



HAL
open science

Contribution à l'étude hydrogéologique de la vallée de l'Oued Kebir Ouest : Wilaya de Skikda (Algérie)

Chreif Khammar

► **To cite this version:**

Chreif Khammar. Contribution à l'étude hydrogéologique de la vallée de l'Oued Kebir Ouest : Wilaya de Skikda (Algérie). Géologie appliquée. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1981. Français. NNT: . tel-00767538

HAL Id: tel-00767538

<https://theses.hal.science/tel-00767538>

Submitted on 20 Dec 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

205.142
1981
44

Triple

590

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE
ET MEDICALE DE GRENOBLE

205152

1981

44

THESE DE DOCTORAT DE SPECIALITE

Géologie appliquée
Option : Hydrogéologie

**CONTRIBUTION A L'ÉTUDE HYDROGÉOLOGIQUE
DE LA VALLÉE DE L'OUED KEBIR OUEST
Wilaya de Skikda (Algérie)**

par Cherif KHAMMAR

Thèse soutenue le 2 mars 1981 devant la Commission d'Examen

MM. R. BARBIER	Professeur U.S.M. Grenoble 1	Président
J. SARROT-REYNAULD	Professeur U.S.M. Grenoble 1 Directeur de Thèse	Rapporteur
J. GUIZERIX	Ingénieur Chef LAT-CEN Grenoble	Examineur
J.C. FOURNEAUX	Maître Assistant U.S.M. Grenoble 1	Examineur
A. SALEM	Hydrogéologue Ministère de l'Hydraulique (Algérie)	Invité

UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE
ET MÉDICALE DE GRENOBLE

205142
1981
44

THESE DE DOCTORAT DE SPÉCIALITÉ
Géologie appliquée
Option : Hydrogéologie

**CONTRIBUTION A L'ÉTUDE HYDROGÉOLOGIQUE
DE LA VALLÉE DE L'OUED KEBIR OUEST
Wilaya de Skikda (Algérie)**



par Cherif KHAMMAR

T. 81/139

Thèse soutenue le 2 mars 1981 devant la Commission d'Examen

MM. R. BARBIER	Professeur U.S.M. Grenoble 1	Président
J. SARROT-REYNAULD	Professeur U.S.M. Grenoble 1 Directeur de Thèse	Rapporteur
J. GUIZERIX	Ingénieur Chef LAT-CEN Grenoble	Examineur
J.C. FOURNEAUX	Maître Assistant U.S.M. Grenoble 1	Examineur
A. SALEM	Hydrogéologue Ministère de l'Hydraulique (Algérie)	Invité

AVANT - PROPOS

Au terme de cette étude, je tiens à exprimer ma profonde reconnaissance à tous ceux qui m'ont aidé dans sa réalisation.

Monsieur le Professeur R. BARBIER qui m'a fait l'honneur de présider ce Jury.

Monsieur le Professeur J. SARROT REYNAULD qui m'a accueilli dans son laboratoire et qui m'a guidé et conseillé tout au long de cette étude. Je lui exprime ici toute ma gratitude.

Monsieur J. GUIZERIX qui a bien voulu faire partie du Jury et qui m'a initié aux applications des traceurs en Hydrologie au cours d'un mois de stage dans son laboratoire. Un grand merci également à toute l'équipe du GARTHI pour leur accueil et leur collaboration.

Monsieur J.C. FOURNEAUX pour ses idées et ses conseils au cours de la rédaction de ce mémoire.

Le Ministère de l'Hydraulique représenté dans le Jury par Monsieur A. SALEM, pour l'aide financière et matérielle qu'il m'a accordée. Je remercie particulièrement le personnel de la Direction générale de la Formation de ce Ministère.

Le Gouvernement français, représenté par le Centre des Oeuvres Universitaires pour l'aide financière qu'il m'a attribuée dans le cadre de la coopération franco-algérienne.

Tous mes collègues de la D.E.M.R.H. (Annaba, Alger, Constantine) et de la D.H.W. Alger pour m'avoir assisté tout au long de ce travail.

Mes amis et mes anciens enseignants de l'Institut des Sciences de la Terre d'Alger pour leur sincère collaboration.

Le Service de la carte géologique de l'Algérie qui a mis à ma disposition une documentation importante, souvent inédite - que mon ami A. FENDJEL qui m'a énormément facilité la tâche, soit particulièrement remercié.

TABLE DES MATIERES

Page

L'Office National de la Météorologie d'Oran qui m'a autorisé à consulter les documents hydroclimatologiques, en particulier Monsieur M. ACHAICHA et le personnel de la salle des archives.

Les membres du personnel technique et scientifique de l'Institut Dolomieu qui m'ont rendu le séjour agréable en France, en particulier Mesdames M. COUTURIER et N. REVOL qui se sont chargées de la dactylographie de ce mémoire.

Je n'oublierai pas les paysans de la vallée de l'oued Kébir ouest dont l'hospitalité exemplaire m'a toujours réconforté après une longue marche à travers les dunes sous le poids croissant des échantillons d'eau que les enfants se disputaient à transporter dès mon arrivée dans leur mehta, me permettant de souffler; le "mesureur d'eau", ainsi m'ont-ils surnommé, les remercie vivement.

Tous mes amis, et qu'ils m'excusent si je ne peux les citer tous ici de crainte d'en omettre, qu'ils sachent que je ne les oublie pas.

Je dédie ce travail à ma famille
à Farida
à Assia

CHAPITRE I - INTRODUCTION

I. 1.	But et méthodes	1
I. 2.	Situation géographique et morphologie des bassins versants . .	3
	A. Situation géographique	3
	B. Climat et végétation	4
	C. Caractéristiques physiographiques et géomorphologiques des bassins versants d'Ain Charchar et oued Ezla . .	5
I. 3.	Conclusion	8

CHAPITRE II - ETUDE HYDROCLIMATOLOGIQUE

II. 1.	Introduction	11
II. 2.	Etude des précipitations	11
	II. 2. 1. Situation géographique et fonctionnement du réseau pluviométrique	13
	II. 2. 2. Données pluviométriques	15
	A. Tests d'homogénéité	15
	B. Régression linéaire	15
	II. 2. 3. Calcul des valeurs caractéristiques	18
	II. 2. 4. Ajustement des précipitations annuelles à la loi de Gauss	18
	II. 2. 5. Etude des précipitations annuelles	21
	II. 2. 6. Répartition saisonnière des précipitations	21
	II. 2. 7. Les précipitations mensuelles	25
	II. 2. 8. Etude des précipitations à la station d'Azzaba	27
	II. 2. 9. Calcul de la lame d'eau tombée sur le bassin	28
	II. 2. 10. Comparaison des résultats	33
	II. 2. 11. Gradient altimétrique	33
II. 3.	Les températures	34
	II. 3. 1. Introduction	34
	A. Station de Skikda	34
	B. Station d'Azzaba	35
	C. Station d'Ain Charchar	35
	D. Station d'Annaba	37
	II. 3. 2. Gradient thermique	38
II. 4.	Les vents	39
II. 5.	L'humidité relative	39
II. 6.	Evaporation totale ou déficit d'écoulement	40
	II. 6. 1. Calcul de l'évapotranspiration potentielle	41
	II. 6. 2. Calcul de l'évapotranspiration réelle	42
	II. 6. 3. Discussion des résultats	45
II. 7.	Hydrologie de surface	48
	II. 7. 1. Bassins versants de l'oued Kébir et réseaux hydrographiques	48
	A. Bassin versant d'Ain Charchar	48
	B. Bassin versant de Magroun-Ezla	48

	Page
II. 7. 2. Régime d'écoulement de l'oued Kébir à la station d'Ain Charchar	49
A. Tarage de la station d'Ain Charchar	49
B. Débits mesurés à la station d'Ain Charchar pour l'année 1979-1980	50
C. Lame d'eau écoulée	53
II. 8. Essai de bilan hydrologique	53
II. 9. Conclusion du chapitre hydroclimatologique	55

CHAPITRE III - ETUDE GEOLOGIQUE

III. 1. Géologie de l'Algérie du Nord	59
III. 1. 1. Domaine des massifs primaires kabyles	59
III. 1. 2. Domaine tellien	59
III. 1. 3. Domaine présaharien	60
III. 1. 4. Domaine de la plateforme saharienne	61
III. 2. Cadre géologique de la région étudiée	61
III. 2. 1. Introduction	61
III. 2. 2. Stratigraphie	62
III. 2. 2. 1. Les Kabyliques	62
A. Les roches métamorphiques	62
B. Oligocène transgressif, faciès kabyle	63
C. Les sédiments de la chaîne calcaire	64
III. 2. 2. 2. Les ultra-kabyles	66
A. Flysch oligocène	66
B. Flysch humide	66
III. 2. 2. 3. Les roches syn et post-orogènes	66
A. Le Pliocène	67
B. Le Quaternaire	67
III. 2. 3. Tectonique	71
III. 2. 3. 1. Introduction	71
III. 2. 3. 2. Les ensembles structuraux	71
III. 2. 4. Paléogéographie	74
III. 2. 5. Caractéristiques hydrogéologiques des différentes formations	75
III. 2. 5. 1. Les formations perméables	75
III. 2. 5. 2. Les formations imperméables	78
III. 2. 6. Conclusion de l'étude géologique	78

CHAPITRE IV - ETUDE GENERALE DU REMPLISSAGE PLIO-QUATERNAIRE DE LA VALLEE DE L'OUED KEBIR

IV. 1. Introduction	83
IV. 2. Etude du remplissage des sédiments plio-quaternaires par prospection géophysique électrique	83
IV. 2. 1. Exposé de la méthode	83
IV. 2. 2. Objectifs de l'étude	84
IV. 2. 3. Travaux réalisés	84
IV. 2. 4. Interprétation des résultats obtenus dans la plaine alluviale et le massif dunaire	84

	Page
A. Interprétation des résultats géophysiques dans la plaine alluviale de l'oued Kébir	84
B. Interprétation des résultats obtenus dans le massif dunaire	89
IV. 3. Etude du remplissage plio-quaternaire de la vallée de l'oued Kébir par les sondages mécaniques	92
IV. 3. 1. Sondages de reconnaissance dans la plaine alluviale	92
IV. 3. 2. Sondages de reconnaissance dans le massif dunaire	95
IV. 3. 3. Conclusion sur l'étude du remplissage par les sondages mécaniques	95
IV. 4. Conclusion à l'étude générale des sédiments plio-quaternaires	98

CHAPITRE V - ETUDE PIEZOMETRIQUE DE LA NAPPE PHREATIQUE

V. 1. Introduction	101
V. 2. Utilisation des puits	102
V. 3. Caractéristiques des puits et équipements	102
V. 4. Mesures périodiques et réseau de surveillance	102
V. 5. Interprétation des cartes piézométriques	103
V. 5. 1. Ecoulement vers la mer	103
V. 5. 2. Ecoulement vers les marécages	105
V. 5. 3. Ecoulement vers les oueds	105
V. 6. Détermination du gradient hydraulique	107
V. 7. Evaluation de la transmissivité à partir des courbes isopièzes	108
V. 8. Forme générale de l'écoulement	109
V. 9. Conclusion à l'étude piézométrique de la région	109

CHAPITRE VI - HYDROCHIMIE

VI. 1. Introduction	113
VI. 2. Evolution chimique des eaux de l'oued Kébir	114
VI. 3. Evolution chimique des eaux de la nappe	114
VI. 3. 1. Zonalité géologique	117
VI. 3. 2. Evaporation	117
VI. 3. 3. Cartes d'isorésistivité	119
VI. 3. 4. Cartes d'équirapport r Mg/ r Ca	119
VI. 3. 5. Cartes d'équirapport r SO ₄ / r Cl	123
VI. 4. Représentation graphique des analyses	123
VI. 4. 1. Eaux chlorurées sodiques	125
VI. 4. 2. Eaux bicarbonatées magnésiennes	125
VI. 4. 3. Eaux bicarbonatées calciques	127
VI. 4. 4. Eaux chlorurées magnésiennes	127
VI. 4. 5. Eaux bicarbonatées sodiques	129
VI. 4. 6. Eaux sulfatées calciques	129
VI. 5. Conclusion à l'étude hydrochimique	130

	Page
VI. 6. Teneurs en tritium des eaux	131
VI. 6. 1. Généralités	131
VI. 6. 2. Mesures effectuées	131
VI. 6. 3. Conclusion	134

CHAPITRE VII - CARACTERISTIQUES
HYDRODYNAMIQUES DES AQUIFERES
DE LA REGION

VII. 1. Introduction	137
VII. 2. Détermination des caractéristiques hydrodynamiques par essais de pompage	139
VII. 2. 1. Méthode graphique de la courbe de fonction caractéristique de Theis	139
VII. 2. 2. Méthode graphique de Show	141
VII. 2. 3. Méthode graphique de Papadopoulos-Cooper	142
VII. 2. 4. Méthode de Jacob	147
VII. 2. 5. Méthode de la droite de remontée de Theis	149
VII. 3. Détermination du coefficient d'emménagement par la méthode de Rorabaugh	154
VII. 4. Détermination de la porosité utile par la méthode d'Archie	155
VII. 5. Discussion des résultats	157

CHAPITRE VIII - EVALUATION DES
RESSOURCES EXPLOITABLES

VIII. 1. Introduction	161
VIII. 2. Exploitation actuelle	161
VIII. 3. Fluctuation du niveau de la nappe phréatique	164
VIII. 4. Les ressources régulatrices	164
VIII. 5. Les réserves permanentes	166
VIII. 6. Les réserves dynamiques	167
VIII. 7. Conclusion	169

CONCLUSIONS GENERALES	171
---------------------------------	-----

BIBLIOGRAPHIE	176
-------------------------	-----

ANNEXES	
-------------------	--

LISTE DES FIGURES

Figure		Page
n° 1	- Cadre géographique de la région étudiée	3
n° 2	- Courbes hypsométriques des bassins versants de la vallée de l'oued Kébir de l'Ouest	6
n° 3	- Bassins versants, hydrographie et stations hydro- climatologiques de la vallée de l'oued Kébir	12
n° 4	- Droites de corrélations double-masse des précipitations entre Azzaba-Chetaïbi (4 a) et Azzaba-Berrahal (4 b)	14
n° 5a	- Droites de corrélations double-masse des précipitations entre Azzaba et les stations de Bouati, Ain Charchar, Zit Emba	16
n° 5b	- Droites de régression linéaire des précipitations entre la station d'Azzaba et celles de Bouati, Zit Emba et Ain Charchar	16
n° 6	- Distribution normale des totaux annuels de précipitations à Azzaba, Ain Charchar, Zit Emba, Bouati (1968-1979) et à Azzaba, Berrahal, Chetaïbi (1911-1941)	20
n° 7	- Répartition des totaux annuels des précipitations aux stations d'Azzaba, Bouati, Ain Charchar et Zit Emba	22
n° 8	- Répartitions saisonnières des précipitations (1975-1980)	24
n° 9	- Répartitions mensuelles moyennes des précipitations (1968-1979)	26
n° 10a	- Courbes isohyètes de l'année moyenne 1911-1941	29
n° 10b	- Courbes isohyètes de l'année moyenne 1968-1979	29
n° 10c	- Courbes isohyètes de l'année moyenne 1979-1980	31
n° 10d	- Polygones de Thiessen	31
n° 11	- Températures moyennes mensuelles aux stations de Skikda, Annaba, Azzaba et Ain Charchar	36
n° 12	- Déficit d'écoulement d'après le diagramme de Wundt	43
n° 13	- Bilan de l'eau d'après Thornthwaite à la station d'Ain Charchar (1979-1980)	46
n° 14	- Courbe de tarage de l'oued Kébir de l'Ouest à la station d'Ain Charchar	50
n° 15	- Débits moyens journaliers, courbe des débits classés à la station d'Ain Charchar	52
n° 16	- Cadre structural schématique de l'Algérie	58
n° 17	- Carte géologique de la vallée de l'oued Kébir de l'Ouest	60 - 61
n° 18	- Schéma structural de la région étudiée	70

Figure		Page
n° 19	- Coupes schématiques hydrogéologiques à travers la vallée de l'oued Kébir de l'Ouest	76
n° 20	- Sondage électrique étalon	85
n° 21	- Carte des épaisseurs des alluvions dans la plaine de l'oued Kébir	87
n° 22	- Carte du toit du substratum et des résistances transversales dans le massif dunaire	90
n° 23	- Coupes géoélectriques à travers le massif dunaire et la plaine alluviale	96
n° 24	- Coupe interprétative du remplissage plio-quadernaire d'après les sondages	97
n° 25	- Carte de situation des points d'eau	100
n° 26	- Carte piézométrique en basses eaux	104
n° 27	- Carte piézométrique en hautes eaux	106
n° 28	- Variation de la conductivité en fonction de la salinité	113
n° 29a	- Carte d'isosalinité de la nappe phréatique en basses eaux	115
n° 29b	- Carte d'isosalinité de la nappe phréatique en hautes eaux	116
n° 30a	- Carte d'isorésistivité de la nappe phréatique en basses eaux	117
n° 30b	- Carte d'isorésistivité de la nappe phréatique en hautes eaux	120
n° 31	- Carte d'équirapport $r \text{ mg/r Ca}$	121
n° 32	- Carte d'équirapport $r \text{ SO}_4/ r \text{ Cl}$	122
n° 33a	- Diagrammes logarithmiques des analyses d'eau	124
n° 33b	- Diagrammes logarithmiques des analyses d'eau	126
n° 33c	- Diagrammes logarithmiques des analyses d'eau	128
n° 34	- Courbes interprétatives des essais de pompage d'après la méthode de Theis	138
n° 35a	- Courbes interprétatives des essais de pompage d'après la méthode de Show dans la plaine alluviale Hadjarsoud-Boumaeza	143
n° 35b	- Courbes interprétatives des essais de pompage d'après la méthode de Show dans la plaine alluviale de Sidi Lakhdar	144
n° 35c	- Courbes interprétatives des essais de pompage d'après la méthode de Show dans la plaine alluviale de Ben Azzouz	145
n° 36	- Courbes interprétatives des essais de pompage d'après la méthode de Papadopoulos-Cooper	146
n° 37a	- Courbes interprétatives des essais de pompage et de remontée d'après la méthode de Theis-Jacob dans le massif dunaire	148

Figure		Page
n° 37b	- Courbes interprétatives des essais de pompage et de remontée d'après la méthode de Theis-Jacob dans la plaine alluviale	150
n° 38a	- Courbes interprétatives de la remontée dans les puits de la plaine alluviale de Ben Azzouz	152
n° 38b	- Courbes interprétatives de la remontée dans les puits de la plaine alluviale de Boumdeza-Hadjarsoud	153
n° 39	- Principe de la méthode de Rorabaugh	154
n° 40	- Carte d'équibattement de la nappe phréatique	163
n° 41	- Variations comparatives du niveau statique dans la nappe phréatique et de la pluviométrie pour la période 1979-1980	165

LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
n° 1 - Répartition altimétrique des bassins versants de l'oued Kébir Ouest	5
n° 2 - Altitudes caractéristiques du bassin versant de l'oued Kébir Ouest	7
n° 3 - Récapitulatif des caractéristiques physiographiques des bassins versants de l'oued Kébir Ouest	8
n° 4 - Nomenclatures des stations pluviométriques du bassin versant de l'oued Kébir Ouest	13
n° 5 - Résultats de corrélation par régression linéaire	17
n° 6 - Valeurs des précipitations annuelles et cumulées aux stations d'Azzaba, Chetaïbi et Berrahal (1911-1943)	17
n° 7 - Valeurs des précipitations annuelles et cumulées aux stations d'Azzaba, Zit Emba, Ain Charchar et Bouati (1968-1979)	18
n° 8 - Caractéristiques des précipitations aux différentes stations	18
n° 9 - Précipitations moyennes annuelles classées	19
n° 10 - Périodes de retour des valeurs caractéristiques	21
n° 11 - Précipitations annuelles et leurs moyennes sur 11 ans (1968-1979) aux stations d'Azzaba, Zit Emba, Bouati et Ain Charchar	23
n° 12 - Précipitations mensuelles pour la période 1979-1980	27
n° 13 - Précipitations à la station d'Azzaba	27
n° 14 - Stations pluviométriques utilisées pour le calcul de la lame d'eau tombée sur le bassin	28
n° 15 - Lames d'eau tombées sur le bassin versant pour les différentes périodes d'après la méthode des isohyètes	30
n° 16 - Lames d'eau tombées sur le bassin d'après la méthode des polygones de Thiessen	32
n° 17 - Lames d'eau tombées sur le bassin d'après la méthode arithmétique	32
n° 18 - Lames d'eau tombées sur le bassin selon les trois méthodes utilisées	33
n° 19 - Gradient altimétrique des précipitations	34
n° 20 - Moyennes mensuelles et annuelles des températures à la station de Skikda	35
n° 21 - Moyennes mensuelles et annuelles des températures à la station d'Azzaba	35
n° 22 - Moyennes mensuelles et annuelles des températures à la station d'Ain Charchar	37

Tableau	Page
n° 23 - Températures moyennes et annuelles à la station d'Annaba	37
n° 24 - Températures moyennes annuelles aux différentes stations	37
n° 25 - Variation de la température en fonction de l'altitude	39
n° 26 - Humidités relatives moyennes mensuelles à la station de Skikda	40
n° 27 - Evapotranspirations potentielles calculées et mesurées (évaporomètre)	41
n° 28 - Bilan hydrologique d'après Thornthwaite pour le bassin versant.	44
n° 29 - Bilan hydrologique d'après Thornthwaite à la station d'Ain Charchar	45
n° 30 - Récapitulatif des différentes valeurs d'évapotranspiration obtenues par les différentes méthodes	45
n° 31 - Débits moyens et débits spécifiques de l'oued Kébir à la station d'Ain Charchar	51
n° 32 - Valeurs du gradient hydraulique dans les différentes zones	107
n° 33 - Valeurs approchées de la transmissivité à partir des cartes piézométriques	108
n° 34 - Valeurs des transmissivités d'après la méthode de Theis	140
n° 35 - Valeurs des transmissivités d'après la méthode de Show	142
n° 36 - Valeurs des transmissivités d'après la méthode de Papadopoulos-Cooper	147
n° 37 - Valeurs de transmissivités et coefficient d'emmagasinement d'après la méthode de Theis-Jacob	149
n° 38 - Valeurs des transmissivités d'après la méthode de la droite de remontée	151
n° 39 - Diffusivité T/S et S d'après la méthode de Rorabaugh	155
n° 40 - Valeurs de la porosité utile d'après la méthode d'Archie	156
n° 41 - Tableau comparatif des valeurs T et S obtenues selon les différentes méthodes	157
n° 42 - Volumes d'eau exploités	162
n° 43 - Réserves régulatrices	166
n° 44 - Réserves permanentes	166
n° 45 - Débits amont de la nappe phréatique	168
n° 46 - Débits aval de la nappe phréatique	168

CHAPITRE PREMIER

INTRODUCTION

I.1. BUT & METHODES

I.2. SITUATION GEOGRAPHIQUE ET MORPHOLOGIE

CHAPITRE PREMIER - INTRODUCTION

I. 1. BUT ET METHODES

A. BUT

La vallée de l'oued Kébir de l'Ouest est une région essentiellement agricole; les cultures maraichères irriguées, un peu de céréales, une exploitation forestière de chêne-liège dans la forêt de Senhadja, et une aviculture de plus en plus importante représentent les principales ressources de l'agriculture.

A ces ressources agricoles, s'ajoutent les industries de matériaux de construction très développées localement, dont l'usine de ciment de Hadjar Soud l'une des plus importantes d'Algérie. Cette cimenterie exploite les calcaires du Djebel Safia dont l'extraction a nécessité la mise en place de plusieurs carrières géantes. Des carrières d'agrégats, des sablières pour les besoins locaux se sont développées parallèlement aux constructions individuelles dans la région.

C'est surtout l'extension et la rationalisation de l'agriculture qui ont suscité la mise en oeuvre d'un programme de développement qui, comme partout ailleurs en Algérie, reste conditionné par le problème primordial de l'eau. Dans ce but, le Ministère de l'Hydraulique a saisi la D. E. M. R. H. (Direction des Etudes du Milieu et de la Recherche Hydraulique) pour mener une étude des potentialités des ressources hydrauliques de la région. Un premier inventaire et nivellement ont été entrepris en 1975 et que nous avons repris et complété en 1979.

En Décembre 1978, la D. E. M. R. H. nous confia dans le cadre de nos travaux, l'étude hydrogéologique de la vallée de l'oued Kébir de l'Ouest.

Il convenait, afin de mettre en évidence les différents niveaux aquifères et leurs caractéristiques, de procéder successivement aux études suivantes.

B. METHODES

B. 1. Etude géologique

Nous disposons pour la reconnaissance géologique, des travaux effectués par HILLY (1952) sur le Massif de l'Edough et dès 1979 des renseignements recueillis sur les minutes géologiques des feuilles du Djebel Filfila et d'Azzaba levées par le Service géologique de l'Algérie dans le cadre des Recherches Minières (non encore publiées). Il était nécessaire au cours de notre prospection de compléter surtout l'étude du Quaternaire.

B. 2. Etude du remplissage plio-quadernaire Post-Orogènique

Nous avons exploité les résultats de la campagne géophysique réalisée en 1976 par la D.E.M.R.H. et les résultats des sondages mécaniques que nous avons implantés et dont nous avons suivi la réalisation au cours de notre période d'étude.

L'étude des données recueillies grâce à ces deux méthodes nous permet de schématiser la géométrie des aquifères à travers la vallée de l'oued Kébir, de préciser la morphologie de leur substratum et d'identifier les zones susceptibles d'être exploitées.

B. 3. Etude hydroclimatologique

Les potentialités en eau des nappes souterraines étant liées aux conditions hydroclimatologiques, nous avons étudié les principales caractéristiques qui s'intègrent dans un bilan régional des ressources en eau et qui sont représentées par la pluviométrie, l'évaporation, le ruissellement et l'infiltration. Les données existantes manquant d'homogénéité, il nous a fallu procéder à une série de contrôles et d'ajustements qui pouvaient nous garantir une approximation acceptable des différents paramètres étudiés.

B. 4. Etude piézométrique

Elle englobe la mise au point d'un inventaire d'eau, la sélection des points d'eau représentatifs du réseau piézométrique et des mesures périodiques de la surface piézométrique de la nappe à l'intérieur de ce réseau.

Ces différentes étapes permettent de tracer des cartes piézométriques en Hautes et Basses eaux et de définir les grandes lignes de l'écoulement souterrain.

B. 5. Etude physico-chimique des eaux

Cette étude est menée sur la totalité des points d'eau de la vallée de l'oued Kébir. Les analyses réalisées au Laboratoire de chimie des eaux de la D.E.M.R.H. portent sur la conductivité, le résidu sec et la composition chimique complète. Elle permet de préciser l'écoulement souterrain et de grouper grâce aux diagrammes semi-logarithmiques de SCHOELLER-BERKALOFF, les eaux de mêmes caractéristiques.

Teneur en tritium des eaux : les analyses réalisées par le Groupe d'Applications de la Radioactivité et des Traceurs en Hydrologie et dans l'Industrie au Centre d'Etudes Nucléaires de Grenoble, portent sur 14 échantillons prélevés dans les forages, puits, oueds et sources de la région. Les résultats obtenus nous permettent d'estimer un âge des eaux de la région, âge qui serait en relation avec la structure de l'aquifère.

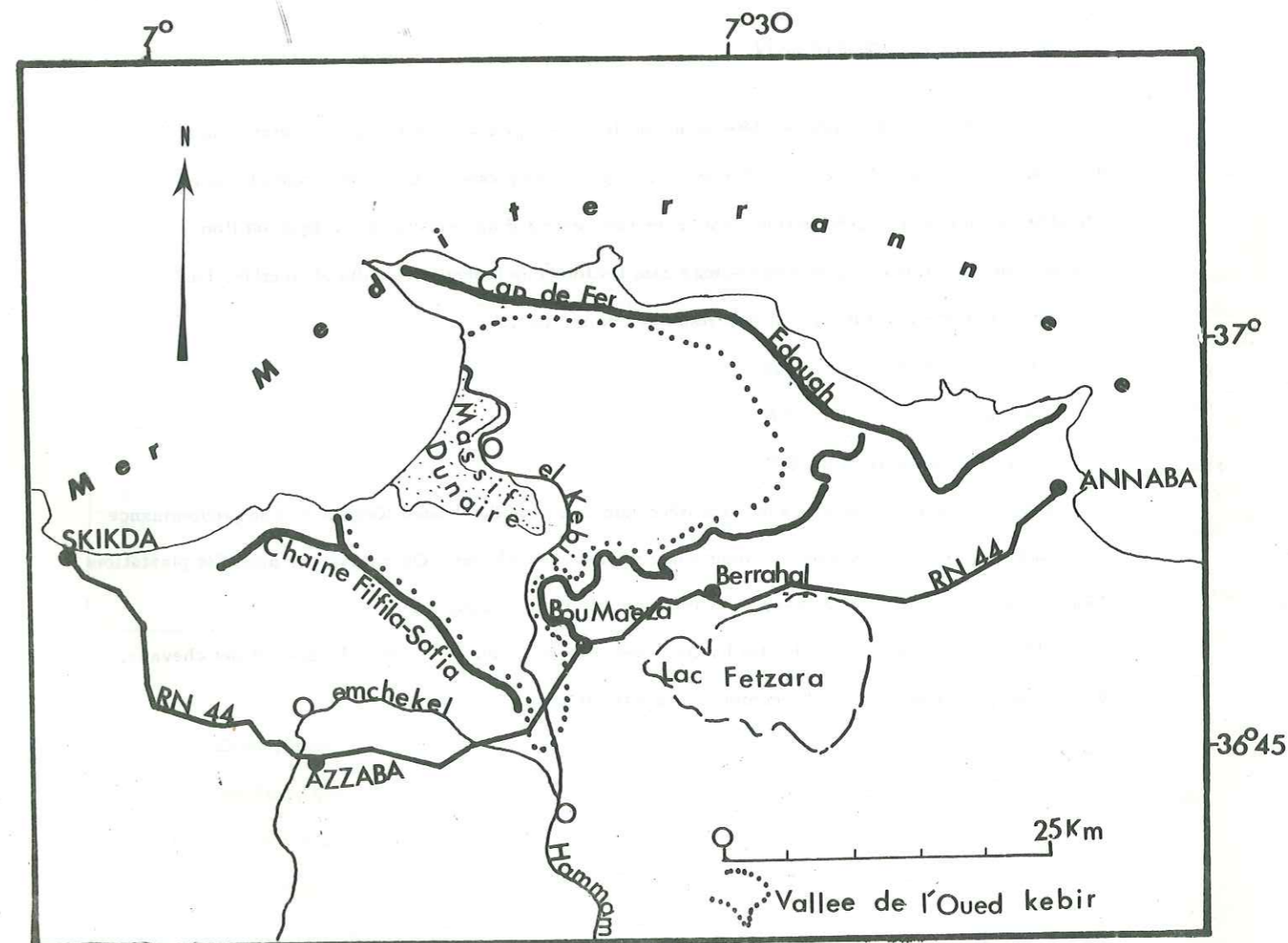
B. 6. Etude expérimentale des nappes par essai de pompage

Ces essais de pompage permettent de déterminer dans des conditions bien définies, les caractéristiques hydrodynamiques des aquifères. Plusieurs méthodes d'interprétation seront mises en oeuvre par souci de conserver la validité de nos résultats obtenus pour des conditions de pompage bien définies.

Nous tenterons d'établir un bilan approximatif des ressources en eau de notre région, et surtout d'indiquer les orientations de l'étude pour une meilleure connaissance hydrogéologique et une meilleure maîtrise des potentialités hydrauliques.

I. 2. SITUATION GEOGRAPHIQUE ET MORPHOLOGIE

A. SITUATION GEOGRAPHIQUE



Notre région d'étude se situe dans la partie est de l'Algérie, entre la petite Kabylie à l'Ouest, les massifs de l'Edough-Cap de Fer au Nord-Nord Est et les monts de Constantine au Sud.

Limité entre les latitudes 36°43 et 37°02 Nord, et les longitudes 7°10 et 7°32 Est, ce cadre régional a une superficie totale de 1 750 km² répartis comme suit:

- 1 500 km² environ pour les bassins versants;
- 250 km² pour la vallée de l'oued Kébir.

La dépression alluviale de l'oued Kébir ouest, s'étend selon une direction SE-NW, entre le massif de Boumaeza et le lac Fetzara constituant la limite sud-sud-est, et la mer Méditerranée sur un front de 14 km² au Nord - Nord-Est. Les massifs montagneux de Azzaba, Safia et Lashas selon un alignement de direction S. SE - N. NW d'une part, et ceux de la partie terminale de l'Edough au Nord - Nord Est d'autre part, constituent les Bassins Versants à la mer de l'oued Kébir et de ses affluents.

B. CLIMAT ET VEGETATION

L'influence méditerranéenne détermine un climat tempéré caractérisé par des étés chauds et des hivers doux et humides. Ces conditions climatiques et la présence de roches essentiellement silicatées et aluminosilicatées influencent le développement d'une végétation typique où l'on rencontre surtout du maquis, du chêne-liège dans les forêts de Lashas, Senhadja et Guerbès. La répartition de cette végétation peut être résumée comme suit:

- forêt de chêne-liège : 1/8;
- maquis : 5/8;
- exploitations agricoles : 2/8.

Ces exploitations agricoles sont localisées dans la vallée de l'oued Kébir avec une prédominance de cultures maraichères, melons, pastèques et quelques rares oliviers. On y rencontre aussi des plantations d'Eucalyptus près des agglomérations et liées aux zones d'eaux stagnantes.

L'élevage consiste en un cheptel limité à des chèvres, quelques bovins, des ânes et des chevaux. Depuis quelques années le développement de la viticulture est assez répandu.

C. CARACTERISTIQUES PHYSIOGRAPHIQUES ET GEOMORPHOLOGIQUES DES BASSINS VERSANTS DE AIN-CHERCHAR ET OUED EZLA

L'oued Kébir de l'Ouest prend naissance par suite de la confluence des oueds Emchekel et Hamam. Le bassin versant du cours inférieur de l'oued Kébir, qu'on désignera par le nom de la station d'Ain-Charchar qui contrôle les écoulements à l'entrée de la vallée, représente 75 % de la superficie totale drainée par l'oued Kébir; le Bassin versant du cours supérieur est drainé par l'oued Magroun et l'oued Ezla dont il porte les noms. Leurs eaux confluent à environ 5 km en amont de l'embouchure. Le Bassin versant à la mer est constitué par l'ensemble des bassins d'Ain-Charchar et de Magroun-Ezla dont les caractéristiques morphologiques que nous avons déterminées contrôlent le dynamisme et l'organisation des eaux qui y ruissellent.

1. Courbes de fréquence altimétrique

Nous avons déterminé les surfaces par tranches d'altitude de 200 m, de 50 à 1 200 m pour Ain-Charchar et de 20 à 1 000 m pour Magroun-Ezla. Le tableau n° 1 indique les superficies calculées et leur pourcentage par tranche d'altitude.

BASSIN VERSANT AIN - CHARCHAR				BASSIN VERSANT MAGROUN - EZLA			
Cours supérieur O. Kébir				Cours inférieur O. Kébir			
Tranches altitude en mètre	Moyenne	Superficie en km ²	% de la surface totale	Tranches altitude en mètre	Moyenne	Superficie en km ²	% de la surface totale
> 1200		0,904	0,08	> 1000		0,11	0,03
1200 - 1000	1 100	3,12	0,27	1000 - 800	900	1,6	0,43
1000 - 800	900	16,79	1,48	800 - 600	700	6	1,61
800 - 600	700	53,06	4,69	600 - 400	500	31,6	8,483
600 - 400	500	207,31	18,33	400 - 200	300	120	32,214
400 - 200	300	449,74	39,77	200 - 20	100	213,2	57,234
200 - 50	125	400,16	35,38				
			$\Sigma = 100$				$\Sigma = 100$

Tableau n°1: Répartition altimétrique des Bassins versants de l'Oued Kébir de l'Ouest.

Cette répartition nous indique que les forts pourcentages accompagnent les altitudes les plus basses, ce qui explique que notre région ne présente pas une topographie accentuée; elle est surtout caractérisée par des reliefs moyens allant vers la pénélaine.

Le tracé des courbes hypsométriques (figure n° 2) nous permet de calculer les altitudes caractéristiques des Bassins versants de l'oued Kébir qui sont résumées dans le tableau n° 2.

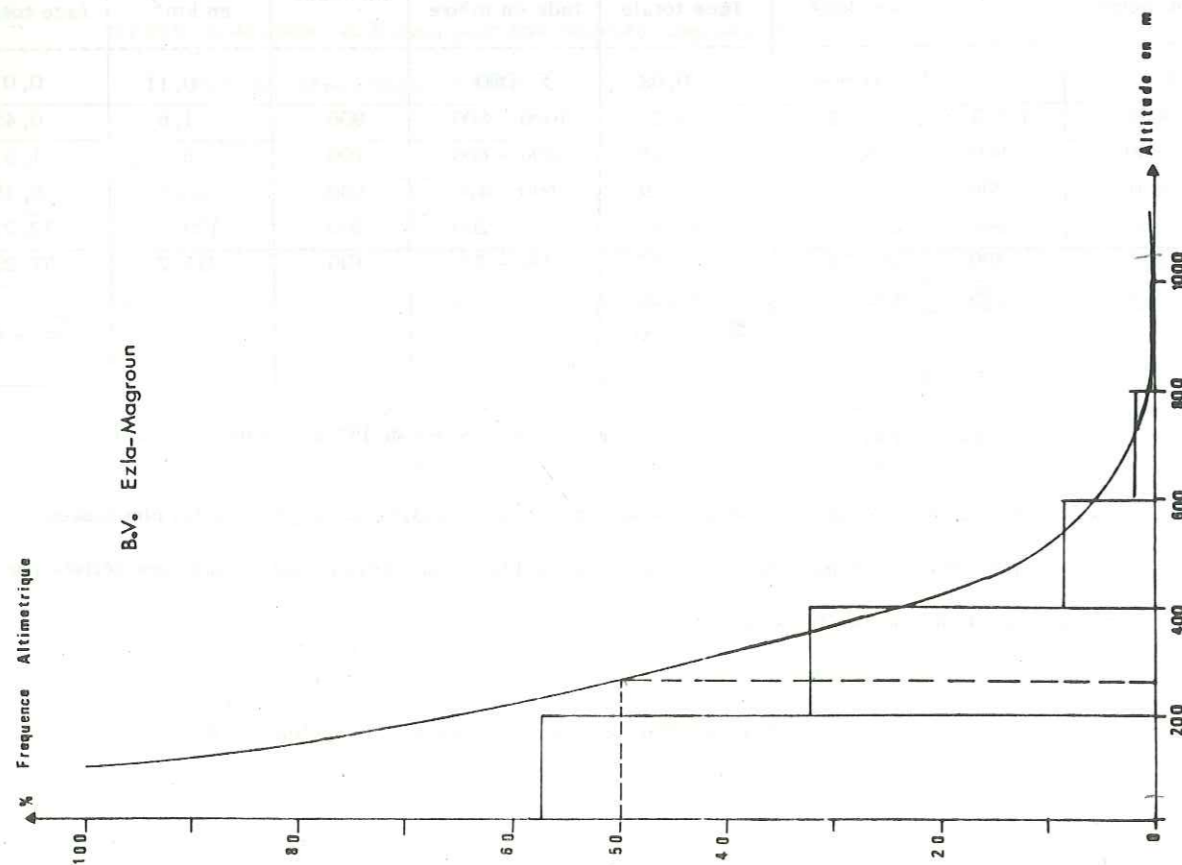
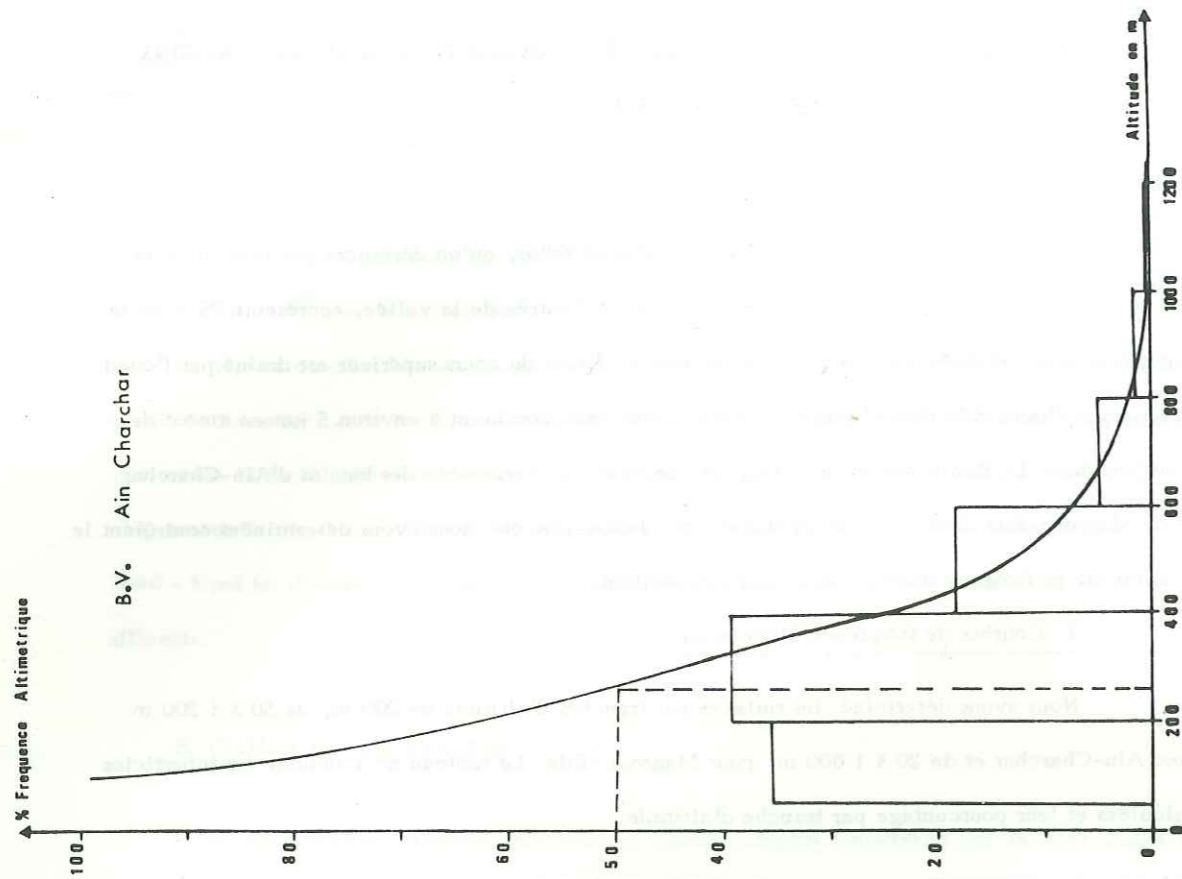


Fig. n° 2 : Courbes hypsométriques des bassins versants de la vallée de l'oued Kébir Ouest.

BASSINS	BASSIN VERSANT AIN-CHARCHAR	BASSIN VERSANT MAGROUN-EZLA
ALTITUDES CARACTERISTIQUES		
Altitude maximale	1 220	1 022
Altitude minimale	28	18
Altitude moyenne	265,55	213,6
Altitude de fréquence 0,5	260	280
Altitude la plus fréquente	200-400	20-200

L'altitude de fréquence 0,5 et l'altitude moyenne ont des valeurs assez voisines, ce qui indique bien la prédominance des basses altitudes.

2. Indice de forme

Il est représenté par l'indice de GRAVELUS K qui s'écrit:

$$K = \frac{P}{\sqrt{A}} \cdot 0,28 \text{ où } P \text{ est le périmètre du Bassin et } A \text{ sa surface}$$

$$\text{Pour Ain - Charchar : } K = \frac{142}{33,6} \cdot 0,28 = 1,18$$

$$\text{Pour Ezla - Magroun : } K = \frac{109}{19,3} \cdot 0,28 = 1,58$$

3. Rectangle équivalent

On détermine la longueur et la largeur du rectangle qui aurait la même superficie, le même indice de GRAVELUS, la même courbe de fréquence altimétrique et les mêmes conditions d'écoulement que ceux du Bassin versant. La formule qui nous permet de déterminer les dimensions de ce rectangle fait intervenir l'indice de GRAVELUS et la superficie du bassin; elle s'écrit:

$$L = \frac{I_c \cdot \sqrt{A}}{1,12} \cdot \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{K} \right)^2} \right]$$

$$\text{Pour Ain-Charchar : Longueur} = 46,57 \text{ km, largeur} = 24,43 \text{ km}$$

$$\text{Pour Magroub-Ezla : Longueur} = 42,99 \text{ km, largeur} = 8,66 \text{ km}$$

4. Pente moyenne du Bassin versant

C'est le rapport de la différence des altitudes de fréquence

$$5\% \text{ et } 90\% (D) \text{ par la longueur du rectangle équivalent du Bassin étudié (L) : } I_p = \frac{D}{L}$$

$$\text{Ain-Charchar } I_p = \frac{550 - 110}{46570} = 0,0094 = 0,94\%$$

$$\text{Ezla-Magroun } I_p = \frac{600 - 187}{42990} = 0,0096 = 0,96 \%$$

5. Densité de drainage

Elle est fonction du coefficient de GRAVELUS puisqu'elle fait intervenir la longueur totale des thalveg (L_t) et la surface totale (A) du Bassin versant; elle s'écrit:

$$Dd = \frac{L_t}{A}$$

Pour Ain-Charchar : $Dd = 3,93$

Pour Ezla-Magroun : $Dd = 4,05$

Tableau récapitulatif des caractéristiques physiographiques des Bassins versants de l'oued Kébir
Tableau n°3.

BASSINS	BASSIN VERSANT AIN CHARCHAR	BASSIN VERSANT EZLA MAGROUN
CARACTERISTIQUES		
Altitude maximale	1 220	1 022
Altitude minimale	28	18
Altitude moyenne	265,55	213,6
Altitude de fréquence 0,5	260	280
Altitude la plus fréquente	200-400	20 - 200
Surface	1 130	372,5
Surface	33,6	19,3
Périmètre	142	109
Longueur	46,57	42,99
Ic	1,18	1,58
Pente moyenne %	0,094	0,096
Densité de drainage	3,23	4,06

I. 3. CONCLUSION

En conclusion, l'étude morphologique des Bassins versants de l'oued Kébir ouest nous a permis de dégager les paramètres principaux qui ont une influence certaine sur le dynamisme des eaux qui y circulent.

L'histoire géologique de la région explique le dénivelée qui existe entre les deux Bassins versants: les terrains constituant les Bassins versants de Ain-Charchar s'élevaient plus rapidement que ceux du Bassin versant de l'oued Ezla lors des mouvements orogéniques Anté-Miocène; cette élévation intense est indiquée par l'érosion régressive active des rivières. Ces paramètres morphologiques que nous résumons dans le tableau n° 3 doivent être étroitement liés au caractère lithologique des roches, pour la plupart imperméables, qui constituent le Bassin versant.

CHAPITRE DEUXIEME

ETUDE HYDROCLIMATOLOGIQUE

- II.1. Introduction
- II.2. Etude des précipitations
- II.3. Les températures
- II.4. Les vents
- II.5. L'humidité relative
- II.6. Evaporation totale ou déficit d'écoulement
- II.7. Hydrologie de surface
- II.8. Essai de bilan hydrologique
- II.9. Conclusion

CHAPITRE II - ETUDE HYDROCLIMATOLOGIQUE

II. 1. INTRODUCTION

L'étude des possibilités de la maîtrise des eaux dans une région est extrêmement liée aux phénomènes qui régissent l'écoulement superficiel et souterrain. L'hydroclimatologie définit les caractéristiques des eaux de surface que l'on associera à l'étude des réserves d'eau des nappes souterraines.

La pluviométrie demeure à cet effet l'élément le plus important; l'évaporation et le ruissellement sont des paramètres nécessaires à tout essai de bilan hydrique.

II. 2. ETUDE DES PRECIPITATIONS

Dans l'équation du bilan hydrologique, la pluviométrie constitue le paramètre essentiel que nous essaierons d'étudier à l'échelle du mois, de la saison et de l'année. La formule caractéristique de ce bilan s'écrit:

$$P = E + R + I$$

où P = Précipitation moyenne annuelle en mm.

E = Evapotranspiration réelle moyenne annuelle en mm.

R = Ruissellement moyen annuel en mm.

I = Infiltration moyenne annuelle en mm.

La pluviométrie obtenue par les différentes méthodes statistiques, arithmétiques et graphiques n'est qu'une estimation de la valeur vraie puisque nous la mesurons en un point donné qui serait représentatif de la superficie totale du bassin versant. L'altitude, l'exposition et l'éloignement à la mer de la station sont les principaux facteurs qui conditionnent les précipitations. Il convient de choisir des stations situées à différentes altitudes et couvrant tout le bassin. La répartition des postes pluviométriques (fig. 3) dans notre bassin est acceptable.

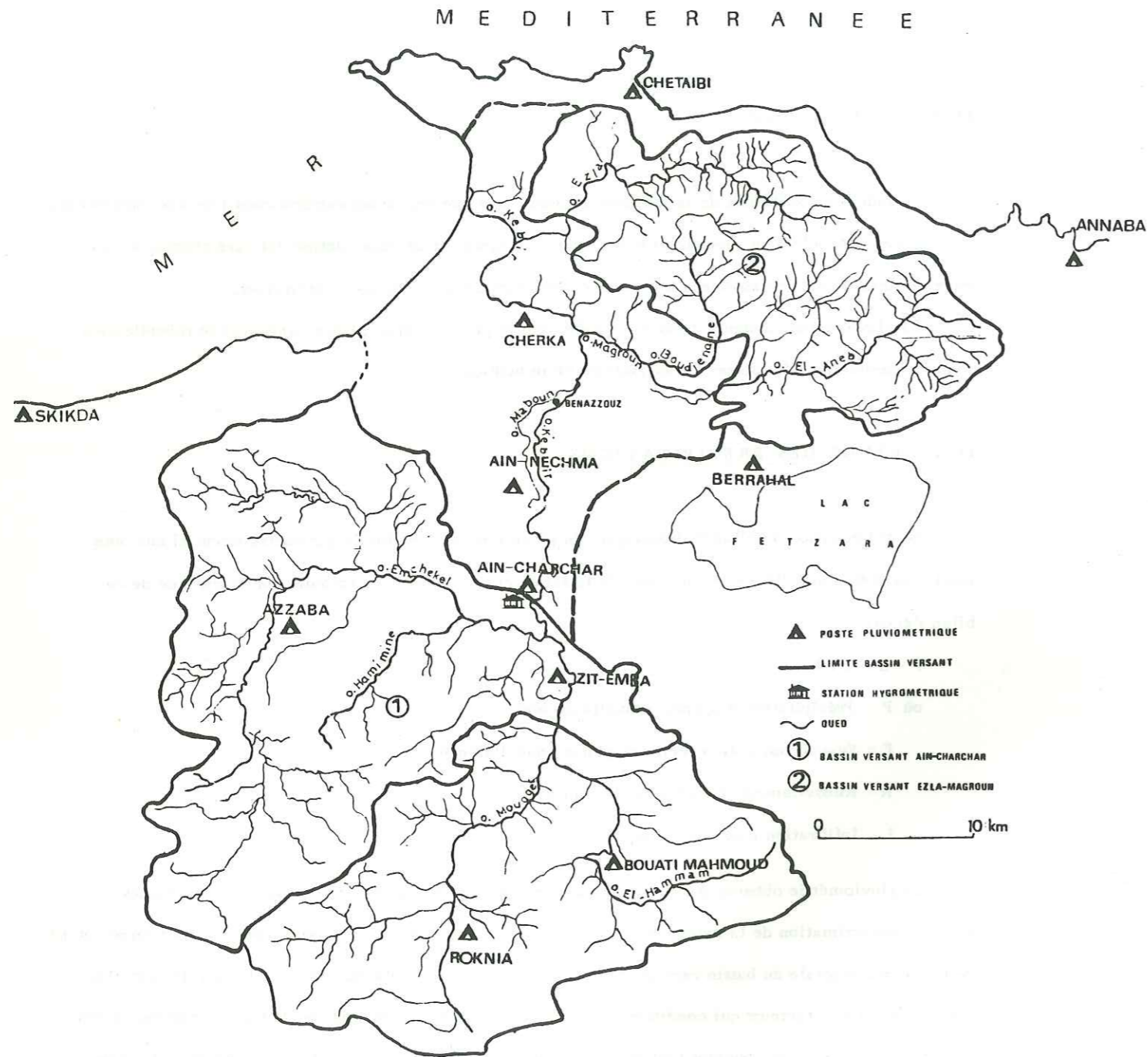


Fig. n° 3 : Bassins versants, hydrographie et stations hydroclimatologiques de la vallée de l'oued Kébir

II. 2. 1. SITUATION GEOGRAPHIQUE ET FONCTIONNEMENT DU RESEAU PLUVIOMETRIQUE

La figure n° 3 donne la distribution des stations dans le bassin versant. Le tableau suivant donne la nomenclature, l'équipement et la période de fonctionnement des stations.

Tableau n° 4

Stations	Altitude en mètre	Coordonnées		Equipement	Périodes de fonctionnement
		X	Y		
AZZABA	93	891, 35	391, 35	Pluviomètre Thermomètre Limnigraphe	1910 - 1958 1968 - 1980
ZIT EMBA	58	911, 60	386, 28	Pluviomètre Limnigraphe Echelle	1968 - 1980
BOUATI M.	150	914, 05	375, 55	Pluviomètre	1968 - 1980
AIN CHARCHAR	34	909, 05	393, 28	Pluviomètre Thermomètre Evapomètre Echelle-Limnigraphe	1968 - 1980
BERRAHAL	30	924, 05	403, 15	Pluviomètre Thermomètre	1905 - 1958 1968 - 1979 (avec beaucoup de lacunes)
CHETAIBI	20	916, 10	428, 3	Pluviomètre	1905 - 1958 1968 - 1972 et 75-78
AIN NECHMA	30			Pluviomètre	1979 - 1980 dans le cadre de l'étude
CHERKA	25			Pluviomètre	1979 - 1980 dans le cadre de l'étude

Toutes ces stations sont gérées par la D. E. M. R. H. en partie et par l'Office national de Météorologie qui est créé depuis peu et dont le rôle primordial est d'informatiser les données existantes et de remettre en fonctionnement les postes à l'arrêt.

La station de Azzaba est la seule où l'on possède des observations pluviométriques les plus régulières, présentant, malgré la lacune de 1958 à 1968, une certaine homogénéité. Elle nous servira dans notre étude à l'établissement des corrélations visant au rattrapage de lacunes et de correction de données douteuses dans les autres stations. Les interruptions remarquables dans le fonctionnement de ces postes pluviométriques sont relatives aux différents événements tels que les première et deuxième guerres mondiales, la guerre d'Algérie et une période d'après guerre; c'est en 1967 qu'une reprise commençait à s'opérer.

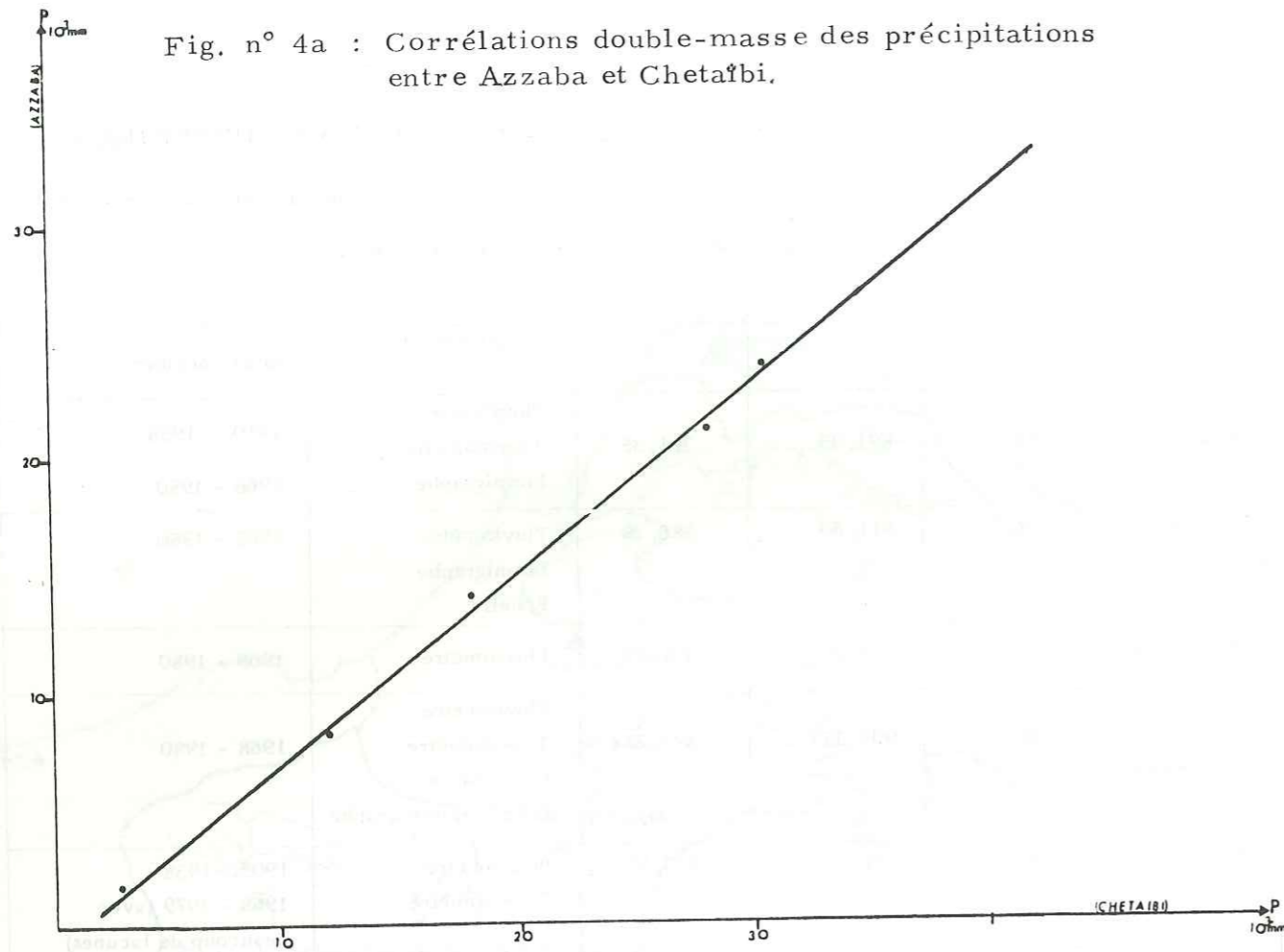
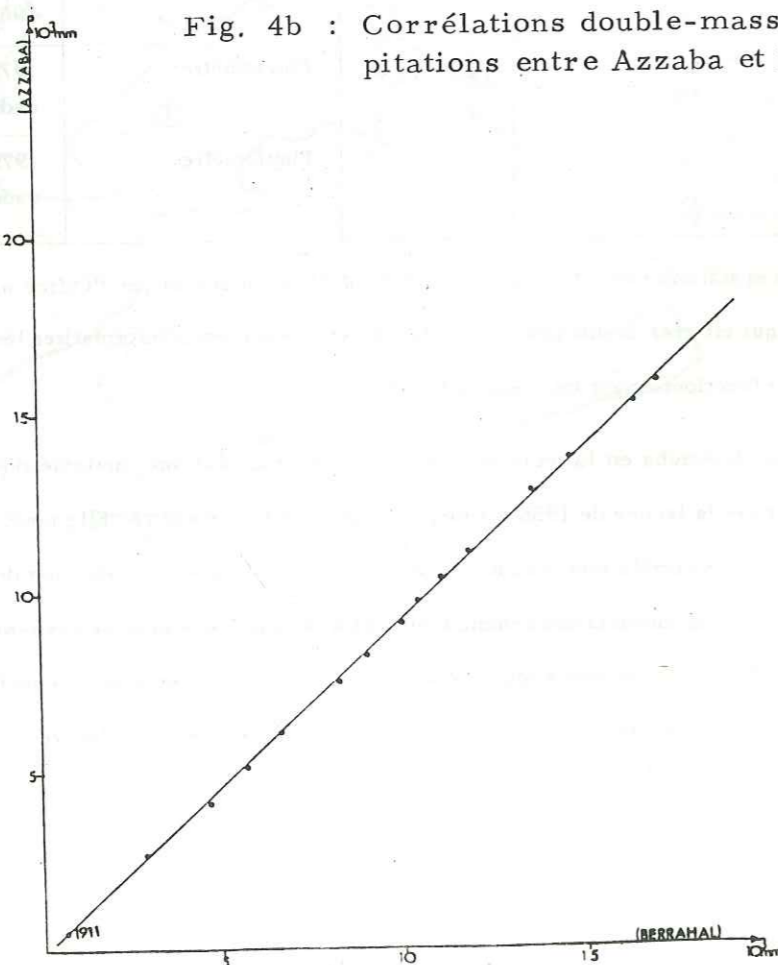


Fig. 4b : Corrélations double-masse des précipitations entre Azzaba et Berrahal.



Nous avons, afin d'essayer de bien mener notre étude, utilisé les données d'analyses pluviométriques sur l'Algérie par SELTZER (1913 - 1938) et CHAUMONT (1913 - 1963).

II. 2. 2. LES DONNEES PLUVIOMETRIQUES

Les données pluviométriques recueillies à l'état brut auprès des Services de la D.E.M.R.H. et de l'Office National de la Météorologie renfermaient certaines imperfections qu'il fallait soumettre à l'analyse, à un dépouillement. Nous avons par la suite procédé à une correction des erreurs systématiques:

- erreur de retranscription;
- erreur due à l'existence de deux types d'éprouvettes: l'une graduée en mm, l'autre en cm³.

Après comparaison des précipitations mensuelles et annuelles de chaque station avec celles des stations avoisinantes, nous avons effectué le remplacement des valeurs manquantes et celles entachées d'un certain doute en nous appuyant sur la méthode de corrélation double masse et celle de régression linéaire pour les années communes aux deux stations.

A. Test d'homogénéité ou corrélation double masse

Il consiste à effectuer le calcul des pluies cumulées pendant un nombre d'années successives à toutes les stations de la région, puis à comparer les résultats par groupe de deux stations; on ne considère comme valable que les résultats des stations fournissant entre elles des corrélations linéaires; ce contrôle ne s'effectuant qu'entre stations soumises au même régime pluviométrique, nous renseigne sur l'appartenance des séries dont on dispose, à une même population mère. Les figures n° 4 et 5a montrent une bonne corrélation entre Azzaba comme station de référence et les stations de Berrahal, ZitEmba, de même qu'entre Bouati et ZitEmba, Ain-Charchar et Bouati.

B. Régression linéaire (fig. 5b)

Nous avons appliqué cette méthode aux séries présentant des périodes communes entre 1968 - 1980. Les résultats obtenus dans le tableau suivant nous ont permis de tracer les courbes respectives corrélant Azzaba, station de base, aux stations de Ain-Charchar, Bouati et Zit-Emba.

Fig. 5a : Corrélations double-masse des précipitations entre Azzaba et les stations de Bouati, Ain Charchar, Zit Emba.

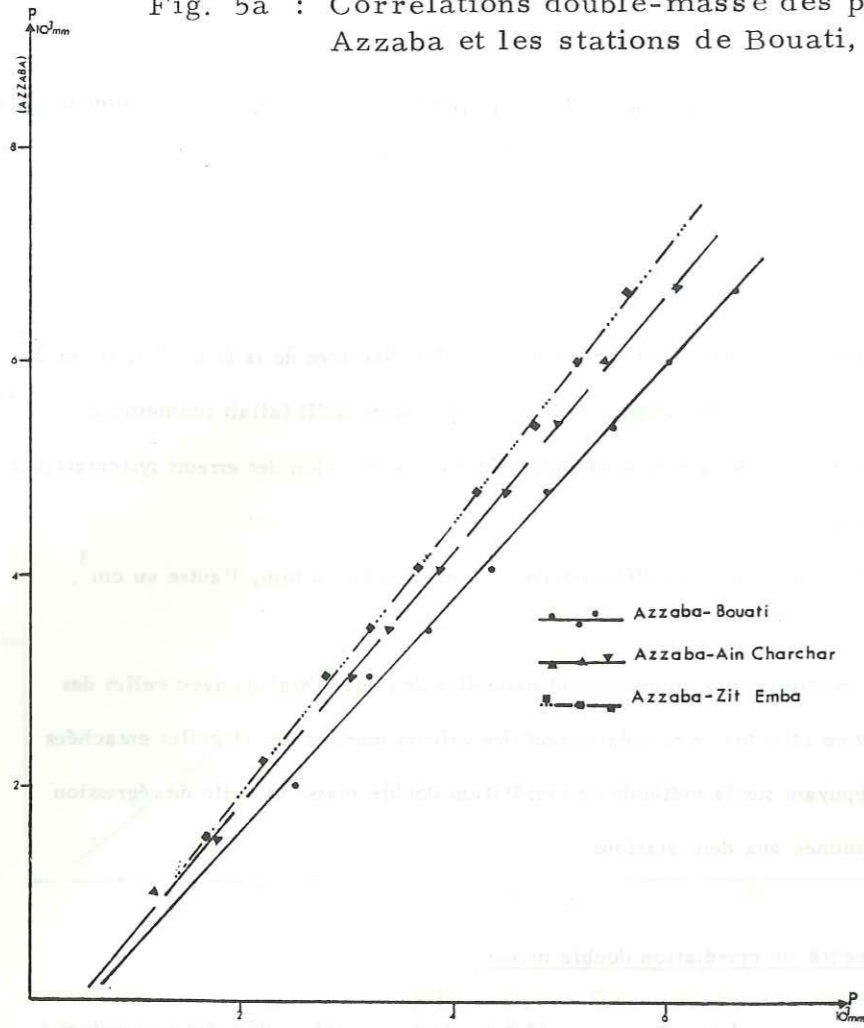


Fig. 5b : Droites de régression linéaire des précipitations entre la station d'Azzaba et celles de Bouati, Zit Emba et Ain Charchar.

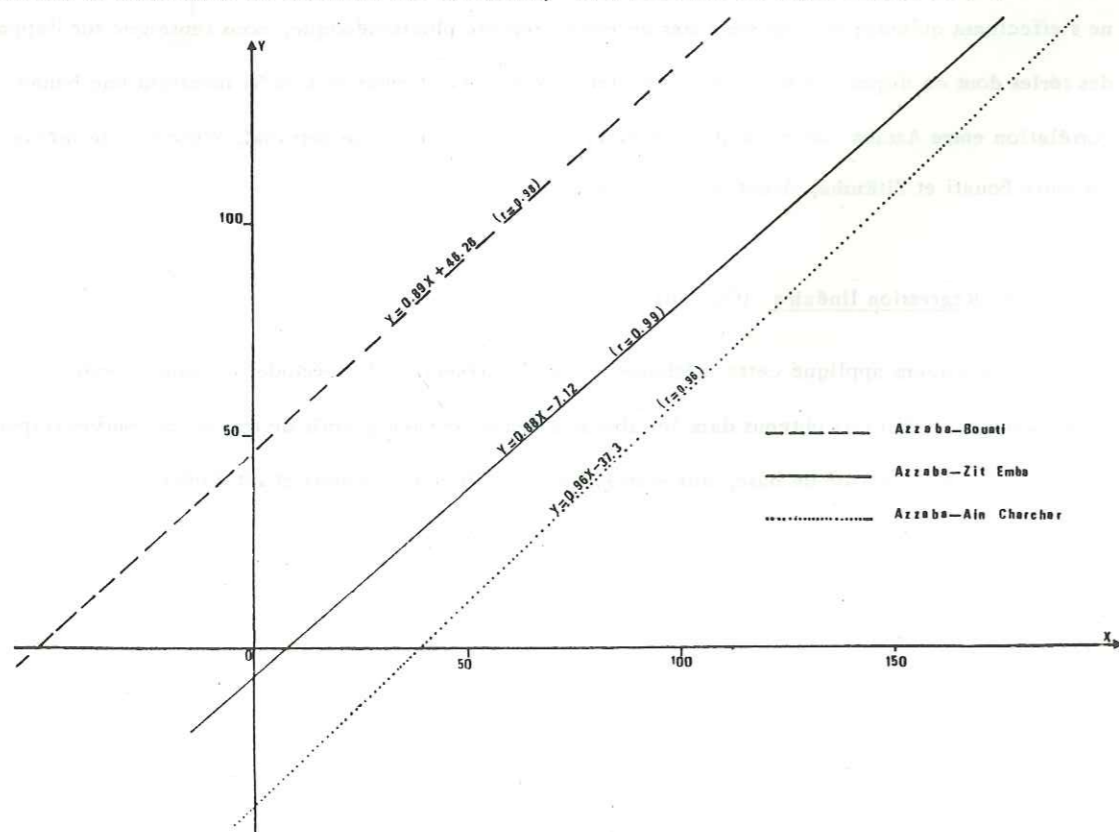


Tableau n° 5 : Résultats de corrélation par régression linéaire.

Stations corrélées avec Azzaba	Coefficient de corrélation	Equation de la droite de corrélation
AIN CHARCHAR	0,96	$y = 0,96 x - 37,3$
BOUATI MAHMOUD	0,98	$y = 0,89 x + 42,26$
ZIT EMBA	0,99	$y = 0,88 x - 7,12$

Les tableaux n° 6 et 7 donnent les valeurs des précipitations annuelles de 1911 à 1943 pour les stations de Azzaba - Chetaïbi et Berrahal et de 1968 à 1979 pour les stations de Azzaba-Ain Charchar Bouati et ZitEmba. C'est sur la base de ces valeurs que nous avons essayé de déterminer les caractéristiques qui résumerait les propriétés du régime pluviométrique dans le bassin.

AZZABA		CHETAIBI		BERRAHAL		ANNEES
P. annuelles	P. cumulées	P. annuelles	P. cumulées	P. annuelles	P. cumulées	
508	508	1009	1009	599	599	1911
562	1070	930	1936	589	1188	1912
654	1724	965	2901	625	1813	1913
856	2580	1339	4240	956	2769	1914
775	3355	1195	5435	926	3695	1915
827	4182	1214	6649	1050	4745	1916
890	5072	1247	7896	910	5655	1917
1027	6099	1167	9063	1022	6677	1918
672	6771	717	9780	638	7315	1919
734	7505	1200	10980	920	8235	1920
735	8240	859	11839	916	9151	1921
931	9171	1070	12909	884	10035	1922
591	9762	850	13759	519	10554	1923
645	10407	682	14441	664	11218	1924
730	11137	993	15434	814	12032	1925
680	11817	729	16163	747	12779	1926
813	12630	927	17090	935	13714	1927
937	13567	999	18089	991	14705	1928
584	14151	975	1964	861	15566	1929
851	15002	1070	20134	1067	16583	1930
595	15597	754	20888	678	17261	1931
657	16254	858	21746	777	18031	1932
768	17022	1161	22907	677	18715	1933
518	17550	1154	24061	796	19511	1934
460	18010	936	24997	620	21131	1935
590	18600	642	25639	620	20751	1936
500	19100	868	26507	456	21207	1937
933	20133	1163	27670	613	21820	1938
828	20961	978	28648	778	22598	1939
792	21653	8835	29483	711	23309	1940
852	22505	1189	30672	863	24172	1941
645	23150			708	24880	1942
696	23846	819		744	25624	1943

Tableau n°6 - Valeurs des précipitations annuelles et cumulées aux stations d'Azzaba, Chétaïbi et Berrahal (1911-1943)

AZZABA		ZITEMBA		AIN CHARCHAR		BOUATI		P. ann. moyenne.	
P.	P. cumul.	P.	P. cumul.	P.	P. cumul.	P.	P. cumul.	B. V	Année
426	426	365	365	454	454	446	446	422,8	1968-69
597	1023	625	990	708	1162	645	1091	643,8	1969-70
497	1520	672	1662	614	1776	567	1658	587,5	1970-71
768	2288	545	2207	680	2456	778	2436	692,8	1971-72
776	3064	560	2767	566	3022	730	3166	658	1972-73
452	3516	431	3198	325	3347	573		445,3	1973-74
558	4074	460	3658	481	3828	573	4312	518	1974-75
720	4794	517	4175	652	4480	533	4845	605,5	1975-76
617	5411	570	4745	487	4967	652	5497	581,5	1976-77
612	6023	400	5145	440	5407	493	5990	486,3	1977-78
687	6310	687	5832	682	6089	638	6628	673,5	1978-79

Tableau n°7 : Valeurs des précipitations annuelles et cumulées (mm) aux stations d'Azzaba, ZitEmba, Ain-Charchar, Bouati M. (1968-1979)

II. 2. 3. CALCUL DES VALEURS CARACTERISTIQUES

Les tests d'homogénéité nous ont permis de dégager une série de valeurs de précipitations à partir desquelles nous avons évalué les caractéristiques de chaque station pour les périodes considérées. Le tableau n° 8 indique les résultats obtenus sur les différentes stations.

	STATION	Moyenne	Médiane	Ecart type	C. V.	\bar{X} à IC . 95 %	σ à IC . 95 %
1968-1979	AZZABA	610	612	95,45	0,15	610 ± 64,11	95,45 ± 46,8
	ZIT EMBA	530	545	86,46	0,16	530 ± 60	86,6 ± 42,4
	BOUATI	591	574	89,3	0,15	591 ± 61,9	89,3 ± 43,8
	AIN CHARCHAR	554	566	105,4	0,19	554 ± 73	105,4 ± 51,7
1911-1943	BERRAHAL	814,03	884	141,2	0,17	814,03 ± 42	141,2 ± 15,23
	CHETAIBI	993	1070	177	0,18	993 ± 52,6	177 ± 37,2
	AZZABA	731	931	153	0,24	731 ± 45,6	153 ± 32,2

Tableau n°8 : Caractéristiques des précipitations (mm) aux différentes stations

II. 2. 4. AJUSTEMENT DES PRECIPITATIONS ANNUELLES A LA LOI DE GAUSS

Les dispersions des valeurs de précipitations annuelles autour de la moyenne annuelle sur 11 ans, montrent le caractère indépendant des précipitations dans le Bassin versant et indiquent l'importance des conditions climatiques et géographiques.

Effectuer un ajustement d'une loi de répartition à un échantillon de valeurs observées, c'est trouver une fonction arithmétique qui serait la fonction de report d'une variable aléatoire dont on pourrait tirer au hasard l'échantillon de départ.

Nous avons précédé par le test graphique de Normalité, dit de la Droite de HENRY

Tableau n°9 - Précipitations moyennes annuelles (mm) classées.

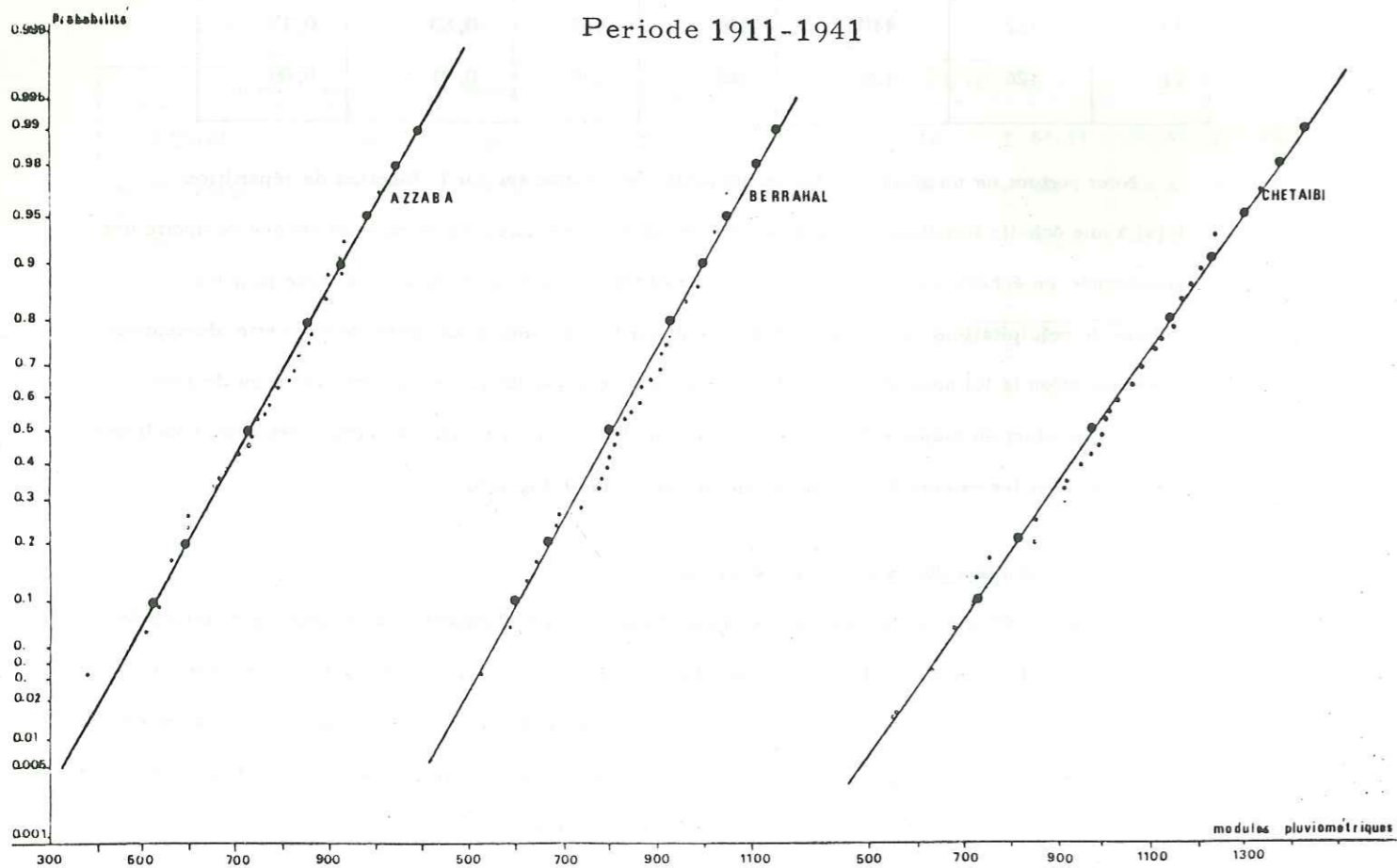
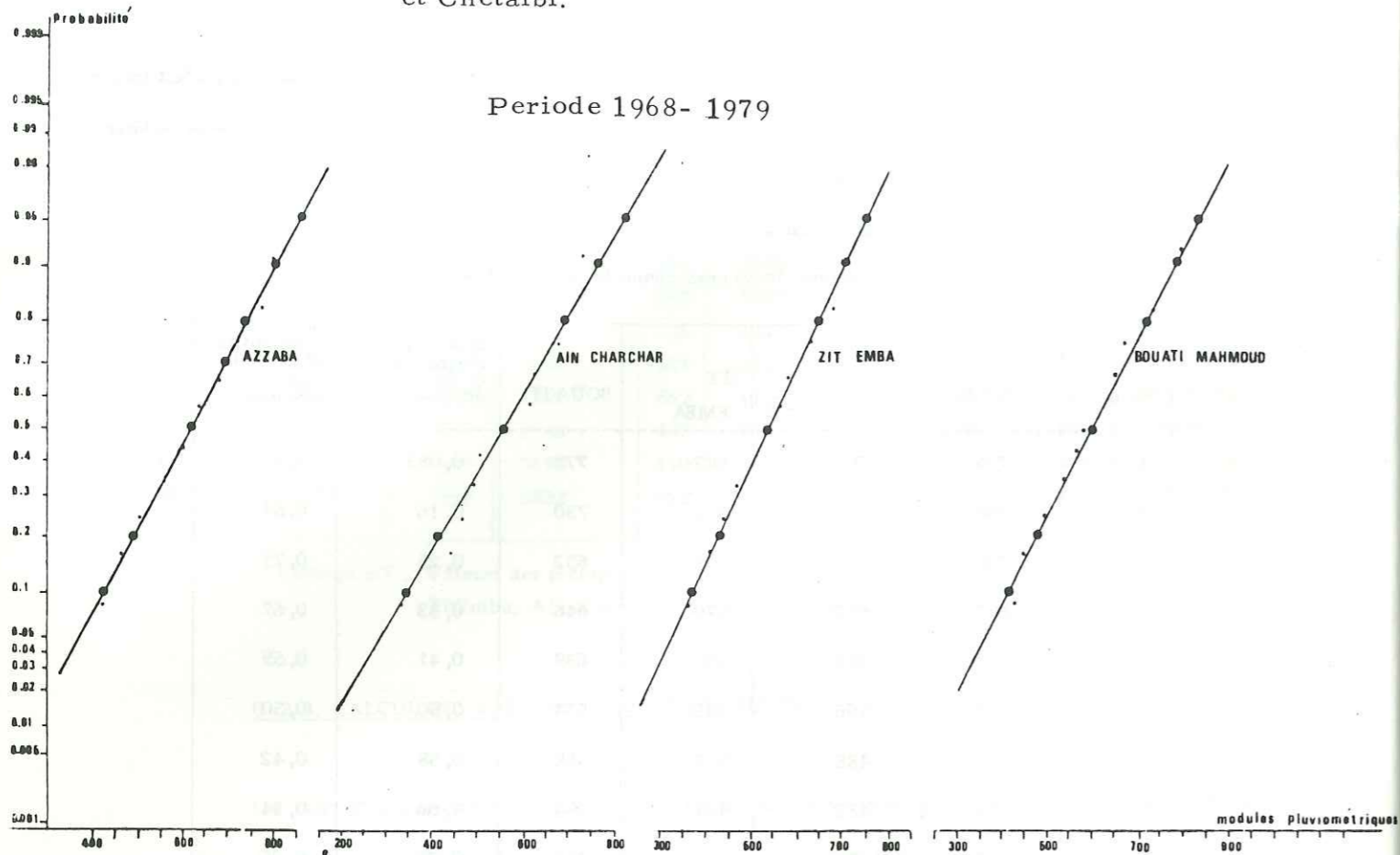
Rang	AZZABA	AIN CHARCHAR	ZIT EMBA	BOUATI	Probabilité d'atteindre et de dépasser	Probabilité d'atteindre sans dépasser
1	776	708	687	779	0,083	0,91
2	768	682	672	730	0,16	0,84
3	720	680	625	652	0,25	0,75
4	687	652	570	646	0,33	0,67
5	617	614	560	639	0,41	0,59
6	612	566	545	574	0,50	0,50
7	597	488	517	568	0,58	0,42
8	558	482	461	534	0,66	0,34
9	497	454	432	494	0,75	0,25
10	452	440	401	447	0,83	0,17
11	426	426	365	438	0,91	0,09

Nous portons sur un graphique les probabilités totales données par la fonction de répartition $F(x)$ à une échelle fonctionnelle dite échelle des probabilités gaussiennes où le graphique comporte une coordonnée en échelle gaussienne pour les probabilités et l'autre en échelle monotone pour les valeurs de précipitations. L'alignement des points sur le graphique nous confirme que cette distribution s'ordonne selon la loi normale (Fig n°6); nous en concluons que les valeurs de précipitations de 1968 à 1979 découlent du même effet statistique moyen. Les mêmes calculs nous conduisent à des conclusions identiques pour les valeurs de précipitations de 1911 à 1940 (Fig. n°6).

Récurrence théorique des valeurs caractéristiques

Nous avons évalué par la méthode graphique la probabilité d'apparition et la période de retour des valeurs de précipitations pour les six stations. Le tableau suivant regroupe les résultats concernant les ajustements graphiques pour quatre stations sur une période d'observation de 11 ans et trois stations pour une période d'observation de 30 ans. Il faut toutefois préciser que les ajustements sur la période de 11 ans ne doivent pas être très significatifs pour des analyses hydrologiques très précises.

Fig. n° 6 : Distribution normale des totaux annuels de précipitations à Azzaba, Ain Charchar, Zit Emba, Bouati, Berrahal et Chetaïbi.



Stations		Période 1968 - 1979				Période 1911 - 1941		
		AZZABA	ZIT EMBA	BOUATI	AIN CHARCHAR	BERRAHAL	AZZABA	CHETAIBI
Période sèche	10 ans	420	370	410	340	600	520	725
	5 ans	490	430	475	410	660	590	810
	2 ans	610	540	595	550	800	720	970
Période humide	5 ans	730	595	710	690	925	850	1140
	10 ans	800	705	770	750	1000	920	1225
	20 ans	850	750	825	810	1050	970	1290
	50 ans					1110	1040	1370
	100 ans					1150	1080	1425

Tableau n° 10: Période de retour des valeurs caractéristiques des précipitations (mm.)

II. 2. 5. PRECIPITATIONS ANNUELLES

Nous représentons dans le tableau n° 11 les précipitations annuelles aux quatre stations avec leur moyenne sur 11 ans, et l'écart par rapport à cette moyenne.

Nous observons dans la répartition annuelle des précipitations que les années 68. 69, 73. 74, 75. 76, 77. 78 sont des années agricoles déficitaires par rapport à la moyenne calculée sur 11 ans. Les années 78. 79 et 71. 73 sont les seules années effectivement excédentaires. Pour l'ensemble du Bassin versant, il apparaît un déficit pour cette période considérée. Nous essaierons dans l'étude des répartitions saisonnières et mensuelles de préciser l'évolution des régimes pluviométriques.

II. 2. 6. REPARTITION SAISONNIERE DES PRECIPITATIONS

Les valeurs des stations de Azzaba, Ain-Charchar, ZitEmba et Bouati Mahmoud, reportées dans les diagrammes (fig. n° 8) visualisent cette répartition saisonnière pour les années hydrologiques de 1975 - 1980.

Ces diagrammes de répartition saisonnière montrent que l'automne de l'année 1976-1977 est la saison la plus humide. Les étés 1977-1978 et 1979-1980 sont à peu près équivalents et représentent les saisons les plus sèches de la série étudiée. L'évolution saisonnière des pluies pour la période étudiée montre des irrégularités saisonnières. On note que de 1975 à 1980, l'automne est la saison la plus arrosée pour l'année 1976-1977, l'hiver pour les années 1975. 1976 et 1977. 1978, le printemps pour les années

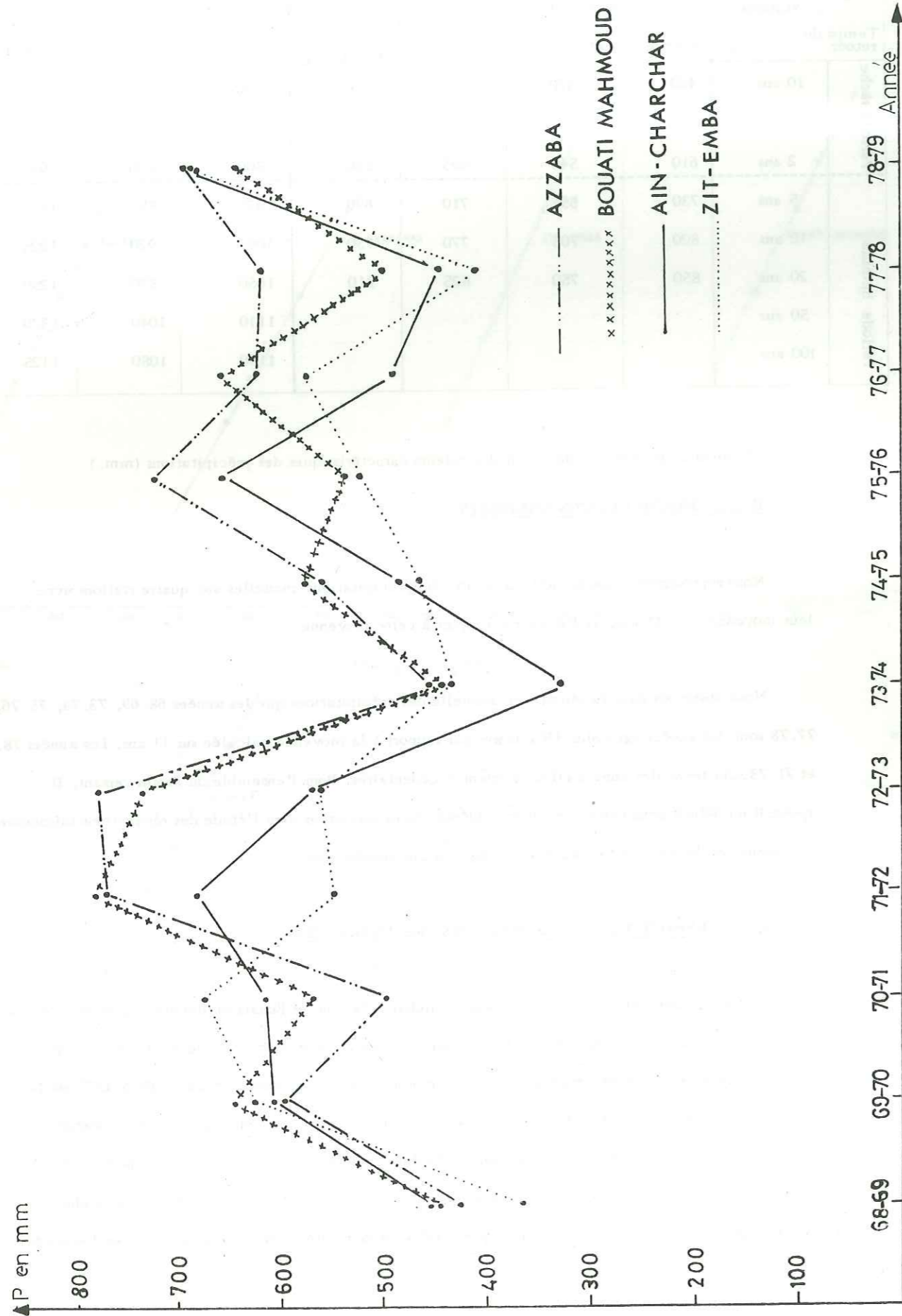


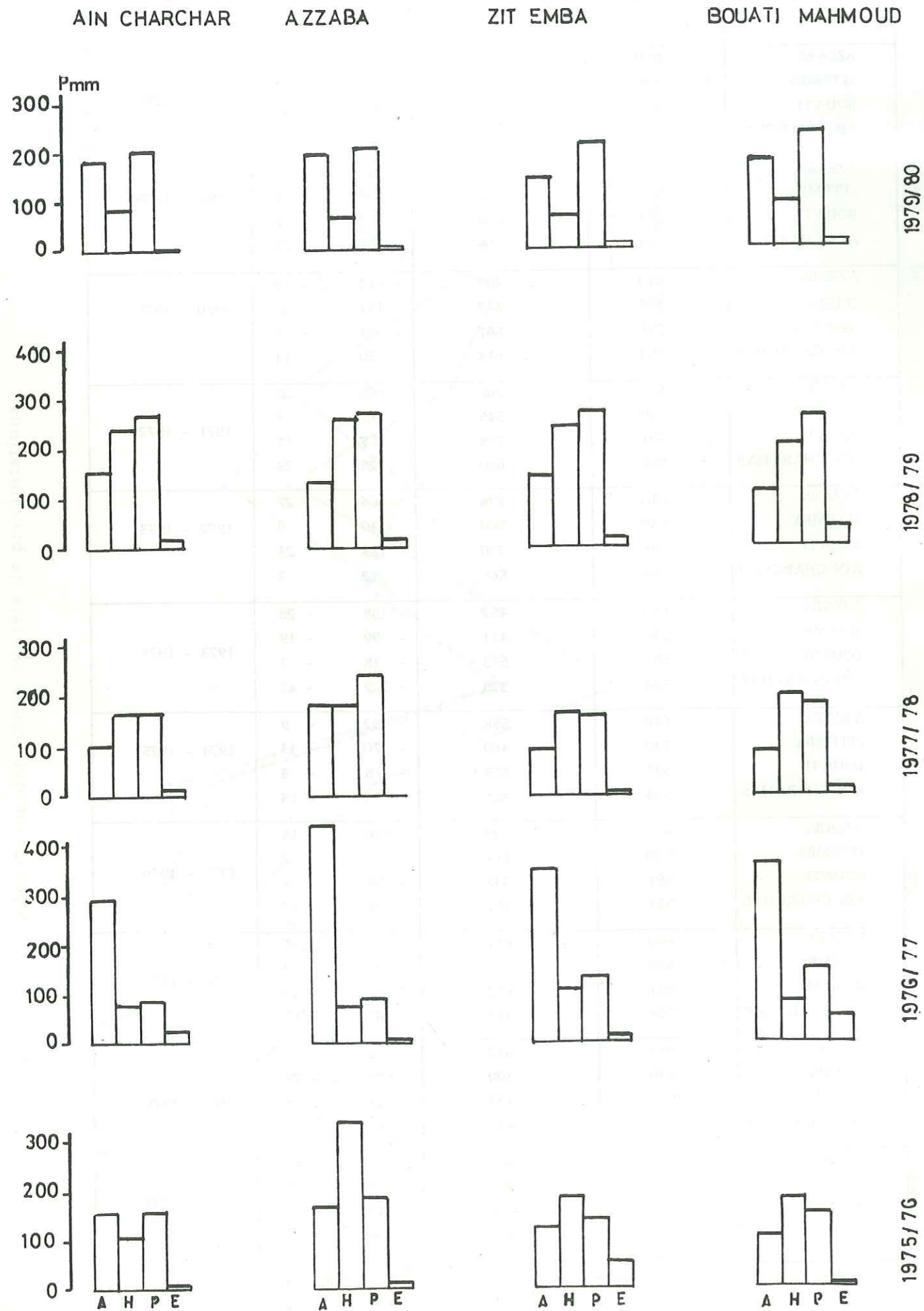
Fig. n° 7 : Répartition des totaux annuels de précipitations.

STATIONS	MOYENNE sur 11 ans	PRECIPITATIONS ANNUELLES (mm.)	ECART		ANNEE
			en mm	en %	
AZZABA ZITEMBA BOUATI AIN CHARCHAR	610 530 591 554	426 365 446 454	- 184 - 165 - 145 - 100	- 30 - 31 - 24 - 18	1968 - 1969
AZZABA ZITEMBA BOUATI AIN CHARCHAR	610 530 591 554	597 625 645 708	- 13 95 54 154	- 2 18 9 28	1969 - 1970
AZZABA ZITEMBA BOUATI AIN CHARCHAR	610 530 591 554	497 672 567 614	- 113 142 - 24 60	- 18 27 - 4 11	1970 - 1971
AZZABA ZITEMBA BOUATI AIN CHARCHAR	610 530 591 554	768 545 778 680	158 15 187 126	26 3 31 23	1971 - 1972
AZZABA ZITEMBA BOUATI AIN CHARCHAR	610 530 591 554	776 560 730 566	166 30 139 12	27 6 23 2	1972 - 1973
AZZABA ZITEMBA BOUATI AIN CHARCHAR	610 530 591 554	452 431 573 325	- 158 - 99 - 18 - 229	- 26 - 19 - 3 - 41	1973 - 1974
AZZABA ZITEMBA BOUATI AIN CHARCHAR	610 530 591 554	558 460 573 481	- 52 - 70 - 18 - 73	- 9 - 13 - 3 - 13	1974 - 1975
AZZABA ZITEMBA BOUATI AIN CHARCHAR	610 530 591 554	720 517 533 652	110 - 13 - 58 98	18 - 2 - 9 17	1975 - 1976
AZZABA ZITEMBA BOUATI AIN CHARCHAR	610 530 591 554	617 570 652 487	7 40 61 - 67	1 7 10 - 12	1976 - 1977
AZZABA ZITEMBA BOUATI AIN CHARCHAR	610 530 591 554	612 400 493 440	2 - 130 - 48 - 114	0,3 - 24 - 16 - 20	1977 - 1978
AZZABA ZITEMBA BOUATI AIN CHARCHAR	610 530 591 554	687 687 638 682	77 57 47 128	12 11 8 23	1978 - 1979

Tableau n°11 : Précipitations annuelles et leurs moyennes sur 11 ans (1968-1979) aux stations

d'Azzaba, ZitEmba, Bouati et Ain Charchar.

Fig. n° 8 : Répartitions saisonnières des précipitations.



1978, 1979 et 1979, 1980. La saison la plus régulièrement sèche est l'été avec une pluviométrie très proche de zéro.

II. 2. 7. LES PRECIPITATIONS MENSUELLES

Les valeurs moyennes mensuelles des précipitations pour la période 1968, 1979 sont traduites dans les histogrammes de la figure n° ; l'évolution de cette pluviométrie montre que :

- les mois de Janvier, Février, Mars sont les plus pluvieux pour l'ensemble du Bassin;
- la station de Azzaba présente la répartition la plus régulière des précipitations moyennes mensuelles;
- les mois les plus secs sont respectivement les mois de Juillet, Août et Juin;
- les histogrammes montrent bien au cours de l'année hydrologique la progression du régime des pluies: à partir du mois de Mai s'effectue le passage vers la saison chaude et la reprise au mois de Septembre de la saison humide.

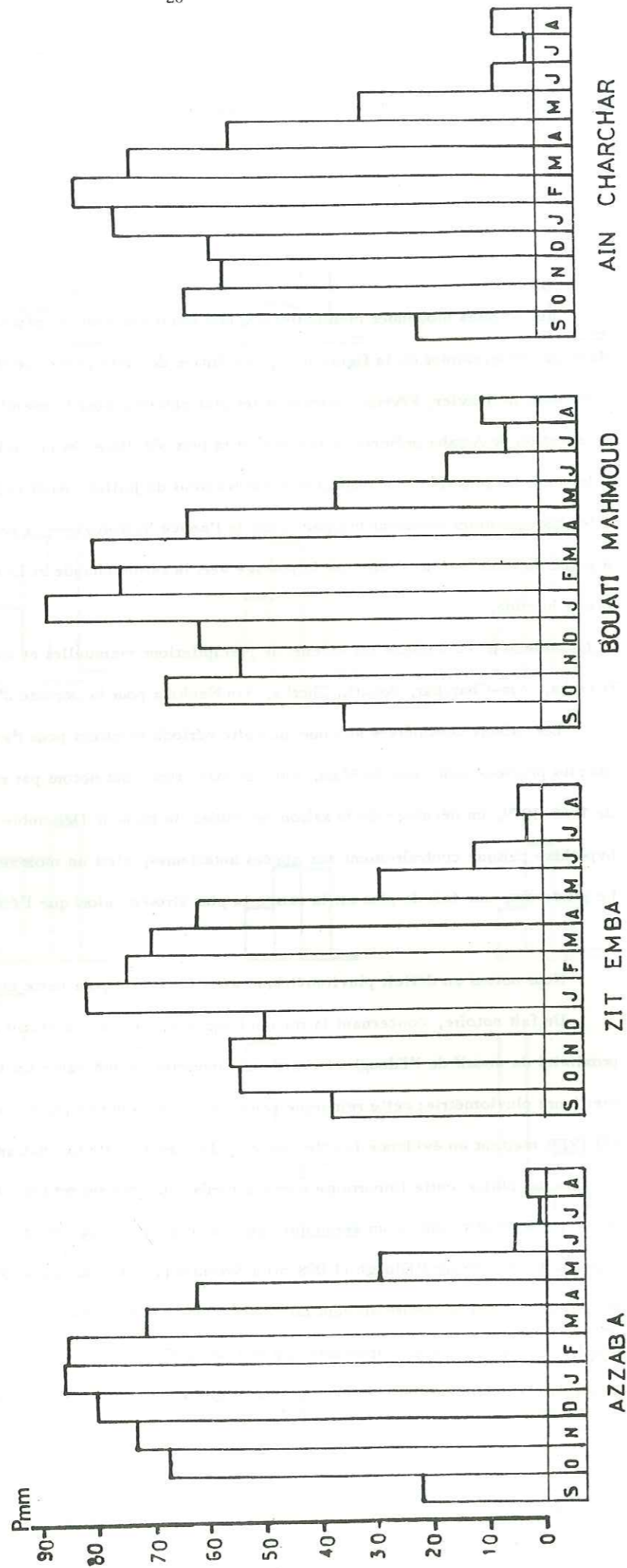
Le tableau n° 12 indique les valeurs de précipitations mensuelles et annuelles pour les stations de Azzaba, ZitEmba, Ain-Charchar, Bouati, Cherka, Ain Nechma pour la période d'étude 79, 80.

Les valeurs considérées au cours de cette période montrent pour l'ensemble du Bassin que les mois les plus pluvieux sont ceux de Mars, Avril et Mai; ainsi nous notons par rapport à la moyenne mensuelle de 1968-1979, un décalage de la saison des pluies; le mois de Décembre confirme à peu près cette hypothèse puisque contrairement aux années antérieures, c'est un mois relativement sec avec 12 mm. Le printemps, une fois de plus est la saison la plus arrosée, alors que l'été demeure régulièrement sec.

Nous notons un déficit pluviométrique assez important pour cette année 1979, 1980.

Un fait notoire, concernant la station Cherka à la limite du Massif dunaire, vers le Nord à proximité du massif de l'Edough et ayant une ouverture appréciable sur la mer, bénéficie d'une meilleure pluviométrie; cette remarque rejoint le schéma donné par la carte isohyète (1913, 1938) de SELTZER mettant en évidence le rôle essentiel du massif de l'Edough-Cap de Fer dans la répartition spatiale des pluies; cette importante barrière bordant la côte sur 60 km, dont les sommets atteignent 500 à 1 000 m agit comme un écran qui capte la majeure partie des précipitations. La pluviométrie passe de 1 100 mm sur l'Edough (1 008 m) à 800 mm près de Boumaeza (30 m); par contre le massif dunaire de par son ouverture au vent dominant d'Ouest et Nord-Ouest et sa position au pied du massif bénéficie d'une pluviosité importante. La station de Cherka est dans ces conditions la seule qui représente le Bassin versant nord-est de l'oued Kébir pour cette période 79, 80.

Fig. n° 9 : Répartitions mensuelles moyennes des précipitations (1968-1979).



Mois	Stations	AZZABA	ZIT EMBA	AIN CHARCHAR	BOUATI	CHERKA	AIN NECHMA	Total	Moyenne
Mois: S		36,4	24,6	56,9	63,3	90,5	65,5	337,2	56,2
O		32,7	53,3	47,7	34,9	98,7	108	375,3	62,55
N		122,7	63,8	80,8	81,9	157,0	147,2	386,1	64,35
D		17,6	11,4	0,4	26,7	14,4	1,5	72	12
J		38	28,3	53,9	34,0	76,8	40,7	271,7	45,3
F		10,3	21,6	31,9	34,5	45,8	41,9	186	31
M		104	71,8	79,9	82,1	177,8	67,4	583	97,16
A		65,2	75,8	70,3	98,5	59,7	66,6	436,1	72,7
M		32,4	58,5	51,3	73,0	135	48,9	399,1	66,5
J		2,2	0,3	1,7	3,4	1,3	1,2	11,1	1,85
J		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
A		0,2	7,1	0,3	5,5	1,5	0,8	15,4	2,56
Total		461,7	416,5	475,1	537,8	858,5	589,7	3339,3	556,55

Tableau n° 2 : Précipitations mensuelles (mm) pour la période 1979-1980

II. 2. 8. ETUDE DES PRECIPITATIONS A LA STATION DE AZZABA

Cette station a fonctionné de 1910 à 1958, les observations ont repris depuis 1968; aussi nous la considérons assez représentative du Bassin versant du cours inférieur de l'oued Kébir ouest. Sa situation géographique au sein de ce bassin est très favorable.

Le dépouillement des pluies journalières pour l'année 1979-1980 de cette station, a montré que les épisodes pluvieux ne sont pas nombreux, ni importants:

- ≥ 20 mm : 7
- ≥ 30 mm : 5
- ≥ 40 mm : 1
- ≥ 50 mm : 1 ayant duré 3 jours au mois de Mars 1980.

Le tableau suivant résume les résultats des analyses des pluies à cette station pour les périodes de 1911 - 1940, de 1968 - 1979 et pour la période d'étude 1979 - 1980.

Période	Précipitations Mois	Mois											
		S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A
1911-1941	Préc. moy. mens.	35	64	92,1	111,8	118,9	102,2	73,4	56,6	43,3	14,4	2,0	6,6
	Préc. moy. saison.	191,1			332,9			173,3			23,0		
68-79	Préc. moy. mens.	23,3	68,6	74,4	81,2	87,5	86,1	72,7	63,5	30,9	6,5	1,3	4,4
	Préc. moy. saison.	166,3			254,8			167,1			12,2		
79-80	Préc. moy. mens.	36,4	32,7	122,7	17,6	38,0	10,3	104	65,2	32,4	2,2	0,0	0,2
	Préc. moy. saison.	191,8			65,9			201,6			2,4		

Tableau n° 13 :

L'interprétation des résultats montre que les mois de Décembre, Janvier, Février représentent les mois les plus pluvieux pour les périodes 1911-1940 et 1968-1979, observation non relevée pour la période 1979-1980 dont la saison d'hiver est marquée par un déficit important. On note néanmoins que la saison printannière pour cette période est relativement bénéficiaire.

La concordance des moyennes mensuelles et saisonnières est établie entre les trois périodes étudiées, en ce qui concerne la relativité des valeurs entre elles et qui se résume ainsi:

- . les mois les plus secs sont Juin, Juillet et Août;
- . le mois de Septembre reste celui du début des pluies;
- . les mois d'Avril et Mars sont apparemment plus arrosés que les mois de Septembre et Octobre, ceci caractérisé par la période des averses;
- . le mois de Mars est le plus humide, alors que le mois de Juillet est le plus sec pour l'année 1979-1980;
- . l'un des faits essentiels est la sécheresse du mois de Décembre pour l'année 1979-1980.

II. 2.9. CALCUL DE LA LAME D'EAU TOMBEE SUR LE BASSIN

Pour le calcul de la pluviométrie moyenne tombée sur le Bassin, nous avons utilisé les valeurs de précipitations pour les différentes périodes; le tableau n° 14 indique les stations utilisées pour les périodes respectives. Trois méthodes différentes pour chaque période ont été appliquées:

- . Méthode de THIESSEN
- . Méthode des ISOHYETES
- . Méthode ARITHMETIQUE

Les pluviométries annuelles de Chetaïbi et Berrahal pour la période 1968-1979 ont été estimées par la méthode de corrélation double cumul avec la station d'Azzaba.

Période	Stations								
	AZZABA	BERRAHAL	CHETAIBI	ZITEMBA	BOUATI	CHERKA	AIN NECHMA	AIN CHARCHAR	
1911-1940	+	+	+						
1968-1979	+	+	+	+	+				+
1979-1980	+			+	+	+	+		+

Tableau n°14 :

1/ Méthode des isohyètes

Cette méthode considérée comme la plus rationnelle, la plus précise nous laisse arbitre des tracés que l'on fait et des poids qu'on leur donne. Elle tient compte des variations des pluies avec l'altitude et l'éloignement à la mer. Après le tracé des courbes d'égales pluviométries,

Fig. 10a :
Courbes isohyètes
(1911-1941)

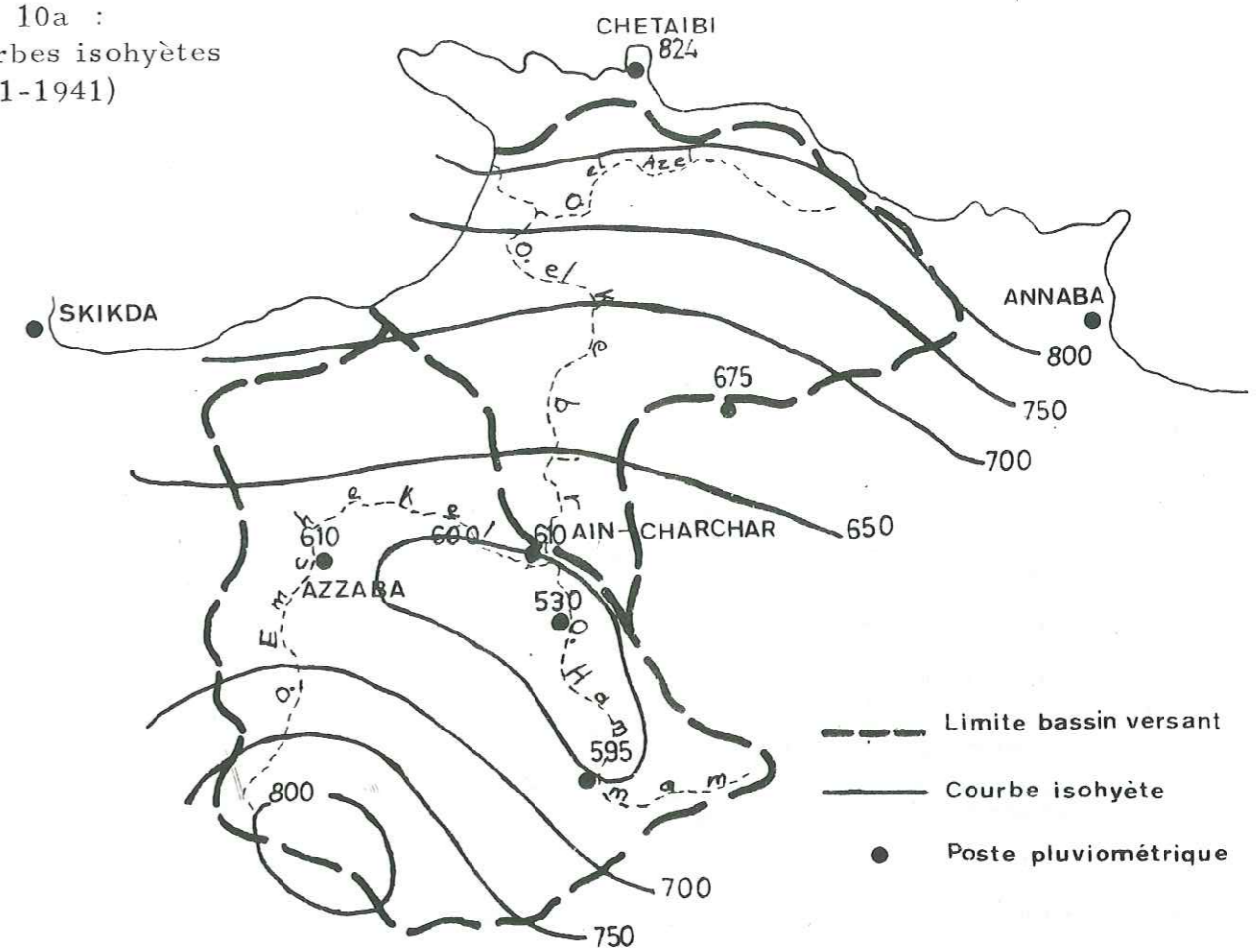
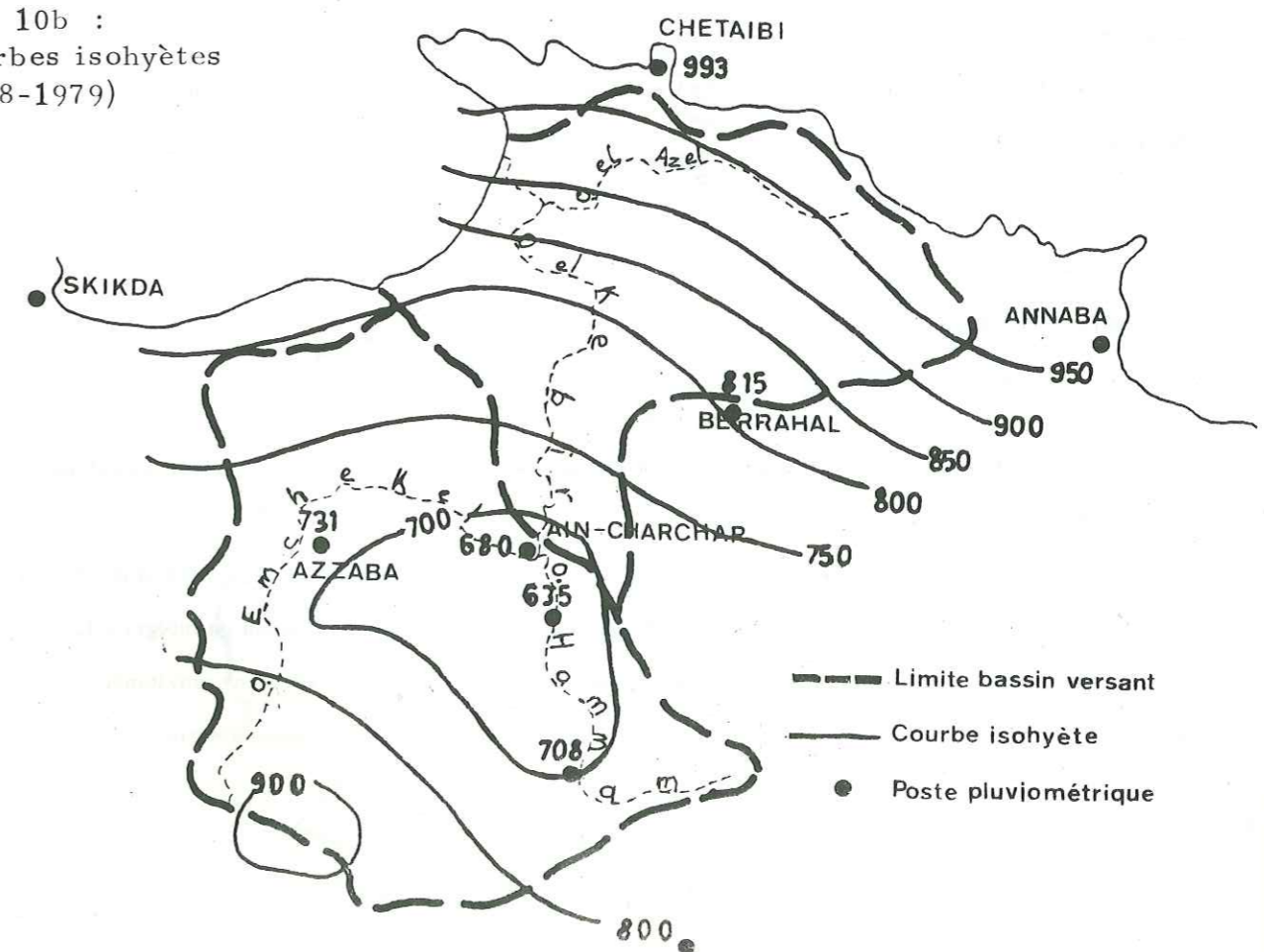


Fig. 10b :
Courbes isohyètes
(1968-1979)



on calcule les surfaces (planimétrie) comprises entre deux courbes isohyètes successives en admettant que la hauteur de pluie sur cette surface est égale à la moyenne des totaux pluviométriques qui la délimitent; nous obtenons ainsi des volumes partiels. La lame d'eau tombée est égale au quotient de la somme des volumes partiels par la surface du Bassin. Les Figures n° 10(a, b, c) montrent le tracé des courbes isohyètes pour les différentes périodes; pour celle de 1979-1980, les données peu suffisantes ne nous ont pas permis une carte plus détaillée. Le planimétrage et les différents calculs nous ont conduits aux résultats résumés dans le tableau n° 15.

Périodes	Ensemble du bassin	Bassin versant A. Charchar
1911 - 1940	812, 2	749, 6
1968 - 1979	743, 9	672, 8
1979 - 1980	642, 8	484, 8

Tableau n° 15:

2/ Méthode de Thiessen

Cette méthode géométrique moins précise a l'avantage d'être plus rapide que celle des isohyètes; on attribue à chaque pluviomètre une zone d'influence présumée telle, qu'un point situé dans cette zone soit plus près en distance horizontale de ce pluviomètre que de tout autre. La hauteur de précipitation choisie est celle relevée à la station située à l'intérieur du polygone, en considérant les précipitations uniformément réparties. La hauteur des précipitations recherchée sur le bassin est égale à :

$$P = \frac{\sum P_i \cdot S_i}{S}$$

P_i = Précipitation de la station à l'intérieur du polygone;

S_i = Surface du polygone

S = Surface totale du Bassin versant.

La Figure n° 10d présente le découpage du Bassin versant en polygones ayant servi de base au calcul de la pluviométrie moyenne.

Le tableau n° 16 indique les résultats pour tout le bassin durant les périodes de 1911-1943 et de 1968-1979; pour la période 1979-1980, nous avons évalué la pluviométrie sur l'ensemble du Bassin en intégrant la station de Cherka qui serait représentative du Bassin versant nord est de l'Oued Kébir, avec une pluviométrie annuelle de 858, 5 mm. , pour les surfaces polygonales P₅ + P₆, cette valeur restant approximative.

Fig. 10c :
Courbes isohyètes
(1979-1980)

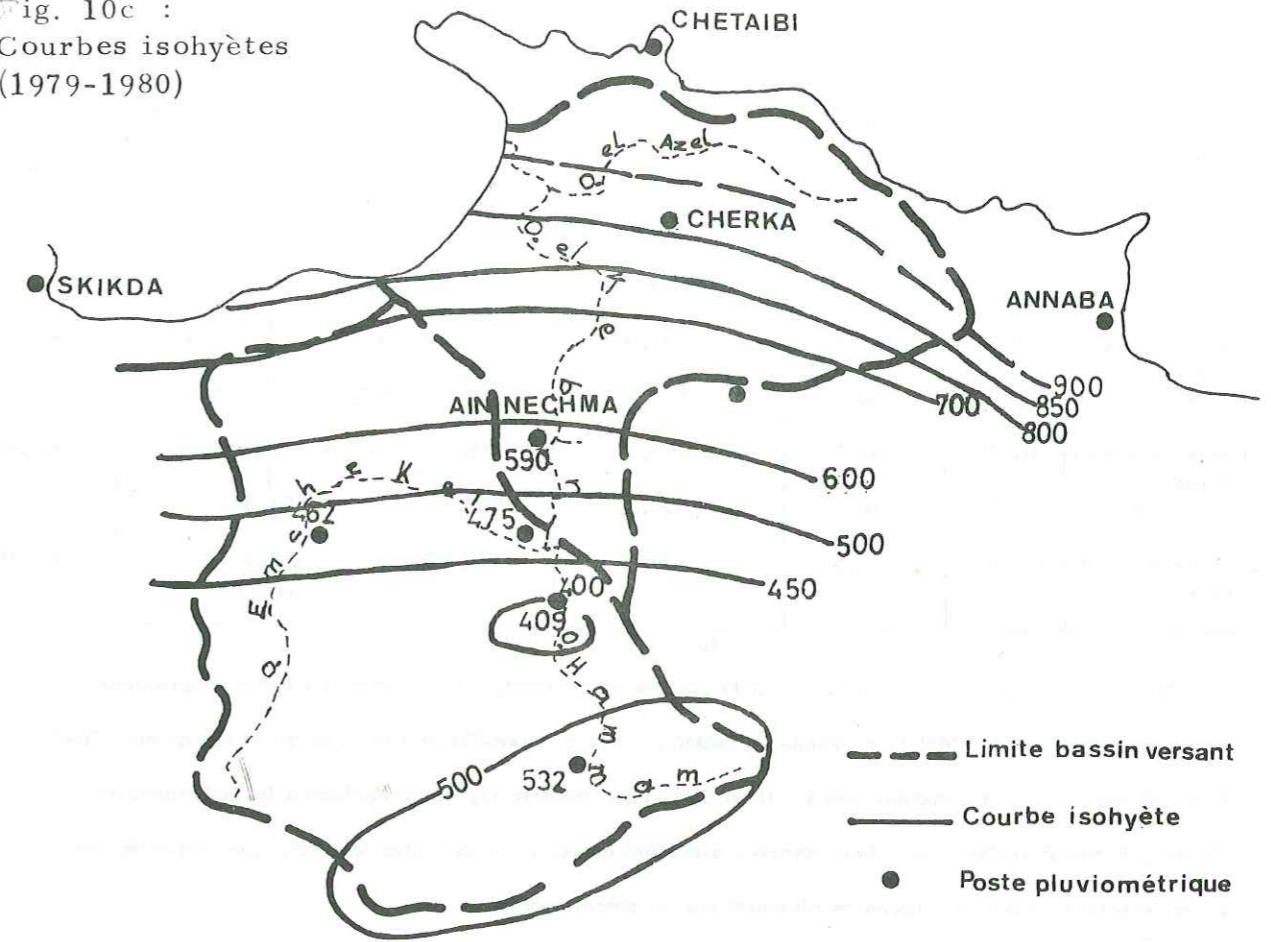
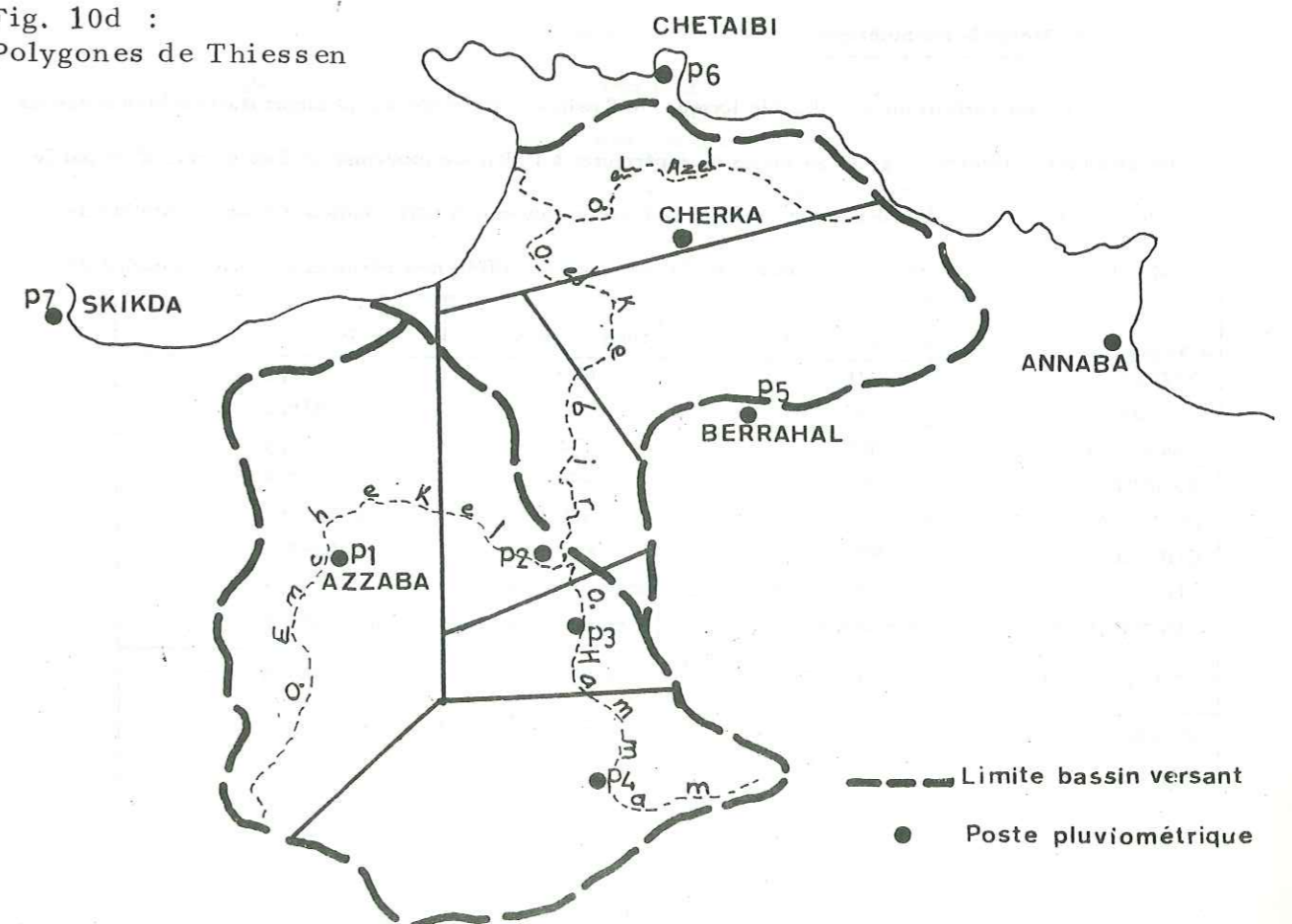


Fig. 10d :
Polygones de Thiessen



Stations		AZZABA	ZIT EMBA	AIN CHARCHAR	BOUATI	BERRAHAL	CHETAIBI	TOTAL
Surface	Km ²	505	112,5	265	415	362,5	260	1 920
Polygonale	en %	26,3	5,9	13,8	21,6	18,9	13,5	100
1911-43	Pluviométrie station	731	635	680	708	815	993	746,6
	Pluviométrie régionale (mm)	192,3	37,5	93,8	152,9	154	134,1	
1968-79	Pluviométrie station	610	530	554	550	675	824	625,8
	Pluviométrie régionale (mm)	160,4	31,3	76,5	118,8	127,6	111,2	
1979-80	Pluviométrie station	461,7	416,5	475,1	537,8	858,5		607,07
	Pluviométrie régionale (mm)	121,4	24,5	66,5	116,17	278,5 CHERKA		

Tableau n° 16:

Pour le calcul de la lame d'eau durant la période 1979-1980, seule la station Cherka fonctionnait et représentait la pluviométrie moyenne du Bassin versant du Nord-Est de l'oued Kébir. Nous avons utilisé la pluviométrie de cette station pour le calcul de la pluviométrie régionale englobant les polygones de Cherka, Berrehal et Chetafbi. Nous obtenons ainsi une moyenne, sous toutes réserves, assez satisfaisante et en corrélation avec les moyennes obtenues par les autres méthodes.

3/ Méthode arithmétique

Elle est parfaitement utilisable lorsque le Bassin versant renferme plusieurs stations bien réparties à des altitudes différentes, égales au moins ou supérieures à l'altitude moyenne du Bassin; ceci n'est pas le cas de notre Bassin actuellement; nous avons évalué cette moyenne à titre indicatif pour l'ensemble du Bassin. Le tableau n° 17 résume les résultats obtenus pour les différentes périodes et stations considérées.

Stations	Périodes		
	1911 - 1940	1968 - 1979	1979 - 1980
AZZABA	731	610	461,7
ZITEMBA	635	530	416,5
AIN CHARCHAR	680	554	475,1
BOUATI	708	550	537,8
BERRAHAL	815	675	à l'arrêt
CHETAIBI	993	824	à l'arrêt
CHERKA	n'existait pas	n'existait pas	858,5
AIN NECHMA	n'existait pas	n'existait pas	589,7
TOTAL (mm)	4 562	3 743	3 339,3
MOYENNE du B. V. (mm)	760,33	623,8	556,5

Tableau n° 17:

II. 2. 10. COMPARAISON DES RESULTATS

Nous regroupons dans le tableau n° 18 les résultats obtenus par les trois méthodes utilisées:

Méthodes	Périodes		
	1911-1940	1968-1979	1979-1980
ISOHYETES	812,2	743,9	642,8
THIESSEN	746,6	625,8	607,07
ARITHMETIQUE	760,33	623,8	556,5

Tableau n° 18: Valeurs des précipitations annuelles (mm) selon les trois méthodes de calcul, sur le Bassin versant.

Les différentes valeurs obtenues par les trois méthodes utilisées montrent une dispersion entre elles. Nous pensons à cet effet que si nous disposons du nombre minimal de stations dont la répartition dans l'espace est acceptable, il convient de préciser qu'il n'en est pas de même pour leur répartition altimétrique. Le nombre insuffisant de stations dans le bassin versant de Ezla Magroun nous incite à prendre beaucoup de précautions pour l'adoption de la méthode des polygones de THIESSEN.

En ce qui concerne la méthode arithmétique, elle demeure pour des raisons sus-évoquées, la moins favorable. En conclusion, nous adopterons pour le calcul des différents paramètres s'intégrant dans l'estimation du bilan hydrologique, la méthode des isohyètes malgré certaines difficultés dans le tracé des courbes, le principal motif étant la distribution altimétrique des stations.

II. 2. 11. GRADIENT ALTIMETRIQUE

Une augmentation de la pluviométrie avec l'altitude permet de définir un gradient altimétrique des précipitations dans une région considérée. Mais doit-on systématiquement observer cette relation dans le temps et dans l'espace à travers n'importe quelle zone? La réponse est négative pour notre région d'étude où l'altitude ne conditionne aucunement la pluviométrie. Le tableau n° 19 regroupe pour une période considérée des valeurs de précipitations observées à des altitudes différentes.

STATIONS	ALTITUDE (m)	PRECIPITATIONS (mm)
AZZABA	90	461,7
ZIT EMBA	62	416,5
BOUATI	150	537,8
CHERKA	17	858,1
AIN CHARCHAR	34	475,1
CHETAIBI	15	993
AIN NECHMA	19	589,7

Tableau n° 19:

Nous remarquons bien une indépendance entre ces deux paramètres.

II.3. LES TEMPERATURES

II.3.1. INTRODUCTION

Ce paramètre trouve son importance dans l'évaluation du déficit d'écoulement qui rentre dans l'estimation du bilan hydrologique.

Azzaba et Ain-Charchar à l'intérieur du Bassin, Skikda et Annaba à l'extérieur du Bassin sont les quatre stations représentatives de la région et dont les températures à des périodes bien définies feront l'objet de cette étude.

A. Station de Skikda

Située à une altitude de 12 m, à environ 30 km de la limite Nord-Ouest de la vallée de l'oued Kébir, elle dispose de données très anciennes jusqu'à ce jour; un arrêt s'est produit de 1955 à 1966. Nous avons évalué les moyennes mensuelles et annuelles pour la période 1968-1979 qui nous a paru la plus représentative, à partir des données recueillies à l'Office National de la Météorologie (Tableau n° 20). Des moyennes de 25 ans d'après SELTZER ont montré des variations de températures que nous avons représentées dans le tableau n° 20.

Température	Mois												Moyenne annuelle	
	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A		
1913-1938 (SELTZER)	Mini	18,7	15,2	11,5	8,7	7,4	7,4	9,0	10,1	13,4	16,8	19,4	20,4	13,16
	Maxi	26,7	23,0	18,6	15,0	13,7	14,7	17,1	19,0	21,9	24,8	28,4	29,1	21
	Moyenne	22,7	19,1	15,1	11,9	10,6	11,1	13,1	14,6	17,6	20,1	23,7	24,8	17,03
1968-1979	Mini	18,9	14	11,2	8,6	7,8	7,5	9,3	10,2	13,5	16,7	19,3	20,3	13,10
	Maxi	26,5	22,9	17,9	15,1	13,9	14,8	17,9	19,1	22,1	24,5	28,3	29,2	21,05
	Moyenne	22,7	18,4	14,6	11,8	10,9	11,2	13,6	14,6	17,8	20,6	23,8	24,8	17,08

Tableau 20 : Moyennes mensuelles et annuelles des températures observées à la station de Skikda

B. Station de Azzaba

Cette station a fonctionné de 1910 à 1950; SELTZER (1913-1938) donne les valeurs moyennes mensuelles pour cette période (tableau 21). Située à 93 mètres d'altitude elle est relativement non influencée par la mer grâce à sa position aval par rapport à la chaîne montagneuse de Filfila qui constitue une barrière naturelle.

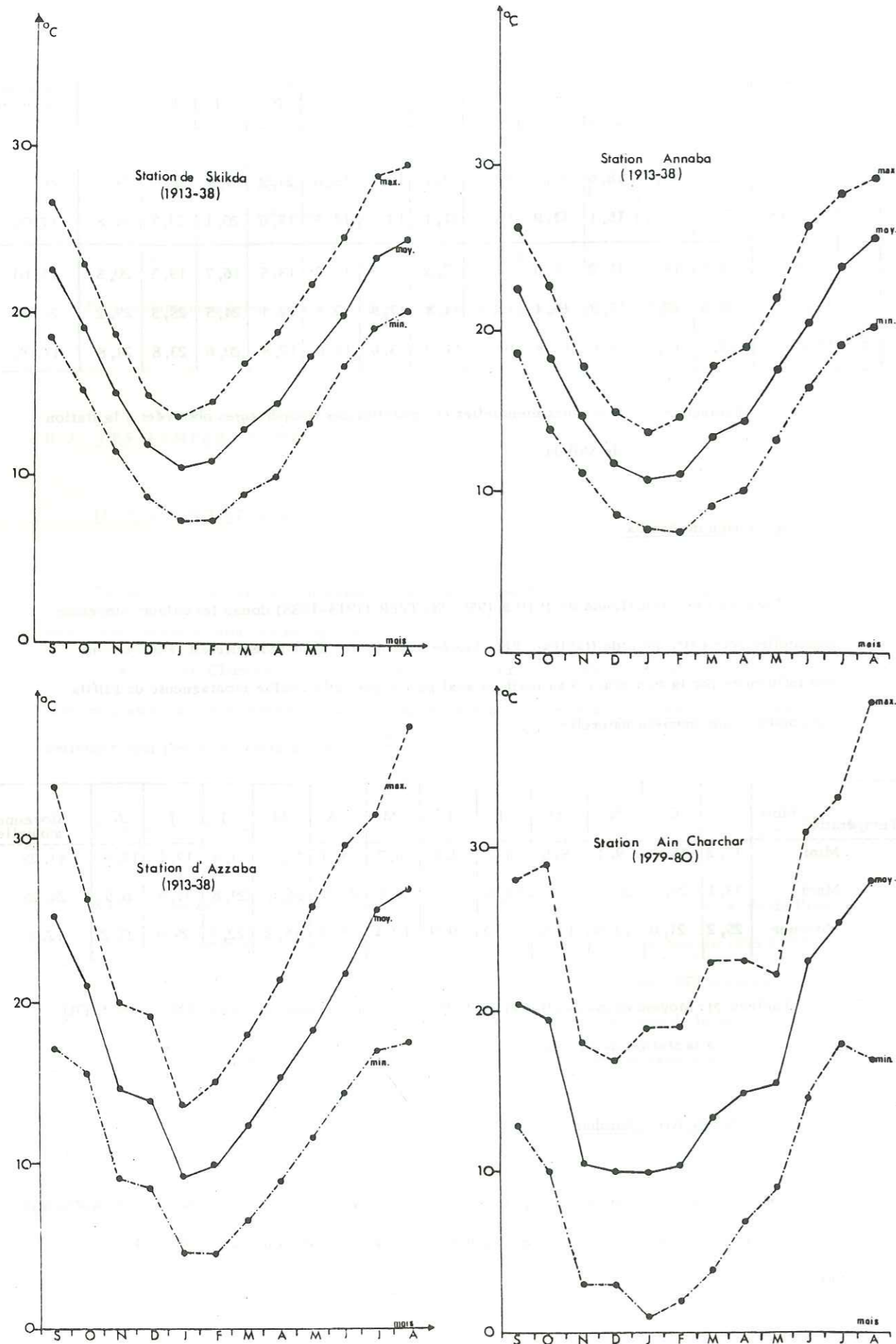
Température	Mois												Moyenne annuelle
	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	
Mini	17,2	15,7	9,1	8,5	4,7	4,6	6,7	9,0	10,5	14,5	17,1	17,5	11,25
Maxi	33,1	26,3	20,0	19,3	13,6	15,1	18,1	21,5	26,0	29,6	31,6	36,9	24,25
Moyenne	25,2	21,0	14,6	13,9	9,2	9,9	12,4	15,3	18,3	22,1	25,9	27,2	17,8

Tableau 21: Moyennes mensuelles et annuelles des températures de 1913 à 1938 (SELTZER) observées à la station de Azzaba

C. Station de Ain-Charchar

Cette station a été équipée dans le cadre de l'étude; nous avons ainsi pu relever les températures sur la période 1979-1980 (tableau 22) qui ne présentent pas un écart important avec celles relevées à Skikda.

Fig. 11 : Températures moyennes mensuelles.



Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A	Moyenne annuelle
Température Mini	13	10	3	3	1	2	4	7	9	15	18	17	8,5
Température Maxi	28	29	18	17	19	19	23	23	22	31	33	39	25,08
Température Moyenne	20,5	19,5	10,5	10	10	10,5	13,5	15	15,5	23	25,5	28	16,8

Tableau n°22: Moyennes mensuelles et annuelles des températures observées à la station de Ain-Charchar pour 1979-1980

D. Station de Annaba

Située à 50 km à l'Est de Ben Azzouz, la station d'Annaba présente une série assez longue à laquelle nous nous sommes référés sans au préalable avoir examiné la fiabilité des valeurs de températures qui y sont observées, afin de pouvoir les intégrer dans certains calculs. Cette station se trouve dans une zone présentant des caractéristiques comparables (altitude, relief, végétation, régime des vents) à celles du Massif dunaire et de la basse plaine alluviale de l'oued Kébir; ce sera dans le chapitre de la détermination de l'évapotranspiration potentielle que nous ferons appel à certaines données recueillies au secteur de l'O.N.M. de Annaba.

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A	Année Moyenne
Température	22,5	19,7	14,8	11,9	11	11,7	12,9	14,8	18,1	20,9	23,5	25,1	17,3

Tableau 23 Températures moyennes annuelles et mensuelles à la station d'Annaba pour la période 1968-1979

Nous résumons dans le tableau suivant les valeurs de la température moyenne annuelle aux différentes stations pour les périodes d'études correspondantes.

Périodes	Températures annuelles	Stations de mesure
1913-1938	17,03 17,8	Skikda Azzaba
1968-1979	17,08 17,3	Skikda Annaba
1979-1980	16,8	Ain-Charchar

Tableau 24: Températures moyennes annuelles aux différentes stations pour les périodes considérées.

L'examen des températures moyennes mensuelles ne révèle aucune température nulle ou négative.

Le mois le plus froid est le mois de Janvier, le plus chaud est le mois d'Août. Les températures extrêmes ne dépassent pas 39° en été et s'abaissent à 1° au mois de Janvier pour la période 1979-1980.

Les graphiques n° 11 représentent les variations mensuelles des maxima, minima et de leurs moyennes pour les différentes périodes et stations considérées.

La différence pour une année moyenne entre les deux extrêmes dans la période de 1913 à 1938 est de 32°3 à Azzaba et 21°7 à Skikda. Les positions altimétriques de Skikda (12 m) et de Azzaba (93 m) expliquent cette différence de température, l'influence marine étant le principal facteur.

La température moyenne mensuelle à Skikda de 1968 à 1979 présente des écarts positifs du mois d'Août au mois de Décembre et négatifs de Janvier à Juillet, l'ensemble des écarts fluctuent entre -0,5 et 0,7.

Les températures moyennes mensuelles varient entre 9,2° pendant le mois le plus froid (Janvier) et 27°2 pour le mois le plus chaud, celui d'Août à la station de Azzaba pour la période 1913-1938.

Dans la station de Skikda, les moyennes mensuelles de 1968-1979 montrent que le mois le plus chaud est celui d'Août avec 24,8° et le mois le plus froid est Janvier avec 10,9°.

La station de Ain-Charchar pour la période 1979-1980 donne aussi cette représentation de la température dans le temps avec 28° au mois d'Août et 10° au mois de Janvier. Le brusque écart des températures entre Mai et Juin marque la transition vers la saison chaude.

Nous observons donc une certaine corrélation des valeurs moyennes pour les différentes périodes et dans les différentes stations.

II. 3. 2. GRADIENT THERMIQUE

Les températures moyennes annuelles, pour la période de 1913 à 1938 à Azzaba et à Skikda, traduisent une augmentation de la température avec l'altitude. Ceci ne correspond pas aux résultats des études sur la variation de la température avec l'altitude, dans les Alpes du Sud (A. DOUGUEDROIT et M. C. SAINTIGNON, 1970). A l'échelle du mois, pour les mêmes stations sus-citées, la température diminue avec l'altitude pour les mois les plus froids de l'année (Janvier, Février, Mars). L'influence marine dans notre région est significative; elle diminue de la zone côtière vers l'intérieur, stoppée par les massifs de Filfila et de l'Edough. Elle joue le rôle de régulateur dans les zones qui subissent son influence.

Stations	Altitude	Température moyenne 1913-1938
Skikda	12 m	17,03
Azzaba	93 m	17,80

Tableau n° 25 :

Nous constatons que les valeurs augmentent avec l'altitude. On définit un faible gradient thermique de l'ordre de 0,95°C pour 100 m. Nous prenons beaucoup de précautions à l'emploi de ce paramètre. A l'altitude moyenne de 270 m, de notre bassin versant, correspondrait la température moyenne de 19°5.

II. 4. LES VENTS

Les vents dominants dans notre région sont ceux du Nord-Ouest dont la force est assez constante au cours de l'année, entre 1,9 et 2,5 de l'échelle télégraphique.

Le maximum de force de vent se produit au cours de l'hiver, le minimum au cours de l'été mis à part pour cette dernière saison les manifestations épisodiques du Sirocco dans les mois de Juillet et Août. Sur le littoral, la brise de mer constituant les vents du Nord et du Nord-Est adoucit les températures en été, et serait responsable en partie de l'inversion du gradient thermique.

II. 5. L'HUMIDITE RELATIVE

L'humidité relative moyenne d'après SELTZER (1913-1937) est déduite des lectures faites au psychomètre à 7h00, 13h00 et 18h00 de la journée. L'humidité relative est le rapport exprimé en %, de la tension de vapeur à la tension maximum correspondant à la température mesurée au thermomètre sec. Le maximum observé en Janvier et le minimum en Juillet-Août, correspondent aux extrêmes de températures. La variation au cours de l'année est peu significative; à l'échelle de la journée, le maximum est atteint à 7h00, le minimum à 13h00. Pendant la saison froide, on rencontre des humidités relatives les plus élevées non pas sur le littoral, mais en altitude. En saison chaude, on note une décroissance de l'humidité à partir du littoral où elle est sensiblement constante durant toute l'année. Le tableau n° 26 montre les variations moyennes mensuelles de l'humidité relative à la station de Skikda.

Mois	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	Année
7h00	82	80	78	74	75	74	72	73	79	73	73	75	75,6
13h00	71	68	63	67	67	67	66	67	70	69	68	70	68
18h00	77	77	74	69	71	72	72	74	77	77	78	79	73

Tableau n° 26 : Humidités relatives moyennes mensuelles en % (1913-1937) selon SELTZER à la station de Skikda.

II. 6. EVAPORATION TOTALE OU DEFICIT D'ECOULEMENT

Le déficit d'écoulement dans un endroit donné et à un moment donné dépend du climat et de ses variations qui sont déterminées par:

- . la température de l'air et de l'eau;
- . l'humidité de l'air;
- . la vitesse du vent.

L'évapotranspiration englobe l'ensemble des phénomènes d'évaporation (physique) et de transpiration (biologique). Elle constitue un élément important du bilan hydrologique du bassin. Les sols argileux à proximité des zones inondables de l'oued Kébir et dans les espaces interdunaires favorisent la présence de zones marécageuses dans notre région d'étude. Ces marais ou garaa couvrent une superficie de 10km² environ; leur réserve d'eau le plus souvent temporaire, subit des variations importantes entre la saison humide et la saison sèche; ces variations sont de bons indicateurs de l'intensité de l'évapotranspiration dans notre région.

Le tableau n° 27 indique les valeurs mensuelles de l'évaporation relevées à la station de Ain-Charchar pour la période 1979-80; nous avons également déterminé l'évapotranspiration moyenne de notre bassin pour la période 1968-1979, et celle à la station d'Ain-Charchar pour l'année 79-80.

II. 6. 1. CALCUL DE L'EVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE

" Elle correspond à l'évapotranspiration d'une surface qui serait suffisamment approvisionnée en eau pour évaporer la quantité d'eau maximale permise par les conditions climatiques "

(ROCHE 1953)

La formule qui exprime ce pouvoir évaporant s'écrit:

$$ETP = 1,6 \left(\frac{10 T}{I} \right)^a$$

avec

$$I = \sum \frac{19}{5} i \quad \text{où } i = \left(\frac{T}{5} \right)^{1,514}$$

T = Température moyenne mensuelle en °C;

$$a = 0,492 + 1,79 \cdot 10^{-2} T - 7,71 \cdot 10^{-5} T^2 + 6,75 \cdot 10^{-7} T^3$$

ETP = Evapotranspiration potentielle mensuelle en mm.

Les valeurs obtenues sont corrigées par un coefficient K qui tient compte de la latitude, c'est-à-dire de la durée d'insolation théorique et du nombre de jours du mois. Le tableau n° 27 indique les résultats obtenus d'après les températures recueillies à Skikda (1968-79), au Bassin versant (1968-79) et à Ain-Charchar (1979-80), et par l'évaporomètre PICHE (1979-1980).

Nous avons utilisé pour le calcul de l'E. T. P. dans le Bassin versant, les températures de la station d'Annaba dont les caractéristiques climatiques sont comparables à celles du massif djunaire et de la basse plaine alluviale de l'oued Kébir.

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A	Année
Stations													
Skikda	99,9	74,02	34,9	23,5	21	22	38	51,7	58,8	100,04	135,16	135,7	784,7
Bassin versant O. Kébir	98,5	73,7	38,25	23,5	22	10	13,3	49,05	77,05	104	129	140	778,8
Ain-Charchar	85,5	71,8	18,7	17,4	17,4	18,7	37,1	50,6	57,6	122	155	170,5	822,3
Evaporomètre PICHE	68,5	50,8	40,5	40,4	37	33,5	41,5	42,6	49,7	101	134,9	131,4	771,8

Tableau n° 27 : Evapotranspirations potentielles (mm) calculées et mesurées (évaporomètre).

Les valeurs obtenues sont plus ou moins homogènes et fournissent une approximation acceptable de l'évapotranspiration potentielle dans notre région.

II. 6. 2. CALCUL DE L'EVAPOTRANSPIRATION REELLE

A. Formule de TURC

Cette formule déterminée à partir des observations faites sur 254 bassins est applicable à tous les climats. Elle fait intervenir les précipitations et les températures moyennes:

$$Er = \frac{P}{\sqrt{0,9 + \frac{P^2}{L^2}}} \quad \text{où,}$$

P = Précipitations moyennes annuelles en mm;

Er = Evapotranspiration réelle annuelle en mm;

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

T = température moyenne annuelle calculée à partir du gradient thermique: 19°C.

La valeur des précipitations utilisée dans le calcul est celle déterminée par la méthode des isohyètes:

P = 743,9 mm. L'application numérique nous donne:

- Pour le Bassin versant (1968-1979), Er = 649,7 mm ce qui représente 87 % des précipitations;

- Pour la station d'Ain Charchar (1979-1980), Er = 444 mm.

B. Formules de COUTAGNE

1ère formule

Le déficit d'écoulement calculé à partir de cette formule peut être rapproché de l'évapotranspiration réelle. Elle fait aussi intervenir la pluviométrie et la température:

$$D = P - \lambda P^2 \quad \text{où}$$

D = Déficit d'écoulement en mètres/an;

P = Précipitation annuelle en mètres;

T = Température moyenne annuelle en °C.

Elle est applicable pour les valeurs de P comprises entre $\frac{1}{2\lambda}$ et $\frac{1}{8\lambda}$, ce qui correspond bien à notre cas où P = 0,743 et $\lambda = \frac{1}{0,8+0,4T} = 0,28$

L'application numérique nous donne:

. Pour le Bassin versant (1968-79), Er = 590 mm, soit 79 % des précipitations;

. Pour la station d'Ain-Charchar (1979-80), Er = 403 mm.

2e formule

Le déficit d'écoulement est donné par la formule

$$D = 210 + 30 T, \quad \text{qui ne fait pas intervenir les précipitations.}$$

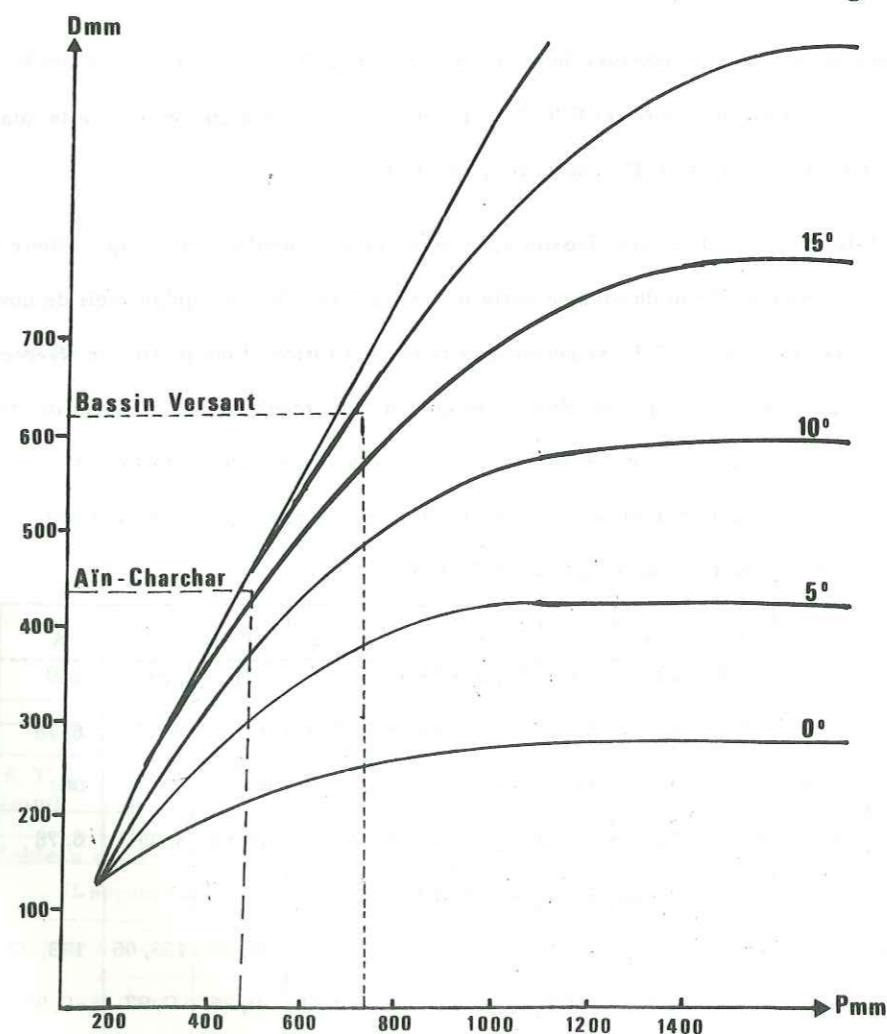
L'application numérique donne pour notre région:

- Pour le Bassin versant (1968-79), D = 795 mm, valeur très exagérée si on compare à la pluviométrie moyenne;

- Pour la station d'Ain-Charchar (1979-80), Er = 714 mm.

C. Calcul de l'évapotranspiration réelle selon la méthode de WUNDT

Fig. n° 12 : Déficit d'écoulement d'après le diagramme de Wundt.



Cette valeur est tirée du diagramme de WUNDT (fig. n°12) elle est fonction de la température

et des précipitations:

- A la station d'Ain-Charchar, pour l'année 1979-80: Er = 439,1 mm
- Pour l'ensemble du Bassin versant pour la période 1968-1979: Er = 620 mm

D. Calcul de l'évapotranspiration réelle selon le bilan hydrologique de THORNTHWAITE

THORNTHWAITE admet que la quantité d'eau nécessaire pour que le sol soit saturé est équivalente à une lame d'eau de 100 mm. Ce chiffre est admis par de nombreux agronomes.

Le bilan hydrologique de THORNTHWAITE retrace le schéma des échanges et du transfert des eaux à l'intérieur d'une région. Le principe est basé sur deux cas:

1er cas: Si $P > E.T.P.$, il y a reconstitution des réserves du sol jusqu'à saturation; le surplus représentera l'écoulement superficiel ou souterrain.

2e cas: Si $P < E.T.P.$, on puisera dans les réserves du sol jusqu'à ce que $E.T.R. = E.T.P.$. Le stock épuisé, l'évaporation sera égale à la pluviométrie: $E.T.R. = P$, on aura un déficit qui représente la quantité d'eau qu'il faudra ajouter dans ce cas à l'E.T.R. pour atteindre l'E.T.P.

Pour le calcul de l'E.T.R. dans notre bassin, nous avons choisi l'année agricole qui débute en septembre; à cette époque les réserves d'eau du sol sont certainement nulles. Ce n'est qu'au mois de novembre que les précipitations sont supérieures à l'E.T.P. et permettent la reconstitution d'une partie des réserves du sol. Ces réserves atteindront leur maximum au mois de Janvier qui est caractérisé par un excédent de 70,2 mm. A partir de Juin, nous assistons de nouveau à l'épuisement du stock qui deviendra nul en Juillet. Les tableaux n° 28 et n° 29 représentent le calcul de l'E.T.R. sur le bassin à partir de la pluviométrie moyenne mensuelle des stations de Azzaba - Bouati - Ain-Charchar et Zit Emba.

	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A	An.
E. T. P. mm	98,5	73,7	38,25	23,5	22	10	13,3	49,05	77,5	104	129	140	778,5
P. mm	30,22	63,25	60,64	62,95	83,42	80,2	74,18	61,20	32,45	3,71	3,35	6,78	559
Stock mm	0	0	22,39	61,84	100	100	100	100	54,95	00	00	00	—
E. T. R. mm	30,22	63,25	38,25	23,5	22	10	13,3	49,05	77,5	58,66	3,35	6,78	395,86
Excédent mm	-	-	-	-	23,26	70,2	60,88	12,15	-	-	-	-	166,49
Déficit mm	68,22	10,52	-	-	-	-	-	-	-	45,34	125,65	133,22	382,95
Coef. mens. d'humidité $\frac{P-EP}{P}$	-0,69	-0,16	0,58	1,7	2,8	7,02	4,6	0,25	-0,58	-0,96	-0,97	-0,95	—

Tableau 28 : Bilan hydrologique d'après THORNTHWAITE pour le Bassin versant (1968-79)

	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A	An.
E. T. P. mm	85,5	71,8	18,7	17,4	17,4	18,7	37,1	50,6	57,6	122	155	170,5	822,3
P. mm	56,9	47,7	80,8	4,9	53,9	31,9	79,9	70,3	51,3	1,7	0	0,3	475,1
Stock mm	0	0	62,1	49,6	86,1	99,3	100	100	93,7	0	0	0	-
E. T. R. mm	56,9	47,7	18,7	17,4	17,4	18,7	37,1	50,6	57,6	95,4	0	0,3	417,8
Excédent mm	-	-	-	-	-	-	42,1	19,7	-	-	-	-	61,8
Déficit mm	28,6	24,1	-	-	-	-	-	-	-	26,6	155	170,2	404,5
Coef. mens. d'humidité $\frac{P-EP}{P}$	-0,5	-0,33	3,32	-0,72	2,1	0,7	1,15	0,39	-0,11	-0,98	-1	-0,99	-

Tableau n° 29: Bilan hydrologique d'après THORNTHWAITE à la station d'Ain-Charchar (1979-1980)

La figure n° 13 visualise les échanges au cours de la période considérée à la station d'Ain-Charchar (1979-80). L'excédent calculé par la méthode du bilan représente l'écoulement souterrain et superficiel soit 13 % des précipitations à la station d'Ain-Charchar pour l'année 1979-80.

II. 6. 3. DISCUSSION DES RESULTATS

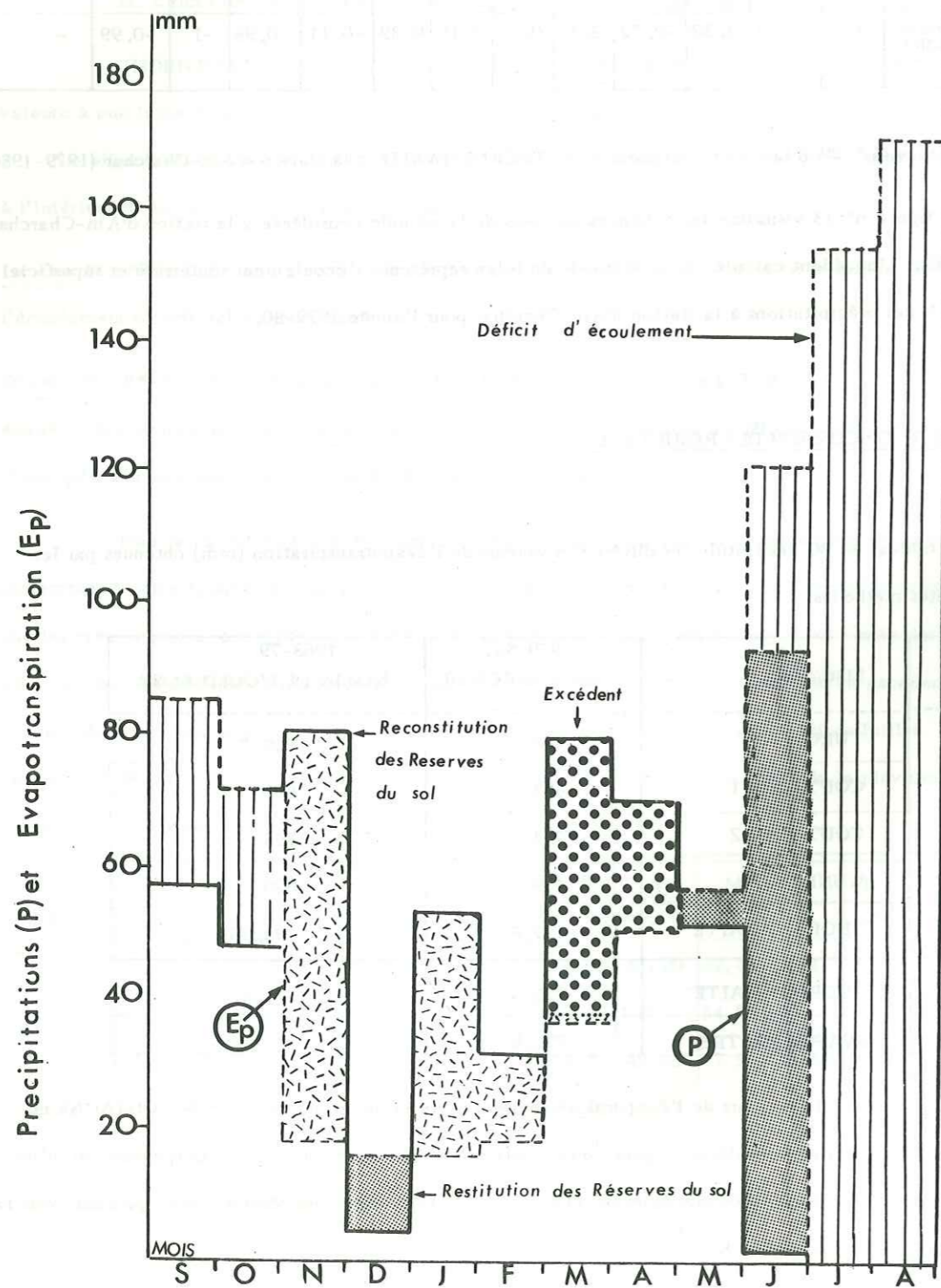
Le tableau n° 30 récapitule les différentes valeurs de l'évapotranspiration (mm) obtenues par les différentes méthodes.

	Méthodes	1979-80	1968-79
		AIN CHARCHAR	BASSIN DE L'OUED KEBIR
E. T. R. (mm)	TURC	444	649,7
	COUTAGNE 1	403	590
	COUTAGNE 2	714	795
	WUNDT	439	620
	THORNTHWAITE	417,8	395,86
E. T. P. (mm)	THORNTHWAITE	822,3	778,8
	EVAPOROMETRE	771,8	—

Tableau n° 30

Il apparaît que les valeurs de l'évaporation réelle d'après la deuxième formule de COUTAGNE ne sauraient être prises en considération pour notre bassin; elles sont supérieures à la pluviométrie qui n'intervient pas dans les calculs. Les méthodes de TURC et WUNDT donnent des résultats assez proches voir presque identiques pour l'année 1979.80.

Fig. 13 : Bilan de l'eau d'après Thornwaite à la station d'Ain Charchar (1979-1980).



La valeur calculée pour le "Bassin versant" d'après le bilan hydrologique de THORNTHWAITE est naturellement faible puisque nous n'avons intégré dans les calculs que les stations d'Ain-Charchar, Zit Emba, Azzaba et Bouati.

Cette valeur approximative n'est représentative que pour le bassin hydrologique à Ain-Charchar et non pour le bassin versant de la vallée de l'Oued Kébir, les moyennes pluviométriques étant différentes.

La valeur obtenue pour l'année 1979.80 à la station d'Ain-Charchar reste acceptable; elle a été définie à partir des données recueillies à la station même.

Les calculs selon COUTAGNE et le bilan hydrologique donnent les valeurs les plus faibles; néanmoins, les écarts avec les autres méthodes ne sont pas importants.

Parmi tous ces résultats, quels sont les plus fiables et les plus proches de l'Evaporation réelle "vraie" dans notre région? Une nouvelle infrastructure, et de nouveaux équipements pour les mesures des différents paramètres climatiques dans notre bassin, permettront une meilleure approche de l'E. T. R.

Vu les différentes raisons sus-évoquées, nous adopterons la moyenne arithmétique entre:
 -TURC, COUTAGNE 1, WUNDT pour le Bassin versant (1968-79);
 -TURC, COUTAGNE 1, WUNDT, THORNTHWAITE pour Ain-Charchar (1979-80);

Les valeurs ainsi obtenues avec une incertitude de 10% sont les suivantes:

- Ain-Charchar (1979-80): $425,9 \pm 42$ mm
- Bassin versant de l'oued Kébir (1968.79): $619,9 \pm 62$ mm

En ce qui concerne l'E. T. P., les valeurs calculées, et celle mesurée par l'évaporomètre PICHE sont du même ordre de grandeur.

II. 7. HYDROLOGIE DE SURFACE

II. 7. 1. BASSIN VERSANT DE L'OUED KEBIR ET RESEAUX HYDROGRAPHIQUES

L'oued Kébir draine deux bassins versants, celui d'Ain-Charchar en rive gauche et celui de Magroun-Ezla en rive droite.

A. Bassin versant d'Ain-Charchar

Ce bassin versant d'une superficie de 1130 km² est jaugé à la station d'oued Kébir à 3 km en aval de la confluence de l'oued Emchekel et l'oued Hamam (fig. n°3).

. Oued Emchekel

Cet oued de 35 km de long draine la partie supérieure de ce bassin, soit une superficie de 650 km² environ. L'oued Bou Hadja est son seul sous-affluent. Les eaux de ce cours coulent NW-SE.

. Oued Hamam

Il draine les 480 km² du sous-bassin de Zit Emba. Ses deux sous-affluents, l'oued Hamamine et l'oued Mougger prennent naissance dans les monts constantinois plus au SE. L'écoulement des eaux pour cet oued est opposé à celui de l'oued Emchekel.

. Oued Maboun

Il représente un bras mort en rive gauche de l'oued Kébir. Il s'alimente dans le marais de Seberka, coule ensuite à proximité de Ain-Nechma et rejoint l'oued Kébir au Nord Est de Ben Azzouz.

B. Bassin versant de Magroun-Ezla

Ce bassin versant de 370 km² environ, situé en rive droite constitue la partie occidentale du massif de l'Edough - Cap de Fer. Bien arrosé, imperméable, il donne naissance aux oueds Aneb, Boudjenane, Magroun et Ezla.

. Oued Magroun

Les oueds Aneb, Matzer, Gaceb et Boudjenane confluent pour former l'oued Magroun principal affluent de l'oued Kébir en rive droite. Il draine environ 230 km².

. Oued Ezla

Il draine avec son sous-affluent l'oued Enkouche une superficie de 148 km² environ. Il représente avec l'oued Magroun, les seuls oueds perennes malgré un débit d'étiage assez faible. Il rejoint en dernier l'oued Kébir à 5 km en amont de l'embouchure. Leurs eaux coulent en sens inverse de celles du Bassin versant d'Ain-Charchar: NE-SW. Malheureusement aucune station hydrométrique n'existe dans ce Bassin versant. Si les entrées d'eau dans le Bassin sont assez connues, par contre les apports provenant du Bassin versant Ezla-Magroun, et les sorties en mer n'ont pu être mesurées. Le problème de jaugeage à l'embouchure, qui se pose d'ailleurs pour la plupart des oueds algériens, n'a pas été résolu. Il faudra signaler les nombreux pompages incontrôlables dans les oueds dès le mois de Juin.

II. 7. 2. REGIME DE L'OUED KEBIR A LA STATION D'AIN CHARCHAR

L'oued Kébir est jaugé à la station d'Ain-Charchar située sur un seuil géologique de schistes et de marno-calcaires, en rive droite de l'oued Kébir; cette station contrôle la totalité des entrées dans le bassin depuis 1952. Le débit moyen annuel sur une période de 11 ans (période 1968-1979, DEMRH Annaba, inédit) est de 1,8 m³/seconde; la lame d'eau écoulée est égale à 52 mm pour une pluie moyenne de 750 mm, soit un coefficient de ruissellement de 8 %. Le débit moyen connaît des variations interannuelles très importantes: moins de 1m³ en 1959-60 et en 1979-80, plus de 12 m³ en 1957-58. Le régime de l'oued est directement lié à celui des pluies. L'écoulement estival est très faible, voir insignifiant.

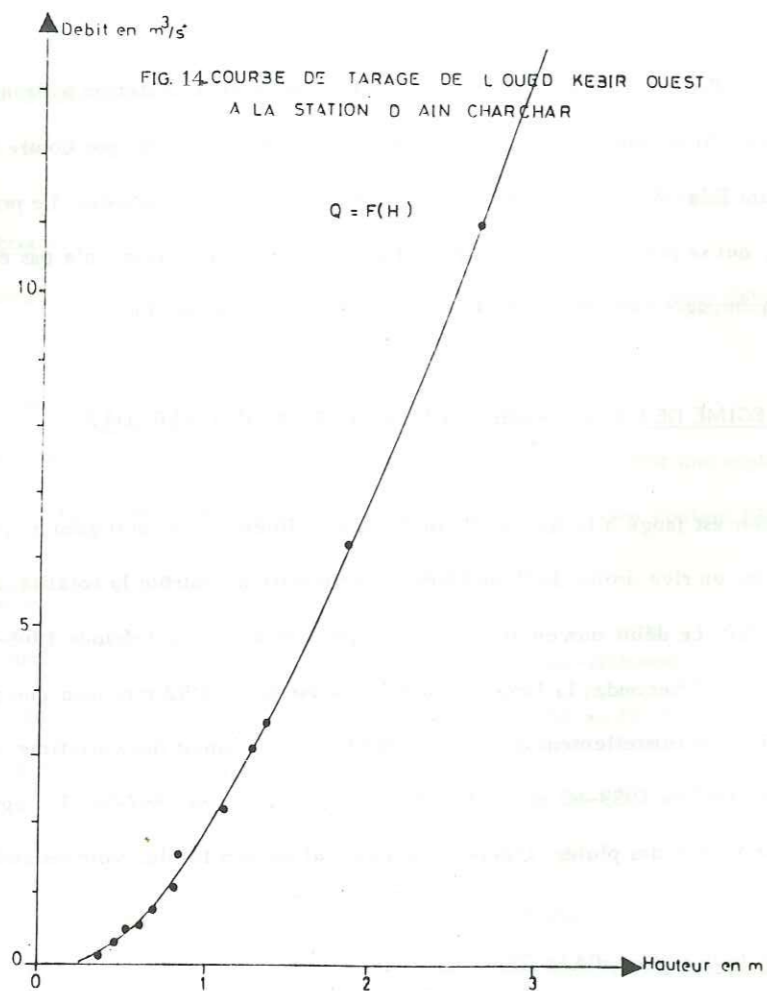
A. Tarage de la station d'Ain-Charchar

Cette station est équipée d'un limnigraphe pneumatique et d'une échelle de 0 à 12 m encastrée dans la culée du pont en rive gauche. La chambre de prise de pression se trouve à 32 cm du zéro de l'échelle.

La courbe de tarage a été établie à partir:

- des enregistrements du limnigraphe;
- des jaugeages au moulinet en période de basses eaux;
- des mesures de débits de crue par Treuil adapté au parapet du pont;
- et par lecture d'échelles.

Ce tarage a permis d'établir une relation, $Q = f(H)$ entre la hauteur de l'eau et le débit à la station (fig. n° 14).



B) Débits mesurés à la station d'Ain-Charchar pour l'année 1979-1980

. Débits moyens mensuels et annuels, débits spécifiques

Les débits journaliers ont été évalués à partir de la courbe de tarage, des lectures journalières d'échelle et le dépouillement des limnigraphes. Nous avons calculé ensuite les débits moyens mensuels et annuels et les débits spécifiques. Les résultats sont indiqués dans le tableau n° 31.

Année	1979				1980							Moyenne	
	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J		A.
Débit moyen m^3/s .	0,9	0,52	0,93	0,66	0,82	0,82	2,10	0,99	0,63	0,3	0,2	0,25	0,76
Débit spécifique $10^{-5} m^3/s/Km^2$	79	44	82	58	73	73	185	87	56	27	17	22	66,8
Pluviométrie du bassin (mm)	45,3	42,2	87,3	15,15	38,6	24,6	84,45	77,45	53,8	1,9	0,0	3,27	474,02

Tableau n° 31: Débits moyens et débits spécifiques de l'oued Kébir à la station d'Ain-Charchar.

Le débit élevé pour le premier mois de l'année agricole après une période de sécheresse s'explique par le régime pluviométrique de ce mois; deux crues se sont succédées au milieu du mois avec des débits de pointe de $6 m^3/seconde$. Au cours de l'année le ruissellement suit le régime des pluies et de leur tarissement. Le débit élevé du mois de mars d'une part, et ceux de Juin-Juillet-Août d'autre part sont significatifs.

. Débits caractéristiques

Les débits journaliers de l'oued Kébir, mesurés à la station d'Ain-Charchar ont été reportés sur le graphique n°15; nous avons ensuite tracé la courbe moyenne des débits classés. De cette courbe, nous tirons les débits caractéristiques suivants:

- DC₁₀ = Débit dépassé 10 jours par an: Débit caractéristique maximum
- DC₃₀ = Débit dépassé 1 mois par an
- DC₃₀ = Débit dépassé 3 mois par an
- DC₁₈₃ = Débit dépassé 6 mois par an: Débit caractéristique moyen
- DC₂₇₃ = Débit dépassé 9 mois par an
- DC₃₅₅ = Débit dépassé 355 jours par ans: Débit caractéristique d'étiage.

Débits caractéristiques	$m^3/sec.$
DC ₁₀	3,5
DC ₃₀	2,15
DC ₉₀	0,75
DC ₁₈₃	0,55
DC ₂₇₃	0,35
DCDC ₃₅₅	0,20

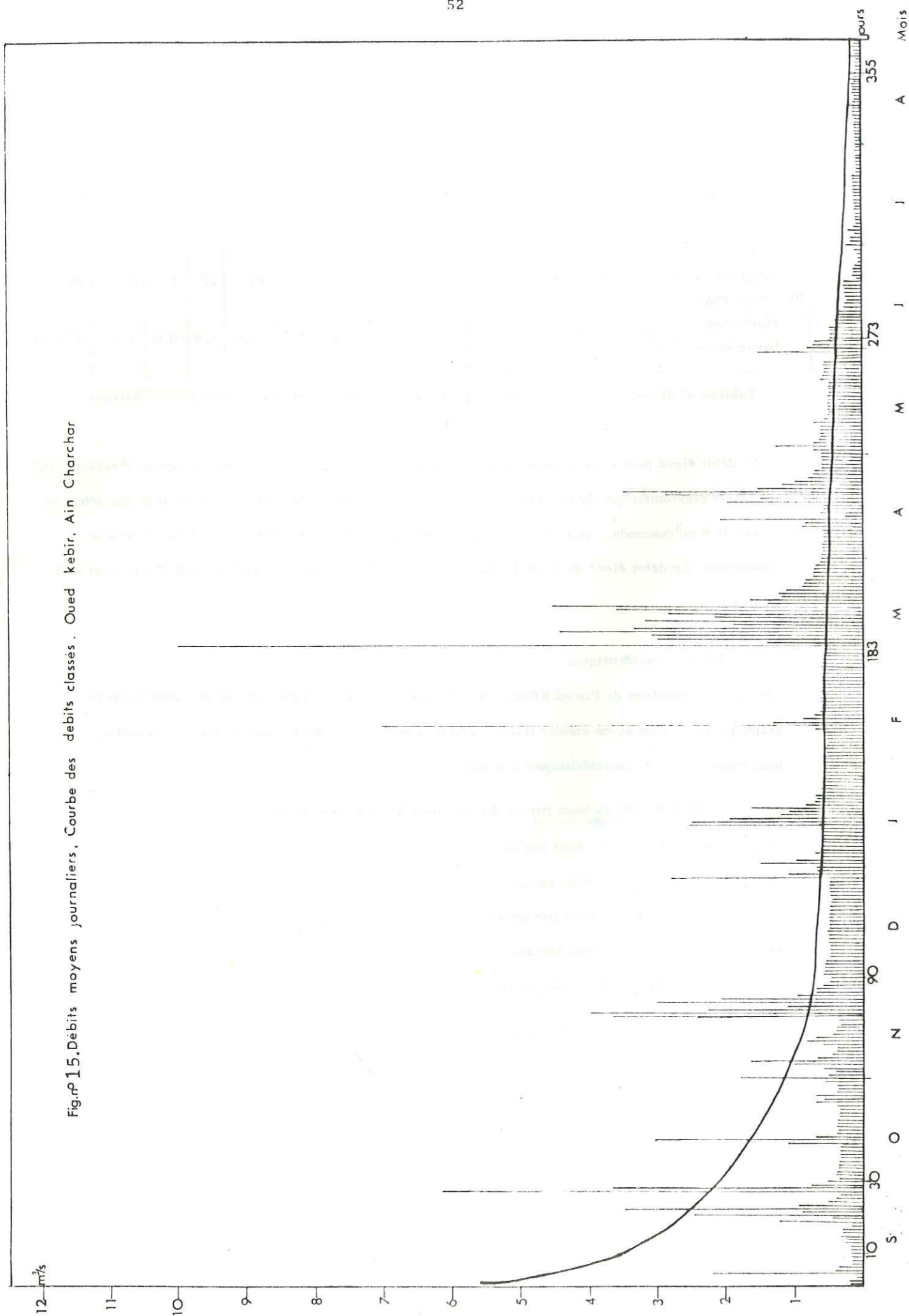


Fig. 15. Débits moyens journaliers, Courbe des débits classés. Oued Kébir, Ain Charchar

C. Lame d'eau écoulée

Les débits spécifiques de l'oued Kébir à la station d'Ain-Charchar permettent de calculer le volume écoulé ainsi que la lame d'eau à l'entrée de notre bassin.

Les valeurs obtenues sont pour l'année 1979-1980:

volume: $23,64 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$

lame d'eau écoulée: 21 mm, ce qui représente 4,4% des précipitations.

ESSAI DE BILAN HYDROLOGIQUE

Le calcul du bilan hydrologique est fait pour l'année moyenne 1968-1979; l'équation classique d'un bilan s'écrit:

$P = E + R + I$ où P est la pluviométrie moyenne annuelle en mm

E est l'évaporation réelle moyenne annuelle en mm

R est le ruissellement moyen annuel en mm

I est l'infiltration moyenne annuelle en mm.

Pluviométrie moyenne annuelle

Pour le calcul du bilan hydrologique nous avons choisi la valeur des précipitations moyennes annuelles calculée par la méthode des isohyètes $P = 743,9 \text{ mm}$

Evapotranspiration réelle moyenne annuelle

Comme nous l'avons expliqué plus haut, l'évaporation réelle moyenne annuelle dans notre bassin est la moyenne arithmétique des valeurs obtenues par les méthodes de TURC, WUNDT, COUTAGNE 1.

$E_r = 619,9 \text{ mm}$, ce qui représente 83 % des précipitations.

Ruissellement

D'après les valeurs de E_r et P, la lame d'eau écoulée est:

$R + I = 124 \text{ mm}$, soit 17 % de P;

Ce pourcentage représente l'écoulement total sur l'ensemble des bassins versants de l'oued Kébir.

Comme nous l'avons signalé plus haut, les apports du Bassin versant de Ezla-Magroun et les sorties en mer ne sont pas connues. Nous avons dans le cadre de notre étude sollicité des installations dont la mise en place est prévue pour 1981. La lame d'eau ruisselée pour la période 1968-79 à la station d'Ain-Charchar, est de 52 mm pour une pluie moyenne de 650 mm (D. E. M. R. H. Annaba, Inédit), soit 8 % des précipitations.

Le ruissellement sur les deux Bassins versants de l'oued Kébir, sans grand risque d'erreur, doit être à peu près le même; leurs caractéristiques physiographiques (indice de pente et densité de drainage tableau n° 3) et lithologiques sont similaires. Le coefficient de ruissellement de 8% pour la période de 1968-1979, sur l'ensemble du Bassin versant de l'oued Kébir est une valeur acceptable. Néanmoins, nous ouvrons une parenthèse concernant le massif dunaire; le ruissellement sur les sédiments sableux affecte des volumes d'eau négligeables du fait de la perméabilité des sables et de la morphologie des dunes. L'infiltration moyenne annuelle sur les 80 km² de dunes serait supérieure à 20 %. Malgré cette infiltration, il n'existe aucun exutoire notable. La quinzaine de sources inventoriées avaient un débit maximal de 2l/seconde. L'essentiel des sorties doit être attribué à l'écoulement vers la mer et à l'évapotranspiration dans les marécages. Le ruissellement sur l'ensemble du Bassin versant de l'oued Kébir est:

$R = 8\%$, soit $R = 59,5$ mm pour une pluie moyenne de 749,3 mm.

Infiltration

En remplaçant chacun des termes de l'équation du bilan hydrologique,

$$P = E + R + I$$

avec

$$P = 743,9 \text{ mm}$$

$$E = 619,9 \text{ mm}$$

$$R = 53,9 \text{ mm}$$

L'infiltration est de 70,1 mm, soit 9,4 % des précipitations. Pour les raisons citées plus haut cette valeur d'infiltration répartie sur toute la vallée de l'oued Kébir, serait plus importante dans les sables dunaires.

L'étude des débits moyens annuels de l'oued Kébir à l'entrée du Bassin pour l'année 1979-80, nous donne une lame d'eau ruisselée de 21 mm pour une pluie annuelle de 474 mm, soit un coefficient de ruissellement de 4,4 %; cette valeur n'est représentative que pour le Bassin versant d'Ain-Charchar.

L'évapotranspiration calculée sur ce bassin versant pour la période citée est de 417,8 mm soit 88 % des précipitations. Nous en déduisons une infiltration moyenne annuelle de 7,6 % représentant une lame d'eau de 57 mm.

Nous concluons que cette année 1979-1980 est une année sèche, le déficit d'écoulement de 404,5 mm est assez significatif.

CONCLUSION DU CHAPITRE HYDROCLIMATOLOGIE

L'hydroclimatologie de l'ensemble du Bassin versant de l'oued Kébir, n'a pas fait l'objet d'une étude auparavant. Les mesures de précipitations bénéficient d'un équipement et d'un suivi acceptable depuis 1968, quoique des lacunes et des valeurs douteuses subsistent toujours. Les écoulements superficiels sont contrôlés seulement à l'entrée de la vallée de l'oued Kébir, la sortie en mer et les apports du bassin de l'Edough ne le sont pas. Nous avons à partir des mesures existantes, essayé de fournir un schéma de l'hydroclimatologie régionale.

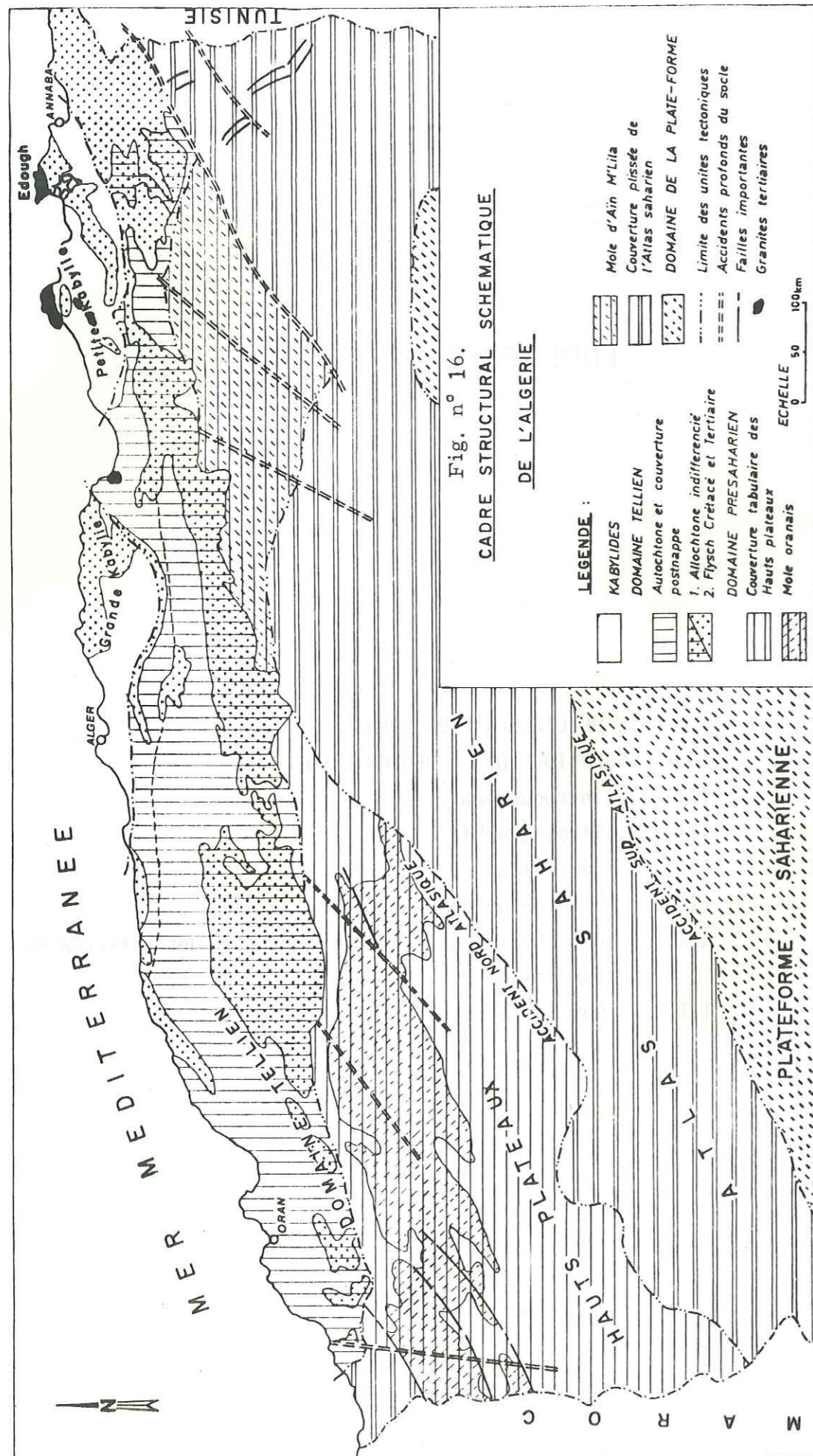
La pluviométrie moyenne sur 11 ans (1968-79) caractérise une année normale pour l'ensemble du bassin. Une grande partie de ces pluies, soit une lame d'eau de 619,9 mm est évaporée; cette évaporation importante est favorisée par la présence de plans d'eau (de 10 km² de superficie) dans notre région étudiée. Les formations calcaires fissurées du Djebel Safia, les sables dunaires et en partie le colluvium seraient responsables de l'infiltration moyenne de 9,4 % soit une lame d'eau de 70,1 mm.

L'année 1979-1980 est par contre une année déficitaire, voir sèche; cet essai de bilan hydrologique qui nous a fixé un ordre de grandeur des différents paramètres n'est pas encore précis en raison de l'infrastructure hydrométrique incomplète. Il nous apparaît donc indispensable de le préciser grâce à des équipements de mesure, en nombre compatible avec la représentativité du Bassin versant de l'oued Kébir.

CHAPITRE TROISIEME

ETUDE GEOLOGIQUE

- III.1. GEOLOGIE DE L'ALGERIE DU NORD
 - III.2. CADRE GEOLOGIQUE DE LA REGION ETUDIEE
 - III.2.1. Introduction
 - III.2.2. Stratigraphie
 - III.2.3. Tectonique
 - III.2.4. Paléogéographie
 - III.2.5. Caractéristiques hydrogéologiques des différentes formations
 - III.2.6. Conclusion
-



CHAPITRE III - ETUDE GEOLOGIQUE

III.1. GEOLOGIE DE L'ALGERIE DU NORD

L'orogénèse hercynienne et surtout l'orogénèse alpine sont les deux principales manifestations tectoniques qui ont abouti à l'individualisation des quatre grands ensembles structuraux constituant les traits essentiels de la géologie de l'Algérie (fig. n° 16). Nous distinguons du Nord au Sud:

III.1.1. DOMAINE DES MASSIFS PRIMAIRES KABYLES OU KABYLIDES

Localisés au Nord de l'Algérie, les massifs primaires essentiellement métamorphiques d'âge Anté-Géthlandien (DURAND DELGA, 1956) représentent les noyaux rigides d'un géanticlinal qui sépare l'Euogéosynclinal septentrional du sillon miogéosynclinal tellien. L'absence du Trias gypso-salin, les lacunes du Secondaire et surtout l'importance de manifestations éruptives syn et post tectoniques (Oligocène à Pliocène), demeurent les faits les plus remarquables de ce domaine.

III.1.2. DOMAINE TELLIEEN

Poussés vers le Sud lors de la compression alpine, les sédiments marneux secondaires et éocènes du sillon tellien ont fourni une superposition d'unités complexes définies du Nord au Sud par:

- . un Autochtone de la zone sous-kabyle;
- . un Autochtone intra-tellien
- . un Autochtone tellien.

. L'Autochtone de la zone sous-kabyle, le plus septentrional, est caractérisé par des dislocations d'âge Crétacé, des cisaillements profonds du substratum, des anticlinaux NE-SW, déversés vers le Sud, l'extrusion de lames calcaires et les manifestations volcaniques syn et postorogéniques.

. L'Autochtone intra-tellien représente la partie centrale du sillon tellien; il est recouvert par les nappes de glissement à sédimentation plastique du Secondaire et du Tertiaire de l'Allochtone tellien. Cet autochtone a une structure géanticlinale secondaire à faciès tellien dans la région de Blida et du Chélif (L. GLANGAUD, 1932). Dans les régions du Constantinois, il apparaît en zones hautes ("Dômes de Deleau", 1958), dues à un bombement du socle. Le style tectonique y est modérément compliqué avec des plis larges de direction tellienne E-W.

III.1.3. DOMAINE PRESAHARIEN

Ce domaine est constitué par la zone peu plissée des hauts plateaux et hautes plaines d'une part, et celles de l'Atlas Saharien d'autre part.

III.1.3.1. Hauts plateaux et hautes plaines

Le terme de Hauts plateaux est généralement employé seul pour désigner l'ensemble des régions qui séparent les chaînes telliennes de l'Atlas Saharien.

Cet ensemble correspond à une série de socles revêtus de dépôts secondaires dont l'épaisseur est plus faible que dans les chaînes telliennes et l'Atlas Saharien. Les faciès qu'on y rencontre sont néritiques ou continentaux. Cette région présente l'aspect d'un triangle allongé dont la base est tournée vers la frontière algéro-marocaine; le sommet de ce triangle serait représenté par le rétrécissement des Hauts plateaux vers les confins algéro-tunisiens où l'Atlas Saharien et les chaînes telliennes sont en contact. Vers l'Ouest, les Hauts plateaux se rattachent à la Meseta marocaine. La limite entre les chaînes telliennes et les Hauts plateaux est généralement marquée par une série d'accidents à déversements sud; celle qui sépare les Hautes plaines de l'Atlas Saharien est beaucoup plus imprécise, représentée par l'accident Nord-Atlasique.

Les principales subdivisions reconnues à l'intérieur des Hauts plateaux sont de l'Ouest vers l'Est:

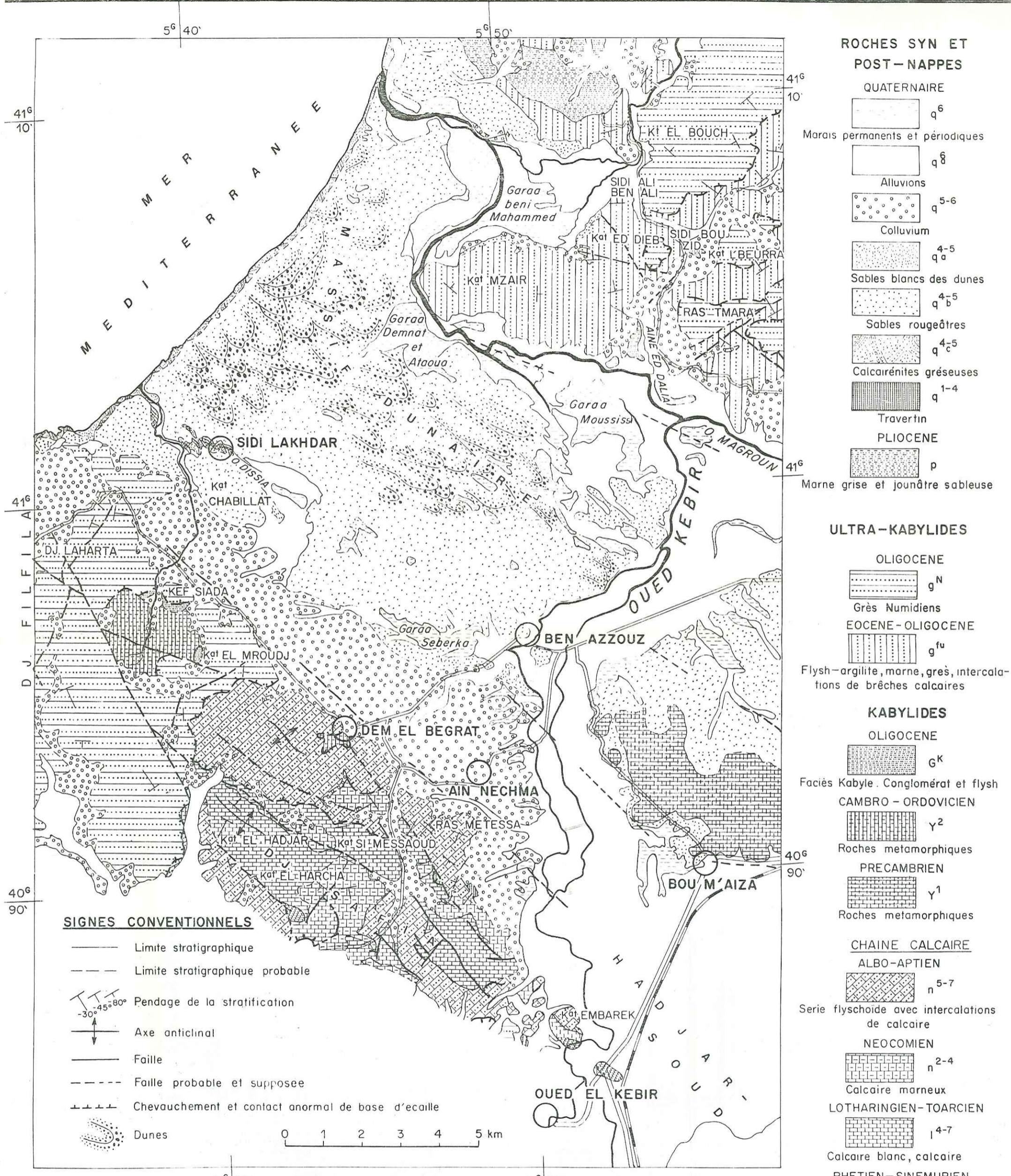
- le Môle oranais;
- les Hautes plaines oranaises;
- les Hautes plaines algéroises;
- les Hautes plaines constantinoises;
- le Môle d'Aïn-M'Lila.

III.1.3.2. Atlas Saharien

L'Atlas Saharien a pris naissance sur l'emplacement d'un long sillon subsident, entre les Hauts plateaux et la plateforme saharienne, où se sont accumulés, durant le Secondaire et le Tertiaire de puissants dépôts néritiques et continentaux.

L'Atlas saharien présente par l'épaisseur de ses sédiments et par l'amplitude de ses plissements pyrénéens, une individualité bien marquée vis à vis des régions qui l'encadrent.

Au point de vue structural, la limite septentrionale de l'Atlas Saharien n'a pu être précisée qu'en quelques points. Par contre, sa limite méridionale est marquée par une série d'accidents à peu près continus, qui constituent la flexure saharienne.



ROCHES SYN ET POST-NAPPES

QUATERNAIRE

- q⁶ Marais permanents et périodiques
- q⁸ Alluvions
- q⁵⁻⁶ Colluvium
- q⁴⁻⁵ Sables blancs des dunes
- q⁴⁻⁵ Sables rougeâtres
- q⁴⁻⁵ Calcairénites gréseuses
- q¹⁻⁴ Travertin
- PLIOCENE**
- p Marne grise et jaunâtre sableuse

ULTRA-KABYLIDES

OLIGOCENE

- g^N Grès Numidiens

EOCENE-OLIGOCENE

- g^{fu} Flysch-argilite, marne, grès, intercalations de brèches calcaires

KABYLIDES

OLIGOCENE

- g^K Faciès Kabyle. Conglomérat et flysch

CAMBRO-ORDOVICIEN

- γ² Roches métamorphiques

PRECAMBRIEN

- γ¹ Roches métamorphiques

CHAÎNE CALCAIRE

ALBO-APTIEN

- n⁵⁻⁷ Série flyschoides avec intercalations de calcaire

NEOCOMIEN

- n²⁻⁴ Calcaire marneux

LOTHARINGIEN-TOARCIEN

- l⁴⁻⁷ Calcaire blanc, calcaire

RHETIEN-SINEMURIEN

- l¹⁻³ Dolomies

SIGNES CONVENTIONNELS

- Limite stratigraphique
- - - Limite stratigraphique probable
- ↗ ↘ ↙ ↖
-30° -45° -80° Pendage de la stratification
- ↕ Axe anticlinal
- Faille
- - - Faille probable et supposée
- +++ Chevauchement et contact anormal de base d'écaille
- Dunes

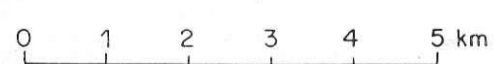


Fig17: CARTE GEOLOGIQUE DE LA VALLEE DE LOUED KEBIR OUEST

III.1.4. DOMAINE DE LA PLATEFORME SAHARIENNE

Ce domaine peut être divisé en deux grandes régions naturelles: le Sahara occidental ou Haut Sahara et le Sahara oriental ou Bas-Sahara. Le Haut Sahara constitue une zone anticlinale dès longtemps immergée qui n'a pas été atteinte par les mers nummulitiques, tandis que le Bas-Sahara correspond à une dépression subsidente qui a accueilli les dépôts de l'Eocène inférieur et moyen. Ces deux grandes régions se prolongent vers l'Est par deux unités de moindre importance qui regroupent la Jeffara et le Sahel Tunisien.

III.2. CADRE GEOLOGIQUE DE LA REGION ETUDIEE

III.2.1. INTRODUCTION

Notre région d'étude fait partie de l'ensemble géologique de l'Atlas tellien, zone plissée alpine de l'Afrique du Nord caractérisée par sa complexité lithologique et structurale.

La micropaléontologie a fait la différence entre les études passées et actuelles et a abouti à une nouvelle conception de la géologie de la région (DURAND DELGA, RAOULT et VILA, (1967-69). Il existe plusieurs ensembles structuraux, tectoniquement empilés les uns sur les autres. L'autochtone de la bordure occidentale de l'Edough occupe la position structurale la plus basse. Plus haut la zone par-autochtone de Safia est constituée de terrains secondaires surmontés par des ensembles allochtones dont le plus bas est celui des schistes métamorphiques du Paléozoïque inférieur que surmonte une couverture sédimentaire oligocène. La position supérieure est occupée par du flysch albo-aptien et paléogène recouvert lui-même par du flysch à microbrèches présentant une extension limitée. La partie supérieure des ensembles allochtones est la nappe numidienne largement développée en Algérie du Nord et que l'on attribue au sommet de l'Oligocène et à l'Aquitainien.

Les sédiments plio-quadernaires sont discordants sur tous ces ensembles. Les recherches les plus récentes en Algérie désignent les affleurements soit d'après la région de leur formation, soit d'après l'époque de leur mise en place. On distingue trois formations essentielles:

- Les Kabylides: groupent l'autochtone précambrien, le para-autochtone de la chaîne calcaire et l'allochtone métamorphique du Paléozoïque inférieur transgressé par le flysch oligocène kabyle.
- Les ultra-kabylides: on y distingue la nappe du flysch oligocène à microbrèches à nummulites et la nappe du flysch numidien.
- Les roches syn et post orogènes: se composent essentiellement des granites miocènes du Djebel Fiffila et des sédiments plio-quadernaires de la dépression alluviale de l'oued Kébir.

III.2.2. STRATIGRAPHIE

Nous décrivons successivement les trois principales formations groupant chacune des sous-ensembles structuraux s'inscrivant dans un contexte stratigraphique bien défini.

III.2.2.1. Les Kabyliques

Ainsi dénommés par M. DURAND DELGA (1960), les Kabyliques regroupent les massifs anciens Kabyliques et les sédiments de la chape calcaire; le territoire étudié s'étend au Sud du géanticlinal Kabyle lequel se prolonge au Nord par le sillon mésoméditerranéen. Lithologiquement les Kabyliques se définissent comme suit:

A. Les roches métamorphiques

Nous distinguons celles de l'Autochtone précambrien et celles de la nappe métamorphique du Cambro-Ordovicien.

a) Roches métamorphiques de l'Autochtone précambrien

Le massif de Boumâéza constitue le principal affleurement de cet autochtone schisteux présumé Précambrien situé à la bordure sud-est de la dépression alluviale en rive droite de l'oued Kébir; il est accessible à l'observation à la faveur de carrières d'extraction de cipolins et d'argile pour les besoins locaux. Des sondages profonds exécutés dans le cadre des travaux miniers (S.O.N.A.R.E.M.) ont recoupé cet ensemble. Probablement équivalentes de l'assise de gneiss décrite par Hilly (1952) dans le massif de l'Edough plus à l'Est, ces roches métamorphiques représentent la zone la moins métamorphique de cet édifice ancien.

Les affleurements du massif de Boumâéza ne permettent pas d'avoir une image concrète de la succession stratigraphique des différents schistes cristallins dont la puissance dépasse vraisemblablement 1 000 m. Cet ensemble métamorphique est envahi par des sables rouges dans sa partie nord-ouest et par les alluvions récentes de la vallée de l'oued Magroun dans sa partie nord-est. La roche saine, généralement satinée, gris-verdâtre ou gris bleu se présente sous forme de séricitoschistes, micaschistes et plus rarement de chloritoschistes. Cataclastiques, indice d'une tectonique intense des lits de quartzites de l'ordre du décimètre à quelques mètres ainsi que des grès légèrement métamorphiques et quelques lentilles de cipolin souvent assez importantes (≈ 10 m) s'associent au complexe schisteux.

L'interstratification d'anciennes roches détritiques et de cipolins dans les schistes indique que le complexe métamorphique a évolué à partir d'un sédiment flysch composé d'argiles, grès-quarternes et de calcaires, sédiments qui se sont déposés dans un milieu géosynclinal assez agité.

D'après la classification de BECKE et GRUBERMAN et en raison du caractère de moindre métamorphisme de la région, le complexe appartiendrait à la zone ectinique (SONAREM Inédit).

L'âge précambrien est déduit par corrélation avec d'autres régions de Grande Kabylie où les roches cristallines sont d'une part surmontées par l'Ordovicien moyen à faune prouvée (LAMBERT, TERMIER, 1948) et où les formations de lithologie analogues sont découpées par des granites dont l'âge absolu de 700 millions d'années a été défini par BOLTINKOR (1971).

b) Roches métamorphiques du Cambro-Ordovicien

Les affleurements de cet ensemble sont plus développés en petite Kabylie à l'Ouest de notre région d'étude. Ces roches métamorphiques se présentent en fenêtre tectonique en contact avec la nappe des Grès numidiens et celle du flysch crétacé; elles sont accessibles à l'observation au Sud-Ouest de Kef Siada et dans la zone de Dem-Bi Begrat, le long de la route passant par cette dernière agglomération et se dirigeant vers la plage de Guerbès. Comparativement à l'ensemble métamorphique du Précambrien, les schistes séricito-chloritiques du Cambro-Ordovicien présentent un moindre métamorphisme. Ces formations surplombent un important colluvium dissimulé en grande partie par une broussaille très dense et par une végétation non négligeable de chêne-liège ne facilitant pas l'accès. A la base de cette série du Paléozoïque inférieur, on observe des séricitoschistes gris-bleuâtres à schistosité très accusée avec intercalation de petites lentilles de quartzites brunâtres, témoins d'accidents épisodiques de sédimentation, ainsi que des couches d'arkoses et de grauwackes. Vers les niveaux supérieurs, séricitoschistes, chloritoschistes, phyllades de teinte verdâtre et grès métamorphiques avec une variété plus grossière de type micro-poudingue traduisent une plus grande diversité lithologique. Ces terrains sont caractérisés par la présence de filonnets, lentilles et concrétions de quartz laiteux type alpin assez significatif.

Cette assise du Paléozoïque inférieur est datée Cambro-Ordovicien sur les considérations suivantes:

. Les séricitoschistes et les phyllades de Grande Kabylie qui ont fourni une faune de l'Ordovicien moyen (A. BARBIER et G. TERMIER, 1924) sont surmontés par du Silurien épimétamorphique à faune prouvée. Plus haut dans la coupe on observe des arkoses et des laves acides, coupe assez proche du cadre géologique régional de notre étude.

. EHRMAN (1922) a repéré dans la zone analogue de Beni-Affleur au Sud de Djidjelli des fossiles d'âge Paléozoïque confirmé par M. DURAND DELGA (1952) à la suite de la découverte de fossiles d'âge Gothlandien dans les couches non métamorphisées superposées aux schistes. Ceci conduit à supposer que le complexe est cambro-ordovicien, tandis que le métamorphisme relatif à l'orogénèse serait calédonien.

B. Oligocène transgressif, Faciès Kabyle

Décrit en Grande Kabylie (M. DURAND DELGA, 1960), ce faciès Kabyle débute par des calcaires à lépidocyclines et myopsinoïdes du Chattien, tandis que les marnes sableuses et les poudingues appartiennent à l'Oligocène terminal et s'étendent probablement jusqu'au Miocène.

Dans notre région d'étude, il transgresse en discordance angulaire sur les roches métamorphiques sous forme de poudingues et brèches sédimentaires mal calibrés où les galets de quartz laiteux et de roches métamorphiques de quelques centimètres à quelques décimètres, pour la plupart altérés prédominent dans un ciment sablo-argileux; la puissance approximative varie de 20 à 100 mètres. Dans la partie supérieure, il passe à du flysch voisinant avec la nappe de recouvrement numidienne dans la zone de Kef Siada. Le défaut d'affleurements caractéristiques dans notre d'étude est dû à une végétation très dense de broussailles, ne nous permet pas de situer les contacts directs et de tracer en détail les relations avec les terrains avoisinants. La succession lithologique de ce flysch à faciès kabyle débute par des grès de couleur grisâtre à ciment argileux renfermant des grains de quartz, des roches métamorphiques et des paillettes de micas. Au-dessus s'intercalent des niveaux d'aleurolites, d'argilites et de sables marneux teintés par des hydroxydes de fer; l'ensemble supporte un poudingue dont l'épaisseur diminue de bas en haut et où les galets de quartz et de roches métamorphiques dans un ciment argilo-gréseux, sont plus arrondis et ont un diamètre plus petits que ceux du poudingue de base.

A l'Ouest de notre région d'étude, ces couches de flysch présentent un granoclassement où de bas en haut le poudingue de base est remplacé graduellement par des grès, aleurolites et argilites indiquant un transport en milieu marin des sédiments par des courants de boue vers des zones basses. La puissance totale de ces niveaux de conglomérats oligocènes renfermant parfois des bancs de grès varie de 300 à 400 m. En raison du manque d'informations paléontologiques, la position transgressive du flysch sur les roches métamorphiques a été comparée à celle de l'Oligocène transgressif de Grande Kabylie qui débute par des calcaires du Chattien, horizon absent dans notre région d'étude par suite probablement d'une transgression tardive; les sédiments flysch appartiendraient au Chattien alors que les marnes sableuses et le poudingue du sommet similaire aux couches décrites en Kabylie par DURAND DELGA (1960) atteindraient la base du Miocène.

Le sommet de cette assise a fourni une faune caractéristique de la limite entre le Stampien et l'Aquitainien. DURAND DELGA (1969) rejoint cette hypothèse sur la base de déterminations micropaléontologiques en attribuant cette assise à l'Oligocène supérieur.

C. Les sédiments de la chaîne calcaire

Cette formation dessine les pointements du Djebel Safia s'élevant en remparts naturels et surplombant la plaine de Hadjar-Soud et celle de Aïn-Nechma. Elle amorce avec les grès numidiens plus au Nord Ouest une bande des principaux reliefs de la zone selon une direction SE-NW plus ou moins conforme à celle de l'axe anticlinal "Lias-Crétacé inférieur" de cette unité.

La sédimentation de la chaîne calcaire dans la zone kabyle a eu lieu au cours d'une courte période et est liée à l'existence de bassins locaux peu profonds. Elle se serait effectuée sur la bordure nord du géanticlinal kabyle qui représente la limite sud du "sillon flysch mésoméditerranéen", et par la suite charriée vers le Sud (M. DURAND DELGA, 1960). Elle groupe un complexe calcaréo-dolomitique du Lias au

centre, sur lequel repose en discordance une série flyshoïde de l'Albo-aptien.

a) Rhétien -Sinémurien (L¹⁻³): 80 m d'épaisseur

Il affleure à l'extrémité sud-est de Koudiat-Embarek sous forme de dolomies massives grises à stratification très confuse en raison de la présence de nombreuses fractures et diaclases, indice d'une activité tectonique intense. Ces dolomies sont représentées à la base par des petits bancs calcaires à lumcachelles (DURAND DELGA, 1967). Elles ont été datées grâce à une microfaune et par analogie lithologique avec les régions de Grande Kabylie.

b) Lotharingien-Kimmeridgien (L⁴⁻⁷): 200 m d'épaisseur

Les dolomies liasiques sont surmontées par des calcaires blancs à gris clairs grossièrement lités; on les observe à Koudiat Messaoud et Koudiat El-Hadjar où ils sont localement cristallisés et oolithiques. Plus haut, ils se présentent en plaquettes et renferment des traces de crinoïdes; le Lias moyen se termine par des calcaires légèrement marneux. De minces lits de protoglobigérines présumés Malm et des niveaux de Saccocomidés ont permis (DURAND DELGA, 1967) leur datation.

c) Néocomien (N²⁻⁴): 60 m d'épaisseur

Discordant sur les termes inférieurs, il affleure sous forme de calcaires marneux à Ammonites pyriteuses découvertes pour la première fois par DELEAU (1938). Il occupe les zones basses.

d) Albo-aptien (N⁵⁻⁷): 500 m d'épaisseur environ

Limité dans son extension à l'Est et à l'Ouest par des formations quaternaires, cet ensemble désigné flyshoïde par DURAND DELGA, RAOULT et VILA (1967) occupe les versants est et ouest du Djebel Safia, en nette discordance sur l'ensemble calcaréo-dolomitique liasique. Le métamorphisme, observé sur le versant nord-est où les roches se caractérisent par le développement de séricite, les assimile à l'état altéré aux schistes du Paléozoïque inférieur avec lesquels elles voisinent. Ils sont de même en contact avec la nappe du flysch numidien.

Ces couches flyshoïdes se composent d'une alternance d'argilites, d'aleurolites et de grès quartzeux teintés d'hydroxydes de fer, avec des intercalations plus ou moins épaisses de calcaires blancs à gris par endroits schisto-marneux. Dans cette succession lithologique la présence de grès quartzeux se fait importante de la base au sommet.

L. SRIBAR (1967) détermina dans les calcaires des algues dasycladaées du genre *Tripotella* cf. *frassisteinm.* Var. *openinnica beretti*, espèce répandue dans le Crétacé inférieur de la zone du Djebel Safia. DURAND DELGA, VILA et RAOULT (1967) ont découvert des microfossiles recristallisés qui seraient albo-aptiens et s'étendraient au Crétacé supérieur (*Pitonella ovalis* et *Globotruncana*).

Sur cette unité de la chaîne calcaire vient s'empiler la nappe de recouvrement métamorphique charriée simultanément avec les sédiments oligocènes Kabyles et les nappes de recouvrement ultra-Kabyles.

III.2.2.2. Les ultra Kabylides

Le sillon méso-méditerranéen (DURAND DELGA, 1969) au Nord du Géanticlinal Kabyle a accueilli une sédimentation flyshoïde oligocène que le même auteur qualifie de flysch ultra-Kabyle, charriée plus tard vers le sud; deux nappes de flysch sont définies dans notre région d'étude.

A. Flysch oligocène

Il constitue le premier flysch de la nappe de recouvrement ultra-kabyle; il présente une alternance d'argilites, aleurolites, marnes où s'intercalent des grès quartzo-argileux, des lits de calcarénites et des brèches calcaires à nummulites souvent importantes; ces dernières affleurent en horizons caractéristiques que nous avons observés au Nord-Ouest de la dépression de la vallée de l'oued Kébir au lieu dit Ali Ben Ali dans le vallon de l'oued Ksaiba. FLANDRIN (1955) y a déterminé une faune caractéristique de Lépidocyclines qui se rapporte à l'Oligocène. DURAND DELGA (1960) dans les couches similaires de la petite Kabylie a défini par analogie un âge Eocène-Oligocène.

B. Flysch numidien

Cette formation de la nappe ultra-kabyle ne présente pas un flysch typique à rapides changements de granulométrie. Comportant essentiellement des couches de grès quartzeux de quelques décimètres à quelques mètres, il serait d'après RICHTER (1970) caractéristique de la molasse. Ce flysch numidien se répand dans une grande partie de la région, à Djebel-Laharta, Kef-Siada à l'Ouest-Nord-Ouest de la dépression alluviale. Au Nord - Est, on l'observe à Koudiat Dieb, Sidi Ali Ben Ali, Koudiat l'Beurrat et Ras Tmara voisinant avec la nappe de flysch oligocène. Il repose comme nappe de recouvrement sur le flysch oligocène Kabyle et sur les roches métamorphiques. Ce flysch numidien est constitué à la base soit par des argilites bigarées, soit par des marnes sableuses que surmontent les grès quartzeux. Par analogie avec des grès reposant sur des argiles bariolées à tubotomaculum dans le territoire de Grande Kabylie et à en juger par la présence des arénacés et de quelques globigérines (DURAND DELGA, 1960), le flysch numidien appartiendrait probablement à l'Oligocène. Sa puissance est de 400 mètres environ.

III.2.2.3. Les roches syn et post-orogènes

Elles sont caractérisées par des formations mio-pliocènes et essentiellement quaternaires. Elles se situent à une époque postérieure aux déplacements tangentiels, qui se sont manifestés dans la région, accompagnés de l'intrusion de granites au Miocène. Dans la zone étroite du Djebel Filfila à l'ouest de

notre cadre d'étude, à Si El Hassine, deux massifs de granite alcalin recouvrent les formations calcaires du Lias et les couches flyshoïdes du Crétacé inférieur qui montrent la présence d'un métamorphisme de contact.

Les sédiments quaternaires sont des produits de remblaiement de la vallée de l'oued Kébir qui représente un fossé d'effondrement le long des failles supposées NW-SE.

A. Le Pliocène

Recouvert ailleurs par les sédiments quaternaires, il affleure à la faveur des thalwegs sous forme de marnes grises à jaunâtres, sableuses. On l'observe dans la partie nord-est de notre cadre d'étude à Ain-Delia et Sidi Bouzid à proximité de Koudiat l'Beurrat. La faune décellée (*Orbulina Sp.*, *Vagulina Sp.*) parmi laquelle des restes d'oursins, n'est pas assez caractéristique (HILLY, 1962). Ces dépôts d'environ 100 m d'épaisseur auraient eu lieu dans une mer dont la profondeur ne saurait excéder 200 mètres.

B. Le Quaternaire

Les formations quaternaires occupent la plus grande superficie de la vallée de l'oued Kébir. Le caractère de ces sédiments est influencé par le socle géologique et les conditions climatiques. Le travertin et les sédiments sableux sont pléistocènes, alors que le matériel colluvial, les sables littoraux et les alluvions sont d'âge holocène.

Les sédiments éoliens ont fait l'objet d'une description détaillée par HILLY (1962) qui distinguait d'une part les grès, les terres rouges et éboulis et d'autre part les sables non consolidés des dunes. Il décrit les sables provenant des dunes, et ceux des anciennes plages. Les terres rouges correspondent aux périodes d'interruption de la sédimentation éolienne; les sables rouges renferment le cinquième de matière argileuse et d'hydroxydes de fer.

a) Quaternaire ancien ou Pléistocène

a₁) Travertin (Q₁-4)

Au Sud-Est de Dem-El-Begrat, entre Mechtat Haddad et Adila, le travertin sédiment quaternaire le plus ancien de la vallée de l'oued Kébir, affleure sous forme d'un lambeau de 100 mètres de largeur environ sous les sables rougeâtres; extrêmement poreux et de couleur grisâtre, il est pigmenté de jaune brun par des hydroxydes de fer.

a₂) Les grès des Dunes

Ces grès se répandent dans la petite vallée de l'oued Dissya jusqu'à la zone de Sidi Lakhdar, au Nord Est de Dar Saïd; on les voit aussi sur le cordon littoral longeant la vallée de l'oued Kébir. Ils présentent des stratifications entrecroisées et se composent de grains de quartz et d'hydroxydes de fer assez importants, le tout dans un ciment argilo-calcaire. En quelques endroits, ils se confondent avec les travertins; la

la structure granulométrique de ces grès permet d'observer in situ un écoulement et une infiltration qui se traduit par des suintements et des résurgences d'eau à faible débit lorsque la topographie le permet.

Les débris des coquilles de lamellibranches dans ce matériel gréseux de la zone littorale du Nord-Est indiquent un dépôt en milieu limitrophe marin ou probablement dans la mer même.

HILLY (1962) désigne ces grès comme des arénites calcaires ou calcarénites.

Les résultats des études sur lames minces de trois échantillons nous ont révélé la présence d'algues calcaires, de radioles, de bryozoaires, quelques rares débris de dasycladacées et des minéraux de quartz anguleux, le tout dans un ciment calcaire. Il s'agirait donc d'une calcarénite gréseuse ou ce qu'on peut aussi appeler grès calcaires à algues, vu la proportion appréciable de quartz. La forme arrondie des organismes conférerait à la roche une porosité appréciable.

b) Colluvium (Q5-6)

Formé au Pléistocène et pendant l'Holocène, ce matériel est constitué de fragments de roches du substratum mélangés à des sédiments sablo-argileux et à des éboulis de pente fort subordonnés; il se localise tout le long des contreforts ouest de la vallée de l'oued Kébir selon un alignement SE-NW conforme aux directions supposées de soulèvement.

c) Sables rougeâtres (Q4-5) : Holocène

Les sables rouges se localisent dans la vallée de l'oued Kébir, les forêts de Guerbès et de Senhadja. De bas en haut, ils se mélangent à du matériel sablo-argileux teinté en rouge brun par des oxydes de fer, dont la présence est liée probablement à l'équibatement de la nappe phréatique. Dans la partie basale, ces concrétions limonitiques et argilo-limonitiques de quelques millimètres à quelques centimètres de diamètre sont très caractéristiques de ces niveaux sableux. Aux abords du massif métamorphique de BouMaéza à l'Est, et de Koudiat el Arneb à l'Ouest, ce matériel sableux renferme des fragments de schistes. Très riches en oxydes de fer dans la région de BenAzzouz et surmontés par les sables blancs, ils sont utilisés comme matériaux de construction. Des mesures de perméabilité effectuées avec un perméamètre DARCY ont donné des valeurs comprises entre 10^{-2} cm/seconde et 4.10^{-2} cm/seconde sur des échantillons pris en surface (D.E.M.R.H. ANNABA, 1975).

d) Sable blanc des dunes

Ce sable est transporté par le vent de direction nord-ouest sur la zone littorale. L'orientation générale des dunes est NW-SE avec quelques kilomètres de longueur, 500 mètres de large et une hauteur moyenne de 100 mètres.

La division stratigraphique de ce sédiment sableux le plus récent est assez complexe. Des lames à double tranchant datant de l'Acheuléen terminal et correspondant à la régression post-thyrrhénienne ont été découvertes par MOREL et HILLY (1966); BALOUT (1955) a retrouvé des artefacts atériens dans

les grès des dunes et dans les terres rouges, signifiant l'appartenance d'une partie des sédiments au thyrrhénien plus récent ainsi que leur caractère continental. A la limite nord-ouest de notre territoire à proximité de la plage du Guerbès, nous avons observé le profil suivant de bas en haut:

- . grès des dunes d'une puissance de 1 m;
- . sables rouges " " 2 m;
- . grès des dunes " " 4 m;
- . sable blanc récent des dunes.

Ces mêmes niveaux ont été décrits en 1962 par HILLY dans la région opposée vers le Nord-Est. A cet effet, on suppose que la série des "Grès des dunes - sables rouges" s'est répétée deux fois comprises entre le thyrrhénien ancien et le thyrrhénien récent. Les sédiments se seraient donc formés dans la période de régression, ce qui rejoindrait la déduction qui fit suite à la découverte des artefacts. Ce fut la transgression flandrienne qui avait arrêté la formation des sables favorisant l'époque de la culture néolithique et de l'Homosapiens iberromarusien (HILLY, 1962).

e) Alluvium

Les dépôts alluvionnaires sont surtout représentés dans la zone étroite de la vallée entre le massif cristallophyllien de BouMaéza et le complexe Lias-Crétacé du Djebel Safia. Le matériel grossier plus ou moins transmissif à la terminaison sud du Djebel Safia passe à un sédiment plus fin à Aïn-Nechma voir argileux avec quelques passées de lentilles de graviers, argilo-sableux à Ben Azzouz pour laisser la prédominance à la composante sableuse au voisinage du massif dunaire et dans les espaces interdunaires où une sédimentation et une vie agricole sont possibles car les alluvions ne sont pas masquées par les sables actuels.

Ces dépôts alluvionnaires dans la zone du massif de BouMaéza sont plus franchement argileux avec présence de fragments de schistes, cipolins et quartzites du socle; ils deviennent lacustres plus au Sud-est, formant le matériel essentiel du lac de Fetzara qui marque la limite de notre région d'étude.

Nous constatons que la variation de faciès des alluvions d'amont en aval est liée à l'environnement géologique immédiat. Grossières au débouché de l'oued Kébir dans la plaine, elles deviennent fines, argileuses et tourbeuses à l'aval. Les principaux affluents de l'oued Kébir présentent une répartition identique des dépôts, du fait qu'ils ont à leur entrée dans la plaine des vitesses et des débits solides élevés. La rupture de pente entre la plaine alluviale de Hadjar Soud et la vallée supérieure en l'occurrence celle de l'oued Magroun, affluent de l'oued Kébir, provoque un ralentissement des eaux, l'élargissement du lit, ce qui favorise le dépôt de matériaux grossiers. Plus à l'aval, entre la bordure nord du massif dunaire et la terminaison occidentale du massif de l'Edough - Cap de Fer, des basses terrasses composées de sédiments argileux à débris organiques accompagnent l'oued Kébir jusqu'à l'embouchure.

Nous avons défini comme matériel grossier et fluvial, celui aux abords immédiats de l'oued Kébir et de ses affluents. Il se compose de galets, de grès, de calcaires, de schistes, souvent liés par une matrice argileuse à argilo-sableuse englobant elle-même des fragments plus petits de socle conférant à l'ensemble une structure très hétérogène.

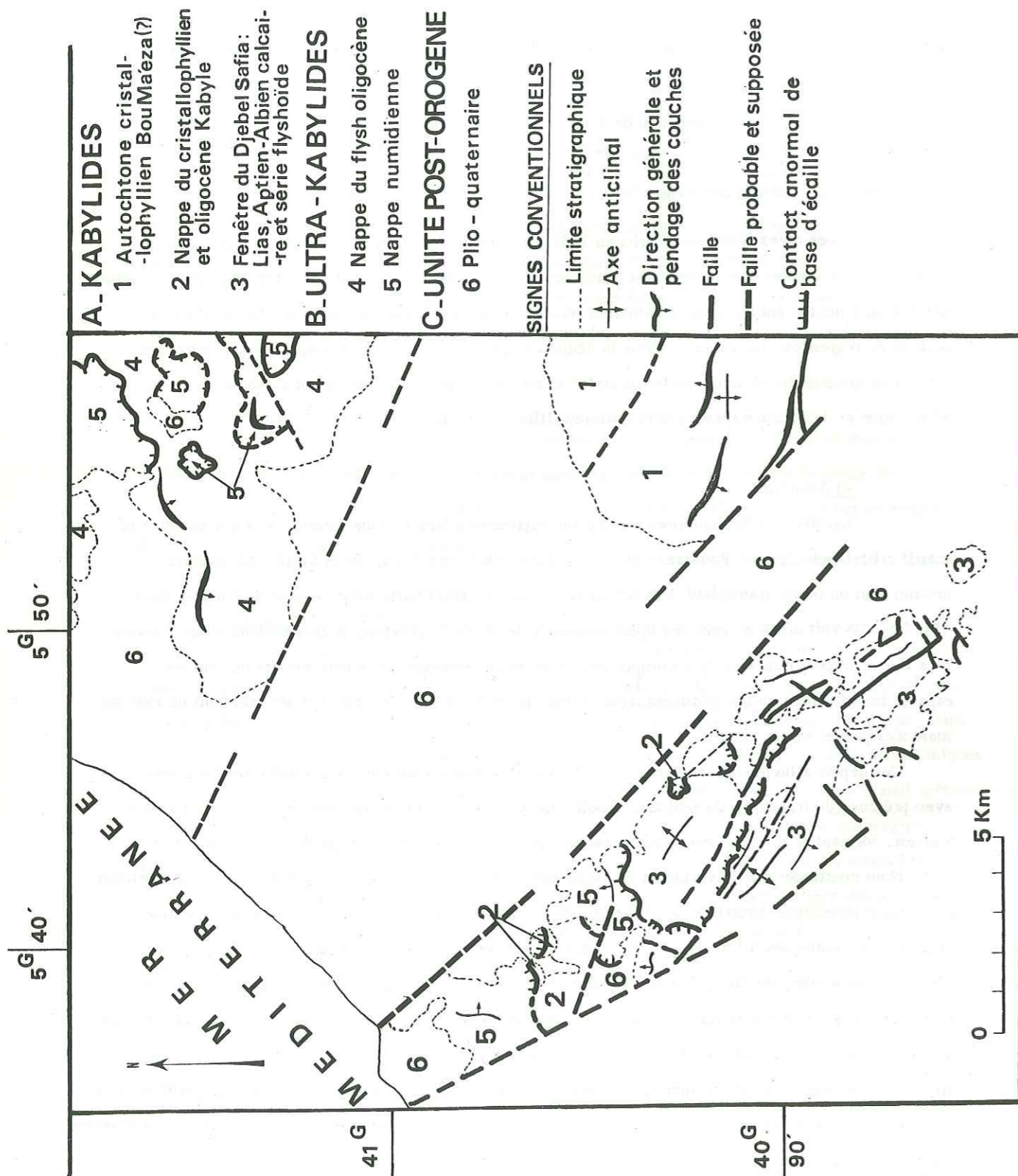


Fig. n° 18 : Schéma structural de la région étudiée.

Le caractère essentiellement argileux de ces alluvions favorise, lorsque la topographie le permet, l'existence d'importantes étendues d'eau appelées garaa; on remarquera leur gisement dans les espaces interdunaires et aux abords du massif dunaire à l'aval des émergences de sources qui drainent les sables des dunes. Nous pensons que ces "marécages" seraient les points d'affleurement de la nappe phréatique.

f) Marais permanents et périodiques (Q6)

Ils représentent les zones de forte évaporation et couvrent environ 10 km^2 . Ils seraient responsables d'une évapotranspiration d'environ (E.T.P. = 400 mm) $11.10^6 \text{ m}^3/\text{an}$ soit 350 l/s. ; leur niveau est maximum en hiver, et minimum (voir à sec pour la plupart) en période sèche. Seuls les marais situés dans les zones à bonne transmissivité (sables dunaires) concervent une partie de leur eau pendant la saison sèche et sont caractérisés par une végétation de zone d'eau stagnante. Ces étendues d'eau, restent au nord liées à la vallée de l'oued Kébir (zones d'inondation de l'oued).

III.2.3. TECTONIQUE

III.2.3.1. Introduction

Le territoire étudié appartient au domaine plissé alpin de l'Afrique du Nord, régi par une tectonique complexe, où l'évolution des conceptions se poursuit avec l'arrivée sans cesse de nouvelles données. On y rencontre des unités structurales syn orogéniques charriées et fracturées en divers blocs appartenant aux Kabylides et aux ultra-Kabylides dont les mouvements relatifs auraient été à l'origine de la vallée de l'oued Kébir. On y définit à l'intérieur, des ensembles autochtones, parautochtones et allochtones. Le soulèvement semble avoir été effectif dans la partie ouest alors que la partie est était immergée ou tout au moins soulevée plus tardivement. La vallée de l'oued Kébir est à considérer comme l'unité tectonique post-orogénique, couronnement des structures antérieures.

Les ensembles structuraux s'individualisent chacun par une tectonique propre et sont séparés par des contacts doux, plats ou discordants.

III.2.3.2. Les ensembles structuraux (fig.17)

A. Structure autochtone

La simplicité extérieure apparente de la structure autochtone isolée des autres structures par des sédiments quaternaires de la vallée de l'oued Kébir, se caractérise au Nord-Est de BouMaéza par un grand pli anticlinal axé au Nord-Ouest avec des pendages maxima de $30-40^\circ$ sur les flancs (J. VILA sous presse). Cet autochtone présente, en effet, une structure beaucoup plus simple dans les assises anté-cambriennes que dans l'assise beaucoup plus jeune. Nous notons une correspondance totale de la schistosité avec la

stratification primitive dans les niveaux de calcaires cristallisés de l'assise antécambrienne dont les structures internes présentent des traits particuliers à savoir un microplissement et un gaufrage propre aux schistes métamorphiques du Paléozoïque inférieur. A cet effet, des auteurs inédits auraient émis l'hypothèse de l'appartenance de ces niveaux métamorphiques autochtones à la nappe des schistes métamorphiques, mais sans arriver à conclure par suite de l'absence de contact avec des couches crétacées.

B. Par-autochtone ou chaîne calcaire

Déposés sur la bordure du sillon méso-méditerranéen, ces sédiments ont été charriés au Sud pendant la phase la plus ancienne du charriage, à travers le géanticlinal Kabyle. La chaîne calcaire forme le socle des unités qui lui sont tectoniquement superposées. Dans cette région, elle est représentée par la fenêtre tectonique du Djebel Safia (DURAND DELGA, RAOULT et VILA, 1967) qui dessine un bombement anticlinal déformé d'axe NW-SE et dont la partie orientale est recouverte par des dépôts quaternaires de la vallée de l'oued Kébir (Aïn-Nechma). Les deux flancs, déformés par des failles parallèles à l'axe, sont occupés par des terrains du Crétacé inférieur dont le pendage varie de 20° à 70°. Le cœur de l'anticlinal laisse apparaître des dolomies ou calcaires massifs du Lias. Les assises argilo-gréseuses du Crétacé inférieur déformées en plis disharmoniques se distinguent par des plissements fins. Ces assises ont été soumises à un métamorphisme dynamique qui leur confère une ressemblance avec les schistes métamorphiques du Paléozoïque inférieur.

VILA (sous presse) propose comme socle immédiat de cet ensemble par-autochtone mésozoïque, les roches cristallines du massif de l'Edough, mais à l'heure actuelle il n'existe pas de preuves directes pour étayer cette supposition.

DUBOURDIEU (1960) avait prédit cette disposition tectonique démontrée plus tard par RAOULT, VILA et D. DELGA (1967). Dans la mine de Meçadjet, à l'Ouest de notre région d'étude, les roches sédimentaires du Néocomien à Calpionelles (RECHS, 1965) ont été rencontrées sous une assise de schistes métamorphiques.

C. Nappe de charriage métamorphique Kabyle du Paléozoïque inférieur

Transgressée par le complexe flysch conglomérat de l'Oligocène Kabyle, la nappe de charriage métamorphique du Paléozoïque inférieur affleure dans la localité de Dem El Begrat en fenêtre sous la nappe de charriage numidienne. Vers le Sud, elle repasse sur les terrains mésozoïques par-autochtones sous-jacents de Koudiat Messaoud.

Des travaux de RAOULT, VILA, D. DELGA (1967) ont démontré ce contact avec l'unité tectonique de la chaîne calcaire, contact visible à l'Est du Djebel Seba Koudiat (à l'Ouest de notre cadre d'étude) et sur la rive gauche de l'embouchure du Chabet-El-Ouara. Le sondage de la mine de Meçadjet où on a rencontré, sous l'assise de schistes métamorphiques, des roches sédimentaires du Néocomien à Calpionelles.

(RECHS, 1965), confirme ce contact. Représentant la partie inférieure de l'allochtone, ces schistes dessinent un grand pli anticlinal à cœur de séricitoschistes quartzeux affectés de petites fractures. Leur structure interne est fortement plissée avec des plis complexes, étroits de direction E-W généralement déversée vers le Sud.

Le flysch oligocène Kabyle présente une structure sensiblement plus simple à plis plats, à rayon de courbure relativement grand et dont les pendages sont de 20-30°. Dans l'ensemble cette structure se traduit par un anticlinal de direction générale nord-est qui définit une discordance avec les structures nord-ouest par-autochtones d'une part, et avec les plis est-ouest de l'assise métamorphique du Paléozoïque inférieur d'autre part. Cette configuration anticlinale du complexe flyscholite oligocène Kabyle dans le cadre géologique régional sépare les bombements anticlinaux du Djebel Safia de ceux du Djebel Filfila.

D. La nappe du flysch argilite-gréseux

Affleurant en grande partie dans le coin nord-est de notre région d'étude, en rive droite de l'oued Kébir aux Koudiet BouMed, M'Zair et Dieb, la nappe du flysch est surmontée par la nappe de charriage numidien. Elle est masquée plus au Sud par les sédiments quaternaires.

La grande structure synclinale monotone constituée essentiellement de terrains éocène-oligocènes, affectée par des plis et fractures secondaires est l'un des traits essentiels de cette unité flyscholite. A l'intérieur de cette structure, se développent des plissements pseudo-anticlinaux fort complexes dont la combinaison avec refoulement des niveaux plastiques affecte la succession stratigraphique des séries.

E. Nappe de charriage numidienne

Elle couronne l'empilement de l'édifice structural complexe de la région; elle affleure dans les forêts de l'oued Soudane et de Lashes plus à l'Ouest de notre région d'étude. Elle constitue dans notre région les pointements du Kef Siada et ceux des Koudiet (collines) de part et d'autre de la dépression alluviale. Le soubassement de cette unité surmonte, soit le flysch ultra-Kabyle, soit la nappe métamorphique du Paléozoïque inférieur, soit l'Oligocène transgressif Kabyle, soit les couches flyscholites crétacées de la chaîne calcaire. Elle supporte les sédiments quaternaires dont le contact discordant a été mis en évidence par géophysique, par sondage mécanique dans le cadre de l'étude et observé à la faveur de thalwegs façonnés par les écoulements superficiels.

Le caractère allochtone de cette assise du numidien se révèle, comme nous l'avons mentionné plus haut, par sa disharmonie générale du fait de la superposition sur tous les autres ensembles structuraux. Dans le tell algérien, cette allochtonie a été établie par A. CAIRE et les géologues de la S.N.REPAL (Inédit) qui ont observé la superposition fréquente du Numidien sur du Trias gypsifère.

DURAND DELGA (1960) avait souligné cette caractéristique du Numidien sur les massifs Kabyles.

Dans cette structure interne, la nappe numidienne comprend une assise supérieure de grès quartzitiques souvent sub-horizontale discordante sur une assise inférieure d'argiles dont le développement est sporadique.

dans notre région. Ces grès numidiens à Kef Siada s'observent à la faveur d'une barre imposante qui emmerge dans une topographie masquée par des broussailles et la forêt de chêne-liege. On y relève une stratification nord-sud nette avec un plongement est-ouest de 35° sous les sédiments quaternaires de la vallée de l'oued Kébir.

III.2.4. PALEOGEOGRAPHIE

C'est probablement au Cambrien et à l'Ordovicien dans un milieu géosynclinal qu'a eu lieu un dépôt de sédiments qui ont subi par la suite, lors de la phase tectonique, un métamorphisme accompagné d'un bombement géantoclinal. La migmatisation des couches inférieures a donné les gneiss ocellés du Massif de l'Edough; un moindre métamorphisme des couches supérieures initialement flyshoïdes de cet autochtone, a individualisé les micaschistes du massif de BouM'aeza de notre territoire d'étude.

Ces terrains métamorphiques restent émergés jusqu'au Jurassique qui débute par une transgression liasique sur le seuil continental du bombement nord du géantoclinal Kabyle. L'émergence de la chaîne à partir du Dogger s'est poursuivie jusqu'à la transgression et les dépôts des calcaires Kimmerdjiens. Une nouvelle transgression engendre la sédimentation du Crétacé inférieur. De l'Albien au Lutétien inférieur, la mer se retire et l'on assiste au paroxysme des déformations pyrénéennes. Au Priabonien la mer revient et abandonne ses dépôts sur un substratum plissé et abrasé d'où elle se retire à l'Oligocène inférieur; depuis et jusqu'à la fin du Miocène, l'orogénèse alpine met en place les nappes de charriage. La région reste émergée; une nouvelle transgression au Pliocène n'envahit que les dépressions littorales, le massif de l'Edough - Cap de Fer n'était alors qu'une île d'après LAMBERT (C.R. de l'Académie des Sciences, 15.12.1958). La mise en place des dépôts quaternaires s'est effectuée selon les étapes suivantes:

1ère étape: Après le Pliocène, une nouvelle régression engendre les dépôts des sables dunaires rubéfiés avec intercalation de terres rouges. Nous assistons à un démantèlement des dépôts numidiens donnant des éboulis dans l'arrière pays. A la fin de cette étape, les dunes sont lapidifiées par un ciment calcaire donnant les grès dunaires.

2ème étape: La régression s'accroît et un nouveau système dunaire s'étend beaucoup plus loin que le précédent, sans doute jusqu'au lac Feztara vers lequel l'oued Kébir, barré par ces dépôts, aurait coulé.

3ème étape: La nouvelle transgression favorise l'accumulation par l'oued Kébir, d'alluvions en terrasses de 20 à 30 mètres. Les dunes formées lors de la précédente régression se rubéfient et donnent les sables rouges.

4ème étape: Un second cycle régression-transgression aboutit à une série comparable à la précédente (grès dunaires, sables rouges, alluvions récentes) comblant la plaine entaillée dans les alluvions anciennes et le massif dunaire.

5ème étape: Une nouvelle régression provoque la mise en place des dunes actuelles peu développées, l'enfoncement de l'oued Kébir dans les alluvions récentes et la reprise de l'érosion qui modèle le paysage actuel.

III.2.5. CARACTERISTIQUES HYDROGEOLOGIQUES DES DIFFERENTES FORMATIONS

Les formations affleurant dans notre région d'étude, selon leur appartenance lithologique et structurale, sont définies par des caractéristiques hydrogéologiques différentes. Leur capacité d'emmagasinement des eaux et leur participation à l'alimentation des nappes souterraines sont fonction de leur perméabilité: nous distinguons les formations perméables et les formations imperméables.

III.2.5.1. Les formations perméables

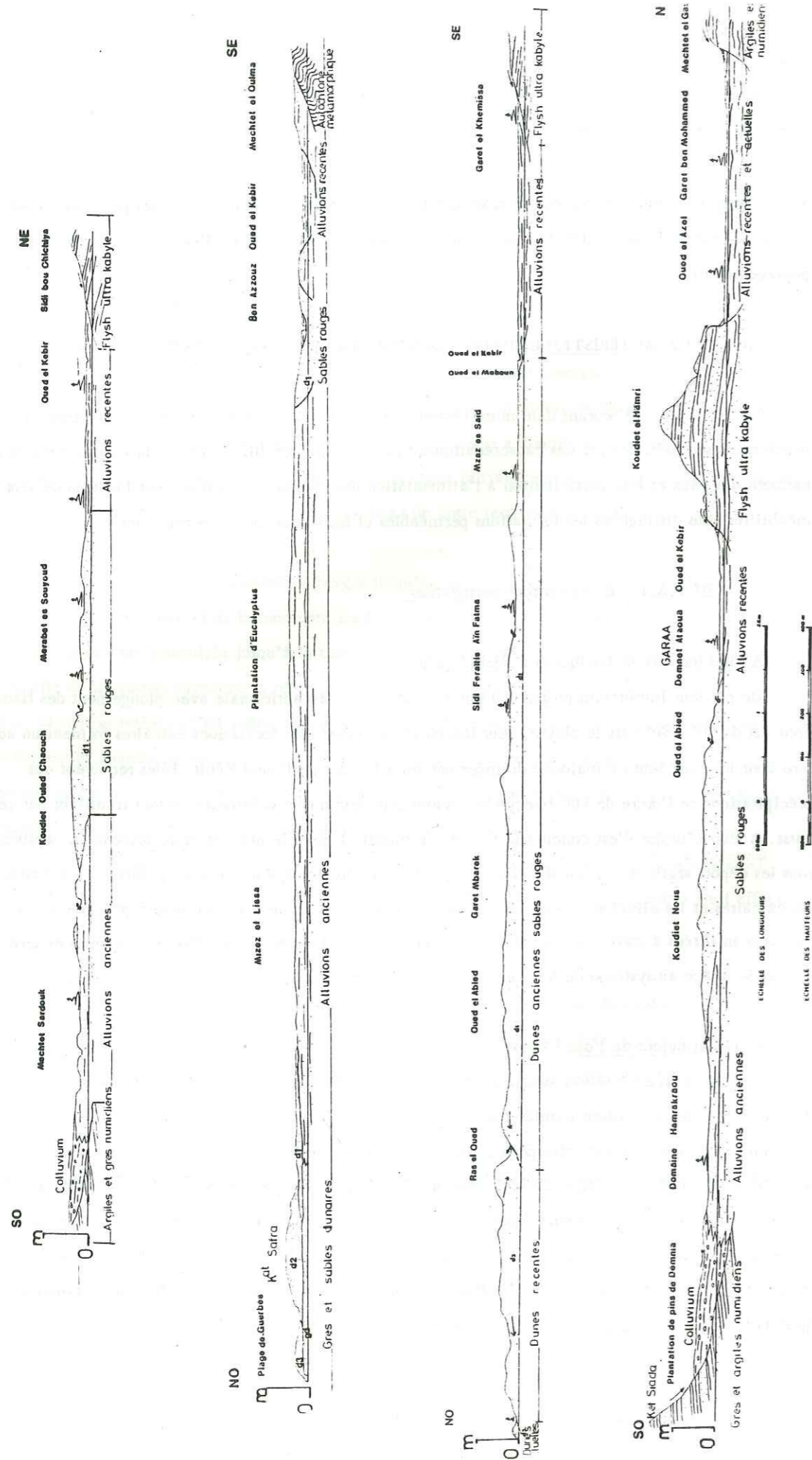
A. Les formations liasiques du Djebel Safia

De par leur impluvium propre (10 km²), leur structure anticlinale avec plongement des flancs nord-nord-est de 70° à 80° vers la plaine, leur fracturation intense, les formations calcaires forment un aquifère dont les eaux sont en majorité drainées par les alluvions de l'oued Kébir. Elles reçoivent des précipitations de l'ordre de 100 l/seconde environ représentant un volume important transitant par ce karst. Aucun exutoire n'est connu à la limite du massif. Il semble que ces eaux deviennent captives sous les dépôts argileux de l'oued Kébir. La géophysique montre qu'en plusieurs points, il y a contact entre les calcaires et les alluvions grossières. La source Hamam d'origine géothermique représenterait une résurgence des eaux infiltrées à travers les calcaires, qui auraient circulé à des profondeurs importantes et seraient remontées grâce au système de fractures avec une température, en surface, de 41° centigrades.

B. Les alluvions de l'oued Kébir

Ces alluvions en relation avec les formations liasiques du Djebel Safia, les massifs métamorphiques de Boumaéza, les formations numidiennes et le massif dunaire, forment un couloir de 1 à 5 km de large sur 35 km de long. Les zones les plus perméables se situent au débouché de l'oued Kébir et de ses affluents dans la vallée et n'occupent que 35 km² environ; l'étude géophysique a révélé que le réservoir alluvionnaire le plus important était à la partie amont de la vallée, dans la région de Hadjar Soud; en aval, les argiles peuvent renfermer des lentilles de gravier. Deux forages d'exploitation ont donné deux valeurs de perméabilité, l'une de $1,2 \cdot 10^{-1} \text{ m}^2/\text{seconde}$ et l'autre $2 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{seconde}$ avec un coefficient d'emmagasinement de $6 \cdot 10^{-3}$ dans la plaine de Hadjar Soud (S.N.M.C. Inédit).

Fig. n° 19 : Coupes schématiques hydrogéologiques à travers la vallée de l'oued Kébir Ouest.



La majorité des apports provient des formations encaissantes, argiles et grès numidiens, marno-calcaires et surtout calcaires secondaires qui demeurent la principale source.

C. Le colluvium

Il est le résultat du démantèlement, favorisé par une pente très abrupte, des massifs secondaires du Djebel Safia et surtout des formations numidiennes des Djebel Senhadja et KefSiada qui assurent son alimentation et au bas desquels il se localise selon une bande SE-NW. Les blocs hétérométriques allant du centimètre au mètre dans une coulée argileuse constituent une structure peu favorable à une infiltration et une alimentation des aquifères profonds éventuels. Etroitement liés aux torrents de montagne, les niveaux les plus grossiers de ce colluvium représenteraient un drain des eaux de ruissellement.

D. Le massif dunaire (80 km²)

La principale réserve se trouve dans les dunes qui reçoivent des précipitations de 600-700 l/seconde environ sortant en mer ou dans les marécages. Les sources et la majorité des puits sont tous à la périphérie, le centre est peu équipé.

Les grès dunaires ou calcarénites gréseuses, les sables rouges et les sables blancs constituent les formations susceptibles d'être aquifères et que nous précisons plus loin dans l'étude géophysique.

Les grès dunaires : D'aspect bréchique, ils affleurent à 2 ou 3 km du rivage dans la localité de Sidi Lakhdar, et sur le littoral, puis se perdent dans la mer à une distance inconnue. L'étude microscopique a révélé une structure granulométrique composée de grains de quartz, de débris d'organismes dans un ciment calcaire qui ne comble pas tous les vides de la roche, lui conférant une porosité importante constatée in situ par des suintements pérennes.

Les sables rouges : Ils constituent les dunes allongées NW-SE et se répartissent sur toute la plaine. La teneur en oxydes de fer caractéristiques de ces sables rouges serait liée à l'équibatement de la nappe. Des mesures de perméabilité à l'aide d'un perméamètre DARCY ont donné des valeurs comprises entre $2 \cdot 10^{-2}$ et $4 \cdot 10^{-2}$ cm/seconde. Ils ont une proportion d'argile qui croît en fonction de l'éloignement du massif dunaire vers le massif de BouMaeza.

Les sables blancs : Ce sous-système aquifère du massif dunaire est constitué par les dunes récentes et les dunes actuelles. Les premières citées, forment un bourrelet fixé par les arbustes dont l'altitude n'excède pas 100 m, et la largeur 4 km. A leur limite, un étroit cordon constitue les dunes actuelles.

L'infiltration moyenne annuelle sur l'ensemble du massif dunaire serait supérieure à 300 mm du fait que le ruissellement est négligeable, la morphologie des dunes et la perméabilité des sables étant les principales causes; cette lame d'eau pour les 80 km² représente un débit fictif de 800 l/seconde environ. Malgré cette alimentation, les sources qui représenteraient les seuls exutoires, et qui sont au nombre de

quinze ont un débit qui ne dépasse guère 2l/seconde. Un front de mer de 14 km et l'évapotranspiration dans les marécages (10 km²), représenteraient une grande partie du volume des eaux qui ont transité par le massif dunaire.

III.2.5.2. Les formations imperméables

Elles concernent en premier lieu les roches métamorphiques du Paléozoïque et les formations flyshoïdes crétacées et tertiaires dont la nature lithologique essentiellement plastique et la structure traduisent une prédisposition au ruissellement des eaux beaucoup plus qu'à l'infiltration. Des essais de pompage dans les niveaux alluvionnaires aux abords immédiats de ces massifs ont donné des transmissivités peu élevées; les niveaux de grès quartzitiques, de calcaires métamorphiques, de calcarénites peu représentatifs interstratifiés dans ces formations métamorphiques et flyshoïdes alimenteraient les puits de la région environnante. Les terrains numidiens ne renferment pas de ressources importantes en eau; leur épaisseur et leur surface d'affleurement considérables leur permettraient de jouer un rôle important dans les nappes qu'ils limitent.

En résumé, nous retiendrons comme terrains essentiellement perméables, les calcaires du Djebel Safia, les dépôts alluvionnaires au débouché des oueds et les dépôts sableux du massif dunaire, sur les alluvions anciennes, où les réserves seraient les plus importantes.

III.2.6. CONCLUSION A L'ETUDE GEOLOGIQUE

L'étude géologique a mis en évidence une structure complexe constituée par un empilement de nappes de recouvrement mises en place lors de l'orogénèse alpine et s'insérant chacune dans un domaine structural propre. Des sédiments plio-quaternaires post-orogéniques se sont accumulés à la faveur du fossé d'effondrement individualisé le long des accidents supposés de direction SE-NW.

Cette configuration géologique englobe des ensembles hydrogéologiques à l'intérieur de chaque domaine structural; du fait de leur épaisseur, de leur surface d'affleurement, de leur structure anticlinale, l'état de leur fracturation favorable à l'emmagasinement et la circulation des eaux souterraines, les dolomies et calcaires liasiques se classent parmi les plus perméables dans le cortège des formations anté-miocènes. Cette perméabilité constatée à partir des données lithostratigraphiques et tectoniques demeure relative d'une formation à l'autre.

Les sédiments plio-quaternaires constituant le matériel de remplissage du fossé d'effondrement de direction SE-NW, individualisé lors des mouvements de surélévation miocène, restent le milieu d'investigation le plus favorable pour les eaux souterraines. C'est sur la base de ces considérations géologiques, à compléter par d'autres moyens de reconnaissance que nous essaierons plus loin de mettre en évidence les éventuelles relations des dépôts quaternaires avec leur substratum, et de caractériser l'importance hydrogéologique des ensembles aquifères de notre région d'étude.

CHAPITRE QUATRIEME

ETUDE GENERALE DU REMPLISSAGE PLIO-QUATERNAIRE

DE LA VALLEE DE L'OUED KEBIR OUEST

IV.1. INTRODUCTION

IV.2. ETUDE DU REMPLISSAGE DES SEDIMENTS PLIO-QUATERNAIRES PAR
PROSPECTION GEOPHYSIQUE ELECTRIQUE

IV.3. ETUDE DU REMPLISSAGE PLIO-QUATERNAIRE DE LA VALLEE DE L'OUED
KEBIR PAR LES SONDAGES MECANIQUES

IV.4. CONCLUSION

CHAPITRE QUATRIEME - ETUDE DU REMPLISSAGE PLIO-QUATERNAIRE
DE LA VALLEE DE L'OUED KEBIR

IV.1. INTRODUCTION

L'histoire géologique de notre région a montré que les sédiments post-orogéniques peuvent détenir des ressources en eau appréciables, surtout en ce qui concerne les sédiments sablo-gréseux du massif dunaire. Afin de les mettre en évidence, divers modes d'investigation ont été mis en oeuvre.

- Campagne de prospection géophysique : Cette campagne a duré du 1er octobre 1975 au 20 mars 1976. Les travaux ont été réalisés par la Société bulgare Stroj export, et supervisés par la Direction des Etudes du Milieu et de la Recherche Hydraulique d'Alger.

- Sondages mécaniques de reconnaissance, souvent équipés en piézomètres: ces sondages ont été réalisés au cours de la période 1978-80; cette campagne est encore en cours et s'achèvera vers octobre 1981, au maximum février-mars 1982. Ils nous permettront de préciser l'interprétation géophysique et de faire des essais de pompage pour évaluer certaines caractéristiques hydrodynamiques des horizons aquifères.

IV.2. ETUDE DU REMPLISSAGE DES SEDIMENTS PLIO-QUATERNAIRES PAR PROSPECTION GEOPHYSIQUE ELECTRIQUE

IV.2.1. EXPOSE DE LA METHODE

La prospection électrique consiste à mesurer la résistivité des différentes tranches de terrain des formations de surface. Pour cela le dispositif SCHLUMBERGER a été utilisé; un quadripole AMNB dans lequel A et B sont les électrodes d'injection de courant et M et N les électrodes de mesure. D'après la loi d'ohm

on a:

$$\rho = K \frac{\Delta V}{I}$$

où ρ = résistivité apparente du terrain
 I = l'intensité de courant émis entre A et B
 ΔV = la différence de potentiel mesurée entre M et N.

En aggrandissant le dispositif, on augmente la profondeur d'investigation. On trace la courbe $\rho = f\left(\frac{AB}{2}\right)$ sur diagramme bilogarithmique. Son interprétation pour notre région a été faite d'après les courbes théoriques publiées par l'Association des Géophysiciens Européens (La Haye, 1970).

IV.2.2. OBJECTIFS DE L'ETUDE

Aussi bien dans la plaine alluviale que dans le massif dunaire, les principaux objectifs sont de déterminer:

- . l'épaisseur et la qualité du remplissage alluvial et des sédiments sableux;
- . la nature du substratum;
- . les éventuelles liaisons entre les alluvions et les sédiments sableux;
- . les zones les plus favorables à l'implantation des ouvrages de captage des eaux souterraines;
- . l'extension des zones envahies par le biseau salé.

IV.2.3. TRAVAUX REALISES

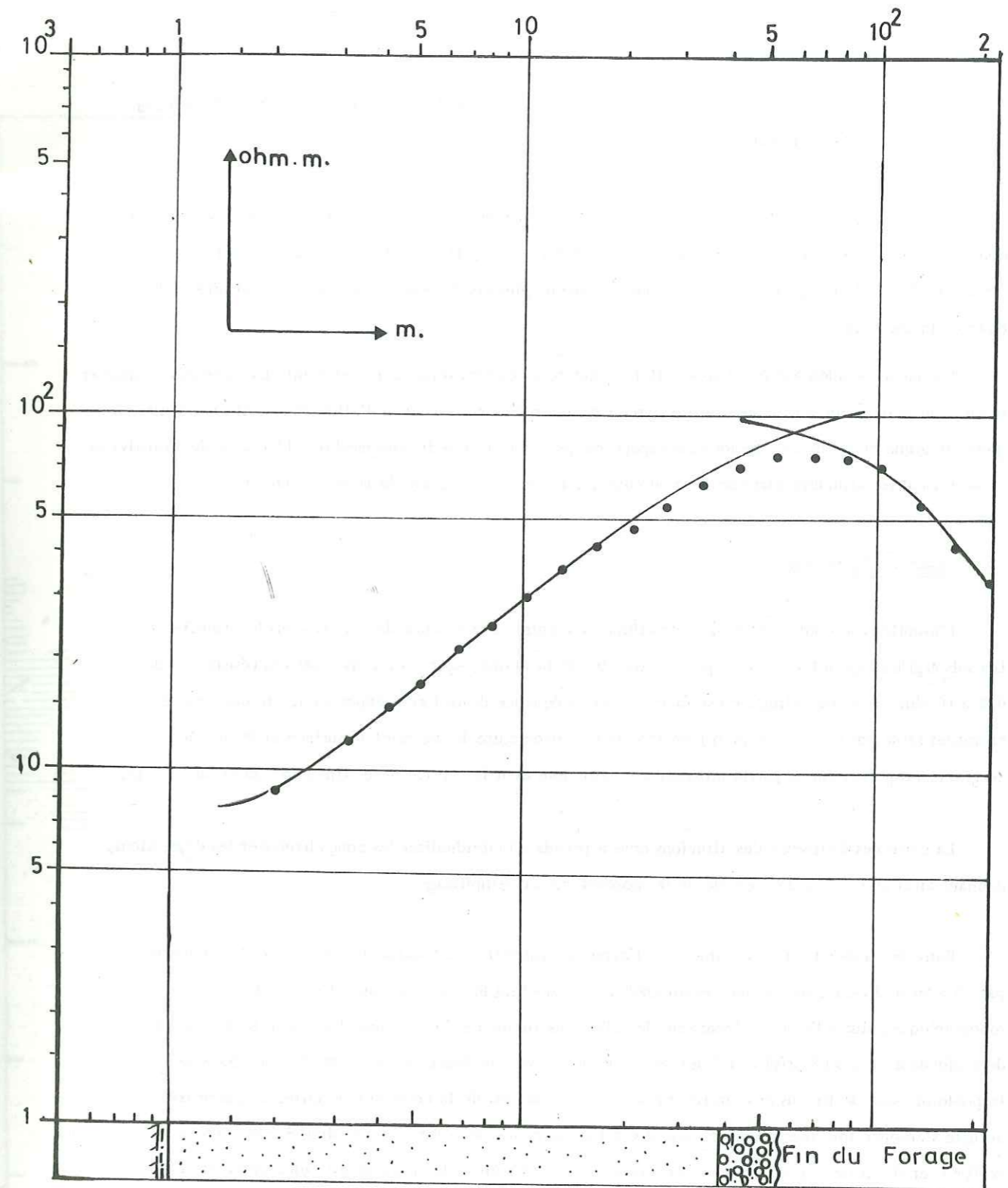
Les travaux programmés et réalisés dans le cadre des objectifs ci-dessus ont consisté en 200 sondages électriques dans la plaine alluviale en quadrillage 1 000 x 1 000 avec une longueur AB = 1 000 m; cette configuration initiale a été remplacée par des sondages électriques tous les 500 m sur des profils distants de 2 km. Trois cents sondages électriques ont été de même réalisés dans le massif dunaire en quadrillage 500 x 500 avec une longueur AB = 1 500 m. Trois profils sismiques initialement prévus ont été remplacés par 80 sondages électriques intermédiaires aux premiers dans le massif dunaire. Enfin neuf sondages électriques dans le périmètre d'oued Ezla, près de l'embouchure de l'oued Kébir ont clôturé cette campagne de terrain. Au total 588 sondages électriques auxquels s'ajoutent les 8 sondages électriques étalons sur les forages préexistants, ont permis de sillonner la vallée de l'oued Kébir.

IV.2.4. INTERPRETATION DES RESULTATS OBTENUS DANS LA PLAINE ALLUVIALE ET LE MASSIF DUNAIRE

A/ Interprétation des résultats géophysiques dans la plaine alluviale de l'oued Kébir

a) Problèmes d'interprétation

Les problèmes d'interprétation ont nécessité l'emploi de sondages électriques étalons sur les forages existants (fig. 20). Les sondages électriques E/8, E/9, F/7, F/8 se superposent aux coupes de forages existants. Il n'existe pas de contrastes nets entre le remplissage alluvial et le substratum du fait de l'hétérogénéité des résistivités tant en ce qui concerne les alluvions que le substratum.



▤ SABLES DUNAIRE ROUGES

▤ ALLUVIONS GROSSIERES

Fig.20 - S.E. ETALON N° 24/18 — FORAGE CHERKA (9-015)

b) Interprétation des résultats à partir des profils de résistivité et des cartes d'épaisseur des alluvions (fig. 21).

Dans la partie orientale, les valeurs de résistivité sont assez homogènes, plus ou moins constantes. Les alluvions d'épaisseur maximale de 110 mètres (J/10 à K/10, coupe NO-SE) ont une résistivité de 40 ohm.m. Plus au Sud-Est, des sédiments plus conducteurs annoncent la proximité de la cuvette du Lac Fetzara.

La partie occidentale par contre reflète l'hétérogénéité du remplissage alluvial. La carte des épaisseurs indique un seuil formé par le substratum flysch-crétacé recouvert par 10 m d'alluvions. Cette particularité morphologique du substratum se localise topographiquement au lieu dit Sidi-Brahim. L'échelle des résistivités caractérisant les alluvions varie de 10 à 50 ohm.m, celle du substratum de 10 à 100 ohm.m

Les alluvions

L'empilement confus des sédiments alluviaux montre une absence de netteté dans les transitions. Les sols argileux en surface, sur la presque totalité de la plaine, sont caractérisés par des résistivités de 0,5 à 10 ohm.m; cette salinité en surface est la conséquence de la forte évaporation. Limons, argiles et argiles sableuses (15 à 30 ohm.m) assurent la transition entre le matériel de surface et les dépôts de graviers représentant la partie grossière des alluvions dont la résistivité se situe entre 30 et 50 ohm.m.

La carte des épaisseurs des alluvions nous a permis d'individualiser les zones hautes et les dépressions, donnant ainsi un schéma d'ensemble de la morphologie du remplissage.

Entre les profils D et F, comme nous l'avons déjà signalé, se localise la crête SE-NW recouverte par 20 à 30 m d'alluvions, et dont le sommet au lieu dit Sidi Brahim n'est qu'à 10 m de la surface topographique; plus à l'Ouest, l'épaisseur des alluvions augmente donnant une dépression locale de 80 m de profondeur ou des résistivités faibles de 150 ohm.m avec quelques passées à 30 ohm.m, indiquent la prédominance de limons et d'argiles sableuses. Le flanc est de la crête Sidi-Brahim, de pente très abrupte s'enfonce sous une grande épaisseur d'alluvions contenues dans la dépression SW-NE entre les profils G et H. Cette dépression caractériserait un fossé d'érosion. La dépression la plus importante de 110 m de profondeur, mais pas très large, à l'Est de la cimenterie d'Hadjar Soud, se prolonge plus au Nord, par une autre dépression qui correspondrait à l'ancienne vallée de l'oued Kébir et dont l'orientation semble coïncider avec celle du lac Fetzara.

La partie la plus transmissive des alluvions est située à la terminaison S.SE de la plaine alluviale vers la profondeur de 50 m et s'étendrait selon les renseignements recueillis dans les forages exécutés dans le cadre de notre étude, à une profondeur de 79 m (Hadjar Soud).

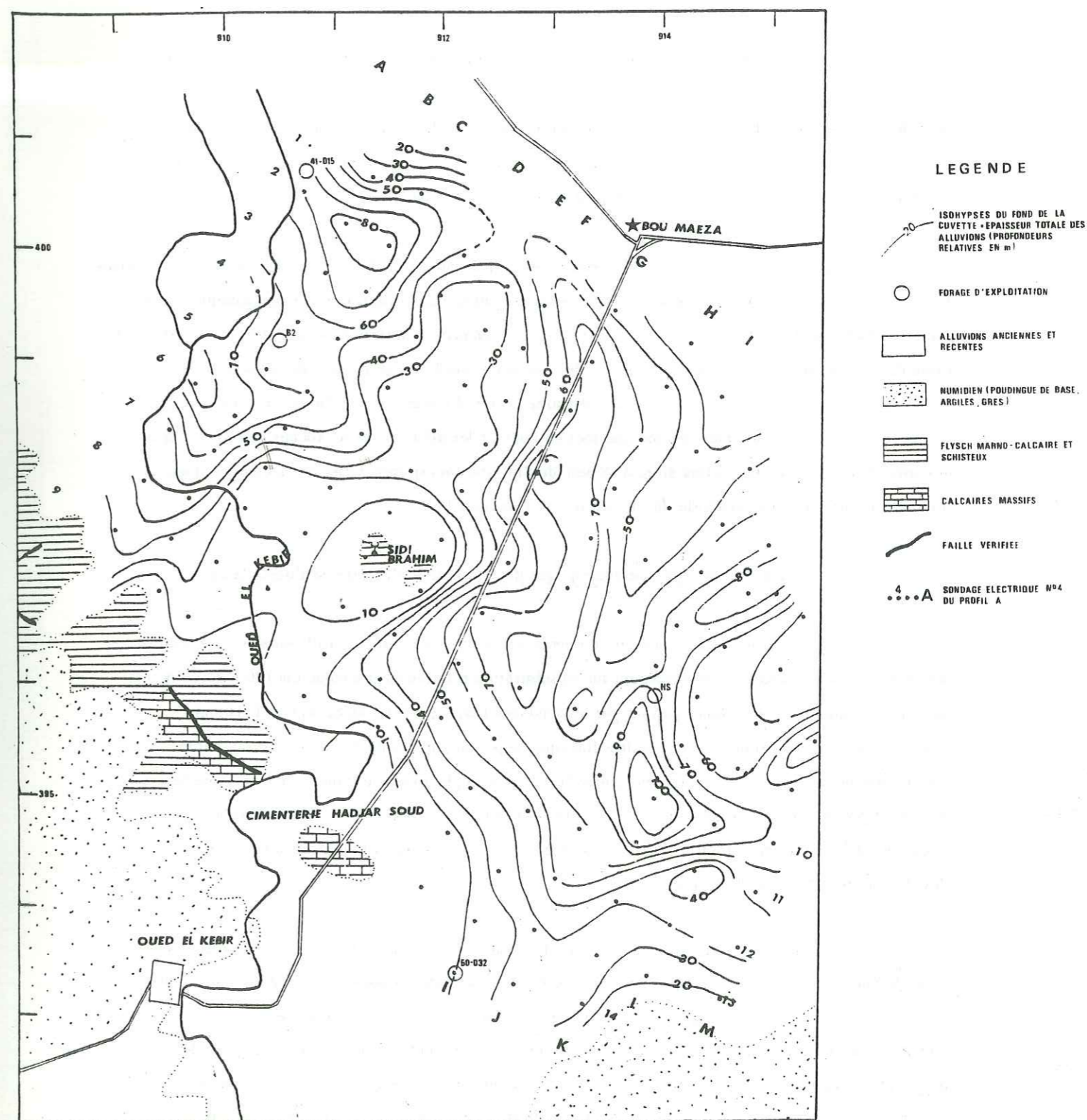


Fig. n° 21 : Carte des épaisseurs des alluvions dans la plaine de l'oued Kébir Ouest.

Le Substratum

La morphologie du substratum se traduit dans la répartition du remplissage alluvial déjà décrit. Les sédiments argilo-gréseux du Numidien et du flysch crétacé dont les résistivités évoluent entre 15 et 60 ohm.m représentent le substratum le plus répandu, mais les calcaires altérés du Lias peuvent être confondus avec ces derniers sédiments en raison de leur faible résistivité (30 ohm.m). Les résistivités supérieures à 60 ohm.m caractérisent les calcaires du Lias.

Parmi les phénomènes tectoniques, l'étude géophysique met en évidence entre les sondages électriques H/11 et K/10.11, une faille W.NW-E.SE qui serait la continuité de celle fracturant longitudinalement l'anticlinal du Djebel Safia. La crête de Sidi Brahim indiquerait un anticlinal secondaire, bilatéralement fracturé, qui crée dans la morphologie du fond de la cuvette une ligne de partage des eaux entre la vallée de l'oued Kébir et le lac Fetzara plus au S.E. de notre région d'étude. Plus au Nord, en contre-bas de Koudiat Sidi Zarhad, un accident tectonique met en contact les alluvions et les roches métamorphiques du massif de BouMaeza. Le secteur situé à l'Ouest de Sidi Brahim est caractérisé par un enfoncement. Nous définissons une pente générale du substratum orientée vers l'Est.

c) Conclusion à l'étude géophysique dans la plaine alluviale de l'oued Kébir

Les alluvions de résistivité comprise entre 30 et 40 ohm.m et d'épaisseur appréciable surtout dans les dépressions locales reposent sur un substratum relativement conducteur (20 à 30 ohm.m). Ce sont les coupes géo-électriques passant par les sondages J/9.10, K/10, M/8, K/1 et L/10 qui présentent ces caractéristiques. Les calcaires liasiques représentent le substratum le plus favorable à la circulation des eaux. Le sondage électrique H/12 est l'emplacement le plus favorable à une reconnaissance hydrogéologique, dans la mesure où l'îlot isolé situé près de la cimenterie de Hadjar Soud est en continuité avec Djebel Safia. Mais en surface, le pendage sub-vertical des bancs calcaires observés dans la carrière n'y est pas très favorable.

Au Nord-Ouest, l'épaisseur assez importante des alluvions (80 m) argileuses et sablo-argileuses prédominantes, caractérise un enfoncement du substratum et indique la possibilité de gisement d'eau artésienne. Des sondages électriques de longueur AB = 2 000 à 3 000 m pourraient confirmer cette hypothèse, la profondeur du substratum imperméable étant à 400 - 600 m environ. La résistivité de 20 à 30 ohm.m du contrefort caché de l'anticlinal Safia entre les sondages électriques J/10.11 et L.10.11, est un indice de perméabilité favorable à l'infiltration des eaux circulant dans les alluvions sus-jacentes, mais le pendage sub-vertical de ce contrefort ne favorise pas leur concentration dans la partie supérieure.

B/ Interprétation des résultats obtenus dans le massif dunaire

a) Introduction

L'étude géophysique dans le massif dunaire a permis de distinguer les différents horizons géo-électriques constitutifs des sédiments sableux, leur passage progressif aux alluvions grossières, et la nature de leur substratum. En ce qui concerne la structure interne du massif, cinq milieux géo-électriques ont été définis.

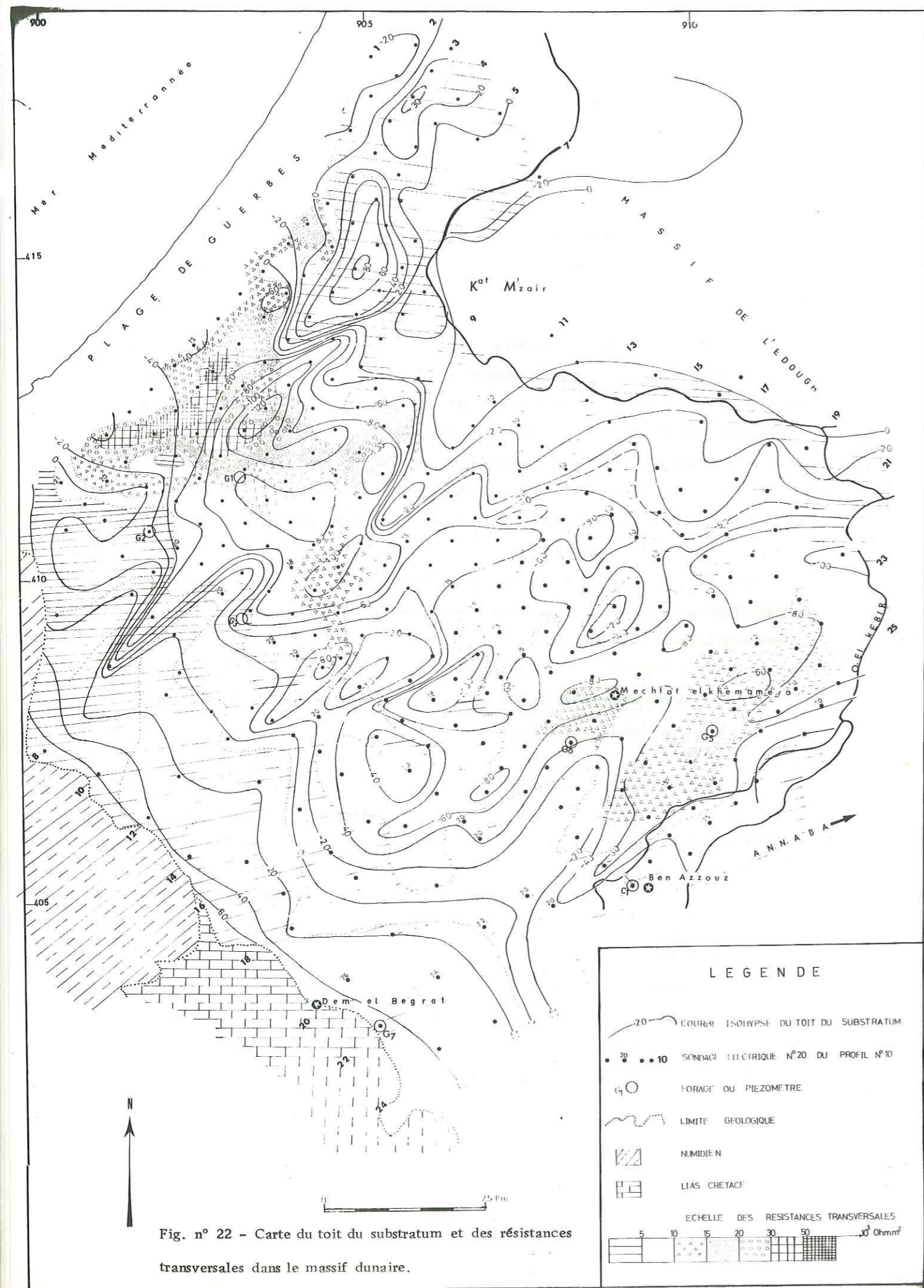
Une résistivité de 750 ohms. caractérise la couche superficielle correspondant aux dunes actuelles non consolidées, d'une épaisseur irrégulière variant de 10 à 25 m. Les sables ou grès sableux actuels cimentés se situent dans la gamme de 250 à 750 ohm.m. Les niveaux hydrogéologiquement favorables de résistivité comprise entre 30 et 250 ohm.m groupent les sables rouges et grès des dunes anciennes sus-jacents aux niveaux probablement les plus productifs des alluvions grossières (35 à 75 ohm.m). La puissance totale de cet ensemble ne dépasse guère 150 mètres y compris la couche superficielle. Le contour du massif n'est pas très net car nous assistons à un passage progressif des sables anciens aux alluvions sableuses et grossières.

Le substratum dans sa presque totalité est formé par l'alternance de composants conducteurs à dominante argileuse (5 à 15 ohms) du Numidien (coupes 14 à 25). Les faciès gréseux du Numidien se localisent dans la partie nord ouest de la vallée.

b) Interprétation des résultats à partir des profils de résistivités et de la carte des épaisseurs (fig. 23).

Partiellement érodé le substratum se définit par l'existence de bassins locaux au centre et dans les parties littorales du massif dunaire. Cette irrégularité morphologique ne permet pas de retrouver les écoulements des anciens cours d'eau; l'oued Kébir coulait vers le lac Fetzara et l'ancien bassin de Guerbès était alimenté par les eaux de ruissellement provenant de la ligne de crête de Sidi Brahim - BouMaeza.

Le fossé central situé entre les profils 3, 4, 5 et 6 est séparé du fossé plus au Nord-Est (profil 4, 5, 6) par une crête qui affleure en surface près du rivage. Cette crête se prolonge vers l'Est, le long de la rive gauche de l'oued Kébir aval; elle serait la cause, dans ce secteur du massif de l'altitude maximale des dunes (160 m) qui en réalité ne représentent qu'une couverture légère du contrefort littoral numidien. Ce phénomène est bien illustré par les valeurs maximales de résistances transversales dues aux faibles épaisseurs.



La carte des épaisseurs indique à la limite sud-est. du massif, un fossé allongé SW-NE de profondeur moyenne de 80 mètres à proximité de l'oued Kébir. Le remplissage de cette dépression met en évidence la transition des sédiments sableux vers des alluvions plus conductrices de la plaine alluviale. A l'intérieur de ces dépressions locales sur les profils 24/12,13,14, 23/12,13,14,15 et 22/10,11,12,13,14, l'épaisseur des sables et grès consolidés atteint 80 mètres d'épaisseur sur un substratum d'argiles numidiennes très conductrices ($\approx 150 \text{ ohm.m}$).

Le fossé central se prolongeant jusqu'à 1 km du littoral a fait l'objet dans le cadre de notre étude d'un sondage mécanique de reconnaissance; l'épaisseur du remplissage sablo-gréseux est de 100 mètres. Les résistances transversales supérieures à 20.000 ohm.m^2 incitent à une prospection plus complète. Malheureusement le choix des implantations des forages de reconnaissance reste lié dans cette partie de la vallée aux problèmes d'accès très difficiles, voir impossibles. Les aménagements entrepris depuis 1980, permettront de résoudre ce problème et de préciser les possibilités hydrogéologiques de cet aquifère.

Au Nord-Est du massif, les sondages électriques 5/7,8, 3/8 et 4/7 traduisent une structure anticlinale du substratum numidien; le coeur anticlinal indique à la profondeur 250 m (SE 4/7), la présence d'un terrain résistant (220 ohm.m); il s'agirait là d'une élévation locale du massif métamorphique de l'Edough - Cap de Fer.

Le biseau salé est limité à l'embouchure de l'oued Kébir; ceci est mis en évidence dans les profils 4 à 2 au Nord-Est. La partie centrale du massif dunaire ne semble pas être affectée. La crête numidienne représenterait une barrière imperméable contre l'invasion des eaux marines. Des implantations de piézomètres profonds de 60 m confirmeront le rôle joué par cette falaise et permettront des mesures de résistivités dont les valeurs devraient être en corrélation avec les résistances transversales calculées de l'ordre de 10 000 à 30 000 ohm.m^2 .

c) Conclusion sur l'étude géophysique du massif dunaire

Le massif dunaire regroupe "incontestablement" des conditions hydrogéologiques favorables de par son extension (80 km^2), une infiltration relativement importante et des caractéristiques géo-électriques appréciables. Nous avons révélé dans la morphologie du substratum des fossés locaux dont l'épaisseur et la qualité du remplissage sont très satisfaisantes. Des forages exécutés dans le cadre de cette étude semblent le confirmer. Ce substratum est formé essentiellement par les argiles numidiennes conductrices, contrastant beaucoup avec le remplissage plio-quaternaire du massif dunaire dont les résistances transversales (5000 à 15 000 ohm.m^2) pour des épaisseurs de 100 m environ attestent d'une meilleure transmissivité que celle de la plaine alluviale.

Les points les plus favorables que nous proposons pour une éventuelle reconnaissance sont les

suivants:

Profil 6 S.E. 12 et 15

Profil 7 S.E. 16 a été choisi pour le sondage exécuté au cours de notre étude et a confirmé les résultats géophysiques

Profil 8 S.E. 14

Profil 9 S.E. 18

Profil 11 S.E. 16

Profil 12 S.E. 17,12,14

Profil 14 S.E. 12

Profil 16 S.E. 11,16

Profil 18 S.E. 15

IV.3. ETUDE DU REMPLISSAGE PLIO-QUATERNAIRE DE LA VALLEE DE L'OUED KEBIR PAR LES SONDAGES MECANQUES DE RECONNAISSANCE

L'étude géophysique nous a décrit les grandes lignes qui caractérisent le remplissage plio-quaternaire, la morphologie et la nature du substratum. Elle a été intéressante dans la mesure où elle a suscité des forages de reconnaissance; ce fut au cours de la période 1978-1980 que quatre forages et quatre piézomètres répartis entre le massif dunaire et la plaine alluviale ont été réalisés. Ils ont permis de reconnaître et surtout de préciser les niveaux aquifères, d'établir des corrélations entre coupes géologiques et profils géoélectriques; nous avons, dans la description détaillée des échantillons prélevés dans les différents sondages, essayé de confirmer les résultats de l'interprétation géophysique. A cet effet, nous avons utilisé les coupes des anciens forages. Les échantillons prélevés ont permis de préciser la nature pétrographique du remplissage. Pour illustrer le remplissage, nous décrivons:

- . 2 forages dans le massif dunaire;
- . 1 forage sur la limite massif dunaire - plaine alluvial;
- . 1 forage dans la partie sud-est de la plaine alluviale;
- . 1 forage dans la partie sud-ouest de la plaine alluviale;
- . 1 forage dans la partie S.SE terminale de la plaine alluviale.

Nous pensons que la description de ces forages répartis dans l'ensemble de la vallée schématisera la nature du remplissage plio-quaternaire. Une coupe interprétative des alluvions de l'oued Kébir sur un profil que recourent ces sondages synthétisera l'évolution de la répartition de la sédimentation post-orogénique

IV.3.1. SONDAGES DE RECONNAISSANCE DANS LA PLAINE ALLUVIALE

. Piézomètre de reconnaissance n° G7-200-015

Ce piézomètre se situe à la limite sud-ouest de la vallée à proximité de Dem El Begrat, en contrebas des affleurements Lias-Crétacé du Djebel Safia. Nous l'avons implanté sur le sondage électrique 26 du profil 22.

- 0-4 m : Argile rouge;
- 4-10 m : Galets de grès quartzitiques;
- 10-41 m : Argiles rougeâtres avec des passages graveleux;
- 41-55 m: Perte de boue;
- 65-78 m: Galets de grès quartzitiques, couleur fer;
- 81m: Perte totale de boue obligeant l'arrêt du forage.

Nous considérerons qu'il y a concordance entre la coupe géologique et la coupe géo-électrique pour les premiers niveaux. Le niveau des graviers entre 41-50 m est représenté dans le profil géophysique par une zone de transition de résistivité égale à 30 ohm.m qui pourrait bien être celle de ces niveaux grossiers. Le substratum est représenté par des formations du Lias dont la résistivité est de 200 ohm.m ; il correspond au niveau de perte totale de boue dans la coupe géologique, due probablement à l'existence d'une zone de karst, de dissolution.

. Forage de reconnaissance de BouMaéza

- 0-19,5 m : Argiles jaunes, limons
- 19,5-47,5 m : Argiles sableuses avec des passages graveleux;
- 47,5 - 48,5 m : Sable jaune moyennement grossier ;
- 48,5-79 m : Alluvions grossières: galets centimétriques gréseux;
- 79-82 m : Argile grise.

Ce forage a été réalisé par la direction de l'hydraulique de la wilaya de Skikda, pour l'alimentation en eau de BouMaéza. Nous l'avons implanté entre les sondages électriques 4 et 5 du profil B; le substratum localisé à 80 m par la géophysique se trouve confirmé. De 0 à 48 mètres, la corrélation entre les deux méthodes est acceptable. Le niveau de graviers observé entre 48 et 80 m n'apparaît pas dans le profil géo-électrique; il est représenté par une zone de transition sablo-argileuse qui ne contraste pas avec le substratum conducteur.

. Forage de Hadjar Soud

- . 0 - 5 m : Argiles, limons;
- . 5 - 12 m : Argiles renfermant des petits galets;
- . 12 - 18 m : Argile jaune;
- . 18 - 70 m : Galets de grès à matrice argileuse;
- . 70 - 110 m : Marnes bleues.

Ce forage a été aussi réalisé par la direction de l'hydraulique de la wilaya de Skikda; il est situé à environ 4 km de la cimenterie. Le manque de contraste géo-électrique entre les sédiments de remplissage alluvial, où les argiles sont quasi-présentes soit comme matrice dans le matériel grossier, soit comme horizon intermédiaire, fait que les corrélations sont très approximatives. Nous avons en effet des résistivités de 15 ohms.m pour les argiles et limons de surface, 20 ohms.m pour la zone de transition et 40 ohms.m pour les alluvions grossières sur un substratum de 18 ohms.m.

. Forage de reconnaissance n° 50-032

- . 0-8 m : Argiles brunes à jaunâtres plus ou moins graveleuses;
- . 8-25 m : Gravieres et sables;
- . 25-30 m : Argile jaune compacte.

Ce forage a été implanté sur le sondage électrique 14 du profil I. Il alimente la cimenterie de Hadjar Soud qui exploite les calcaires du Djebel Safia. La corrélation entre la coupe géologique et géo-électrique est très bonne; nous retrouvons à 1 mètre près la même succession lithologique dans les deux cas. Les niveaux grossiers entre 10 et 25 m dans le profil géo-électrique, sont recoupés entre 8 et 25 m par le sondage. Le substratum situé à une profondeur de 25 m confirme la faible épaisseur du remplissage en ce point et met en évidence le seuil de l'oued Kébir à l'entrée de notre bassin.

. Sondages 41-015 et Chandon 3

Ces forages sont situés dans l'orangerie du domaine BouMaéza; ils ont été réalisés avant la campagne géophysique et ont servi de sondages-étalons. Leurs coupes géologiques ont confirmé l'élévation du substratum et marquent la limite nord du seuil de Sidi Brahim mis en évidence par la géophysique.

. Sondage de Chelka : n° 109-015

Il se situe géologiquement sur la bordure sud-ouest du fossé local dans la partie terminale sud-est du massif dunaire. Il alimente l'agglomération de Ben Azzouz.

. Forage de reconnaissance G2-202.015

- . 0 - 11 m : Sable jaune non consolidé avec des débris de coquilles;
- . 11-14 m : Argile sableuse;
- . 14-32 m : Argile grise;
- . 32-40 m : Galets de grès quartzitique à matrice argileuse;
- . 40-71 m : Marnes bleues.

Ce forage se trouve sur la limite entre le massif dunaire et la partie ouest - nord ouest de la plaine alluviale. Nous l'avons implanté sur le sondage électrique 23 du profil 10; le profil géo-électrique et la coupe géologique concordent. Nous pensons que cette concordance assez nette est surtout due aux contrastes de résistivités entre les différents horizons: les 15 premiers mètres sont représentés par des sables très résistants séparés par des alluvions grossières de résistivités 35 ohms.m, par une passée d'argiles conductrice (15 ohms.m) de 15 m d'épaisseur.

IV.3.2. SONDAGES DE RECONNAISSANCE DANS LE MASSIF DUNAIRE

. Forage de reconnaissance n° G6-205.015

- . 0-5 m : Sable jaune fin non consolidé;
- . 5-52 m : Sable ocre à matrice argileuse (grès et sables rouges);
- . 52-57 m : Argile rouge sableuse (Terres rouges);
- . 57-69 m : Galets centimétriques gréseux à matrice argileuse;
- . 69-74 m : Marnes bleues, Numidien.

Nous avons implanté ce forage sur le sondage électrique 16 du profil 20. En ce qui concerne l'épaisseur totale du remplissage et la nature du substratum, la corrélation existe avec la coupe géo-électrique. La carte des résistances transversales (fig. 23) indique à l'aplomb de ce profil, une valeur de l'ordre de 15 000 ohms . m² laissant entrevoir une bonne transmissivité, les essais de pompage que nous verrons ultérieurement doivent confirmer ce paramètre.

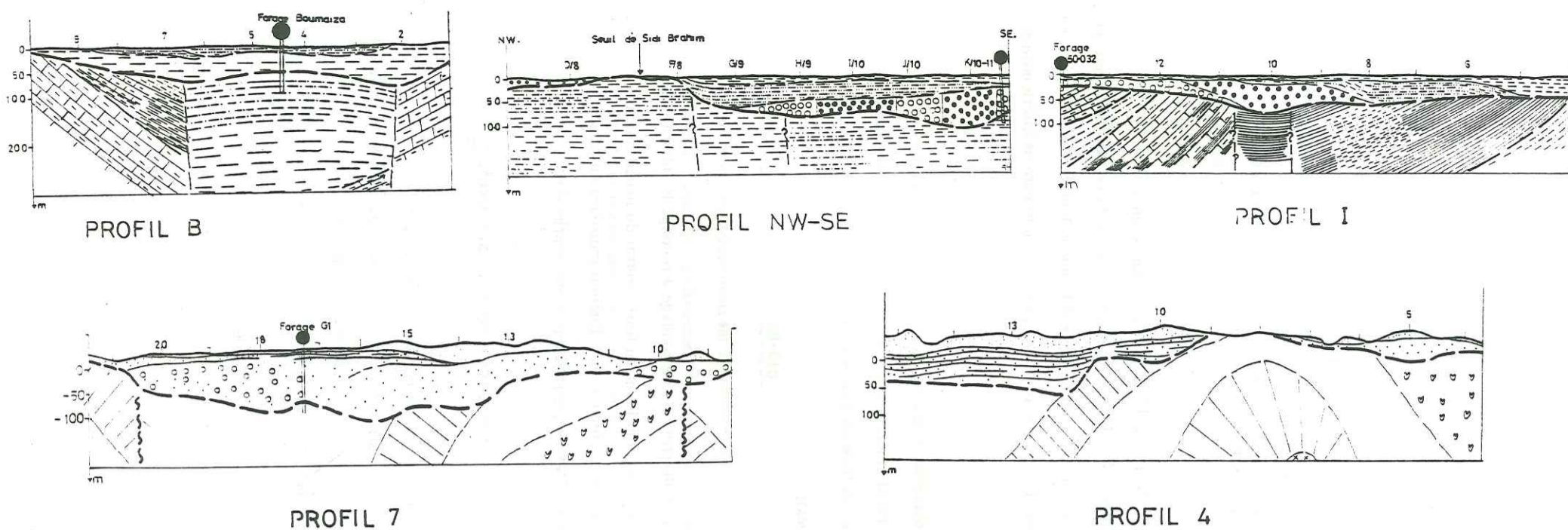
. Piézomètre de reconnaissance n° G1-209.015

- . 0-6 m : Sable fin non consolidé;
- . 6-14 m : Argile noire sableuse;
- . 14-42 m : Sable ocre légèrement argileux;
- . 42-53 m : Argiles rouges sableuses (Terres rouges);
- . 53-94 m : Gravieres et sables grossiers;
- . 94-98 m : Argiles sableuses;
- . 102-122 m : Marnes bleues.

Implanté entre les sondages électriques 17 et 18 du profil 7, ce sondage a recoupé le substratum marneux à la profondeur de 122 m confirmant le caractère subsident du fossé central du massif dunaire. La succession lithologique des horizons aquifères, des sables blancs aux alluvions grossières en passant par les sables rouges et grès consolidés différenciés par l'étude géophysique a été confirmée.

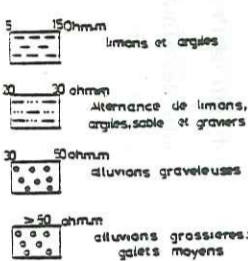
IV.3.3. CONCLUSION SUR L'ETUDE DU REMPLISSAGE PAR LES SONDAGES MECANIQUES

Ces sondages ont permis dans l'ensemble de confirmer l'interprétation géophysique du remplissage plio-quadernaire. La corrélation a été meilleure pour les sédiments du massif dunaire que pour ceux de la plaine alluviale du fait de l'existence d'un meilleur contraste géo-électrique dans le massif. L'empilement confus des alluvions de la plaine est le principal obstacle à un meilleur contraste.

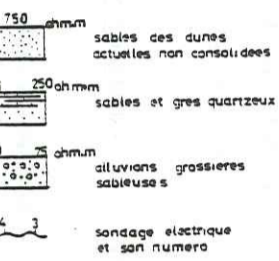


LEGENDE DES COUPES GEOELECTRIQUES

ALLUVIONS DE LA PLAINE



MASSIF DUNAIRE



SUBSTRATUM

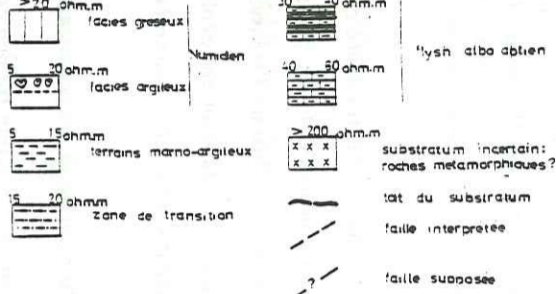
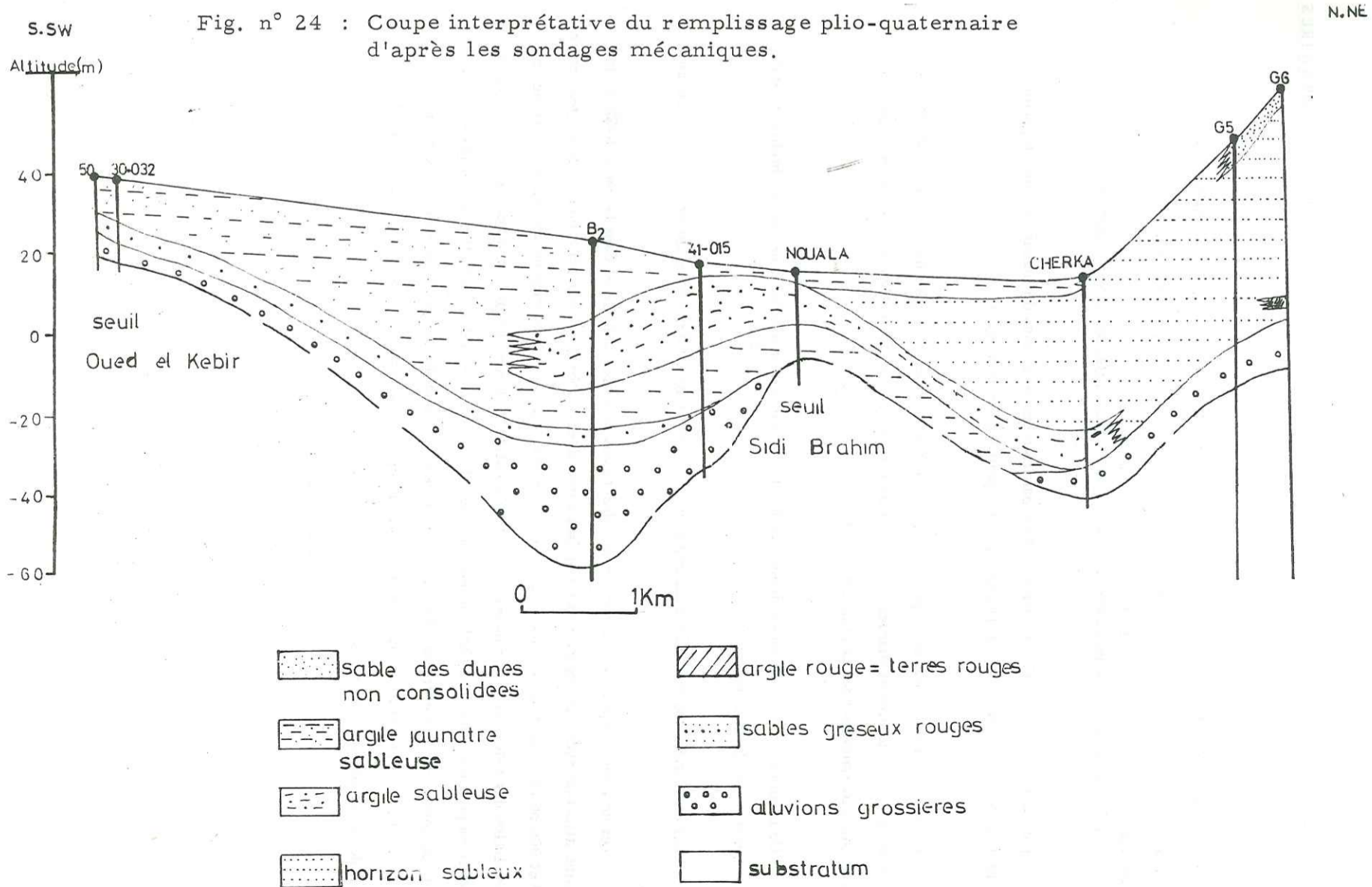


Fig. n° 23 : Coupes géoélectriques à travers le massif dunaire et la plaine alluviale.



IV.4. CONCLUSION A L'ETUDE GENERALE DES SEDIMENTS PLIO-QUATERNAIRES

L'étude géophysique couplée avec des sondages mécaniques montre que les dépôts dans la plaine alluviale sont caractérisés à l'encontre de ceux du massif dunaire, par une hétérogénéité aussi bien verticale qu'horizontale. Cette hétérogénéité se traduit dans les coupes géo-électriques par:

- . une insuffisance de contraste électrique entre les différents horizons;
- . des corrélations approximatives avec les coupes géologiques relevées dans les sondages.

Par contre l'homogénéité relative de la répartition des sédiments du massif dunaire, a permis d'établir, souvent de bonnes corrélations avec les profils géo-électriques

L'horizon imperméable est représenté surtout par les marnes et argiles numidiennes dans le massif dunaire, par les calcaires et marnes du Lias et du Crétacé, par les formations numidiennes et par les roches métamorphiques pour la plaine alluviale.

Deux seuils ont été mis en évidence par les deux méthodes utilisées: ceux de Sidi Brahim et oued El Kébir dans la plaine alluviale.

Les dépressions les plus marquées sont situées au centre et à l'extrémité sud-est du massif dunaire.

Les horizons les plus perméables se localisent dans le massif dunaire et dans la partie S-SE de la plaine alluviale avec des résistivités comprises entre 30 et 40 ohms.m pour les alluvions grossières, entre 40 et 300 ohms.m pour les sédiments sableux. La coupe (fig. 24) montre un schéma synthétique de l'évolution des sédiments plio-quatérnaires dans la vallée de l'oued Kébir. On notera que les alluvions grossières présentent une morphologie en entonnoir des zones déprimées. Ces alluvions grossières sont toujours intermédiaires entre le substratum conducteur et les sables et grès consolidés dans le massif dunaire. Dans la plaine alluviale, elles sont recouvertes par des alluvions argileuses, renfermant ainsi des eaux artésiennes (forage G3).



CHAPITRE CINQUIEME

ETUDE PIEZOMETRIQUE DE LA NAPPE PHREATIQUE

- V.1. INTRODUCTION
- V.2. UTILISATION DES PUIITS
- V.3. CARACTERISTIQUES DES PUIITS ET EQUIPEMENTS
- V.4. MESURES PERIODIQUES ET RESEAU DE SURVEILLANCE
- V.5. INTERPRETATION DES CARTES PIEZOMETRIQUES
- V.6. DETERMINATION DU GRADIENT HYDRAULIQUE
- V.7. EVALUATION DE LA TRANSMISSIVITE A PARTIR DES COURBES ISOPIEZES
- V.8. FORME GENERALE DE L'ECOULEMENT
- V.9. CONCLUSION

CHAPITRE CINQUIEME - ETUDE PIEZOMETRIQUE

V.1. INTRODUCTION

Jusqu'en 1979, aucune étude piézométrique de la région n'a été effectuée. Le réseau existant en 1979 n'était pas en mesure de rendre compte des phénomènes d'écoulement souterrain; il était constitué de points d'eau dont la distribution était guidée par les besoins. Dans le massif dunaire, des puits concentrés à la périphérie et l'absence totale de forages ne permettaient pas de figurer la piézométrie.

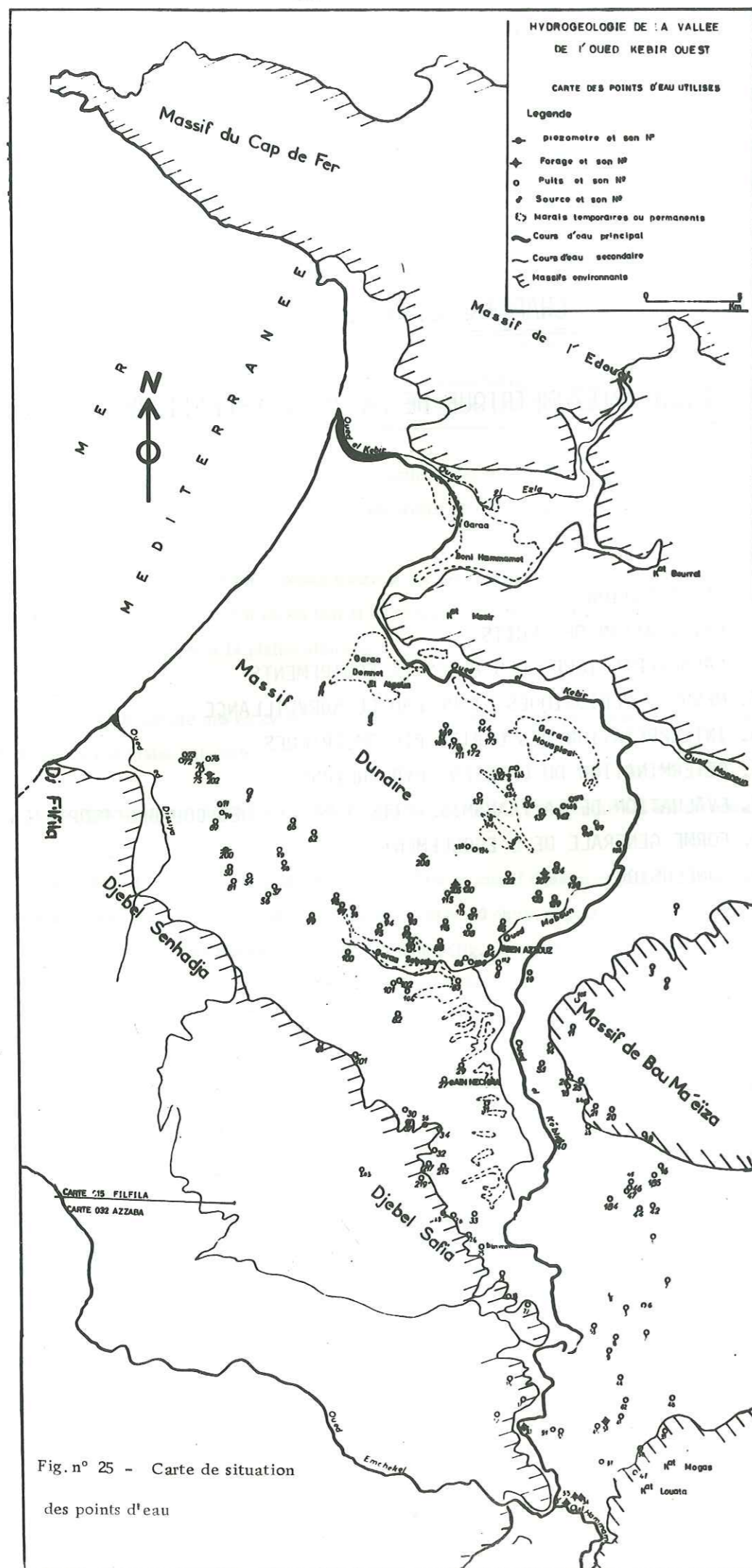
Dans les parties centrale et littorale, quelques forages existaient dans la plaine alluviale, mais en nombre très insuffisant. Dès 1979, l'étude géophysique a suscité la réalisation de huit nouveaux forages dont cinq au sein du massif dunaire. Un nouvel inventaire en 1979 (fig. 25) a permis de dénombrer de nouveaux puits à la suite du développement de l'agriculture, et surtout de l'aviculture dans la région.

Nous en avons retenu et nivelé un certain nombre pour compléter notre réseau d'observation et de mesure. Une série de mesures mensuelles sur l'ensemble des points d'eau et des observations bi-mensuelles sur le réseau de surveillance, comprenant une vingtaine de puits, ont permis de situer les périodes de hautes eaux et d'étiage. Un certain nombre de points n'offrent pas une bonne représentativité des niveaux de la nappe, ne pénétrant la zone saturée que de quelques centimètres en période d'étiage; dans les dunes de nombreux phénomènes locaux, tels que croûte de sel, tourbe compartimentant la nappe, peuvent isoler les puits; d'autre part, les mesures mensuelles ont fait apparaître que certains puits de la plaine ne sont en fait que des citernes. Chaque fois que ces inconvénients pouvant perturber la piézométrie sont rencontrés, le point d'observation est éliminé.

Ainsi sur 271 points d'eau inventoriés, 150 seulement ont été utilisés, soit:

- . 61 points d'eau pour le massif dunaire, et
- . 89 points d'eau pour la plaine alluviale, encadrés par les versants numidien, crétacé et métamorphique.

Tous les points d'eau sont éloignés des oueds par les zones inondables.



V. 2. UTILISATION DES PUIITS

Nous distinguons dans l'utilisation des puits, ceux appartenant à des particuliers, ceux appartenant à la commune et ceux des industries et des domaines agricoles. De part leur appartenance, leurs fonctions se résument aux besoins suivants:

- . Alimentation des agglomérations urbaines;
- . Alimentation des propriétés individuelles (familiales);
- . Alimentation du bétail;
- . Irrigation des terres cultivées individuelles ou collectives dans les domaines autogérés;
- . Alimentation des industries de matériaux de construction; nous pensons surtout à la cimenterie de Hadjar Soud et aux différentes carrières d'agrégats à Ben Azzouz. Cette utilisation concerne de plus en plus les différentes unités des aliments du bétail, en général des poulaillers industriels à BouMaeza, Ben Azzouz et Aïn Nechma.

V. 3. CARACTERISTIQUES DES PUIITS ET EQUIPEMENT

Lors du nivellement, les puits témoins sont répertoriés sur fiches renfermant les caractéristiques suivantes:

- . Repère de mesure, repère de nivellement;
- . Hauteur de margelle lorsqu'elle existe (presque toujours);
- . Niveau statique;
- . Profondeur;
- . Diamètre.

Le seau, rarement la moto-pompe, dans les puits individuels sont les principaux équipements. Les puits communaux bien maçonnés, profonds jusqu'à 15 - 20 m sont dotés d'un équipement moderne permettant le pompage et le refoulement de l'eau vers les réservoirs qui desservent les différentes agglomérations.

V. 4. MESURES PERIODIQUES ET RESEAU DE SURVEILLANCE

Vingt points d'eau ont été sélectionnés et forment le réseau de surveillance sur lequel sont effectués deux mesures par mois. Nous avons installé, au sein du massif dunaire, dans le puits 173-015, un limnigraphe. L'enregistrement des variations de la hauteur de la surface piézométrique nous rend compte des fluctuations de la nappe.

Plusieurs campagnes piézométriques de Janvier 1979 à Mai 1980 sur tous les points d'eau ont permis de sélectionner les puits témoins pour l'établissement des cartes piézométriques.

La carte piézométrique correspondant aux basses eaux (septembre 1979) a été établie à partir des mesures de niveau effectuées entre le 25 et le 29 septembre 1979. Les mesures pour la période des hautes eaux ont eu lieu après les grandes pluies de mars et avril 1980, entre les 5 et 7 mai 1980. Nous avons de crainte que n'interviennent des fluctuations importantes de la surface piézométrique, mené ces campagnes dans un intervalle de temps très court. Nous n'avons pas enregistré après le levé piézométrique de mai 1980, de précipitations importantes pouvant modifier le régime de l'écoulement. Des prélèvements d'échantillons pour analyse complète ont été systématiques sur tous les points d'eau utilisés.

Ces cartes contribuent à définir le sens de l'écoulement, les principales zones de circulation des eaux, l'alimentation de la nappe et d'y prévoir un schéma d'exploitation. Elles permettront d'évaluer le gradient hydraulique qui interviendra dans le calcul de certaines caractéristiques de l'aquifère.

V. 5. INTERPRETATION DES CARTES PIEZOMETRIQUES (fig. n°26 et 27)

Les cartes piézométriques en basses eaux et hautes eaux établies respectivement en septembre 1979 et en mai 1980, permettent dans l'attente de combler les quelques lacunes existantes, de définir cinq zones principales d'écoulement délimitées par les lignes de partage des eaux suivantes:

- une ligne S. SW-N. NE le long de la ligne de crête formée par les dunes longeant le littoral;
- une ligne à peu près parallèle à la limite des massifs numidiens au Nord-Ouest et ceux de Djebel Safia vers le Sud-Est;
- une ligne perpendiculaire à ces deux premières de direction N. NW-S. SE avec une légère déviation vers l'Est.

Chaque zone sera considérée séparément étant donné que les crêtes piézométriques qui les limitent sont susceptibles de se déplacer.

V. 5. 1. ECOULEMENT VERS LA MER

La superficie de cette zone est d'environ 15 km², l'infiltration moyenne dans le massif dunaire est de l'ordre de 20 %, soit une lame d'eau de 150 mm pour une pluviométrie moyenne annuelle de 743,9 mm. La superficie totale du massif dunaire étant de 80 km², il transiterait un volume total annuel de l'ordre de 12. 10⁶ m³ pour un débit spécifique de 51/s/km². Ainsi, le débit écoulé vers la mer dans cette zone située au Nord-Ouest sur un front de mer de 14 km est de 75 l/seconde.

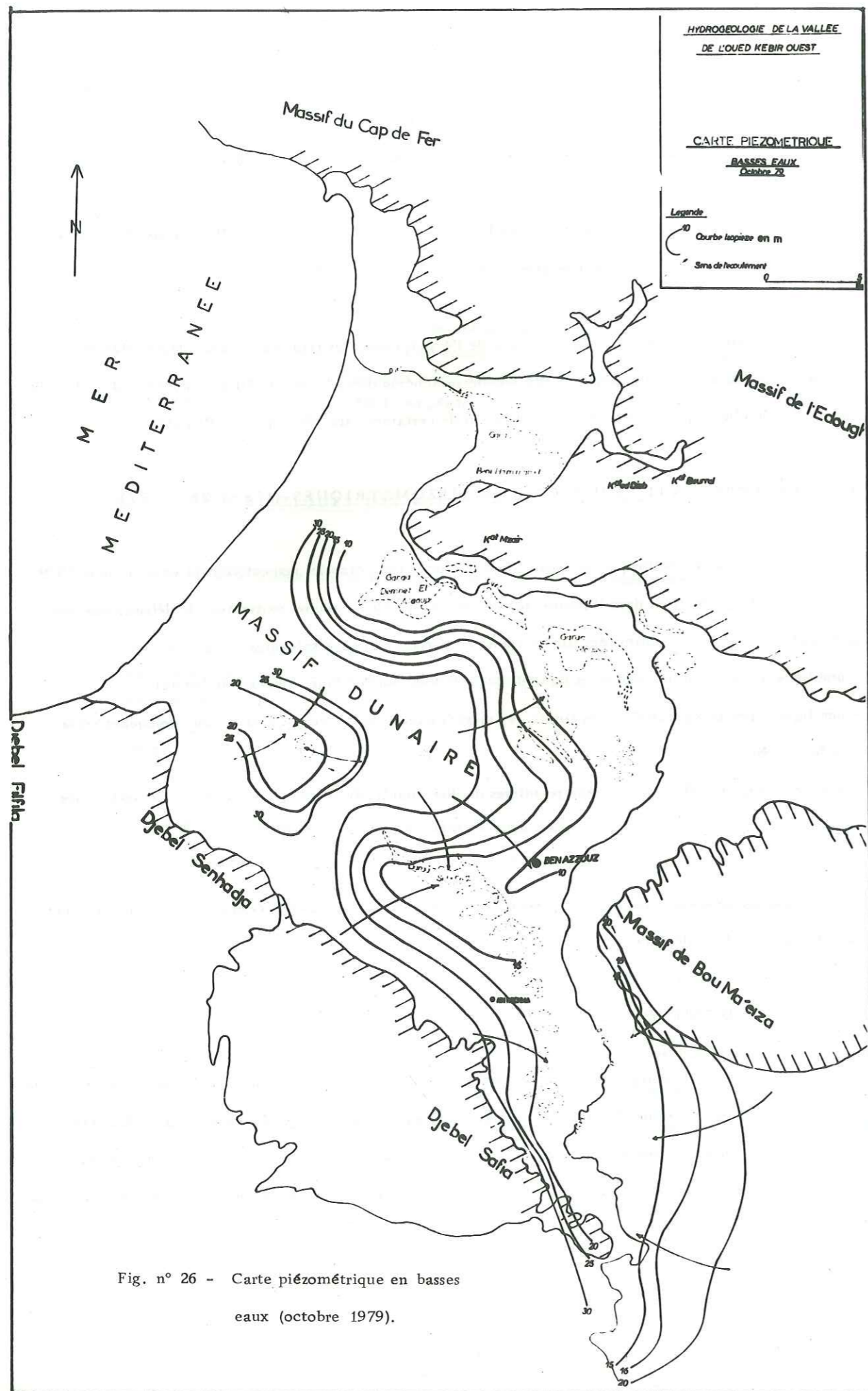


Fig. n° 26 - Carte piézométrique en basses
eaux (octobre 1979).

Nous considérons qu'une bonne partie des écoulements souterrains transitent par cette zone littorale dont l'exploitation nécessite la surveillance du front salé par l'implantation de piézomètres profonds de 100 mètres distants d'environ 1 km.

V. 5. 2. ECOULEMENT VERS LES MARECAGES

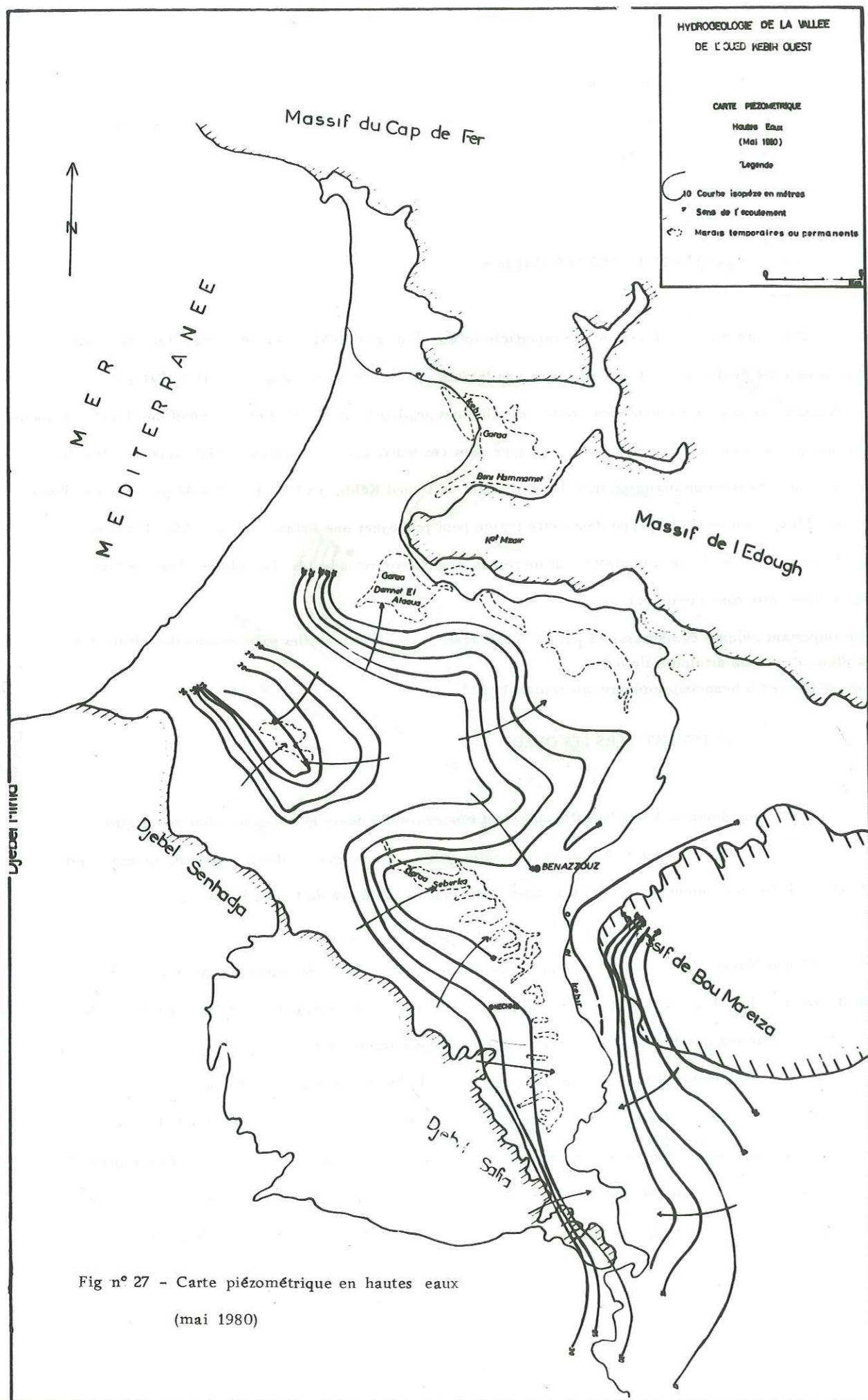
Ces marécages représentent une superficie totale d'environ 10 km^2 . Le débit transitant dans ces marécages a été évalué à 180 l/seconde, soit une lame d'eau de 560 mm, ce qui confirme l'ampleur de l'évaporation potentielle dans cette zone; les alluvions argileuses de l'oued Kébir forment une limite étanche continue qui provoque le débordement de la nappe dans ces marécages. Ces garaates ainsi appelées dans la région, sont localisées en majorité dans la partie aval de l'oued Kébir, partie où il est salé par invasion d'eau de mer. L'exploitation de la nappe dans cette région peut provoquer une invasion d'eau salée. Les zones en relation avec l'oued sont à contrôler par un réseau de piézomètres adaptés. Le volume d'eau souterrain écoulé dans cette zone comprend:

- . Un important volume évapotranspiré par les marécages, y compris celui des sources car elles alimentent ces plans d'eau sans atteindre l'oued;
- . une autre partie beaucoup moindre qui rejoint l'oued.

V. 5. 3. ECOULEMENT VERS LES OUEDS

Cette zone comprend à la fois l'écoulement souterrain des dunes et celui des alluvions argilo-sableuses; au contact des argiles de l'oued et des sables rouges, on observe un débordement de la nappe qui se traduit par des suintements à la base des dunes préservant la pérennité de l'oued Kébir.

L'oued Maboun est alimenté dans la région d'Aïn Nechma par le débordement de la nappe sur un front d'environ 3 km. Les oueds sont d'autre part, alimentés par le débordement des étangs en période de crue. Il ne semble pas que le ruissellement alimente la nappe puisque celle-ci s'évapore dans les marécages. L'écoulement souterrain dans la plaine alluviale vers l'oued Kébir dans les zones de Hadjar Soud, Ben Azzouz et plus à l'aval de cette dernière localité, s'effectue sur une superficie moyenne de 120 km^2 . L'étude hydroclimatologique nous a permis de déterminer, pour cette zone alluviale, un coefficient d'infiltration de l'ordre de 10 %, soit une lame d'eau de 75 mm pour une pluviométrie de 750 mm. Ceci nous permet de définir un débit spécifique de $2,4 \text{ l/seconde/km}^2$, soit un débit total écoulé vers l'oued de 290 l/seconde.



Dans la localité de BouMaeza, cette nappe est alimentée par les eaux de ruissellement du massif de BouMaeza et par les eaux de circulation dans les cipolins et grès altérés interstratifiés dans le complexe schisteux. A la limite extrême S-SE, pourrait passer la ligne de crête piézométrique séparant cette zone de celle du lac Fetzara qui représente la limite hydrogéologique entre la vallée de l'oued Kébir et la vallée de l'oued Seybouse.

V.5.4. ECOULEMENT DANS LA ZONE DE SIDI LAKHDAR

Le massif dunaire au Nord Est et le Djebel Senhadja au Sud-Ouest encadrent dans la zone de Sidi Lakhdar une nappe indépendante. La ligne de partage des eaux S. SW-N. NE à la limite du Djebel de Senhadja et celui de Safia marque la limite S. SE de cette nappe. L'absence de puits ne nous a pas permis, dans la partie littorale de cette zone de préciser l'écoulement souterrain vers la mer. Les massifs numidiens au Sud-Ouest, le massif dunaire vers le Nord-Est et probablement les dunes littorales au Nord-Ouest forment les principales zones d'alimentation de cette nappe dont les eaux convergent vers le marécage de Sidi Lakhdar. Les sédiments de la plaine alluviale dans cette zone sont argilo-sableux; la composante sableuse de ces dépôts alluvionnaires augmente en fonction de la proximité des sables dunaires. L'écoulement souterrain transite sur une superficie de 25 km² environ, avec un débit spécifique de 2,4 l/s/Km², soit un débit total de 60 l/seconde.

V.6. DETERMINATION DU GRADIENT HYDRAULIQUE

Nous avons calculé pour les différentes zones considérées, un gradient hydraulique. Les valeurs obtenues varient de 0,003 à 0,01. Elles sont les plus élevées dans le massif dunaire et dans les zones encadrées par les grès numidiens et les formations liasiques du Djebel Safia. Le tableau n°32 indique les différentes valeurs obtenues pour les différentes zones:

Zones	Massif dunaire	Ben Azrouz	Ain Nechma	Hadjar Soud	Bou Maeza	Sidi Lakhdar
Gradient hydraulique	0,016	0,007	0,006	0,026	0,01 0,0026	0,01

Tableau n°32: Valeur du gradient hydraulique dans les différentes zones.

V. 7. EVALUATION DE LA TRANSMISSIVITE A PARTIR DES COURBES ISOPIEZES

Si on considère un front de nappe sur lequel transitent les eaux reçues en amont sur une surface donnée S , avec un gradient hydraulique i donné, on peut écrire selon DARCY:

$$Q = K.S.i, \quad Q \text{ représentant le débit de la nappe dans la zone considérée}$$

et K sa perméabilité.

Cette formule peut s'écrire

$$Q = K.e.l.i, \quad e \text{ l'épaisseur et } l \text{ la longueur de la section de nappe}$$

donc

$$Q = T.i.l$$

où

T = transmissivité de la nappe en m^2/s ;

i = gradient hydraulique de la nappe

Q = débit des eaux reçues en amont et transitant par le front de nappe de la zone considérée.

Exemple:

Pour un front de nappe de 7,5 km dans la partie nord-est du massif dunaire, l'écoulement souterrain vers les marécages sur une superficie de 10 km^2 environ a un débit de 180 l/seconde et un gradient hydraulique de 0,016.

La transmissivité approchée pour cette zone est de $1,4 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{sec}$. Le tableau n° 33 indique les valeurs de transmissivités obtenues pour les différentes zones considérées.

Zones	Massif dunaire	Ben Azzouz	Afn Nechma	Hadjar Soud	Bou Maeza	Sidi Lakhdar
Transmissivité en $10^{-3} \text{ m}^2/\text{seconde}$	1,4.	0,9.	0,7.	0,4.	0,8.	0,5.

Tableau n°33 : Valeurs approchées des transmissivités à partir des cartes piézométriques

Le produit du débit spécifique, évalué à partir de l'infiltration moyenne, par la surface de transit des eaux, nous donne le débit moyen au front de nappe considéré. La valeur obtenue par cette méthode n'est qu'une approximation de la transmissivité. On remarquera qu'elle est de l'ordre de $10^{-3} \text{ m}^2/\text{seconde}$.

V. 8. FORME GENERALE DE L'ECOULEMENT

Nous pouvons distinguer deux directions principales que nous situerons de part et d'autre de Ben Azzouz:

. A l'aval de Ben Azzouz, l'écoulement de la nappe se fait dans une direction SW-NE. Les eaux souterraines arrivent du massif dunaire et se dirigent vers les marécages et les oueds.

. A l'amont de Ben Azzouz, l'écoulement de la nappe alluviale devient NW-SE; les eaux arrivent des massifs du Djebel Safia et se dirigent vers les Sebkhia et les oueds.

Dans la zone de BouMaeza, les eaux arrivent en partie du massif de BouMaeza à l'Est et des affleurements numidiens de Koudiat Mogas au Sud-Est. Elles se dirigent vers l'oued Kébir.

Dans la zone de Sidi Lakhdar, les eaux de la nappe arrivent de toutes les directions et convergent vers le principal marécage de la région. La pérennité des eaux de cet étang contribue à assurer une maintenance régulière de l'irrigation des potagers environnants.

Sur le front de mer, l'écoulement est SW-NE. Les eaux arrivent des dunes littorales et rejoignent la mer. Nous déplorons l'absence de points d'eau dans cette zone, ce qui ne nous a pas permis de préciser l'écoulement souterrain.

V. 9. CONCLUSION A L'ETUDE PIEZOMETRIQUE DE LA REGION

L'étude piézométrique nous a permis de distinguer plusieurs zones d'écoulement souterrain bien individualisées, les écoulements alimentent en premier lieu les marécages et les oueds; nous pensons que l'alimentation de la nappe dans notre région se fait essentiellement à partir des eaux météoriques qui s'infiltrent dans les alluvions grossières et surtout dans le massif dunaire, où la morphologie et la nature pétrographique des dunes sont favorables à une infiltration importante. Une alimentation par les bordures des reliefs numidiens et liasiques est effective.

La transmissivité approximative évaluée à partir des données de la carte isopiéze permet d'espérer des caractéristiques intéressantes pour cet aquifère, les sédiments du massif dunaire restant les plus en vue. Les débits moyens qui s'écoulent à travers l'ensemble de l'aquifère et que nous avons évalué à partir des infiltrations moyennes de chaque zone, s'élèvent à 600 l/seconde, soit environ $2 \cdot 10^8 \text{ m}^3/\text{an}$.

CHAPITRE SIXIEME

HYDROCHIMIE

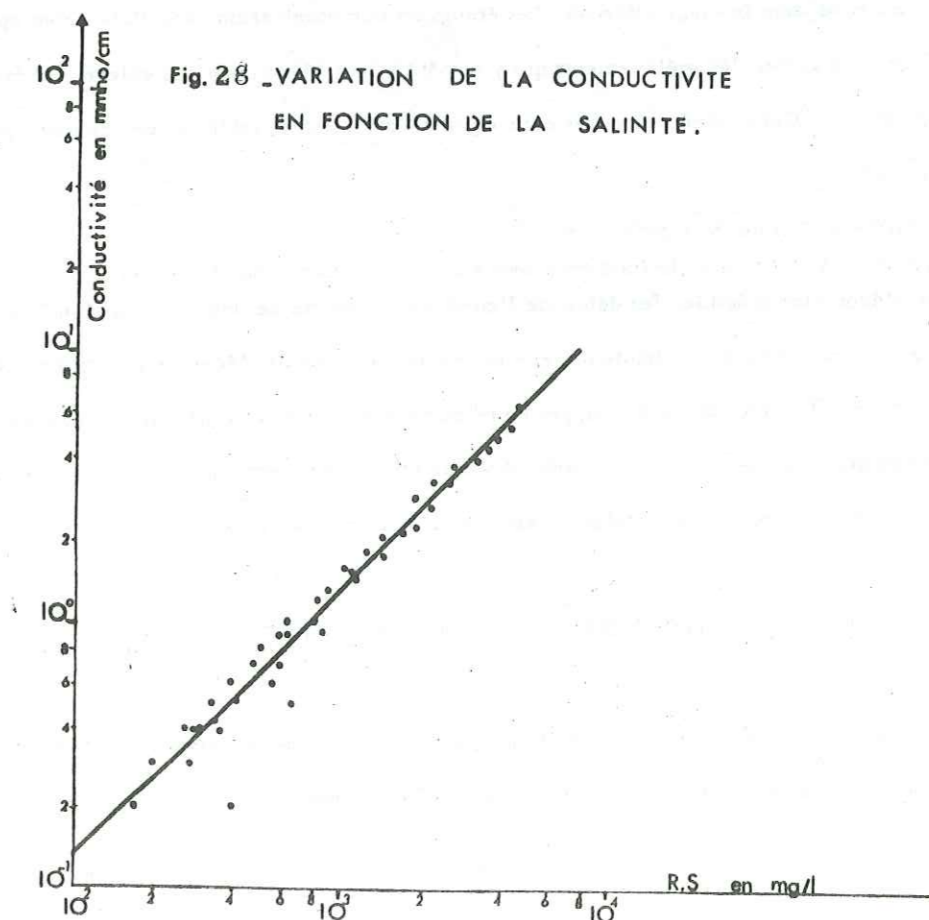
- VI.1. INTRODUCTION
 - VI.2. EVOLUTION CHIMIQUE DES EAUX DE L'OUED KEBIR
 - VI.3. EVOLUTION CHIMIQUE DES EAUX DE LA NAPPE PHREATIQUE
 - VI.4. REPRESENTATION GRAPHIQUE DES ANALYSES
 - VI.5. CONCLUSION A L'ETUDE HYDROCHIMIQUE
 - VI.6. TENEURS EN TRITIUM DES EAUX
-

CHAPITRE SIXIÈME - HYDROCHIMIE

VI.1. INTRODUCTION

La conductivité, le résidu sec et la composition chimique complète des eaux ont été déterminés dans le cadre de l'étude hydrochimique des eaux souterraines et superficielles de notre région; trois campagnes de prélèvements en 1979, et une campagne en Mai 1980 ont été menées à cet effet.

La conductivité et le résidu sec ont été déterminés pour les mêmes échantillons et pour chaque période dans trois laboratoires différents de la D. E. M. R. H. : Annaba, Constantine, Alger. Pour cela, nous pensons que, la précision des cartes de salinité et d'isoresistivité de la région est appréciable. Les premières analyses effectuées au laboratoire de Constantine d'une part, les dernières à Alger d'autre part ont porté sur les principaux ions. Dans le souci d'éliminer certaines erreurs de manipulations, nous avons effectué sur les échantillons d'octobre 1979, deux séries d'analyses séparément, l'une à Constantine, l'autre à Alger. La multiplicité des analyses sur les échantillons prélevés dans des laboratoires différents, a permis d'améliorer la précision du tracé des cartes d'équirapports des ions considérés.



Le report sur papier bilogarithmique des valeurs de résidu sec (mg/l) en abscisse et des conductivités (m. mohs/cm) en ordonnée, nous donne une droite de corrélation entre ces deux caractéristiques hydrochimiques. Il a été ainsi possible de contrôler les analyses postérieures et de déduire le résidu sec à partir de la conductivité, pour les échantillons auxquels nous n'avons pas fait subir l'évaporation dans le four électrique.

VI. 2. EVOLUTION CHIMIQUE DES EAUX DE L'OUED KEBIR

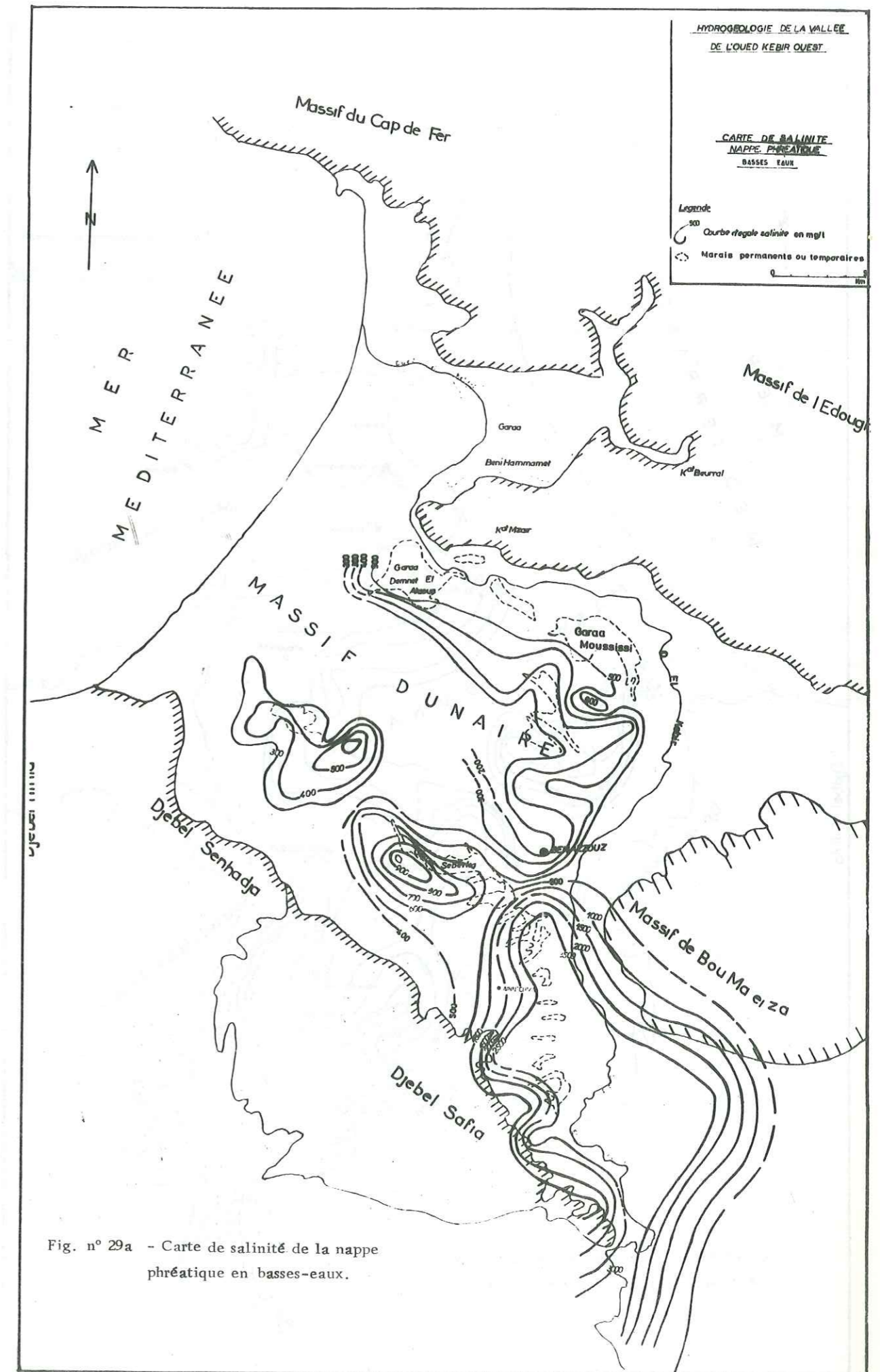
En général, les eaux des oueds se chargent au fur et à mesure de leur parcours vers l'exutoire. La progression de la salinité dans l'oued Kébir, n'est pas tout à fait conforme à cette règle. Très concentrées en amont dans la région de Hadjar Soud ($P \approx 500$ ohm. cm), les eaux de l'oued Kébir s'adoucissent dans le secteur de Ben Azzouz, par suite d'apports d'eau douce du massif dunaire. Au-delà, plus à l'aval les concentrations augmentent.

Une série de profils transversaux des résistivités (D. E. M. R. H. Annaha, 1976) de Ben Azzouz jusqu'à l'embouchure, soit sur une distance de 25 km, a permis de mettre en évidence une pénétration des eaux marines à 16 km de l'embouchure. Les résistivités des eaux de l'oued de l'ordre de 1 000 ohms. cm dans le secteur de Ben Azzouz passent à une valeur de 100 ohms. cm par suite de leur dilution dans le grand volume d'eau salée contenue dans le cours inférieur. Les étangs en communication avec l'oued sont également envahis par les eaux salées; les prélèvements qui y ont été effectués donnent des valeurs de résistivités de l'ordre de 50 ohm. cm. Cette pénétration des eaux de mer dans le cours inférieur est favorisée par trois facteurs essentiels:

- . une pente faible de l'ordre de 1/5000;
- . un lit large de 30 à 100 m dont le fond est souvent au-dessous du niveau de la mer;
- . une vitesse d'écoulement faible, les débits de l'oued surtout en été ne dépassent pas 1 m³/seconde. Cette pénétration a lieu lors de la marée haute qui provoque une inversion de l'écoulement dans cette partie de la section de l'oued. L'exploitation des nappes en relation avec l'oued et l'utilisation des eaux de ce cours d'eau pour l'irrigation des terrains environnants nécessite un contrôle permanent et l'aménagement d'une digue en terre qui permettra d'atténuer cette invasion des eaux salées.

VI. 3. EVOLUTION CHIMIQUE DES EAUX DE LA NAPPE

L'évolution des concentrations des eaux de la nappe phréatique semble liée aux zonalités géologiques régionales d'une part, et aux phénomènes d'évaporation d'autre part.



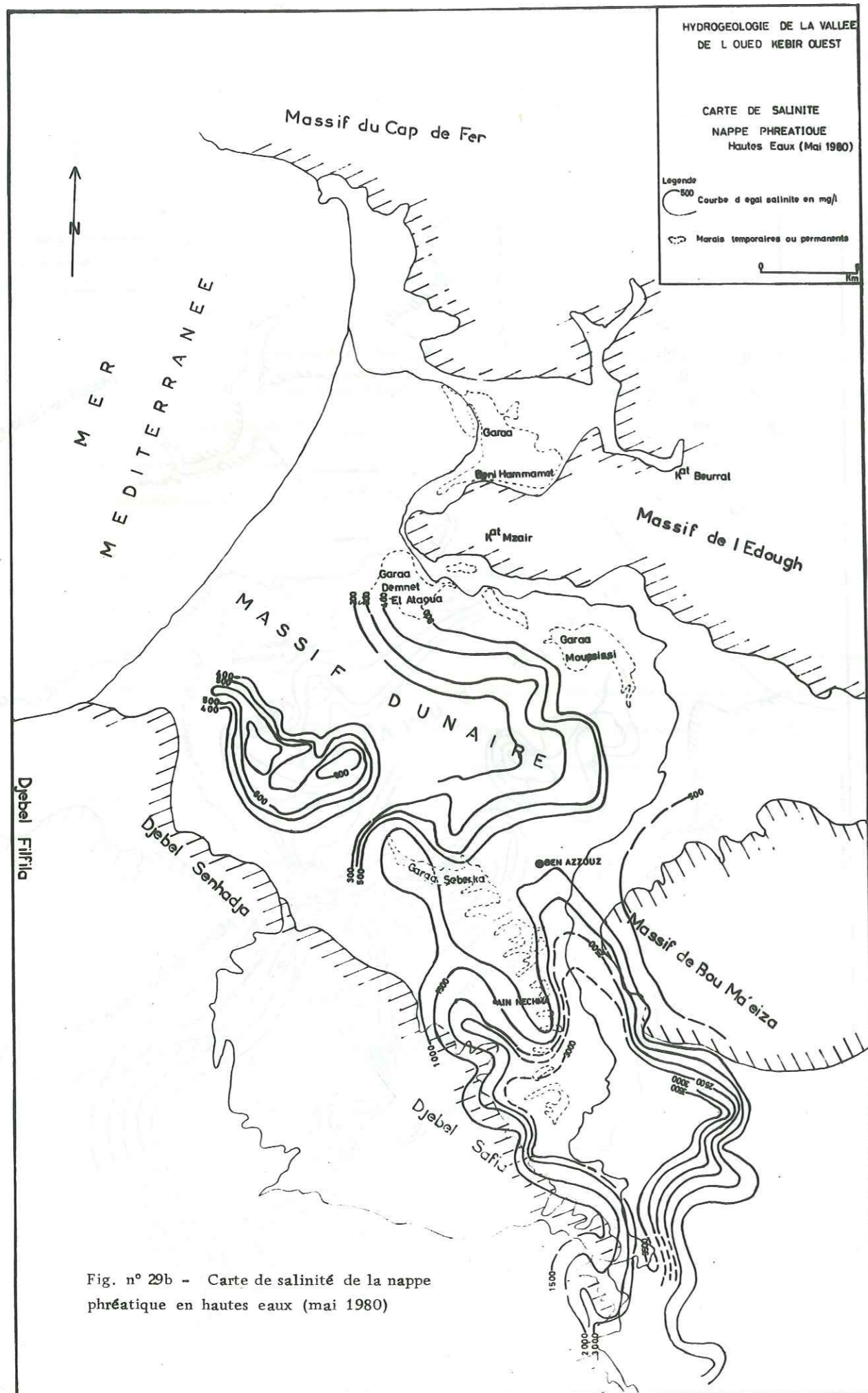


Fig. n° 29b - Carte de salinité de la nappe phréatique en hautes eaux (mai 1980)

VI. 3. 1. ZONALITE GEOLOGIQUE

Globalement, la concentration croit des massifs environnants vers les points topographiques bas: les Garaates et l'oued Kébir. Les zones de concentration minimale variant entre 200 et 400 mg/l se situent dans le massif dunaire; celles de concentration moyenne entre 400 et 800 mg/l intéressent la localité de Sidi Lakhdar et la partie aval de la plaine alluviale de l'oued Kébir à proximité du massif dunaire.

Les zones de forte concentration se situent dans la plaine alluviale en amont de Ben Azzouz, dans les secteurs de BouMaeza, Ain Nechma et Hadjar Soud: les concentrations de 1000 mg/l aux abords des massifs de Safia et BouMaeza atteignent 3000 mg/l dans les Garaates et dans l'oued Kébir. Une partie des eaux de ces zones à forte salinité transite par les formations cristallophylliennes de BouMaeza et par les flyschs crétacé du Djebel Safia. Les vitesses, à l'intérieur de ces ensembles lithologiques pas très perméables sont faibles, et favorisent les échanges, des concentrations en sel par contact prolongé. Nous remarquons donc que les valeurs faibles de résidu sec s'associent aux sédiments sablo-gréseux du massif dunaire, les valeurs moyennes aux massifs numidiens et les valeurs élevées supérieures à 1000 mg/l aux sédiments argileux et argilo-sableux de la plaine alluviale dont les massifs métamorphiques de BouMaeza et ceux du Crétacé du Djebel Safia forment les bordures. L'adoucissement des eaux de l'oued Kébir à l'aval de Ben Azzouz confirme l'alimentation de l'oued par les eaux de la nappe des sables dunaires sur un front de 10 km de long environ.

VI. 3. 2. EVAPORATION

La profondeur de la surface piézométrique est en moyenne de 3,5 m dans notre région. Pour un certain nombre de puits, elle se situe entre 0,10 m et 1,00 m. Cette proximité de la nappe phréatique favorise la concentration par l'évaporation intense qui affecte la région. Les valeurs de résidu sec de 200 mg/l dans le massif dunaire atteignent sur quelques centaines de mètres 800 mg/l dans les marécages qui sont des étendues de forte évaporation et qui représentent les points d'affleurement de la nappe phréatique. Dans la plaine alluviale à l'amont de Ben Azzouz, les concentrations de l'ordre de 1000 mg/l aux abords des massifs de BouMaeza et de Safia, atteignent 3000 mg/l dans les marais.

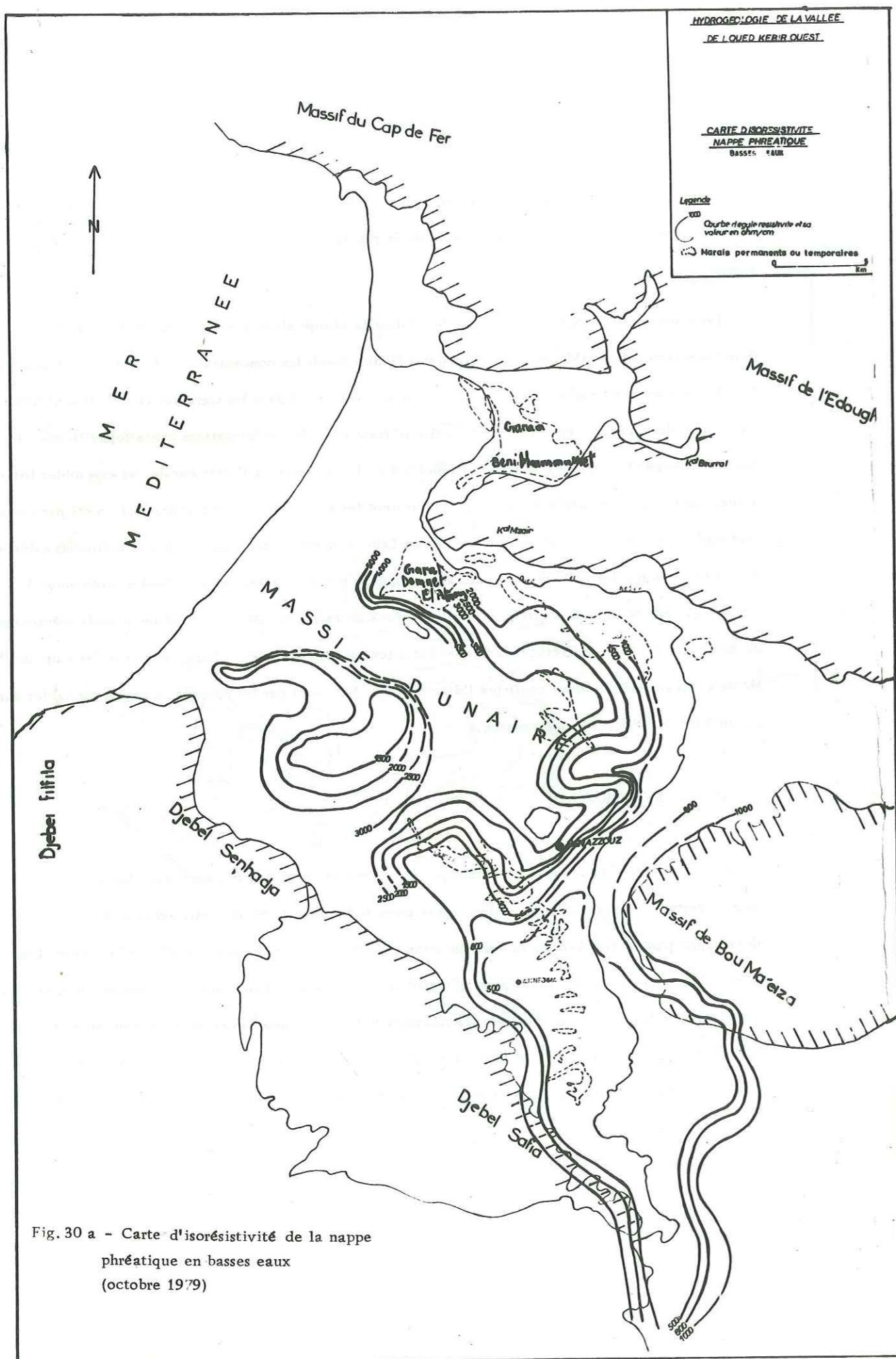


Fig. 30 a - Carte d'isoresistivité de la nappe phréatique en basses eaux (octobre 1979)

L'évolution chimique des eaux de la vallée de l'oued Kébir dépend donc au moins de deux facteurs : la nature géologique des sédiments dans lesquels circulent les eaux souterraines d'une part, et le phénomène d'évaporation d'autre part.

Cette évolution correspond à une progression des eaux de la nappe, de leur lieu d'alimentation vers les zones qu'elles alimentent; elle nous confirme et précise les grands axes d'écoulement souterrain mis en évidence dans l'étude piézométrique.

VI. 3. 3. CARTE D'ISORESISTIVITE

Les conductivités mesurées au laboratoire et converties en valeurs de résistivité nous ont permis de tracer deux cartes d'isoresistivité correspondant aux basses eaux et aux hautes eaux de la nappe phréatique. L'observation et l'étude de ces cartes indiquent une forte analogie avec les cartes de salinité. Nous retrouvons en effet les mêmes évolutions hydrochimiques des eaux de la nappe vers les sebkhas et oueds; les zones de forte salinité correspondent aux secteurs de faible résistivité, dans la plaine alluviale et celles de faible salinité aux secteurs de forte résistivité, dans le massif dunaire. Ceci confirme d'autant plus la linéarité établie entre ces deux caractéristiques (Fig 28). Ces cartes d'isoresistivité mettent en évidence le rôle de l'évaporation et de l'influence des terrains traversés par les eaux souterraines. Les conclusions obtenues à partir de l'étude des cartes de salinité sont reconduites dans les cartes d'isoresistivité.

VI. 3. 4. CARTE D'EQUIRAPPORT rMg/rCa (fig. 31)

La carte en courbes d'équirapport rMg/rCa tracée d'après les analyses d'octobre 1979, montre une évolution du rapport des massifs environnants vers les garaates et l'oued Kébir. Ce rapport toujours supérieur à 1 met en évidence le caractère dominant du magnésium.

Dans le massif dunaire, la nappe de Sidi Lakhdar, le contre bas des massifs de Safia et Bou Maeza, on observe $1 \leq rMg/rCa \leq 2$; la courbe 2 se situe à la limite des terrasses alluviales et des étangs où les rapports atteignent des valeurs comprises entre 3 et 5. En bordure de l'oued Kébir, les concentrations en Mg sont 5 et 6 fois supérieures à celles en Ca. On peut expliquer ceci par le fait que le CO_3Ca atteint rapidement sa limite de solubilité. D'autre part, la concentration en $MgSO_4$ et $MgCl_2$ plus rapide que celle de SO_4Ca , est accentuée d'une part par la forte évaporation et d'autre part par les échanges provoqués par un contact prolongé avec les dolomies du Lias, les marnes schisteuses du Crétacé et les roches métamorphiques du Paléozoïque.

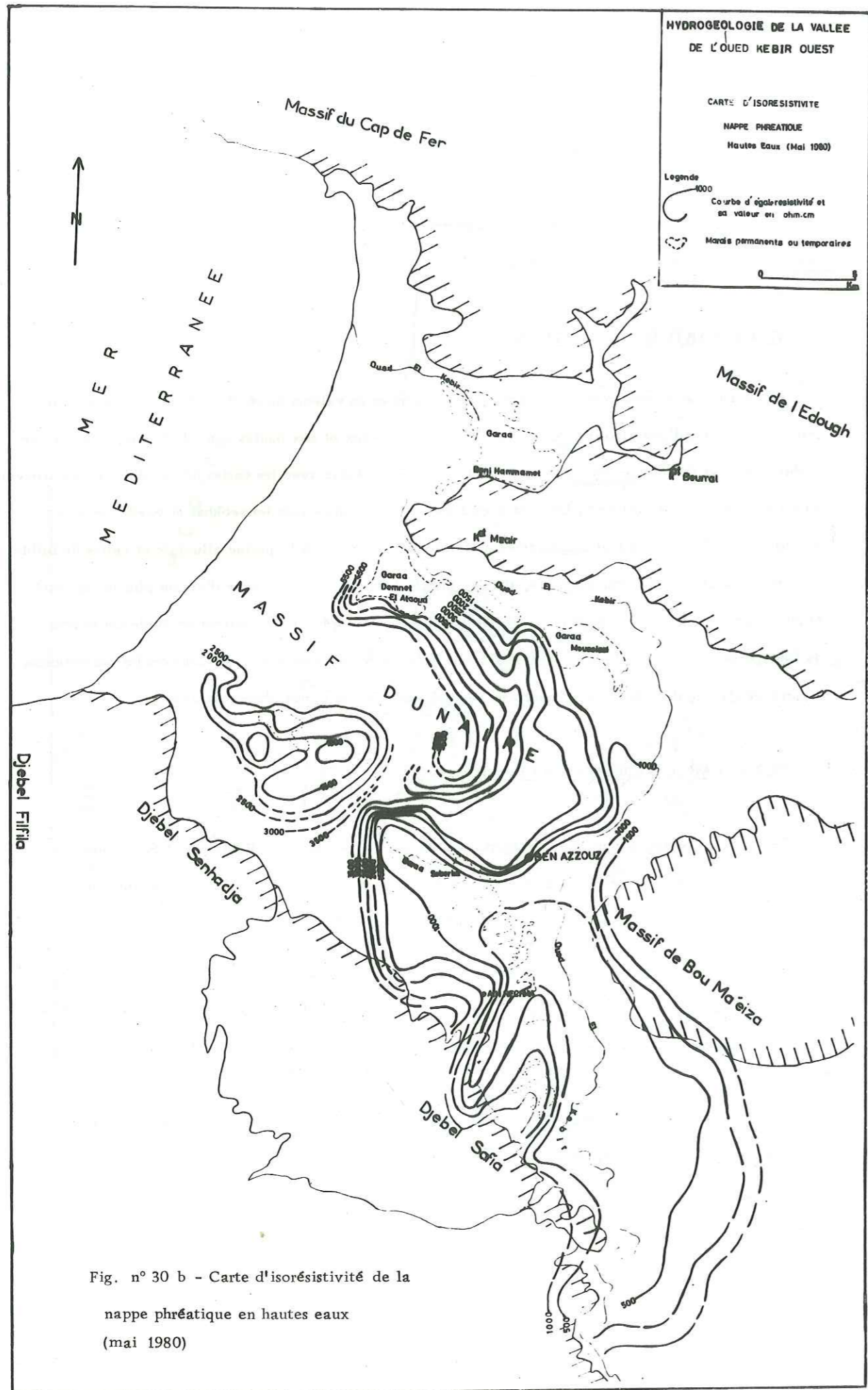


Fig. n° 30 b - Carte d'isorésistivité de la nappe phréatique en hautes eaux (mai 1980)

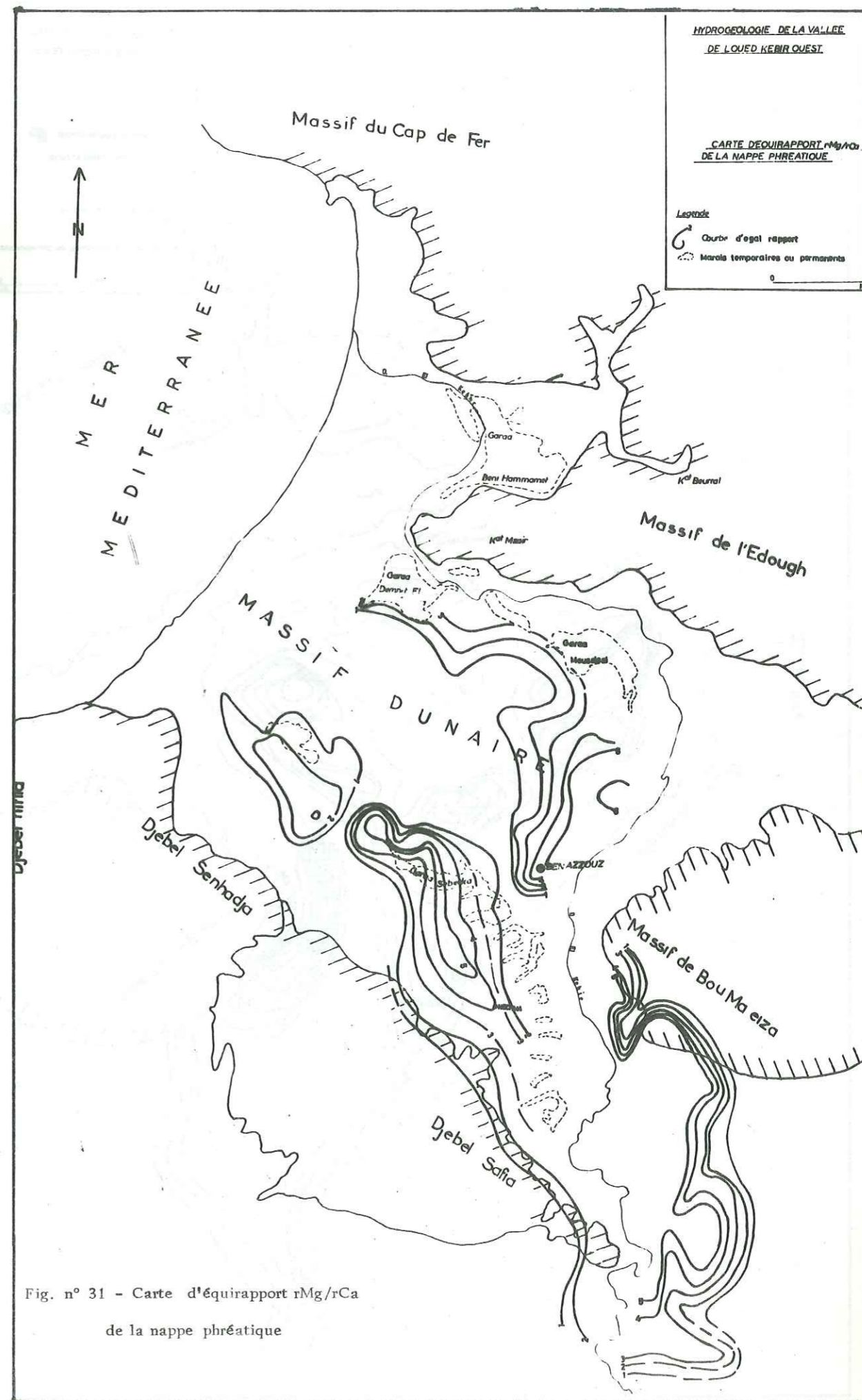
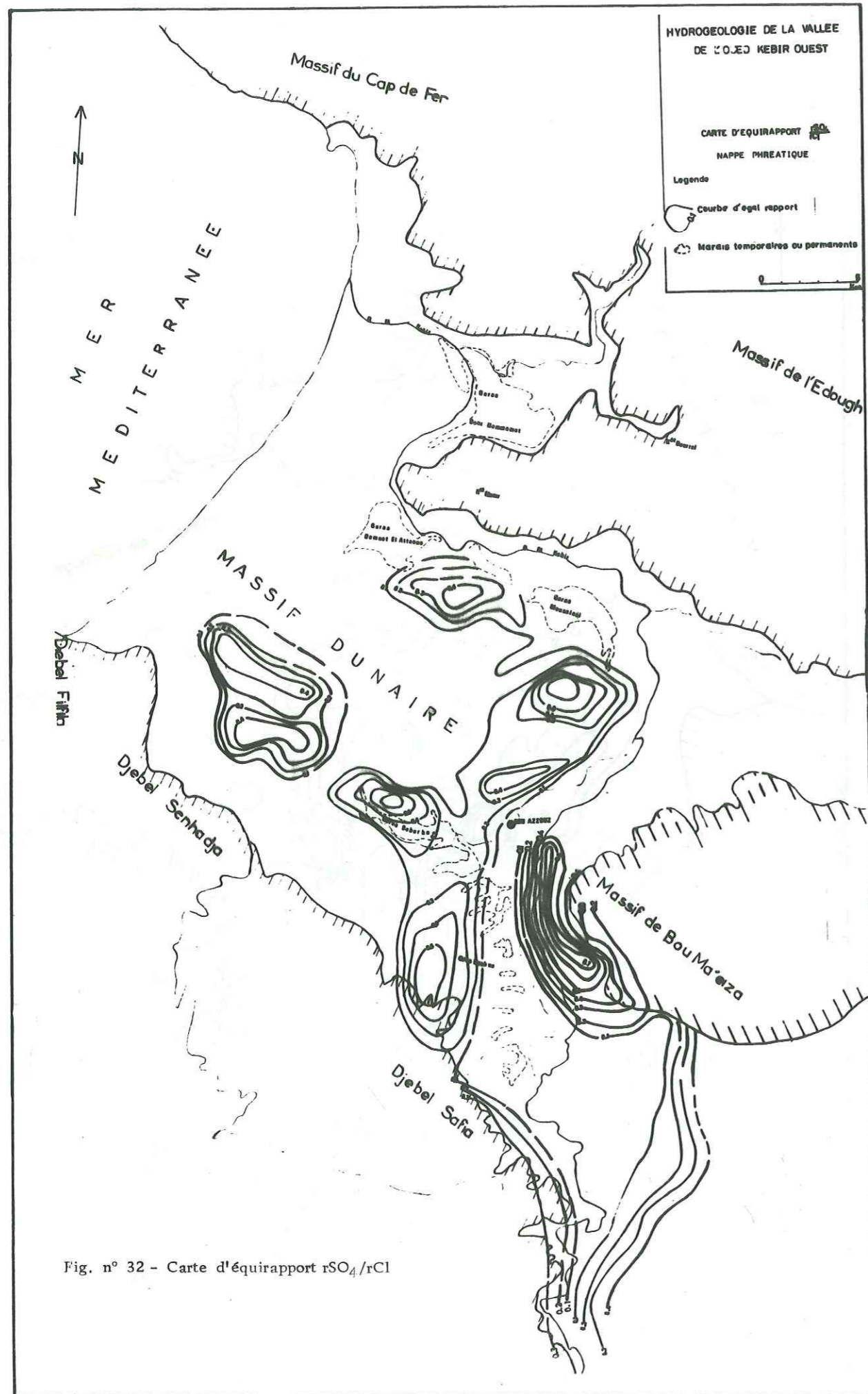


Fig. n° 31 - Carte d'équirapport rMg/rCa de la nappe phréatique

Fig. n° 32 - Carte d'équirapport rSO_4/rCl

VI. 3. 5. CARTE D'EQUIRAPPORT rSO_4/rCl (Fig. 32)

La carte en courbes d'équirapport rSO_4/rCl dressée d'après les analyses d'octobre 1979 permet de suivre l'évolution relative de ces deux anions dans la nappe phréatique. Le rapport est généralement compris entre 0,1 et 0,4 sauf dans le secteur de BouMaéza où il atteint 0,7. Il augmente sensiblement vers les régions bordières. A proximité de l'oued Kébir, ce rapport atteint 0,1 caractérisant une plus forte concentration en chlore dans le sens de l'écoulement de la nappe. En effet, l'évaporation de la nappe augmente avec la diminution de la profondeur de la surface piézométrique, favorisant une concentration plus importante des chlorures d'autant plus que leur vitesse de dissolution est plus grande que celle des sulfates. Les puits mal entretenus et peu profonds et les terrains argileux facilitent l'évaporation des eaux de la surface de la nappe. Il apparaît ainsi normal que la concentration des chlorures soit plus rapide que celle des sulfates.

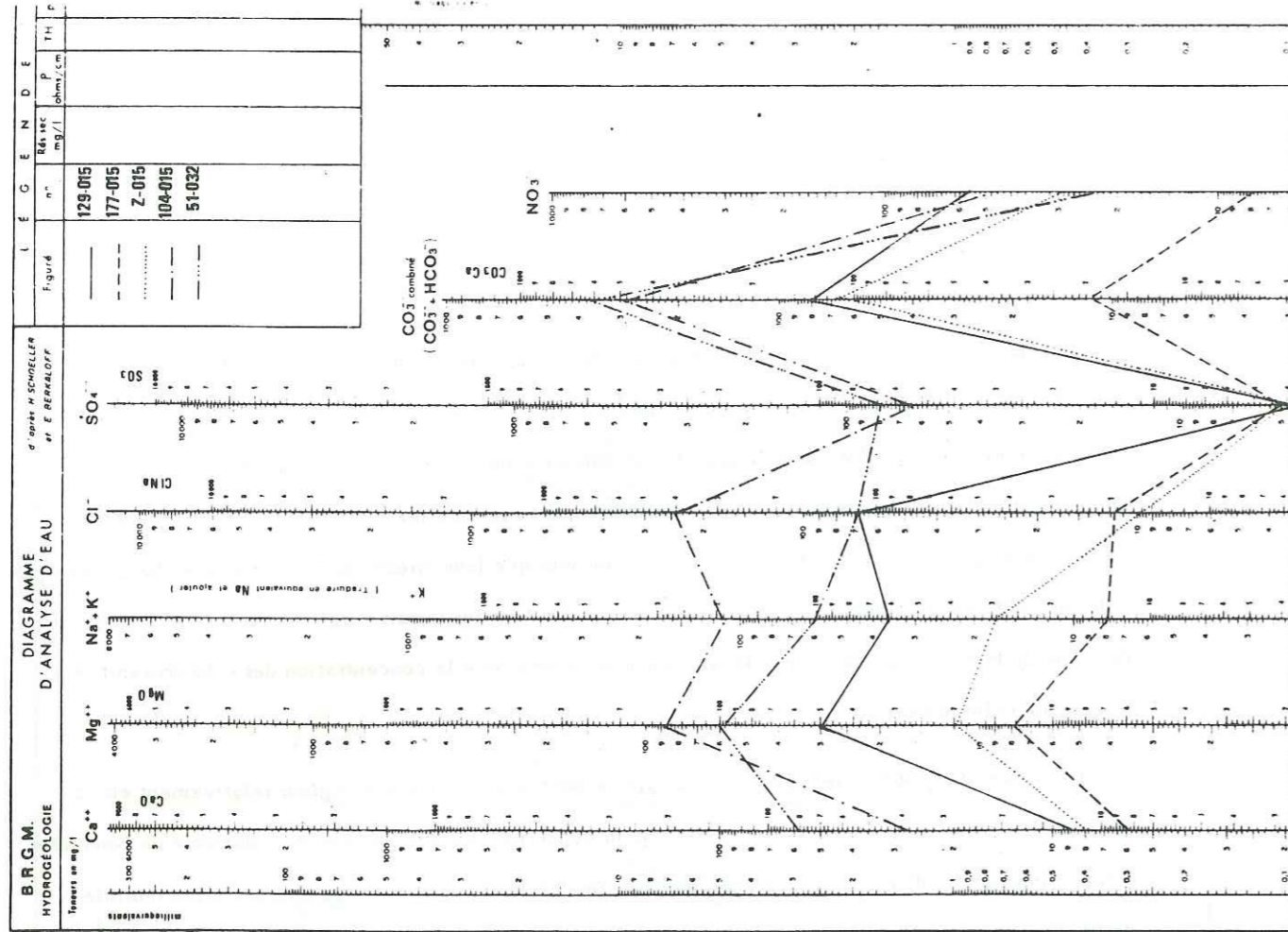
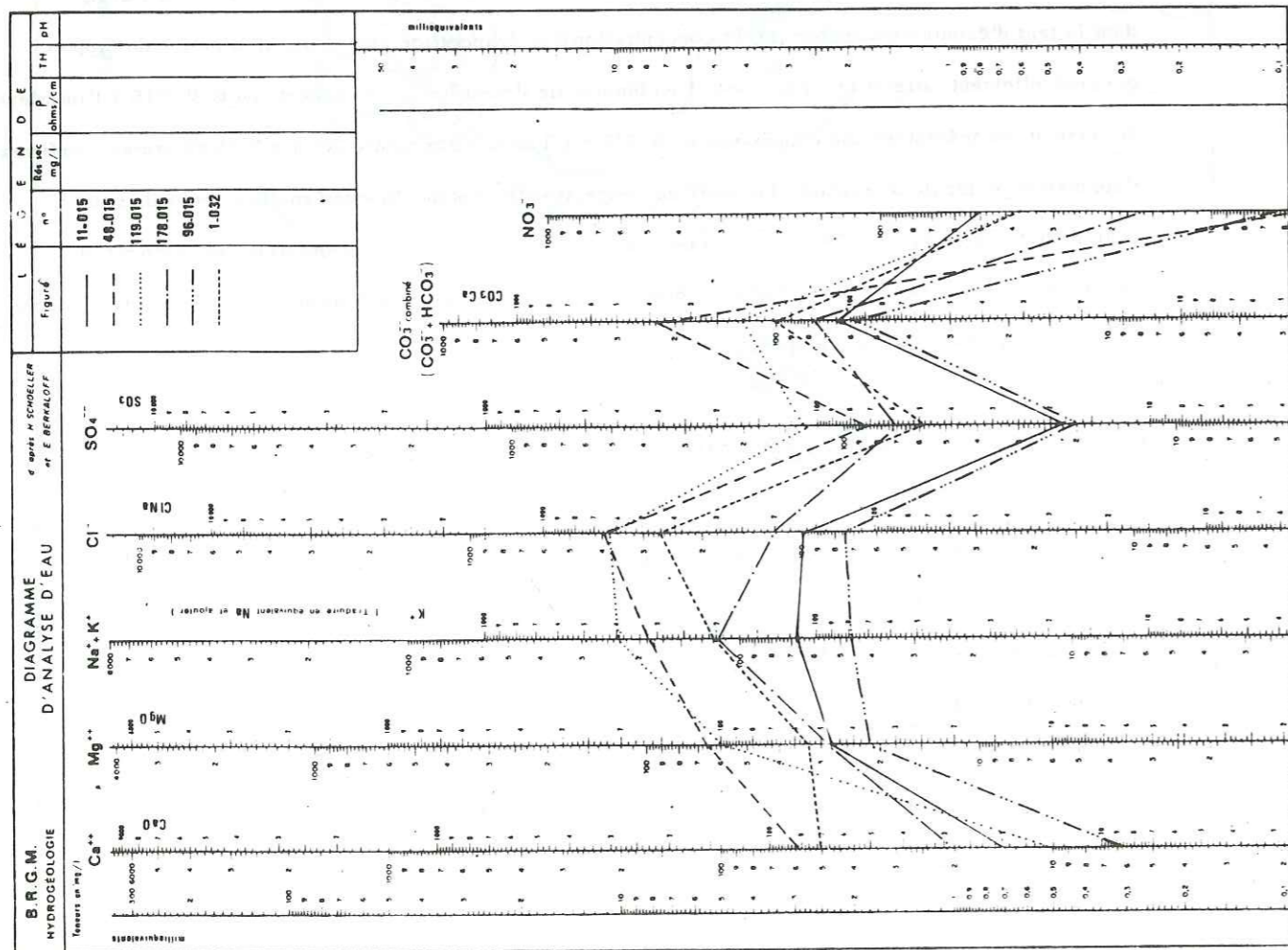
Le rapport rSO_4/rCl dans la plaine alluviale de BouMaéza atteint 0,7, valeur relativement élevée par rapport à l'ensemble de la nappe. Cette valeur concerne uniquement le secteur agricole de BouMaéza dans les plantations d'orangers, soit une superficie de $1,5 \text{ km}^2$ environ. Cette augmentation sensible de la concentration des sulfates serait liée au recyclage des eaux d'irrigation sulfatées. Plus à l'aval, dans le sens d'écoulement souterrain, la concentration par évaporation amène une diminution du rapport qui graduellement atteint la valeur de 0,1 en bordure de l'oued Kébir; les eaux du puits 39-015 à l'intérieur des plantations présentent une concentration de 295 mg/l de sulfates contre 265 mg/l de chlorures, confirmant l'augmentation locale du rapport. Les eaux du forage 40-015 captant l'horizon aquifère profond, situé à environ 400 mètres du puits 39-015, indiquent par contre une plus forte concentration des chlorures et un rapport rSO_4/rCl égal à 0,21. Cette différence explique que la concentration des sulfates est bien locale et n'atteint que les niveaux superficiels.

VI. 4. REPRESENTATION GRAPHIQUE DES ANALYSES (fig. 33a, 33b, 33c)

Les principaux ions contenus dans les eaux et dont l'analyse chimique permet de déterminer le faciès d'une eau sont les suivants:

- . cations: Ca^{++} , Mg^{++} , Na^+ , K^+
- . anions: CO_3^{--} , HCO_3^- , SO_4^{--} , Cl^- .

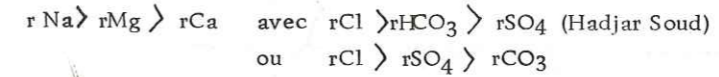
Fig. n° 33a : Diagrammes logarithmiques des analyses d'eau



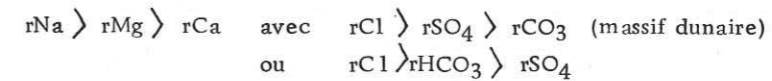
Par leur représentation graphique, les diagrammes semi-logarithmiques de SCHOELLER-BERKALOFF permettant de faire une analyse rapide des eaux ont été utilisés; pour les 97 eaux prélevées en octobre 1979, nous avons obtenu six types d'eaux caractéristiques de la nappe phréatique dont les plus représentatives sont les eaux chlorurées sodiques et les eaux bicarbonatées magnésiennes. Les autres classes ne figurent que très localement.

VI. 4. 1. EAUX CHLORUREES SODIQUES

Elles couvrent la totalité de la vallée de l'oued Kébir, se répartissant entre les sédiments sableux du massif dunaire, ceux de la plaine alluviale à Sidi Lakdhar, Hadjar Soud, Afn Nechma et BouMaeza. La formule caractéristique de ces eaux est:



Le réseau piézométrique est constitué essentiellement de puits peu profonds de diamètre compris entre 0,8 et 2 m; le contact des eaux souterraines avec l'air atmosphérique favorise ainsi une concentration par évaporation qui tend vers la saturation en NaCl. La formule caractéristique de ces eaux est:



VI. 4. 2. EAUX BICARBONATEES MAGNESIENNES

Elles s'apparentent aux eaux les moins chargées à l'intérieur du massif dunaire et dans la plaine alluviale de Hadjar Soud et Sidi Lakdhar. Elles sont absentes dans le secteur de BouMaeza. La dissolution de HCO_3 pour des teneurs comprises entre 40 et 100 mg/l dans les eaux du massif dunaire est engendrée en partie par le contact avec le CO_2 atmosphérique. Les teneurs maximales d'ailleurs exceptionnelles dépassant les 100 mg/l sont favorisées par des phénomènes générateurs du CO_2 tels que, la présence des matières organiques dans les sables rouges et les calcarénites gréseuses; les puits sont généralement implantés dans les espaces interdunaires à proximité des sols agricoles où les eaux puisent une partie du CO_2 lors de leur infiltration.

Les terrains calcaréo-dolomitiques du Lias environnant la plaine alluviale de Hadjar Soud ne sauraient que contribuer à la concentration de HCO_3 et Mg dont les teneurs élevées atteignent jusqu'à 350 mg/l pour les bicarbonates et 100 mg/l pour le magnésium.

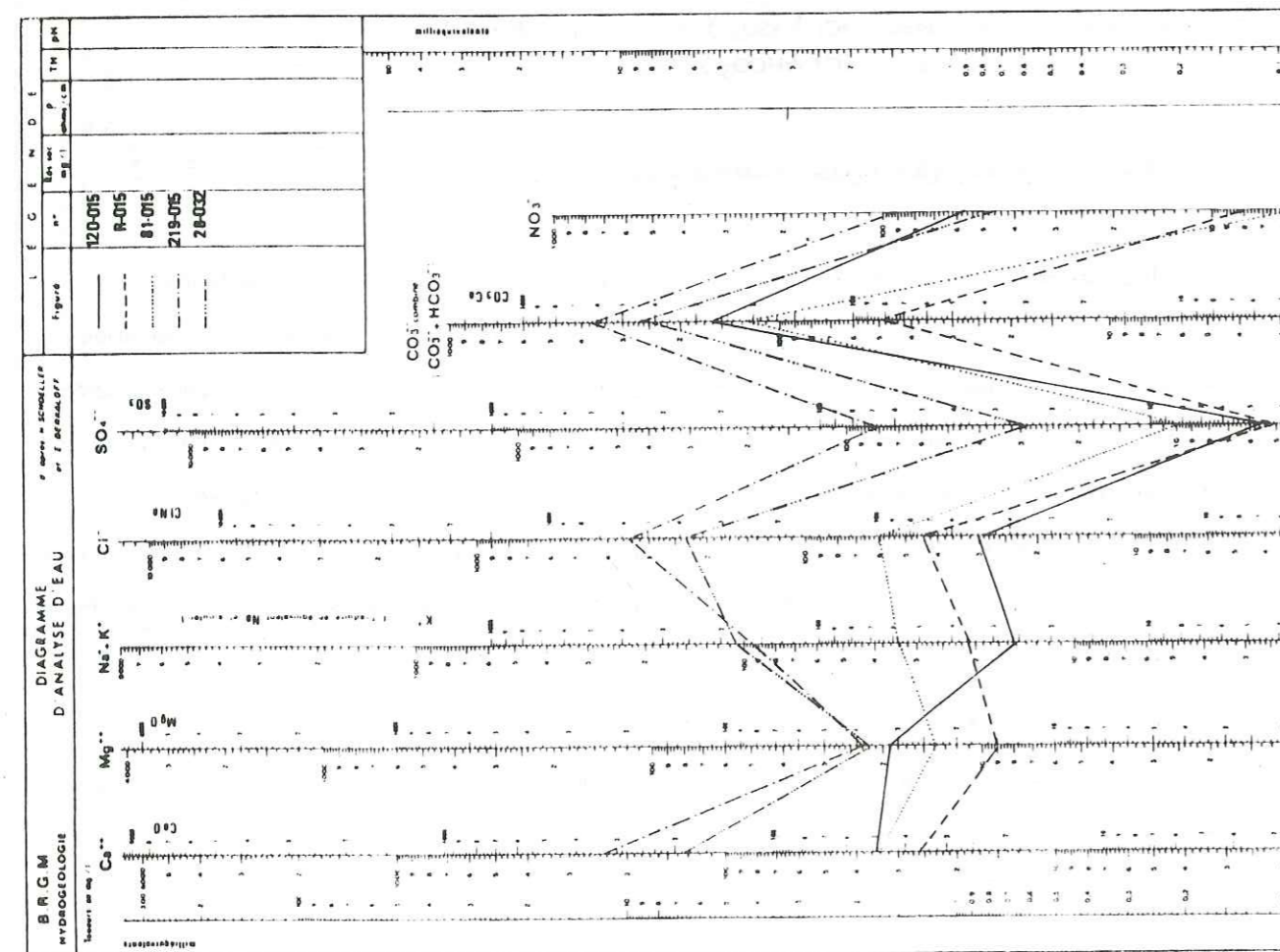
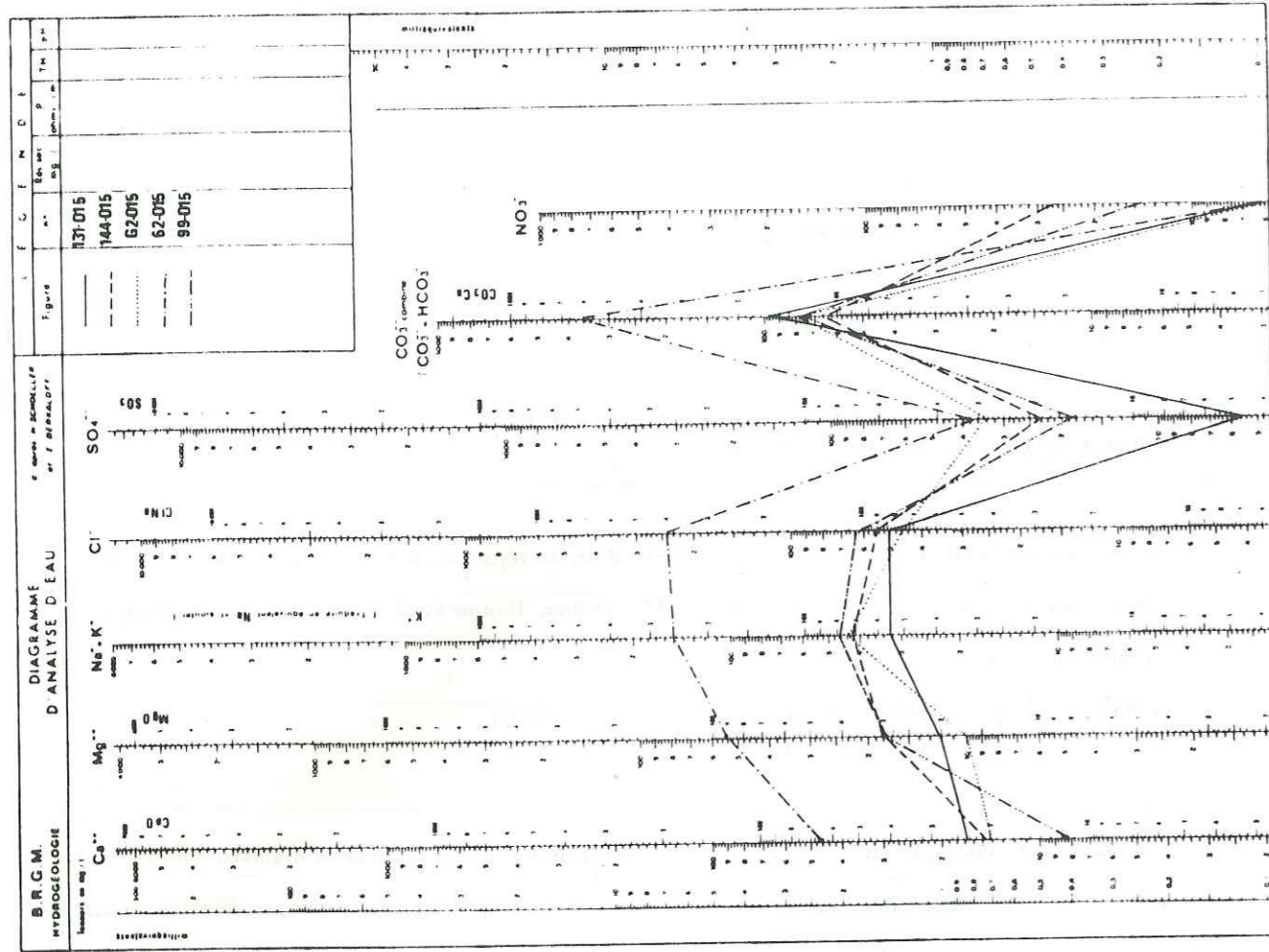
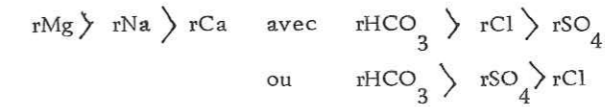


Fig. 33 b : Diagrammes logarithmiques des analyses d'eau.

Les températures moyennes des eaux dans la région oscillent entre 17 et 19°, et jouent un rôle important dans la production et la dissolution du CO₂. La formule caractéristique de ces eaux est:



VI. 4. 3. EAUX BICARBONATEES CALCIQUES

Dans le massif dunaire, ces eaux sont peu chargées. Leur résidu sec est compris entre 300 et 450 mg/l. Les carbonates représentent 30 à 50 %, alors que le calcium dépasse rarement 15% de la concentration totale. Il en est autrement pour la zone de Hadjar Soud où les concentrations sont élevées dépassant 1 000 mg/l. Les bicarbonates atteignent 400 mg/l alors que le calcium atteint 248 mg/l, pour une concentration totale de 1 100 mg/l à 1 200 mg/l. Ce faciès caractéristique de la plaine alluviale de Hadjar Soud se localise dans les eaux de puits d'une profondeur de 10 à 15 m environ creusés en contre-bas dans les premiers contre-forts du Djebel Safia, à l'aval immédiat des calcaires du Lias. Une alimentation de ces puits, ne serait-ce qu'en partie, à partir de ces calcaires semble acquise.

Le calcium dont la teneur n'excède pas 50 mg/l dans les eaux de puits du massif dunaire, est apporté par la dissolution du CaCO₃ des débris d'organismes calcaires (présents dans les sables rouges et les calcarénites gréseuses surtout en ce qui concerne les zones de Sidi Lakhdar et du littoral).

La formule caractéristique de ces eaux est:



VI. 4. 4. EAUX CHLORUREES MAGNESIENNES

Ces eaux n'ont pas été décelées dans le massif dunaire de la plaine alluviale de SidiLakhdar. Elles sont présentes dans la plaine alluviale de BouMaeza et de Hadjar Soud. Le magnésium proviendrait des schistes métamorphiques pour les puits situés en contre-bas du massif de BouMaeza. Pour ce qui est de Hadjar Soud, le faciès chloruré magnésien a été mis en évidence dans les eaux des puits situés en contre-bas de Koudiat Sidi Emdarek où affleurent les dolomies massives fracturées du Rhétien-Sinémurien. Les chlorures dont la solubilité est favorisée par l'évaporation, se combinent au magnésium pour donner le faciès chloruré magnésien.

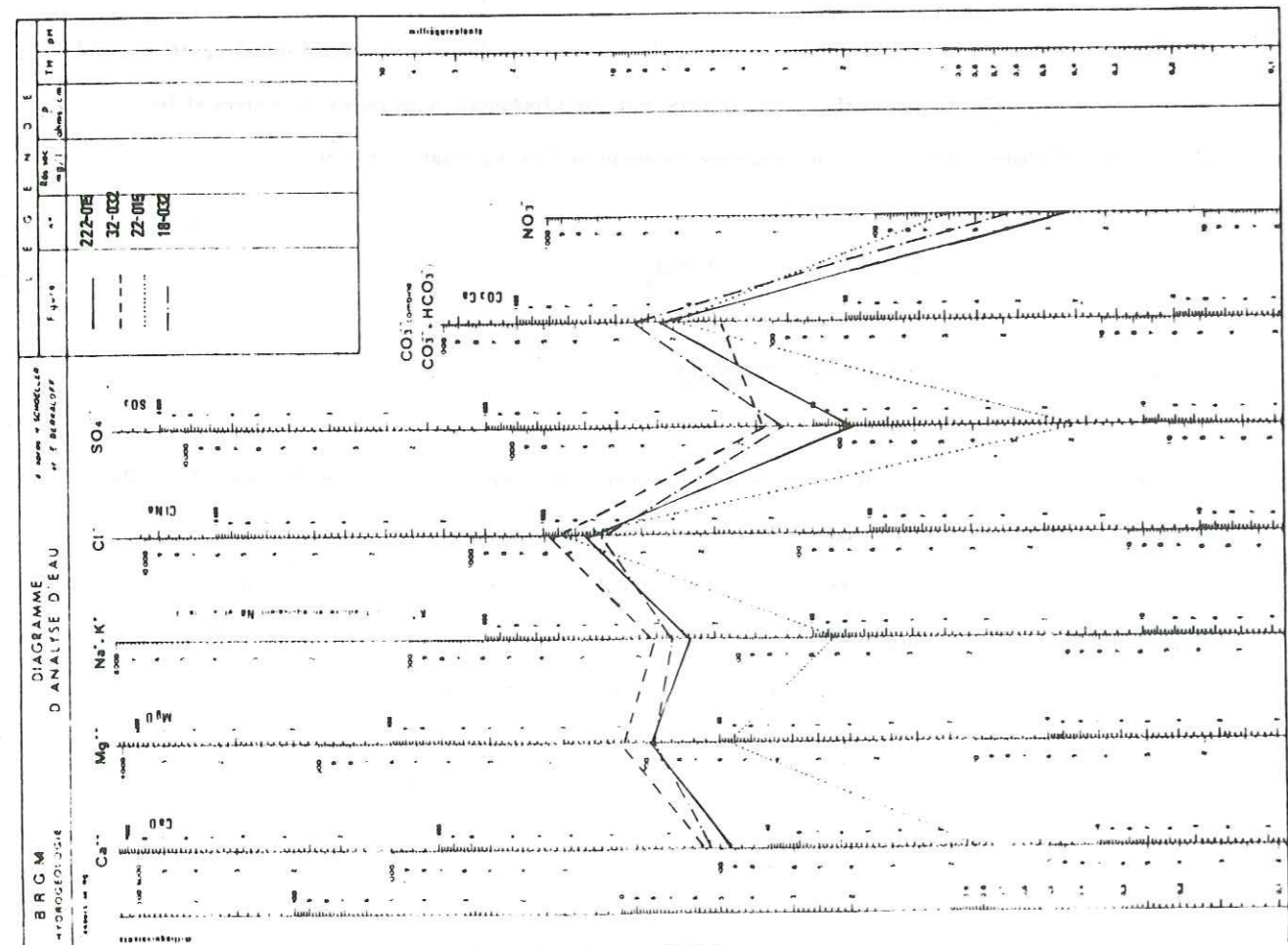
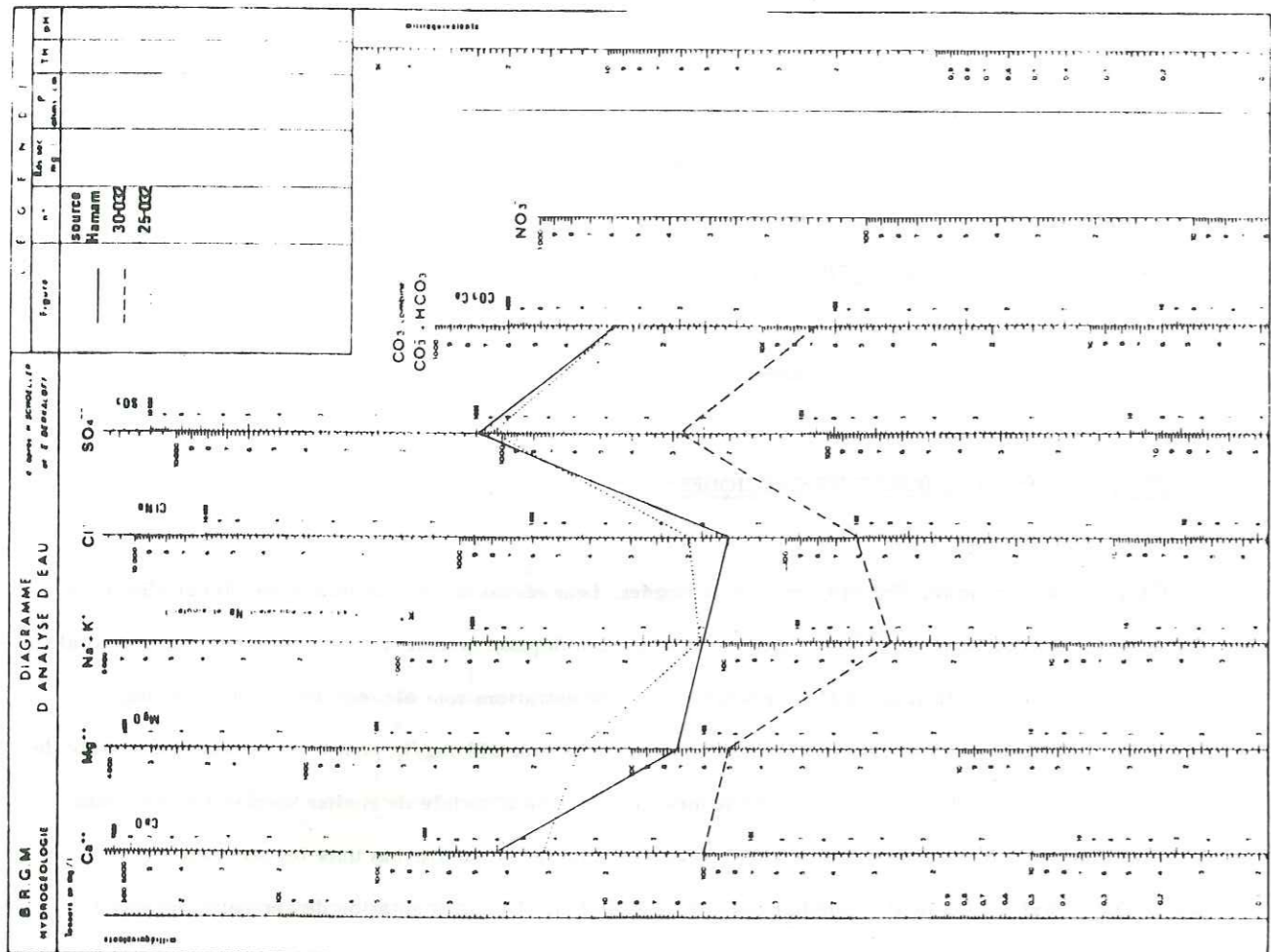


Fig. n° 33c : Diagrammes logarithmiques des analyses d'eau.

La formule caractéristique de ces eaux très peu répandues est:

$$rMg > rNa > rCa \quad \text{avec} \quad rCl > rHCO_3 > rSO_4$$

VI. 4. 5. EAUX BICARBONATEES SODIQUES

Elles se manifestent très peu et peuvent être des eaux intermédiaires entre le faciès bi-carbonaté calcique ou magnésien et le faciès chloruré sodique, vers les zones de saturation en NaCl; les teneurs en chlorures apparaîtront et augmenteront par un échange de Na contre Ca et Mg. On les rencontre dans le massif dunaire et dans la plaine alluviale de Sidi Lakhdar. Leur formule caractéristique est la suivante:

$$rNa > rMg > rCa \quad \text{avec} \quad rHCO_3 > rCl > rSO_4$$

Ce sont des eaux très intermédiaires entre ce faciès et le faciès chloruré sodique.

VI. 4. 6. EAUX SULFATEES CALCIQUES

La source Hamam et les puits 30 et 25 dans la plaine alluviale de Hadjar Soud représentent les seuls points d'eau sur les 97 échantillons, qui renferment ce faciès. Les eaux de la source émergent en surface avec une température de 41°5; leur teneur en sulfates est de 1 200 mg/l pour une concentration totale de 2 387 mg/l; l'étude géothermique de ces eaux (ADJOL, 1980 comm. orale) indique que leur circulation s'est faite à une profondeur supérieure à 1 400 m, probablement à la faveur de fissures importantes. Ces eaux auraient traversé des terrains riches en sulfures dont l'oxydation se serait effectuée au fur et à mesure de l'approche vers la surface. Dans cette première hypothèse, le calcium qui, combiné à ces sulfates donne le faciès en question, proviendrait des échanges avec les calcaires du Lias. Sans vouloir l'affirmer, faute de preuves suffisantes, nous pensons dans notre deuxième hypothèse qu'il s'agirait plutôt du Trias salifère sous-jacent au complexe liasique du Djebel Safia. Ce Trias qui fait défaut dans notre région d'étude affleure plus à l'Ouest, dans la vallée de l'oued Ksob, au Sud-Sud Ouest du Djebel Filfila; les eaux se seraient enrichies en sulfates de calcium par lessivage des terrains triasiques, leurs teneurs élevées en sels dissous semblent le confirmer. Néanmoins, la détermination du pourcentage du soufre S₃₄ dans ces eaux permettra de lever toute ambiguïté. Les teneurs élevées en sulfates, des eaux du puits n°25 (1 135 mg/l) ne sont que la conséquence d'une contamination par les eaux de la source, du fait de la très grande proximité (≈10m). La teneur relativement élevée (295 mg/l) en sulfates, des eaux du puits 30-032 serait la conséquence d'une contamination par les rejets de la sulfaterie du domaine Boucetta où est implanté ce puits. Des mesures de protection doivent être étudiées et appliquées afin de garantir la potabilité des eaux de la zone.

La formule caractéristique de ces eaux est:

$$rCa > rMg > rNa \quad \text{avec} \quad rSO_4 > rHCO_3 > rCl$$

VI. 5. CONCLUSION A L'ETUDE HYDROCHIMIQUE

Les concentrations en sels des eaux de la vallée de l'oued Kébir sont essentiellement dues à l'évaporation. Ces concentrations sont plus élevées dans la plaine alluviale que dans le massif dunaire où les sables semblent protéger la nappe contre l'évaporation. L'augmentation de la salinité et de la conductivité des eaux s'effectue globalement des massifs environnants vers les marécages et les oueds conformément au sens de l'écoulement souterrain.

L'analogie entre les courbes d'isosalinité, d'isorésistivité et de niveau piézométrique, confirme le sens de ces variations et précisent les zones d'alimentation.

L'interprétation graphique des analyses a permis de grouper les eaux de même nature dans les différentes régions. Le faciès chloruré sodique dominant dans la vallée de l'oued Kébir, souligne le rôle de l'évaporation sur la surface piézométrique peu profonde de la nappe phréatique. Les autres faciès que nous avons rencontrés, régis en partie par le phénomène d'évaporation, subissent l'influence des formations de bordure. Les eaux bicarbonatées absentes dans la zone de BouMaéza laissent planer le doute sur une éventuelle alimentation de la nappe phréatique par les cipolins interstratifiés dans les schistes métamorphiques. Les eaux que l'on y rencontre sont surtout chlorurées magnésiennes.

Un point particulier et important de cette étude hydrochimique se traduit dans la présence de la source sulfatée calcique dite "Hamam", dont les eaux jaillissent en surface avec une température de 41°5; d'origine géothermique, la circulation profonde de ces eaux doit être liée à l'existence de fractures profondes, cachées en surface par les alluvions, à travers les calcaires et dolomies du Djebel Safia. De ce fait, nous rappelons et insistons sur la nécessité d'une nouvelle campagne géophysique avec une distance AB assez grande permettant une investigation en profondeur. C'est sur cette base que les fractures profondes permettant une circulation des eaux seront mises en évidence et confirmeront le rôle important des calcaires et dolomies liasiques dans l'infiltration des eaux météoriques. Des analyses de Tritium sur les eaux de cette source ont donné 30 U. T. ; ces eaux sont donc constituées d'un mélange d'eaux anciennes et d'eaux récentes relativement proches de la surface. Le temps d'infiltration de ces eaux et leur écoulement vers les exutoires doit être aussi long et significatif de cette teneur en Tritium.

VI. 6. TENEUR EN TRITIUM DES EAUX

VI. 6. 1. GENERALITES

Le Tritium est un isotope radioactif de période 12,26 ans; par désintégration, le tritium produit l'hélium isotope stable ${}^3_2\text{He}$. La production du tritium est due à l'action de la composante neutronique du rayonnement cosmique sur les constituants gazeux de la haute atmosphère; la teneur en tritium des eaux naturelles est généralement exprimée en unité tritium qui correspond à un atome de Tritium pour 10^{18} atomes d'hydrogène. Les mesures des teneurs en Tritium se font à l'aide de compteurs en phase liquide ou gazeuse. Les teneurs en Tritium qu'on mesure directement sont de l'ordre de 20 U. T. ; or les eaux continentales présentent des teneurs très souvent inférieures à ce seuil, d'où l'existence de différentes méthodes pour enrichir en Tritium l'eau, préalablement à son comptage. Trois méthodes aboutissent à un enrichissement isotopique de l'eau: distillation, diffusion thermique et électrolyse que nous avons utilisées lors des analyses des eaux de notre région d'étude, par mesure de sécurité du fait qu'elles étaient soumises à ce contrôle pour la première fois.

Dans les pluies, il existait avant 1953 un niveau naturel de 5 à 10 U. T. ; depuis la première explosion thermonucléaire de 1954, la production naturelle du Tritium est masquée par la production artificielle. Ces explosions artificielles ont introduit 5 kg de Tritium artificiel, soit une quantité supérieure à la quantité totale de Tritium naturel qui était voisine de 3,5 kg. Le maximum des concentrations dans les eaux de pluie pour l'hémisphère nord fut observé en 1963; il y eut par la suite une nette régression des teneurs, avec deux pics de remontée en 1971-72 et en 1975-76. Actuellement, la quantité de Tritium semble se stabiliser autour de 100 U. T. pour l'hémisphère nord et 50 U. T. pour l'hémisphère sud. Sous ces aspects, le Tritium apparaît comme un marqueur relatif des eaux. Le temps de renouvellement des eaux douces a été estimé à une dizaine d'années et reste inférieur à celui de transit des eaux souterraines. La valeur de 10 ans n'est qu'indicatrice pour le choix du traceur à utiliser. Le Tritium dont la période est de 12,26 ans, compatible avec cette valeur, reste le seul traceur utilisable actuellement.

VI. 6. 2. MESURES EFFECTUEES

Les analyses ont porté sur 14 échantillons au C.E.N.G., et représentent les premières effectuées dans notre région d'étude. Les prélèvements se sont étalés sur trois périodes: juin 79, octobre 79 et décembre 79. Les résultats obtenus se divisent en trois groupes:

1er groupe: teneurs en Tritium inférieure à 20 U. T.

2ème groupe: teneurs en Tritium comprises entre 25 et 35 U. T.

3ème groupe: teneurs en Tritium comprises entre 50 et 100 U. T.

1er groupe

Les valeurs obtenues sont de 13 U. T. pour le forage G5 situé dans le massif dunaire et de 15 U. T. pour le forage 40.015 implanté dans la plaine alluviale; nous serons tentés de penser que le niveau aquifère d'alluvions grossières capté dans ces forages est le même, se situant pour les deux points d'eau à l'altitude moyenne comprise entre -20 et -30 m; le forage G5 a été réalisé au cours de notre période d'étude en Octobre 1979, et le prélèvement effectué à la même époque au cours des essais de développement.

Nous n'avons crépiné que la partie aquifère profonde, les sables rouges et blancs formant l'aquifère superficiel ont été isolés par un tubage plein.

Une épaisse couche d'argile sus-jacente au niveau aquifère d'alluvions grossières recoupé par le forage 40.015, crée un artésianisme local des eaux qui y circulent. Les valeurs de 13 et 15 U. T. montrent qu'il s'agit d'eaux anciennes antérieures aux premières expériences thermonucléaires de 1954, mélangées à une très faible quantité d'eau plus récente. La circulation lente dans les sédiments moyennement perméables, l'exploitation réduite de la nappe profonde dans la plaine alluviale et totalement inexistante dans le massif dunaire, incitent à penser à une "zone d'eau morte". Cette circulation lente des eaux rencontrées dans le forage 40.015 de la plaine alluviale serait en partie due à la présence plus à l'aval du seuil de Sidi Brahim, barrière naturelle édiflée par une remontée locale du socle et mise en évidence par la prospection géophysique et par les sondages mécaniques (chapitre n° IV). Ce seuil favoriserait l'existence d'une zone "d'eau morte". Des analyses postérieures à la mise en exploitation de ces eaux permettront de préciser cette hypothèse.

2ème groupe

L'ensemble des points d'eau échantillonnés dans ce groupe appartient à la plaine alluviale de l'oued Kébir. Il se compose de deux forages profonds, d'un puits et de la source thermale dite Hamam, tous les quatre en contrebas du complexe Lias-Crétacé du Djebel Safia. Les valeurs comprises entre 25 et 35 U. T. indiquent qu'il s'agit d'un mélange d'eaux anciennes et d'eaux récentes.

Forages: le forage 50.032 qui alimente la cimenterie de Hadjar Soud, capte les eaux de la nappe profonde de Hadjar Soud; les teneurs en Tritium de ces eaux de l'ordre de 31 U. T., alors que celles de l'oued Kébir à la même époque contiennent 86 U. T., mettent en évidence la présence d'eaux anciennes et d'eaux récentes contenues dans un aquifère où les circulations sont lentes; on peut penser que le temps d'infiltration de ces eaux bi-carbonatées magnésiennes à travers le complexe calcaréo-dolomitique jusqu'à la nappe et l'écoulement jusqu'au forage, est assez long. La présence du seuil de l'oued Kébir mis en évidence par géophysique et par la coupe géologique de ce forage, jouerait un rôle important dans le ralentissement de l'écoulement souterrain.

Les teneurs du même ordre dans les eaux prélevées du piézomètre G.7-200, implanté sur les premiers contreforts N-NW du Djebel Safia, résultent d'un mélange d'eaux anciennes et d'eaux récentes. Les eaux proviendraient de l'infiltration des eaux de pluie à travers les formations du substratum marno-calcaire du Crétacé et les éboulis des premiers contreforts du Djebel Safia à l'aplomb du piézomètre. Ces eaux parviendraient à l'exutoire après un temps assez long par suite d'une circulation très lente dans les sédiments peu perméables du Crétacé.

Une teneur en Tritium de 30 U. T. et une température d'émergence en surface de 41°5 dans les eaux de la source Hamam, mettent en évidence un très long cheminement et une faible circulation de ces eaux en profondeur à travers les formations géologiques du substratum qui constituent les massifs de bordure. Une analyse isotopique de l'oxygène 18 de ces eaux, permettra d'estimer les températures des eaux d'infiltration à l'origine de ces émergences.

Les teneurs en Tritium du puits 30-015 profond de 15 mètres environ, soulignent la présence d'eaux d'âge moyen analogue à celui des eaux de ce groupe. Il serait alimenté en partie par les eaux infiltrées dans les formations calcaréo-dolomitiques du Djebel Safia, qui auraient atteint le puits en empruntant les marno-calcaires crétacé et le colluvium dans lequel il est implanté. Les diagrammes de SCHOELLER indiquent un faciès bicarbonaté magnésien de ces eaux, favorable à leur circulation dans le complexe Lias-Crétacé.

3ème groupe

Les teneurs en Tritium dans ce groupe sont comprises entre 50 et 100 U. T. Les eaux prélevées dans les puits 219.015, 9.032 et 96.015, creusés dans les alluvions récentes en bordure des piémonts et dont les teneurs en tritium sont les plus élevées indiquent une alimentation par infiltration directe des eaux de précipitation.

En ce qui concerne les eaux des piézomètres G2, G3 et G6, leurs teneurs respectives de 50, 88 et 82 U. T. résulteraient d'un mélange d'une quantité d'eau ancienne emmagasinée dans la nappe profonde et d'un volume d'eau récente circulant dans les sables aquifères de la nappe superficielle. Ce mélange s'opérerait à l'intérieur d'une colonne d'eau des piézomètres du fait que l'on n'a pas isolé les aquifères profonds et superficiels. Nous avons essayé de confirmer cette hypothèse en isolant dans le forage G5, réalisé postérieurement et recoupant les mêmes formations, la nappe phréatique par un tubage plein et une cimentation; ceci nous a permis de prélever et d'analyser uniquement les eaux de la nappe profonde et d'en déduire une teneur en Tritium de 13 U. T. indiquant des eaux anciennes; cette expérience que nous poursuivrons après l'équipement des forages en cours, pourrait déboucher sur le fait qu'il n'existerait pas

à priori d'échange entre les différents niveaux aquifères. Il est possible que la dynamique des eaux récentes et celles des eaux anciennes surtout en ce qui concerne le mode de circulation soient très différentes.

VI. 6. 3. CONCLUSION

L'étude des teneurs en Tritium des eaux souterraines de la vallée de l'oued Kébir a permis de déterminer un âge moyen de ces eaux qui est différent selon les points considérés de la structure de remplissage. Les eaux peuvent avoir comme origine, soit l'infiltration des pluies, soit le tarissement d'eaux anciennes circulant lentement à travers les formations du substratum à la faveur de fractures mises en évidence surtout dans la région de Hadjar Soud. Ce tarissement d'eaux anciennes s'accompagne d'une alimentation directe par les pluies effectives actuelles.

En même temps que la poursuite des analyses périodiques en Tritium, il s'avère nécessaire de doser l'oxygène 18 et le carbone 14 qui préciseront le mode de transfert des masses d'eau dans les aquifères de la région ainsi que leurs relations mutuelles. Si l'on admettait une alimentation actuelle, on ne pourrait constater que sa faiblesse compte-tenu des débits observés. En effet, l'eau récente dont l'apport par infiltration est réel, reste insuffisante pour compenser les pertes par évaporation et écoulement vers la mer. C'est là un fait important pour l'exploration de la nappe tant que l'on n'a pas précisé le volume exacte des apports non apparents à la nappe, par les massifs environnants.

----- CHAPITRE SEPTIEME -----

CARACTERISTIQUES HYDRODYNAMIQUES DES AQUIFERES DE LA REGION

- VII.1. INTRODUCTION
- VII.2. DETERMINATION DES CARACTERISTIQUES PAR ESSAIS DE POMPAGE
- VII.3. DETERMINATION DU COEFFICIENT D'EMMAGASINEMENT PAR LA METHODE DE RORABAUGH
- VII.4. DETERMINATION DE LA POROSITE UTILE PAR LA METHODE D'ARCHIE
- VII.5. DISCUSSION DES RESULTATS

CHAPITRE SEPTIEMECARACTERISTIQUES HYDRODYNAMIQUES DES AQUIFERES DE LA REGIONVII.1. INTRODUCTIONDéfinition des caractéristiques hydrodynamiques étudiées. Coefficient d'emmagasinement

Il exprime le volume d'eau libérée à travers une section unitaire, pour une variation unitaire de la charge hydraulique normale à cette section. Dans les nappes captives, il reste lié au taux de compression; dans les nappes libres, il équivaut en pratique à la porosité utile de l'aquifère où les effets de compression sont négligeables; c'est un nombre sans dimension désigné par le symbole S.

. Transmissivité

C'est le produit du coefficient de perméabilité par la puissance de l'horizon aquifère, dans la section transversale considérée; elle s'exprime en m²/seconde.

L'évaluation de ces caractéristiques hydrodynamiques fait appel aux essais de pompage dont l'interprétation est souvent délicate en raison de la complexité des conditions aux limites rencontrées dans la nature; la précision des valeurs de ces caractéristiques a une incidence importante sur celles des estimations des réserves d'eau exploitables et leur gestion. Les essais de pompage ayant été effectués soit sur des forages profonds, soit sur des puits, nous avons tenu compte de plusieurs facteurs intervenant dans le choix de la méthode d'interprétation:

- caractéristiques de l'ouvrage et équipements utilisés pour le pompage;
- temps de pompage, aquifère testé et régime d'écoulement.

Il s'avère en outre intéressant quand cela est possible de conjuguer plusieurs méthodes de détermination des caractéristiques hydrodynamiques d'un aquifère; ceci permet de comparer les valeurs entre elles, d'en dégager les plus représentatives de la région étudiée afin d'aboutir à une estimation acceptable des volumes d'eau stockés dans le sous-sol.

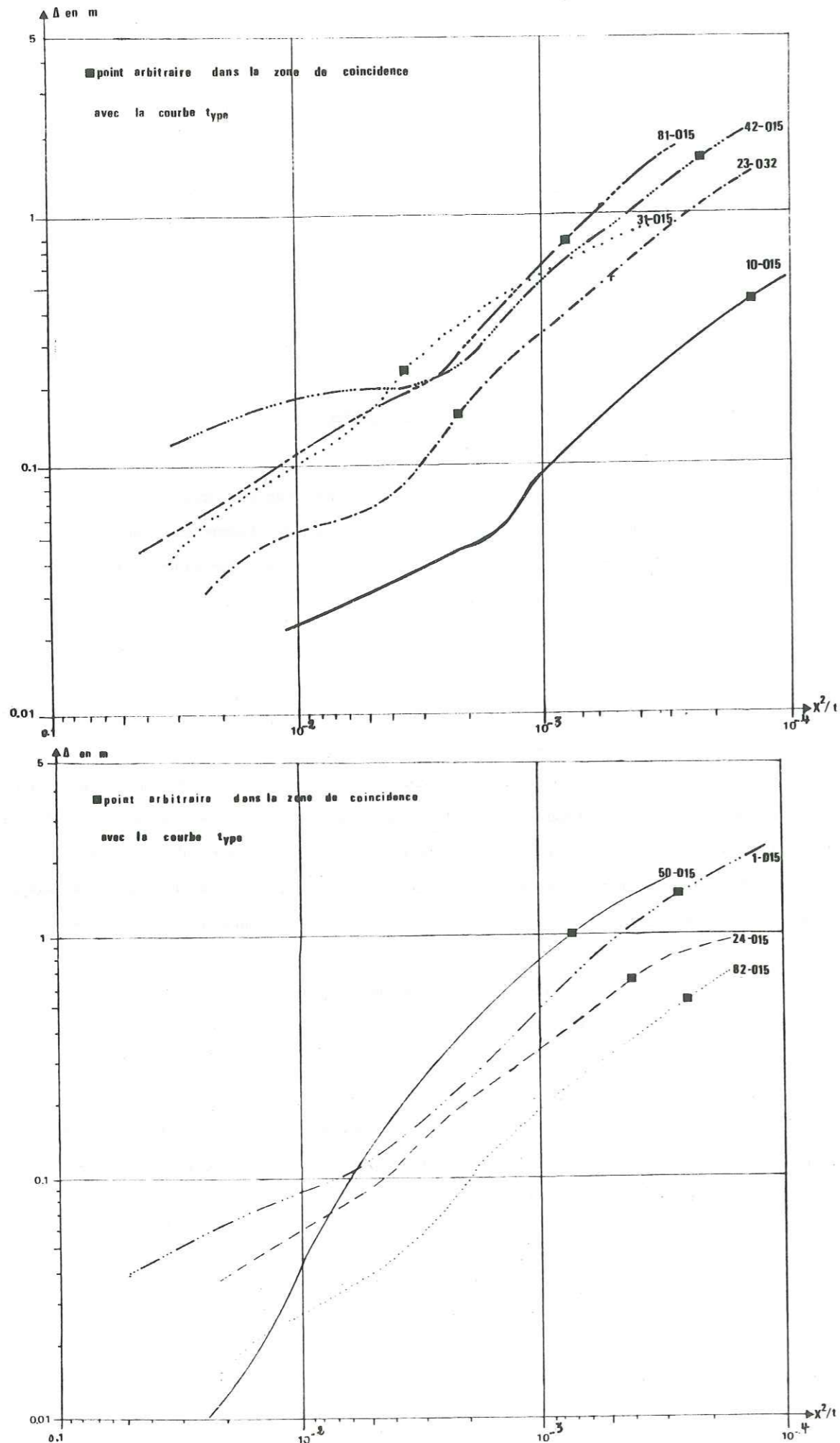


Fig. 34 : Courbes interprétatives des essais de pompage d'après Theis.

VII. 2. DETERMINATION DES CARACTERISTIQUES HYDRODYNAMIQUES PAR ESSAIS DE POMPAGE

VII. 2.1. METHODE GRAPHIQUE DE LA COURBE DE LA FONCTION CARACTERISTIQUE DE THEIS

C.V. THEIS a proposé en 1935, de comparer l'écoulement des eaux souterraines à la propagation de la chaleur en milieu isotrope. C'est la méthode d'analogie thermique. Cette solution tient compte du temps de pompage qui est assez court. La formule exponentielle intégrale utilisée dans ce cas s'écrit:

$$\Delta = \frac{Q \cdot W(u)}{4 \cdot \pi \cdot T} \quad \text{avec } u = \frac{x^2 \cdot S}{4 \cdot T \cdot t} \quad (1)$$

avec

- Δ = rabattement en m
- Q = débit constant de pompage dans le puits en m³/seconde
- t = temps de pompage en seconde
- x = distance du puits d'observation à l'axe du puits de pompage en m
- T = transmissivité en m²/seconde
- S = coefficient d'emmagasinement

a) Mode opératoire

La résolution graphique comporte l'établissement de deux courbes sur diagrammes bi-logarithmiques:

- la courbe standard: elle est obtenue en portant sur un diagramme bi-logarithmique les valeurs $W(u)$ en ordonnées et celles de u en abscisses;
- la courbe expérimentale: on porte sur un diagramme bi-logarithmique transparent de même module que celui de la courbe standard, en abscisse la valeur x^2/t et en ordonnée les rabattement Δ en m. Par translation on tente de superposer aussi parfaitement que possible la courbe expérimentale avec la courbe standard. Nous choisissons un point A dont on définit les coordonnées:
 - u et $W(u)$ sur la courbe standard
 - et x^2/t sur la courbe expérimentale.

En introduisant ces valeurs numériques dans la formule exponentielle intégrale de THEIS (1)

on obtient :

$$T = \frac{Q \cdot W(u)}{4 \cdot \pi \cdot \Delta}$$

b) Application

Dans les puits considérés, les courbes expérimentales (fig. 34) présentent au début une inflexion et ne deviennent homogènes qu'après le temps nécessaire dont doit disposer le cône de dépression pour élargir et qui équivaut au temps de vidange du puits. A partir de ce moment, et au fur à mesure du pompage, la concordance entre la libération de l'eau emmagasinée dans l'aquifère et la vitesse d'abaissement de la charge hydraulique devient meilleure. En effet, dans l'application de cette méthode, on n'accorde que peu d'importance aux premières mesures du fait que les équations du rabattement théorique à partir desquelles on a réalisé la courbe type n'en tiennent pas compte. La deuxième partie de la courbe expérimentale qui doit rendre compte des conditions hydrodynamiques de l'aquifère, sera considérée dans la détermination de la transmissivité.

L'interprétation ayant été faite à partir des mesures relevées sur le puits de pompage, nous avons estimé le rayon égal à l'unité; mais le rabattement ne représente alors qu'une partie de la perte de charge, celle due à la formation aquifère parcourue en régime laminaire. Il faudra ajouter, pour obtenir le rabattement réel, les pertes de charge locales, causées par la turbulence de vitesse à la traversée des parois filtrantes, et qui sont proportionnelles non pas au débit mais à son carré; le rabattement total s'écrit alors:

$$H_0 - H = \Delta + C \cdot Q^2 \text{ où } C \text{ est une constante.}$$

En ce qui concerne nos essais de pompage dans les puits, le débit très faible compris entre $0,6 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3/\text{seconde}$ et $1,5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3/\text{seconde}$, nous permet d'assimiler le rabattement mesuré au rabattement réel.

La tableau n°34 et la figure n°34 indiquent les points d'eau sur lesquels nous avons appliqué cette méthode et les résultats obtenus. On remarquera que les transmissivités sont comprises entre $0,1 \cdot 10^{-3}$ et $0,3 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{seconde}$ dans la plaine alluviale de l'oued Kébir de l'ouest.

N° point d'eau	Q ($10^{-3} \text{ m}^3/\text{sec.}$)	Δ (m)	u	W(u)	t (sec.)	T ($10^{-3} \text{ m}^2/\text{sec.}$)	Localité
23.032	1,05	0,15	0,62	0,55	480	0,3	Hadjar Soud
24.015	1,1	0,65	0,4	0,85	2400	0,11	BouMaeza
31.015	1,5	0,57	0,7	1,3	1000	0,27	Aïn Nechima
10.015	1	0,42	0,25	1	6000	0,18	Sidi Lakhdar
50.015	1,5	1	0,36	0,9	1450	0,107	

Tableau n°34 - Valeurs de transmissivités d'après la méthode de THEIS

VII. 2. 2. METHODE GRAPHIQUE DE SHOW (1952)

L'équation qui permet de calculer T est la même que celle de la méthode de THEIS, et doit satisfaire aux mêmes conditions d'application un peu plus élargies; elle a en effet l'avantage de ne pas être limitée aux faibles valeurs de t et de rayon du puits. SHOW a introduit la fonction:

$$F(u) = \frac{W(u) \cdot e^u}{2,3}$$

a) Mode opératoire

Sur un diagramme semi-logarithmique, on porte le rabattement Δ en fonction du temps (t en échelle logarithmique), et on sélectionne un point A de la courbe passant par l'ensemble des points et on y trace la tangente à cette courbe:

- soit Δ_A le rabattement en A
- c_A la pente de la tangente en A pour un cycle logarithmique
- la valeur $F(u)_A$ est : $\frac{\Delta_A}{C_A}$, ce qui permet à partir de l'Abaque SHOW, de déduire la valeur correspondante de $W(u)_A$
- t_A est le temps t pour le rabattement Δ_A
- r est le rayon du puits
- et S est le coefficient d'emmagasinement.

Pour le calcul de la transmissivité on applique les relations:

$$T = \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot \Delta_A} W(u)_A$$

$$S = \frac{4 \cdot u_A \cdot T}{r^2} \cdot t_A$$

b) Application

Les figures n° 35 (a, b, c,) et le tableau n°35 indiquent les résultats obtenus par cette méthode. La transmissivité est comprise entre $0,13 \cdot 10^{-3}$ et $0,6 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{seconde}$.

N° point d'eau	Q (10 ⁻³ m ³ /sec.)	Δ _A (m)	C _A	F(u) _A	W(u) _A	t _A (sec.)	T (10 ⁻³ m ² /s)	Localité
81.015	1	0,7	1,55	0,45	0,8	1130	0,13	Sidi Lakhdar
82.015	0,6	0,3	0,54	0,55	0,9	1800	0,11	DemBegrat-Ain Nechma
24.015	1,1	0,3	0,47	0,63	1,8	850	0,52	BouMaeza
31.015	1,5	0,4	0,56	0,71	1,3	560	0,26	Ain Nechma
23.032	1,05	0,32	0,63	0,51	0,3	1040	0,20	Hadjar Soud
50.015	1,5	0,56	0,57	0,98	1,9	700	0,39	Sidi Lakhdar
42.015	0,8	0,32	0,69	0,46	0,7	600	0,14	BouMaeza-Hadjar Soud
112.015	1	0,45	0,87	0,52	0,8	230	0,14	Ben Azzouz
170.015	1,5	0,15	0,20	0,51	0,7	1200	0,6	Massif dunaire
186.015	1	0,9	0,92	1	2	840	0,18	Plage Guerbès

Tableau n° 35 - Valeurs des transmissivités d'après la méthode de SHOW

VII.2.3. METHODE GRAPHIQUE DE PAPADOPOULOS-COOPER

Elle s'appuie directement sur les hypothèses générales qui régissent l'écoulement transitoire en nappe captive ou semi-captive. Aussi, nous ne l'avons appliquée que pour certains puits de la plaine alluviale de Hadjar Soud et BouMaeza, où la nappe est contenue dans un aquifère à grains fins, dont le toit est une couche argileuse avec des matériaux plus fins que ceux de l'aquifère. Cette méthode, du reste très économique, s'applique aux puits à grand diamètre et tient compte de l'eau qui y est emmagasinée, chose non considérée dans la méthode de THEIS. Les pertes de charge dans les puits sont négligeables.

L'équation générale de l'écoulement vers un puits à grand diamètre s'écrit:

$\Delta_W = \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot T} F(u_W, \beta)$ où $F(u_W, \beta)$ est une fonction de $1/u$ dont les valeurs sont données par l'Abaque des courbes types de PAPADOPOULOS-COOPER. La transmissivité se calcule par la formule:

$$T = \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot \Delta_A}$$

a) Mode opératoire

On trace sur un diagramme bilogarithmique la courbe expérimentale Δ_W en fonction du temps de pompage.

On choisit après une superposition de cette courbe avec l'une des familles de courbes types,

$F(u_W, \beta)$ en fonction de $1/u_W$ et t ainsi que la valeur Δ correspondante. Portons ces valeurs dans l'équation

$$\Delta = \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot T} F(u_W, \beta)$$
 pour calculer la transmissivité.

Fig. 35a : Courbes interprétatives des essais de pompage d'après la méthode de Show.

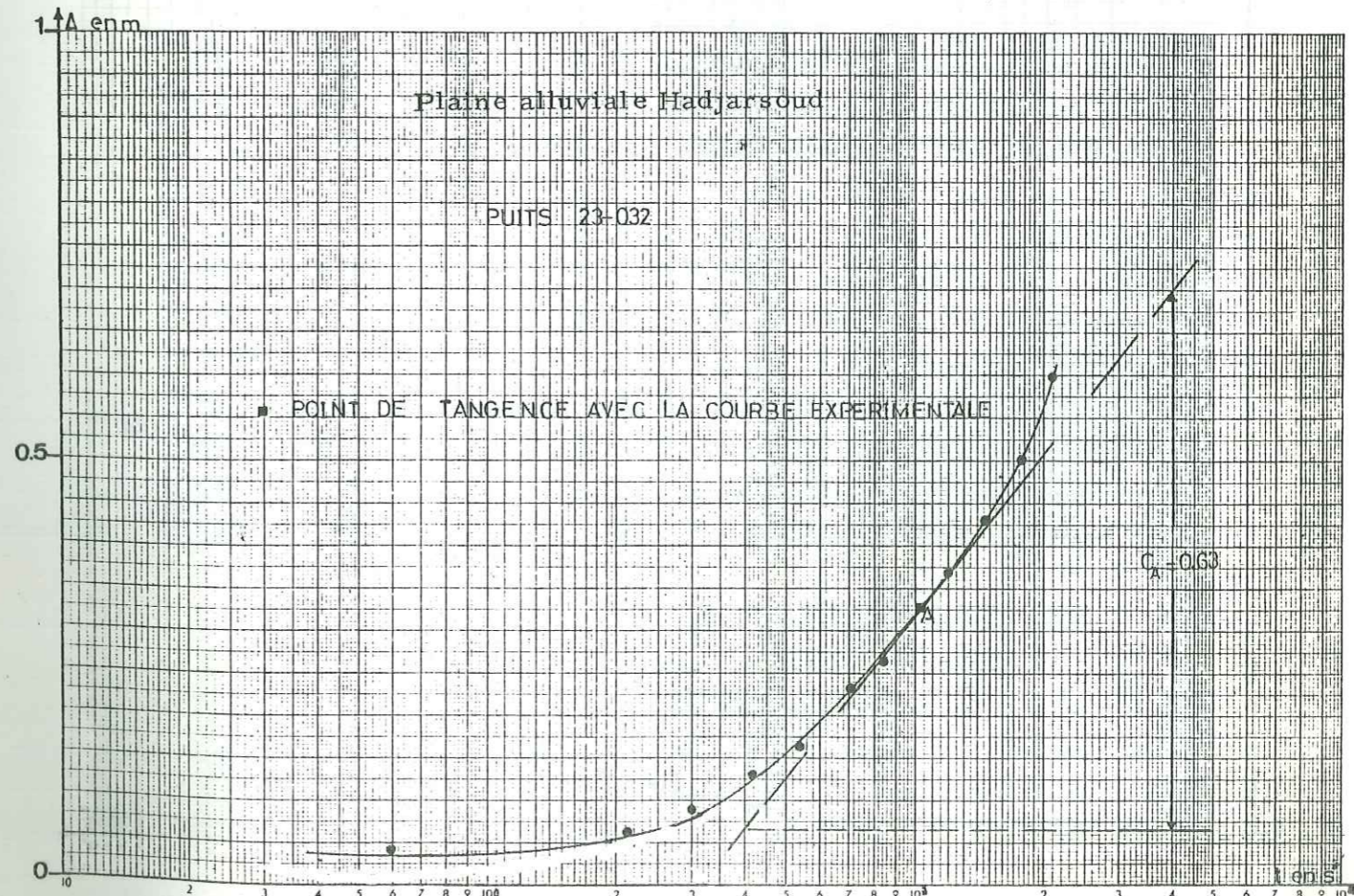
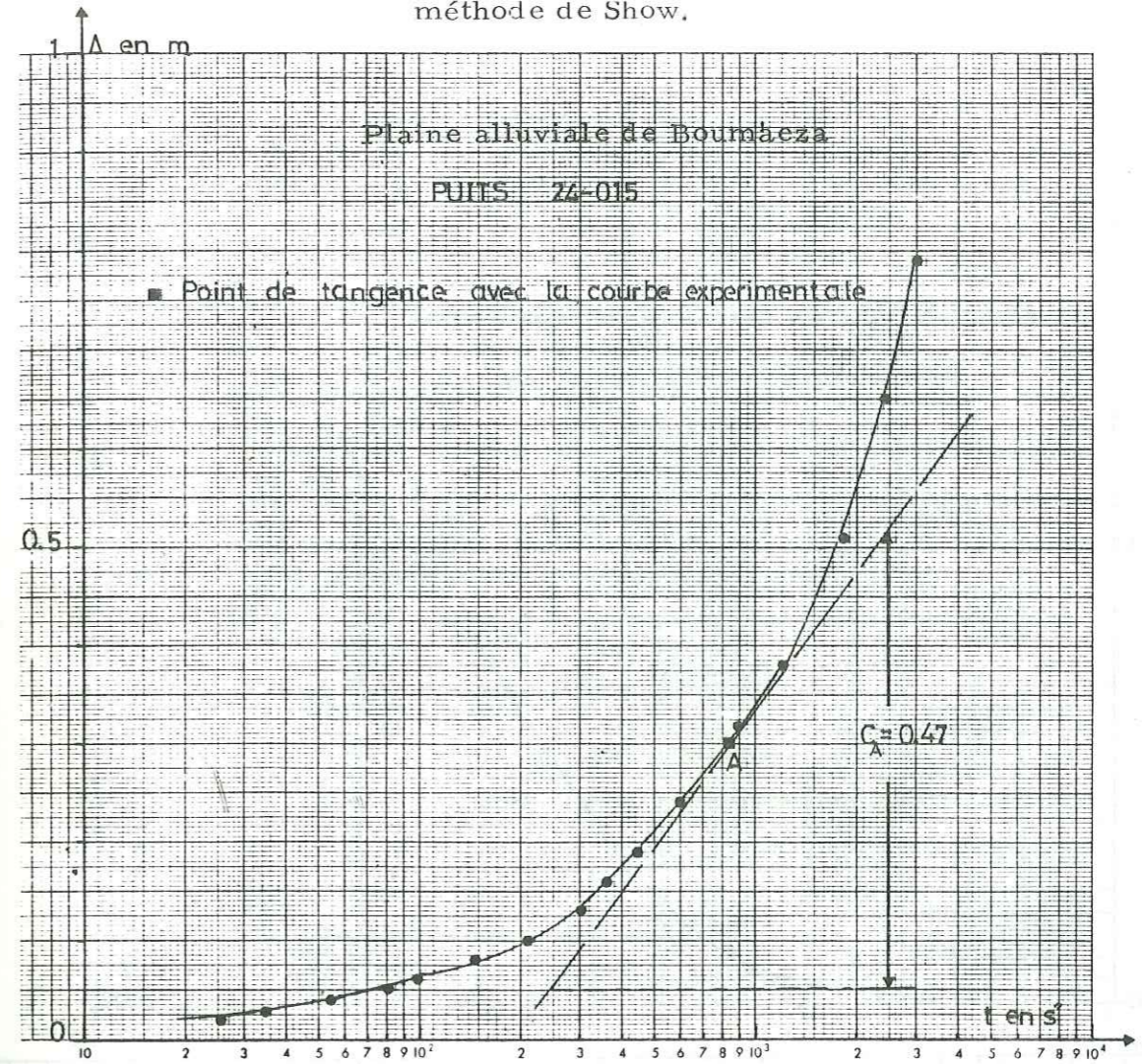


Fig. 35b : Courbes interprétatives des essais de pompage d'après la méthode de Show dans la plaine alluviale de Sidi Lakhdar.

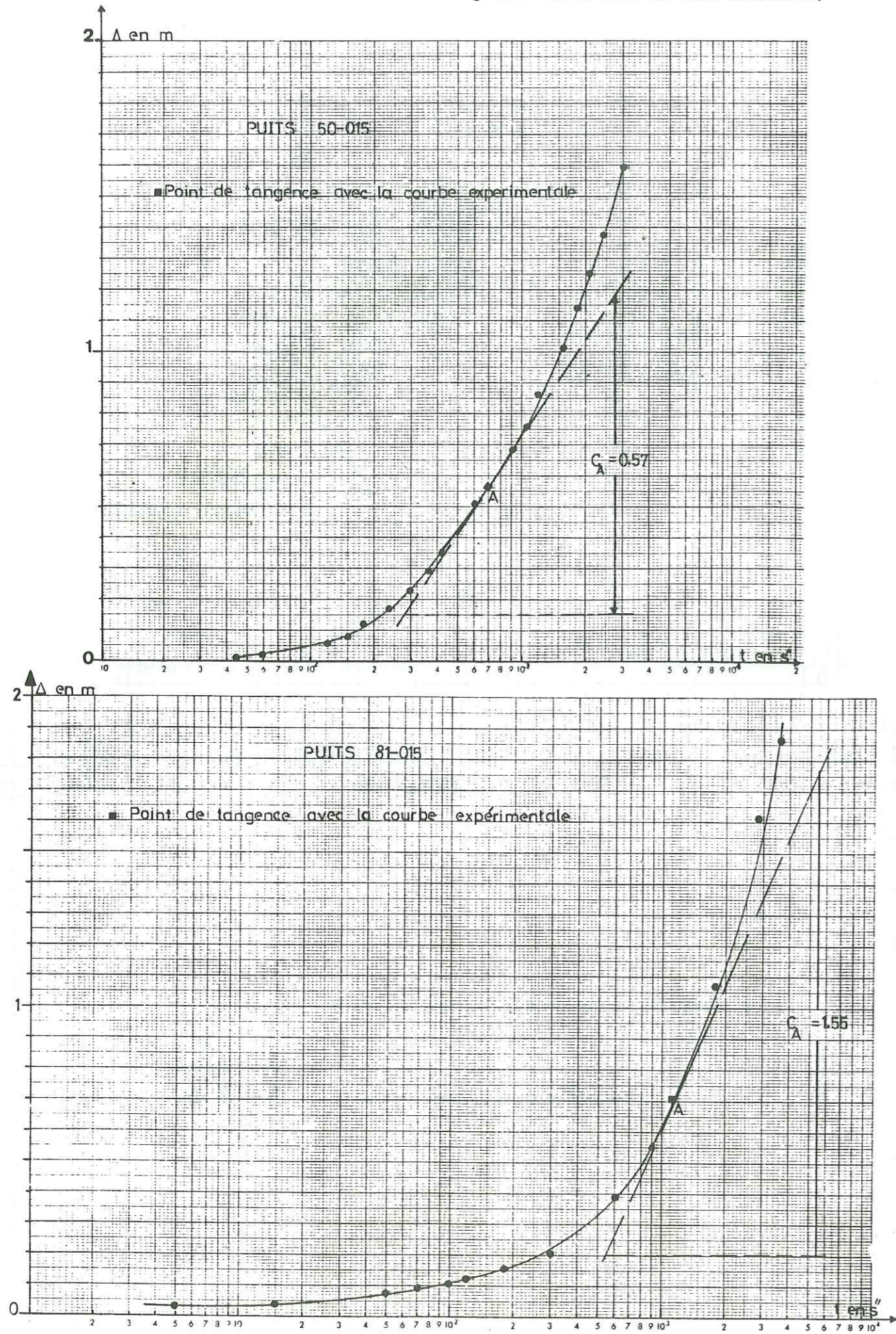


Fig. 35c : Courbes interprétatives des essais de pompage d'après la méthode de Show dans la plaine alluviale de Ben Azzouz.

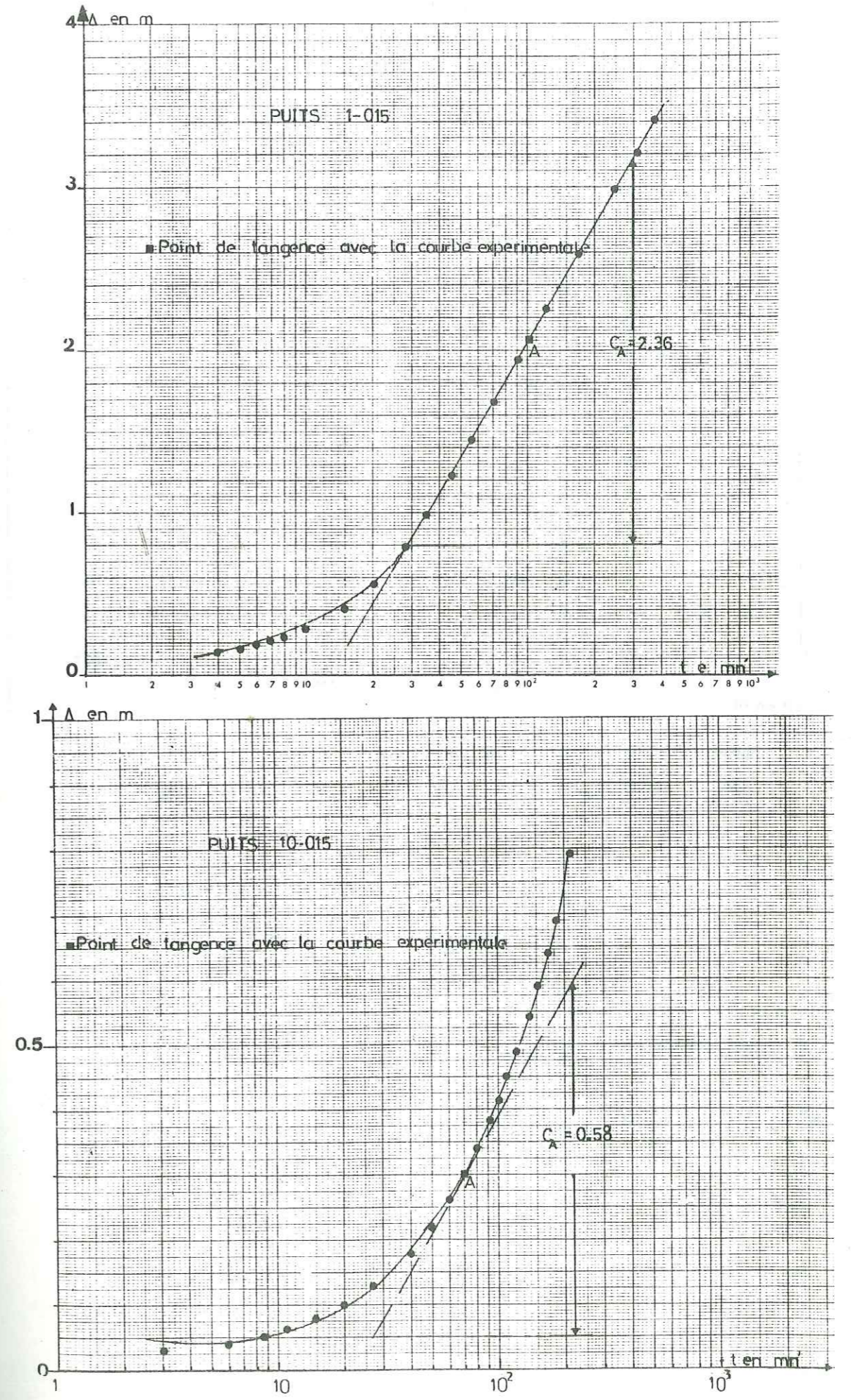
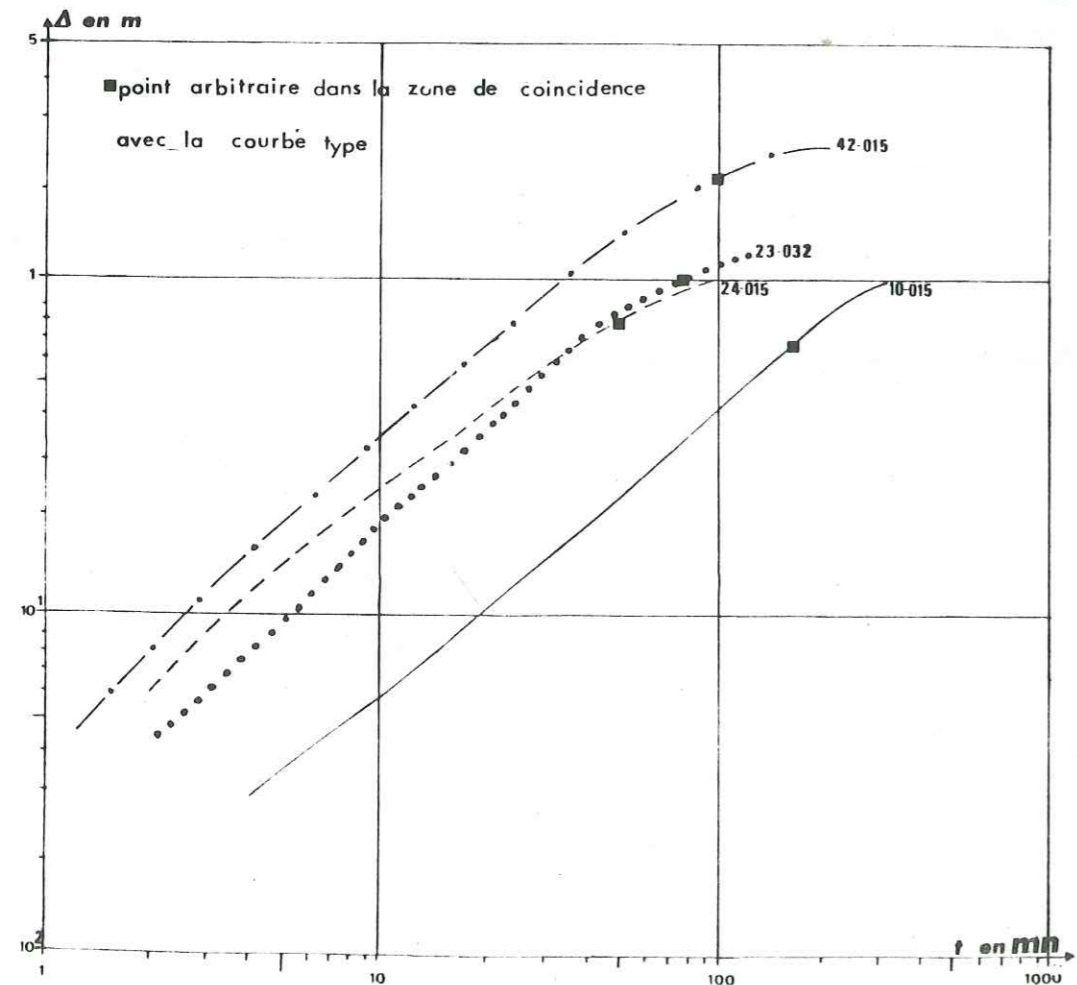
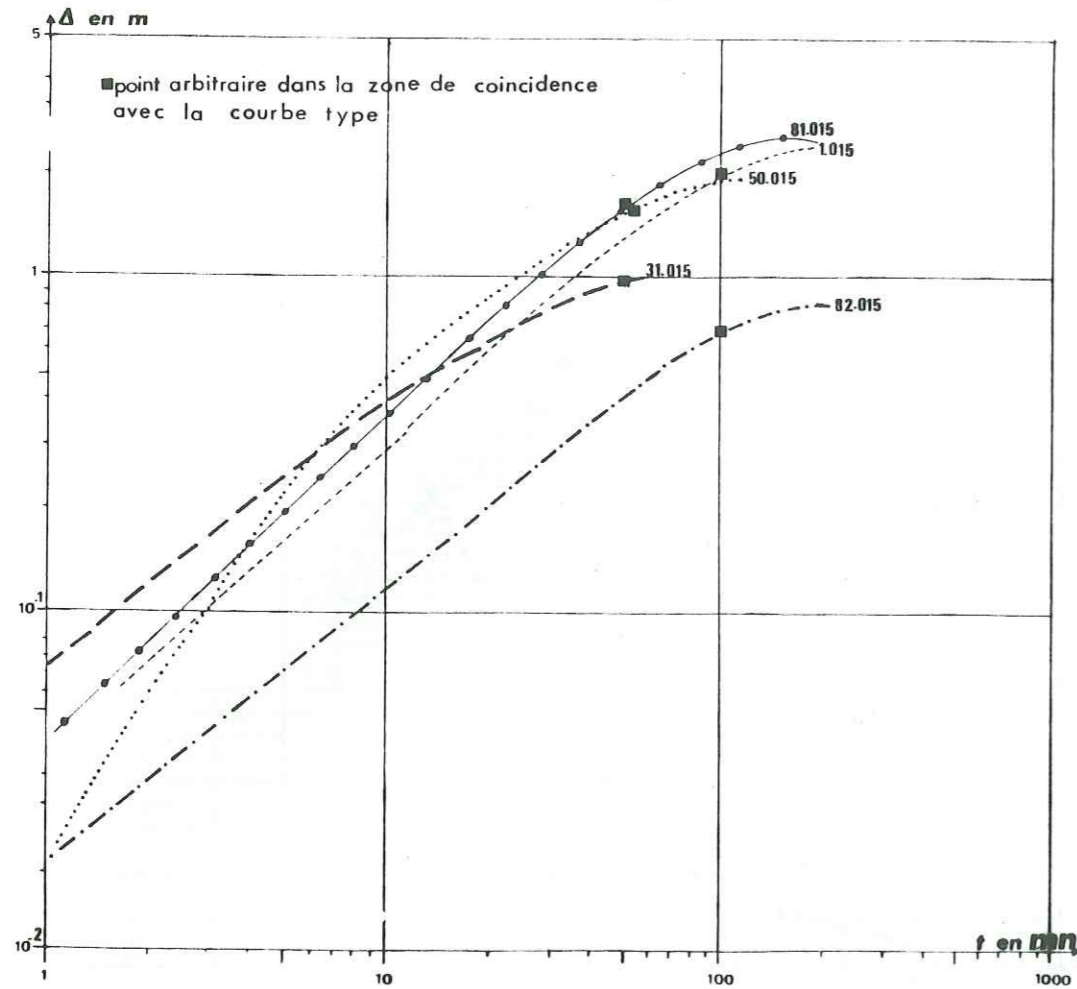


Fig. 36 : Courbes interprétatives des essais de pompage d'après la méthode de Papadopoulos-Cooper.



La détermination de S par cette méthode est douteuse du fait que la forme des courbes types, ne change que peu lorsque β varie beaucoup.

b) Application

Le tableau n°36 et la figure n°36 résument les résultats des interprétations d'essais de pompage par cette méthode. Les transmissivités sont comprises entre $0,3 \cdot 10^{-3}$ et $0,9 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{sec}$.

N° point d'eau	Q ($10^{-3} \text{ m}^3/\text{sec}$)	$F(u_w, \beta)$	1/u	t (sec.)	Δ_A (m)	T en ($10^{-3} \text{ m}^2/\text{sec}$)	Localités
81.015	1	9,6	$1,4 \cdot 10^6$	3000	1,6	0,7	Sidi Lakhdar
82.015	0,6	10	$2,4 \cdot 10^6$	6000	0,65	0,7	Dem-Begrat, Aïn Nechina
24.015	1,1	8	$1,6 \cdot 10^5$	3000	0,8	0,87	BouMaéza
31.015	1,5	12	$4 \cdot 10^5$	3000	1	0,14	Aïn Nechina
23.032	1,05	9	$0,3 \cdot 10^6$	3000	0,75	0,9	Hadjar Soud
50.015	1,5	10	$2,4 \cdot 10^6$	3000	1,5	0,79	Sidi Lakhdar
1.015	1,5	10	$2,6 \cdot 10^6$	6000	1,9	0,63	N.E. BouMaéza
10.015	1	6	$1 \cdot 10^6$	9000	0,6	0,79	Ben Azzouz
42.015	0,8	10	$1,2 \cdot 10^6$	6000	2,1	0,3	BouMaéza-Hadjar Soud

Tableau n°36 - Valeurs des transmissivités d'après la méthode de PAPADOPOULOS-COOPER

VII.2.4. METHODE DE JACOB

Lorsque le temps de pompage croît, la formule de THEIS qui est définie par l'écoulement transitoire, se réduit à la formule d'approximation logarithmique de JACOB.

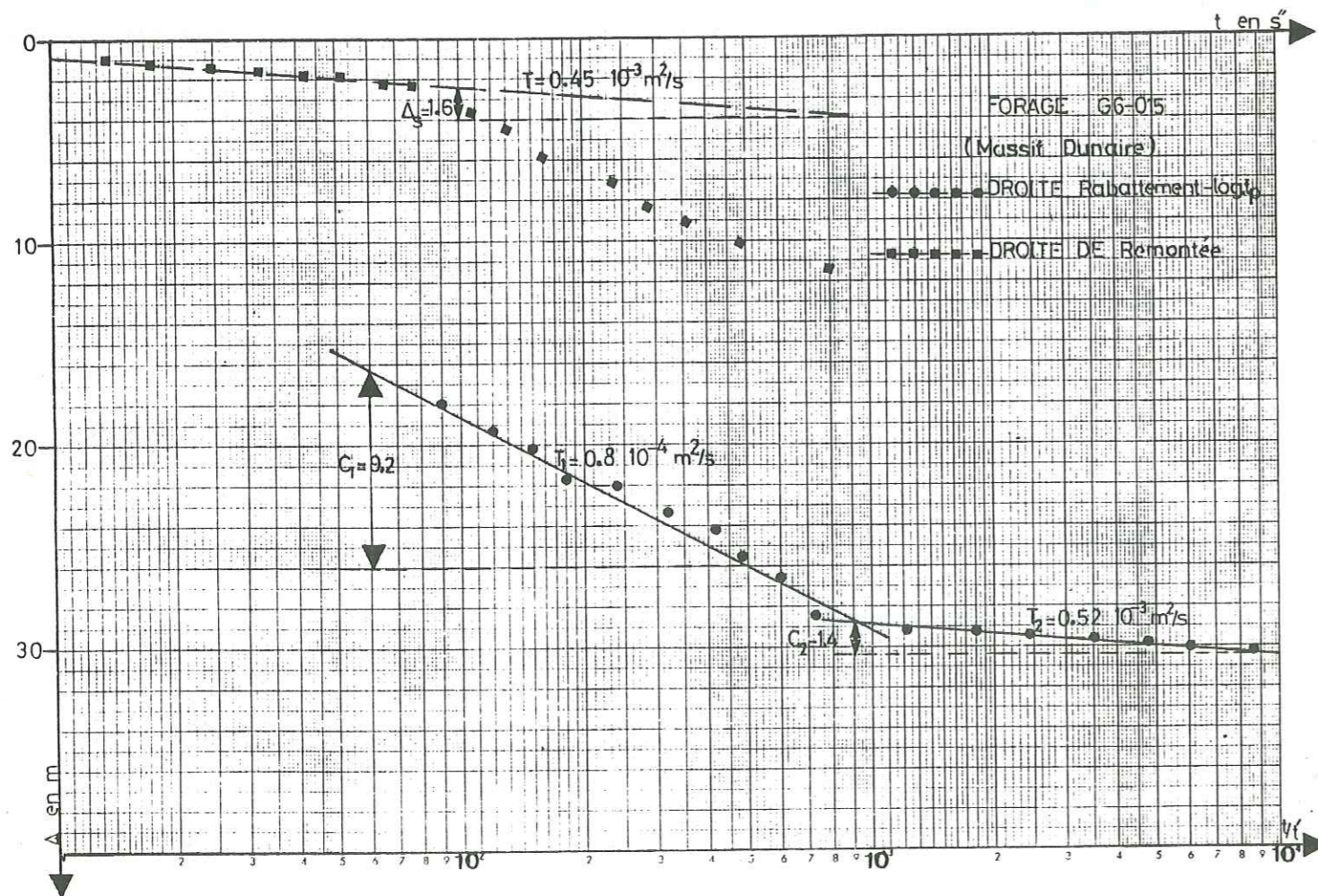
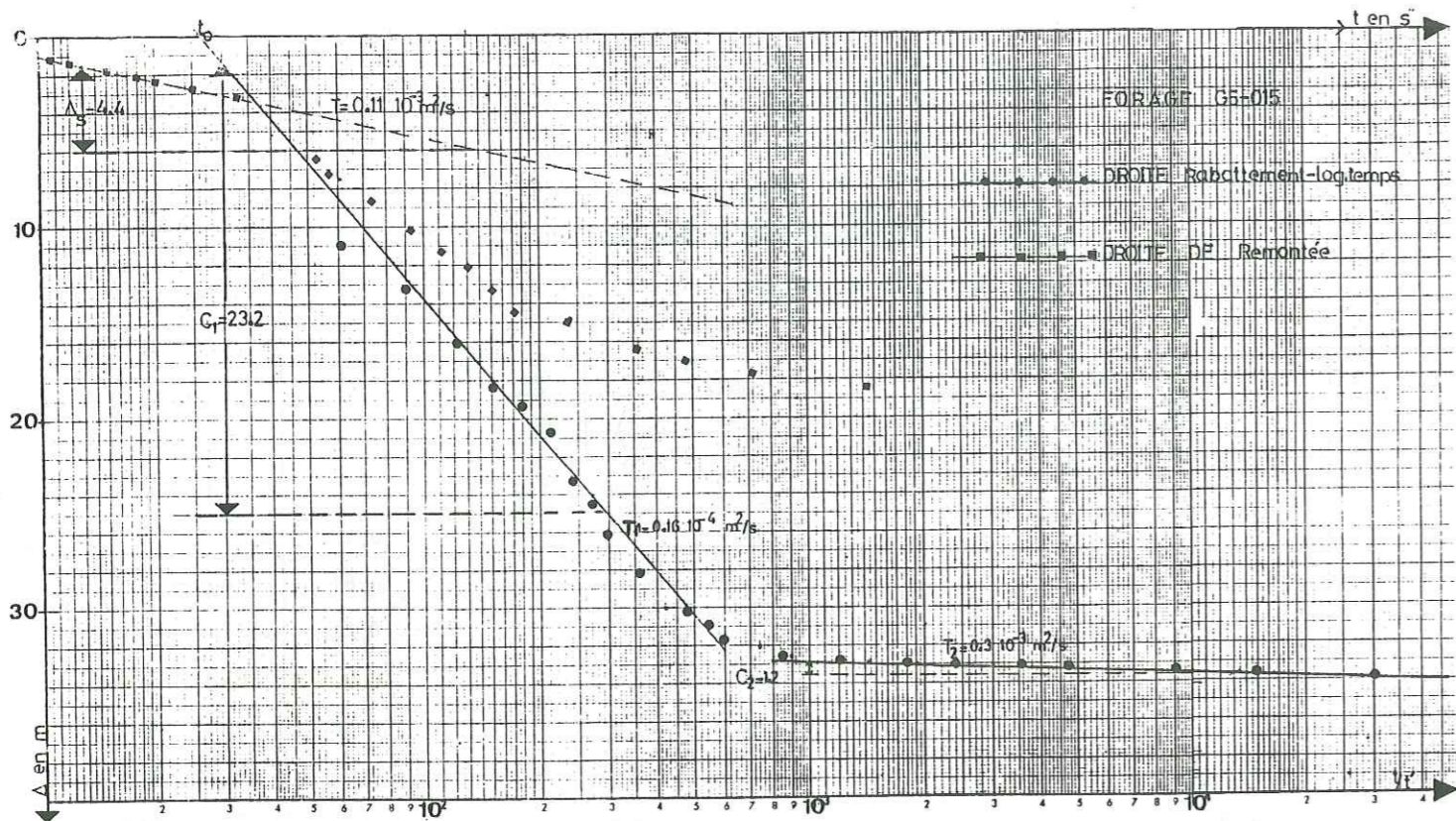
$$\Delta = \frac{0,183 \cdot Q}{T} \log \frac{2,25 T \cdot t}{x^2 \cdot S} \quad (1)$$

Le rabattement à la paroi du puits est obtenu en remplaçant x par le rayon r du puits. Pour la détermination graphique de T et S par cette méthode, nous avons utilisé le graphique de la droite Rabattement-Logarithmique-du temps.

a) Mode opératoire

Sur un diagramme semi-logarithmique, nous portons en abscisse logarithmique les temps de pompage et en ordonnée arithmétique les rabattements correspondants. La droite moyenne passe par les points obtenus; cette droite est représentative de l'équation (1) qui peut s'écrire sous la forme $y = ax + b$ où $a = \frac{0,183Q}{T}$ représente la pente pour un accroissement du Rabattement Δ dans un cycle logarithmique; on peut aussi écrire $T = \frac{0,183Q}{a}$.

Fig. 37a : Courbes interprétatives des essais de pompage et de remontée d'après la méthode de Theis-Jacob dans le massif dunaire.



Si cette droite coupe l'axe des temps en un point A_0 pour un rabattement $\Delta = 0$, le deuxième terme de la formule (1) s'écrit alors:

$$\log \frac{22,25 \cdot T \cdot t_0}{x^2 \cdot S} = 0 \text{ d'où } \frac{2,25 \cdot T \cdot t_0}{x^2 \cdot S} = 1$$

Nous en déduisons le coefficient d'emmagasinement $S = \frac{2,25 \cdot T \cdot t_0}{x^2}$

b) Application

Le tableau ci-après indique les valeurs de T et S calculés par cette méthode, pour les essais de pompage sur les piézomètres et forages réalisés à cet effet dans le cadre de notre étude. Nous pouvons considérer que le temps de pompage \gg à 24 heures est assez long et n'entrave pas la condition d'application de la formule de JACOB.

Caractéristiques	Q ($10^{-3} \text{ m}^3/\text{sec.}$)	Temps de pompage	C ₁	C ₂	T ₁ ($\text{m}^2/\text{sec.}$)	T ₂ en ($10^{-3} \text{ m}^2/\text{sec.}$)	S en %	Observations
Forage G6	4	24 heures	9,2	1,4	$0,8 \cdot 10^{-4}$	0,5	-	Essai exécuté à l'air lift
Piézo G2	2,5	24 heures	1,42	0,2	$0,32 \cdot 10^{-3}$	2,28	0,83	Essai exécuté à l'air lift
Forage Bou Mæeza	35	72 heures	3,1	1,0	$2,06 \cdot 10^{-3}$	6,4	-	Essai exécuté avec une pompe immergée
Forage G5	2	24 heures	23,2	1,2	$0,16 \cdot 10^{-4}$	0,3	0,09	Essai exécuté à l'air lift.

Tableau n° 37: Valeurs de T et S d'après la méthode de THEIS JACOB

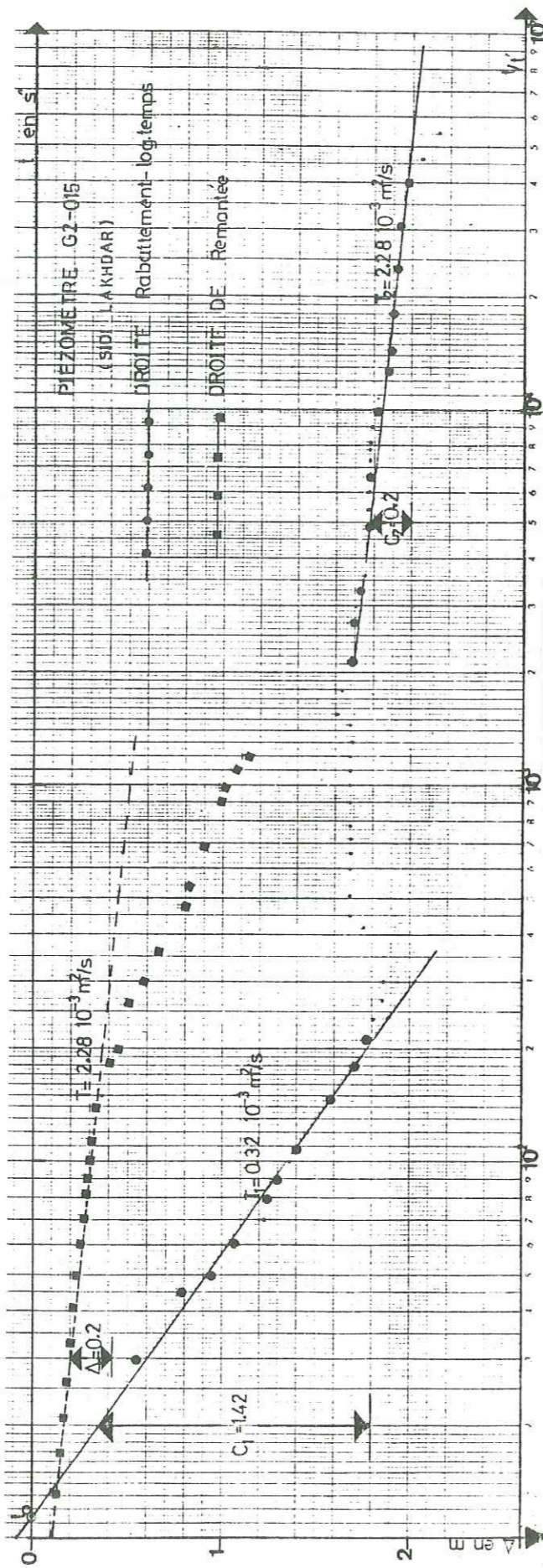
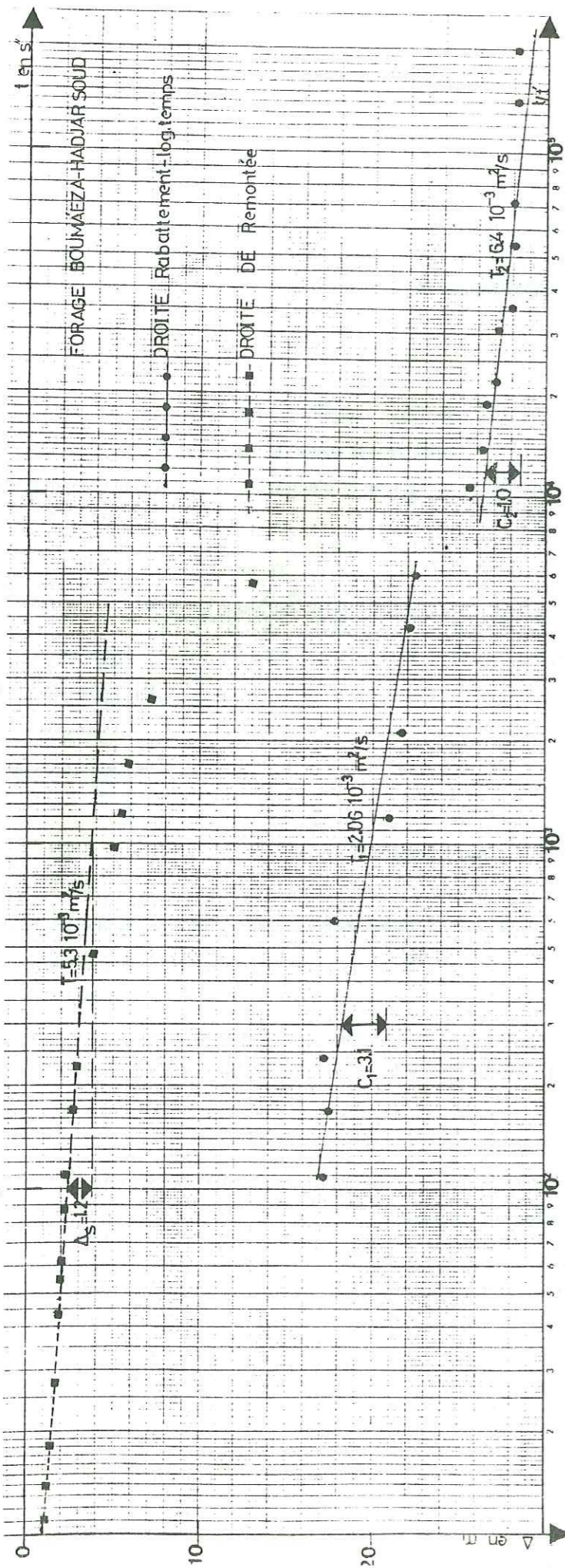
L'utilisation du compresseur lors des pompages exécutés dans les ouvrages G₂, G₅ et G₆ limite les débits. Pour le forage de Bou Mæeza, les essais effectués à l'aide d'une pompe immergée, ont permis de pomper un débit appréciable de 35 l/seconde. Nous avons calculé deux valeurs de transmissivité tenant compte de la forme générale de la courbe obtenue (fig. 37a, 37b). Il nous semble que c'est la partie terminale qui serait plus représentative, les valeurs obtenues par la méthode de la droite de remontée sur ces points d'eau le confirmeront.

Nous remarquons que les coefficients S calculés par cette méthode à partir des observations sur le forage lui-même à défaut de piézomètre, ne sont pas tous significatifs. Nous utiliserons plus loin d'autres méthodes qui nous permettront d'apprécier cette caractéristique.

VII. 2.5. METHODE DE LA DROITE DE REMONTEE DE THEIS

A la fin du pompage, le niveau d'eau remonte pour regagner sa position d'origine. On mesure la remontée par le rabattement résiduel Δ' qui représente la différence entre le niveau original avant pompage et le niveau mesuré à l'instant t'; t' est le temps écoulé depuis l'arrêt du pompage. La remontée présente l'avantage que le débit est concordant et égal en moyenne au débit de pompage. Les hypothèses et les conditions de la méthode

Fig. 37b : Courbes interprétatives des essais de pompage et de remontée d'après la méthode de Theis-Jacob dans la plaine alluviale.



de JACOB étant satisfaites, seule la transmissivité peut-être calculée par la méthode de remontée, et s'obtient par l'équation suivante:

$$T = \frac{2,3 Q}{4 \cdot \pi \cdot \Delta_S} \quad (1)$$

où Q est le débit en m³/seconde

et Δ_S, la différence de rabattement résiduel par cycle logarithmique t/t'

a) Mode opératoire

On porte sur diagramme semi-logarithmique le rabattement Δ en fonction de t/t' (t/t' en échelle logarithmique) et l'on trace la droite moyenne passant par l'ensemble des points. On déduit la pente de cette droite sur un cycle logarithmique de t/t', et on la porte dans l'équation (1).

b) Application

Le tableau suivant et les figures n° 37 (a, b) et 38 (a, b) regroupent les résultats obtenus par cette méthode.

N° points d'eau	Q (10 ⁻³ m ³ /sec.)	Δ _S (m)	T en (10 ⁻³ m ² /sec.)	Localités
82.015	0,6	2,18	0,24	Dem Begrat-Aïn Nechma
24.015	1,1	1,50	0,13	BouMaeza
31.015	1,5	1,23	0,27	Aïn Nechma
23.032	1,05	0,40	0,48	Hadjar Soud
50.015	1,5	0,25	1,09	Sidi Lakhdar
1.015	1,5	0,52	0,52	Nord-Est BouMaeza
10.015	1	1,50	0,12	Ben Azzouz
42.015	0,8	1,06	0,14	BouMaeza-Hadjar Soud
170.015	1,5	2,07	0,57	Massif dunaire
112.015	1	1,1	0,16	Ben Azzouz
186.015	1	1,53	0,12	Guebès
G2	2,5	0,2	2,28	Sidi Lakhdar
G5	2	3,4	0,11	Massif dunaire
G6	4	1,6	0,45	Massif dunaire
BOUMAEZA	35	1,2	5,3	Bou Maeza - Hadjar Soud

Tableau n°38 - Valeurs de transmissivités d'après la méthode de la droite de remontée

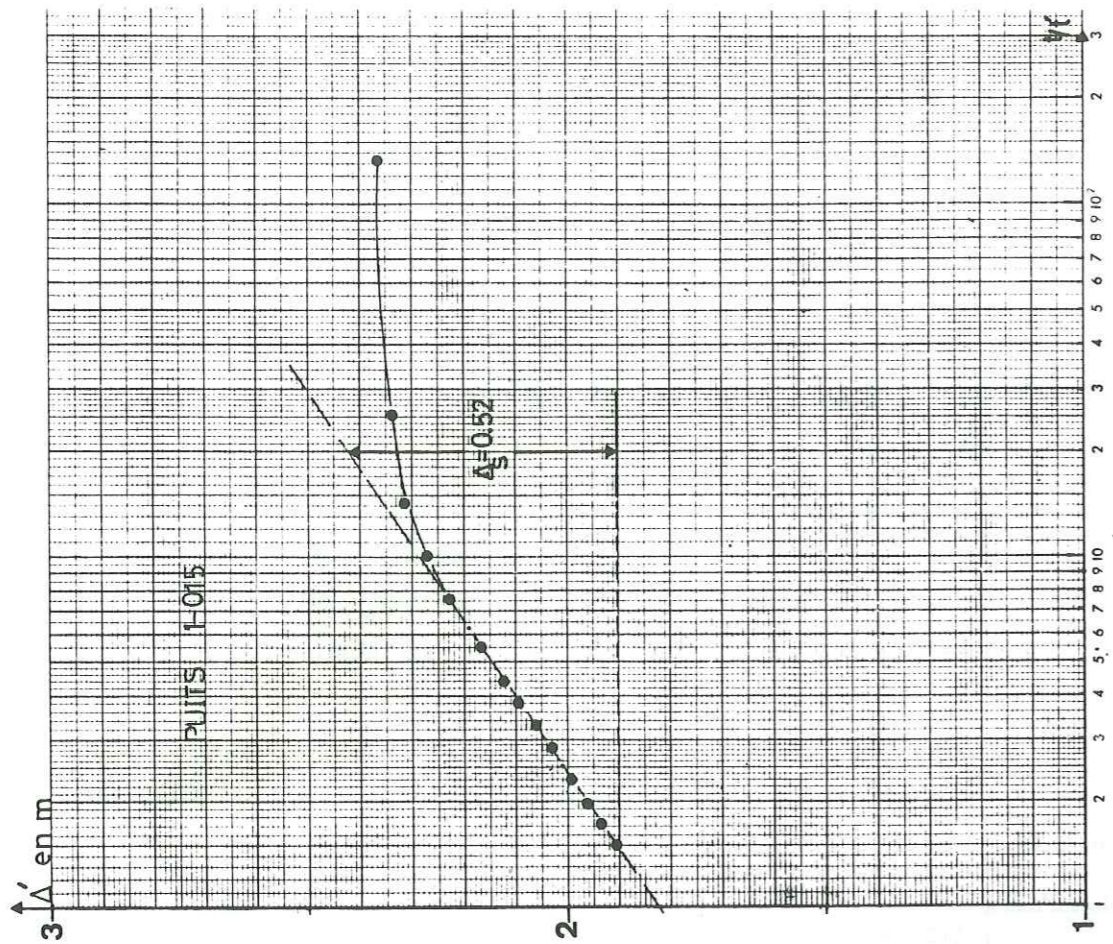
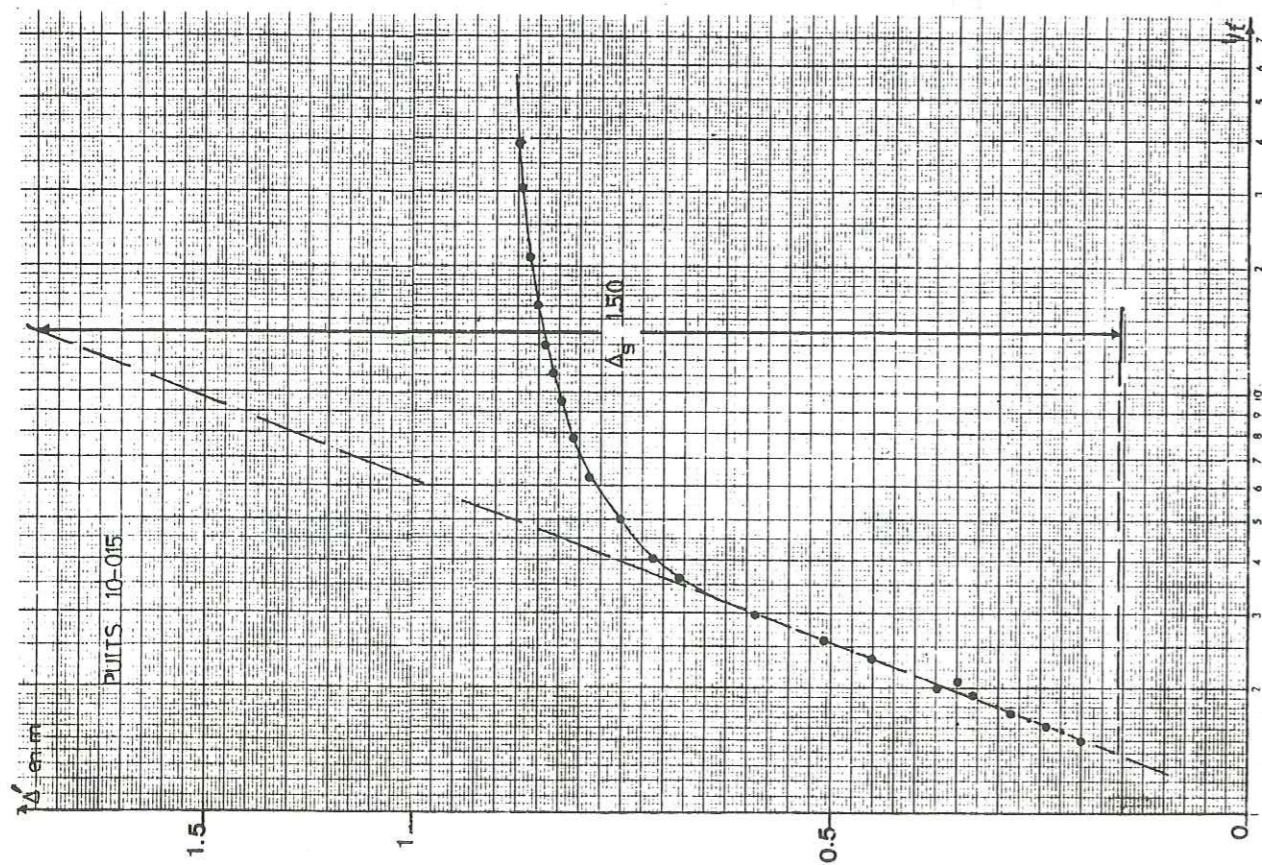
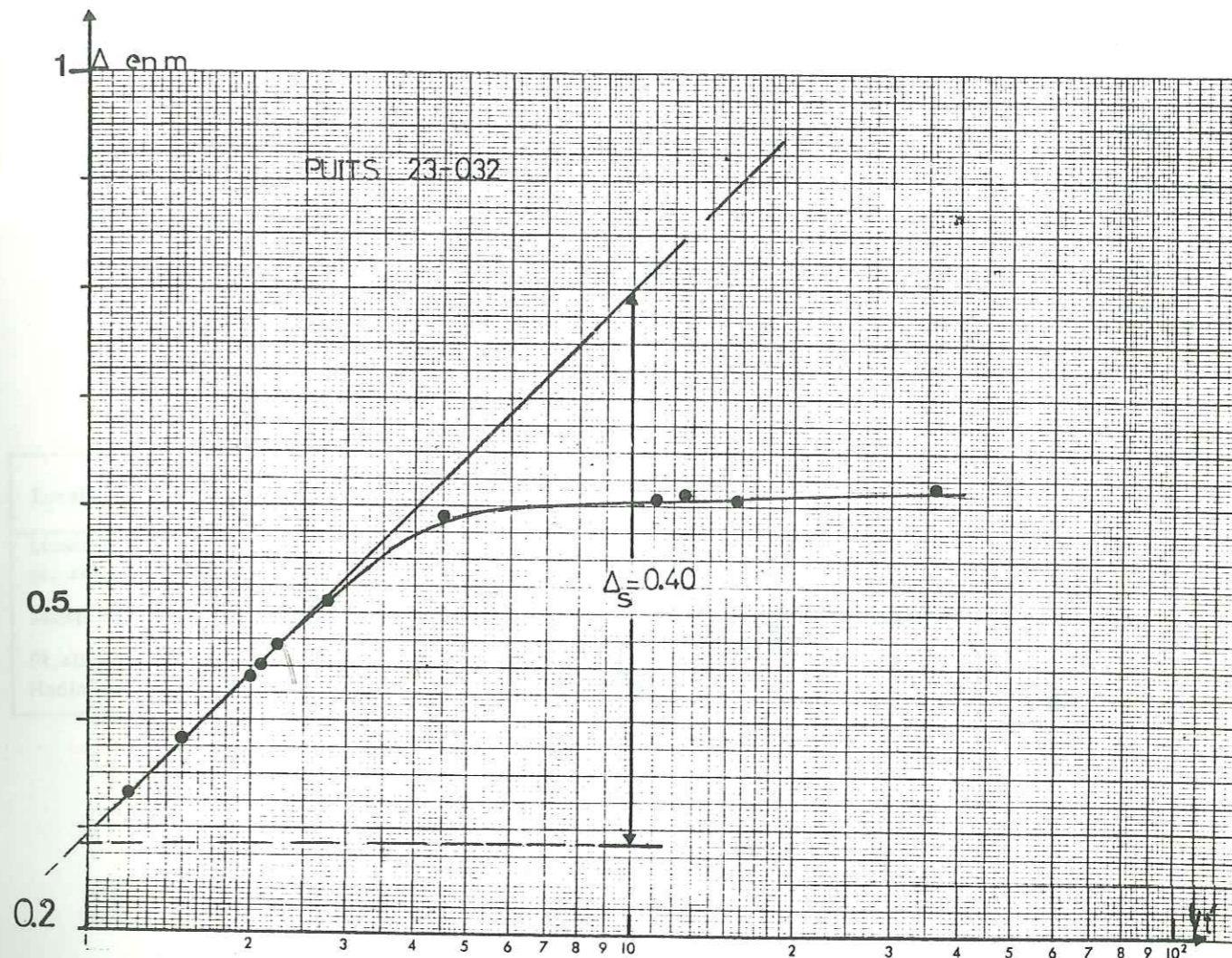
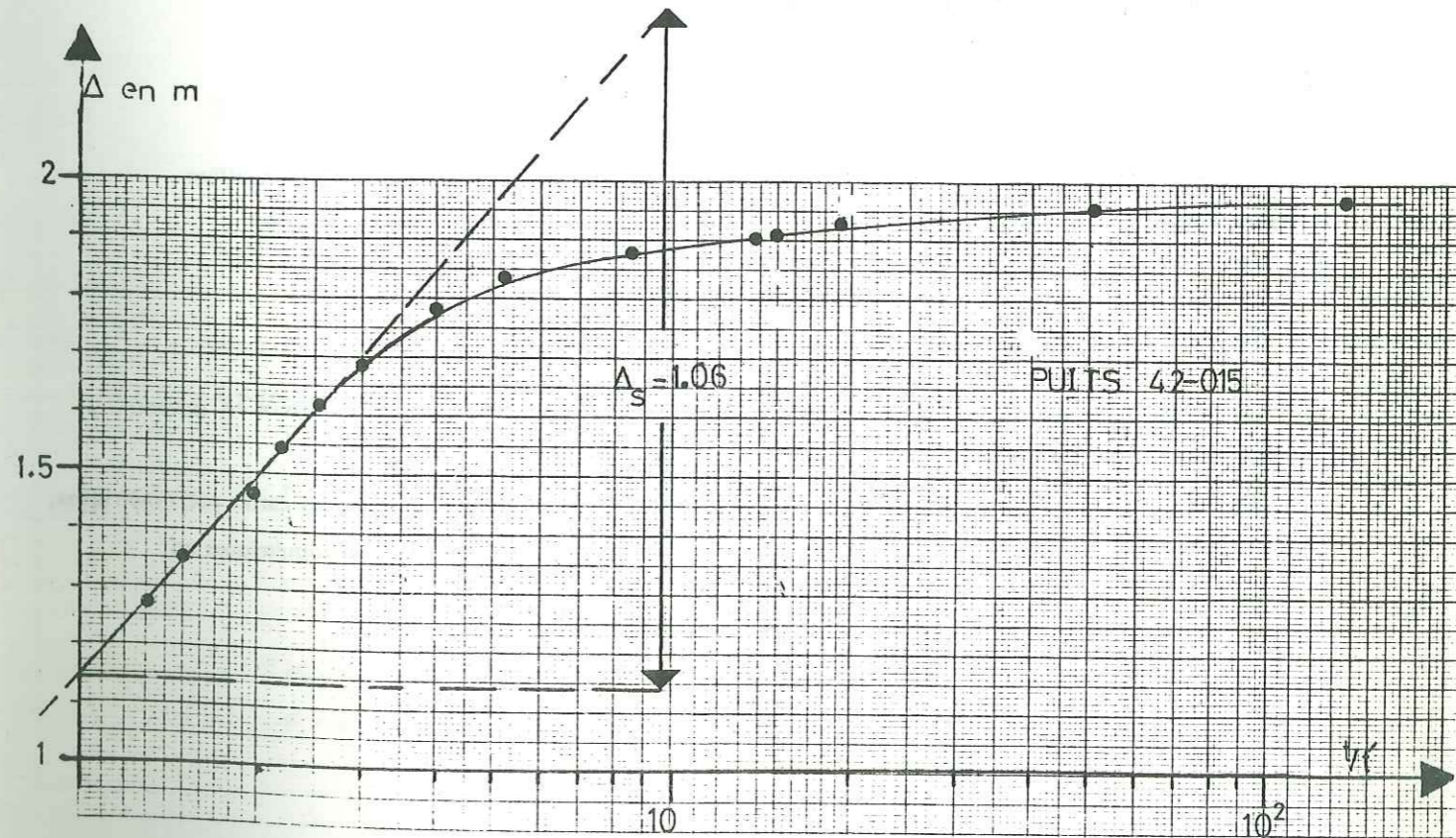


Fig. 38a : Courbes interprétatives de la remontée dans les puits de la plaine alluviale de Ben Azzouz.

Fig. 38b : Courbes interprétatives de la remontée dans les puits de la plaine alluviale de Boumdeza-adjarsoud.



Nous remarquons que pour les piézomètres et forages, les valeurs trouvées par cette méthode se recoupent très bien avec celles calculées par la méthode de JACOB pour la deuxième partie de la courbe obtenue.

Ces valeurs sont comprises entre $0,11.10^{-3}$ et $0,57.10^{-3} \text{ m}^2/\text{sec.}$; seule la valeur obtenue dans les conditions d'équipement plus adéquates sur le forage de Bou Maeza, égale à $5,3.10^{-3} \text{ m}^2/\text{sec.}$ est favorable.

VII.3. DETERMINATION DU COEFFICIENT D'EMMAGASINEMENT PAR LA METHODE DE RORABAUGH (1960)

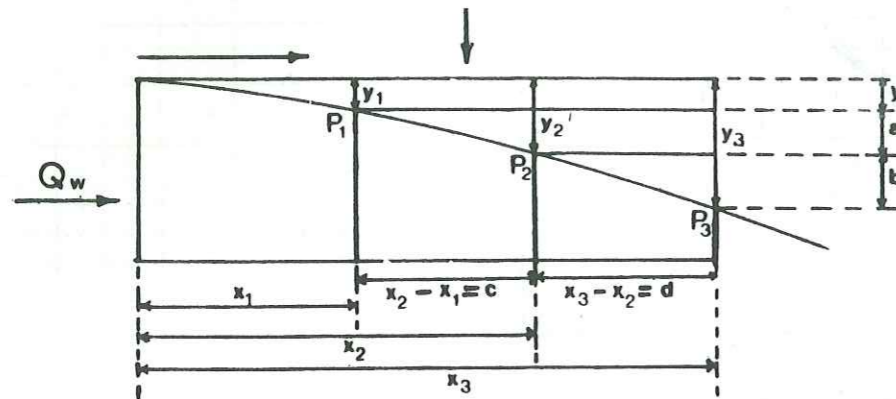


Fig. 39 : Principe de la méthode de Rorabaugh

Si on dispose de trois piézomètres alignés sur une même ligne de courant d'eau, dans un aquifère de grande dimension, (fig. 39) on peut définir en régime de tarissement, la diffusivité de la nappe qui s'écrit:

$$\frac{T}{S} = \frac{h}{t} \frac{cd(c+d)}{2(bc-ad)} \quad \text{où}$$

h est la variation du niveau d'eau entre la période des hautes eaux et des basses eaux, exprimée en mètres;

t est le temps écoulé entre les hautes eaux et les basses eaux, exprimé en secondes;

$c = x_2 - x_1$ et $d = x_3 - x_2$, distances entre les piézomètres sont déterminées à partir des cartes piézométriques;

a et b , différences de niveau entre les piézomètres, sont mesurées à partir des cartes piézométriques en basses eaux.

a , b , c , et d sont exprimés en mètres.

Cette méthode permet de vérifier les valeurs de S obtenues par les essais de pompage. Le tableau suivant résume les résultats acquis, dans les localités où il a été possible de disposer de piézomètres alignés selon un axe d'écoulement des eaux souterraines.

Connaissant les valeurs de transmissivité à partir des essais de pompage, il a été possible de déduire le coefficient d'emménagement. Les valeurs de transmissivités utilisées, sont celles évaluées par la méthode de la droite de remontée de THEIS, pour les localités correspondantes.

Localités	Points d'eau utilisés	a (m)	b (m)	c (m)	d (m)	h (m)			
Limite massif dunaire pl. all. Bou Maeza	120.122.124	6,96	10,3	1050	1250	1,47	$0,49.10^{-3}$	0,0057	0,85
Massif dunaire	171.172.173	4,59	8,93	350	500	0,83	$0,46.10^{-3}$	0,004	11,5
Pl.all.intermédiaire Hadjar soud-BouMaeza	06.03.11	0,19	0,28	450	550	2,05	$0,24.10^{-3}$	0,57	0,04

Tableau n°39: Détermination de T/S et de S par la méthode de RORABAUGH

NB. $t = 18.144.000$ secondes

Les valeurs de T appliquées au calcul pour la détermination de S sont des transmissivités moyennes et évaluées à partir des méthodes d'essai de pompage; les valeurs de S calculées par la méthode de RORABAUGH sont faibles et très différentes d'une localité à une autre; elles apparaissent plus faible dans la plaine alluviale que dans le massif dunaire.

VII.4. DETERMINATION DE LA POROSITE UTILE PAR LA METHODE D'ARCHIE

La porosité utile est le rapport du volume d'eau gravifique au volume total de la roche; elle est sensiblement équivalente au coefficient d'emménagement pour les nappes libres.

Soit un terrain à seule conductibilité ionique, de porosité utile Φ et imprégné d'eau; si l'on y fait circuler un courant électrique, les lignes de courant suivent dans leur grande majorité, les cheminements de l'eau à travers les pores remplis d'eau. Il s'ensuit que:

$$F = \frac{R_t}{R_w} \quad \text{où } F \text{ est le coefficient de Formation}$$

R_t la résistivité du terrain

R_w la résistivité de l'eau contenue dans le terrain.

La relation établie par Archie entre la porosité utile brute et le facteur de formation s'écrit:

$$F = a. \Phi^{-m}$$

La valeur du coefficient a et celle de l'exposant m, étant différentes selon les auteurs, nous avons simplifié l'équation précédente en posant a = 1 et m = 2:

$$F = \frac{Rt}{RW} = \frac{1}{\phi}$$

La porosité utile brute calculée paraît très grande du fait que la résistivité de l'aquifère que l'on mesure concerne la totalité des sédiments. Ainsi définit-on un coefficient de correction par le rapport entre la hauteur exacte des aquifères non argileux et la porosité totale des sédiments. La porosité utile vraie est le produit de la porosité utile brute par le coefficient de correction. Les valeurs ainsi obtenues sont acceptables et représentatives de la nature de l'aquifère. Le tableau ci-après groupe les résultats obtenus par cette méthode.

Pt. d'eau	Localité	RW (ohm. m)	Rt (ohm. m)	Porosité utile Brute $\phi = \frac{Rt}{RW}$	Coefficient de correction	Porosité utile vraie ou coeff. d'emménagement
G2	Sidi Lakhdar	29	60	0,7	0,18	0,13
G 3	Sidi Lakhdar	5	40	0,35	0,28	0,10
G 5	Massif dunaire nappe profonde	80	100	0,8	0,08	0,066
G 6	Massif dunaire nappe profonde et phréatique	15	80	0,43	0,7	0,30
G 7	Dem el Begrat	14	250	0,23	0,32	0,07
50.032	Nappe profonde Hadjar Soud	10	60	0,40	0,5	0,20
40.015	Nappe profonde BouMaeza	12	20	0,77	0,07	0,07
1.015	Ben Azzouz	39	260	0,39	0,4	0,15
170.015	Massif dunaire	29	100	0,17	0,7	0,12
90.015	Sidi Lakhdar	19,3	60	0,56	0,15	0,084
42.015	BouMaeza Hadjar Soud	3	11	0,52	0,05	0,026
23.032	Hadjar Soud	5,6	15	0,61	0,05	0,030
50.015	Sidi Lakhdar	14	20	0,83	0,20	0,16
82.015	Dem Begrat Ain Nechma	9,7	20	0,69	0,15	0,10
24.015	Bou Maeza	8,3	10	0,91	0,10	0,09
31.015	Ain Nechma	11,6	15	0,87	0,15	0,13
81.015	Sidi Lakhdar	23,2	30	0,87	0,15	0,13
10.015	Ben Azzouz	14,5	140	0,10	0,7	0,07
9.032	Hadjar Soud Lac Fetza	8	20	0,63	0,15	0,09
219.015	Hadjar Soud Djebel Safia	6	25	0,48	0,20	0,096

Tableau n° 40 : Valeurs de la porosité utile d'après la méthode d'Archie

VII - 5 - DISCUSSION DES RESULTATS

Le tableau n° 41 permet de comparer rapidement les résultats obtenus par les diverses méthodes de détermination des caractéristiques hydrodynamiques de notre région d'étude.

Localité	Point l'eau	Essais de pompage T m ² /seconde - S en %						Remontée T.10 ⁻³	Autres méthodes S %	
		THEIS T.10 ⁻³	SHOW T.10 ⁻³	PAPADOPOULOS COOPER T.10 ⁻³	J A C O B T ₁ T ₂ .10 ⁻³		S		ARCHIE S%	RORABAUGH Sen %
Hadjar Soud	3.032 40.032	0,3	0,2	0,9				0,48	3 20	
BouMaeza Hadjar Soud	42.015 BouMaeza	-	0,14	0,3	2,06	6,4	-	0,14 5,3	5	0,04
BouMaeza	24.015 1.015 40.015	0,11	0,5	0,87 0,63				0,13 0,52	9 7	
Ain Nechma	1.015	0,27	0,26	0,14				0,27	13	
Dem Begrat Ain Nechma	32.015 G7		0,14	0,7				0,24	10 7	
Sidi Lakhdar	50.015 81.015 186.015 G2	0,107	0,39 0,3 0,18	0,79 0,7				1,09 0,12 2,28	16 13 13	
Ben Azzouz	10.015 112.015	0,18	- 0,14	0,79			0,32 2,28	0,83	7	
Massif dunaire	170.015 G 5 G 6		0,6					0,12 0,16		
								0,57 0,11 0,45		11,5 0,85
								0,09	6 30	

Tableau n°41 - Tableau comparatif des valeurs de T et S obtenues selon les différentes méthodes. Les résultats obtenus ne sont pas forcément représentatifs de l'ensemble des aquifères.

Il est intéressant de constater la bonne concordance, en ce qui concerne T, entre les résultats fournis par les différentes méthodes. La transmissivité moyenne est comprise entre $0,3 \cdot 10^{-3}$ et $0,6 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{sec}$; deux exceptions tout de même notables concernent les forages G 2 et BouMaeza où les transmissivités respectives de $2,8 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{sec}$ et $5,3 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{sec}$ paraissent relativement élevées.

Par contre les valeurs du coefficient d'emmagasinement ne semblent pas être représentatives des aquifères de la région; seules les valeurs calculées par la méthode d'Archie le seraient, puisque nous disposons d'un grand nombre d'analyses d'eau et d'une prospection géophysique complète de la région. Les puits implantés au hasard, en fonction des besoins, n'ont pas permis de mettre en évidence sur plusieurs lignes d'écoulement au moins trois piézomètres alignés: les trois exemples étudiés, sont tout juste acceptables à l'application de cette méthode de Rorabaugh, que nous voulions tester. On ne pouvait aboutir par suite de l'absence de piézomètres d'observations autour des puits d'essai, qu'à des résultats théoriques, en ce qui concerne le coefficient d'emmagasinement obtenu par essai de pompage. Aussi subsiste-t-il une grande divergence entre les résultats obtenus par cette dernière méthode et ceux obtenus par la méthode d'Archie qui demeure la plus représentative dans le cadre de notre étude.

Nous ne saurions insister assez, sur la nécessité de développer et d'améliorer l'infrastructure des équipements indispensables pour une meilleure connaissance des caractéristiques hydrodynamiques de toute la région. Ces équipements nous permettront de renouveler notre campagne d'essais de pompage dans de meilleures conditions et d'aboutir à une configuration hydrodynamique plus concrète du système aquifère dont l'hétérogénéité tant verticale qu'horizontale est manifeste.

=====

CHAPITRE HUITIEME

EVALUATION DES RESSOURCES EXPLOITABLES

- VIII.1. INTRODUCTION
 - VIII.2. EXPLOITATION ACTUELLE
 - VIII.3. FLUCTUATION DU NIVEAU DE LA NAPPE PHREATIQUE
 - VIII.4. LES RESSOURCES REGULATRICES
 - VIII.5. LES RESERVES PERMANENTES
 - VIII.6. LES RESERVES DYNAMIQUES
 - VIII.7. CONCLUSION
-

CHAPITRE HUITIEME - EVALUATION DES RESSOURCES EXPLOITABLES

VIII. 1 INTRODUCTION

Les résultats obtenus à partir des études sur l'écoulement, la nature du remplissage et les caractéristiques de la nappe devraient nous permettre de définir les principales réserves en eaux souterraines de la région, qu'on classe en quatre grandes catégories déterminées essentiellement par le rythme des précipitations.

- Réserves régulatrices

Elles correspondent au volume d'eau qui subit le rythme saisonnier des pluies; ce volume dépend donc des fluctuations de la surface piézométrique des nappes.

- Réserves permanentes

Ces réserves représentent le volume d'eau des nappes à surface libre, situées au-dessous de la zone de fluctuation de cette surface; ces réserves dites séculaires varient à l'échelle des temps géologiques.

- Réserves dynamiques

C'est la quantité d'eau qui passe par une section de l'horizon aquifère, normale à la direction d'écoulement des eaux souterraines.

- Réserves d'exploitation

C'est le volume maximum d'eau souterraines libre qu'on peut extraire d'un horizon aquifère avec des moyens techniques adéquats, sans pour cela porter préjudice au régime d'exploitation et à la qualité de l'eau pendant la durée prévue. Le débit exploitable doit à cet effet rester inférieur à celui des réserves régulatrices, qui est lié aux fluctuations saisonnières et annuelles de la surface piézométrique.

VIII. 2. EXPLOITATION ACTUELLE

Les eaux souterraines de la vallée de l'oued Kébir sont essentiellement utilisées pour l'irrigation des parcelles agricoles individuelles ou collectives, l'alimentation humaine et animale, et par les unités industrielles de matériaux de construction pour leurs besoins en eaux.

Les puits où l'exploitation des eaux souterraines s'effectue par puisage au seau sont les plus nombreux. L'équipement en motopompes se limite aux puits dans les grands domaines agricoles, aux puits communaux qui assurent l'alimentation en eau potable des principales agglomérations et quelques puits privés.

L'exploitation des horizons profonds est très peu développée et ne concerne qu'un nombre très restreint de forages. Les ouvrages sont répartis selon les besoins locaux, ce qui implique des débits d'exploitation différents d'une zone à l'autre.

Dans le massif dunaire uniquement des puits et quelques sources fournissent les besoins en eaux pour l'alimentation humaine, animale et agricole: le débit fictif continu sur les 60 puits utilisés dans cette région est de l'ordre de 60 l/sec soit un volume de $1,86 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$; les seuls forages profonds existants dans le massif dunaire sont ceux réalisés au cours de notre étude: leur mise en exploitation n'a pas encore débuté.

La nappe phréatique dans la plaine alluviale est exploitée par une cinquantaine de puits environ. Une agriculture plus importante que dans le massif dunaire et aussi une vie économique plus intense dte à la proximité des agglomérations de Hadjar Soud, BouMaéza, Ben Azzouz et Dem-el-Begrat, traduisent une exploitation plus grande dont le débit fictif continu est de l'ordre de 100 l/seconde, soit un volume de $3,2 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$.

Les forages 50-032, 30-032 et 33-032 localisés dans la plaine alluviale de Hadjar Soud, représentent les seuls forages exploitant la nappe profonde de notre région. Ils alimentent respectivement, la cimenterie de Hadjar Soud, le domaine agricole Boucetta Ali et le village de Mekassa. Au total, pour leur besoin en eau, ces collectivités prélèvent un débit d'exploitation de l'ordre de 50 l/sec., soit un volume de $1,55 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$.

Le tableau suivant résume les quantités d'eaux exploitées actuellement dans les différentes localités, soit par puits, soit par forages profonds. Les puits sont de type artisanal, peu profonds, creusés à la main, et ont des diamètres compris entre 1 et 2 m.

Ressources	P u i t s		F o r a g e s		Observations
	Exploitation en m3/an	Débit fictif en l/sec.	Exploitation en m3/an.	Débit fictif en l./sec.	
Localités					
Massif dunaire	1,86.	60	-	-	Aucun forage en exploitation
Plaine alluviale	$3,2 \cdot 10^6$	100	$1,55 \cdot 10^6$	50	3 forages concentrés dans la localité de Hadjar Soud

Tableau n° 42 - Volumes d'eau exploités

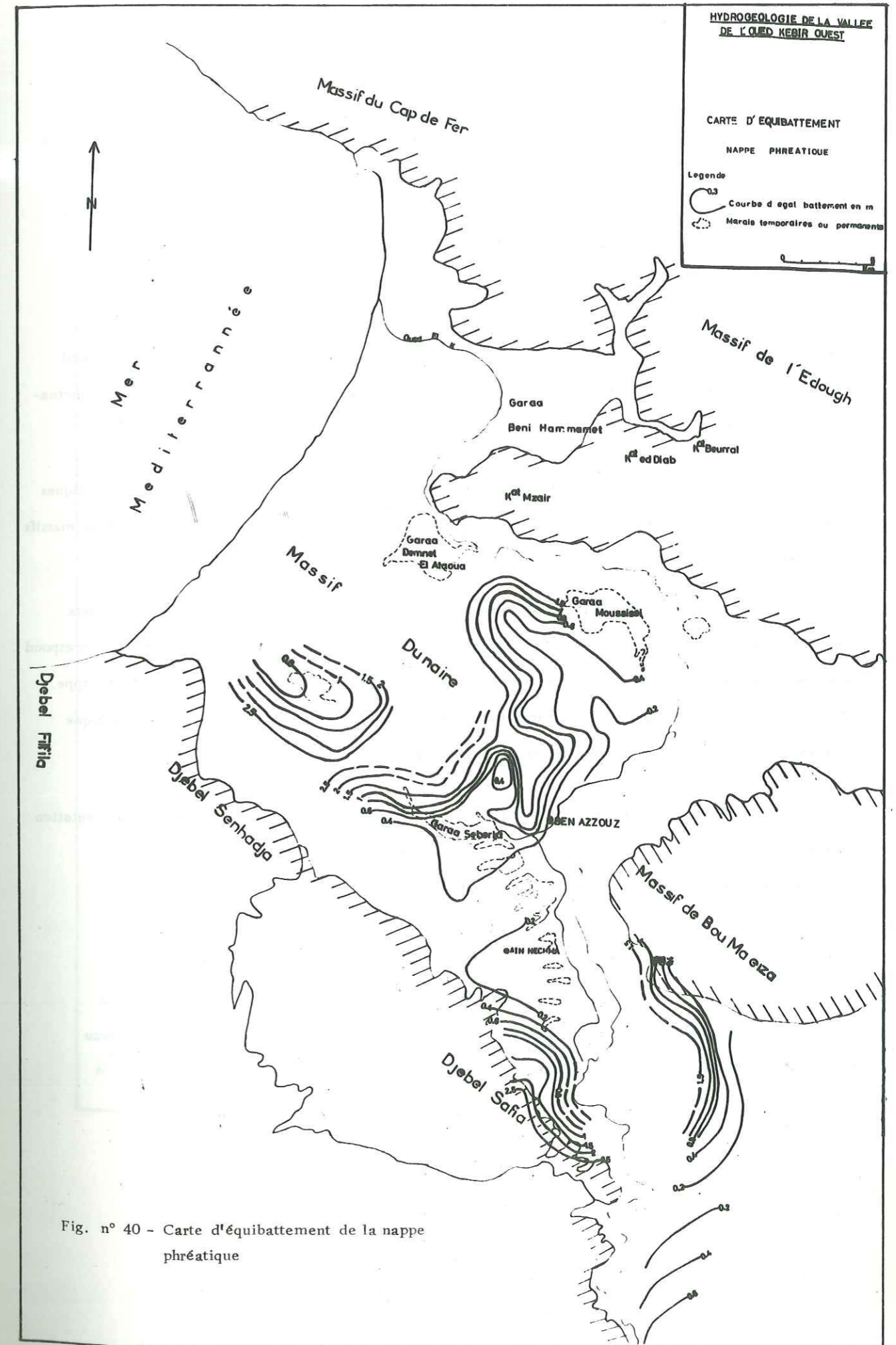


Fig. n° 40 - Carte d'équibatteement de la nappe phréatique

Le volume total des eaux souterraines actuellement exploitées dans la vallée de l'oued Kébir, s'élève à $6,61.10^6 \text{ m}^3/\text{an}$, soit un débit fictif de 212 l/sec. Cette valeur apparaît comme faible, du fait qu'une grande partie des besoins en eau pour l'irrigation est puisée par pompage direct des eaux superficielles dans les marécages et dans l'oued Kébir.

VIII. 3. FLUCTUATION DU NIVEAU DE LA NAPPE PHREATIQUE

La variation moyenne du plan d'eau de la nappe phréatique entre octobre 1979 et mai 1980 obtenue sur l'ensemble des puits est de 0,90 m. Les variations les plus faibles sont localisées dans le massif dunaire autour d'une moyenne de 0,67 m. La nappe alluviale de Hadjar Soud enregistre les plus fortes fluctuations avec une moyenne de 1,43 m.

La carte d'équibattement (fig. 40) de la nappe phréatique établie à partir des mesures piézométriques d'octobre 1979 et mai 1980, indique que les fluctuations maximales atteignent 2,5 m, en contrebas des massifs de bordure.

La représentation graphique des variations piézométriques mensuelles de la nappe phréatique dans les puits du réseau de surveillance indique un niveau bas assez bien marqué de juillet à septembre qui correspond aux basses eaux de la nappe et un pic maximal au mois de mars qui correspond aux hautes eaux de la nappe. Ces fluctuations piézométriques seraient tributaires du régime des précipitations, la comparaison graphique de l'évolution de ces deux paramètres étant assez expressive (fig. 41).

Nous notons, malgré la faible pluviométrie du mois de décembre 1979, une très légère augmentation du niveau piézométrique. Le tarissement des pluies abondantes d'octobre et novembre 1979, aurait continué à alimenter la nappe qui de surcroît n'est pas très sollicitée à cette époque pour l'irrigation.

VIII. 4. LES RESSOURCES REGULATRICES

Elles correspondent au volume d'eau qui transite au cours d'une année au-dessus du niveau le plus bas de la nappe, et qu'on exprime par:

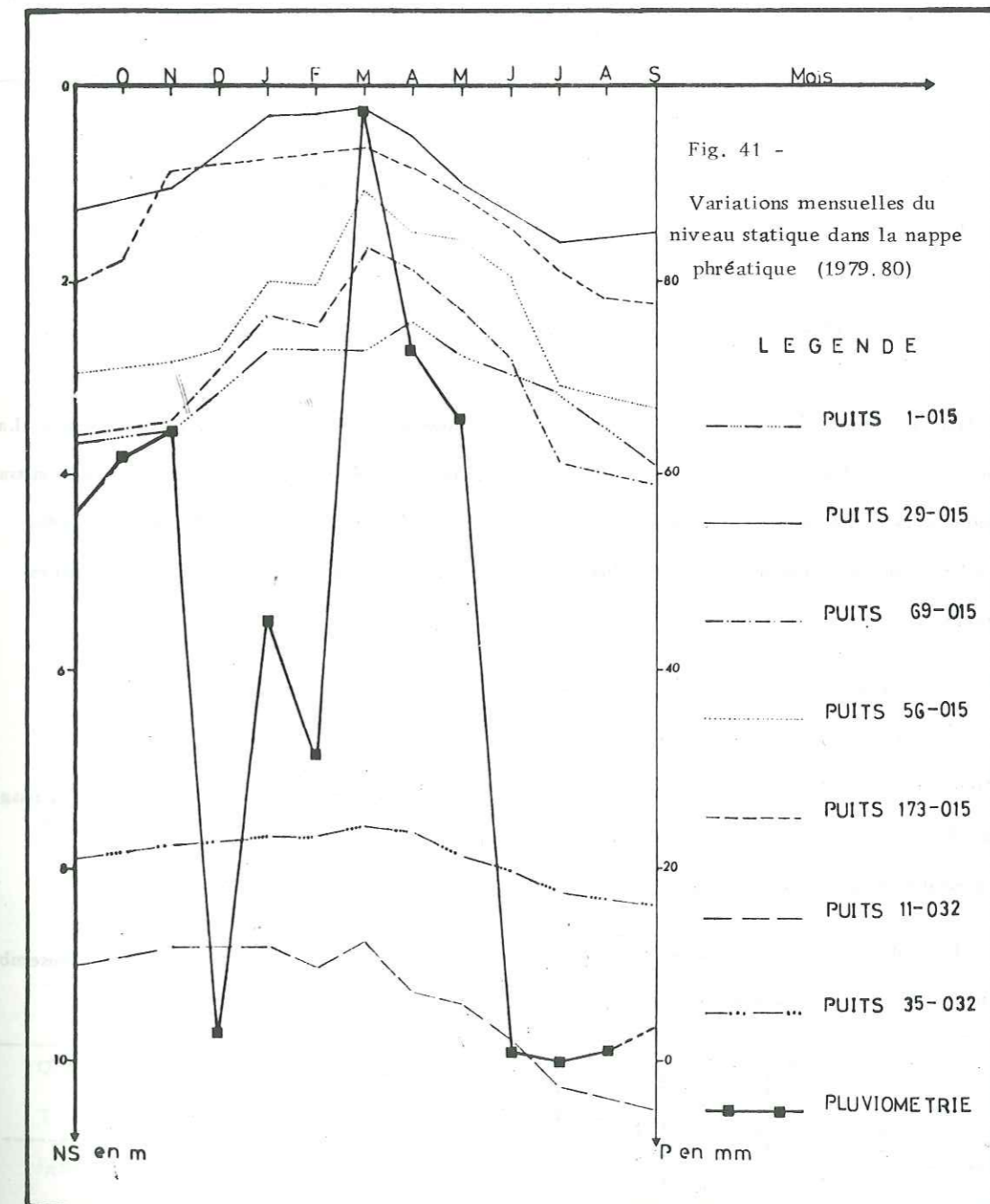
$$V_r = A \cdot h \cdot m_e \text{ où}$$

A est la superficie de la zone considérée

h est la variation moyenne du plan d'eau dans la nappe phréatique

m_e est la porosité utile moyenne calculée par la méthode d'Archie.

Le tableau suivant indique les réserves régulatrices de chaque zone considérée:



Paramètres Localités	Superficie en km ²	h en m	me moyenne en %	Réserves régulatrices en m ³ / an
Massif dunaire	80	0,67	10	5,36 . 10 ⁶
Plaine alluviale oued Kébir	100	1,21	5	6,05 . 10 ⁶
Plaine alluviale Sidi Lakhdar	25	1,06	8	2,12 . 10 ⁶

Tableau n° 43 - Réserves régulatrices

Les réserves régulatrices s'évaluent au total à 13,53 . 10⁶ m³ /an soit 434 l/sec.

VIII. 5. LES RESERVES PERMANENTES

C'est la valeur d'eau emmagasinée au-dessous de la zone de fluctuation de la nappe phréatique. La puissance moyenne des aquifères a été estimée à partir des résultats obtenus par les forages de reconnaissance et l'étude géophysique; nous avons considéré les différentes zones aquifères de la vallée de l'oued Kébir pour l'estimation des réserves permanentes (nappe profonde et nappe superficielle) dont l'expression est la suivante:

$$V_p = A \cdot h_p \cdot m_e \text{ où}$$

A est la superficie de la zone considérée

h_p = H-h est la puissance des aquifères non affectés par les fluctuations de la nappe, avec H puissance de l'aquifère et h variation du niveau piézométrique

m_e = porosité efficace moyenne de la zone considérée, d'après Archie.

Le tableau suivant groupe les résultats obtenus pour les différentes zones aquifères dont l'ensemble constitue la vallée de l'oued Kébir.

Paramètres Localités	Surface en km ²	H en m	h en m	h _p en m	me en %	Réserves permanentes en m ³ . 10 ⁶
Plaine alluviale de l'oued Kébir	100	27	1,21	25,79	5	128
Sidi Lakhdar	25	37	1,06	35,94	8	71,88
Massif dunaire	80	65	0,67	64,33	10	514,64

Tableau n°44 - Réserves permanentes.

Nous avons intégré au calcul des réserves permanentes, la plaine aval de l'oued Kébir à l'ensemble de la plaine alluviale.

VIII. 6. LES RESERVES DYNAMIQUES

C'est le débit d'écoulement souterrain qui correspond à la quantité d'eau qui passe à travers une section de l'horizon aquifère, normale à la direction d'écoulement.

Soit Q. Am le débit naturel en amont des captages

Q. Av le débit naturel en aval des captages,

les réserves dynamiques sont:

$$Q.d. = Q.Am - Q.Av$$

la relation qui régit ces écoulements est donnée par DARCY et s'écrit:

$$Q = K.S.I. = T.I.L. \text{ où}$$

Q = débit d'écoulement souterrain

K = perméabilité de l'horizon aquifère

S = surface de la section transversale de l'écoulement

I = gradient hydraulique

T = transmissivité déterminée par les essais de pompage

L = longueur de la section transversale considérée.

L'écoulement souterrain n'étant pas homogène dans l'ensemble de la région, il en découle des caractéristiques plus ou moins différentes à l'échelle des localités, sans pour cela de grands écarts notables. Aussi, avons nous estimé les réserves dynamiques par secteur, leur somme étant la valeur des réserves dynamiques totales de la région.

VIII. 6.1. EVALUATION DES DEBITS A LA SECTION AMONT

Ils représentent les apports à la nappe en amont du captage:

$$Q.Am = T.l_{Am} \cdot i \text{ où}$$

T = transmissivité moyenne de l'aquifère considéré, déterminée par les essais de pompage

l_{Am} = longueur de la section amont

i = gradient hydraulique à la section considérée et évalué à partir des cartes piézométriques.

La transmissivité utilisée dans les calculs représente la moyenne des transmissivités évaluées à partir des essais de pompage dans les puits de la nappe superficielle.

Nous regroupons les résultats dans le tableau suivant:

Paramètres Localités	T ($10^{-3} \cdot m^2/sec$)	i	$l_{A.m}$ (m)	Q_{Am} (l/sec)
Massif dunaire	0,6	0,016	15.000	144
Aïn-Nechma- Ben Azzouz	0,45	0,007	13.000	40,9
Sidi Lakhdar	0,61	0,01	12.500	76,25
Hadjar Soud	0,56	0,026	11.500	167,4
BouMaeza	0,53	0,006	21.500	68,4

Tableau n°45 : Débits amont de la nappe phréatique

Le débit total à l'amont est de 497 l/sec., soit $15,5 \cdot 10^6 m^3/an$.

VIII. 6. 2. EVALUATION DES DEBITS A LA SECTION AVAL

Ce débit évalué à partir de la formule de DARCY s'écrit:

$$Q_{A.v} = T \cdot l_{A.v} \cdot i \text{ où}$$

T = transmissivité

$l_{A.v}$ = longueur de la section avale

i = gradient hydraulique

Les résultats obtenus pour les différentes localités étudiées sont représentés dans le tableau suivant:

Paramètres Localités	T. ($10^{-3} \cdot m^2/sec.$)	i	$l_{A.v}$ (m)	$Q_{A.v}$ (l/sec.)
Massif dunaire	0,6	0,016	11.500	110,4
Aïn Nechma Ben Azzouz	0,45	0,007	9.500	29,9
Sidi Lakhdar	0,61	0,01	7.000	42,7
Hadjar Soud	0,56	0,026	5.500	80
BouMaeza	0,53	0,006	11.000	35

Tableau n° 46: Débits aval de la nappe phréatique

Le débit total à l'aval est de 298 l/sec., soit $9,26 \cdot 10^6 m^3/an$.

Les débits d'apport et de fuite évalués dans notre région ne peuvent être qu'une approche, puisque nous n'avons pas pu faute de points d'eau sur le littoral, et sur une partie de la plaine alluviale, faire figurer l'écoulement souterrain à travers toute la région. De ce fait, il est indispensable de compléter le réseau existant.

VIII. 7. CONCLUSION

A la lumière des réserves en eau existantes dans la vallée de l'oued Kébir, il apparaît que les exploitations actuelles ne sauraient perturber l'écoulement souterrain, les réserves régulatrices correspondant pourtant à une année pluviométrique déficitaire les satisfont amplement.

Une augmentation de l'exploitation peut être admise, mais préférentiellement par forages profonds et dans les zones que nous qualifierons d' "aveugle" afin de compléter le réseau existant et de l'adapter au but à atteindre qui est celui d'une meilleure approche des réserves en eaux souterraines de la région.

Si on compare, les débits d'apports à la nappe et les débits d'écoulement à l'aval des captages, il en résulte un excédent de $6,24 \cdot 10^6 m^3/an$ qui pourrait doubler le débit actuel d'exploitation. Nous considérons que les réserves dynamiques évaluées à partir des caractéristiques hydrodynamiques de la nappe phréatique sont importantes; il n'est pas exclu que les débits amont peuvent provenir d'une part des massifs de bordure et d'autre part de la nappe profonde, en plus de l'infiltration directe des pluies.

La mise en place d'un réseau piézométrique sélectif nappe profonde et nappe phréatique permettra avec une meilleure utilisation des traceurs artificiels et naturels de l'eau, de confirmer l'origine de ces apports. Le débit qu'on pourrait extraire sans pour autant perturber l'écoulement est égal aux réserves régulatrices, soit 434 l/seconde.

Avec l'équipement des points non utilisés, la réfection d'un grand nombre mal entretenus et la mise en service de forages profonds, dans les zones favorables, les débits limités ne doivent en aucun cas dépasser les 500 l/sec.; une exploitation anarchique et intensive aboutirait à une dégradation de la qualité des eaux et à la longue à une diminution des réserves de la région.

II O NCLUSIONS GENERALES

Nous avons essayé dans le cadre de cette étude de dégager les principaux paramètres (hydroclimatologiques, géologiques, hydrochimiques) à l'origine des écoulements d'eau dans la vallée de l'oued Kébir de l'Ouest; une liaison effective de ces différents paramètres est conditionnée par les données géographiques naturelles et la géologie de la région.

La dépression alluviale de l'oued Kébir est un fossé d'effondrement dû à des mouvements relatifs des unités structurales anté-miocènes qui l'encadrent. La sédimentation essentiellement plio-quaternaire a été engendrée par les cycles successifs transgression - régression. Ses principales formations sont représentées par les alluvions de l'oued Kébir qui constituent une ceinture plus ou moins régulière de 120 km² autour des sédiments sableux du massif dunaire (80 km²).

Cette unité structurale post-orogénique est encaissée entre les bassins versants d'Aïn-Charchar et Ezla-Magroun d'altitude moyenne de 270 mètres. Elle subit sur un front de mer de 14 km au Nord-Ouest l'influence méditerranéenne. La pluviométrie moyenne annuelle y est de 743,9 mm dont la plus grande partie, soit une lame d'eau de 619,9 mm/an est évaporée. La présence de marais permanents ou périodiques dans la plaine alluviale et dans les espaces interdunaires favorise cette évaporation. Les écoulements superficiels représenteraient une lame d'eau moyenne de 54 mm; ils sont contrôlés uniquement à l'entrée du bassin, leur sortie en mer ainsi que les apports du bassin versant d'El-Ezla-Magroun ne sont pas connus. L'infiltration moyenne est estimée à environ 10 % des précipitations, soit 70,1 mm/an; elle peut être de 20 % pour les sédiments sableux du fait de la morphologie et de la nature pétrographique des dunes.

C'est sur la base de ces données hydroclimatologiques et géologiques qu'une étude du remplissage fut entreprise; elle a montré l'existence de deux horizons aquifères dont la discontinuité est soulignée par la composition lithologique des sédiments, sablo-argileux dans les niveaux superficiels, graveleux dans les niveaux profonds. Très localement, on a rencontré des lentilles d'argile jouant le rôle de limite entre les deux aquifères.

Le niveau superficiel présente une très grande hétérogénéité tant verticale qu'horizontale; plus argileux dans la plaine alluviale, il passe progressivement à des sédiments plus homogènes sablo-argileux à sableux dans le massif dunaire; compris entre dix et vingt mètres dans la plaine alluviale, ces sédiments s'épaississent en direction du massif dunaire où ils atteignent en moyenne trente cinq mètres.

La nappe profonde est constituée d'un niveau graveleux (graviers centimétriques) qui représente les alluvions anciennes de l'oued Kébir; cet horizon se profile sur les unités structurales anté-miocènes qui forment le substratum;

. calcaires et dolomies du Lias et marno-calcaire du Crétacé inférieur dans la localité de Hadjar Soud;

. roches métamorphiques du Paléozoïque dans la localité de BouMaeza;

. marnes et argiles numidiennes dans la localité de Sidi Lakhdar et le massif dunaire.

Parmi les irrégularités du Substratum nous avons noté:

. les dépressions locales dans les parties centrale et littorale du massif dunaire, et dans la plaine de Hadjar Soud. Les épaisseurs peuvent y atteindre une centaine de mètres et les résistivités sont comprises entre trente et quarante ohms. mètres;

. les seuils de l'oued Kébir et de Sidi Brahim - ce dernier représenterait l'ancienne ligne de crête à partir de laquelle les eaux de ruissellement alimentaient le bassin de Guerbès actuellement comblé par les sédiments sableux du massif dunaire. Les résistivités de trente à quarante ohms. mètres du contrefort caché de l'anticlinal du Djebel Safia sont un indice de perméabilité favorable à l'infiltration des eaux à travers les fractures qui recoupent cette formation; mais le pendage subvertical vers la plaine alluviale ne favorise pas leur accumulation dans les parties supérieures. Néanmoins, des résurgences grâce au réseau de fractures et aux barrages naturels tels que les seuils dans la morphologie du substratum, sont possibles (La source thermale Hamam en contrebas du Djebel Safia en serait un exemple). Une nouvelle campagne géophysique conjointement à des sondages de reconnaissance profonds (> 100 m) et des expériences de traçage dans certains sites bien particuliers de la vallée, nous confirmeront le rôle des massifs de bordure dans l'alimentation des aquifères alluviaux de la région.

L'étude piézométrique a permis de définir les principaux axes d'écoulement et les zones d'exutoires de la nappe phréatique. Ainsi ont été mis en évidence les apports de la nappe, d'une part par l'infiltration directe des pluies dans les sables dunaires, et d'autre part à partir des massifs environnants. Les eaux du cours inférieur de l'oued Kébir ont des résistivités comprises entre 50 ohm.m et 100 ohm.m, ce qui traduit une invasion de la mer, surtout en période d'étiage; les aquifères en relation avec l'oued dans cette zone sont susceptibles de pollution. La mise en place d'un réseau piézométrique de surveillance sur les zones inondables de l'oued et sur toute la ligne du front de mer permettra de vérifier cette hypothèse et de suivre l'évolution du biseau salé; il sera ainsi possible de mettre en oeuvre les mesures de prévention adéquates pour la sauvegarde de la qualité des eaux souterraines.

L'évolution des différentes caractéristiques hydrochimiques aboutit aux mêmes conclusions: les concentrations augmentent conformément au sens de l'écoulement; le lessivage des terrains encaissants et l'évaporation intense de la surface piézométrique peu profonde en sont les principaux facteurs. Les eaux chlorurées sodiques sont dominantes; les eaux bi-carbonatées et magnésiennes proviennent des roches environnantes qu'elles ont traversées. Procédant aux analyses isotopiques des teneurs en tritium, on a recensé des eaux récentes liées à l'alimentation directe de la nappe superficielle par l'infiltration des pluies, et des eaux résultant de mélange; ces dernières constituées par des proportions d'eaux anciennes et d'eaux récentes ont été rencontrées dans les niveaux aquifères profonds et dans les résurgences de source. Elles sont présentes dans le massif dunaire et dans la plaine alluviale de Hadjar Soud en contrebas des massifs calcaires du Djebel Safia.

C'est surtout dans les puits et aussi dans les quelques forages de la plaine alluviale du massif dunaire que nous avons testé les caractéristiques hydrodynamiques des aquifères. Plusieurs méthodes d'interprétation mises en oeuvre dans le souci d'obtenir des résultats fiables, ont donné des transmissivités comprises entre $0,9.10^{-4}$ et $0,3.10^{-3}$ m²/seconde.

On ne pouvait aboutir en raison de l'absence de piézomètres d'observations à proximité des puits de pompage qu'à des valeurs du coefficient d'emmagasinement qui ne sont pas forcément représentatives des aquifères de la région. Par contre, la porosité utile calculée par la méthode d'Archie (entre 5 % et 13 % en moyenne), est toutes proportions gardées plus significative. Ce n'est qu'en développant l'infrastructure existante (piézomètres à proximité des forages et vice-versa), qu'il sera possible de préciser les caractéristiques hydrodynamiques des aquifères de la région, qui sont à la base de toute entreprise d'exploitation des eaux souterraines.

Le renouvellement de campagne d'essais de pompage parallèlement aux relevés piézométriques, permettra de contrôler les fluctuations des réserves en fonction des exploitations pour les besoins en eau de la région. Les exploitations actuelles de la vallée de l'oued Kébir ne représentent qu'un volume peu élevé comparativement aux réserves d'eau régulatrices et dynamiques. Mais dans le cadre des perspectives de développement qui se concrétisent par la réalisation en cours de villages agricoles, une exploitation supérieure à 500 litres/seconde dans le contexte actuel de nos connaissances sur les possibilités des aquifères de la région, sera à considérer comme intensive et néfaste pour le régime des écoulements souterrains.

Dans notre contribution à l'étude des caractéristiques hydrogéologiques de la vallée de l'oued Kébir, jusque là peu connue, nous nous sommes surtout intéressés aux grandes lignes du schéma d'ensemble à partir duquel les problèmes particuliers que nous n'avons pu aborder en détail méritent de faire l'objet d'une reconnaissance systématique. Les propositions que nous ferons et que nous souhaitons se concrétiser pourront contribuer à apporter les informations nécessaires à une meilleure connaissance des potentialités hydrauliques de la région. Le contrôle des écoulements superficiels ne saurait être maîtrisé sans la remise en service des

postes pluviométriques du bassin versant d'El Ezla et l'implantation de stations hydrométriques à l'aval des confluences des principaux cours d'eau avec l'oued Kébir (pont Ben Azzouz, pont oued El Aneb, confluence Ezla-Kébir). Ces équipements permettront d'évaluer les apports superficiels à l'oued Kébir, et les sorties en mer non connues.

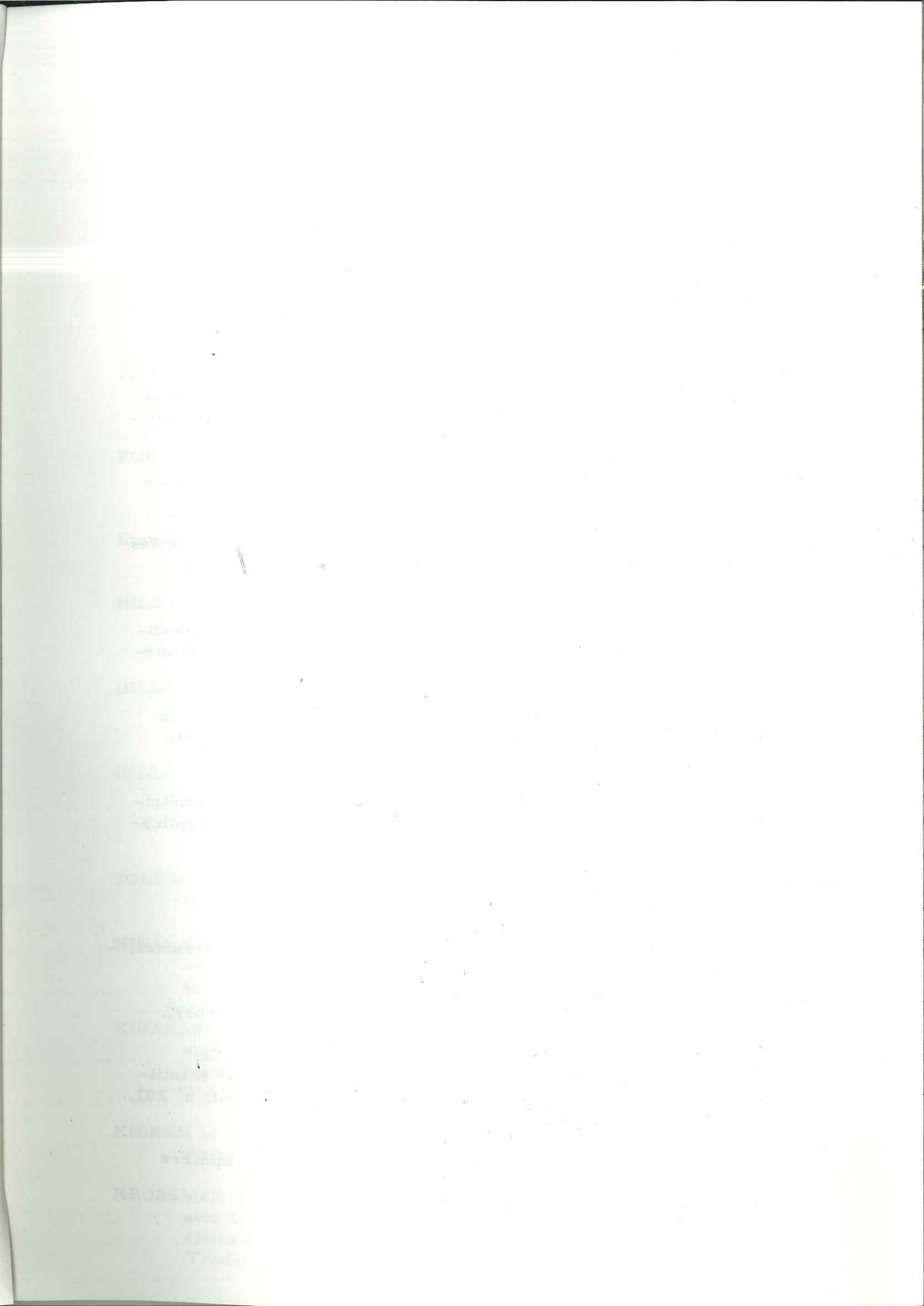
Parallèlement à cette infrastructure, une campagne de forages et de piézomètres aura pour objectifs:

. de compléter le réseau piézométrique actuel, en priorité au centre du massif dunaire et sur le littoral; ceci permettra de préciser l'écoulement souterrain dans ces zones et de prévenir une éventuelle invasion d'eau salée;

. disposer d'un réseau piézométrique sélectif nappe profonde - nappe phréatique qui permettra de préciser les inter-relations de ces aquifères.

Postérieurement, il serait souhaitable de procéder à des expériences de traçage à partir des massifs environnants dans le but d'établir les liens qui existent entre les zones d'alimentation et les exutoires de la nappe. Nous pensons qu'une étude de ce type serait particulièrement intéressante sur les calcaires et dolomies du Djebel Safia. L'étude des teneurs isotopiques en tritium, oxygène 18 et soufre ne saurait être dissociée de ce cortège expérimental.

En définitif, associer aux méthodes classiques certaines techniques nouvelles aboutit à une meilleure maîtrise des phénomènes naturels. Si notre étude n'a été qu'une étape dans la compréhension des problèmes hydrogéologiques de la vallée de l'oued Kébir ouest, nous souhaitons qu'elle provoque de nouvelles recherches.



BIBLIOGRAPHIE

- ABUSADA S. M., (1980). - Quelques problèmes du gisement et de l'exploitation des eaux souterraines en zone aride : Koweït (Arabie Nord-Est). - Thèse de Doctorat de Spécialité, Université de Grenoble.
- AL-ANBAR N., (1979). - Infiltration et écoulement en milieu karstique. Etude statistique des données climatologiques et hydrologiques. Hydrologie du Bassin versant du Furon - Vercors (France). - Thèse de 3ème cycle, Grenoble.
- ALLEMOZ M., (1976). - Alimentation des nappes en pays arides. Etude de l'infiltration et de l'évapotranspiration en Tripolitaine (Libye). - Thèse de 3ème cycle, Université de Grenoble.
- ANONYME, (1952). - Carte géologique de l'Algérie au 1/500 000, feuille Constantine-Nord. - Publ. Serv. Carte Géol. Algérie.
- ARMAND C. et DELAQUAIZE B., (1977). - Analyse physico-chimique des eaux. Mémento pratique. - Université de Grenoble, Institut Dolomieu.
- ARMAND Cl., (1978). - Régime des eaux souterraines et paléomorphologie, géologie et hydrogéologie de la basse vallée de l'Arve (Haute-Savoie). - Thèse de 3ème cycle, Grenoble.
- BOLFA J., (1948). - Contribution à l'étude des gîtes métallifères de la Kabylie de Collo et de la région d'Annaba. - Bull. Serv. Carte Géol. Algérie, 6è série, n° 1.
- BREMOND R., CHERET I. et PARSY C., (1960). - Mesures piézométriques et essais de pompage dans les nappes souterraines. Application à l'estimation de la puissance d'une nappe.
- CASTANY G., (1967). - Traité pratique des eaux souterraines. - Ed. Dunod, Paris.
- CASTANY G., (1968). - Prospection et exploitation des eaux souterraines. - Ed. Dunod, Paris.
- CHEMIN J., (1975). - Etude hydrogéologique de l'unité G. 81 (Gerbès). - Rapport D. E. M. R. H., inédit.
- CHESSSEL S. et OLIVE P., (1978). - L'eau tritiée : comptage par scintillation liquide après enrichissement électrolytique. - Publ. n° 201, Académie de Paris, Université Pierre et Marie Curie.
- CONSTANTINIDIS D., (1978). - Hydrodynamique d'un système aquifère hétérogène. Hydrogéologie de la Thessalie orientale. - Thèse d'Etat, Université de Grenoble.

- EHRMANN F., (1922). - Sur la découverte du Silurien à Graptolithes et du Dévonien à Tentaculitea aux Béni-Aufeur (S. de Djidjelli, Algérie). - C. R. Acad. Sci., T. 174, p. 1716.
- EL BATTI D., (1974). - Hydrogéologie de la plaine d'Enfidaville. - Thèse de 3ème cycle, Université de Grenoble.
- FICHEUR E. et SELIGMAN-LUI A., (1905). - Carte géologique de l'Algérie au 1/50 000, feuille "Bône-Bugeaud" (n° 16-17) et notice explicative. - Publ. Serv. Carte Géol. Algérie.
- FLANDRIN J., (1948). - Contribution à l'étude stratigraphique du Nummulitique algérien. - Bull. Serv. Carte Géol. Algérie, 2è série, n° 19.
- FOROUGHHI H., (1976). - Contribution à l'étude des nappes en pays aride : Essai de bilan hydrogéologique de la nappe de Kerman (Iran). - Thèse de Docteur Ingénieur, Université de Grenoble.
- Emmanuel de GELIS, (1956). - Eléments d'hydraulique souterraine. - Ed. Serv. Géol. Maroc, Rabat.
- HILLY J. et SIGAL J., (1952). - Tiré-à-part - L'âge de la transgression crétacée dans le massif de l'Edough (N. Constantine, Algérie). - C. R. Acad. Sci., T. 234, n° 17, pp. 1701-1703.
- HILLY J., (1962). - Etude géologique du Massif de l'Edough et du Cap de Fer (Est Constantinois). - Bull. Serv. Carte Géol. Algérie, nouv. série, n° 19.
- HILLY J. et MOREL J., (1953). - Notes préliminaires sur les formations quaternaires littorales du Cap de Fer et de l'Edough. - In : Actes du IVè Congrès International du Quaternaire, Rome - Pise, 1953, T. II, p. 611.
- JOLEAU L., (1914). - Sur la géologie du Djebel Filfila (Algérie). - C. R. Acad. Sci., T. 158, p. 283.
- KHIABANI-DALILI N., (1973). - Rapport de reconnaissance des eaux souterraines de la région de Fassa. Pub. n° 141 et 154. Ministère de l'eau et de l'électricité. Département des eaux souterraines.
- KHIABANI-DALILI N., (1978). - Alimentation en eau des aquifères hétérogènes en pays aride. Caractéristiques hydrodynamiques et bilan hydrogéologique de la région de Fassa (Iran). - Thèse de Docteur Ingénieur, Université de Grenoble.
- KIEKEN M., (1962). - Esquisse tectonique de l'Algérie. - Bull. Serv. Carte Géol. Algérie, nouv. série, n° 31.
- KRUSEMAN G. P. et DE RIDDER N. A., (1974). - Interprétation et discussion des pompages d'essai. - "International Institute for Land reclamation and Improvement wagenungen The Netherlands". Traduit par A. MEILHAC.

CONSTANTINIDIS D. et SARROT-REYNAULD J., (1978). - Comparaison des méthodes de détermination du coefficient d'emménagement des nappes aquifères. - Compte rendu du 103^è Congrès National des Sociétés Savantes. Nancy, Vol. IV, pp. 153-164.

CORDEAU F., CORDEAU J. Y., FOURNEAUX J. C. et SARROT-REYNAULD J., (1972). - Modification de la composition chimique des eaux des nappes aux abords des piézomètres en liaison avec leur mise en place. - II^è Colloque sur la pollution et la protection des eaux de la région Rhône-Alpes. Lyon, 1972.

CORDEAU F., CORDEAU J. Y., MARCE A., OLIVE P. et SARROT-REYNAULD J., (1972). - Détermination du temps de résidence des eaux souterraines et de la vulnérabilité des nappes alluviales par dosage Tritium ; application aux nappes du Drac et de la Romanche. - II^è Colloque sur la pollution et la protection des eaux de la région Rhône-Alpes. Lyon, 1972.

DEHAYS H., (1980). - Paléomorphologie et circulations des eaux souterraines. Etude hydrogéologique des ressources en eau de la haute vallée de la Fure et de ses relations avec les Bassins de Paladru et de l'Ainan (Bas-Dauphiné oriental). - Thèse de Doctorat de Spécialité, Université de Grenoble.

DELEAU P., (1933). - Présence du Crétacé inférieur au Djebel Safia, province de Constantine. - C. R. Acad. Sci., T. 197, p. 1136.

DELEAU P., (1937). - Carte géologique de l'Algérie au 1/50 000, feuille "Jemmapes" (n° 32), et notice explicative. - Publ. Serv. Carte Géol. Algérie.

DURAND DELGA M., (1951). - Tiré-à-part - L'âge du métamorphisme général du massif de Petite Kabylie. - C. R. Acad. Sci., T. 232, pp. 745-747.

DURAND DELGA M. et FLANDRIN J., (1955). - Présence des Miogypsines à la base de l'Oligocène de Petite Kabylie (Algérie). - C. R. Acad. Sci., T. 240, pp. 1561-1563.

DURAND DELGA M., (1960). - Lexique stratigraphique. Algérie. - Publ. XX^è Congr. Géol. Intern., Copenhague, 1960.

DURAND DELGA M., RAOULT J. F. et VILA J. M., (1967). - Situation en fenêtre du Secondaire du Djebel Safia (Nord-Constantinois, Algérie). - C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., Fasc. 3, pp. 101-104.

DUROZOY G., (1959). - Reconnaissance de la nappe du massif dunaire de l'Arb. Filfila (Commune de Philippeville, Département de Constantine). Deux rapports, documents inédits, Arch. Serv. Carte Géol. Algérie, Alger.

LAMBERT A., (1958). - L'Edough-Cap de Fer, île Pliocène. - B. S. G. F., T. 8, pp. 785-791, 1 fig., 1 pl., Biblio.

LASFARGUES P., (1979). - Cours de géophysique appliquée. - Université d'Alger, Fac. Sciences.

MAGNE J., (1955). - Microfaunes oligocènes dans la série "numidienne" de la Petite Kabylie (Algérie). - Bull. Soc. Hist. Nat. Afrique du Nord, T. 46, n° 7 et 8.

MAILLAND-ROSSET G., (1976). - Etude d'un aquifère profond hétérogène en zone aride : plaine du Wadi Al Hira et du Wadi Abu Shaybah, Tripolitaine (Lybie). - Thèse de 3^{ème} cycle, Université de Grenoble.

MAILLARY J. C., (1961). - Alimentation en eau de Cherka (Département de Annaba). Document inédit, Arch. Serv. Carte Géol. Algérie, Alger.

MARGRITA R. et GUIZERIX J., (1978). - Pour une meilleure connaissance des transferts de l'eau : les traceurs. Service d'applications des radioéléments et des rayonnements (SARR) ; groupe d'application de la radioactivité et des traceurs en hydrologie et dans l'industrie. (Garthi), Centre d'Etudes Nucléaires de Grenoble.

MIOC P., (1967). - Lever géologique de la feuille du Djebel Filfila au 1/50 000. - Service de la Carte géologique de l'Algérie, Inédit.

MOREL J. et HILLY J., (1956). - Nouvelles observations sur les formations quaternaires dans le département de Bône et particulièrement dans le massif du Cap de Fer et de l'Edough. - In : Quaternaria II Roma, 1956.

MOSSU P. et H., (1952). - Tiré-à-part - Etude hydrogéologique des Dunes de Bône. - Ext. du XIX^è Congrès Géol. Intern., T. II, pp. 112-119, Alger.

POPOV A., (1965). - Les types morphologiques et la répartition des gisements de zinc et de plomb en Algérie. - Assoc. des Serv. Géol. Afr., Symposium sur les gisements du plomb en Afrique, Tunis 1966. Document inédit.

RAOULT J. F., (1975). - Evolution paléogéographique et structurale de la chaîne alpine entre le Golfe de Skikda et Constantine. - Bull. Soc. Géol. Fr. (7), XVII, n° 3, 1975, pp. 394-408 (6 figures).

ROCHE M., (1963). - Hydrologie de surface. - Ed. Gauthier-Villars, Paris.

RODIER J., (1966). - L'analyse chimique et physico-chimique de l'eau. - Ed. Dunod, Paris.

ROUBAULT M., (1934). - Sur l'âge des éruptions acides tertiaires de la Kabylie de Collo (Département de Constantine, Algérie). - C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., 3 déc. 1934.

- ROUBAULT M., (1935). - Sur l'origine des schistes cristallins de la Kabylie de Collo (Département de Constantine, Algérie). - C. R. Acad. Sci., T. 200, pp. 145-147.
- ROUBAULT M., (1937). - Nouvelles observations sur le Djebel Filfila (Département, Algérie). - C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., 21 juin 1937, pp. 176-177.
- ROUBAULT M., (1952). - La Kabylie de Collo et ses abords d'El-Milia à Philippeville. - In : "Massifs cristallins du Nord Constantinois". Publ. XIX^e Congrès Géol. Intern., Alger 1952, Monogr. rég., 1^{ère} série, n° 23.
- SADEGH-SHADJARI M., (1978). - Etude statistique de l'hydrodynamique du cycle de l'eau au Sud de la Caspienne : Bassins de Tadjan et Neka (Iran). - Thèse de Doctorat de Spécialité, Université de Grenoble.
- SARROT-REYNAULD J. et SARROT-REYNAULD S., (1977). - Alimentation des nappes et mélanges des eaux souterraines : Origine des eaux souterraines dans la plaine de Bourg d'Oisans (Vallée de la Romanche, Isère). - C. R. du 102^e Congrès National des Sociétés Savantes, Limoges, 1977, Sciences Fasc. II, pp. 203-214.
- SELIGMAN-LUI A., (1887a). - Carte géologique de l'Algérie au 1/50 000, feuille "Djebel-Filfila" n° 15) et notice explicative. - Documents inédits. Arch. Serv. Carte Géol. Algérie, Alger.
- SELIGMAN-LUI A., (1887b). - Age des calcaires, des schistes métamorphiques et des minerais de fer de Filfila. - Document inédit. Arch. Carte Géol. Algérie, Alger.
- SELTZER P., (1946). - Le climat de l'Algérie. Etude publiée avec le concours de LASSERRE A., Melle GRANDJEAN A., AUBERTY R. et FOUREY A. - I. M. P. G. A., Alger.
- SHOELLER H., (1962). - Les eaux souterraines, hydrologie dynamique et chimique. Recherche, exploitation et évaluation des ressources. Ed. Masson, Paris.
- SO. NA. REM. - (Inédit). - Lever géologique de la feuille du Djebel Filfila au 1/50 000 dans le cadre de travaux de recherche minière.
- TERMIER P., (1902). - Sur le granite alcalin du Filfila (Algérie). - C. R. Acad. Sci., T. 134, pp. 371-373.
- VILA J. M., (1966). - Aperçu sur la stratigraphie de la terminaison orientale de la chaîne calcaire en Algérie (région de Gastu). - C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., Fasc. 5, pp. 181-182.
- VILA J. M., (1966). - Sur la présence d'un flysch allochtone tithonique et néocomien dans la région située entre Annaba et Guelma (Est de la chaîne numidique, Algérie). - C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., Fasc. 6, pp. 232-233.

- VILA J. M., (1970). - Le Dj. Edough : un massif cristallin externe du N. E. de la Berbérie. - Bull. Soc. Géol. Fr. (7), 1970, n° 5, pp. 805-812.
- VILA J. M., (1972). - Essai d'interprétation structurale d'un profil transversal du N. E. de la Berbérie entre les régions d'Annaba et de Guelma. - Bull. Soc. Géol. Fr. (7) XIII, n° 1-2, 1971, pp. 85-97.
- WOSHAH A., (1978). - Ressources en eau des aquifères profonds en régions semi-arides. Hydrologie du Bassin Versant de la rivière Zerqa. Bilan d'exploitation de la plaine de Baqa (Jordanie). - Thèse de Docteur Ingénieur.

ANNEXES

- RELEVES PIEZOMETRIQUES

- RESULTATS D'ANALYSES CHIMIQUES

RELEVES PIEZOMETRIQUES DE LA NAPPE PHREATIQUE

(Vallée de l'oued Kébir Ouest)

N° pt. d'eau	Altitude en m.	octobre 1979		mai 1980		Fluctuations en cm.
		Hm (m.)	N. P. (m.)	Hm (m.)	N. P. (m.)	
1.015	10,926	3,68	7,246	2,76	8,166	92
8.015	13,98	2,33	11,65	1,83	12,15	50
16.015	22,78	3,76	19,02	3,51	19,27	25
20.015	27,33	6,94	20,39	6,64	20,69	30
24.015	19,59	3,42	16,17	2,25	17,34	117
25.015	19,82	2,74	17,08	1,74	18,08	100
27.015	29,00	6,57	22,59	5,08	24,08	149
29.015	17,57	1,27	16,3	1,09	16,48	18
30.015	36,30	3,37	32,93	3,25	33,05	12
32.015	30,527	2,07	28,457	1,61	28,92	46
33.015	23,004	4,01	18,99	2,05	20,954	196
42.015	19,805	3,15	16,65	2,25	17,55	90
46.015	19,462	3,96	15,5	2,10	17,36	186
50.015	21,97	3,78	18,19	1,25	20,72	253
56.015	30,583	2,92	27,66	1,50	29,08	142
57.015	35,821	4,49	31,33	2,78	33,04	171
62.015	25,888	2,67	23,21	1,22	24,66	145
69.015	26,935	3,61	23,32	2,31	24,62	130
72.015	15,161	2,18	12,98	1,65	13,511	53
73.015	18,489	2,44	16,04	1,72	16,76	72
74.015	22,422	3,12	19,30	2,54	19,88	58
75.015	21,525	2,50	19,015	1,98	19,54	52
83.015	11,396	0,53	10,86	0,14	11,25	39
84.015	12,535	2,22	10,31	1,84	10,69	38
92.015	22,541	1,55	20,99	1,10	21,44	45
94.015	32,419	4,32	28,10	2,28	30,14	204
96.015	36,009	7,06	28,95	4,75	31,26	231
99.015	32,854	4,51	28,34	3,50	29,35	101
199.015	13,797	2,71	11,077	1,78	12,01	93

N° pt. d'eau	Altitude en m.	octobre 1979		mai 1980		Fluctuations en cm.
		Hm (m.)	N. P. (m.)	Hm (m.)	N. P. (m.)	
105.015	12,992	2,48	10,51	1,07	11,92	141
71.015	17,873	2,17	15,7	1,50	16,37	67
59.015	19,684	2,08	17,594	0,62	19,06	146
58.015	22,659	2,29	20,359	0,75	21,9	154
36.015	37,837	8,79	29,031	5,74	32,09	305
100.015	11,92	1,73	10,19	1,44	10,48	29
101.015	13,577	2,14	11,43	1,64	11,93	50
115.015	24,365	2,63	21,74	1,47	22,90	116
120.015	30,612	3,72	26,89	2,25	28,36	147
122.015	22,322	2,40	19,93	1,65	20,682	75
123.015	21,847	4,98	16,86	1,72	20,12	326
124.015	10,079	0,45	9,63	0,34	9,74	11
129.015	14,126	5,04	9,11	5,01	9,08	03
130.015	23,609	2,04	21,57	1,45	22,16	59
131.015	15,949	1,81	14,14	1,18	14,77	63
132.015	8,101	1,25	6,85	1,09	7,01	16
136.015	9,262	2,17	7,09	1,90	7,36	27
144.015	10,927	3,72	7,20	2,06	8,86	166
169.015	21,034	2,38	18,65	1,70	19,33	68
170.015	22,479	0,29	22,18	0,00	22,479	29
172.015	20,142	2,53	17,59	2,22	17,90	31
173.015	10,536	3,34	8,66	2,51	9,49	83
178.015	10,50	3,21	7,29	2,74	7,76	47
45.015	19,421	3,46	15,96	2,28	17,14	118
23.015	18,171	1,59	16,59	0,78	17,4	81
1.032	20,920	4,46	16,46	3,86	17,08	60
3.032	23,217	7,44	15,77	7,08	16,13	36
7.032	24,17	7,88	16,28	7,81	16,36	08
9.032	27,779	11,32	16,45	11,29	16,48	03
12.032	34,842	3,16	31,68	2,67	32,17	49
15.032	46,668	10,23	36,428	4,41	42,25	582

N° pt. d'eau	Altitude en m.	octobre 1979		mai 1980		Fluctuations en cm.
		Hm (m.)	N. P. (m.)	Hm (m.)	N. P. (m.)	
22.032	23,615	9,42	14,168	6,79	16,8	263
23.032	22,757	3,69	19,057	2,79	19,96	90
25.032	28,975	1,935	27,035	1,77	27,2	16,5
26.032	34,661	6,72	27,94	5,25	29,41	147
28.032	25,428	4,82	20,608	2,77	22,658	205
32.032	29,585	14,875	14,705	11,71	17,87	316,5
34.032	31,793	6,04	25,75	5,12	26,67	92

RESULTATS DES ANALYSES D'EAU

N° pt. d'eau	Date	Ca mg/l	Mg mg/l	Na + K mg/l	Cl mg/l	SO4 mg/l	HCO3 mg/l	Cond. en m. mhos/cm	R. S. mg/l	P h	$\frac{r \text{ mg}}{r \text{ Ca}}$	$\frac{r \text{ SO4}}{r \text{ Cl}}$
1.015	09.79	6	19	20	30	28	43	0,3	229	7,5	5,33	0,75
	05.80	10	13	14	40	0	55	1,89	261	7,2	2,2	0,0
8.015	09.79	88	49	199	230	200	177	1,89	1123	7,0	0,93	0,65
	05.80	64	88	154	340	130	195	1,5	1058	7,3	2,25	0,28
10.015	09.79	74	35	26	60	58	323	0,8	439	7,8	0,78	0,70
	05.80	48	43	43	65	50	342	0,9	569	7,7	0,47	0,55
11.015	09.79	14	28	68	100	23	67	0,7	545	6,8	1,1	0,16
	05.80	24	26	80	125	20	37	0,7	562	6,4	1,83	0,12
16.015	09.79	26	81	76	155	50	240	1,16	776	8,4	5,23	0,23
	05.80	66	71	82	165	48	336	1,3	863	7,6		
20.015	09.79	10	50	166	150	73	323	1,2	844	8,1	8,4	0,36
	05.80	38	40	165	140	90	366	1,2	780	7,9	1,73	0,46
23.015	09.79	80	67	82	190	118	329	1,3	722	8,0	1,4	0,46
	05.80	74	54	80	155	88	372	1,2	810	7,8	1,21	0,40
24.015	09.79	54	59	140	220	80	256	1,4	716	7,7	1,81	0,27
	05.80	70	66	219	370	95	366	2,1	1272	7,5	1,57	0,19
25.015	09.79	6	85	167	180	85	421	1,4	1026	8,6	23,6	0,35
	05.80	34	54	198	165	95	506	1,6	994	8,1	2,65	0,43
26.015	09.79	28	112	265	375	170	336	2,18	1612	7,9	6,64	0,33
	05.80	100	134	338	590	263	397	3,3	2114	7,4	0,62	0,37

N° pt. d'eau	Date	Ca mg/l	Mg mg/l	Na + K mg/l	Cl mg/l	SO4 mg/l	HCO3 mg/l	Cond. en m. mhos/cm	R. S. mg/l	P h	$\frac{r \text{ mg}}{r \text{ Ca}}$	$\frac{r \text{ SO4}}{r \text{ Cl}}$
30.015	09.79	60	66	59	95	83	354	1,1	713	7,8	1,83	0,63
	05.80	70	25	10	35	220	18	0,6	494	6,1	0,6	4,6
40.015	09.79	18	44	106	235	65	24	1,02	695	7,0	4,11	0,21
	05.80	34	37	112	230	60	43	1,1	718	7,8	1,82	0,18
42.015	09.79	204	121	402	1038	240	256	4,1	2651	7,7	0,99	0,17
	05.80	48	228	581	1313	215	238	4,9	3603	7,7	7,92	0,12
45.015	09.79	398	239	482	1424	890	317	6,1	4200	7,7	1	0,46
	05.80	56	168	461	1063	690	287	4,5	3631	7,7	8,57	0,48
32.015	09.79	40	41	44	40	88	281	0,66	427	7,5	1,70	1,63
	05.80	158	114	175	565	215	348	2,6	1259	7,5	1,20	0,28
50.015	09.79	0	32	115	130	95	85	0,84	561	6,8	0	0,54
	05.80	26	40	94	120	70	183	0,9	642	6,8	2,54	0,44
54.015	09.79	26	30	60	135	15	116	0,7	450	7,5	1,92	0,16
	05.80	44	29	70	195	3	116	0,8	628	7,4	1,09	0,02
66.015	09.79	46	30	29	50	30	214	0,6	257	8,1	1,08	0,43
	05.80	64	17	26	50	0	275	0,7	457	7,6	0,44	0,0
69.015	09.79	38	43	185	270	88	116	1,4	982	7,6	1,89	0,23
	05.80	44	41	179	305	115	183	1,5	991	7,5	1,54	0,28
71.015	09.79	26	14	14	35	20	122	0,4	251	7,7	0,92	0,4
	05.80	38	20	26	50	28	140	0,5	348	7,9	0,89	0,43
72.015	09.79	50	22	40	85	0	220	0,6	417	8,0	0,72	0,00
	05.80	40	26	79	100	15	275	0,9	650	7,9	1,1	0,11

N° pt. d'eau	Date	Ca mg/l	Mg mg/l	Na + K mg/l	Cl mg/l	SO4 mg/l	HCO3 mg/l	Cond. en m. mhos/cm	R. S. mg/l	P h	$\frac{r \text{ mg}}{r \text{ Ca}}$	$\frac{r \text{ SO4}}{r \text{ Cl}}$
76.015	09.79	18	19	21	40	20	43	0,4	303	7,9	1,77	0,36
	05.80	24	55	3	100	10	55	0,6	540	7,3	1,5	0,07
82.015	09.79	24	86	76	165	50	336	1,2	599	8,1	5,91	0,22
	05.80	80	60	82	150	28	397	1,3	861	7,7	1,25	0,14
83.015	09.79	88	61	115	285	88	293	1,5	817	7,6	1,16	0,22
	05.80	88	53	122	250	73	336	1,5	964	7,5	1	0,21
93.015	09.79	14	16	52	100	38	43	0,5	350	6,5	1,86	0,28
	05.80	18	13	25	55	0	85	0,4	293	6,6	1,22	0,0
94.015	09.79	10	32	66	120	25	55	0,6	327	8,1	5,2	0,15
	05.80	60	17	50	75	0	244	0,7	478	7,3	0,47	0,00
96.015	09.79	6	22	47	75	20	61	0,38	206	7,2	6	0,19
	05.80	16	26	14	45	0	126	0,4	272	7,5	2,75	0,00
99.015	09.79	8	18	47	65	18	79	0,4	208	7,0	3,75	0,22
	05.80	8	14	39	65	15	49	0,3	259	7	3	0,17
100.015	09.79	38	45	221	350	95	146	1,5	1005	7,5	1,94	0,02
	05.80	24	50	211	385	25	122	1,6	1267	7,0	1,56	0,05
120.015	09.79	34	19	15	30	5	116	0,4	364	7,2	0,94	0,12
	05.80	26	13	30	40	28	85	0,4	306	6,8	0,85	0,54
121.015	09.79	18	28	31	35	25	153	0,3	196	7,1	2,66	0,5
	05.80	26	18	25	35	13	122	0,4	274	7,0	1,15	0,3
129.015	09.79	8	30	37	70	0	85	0,5	454	7,0	6,25	0,0
	05.80	16	26	27	65	13	18	0,5	420	6,5	2,75	0,17

N° pt. d'eau	Date	Ca mg/l	Mg mg/l	Na + K mg/l	Cl mg/l	SO4 mg/l	HCO3 mg/l	Cond. en m. mhos/cm	R. S. mg/l	P h	$\frac{r \text{ mg}}{r \text{ Ca}}$	$\frac{r \text{ SO4}}{r \text{ Cl}}$
131.015	09.79	16	12	32	50	5	98	0,34	297	6,7	1,25	0,07
	05.80	18	6	29	45	5	37	0,3	437	6,6	0,55	0,08
132.015	09.79	0	12	28	35	0	49	0,26	251	7,1	0,0	0,0
	05.80	24	7	29	70	3	55	0,3	295	6,7	0,5	0,05
137.015	09.79	8	19	52	40	43	12	0,4	207	6,6	0,82	1,73
	05.80	26	16	45	75	15	12	0,5	354	5,9	1	0,14
173.015	09.79	28	12	83	130	44	73	0,5	348	7,8	0,71	0,24
	05.80	26	16	39	90	5	67	0,4	350	6,8	1	0,04
219.015	09.79	248	22	93	340	80	378	1,8	1188	7,9	0,14	0,18
	05.80	216	74	81	395	88	366	2,3	2178	7,6	0,57	0,16
P.015	09.79	30	25	26	45	30	128	0,5	249	7,8	1,4	0,46
	05.80	44	19	26	60	28	134	0,5	326	7,5	0,73	0,35
R.015	09.79	26	29	21	45	5	49	0,24	188	7,5	0,54	0,08
	05.80	10	13	25	40	0	55	0,3	188	7,4	2,2	0,0
S.015	09.79	8	4	24	40	5	12	0,2	111	6,6	0,75	0,1
	05.80	16	12	16	70	8	12	0,2	200	6,6	1,25	0,1
Z.015	09.79	8	12	18	10	3	73	0,23	147	8,0	2,5	0,33
	05.80	14	16	40	75	25	12	0,4	252	6,8	2	0,24
Source Haman 032	09.79											
	05.80	426	73	115	150	1200	299	3,3	2387	7,1	0,29	5,95
1.032	09.79	50	33	119	265	58	98	1,19	812	7,5	1,12	0,16
	05.80	40	53	129	280	68	116	1,4	940	6,9	2,2	0,18

N° pt. d'eau	Date	Ca mg/l	Mg mg/l	Na + K mg/l	Cl mg/l	SO4 mg/l	HCO3 mg/l	Cond. en m. mhos/cm	R. S. mg/l	P h	$\frac{r \text{ mg}}{r \text{ Ca}}$	$\frac{r \text{ SO4}}{r \text{ Cl}}$
28.032	09.79	136	22	105	230	30	281	1,5	974	8,2	0,26	0,09
	05.80	150	32	77	240	58	293	1,7	1426	7,7	0,36	0,18
30.032	09.79	100	53	31	60	298	67	1,1	641	7,2	0,88	3,65
	05.80	118	59	51	110	155	460	1,3	861	7,4	0,83	1,0
33.032	09.79	48	812	51	145	165	293	1,32	764	8,1	3,4	0,83
	05.80	150	46	57	125	210	372	1,4	1009	7,4	0,51	1,26
39.032	09.79	46	52	131	270	48	262	1,27	1086	7,8	1,87	0,13
	05.80	50	48	130	260	35	226	1,4	877	7,6	1,6	0,09
42.032	09.79	80	60	58	90	108	390	1,19	827	7,8	1,25	0,88
	05.80	96	53	65	95	103	470	1,2	870	7,8	0,92	0,78
44.032	09.79	108	56	75	135	105	482	1,30	976	7,8	0,87	0,58
	05.80	110	59	95	195	115	458	1,5	1008	7,8	0,89	0,44
45.032	09.79	74	42	36	90	103	171	1,2	830	7,0	0,95	0,84
	05.80	120	58	52	90	123	525	1,3	881	7,5	0,8	1,04
51.032	09.79	56	60	51	70	80	354	1,3	721	7,8	1,78	0,85
	05.80	98	68	41	80	133	470	1,2	785	7,5	1,16	1,22
53.032	09.79	4	18	27	45	35	67	0,3	304	7,9	7,5	0,54
	05.80	14	11	20	35	0	73	0,30	287	8,4	1,28	0,0
128.015	09.79	40	62	95	165	25	311	1,28	976	7,8	13	0,11
	05.80	50	40	115	150	13	305	1,1	827	6,4	1,32	0,07

N° pt. d'eau	Date	Ca mg/l	Mg mg/l	Na + K mg/l	Cl mg/l	SO4 mg/l	HCO3 mg/l	Cond. en m. mhos/cm	R. S. mg/l	P h	$\frac{r \text{ mg}}{r \text{ Ca}}$	$\frac{r \text{ SO4}}{r \text{ Cl}}$
2.032	09.79	40	84	229	415	88	317	1,8	1112	8,1	3,5	0,15
	05.80	88	53	226	370	95	366	2,2	3506	7,6	1	0,19
9.032	09.79	46	70	196	330	113	342	1,8	1646	8,3	2,56	0,26
	05.80	44	113	207	450	50	348	2,0	1254	7,8	4,27	0,08
11.032	09.79	16	51	113	215	30	140	1,0	673	8,2	5,4	0,1
	05.80	34	32	112	195	28	153	1,2	806	7,5	1,59	0,11
12.032	09.79	180	217	485	1138	375	403	4,6	3402	7,9	2,0	0,24
	05.80	140	53	152	375	138	293	2,1	1638	7,9	0,63	0,27
15.032	09.79	186	195	242	470	720	238	3,2	2695	8,0	1,74	1,13
	05.80	214	160	212	370	813	287	3,2	2586	7,8	1,24	1,62
17.032	09.79	64	107	407	635	250	470	3,1	1854	8,0	2,78	0,29
	05.80	24	166	526	875	315	421	3,9	2492	8,0	11,5	0,27
18.032	09.79	106	95	161	400	150	268	2,1	1209	8,1	1,49	0,27
	05.80	100	55	130	250	133	287	1,8	1209	7,8	0,92	0,4
22.032	09.79	8	45	196	245	90	171	1,3	845	8,1	9,5	0,27
	05.80	56	50	212	275	165	20	1,8	1227	8,2	1,5	0,44
23.032	09.79	120	83	159	410	195	183	2,1	1325	7,7	11,5	0,35
	05.80	160	72	144	415	220	207	2,2	896	7,2	0,75	0,39
25.032	09.79	316	147	120	200	1113	287	3,3	2200	8,0	0,78	4,12
	05.80	430	66	121	160	1100	336	2,9	2419	7,4	0,35	5,09
26.032	09.79	160	179	474	1025	500	256	4,0	2800	7,9	1,86	0,36
	05.80	206	193	349	1000	640	207	4,3	3503	7,4	1,56	0,47

Dernière page d'une thèse

VU

Grenoble, le 3 février 1981

Le Président de la thèse

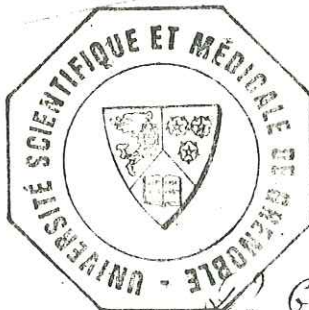
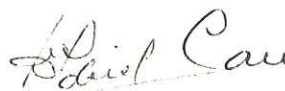


Vu, et permis d'imprimer,

Grenoble, le 13.02.81



Le Président de l'Université
Scientifique et Médicale



G. CAU