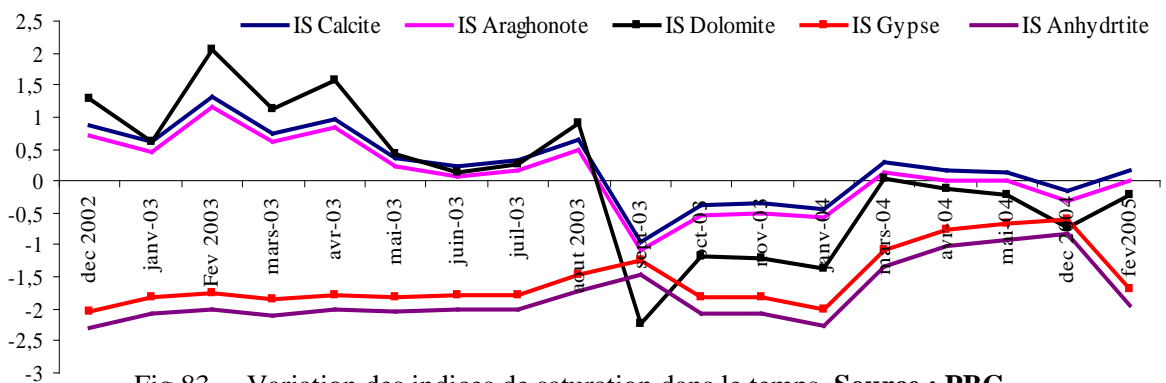


Fig.83 – Variation des indices de saturation dans le temps. Source : PBG

* . les indices montrant une variation dans le temps, ces derniers concernent la calcite, l'aragonite et la dolomite. Ces indices caractérisent les formations carbonatées. Le pH de saturation a été atteint, ce qui implique qu'il n'y aura pas d'enrichissement par ces minéraux. Cependant au cours de quelques épisodes il peut y avoir réaction, confirmant ainsi les baisses observées.

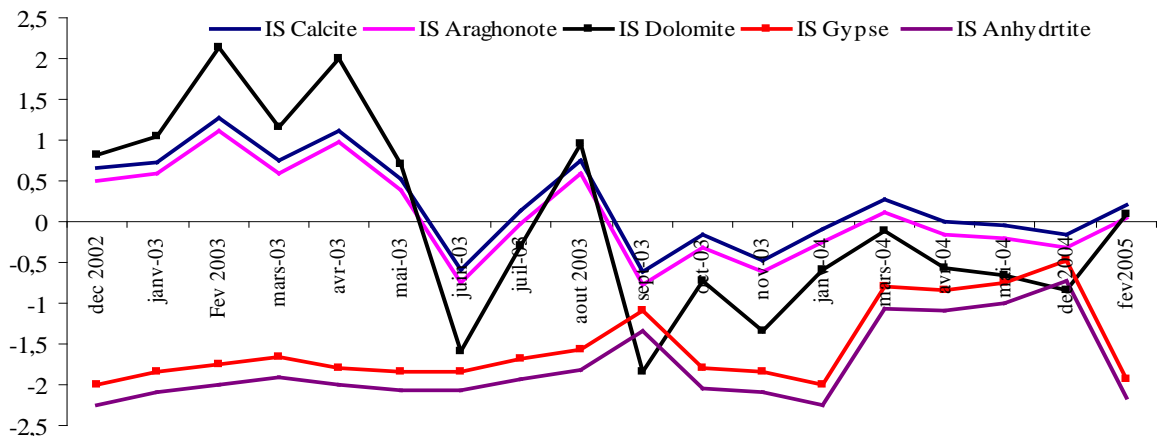


Fig.84 – Variation des indices de saturation dans le temps. Source : EFC

D'une manière générale on remarque pour tout les points pris en considération que le groupe des carbonates présente des degrés de saturation différents: la dolomite est souvent à l'état de sursaturation avec un indice qui varie entre 0.16 et 0.33. Ce dernier est suivi par les minéraux de la calcite et de l'aragonite, qui sont sous-saturés avec un indice qui varie entre -0.08 et 0.00 indiquant la variation d'un état de sous saturation à un état de sursaturation.

Le groupe des évaporites, est sous-saturé par rapport à l'anhydrite (-1.40,-2.31), le gypse (-1.21 , -2.09) et l'halite (-5.71 , -6.81).

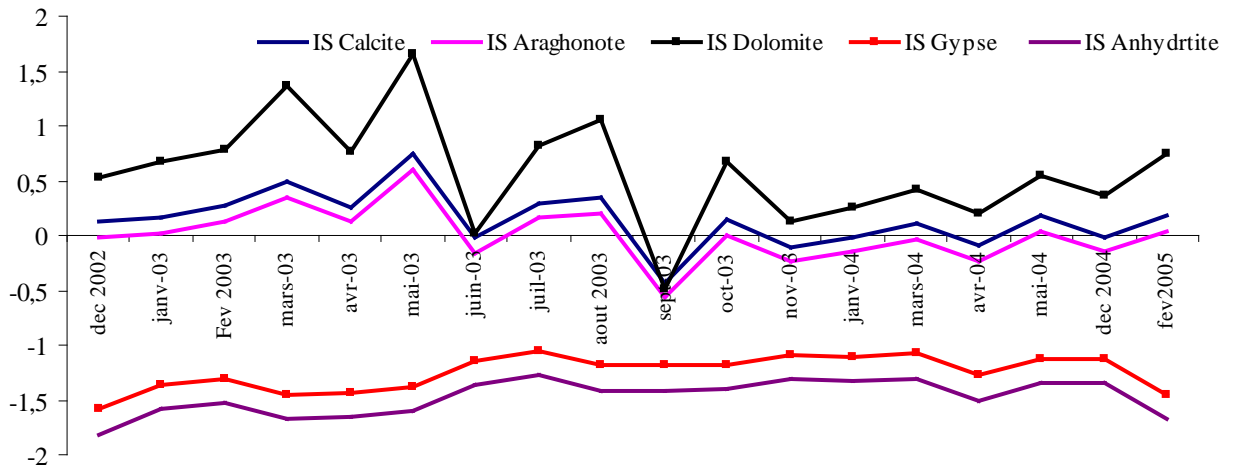


Fig.85 – Variation des indices de saturation dans le temps. **Champ Captant Ain Chabrou**

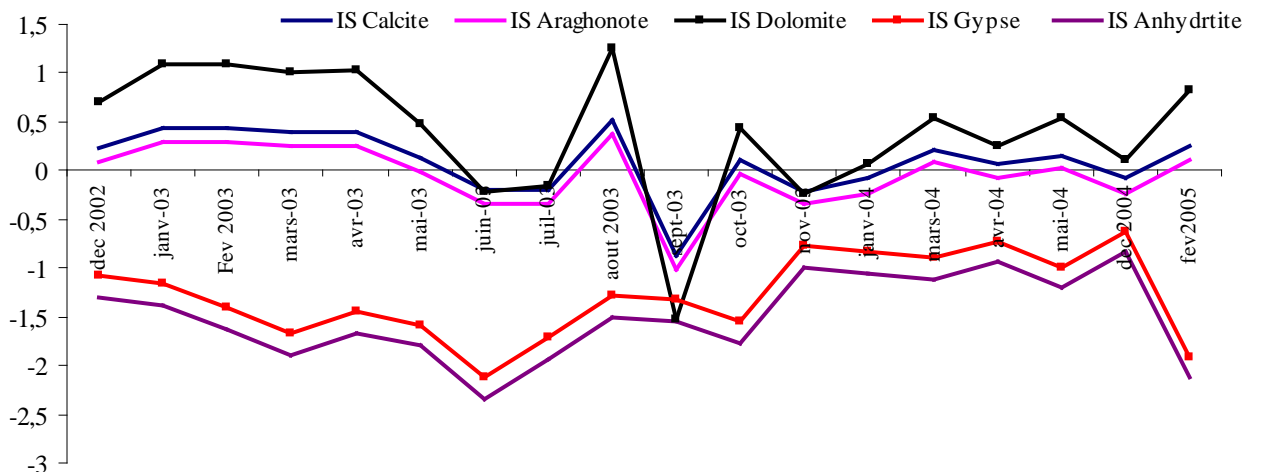


Fig.86 – Variation des indices de saturation dans le temps. **Champ Captant Hammamet**

12. Processus de mise en solution

Lors de la traversée et du séjour des eaux dans le réservoir, la composition chimique des eaux des sources est acquise. L'eau en s'attaquant à l'encaissant et en évacuant en suspension et en solution, les produits de cette attaque crée et apporte des informations sur l'aquifère traversé. Elle comporte en elle même une charge minérale caractéristique de la nature des roches traversées. Sa composition chimique peut varier au

cours de son transit. C'est par son temps de séjour qu'elle est conditionnée, d'où le contact entre l'eau et l'encaissant et c'est aussi par son cheminement à travers des zones ou sous-systèmes divers selon l'état hydrodynamique de l'aquifère. Elle demeure donc une source d'information sur la nature de ces roches et leur extension.

13. Conclusion

L'étude hydrochimique a permis de déterminer les faciès des eaux des sources. Leurs minéralisations sont faibles conférant à ces eaux une bonne potabilité chimique.

Les eaux sont de type légèrement Sulfatée Calcique avec des nuances magnésienne et sodique.

Au cours des crues, la dilution rend les eaux bicarbonatées calciques. L'évolution des anions et des cations dans le temps présentent des pics durant les étiages (forte minéralisation).

On note aussi des pics à la fin de l'automne et début hiver, avec les premières averses ou bien la fonte des neiges. Ils sont provoqués par l'effet de chasse par lessivage des sols et des surfaces des drains.

Les hautes eaux d'hiver diluent les concentrations. L'évolution dans l'espace a montré que les teneurs des éléments chimiques (anions et cations) augmentent de l'amont vers l'aval avec enregistrement de pic au niveau des chlorures dans la partie centrale du champ captant.

Les liens et les compétitions qui semblent exister entre les éléments chimiques ont été mis à jour par le bais d'une première analyse en composantes principales, d'où on observe une opposition entre les eaux calciques magnésiennes et les eaux sodiques, ces dernières s'accompagnent soit des chlorures, des bicarbonates ou des sulfates.

Dans un second stade, nous nous sommes intéressés aux indications fournies par la thermodynamique. En effet la zone d'étude est constituée par plusieurs formations géologiques (calcaires, sables, graviers, argiles...), ces dernières ont modifié la composition chimique des eaux au cours de leurs passages, ce qui implique des réactions chimiques entre le sol et l'eau.

La deuxième analyse en composantes principales sur l'ensemble des observations y compris les indices de saturations les minéraux indiquant une saturation tel que la dolomite, la calcite et l'aragonite, ces minéraux s'accompagnent de leur pHs et s'opposent au gypse et l'anhydrite, indiquant une sous saturation, ainsi que l'origine de la salinité engendrée par la dilution des sulfates gypsifères et la présence du sodium qui peut être due aux formations salifères.

Les calculs concernant les indices de saturation des minéraux dans les échantillons d'eau, montrent que seuls les minéraux carbonatés sont proches de l'états de précipitation, surtout sous la forme de dolomite. Quant aux minéraux évaporitiques, sont toujours à l'état de sous saturation, traduisant une dissolution de ces derniers.

CONCLUSION GENERALE

Conclusion générale

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, le canon lui-même, qui s'est développé au déterminant d'une faille de direction N135°E.

Par sa situation, la région d'étude appartient intégralement à la zone de l'atlas saharien nord oriental, aux confins Algéro-Tunisien.

La série stratigraphique montre que la sédimentation a été contenue au moins du Crétacé moyen jusqu'au Quaternaire. Elle est caractérisée par des formations carbonatées et marneuses. Ces formations déposées en alternance avec des épaisseurs considérables favorisant le dégagement des formes structurales par érosion différentielle. Il est constaté dans la limite séparant les calcaires d'âge Maestrichtien et les marnes du campanien, le jaillissement de plusieurs sources.

Du point de vue tectonique et sur la base de quelques observations et analyses par différentes méthodes (rosaces et projection stéréographique) il a été noté que la région d'étude a été affectée par :

- Une première phase tectonique qui a donné l'atlas saharien nord oriental. Son allure actuelle correspond à une succession de plis et de failles de direction différente.
- Une deuxième phase post-miocène intensive que a donné de grandes failles normales à rejets importants et de direction NW-SE orthogonalement aux structures atlasiques et dont les conséquences; la création de nombreux fossés d'effondrement (fossé de Tébessa, fossé de Hammamet).
- la troisième phase au pliocène supérieur – villafranchien a donné une succession de failles de même direction NE-SW et qui témoignent de la présence d'un système de horst et graben.

Sur les hauts reliefs entourant la région de Youkous, les précipitations sont importantes plus de 350 mm et se concentrent entre le mois de Novembre et Mai.

Les précipitations mensuelles montrent deux grandes saisons distinctes. Une saison sèche et chaude et une saison humide et froide. Les orages de fin d'été sont fréquents et violents.

La neige et le manteau neigeux permettent de différer et d'étaler des quantités importantes d'eau, en produisant des lames de fusion, disponibles à l'infiltration durant une bonne partie de la saison humide.

L'évaporation n'est pas faible, les précipitations efficaces sont tributaires de l'année hydrologique (excédentaire ou déficitaire).

L'étude hydrodynamique a permis d'identifier et de caractériser la structure du système de Youkous. Pour cela, nous avons utilisé différentes méthodes relatives à l'identification et la caractérisation de tels milieux dans deux approches :

Une approche hydrologique (débits classés, analyse des courbes de récessions et classification des systèmes karstiques).

Une approche hydrochimique (distribution des fréquences de conductivité).
Pour les cycles étudiés notamment (2003-2004), l'analyse des débits classés a montré une restitution étalée dans le temps. La constance dans l'alimentation est assurée par les apports atmosphériques et la fonte progressive des neiges.

Aussi, les courbes des fréquences cumulées des débits classés mettent bien en évidence les apports d'une réserve issue d'un cycle antérieur.

Le coefficient de tarissement est assez faible (entre 0,003 et 0,029), il traduit une vidange assez lente.

Le tarissement pour les deux sources de Youkous apparaît pour les cycles d'observation différemment. En effet, pour le cycle 2003, le tarissement est compris entre 24 et 40 jours et pour le cycle 2004, il est compris entre 121 et 151 jours. Cette longue durée s'explique par l'apport important du cycle antérieur (2003).

Le karst profond est peu développé. Pour les deux sources des trop plein de plus en plus haut se mettent à fonctionner suite aux précipitations de longue durée. Ces trop pleins utilisent des paléostratigraphies étagées constituant le corniche calcaire.

Le système aquifère possède un fonctionnement complexe. Il s'agit d'une structure avec des niveaux à circulation rapide et une structure capacitive à écoulement lents. Il est karstifié en amont et capacitif à l'aval. Il s'apparente aux systèmes complexes avec de grandes tailles et de nombreux sous-systèmes, dans la classification de A. Mangin (1975).

Les volumes dynamiques calculés, pour les deux sources et durant les deux cycles d'observation, varient entre 23.834 m³ et 288.000 m³.

Sur le tracé de l'oued Bouakkous, des jaugeages différentiels (débits des sources), ont permis de constater qu'à l'échelle des temps des corrélations s'établissent entre les niveaux piézométriques des champs captants (Hammamet et Ain-Chabro-Tébessa) et les débits infiltrés.

Il s'agit en fait d'une régularisation qui se fait indirectement par l'intermédiaire des graviers et cailloutis calcaires du quaternaire.

L'étude des réponses hydrochimiques a également apporté des indications, sur le fonctionnement du système et sur sa structure géologique, à travers l'étude des faciès chimiques des eaux, des courbes de distribution de la conductivité électrique de l'eau.

Les deux principales sources de Youkous présentent un faciès de type sulfaté calcique avec des nuances magnésiennes et sodiques.

En crue, le faciès devient bicarbonaté calcique, ce qui nous permet de distinguer deux types d'eau ; les eaux du karst profond, à faciès sulfaté calcique reconnu en période non influencée et celle des niveaux plus superficiels à caractères bicarbonaté calcique.

L'évolution dans le temps et l'espace, des éléments majeurs est croissante de l'amont vers l'aval. Seuls les chlorures présentent des valeurs excessives dans la partie centrale du champ captant Ain-Chabro-Tébessa. Les apports internes des chlorures, sont tributaires des dépôts évaporitiques, présents dans la zone du Meddoud et de la pollution anthropique (rejets des eaux usées de la ville de Hammamet).

Recommandations

La connaissance de l'hydrogéologie de la région de Youkous et l'orientation des études futures, sur la base d'un suivi et des moyens plus conséquents peuvent dans un premier temps se servir de la présente étude.

Les quelques recommandations que nous présentons sur la base des résultats obtenus sont :

La délimitation des calcaires, du côté Sud-Est de djebel Mestiri, pourrait s'avérer intéressante, car on sera en présence d'un important karst noyé en profondeur.

Des études structurales détaillées de terrain et de géophysique pourraient apporter des informations sur ce site.

L'implantation des forages pour l'exploitation des réserves souterraines est délicate, en particulier dans des structures géologiques complexes, où les vides karstiques suivent les réseaux de fracturation, leurs ouvertures et les gradients hydrauliques. L'étude de la fissuration servira à leur implantation.

Un suivi isotopique des précipitations et des eaux des sources, plus serré pourrait à l'avenir mieux déterminer l'âge des eaux et leur transit.

Les sources de Youkous émergent du plateau de Tazbent, dominé par des thalwegs où aboutissent les rejets des mechtats en extension croissante.

L'absence de possibilité d'auto-épurations dans les aquifères karstiques, en plus des grandes vitesses de transit, font qu'ils sont sensibles aux pollutions externes.

L'impluvium doit faire l'objet d'une surveillance, les possibilités de dilution étant faibles du fait des fortes charges en matières polluantes, surtout à la fin de l'étiage.

Les pluies d'orages et les premières pluies d'automne, lessivent les surfaces et les thalwegs, où s'accumulent les rejets qui se retrouvent. Sur ce plateau calcaire, il faut éviter les rejets des déchets dans les cavités karstiques utilisées parfois comme fosses à décharges ou bien lieux d'animaux morts.

Les analyses chimiques au niveau du champ captant, ont montré l'augmentation excessive de quelques éléments majeurs, liée particulièrement à l'existence de foyer de pollution.

Sur ce point de vue, il est recommandé de revoir avec les autorités compétentes locales de l'A.P.C de Hammamet le changement et l'interdiction des actuels sites des décharges publiques. Ces derniers étant situés actuellement dans le tracé de l'oued

Bouakous.

Les résultats des mesures des jaugeages différentiels, ont montré sur un tronçon de 500m, une zone d'infiltration potentiellement dynamique.

Pour améliorer ce phénomène, les conditions d'infiltration le long de l'oued Bouakous et dans la zone avale, il est recommandé l'installation d'un dispositif d'alimentation artificielle du champ captant.

Ce dispositif comportera dans son ensemble, la réalisation de petits barrages, par des grattages de surface et éventuellement par des puits d'infiltration. Ils devront être expérimentés dans le fond de l'oued ou à proximité et ils pourront être remplis de gros galets.

B I B L I O G R A P H I E

Dubourdiou, G., Durozoy, G., 1950. Observations tectoniques dans les environs de Tébessa et de l'Ouenza (Algérie). *Bulletin de la Société géologique de France*, (V), 20, 4-6, 257-266, Paris.

GASTANY, G., 1953- Notice explicative de la carte géologique de la Tunisie au 1/500.000 , Tunis.

Czerminski, J., 1955- W sprawie Klasyfikacji inomenklaturyskal Osadowych. *Przeegl. Geolog . 3.*

Durozoy, G. 1956. Carte géologique de l'Algérie à 1/50.000, feuille n°206, Tébessa, avec notice explicative, 6p. *Publication du Service de la carte Géologique de l'Algérie*, Alger.

Folk, R.L., 1959. Pratical petrographic classification of limestone . *Bull. Am. Ass. Petrol. Géologist .*, 138, 43 p. 1-38.

Dunham, R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture . In " Classification of carbonate rocks" (W.E.Hamed). *Am. Assoc .Petrol.*

Ramchin, G., 1963. Les phosphates de chaux sédimentaires de la région de Djebel Onk (Algérie), Septembre, *Soc. d'Etud. et réalisations minières et industrielles, S.E.R.M.I.*, Paris.(dact.).

Bles, J.L., Fleury, J.J. 1970. Notice explicative de la carte géologique de l'Algérie à 1/50.000, feuille n°178, Morsott, 36p., *Publications du Service Géologique de l'Algérie , Alger.*

Villa, J.-M. 1977. Carte géologique de l'Algérie, à 1/50.000, feuille n°204, Ain- Dalâa, Alger .

Villa, J.-M. 1977. Carte géologique de l'Algérie, à 1/50.000, feuille n °176, F'kirina , Alger .

Masse, J.-P. et Thieuloy, J.-P. 1979. Précision sur l'âge des calcaires et des formations associées de l'Aptien sud-constantinois. *Bulletin de la société Géologique de France* ,(7), XXI, 1, p. 65-71.

Kazi-Tani, N., 1986. Evolution géodynamique de la bordure Nord-Africaine : le domaine interplaque Nord-Algérien. Approche méga-séquentielle. *Thèse de doctorat ès Sciences*. Univ. de Pau et Pays de l'Adour, 2 vol.

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.

Charrière, A., Andreu, B., Khéhid-Benkhérouf, F., et Villa, J.M., 1996-Nouvelles données stratigraphiques et structurales sur le Djebel Djebissa, près de Tébessa (frontière Algéro-Tunisienne) : reconstitution d'un dôme de sel en contexte distensif chaud au Crétacé inférieur–moyen. *Bull. Serv. Geolog. de l'Algérie*. Vol 7.n°2, pp. 109- 132.

Kowalski, W.M., Boufaa, K., Pharissat, A., 1996. Les sédiments miocènes des environs de Tébessa (NE de l'Algérie) et leurs relations avec la tectonique. *Bull. Soc. Hist. Nat. Pays de Montbéliard*, p.169-177.

Kowalski, W.M., Boudoukha, A., Hemila, M.L., Pharissat, A., 1997. Les stades d'effondrements du graben de Tébessa (confins Algéro-Tunisiens) et la tectonique pliocène-quadernaire. *Bull. Soc. Hist. Nat. Pays de Montbéliard*, p.201-215.

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

Kowalski, W.M., Hamimed, M., Pharissat, A., 2002. Les étapes d'effondrement des grabens dans les confins algero-tunisiens. *Bull. Serv. Geolog. de l'Algérie juillet*, V.13, n°2, p.131-152.

Prian, J.P., Cortial, Ph., Etude de développement du gisement de phosphate de Djebel Onk (Algérie), *Ferphos-01, R 36064, BRGM, Sofremines, Orléans, Montreuil, Bir el Ater.*

ANRH, secteur de Tébessa, 1974/1978. -hydrogramme à la station de Youkous.

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.

ABDELKABIR Maqsoud (1996) : approche hydrologique et hydrochimique du caractère karstique éventuel d'un hydrosystème souterrain de la craie du bassin de Paris. Thèse de doctorat de l'Université en géosciences USTL Lille.3

PLAGNES V, Thèse de doctorat 1997-structure et fonctionnement des aquifères karstiques. *Caractérisation par la chimie des eaux.*

Séminaire National, Nov. 1996, Montpellier-pour une gestion active des ressources en eau d'origine karstique.

AMRAOUI N. (1996) : Etude de l'infiltration dans les sols fins non saturés. Thèse de Doctorat. Nancy. Institut polytechnique de lorraine, Ecole nationale supérieure de géologie de nancy. 325p.

AHKOUK S. (2004) : Impact des fertilisants agricoles et du mode d'irrigation sur la qualité des eaux souterraines en zones irriguées sous climat semi-aride : cas de la plaine des Chtouka. Bassin du souss-Massa. Maroc Thèse doctorat. Université Ibnou Zohr Agadir 134p.

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.

BRGM (2000) : Gestion des sites (potentiellement) pollués. Version 2. Edition BRGM

BRGM (2003) : Carte de vulnérabilité intrinsèque des nappes du département de l'Eure-et-Loir échelle (1/100 000). 13p.

BRGM, (1975-1979) : Cartes de vulnérabilité à la contamination des eaux souterraines (FF: 1/250 000). BRGM, Orléans.

BIGORRE F. (1998) : Estimation des propriétés de rétention en eau de sols forestiers : application aux sols de l'Est de la France. Compte rendu du 16^{ième} congrès mondial de science du sol. Montpellier. CD ROM

BOUTALEB S. (2000) : Impact de la géologie et du climat des bassins versants sur la qualité des eaux d'une grande nappe alluviale en climat semi-aride : application aux relations hydrogéologiques entre haut-atlas et la plaine de sousse. Thèse de doctorat Université Ibnou Zohr Agadir 164p.

BONNET M., LANDREAU A. (1979) : Mécanismes d'acquisition de la qualité chimique d'une eau souterraine. Orléans, rapp. Inédit n° 79SGN661HYD, 40 p

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.

CHEVALLIER P. (1995) : Gestion de l'environnement en milieux urbain et industriel. Collection sciences de l'environnement. Québec. Université de Québec. 577p.

CASTANY G. (1963) : Traité pratique des eaux souterraines. Dunod Edit. Paris, 641p.

CASTANY G. et MARGAT (1977) : Dictionnaire français d'Hydrogéologie. Bur. Rech. Géol. Minière, 249p.

CASTANY G. (1968) : Prospection et exploitation des eaux souterraines. Ed. Dunod Paris France 683p

CASTANY G. (1982) : Principes et méthodes de l'Hydrogéologie. Dunod Edit. Paris, 334p.

C. Mignolet et al (1997) : Système d'élevage et risque de pollution azotée. Construction d'un indicateur de risque et application dans la plaine des Vosges. INRA Prod. Anim., 10(4), 275-285

COOTE D.R. GREGORICH (2000) : La santé de l'eau – Vers une agriculture durable au Canada. Direction de l'agriculture et agroalimentaire Canada, Ottawa (Ontario).

CORPEN, (2003) : Des indicateurs pour des actions locales de maîtrise des pollutions de l'eau d'origine agricole : éléments méthodologiques. Applications aux produits phytosanitaires

CONDAPPA D. (2005) : Etude de l'écoulement à travers la zone non saturée des aquifères de socle à l'échelle spatiale du bassin versant. Application à l'évaluation de la recharge au sein du bassin versant de Maheshwaram, Inde. Thèse de doctorat. Université Joseph Fourier. Pp27-66.

DJABRI L. (1987) : Contribution à l'étude hydrogéologique de la nappe alluviale de Tébessa «essai de modélisation» Thèse de Doc. Ing. Univers. Franche

DJABRI L. (1996) : Mécanismes de la pollution et vulnérabilité des eaux de la Seybouse. Origines géologiques, industrielles, agricoles et urbaines. Thèse de Doctorat d'État. Université de Annaba 280p.

DUROZOY G. (1956) : Carte géologique au 1/50 000 de Tébessa feuille 206, et ça notice explicative.

DUCHAUFOR P. (1995) : Pédologie, sol, végétation, environnement (4^{ème} édition). Abrégés. Paris Masson 324p

DUCHAUFOR P. (2001) : Introduction à la science du sol, végétation, environnement. 6^e édition, Dunod, Paris, pp.286-294

DUBOIS DE LA SABLONIERE F. (1998) : Nitrates – origine et impact sur le milieu. Agriculture et environnement. Paris. SHF pp95-104

FELLRATH M. (1995) : Qualité des eaux. Monographies en Ecologie des Polluants (2). Institut de Génie de l'Environnement, Laboratoire de Génie Sanitaire. Ecole Polytechnique Fédérale de LAUSANNE 220p

GILLI E., MANGAN CH., MUDRU J. (2004) : Hydrogéologie. Objets, méthodes, applications. Dunod, Paris, 303 p.

GRAMIP (2002) : Localisation des zones à risque vis-à-vis du transfert des substances phytosanitaires vers les eaux superficielles et souterraines en Midi-Pyrénées : Méthodologie de travail. 32p

GRILLOT J.C., RAZACK M. (1985) : Evolution spatio-temporelle d'un aquifère alluvial sous l'effet d'une sécheresse pluriannuelle exceptionnelle (littoral médit., Hérault, France), J. Hydrol., 82, 155-173.

GUEFAIFIA O. (1996) : Contribution à l'étude hydrogéologique de la nappe. Aquifère d'El Malabiod. Thèse de Magistère Univers. Annaba, 143p.

HSISSOU Y. (1999) : Impact de l'environnement naturel et anthropique sur la qualité des eaux alluviales en zone semi-aride : cas de la plaine du souss. Thèse d'état Es-Sciences Université Ibnou Zohr Agadir 228p.

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.

KHERICI N. (1993) : Vulnérabilité à la pollution chimique des eaux souterraines d'un système de nappes superposées en milieux industriel et agricole (Annaba – la Mafragh) NE de l'Algérie. Thèse de Doctorat Es-Sciences Université de Annaba 170p

KRIMISSA S. (2003) : Nappes superficielles en zone semi-aride : origine des eaux et de la salinité, renouvellement. Exp. Des nappes Massa et Souss Maroc. Thèse de doctorat. Université de Franche-comté France. 190p

LECCOMTE P. (2000) : Les sites pollués, traitement des sols et des eaux souterraines. CNRCCP. Edition Lavoisier TEC.&DOC .194p

MARTINELLI I. (1999) : infiltration des eaux de ruissellement pluvial et transfert de polluants associés dans le sol, urbain. Vers une approche globale et pluridisciplinaire. Thèse de doctorat. INSA de Lyon

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.

MAIGIN A. (1975) : Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Thèse de doctorat, Université de Dijon.

PUIG J. M. (1987) : le système karstique de la fontaine de vaucluse. Thèse d'Etat Université d'Avignon.

MARJOUA A. (1995) : Approche géochimique et modélisation hydrodynamique de la Chaouia côtière (Maroc) : origines de la salinisation des eaux. Th. Doct. Univ. Paris 6, 179 p.

MARSILY DE G. (1993) : Hydrogéologie : comprendre et estimer les écoulements souterrains et le transport des polluants, Paris ; Ecole des mines de paris, 237p.

MARSILY DE G. (1981) : Hydrogéologie quantitative. Ecole Nationale Sup. des mines de Paris, Masson Edition, 219 pages

MARSILY DE G. (2004) : Cours d'hydrogéologie. Université pierre & marie curie. 226p.

MARTIN C. (2003) : Mécanismes hydrogéologiques et hydrochimiques impliqués dans les variations saisonnières des teneurs en nitrates dans les bassins versants agricoles. Approche expérimentale et modélisation. Thèse de doctorat. Université de Rennes1.254p

ROUABHIA Aek et BOUDOUKHA A (1996) : Essai de synthèse sur l'hydrogéologie karstique du plateau de Chéria exp. du forage JK8. Séminaire national des sciences de la terre INH Boumerdes10p

ROUABHIA Aek (1996) : Étude de la relation lac nappe à partir des données piézométriques et hydrochimiques cas du lac Fetzara NE Algérie. Séminaire national des sciences de la terre INH Boumerdes 12p

ROUABHIA Aek (2001) : Vulnérabilité à la pollution chimique d'un système aquifère en région semi-aride d'Algérie. Cas de la plaine d'El Ma El Abiod. Mémoire de magister. Université de Annaba. 120p.

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

ROUABHIA Aek, BAALI F., KHERICI N., DJABRI L. (2004) : Vulnérabilité et impacts des activités anthropiques sur les eaux souterraines de la région d'El MA EL Abiod. Revue vecteur environnement, Vol.37, N°3

ROUABHIA Abdelkader (2006) : Vulnérabilité et risques de pollution des eaux souterraines de la nappe des sables miocènes de la plaine d'El Ma El Abiod. Thèse de doctorat ès sciences, Univ. BADJI M. de Annaba. Algérie. 202P.

RODIER J. (1996) : L'analyse de l'eau, eaux naturelles, eaux résiduaires, eau de mer. 8^e édition Dunod, Paris.

RICHARD L. (2000) ; Sur l'origine des ions chlorures dans les eaux salines des massifs granitiques CR Acad. Sc. Paris 331 : 783-788.

SCHOELLER H. (1962) : Les eaux souterraines. Hydrologie dynamique et chimique. Recherche, exploitation et évaluation des ressources Masson et Cie. Editions, 642 pages.

SIMMERS I. (1997): Recharge of Phreatic Aquifers in (Semi-) Arid Areas. Intern. Ass. Hydrogeol., 19, F 7918, 255 p.

SCHOELLER H. (1962) : Les eaux souterraines. Masson, Paris, 642p.

S. Cornas (2002) : Guide pratique de l'échantillonnage des eaux souterraines. Société suisse d'hydrogéologie. 80 p

TODD K. (1980): Groundwater hydrology. Seconde Edition. New York, J.Wiley & Sons, 510 pages

TARDAT-HENRY M. (1984) : Chimies des eaux. Editions le griffon d'argile inc. 338p.

U.N.E.S.C.O. (1987): Groundwater problems in coastal areas. 582 p.

YOUNSI A. (2001) : Méthodologie de mise en évidence des mécanismes de salures des eaux souterraines côtières en zone semi-aride irriguée. Chaouia côtière, Maroc. Thèse de doctorat d'état. Univ. Chouaib Doukkali. El Jadida Maroc. Pp. 18-30

Walter, C., Bouedo, T. et Aourousseau, P. (1996) : Cartographie communale des teneurs en matière organique des sols bretons et analyse de leur évolution temporelle de 1980 à 1995. Rapport final de la convention d'étude entre le Conseil Régional de Bretagne, l'Agence de l'Eau Loire-Bretagne et l'ENSAR. 30p. 6 cartes.

ANNEXES

Initial solution 1. PBG

1. PBG-----Solution composition-----

Elements	Molality	Moles
Alkalinity	2.363e-003	2.363e-003
Ca	4.763e-003	4.763e-003
Cl	6.694e-003	6.694e-003
Mg	6.020e-003	6.020e-003
N(3)	6.527e-008	6.527e-008
N(5)	4.197e-005	4.197e-005
Na	9.612e-003	9.612e-003
S(6)	2.813e-004	2.813e-004

1. PBG-----Description of solution-----

pH = 7.000
 pe = 4.000
 Activity of water = 0.999
 Ionic strength = 3.071e-002
 Mass of water (kg) = 1.000e+000
 Total carbon (mol/kg) = 2.772e-003
 Total CO2 (mol/kg) = 2.772e-003
 Temperature (deg C) = 25.000
 Electrical balance (eq) = 2.152e-002
 Percent error, 100*(Cat-|An|)/(Cat+|An|) = 53.72
 Iterations = 7
 Total H = 1.110148e+002
 Total O = 5.551537e+001

1. PBG-----Redox couples-----

Redox couple	pe	Eh (volts)
N(3)/N(5)	8.6892	0.5140

1. PBG-----Saturation indices-----

Phase	SI	log IAP	log KT	
Anhydrite	-2.30	-6.66	-4.36	CaSO4
Aragonite	-0.33	-8.66	-8.34	CaCO3
Calcite	-0.18	-8.66	-8.48	CaCO3
CO2(g)	-1.91	-20.06	-18.15	CO2
Dolomite	-0.13	-17.22	-17.09	CaMg(CO3)2
Gypsum	-2.08	-6.66	-4.58	CaSO4:2H2O
H2(g)	-22.00	-22.00	0.00	H2
H2O(g)	-1.51	-0.00	1.51	H2O
Halite	-5.92	-4.34	1.58	NaCl
O2(g)	-39.12	44.00	83.12	O2

Initial solution 2. EFC

2. EFC-----Solution composition-----

Elements	Molality	Moles
Alkalinity	2.264e-003	2.264e-003
Ca	4.650e-003	4.650e-003
Cl	6.657e-003	6.657e-003
Mg	6.159e-003	6.159e-003
N(3)	4.351e-008	4.351e-008
N(5)	5.650e-005	5.650e-005
Na	9.666e-003	9.666e-003
S(6)	2.813e-004	2.813e-004

2. EFC-----Description of solution-----

pH = 7.000
 pe = 4.000
 Activity of water = 0.999
 Ionic strength = 3.074e-002
 Mass of water (kg) = 1.000e+000
 Total carbon (mol/kg) = 2.657e-003
 Total CO2 (mol/kg) = 2.657e-003
 Temperature (deg C) = 25.000
 Electrical balance (eq) = 2.174e-002
 Percent error, 100*(Cat-|An|)/(Cat+|An|) = 54.29
 Iterations = 7
 Total H = 1.110147e+002
 Total O = 5.551508e+001

2. EFC-----Redox couples-----

Redox couple	pe	Eh (volts)
N(3)/N(5)	8.8418	0.5230

2. EFC-----Saturation indices-----

Phase	SI	log IAP	log KT	
Anhydrite	-2.31	-6.67	-4.36	CaSO4
Aragonite	-0.35	-8.69	-8.34	CaCO3
Calcite	-0.21	-8.69	-8.48	CaCO3
CO2(g)	-1.93	-20.08	-18.15	CO2
Dolomite	-0.16	-17.25	-17.09	CaMg(CO3)2
Gypsum	-2.09	-6.67	-4.58	CaSO4:2H2O
H2(g)	-22.00	-22.00	0.00	H2
H2O(g)	-1.51	-0.00	1.51	H2O
Halite	-5.92	-4.34	1.58	NaCl
O2(g)	-39.12	44.00	83.12	O2

Initial solution 3. Forage F1

3. ForageF1-----Solution composition-----

Elements	Molality	Moles
Alkalinity	3.447e-003	3.447e-003
Ca	5.029e-003	5.029e-003
Cl	6.794e-003	6.794e-003
Mg	9.214e-003	9.214e-003
N(3)	2.176e-008	2.176e-008
N(5)	7.104e-005	7.104e-005
Na	9.988e-003	9.988e-003
S(6)	6.566e-004	6.566e-004

3. ForageF1-----Description of solution-----

pH = 7.000
 pe = 4.000
 Activity of water = 0.999
 Ionic strength = 3.823e-002
 Mass of water (kg) = 1.000e+000
 Total carbon (mol/kg) = 4.024e-003
 Total CO2 (mol/kg) = 4.024e-003
 Temperature (deg C) = 25.000
 Electrical balance (eq) = 2.685e-002
 Percent error, 100*(Cat-|An|)/(Cat+|An|) = 55.53
 Iterations = 7
 Total H = 1.110159e+002
 Total O = 5.552054e+001

3. ForageF1-----Redox couples-----

Redox couple	pe	Eh (volts)
N(3)/N(5)	9.0420	0.5349

3. ForageF1-----Saturation indices-----

Phase	SI	log IAP	log KT	
Anhydrite	-1.99	-6.35	-4.36	CaSO4
Aragonite	-0.18	-8.52	-8.34	CaCO3
Calcite	-0.04	-8.52	-8.48	CaCO3
CO2(g)	-1.76	-19.91	-18.15	CO2
Dolomite	0.33	-16.76	-17.09	CaMg(CO3)2
Gypsum	-1.77	-6.35	-4.58	CaSO4:2H2O
H2(g)	-22.00	-22.00	0.00	H2
H2O(g)	-1.51	-0.00	1.51	H2O
Halite	-5.91	-4.33	1.58	NaCl
O2(g)	-39.12	44.00	83.12	O2

Initial solution 4. Forage EF1

4. ForageEF1-----Solution composition-----

Elements	Molality	Moles
Alkalinity	2.857e-003	2.857e-003
Ca	5.631e-003	5.631e-003
Cl	1.047e-002	1.047e-002
Mg	9.486e-003	9.486e-003
N(3)	2.177e-008	2.177e-008
N(5)	8.721e-005	8.721e-005
Na	9.555e-003	9.555e-003
S(6)	2.283e-003	2.283e-003

4. ForageEF1-----Description of solution-----

pH = 7.000
 pe = 4.000
 Activity of water = 0.999
 Ionic strength = 4.190e-002
 Mass of water (kg) = 1.000e+000
 Total carbon (mol/kg) = 3.332e-003
 Total CO2 (mol/kg) = 3.332e-003
 Temperature (deg C) = 25.000
 Electrical balance (eq) = 2.181e-002
 Percent error, 100*(Cat-|An|)/(Cat+|An|) = 40.87
 Iterations = 7
 Total H = 1.110153e+002
 Total O = 5.552512e+001

4. ForageEF1-----Redox couples-----

Redox couple	pe	Eh (volts)
N(3)/N(5)	9.0865	0.5375

4. ForageEF1-----Saturation indices-----

Phase	SI	log IAP	log KT	
Anhydrite	-1.43	-5.79	-4.36	CaSO4
Aragonite	-0.24	-8.58	-8.34	CaCO3
Calcite	-0.10	-8.58	-8.48	CaCO3
CO2(g)	-1.84	-19.99	-18.15	CO2
Dolomite	0.17	-16.92	-17.09	CaMg(CO3)2
Gypsum	-1.21	-5.79	-4.58	CaSO4:2H2O
H2(g)	-22.00	-22.00	0.00	H2
H2O(g)	-1.51	-0.00	1.51	H2O
Halite	-5.75	-4.16	1.58	NaCl
O2(g)	-39.12	44.00	83.12	O2

=====

Initial solution 5. Forage YS5

5. ForageYS5-----Solution composition-----

Elements	Molality	Moles
Alkalinity	2.659e-003	2.659e-003
Ca	5.831e-003	5.831e-003
Cl	8.575e-003	8.575e-003
Mg	9.096e-003	9.096e-003
N(3)	6.528e-008	6.528e-008
N(5)	1.259e-004	1.259e-004
Na	9.889e-004	9.889e-004
S(6)	1.251e-003	1.251e-003

5. ForageYS5-----Description of solution-----

pH = 7.000
 pe = 4.000
 Activity of water = 1.000
 Ionic strength = 3.582e-002
 Mass of water (kg) = 1.000e+000
 Total carbon (mol/kg) = 3.105e-003
 Total CO2 (mol/kg) = 3.105e-003
 Temperature (deg C) = 25.000
 Electrical balance (eq) = 1.698e-002
 Percent error, 100*(Cat-|An|)/(Cat+|An|) = 40.45
 Iterations = 7
 Total H = 1.110151e+002
 Total O = 5.552045e+001

5. ForageYS5-----Redox couples-----

Redox couple	pe	Eh (volts)
N(3)/N(5)	8.9278	0.5281

5. ForageYS5-----Saturation indices-----

Phase	SI	log IAP	log KT	
Anhydrite	-1.64	-6.00	-4.36	CaSO4
Aragonite	-0.23	-8.56	-8.34	CaCO3
Calcite	-0.08	-8.56	-8.48	CaCO3
CO2(g)	-1.87	-20.02	-18.15	CO2
Dolomite	0.16	-16.93	-17.09	CaMg(CO3)2
Gypsum	-1.42	-6.00	-4.58	CaSO4:2H2O
H2(g)	-22.00	-22.00	0.00	H2
H2O(g)	-1.51	-0.00	1.51	H2O
Halite	-6.81	-5.23	1.58	NaCl
O2(g)	-39.12	44.00	83.12	O2

Initial solution 6. Forage;YS4 Bis

6. ForageYS4BBis-----Solution composition-----

Elements	Molality	Moles
Alkalinity	3.250e-003	3.250e-003
Ca	5.998e-003	5.998e-003
Cl	1.067e-002	1.067e-002
Mg	8.958e-003	8.958e-003
N(3)	4.353e-007	4.353e-007
N(5)	1.163e-004	1.163e-004
Na	1.016e-002	1.016e-002
S(6)	1.001e-003	1.001e-003

6. ForageYS4BBis-----Description of solution-----

pH = 7.000
 pe = 4.000
 Activity of water = 0.999
 Ionic strength = 4.172e-002
 Mass of water (kg) = 1.000e+000
 Total carbon (mol/kg) = 3.790e-003
 Total CO2 (mol/kg) = 3.790e-003
 Temperature (deg C) = 25.000
 Electrical balance (eq) = 2.403e-002
 Percent error, 100*(Cat-|An|)/(Cat+|An|) = 44.68
 Iterations = 7
 Total H = 1.110157e+002
 Total O = 5.552139e+001

6. ForageYS4BBis-----Redox couples-----

Redox couple	pe	Eh (volts)
N(3)/N(5)	8.4985	0.5027

6. ForageYS4BBis-----Saturation indices-----

Phase	SI	log IAP	log KT	
Anhydrite	-1.75	-6.11	-4.36	CaSO4
Aragonite	-0.14	-8.48	-8.34	CaCO3
Calcite	-0.00	-8.48	-8.48	CaCO3
CO2(g)	-1.79	-19.93	-18.15	CO2
Dolomite	0.31	-16.78	-17.09	CaMg(CO3)2
Gypsum	-1.53	-6.11	-4.58	CaSO4:2H2O
H2(g)	-22.00	-22.00	0.00	H2
H2O(g)	-1.51	-0.00	1.51	H2O
Halite	-5.71	-4.13	1.58	NaCl
O2(g)	-39.12	44.00	83.12	O2

Initial solution 7. Forage;FG1

7. ForageFG1-----Solution composition-----

Elements	Molality	Moles
Alkalinity	2.660e-003	2.660e-003
Ca	5.974e-003	5.974e-003
Cl	9.733e-003	9.733e-003
Mg	8.794e-003	8.794e-003
N(3)	3.047e-007	3.047e-007
N(5)	8.883e-005	8.883e-005
Na	1.026e-002	1.026e-002
S(6)	2.283e-003	2.283e-003

7. ForageFG1-----Description of solution-----

pH = 7.000
 pe = 4.000
 Activity of water = 0.999
 Ionic strength = 4.117e-002
 Mass of water (kg) = 1.000e+000
 Total carbon (mol/kg) = 3.103e-003
 Total CO2 (mol/kg) = 3.103e-003
 Temperature (deg C) = 25.000
 Electrical balance (eq) = 2.275e-002
 Percent error, 100*(Cat-|An|)/(Cat+|An|) = 43.31
 Iterations = 7
 Total H = 1.110151e+002
 Total O = 5.552447e+001

7. ForageFG1-----Redox couples-----

Redox couple	pe	Eh (volts)
N(3)/N(5)	8.5175	0.5039

7. ForageFG1-----Saturation indices-----

Phase	SI	log IAP	log KT	
Anhydrite	-1.40	-5.76	-4.36	CaSO4
Aragonite	-0.24	-8.58	-8.34	CaCO3
Calcite	-0.10	-8.58	-8.48	CaCO3
CO2(g)	-1.87	-20.02	-18.15	CO2
Dolomite	0.10	-16.99	-17.09	CaMg(CO3)2
Gypsum	-1.18	-5.76	-4.58	CaSO4:2H2O
H2(g)	-22.00	-22.00	0.00	H2
H2O(g)	-1.51	-0.00	1.51	H2O
Halite	-5.75	-4.16	1.58	NaCl
O2(g)	-39.12	44.00	83.12	O2

=====

Initial solution 8. Forage;F2-3

8. ForageF23-----Solution composition-----

Elements	Molality	Moles
Alkalinity	2.561e-003	2.561e-003
Ca	5.851e-003	5.851e-003
Cl	9.059e-003	9.059e-003
Mg	9.240e-003	9.240e-003
N(3)	8.271e-007	8.271e-007
N(5)	7.590e-005	7.590e-005
Na	1.020e-002	1.020e-002
S(6)	2.127e-003	2.127e-003

8. ForageF23-----Description of solution-----

pH = 7.000
 pe = 4.000
 Activity of water = 0.999
 Ionic strength = 4.129e-002
 Mass of water (kg) = 1.000e+000
 Total carbon (mol/kg) = 2.987e-003
 Total CO2 (mol/kg) = 2.987e-003
 Temperature (deg C) = 25.000
 Electrical balance (eq) = 2.443e-002
 Percent error, 100*(Cat-|An|)/(Cat+|An|) = 46.78
 Iterations = 7
 Total H = 1.110150e+002
 Total O = 5.552348e+001

8. ForageF23-----Redox couples-----

Redox couple	pe	Eh (volts)
N(3)/N(5)	8.2665	0.4890

8. ForageF23-----Saturation indices-----

Phase	SI	log IAP	log KT	
Anhydrite	-1.44	-5.80	-4.36	CaSO4
Aragonite	-0.27	-8.60	-8.34	CaCO3
Calcite	-0.12	-8.60	-8.48	CaCO3
CO2(g)	-1.89	-20.04	-18.15	CO2
Dolomite	0.08	-17.01	-17.09	CaMg(CO3)2
Gypsum	-1.22	-5.80	-4.58	CaSO4:2H2O
H2(g)	-22.00	-22.00	0.00	H2
H2O(g)	-1.51	-0.00	1.51	H2O
Halite	-5.78	-4.20	1.58	NaCl
O2(g)	-39.12	44.00	83.12	O2

=====I

Initial solution 9. Forage;F1-2

9. ForageF1-2-----Solution composition-----

Elements	Molality	Moles
Alkalinity	2.462e-003	2.462e-003
Ca	6.004e-003	6.004e-003
Cl	1.017e-002	1.017e-002
Mg	8.999e-003	8.999e-003
N(5)	5.329e-005	5.329e-005
Na	9.994e-003	9.994e-003
S(6)	6.671e-004	6.671e-004

9. ForageF1-2-----Description of solution-----

pH = 7.000
 pe = 4.000
 Activity of water = 0.999
 Ionic strength = 4.108e-002
 Mass of water (kg) = 1.000e+000
 Total carbon (mol/kg) = 2.870e-003
 Total CO2 (mol/kg) = 2.870e-003
 Temperature (deg C) = 25.000
 Electrical balance (eq) = 2.598e-002
 Percent error, 100*(Cat-|An|)/(Cat+|An|) = 49.58
 Iterations = 7
 Total H = 1.110149e+002
 Total O = 5.551724e+001

9. ForageF1-2-----Saturation indices-----

Phase	SI	log IAP	log KT	
Anhydrite	-1.92	-6.28	-4.36	CaSO4
Aragonite	-0.26	-8.59	-8.34	CaCO3
Calcite	-0.11	-8.59	-8.48	CaCO3
CO2(g)	-1.91	-20.06	-18.15	CO2
Dolomite	0.09	-17.00	-17.09	CaMg(CO3)2
Gypsum	-1.70	-6.28	-4.58	CaSO4:2H2O
H2(g)	-22.00	-22.00	0.00	H2
H2O(g)	-1.51	-0.00	1.51	H2O
Halite	-5.74	-4.16	1.58	NaCl
O2(g)	-39.12	44.00	83.12	O2

Initial solution 10. Forage AC1

10. ForageQC1-----Solution composition-----

Elements	Molality	Moles
Alkalinity	2.758e-003	2.758e-003
Ca	5.950e-003	5.950e-003
Cl	1.008e-002	1.008e-002
Mg	9.316e-003	9.316e-003
N(3)	8.706e-008	8.706e-008
N(5)	3.876e-005	3.876e-005
Na	1.004e-002	1.004e-002
S(6)	8.964e-004	8.964e-004

10. ForageAC1-----Description of solution-----

pH = 7.000
 pe = 4.000
 Activity of water = 0.999
 Ionic strength = 4.172e-002
 Mass of water (kg) = 1.000e+000
 Total carbon (mol/kg) = 3.214e-003
 Total CO2 (mol/kg) = 3.214e-003
 Temperature (deg C) = 25.000
 Electrical balance (eq) = 2.591e-002
 Percent error, 100*(Cat-|An|)/(Cat+|An|) = 48.73
 Iterations = 7
 Total H = 1.110152e+002
 Total O = 5.551909e+001

10. ForageAC1-----Redox couples-----

Redox couple	pe	Eh (volts)
N(3)/N(5)	8.6094	0.5093

10. ForageAC1-----Saturation indices-----

Phase	SI	log IAP	log KT	
Anhydrite	-1.80	-6.17	-4.36	CaSO4
Aragonite	-0.22	-8.55	-8.34	CaCO3
Calcite	-0.07	-8.55	-8.48	CaCO3
CO2(g)	-1.86	-20.01	-18.15	CO2
Dolomite	0.18	-16.91	-17.09	CaMg(CO3)2
Gypsum	-1.58	-6.17	-4.58	CaSO4:2H2O
H2(g)	-22.00	-22.00	0.00	H2
H2O(g)	-1.51	-0.00	1.51	H2O
Halite	-5.74	-4.16	1.58	NaCl
O2(g)	-39.12	44.00	83.12	O2

0%

100%

**Profil sédimentologique de la zone d'étude sur la base des coupes géologiques de Gaagaa
(Echantillons de 0 – 4), et Youkous (Echantillons de 5 – 44).**

1- calcaires marneux, 2- calcaire horizontal, 3- calcaires à plis couchés, 4- marnes, 5- interclastes, 6- oolites, 7- oncolites, 8- bioclastes, 9- microsparites et sparites, 10- micrites,

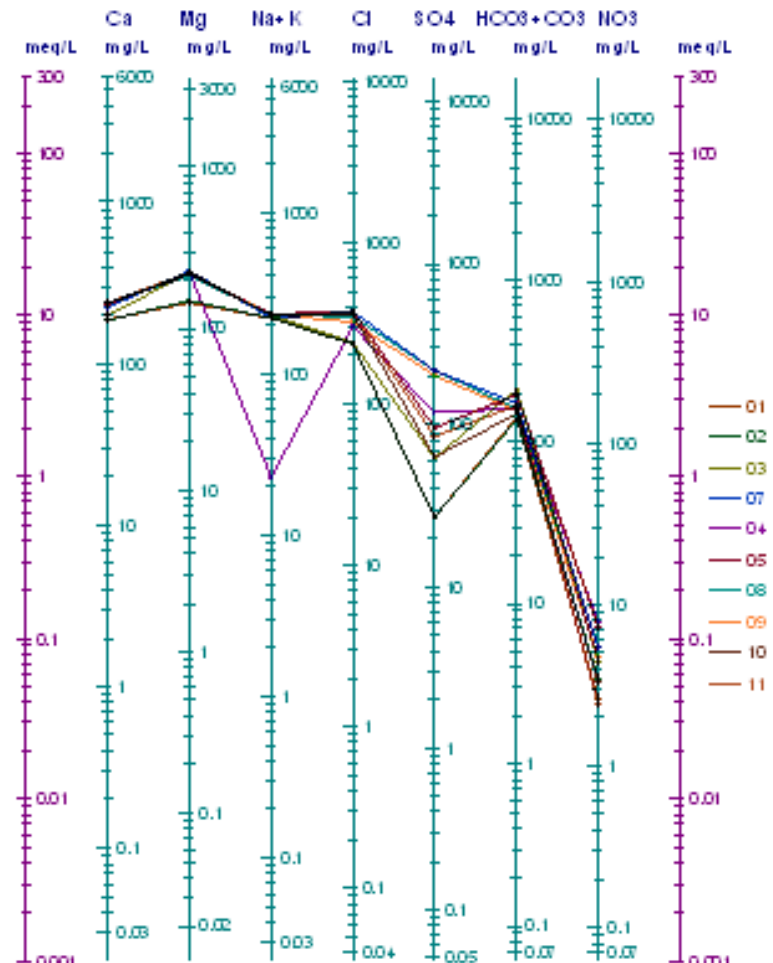
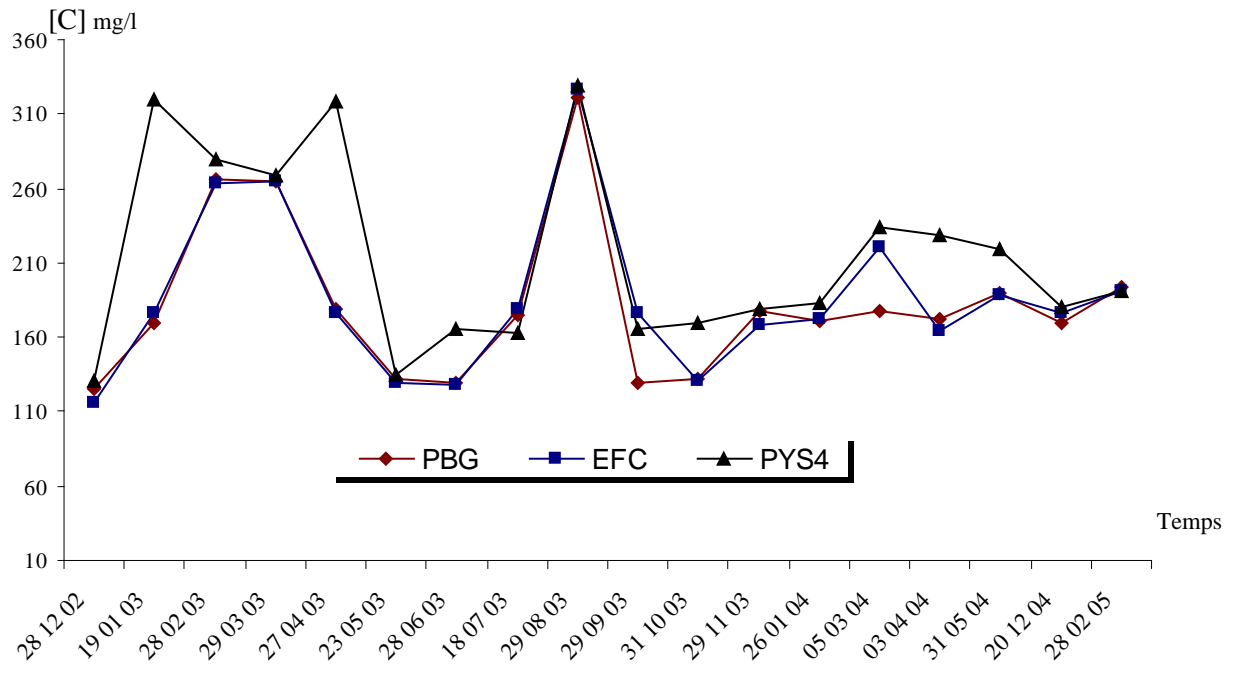
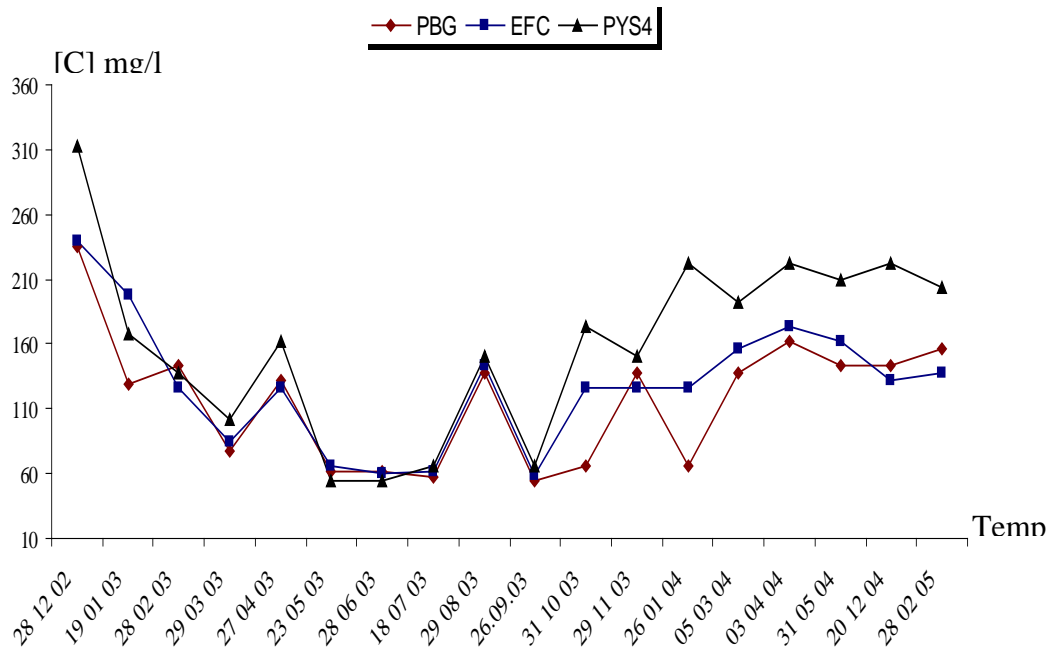


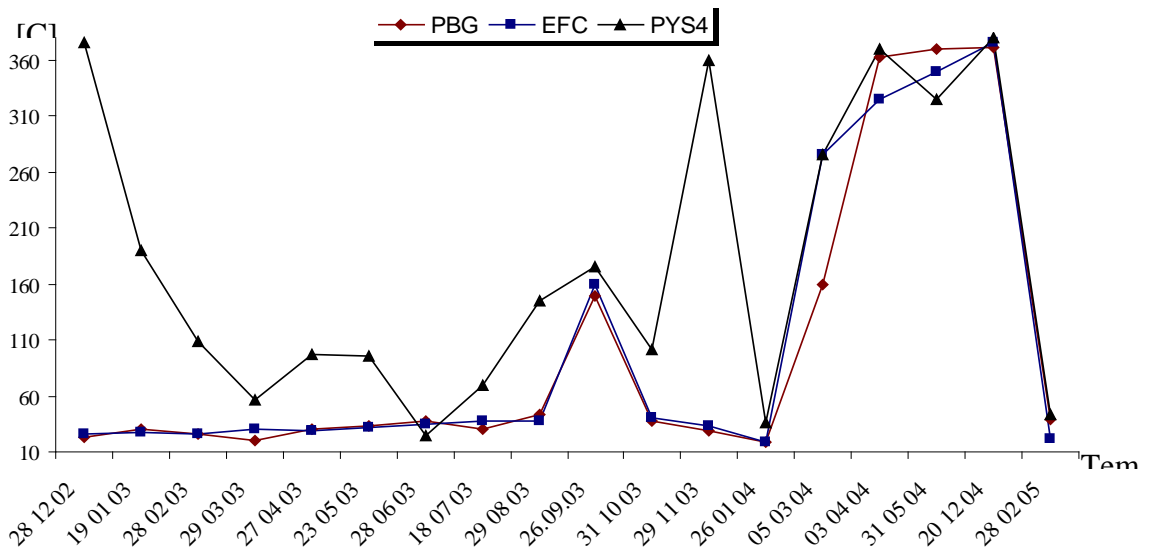
Diagramme de Shoeller Berkhaloff. Période : 08.08.2004



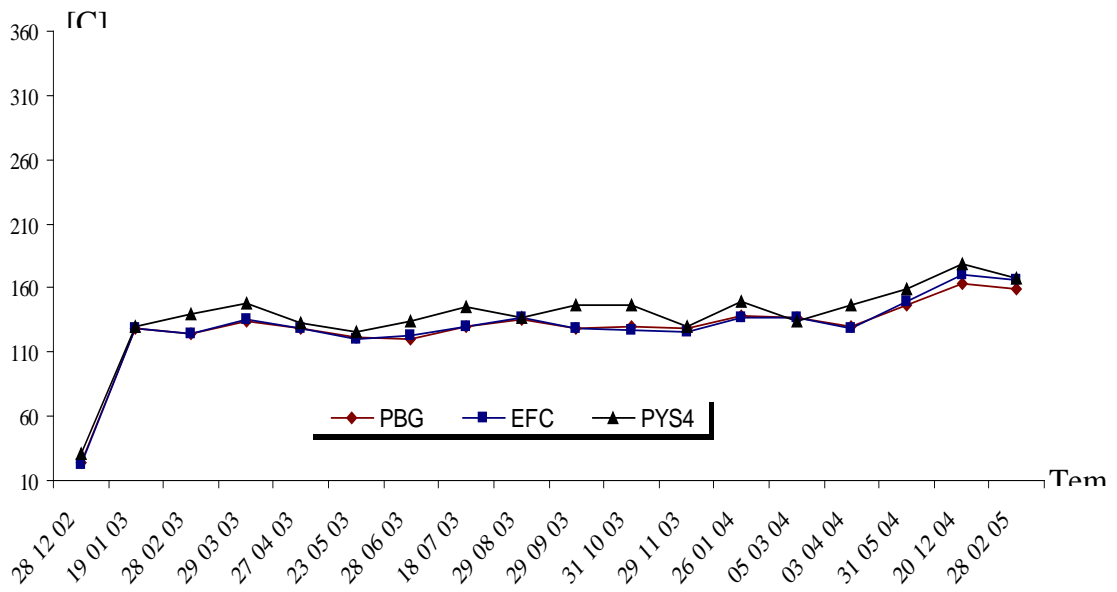
Variations des concentrations en Calcium, Ca²⁺ dans le temps



Variations des concentrations en Bicarbonate dans le

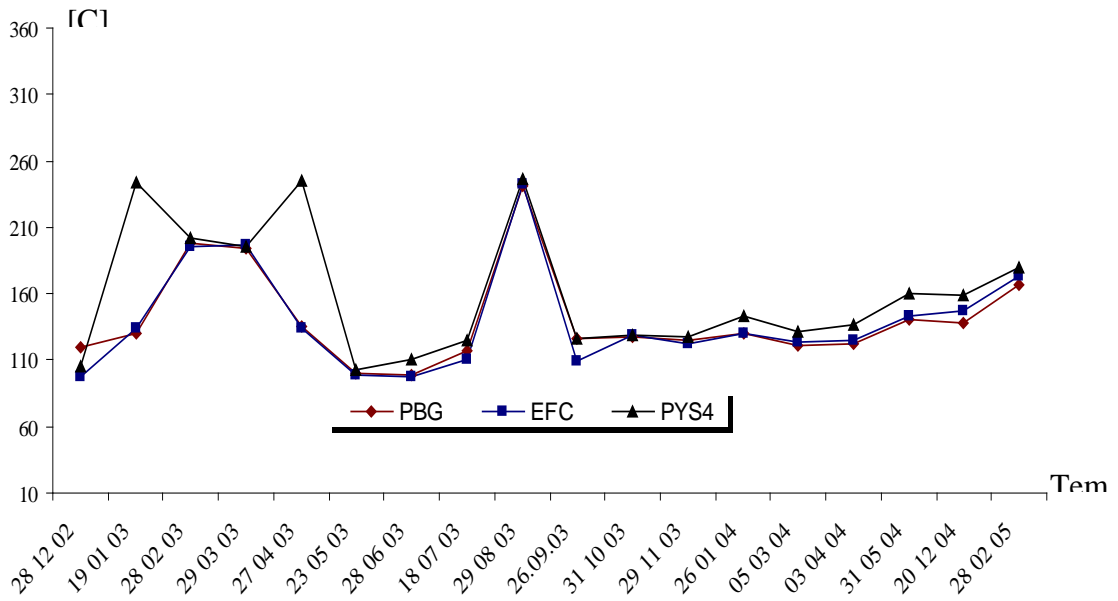


Variations des concentrations en Sulfates, SO4 dans le temps

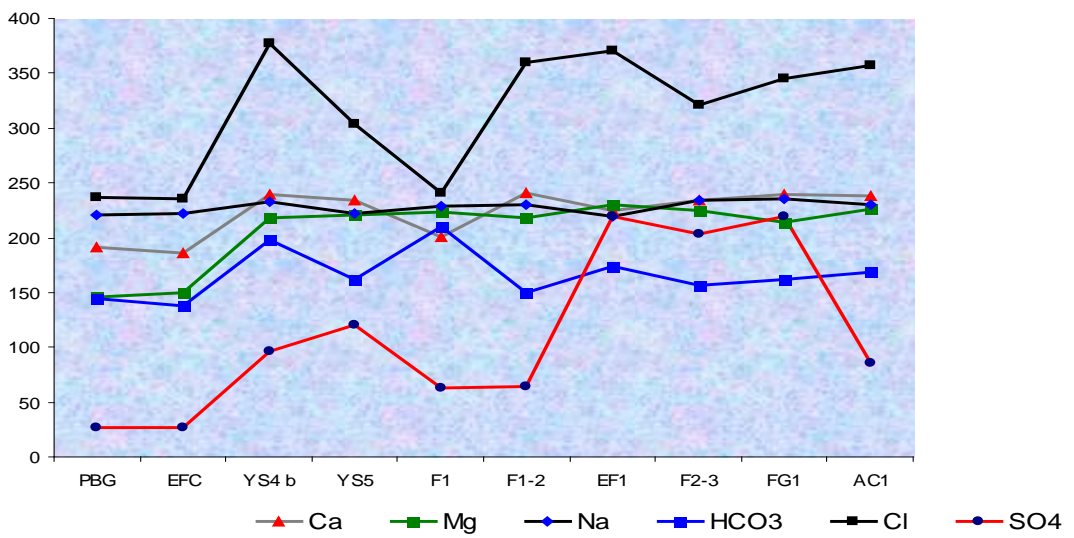


Variations des concentrations en Sodium, Na dans le temps

Q



Variations des concentrations en Magnésium, Mg dans le temps



Variation du chimisme dans l'espace, Région Hammamet et Ain Chabro