REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

UNIVERSITE MENTOURI DE CONSTANTINE
FACULTE DES SCIENCES DE LA TERRE, DE GEOGRAPHIE
ET D'AMENAGEMENT
DEPARTEMENT D'AMENAGEMENT

012/Mag/2000
001/ST/2000

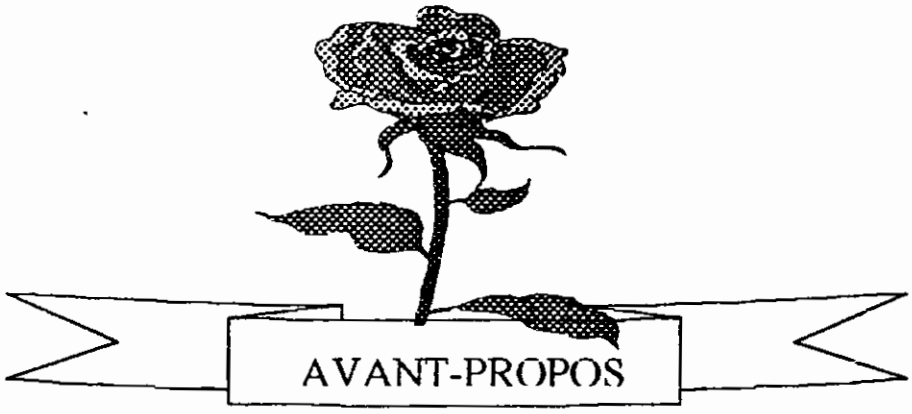
THESE DE MAGISTER

Présentée par BENDJAMAA FARIDA épouse BAGHIANI

ETUDE GEOMORPHOLOGIQUE DE LA TERMINAISON OCCIDENTALE DES MONTS DE BELLEZMA (ALGERIE ORIENTALE)

PRESIDENT :	Mr BENSAID RABAH	MAITRE DE CONFERENCES
PROMOTEUR :	Mr BOUKERZAZA HOSNI	MAITRE DE CONFERENCES
EXAMINATEUR :	Mr WACLAW MARIAN KOWALSKI	MAITRE DE CONFERENCES
	Mr BENDERADJI MOHAMED LAHBIB	CHARGE DE COURS

ANNEE 1999/2000



AVANT-PROPOS

Ce travail est le fruit de recherches poursuivies pendant douze années dans des conditions rudes et dures. Parfois inquiétantes, très souvent décourageantes. Cette étude approfondie a nécessite de longues périodes d'expériences et un travail multidisciplinaire et n'aurait pu être menée à bien sans la contribution d'un grand nombre de personnes. Je ne saurais cependant oublier ce que je dois) à Mr le defunt Roger-coque professeur émérite à Paris -I- premier encadreur de ce travail j'ai pu tirer grand profit de sa vaste expérience. Je tiens à lui rendre hommage pour la persévérance et l'appui qu'il m'avait constamment apportés durant l'ébauche de ce travail. Puisse cet ouvrage garder son souvenir et le signe de ma reconnaissance.

J'adresse mes plus vifs remerciements à Mr Hosni BOUKERZAZA qui a bien voulu diriger ce travail et n'a pas hésité d'affronter cette lourde responsabilité en me consacrant une partie de son temps et beaucoup d'encouragement. Il m'a fait bénéficier de ses bonnes orientations et de ses conseils judicieux. Je lui en garde une profonde gratitude.

Je remercie monsieur le professeur W.KOWALSKI de m'avoir fait bénéficier de son expérience de terrain et d'avoir accepté d'honorer cette soutenance par sa présence qu'il me soit permis de lui exprimer ma plus haute considération.

Je tiens à remercier Mr BENDERADJI MOHAMED LAHBIB, chargé de cours à l'institut des sciences Nature, de constantine d'avoir accepter d'examiner ma thèse. J'étais particulièrement sensible pour son accueil attentif et bienveillant qu'il trouve ici le témoignage de mon profond respect.

J'adresse également ma plus chaleureuse et amicale reconnaissance à M.BENSAID RABAH maître de conférence à l'institut d'agronomie Université de Batna d'avoir accepté d'être président de ce jury ainsi que pour son aide précieuse. Qu'il trouve ici mes remerciements les plus sincères

Ma dette de reconnaissance est particulièrement lourde envers Mr MESSAOUDI MOURAD ingénieur en Hydraulique qui a fait la frappe de cette thèse et n'a cessé de mettre à ma disposition tout son temps et son aide précieuse. Qu'il trouve ici mes plus vifs remerciements
Je suis redevable à M LAHBARI NOUREDDINE directeur de l'institut d'hydraulique Université de Batna je lui exprime mes remerciements les plus sincères.
Je tiens à remercier également tous ceux qui ont bien voulu m'aider dans la réalisation de la cartographie MEROUANE, AHMED, RACHID, sans oublier ATAMNIA Djamel et HACHICHI NESEREDDINE.
Une pensée particulière va aussi à mes chers parents à ma petite et grande famille à tous ceux que j'aime qui ont toujours souhaité que cette thèse puisse voir le jour.
J'adresse mes plus vifs remerciements également à Mr BENMEDDOUR SALIM Ingénieur en génie-civil et Mr MEKHERBECHE BOUBAKEUR pour l'aide précieuse qu'ils m'ont fourni durant la réalisation de ce travail.
En fin en terminant, il m'est très agréable de remercier mon mari qui m'a assisté de ses conseils, m'a toujours accompagné sur terrain, m'a fourni toute la documentation indispensable, m'a aidé dans la cartographie. C'est grâce à lui à son amabilité agissante, que j'ai pu mener à bien l'ouvrage que je présente aujourd'hui, sans bien sûr oublier ses encouragements et sa patience.
Mes remerciements vont à toute personne qui a contribué de prés ou de loin à l'élaboration de ce travail.

ABSTRACT

The western ending (Termination) of the Bellezma mountains, preciding the Aures at the north and going on to the east in Batna mountains, closes the Hodna bassin at the east. The litho-stratigraphic analysis slows that the whole mountain mass is composed of limestones and dolomites of the cenomanian and inferior turonian. The detrital miocène is discordant and fossilizes differentied reliefs.

The relief elements are composed of a set of structural shapes witch are folded and more or lens parallel between them. They are composed mainly of a serie of folds forming the basis from which the structural relief hadb been shaped the Bellezma mountains, affected and limited by big tectonic accidents, are oriented in several direction. In a context of relative tectonic stability and from this factahichis relation mainly with the weather variation that happens the quaterary morphological genesis. The quaternairy evolution is at variance of elementary shapes which are well developped especially by stopes and travertines (calcsintes).

The analysis of the present morphogenesis and its different shapes begins by a shong approch of the climatology, especially the distrubution of the precipatations depending on the altitude, the interannual variability, the evaporation, and in the evopoperspiring, becomes complete by shidying the vegetation and the soil, and ends by a quantitatif approch of erosion. The hypothesis, which is the basis of this work, is the study of the present morphogenesis with its different shapes and expresses the erosion factors and its results.

To understand all these erosive demonstration, some methods were applied (Fournier, Mataress, Boudy).

The definie the pluviometrical aggressiveness, we had tried to determine the solid carriges and solutes to know qualitatively the quantities and carriage mode of the materiels dragged from the versant bassin in to erosion areas by superposition of thematic maps woked out from a variation of the different factors which seen to determinant of the diversification of erosion phenomena.

All the variables which we presented are :

Lithological
Pedological
Of the hydrographical system
Of the permeabilty
Of the step
Of the anthropical action etc....

The concomitant study of these factors leads to a bether knowledge of the destruction process of the environment (medium) stability. It allows also to clear up the problems met in the field of preservation of soils, in the struggle against erosion phenomenon, and in the set-up of the environment.

The measures that should be taker to repair this process will be discussed in an impending study. The application of these methods has furnished maps of vulnerability, maps of the hydrographical system to a scal of 1/50.000, maps of pluviometry, maps of stop, maps of vegetation, maps of pluviometric aggressiveness to a scal of 1/200.000 of the versent bassin.

At last we come off to the realization of a detailed geomorphological maps to a scal of 1/50.000 which characterizes the formalization of the whole datas collected in-situ of the studied area.

Throughout there work, it can be noticed that this duality which was the generant of the biggest accuracies and difficuties.

This mapping deserves to be improved and extended to the other areas of Algeria.

Résumé

La terminaison occidentale des monts de Bellezma précédant au Nord les Aurès, et se poursuivant à l'Est dans les monts de Batna, ferme à l'Est le Bassin du Hodna, l'analyse litho-stratigraphique montre que l'ensemble du massif est constitué par les calcaires et les dolomies du cénomanien et du turonien inférieur

Le miocène détritique est discordant et fossilise des reliefs différenciés

Les éléments du relief sont composés par un ensemble de formes structurales plissées simples plus ou moins parallèles entre elles.

Elles sont constituées essentiellement par une succession de plis formant la base à partir de laquelle s'est formé le relief structural. Les monts de Bellezma, affectés et limités par de grands accidents tectoniques qui s'orientent selon plusieurs directions. Dans un contexte de relative stabilité tectonique, et de ce fait essentiellement en relation avec les variations climatiques, que se déroule la morphogenèse quaternaire. L'évolution quaternaire est variée par des formes élémentaires bien développées surtout par des glacis et de travertins

L'analyse de la morphogenèse actuelle et ses différentes formes débute par un solide approche de la climatologie, spécialement de la répartition des précipitations en fonction de l'altitude de la variabilité interanuelle, de l'évaporation et de l'évapotranspiration, se complète par l'étude de la végétation et du sol et se termine par une approche quantitative de l'érosion. L'hypothèse qui est la base de ce travail est l'étude de la morphogenèse actuelle avec ses différentes formes qui traduit les facteurs de l'érosion et de ses résultats.

Pour comprendre toutes ces manifestations érosives, certaines méthodes ont été appliquées (Fournier, MATARESSE, Boudy)

Pour la détermination de l'agressivité pluviométrique on essaye de déterminer les transports solides et dissous pour connaître qualitativement les quantités et le mode de transport arraché du bassin versant et exportés. Nous avons essayé d'aboutir à une division du bassin versant en zones d'érosion en procédant par superposition des cartes thématiques effectuées à partir des variations des différents facteurs qui nous ont semblaient déterminants de la diversification des phénomènes d'érosion. Toutes les variables que nous avons présentées sont des variables : -

Lithologique

- Pédologique
- Du réseau hydrographique
- De la perméabilité
- De la pente
- De l'action anthropique etc.

L'étude concomitante de ces facteurs a aboutit à une connaissance meilleure des processus de destruction de la stabilité du milieu. Elle permet aussi la mise en lumière des problèmes qui se posent dans le domaine de la conservation des sols de la lutte contre l'érosion et de l'aménagement de l'environnement. Les moyens de remédier ces processus sera mis en évidence dans une prochaine étude. L'application de ces méthodes a fourni les cartes de vulnérabilité, du réseau hydrographique à échelle 1/50.000, de la pluviométrie, de pente, de la végétation, de la perméabilité, de l'agressivité pluviométrique à échelle 1/200.000 du bassin versant. On a aboutit en dernier lieu à la réalisation d'une carte géomorphologique détaillée à échelle 1/50.000 qui caractérise la formalisation de l'ensemble des données recueillies sur le terrain de la région étudiée tout au long de ce travail c'est cette dualité qui a été génératrice des plus grandes précisions et difficultés. Cette cartographie mérite d'être perfectionnée et étendue à d'autres régions de l'Algérie.

ملخـــص

تتواجد الجهة الغربية من جبال بلزمة شمال غرب جبال الأوراس وتمتد شرقا لتشكل جبال باتنة وهي بمثابة البوابة الشرقية لحوض الحضنة .

والتحليل السحني والستراتيـقرافي أو الطبقي يوضح أن معظم الكتلة الجبلية تتكون من صخر الكلس والدولوميت (زمن السينوماني والتيروني الأسفل) ويكون زمن الميوسان الحطامي عدم التطابق على مختلف التضاريس.

تتكون عناصر التضاريس من مجموعة من الأشكال البنيوية الملتوية البسيطة نوعا ما متوازية فيما بينها ، فهي تتكون أساسا من تتابع إلتواءات مكونة قاعدة ، والتي من خلالها تكونت بنية التضاريس .

تعرضت جبال بلزمة لكسور كبرى وفوالق تكتونية ذات إتجاهات مختلفة.

وفي مجال سكون نسبي للحركات التكتونية والعلاقة أساسا بمختلف التغيرات المناخية تحدث تغيرات وتطورات شكلية لعصر الرباعي.

التطور الرباعي غني بتغيرات الأشكال البدائية الأكثر وضوحا وخاصة أشكال الأحدور.

فتحليل تطورات الأشكال الحالية ومختلف أشكاله تبدأ بتناول الجانب المناخي وخاصة منه توزيع الأمطار حسب الإرتفاع والتغيرات مابين السنوات ، وظاهرة التبخر بما فيها التبخر النباتي وتكتمل بدراسة النباتات والتربة وتنتهي بتناول دراسة كمية للنحت .

فالفرضية الأساسية لهذا العمل وهو دراسة التطور الشكلي الحالي بمختلف أشكاله والتي تترجم العناصر الأساسية للنحت وما ينتج عنه ولفهم مجمل الظواهر النحتية فإن بعض المناهج قد طبقت (فورنيي ،ماتاراس و بودي).ولتحديد تأثيرات الأمطار حاولنا أن نحدد نقل الحمولات الصلبة والذائبة.

وذلك لمعرفة الكيفية للكميات ونوعية نقل الحمولات الصلبة والمنزوعة من الحوض .

حاولنا الوصول إلى تقسيم الحوض الهيدروغرافي إلى مناطق للنحت وذلك بالقيام على تنضيد الخرائط المنجزة حسب مختلف العوامل التي تبدوا لنا لها تأثير مباشر لتنوع الظواهر النحتية، وهذه

العوامل هي :

-نوعية الصخور -التربة

-الشبكة المائية -النفاذية

- الإنحدارات - تأثير الإنسان

والدراسة المعمقة لهذه العوامل ادت بنا الى معرفة احسن لتطورات الهدم لسكون المجال الطبيعي ، كما تسمح ايضا بتسليط الضوء على المشاكل المطروحة في مجال الحفاظ على التربة ومكافحة ظاهرة النحت واستصلاح المحيط البيئي .

امكانيات مكافحة هذه الظاهرة سوف نبرزها في دراسة لاحقة .

وتطبيق هذه الطرق يؤدي الى انجاز خرائط الحساسية للشبكة المائية بمقياس رسم 1/ 50.000 وخرائط من الامطار ، الانحدار ، النباتات ،النفاذية والنحت المطري بمقياس رسم 1/200.000 للحوظ الهيدروغرافي وتوصلنا في آخر المطاف بإنجاز خريطة جيومورفولوجية مفصلة بمقياس رسم 50.000 / 1 وذلك لابراز خصوصيات مجمل المعطيات التي استقيناها على طبيعة في المنطقة المدروسة .

هذا العمل الخرائط يستحق العناية وتوسيع مجاله لمناطق اخرى من الجزائر.

SOMMAIRE

Introduction	**P.1**
Chapitre I : Le Relief	**P.9**
I- Cadre Géographique	**P.9**
1. Présentation du terrain	P.9
2. Chaînons et crêtes:	P.9
3. Les Dépressions	P.10
4. Le Piémont Méridional	P.10
II- Cadre Géologique	**P.12**
1. Le Jurassique supérieur	P.12
2. Le Crétacé	P.12
2.1 Le Crétacé inférieur	P.12
2.2 Le Crétacé supérieur	P.13
2.3 Le Cénomanien	P.13
2.4 Le Cénomano-Turonien	P.14
2.5 Le Sénonien.	P.14
3. Le Tertiaire	P.15
III- Cadre structural	**P.17**
1. Une structure plissée simple	P.17
2. Les Anticlinaux :	P.17
3. Les synclinaux	P.18
4. Les grands accidents tectoniques	P.19
4.1 L'accident du Metlili Ouest et Est:	P.19
4.2 Les accidents obliques vers l'Est transversal Constantine Barika :	P.19
4.3 Les accidents variables	P.20
4.3.1 Les accidents variables ENE- WSW à EW	P.20
4.3.1.1 Accident axial de Bellezma.	P.20
4.3.1.2 Accident du flanc Nord de Bellezma.	P.20

4.4 Les accidents mineurs. P.20

5. Les formes structurales élémentaires P.21

5.1 Les éléments de relief conforme à la structure (Monts dérivés) P.22

5.2 Les formes d'inversion du relief (val perché) P.22

IV- L'élaboration de l'armature morphostructurale du relief P.25

1. La période anté miocène. P.25

2. La phase pyrénéenne majeure P.25

3. L'élaboration de la surface d'aplanissement et l'importance de l'ablation. P.26

4. Surface d'aplanissement Oligocène P.26

5. La fossilisation partielle du relief au Miocène P.27

5.1 Les dépôts du Miocène P.27

5.1.1 Le Miocène inférieur (M1) P.27

5.1.2 Le Miocène inférieur à moyen (M2). P.28

5.1.3 Le Miocène indifférencié M2-M3 P.28

5.1.4 Miocène moyen supérieur M3 P.29

5.1.5 Miocène supérieur M4. P.29

5.2 Tectogenèse, Orogenèse et Ablation miocène. P.30

5.3 Le réseau hydrographique au Miocène. P.30

6. Les conséquences de la phase Alpine. P.31

6.1 Phase tectogenique fini-pliocène. P.31

6.2 Ablation et orogenèse pliocènes P.32

Chapitre II : Le Modelé Du Piémont P.34

1. Les Glacis P.34

1.1 L'étagement des Glacis P.34

1.2 Le rapport avec la structure P.35

1.2.1 Glacis et lithologie. P.35

1.3 Caractéristiques morphologiques des Glacis P.36

1.3.1 Le modelé des Glacis P.36

1.3.2 Glacis d'ablation, Glacis d'accumulation P.37
1.4 Répartition des différents Glacis. P.37
1.4.1 Le Glacis 1 P.37
1.4.2 Le Glacis 2 P.38
1.4.3 Le Glacis 3 P.39
1.4.4 Le Glacis 4 P.40
2. Les travertins P.43
2.1 Introduction P.43
2.2 Classification des travertins P.43
2.2.1 Le travertin 1 (T1) P.43
2.2.2 Le travertin 2 (T2) Kef Sefiane P.46
2.2.3 Le travertin 3 (T3) extrémité occidentale de Kef Sefiane P.49
2.2.4 Le travertin 4 (T4) P.50
2.3 Les relations travertins- glacis P.53
2.3.1 Relation travertin 4 Soltanien (glacis et terrasses) P.53
2.3.2 Relation travertins gris - Holocène P.53
2.3.3 Relation travertin blanc (3 ou 4) Glacis Tensiftien P.54
2.3.4 Caractères généraux de l'accumulation détritique complexe de Gouriane P.54

Chapitre III : Climat, Végétation Et Sols P.56
I- Climat P.56
1. Introduction P.56
2. Les précipitations P.57
2.1 Introduction sur les précipitations P.57
2.2 Présentation des données pluviométriques P.57
2.3 Répartition annuelle des précipitations P.58
2.4 Répartition interannuelle des précipitations P.59
2.5 Régime pluviométrique saisonnier P.62
2.6 Evaluation quantitative des précipitations P.65

2.6.1 Profil pluviométrique P.65
2.6.2 Carte pluviométrique P.66
2.6.3 Précipitations moyennes sur le sous bassin versant P.67
3. Précipitations solides : Neige et Enneigement P.68
4. Les températures P.69
4.1 Variation annuelle des températures extrêmes P.70
4.2 Variation annuelle des températures du sol P.72
4.3 Régime thermique P.75
5. Les vents P.77
6. L'évaporation P.78
7. Bilan hydrologique P.79
7.1 Calcul de l'évapotranspiration Potentielle P.79
7.2 EvapoTranspiration Réelle P.80
7.3 Bilan hydrique de la station de Batna selon l'ETP de THORNTHWAITE P.82
7.4 Bilan hydrique de la station de Ain Touta selon l'ETP de THORNTHWAITE P.84
7.5 Bilan hydrique de la station de N'Gaous selon l'ETP de THORNTHWAITE P.86
7.6 Bilan hydrique de la station de Barika selon l'ETP de THORNTHWAITE P.88
8. Estimation quantitative de la lame d'eau évaporée P.92
9. Estimation quantitaiive de la lame d'eau ruissellée P.96
9.1 Interprétation du bilan hydrique du sous bassin versant de Barika P.96
9.2 Calcul de la lame d'eau ruissellée d'aprés les formules empiriques P.99
II- La Végétation P.103
1. Introduction P.103
2. Associations principales P.103
2.1 Association du cèdre ou cedrétum P.103
2.2 Association du pin d'Alep ou Pintum halepensis P.105
2.3 Associations du chêne vert ou Quercetum Ilicis P.105
2.4 Associations olivier lentisque ou oleo- lenticetum P.106
3. L'agriculture P.106

4. L'arboriculture P.106
5. Le maraîchage P.107
6. Le rôle de l'altitude P.107
7. Le rôle de l'exposition P.107

III- Etude de certains sols P.111
Introduction P.111
I- Les sols de N'Gaous P.111
1. Les Entisols P.111
2. Les Inceptisols P.111
2. Description morphologique du profil 1 P.112
2.1 Caractères synthétiques du profil 1 P.112
3. Description morphologique du profil 2 P.113
3.1 Caractères synthétiques du profil 2 P.114
4. Description morphologique du profil 3 P.115
4.1 Caractères synthétiques du profil 3 P.116
5. Description morphologique du profil 4 P.117
5.1 Caractères synthétiques du profil 4 P.117
II- Les sols de Tinibaouine P.118
1. Description morphologique des sols P.118
1.1 Description du profil 1 P.118
1.2 Description du profil 2 P.120
1.3 Description du profil 3 P.122
1.4 Description du profil 4 P.123
1.5 Description du profil 5 P.125
1.6 Description du profil 6 P.126
1.7 Conclusion P.128

Chapitre IV : Morphogenèse actuelle et ses causes P.131

I- Étude du sous bassin versant P.131

1. Introduction P.131

2. Paramètres géométriques P.132

3. Paramètres du relief. P.132

3.1 Répartition des tranches d'altitudes P.133

3.1.1 Fréquences altimétriques P.133

3.1.2 Courbe hypsométrique P.133

3.2 Altitudes caractéristiques P.134

3.3 Indice de pente des roches (Ip) P.134

3.4 Indice de pente globale (Ig) P.135

4. Paramètres hydrographiques P.135

4.1 Classification des talwegs P.135

4.2 Densité de drainage (Dd) P.135

4.3 Temps de concentration (Tc) P.136

4.4 Vitesse d'écoulement de l'eau (Ve) P.136

II- Approche quantitative de l'érosion P.137

1. Introduction P.137

2. L'énergie libérée par la pluie P.137

2.1 Détermination de l'agressivité d'après les caractéristiques climatiques :
(MATARRESSE, 1969) P.138

2.2 L'agressivité du climat exprimée par l'exposant climatique de BOUDY. P.140

2.3 L'agressivité exprimée par le coefficient de concentration pluviale de FOURNIER P.140

3. Écoulement P.142

3.1 Énergie hydraulique P.142

3.2 Variabilité interannuelle P.144

3.3 Variation saisonnière P.144

3.4 Variation mensuelle P.147

4. Potentiel morphogenique du sous bassin versant de l'oued Barika. P.147
5. Dynamique fluviale et transport solide et dissous P.147
5.1 Aperçu sur la dynamique fluviale P.147
5.2 Transport solide P.151
5.3 Transport dissous P.159
6- Typologie des formes d'érosion P.164
6-1 La dynamique des ruissellements P.164
6-1-1 Le ruissellement diffus n'empêchant pas la pédogenèse P.164
6-1-2 Le ruissellement diffus intense P.164
6-1-3 Les ravinaux P.165
6-1-4 Les ravins P.165
6-1-5 Le ravinement intense P.165
6-1-6 Le ravinement généralisé P.166
6-1-7 Les glissements P.166
6-1-8 Le sapement des berges P.166
7- Le potentiel morphogénique P.167
7-1 Les zones d'érosion P.167
7-2 Les milieux stables P.173
7-3 Les Milieux instables P.173
7-4 Les Milieux intermédiaires ou pénéstables P.173
CONCLUSION P.173
CONCLUSION GENERALE P.175

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 3.1 : Modules pluviométriques moyens mensuels et annuels

Tableau 3.2 : Paramètres statistiques de la pluviosité mensuelle et annuelle

Tableau 3.3: Pluviométrie annuelle en mm

Tableau 3.4 : Nombre moyen de jours de pluie

Tableau 3.5 : Répartition saisonnière des jours de pluie

Tableau 3.6 : Répartition saisonnière des précipitations

Tableau 3.7 :Modules pluviométriques interannuels (P) en mm

Tableau 3.8 : Calcul du coefficient de corrélation (r) entre les valeurs de précipitation et l'altitude

Tableau 3.9 : Volume des précipitations du sous bassin versant de Barika

Tableau 3.10 : Durée de la période neigeuse donnée par la station météo de Batna

Tableau 3.11 : Nombre de jours de grêle et de gelée blanche Dans la station de Batna (971-1991)

Tableau 3.12 : Températures absolues moyennes mensuelles interannuelles

Tableau 3.13 : Températures moyennes mensuelles interannuelles du sol

Tableau 3.14 : Indice climatique de DE MARTONE

Tableau 3.15 : Durée de la saison sèche

Tableau 3.16 : Les vents pour la station de Barika

Tableau 3.17 : Répartition fréquentielle des vents pour la station météo de Batna (1971-1984)

Tableau 3.18 : (Voir annexe).

Tableau 3.19 : Le bilan hydrique selon l'ETP de THORNTHWAITE " Station de Batna"

Tableau 4.20 : Le Bilan hydrique selon l'ETP de THORNTHWAITE " Station de Ain Touta''
Tableau 3.21 : Le Bilan hydrique selon l'ETP de THORNTHWAITE " Station de N'Gaous''
Tableau 3.22 : Le Bilan hydrique selon l'ETP de THORNTHWAITE " Station de Barika''
Tableau 3.23 : Tableau récaputilatif du calcul des paramètres du bilan pour 4 stations météorologiques
Tableau 3.24 : Tableau récaputilatif de calcul de la valeur de l'évapotranspiration réelle d'après les differentes méthodes
Tableau 3.25 : Résultats de calcul de la lame d'eau évaporée pour du sous bassin versant de Barika
Tableau 3.26 : Paramètres du bilan hydriques du sous bassin versant de Barika selon la méthode de THORNTHWAITE
Tableau 3.27 : La lame d'eau précipitée
Tableau 3.28 : Valeurs limitées t pour le contrôle de l'appartenance à un ensemble
Tableau 3.29 : Calcul des caractéristiques statiques de la lame d'eau écoulée trouvée par les formules
Tableau 3.30 : Résultat des analyses du profil 1
Tableau 3.31 : Résultat des analyses du profil 2
Tableau 3.32 : Résultat des analyses du profil 3
Tableau 3.33 : Résultat des analyses du profil 4
Tableau 3.34 : Résultats analytiques du profil 1
Tableau 3.35 : Résultats analytiques du profil 2
Tableau 3.36 : Résultats analytiques du profil 3
Tableau 3.37: Résultats analytiques du profil 4
Tableau 3.38: Résultats analytiques du profil 5
Tableau 3.39 : Résultats analytiques du profil 6
Tableau 4.1 : Répartition des différentes tranches d'altitude
Tableau 4.2 : Calcul de l'indice de pente des roches du sous bassin versant de Barika
Tableau 4.3 : Calcul de l'indice d'agressivité annuel moyen des stations de la région de Barika selon la méthode de MATARRESSE

Tableau 4.4 : Calcul de l'indice d'agressivité annuel moyen des tranches d'altitude du sous bassin versant de Barika selon la méthode de MATARRESSE

Tableau 4.5 : Calcul de l'exposant climatique des stations de la région de Barika selon la méthode de BOUDY

Tableau 4.6 :Calcul du coefficient de concentration pluviale (P^2/p) des stations de la région de Barika selon la méthode de FOURNIER

Tableau 4.7 : Calcul de la concentration pluviale (P^2/p) des tranches d'altitude du sous bassin versant de Barika selon la méthode de Fournier.

Tableau 4.8 : Variabilité de l'écoulement annuel

Tableau 4.9 : Calcul de l'énergie hydraulique annuelle du sous bassin versant de Barika

Tableau 4.10 : Calcul de l'énergie hydraulique annuelle du sous bassin versant de Barika

Tableau 4.11 : Variation mensuelle de l'écoulement
de l'oued Barika

Tableau 4.12 : Répartition des affluents gauches principaux de l'oued Barika d'après la pente de leurs lits

Tableau 4.13 : Répartition des affluents gauches principaux
de l'oued Barika d'après la pente de leurs lits

Tableau 4.14 : Répartition des affluents droits principaux de l'oued Barika d'après la pente de leurs lits

Tableau 4.15 : Répartition des affluents droits principaux de l'oued Barika d'après la pente de leurs lits

Tableau 4.16 : Distribution de la turbidité en fonction de la hauteur du niveau d'eaude l'oued Barika (station de Barika)

Tableau 4.17: Distribution de la turbidité en fonction du débit instantatné de l'oued Barika

Tableau 4.18 : Distribution de la turbidité en fonction des saisons d'année pour l'oued Barika

Tableau 4.19 : Variabilité interannuelle du transport solide de l'oued Barika

Tableau 4.20 : Variabilité saisonnière du transport solide de l'oued Barika

Tableau 4.21 : Variation annuelle de la composition chimique des eaux de l'oued Barika

Tableau 4.22 : Variabilité saisonnière du transport dissous de l'oued Barika

Tableau 4.23 : Variabilité saisonnière de la dégradation du Sous bassin de Barika

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 : Carte de position.

Figure 1.2 : Orographie, hydrographie, toponymie de la terminaison occidentale des monts de Bellezma.

Figure 1.3 : Formation marno-calcaire (C^{2b} C^{2c}) , Coupe BERRICHE.

Figure 1.4 : Formation calcaire inférieur (C^{1c}) , Coupe de Dj. REFAA

Figure 1.5 : Miocène Inférieur au Sud de Bellezma

Figure 1.6 : Carte des grands enssembles structuraux

Figure 1.7 : Coupe de Dj. TUGGURT (D. Bureau 1967)

Figure 1.8 : Coupe de Dj. BOU Ari (D. Bureau 1967)

Figure 1.9 :Coupe de Dj. Bou Ari- Bou Rhioul (shéma tectonique d'après R. Guiraud)

Figure 1.10 : Ecorché à la discordance miocène

Figure 2.1 : Croute zonaire du glacis 2

Figure 2.2 : Croute zonaire somitale et encroutement calcaire à galets

Figure 2.3 : Processus de formation des travertins

Figure 2.4 : Les travertins à N'Gaous Est

Figure 2.5 : Le travertin 3 à Sefiane

Figure 2.6 : Coupe stratigraphique au niveau des gisements préhistoriques

Figure 2.7 : Le travertin 4 à Sefiane

Figure 3.1 : Situation des stations pluviométriques

Figure 3.2 : Précipitations moyennes mensuelles

Figure 3.3 : Variation des valeurs annuelles des précipitations

Figure 3.4 : Fractions pluviométriques

Figure 3.5 : Nombre moyen des jours de pluie

Figure 3.6 : Profil pluviométrique

Figure 3.7 : La carte pluviométrique du bassin versant de l'Oued Barika

Figure 3.8 : Variation interannuelle des Tmax et Tmin moyennes annuelles (Voir Annexe)

Figure 3.9 : Variation annuelle des températures max et min absolues moyennes annuelles

Figure 3.10 : Variation annuelle des températures des sols

Figure 3.11 : Abaque d'indice d'aridité d'après E. DE-MARTONE

Figure 3.12 : Diagrammes ombrothermiques de GAUSSEN

Figure 3.13 : Abaque de WUNDT

Figure 3.14 : Abaque pour le calcul du déficit d'écoulement en Algérie

Figure 3.15 : Bilan hydrique : Station de Batna

Figure 3.16 : Bilan hydrique : Station de Ain Touta

Figure 3.17 : Bilan hydrique : Station de N'Gaous

Figure 3.18 : Bilan hydrique : Station de Barika

Figure 3.19 : Variation de l'ETP de certains paramètres météorologiques

Figure 3.20 : Varition de rapport ETR/P avec l'altitude d'après les différentes méthodes

Figure 3.21 : Carte de la végétation du bassin versant de l'Oued Barika

Figure 3.22 : Localisation des profils dédologiques

Figure 3.23 : Coupes Séquencielles des profils pédologiques annalysés (Ténébaouine)

Figure 4.1, 4.2: Carte du réseau hydraugraphique

Figure 4.3 : Courbe hypsométrique

Figure 4.4 : Variation de l'indice d'agressivité de MATARESSE selon la pluviométrie du bassin versant de l'Oued Barika

Figure 4.5 : Carte d'agressivité pluviométrique bu bassin versant de l'Oued Barika

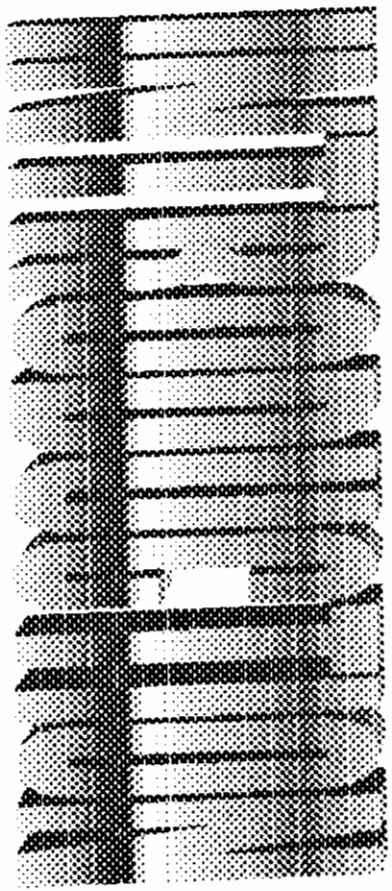
Figure 4.6 : Variation mensuelle de l'écoulement de l'Oued Barika

Figure 4.7 : Profil en long du lit des affluents principaux de l'Oued Barika

Figure 4.8 : Variation de la turbidité des eaux de l'Oued Barika en fonction de la hauteur de niveau

Figure 4.9 : Variation de la turbidité des eaux de l'Oued Barika en fonction de la du débit

Figure 4.10 : Variation annuelle des composants chimiques des eaux de l'Oued Barika



Introduction

Entre la Méditerranée et le Sahara Nord Oriental, la région de Bellezma forme une entité géographique parfaitement distincte, une grande région naturelle de la Berbérie. Cette région a sa propre histoire : le mont de Refaâ qui apparaît de loin, est truffé de grottes qui ont servi d'habitations aux Ouled Bechina. Avec 2178 m, il trône sur la région tel un vestige romain. Ses parois rocheuses renvoient encore les échos des exploits d'une reine berbère, Rofa. Sa situation entre les deux Atlas algériens, dans la zone même où ils se rapprochent jusqu'à se fusionner, donne un intérêt spécial à une étude géomorphologique.

L'ensemble du domaine ainsi délimité prend une toute autre cohésion morphologique: les plans d'érosion étagés, les gorges épigéniques, les modelés nuancés des versants, ainsi que les dépressions et les crêtes forment un tout dont chacune des parties est indispensable à la compréhension morphologique des autres.

Cette étude ne saurait se limiter dans ce paysage austère bien délimité à la seule étude de la structure et du relief. La couverture sédimentaire, les discordances et les dépôts corrélatifs permettent de reconstituer les étapes de l'évolution du massif ancien.

Ce pays rude est animé par l'incessante mobilité des hommes et présente des aspects extrêmement variés.

Les monts de Bellezma forment un domaine où le froid, la neige ont prédominé. Malgré leur altitude et leur climat, ils sont considérés d'ordinaire comme ayant échappé aux glaciations quaternaires. Ce massif présente de nombreuses formes et formations liées à des processus du froid, qui ont donné un aspect particulier à certains sommets et hauts versants. L'étude de ces modelés fera l'objet d'une prochaine étude approfondie.

L'ensemble du piémont méridional des monts de Bellezma pose de sérieux problèmes morphologiques. L'un des objectifs de cette étude est de :

- savoir si le relief a subi des modifications paléogénétiques;
- connaître les caractéristiques des dépôts et leurs particularités;
- comprendre comment varient les modalités de la dissection des surfaces.

L'observation du relief montre la multiplication des niveaux, mais l'analyse morphologique indique la part respective de l'érosion différentielle dans l'étagement de ces niveaux. Il devrait être aussi possible d'expliquer le tracé apparemment aberrant du réseau hydrographique, et de savoir si les affluents principaux des artères majeures sont en général adaptés ou inadaptés à la répartition des grands ensembles topographiques et structuraux.

D'importantes conséquences pour la compréhension du paysage morphologique se dégagent de l'analyse des données structurales. L'extrême variété de la géologie, et la grande complexité de la tectonique donnent lieu au façonnement d'un relief et d'un modelé d'une grande diversité.

Une meilleure connaissance des conditions d'évaluation des matériaux superficiels permettra, en retour, de mieux comprendre la répartition et les caractères de certains sols soumis à l'érosion, existant actuellement dans le sous bassin versant étudié.

Si la valeur irremplaçable d'un sol en tant que moyen de production est un fait admis de tous, sa fragilité dans le cas d'une utilisation mal conçue, n'est malheureusement pleinement reconnue que des spécialistes et certains utilisateurs conscients.

La région étudiée demeure une zone extrêmement sensible et pose en clair le problème de la dégradation des sols et les graves conséquences qui peuvent en découler.

A la lumière de notre travail, nous aurons l'occasion de voir comment l'érosion se manifeste dans le sous bassin versant de l'oued de Barika, d'en apprécier l'extension et l'intensité, et surtout de comprendre les mécanismes souvent complexes qui la déclenchent.

Il nous est apparu à l'évidence que le sujet que nous nous proposons de traiter conduirait à la mise en lumière de la relation entre la dynamique du milieu et les facteurs déterminants, la relation claire existante entre l'eau et l'érosion. Cette dynamique sera la conséquence de la variation simultanée d'une multitude de facteurs qui seront déterminés.

Il conduirait aussi à évoquer l'ample responsabilité des déclivités qui dirigent et initient l'érosion, et définir les milieux bioclimatiques. C'est en fonction de ces milieux qu'il convient d'ordonner les observations concernant la morphogenèse actuelle, pour déterminer les processus.

La finalité de ce travail consistera dans une large mesure à regrouper tous les éléments de définition du milieu physique (relief, géologie,..), ainsi que les grands ensembles structuraux et leur évolution. Dans la deuxième partie seront définis les modelés quaternaires.

La partie de la morphogenèse et ses causes s'articulera autour de trois volets essentiels ; le premier est l'étude climatique du sous bassin versant qui permet l'analyse des pluviométries et des températures, la comparaison des formules de l'évapotranspiration potentielle et les calculs du bilan hydrique pour déterminer les données qui caractérisent le mieux la région.

Le second volet permet d'analyser le sol et la végétation qui exprime d'une façon tangible un certain état d'équilibre entre les différents facteurs du milieu (climatique, écologique, édaphique et pédogénétique).

Outre les facteurs liés aux sols et à la végétation, le dernier volet exprime le débit, la lame d'eau précipitée dans le sous bassin versant de l'oued Barika qui s'avèrent particulièrement importants dans la mobilisation des matériaux et le processus d'érosion. C'est le ruissellement des eaux qui nous renseigne sur l'énergie d'écoulement.

L'écoulement global et le potentiel énergétique qui lui correspond ne sont pas répartis d'une façon uniforme tout au long de l'année. C'est de cette répartition que dépend en fait l'agressivité du ruissellement à examiner. L'analyse du potentiel morphologique et les différents paramètres fait ressortir les zones plus ou moins sensibles à l'érosion.

La cartographique réalisée sur le sujet regroupe succinctement les unités différentes de l'érosion.

L'érosion forte à été affectée aux zones où les désordres du milieu naturel se font ressentir de façon cruciale (bad-lands, ravinement généralisé...) C'est dans ces régions que l'alimentation est prioritaire.

Le travail présenté dans le cadre de cette thèse réside dans le fait qu'il intègre tous les facteurs et composantes du milieu y compris les paléo-caractères hérités qui permettent de mieux comprendre d'abord, et d'expliquer ensuite, les différents processus qui agissent sur le terrain.

Méthodologie

La méthodologie suivie dans le cadre de ce travail repose sur quatre phases essentielles.

- Le terrain.
- Le laboratoire.
- Les statistiques.
- La cartographie.

1. Le terrain

Le terrain est l'étape qui vient après la partie bibliographique. La présente étude se développe sur une très grande superficie avec des formes géomorphologiques variées, dont l'étude a demandé énormément de temps pour la collecte des échantillons, la cartographie et la mise au point de toutes les données géomophologiques.

2. Le laboratoire

Les descriptions des profils ont été faites sur des coupes naturelles à l'exception du profil 03. La description morphologique des profils a été réalisée en utilisant les éléments de caractérisation stationnaire suivante :

- Numéro et date de description du profil.
- Localisation selon le quadrillage kilométrique (Lambert X, Y, Z).
- Matériaux parentaux.
- Géomorphologie.

- Végétation.
- Drainage.
- Aspect de surface.

Enfin, la description successive des horizons constituant chaque profil et la détermination de la couleur à l'état sec et humide ont été faites à l'aide de MANSEL SOIL COLOR CHARTS.

2.1. Travaux de laboratoire

Ces travaux permettent de mesurer, de déterminer ou de préciser les caractères des sols observés sur terrain. Ils sont constitués d'analyses physico-chimiques réalisées au laboratoire de l'I.N.E.S. d'agronomie de l'université de Batna. Cette étape a été menée avec l'aide de monsieur Rabah BENSAID, maître de conférences en pédologie.

2.1.1 La granulométrie

La granulométrie consiste à connaître la texture d'un sol, laquelle influence dans une large mesure les propriétés physiques et chimiques des sols et leur évolution. Elle a été déterminée par la méthode internationale. Cette dernière consiste en la destruction de la matière organique par l'eau oxygénée et en la dispersion des particules par addition de l'hexamétaphosphate de sodium et une agitation par retournement. La séparation des différentes fractions a été effectuée à l'aide de la pipette ROBINSON.

2.1.2 Le calcaire total

Le dosage du calcaire total se fait par la méthode du calcimètre de BERNARD, en mesurant le volume du CO_2 dégagé du $CaCO_3$ contenu dans un poids connu du sol après réaction de l'HCl avec Ca CO_3 du sol.

2.1.3 L'azote total (méthode de KJELDHAL)

Cette méthode conduit à la destruction de la matière organique et transforme l'azote des composés organiques en azote ammoniacal par l'acide sulfurique concentré.

2.1.4 Le carbone organique (Walkley BLACK)

Cette méthode consiste en l'oxydation rapide de la matière organique avec le bichromate de potassium (K_2 Cr_2O_7) en présence de H_2SO_4 La nitration se fait par le sulfate de fer $FeSO_4$

2.1.5 Cations échangeables et CEC

Déplacement des cations Ca^{++}, Mg^{++}, K^{+}, par une solution d'acétate d'ammonium et la récupération par centrifugation et lavage à l'alcool. Après saturation au KCl, l'ion NH_4 sera récupéré par la distillation et on obtient la CEC. Les cations Na^{+} et K^{+} sont dosés par le photomètre à flamme, les cation Ca^{++} , Mg^{++} sont dosés par absorption atomique.

2.1.6 Conductivité électrique

La détermination de la conductivité électrique se fait à l'aide du conductomètre après équilibre du sol avec l'eau distillée; le rapport sol solution est de 1/5.

2.1.7 Le Ph

Le Ph est déterminé après équilibre du sol avec l'eau distillée au Ph mètre.

2.1.8 Le phosphore

Il est réalisé grâce à la méthode JORET HEBERT, l'extraction se fait à l'aide d'une solution d'oxalate d'ammonium 0,2 N ; après on précède à la calorimètre.

2.2. Classification de référence

La classification que nous avons adopté dans notre étude est la classification américaine ou sol taxonomie (U.S.D.A.1975) avec son équivalence dans le classification française (C.P.C.S, 1967)

2.2.1 Classification américaine

Dans cette classification, les sols sont groupés d'après un ensemble de caractères morphologiques et physico-chimiques mesurables, à part les aridisols, qui sont définis d'après leurs climats secs et les vertisols d'après leur texture et l'abondance de minéraux argileux gonflants. Tous les autres sols se distinguent d'après la présence (ou l'absence) d'horizons diagnostiques qui sont de trois sortes:

- Epipédons (horizons diagnostiques de surface).
- Horizons profonds qui sont les plus importants pour la définition des ordres et sous ordres.
- Et enfin les horizons diagnostiques secondaires (calciques, gypseuse, saliques etc.).

Cette classification est définit par 4 unités majeures et 2 unités mineures.

Les unités mineures sont family (famille) et séries, les unités majeures sont :

2.2.1.1 Orders (ordres)

Les ordres sont au nombre de dix et sont caractérisés par :

- La présence ou l'absence d'un horizon diagnostique.
- Les caractères morphologiques du sol.

2.2.1.2 Sub order (sous ordre)

Les sous ordres sont différenciés sur la base de certains horizons diagnostiques, mais surtout grâce à des critères de microclimat interne du sol, lié au climat général.

2.2.1.3 Great groups (grands groupes)

Sont déterminés par la présence d'horizons diagnostiques particuliers dit (secondaire) et certains caractères diagnostiques comme la couleur, le régime de température, taux de salinité etc.

2.2.1.4 Sub groups (sous-groupes)

sont définis par :

- Le degré de l'évolution du sol (teneur en argile, texture, etc.)
- La couleur, les taches.
- La saturation en base.
- Le contact lithique.

2.2.2 Classification française

Cette classification est surtout basée sur les conditions écologiques du milieu naturel et, à un degré moindre, sur les caractères intrinsèques où le degré d'évolution de la matière organique constitue le paramètre essentiel.

La classification française comprend deux niveaux de classification :

- Les unités inférieures (famille, série, type, phase).
- Les unités supérieures sont :

2.2.2.1 La classe

Elle est définie par :

- La composition et la répartition de la matière organique.
- Un certain degré de développement du profil.
- Le mode et l'importance de l'altération des minéraux qui s'exprime dans le profil soit par des couleurs, soit par une structure, soit par la saturation du complexe.

2.2.2.2 Sous classe

La différenciation des sous-classes repose sur des critères de conditions de pédoclimat, par exemple :

- La faible évolution d'un sol peut être due à un climat très froid ou à un climat sec et chaud.

- La position de la saison sèche au cours de l'année est un facteur essentiel de la nature du sol. Parfois, c'est l'absence de relation avec le climat qui est prise comme critère.

2.2.2.3 Groupe

Il est défini par des caractères morphologiques du profil correspondant à des processus d'évolution d'intensité différente: différenciation des horizons, lessivage du calcaire ou d'éléments colloïdaux.

2.2.2.4 Le sous-groupe

La différenciation des sous-groupes repose soit sur l'intensité du processus fondamental de l'évolution soit par la manifestation d'un processus secondaire qui se traduit par des éléments nouveaux du profil (concrétions, indurations, tâches, etc.).

3. Les statistiques

Pour mener à bien cette méthode d'étude, il fallait mettre en œuvre un très grand nombre de données à la fois quantitatives et qualitatives. L'emploi des techniques statistiques permettait de mener à bien les calculs et raisonnements effectués qui sont nécessaires à la vérification des hypothèses émises. Les calculs ont été faits manuellement ; le dépouillement des données et la mise au point des calculs ont été très longs et ont demandé une grande rigueur.

Etant donné l'étendue de notre terrain d'étude, il est apparu normal d'étudier seulement un sous bassin versant.

Pour l'hydrologie (débits, transport solides...), n'étaient disponibles que les données des années 1973 à1992 ; toutes les autres contiennent des lacunes. Toutes ces données ont été utilisées mais les moyennes ainsi obtenues restent nettement approximatives.

Pour déterminer les caractéristiques assez importantes de l'érosion, plusieurs méthodes empiriques ont été utilisées, se rapportant à l'agressivité des pluies (méthode Fournier Matarosse etc.). Le but est de mettre en évidence le rôle du régime des précipitations qui conditionne l'érosion.

4. La Cartographie

Une grande part du travail a été consacrée à la cartographie du milieu naturel et a consommé un temps considérable.

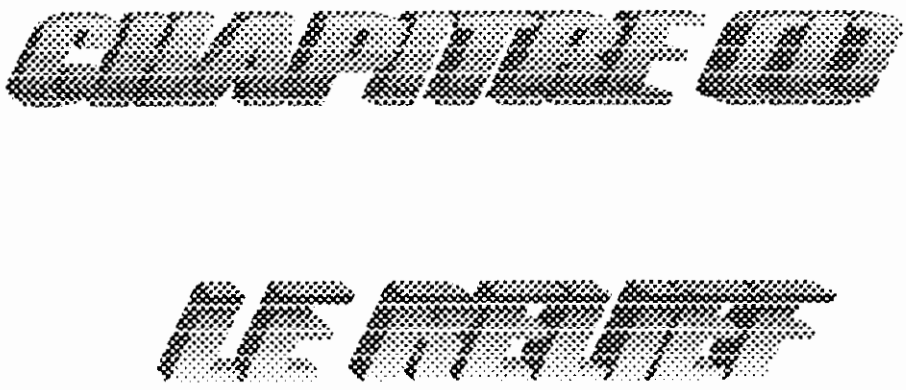
En fonction des buts recherchés par chaque type de cartes, différentes échelles ont été retenues.

Le 1/50.000^{è} a été retenu pour la carte géomorphologique ainsi que pour la carte d'érosion qui est le résultat de la synthèse sur la morphogenèse actuelle et ses causes.

La carte de l'érosion a l'avantage de faire ressortir plusieurs paramètres, aussi importants les uns que les autres.

Le 1/20.000^{è} à été donné à la carte des pentes, la carte pluviométrique, lithologique, du réseau hydrographique, de la carte lithologique etc…

Toute cette cartographie mérite d'être enrichie, perfectionnée et étendue à d'autres régions de l'Algérie.



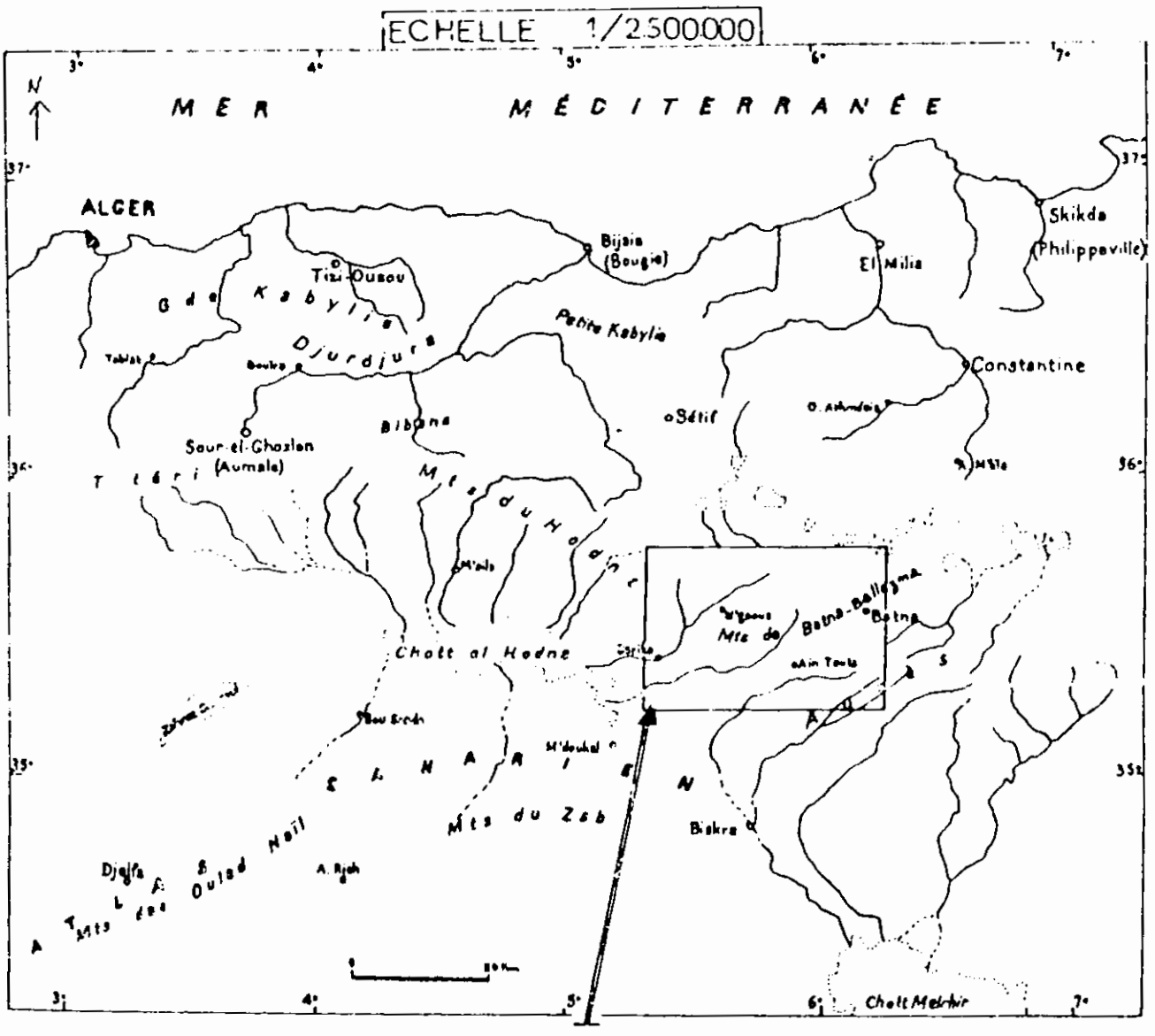


Fig 1.1 :Carte de position

Chapitre I :Le Relief

I. Cadre Géographique

1. Présentation du terrain

Entre 35°37' de latitude nord et 5°55' de longitude est, les monts de Bellezma forment le bassin versant du Hodna, dans une zone de convergence de l'Atlas Saharien prolongé par les Aurès au Sud, et l'Atlas Tellien prolongé par les monts du Hodna au Nord (Fig. 1.1).

Par leur latitude, leur structure géologique, leurs altitudes et le régime des pluies, les monts de Bellezma sont comparables à ceux des Aurès, où l'Atlas Saharien Algéro-Tunisien atteint son point culminant (djebel Chelia, 2328 mètres). Les monts de Bellezma atténuent les aspects des régions voisines et apparaissent sous la forme d'un massif important et élevé tel que le djebel Refaa, point culminant de la région avec 2178 mètres.

Les monts de Bellezma avec ceux du Hodna forment un jalon entre les Aurès et les Bibans. Ils sont séparés de ces deux ensembles au nord, par la vallée de l'oued Chair- Barika qui pénètre profondément dans les massifs montagneux et prolonge vers l'est l'étroit couloir séparant les monts de Batna du djebel Mestaoua (entre oued El Ma à l'Ouest et Seriana à l'Est);

au sud par le synclinal de Seggana, orienté ouest est et le synclinal faillé d'Ain Touta Batna. Comme la cuvette du Hodna, les monts de Bellezma font partie du couloir préatlasique défini par R. GUIRAUD (1973, p208).

2. Chaînons et crêtes

La chaîne montagneuse du massif est constituée par des lignes de crêtes sensiblement orientées est Ouest qui s'élèvent en altitude vers l'est. Le cadre montagneux majestueux de Bellezma comporte deux ensembles bien distincts : l'ensemble occidental, formé par la crête principale Kef-Sefiane, la plus méridionale (Nord-Ouest, Sud-Est) puis Ras- Moulay-Yahia (Sud-Est et Est-Nord-Est, Ouest-Sud-Ouest).

L'ensemble Kef-Sefiane, Taoucherit, Ech-Cheffa a un flanc Sud-Nord de 800 à 1750 mètres plus vaste et moins incliné que le flanc Sud. La crête secondaire Kef-Reched, djebel Refaa, très aiguë, moins longue, est représentée par un relief étroit, symétrique, et rectiligne, orienté ouest-nord-ouest, est-sud-est et prolongé à l'est par l'Hadjret-El Beida. Le complexe Kef-Aissa, djebel Tebaga, Ketef Deba 1256 mètres apparaît très étroit et anguleux; ses crêtes sont subparallèles à la crête principale. La ligne de crête dessine à l'est un demi-cercle. L'accès à Taxlent se fait par un col situé à 1123 mètres d'altitude.

Fig.1-2

OROGRAPHIE, HYDROGRAPHIE, TOPONYMIE - TERMINAISON OCCIDENTALE DES MONTS DU BELLEZMA -

(D'après Y. BELLION 1976)

FACULTÉ des SCIENCES - PARIS
Géologie
Recherche

Le djebel Refaa, point culminant du massif (2178 mètres) est un chaînon calcaire massif, formé dans sa partie centrale par une importante combe Sénonienne. Son relief est dissymétrique, avec un versant nord en pente faible; plusieurs oueds souvent rectilignes et d'orientation relativement constante nord-ouest, sud-est l'entaillent parfois profondément.
L'ensemble oriental est un chaînon formé d'une série de plis plus ou moins parallèles. A l'est, le premier pli est constitué par trois djebels au relief très escarpé. Le djebel Tuggurt (2091m), le djebel Boumerzoug (1778 mètres) et le djebel Khaserou. Le second pli est constitué par la chaîne du djebel Chellala, qui se prolonge au nord-est par le djebel Maaguel et au sud-ouest par les djebels Bordjem et Tichao (2138 mètres). A l'Ouest de Tichao et au-dessus de Merouana se dresse le pli du djebel Bou Rhioul à Bou Ari.

3. Les Dépressions

Les dépressions se répartissent dans le massif de Bellezma sur de grandes espaces, les plus importantes semblent uniformes. Deux dépressions se situent de part et d'autre de la terminaison méridionale du djebel Tifrane. La première est d'une superficie de près de 2 km²; la seconde, à peine supérieure à 2 km² est tapissée de terre de décalcification (terra rossa) .

La dépression de Markounda couvre une zone comprise entre deux oueds, l'Oued Tabegart et l'oued Markounda, qui s'alimentent dans la vallée de Tirchiouine et de Tinibaouine. La dépression du Kef Fercha, El Ahmed, située au- dessous du périanticlinal du djebel Ech-Cheffa est limitée par un ensemble d'oueds : Oued Aouf, Oued Tifrane, Oued Saboun et Tamedket. C'est une large dépression où les apports fluviatiles reposent sur les marnes miocènes.

4. Le Piémont Méridional

Dans le relief de Bellezma, deux ensembles s'individualisent nettement, les monts et le piémont méridional (avec ses collines et ses étendues planes, étagées et en pente douce, composant l'essentiel du paysage).

Trois zones, séparées par les reliefs du Kef-Fecha, du djebel Tebaga et Koudiat-Naimia s'individualisent dans la plaine de Seggana, entre le Bellezma et le Metlili ;ces étendues sont formées de glacis et de terrasses bien nettes. En effet, l'oued Berriche, principale artère fluviatile et l'oued Rhasrou ont édifié de remarquables terrasses. L'Oued Chair a travaillé dans des conditions analogues, ses terrasses sont également bien nettes; elles peuvent être aperçues surtout entre N'Gaous et Bou M'eguer. Le piémont reçoit les eaux d'un relief vigoureux

relativement bien arrosé, eaux de sources qui jaillissent dans son milieu (N'Gaous, Sefiane, Bou M'eguer, Titaouine, Aïn Tinibaouine.) ont un débit considérable.

Les écoulements des principales sources, particulièrement celles du Kef-Sefiane, N'Gaous ont donné naissance à des entablements travertineux également étagés ou superposés. Leur élaboration est attribuable à des processus aussi bien physico-chimiques que biochimiques L'élément de différenciation entre les deux ensembles monts et piémont méridional réside essentiellement dans le changement de faciès des formes topographiques et géographiques.

La région constitue un domaine original, dont le morcellement du relief résulte de la complexité des phases tectoniques, basculant, écaillant ou entraînant de grands chevauchements (djebel Tuggurt). Le bassin versant de la région d'étude est caractérisée par un relief accusé, très morcelé par la néotectonique et la large prédominance des formations tendres (marneuses et argileuses), laquelle favorise le développement et l'extension de l'érosion.

La dégradation du couvert végétal naturel et l'extension des cultures extensives ont laissé la majorité des versants exposés à l'agressivité du climat. En effet le couvert végétal naturel, très discontinu et d'une densité faible sur les reliefs, est pratiquement inexistant dans certaines zones où la végétation artificielle (cultivée) ne joue que très imparfaitement le rôle de protecteur.

II- Cadre Géologique

Une lithologie favorable au développement du relief

L'ensemble de la zone étudiée est constitué des roches sédimentaires du secondaire, du tertiaire, et du quaternaire. Le substratum géologique, outre son importance comme matériel originel (roche mère) joue un rôle déterminant dans le façonnement du relief l'essentiel du matériel rocheux qui constitue les Bellezma est formé par une série qui va du jurassique au quaternaire. Le jurassique n'affleure que dans la partie orientale de la région. Les formations géologiques sont constituées par une lithostratigraphie classique formée essentiellement par :

1. Le Jurassique supérieur

Le Jurassique supérieur n'affleure dans le massif que dans la crête continue qui va du Tichao au Bou-Kerchouch, par le Bordjem, le Chellala, le Takrat où il est formé du Berriasien (aussi bien représenté qu'au Bou-Taleb) : calcaires marneux blancs, Pygope Janitor, nombreux Aptychus, fragments de Belemnites etc.

2. Le Crétacé

Le Crétacé est très développé dans le massif de Bellezma. Les formations présentent un caractère très important qui réside dans l'existence des faciès gréseux et marno-calcaires.
Il est formé par :

- **Le Crétacé inférieur** : où les faciès sont à dominante gréseuse. Ils comportent également des marnes et des calcaires mais en lentilles plutôt qu'en couches. Cette série va du Valanginien à l'Aptien et peut atteindre 2000 mètres d'épaisseur.

- **Le Crétacé supérieur** : cette série marno-calcaire, épaisse de 3000 mètres, débute par le Cénomanien qui s'étale très largement à la terminaison périclinale sud-ouest des monts de Bellezma, où il forme le sommet le plus élevé de la chaîne (djebel Refaa, 2178 mètres). Cette série va du Cénomanien au Sénonien.

2.1 Le Crétacé inférieur

Il affleure dans la partie orientale du massif. Il est formé par :

- **Le Valanginien** : observé au djebel Mestaoua, montagne tabulaire qui présente des assises où l'on peut reconnaître de bas en haut : le Valanginien, l'Hauterivien, le Barremien et

l'Aptien. Il peut atteindre 500 mètres d'épaisseur.

Le Valanginien est formé de dolomie, de calcaires dolomitiques en gros bancs et de calcaires compacts, rubéfiés ou blancs.

- **L'Hauterivien** : L'Hauterivien est représenté également dans le Mestaoua; il montre ses tranches sur le flanc sud de la montagne et se compose de calcaires à brachiopodes, le calcaire marneux à gastéropodes et bivalves. On l'observe aussi à Ouled Chelih avec des dolomies lenticulaires.

Dans la région sud de Takharbi, El Bou-Driessen et surtout celle des Hadjar-Mekouch et djebel Kass se fait le passage des roches dolomitiques aux calcaires à polypiers hauteriviens.

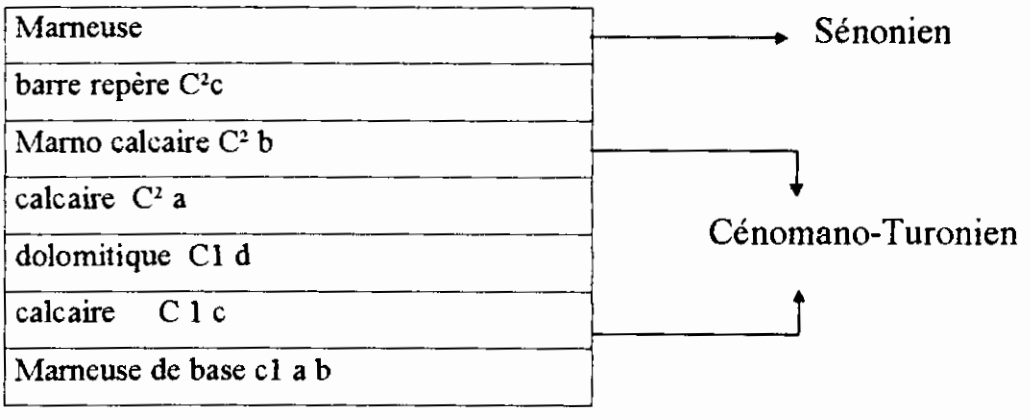
- **Le Barremien** : c'est le Barremien qui forme généralement les crêtes. Il est surtout gréseux et porte des empreintes de fossiles à la face inférieure des bancs. Au djebel Mestaoua, il est formé des marno-calcaires irrégulièrement alternés, d'un horizon à Terebratules et d'une grande masse calcaire.

-**L'Aptien** : l'Aptien très hétéromorphe : argiles, calcaires, grès d'aspects variés avec Toncasia, orbitolines ,etc.

Les couches terminales de l'Aptien forment les gorges, de Merouana à Mestaoua. Elles sont composées de bas en haut : des calcaires requienies, calcaires et marnes à échinides (Heteraster, etc.) avec brachiopodes et exogyra latissima.

2.2 Le Crétacé supérieur

A la terminaison occidentale des monts de Bellezma, le Crétacé supérieur est représenté par diverses formations lithologiques qui se répartissent comme suit :



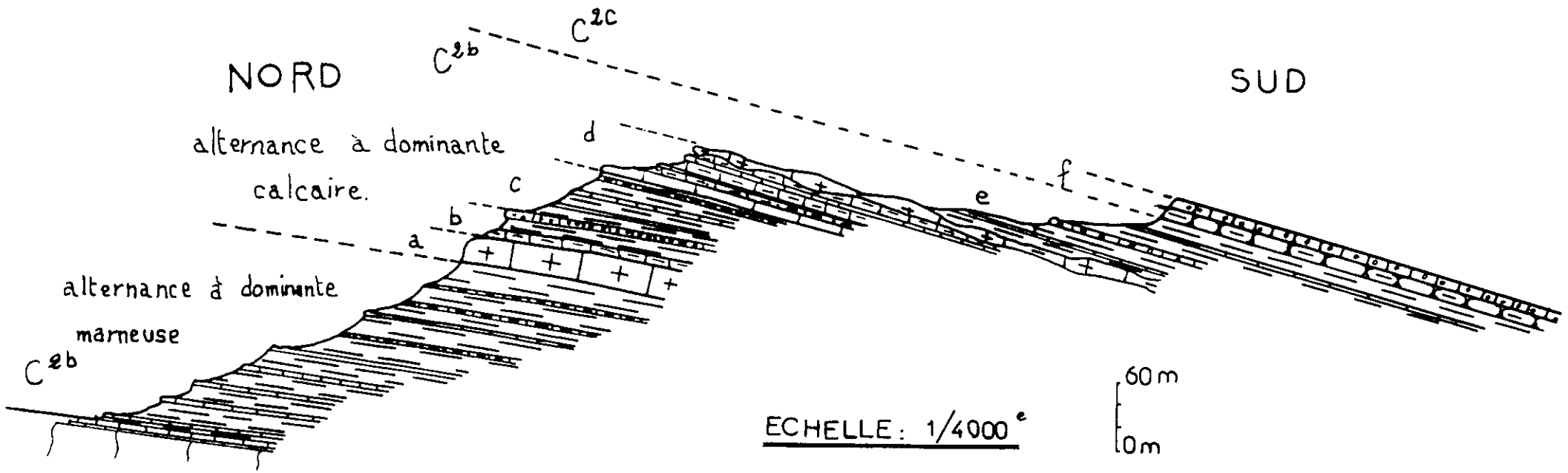
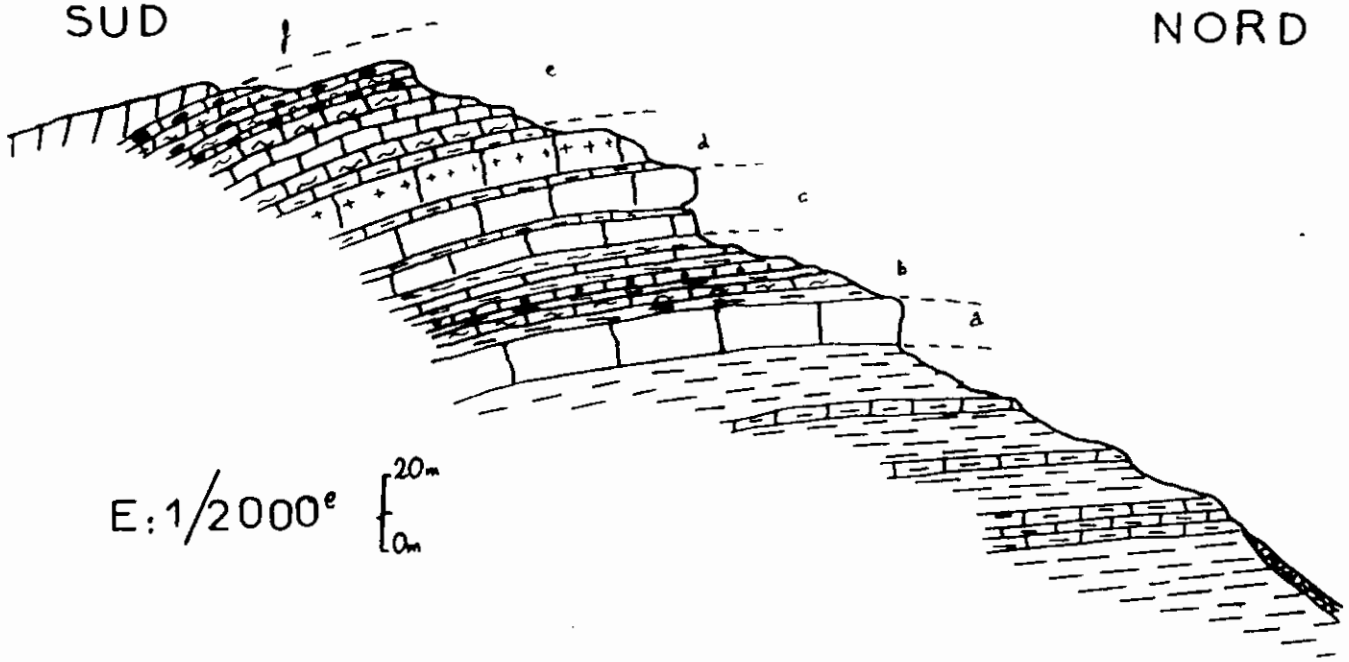


fig 1-3 FORMATION MARNO-CALCAIRE (C^{2b} C^{2c}) COUPE DE BERRICHE

YBELLION (1976)



FORMATION CALCAIRE INFÉRIEURE (C^{1c})''

COUPE DU DJEBEL REFAA Fig : 1-4

(YBELLION (1976)

2.3 Le Cénomanien

Le Cénomanien est constitué par:

- **La formation marneuse de base** : cette formation est très représentée au nord de Merouana et à Chaba Doulba. Elle se divise en deux sous ensembles: le premier correspond à une épaisse série de marnes vertes à gypse diffus contenant de très minces bancs de calcaires; le second est constitué par une série sensiblement plus riche que la précédente en bancs calcaires.

- **La formation calcaire inférieure** : au-dessus des assises marneuses décrites précédemment, se développe une formation à dominante calcaire qui constitue en partie le relief des djebels Refaa, de Hadjret-El Beida et Adrine.

2.4 Le Cénomano-Turonien

Le Cénomano-Turonien comprend la formation dolomitique. Cette formation apparaît sur le flanc sud du djebel Refaa (en amont, ruiniforme), ainsi que sur de grandes surfaces entre ce relief et le djebel Cheffa. Au nord de la dépression de Bled-El Yarka, la formation dolomitique a une puissance maximum de l'ordre de 100 à 120 mètres. Elle forme une seule masse brune noire constituée d'une dolomie blanche à rose, grenue, saccharoïde, dans laquelle la stratification est peu visible.

A l'est, dans la zone de Ben Ameur, la dolomie devient plus caverneuse et renferme, en quantité appréciable, des amas ferrugineux. Elle apparaît aussi dans les gorges des oueds Tifrane, Aouane et Berriche.

- **La formation calcaire supérieure** : la formation calcaire supérieure n'apparaît généralement que de manière fragmentaire, à la faveur des gorges d'oueds qui la recoupent (Tirchiouine, Berriche et El Bitam). Elle se caractérise par la présence de bancs rudistes et par sa pauvreté en faunes caractéristiques; sa puissance varie de 80 à120 mètres, elle s'amincit du nord au sud tout en s'enrichissant en marnes.

- **La formation marno-calcaire** : la formation marneuse est observée entièrement ou partiellement en différents points. Elle peut apparaître sous deux alternances distinctes, à dominante marneuse à la base, calcaire au sommet. Elle renferme une microfaune du Cénomano-Turonien basal très pauvre en espèces des rudistes de nombreux oursins et moules internes de gastéropodes.

2.5 Le Sénonien.

- **La formation marneuse** : la formation marneuse affleure entre le piémont sud des monts de Bellezma et le djebel Metlili. Les différences morphologiques entre les formations précédemment étudiées et celle-ci sont particulièrement nettes : les premières constituent les reliefs, la seconde correspond à une dépression terminée à son sommet par une cuesta. En effet, elle est composée d'une succession très épaisse d'alternances calcairo-marneuse ou marno-calcaire que surmonte une assise de calcaires compacts.

Elle est bien représentée à l'ouest de l'oued Berriche, dans la dépression de Ben-Moussa et au sud, entre le Kef-Fercha et le Kef-Aissa.

3. Le Tertiaire

- **La formation détritique inférieure** :c'est une formation rouge qui occupe une dépression limitée par le flanc méridional des monts de Bellezma, au nord, et l'ensemble djebel Tebaga - Kef-Aissa, au sud; elle est constituée d'alternances rouges de marnolites et de bancs conglomératiques à ciment calcairo-gréseux, reposant en discordance sur l'ensemble marneux du Sénonien. Cette série épaisse de quelque 25 à 30 mètres environ se trouve à mi-distance des reliefs qui la limitent au nord et au sud, se biseaute vers l'est et les deux directions précitées.

Les bancs détritiques qui la composent prennent naissance, soit directement, contre les assises sénoniennes (bord nord), soit contre un niveau conglomératique très grossier, plus ou moins continu sur la surface de discordance (bord-sud); ils sont, en outre, parallèles entre eux et recouverts par le banc de base de la formation suivante (calcaire plus ou moins conglomératique à clypeaster supérieur) sans discordance angulaire.

Ces formations sont bien représentées à l'ouest du Ras-Moulay - Yahia et contre le Kef-Sefiane. Deux affleurements très importants se localisent l'un à l'ouest, dans la zone de Betam (sud-est de N'Gaous), l'autre à l'est, sur le flanc nord du djebel Refaa dans la zone de A. Gliss. A cet endroit la série contient des horizons marno-sableux à huîtres, mais elle est très tectonisée.

- **La formation marneuse** : deux assises distinctes (I et II) d'inégale épaisseur se développent au-dessus des dépôts rouges et constituent une épaisse formation marine à dominante marneuse. La série de base (assise I), la plus complète, est observée entre le Bellezma et le Metlili, dans la vallée de l'Oued Berriche. L'assise (II) affleure plus à l'ouest ; elle est constituée de marnes à gypse diffus, sans macrofaune, et le plus souvent recouverte d'épandages quaternaires.

La première appartient au Miocène inférieur à moyen indifférencié ; la deuxième représente le Miocène moyen et supérieur.

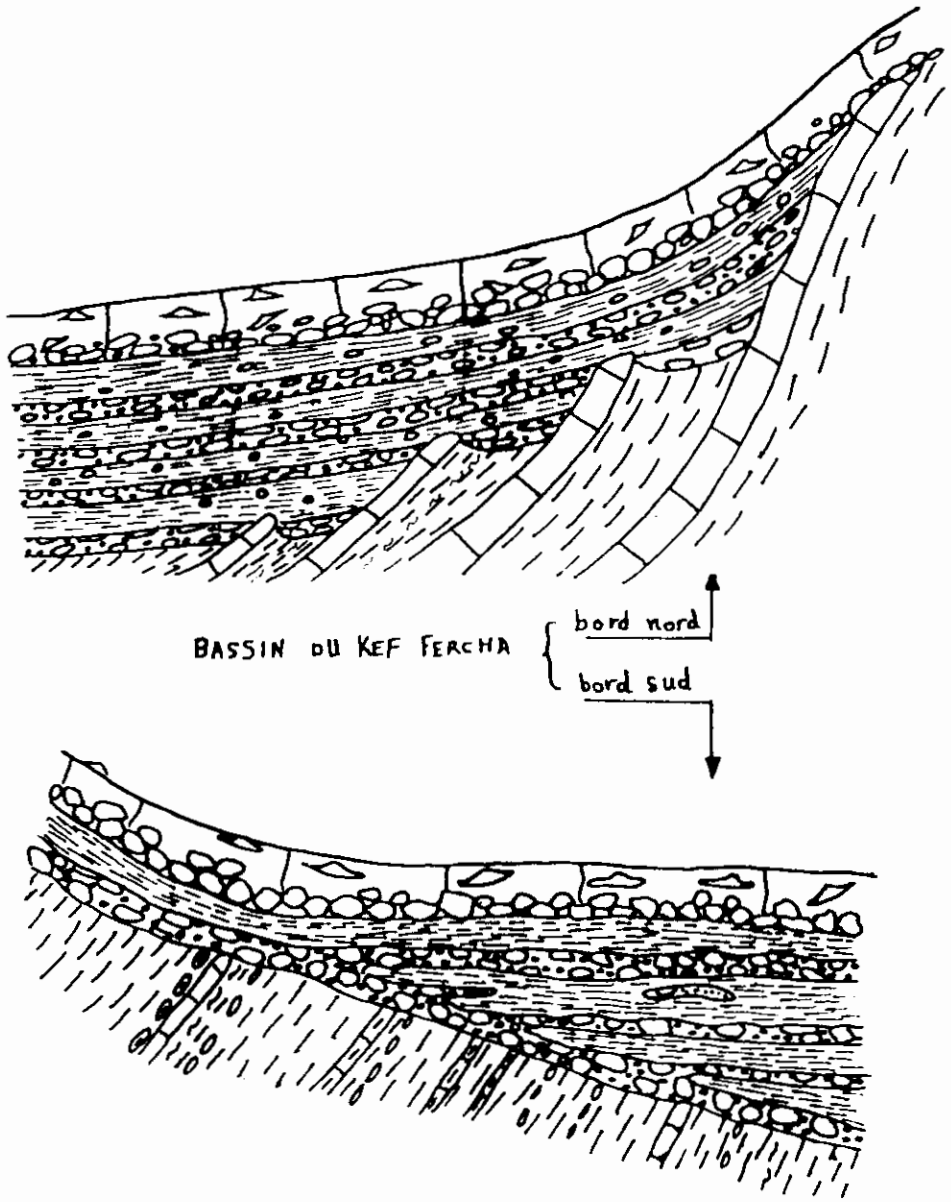


FIG 1-5 : MIOCENE "INFERIEUR" AU S DU BELLEZMA (schéma du contact avec le Crétacé sup).

(YBELLION 1976)

- **La formation détritique supérieure** : elle se décompose de la manière suivante :

- Une barre gréso-conglomératique de 30 à 60 mètres d'épaisseur qui apparaît au sud du Kef-Sefiane et au sud-ouest du Kef-Aissa où elle dessine un repli synclinal étroit et peu accentué. Elle repose ici en concordance sur les marnes « Messiniennes ».

- Un ensemble marno-gréseux d'environ 900 mètres de puissance et exclusivement gréseux dans plus de sa moitié supérieure, qui affleure dans le synclinal du djebel Gues. Cette assise est marine (par sa faune), littorale et probablement deltaïque comme les niveaux qu'elle surmonte (stratification oblique fréquente).

- Une série continentale de plus de 400 mètres d'épaisseur au djebel djezzar, constituée de conglomérats très grossiers.

III- Cadre structural

1. Une structure plissée simple

Les éléments du relief sont composés par un ensemble de formes structurales plissées simples plus ou moins parallèles entre elles. Ces formes structurales sont constituées essentiellement par une succession de plis formant la base à partir de laquelle s'est formé le relief structural. Le massif de Bellezma présente un périanticlinal ouest nettement individualisé. Il est séparé, sur le méridien de MEROUANA, par une dépression de tracé anguleux superposée à la formation marneuse du Cénomarien inférieur et moyen. Il se compose généralement :

- d'une digitation anticlinale complexe des djebels Bou-Rhioul Bouari,
- du synclinal de Markounda,
- de la digitation anticlinale du djebel Refaa - Reched,
- du bombement anticlinal central, séparé de la structure précédente par le repli synclinal de Tirchiouine,
- du synclinal de Seggana et de Batna – Aïn-Touta,
- des chaînons et dépressions qui correspondent aux anticlinaux et synclinaux constituant les structures du relief.

2. Les Anticlinaux

L'unité structurale la plus vaste est l'anticlinal central qui s'étend d'Aïn-Enchet à l'ouest, à Mechta Hidoussa à l'est. Il est limité par le flanc nord du synclinal de Seggana et le flanc sud du djebel Refaa-Reched, auquel il se raccorde par le repli synclinal de Tirchiouine. La partie axiale de la structure est affectée par de nombreux accidents en relais, grossièrement orientées est-ouest, qui déterminent une zone tectonique originale. Le flanc sud se réduit d'Est en ouest. La flexure qui l'affecte à l'est en profondeur est oblique par rapport à la zone axial, et se rapproche de celle ci à l'ouest où il apparaît comme un pli coffré sud et sud-est du Kef-Sefiane, puis très localement couché sud-ouest du même sommet. Le flanc est en outre affecté par des accidents orientés est-ouest, nord-ouest et sud-est dont le plus important, de direction nord-ouest et sud-est est celui de Ben Aouane, qui se manifeste encore dans les assises marneuses du synclinal Sénonien. Sa partie axiale est limitée au sud par des failles est-ouest à nord-ouest et par une faille inverse sud-ouest du Kef-Séfiane. Le flanc nord est divisé eu deux; au droit de N'Gaous et jusqu'à la zone axiale, il est découpé par de nombreuses failles de directions variables, et présente des pendages faibles.

A l'ouest de N'Gaous, le flanc nord correspond à une succession de monoclinaux rebroussés au contact de failles directionnelles qui l'affectent en général; la lèvre sud de chacune d'elle est effondrée. L'anticlinal Refaa-Reched s'infléchit très légèrement vers l'ouest à sa terminaison occidentale. Il constitue un repli très aigu, étroit, à flancs verticaux et localement inverses (flanc nord, au droit du sommet du djebel Refaa); fortement tectonisé par des accidents directionnels, son axe plonge vers l'ouest. Une faille verticale, plus ou moins continue, dont le prolongement a été suivi (prospection électrique, F.A.O.- C.G.G 1972) jusqu'à N'Gaous où elle rejoint l'accident du Bou-Ari , limité sous le flanc nord, la direction de cet accident varie de N 90° à l'est à N60° E à l'ouest. (Y. BELLION, 1976. p70)

Les structures du périanticlinal ouest sont formées par l'ensemble Bou-Ari, Bou-Rhioul.

Le djebel Bou-Rhioul constitue un anticlinal à flanc sud vertical à inverse, faillé, décollé vers le sud. Le djebel Bou-Ari correspond à un monoclinal plongeant vers le nord et chevauchant vers le sud les dépôts marins du miocène; la direction des couches s'infléchit progressivement vers le sud .

Les monts de Batna - Bellezma sont formés d'un massif d'environ 80 km de long et de largeur variable (8 à 10 km à l'est d'oued Chaba, 20 km à l'ouest de cette localité). Ce massif étudié et décrit, à l'est du Refaa, par D. BUREAU (1972) et Y.BELLION (1976). Il s'agit d'un anticlinal dissymétrique de direction moyenne nord 80° est, dont le flanc sud, de disposition verticale à inverse, est plus redressé que le flanc nord. A l'est de Oued Chaba, le Jurassique plus ou moins chevauché, le Crétacé inférieur (Hauterivien et Barremien) et parfois même le Miocène marin vers le sud-est.

3. Les synclinaux

Les accidents tectoniques sont forts nombreux et apparaissent normalement dans les niveaux compétents. Certains affectent les formations marneuses qui constituent les synclinaux où ils s'amortissent généralement. Le synclinal de Seggana compte parmi les plus importants du massif. Il est formé d'un axe qui se divise vers l'est, en deux zones; celles-ci s'individualisent de part et d'autre d'un grand accident passant contre l'extrémité du Kef-Sefiane et du Kef-Aissa et la terminaison orientale du djebel Metlili. Le synclinal de Markounda est compris entre l'ensemble Bou-Ari, Bou-Rhioul et l'anticlinal Refaa-Reched. Il contient des formations miocènes continentales et marines qui reposent tout le long de son flanc sud sur le Turonien ou, contre lui à l'ouest par faille et, sur son flanc nord, sur le Cenomano-Turonien.

4. Les grands accidents tectoniques

Les monts de Batna-Bellezma, affectés et limités par de grands accidents tectoniques, s'orientent selon trois directions principales dominantes nord-ouest - sud est et nord-est sud-ouest ou plus variables, est-nord-est, ouest-sud-ouest, est-ouest.

Parmi les accidents majeurs, l'accident Batna - djebel Chélia constitue une série de fractures en relais; il limite à l'ouest le bassin effondré de Timgad (contenant du Miocène peu affecté par des failles à rejets verticaux) et provoque la torsion dextre du périanticlinal du massif de l'Ich-Ali, décalant à Médina le djebel Chélia vers le sud. Ce déplacement horizontal est du à un décrochement dextre anté Miocène à rejeux verticaux ultérieurs au nord-ouest de Batna.

4.1 L'accident du Metlili Ouest et Est

L'accident du Metlili ouest est une fracture qui barre la terminaison occidentale du Metlili Est réapparaît au Nord-Ouest de Fontaine des Gazelles, décalée par une succession de cassures est-ouest en relais, elle rejoint Mchou Neche.

L'accident du Metlili Est responsable de la digitation dextre du périanticlinal Ouest de Bellezma, cet accident se prolonge de Koudiat El Hamman, djebel Khala et de même plus loin jusqu'au de là de Negrine vers le Sud et jusqu'à la flexure saharienne vers le Nord-Ouest jusqu'à Tocqueville par le décrochement d'Annoual aligné avec les épointements du Trias du djebel Djezzar (R. GUIRAUD,1971). Ces deux accidents du Metlili est et Metlili ouest ont joué en décrochements dextres et se sont produits avant le Miocène.

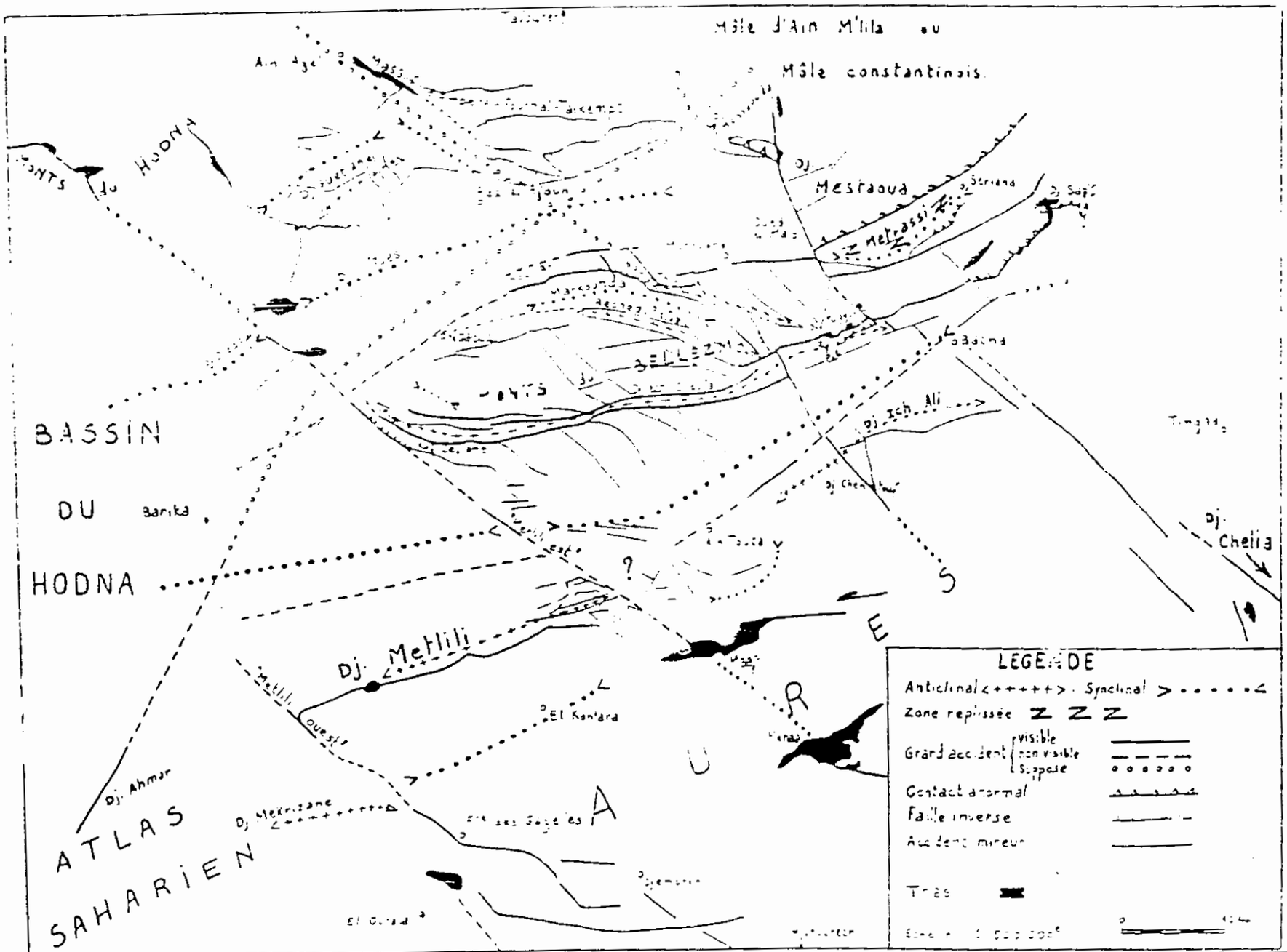
L'accident du Koudiat Tagrout est formé par plusieurs failles qui coupent l'ensemble Bou-Rhioul - Bou-Ari en provoquant le décalage dextre de ce dernier djebel. Elles se situent, en effet, dans le prolongement de la vallée synclinale reliant Ras-ElAioun à Aïn- Azel, et de la faille inverse des djebels Menness Debah vers le nord-est (D. BUREAU, 1970).

4.2 Les accidents obliques vers l'Est transversale Constantine Barika :

Une fracture majeure affecte l'extrémité occidentale du djebel Ahmar et le djebel Ksoum, au niveau duquel la flexure saharienne est décalée vers le sud. Cet accident majeur est donc un décrochement senestre.

Transversale Souk-Ahras - Batna : Dans la vallée synclinale de Batna - Aïn-Touta, cette transversale se manifeste par la faille qui limite le flanc nord du massif de l'Ich-Ali, dont le prolongement peut être constitué aussi bien par la faille qui effondre la partie sud de la voûte anticlinale du Metlili que par celle qui longe le nord ce même relief.

Fig16: Carte des grandes ensembles structuraux



Le comportement nord de cette deuxième fracture et effondrée comme le suggèrent les données d'un sondage de reconnaissance effectué prés de Tadzert, son décalage vertical post-miocène atteint environ 600 mètres au Koudiat Naimia. Selon R.GUIRAUD(1971) cette transversale pourrait représenter au moins en partie l'équivalent de la flexure nord Atlasique (Y. BELLION,1976. p 89).

4.3 Les accidents variables

4.3.1 Les accidents variables ENE- WSW à EW

4.3.1.1 Accident axial de Bellezma.

La zone tectonique Cheffa-Sefiane du périanticlinal ouest se prolonge vers le nord-est par la faille inverse du djebel Tuggurt, jusqu'à l'extrémité orientale de sa structure.

4.3.1.2 Accident du flanc nord de Bellezma.

L'accident qui longe le flanc nord du Bellezma, pour rejoindre la zone de passage de la transversale Constantine-Barika, est interrompu et décalé de façon dextre à deux reprises, une première fois à proximité d'oued El Ma, par le prolongement supposé du «décrochement Batna-djebel Chelia », une deuxième fois par les failles du Koudiat-Tagrout.

Les trois tronçons ainsi formés sont respectivement représentés par :

- la faille qui borde le flanc méridional du «faisceau de Metrassi »,

- la fracture qui coupe le Cénomano-Turonien du djebel Fakra, dont le prolongement peut être constitué par celle qui affecte le djebel Bou-Rhioul dans sa partie médiane et contre ses deux flancs.

- La cassure qui limite une partie du flanc Nord du djebel Bou Ari, et qui passe latéralement vers l'ouest à une flexure, ainsi que le contact anormal qui souligne le chevauchement vers le Sud de ce même djebel (D. BUREAU. 1970).

4.4 Les accidents mineurs.

Les recherches récentes sur la structure de Bellezma ont mis en évidence l'existence de plusieurs groupes de cassures qui jouent un rôle capital dans le relief.

Les accidents mineurs sont exclusivement des failles qui se répartissent dans le massif, dont les orientations varient pour chacun deux. Des cassures directionnelles d'orientation nord-est 70°, à nord 110° augmentent progressivement vers l'est sur le flanc septentrional.

Par contre, quasiment absentes sur le flanc méridional, elles se localisent dans la terminaison

occidentale; d'autres accidents de même direction recoupent les assises Maestrichtiennes et Miocènes du synclinal de Seggana. D'autres fractures directionnelles conformes d'orientation Nord 110° à Nord-Est 130° affectent surtout l'anticlinal Refaa-Reched. Elles arrêtent celles d'orientation Nord 130°à Nord 170° qui s'incurvent vers l'ouest en bordure de cette structure.

Des cassures peu nombreuses d'orientation Nord 130°E, Nord 170°E le plus souvent regroupées sur le flanc sud, se répartissent plus largement sur le flanc nord de part et d'autre de la zone tectonique axiale ;elles paraissent sensiblement dans le prolongement les unes des autres mais à proximité du sud, elles s'infléchissent vers l'ouest, au nord vers l'est.

Conclusion

Dans la région de Bellezma, trois ensembles s'individualisent:

- le Jurassique supérieur, Crétacé inférieur caractérisé par la prédominance de faciès cohérents, favorables au développement des formes structurales majeures du relief en structure plissée : monts et vaux;

- le Crétacé supérieur, où les contrastes vigoureux de cohérence favorisent la formation de lignes de crêtes, de talus (cuestas, crêts, barres) et des inversions de relief.

- le Néogène, où les contrastes restent trop peu marqués pour jouer un grand rôle dans le relief; cependant, ces contrastes peuvent l'être, exceptionnellement, au point d'influencer le modelé de manière décisive.

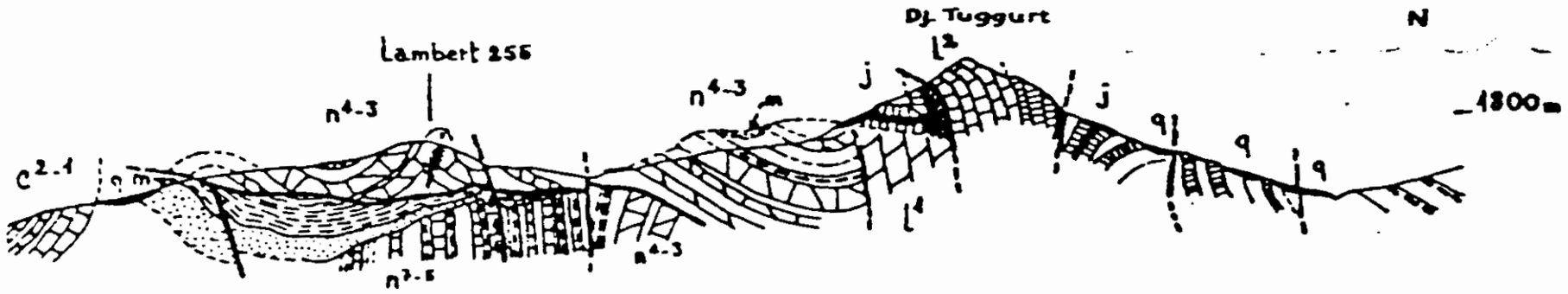
5. Les formes structurales élémentaires

Les conséquences des phases tectoniques sont variées, chacune superpose ses effets et modifie les dispositions précédemment acquises. La plus récente reste, avec ses phases, la plus décisive car elle explique le morcellement du relief.

Par ailleurs, dans ce domaine extrêmement bouleversé, les couches ont été étirées, broyées, écrasées et soumises à de très fortes pressions pendant les phases tectoniques majeures. Les bancs résistants présentent alors une multitude de points faibles, zones d'érosions privilégiées.

Cette histoire géologique où la tectonique cassante superposée domine largement, a crée des rapports structuraux rarement simples.

Les formes structurales de la région de Bellezma se sont développées dans une structure plissée simple. Dans ses lignes, le relief est conforme à la structure résultant de la jeunesse et de la continuité des mouvements tectoniques. Les reliefs conformes à la structure monts et vaux constituent la majorité du relief et se répartissent dans l'ensemble du massif.

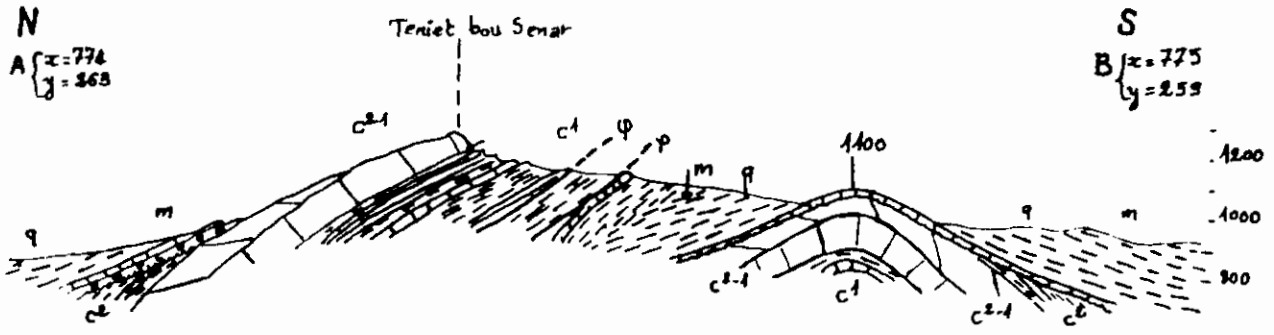


les zones laissées en blanc correspondent dans le Crétacé à des marnes gréseuses.

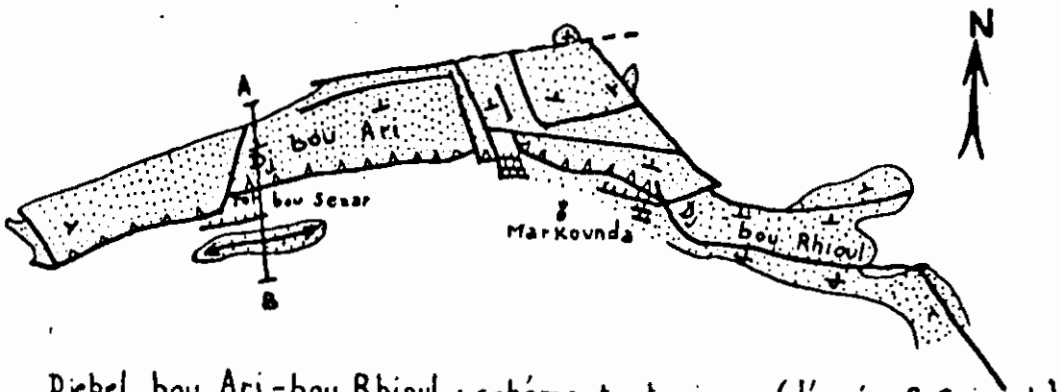
Fig 1.7. Coupe du Djebel Tuggurt (D. Bureau, 1967).

q Quaternaire _ m Miocène _ C^2 Turonien _ C^{2-1} Cénomano-Turonien _ C^1 Cénomanien inférieur moyen _
n^{7-5} Albo-Aptien _ n^{4-3} Hauterivien Barrémien _ J Jurassique et "ammonitico rosso" _
l^2 Lias moyen et supérieur _ l^1 Lias inférieur.

Fig.18 : DJEBEL BOU ARI



q Quaternaire - m Miocène-C^2 Turonien-C^{2-1} Cénomano-Turonien— C^1 Cénomanien C^1 Cénomanien inferieur moyen - n^{7-5} Albo-Aptien - n^{1-3} Hauterivien Barrémien- j Jurassique et"ammonitico rosso" - L^2 Lias moyen et superieur - L^1 Lias inf



Djebel bou Ari-bou Rhioul ; schéma tectonique (d'après R. Guiraud).

Fig : 1-9

5.1 Les éléments de relief conforme à la structure (Monts dérivés)

- Le mont dérivé de djbel El-MHASSEUR (Bou-Rhioul) d'orientation générale est-ouest Le djebel Bou-Rhioul constitue un anticlinal à flanc sud vertical à inverse, faillé et décalé vers le sud. Le djebel Bou-Ari correspond à un monoclinal plongeant vers le nord et chevauchant vers le sud les marnes du Miocène.

- Le mont dérivé Draa-Akheraz. Ce chaînon très régulier, développé, pour l'essentiel, dans les dolomies et les calcaires Cénomaniens. Cet anticlinal est fortement tectonisé par des accidents directionnels; une faille très importante l'affecte, qui se prolonge jusqu'à N'Gaous. Cet ensemble cohérent domine, au nord-est, une combe développée dans les marnes sénonienne. Des barres de calcaire cénomano-turonien entourent la combe au nord-nord-ouest avec des altitudes variables.

- Djebel Chefaa : long de plusieurs km, le djebel Cheffa traverse le massif jusqu'au djebel Tuggurt. Son périanticlinal sud, formé par une combe, est entouré de crêtes et de barres dans les formations du Crétacé du djebel Tuggurt, et nettement individualisé de part et d'autre de deux cluses.

Au cœur d'une structure comparable à un pli-faille, le djebel Tuggurt est constitué d'une série Jurassique normale, d'orientation nord-ouest, au sud de laquelle se succèdent différents terrains du Crétacé à pendage sud-est sur lesquels l'Oligo-Miocéne repose en discordance.

L'observation de la surface de contact montre qu'elle est ravinée; non seulement l'érosion a fait disparaître une partie des terrains meubles mais elle a également déblayé les zones de failles (cluses ouest).

Dans le périanticlinal du djebel Ech-Chefa, l'érosion différentielle a pu dégager une combe de forme structurale bien apparente, malgré l'ennoyage du coeur Sénonien du pli par diverses formations détritiques du Crétacé. La cluse qui entaille les crêts du versant montagneux semble être un foum d'oued.

5.2 Les formes d'inversion du relief (val perché)

Elles sont constituées par des vaux plus ou moins perchés, dont les principaux sont :

- Le djebel Ketef-Deba : il est formé par le synclinal qui sépare le Bellezma du Metlili. Il s'agit d'un synclinal simple, régulier, qui se rattache à un ensemble de crêtes ou de corniches (Ras-Setah-Dakhla, djebel Tebaga, Kef-Aissa, Guernet-Belrha).

C'est un synclinal assez étroit qui, par le Kef-Aissa, se relie directement au Kef-Fercha (sud d'Ouled-Soltane) ferme exactement le bassin du Hodna à l'est.

Les dépôts de base, poudingues et grès, forment un placage sur les calcaires maestritchien

du Tebaga et Deba. Ils s'appuient ensuite sur le Campanien au Guernet-Belrha et au Koudiat-Meddouar, sur les poudingues aquitaniens entre ces deux reliefs.

Les crêtes constituent des points culminants (Ras-Setah-Dakhla 1270 mètres, Tebaga 1257 mètres, Kef-Aissa 757 mètres), Guernet Belrha se morcellent, les pendages s'atténuent et le synclinal plonge dans les marnes du Miocène.

Le synclinal de Ketef-Deba apparaît comme un val perché par rapport aux dépressions qui le bordent et finit par s'intégrer dans le piémont méridional du massif, là où s'étalent les principaux étagements du relief. L'érosion différentielle à pu dégager à Bled el-yarka et Ben-ammeur une étroite combe développée dans les marnes du sénonien.

Le façonnement très évolué des formes structurales va jusqu'à l'inversion des reliefs (synclinaux perchés). Les dépressions sont comblées de dépôts du Secondaire et du Tertiaire.

-Le val perché de Tirchiouine : se trouvant dans la dépression de Tirchiouine, à l'extrémité septentrionale de l'anticlinal Refaa-Reched, il est constitué surtout d'une alternance de couches marneuse, marno-calcaire et calcaire épaisse (80 mètres environ du Cénomanien Turonien basal). Ainsi, proximité de l'Oued Chaba Doulba au nord le synclinal s'abaisse et plonge sous les marnes miocènes à la faveur du djebel Tifrane.

Ce synclinal apparaît comme un val perché par rapport aux dépressions qui l'entourent.

- Le val perché de Markounda : plus développé que le val perché de Tirchiouine se développe sur les formations du crétacé cénomano-turonien et plonge vers l'ouest de djbel Bou-ari constitué par les même formations précédentes .

Conclusion

Les monts dérivés constituent un élément important du relief de Bellezma. Nuancés par différentes formes : monts dérivés simples, monts dérivés à combe liés à la lithologie et surtout à la tectonique et à l'évolution géomorphologique tertiaire, ils forment en général des reliefs conformes à la structure.

La disposition tectonique des séries secondaires a commandé l'organisation du relief. Les anticlinaux d'une part, et les synclinaux d'autre part, ont cependant déterminé des paysages morphostructuraux assez différents.

Le réseau hydrographique a été adopté selon les différentes fractures, ainsi que les différentes cluses. La stratigraphie intervient aussi pour différencier la morphologie de ces anticlinaux. L'évolution a été marquée par l'ensemble des dépôts du Crétacé, de faciès variés mais globalement cohérents; elle a favorisé l'existence de formes en conformité avec la structure.

Dans ces deux types de paysages, on retrouve une même gamme de crêtes ou de barres.

Leurs revers et leurs corniches sont bien dégagés. Un bel exemple se trouve au nord-est de Chaabat Ouled-Chlih.

Les formes des synclinaux perchés ou les formes d'inversion du relief sont commandées par la tectonique (le relèvement général des structures vers le nord-est) qui a favorisé l'entaille et l'ablation. La lithologie a exercé une forte influence par l'accumulation d'épaisseurs considérables de formations meubles, marneuses et argileuses qui assurent la transition avec les calcaires durs compacts du Crétacé moyen supérieur, accumulation facilement déblayée et surmontée par des niveaux fortement consolidés.

Les barres sont conditionnées par le coffrage des anticlinaux, qui redressent les couches à la verticale ou presque. La lithologie marquée par la diversité des roches cohérentes et meubles ou le déblaiement des marnes, permet le dégagement des barres et la reprise d'érosion différentielle.

L'élaboration de l'armature morphostructurale du relief

L'étude lithostratigraphique et tectonique permet de reconstituer l'histoire paléogéographique des monts de Bellezma et de différencier ainsi les étapes principales dans le dégagement des formes structurales.

1. La période anté miocène

Avant la phase « pyrénéenne », des manifestations tectoniques, encore qu'elles restent peu importantes, locales et d'intensité variable, ont pu se produire pendant le Crétacé supérieur et le Danien. Elles se traduisent au début du Sénonien par des déplacements tangentiels de blocs, de part et d'autre de grands accidents et par des déformations du fond marin. Ces deux manifestations soulignent des passages latéraux de faciès.

Ces mouvements accompagnés de plissements locaux importants (des monts du Hodna) ont pu orienter les différenciations de faciès caractéristiques des grandes zones paléogéographiques. La surrection de la dorsale des monts du Hodna qui s'accompagne de mouvements décrochants favorables à des montées d'argiles du Trias, a pu entraîner autour de la région étudiée des rejeux de grands accidents de socle (obliques sur l'ouest) : « Metlili Ouest et Metlili Est », comme l'atteste par exemple la brusque variation de faciès qui se produit à El Kantara de part et d'autre du premier accident, celui-ci délimitant les domaines Aurasien à l'est et Atlasique à l'ouest.

En général, la tectogenèse paléogène n'a pas eu d'autres influences sur le relief que de guider les déformations fini-pliocènes par l'influence locale prépondérante de la morphologie anté miocène. Elle est beaucoup mieux marquée dans le domaine préatlasique, plus au sud dans les monts du Hodna (R.GUIRAUD), dans la région de Guelma (P.E COIFFAIT et AL, 1975) ou au niveau de l'île de Kasserine (I.L.BALLAIS, 1972, p.37).

2. La phase pyrénéenne majeure

Dans le Bellezma, les études de R.GUIRAUD (1973), Y.BELLION (1976) et D.BUREAU (1974) mettent en évidence un soulèvement prémonitoire important dès la fin du Maeschtrichien, suivi de la formation, à la fin de l'éocène moyen, de plis dont le style et la direction rappellent ceux du domaine préatlasique.

Les différentes structures résultent d'une compression, dont la direction serait voisine de 30° nord à 40° ouest et que R.GUIRAUD (1973, p. 229) attribue à un rapprochement de l'Afrique et l'Europe accompagné d'une dérive simultanée de l'Afrique du Nord vers l'est. Cette dérive expliquerait les décrochements dextres d'orientation est-ouest et serait liée à un régime de distension selon une direction grossièrement orthogonale à celle de la compression.

La phase « pyrénéenne » débute par la surrection rapide et l'émersion du relief qui entraîne le comblement du bassin d'El Kantara par des conglomérats, comblement aussitôt suivi d'une tectogenèse intense. La compression subméridienne et la contrainte maximale dirigée du nord vers le sud, dues à un rapprochement du «môle constantinois » et des Aurès (défini par Y BELLION, 1976 p.103) ont donné naissance à un bombement anticlinal d'orientation axiale, pratiquement identique à l'actuel, coffré à voûte faiblement ployée en synclinal (au niveau du périanticlinal Bou-Ari et Refaa-Reched, et à des cassures d'orientation est-ouest et nord-ouest - sud-est.

3. L'élaboration de la surface d'aplanissement et l'importance de l'ablation

Dès leur émersion, les anticlinaux subissent une ablation efficace, qui se marque par la répartition des dépôts oligocènes sur le relief avec absence totale sur les anticlinaux et abondance dans les synclinaux (El Kantara, Aurès).

Au-dessus du Danien, les matériaux continentaux concordants sur le Maestrichtien se sont déposés sur environ 100 mètres dans le synclinal d'El Kantara (sédiments à faciès nétritiques, lagunaires et continentaux). Les derniers niveaux à faune marine sont attribuables à la base de l'éocène moyen. Ces derniers niveaux marins du flanc nord du synclinal s'intercalent dans des grès et des marnes rouges qui passent, vers son flanc sud à des marno-calcaires. La présence de Campanien dans l'éocène continental à El Kantara n'indique qu'une ablation assez faible, car le Bellezma s'est soulevé et a subi une ablation dès la fin du Crétacé. Par contre, dans les Aurès, les dépôts du djebel Tissidelt montrent que, avant même la réalisation de la surface oligocène, l'anticlinal du djebel El Azreg était entaillé jusqu'à l'Aptien; probablement, plus de 3000 mètres de sédiments avaient été enlevés, au moins localement.

4. Surface d'aplanissement Oligocène

Sur le flanc Nord de la terminaison occidentale du Bellezma, le Sénonien est inconnu, mais son absence doit être attribuée à l'intense érosion Eocéne puisque, sur le flanc Sud de la structure, le même étage complet, essentiellement marneux et nétritique atteint une puissance considérable, maximale par rapport aux Aurès. Cette intense érosion a déblayé surtout les calcaires et les marnes du Crétacé supérieur, et a laissé dans les anticlinaux les formations du Crétacé inférieur. Elle a formé alors une surface d'aplanissement nette mais partielle.

5. La fossilisation partielle du relief au Miocène

La transgression marine miocène s'esquisse au Miocène 2, se généralise et atteint son maximum au Miocène 3, et s'achève au Miocène 4.

5.1 Les dépôts du Miocène

5.1.1 Le Miocène inférieur (M1)

Le Miocène inférieur (M1) comporte plusieurs affleurements de dépôts continentaux plus ou moins rouges discordants sur le Cénomanien. En général, dans les dépressions, il est composé d'alternances de bancs de poudingues à ciment calcairo-gréseux et de marnolites. La meilleure coupe s'observe à l'ouest de Kef-Fercha; au centre de ce bassin, l'épaisseur de ces dépôts qui s'amenuisent vers le nord, le sud et l'est; atteint environ 40 mètres au maximum. (Y. BELLION, 1976).

Les autres affleurements observés sur une vaste étendue, débutent au sud du Guernet-Belrha par un conglomérat à gros éléments (20 à 50 cm de diamètre) discordant sur le Sénonien, que surmontent des marnes rouges à galets épais, en alternance avec des bancs conglomératiques plus ou moins indures à ciment calcairo-gréseux.

Dans la partie occidentale du relief, ces formations sont bien présentes à l'ouest du Ras-Moulay-Yahia et contre le Kef-Sefiane. Sur le flanc nord du massif, les deux affleurements les plus importants se situent l'un, à l'ouest, dans la zone de Betam (sud-est de N'Gaous); l'autre à l'est, sur le flanc nord du djebel Refaa dans la zone de A.Gliss

- Les séries continentales de deux dépressions de la terminaison du djebel Tifrane (Bled-El Yarka et Ben-Ameur) reposent sur et contre les terrains crétacés (dolomie, cénomanien et calcaire turonien). Le contact contre les formations encaissantes est le plus souvent normal.

- Dans la partie médiane du massif, les alternances de marnolites et de conglomérats rouges apparaissent dans des fonds de vallées (en particulier vallée de l'Oued Tifrane).

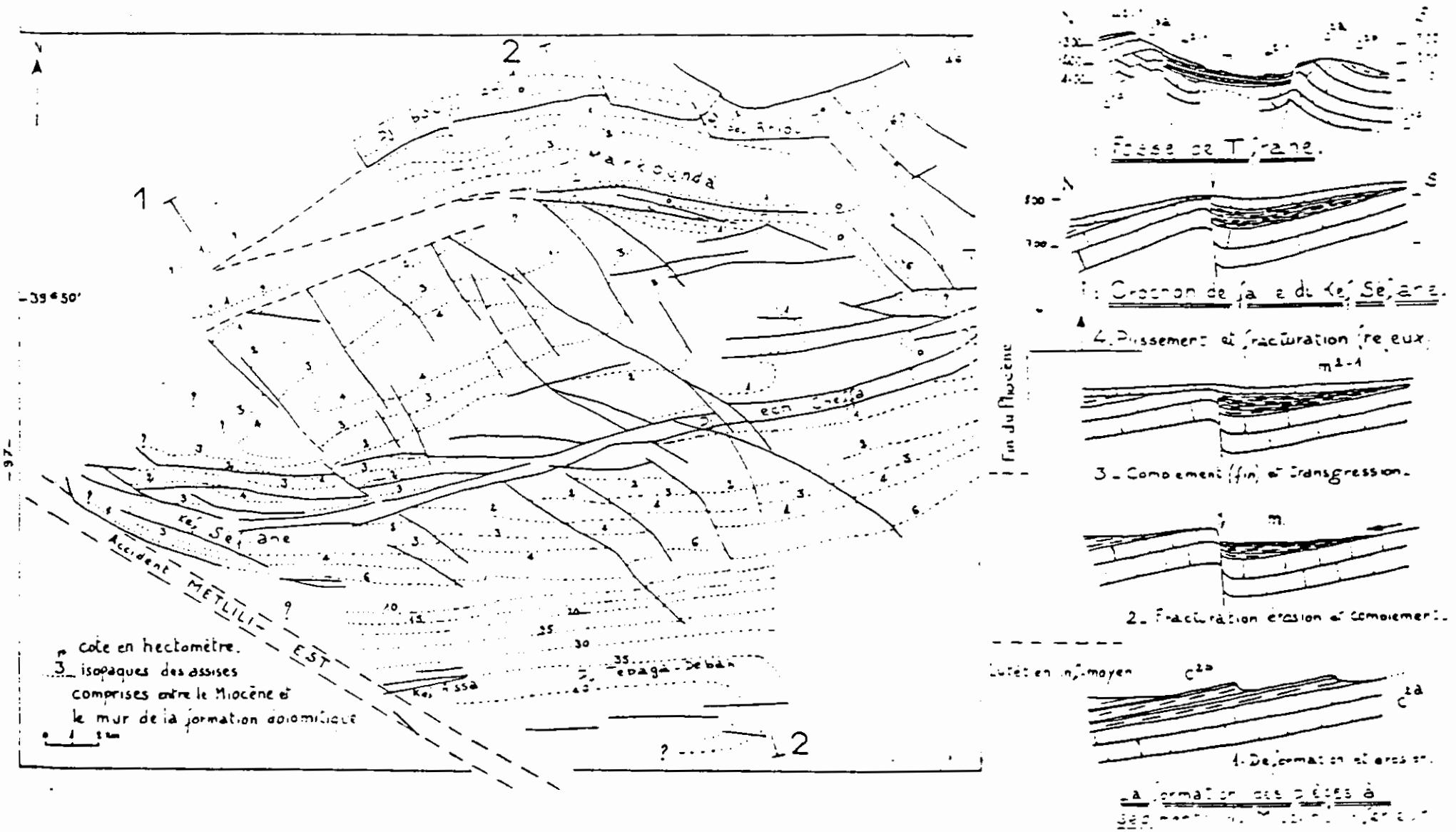


Fig. I.10 : Ecorché à la discordance miocène

Au Sud du Ras-Moulay-Yahia, et des affluents de l'oued Aouane, au sud de Taoucherit, ces niveaux reposent sur et contre le Turonien calcaire. En général, on peut dire que le remblaiement du Miocène 1 reste assez peu important, il ne constitue qu'une période d'accumulation qui se poursuivra dans tout le massif jusqu'au Miocène 3.

5.1.2 Le Miocène inférieur à moyen (M2)

Le Miocène 2 est très variable en épaisseur et en faciès. Comme le Miocène 1, le Miocène 2 a été identifié à l'ouest de Kef-Fercha; en rive droite de l'Oued Saboun, il atteint 100 mètres de puissance totale et il se compose d'alternances de calcaires gréseux en petits bancs et de grès fins en plaquettes (m_2 a), surmontant une barre calcaire de 6 à 10 mètres d'épaisseur (m_2 b); conglomératique à sa base, cette barre renferme des clypeasters, des huîtres et des pectines. Juste au Nord du Metlili, entre le synclinal d'Aïn Touta - Batna et celui de Seggana, vers la Koudiat-El Médouar, on observe en discordance sur le Miocène 1 à la base, un mince banc de calcaire sableux et conglomératique à huîtres, puis sur une soixantaine de mètres, des marnes gréseuses et des alternances de marnes plus ou moins sableuses, de grès calcaires et de calcaire sableux, jaunâtres à verdâtres.

Dans la zone d'Aïn-El Betam, à 6 Km environ au sud-est de N'Gaous, cette série est représentée au-dessus du banc calcaire à clypeasters et lithotaminées et au-dessous du banc de base du Miocène 3, par 40 mètres de grès calcaire très vacuolaire (à l'ouest), ou par 25 mètres de grès calcaires en plaquettes et de marnes jaunes assises (à l'est), toutes deux très riches en pectinidés. Sur le reste du flanc nord du massif, le Miocène 2 n'a pu être individualisé de manière certaine.

5.1.3 Le Miocène indifférencié M2-M3

Sur la majeure partie du relief, le Miocène apparaît en placage de faciès variés : conglomérat grossier (crête du djebel Refaa), brèches à blocs dolomitiques (au sud-ouest et à l'ouest du Ras-Ech-Chaoua) et le plus souvent, calcaires à lithotaminiées; les calcaires sont très épais (50 mètres) en bordure d'oueds actuels et ils se superposent au Crétacé carbonatés, au contraire minces (1mètre) sur les zones plus marneuses ou hautes. Ces particularités s'expliquent par l'intervention au cours de la sédimentation de deux processus : mimétisme de faciès d'une part et, d'autre part envahissement progressif d'un paléorelief, les calcaires à algues épais fossilisant un réseau hydrographique anté-Miocène. Ces affleurements peuvent représenter la base du Miocène 2, la base du Miocène 3 ou encore, par suite du non dépôt des assises intermédiaires (m_2 b), ces deux niveaux superposés; c'est pourquoi, chaque fois que tout critère

de différentiation fait défaut, ils ont été affectés de la notation m^3.

5.1.4 Miocène moyen supérieur M3

Le Miocène 3, épais de 1200 mètres environ, est essentiellement composé de marnes vertes à gypse diffus (m3 b) à microfaune d'âge langhien, serravalien et Tortonien. Il renferme cependant dans son tiers inférieur de minces bancs gréseux roux et débute par un banc de calcaire à algues, débris d'huîtres et polypiers (m3 a), discordant de 10° au maximum sur le Miocène 2. Ce banc calcaire, parfois conglomératique et passant latéralement, de manière très rapide à un banc de grès dans la zone de Kef-Fercha a dû recouvrir progressivement l'ensemble du massif; en effet, un entablement conglomératique discordant de 30 ° sur le Crétacé, est conservé sur la crête du djebel Refaa et de plus, les placages calcaires qui encroûtent le relief témoignent d'une sédimentation de type pararécifal.

5.1.5 Miocène supérieur M4

A la différence du Miocène 3, les dépôts du Miocène 4 ne se répartissent pas sur l'ensemble du massif, se localisant presque uniquement à la périphérie.

Le Miocène se termine par des marnes brunes à rougeâtres, plus ou moins sableuses (300 mètres), riches en gypse exprimé souvent sous forme de lits minces; cette série qui a fourni au Sud du djebel Guetiane (feuille Ras-El Aioun) une microphone du Miocène supérieur (Messinien d'après G.GLAGON et R.GUIRAUD, 1970) s'enrichit à sa partie supérieure en horizons sableux et en bancs gréseux.

Globalement, le Miocène 4 représente une période de régression marine; les dépôts de gypse succédant à des argiles et grès continentaux, indiquent une ébauche de transgression.

Conclusion

La sédimentation du Miocène inférieur est caractérisée par des matériaux grossiers, continentaux, rouges, accumulés dans des zones dépressionnaires d'origine tectonique ou karstique (sur le relief principal) ou encore créés par l'érosion d'assises meubles (bassin du Kef-Fercha superposé au Sénonien marneux). La mer Miocène recouvre ensuite toute la zone étudiée. Les dépôts consécutifs à cette transgression, discordant sur le Crétacé, mais en accordance avec la formation Miocène continentale inférieure, sont formés à leur base par deux assises calcaires faiblement discordantes entre elles (angle maximum de 10°). Cette discordance pourrait traduire une reprise de la subsidence puisque la formation marine, très puissante, (1200

à 1500 mètres) se poursuit par des marnes à gypse et des bancs de grès épars, si les marnes de base du Miocène 3 (assise II) sont attribuables au «Langhien »; ces derniers niveaux marno-gréseux sont datés du « Messinien » (Y.BELLION, 1976).

5.2 Tectogenèse, Orogenèse et Ablation miocènes

La multiplicité des faciès et des discordances montre l'instabilité générale du massif au Miocène. Durant cette période, les formes du relief commencent à prendre leur physionomie actuelle à la suite des mouvements orogéniques, permettant les formes structurales d'une nouvelle phase érosive et la formation d'un nouveau réseau hydrographique.

En général, les mouvements concernant le Miocène marin rendent compte de réajustements structuraux en régime de distension, réajustements auxquels ont pu participer, quelle que soit leur orientation, tous les accidents existants alors et qui sont plus anciens. Le remblaiement fossilise la surface d'érosion ainsi créée et une partie des nouvelles formes structurales (combes, cluses); épargnant quelques reliefs, l'abrasion marine envahit les zones basses où se forment quelques légers mouvements verticaux, justifiant la discordance des calcaires sous-jacents (assise II). Mouvements accompagnés de jeu (ou rejeu) de failles Nord-Ouest; Sud-Est , oued Aouane ou Est-Ouest (fosse de Tifrane). A la fin du Miocène ou au Pliocène l'entaille reprend, dégageant de nouvelles formes structurales (demi-cluse de oued Saboun) et approfondissant les entailles précédentes (combe de Refaa).

5.3 Le réseau hydrographique au Miocène

La disposition des affleurements du Miocène 4 montre l'existence d'un paléo-réseau hydrographique, moins encaissé que l'actuel, qui coupe l'ensemble du massif de Bellezma; certains oueds s'adaptent à la structure géologique, d'autres sont inadaptés.

Dans le centre du val perché de Markounda, un oued principal (oued Markounda) s'encaisse actuellement dans un canyon profond et étroit entre le djebel Refaa au nord et le djebel Chefaa au nord-est - sud-ouest. Il s'inscrit dans ce canyon où la profondeur de la gorge est due au creusement très important des formations miocènes, d'une ampleur considérable, ainsi que de certaines ondulations du Crétacé. Cet oued principal du synclinal (de Markounda) s'oriente du nord-est vers le sud-ouest et se trouve dans une situation d'inadaptation.

L 'oued Tirchiouine s'inscrit de la même manière dans un synclinal et prend la direction nord-est - sud-ouest. Ces deux oueds s'inscrivent dans deux vallées parallèles et se rejoignent vers la vallée de Ouled Sidi-Slimane près de N'Gaous. Les oueds ont entaillé généralement leur vallée avant le Pliocène.

Dès le premier soulèvement de la région, s'est opéré l'installation du réseau hydrographique et les premières entailles datent du Lutétien. L'emplacement des gorges de Tirchiouine ne dépend d'aucun accident tectonique (Y.BELLION, 1976). Il semble qu'on soit là dans un cas de surimposition pure à partir de la surface structurale des dépôts miocènes marins et des niveaux d'aplanissement que la transgression a pu élaborer.

Les cours d'eau issus du nord et du sud du massif s'écoulaient sur la surface structurale du Miocène 3. Au cours de leur creusement, ils se sont trouvés inadaptés à la structure scellée par le Miocène 3.

Un paléo-oued (Berriche) a entaillé la large vallée «morte » du djebel Bou-Ferès, droit au sud, vers l'oued Sekhoun actuel et l'oued Tilatou, les calcaires Turonien du Sebiba laissant à l'est les marnes campaniennes.

En s'appuyant sur la carte de la structure géologique et les photographies aériennes, on peut dire que tout un réseau de failles est-ouest - nord-sud a nettement guidé le cours de l'oued Berriche dans sa partie amont.

Le cours d'eau de l'oued Berriche apparaît totalement inadapté dans la partie amont du djebel Chefaa traversant le centre du massif, formant une cluse à Ketef-Deba; il s'adapte à Tebaga en changeant de direction et s'amorce dans le synclinal de Seggana sous le nom de l'Oued Rhasrou.

Les failles méridiennes ont certainement orienté l'oued Saboun, lequel au cours de son creusement s'est également trouvé inadapté, formant lui aussi une cluse, s'adaptant finalement en changeant d'orientation vers le niveau local du Hodna.

En fait, et comme très souvent l'épigénie se fait aussi par antécédence, en raison des mouvements post Miocènes.

Le réseau hydrographique au Miocène 4 préfigure largement le réseau actuel, orienté vers le sud-ouest. Pour l'essentiel, il s'agit d'un réseau inadapté s'encaissant par surimposition et antécédence à partir de la surface structurale des dépôts du Miocène 3, entaillant partiellement les cluses, demi-cluses et canyons.

6. Les conséquences de la phase Alpine

6.1 Phase tectogénique fini-pliocène

Les affleurements Pliocènes sont très réduits, ils se localisent sous forme de deux petites surfaces à l'ouest de Koudiat Naîmia, dans la vallée de Seggana, dans les djebels El Guess et Djezzar au nord-ouest du massif et sont nettement déformés en synclinaux étroits, localement affectés par le grand accident (Metlili est). Le Pliocène est formé par une barre gréso-conglomératique (p1) de 60 à 40 mètres d'épaisseur, respectivement au sud-ouest de Kef-Sefiane et au nord-ouest de N'Gaous (flanc sud du djebel El Guess).

- Au djebel El Guess, il est formé d'un ensemble marno-gréseux (p2) de 900 mètres de puissance, exclusivement gréseux dans sa moitié supérieure (R.GUIRAUD, 1973), où sont observées des stratifications obliques correspondant vraisemblablement à un dépôt de type deltaïque dans un milieu marin confine ou lagunaire.

- Au djebel Djezzar, il s'agit d'une série continentale conglomératique très grossière (p3) de plus de 400 mètres d'épaisseur, attribuée au Pliocène supérieur (R.GUIRAUD, 1973); cette série témoigne de la surrection et du démantèlement rapide des reliefs voisins.

Etant donné les caractéristiques lithologiques de cet étage, la phase Pliocène se décompose en deux temps :

- le premier est caractérisé par des mouvements verticaux lents puisque le Pliocène est concordant sur le Miocène;

- le second correspond à une orogenèse suivie d'une tectogenèse intense se terminant avant le Quaternaire ancien discordant.

La surrection des monts de Bellezma s'est produite à la fin du Pliocène (phase Alpine récente). Elle s'est formée à la suite du serrage des monts de Bellezma entre le front du môle Constantinois et les Aurès, par un rajeunissement important des structures, un rejeu d'accident et une fracturation nouvelle, selon des directions identiques à celle de la phase «pyrénéenne ».

6.2 Ablation et orogenèse pliocène

A la fin du Miocène et après la seconde phase orogénique qui se termine avant le Quaternaire, l'entaille reprend de nouvelles formes structurales tout en approfondissant les cluses, demi-cluses et combes.

Du point de vue général, il convient de souligner le caractère remarquable des relations pendant tout le Tertiaire. Il est difficile d 'attribuer une prépondérance à l'une ou l'autre des deux phases majeures (pyrénéenne et alpine). La tectogenèse Miocène puis Pliocène en distension,

provoque une orogenèse qui esquisse un renversement de l'organisation du relief.
Les reliefs actuels sont, en effet, la résultante de forces de compression et de soulèvement post Miocènes importantes, appliquées sur un matériel déjà plissé lors de la phase «pyrénéenne ».
A la première déformation des assises très épaisses et plus homogènes ne présentant que peu de zones de moindre résistance. Les efforts tectorogéniques mis en jeu ont pu être au moins aussi importants à l'Éocène moyen supérieur qu'à la fin du Pliocène.

Cette dernière phase ajoute à l'ossature Tertiaire une retouche importante qui conditionne en grande partie la violente érosion qui, au cours du Quaternaire, entaille les monts calcaires, nivelle les couches tendres redressées sur leurs flancs pour former un piémont et combler en grande partie les vallées.

CHAPTER III

DEVELOPMENT

Le Modelé Du Piémont

Le modelé du piémont est un modelé qui comporte une sédimentation quaternaire variée avec des formes élémentaires bien développées, représentées surtout par les travertins et les glacis. Cette dernière forme, qui est la plus caractéristique, occupe la surface la plus importante. Cependant par les terrasses et cônes de déjection, les formations superficielles présentent des nuances importantes.

1. Les Glacis

Les glacis constituent un ensemble de formes et de formations complexes variables dans l'espace et dans le temps. Ils sont formés d'éléments détriques de taille différente. Distinctes les unes des autres, ces formations s'individualisent en plusieurs niveaux, souvent étagés, s'étendant sur de grands espaces dans le massif de Bellezma.

1.1 L'étagement des Glacis

L'étagement des glacis est très caractéristique dans le massif, notamment les glacis du piémont méridional. On ne peut apprécier cet étagement que par la topographie, les dénivellations du relief et les formations superficielles systématiquement associées.
C'est au nord est de N'Gaous ou à Koudiat El-Médaour que l'étagement est très représentatif. Le glacis de Koudiat El-Médaour se détache d'un autre, plus récent que lui et plus bas de 20 à 30 mètres.

Il est évident que les différences systématiques d'étagement apparaissent en fonction des variations climatiques, de l'altitude, des pentes et du tracé du réseau hydrographique. Quand à l'accumulation, contrairement aux formations supérieures et moyennes, les basses formations détritiques se caractérisent par trois dépôts généralement fins.

La formation grossière forme le glacis 2 et deux accumulations fines composent le glacis terrasse et la basse terrasse. Les surfaces plus ou moins planes au pied des reliefs (glacis d'âge et d'origines diverses) se raccordent à des terrasses parfois lacustres et témoignent des niveaux anciens successifs.

Distinctes les unes des autres, ces formations s'individualisent en plusieurs glacis le plus souvent étagés. L'étagement de ces formations quaternaires résulte de conditions particulières dont la plus importante semble être la juxtaposition d'assises dures et tendres déformées,

soumises à l'action érosive des variations cycliques du climat. Chaque cycle climatique entraîne une érosion différentielle plus importante des assises tendres, dont l'arasement plus ou moins complet donne naissance à une surface très faiblement vallonnée, presque plane, inclinée de 4 à 5° vers l'aval.

Cela n'est possible que si, pendant toute la durée de l'élaboration de cette surface, le niveau de base reste stable; tout abaissement de ce dernier déclenche une reprise de l'érosion pouvant aboutir à la création d'un autre niveau situé, par conséquent, à une altitude inférieure, et remanie les matériaux des surfaces antérieures dont il ne subsiste que quelques buttes ou lanières témoins.

Dans le Hodna, l'abaissement du niveau de base général (le chott) semble devoir être attribué, pendant le quaternaire ancien, au drainage épisodique du bassin vers le Chott Melrhir par le seuil de M'doukal et l'oued Saboun et, au cours du quaternaire récent, à des phénomènes de déflation à la surface du chott, comme il s'en produit dans le sud tunisien (R. GUIRAUD, 1969; R. COQUE, 1962; Y. BELLION, 1976).

Le relief du piémont méridional de Bellezma est principalement composé de glacis d'érosion étagés et convergents vers l'aval. Ceux-ci ont été gênés dans leur développement, à une altitude relativement forte, par des sédiments mio-pliocènes récemment plissés, avec des bancs résistants de grès et de poudingues. Ces glacis sont dus à un ruissellement en nappe, avec sapement latéral de terrains relativement tendres. Ils sont l'oeuvre des oueds d'origine montagnarde dont la charge augmente brusquement à leur entrée dans le Hodna, par suite de la diminution rapide de la porte de leur profil en long. Ces glacis ont en partie résisté aux érosions ultérieures grâce à leur pente qui variait selon l'importance des profils d'oueds qui les ont modulés.

1.2 Le rapport avec la structure

1.2.1 Glacis et lithologie

Les formations géologiques déterminent également certains caractères de formations superficielles.

Les glacis se localisent essentiellement sur des roches meubles (marnes et argiles tertiaires). Cependant, si les marnes du crétacé ont fourni la matrice importante des coulées boueuses, les intercalations de roches cohérentes n'ont pas constitué un obstacle à l'élaboration de ces glacis.

1.3 Caractéristiques morphologiques des Glacis

1.3.1 Le modelé des Glacis

Sur les piémonts, le passage du versant montagneux au glacis s'effectue généralement de deux manières. Sur le versant nord du djebel Metlili, le contact est marqué par une cavité assez marquée. Il ne s'agit nullement d'une imbrication des dépôts de l'un ou de l'autre mais plutôt d'un plan d'équilibre prenant appui en bordure des hauts reliefs. La pente en ces endroits est importante, de l'ordre de 12 à 15° et diminue au fur et à mesure que l'on se rapproche de la plaine et atteint en ces lieux pas plus de 3°.

Le profil longitudinal du glacis supérieur reste concave à l'amont et devient rectiligne vers l'aval. Nous avons noté sur le flanc sud du Kef-Sefiane une situation qui fait exception à la règle. Le contact entre le glacis (2) et le piémont se fait de manière rectiligne. La nature du substratum a du certainement intervenir car au Metlili, les barres gréseuses de l'albien et les calcaires du crétacé, du fait de leur compétence face à l'érosion ont conservé une pente relativement forte, qui s'est répercutée sur le glacis au moment de son façonnement. Par contre, quand le faciès de la roche en place est tendre, la concavité en amont s'avère moins prononcée.

Dans le secteur de Seggana, le glacis (2) prend naissance sur les flancs d'une série de buttes témoins d'un glacis plus ancien (3). Le versant de ce dernier faisant face aux zones de piémont est toujours abrupt. Par contre le versant opposé, beaucoup moins raide, est concave. Ce même versant se développe en règle générale dans le même sens que les écoulements des affluents qui proviennent des montagnes environnantes.

Des coupes transversales dans la plaine, parallèles aux axes montagneux de Sefiane et de Metlili laissent entrevoir par endroits une surface plane et régulière, sans la moindre irrégularité topographique. C'est seulement vers les extrémités de ces formations que la pente prend une certaine ampleur en donnant une allure de grands cônes qui coïncident en amont avec ce que l'on appelle dans nos régions un « foum » (bouche) d'oued.

Le rapport des glacis avec la structure dans les secteurs étudiés reste sensiblement le même. La prépondérance du substratum marneux n'a constitué qu'un faible obstacle à l'extension des glacis. Toutefois, les barres gréseuses de l'albien entre Sefiane et Seggana, malgré un intense rabotage d'aplanissement, apparaissent encore dans la moitié inférieure du dépôt du glacis (2). A la phase érosive succède la mise en place du glacis (3) ; une topographie régulière, sculptée sur les marnes miocènes se dégage à partir des piémonts et se substitue dans la plaine à certains endroits par des surfaces chaotiques, formées par les affleurements de barres gréseuses.

1.3.2 Glacis d'ablation, glacis d'accumulation

La structure géologique montre que les glacis se localisent généralement sur des roches meubles (marnes et argiles) ; il s'agit de glacis d'ablation. Toutefois, les intercalations des roches cohérentes n'ont pas constitué un obstacle à l'élaboration des glacis. La prépondérance du substratum marneux n'a constitué qu'un faible obstacle à l'extension de ces derniers. Il n'est pas rare que les glacis tronquent les roches calcaires.

Généralement, les glacis de piémont développés sur la structure géologique du massif de Bellezma sont des glacis de revers. Si le glacis d'ablation (nu) est en totalité dépourvu de matériel, le glacis d'ablation couvert ou d'épandage se caractérise par un matériel peu épais moins de 3 à 4 mètres d'après la R.C.P.77 (1970), de 5 à 6 mètres d'après R. COQUE (1962, p. 263-267).

1.4 Répartition des différents Glacis

Dans la région de Bellezma, s'individualisent nettement cinq à six niveaux de glacis façonnés dans les marnes miocènes et présentant de nombreux aspects dans leur formation :

- une différence en fonction de leur position topographique,
- une différence dans la couverture et les formations superficielles
- une différence dans les altitudes.

1.4.1 Le Glacis (1)

La seule surface qui soit attribuable de manière certaine au niveau le plus ancien, est observée à l'extrémité occidentale du Kef-Aissa, d'orientation nord-sud, elle constitue un entablement étroit de Koudiat-Naimia, ainsi qu'une série de buttes qui se situent de part et d'autre de l'oued Tabegart .

Dans la terminaison occidentale du djebel Bou-Ari, une série de glacis en lambeaux superposés, à pente douce d'orientation nord-est sud-ouest, se perchent à proximité du piémont. Ce niveau s'étend généralement sur plus d'un kilomètre et se situe essentiellement à l'extrémité occidentale de Kef-Aissa.

Il correspond à une dalle conglomératique de 4 à 6 mètres d'épaisseur, composée d'éléments grossiers (les blocs peuvent atteindre un mètre d'épaisseur) à galets homométriques, souvent consolidés dans une masse (sous forme de croûte friable) par une matrice calcaire sablo-argileuse et une croûte zonaire blanchâtre près de la surface.

En effet, en amont du Kef-Aissa, ce niveau comporte un matériau où dominent des fragments de croûte zonaire épars. Il débute par un conglomérat qui remanie les argiles et les grès mio-pliocènes sur lesquels il repose en discordance, dont les éléments sont pris dans une

CROUTE ZONAIRE DU GLACIS 2

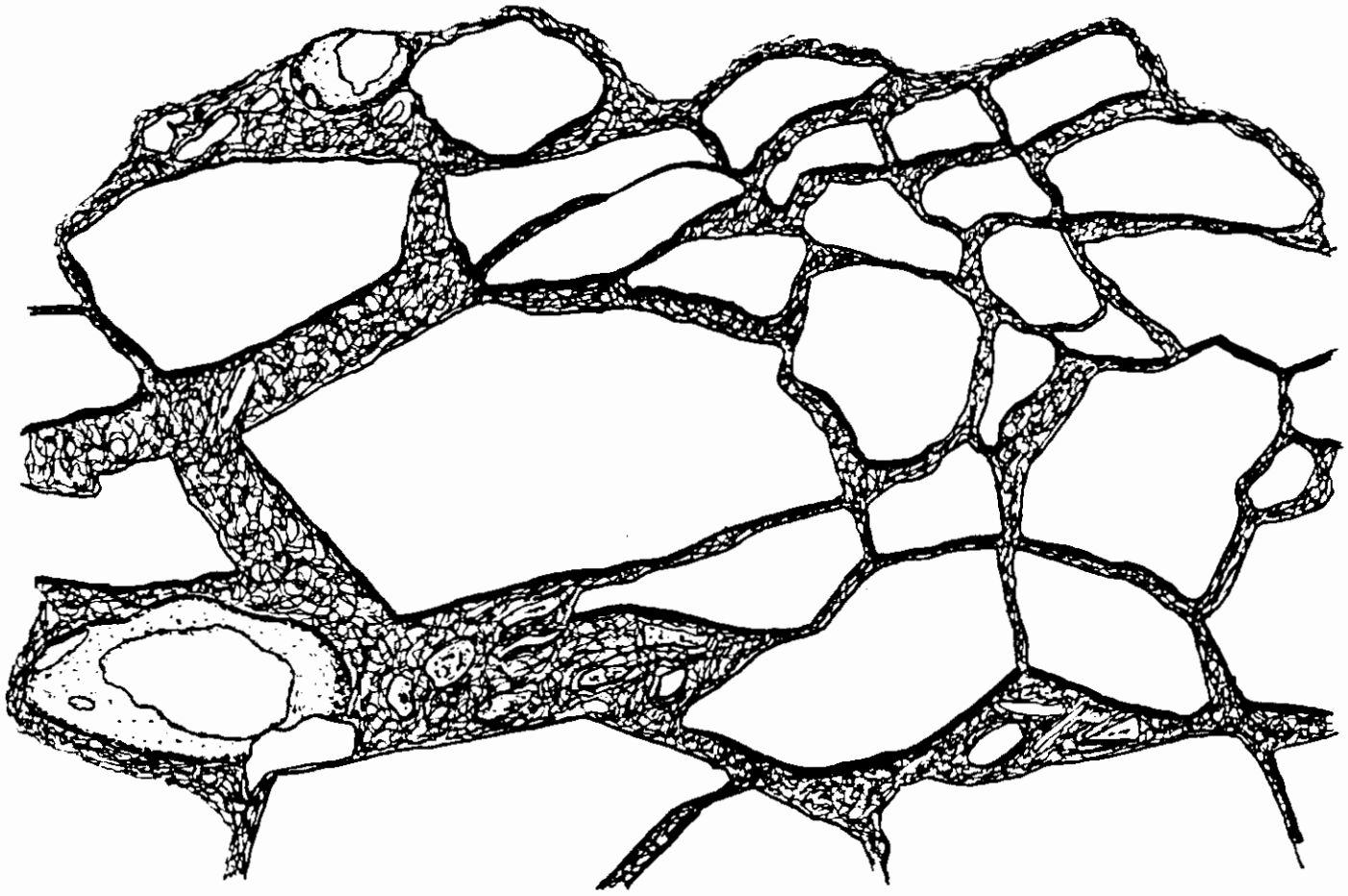
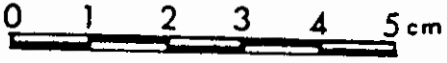


Fig: 2.1



formation pulvérulente blanche à jaune. On retrouve sur tous les niveaux du glacis (1) de la région les galets et les blocs roulés homométriques recouverts d'un enduit calcaire, surmonté d'une croûte zonaire (croûte saumon) de 0,50 à 0,70 mètres d'épaisseur. Cette dernière se caractérise essentiellement par une masse de gravillons, graviers et sables grossiers parfois jointifs pris dans un ciment calcaire. Les niveaux les plus anciens affleurent généralement dans le piémont sud sur la Koudiat-Naimia et au nord de Koudiat-El-Medouar et l'est de N'GAOUS.

La croûte épaisse ne comporte que quelques éléments détritiques mais juste en dessous, ceux-ci sont très nombreux. Ils ont une auréole calcitique ocre-rose ; à cet endroit, la teneur en carbonate de calcium de la matrice fine est la plus importante et l'on observe des concentrations de granules à cristaux de calcite.

Le matériau détritique à caractère fluviatile est noyé dans une croûte crayeuse, tout en étant surtout plus consolidé vers le haut.

On peut l'expliquer par un transport massif de carbonate de calcium dissous qui circule dans des nappes phréatiques alimentées par le massif.

1.4.2 Le Glacis (2)

Ce niveau est entaillé dans les marnes miocènes en dessous du niveau précédent (30 à 40 mètres) au Nord-Est de N'Gaous, il est formé par une dalle conglomératique d'épaisseur variable 1 à 3 mètres, formée de galets de taille homogène (6 à 10 cm de diamètre) et à patine calcaire, contenus à la base du niveau, dans une formation pulvérulente avec un encroûtement beige à son sommet.

A l'ouest de N'Gaous, le draâ El Barhal est constitué par une accumulation de galets et de blocs emballés dans une formation pulvérulente très friable, jaune orange, riche en graviers et nodules concrétionnés.

A son sommet, la formation pulvérulente fait place à un encroûtement blanchâtre peu compétent, des plaques de croûte zonaire très minces et de même couleur parsemant sa surface. L'épaisseur d'ensemble du niveau peut atteindre 4 mètres. L'hétérométrie des éléments est plus importante qu'au Nord-Est de N'Gaous.

D'une manière générale c'est un matériel hétérométrique à dominance de blocs ou de cailloux.

GLacis 2

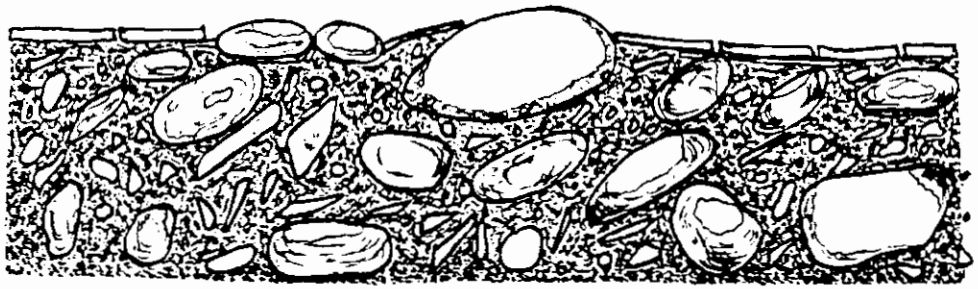


Fig : 2.2 Croute zonaire sommitale et encroutement calcaire a galets

Interprétation des formations détritiques 1 et 2

En général, on peut dire que les éléments très grossiers, les débris de croûte saumon, les blocs fracturés sont des arguments d'un dépôt élaboré en périodes froide et humide. Il y a eu débitage par gélifraction des versants.

Il est vrai également que le régime de précipitations à ce moment là était en mesure d'évacuer par infiltration des sels solubles. Il faut cependant imaginer un couvert végétal important qui favorise l'infiltration et frêne le ruissellement, d'autant plus que la végétation tient un rôle important dans la mesure où elle crée une activité biologique dans le sol.

Comme on a constaté dans les niveaux (1) et (2), la nappe alluviale est consolidée par un ciment calcaire parfois très épais . Cela ne peut se réaliser que dans le cas d'une remontée des sels par capillarité dans toute la masse et la formation d'un dépôt en surface.

Ce mouvement par ascensum ne peut avoir lieu que si le climat tend vers la sécheresse et la chaleur. C'est alors que l'évaporation et l'évapotranspiration des plantes s'accentuent, favorisant ainsi le dépôt des carbonates vers la surface. Ainsi, la formation de ces encroûtements s'explique par une variation climatique (passage d'un climat humide à un climat chaud et sec).

1.4.3 Le Glacis (3)

Le glacis 3 n'est pas bien développé localement, il est bien formé dans le Hodna (près de M'sila au pied du djebel Bouakaz).

Il est représenté dans le complexe de Gouriane où il ne reste que quelques lambeaux réduits, emboîtés et bien individualisés. La lanière la plus importante correspond à l'amirien (glacis 3). L'analyse morphologique des profils permet de distinguer un matériel détritique assez important à dominance de galets et avec des blocs emballés dans une matrice limoneuse rosée. Au niveau de la partie sommitale, les éléments diminuent de taille, graviers gravillons remplacent les galets. L'accumulation est coiffée par une croûte épaisse recouverte par endroits d'une pellicule rubanée. Ce niveau s'observe aussi au nord-est de N'Gaous de part et d'autre de l'oued Tabegart (décrit par Ali Amara, 1981).

Les seuls témoins attribuables de manière sure à cet étage, sont observés dans une série de buttes qui se situent de part et d'autre des rives de l'oued Tabegart. Depuis la terminaison occidentale du djebel Bou-Ari, une série de glacis en lambeaux, superposés à peu près d'orientation est-ouest, se perchent à proximité du piémont. Nous avons pu distinguer deux niveaux qui se définissent comme suit :

Dans une épaisse accumulation conglomératique de 12 mètres environ, apparaissent nettement, au milieu et au sommet, deux dalles calcaires surmontant l'une et l'autre un conglomérat fortement cimenté par un encroûtement.

Le niveau détritique (1)

Sur les marnes miocènes qui affleurent en ces lieux, un conglomérat de 3 à 4 mètres, à galets plus on moins arrondis homométriques (diamètre entre 10 et 15 centimètres). Ces éléments sont patinés par un enduit gris foncé à noirâtre et sont pris dans un ciment calcaire de teinte claire. Cette première formation de base est scellée par une dalle calcaire de 0,50 à 0,70m d'épaisseur. Cette dernière se caractérise essentiellement par une masse de gravillons, graviers et sables grossiers parfois jointifs, pris dans un ciment calcaire.

Etude en lames minces

L'analyse en lames minces fait apparaître une prépondérance d'isoclats (gravillons et sables grossiers détritiques) bioclasts, des grains de sables fins quartzitiques émoussés enveloppés dans une matrice calcaire.

Le niveau détritique (2)

Immédiatement au-dessus de la dalle du glacis (3) repose de nouveau un conglomérat de 1 à 2 mètres, dont les éléments qui le composent sont plus grossiers et hétérométriques que le faciès précédent. La taille des galets varie en moyenne de 0,10 à 0,30 mètre. L'émoussé est plus prononcé, mais nous n'avons décelé apparemment aucune trace de patine. A l'oeil nu, ce glacis apparaît sous l'aspect d'une dalle conglomératique homogène, dont tous les éléments sont soudés sur toute son épaisseur par un encroûtement calcaire.

1.4.4 Le Glacis (4)

Ce glacis occupe une surface importante sur le flanc sud du Kef-Sefiane – Ech-Cheffa dans la terminaison occidentale du djebel Bouari, ainsi que dans le point de convergence Barika-N'Gaous. Ce glacis occupe une surface importante à l'ouest de Kef-Aissa ; il a une pente générale nord-sud et repose en discordance sur une alternance de grès et de marnes. C'est un glacis d'accumulation de 1,20 à 2 mètres de puissance, composé de galets (0,10 à 0,30 mètres) et de graviers. Ces éléments sont pris à la base, dans une formation pulvérulente blanchâtre à grisâtre riche en nodules concrétionnés de la taille d'un pois (granule). Vers le sommet, un encroûtement d'épaisseur très variable peu induré moule les galets de surface avec des débris d'une croûte zonaire.

Le niveau (5) et (6)

Nous avons distingué un premier glacis qui prend souvent appui sur les bas versants montagneux et s'étale progressivement vers la plaine. Le second, plus réduit que le précédent forme généralement la terrasse supérieure des oueds. Le troisième élément se situe

immédiatement au-dessus du lit majeur. Le glacis 5 prend naissance dans les zones de piémont et s'ouvre en direction de la plaine. Il s'appose nettement aux glacis précédents par l'accumulation de ses dépôts.

Le dessous de la nappe alluviale constitue le glacis 5, dont la superficie est la plus étendue de toutes les formations quaternaires de la région. Ce niveau correspond à une formation pulvérulente gris clair à brun. Cette coloration est due à un vernis désertique qui patine les galets. Cette formation renferme des graviers et des galets libres de 0,05 à 0,10 mètre de diamètre et constitue un véritable reg. Elle remanie fréquemment son substratum, généralement représenté par les marnes miocènes avec des graviers et des sables dispersés dans sa masse et localisés à sa base, en lits plus ou moins continus et en lentilles. Dans certains endroits, principalement en amont, les galets sont cimentés par un encroûtement pulvérulent.

De ce fait, les constituants de ce même niveau ne se répartissent pas uniformément. Cependant nous différencions la composition de la couverture alluviale en deux points (amont et aval).

1- En amont

Un dépôt conglomératique à galets hétérométriques provient des aires nourricières environnantes des calcaires du crétacé. La prédominance de galets émoussés vers la base a certainement pour origine le démantèlement des glacis plus anciens. La partie sommitale se compose de galets anguleux de diamètre réduit (0,05 à 0,08 mètre) accompagnés de quelques plaquettes par une croûte zonaire de 0,02 à 0,03 mètre d'épaisseur, formée d'une alternance de lits millimétriques blancs et gris clair (à l'aval).

2- En aval

A l'extrémité du même niveau, sur les berges de l'oued Barika, le faciès du niveau 5 présente une variation dans les proportions des ses composantes plus qu'en amont. Il apparaît que cette variation est due à la prédominance de petits galets anguleux et graviers. Un premier dépôt, constitué pour l'essentiel de galets émoussés et anguleux remanie très souvent le substratum marneux miocène. Il est rare de voir une accumulation sablo-limoneuse remaniant directement la roche en place. Les lentilles conglomératiques semblent hétérogènes du point de vue hétérométrie et émoussé des éléments qui les composent.

Etude en lames minces de la croûte zonaire

L'étude de la croûte zonaire à été décrite par Ali Amar (1981, p 100). L'échantillon qui a fait l'objet d'une lame mince à été choisi dans la partie amont du niveau 5. C'est dans ces endroits qu'elle est le plus préservée. Elle existe en aval sous forme d'un seul feuillet blanchâtre craquelé en polygones à fentes millimétriques très peu indurées. Il est difficile de savoir dans ces conditions si c'est l'érosion qui a procédé à son démantèlement dans la partie avale : il n'en reste que quelques témoins épais ou alors c'est le faciès qui caractérise la terminaison du glacis.

La lame mince nous fait apparaître une matrice gryptocristalline de couleurs dominantes rougeâtre et blanchâtre, à structure zonée. La zonation est marquée par une alternance de lits d'argile et d'oxyde de fer ; quelques éléments clastiques, essentiellement des quartz ont un aspect plus ou moins émoussé.

Interprétations du niveau

Le niveau a toutes les caractéristiques d'un dépôt d'origine fluviatile par ses sables émoussés et anguleux luisants ainsi que par ses galets roulés et anguleux. Ces derniers posent un problème quant à leur origine. Il est vrai que les lieux de leur provenance ne sont pas éloignés et de ce fait, ces éclats et plaquettes n'ont pu être roulés. Il se pourrait également que cela soit l'oeuvre du gel (gélifraction) pendant une phase froide. Il faut souligner que parmi les températures les plus basses de l'Algérie du Nord sont enregistrées dans cette région. A partir de ces indications, il est possible d'imaginer les oscillations climatiques suivantes.

Pendant une phase humide, une accumulation de galets graviers, sables, limons et argiles, accompagnés de carbonates en solution dans l'eau se déposent. Ces sels solubles ont nécessairement pour origine les calcaires du crétacé et également les plus anciennes formations détritiques quaternaires .Le climat se dégrade progressivement, l'évaporation s'intensifie, entraînant une précipitation des carbonates dans la masse alluviale. La constitution de la croûte zonaire serait liée à un ruissellement en nappe, à la suite duquel une évaporation provoque le dépôt de calcaire. Il durcit en feuillets au moment de la sécheresse qui suit les précipitations. La rareté des débris clastiques exclue toute origine éolienne. Ce type de climat à averses suivies de périodes sèches s'apparente au climat méditerranéen à tendance semi-aride.

2. Les travertins

2.1 Introduction

Les travertins de la région étudiée sont des entablements ou des affleurements indures et compacts, tendres et vacuolaires, très riches en carbonate de calcium. Ils renferment, en comparaison des glacis, très peu de galets et leur élaboration liée à l'écoulement superficiel des sources est attribuable à des processus physico-chimique et biochimique. Ces entablements travertineux à profil tendu et pente faible, qui dominent généralement bad-lands et glacis sont visibles sur le pourtour de Kef-Sefiane, dans la plaine de Bou-M'eguer et Tinibaouine, Taxlent, Rhaouet et au nord de N'Gaous. Ces entablements sont généralement soulevés l'un par rapport à l'autre et séparés par de profondes ravines qui dominent tous les niveaux quaternaires de ces secteurs. Ils sont sculptés dans les marnes miocènes. La différence d'altitude qui existe entre les différents niveaux est liée au fait qu'il ne s'agit pas d'un niveau unique mais de plusieurs niveaux étagés, les plus anciens étant les plus perchés. Quatre générations de travertins ont été inventoriées dans la région, le travertin le plus élevé étant le plus ancien.

2.2 Classification des travertins

2.2.1 Le travertin 1 (T1)

Entre la route N'Gaous-Batna et l'extrémité occidentale du Kef-Sefiane, se trouvent deux grandes butes isolées dans le paysage, légèrement soulevées l'une par rapport à l'autre. Les plates-formes sommitales présentent des indentations, reculées miniature liées au ravinements dans les marnes miocènes du sous bassin.

Sur 18 à 20 mètres de marnes miocènes, repose en discordance un travertin d'aspect compact et extrêmement dur; il donne l'impression à première vue d'un banc calcaire (1 à 4 mètres d'épaisseur), et de niveaux de formations pulvérulentes indurés. Les encroûtements calcaires peuvent contenir de graviers dispersés dans leur masse, ou localisés à leur base, en lits discontinus. Ils renferment de minces plaques éparses de croûte zonaire blanche et des nodules concrétionnés séparés ou soudés entre eux en amas vacuolaires. Ce travertin a été démantelé à la suite d'une érosion très intense. De gros débris se déposent sur les versants de la butte de même que dans les incisions en contrebas. Cette dalle est de couleur grisâtre de façon générale et à taches blanchâtres ; elle est patinée à l'extérieur par un enduit marron clair. Ce travertin donne l'impression d'une accumulation homogène apparemment sans horizons distincts.

Il existe deux horizons à la base de ce dépôt travertineux; un premier horizon d'épaisseur variable entre 0,50 et 1,50 mètres très induré de couleur beige; il comporte des gravillons encroûtés ainsi que des restes de végétaux épars. Le taux de calcite est très élevé.

PROCESSUS DE FORMATION
DES TRAVERTINS

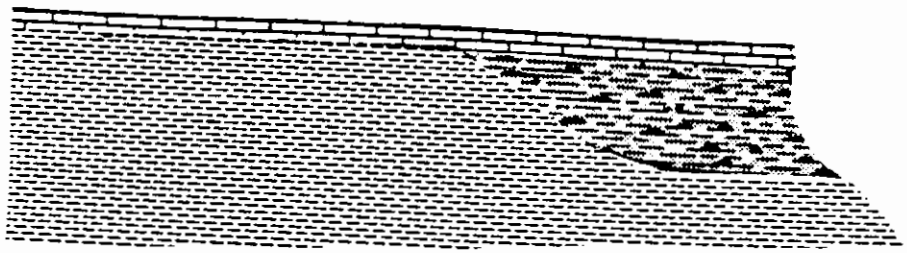


Fig. 2.3 Les accumalations commencent par combler les talwegs et incisions et ensuite le versant.

La phase finale se caractérise par une dalle dure, epaisse qui forme le glacis (versant).

L 'horizon supérieur est une épaisse dalle travertineuse très compacte qui porte les mêmes caractéristiques que T1 de Kef-Séfiane. Le second horizon est formé de petites racines, plus réduit en diamètre (0,5 à 1 cm) comparativement à T2 de Kef-Séfiane; ces racines sont extrêmement consolidées et encore plus soudées les unes aux autres. De couleur grisâtre elles paraissent contenir énormément de calcite et l'épaisseur varie de 1 à 1,50 mètre.

L'étude en lame mince

L'analyse de la lame mince confirme la nature du dépôt des cristaux de calcite comblant les vides. Les quartz des éléments anguleux sont luisants.

Les travertins 1 de N'Gaous (1)

A l'Est de N'Gaous, à 2 km de l'agglomération, non loin de l'affluent de l'oued N'Gaous-Barika, un entablement travertineux formant une corniche sur les marnes miocènes s'individualise dans le paysage.

Deux ensembles de travertins sont en situation de superposition , le troisième est plutôt en situation d'emboîtement et renferme un gisement préhistorique à bifaces. Ce dernier élément sera présenté ultérieurement.

Le premier travertin (1)

Ce travertin ne se différencie pas de celui de Kef-Sefiane. Une dalle compacte, à patine marron et tubulures calcifiées se superpose immédiatement aux marnes miocènes. Cette formation affleure uniquement du côté est de la bute.

La coupe suivante se compose, de bas en haut et au-dessus, de marnes miocènes à bancs gréseux centimétriques constituant le substratum, des éléments suivants (Y.Bellion et J.S. MAGAGNOC, 1980) :

A1 : Ensemble de nodules petits et durs, de 1 mm à 1 cm de diamètre. Cimentation assez faible de l'ensemble, bien qu'il soit cohérent. Fentes de retrait prenant naissance au sommet du niveau. Stratifications oblique à la base

A2 : Niveau grossier à nodules centimétriques durs lapidiformes, souvent creux au centre. Stratification assez régulière. Matériel détritique anguleux (graviers, galets et blocs jusqu'à 20 cm)

A3 : Marnes miocènes remaniées, à débit prismatique, renfermant des carbonates de calcium sous forme de petits nodules et amas friables centimétriques et de quelques poupées verticales. Entre A3 et B1, localement, poches de sables fins beiges.

B : Ensemble, d'environ 2 mètres d'épaisseur, compact, à nodules, le tout lapidifié. Stratification plus ou moins apparente et présence de lits moins durs, ce qui permet une érosion différentielle.

B1, B3, B5 : Niveaux à nodules noirs très durs, très lapidifiés.

B2, B4, B6 : Niveaux à nodules durs mais faiblement cimentés entre eux.

B7 : Banc beige très compact avec petites cavités, identique au calcaire lacustre du pliocène d'Ain-El Bey à Constantine. C1, C3 identique à A3. Au sommet de C3, en poches, limons rosés gypseux avec gastéropodes (Rumina decollata et helix)

C2 : Semblable à A2 mais sans matériel détritique.

D1 : Niveau à nodules gris, très lapidifié, compact. Les nodules, centimétriques présentent des vacuoles entre les différentes couches de carbonates.

E1 : Ensemble blanchâtre de nodules plus ou moins cimentés selon les endroits; au sommet, marnes remaniées sur 20 ou 30 cm, identiques à A3 mais avec peu de carbonatation. F1, F3, F4, F5. Bancs compacts gris clair à patine rouille. Localement ils peuvent être gris, lapidiformes, à cassure conchoïdale.

F1 : Banc à nodules soudés lapidifiés.

F2 : Niveau à nodules dans une matrice blanchâtre.

F3:Nodules d'assez petite taille (moins de 1 cm) dans une matrice sableuse (80%).

F4 : Bancs plus lapidifiés avec tubulures verticales.

F5 : Identique à F3 avec, en plus, des tubulures. En surface, dans les champs labourés, apparition d'une croûte massive surmontée d'une pellicule rubanée. La croûte est de couleur rosée et passe en profondeur à un encroûtement pulvérulent. L'épaisseur est d'environ 1 mètre car au-dessous, en corniche, apparaissent les bancs F du travertin A. En outre, dans le matériel remanié par les labours on trouve des blocs de croûte qui contiennent du matériel détritique, galets et blocs non émoussés, à cortex d'encroûtement blanc. L'épaisseur du travertin A varie de 2 à 9 mètres. L'induration est toujours forte à tous les niveaux, et les bancs supérieurs ravinent les bancs inférieurs.

2.2.2 Le travertin 2 (T2) Kef-Sefiane

A gauche de l'affluent, la seconde bute d'orientation sud est constituée de 15 mètres de marnes-miocènes au-dessus desquels repose un entablement travertineux (T2) épais de 2 à 5 mètres, qui se localise nettement en contrebas de T1. Ce travertin possède au moins deux horizons.

A1 : Travertin formé essentiellement de racines pétrifiées de diamètre variable (0,5 à 2 cm). Cet horizon s'épaissit d'amont en aval.

A2 : Encroûtement de couleur gris foncé, induré ; il moule l'horizon sous-jacent. Epais de 1 à 1,50 mètres, il comporte dans sa partie sommitale un horizon à gastéropodes.

Etude en lame mince de l'encroûtement

L'encroûtement est constitué par des bioclasts fragments de coquilles de gastéropodes et restes de végétaux calcifiés de la calcite. Celle-ci est localisée dans les vides en petite quantité.

Le travertin 2 (T2) de Gouriane.

Ce travertin affleure dans deux zones séparées par l'oued Gouriane.

- Au nord-ouest de l'oued, il correspond à des lanières (2 km pour la plus longue) prolongées par des butes témoins détachées à l'aval par la dissection.

- Au sud-est, il forme une bande festonnée qui longe le flanc sud du Kef-Sefiane sur 1,5 km de long et 300 mètres large (au maximum). Des îlots se retrouvent plus en aval à quelques centaines de mètres.

Ce travertin se caractérise par une épaisseur très importante (jusqu'à 25 mètres), la couleur brun rouille, la présence de bifaces interstratifiées de l'Achéléen moyen et l'aspect de ses bordures (Y.BELLION et J.S. MAGAGNOSC, 1980).

- Dans certains secteurs, des panneaux de travertins d'une centaine de mètres de long et une cinquantaine de large, glissent sur les pentes marneuses.

- Dans les secteurs en place, les falaises bordières présentent une partie inférieure subverticale et une partie sommitale en gradins. Ce profil résulte de la composition du travertin.

Le travertin 2 est formé par les horizons suivants :

A- Marnes vertes et jaunâtres, remaniées, indurées par carbonations à base non visible.

B- Ensemble de marnes gris verdâtre remaniées à odeur dolomitique.

B1- Niveau à petits agrégats de carbonates de la taille d'un sable (sable calcaire), 70 cm d'épaisseur.

B2- Niveau à nodules et tubulures, de petite taille, poreux et représentant 50% du volume et quelques graviers (30 cm).

C- Marnes remaniées, indurées, à débit prismatique.

D- Banc de nodules de 1 à 3 cm de diamètre, tendres, dans une matrice fine argilo-sableuse et gypseuse jaune rouille ; vers le sommet, les nodules disparaissent.

E- Lits de limons jaunâtres ayant localement, par durcissement et prismation, un aspect en colonnettes.

F- Ensemble travertineux très épais et très varié dans le détail, poreux, compact, à laitage assez régulier, de couleur brune et à très forte odeur de dolomie.

F1- Lit de nodules (50 cm).

F2- Lit de farine fine (20 cm).

F3- Lit de tubulures en désordre (30 cm).

F4- Lit de tubulures verticales (30 cm).

F5- Lit de tubulures couchées (20 cm).

F6- Lit de tubulures dans une matrice fine (30 cm).

F7- Lit de tubulures en position variable (2,75 mètres); latéralement quelques bifaces.

G- Ensemble composé en alternance de lits de sable calcaire et de bancs de nodules.

G1- Lit sableux, grisâtre avec quelques poupées calcaires, bifaces.

G2, G4- Bancs durcis à concrétions variées.

G3- Lit de sable calcaire renfermant latéralement des bifaces.

G5- Lit sableux, durci à la base, poreux et léger (présence de gypse) au sommet.

G6- Lit de nodules très durs (70 % de volume) dans une matrice sableuse et gypseuse.

G7- Marnes remaniées, verdâtres, à la base d'un niveau sablo-gypseux blanc.

G8- Banc durci, poreux beige verdâtre.

H- Ensemble formé de bancs durs (20 à 50 cm) séparés par des lits moins résistants de farine jaunâtre ou blanchâtre (10 à 20 cm) et dont l'épaisseur totale varie de 4 à 6 mètres.

H1, H3, H5, H7, H9, H11, H13- Lits blanchâtres ou jaunâtres de sable calcaire contenu dans une matrice plus fine, pulvérulente.

H2, H4, H6 - Bancs à tubulures et nodules gris en rouilles.

H8, H10, H12, H14- Bancs lapidiformes brun rouille, à petites géodes. Au sommet, croûte feuilletée avec pellicule rubanée rosée de 1 cm.

L'épaisseur du travertin 2 varie de 4 à 25 mètres. Les affleurements les moins épais ne comprennent que les bancs sommitaux. Le complexe supérieur est toujours composé de bancs lapidifiés décimétriques séparés par des niveaux friables plus réduits.

Au contraire, les variations de faciès sont nombreuses dans le détail, au sein du complexe inférieur ; elles correspondent à des modifications de la composition des niveaux et à des variations de leur épaisseur.

Le travertin 2 (T2) N'Gaous

Ce travertin est formé de deux horizons :

A1- Le premier horizon formé exclusivement de restes de végétaux (grès calcairifiés de diamètre oscillant entre 1 et 2 centimètres). D'épaisseur variable (0,50 à 1,50 mètres), il prend de l'ampleur d'amont en aval, pouvant parfois atteindre ou dépasser 2 mètres.

A2- L'horizon supérieur est constitué d'une matrice grisâtre calcaire et de gastéropodes, cet horizon ne se différencie pas de T2 de l'extrémité occidentale de Kef-Sefiane.

LESTRAVERTINS A N'GAOUS-EST

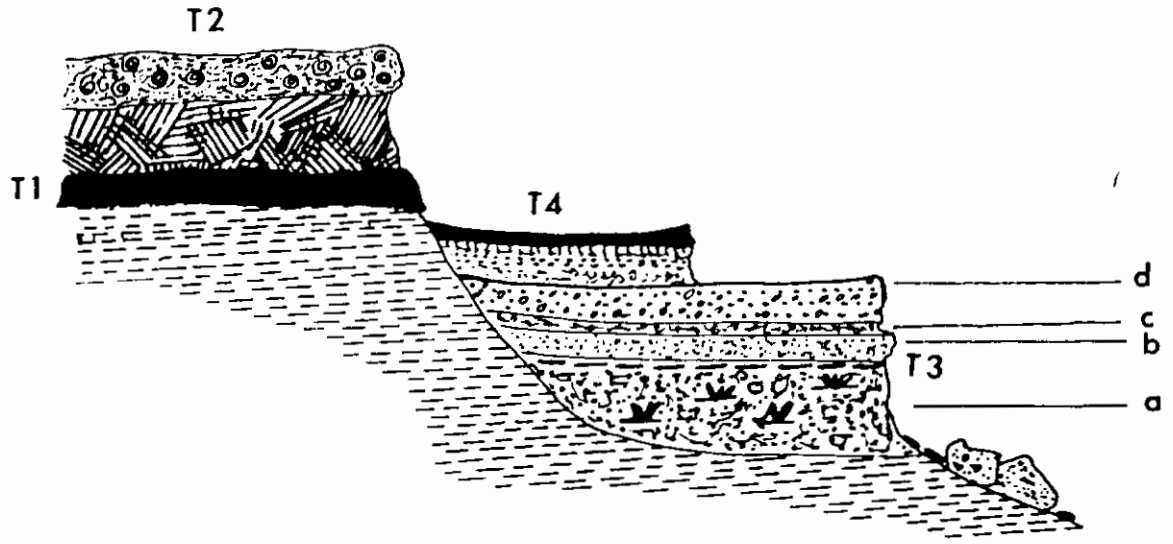


Fig : 2.4

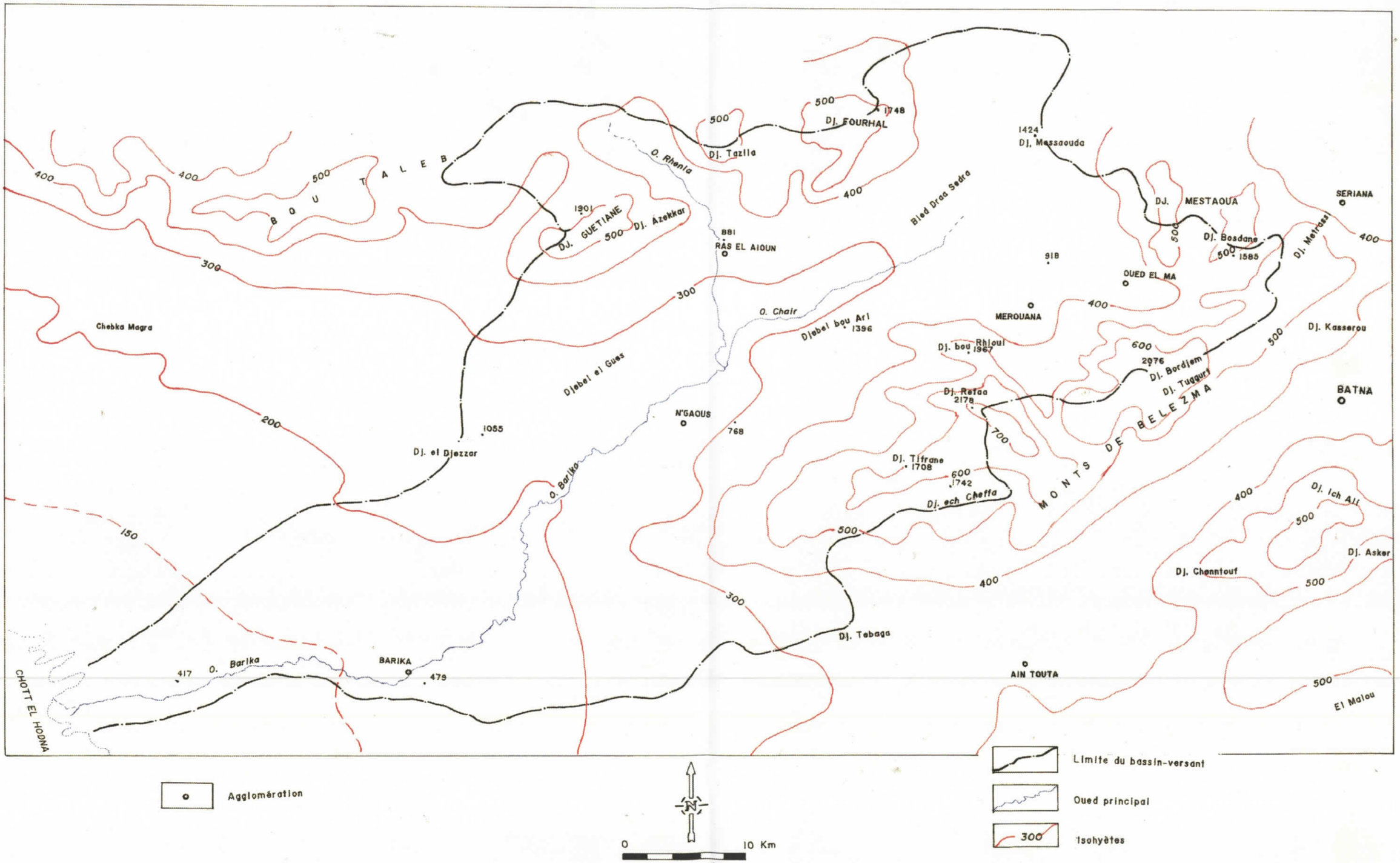
a : Encrôûtement jaunâtre à galets

b : Encroûtement dur à nodules et pisolithes calcaires

c : Encroûtement blanchâtre pulvérulent à bifaces

d : Dalle calcaire riche en graviers et gravillons

CARTE PLUVIOMETRIQUE DU BASSIN-VERSANT DE L'OUED BARIKA



2.2.3 Le travertin 3 (T3) extrémité occidentale de Kef-Sefiane

T3 ou le travertin 3 se situe en contrebas de T2 et T1 et en situation d'emboîtement par rapport à eux. De composition très variable, ce travertin se caractérise surtout par sa couleur dominante jaune orange ou gris bleu à foncé, par son épaisseur qui varie parfois de 1 à 8 mètres et correspond à un encroûtement de calcaire gris foncé formant un petit banc induré. Il prend de l'ampleur d'amont en aval, c'est-à- dire en direction de la plaine, mais surtout vers les talwegs actuels. Il est également formé d'alternances d'encroûtements à petites tubulures creuses et d'horizons pulvérulents très friables, riches en marnes miocènes remaniées.

Du fait de sa forte puissance, T3 comporte beaucoup plus d'horizons, qui se caractérisent par des passages latéraux d'un faciès à un autre et par la variabilité des épaisseurs. Le matériel est essentiellement tendre, aussi bien dans sa masse que dans ses composants (farines, nodules, tubulures).

Sa teinte est le plus souvent grise a donné la stratigraphie de T3 (Ali AMARA, 1981), de la base vers le sommet :

a- Marnes miocènes : 8 mètres.

b- Horizon travertineux extrêmement compact de 0,60 mètre.

c- Couche archéologique de choppers, shoppings, tools et bifaces de 0,20 à 0,30 mètre.

d- Encroûtement à tubulures, graviers, galets rares et nodules concrétionnés de 0,30 mètre.

e- Encroûtement jaunâtre, plus ou moins tendre à gravillons et nodules farineux de 0,60 mètre.

f- Encroûtement grisâtre comportant quelques restes de végétaux (petites tubulures) à graviers et nodules concrétionnés à 0,50 mètre.

g- Encroûtement très dur à patine brun foncé, à graviers et nodules concrétionnés de 0,50 mètre.

h- Encroûtement farineux blanchâtre à beige avec bifaces de 0,20 à 0,30 mètres

Le passage d'un horizon à un autre dans le sens vertical n'est pas toujours très marqué. Ainsi, aucune limite nette n'a été décelée entre l'horizon « e » de l'horizon « f », lesquels ne se distinguent que par la couleur et, parfois par les composantes. Les autres horizons s'individualisent de façon nette par la couleur, la dureté et le faciès.

LE TRAVERTIN 3 A SEFIANE

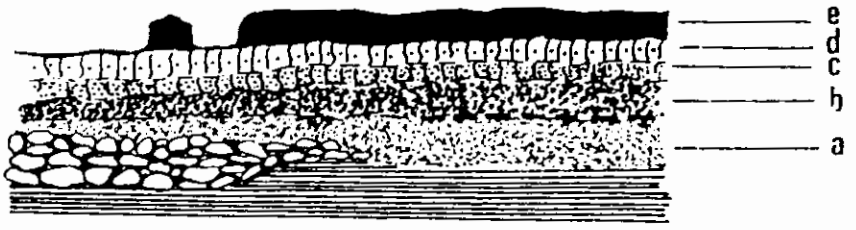


Fig : 2.5

a : Travertin fin beige à lentilles conglomératiques

b : Horizon à tubulures creuses

c : Encroûtement à pisolithes et nodules calcaires

d : Prismes calcaires durs

e : Dalle calcaire sommitale

L'étude morphoscopique

L'étude morphoscopique a permis de noter une prépondérance de grains anguleux à subanguleux, allongés, luisants et accompagnés de quelques grains grossièrement arrondis. La prédominance des anguleux et subanguleux luisants nous permet d'affirmer qu'il s'agit d'un dépôt de dynamique fluviatile, plus précisément fluvio-lacustre.

2.2.4 Le travertin 4 (T4)

De constitution très proche du précèdent travertin, il se superpose directement à T3 (extrémité occidentale du Kef-Sefiane et à l'est de N'Gaous) ou bien s'individualise en surmontant les marnes miocènes. A l'extrémité occidentale du Kef-Sefiane T4 apparaît en plusieurs endroits. Sa distinction ne fut pas aisée car il est à la même altitude que T2 ; on ne peut le déterminer que par la couleur et les industries préhistoriques. Ce niveau est caractérisé par des affleurements d'encroûtements tendres, gris terreux à très nombreuses et très petites tubulures creuses. En beaucoup de points, il subsiste sous forme de témoins au fond des vallons à la tête des oueds et sur les versants, vers l'aval.

Le travertin 4 (T4) au niveau des gisements préhistoriques de Sefiane

Au-dessus de l'horizon sommital « i » de T3 (précédemment décrit), se dépose un autre ensemble qui se distingue par les composantes suivantes, de la base vers le sommet:

a- 0,60 à 0,80 mètre de travertin fin de couleur beige, incrusté de quelques galets qui se placent indifféremment dans la masse.

b- Horizon à tubulures creuses dont l'épaisseur oscille entre 0,20 à 0,70 mètre. Cet élément n'apparaît que sporadiquement dans la masse de T4.

c- 0,20 à 0,30 mètre de pisolites et nodules calcaires en forme de billes (au plus, 1 cm de diamètre).

d- 0,40 mètre de prismes dont la taille oscille entre 0,05 et 0,08 mètre de long et 0,02 à 0,004 mètre de large. Ils se déposent les uns sur les autres . De texture très fine, ils sont très durs.

e- Le sommet est une dalle jaunâtre tachetée de petits points noirs. Manganèse de texture extrêmement fine, elle ressemble à un calcaire très siliceux. Les hommes préhistoriques capsiens et néolithiques ont utilisé ce calcaire pour confectionner de l'outillage. (Ali AMARA, 1981).

COUPE STRATIGRAPHIQUE AU NIVEAU
DES GISEMENTS PREHISTORIQUES

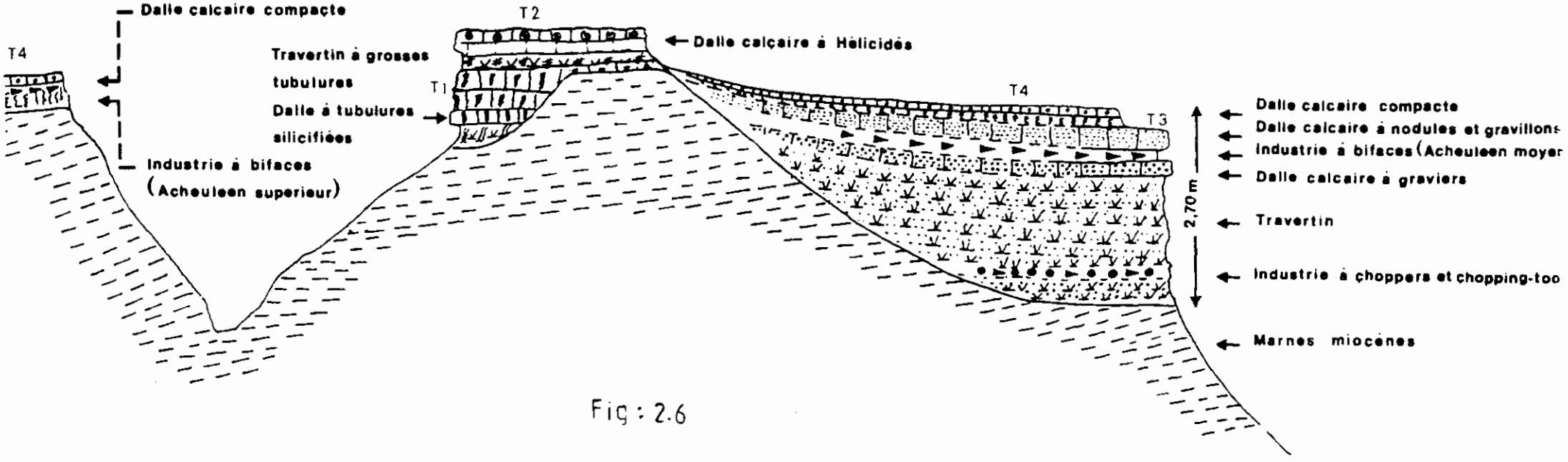


Fig : 2.6

Le travertin 4 au niveau de la butte renfermant l'Achéléen supérieur (Sefiane2)

Non loin de T3, vers l'ouest, à environ 500 mètres s'élève une bute constituée de marnes miocènes en forme de croissant. Sa partie sommitale est recouverte par un travertin de 1,50 mètres d'épaisseur au plus. Il n'est pas utile de rappeler en détail la stratigraphie de cet élément. Cependant, il y a lieu de remarquer à la base le passage latéral de l'horizon « a » inférieur à une formation conglomératique très consolidée.

Ce dépôt repose à la fois sur les marnes miocènes et sur une partie de l'horizon « a ». A la suite d'un rafraîchissement de cette coupe, les industries préhistoriques ont été mises à jour entre les horizons « a » et « b ». Ce gisement a livré un achéléen évolué.

Comme pour T1 de l'oued Tabegart, il s'agit également d'une sédimentation de type fluvio-lacustre : un chenal, dont l'écoulement concentré (chargé de galets, limons et argiles) se jette dans de multiples petits « lacs » qui ont donné naissance à T4 et dont ils ont pour origine l'écoulement des sources (Ali AMARA 1981).

Le travertin 4 a aussi été décrit par Y. BELLION et J.S. MAGAGNOC (1980) au nord de l'oued Gouriane. La coupe type est la suivante :

a- Marnes miocènes remaniées sur 2 mètres avec quelques galets.

b- Ensemble de niveaux travertineux compacts mais poreux, formés de tubulures et de nodules, blancs en cassure, creux et à résidu noir au centre (matière organique), emballés dans une matrice sablo-argileuse gris vert. Des interlits de matériel pulvérulent gris-vert séparent ces niveaux. Des éléments détritiques (graviers, concrétions en chou-fleur) se trouvent au sommet du dernier niveau induré.

c- Niveau sablo-argileux gris vert à nombreux débris de Gastéropodes. A la base, concrétions en chou-fleur de 2 à 5 cm de grand axe, poreuses, dures, et tubulures dures creuses au centre.

d1- Alternance de lits carbonatés blancs et gris centimétriques (1 à 3 cm) à interlits noirs très minces (5 mm). L'ensemble est pulvérulent et gypseux (consistance du talc).

d2- Ensemble travertineux correspondant à un amas de tubulures, nodules concrétions en chou-fleur, peu compacts, très poreux. La couleur de la matrice et des composants est grise, présence de fleurs de gypse. Au sommet, on observe un durcissement très net de l'ensemble.

e1- Identique à d1.

e2- Lit très noir de 20 cm, pulvérulent.

e3- Ensemble, léger, de couleur gris foncé, tirant localement sur le noir.

e4- Identique à e3 mais durci par une carbonatation blanche.

e5- Niveau léger, poreux noir, semblable à un terreau.

LE TRAVERTIN A SEFIANE

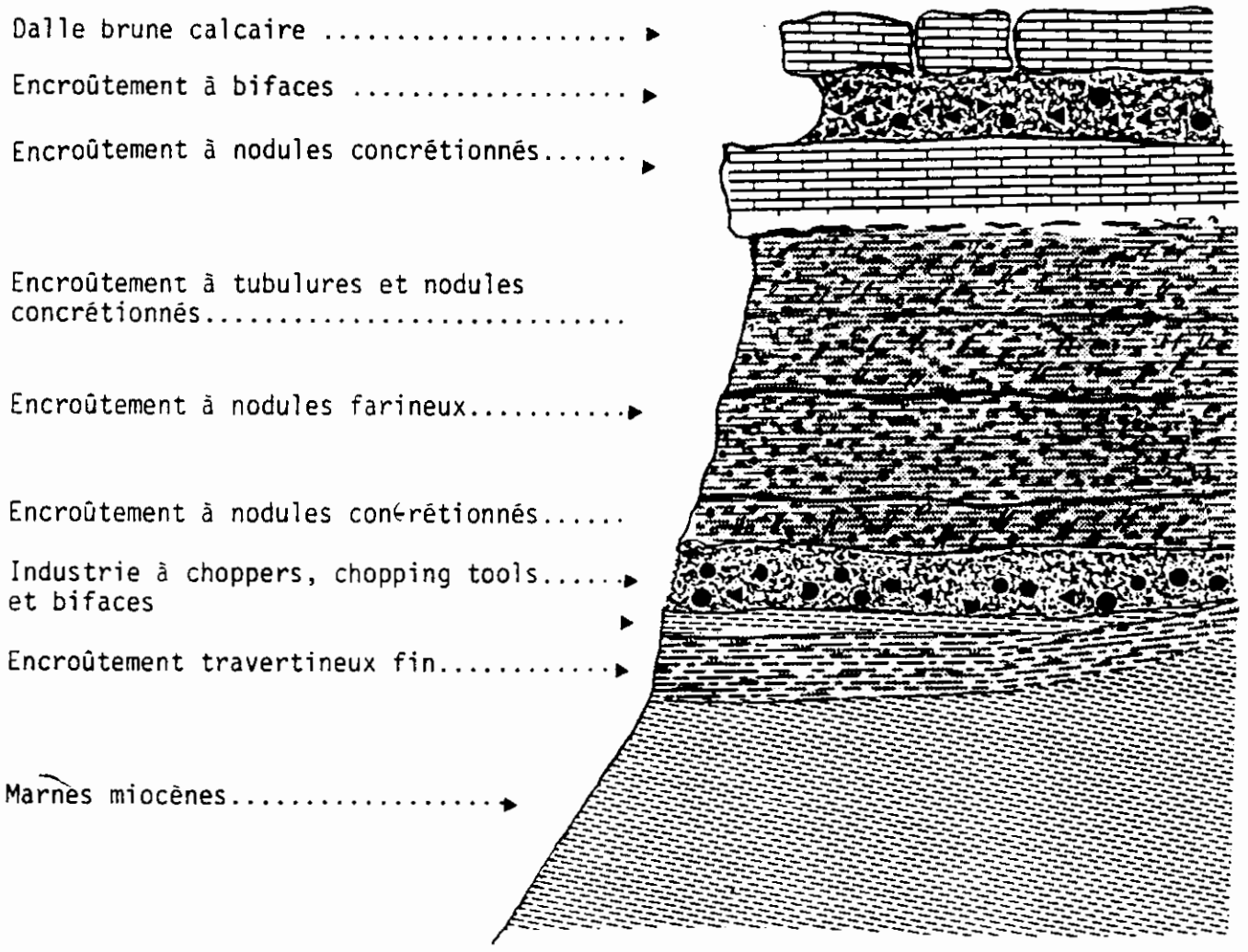


Fig:2.7

e6- Niveau gris, argileux compact.

e7- Identique à e5.

e8- Niveau de matériel détrique anguleux. Ce sont des graviers, de 0,5 à 1 cm, avec quelques galets plus gros ayant jusqu'à 8 cm de grand axe.

e9- Identique à e7, mais plus argileux à la base

e10- Lit travertineux très poreux mais dur. A la base, présence de concrétions en chou-fleur. Dans l'ensemble, fleurs de gypse.

e11- Identique à e9 mais noir à la base et chocolat au sommet.

f1- Identique à e11, à matrice brun argileux, présence de cailloutis de 0,5 à 1 cm de grand axe.

f2- Matériel détritique anguleux, de 1 à 2 cm de grand axe surtout mais allant jusqu'à 5 cm 10 à 20 % de matrice argileuse rosée.

Le matériel de ce travertin est essentiellement tendre, aussi bien dans sa masse que dans ses composants (farine, nodules, tubulures). Sa teinte est grise et son épaisseur peut varier très rapidement, de quelques centimètres à une dizaine de mètres.

2.3 Les relations travertins- glacis

2.3.1 Relation travertin 4 Soltanien (glacis et terrasses)

Les glacis récents sont bien développés vers l'ouest, à l'aval des travertins et sur le flanc sud de l'ensemble des travertins, dans le secteur de l'oued Gouriane. Des secteurs gris ou blanchâtres alternent avec des zones rosées. Cette variation chromatique ou de couleur est liée à des affleurements différents.

Le rosé correspond à une couverture de glacis légèrement carbonatée et le gris à un travertin. Les entailles des oueds permettent de saisir les relations existant entre les deux ensembles. La base du travertin est emboîtée dans le glacis. L'entaille fossilisée atteint 3 à 4 mètres de profondeur en moyenne. Quand la ravine a été colmatée, la topographie devenue plane a permis l'étalement des eaux carbonatées indifféremment sur le colmatage et le glacis, surtout au nord; au sud, le glacis gardait sa topographie originale. Cette topographie ne correspond pas uniquement à un glacis, mais aussi à une terrasse. Les deux ensembles étant liés génétiquement et contemporains d'après les coupes étudiées.

Le travertin gris est donc postérieur au glacis Soltanien et son édification a suivi une période de creusement.

2.3.2 Relation travertins gris - Holocène

Dans la plupart des cas, le travertin gris a été bien entaillé. Le niveau d'érosion actuel est inférieur au niveau de creusement pré-travertin et, de ce fait, le perchement du travertin est quasi général. Dans la partie nord du Kef-Sefiane, là où dominent les entablements de travertin anciens, une alvéole a été déblayée dans les marnes miocènes. Un réseau de ravines a été fossilisé par le travertin gris. Les pentes environnantes correspondent à des glacis d'érosion surmontés par un voile de 10 à 20 cm de matériel détritique. De nombreux foyers ont été disséqués à l'emporte pièce par le réseau de ravines récentes.

Les glacis se raccordant au sommet du travertin sont donc, en général, contemporains du Capsien. Le travertin gris était déjà édifié à cette période. De plus, cela confirme le fait que la dissection en cours ait commencé après le Capsien. Le travertin gris s'est donc édifié à la fin du Soltanien, mais avant la récurrence humide capsienne.

2.3.3 Relation travertin blanc (3 ou 4) Glacis Tensiftien

Le travertin blanc se trouve en dessous du glacis Tensiftien développé dans le complexe de Gouriane. A l'est de N'Gaous, glacis et travertin sont très imbriqués mais les rapports entre les deux formes sont plus clairs.

Le glacis Tensiftien est très étendu et très disséqué. Le long d'un oued, a été relevée une coupe où trois ensembles travertineux sont visibles. En position inférieure, figure le travertin gris. Le plus élevé a 4 mètres d'épaisseur, la moitié inférieure est liée au remaniement du matériel détritique du glacis et comporte des intercalations travertineuses; la moitié supérieure est constituée d'un amas de tubulures et de nodules.

Le complexe médian comporte 1 mètre d'accumulation détritique à la base, 2,5 mètres de nodules millimétriques avec des passés de nodules centimétriques et environ 2 mètres de farine blanchâtre au sommet.

Les travertins blancs sont postérieurs au glacis Tensiftien et se placent avant le dépôt du travertin gris. Leur édification, faite chaque fois après une phase d'incision, débute par une phase d'accumulation : les eaux qui mobilisent le matériel du glacis ne sont plus capables de l'évacuer et le déposent à quelque distance de son origine. Cela semble indiquer une baisse notable des apports d'eau par rapport à la phase d'incision où il y avait en même temps évacuation du matériel érodé.

2.3.4 Caractères généraux de l'accumulation détritique complexe de Gouriane

Le complexe de Gouriane correspond à une grosse accumulation de matériel détritique et se distingue en cela des autres ensembles du secteur. Les galets calcaires à patine gris rouillé dominent mais les lits argileux rougeâtres témoignent de la liquidation d'argiles de décalcification sur le massif calcaro-dolomitique.

En amont, l'édification de ce complexe a débuté pour le moins au Quaternaire ancien mais la dissection ultérieure ne permet pas de délimiter les différents cônes juxtaposés, ni même les glacis qui ont été élaborés à leurs dépens ; de ces glacis, il ne reste que des lambeaux réduits, couverts de formations carbonatées et non raccordantes entre eux. A l'aval, un système de glacis emboîtés, bien individualisés, a été étudié. La lanière la plus importante correspond à l'Amirien.

Le matériel détritique assez volumineux, à dominante de galets et avec des blocs, est emballé dans une matrice limoneuse rosée. L'accumulation est coiffée par une croûte épaisse recouverte par endroits d'une pellicule rubanée. Quelques mètres en contrebas, un autre niveau, dont il ne subsiste que les racines se développe sur le flanc nord de la lanière amirienne. Sur le flanc sud, il est plus étendu et se s'étand en collines surmontées d'une accumulation détritique

résiduelle à galets dans une matrice rougeâtre ou rosée, couronnée par une croûte feuilletée. Ce niveau Tensiftien non disséqué s'étale de l'autre côté de la route vers le sud-ouest.

Liaison entre le travertin blanc (3) et le matériel détritique du complexe de Gouriane

Un petit cône de déjection est perché au-dessus du lit actuel de l'oued Gouriane, sur sa rive gauche (X = 757,9; Y = 244,1). Le matériel détritique est relativement homométrique (galets de 8 à 15 cm assez bien roulés) et il est cimenté par une matrice blanchâtre assez compacte. Latéralement, ce cône passe au travertin blanc Tensifto-Soltanien. Ainsi, pendant que s'élaborait le travertin blanc issu des sources, l'oued Gouriane et ses affluents étaient capable de transporter du matériel détritique, sans doute à la suite des crues (Y. BELLION, J.S. MAGAGNOC, 1981).

Conclusion

L'étude faite sur les niveaux récents montre que les travertins et les glacis sont déphasés dans le temps. Les travertins s'édifient, après une période de creusement, dans les vallons qu'ils colmatent, débordant ou non sur les glacis élaborés antérieurement.

Après une nouvelle phase d'incision, une autre génération de glacis se développe en contrebas du travertin. L'étude de ce complexe et de ses relations avec les travertins nous permet donc de saisir le comportement des appareils hydrologiques.

Les oueds alimentés par les eaux tombant sur les reliefs ont été presque toujours en mesure de transporter du matériel détritique, même quand s'édifiaient des travertins à partir des écoulements des sources.

Climat, Végétation Et Sols

Il s'agit dans ce chapitre de connaître les éléments et les caractéristiques fondamentales qui commandent le système d'érosion morphoclimatique actuel d'une part, de faire une étude climatique qui pourra nous aider à comprendre les climats passés (Quaternaire en particulier), d'autre part.

I- Climat

1. Introduction

Les données météorologiques de la région d'étude sont fournies par des stations classées en deux genres:

1°/ **Les stations météorologiques ordinaires** : où l'on procède au moins une fois par jour à des observations pluviométriques, au relevé des maxima et des minima quotidiens de la température et, parfois, aux relevés concernant l'évaporation l'humidité relative, les vents, la grêle et la gelée blanche. Une seule station est concernée (Fig. 3.1) :

- Station de Barika : Latitude 35 ° 23' N
  Longitude 5 ° 22' E
  Altitude 456 m

2°/ **Les stations d'observation pluviométrique** : où l'on procède seulement à des observations des précipitations :

- Station de N'Gaous : Latitude 35 ° 34' N
  Longitude 5 ° 38' E
  Altitude 730 m
- Station de Merouana : Latitude 35 ° 37' N
  Longitude 5 ° 55' E
  Altitude 1000 m

Il est nécessaire de souligner que les données relatives à la climatologie sont les moyennes ou des chiffres assimilés à des moyennes, qui n'ont pas une signification trop précise; cependant il est possible d'en tirer les valeurs indispensables et utiles à toute étude bioclimatologique.

On étudie successivement les précipitations, les températures et d'autres facteurs météorologiques pour arriver finalement au calcul du bilan hydrologique pour les parties différentes de la région à étudier.

2. Les précipitations

2.1 Introduction sur les précipitations

Les monts de Bellezma se placent à la limite des trois influences climatiques selon la pluviométrie de la région :

- Le nord et l'est se caractérisent par le climat des hautes plaines.
- Le sud est maintenu à l'abri des influences sahariennes par les monts des Aurès.
- Dans l'ouest (hautes plaines steppiques), l'activité pluviométrique maximale se présente lorsque les vents pluvieux arrivent du nord-ouest. Ils sont liés surtout aux perturbations provoquées par le front polaire dérivé (F.P.D) qui apparaît chaque fois que les centres d'action atlantiques deviennent plus actifs que les centres européens. Les perturbations venant de l'ouest ou du sud-ouest seront partiellement désagrégées après leur passage sur le Maroc et l'Algérie occidentale. Elles prennent de l'importance au printemps et à l'automne, au cours des déplacements des zones de hautes pressions qui conditionnent les précipitations de longue durée.

Les monts de Bellezma font partie du climat méditerranéen, lequel comporte deux saisons bien nettes : l'une perturbée, fraîche et humide avec des chutes de neige et de brusques gelées en hiver et l'autre, calme, chaude et sèche en été ; les saisons intermédiaires peuvent être plus ou moins arrosées selon les années, en fonction de l'intensité des perturbations atmosphériques.

2.2 Présentation des données pluviométriques

D'une façon générale, la statistique d'une série d'observation pluviométrique permet de déterminer les caractéristiques suivantes :

1- Module pluviométrique moyen (mensuel, annuel, interannuel) : P, défini comme la moyenne arithmétique des hauteurs de précipitations correspondantes :

$$P = \sum Pi / n$$

avec P_i : Hauteur de pluie mensuelle ou annuelle, exprimée en mm.

n : Nombre de mois ou d'années de la série d 'observation.

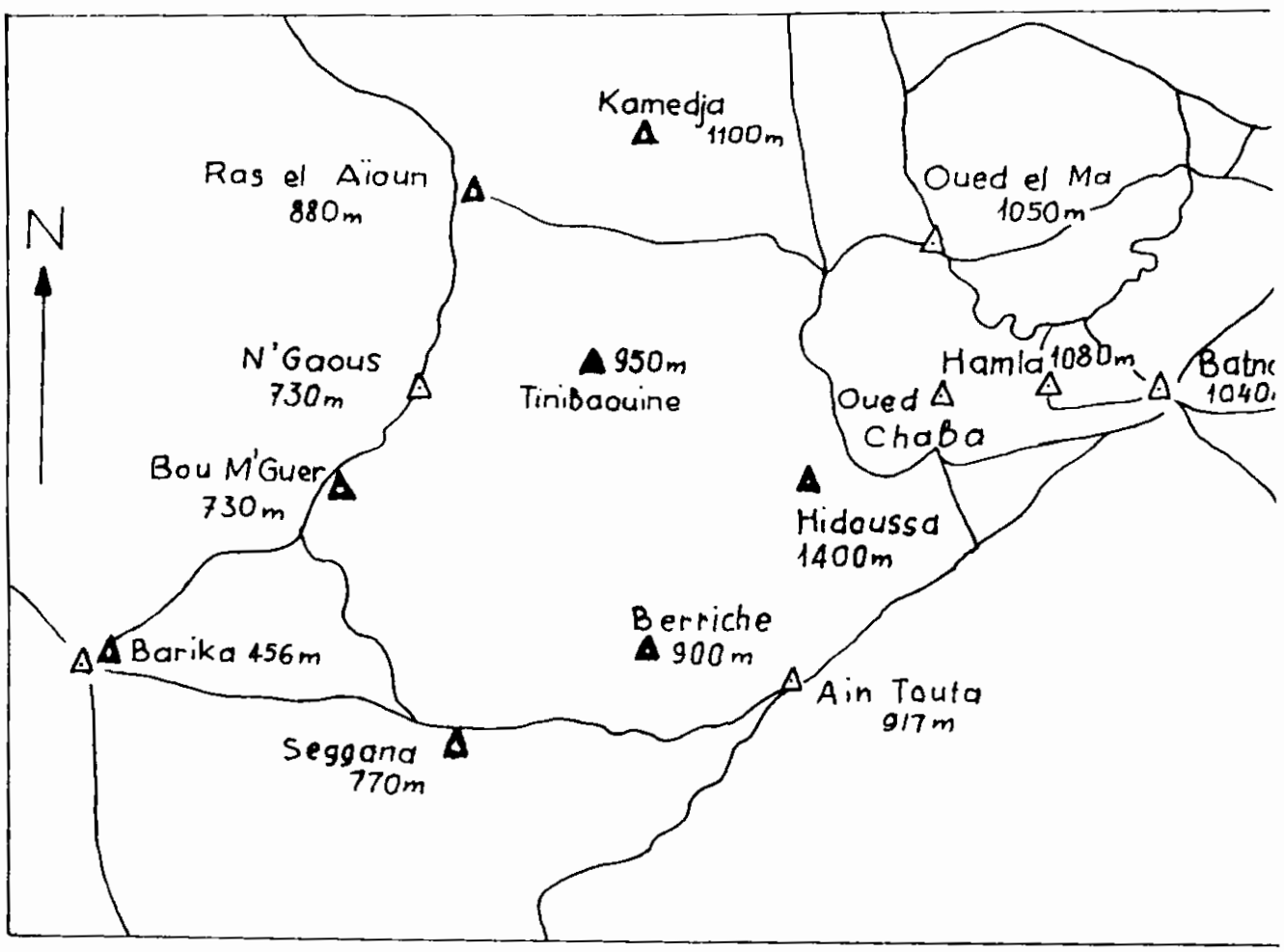
2- Intervalle de variation : W qui sera la différence entre les modules pluviométriques du mois aux années les plus humides P max et les plus sèches Pmin :

$$W = P_{max} - P_{min}$$

3- Ecart type : δ déterminé d'après l'expression

$$\delta = \sqrt{(\sum (P_i - P)^2 / n-1)}$$

4- Coefficient de variation : Cv qui caractérise la variabilité des modules pluviométriques et s'exprime par la formule : $C_v = \delta / P$



STATION ANCIENNE △, RECENTE ▲

Fig.3-1 SITUATION DES STATIONS PLUVIOMETRIQUES

5- Ecart à la normale : (en)qui peut donner une idée sur la sécheresse ou l'humidité d'une période considérée (mois, saison, année) par rapport au module pluviométrique moyen p, on le calcule en appliquant l'expression :

$$e_n = (P_i - P) / P$$

Avec Pi : Module pluviométrique moyen mensuel, saisonnier ou annuel en mm.

En cas de nécessité on procède à un ajustement des précipitations à la loi normale ou de GAUSS, on trace la droite de HENRY et on détermine l'équation correspondante.

2.3 Répartition annuelle des précipitations

Pour toutes les stations météorologiques la pluviosité mensuelle est nettement variable et n'offre pas des courbes régulièrement croissantes ou décroissantes (Fig. 3.2); de ce fait, les mois où la pluviosité est inférieure à la moyenne mensuelle de l'année n'est pas nécessairement consécutive comme le montre la Fig. 3.2 et les Tableaux suivants :

Stations 1971/1992	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Module mensuel Moyen annuel
Batna	28,7	29,2	41,0	39,1	38,0	17,5	9,1	15,5	38,4	33,2	32,4	30,8	29,4
Barika	17,9	10,6	21,7	18,2	17,2	8,5	2,5	7,0	15,9	21,8	22,7	15,3	14,9
N'Gaous	21,3	17,0	27,1	25,7	22,7	7,7	3,3	8,9	25,4	24,8	23,9	23,3	19,3
Merouna	26,0	33,0	45,0	39,0	31,0	17,0	3,2	7,0	32,0	25,0	33,0	29,0	26,7
Ain-Touta	21,7	28,9	26,2	24,7	17,7	15,4	12,1	10,4	28,0	23,8	29,0	29,9	22,3

Tableau 3.1 : Modules pluviométriques moyens mensuels et annuels

Paramètres	Batna	Barika	N'Gaous	Merouana	Ain Touta
Module Pluviométrique Annuel Moyen	29,4	14,9	19,3	26,7	22,3
Int. de Variation	31,9	20,2	23,8	41,8	17,8
Ecart type	10,25	6,44	8,32	12,27	6,61
Coefficient de variation	0,35	0,43	0,43	0,46	0,30

Tableau 3.2 : Paramètres statistiques de la pluviosité mensuelle et annuelle

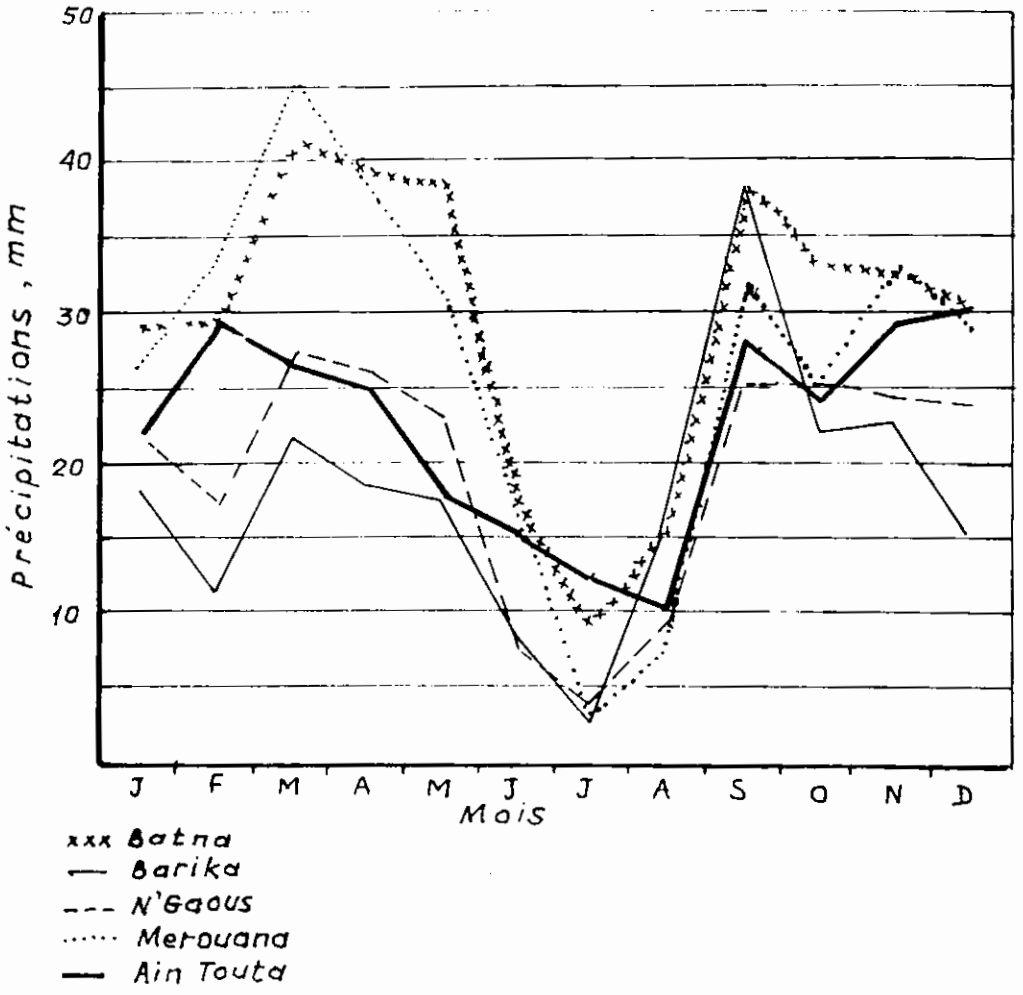


Fig.3.2 PRECIPITATIONS MOYENNES MENSUELLES

Station De Barika

Le mois le plus riche en pluies est novembre avec 22,7 mm de précipitations. Au mois de juillet, la pluviosité est minimale (2,5 mm). En automne comme en hiver (à l'exclusion du mois de février) et au printemps la pluviosité mensuelle dépasse le module annuel moyen.

Station De N'Gaous

La pluviosité mensuelle maximale est enregistrée pendant le mois de mars (27,1mm) et celle minimale au mois de juillet (3,3mm). En automne et en hiver (à l'exclusion du mois de février) et au printemps la pluviosité mensuelle est supérieure au module annuel moyen. La variabilité des pluies (C_V = 0,43) est la même que pour la station de Barika.

Station De Marouana.

Au mois de mars on observe le maximum des précipitations (45 mm) et au mois de juillet le minimum (3,2 mm) ; le module annuel moyen est dépassé pendant les mois d'automne d'hiver et de printemps, la variabilité des pluies (C_V = 0,46) est supérieure à celles des toutes les stations voisines.

2.4 Répartition interannuelle des précipitations

La variation interannuelle des précipitations pour la période de 1971 à 1992 est représentée sur le graphique (Fig. 3.3) et dans le Tableau 3.3.

Station De Batna

La somme annuelle des précipitations pour la période considérée varie de 522 mm en 1972 à 155 mm en 1983, tandis que le module pluviométrique interannuel est égal à 330 mm. En général les années humides (écart à la normal en est supérieur à 0) et les années sèches ($e_n < 0$) se suivent irrégulièrement. Cependant avec une certaine approximation on peut distinguer au cours de la période considérée deux intervalles plus ou moins nets : l'un comme un intervalle de sécheresse de 1973 à 1979 (écart à la normale varie de -0,41 à 0) et l'autre comme un intervalle humide de 1984 à 1992 (écart à la normale varie de 0,09 à 0,41 sauf des années 1987 - 1988 quand ce paramètre était négatif).

Station De Barika

Pendant les années d'observation le maximum de la pluviosité a été observé en 1972 (253 mm) et le minimum (56 mm) en 1983. Le module pluviométrique interannuel est à deux

fois moins de celui de Batna (166 mm). Généralement les années humides ($e_n > 0$) et sèches ($e_n < 0$) se suivent sans une régularité bien distinguée. Pourtant on peut remarquer que la première partie de la période d'observation (jusqu'à 1981-1983) a été plus sèche (écart à la normale est négatif le plus souvent)et la deuxième partie de la période d'observation est plus humide (écart à la normale est supérieur à 0, sauf l'année 1988 où la pluviosité était faible).

Station De Ain Touta

Au cours de la période d'observation les valeurs maximales (439) et minimale (140mm) ont été caractéristiques respectivement pour les années 1976 et 1983 tandis que la valeur moyenne interannuelle des précipitations est égale à 253 mm la variation de la pluviosité est extrêmement irrégulière : on trouve difficilement un intervalle de deux-trois années où l'on observe une sécheresse ou une pluviosité élevée. Par exemple un intervalle sec a été observé en 1977-79 et en 1981-1983 tandis qu'un intervalle humide plus ou moins long s'observait en 1984-1987.

Conclusion

L'analyse des courbes de la répartition interannuelle (Fig. 3.3) et du tableau ci-dessus (Tableau 3.3) permet de marquer les particularités suivantes de la région à étudier:

- Les valeurs interannuelles du module pluviométrique en général sont faibles et varient de 166 à 330 mm.

- L'intervalle de variation de la pluviosité est en fonction droite des hauteurs annuelles des pluies, il varie de 197 mm pour la Station de Barika caractérisé par une pluviosité plus pauvre (166 mm) à 367 mm, pour la Station de Batna avec le module pluviométrique égal à 330 mm.

- La variation de la pluviométrie interannuelle pour trois stations considérées est presque égale (Cv varie de 0,29 à 0,30).

- L'allure des courbes de la répartition interannuelle des précipitations est identique pour toutes les trois stations sauf quelques rares exclusions.

- Les intervalles de sécheresse se répétaient partout comme ceux d'humides. Les écarts à la normale varient aux limites différentes pourtant leurs signes à toutes les trois stations coïncident presque pour toutes les années.

Année	Batna		Barika		Ain-Touta	
	P_i	e_n	P_i	e_n	P_i	e_n
1971	349	+0,06	213	+0,28	275	+0,09
1972	522	+0,58	253	+0,52	380	+0,50
1973	33	0,00	190	+0,14	259	+0,02
1974	229	-0,31	170	+0,02	145	-0,43
1975	296	-0,10	152	-0,08	295	+0,17
1976	241	-0,27	158	-0,05	439	+0,74
1977	299	-0,09	163	-0,02	145	-0,43
1978	193	-0,42	71	-0,57	231	-0,09
1979	243	-0,26	129	-0,22	197	-0,22
1980	411	+0,25	181	+0,09	298	+0,18
1981	199	-0,40	96	-0,42	164	-0,35
1982	467	+0,42	231	+0,39	241	-0,05
1983	155	-0,53	56	-0,66	140	-0,45
1984	360	+0,09	105	-0,37	257	+0,02
1985	463	+0,40	224	+0,35	325	+0,28
1986	355	+0,08	166	0,00	303	+0,20
1987	328	-0,01	184	+0,11	262	+0,04
1988	213	-0,35	111	-0,33	145	-0,43
1989	375	+0,14	191	+0,15	269	+0,06
1990	385	+0,017	196	+0,02	255	+0,01
1991	465	+0,41	230	+0,39	251	-0,01
1992	376	+0,14	193	+0,16	298	+0,18
module pluviométrique	330	-	166	-	253	-
Inter. de var.	367	-	197	-	299	-
Ecart type	97	-	53	-	77	-
Coefficient de variation	0,29	-	0,32	-	0,30	-

Tableau 3.3: Pluviométrie annuelle en mm

P_i : Pluviométrie annuelle en mm.

e_n : Ecart à la normale.

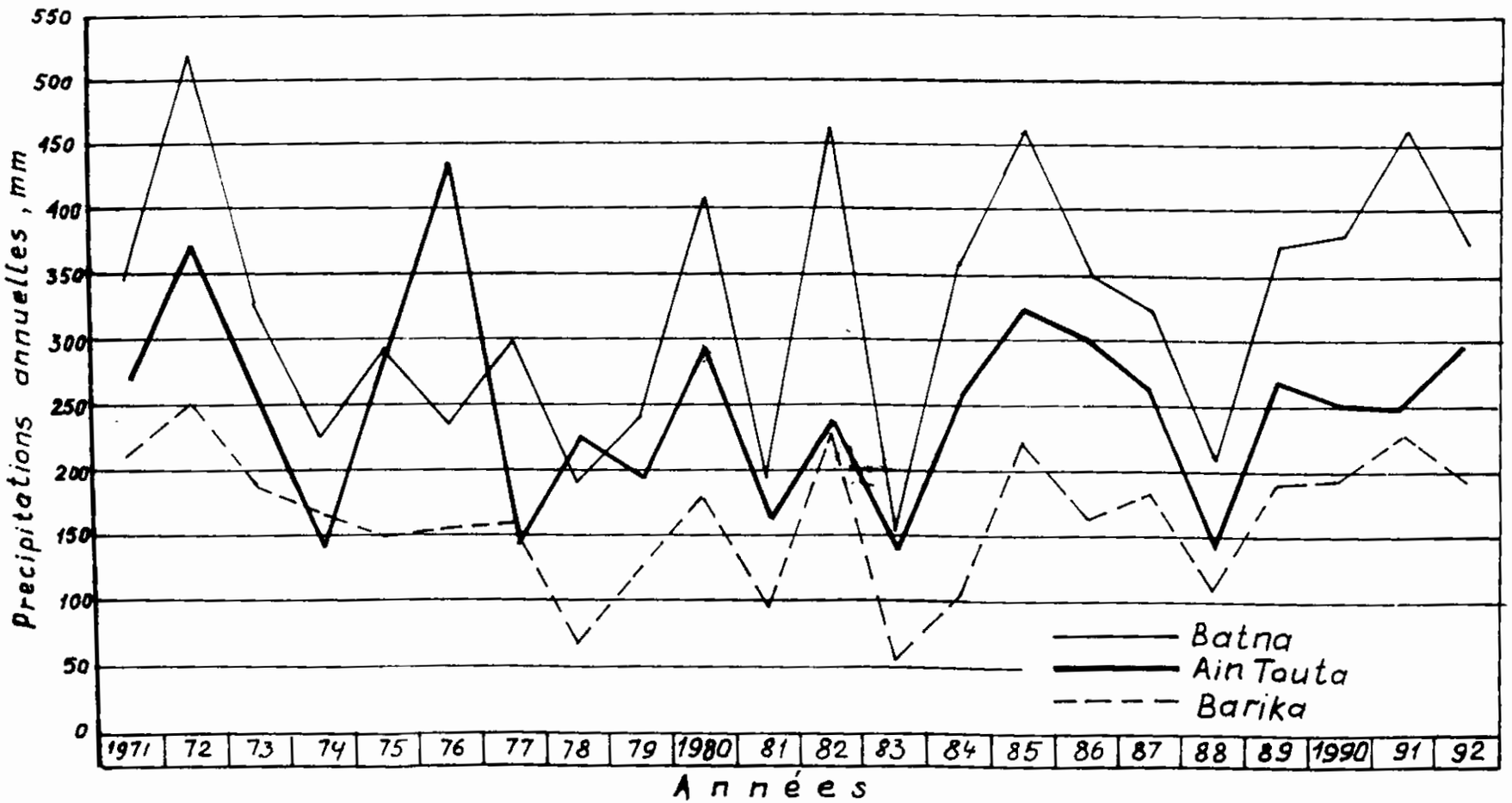


Fig: 3-3 Variation des valeurs annuelles des précipitations

2.5 Régime pluviométrique saisonnier

On appelle régime des pluies la lame d'eau de la hauteur des précipitations entre les diverses périodes, le plus souvent entre les diverses saisons de l'année.

Il est connu qu'une année où la pluviométrie est inférieure à la moyenne annuelle n'est pas toujours une année défavorable pour le milieu naturel et l'agriculture en particulier, si les pluies sont régulièrement réparties dans l'année. De même une année humide peut être catastrophique si les pluies débutent trop tard pour les labours de l'automne.

Afin de faciliter la comparaison entre les stations, indépendamment des valeurs absolues de leurs précipitations, on peut utiliser la méthode de A.ANGOT dite des fractions pluviométriques. Elle suppose le total annuel ramené uniformément à 1080 mm; les pluviométries mensuelles en représentent des fractions. Une identité de régime pluviométrique se traduit par une similitude d'inflexion des variations mensuelles de ces fractions. Celles-ci sont reportées sur la Fig. 3.4.

En examinant le graphique on peut distinguer la ressemblance des toutes les courbes pluviométriques :

- Toutes les stations représentent un régime identique.

- Quatre stations se caractérisent par la présence de deux maximums des précipitations (en automne et au printemps) et par la même période des précipitations minimales (en été).

La station d'Ain-Touta diffère faiblement des stations précédentes en automne. Le Tableau 3.4 montre la répartition saisonnière des précipitations en chiffres absolus et relatifs. On peut remarquer les particularités suivantes de la région d'étude:

- Les précipitations atmosphériques se répartissent plus ou moins régulièrement par trois saisons d'année (printemps, automne, hiver); ces trois saisons comprennent de 85,8 % (Ain-Touta) à 91,4 % (N'Gaous) du total annuel.

- La saison la plus riche en pluies est le printemps dont les précipitations représentent 25,6 % (Ain-Touta) à 35,9 % (Merouana) des pluies totales annuelles.

- Les précipitations d'automne varient entre 28,1% à Merouana et 33,7% à Barika.

- En hiver, la valeur relative des pluies oscille de 24,5% (Barika) à 30,1% (Ain-Touta).

Il est intéressant aussi de considérer la répartition mensuelle et saisonnière du nombre de pluies (Fig. 3.5, Tableaux 3.5, 3.6); on peut en déduire les faits suivants :

- Le plus grand nombre de pluies (82 environ) est observé à la station de Batna et le plus petit (39) à la station de Barika.

- Les mois où on observe plus les pluies sont les mois de février et mars (Batna, Ain-Touta) et avril (Barika) ; en juillet et août les pluies sont le plus rares.

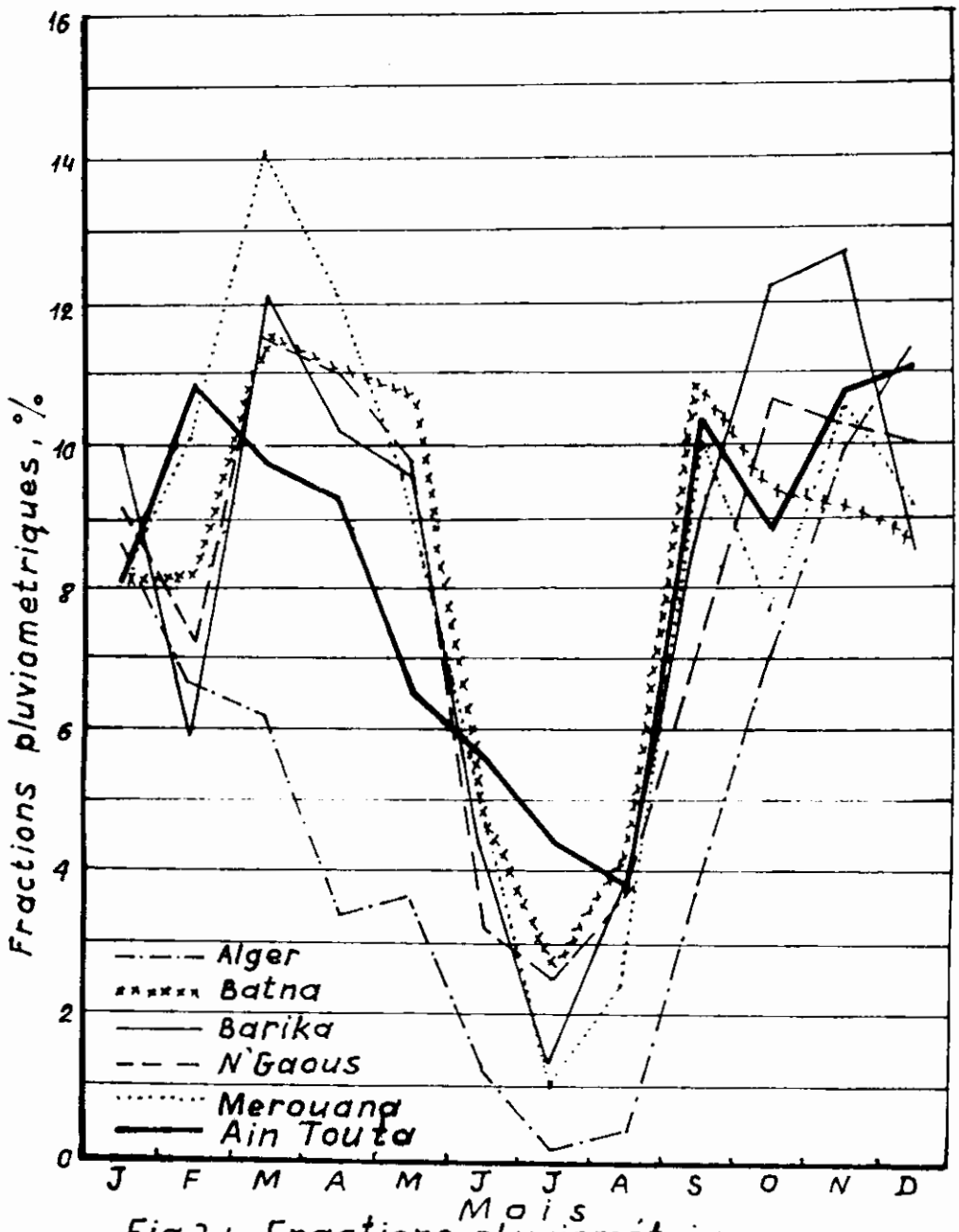


Fig:3.4 Fractions pluviométriques

Station	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total	moy. ann
Batna	9,0	10,0	10,4	7,6	6,6	4,3	1,4	3,5	6,4	7,0	7,3	8,0	81,5	6,8
Barika	4,3	3,6	3,8	4,0	3,3	2,3	2,1	2,0	2,8	3,7	3,5	3,9	39,3	3,3
Ain.-Touta	4,7	5,4	5,3	4,0	3,6	3,3	1,8	2,2	3,1	2,6	4,0	4,4	44,4	3,7

Tableau 3.4 : Nombre moyen de jours de pluie

Station	Moyenne	Automne (A)	Hiver (H)	Printemps (P)	Eté (E)	Ind. saison.
Batna	n	20,7	27,0	24,6	9,2	HPAE
	%	25,4	33,1	30,2	11,3	
Barika	n	10,0	11,8	11,1	6,4	HPAE
	%	25,4	30,0	28,2	16,3	
Ain-Touta	n	9,7	14,5	12,9	7,3	HPAE
	%	21,8	32,6	29,1	16,4	

Tableau 3.5 : Répartition saisonnière des jours de pluie

Station	Moyenne	Automne (A)	Hiver (H)	Printemps (P)	Eté (E)	Ind. saison.
Batna	mm	104,0	88,7	118,1	29,5	PAHE
	%	29,5	25,2	33,4	11,9	
Barika	mm	60,4	43,8	57,1	33,7	APHE
	%	33,7	24,5	31,8	10,0	
N'Gaous	mm	74,1	61,6	75,5	32,1	PAHE
	%	32,1	26,7	32,7	8,6	
Merouana	mm	90,0	88,0	115,0	27,2	PAHE
	%	28,1	27,5	35,9	8,5	
Ain-Touta	mm	80,8	80,6	68,6	30,1	AHPE
	%	30,1	30,1	25,6	14,1	

Tableau 3.6 : Répartition saisonnière des précipitations

- Les saisons se classent par le nombre relatif des pluies en ordre décroissant: hiver (30 à 33,1 % du nombre total annuel de pluie), printemps (28,2 à 30,2 %), automne (21,8 à 25,4 %), été (11,3 à 16,4 %).

- L'intensité de pluie est maximale en automne (Ain-Touta : 8,33 mm/jour ; Barika : 6,00; Batna : 5,02), minimale en hiver (Ain-Touta : 5,56; Barika : 3,71; Batna : 3,28) et en été (Barika : 5,56; Ain-Touta : 4,12; Batna : 3,20).

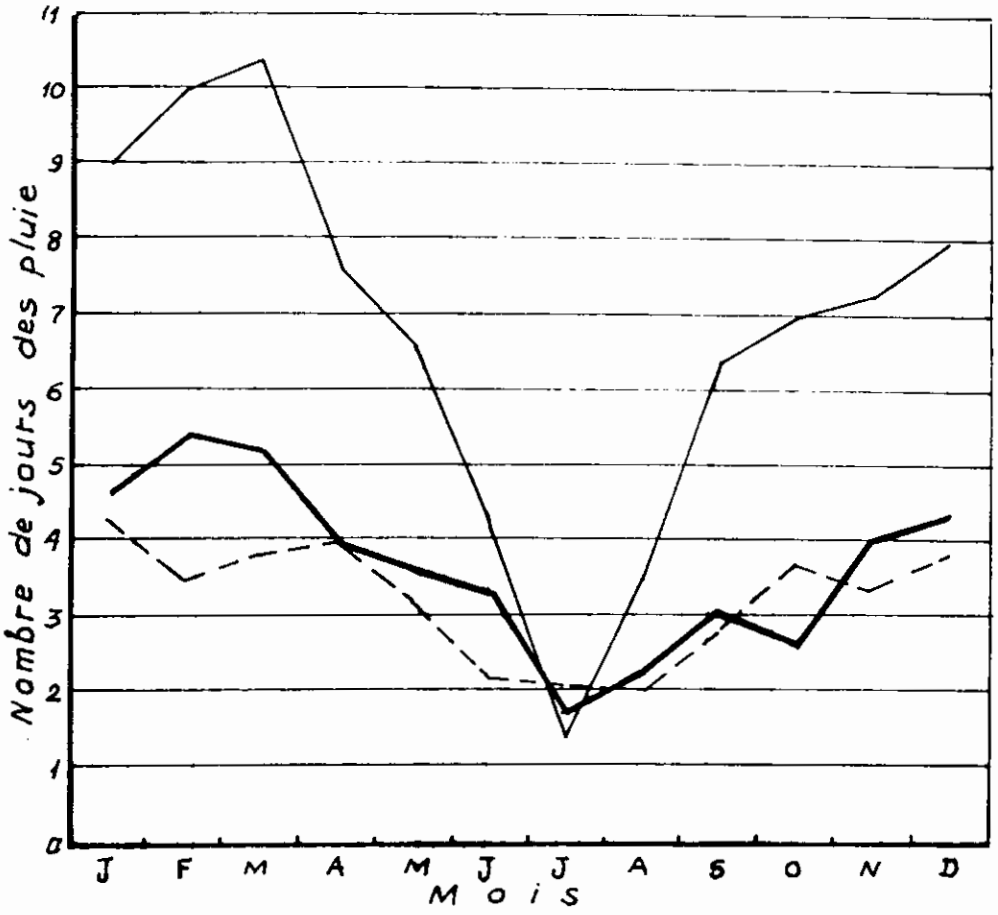


Fig: 3.5 Nombre moyen de jours des pluies

Batna

Barika

Ain touta

Conclusion

Par l'examen des données nommées ci-dessus, on peut distinguer les caractéristiques suivantes :

- Les précipitations annuelles diminuent d'Est en Ouest.

- De mars à septembre, l'allure des graphiques de pluviosité s'apparente à celle qui caractérise le régime méditerranéen (Alger); cependant, la saison des pluies (septembre à mai) est moins marquée dans la région d'étude que sur le littoral. D'une manière générale, l'opposition « saison sèche-saison humide » apparaît moins nettement ici sans doute par l'effet de la continentalité qui augmente avec l'éloignement de la mer et la proximité de l'aire saharienne.

- Les différences des régimes pluviométriques sont cependant faibles. (P. SELTZER, 1946) place les monts de Bellezma à la limite de trois influences climatiques, selon la période de l'année, et caractérise la pluviométrie des différentes stations par :

- Climat des hautes plaines telliennes au nord et à l'est.

- Climat de l'Atlas saharien au sud.

- Climat des hautes plaines steppiques à l'ouest (Fig. 3.6).

2.6 Evaluation quantitative des précipitations

La faible densité des stations météorologiques donne la possibilité d'établir seulement une carte approximative en isohyètes, ce qui nécessite la connaissance du gradient pluviométrique donné par le profil pluviométrique (Fig. 3.7).

2.6.1 Profil pluviométrique

En utilisant les données de 9 stations météorologiques situées à l'intérieur du sous bassin de Barika et en dehors de ces limites, on a calculé un coefficient de corrélation entre les valeurs de précipitations annuelles et d'altitudes des stations correspondantes (Tableaux 3.7, 3.8).

Le coefficient de corrélation ainsi calculé est égal à 0.86; la corrélation est donc valable, ce qui a permis d'établir une équation de régression suivante :

$$P = 0{,}33 \cdot Z + 15$$

Avec : P : Pluviométrie moyenne annuelle en mm.

Z : Altitude en m.

Il faut souligner que cette équation est absolument approximative ; vu le manque de données, elle donne la possibilité d'avoir une idée sur la valeur du gradient pluviométrique nécessaire pour estimer le volume d'eau précipité.

Stations	Altitude (m)	Module P mm	Nombre jour de pluie	Pmax (mm)	Pmin (mm)	Pmax / Pmin
Ain-Touta	917	253	44	439	140	3,1
Barika	456	166	39	253	56	4,5
Batna	1040	330	81	522	155	3,4
Hamla	1080	331	-	-	-	-
M'Sila	469	218	41	347	49	7,1
N'gaous	730	231	46	489	59	8,3
Oued Chaba	1300	455	71	794	216	3,7
Oued El Ma	1050	474	62	-	-	-
Merouana	1000	320	-	-	-	-

Tableau 3.7 : Modules pluviométriques interannuels (P) en mm

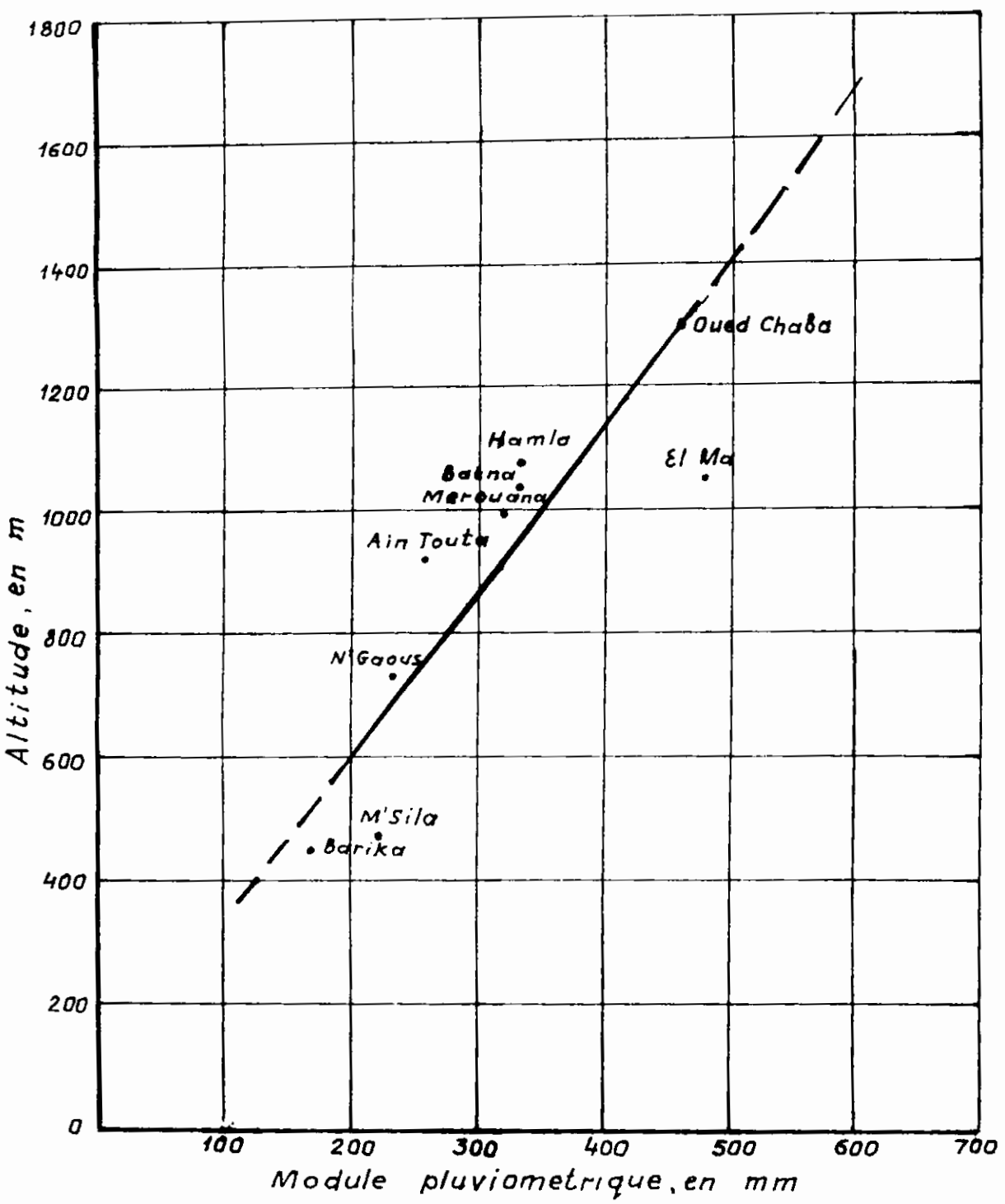


Fig.3-6 PROFIL PLUVIOMETRIQUE

Stations	mod. plu. P (mm)	Altitude Z (m)	Ecart P - P = X	Ecart Z - Z = Y	X Y	X^2	Y^2
Ain-Touta	253	917	-55,7	+23,4	-1303,38	3102,49	547,56
Barika	166	456	-142,7	-437,6	+62445,52	20363,29	191493.76
Batna	330	1040	+21,3	+146.4	+3118,32	453,69	21432,96
Hamla	331	1080	+22,3	+186,4	+4156,72	497,29	34744,96
M'Sila	218	469	-90,7	-424,6	+38511,22	8226,49	180285,16
N'Gaous	231	730	-77,7	-163,6	+12711,72	6037,29	26764,96
Oued Chaba	455	1300	+146,3	+406,4	+59456,32	21403,69	165160,96
Oued El Ma	474	1050	+165,3	+156,4	+25852,92	27324,09	24460,96
Merouana	320	1000	+11,3	+106,4	+1202,32	127,69	11320,96
Moyen	308,7	893,6	-	-	206151,68	87536,01	656212,24

Tableau 3.8 :Calcul du coefficient de corrélation (r) entre les valeurs de précipitation et l'altitude

$$r = \frac{\sum xy}{\sqrt{\sum x^2 . \sum y^2}} = \frac{206151,68}{\sqrt{87536,01.656212,24}} = +0,86$$

Le gradient pluviométrique ainsi obtenu est de 0,35 mm/m

2.6.2 Carte pluviométrique

A partir du gradient pluviométrique et des valeurs des précipitations aux différentes stations, a été dressée une carte des isohyètes. Elle représente la répartition des pluies, pour une année moyenne, sur le sous bassin de Barika et ses environs (Fig. 3.8).

Les valeurs extrêmes de la pluviométrie aux limites du sous bassin versant sont : 150 mm à la partie aval de l'Oued Barika et 700 mm dans la partie la plus élevée du versant gauche de la vallée où on trouve les altitudes dépassant 1900 m.

En général, la pluviosité diminue du coté des versants vers l'oued principal et le long de l'axe longitudinal de la vallée, du nord-est vers le sud-ouest.

Presque la moitié de la superficie totale du sous bassin possède une pluviométrie inférieure à 300 mm. L'isohyète 400 mm suit approximativement la courbe de niveau 1200 m. Les tranches d'altitude comprise entre 1200 à 2200 m représentent 20 % de la surface totale, se caractérisent par un module pluviométrique supérieur à 400 mm par an.

2.6.3 Précipitations moyennes sur le sous bassin versant

Le volume des précipitations peut être obtenu en multipliant la superficie comprise entre deux lignes de niveau par la hauteur d'eau égale à la moyenne des pluviométries correspondant à ces lignes de niveau, le volume total des précipitations est calculé comme la somme de ces produits (Tableau 3.9); il s'élève à 769.10^6 m^3 par an. L'augmentation générale de la pluviosité reste vraie pour la partie nord du massif avec les plus hauts sommets. Elle s'atténue et disparaît dans le centre du massif, puis s'inverse au sud.

L'influence du nord décroît très vite, car les coulées polaires arrivent à bout de course sur les hautes plaines, sont ralenties par les frottements continentaux et pénètrent dans la masse d'air saharienne de plus en plus chaude.

Zone Interaltitude en m	Aire de la zone 10^6 m^2	pluviométrie moyenne en m	volume d'eau précipité 10^6 m^3	% du volume total	somme des % cumulés
400-600	462	0,160	73,92	9,6	9,6
600-800	404	0,235	94,94	12,3	21,9
800-1000	639	0,310	198,09	25,8	47,7
1000-1200	411	0,385	158,24	20,6	68,3
1200-1400	251	0,460	115,46	15,0	83,3
1400-1600	153	0,535	81,86	10,6	93,9
1600-1800	67	0,610	40,87	5,4	99,3
1800-2000	6	0,685	4,11	0,5	99,8
2000-2200	2	0,760	1,52	0,2	100,0
total	2395	--	769,01	100,0	--

Tableau 3.9 : Volume des précipitations du sous bassin versant de Barika

La pluviométrie moyenne croît avec l'augmentation des côtes absolues; ainsi, le rôle météorologique des zones interaltitudes diffère de leur superficie relative. Par exemple, la zone interaltitude de 400 à 600 m occupe 19,2 % de la superficie totale du sous bassin versant mais reçoit seulement 9,6 % du volume total des précipitations. Par contre, les zones interaltitudes avec les côtes absolues dépassant 1200 m possèdent presque la même superficie (20 % de l'aire totale) mais elles reçoivent 31,7 % du volume total de l'eau précipitée.

La hauteur de la lame d'eau précipitée est déterminée comme un quotient du volume des précipitations, supposé uniformément réparti, par l'aire totale du sous bassin d'alimentation, soit :

$$\frac{769{,}01.10^6 m^3}{2395.10^6 m^2} = 0{,}321m \quad \text{ou } 321 \text{ mm}$$

3. Précipitations solides : Neige et Enneigement

La neige favorise une infiltration élevée de l'eau dans le sol et une diminution de sa température. Pour la région d'étude, les précipitations neigeuses sont caractéristiques pour ces parties périphériques possédant les côtes absolues plus élevées. La neige une fois déposée sous forme d'un manteau protège les végétaux du froid, et constitue une réserve très appréciable en eau dans le sol; la chute de neige a lieu de novembre à avril.

Il existe très peu de données concernant les chutes de neige, pourtant assez fréquentes en hiver sur les monts de Bellezma.

P.SELTZER (1946) donne les valeurs relatives à la zone étudiée (Tableau 3.10).

Station	Nbr. j. d'enneigement	Nbr du jours ou il a neigé	Altitude (m)
Batna	8,3	14,3	1040
Bou Taleb	22,2	15,3	1250
Merouana	5,7	6,1	1000
Ain-Touta	4,6	5,8	917
Oued Chaba	18,8	18,8	1300

Tableau 3.10 : Durée de la période neigeuse
donnée par la station météo de Batna

Il existe une dépendance directe entre l'enneigement et l'altitude: pour la station d'Ain-Touta (917 m), le nombre de jours d'enneigement est de 4.6, tandis que la station d'Oued-Chaba (1300 m), il est de 18,2. D'après P. SELTZER l'enneigement moyen serait de plus de 20 jours par an à 1600 m d'altitude.

Le froid est également responsable de la forte proportion de neige dans les précipitations hivernales surtout dans les plus hauts sommet, au dessus de 1500 m. La neige fond en général rapidement après la chute. Sur les sommets, la fonte est retardée ou interrompue momentanément par la gelée ; si la fonte est lente, l'infiltration devient importante et alimente les nappes profondes, karstiques ou non et permet aux matériaux imbibés de franchir les limites d'ATTERBERG. Par contre, une fonte brusque, juste après la chute ne diffère guère des pluies plus ou moins intenses et provoque un ruissellement qui se concentre ; des torrents de boues se forment et ravinent le sol, noient les cultures et entravent la circulation.

L'importance de la neige réside dans le fait qu'elle imbibe les matériaux meubles pendant la saison de fusion. Elle influence le régime hydrologique en le soutenant pendant cette période. Ainsi, elle participe à la dynamique des versants en saturant les matériaux imbibés et le déclenchement des mouvements de masse. La lenteur de la fusion sur certains sommets surtout

d'exposition nord (Refaa-Reched, Bou-Rhioul) donne le temps nécessaire aux formations meubles à capacité de rétention faible pour atteindre les limites de plasticité et même de liquidité. Ainsi, on conclut que la neige joue un rôle important dans le déclenchement des formes d'érosion dans ces secteurs.

Les renseignements relatifs à la neige sont toujours incomplets. Les données disponibles signalent la chute de neige sans indiquer la hauteur et rarement le temps pendant lequel cette couverture neigeuse a persisté.

Quant à la grêle, ce phénomène est très fréquent surtout en altitude. Il peut se manifester durant toute l'année et cause de graves dommages aux cultures.

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Nbr de J de grèle	0	0.1	0.4	0.5	0.4	0.3	0.1	0.1	0.4	0.1	0.1	0.1
Nbr de J de gelée blanche	11.9	7.8	5.1	3.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	6.1	10.7

Tableau 3.11 : Nombre de jours de grêle et de gelée blanche
Dans la station de Batna (971-1991)

La gelée blanche se manifeste sur une période assez longue (octobre - mai), elle coïncide généralement avec la période végétative, provoquant une baisse considérable de rendements.

La connaissance du nombre de jours de gel est très importante en raison des dommages qu'ils causent à la végétation en général et aux cultures en particulier. Les dommages sont encore plus importants, notamment aux arbres fruitiers et aux cultures maraîchères, lorsque se présentent des gelées tardives,.

4. Les températures

La température est un facteur très important qui conditionne les phénomènes et les paramètres du bilan hydrologique en particulier. On dispose des données thermiques pour une période de 20 ans (1971-1990). Elles permettent de calculer les moyennes suivantes :

- Mensuelles interannuelles des températures absolues (Batna, Barika).
- Mensuelles interannuelles des températures maximales et minimales (Batna, Ain-Touta, N'Gaous, Barika).
- Annuelles des températures maximales et minimales (Batna, Barika).
- Mensuelles interannuelles des températures maximales et minimales du sol (Batna, Barika).

4.1 Variation annuelle des températures extrêmes

La Fig. 3.9 et le Tableau 3.12 montrent la variation des températures moyennes mensuelles interannuelles maximales et minimales.

Station de Batna

La température moyenne mensuelle absolue maximale varie de 16,5° au mois de janvier à 37,4° au mois de juillet, l'intervalle de variation est égal à 20,9°. Le module moyen annuel est de 26,7°. Durant la période de mai à octobre, la température absolue dépasse son module annuel. On peut constater que la variation du paramètre considéré est relativement faible (Coefficient de variation $C_V = 0,29$).

La température moyenne mensuelle absolue minimale oscille de -5,1° en janvier à 11,8° en juillet, l'intervalle de variation est égal à 16,9°. Pendant la période allant du mois de novembre au mois d'avril, la valeur du paramètre est négative parce que le module annuel est relativement petit (2,1°) et le coefficient de variation ($C_V = 3,01$) est très élevé.

Il est intéressant de noter que l'amplitude de la variation du paramètre (différence des valeurs maximales et minimales) varie dans des limites étroites, de 20,5° au mois de décembre à 27,8°au mois de juin ; le module annuel de l'amplitude est égal à 24,6°, la variation des valeurs autour du module est très faible ($C_V = 0,09$).

Mois	Batna			Barika		
	Tabs max	Tabs min	A	Tabs max	Tabs min	A
Janvier	16,5	-5,1	21,6	22,7	-1,9	24,6
Février	18,9	-4,6	23,5	29,4	1,0	28,4
Mars	21,5	-3,4	24,9	34,6	1,8	32,8
Avril	26,0	-1,4	27,4	40,2	2,6	37,6
Mai	29,7	2,4	27,3	45,5	7,2	38,3
Juin	36,0	8,2	27,8	50,3	13,7	36,6
Juillet	37,4	11,8	25,6	52,4	21,0	31,4
Août	36,4	11,6	24,8	51,8	19,0	32,8
Septembre	33,1	7,8	25,3	46,5	14,3	32,2
Octobre	27,4	2,9	24,5	38,5	6,9	31,6
Novembre	20,9	-1,4	22,3	29,7	1,0	28,7
Décembre	16,9	-3,6	20,5	23,3	-1,2	24,5
Module moyen annuel	26,7	2,1	24,6	38,7	7,1	31,6
Intervalle de variation	20,9	16,9	7,3	29,7	22,9	13,8
Ecart type	7,79	6,32	2,31	10,79	8,00	4,54
Coefficient de variation	0,29	3,01	0,09	0,28	1,13	0,14

Tableau 3.12 : Températures absolues moyennes mensuelles interannuelles

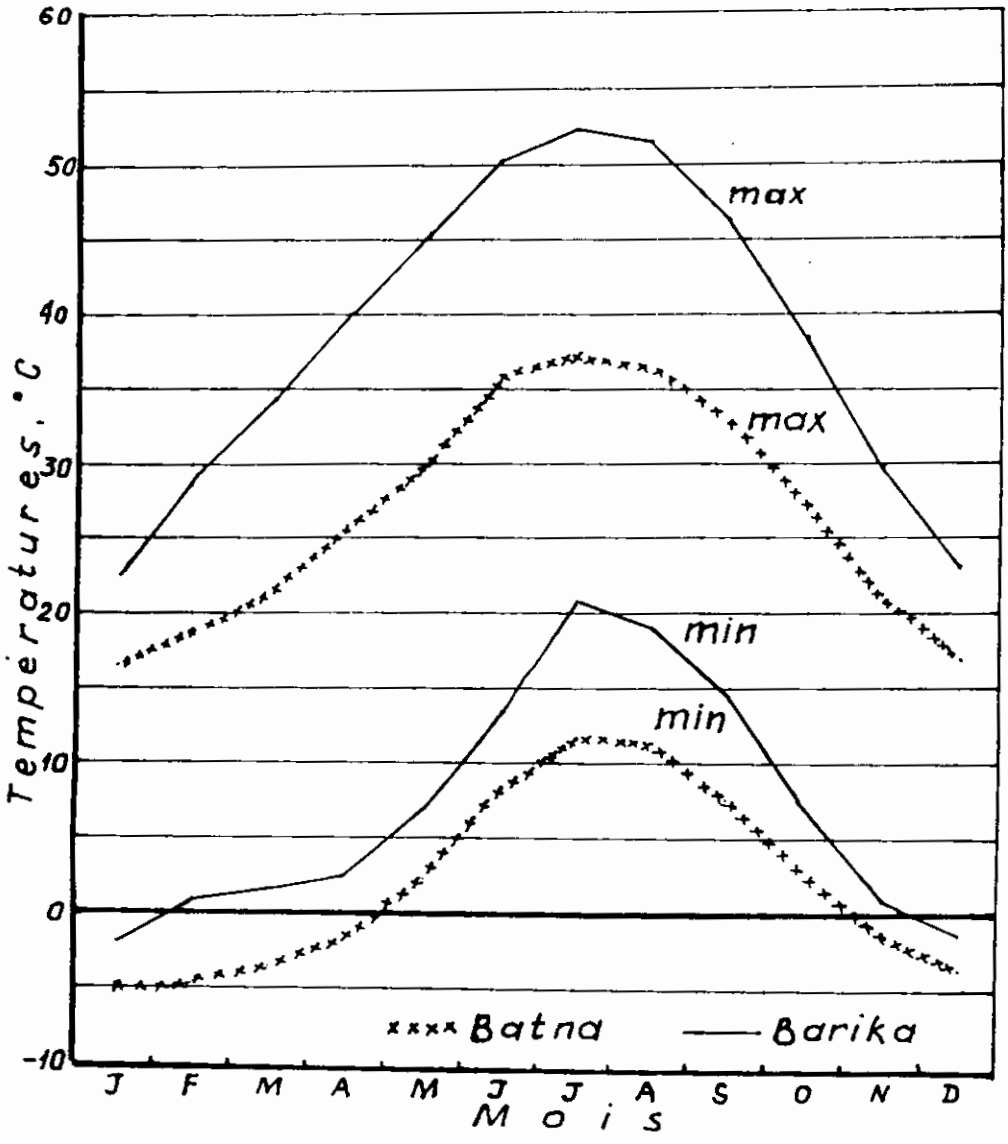


Fig3-9 Variation annuelle des températures max et min absolues moyennes mensuelles

Station de Barika

La plus petite température moyenne mensuelle maximale absolue est observée au mois de janvier (22,7°) et la plus grande au mois de juillet (52,40°) ; son intervalle de variation égale 29,7°. Durant la période d'avril à septembre, la valeur du paramètre dépasse son module annuel (38,7°). La variation de la température considérée durant l'année est faible (C_V = 0,28).

La température moyenne mensuelle maximale absolue varie de 1,9° au mois de janvier à 21,0° au mois de juillet avec un intervalle de variation égal à 22,9 ; le module annuel égale 7,1°. La variation annuelle de cette température est élevée (C_V = 1,13).

La différence mensuelle entre les valeurs absolues maximales et minimales oscille durant l'année de 24,5° (décembre) à 38,3° (mai) et, en moyenne, égale 31,6°. La variation annuelle de cette différence est très faible (C_V = 0,14).

Conclusion

En comparant les données thermiques de deux stations, on peut noter les faits suivants :

- Grâce à l'altitude et la continentalité du climat plus exprimée, la station de Barika diffère de la station de Batna par sa température absolue maximale et minimale plus grande (12,0° pour la température maximale absolue et 5° pour la minimale).

- La station de Batna diffère par une large répartition des températures absolues minimales négatives (durant la période de novembre à avril) et la station de Barika par l'existence d'une période extrêmement chaude (durant la période d'avril à septembre la température considérée dépasse 40° et 50° aux mois d'été)

- Pour les deux stations, la variation annuelle des températures maximales absolues est faible (C_V = 0,28 à 0,29) et celle des températures minimales absolues est extrêmement élevée (C_V= 1,13 - 3,01).

- Pour les deux stations, l'amplitude de la variation de température absolue reste presque stable durant toute l'année (Cv = 0,09...0,14); la valeur absolue de cette amplitude pour la station de Barika, par exemple, favorise une altération physique intensive des roches et d'autre phénomènes naturels.

4.2 Variation annuelle des températures du sol

Cette variation est représentée sur le graphique (Fig. 3.10) et sur le Tableau 3.13 pour deux stations météorologiques.

Station de Batna

La température maximale moyenne mensuelle à la surface du sol se caractérise par une même allure annuelle que celle de l'air : la valeur la plus petite (13,2°) est observée en janvier et la valeur la plus grande (41,7°) au mois de juillet. Pourtant, elle est sensiblement plus élevée (module annuel de ce paramètre à l'air égal à 26,5°) et varie de 13,2° en janvier à 41,7° au mois de juillet (pour l'air, les valeurs correspondantes sont 9,8° et 32,9°).

La température minimale moyenne mensuelle à la surface du sol possède une même allure annuelle de la variation que celle de l'air (minimum au mois de janvier, maximum en juillet) mais en hiver les valeurs de ce paramètre à la surface du sol sont négatives (de -2,1 à -1,1°), tandis qu'à l'air elles sont toujours positives (0,8 - 1,7°). En été, la température minimale mensuelle à la surface du sol augmente jusqu'à 14 - 17°. Il en résulte que le module moyen annuel de ce paramètre à la surface du sol (4,6°) est inférieur à son homologue à l'air (7,9°). Il se caractérise aussi par une variation annuelle plus forte (C_V =1,23 à la surface du sol et à 0,78 à l'air).

Les courbes de la variation annuelle de la température moyenne mensuelle à la surface du sol et à l'air sont semblables aussi, mais la différence entre ces valeurs est moins sensible. A la surface du sol, elle varie de 5,6° (janvier) à 27,3° (juillet) et possède un module annuel égal à 15,6°; tandis qu'à l'air elle oscille de 5,3° (janvier) à 25,0° (juillet) et en moyenne égale 14,0°. La variation annuelle du paramètre considéré est analogue à la surface du sol et à l'air (C_V = 0,51 et C_V = 0,52 respectivement).

La température moyenne mensuelle du sol à la profondeur de 0,5 m diffère un peu par son allure de celle-ci à la surface du sol : on observe son minimum (7,1°) au même mois (janvier) tandis que son maximum (27,0°) se produit au mois d'août. Les valeurs des moyennes mensuelles ne diffèrent presque pas; c'est pourquoi la profondeur de 0,5 m et la surface du sol se caractérisent presque par la même valeur du module annuel (respectivement 16,3° et 15,6°).

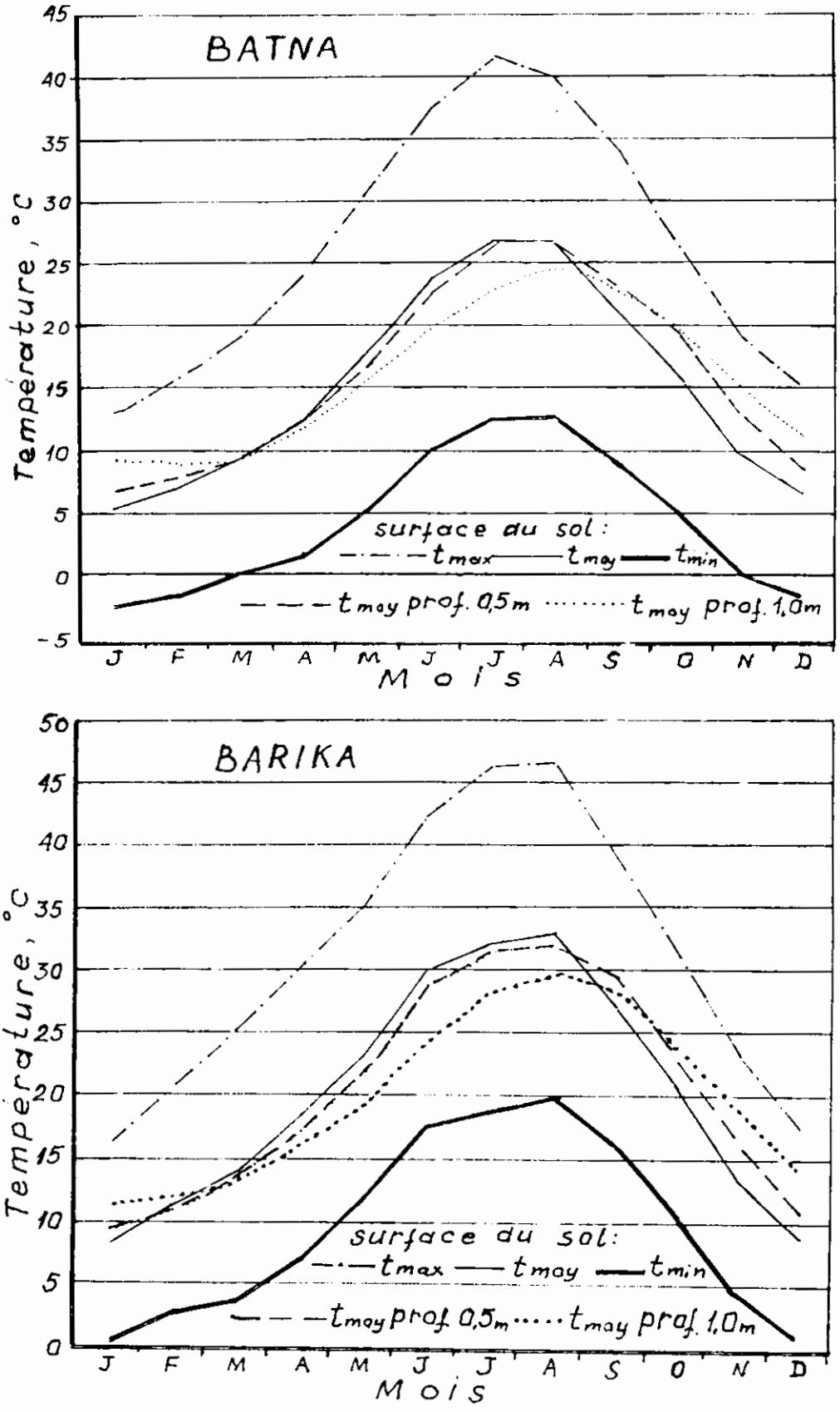


Fig. 3-10 Variation annuelle des températures du sol

Mois	Surface du Sol			Prof 0.5m	Prof 1.0m	Surface du Sol			Prof 0.5m	Prof 1.0m
	T °max	T°min	T°moy	T°moy	T°moy	T °max	T°min	T°moy	T°moy	T°moy
J	13,2	-2,1	5,6	7,1	9,5	16,1	0,7	8,4	9,6	11,7
F	15,9	-1,3	7,3	7,8	9,2	20,9	2,8	11,9	10,9	12,2
M	19,5	0,4	10,0	9,8	10,2	25,4	3,9	14,7	13,8	13,4
A	24,1	2,0	13,1	13,1	12,5	30,7	7,4	19,1	17,5	16,4
M	31,0	5,5	18,3	17,2	15,9	35,3	12,2	23,8	21,9	19,7
J	37,7	10,6	24,1	22,9	20,0	42,9	17,9	30,4	28,9	24,8
J	41,7	12,9	27,3	26,7	23,1	45,9	19,3	32,6	31,7	28,6
A	40,1	12,9	26,5	27,0	24,8	46,3	19,9	33,1	32,2	29,9
S	33,9	9,5	21,7	23,6	23,2	39,0	16,5	27,8	29,2	28,1
O	26,3	5,2	15,8	18,7	19,8	31,3	10,9	21,1	22,7	24,2
N	18,9	0,6	9,8	13,2	15,5	23,2	4,5	13,8	16,0	19,0
D	15,3	1,1	7,1	9,0	11,5	17,4	1,2	9,3	10,8	14,3
Module moyen annuel	26,5	4,6	15,6	16,3	16,3	31,2	9,8	20,5	20,4	20,2
Int. de variation	28,5	15,0	21,7	19,9	15,6	30,2	19,2	24,5	22,6	18,2
Ecart type	10,19	5,65	7,89	7,34	5,87	10,78	7,29	9,01	8,50	6,73
Coefficient de var.	0,38	1,23	0,51	0,45	0,35	0,74	0,44	0,42	0,33	

Tableau 3.13 : Température moyennes mensuelles interannuelles du sol

La variation annuelle du paramètre à la profondeur de 0,5 m (C_V = 0,45) est un peu plus faible qu'à la surface (C_V = 0,51).

La température moyenne mensuelle du sol à la profondeur de 1m diffère faiblement par son allure de celle-ci à la profondeur de 0,5m: le maximum des courbes est observé au mois d'août (24,8° à la profondeur de 1 m, 27° à la profondeur de 0,5 m) tandis que le minimum du paramètre à 1 m de profondeur est observé au mois de février (9,2°). A la période froide de l'année (octobre à mars), la température à une profondeur de 1 m est supérieure de 0,4 - 2,5° à celle de 0,5 m de profondeur et, à la période chaude de l'année (avril à septembre), elle est inférieure de 0,6-3,4°. Il en résulte que les deux profondeurs se caractérisent par la même valeur du module annuel (16,3°).

Station De Barika

L'allure des courbes de la variation des températures maximales moyennes mensuelles de l'air et de la surface du sol est presque analogue : le minimum en janvier et le maximum en juillet pour l'air et en août pour la surface du sol. Pourtant, la variation de ce paramètre à la surface du sol (de 16,1 à 46,3°) diffère considérablement de celle-ci à l'air (de 13,2 à 36,4°); c'est pourquoi la surface du sol et l'air se distingue aussi par la valeur du module annuel (respectivement 31,2° et 22,1°) ; on peut remarquer qu'à la surface du sol la variation du module annuel est moins prononcée (C_V = 0,35) qu'à l'air (C_V = 0,40) .

La forme des courbes du changement des températures minimales moyennes mensuelles à l'air et à la surface du sol est pareille : le minimum en janvier et le maximum en août.

A la différence de la température maximale, on observe, pour la température minimale, les valeurs plus petites à la surface du sol (elles varient de 0,7° à 19,9° durant l'année) et les plus grandes à l'air (de 2,7° à 22,3°) ; c'est pourquoi le module annuel du paramètre à l'air (11,9°) dépasse celui de la surface du sol (9,8°). La variation annuelle du paramètre à la surface du sol (C_V = 0,74) est un peu plus prononcée que celle du paramètre à l'air (C_V = 0,62).

L'allure des courbes de la variation des températures moyennes mensuelles à la surface du sol est très proche : on observe les valeurs plus petites au mois de janvier et les plus grandes au mois d'août. Les courbes diffèrent par les valeurs absolues du paramètre : il varie de 8,0 à 29,3° à l'air et de 8,4 à 33,1° à la surface du sol . Il en résulte qu'elles se distinguent aussi par la valeur du module annuel qui est égale à 17,0° à l'air et 20,5° à la surface du sol ; la variation annuelle du paramètre est presque la même à l'air et à la surface du sol (respectivement 0,47 et 0,44).

La variation de la température moyenne mensuelle du sol à une profondeur de 0,5m diffère peu de celle à sa surface (maximum en août, minimum en janvier). Ces deux points d'observation se distinguent un peu par la distribution annuelle des températures moyennes : à la période froide de l'année (de septembre à janvier), la température à la profondeur de 0,5 m est supérieure de 1,2-2,2° par rapport à la surface et, à la période chaude (de février à août), elle est inférieure de 0,9-1,9°. Les deux points d'observation se caractérisent presque par la même valeur du module annuel (20,5° à la surface du sol, 20,4° à la profondeur de 0,5 m) tandis que la variation annuelle du paramètre diminue un peu avec la profondeur (Cv=0,44 à la surface et 0,42 à la profondeur de 0,5 m).

Les courbes de la variation des températures moyennes mensuelles du sol à une profondeur de 0,5 m et de l m diffèrent un peu par la répartition annuelle des valeurs absolues : à la période froide (d'octobre à février), la température du sol à la profondeur de l m est supérieure

de 1,5 - 3,5° et, à la période chaude (de mars à septembre), elle est inférieure de 0,4 - 4,1° par rapport à la température de 0,5 m de profondeur. On peut dire que les deux profondeurs sont analogues par la valeur du module annuel (20,4° à la profondeur 0,5 m et 20,2° à la profondeur 1 m). On observe une certaine diminution de la valeur du coefficient de variation (Cv = 0,42 à 0,5 m de profondeur et Cv = 0,33 à 1 m de profondeur).

Conclusion

La comparaison de la variation des paramètres thermiques de deux stations météorologiques permet de relever les faits suivants :

- L'allure des courbes thermiques de l'air et du sol est presque la même; le minimum s'observe au mois de janvier et le maximum aux mois de juillet - août.

- Les modules moyens annuels des températures maximales et moyennes à la surface du sol sont plus élevés par rapport à l'air, tandis que les mêmes modules des températures minimales à l'air sont supérieurs à ceux-ci à la surface du sol.

- Les modules moyens annuels des températures moyennes du sol à trois points d'observation (surface du sol, profondeur de 0,5 m et de 1 m) ne diffèrent pas sensiblement, on observe seulement une différence dans la répartition des températures durant l'année .

- La variation des valeurs du module annuel des températures moyennes du sol (Cv = 0,33 - 0,51) est plus faible part rapport à celle de l'air (Cv = 0,47 - 0,52).

- Avec la profondeur, on observe la diminution de la variation du module annuel des températures moyennes du sol (à la surface Cv= 0,44-0,51,à la profondeur de 0,5m Cv=0,42-0,45, à la profondeur de 1 m Cv = 0,33 - 0,36), cela signifie une stabilisation du régime thermique du sol.

4.3 Régime thermique

Indice climatique de DE MARTONE

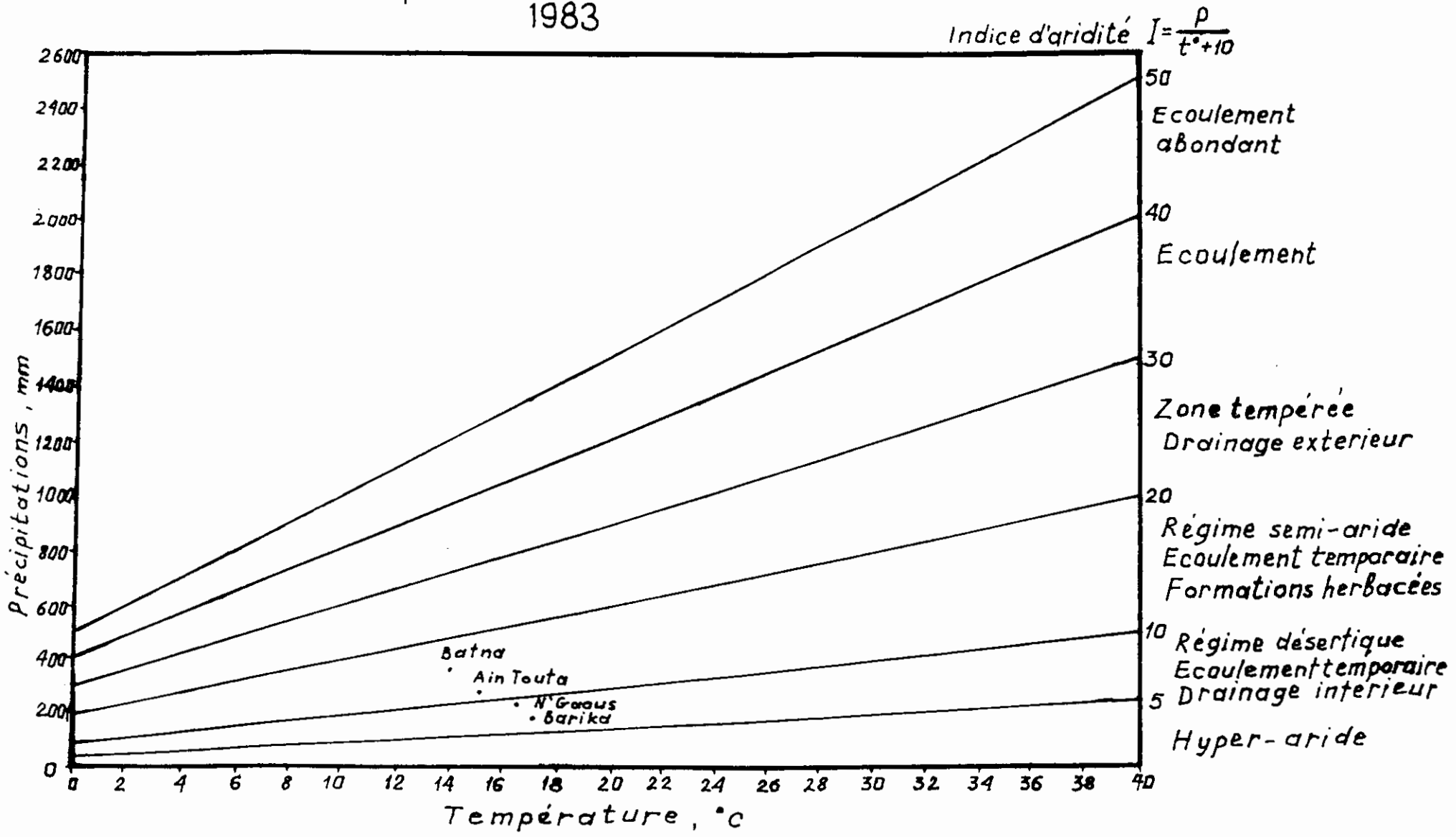
Cet auteur a proposé en 1923 un indice d'aridité fondé sur le régime des précipitations et les températures :

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

où : P : présente les précipitations annuelles en mm.

T : présente la température moyenne annuelle.

Fig.: 3-11 ABAQUE DE L'INDICE D'ARIDITE
D'après E.D. MARTONNE
1983



Les résultats du module de l'indice sont récapitulés dans le tableau ci-dessous :

Station	Préc. an (mm)	Temp. moy an.	Ind. de De MARTONE	Rég. ther. (De MARTONE)
Batna	330	14,0	13,75	semi-aride
Ain-Touta	253	15,0	10,12	semi-aride
Barika	166	17,0	6,15	désertique
N'Gaous	231	16,3	8,78	désertique

Tableau 3.14 : Indice climatique de DE MARTONE

Pour " I "compris entre 5 et 10 selon cet auteur on est en milieu désertique, pour " I " entre 10 et 20 on est en milieu semi-aride ; les deux milieux se caractérisent par un écoulement temporaire et une couverture herbacée (Fig. 3.11).

D'après la valeur de l'indice climatique on voit que la région se caractérise par le régime thermique désertique avec un écoulement temporaire et une couverture herbacée.

Courbes ombrothermiques de GAUSSEN

La sécheresse étant le trait climatique dominant dans la région d'étude, il nous a semblé utile d'en apprécier l'importance. Pour avoir une idée sur la durée de la saison sèche, on a tracé les courbes ombrothermiques de GAUSSEN pour quatre stations (Fig. 3.12 et Tableau 3.15). Rappelons que cet auteur définit un mois sec comme un mois recevant une hauteur des précipitations (en mm) inférieure au double de la température moyenne du mois.

Station	Altitude (m)	Module pluviométrique (mm)	Module moyen annuel de la Température	Durée de la saison sèche (mois)
Batna	1040	330	14,0	5,0
Ain-Touta	917	253	15,0	6,5
N'Gaous	730	231	16,3	7,5
Barika	456	166	17,0	11,0

Tableau 3.15 : Durée de la saison sèche

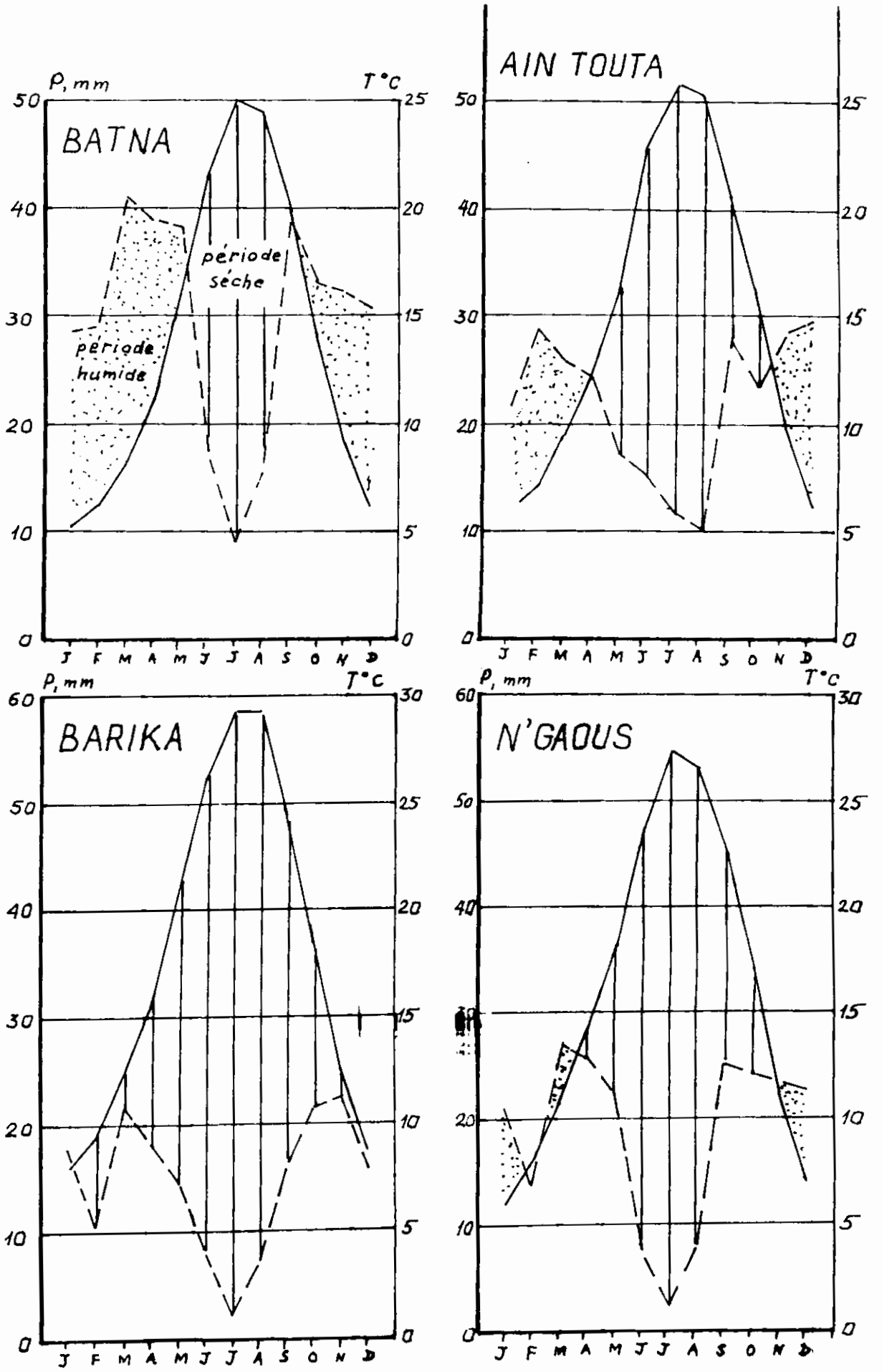


Fig. 3-12 DIAGRAMMES OMBROTHERMIQUES DE GAUSSEN

Ainsi, pour la station de Batna disposée hors du sous bassin à étudier, à 30 km vers le nord-est de ces limites nord, on observe une saison sèche de cinq mois. Elle commence à la fin de mai et dure jusqu'à la fin de septembre.

Pour la station d'Ain-Touta située aussi hors du sous bassin versant, à 30 km vers l'est de ces limites, on trouve une saison sèche de 6,5 mois. Elle commence à la moitié d'avril et se prolonge jusqu'à la fin d'octobre.

La station de N'Gaous se trouve au centre de la partie nord-est du sous bassin Ici, la saison sèche débute à la fin de mars et dure jusqu'à la moitié de novembre, (7,5 mois).

La station de Barika se situe au centre de la partie sud-ouest du sous bassin versant, on trouve ici une saison sèche de onze mois. Elle commence à la moitié de janvier et dure jusqu'à la moitié de décembre.

En conclusion, on peut remarquer qu'il existe une dépendance étroite entre la durée de la sèche et les valeurs d'altitude, de précipitations et de températures des stations météorologiques citées ci-dessus, ainsi qu'une influence considérable du climat saharien aride sur le régime thermique du sous bassin versant à étudier.

5. Les vents

Les vents sont caractérisés par leur direction, leur vitesse et leur intensité, ils exercent une action destructrice, augmentant l'évapotranspiration et les phénomènes érosifs. Les vents dominant dans la région sont ceux du sud-ouest, tandis qu'en été le sirocco (vent chaud et sec) est très fréquent ; grâce à son pouvoir desséchant, il peut endommager des cultures. Les vents du nord-est sont secs et froids. Les vents chauds du sud apparaissent au printemps en liaison avec le passage des perturbations en Méditerranée.

Les directions et les vitesses des vents sont connues à Barika ; en 1968-1970 (Tableau 3.18), les valeurs enregistrées sont très variables d'une année à l'autre, cependant les vitesses moyennes les plus fortes sont observées le plus souvent en été et les plus faibles en novembre, décembre et janvier.

A Barika, les vents dominants sont de direction variable. Ils viennent généralement du sud-ouest (en été) ou du nord-ouest (en hiver) et quelque fois de l'est et de l'ouest.

Année	Paramètres	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A
1968-1969	Vitesse moyenne m/s	4,0	2,0	1,0	1,6	1,6	4,5	3,6	4,2	2,9	4,1	4,4	4,8
	Direction dominante	W	W	NW	NW	NW	SW	SW	NW	NW	SW	SW	SW
1969-1970	Vitesse moyenne m/s	4,2	3,1	1,3	2,7	1,4	2,2	3,0	4,4	3,6	4,0	3,7	3,4
	Direction dominante	ENE	E	E	NW	NW	NW	NW	ENE	NE	SSW	SW	SW

Tableau 3.16 : Les vents pour la station de Barika

direction	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Fréquence 1-5 m/s	7,5	5,5	2,5	0	2,0	7,5	6,5	4,5
Fréquence 6-15 m/s	4,0	2,0	0	0	2,5	18,0	8,5	2,5

Tableau 3.17 : Répartition fréquentielle des vents
pour la station météo de Batna (1971-1984)

6. L'évaporation

L'évaporation a été mesurée à Barika pour deux années hydrologiques (1968-1969 et 1969-1970) à l'aide d'un bac à évaporation du type " classe A "et d'un évaporomètre de piche. L'évaporation PICHE atteint 2470 mm pour l'année 1968-1969 et 2996 mm pour 1969-1970, alors que les tranches d'eau évaporées par le bac s'élevant à 2200 mm en 1968-1969 et à 1975 mm en 1969-1970.

A titre de comparaison, P.DUTIL (1962) a mesuré l'évaporation à Batna sur les bacs Colorado pendant quatre années hydrologiques. De 1956 à 1960 la pluviométrie moyenne était égale au module moyen annuel de 24 années (449 mm) et pendant cette même période de quatre ans, l'évaporation moyenne correspondait à 1990 mm par an.

7. Bilan hydrologique

Le bilan d'eau d'une région consiste à évaluer la répartition de différentes composantes du bilan hydrique : l'évapotranspiration, l'écoulement et l'infiltration.

l'évapotranspiration est définie comme une restitution de l'eau sous forme de vapeur de la surface terrestre à l'atmosphère. Cette notion englobe aussi bien la lame d'eau évaporée à partir du sol que celle transpirée par les plantes.

On distingue l'évapotranspiration potentielle (ETP) employée lorsque la surface évaporante est convenablement alimentée en eau et l'évapotranspiration réelle (ETR) qui tient compte de l'abondance en eau à la surface évaporante. l'ETR est, par définition, inférieure ou égale à l'ETP.

7.1 Calcul de l'Evapotranspiration Potentielle

Il existe plusieurs formules empiriques pour calculer l'évapotranspiration potentielle, mais elles ne sont pas représentatives pour toutes les régions du monde parce qu'elles doivent subir plusieurs corrections locales.

Selon THORNTHWAITE :

$$Ep = 16 (10 T / I)^{\alpha}, \text{ en mm}$$

Où Ep : Evapotranspiration mensuelle non corrigée.

T : Température moyenne mensuelle en c°.

I = Indice thermique annuel.

$I = \sum i$

i : Indice thermique mensuel, déterminé par l'expression :

$$i = (T / 5)^{1.5}$$

α : coefficient calculé par la formule :

$$\alpha = 1.6 (I / 100) + 0.5$$

L'évapotranspiration potentielle corrigée est obtenue comme le produit de l'ETP non corrigé par le coefficient de correction K qui tient compte à la fois du nombre de jours par mois et de la durée du jour en fonction de la latitude. On a utilisé les valeurs de ce coefficient pour la latitude 35° nord (latitude de Batna).

7.2 Evapotranspiration Réelle

Un certain nombre de méthodes empiriques prenant en compte les précipitations et les températures permettent de faire une estimation de ce paramètre.

Méthode de COUTAGNE

Cette méthode fait intervenir les précipitations moyennes annuelles (P, en mm) et les températures moyennes annuelles (T, c°) :

$$ETR = P - \lambda P^2$$

Avec : $\lambda = 1 / (0,8 + 0,14\ T)$

La formule de COUTAGE est applicable pour les précipitations comprises entre $1 / 8\ \lambda$ et $1 / 2\ \lambda$. D'après les calculs effectués, la valeur annuelle des précipitations à Batna (0,353 m) est comprise entre $1 / 8\lambda$ et $1 / 2\lambda$ ($\lambda = 0,36$), pour les autres stations cette méthode est non applicable.

Méthode de WUNDT

Le déficit d'écoulement est donné par report direct sur l'abaque de WUNDT en fonction des précipitations et des températures moyennes annuelles (Fig. 3.13).

Méthode de TURC

L'évapotranspiration réelle déficit d'écoulement se détermine d'après l'expression suivante :

$$ETR = P / (\sqrt{}(0.9 + P^2 / TL^2)$$

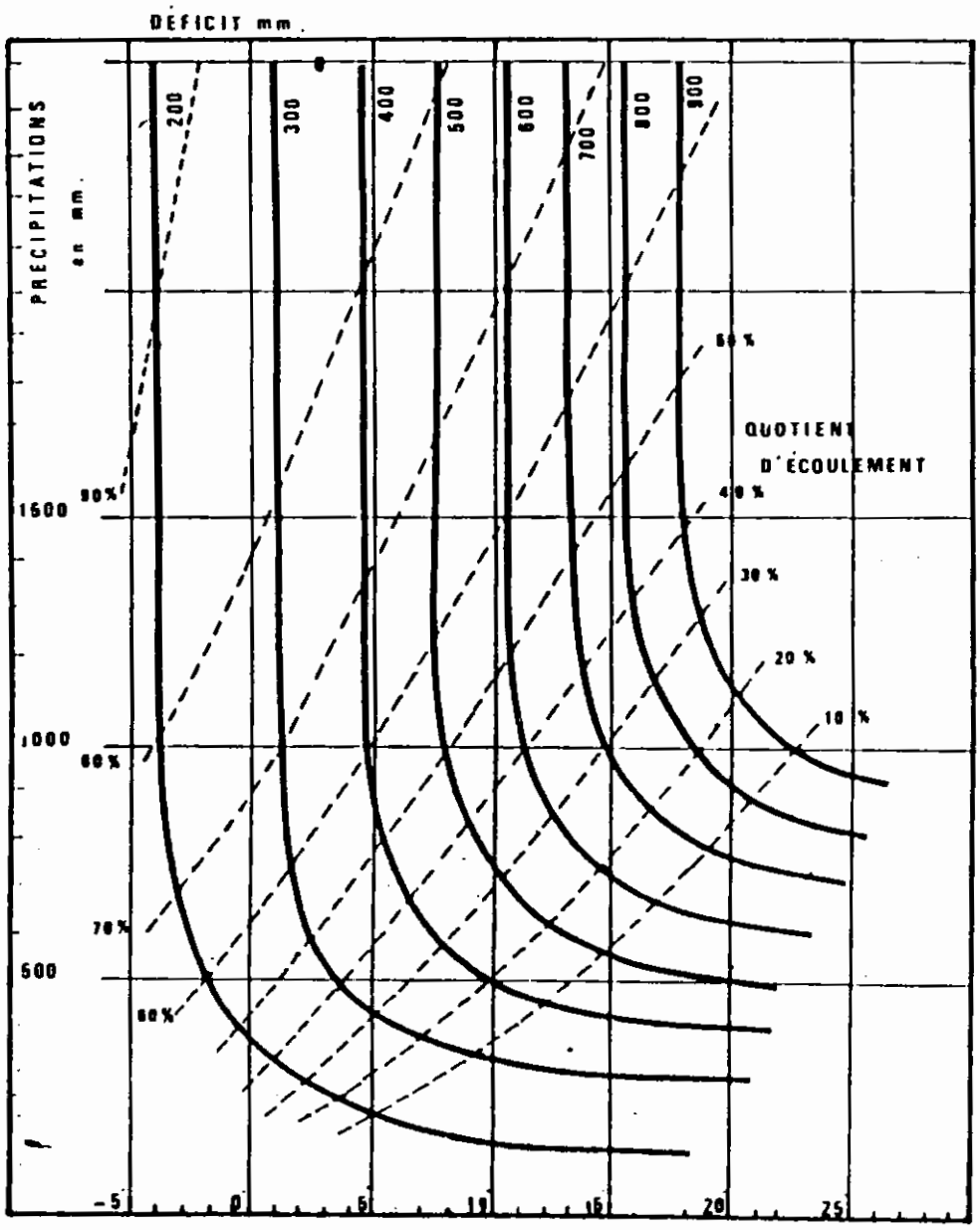
Où P : Précipitations moyennes annuelles, en mm.

$L = 300 + 25T + 0,05T^3$

T : Température moyenne annuelle, en °c

Méthode de VERDEIL (1988)

P. VERDEIL a établi en Algérie un abaque pour déterminer le déficit d'écoulement ne dépassant pas 600 mm. Sa valeur est obtenue directement sur l'abaque (Fig. 3.14)



Abaque de WUNDT

modifié par COUTAGNE

Evaluation de l'écoulement et du déficit en fonction des Températures moyennes et des Précipitations

Fig : 3.13

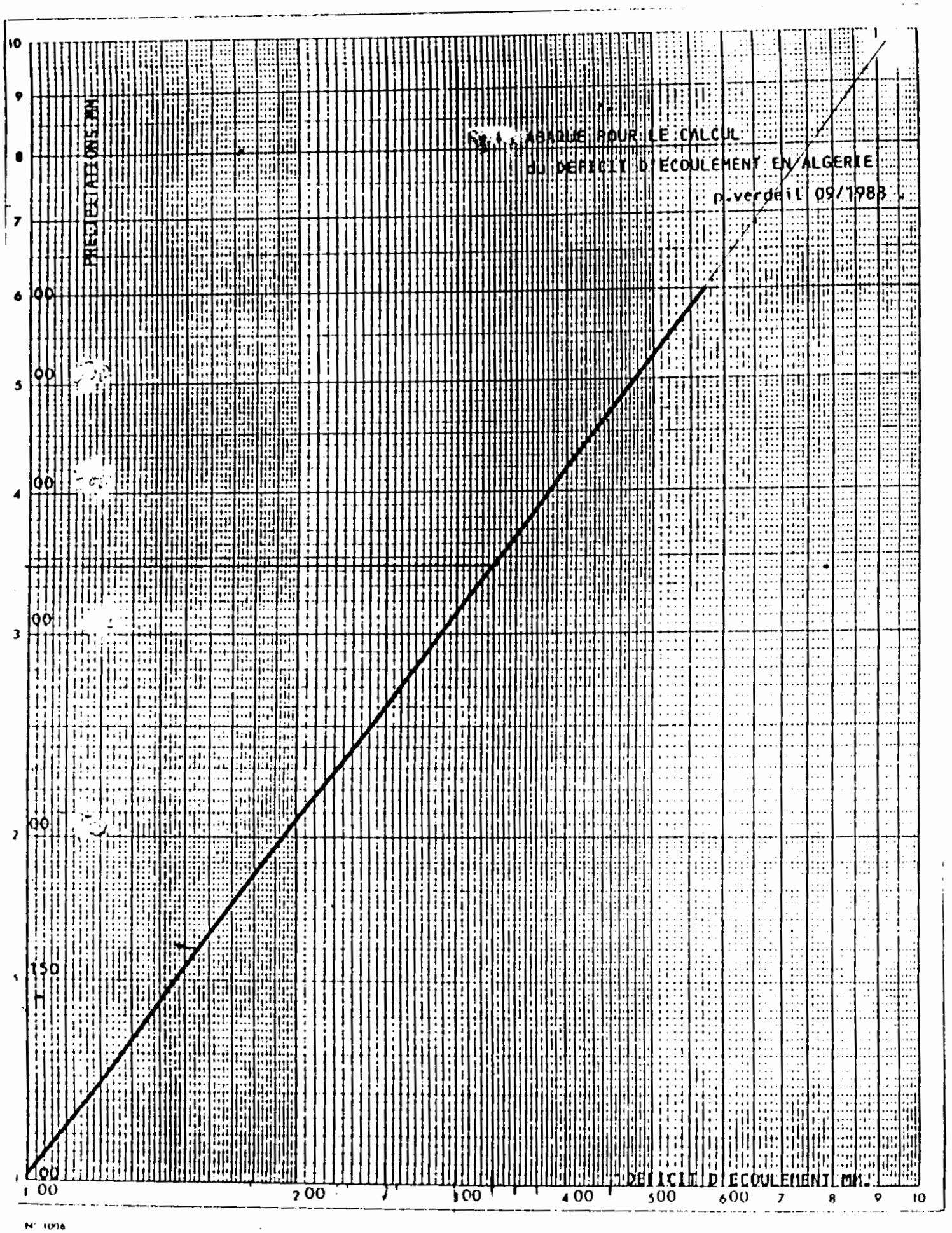

ABAQUE POUR LE CALCUL
du DEFICIT D'ECOULEMENT EN ALGERIE
p.verdeil 09/1988
PRECIPITATIONS MM
DEFICIT D'ECOULEMENT MM.
100
200
300
400
500
600
7
8
9
10
150

Fig: 3.14

Méthode de THORNTHWAITE

Cette méthode donne une estimation de l'ETR équivalente du déficit d'écoulement (D)

$$ETR = D = P - Ex, \text{ en mm}$$

où P : Hauteur moyenne annuelle des précipitations tombées sur un bassin versant (module pluviométrique, en mm).

Ex : Excédent, hauteur moyenne annuelle de la lame d'eau qui représente le volume total débité par le cours d'eau exutoire (ruissellement R) et infiltré au sol (infiltration I):

$$Ex = R + I$$

D'après THORNTHWAITE :

- Lorsque les précipitations sont supérieures à l'évapotranspiration potentielle, l'évapotranspiration réelle est égale à l'évapotranspiration potentielle et l'excédent des précipitations sont stocké dans le sol (formant une réserve facilement utilisable RFU) ou s'écoule en profondeur (infiltration I) ou en surface vers les cours d'eau (ruissellement R). THORNTHWAITE admet que la saturation du sol est atteinte lorsque RFU cumulée atteint 100 mm d'eau. La valeur maximale de RFU pour les plaines des hauts plateaux avec une couverture argilo-limoneuse peut être calculée par la formule de J. RICHARD (1979) :

$$RFU=(Da \times He \times P) / 3, \text{ en cm}$$

Où Da : Densité apparente du sol (pour la plaine Da =1,4).

He : Humidité équivalente pondérale de la terre sèche (He = 0,25).

P : Profondeur de la couche de terre parcourue par les racines (on prend P =25 cm).

Donc : $RFU = (1,4 \times 0,25 \times 25)/3 = 2,9cm = 29mm.$

On applique cette valeur de RFU pour les calculs postérieurs du bilan hydrique.

- Lorsque les précipitations sont inférieures à l'ETP, l'évapotranspiration réelle est égale aux précipitations du mois considéré. Le sol restitue l'eau emmagasinée jusqu'à l'épuisement des réserves facilement utilisables. Le stock épuisé, l'ETR est égale à la pluviométrie :

$$ETR = P.$$

Comme l'ETP est plus forte par rapport aux précipitations, il y aura un déficit du bilan

$$D = ETP - ETR.$$

Les Tableaux 3.19 à 3.22 résument les calculs du bilan hydrologique pour quatre stations météorologiques à partir de la pluviométrie, mensuelle et des températures mensuelles enregistrées de 1981 à 1992.

7.3 Bilan hydrique de la station de Batna selon l'ETP de THORNTHWAITE

Cette station se caractérise par une altitude plus haute (1040 m), un module pluviométrique annuel plus grand (353 mm pour la période 1980-1990) et un module thermique moins élevé (14°c) par rapport à d'autres stations de la région. Elle se trouve en dehors des limites du sous bassin versant de Barika, mais présente un intérêt important pour préciser le type et les particularités du bilan hydrique des hautes plaines. Une partie considérable de la superficie du sous bassin versant de Barika (37 % environ) possède les côtes absolues dépassant 1000 m.

On peut supposer avec une certaine approximation que cette partie du sous bassin étudié se caractérise par un bilan hydrologique analogue à celle de la station de Batna. Le bilan hydrique pour la station de Batna est présenté sur le graphique (Fig. 3.15) et sur le Tableau 3.19. En les examinant, on peut constater les particularités suivantes du bilan :

- A l'échelle annuelle, on observe que l'ETP dépasse largement les précipitations (respectivement 784 et 353 mm).

- Si on examine l'évolution de l'ETP mois par mois, on constate l'existence de deux saisons bien tranchées : l'une pendant laquelle les précipitations (P) sont supérieures à l'ETP (novembre-mars) et l'autre pendant laquelle se produit l'inverse (avril - octobre).

- Les contrastes thermiques annuels se repèrent sur l'ETP, qui devient plus faible (11-25 mm) pendant les mois les plus froids et pluvieux (de décembre à mars), alors qu'il atteint des valeurs très élevées en été (125-157 mm).

- Ainsi, on constate en saison froide un bilan hydrique positif, les précipitations recouvrent une certaine évapotranspiration réelle (égale à l'ETP) et permettent la formation d'une réserve facilement utilisable (29 mm) et d'un excédent (45 mm) depuis la fin du mois de novembre jusqu'à la fin de mars (04 mois).

- Au début d'avril, quand la température journalière moyenne dépasse 10°c environs, on observe le commencement du bilan hydrique négatif. Pendant un seul mois il se produit l'épuisement des RFU et la période de déficit commence au plus tard à la fin de mai et persiste en s'accentuant jusqu'à la fin d'octobre.

- Comme on le voit, la sécheresse constitue une contrainte climatique importante même dans les parties les plus élevées du relief. Elle est essentiellement estivale, mais s'étend sur un mois au printemps et sur deux en automne.

- La combinaison des précipitations de saison froide et de la faible évapotranspiration hivernale permet la reconstitution d'un excédent qui s'écoule pendant l'hiver et le début de printemps.

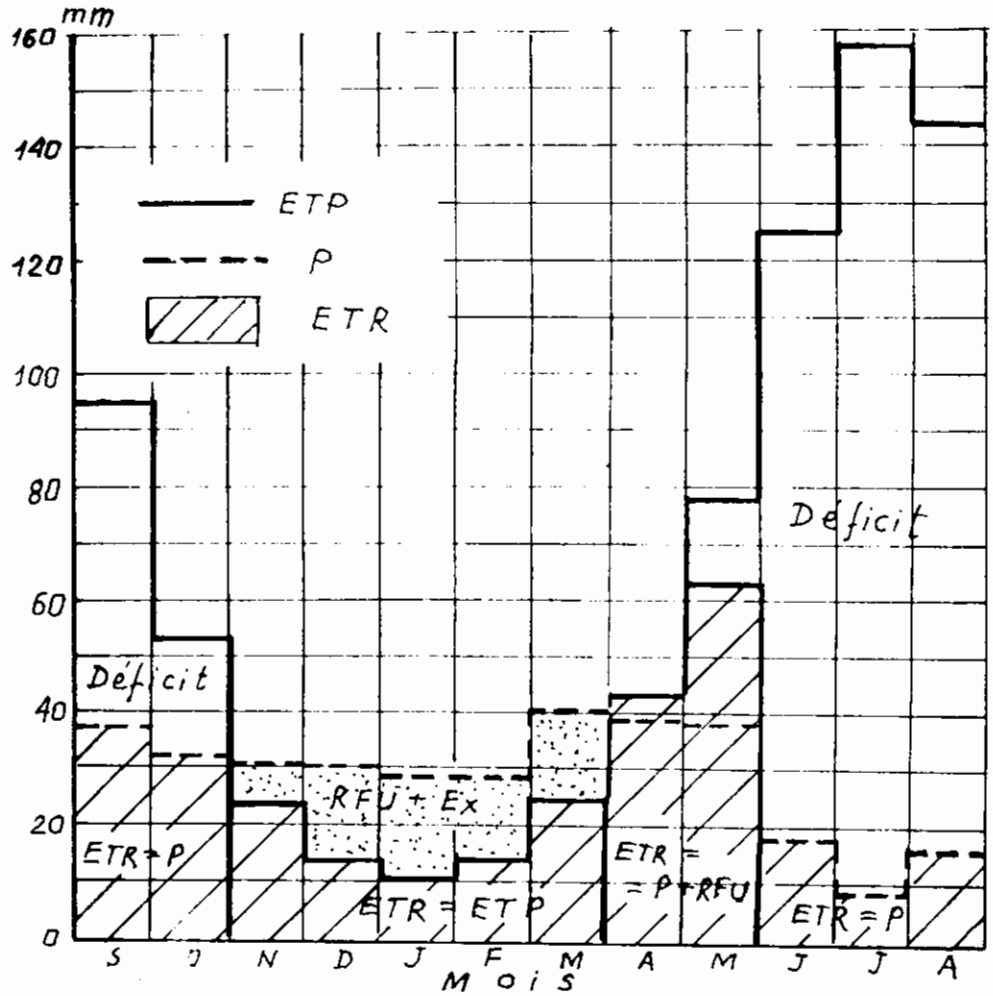


Fig. 3.15 Bilan hydrique : station de Batna

Tableau 3.19 : Le bilan hydrique selon l'ETP de THORNTHWAITE " Station de Batna "

Paramètre du bilan	Mois												Année
	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	
Module thermique mensuel	20.1	14.3	9.0	6.3	5..3	6.3	8..2	11.4	15.9	21.7	25.0	24.5	-
I	8.22	4.91	2.43	1.42	1.09	1.42	2.11	3.48	5.76	9.23	11.44	11.09	I=62.60
ETP	92.06	55.24	27.58	16.15	12.46	16.15	23.99	39.32	64.77	103.26	127.69	123.00	-
K	1.09	0.97	0.86	0.85	0.87	0.85	1.03	1.09	1.21	1.21	1.23	1.16	-
ETP corrigé	95	54	24	14	11	14	25	43	78	125	157	144	784
Module pluvi. mens. P	38	33	32	31	29	29	41	39	38	18	9	16	353
P - ETP	-57	-21	8	17	18	15	16	-4	-40	-107	-148	-128	-
ETR	38	33	24	14	11	14	25	43	63	18	9	16	308
RFU	-	-	8	25	29	29	29	25	-	-	-	-	-
EX	-	-	-	-	14	15	16	-	-	-	-	-	45
D	57	21	-	-	-	-	1	-	15	107	148	128	476

Formules de vérification :

P = ETR + EX ----------353 = 308 + 45

ETP = ETR + D ----------784 = 308+ 476

Pour évaluer la lame d'eau ruisselée on peut utiliser la formule de M.J TIXERON et E. BERKALOFF qui est la suivante : $R = P3 / 3(ETP)^2$

Avec : R : Ruissellement annuel, en mm.

P : Pluviométrie annuelle moyenne (353 mm).

ETP : Evapotranspiration potentielle annuelle (784 mm).

L'application de cette formule donne un ruissellement annuel de 24 mm, soit 6,8 % des précipitations. Avec cette valeur de ruissellement, on peut déduire la lame d'eau infiltrée qui est égale à la différence de l'excédent et du ruissellement. Ce paramètre d'infiltration présente, avec 21 mm par an, un faible pourcentage (5,9 %) par rapport aux précipitations.

Ainsi, le bilan hydrique est inscrit dans l'équation suivante :

$$P = ETR + R + I$$

Donc : 353 mm = 308 mm + 24 mm + 21 mm

où en % : 100 % = 87,3 % + 6,8 % + 5,9 %.

Le bilan est déficitaire (D = 476 mm) parce que l'ETP = 784 mm dépasse de 2.2 fois le module pluviométrique annuel (P = 353 mm).

7.4 Bilan hydrique de la station d'Ain-Touta selon l'ETP de THORNTHWAITE

La station d'Ain-Touta se distingue par une altitude plus haute (917 m), un module pluviométrique moyen annuel de l'ordre de 268 mm et un module thermique plus petit (15°c) par rapport aux stations de N'Gaous et de Barika. Elle se situe en dehors des limites du sous bassin versant de Barika, pourtant elle est intéressante au point de vue des particularités du bilan hydrique pour une tranche d'altitude de 800 à 1000 m dans la région d'étude. Située aux limites du sous bassin versant de Barika, elle couvre 158 km² (20,6 % de la superficie total du sous bassin).

Le bilan hydrologique de la station d'Ain-Touta est représenté sur le graphique (Fig. 3.16) et le Tableau 3.20. On peut retirer les particularités suivantes de ce bilan :

- A l'échelle annuelle, l'ETP dépasse le triple des précipitations (respectivement 268 mm et 821).

- On distingue deux saisons bien différentes : l'une avec la pluviométrie mensuelle (p) supérieure à l'ETP (novembre - février, période plus courte d'un mois qu'à Batna) et l'autre pendant laquelle on observe le contraire (mars - octobre, plus longue d'un mois qu'à Batna).

- Les fluctuations de la température mensuelle influent considérablement sur l'ETP: elle est beaucoup faible en hiver (11-14 mm), forte en été (136-163 mm) et moyenne au printemps et en automne (26-100 mm).

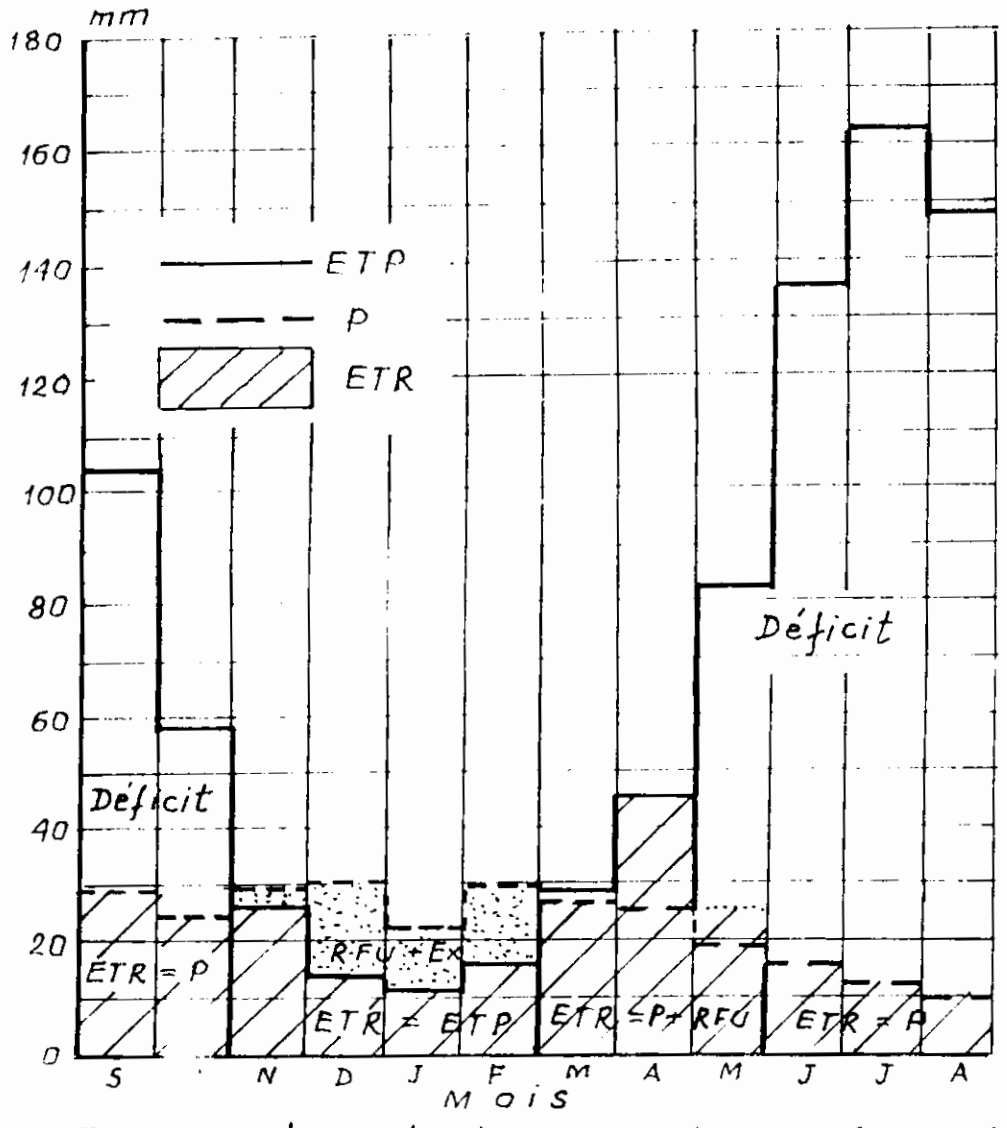


Fig 3-16 Bilan hydrique station de Ain Touta

Tableau 3.20 : Le Bilan hydrique selon l'ETP de THORNTHWAITE " Station de Ain Touta "

Paramètre du bilan	Mois												Année
	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	
Module thermique mensuel	21.2	16.0	10.2	6.6	6.0	7.1	9.3	12.2	16.7	23.0	25.9	25.6	-
I	8.91	5.82	2.94	1.52	1.32	1.70	2.50	3.86	6.21	10.08	12.06	11.85	I = 68.83
ETP	96.85	61.74	30.04	14.97	12.53	16.80	25.91	40.00	66.11	111.31	133.00	127.09	-
K	1.03	0.97	0.86	0.86	0.87	0.85	1.03	1.09	1.21	1.21	1.23	1.16	-
ETP corrigé	100	60	26	13	11	14	27	44	80	136	163	147	821
Module pluvi. mens. P	28	24	29	30	22	29	26	25	18	15	12	10	268
P – ETP	-72	-36	3	17	11	15	-1	-19	-62	-121	-151	-137	-
ETR	28	24	26	13	11	14	27	44	27	15	12	10	251
RFU	-	-	3	20	29	29	28	9	-	-	-	-	-
EX	-	-	-	-	-	15	-	-	-	-	-	-	17
D	72	36	-	-	-	-	-	-	53	121	151	137	570

Formules de vérification :

P = ETR + EX ----------268 = 251 + 17

ETP = ETR + D ----------821 = 251+ 570

- A partir de la fin du mois de novembre jusqu'à la fin de mars (04 mois) on observe un bilan positif : les précipitations recouvrent une certaine ETR (égale à l'ETP) et favorisent la formation d'une RFU (29 mm) et même d'un excédent (17 mm).

- Le bilan négatif commence à la fin de mars quand la température journalière moyenne dépasse 10°c environ et se prolonge jusqu'à la fin de novembre. Pendant le mois d'avril il se produit un épuisement presque total des RFU et la période de déficit dure de la deuxième quinzaine de mai jusqu'à la fin d'octobre.

- Ainsi, la sécheresse constitue une particularité caractéristique pour une tranche d'altitude de 800 à 1000 m, elle dure 06 mois et plus (à partir de la moitié de mai jusqu'à la fin d'octobre).

- Les précipitations de l'hiver relativement riches et l'ETP de la saison froide favorisent un certain excédent (18 mm) qui s'écoule et s'infiltre en hiver. L'application de la formule de M.J. TIXERON et de E. BERKALOFF citée ci-dessus donne un ruissellement annuel de 10 mm, soit 3,7% de la pluviométrie annuelle.

Ainsi, la bilan hydrologique de la station est aussi inscrit par l'équation suivante :

$$P = ETR + R + I$$

Donc : 268mm = 250 mm + 10 mm + 8 mm

Où en % : 100% = 93,7 % + 3,7 % + 2,6 %

Le bilan annuel est déficitaire (D = 573 mm) et on observe l'augmentation de l'ETR dans le bilan par rapport à la station de Batna.

7.5 Bilan hydrique de la station de N'Gaous selon l'ETP de THORNTHWAITE

La station de N'Gaous, située à l'altitude 730 m, a un module thermique moyen annuel de 16,3°c et un module pluviométrique moyen annuel de 231 mm. Disposée au centre du sous bassin versant à étudier, elle est importante du point de vue hydroclimatologique et pour préciser le bilan hydrique d'une tranche d'altitude de 600 à 800 m. Cette tranche, avec une superficie de 404 km² couvre 16,9 % de la surface totale du sous bassin.

Le bilan hydrologique de la station de N'Gaous est représenté sur le graphique (Fig. 3.17) et le Tableau 3.21 ; on peut noter les particularités suivantes du bilan considéré:

- A l'échelle annuelle, le bilan est déficitaire : l'ETP dépasse la pluviométrie annuelle presque de quatre fois (respectivement 883 et 231mm par an).

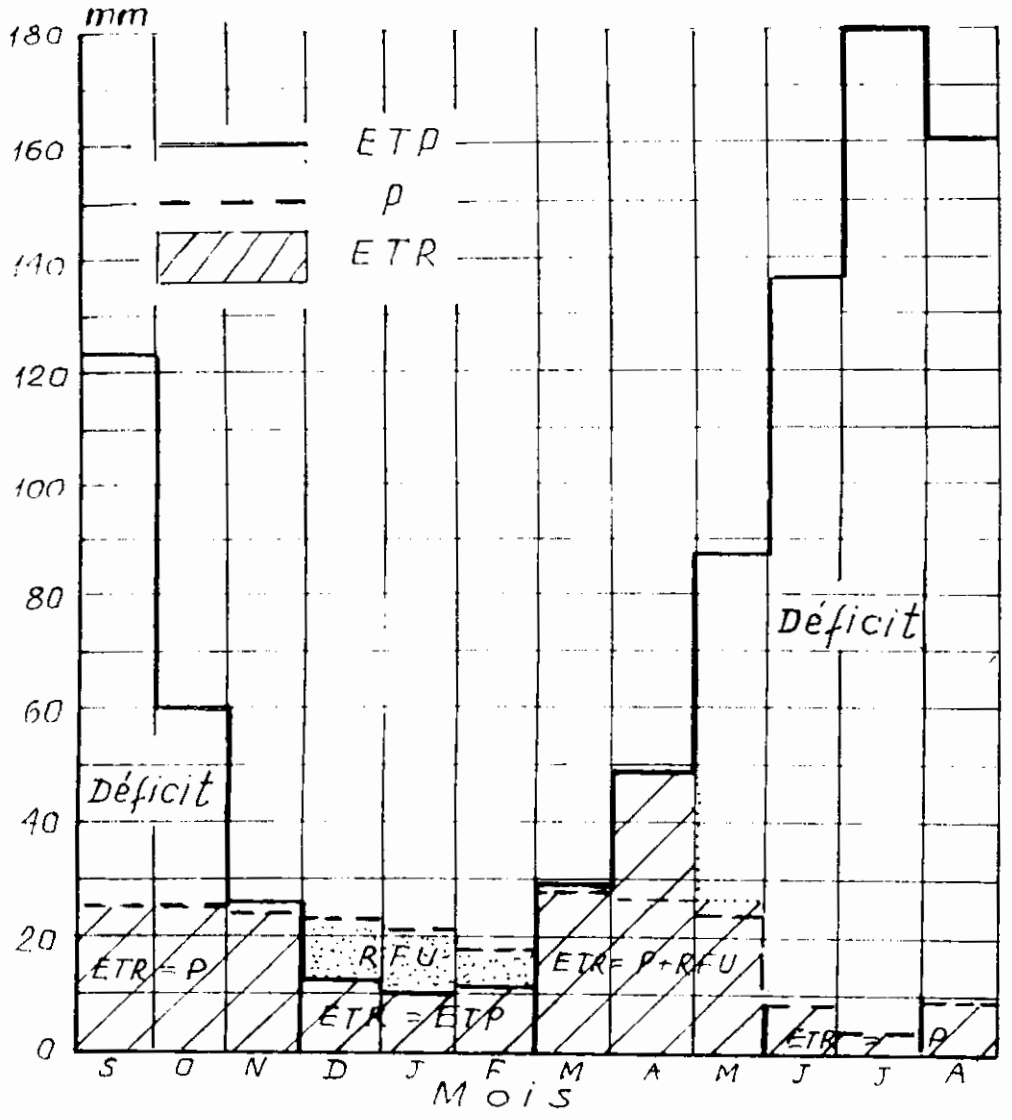


Fig.3.17 Bilan hydrique : station de N'Gaous

Tableau 3.21 : Le Bilan hydrique selon l'ETP de THORNTHWAITE " Station de N'Gaous"

Paramètre du bilan	Mois												Année
	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	
Module thermique mensuel	24.8	17.1	11.4	7.2	6.4	8.0	10.9	14.3	18.6	23.9	27.8	26.9	-
I	11.30	6.44	3.48	1.74	1.45	2.04	3.25	4.91	7.31	10.68	13.43	12.78	I = 78.81
ETP	119.53	62.13	30.43	13.55	11.01	16.31	28.12	45.35	72.04	112.00	141.13	137.91	-
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	-
ETP corrigé	123	60	26	12	10	11	29	49	87	136	180	160	883
Module pluvi. mens. P	25	25	24	23	21	17	27	26	23	8	3	9	231
P – ETP	-98	-35	-2	11	11	6	-2	-23	-64	-128	-177	-151	-
ETR	25	25	24	12	10	11	29	49	26	8	3	9	231
RFU	-	-	-	11	22	28	26	3	-	-	-	-	-
EX	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
D	98	35	2	-	-	-	-	-	61	128	177	151	652

Formules de vérification :

P = ETR + EX ----------231 = 231 + 00

ETP = ETR + D ----------883 = 231 + 652

- Une saison au cours de laquelle la valeur des précipitations dépasse l'évapotranspiration potentielle est observée pendant trois mois (de décembre à février) et une autre saison avec l'ETP dépassant la pluviométrie dure de mars jusqu'à la fin de novembre.

- La variation de température et de l'humidité relative de l'air contribue la fluctuation de l'ETP : elle est très basse de décembre à février (10-12mm par mois), moyenne au printemps (29-87mm par mois) et en automne (26-123 mm par mois) et très élevée en été (136-180 mm).

- Du début de décembre jusqu'à la fin de février (03 mois), le bilan hydrique est positif : les précipitations sont suffisantes pour couvrir les besoins en eau de l'ETR (égale à l'ETP) et pour former une RFU (28mm). Il ne se produit pas l'apparition d'un excédent à cause des faibles précipitations en hiver (17 à 23 mm par mois) contre 23 à 27 mm par mois au printemps et 24 à 25 mm par mois en automne.

- Au début de mars, quand la température moyenne journalière augmente jusqu'à 10°c environ, le bilan négatif commence à surpasser.

- Au cours de deux mois (mars –avril), les RFU sont épuisées totalement à l'ETR et la partie déficitaire du bilan se prolonge jusqu'à la fin de novembre.

- Ainsi, la sécheresse constitue une partie prédominante de l'année hydrologique d'une tranche d'altitude de 600 à 800 m, elle dure 7 mois (du début de mai jusqu'a la fin de novembre). Le bilan hydrique de la station peut être arrêté par une simple égalité :
P = ETR, parce qu'il ne se produit ni le ruissellement, ni l'infiltration.

7.6 Bilan hydrique de la station de Barika selon l'ETP de THORNTHWAITE

La station de Barika (altitude 456m, module thermique annuel 17°c, pluviométrie annuelle 181 mm) située au centre de la partie sud-ouest du sous bassin versant à étudier, caractérise par son bilan hydrique la partie plus basse du sous bassin (une tranche d'altitude de 400 à 600 m qui occupe 462 Km² soit 19,2 % de la superficie totale).

Le graphique (Fig. 3.18) et le Tableau 3.22 montrent les résultats des calculs du bilan hydrique de cette station. On peut les interpréter comme suit :

- Au cours de l'année, l'évapotranspiration potentielle représente plus de cinq fois les précipitations annuelles (correspondent 953 et 181 mm par an).

- Deux saisons relativement différentes sont observées: l'une avec une pluviométrie mensuelle un peu supérieure à l'ETP de décembre à janvier et l'autre au cours de laquelle se produit l'inverse (de février à novembre).

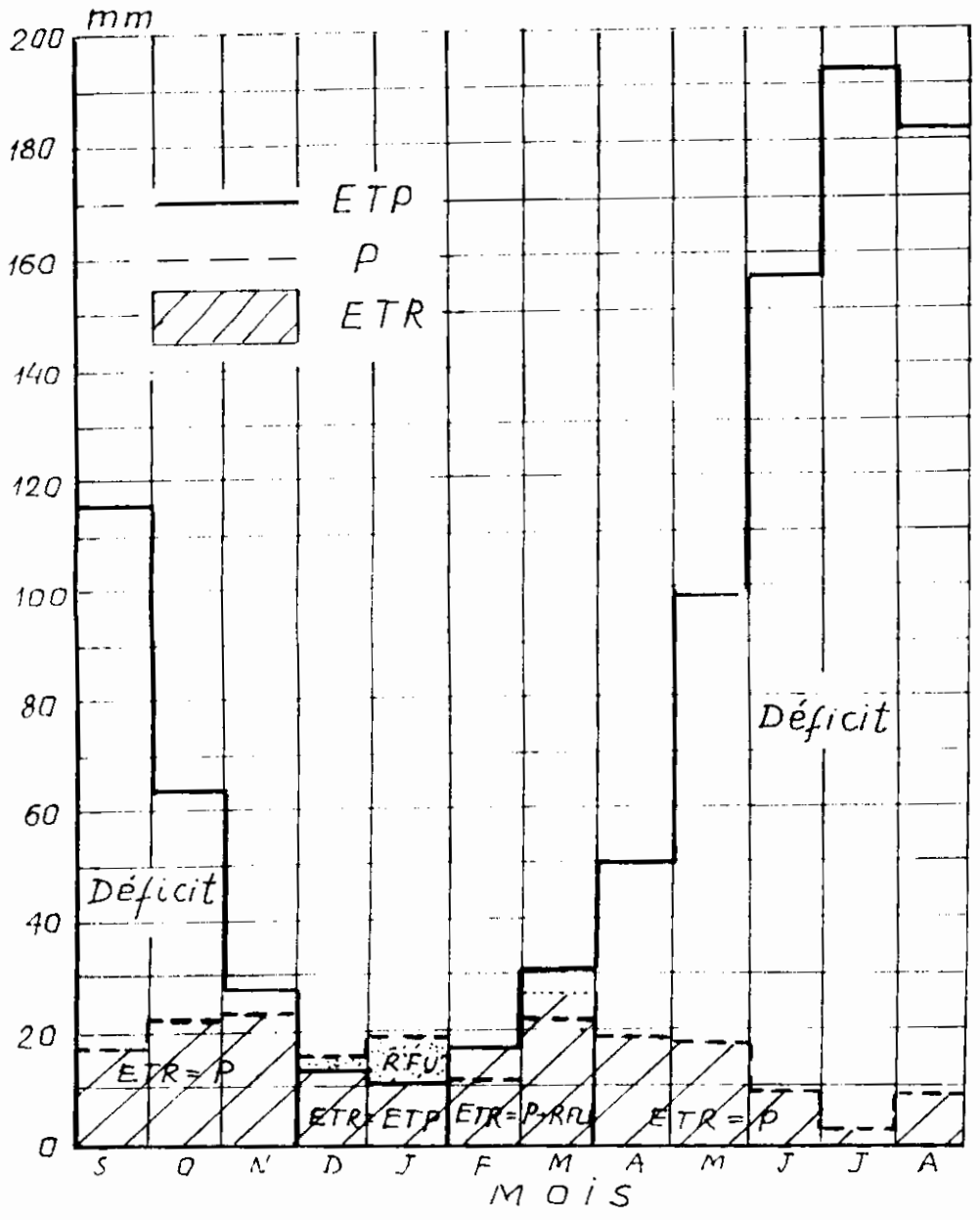


Fig 3-18 Bilan hydrique station de Barika

Tableau 3.22 : Le Bilan hydrique selon l'ETP de THORNTHWAITE " Station de Barika "

Paramètre du bilan	Mois												Année
	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	
Module thermique mensuel	24.5	18.5	12.7	8.8	8.0	9.6	12.4	15.5	20.6	26.3	29.3	29.3	-
I	11.09	7.25	4.10	2.35	2.04	2.65	3.98	5.55	8.53	12.35	14.54	14.54	I = 88.97
ETP	115.53	65.04	31.58	15.61	13.01	18.45	30.16	46.30	79.95	127.79	157.25	157.25	-
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	-
ETP corrigé	115	63	27	13	11	16	31	50	97	155	193	182	953
Module pluvi. mens. P	16	22	23	15	18	11	22	18	17	9	3	7	181
P – ETP	-99	-41	-4	2	7	-5	-9	-32	-80	-146	-190	-175	-
ETR	16	22	23	13	11	16	26	18	17	9	3	7	181
RFU	-	-	-	2	9	4	-	-	-	-	-	-	-
EX	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
D	99	41	4	-	-	-	5	32	80	146	190	175	772

Formules de vérification :

P = ETR + EX ----------181 = 181 + 00

ETP = ETR + D ----------953 = 181 + 772

- La fluctuation des paramètres météorologiques (température, humidité, vent) contribue au changement de l'évapotranspiration potentielle: elle est la plus faible en hiver (11 à 16 mm par mois), moyenne au printemps et en automne (27 à 115mm par mois) et très élevée en été (155 à 193mm par mois).

- Du début de décembre jusqu'à la fin de janvier (02 mois) on trouve un bilan mensuel positif : les précipitations dépassent l'évapotranspiration potentielle et réelle et favorise la formation d'une faible RFU (9 mm).

- Pendant le mois de février et le début de mars, cette RFU est complètement éliminée par l'évaporation et le bilan négatif se prolonge jusqu'à la fin de novembre.

- Ainsi, la sécheresse prédomine au cours d'une année hydrologique pendant 8 mois et plus (à partir de la moitié de mars jusqu'à la fin de novembre).

Durant toute l'année, il n'y a pas formation d'un excédent favorisant le ruissellement et l'infiltration. Le bilan hydrologique de la station de Barika est défini par une simple égalité P = ETR.

Conclusion

Un examen des résultats du calcul des bilans hydriques de quatre stations météorologiques selon la méthode de THORNTHWAITE permet de noter les particularités suivantes :

- Durant l'année hydrologique, l'ETP dépasse la pluviométrie annuelle de 2 à 5 fois en fonction de l'altitude de la station : plus l'altitude est basse et plus le rapport ETP/P devient grand.

- On constate l'existence de deux saisons bien différentes : l'une pour laquelle la pluviométrie mensuelle est supérieure à l'ETP et l'autre, où on observe le contraire. La durée des saisons est diverse à chaque station. En général, avec la diminution de l'altitude la durée de la saison humide s'amenuise.

- Les quatre stations se caractérisent par une même allure de la variation annuelle de l'ETP (Fig. 3.19) qui est fonction des fluctuations des paramètres météorologiques.

- Les mois les plus froids et pluvieux (de décembre à février), avec le maximum d'humidité relative et la vitesse de vent minimale se caractérisent par les valeurs de l'ETP les plus petites (de 10 à 14 mm par mois). Les mois d'été les plus chauds et secs avec la vitesse de vent élevée et l'humidité relative minimale se distinguent par une évapotranspiration potentielle très haute (de 160 à 190 mm par mois).

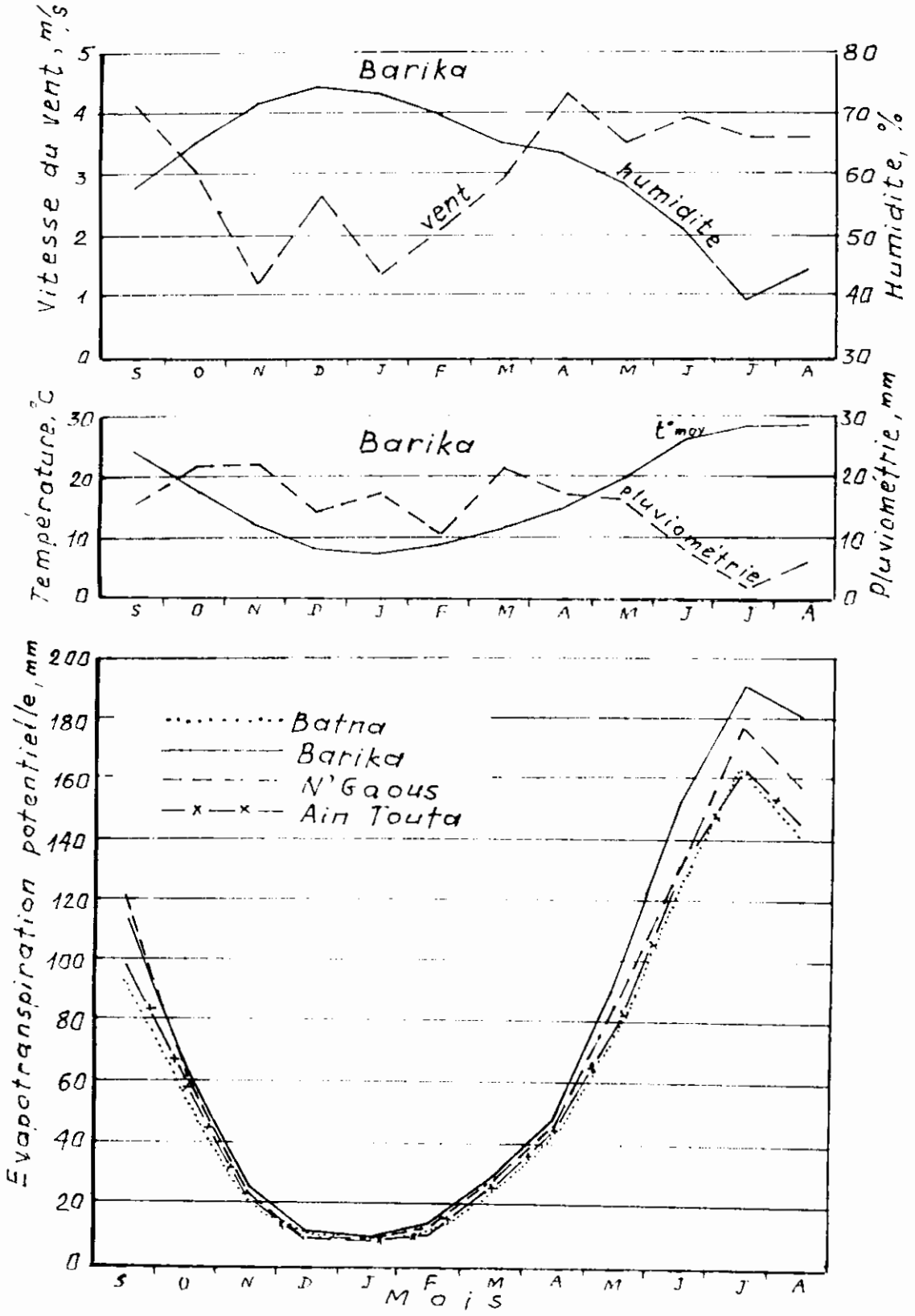


Fig: 3.19 Variation de l'ETP et de certains paramètres météorologiques

Tableau 3.23 : Tableau récaputilatif du calcul des paramètres de bilan pou 4 stations météorologiques

Stations	Altitude m	T° moy annuelle	P mm	ETP mm	ETP/P mm	ETR	ETR/P	RFU mm	D mm	EX Mm	%		
											ETR	R	I
Batna	1040	14.0	353	784	2.2	308	0.87	+	476	45	87.3	6.8	5.9
Ain Touta	917	15.0	268	821	3.1	251	0.94	+	570	17	93.7	3.7	2.6
N'Gaous	730	16.3	231	883	3.8	231	1.0	-	652	-	100	-	-
Barika	456	17.0	181	953	5.3	181	1.0	-	772	-	100	-	-

Tableau 3.24 : Tableau récaputilatif du calcul de la valeur de l'évapotranspiration réelle d'après les méthodes différentes

Stations	THORNTHWAITE		TURC		VERDEIL		WUNDT		COUTAGNE	
	ETR	ETR/P	ETR	ETR/P	ETR	ETR/P	ETR	ETR/P	ETR	ETR/P
Batna	308	0.87	336	0.95	335	0.95	330	0.93	308	0.87
Ain Touta	251	0.94	268	1.00	257	0.96	265	0.99	-	-
N'Gaous	231	1.0	236	1.02	223	0.96	250	1.08	-	-
Barika	181	1.0	187	1.03	178	0.98	210	1.16	-	-

- En saison froide, on trouve un bilan positif dans toutes les stations: les précipitations dépassent la valeur de l'ETR et forment une certaine réserve d'eau au sol et même un faible excédent au niveau des plus hautes stations (Batna, Ain-Touta).

- Au printemps, pendant un seul mois, il se produit l'épuisement des RFU et la partie déficitaire du bilan dure jusqu'à la fin de l'automne.

- La valeur de l'ETR dépend directement de la pluviométrie annuelle : elle croit avec l'augmentation de la pluviosité (Tableaux 3.23, 3.24) tandis que la valeur du déficit diminue.

- Les calculs de l'ETR selon d'autres méthodes montrent les faits suivants : la méthode de COUTAGNE applicable aux conditions climatiques de la station de Batna a donné la même valeur de l'ETR que celle de THORNTHWAITE tandis que les méthodes de TURC, VERDEIL et de WUNDT donnent des résultats surestimés surtout pour les stations de N'Gaous et de Barika.

8. Estimation quantitative de la lame d'eau évaporée

On a estimé la valeur de la lame d'eau évaporée d'après les méthodes de THORNTHWAITE, VERDEIL, TURC, WUNDT et COUTAGNE (Tableau 3.25). On calcule la lame d'eau évaporée (valeur de l'évapotranspiration réelle) comme suit :

D'abord on détermine l'ETR pour chaque tranche d'altitude du sous bassin versant en fonction de la pluviométrie et des températures moyennes qui sont caractéristiques pour cette tranche; le module pluviométrique moyen annuel des tranches a été pris d'après le profil pluviométrique précédemment établi ; les précipitations moyennes mensuelles nécessaires pour le calcul de l'ETR d'après la méthode de THORNTWAITE ont été déterminées avec une certaine approximation pour chaque tranche d'altitude en gardant le pourcentage relatif au total annuel de la tranche de 400 à 600 m au niveau de la station de Barika; les températures moyennes mensuelles ont été extrapolées à partir de celle-ci en appliquant un gradient thermique de 0,55°c par 100 m d'altitude (d'après P. SELTZER).

Le volume d'eau évaporé a été calculé comme le produit de la superficie de chaque tranche et de son évapotranspiration réelle.

La valeur moyenne de la lame d'eau évaporée pour toute la surface du sous bassin versant de Barika se présente comme un quotient du volume d'eau total évaporé et de la superficie totale du sous bassin versant. La différence entre les valeurs des lames d'eau précipitée (321 mm d'après les calculs précédent) et évaporée donne la valeur de l'excédent.

Tableau 3.25 : Résultats du calcul de la lame d'eau évaporée pour le sous bassin versant de Barika

Tranches d'altitude m	surface partielle Km²	Lame d'eau prec. m	THORNTHWAITE			VERDELL			TURC			WUNDT			COUTAGNE		
			ETR mm	V. d'eau évap 10^6 m³	ETR P	ETR mm	V. d'eau évap 10^6 m³	ETR P	ETR mm	V. d'eau évap 10^6 m³	ETR P	ETR mm	V. d'eau évap 10^6 m³	ETR P	ETR mm	V. d'eau évap 10^6 m³	ETR P
400-600	462	0,160	0,160	73,9	1,00	0,155	71,6	0,97	0,166	76,7	1,04	0,210	97,02	1,31	0,160	73,92	1,00
600-800	404	0,235	0,235	94,9	1,00	0,227	91,7	0,97	0,239	96,6	1,02	0,270	109,1	1,15	0,235	94,94	1,00
800-1000	639	0,310	0,272	173,8	0,88	0,298	190,4	0,96	0,304	194,3	0,98	0,316	201,9	1,02	0,272	173,81	1,00
1000-1200	411	0,385	0,303	124,5	0,79	0,370	152,1	0,96	0,358	147,1	0,93	0,365	150,0	0,95	0,330	135,63	0,86
1200-1400	251	0,460	0,328	82,3	0,71	0,440	110,4	0,96	0,400	100,9	0,87	0,405	101,7	0,88	0,377	94,63	0,82
1400-1600	153	0,535	0,333	51,0	0,62	0,510	78,0	0,95	0,427	65,3	0,80	0,440	67,9	0,83	0,415	63,50	0,78
1600-1800	67	0,610	0,341	22,9	0,56	0,578	38,7	0,95	0,442	29,6	0,72	0,450	30,2	0,74	0,443	29,68	0,73
1800-2000	6	0,685	0,398	2,1	0,51	0,648	3,9	0,95	0,445	2,7	0,66	0,470	2,8	0,68	0,460	2,76	0,67
2000-2200	2	0,760	0,345	0,7	0,47	0,715	1,4	0,95	0,440	0,9	0,49	0,480	1,0	0,67	0,460	0,92	0,61
Total	2395	-	-	626,1	0,81	-	738,3	0,96	-	719,6	0,93	-	760,9	0,99	-	669,79	0,87
Lame d'eau évaporée mm :			261			308			298			318			280		
Excédent mm :			60			13			23			3			41		

Méthode de VERDEIL

La valeur de l'ETR, déterminée d'après un abaque correspondant, augmente progressivement avec l'accroissement de l'altitude et de la pluviométrie de 0,155 mm pour la tranche d'altitude de 400 à 600 m jusqu'à 0,715 mm pour celle de 2000 à 2200 m. Le volume total de l'eau évaporée est égal à 738,3 Hm^3 et la valeur de la lame d'eau évaporée égale à 308 mm soit 96% de la lame d'eau précipitée.

On peut se figurer que la valeur de la lame d'eau évaporée déterminée d'après cette méthode est surestimée, surtout pour les tranches d'altitudes moyennes et les plus élevées ; le rapport ETR / P reste presque le même pour toutes tranches d'altitude, il diminue de 0,97 pour la tranches d'altitude de 400 à 600 m et de 0,95 pour la tranche d'altitude de 2000 à 2200 m tandis que toutes les autres méthodes montrent une diminution considérable de ce rapport avec l'augmentation de l'altitude (jusqu'à 0,47-0,67 pour la tranche de 2000 à 2200m).

Méthode de TURC

La valeur de l'évapotranspiration réelle calculée d'après la formule de TURC, croît avec l'augmentation des côtes absolues et de la température moyenne annuelle : 0,166 m pour la tranche d'altitude la plus basse et jusqu'à 0,440 m pour la plus haute. Le volume total de l'eau évaporée est égal à 713,6 Hm^3 et la valeur de la lame d'eau évaporée à 298 mm par an soit 93% de la lame d'eau précipitée.

D'après cette méthode, pour les deux premières tranches d'altitude (400-600 m, 600-800 m), l'évapotranspiration réelle dépasse la valeur de la pluviométrie (1,02-1,04 fois) ; la méthode surestime la valeur de la lame d'eau évaporée au minimum pour les tranches d'altitudes les plus basses (soit pour 36% de la superficie totale du sous bassin versant), donc pour tout le sous bassin versant.

Méthode de WUNDT

L'évapotranspiration réelle déterminée pour les abaques de WUNDT s'accroît avec l'augmentation des côtes absolues et la réduction correspondante des températures moyennes annuelles de 0,210 m pour la tranche d'altitude la plus basse (de 400 à 600 m) à 0,480 m pour la plus haute située (de 2000 à 2200 m). Le volume d'eau total qui s'évapore à partir de la superficie du sous bassin versant est de 760,9 H m^3 par an et la valeur de la lame d'eau évaporée de 318 mm soit 99% de la lame d'eau précipitée.

Selon cette méthode, pour les trois premières tranches d'altitudes (400 à 600 m, 600 à 800 m, 800 à 1000 m), l'évapotranspiration réelle dépasse la valeur de la pluviosité (1,02-1,31 fois); on voit bien que la méthode de WUNDT surestime la valeur de la lame d'eau évaporée au

minimum pour ces trois tranches (soit pour 47,7% de la surface total du sous bassin versant) et donc pour tout le sous bassin versant.

Méthode de THORNTHWAITE

Deux premières tranches d'altitude (400 à 600 m, 600 à 800 m) se caractérisent par une évapotranspiration réelle égale à la lame d'eau précipitée (respectivement 0,160 et 0,235 m); ensuite l'ETR s'accroît progressivement jusqu'à 0,348 m par an pour la tranche d'altitude 1800 à 2000 m et elle diminue faiblement (0,345) pour la tranche d'altitude de 2000 à 2200 m (on observe en hiver les températures moyennes mensuelles négatives quand l'ETR diminue considérablement). Ainsi, le rapport ETR / P décroît de 1,0 pour les tranches d'altitude les plus basses jusqu'à 0,47 pour les plus hautes.

Le volume d'eau total évaporé de la surface du sous bassin versant entier est égal à 626,1 H m^3 par an soit 81% du volume d'eau précipité ; cette valeur est inférieure de 12 à 18% par rapport à celles calculées par les autres méthodes et se présente comme une valeur plus proche la réalité naturelle.

Méthode de COUTAGNE

Pour les trois premières tranches d'altitudes la valeur du coefficient λ (0,32 à 0,35) est telle qu'une inégalité $p < 1/ 8\lambda$ a lieu ; cela signifie, d'après COUTAGNE, que l'évapotranspiration réelle est égale aux précipitations et il n'y a pas d'écoulement.

Ainsi, la valeur de l'ETR croît avec l'élévation des côtes absolues et la tranche d'altitude la plus basse (jusqu'à 0,460 m/an). Pour deux tranches d'altitudes les plus élevées, correspondante ETR / P de 1,00 à 0,61.

Le rôle de l'ETR devient plus faible avec l'accroissement des altitudes et, à l'inverse, la valeur de l'excédent devient de plus en plus considérable. Le volume d'eau total évaporé de la surface entière du sous bassin versant est de 669,79 H m^3 par an soit 87 % du volume d'eau précipité. La hauteur de la lame d'eau évaporée est de 280 mm par an, valeur intermédiaire par rapport à la même caractéristique reçue par les méthodes de TURC et de THORNTHWAITE .

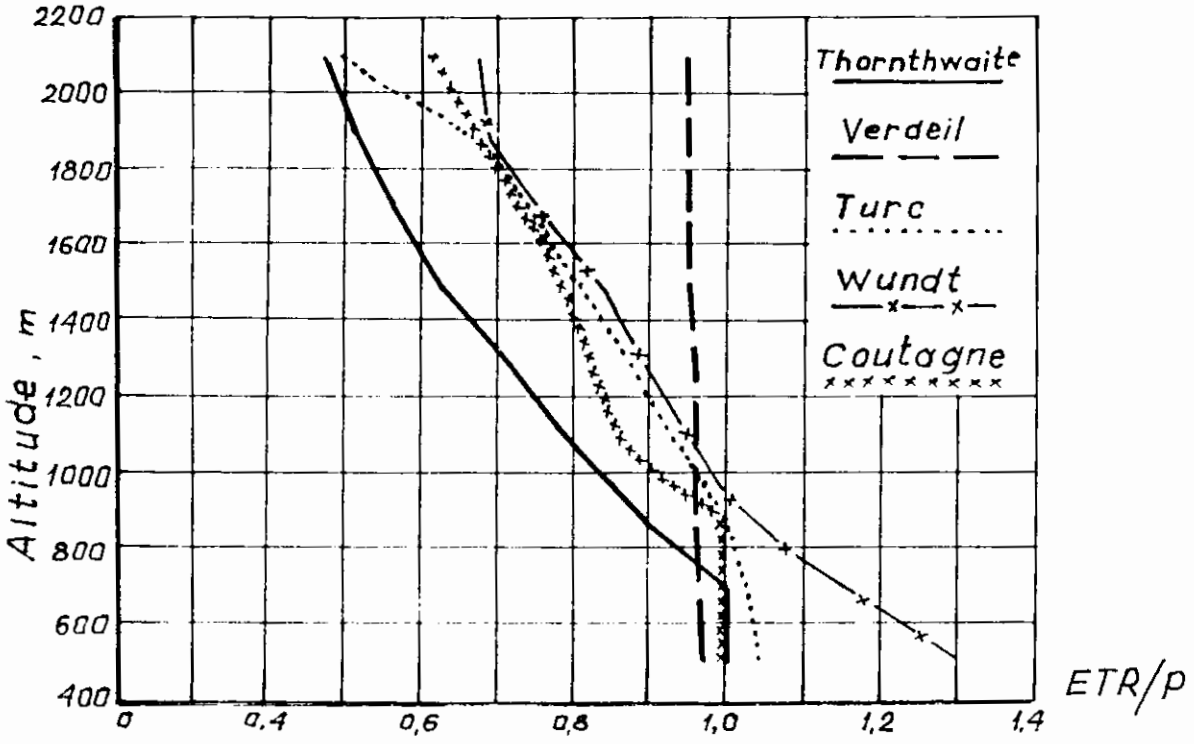


Fig. 3-20 Variation du rapport ETR/P avec l'altitude d'après les méthodes différentes

Conclusion

Ainsi, on peut mentionner les remarques suivantes sur les calculs de la valeur de l'ETR :

- Parmi cinq méthodes utilisées, celles de VERDEIL et WUNDT assurent des résultats surestimés; elles exagèrent le rôle hydroclimatologique de l'évapotranspiration réelle dans le bilan hydrique des eaux superficielles du sous bassin de Barika. En plus, l'allure de la courbe ETP / P (Tableau 3.27, Fig. 3.20) d'après la méthode de VERDEIL montre nettement que cette méthode néglige l'influence des facteurs hypsométriques et météorologiques sur la valeur de l'ETR.

- Trois autres méthodes (THORNTHWAITE, TURC, de COUTAGNE) montrent des résultats très proches ; l'écart à la moyenne arithmétique de la valeur de l'ETR est respectivement : -0.07, +0.06, -0,00. Chaque méthode possède certains inconvénients comme le montre la Fig. 3.20. La méthode de TURC surévalue la valeur de l'ETR pour les tranches d'altitude basses et minimise ce paramètre du bilan pour les hautes altitudes. La méthode de COUTAGNE suppose une liaison presque linéaire entre l'ETR et l'altitude ce qui est difficile à expliquer. La méthode de THORNTHWAITE se présente comme la méthode la plus favorable, cependant elle exagère faiblement le décroissement de l'ETR sur les altitudes moyennes du sous bassin versant (de 1000 à 1600 m).

Malgré ces particularités, toutes les méthodes, notamment les trois dernières, sont très intéressantes parce qu'elles donnent la possibilité d'estimer, même approximativement, la fluctuation de l'ETR aux limites du sous bassin à étudier.

9. Estimation quantitative de la lame d'eau ruisselée

En l'absence d'observations régulières de l'écoulement superficiel pour l'oued Barika, la détermination de la valeur de la lame d'eau ruisselée peut être faite de deux manières : l'une se basant sur l'interprétation du bilan hydrique et l'autre sur les formules empiriques

9.1 Interprétation du bilan hydrique du sous bassin versant de Barika

Comme indiqué au paragraphe précédent, trois méthodes de calcul du bilan hydrique présentent un intérêt pour l'estimation des composants principaux du bilan (ETR, ruissellement, infiltration).

Parmi les trois, celle de THORNTHWAITE donne la possibilité d'évaluer quantitativement la valeur de l'ETP nécessaire pour calculer la valeur du ruissellement superficiel d'après une formule empirique de TIXERONT- BERKALOFF.

Les résultats de calcul du bilan hydrique des tranches d'altitudes distinguées aux limites du sous bassin de Barika sont présentés dans le Tableau 3.26.

Le bilan hydrique de chaque tranche a été calculé en fonction des paramètres pluviométriques et thermiques correspondants, déterminés selon le profil pluviométrique et la variation des températures (d'après le gradient thermique). Avec l'accroissement des altitudes, le module thermique annuel diminue de 16,8° pour la première tranche (400 à 600m), de 7,9° pour la dernière (2000 à 2200 m), alors que le module pluviométrique annuel croît de 160 mm à 760 mm. Il se produit aux limites d'un sous bassin versant une variation très sensible des facteurs météorologiques dans le temps et dans l'espace : avec l'altitude la valeur du module thermique baisse plus de 2 fois tandis que le module pluviométrique croît presque de 5 fois.

A la surface de la première tranche d'altitude (de 400 à 600 m), la potentialité du processus d'évaporation est très élevée : l'ETP, est de 953 mm par an et dépasse de 6 fois la pluviométrie annuelle (160 mm). Avec l'augmentation des côtes absolues, le rapport ETP/P diminue jusqu'à 1,12 au niveau de la tranche 1600-1800 m. Pour la tranche suivante (1800 à 2000 m), les précipitations annuelles dépassent la valeur de l'ETP (ETP/P = 0,94) et, pour la tranche la plus élevée (2000 à 2200 m), ce rapport est de 0,78.

L'évapotranspiration réelle au niveau de deux premières tranches est égale à la pluviométrie annuelle (respectivement 160 et 235mm/an), c'est pourquoi ces deux tranches d'altitudes se caractérisent par l'absence du ruissellement et de l'infiltration.

Au niveau de la troisième tranche (800 à 1000 m), les précipitations d'hiver dépassent la valeur de l'ETP et forment un faible excédent (38 mm, soit 12% de la pluviométrie annuelle). Avec l'accroissement des côtes absolues, la valeur de l'excédent augmente et atteint son maximum au niveau de la tranche la plus haute (415 mm par an, soit 54,5% de la lame d'eau précipitée). La durée de la formation annuelle de l'excédent croît progressivement sur la partie la plus haute du sous bassin versant et atteint 7 mois (d'octobre à mars).

La valeur du ruissellement a été déterminée pour chaque tranche d'altitude par la formule citée ci-dessus. Le ruissellement superficiel paraît au niveau de la tranche d'altitude de 800 à 1000 m (13mm, soit 4,2% des précipitations annuelles), croît avec l'altitude et atteint son maximum sur la surface de la tranche la plus élevée (412mm, soit 54,2% de la pluviosité annuelle).Sur la base des valeurs absolues de ruissellement de chaque tranche d'altitude et leurs superficies, ont été calculés le volume d'eau ruisselée de chaque tranche et le ruissellement superficiel total pour tout le sous bassin versant. Une lame d'eau moyenne annuelle ruisselée a été calculée comme le quotient du volume d'eau total ruisselée et de la superficie du sous bassin versant :

Tableau 3.26 : Paramètres du bilan hydriques du sous bassin versant de Barika selon la méthode de THORNTHWAITE

Tranche d'altitude m	Module thermique moy. ann °C	Module pluviométr. ann. mm	ETP mm	ETR mm	D mm	Excèdent		Ruissellement		Infiltration	
						Lame d'eau mm	Volume 10^3 m^3	Lame d'eau mm	Volume 10^3 m^3	Lame d'eau mm	Volume 10^3 m^3
400-600	16,8	160	953	160	793	-	-	-	-	-	-
600-800	15,7	235	904	235	669	-	-	-	-	-	-
800-1000	14,6	310	860	272	588	38	24,28	13	8,31	25	15,87
1000-1200	13,5	385	819	303	516	82	33,70	28	11,51	54	22,19
1200-1400	12,4	460	770	328	442	132	33,13	55	13,81	77	19,32
1400-1600	11,3	535	721	333	388	202	30,91	98	14,99	104	15,92
1600-1800	10,2	610	685	341	344	269	18,02	161	10,79	108	7,23
1800-2000	9,1	685	641	348	337	336	2,02	261	1,57	75	0,45
2000-2200	7,9	760	591	345	251	415	0,93	412	0,82	3	0,11
Total	-	-	-	moy : 261	-	moy : 60	142,99	26	61,80	34	81,19

$$\frac{61{,}80 \times 10^6 m^3}{2395 \times 10^6 m^2} = 0{,}026\ m = 26\ mm \text{ par an}$$

soit 8,1% de la lame d'eau précipitée.

Tranches Altitude	m. t. m.	m. p. m.	ETP mm	ETR mm	D mm	Excédant		Ruissel.		Infiltration	
						L. d'eau Mm	Volume 10^3 m^3	L. Eau	Vol. 10^3 m^3	L. Eau	Vol. 10^3 m^3
400-600	16,8	160	953	160	793	-	-	-	-	-	-
600-800	15,7	235	904	235	669	-	-	-	-	-	-
800-1000	14,60	310	860	272	582	38	24,28	13	8,31	25	15,87
1000-1200	13,5	385	819	303	516	82	33,70	28	11,51	54	22,19
1200-1400	12,4	460	770	328	442	132	33,13	55	13,81	77	19,32
1400-1600	11,3	535	721	333	388	202	30,91	98	14,99	104	15,92
1600-1800	10,2	610	685	341	344	269	18,2	161	10,79	108	7,23
1800-2000	9,1	685	641	348	337	336	2,02	261	1,57	75	0,45
2000-2200	7,9	760	596	345	251	415	0,93	412	0,82	3	0,11
Total	-	-	-	moy 261	-	moy 60	142,99	26	61,80	34	81,19

Tableau 3.27 : La lame d'eau précipitée

Deux autres méthodes de calcul du bilan hydrique (TURC et COUTAGNE) donnent seulement la valeur de l'excédent. Finalement, d'après trois méthodes de calcul du bilan, les valeurs de cet indice sont: 60 mm selon THORNTHWAITE, 23 mm selon TURC et 41 mm selon COUTAGNE. Il est impossible de choisir parmi ces valeurs, toutes les méthodes étant approximatives.

9.2 Calcul de la lame d'eau ruisselée d'après les formules empiriques

On a effectué les calculs d'après les formules suivantes :

1° Formule de SAMIE :

$$H_0 = P^2 (293 - 2.2 \sqrt{s})$$

Avec : H : Lame d'eau écoulée, en mm,.

P : Précipitations annuelles (0,321 m).

S : Superficie du bassin versant (2395 km²).

Application : $H_0 = 0{,}321^2 (293 - 2{,}2\sqrt{2395}) = 19mm$

$$H_0 = 19mm$$

2° Formule de MEDINGER :

$$H_0 = 1024 (P - 0.26)^2 ;mm$$

Application : $H_0 = 1024 (0.321 - 0.26)^2 = 3.8mm$

$$H_0 = 4 \text{ mm}$$

3° Formule de DERI :

$$A = 0.915 \times P^{2.684} \times S^{0.842} \times 10^{6}$$

Avec : A : Apport d'eau moyen, en m^3

Application : $A = 0.915 \times 0.321^{2.684} \times 2395^{0.842} \times 10^{6}$

$$= 30.12 \times 10^{6} \ m^3$$

Donc : $H_0 = A/S = 2395 \cdot 10^{6} \ m^2$

$$H_0 = 13 \text{ mm}$$

4° Formule de DERI - H :

$$A = 0,31 \times P^{3.032} \times S^{1.016} \times 10^{6} \ ; m^3$$

Application : $A = 0.31 \times 0.321^{3.032} \times 2395^{1.016} \times 10^{6}$

$$= 26.91 \times 10^{6} \ m^3$$

Donc : $H_0 = A / S = (26.91 \times 10^{6})m^3 / (2395 \times 10^{6})m^2$

$$H_0 = 11 \text{ mm}$$

5° Formule Algérienne:

$$H_0 = P (1 - 10^{-kP^2}) 10^{3} \ ; \text{en mm}$$

Avec : Le coefficient $k = a - 0,01 \text{ Log } S$

$a = 0,18$

Application : $k = 0,18 - 0,01 \text{ Log } (2395) = 0,1462$

$$H_0 = 0.321 (1- 10^{--0.1462 \times 0.321^2}))$$

$$H_0 = 11 \text{ mm}$$

6° Formule de MALLET GAUTHIER :

$$H_0 = 0.6 P (1 - 10^{-0.36P^2}) 10^{3} \text{ en mm}$$

Application : $H_0 = 0.6 \times 0.321 (1- 10^{--0.36 \times 0.321^2})$

$$H_0 = 16 \text{ mm}$$

7° Formule de D.M.R.H :

$$A = 0.915\ P^{2.634} \times S^{0.841} \times 10^{6} \text{ en mm}$$

Application : $A = 0.915\ 0.321^{2.634} \times 2395^{0.841} \times 10^{6}$

$$A = 31.8 \times 10^{6}\ m^3$$

Donc : $H_0 = A / S = (31.8 \times 10^{6})m^3 / (2395 \times 10^{6})m^2$

$$H0 = 13 \text{ mm}$$

Les résultats de calcul sont récapitulés dans le Tableau ci-dessous :

Paramètre	N° de formule						
	1	2	3	4	5	6	7
Lame d'eau écoulée mm	19	4	13	11	11	16	13

Pour contrôler l'appartenance de ces données à un ensemble d'une totalité on les dispose dans la succession définie de la valeur minimale à la valeur maximale :

X1 X2 X3 X4 X5 X6 X7

4 , 11, 11, 13, 13, 16 , 19

Après, on calcule deux grandeurs statistiques T' et T'' selon les expressions :

$$T' = X2 - X1 / Xn-1 - X1 = (11- 4) / (16 - 4) = 0.58$$

$$T'' = Xn - Xn-1 / Xn - X2 = (19 - 16) / (19 - 11) = 0.38$$

Si la valeur de T' ou T'' dépasse la valeur t du tableau ci-dessous pour le niveau de fiabilité 5%, dans ce cas la valeur contrôlée n'appartient pas à cet ensemble et on élimine X1 ou Xn. Après on refait la même opération pour les valeurs X2 et Xn-1.

Nombre des essais	0,05	Nombre d'essais	0.05
4	0,955	10	0.477
5	0,807	15	0.381
6	0,689	20	0.334
7	0,610	25	0.304
8	0.554	30	0.283
9	0.512		

Tableau 3.28 : Valeurs limitées t pour le contrôle de l'appartenance à un ensemble

Dans le cas considéré, pour n = 7 on trouve t = 0,610.

Donc, les deux grandeurs statistiques T' et T'' sont inférieures à t, c'est pourquoi on peut conclure que les valeurs extrêmes de la succession considérée appartiennent à un ensemble et doivent être prises en considération pour calculer la moyenne des valeurs de la lame d'eau écoulée par les formules empiriques (voir le tableau ci- dessous).

Valeur Xi	Xi - X	(Xi - X)²	Notation
4	-8,43	71,06	la lame d'eau écoulée moyenne : $\bar{X} = \frac{\sum X_i}{n} = \frac{87}{7} = 12{,}43$ mm
11	-1,43	2,04	
11	-1,43	2,04	
13	+0,57	0,32	
13	+0,57	0,32	
16	+3,57	12,74	
19	+ 6,57	43,16	$S = \sqrt{\frac{\sum (X_i - \bar{X})^2}{n-1}} = \sqrt{\frac{131{,}68}{6}} = 4{,}68$ m
∑Xi = 87		131,68	

Tableau 3.29 : Calcul des caractéristiques statiques de la lame d'eau écoulée trouvée par les formules

Conclusion

Ainsi, on obtient deux valeurs de la lame d'eau écoulée :

- Selon le bilan hydrique de THORNTHWAITE, elle est de 26 mm par an.
- D'après les formules empiriques elle est de 12 mm par an environ.

Il est difficile de dire, parmi ces deux valeurs, laquelle est la plus proche de la réalité naturelle du sous bassin de Barika. Cependant, pour les calculs postérieurs, il a été choisi d'utiliser la valeur de la lame d'eau évaluée par la méthode de THORNTHWAITE. Au total, le bilan hydrique reste déficitaire dans la majeure partie des stations (ou du sous bassin versant). Cela a, bien entendu, des conséquences importantes sur le comportement hydrogéologique du sous bassin et sur le milieu naturel. En conditionnant la disette et l'abondance de l'eau dans le sous bassin versant, l'évapotranspiration influe directement et indirectement sur la dynamique des versants.

En effet, elle influence énormément la densité, la diversification et la croissance du couvert végétal comme elle a une influence directe sur le sol.

II. La Végétation

1. Introduction

La vie des plantes dépend des facteurs internes, c'est-à-dire des organes qui permettent la nutrition, la croissance et la reproduction végétale, mais également des facteurs du milieu.

Les influences du climat sur le développement de la croissance de la végétation n'est en dernier ressort qu'un reflet du climat. Nous avons déjà examiné les éléments du climat qui ont des conséquences directes sur la végétation.

La nature et la répartition de formation végétale dépendent essentiellement de certains facteurs, climat, altitude, exposition et substrat. Compte tenu de ces facteurs, la région apparait sous un aspect différent du nord vers le sud.

Dans le massif, des crêtes culminantes conservent des forêts de chênes verts, de pins d'Alep, de genévriers de phénicie et, sur quelques sommets, des cèdres.

2. Associations principales

La flore de la région de Bellezma fait partie de la flore méditerranéenne caractérisée dans son ensemble par ses conditions xérothermiques.

Sans aller jusqu'à une classification très élaborée, qui reste du domaine du spécialiste en la matière, on peut relever quelques associations végétales de la région :

2.1 Association du cèdre ou cedrétum

Le cèdre (cédrus atlantica, link) est le symbole des arbres de montagne parce qu'on ne le voit pas en plaine. Les forêts de cèdre supportent la sécheresse excessive de l'été et les basses températures de l'hiver.

Par sa résistance aux amplitudes thermiques et hydriques, le cèdre remplace le pin d'Alep dans les montagnes froides à tranches pluviométriques élevées. Mais si les montagnes sont très sèches et très froides, le cèdre est remplacé par le genévrier ou le chêne vert.

L'essence débute entre 1300 et 1500 m d'altitude pour remonter à 2000m. Sa situation optimale est entre 1600 et 1850 m. Les cédraies trop souvent dépérissantes, sauf sur les versants nord, sont perpétuellement menacées par la dégradation (troupeaux de moutons et de chèvres, incendies etc.). Il se présente près de Batna sur le flanc du djebel Tuggurt et dans le Col de Telmet.

Les cédraies de la région peuvent être réunies en deux groupes dont le déterminisme paraît être assuré par le substrat et, dans une mesure moindre, l'exposition.

- Le premier groupe correspond aux forêts plus ou moins denses, sur sol en général assez épais et peu érodé. Le cortège floristique, bien qu'assez dégradé reste néanmoins significatif. Le substrat correspond aux grès de l'Aptien, de l'Albien et du Berriasien.

Certains lambeaux du Bellezma peuvent être rattachés à ce groupe.

- Le second groupe correspond aux forêts claires à clairsemées où le sol est plus ou moins densément dégradé.

Dans ces cédraies, le cortège floristique ne présente pratiquement plus aucun rapport avec celui des cédraies précédentes. Le substrat est constitué par des calcaires et des marnes du Cénomanien et Turonien.

L'analyse des relevés phytosociologiques des cédraies du premier groupe montre que ces dernières présentent beaucoup plus d'espèces caractéristiques de la classe des Quercetea pubescentis que d'espèces de la classe des Quercetea ilicis.

Celle des cédraies du deuxième groupe montre la disparition quasi complète des espèces des Quercetea qui ne sont plus représentées que par :

- Lamium longiflorum. Lonicera arboréa.
- Bunium alpinum. Crataegus laciniata.
- Silene italica. Cotoneaster racemflora.

La strate arborée est constituée selon les stations soit par une futaie équienne de cèdre où les arbres ont de belles tailles, dépassant les 25 m, bien élagués; soit par une futaie mixte de cèdre et de chêne vert dans laquelle ce dernier acquiert sa forme forestière et atteint des dimensions remarquables pour la région (20 m environ avec un maximum de 24 m).

La strate arborée se présente sous forme de futaie équienne assez dense mais de taille nettement moins belle et se présente sous forme de cépées hautes de 3 à 4 mètres.

La strate arborescente est plus réduite. On note une nette diminution d'Acer monspessulanum et de cotoneaster racemi-flora.

Cette association est spécifique des versants nord du Bellezma. Le faciès typique se retrouve dans les ravins frais des environs de la maison forestière de Teniet-El-Gantos et sur la route de Merouana après le col Telmet.

Le faciès dégradé se retrouve en général en dehors des ravins.

De point de vue altitudinal, l'association se localise entre 1550 et 1980 mètres, avec une pluviométrie de 650 à 750 mm, un bioclimat subhumide froid, un substrat à faciès typiques, grès et dolomies, et faciès dégradé calcaire et calcaire dolomitique. Le sol est brun peu calcaire ou rendzine dolomitique.

Cette association se localise sur le Bellezma, le faciès typique se cantonne sur les faces nord à nord-ouest du djebel Tuggurt, Boumerzoug, Tichao entre 1650 et 2040 m. Il se présente aussi à Dj.Refaâ exposition sud et nord, la vallée de Merkounda et Dj.Bou-Rhioul.

2.2 Association du pin d'Alep ou Pintum halepensis

C'est l'association qui occupe la plus grande superficie avec le chêne vert et le genévrier de phénicie. Elle est caractérisée par son adaptation à la sécheresse plus ou moins accusée, et à la haute température; elle est dite xérophile et thermophile.

Grâce à sa rusticité et sa plasticité, le pin d'Alep est considéré comme une essence colonisatrice prenant la place des espèces plus originales qui ont reculé par l'action de l'homme, du troupeau et des incendies.

Le Pinetum halepensis n'est pas lié strictement à des plantes caractéristiques car le pin d'Alep peut envahir d'autres associations ou d'autres faciès. On le retrouve à différents niveaux dans la plaine et dans la montagne. Il s'étage entre 1000 et 1400 m sur sol calcaire marneux.

Les pineraies des Aurès et du Bellezma sont certainement les plus belles d'Algérie et forment à l'est et au sud la grosse masse de boisement du Dj.Refaâ.

Quant au pin d'Alep, il est caractérisé par la présence de nombreuses espèces des ononido-Rosmaninetea, des Théro-Brachypo-olietea.(KHELIFA ABDESSEMED, 1981).

2.3 Associations du chêne vert ou Quercetum Ilicis

Le chêne vert est un arbre très plastique; on le rencontre aussi bien en plaine qu'en montagne, mais il est surtout un arbre de montagne. Il supporte aussi bien la chaleur torride que le froid excessif.

Généralement, il commence à apparaître à partir de 400 m. Il végète misérablement comme maquis pendant de longues années. On peut le voir en surimposition avec d'autre association diss, Genévrier rouge ou de phénécie et l'oxycèdre, à tous les types de substrats. Il se présente à l'état des tailles bien venantes, comme au Bellezma, à Oued Fedhala, Bou-Arif, Beni-Imloul et Ich-Ali. De très importantes expositions de bois de chauffage et à charbon y sont pratiquées.

La sous association à Juniperus oxycedrus occupe les bas versants nord du djebel Tuggurt et djebel Boumerzoug entre 1450 et 1550 m ainsi qu'au Dj.Chefaâ et Tirchiouine.
La pluviométrie varie de 670 à 850 mm. Elle se présente dans un milieu subhumide inférieur froid. Le substrat rocheux est variable entre grès, dolomies, calcaires dolomitiques et marnes. Les sols sont du type squelettique à rendzin, formés par suite de la forte pente qui dépasse souvent les 35°.

Les sols de la sous association Juniperetosum sont de type brun calcaire par suite de la faible pente et du substrat calcaire ou marneux.

2.4 Associations olivier lentisque ou oleo- lenticetum

L'association oleo-lentisque (oleo europaca L., Pistacia lentiscus L) est caractéristique du climat méditerranéen, car on la trouve sur toutes les stations qui subissent l'influence de la mer, sur le littoral et dans l'arrière pays, aussi bien que sur les versants. Elle occupe les terrains argileux ainsi que les sols formés de grès et de calcaire. Dans la région, elle prospère sur les sols argileux dans la région de Tirchiouine, Tinibaouine et N'Gaous.

Dans les forêts non défrichées, on peut souvent voir sous une strate atteignant jusqu'à 4 m de hauteur pour les lentisques et 6 m de hauteur pour les oliviers, formant ainsi une couverture discontinue, une autre strate constituée de diss, lianes et autres arbrisseaux.

Dans d'autres cas, l'association oléo-lenticetum est incomplète à cause de l'intervention de l'homme qui l'a perturbée (ABDELKADER HALIMI, l'Atlas blideen. Climats, étages végétaux).

3. L'agriculture

Elle se limite généralement à la céréaliculture (orge et blé). Les cultures fourragères sont inconnues. Le travail s'effectue à l'araire en montagne et accessoirement à la déchaumeuse en plaine. L'assolement est triennal (jachère, blé, orge). Les semences sélectionnées sont rarement utilisées, chaque fellah garde une partie de sa récolte pour les semailles suivantes

La fumure minérale et les herbicides sont inconnus. Les rendements sont variables et tributaires des aléas climatiques, ils dépassent rarement 4 à 5 quintaux à/H (KHELIFA ABDESSEMED, 1981).

4. L'arboriculture

Elle existe dans la région, dans les vallées où il y a de l'eau. Les espèces traditionnellement cultivées sont : l'abricotier, le pêcher, le noyer, le grenadier, le figuier et la vigne.

Les plantations sont caractérisées par une densité très forte, et un mélange inextricable des espèces. Les variétés locales sont rustiques mais de qualité souvent médiocre et leur production est souvent compromise par les aléas climatiques ou par les attaques de parasites. La taille, les traitements phytosanitaires et les engrais minéraux sont très rares.

5. Le maraîchage

Souvent lié à l'arboriculture, il est généralement réservé à l'autoconsommation.

Graminées : Festuca ovina, Festuca algeriensis, festuca deserti ... (KHELIFA ABDESSEMED, 1981; p127).

6. Le rôle de l'altitude

Avec l'altitude, le froid se fait vif. A Refaa (2178 m) la nivale est plus importante qu'à une altitude inférieure. La durée d'enneigement croît vite avec l'altitude, et elle peut persister longtemps, comme elle peut alimenter les réseaux karstiques de la région. La neige qui persiste sur les hautes altitudes tient certaines forêts (cèdres cèdrus atlantica).

Sur les versants nord, d'une façon générale le cèdre débute à 1400 m bien qu'il puisse descendre encore plus bas à la faveur des conditions microclimatiques particulières. La limite inférieure se situe vers 1600 m. La limite supérieure de 2200 m est largement dépassée au Maroc où le cèdre monte jusqu'à 2700-2800 m (EMBERGER 1935).

Pour l'ensemble des cédraies méditerranéens, la limite inférieure est de 1500 m environ et la limite supérieur est de 2000 m environ, sauf dans le cas des cédraies marocains (KHELIFA ABDESSEMED, 1981; p13).

En effet l'enneigement, et son «rythme » jouent une influence déterminante. A 1800-1900 m, au col de Telmet, à Bou-Rhioul, Bou-Ari, Refaa, les rythmes de température et la gélifraction favorisent les dynamiques de l'éboulisation et de la cryoturbation à haute altitude.

7. Le rôle de l'exposition

L'exposition joue un très grand rôle dans la répartition des pluies et, par conséquent, de la végétation.

Vers le sud, l'aridité augmente en liaison avec la diminution de la latitude, mais aussi de l'altitude (Batna, Barika, Col de Telmet, Seggana) ; l'importance de l'aridité amène à penser au contraste dû à l'orientation des deux versants du massif nord et sud et à l'orientation SW-NE qui accentue leur différence.

Il est important de noter que certaines formes ou formations superficielles de l'évolution Quaternaire (solifluxion, cônes, encroûtements,...) subissent l'effet de l'altitude, de l'exposition, de l'étagement. Quant à la végétation, on peut dire que le cèdre par exemple n'existe que sur les versants nord et nord-ouest. C'est le cas des cédraies du Col de Telmet, de Taghda, des Aurès (Djebel Azreg, S'gag).

Ailleurs, selon que le versant est masqué par un relief ou pas, il peut porter ou non du cèdre.

Citons quelques cas pour illustrer cet aspect :

Le versant sud du djebel Boumerzoug au Bellezma, exposé directement à la trouée d'El Kantara par laquelle remontent les influences sahariennes, dont la plus perceptible est le sirocco, ne porte que du genévrier rouge (Juniperus phoenicea) et de l'alfa (stipa-tenacissima), qui monte jusqu'à 1800 m et constitue le sous bois du cèdre sur les crêtes.

La cédraie du S'gag est exposée dans son ensemble au nord, nord-ouest, cependant la partie inférieure au dessous de la maison forestière, masquée par l'anticlinal du djebel Ich-Ali (1808 m) porte une cédraie de type sèc et froid: cédraie à juniperus thurifera, alors que la partie supérieure porte un autre type subhumide froid (KHELIFA ABDESSEMED, 1981; p14).

L'exposition joue un rôle dans l'apparition du cèdre, en relation avec la pluviométrie.

Oued El Ma : Sur le versant nord, avec une altitude de 1050 m, reçoit une pluviométrie de 455 mm (CHAUMONT et PAQUIN, 1971).

Batna : Sur le versant sud, avec une altitude de 1040 m, reçoit une pluviométrie de 346 mm (SELTZER, 1949).

Le Houerou (1975) estime qu'il existe une variation de l'ordre de 20 à 40 % entre les versants exposés aux pluies et ceux qui sont localisés en situation d'ombre pluviale.

La végétation reflète bien l'accroissement des précipitations, puisque c'est dans le nord-est du massif que s'observent les plus belles forêts, en particulier celle des cèdres. Ces forêts se caractérisent par leur vigueur surtout entre 1700 et 2000 m.

Conclusion

Le climat général de la région appartient au type méditerranéen caractérisé par deux grandes saisons : celle des pluies, allant de l'automne au printemps, la plus froide; et la saison sèche qui coïncide avec l'été.

En outre, ce climat présente à des intervalles variables des périodes de sécheresse générale s'étendant sur plusieurs années consécutives pendant lesquelles la pluviométrie annuelle diminue. Ces périodes sont fort préjudiciables aux sources, dont beaucoup tarissent, ainsi qu'à la forêt où les arbres périssent.

Un tel climat impose aux plantes et surtout aux arbres, des conditions d'existence difficiles durant la saison sèche. Aussi l'aspect de la végétation est-il particulier ; ce sont les essences feuillues aux feuilles assez petites persistantes et coriaces qui dominent : chêne vert.

Les résineux sont : le pin d'Alep, essences thermophiles, qui s'étage entre 1000 et 1400 m sur sol calcaire marneux. Sa croissance est en général assez lente et se régénère d'une façon

très satisfaisante. Ses peuplements en futaie présentent deux types différents, le genévrier oxycèdre et le genévrier de phénicie.

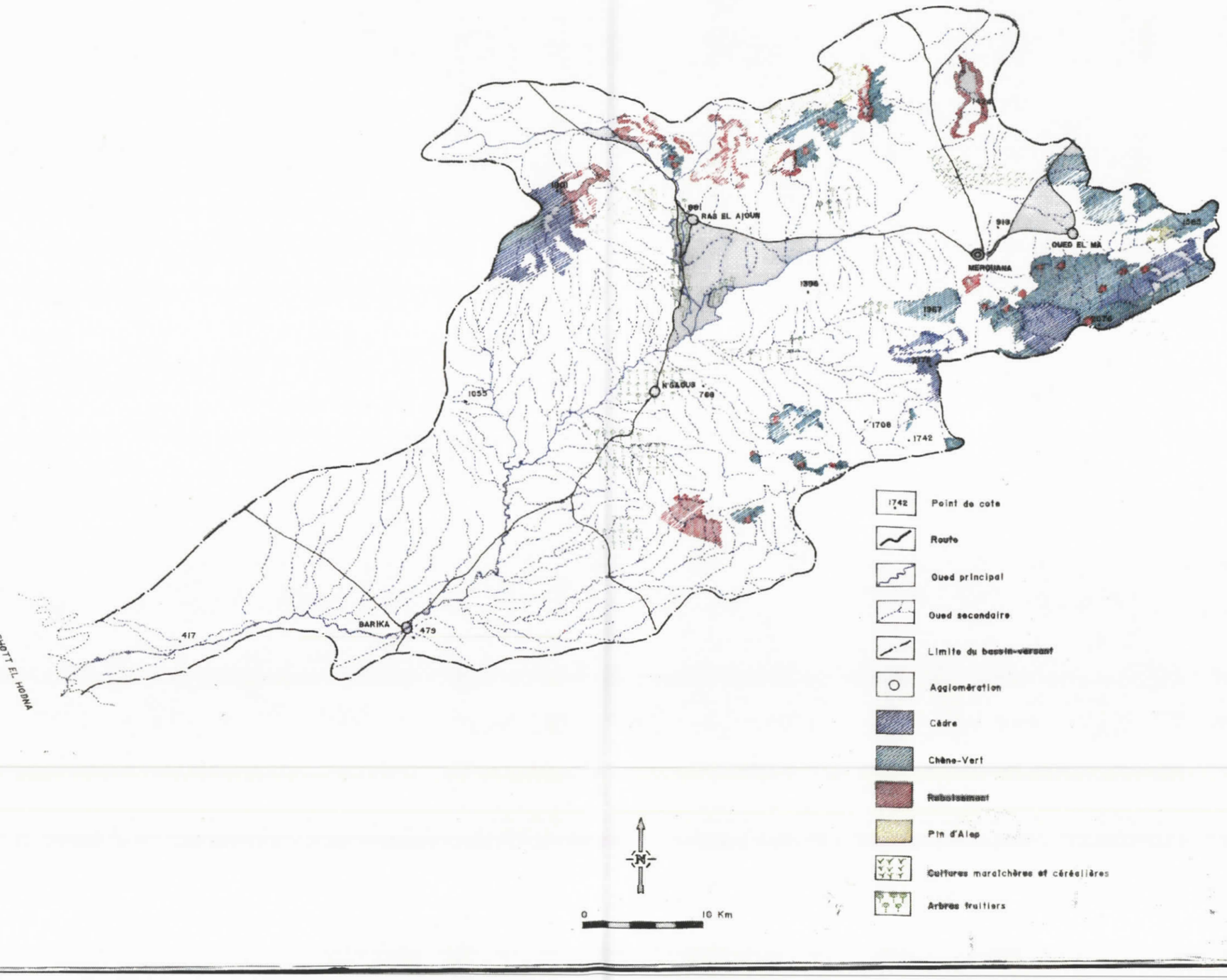
Le cèdre: essence qui débute entre 1400 et 1600 m d'altitude pour remonter jusqu'à 2000 m. La régénération est irrégulière et capricieuse. Elle ne peut s'opérer que pendant les années humides et lorsque le parcours est interdit.

Le climat façonne donc dans chaque pays la végétation à son image. A chaque type de climat correspond un étage de végétation qui en est l'expression vivante et se superpose exactement à lui. Ce sont aussi les circonstances topographiques dépendant du relief, du sol, qui font varier le climat et deux d'entre elles ont une influence très marquée, l'altitude et l'exposition.

La forêt est avant toute caractérisée par sa résistance extraordinaire aux facteurs de destruction : homme, troupeaux, incendies. Mais la contrepartie de la vigueur de la végétation forestière a la difficulté de rétablir le boisement quand il a disparu complètement.

Ajoutons, que d'une façon générale, toute la question forestière elle-même est conditionnée et sérieusement compliquée par la dégradation. Le seul élément positif et solide sur lequel on peut s'appuyer est l'extraordinaire résistance biologique. Des nécessités politiques et sociales doivent être prises en considération.

CARTE DE VEGETATION DU BASSIN-VERSANT DE L'OUED BARIKA



III - Etude de certains sols choisis

- Introduction

Compte tenu de l'étendue du terrain et de la diversité des sols trouvés, nous ne pouvons faire une étude complète mais seulement prendre quelques exemples typiques. Sans aller jusqu'à une classification très élaborée, laquelle reste du domaine des spécialistes, on peut relever que les sols de ''N'Gaous, Tinibaouine'' sont très menacés par l'érosion.

I-Les sols de N'Gaous

Notre séquence est caractérisée par une couverture pédologique constituée de deux types de sols, qui correspondent dans la taxonomie américaine aux ordres suivants :

- Entisols;
- Inceptisols;

1. Les Entisols

Ce sont des sols très peu développés pédogénétiquement. D'après R. Bensaid (1986), ce développement est dû essentiellement à un ou plusieurs des facteurs suivants :

- dépôt récent;
- conditions climatiques extrêmes retardant l'altération du matériau parental;
- forte résistance des matériaux parentaux à l'altération;

Dans notre cas, ces sols se situent en forte pente (profil 1), sur glacis-cône (profil 5).

1.1. Les Inceptisols

Ces sols présentent un développement pédogénétique peu poussé et apparaissent comme le résultat de deux situations majeures; ils sont développés sur des sédiments géologiquement jeunes ou sur des surfaces dans lesquelles les conditions naturelles ne favorisent pas le processus de formation du sol.

Dans la taxonomie américaine, ces sols ne sont pas liés au facteur climat. Pour notre séquence sous régime xérique et un épipédon ochrique, ils sont classés dans les xérochrepts.

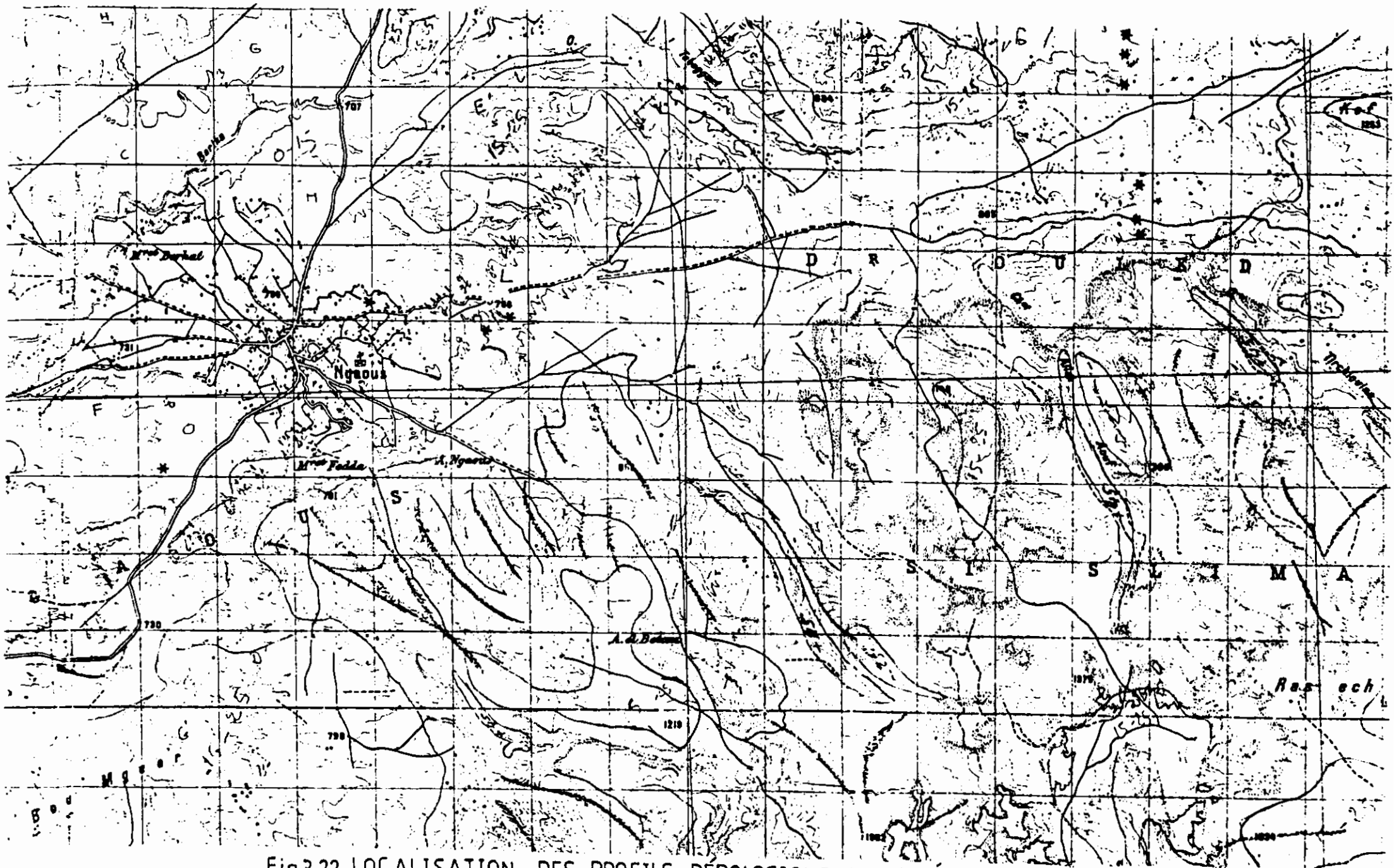


Fig:3.22_LOCALISATION_DES PROFILS PÉDOLOGIQUE ANALYSÉS

CARTE TOPO : N'GAOUS 1/50.000

*Enplacement Des Profils

2. Description morphologique du profil 1

- Numéro du profil : 1
- Date de description : 15/05/93
- Localisation : X : 255,8 sud - nord
  Y : 266,8 ouest - est
- ALTITUDE : 780 mètres
- Matériel parental : Marno-calcaire
- Géomorphologie : Travertin
- Végétation : Artimisia Herba alba
- Drainage : Modéré
- Aspect de surface : Charge importante en cailloux avec aspect érodé.
- Classification USDA (1975) : Vertic - fluventic Xérochrept
- Classification française (CPCS 1967) : Vertisol à structure de surface non dégradée

Horizon A 0 - 15 cm

10 YR 6/8 (état sec), brun jaune 10 YR 5/8 (état humide)Brun jaune, limono-argileux, polyedrique, collant et plastique, peu de pores, présence de cailloux de racines, forte effervescence à l'Hcl.

Horizon AB_1 15-250 cm

10 YR 7/4 (état sec), brun jaune 10 YR 6/8 (état humide) Brun clair, argileux, polyédrique à tendance prismatique faible porosité, enracinement faible, effervescence à l'Hcl.

Horizon C 250-400 cm

Gris clair 10 YR 7/1 (état sec) , gris 10 YR 6/1 (état humide), argilo-limoneux, polyédrique grossière, pas de racines, forte effervescence a l'Hcl .

2.1 Caractères synthétiques du profil 1

Ce sol situé sur un travertin est caractérisé par une couleur brun jaune en surface qui devient grise en profondeur avec une proportion assez élevée en cailloux; la texture est limono-argileuse dans l'horizon de surface et argileuse à argilo-limoneuse en profondeur, avec augmentation du pourcentage d'argile (indiquant la dominance du caractère vertique) de 35,73 % à 49,29. Le rapport C/N est faible, variant entre 11 et 12 % et le taux du calcaire diminue de la surface (58,93 %) vers la profondeur (14,9 %).

Le pH est alcalin et varie de 7,49 à 8,25 en raison de le forte teneur en CaCO3. La capacité d'échange cationique (CEC) augmente en profondeur de 28 meq/100 g de sol à 41,2 meq/100 g de sol et le complexe absorbant est saturé en Ca^{++}.

2.1 Caractères synthétiques du profil 1

Profondeur	Granulométrie %					Classes Texturales
	0-2µ	2-20µ	20-50µ	50-200µ	200-2000µ	
0-15 cm	35.73	13.09	19.18	20.76	11.24	Limono-Argileux
15-250 cm	40.04	6.94	31.35	12.04	9.63	Argileux
250-400 cm	49.29	15.08	32.62	2	1	Argileux- Limoneux

Profondeur	$CaCO_3$ % Total	$CaCO_3$ % Actif	C %	N %	C / N	M_o %	P_2O_5 PPm
0-15 cm	58.93	19.05	0.87	0.075	11.60	1.50	86.19
15-250 cm	44.37	13	1.21	0.10	12.1	2.09	290.33
250-400 cm	14.9	5.5	0.34	0.029	11.7	0.58	115

Profondeur	PH 1/2.5	CE1/5 Ds/m	Cations échangeables (c mol / kg)				CEC
			Ca^{++}	Mg^{++}	Na^{+}	K^{+}	(c mol / kg)
0-15 cm	7.49	0.28	27.2	0.63	0.25	0.02	28
15-250 cm	8.25	0.27	30.03	0.66	0.36	0.15	31.2
250-400 cm	7.90	3.01	39.86	0.70	2.2	0.43	41.2

* Ca^{++} est déduit de la CEC

Tableau 3.30 : Résultat des analyses du profil 1

3. Description morphologique du profil 2

- Numéro du profil : 2
- Date de description : 15/05/93
- Localisation : X : 255 sud - nord
  Y : 766,5 ouest - nord
- ALTITUDE : 780 mètres
- Matériel parental : Marno-calcaire
- Géomorphologie : Travertin
- Végétation : Artimisia Herba alba
- Drainage : Faible
- Aspect de surface : Erodé
- Classification USDA (1975) : Typique Xérochrept
- Classification française (CPCS, 1967) : Calci-magnésique d'apport alluvial

Horizon A 0-15 cm

10 YR 5/2 (état sec), brun gris noir 10 YR 3/2 (état humide) Brun jaune, limoneux, poudreux, cendreux, collant, peu de pores, présence de racines fines à moyenne effervescence à l'Hcl.

Horizon AB_1 15-25 cm

10 YR 7/4 (état sec), brun jaune 10 YR 4/1 Brun clair (état humide) argileux, polyédrique à tendance prismatique, faible porosité, enracinement faible, effervescence à l'Hcl.

Horizon AB_2 25-30 cm

10 YR 6/1 (état sec), gris 10 YR 5/1 Gris clair (état humide), limono-argileux, prismatique, collant, plastique, peu poreux, racines fines, forte effervescence à l'Hcl.

Horizon AB_3 30-45 cm

10 YR 6/1 (état sec), gris 10YR 6/1 Gris (état humide), limono-argileux, lamellaire, porosité élevée, nombreux cailloux, galets, graviers, forte effervescence à l'HCl.

Horizon C 45-350 cm

10 YR 7/4 (état sec), brun jaune 10YR 6/6 Brun très clair (état humide), argileux, lamellaire, très poreux, effervescence à l'HCl, présence de tâche rouille (oxydoréduction de fer).

3.1 Caractères synthétiques du profil 2

Ce sol situé à l'est de N'Gaous est développé sur des marnes; il est caractérisé par une couleur qui varie entre brun et gris avec une proportion assez élevée en cailloux, galets et graviers, la texture est en général limono-argileuse et devient argileuse de 24,92 % à 49,86 %. La teneur de matière organique augmente aussi en profondeur et cela se traduit par une accumulation d'argile et de matière organique. Le rapport C/N est faible, témoignant d'une bonne activité microbienne.

La quasi-totalité de ce sol possède un taux élevé de calcaire, variant entre 42,60 % et 60, 35 %. Il en résulte un pH basique parfois proche de la neutralisé (7,53 - 8,06). La CEC varie entre 26,4 et 49,2 c mol/Kg de sol, les cations échangeables sont dominés par le calcium.

Profondeur	Granulométrie %					Classes Texturales
	0-2µ	2-20µ	20-50µ	50-200µ	200-2000µ	
0-15 cm	24.92	20.18	16.58	15.69	22.63	Limoneux
15-25 cm	24.12	12.46	25.36	18.70	19.36	Limono -Argileux
25-30 cm	31.38	12.51	23.85	14.28	17.98	Limono -Argileux
30-35 cm	35.76	8.94	22.24	14.37	18.69	Limono -Argileux
40-350 cm	49.86	17.99	12.48	11.18	8.49	Argileux

Profondeur	$CaCO_3$ % Total	$CaCO_3$ % Actif	C %	N %	C / N	M_o %	P_2O_5 PPm
0-15 cm	57.51	15.5	0.53	0.045	11.77	0.91	227.40
15-25 cm	60.35	13	0.30	0.026	11.53	0.52	136.97
25-30 cm	58.57	11	0.53	0.045	11.77	0.91	11.53
30-35 cm	42.60	10.50	0.91	0.078	11.66	1.26	5.70
40-350 cm	42.60	18	1.59	0.137	11.60	2.74	8.61

Profondeur	PH 1/2.5	CE1/5 Ds/m	Cations échangeables (c mol / kg)				CEC
			Ca^{++}	Mg^{++}	Na^{+}	K^{+}	(c mol / kg)
0-15 cm	7.59	0.51	30.80	0.65	0.43	0.12	32
15-25 cm	7.96	0.25	25.47	0.65	0.21	0.07	26.4
25-30 cm	8.06	0.68	47.79	0.77	0.60	0.10	39
30-35 cm	7.53	2.29	32.91	0.77	2.18	0.24	40.2
40-350 cm	7.56	2.50	29.30	0.69	2.27	0.19	49.2

Ca^{++} est déduit de la CEC

Tableau 3.31 : Résultat des analyses du profil 2

4. Description morphologique du profil 3

- Numéro du profil : 3
- Date de description : 15/05/93
- Localisation : X : 255 sud - nord
  Y : 765,2 ouest - est
- ALTITUDE : 760 mètres
- Matériel parental : Travertin sur marne
- Géomorphologie : Travertin
- Végétation : Cultivé
- Drainage : Modéré
- Aspect de surface : Non érodé.
- Classification USDA (1976) : Tipic Xérofluvent
- Classification française (CPCS) : Peu évolué, d'apport alluvial

Horizon A 0-20 cm

10 YR 4/1 (état sec), gris noir foncé 10 YR 3/1 Gris Noir (état humide), limoneux, grumeleux, collant et plastique, peu friable, racine fine, moyenne et grosse, peu de cailloux, de nombreux pores, effervescence à l'Hcl.

Horizon C > 20 cm

Amas de calcaires

4.1 Caractères synthétiques du profil 3

Ce type de sol apparaît au centre de la ville de N'Gaous sur un verger cultivé à pente faible (2%). Il est caractérisé par une couleur gris noir à gris, présente une texture limoneuse avec un taux d'argile faible; sa structure est grumeleuse, le pH, légèrement alcalin, est dû a une forte teneur en $CaC0_2$ surtout dans le deuxième horizon, où le taux de $CaC0_3$ atteint 82,84 %. Le rapport C/N est de 11 % avec un taux de matière organique moyen de l'ordre de 0,91 % à 1,43%.

La CEC est moyennement élevée, le calcium est le cation le plus dominant dans le complexe adsorbant.

Profondeur	Granulométrie %					Classes Texturales
	0-2µ	2-20µ	20-50µ	50-200µ	200-2000µ	
0-20 cm	16.65	14.43	27.28	14.42	27.21	Limoneux
20-94 cm	16.95	17.46	24.19	11.96	29.44	Limono Sableux

Profondeur	$CaCO_3$ % Total	$CaCO_3$ % Actif	C %	N %	C / N	M_o %	P_2O_5 PPm
0-20cm	55.38	20	0.53	0.045	11.77	0.91	115
20-94 cm	82.84	24.5	0.83	0.071	11.69	1.43	144.5

Profondeur	PH1/2.5	CE1/5 Ds/m	Cations échangeables (c mol / kg)				CEC (c mol / kg)
			Ca^{++}	Mg^{++}	Na^{+}	K^{+}	
0-20 cm	7.63	0.16	29.6	0.62	0.39	0.128	27.2
20-94 cm	8.16	0.18	26.24	0.65	0.28	0.03	30.8

* Ca^{++} est déduit de la CEC

Tableau 3.32 : Résultat des analyses du profil 3

5. Description morphologique du profil 4

- Numéro du profil : 4
- Date de description : 15/05/93
- Localisation : X : 253 Sud Nord
  Y : 762,5 0ucst Est
- ALTITUDE : 700 m
- Matériel parental : Marne
- Géomorphologie : Travertin
- Végétation : Artimisaition herba alba et quelque arbres de pin d'alep mal développé.
- Drainage : Modéré
- Aspect de surface : Très érodé (paysage de bad-lands).
- Classification USDA (1975) : Typique Xérochrept
- Classification française (1967) : peu évolué d'apport alluvial.

Horizon A 0-20 cm

10 YR 8/4 (état sec), jaune 10 YR 7/6 Brun très claire (état humide), limono-sableux , massive poreux, forte éffervescence à l'Hcl, peu de cailloux et peu de racines, présence de tâches rouille (oxydoréduction).

Horizon C 20-150 cm

10 YR 8/4 (état sec), jaune 10 YR 8/6 Brun très clair (état humide), limono- argileux, sableux, massive, tache rouille, forte effervescence, poupée et tubulure calcaire d'origine végétale.

5.1 Caractères synthétiques du profil 4

Ce type de sol dérivant du travertin avec l'existence de poupées et de tubulures calcaires d'origine végétale est caractérisé par une couleur brune très claire a tendance vers le jaune, la texture est limono-argileux en susface et limono-argileux-sableuse en profondeur avec un taux d'argile assez faible qui varie entre 20 et 21 % présence de taches rouille témoignant du phénomène d'oxydation du fer.

Le pH est légèrement alcalin. Le rapport C/N est faible indiquant une forte minéralisation de la matière organique qui reste faible. La CEC est moyennement élevée, le calcium reste toujours le cation le plus dominant sur le complexe adsorbant.

Profondeur	Granulométrie %					Classes Texturales
	0-2µ	2-20µ	20-50µ	50-200µ	200-2000µ	
0-20 cm	20.92	16.39	11.55	11.20	39.94	Limono -Sableux
20-150 cm	21.20	8.48	12.83	9.17	48.32	Limono-Argileux - Sableux

Profondeur	$CaCO_3$ % Total	$CaCO_3$ % Actif	C %	N %	C / N	M_o %	P_{205}
0-20cm	74.55	8	0.75	0.019	39.47	0.59	144.5
20-150 cm	73.66	8.5	0.34	0.049	6.93	0.98	86.16

Profondeur	Ph1/2.5	CE1/5 Ds/m	Cations échangeables (c mol / kg)				CEC
			Ca^{++}	Mg^{++}	Na^{+}	K^{+}	(c mol / kg)
0-20 cm	7.76	0.18	28.02	0.60	0.17	0.01	27.6
20-150 cm	7.25	1.08	26.62	0.62	1.28	0.08	28.8

* Ca^{++} est déduit de la CEC

Tableau 3.33 : Résultat des analyses du profil 4

II- Les sols de Tinibaouine

1. Description Morphologique des sols

1.1 Description du profil 1

Numéro de profil : 1

Date de description : 28/06/1993

Localisation : X = 775,2

Y = 259

Z = 860 mètres

Matériel parental : Calcaire

Géomorphologie : Terrasse

Végétation : Armoise

Drainage : Normal

Classification : USDA : typique xerorthent

: CPCS : Sol peu évolué d'apport alluvial

Horizon A 0-10 cm

10 y R 4/3 (état humide), brun pâle 10 y R 6/3 Brun jaune foncé (état sec), limono-sableux, grumeleux, non collant, très friable, nombreux pores, moyens et larges 10 % de cailloux, forte effervescence à l'Hcl, beaucoup de racines, transition nette et régulière.

Horizon AB_1 10-25 cm

10 y R 4/2 (état humide), brun pâle 10 y R 6/3 Brun jaune foncé (état sec), limono-sableux, polyédrique très grossier, non collant, non plastique, friable, nombreux pores, moyens, 25 % de cailloux de calcite et dolomie, forte effervescence à l'Hcl.

Horizon AB_2 25-45 cm

10 y R 4/4 (état humide), brun pâle 10 y R 7/5 Brun jaune foncé (état sec), tâches blanches de calcaires, massif, non collant, non plastique, limono-sableux, très friable, tendre, nombreux pores fins à moyens, beaucoup de racines, forte effervescence à l'Hcl.

Horizon C 45-115 cm

10 y R 4/2 (état humide), brun pâle 10 y R 7/5 Brun jaune foncé (état sec), limono-sableux, limono-sableux massif, non collant, non plastique, nombreux pores fins à moyens, beaucoup de cailloux et de racines, taches blanches de calcaires, forte effervescence à l'Hcl.

Horizons (cm)	Granulométrie (%)				
	0-2 µ	2-20 µ	20-50 µ	50-200 µ	200-2000 µ
0-10	19,54	35,70	18,38	22,13	24,28
10-25	12,38	28,19	10,08	28,86	30,53
25-45	16,41	16,43	33,97	19,10	24,09
45-115	16,71	23,59	21,00	22,83	27,87

Horizons (cm)	PH1/2.5	CE1/5 Ds/m	$CaCO_3$ total	$CaCO_3$ Actif	C %	N %	MO %	C/N
0-10	8,1	0,27	41,68	24,00	2,28	0,19	3,92	12
10-25	8,3	0,22	47,53	18,50	2,28	0,18	3,92	12.66
25-45	8,3	0,17	62,33	20,00	2,20	0,18	3,78	12.22
45-115	8,1	0,18	52,59	16,50	2,58	0,15	4,43	17.20

Horizons (cm)	Cations échangeables (c mol / kg)				CEC (c mol / kg)
	Ca^{++}	Mg^{++}	Na^{+}	K^{+}	
0-10	15,50	1,87	0,01	0,10	20.20
10-25	13,51	1,44	0,03	0,20	12.80
25-45	13,20	1,74	0,02	0,20	18.00
45-115	14,10	1,41	0,01	0,10	19.00

Tableau 3.34 : Résultats analytiques du profil 1

Caractères synthétiques

Ce sol situé sur une terrasse est caractérisé par une couleur brune très pâle 10 y R 6/3 en surface et brun très pâle 10 y R 7/5 en profondeur; la charge en cailloux est élevée en surface. La texture est limono-sableuse le long du profil à pourcentage assez faible en argile. La structure, grumeleuse en surface, devient massive en profondeur. La matière organique reste assez élevée dans tout le profil. Le rapport C/N varie de (12 à 17,20 %). Le pH est légèrement alcalin variant de 8,10 à 8,30. La capacité d'échange cationique est moyennement élevée (12,80 à 20,20 c mol / kg de sol). Le cation Ca^{++} domine sur le complexe absorbant, cependant son taux reste faible compte tenu du taux du calcaire élevé, cela s'explique par le fait que la majorité du calcaire est représentée dans la fraction sableuse.

1.2 Description du profil 2

Numéro de profil : 2

Date de description : 28/06/1993

Localisation : X = 775,1

Y – 258,7

Z = 859,6 mètres

Matériel parental : Conglomérat à ciment calcaire

Géomorphologie : Terrasse

Végétation : Armoise dégradée

drainage : Normal

Classification : USDA : typique xerorthent

: CPCS : Sol peu évolué d'apport alluvial

Horizon A 0-15 cm

10 y R 3/4 (état humide), brun foncé 10 y R 6/4 Brun jaune foncé (état sec), non collant, non plastique, dur, nombreux pores moyens, quelques racines fines, transition diffuse, forte effervescence à l'Hcl.

Horizon AB_1 15-40 cm

Brun jaune foncé 10 y R 3/4 (état humide), brun clair 10 y R 6/4 (état sec), limoneux, structure polyédrique, massif, non collant, non plastique, dur, nombreux pores fins, peu racine, forte effervescence à l'Hcl.

Horizon C 40-120 cm

10 y R 4/4 (état humide), brun jaune foncé 10 y R 6/4 Brun jaune foncé (état sec), limoneux fins, structure polyédrique, non plastique, peu friable, dure, très nombreux pores fins, forte effervescence à l'Hcl.

Horizon	Granulométrie (%)				
(cm)	0-2 µ	2-20 µ	20-50 µ	50-200 µ	200-2000 µ
0-15	13,74	24,00	28,55	13,46	13,25
15-40	16,22	34,27	23,28	8,80	17,43
40-120	13,12	23,13	41,35	7,92	4,48

Horizon (cm)	PH1/2.5	CE1/5 Ds/m	$CaCO_3$ total	$CaCO_3$ actif	C %	N %	MO %	C/N
0-15	8,4	0,15	45,9	20,01	1,25	0.15	2,15	8.33
15-40	8,1	0,42	49,4	38,50	1,21	0,08	2,08	15,12
40-120	8,0	1,19	36,2	26,50	1,36	0,15	2,33	9,06

Horizon	Cations échangeables (c mol / kg)				CEC
(cm)	Ca^{++}	Mg^{++}	Na^{+}	K^{+}	(c mol / kg)
0-15	14,00	1,28	0.16	0,92	20,4
15-40	13,32	0,23	0.36	0,40	16.8
40-120	16,16	0,76	1.25	0,31	20.4

Tableau 3.35 : Résultats analytiques du profil 2

Caractères synthétiques

Situé sur un cône de déjection, ce sol est exposé directement aux actions dévastatrices des ruissellements. L'horizon de surface est plus ou moins rubéfie, la couleur passe du brun foncé (10 y R 5/4) en surface au brun clair (10 y R 6/4) en profondeur. La texture, limoneuse en

surface, devient limoneuse fine en profondeur. La structure est polyédrique et massive. Le pH est légèrement alcalin varie entre 8,0 et 8,4. Le complexe absorbant est dominé par le cation Ca^{2+}. La capacité d'échange cationique est moyennement élevée, elle varie entre 16.8 et 20.4 c mol / kg de sol.

1.3 Description du profil 3

Numéro de profil : 3

Date de description : 28/06/1993

Localisation : X = 775

Y = 258,4

Z = 855,26 mètres

Matériau parental : Allu-colluvial

Géomorphologie : Terrasse

Végétation : Céréaliculture

drainage : Normal

Classification : USDA : fluventic calcixérolic xéropt

: CPCS : Sol peu évolué d'apport alluvial

Horizon A 0-16 cm

10 y R 4/5 (état humide), brun clair 10 y R 6/3 Brun jaune foncé (état sec), limono-sableux, polyédrique, peu collant, peu plastique, peu friable, beaucoup de pores fins à moyens, 30 % de cailloux et blocs, riche en $CaCO^3$, beaucoup de racines, forte effervescence à l'Hcl.

Horizon C 16-100 cm

10 y R 7/3 (état humide), brun pâle 10 y R 8/2 Blanc (état sec), limono-sableux, structure massive, peu collant, peu plastique, quelques racines, 1-2 % de cailloux, transition nette, forte effervescence à l'Hcl.

Horizon (cm)	Granulométrie (%)				
	0-2 µ	2-20 µ	20-50 µ	50-200 µ	200-2000 µ
0-16	15	17,57	14,31	20,53	32,59
16-100	14,75	15,26	13,44	32,55	21,00

Horizon (cm)	PH1/2.5	CE1/5 Ds/m	$CaCO_3$ Total	$CaCO_3$ actif	C %	N %	MO %	C/N %
0-16	8,2	0,14	61,5	31,5	1,10	0,09	1,89	12,22
16-100	7,8	1,07	76,6	15,0	0,95	0,08	1,63	11,87

Horizon (cm)	Cations échangeables (c mol/ kg)				CEC (c mol/ kg)
	Ca^{++}	Mg^{++}	Na^{+}	K^{+}	
0-16	16	3,47	0,4	0,60	17,20
16-100	12	6,21	1.6	0,60	16,26

Tableau 3.36 : Résultats analytiques du profil 3

Caractères synthétiques

Ce sol est caractérisé par une couleur brune jaune 10 y R 6/3 en surface et brun pâle 10 y R 8/2 en profondeur. La charge en cailloux est hétérogène, 30 % en surface et 1 à 2 % en profondeur. La texture est limono-sableuse le long du profil. La structure est polyédrique en surface et massive en profondeur. La matière organique est faible (1,89 à 1,63 %), le pH est légèrement alcalin 8,20 à 7,80. La capacité d'échange cationique est moyennement élevée (17,20 à 16,26 c mol/kg) de sol). Le Ca^{2+} représente le cation le plus dominant sur le complexe absorbant.

1.4 Description du profil 4

Numéro de profil : 4
Date de description : 28/06/1993
Localisation : X = 774,45
Y = 257
Z = 808,89 mètres
Matériau parental : Alluvions quaternaires
Géomorphologie : Terrasse
Végétation : Céréales
drainage : Normal
Classification : USDA : typique xerorthent
: CPCS : Sol peu évolué d'apport alluvial

Horizon A 0-14 cm

10 y R 3/6 (état humide), brun jaune clair 10 y R 4/5 Brun jaune (état sec), limoneux fins, structure polyédrique, peu collant, peu plastique, ferme, dure, nombreux pores fins, présence de racines, transition diffuse, forte effervescence à l'Hcl.

Horizon AB_1 14-60 cm

10 y R 4/4 (état humide), brun jaune clair 10 y R 5/4 Brun jaune (état sec), limoneux fin, présence de tâches blanches, polyédrique, peu collant, peu plastique, ferme, nombreux pores très fin, peu de racines, transitions diffuse, forte effervescence à l'Hcl.

Horizon C 60-80 cm

10 y R 3/6 (état humide), brun jaune clair 10 y R 5/4 Brun jaune (état sec), limono-argileux, 5 % de tâches, massif, collant, peu plastique, ferme, dur, nombreux pores fins, forte effervescence à l'Hcl.

Horizon (cm)	Granulométrie (%)				
	0-2 µ	2-20 µ	20-50 µ	50-200 µ	200-2000 µ
0-14	15	33,53	6,1	10,46	4,91
14-60	16	26,93	12,96	10,68	3,43
60-80	28,39	40,79	4,06	15,01	3,75

Horizon (cm)	Ph1/2.5	CE1/5 Ds/m	$CaCO_3$ Total	$CaCO_3$ actif	C %	N %	MO %	C/N
0-14	8,2	0,23	38,1	20,5	1,10	0,10	1,89	11,0
14-60	8,3	0,21	40,9	20,5	1,17	0,15	2,01	7,8
60-80	8,3	0,24	46,3	30,0	1,10	0,07	1,89	15,7

Horizon (cm)	Cations échangeables (c mol/ kg)				CEC (c mol/ kg)
	Ca^{++}	Mg^{++}	Na^{+}	K^{+}	
0-14	18,00	1,80	0,08	0,80	22,0
14-60	18,10	2,21	0,11	0,60	21,4
60-80	17,20	1,54	0,25	0,15	23,0

Tableau 3.37 : Résultats analytiques du profil 4

Caractères synthétiques

La couleur est brun jaune claire 10 y R 4/5 en surface et brun jaune très pâle en profondeur 10 y R 5/4. La texture est limoneuse fine en surface et limono-argileuse en profondeur. La structure est polyédrique en surface et massive en profondeur. Le taux de la matière organique est hétérogène le long du profil (1,89 à 2,01 %). Le calcaire total est élevé et augmente depuis la surface de 38,1 à 46,3 %. Le pH est légèrement alcalin (8,20 à 8,30). La capacité d'échange cationique est moyennement élevée et varie de 21,40 à 23,00. Le complexe absorbant est dominé par le cation Ca^{2+}.

1.5 Description du profil 5

Numéro de profil : 5

Date de description : 28/06/1993

Localisation : X = 774,3

Y = 256,65

Z = 807,79 mètres

Matériau parental : Alluvions quaternaires marneuses

Géomorphologie : Glacis cône

Végétation : Armoise

Classification : USDA : Cacixérollic xérochrept

: CPCS : Sol peut évolué d'apport alluvial

Horizon A 0-13 cm

10 y R 3/5 (état humide), brun jaune 10 y R 5/4 Brun jaune foncé (état sec), limoneux fin, polyédrique grossier, peu collant, non plastique, friable, beaucoup de racines fines, transition nette, forte effervescence à l'Hcl.

Horizon C 13-45 cm

10 y R 4/4 (état humide), brun jaune foncé 10 y R 4/6 Brun jaune foncé (état sec), limoneux fin, non plastique, massif, ferme, dur, beaucoup de pores, forte effervescence à l'Hcl.

Horizon (cm)	Granulométrie (%)				
	0-2 µ	2-20 µ	20-50 µ	50-200 µ	200-2000 µ
0-13	16,34	24,71	30,72	14,98	13,25
13-45	13,34	33,76	10,50	22,49	29,91

Horizon (cm)	PH1/2.5	CE1/5 Ds/m	$CaCO_3$ total	$CaCO_3$ actif	C %	N %	MO %	C/N
0-13	8,2	1,04	63,1	21,5	1,25	0,19	2,15	6,57
13-45	8,1	0,45	73,5	30,5	0,87	0,03	1,49	29

Horizon (cm)	Cations échangeables (c mol/ kg)				CEC (c mol/ kg)
	Ca^{++}	Mg^{++}	Na^{+}	K^{+}	
0-13	16,38	1,31	1.20	0,80	16,00
13-45	15,12	1,27	0,90	0,88	16,80

Tableau 3.38 : Résultats analytiques du profil 5

Caractères synthétiques

Ce sol présente un profil de type A/C. La couleur devient foncée. Brun pâle 10 y R 5/4 en surface et brun très foncé 10 y R 4/6 en profondeur. La texture est limoneuse fine le long du profil, la structure est polyédrique en surface et massive en profondeur, la matière organique diminue de haut en bas (de 2,15 à 1,49 %), le calcaire reste élevé variant de 63,1 à 73,5 %. Le pH est légèrement alcalin (8,1 à 8,20), la capacité d'échange cationique est moyennement élevée (16,00 à 16,80 c mol/Kg de sol). Le cation Ca^{2+} domine sur le complexe absorbant.

1.6 Description du profil 6

Numéro de profil : 6

Date de description : 28/06/1993

Localisation : X = 774,25

Y = 256,

Z = 798,9 mètres

Matériau parental : Allu-colluvial

Géomorphologie : Terrasse

Végétation : Céréales

drainage : Normal

Classification : USDA : typique xérorthent

: CPCS : Sol peu évolué d'apport alluvial

Horizon A 0-15 cm

10 y R 4/4 brun jaune (état humide), 10 y R 5/4 Brun jaune foncé (état sec), limono-sableux, non collant, friable, polyédrique, charge en cailloux de 5-6%, racines moyennement abondantes, nombreux pores, transition diffuse, effervescence à l'Hcl.

Horizon AB_1 15-25 cm

10 y R 4/4 (état humide), brun jaune, polyédrique, peu grossier, non collant, non plastique, friable, nombreux pores moyens, transition diffuse, forte effervescence à l'Hcl.

Horizon AB_2 25-80 cm

Brun jaune foncé 10 y R 3/4 (état humide), brun jaune foncé 10 y R 4/4 (état sec), limono-argileux, massif, non collant, non plastique, très friable, nombreux pores fins à moyens, charge en cailloux près de 35 %, effervescence à l'Hcl.

Horizon C 80-160 cm

Brun jaune foncé 10 y R 4/4 (état humide), brun jaune foncé 10 y R 4/4 (état sec), limono-argileux, massif, plastique, nombreux pores, charge en cailloux plus élevée, transition diffuse, effervescence à l'Hcl.

Horizon (cm)	Granulométrie (%)				
	0-2 µ	2-20 µ	20-50 µ	50-200 µ	200-2000 µ
0-15	9,92	20,53	32,10	18,01	20,37
15-25	7,80	23,45	10,22	20,37	29,87
25-80	33,45	23,45	10,13	13,29	22,72
80-160	28,64	20,45	9,22	13,29	22,72

Horizon (cm)	Ph1/2.5	CE1/5 Ds/m	$CaCO_3$ total	$CaCO_3$ Actif	C %	N %	MO %	C/N
0-15	8,3	0,16	40,50	29,00	1,28	0,09	2,20	14,22
15-25	7,8	0,49	44,00	13,00	0,26	0,08	1.94	3,25
25-80	8,2	0,26	40,80	20,00	1,10	0,07	1,89	15,71
80-160	7,8	0,26	40,50	16,50	1,02	0,12	1,75	8,50

Horizon (cm)	Cations échangeables (c mol/ kg)				CEC (c mol/ kg)
	Ca^{++}	Mg^{++}	Na^{+}	K^{+}	
0-15	16,10	0,84	0,70	0,07	14,4
15-25	15,13	1,05	0,64	0,04	19,2
25-80	14,10	0,95	0,83	0,10	20,6
80-160	15,11	1,51	0,82	0,30	20,0

Tableau 3.39 : Résultats analytiques du profil 6

Caractères synthétiques

Ce sol situé sur une terrasse est caractérisé par la couleur brune jaune 10 y R 5/4 en surface et brune jaune foncé 10 y R 4/4 en profondeur, la charge en cailloux est élevée (près de 50 % en profondeur). La texture est limono-sableuse en surface et limono-argileuse en profondeur. La structure est polyédrique en surface devient massive en profondeur. La matiere organique reste faible le long du profil (0,44 à 2,20 %). Le calcaire total est élevé (40,50 à 49,80 %), la capacité d'échange cationique augmente de surface en profondeur 14,4 à 20,6 c mol/ kg de sol. Le cation Ca2+ domine sur le complexe absorbant.

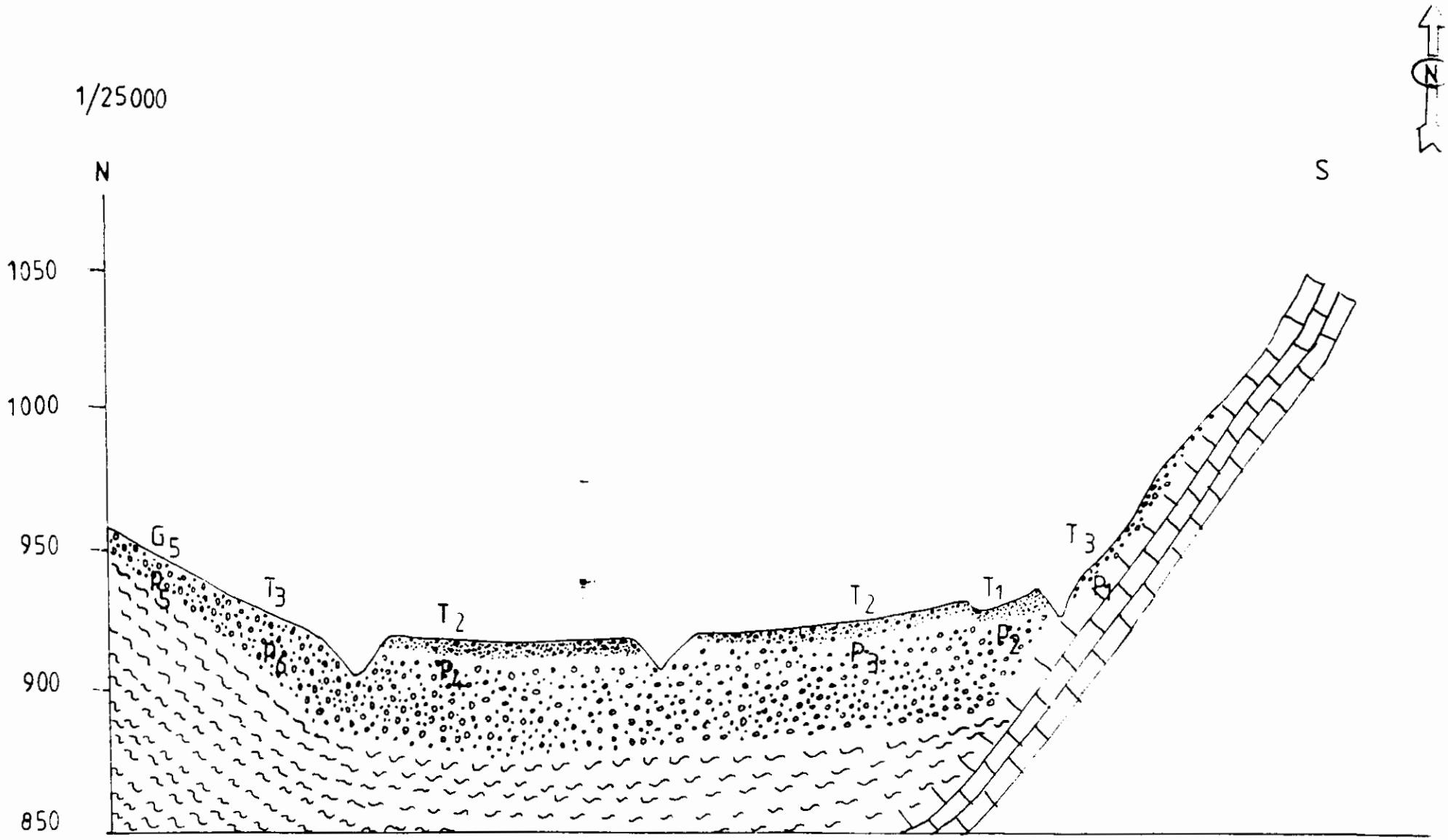


Fig:3.23 COUPE SEQUENTIELLE DES PROFILS ANALYSÉS

(DE TINIBAOUINE N'GAOUS)

Conclusion

Nous pouvons admettre que les sols des deux séquences choisies caractérisent une période du Quaternaire moyen et récent. Il semble bien que les trois phénomènes soient génétiquement liés et anciens, hydromorphie, accumulation de l'argile et accumulation du calcaire. Du point de vue pédogénétique, quelques indications relatives aux climats du Quaternaire moyen et récent apparaissent.

Avant le dépôt des alluvions des terrasses et des travertins séquence N'Gaous et profils 3-4 séquence Ténibaouine, existèrent des périodes notablement humides permettant le lessivage accentué de l'argile, le concrétionnement du fer et l'accumulation du calcaire. Toutefois, le climat ne demeurait pas uniforme, des phases plus sèches entretenaient l'induration superficielle du calcaire et peut-être aussi la rubéfaction de certains sols.

De la fin de l'alluvionnement de la terrasse 2 jusqu'à la période actuelle, les conditions bioclimatiques paraissent avoir peu changé dans le domaine de la forêt et du matorral climatique : des sols anciens peuvent continuer à évoluer, par contre ils ne peuvent plus se constituer dans les conditions actuelles. Après une période de morphogenèse survient une période de stabilité géomorphologique au cours de laquelle vont se développer les processus de pédogenèse.

Les sols de la région se sont différenciés en fonction surtout de la topographie et, malgré la marque profonde de l'érosion en quelques endroits, on peut reconnaître la séquence suivante.

La terrasse du profil 2 correspond au travertin du profil 1; le travertin du profil 3 est le plus récent, puis vient le travertin du profil 1 et en dernier le travertin du profil 4.

La séquence de Tinibaouine est formée par le glacis 4 et les terrasses 1-2-3.

L'évolution pédologique des dépôts achevés a donné à la région les caractères de différenciations particulières :

- Structure variable.
- Caractères vertiques dans les cas des textures les plus fines.
- Accumulation des calcaires et encroûtement dans les zones de générations plus anciennes des glacis et des travertins.

Dans les régions montagneuses plus arrosées, les processus d'évolution actuels sont sans doute plus actifs.

La pédogenèse y est aussi plus active et permet l'existence d'une gamme de sols plus évolués que ceux qui existent dans notre séquence.

L'abaissement du niveau des oueds a initié un phénomène d'érosion remontante qui affecte également les talwegs à écoulement temporaire.

L'érosion de type linéaire qui se manifeste encore actuellement conduit à la formation de ravins et ravinements.

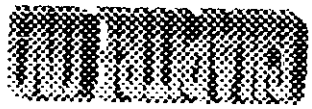
Au ravinement, sont associées en réseau bien hiérarchisé une succession de petites ravines rattachées à un collecteur principal. Chaque ravine élémentaire s'arrête brutalement à l'amont en incisant le sol, dont la hauteur est variable selon les réseaux.

Au cours des premières pluies, lorsque le sol est encore sec, l'eau de ruissellement s'engouffre dans les fissures qu'elle élargit, entraînant quelquefois des glissements et faisant ainsi reculer la terre (Travertin 5 à l'est de N'Gaous). L'action anthropique a aussi favorisé le développement de ces figures d'érosion. L'érosion en nappe puis en ravines paraît être l'élément d'évolution le plus actif dans cette zone; cependant, elle affecte surtout les sols battants développés sur les épandages fins et les marnes vertes gypseuses dépourvues de végétation, où des ravines peuvent se développer sur des pentes faibles. On a estimé la turbidité du sous-bassin versant de l'oued Barika pour toute l'année à 11.25 g/l; la concentration du transport solide est égale à 13.64 Kg/m^3. Pour le transport dissous, le maximum de la dégradation spécifique totale est observé en hiver (100.02 t/Km^2). La quantité de terres érodables est donc considérable (voir sur les sols fortement pierreux en surface qui occupent les glacis encroûtés et les travertins anciens).

Cependant, les éléments grossiers superficiels freinent le ruissellement et favorisent l'infiltration. Dans les conditions actuelles, la puissance du ruissellement est insuffisante pour entraîner ces éléments grossiers alors que l'horizon caillouteux protège de l'érosion les horizons en place qu'il recouvre.

L'accumulation en croûte et dalle calcaire augmente d'importance de l'amont vers l'aval. L'ensemble des différents types de concentration se superpose dans un même profil calcaire et se différencie en fonction de la topographie. La texture des matériaux, la profondeur de la nappe ainsi que l'environnement topographique du lieu ont une influence sur l'intensité et le faciès des accumulations.

L'étude des sols révèle que des processus de morphogenèse et pédogenèses se sont répétés plusieurs fois au cours du Quaternaire. La période actuelle est une période de relative stabilité, dans laquelle les conditions climatiques ne permettent guère une activation de processus de pédogenèse mais une activation de morphogenèse.



Etude du sous bassin versant

1. Introduction

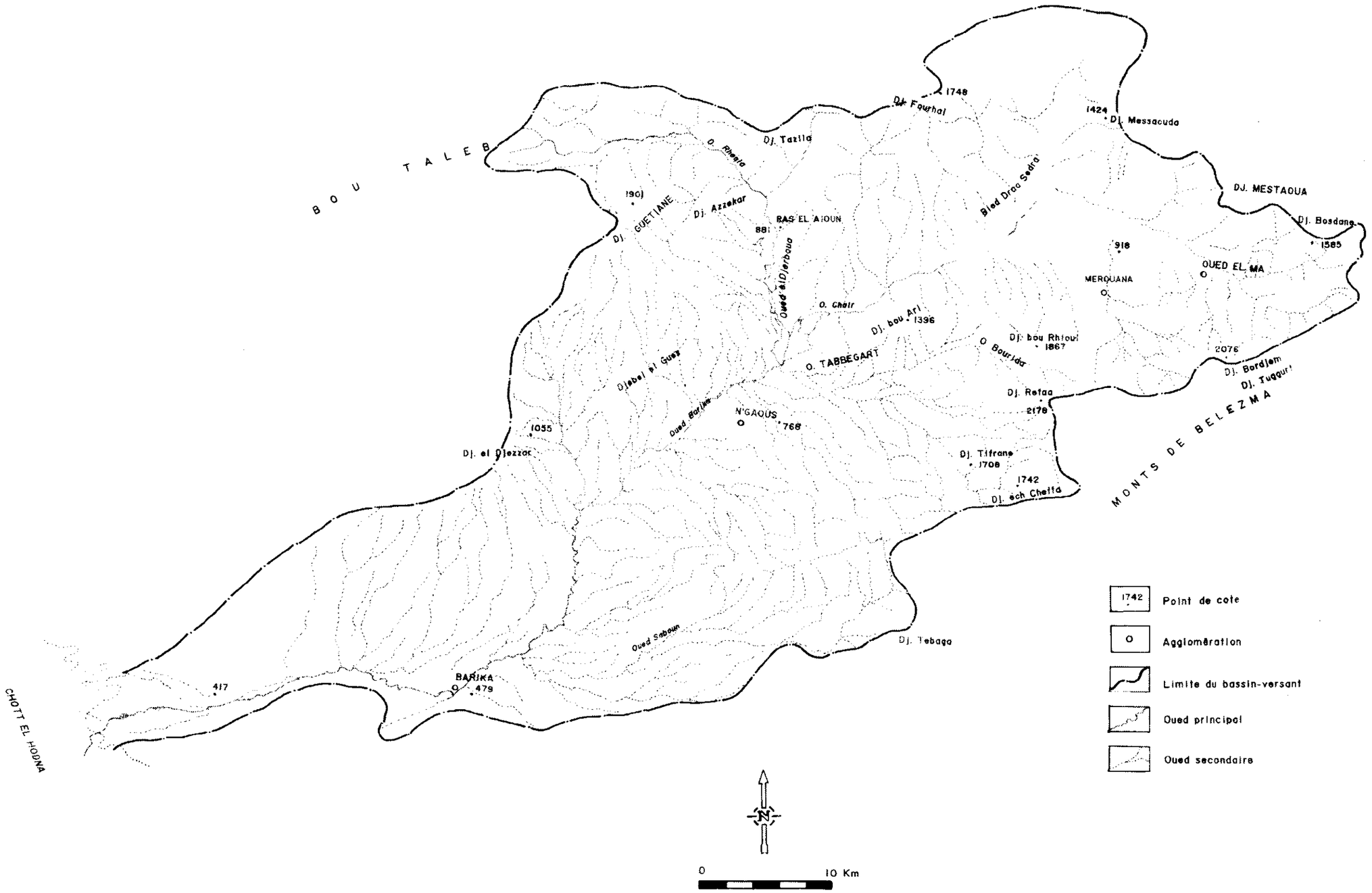
Le sous bassin versant de l'oued Barika appartient au bassin versant Hodna. Il est drainé par l'oued Barika et ses affluents. Parmi les affluents droits, on peut nommer comme les plus longs les oueds Rtem (16 km), Srhir (18 km), Bou-Ktoun (20 km), Tabtba (21 km), el Melah (23 km), etc. Les affluents gauches sont aussi nombreux : Merzzoug (12 km), el Merdja (11 km) Tabegart (25 km), etc. (Fig. 4.1).

L'oued Barika se forme à partir de deux affluents principaux : El Aioun et Chair. Son lit est sinueux, instable. Les bords sont abrupts par endroits et ont 1 à 5m de hauteur; ils sont formés de limons sableux et argileux aux inclusions graveleuses et caillouteuses. L'oued Barika a une longueur supérieure à 60 km. Le lit majeur de l'oued apparaît nettement dans les cours supérieur et moyen et se disperse dans le cours inférieur avant d'affleurer au chott Hodna. Le lit majeur, large de 100 à 200 mètres et plus, est formé de terrains meubles, boisés, couverts de broussailles.

La végétation dans les sous bassins versants est représentée par les cultures agricoles dans la partie centrale et par les broussailles (voir partie végétation) sur les piémonts et les versants montagneux.

Le sous bassin versant possède une forme allongée du Nord-Est vers le Sud-Ouest. Il est limité ainsi (Fig. 4.1) : à l'ouest et au nord-ouest, par djebel El Djezzar (côte absolue maximale, 1055 mètres), djebel Guettiane (1991 mètres), djebel Tamfart (1394 mètres) et djebel Tafeliount (1616 mètres); au nord, par djebel Elènes (1444 mètres), djebel Dabba, djebel Tazila (1560 mètres), djebel Fourhal (1748 mètres) et djebel Admezoude; à l'est et au sud-est, par djebel Mestaoua (1597 mètres), djebel Bosdane (1586 mètres), djebel Tarkat (1803), djebel Bourdjem (2076), monts de Bellezma (1700-2100 mètres), djebel Ech-Cheffa (1712 mètres); au sud, par djebel Tebaga (1257 mètres), djebel Metlili (1496 mètres), djebel Es-Sefar (630 mètres) et la plaine Bled Es-Sehari.

CARTE DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE DU BASSIN-VERSANT DE L'OUED BARIKA



2. Paramètres géométriques

Les paramètres géométriques du sous bassin versant ont été déterminés après sa délimitation sur la carte topographique à l'échelle 1/200 000 (feuille N° 5-6, Batna).

La superficie (S) du sous bassin versant a été mesurée par un planimètre. Elle est égale à 2395 km². Le périmètre (P) à été déterminé par un curvimètre, il est égal à 292 km.

L'indice de forme (compacité) est donné par la relation suivante :

$$C = 0.28\ P / \sqrt{S} \Rightarrow C\ 0{,}28\ (\ 292 / \sqrt{2395}\ ) = 1{,}67$$

A partir de la valeur de 'C' on peut caractériser la forme du sous bassin versant. Pour C = 1: le bassin versant est circulaire. Dans notre cas : C > 1; la forme du sous bassin versant est donc allongée (Fig. 4.1), le temps de concentration sera élevé. La longueur du rectangle équivalent (L) permet de comparer les bassins entre eux. Ce paramètre est calculé d'après la formule suivante :

$$L = C.\sqrt{S}\ [\ 1+ \sqrt{1-(\ 1.128\ C\ )^2}\ ]\ /\ 1.128$$

$$L = 1.67 \times \sqrt{2395}\ [1+ \sqrt{1-(\ 1.128/1.67)^2}\ ]\ /\ 1.128$$

$$L = 125\ Km$$

Comme la surface (S) du sous bassin versant est de l'ordre de 2395 km² alors le petit côté du rectangle (l) peut être calculé comme suit :

$$l = S / L \Rightarrow l = 2395 / 125$$

$$l = 19\ Km$$

Les dimensions du rectangle équivalent au sous bassin versant de l'oued Barika ont comme une longueur L = 125 km et une largeur l = 19 km. La longueur du talweg principal est obtenue par curvimètre, elle est égale à 88 Km.

3. Paramètres du relief

Il est admis que la plupart des facteurs météorologiques sont fonction de l'altitude. En pratique, les isohyètes ne se superposent pas rigoureusement aux courbes de niveaux (influence mutuelle des chaînes montagneuses, leur orientation, pente du versant, etc.). C'est pourquoi les surfaces interisohyètes peuvent seulement servir à la détermination des volumes d'eau à cause des précipitations atmosphériques.

3.1 Répartition des tranches d'altitudes

Les surfaces du sous bassin versant ont été mesurées par planimètre pour des tranches d'altitudes de 200 mètres sur le fond topographique au 1:200 000 (voir fig. 4.2).

3.1.1 Fréquences altimétriques

Ces valeurs sont présentées sous la forme d'un tableau (Tableau 4.1) et d'un diagramme en échelon (Fig. 4.3). Les aires des tranches altimétriques comprises entre 400 et 800 mètres d'une part, et 1000 et 1200 mètres d'autre part, sont pratiquement égales et représentent plus 50% de la superficie totale. Tout le massif du sous bassin versant compris entre 400 et 1200m est relativement tabulaire (la superficie équivalant à 80 % de l'aire totale). La surface sous bassin dont l'altitude est supérieure à 1600 mètres, est très faible et inférieure à 3 %.

Tranches d'altitude	Altitude moyenne Hi en mètres	Surface partielle Si en Km²	Surface cumulée Sic en Km²	Surface partielle en %	Surface cumulée en %	Si x Hi
2200-2000	2100	2	2	0.1	0.1	4200
2000-1800	1900	6	8	0.3	0.4	11400
1800-1600	1700	67	75	2.8	3.2	113900
1600-1400	1500	153	228	6.4	9.6	229500
1400-1200	1300	251	479	10.4	20.0	326300
1200-1000	1100	411	890	17.2	37.2	452100
1000-800	900	639	1529	26.7	63.9	575100
800-600	700	404	1933	16.9	80.8	282800
600-400	500	462	2395	19.2	100.0	231000
		2395		100		2226300

Tableau 4.1 : Répartition des différentes tranches d'altitude

3.1.2 Courbe hypsométrique (Fig. 4.3)

Une telle courbe représente, en abscisse, les différentes superficies du sous bassin au-dessus des côtes absolues portées en ordonnées .

La pente de la courbe pour quatre premières tranches d'altitude (400-600, 600-800, 800-1000, 1000-1200 mètres) varie faiblement; elle est exprimée en mètres par kilomètre carré : 0.43, 0.49, 0.31 et 0.48 mètres/km². Le caractère tabulaire du relief apparaît nettement.

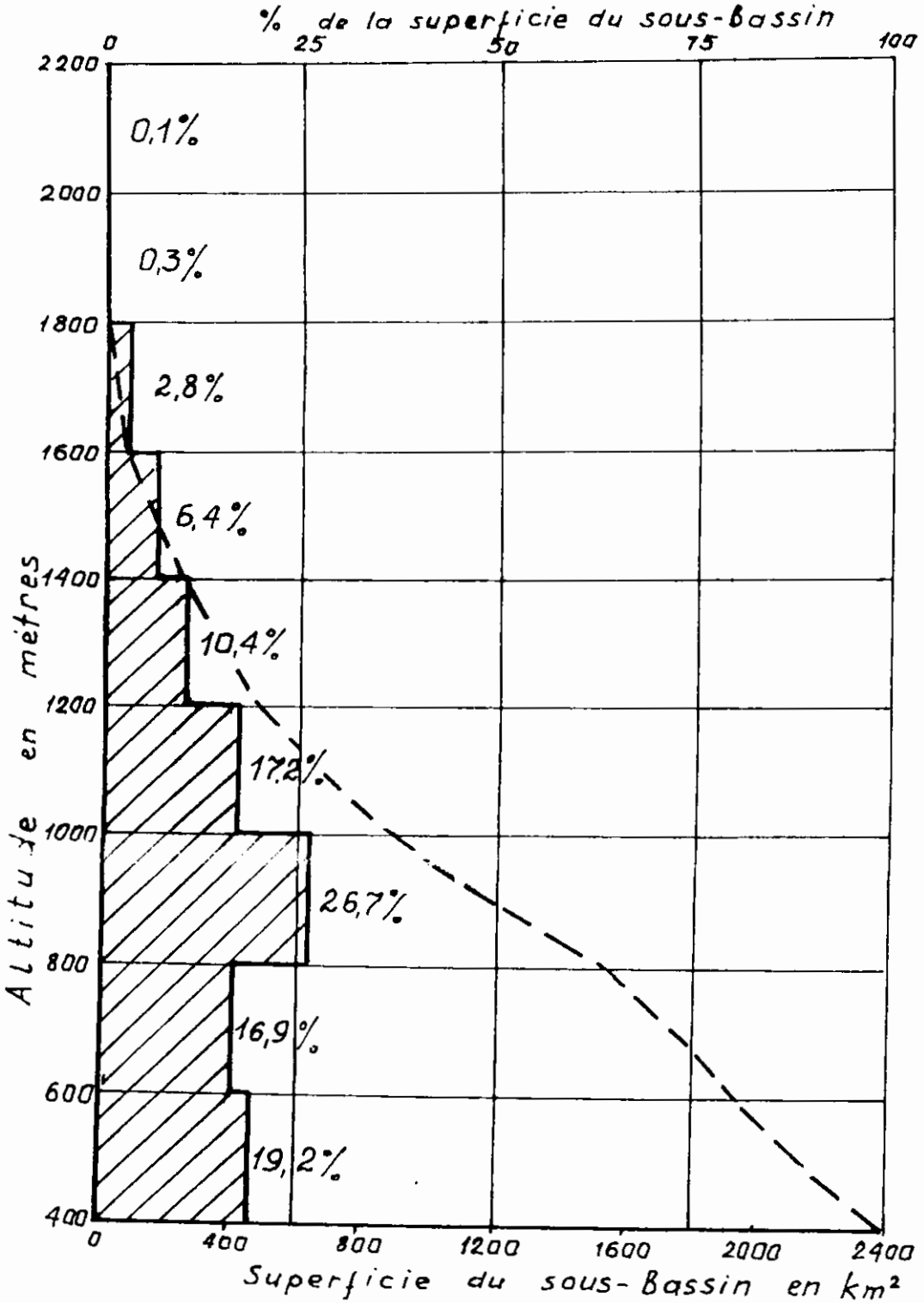


Fig. 4.3 Courbe hypsometrique du sous-bassin versant BARIKA

3.2 Altitudes caractéristiques

Le graphique de la courbe hypsométrique (Fig 4.3) permet de déterminer les valeurs caractéristiques suivantes du sous bassin versant :

- L'altitude la plus fréquente (maximum de la courbe des fréquences altimétriques) vaut 900 mètres.

- L'altitude de fréquence 1/2 atteint 900 mètres.

- L'altitude moyenne du sous bassin versant peut être calculée d'après les données du Tableau 4.1 :

Altitude moyenne : $\sum Si.Hi / S = 2226300 / 2325 = 929$ mètres

3.3 Indice de pente des roches (Ip)

C'est un indice qui rend compte de l'influence du facteur pente sur le régime hydrologique. Il est déterminé à partir du rectangle équivalent au sous bassin versant de Barika comme le montre la formule suivante :

$$Ip = \sum \sqrt{ai}\, di / L$$

Avec : L : Longueur de rectangle équivalent = 125 km.

a : Fraction en % de la superficie du sous bassin versant comprise entre deux courbes de niveau de distance di.

di : Différence entre les courbes de niveau, en mètres.

Les résultats des calculs des Ip sont montrés au tableau ci-après :

d_i (mètres)	a_i (%)	$a_i \times d_i$	$\sqrt{a_i} \times d_i$	d_i (mètres)	a_i (%)	$a_i \times d_i$	$\sqrt{a_i} \times d_i$
200	0,1	20,0	4,47	200	17,2	3440,0	58,65
200	0,3	60,0	7,75	200	26,7	5340,0	73,08
200	2,8	560,0	32,66	200	16,9	3380,0	58,13
200	6,4	1280,0	35,78	200	19,2	3840,0	61,97
200	10,4	2080,0	45,61		100,0		369,10

Tableau 4.2 : Calcul de l'indice de pente des roches
du sous bassin versant de Barika

3.4 Indice de pente globale (Ig)

La pente globale d'un bassin versant est évaluée à partir de la courbe hypsométrique (Fig. 4.3); la formule s'écrit :

$$I_g = Z / L$$

Avec Z : Différence d'altitudes pour lesquelles on a 5 et 95% de la surface totale du bassin , de manière à s'affranchir des points non représentatifs; elle est égale:

$$Z = 1550 - 450 = 1100 \text{ mètres}$$

L : Longueur de rectangle équivalent = 125 Km .

Donc : $I_g = 1100 / 125 = 8,8$ mètres/ Km

I_g étant compris entre 5 et 10 mètres/km, le sous bassin versant présente un relief assez faible (d'après la classification du relief par L'ORSTOM).

4. Paramètres hydrographiques

4.1 Classification des talwegs

La classification la plus utilisée est celle de SCHAUM; chaque tronçon de la rivière formé par la réunion de deux cours d'eau d'ordre ' x ' reçoit l'ordre ' x+1 '.

Par exemple, deux torrents d'ordre (1), en se rencontrant, donnent un cours d'eau d'ordre (2) (voir Fig. 4.2).

4.2 Densité de drainage (Dd)

C'est le rapport de la longueur totale de tous les cours d'eau à la superficie du bassin versant. Elle est liée à la distribution du réseau fluvial et est caractérisée par l'irrégularité; cette dernière dépend de la quantité des pluies, la constitution géologique la composition lithologique des roches, la couverture pédologique et botanique, etc.

On exprime la densité de drainage par la formule suivante :

$$Dd = \sum Li / S; \text{ Km / Km}^2$$

où : Li : Longueur des talwegs , en km.

S : superficie du bassin versant , en km².

$$\text{donc :} \quad D_d = \frac{1692}{2395} = 0,71 km / km^2$$

4.3 Temps de concentration (Tc)

Il est donné par la relation suivante :

$$T_c = \frac{4\sqrt{S + 1{,}5L}}{0{,}8\sqrt{Hmoy - H\min}}$$

Avec : S : Surface du sous bassin versant = 2395 km²

L : Longueur du talweg principal = 88 km

Hmoy : Altitude moyenne = 929 mètres

Hmin : Altitude minimale = 400 mètres

Donc : $T_c = \frac{4\sqrt{2395 + 1{,}5\ x\ 88}}{0{,}8\sqrt{929 - 400}} = 17{,}26\ heures$

4.4 Vitesse d'écoulement de l'eau (Ve)

Elle est donnée par l'expression suivante :

$$V_e = \frac{L}{T_e}$$

Avec : Ve : Vitesse d'écoulement de l'eau en mètres/s

L : Longueur de talweg principal = 88 km = 88000 mètres

Tc : Temps de concentration = 17,26 = 62100 s

Donc: $V_e = \frac{88000}{62100} = 1{,}42\ m/s$

Approche Quantitative De L'érosion

1. Introduction

Tous les processus morphogéniques font intervenir la matière et l'énergie. De cette constatation physique simple est tirée la notion du potentiel morphogénique qui désigne la capacité du milieu naturel à modifier son relief par déplacement de la matière (HEUSCH.B, 1971).

Ainsi, le déplacement de la matière (matériaux) implique l'existence d'une énergie capable de mouvoir ces matériaux, mais la matière elle-même doit être mobilisable par un agent de transport.

Le potentiel morphogénique dépend des composantes passives (pentes, lithologie, couverture végétale) et actives (climat et homme). Ce potentiel est très variable selon les divers secteurs du sous bassin versant de l'oued Barika.

Dans les secteurs où le milieu naturel est en situation d'équilibre morphodynanique (dans les secteurs densément couverts par la forêt), ce potentiel est faible; l'état d'équilibre inhibe l'activité morphogénique; par contre, dans les secteurs où l'équilibre du milieu est rompu pour des raisons naturelles (dégradation du climat) ou pour des raisons anthropiques (destruction du couvert végétal, extension des cultures sur les pentes raides, etc.), le potentiel morghogénique devient considérable (GUIGO.M, 1975). La dynamique du milieu est alors orientée vers l'établissement d'un nouvel équilibre au cours d'une période de l'activité morphogénique.

Dans ce chapitre, nous allons essayer de déterminer, quantitativement, l'énergie hydraulique responsable de la dégradation qui permet l'ablation et le transport des débris mobilisables dans le sous bassin versant de Barika.

2. L'énergie libérée par la pluie

Au cours des averses, l'impact des gouttes de pluies sur le sol dénudé libère l'énergie cinétique emmagasinée, pour la destruction des agrégats du sol : c'est l'érosion pluviale. La quantité d'énergie libérée est fonction, à la fois, de l'intensité pluviométrique et de la hauteur d'eau précipitée (WESCH MEIER, 1970).

En nous basant sur les données en notre possession, nous avons essayé de déterminer l'agressivité du climat dans les différents secteurs du sous bassin versant, suivant trois méthodes (MATARRESSE.1969, BOUDY.1981, FOURNIER 1960).

2.1 Détermination de l'agressivité d'après les caractéristiques climatiques (MATARRESSE, 1969)

Les auteurs américains ont trouvé une liaison entre l'indice d'agressivité «R» et le produit «C » de trois caractéristiques de pluies qui sont :

a) La hauteur des pluies journalières de période de retour 2 ans.

b) La hauteur de l'averse d'une heure de période de retour 2 ans.

c) La hauteur des précipitations annuelles moyennes.

La liaison en question est de :

$$R = a.\ cb$$

où : $a = 0.651$

$b = 0.81$

Dans la région méditerranéenne «a » est égal à 0.651. Les même auteurs ont relevé trois autres caractéristiques pour pallier les difficultés liées au manque de données concernant les intensités de pluie.

Ainsi, les caractéristiques suivantes ont été retenues :

X : pluie moyenne de la saison hivernale,

Y : pluie moyenne du mois le plus humide.

Z : pluie moyenne annuelle.

En effet, en se fondant sur ces trois derniers paramètres, nous arrivons à déterminer de l'agressivité du climat, par l'utilisation de la formule suivante :

$$R = 37{,}67\ [\ (X.Y.\ Z\ )\ /\ 100000\ ]a$$

Les valeurs de l'indice d'agressivité sont fonction de chacune de ces trois caractéristiques de pluies prises isolément, et l'on remarque que la liaison est parabolique (Fig. 4.4).

D'après les calculs de la valeur de l'indice d'agressivité pour cinq stations météorologiques représentant la région d'étude (Tableau 4.3), on observe que ce paramètre croît progressivement du sud-ouest vers le nord-est avec augmentation de la lame d'eau précipitée.

Les mêmes calculs faits pour la pluviométrie approximative des différentes tranches d'altitude du sous bassin versant de Barika montrent que la valeur de l'indice d'agressivité croît (Tableau 4.4).

Station	X	Y	Z	Ri	Ri /R_{min}
Barika	43.8	22.7	179.3	55.00	1.00
N'Gaous	61.6	27.1	231.2	90.75	1.65
Ain-Touta	80.6	29.9	268.0	127.03	2.31
Merouana	64.0	45.0	320.2	159.96	2.91
Batna	88.7	41.0	352.9	198.14	3.60

Tableau 4.3 : Calcul de l'indice d'agressivité annuel moyen des stations de la région de Barika selon la méthode de MATARRESSE

Tranches d'altitude (m)	X	Y	Z	Ri	Ri/Rmin
400-600	39	20	160	43.34	1.00
600-800	57	30	235	93.42	2.16
800-1000	76	39	310	159.98	3.69
1000-1200	93	49	385	242.77	5.60
1200-1400	112	58	460	343.94	7.94
1400-1600	130	68	535	463.76	10.70
1600-1800	148	77	610	595.29	13.74
1800-2000	167	87	685	752.03	17.35
2000-2200	184	97	760	920.06	21.23

Tableau 4.4 : Calcul de l'indice d'agressivité annuel moyen des tranches d'altitude du sous bassin versant de Barika selon la méthode de MATARRESSE

Suivant l'axe longitudinal de la vallée de l'oued Barika (vers le Nord - Est) ainsi que vers les tranches d'altitude les plus élevées. Cependant, malgré les valeurs moyennes de l'indice d'agressivité sur la zone des collines (de 3 à 10), l'agressivité des pluies reste toujours efficace à cause de la sensibilité très élevée des marnes (généralement dépourvues de tout couvert végétal) pendant les périodes automnale et hivernale (pluviosité maximale). L'indice atteint son maximum sur la périphérie montagneuse du sous bassin versant, mais l'agressivité des pluies dans ce secteur peut être inhibée par la couverture végétale, favorisée par une plus riche pluviosité.

2.2 L'agressivité du climat exprimée par l'exposant climatique de BOUDY

L'agressivité des pluies peut être exprimée par la hauteur maximale des pluies journalières enregistrées à la station météorologique (Pj) ainsi que par l'exposant climatique qui donne l'intensité des pluies en 24 heures.

En raison du manque de données concernant la hauteur des pluies journalières moyennes maximales, nous l'avons calculée à l'aide de la formule de BOUDY qui a donné de bons résultats en Algérie.

La formule est la suivante :

$$Pj = 0.0525\ \bar{P}an + 18.6$$

Cette relation donne une corrélation de r = 0.976.

A partir des résultats obtenus par cette formule, nous avons calculé l'exposant climatique «b ». Les résultats confirment la conclusion de la première méthode (Tableau 4.5).

Station	Z (m)	P_{an} (mm)	P_j (mm)	b
Barika	456	179	28	0.28
N'Gaous	730	231	31	0.29
Ain-Touta	917	268	33	0.30
Merouana	1000	320	35	0.31
Batna	1040	353	37	0.32

Tableau 4.5 : Calcul de l'exposant climatique des stations de la région de Barika selon la méthode de BOUDY

P_{an} : pluie moyenne annuelle.

P_j : moyenne des pluies journalières maximales annuelles.

b : exposant climatique.

2.3 L'agressivité exprimée par le coefficient de concentration pluviale de FOURNIER

FOURNIER (1960) a constaté, par l'analyse graphique, qu'il existe une relation parabolique entre l'érosion spécifique globale annuelle et le coefficient de concentration pluviale (P^2/p)

où : P : Pluviosité du mois le plus humide.

p : Pluviométrie moyenne annuelle.

Ce coefficient, reconnu comme facteur déterminant de l'érosion, a été utilisé comme indicateur de l'agressivité du climat dans chaque station de la région de Barika (Tableau 4.6).

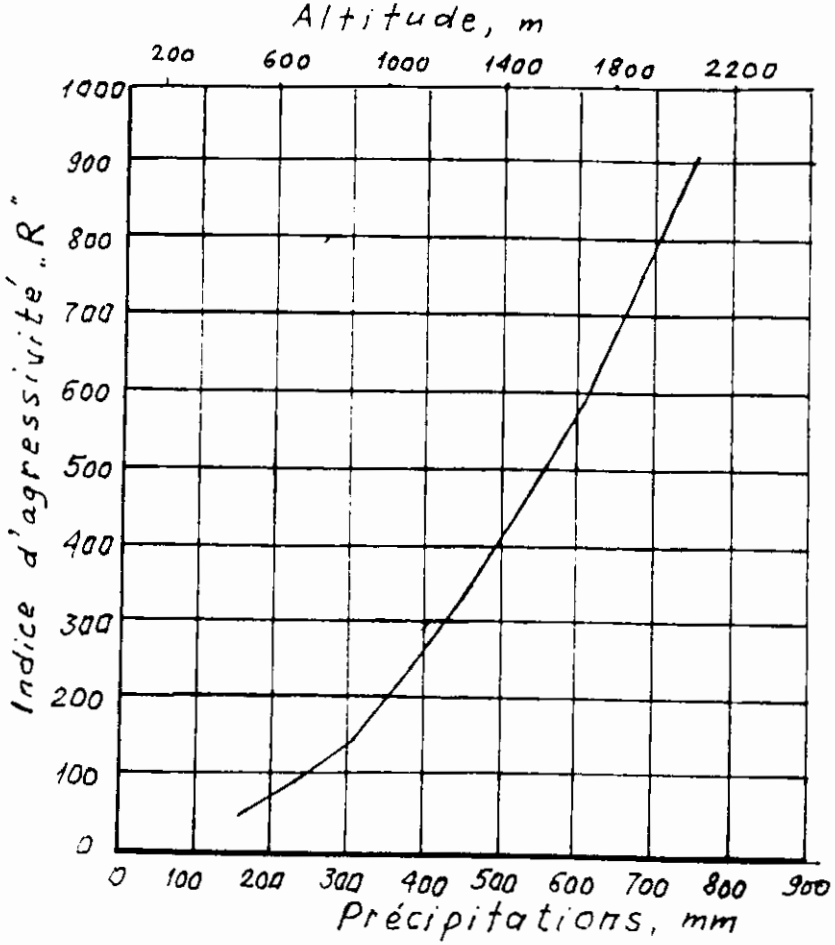
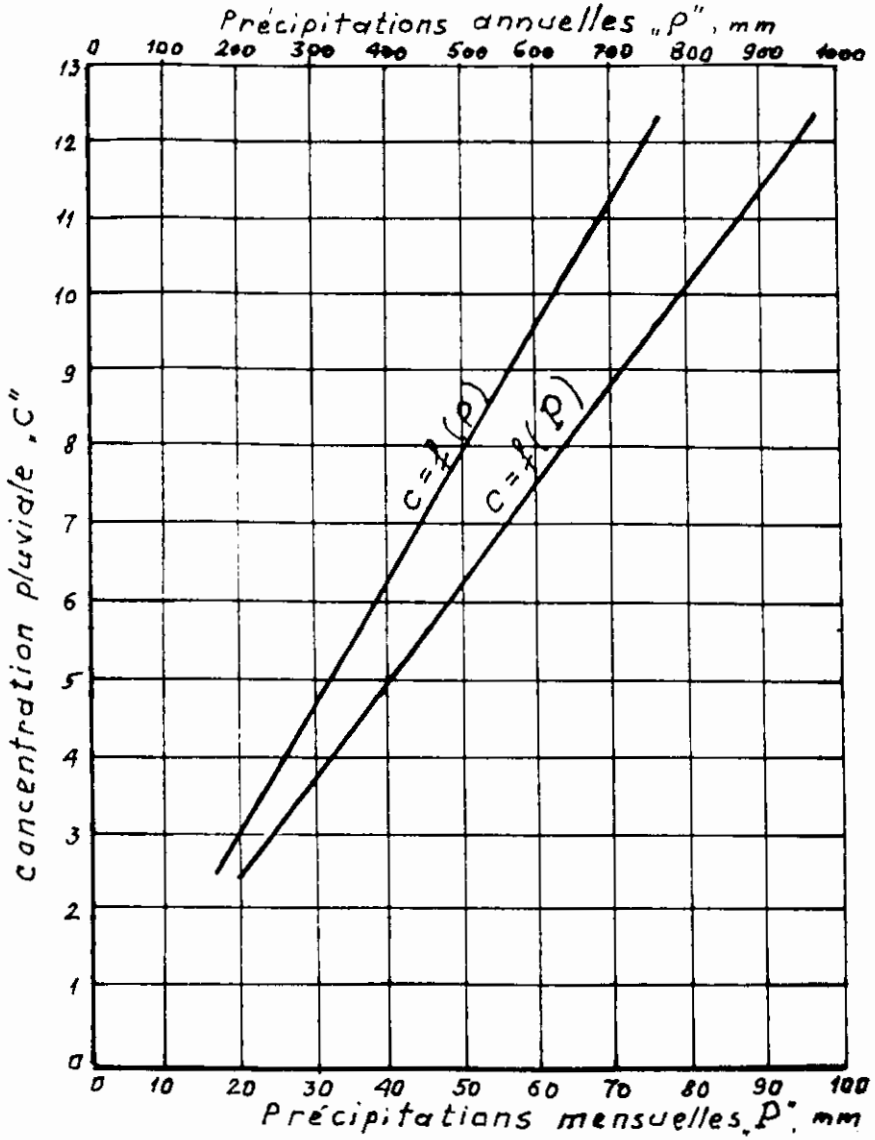


Fig.4-4 Variation de l'indice d'agressivité de Matarresse selon la pluviosité du sous-Bassin versant de BARIKA



Variation de la concentration pluviale de Fournier selon la pluviosité du sous-bassin versant de BARIKA

Station	p (mm)	P (mm)	P^2	P^2/p
Barika	179	22,7	515,29	2,87
N'Gaous	231	27,1	734,41	3,17
Ain-Touta	268	29,9	896,40	3,35
Merouana	320	45,0	2025,00	6,32
Batna	353	41,0	1681,00	4,77

Tableau 4.6 :Calcul du coefficient de concentration pluviale (P^2/p) des stations de la région de Barika selon la méthode de FOURNIER

La valeur du coefficient de concentration pluviale croît d'une station à l'autre selon l'augmentation de la pluviosité du mois le plus humide.

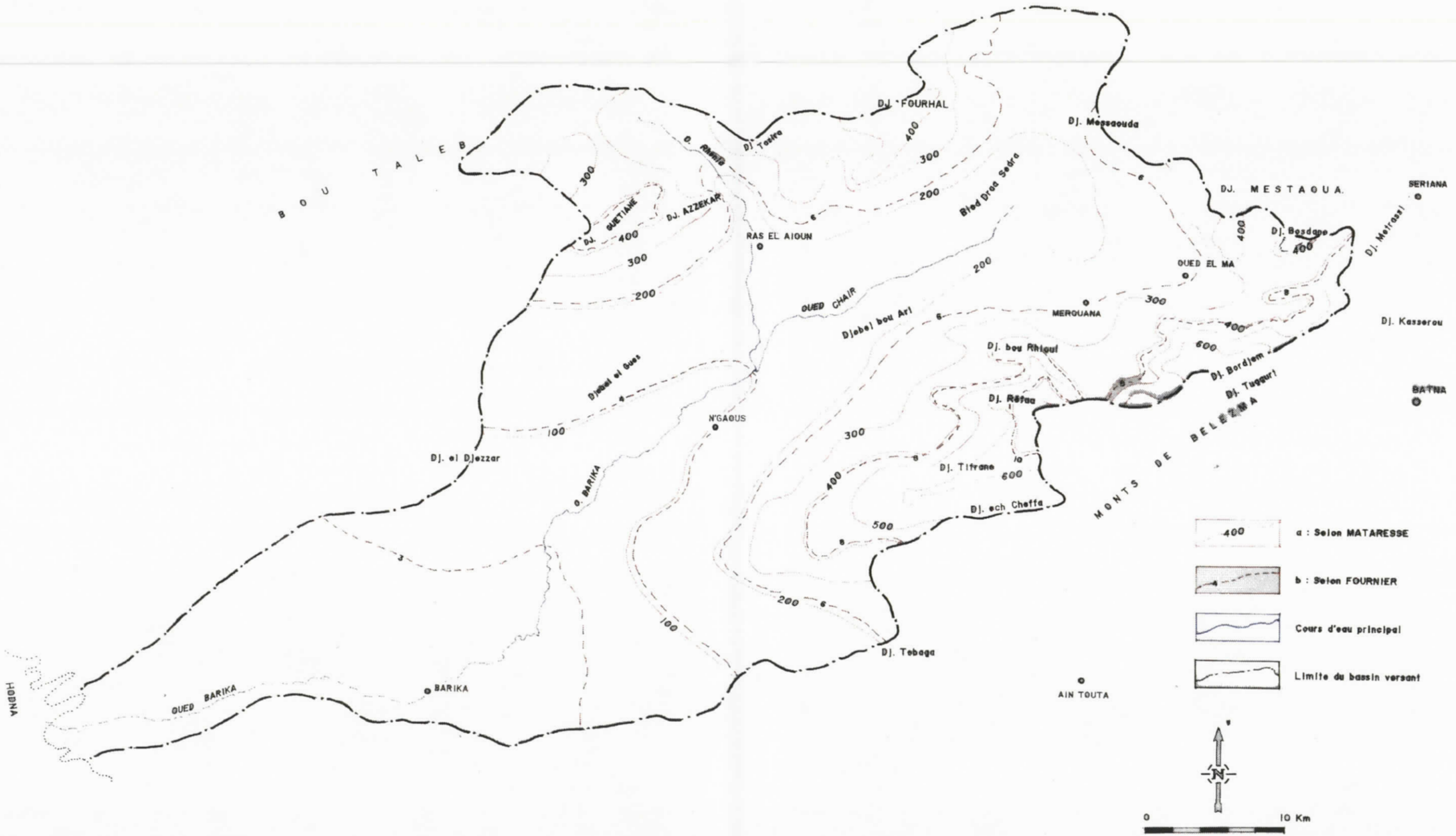
Les mêmes calculs pour les tranches d'altitude du sous bassin versant de Barika confirment cette conclusion ainsi qu'une relation linéaire directe entre la concentration pluviale et la pluviosité annuelle du mois le plus humide (Tableau 4.7, Fig. 4.5). L'efficacité des pluies (agressivité) ne dépend pas seulement de la lame d'eau précipitée et de sa répartition saisonnière et mensuelle mais également de l'intensité, de la concentration et de la durée.

En ce qui concerne la variabilité temporelle, on observe que la fréquence la plus forte coïncide avec les mois les plus pluvieux. Les pluies d'intensité maximale enregistrées dans le sous bassin versant se localisent dans le secteur le plus arrosé.

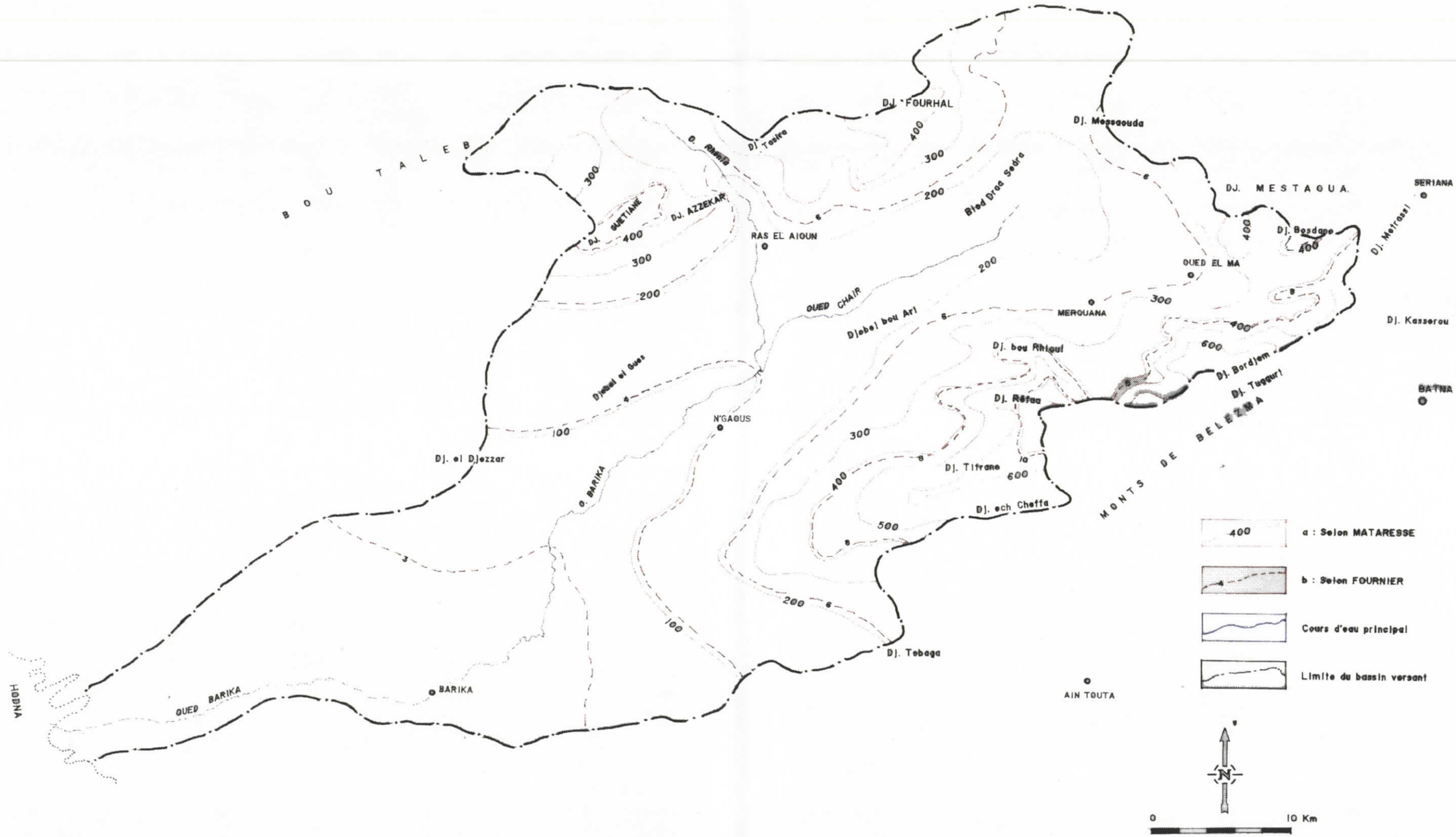
Tranche d'altitude (m)	p (mm)	P (mm)	P^2	$Ci = P^2/p$	Ci /C mm
400-600	160	20	400	2,50	1,00
600-800	235	30	900	3,83	1,53
800-1000	310	39	1521	4,91	1,96
1000-1200	385	49	2401	6,29	2,50
1200-1400	460	58	3369	7,31	2,92
1400-1600	535	68	4624	8,64	3,46
1600-1800	610	77	5929	9,72	3,89
1800-2000	685	87	7569	11,05	4,42
2000-2200	760	97	9409	12,38	4,95

Tableau 4.7 : Calcul de la concentration pluviale (P^2/p) des tranches d'altitude du sous bassin versant de Barika selon la méthode de Fournier.

CARTE D'AGRESSIVITE PLUVIOMETRIQUE DU BASSIN VERSANT DE L'OUED BARIKA



CARTE D'AGRESSIVITE PLUVIOMETRIQUE DU BASSIN VERSANT DE L'OUED BARIKA



Le bassin versant reçoit dans sa majeure partie, seulement 200 à 400 mm de pluies, dont une quantité importante s'évapore aussitôt tombée. Au nord, le cadre montagneux est nettement plus arrosé. C'est là que s'alimentent les oueds les plus importants et les plus nombreux, oueds qui viennent ensuite alimenter le chott (cuvette) El Hodna, dans lequel l'infiltration et l'évaporation prennent le pas sur le ruissellement.

A l'ouest, surtout dans la région de N'Gaous - Kef-Séfiane, à cette alimentation par les pluies, s'ajoutent quelques sources vauclusiennes. Pour l'ensemble de ces oueds, les eaux sont chargées aussi bien en produits solides qu'en sels dissous.

Le graphique (Fig. 4.5) et la carte pluviométrique peuvent être utilisés pour dresser les isolignes d'agressivité du climat d'après la valeur de la concentration pluviale. La répartition de ces isolignes confirme les conclusions tirées de l'indice de MATARRESSE.

3. Ecoulement

Le débit de l'oued Barika est mesuré, depuis 1991 et jusqu'à aujourd'hui, à la station de Barika située à 456 m d'altitude. Les données des observations anciennes contiennent des lacunes en raison de la destruction des jaugeages pendant les grandes crues. Ainsi, les moyennes calculées restent nettement approximatives.

3.1 Energie hydraulique

Le ruissellement des eaux de pluies ou de fonte des neiges libère l'énergie maximale. Le Tableau 4.8 présente les hauteurs des lames d'eau précipitée et écoulée dans le sous bassin versant.

Année Hydrologique	Apport total 10^6m^3	Module m3	Module spécifique l/s/km²	Ecoulement annuel mm	Hauteur des pluies P mm	Déficit mm	Coefficient d'écoulement
1991-1992	85,605	2,725	1,13	36	321	285	0,11
1992-1993	37,751	1,145	0,50	15	321	306	0,05
Moyenne	61,678	1,935	0,82	26	321	395	0,08

Tableau 4.8 : Variabilité de l'écoulement annuel

Remarque : la hauteur des pluies P est donnée selon le calcul des bilans hydriques pour les tranches d'altitude du sous bassin versant d'après la méthode de THORNTHWAITE.

Tous les paramètres présentés au Tableau 4.8 varient considérablement durant deux années hydrologiques à cause de pluviosités annuelles différentes (en 1991, 230 mm, en 1992, 193 mm) et de la répartition saisonnière. En effet, durant l'année 1992-1993, les pluies sont tombées essentiellement au début de l'automne; l'eau a été majoritairement absorbée par le sol

desséché ou s'est évaporée en raison de températures élevées. Dans ces conditions, le coefficient d'écoulement est relativement faible, comparé à celui de l'année 1991-1992, caractérisée par un hiver pluvieux et froid (évapotranspiration limitée).

L'efficacité de la lame d'eau précipitée dépend non seulement de son intensité mais aussi de sa répartition saisonnière.

Pour l'ensemble des données de la série disponible, on constate un déficit d'écoulement moyen de 0,92%, qui s'explique essentiellement par la forte évapotranspiration (voir bilan hydrique). On a donc une lame d'eau ruisselé avec une moyenne égale à 26 mm par an. Cette valeur coïncide avec celle-ci reçue avant par les calculs du bilan hydrique des tranches d'altitudes du sous bassin versant de Barika à l'aide de la méthode de THORNTHWAITE et peut être utilisée pour les calculs postérieurs. On peut calculer grossièrement la quantité d'énergie qui libère ce ruissellement chaque année et pour les différentes tranches d'altitudes du sous bassin versant.

Pour les calculs, nous ne tiendrons pas compte de la distinction entre ruissellement superficiel et ruissellement hypodermique.

On a appliqué la relation suivante :

$$E = L \cdot h \cdot 9{,}81$$

Dans laquelle «E » représente l'énergie potentielle du ruissellement annuel en joules par mètre carré.

L : la lame d'eau écoulée en millimètres.

h : la hauteur moyenne du relief en mètres.

Les résultats de l'application de cette formule sont récapitulés dans les Tableaux 7.7 et 7.8

Années	Volume d'eau écoulée Q en 10^6 m^3	Lame d'eau Ecoulée L en mm	Hauteur moyenne du bassin en m	Energie de ruissellement annuel en $j/m^2/an$
1991-1992	85,605	36	929	236951
1992-1993	37,751	15	929	136702
Majeure	61,678	26	929	186827

Tableau 4.9 : Calcul de l'énergie hydraulique annuelle du sous bassin versant de Barika

L'énergie hydraulique varie d'une année à l'autre et d'une tranche d'altitude à l'autre en fonction des variations de la pluviosité, de la lame d'eau écoulée et des côtes absolues du relief. Pourtant, il faut prendre en considération le volume d'eau écoulée qui diminue avec l'altitude. Le caractère schématique de tels calculs reflète la quantité d'énergie disponible annuellement mais

pas l'agressivité du ruissellement. L'écoulement global et le potentiel énergétique qui lui correspond ne sont pas répartis de manière uniforme tout au long de l'année; de cette répartition dépend, en fait, l'agressivité du ruissellement (HEUSCH.B, 1970).

Tranche d'altitude en m	Volume d'eau Ecoulée Q 106 m^3	Lame d'eau écoulée L en mm	Hauteur moyenne d'une tranche en m	Energie de ruissellement annuel en $j/m^2/an$
400-600	-	-	-	-
600-800	-	-	-	-
800-1000	8,31	13	900	114777
1000-1200	11,51	28	1100	302148
1200-1400	13,81	55	1300	701415
1400-1600	14,99	98	1500	1 442070
1600-1800	10,79	161	1700	2 684070
1800-2000	1,57	261	1900	4 864997
2000-2200	0,82	412	2100	8 487612

Tableau 4.10 : Calcul de l'énergie hydraulique annuelle du sous bassin versant de Barika

Une lame d'eau aura une agressivité plus grande si elle s'écoule en une durée de temps très court. Ainsi, le ruissellement d'une pluie d'orage brutal sera plus agressif que le ruissellement de fonte d'une précipitation neigeuse équivalente.

3.2 Variabilité interannuelle

Les précipitations se caractérisent par une grande variabilité interannuelle. Les écoulements correspondants reflètent bien cette irrégularité. Pour s'en convaincre, il suffit d'examiner les apports liquides (Tableau 4.8). Le volume d'eau écoulée de l'année hydrologique 1991-92 représente deux fois celui de l'année suivante. La quantité d'énergie disponible pour la morphogenèse est alors plus importante (Tableau 4.9). Par contre, pour certaines années, le ruissellement est morphogéniquement très faible.

3.3 Variation saisonnière

Le cycle pluvio-évaporométrique de l'oued Barika met en évidence l'influence pluviale sur le comportement hydrologique dans le sous bassin versant (Tableau 4.11, Fig. 4.6). La courbe de la lame d'eau précipitée comporte deux maxima (automne : 108 mm, printemps : 100 mm) et deux minima (hiver : 79 mm, été : 33 mm) tandis que la courbe d'écoulement possède un maximum saisonnier bien exprimé (hiver : 12,5 mm) et un minimum d'été (0,9 mm). Ainsi, le débit est sans corrélation avec les précipitions, du fait de la faible efficacité des pluies d'automne et de printemps. Après la sécheresse estivale, elles imbibent le terrain avant de devenir efficaces pour l'écoulement. Au printemps, l'élévation de l'évapotranspiration diminue l'écoulement superficiel. En hiver, les conditions pluvio-évaporométriques sont favorables pour former une lame d'eau écoulée relativement considérable (presque 50% de la lame annuelle).

Tableau 4.11 : Variation mensuelle de l'écoulement de l'oued Barika

Mois	Moy. Mens. des précipitations mm	Moy. Mens. de la lame d'eau écoulée mm	Moy. Mens. Des débits liquides 10^6 m^3	Déficit mensuel mm	Coefficient d'écoulement	Déficit %
Septembre	28	-	0.065	28.0	0.00	100.0
Octobre	39	1.3	3.094	37.7	0.03	97.0
Novembre	41	4.2	9.979	36.8	0.10	90.0
Décembre	27	4.8	11.383	22.2	0.18	82.0
Janvier	32	4.1	9.776	27.9	0.13	87.0
Février	20	3.5	8.588	16.4	0.18	82.0
Mars	39	2.8	6.696	36.2	0.07	93.0
Avril	32	1.3	3.214	30.7	0.04	96.0
Mai	30	2.5	5.892	27.5	0.08	92.0
Juin	16	0.9	2.094	14.1	0.06	94.0
Juillet	05	-	-	05	0.00	100.0
Aout	12	-	-	12	0.00	100.0
	321	26	60.761	395.0	0.08	92.0

3.4 Variation mensuelle

Le Tableau 4.11 et la Fig. 4.6, représentant la moyenne mensuelle du débit de l'oued Barika pendant deux années d'observation, montrent que les écoulements se concentrent à la fin de l'automne et de l'hiver. Ils correspondent aux ruissellements de pluies non abondantes qui tombent sur les sols saturés d'eau en automne : dans le sous bassin versant de Barika, le ruissellement est faible mais fortement concentré dans le temps (de novembre à mars); ainsi, durant cette période, le potentiel énergétique de l'écoulement lui permet d'effectuer un important travail morphogénique.

4. Potentiel morphogenique du sous bassin versant de l'oued Barika

On peut donc parler d'un potentiel morphogénique très élevé à l'échelle du sous bassin versant de Barika. Les formations superficielles et les roches meubles (marnes, argiles) sont abondantes, la pente moyenne est élevée et l'énergie disponible pour l'érosion, très forte (HIRCH, 1962; in BOUGHERARA AHMED, 1986).

Cependant, le potentiel morphogénique n'est pas uniforme dans tout le bassin- versant, les caractéristiques du milieu naturel n'étant pas identiques.

5. Dynamique fluviale et transport solide et dissous

5.1 Aperçu sur la dynamique fluviale

Il n'entre pas dans notre sujet de faire une étude détaillée de la dynamique fluviale dans le sous bassin versant de l'oued Barika. Une brève analyse d'un facteur d'érosion suffit; il s'agit des pentes de lits de l'oued Barika et de ses affluents. Le régime hydrologique de l'oued se caractérise par des crues très marquées pendant la saison pluvieuse qui coïncide avec la saturation du sol. Durant cette période (cinq à six mois), s'effectue l'essentiel du travail morphogénique fluvial (plus de 70% des transports solides). Le potentiel dynamique est alors suffisant pour que les affluents prennent en charge des troubles en suspension, des sables et des graviers en saltation ainsi que des galets et même des blocs par charriage de fond (CANE, p 1972). En même temps, se produit l'érosion des berges et des lits des affluents de l'oued principal. Les eaux fluviales humectent les berges et les lits qui sont souvent constitués de matériaux meubles (alluvions et marnes altérées); le matériel s'éboule par paquets dans le cours de l'oued, paquets que l'eau emporte rapidement (GUIGO.M, 1975).

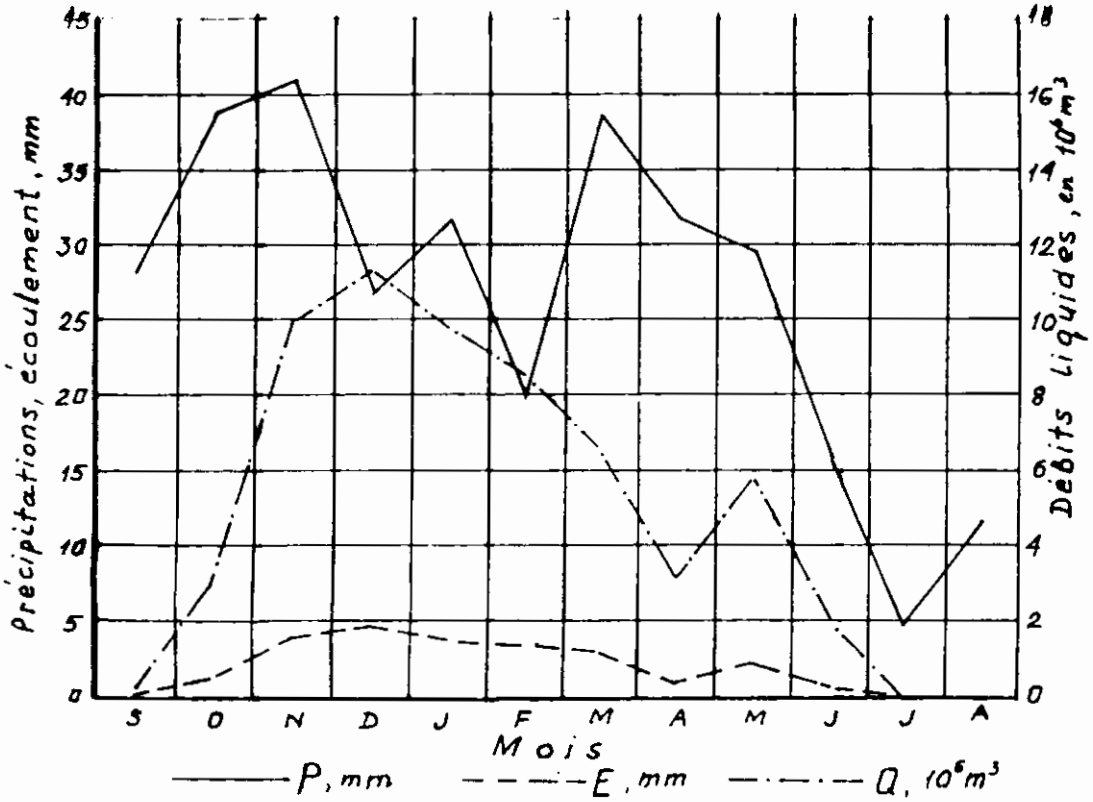


Fig.4-6 Variation mensuelle de l'écoulement de l'oued Barika

L'évolution de ces talus de berges et de lits et la rapidité de l'ablation dépendent beaucoup de la valeur des pentes de lits d'oued. Les Tableaux 7.10 à 7.13 et la Fig. 4.7 présente les résultats des calculs de pentes basés sur l'étude des oueds indiqués sur la carte topographique à l'échelle 1:200000.

De ces données peuvent être tirés les enseignements suivants :

- Deux affluents principaux (Aioun et Chair) qui forment le talweg de l'oued Barika diffèrent considérablement par leur longueur et leur pente (Fig. 4.7); l'oued Aioun prend naissance dans la limite montagneuse nord du sous bassin versant, possède une longueur supérieure à 30 km et un profil longitudinal faiblement concave, avec une pente de 3,6 à 5,4% dans la partie amont et de 0,5 à 2,1% dans la partie aval; l'oued Chair tire son origine des sources d'eaux souterraines situées dans la partie nord-est du sous bassin versant; sa longueur est plus petite (21 km), la pente est beaucoup plus faible (0,37 à 1,10%), la forme du profil longitudinal est faiblement convexe, le rôle morphogénique est peu marqué; les deux affluents principaux n'ont pas équilibré leur profil longitudinal; ils se trouvent au stade de jeunesse de leur développement et possèdent une grande potentialité d'érosion latérale et de fond le long de tout ce profil.

- Les affluents droits, oued El Noukra et oued Bagra, prennent naissance à des altitudes relativement modestes (800 à 900 m); ils ont une longueur de 20 à 23 km et possèdent un profil concave équilibré : les pentes fortes (9 à 20%) se trouvent seulement dans les premiers kilomètres (2 à 3); ensuite, la pente diminue rapidement jusqu'à 1-3% dans la partie aval. Ces affluents ont gardé leur activité érosive surtout dans la partie amont tandis que la partie avale se caractérise par le transport et l'accumulation des débris charriés et suspendus. On peut supposer que ces oueds ont atteint le stade de maturité de leur activité morphogénique;

- Deux autres affluents droits (Gosbat, 13km de longueur et El Mellah, 21km) se forment aux altitudes moyennes (1200 m); ils présentent un profil longitudinal faiblement concave exprimant leur jeunesse géologique et leur potentiel morphogénique élevé : 6 à 15% de pente à l'amont, 2 à 5% de pente au cours moyen, 1 à 2 % en aval, favorisant une activité considérable de l'érosion.

- Parmi les affluents gauches, seul l'oued Merzoug (22 km de longueur) diffère des autres oueds par son profil longitudinal nettement concave et bien équilibré (la pente est égale à 6-20% à l'amont, à 1-3% dans la partie moyenne et 0,4-1% à l'aval), exprimant le stade de maturité de son développement géologique; l'activité morphogénique de chaque partie du cours est différente: l'amont se caractérise par la prédominance de l'érosion, la partie moyenne du cours par le transport des débris et l'aval par la prédominance de l'accumulation des dépôts.

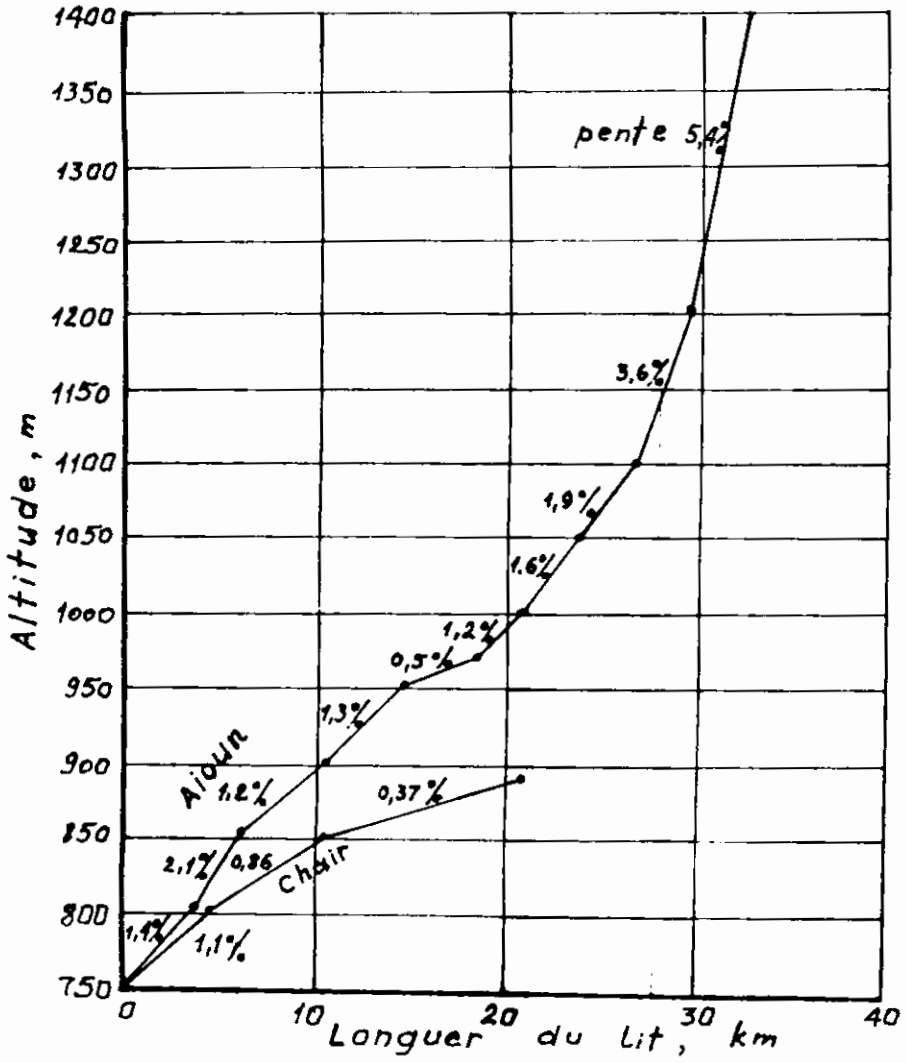


Fig.47 Profil en long du lit des affluents principaux de l'oued BARIKA

- Tous les autres affluents gauches (Gouriane, Bou-M'guer, Tabeggart, Tirchiouine) sont petits (de 10à 17 km); ils se forment à une altitude supérieure à 1000 mètres et se distinguent par un profil longitudinal proche de la ligne droite dans la majeure partie de leur cours et d'une ligne faiblement concave dans la partie avale du cours; par exemple, pour l'oued Tirchiouine on observe une forte pente le long de son cours (de 5 à 9 %), pente qui diminue de 2 à 3,5 % dans les trois derniers kilomètres; tous ces oueds maintiennent leur activité destructrice le long de tout leur cours.

- En général, les affluents droits et gauches, malgré leurs particularités, ne diffèrent pas beaucoup par leurs pentes: la pente générale déterminée pour toute la longueur des oueds est égale à 2,6% pour les affluents droits et à 2,8% pour les affluents gauches (Tableaux 7.10, 7.12); la valeur moyenne de la pente diminue de 7 à 10% pour la tranche d'altitude 1000-1200 mètres et jusqu'à 1,1-1,8% pour la tranche d'altitude 500-600 mètres. La partie avale des cours se caractérise par une valeur moyenne de pente aux limites de 0,8 à 1,6 % et la partie amont, par une valeur moyenne dépassant 10% (Tableaux 7.11, 7.13). Les oueds gardent une capacité d'érosion destructrice le long de tout leurs cours; le summum de cette activité est caractéristique des parties amont, dans lesquelles on observe le maximum d'agressivité du climat et de l'énergie hydraulique par écoulement superficiel.

- Le talweg principal de l'oued Barika, avec une longueur totale 88 km, peut être divisé en trois tronçons bien distincts : l'amont - 40 km de long - avec une pente relativement élevée (0,62 %), le cours moyen - 20 km environ - avec une faible pente (0,26 %) et l'aval - 28 km - avec une pente encore plus faible (0,17 %); d'après la valeur de ces pentes, on peut supposer que l'oued Barika a déjà formé son profil d'équilibre le long du talweg principal. L'activité morphogénique destructrice de son cours se manifeste surtout pendant les grandes crues de l'année.

Tranches d'altitude en m	Valeurs de pentes	Valeurs Prédominantes	Valeurs moyennes Approximative
1400-1200	7 %	-	-
1200-1000	2 - 12,5 %	5 - 9 %	6,7 %
1000-800	1,26 - 20,0 %	2 - 5 %	3,2 %
800-600	1 - 6,25 %	1,5 - 4 %	2,9 %
600-500	0,36 - 1,56 %	0,7 - 1,5 %	1,1 %
Pente générale	2- 4,1 %	-	2,8 %

Tableau 4.12 : Répartition des affluents gauches principaux de l'oued Barika d'après la pente de leurs lits

Tronçon de Longueur en km	Valeurs de pentes	Valeurs Prédominantes	Valeurs moyennes approximatives
0 - 5	0,36 - 3,57 %	0,8 - 2 %	1,6 %
5-10	1,56 - 12,5 %	2 - 5 %	3,7 %
10-15	1,14 - 9,1 %	3 - 5 %	4,1 %
15-20	1,67 - 7,0 %	2 - 5 %	2,6 %
20-25	3,13 - 20,0 %	-	9,8 %
Pente générale	2 - 4,1 %	-	2,8 %

Tableau 4.13 : Répartition des affluents gauches principaux de l'oued Barika d'après la pente de leurs lits

Tranches d'altitude en m	Valeurs de pentes	Valeurs Prédominantes	Valeurs moyennes approximatives
1400-1200	20 % et plus	≥ 20 %	-
1200-1000	6 - 15 %	6 - 10 %	10,0 %
1000-800	3 - 20 %	3 - 5 %	4,0 %
800-600	1 - 10 %	2 - 4 %	3,0 %
600-500	0,7 - 3,5 %	1 - 2 %	1,8 %
500-430	0,3 - 0,9 %	0,3 - 1 %	0,7 %
Pente Générale	1,2 - 4,2 %	-	2,6 %

Tableau 4.14 : Répartition des affluents droits principaux de l'oued Barika d'après la pente de leurs lits

Tronçons de longueur en km	Valeurs de pentes	Valeurs Prédominantes	Valeurs moyennes approximatives
0 - 5	0,3 – 1,7	0,6 - 1,1	0,8 %
5 -10	0,6 – 4,2	0,8 - 1,6	1,3 %
10-15	1,1 – 15	1- 4,5	4,4 %
15-20	1,5 - 9	2 - 5	4,1 %
20-25	2,8 - 20 et plus	10 - 20	12,4 %
Pente Générale	1,2 – 4,2	-	2,6 %

Tableau 4.15 : Répartition des affluents droits principaux de l'oued Barika d'après la pente de leurs lits

5.2 Transport solide

La nature et la granulométrie des matériaux pris en charge par les oueds qui drainent le sous bassin versant de l'oued Barika sont très variables; les apports de certains affluents peuvent être très grossiers: éboulis de pied de versant, cônes de déjection torrentiels, alors que d'autres sont plutôt fins: sapements dans les marnes, terrasses alluviales sableuses ou limoneuses. La migration de ces débris dans le temps et dans l'espace varie considérablement en fonction de leur granulométrie (J.TRICART, 1962).

Les débris grossiers migrent lentement. Ils se déplacent sur les courtes distances par substitution de charge pendant des crues. Au fur et à mesure de ce lent cheminement, les débris s'émoussent, s'amenuisent par concassage et, la proportion des éléments fins croît vers l'aval. Par contre, la migration des débris fins (argiles, sables) est beaucoup plus continue dans le temps et dans l'espace. Ces matériaux se déplacent sous forme de troubles en suspension sur une grande distance, après leur prise en charge par le cours.

L'examen purement qualitatif de l'érosion ne permet pas de rendre compte avec précision de son intensité, pour résoudre certains problèmes concrets de l'aménagement. IL est cependant indispensable de disposer, au moins, d'ordres de grandeur chiffrés.

Certaines méthodes ont été proposées pour tenter de chiffrer l'érosion dans le bassin- versant. Une méthode d'approche indirecte est fondée sur la connaissance des transports solides des oueds drainant les sous bassin s, en admettant qu'il existe une certaine proportionnalité entre le tonnage des matériaux transportés et le poids total des débris arrachés par l'érosion (FOURNIER,1960). On peut donc, par la connaissance des apports solides à l'exutoire d'un bassin versant, calculer son érosion globale et sa dégradation spécifique en tonnes de matériel enlevé par kilomètre carré et par an.

Les mesures de transports solides dont nous disposons concernent les transports en suspension estimés par le biais de la turbidité des eaux, la série disponible étant de 20 ans (1973 à 1992). Les mesures ont été faites irrégulièrement (1973:41 mesures, 1974 : 13, 1975: 15, 1976: 99, etc.), sauf pour certaines années (1985, 1987-88, 1990-91). En tout, 367 mesures ont été relevées; la vérification graphique de la distribution de ces données montre que les valeurs enregistrées sont soumises approximativement à la loi log-normale à cause de la prédominance absolue des petites valeurs de la turbidité. Il est nécessaire dans ce cas de manipuler pour les calculs du transport solide avec les moyennes arithmétiques des logarithmes des valeurs absolues de la turbidité.

Dans le premier (Tableau 4.16), figure la distribution de la turbidité d'après la hauteur du niveau d'eau de l'oued, dans le deuxième (Tableau 4.17), la même distribution d'après la valeur

du débit instantané de l'oued, dans le troisième (Tableau 4.18), la distribution de la turbidité pour les quatre saisons.

Le Tableau 4.16 illustre les faits suivants :

- La hauteur du niveau d'eau déterminée au cours des mesures de la turbidité varie de 0 à 3,4 mètre; cela signifie que le débit de l'oued variait, pendant les mesures, de 0 à 350 m^3/s. La moitié des mesures est faite pour le niveau inférieur à 1 mètre (le débit inférieur à 16 m^3/s), près de 47 % pour le niveau 1 à 2 mètres (le débit de 16 à 88 m^3/s), le reste pour le niveau supérieur à 2 mètres (le débit supérieur à 88 m^3/s).

- La distribution de la turbidité de l'oued Barika se caractérise par une asymétrie gauche à cause de la prédominance des faibles valeurs; les valeurs inférieures à 4 g/l constituent 24 % du total de mesures, celles inférieures à 16 g/l, 55 %, celles inférieures à 64 g/l, 90 % et les valeurs plus grandes (de 64 à 512 g/l), 10 % du nombre total.

- La variation de la turbidité à l'intérieur de chaque tranche de la hauteur du niveau d'eau est très large, surtout pour la hauteur atteignant jusqu'à 1,4m.

- L'élévation du niveau d'eau est généralement suivie pa.· l'augmentation de la turbidité: elle est inférieure à 10 g/l pour la hauteur du niveau ne dépassant pas 1mètre, monte jusqu'à 30 g/l avec l'élévation du niveau jusqu'à 2 mètres et dépasse cette valeur avec l'élévation du niveau jusqu'à 3 mètres et plus.

D'après le Tableau 4.17, la distribution des mesures du débit instantané est proche de la loi log-normale; elle possède un excès élevé: deux intervalles (de 6 à 16 et de 16 à 32 m^3/s) prédominent absolument (les fréquences correspondantes sont 0,27 et 0,31). La variabilité de turbidité à l'intérieur de chaque tranche du débit est très large, surtout pour le débit inférieur à 32 m^3/s. L'augmentation du débit est généralement suivie par l'accroissement de la turbidité.

Les graphiques (Fig. 4.8 et 4.9) montrent la variation de la turbidité des eaux de l'oued Barika en fonction de la hauteur du niveau d'eau et du débit instantané. Les courbes sont tracées d'après les valeurs des moyennes arithmétiques des logarithmes de la turbidité pour les intervalles du niveau d'eau et du débit instantané. La liaison entre ses valeurs se caractérise par les coefficients de corrélation suivants :

- Le coefficient de corrélation entre les moyennes de turbidité et les valeurs moyennes des intervalles de la hauteur du niveau d'eau est égal à 0,91.

- Le coefficient de corrélation entre les moyennes de turbidité et les valeurs moyennes des intervalles du débit instantané correspond à 0,93.

Tableau 4.16: Distribution de la turbidité en fonction de la hauteur du niveau d'eau de l'oued Barika (station de Barika)

Hauteur à l'échelle m	Turbidité a en g/l													Moyens		
	0.03-0.06	0.06-0.12	0.12-0.25	0.25-0.5	0.5-1	1-2	2-4	4-8	8-16	16-32	32-64	64-128	128-256	256-512			
	Log a														n	$\log a_m$	a_m
	-1.5, -1.2	-1.2, -0.9	-.9, - 0.6	-0.6, -0.3	-0.3, 0	0, 0.3	0.3, 0.6	0.6, 0.9	0.9, 1.2	1.2, 1.5	1.5, 1.8	1.8, 2.1	2.1, 2.4	2.4, 2.7			
0-0.2							1								1	0.45	2.80
0.2-0.4					1	1	4	11	4	1					22	0.74	5.43
0.4-0.6	1	1	3	1	2	3	4	1	7	3	1				26	0.45	2.80
0.6-0.8				3	1	5	5	7	2	2	4	4			33	0.76	5.75
0.8-1.0				4	4	8	10	13	18	19	17	5	1	1	101	0.98	9.62
1.0-1.2				1	3	2	15	13	17	20	13	5	4	1	94	1.11	12.94
1.2-1.4						1	2	5	7	4	10	7	1	1	38	1.38	21.10
1.4-1.6									3	3	3	1			10	1.44	27.54
1.6-1.8								1	2	2	5	2			12	1.48	29.90
1.8-2.0				1	1				3	4	5	3	1		18	1.47	29.20
2.0-2.2										2	1	1			04	1.57	37.15
2.2-2.4											2				02	1.65	44.66
2.4-2.6																	
2.6-2.8											1				01	1.65	44.66
2.8-3.0											2				02	1.65	44.66
3.0-3.2											2				02	1.65	44.66
3.2-3.4											1				01	1.65	44.66
Σ	1	1	3	9	13	20	41	51	63	60	67	28	7	3	367	1.05	11.25

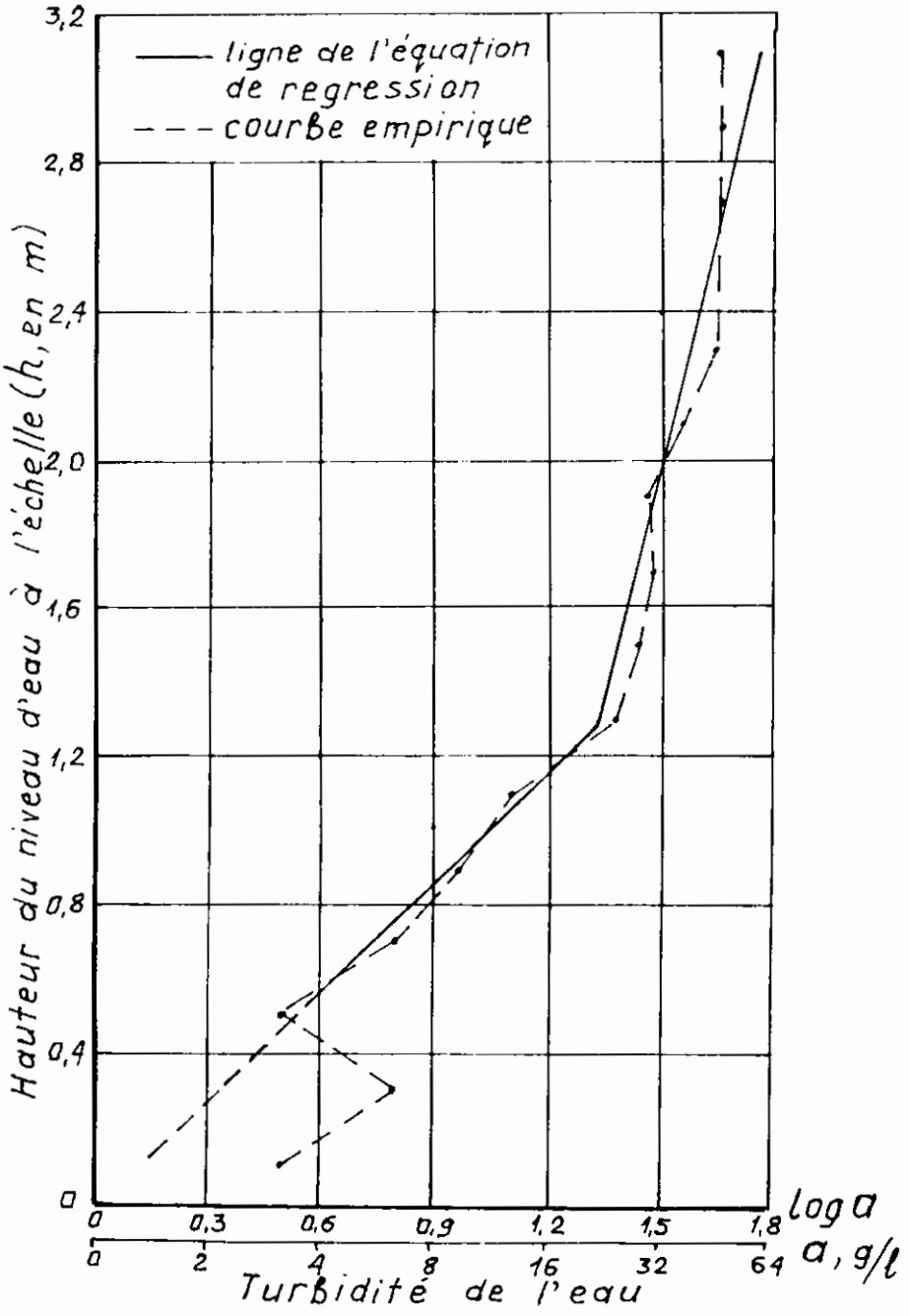


Fig. 4.8 Variation de la turbidité des eaux de l'oued BARIKA en fonction de la hauteur du niveau

Tableau 4.17: Distribution de la turbidité en fonction du débit instantatné de l'oued Barika

Débit Instantané		Turbidité a en g/l													Moyens		
		0.03-0.06	0.06-0.12	0.12-0.25	0.25-0.5	0.5-1	1-2	2-4	4-8	8-16	16-32	32-4	64-128	128-256	256-512			
Q m^3/s	Log Q	Log a														n	$\log a_m$	a_m
		-1.5, -1.2	-1.2, -0.9	-.9, - 0.6	-0.6, -0.3	-0.3, 0	0, 0.3	0.3, 0.6	0.6, 0.9	0.9, 1.2	1.2, 1.5	1.5, 1.8	1.8, 2.1	2.1. 2.4	2.4, 2.7			
0..25-0.5	-0.6, -0.3							1								1	0.450	2.80
0.5-1	-0.3, 0							2	4	1	1	1				9	0.883	7.64
1-2	0, 0.3							7	7	10						24	0.788	0.14
2-4	0.3, 0.6	1		2	2	3	5	3	3	3	3	3	1			29	0.491	3.10
4-8	0.6, 0.9			2	1	3	4	5	2	3	3	1	4			25	0.828	6.64
8-16	0.9, 1.2			1	3	6	8	9	13	18	18	16	5	1	1	100	0.951	8.93
16-32	1.2, 1.5				1	3	4	15	15	19	20	22	10	4	2	115	1.170	14.80
32-64	1.5, 1.8								3	7	6	10	3	1		30	1.310	20.42
64-128	1.8, 2.1				1				1	3	9	9	5	1		29	1.464	29.10
128-256	2.1, 2.4											3				3	1.650	44.67
256-512	2.4, 2.7											2				2	1.650	44.67
Σ		1	1	3	9	13	20	40	51	63	60	67	28	7	3	367	1.050	11.25

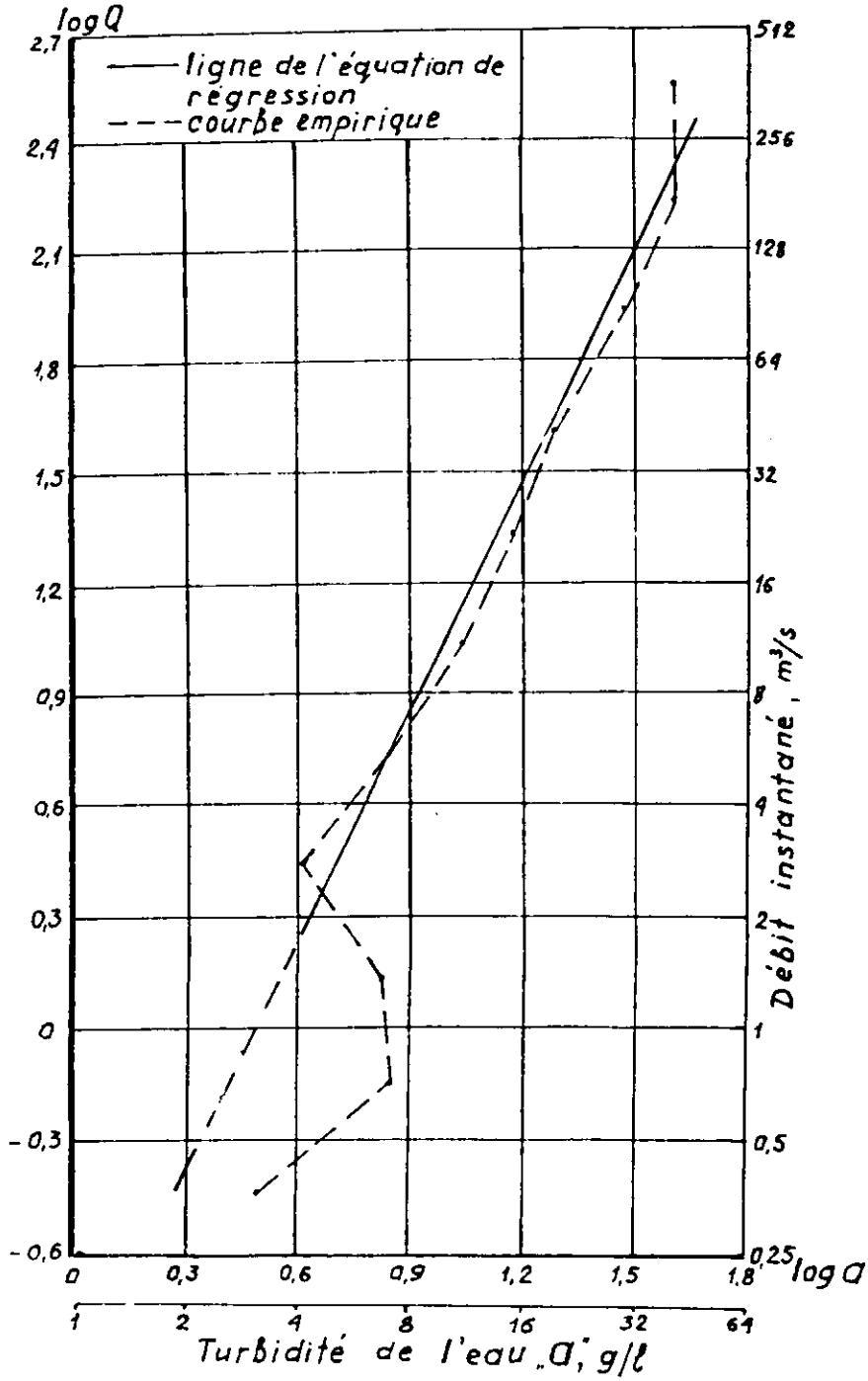


Fig. 4-9 Variation de la turbidité des eaux de l'oued BARIKA en fonction du débit

Les équations de régression établies d'après ces données sont présentées ci- dessous :

- Pour la hauteur du niveau d'eau (h, m) inférieure à 1,3m.

$$\text{Log } a = 0{,}14 + 0{,}94h$$

- Pour la hauteur du niveau d'eau supérieure à 1,3m

$$\text{Log } a = 1{,}07 + 0{,}225h$$

- En utilisant la valeur du débit instantané (Q, m3/s)

$$\text{Log } a = 0{,}505 + 0{,}482 \text{ Log } Q$$

Avec a : turbidité des eaux de l'oued Barika, en g/l.

Ces équations de régression peuvent être utilisées pour déterminer approximativement la turbidité des eaux de l'oued en absence de prélèvement des échantillons d'eau.

L'analyse du Tableau 4.18 permet de tirer certaines particularités saisonnières de la distribution des valeurs de la turbidité de l'oued Barika.

- La turbidité inférieure à 4 g/l a été observée en automne à 23 % du nombre des mesures, en hiver à 41 %, au printemps à 21 % et en été à 17 %; tandis que la turbidité supérieure à 32 g/l a été observée en automne à 33 % des mesures, en hiver à 17 %, au printemps à 26 % et en été à 32 %. En hiver, on observe une diminution considérable de la turbidité de l'oued, probablement à cause du régime doux de la pluviosité tandis qu'en d'autres saisons, en été surtout, des pluies de forte intensité provoquent une érosion plus active et un accroissement correspondant de la turbidité.

- La turbidité moyenne de trois saisons (printemps, été, automne) ne varie pas beaucoup (11,65 à 13,64 g/l); en hiver, la turbidité moyenne est égale à 6,9 g/l et, pour toute l'année, à 11,25 g/l. En absence de mesures régulières pour chaque année, les valeurs approximatives interannuelles peuvent être utilisées pour calculer le transport solide de l'oued Barika pour les années hydrologiques 1991-1992 et 1992-1993, pour lesquelles il y a des observations hydrométriques (Tableaux 7.17, 7.18).

Les valeurs du transport solide au cours de ces deux années, montrent une grande différence d'érosion. Les apports solides de l'année 1991-1992, grâce à la pluviométrie plus riche et plus intense, représentent plus de deux fois ceux de l'année 1992-1993. Cette différence est, peut-être, plus forte encore; en effet, la même valeur de la turbidité a été prise pour les deux années, alors qu'en réalité la turbidité de l'année 1991-1992 doit largement dépasser celle de l'année 1992-1993, moins pluvieuse.

L'examen des données saisonnières de l'apport liquide et de l'apport solide (Tableau 4.20) montre que les fortes concentrations ne sont pas forcément le signe d'un apport solide saisonnier important. L'observation des deux années hydrologiques prouve le contraire, car les apports solides étant liés au débit liquide,

Tableau 4.18 : Distribution de la turbidité en fonction des saisons d'année pour l'oued Barika

Saison d'année	Turbidité a en g/l													Moyens		
	0.03-0.06	0.06-0.12	0.12-0.25	0.25-0.5	0.5-1	1-2	2-4	4-8	8-16	16-32	32-4	64-128	128-256	256-512			
	Log a														n	$\log a_m$	a_m
	-1.5, -1.2	-1.2, -0.9	-.9, - 0.6	-0.6, -0.3	-0.3, 0	0, 0.3	0.3, 0.6	0.6, 0.9	0.9, 1.2	1.2, 1.5	1.5, 1.8	1.8, 2.1	2.1, 2.4	2.4, 2.7			
IX - XI	1	1	3	4	7	3	15	17	21	28	33	12	3	2	150	1.087	12.20
XII - II				3	2	4	13	4	11	8	8	1			54	0.839	6.90
III - V				1	3	12	7	17	24	17	19	6	3	1	110	1.066	11.65
VI - VIII				1	1	1	6	13	7	7	7	9	1		53	1.135	13.64
Σ	1	1	3	9	13	20	41	51	63	60	67	28	7	3	567	1.051	11.25

Ils atteignent leur plus grande valeur en hiver au moment où la turbidité atteint ses plus basses valeurs. Ainsi, 35% des apports solides sont dus aux écoulements élevés de la période hivernale alors que la concentration en cette saison est la plus faible (6,9 kg/m3) : la faible turbidité hivernale est largement compensée par des débits plus forts.

Paramètres	1991-1992	1992-1993	Moyenne
Lame d'eau écoulée (mm)	36	15	26
Débits instantanés (m^3/s)	2,725	1,145	1,935
Apport liquide annuel	85,605	37,751	60,761
Turbidité (g/l)	11,25	11,25	11,25
Apport solide annuel 10^6 t	0,963	0,425	0,577
Module spécifique l/s/Km^2	1,13	0,50	0,82
Dégradation spécifique t/Km^2/an	402,1	177,5	240,9

Tableau 4.19 : Variabilité interannuelle du transport solide de l'oued Barika

Les concentrations les plus élevées apparaissent en automne (12,2 kg/m^3) et, étant donné le débit liquide modeste (13,138.$10^6 m^3$ soit 21,6 % du total annuel), la contribution de cette saison au transport solide annuel ne dépasse pas 28 %. Cette concentration est due probablement à l'ablation, par les crues automnales, des produits d'altération estivale qui sont faciles à entraîner par tous les types de ruissellement superficiel.

Paramètres	Saisons				Moyenne Annuelle
	Automne	Hiver	Printemps	Eté	
Lame d'eau écoulée (mm)	5,5	12,5	6,6	0,9	26
Apport liquide 10^6 m^3	13,138	29,747	15,802	2,074	60,761
Turbidité (g/l)	12,20	6,90	11,65	13,64	11,25
Apport solide annuel 10^6 t	0,160	0,205	0,184	0,028	0,577
Dégradation spécifique t/Km^2	66,80	89,60	76,80	11,70	240,90

Tableau 4.20 : Variabilité saisonnière du transport solide de l'oued Barika

Le printemps, avec une concentration importante mais inférieure à celle de l'automne (11,65 kg/m^3), apporte presque 82 % du transport solide annuel grâce à l'écoulement plus grand (15,802.10^6 m^3 soit 26 % du total annuel).

Les crues d'été, rares et courtes, possèdent la concentration la plus forte (13,64 kg/m^3). Pourtant, en été, l'érosion est beaucoup plus faible à cause de l'apport liquide limité (2,074 .10^6 m^3 soit 3,4 % du débit annuel). La saison estivale contribue seulement pour 5 % aux apports solides annuels.

La variation de la dégradation spécifique mesurée sur la variabilité de l'apport solide est beaucoup plus grande pour 1991-1992 que pour 1992-1993 (402 et 178 t/km²/an). En année moyenne, elle est minimale en été (11,7 t/km²) et maximale en hiver (89,6 t/km²), plus forte au printemps qu'en automne (76,8 et 66,8 t/km²).

Les apports solides ne sont donc pas proportionnels directement aux apports liquides sur une durée annuelle ou pluriannuelle. Cela signifie que la lame d'eau écoulée ne détermine pas à elle seule l'intensité de l'érosion. Le type de précipitations et de ruissellement déterminent également l'érosion hydrique dans le sous bassin versant.

Connaissant les valeurs du transport solide en suspension de 104 cours d'eau importants du globe, FOURNIER (1960) a calculé leur érosion spécifique (E.S), puis a établi une relation de régression entre E.S. et deux coefficients caractérisant les bassins- versants concernés.

L'un est un coefficient climatique fondé uniquement sur les précipitations (agressivité climatique $C = P^2/p$). Y entrent en compte les précipitations moyennes annuelles (p) et celles du mois le plus arrosé (P). Il s'agit donc d'un coefficient d'irrégularité des précipitations qui croit d'autant plus que les précipitations sont concentrées. Par la même, il intègre dans une large mesure l'influence de la végétation, celle-ci étant toujours plus ouverte dans les régions où la pluviosité accuse des contrastes saisonniers marqués.

L'autre est un coefficient orographique (H^2/s); H étant la hauteur moyenne du relief exprimée en mètres. Rappelons que la hauteur moyenne d'un relief (H) est la différence entre son altitude moyenne et son altitude minimale. (s) représente la surface du bassin versant en km².

La relation obtenue est la suivante : $\text{Log } E.S = 2{,}65 \text{ Log } P^2/p + 0{,}46 \text{ Log } H^2/s - 1{,}56$

Dans laquelle (E.S) est une érosion spécifique du bassin versant en t/km²/an.

Cette formule a été appliquée au sous bassin versant de l'oued Barika, la valeur de (E.S) d'après la formule de FOURNIER est de 4,02 t/km²/an.

Ainsi, l'érosion globale pour l'ensemble du sous bassin versant est de 9628 t/an soit 1,67% de la dégradation spécifique mesurée (577000t/an). Les mêmes calculs ont été répétés pour le sous bassin à étudier, divisé en tranches d'altitude et en appliquant les paramètres p, P, H et S correspondant comme valeur de l'érosion spécifique pour tout le sous bassin versant. Ainsi on a reçu 120.000 t/an soit 20,28 % de la dégradation spécifique mesurée (577.000 t/an).

Les valeurs calculées ne correspondent pas du tout aux résultats des mesures; il apparaît évident que la formule de FOURNIER n'est pas valable pour le sous bassin de Barika, les paramètres pris en considération semblent insuffisants pour rendre compte de l'érosion. La formule doit être corrigée pour rendre compte des données lithologiques, du couvert végétal naturel et artificiel, ainsi que de l'influence des paramètres climatologique (température, p. e) sur l'intensité du processus d'altération.

5.3 Transport dissous

Nous disposons de 300 analyses chimiques des eaux de l'oued Barika étalées sur les années 1974-1987 et 1987-1992. Le nombre d'échantillons est différent selon les mois (8 à 9 pour les mois de juin et juillet, 32 à 35 pour les mois de mars et avril). Ont été calculées pour cette série de données les moyennes arithmétiques du résidu sec, du PH et des composants chimiques (Tableau 4.21). La variation des valeurs est montrée sur le graphique, lequel permet de noter les particularités suivantes, relatives à la variation de la composition chimique des eaux de l'oued durant une année moyenne:

- Au cours de l'automne, l'hiver et le printemps la valeur du résidu sec reste presque stable; elle varie entre 1059 et 1206 mg/l; en été le résidu sec montre jusqu'à 1173-1446 mg/l.

- En général, le pH se situe entre 8,2 et 8,3; en décembre et juin, il diminue jusqu'à 7,9-8,0; cette faible diminution s'explique probablement par l'influence des eaux d'agglomérations.

- Parmi les anions, durant toute l'année nous avons observé la prédominance de l'ion SO_4^{2-}; la teneur en cet anion varie de 346 à 527 mg/l et égale en moyenne 422 mg/l. L'ion Cl^- occupe la deuxième position, sa teneur varie de 185 à 312 mg/l (moyenne : 219 mg/l); la teneur en HCO_3^- oscille entre 125 et 210 mg/l (moyenne : 176 mg/l). L'ion NO_3^- varie de 21 à 53mg/l et sa moyenne annuelle est de 35 mg/l. En général, la composition anionique reste stable durant toute l'année. La teneur en SO_4^{2-} représente 41-52 % eq, celle de Cl^-, 29-38 % eq, celle de HCO_3^-, 12,8-18,3 % eq et la teneur en NO_3^-, 1,5-5,2 % eq.

- Parmi les cations, nous notons la prédominance durant presque toute l'année de l'ion Na^+, dont la teneur absolue varie de 132 à 187 mg/l soit 32,9 à 42,4 % eq et s'élève légèrement en été. Sauf en automne, l'ion Mg^{2+} occupe la deuxième position; sa teneur varie de 62 à 85 mg/l (26,3 à 39 % eq); les teneurs plus élevées sont observées en hiver. En automne, l'ion Ca^{2+} occupe la deuxième position (109-130 mg/l, 31-34 % eq); sa teneur diminue ensuite et reste stable pendant les autres saisons (80-110 mg/l, 23-30 % eq). La teneur en K^+ est plus au moins stable durant toute l'année (8-15 mg/l; 1,5-5,2 % eq).

Ainsi, on observe sur l'année les types suivants d'eaux d'oued :

- Sulfaté- chloruré-sodium-calcique en automne
- Sulfaté- chlorurique sodium-magnésieune en hiver
- Sulfaté- chlorurique magnésium-sodique au printemps
- Sulfaté- chlorurique sodium-magnésienne en été.

Les anions et les cations sont nommés dans l'ordre décroissant.

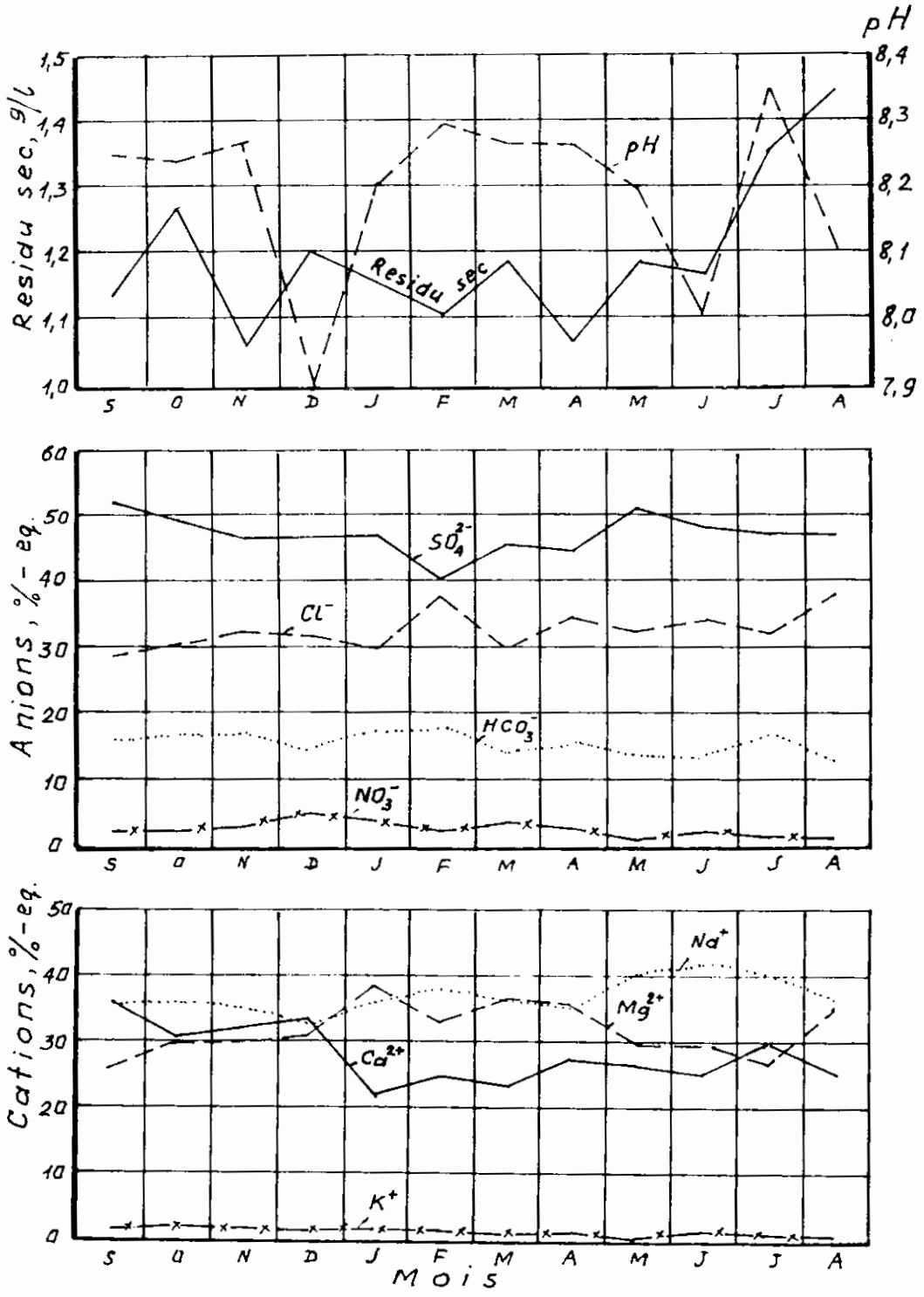


Fig.4-10 Variation annuelle des composants chimiques des eaux de l'oued BARIKA

On peut présenter la composition chimique moyenne annuelle sous forme des sels hypothétiques d'après la règle de FRSENIUS; une combinaison des cations et des anions est produite dans la succession suivante :

NO_3^- ,CL^-, SO_4^{2-}, HCO_3^-

K^+, Na^+, Mg^{2+}, Ca^{2+}

Il faut souligner que cette systématisation a un caractère conventionnel et ne correspond pas aux équilibres chimiques réels dans les solutions.

Après les calculs nécessaires on a la teneur en sels suivants pour chaque litre d'eau d'oued :

- Sulfates ($MgSO_4$, $CaSO_4$, $Na\ SO_4$) 727 mg.
- Chlorures (NaCl) 361 mg.
- Hydrocarbonates ($Ca\ (HO_3)_2$) 213mg.
- Nitrates (KNO_3, $Na\ NO_3$) 54mg

Sur la base des valeurs de l'apport liquide saisonnier (Tableau 4.19) et des teneurs movennes mensuelles des composants chimiques (Tableau 4.20), ont été déterminés les apports dissous saisonniers de l'oued Barika (Tableau 4.22).

L'analyse du Tableau permet de noter les faits suivants:

L'apport dissout est proportionnel à l'apport liquide; le maximum de l'apport de tous les ions et de leur somme (calculée d'après la valeur du résidu sec des échantillons d'eau) est observé en hiver et le minimum en été;

L'apport total de tous les ions est égal à 70619 t/an : 49% sont transportés en hiver, 26 % au printemps, 21 % en automne et 4 % en été,

Parmi les cations, sodium-ion représente 44,7 % de la masse totale, calcium-ion, 30,3 %, magnésium-ion, 21,7 % et potassium-ion, 3,3 %.

Parmi les anions, sulfate-ion représente 48,9 % de la masse totale, chor-ion, 25,5 %, hydrocarbonale-ion, 25,5% et nitrate-ion 4,1 %.

La dégradation du sous bassin versant de Barika à cause du transport dissous et du transport total (solide + dissous) peut donc être calculé.

Tableau 4.21 : Variation annuelle de la composition chimique des eaux de l'oued Barika

mois	résidu sec m	Ph	Mg/l								Meq/l								% meq							
			Ca	Mg	Na	K	Cl	SO_4	HCO_3	NO_3	Ca	Mg	Na	K	Cl	SO_4	HCO_3	NO_3	Ca	Mg	Na	K	Cl	SO_4	HCO_3	NO_3
I	1163	8.22	82	85	152	12	188	403	152	50	4.1	7.0	6.6	0.3	5.3	8.4	3.2	0.8	22.7	39.0	36.6	1.7	30.0	47.6	17.9	4.5
II	1114	8.30	92	73	159	12	240	346	187	30	4.6	6.0	6.9	0.3	6.8	7.2	3.2	0.5	25.7	35.8	38.8	1.7	38.2	40.8	18.3	2.7
III	1138	8.27	92	86	164	11	237	419	163	50	4.6	7.1	7.1	0.3	6.7	8.7	2.8	0.8	24.0	37.2	37.0	1.4	29.9	46.0	14.6	4.2
IV	1068	8.27	90	71	132	11	201	356	125	37	4.5	5.9	5.8	0.3	5.7	7.4	2.6	0.6	28.0	36.3	35.7	1.7	34.8	45.5	16.0	3.7
V	1190	8.20	98	67	168	8	209	445	152	27	4.9	5.5	7.3	0.2	5.9	9.3	2.5	0.3	27.4	30.7	40.8	1.1	32.8	51.7	13.9	1.7
VI	1173	8.00	96	68	182	9	234	449	167	35	4.8	5.6	7.9	0.4	6.6	9.4	2.7	0.6	25.7	30.0	42.4	1.9	34.3	48.6	14.2	3.0
VII	1361	8.36	119	65	187	13	235	467	210	28	5.9	5.4	8.1	0.3	6.6	9.7	3.5	0.5	30.0	27.2	41.1	1.7	32.7	48.0	17.0	2.2
VIII	1446	8.10	111	92	179	13	312	527	180	21	5.6	7.8	7.8	0.3	8.8	11.0	3.0	0.3	26.0	36.2	36.2	1.5	38.2	47.6	12.8	1.5
IX	1140	8.25	131	58	150	13	186	455	176	29	0.5	4.8	6.5	0.3	5.3	9.5	2.9	0.5	36.0	26.3	36.0	1.8	29.1	52.4	16.0	2.5
X	1266	8.22	116	69	154	15	206	448	190	31	5.8	6.7	6.7	0.4	5.8	9.3	3.1	0.5	31.2	30.7	36.0	2.1	30.9	50.0	16.6	2.7
XI	1059	8.27	109	62	138	12	195	377	171	37	5.5	5.1	6.0	0.3	5.5	7.9	2.8	0.6	32.4	30.1	35.7	1.8	32.8	46.9	16.7	3.6
XII	1206	7.90	126	71	140	11	185	486	148	53	6.3	5.9	6.1	0.3	5.2	7.7	2.4	0.9	34.0	31.7	32.9	1.5	32.3	47.5	15.0	5.2
Moy	1198	8.19	105	72	159	12	219	422	176	35	5.3	6.0	6.9	0.3	6.2	8.8	2.9	0.6	28.5	32.4	37.5	1.6	32.4	46.3	18.4	2.9

Tableau 4.22 : Variabilité saisonnière du transport dissous de l'oued Barika

	Saisons				Année
	Automne	Hiver	Printemps	Eté	
Apport liquide en 10^6 m^3	13,138	29,747	15,802	2,079	60,761
Résidu Sec					
Teneur en mg/l	1155	1161	1149	1327	1198
Apport 10^3 t	15,174	34,536	18,157	2,752	70,619
Calcium					
Teneur en mg/l	119	100	93	109	105
Apport 10^3 t	1,563	2,975	1,470	0,226	6,234
Magnésium					
Teneur en mg/l	63	77	75	76	72
Apport 10^3 t	0,828	2,291	1,189	0,158	4,461
Sodium					
Teneur en mg/l	147	150	154	183	159
Apport 10^3 t	1,931	4,462	2,434	0,380	9,206
Potasium					
Teneur en mg/l	1,3	11	10	13	12
Apport 10^3 t	0,171	0,327	0,198	0,027	0,683
Chlore-Ion					
Teneur en mg/l	196	204	216	260	219
Apport 10^3 t	2,575	6,068	3,413	0,539	12,596
Sulfate-Ion					
Teneur en mg/l	627	373	407	481	122
Apport 10^3 t	5,610	11,096	6,431	0,998	24,135
Hydrocarbonate-Ion					
Teneur en mg/l	179	179	160	186	176
Apport 10^3 t	2,352	5,325	2,528	0,385	10,591
Nitrate-Ion					
Teneur en mg/l	32	44	36	28	35
Apport 10^3 t	0,420	0,952	0,569	0,058	1,999

Les résultats du calcul sont présentés au Tableau ci-dessous :

Paramètres	saisons				
	automne	Hiver	printemps	été	année
Apport liquide, 10 m	13,138	29,747	15,802	2,074	60,76
Apport solide, 10 t	160	205	184	28	577
Apport dissous, 10 t	15,174	84,536	18,157	2,752	70,619
Dégradation spécifique					
D'après l'apport solide t/km²	66,80	85,60	76,80	11,70	240,90
Dégradation spécifique					
D'après l'apport dissous, t/km²	6,34	14,42	7,58	1,15	29,49
Total, t/km²	73,14	100,02	84,38	12,85	270,40

Tableau 4.23: Variabilité saisonnière de la dégradation du Sous bassin de Barika

- La dégradation spécifique à cause du transport dissous suit l'apport dissous par sa valeur: le maximum est observé en hiver (14,42 t/km² soit 48,9 % du total) et le minimum en été (1,15 t/km² soit 3,9 % du total); elle est beaucoup plus faible que la dégradation à cause du transport solide (12 % environ)

- Le maximum de la dégradation spécifique totale est observé en hiver (100,02 t/km² soit 37 % de la dégradation annuelle) et le minimum (12,85 t/km²,4,8 %) en été; par ailleurs, elle est plus forte au printemps qu'en automne, (31,2 et 27,0 % du total annuel).

Les conditions lithologiques et de transport ont rendu ces formations riches. La richesse qui peut être excessive du (en certains éléments) à la richesse de la formation miocène comme le transport dissous et assez importants avec des éléments riches en $Na^{+}Ca^{2+}$ car les oueds traversent généralement des zones assez perméables qui sont en majorité calcaires.

A cet excès de suspensions, s'ajoute une forte salure de (2,5 à 3 g/l) qui condamne surtout les zones où l'évaporation concentre rapidement les sels en surface. Mais généralement, la salinité du ruissellement de crue est moins élevée que celle de l'écoulement de base. Cette concentration estivale est due d'une part, à l'évaporation intense et d'autre part, à la reprise des sédiments lourds des berges où les concentrations en sels sont importantes.

6. Typologie des formes d'érosion

6.1 La dynamique des ruissellements

6.1.1 Le ruissellement diffus n'empêchant pas la pédogenèse

Le ruissellement diffus, plus ou moins important, dépend de la pente mais aussi de la nature du couvert végétal, de la présence des formations superficielles et de la texture de l'horizon de surface. C'est un ruissellement qui s'installe sur des formations superficielles plus ou moins épaisses et généralement battantes, présentant des pentes faibles. Il apparaît sur les coupes marneuses. On distingue des cas sur pente forte (surfaces structurales, éboulis...) et sur pente faible. Ainsi, sur le versant Refaa-Reched - Bou-Ari, la pelouse devient discontinue, la roche apparaît souvent à nu, le ruissellement est actif, aussi bien diffus que concentré en ravins. Sa surface se réduit à cause de l'accélération de l'érosion et l'extension des autres processus de ravinements.

Sur pente faible, l'exemple de Kef-Aissa et Kef-Sefiane montre que le ruissellement diffus laisse en saillie les touffes d'artémisia herba - alba et compestris.

6.1.2 Le ruissellement diffus intense

Sous l'influence de cette phase de ruissellement, les formations superficielles ont tendance à ne plus garder leurs particules et leur humus. Cela entraîne leur appauvrissement sur les versants dépourvus de couvert végétal, elles ont tendance à s'amincir, voire à disparaître parfois.

Dans la région de Tinibaouine-N'Gaous, le paysage de bad-lands observé dans les marnes miocènes est certainement le plus caractéristique. Le paysage et la végétation, plus où moins réduite, ont créé une certaine rugosité qui favorise le ruissellement diffus intense en entravant la concentration des eaux ruisselantes. Ce phénomène s'aggrave de plus en plus vers Bou-M'Guer, où la végétation s'installe difficilement dans les ravines et où il y a affleurement de la roche mère. Le ruissellement diffus intense ne se maintient généralement que sur les interfluves, plus où moins étroites, où les pentes sont assez fortes (25 à 30 %); il est caractérisé par sa présence avec les ravinaux qui griffent des versants plus où moins dégradés. Le ruissellement concentré est responsable de l'allure des rebords festonnés et des paysages de bad-lands, dont la formation est favorisée par le substrat extrêmement vulnérable.

Très sensible aux variations lithologiques, l'entaille actuelle et le ruissellement diffus tendent à rendre irréguliers les versants. Les superficies affectées par cette phase de ruissellement sont déjà dans une situation critique.

6.1.3 Les ravinaux

Lorsque les filets d'eau acquièrent une certaine vitesse de compétence leur permettant d'inciser les versants et de sculpter des formes qui, en accentuant la pente, favorise la concentration de l'écoulement et, grâce à l'entaille.

Partout dans la région, la densité élevée des ravinaux annonce le début d'un régime caractérisé par le ravinement.

Les ravinaux sont définis comme étant des incisions ayant une profondeur variant entre 0.10 et 1 mètre.

En effet, les incisions inférieures à 0.10 mètre de profondeur ne sont généralement pas durables et ont beaucoup de chance d'être effacées par les labours, en particulier entre deux averses susceptibles de provoquer un écoulement. Les ravinaux apparaissent sur les pentes raides, cependant la rugosité créée par la végétation et les galets isolés entrave l'incision profonde.

6.1.4 Les ravins

Toutes les incisions supérieures à un mètre sont considérées comme des ravins. Elles sont profondes et étroites et leur lit est entièrement utilisé par des écoulements sporadiques. Les profils des ravins sont conditionnés par le type de faciès. Dans les marnes, les ravins plus encaissés se caractérisent par un profil envasé; sur les calcaires et marno-calcaires, les profils en V et l'incision linéaire sont moins marqués. Tous les ravins de la région présentent des tendances à l'incision. L'absence de couvert végétal sur ces éléments est un facteur accélérateur des processus. Les ravins au profil en V ont découpé les versants en lanières et crêtes aiguës (Ketef-Deba).

L'incision de ces ravins est facilitée par un matériel peu résistant (marnes gypseuses miocènes) et des pentes fortes. Leurs berges sont vives et soumises à un sapement très violent lors des pluies intenses.

6.1.5 Le ravinement intense

Ce stade de l'incision est largement représenté dans la région. Selon le degré d'importance, on distingue le ravinement intense ou généralisé, qui est un indice sûr de la reprise de l'érosion accélérée. Il est en liaison directe avec l'agressivité des eaux de ruissellement et les formations géologiques. Il est toujours lié à une pente raide et à la dégradation du couvert végétal, provoquant ainsi l'accroissement de la torrentialité qui se marque notamment par un accroissement de la densité des ravins et des ravinaux, à cause de l'abaissement du seuil de

concentration. Sous l'effet de la concentration très rapide des eaux lors d'averses intenses, les débits de pointe sont fortement accrus, ravins et ravinaux déjà très denses se ramifient.

Présent partout dans les secteurs marneux, il est responsable de la forme des différents talus, en raison de l'encaissement du niveau de base, représenté ici par les oueds principaux (Rhasrou, Berriche, Barika et Saboun...). Les incisions profondes s'expliquent également par le caractère violent des précipitations, qui ont tendance à ruisseler plutôt qu'à s'infiltrer.

6.1.6 Le ravinement généralisé

A ce stade, la topographie ancienne disparaît. Le relief est alors formé de crêtes aiguës qui résultent du recoupement des versants. Les incisions, très nombreuses, ont tendance à évoluer latéralement et linéairement et déboucher sur la formation des bad-lands.

Le développement des ravinements généralisés est favorisé par la torrentialité des sous bassins, dont le collecteur principal est fortement encaissé au pied des versants, généralement courts et raides.

Le secteur affecté par ce processus apparaît au sud-ouest de la région, entre les ravins; il ne subsiste que des crêtes très aiguës, complètement dénudées. Les ravins se subdivisent et leurs têtes reculent par incision régressive.

6.1.7 Les glissements

Les glissements peuvent se produire sous une forme brutale ou au contraire sur une longue période. On les observe généralement sur les versants couverts d'un épais manteau de formations superficielles. Ce manteau contient souvent une part importante d'éléments fins (argiles, limons) susceptibles de retenir les eaux d'infiltration. L'ampleur des mouvements varie en fonction de la pente. Certains, n'affectent que les formations superficielles, d'autres sont plus profonds. Les glissements les plus importants se produisent sur les travertins, résultant d'un cisaillement suivant la ligne de contact entre la roche en place et les formations altérées ou remaniées. Ils apparaissent sur des pentes de la classe 10-15 %. Ces glissements montrent généralement des niches d'arrachement semi-circulaire et une masse déplacée sur une très faible distance.

6.1.8 Le sapement des berges

Ce processus se traduit par sapement et tassements des bordures d'oueds et des ravins. Un plan des versants s'écoule, amenant directement dans le chenal d'écoulement une masse de débris immédiatement mobilisables. Ce type d'évolution est fréquent sur les bordures des ravins et des oueds très chargés, qui s'élargissent ainsi par sapement. Lors des averses, tous les oueds et

les ravins sont très actifs. Ils roulent des eaux boueuses, véritables torrents de boue. Ils sapent généralement leurs berges, provoquant des écoulements par paquet. Ces écoulements donnent aux oueds et aux ravins des tracés très irréguliers, multipliant ainsi les points d'attaque par sapement de berges (B. HEUSCH, 1970).

7- Le potentiel morphogénique

Tout processus morphogénique fait intervenir la matière et l'énergie. De cette constatation physique simple, est tirée la notion de potentiel morphogénique qui désigne la capacité du milieu naturel à modifier son relief par déplacement de la matière (HEUCH B., 1971, cité par BOUGHERARA Ahmed, 1986).

Ainsi, le déplacement de matériaux implique l'existence d'une énergie capable de les mouvoir. Mais il faut également que la matière soit elle-même mobilisable, que rien ne s'oppose à sa prise en charge par un agent de transport.

Le potentiel morhpogénique se définit à partir des composantes passives: les pentes, la lithologie, les formations superficielles, la couverture végétale et à partir des composantes actives : le climat et l'homme. Ainsi défini, il est très variable selon les divers secteurs de la région.

Ce chapitre contient des cartes relatives aux différentes formes de l'érosion, avec une appréciation qualitative (descriptive) de leurs pertes en matériaux. La superposition des cartes de la lithologie et des formations superficielles (pour apprécier l'extension des zones aux matériaux mobilisables), de l'occupation du sol (pour apprécier le couvert végétal et l'action de l'homme sur le milieu), des pentes (rôle du relief, énergie gravitaire) et de la pluviométrie (agressivité climatique) permet de délimiter les zones homogènes qui ont une dynamique et une perte de terres semblables.

Ainsi, de la carte de synthèse ressort les zones homogènes, dont les caractéristiques spécifiques permettront d'orienter l'action conservatrice et restauratrice des sols du sous bassin versant de l'oued Barika.

Les milieux peuvent être ordonnés, par degré de stabilité, en trois classes : du milieu le plus stable au milieu le moins stable en passant par un milieu intermédiaire.

7.1 Les zones d'érosion

L'hypothèse qui est à la base du travail dont il est fait le compte rendu dans ce chapitre est la suivante : l'érosion qui apparaît sur les versants a des liens certains avec les affleurements géologiques sur lesquels elle se situe, elle dépend aussi de la couverture végétale, de la densité

du réseau hydrographique, de la pente, l'agressivité climatique, l'occupation du sol par les hommes, etc.

Nous avons donc cherché à connaître les liens unissant l'intensité de l'érosion à ces différents facteurs. L'hypothèse formulée par raisonnement inductif est double; Nous supposons qu'il existe un lien entre l'intensité des formes de l'érosion et le milieu dans lequel elles sont observées.

Il est évident que la mise en lumière de ces regroupements conduit fréquemment à entrevoir les causes de leur existence. L'analyse effectuée permet de reconnaître les variables les plus explicatives de la dynamique des versants, ainsi que celles qui les favorisent. Lorsqu'elles seront toutes réunies les potentialités d'érosion sont maximum.

En effet, la combinaison de tous ces paramètres donne une idée de l'érodibilité et de la sensibilité de chaque point de la surface du sous bassin versant.

On constate ainsi que les divers processus agissant dans le bassin versant ne fonctionnent pas tous simultanément et encore moins avec la même efficacité. Ces nuances et ces différences restent très importantes et mêmes décisives pour réussir l'aménagement du bassin versant.

Nous avons réparti les classes en catégories tout en tenant compte de la plus ou moins grande sensibilité de ces dernières, ainsi que les différents mécanismes qui régissent la distribution et la fourniture des troubles et des débris des Oueds. Les résultats de ce travail de localisation sont indispensables et compléteront les données du climat, le transport solide et dissous, mais l'estimation reste qualitative.

Nous avons limité les différentes unités définies d'après la superposition des différentes cartes représentant les composantes du milieu naturel énumérées ci-dessus; notre objectif est de dégager des zones jugées homogènes et de degré de sensibilité (d'érodibilité) semblable.

Nous avons veillé à ce que ces zones ne soient pas trop petites pour faciliter la généralisation, comme elles ne doivent pas être trop vastes pour couvrir des zones de degrés différents d'érodibilité. L'échelle choisie (1/50.000) reste cependant valable. Ainsi nous avons classé les milieux par degrés de stabilité en trois classes, allant du milieu le plus stable au milieu le plus instable en passant par le milieu intermédiaire qui est le milieu pénéstable.

A l'aide de la cartographie et en se reportant aux chapitres précédents (climats, érosion, etc.) on peut individualiser :

- **La première zone (altitude de 400 à 600 m)** : La plaine de Barika qui est caractérisée par une topographie de faible pente 0.6 % avec des roches généralement non cohérentes. Cette zone montre que les caractères géologiques et l'occupation du sol sont propices au développement de l'érosion. Le réseau hydrographique assez dense est surtout caractérisé par le ruissellement diffus entre une couverture végétale très ouverte, d'arbustes, d'herbe ou de terres

cultivées. La végétation retient un sol maigre et la roche en place; les filets d'eau la contournent pour former de petites rigoles où sont entraînés les matériaux. Ce paysage se rencontre sur de très vastes superficies, notamment dans les roches à faciès calcaires et gréseux à base conglomératique du Pliocène et marne rouges. Les éléments calcaires et gréseux consolidés sont façonnés par une érosion linéaire très importante en rigoles multiples surtout sur les versants.

On rencontre fréquemment dans cette zone des balkas, des ravinements, et généralement une forte érosion. La pente très faible arrête tous les processus autres que ceux de dépôts.

Sans chercher à nommer les facteurs, il est cependant possible d'affirmer que la zone de la plaine s'oppose à celle des versants. Une répartition se fait entre les surfaces de balkas situées à des altitudes plus basses et des pentes plus faibles, et les ravinements et ravins à topographie plus contrastée.

- **La 2ème zone (altitude 600 à 800m)** : Cette zone représente la vallée de l'Oued Barika, la plaine d'El Djezzar, N'Gaous, Boumeguer, Kef Sefiaane et Seggana. C'est dans cette zone que plusieurs caractères sont propices à l'érosion. C'est pratiquement toujours sur le combiné de ce dessin que se situent les formes d'érosion les plus variées (Ravins, ravinements, balkas et bad-lands,.etc.). Zones où les potentialités d'érosion sont les plus fortes. Elle est caractérisée par des pentes faibles (0.9 %) à moyenne, des roches de type argileux ou marneux.

Dans le domaine hydrographique existe des sources dans cette zone (N'Gaous, Boumeguer, Kef Sefiaane) qui illustreur l'existence d'un réseau à écoulement concentré et mettent en lumière les caractéristiques de l'hydrologie souterraine. Les sources proviennent surtout des travertins de la région.

En réalité, c'est en été que le seuil de ruissellement étant élevé, l'écoulement concentré est rare, mais lorsqu'il y a lieu, il est provoqué par des pluies de fortes intensités, et qui sont alors plus destructives que les très nombreuses pluies de saison froide qui provoquent presque toujours un écoulement.

Dans cette zone les roches affleurantes étant la plupart du temps bien que poreuses, de type imperméable. Ce sont les bassins versants dont le pourcentage de roches perméables est fort qu'ont le seuil de ruissellement le plus bas. En revanche les terrains de cette zone sont classés comme imperméables (marnes) sont tous les terrains non cohérents et donc susceptibles d'absorber dans un horizon superficiel plus ou moins profond une grosse quantité d'eau, ils fonctionnent alors pourvu que les pluies ne soient pas trop violentes, comme des éponges. L'infiltration est forte et le seuil de ruissellement plus élevé.

L'occupation du sol a été prise en compte par une variable qui, à notre avis, est "globale". C'est l'activité agricole qui influence le plus l'occupation humaine. Dans cette zone, seules les formations du Quaternaire récent et actuel qui sont cultivées ; comme il y a également

l'arboriculture (arbres fruitiers) le reste des formations est dénudé complètement. Enfin, la relation entre la mise en culture et la dynamique des versants semble prépondérante. Les formes d'érosion influencées par l'occupation du sol ne sont pas liées seulement à l'importance des superficies cultivées actuellement.

Cependant, cette surcharge humaine ancienne a certainement eu une influence sur le modelé subactuel (certaines formes très récentes au nord-est de N'Gaous, formées depuis nos premières études montrent que la dynamique des versants demeure active). En effet, nous avons désigné cette dernière, pour traduire le fait qu'elle représente les surfaces non recouvertes de végétation naturelle.

- **La 3ème zone (Altitude de 800 à 1000m)**, plaine de Bellezma, Dj.Elgues, Vallée de Gosbat et de Tinibaouine.

L'eksar-Bellezma est constituée par une plaine, sans atteintes sensibles) l'érosion et sans fortes potentialités d'érosion future avec : des pentes très faibles à quasi nulles, des roches de type alluvial, argileux, une occupation humaine et des terres cultivées (blé, orge et farine).

Il y a une nette opposition entre cette plaine et le reste de des régions citées. Ces dernières représentent les plus grandes probabilités de développement de l'érosion. Les formes de ravinaux et de ravins sont les plus nombreux, les plus fréquentes et les plus spectaculaires. Cette potentialité érosive est due surtout à la lithologie (marne, alluvions et colluvions) dont la fraction argileuse est élevée et corresponde à une minéralogie type smectite, ou les possibilités de gonflement sont fortes ; et corrélativement, la plasticité aussi bien que l'imperméabilité lors de la saturation élevée (voir partie pédo, sols de Tinibaouine, N'gaous). Il est le domaine idéal de la solifluxion du ravinement, le point de départ des amphithéâtres des autres formes d'érosion plus importantes. L'occupation du sol et la couverture végétale interviennent dans la stabilité des versants. Dans les vallées de Gosbat, Tinibaouine et à el-Gues, on constate que les superficies sont mal cultivées (culture dans le sens de la pente de Tinibaouine); d'autre ont être cultivées autrefois et abandonnées, les versants sont très dénudés.

D'autant plus que ce sont les couches de roches non cohérentes, non consolidées, les plus favorables aux labours (Terrasses quaternaires et marnes du miocène) qui ont défriché lorsque la charge humaine était forte dans les versants et vallées. Il en va de même pour les pentes. Ce sont les pentes moyennes qui apparaissent comme les plus propices à l'instabilité des versants.

De point de vue géomorphologique il faut noter le rôle joué par la néotectonique. La terminaison occidentale du bassin versant est limitée par une faille qui à rejoue la disparition du réseau hydrographique ; entaille et érosion.

- **La 4ème zone (altitude 1000 à 1800m et plus)** Kef Chellala, Dj.Tikhelt, Dj.Mestoua, Dj.Mesaouda, Bou-Ari, Bou Rhioul (les monts et piémonts). Il apparaît nettement que la

dynamique des monts est aussi très active. Un des effets extrêmes violent ; et celui du facteur hydrologique sur le milieu et genèse des crues destructives. Ces crues dévastatrices sont d'ailleurs fréquentes, surtout en été. Elles proviennent de la conjonction de nombreux facteurs favorables à la concentration de l'eau sur le bassin versant, et cela la plupart du temps dans un laps de temps court. Le facteur pluviométrique est générateur des écoulements en automne et au printemps. En hiver, s'ajoute une fonte de neige. L'apport liquide dans le sous bassin versant est de 13,138($10^6 m^3$) en Automne, en hiver il est de 29,747 ($10^6 m^3$) et au printemps de 15,802 ($10^6 m^3$). (revoir le tableau de la variabilité saisonnière).

Les pluies de printemps sont souvent moins violentes que celles d'Automne, mais elles se produisent sur un sol saturé à une période où le bilan hydrique est nettement positif et ce caractère compense le plus souvent, à cause d'une infiltration limitée, la moindre abondance de la lame d'eau à écouler.

Il faut noter aussi que les facteurs favorables à la concentration de l'eau, et l'agressivité des pluies font de ces dernières, des périodes privilégiées pour ces catastrophes naturelles et nous donnent une dégradation spécifique importante. Ainsi la variabilité saisonnière montre que cette dégradation dans le sous bassin versant de Barika est de 73,14 t/km^2 en automne, elle est de 100,02 T/km^2 en hiver, 84,38 T/km^2 au printemps et de 12,85 T/km^2 en été (voir le tableau de la variabilité saisonnière de la dégradation du sous bassin de Barika). Il faut noter aussi que la forte valeur de la turbidité tend à transformer l'état de l'eau. Le liquide très chargé en matériel dissous ou en suspension prend un état plus visqueux dû à sa forte densité. Son pouvoir de 'portance' augmente d'autant. Lorsque les turbidités sont fortes, les oueds ont un pouvoir de transport et charriage sur le fond supérieur. Il est certain que plus la crue sera forte, plus les matériaux de grosse taille auront de chance d'être déplacés.

Les mois qui atteignent les moyennes mensuelles de la turbidité les plus élevées sont ceux de l'été avec 13,64 g/l et minimales, celles de l'hiver 6,90 g/l (voir tableau de la variabilité saisonnière du transport solide de l'Oued Barika). On peut dire que la fin de l'été et l'automne sont incontestablement les périodes durant lesquelles le transport en suspension est le plus fort, alors que le reste de l'année enregistre des valeurs moindres.

Nous avons par ailleurs noté des faits inhérents à la structure qui sont eux aussi favorables à la concentration de l'eau. Ce sont tout d'abord les pentes très fortes des versants et les profils en long tendus des drains. Cela assure une rapide concentration de l'eau précipitée. D'autre part, l'érodibilité est importante. Cette zone, caractérisée par une topographie très accidentée n'est pas propice à une mise en culture. De plus, les roches cohérentes et résistantes qui voient se maintenir les versants à forte activité ne sont pas favorables aux cultures et sont très

dénudées. Seules les corniches formées de calcaires et recouvertes de végétation ne peuvent donner lieu à une activité érosive.

Conclusion

Ces zones étudiées sont celles où se retrouve la majeure partie des formes d'érosion observées.

Les remarques sont données par la comparaison des cartes, l'emploi des photos aériennes et l'expérience de terrain. Les facteurs qui sont le plus susceptibles d'influencer le développement de l'érosion sur le bassin versant sont :

- La pente des versants
- Les affleurements géologiques
- La concentration du réseau hydrographique
- Le couvert végétal
- L'occupation du sol
- L'agressivité pluviométrique.

Ces éléments d'après l'hypothèse de départ, conditionnent le modelé des versants avec ses différentes formes. Cependant, il reste que la variation de la pluviosité se fait à une échelle spatiale beaucoup plus grande que celle à laquelle se placent les formes d'érosion ; du moins les caractéristiques des ces dernières jouent un rôle primordial dans le façonnement du relief. On peut noter que dans toutes les zones étudiées, l'existence d'une plaine (Barika, El Ksar, Bellezma) où l'absence de pente, limite souvent les possibilités d'incision; une topographie à altitude et pentes moyennes, un défrichement systématique donne naissance à une spectaculaire dynamique de versant (Kef Sefiane, Boumeguer, Seggana) avec des formes typiques de bad-lands. Seuls apparaissent quelques sommets non attaqué par l'érosion formés de roches cohérentes et recouvertes de végétation. Les superficies homogènes déterminées par l'analyse sont des zones où les unités étudiées présentent des caractéristiques communes. Elles sont donc susceptibles d'évoluer notamment les ravineaux. Les conclusions obtenues peuvent être étendues à tout le bassin versant.

7-2 Les milieux stables

Dans ces zones, le milieu naturel est en situation «d'équilibre » morphodynamique, comme dans les secteurs densément couverts par la forêt (chênes verts, pin d'Alep etc.) : djebel Chefa, l'extrémité est du flanc nord de Refaa, Merkounda et la plaine de Bellezma et de Barika. Ce potentiel est faible. L'état d'équilibre inhibe l'activité morphogénique

7-3 Les Milieux instables

Dans ces zones, l'équilibre du milieu est rompu brutalement ou progressivement, pour des raisons naturelles (dégradation du climat) ou pour des raisons anthropiques (destruction du couvert végétal, extension des cultures sur des pentes raides et surpâturage).

Les formations superficielles et les roches meubles (marnes, argiles) sont abondantes, la pente moyenne élevée et l'énergie disponible pour l'érosion très forte. Cela est bien représenté dans la région sud du Bellezma (flanc sud de Bou-Ari), kef-sefiane et Bou-meguer, N'gaous.

7-3 Les Milieux intermédiaires ou pénéstables

Entre milieux stables et milieux instables, existe un stade intermédiaire: les milieux pénéstables, où les processus morphogéniques s'exercent et fournissent une certaine quantité de débris, mais de façon discontinue.

La fourniture des troubles est modeste. Les quantités qui aboutissent aux oueds varient en fonction de la raideur des pentes et de la lithologie. L'influence de l'action humaine y favorise le ruissellement sans que la dégradation du milieu soit trop avancée.

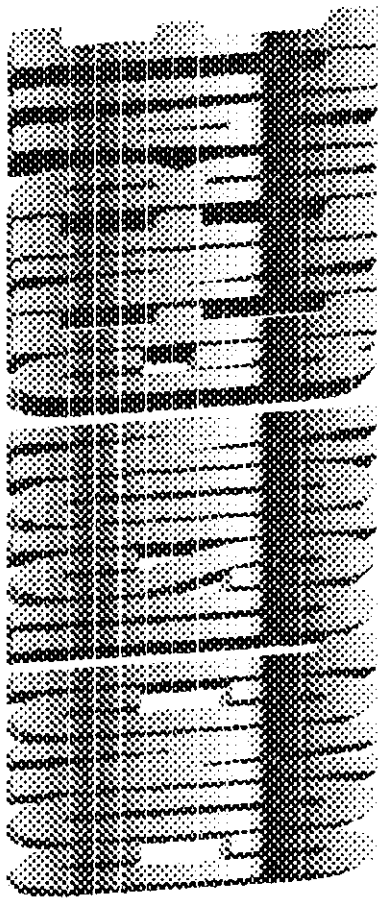
Ces milieux se situent sur le flanc sud du Djebel Refaa, Kef-Reched aux pieds des masses calcaires qui ont été affectées par la gélifraction lors des périodes froides du Quaternaire. Comme ils se trouvent également dans la région de Hidoussa, et à Bordj- Khenzria..

Conclusion

L'évolution géodynamique des versants est largement commandée par la variété des faciès lithologiques et leurs caractéristiques physiques, les données climatiques et biologiques, le système de pente qui donne une certaine originalité à la région.

Dans l'ensemble le potentiel morphogénique est élevé et la dynamique du milieu est d'avantage favorable à la morphogenèse qu'à à la pédogenèse.

L'ensemble du sous bassin versant est dans une situation de crise morphogénique, traduite dans le paysage par l'érosion accélérée. L'érosion actuelle est d'origine à la fois naturelle et anthropique. Cette crise, qui devient de plus en plus aiguë, ne peut s'atténuer qu'avec une prise de conscience des paysans et des planificateurs algériens. Tout déphasage entre les secteurs socio-économique et la réalisation de la vie quotidienne ne peut qu'aggraver la dégradation du milieu naturel.



Conclusion Générale

Cette étude a porté sur la région de Bellezma et a consisté à essayer de reconstituer son histoire géomorphologique.

L'étude lithostratigraphique et tectonique a permis de connaître l'évolution géologique des monts de Bellezma.

Formant d'épaisses séries le Cénomano-Turonien : marneux à la base et marno-calcaire au sommet renferme dans sa partie médiane de puissantes assises calcaires et dolomitiques qui s'enrichissent brutalement en marnes vers le Sud.

Au début de Sénonien (Coniacien), la surrection de la dorsale des monts du Hodna qui s'accompagne de mouvements décrochant favorables à des montées d'argiles du Trias, a pu entraîner autour de la région étudiée des rejeux de grands accidents du socle (obliques sur l'Ouest, Metlili Ouest et Metlili Est).

Au Tertiaire la phase de plissement majeur survient à la limite Eocène moyen, Eocène supérieur.

A l'Oligocène une période de distension provoque l'éffondrement de couloir de Tifrane; l'accident de Metlili Est rejoue et entraîne la création de la dépression fermée de Dechra Tilatou puis va être comblée au Miocène.

La sédimentation reprend en effet au Miocène inférieur; elle est caractérisée par des matériaux grossiers, continentaux rouges accumulés dans les zones dépressionnaires d'origine tectonique ou karstique (sur le relief principal) ou encore, crées par l'érosion d'assises tendres (bassin du Kef Fercha superposé au Sénonien marneux). La mer miocène recouvre ensuite toute la zone étudiée (Y. BELLION, 1976).

Le Pliocène dans lequel il faut inclure le Villafranchien, gréso-conglomératique à la base, marneux et gréseux puis conglomératique, à sa partie supérieure et concordant sur le Miocène supérieur, témoigne du retrait de la mer et de la surrection des reliefs.

La phase tectogénique se place à la fin du Pliocène. Le plissement s'est effectué en deux phases distincts la première majeure étant la phase " Pyrénéenne ", la seconde extrêmement active phase " Alpine récente ".

Le cadre montagneux de la région est constitué de roches du Crétacé, où l'érosion profitant du contraste a pu dégager des formes originales. Le relief structural juxtapose une structure plissée conforme et inverse.

Cependant après la transgression marine de nouvelle combes ainsi que des cluses ont été dégagées à la faveur de la tecto-orogenèse mio-Pliocène. Le Tertiaire à grandes séries marneuses, a été le plus souvent arrosé par les formes quaternaires.

Au cours du Quaternaire, l'action du froid a prédominé et a permis l'élaboration de plusieurs formes de reliefs qui offrent la plus grande richesse de modelés sur les sommets et les hauts versants (solifluxion, coulées boueuses ...) et l'existence de moraines.

Les variations cycliques du climat entraînent le démantèlement des reliefs et l'élaboration de Glacis étagés. Les écoulements principaux quant à eux ont donné naissance à des entablements travertineux disposés à des altitudes variables coiffés par des formations carbonatées usuelles (croûtes et pellicule rubanée). Quatre générations de travertins ont été inventorié non compris, subactuels et actuels remaniés par l'action humaine.

L'étude des relations entre Glacis et travertins montre que les travertins se sont sédimentés dans les vallons entaillant les Glacis. La datation des différents niveaux est détuite de celle des Glacis qui les encadrent. La découverte d'un gisement préhistorique apporte des précisions complémentaires travertin à bifaces, représentant l'Amiro-Tensiftien (Mindell RISS) (Acheuléen moyen).

La morphogenèse actuelle s'explique par le fait climatique et pédologique. Cependant le climat de la région est caractérisé par une période estivale chaude et sèche avec laquelle s'oppose une période hivernale douce et pluvieuse. Les calculs utilisés permettent d'intégrer dans ces formules relativement simples les éléments principaux du climat.

La présentation des principaux types de sols souligne l'existence de processus pédogénétiques anciens telles que l'accumulation calcaire, l'individualisation des hydroxydes de Fer (rubéfaction). Ils témoignent d'une évolution des sols au cours du Quaternaire. Les principaux facteurs de pédogenèse anciens et actuels s'avèrent utile pour mieux déterminer les processus actuels d'évolution.

L'aspect actuel de la région de Bellezma résulte de l'action d'agents d'érosion, présents et passés. L'étude physico-géographique et morphodynamique du bassin versant de l'oued Barika a permis de connaître les grands types de milieu et l'intensité des processus morphogéniques qui les composent. Dans l'ensemble le potentiel morphogénique est très élevé et la dynamique du milieu est davantage favorable à la morphogenèse qu'à la pédogenèse.

La persistance de cette crise d'érosion devient de plus en plus grave, il est évident qu'il ne faut pas attendre la destruction totale du capitale pédologique pour intervenir. Cela ne peut s'atténuer qu'avec une prise de conscience des paysans et planificateurs Algériens.

Les recommandations formulées ici n'ont pas la présentation de constituer un traitement curatif à effet immédiat. Ces propositions ont cependant l'avantage de tenir compte des facteurs

qui entrent dans le déséquilibre constaté sur le terrain. Elles pourront grâce à l'aménagement et au suivi, aboutir à une stabilisation des versants qui évoluent par glissement et à freiner le ravinement qui menace certains secteurs traduisant ainsi davantage la surface agricole utile.

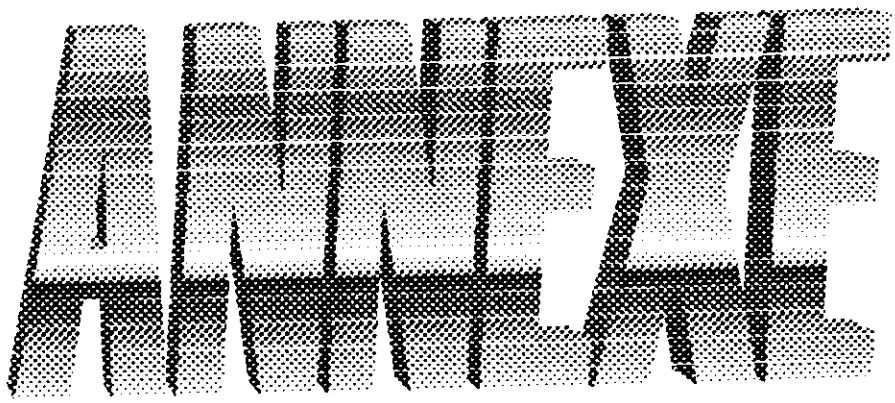
- Dans les secteurs à prédominance de ravinement, la restauration est lente et coûteuse. L'aboutissement des aménagements dépend de la continuité de l'action restauratrice et de l'élimination des contradictions avec le milieu. Le but recherché est d'empêcher la ramification et l'existence de ces secteurs.

Donc l'action principale est de créer une rugosité qui freine l'énergie hydraulique et dissipe l'énergie pluviale. La seconde étape vise l'aménagement présentant une certaine rentabilité économique.

- Dans les secteurs appartenant aux milieu pénestables, les pratiques culturales doivent tenir compte de la vulnérabilité (érodibilité) de ce milieu : les labours dans le sens de la pentes sont exclus. Le matériel agricole doit être adopté.

Les secteurs les plus érodables peuvent faire l'objet d'un reboisement pour des raisons de dynamique et économique. Dans ces secteurs, la conservation est tout aussi importante que la lutte pour la récupération des zones dégradées. Le drainage doit être entrepris d'une façon systématique dans les différents secteurs évoluant aussi bien par glissement que par ravinement.

Enfin, l'action restauratrice et conservatrice concernant les secteurs à prédominance de ravinement ou de glissement est décisive.


ANNEXE

ANNEXE

I – La cartographie géomorphologique.

1. Les principes de la représentation graphique.

Elaboré à partir des levés systématiques sur le terrain et divers documents, telles les photographies aériennes, les cartes topographiques et une esquisse géologique.

On ne saurait donc la concevoir à une échelle inférieure au 1/50.000.

La décision la plus importante attribue une signification génétique à la couleur. Chaque système ou agent morphologique (eaux courantes, ravins, etc....).Se voit donc affecter d'une couleur conventionnelle. Dans la ligne de cette convention, des variations d'intensité dans la teinte des couleurs visualisent l'âge des modèles et des dépôts. Des signes codifiés, simples et suggestifs, servent à représenter les formes et les dépôts. La structure géologique reste pour l'essentiel, ceux couramment utilisés par les géologues. Par le souci de la clarté de l'expression graphique nous ajoutons la notice suivante :

2. Notice explicative

2.1 Eboulis de gravité : Amas lentement constitué de matériaux éboulés, fixé ou non, formé de pierraille ou de blocs sans matrice, la pente superficielle varie de 55 à 85%.

Ravineau – Moins de 1m de profondeur.

Ravin - Plus de 1m de profondeur.

Glacis - Surface plus ou moins plane, faiblement inclinée.

Le profil longitudinal est souvent concave et la pente est habituellement de 1 à 5%, mais moindre dans le cas des glacis colluviaux passer graduellement à celle du versant et atteindre des valeurs supérieures.

Glacis de dénudation : Tronque le matériel de substratum et ne comporte qu'une couche discontinue de matériel détritique.

Glacis colluvial : Désigne un glacis se raccordant au versant et montrant en surface, un matériel provenant directement de ce versant.

Glacis d'épandage : C'est un glacis montrant en surface un matériel épandu par les eaux courantes après un transport plus ou moins longs, mais qui n'est pas fourni directement par le

versant dominant ; le plus souvent, ce glacis passe latéralement à un cône de déjection la différence étant dans l'épaisseur du matériel qui, sur le glacis d'épandage, est faible (moins de 3 à 4m).

Cône de déjection : Grand cône, sans blocs ou à blocs exceptionnels, dont la génératrice peut mesurer plusieurs Km de long, et dont la surface et le matériel sont analogues à ceux des terrasses fluviatiles.

Levée de berge : Accumulation de matériel construite sur le haut des berges, lors des débordements à laisser plaine d'inondation ; le matériel transporté en suspension est fin ; limons et sables fins.

Travertins : Résultent de la superposition d'horizons carbonatés.

Doline : Dépression karstique fermée.

Moraines : Accumulation de matériaux entraînés par un glacier.

II- Etablissement de la carte des pentes :

La carte des pentes (clinographiques) consiste à représenter les inclinaisons des surfaces sur une carte topographique, parmi l'ensemble des méthodes d'établissement des cartes des pentes, il y a :

1- Méthode de Maillage.

Elle est connue sous le nom de méthode de SMITH ; elle consiste au calcul de la dénivelée maximale pour chaque maille d'un (1) cm² de la carte topographique au 1/50.000 appuyée sur le corroyage kilométrique Lambert ; c'est le différence d'altitude, en mètre, entre le point le plus haut et le point le plus bas de chaque carré rendu par un jeu de trames.

2- Méthode par calque.

Elle est dite d'Henry et Raisz. Elle diffère complètement de la méthode précédente. En se basant sur la densité des courbes de niveau sur une détermine.

2.1- Calcul de la pente

Les courbes de niveau permettent de calculer avec précision la pente moyenne de la surface topographique entre deux points A et B. Cette pente peut s'exprimer en pourcentage ou en degré. (Par exemple) : $P\% = \frac{h}{d} \times 100$, $P = \frac{200}{750} \times 100 = 26.6\%$

Pour calculer la pente en degré, on remarque que :

$$tg\alpha = \frac{h}{d} = \frac{P}{100} = 0.266 \text{ d'où } \alpha \cong 15°$$

Pour une pente de 100% on a $\alpha = 45°$; pour $\alpha = 90°$ la pente est infinie

d : C'est la distance horizontale entre A et B (=750m)

h : Différence d'altitude entre A et B (=200m) puisqu'il se situe entre la courbe 100 et 300.

C'est cette dernière méthode que nous avons appliquée.

III- Les cartes pluviométriques.

Les cartes pluviométriques donnent une vie d'ensemble de la répartition des pluies sur une région donnée et une période déterminée. Elles comportent généralement la représentation du relief pluviométrique par un ensemble d'isolignes.

Des moyens des enregistrements disponibles dans les stations du basin et d'autres stations avoisinantes, on trace le réseau d'isolignes. La hauteur des précipitations sur le bassin est :

$$P = \sum_{i}^{k} \frac{sipi}{A}$$

Avec

si : Superficie comprise entre l'isohyète i et i+1

$- Pi : \frac{hi + hi + 1}{2}$

hi : hauteur des précipitations de l'isohyète i.

L'avantage de cette méthode c'est qu'elle prend en considération la distribution des stations.

IV – La carte d'érosion

Pour faire la cartographie de l'érosion, nous avons d'abord limiter le bassin versant de l'oued Barika.

- Diviser le bassin versant sous forme de quadrillage (maille). Si le réseau hydrographique est très dense, prendre des petits carreaux.
- Selon le V des courbes de niveau nous pouvons classer les formes –(Ravins, Ravinaux etc…)

  On obtient une carte diagramme.

- On fait la somme $(\sum)$ des longueurs totales et le nombre des ravins et ravinaux avec un curvimètre ou avec un compas, et on divise le nombre qu'on obtient sur la superficie.
- On classe les valeurs trouvées selon l'intensité de l'érosion (forte, moyenne et faible).
- La dernière étape est de limiter les zones qui ont à peut prés les mêmes valeurs, les grouper ensemble les additionner et les diviser sur la superficie du bassin versant.

L'Humidité Relative

L'Humidité Relative (Σ) est un rapport de la tension de vapeur réelle (e) à la tension de vapeur saturante (e_s)) à la même température, on l'exprime généralement en % :

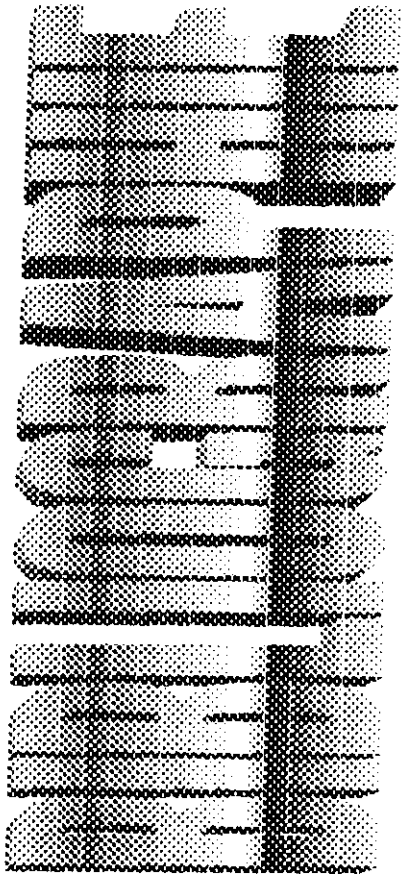
$$\sum = \frac{e}{e_s} x\,100,\ \%$$

Dans la région de Batna (d'après P. Seltzer, pour la période de 1913 à 1937) on trouve les taux d'humidité relatives les plus élevées (67-71 %). Aux mois divers quand les températures sont les plus basses l'humidité relative atteint son minimum (33-34 %)aux mois de Juillet et d'Août qui sont les mois les plus chauds.

La même allure de changement de l'humidité relative a été observée par l'ANRH pour la période de 15 ans (1972-1986). Le maximum de l'humidité relative est caractéristique pour les mois de Décembre et de Janvier (respectivement 74, 75 %) et le minimum (40 %) s'observe en Juillet (Voir Tableau ci-dessous).

Données	Mois											
	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
P. Seltzer (1913-1937)	70	67	58	46	45	40	33	34	45	58	66	71
ANRH (1972-1986)	74	71	66	64	59	51	40	45	58	66	72	75

Tableau 4.18 : Taux d'humidité relative



Bibliographie

(A,B)

Abdessemed Khelifa : *Etude phyto-sociologique du pin d'Alep dans la région de Bellezma.* Thèse Doctorat, 1981.

Alimen H. et Chevaillon J (1956) : Industrie acheulieenne in situ de l'oued Fares, dans les monts d'Ourgata (sahara occidental) Bull. *Soc Préhist. Fr., t III, pp 202-214.*

Alimen H. (1961) : Tableau de correlation du Quaternaire Sahara Magreb Varsovie.

Alimen H. (1965) : *The quaternay era in tne North West Sahara*, Géol. Soc. Am;, Sp. pap, N°: 84, p 273-291, 3 fig.

Amara Ali : *Géologique du Quaternaire et de la préhistoroire.*

Amara et Heddouche A. (1978) : *Un remblaiement type ' El Houita ' à Bou Saâda, Algérie Libyca.*

Amara et Heddouche A. (1981) : *Houstérien et Atérien : Caractéristiques typologiques et repartition géographique Libyca.*

Avenard J.M., Tricart J. (1960) : Techniques de travail, études de recherches, application de la mécanique des sols à l'étude des versants. Revue de *géomorphologie dynamique XI° année N°: 10-11, pp 146-156.*

Ballais J. L. (1981) : *Etude géomorphologique des Aurès (Nord Est d'Algérie).*Thèse de doctorat lettres, université de Paris I.

Bellion Y. I. (1976) : *Etude géologique et hydrogéologique de la terminaison occidentale des monts de Bellezma (Algérie).* Thèse de doctorat de 3ème cycle.

Belatreche : Thèse présentée pour l'obtention du grade de docteur des sciences géomorphologiques *'Erosion et perspective de conservation des sols dans les bassins sédimentaires de MEDEA, Beni Slimane'.*

Balout L (1954) : Les hommes préhistoriques du Magreb et du sahara (paléolitique, épipaléolilthique, Néolithique) Inventaire *descriptif et critque. Libyca. Alger, t II pp 215-424.*

Balout L (1955) : *Préhistorique de l'Afrique du Nord. Essai de chronologie.* Thèse Sc. Alger, Paris arets et metiers graphiques, 544 p, 29 fig, 72 pl, photo h.t.

Balout L (1972) : Chronologie absolue et préhistoire saharienne. Rev. *occid. Musulm*

(B)

Beaudet G. (1962) : Types d'évolution actuelle des versants dans le rif occidental. Rev. de *Géol. du Maroc, N°: 1-2, pp 41-47, Rabat.*

Beaudet G. (1971) : Essai de refinition des cycles climatiques du Quaternaire continental Marocain. Bull. *A.F.E.Q, N°: 26 pp 3-73*

Beaudet G., Martin J., Maurer G. (1964) : Remarques sur quelques facteurs de l'érosion des sols. Rev. *Géol. du Maroc N°: 6, pp 65-72.*

Bediot G. (1966) : *L'érosion des sols dû au ruissellement.* Thèse de 3 éme cycle, Inst. de Géographie, Faculté des lettres et sc. humain, Besançon, 3 t, 471 p, 110 fig.

Benchetrit M. (1963) : l'érosion actuelle et ses conséquences sur l'aménagement en Algérie, *Paris P.U.F. 216 p.*

Benchetrit M. (1972) : L'érosion actuelle et ses conséquences sur l'aménagement en Algèrie *(recueil de 9 articles) 215 p. PUF*

Bennouna T. , Kaemmerer M ; Maniere ; R; Lefevre M.J. (1995) :
Méthodologie de la caractérisation des parcours subdésertiques (région de Ouarazazate Maroc.). Africagis : systèmes d'information géographique intégrés utiles pour la gestion durable des ressources naturelles en Afrique. Abidjan, côte d'Ivoire 6-20Mars 95, Unitar-Cntig-Oss. 12 P.

B.N.D.E.R (1983) : *Projet de développement rural intégré de la wilaya de Batna,* 1er partie; volume 1; Etudes de base, tome 1, Etude climatique et hydrologique, Ministère de l'agriculture, Alger, 1983.

Bonefay E. (1975) : ' L'Ere quaternaire ' : définition, limites et subdivisions sur la base de la chronologie méditerraneénne. Bull. *Soc. Géol. Fr. N°: 3 pp 380-393, 4 tab..*

Bouchet R.J. (1963) : Evapotranspiration réelle, évapotranspiration potentielle et production agricole, annales *agronomiques 5, pp 743-824, Paris.*

Boudoukha A. et al (1992) : Normes de potabilité Algériennes. *Direction centrale de la santé militaire. Ministère de la défense. Alger. 12 p.*

Boudoukha A. (1998) : Hydrogéologie des hautes plaines Stéfiennes. Qualité chimique des eaux souterraines. *Thèse de doctorat d'état présentée par l'université de Badji Mokhtar ANNABA 230p.*

Boudy P. : Guide forestier en Afrique du Nord, ouvrage honoré de souscription des gouvernements de l'Algérie, Maroc, de la Tunisie, librairie agricole horticole forestière Paris VI.

Bureau D. (1970) : Principaux traits de la structure des monts du Bellezma (Algérie) Bull. *Soc. Géol. France, (7), XII, N°:2 p 210-213, 1 fig.*

Bureau D. (1971) : Le chevauchement du djebel Sarif, Rapport ron. inédit Serv. *Carte Géol. Algérie, 3 fig*

Bureau D. (1971) : Le crétacé inférieur des monts de Batna Bull. *Soc. Géol. France, (7), 13, 3-4, pp 374-386.*

Bureau D. (1971) : Remarques sur le Cénomanien à proximité de Batna (Aurès) C.R. *Soc. Géol. France, 4 pp 206-207.*

Bureau D. (1972) : Esquisse géologique des monts de Bellezma (Aurès, Algérie). Publication *Service Géologie Algérie (nouvelle série). Bull N°: 45, p 73-92*

Bureau D.; Douillet D; (1972) : Argilites et marnes des monts du Bellezma (Algérie) *C.R Acad. Sc. Paris, 275, pp 2631-2633*

Bureau D. (1972) :

a) Le jurassique et les implications de la subsidence dans le sud des hautes plaines Constantinoises; C. R. *Acad. Sc. Paris t. 275, p 1191-1193.*

b) Esquisse géologique des monts de Bellezma (Aurès, Algérie) Publ. *Serv. Géol. Algérie (Nelle série) Bull. N°:45, p 73-93.*

Bureau D. (1986) : *Approche sédimentaire de la dynamique structurale : Evolution mézozoïque et devenir orogénique de la partie septentrionale du fossé saharien (Sud-Ouest Constantinois et Aurès, Algérie).* Thèse d'état, Univ. Pierre et Marie Curie, Parie 6, 441p.

[C]

Cailleux A., Tricart J (1959) : Initiation à l'étude des sables et des galets, *C.D.U Paris, t 1, 376 p, 72 fig.*

Camps C. (1974) : Les civilisations préhistoriques de l'Afrique du Nord et du sahara. *30pl h.t, 100 fig, 39 tab., edit Doin*

Caroff J, Smith G. (1958) : Les crues de Novembre 1957 en Algérie, *Météorologie, série 4 N°: 50. pp 123-137, Paris.*

Carre P. (1972) : Quelques aspects du régimes des apports fluviatilles des materiaux solides en suspension vers le lac du Tchad. Cahier *O.R.S.T.O.M Hydrologie, 1972, vol IX, N°: 1, pp 19-45.*

Castany G (1982) : *Principes et méthodes de l'Hydrologie*, Dumod, Paris.

Chaumont M. (1968) : *Les influences des régimes climatiques en France, en Espagne et en Afrique du Nord et leurs conséquences hydrologiques*, 174 p, S.E.S. Alger

Chaumont M, Paquin (1971) : Carte pluviométrique de l'Algérie au 1/500.000°, *4 feuilles plus notice, soc. Hist. Nat. Afrique du Nord Alger.*

Chauve P. et al (1986) : Les éléments chimiques extérieurs au système karstique, indicateurs de la qualité des eaux des réserves des calcaires jurassiens. Annales *scien. De l'université de Besançon Mémoire N°1 France PP 23-38*

Chavaillon J. (1966) : Cycles climato-sédimentaires du Quaternaire saharien, *Scienta Ital, t101, N°: 651-652, p 322-328*

Colombani J. (1967) : Contribution à la méthodologie des mesures systématiques de débits solides en suspension. Cahier *O.R.S.TO.M., hydrologie 1967, vol N, N°: 2, pp 273.*

Combeau A. (1964) : Remarques sur les variations des limites d'Atterberg. *OR.S.T.O.M. Cahier de Pédologie II N°: 4 pp 29-39.*

Corbel J (1964) : L'érosion terrestre. Etude quantitative Paris. Annales de *géographie N°: 398 Juillet- Août.*

Cormary Y., Masson J. (1964) : Application à un projet type de la formule de perte des sols de Wischmeir. Cahier *O.R.S.T.O.M. Pédologie, t II, N°: 3, pp 326.*

Cote M. (1974) : Les régions bioclimatiques de l'Est Algérien. Univ. de Constantine, *C.U.R.E.R. Roneat, 6 p, 1 carte hors texte.*

(D)

Dagorne A ; Yves Otta J ; Castex J. M ; Julian M. (1990) : Système d'information géographique et gestion du territoire, UFR. Nice, pp 63-83.

Dalloni M. (1953) : Sur la genèse et l'âge des terrains à croûte, Nord Africains. *Colloques internationaux du C.N.R.S. XXXV, Alger (1951), p 237-260*

Davies O. (1956) : Africain. Pleistocène pluvials and European glaciations. *Nature G.B, t 178, N°: 4536, p 757-758.*

Debyser J., Charpalo de Merabeto (1965) : Sur les caractères glaciaires de la sédimentation de l'unité au Sahara central. *CR. Ac. t 261, N°: 25, p 5575-5576*

Dejekhowsky B. (1977) : Eléments de statistiques à l'usage des géologues. *I.F.P. Edit. Technip. 407 p*

Delannoy H., Pedelaborde P. (1978) : Recherches sur les types de temps et le mécanismes des pluies en Algérie. *Annales de Géol., N°: 361, pp 216-244, 17 fig, Paris.*

Delfontaines J.P., Demontard F. (1968) : Essai d'application du danger de l'érosion dans les vergers de fortes pentes en moyen Vivarais. *Annales agronomiques In. R. A. 1968, vol 19, N°:: 3, pp 349-364.*

Demdoum A. (1996) : Etude hydrogéologique de la région d'EL EULMA et le problème de la qualité de l'eau. *Mémoire de magister Université de Constantine 210 p.*

Demmak A. (1982) : *Contribution à l'étude de l'érosion et des transports solides en Algérie septentrionale.* Thèse de Doct. Ingen. univ. Pierre et Marie Curie. Paris 6°, 323 p, 1 carte hors texte.

Desjardins R. (1990) : Le traitement des eaux . *Edit. école polytech. De MONTREAL. Québec Canada 305 p.*

Djabri L. (1955) : Mécanisme de la pollution et vulnérabilité des eaux de la Seybouse. Origine géologiques, industrielles, agricoles et urbaines. *Thèse de doctorat des sciences Université d'ANNABA, Algérie, 277 p*

Djebaili Slah : Recherches phyto-sociologiques et écologiques sue la végétation des hautes plaines steppiques et de l'Atlas saharien Algériens, *OPU Ben Aknoun, Alger*

Dresch J. (1950) :

a) La formation du réseau hydrographique dans la région de Setif et les mouvements post Pliocènes. *C.R. Acad. Sci. Paris Séance du 20 Février 1950, pp 986-988.*

b) Sur le rôle des mouvements post Pliocène et les changements du climat dans la formation du réseau hydrographique de la région de Constantine. *C.R. Acad. Sci. Paris. Séance du 27 Février 1950, pp 853-855.*

c) Questions morphologiques des hautes plaines Constantinoises. Bull. *Ass. C. Géol. France, N°: 210-211, pp 90-95, Paris.*

Dubeuil P. (1971) : *Initiation à l'analyse hydrologique.* Paris-Masson, 216 p, 40fig.

Dubreu (1987) : Le chimisme des eaux de la cuisance en amont d'Arbois (Jura), Influence du karts, des sols et de l'activité humaine. *Thèse de doctorat UFR de Besançon France 156 p.*

Duhamel P.L (1970 : Transport solide et sédimentation . *Annales de la recherche forestière du Maroc, t 12 N°: spécial. 'Etude sur l'érosion ', pp 289-390.*

Durand J. H. (1949) : Essai de nomenclature des croûtes S.I Bull. *Soc. Sciences naturelles de Tunisie, tome IV p 27-29*

Durand J. H. (1952) : Les différents types de croûte, leurs caractères principaux, leur signification climatique, *Actes congrès panafricain de préhistoire 11 eme session, Alger, p 277-278.*

Durand J. H. (1954) : Les sols d'Algérie, Gouv. Gen de l'Algérie, Publ. *Sch. Pédologie N°:2*

Durand J. H. (1957) :

a) Les croûtes calcaires S.I d'Afrique du Nord étudiées à la lumière de la bio-rhexistasie. *Publ. S.C.H. Etude gen. N°: 4 (reprint from Bull. N°: 2 1956).*

b) La bio-rhexistasie et les sols rouges méditerranéens. *Bull. Soc. Hist. Naturelle. Afrique du Nord, t 48, p 353-356*

Durand J. H. (1959) : Les sols rouges et les croûtes en Algérie. *Publ. S.C.H. Etude gen. N°:7.*

(E,F,G)

Estorges P. (1963) : A propos des croûtes calcaires du plateau Arbaâ. Trav. *I.R.S. Alger, t22, p 203-206.*

FLANDRIN J., Gautier M., Laffite R. (1948) : Sur la formation de la croûte calcaire en Algérie *C.R Ac. Sc. Paris, t 226, p 416-418*

Fournier F. (1960) : Climat et érosion Publication *Université française, Paris, 201p.*

Fournier F. (1967) : *La recherche en érosion et conservation des sols dans le continent africain,* 46 p, sols africains, vol 12, N°: 1. Paris

Ghachi A. (1994) : Fascicule des analyses chimiques et physiques des sols. Etude agro-pédologique de la wilaya de d'oum-el-Bouaghi B.N.E.D.E..R. Sétif 80p.

Glacon G.; Guiraud R. (1970) : La série mio-pliocène du Hodna et des régions voisines (Algérie), *C.R. Acad. Sc. Paris 271, série D, pp 945-949*

Gobert (1948) : Sur le problème des croûtes et sur les sols Capsiens, *Bull. Soc. Hist. Nat. de Tunisie, p 56-65.*

Graddzinski R., Kostecka A., Radomski A., Unrung R. (1986) : *Zarys sedimentologi Warszawa.*

Graddzinski R., Kostecka A., Radomski A., Unrung R. (1976) : *sedimentologi Wydawn Géol.,Warszawa.*

Greco J. (1966) : L'érosion, la défense et la restauration des sols, le reboisement en Algérie. *Ministère de l'agriculture et de la réforme agraire (M.A.R. A.). 393 pages, Alger.*

Grillot J. C. et Drogue C. (1977) : Sur le rôle de la fissuration dans l'orientation de certains phénomènes karstiques souterrains, *Revue Norois N° 95 Bis pp. 12-36*

Guiraud R. (1973) : *L'évolution post. triasique de l'avant pays de la chaîne alpine en Algérie d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines.* Thèse d'état, Université de Nice, 270 p.

(H,I)

Heusch B. (1969) : L'érosion dans le bassin de Sebou : une approche quantitative, *revue de Géog. du Maroc, N°: 15, pp 109-128 Rabat.*

Heusch B. (1970) : L'érosion du pré-rif. Une étude quantitative de l'érosion hydraulique, dans les colines marneuses du pré-rif occidental. *Annales de la recherche forestière au Maroc t 12 N°: spécial, étude sur l'érosion, pp 9-176.*

Heusch B. (1971) : L'érosion hydraulique au Maroc, son calcul et son contrôl, *El Awania, N°: 22 Rabat.*

Heusch B., Millies, Lacroix A. (1971) : Une méthode pour estimer l'écoulement et l'érosion dans un bassin versant. Application au maghreb. *Mine et géologie N°: 33, Rabat.*

Heusch B. (1977) : Quantification des processus érosifs à partir d'une analyse cartographique du bassin de Séfid Rud (Iran). *1er colloque pédologie télédétection. A.I.SS. Rome 1977, 8 p.*

Hirsch F. (1962) : Méthode de prévision de débits des crues d'eau par l'analyse morphométrique des réseaux fluviatiles. Revue de *Géomorph. dynamyque XIII, N°: 7, 8, 9 V 1962, pages 97-106.*

Hubschman J. (1967) : *Climats et pédogenèses quaternaires dans la plaine des Triffa (Maroc oriental)*, thèse Fac. Sci. Toulouse, 152 p.

Hydrologie Algérienne (1978) : *Recueil des observations de 1924 à 1946. Direction du service de la coloni. et de l'Hydraulique. Alger, 84 p.*

Halitim A . (1988) : Sols des régions arides d'algérie. Office des publications universitaires (Alger), 384 p.

Isnard H. (1950) : La répartition des pluies en Algérie. Annales *géogr., t L.IX, pp 354-361, 3 fig Paris.*

(J,K,L)

Jeannette A. et Millies -Lacroix A (1965) : La lutte contre l'érosion dans le domaine rifain. Le rôle des barquettes sur la stabilité des versants. *Mines et géol. N°: 23, pp 49-56, Rabat.*

Kettab A. (1992) : Traitement des eaux. *OPU Alger 151 p.*

Kherici N. (1993) : Vulnérabilité à la pollution chimique des eaux souterraines d'un système de nappe superposées, en milieu industriel et agricole. (Annaba, la MAFRAGH Nord Est algérien). *Thèse Doctorat des sc. Univ. Annaba 170 p.*

Kowalski W. M. (1987) : Kaolinization, Bauxitization and quirassization in the top of upper Proterozoic forms of the Mali group in the Gaoual region (republic of Guinea). Bull. *Pol. Acad. Earth Sc. Vol 25, N°:2 p 163-170*

Kalman R. (1970) : Ruissellement et érosion en nappes. *Annales de la recherche forestière au Maroc, t 12, pp 177-287.*

Kalman R. (1970) : *Les relations entre le ruissellement, l'érosion et les valeurs d'intensité. Durée de la pluie qui les provoque. Une étude expérimentale.* Thèse de 3ème cycle de géographie, Paris.

Kalman R. (1976) : Etude expérimentale de l'érosion par griffes. *Revue de géogr. phys. et géol. dyn., Vol XVIII, Fasc. 5, pp 375-406, Paris.*

Kowalski W. M. (1988) : Quirasse on outcraps of Paléozoïc-sandstones in the Kindia, administrative région (republic of Guina). *Bull. Pol. Acad. Earth Sc. vol 36, N°: 1 p 91-98.*

Laffite (1939) : Etude géologique de l'Aurès. *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie, (2), 15, 484p*

Laffite (1948) : Considérations climatiques au sujet du Pliocène supèrieur (Villafranchien) d'Algérie *C.R.S.; S.G.F., Paris, p 235-237.*

Lamdim P.M., Frankes L.A. (1966) : Distinctions between tills and other diamictions based on textural characteristics, Journal of sedim. Petrol, 38, p 1213-1223

(M)

Masson J. M. (1971) : *L'érosion des sols par l'eau en climat méditerranéen. Méthodes expérimentales pour l'étude des quantités érodées à l'échelle du temps.* Thèse de doctorat. Ing. Univ. Sci. et Tech. de Languedoc.

Maurer G. (1968) : *La montagne du Rif central.* Etude géomorphologique, Rabat, 499 p, 99 ph, 141fig, 3 cartes hors texte.

Medinger G. (1959) : Transports solides des oueds algériens. *Annuaire hydrologique 1958-1959, Alger S.E.S, pp 5-30.*

Medinger G. (1960) : Transports solides des oueds algériens. *Annuaire hydrologique de l'Algérie. Année 1950-1959, Mars 1960.*

Menani M. R. (1991) : Etude hydrogéologique de la plaine d'EL MADHER (Algérie Orientale), géologie ; climatologie, hydrologie et modélisation des écoulements souterrain de l'aquifère du mio-plio-quaternaire. *Thèse de doctorat Université de Nancy I, France 388 p.*

Messines J. (1960) : Etude du débit solide et de la sédimentation des grands barrages. *Colloque D.R.S., Téhéran, Inst Français de coopération technique, pp 31-53.*

Millot G. (1964) : *Géologie des argiles. Altérations sédimentologie.* Géochimie. Masson, 500 p, 75 fig , 12 pl.

Mimeche Leila : (1999) Evaluation et cartographie de la vulnérabilité à la pollution des eaux souterraines de la région de biskra (Sud-Est Algérien.). Thèse de magister en Hydraulique Université de Batna.

Miola R. J., Weisr D. (1968) : Textural parameters : an evaluation. *Journal sédim.*

Monod Th. : Plusieurs dizaines de publication depuis 1927 à nos jours.

(n,P)

Nahon D (1976) : *Cuirasses ferrugineuses et encroûtements calcaires au Sénégal occidental et en Mauritanie, Système évolutif, Géochimie, structures, relais et coexistance.* Mém. N° 44, Science géologique. ULP. C.N.R.S.

Nicod I (1972) :

a) Les versants calcaires dans les pays sous climat actuellement tempéré, essai sur les relations des phénomènes karstiques et périglaciaires; Mélanges offorts à A. Meynier, *P.U.B, p 305-309.*

b) Pays et paysages du calcaire, ' *Le géographe* ', *Coll. Sup., P.U.F, Paris, 244 p, 31 fig, 8 Tableaux*

Nicod I (1975) : Corrosion de type crypto-karstique dans les karsts méditérranéen, *Bull. Ass. Géogr. Franç., N°: 228, p 289-297.*

Nicod I (1976) :

a) Karsts des gypses et des évaporites assiciés, *Ann. Géogr., 85 éme année, N°: 471, p 513-554, 9 fig, 4 ph.*

b) Relations avec les phénomènes karstiques, *Coll. Cônes rocheux et aplanissements partiels sur roches carbonatées cohérents, 2éme thème, Bull. Ass. Géogr. Franç., N°: 438, p 269-276*

Nicod I (1978) : *Les eaux et l'aménagement des polyés du karst dinarique Méditerranée,* 2éme série, t. 32, 1.2 , p 85-104, 5 fig, 2 ph, h.t.

Passega R. (1964) : Grain seize representation by CN patterns as geological tool, Jour. *Sedim. Petrol. 38, p 830-847*

Poncet J. (1962) : Les rapports entre les modes d'exploitation agricole et l'érosion des sols en Tunisie. *Publ. Secrit. d'état agricul. 170 p.*

[Q,R,S]

Quinif Y. (1975-1976) : Les karsts du constantinois, *Aspects spéléologiques subterra, N°: 64, 65, 66, 67 et 68.*

Quinif Y. (1977) : Le damous Fedjoudj (Algérie de l'Est). *Topographie et morphologie, spelunca, N°: 3 p 98-104, 5 fig , 6 ph.*

Quinif Y., Coiffait PH. E (1980) : La grotte de Bou Akouss (Hammamet, Algérie) *spelunca, N°: 3 p 98-104, 5 fig , 6 ph.*

Roustoum.M (1990) : Protéction de l'environnement. Direction des livres et des imprimeries universitaires. 874 pp.

Savornin I. : Etude géologique de la région du Hodna et du plateau Sétifien. Bull. *Serv. carte géol. Algérie. 2 ème série. Stratigra. description région N°: 7, 449 p*

Saccary L. (1949) : Notion générale sur la lutte contre l'érosion en Algérie. *Terres et eaux, N°: 9, Alger.*

Saridj (1977) : *L 'homme et l'érosion dans l'ouarsenis (Algérie).* Thèse d'état, 623 p, 23 pl, Alger, SNED.

Sary M. (1976) : *Géographie physique d'une haute plaine stéppique algérienne, le Hodna.* Thèse de 3 éme cycle. Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 284 p, 35 fig.

Savornin J.(1906) : La région de N'Gaous et ses principales sources, Blida, *Imp. Administ. A. Mauguin, 12 p, 1 pl.*

Seltzer P. (1946) : Le climat de l'Algérie, travail institut météo et phys. Globe, Algérie (hors série), 219p.

Sigg L. et al (1991) : La salinité des sols et des eaux ; caractéristiques et problèmes d'irrigation et de drainage. *Bull. BRGM. 2éme série section III N°2 PP 123.142.*

(T,V ,W)

Tabuteau M. (1960) : Etude graphique pour les conséquences hydro-érosives du climat méditerranéen. *BAGF N° 294-295, pp130-142.*

Tihay J. P. (1972) : L'intetrêt des données géophisiques dans l'étude géomorphologique : l'exemple des hautes plaines constantinoises. Rev. *géomorph. dyn., Labo. Versailles, N°: 4.*

Tihay (1973) : Notes sur quelques paléoformes périglaciaires observées en Algérie méditerranéenne. Revue *Méditerranée N°: 2, pp 37-46.*

Thornthwaite C. W. (1948) : An approach towards a rational classification of climate. *The géol. review, Vol 38, N°: 1, pp 55-94.*

Tricart J., Cailleux A. (1952) : *Le modelé périgalciaire et nival.* Paris, sede, 508p.

Tricart J., Joly F., Raynal R. (1955) : Etude morphométrique des galets nord Africains. *Notes serv. Géol. Maroc t 13.*

Tricart J. (1978) : la géomorphologie dans les études intégrées d'aménagement du milieu naturel. *Ann. de Géol., Paris 1971.*

Tricart J. (1978) : *La géomorphologie applicable*, Masson 204 p, 7 fig, 17 pl, Paris

Turc L. (1961) : Evaluation des besoins en eau d'irrigation. Evapotranspiration potentiel, *Ann agron., Laboratoire des sols, CNRA Versailles, 12, (1), pp 13-49.*

Pétrol 38, p 45-53.

Vaudour J. (1967) : La commune d'Auriol (Bouches du Rhône). Etude *géopédologique. Ann. de la faculté des lettres d'Aix, t XLII, pp 239-259.*

Vila I. M. (1980) : *La chaine alpine d'Algérie Nord orientale et des confins Algéro-Tunisiens,* Thèse doct. d'état, univ. P. et M. Curie, Paris VI, 665 p, 190fig, 40 pl.

Voutes C. (1967) : Essai de synthèse de l'histoire géologique des environs d'Ain Fakroun, Ain Babouche et des régions limitrophes, *Bull Serv. Géol. Algérie, Alger, N.S, 36, t II.*

Wilbert J. (1964) : L'érosion et la classification des sols, revue *géogr. du Maroc N°: 6, pp 9-16.*

Wischmeier W. M. (1970) : Relation of sol erosian and sol management. Inter water erosian symposium. *Prague, t II, pp 201-220*

Cartes Utilisées

- ***Cartes Topographiques :***
    - MEROUANA au 1/50.000
    - BATNA au 1/50.000
    - RAS EL AIOUN au 1/50.000
    - EL DJEZZAR au 1/50.000
    - BARIKA au 1/50.000
    - AIN TOUTA au 1/50.000
    - LES TAMARINS au 1/50.000
    - N'GAOUS au 1/50.000
- ***Cartes Géologiques :***
    - BATNA au 1/200.000
    - MAROUANA au 1/50.000
    - N'GAOUS au 1/50.000 (Esquisse géologique)
    - EL HODHNA au 1/200.000
- ***Les Photos aériennes*** : De toute la zone étudiée à l'échelle 1/20.000