GEOLOGIE GRENOBLE UJF
D 050 030848 9

HASSANI (M.I.)
Ex. h° 1

UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE, TECHNOLOGIQUE ET MÉDICALE DE GRENOBLE

UNIVERSITE DE GRENOBLE I
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

THESE

présentée pour obtenir
le titre de Docteur 3e Cycle
spécialité :
GÉOLOGIE APPLIQUÉE (option : Hydrogéologie)

par

28 OCT. 1987

Moulay Idriss HASSANI

HYDROGÉOLOGIE D'UN BASSIN ENDORÉIQUE SEMI-ARIDE

LE BASSIN VERSANT DE LA GRANDE SEBKHA D'ORAN (ALGÉRIE)

soutenue en octobre 1987

JURY

Président : R. BARBIER, Professeur émérite à l'Université Scientifique, Technologique et Médicale de Grenoble.

Rapporteur : J. SARROT-REYNAULD, Professeur à l'Université Scientifique, Technologique et Médicale de Grenoble.

Examinateurs : J. PERRIAUX, Professeur à l'Université Scientifique, Technologique et Médicale de Grenoble.

P. VERDEIL, Professeur à l'Université d'Oran (Algérie).

Invité : H. SOUAGH, Sous-Directeur A.N.R.H., Oran (Algérie).

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

THESE DE 3e CYCLE DE GÉOLOGIE APPLIQUÉE
(Option Hydrogéologie)

Titre de l'ouvrage :

HYDROGÉOLOGIE D'UN BASSIN ENDOREIQUE SEMI ARIDE : Le bassin versant de la grande Sebkha d'Oran (Algérie)

Nom de l'auteur : Moulay Idriss HASSANI
Etablissement : Université Scientifique, Technologique et Médicale de Grenoble

28 OCT. 1987

UNIVERSITE DE GRENOBLE I
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

RÉSUMÉ

Le bassin versant de la Sebkha d'Oran, allongé du Nord-Est au Sud-Ouest,forme un bassin sédimentaire sublittoral ; bordé au Nord par les massifs littoraux (Murdjadjo) et au Sud par les monts Tessalas.

L'étude hydro climatologique confirme un climat de type semi aride. Les données de la pluviométrie, de l'évapotranspiration et du ruissellement ont permis l'établissement d'un bilan hydrologique.

La structure géologique détermine deux grands ensembles :
– un substratum ante-synchro-nappe affleurant dans les zones hautes.
– un remplissage néogène dans le bassin.

Les calcaires messiniens constituent le meilleur *réservoir hydrogéologique* de la région. La corrélation des forages nous a permis de confirmer l'absence de leur continuité sous la sebkha. Dans la plaine de Mleta ceci a été confirmé par des sondages électriques.

L'étude piézométrique de la nappe alluviale révèle une importante sédimentation par les calcaires messiniens au Nord de la sebkha et une alimentation par les cônes de déjection des oueds dans la Mleta.L'écoulement de la nappe se fait globalement en direction de la sebkha.

L'interprétation des résultats des essais de pompage a permis de déterminer partiellement les *caractéristiques hydrodynamiques* de certains aquifères.

L'étude physico-chimique des eaux de la nappe entre Oran et Boutlelis permet une bonne distinction entre les eaux peu minéralisées, à faciès bicarbonaté calcique ou magnesien des calcaires et les eaux très minéralisées, à faciès chloruré soidique des alluvions. L'étude des sources indique la forte influence des évaporites dans les Tessalas. Les analyses de teneur en Tritium des eaux de certaines sources nous ont renseigné sur leur mode de circulation.

Les mécanismes contrôlant la *salinisation du bassin versant* ont été détaillés ; il en ressort que la sebkha n'est pas à l'origine de cette salinisation mais en serait plutôt la conséquence.

MOTS CLÉS

Sebkha d'Oran (Algérie), bassin endoreique, climat semi aride, bilan hydrologique, calcaires messiniens, caractéristiques hydrodynamiques, physico-chimie des eaux, salinité du bassin versant.

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE, TECHNOLOGIQUE ET MÉDICALE DE GRENOBLE

28 OCT. 1987

THESE

présentée pour obtenir
le titre de Docteur 3e Cycle
spécialité :
GÉOLOGIE APPLIQUÉE (option : Hydrogéologie)

par

Moulay Idriss HASSANI

UNIVERSITE DE GRENOBLE I
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76). 87.46.43

HYDROGÉOLOGIE D'UN BASSIN ENDORÉIQUE SEMI-ARIDE

LE BASSIN VERSANT DE LA GRANDE SEBKHA D'ORAN (ALGÉRIE)

soutenue en octobre 1987

JURY

Président : R. BARBIER, Professeur émérite à l'Université Scientifique, Technologique et Médicale de Grenoble.

Rapporteur : J. SARROT-REYNAULD, Professeur à l'Université Scientifique, Technologique et Médicale de Grenoble.

Examinateurs : J. PERRIAUX, Professeur à l'Université Scientifique, Technologique et Médicale de Grenoble.
P. VERDEIL, Professeur à l'Université d'Oran (Algérie).

Invité : H. SOUAGH, Sous-Directeur A.N.R.H., Oran (Algérie).

NNC 10015168

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

Cette thèse vous invite à une promenade en eau claire, par les voies nonchalentes qui vont de la technique à la poésie, de l'imaginaire au prosaïque .

L'eau est ici à la fête, elle est captée, pompée, évaporée .....polluée .

Si vous doutez encore qu'elle soit faite pour vous jetez un coup d'oeil sur le sommaire en page 7 .

Et laissez nous-vous remercier du plaisir que vous prendriez à la lire .

A mes Parents,

A la mémoire de ma soeur Amina.

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

REMERCIEMENTS

Au terme de cette étude, il m'est agréable de pouvoir remercier tous ceux qui, en ALgérie comme en France, m'ont permis de la réaliser, et en particulier

***Monsieur le Professeur Reynold BARBIER** de l'Académie des Sciences, qui me fait l'honneur de présider le Jury.*

***Monsieur le Professeur Jean SARROT-REYNAULD**, qui m'a accueilli à l'Institut Dolomieu, a dirigé et encouragé mon travail. Les conseils et les critiques qu'il a bien voulu apporter à mon travail ont été pour moi un encouragement permanent.*

***Monsieur le Professeur P. VERDEIL** a qui je dois une bonne partie de ma formation hydrogéologique et qui m'a orienté vers ce travail.*

***Monsieur le Professeur Jacques PERRIAUX**, qui me fait l'honneur de participer à ce jury.*

***Monsieur H. SOUAGH**, Sous-Directeur à l'A.N.R.H. d'Oran, qui m'a permis de disposer des données utilisées dans cette étude et de m'avoir offert les moyens pour la réaliser.*

***Le M.E.S. de l'Algérie** pour la bourse d'étude qui m'a été attribuée.*

***Le personnel de l'A.N.R.H.** d'Oran en particulier **Monsieur A. KASSI**, Ingénieur, pour les nombreuses et utiles discussions sur le sujet, **Monsieur C. MAHI**, qui s'est chargé des analyses hydrochimiques, **D. MOSTAFA**...*

*Mon ami **M. HAOUARI**, Ingénieur à l'O.N.M. pour son aide cordiale.*

Tous mes amis qui m'ont aidé directement ou indirectement à ce travail, en particulier ceux du 3ème cycle (boxs et aquarium) qu'ils sachent que je ne les oublierai jamais.

Mes remerciements vont également au personnel technique et administratif de l'Institut Dolomieu.

Tous les mots restent faibles pour exprimer ma profonde reconnaissance à mes parents, pour le soutien et l'aide précieuse qu'ils mont apportés durant mes années d'étude.

Ce travail est un peu le leur

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION 9
CHAPITRE 1 - CARACTERISTIQUES PHYSIQUES DU BASSIN VERSANT 13
1.1.SITUATION GEOGRAPHIQUE 13
1.2.APERCU MORPHOLOGIQUE 15
1.2.1.Etude de la surface topographique 19
1.2.2.Etude de la répartition des surfaces en fonction de l'altitude .....
1.2.3.Caractéristiques des formes 19
1.2.4.Le rectangle équivalent 20
1.2.5.Indice de pente global 21
1.2.6.Conclusion 21
1.3.HYDROLOGIE 23
1.3.1.Etude qualitative du bassin 23
1.3.2. Etude quantitative du réseau hydrographique 25
1.3.2.1.Densité de drainage 25
1.3.2.2.Fréquence des cours d'eau 25
1.3.2.3.Coefficient de torrentialité 27
1.3.2.4.Rapport de confluence 27
1.3.2.5.Rapport de longueur 27
1.3.3.Etude des débits 28
1.4.INFLUENCE DE LA MORPHOLOGIE ET DE L'HYDROLOGIE SUR L'HYDROGEOLOGIE 28
1.5.CONCLUSION 29
CHAPITRE 2 - HYDRODCLIMATOLOGIE 31
2.2.DONNEES GENERALES 31
2.2.PLUVIOMETRIE 32
2.2.1.Equipement de la région 32
2.2.2.Etude de la pluviométrie annuelle 33
2.2.2.1.Carte des moyennes pluviales 35
2.2.2.2.Variation de la pluviométrie annuelle 35
2.2.2.3.Homogénéîsation des précipitations annuelles 35
2.2.2.3.1.Test de persistance 36
2.2.2.3.2.Test de tendance 36
2.2.2.3.3.Signification du coefficient d'autocorrélation 38
2.2.2.3.4.Ajustement à la loi log-normale 38
2.2.2.3.5.Test d'homogénéîté ou corérlation double masse 41
2.2.2.3.6.La régression linéaire 42
2.2.2.4.Relation pluviométrie-altitude 45
2.2.3.Détermination de la lame d'eau annuelle précipitée 45
2.2.3.1.Moyenne arithmétique 45
2.2.3.2.Moyenne de Thiessen 47
2.2.3.3.Méthode des isohyètes 49
2.2.3.4.Méthode de la variation altimétrique 50
2.2.3.5.Discussion des résultats 51
2.2.4.Pluviométrie mensuelle 53
2.2.5.Pluviométrie saisonnière 53
2.2.5.1.Quotient pluviométrique 55
2.2.5.2.Coefficient pluviométrique relatif 55
2.2.6.Pluviométrie journalière 56
2.3.TEMPERATURE 59
2.4.HUMIDITE ET HYGROMETRIE 60
2.5.INSOLATION 63
2.6.VENTS 63
2.7.REGIME CLIMATIQUE 63

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : plalour@ujf-grenoble.fr
19 AOUT 2003

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

2.7.1.Indice de MARTONNE..... 63
2.7.2.Climatogramme de PEGUY.....63
2.7.3.Climatogramme d'EMBERGER.....66
2.7.4.Méthode pluviothermique.....68
2.7.5.Méthode ombrothermique.....68
2.7.6.Indice de KERNER.....68
2.7.7.Comparaison des méthodes.....69
2.8.EVAPORATION.....69
2.9.EVAPOTRANSPIRATION.....70
2.9.1.Evapotranspiration potentielle.....70
2.9.1.1.Méthode de THORNTHWAITE.....71
2.9.1.2.Méthode de SERRA.....71
2.9.2.Evapotranspiration réelle.....71
2.9.2.1.Formule de TURC.....71
2.9.2.2.Formule de COUTAGNE.....74
2.9.2.3.Méthode de WUNDT.....75
2.9.2.4.Méthode de THORNTHWAITE.....75
2.9.2.5.Discussion des résultats.....79
2.10.RUISSELLEMENT.....80
2.10.1.Méthode de TIXERON-BERKALOFF.....80
2.11.BILAN HYDROLOGIQUE.....81
2.12.CONCLUSION
CHAPITRE 3 - GEOLOGIE.....85
3.1.APERCU GEOLOGIQUE DE L'ALGERIE.....85
3.1.1.Le domaine saharien.....85
3.1.2.Le domaine atlasique.....85
3.1.3.Le domaine tellien.....85
3.1.3.1.La zone interne.....85
3.1.3.2.La zone des flysch.....86
3.1.3.3.La zone externe ou tellienne.....86
3.1.3.3.a.Les unités ultra-telliennes.....86
3.1.3.3.b.Les unités telliennes s.s. 86
3.1.3.3.c.Les unités pénitelliennes.....88
3.2.LITHOSTRATIGRAPHIE DE LA REGION ETUDIEE.....88
3.2.1.Les formations anté-nappes.....90
3.2.2.Le Miocène post-nappe.....93
3.2.2.1.Le 1er cycle post-nappe.....94
3.2.2.2.Le 2è cycle post-nappe.....95
a/Le niveau détritique de base.....95
b/Les formations médianes: marnes bleues.....97
c/Les formations terminales.....98
c'/Les tripolis et gypses.....99
c"/Les calcaires récifaux.....103
3.2.3.Le Pliocène inférieur et moyen marin.....109
3.2.4.Le Pléistocène inférieur.....112
3.2.5.Le Pléistocène moyen 113
3.2.6.Le Pléistocène supérieur 114
3.2.7.Le Holocène.....115
3.3.LA TECTONIQUE.....115
3.3.1.La tectogenèse infracrétacée.....116
3.3.2.La première phase alpine.....116
3.3.3.La deuxième phase alpine.....116
3.3.4.La distension du 1er cycle post-nappe..... 119
3.3.5.La compression du 2è cycle post-nappe.....121
3.3.6.La compression pliocène et plio-pléistocène inférieur.....121
3.3.7.La compression du pléistocène moyen à l'actuel.....121
3.4.LA GEOPHYSIQUE.....123
3.4.1.Les travaux réalisés.....123
3.4.2.Résultats et interprétations.....129
3.5.CONCLUSION.....

CHAPITRE 4 - CARACTERISTIQUES HYDROGEOLOGIQUES DES FORMATIONS.....133
4.1.LE TRIAS.....133
4.2.LE JURASSIQUE.....134
4.3.LE CRETACE.....134
4.4.LES DEPOTS CONTINENTAUX ROUGES DES TESSALAS.....136
4.5.LES GRES DE BASE.....136
4.6.LES MARNES BLEUES MIOCENES 137
4.7.LES CALCAIRES MARNEUX A TRIPLOLI 137
4.8.LES CALCAIRES RECIFAUX.....137
4.8.1.La nappe perchée de Karouba.....138
4.8.2.La nappe libre intermédiaire.....139
4.8.2.1. Etude de la fracturation et karstification du Djébel Murdjadjo.....144
a/La fracturation..... 144
b/Les principaux phénomènes karstiques.....146
4.8.2.2.Conclusion.....147
4.8.3. La nappe captive de la plaine nord.....147
4.8.4. La nappe captive de la plaine de la Mléta.....148
4.8.5.Les nappes perchées des Tessalas.....152
4.9.LE PLIOCENE INFERIEUR.....159
4.10.LE PLEISTOCENE INFERIEUR CALABRIEN.....155
4.11.L'AQUIFERE ALLUVIAL (PLEISTO-HOLOCENE).....155
4.12.CONCLUSION.....157
CHAPITRE 5 - ETUDE PIEZOMETRIQUE.....159
5.1.INTRODUCTION.....159
5.2.INVENTAIRE DES POINTS D'EAU.....159
5.3.CARACTERISTIQUES ET UTILISATION DES PUITS.....160
5.4.PIEZOMETRIE.....160
5.4.1.Plaine d'Oran à Boutlelis.....160
5.4,1.1.Interprétation des cartes piézométriques.....163
a/Basses-eaux.....163
b/Hautes-eaux.....163
5.4.1.2.Alimentation et recharge de la nappe.....165
5.4.2.Plaine de la Mléta.....165
5.4.2.1.Interprétation des cartes piézométriques.....167
5.4.2.2.Alimentation et recharge de la nappe.....167
5.5.CONCLUSION.....169
CHAPITRE 6 - ETUDE DES CARACTERISTIQUES HYDRODYNAMIQUES.....171
6.1.INTRODUCTION.....171
6.2.DEFINITION DES CARACTERISTIQUES HYDRODYNAMIQUES.....171
6.2.1.Le coefficient d'emmagasinement.....171
6.2.2.La transmissivité.....171
6.2.3.La perméabilité.....171
6.3.DETERMINATION DES CARACTERISTIQUES HYDRODYNAMIQUES PAR ESSAIS DE POMPAGE.....171
6.3.1. Méthode de THEIS.....172
6.3.2.Méthode de CHOW.....174
6.3.3.Méthode de JACOB.....177
6.3.3.1. 1er mode opératoire.....177
6.3.3.2. 2è mode opératoire 180
6.3.3.3. 3è mode opératoire.....183
6.3.3.4. 4è mode opératoire 183
6.3.4. Méthode de la remontée de JACOB.....185
6.3.5. Méthode de PAPADOPOULOS-COOPER.....188
6.4. CONCLUSION.....190
CHAPITRE 7 - ETUDE HYDROCHIMIQUE.....191
7.1. ETUDE DE LA PLAINE D'ORAN A BOUTLELIS.....191
7.1.1.Introduction.....191
7.1.2.Paramètres physiques.....192
7.1.2.1. Le pH.....192
7.1.2.2. La conductivité.....192
7.1.2.3. La relation conductivité - résidu sec.....195

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

7.1.3. Paramètres chimiques 195
7.1.3.1. Représentation graphique des analyses d'eau..... 195
7.1.3.1.1. Les eaux bicarbonatées magnésiennes..... 195
7.1.3.1.2. Les eaux chlorurées magnésiennes..... 197
7.1.3.1.3. Les eaux chlorurées calciques 197
7.1.3.1.4. Les eaux bicarbonatées sodiques..... 197
7.1.3.1.5. Les eaux chlorurées sodiques..... 216
7.1.4. Classification des eaux d'irrigation 216
7.1.4.1. La méthode de WILCOX..... 216
7.1.4.2. La méthode du S.A.R..... 218
7.1.5. Notion d'une idée de base 219
7.1.6. Evolution chimique des eaux et interprétations hydrogéologiques.....219
7.1.6.1. Carte des résidus secs..... 221
7.1.6.2. Carte des chlorures, sulfates et du rapport r SO4/rCl..... 223
7.1.6.3. Carte de l'équirraport rMg/rCa..... 227
7.1.6.4. Carte des nitrates..... 227
7.1.6.5. Variation de la salinité de la nappe en fonction des pompages... 230
7.2. ETUDE DES SOURCES DU MURDJADJO ET DES TESSALAS.....235
7.2.1. Introduction.....235
7.2.2. Contexte hydrogéologique.....235
7.2.3. Principaux résultats 235
7.2.4. Classification des eaux.....237
7.2.4.1. Les eaux bicarbonatées calciques 237
7.2.4.2. Les eaux bocarbonatées magnésiennes..... 237
7.2.4.3. Les eaux chlorurées calciques..... 239
7.2.4.4. Les eaux bicarbonatées sodiques 239
7.2.4.5. Les eaux chlorurées sodiques..... 239
7.2.4.6. Les eaux sulfatées sodiques 241
7.2.4.7. Les eaux sulfatées calciques 241
7.2.5. Etude statistique des sources 241
7.2.5.1. Etude de la matrice de corrélation..... 243
7.2.5.2. Analyse en composante principale..... 243
7.2.6. Etude isotopique des eaux des sources.....248
7.2.6.1. Traçage et unité de mesure du Tritium 248
7.2.6.2. Analyses et interprétations..... 248
7.3. CONCLUSION.....250
CHAPITRE 8 – ASPECTS DE LA SALINISATION DU BASSIN VERSANT DE LA SEBKHA..... 251
8.1. MODALITES DU TRANSFERT DE LA SALINITE D'AMONT EN AVAL..... 251
8.1.1. Facteurs climatiques.....252
8.1.2. Facteurs hydrologiques et morphologiques 254
8.2. ETUDE DE LA SEBKHA D'ORAN.....256
8.3. ETUDE HYDROCHIMIQUE DES AFFLUENTS ET DE LA SEBKHA D'ORAN..... 259
8.3.1. Hydrochimie des oueds des Tessalas.....259
8.3.2. Hydrochimie de la sebkha.....262
8.4. CARTE DES SOLS DE LA SEBKHA.....265
8.5. CONCLUSION.....267

CONCLUSIONS GENERALES..... 269

BIBLIOGRAPHIE..... 275

ANNEXES..... 281

LISTE DES TABLEAUX 300

LISTE DES FIGURES..... 302

Title of the work :

HYDROGEOLOGY OF AN ENDOREIC SEMI-ARIDE BASSIN : The great Oran'sSebkha bassin (Algérie)

Abstract

The watershed of Oran's Sebkha, elongated from N.E. to SW, forms a sublittoral sedimentary bassin which is borded by the littoral massifs in the North and by Tessala's mountains in the South.

The *hydro climatological study* confirms a semi arid climate. The data of the pluviometriy and of the evapotranspiration and the rain wash have permitted to set up the hydrological results.

The *geological structure* determins two great unities.

– A substratum fore-syn-sheat that out crops in the high areas
– A neogene pillings in the bassin.

The messinians limestones constituts the best *hydrogeological reservoir* of the region. The correlation of the drills have permitted to confirm the absence of their continuity under the sebkha.

The *piezometric study* of the alluvial nappe reveals an important alimentation by the messinians limestones in the North of sebkha and an other one by the alluvial cones of « oueds » in the Mleta. The rain wash of the water table is globally in the direction of sebkha. The interpretation of pumping tests allowed to determin partially the *hydrodynamical caracteristics* of the aquifers.

The *physico-chemical water studies* of water table between Oran and Boutlelis permit good distinction among the weak mineralized water of the magnesian or calcic and bicarbonated facies and the strong mineralized water of the sodic and chlorured of the alluvium.

The mecanism which controls the *salinisation of the watershed* have been studied in detail and points out that sebkha the consequence of the salinisation rather than origin.

KEY WORDS :

Oran's Sebkha (Algeria), Endoreic bassin, semi aride climat, hydrologic evaluation, messinian limestone, hydrodynamics caracteristics, water's physico-chemistry, salinite of bassin.

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

INTRODUCTION GENERALE

La région d'Oran malgrè sa proximité de la mer jouit d'un climat semi-aride. Les potentialités en eaux y ont toujours été limités.

L'aquifère des calcaires miocènes du Murdjadjo constitue l'exception. Pendant longtemps il a constitué la principale source d'approvisionnement eu eau de la ville d'Oran. Cet aquifère étant exploité par l'intermédiaire de la source de Ras-El-Aïn puis par les sources de Brédeah, transformées par la suite en champs de captage. L'exploitation de plus en plus intense de ce champ a entraîné progressivement une salinisation des eaux pompées.

La détérioration de la qualité des eaux liée à la croissance de la ville d'Oran a entraîné en 1952, la mise en service du barrage de Béni-Bahdel, situé à 160 km au Sud-Ouest d'Oran, ouis du barrage du Fergoug qui ont augmenté considérablement le débit d'approvisionnement en eau parfaitement potable.

Cette situation a duré jusqu'à la fin de la dernière décennie. Le nouveau développement économique et social, la croissance démographique, l'augmentation des surfaces irriguées conjuguées à une sécheresse persistante ont fait que la ville d'Oran s'est trouvée de nouveau confrontée à une pénurie d'eau.

L'apport des barrages étant fonction des aléas climatiques, la mobilisation totale des eaux souterraines à partir des aquifères locaux devenait nécessaire. Pour cela on s'est à nouveau tourné vers les calcaires miocènes du bassin de la sebkha.

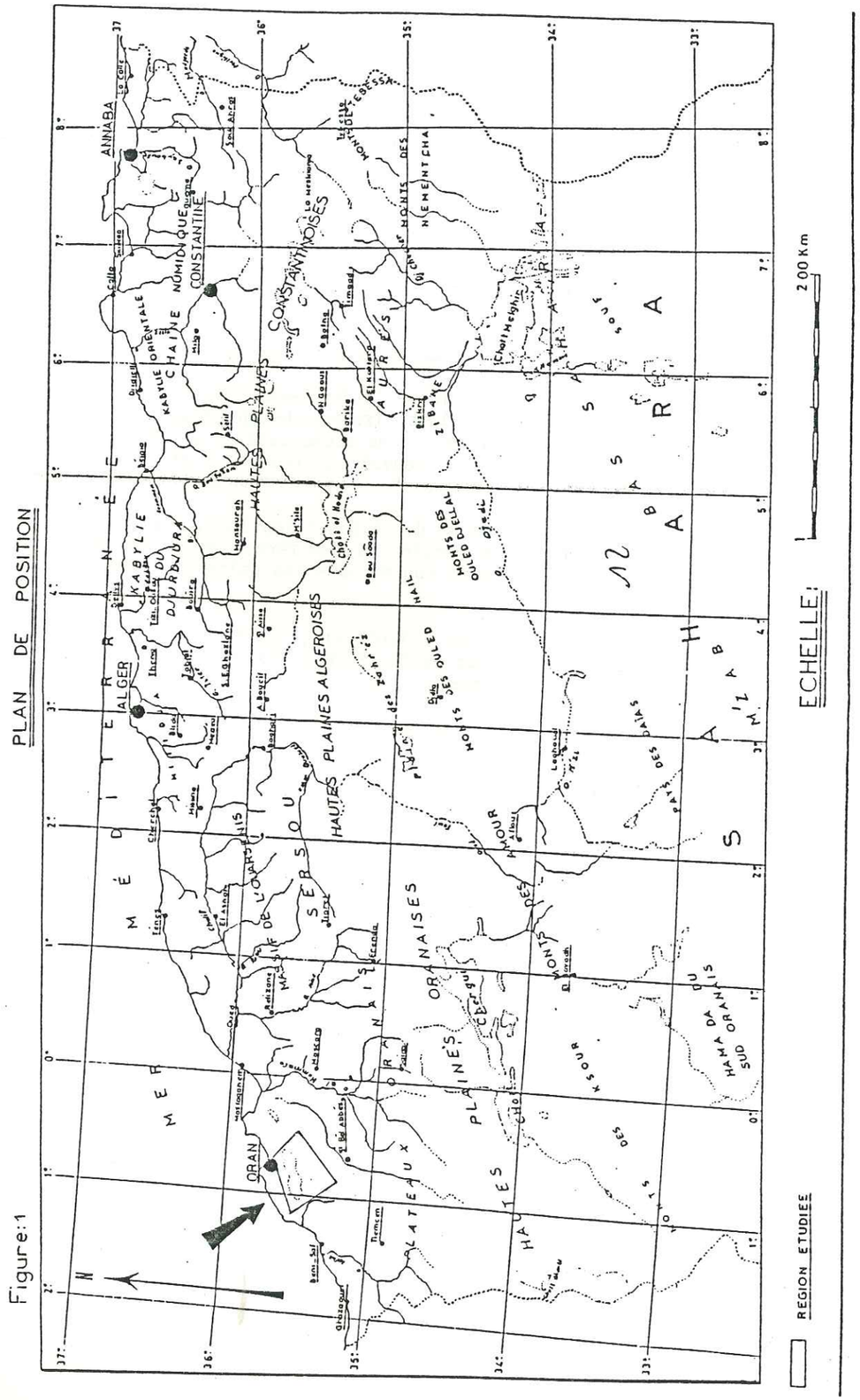
A partir de 1978, la D.H.W. d'Oran a lancé un programme d'urgence de creusement de forages au Nord et au Sud de la sebkha. Plusieurs forages ont recoupé et capté l'aquifère des calcaires.

Toutefois, pour la poursuite de ce programme de forages et pour ne pas atteindre un régime de surexploitation, il s'est avéré nécessaire de savoir si les calcaires miocènes formaient ou non un synclinal passant sous la sebkha. Ce fut le but de notre étude. Il aurait fallu trouver et interpréter une étude géophysique en sismique réflexion réalisée à travers le bassin de la sebkha, durant les années 50, par la S.N. Repal. Malheureusement, malgrè d'intenses recherches, cette étude demeura introuvable.

Nous avons pallié cette lacune en orientant notre étude vers une interprétation des forages hydrauliques déjà existants et vers une synthèse géologique et hydrogéologique plus générale du bassin versant de la sebkha qui n'avait fait, jusque là, l'objet que de travaux fragmentaires.

-=-=-

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012



CHAPITRE 1

CARACTERISTIQUES PHYSIQUES DU BASSIN VERSANT

-=-

1.1 - SITUATION GEOGRAPHIQUE

Le bassin versant de la grande sebkha d'Oran est situé immédiatement au Sud-Ouest de la ville d'Oran.

Son périmètre correspond à la ligne de partage des eaux alimentant la dépression endorêïque ayant pour centre la sebkha d'Oran.

L'ensemble du bassin versant est situé sur les cartes topographiques au 1/50.000e d'Oran (153), des Andalouses (152), d'Aghbal (181), d'El Amria-"Lourmel" (180), d'Aïn-El-Berd (210) et d'Aïn Temouchent (209). La surface déterminée est comprise en gros entre les longitudes 3°14' et 3°80' W et les latitudes 39°15' et 39°66' N.

Le bassin est limité: au Nord par la ligne de crête de direction SW-NE des massifs littoraux d'Oran (Djébel Murdjajo) qui l'isolent de la Méditerranée.

. Au Sud par la ligne de crête des Tessalas.

. A l'Est, il se raccorde au plateau d'Oran et de Boufatis suivant une ligne Es-Senia - Oued Tlelat.

. A l'Ouest dans la région de l'Oued El Malah une ligne de basses collines sépare le bassin de la sebkha du bassin de l'Oued El Malah et de la mer.

Administrativement, la région étudiée se trouve à la jonction des Wilayas d'Oran , de Sidi-Bel-Abbes et d'Aïn Temouchent.

La présence de la sebkha d'Oran, de vastes dimensions, à proximité d'une zone à assez forte densité de peuplement, économiquement prospère, constitue un obstacle à l'expansion urbaine, agricole et pour les communications.

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

PLANCHE N° 2

LOCALISATION GEOGRAPHIQUE

-Légende-

: Ville

Essénia : Agglomération

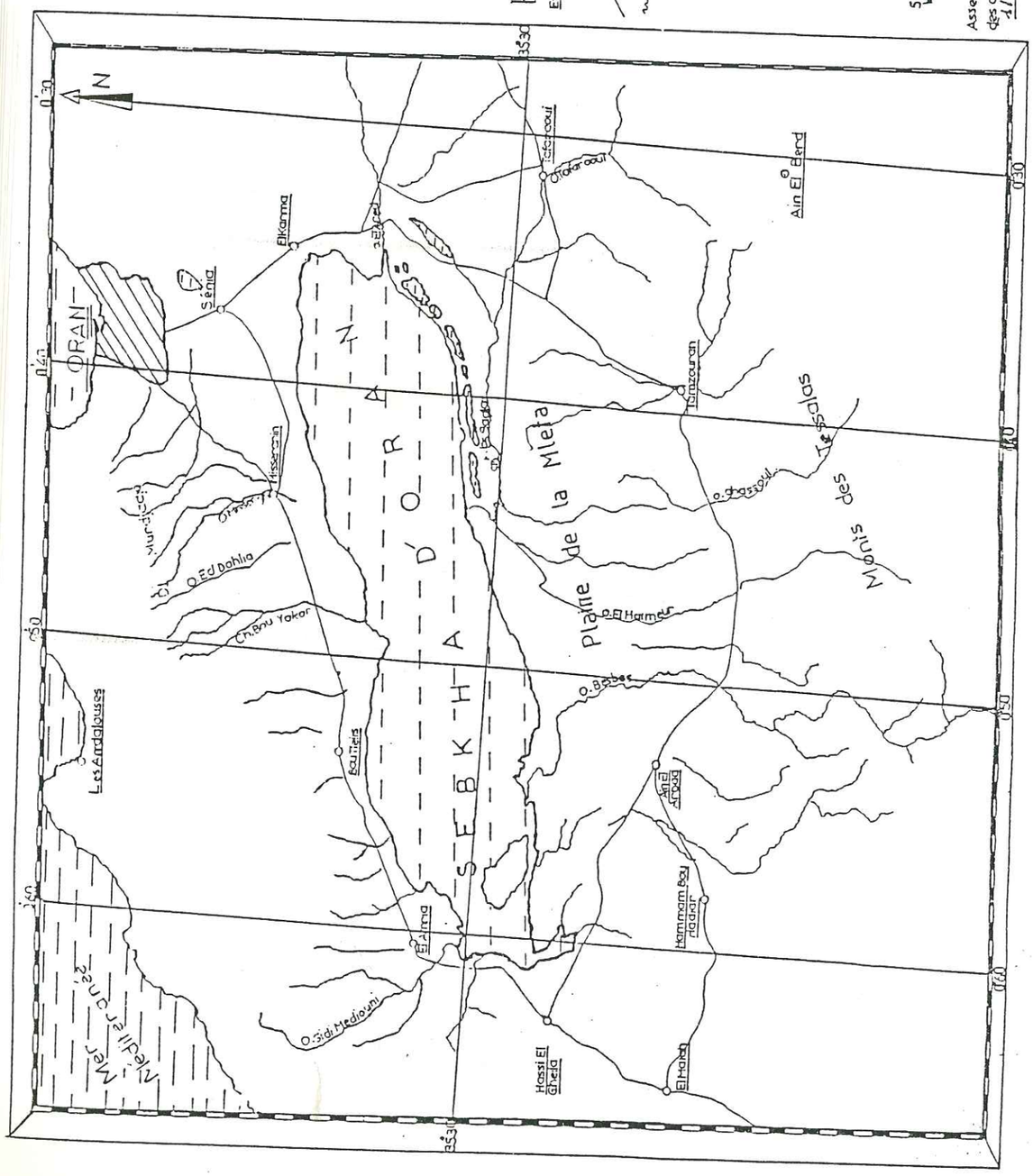
: Route

: Ouëd

Echelle 0km 5 10

Assemblage des cartes au 1/50 000

Andalouse 152	ORAN 153	
El Amria 140	Agbad 161	
Aïn Arnaud 209	Aïn Bend 210	



1.2 - APERCU MORPHOLOGIQUE

L'Oranie septentrionale représente un domaine important du Mio-Pliocène. Dans cette vaste région nous distinguons trois sillons (Fig. 3).

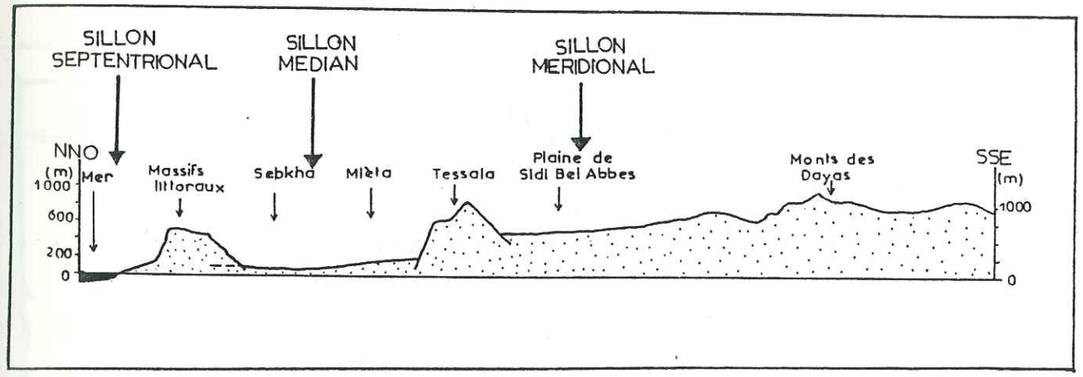


Fig N° 3 : Profil montrant l'allure du relief de l'Oranie

- Un sillon septentrional représenté par la plaine des Andalouses.
- Un sillon médian prolongeant à l'Ouest le sillon du Chelif.
- Un sillon méridional situé au Sud des Tessalas (plaine de Sidi-Bel-Abbes - Mascara).

Dans notre zone, le sillon médian ainsi que les deux ensembles montagneux qui l'encadrent sont orientés WSW-ENE, selon la direction tellienne.

Au Sud, les monts des Tessalas constituent un massif à structure complexe, long d'une cinquantaine de kilomètres. L'altitude moyenne est de l'ordre de 800 m, ils culminent à 1061 m (Pic de Tessala) et surplombent de 700 à 800 m la plaine de la Mleta.

Au Nord, les massifs littoraux d'Oran (Djébel Murdjadjo) offrent des reliefs relativement beaucoup plus restreints mais à la morphologie bien accusée. Ils culminent à 581 m à Msabih. Le versant sud est fortement entaillé par une série d'oueds, alors que le versant nord tourné vers la mer est formé de hautes falaises.

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

Au centre la dépression de la sebkha.-Mleta correspond au prolongement vers l'Ouest de la plaine du Chelif dont elle est séparée par une zone de hauteurs orientées NE-SW. Cette dépression s'étend sur 40 km de long et 25 km de large. Elle est frangée au Nord par les glacis des massifs littoraux et au Sud par les cônes alluviaux des oueds des Tessalas.

Son altitude s'échelonne d'une façon assez constante entre 80 et 150 m. Le centre de cette dépression est occupé par la sebkha s.s.:

- Lac salé dont l'étendue se caractérise par l'absence de toute végétation du fait de sa fréquente submersion par les eaux;

- Elle desssine une ellipse très aplatie, de direction NE-SW dont les dimensions extrêmes sont 40 km pour le grand axe et 8 à 10 km pour le petit.

- Ses rives sont nettes sur tout le pourtour. Lorsque le sol est inondé en hiver les vagues attaquent le bord et créent un talus assez raide. Lorsque le sol est sec, le vent érode et crée en quelques endroits des lunettes éoliennes.

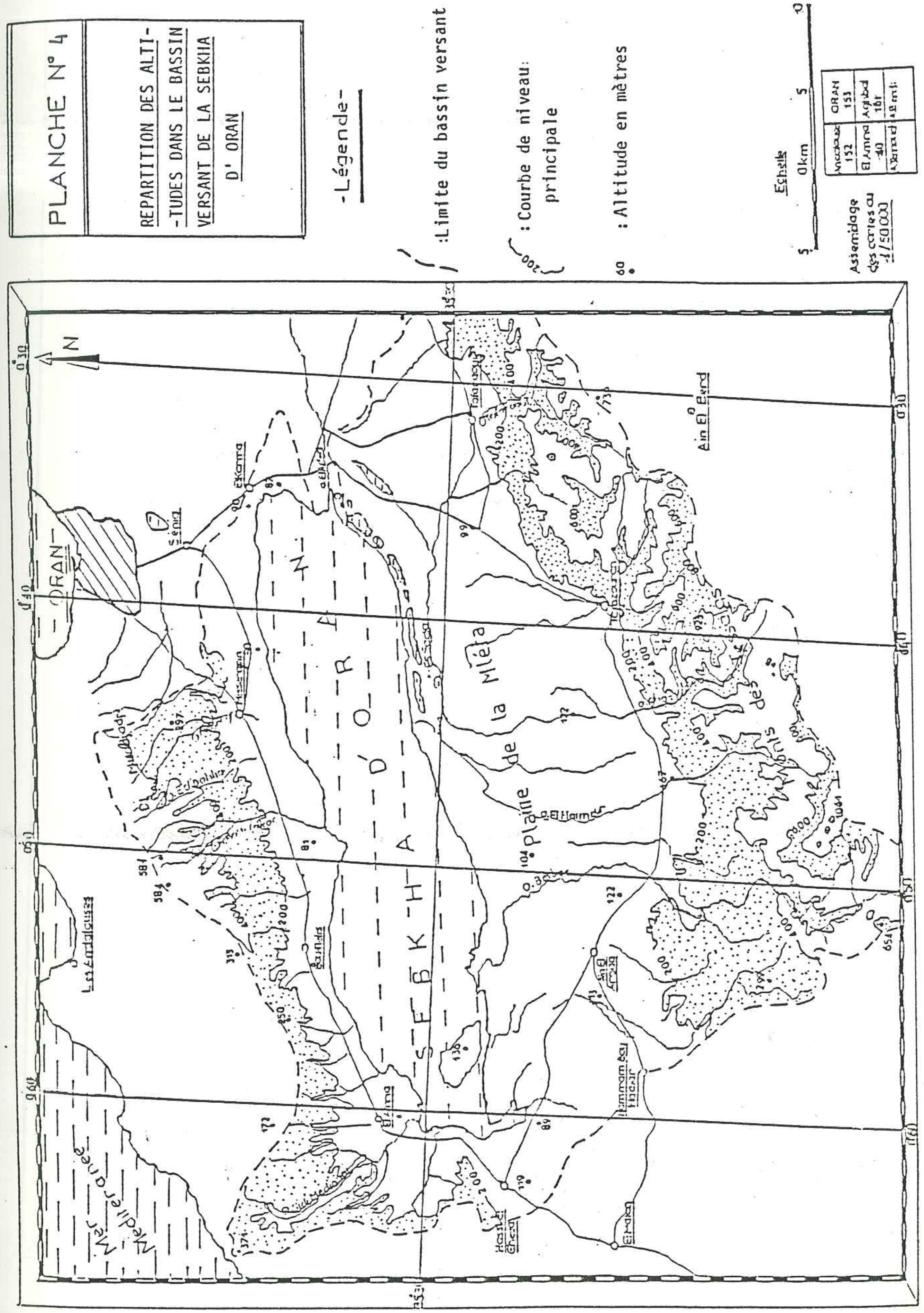
L'existence du bassin endoréïque de la sebkha, au drainage encore imparfait, tout proche de la mer, ne peut s'expliquer que par l'action des mouvements orogéniques intenses, très récents. La falaise rectiligne formée en bonne partie de marnes miocènes non indurées qui interrompt brutalement le plateau d'Oran au dessus de la mer évoque cet effondrement récent.

Cette évolution des reliefs est due aussi aux variations du cycle climatique et aux oscillations du niveau marin au Quaternaire. Le climat explique en partie la vigueur de l'érosion, la puissance de l'alluvionnement, l'existence d'alluvions salées et la conservation des croûtes calcaires. Le meilleur exemple de cet effet climatique sur la morphologie est l'existence de la lunette éolienne des coteaux du Hamoul qui longent la bordure S.E de la sebkha et forment une espèce de barrage naturel qui dévie et rassemble la plupart des cours d'eau venant des Tessalas.

Les différents paramètres morphométriques du bassin (forme, altitude, pente, relief...) interviennent souvent de façon combinée, dans les modalités de l'écoulement.

Ils ont l'avantage de se prêter à une analyse quantifiée. Cette analyse intéresse deux domaines:

- la surface topographique;
- le réseau hydrographique.



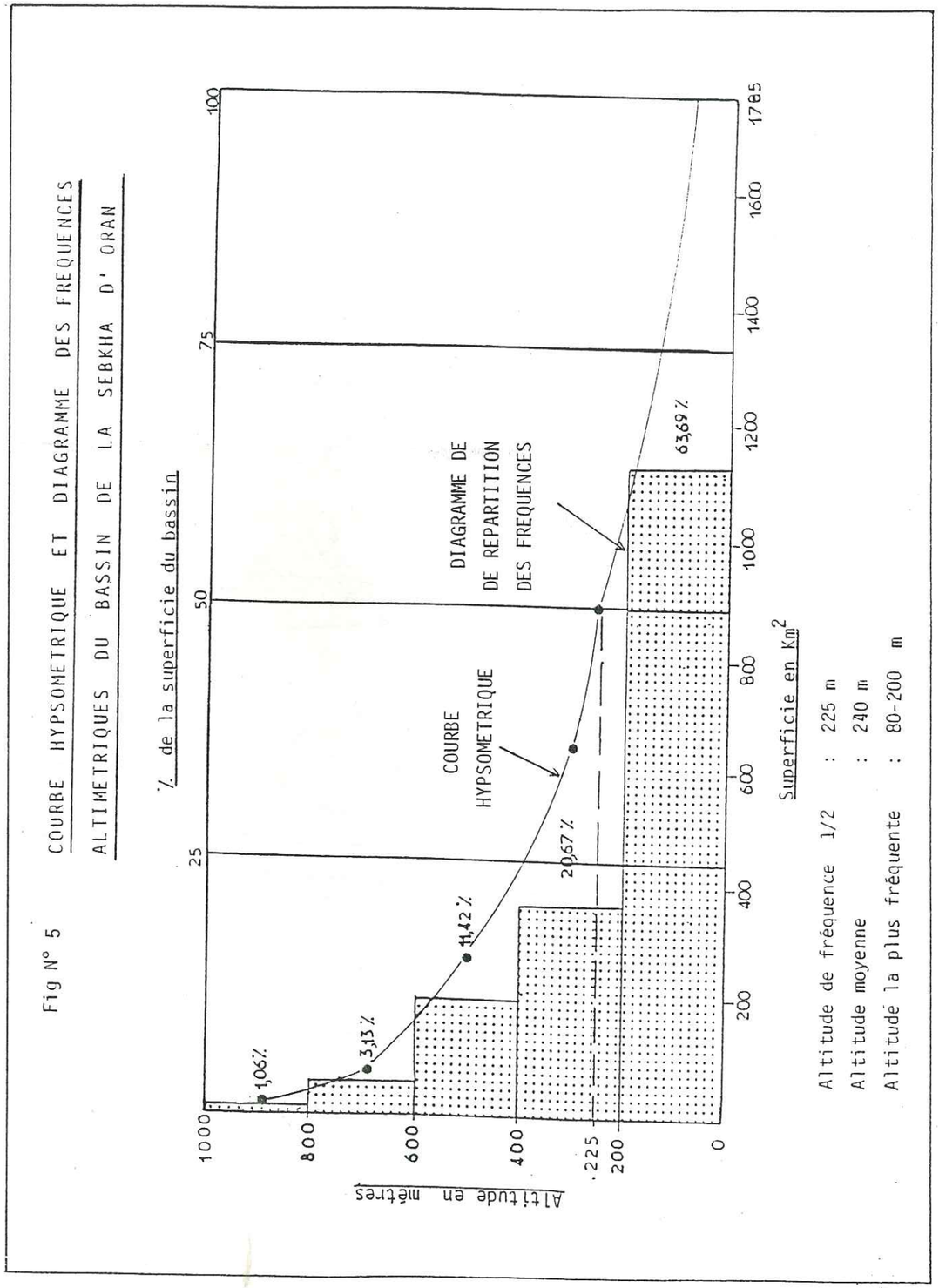


Fig N° 5

1.2.1 - Etude de la surface topographique

La surface totale planimétrée du bassin versant orographique est de 1785 km2; le bassin de l'oued Tlelat (335 km2) n'est pas englobé dans l'étude.

Le périmètre total du bassin versant est de 210 km.

La sebkha occupe 310 km2, soit 16,7 % de la superficie totale. ELle forme une plaine parfaite, son altitude varie de 80 m au Sud de Misserghin à 82 m dans la région d'El Amria.

1.2.2 - Etude la répartition des surfaces en fonction de l'altitude

Cette étude a pour but de préciser l'influence de l'altitude sur le volume des précipitations d'une part et sur la variation de la température d'autre part.

Tranches d'altitude (m)	Surface en km2	Pourcentages des surfaces	Surfaces cumulées en %
200	1137	63,69	100
200-400	369	20,67	36,28
400-600	204	11,42	15,61
600-800	56	3,13	4,19
800	19	1,06	1,06

Tableau n°1: Courbe hypsométrique et de répartition de fréquence altimétrique

Le tableau n°1 nous permet de tracer la courbe hypsométrique et le diagramme des fréquences altimétriques du bassin (fig. 5).

On constate que près de 64 % de la superficie du bassin est comprise dans une altitude variant de 80 à 200 m et correspond aux surfaces occupées par la sebkha, la plaine de Mleta et la plaine située entre le Nord de la sebkha et la plaine méridionale du Murdjadjo.

Les surfaces comprises entre 600 et 1060 m occupent moins de 5 % de la surface totale.

1.2.3 - Caractéristique des formes

La forme des bassins peut être traduite par **l'indice de compacité de Gravelius.**

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

L'indice de compacité (C) s'établit en comparant le périmètre stylisé du bassin (P) à celui d'un cercle qui aurait la même surface (A), soit:

$$Cg = 0{,}28 \frac{P}{\sqrt{A}}$$

Cg = 1 pour un bassin circulaire et croit d'autant plus que la compacité diminue.

Dans notre cas Cg = 1,39

Nous avons ici une importante valeur du coefficient de Gravelius traduisant un relatif allongement du bassin.

Ceci est dû à l'allongement du sillon de la sebkha suivant la direction N 60.

1.2.4 - Le rectangle équivalent

On détermine longueur et largeur du rectangle qui aurait la même superficie, le même indice, la même courbe de fréquence altimétrique et les mêmes conditions d'écoulement que ceux du bassin versant considéré.

La relation donnée par ROCHE permet de déterminer les dimensions de ce rectangle; elle fait intervenir l'indice de Gravelius et la superficie du bassin, elle s'écrit:

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

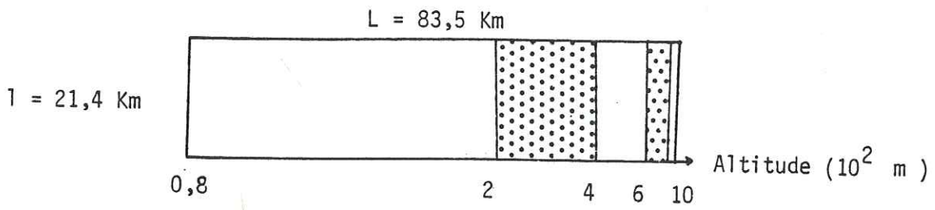
L = Longueur du bassin - K = Coefficient de compacité de Gravelius

l = Largeur du bassin - A = Aire du bassin en km^2

P = Périmètre du bassin

Dans notre cas la longueur du bassin serait de 83,5 km et la largeur de 21,4 km.

Figure n° 6 : Le rectangle équivalent du bassin versant de la sebkha



1.2.5 - Indice de pente global

La pente joue un rôle capital dans la plus ou moins grande aptitude au ruissellement des terrains; son appréhension peut être faite à l'aide de l'indice de pente Ig.

C'est le rapport de la différence des altitudes de fréquence 5 % et 95 % (D) par la longueur du rectangle équivalent du bassin (L) tel que défini par ROCHE.

Dans notre cas Ig = 0,0066, soit 6,6 m/km.

Abstraction faite des pentes du Murdjadjo et des Tessalas qui occupaient moins de 35% du bassin versant, nous avons affaire à un indice **Ig bas, reflétant à un relief modéré du bassin versant.**

1.2.6 - Conclusion

L'ensemble des caractéristiques physiographiques est résumé dans le tableau n°2.

Le bassin versant est de forme allongée du fait des conditions géomorphologiques particulières. Il est en pleine évolution géomorphologique.

. Une partie déprimée, située à une altitude inférieure à 200 m, très plane au milieu (sebkha s.s.), légèrement ondulée sur les bords. Cette partie occupe 64% de la surface totale; elle est en pleine subsidence.

. Une surface de reliefs, d'altitude supérieure à 200m, à pente plus raide occupe 37% de la surface totale; ces reliefs sont en pleine surrection.

Caractéristiques physiographiques	Valeurs
Altitude maximale	1061 m
Altitude minimale	80 m
Altitude moyenne	240,2 m
Altitude de fréquence 50 %	225 m
Altitude la plus fréquente	80 - 200 m
Surface	1785 km2
Périmètre	210 km
Longueur	83,5 km
Largeur	21,4 km
Indice de Gravelius	1,391
Pente moyenne	6,6 m/km

Tableau 2: Tableau récapitulatif des caractéristiques physiographiques du bassin versant de la sebkha d'Oran

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

PLANCHE N° 7

RESEAU HYDROGRAPHIQUE

-Légende-

: Oued

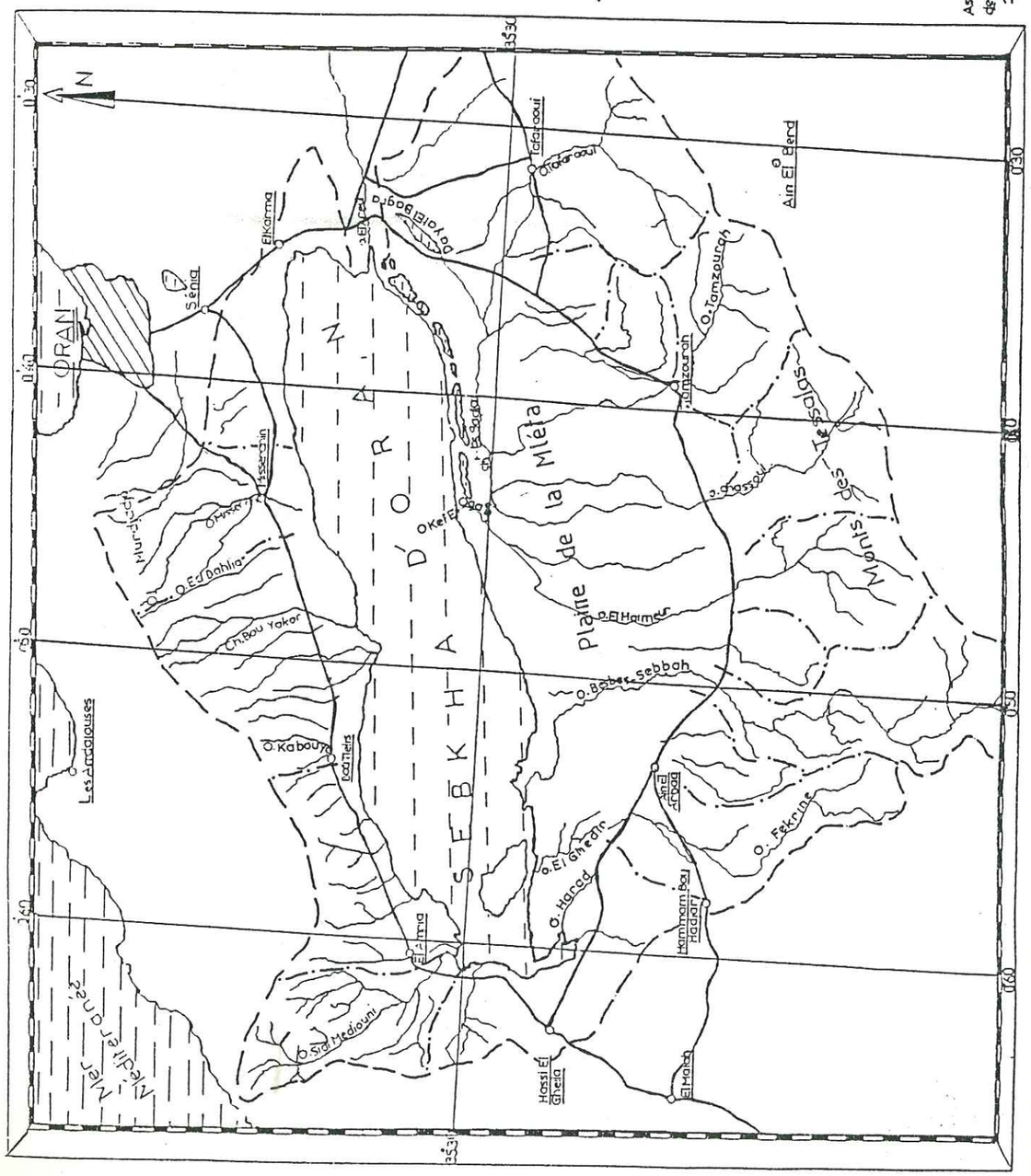
: Limite du bassin versant hydrologique

: Limite de sous-bassin versant

Echelle 0 1 5 10 km

Assemblage des cartes au 1/50 000

Arcole 152	El Amria 140	ORAN 153
Aïn Témouchent 209		Aghbal 181
		Abend 210



1.3 - HYDROLOGIE

1.3.1 - Etude qualitative du bassin

La particularité du bassin versant de la sebkha du point de vue hydrologique est qu'il s'agit d'un bassin endoréïque, donc où il n'existe pas de grand oued le traversant en longueur.

L'influence des conditions naturelles se fait nettement sentir sur le réseau hydrographique qui s'est trouvé désorganisé sous l'effet combiné de la tectonique récente et de l'assèchement du climat.

Presque tous les cours d'eau ne présentent qu'un écoulement intermittent au régime très instable; ils ne connaissent guère d'autre alternative que celle du lit à sec et des flots de crues.

* Dans les Tessalas, le réseau hydrographique est mal hiérarchisé avec prolifération de cours d'eau de 1er et 2ème ordre, ceci indique qu'il s'agit d'une surface néotectoniquement active en cours de soulèvement. La densité de drainage est élevée du fait de la lithologie essentiellement marneuse des Tessalas. Cette forte densité de drainage ainsi que la fréquence élevée des confluences favorisent d'autant mieux des crues rapides et puissantes.

Les oueds les plus importants sont d'Est en Ouest, les oueds de Tafaraoui, Tangroutah, Ghassoul, El Haïmeur, Besbes-Es-Sebbah, Fekrine.

Plusieurs de ces oueds se rassemblent pour donner l'oued Kef-El-Ogab qui se déverse dans la sebkha, tandis que les autres s'étalent sur leur cône de déjection où ils finissent par s'inflitrer.

Le débit qui arrive à la sebkha n'est important que lorsque les terrains d'épandage sont saturés en eau.

*Le Nord de la sebkha est alimenté par tous les ravins ou chabets qui dévalent du revers sud du Murdjadjo:
- oueds Tammermouth, Misserghin, Ed Dahlia, Bou Yakor.

Dans le Murdjadjo le contraste est net entre le réseau dendritique drainant les schistes secondaires situés en amont (surface 35 km2) et le drainage de type rectangulaire associé aux fractures et accidents d'extension régionale affectant les calcaires miocènes (135 km2) situés en aval, qui se trouvent entaillés par de profonds canyons.

Les eaux courantes sont rares car les eaux provenant des sources pérennes associées à la nappe perchée du Murdjadjo, tout comme les eaux de crues liées aux grands orages se réinfiltrent rapidement après une circulation de quelques centaines de mètres sur les calcaires miocènes (fig.8).

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

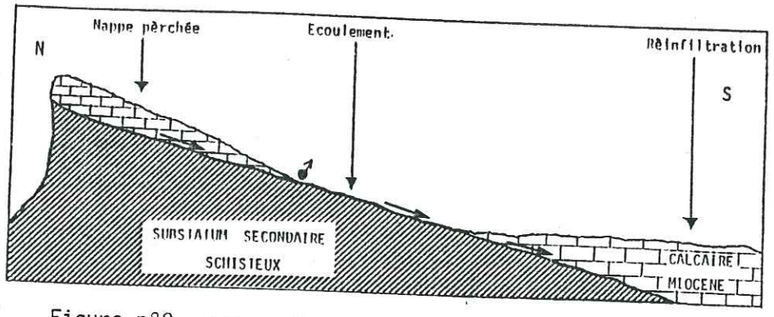


Figure n°8 : Schéma explicatif de la circulation des eaux de surface dans le Hurdjadjo

Dans certains cas, cette disparition se fait brutalement à la faveur d'une perte (perte de Chaâbet Ed Dahlia:)
x = 184; y = 266; z = 335 m

Seul l'Oued Misserghin, alimenté par quatre sources à débits, assez importants devait avoir un écoulement assez régulier avant le captage de ces sources. Actuellement, seules les pertes des captages s'écoulent sporadiquement dans l'Oued.

Au Nord Ouest, le cirque de Tifaraouine (Oued Sidi Bou Medine) constitue un réceptacle favorable à la réunion des eaux de crue et à leur transport jusqu'à la sebkha; l'évaluation du débit proposé de façon arbitraire par Solétanche (1950) est de 1,6 hm3/an.

L'apport à la sebkha sur toute sa bordure nord a été évalué à 1,3 hm3/an en année moyenne (Solétanche, 1950).

Au sortir des zones de reliefs, les oueds du bassin de la sebkha présentent souvent la particularité de ne plus avoir un thalweg bien défini. Ils aboutissent sur des surfaces planes ou peu déclives au centre du bassin. Les valeurs de la densité de charriage très basses indiquent qu'il s'agit d'une zone de subsidence. Les eaux finissent par se disperser en bras divaguants en déposant des placages de matériel fin, limoneux argileux.

L'apport total d'eau à la sebkha est estimé en moyenne par Solétanche (1950) à 140 hm3 (soit 120 hm3 en pluie directe et 15 à 20 hm3 en ruissellement à la sebkha) et à 200 hm3 en année très pluvieuse, correspondant à une hauteur d'eau moyenne de 0,67 m.

1.3.2 - Etude quantitative du réseau hydrographique

Le schéma du chevelu hydrographique a été établi à partir de cartes topographiques à l'échelle 1/50.000e.

Nous utiliserons ici la classification en ordre des talwegs définie par STRAHLER et SCHUM, 1954: tout tronçon de cours d'eau formé par la réunion de deux cours d'eau d'ordre (x) est d'ordre (x + 1).

Les résultats sont résumés dans le tableau n°3.

Ordre	Nombre	Rapport de confluence	Longueur (km)	Longueur moyenne (km)	Rapport de longueur
1	1056		834	0,78	
2	259	4,07	363	1,40	0,43
3	62	4,17	216	3,48	0,59
4	14	4,43	130	9,28	0,60
5	3	4,66	35	11,66	0,27
6	1	3	7	7	0,2
Total	1395		1585		

Tableau n°3: Classification des oueds suivant les ordres et rapports caractéristiques

1.3.2.1 - Densité de drainage

La densité de drainage est définie par:

$$Dd = (\sum L) / (A)$$

L = longueur totale des oueds (km)

A = surface du bassin (km2)

Dans notre cas Dd = 0,87 km/km2

Cette densité de drainage est une densité de drainage temporaire égale à la densité des thalwegs.

1.3.2.2 - Fréquence des cours d'eau

Elle représente le nombre de thalwegs par unité de surface

$$Fs = \frac{N}{A} = 0,78$$

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

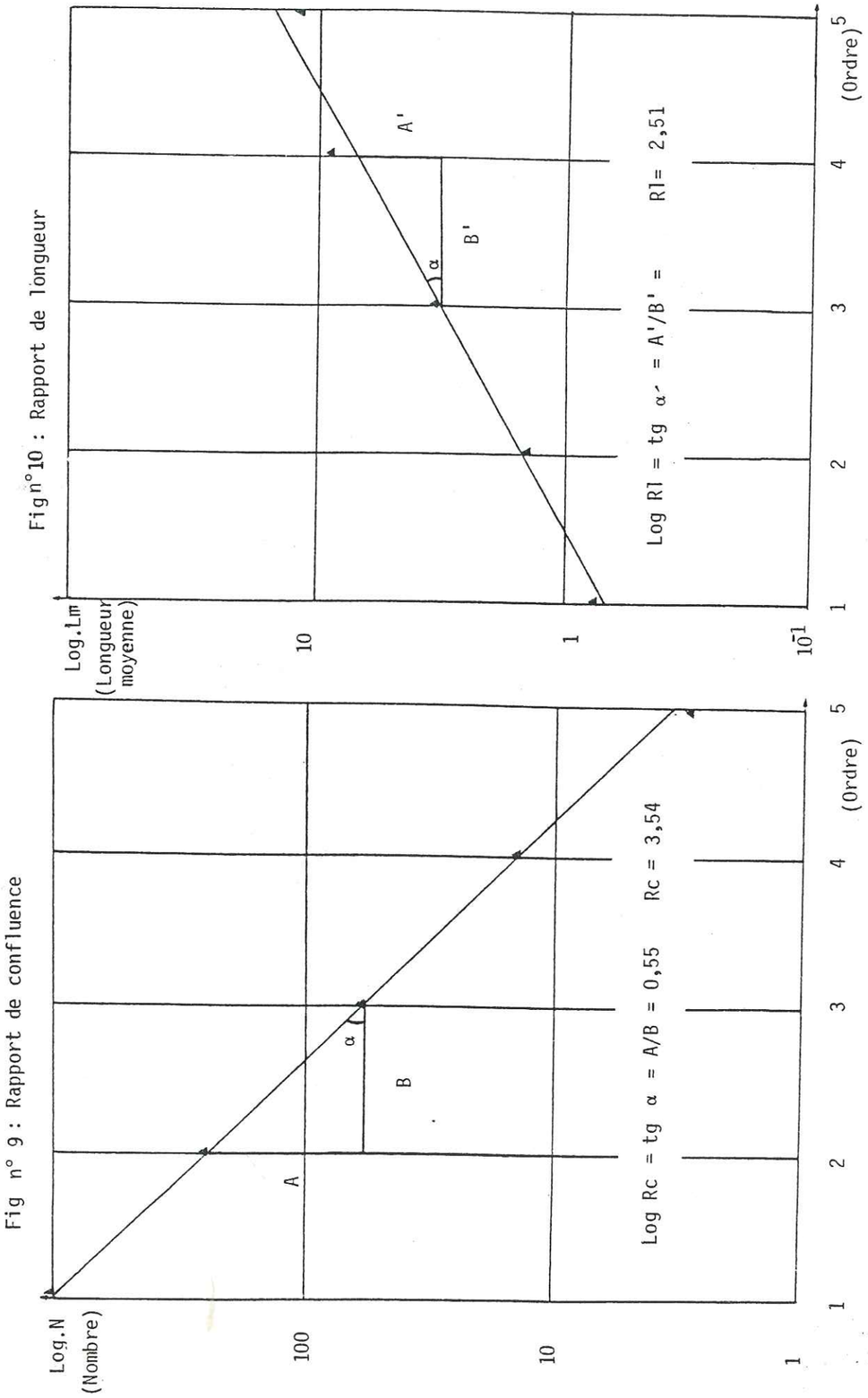


Fig n°10 : Rapport de longueur

Fig n° 9 : Rapport de confluence

1.3.2.3 - Coefficient de torrentialité

Il se calcule à partir de la relation

CT = Dd x Fl

avec $Fl = \frac{Nl}{A}$ fréquence de thalwegs d'ordre 1

Dans notre cas Fl = 0,59 et CT = 0,524 km2

1.3.2.4 - Rapport de confluence

C'est le quotient du nombre de thalwegs d'ordre (N) par celui de thalwegs d'ordre supérieur (N + 1) (Voir tableau n°3)

$$Rc = \frac{N\ (n)}{N\ (n+1)}$$

Il est préférable d'estimer la valeur moyenne des rapports de confluence par méthode graphique. Sur un papier semi-log on porte en:

. ordonnées logarithmiques, le nombre de thalwegs;
. abscisse arithmétique: l'ordre

On obtient une droite.

L'équation de la droite est de la forme log N = an + b avec la pente a

$$a = \frac{\log N - \log (N - 1)}{n - (n - 1)}$$

La valeur de la pente (a) de la droite donne la valeur moyenne du rapport de confluence sur l'ensemble du bassin.

Pour le bassin de la sebkha nous obtenons une valeur de RC de 3,54 (Fig. n° 9)

On constate que le nombre de cours d'eau d'ordres successifs forme une progression géométrique d'ordre inverse. Dans un réseau idéal le rapport moyen serait voisin de 2.

1.3.2.5 - Rapport de longueur

C'est le quotient de la longueur moyenne des thalwegs d'ordre

$$Rl = \frac{l(n+1)}{l(n)}$$ (Tableau n°3)

graphiquement (Fig. 10) nous obtenons une valeur moyenne

Rl = 2,51

La longueur moyenne des thalwegs d'ordres successifs croissants forme une série géométrique directe.

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

Notons que la précision de la valeur moyenne de la longueur des thalwegs est en général réduite car fréquemment N1 est sous estimé et la mesure des thalwegs d'ordre N1 est difficile. Dans notre cas le rapport des longueurs est assez significatif, en effet, l'imprécision de la valeur moyenne des longueurs dûes à la sous-estimation des thalwegs d'ordre N1 est compensée dans ce cas par le nombre d'ordres et de thalwegs suffisamment élevé , l'effet statistique corrigeant l'effet de formation de la classification des thalwegs suivant la méthode de STRAHLER.

1.3.3 - Etude des débits

Du fait que les oueds du bassin versant de la sebkha correspondent à des oueds de faible à moyenne importance, ils sont rarement jaugés.

Le seul oued de relative importance est l'oued Besbes dont le bassin versant, dans les Tessalas, occupe une surface de 106 km2. Cet oued est jaugé plus ou moins régulièrement depuis 1972.

Pris dans l'ensemble le débit moyen serait de 0,9 m^3/s avec un écart type de 2 m3/s pour un maximum absolu de 12,94 m3/s (Ould BRAHIM 1986).

Les débits moyens s'ajustent approximativement à une loi de GALTON ayant pour équation :

$$y = 2{,}8 \log (n - 0{,}003) + 0{,}04$$

Crue décennale : 2,77 m3/s
Crue cinquantenaire : 5,22 m3/s
Crue centenaire : 6,52 m3/s

Le volume moyen ruisselé annuel est de 4,1 à 4,7 10^6 m3 (Ould BRAHIM 1986). Pour le tarissement, les données existantes ne permettent pas une étude satisfaisante.

Pour l'oued Tafaraoui, le débit au sortir des montagnes a été estimé de 3 hm3/an (SOLETANCHE, 1950).

1.4 - INFLUENCE DE LA MORPHOMETRIE ET DE L'HYDROLOGIE SUR L'HYDROGEOLOGIE

L'analyse morphométrique et hydrologique nous permet d'ores et déjà d'appréhender certains aspects de l'hydrogéologie, à savoir l'infiltration.

Dans les Tessalas, on est en présence d'une zone active positive à recouvrement marneux d'où un écoulement très important; l'infiltration est négligeable.

Dans la plaine de la Mléta, zone négative peu déclive, les eaux provenant des reliefs subissent une infiltration importante en nappes superficielles ou s'épandent en surface d'eau libre dans la sebkha.

Dans le Murdjadjo, l'infiltration est très importante pour deux raisons:

- la nature lithologique de la couverture géologique (calcaires);
- la présence de failles qui drainent tout l'écoulement superficiel qui ira alimenter les nappes.

Seuls les gros orages arrivent à la sebkha.

Dans la région de Boutlelis, on est en présence de marnes calcaires et le réseau hydrographique se rapproche de celui des Tessalas à la différence qu'ici l'eau ruisselée n'a pas le temps de s'infilter en aval dans les nappes superficielles; toute l'eau de surface s'écoule en entier dans la sebkha vue l'inexistance d'une zone de surface plane entre les zones de relief et la sebkha.

1.5 - CONCLUSION

L'action combinée de la forte pente des reliefs, la faible couverture végétale, la forte densité du réseauhydrographique dûe à l'imperméabilité des terrains marno-schisteux des Tessalas et schisteux du Murdjadjo concourent à une mobilisation et concentration des eaux de précipitation des reliefs qui se transforment en torrents boueux aux crues dévastatrices aux effets parfois catastrophiques pour les populations locales (Tamzourah..)

Bien que ce phénomène s'atténue naturellement en plaine, les eaux iront se perdre dans la sebkha.

Toutefois ce phénomène peut être endigué en amont par l'action de l'homme au travers d'actions facilement maitrisables et à l'efficacité reconnue comme le reboisement du haut des bassins versants des oueds, la construction de retenues collinaires au niveau de certains oueds importants (oueds Tafaraoui, Besbes, Haïmeur, Baroudi ...).

Ces retenues collinaires, en plus d'atténuer l'ampleur des crues, permettront aussi si l'emplacement est choisi convenablement, la recharge de certaines formations perméables (ex.: calcaires messiniens..) ce qui permettra une exploitation plus soutenue au niveau des forages déjà existant et captant ces formations.

-=-=-=-

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

CHAPITRE 2

HYDROCLIMATOLOGIE

2.1. DONNEES GENERALES

Par sa position en latitude, l'Afrique du Nord correspond à l'une des zones de contact et de lutte entre les masses d'air d'origine ou d'affinité polaire et arctique d'une part, les masses d'air dites tropicales d'autre part. Les avancées des premières vers le sud jusqu'au délà de 30° N ne sont exclues en aucune saison, surtout dans les hautes couches de la troposphère ; mais sauf exceptions, elles n'agissent avec efficacité dans l'évolution du temps qu'entre le début de l'Automne et la fin du Printemps. Quant à l'air tropical il peut provenir de l'Atlantique ou du continent africain, par courants dirigés vers le Nord, le N.W ou le N.E. et susceptibles d'affecter, selon les circonstances, des régions diverses du Sahara à la Méditerannée. Lorsque des masses d'air anticycloniques appartenant à l'une ou l'autre de ces deux catégories fondamentales envahissent largement une portion du Maghreb, elles y déterminent un type de temps stable, chaud ou froid en fonction de la saison. Si au contraire, l'Afrique du Nord est balayée par le passage de fronts de discontinuité, elle subit un temps capricieusement variable avec des risques de précipitations inégalement réparties d'une région à l'autre.

Les différentes situations météorologiques perturbées qui sont susceptibles d'affecter l'Afrique du Nord correspondent à une circulation des masses d'air orientée soit d'une manière zônale (approximativement d'Ouest en Est). La première disposition se réalise en saison froide, suivant des modalités variées. C'est qu'alors le domaine d'intervention, en altitude, du grand courant appelé Jet-Stream déborde largement de la zone tempérée humide sur la zone méditeranéenne et y localise des aires de cyclogénèse : il en résulte que la surface du sol et l'atmosphère sont intéressées par le passage de fronts, en relation avec de basses pressions qui se déplacent plus ou moins rapidement d'Ouest en Est.

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

La circulation appelée méridienne résulte de la juxtaposition d'une dorsale de hautes pressions, allongée sur l'Atlantique du Nord au Sud ou du N.E au S.W. et d'un large couloir dépressionnaire qui flanque la prémière vers l'Est, entre l'Europe Centrale et le Maghreb à travers la Méditerannée. Une telle disposition apparait avec une fréquence particulière aux environs des équinoxes sans toutefois être exclue dans le milieu de la saison froide. A l'origine l'on peut noter une poussée vers le Sud des masses d'air "subsidentes" du Jet-Stream, à la rencontre de celle de l'anticyclone subtropical de l'Atlantique moyen (anticyclone des Acores)(J. DESPOIS, R. RAYNAL,1975).

2.2. PLUVIOMETRIE

2.2.1. EQUIPEMENT DE LA REGION

Pour la région étudiée,nous avons pu disposer des données de 18 postes pluviomètriques. 10 de ces postes sont situés à l'intérieur du bassin versant S.S.

Pour des raisons de commodité, l'installation de la plupart des stations a été limitée à la plaine, deux stations sont situées sur les reliefs du Murdjadjo (station de Msila) et des Tessalas (station du Tessala).

L'altitude des stations varie de 3 m (Oran port) à 595 m (Tessala). Les séries de données climatologiques sont assez fragmentaires. La plupart des stations, à quelques exceptions, ont fonctionné de façon irrégulière.

Nous avons réuni dans le tableau n° 4 les différentes stations et leur période de fonctionnement.

TABLEAU N°4 : STATIONS PLUVIOMETRIQUES DU BASSIN VERSANT DE LA SEBKHA D'ORAN.

Nom	Altitude (m)	Longitude (°W)	Latitude (°N)	Moyennes 13-38	Moyennes 13-50	Moyennes 13-63	Moyennes à diverses périodes	Moyennes 75-84
Tafraoui	115	0.32	35 43	-	-	-	1952/63 : 354	-
Es Senia	90	0.36	35 38	-	375	401	27/80 : 404	204
Tamzourah	170	0.40	35 24	495	400	433	14/47 : 486	384
Misserghin	100	0.44	35 62	455	400	-	68/81 : 390	242
Brédéah	100	0.50	35 34	-	-	-	-	390
Bou Tlelis	85	0.54	35 35	-	415	478	41/62 : 414	338
El Amria	100	0.58	35 31	-	475	-	43/48 : 476	312
H.E.Ghella	167	0.64	35 28	-	-	-	54/62 : 416	400
A.E.Arbaa	110	0.53	35 24	394	389	436	19/50 : 395	331
H.B.Hadjar	150	0.58	35 23	490	423	-	24/48 : 437	315
Tessala	595	0.46	35 15	575	-	585	-	333
El Braya	108	0.31	35 37	415	375	-	26/62 : 390	223
El Malah	80	0.65	35 24	-	-	521	41/62 : 456	274
El Ançor	90	0.52	35 41	462	454	501	13/50 : 446	-
Oran Port	3	0.39	35 44	428	401	381	04/50 : 393	-
M'Sila	361	0.48	35 45	-	535	557	-	-
O.Tletat	140	0.41	35 54	-	-	-	-	243
Zahana	240	0.23	35 28	377	395	.407	52/76 : 352	-
A.E.Berd	485	0.52	35 37	-	-	-	-	-
S.Hammad	419	0.33	35 18	418	-	418	-	-
Bassin Gde Sebkha	225	-	-	-	430	476	-	-

Les moyennes correspondent pour les périodes :
- 1913 - 1938 : moyenne de Seltzer "le climat de l'Algérie"
- 1913 - 1950 : évaluation de la moyenne par SOLETANCHE (1952)
- 1913 - 1963 : évaluation de la moyenne par CHAUMONT et PAQUIN "carte pluviomètrique de l'Algérie"
- périodes diverses : moyennes récoltées par nous-mêmes auprès de l'O.N.M. (Office National de la Météorologie)
- 1975 - 1984 : moyennes récoltées par nous-même auprès de l'A.N.R.H. (Agence Nationale des Ressources Hydrauliques)

2.2.2. ETUDE DE LA PLUVIOMETRIE ANNUELLE

La comparaison des moyennes annuelles du tableau n° 4, ne montre que de faibles variations pour les moyennes SELTZER, SOLETANCHE, et CHAUMONT-PAQUIN. Par contre,on s'aperçoit que la pluviomètrie entre 1975 et 1984 est largement déficitaire à cause d'une séquence d'années sèches.

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

FIG 11 : PRECIPITATIONS ANNUELLES

PERIODE DE 50 ANS 1913 - 1963

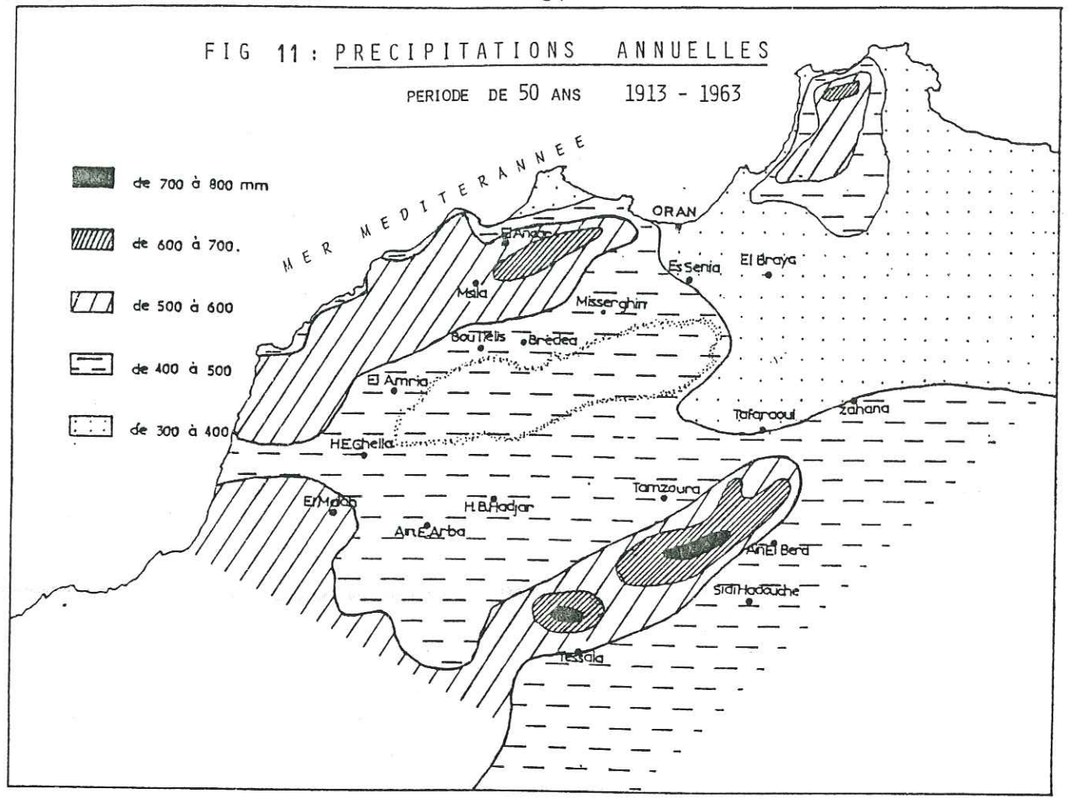
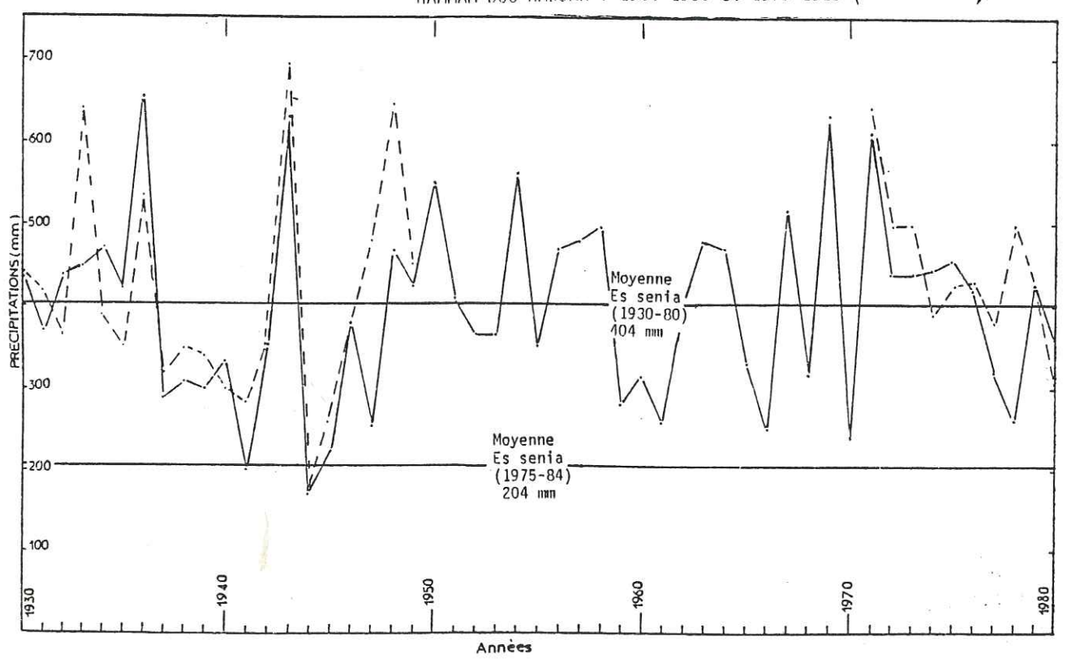


FIG 12 : VARIATION INTERANNUELLE DES PRECIPITATIONS DES STATIONS

ES SENIA : 1930 - 1980 (————)

HAMMAM BOU HADJAR : 1930-1950 et 1970-1980 (— — — —)



2.2.2.1. Carte des moyennes pluviales (fig. 11)

La carte des précipitations moyennes annuelles ramenées à la période de 50 ans (1913-1963), dressée par CHAUMONT et PAQUIN montre une variation de la pluviomètrie allant de 300 mm à 500 mm sur les plaines. Sur les reliefs elle peut atteindre 800 mm.

En plus du facteur altitude qui conditionne l'intensité des précipitationS un autre facteur semble se dégager de la répartition géographique des précipitations dans la région. En effet,on constate une diminution de la pluviosité en allant de l'Ouest vers l'Est. Ceci est du à la meilleure exposition de la partie ouest aux vents d'Ouest et de Nord-Ouest chargés d'humidité. Ceci est un caractère purement local;en effet,il est en contradiction avec le modèle pluviomètrique général de l'Algérie ou les précipitations sont de plus en plus importantes en allant de l'Ouest vers l'Est. On constate aussi qu'à l'échelle du bassin, l'éloignement de la mer n'intervient pas sur les précipitations.

2.2.2.2. Variation de la pluviométrie annuelle

La figure n° 12 visualise l'évolution de la pluviométrie annuelle sur une longue période aux stations d'Es Senia et d'Hammam Bou Hadjar. On remarque une grande variabilité des apports annuels comme le montre le caractère en dents de scie des profils.

A titre d'exemple, on a enregistré à la station d'Hammam Bou Hadjar une pluviosité allant de 690 à 173 mm entre les années 1943 et 1944. Ces écarts interannuels des précipitations éstompent l'existence de cyclesdécennaux ou autres,toutefois on remarque l'existence d'un cycle à basse pluviosité au cours des années 70.

2.2.2.3. Homogénéisation des précipitations annuelles

La station de l'aéroport d'Oran-Es Senia est la seule où l'on posséde les observations pluviométriques les plus régulières et les plus longues. Elle servira à l'établissement de corrélations visant au rattrapage de lacunes et à corriger les données douteuses de certaines stations.

Toutefois avant d'utiliser cette station comme station de référence, il faut d'abord vérifier l'homogéneité de ses séries d'observations.

Une série chronologique est dite homogène si elle présente le caractère aléatoire simple ce qui suppose l'absence de toute organisation à l'intérieur de la série ou si la propriété statistique de l'erreur de mesure affectant ces mesures est restée invariable au cours de la période d'observation.

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

Pour cela, il existe de nombreux tests statistiques qui doivent être non paramétriques.

Nous avons aussi effectué ces tests pour les stations de Hammam Bou Hadjar (1927-1948) et Aïn El Arbaa (1927-1948).

2.2.2.3.1. Test de persistance de WALD-WOLFONITZ (auto corrélation)

Il s'agit de déceler un effet de persistance, c'est-à-dire de voir s'il existe entre les valeurs successives une dépendance de premier ordre. Pour que ce test soit significatif, la série doit être assez longue. Soit la suite chronologique x i, i variant de 1 à n. L'hypothèse nulle étant l'absence de persistance et l'hypothèse alternative étant l'existence d'un effet de persistance. On considère la série centrée y (i) $y(i) = x_i - \bar{x}$.
On calcule le coëfficient d'autocorrélation

$$R = \sum_{i=1}^{n} \frac{y(i) \cdot y(i+1)}{\sum y(i)^2}$$

Si on suppose l'hypothèse nulle et si n est grand, seules les grandes valeurs de R conduisent au rejet de l'hypothèse nulle, car la persistance correspond à une corrélation sériale positive. L'hypothèse nulle sera acceptée pour Uc (0,05) $> U(r) = \frac{(n-1)\, r + 1}{n - 1}$
U c (0,05) : valeur critique au niveau de signification 0,05/
Dans notre cas Uc (0,05) est égal à 1,65 (Test unilatéral au niveau 0,05).

2.2.2.3.2. Test de tendance (test de SPEARMAN)

Il s'agit de voir si la moyenne des valeurs observées varie brutalement avec le temps de manière monotone.

Le test de SPEARMAN regarde dans quelle limite doit se trouver le coefficient de corrélation entre l'ordre de la série et les entiers naturels.

L'hypothèse nulle est l'absence de tendance, tandis que l'hypothèse alternative est que la suite posséde une tendance significative.

Considérons la suite chronologique n1, n2,..... n_n soit la suite yi formée de la manière suivante :

yi est le rang de xi, si on classe par ordre croissant la série initiale, puis on calcule le coefficient de corrélation entre la suite y (i) et la suite des entiers de 1 à n.

$$\sum_{i=1}^{n} i = \frac{n\,(n+1)}{2} \qquad \sum_{i=1}^{n} i^2 = \frac{n\,(n+1)\,(2n+1)}{6}$$

On en déduit que :

$$r_s = 1 - \frac{6}{n\,(n^2 - 1)} \cdot \sum_{r=1}^{n} (y_i - i)^2$$

coefficient de corrélation de SPEARMAN

En supposant l'hypothèse nulle, on peut montrer que r_s suit une loi normale, dont l'espérance est nulle et la variance = $(n-1)^{-1}$.

On cherche alors dans une table de la loi normale la valeur de Uc (0,05) : U critique au niveau de signification de 0,05 (test bilatéral).

Dans notre cas Uc (0,05) = 1,96

Si Uc (0,05) est supérieur à U (r s) = rs / $\sqrt{n-1}$, on accepte l'hypothèse nulle (absence de tendance).
Si U (rs) > Uc (0,05), on admet alors l'existence d'une tendance de même signe que rs.

Dans le tableau n° 5, nous avons groupé les différentes valeurs trouvées.

Tableau n°5: Tests statistiques

	$\bar{x}$	écart type	Persistance		Tendance		Tests de log-normalité	
			coefficient d'auto corrélation	u (r)	coefficient de SPEARMAN	u (rs)	$\sqrt{b1}$	b2
Es Senia 1927 - 1976	409,32	114,6	-0,0876	- 0,47	0,032	0,006	- 0,62	3,10
Hammam Bou Hadjar 1927 - 1948	429,9	132	-0,011	0,168	- 0,1224	-0,049	- 0,55	3,29
AÏn El Arbaa 1927 - 1948	393	107,8	-0,113	- 0,299	- 0,224	0,053	- 0,06	2,05

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

2.2.2.3.3. Signification du coefficient d'auto-corrélation

Le cycle d'activité solaire se décompose à peu près en deux cycles sinusoïdaux principaux de période 11,1 et 3,75 ans. On a parfois cru trouver des cycles de périodes plus longues (cycle de BRUCKNER 36 ans etc...). Si ces cycles avaient quelque influence, cela entrainerait nécessairement une certaine inertie dans les variations des chutes annuelles de pluie et le coefficient r aurait une valeur moyenne nettement positive. D'autres causes pourraient avoir le même effet : variations cycliques à lente période du climat, influence éventuelle du déboisement, de l'assainissement, de l'irrigation ou de la mise en culture...

Toutes ces causes conduiraient à un (r) tendant à être positif. Dans notre cas r est toujours négatif ; de plus le test U (r)< 1,65 est toujours vérifié. Nous avons bien une absence de persistance. Il n'y a pas de corrélation entre les chutes de pluie de deux années agricoles consécutives. Il n'y a pas d'influence notable des cycles solaires ou autres.

On constate de la même façon l'absence de toute tendance pour les trois stations, le test U (rs) < 1,96 étant toujours vérifié. Les séries chronologiques des 3 stations vérifient donc bien le caractère aléatoire simple.

2.2.2.3.4. Ajustement des précipitations annuelles à une loi log-normale

Pour tester la log-normalité, on utilise le test de K. PEARSON basé sur le calcul des moments empiriques. On définit le coefficient de symétrie $\sqrt{b1}$ et le coefficient d'aplatissement b2.

Pour une loi log-normale parfaite, le coefficient de symétrie est égal à 0 et le coefficient d'aplatissement est égal à 3.

$$\sqrt{b1} = m_3 / (\sqrt{m2})^3$$

$$b2 = m_4 / (m2)^2$$

m2 = moment d'ordre 2
m3 = moment d'ordre 3
m4 = moment d'ordre 4

De l'observation du tableau n° 5 on constate que les valeurs de $\sqrt{b1}$ et b2 pour les 3 stations tendent respectivement vers 0 et 3.

On peut conclure que la pluviométrie annuelle de la région suit une loi log-normale au niveau de signification 0,05.

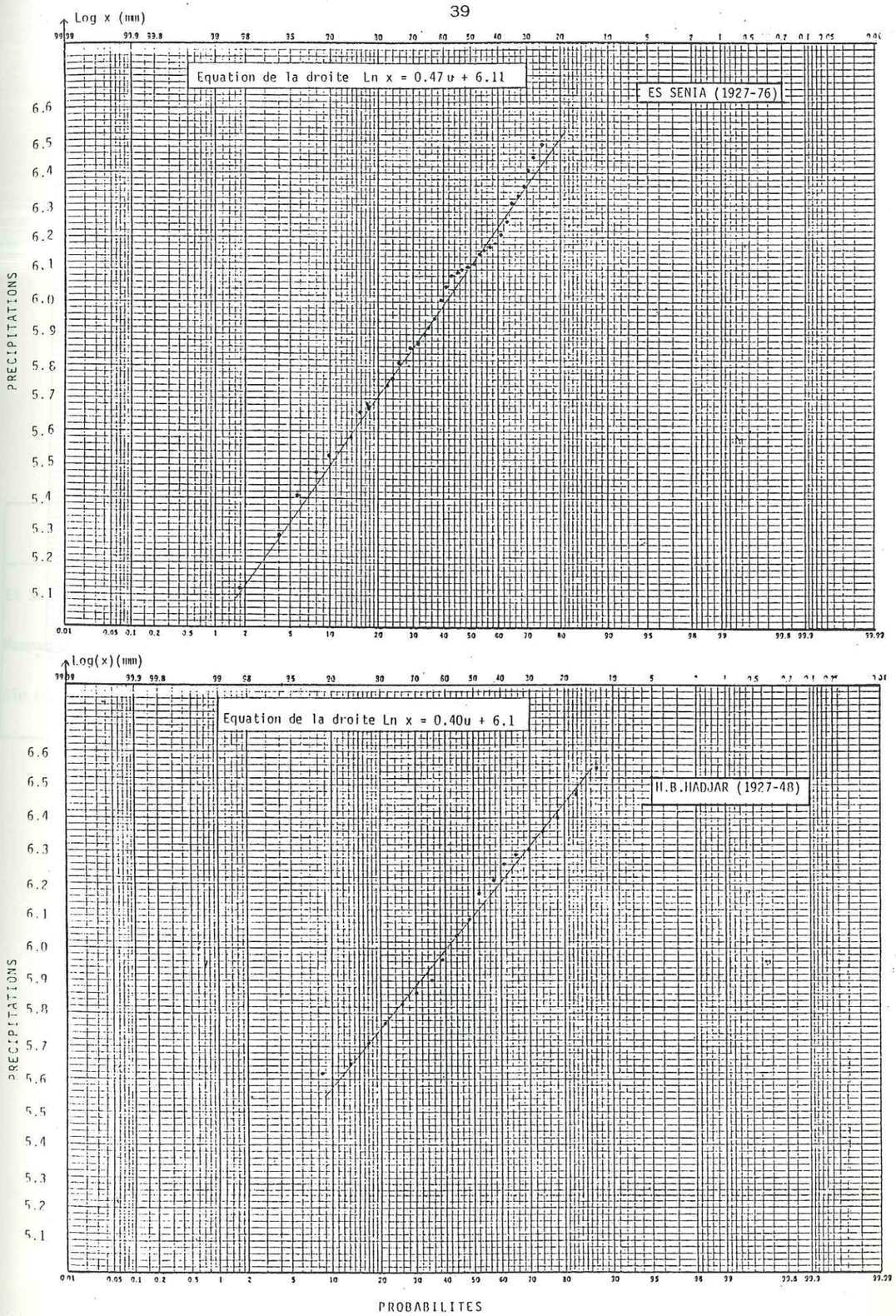


Fig 13 : Distribution gausso-logarithmique des prècipitations annuelles.

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

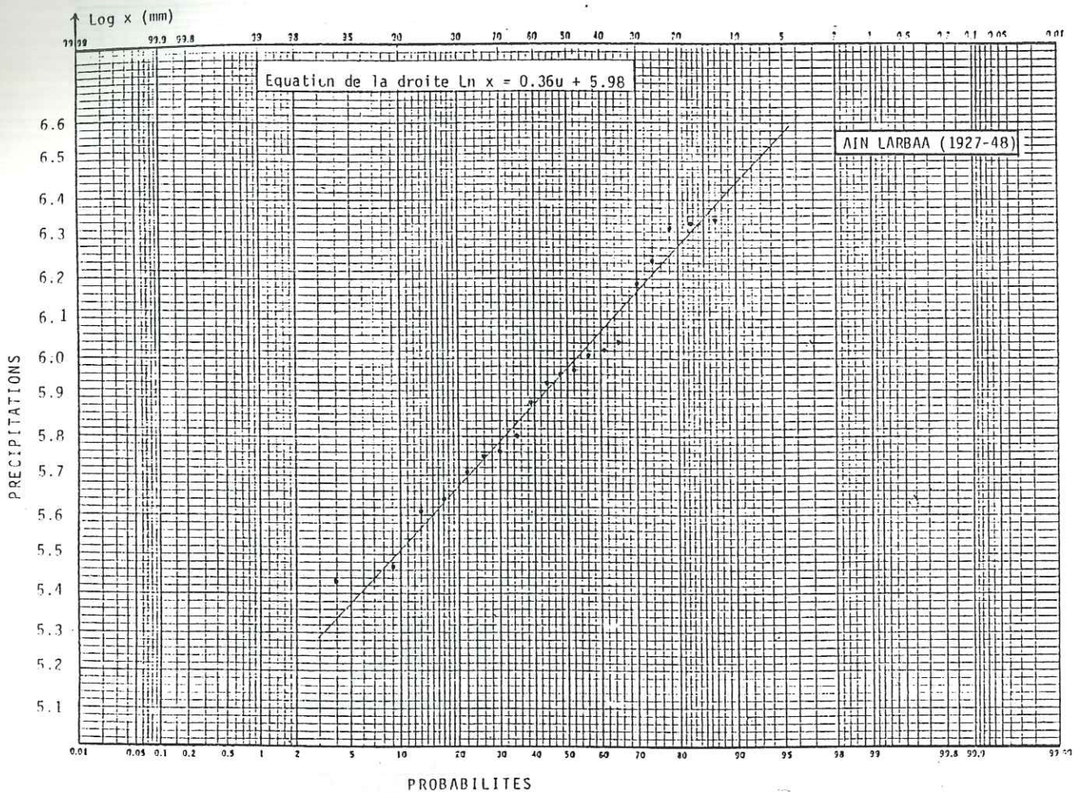


Fig 14 : Distribution gausso-logarithmique des précipitations annuelles

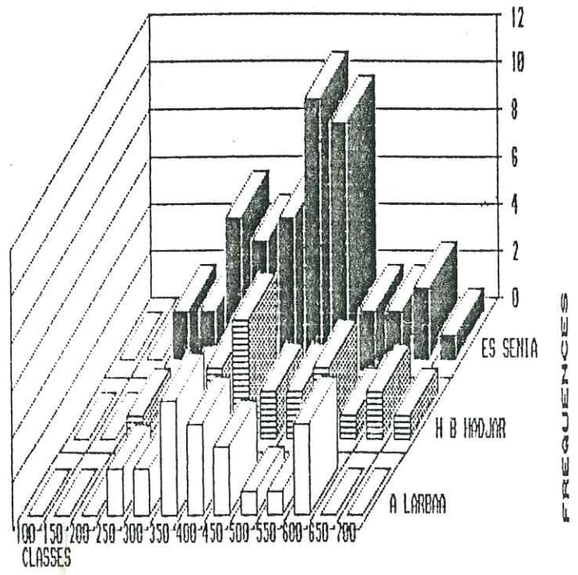


Fig 15 : Histogrammes pluviometriques des precipitations annuelles.

Nous avons vérifié ceci graphiquement. En reportant sur un diagramme de GAUSS (Fig.13 et 14), en abscisses les probabilités et en ordonnées les logs des modules pluviométriques, on remarque que les distributions des précipitations fournissent un alignement de points acceptables. Ils peuvent être représentés par une loi log-normale.

Par cette méthode, nous pourrons également évaluer les fréquences de non dépassement et les temps de retour des précipitations (voir tableau n°6).

Tableau n°6: Précipitations annuelles fréquentielles et période de retour des valeurs caractéristiques (en mm)

	Années sèches				$\bar{P}$	Années humides			
	100 ans F=0.01	50 ans F=0.02	10 ans F=0.10	5 ans F=0.20	F= 0.5	5 ans F=0.8	10 ans F=0.9	50 ans F=0;98	100 ans F= 0.99
Es.Senia	151	172	247	303	450	672	822	1180	1346
Hammam Bouhadjar	176	196	267	319	446	624	744	1012	1132
Aïn Larbaa	171	189	249	291	395	535	627	827	915

2.2.2.3.5 Test d'homogénéité ou corrélation double masse

Il consiste à effectuer le calcul des pluies cumulées pendant un nombre d'années successives à des stations de la région, puis à comparer les résultats par groupes de deux stations. Pour des stations soumises au même régime pluviométrique, la corrélation entre deux stations doit être linéaire.

Ceci permettra de pallier aux lacunes d'une des stations, compte-tenudes valeurs obtenues pour le coefficient de corrélation.

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

Nous avons appliqué cette méthode pour les stations Es Sénia-Hammam Bou Hadjar, Es Sénia - Aïn El Abraa, Aïn El Abraa - Hammam Bou Hadjar sur 22 ans (1927 - 1948) et entre Es Senia - Tafaraoui sur 10 ans (1953 - 1962) (fig. 16).

Tableau 7 : Coefficients de corrélations entre les différentes stations

	Es Sénia	Tafaraoui	H. B Hadjar	A.E. Arbaa
Es Sénia		0,73	0,85	0,87
Tafaraoui	10 ans 12 km			
H.B. Hadjar	22 ans 43 km			0,86
A.E. Arbaa	22 ans 34 km		22 ans 8 km	

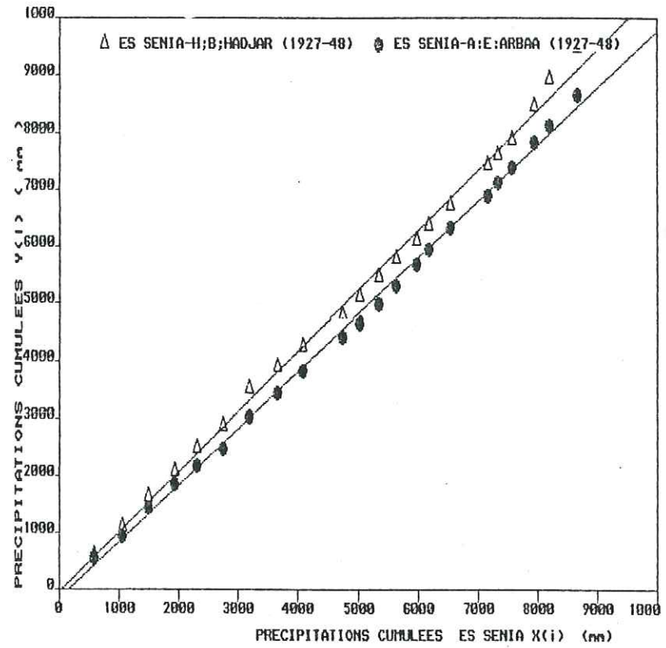
Des résultats des corrélations, il ressort que les différentes stations peuvent bien être complémentaires. Sur les séries longues, le coefficient de corrélation est de l'ordre de 0,85 pour les postes situés aussi bien à 8 km (H.B Hadjar - A.E. Arbaa) que 43 km (H.B. Hadjar - Es Sénia). Entre Es Sénia et Tafaraoui, la corrélation est moins bonne.

2.2.2.3.6. La régression linéaire

Nous avons calculé la régression des séries précédentes Les résultats obtenus dans le tableau n° 8 nous ont permi de tracer les courbes respectives corrélant Es-Sénia aux stations Hammam Bou Hadjar et Aïn El Arbaa (fig. 17).

Tableau n° 8 : Résultats des corrélations par régression linéaire

Station corrélées avec Es Sénia	Coefficient de corrélation	Equation de la droite de régression
Hammman Bou Hadjar	0,85	y = 0,803 x + 113
Aïn El Arbaa	0,87	y = 0,734 x + 104



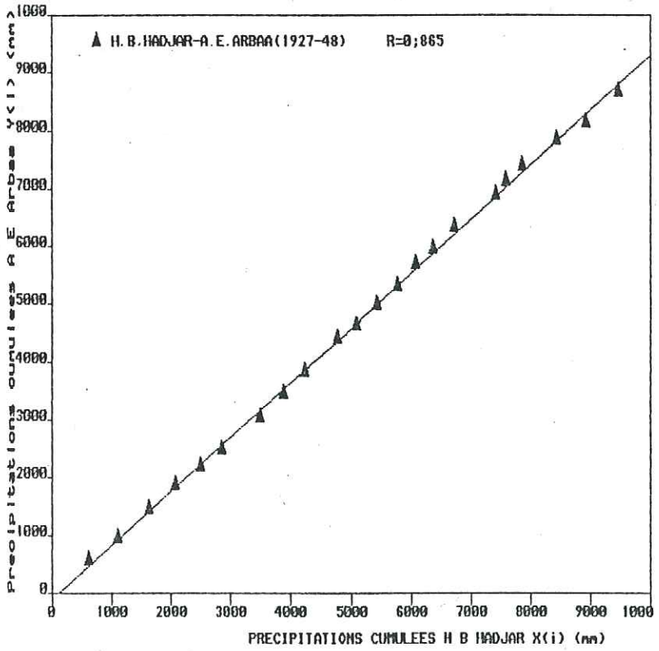


Fig 16 : Corrèlations doubles masses des diffèrentes stations .

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

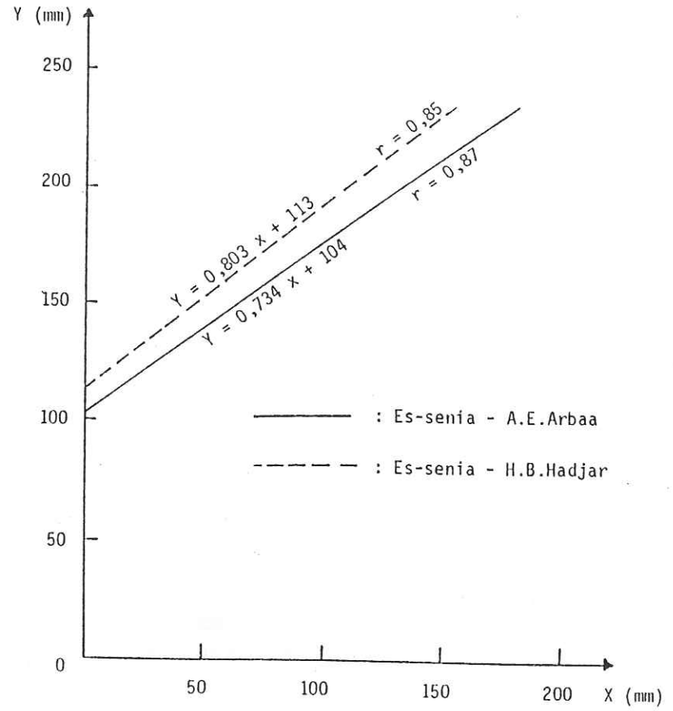


Fig 17: Droites de regression lineaire des prècipitations annuelles .

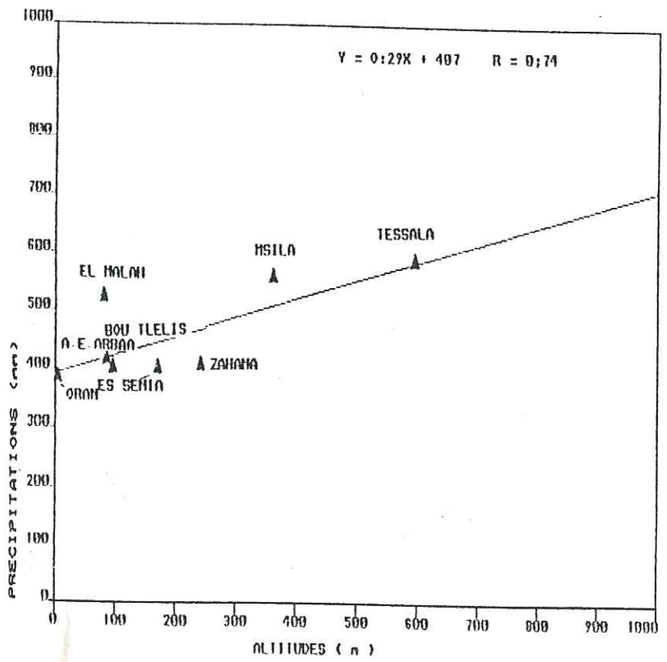


Fig 18 : Profil pluviometrique (1913-1963)

2.2.2.4. RELATION PLUVIOMETRIE - ALTITUDE (fig. n° 18)

Pour des raisons de commodité la plupart des stations sont situées en plaine à moins de 250 m d'altitude; pour ces stations l'altitude n'a aucun effet sur le volume des précipitations. On remarque que les stations situées au desssus de la droite de corrélation sont situées dans la partie occidentale du bassin, les stations situées en dessous de la droite se trouvant à la partie orientale du bassin moins arrosée .

Le gradient pluviométrique n'est évident que pour les stations de Msila et Tessala situées à plus de 250 m d'altitude. Le coefficient pluviométrique est :

$$P = 0,29\ A + 407$$

2.2.3. DETERMINATION DE LA LAME D'EAU PRECIPITEE

Quatre méthodes d'estimation de la lame d'eau précipitée ont été employées.

2.2.3.1. MOYENNE ARITHHMETIQUE DES STATIONS

C'est la plus rapide ; elle consiste à calculer la moyenne arithmétique des précipitations observées à chaque station. Cette méthode donne une grande importance aux valeurs extrêmes. Son efficacité est meilleure pour de petits bassins où l'influence de l'altitude, de l'exposition, de la latitude, sur les précipitations est partout identique.

Pour les périodes 1913-1963 et 1975-1984 nous obtenons des moyennes annuelles respectives de la lame d'eau tombée à l'échelle du bassin de 481 mm et de 317 mm.

On peut contrôler l'adéquation de ce modèle :

Si N représente le nombre de stations sur le bassin

σ l'écart type sur les valeurs des précipitations

$\bar{x}$ la moyenne des valeurs

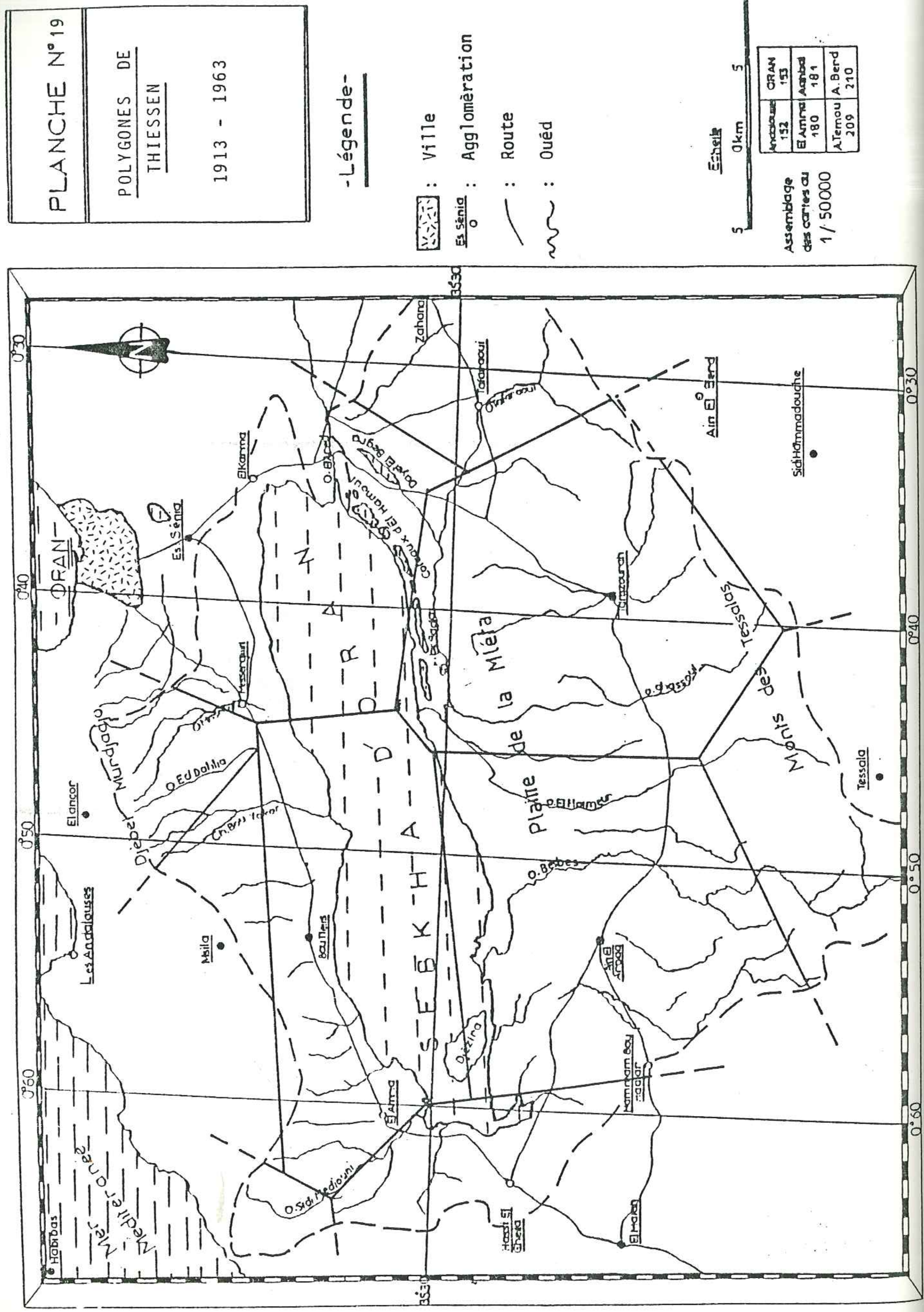
Cv le coefficient de variation $= \frac{100\,\sigma}{\bar{x}}$

On aura $Er = \frac{Cv}{\sqrt{N}}$ Er représente l'erreur en pourcentage.

On obtient pour la période 1913-1963 une erreur de 5,72 %, et pour la période 1975-1984 une erreur de 5,06 %.

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012



2.2.3.2. MOYENNE DE THIESSEN

C'est la méthode polygonale ; on attribue à chaque station de mesure une zone d'influence de sorte qu'un point quelconque situé sur cette surface se verra attribué le volume des précipitations mesuré au poste. La lame d'eau moyenne tombée sur le bassin versant durant la période considérée est :

$$Pt = \frac{\sum Pi.Si}{S} = \frac{Vt}{S}$$

Avec: Vt = Volume total tombé sur le bassin
S = Surface totale du bassin
Pi = Précipitations moyennes annuelles de la station à l'intérieur du polygone
Si = Surface du polygone considéré

Nous avons appliqué cette méthode pour les moyennes pluviales annuelles 1913-1963 et 1975-1984.

Des stations situées hors du bassin versant ont été utilisées pour compléter la distribution du bassin (tableaux n° 9 et 10)

Tableau n° 9 : Surface des polygones de THIESSEN (1913-1963)

	Surface délimitée en Km^2	% de la surface totale	Précipitations (mm)
S1 Es Sénia	227,6	12,7	401
S2 Zahana	116	6,5	407
S3 Sidi Hammadouche	4	0,2	418
S4 Tamzourah	374,8	21	433
S5 Tessala	155	8,7	585
S6 Aīn El Arbaa	374,8	21	436
S7 El Malah	110,7	6,2	521
S8 Iles Habibas	25	1,4	281
S9 Boutlelis	276,6	15,5	478
S10 Msila	53,5	3	557
S11 El Ancor	67	3,75	576

La lame d'eau moyenne précipitée pour ensemble du bassin est de 460,4 mm.

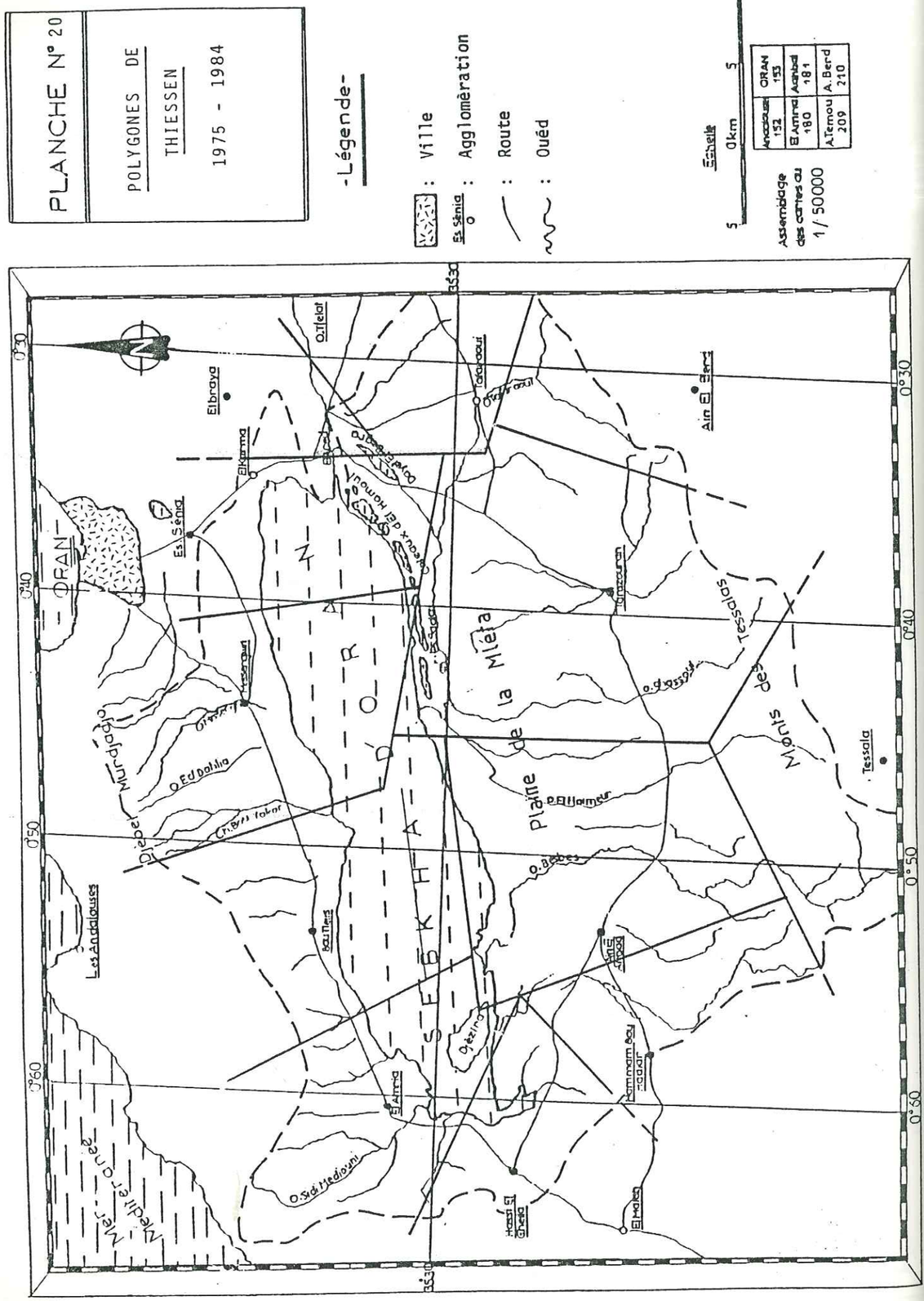


Tableau n° 10 : Surface des polygones de THIESSEN (1975-1984)

Stations	Surface délimitée en km²	% de la surface totale	Précipitations (mm)
S1 Es Sénia	116	6,5	204
S2 El Braya	28,5	1,5	223
S3 Oued Tlélat	91,1	5,1	243
S4 Aïn El Berd	48,2	2,7	291
S5 Tamzourah	362,3	20,3	384
S6 Tessala	157,1	8,8	333
S7 Aïn El Arbaa	267,7	15	331
S8 Hammam Bou Hadjar	82	4,6	315
S9 Hassi El Ghella	75	4,2	400
S10 El Amria	153,5	8,6	312
S11 Bou Tlelis	189,2	10,6	338
S12 Misserghin	214,2	12	242

La lame d'eau moyenne précipitée est de 316,9 mm.
Les figures n°19 et n° 20 montrent le partage du bassin versant en surfaces polygonales.

2.2.3.3 METHODE DES ISOHYETES

L'estimation de la lame d'eau par cette méthode est la plus fiable, car elle tient compte non seulement de la variation de la pluie avec l'altitude mais également de la variation de pluie liée à l'exposition aux vents maritimes.

En partant de la carte des isohyetes de la fig. 11, tracée pour la période 1913-1963, on mesure les surfaces comprises entre deux courbes isohyétes successives, en supposant que la hauteur de pluie tombée sur cette surface est égale à la moyenne des valeurs des deux isohyétes qui la délimitent.
La lame d'eau tombée sur le bassin versant est :

$$P_{t=} \frac{\sum Pi \quad Si}{S}$$

Si = surface inter isohyétes
Pi = pluviométrie moyenne inter-isohyétale totale
S = superficie totale du bassin versant

Tableau n° 11 : Evaluation de la lame d'eau précipité sur le bassin versant (1913-1963) par la méthode des isohyétes .

Zone inter isohétale (mm)	Si (km2)	Pourcentage de la surperficie totale	Précipitations moyennes (mm)	Vt $10^6 m^3$
400	126,7	7,1	375	47 512,5
400 - 500	1 353,0	75,8	450	608 850
500 - 600	203,5	11,4	550	111 925
600 - 700	94,6	5,3	650	61 490
700	7,1	0,4	725	5 176,5
				834 954

La hauteur de la lame précipitée est de 467,7 mm

version 1 - 4 Dec 2012
tel-00760562, vers

2.2.3.4. METHODE DE LA VARIATION ALTIMETRIQUE

Cette méthode consiste à évaluer la lame d'eau précipitée par tranches d'altitude successives sur le bassin versant considéré. Le volume total des précipitations tombant sur le bassin versant est de :

$$Vt = \sum Pi \quad Si$$

soit une lame de P Moy $= \frac{\sum Pi \quad Si}{S}$

avec Vt = volume d'eau tombant sur le bassin versant
S = surface totale du bassin versant
Si = surface de la tranche d'altitude successive
Pi = pluviométrie à l'altitude moyenne de la tranche considérée, déterminée graphiquement sur le profil pluviométrique.

Nous avons utilisé cette méthode pour la période 1913-1963 Le gradient altimétrique de précipitation correspond au gradient calculé au chapitre II. 2.2.4. soit P = 0,29 A + 407,7

Les résultats trouvés sont portés sur le tableau n° 12.

Tableau n°12: Evaluation du volume d'eau précipité sur le bassin de la sebkha par la méthode altimétrique

Tranche d'altitude (m)	Altitude moyenne	Surface inter-tranche (km2)	P moyennes	Vi (10^6 m3)
80 - 200	140	1 137	447,6	508,92
200 - 400	300	369	494	182,28
400 - 600	500	204	552	112,60
600 - 800	700	56	610	34,16
800 - 1000	900	19	668	12,69
		1 785		850,65

La hauteur de la lame d'eau précipitée est de 476 mm.

2.2.3.5. DISCUSSION DES RESULTATS

Les résultats de l'estimation de la lame d'eau précipitée sur le bassin versant de la sebkha, par les quatre méthodes, sont résumés dans le tableau ci-dessous.

Tableau n° 13 : Estimation de la lame d'eau précipitée par la méthode arithmétique, de THIESSEN, isohyétes et altimétrique

Méthode	P. moyennes (mm) 1913 - 1963	P. moyennes (mm) 1975 - 1984
Arithmétique	481	317
Thiessen	460	316,9
Isohyétes	467,7	-
Altimétrique	476	-

Pour la période 1913 - 1963 nous constatons que :

- Les précipitations sont surestimées par la méthode arithmétique, en effet sur les six stations utilisées pour calculer la moyenne du bassin, deux stations (Tessala, Msila) sont situées en altitude; ceci n'est pas représentatif des fréquences altimétriques du bassin donc de la repartition des précipitations.

- Les précipitations sont sous estimées par la méthode de THIESSEN;ceci est dû au fait que les régions montagneuses sont souvent couvertes par des polygones dont les centres sont des stations de plaine à pluviosité relativement basse.

- Les moyennes altimétriques et des isohyétes sont assez proches entre elles et doivent se rapprocher plus de la réalité. La valeur moyenne entre ces deux méthodes (472 mm) sera utilisée comme moyenne unique pour l'ensemble du bassin versant lors du calcul du bilan hydrologique. Cette valeur est très proche de celle calculée par SOLETANCHE (1950) poúr le bassin et qui était de 470 mm.

- Pour la période 1975 - 1984, elle serait de 317 mm.

A l'échelle du bassin versant, la lame moyenne annuelle d'eau précipitée sera donc de 844 10^6 m3/an pour la période de 1913 - 1963 et de 566 10^6 m3/an pour la période 1975 - 1984.

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

TABLEAU N°14 : PRECIPITATIONS MENSUELLES (mm) A DIFFERENTES PERIODES.

	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Année	Periode
Es Senia	14	40	47	75	62	52	39	39	24	8	1	2	404	27/80
Tafraoui	13	33	46	47	56	53	41	37	15	13	0	0	354	52/64
Tamzourah	20	38	61	79	61	54	38	27	32	6	0	3	486	25/47
Misserghin	9	35	48	64	48	43	65	48	28	0	0	2	390	68/81
Bou Tlelis	9	50	46	77	85	55	33	34	22	3	0	1	414	41/62
H.E.Ghella	10	40	65	87	55	65	42	31	10	8	2	0	416	54/62
Ain El Arbaa	19	38	56	78	69	54	38	40	25	4	1	2	395	19/56
H.B.Hadjar	14	44	65	87	75	54	36	42	31	3	0	1	437	24/49
El Braya	14	40	45	69	70	54	34	32	23	6	1	2	390	26/62
El Malah	11	50	50	82	82	64	40	38	30	8	0	1	456	42/62

TABLEAU N°15 : PRECIPITATIONS MENSUELLES (mm) 1975-1984

	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Année
Es Senia	3	20	24	60	26	34	16	11	9	5	0	0	204
Tamzourah	6	24	38	54	42	48	23	20	30	4	0	1	384
Misserghin	7	14	20	38	17	60	17	34	30	3	0	2	242
Brédeah	3	35	31	89	38	59	32	42	41	15	1	2	390
Bou Tlelis	2	29	46	71	50	43	26	24	20	0	0	0	338
El Amria	8	33	24	70	32	40	25	15	33	6	6	2	312
H.E.Ghella	6	30	45	56	32	62	35	25	45	12	1	0	340
Ain El Arbaa	6	32	24	62	40	43	29	32	51	9	2	0	331
H.B.Hadjar	10	31	43	55	44	67	32	34	34	16	8	1	315
Tessala	3	32	50	83	21	51	29	23	37	4	0	0	333
El Braya	3	23	21	51	25	32	13	28	23	4	0	0	223

2.2.4. PRECIPITATIONS MENSUELLES

Nous utiliserons les données des précipitations mensuelles aux stations, à différentes périodes (anciennes) et à la période plus récente 1975-1984.

Dans les tableaux n° 14 et n° 15, on trouvera ces différentes moyennes mensuelles.

- Pour les différentes périodes (voir fig. 21), on remarque pour les quatre stations que les mois les plus pluvieux de l'année sont les mois de Décembre et Janvier, le mois le plus sec étant toujours le mois de Juillet. Ceci est en fait valable pour toutes les stations du bassin versant de la sebkha.

- Pour la période 1975 - 1984 (voir fig. 22), ce sont les mois de Décembre et Février qui sont les plus pluvieux, le mois le plus sec pouvant être aussi bien Juillet qu'Août.

2.2.5. PRECIPITATIONS SAISONNIERES

Dans les tableaux ci-après nous avons groupé les précipitations saisonnières pour les différentes périodes.

Tableau n° 16 : Précipitations saisonnières (différentes périodes)

Stations	Moyennes	A	H	P	E	Année	Indice saisonnier
Es Sénia 1927-1980	Moyenne saisonnière(mm)	101	188	104	11	404	H.P.A.E.
	" " (%)	25	46	26	2,8		
Bou Tlelis 1941 - 1962	Moyenne saisonnière(mm)	106	216	89	4	414	H.A.P.E.
	" " (%)	25,5	52,1	21,4	0,9		
AÏn El Arbaa 1919 - 1956	Moyenne saisonnière(mm)	112	201	102	7	421	H.A.P.E.
	" " (%)	26,6	47,6	24,2	0,2		
Ll Braya 1926 - 1962	Moyenne saisonnière(mm)	99	193	88	10	390	H.A.P.E.
	" " (%)	25,4	49,4	22,6	2,5		

Tableau n° 17 : Précipitations saisonnières (1975 - 1984)

Stations	Moyennes	A	H	P	E	Année	Indice saisonnier
Es Sénia	Moyenne saisonnière (mm)	47	121	36	5	204	H.A.P.E.
	" " (%)	23	59,2	17,7	2,4		
Bou Tlelis	Moyenne saisonnière (mm)	78	164	70	0,5	338	H.A.P.E.
	(%)	23	48,5	20,8	0,1		
AÏn El Arbaa	Moyenne saisonnière (mm)	62	145	112	12	331	H.P.A.E.
	" " (%)	18,7	43,7	33,6	3,3		
El Braya	Moyenne saisonnière (mm)	47	108	64	4,4	223	H.P.A.E.
	" " (%)	21	48,5	28,68	1,5		

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

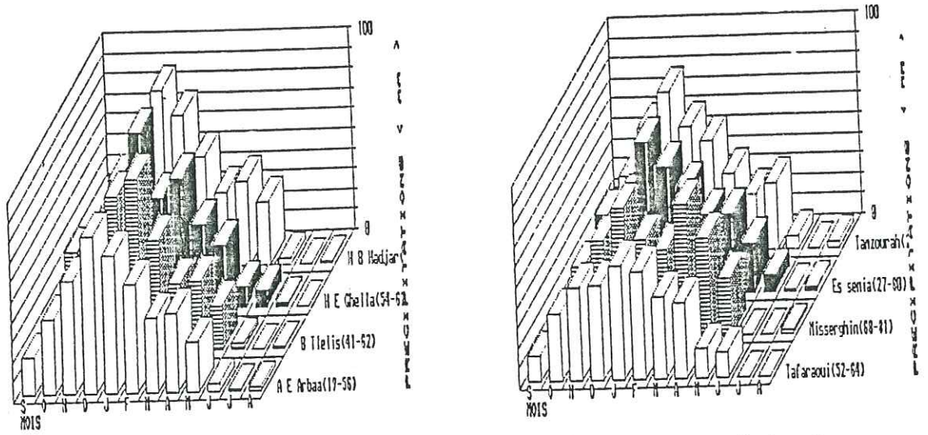


Fig n°21 : Précipitations mensuelles (divérses periodes)

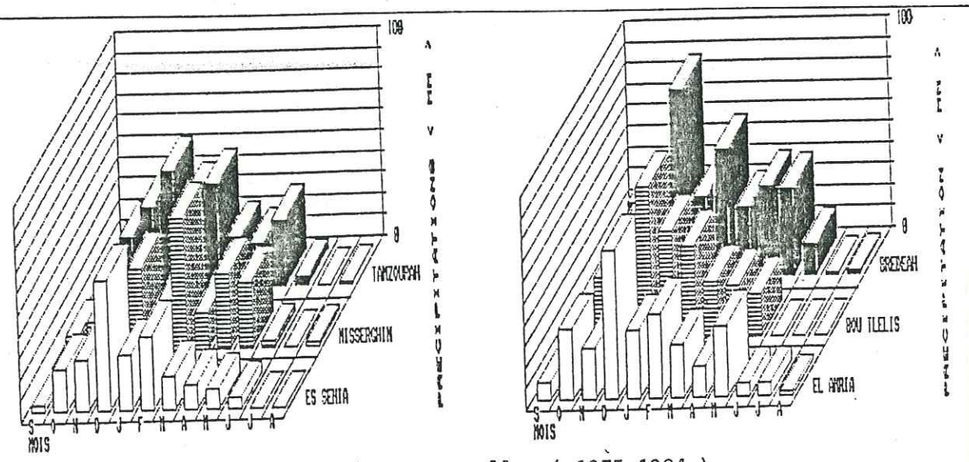
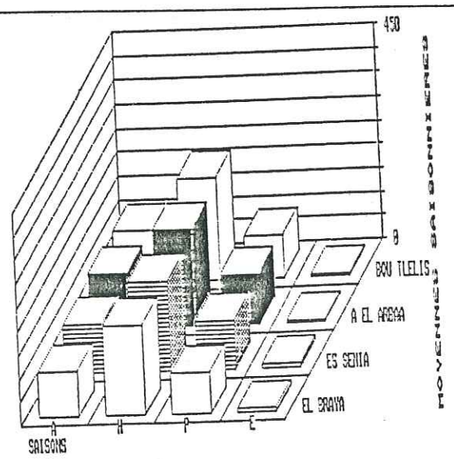


Fig n°22 : Précipitations mensuelles (1975-1984)



Fignn°23: Précipitations saisonnieres
(divérses périodes)

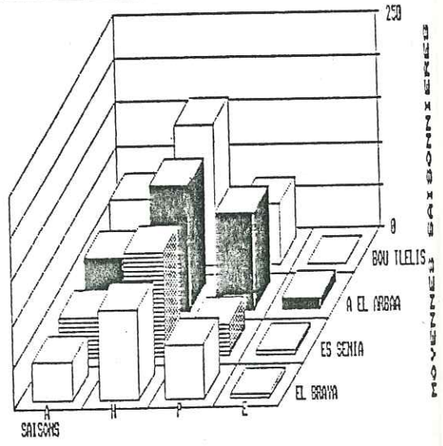


Fig n°24:Précipitations saisonnieres
(1975-1984)

Malgré la grande variabilité des précipitations on remarque que les pluies d'hiver sont toujours plus importantes avec des pourcentages allant de 43 % à 59 %. La saison d'été est la moins pluvieuse; cette sécheresse estivale est très marquée avec des pourcentages pouvant atteindre 0,1 %. Par contre pour les saisons d'Automne et Printemps la variabilité est plus grande(voir figure n° 23 et figure n° 24).

Pour une même station,l'indice saisonnier peut changer d'une période à une autre, exemple : Es Sénia.

2.2.5.1.LE QUOTIENT PLUVIOMETRIQUE

Le quotient pluviométrique représente le rapport des précipitations pendant les deux saisons les plus humides et celles pendant les plus sèches.

Le tableau ci-dessous représente les quotients obtenus.

Tableau n° 18 : Quotients pluviométriques

Stations	Quotient Pluviométrique à différentes périodes	Quotient Pluviométrique 1975 - 1984
Es Sénia	2,60	4,09
Bou Tlelis	3,46	3
Aïn El Arbaa	2,87	3,47
El Braya	2,97	3,37

Nous remarquons une plus grande variabilité saisonnière pendant la période 1975 - 1984 que pendant les périodes plus anciennes.

2.2.5.2. COEFFICIENT PLUVIOMETRIQUE RELATIF

Le coefficient pluviométrique relatif est le rapport entre la quantité de pluie observée réellement et celle que l'on aurait observée si la répartition de la pluie était

uniforme dans tout le cours de l'année (pluie fictive). Il indique donc l'écart à une distribution uniforme.

S'il est plus petit que 1, le mois auquel il se rapporte est considéré comme un mois sec. Les mois qui ont un coefficient supérieur à 1 sont des mois relativement humides. Les mois sont autant plus secs ou plus humides que le coefficient s'écarte de l'unité.

Tableau n° 19 : Coefficients pluviométriques relatifs 1975 - 1984

Stations / Mois	Es Sénia	Bou Tlelis	Aïn El Arbaa	El Braya
S	0,17	0,07	0,21	0,16
O	1,17	1	1,16	1,24
N	1,41	1,64	0,87	1,13
D	3,52	2,53	2,25	2,75
J	1,52	1,78	2,28	1,35
F	2	1,53	1,45	1,72
M	1	0,92	1,05	0,70
A	0,64	0,85	1,16	1,51
M	0,53	0,71	1,85	1,24
J	0,29	0	0,32	0,21
J	0	0	0,07	0
A	0	0	0	0

On remarque que pour les quatre stations, le mois de Décembre est toujours le plus humide de l'année.

2.2.6. ETUDE DES PRECIPITATIONS JOURNALIERES

Nous utiliserons les données de la station d'Es Sénia où les observations sont continues de 1927 à 1984.

Tableau n° 20 : Nombre mensuel des jours de pluie

	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Année
Moyenne	3,5	6,4	7,9	10,1	9,3	8,3	7,8	7,3	5,6	2,8	0,6	1,2	70,8
Ecart Type	2,7	4,1	4,0	4,5	3,9	4,5	4,5	4,1	3,6	2,2	1,0	1,4	12,25

La pluviométrie se caractérise par un nombre réduit de jours de pluie.

On définit:

- Un coefficient de fréquence = $\frac{\text{Nombre de jours de précipitations}}{\text{Nombre de jours dans le mois}}$
- Un coefficient d'intensité = $\frac{\text{Précipiations mensuelles}}{\text{Nombre de jours de pluie}}$

Les valeurs des coefficients de fréquence sont reportées dans le tableau n°21.

Tableau n°21: Coefficient de fréquence

S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A
0,11	0,20	0,26	0,32	0,30	0,28	0,25	0,24	0,18	0,09	0,02	0,03

Tableau n°22: Coefficient d'intensité

S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A
4	6,25	5,94	7,42	6,66	6,26	5,00	5,34	4,28	2,85	1,66	1,66

L'intensité des pluies est plus forte aux mois de Décembre et Janvier; ceci concorde avec le tableau des intensités maximales en 24 heures de la station d'Es-Sénia (1940-1961), (1970-1980).

Tableau n°23: Côtes maximales en 24 heures (mm)

	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A
Moyenne	8,45	16,41	18,62	23,17	19,10	18,43	14,38	15,63	11,73	5,00	0,67	1,75
Ecart type	10,91	16,31	15,94	16,02	12,02	16,26	12,01	12,80	17,01	6,3	1,45	4,10

On note l'importance des averses torrentielles. Une pointe de 111mm/j a été enregistrée le 8 mai 1971, notons aussi 66 mm/j le 25 octobre 1956 et le 14 mars 1957.

Sur le plan saisonnier l'hiver et l'automne sont les saisons où l'intensité des pluies est la plus forte.

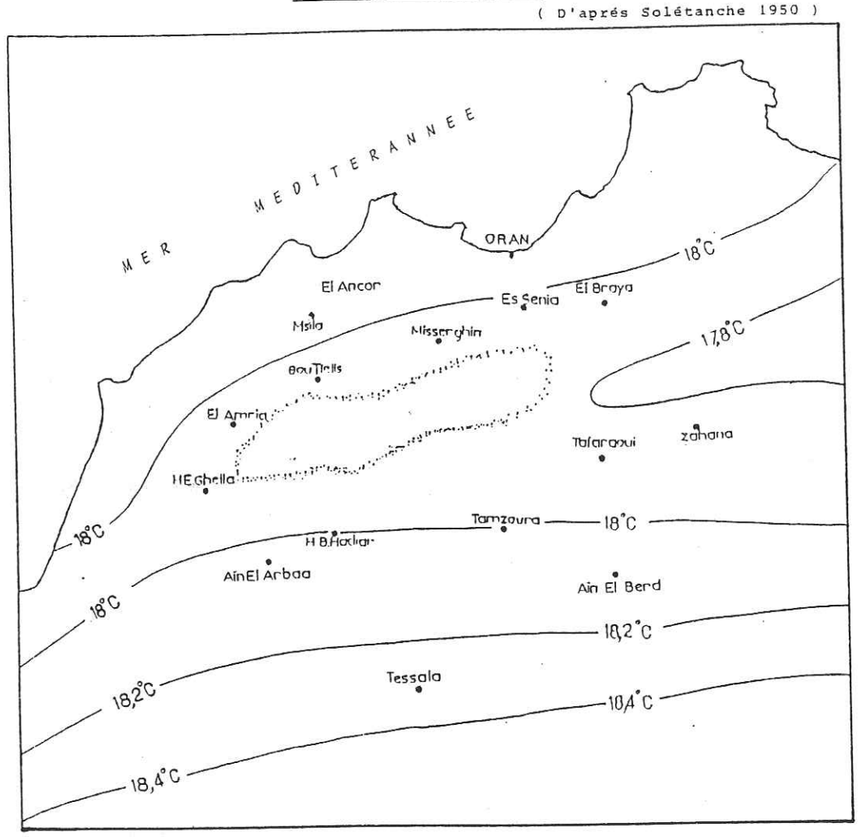
En résumé la pluviosité de la région se caractérise par:

- Une grande variabilité des apports annuels.
- Le mois de Décembre est le mois où la pluviosité est la plus forte, la plus fréquente et plus intense.
- Sur le plan saisonnier, l'hiver est la saison la plus pluvieuse, la sécheresse estivale est très marquée.
- Un nombre réduit de jours de pluie et une importance des averses torrentielles.

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

Fig 25 : CARTE DE LA TEMPERATURE REDUITE AU NIVEAU DE LA MER - To

(D'aprés Solétanche 1950)



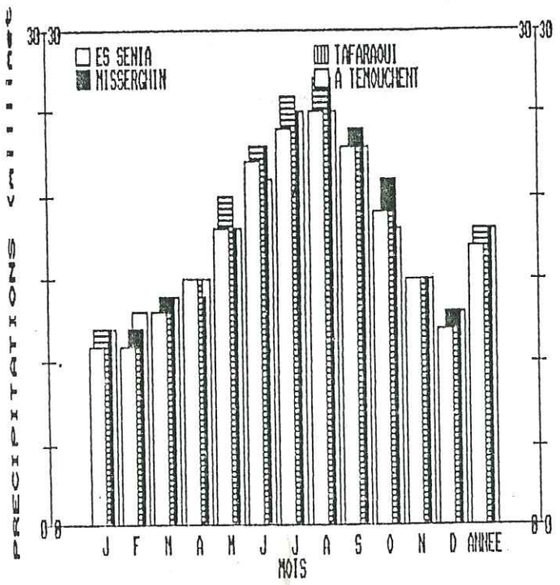


Fig 26: Températures moyennes mensuelles

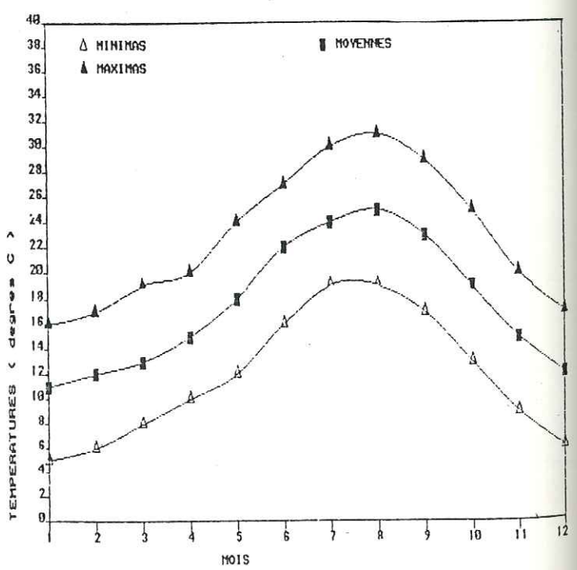


Fig 27 : Températures mensuelles Es-senia (1931-1984)

2.3. - TEMPERATURES

La température est un facteur important conditionnant l'estimation du déficit d'écoulement.

Les températures sont relativement homogènes sur toute la zone d'étude. Elles sont fonction de l'altitude; la carte de température réduite au niveau de la mer (fig. n°25)) montre l'influence d'une composante croissante Nord-Sud de la température en plus de l'exposition ou non aux vents maritimes.

Nous avons pu disposer des données de la station d'Es Sénia (minima-maxima et moyenne annuelle), Tafaraoui, Misserghin et Aïn-Temouchant à des périodes différentes (Tableau n°24), (figure n° 26).

Tableau n°24: Températures mensuelles et annuelles

Stations	ES SENIA			TAFARAOUI	MISSERGHIN	AIN TEMOUCHENT	
Période	1931-1984			1952-1964	1975-1981	1913-1938	1974-1981
Moyenne	Minima/j.	Maxima/j	Mois	Mensuelle	Mensuelle	Mensuelle	Mensuelle
Nbrs.d'années	53	53	53	12	6	25	6
J	5,5	16,0	10,7	11,7	11,8	11,1	11,7
F	6,1	17,1	11,6	11,7	11,8	11,6	12,9
M	7,7	19,1	13,4	13,5	13,8	13,5	14,1
A	9,8	20,1	14,9	15,6	14,4	15,4	15,0
M	12,5	23,9	18,2	19,8	17,9	18,3	18,0
J	16,1	27,4	21,7	22,8	23,5	21,6	21,2
Juil.	18,7	30,4	24,6	26,4	25,5	25,0	25,6
A	19,2	31,2	25,2	26,9	26,7	25,7	24,8
S	17,0	29,1	23,0	23,3	23,6	23,1	22,9
O	13,0	24,7	18,8	19,6	20,9	19,9	18,9
N	8,97	20,2	14,6	15,4	14,9	14,7	15,2
D	6,32	16,7	11,5	12,4	12,9	12,2	13,3
Année	11,7	23,12	17,4	18,3	18,1	17,7	17,7

On constate dans tous les cas que le mois de Janvier est le mois le plus froid de l'année, le mois d'Août étant le plus chaud. L'écart entre le mois le plus chaud et le plus froid est de: 15,9° à Tafaraoui, 14,4° à Es-Senia, 13,8° à Misserghin et 13,8°c à Aïn-Temouchent; cette augmentation de l'écart de l'Ouest vers l'Est dénote l'aridité plus accentuée de la partie orientale du bassin. Quant aux écarts de température d'une année à l'autre, ils sont peu importants.

A Aïn Temouchent, la moyenne de température annuelle entre 1913-1938 et 1975-1981 est sensiblement la même (17,7°c).

La figure n°27 représente les variations mensuelles de m, M et de leur moyenne à la station d'Es-Sénia (1931-1984).

La courbe représentative des minimas ne fait pas apparaître de valeurs négatives; les températures sont comprises entre 5,5°c (Janvier) et 19,2°c (Août). La courbe représentative des maximas est comprise entre 16°c (Janvier) et 31,2°c (Août).

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

Vu le petit nombre de données de températures aux diverses stations, un gradient thermique à l'échelle du bassin ne peut-être calculé; pour cela nous prendrons le gradient thermique de la région d'Oran proposé par l'O.N.M., soit -0,468°c par 100 m. En nous fondant sur la courbe hypsométrique, nous aurons donc une température allant de 16,33 à 15,06°c dans le Murdjadjo et une température allant de 16,3 à 12,96°C dans les Tessalas. La température annuelle moyenne de l'ensemble du bassin versant étant de 16,75°C.

2.4 - HUMIDITE ET HYGROMETRIE

A la station d'Es-Sénia (75-84) les moyennes mensuelles d'humidité relative varient de 68% en été (Juillet) à 80,2% en hiver (Janvier). La moyenne annuelle relative étant de 74,2 (Tableau n°25).

Tableau n°25: Moyennes mensuelles des humidités relatives (%)
Station d'Es-Sénia (75-84)

MOIS	HEURES SYNOPTIQUES T-U								MOY
	0H	3H	6H	9H	12H	15H	18H	21H	
JANVIER	89.1	89.6	90.3	84.6	62.5	60.2	78.6	86.6	80.2
FEVRIER	87.8	89.4	90.6	82.9	61.6	59.3	74.4	84.9	78.9
MARS	86.3	87.8	88.4	73.9	54.2	54.0	65.5	80.6	73.8
AVRIL	85.5	87.5	88.4	68.9	55.4	55.8	63.8	80.3	73.2
MAI	83.9	86.6	86.4	66.4	55.4	55.8	62.4	78.3	71.9
JUIN	80.7	84.2	83.2	60.4	52.6	54.8	60.4	74.6	68.9
JUILLET	79.6	82.2	82.9	60.0	52.0	53.8	60.2	73.1	68.0
AOUT	80.8	83.2	84.2	62.4	52.8	56.0	63.7	76.0	69.9
SEPTEMBRE	84.1	86.5	87.2	67.7	52.5	56.6	67.0	79.5	72.6
OCTOBRE	86.4	87.8	87.9	72.1	52.2	56.2	71.8	82.4	74.6
NOVEMBRE	88.1	89.2	89.6	78.7	57.2	59.3	76.4	85.1	77.9
DECEMBRE	88.4	89.1	89.1	82.9	64.2	61.2	79.3	86.3	80.1
ANNUEL	85.1	86.9	87.4	71.7	56.0	56.9	68.6	80.6	74.2

Pour la période (1913-1938), la moyenne annuelle était de 72%, quelque soit l'heure de la journée, l'humidité relative est toujours supérieure à 50%.

Ces fortes valeurs d'humidité à Es-Senia sont dues à la proximité de la mer. Ceci cause en hiver, la présence de fréquents brouillards matinaux (42 jours/an). L'humidité relative varie d'un jour à l'autre à cause de la différence de température et de direction des vents.

Quant aux variations journalières, l'humidité atteint son maxima pendant les premières heures du jour (6 heures), diminue avec l'augmentation de la radiation (minima 15 heures) puis augmente de nouveau le soir.

2.5. INSOLATION

En climat sec, l'insolation a un effet important sur la température et l'évaporation. A la station d'Es Senia (1975-1984), la durée d'ensoleillement moyenne mesurée à l'aide de l'héliographe CAMPBELL varie de 5,8 heures en décembre à 10,9 heures en Juillet.

Tableau n° 27 : Moyennes pentadaires des insolations totales (heures)

PENTADE	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUN	JUI	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC
01 AU 05	6.9	7.7	7.4	8.6	8.4	10.1	10.1	9.9	9.6	8.5	6.9	5.9
06 AU 10	5.9	5.9	8.1	7.5	7.5	10.1	11.4	10.6	8.6	8.5	6.4	6.7
11 AU 15	6.0	5.5	7.9	7.1	9.7	10.6	10.9	10.0	8.8	7.6	6.2	5.8
16 AU 20	5.8	6.8	7.3	8.7	9.5	10.4	10.8	10.0	8.3	6.6	6.4	4.6
21 AU 25	5.8	5.4	8.3	8.6	10.6	10.6	10.9	10.3	8.9	6.8	7.0	5.7
26 AU 31	6.6	7.5	7.9	7.8	8.4	10.3	10.9	9.1	7.9	7.6	6.4	5.8
MOYENNE	6.2	6.5	7.8	8.1	9.0	10.3	10.9	10.0	8.7	7.6	6.5	5.8

2.6. VENTS

A la station d'Es Senia les vents de direction W, N et SW sont prédominants (fig. n° 28).

Leur vitesse moyenne est de 3,7 m/s. Cette vitesse atteint son maximum à 15 heures.

Tableau n° 28 : Moyennes mensuelles des vitesses de vent moyen (m/s)

MOIS	HEURES SYNOPTIQUES T-U								MOY
	0H	3H	6H	9H	12H	15H	18H	21H	
JANVIER	2.3	2.3	2.3	2.8	4.7	5.3	3.1	2.5	3.2
FEVRIER	2.6	2.5	2.5	3.1	5.0	6.1	4.0	2.9	3.6
MARS	2.6	2.7	2.6	4.1	5.8	6.6	4.6	3.1	4.0
AVRIL	2.7	2.6	2.4	4.5	6.0	6.9	5.1	3.1	4.2
MAI	2.4	2.5	2.6	4.4	6.3	7.3	5.5	3.0	4.3
JUIN	2.3	2.2	2.2	4.1	6.3	7.3	5.8	3.0	4.1
JUILLET	2.4	2.2	1.9	3.5	6.2	7.2	5.6	3.0	4.0
AOUT	2.0	1.7	1.7	3.2	5.9	7.2	5.4	2.9	3.8
SEPTEMBRE	1.8	1.4	1.4	3.0	5.5	6.8	4.8	2.4	3.4
OCTOBRE	2.1	2.0	2.0	3.5	5.0	6.5	4.0	2.4	3.5
NOVEMBRE	2.0	2.0	2.1	2.8	4.5	5.4	3.3	2.5	3.1
DECEMBRE	2.7	2.6	2.7	3.1	5.1	5.6	3.6	3.0	3.5
ANNUEL	2.3	2.2	2.2	3.5	5.5	6.5	4.6	2.8	3.7

En hiver certains vents d'W atteignent parfois des vitesses de 16 m/s.

version 1 - 4 Dec 2012, tel-00760562,

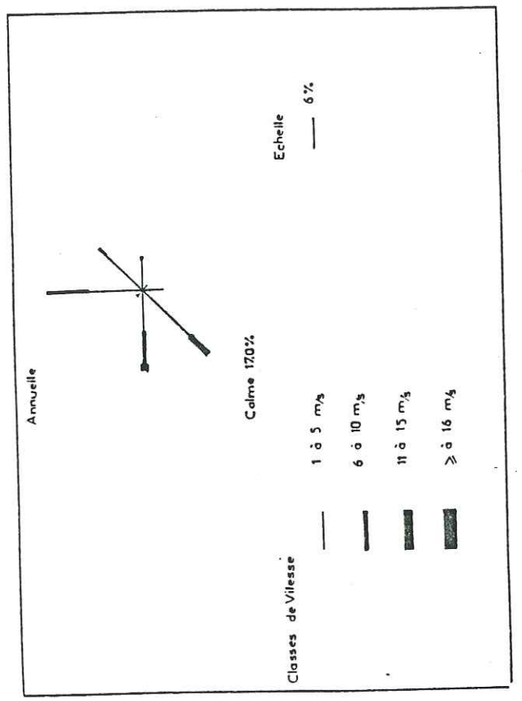
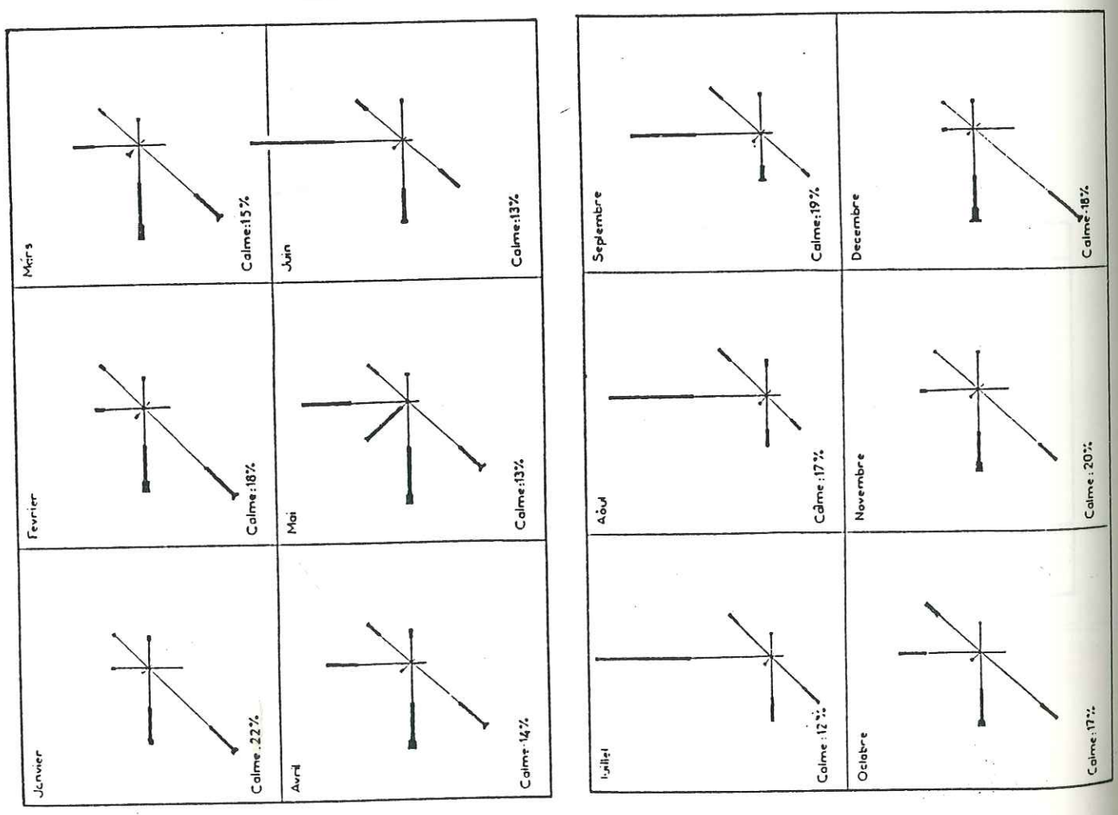


Fig 28: Vitesses et directions(mensuelles et annuelles) des vents à la station d'Es-senia (1975-1984) (d'après O.N.M 1985)



2.7. REGIME CLIMATIQUE

2.7.1. INDICE DE MARTONNE

En se basant sur le régime des précipitations et températures DE MARTONNE (1923) a défini un indice d'aridité A.

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

P : Précipitations annuelles moyennes (mm)
T : Températures annuelles moyennes (°C)

Pour $20 < A < 30$: Climat tempéré
$10 < A < 20$: Climat semi aride
$7,5 < A < 10$: Climat steppique
$5 < A < 7,5$: Climat désertique
$A < 5$: Climat hyperaride

Pour les stations d'Es Sénia, Tafaroui, Misserghin, nous trouvons des valeurs respectives de 14,7, 12,5, 15,4 dénotant un climat semi aride pour les parties basses du bassin versant.

Pour les stations de Msila, et Tessala (températures calculées à partir du gradient thermique -0,468°C par 100 m), les valeurs trouvées sont 26,3 et 22 dénotant un climat tempéré.
Ceci est vérifié graphiquement par la représentation des stations sur le diagramme de DE MARTONNE (fig. 29a).

A l'échelle mensuelle un indice d'aridité a été défini

$$a = \frac{12\ p}{t + 10}$$

p : Précipitations mensuelles moyennes (mm)
t : Températures mensuelles moyennes (°C)

Pour les stations d'Es Senia, nous obtenons les valeurs suivantes :

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
a	35,9	28,8	20	18,8	9,6	0,2	0,35	0,7	5	16,5	23	41,8

Les mois de juin-juillet-août-septembre jouissent d'un climat hyperaride, mai : climat désertique, mars-avril-novembre-décembre : climat semi-aride, décembre-janvier-février jouissent d'un climat tempéré (fig. 29b).

2.7.2. CLIMATOGRAMME DE PEGUY

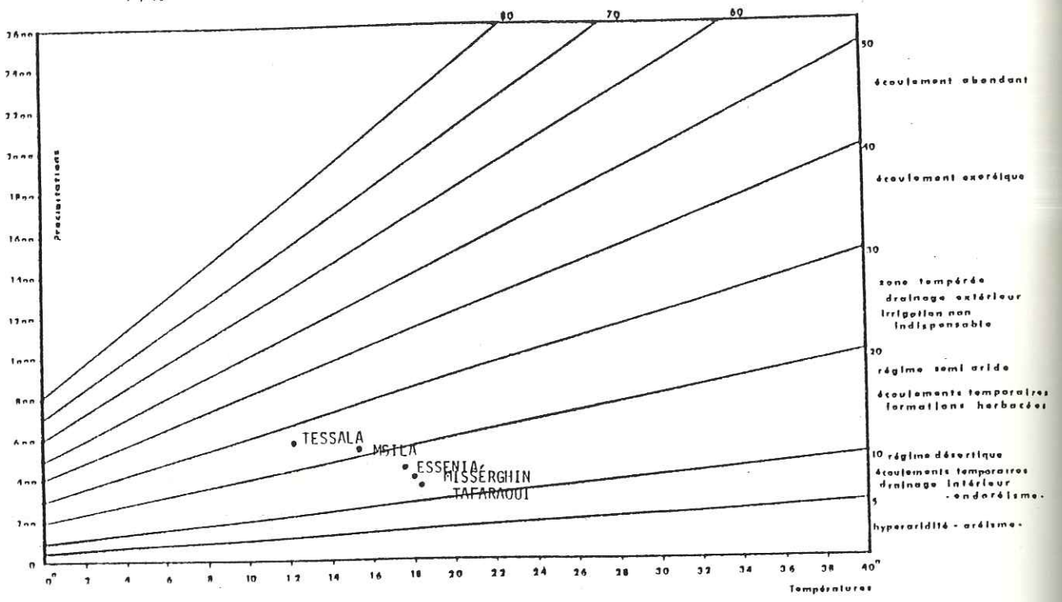
Sur un graphique porte en abscisse les températures mensuelles et en ordonnées les précipitations d'une station donnée. On réunit alors par une ligne brisée les 12 points déterminés pour chaque mois. Sur la grille du climatoglamme on porte diverses lignes

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

ABAQUE INDICE D'ARIDITE

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

Fig 29 a: Indices d'aridité des differentes stations

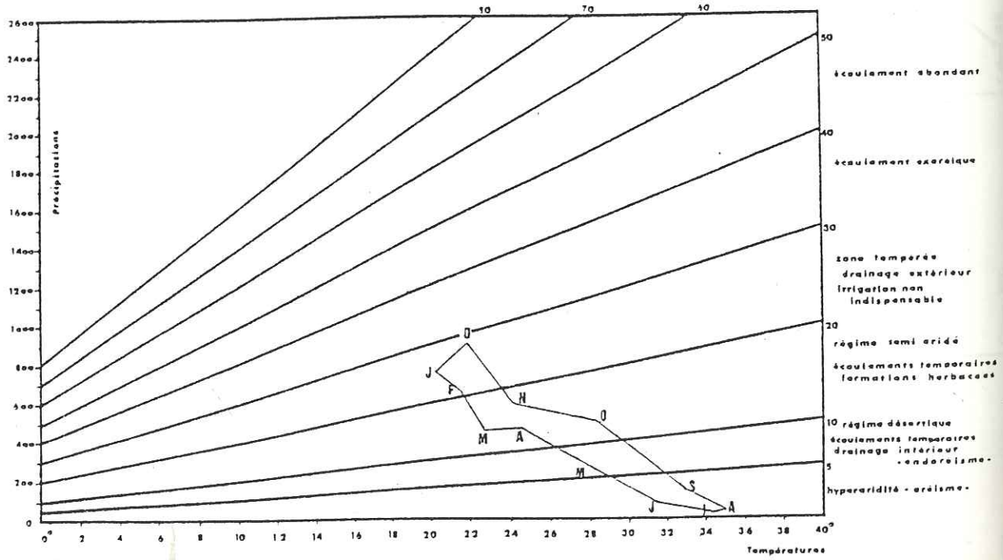


(d'après E. De Martonne - PV - 1983)

ABAQUE INDICE D'ARIDITÉ

$I = \frac{12P}{T + 10}$

Fig 29 b: Indices mensuels (Station d'Es-senia)



(d'après E. De Martonne - PV - 1983)

FIG 30 : CLIMATOGRAMMES DE PEGUY

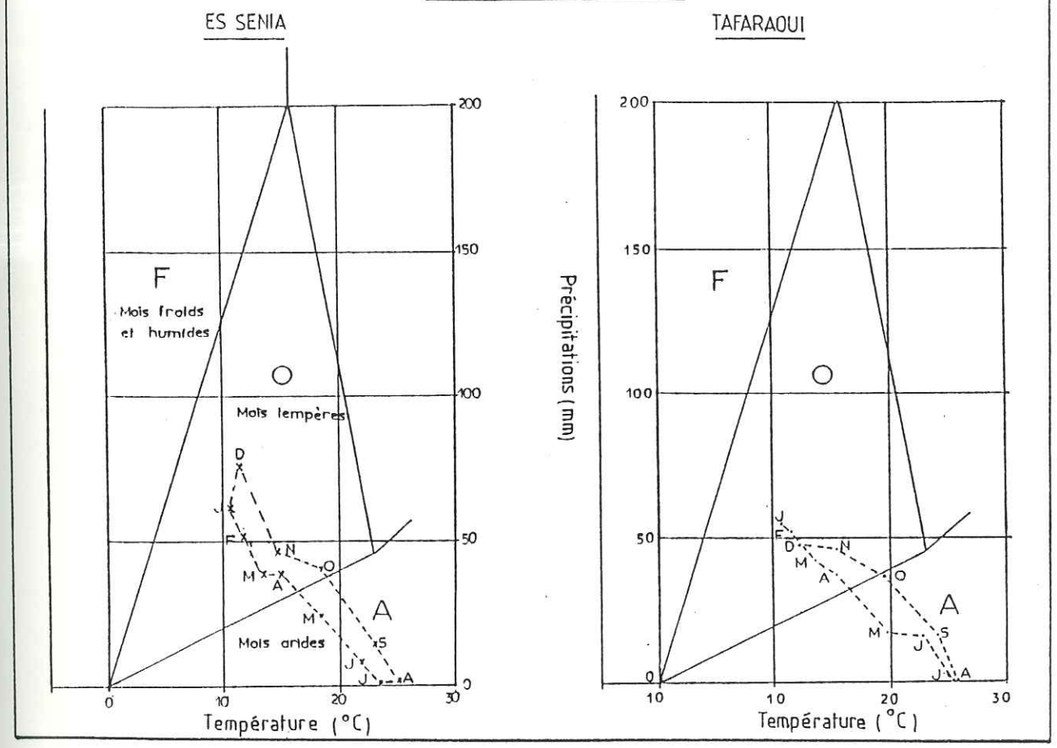
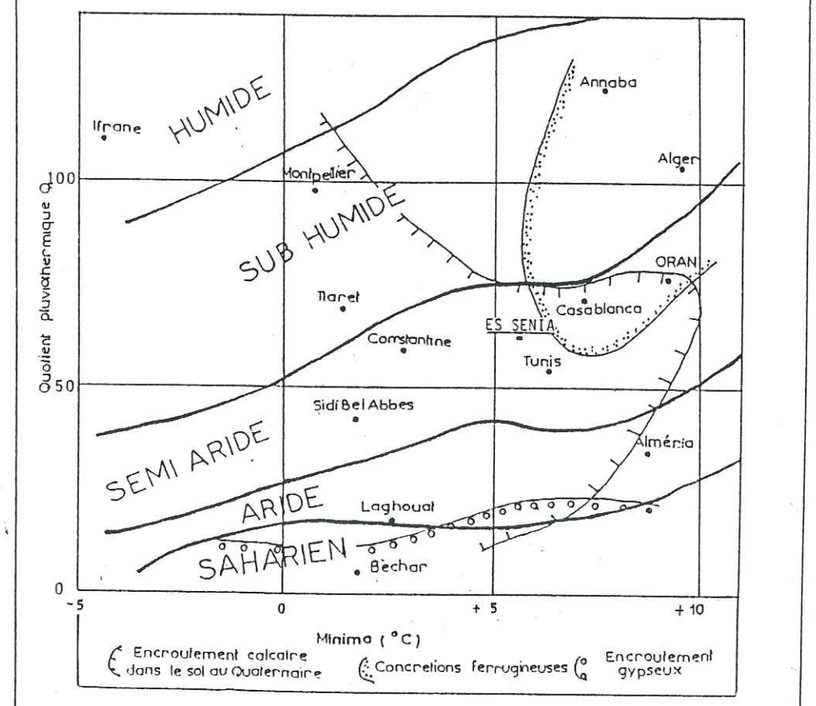


FIG 31 : CLIMAGRAMME PLUVIOTHERMIQUE D'EMBERGER



version 1 - 4 Dec 2012
tel-00760562, vers

divisant le plan de la figure en secteurs; pour chacun de ceux-ci le couple précipitations-températures permet de reconnaitre au mois considéré un caractére déterminé.

Cette technique préconisée par PEGUY, a été utilisée pour les stations d'Es Senia et Tafaraoui (fig. n° 30). On constate que pour les deux stations, les mois sont groupés dans les deux secteurs O et A, le secteur O regroupe les mois "tempérés", le secteur A regroupe les mois arides.

Les mois tempérés sont janvier-février-mars-avril-novembre-décembre. Les mois arides sont mai-juin-juillet-août-septembre.
Le mois d'octobre se place à la limite des deux secteurs.

2.7.3. CLIMATOGRAMME D'EMBERGER

L. EMBERGER propose pour l'étude de la gamme des climats de la zone méditeranéenne la détermination d'un quotient pluviothermique:

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

P = Précipitation totales annuelles (en mm)
m = moyenne des minimas du mois le plus froid (en ° Kelvin)
M = moyenne des maximas du mois le plus chaud (en ° Kelvin)

Il établit ainsi un climatogramme ou chaque station intéressée figure suivant des coordonnés d'abscisse : m (minima en °C) et d'ordonnée : Q : quotient pluviothermique. Ce diagramme permet la délimitation de zones ou compartiments régionaux bio-climatiques. Il s'agit également d'unités morphoclimatiques et pédologiques (fig. n° 31)

Pour Es Sénia, nous obtenons un quotient Q = 61,7. Le régime est semi-aride. Les encroutements calcaires sont fréquents dans le sol au Quaternaire.

2.7.4. METHODE PLUVIOTHERMIQUE (fig. n° 32)

Mise au point par GAUSSEN et BAGNOULS pour eux un mois sec est un mois où le total moyen des précipitations exprimé en mm est inférieur ou égal au double de la température exprimée en degrés C.

P = 2 T

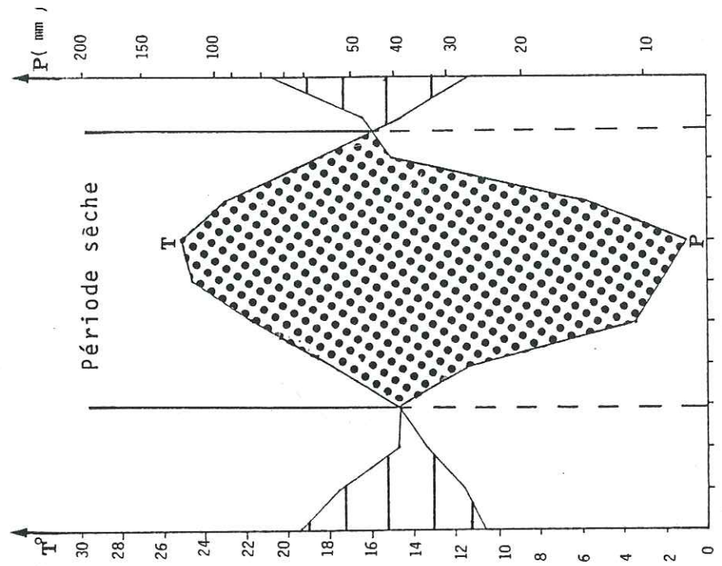


Fig 33: Diagramme ombrothèrmique (Es-senia)

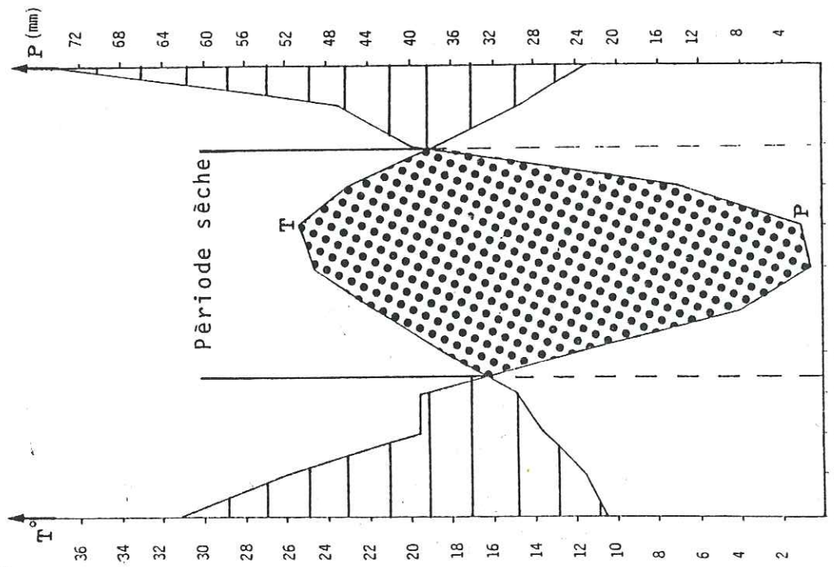


Fig 32 : Diagramme pluviothèrmique (Es-senia)

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

Pour cela,on construit un diagramme sur lequel on porte les températures à une échelle double de celle des précipitations et on établit mois par mois les deux courbes. La courbe des températures passe au-dessus de celle des précipitations pendant les mois secs.
A la station d'Es Sénia,la saison sèche débute à la mi-avril et se termine au début octobre.

2.7.5. METHODE OMBROTHERMIQUE (METHODE D'EUVERTE) (fig. n°33)

Par cette méthode on considére l'action de la chaleur et de l'humidité vis à vis de l'activité biologique. En effet les besoins en eau des plantes suivent une progression exponentielle et pour un accroissement de température de 6°C les besoins en eau doublent. On établit les diagrammes ombrothermiques en adoptant une progression linéaire pour les températures, logarithmique pour les besoins en eau.

Pour la station d'Es Sénia, la courbe T passe au-dessus de la courbe P entre début avril et mi-octobre, la période correspondante est déficitaire.

2.7.6. INDICE DE KERNER DE CONTINENTALITE

La température étant fonction des radiations solaires incidentes, on observe généralement dans la zone intertropicale une courbe de répartition annuelle des températures assez symétriques par rapport au mois de juillet.

Dans les stations maritimes, par contre le maximum est décalé en août; ailleurs l'automne apparait être plus chaud que le printemps.

Partant de cela KERNER a défini un indice thermo-isodromique.

$$0 = \frac{To - Ta}{A} \times 100$$

A = Amplitude entre le mois le plus chaud et le plus froid
To = Température d'octobre
Ta = Température d'avril
0 = Degrés de continentalité ou d'Océanisation

Pour les stations d'Es Sénia et Tafaraoui nous trouvons des valeurs respectives de 26,8 et 26,3.

Ces valeurs sont à comparer avec les valeurs des stations
Cap Falcon : 32,41
El Ancor : 28,14
Aflou : 15,7
Ghardaïa : 1,3

Les indices de continentalité diminuent au fur et à mesure que l'on s'éloigne du bassin. Ceci est perceptible à l'échelle de notre bassin ; l'indice d'Es Sénia est légérement supérieur à celui de Tafaraoui située plus à l'intérieur des terres.

2.7.7. COMPARAISON DES METHODES

Le climat de la région est défini globalement par toutes les méthodes, comme semi-aride.

La méthode DE MARTONNE classe les stations d'altitude (Tessala, Msila) en climat tempéré.

A l'échelle mensuelle, les méthodes pluviothermique et ombrothermique définissent une période déficitaire s'échelonnant d'avril à la mi-octobre.

Pour la définition des climats mensuels, la méthode de DE MARTONNE est bien adaptée à notre zone d'étude, elle définit quatre types de climat au cours de l'année.
La méthode de PEGUY n'en définit que deux.

Les deux méthodes définissent les mois de décembre, janvier février et mars comme tempérés et les mois de mai, juin, juillet août et septembre comme des mois arides.

2.8. L'EVAPORATION

Les seules mesures en notre possession sont des relevés d'évaporation mesurés sous abri à l'aide de l'évaporomètre PICHE à la station d'Es Sénia. Ces mesures concernent les périodes 1931-1937 et 1947-1980.(tableau n° 29 ci-après).

Le maximum d'évaporation a lieu au mois d'août et le minimum au mois de janvier. Le total annuel est de 1,284 m.

Les douze moyennes mensuelles relevées permettent d'établir des corrélations avec les moyennes de températures et d'humidité relative.

Tableau n°29 : Evaporation mensuelle et annuelle

	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Année
Moyenne (mm)	134,9	96,3	73,0	61,8	57,7	65,9	88,7	102,3	126,7	142,7	166,4	168,7	107
Ecart type	25,3	22,6	18,7	21,6	13,9	18,0	20,2	24,4	25,3	33,7	28,8	30,7	

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

L'évaporation mesurée au PICHE est bien correlée, positivement (r = +0,96) à la température et négativement (r = -0,94) à l'humidité relative.
De la même façon l'évaporation influe sur la tension de vapeur et vice versa.

Tableau n° 30 : Tension de vapeur en millibars -Es Sénia,(1975-1984)

MOIS	HEURES SYNOPTIQUES T-U								MOY
	0H	3H	6H	9H	12H	15H	18H	21H	
JANVIER	9.5	9.0	8.8	9.6	10.3	10.5	11.0	10.2	9.9
FEVRIER	10.4	10.0	9.7	10.6	10.7	10.8	11.3	10.9	10.6
MARS	10.9	10.4	10.1	11.3	10.8	10.9	11.2	11.3	10.9
AVRIL	12.3	11.8	11.6	12.5	12.2	12.2	12.2	12.7	12.2
MAI	13.8	13.5	13.5	14.1	13.8	13.7	13.8	14.2	13.8
JUIN	16.9	16.6	16.8	16.8	17.0	17.1	16.9	17.3	16.9
JUILLET	19.6	19.0	19.0	19.3	19.7	19.9	19.8	20.0	19.6
AOUT	20.8	19.9	19.7	20.7	20.9	21.4	21.4	21.6	20.8
SEPTEMBRE	19.2	18.2	17.8	19.5	18.8	19.5	19.8	19.9	19.1
OCTOBRE	15.4	14.6	14.1	15.6	14.8	15.5	16.3	16.0	15.3
NOVEMBRE	12.0	11.3	11.0	12.3	12.3	12.8	13.2	12.8	12.2
DECEMBRE	10.6	10.1	9.8	10.7	11.4	11.4	11.8	11.2	10.9
ANNUEL	14.3	13.7	13.5	14.4	14.4	14.6	14.9	14.8	14.3

2.9. EVAPOTRANSPIRATION

L'évapotranspiration est sans doute l'une des données climatologiques la plus difficile à approcher. On distingue :

- Une évapotranspiration potentielle ETP qui correspond à l'évapotranspiration d'une surface qui serait suffisament approvisionnée en eau pour évaporer la quantité d'eau maximale permise par les conditions climatiques (cas des nappes phréatiques peu profondes : exemple bordure de la sebkha).

- Une évapotranspiration réelle qui correspond à l'évapotranspiration se produisant dans les conditions réelles de teneurs en eau du sol.

L'estimation de la lame d'eau évapotranspiré est possible grâce à des formules empiriques à caractère statistique que divers auteurs ont élaborés.

2.9.1. EVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE (E.T.P.)

Elle a été estimée par les formules de SERRA et THORNTHWAITE. Les précipitations ne sont pas prises en compte.

2.9.1.1. FORMULE DE THORNTHWAITE

$$E.T.P. = 1,6 \left(\frac{10\ T}{I} \right) a$$

E.T.P. = Evapotranspiration potentielle (cm)
T = Température moyenne annuelle en °C

$$I = \sum_{i=1}^{12} i \quad \text{avec} \quad i = \left(\frac{T}{5} \right)^{1,514}$$

$$a = 0,492 + 1,79.10^{-2} I - 7,71.10^{-5} I^2 + 6,75.10^{-7} I^3$$

Pour les stations d'Es Sénia et Misserghin et l'ensemble du bassin versant nous obtenons les résultats résumés au tableau n° 31 .

2.9.1.2. FORMULE DE SERRA

$$E.T.P.\ mm = 16 \left(\frac{10\ T}{I} \right)^{a}$$

avec:

$$I = \sum_{i=1}^{12} i \quad \text{où } i = 0,09\ T^{3/2}$$

T = Température moyenne mensuelle

$$a = 1,6 \frac{I}{100} + 0,5$$

Le tableau n° 32 résume les résultats trouvés pour les stations Es Sénia, Misserghin et l'ensemble du bassin versant.

2.9.2. EVAPOTRANSPIRATION REELLE (E.T.R.)

Pour le calcul de l'E.T.R. nous avons choisi les méthodes de TURC, COUTAGNE, WUNDT et le bilan de THORNTHWAITE.

2.9.2.1. FORMULE DE TURC

L. TURC a établi une relation tenant compte des précipitations et de la température. Son application sur 254 bassins dans le

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

STATIONS		S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Annuel
Es Senia	T°C	23	18.8	14.6	11.5	10.7	11.6	13.4	14.9	18.2	21.7	24.6	25.2	17.4
	i	10.08	7.43	5.07	3.53	3.16	3.58	4.45	5.22	7.07	9.23	11.16	11.57	
	ETP corr (cm)	10.85	6.91	3.89	2.51	2.26	2.55	4.0	5.12	8.14	11.15	14.19	13.97	8.56
Misserghin	T°C	23.6	20.9	14.9	12.9	11.8	11.8	13.8	14.4	17.9	23.5	25.5	26.7	18.1
	i	10.48	8.72	5.22	4.19	3.66	3.66	4.65	4.96	6.89	10.41	11.78	12.63	
	ETP corr (cm)	11.03	8.24	3.83	2.87	2.48	2.42	3.96	4.54	7.64	12.86	15.27	15.73	90.9
Ensemble du bassin versant	T°C	22.35	18.15	13.95	10.85	10.0	10.95	12.75	14.25	17.55	21	23.95	24.55	16.6
	i	9.67	7.05	4.73	3.23	2.86	3.27	4.13	4.88	6.69	8.78	10.70	11.12	
	ETP corr (cm)	10.26	6.76	3.80	2.43	2.17	2.48	3.9	5.01	7.96	18.84	13.81	13.59	83.05

Tableau N°31 - Calcul de l'évapotranspiration potentielle (Méthode de THORTHWAITE)

STATIONS		S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Annuel
Es Sénia	T°C	23	18.8	14.6	11.5	10.7	11.6	13.4	14.9	18.2	21.7	24.6	25.2	17.4
	i	9.66	7.16	4.76	3.37	3.23	3.70	4.26	5.23	7.04	8.90	10.91	11.25	
	ETP corr (cm)	104.7	69.1	37.9	24.9	24..3	27.7	39.8	53.6	84.7	111.7	144.3	140.9	863.6
Misserghin	T°C	23.6	20.9	14.9	12.9	11.8	11.8	13.8	14.4	17.9	23.5	25.5	26.7	18.1
	i	10.31	9.52	5.17	4.16	3.64	3.64	4.61	4.91	6.81	10.25	11.58	12.41	
	ETP corr (cm)	108.6	81.3	38.0	28.63	24.7	24.5	39.4	45..2	75.7	126.6	150.2	154.5	897.5
Ensemble du bassin versant	T°C	22.35	18.1	13.95	10.85	10.0	10.95	12.75	14.75	17.55	21.0	23.95	24.55	16.6
	i	9.50	6.95	4.68	3.21	2.84	3.26	4.09	4.84	6.61	8.66	10.54	10.94	
	ETP corr (cm)	103.9	68.57	38.76	24.93	22.19	25.32	39.80	50.94	80.76	109.78	139.71	137.46	842

Tableau N°32 - Calcul de l'évapotranspiration potentielle (Méthode de SERRA)

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

monde a donné de bons résultats. Elle est applicable à toutes les régions.

$$E.T.R. = \frac{P}{\sqrt{0,9 + \frac{P^2}{L^2}}}$$

avec
P = Pluviométrie moyenne annuelle en mm
L = $300 + 25\,T + 0,05\,T^3$
T = Température moyenne annuelle en °C

Nous obtenons les résutats suivants :

Tableau n° 33 : E.T.R. annuelle en mm d'après la méthode de TURC

Station	T°C	Pa mm	E.T.R. mm	E.T.R. = % précipitation
Es Sénia (27 - 76)	17,4	404	391	97
Misserghin (75 - 84)	18,1	242	248	102
Bassin Versant	16,75	472	441	93,2

2.9.2.1. FORMULE DE COUTAGNE

L'évapotranspiration réelle est calculée à partir de la relation

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

avec P = Précipitation moyenne annuelle en m
T = Température moyenne annuelle en °C et

$$\lambda = \frac{1}{0,8 + 0,14\,T}$$

La formule est valable pour les précipitations comprises entre $\frac{1}{8}$ et $\frac{1}{26}$ c'est à dire pour les régions basses du bassin versant (Misserghin à Bou Tlelis, plaine Mleta) entre 410 mm et 1 666 mm. Ceci est vérifié pour les moyennes pluviales annuelles entre 1913-1963. Cette méthode ne peut-être appliquée pour la période 1975-1984.

Pour la station d'Es Sénia,(1913-1963) on se trouve à la limite minimale d'application de la méthode.

La valeur de l'E.T.R. est 355 mm soit 88 % des précipitations.

Pour la station de Misserghin, la formule n'est pas applicable, $P < \frac{1}{8\lambda}$: l'évapotranspiration est égale aux précipitations soit 242 mm.

A l'échelle du bassin, l'E.T.R. est de 401 mm soit 85 % des précipitations.

2. 9.2.3. METHODE DE WUNDT (fig. n° 34)

Le diagramme de WUNDT donne le déficit d'écoulement que l'on peut assimiler à l'E.T.R.

Nous obtenons ainsi un déficit de 405 mm pour Es Sénia et 275 mm pour Misserghin soit respectivement 100 % et 113 % des précipitations.

Pour l'ensemble du bassin versant on aura un déficit de 450 mm. Dans tous les cas le quotient d'écoulement est inférieur à 10 %.

2.9.2.4. METHODE DE THORNTHWAITE

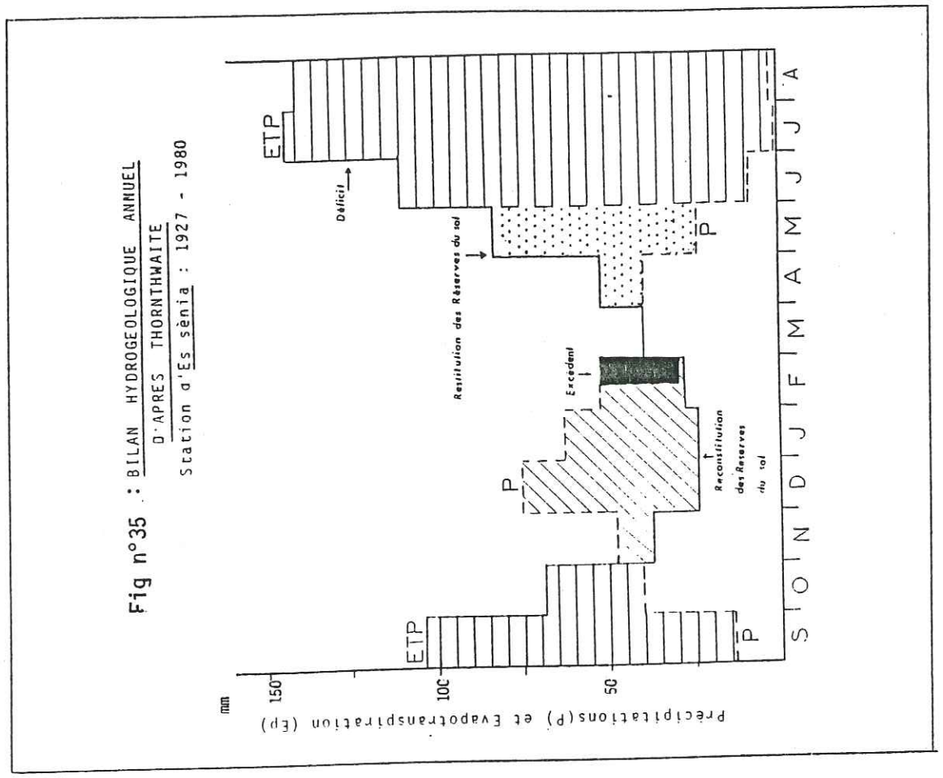
Le bilan de THORNTHWAITE fait intervenir d'une part l'E.T.R. et d'autre part les précipitations.

Pour le calcul de l'E.T.R., deux cas sont considérés :

- Si les précipitations du mois sont supérieures à l'E.T.P., l'E.T.R. est égale à l'E.T.P.
- Si les précipitations mensuelles sont inférieures à l'E.T.P. l'E.T.R. sera égale à l'E.T.P. aussi longtemps que les réserves en eau du sol. Cette réserve se calcule par la formule de HALLAIRE qui fait intervenir la nature, profondeur et densité apparente du sol.

Ces paramètres n'ayant pas été mesurés à l'échelle du bassin versant, nous avons calculé le bilan de THORNTHWAITE en prenant successivement une réserve utile de 50 mm (tableau n° 36) et une réserve utile de 100 mm (tableau n° 37).

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012



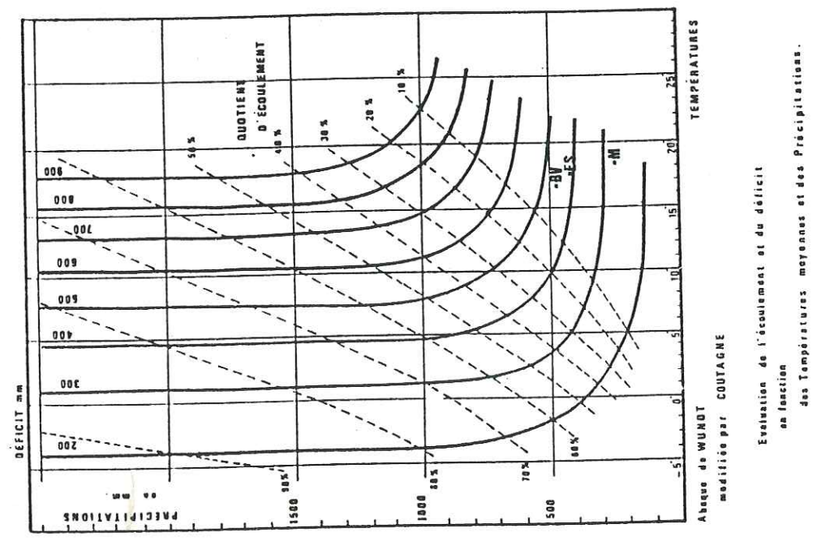


Fig n° 34 : Abaque de Wundt.

	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Annuel
Précipitaions P (mm)	14	40	47	75	62	52	39	39	24	8	1	2	
ETP (mm)	1085	69	39	25	22.5	25.5	40	51	81.5	111.5	142	140	856
Variation de la réserve(mm)	-	-	+	+	+	+	-	-	-	-	-		
Réserve d'eau utile (100mm)	10	0	8	58	97.5	100	99	87	29.5	0	0	0	479
ETR	14	40	39	25	22.5	25.5	40	51	81.5	37.5	1	2	380
Déficit(mm)	94.5	29	0	0	0	0	0	0	0	74	141	138	476
Excédent(mm)	0	0	0	0	0	24	0	0	0	0	0	0	24
Ecoulement(mm)	0	0	0	0	0	12	6	3	1.5	0.75	0.3	0	23.5
P-ETP	-94.5	-29	+8	+50	+39.5	+26.5	-1	-1.2	-57.5	-103.5	-141	-138	
Coefficient mensuel d'humidité	-0.9	-0.4	+0.2	+2	+1.8	+1	-0.02	-0.2	-0.7	-0.9	-1	-0.9	

Tableau N°34 - Méthode de THORNTHWAITE Station Es Sénia (R.U=100 mm)

	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Annuel
Précipitaions P (mm)	7	14	20	38	17	60	17	34	30	3	0	2	
ETP (mm)	110	82.4	38.4	28.7	24.8	24.2	39.6	45.4	76.4	128.6	152.8	157.3	909
Variation de la réserve(mm)													
Réserve d'eau utile (100mm)	0	0	0	9.3	1.5	37.3	14.7	3.3	0	0	0	0	66
ETR	7	14	20	28.7	24.8	24.2	39.6	45.4	33.3	3	0	2	242
Déficit(mm)	103	68.4	18.3	0	0	0	0	0	43.1	12.6	152.8	155.3	667
Excédent(mm)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ecoulement(mm)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
P-ETP	-103	-68.4	-18.3	+9.3	7.8	35.2	-22.6	-11.4	-46.4	-125.6	-152.8	-155.3	
Coefficient mensuel d'humidité	-0.9	-0.8	-0.5	0.3	0.3	1.5	-1.7	-0.3	-0.6	-1		-0.9	

Tableau N°35 - Méthode de THORNTWAITE Station de Misserghin (R.U= <50mm)

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	
Précipitaions P (mm)	16.5	47	55	88	72.5	61	45.5	45.5	28.5	9.5	1	2	472
ETP (mm)	102.5	67.5	38	24	21.5	25	39	50	79.5	108.5	138	136	830.5
Variation de la réserve(mm)	-	-	+	+	+	+	+	-	-	-	-	-	
Réserve d'eau utile (100mm)	0	0	17	50	50	50	50	45.5	0	0	0	0	
ETR	16.5	47	38	24	21.5	25	39	50	74	9.5	1	2	347.5
Déficit(mm)	86	20.5	0	0	0	0	0	0	5.5	99	137	134	482
Excédent(mm)	0	0	0	31	51	36	6.5	0	0	0	0	0	124.5
Ecoulement(mm)	0	0	0	15.5	25.5	18	3	1.5	0.7	0.3	0	0	64.5
P-ETP	-46.5	-20.5	17	64	51	36	6.5	-4.5	-51	-99	-137	-134	
Coefficient mensuel d'humidité	-0.45	-0.3	0.45	2.65	2.3	1.45	0.15	-0.1	-0.65	-0.9	-1	-0.9	

Tableau N°36 - Méthode de THORNTWAITE Bassin versant de la Sebkha (R.U= 50mm)

	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Annuel
Précipitaions (mm)	16.5	47	55	88	72.5	61	45.5	45.5	28.5	9.5	1	2	472
ETP (mm)	102.5	67.5	38	24	21.5	25	39	50	79.5	108.5	138	136	830.5
Variation de la réserve(mm)	-	-	+	+	+	+	+	-	-	-	-	-	
Réserve d'eau utile (100mm)	0	0	17	81	100	100	100	95.5	44.5	0	0	0	
ETR	16.5	47	38	24	21.5	25	39	50	79.5	54	1	2	397.5
Déficit(mm)	86	20.5	0	0	0	0	0	0	0	54.5	137	134	432
Excédent(mm)	0	0	0	0	32	36	6.5	0	0	0	0	0	74.5
Ecoulement(mm)	0	0	0	0	16	18	3	1.5	0.7	0.3	0	0	39.5
P-ETP	-46.5	-20.5	17	64	51	36	6.5	-4.5	-51	-99	-137	-134	
Coefficient mensuel d'humidité	-0.45	-0.3	0.45	2.65	2.3	1.45	0.15	-0.1	-0.65	-0.9	-1	-0.9	

Tableau N°37 - Méthode de THORNTWAITE Bassin versant de la Sebkha (R.U= 100mm)

Pour la station d'Es Sénia nous avons utilisé la réserve utile estimée pour cette station par CH. PEGUY ( ) à 100 mm (tableau n° 34). Pour la station de Misserghin, le choix ne s'est pas imposé, la réserve utile ne dépassant pas 37 mm (tableau n° 35).

La validité des valeurs de chaque tableau est vérifiée à chaque fois par l'équation.

E.T.R. = E.T.P. - Déficit Agricole = P - Excédent

Pour l'ensemble du bassin versant, l'E.T.R. annuelle varie de 347 mm (R.U = 50 mm) à 397 (R.U = 100 m) soit respectivement 93 % et 106 % des précipitations. Le déficit agricole est respectivement de 482 et 432 mm, il s'étend de fin mai-début juin à fin octobre avec un maximum en juillet.

La réserve utile commence à se reconstituer en novembre, elle s'annule en mai-juin.
De décembre à mars, un excédent variant de 74 mm à 124 mm est dégagé. Une moitié s'écoulera, l'autre moitié ira alimenter les nappes superficielles puis profondes.

Pour la station de Misserghin, du fait de la période choisie caractérisée par une sécheresse, l'E.T.R est égale aux précipitations.

Le déficit agricole est de 667 mm allant de mai à novembre La réserve utile se constitue de décembre à avril. De ce fait aucun excédent n'est dégagé.

2.9.2.5. DISCUSSION DES RESULTATS

Les valeurs de l'évaporation potentielle et réelle obtenues par les différentes méthodes sont résumées dans le tableau n° 38 (voir ci-après).

Tableau n°38 : Comparaison des valeurs d'évapotranspiration

	Es Senia (1927-1976)		Misserghin (1975-1984)		Bassin versant		
	Valeur (mm)	% précipitation	Valeur (mm)	% précipitation	Valeur (mm)	% précipitation	
Evaporimètre PICHE	1284	317	-	-	-	-	
E.T.P. THORNTHWAITE	856	211	909	375	830	176	
E.T.P. SERRA	863,5	213	897,5	371	842	178	
E.T.R. TURC 1	391	96	248	102	441	93	
E.T.R. COUTAGNE	355	87	242	100	401	85	
E.T.R. WUNDT	405	100	275	113	450	95	
E.T.R. THORNTHWAITE	380	94	242	100	347,5	74	RU=50mm
					397,5	84	RU=100mm

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

Nous remarquons que dans les trois cas, les méthodes de WUNDT et de TURC donnent les valeurs d'E.T.R. les plus élevées.

La méthode de WUNDT est mal adaptée à l'étude de notre région, en effet on est à la limite inférieure d'application de la méthode. Dans le cas de la station de Misserghin, cette méthode estime l'E.T.R. à 113 % des précipitations !

A l'échelle du bassin versant, la méthode de THORNTHWAITE est la plus complète malgré la contrainte de la détermination de la valeur de la réserve utile maximum.

Il est toujours plus judicieux d'affiner les résultats obtenus par cette méthode par les résultats des autres méthodes.

Pour l'ensemble du bassin versant nous prendrons une valeur de l'E.T.R. moyenne entre les méthodes de TURC, COUTAGNE, THORNTHWAITE (R.U = 50 mm) et (R.U = 100 mm) soit une valeur de 396 mm.

2.10. RUISSELLEMENT

Les méthodes d'estimation de l'évapotranspiration nous ont déjà permis d'approcher certaines valeurs de l'écoulement.

- La méthode de WUNDT estime le quotient d'écoulement très inférieur à 10 % des précipitations soit à 37 mm.

- La méthode de THORNTHWAITE estime l'écoulement à 64,5 mm pour R.U = 50 mm et à 39,5 mm pour : R.U = 100 mm.

- Une autre méthode permet le calcul du ruissellement c'est la méthode de TIXERONT-BERKALOFF.

2.10.1. METHODE DE TIXERONT-BERKALOFF

Cette méthode est applicable en zone aride. Le raisonnement tenu par ces deux auteurs est le suivant :

-1) "Lorsque les précipitations augmentent, le ruissellement tend à égaler les précipitation déduction faite de l'évapotranspira--ion plafonnée à la valeur de l'évaporation potentielle".

-2) "Lorsque les précipitations tendent vers zéro, le ruissellement tend aussi vers zéro, et le rapport de ruissellement à la pluviométrie tend vers zéro.

Le défaut de la méthode c'est qu'elle ne tient pas compte de la nature des sols ou formations traversées.

La formule est :

$$R = \frac{P^3}{3\,E^2} \qquad \text{en m}$$

avec P = Pluviométrie annuelle en m;

E = Evaporation potentielle en m.

En prenant comme évaporation potentielle la moyenne THORNTHWAITE-SERRA (836 mm), le ruissellement pour l'ensemble du bassin versant serait de 50mm.

Nous remarquons que cette valeur est intermédiaire entre les deux valeurs de THORNTHWAITE à R.U.= 50 mm et R.U= 100 mm. La méthode de WUNDT est mal adapté pour l'estimation du gradient d'écoulement.

Pour le calcul du bilan, le volume du ruissellement à l'échelle du bassin versant, sera pris comme moyenne des valeurs de TIXERONT-BERKALOFF et THORNTHWAITE soit R= 51mm (11% des précipitations).

Dans le cas de notre bassin versant endoroïque, le ruissellement ne correspond pas à un débit sortant du bassin, mais plutôt à un ruissellement temporaire; tout le débit écoulé est repris par l'évaporation au niveau de la grande sebkha.

2.11 - BILAN HYDROLOGIQUE

La formule classique du bilan hydrologique est P = E + R + I

P= précipitation moyenne annuelle en mm.
E= évaporation réelle moyenne annuelle en mm.
R= ruissellement moyen annuel en mm.
I= infiltration moyenne annuelle en mm.

Pour l'ensemble du bassin versant, en remplaçant chaque terme par sa valeur dans l'équation, nous aurons:

472 = 396 + 51 + I, soit I = 25mm (5,2% des précipitations).

2.12 - DISCUSSION DES RESULTATS

Pour l'établissement du bilan hydrologique si on a une bonne estimation de la pluviométrie et de l'évapotranspiration réelle, il n'en est pas de même pour le ruissellement, en effet son estimation ne tient compte ni de la nature des formations traversées, ni de l'intensité des précipitations, de la pente, couvert végétal.

En effet, dans le bassin versant, c'est en altitude, là où les précipitations sont les plus importantes, qu'affleurent les calcaires messiniens à bonne perméabilité de fissure où l'infiltration est très importante. SOLETANCHE (1950) estime cet écoulement souterrain à 400 l/s, soit pour une surface de 135km2 à 93 mm.

Seules des mesures d'infiltrations in situ réparties sur les différents faciès du bassin versant, permettraient une meilleure approche de ce paramètre.

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

PHENOMENES	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUI	JUI	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC	ANNUEL
BROUILLARD	7.7	4.2	3.4	1.8	1.9	1.2	1.8	2.2	1.9	4.5	6.1	5.2	41.9
ORAGE	0.8	1.5	1.4	1.4	1.3	1.5	0.9	1.2	1.1	1.6	1.4	1.7	15.8
NEIGE	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.2
GRESYL	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1
GRELE	0.1	0.2	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.2	0.8
BRUME	9.4	5.7	4.6	2.4	3.9	2.9	3.4	3.7	3.8	6.1	8.3	7.2	61.3
INSOLATION NULLE	1.0	0.9	0.4	1.5	0.7	0.2	0.0	0.0	0.0	0.6	1.0	1.1	7.4
GELEE	2.0	1.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.6	3.9
ROSEE	16.1	14.2	12.7	8.5	7.5	6.1	8.7	9.3	13.3	15.1	16.1	17.0	144.6
ECLAIR	1.4	1.8	1.3	1.4	0.8	0.7	1.3	1.8	2.2	1.9	1.9	2.1	18.6
NUAGES BAS	1.6	1.6	1.6	1.6	1.1	0.8	0.6	0.6	0.6	2.2	1.9	2.2	16.4
PLUIE	7.9	10.4	8.6	9.2	9.1	2.6	1.7	3.4	3.3	7.3	8.2	10.4	82.1
CIEL DE SABLE	0.2	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.1	0.0	0.0	0.8
CHASSE SABLE	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.2	0.0	0.3	0.1	0.9
TEMPETE DE SABLE	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1

Tableau 39 : Nombre moyen de jours des différents phénomènes climatiques à la station d'Es-senia (1975-1984)

2.13 - CONCLUSION

Malgrè sa proximité de la mer, le climat de la région étudiée est caractérisé par sa semi aridité. Les précipitations à l'échelle du bassin ont été estimées à 472 mm pour la période 1913-1963. Cette valeur a baissé à 317mm pour la période 1975-1984.

La répartition des précipitations est sous l'influence d'une zonalité verticale et d'une zonalité horizontale E-W. Ces précipitations sont caractérisées par une irrégularité et une torrentialité importante.

L'évapotranspiration réelle à l'échelle du bassin est estimée à 396mm. Cette évapotranspiration a un effet limite en hiver du fait de la coïncidence de la saison des pluies avec la saison froide.

A la saison chaude, la sebkha joue le rôle d'une véritable "machine évaporatoire"; toutes les eaux ruisselées sont remobilisées par l'évaporation.

Un volume non négligeable des eaux infiltrées est aussi remobilisé par l'évapotranspiration au niveau des formations alluvionnaires. Par contre, les eaux infiltrées dans les calcaires sont très difficilement remobilisables. L'évapotransporation est plus importante sur la plaine que sur les reliefs par contre, le ruissellement est plus importants sur les reliefs.

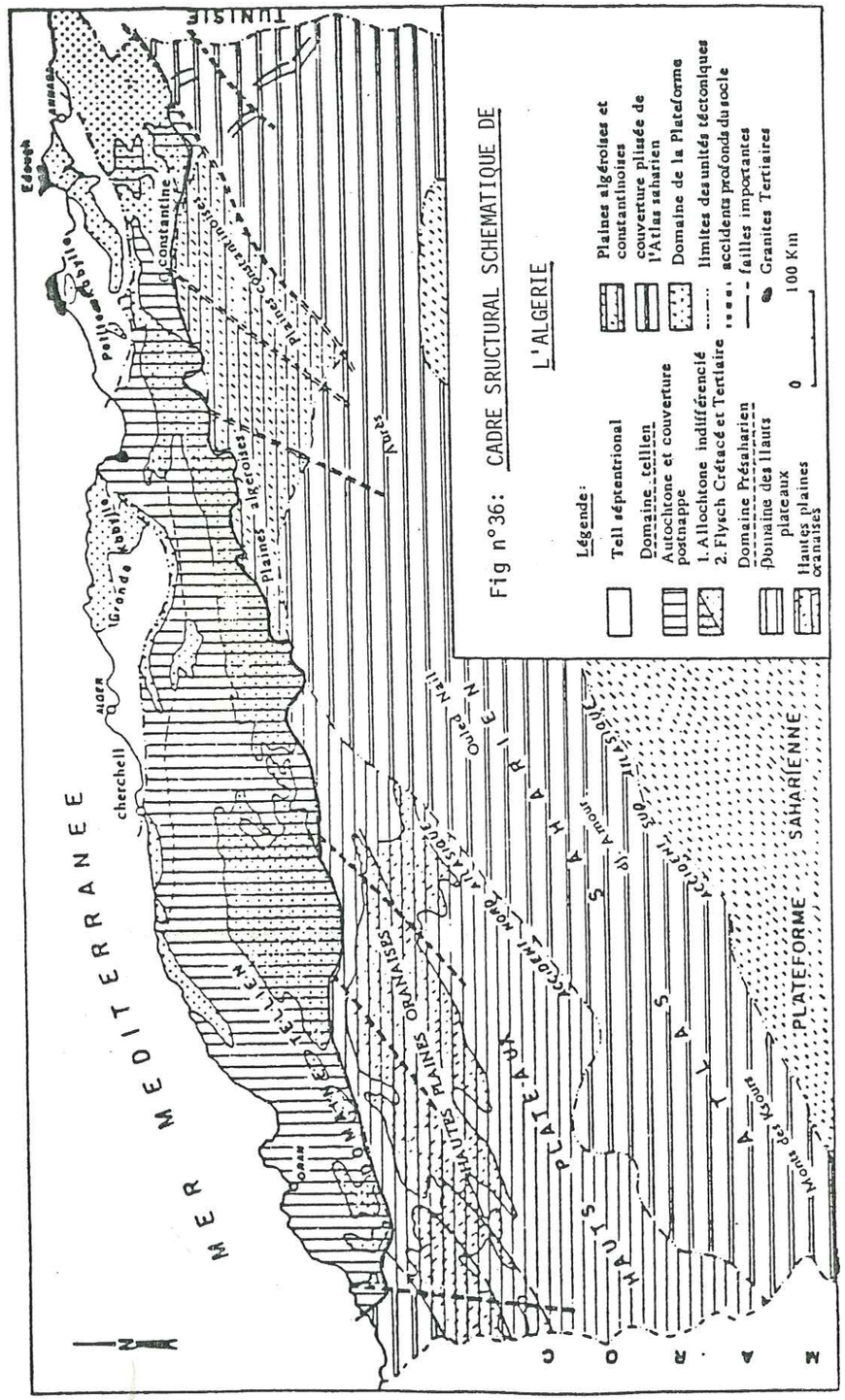
L'infiltration est généralement assez faible sauf dans le cas des calcaires et au niveau des cônes de déjection.

Les conditions géologiques et morphologiques jouent donc un rôle prépondérant souvent non pris en compte par les méthodes empiriques d'estimation; ceci limite quelque peu leur efficacité.

A l'avenir, l'utilisation de ces méthodes en parallèle avec des mesures physiques in situ permettra une estimation plus affinée des différents paramètres du bilan.

Dans ce contexte, la réactivation de la station expérimentale de Brédéah crée en 1958 et dont les travaux n'ont pu se poursuivre, serait une bonne initiative.

-=-



CHAPITRE 3

GEOLOGIE

-=-

3.1 - APERCU GEOLOGIQUE DE L'ALGERIE

L'Algérie partie intégrante du Maghreb ou "Afrique du Nord" est située au Nord du craton africain, elle peut être divisée en trois parties. Il s'agit de domaines fortement différenciés au cours des phases tectoniques mésozoïques et cénozoïques.

Ce sont du Sud au Nord (Fig. 36)

3.1.1 - Le domaine saharien

Partie stable appartenant à la "plaque africaine". Il est limité au Nord par l'accident nord saharien ou Sud atlasique.

3.1.2 - Le domaine atlasique

Avant pays tellien de la chaîne alpine, il est bordé au Nord par l'ensemble de la méséta oranaise et du domaine tlemcenien.

3.1.3 - Le domaine tellien

Portion de la chaîne alpine qui se raccorde à l'Ouest au niveau de l'arc de Gibraltar aux chaînes bético-baléares et à l'Est à l'Apennin par l'intermédiaire du système Sicilo-Calabrais.

Il s'agit d'un domaine trés téctonisé correspondant en grande partie à la zone des nappes de glissement mises en place durant le Tertiaire.

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

Trois grands ensembles structuraux caractérisent les traits essentiels dans ce domaine. On distingue du Nord au Sud.

3.1.3.1 La zone interne comprenant le socle kabyle cristallin et sa couverture sédimentaire: termes paléozoïques liés au socle, puis niveaux surtout carbonatés du Trias à l'Eocène, ceux-ci constituant la dorsale kabyle.

3.1.3.2 - La zone des Flyschs qui a reçu des sédiments flyschoïdes au Crétacé inférieur et à l'Oligo-Miocène. Au Nord, les flyschs reposent sur la dorsale et le socle kabyle.

3.1.3.3 - La zone externe ou tellienne constituée par quelques massifs et par un ensemble d'unités allochtones ou nappes dont la complexité structurale est attestée par le foisonnement des "unités" géologiques. Cette zone est définie par d'épaisses séries souvent pélitiques et gréso-pélitiques. On distingue (Fig.2):

a) Les unités ultra-telliennes dont les formations typiques du Crétacé inférieur sont constituées par des marno-calcaires. Ces unités ultra-telliennes sont relayées en Algérie occidentale par l'unité des Chouala (W. WILDI, 1979).

b) Les unités telliennes s.s. avec un Crétacé inférieur plus ou moins riche en dépôts terrigènes. A l'Ouest d'Oran, ces unités telliennes s.s. passent latéralement aux unités telliennes à affinités rifaines épimétamorphiques (P. GUARDIA 1975) qui correspondent dans les massifs littoraux d'Oran (Murdjadjo) à l'allochtone carbonaté (B. FENET, 1975).

Au sein des ces unités telliennes s.s. W. WILDI, 1975 a défini trois types de séries sédimentaires.

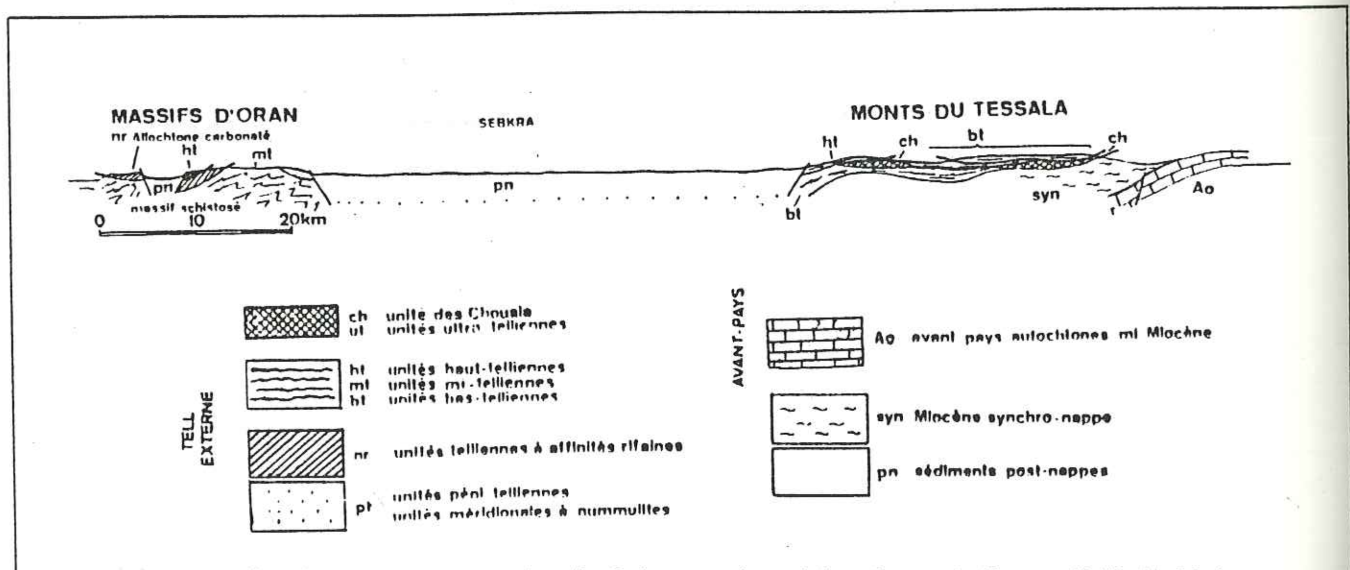
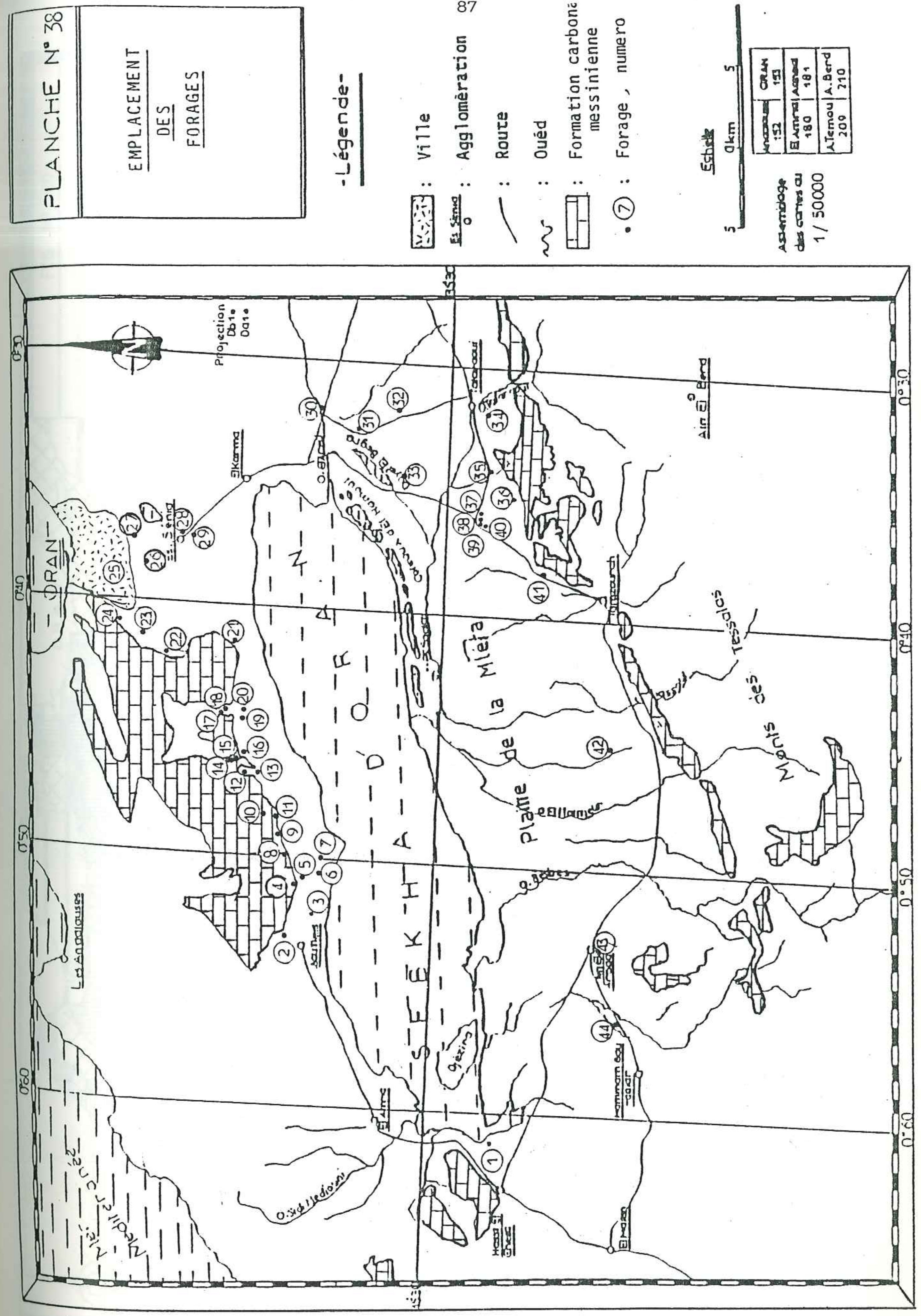


Fig N° 37 : Coupe structurale à travers la sebkha d'Oran (d'apres W Wildi 83)



-Les séries des unités hautes telliennes à conglomérats et microbrèches et à microfaunes planctoniques du Crétacé supérieur. L'unité sénonienne du massif d'Oran et des monts Tessalas (FENET, 1975) correspond à cette série.

- Les séries des unités mi-telliennes qui sont dépourvues au Crétacé supérieur, au Paléocène et à l'Eocène, d'éléments néritiques. Ces formations sont marno-calcaires. L'autochtone relatif ou para-autochtone schisteux du massif d'Oran (B. FENET, 1975) correspond à cette unité.

-Les séries des unités bas-telliennes avec des intercalations néritiques au Crétacé supérieur et/ou au Paléocène et l'Eocène. L'unité albo-cénomanienne des Tessalas et les unités oligo-miocènes de J. POLVECHE - 1966, s'intègrent parfaitement dans les unités bas-telliennes (W.WILDI 1979).

c) Les unités pénitelliennes à faciès néritiques prépondérants du Crétacé supérieur à l'Eocène, non représentées dans notre terrain d'études.

3.2 - LITHOSTRATIGRAPHIE DE LA REGION ETUDIEE

La description géologique de la région étudiée est basée sur :

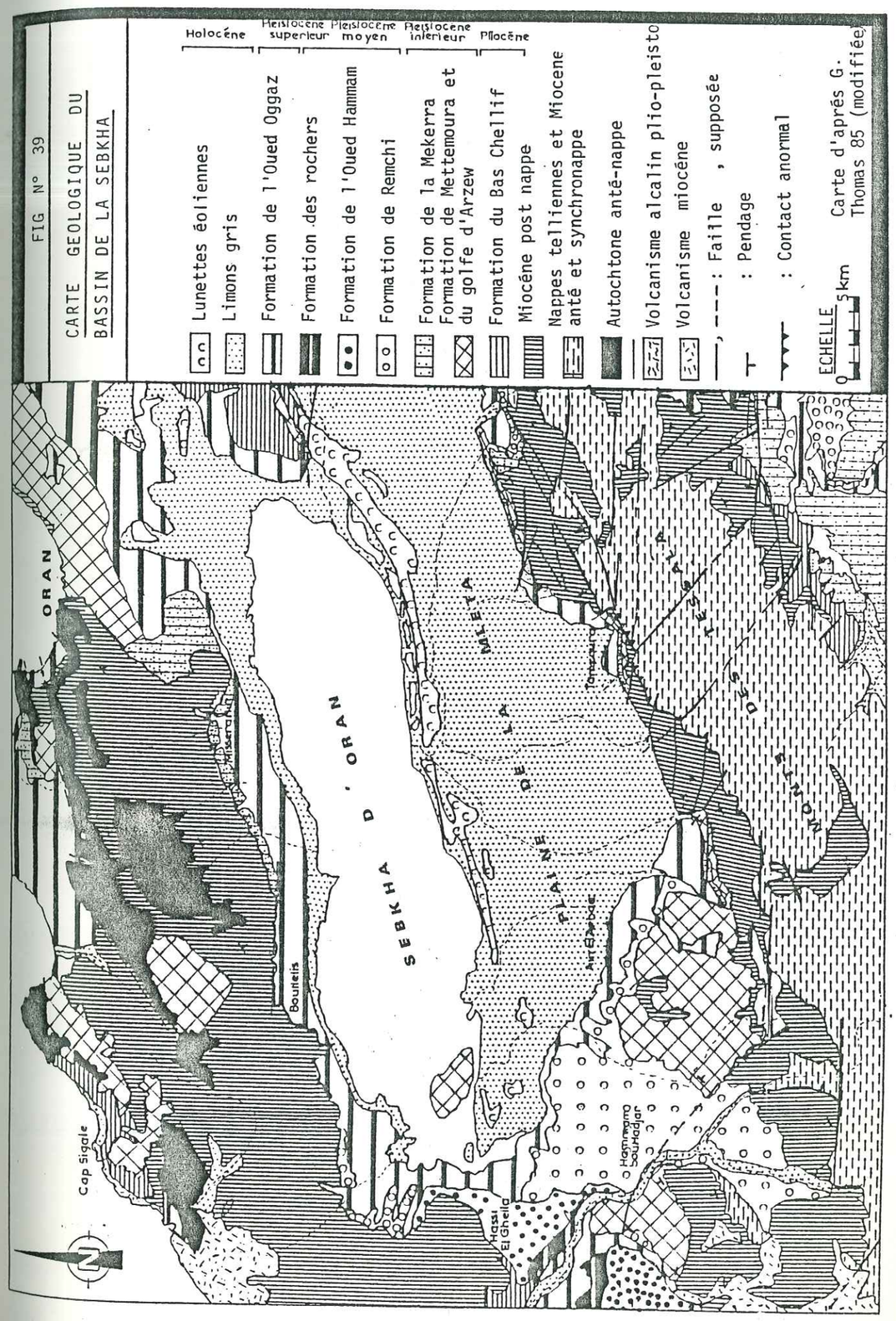
- Des observations de surface des différents faciès, ces observations sont localisées essentiellement dans les massifs littoraux et dans les Tessalas.

- Des informations données par les cuttings d'un certain nombre de forages creusés à différentes périodes par les services de l'hydraulique autour de la sebkha. Ces informations ne peuvent en aucun cas être aussi précises que les données de surface pour plusieurs raisons (pertes de circulation, suivi du forage par différents observateurs, faciès de fond de bassin moins variés que dépôts de haut fond..). Néanmoins, c'est un bon moyen pour établir des corrélations entre les différentes formations de profondeur.

Nous avons pu disposer des données de 44 forages creusés entre 1869 (n°1) et 1984 (n°30) (voir annexes 1 à 10) .

A part le forage n°1 qui a atteint la profondeur de 550 m, tous les autres forages ont des profondeurs inférieures à 430 m, de plus ils se localisent surtout sur la bordure du bassin de la sebkha, non loin des affleurements des formations traversées. Du fait de cette double contrainte (profondeur, répartition spatiale), ces forages nous renseignent surtout sur le sommet du Miocène supérieur et sur le Plio-Quaternaire.

Ajoutons à cela que la plupart des forages ne sont pas suivis par des diagraphies et que l'attribution des faciès aux différents étages se fait souvent sans étude paléontologique précise.



Notons que nous avons pu aussi disposer de données de deux forages pétroliers Dbl et Dal, situés respectivement à 11 et 21 km à l'Est de la sebkha, profonds de 1882 m et de 1652 m. Ces forages bien que situés hors du bassin s.s de la sebkha, nous renseignent bien sur le développement des séries du fait de leur grande profondeur d'investigation.

3.2.1 - Les formations anté-nappes

Dans les **massifs littoraux d'Oran,** la série stratigraphique débute par les formations du substratum qui forment l'autochtone relatif(B. FENET 1975) ou autochtone anté-nappe (G. THOMAS, 1985).

a/ Primaire

Il affleure dans le massif des Andalouses et de Madagh sous forme de schistes et conglomérats carbonifères et permo-carbonifères. Ces formations n'apparaissent pas dans le bassin de la sebkha s.s.

b/ Jurassique

A Ain-Keffri, Santa-Cruz, Djorf Halia et Djebel Santon affleure une formation carbonatée formée de lentilles dolomitiques massives accompagnées de calcaires schisteux et marmoréens. Cette formation chevauche des formations plus récentes. Elle a été attribuée au Lias par M. DOUMERGUE,(1912).Elle correspond à l'allochtone carbonaté (B. FENET, 1975).

A l'Est du Djebel Murdjadjo et à Santa-Cruz, le Dogger est représenté par des schistes calcaires ardoisiers à Posidonomies, cette formation passe au sommet à des schistes rougeâtres qui ont livré en plusieurs points des ammonites de l'Oxfordien.

Le Malm et le Tithonique inférieur sont représentés par des bancs de calcaire intercalés de niveaux argileux, le tout épais d'une centaine de mètres. Les formations du Jurassique moyen et supérieur correspondent aux écailles para-autochtones schisteuses (B.FENET,1975).

c/ Crétacé

Forme l'ossature du Murdjadjo (500 m), il est représenté par un faciès schisto-gréseux, verdâtre, très plissé; parfois intercalé par des bancs de quartzites du Néocomien. Parfois, ce faciès passe à des calcschistes à lentilles de calcaire qui ont fourni une belle faune d'ammonites pyriteuses barrémiennes.

Dans les **monts des Tessalas,** le substratum correspond à **l'allochtone tellien** avec ses différentes **unités ou nappes,** ainsi qu'au Miocène anté à synchro-nappe. Ils sont essentiellement marno-schisteux. Tous les étages allant du Trias à l'Oligo-Miocène sont présents indifféremment dans les différentes unités. Toutes les unités sont d'origine séptentrionale et leur mise en place dans le sillon sud-tellien s'achève à la fin de la deuxième phase alpine.

a/ Trias

Formé essentiellement de masses de gypse auxquelles sont associées des argiles versicolores et des éléments remaniés de l'autochtone en blocs allogènes. Ces formations du fait de leur affleurement en structure diapirique percent à travers les diverses formations géologiques et n'occupent ainsi jamais une position stratigraphique normale.

Au **Diapir d'Arbal,** les formations évaporitiques présentent un aspect intrusif manifeste. En dehors du Diapir d'Arbal, ce complexe chaotique se trouve fréquemment en position insolite sous forme de lames tectoniques ou injectées dans les fractions liées aux unités sénoniennes. Son existence suggère des mouvements tectoniques pendant le Sénonien supérieur. Cette tectogenèse a pu être accompagné du métamorphisme épizonal dont les roches vertes intrusives dans le Crétacé inférieur seraient le témoin.

Certains auteurs (R.CISZAK,1985)attribuent ce complexe chaotique gypseux à un olisthostrome intrasenonien dont la mise en place se situerait entre le Santonien et le Campanien supérieur du fait de son intercalation au sein des marnes néocrétacées. Ce complexe ayant été mobilisé pendant et après les phases tectogéniques paroxysmales alpines.

b/ Jurassique

Les dépôts jurassiques se notent en lambeaux autour et sur le pic du sommet de Tafaraoui Ils sont représentés par des calcaires liasiques en dalles, ocreux et marmoréens par place. L'épaisseur des dépôts jurassiques atteint 400 m environ.

c/ Crétacé

(800 à 850 m). Les dépôts crétacés prennent une grande extension dans les monts des Tessalas où ils forment le substratum sur lequel viendront se déposer plus tard les formations autochtones miocènes. Ils sont représentés par des formations marno-schisteuses allant du Néocomien au Sénonien.

En forage, les formations anténéogènes ont été peu recoupées. Seule la partie sommitale du Crétacé a été rencontrée par deux forages situés au Nord de la sebkha dans la zone de Misserghin.

Forage	17	19
Côte en m. sous le sol du toit de la formation	179,8	211
Côte du mur de la formation (et fond du forage *)	183,1 *	229 *
Epaisseur traversée	3,3	18
Puissance en m	> 3,3	> 18

Tableau n°40 : Forages recoupant les formations anté-néogènes

Le forage n°17 (Sidi Salem) a traversé cette formation sur 3,3 m; il s'agit de schistes gris foncé à filonnets de calcaire blanc à passées gréseuses. Le forage n°19 a traversé cette même formation sur 18 m. Nous assistons dans la région de Misserghin à une remontée du substratum recoupé à la côte -52 m (17). Aux forages n°1 et n°5 (Brédeah), le substratum n'était toujours pas recoupé aux cotes -460m et -125 m.

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

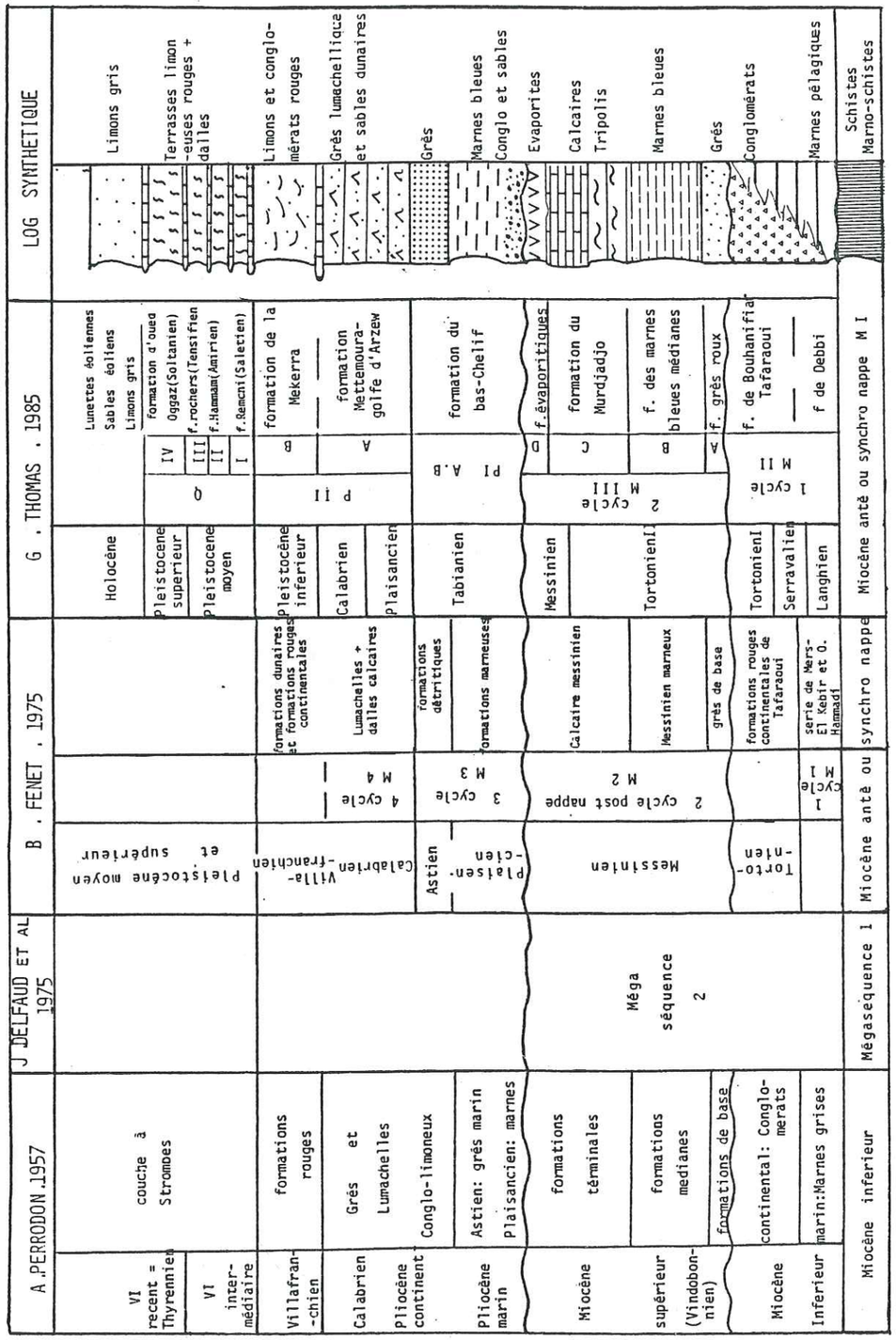


Fig. 41: Nomenclature des termes utilisés dans le découpage du Néogène de l'Oranie .

Pendant que les unités telliennes achèvent de se mettre en place dans le bassin synchronappe sud-tellien (Tessalas), la sédimentation marine se poursuit encore un certain temps avec dépôt de Miocène anté ou synchronappe.

Ce cycle est étroitement lié aux phases ultimes et paroxysmales de l'orogenèse alpine. Ce cycle est suivi par un nouveau grand cycle sédimentaire marqué par une nouvelle transgression succédant à la régression générale de la fin du Miocène inférieur, c'est le Miocène post-nappe.

3.2.2 - Le Miocène post-nappe

Dans la région de la sebkha, la transgression n'envahit que très progressivement les massifs littoraux (Dj. Murdjadjo) ainsi que les monts des Tessalas où se développent des dépôts littoraux aux faciès entièrement variés et d'épaisseur souvent réduite. Il en résulte que les corrélations sont particulièrement délicates à établir.

Par contre, dans la zone subsidente de la sebkha, de fortes épaisseurs de sédiments s'accumulent.

L'étude du Miocène post-nappe a intéressé beaucoup d'auteurs.(tableau n°41)

A. PERRODON (1957), dans le contexte d'une synthèse générale du bassin du Chellif assimile le Miocène post nappe au Vindobonien (Helvétien + Tortonien). Cinq formations ont été identifiées, c'est la succession classique du bassin du Chellif.

Gypse	
Tripoli	**Formations terminales**
Calcaires à Lithothamniées	
Marnes bleues	**Formations médianes**
Grès marins	**Formations de base**

Y. GOURINARD (1957) s'intéressant plus particulièrement aux horsts littoraux d'Oran, définit le Miocène supérieur avec de bas en haut:

- un faciès pélagique marneux antérieur à la surrection des horsts;
- un faciès détritique ou saumâtre, (apparition des horsts)
- un faciès postérieur aux surrections représenté sur le littoral oranais au large des horsts par des marnes à tripoli et près de ces structures par des calcaires crayeux puis calcaires à Lithothamniées

Pour DELFAUD et al. (1973), la succession classique du Chelif de A. PERRODON correspond à la mégaséquence II dans laquelle trois séquences sédimentaires ont été définies.

A la base, les auteurs décrivent une séquence transgressive se terminant par des marnes bleues.

La seconde débute par des cinérites et se poursuit par les horizons à Tripoli. Le cycle s'achève par une séquence calcaire et gypseuse à tendance régressive.

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

Pour B. FENET 1975, cette transgression correspond à un premier cycle miocène post-nappe M1 suivi d'un 2e cycle M2 ou Messinien. Le premier cycle n'affleure qu'au Nord des massifs littoraux et n'intéresse pas notre zone d'étude.

Dans les Tessalas, le deuxième cycle M2 ou Messinien est précédé d'une phase d'érosion active accompagnée d'accumulations de séries continentales rouges (formations de Tafaraoui).

G. THOMAS 1985, reprend le même découpage, soit un premier cycle post-nappe MII et un 2e cycle post-nappe M III. Mais pour cet auteur, les formations continentales de Tafaraoui font partie du 1er cycle post-nappe.

MM. BESSEDIK et BELKEBIR (communication orale) reprennent la succession définie par Y. GOURINARD Toutefois, pour ces auteurs le faciès détritique contemporain à l'apparition des horsts serait d'origine fluvio-deltaïque. L'origine des dépôts de ce delta qui s'étendrait de la montagne des Lions jusqu'au bassin de Mers El Kébir serait d'origine méridionale (Sud des Tessalas).

3.2.2.1 - 1er cycle post nappe

Dans le versant nord des Tessalas affleurent jusqu'à 250m de **dépôts continentaux rouges** constitués d'alternance de conglomérats à fragments de schistes et grès oligocènes et crétacés et de marnes rouges entrecoupés parfois de diaclases injectées de gypse. L'ensemble est rubéfié. Ils constituent une suite d'affleurements pratiquement ininterrompue depuis l'Oued-El-Malah jusqu'au Sud de Sig. Ces formations reposent toujours sur l'allochtone (FENET, 1975).

Ces formations correspondent au Cartenien de F.DOUMERGUE PERRODON (1957) les a attribuées au Miocène inférieur continental. Quant à B. FENET (1975) il les attribue à une phase érosive précédant le 2e cycle post-nappe et datée du Tortonien. Plus récemment G. THOMAS (1985) a attribué ces formations au 1er cycle post nappe daté du Serravalien.

Dans les massifs littoraux, ces formations n'affleurent pas sur le versant sud et sont cantonnées au versant nord, dans les grabens de l'Oued Hammadi et du Bassin de Mers El Kebir.

Au centre du bassin, au-dessous de la sebkha et de la plaine de Mleta, par manque de forages profonds on n'a aucune idée sur la présence ou non de ces formations. Par contre, plus à l'Est il semblerait que ces assises continentales passent verticalement et latéralement à des séries marines comportant essentiellement des marnes à intercalations détritiques. En effet, le sondage de Debbi Db1, effectué par la S.N. Repal, situé à une douzaine de kilomètres à l'extémité orientale de la sebkha a traversé une série marneuse attribuée au Miocène inférieur marin (A. PERRODON, 1957).

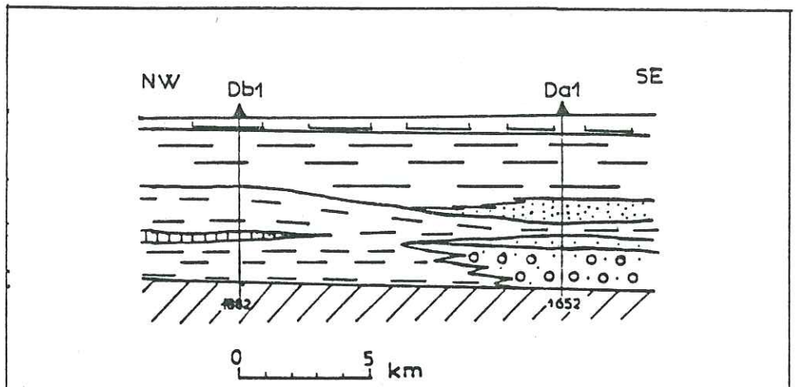


Fig. 40 : Schéma stratigraphique du Miocène du plateau de Boufatis (A.PERRODON 1957)

On a là, reposant directement sur un Jurassique supérieur à Calpionelles, une série de marnes gris foncées.

Une série marno-calcaire grise, glauconieuse d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur, surmonte cette série marneuse de base.

Le forage du Djebel Djira (Da1) situé à une dizaine de kilomètres à l'Est du premier a traversé lui une série détritique bien développée (47 0 m) formée d'une alternance de conglomérats, de microbrèches et de marnes grises où s'intercale un banc de cinérites. Cet ensemble est recouvert par une série peu épaisse (200 m) de marnes grises, indurées, limoneuses souvent glauconieuses.

3.2.2.2 - 2ème cycle post-nappe

Il fait suite au 1er cycle. Vers le centre du bassin, il y a continuité de sédimentation entre les deux cycles. Sur la bordure ils sont séparés par une discordance majeure. La transgression ou deuxième cycle post-nappe débute très généralement dans le bassin du Chelif par une importante série gréso-sableuse.

a) Le niveau détritique de base

Au fond du bassin de la sebkha, cette série est toujours importante. Les sondages effectués par la S.N. Repal (1957) sur le plateau de Bou Fatis (St Louis) (Fig 40) ont retrouvé cette série sous les traits de passées de grès fins friables à stratification entrecroisée, entrecoupées de marnes glauconieuses au sondage Da1 où son épaisseur atteint 260 m dont 160 m de sable nét. Cette formation est surmontée par les marnes bleues.

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

Plus à l'Ouest en direction de la sebkha, au forage Dbl, la série gréseuse disparaît et on passe directement à la série des marnes bleues. Il y a continuité de sédimentation entre les deux cycles.

Dans les monts des Tessalas, ces niveaux détritiques de base deviennent lenticulaires et moins épais. Ils sont discordants sur les couches rouges ou sur le substratum (allochtones) mais en maints endroits ce sont les marnes bleues qui reposent sur ces dernières formations (Fig. 41).

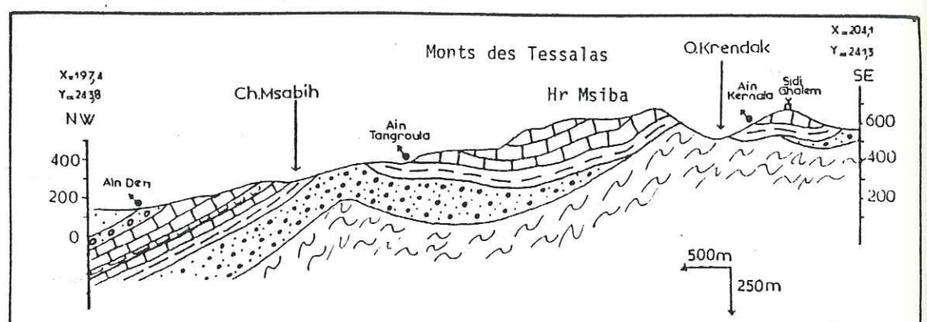


Fig.41: Coupe géologique du sécteur Arbal-Tamzoura

Entre Tamzourah et la plaine de Tameira, ce faciès est très réduit, il y a passage progressif entre les couches continentales et les marnes bleues.

Dans le Djebel Tessala, vers Sidi Mohamed El Kadi, les niveaux de base de la transgression sont constitués de calcaires peu épais à algues et à Clypeasters (B. FENET, 1975).

Au Nord, dans les massifs littoraux, sur le versant sud-est du Djebel Murdjadjo une coupe a été relevée (Fig. 42).

Les formations rouges continentales de Tafaraoui n'affleurent pas.

Le deuxième cycle est transgressif sur les terrains secondaires, au Nord par l'intermédiaire de conglomérats constitués d'éléments de quartzites et de schistes. Au Sud (Ferme de Terziza), au contraire se développe un véritable niveau transgressif constitué de grès de Clypeasters. Ce sont des grès sableux parfois à ciment calcaire à nombreux éléments empruntés au substratum.

La faune est localement très riche: Brachiopodes, Foraminifères, Echinodermes, Bryozoaires et quelques dents poissons datées du Tortonien (POMEL 1908, DOUMERGUE 1931).

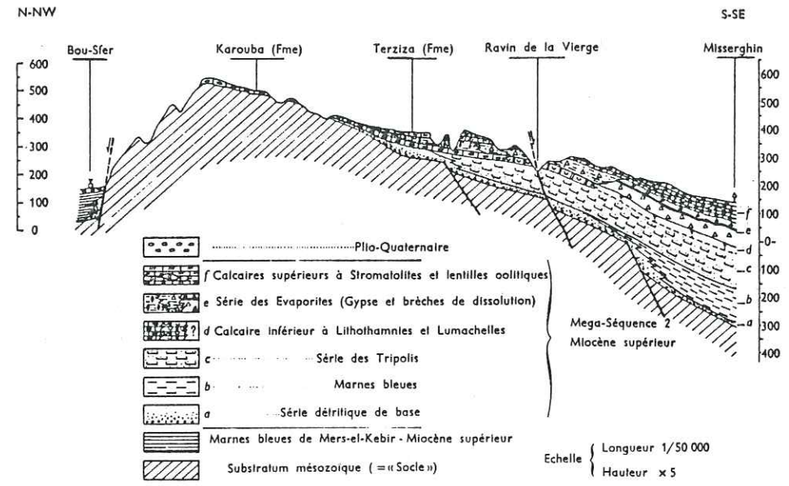


Fig. n°42 .- Coupe géologique du versant sud-est du Djébel Murdjadjo (d'après J. DELFAUD, J. REVERT, 1974)

b) Les formations médianes: marnes bleues

Dans le bassin Chelif-Sebkha, la formation détritique de base est recouverte par la série des marnes bleues bien développée dans l'ensemble du bassin du Chelif .

Vers la partie médiane de la formation se développe un niveau de cinérites à Biotite de 5 à 10 m d'épaisseur formant un niveau repère important. C'est le produit d'éruptions volcaniques généralement déposées en milieu marin (volcan de Tifaraouine). Cette série est très développée à l'Est de la sebkha ou les forages Dal et Dbl l'ont traversé sur des épaisseurs respectives de 540 m à 660 m (Fig. n°4). Elle est surmontée par la série des Tripolis. Dans le bassin de la sebkha s.s., cette formation a été recoupée en totalité par trois forages (1), (17) et (19), tous situés au Nord de la sebkha (fig. 38)

Forage n°	1	17	19
Côte en mètre sous le toit de la formation	220	96	192
Côte du mur de la formation ou fond du forage*	540	180	205
Epaisseur traversée	320	84	13
Puissance en mètre	320	84	13

Tableau n°42: Les forages recoupant les marnes bleues

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

C'est une formation assez homogène de marnes bleues et d'argiles grises plastiques.

Au forage n° 19, ces marnes bleues sont très réduites et très détritiques. Elles ont été précédées de la côte 205 à 211 m par des grès calcaires représentant les grès de base de la transgression.

Le forage n°1 a recoupé, au-dessous des marnes, 5 mètres de grès micacés avant d'être arrêté.

- **Dans les Tessalas**, les formations médianes diminuent sensiblement d'épaisseur. Dans le versant nord des Tessalas les différentes coupes que l'on peut observer, montrent un envahissement progressif de la partie inférieure des marnes parallèlement à leur envahissement puis remplacement total par des dépôts calcaro-sableux en allant de l'Est vers l'Ouest.

- **Dans le versant sud du Murdjadjo**, les marnes bleues reposent en biseau (fig. 42) ,

L'accentuation de l'élévation des horsts vers le Nord ne permettant pas l'affleurement franc de ces marnes sauf au ravin de l Oued Kaab où on les retrouve sous un faciès plus ou moins gypseux elles affleurent aussi localement à Terziza, au fond de l'oued Misseghin et au fond des carrières des Planteurs MM. BESSEDIK et BELKEBIR (sous presse) attribuent les marnes bleues de Terziza au Miocène inférieur et seraient l'équivalent des marnes bleues du 1er cycle de l'oued Hammadi et du bassin de Mers El Kebir

Les formations médianes ont été datées helvétiennes (DOUMERGUE), messiniennes (B. FENET, 1975) et tortoniennes (G. BIZON, 1978).

La paléogéographie des formations médianes peut se résumer ainsi, tandis que le deuxième cycle (non messinien) envahit très vite les zones subsidentes de l'axe Chelif-sebkha pour y déposer de fortes épaisseurs de marnes bleues, la transgression s'opère d'une façon complexe et progressive sur les zones hautes au Nord et au Sud (A. PERRODON, 1952).

A l'Ouest de la sebkha, le faciès des marnes bleues ne se retrouve plus au delà d'une ligne Aïn El Arbaa - Targa.

c) Les formations terminales

La transgression du deuxième cycle se termine dans le bassin de Chelif par des séries bien différenciées, représentées en grande partie par des dépôts de tripoli et de gypse. Ces séries ont été désignées par les termes de **"Série des tripolis"** et **"Série des gypses"** (A. PERRODON, 1957).

Dans notre zone d'étude, les **tripolis** occupent surtout le fond du bassin alors que dans le Murdjadjo et Tessala, il y a passage latéral à des formations de bordure; c'est le faciès des **calcaires à algues.**

. Les tripolis et gypse

Au Nord de la sebkha, des marno-calcaires blancs à tripoli affleurent largement dans le djébel Murdjadjo et dans sa bordure sud: falaise d'Oran, Ravin blanc, Eckmühl, Ras El Aïn, Oued Misserghin.

Cette formation est très riche en poissons fossiles. La proportion des faunes pélagiques dans les gisements croît avec la distance de ces gisements du horst (ARAMBOURG, 1927).

Dans le ravin de Misserghin et à Raz El Aïn, les marno-calcaires à tripoli sont souvent limités à leur base par des marnes jaunes à silex ménilitique, imperméables, intercalées de grès fins à Spatangidés. Ces marnes jaunes passeraient en profondeur aux marnes bleues par passage latéral.

Plus au Nord, les marno-calcaires passent latéralement à des niveaux péricifaux puis récifaux. "Dans le bassin de Tammermouth ce passage latéral est rendu évident par le fait qu'un niveau à concentration d'oxyde de manganèse complètement inclu dans les calcaires récifaux et parallèle à leur pendage vers la culmination du horst, pénètre vers le sud dans une zone de marno-calcaires à Tripoli" (Y. GOURINARD, 1956).

- Les gypses sont présents dans d'anciennes carrières au Sud de Pont-Albin. Ils reposent sur les tripolis et sont recouverts par des calcaires à belles laminites et sont présents à tous les niveaux de la série carbonatée.

. Dans les Tessalas, les tripolis sont peu représentés. Entre Arbal et Tamzourah quelques petits lits de tripolis entrecoupés de marnes blanches demeurent intercalés dans les calcaires massifs récifaux. Au-delà de cette zone, vers l'Ouest, on ne semble plus retrouver de marnes à tripolis complètement relayées par les calcaires récifaux.

. Au fond du bassin, 20 forages ont recoupé cette formation, 17 sur la bordure nord de la sebkha et 3 dans la plaine de la Mleta.

Tableau n°43: Forages recoupant les marno-calcaires

Forage	1	5	6	11	12	13	14	15	17	19	20	21
Côte en m sous le toît de la formation	160	110	116	125	153	168	56	72	65	124	95	145
Côte du mur de la formation ou fond du forage *	220	213*	118*	128*	161*	200*	65*	100*	96	192	137*	150*
Epaisseur traversée	60	103	2	3	8	32	9	28	31	68	42	5
Puissance en mètre	60	>103	>2	>3	>8	>32	>9	>28	31	68	>42	>5

050 030848 9

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

	22	23	25	26	27		31	37	38
	69	98	26	41	43		403	320	320
	130*	113*	50*	55*	63*		500*	360*	360*
	61	15	24	14	20		97	40	40
	>61	>15	>25	>14	>20		>97	>40	>40

Sur la bordure nord, trois forages ont traversé en entier cette formation (1), (17), (19). (fig.43 et 44) .

Dans la plupart des cas cette formation est sous-jacente aux calcaires récifaux sauf aux forages n° 20, 25, 26 et 27.

Au forage n°20, elle est surmontée directement par les alluvions plio-quaternaires; ceci est la répercussion en profondeur de la lacune de dépôt en amont et en surface des calcaires récifaux.

Aux forages 25, 26, 27 ces marnes sont surmontées directement par le "Calabrien".

L'inexistance des calcaires récifaux est due à l'éloignement de ces forages des horsts du Murdjadjo; on a là une sédimentation fine de fond de bassin.

La répartition et la profondeur des forages restants ne permettent pas de suivre la variation d'épaisseur de cette formation du bord vers le centre du bassin. Toutefois, aux deux forages (17) (19), ayant recoupé en entier cette formation l'épaisseur traversée passe de 31 m à 68 m d'amont en aval. Cette formation gagnerait de l'épaisseur vers le fond du bassin, au détriment des calcaires récifaux.

Le même phénomène se retrouve au sud de la sebkha, dans la plaine de la Mléta; le forage n°31 a traversé 98 m de ces marnes avant d'être arrêté alors que dans les Tessalas en affleurement entre Arbal et Tafaraoui ils ne dépassent pas 40 m d'épaisseur.

A l'Est de la sebkha, les tripolis et gypses affleurent au djebel Djira. Le sondage de Debbi (Db1) a montré une série de tripolis peu épaisse (60 m) représentée principalement par des marnes grises ou jaunatres et des marno-calcaires gris à Ammusium cristatum et à Ostrea Cochlear (A. PERRODON, 1957). La série gypseuse de 100 m de puissance est formée de 80% de gypse massif.

Du point de vue lithologique, la série des tripolis est représentée par des laminites marno-diatomitiques riches en faciès silicifiés.

A l'affleurement on observe souvent des alternances de couches à diatomées de teinte blanchâtre à grisâtre et de marnes jaunes à grises. Le passage des diatomites aux marnes est toujours net. Les bancs de tripoli sont fréquemment entrecoupés par des silex blanchâtres en rognons et par des niveaux de cinérites.

Dans les Tessalas, des récifs reposent sur des hauts fonds parfois directement sur le substratum allochtone; ils sont formés de calcaires biodétritiques associés à des calcaires à lithothamniées.

Près de Tafaraoui s'individualisent des niveaux à colonies en bouquets de "Corallines" (Melobesiée articulées) (J.M. ROUCHY, 1983). Ces formations plongent avec un fort pendage (60 à 70°) vers le N, NW, NE en direction de la plaine de la Mléta.

Entre Tafaraoui et Tamzourah, ils sont précédés par un épisode gréseux représenté par des bancs de grès calcareux jaunes abondant en Clypeasters, puis par des grès marneux et des marnes jaunes à silex. Ces faciès ont été datés du Tortonien par Doumergue.

A Tamzourah, les calcaires à algues sont directement en contact du substratum allochtone, alors qu'à l'Est et à l'Ouest se développent des faciès marneux intermédiaires. Il faut voir là l'influence de la transversale Tamzourah - Aïn-Franin qui s'est traduite par une zone haute au Messinien (B. FENET, 1975). (fig.46) .

Plus à l'Ouest, les faciès deviennent moins profonds et plus détritiques. Les niveaux calcaires passent à des formations gréso-calcaires et gréseuses.

Le Djebel Tessala notamment qui culmine toute la région est constitué par un plateau formé de plusieurs centaines de mètres de grès calcaires à Ostrea Crassissima.

L'âge de toutes les formations récifales du Murdjadjo et Tessalas est maintenant démontré par la découverte de Globoratalia mediterrannea, foraminifères planctoniques, marqueur biostratigraphique du Messinien (G. BIZON et al., 1975).

Au fond du bassin, 29 forages ont recoupé cette formation. 21 au Nord de la sebkha et 8 au Sud de la sebkha, dans la plaine de la Mleta.

Tableau n° 44 : Forages recoupant les calcaires miocénes.

Forages	2	3	4	5	6	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Cote en m sous le toit de la formation	15	40	0	8	91	2	2	93	2	1	89	19	26	73	15	68
Cote du mur de la formation ou fond du forage*	56*	90*	49*	110	116	83*	69*	105	125	153	168	56	72	88*	65	100*
Epaisseur traversée	41	50	49	102	25	81	67	12	123	152	79	37	46	15	50	32
puissance en mètre	>41	>50	>49	102	25	>81	>67	12	123	152	79	37	46	>15	50	>32

Forages	19	21	22	23	24	31	34	35	36	37	38	39	40
Cote en m sous le toit de la formation	77	85	5	23	37	334	50	190	236	186	186	186	262
Cote du mur de la formation ou fond du forage*	124	145	70	98	130*	403	120*	289*	348*	320	320	273*	298*
Epaisseur traversée	47	60	65	75	93	69	70	67	112	134	134	87	36
puissance en mètre	47	60	65	75	>93	69	>70	>67	>112	134	134	>87	>36

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

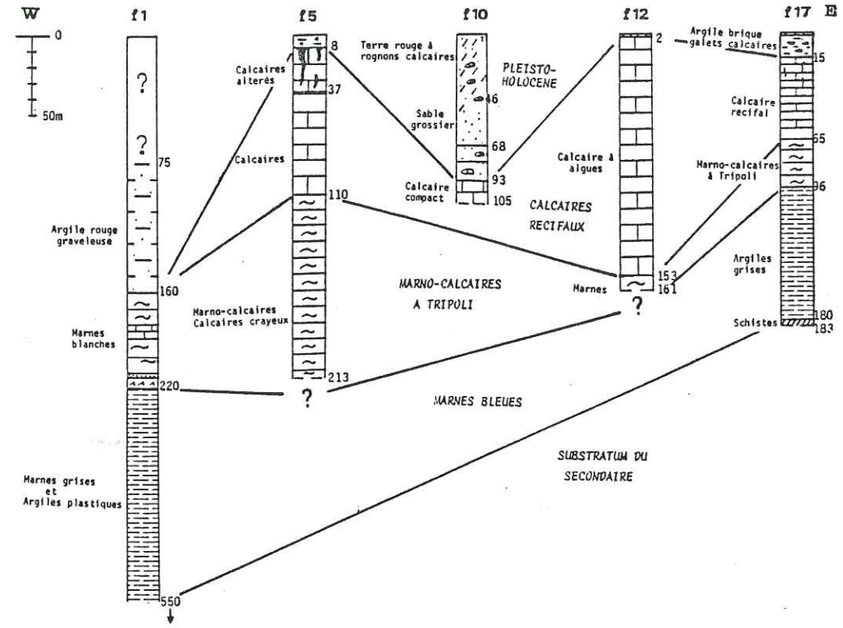


Fig n°43: Correlation des forages du flanc sud du Murdjadjo (W→E)

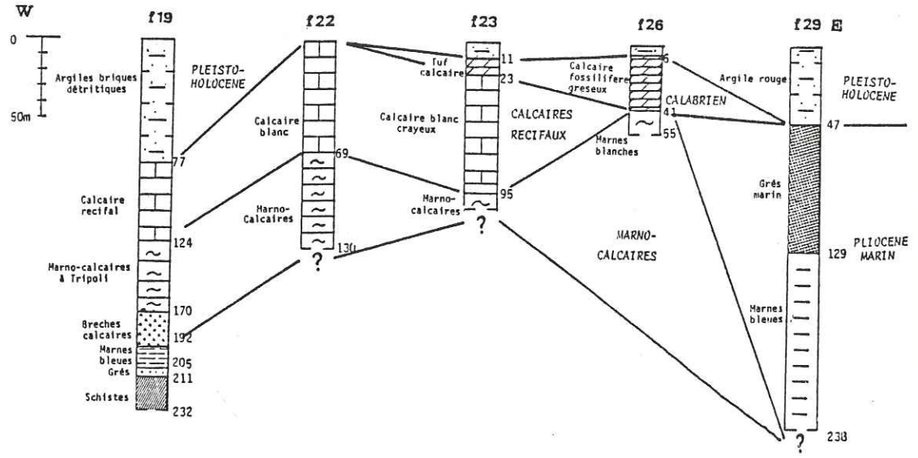


Fig n°44: Correlation des forages du flanc sud du Murdjadjo (W→E)

Des analyses chimiques de tripolis prélevés dans la région de Sig montrent que la teneur en Si-02 de ces roches est comprise entre 65 et 90 %. Les autres constituants essentiels sont CaO (10%), A1203 (2%) et Fe203 (2%). Les calcimétries donnent des pourcentages en carbonates qui varient de 10 à 35% (A. BAUDRIMONT et C. DEGIOVANNI 1974).

La série des gypses est représentée par des couches de gypses bien développés et par des marnes grises plus ou moins gypseuses. Ces gypses se présentent sous un faciès sélinite ce qui indique une cristallisation primaire sous une tranche d'eau à forte salinité (HARDIE-EUGSTER, 1971).

En profondeur, les tripolis présentent des faciès très variés; en général ce sont des marnes et marno-calcaires blancs à grises verdâtres, finement litées et peu compactes. Fréquemment des calcaires compacts ou brèches calcaires s'intercalent (forages n°19, 22, 23, 31 ..).

Les intercalations de lentilles gypseuses sont moins fréquentes (1, 42 ..). Cette relative rareté peut toutefois être dûe à la dilution des gypses par les boues de forage.

Les calcaires récifaux

Le couronnement du horst du Murdjadjo est formé de formations de calcaires récifaux qui plongent entre 8° et 15° vers le Sud parfois SE et SW en direction de la sebkha. Généralement, ils reposent ou relaient en amont les marnes à tripoli , parfois ils reposent directement sur les sédiments secondaires ou par l'intermédiaire du niveau détritique de base comme dans le ravin de Terziza ou des grès à Clypeasterset des sables rouges à Amphistegines s'intercalent entre les schistes crétacés et les calcaires récifaux.

J. DELFAUD et al. (1973) et DELFAUD, REVERT (1974) mettent en évidence dans ces calcaires récifaux **une formation supérieure à Stromatholithes** reposant sur les **calcaires inférieurs à lithotham - niées** par l'intermédiaire d'une brèche assimilée à une brèche de dissolution d'évaporites qui prolongerait sur les calcaires les lentilles de gypses observables en contre-bas du récif (carrière Pont-Albin ..) (voir Fig. n°42)

Récemment J.M. ROUCHY, C. CHAIX, J.P. St MARTIN (1982) et J .M. ROUCHY (1982-1983) modifient ce schéma. La masse des calcaires inférieurs correspondrait en fait à un récif frangeant à Coralliaires dominants contre lequel s'appuie en discordance d'origine sédimentaire une masse de calcaires périrécifaux (fig. n° 45)

Ce récif est constitué essentiellement de porites formant des colonnes en gerbes de plusieurs mètres de hauteur.

Ce récif a une épaisseur de 80m il repose sur des calcaires à lithothammiées d'une trentaine de mètres d'épaisseur (carrière du four à chaux près des amandiers).

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

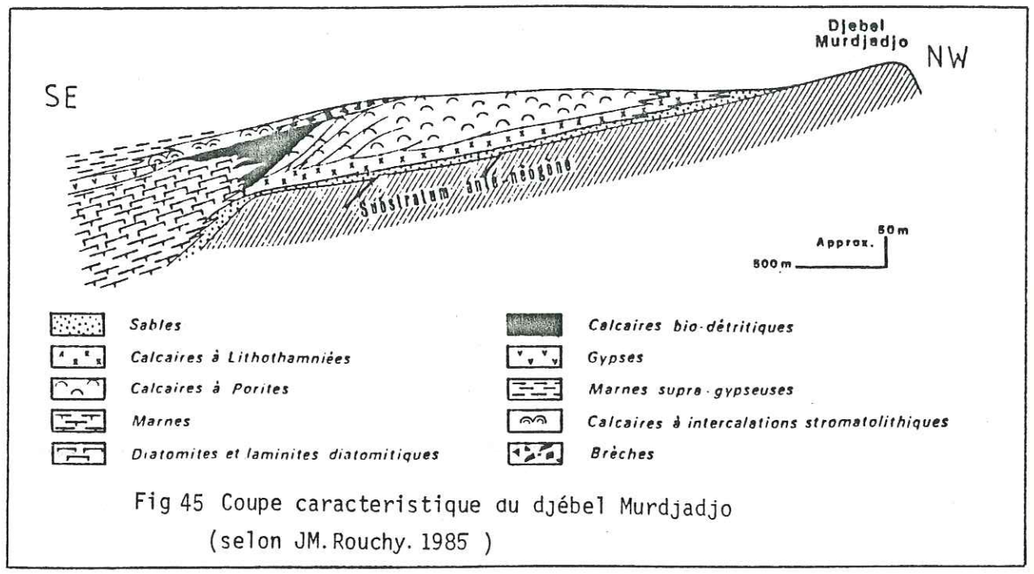


Fig 45 Coupe caracteristique du djébel Murdjadjo
(selon JM. Rouchy. 1985)

Vers le sommet du Djebel près de la ferme de Ben Aissi, X = 1865, Y = 269,5, réapparaissent des calcaires à lithothamniées puis des sables calcaires à faune d'Echinodermes, Brachiopodes et lamellibranches transgressifs sur les calcaires jurassiques. Quant aux calcaires supérieures à Stromatholithes ils sont visibles au pied du récif au sommet des coupes des carrières des environs de Pont Albin, sous forme d'édifices en coupoles, ils comportent des calcaires biodétritiques, à ovoïdes silicifiés, à Stromatholithe et des calcaires très recristallisés.

La surface des bancs est érodée et lapiazée ; l'ensemble de la série est souvent karstifiée, bréchifiée on observe aussi de nombreuses grottes sans grandes extension.

Ces calcaires supérieurs recouvrent successivement du bassin en direction du récif les gypses, marnes à tripoli et calcaires périrécifaux. La crête récifale est recouverte par une brèche d'épaisseur irrégulière composée de fragments calcaires fortement recristallisés. Cette brèche est située entre les calcaires inférieurs à porites et les calcaires supérieures à stromatholithes c'est l'équivalent latéral des évaporites (DELFAUD, REVERT 1974).

Plus à l'Ouest entre Boutlelis et El Amria, la terminaison occidentale des formations miocènes est occupée par des calcaires crayeux et des marno-calcaires blancs zoogènes, parfois lumachelliques à niveaux gypsifères pulvérulants .Leur base est caillouteuse, très fossilifère et repose sur des formations volcaniques.

CARTE GEOLOGIQUE ET STRUCTURALE
DE LA REGION D'ARBAL

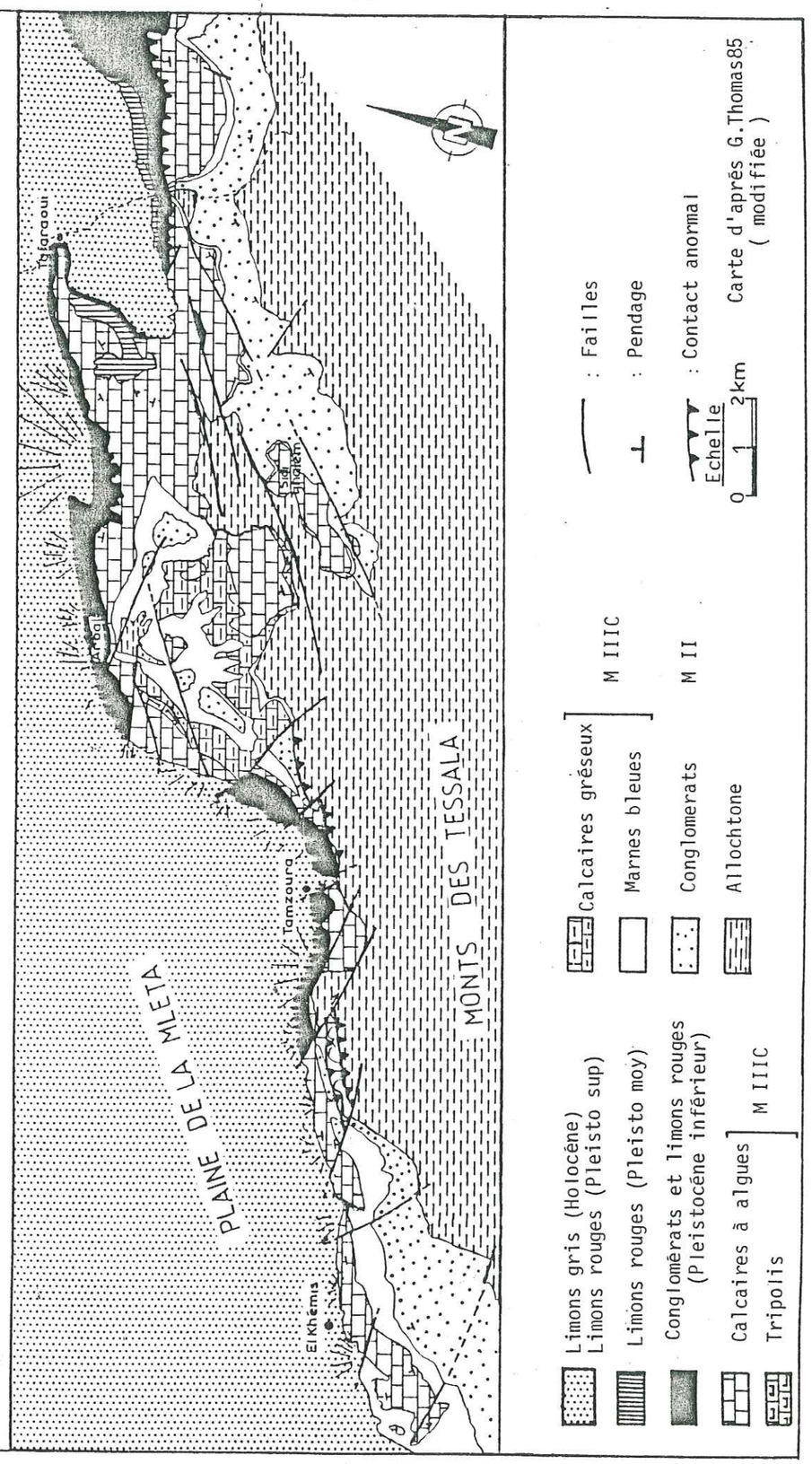


Fig N° 46 :

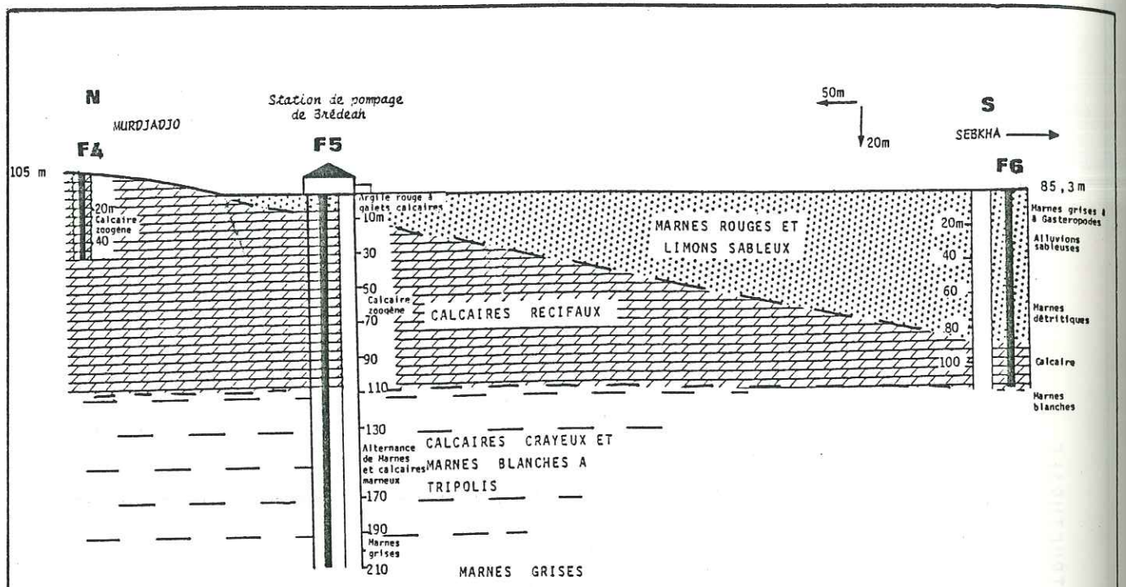


Fig n° 47 : Coupe géologique schematique passant par les forages F4 , F5 et F6 .

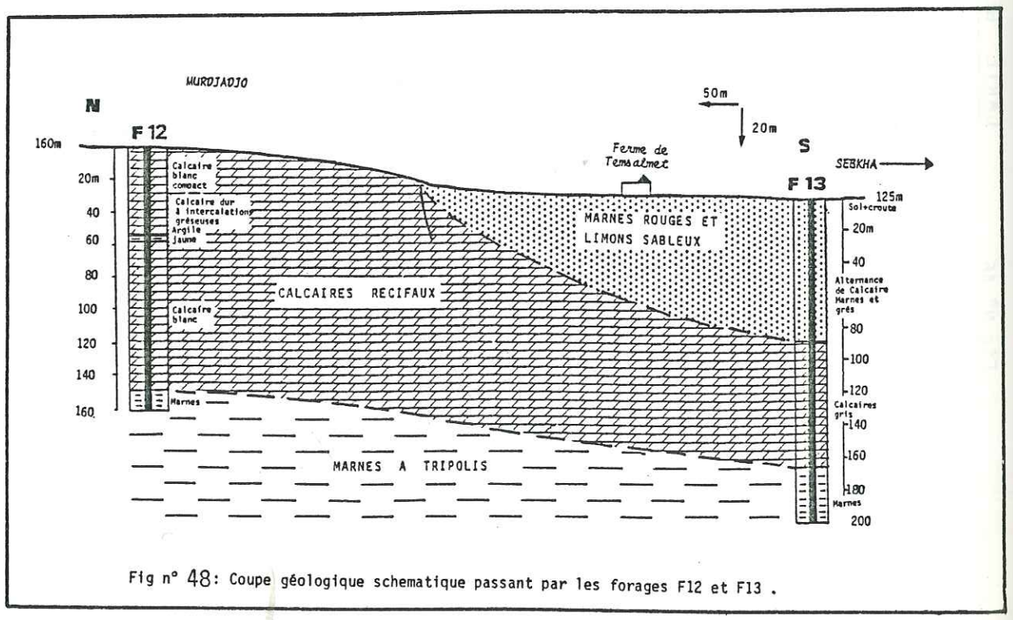


Fig n° 48: Coupe géologique schematique passant par les forages F12 et F13 .

* Au Nord de la sebkha, les calcaires récifaux qui affleurent dans le Murdjadjo s'ennoient sous les alluvions plio-quaternaires, leur plongement s'accentue à la faveur de failles bordières N 60, ainsi au F 13, situé à 800 m en aval, le toit est à 90 m sous le sol.

Au F 14, le toit est à 19 m alors qu'au F 16 à 400 m en aval, le toit est à 73 m de profondeur.

Ces calcaires s'étalent en profondeur entre Boutlelis à l'Ouest et Aïn Beïda à l'Est.

Toutefois leur limite au Sud, sous la sebkha, ne peut être définie vue l'absence de forages profonds.

L'ennoyage des calcaires sous les alluvions pliocènes s'accompagne aussi **d'une notable diminution d'épaisseur**, ainsi si au F **12** l'épaisseur des calcaires est de 153 m, au F 13, elle n'est plus que de 79 m. De même aux forages F 5 et F 6 distants de seulement 950 m l'épaisseur passe de 102 m à 25 m d'amont en aval (Fig. 47)

Le forage n°1 situé à seulement 2 km des affleurements calcaires ne traverse aucune formation carbonatée sur le 550 m du forage. Il en est de même pour le F 20 situé à 1,5 km en aval de F 17 ou leur épaisseur atteignait 50 m.

Il semblerait que l'hypothèse qui envisageait que les calcaires forment un vaste synclinal et passent sous la sebkha pour réapparaître dans les Tessalas, soit à rejeter, on assisterait plutôt au passage en profondeur des formations récifales à des formations de fond de bassin.

Seule une campagne géophysique profonde ou des forages profonds situés au centre du bassin permettraient d'élucider définitivement le problème.

— Parallèlement à la variation nord-sud de l'épaisseur des calcaires récifaux, on observe une autre direction de variation est-ouest liée à la zone haute de Misserghin. En effet, alors que les calcaires récifaux dépassent la centaine de mètres d'épaisseur dans la région de Brédeah (F5 - F12) à l'Ouest et dépassent 90 m dans la zone de Pont-Albin (F 24) à l'Est; dans la zone de Misserghin (F 17, F 19), ils ne dépassent pas 50m.

Ces calcaires sont souvent cristallins, diaclasés et altérés, parfois vacuolaires; ils alternent parfois avec des bancs marneux ou crayeux plus tendres.

Dans la zone de Misserghin, ces calcaires passent à des faciès plus gréseux et marneux avec des concrétions manganésifères au sommet.

* Sous la plaine de la Mléta, surtout dans la zone de Tafaraoui, huit forages ont recoupé cette formation. Seuls trois d'entre eux F 31, F 37, F 38, l'ont recoupé en entier sur respectivement 69, 134 et 134 m. Elle est à chaque fois limitée vers le bas par la série des marnes blanches à vertes à tripoli (Fig.49 et50).

En allant du Sud vers le Nord, on note une réduction d'épaisseur de la série; ainsi à la bordure du bassin, l'épaisseur atteint 134 m au F 37 et F 38, alors que vers le centre du bassin cette épaisseur diminue à 69 m (F 31).

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

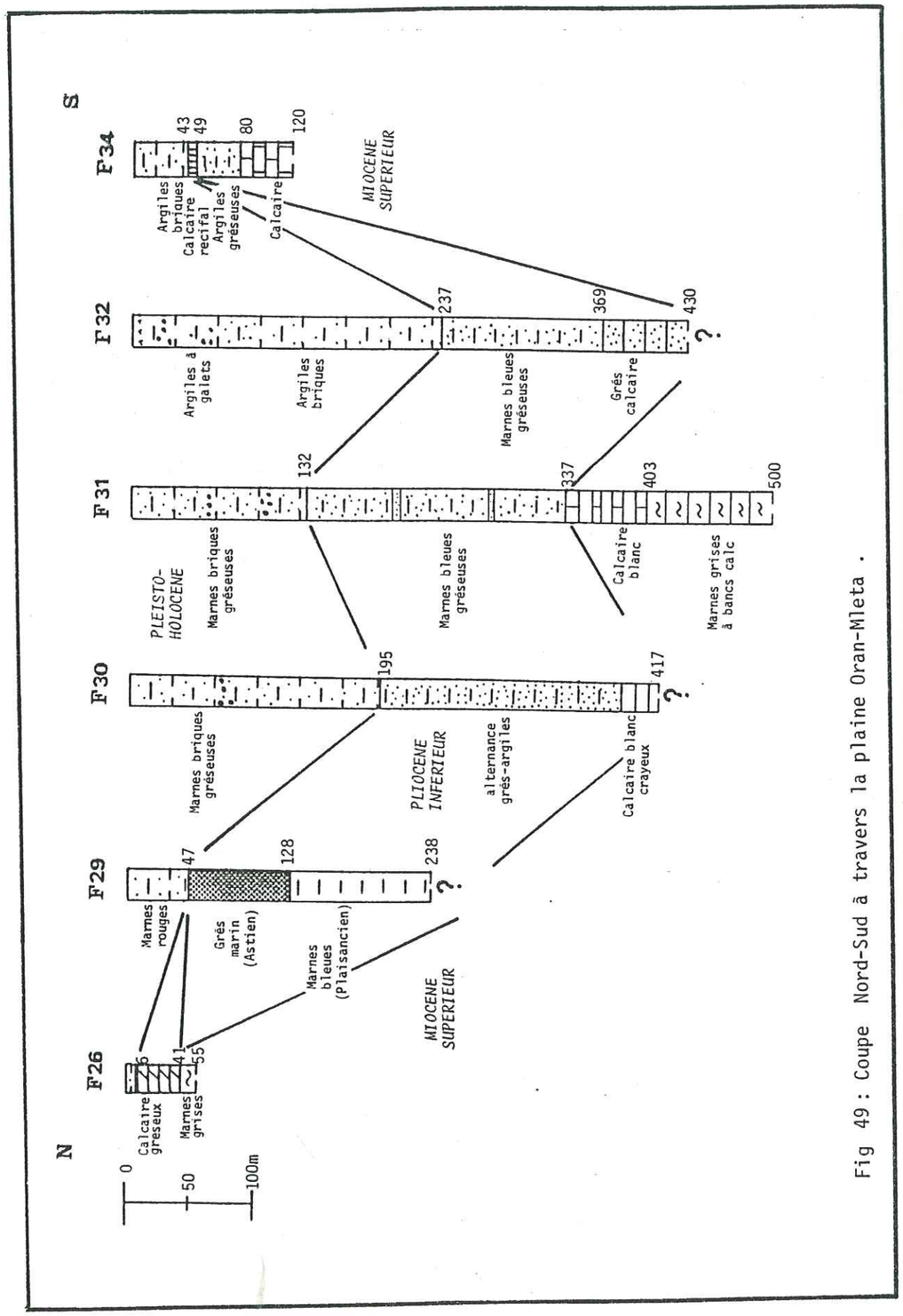


Fig 49 : Coupe Nord-Sud à travers la plaine Oran-Mleta .

Le F 42 situé à 3,5 km en aval des affleurements calcaires ne les recoupe pas; de la profondeur 222 à 241 m, il recoupe des argiles verdâtres à lentilles de gypse.

On constate aussi un compartimentage accentué de cette zone; ainsi aux forages F 37 et F 39 distants de seulement 0,5 km la cote du toit de la formation passe de 186 à 262 m, soit un rejet de 96 m. Il en est de même entre les forages F 31 (côte du toit de la formation: 334 m) et le F 32 ou il atteint la côte 430 m, sans pour autant arriver au sommet de la formation, soit un rejet supérieur à 96 m. Ceci rend le tracé d'une carte isobathe hypothétique à moins que l'on ait recours à la géophysique (voir p.127).

En profondeur, ces calcaires sont gris clairs , bioclastiques oolithiques, parfois micritiques, gréseux et massifs.

Ils sont cimentés par de la calcite cristalline dont la dimension des cristaux varie de 0,05 à 0,02 mm. Ils sont fortement fissurés, ces fissures sont parfois comblées de sables quartzeux, parfois de matériel terrigènes ,(E.R.E.M., 1984).

Les traces de ferruginisation en hydroxyde de fer sont nombreuses. On observe souvent des passées marno-calcaires gris-clairs à bleuâtres. Dans la partie supérieure de la formation, les forages F 34, F 37, F 38 et F 39 ont recoupé des grès calcaires fortement cimentés dont l'importance augmente du Sud vers le Nord.

On observe parfois des passées marneuses au sein des calcaires. Ces marnes renferment par endroits des gypses lamellaires secondaires

3.2.3 - Le Pliocène inférieur et moyen marin

Le Pliocène inférieur et moyen est noté **"Pliocène marin ancien"** dans les cartes de DOUMERGUE; il correspond au 3e cycle post-nappe de B. FENET, 1975. Il a été englobé dans le cycle P.I.A.B. **"Formation du Bas-Chelif"** daté du Tabianien (G. THOMAS, 1985).

Dans le bassin du Chelif, le Pliocène est représenté par la succession classique des **marnes bleues "plaisanciennes"** et des **grès marneux "astiens"** (A. PERRODON, 1957).

Ces deux stades correspondraient à une transgression P.I.A. suivie d'une régression P.I.B.. La phase finale étant le creusement d'un glacis d'ablation S.P.I. (G. THOMAS, 1985).

Les marnes bleues à faciès pélagique ont livré en plusieurs points des microfaunes planctoniques datées du Pliocène inférieur et moyen (MAZZOLA, 1971).

Dans le bassin de la sebkha s.s., le Pliocène marin n'est pas connu à l'affleurement sauf à la limite NE dans les anticlinaux du Djébel Djira et Debbi où des marnes à intercalations gréso-sableuses atteignent 100 à 200 m d'épaisseur.

Au Sud, de la plaine de Tameira,un affleurement de calcaire fossilifère attribué au Pliocène inférieur marin a été signalé B. FENET (1975).

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

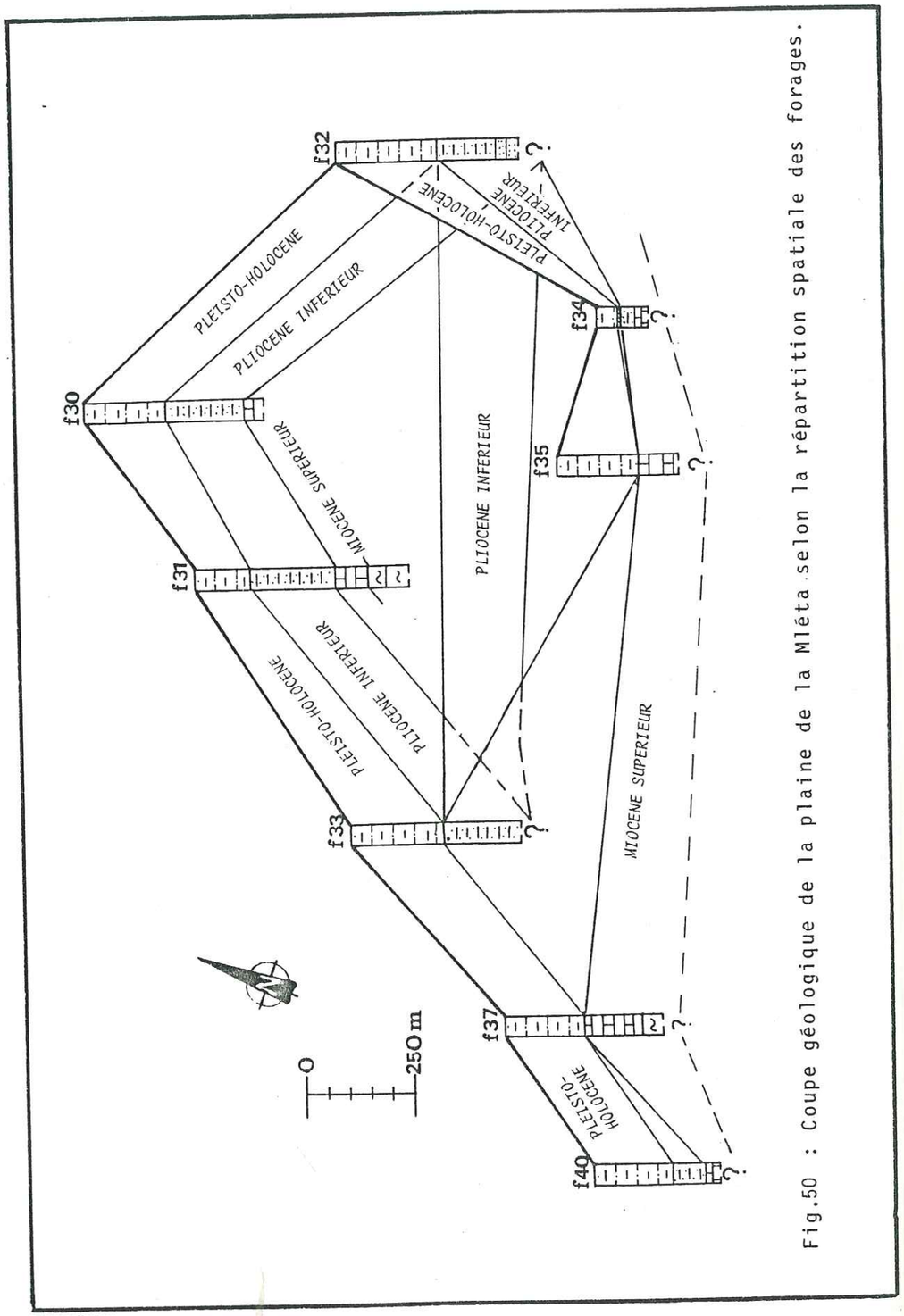


Fig.50 : Coupe géologique de la plaine de la Mléta selon la répartition spatiale des forages.

En profondeur, huit forages ont recoupé cette formation. Son épaisseur totale est inconnue. Les forages F 25 et F 32 ont traversé plus de 190 m de marnes et grès pliocènes avant d'être arrêtés.

Tableau n°45: Forages recoupant les formations pliocènes

Forage	29	30	31	32	33	34	39	40
Côte en m. sous le sol du toit de la formation	47	195	207	237	219	43	141	180
Côte du mur de la formation ou fond de forage*	238*	417*	334	430*	400	49	186	262
Epaisseur traversée	191	222	127	193	181	6	45	82
Puissance en mètres	>191	>221	127	>193	181	6	45	82

Le Pliocène marin s'amincit au Nord; sa limite longe le bord nord de la sebkha suivant une ligne Aïn-Beïda - Petit lac (F 21, F 26, F 27).

Plus au Nord, le biseautage du Pliocène marin est certain, le "Calabrien" reposant directement sur les formations miocènes (F 23, F 24, F 25, F 25, F 27). La coupe des falaises d'Oran montre nettement le dépôt des grès dunaires "calabriens" sur les marno-calcaires à tripoli miocènes.

Le Pliocène marin n'affleure pas sur le versant sud du Murdjadjo.

Au Sud de la sebkha, la ligne de rivage du bassin pliocène devait se situer à l'emplacement actuel de la flexure des Tessalas.

La formation des marnes débute souvent par des niveaux détritiques gréseux ou sableux parfois conglomératiques. Des intercalations gréseuses et sableuses demeurent interstratifiés dans toute la série. Au F 32, les marnes atteignent 132 m; elles sont de couleur grise ou bleutée.

Les grès marins "astiens" correspondent à des grès calcaires jaunes localement très fossilifères; vers le sommet il y a passage à des formations laguno-lacustres. Au F 29, ces grès atteignent 80 m d'épaisseur.

Le F 34 situé à Tafaraoui près de la flexure bordière a rencontré sous les dépôts continentaux plio-quaternaires, 6 m de Pliocène marin sous forme de calcaire blanc récifal; nous sommes ici à la bordure du bassin Pliocène.

Notons que les forages F 39 et F 40 ont traversés respectivement 44 et 88 m d'une formation de marnes bariolées brunes claires à bleues verdâtres fortement gypseuse située entre les calcaires

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

située entre les calcaires récifaux miocènes et des marnes compactes brunes. Cette formation n'ayant pas été datée, nous l'avons attribuée à du Pliocène marin par corrélation.

Le Pliocène marin se termine dans la région par le creusement d'une surface d'érosion de grande extension allant de l'Est d'Oran à El Amria. Ce glacis sera fossilisé par la formation marine au Pléistocène inférieur.

3.2.4 - Le Pléistocène inférieur

Dans le massif littoral d'Oran, au niveau de la forêt de Msila affleure une formation qui débute par des grès coquilliers pouvant passer à de véritables calcaires lumachelliques, reposant directement sur les schistes crétacés.

Cette formation est surmontée par des grès dunaires à stratification entrecroisée.

Elle est complétée par des sables rouges briques à Hélix. Cette séquence est cloturée par une croûte calcaire à ciment rosé.

Cette formation correspond à l'ancien "**Pliocène P1**" de F. DOUMERGUE (1912); au **Calabrien** de R. LAFFITE (1950), puis Y. GOURINARD (1957). Ils ont été suivis par B. FENET (1975) qui l'a attribuée au 4e cycle post-nappes. G. THOMAS (1985), l'attribue à la formation du golfe d'Arzew ou P IIA, ou il distingue quatre pulsations transgressives, d'âge Plaisancien-Calabrien. La faune de grands vertébrés découverte à la base de la formation d'Arzew et attribuée au Villafranchien par les anciens auteurs se situerait à la limite Plio-Pléistocène.

Dans la plaine de la Mléta et à El Djezira affleurent des assises continentales azoïques de limons rouges parfois conglomératiques. Cette formation est cloturée par une croûte indurée à faciès calcrête.

G. THOMAS (1985) attribue ce faciès à la **formation continentale de Mettemoura** contemporaine de la formation marine du golfe d'Arzew, le synchronisme entre la formation d'Arzew et celle de Mettemoura se faisant par passage latéral de faciès.

Le long de la chaîne des Tessalas affleurent des bancs épais de conglomérats, de graviers à ciment argilo-sableux rouges et des marnes rouges.

Ils sont discordants sur les calcaires miocènes qu'ils remanient. Leur pendage est raide (60 à 70°) vers le Nord et le N.W. parfois à la verticale, ils s'ennoient sous les alluvions récentes de la sebkha. Cette formation est cloturée systématiquement par une croûte calcaire.

"Deux termes peuvent être distingués dans cette formation, le PIIA (formation de Mettemoura) déjà citée et le PIIB ou formation **de la Mekerra**, la différence étant liée à la présence ou non d'industrie préhistorique; P IIB renfermant de la Pebble Culture" (G. THOMAS 1985).

Cette formation des Tessalas correspond au Villafranchien des anciens auteurs.

SUr la bordure méridionale du Murdjadjo, entre Aïn-Béïda et Temsalmet, affleurent des colluvions résultant de l'érosion des formations situées en amont. Leur épaisseur peut atteindre plusieurs mètres. Elles ont été attribuées à la formation de la Mekerra (G.THOMAS 1985).

En surface, le Pléistocène inférieur est cloturé par une surface d'érosion, contemporaine de la formation de la Mekerra.

En profondeur cinq forages situés à la partie NE de la sebkha ont recoupé du "**Calabrien**" marin.

Tableau n°46: Forages recoupant le Calabrien

Forage	23	24	25	26	27
Côte en m. sous le sol du toit de la formation	11	5	9	6	11
Côte en du mur de la formation	23	37	44	41	43
Epaisseur traversée	12	32	35	35	32
Puissance en m	12	32	35	35	32

L'épaisseur au large du horst est assez constante et oscille autour de la trentaine de mètres. Ce sont essentiellement des calcaires et grès tendres très coquilliers à nombreux moules d'Hélix; ils sont parfois entrecoupés d'argiles continentales.

Près du horst (F 23, F 22), ils sont limités vers le bas par les calcaires gréseux, plus au large(F 25, F 26, F 27) ils sont limités par les marnes blanches à tripoli.(Fig.44)

En forage, la distinction des différentes formations argilo-limoneuses continentales au-dessus du Pléistocène inférieur marin (Calabrien) est très difficile. Seul un suivi plus détaillé des cuttings, ainsi qu'un contrôle paléontologique pourra délimiter les différentes formations.

3.2.5 - Le Pléistocène moyen

Il affleure surtout à la partie ouest du bassin. Il correspond aux alluvions anciennes (F. DOUMERGUE) et au Quaternaire intermédiaire (Y. GOURINARD, 1958).

G. THOMAS (1985), en se basant sur des critères autres qu'altudinaux , surtout des critères d'industries préhistoriques définit trois séquences.

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

Tableau n°47: Les séquences du Pléistocène moyen
(d'après G. THOMAS, 1985)

Séquence	Nom des formations	Industrie préhistorique	Stratigraphie marocaine
Q III	Formation des rochers	Acheuléen récent	Tensiftien
Q II	Formation Oued El Hammam	Acheuléen moyen et ancien	Amirien
Q I	Formation de Remchi	Pebble culture évoluée	Salétien

Formation de Remchi (Saletien)

Affleure surtout aux alentours de Hammam Bou Hadjar. La base est formée de sédiments fluviatiles à conglomérats polygéniques grossiers; le sommet est encroûté. La formation peut atteindre 30m d'épaisseur.

Formation de Oued El Hammam (Amirien)

Affleure modestement dans la région d'El Malah à l'altitude 100 m. C'est un glacis d'accumulation du matériel limoneux rubéfié encroûté.

Formation des rochers (Tensifien)

Elle n'affleure pas dans le bassin versant S.S.; elle affleure près de l'Oued El Malah.

3.2.6 - Le Pléistocène supérieur

La périphérie de la dépression ou zône des piédmonts, surtout ceux du Murdjadjo, est constituée de terrasses et glacis d'accumulation formés de limons sableux ou argileux rubéfiés. Il n'y a jamais de croûte indurée au sommet (G. THOMAS, 1985).

Cette formation est souvent appelée formation des alluvions anciennes; elle correspond à la formation de l'Oued Oggaz attribuée suivant des critères lithologiques et cartographiques au Soltanien (G. THOMAS, 1985).

Cette formation est recouverte plus en aval vers la sebkha par les limons gris.

Au niveau d'Aïn Beïda et Brédeah existent des affleurements de tufs et travertins liés à d'anciennes sources d'eau douce. Toutefois, on rencontre même de véritables calcaires lacustres, parfois karstifiés. A Brédeah, on les rencontre entre 2 et 4 m, sous la surface du sol.

Dans la région de Misserghin et Boutlelis, les limons rubéfiés forment une bonne terre agricole pour la plantation d'orangers et le maraîchage .

Dans la plaine de la Mléta, cette formation est très réduite; elle affleure près de Tamzourah et d'Aïn Larbaâ.

3.2.7 - Holocène

La majeure partie de la plaine de la Mléta, la plaine d'El Kerma et les bordures immédiates de la sebkha sont constitués de limons gris, souvent salés et gypseux (alluvions récentes) en terrasses pouvant atteindre 40 m. Près de l'aéroport d'Oran le sous-sol est constitué de gypse pur à 95 %.

Les limons gris correspondent à des sols hydromorphes appelés localement "Tirs", ils correspondent aux sols d'anciennes sebkhas. La salure de ces limons est attestée par une végétation composée souvent de Salicornes.

La cessation du processus de rubéfaction étant dûe à un changement climatique. Ces formations ont été attribuées au Rharbien (G. THOMAS, 1985).

Dans la Mléta, cinq grands cônes de déjection à éléments grossiers y sont rattachés (Oued El Haïmeur, Sebbah, Rassoul, Tamzourah, Tafaraoui). Ces cônes sont encore actifs de nos jours. Au Sud et Sud-Est de la Sebkha (collines d'El Hamoul) se développent des lunettes éoliennes à matériaux argilo-sableux ou argileux; leur origine éolienne est dûe au creusement par déflation des sols salés de la sebkha par les vents W et N.W, encore prépondérants de nos jours.

Cette activité éolienne est postérieure à la sédimentation rharbienne, en effet le matériel accumulé remanie ces limons. La déflation aurait eu son paroxysme au Grimaldien.

Les parties inondables de la sebkha sont recouvertes par des alluvions actuelles salées et gypsifères.

3.3 - LA TECTONIQUE

Depuis le début du dépôt des formations secondaires de la région, il semble que l'on puisse distinguer sept grandes périodes de l'histoire tectonique.

Après le dépôt des formations carbonatées liasiques , des schistes à Posidonomies au Dogger-Malm et des sédiments aux faciès pélitiques dominent au Crétacé inférieur. La région subit:

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

3.3.1 - La tectogenèse infra-Crétacée

Cette compression est connue dans tout le domaine tellien, les plis s'orientent NE-SO.

Ce mouvement est responsable de l'émersion de toute une unité paléogéographique allant d'Est en Ouest, depuis les monts d'Arzew jusqu'à Beni-Saf; ce régime provoque des encroûtements ferrugineux épais sur une surface érodée (CISZACK et al., 1982). Ce phénomène tectonique semble limité dans le temps, à certains secteurs du BArrémien supérieur - Aptien (FENET, 1975).

Après le dépôt de formations essentiellement marneuses au Senonien et Paléocène intervient:

3.3.2 - La 1ère phase alpine

C'est le résultat du premier affrontement entre les marges de la **"plaque d'Alboran"** et la **"plaque africaine"**

Cette phase tectonique à composante tangentielle serait responsable d'une partie des phénomènes attribués à la tectonique miocène (B. FENET et al., 1969).

J.P. BOUILLIN, 1975, pense que cette phase serait responsable d'une partie de l'épimétamorphisme des massifs littoraux à schistosité. une des conséquences de cette phase lutétienne est l'exondation jusqu'au Miocène inférieur de la plus grande partie du bassin oranais.

3.3.3 - La 2ème phase alpine

Cette phase est responsable d'une tectonique profonde et dynamique génératrice d'un nouvel épimétamorphisme.

La compression engendre la schistosité des massifs littoraux.

Dans l'Oranais, elle est comprise entre l'âge des formations schisteuses les plus récentes (Albo-Cénomanien inférieur) et la mise en place des nappes de glissement miocènes. Elle a été datée de l'aquitano-burdigalien (B. FENET, 1975). Cette phase se déroule en deux temps: phase S1 et phase S2.

La première phase n'intéresse que faiblement la zone interne déjà tectonisé et indurée pendant la phase lutétienne. C'est la partie encore souple, plus externe qui subit le plus la déformation.

L'accentuation des contraintes y provoque un raccourcissement important, entraînant une **schistosité de flux** à style isoclinal en plis couchés et un développement de néoformations minérales dans les zones profondes.

Cette phase est accompagnée de failles inverses dont l'accentuation va provoquer l'écaillage et le chevauchement important vers le Sud de l'allochtone issu des zones internes.

A la fin de la phase S1, se produit une érosion dont le résultat est de faire disparaître la partie la plus haute de l'édifice structural.

Après cette érosion, intervient la deuxième phase qui ne met en jeu que des contraintes horizontales et qui est caractérisée par une **schistosité de fracture,** de plan axial subvertical.

Dans le même temps au Sud (Tessalas) s'ébauche le bassin sud-tellien, grâce à des déformations à grand rayon de courbure avec dépôt d'un Miocène synchro-nappe.

Dans les massifs littoraux à schistosité, tandis que se développe S2, les formations allochtones sont en partie remises en mouvement pour chevaucher par glissement les parties externes. Dans ce contexte, le matériel de **type A ou albo-cénomanien** se déplace vers le Sud et déborde les massifs à schistosité pour s'arrêter un peu au Nord de la limite actuelle, dans la mer miocène.

Les unités Chouala et sénoniennes déjà désolidarisées de leur substratum sont aisément remobilisées et glissent conjointement sur l'unité A.C qu'elles dépassent (voir fig.).

La couverture post lutétienne peut rester solidaire (unité Sidi El Hadri) ou se décoller pour former l'**unité oligo-miocène** structuralement la plus élevée (B. FENET, 1975).

La clôture de la mise en place des ensembles alpins dans l'Oranais est marquée par un volcanisme acide (Rhyolites des Iles Habibas, par exemple).

— Après la compression alpine intervient pendant le Néogène la transgression post-nappe caractérisé par une grande épaisseur des dépôts.

Pendant cette période tout le bassin de Chélif enregistre l'effet d'une importante tectonique succédant à la mise en place des nappes.

Pour Y. GOURINARD,(1952) cette tectonique est dûe essentiellement à des mouvements épirogéniques engendrant les mouvements verticaux qui permettent la structuration en horsts et grabens des massifs littoraux et des bassins de Mers El Kebir et de la sebkha.

A. PERRODON,(1957) admet l'existence de cette épirogenèse responsable de la subsidence du bassin du Chélif.

Pour B. FENET 1975, cette tectonique est distensive depuis le 1er cycle post nappe jusqu'à l'actuel (Fig.51).

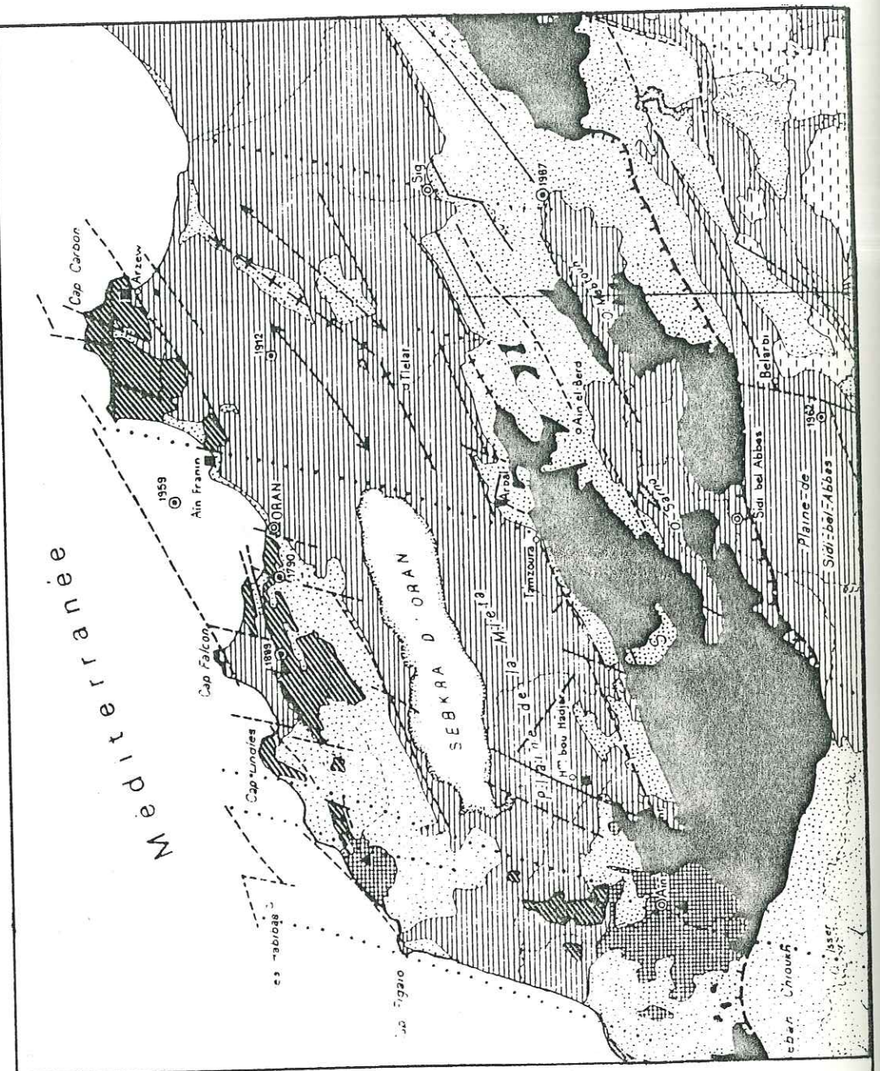
Pour J. DELFAUD 1975, la polarité des séquences des séries néogènes du Chélif est directement régie par la dynamique en distension génératrice de subsidence.

Pour G. THOMAS (1976, 78, 82, 85) on assite plutôt à une **tectonique polyphasée.**

Cette tectonique dessine les traits essentiels de la structure actuelle. ELle s'exprime selon trois directions principales.

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

FIG 51 : ESQUISSE STRUCTURALE DE L'ORANIE CENTRALE
SELON B.FENET (1975)



Plio-Pléistocène
Miocène synchro et post nappe
Nappes telliennes
Massifs à schistosité
Couverture jurassico-crétacé des hts plaines
Volcanisme néogène
Faille chevauchante
Front des nappes
Transversales
Sources thermo-minérales
Volcans anciens
Epicentre et age des principaux seismes
Synclinaux
Anticlinaux

- Direction N 10-30 E

Satellite des "transversales" de L. GLANGEAND, 1951.

Son jeu a été mis en évidence dans les massifs littoraux oranais au cours du Miocène (B. FENET, 1975).

Elle correspond à de grands décrochements transverses à jeu sénestre (L. GLANGEAUD 1951, G. THOMAS 1981).

Le bassin de la sebkha est encadré à l'Ouest et à l'Est par le linéament de Djébel Lindles - Djébel Ramayla qui correspond à la limite occidentale des bassins synchronappés et par le linéament Aïn-Franin - Arbal - Tamzourah qui provoque une forte inflexion des structures sur le versant nord des Tessalas.

- Direction N 50 - N 70 E

C'est la plus remarquable, car elle détermine l'allongement des bassins et leur obliquité par rapport aux édifices telliens résultants de l'orogenèse alpine. Cette direction est celle de la sebkha et du faisceau Tessalas - Oued Ali. Elle se matérialise par des plis et failles inverses associées.

- Direction N 90 et N 140 E

Elle correspond à des failles à décrochements dextres associés à des structures plissées.

La direction N 90°E pour un rôle structural important en Méditerranée. L'accident El Touama-Boutlelis fait partie de cette direction.

Les failles N 140 E au tracé relativement court, introduisent un décalage dextre des structures hectokilométriques et kilométriques SW-NE(Fig.51 et 52).

La mise en place de cette structure s'est faite en plusieurs phases.

3.3.4 - Distension du 1er cycle post-nappe

Bien exprimée dans les massifs littoraux, elle correspond aux déformations en horsts et grabens décrits par Y. GOURINARD(1952).

Des failles normales sont bien exprimées sur des miroirs orientés N 20°E. Les accidents N 60 et N 80°E possèdent un jeu décrochant sénestre. Dans les Tessalas, les directions N 60 et N 20°E contrôlent la sédimentation du premier cycle.

Le bassin occidental du bas Chélif correspond à une zone de cisaillement sénestre sous l'effet d'une contrainte maximale horizontale σ_1 orientée SW-NE (G. THOMAS, 1985).

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr
19 AOUT 2003

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

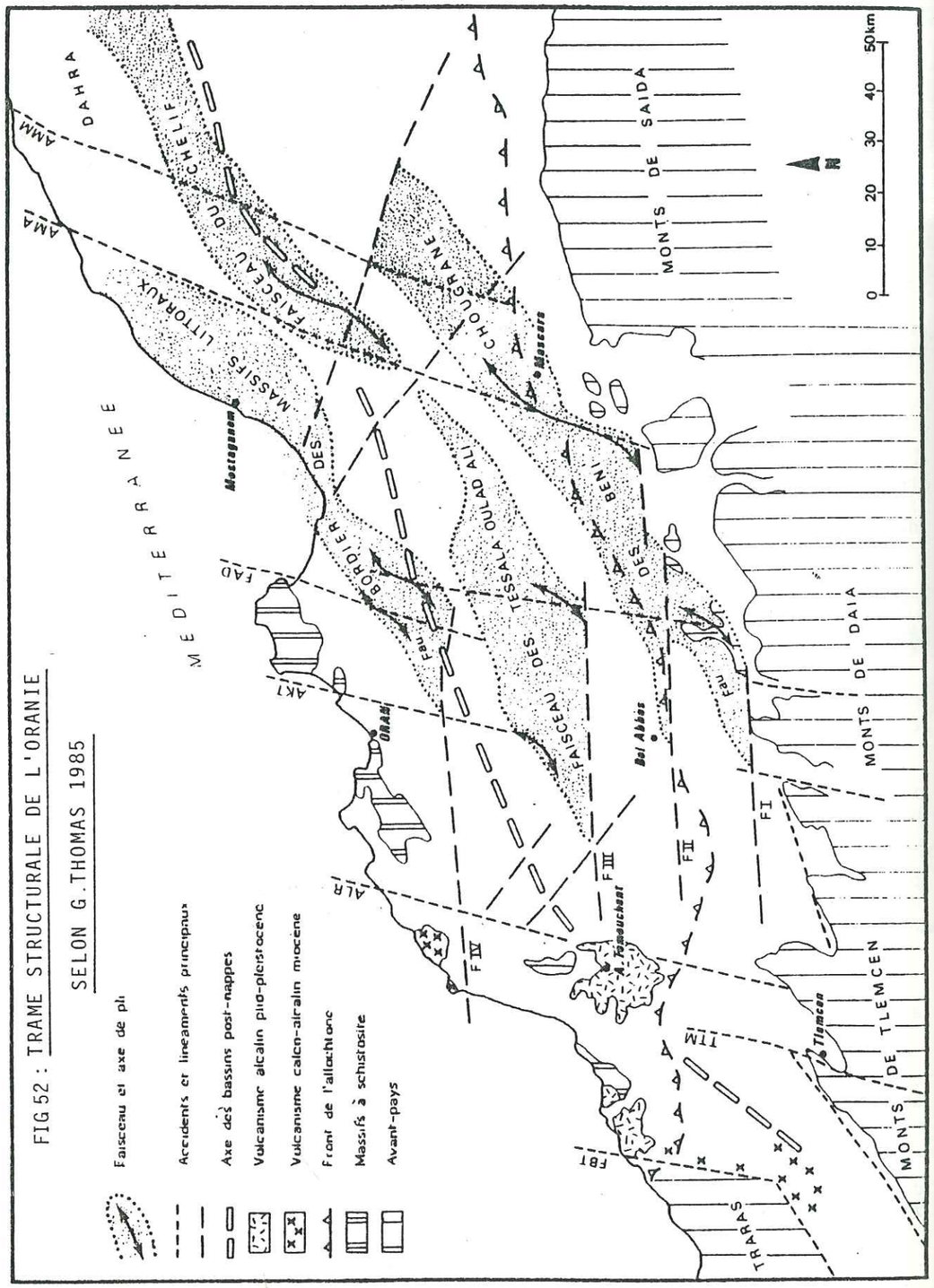


FIG 52 : TRAME STRUCTURALE DE L'ORANIE
SELON G.THOMAS 1985

3.2.5 - La compression du 2e cycle post-nappe

Elle correspond à l'épirogenèse messinienne décrite par B. FENET (1975). Le bassin subit une tectonique synsédimentaire compressive (G. THOMAS, 1985). Les plis orientés NE-SW sont associés à des failles inverses N 50.E et des failles E-W à jeu décrochant dextre, contemporains du dépôt.

La transversale Aïn Franin - Arbal joue le rôle d'une frontière séparant deux compartiments aux comportements tectono-sédimentaires différents. En effet, les dépôts messiniens sont plus importants dans la partie est qu'ouest. L'accident aurait joué lui en haut fond du fait du bombement Dj. Bou Hanech - Tafaraoui où on a une réduction du faciès des marnes bleues parfois même lacune (B. FENET, 1975).

La direction du raccourcissement serait voisine de N 150°E (G. THOMAS, 1985).

3.2.6 - La compression Pliocène et Plio-Pléistocène inférieur

Après une brève distension qui affecte les dépôts volcano-sédimentaires du deuxième cycle post-nappe, une compression intra-pliocène intervient. Elle donne naissance à des plis kilométriques recoupant les fossés miopliocènes et faisant rejouer les flexures et failles décakilométriques plus ou moins complexes d'orientation moyenne N 50° E.

Elle permet la structuration en faisceau décakilométriques plus ou moins complexes des massifs littoraux et Tesselas séparés par une zone peu déformée. Cette zone est affectée d'une série de failles 140°.E à mouvement décrochant dextre et des accidents N 90°.E au rejet horizontal décrochant comme l'accident Touama - Bout elis.

Après le dépôt de la formation d'Arzew dans un calme relatif nous assistons à une vigoureuse déformation compressive pendant les premiers dépôts de la formation de la Mekerra (G. Thomas, 1985). Les plis sont décakilométriques associés à des failles inverses N 50°.E, l'ensemble est affecté de décrochements N 120°.E à N 140°.E.

La torsion des plis suggéré le jeu en décrochement dextre N 90°.E. Cette phase spectaculaire est responsable des reliefs actuels ; surtout le faisceau des Tessalas.

Les études microtectoniques des massifs littoraux et Tessalas indiquent que ces deux phases sont liées à un champ de contrainte d'une valeur régionale N 148°.E (G. THOMAS 1985).

Le volcanisme basaltique alcalin d'Aïn Témouchant est lié à cette phase compressive (G. Thomas, 1985). D'autres auteurs ont attribué ce volcanisme et la génèse des structures plissées à une tectonique en distension (J. DELTEIL 1974 ; B. FENET 1975).

3.2.7 - Compression du Pleistocène moyen à l'actuel

Les mouvements compressifs diminuent d'intensité avec stabilité de la direction de contrainte de la phase précédente avec jeu de décrochement dentre associé à des déformations plicatives. Le seisme de Chelif (ex : El Asnam) a indiqué une direction de compression NNW - SSE.

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

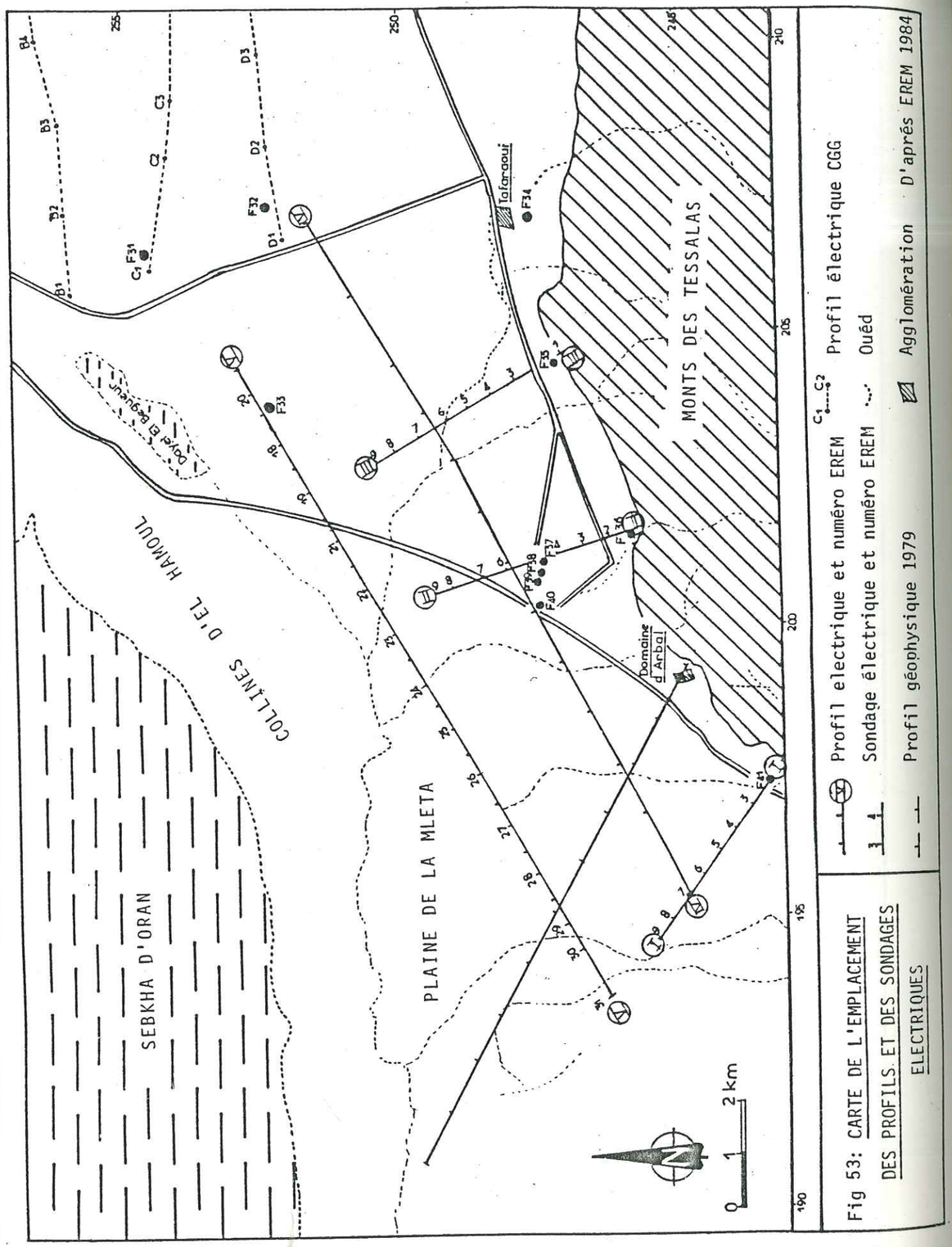


Fig 53: CARTE DE L'EMPLACEMENT DES PROFILS ET DES SONDAGES ELECTRIQUES

3.4 - LA GEOPHYSIQUE

Dans le cadre du projet de mise en valeur du gisement de sel d'Arbal par la méthode de dissolution souterraine, une étude hydrogéologique et géophysique de la partie orientale de la plaine de la Mléta fut réaliser par l'E.R.E.M. en 1984 dont le but était d'estimer les réserves d'eaux souterraines expoitables.

3.4.1 - Travaux réalisés

La prospection géoélectrique fut réalisée en deux étapes.

La première en 1983 a été exécutée sur trois profils subméridionaux (I), (II), (III), (fig. 53), de 4 km de long, dans le but d'une différenciation lithologique de la coupe en présence et de la mise en évidence des secteurs favorables à l'implantation des captages. Il a été réalisé 25 sondages électriques (S.E.). au total avec un pas d'observation de 500 m et une ligne d'émission AB de 2000 m.

La deuxième étude fut réalisée en 1984, elle a été exécutée sur deux profils (IV, V). Elle a permis la localisation des principaux accidents tectoniques de la région d'Arbal. Il fut réalisé 37 S.E. au total.

L'interprétation des courbes des sondages électriques a consisté entre autres à:

- L'établissement des coupes géologo-géoélectriques par la méthode des dérivés normales (Fig.54 et 55).

- La détermination de la minéralisation totale des eaux souterraines, effectuée d'après la résistivité électrique des roches aquifères les plus proches de la surface.

- L'établissement de la carte schématique structurale du toit de la formation carbonatée (fig. 56).

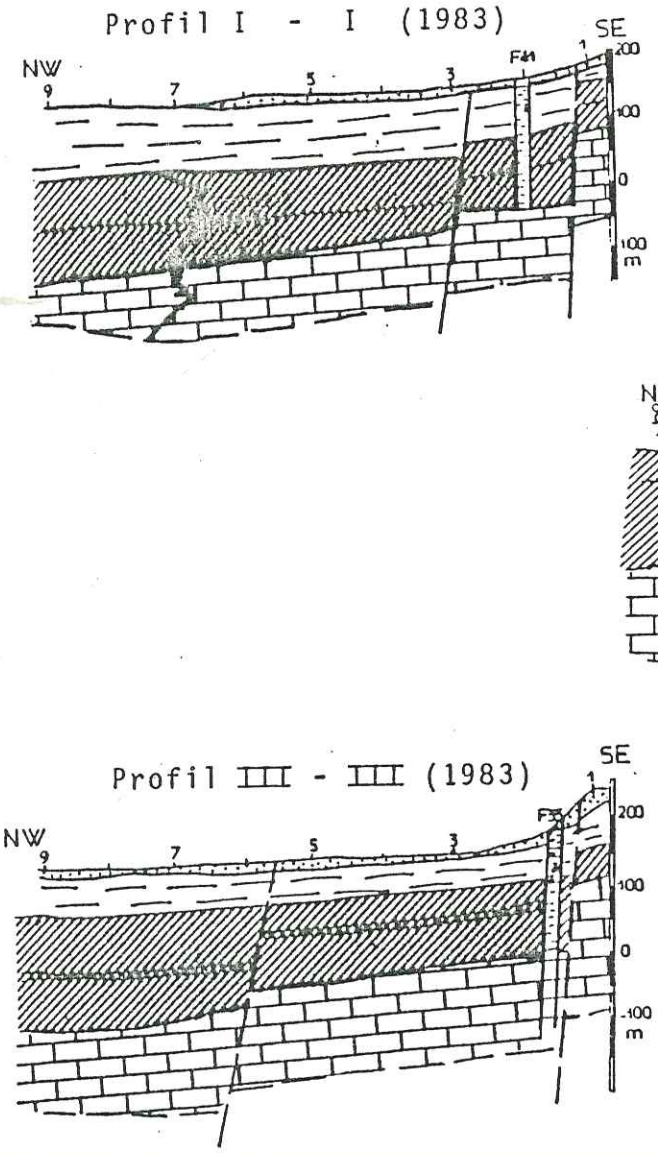
3.4.2 - Résultats et interprétation

Dans les coupes géoélectriques on différencie les niveaux suivants de haut en bas:

1- Le premier niveau, de 5 à 10 m d'épaisseur totale, se caractérise par des valeurs de résistivité variant de 0,5 à 25 Ω.m., dans certains cas, elle s'élève jusqu'à 58 Ω.m.

Cette basse valeur des résistivités est due à une forte salinité des sols et à la minéralisation élevée des eaux de la nappe superficielle. Ce niveau correspond à des argiles, des grès, des marnes et dans certains intervalles à des sables et galets. Ces derniers se distinguent sur les courbes par des résistivités élevées (17-50 Ω.m).

Fig . 54



Coupes géoélectriques de la partie orientale de la plaine de la Mléta

5 7 Sondage électrique et numéro

Accident téctonique supposé

0,5-25 ⟶ 50 Ωm

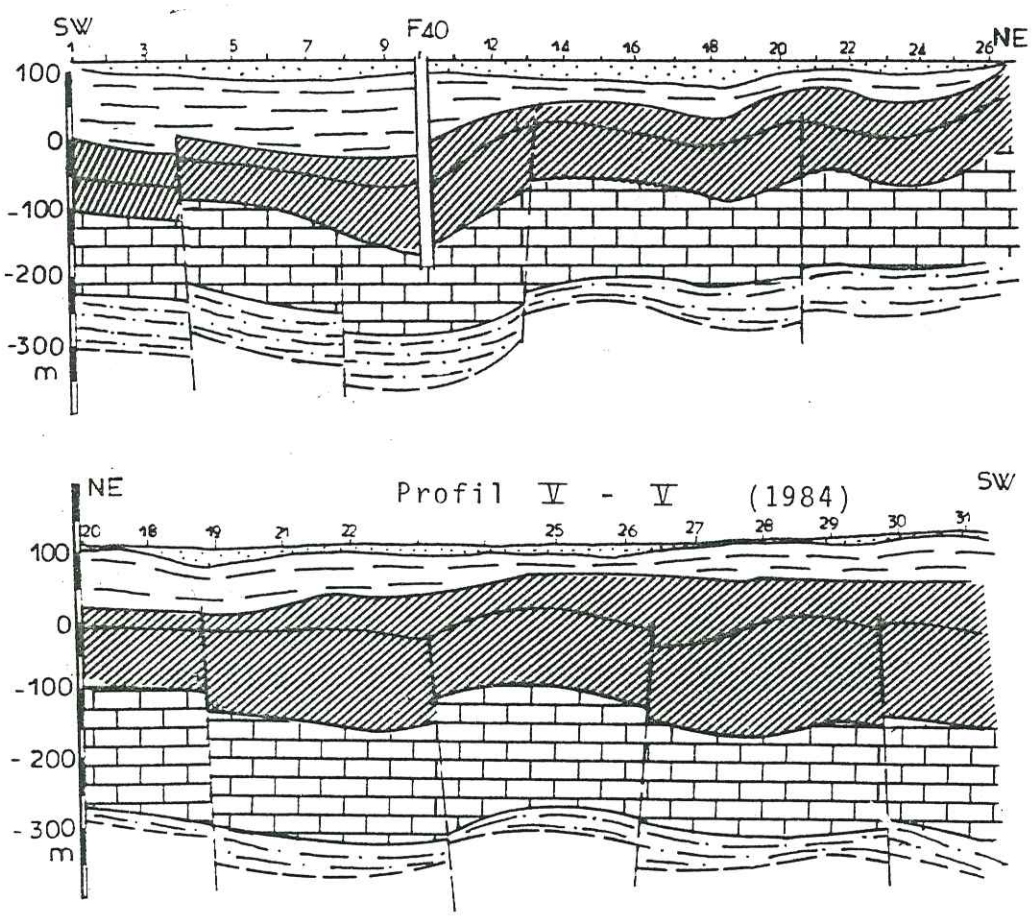
2 - 10 Ωm

10-35 et 2-10 Ω m

20-70 Ωm

D'aprés EREM 1984

Fig . 55



COUPES GEOELECTRIQUES DE LA PARTIE ORIENTALE DE LA PLAINE DE LA MLETA

Légende

5 7 Sondage électrique et son numéro

Accident téctonique supposé

0,5-25 ⟶ 50 Ωm

2 - 10 Ωm

10-35 et 2-10 Ω m

20-70 Ωm

Substratum de la formation carbonatée

D'aprés EREM 1984

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

2- La couche suivante se caractérise par une résistivité variant de 2 à 10 Ωm. et son épaisseur est comprise entre 8 et 75 mètres. Cette couche correspond à des marnes, des grès, des sables et des galets. La profondeur du gisement sur le profil IV.IV est comprise entre 50 et 131 m et sur le profil V-V entre 45 et 95 mètres.

3- Pour le troisième niveau, les résultats de l'interprétation quantitative des courbes SE caractérisent deux types de niveaux géoélectriques. Le premier se caractérise par une résistivité comprise entre 10 et 35 Ωm.; il est constitué principalement de marnes à passées de grès. Le deuxième niveau est défini par une résistivité comprise entre 10 et 35 Ωm., il est constitué principalement de marnes à passées de grès. Le deuxième niveau est défini par une résistivité réduite comprise entre 2 et 10 Ωm., et est représenté par des marnes à passées fines de grès.

4- La formation carbonatée se présente dans les coupes géologiques sous forme d'un niveau repère de haute résistivité comprise entre 20 et 70 Ωm. La résistivité augmente sur la courbe SE avec la profondeur; ceci a permis la délimitation du toit de la formation sur l'ensemble du territoire étudié.

Le toit de cette formation repose à une profondeur variant de 162 à 265 m. La profondeur s'accentuant du SE vers le NW.

L'épaisseur totale de cette formation n'a pu être déterminée géoélectriquement, à cause de la petite longueur de la ligne d'émission AB = 2000 m (profondeur d'investigation = 200 m).

Afin d'augmenter l' exatitude de la différenciation des intervalles les plus aquifères, la méthode des dérivées normales a été utilisée ainsi que l'interprétation semi-quantitative des courbes des sondages électriques en croix. Ceci a permis de différencier les intervalles les plus aquifères, par les anomalies des dérivées normales et le coefficient d'anisotropie.

Ainsi, les intervalles les plus aquifères de la formation ont été localisés à des profondeurs comprises entre 162 et 265 m. (profil IV, pqs 2-15 et profil V pqs 23-29) et entre 360 et 400 m (profil IV pqs 2-11 et profil V pqs 19-22).

Le débit spécifique de la formation aquifère à partir du coefficient d'anisotropie varie de 0,5 l/s à 0,8 l/s pour une épaisseur de l'aquifère de 120 m.

Pour ce qui est de la minéralisation ر l'analyse des résultats montre que pour la nappe la plus superficielle, la minéralisation des eaux déterminée par les SE est comprise entre 2,5 et 12 g/l. On constate une augmentation de la minéralisation totale avec la diminution de leur profondeur de gisement.

Quant aux eaux captives associées à la formation carbonatée la minéralisation totale déterminée d'après le SE varie entre 0,9 - 1,6 g/l et 2,2 g/l.

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

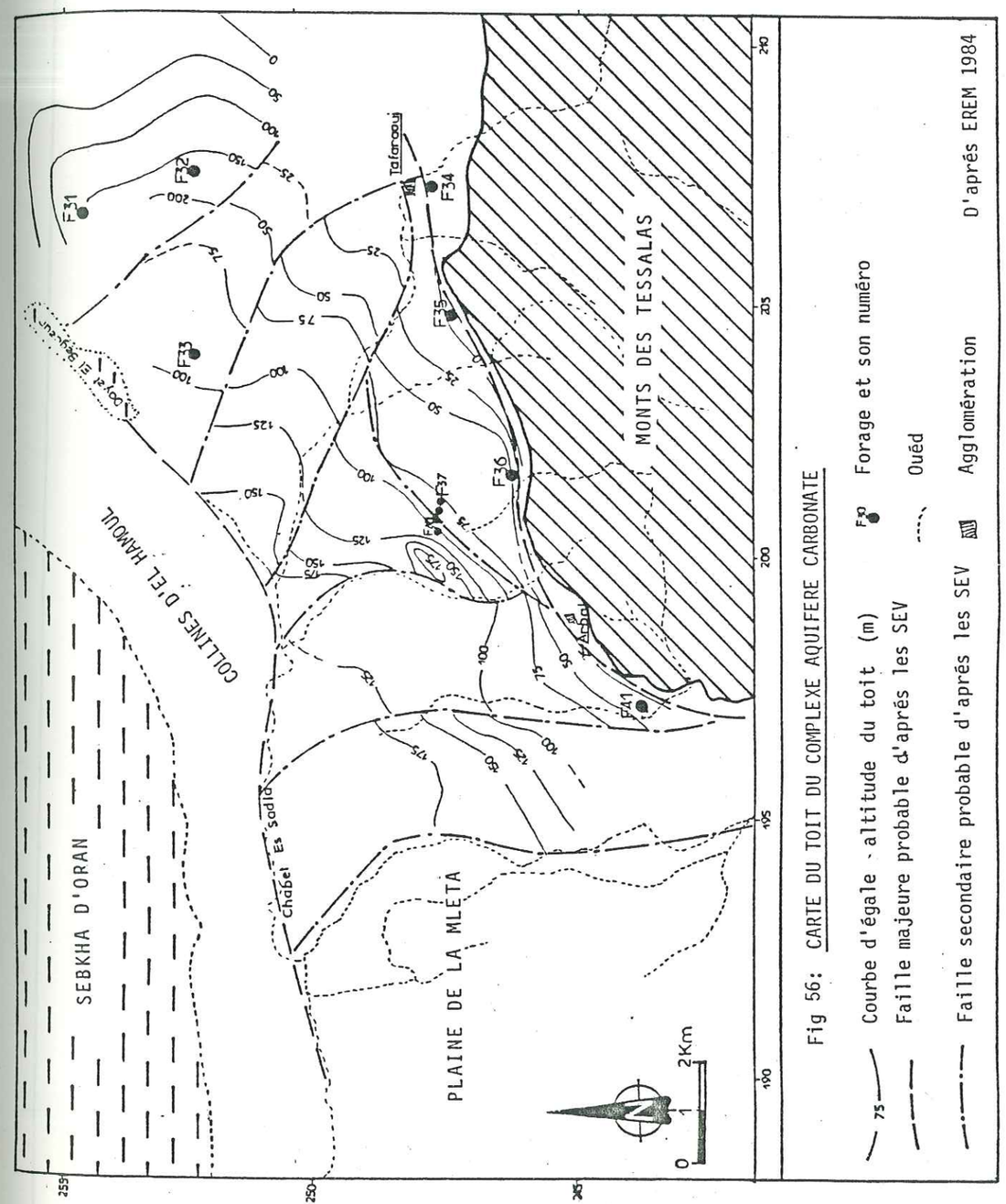


Fig 56: CARTE DU TOIT DU COMPLEXE AQUIFERE CARBONATE

- Forage et son numéro
- Ouéd
- Agglomération
- D'aprés EREM 1984
- Courbe d'égale - altitude du toit (m)
- Faille majeure probable d'aprés les SEV
- Faille secondaire probable d'aprés les SEV

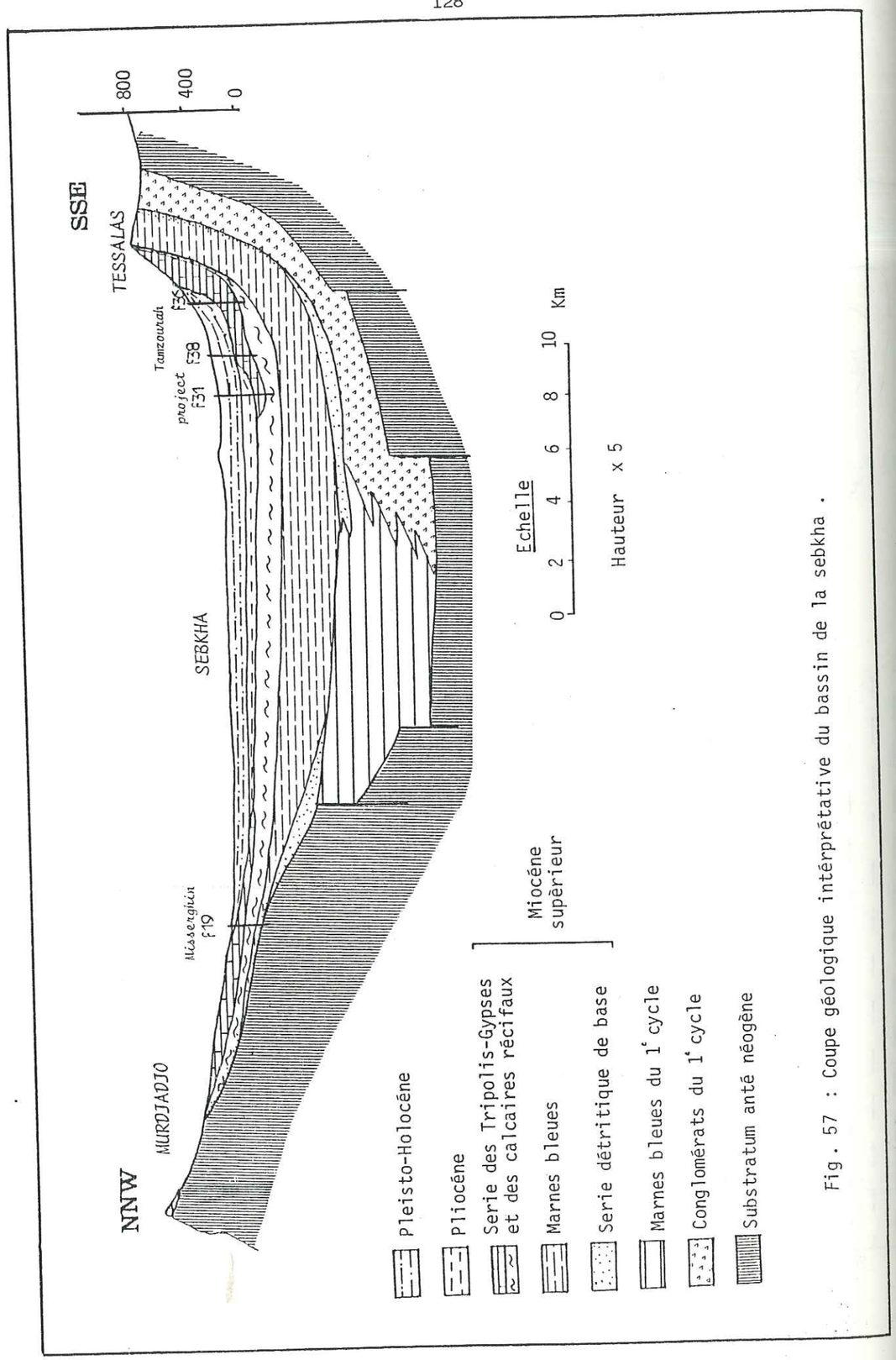


Fig . 57 : Coupe géologique intérprétative du bassin de la sebkha .

Pour l'établissement de la carte en isobathes du toit de la formation carbonatée (fig. 56), une synthèse des données géophysiques obtenues dans la région entre 1977 et 1984 a été faite. Pour cela les courbes de S.E. établies par C.G.G. et Technosel ont été réinterprétees. De la carte ressort nettement la structure compartimentée en blocs des formations. On note un ennoyage progressif vers le NW de l'assise calcaro-gréseuse de l'ordre de 0 à 175m. Sur la base de la variation des types de courbes de SE, il a été précisé une quantité de lignes tectoniques en surface.

On distingue deux accidents tectoniques majeurs, l'un de la partie bordière des Tessalas où l'amplitude peut atteindre de 20 à 110 m (profil I-I). L'autre accident majeur suit un axe Chabet-Es-Sadla-Dayet El Bagrat.

Les accidents secondaires sont en général de direction subméridienne et leur orientation coïncide dans la plupart des cas avec le réseau hydrographique actuel.

3.5 - CONCLUSION

L'étude géologique du bassin de la sebkha d'Oran a mis en évidence une structure constituée par deux grands ensembles.

-Un substratum anté à synchro nappe constitué au Nord par les massifs schistosés autochtones à paraautochtones (Dj. Murdjadjo) et au Sud par un exemple complexe d'unités allochtones ou nappes (Monts des Tessalas).

Ces deux ensembles sont séparés par:

- un bassin comblé d'une importante sédimentation post-nappe. La description géologique de la région basée sur les observations de surface des différents faciès et sur les informations données par les forages hydrauliques (< 500 m) nous a permis d'établir une coupe interprétative du bassin (Fig. n°57).

Notons qu'en raison de l'absence d'un forage de grande profondeur dans le bassin de la sebkha, les parties profondes n'ont pu être précisées que grâce aux données des forages pétroliers (Dal et Dbl, fig. 40) situés à quelques kilomètres à l'Est du bassin S.S.

Le remplissage néogène se caractérise dans les hauts-fonds (Djebels Murdjadjo et Tessalas) par des dépôts littoraux au faciès très variés et d'épaisseurs souvent réduites. Par contre, au centre du bassin de fortes épaisseurs de sédiments homogènes s'accumulent. Les calcaires récifaux "messiniens" qui forment un exellent réservoir hydrologique sont bien développés dans le Murdjadjo et dans les Tessalas. Par contre, ils diminuent rapidement d'épaisseur en devenant de plus en plus marneux en aval de leurs affleurements.

Ceci ne plaide pas en faveur de leur développement sous la sebkha, comme cela a été avancé par certains auteurs. Ceci ne pourra être confirmé que par une campagne géophysique de préférence en sismique réflexion, sur tout le bassin. Les formations du Pléisto-Holocène correspondent à un empilement de couches sablo-argileuses ou limoneuses subhorizontales se raccordant sur les bords par des sédiments devenant progressivement plus grossiers aux cônes de déjections, atterrissements et alluvions provenant du démantèlement des zones hautes.

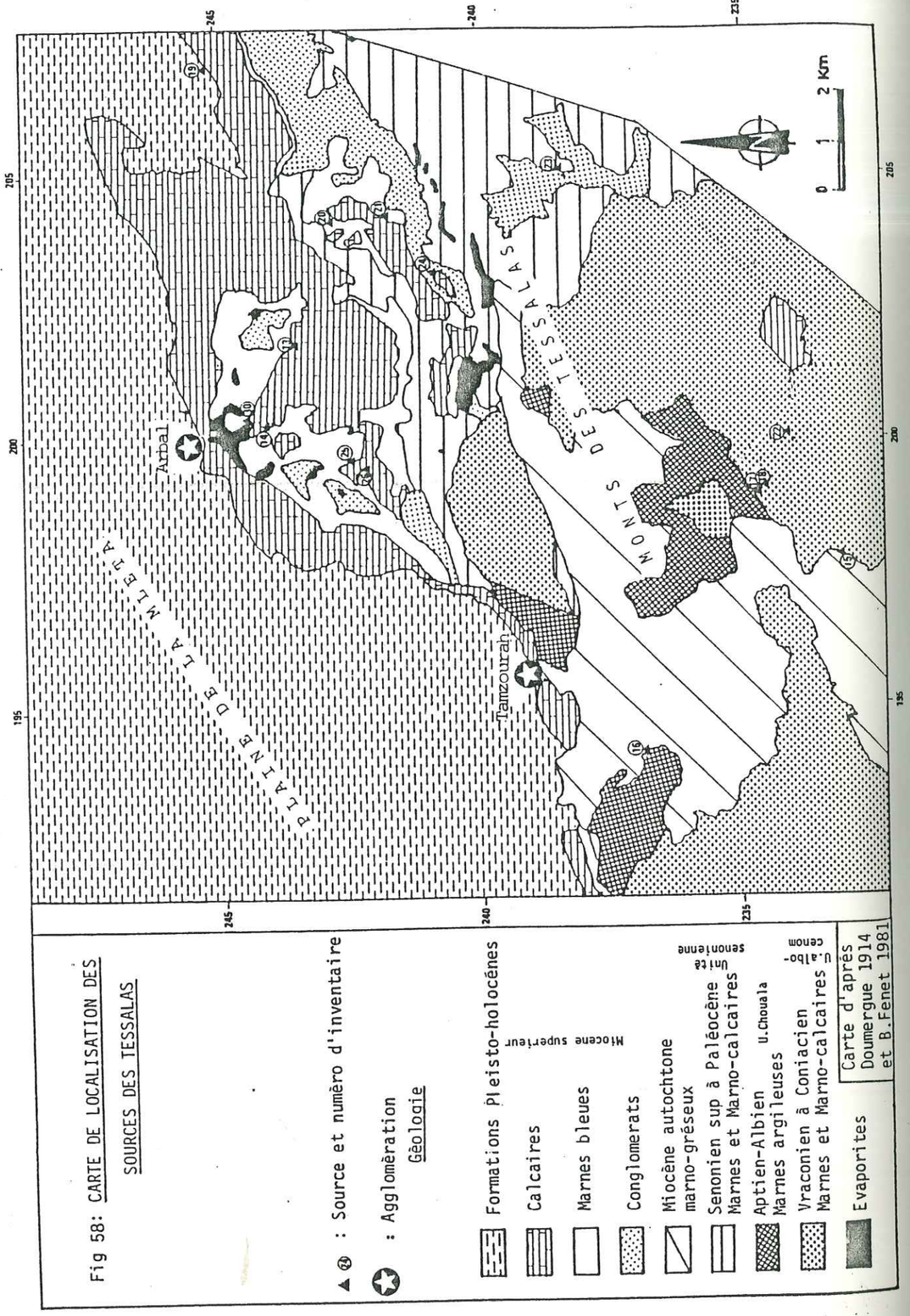
tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

La tectonique est contrôlée par des phénomènes de cisaillement et collision qui engendrent une tectonique polyphasée.

Depuis le dépôt des formations post-nappe, la compression est prédominante. Cette tectonique dessine les traits essentielle de la structure actuelle. Elle s'exprime selon les directions principales N 10-20°E, N 50-70°E, N 90°E et N 140°E.

La géophysique de la plaine de la Mléta a permis de suivre en profondeur l'aquifère carbonaté miocène et de confirmer le compartimentage des formations déjà décelé par la corrélation des forages de cette zone.

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012



CHAPITRE 4

CARACTERISTIQUES HYDROGEOLOGIQUES DU BASSIN

4.1. LE "TRIAS"

Malgré la faible extension des pointements évaporitiques dans les Tessalas, ils jouent un rôle hydrogéologique important du fait de leur contribution à la salure du bassin de la sebkha d'Oran.

Plusieurs sources sortent au contact des pointements évaporitiques.

- La plus remarquable est la source d'Aïn Kraouir (S30) x = 220,3 y = 244,3 z = 330, au Nord du diapir d'Arbal (cette source a souvent été appellée source d'Arbal par d'anciens auteurs). Son débit est faible (0,5 l/s en mai 1986). Son résidu sec est par contre très élevé, 222 g/l. La source de même que le diapir, se trouve à l'extrémité méridionale de l'accident reliant la source thermale carbogazeuse d'Aïn Franin (x = 208,5 y = 279, feuille d'Oran) au diapir d'Arbal et passant par l'anomalie thermique de la nappe phréatique de douar Bel Caïd et la source carbogazeuse de la ferme minérale (x = 206,6 y = 275,5).
La température de l'eau de la source de Kraouir est de 36 °C(mai 1986).

Cette source émerge dans les formations évaporitiques à quelques métres en amont de leur contact avec les marnes bleues miocènes (fig.58).
La forte salinisation des eaux s'expliquerait par leur circulation avec dissolution dans des formations évaporitiques à la faveur des accidents cassants liés à la surrection du diapir.

L'origine des eaux de la source ne peut être précisée que par le suivi régulier des températures et débits de la source. Une analyse des teneurs en Tritium des eaux de la source (11 mai 1986) a donné une valeur < 4,1 UT, caractérisant des eaux anciennes.

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

Il faut aussi noter la source d'Aïn El Djir (x = 185,8 y = 228,3) au pied de Sidi El Hadri, dont l'eau résulte de la pércolation de l'eau de pluie sur l'énorme amas gypso-salin de Sidi El Hadri. Aïn El Harrous (x = 203,6 y = 239,6) qui affleure dans l'unité sénonienne en aval d'un pointement gypso-salin.

4.2. JURASSIQUE

Dans le Murdjadjo, les lentilles de calcaires marmoréens et dolomies du Lias et Dogger sont de bons aquifères. Ils recélent une nappe perchée qui est drainée par les sources d'Aïn Keffri (S2) : (x = 191,35 y = 271,4 z = 426) et de l'oued El Bachir (x = 189,2 y = 273,3) (Fig. 59).

Ces sources affleurent au contact des schistes rubiginieux jurassiques. La source d'Aïn Keffri avait en 1934 un débit de 400 m³/j; aujourd'hui cette source est à sec; seul un puits situé à proximité exploite cette nappe pour l'irrigation d'une ferme. Il semblerait que l'asséchement de cette source soit dû à l'activite sismique de la région. L'installation de carrières de gravier, utilisant de la dynamite, en amont aurait accentué le phénomène.

Plus à l'ouest, la source d'Aïn Karouba (S7) (x = 183,3 y = 269,9) sort au niveau d'une intercalation quartziteuse au sein des schistes jurassiques; en fait l'essentiel de ses eaux provient de la nappe perchée des calcaires miocènes situés à une quinzaine de métres en amont.

Dans les Tessalas, les calcaires massifs liasiques du pic de Tafaraoui chevauchent des formations marno-schisteuses du Crétacé (unité allochtone). Malgré l'exiguité de cet impluvium perché quelques sources à faible débit sortent au contact des deux formations. Parmi ces sources :

Aïn Saf Saf :	Aïn Kerma :	Aïn Belem :
x = 207,9	x = 210,2	x = 208,3
y = 243,2	y = 243	y = 243,3
z = 300	z = 400	z = 320

Le reste des formations jurassiques sont surtout marneuses à faible perméabilité.

4.3. CRETACE

Les schistes du Crétacé inférieur forment la majeure partie de l'ossature du Murdjadjo. Ces formations ne favorisent pas l'infiltration. Les eaux provenant des précipitations ou de la nappe perchée du Murdjadjo y transitent avant de se réinfiltrer en contrebas dans les calcaires messiniens.(fig. N° 8)

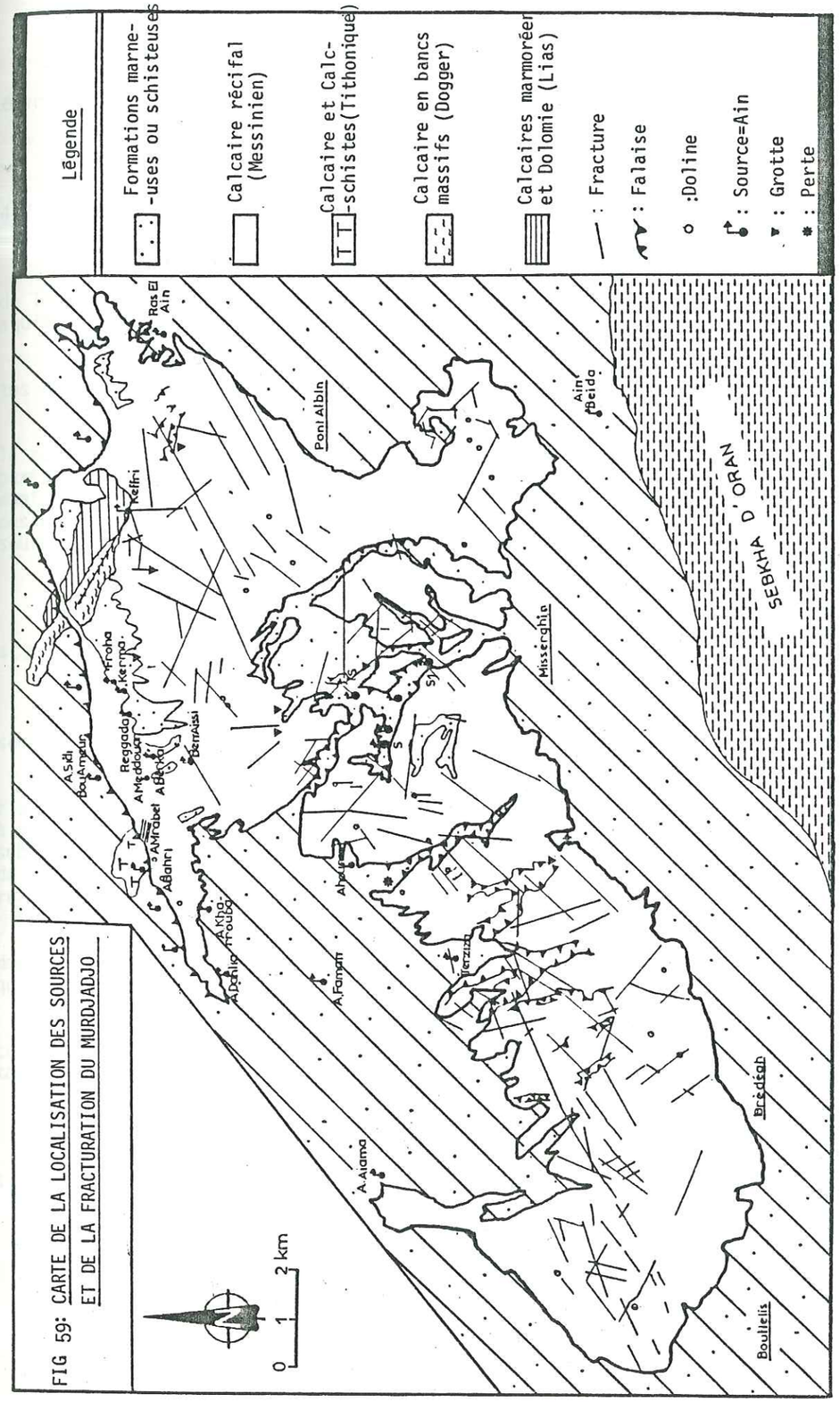


FIG 59: CARTE DE LA LOCALISATION DES SOURCES ET DE LA FRACTURATION DU MURDJADJO

Toutefois cette imperméabilité n'est pas absolue, en effet le substratum est compartimenté; de nombreuses failles le traversent. Ces failles peuvent se révéler de bons drains.

De plus,ces schistes sont souvent très altérés en surface; les eaux y subissent un écoulement hypodermique avec formation de nappes de subsurface de faible importance. Des sources s'écoulent ainsi à l'air libre au contact de la zone altérée et non altérée comme la source d'Aïn Aïama (x = 177,9 y = 266,4). D'autres sources peuvent émerger à la faveur de lentilles quartziteuses intercalées au sein des schistes comme la source d'Aïn Faman (x = 181,9 y = 267,5).

Dans la partie orientale des Tessalas, les unités tectoniques sont formées essentiellement de marno-schistes du Crétacé. L'écoulement souterrain est négligeable. Toutefois des lentilles ou bancs plus ou moins durs (calcaires, grés...) peuvent s'intercaler parfois au sein de ces marno-schistes.

Ces bancs peuvent parfois favoriser l'émergence de petites sources de faible débit (< 1 l/s). Il en est ainsi des sources d'
Aïn Kerma (S 16) : (x = 198,8 y = 234,6)
Aïn Alleg : (x = 201,3 y = 235,4)
Aïn Kaddous: (x = 199,5 y = 233,8)
Aïn Ngagis : (x = 199,3 y = 233,8
Aïn Morra (S22):(x = 200,2 y = 234,3) qui émerge au sein de l'unité albo-cénomanienne en aval d'un pointement gypso-salin.

D'autres sources émergent au contact de deux unités tectoniques à la faveur de la différence des perméabilités respectives. Parmi ces sources :
Aïn Zirren: (S15) (x = 197,9 y = 233,3)
Aïn El Ketina (S16) (x = 194,3 y = 237)
Aïn Bérika : (x = 196,3 y = 234,4)
Aïn El Ounazera : (x = 194,9 y = 234,4)
Aïn Debakla : (x 195,2 y = 233,2)
Aïn Lemcen (S23): (x = 205,2 y = 238,4)

4.4. LES DEPOTS CONTINENTAUX ROUGES DES TESSALAS

Ce sont de mauvais aquifères du fait de la présence d'argilités et de marnes rouges.

4.5. LES GRES DE BASE

Là où les affleurements de cette formation sont importants : zone de Terziza (Murdjadjo), ils constituent un aquifère à nappe réduite. Cette nappe est drainée par la source de Terziza (x = 182,4 y = 264,6).

Cette source a un débit de 1 l/s, elle est perénne; elle émerge à la faveur du contact des grés et du substratum schisteux.

4.6. LES MARNES BLEUES DU MIOCENE SUPERIEUR

Elles sont pratiquement imperméables. Dans tout le bassin de la sebkha elles assurent l'étanchéité en profondeur du mur des aquifères miocènes susjacents.

Dans le Murdjadjo, elles relaient en contrebas les schistes crétacés dans cette fonction.

Dans les Tessalas, elles affleurent plus largement. Dans la zone entre Arbal et Tafaraoui et au pic du Tessala elles isolent parfois en parallèle avec les marnes schisteuses des lambeaux discordants de calcaires et calcaires gréseux méssiniens où se constituent des nappes perchées, dont toute l'eau est drainée par de nombreuses sources (voir fig. n° 41).

4.7. LES CALCAIRES MARNEUX A TRIPOLI

Dans les Tessalas les affleurements de cette formation ne sont pas importants et son rôle hydrogéologique est peu important.

Par contre dans le Murdjadjo, au nord de Misserghin, la fissuration de cette formation permet la présence d'une nappe limitée à sa partie inférieure par les marnes jaunes qui jouent le rôle d'un substratum local. Ce contact est marque par les exutoires des sources de Misserghin. Cette nappe est alimentée en gros par les calcaires récifaux, plus perméables, situés en amont.

Parfois, les niveaux siliceux à diatomites interstratifiés dans cette formation peuvent favoriser le stockage d'eau mais en quantité peu importante.

Les marnes crayeuses qui affleurent au N.W de Boutlelis constituent un mauvais aquifère; les sources y sont rares à inexistantes.

4.8. LES CALCAIRES RECIFAUX

Ils constituent un excellent aquifère. C'est le chateau d'eau de la région. La porosité est essentiellement de fissure.

Cet aquifère se développe de part et d'autre de la sebkha.

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

Dans le Murdjadjo, ils constituent un impulvium de 135 km². Son épaisseur peut atteindre 100 m. Toutes les eaux issues des précipitations directes ou de l'écoulement sur les schistes jurassiques et crétacés (35 km²) s'y infiltrent rapidement à la faveur de diaclases parfois au niveau de pertes. Ceci explique la relative aridité de la surface du karst.

Trois nappes peuvent être distinguées dans cet aquifère (fig. n° 60)

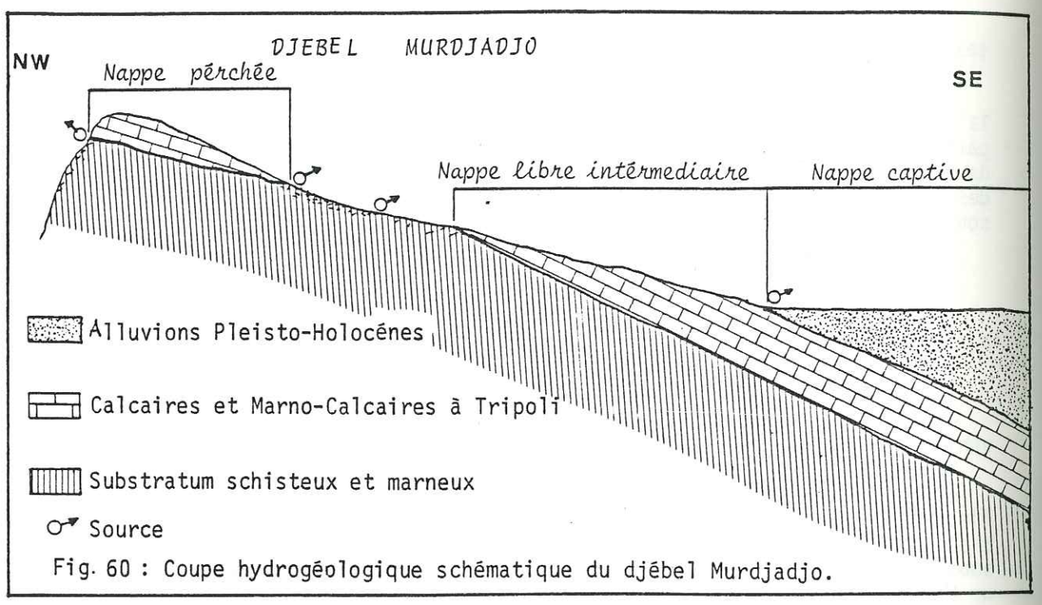


Fig. 60 : Coupe hydrogéologique schématique du djébel Murdjadjo.

4.8.1. LA NAPPE PERCHEE DE KAROUBA

Elle longe la crête du Murdjadjo. Son alimentation se fait uniquement par les eaux de précipitations. Elle se vidange par une série de sources situées à la base des calcaires.

Deux lignes de sources orientées E.W. peuvent être distinguées. Des sources de débordement qui se déversent vers le Nord hors du bassin versant, dans la plaine du Bousfer et le bassin de Mers El Kébir.

Aïn Sidi Bou Ameur: (x = 185,6 y = 272 z = 465), son débit ne dépasse pas 0,5 l/s en été.

Aïn Mrabet : (x = 184,2 y = 271,2 z = 502)
Aïn Bahri : (x = 183,3 y = 270,8 z = 488)
Aïn de l'ex ferme Martinez: (x = 182,45 y = 270,55 z = 473)

Toutes les sources du flanc nord du Murdjadjo prennent naissance pour la plupart à la base des calcaires entre les côtes 460 et 502 m. Toutefois, la présence de zones d'éboulis ou de lentilles calcaires au sein des schistes provoque des résurgences secondaires beaucoup plus basses. La faible épaisseur des calcaires (10 à 20 m) explique le débit faible et irrégulier des sources.

- La deuxième ligne de sources se déverse vers le Sud. Les résurgences se situent à la base des calcaires ou à la partie supérieure altérée des schistes. Des galeries artificielles ont été creusées au contact des calcaires-schistes et vont chercher la perméabilité de fissure à l'intérieur du massif.

Aïn Froha (S3) : (x = 187,8 y = 271,7 z = 489)
Aïn Reggada (S4): (x = 187,5 y = 271,5 z = 490)
Aïn Kerma : (x = 187,4 y = 271,6 z : 492)
Aïn Meddouard (S5): (x = 186,5 y = 271 z = 475)
Aïn Berka (S6) : (x = 185,8 y = 271 z = 480)

L'écoulement de ces sources en mai 1986 était négligeable à nul.

Aïn Ben Aïssi : (x = 185,9 y = 270,9 z = 415), son débit n'a pu être estimé , cette source étant captée pour l'alimentation de la ferme du même nom.

Aïn Karouba (S7): (x : 183,3 y = 269,9 z = 491). Cette source émerge au niveau d'une intercalation quartziteuse au sein des schistes mais l'essentiel de son alimentation se fait au niveau des calcaires.

Aïn Chabet Dahlia (S8): (x = 182 y = 269,5 z = 492)

Quelques puits creusés par des particuliers captent aussi cette nappe.

Du fait de leur faible transit dans les calcaires, les eaux de cette nappe sont peu chargés en sel (voir Chapitre 7) toutefois les potentialités de cette nappe sont très limités.

4.8.2. LA NAPPE LIBRE INTERMEDIAIRE

Cette nappe est contenue dans l'aquifère calcaire qui repose au nord directement sur les schistes jurassiques et crétacés et plus en amont par l'intermédiaire des marno-calcaires à tripoli sur les marnes jaunes puis les marnes bleues miocènes.

Cette nappe est drainée naturellement par une série de trois exutoires.

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

a) La source de Ras El Aïn (S1): (x = 196,15 y = 271,25 z = 72)

Cette source est située à l'extremité nord-est du Murdjadjo. Le bassin versant hydrologique de cette source est située hors du bassin versant de la grande sebkha.
Elle émerge au contact des calcaires et marno-calcaires et des marnes jaunes au passage de l'accident qui sépare le horst du Murdjadjo du plateau d'Oran.

Elle est captée par une longue galerie drainante. Le débit sortant actuel est de 70-80 l/s d'après la régie communale des eaux d'Oran (1984).
L. VILLE (1847) en estimait le débit à 58 l/s pour une pluviométrie de 447 mm
M. DALLONI (1939) estimait le débit à 46 l/s; cet auteur ajoute par ailleurs que du temps de l'occupation espagnole, ce débit aurait été de 231 l/s, la diminution ayant peut-être pour origine le tremblement de terre de 1790 qui aurait détourné et même tari certaines sources de la région par le rejeu de failles qui auraient joué un rôle d'écrans imperméables.
SOLETANCHE (1950) estimait ce débit oscillant entre 28 et 78 l/s suivant la pluviométrie avec une valeur moyenne de 50 l/s.

La surface du bassin versant topographique de la source est de 37 km² mais du fait de la porosité de fissure prévalant, ce bassin versant ne coincïde pas avec le bassin hydrogéologique.
SOLETANCHE (1950) l'estimait à 20 km².
A. ZIDOURI (1986) à partir de l'hydrogramme de la source pour la période 1974-1975 l'estime à 18,5 km² dont 14,5 km² de calcaires et 4,5 km² de schistes.

Pour des réserves emmagasinnées de 3,6 10^6 m³, dont 3,3 10^6 m³ s'écoulent par Ras El Aïn, ce volume représenterait 36 % de la pluviosité annuelle sur le bassin (10 10^6 m³).

Le problème de la délimitation du bassin hydrogéologique de la source est rendu difficile pour deux raisons :

- Aux affleurements, à cause de la nature fissurale des circulations,
-Au niveau du contact des calcaires avec les alluvions, à cause de l'imprécision de la piézométrie qui permettrait de mieux définir les lignes de partage naturelle des eaux en dehors des interférences dûes aux pompages des forages situés dans cette zone.

La source de Ras El Aïn, qui alimente plusieurs quartiers d'Oran, de par la situation d'une partie de son bassin versant en pleine agglomération est très vulnérable à la pollution.

Les calcaires étant à porosité de fissure n'assurent aucune filtration des éléments polluants.

Le bassin versant immédiat de la source est situé dans des quartiers populeux (Planteurs, Ras El Aïn...) généralement dépourvus de réseaux collecteurs d'égouts. Les eaux usées sont rejetées directement dans les calcaires (fosses septiques, puits perdus...) ajoutons à cela la présence de cimetières (Moul Douma et de carrières (four à chaux, récemment près d'Aïn Keffri).
Tout ceci représente un réel danger de pollution nécessitant une surveillance accrue de la qualité des eaux. A l'avenir toute activité industrielle devrait être proscrite de la zone.

b) Les sources de Misserghin

Sur la rive droite du ravin de Misserghin émerge, une série de sources. Toutes ces sources sont captées; de longues galeries drainantes, creusées au contact des calcaires et marno-calcaires à tripoli et des marnes jaunes à silex imperméables vont chercher à l'intérieur du massif les drains naturels ou s'écoule l'eau.

Les sources les plus importantes sont :

- La grande source de Misserghin (S5): (x = 186,7 y = 266,7) captée par une galerie drainante de 1000 m, son débit est de 9 l/s.

S6 : (x = 186,9 y = 266,025)
S7 : (x = 187,7 y = 366,45) captée par une galerie drainante de 180 m. Dans cette source vient d'être installé un limnigraphe (1987)
S3 : (x = 187,9 y = 265,67)
S1 : (x = 188,2 y = 365,25)

Le débit total alimentant la commune de Misserghin pour les cinq sources est de 26 l/s.

L'alimentation du village se fait par des canaux en pierres, avec des pertes importantes. Ces canaux s'écoulent souvent à l'air libre, ce qui les rend très vulnérables à la pollution. La rénovation ou le remplacement de ces canalisations qui accusent le poids de l'âge est impératif.

c) Brédeah

Avant leur captage, les sources de Brédeah émergaient à la limite calcaires récifaux-alluvions plioquaternaires sus-jacents. Il s'agissait vraisemblablement de sources de débordement (fig. n° 60).

Leur émergence était favorisée d'une part par la diminution de la pente et d'autre part par la diminution de la fissuration des calcaires en surface du fait de leur passage sous les alluvions parallèlement à leur évolution à des faciès plus marneux.

Les sources émergeaient à la côte 88 m. Leur débit moyen était de 80 l/s. Les eaux s'écoulaient dans une zone marécageuse vers la sebkha. Ces sources étaient à l'origine des dépôts de Tufs et Travertins en aval de Brédeah.

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

La minéralisation de ces eaux était de 0,748 g/l en 1880. Par la suite, vue l'augmentation des besoins de la ville d'Oran en eau, les sources furent captée par une série de puits. Le débit d'exhaure fut de 300 l/s pendant plus d'un demi siècle ; d'où un abaissement de la côte de la nappe à 82,39 m parallèlement à une augmentation de la minéralisation à 6 g/l en 1950.

Les pompages furent arrêtés entre 1952 et 1974; durant cette période un drain fut construit pour éviter la submérsion de la station de pompage.

En 1974, les pompages ont repris. Le débit moyen journalier d'exhaure a atteint en juin 1982, 43 337 m³/jour du fait de la sécheresse prévalant alors. En mai 1986, le débit d'exhaure n'était plus que de 10 000 m³/jour; c'est la salinité de ces eaux mélangée aux eaux provenant du barrage de Beni Bahdel qui explique la mauvaise qualité de l'eau de certains quartiers d'Oran.

La limite ouest du bassin d'alimentation de cette zone correspondrait aux affleurements marno-crayeux de Boutlelis; la limite nord correspond aux affleurements des schistes du substratum. Par contre, la délimitation du bassin vers l'est s'avère plus difficile.
A. BELAKHAL (1986) fixe cette limite au niveau du ravin de Misserghin, soit une surface de 150 km² pour une réserve utile de 50 mm. Il estime ainsi les infiltrations à 7,5 10^6 m³/an.
Ce volume est sous estimé par rapport au débit fourni par ces sources avant leur captage soit 8,7 10^6 m³/an.
Ceci peut-être dû soit à la réserve utile mal et difficilement appréciable soit à la mauvaise limitation du bassin versant surtout à l'est; en effet la majeure partie des sources de Misserghin émergent en rive droite; donc le bassin d'alimentation proviendrait de plus à l'ouest empiétant ainsi sur la limite définie.

Pour l'ensemble des calcaires du Murdjadjo, les études de SOLETANCHE (1950) ont subdivisé ce réservoir en cinq bassins de réception plus ou moins distincts (fig. n°61)

- Ras El Aïn
- Pont Albin - Dayet El Morselly
- Misserghin
- Brédeah
- Boutlelis

L'écoulement souterrain spécifique serait de 400 l/s.
B. SOURISSEAU (1975) n'en citera que trois :

- Ras El Aïn
- Dayet El Morselly
- Sebkha d'Oran

avec un écoulement souterrain spécifique de 475 l/s extrapolé à partir du débit sortant de Ras El Aïn (112 l/s).

En fait la limitation précise des bassins de réception restera hypothétique du fait de la nature fissurale de la circulation des eaux. Pour cela nous avons essayé d'approcher le problème en étudiant les directions privilégiées de fracturation du Djebel Murdjadjo.

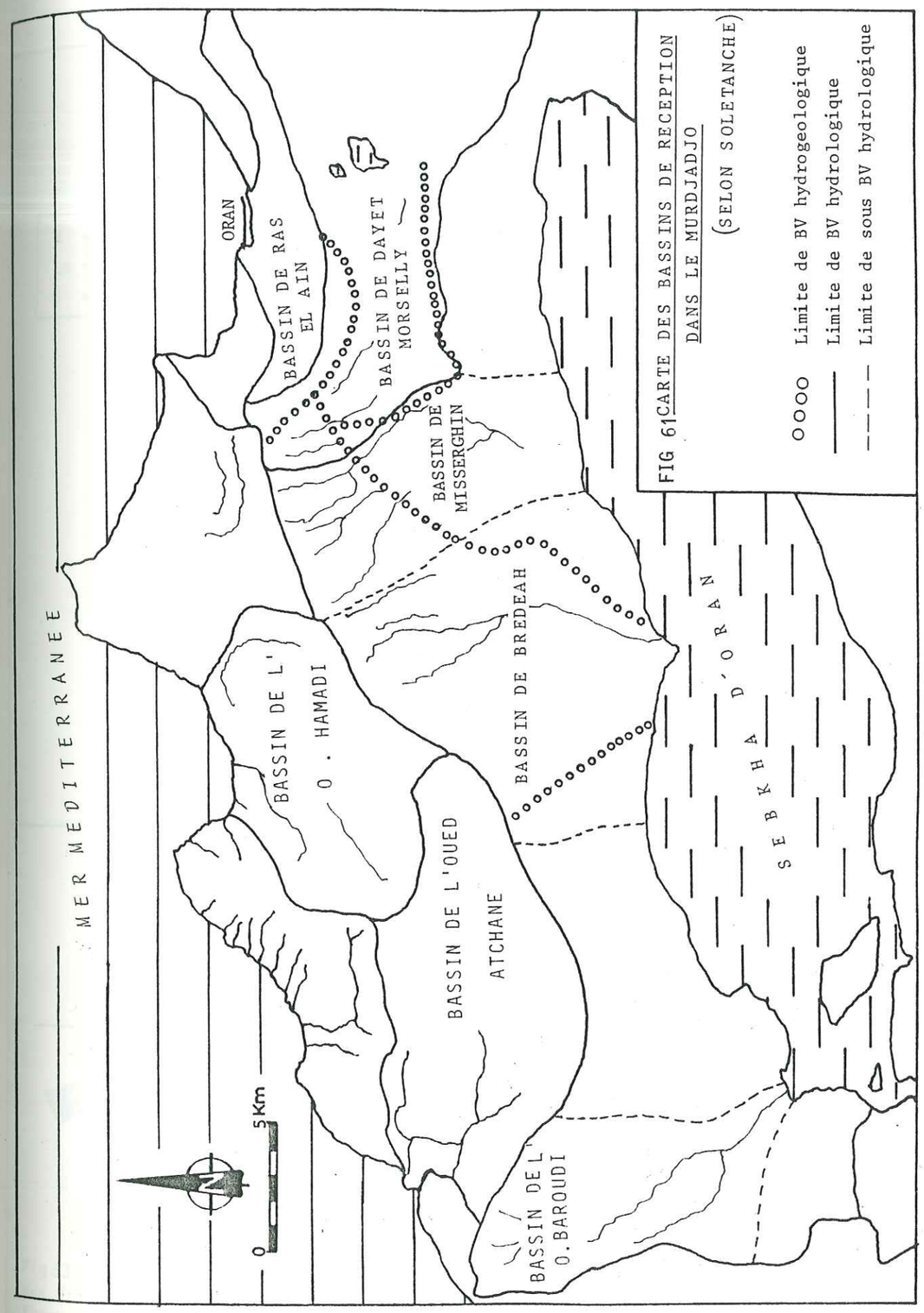


FIG 61 CARTE DES BASSINS DE RECEPTION DANS LE MURDJADJO (SELON SOLETANCHE)

OOOO Limite de BV hydrogeologique
——— Limite de BV hydrologique
– – – – Limite de sous BV hydrologique

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

4.8.2.1. ETUDE DE LA FRATURATION ET DE LA KARSTIFICATION DU DJEBEL MURDJADJO

Contrairement aux formations carbonatées d'âge secondaire de l'ouest algérien (Monts de Tlemcen,Saïda...) la fracturation et les phénomènes karstiques sont peu développés dans le Djebel Murdjadjo.

Ceci est probablement dû à l'âge relativement récent des calcaires méssiniens qui n'ont été affectés que par les phases tectoniques. post nappes qui sont peu intenses (voir Chapitre 3.3).

a) Fracturation

L'écoulement des eaux souterraines au sein des massifs calcaires s'effectue souvent dans les plans des fractures et à leur intersection. L'estimation des directions préférentielles de la fracturation, conditionne donc le drainage hydraulique de ces formations.

Dans le Djebel de Murdjadjo, les macrofractures (échelle kilométrique) de même que les fissures (échelle métrique) sont peu observables et difficilement mesurables sur le terrain. Notre étude de la fracturation a été basée essentiellement sur la photographie aérienne (fig. n° 59).

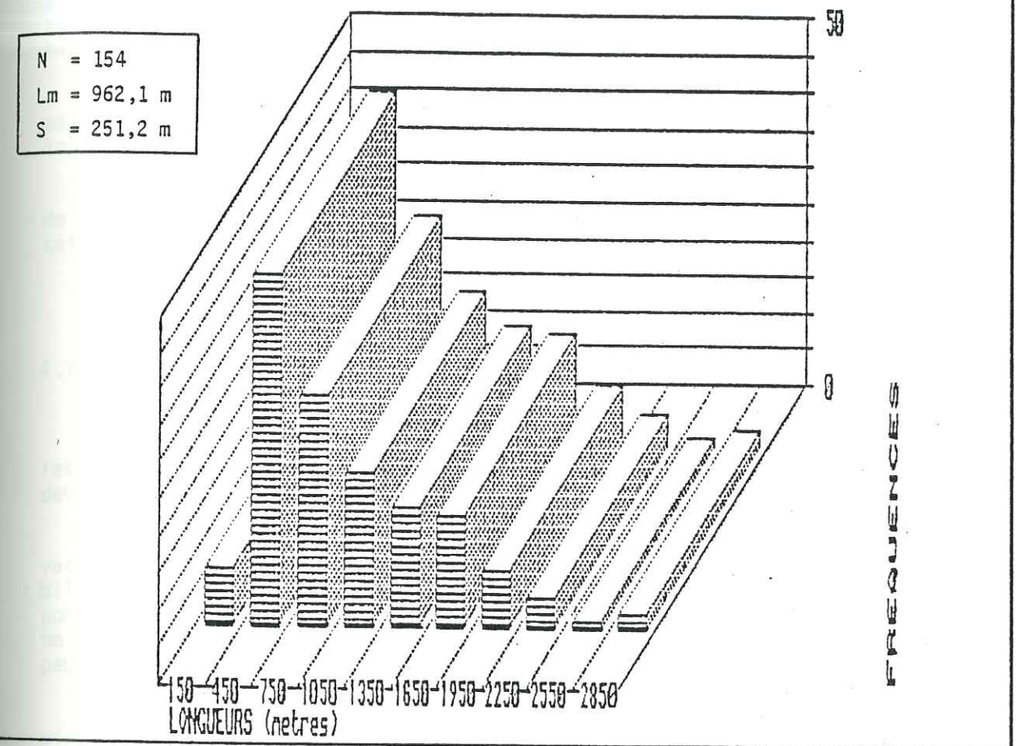
Sur les photos, les accidents observés s'apparentent plutôt à des linéaments qu'à des fractures ou failles au tracé net. Leur présence n'est décelable que grâce à des données indirectes (alignements d'arbres, succession de thalwegs de même direction...). Ces accidents imposent souvent les cours des chabets qui forment ainsi un réseau de type rectangulaire (voir chapitre I).

Les tracés rectilignes des accidents ont été caractérisés par leurs longueurs et azimuths puis traités numériquement afin de calculer leur longueur unitaire et cumulée par secteur angulaire de 10°.

Les fréquences des éléments linéaires des fractures classées par intervalles de leurs longueurs (300 m) sont reportés sur l'histogramme de la fig n° 62.
Elles sont distribuées selon une loi log-normale; le test de PEARSON étant significatif au seuil de confiance 0,01. M.V RATS et S.N. CHERNYASHOV (1965), admettent également l'ajustement à une loi log-normale quelque soit le type de roche.

La distribution des fractures par classe d'orientation en fréquence relative (fig. n° 63) et en longueur cumulée (fig. n° 64) met en évidence trois groupes principaux de fractures dont les orientations coincident bien avec les directions préférentielles de la tectonique régionale (voir Chapitre 3.3).

Fig 62 Histogramme des fréquences de troncons linéaires des grands accidents d'aprés leur longueur pour l'ensemble du massif du Murdjadjo



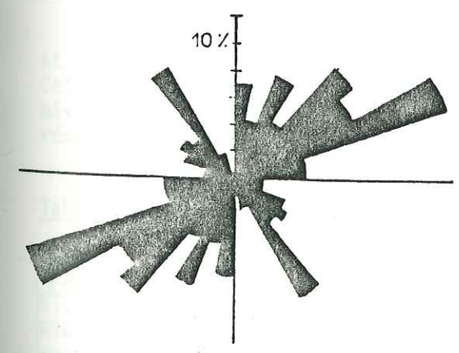


Fig 63 : Histogramme polaire de distribution des fractures par classe d'orientation en fréquence relative

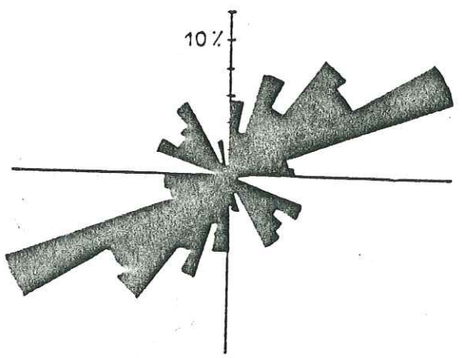


Fig 64: Histogramme polaire de distribution des fractures par classe d'orientation en longueur cumulée

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

- Direction N 50-70 : Cette direction est la plus fréquente; elle correspond à la direction tellienne; elle est aussi importante en fréquence relative qu'en longueur cumulée. Elle correspond essentiellement à des failles inverses.

- Direction N 140-150 : Cette direction est beaucoup plus importante en fréquence relative qu'en longueur cumulée : le tracé des fractures est relativement court. Les accidents correspondent à des décrochements dextres.

- Direction N 20-30 : Cette direction est moins bien mise en évidence, elle correspond à des décalages senestres.

b) Principaux phénomènes karstiques

Le Djebel Murdjadjo est limité au Nord par des falaises verticales de direction SW-NE, surmontant un talus moins penté, formé de schistes secondaires.

Dans la partie centrale du djebel, les chabets déterminent plusieurs falaises de directions subméridiennes, (fig. n° 59).

En surface le karst est érodé et lapiazé ; nous notons la présence de petits entonnoirs décimétriques, aux arêtes tranchantes. Le sol est peu développé. La végétation est essentiellement du type "maquis".

Les dolines sont assez nombreux, elles sont souvent situées sur le tracé des failles. Elles sont bien arrondies; leur diamètre dépasse rarement 250 m. Leur fond est formé d'une bonne terre qui est parfois cultivée.
Nous n'avons noté la présence d'aucun aven.

Une perte existe sur l'Oued Dahlia, à la limite des affleurements schisteux et calcaires au point x = 184 y = 265,9 z = 335 m.

Les grottes sont assez rares, sans grandes extensions (grotte Aïn Keffri, des pigeons...). Ce sont souvent des grottes inactives, perchées au sommet des falaises, avec des traces d'anciennes circulations en chenaux. La présence de grottes à des côtes d'environ 200 m au-dessus du niveau de la plaine témoigne de l'évolution du niveau de base des circulations aquifères en fonction de l'érosion et de la néo-tectonique.

Dans le ravin de la Vierge, nous notons en bord de route la présence d'un paléoméandre rempli d'éléments schisteux du substratum secondaire. Ce paléoméandre se trouve perché à environ 10 m par rapport au fond actuel de l'oued Misserghin.

Dans la zone de la tour Combes, des phénomènes de dissolution affectent les gypses liés aux calcaires gréseux. Ces phénomènes peuvent créer parfois de véritables gouffres, comme le gouffre situé au point x = 191,3 y = 265,6. Ce gouffre atteint un profondeur de 8 mètres.

4.8.2.2. CONCLUSION

L'observation de la carte de fracturation du Djebel Murdjadjo permet d'expliquer l'importance relative des débits de Ras El Aïn par rapport à son bassin versant hydrologique. Toute une série d'accidents orientés globalement SW-NE convergent vers la zone de la source; ces accidents drainent une bonne partie du karst situé à l'est de la ligne des sources de Misserghin.

Ce même phénomène s'observe pour la zone de Brédeah, mais dans ce cas c'est les fractures NW-SE, à faible développement longitudinal, qui prédominent.

A l'avenir, seules des opérations de tracages permettront de délimiter précisement les différents bassins d'alimentation de cet aquifère.

4.8.3. LA NAPPE CAPTIVE

En aval de leurs affleurements, les calcaires passent sous les alluvions plioquaternaires beaucoup moins perméables. L'aquifère devient de ce fait captif.

En profondeur, les calcaires sont cristallins parfois vacuolaires et fissurés au sommet (forages F4, F5, F9...). La perméabilité de fissures reste prépondérante. Dans la zone de Brédeah, en pompant dans certains puits, on constate nettement que des puits proches ne s'influencent pas tandis que d'autres, même à grande distance, peuvent se trouver influencés.

Les calcaires alternent parfois avec des bancs marneux; ainsi à Pont Albin des puits atteignent vers 32 m de profondeur un horizon imperméable dû probablement à des lits marneux, qui peuvent ainsi individualiser plusieurs niveaux aquifères.

La nappe des calcaires s'étale entre Boutlelis à l'Ouest et Aïn Beïda à l'Est. Sa limite vers la sebkha ne peut être définie Cette nappe est sollicitée par une série de forages et de puits. Le niveau statique de la nappe au moment du creusement des forages est résumé au tableau n° 48 .

Tableau n° 48 : Niveau statique de la nappe dans le flanc sud du Murdjadjo

Forage	F1	F2	F4	F6	F12	F16	F18	F19	F22	F23
Niveau Piezométrique en m (N.G.A.)	79	86	83	81,7	134	104	84,3	82,6	142	138,5

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

Les puits traditionnels creusés dans cette formation sont souvent des puits à drains rayonnants.
En 1985, le débit pompé à certains forage était de :
F11 : 40 l/s, F9 : 26 l/s, F13 : 26 l/s, F21 : 60 l/s et F2 : 70 l/s.
Les débits pompés au forage central de Brédeah, au puits de Misserghin (x = 189,8 y = 263,45) et d'Hysette (x = 129,1 y = 262,8) étaient respectivement de 350, 50 et 50 l/s. Toutefois ces puits captent la formation au contact avec les alluvions plioquaternaires.

L'alimentation de cette nappe se fait par apports latéraux à partir des affleurements et par drainance à partir des eaux salées de la nappe sus-jacente; en effet là où les alluvions plioquaternaires sont assez grossiers. Elles sont souvent en relation directe avec l'aquifère calcaire constituant un système unique. En augmentant, les débits pompés au niveau des calcaires, la création du cône de dépression entraine un appel des eaux susjacentes suivant des phénomènes complexes (voir Chapitre 7).

Les débits extraits actuellement de l'aquifère calcaire, dépassant largement leur capacité de 400 l/s, plaident en faveur de cette alimentation à partir des aquifères susjacents.

4.8.4. DANS LA PLAINE DE LA MLETA, une partie des calcaires miocènes affleurant aux Tessalas plongent vers le N et N.W sous la plaine.

Ces calcaires ont une bonne perméabilité de fissures Une bonne partie des eaux de précipitations et de ruisselement s'y infiltre. Les eaux sont arrêtées vers le bas soit par les intercalations des niveaux marneux à tripoli soit par les marnes bleues, argilites rouges ou marno-schistes des unités tectoniques. Vers le haut, la nappe est libre au niveau des affleurements. Par contre; elle devient captive en plaine du fait des dépôts post-miocénes susjacents.

L'impulvium de la nappe des calcaires s'étend entre le domaine d'Arbal à l'ouest et le mont Chouki à l'est sur une superficie de 25 km² et comprend non seulement les affleurements des calcaires mais encore les assises imperméables qui peuvent les suralimenter (fig. n° 65).

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

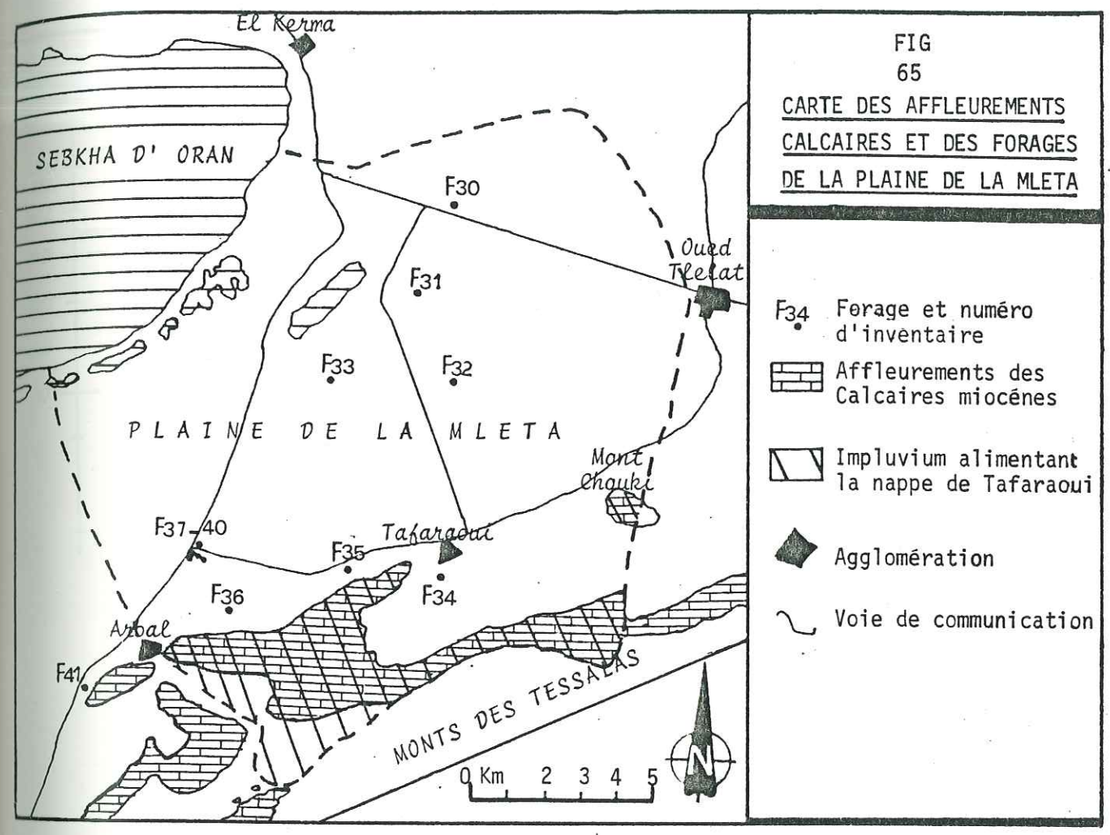


FIG 65
CARTE DES AFFLEUREMENTS CALCAIRES ET DES FORAGES DE LA PLAINE DE LA MLETA

L'excédent en eau de cette nappe captive est évacué par une série de sources de débordement situées en bordure de plaine telles que les sources :
Aïn Defla : (x = 209,15 y = 245,6 z = 235 m)
Aïn Gouraïa (S19): (x = 207 y = 245,1 z = 301 m)
Aïn Bou Séter : (x = 204,1 y = 246,4 z = 168 m) Q = 0,11 l/s
Aïn Den : (x = 197,6 y = 244,5 z = 124) cette source débitait 2 à 3 l/s en 1947 actuellement elle est à sec.

Ces sources émergent au contact toit des calcaires-mur des formations plioquaternaires imperméables.(fig.41).
Le débit de ces sources à fortement baissé depuis la sollicitation de la nappe captive par les forages. Certaines ont même tari.

Sous la plaine, l'aquifère n'est plus limité vers le bas que par les marnes à tripolis qui prennent là un grand développement. Ces marnes peuvent contenir de l'eau mais leur perméabilité étant mauvaise, elles sont considérées comme imperméables.

L'aquifère est limité vers le haut soit par les marnes rouges du Pleistocène inférieurou Pleisto-Holocène soit par les marnes brunes à bleues du Pliocène inférieur marin (Plaisancien). Quand ces marnes débutent par un niveau détritique (grés, calcaires gréseux....) l'aquifère est du Mio-Pliocène inférieur.

Au sud de la plaine,l'aquifère atteint fréquement une épaisseur de 130 m,plus au nord il n'a plus que 70 m (F31). Il est constitué essentiellement de calcaires parfois gréseux au sommet. Les marnes et les sables forment des passées IL est très fissuré, les fissures sont partiellement comblées par un sable quartzeux à grain fin. Ces sables compliquent le captage. Les fissures recèlent souvent des traces d'hydroxydes de fer (E.R.E.M., 1984).

La nappe est fortement ascendante, elle a été captée par la plupart des forages de la région (F31),(F34),(F35), (F36), (F37), (F38),(F39), (F40). Les principales caractéristiques de ces forages sont dans le tableau n° 49.

- La charge ascendante de la nappe des calcaires varie de 159 m sur les bords du bassin (F35) jusqu'à 254 m au centre du bassin (F40), (fig. n° 66).

- La charge au dessus des calcaires est de 319,5 m au (F31); toutefois dans ce cas-la nappe est comprise aussi bien dans les calcaires que dans les niveaux gréseux de la base du Pliocène inférieur.

Le niveau statique de la nappe des calcaires se stabilisait avant les pompages à la côte 121,15 à (F35) jusqu'à 91,5 m à (F31).

- L'écoulement de la nappe s'effectue vers le nord sous un gradient de 6,7 ‰ entre (F36) et (F38) et 0,5 % entre (F38) et (F31) voir fig n° 66 .

Tableau n° 49 : Caractéristiques de l'aquifère carbonaté capté par les forages de la Mleta.

n° forage	Côte du forage en m	Profondeur en (m)	Côte du mur de l'aquifère (m)	Côte du toit de l'aquifère (m)	Puissance de l'aquifère	Prof. du N.S. par rapport au sol (m)	Côté du niveau statique	Hauteur de la charge
F31	106	501	-297	-228	69	14,5	91,5	319,5
F34	168	120	?	+118,8	>70	?	?	?
F35	151,75	289	?	- 37,95	>100,1	30,6	121,15	159,10
F36	161,03	348	?	- 75,07	>111,9	53,67	107,36	182,3
F37	108,76	360	-211,24	- 77,24	134,0	13,37	95,39	172,65
F38	107,31	390	-212,69	- 78,68	134,0	12,09	95,22	173,91
F39	104,83	273	?	- 81,17	> 87	9,63	95,20	176,37
F40	102,52	296	?	-159,48	-159,48	7,98	94,54	254,02

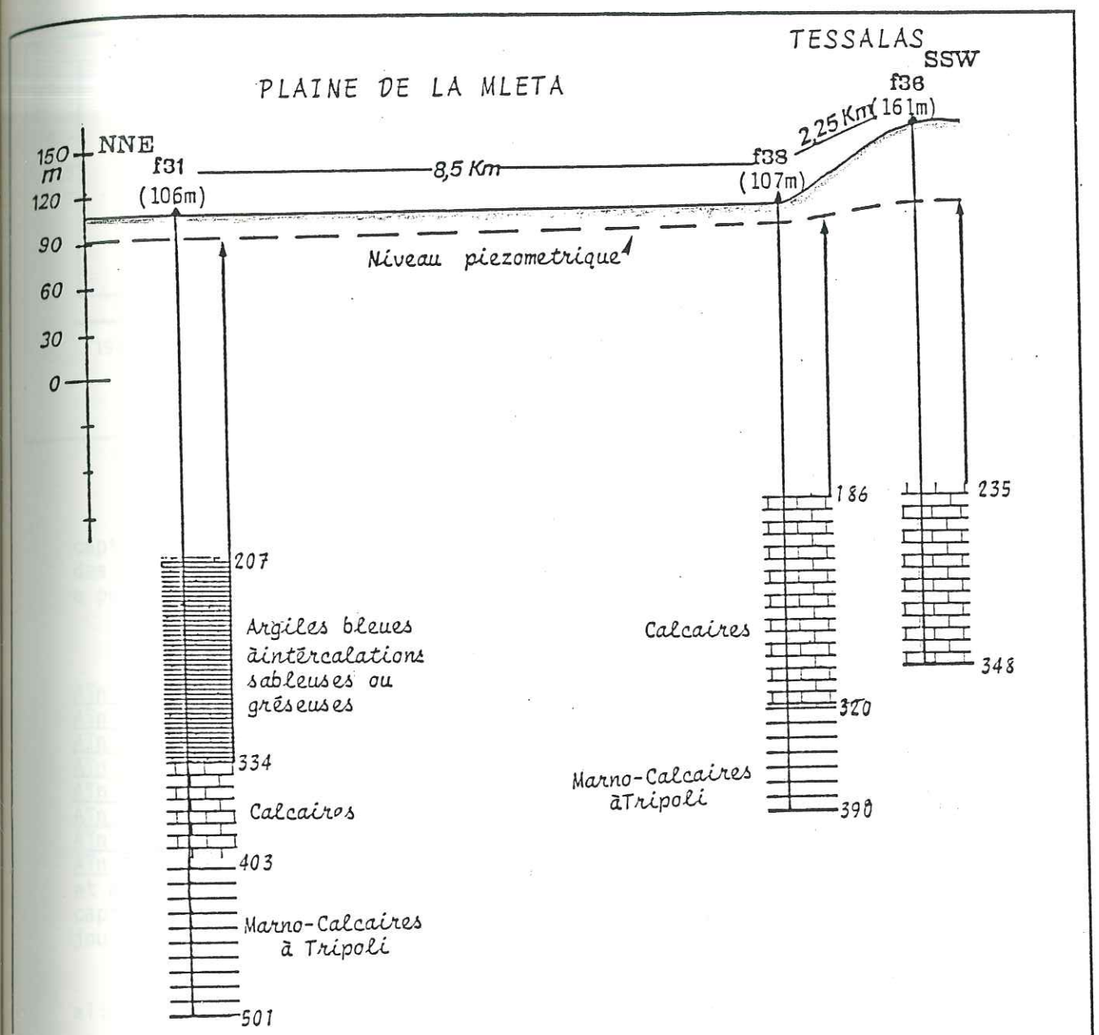


Fig 66 : Charge de la nappe par rapport aux formations aquifères de plaine de la Mléta (Tafaraoui) .

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

En ce qui concerne les fluctuations saisonnières de la nappe, seul un suivi permanent du niveau piezométrique au niveau des forages en dehors de toute influence de pompage permettra de rendre compte de ce phénomène.

Il semblerait que les fluctuations des forages en bordure du bassin soient plus importantes. Ceci laisse supposer une alimentation latérale à partir de l'impluvium. En considérant cette alimentation uniquement par l'impluvium, avec une pluie de 450 mm dans les reliefs et un coefficient d'infiltration de 7 % en moyenne, pour un bassin de 25 km², le débit de la nappe serait de 24 l/s.
Ce débit est d'autant plus intéressant à exploiter, que les eaux des forages captant cette nappe ont une minéralisation relativement faible (< 1,5 g/l).

4.8.5. LES TESSALAS

Dans les monts des Tessalas, une partie des calcaires affleurants à faciés plus gréseux, recouvrent en lambeaux discordants les marno-schistes des unités tectoniques, les marnes bleues et les argiles rouges miocènes.
Ces lambeaux sont d'extension limitée; leur épaisseur est très variable. Les couches sont subhorizontales. Ces lambeaux renferment autant de nappes perchées. Ils sont alimentés par les précipitations sur leurs propres affleurements. La vidange se faisant uniquement par sources, la qualité des eaux est très bonne (voir Chapitre 7).

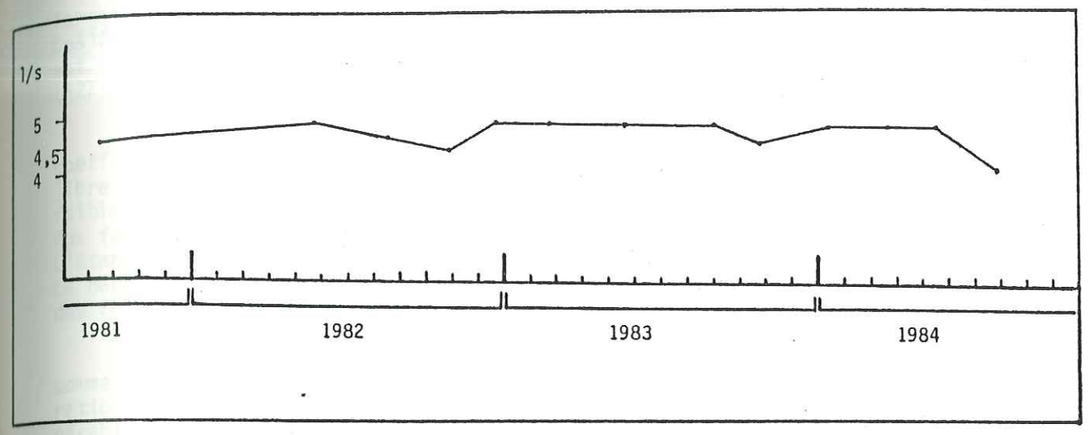
Parmi ces lambeaux :

a) Le lambeau du djebel Tessala : qui représente sur 200 m des bancs de calcaires gréseux très perméables. Ce lambeau, dont la surface est de 25 km² est drainé sur son pourtour par une trentaine de petites sources.

b) Le lambeau de Moulay Abdelkader : se développe au sud d'Arbal (fig. n° 65), et repose en contact anormal sur les marnes bleues, sur les marnes schisteuses du Crétacé et parfois sur les argilites rouges.

La nappe est drainée par une multitude de sources. Le débit de certaines de ces sources peut atteindre 5 l/s. Ce débit est régulier avec des variations saisonnières peu importantes. Il en est ainsi du débit de la source de Tangroutah (x = 200,2 y = 243,2) suivi pendant 3 ans (E.R.E.M., 1984).

Fig. n° 67 : Variation du débit de la source Aïn Tangroutah



Malgré ce débit et cette régularité, cette source n'a pu être captée pendant longtemps à cause des conditions géotechniques défavorables des marnes bleues. Ce n'est que très récemment (début de 1987) qu'elle a pu être captée.

Les autres sources importantes sont :

Aïn Mahmoud : (x = 202,6 y = 243,4)
Aïn Laronek (S13): (x = 202,25 y = 243,3) Q = 1,1 l/s T = 19°C (mars 1987)
Aïn Sefra : (x = 202,2 y = 242,8)
Aïn Defla : (x = 200,3 y = 242)
Aïn Maglouz : (x = 199,5 y = 242,1) Q = 0,4 l/s T = 19°C (mai 1986)
Aïn Kernafa : (x = 199,4 y = 242,3), débit insignifiant en mai 1986
Aïn Foukral : (x = 198,6 y = 241,7)
Aïn Arbal : (x = 200 y = 243,9). Cette source est captée et alimente par gravité les villages de Tamzourah et d'Arbal. Avant captage cette source avait un débit de 489 m³/jour en juillet 1956 et 430m³/jour en septembre 1956 (A. CLAIR, 1956).

Actuellement, seul un trop plein s'écoule à l'air libre pour alimenter quelques vergers. T = 21°C (mars 1987).

c) Le lambeau de Sidi Ghalem : Ce lambeau a un extension très limité : 2,5 km². Les sources jaillissent directement au contact calcaires gréseux-marnes bleues ; parfois par l'intermédiaire de conglomérats et éboulis de pente. Ces sources sont :

Aïn Kernafa : (x = 203,1 y = 241,75), son eau alimente le village de Sidi Ghalem Q = 0,5 l/s.
Aïn Saf Saf (S21) : (x = 204,2 y = 241,6). Q = 1 l/s (mai 1986), elle est située en aval du cimetière et village de Sidi Ghalem. Elle alimente des vergers.

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

Aïn Beïda (S24) : (x = 203,10 y = 240,7) Q= 0,5 l/s
Aïn Boukada : (x = 203,2 y = 241,9)
Aïn Nalrela ou
Besla : (x = 204,1 y = 242,8)
Aïn Kebira : (x = 201,6 y = 240,3)
Aïn Tebouda : (x = 200,5 y = 240,8) T = 17°C , Q = 0,02 l/s(mars 1987)

Toutes les sources importantes, provenant des lambeaux calcaires, sont favorables pour l'alimentation par gravité des localités avoisinantes.

4.9. PLIOCENE INFERIEUR

Dans le bassin de la sebkha, le Pliocène inférieur affleure à la limite est (zone d'El Kerma).

Les affleurements forment des coteaux gréseux à bonne porosité et perméabilité. Ils absorbent facilement, les précipitations. L'eau infiltrée n'est drainée par aucune source. Elle s'infiltre sous la plaine d'El Kerma au Nord-Ouest et sous la Mleta au Sud.
En profondeur les grés pliocènes contiennent une nappe ascendante abondante de qualité hydrochimique médiocre.

Dans la plaine d'El Kerma, le forage (F29) a capté cette nappe. Dans ce forage, on observe la succession classique marnes bleues "plaisanciennes" surmontée par 80 m de grés "astiens".

La nappe est contenue dans les grés. Les marnes bleues font fonction d'imperméable. Elle se stabilise à la côte 15 m. Le débit fourni était de 30 l/s avec une transmissivité de 1 10^{-3} m²/s. La qualité chimique est par contre mauvaise 3 g/l.

Dans la plaine de la Mleta, la situation est plus complexe.
Parfois au dessus des calcaires, le Pliocène inférieur est essentiellement marneux (F39), (F40) ; aucune nappe n'y est rencontrée.

En bordure sud du bassin,le Pliocène inférieur est de faciés calcaire (F34), toutefois l'épaisseur est peu importante (<10 m); le débit extrait est insignifiant.

Parfois la série est marneuse mais débute par des niveaux gréseux (F33), (F32), (F31). Ces niveaux gréseux sont superposés aux calcaires miocènes , la nappe est alors commune aux deux formations (fig. N° 66).

Dans certains cas, des intercalations gréseuses s'intercalent dans toute la série marneuse comme c'est le cas dans le forage (F30). La nappe se stabilisait à la côte 97,73 m. Le débit pompé était de 8 l/s pour une minéralisation de 2 g/l.

4.10. PLEISTOCENE INFERIEUR

Entre Oran et Essenia, une nappe est contenue dans les formations lumachelliques et gréseuses "calabriennes"
Ces formations constituent une excellente roche réservoir. Cette nappe est touchée par plusieurs puits et forages (F23), (F24), (F25), (F26), (F27).

L'aquifère a une transmissivité de 2 10^{-3} m²/s avec un coefficient d'emmagasinement de 0,3 (A. JOSEPH, 1979). Cette nappe est libre aux affleurements de la formation; parfois l'aquifère est sous faible recouvrement argileux; la nappe est alors légèrement ascendante. Aux forages (F26), et (F27), la nappe se stabilisait à la côte 88 m. L'étanchéité de l'aquifère est souvent assurée par les marnes à tripoli. La nappe est drainée par quelques sources au niveau du ravin blanc et des falaises d'Oran.

La qualité chimique est médiocre parfois elle atteint 5 g/l comme au forage (F26). Du fait de la présence de cette nappe en agglomération et de l'affleurement de la formation, cette nappe est très vulnérable à la pollution.

Dans la plaine de la Mleta, les formations du Pleistocène inférieur sont essentiellement continentales à prédominance d'argiles rouges et constituent un mauvais aquifère. Toutefois en bordure du bassin, à l'affleurement, au milieu des argilites s'intercalent parfois des niveaux conglomératiques épais (ravin de Bou Seter...).
Ces conglomérats passent en profondeur et sont d'assez bons aquifères bien que d'extension réduite vers le Nord.
Le forage (F35) a recoupé ces conglomérats à 42,6 m de profondeur (côte 109,75) et sur une épaisseur de 46,0 m. Le ciment de ces conglomérats est représenté par un matériel gréso-sableaux.
La nappe est ascendante; son niveau statique se fixe au dessus du toit de l'aquifère à 30,6 m de profondeur (côte 121 m).
Aux essais de pompage, cette nappe a débité 1,19 l/s pour un rabattement de 40 m. L'eau a une minéralisation de 1,35 g/l (E.R.E.M., 10984).

4.11. L'AQUIFERE ALLUVIAL (PLEISTO-HOLOCENE)

Cet aquifère a un grand développement dans le bassin de la sebkha.

- Au nord de la sebkha, il se développe dans la plaine bordière comprise entre les affleurements calcaires du Murdjadjo et la sebkha. Il est marqué par plusieurs faciés.

- Dans la zone de Misserghin, les colluvions à galets calcaires (Pleistocène inférieur) ont une bonne porosité d'interstice; l'eau de cette formation passe en aval aux alluvions sableuses rouges, (Pleistocène supérieur),

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

assez perméables. Ces alluvions rouges sont relayéesen direction de la sebkha par les alluvions récentes ou limons gris (Holocène), souvent gypseux, à pente faible et peu perméables. Ils sont de plus en plus fins d'amont en aval d'où une perméabilité de plus en plus basse.

Cet aquifère alluvial atteint une épaisseur de 91 m au forage (F6) et 73 m au (F16). En amont, il est limité vers le bas par les calcaires récifaux. Les échanges verticaux existent entre la nappe alluviale et la nappe des calcaires comme l'attestent la piézomètrie (voir Chapitre5) et les pompages. En effet en prolongeant le pompage des eaux relativement peu minéralisées des calcaires, il y a souvent un appel d'eau minéralisée, à densité plus élevée, de la nappe alluviale.
Nous avons affaire à un aquifère bicouche.

Par contre, plus en aval, l'aquifère alluvial est limité par des calcaires et des marno-calcaires; là les échanges s'amoindrissent voir s'annulent d'une part à cause de la finesse des alluvions d'autre part à cause de l'envahissement progressif des calcaires par les marnes.

Au Nord-Est, des échanges verticaux existent entre la nappe contenue dans les formations "calabriennes" et la nappe superficielle.

Notons que les seules sources qui drainent cette nappe sont :
Aïn Beïda : (x : 193,2 y = 261,9). Cette source avait un débit de 3 l/s en 1950 (SOLETANCHE, 1950). Ses eaux se perdaient dans une zone marécageuse. Actuellement cette source est tarie.
Aïn Sidi Mbarek : (x = 189,7 y = 261,1), située en bordure de la sebkha ou elle devait se déverser. Actuellement, on n'observe pas d'écoulement.

L'étude de la nappe alluviale entre Oran et Boutlelis sera développée dans le prochain chapitre.

Dans la plaine de la Mleta, l'aquifère alluvial est constitué de deux niveaux.

Le premier formé d'alluvions récentes de couleur grise et de la composition argilo-limoneuse (Holocène). Le deuxième niveau, plus ancien, est formé de limons caillouteux mais de couleur rougeâtre qui affleurent aux alentours de Tamzourah et d'Aïn Larbaa. La nappe contenue dans cet aquifère est captée par plusieurs puits. Le seul forage captant cette nappe (F41) a donné aux essais (intervalle 15 à 30 m) un débit de 3 l/s pour un rabattement de 8 m, débit spécifique 0,38 l/s (E.R.E.M., 1984).

L'étude de cette nappe sera développée par ailleurs (voir Chapitre 6).

4.12 - CONCLUSION

L'étude hydrogéologique des diverses formations du bassin versant montre que les seules formations présentant un grand intérêt sont les calcaires miocènes, du fait de leur grande extension tant à l'affleurement qu'en profondeur de leur épaisseur, de l'état de leur fracturation favorable à l'emmagasinement et la circulation des eaux souterraines.

Dans le djébel Murdjadjo, nous avons essayé d'approcher le problème des zones d'alimentation des différents exutoires en s'interessant plus particulièrement à la fracturation. L'interprétation des photos aériennes nous a permis de confirmer la non correspondance entre les bassins versants hydrologiques et hydrogéologiques. Elle nous a aussi permis de préciser qu'elles sont les directions principales de la fracturation. Ces directions correspondent bien aux grandes directions régionales déjà déterminées par la tectonique.

A l'avenir, des opérations de traçage des eaux permettraient une bonne détermination des bassins d'alimentation des calcaires du Murdjadjo.

Au niveau de l'exploitation, ces calcaires sont en régime de surexploitation en raison de la croissance économique, démographique et de la secheresse qui a prévalu ces dernières années dans la région.

Dans le couloir d'Oran-Boutlelis, l'alimentation en eau potable de la ville d'Oran et des villages avoisinants, exploite à elle seule 700 l/s provenant essentiellement de l'aquifère calcaire. Il est même question de porter ce débit à 1m3/s. Ce débit dépasse de beaucoup le débit des 400 l/s infiltré dans les calcaires du Murdjadjo. A l'avenir il serait peu judicieux de creuser d'autres forages d'exploitation dans cette zone.

Les autres formations géologiques présentent un intérêt hydrologique plus limité.

Les calcaires jurassiques les grès de base miocènes peuvent se révéler de bons aquifères mais les conditions topographiques et leurs affleurements peu étendus limitent leurs capacités.

Les formations constituant le remplissage post-miocène présentent parfois de bonnes perméabilités d'interstice et des perméabilités de ressources en eaux, mais ceci est limité, soit en raison de leur hétérogénïté, soit en raison de la forte minéralisation de leurs nappes.

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

CHAPITRE 5

ETUDE PIEZOMETRIQUE

-=-

5.1 - INTRODUCTION

Notre étude piézométrique intéressant les formations alluviales, s'est étendue de part et d'autre de la sebkha d'Oran.

- D'une part dans la plaine d'Oran à Boutlelis avec deux levés piézométrique, l'un en période "basses eaux" et l'autre en période "hautes eaux".

- D'autre part dans la plaine de la Mléta, deux campagnes "basses eaux" et "hautes eaux" ont été effectuées en collaboration étroite avec l'A.N.R.H.

5.2 - INVENTAIRE DES POINTS D'EAU

- L'inventaire des points d'eaux de la plaine d'Oran à Boutlelis a été réalisé par les services de l'A.N.R.H. (1975). Environ 200 puits ont été inventoriés. Les anciens forages utilisés actuellement pour l'agriculture ont été englobés dans cet inventaire. Nous avons complété ce premier inventaire par les forages réalisés pendant les années 80 dans le cadre du programme d'urgence pour l'alimentation en eau potable de la ville d'Oran.

Pour nos campagnes piézométriques, nous avons sélectionné 80 puits ou forages. Un grand nombre n'est pas nivellé. Seuls certains puits qui faisaient l'objet de levés piézométriques réguliers de la part de l'A.N.R.H. sont nivellés. (fig.68)

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

Notons que beaucoup de puits inventoriés par l'A.N.H.R. comme étant productifs sont actuellement à sec , ceci à cause de l'absence d'entretien, mais aussi à cause de l'abaissement général de la nappe suite à la dernière sécheresse.
Ceci a engendré parfois une mauvaise répartition des piézomètres surtout dans la zone Brédéah-Boutlelis.

- Dans la plaine de la Mleta, le seul inventaire existant datait de 1968 ; toutefois cet inventaire était incomplet car il ne comportait qu'une quizaine de puits pour une plaine s'étendant sur 45 km de long et sur une largeur pouvant atteindre 15 km. Pour cela cet inventaire a été réactualisé et le nombre de puits a été porté à une quarantaine.(fig.71)
Tous ces puits ne sont pas nivellés. L'estimation de la côte de ces puits a été faite à partir des cartes disponibles au 1/50 000e d'où il s'en suit une erreur approximative de 2 m.

5.3 - CARACTERISTIQUES ET UTILISATION DES PUITS

- Entre Oran et Boutlelis nous distinguons :

- Des ouvrages peu profonds : (5 à 80 m) : ce sont des puits traditionnels, non construits ou construits en briques.
Leur utilisation se résume :
- à l'alimentation humaine.
- à l'alimentation du bétail.
- à l'irrigation des propriétés individuelles ou collectives.
- à l'alimentation des petites agglomérations urbaines.

- Des ouvrages profonds :(plus de 80 m). Les forages anciens remplissent les mêmes fonctions que les ouvrages peu profonds. Par contre les forages creusés au cours des années 80 sont tous équipés en stations de pompages servant à l'alimentation en eau potable de la ville d'Oran. Ces forages pompent pendant un grand nombre d'heures par jour. Ils captent essentiellement l'aquifère carbonaté ou le contact calcaire-alluvions.

- La plaine de la Mleta est relativement sous-équipée;la majorité des puits sont traditionnels, non équipés de pompes, leur exploitation se faisant souvent à la main, un seul forage exploite la formation,(f41).

5.4 - PIEZOMETRIE

5.4.1 - Plaine d'Oran à Boutlelis

Deux campagnes piézométriques ont été réalisées en "basses eaux" (Octobre 85) et en "hautes eaux" (Mai 86). Les résultats de ces relevés sont donnés a l'annexe n° 11.

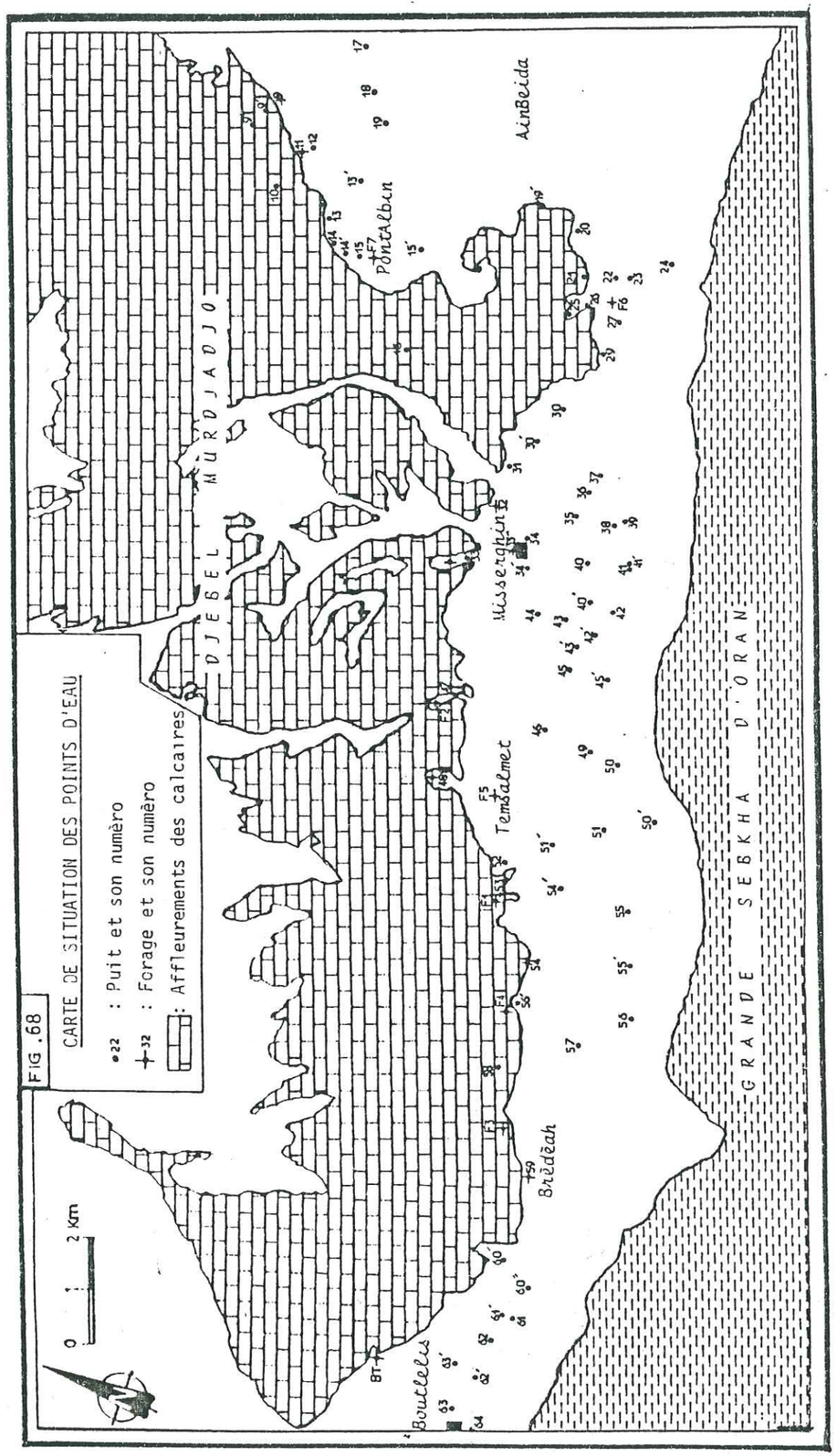
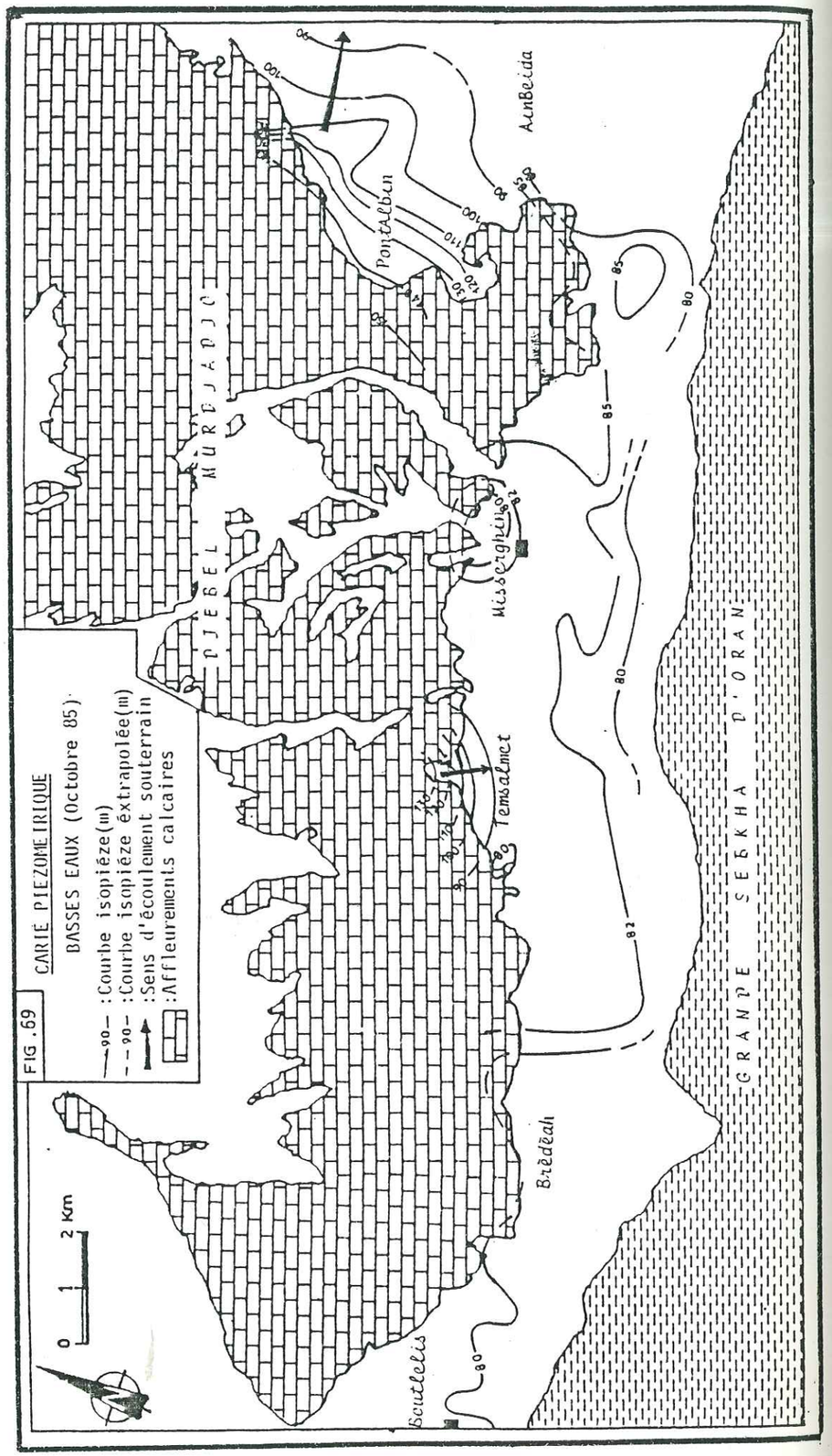


FIG .68 CARTE DE SITUATION DES POINTS D'EAU

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012



porté en annexe. Des prélèvements d'échantillons pour analyse chimique ont été réalisés sur la plupart des points utilisés (fig.68).
Deux cartes piézométriques ont été dressées. Ces cartes ont contribué à définir le sens d'écoulement et les principales zones d'alimentation. Notons, toutefois, qu'en raison de la forte sollicitation des puits par les pompages, des mesures faites sur des puits pendant les basses eaux n'ont pu être refaites pendant les hautes eaux car ces puits étaient en cours de pompage. Ce changement du maillage des puits a crée parfois des variations dans l'allure des isopiezes en dehors des fluctuations "basses eaux" - "hautes eaux".

5.4.1.1- Interprétation des cartes piézométriques

a) Basses eaux (fig.69)

Nous remarquons que le sens général d'écoulement se fait globalement des affleurements calcaires vers la sebkha.

Dans la zone de Pont Albin, le niveau piézométrique varie entre 90 et 150 mètres; l'écoulement se fait vers l'Est en direction de la dayet Morselly et vers le Sud-Est en direction de la sebkha. Le gradient hydraulique $i = \frac{H}{L}$ varie de 0,025 à 0,04.

La profondeur de la nappe varie de 65 m dans la zone de contact calcaires-alluvions, à 2,5 près de la sebkha.

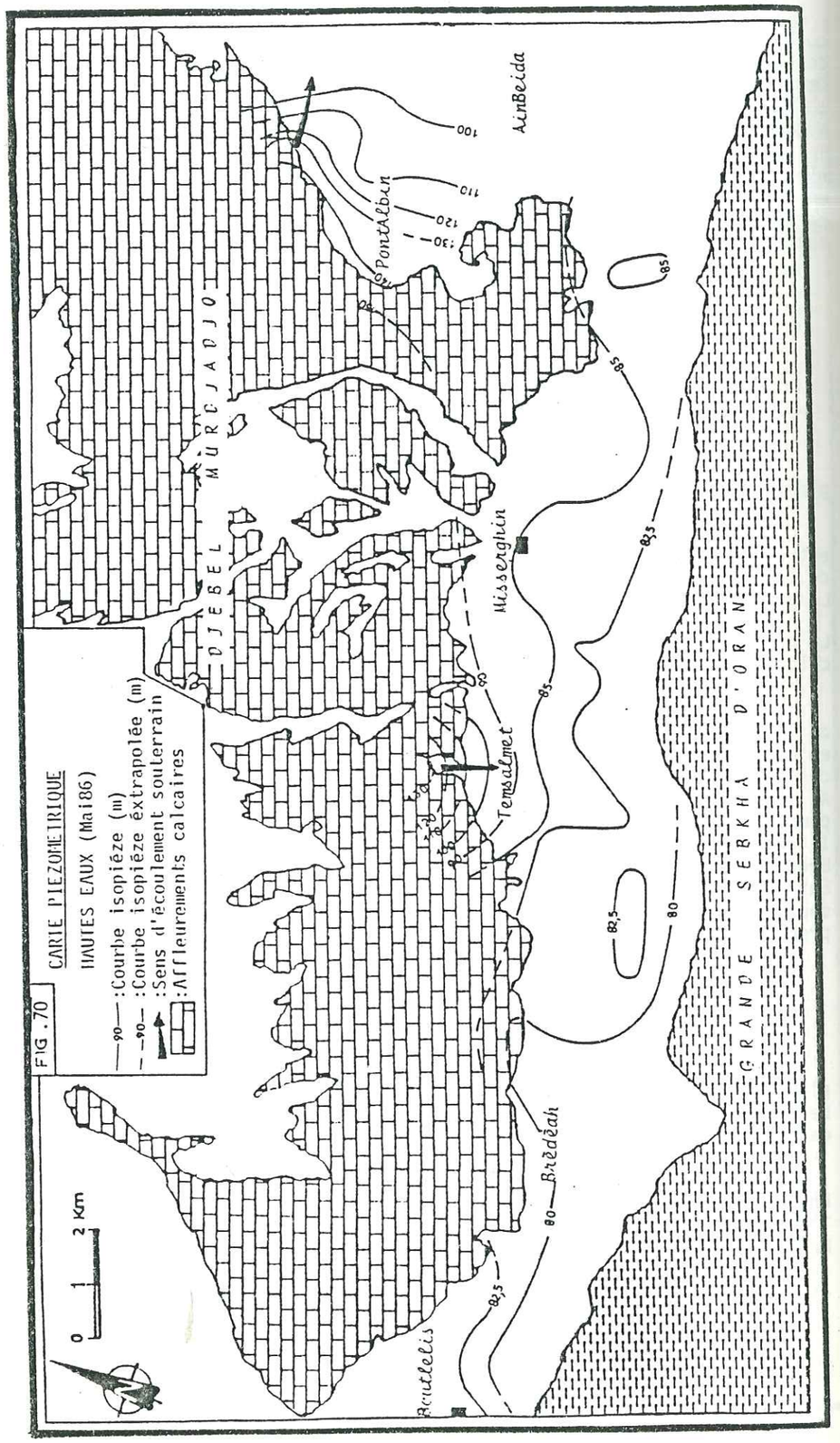
Entre Aïn Beïda et Boutlelis, le gradient hydraulique est de 0,075 au Nord de Temsalmet alors qu'il n'est plus que de 0,005 en aval, la pente est insignifiante, le moindre pompage peut créer des dépressions étendues.
Au Nord de Missenghin, une zone dépressionnaire est crée par le pompage du puits n° 32 servant à l'alimentation de la ville d'Oran. Il en est de même pour la dépression de Temsalmet (forage F1) et de Brédeah (puits n° 59).
Entre Misserghin et Aïn Beïda, à l'emplacement des anciennes sources d'Aïn Beïda, la présence d'un petit dôme piézométrique est probablement dûe à une remontée des calcaires sous jacents.

b) Hautes eaux (fig.70)

Nous constatons globalement la pérmanence des profils piézométriques. Les gradients hydrauliques ne varient pas beaucoup. Le dôme d'Aïn Beïda est toujours présent, de même que la dépression causée par le forage de Brédeah.

Par contre, la dépression de Misserghin est inexistante. En effet au moment de la campagne, le pompage du puits n° 32 était à l'arrêt, l'alimentation en eau d'Oran, n'étant pas déficitaire. Entre Brédeah et Témsalmet, la création d'un dôme piézométrique semble être due à des différences de perméabilité des formations alluviales. En effet dans les terrains à faible capacité hydraulique, les pluies peu-

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012



vent provoquer des remontées de la nappe plus fortes que dans les terrains à faible capacité hydraulique.

5.4.1.2. Alimentation et recharge de la nappe

D'une manière générale les côtes piézométriques, en dehors des zones de pompage, ont des valeurs plus élevées en hautes eaux. C'est prés des affleurements calcaires que les battements de la nappe sont les plus importants et les plus irréguliers. Ils peuvent atteindre dans la zone de Pont Albin 5 à 6 m. Par contre plus en aval, ces battements sont moins importants de l'ordre de 0,5 à 1,5 m .
Cette diminution est due, en dehors de la décharge naturelle de la nappe par évaporation, à l'augmentation de l'intensité des pompages en été.

L'alimentation et la recharge de l'aquifère alluvial se font essentiellement à partir de l'infiltration des pluies sur son impluvium et à partir des formations calcaires. Cette dernière alimentation peut être soit sous-jacente (drainance par ascencum) soit latérale comme l'atteste le parallelisme ou le sub-parallélisme des isopiézes avec la ligne de limite des affleurements. Cette alimentation est meilleure sous les débouchés des thalwegs et les forages les plus productifs sont situés dans ces zones.

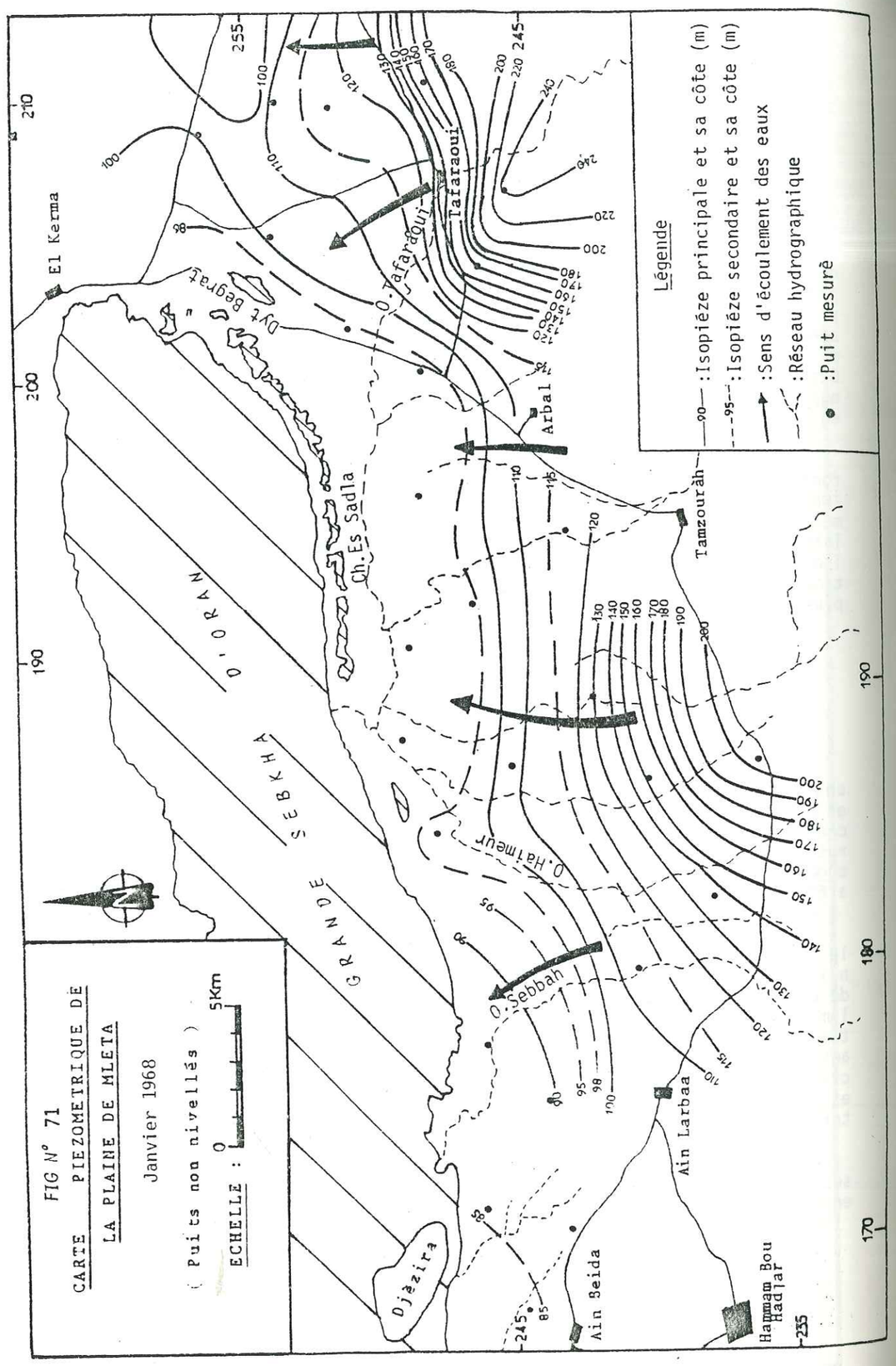
5.4.2. Plaine de la Mléta

Disposant d'une carte piézométrique de la plaine établie en janvier 1968 (fig.71), nous avons mené deux campagnes d'inventaire, et de mesures piézométriques en octobre 1985 et fin avril 1986. Au cours de cette dernière campagne, du fait de la poursuite de l'opération d'inventaire, le nombre de puits visités a été notablement augmenté. Seule la carte piézométrique "hautes eaux", plus complète, a été retenue((fig.72).

Notons que dans la plaine de la Mleta, il faut utiliser le terme de nappe unique avec précautions. En effet les dépôts quaternaires sont irrégulièrement aquifères, surtout sur le bord sud formé de cônes de déjections anastomosés dont les dépôts sabloneux ou limoneux ont une allure digitée. Cette sédimentation crée un compartimentage de la plaine. Hydrologiquement, il y a autant de niveaux aquifères que de niveaux relativement perméables. Toutefois des circulations lentes se produisent entre les différentes nappes et les pressions finissent par s'y transmettre d'où l'utilisation du terme nappe.

Les puits de la plaine de la Mleta n'étant pas nivellés, seuls les traits généraux de l'allure de la nappe peuvent être mis en évidence.

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012



5.4.2.1. Interprétations des cartes piézométriques

Nous remarquons pour les deux cartes la persistance de ces traits généraux.

Les courbes sont à très faible concavité orientée vers l'aval. L'écoulement se fait globalement en direction du Nord.

Trois zones peuvent être distinguées :

- La zone de Tafaraoui : une partie de l'écoulement se fait vers le Nord en direction d'Oued Tlelat, l'autre partie se fait vers le Nord-Ouest soit subparallèlement à l'Oued Tafaraoui soit vers Dayet El Bagrat. Le gradient hydraulique passe de 0,035 au Sud-Ouest du village de Tafaraoui à 0,0033 près de Dayet El Bagrat (Avril 86).

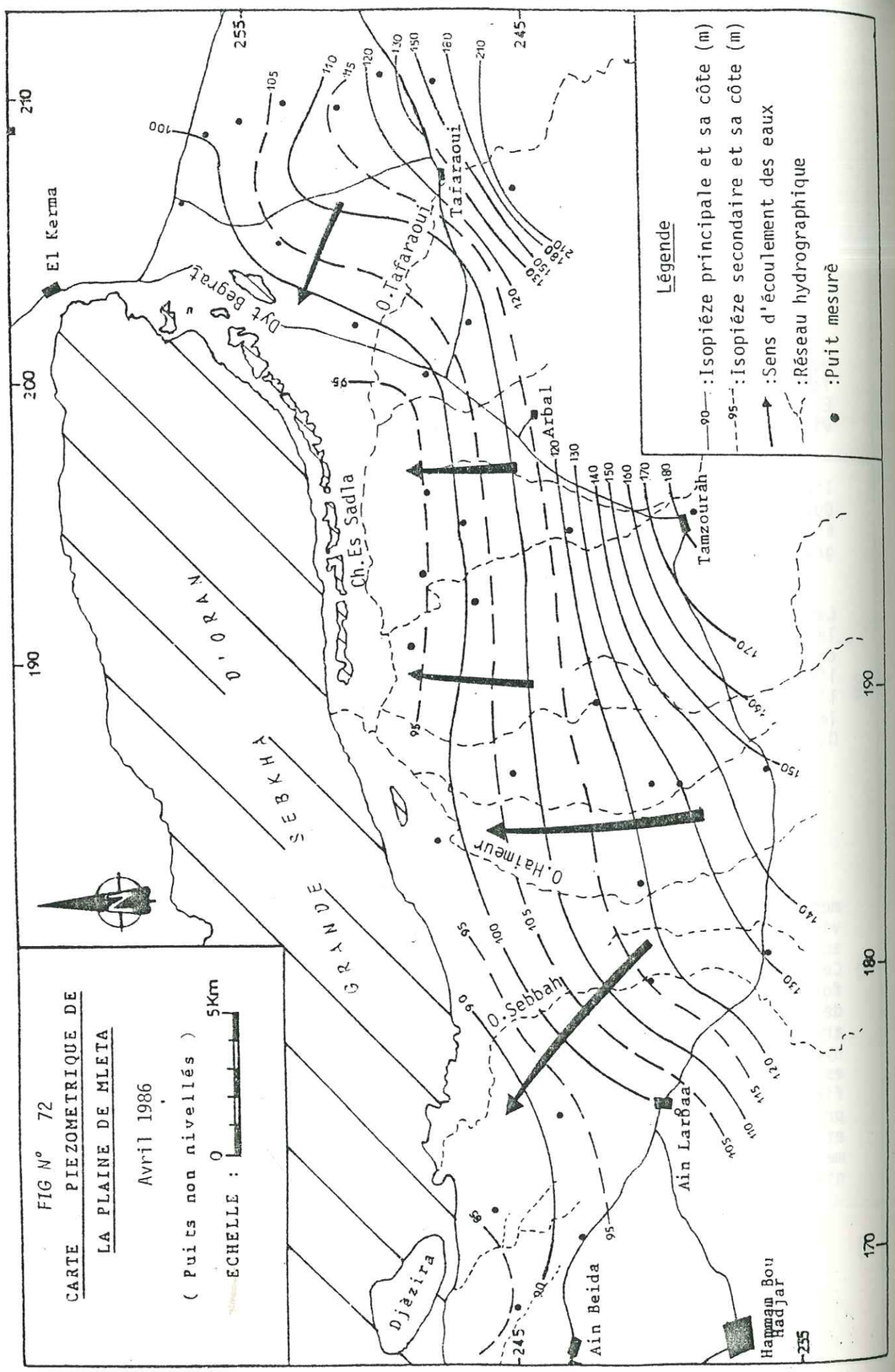
- A l'Est de cette zone, entre Arbal et l'Oued El Haimeur, l'écoulement souterrain coincide globalement avec la direction des Oueds affluents de la Chabet Essadla. Cette Chabet correspondrait donc à une zone de drainage des eaux souterainnes. Dans cette zone le gradient hydraulique varie de 0,015 en amont à 0,005 en aval (avril 86).

- Une troisième zone s'individualise dans la région d'Aïn Larbaa. Sur la carte piézométrique de 1968, cette zone est séparée de la deuxième zone par une ligne de partage d'eaux assez nette. Sur la carte d'Avril 86 cette séparation est moins nette. Dans cette zone, l'écoulement de direction Nord-Ouest se fait subparalllèlement à l'Oued Sebbah, le drainage se faisant dans la sebkha. D'amont en aval, le gradient hydraulique ne varie pas beaucoup. Il passe de 0,0045 à 0,0025 du Sud-Ouest au Nord d'Aïn Larbaa.

5.4.2.2. Alimentation et recharge de la nappe

L'alimentation de la nappe de la Mleta se fait essentiellement à partir des eaux météoriques qui s'infiltrent sur tout l'impluvium et des eaux d'écoulement des oueds des Tessalas qui s'infiltrent au niveau de leurs cônes de déjection en période "hautes eaux". Cette dernière alimentation est facilitée par la bonne perméabilité des formations alluvionnaires formées des éléments grossiers des cônes de déjection. Plus en aval les sédiments sont de plus en plus fins et argileux. Ceci est bien mis en évidence par la diminution du gradient hydraulique de l'amont vers l'aval. Une seule éxception à cette règle est la zone d'Aïn Larbaa où la sédimentation est relativement aussi fine à l'amont qu'à l'aval, en effet contrairement aux autres oueds provenant des Tessalas l'oued Besbes-Sebbah, du fait de sa longueur et de la nature marneuse de son bassin versant, a une pente relativement modérée (voir morphométrie) entrainant des limons assez fins au niveau de son cône de déjection.

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012



Notons qu'une alimentation latérale à partir des affleurements calcaires existe ; ceci est visible en particulier dans la zone de Tafaraoui ou les isopièzes sont subparallèles aux affleurements de ces formations. Par contre entre Tamzourah et Arbal et au Sud-ESt d'Aïn Larbaa, les isopiezes sont subperpendiculaires aux affleurements ; l'alimentation est nulle par les affleurements.

Les zones d'alimentation amonts de la Mleta sont les zones préferentielles de la recharge. Entre les "hautes eaux" et les "basses eaux" les battements des puits de cette zone atteignent 2 à 4 m; en aval de la plaine ces fluctuations ne sont plus que de 0,5 à 1,5 M.

5.5 - CONCLUSIONS

De l'étude de la piézométrie des plaines situées au Nord et au Sud de la sebkha nous constatons qu'à l'état initial, en dehors des influences induites par les pompages des forages, l'écoulement général des nappes se fait vers la sebkha. Cet écoulement est relativement lent ; en bordure de la sebkha les gradients hydrauliques sont faibles de l'ordre de 0,0025 à 0,005.

La piézométrie a aussi mis en évidence les zones d'alimentation des nappes. Elle peut se faire :

- A partir des eaux météoriques qui s'infiltrent dans les alluvions quand la granulométrie des terrains le permet.

- A partir des eaux de crues des oueds, surtout dans la plaine de la Mléta : l'essentiel de l'infiltration se fait à l'amont de la plaine au niveau des cônes de déjection à granulométrie grossière. Entre Oran et Boutlelis, l'alimentation par les thalwegs provenant du Murdjadjo est négligeable.

- A partir des affleurements calcaires. Cette alimentation peut-être latérale ou ascendante. Elle est très importante au Nord de la sebkha. Dans la plaine de la Mleta elle est assez limitée.

A l'avenir seule une généralisation du nivellement d'un certain nombre de puits témoins, avec un suivi régulier, dans les deux plaines, affinera d'autant mieux la connaissance de la dynamique des eaux de la région.

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

CHAPITRE 6

ETUDE DES CARACTERISTIQUES HYDRODYNAMIQUES

6.1 - INTRODUCTION

Les principales caractéristiques hydrodynamiques étudiées dans cette étude sont: la transmissivité T, le coefficient d'emmagasinement S et le coefficient de perméabilité K.

6.2 - DEFINITION DES CARACTERISTIQUES HYDRODYNAMIQUES

6.2.1 - Le coefficient d'emmagasinement

Noté S, sans dimension, est le rapport du volume d'eau libéré ou emmagasiné, par unité de surface de l'aquifère (m2), à la variation de charge hydraulique, h correspondante.

Dans un aquifère captif ce paramètre est lié à la compressibilité et à l' expansibilité de l'eau et du milieu aquifère, ainsi qu'à la puissance de la couche aquifère.

Dans un aquifère libre, il équivaut en pratique à la porosité efficace.

6.2.2 - La transmissivité

Elle est égale au produit du coefficient de perméabilité K, par l'épaisseur de l'aquifère h. Elle s'exprime en m2/s. Elle régit le débit d'eau qui s'écoule, par unité de largeur L, d'un aquifère, sous l'effet d'une unité de gradient hydraulique i. Elle évalue la fonction conduite de l'aquifère.

6.2.3 - La perméabilité

Notée K, est définie par la loi de DARCY. C'est le volume d'eau gravitaire en m3, traversant en l'unité de temps, sous l'effet d'une unité de gradient hydraulique, une unité de section en m2, orthogonale à la direction de l'écoulement. Elle s'exprime en m/s.

6.3 - DETERMINATION DES CARACTERISTIQUES HYDRODYNAMIQUES PAR ESSAIS DE POMPAGE

Les équations utilisées pour le traitement analytique des essais de pompage sont des relations donnant le rabattement en fonction du débit et des paramètres hydrodynamiques de l'aquifère.

Les essais de pompage interprétés sont des essais de longue durée comprenant les mesures de la descente et de la remontée du niveau dynamique. La plupart des mesures sont relevées dans les puits ou forages pompés.

Plusieurs méthodes ont été utilisées pour la détermination de T et S.

6.3.1 - Méthode de THEIS

Partant d'une conception nouvelle du comportement hydrodynamique de l'aquifère, C.V. THEIS (1935) établit le premier les expressions de l'écoulement de l'eau souterraine vers les ouvrages de captage, en comparant en milieu isotrope et en régime de non équilibre, l'écoulement des eaux souterraines à la propagation de la chaleur; il aboutit à l'expression suivante:

$$\Delta = \frac{Q}{4\pi T} . W(u) \quad (1) \qquad \text{avec } u = \frac{R^2.S}{4tT} \quad (2)$$

Avec:
- Δ = rabattement, en m
- Q = débit constant de pompage dans l'ouvrage, en m3/s
- t = temps de pompage en s.
- R = distance à laquelle on mesure le rabattement
- T = transmissivité, en m2/s
- S = coefficient d'emmagasinement, sans dimension

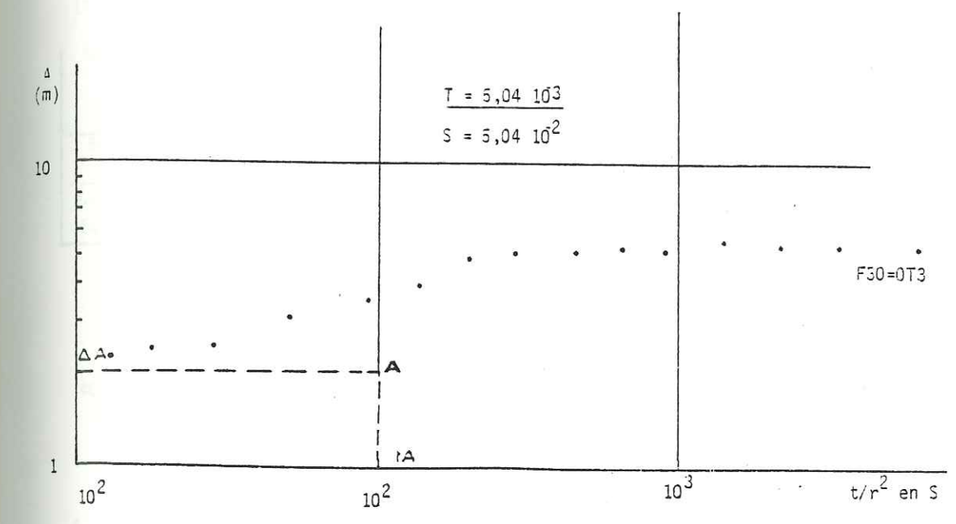
Mode opératoire

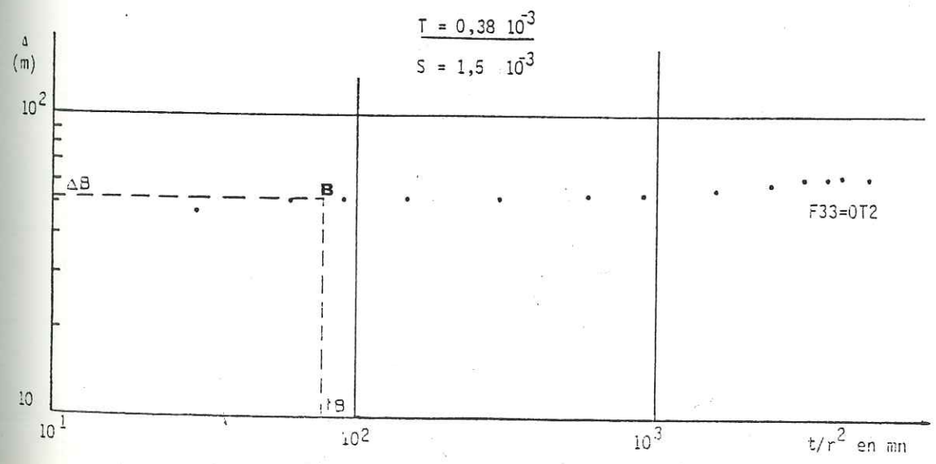
La résolution graphique nécessite l'établissement de deux courbes. Elles sont obtenues en reportant séparement sur feuilles de papier bilogarithmique de même module:

- W (u) en ordonnées et u en abscisses pour la courbe standard de THEIS.
- Δ en ordonnées et t/r^2 en abscisses pour la courbe expérimentale.

En maintenant les axes des coordonnées respectivement parallèles, on cherchera les meilleures coïncidence possibles entre les deux courbes. Il ne reste plus qu'à choisir un point arbitraire ou point pivot (qui n'est pas nécessairement sur la courbe). A ce point, vont correspondre des valeurs W (u), 1/u Δ, et t/r2.

Fig.73 : Courbes interprétatives des essais de pompage d'après la méthode de Theis





tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

En introduisant ces valeurs dans l'équation exponentielle intégrale de THEIS, on obtient:

$$T = \frac{Q\ W\ (u)}{4\pi\ .\Delta} \qquad \text{et} \qquad S = \frac{4\ T\ (t)}{r^2\ 1/u}$$

Application: On dispose de deux essais de pompage F 30 et F 33 dont les mesures ont été interpretées par la méthode de THEIS, en utilisant un rayon efficace r égal à l'unité. Ces forages captent les calcaires gréseux de la plaine de la Mléta. Le tableau n° 50 et la figure 73 indiquent les résultats obtenus.

N° du point d'eau	Q 10^{-3} m³/s	Δ (m)	1/u	W (u)	t secondes	T 10^{-3} m²/s	S	K m/s
F 33 (0T2)	25	51,4	310^4	10	4500	0,38	$1,5\ 10^{-3}$	$3\ 10^{-6}$
F 30 (0T3)	42	2	410^2	3	10^3	504	$5\ 10^{-2}$	$6,3\ 10^{-5}$

Nous remarquons que si cette méthode est assez fiable pour l'estimation des transmissivités , elle est mal adaptée pour le calcul de S, en l'absence de piézomètres.

6.3.2 - Méthode de Chow

CHOW (1952) développa une méthode dont l'intérêt est qu'on n'a pas besoin de tracer la courbe de THEIS, sans pour autant être limité aux faibles valeurs de r et aux grandes valeurs de t, comme dans la méthode de JACOB. Les conditions sont les mêmes que pour la méthode de THEIS. CHOW introduisit la fonction:

$$F(u) = \frac{W(u)\ .e^u}{2.3}$$

Mode opératoire:

Sur un diagramme semi-logarithmique, on porte le rabattement Δ en fonction du temps t (t en échelle logarithmique).

- Sélectionner un point quelconque A de la courbe passant par l'ensemble des points et tracer la tangente en A à la courbe.

- Lire sur l'axe des Δ la valeur du rabattement au point A, soit ΔA, et calculer la pente de la tangente, c'est à dire la différence de rabattement pour un cycle log. du temps soit C.A

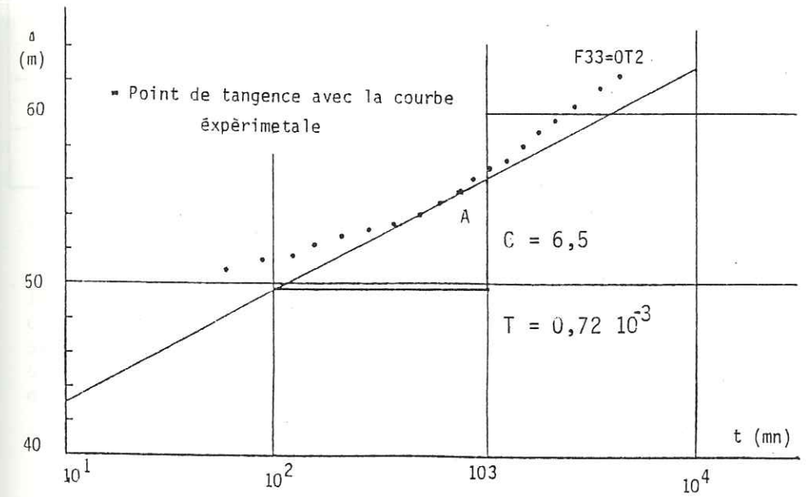
- Calculer $F(u) = \frac{\Delta A}{C\ A}$

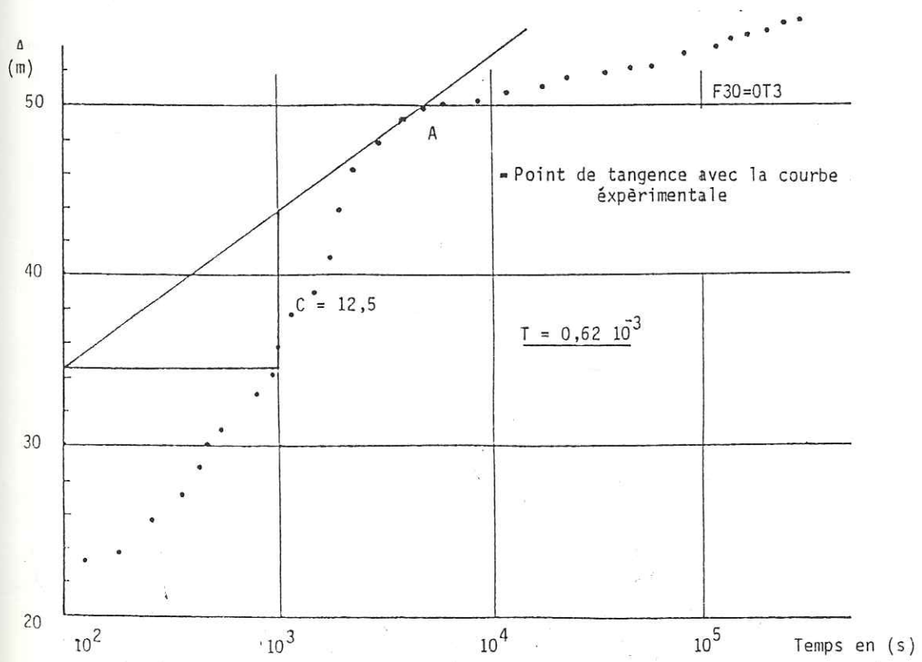
- Connaissant F(u), trouver la valeur correspondante de W (u) et (u) à partir de l'abaque de CHOW.

- Noter la valeur de tA sur l'axe des temps de la courbe d'essai et porter les valeurs numériques correspondantes dans les équations

$$T = \frac{Q}{4\ \pi\ \Delta A}\ .\ W(u)_A \qquad \text{et} \qquad S = \frac{4U_A.\ T.\ t_A}{R^2}$$

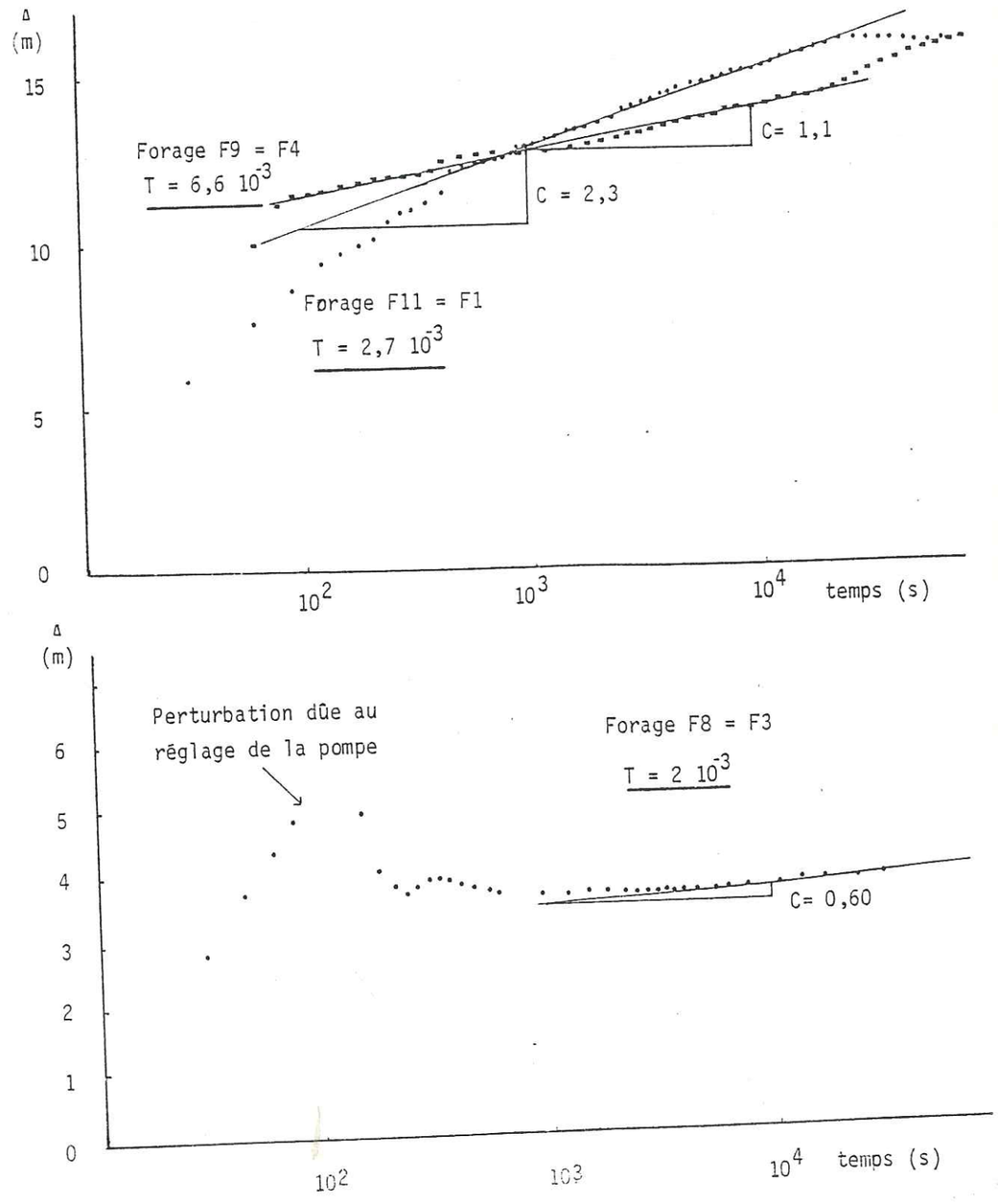
Fig 74 : Courbes interprétatives des essais de pompage d'après la méthode de Chow





tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

Fig 75 : Courbes interprètatives des essais de pompage (descente) d'aprés la méthode de Theis-Jacob .



Application

Nous avons appliqué cette méthode pour les forages F30 et F33. Les résultats trouvés sont résumés dans le tableau n°51 , figure n°74.

Tableau n° 51: Valeurs de T et K d'après la méthode de CHOW

	Q 10^{-3} m³/s	ΔA (m)	C	F(u)A	u	Wu 10^{-9}	T 10^{-3} m²/s	K (m²/s)
F33	25	55	6,5	8,46	10^{-9}	20	0,72	$5,8\ 10^{-6}$
F30	42	49	12,5	3,92	$1\ 10^{-4}$	9	0,62	$7,7\ 10^{-6}$

6.3.3 - Méthode de JACOB

Cette méthode s'appuie sur la formule de THEIS, cependant les conditions de son application sont plus restrictives que celles de la méthode de THEIS. Lorsque le temps de pompage est suffisamment grand et par simplification le développement en série de l'équation de THEIS se réduit à la formule de JACOB qui s'écrit:

$$\Delta = \frac{2.30\ Q}{4\pi T} \log \frac{2,25\ tT}{R^2\ S}$$

6.3.3.1 - Premier mode opératoire

Sur un diagramme semi-log, nous portons en abscisse logarithmique les temps de pompage et en ordonnée arithmétique les rabattements correspondants. On devrait trouver une droite moyenne matérialisée par l'alignement des points portés sur le graphe, cette droite est de la forme y = ax + b avec

$C = \frac{0,183\ Q}{T}$ représentant la pente du rabattement pour un cycle logarithmique; T est égal alors à $\frac{0,183\ Q}{C}$

La droite tracée coupe l'axe des abscisses en point to ou le rabattement $\Delta = 0$; on obtient alors l'égalite suivante:

$$0 = \frac{0,183\ Q}{T} \log \frac{2,25\ T\ to}{R^2\ S} \quad \text{d'où}$$

$$S = \frac{2,25\ T\ to}{R^2}$$

Application

Cette méthode a été appliquée à une dizaine de forages et puits; les temps de pompages supérieurs à 24 heures sont assez longs et permettent l'application de la méthode de JACOB.

Dans le cas des puits, seules les parties terminales des courbes sont représentatives et ont été prises en compte, ceci sera confirmé par les courbes de remontées.

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

Fig 76 : Courbes interprétatives des essais de pompage (déscente) d'aprés la méthode de Theis-Jacob .

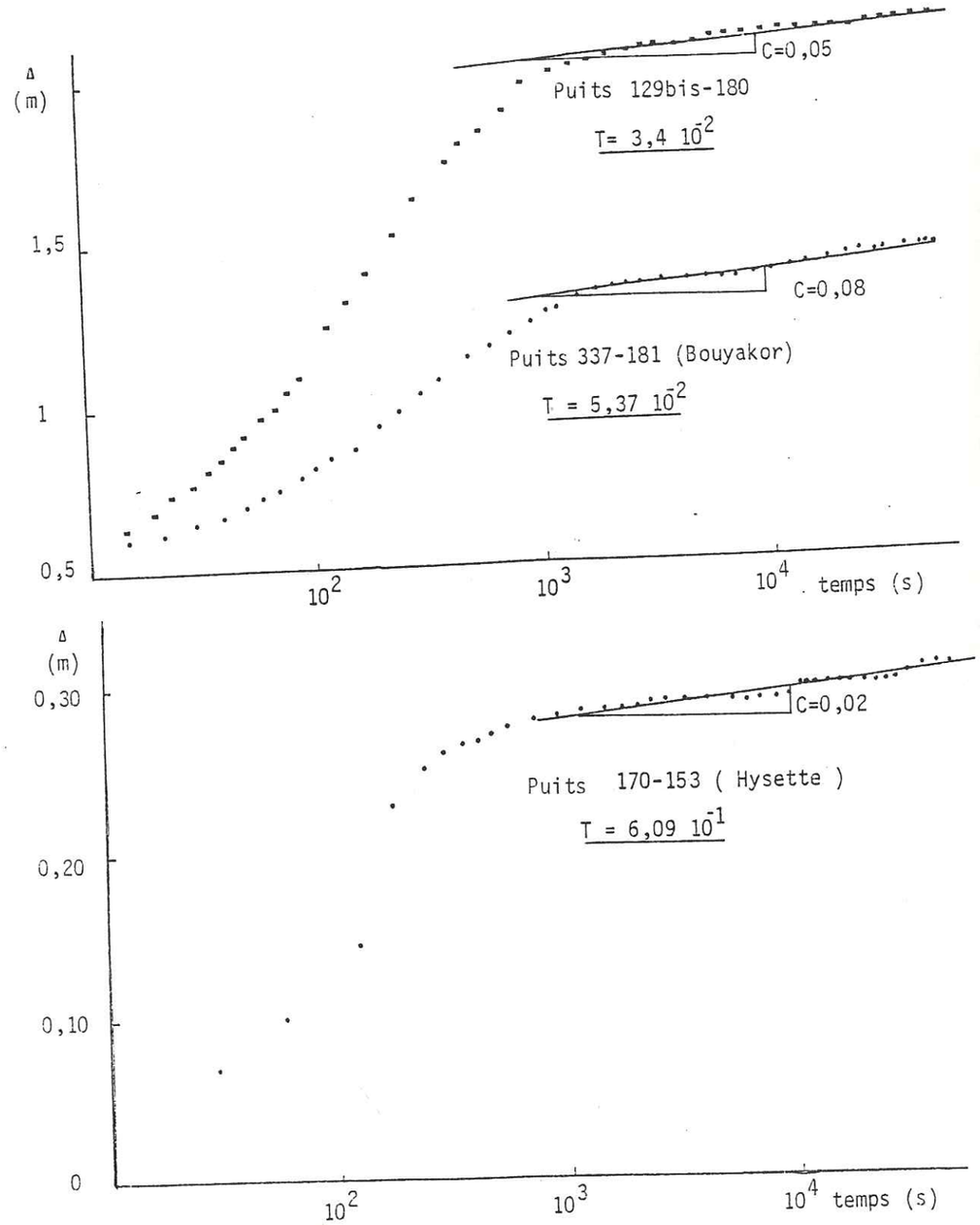
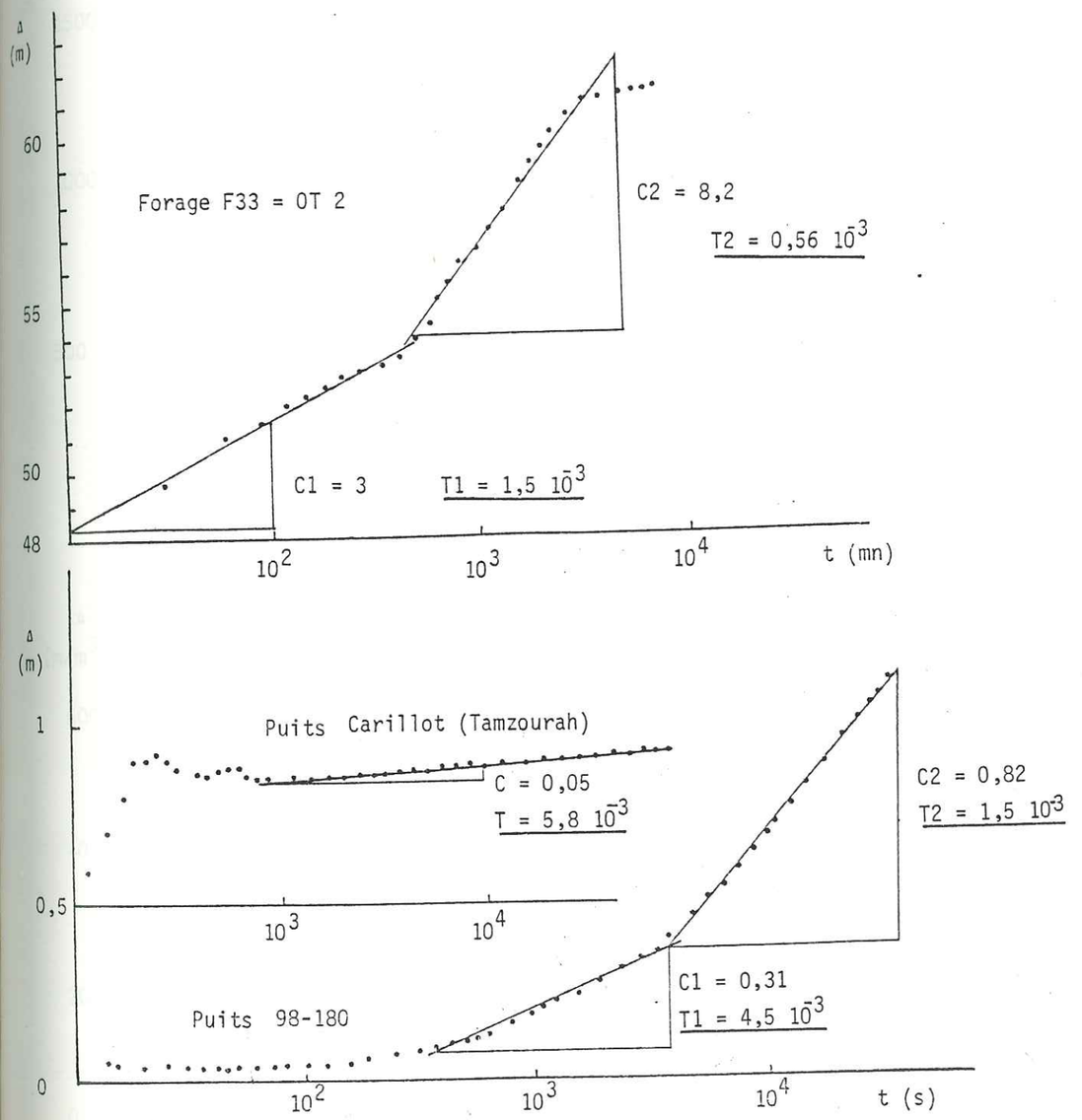


Fig.77 : Courbes interprètatives des essais de pompage (déscente) d'après la méthode de Theis-Jacob .



tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

Les mesures de rabattement ayant été faites dans les ouvrages pompés, le calcul du coefficient d'emmagasinnement ne peut être envisagé (voir tableau n° 52 et figure n°75, 76,77).

Tableau n° 52 : Valeurs des transmissivités d'aprês la méthode de JACOB

Points d'eau	C 10^{-3} m^2/s	T (m2/s)	Formation captée
Forage F 11 = F1	2,30	$2,7\ 10^{-3}$	Calcaires
Forage F 8 = F 3	0,60	$2\ 10^{-3}$	Calcaires
Forages F 9 = F 4	1,10	$6,6\ 10^{-3}$	Calcaires
Puits Hysette (170/153) (x=129,1; y=262,8)	0,02	$6,09\ 10^{-1}$	Contact calcaires alluvions
Puits Bouyakor (337/181) (x=180,15; y=259,8)	0,08	$5,37\ 10^{-2}$	Calcaires
Puits 98bis/180 (x=175,8; y= 258,9	0,82	$1,5\text{-}4,5\ 10^{-3}$	Alluvions
Puits 129bis/180 (x=177,7; y=259,6)	0,05	$3,4\ 10^{-2}$	Calcaires (circulationschenaux)
Puits Carillot (x=194,8;y=246,1)	0,05	$5,8\ 10^{-3}$	Alluvions (Mléta)
Forage F 33 = OT2	8,2	$0,56\ 10^{-3}$	Calcaires gréseux (Mléta)
OT3	20	$0,34\ 10^{-3}$	Calcaires gréseux (Mléta)

6.3.3.2 - Deuxième mode opératoire

Pour différentes raisons, il est parfois nécessaire de pomper en plusieurs paliers de débits dans un puits. Dans ces conditions on peut appliquer la méthode de JACOB durant toute la période de pompage si l'on remplace le rabattement Δ par le rabattement spécifique Δ/Q, c'est-à-dire le rabattement crée par unité de débit (COOPER et JACOB, 1946). Dans ces conditions, on aura:

$$T = 0,183 \quad \frac{1}{C\ (\Delta/Q)}$$

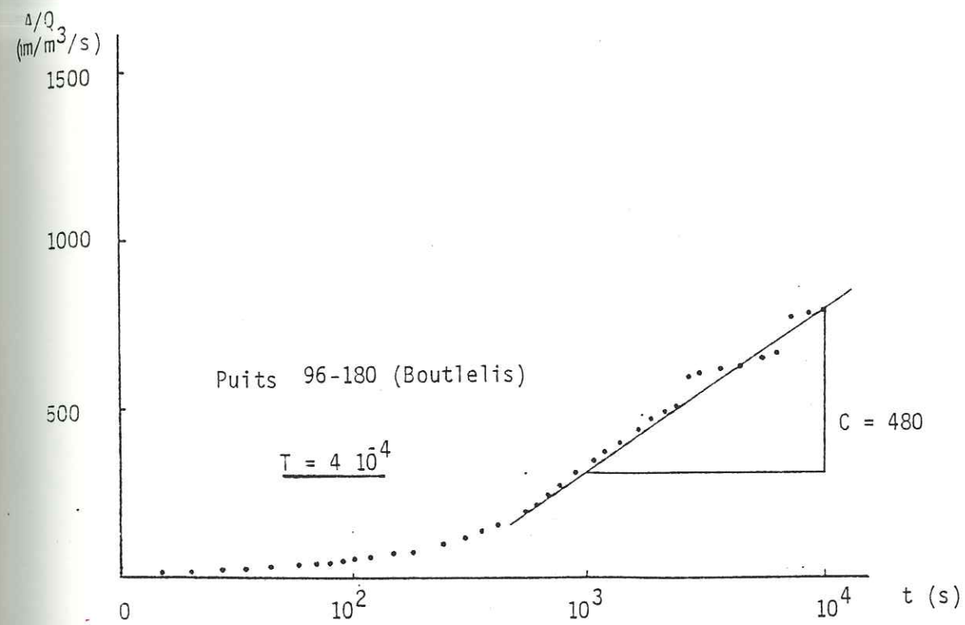
Application

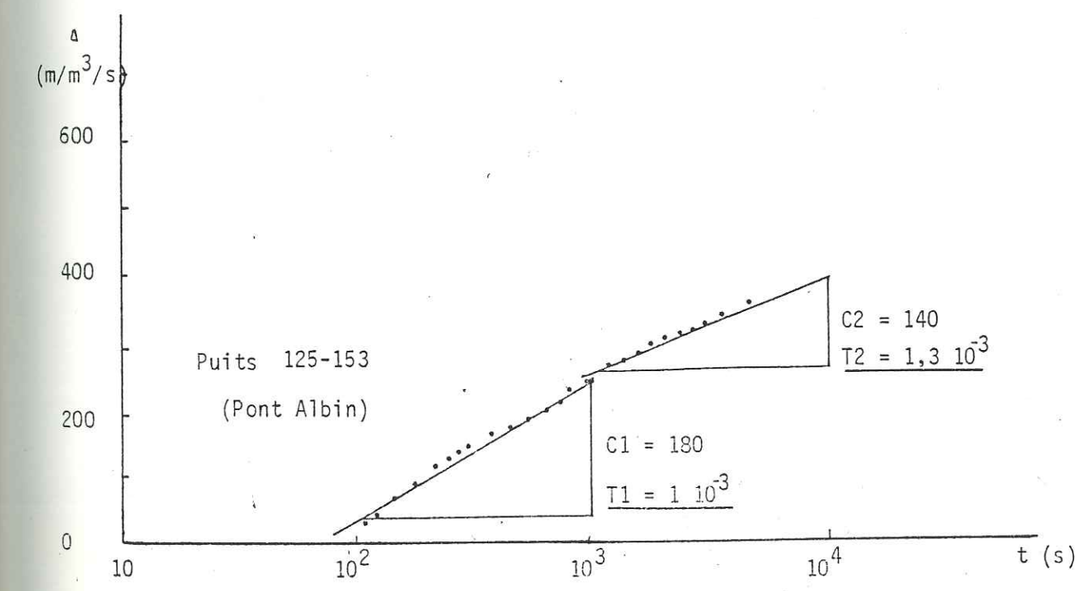
Cette méthode a été appliquée à deux puits situés l'un à Boutlelis, captant les niveaux alluvionnaires et l'autre à Pont Albin, captant les calcaires. Les résultats sont résumés au tableau n° 53 et figure n° 78 .

Tableau n° 53 : Valeurs des transmissivités d'après la méthode de JACOB (Δ/Q - log t)

	C	T m^2/s	Aquifère capté
Puits 96/180 x=176,65;y=259	480	$4\ 10^{-4}$	Alluvions
Puits 125/153 x=192,5;y=267,1	140	$1,3\ 10^{-3}$	Calcaires

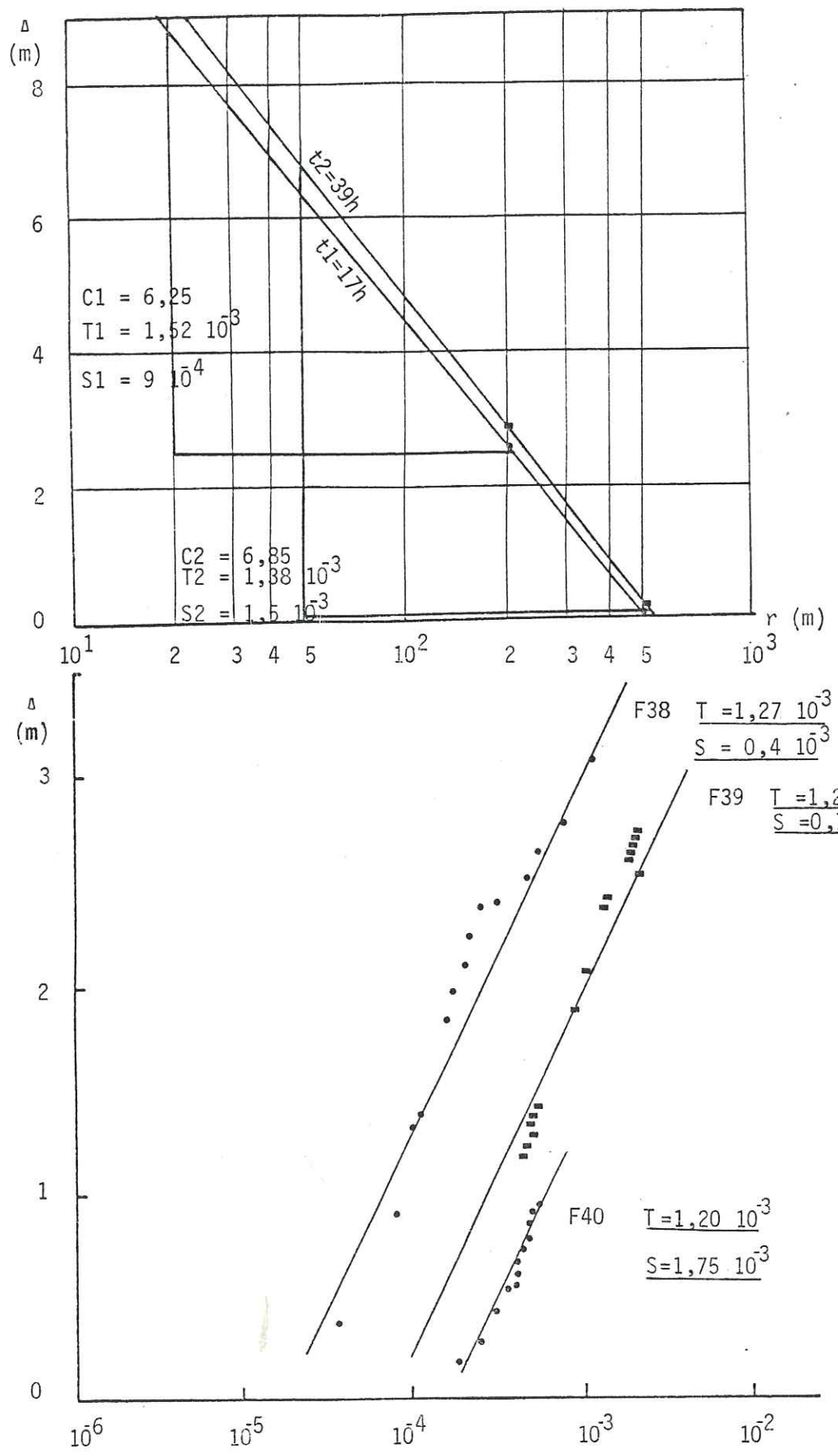
Fig.78 : Courbes interprètatives des essais de pompage (déscente) d'aprés la méthode de Theis-Jacob (Δ/Q - Log t)





tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

Fig.79a & b: Courbes interprètatives des essais de pompage (déscente) interpretés d'aprés la méthode de Jacob (Δ - Log r) et (Δ - Log t/r^2) .



6.3.3.3. Troisième mode opératoire

Quand on a deux piézomètres. On peut porter sur un diagramme semi-log Δ en fonction de r (r: distribution du puit de pompage au piézomètre) à un temps (t). On obtient encore une ligne droite dont le prolongement rencontre l'axe des r en $\Delta = 0$ et r = ro.

Comme dans le premier mode opératoire, on lit les valeurs de ro et C (Δ) sur le graphe, puis on calcule T et S à l'aide des équations:

$$T = \frac{0,183\ Q}{C\ (\Delta)} \qquad \text{et} \quad S = \frac{2,25\ T\ t}{ro^2}$$

Application

Cette méthode a été appliquée aux forages F 38 (S4A) et F 40 (S6A) servant de piézomètres au forage de pompage F 37 (SE7A). Les résultats sont résumés au tableau n° 54 et figure 79a.

Tableau n° 54: Valeurs de T et S d'après la méthode de JACOB(Δ-log r)

	r (m)	t (17 h)	t (39 h)	
F 38	198	2,56	2,85	
F 40	500	0,07	0,20	
		1,52 10-3	1,38 10-3	T
		9 10-4	1,5 10-3	S

6.3.3.4 - Quatrième mode opératoire

Toutes les mesures de tous les piézomètres sont portées sur un seul papier semi-log avec Δ en fonction de t/r^2 (t/r^2 sur l'axe logarithmique). On trace une ligne droite s'ajustant sur ces points et l'on détermine son intersection avec l'axe de rabattement nul. Les coordonnées en ce point sont $\Delta = 0$ et $t/r^2 = (t/r^2)o$. On détermine donc les valeurs $(t/r_2)o$ et Δ, d'où l'on déduit T et S à l'aide des équations

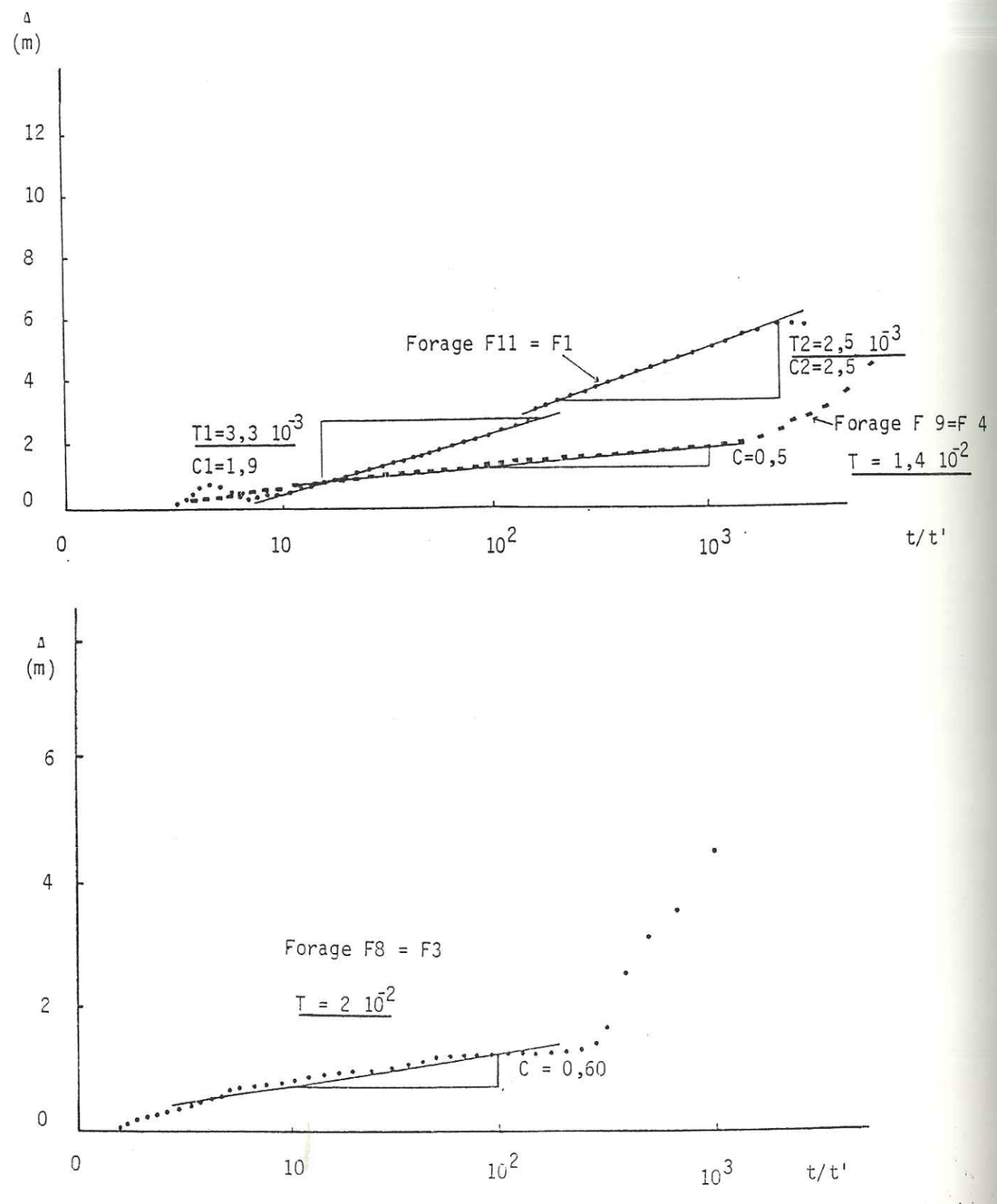
$$T = \frac{0,183\ Q}{C\Delta} \qquad \text{et} \qquad S = 2,25\ T\ (t/r^2)o$$

Application

Cette méthode a été appliquée aux piézomètres F 38, F 39, F 40; elle permet de donner la moyenne des transmissivités des différents points à des moments différents. Tableau n° 55 et figure 79b.

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

Fig 80: Courbes interpretatives des essais de pompage (remontée) d'aprés la méthode de Theis-Jacob .



tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

Tableau n°55: Valeurs de T et S d'après la méthode de JACOB(Δ -log t/r^2)

	r (m)	T (10^{-3} m^2/s)	S (%)
F 38	198	1,27	0,4 10^{-3}
F 39	213	1,25	0,73 10^{-3}
F 40	500	1,20	1,75 10^{-3}

6.3.4 - Méthode de la remontée de THEIS-JACOB

Une fois le pompage achevé, le niveau d'eau cesse de descendre pour remonter vers son point d'origine. On mesure la remontée par le rabattement résiduel Δ' , c'est à dire la différence entre le niveau r originel de l'eau avant le pompage et le niveau mesuré à un certain moment t' de la remontée; t' représente le temps écoulé depuis l'arrêt du pompage.

Cette méthode permet le calcul seulement de T et la vérification de la valeur trouvée lors de la descente.

Le rabattement résiduel s'exprime alors:

$$\Delta' = \Delta - \Delta' = \frac{0,183\ Q}{T} \left(\text{Log } \frac{2,25\ tT}{R^2\ S} - \log \frac{2,25\ t'T}{R^2\ S'}\right)$$

S et S' sont respectivement les coefficients d'emmagasinement au cours du pompage et lors de la remontée.

En admettant que S = S', on a:

$$\Delta' = \frac{0,183\ Q'}{T} \log \frac{t}{t'}$$

Avec Δ = rabattement à la fin de pompage

Δ = rabattement durant la remontée par rapport au niveau statique

t = temps depuis le début du pompage

t' = temps depuis l'arrêt du pompage

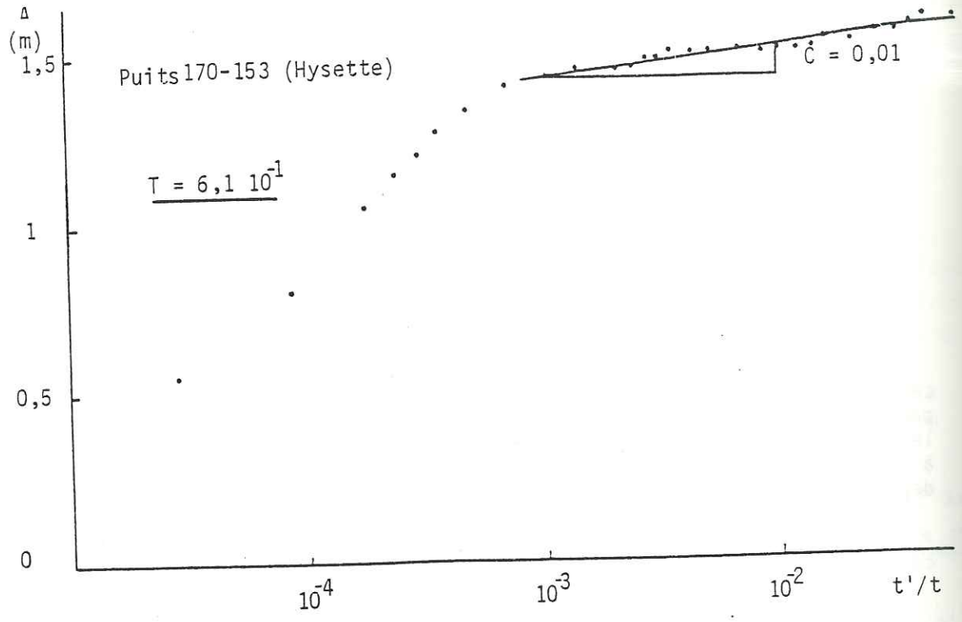
Mode opératoire

Sur une feuille semi-logarithmique on reporte en ordonnées arithmétiques les rabattements résiduels et en abscisse logarithmique t/t'. On trace la droite moyenne passant par l'ensemble des points.

Pour un cycle logarithmique la pente de la droite est égale à

$\frac{0,183\ Q}{T}$ d'où $T = \frac{0,183\ Q}{a}$

Fig.81: Courbesinterprétatives des essais de pompage d'aprés la la méthode de Theis-Jacob (remontée) .



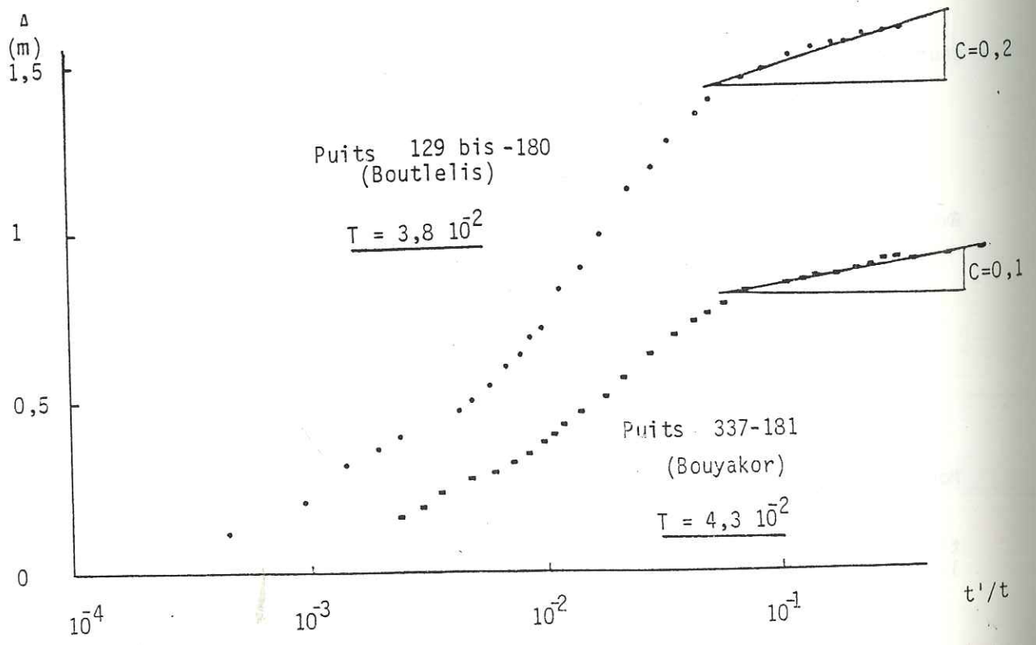
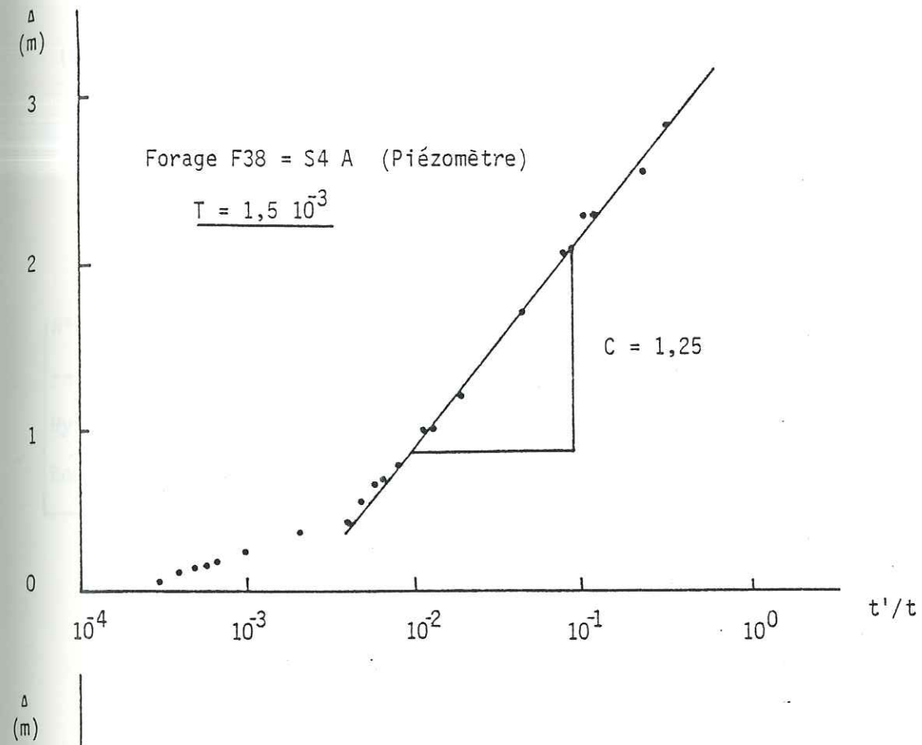
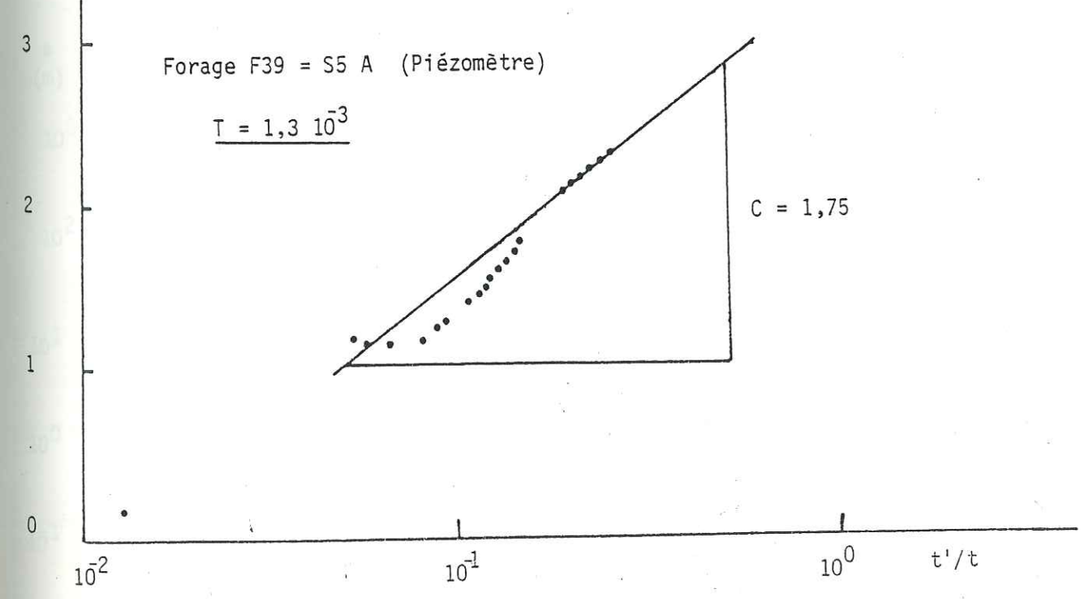


Fig.82: Courbes interprètatives des essais de pompage (remontèe) d'aprés la méthode de Theis-Jacob .





tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

Application (voir tableau n° 56 et figures 80, 81, 82.

Tableau n° 56 : Valeurs de T d'après la méthode de THEIS-JACOB (remontée)

	C	T m^2/s
Forage F 11 = F1	2,5	$2,5\ 10^{-3}$
Forage 8 = F3	0,60	$2,10^{-3}$
Forage 9 = F4	0,50	$1,4\ 10^{-2}$
Puits (Hysette) (170-153)	0,01	$6,1\ 10^{-1}$
Puits Bou Yakor (337-181)	0,1	$4,3\ 10^{-2}$
98 bis	0,7	$1,5\ 10^{-3}$
129 bis - 180	0,2	$3,8\ 10^{-2}$
Forage F 38 (S4A)	1,25	$1,5\ 10^{-3}$
Forage F 39 (S5A)	1,75	$1,3\ 10^{-3}$
Forage F 40 (S6A)	1,3	$1,49\ 10^{-3}$

6.3.5 - Méthode graphique de PAPADOPOULOS - COOPER

PAPADOPOULOS ET COOPER (1967) présentèrent une méthode d'interprétation des pompages d'essais dans les puits à grands diamètres qui tient compte de l'eau emmagasinée dans le puits lui-même, chose négligée dans la méthode de THEIS.

L'équation générale de l'écoulement dans un puits de gros diamètre est

$$\Delta w = \frac{Q}{4\pi T} F(u_w, B),$$

où F (uW, B) est une fonction dont les valeurs numériques sont données par l'abaque des courbes types de PAPADOPOULOS - COOPER. La transmissivité se calcule parla formule:

$$T = \frac{Q}{4\pi . \Delta A}$$

Mode opératoire

On trace sur un diagramme bilog, la courbe expérimentale Δw en fonction de t.

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

On choisit un point arbitraire A dans la zone de superposition des feuilles et noter pour ce point A les valeurs F (u_W , B), 1/ u_W Δ w et t ; noter également la valeur de B correspondante à la courbe type qui coïncide avec la courbe d'essai. Porter ces valeurs dans l'équation

$$\Delta = \frac{Q}{4\pi T} F(u_W, B), \text{ pour le calcul de T}$$

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

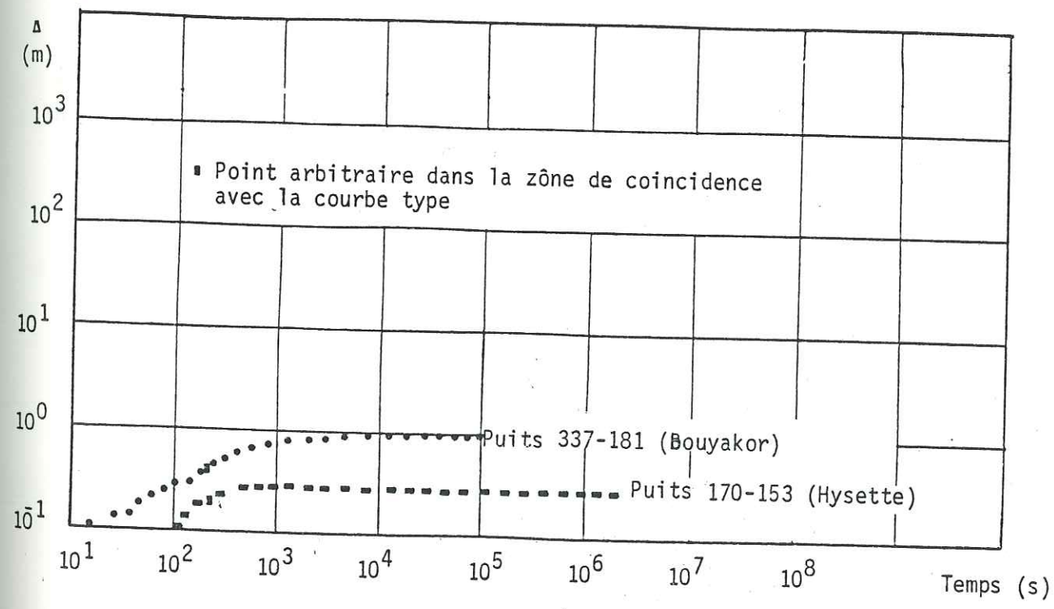
Application

Le tableau n° 57et la figure n° 83 résument les résultats des interprétations d'essais de pompage par cette méthode appliquée aux points d'hysette (x=129,1; y=262,8) et Bou Yakor (x=180,15; y=259,8).

Tableau n°57 : Valeurs des transmissivités d'après la méthode de PAPADOPOULOS-COOPER

N°du point d'eau	Q $10^{-3} m^3/s$	F (u_W, B)	1/u	t (sec.)	ΔA m	T m2/s
Hysette	66,6	10,2	$2,4\ 10^6$	200	0,2	$2,6\ 10^{-1}$
Bou Yakor	23,5	7,5	$6\ 10^5$	200	0,4	$3,4\ 10^{-2}$

Fig 83 : Courbes interprètatives des essais de pompage (déscente) d'aprés la méthode de Papadopoulos-Cooper .



tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

6.4 - CONCLUSION

De la comparaison des résultats obtenus par les différentes méthodes, nous constatons que si s'il y a une bonne concordance entre les résultats fournies par les différentes méthodes pour le calcul de la transmissivité, il n'en est pas de même pour le coefficient d'emmagasinement. En effet, dans la plupart des essais de pompage, la mesure du niveau dynamique se fait dans le puits de pompage même.

Pour les calcaires miocènes, au Nord de la sebkha la transmissivité varie entre $2\ 10^{-3}$ et $1,4\ 10^{-2}$. Ces valeurs correspondent aux forages. Pour ce qui est des puits, il faut prendre les valeurs trouvées avec précautions; en effet, les puits sont souvent incomplets ou à drains rayonnants. Ils donnent des transmissivités apparentes spécifiques à chaque puits. De plus, ils captent souvent les les calcaires à leur contact avec les alluvions qui les suralimentent comme le puits d'hysette T = 2,6 à 6.10^{-1} m^2/s.

Notons que les pompages intensifs, dans cette zone, peuvent perturber dans le temps les caractéristiques hydrodynamiques des formations carbonatées. En effet, ceci cause l'envahissement fréquent de ces formations par les eaux salées. Ceci peut changer la répartition de la perméabilité. L'eau salée peut dissoudre plus de calcaire que l'eau douce, car la concentration en sels dissous influence l'activité de chaque ion dans la solution. Par exemple, si l'on ajoute du NaCl dans une solution saturée en calcite, la force ionique augmentera en diminuant le coefficient d'activité. Pour que l'activité puisse demeurer à la valeur nécessaire pour la saturation, la molalité de Ca doit augmenter par la dissolution de plus de calcaire. L'envahissement d'eau salée pourrait donc aboutir à avoir une perméabilité plus grande dans le calcaire.

Par ailleurs on peut avoir des précipitations de calcite ou d'autres minéraux par suite de mélanges de deux types d'eau qui, ni l'un, ni l'autre ne donnaient de précipités avant le mélange. Par exemple, dans certaines conditions le mélange d'eau salée devenue saturée en calcite par suite de son cheminement à travers l'aquifère, avec une eau douce également saturée en calcite formerait une solution saturée à partir de laquelle la calcite précipiterait, ce qui aboutirait à la diminution de la perméabilité (BACK et HANSHAW, 1965).

Dans la Mléta, la transmissivité varie $0,38\ 10^{-3} < T < 1,5\ 10^{-3}$ m2/s. Le coefficient d'emmagasinement S, calculé grâce à l'utilisation de piézomètres, varie entre:

$0,4\ 10^{-3} < S < 1,17\ 10^{-3}$ %.

Pour les alluvions plio-quaternaires, la transmissivité varie de 1,5-4,5 10-3 m^2/s au puits 98bis/180, situé au Nord de la sebkha à 5,8 10-3 m2/s au puit Carillot dans la plaine de la Mléta.

A l'avenir, pour mieux approcher les caractéristiques hydrodynamiques des formations, il faudrait développer et améliorer l'infrastructure des équipements, respecter les conditions des essais de pompage plus rigoureusement et développer les méthodes de calcul autre que les essais de pompage.

CHAPITRE 7

HYDROCHIMIE

-=-

7.1 - HYDROCHIMIE DE LA PLAINE D'ORAN A BOUTLELIS

7.1.1. INTRODUCTION

L'étude hydrochimique a englobé les puits et forages situés entre Oran (Amandiers) et Boutlelis . La plupart des puits captent l'aquifère alluvial ; certains captent les eaux au contact de l'aquifère alluvial avec l'aquifère carbonaté. Dans la partie amont de la plaine,la relation entre les deux aquifères est bien mise en évidence par le fait que souvent au cours des pompages, le résidu sec de certains puits augmente avec changement du faciès hydrochimique.

Deux campagnes de prélèvement d'échantillons ont eu lieu l'une en basses eaux (Octobre 85) elle concerne 54 puits, l'autre en hautes eaux (Mai 86), elle concerne 64 puits.(fig.68).

Les échantillons prélevés ont été analysés au laboratoire d'hydrochimie de l'A.N.R.H. d'Oran. Les paramètres physiques mesurés sont le PH, le résidu sec, la minéralisation et la conductivité. Les paramétres chimiques sont les cations Na^+, K+, Mg++ et Ca++ ; les anions sont HCO_3^-, SO_4^{2-}, Cl^-et NO_3^-.
Ces valeurs sont portées sur les tableaux (Annexes n° 12 ét13)

Ces tableaux présentent aussi les rapports et valeurs de
- rMg/r Ca, r Na/r Ca, r So4/r Cl et r Na/r Mg
- Le rapport d'absorption de sodium ou S.A.R. égal à :

$$\frac{r\ Na}{\frac{r\ Ca + r\ Mg}{2}}$$

- L'indice de base :

$$i.e.b = \frac{rCl^- - r\ (Na^+ + K^+)}{rCl^-}$$

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

Toutes les analyses ont fait l'objet d'un calcul de qualité de la balance ionique. Toutes les analyses ont un rapport de la différence entre la somme des cations (en me /l) et celle des anions (en méq/l) sur la somme des anions(en méq/l) inférieure à 5.

En campagne hautes eaux, un prélèvement a été réalisé dans la sebkha, au sud de Brédéah au point x = 177,5 y = 256,5.

7.1.2. PARAMETRES PHYSIQUES

7.1.2.1 p H

Le p H est le cologarithme ou l'inverse du log de la concentration de H+.

Les valeurs de p H ont été mesurées en laboratoire. Les eaux de la région ont des p H qui varient de 7 à 9,5 en basses eaux et de 7,5 à 8,6 en hautes eaux; ils traduisent donc un P.H légérement basique. Toutes les eaux bicarbonatées magnésiennes ont des p H. égaux ou supérieurs à 8.
Le puits n0 23 a un p H (9,5) anormalement élevé.
Pour un même puits, le p H. a toujours tendance à augmenter entre les basses et les hautes eaux.

7.1.2.2. Conductivité

La conductivité d'une eau est la conductance d'une colonne d'eau comprise entre deux électrodes métalliques de 1 cm2 de surface espacées l'une de l'autre de 1 cm. L'unité de mesure est le mho /cm/cm2. La conductivité d'une eau augmente avec sa teneur en sels dissous; la conductivité permet donc une estimation de la minéralisation des eaux. La variation de minéralisation d'une eau d'une région peut avoir plusieurs causes, parmi lesquelles :

- zonalité géologique et échanges eaux-encaissant.
- sens général d'écoulement de la nappe.
- évaporation importante liée à la proximité de la surface.
- échanges entre les différentes nappes.

Les valeurs de conductivité des eaux de notre secteur ont été mesurées en laboratoire ; elles sont exprimées en 1/10m/mhos/cm. Les conductivités varient de 0,7 à 11,1 (m/mhos/cm)en basses eaux et de 0,7 à 10,5 (m/mhos/cm) en hautes eaux. Les eaux de la sebkha atteignent 127,7 m/mhos/cm.

La variation de la conductivité des eaux de la zone d'affleurement des calcaires vers la zone de la sebkha est bien mise en

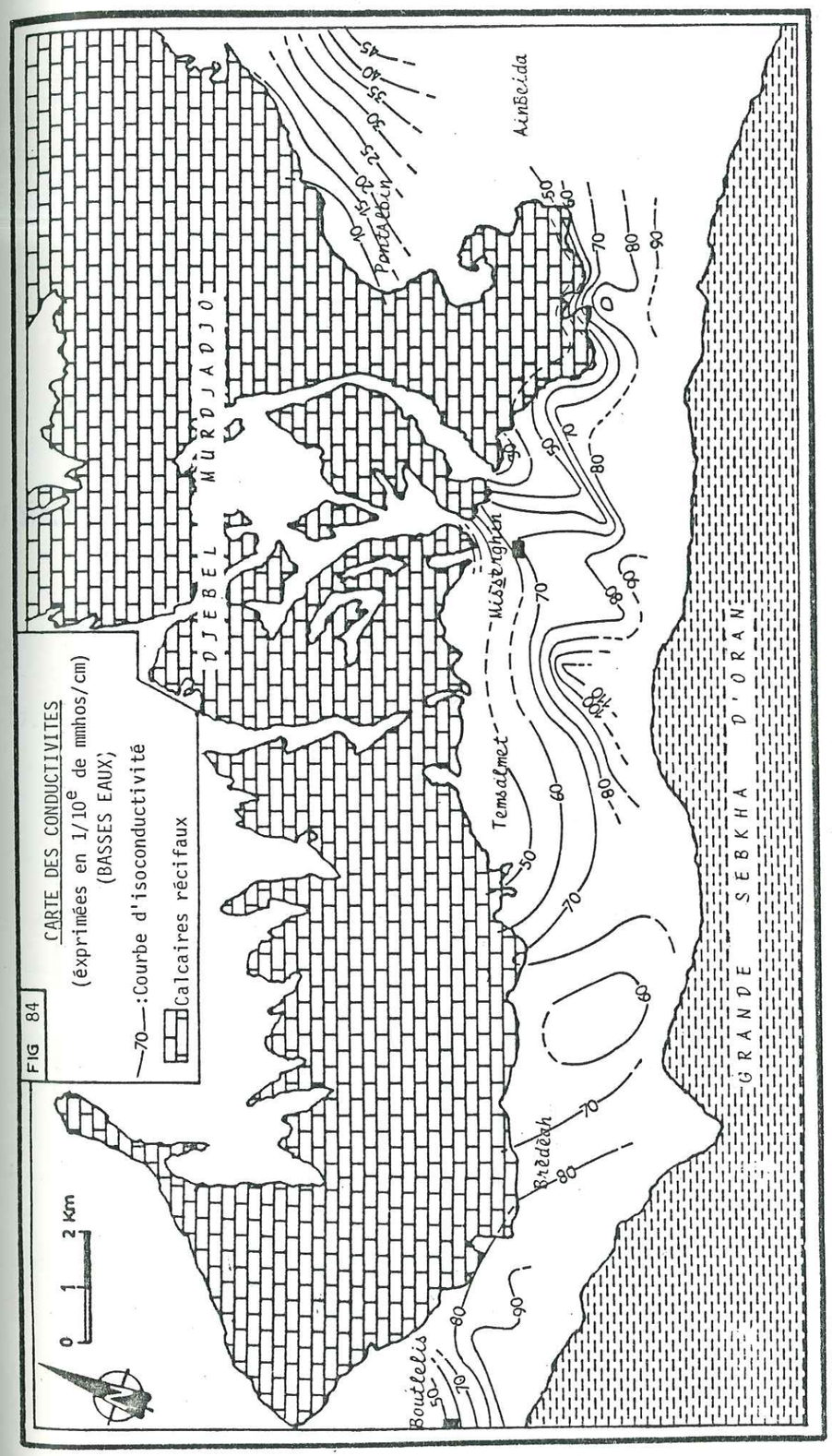


FIG.85 :VARIATION DE LA CONDUCTIVITE EN FONCTION DU R SEC (BASSES EAUX)

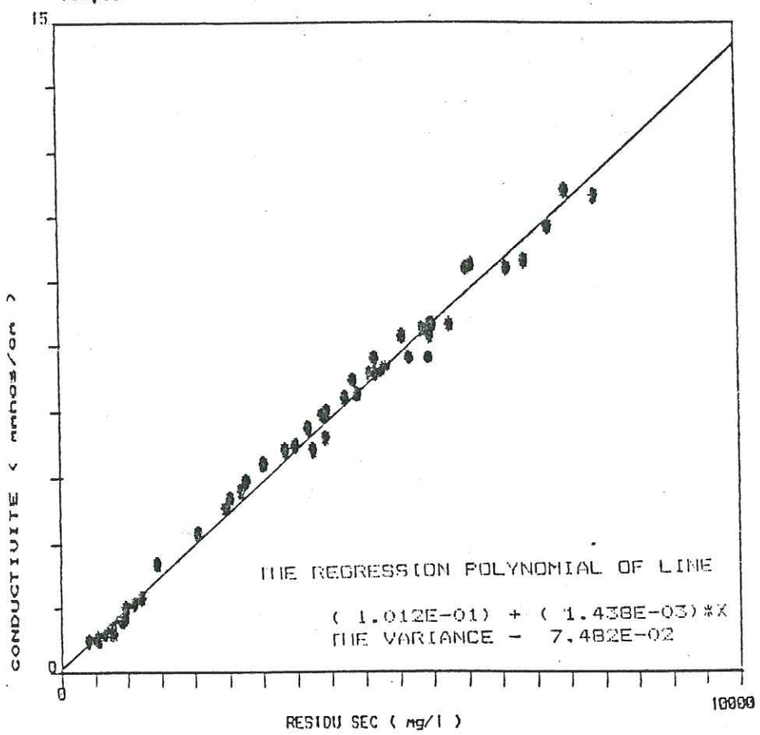
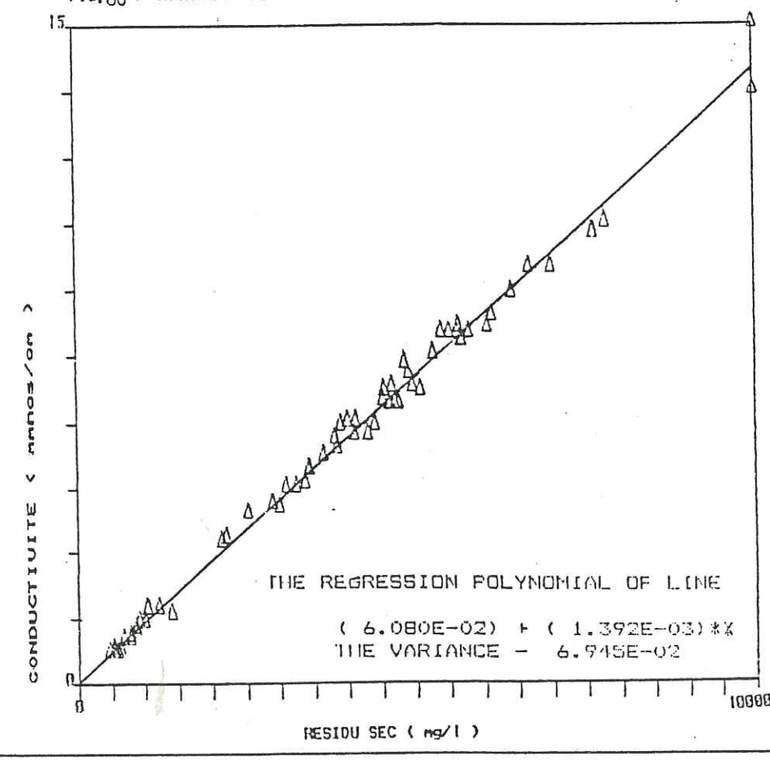


FIG.86 : VARIATION DE LA CONDUCTIVITE EN FONCTION DU R SEC (HAUTES EAUX)



évidence (fig. 84). La conductivité est de plus en plus élevée. Toutefois cette progression est perturbée au niveau de certaines zones. Nous reviendrons sur cela en étudiant la carte des résidus secs, qui présente de fortes similitudes avec la carte des conductivités.

7.1.2.3. RELATION CONDUCTIVITE-RESIDU SEC (FIG.85et 86)

En portant sur un diagramme arithmétique, les valeurs des conductivités en fonction des résidus secs, on obtient une droite de régression moyenne dont l'équation est :

Conductivité = 0,0014 résidu sec + 0,10 (basses eaux)
Conductivité = 0,00139 résidu sec + 0,06 (hautes eaux).

Ceci est une méthode rapide et économique pour calculer le résidu sec d'une eau en connaissant sa conductivité, qui est plus facile à mesurer.

7.1.3.3. PARAMETRES CHIMIQUES

Les résultats d'analyse des différents cations et anions nous permettent la détermination des faciès chimiques des eaux et de dégager des zonalités ou se regroupent les mêmes faciès.

7.1.3.1. REPRESENTATION GRAPHIQUE DES ANALYSES D'EAU

Sur les figures 88 à 106, nous représentons graphiquement les analyses des eaux, respectivement selon la méthode semi-log de SCHOELLER-BERKALOFF et celle de PIPER.

Sur les diagrammes de SCHOELLER - BERKALOFF, nous remarquons que la majorité des échantillons présentent deux pôles de minéralisation Na et Cl. Les échantillons de la région de Pont Albin et les puits creusés dans les calcaires présentent des faciès plus variés avec souvent prédominance des pôles HCO3 et Mg.

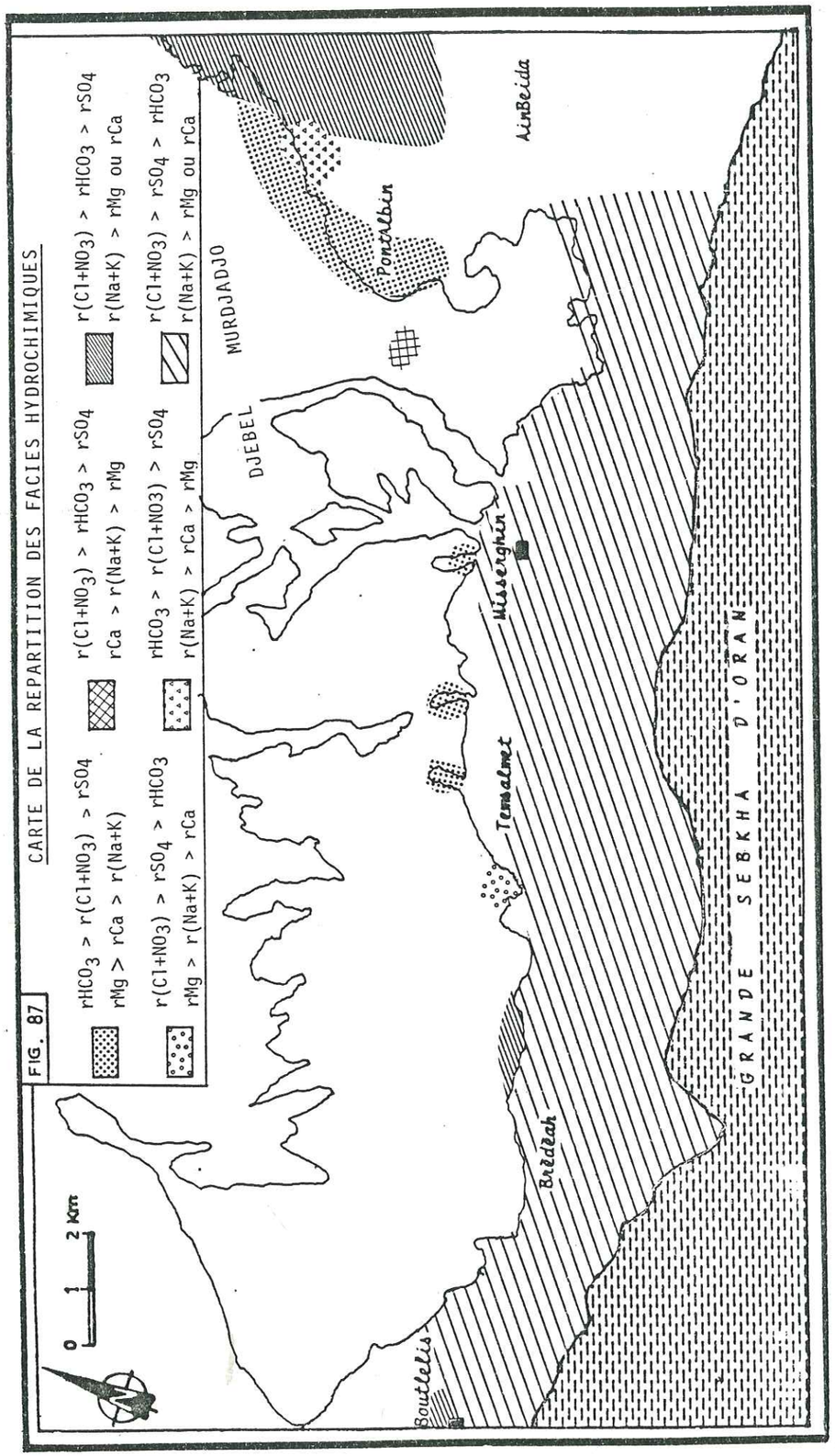
Dans le détail nous observons plusieurs types d'eaux. Sur les 54 échantillons prélevés en plaine ou en bordure de plaine nous obtenons 5 types d'eaux, les eaux chlorurées sodiques représentent 83 % des échantillons et les eaux bicarbonatées magnésiennes 12,5 % des échantillons, les autres faciès ne figurent que localement.(fig.87.)

7.1.3.1.1. LES EAUX BICARBONATEES, MAGNESIENNES

Ces eaux correspondent aux échantillons 10, 13, 14, 15, 33, 47 et 48. Leur faciès caractéristique est :

r HCO3 > r (Cl + NO3) > r SO4
r Mg > r Ca > r (Na + K)

tel-00780562, version 1 - 4 Dec 2012



Ces eaux proviennent pour la plupart de l'aquifère des calcaires. Leur faciès est le même que celui des eaux de sources de Missarghin. Elles correspondent aux eaux les moins chargées; leur résidu sec varie de 400 à 880 mg/l.
La somme des ions Mg et HCO3 est presque toujours supérieure à 45 % du total des ions.
Le rapport $\frac{r\ Mg}{r\ Ca}$ est toujours inférieur à 1,5 sauf le rapport de l'échantillon 47 qui est égal à 3.

7.1.3.1.2. LES EAUX CHLORUREES MAGNESIENNES

Ces eaux correspondent à la formule caractéristique suivante :

r (Cl + NO3) > r SO4 > r HCO3
r Mg > r (Na + K) > r Ca

Un seul échantillon correspond à ce faciès (n° 53). Ce faciès correspond à une eau bicarbonatée magnésienne entrain de se transformer en eau chlorurée sodique. L'anion chlorure ayant remplacé l'anion bicarbonaté du fait des pompages intensifs affectant ce point d'eau.

7.1.3.1.3. LES EAUX CHLORUREES CALCIQUES

Leur formule caractéristique est :
r (Cl + NO3) > r (HCO3) > r (SO4)
r (Ca) > r (Na + K) > r Mg

Ce faciès a été rencontré à l'Ouest de Pont Albin au point d'eau n° 16. Il correspond à un puits sollicité régulièrement par des pompages.

7.1.3.1.4. LES EAUX BICARBONATEES SODIQUES

Ce sont les eaux du puits n° 11 et n° 12. Leur formule caractéristique est :
r HCO3 > r (Cl + NO3) > r SO4
r (Na + K) > r Ca > r Mg

Ce secteur est une zone de transition entre les eaux bicarbonatées magnesiennes et les eaux chlorurées sodiques, le changement de faciès se faisant par échange de base, le cation Na remplacant les cations Ca et Mg.

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

DIAGRAMME SCHOELLER-BERKALOFF

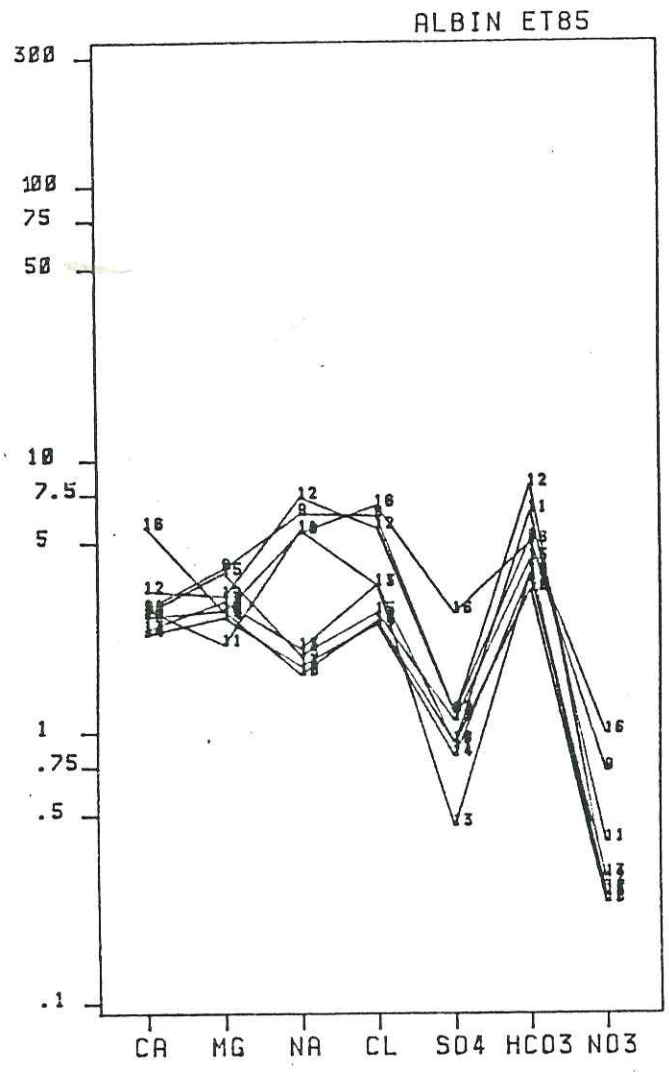


DIAGRAMME PIPER

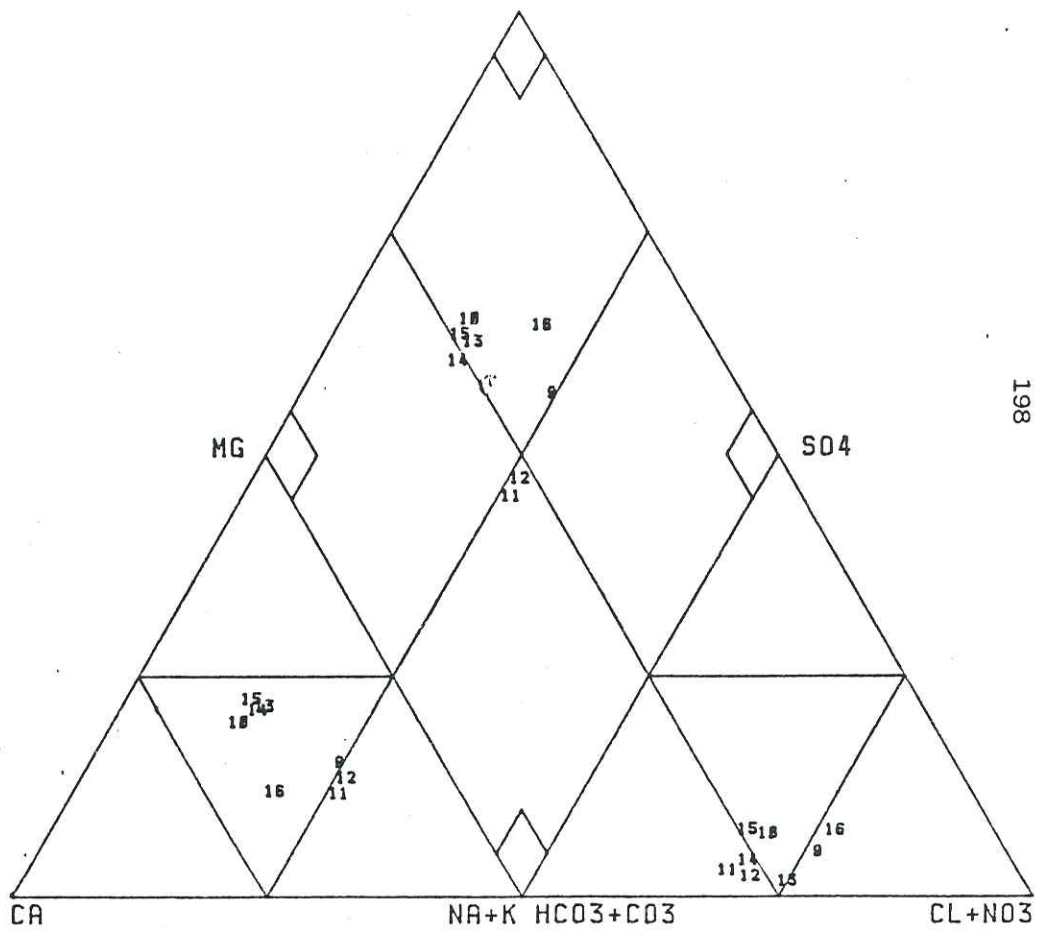


Fig 88 : Echantillons 9 à 15
(Basses eaux)

DIAGRAMME SCHOELLER-BERKALOFF

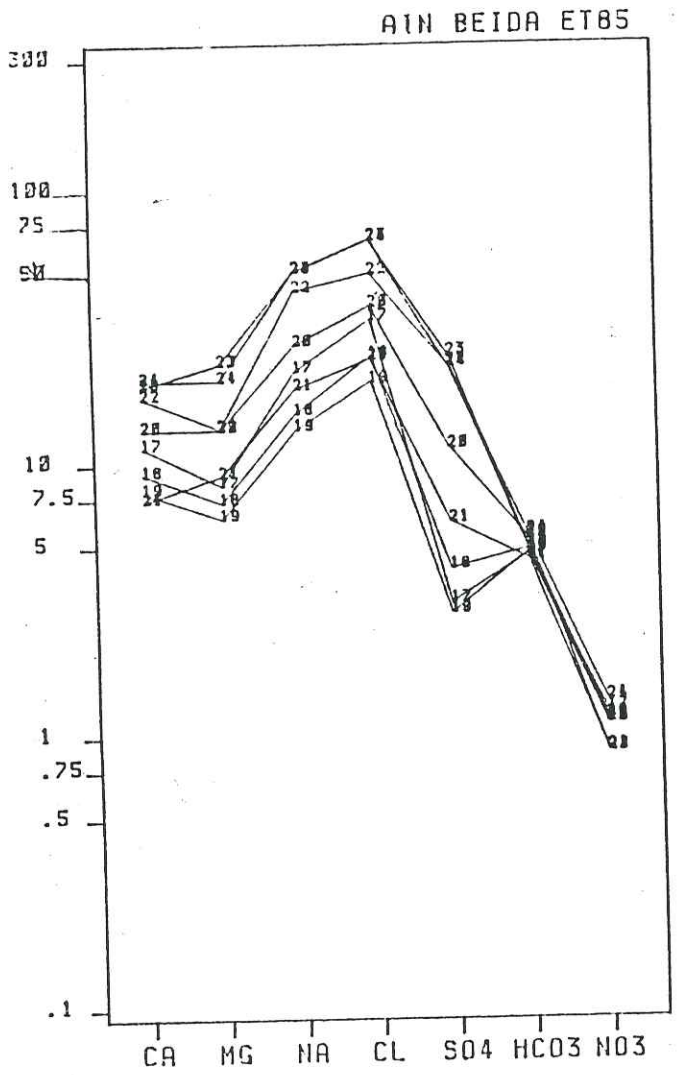


DIAGRAMME PIPER

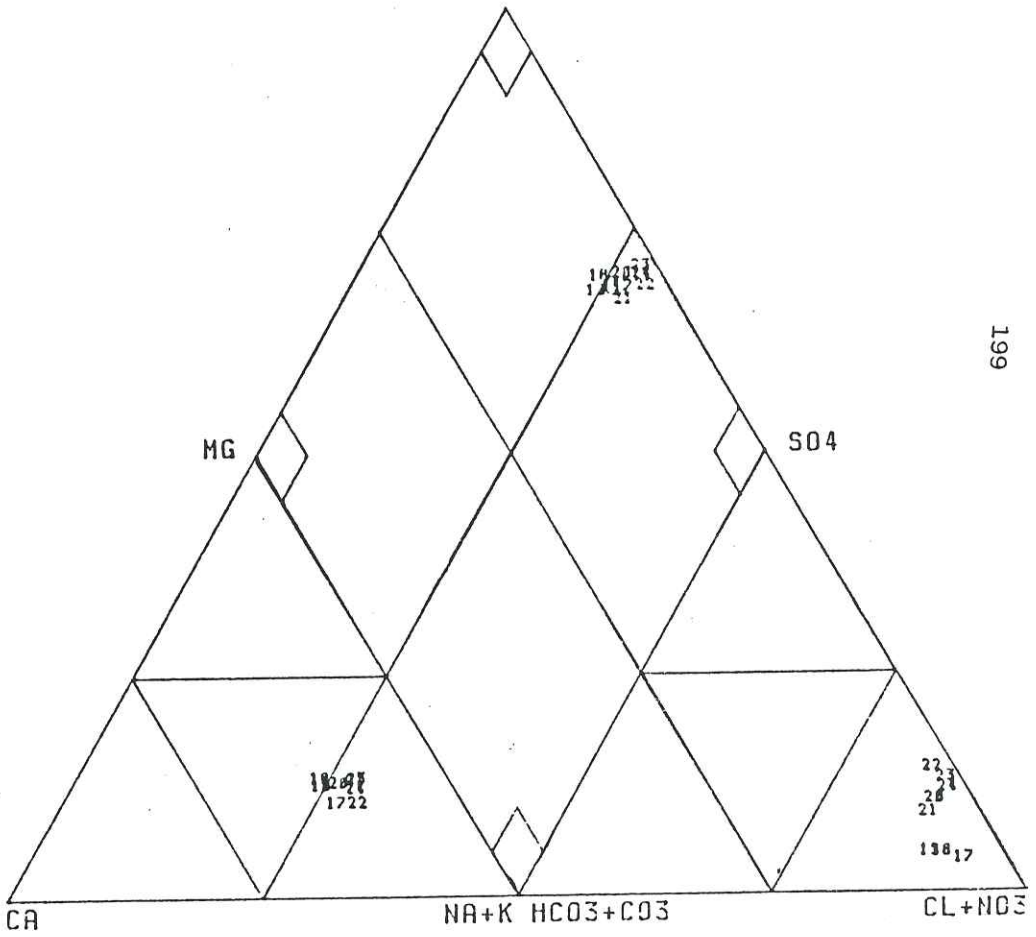


Fig 89 : Echantillons 16 à 24
(Basses eaux)

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

DIAGRAMME SCHOELLER-BERKALOFF

MISRGN3 ET85

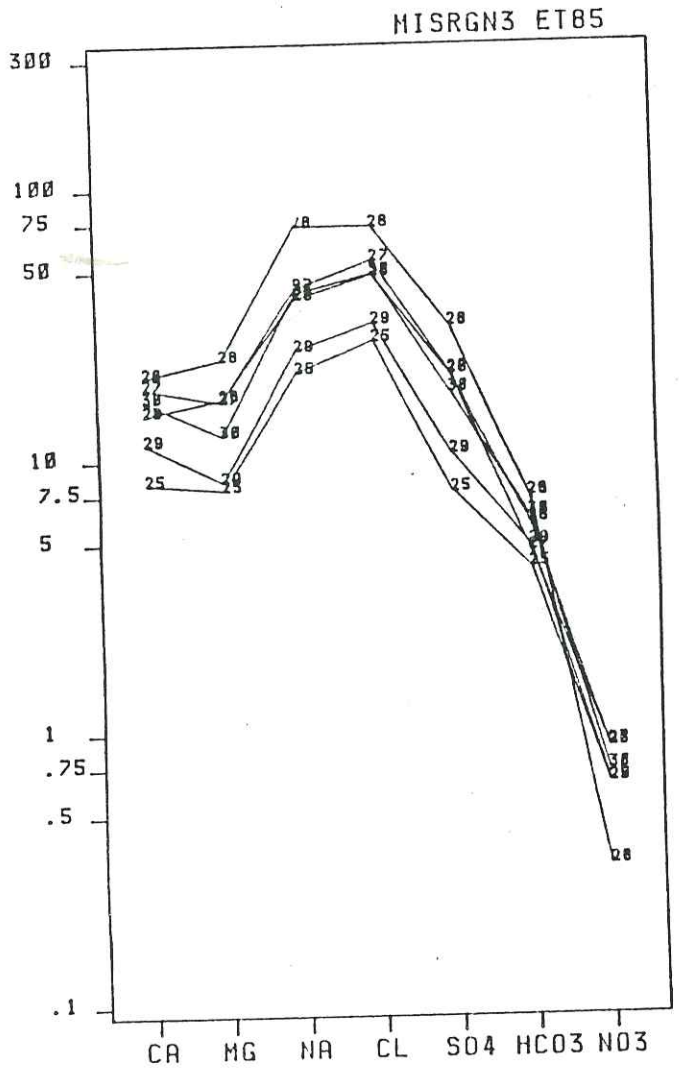


DIAGRAMME PIPER

MISRGN3 ET85

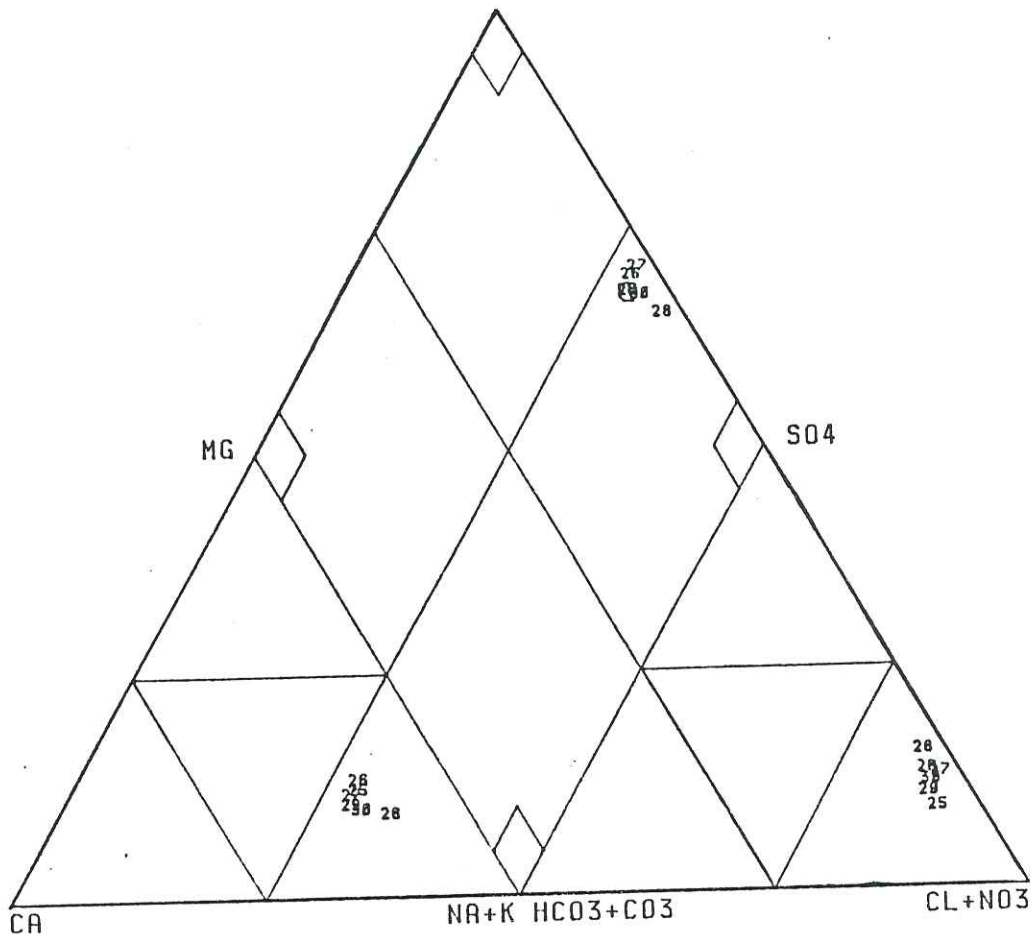


Fig 90: Echantillons 25 à 30
(Basses eaux)

DIAGRAMME SCHOELLER-BERKALOFF

MISRGN1 ET85

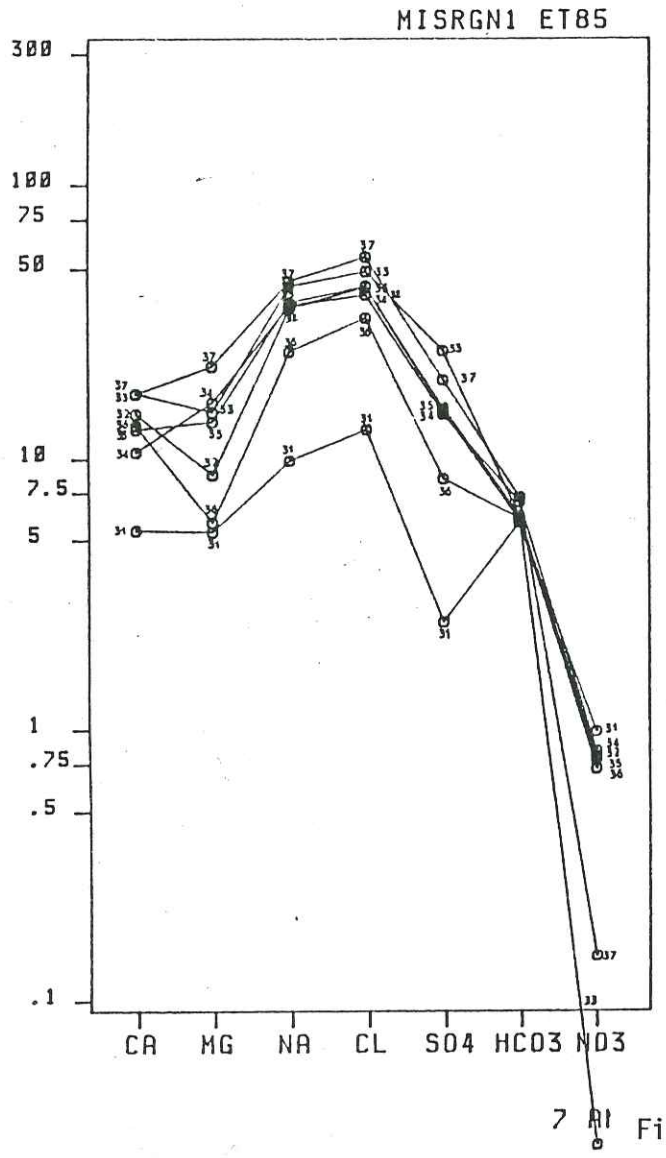


DIAGRAMME PIPER

MISRGN1 ET85

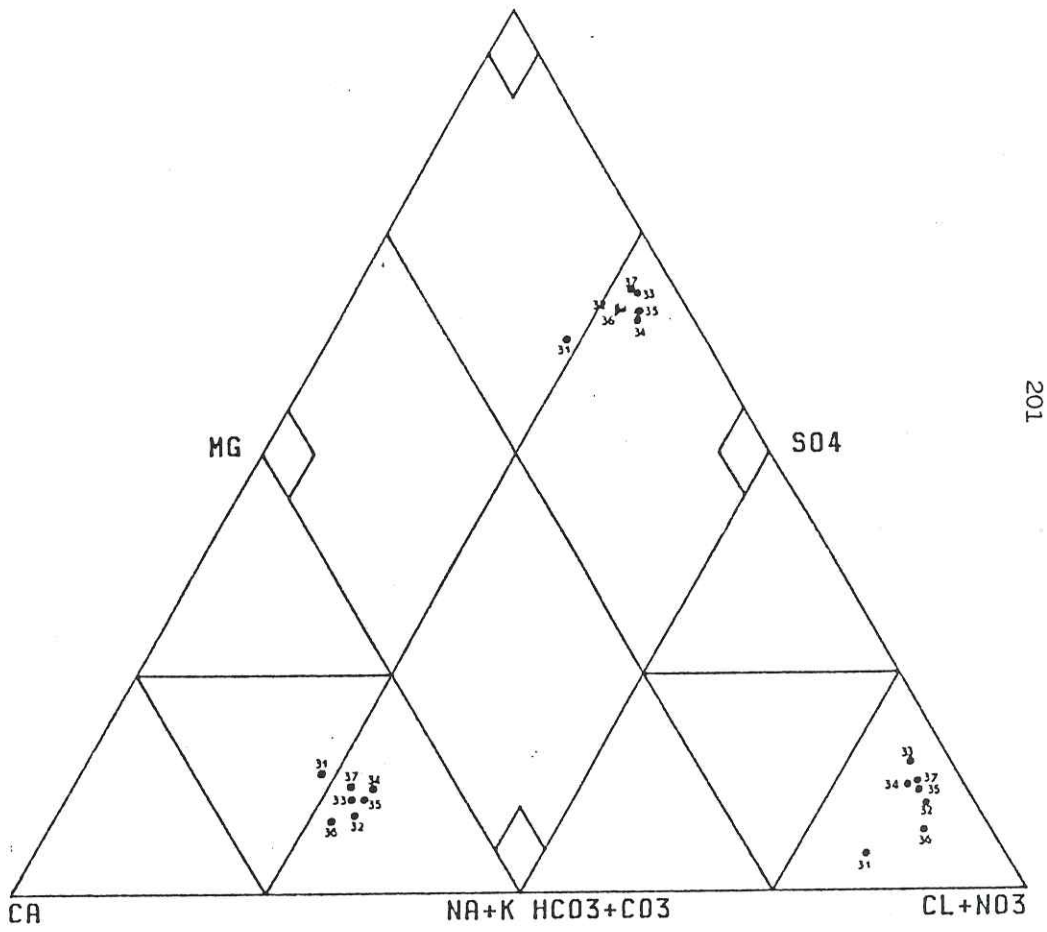


Fig 91 : Echantillons 31 à 37
(Basses eaux)

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

DIAGRAMME SCHOELLER-BERKALOFF

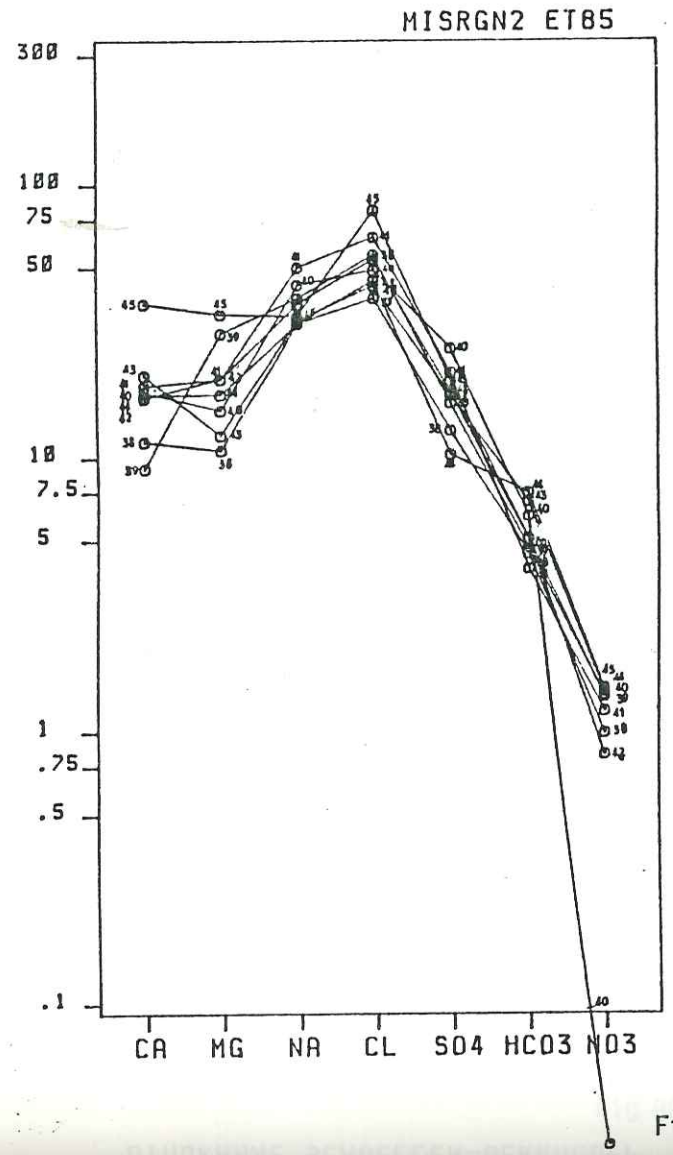


DIAGRAMME PIPER

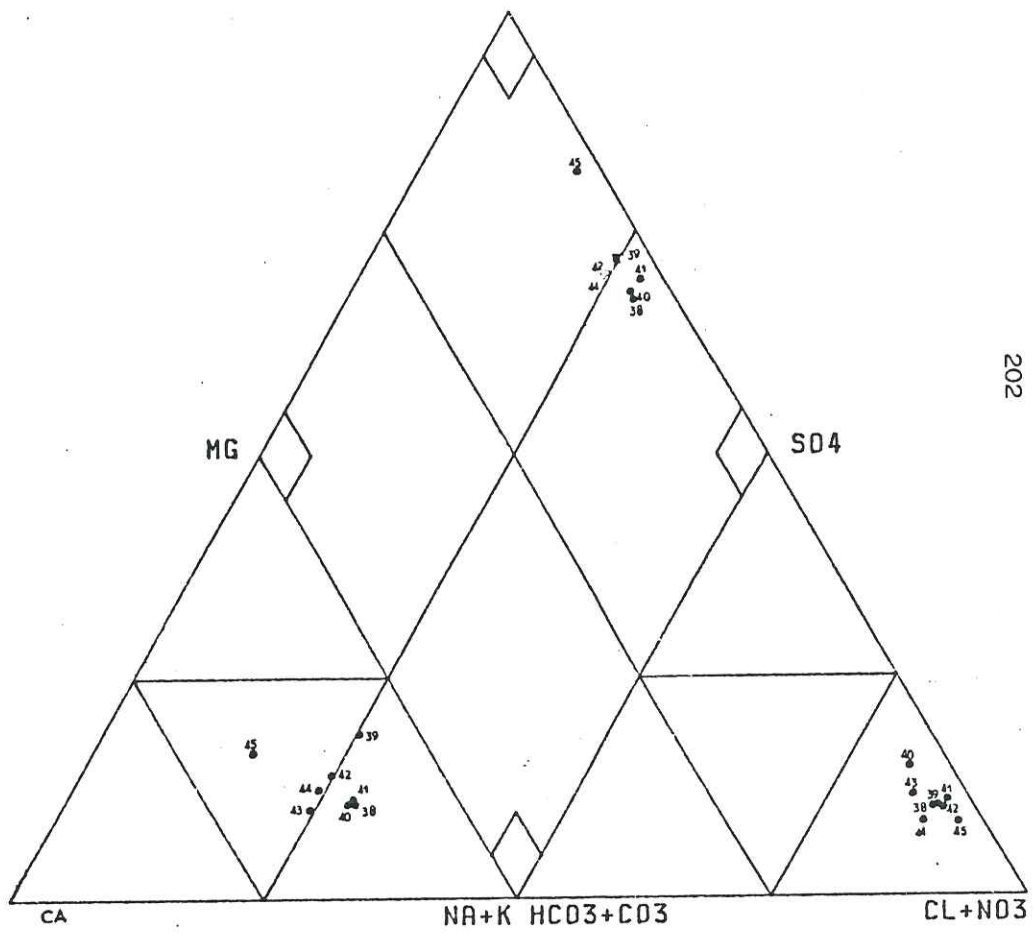


Fig 92:: Echantillons 38 à 45
(Basses eaux)

DIAGRAMME SCHOELLER-BERKALOFF

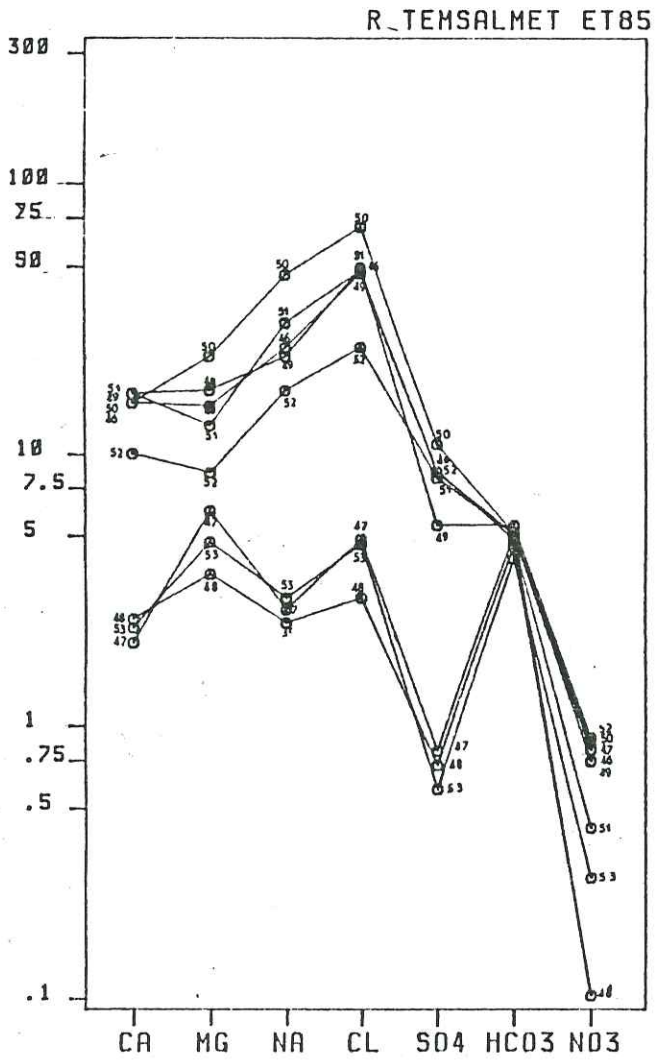


DIAGRAMME PIPER

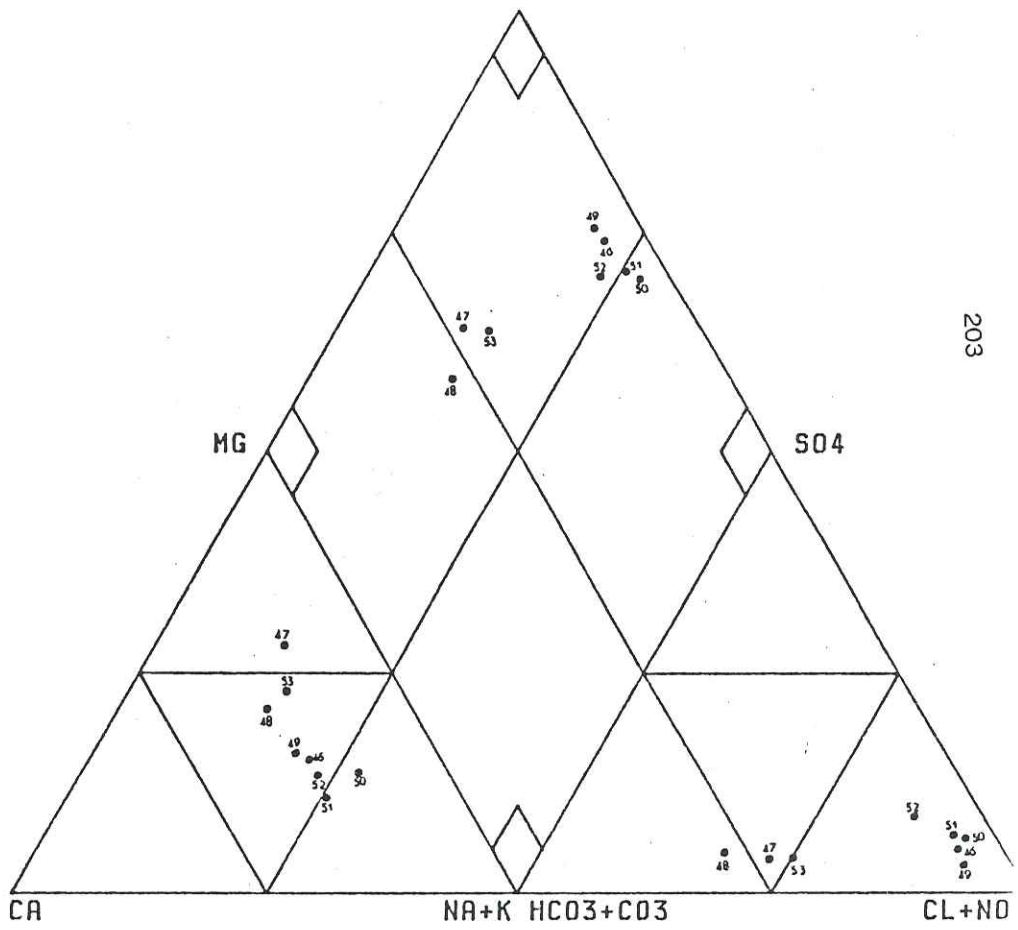


Fig 93 : Echantillons 46 à 53
(Basses eaux)

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

DIAGRAMME SCHOELLER-BERKALOFF

R BREDEAH ET85

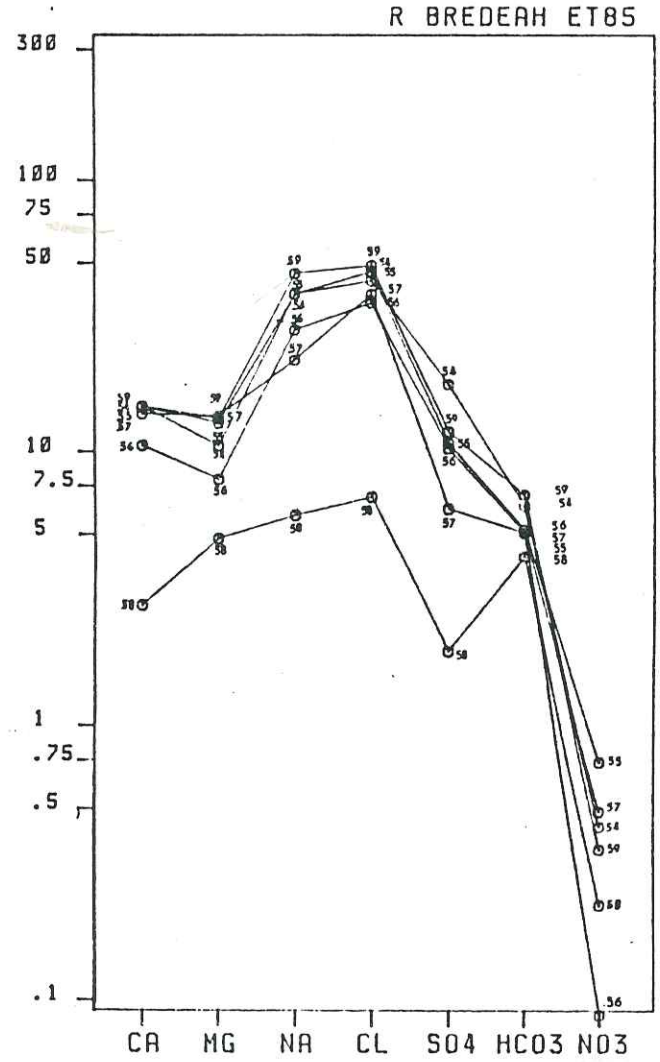


DIAGRAMME PIPER

R BREDEAH ET85

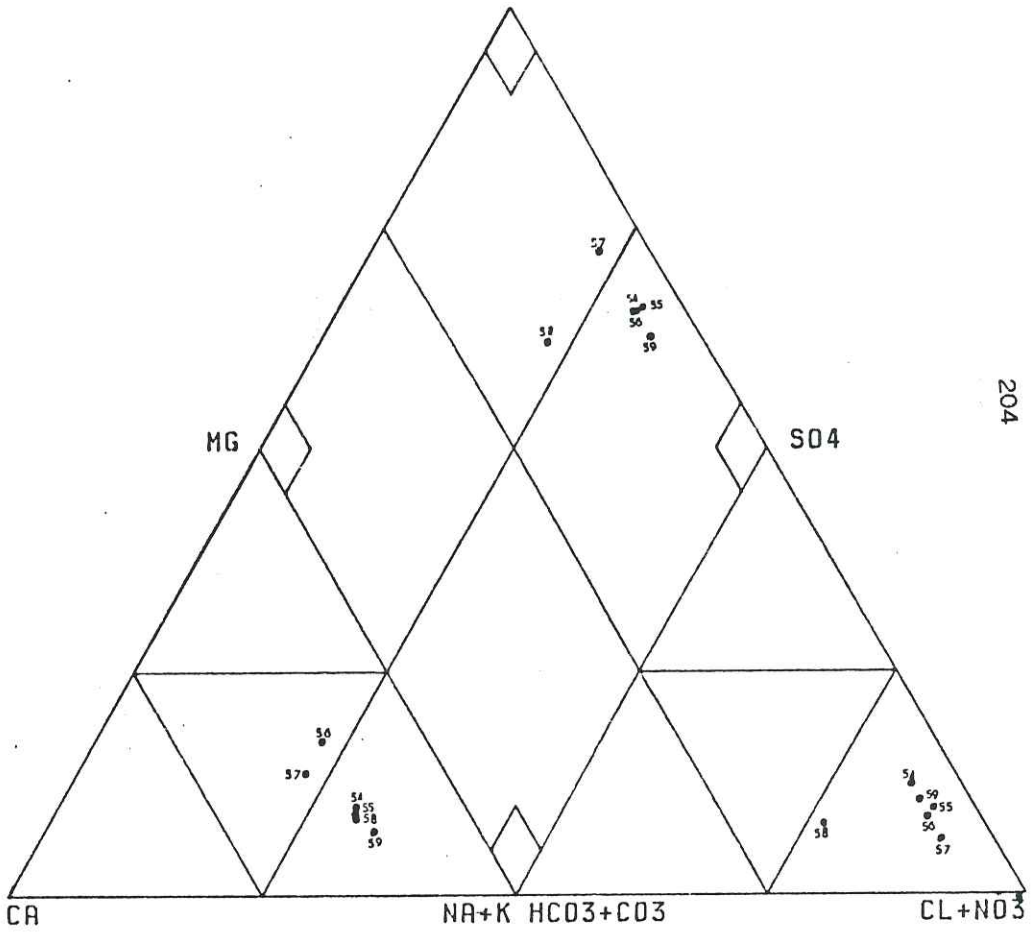


Fig 94 : Echantillons 54 à 59
(Basses eaux)

DIAGRAMME SCHOELLER-BERKALOFF

R BOU TLELIS ET85

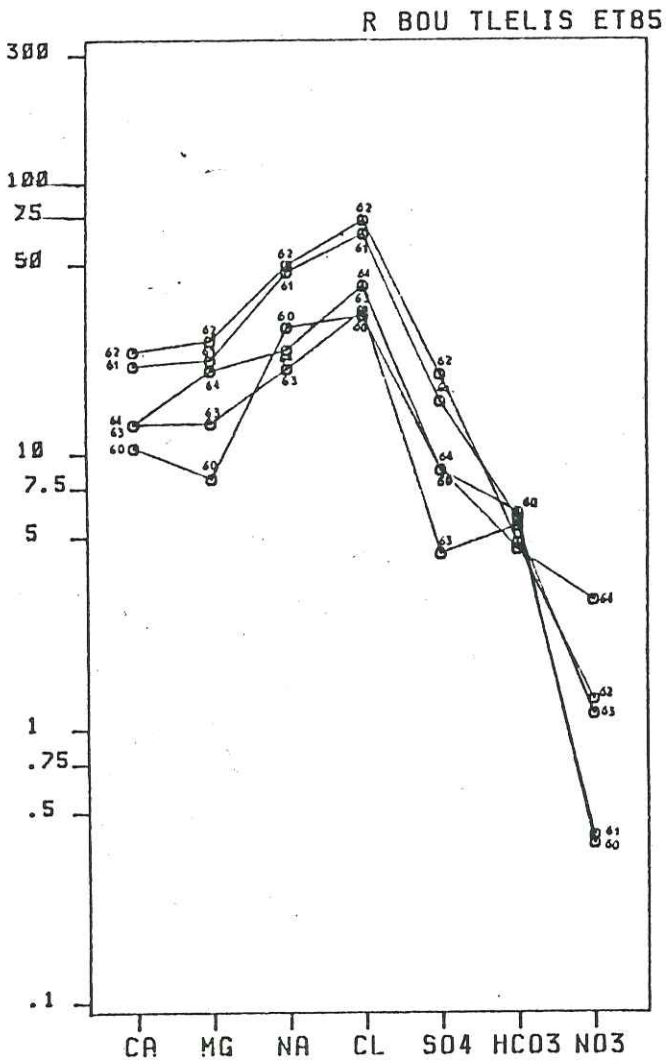


DIAGRAMME PIPER

R BOU TLELIS ET85

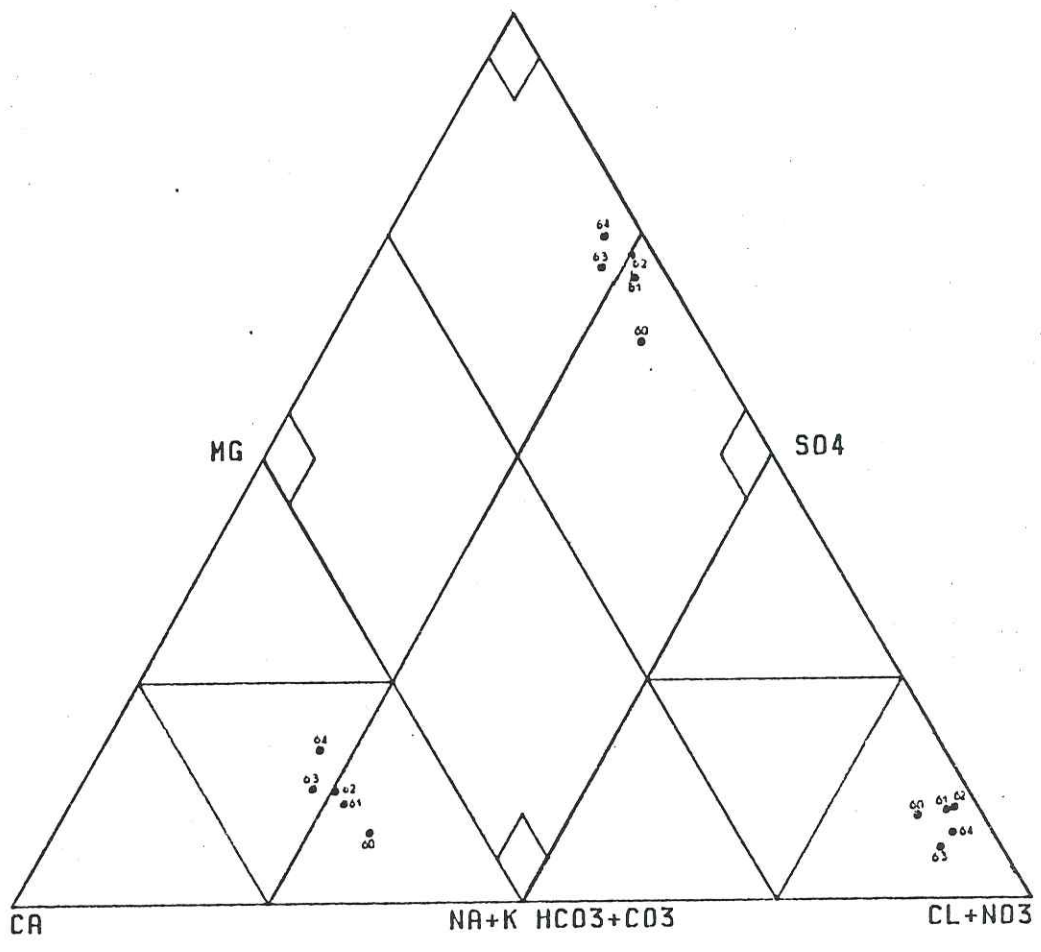


Fig 95: Echantillons 60 à 64
(Basses eaux)

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

DIAGRAMME PIPER

ALBIN N

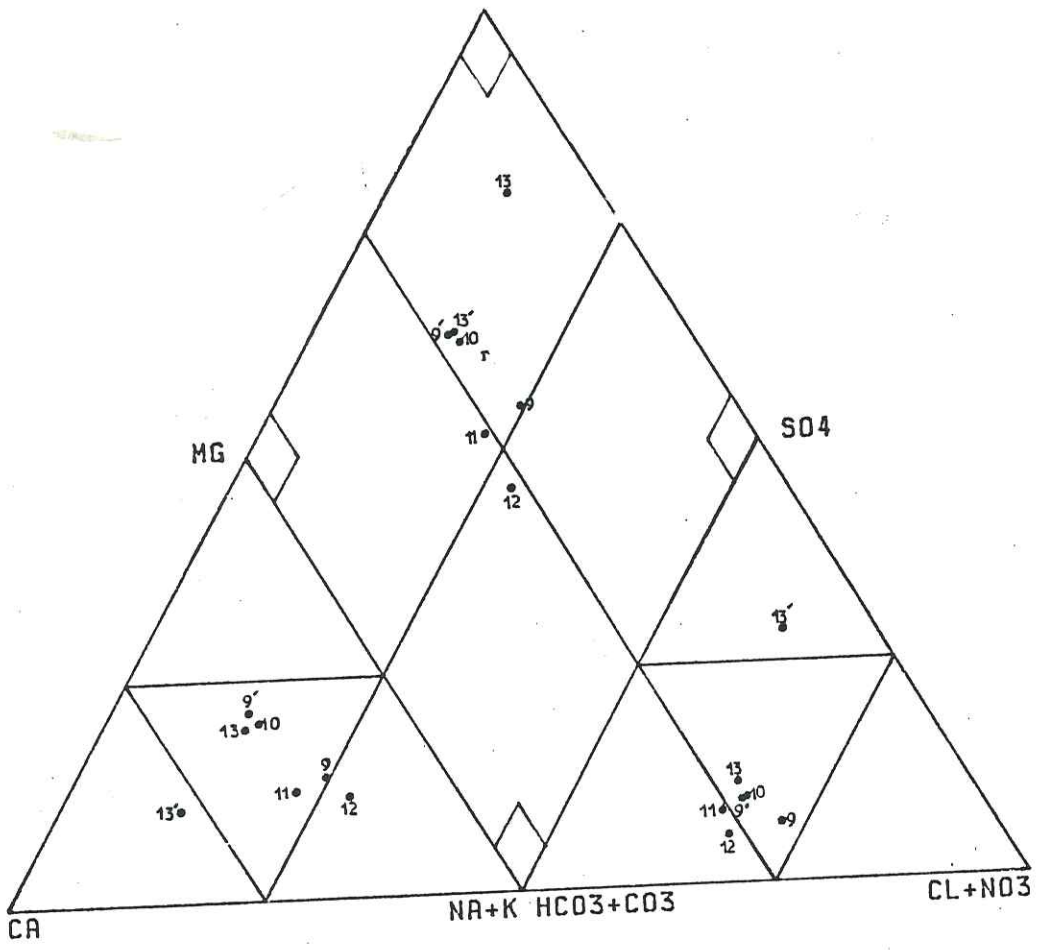


DIAGRAMME SCHOELLER-BERKALOFF

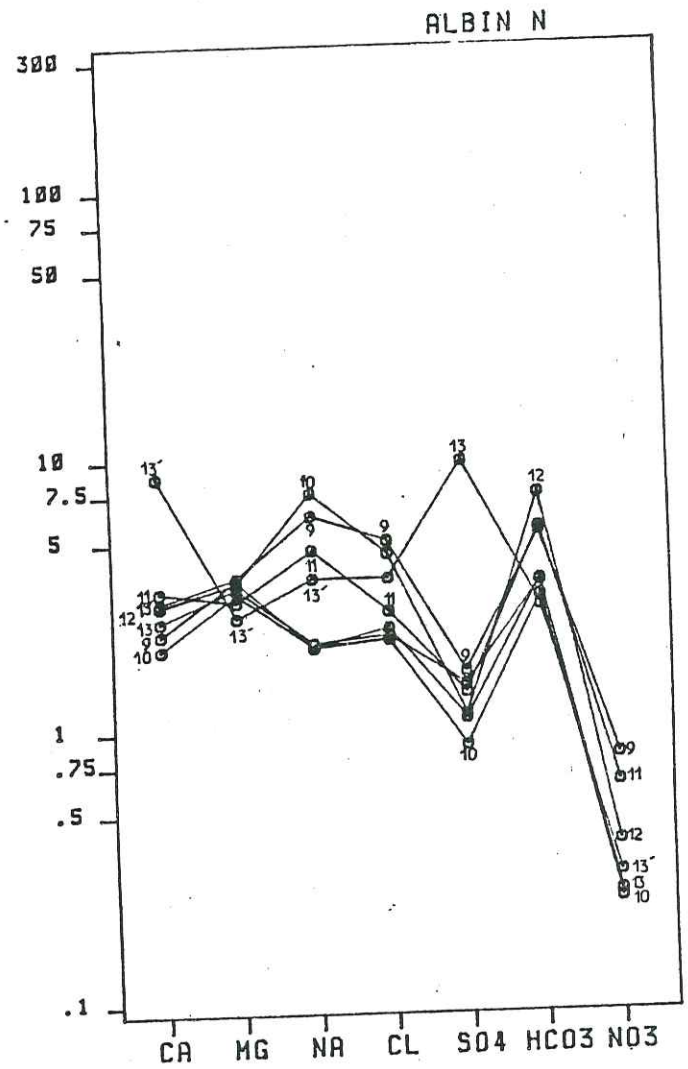


FIG 96 : ECHANTILLONS 9 à 13'

(HAUTES EAUX)

DIAGRAMME PIPER

ALBIN S

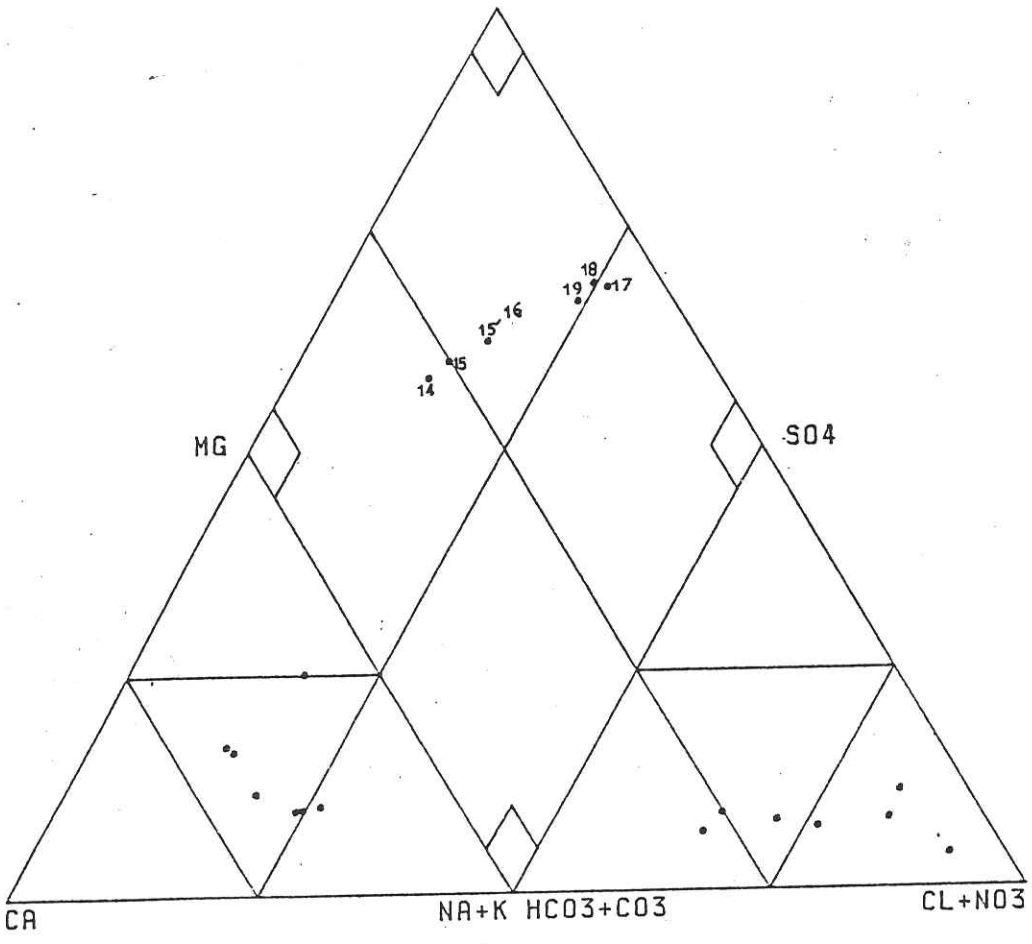


DIAGRAMME SCHOELLER-BERKALOFF

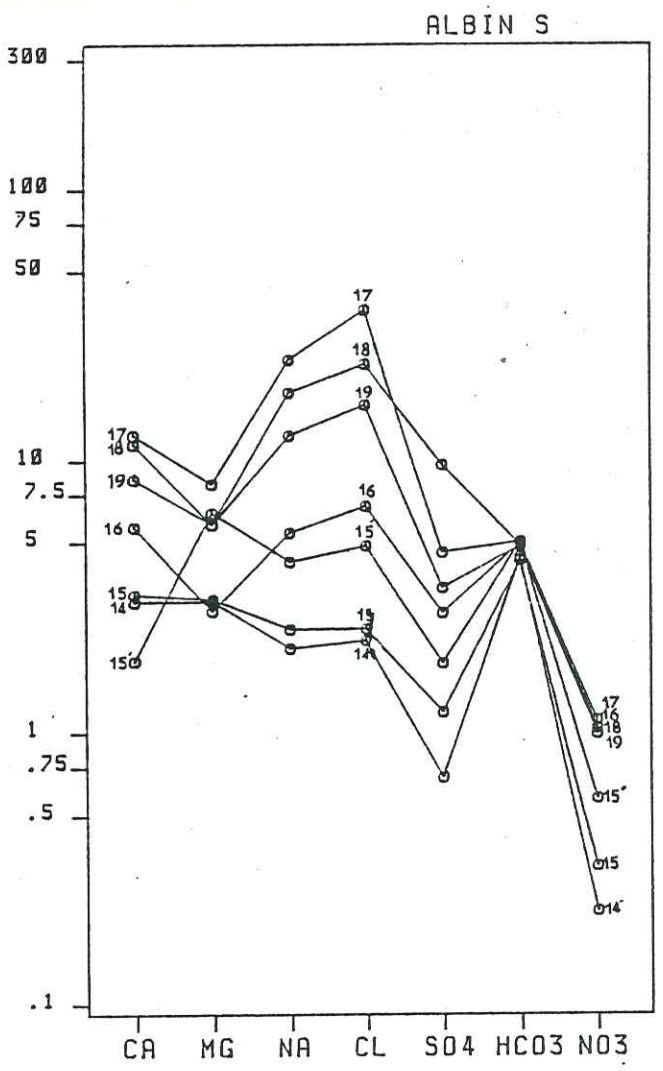


FIG 97 : ECHANTILLONS 14 à 19

(HAUTES EAUX)

tel.00760562, version 1, 4 Dec 2012

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

DIAGRAMME PIPER

AIN BEIDA

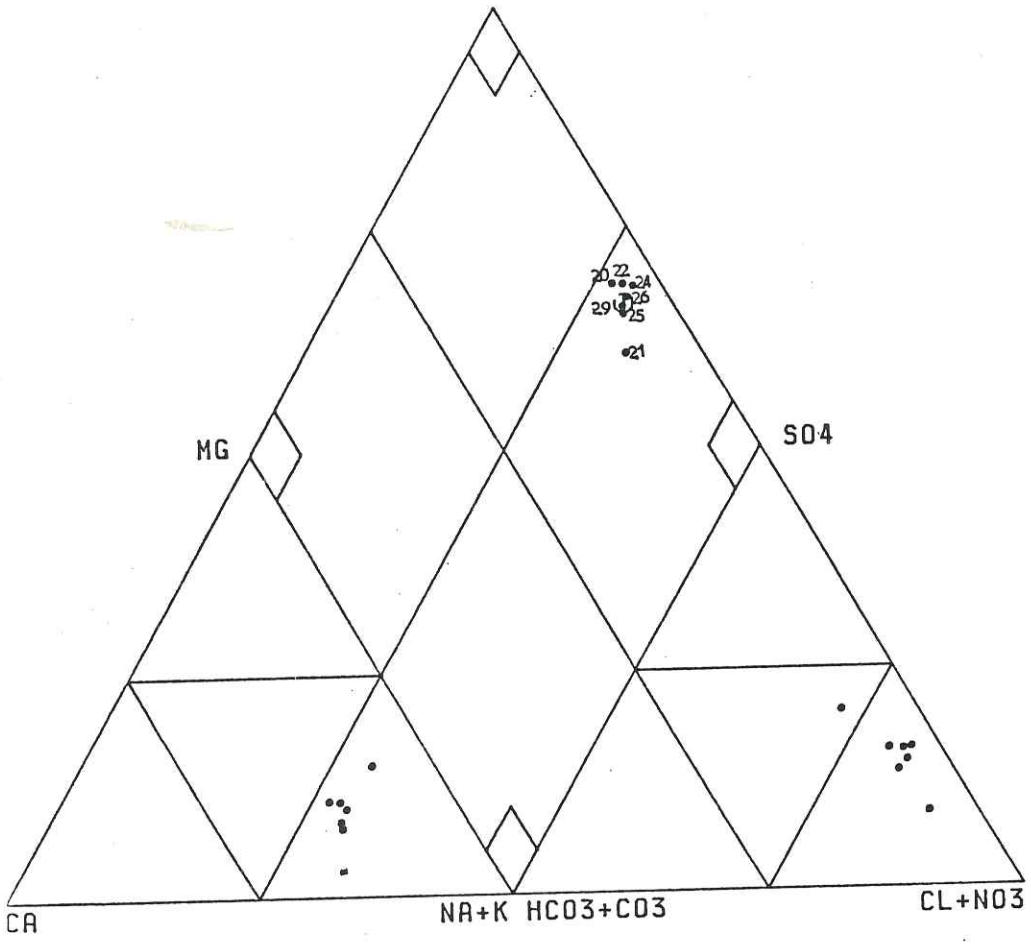


DIAGRAMME SCHOELLER-BERKALOFF

AIN BEIDA

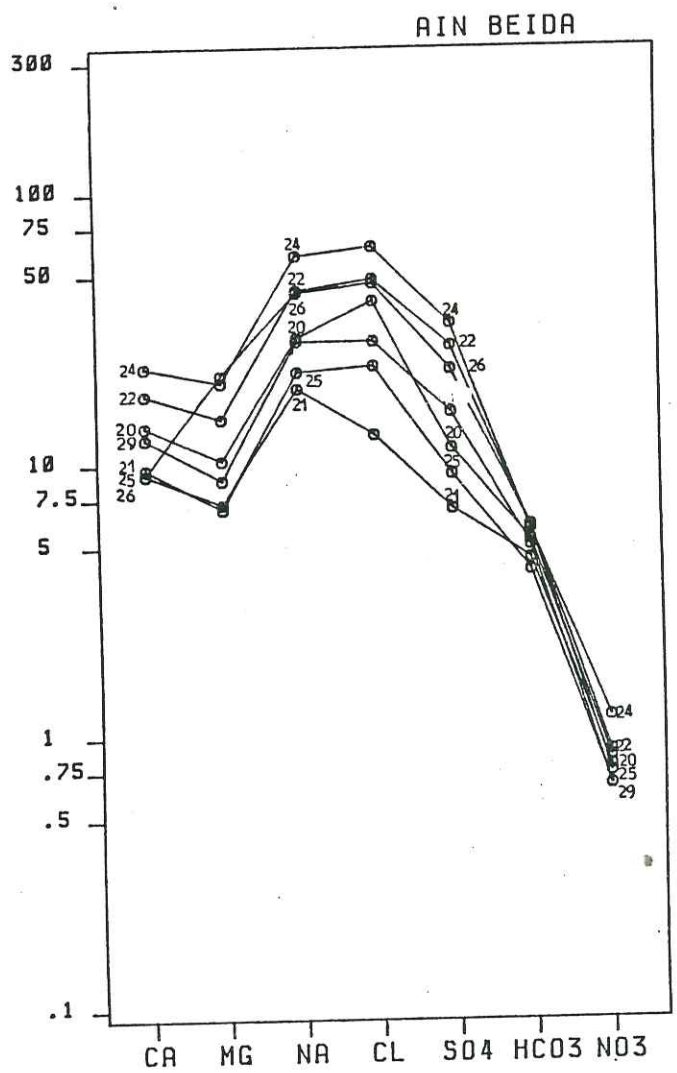


FIG 98 : ECHANTILLONS 20 à 29

(HAUTES EAUX)

DIAGRAMME PIPER

MISRGN

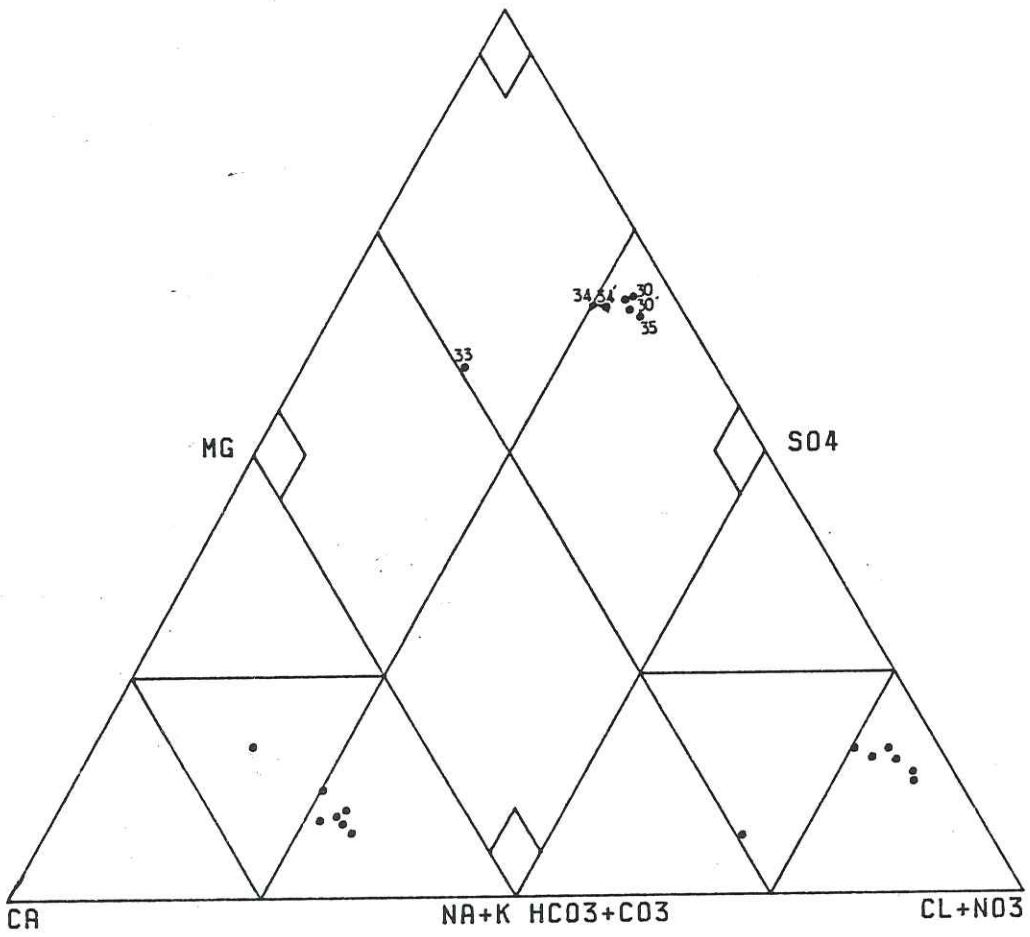


DIAGRAMME SCHOELLER-BERKALOFF

MISRGN

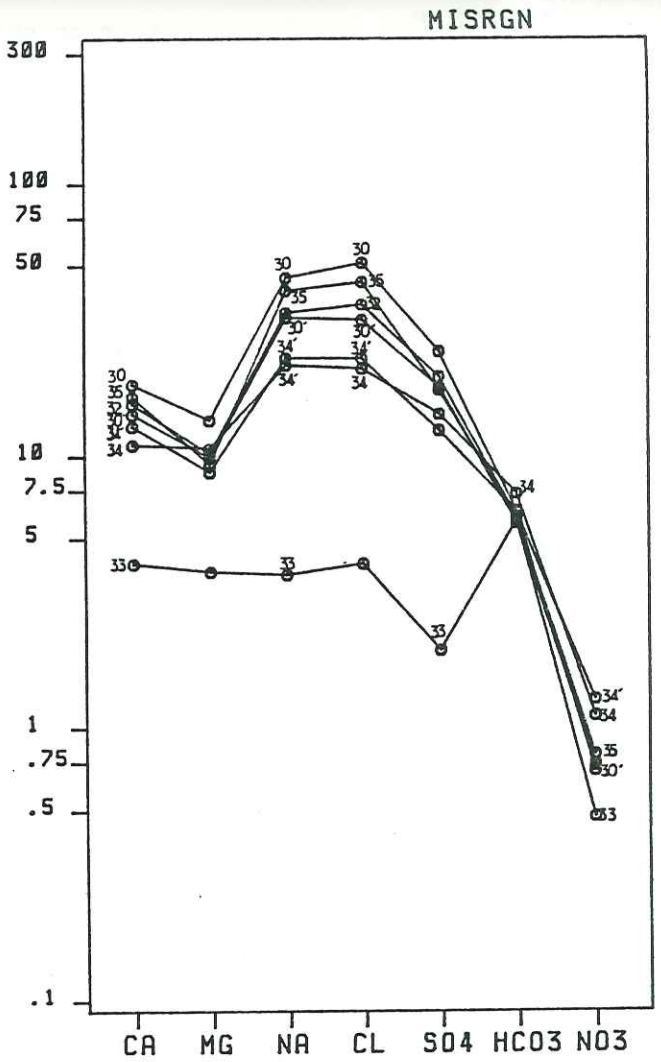


FIG 99 : ECHANTILLONS 30 à 35

(HAUTES EAUX)

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

DIAGRAMME PIPER

MISRGN

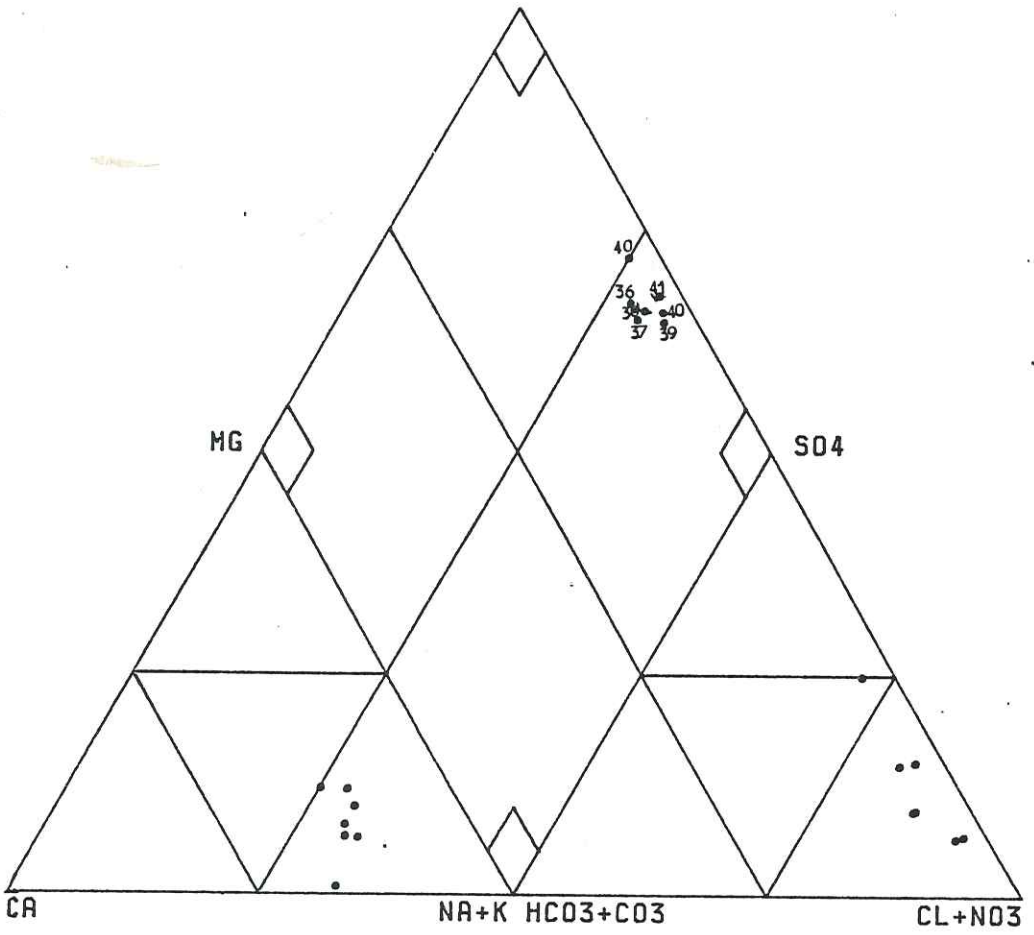


DIAGRAMME SCHOELLER-BERKALOFF

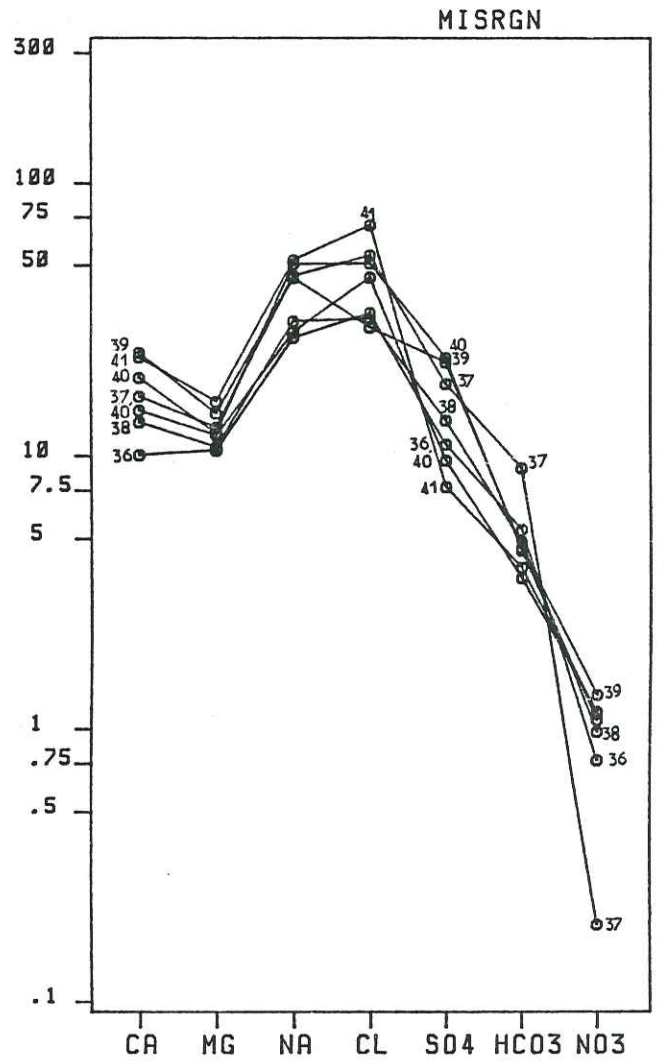


FIG 100 : ECHANTILLONS 36 à 41

(HAUTES EAUX)

DIAGRAMME PIPER

MISRGN 3

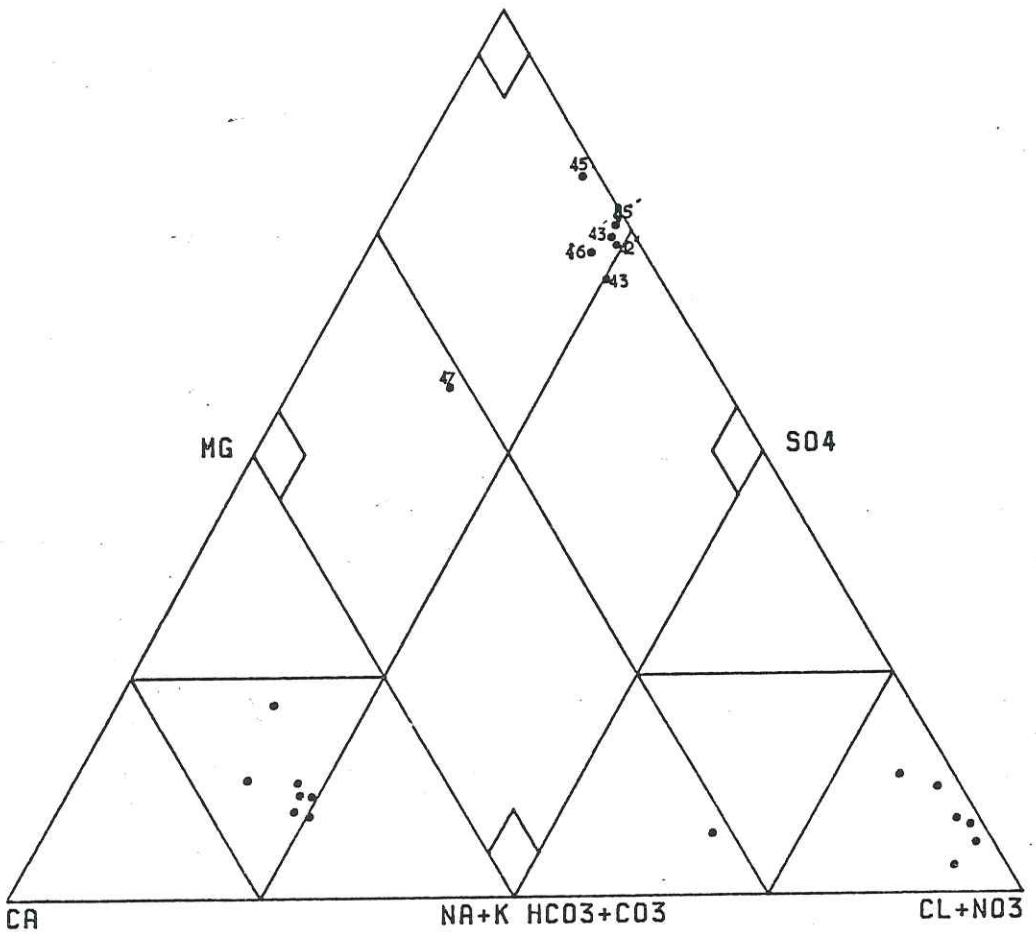


DIAGRAMME SCHOELLER-BERKALOFF

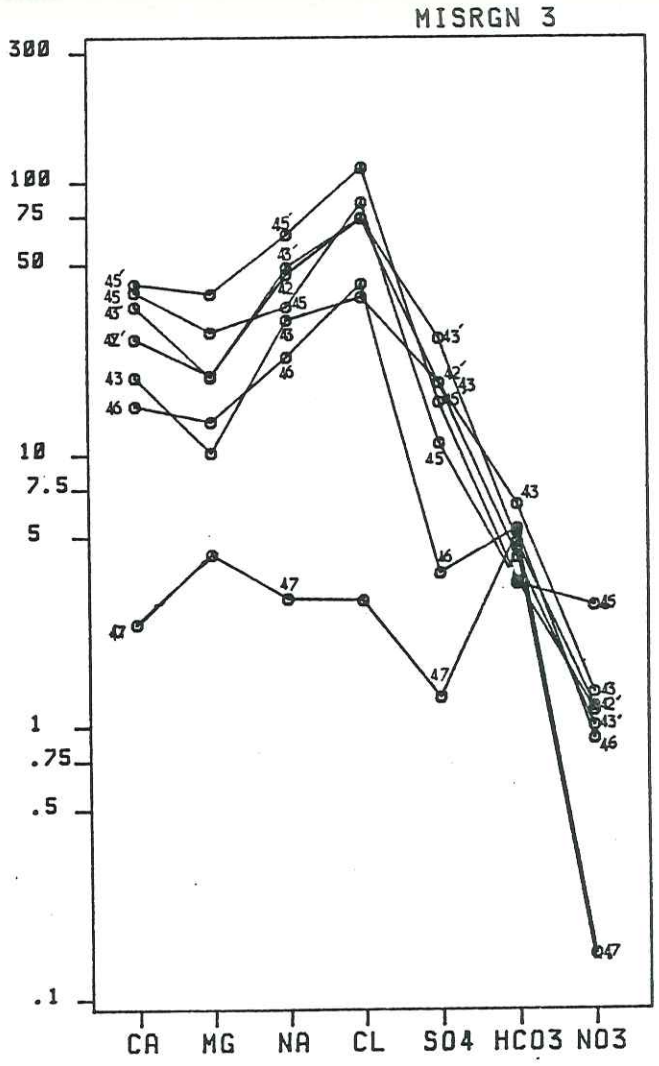


FIG 101: ECHANTILLONS 42' à 47

(HAUTES EAUX)

DIAGRAMME PIPER

TEMSALMET

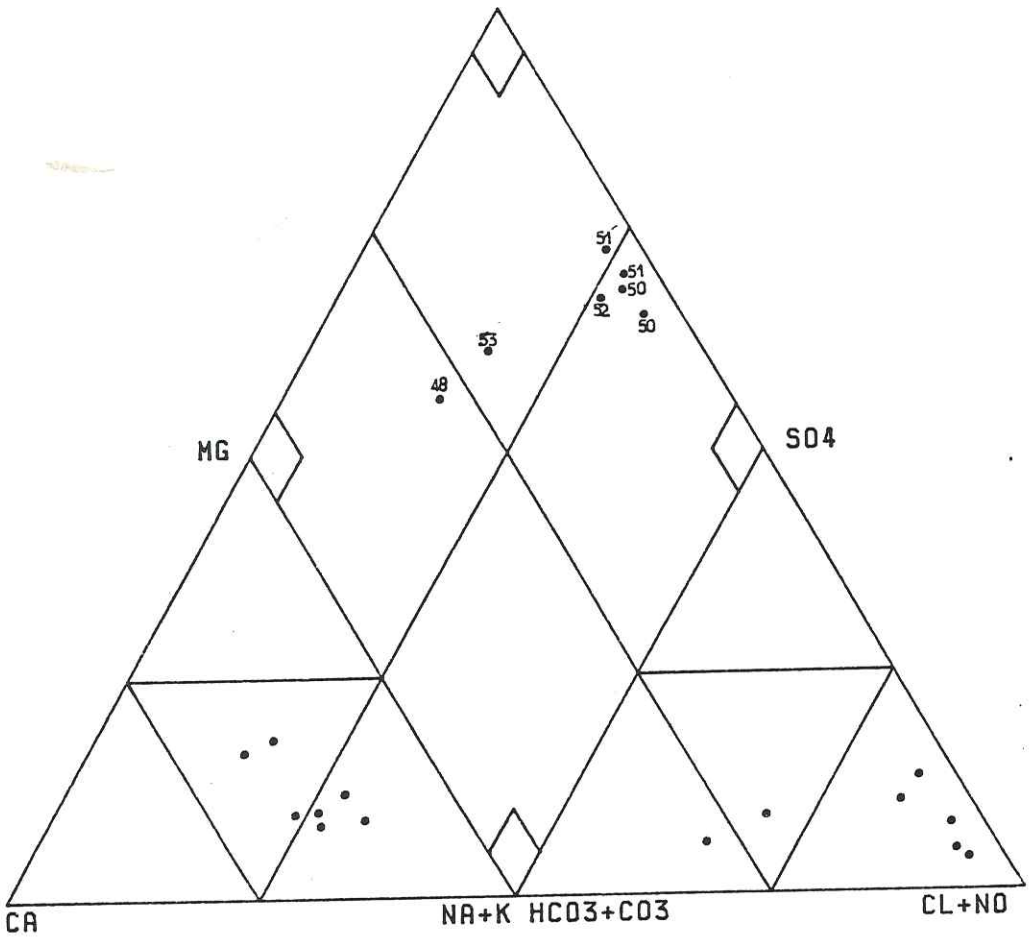


DIAGRAMME SCHOELLER-BERKALOFF

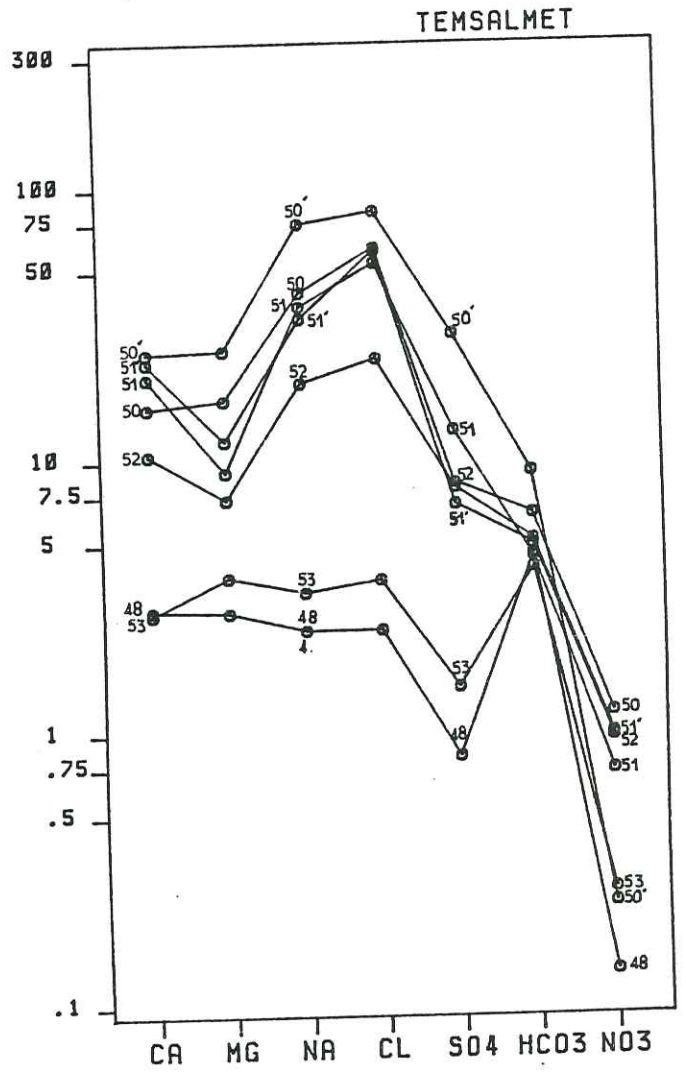


FIG 102 : ECHANTILLONS 48 à 53

(HAUTES EAUX)

DIAGRAMME PIPER

BREDEAH

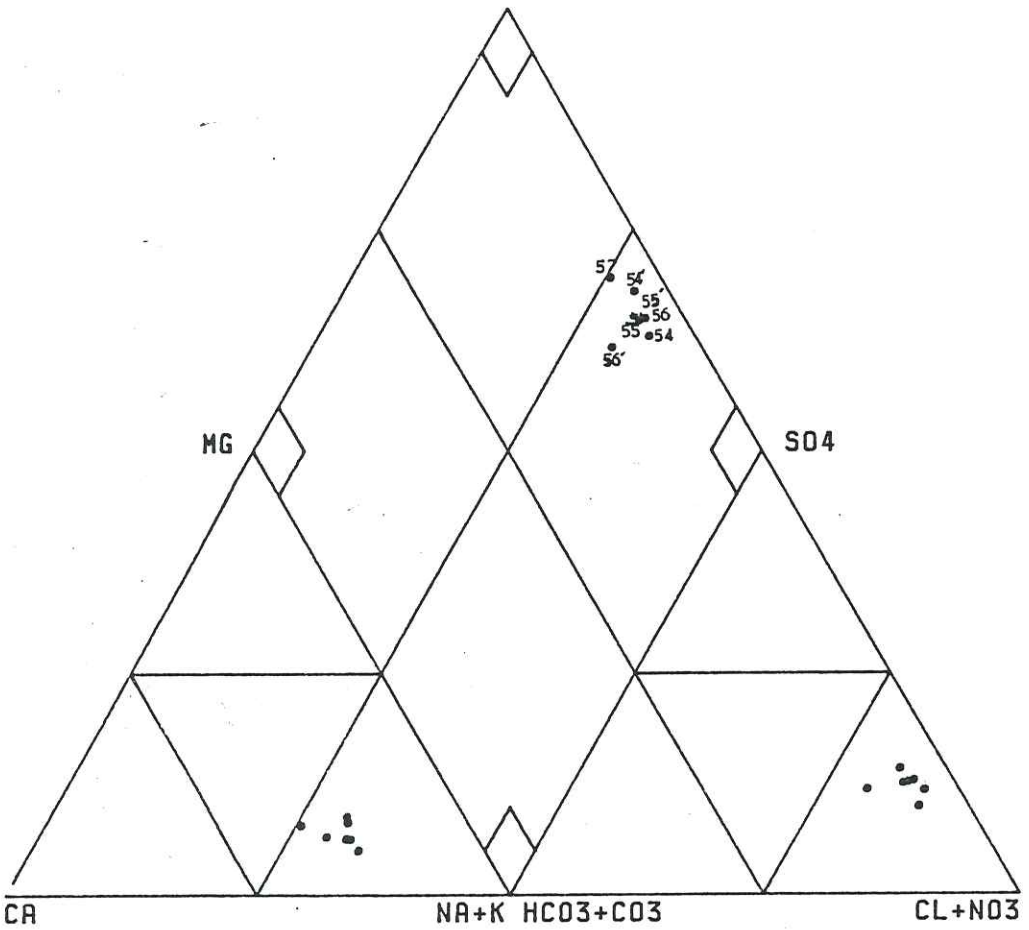


DIAGRAMME SCHOELLER-BERKALOFF

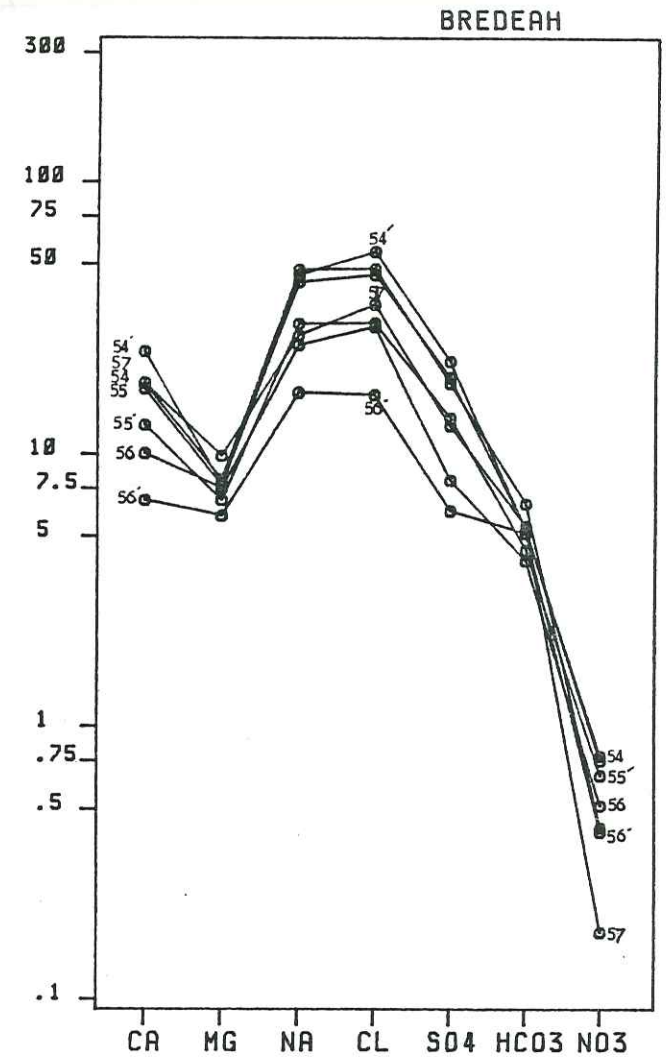


FIG 103: ECHANTILLONS 54 à 57

(HAUTES EAUX)

tel.00760562, version 1 - 4 Dec 2012

DIAGRAMME SCHOELLER-BERKALOFF

BOU TLELIS

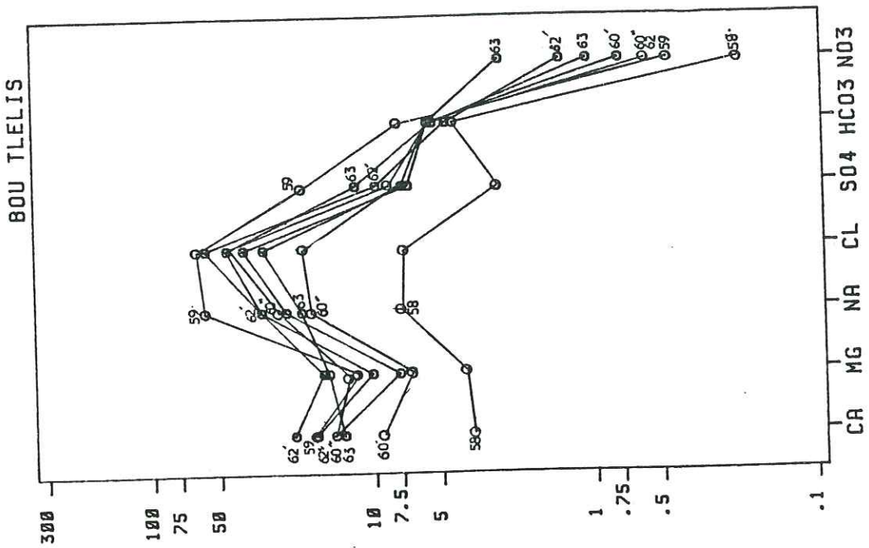


DIAGRAMME PIPER

BOU TLELIS

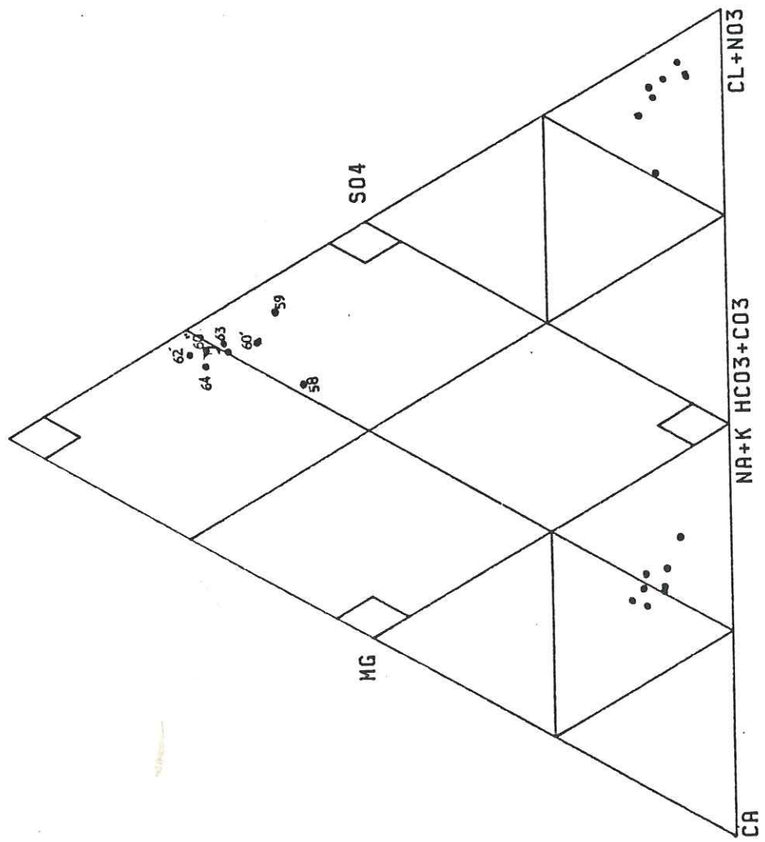


Fig. 104 : ECHANTILLONS 59 à 62"
(HAUTES EAUX)

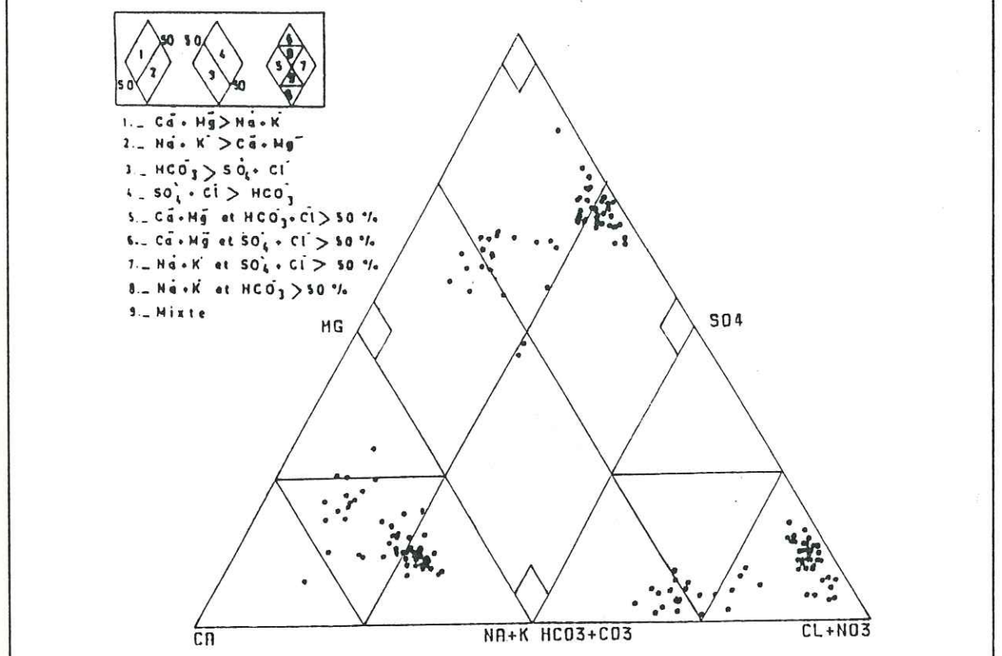


Fig. 105 Diagramme de Piper global (basses eaux)

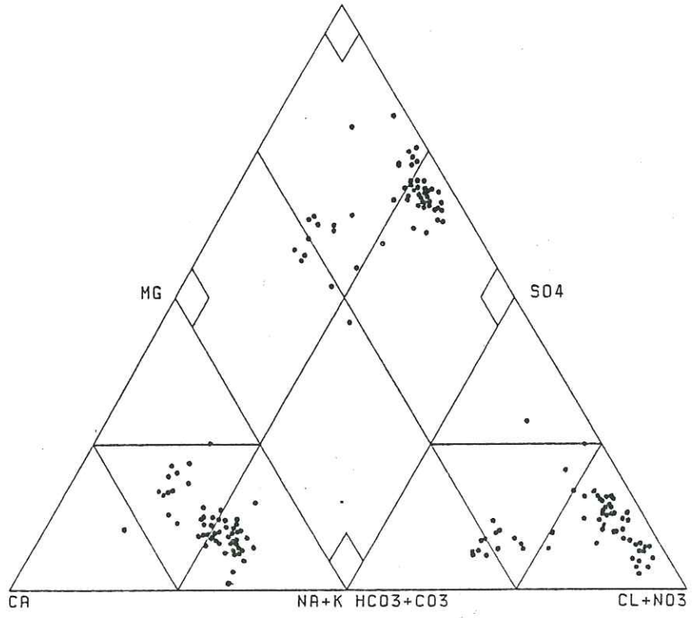


Fig.106: Diagramme de Piper global (hautes eaux)

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

7.1.3.1.5. LES EAUX CHLORUREES SODIQUES

Ce faciès occupe une aire étendue; il caractérise les eaux les plus chargées, correspondant à l'aquifère alluvial, abstraction faite du puits n° 58 creusé dans les calcaires et dont le résidu sec ne dépasse pas 960 mg/l. La formule caractéristique de ce faciès est :

r (Na + K) > r Ca > r Mg ou r (Na + K) > r Mg > r Ca
r (Cl + NO3) > r HCO3 > r SO4 ou r (Cl + NO3) > r SO4 > r HCO3

Les eaux de ce faciès ont un rapport r SO4/rCl toujours inférieur à 0,5.

Nous pouvons distinguer dans ce faciès, deux sous-classes

1) r (Cl + NO3) > r HCO3 > r SO4
r (Na + K) > r Mg > r Ca ou r (Na + K) > r Ca > r Mg

Le résidu sec de cette classe est toujours inférieur à 3,5 g/l. Ce faciès caractérise les échantillons (9,6,3, 17,18, 19, 31).

2) r (Cl + NO3) > r (SO4) > r (HCO3)
r (Na + K) > r Mg > r Ca ou r (Na + K) > r Ca > r Mg

Les eaux sont toujours chlorurées sodiques, mais pour les anions, l'importance des sulfates, croit avec la minéralisation aux dépens des bicarbonates.

A titre d'indication, en hautes eaux, les eaux de la Sebkha ont pour formule caractéristique :
r (Cl + NO3) > r SO4 > r HCO3
r (Na + K) > r Mg > r Ca

7.1.4. CLASSIFICATION DES EAUX D'IRRIGATION

Plusieurs méthodes existent pour la classification et l'évaluation de la qualité des eaux souterraines pour des usages agricoles. Parmi ces méthodes.

7.1.4.1. METHODE DE WILCOX (1948)

Cette méthode utilise la relation entre la concentration totale en sels dissous en epm (équivalent par mille) et le pourcentage de Na. On y subdivise les eaux d'irrigation en 5 classes qui s'échelonnent entre excellente et non convenable.

Dans notre secteur d'étude, à l'exception des puits captant les calcaires ou le contact alluvions-calcaires, la plupart des échantillons ne sont pas représentés sur le diagramme (fig. 107), à cause de leur concentration totale élevée, supérieure à 35 epm. Les échantillons restant se répartissent entre les classes "bonne possible" à "impropre". Cette méthode est mal adaptée à notre secteur.

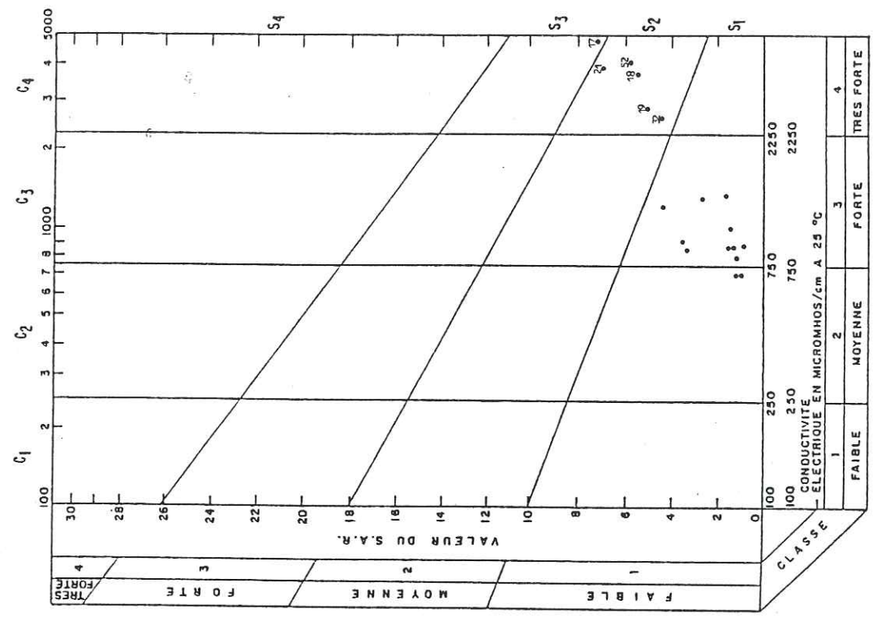


Fig.108 : Classification des eaux d'irrigation (méthode du S.A.R)

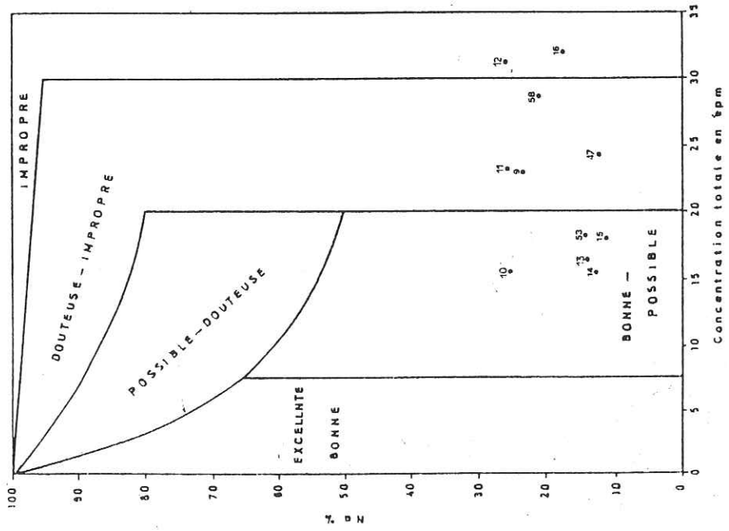


Fig. 107: Classification des eaux d'irrigation d'aprés méthode de Wilcox .

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

7.1.4.2. METHODE DU TAUX D'ABSORPTION DE SODIUM (S.A.R.)

Cette méthode fait intervenir la salinité et le risque d'alcalinisation des sols. Le S.A.R. est donné par la formule

$$S.A.R = \frac{Na}{\sqrt{\frac{Ca + Mg}{2}}}$$

Les concentrations de chaque ion, sont exprimées en milliéquivalent. On reporte sur un diagramme, pour chaque point analysé, la valeur des S.A.R. en fonction de la conductivité (fig.108); on en déduit ensuite la classe à laquelle appartient l'eau analysée.

Selon leur conductivité, les eaux se classent de la façon suivante :

C1 : Conductivité à 25°C inférieure à 250 mmhos/cm ; eau de faible salinité.
C2 : Conductivité de 250 à 750 µmhos/cm, eau de salinité moyenne.
C3 : Conductivité de 750 à 2250 µmhos/cm, eau à forte salinité.
C4 : Conductivité de 2250 à 5000 µmhos/cm, eau à très forte salinité.

Selon le taux d'absorption du sodium (S.A.R.) on a la classification suivante :
S1 : Eau à faible danger d'alcanilisation des sols (S.A.R. < 10)
S2 : Danger d'alcalinisation assez appréciable 10< S.A.R. < 18
S3 : Danger d'alcalinisation important 18< S.A.R. < 26.

Pour notre étude, les valeurs S.A.R., varient de 1,03 (p. 10) à 16 (p. 28). Quant aux conductivités elles varient de 700 à 11 000 µohm/cm.

En reportant sur la figure n° 108 , les valeurs des échantillons prélevés en basses eaux là où les puits sont les plus sollicités, nous remarquons que 66 % des échantillons n'ont pu être positionnés du fait de leur teneur en sels supérieur à 5 000 umhos/cm Les échantillons restants se situent dans les classes :

C2 S1 : (p.9, p. 14) ; C3 S1 : (p.10, p. 11, p. 12, p. 13; p. 16, p.33, p. 47, p. 48, p. 53, p. 58)
C4 S2 : (p.18, 19, 21, 32, 52) et C4 S3 : (p. 17)
D'après cette classification la plupart des puits situés à la partie aval de la plaine présenteraient un danger d'alcanisation des sols et seraient en fait inutilisables pour l'irrigation

Si on compare, les valeurs du S.A.R. entre les deux périodes de prélèvements, on constate qu'en hautes eaux les valeurs augmentent pour tous les puits situés à proximité des affleuvements calcaires. Pour les puits situés plus en aval, aucune tendance à l'accroissement ou à l'abaissement de la valeur du S.A.R., ne se fait sentir.

Si les eaux de la plaine sont non convenables pour l'irrigation d'après les deux classifications, elles sont en fait utilisées depuis fort longtemps pour l'irrigation des fermes de la plaine. En fait des normes spécifiques à la région devraient être recherchées pour une meilleure adaptation des méthodes de classification.

7.1.5. NOTION D'INDICE D'ECHANGE DE BASE ENTRE L'EAU SOUTERRAINE ET LE MILIEU AQUIFERE

L'indice d'échange de base est un terme proposé par SCHOELLER (1934); il définit l'échange qui existe entre les eaux et les terrains encaissants définis comme permutolites.

Cette capacité d'échange est particulièrement élevée pour les argiles parce que leurs particules ont une grande superficie par unité de volume ainsi qu'une forte charge électrique négative. L'i.e.b. correspond au rapport entre les ions échangés et les ions de même nature primitivement existants :

$$i.e.b = \frac{r\,Cl^- - r\,(Na^+ + K^+)}{r\,Cl^-}$$

- Si l'i.e.b. est positif, on a échange des alcalins de l'eau contre les alcalino-terreux des permutolites.
- Si l'i.e.b. est négatif, on a échange des alcalino-terreux de l'eau contre les alcalins des permutolites; dans ce cas il est préférable de calculer l'i.e.b. par la formule suivante :

$$i.e.b. = \frac{r\,Cl^{--} - r\,(Na^{++} + K^+)}{r\,SO\bar{4} + r\,HCO\bar{3} + r\,NO\bar{3}}$$

Tout ceci s'opère en admettant qu'avant l'échange, il y avait primitivement l'équilibre :

$$r\,Na + r\,K = r\,Cl \quad et \quad r\,Ca + r\,Mg = r\,SO4 + r\,HCO3$$

Dans notre zone d'étude, l'i.e.b. est toujours positif. Les valeurs varient de 1,25 à 123 (p. 45).
Le déséquilibre est nettement en faveur des chlorures. Ce déséquilibre est d'autant plus important que le cheminement de la nappe est grand. Pour un même puits, l'i.e.b. a toujours tendance à baisser entre les basses et hautes eaux. En hautes eaux, du fait de la recharge de la nappe, les échanges ioniques sont moins importants du fait de la faible durée de l'eau avec l'encaissant.

7.1.6. EVOLUTION CHIMIQUE DES EAUX ET INTERPRETATION HYDROGEOLOGIQUE

On va établir des cartes d'isoteneurs de certains éléments chimiques. Toutes les cartes préparées détectent les caractères généraux de l'origine des ions qui dépendent de conditions géologiques, géomorphologiques, directions d'écoulement, zones d'alimentation, d'évaporation, proximité de la sebkha...

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

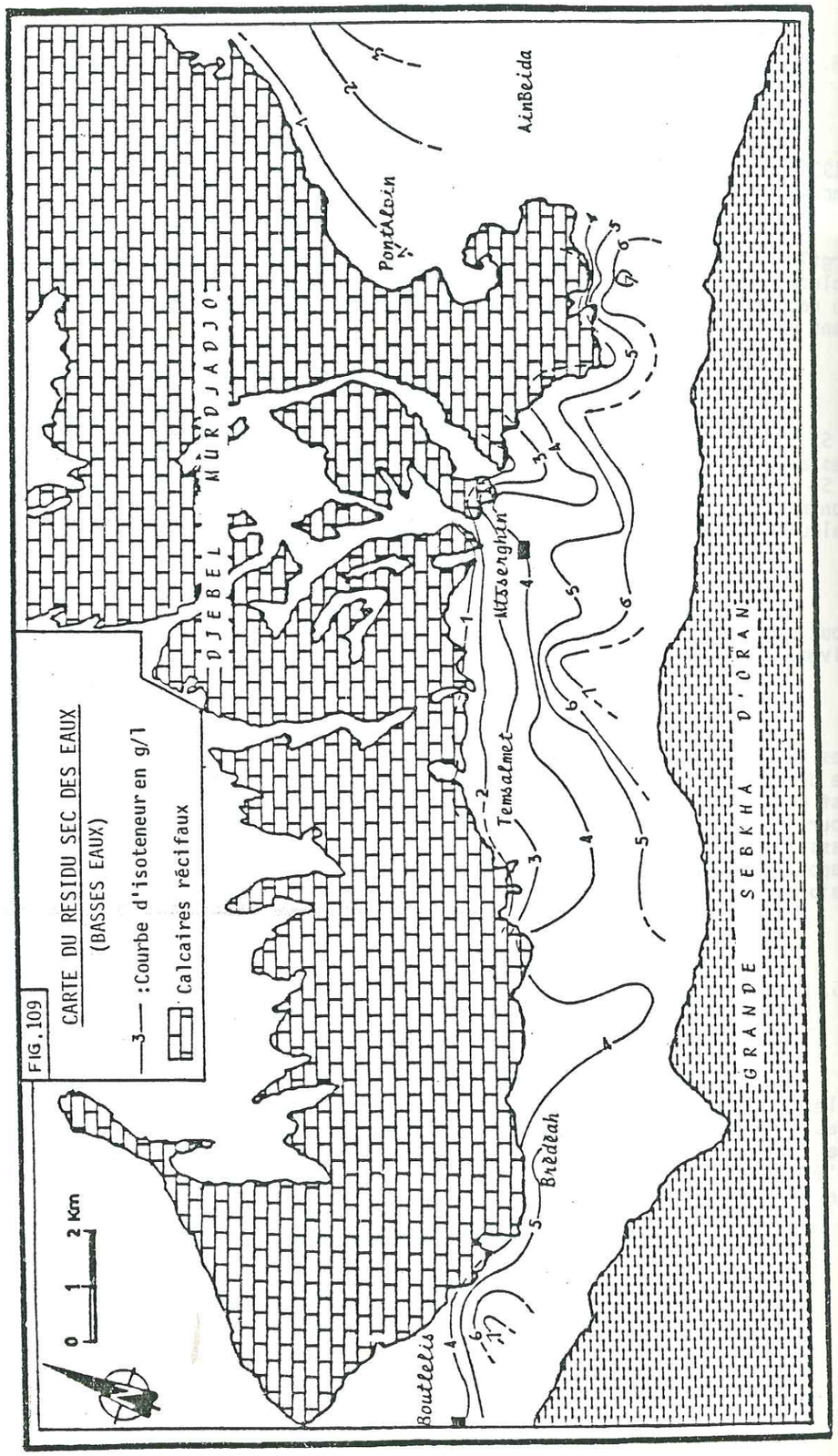


FIG. 109

7.1.6.1. . CARTE DES RESIDUS SECS (Fig.109)

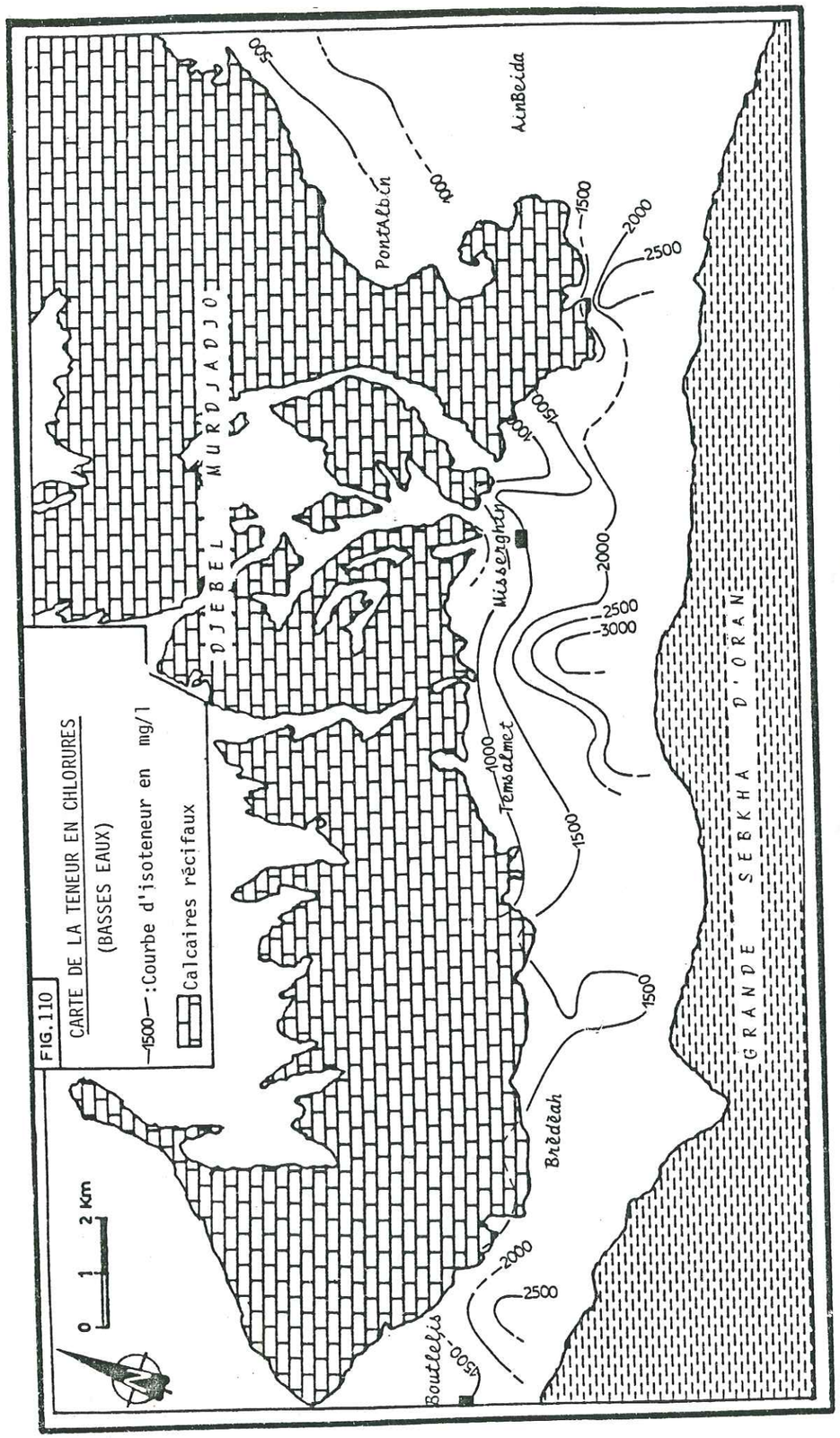
Cette carte montre une parfaite analogie avec la carte des conductivités; ceci confirme la relation lineaire entre les deux caractéristiques, les zones de faible conductivité corréspondant aux zones les moins chargées de la carte de salinité.

Dans la carte basses eaux, les courbes d'isovaleurs varient de 1 g/l à 7 g/l. Dans la partie amont, l'évolution de la concentration des eaux est liée à la zonalité géologique ; le long des affleurements, les eaux sont peu chargées ; elles circulent dans les éboulis et alluvions à bonne perméabilité ; leur composition se rapproche de celle des eaux issues des calcaires. Progressivement la salinisation augmente selon le sens d'écoulement des eaux, la sédimentation devenant plus fine, les circulations sont plus lentes; ceci est bien confirmé par la carte piézométrique (fig.69) ou nous remarquons une baisse du gradient hydraulique ; la durée de contact eau-encaissant devient plus longue; parallèlement à cela, la salinisation de l'encaissant devient plus grande en nous approchant à la sebkha, d'abondantes quantités de gypse et d'anhydrite se trouvent disseminés dans l'encaissant; la dissolution de ces constituants solubles par l'eau augmentera d'autant la salinisation des eaux. De plus, la diminution de la pente topographique et de l'altitude rapprochera d'autant les eaux souterraines de la surface, le niveau piézométrique pouvant atteindre parfois 1,5 m. Ceci accentue l'effet d'évaporation qui concentrera les eaux.

L'évolution de la salinité du Nord vers le Sud n'est pas toujours uniforme; elle est perturbée dans plusieurs secteurs. Il en est ainsi de l'avancée du front de salinité dans la zone de Brédeah-Misserghin et du puits n° 54. Ces zones correspondent à des secteurs fortement sollicités par des pompages comme le montre la carte piézométrique (fig. 69). Ces pompages augmentent la salinité, le processus de cette augmentation de salinité sera étudié par ailleurs.

En comparant la carte de résidu sec avec la carte piézométrique nous remarquons aussi que dans la zone Sud-Ouest de Pont Albin, le dôme piézométrique 85 m correspond à un dôme à salinité élevée. Cette élevation doit être due à l'accroissement d'évaporation dans cette zone.

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012



7.1.6.2. CARTE DES CHLORURES, SULFATES ET DU RAPPORT r So4/rCl

7.1.6.2.1. CHLORURES

Dans la plaine, les chlorures intervenant pour beaucoup dans l'augmentation du résidu sec, la carte des chlorures (fig.110) présente de fortes similitudes avac la carte des résidus secs. Dans la région étudiée, les ions chlorurés peuvent avoir plusieurs origines dont les plus importantes :

- Dissolution des chlorures de sodium des alluvions salifères. Ceci est confirmé par le rapport Na/Cl des eaux, souvent proche de la valeur 0,65 qui correspond au rapport Na/Cl du chlorure de sodium.
- Origine atmosphérique, malheureusement nous n'avons aucune donnée sur les teneurs en chlorures des eaux de pluie de la région.
- Origine liée à l'activité humaine.

Sur la carte, les courbes d'isoteneurs en chlorures varient de 500 mg/l le long des affleurements calcaires à 3000 mg/l. Notons que leur teneur maximum dans l'eau potable est fixée à 250 mg/l.

7.1.6.2.2. SULFATES

La carte des sulfates (fig.111) présente moins de similutude avec la carte des résidus secs.

L'augmentation des sulfates peut provenir :

- En bonne partie de la dissolution des sulfates (sulfate de Ca, Mg) contenus dans les inclusions évaporitiques des alluvions.
- Alteration des pyrites des roches sédimentaires et attaque des silicates.
- Pollution artificielle par les engrais sulfatés utilisés en agriculture.

Sur la carte, nous observons plusiseurs zones à fortes teneurs en sulfates (puits 40, 54, 62, 86); les causes naturelles ne pouvant expliquer à elles seules ces augmentations anormales des teneurs en sulfates, seules des causes naturelles peuvent en être la cause, en effet ces zones correspondent à des zones de cultures maraîchères, à fortes utilisations d'engrais.

7.1.6.2.3. RAPPORT r So4/rCl

Cette carte (fig. 112) résulte des deux autres cartes. Le rapport SO4/Cl est toujours inférieur à 1, il varie de 0,09 à 0,55.

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

FIG. 111

CARTE DE LA TENEUR EN SULFATES

(BASSES EAUX)

—500—: Courbe d'isoteneur en mg/l

Calcaires récifaux

0 1 2 Km

DJEBEL MURDJADJO

Boutlelis

Bredeah

Temsalmet

Misserghin

PontAlbin

AinBeida

GRANDE SEBKHA D'ORAN

FIG. 112

CARTE DES EQUIRAPPORTS rSO4 / rCl

(BASSES EAUX)

—025— : Courbe d'équirapport $\frac{rSO4}{rCl}$

Calcaires récifaux

0 1 2 Km

DJEBEL MURDJADJO

Boutlelis

Bredeah

Temsalmet

Misserghin

PontAlbin

AinBeida

GRANDE SEBKHA D'ORAN

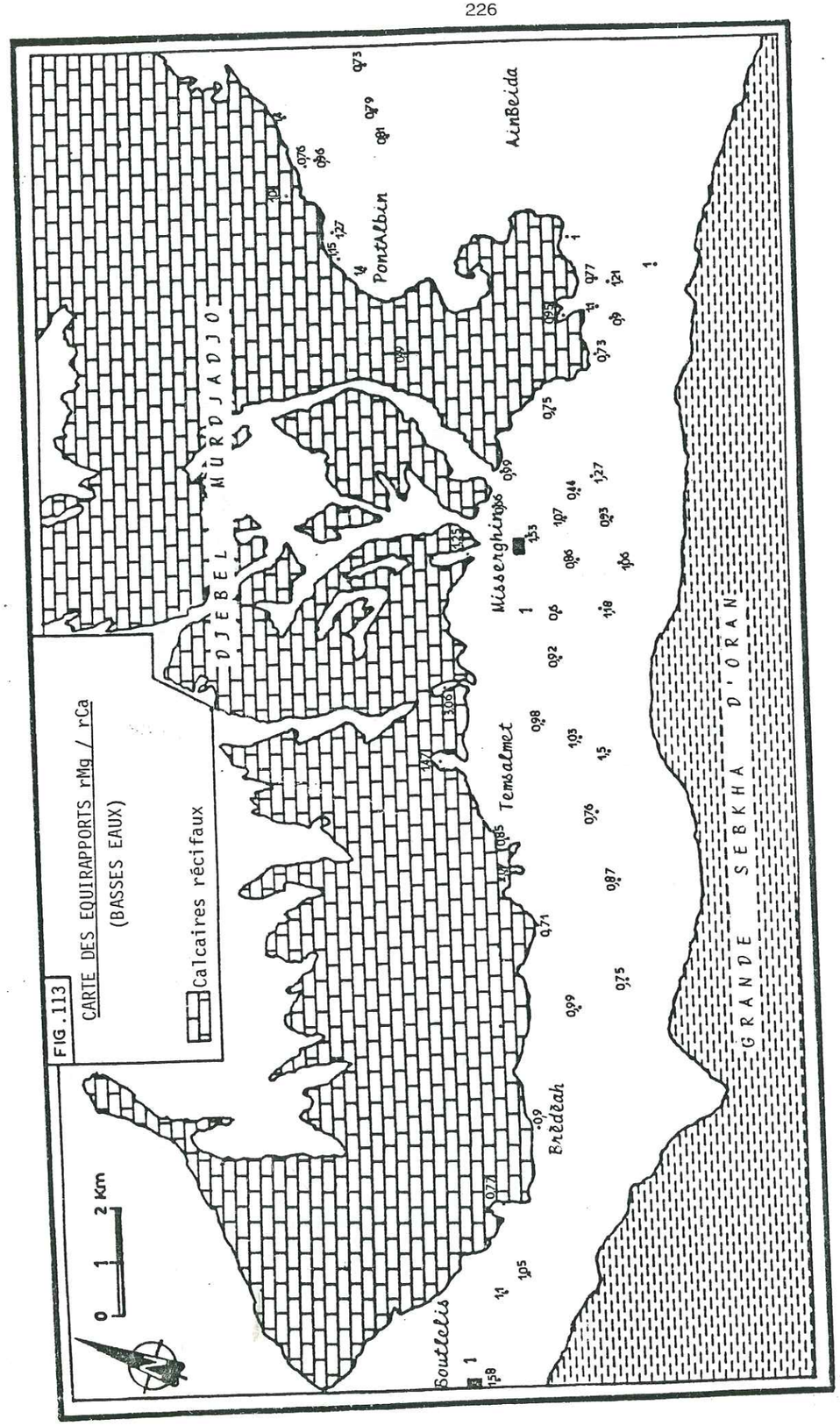


FIG.113

La carte présente plus de similutudes avec la carte des sulfates qu'avec la carte des chlorures. En effet en supposant que l'essentiel des teneurs en chlorures et sulfates proviennent de l'altération des inclusions évaporitiques des alluvions, seule l'augmentation excessive des sulfates par les engrais dans les zones agricoles entrainera l'augmentation anormale des rapports SO4/Cl.

7.1.6.3. CARTE D'EQUIRAPPORT r Mg/rCa

Dans les cartes d'équirapports Mg/ca (fig.113) aucune tendance précise ne semble se dégager.

Si les puits proches des affleurements calcaires ont des rapports supérieurs ou inférieurs à zéro suivant que le faciès de l'eau est bicarbonaté magnésien ou autre ; en aval, surtout au Sud de Misserghin, les rapports varient énormément d'un puits à un autre.

Ca et Mg peuvent avoir une origine commune (dissolution des inclusions gypsyfères); leur comportement ultérieur est différent;ainsi sous l'effet de l'évaporation, le magnésium, sous forme de Mg SO4 et Mg Cl2 est plus soluble que le calcium, sous forme de Ca SO4. Mg se trouve en plus forte concentration. Toutefois ceci n'est pas toujours vérifié. En effet un autre phénomène peut interférer, suivant qu'un puits est régulièrement pompé ou non. Les pompages créant un renouvellement d'eau, la variation du rapport rMg/Ca s'en trouve pêrturbée. Pour cela le tracé de courbes d'isorapports rMg/Ca etant difficile, chaque puits a été affecté de la valeur de son rapport Mg/Ca (fig.113).

7.1.6.4. CARTE DES NITRATES (fig. 114et 115)

Les nitrates peuvent avoir plusieurs origines:
- Nitrates de synthèse industrielle (engrais inorganiques azotés).
- Nitrates provenant de l'oxydation de matières organiques liées aux activités humaines, agricoles ou urbaines.
- Nitrates synthétisés dans le sol par dégradation microbienne de la matière organique.

Selon A. MARIOTTI (1983) toutes ces sources peuvent être différenciées en établissant les variation des teneurs en azote N 15 seul ou en association avec les autres paramètres isotopiques (3 H) ou chimiques. Dans notre secteur, les trois origines sont possibles. Les teneurs en nitrates sont indépendantes des teneurs en résidu sec.

En basses eaux, les teneurs varient de 6 mg/l (p. 56) à 200 mg/l (p. 64). En hautes eaux, elles varient de 9 mg/l (p. 48) à 188 mg/l (p.45). Globalement les eaux des calcaires ont des valeurs souvent inférieures à 40 mg/l. Ces relatives basses teneurs en nitrates sont dues d'une part à l'étanchéité assurée par les formation alluviales et d'autre part à la position des puits en amont des zones agricoles et urbaines. Les teneurs les plus élevées se rencontrent au Sud de Misserghin et dans le zone de Boutlelis, qui correspondent

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

FIG. 114

CARTE DES TENEURS EN NITRATES

(BASSES EAUX)

△ 0-20 mg/l ■ 60-80 mg/l
▲ 20-40mg/l ○ 80-100mg/l
□ 40-60mg/l ● 100 mg/l

Calcaires récifaux

0 1 2 Km

DJEBEL MURDJADJO

Boutlelis

Brédeah

Temsalmet

Misserghin

PontAlbin

AinBeida

GRANDE SEBKHA D'ORAN

FIG. 115

CARTE DES TENEURS EN NITRATES

(HAUTES EAUX)

△ 0-20 mg/l ■ 60-80 mg/l
▲ 20-40mg/l ○ 80-100mg/l
□ 20-40mg/l ● 100mg/l

Calcaires recifaux

0 1 2 Km

DJEBEL MURDJADJO

Boutlelis

Bnédeah

Temsalmet

Misserghin

PontAlbin

AinBeida

GRANDE SEBKHA D'ORAN

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

à des zones à grande concentration de cultures maraichères, fortes consommatrices d'engrais. Les très fortes élevations des teneurs en nitrates juste en aval des agglomérations de Misserghin et Boutlelis atteignent jusqu'à 200 mg/l (p. 64) seraient dues à la contamination de la nappe par les rejets des égouts de ces agglomérations. Entre ces périodes de basses eaux et de hautes eaux,aucune tendance nette à l'augmentation ou la baisse des teneurs en nitrates n'apparait.

Les eaux des puits de la plaine, servant souvent à l'alimentation en eau potable des populations locales, présentent un danger certain à la consommation; en effet les teneurs dépassent souvent les 45 mg/l,limite de concentration des nitrates dans l'eau potable,fixée par l'O.M.S. Les nitrates et nitrites sont en effet les sels minéraux dissous les plus nocifs. Ils provoquent des troubles graves chez les jeunes vertébrés par dégradation de l'hémoglobine du sang et production de métahemoglobine toxique. Ils peuvent provoquer l'hypertension et sont les précusseurs de nitrosamines cancérigènes.

7.1.6.5. VARIATION DE LA SALINITE DE LA NAPPE EN FONCTION DES POMPAGES

Avant leur captage, les sources de Brédéah avaient en 1850, un résidu sec de 0,748 g/l.(Dalloni, 1930). Après leur captage le résidu sec atteignait 5 g/l en 1950. Lors de notre campagne de Mai 1986, il atteignait 6, 420 g/l.

Pour beaucoup d'auteurs ce phénomène serait lié à la proximité de la sebkha, l'intensification des pompages provoquant un appel d'eau salée. Aucun auteur ne précise l'origine exacte de ces eaux salées.

En fait si l'augmentation de la salinité des eaux est indéniable à grande échelle du temps, dans le détail le phénomène, est beaucoup plus complexe.

Dans la figure 116, on remarque qu'aux pics pluviométriques correspondent les niveaux piézométriques les plus élevés, avec un temps de reponse de 1 à 2 mois. Par contre, la salinité, représentée par les chlorures est très fluctuante.

Trois cas peuvent se présenter :

1. La salinité varie dans le même sens que l'augmentation ou la baisse du niveau piézométrique : exemple de l'année 1942.
2. La salinité varie dans le sens inverse de l'augmentation ou baisse du niveau piézométrique : éxemple de l'année 1947 et du 1er semestre 1946.
3. La salinité est indépendante de la variation du niveau piézométrique : année 1943-1944.

D'après cette figure, la variation du niveau piézométrique n'influe pas sur la salinité. Notons que les débits pompés dans le forage ne sont pas pris en considération.

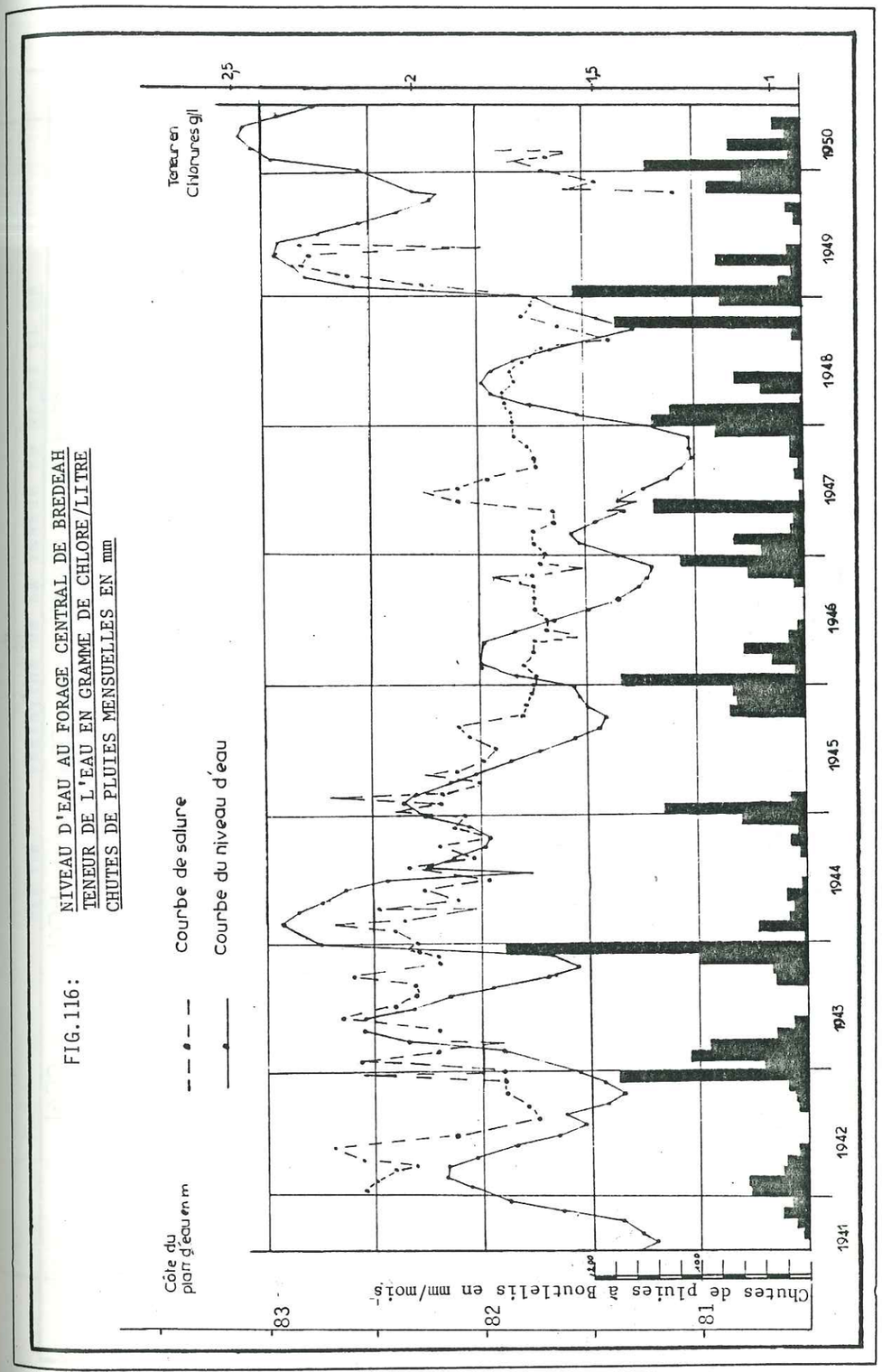


FIG.116: NIVEAU D'EAU AU FORAGE CENTRAL DE BREDEAH
TENEUR DE L'EAU EN GRAMME DE CHLORE/LITRE
CHUTES DE PLUIES MENSUELLES EN mm

FIG 117: COURBE DE VARIATION DE LA SALURE ET DU DEBIT EXTRAIT DES FORAGES W2 ET W6 (BREDEAH)

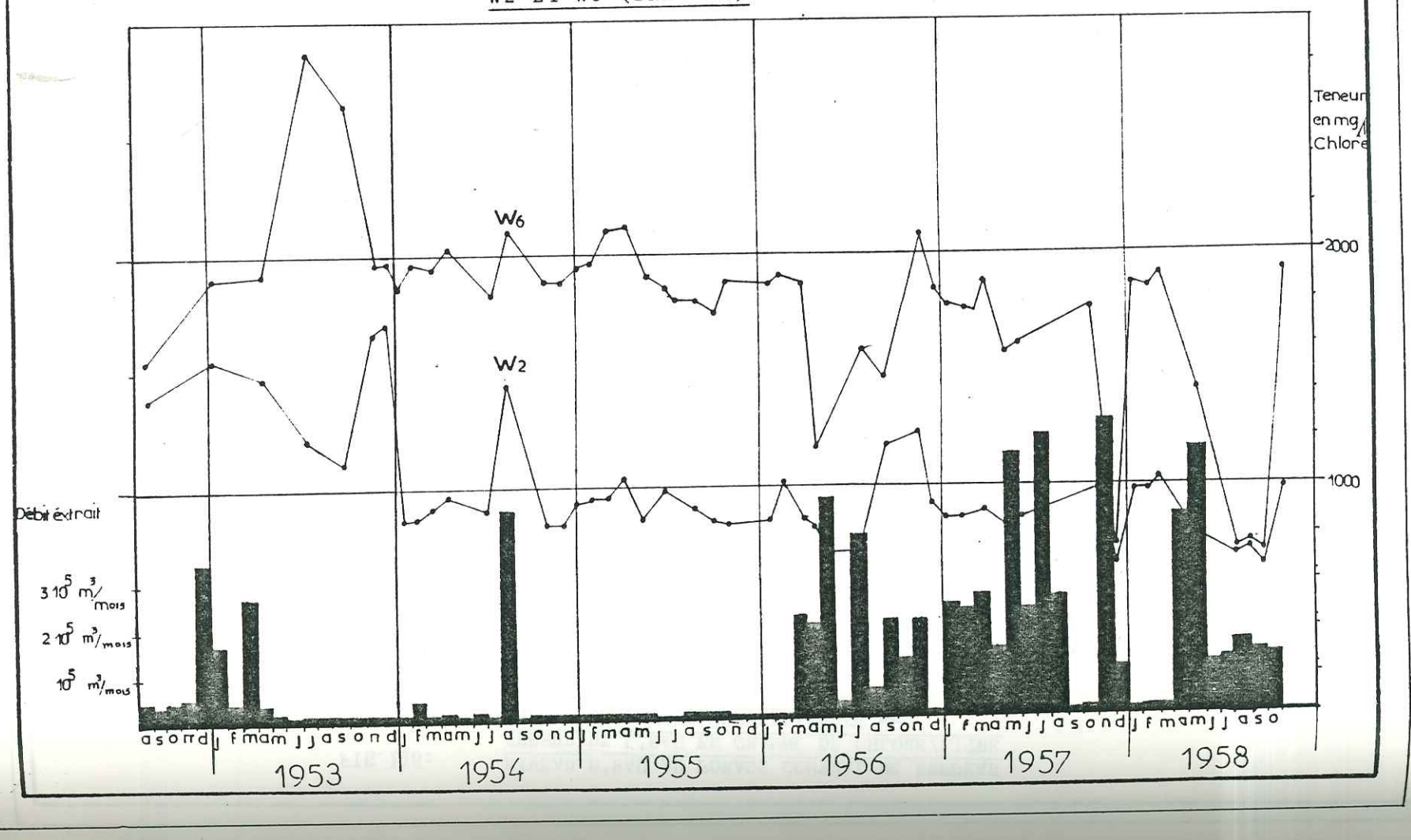
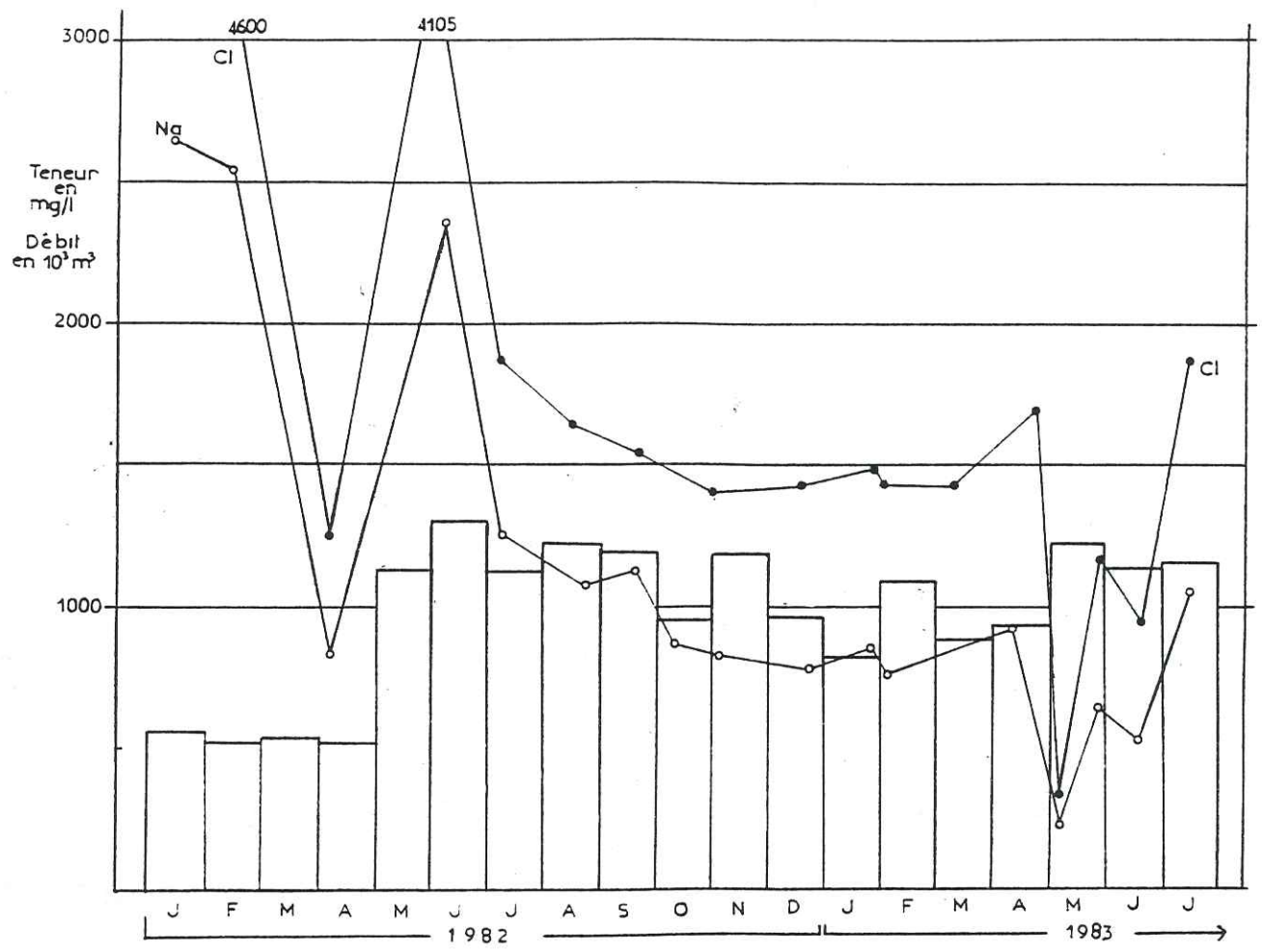


Fig 118: VARIATION DE LA TENEUR EN NA ET CL EN FONCTION DES DEBITS POMPES AU FORAGE CENTRAL DE BREDEAH 1982 - 1983



tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

En tenant compte cette fois des débits pompés, on remarque que pendant la période 1952-1958 (fig. 117), à part le mois d'Août 1954 où une augmentation brutale des débits pompés correspond à une augmentation rapide de la salinité, les augmentations des débits pompés n'engendrent pas toujours une augmentation de la salinité; il en est de même pour le cas de la figure n°

D'autre part, la variation de la salinité est parfois très locale (fig. 117). Au mois de Juin, Juillet, Août 1953, une augmentation de la salinité du forage W6 correspond à une diminution de la salinité au forage W2, distant du premier de seulement une dizaine de mètres. Ceci est dû à la perméabilité de fissures des calcaires. Certaines fissures drainant une eau plus salée que d'autres.

Si dans beaucoup de forages, le résidu sec augmente souvent avec les pompages, le phénomène inverse peut avoir lieu.
On remarque des analyses du forage F3 captant un horizon carbonaté entre 22 m et 40 m (Tableau n°58)

Tableau n°58 : Analyses hydrochimiques du forage (F3)

Date de prélèvement	Ca mg/l	Mg mg/l	Na mg/l	K mg/l	Cl mg/l	So4 mg/l	HCO3 mg/l	NO3 mg/l	PH	R.S mg/l
04.06.79 Avant pompage	170	55	451	15	820	204	410	31	7,7	2300
04.06.79 Après 8 H de pompage	120	80	361	11	591	197	392	26	7,8	1760

Avant pompage le résidu sec était de 2,3 g/l après 8 heures de pompage, il a baissé à 1,76 g/l.

D'après ces données, le mécanisme éxact expliquant la variation de la salinité ne peut être défini .
Toutefois des phénomènes précis interviennent sûrement dans ce mécanisme.

- L'augmentation des pompages dans l'aquifère carbonaté, très perméable, entraine une éxtension du cône de rabattement, provoquant parfois un appel des eaux salées provenant de l'aquifère semi perméable sus-jacent.

- L'hypothèse formulée par B.SOURISSEAU(1976)selon laquelle la salinité des eaux proviendrait de la mise en solution par les eaux d'exhaure de lentilles de gypses et sels interstratifiées dans les formations messiniennes et dans les alluvions récentes de la sebkha du fait de la sédimentation lagunaire doit être retenue également .

— Entre Misserghin et Boutlelis nous avons observé dans les puits captant l'aquifère alluvial des poches de dissolution qui se développent jusqu'en dessus du niveau piézométrique.
La présence plus ou moins accentuée de ces lentilles évaporitiques dans les sédiments expliquerait les dômes de salinité dans la carte des résidus secs.

— L'aquifère des calcaires est un aquifère à porosité de fissure; la transmission des pressions dans les fissures n'est jamais uniforme; de ce fait l'écoulement des eaux salées dans les drains est très variable.

7.2 - ETUDE DES SOURCES DU MURDJADJO ET DES TESSALAS

7.2.1 - INTRODUCTION

En Mai 1986, nous avons entrepris une campagne de prélèvements des principales sources situées dans le Djebel Murdjadjo et dans les Tessalas (zone d'Arbal).

On s'est surtout intéressé aux sources provenant des calcaires messiniens, toutefois nous avons aussi englobé des sources provenant d'autres formations géologiques. L'inventaire des sources a été fait à partir des cartes topographiques au 1/50 000. Nous avons prélevé en tout 27 sources, 12 dans le Murdjadjo et 15 dans les Tessalas. (fig.58 et 59)

7.2.2 - CONTEXTE HYDROGEOLOGIQUE

Les caractéristiques hydrogéologiques des principales sources ont été étudiées dans le chapitre n° 4 .

- Dans le Murdjadjo n°4 toutes les sources proviennent des formations carbonatées messiniennes sauf les sources d'Aïn Keffri (S2) et d'Ahoun (S9).

- Dans les Tessalas (fig. 58), 8 sources proviennent des calcaires messiniens 5, des unités tectoniques d'âge secondaire, une source (S23) provient des conglomérats rouges, une autre source (S30) provient des formations évaporitiques.

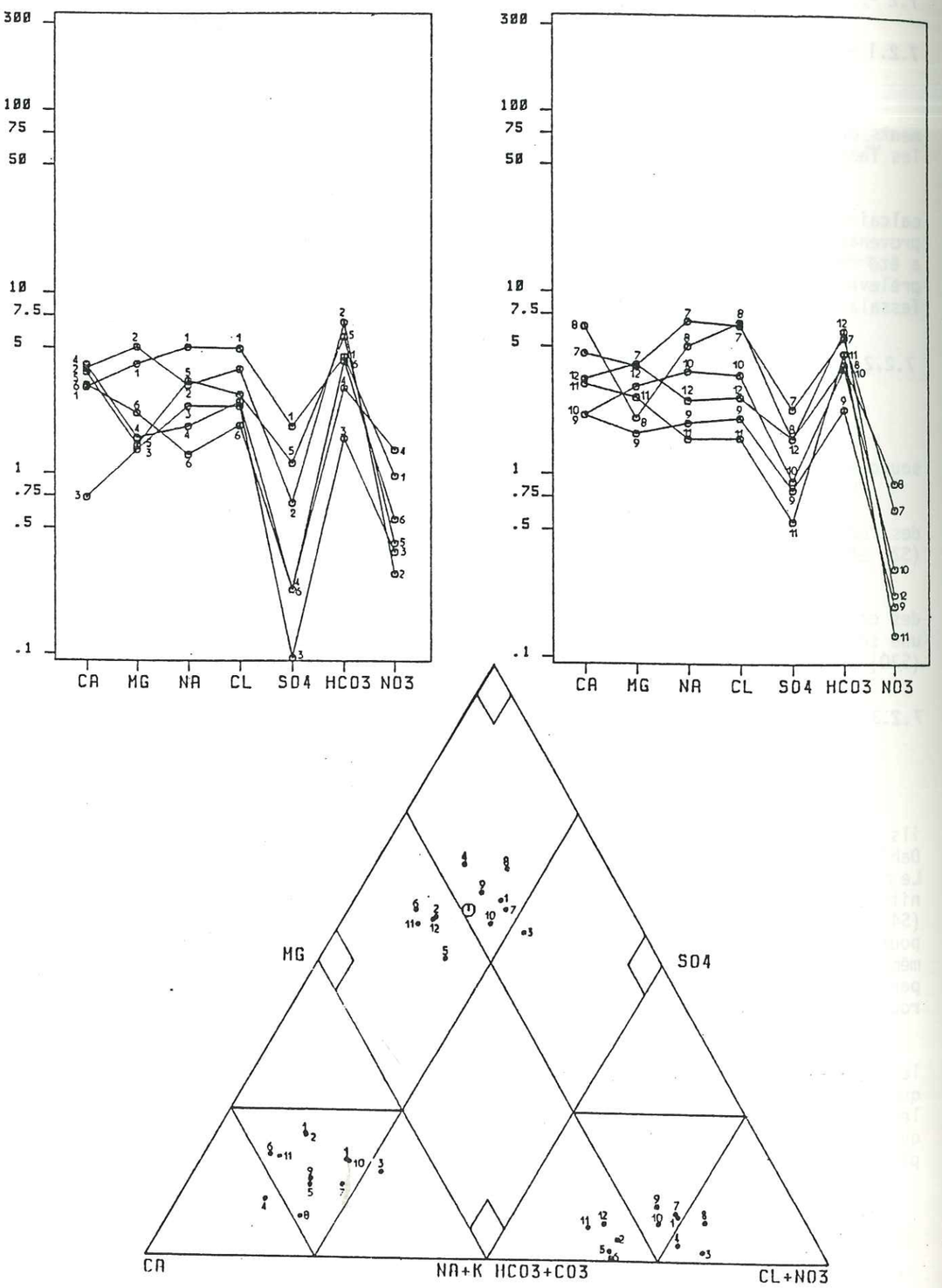
7.2.3 - PRINCIPAUX RESULTATS

— Dans le Murdjadjo, les résidus secs sont assez faibles; ils varient de 400 mg/l à Aïn Froha (S3) jusqu'à 1240 mg/l à Aïn Dahlia (S8).
Le pH est globalement basique; il varie de 8 à 8,5. Les teneurs en nitrates varient de 9 mg/l (S11) jusqu'à 66 mg/l (S1) et 92 mg/l (S4). Ces teneurs sont élevées pour des zones peu cultivées. Ceci pourrait s'expliquer par des teneurs élevées en nitrate de la roche même. La composition de certains calcaires messiniens atteignant parfois jusqu'à 40 % de nitrates par rapport au poids total de la roche (P.VERGEIL,1987 communication orale).

Les indices d'échange de bases sont toujours positifs; les ions Na sont échangés contre des ions Ca et Mg. Nous remarquons que c'est les eaux les plus chargées (S7 et S8) qui ont les indices les plus élevés (6,07 et 6,62); c'est dans les eaux les plus chargées qui ont le plus transité dans la roche que les échanges sont les plus importants.

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

Fig.119 : Représentation par les diagrammes de SCHOELLER-BERKALOFF et PIPER des sources du djébel Murdjadjo .



Les rapports r SO4/r Cl sont toujours inférieurs à 0,5. Le S.A.R. varie de 0,82 (S6) à 3,49 (S7) indiquant de bonnes eaux pour l'irrigation.

— Dans les Tessalas. La nature des eaux est plus variée. Les résidus secs varient de 520 mg/l (S 24) à 222 640 mg/l (S 30). Les eaux provenant des calcaires sont les moins chargées. A l'exception de la source Kraouir (S 30) dont l'eau est acide, p H = 6, les eaux sont basiques; lesp H sont toujours supérieurs à 8.

Les indices d'échange de bases varient de 0,11 à Aïn Beïda (S 24) jusqu'à 11,3 à Aïn Belallal (S 25). La source d'Aïn Kraouir (S 30) atteint un indice de 1 848 du fait de la forte dissolution des évaporites.

Les teneurs en nitrates varient de 8 mg/l à Aïn Kraouir (S 30) à 95 mg/l à Aïn Belallal (S 25).

7.2.4 - CLASSIFICATION DES EAUX

Sur l'ensemble des sources nous avons affaire à 7 types d'eaux. (fig.119 et 122)

7.2.4.1. LES EAUX BICARBONATEES CALCIQUES

Les formules caractéristiques sont :

r HCO3 > r (Cl + NO3) > r SO4
r Ca > r (Na + K) > r Mg (S4, S5, S9, S13, S21, S24)

et

r HCO3 > r (Cl + NO3) > r SO4
r Ca > r Mg > r (Na + K) (S6, S11, S14, S17, S18)

Les eaux de ce faciès ont toujours des résidus secs inférieurs à 1 g/l.
Toutes ces sources drainent les calcaires messiniens sauf la source S9, dans le Murdjadjo, qui provient des calcaires à hématites, crétacés du Djebel Ahoun et les sources (S17) et (S18) qui sortent au niveau des calcaires intercalés au sein des marnes de l'unité Albo-cenomanienne des Tessalas.

7.2.4.2 - LES EAUX BICARBONATEES MAGNESIENNES

Les formules caractéristiques sont :

r HCO3 > r (Cl + NO3) > r SO4
r Mg > r Ca > r (Na + K) (S2 et S12)

et

r HCO3 > r SO4 > r (Cl + NO3)
r Mg > r Ca > r (Na + K) (S15 et S16)

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

DIAGRAMME PIPER

TESSALA

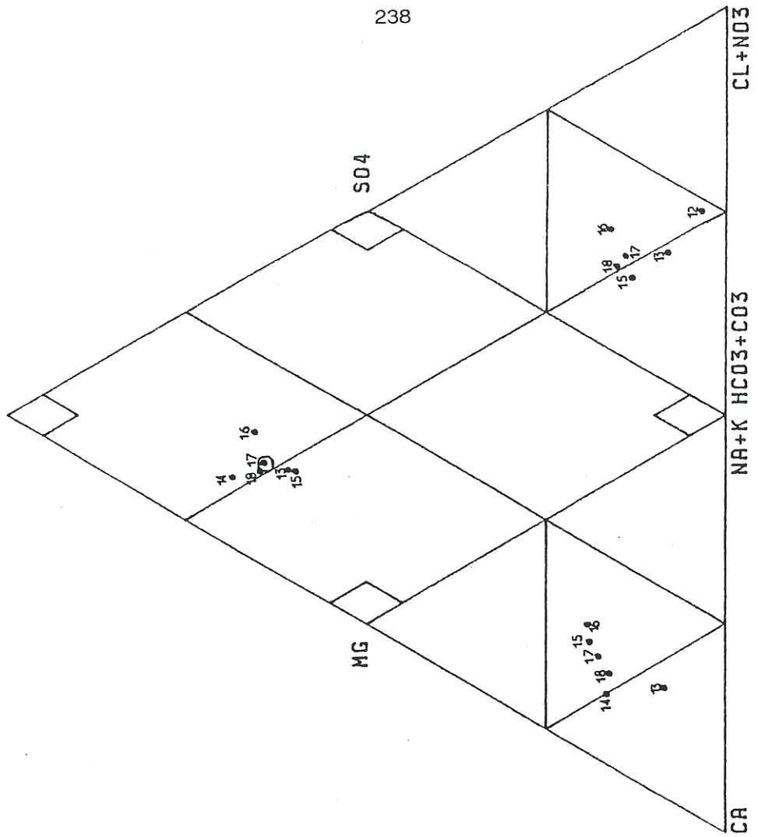


DIAGRAMME SCHOELLER-BERKALOFF

TESSALA

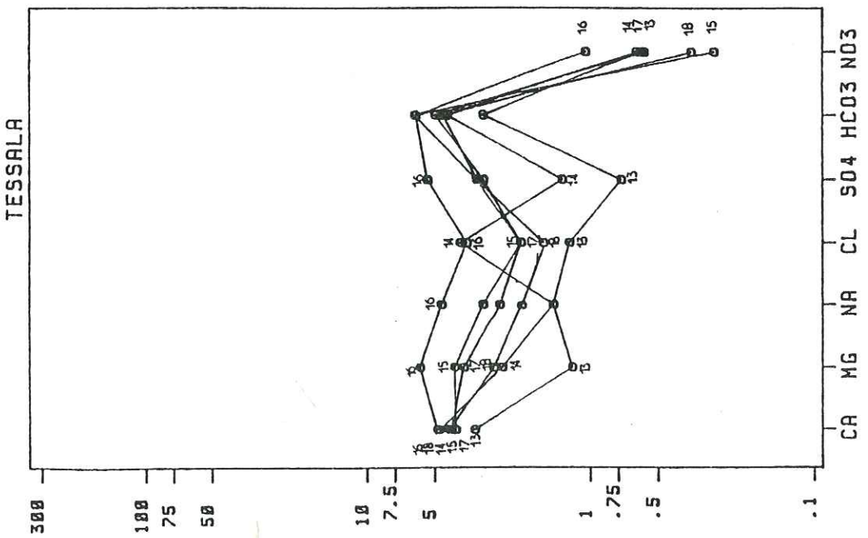


FIG 120 : SOURCES 13 A 18 (TESSALAS)

Dans le cas de la source (S2), la nette prédominance du magnesium s'explique par la provenance des eaux des calcaires marmoréens et dolomies du Lias.
Pour toutes les sources le rapport Mg/Ca est toujours inférieur à 1,3.

7.2.4.3. - LES EAUX CHLORUREES CALCIQUES

La formule caractéristique est

r (Cl + NO3) > r HCO3 > r SO4
r Ca > r (Na + K) > r Mg

Ce faciès a été rencontré seulement à la source Aïn Dahlia (S8).
Ce faciès correspond à un terme de passage entre les eaux bicarbonatées calciques et des eaux chlorurées sodiques.

7.2.4.3 - LES EAUX BICARBONATEES SODIQUES

Ce faciès a été rencontré dans trois sources

(S 10)Misserghin r HCO3 > r (Cl + NO3) > r SO4
r (Na + K) > r Mg > r Ca

(S20) Aïn Besla r HCO3 > r (Cl + NO3) > r SO4
r (Na + K) > r Ca > r Mg

(S23) Aïn Lemcen r HCO3 > r SO4 > r (Cl + NO3)
r (Na + K) > r Ca > r Mg

Les eaux de ces sources correspondraient à l'origine à des faciès bicarbonatés calciques ou magnésiens où le sodium a remplacé Ca ou Mg par le phénomène d'échange de base.

Notons qu'Aïn Lemcen (S23) affleure au contact conglomérats-argilites rouges des Tessalas et marnes de l'unité senonienne légèrement en aval d'un affleurement évaporitique.

7.2.4.5. - LES EAUX CHLORUREES SODIQUES

Les formules caractéristiques de ce faciès sont

r (Cl + NO3) > r HCO3 > r SO4
r (Na + K) > r Mg > r Ca (S1, S3, S19)

r (Cl + NO3) > r HCO3 > r SO4
r (Na + K) > r Ca > r Mg (S6, S25)

r (Cl + NO3) > r SO4 > r HCO3
r (Na + K) > r Ca > r Mg (S30)

Ce faciès affecte même des eaux à faible résidu sec, ex : S3, RS = 400 mg/l.
L'ion HCO3 prédomine toujours sur l'ion SO4, sauf pour Aïn Kraouir (S30).

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

DIAGRAMME PIPER

TESSALA

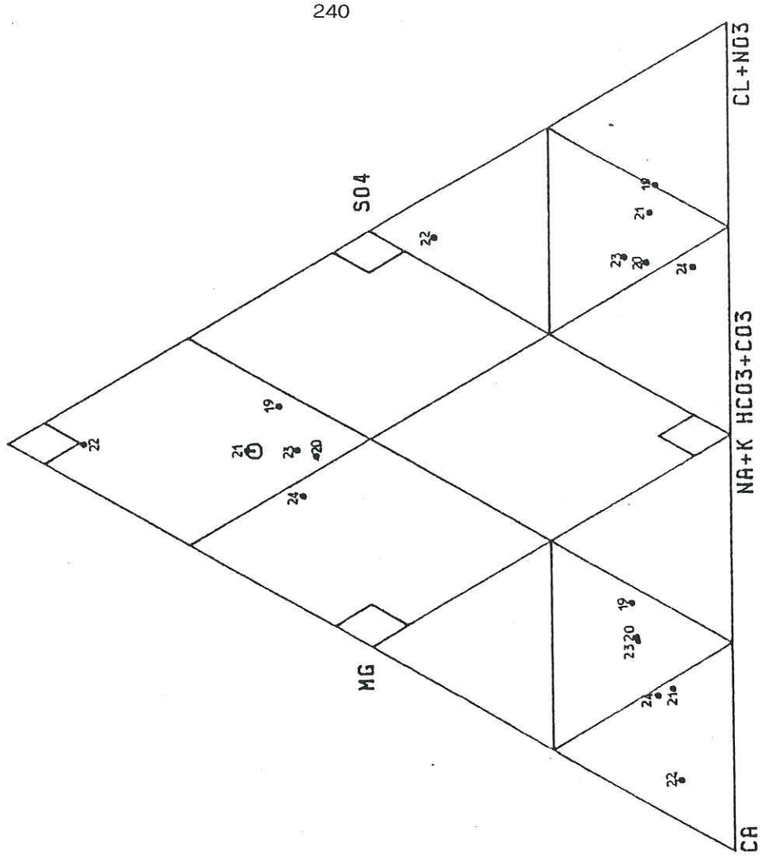


DIAGRAMME SCHOELLER-BERKALOFF

TESSALA

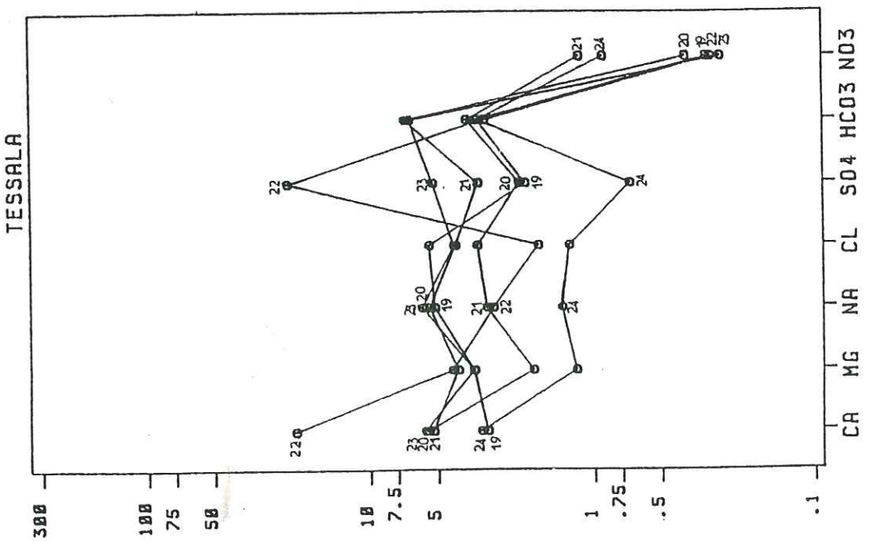


FIG 121 : SOURCES 19 A 24 (TESSALAS)

Les eaux de la source de Ras El Aïn (S1) ont un faciès chloruré sodique bien qu'elles proviennent des calcaires récifaux; ceci doit être dû à la contribution des eaux de la nappe des alluvions comprise dans la partie S-W de son bassin versant (voir p.) mais aussi aux lentilles d'évaporites interstratifiés dans les calcaires récifaux (ferme Ste Anne).

7.2.4.6. LES EAUX SULFATEES SODIQUES

Une seule source(S26)est caractérisée par ce faciès. La formule caractéristique est

r SO4 > r (Cl + NO3) > r HCO3
r (Na + K) > r Ca > r Mg

Ce faciès s'explique par le phénomène d'échange de base, l'ion Na ayant remplacé l'ion Ca, la valeur de l'i.e.b. de cette source est particulièrement élevée 9,54.

7.2.4.7. LES EAUX SULFATEES CALCIQUES

Ce faciès caractérise la source d'Aïn Morra (S22) (source amère). La formule caractéristique est

r SO4 > r HCO3 > r (Cl + NO3)
r Ca > r Mg > r (Na + K)

Cette source affleure au niveau de l'unité albo-cenomanienne juste en aval d'un pointement évaporitique ou la prédominance du gypse sur l'halite devrait être plus importante qu'ailleurs.

7.2.5. ETUDE STATISTIQUE DES SOURCES

Nous avons entrepris une étude statistique sur 26 échantillons (n = 26).

Les concentrations sont exprimées en meq/l.

L'étude a porté sur les paramètres suivants : pH, Na, K, Mg, Ca, HCO3, SO4, et Cl. Le nombre de variables est donc égal à 8 (P = 8).

La source d'Aïn Kraouir (S30) n'a pas été retenue dans cette étude,en effet les fortes valeurs des teneurs en ions de cette source diminuent d'autant la finesse de l'analyse des autres sources.

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

Tableaux 59 a,b,c : Etude statistique des sources

ETUDE PORTANT SUR 8 VARIABLES ET 26 ECHANTILLONS

	MOYENNE	VARIANCE	EC-TYPE	MAX	MIN
PH	8.25	0.04	0.19	8.60	8.00
NA	4.00	6.56	2.56	11.00	1.39
K	0.12	0.01	0.10	0.36	0.05
MG	3.32	1.87	1.37	6.36	1.32
CA	5.26	16.56	4.07	23.55	0.00
HCO3	4.92	2.37	1.54	7.57	1.72
SO4	3.38	24.70	4.97	25.50	0.10
CL	4.07	7.17	2.68	12.20	1.35

MATRICE DE CORRELATION DU FICHIER SOURCESHEB6E (8 VAR,26 ECH)

	PH	NA	K	MG	CA	HCO3	SO4	CL	
	1.000	-0.046	0.626	-0.163	-0.131	-0.252	-0.101	-0.073	PH
		1.000	0.315	0.456	0.230	0.246	0.250	0.931	NA
			1.000	0.135	-0.013	0.065	-0.094	0.362	K
				1.000	0.303	0.625	0.306	0.336	MG
					1.000	-0.020	0.957	0.149	CA
						1.000	-0.014	0.105	HCO3
							1.000	0.099	SO4
								1.000	CL

VARIANCE TOTALE DU SYSTEME = 8.0000

35.3940	24.1544	19.3779	13.4402	3.9389	3.0020	0.6077	0.0849	VP/VT

F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7	F8	FACTEURS
-0.1645	0.6025	0.5973	0.3816	0.2372	-0.2201	0.0523	-0.0014	PH
0.8267	0.3677	-0.0693	-0.3607	0.0704	-0.1654	-0.1147	-0.0331	NA
0.2633	0.7648	0.3486	0.3002	-0.2062	0.7107	-0.0535	0.0042	K
0.7534	-0.0540	-0.3147	0.4150	0.3155	0.2406	0.0145	-0.0091	MG
0.6180	-0.5495	0.5217	0.0644	-0.1729	-0.0076	0.0091	-0.0429	CA
0.4277	0.0267	-0.6789	0.5164	-0.2036	-0.2595	0.0255	0.0093	HCO3
0.6264	-0.5928	0.4922	0.1092	0.0311	-0.0656	-0.0774	0.0504	SO4
0.7258	0.4516	-0.0591	-0.4992	-0.0098	0.0102	0.1228	0.0332	CL

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

7.2.5.1. ETUDE DE LA MATRICE DE CORRELATION

Elle nous permet de remarquer :

- De bonnes corrélations positives des éléments constitutifs de la minéralisation permettant de déterminer les principales associations suivantes :
Na et Cl : 0,831, Ca et SO4 : 0, 957 et d'une façon

beaucoup moins marquée Mg et HCO3 : 0,625.
Ceci s'explique par le fait que les eaux de beaucoup de sources se minéralisent dans un environnement gypso-salin.

Des corrélations négatives entre SO4 et HCO3, K et SO4, K et Ca, pH et tous les ions sauf le potassium, le pH est d'autant plus faible que l'eau est fortement minéralisée; ceci est dû au fait que les eaux les moins chargées sont les eaux provenant des calcaires ou le PH est relativement élevé.

Nous remarquons aussi une corrélation négative entre Ca et HCO3 et ceci malgré la dominance de sources provenant d'aquifères calcaires Ceci semble être du à l'importance des phénomènes d'échanges de bases .

7.2.5.2. ANALYSE EN COMPOSANTE PRINCIPALE A.C.P.N.

Pour mieux visualiser les variations et mieux saisir le chimisme des sources, nous avons procédé à une analyse de nos données en composante principale. Cette analyse permet de déterminer les fonctions linéaires entre les variables qui discriminent au mieux l'ensemble des compositions chimiques, et donc de mettre en évidence les groupements de variables qui sont prépondérantes dans la différenciation de la population analysée (J.C KLOVAN et al., 1976).

Nous avons utilisé pour cela un microordinateur Apple II de l'Institut Dolomieu.
J.P BOZONNAT(1980) a parfaitement résumé le principe de cette étude statistique.

On considère p variables; X X1, X2,...., X3,...., Xp pour lesquelles on dispose de n observations (mesures simultanées). Les résultats obtenus peuvent être représentés sous la forme d'une matrice de données :

1ere observation	X11	X21	...	...	Xp1
2eme observation	X12	X22	...	...	Xp2
... .	...	...	...	...	...
4eme observation	X1n	X2n	...	...	Xpn

= (X pn)

On calcule la moyenne de chacune de ces p variables, leur écart-type ainsi que les coefficients de corrélation totale entre tous, les couples possibles de variables.

moyennes = $\overline{X1}, \ldots \overline{Xp}$ avec $\overline{Xj} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} Xji$

écart-type = S1, ... Sp avec $Sj = \frac{1}{n-1} \left(\sum_{i=1}^{n} XXji - Wji - \overline{Xj}^2 \right)^{\frac{1}{2}}$

Coefficient de corrélation rjK entre deux variables Xj et Xk

$$rjk = \frac{\sum_{i=1}^{n} (Xji - \overline{Xj})\,(Xki - \overline{Xk})}{\left[\sum_{i=1}^{n} (Xji - \overline{Xj}^2)\,(Xki - \overline{Xk}^2)\right]^{1/2}} = \frac{COV\,(Xj, X)}{\left((VAR\,(Xj)\;VAR\,(Xk)\right)^{1/2}}$$

où COV (Xj, Xk) s'appelle la covariance de Xj et Xk
VAR (xj) est la variance de xj = S^2

On construit ainsi la matrice d'intercorrélation (Rpp), donnant les coefficients de corrélation entre paires de variables.

(Rpp) = 1/ (p - 1) (Ynp) (Ypn)

où (Y pn est la matrice des données standardisées (centrées réduites) de terme

$$Xji = \frac{X\,ji - \overline{Xi}}{Sj}$$

(Y np) est la matrice transposée de (Y pn).

On peut considérer que dans l'espace à p dimensions qui constitue le système de référence initial pour le phénomène étudié, chaque observation ou ensemble de p valeur Xij est représenté par un point, la matrice d'observation l'étant par n points.

On recherche le sous-espace à une dimension F1 (qui sera une droite) tel que les distances entre les projections orthogonales des points observations (mesurés) sur cette droite soient le plus proche possible des distances définies dans l'espace à p dimensions ; les composantes du vecteur unitaire U porté par la droite F1 doivent être telles que la longueur des projections soient maxima de façon à ce que la déformation du nuage de points soit minimum .

On démontre que trouver les facteurs capables d'extraire le plus d'information revient à trouver les vecteurs propres U de la matrice d'intercorrélation. Les valeurs propres 1 correspondant à ces vecteurs propres ne sont autres que les variances des nouvelles variables Z1 c'est-à-dire

$$1 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} Z1_i^2 \quad \text{(la moyenne de Z1 est nulle par définition)}$$

avec

$$(R)\;U - \lambda U = 0 \text{ et } Z1 = \sum_{j=1}^{P} U_{1j} \cdot \frac{(Xj - \overline{Xi})}{Sj}$$

En d'autres termes les cosinus directeurs de l'espace à une dimension (F1) sur lequel se projette le nuage des observations, en se déformant le moins possible, sont donc les composantes du vecteur propre correspondant à la valeur propre la plus grande.

Pour extraire le deuxième axe, la procédure est analogue avec la contrainte supplémentaire que le facteur correspondant t ne doit pas être corrélé avec le premier (t.U = 0). On répète le processus pour les axes suivants en respectant les conditions d'orthogonalités avec tous les axes antérieurs.

Ainsi au cours du calcul des vecteurs propres sont déterminés dans l'ordre des valeurs propres 1 décroissantes : une propriété remarquable des valeurs propres ainsi obtenues est que leur somme est égale à la dimension de la matrice (R).

$$\sum_{1=1}^{P} \lambda 1 = P$$

Cette relation permet de connaitre la contribution en variance de chacune des composantes principales à la variance totale du système à p dimensions.

Les axes de référence ont pour origine le centre de gravité des variables. Les coefficients de corrélation rjK entre une variable Xj et une composante FK sont proportionnels aux coordonnées (cos j) du point - variable sur cette composante.

$$rjK = \sqrt{\lambda K}\;\cos \alpha\, j$$

On reporte sur un graphique en coordonnées rectangulaires la position de n points-observations dans le plan des axes factoriels pris deux à deux et l'on complète cette représentation en figurant les p points-variables ($\overline{Xj}$ + Sj). Si les deux premiers axes factoriels s'avèrent insuffisants pour résumer les proximités, on adjoindra, sur un deuxième graphique, les positions des points dans un système comportant au moins un axe différent.

La représentation graphique nous permet de tirer de nombreux renseignements.

- Les points situés près de l'origine ne sont pas corrélés significativement avec les facteurs.

- La proximité des points représentatifs de deux variables signifie que ces variables sont bien corrélées.

- La corrélation entre les variables est d'autant plus forte que leur distance à l'origine est grande (proche du cercle de rayon 1).

- Les coordonnées des points représentant une observation indiquent les composantes de ces observation en fonction de deux facteurs considérés; lorsque deux points-individus sont proches l'un de l'autre, ces individus ont le même comportement vis à vis des variables étudiées.

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

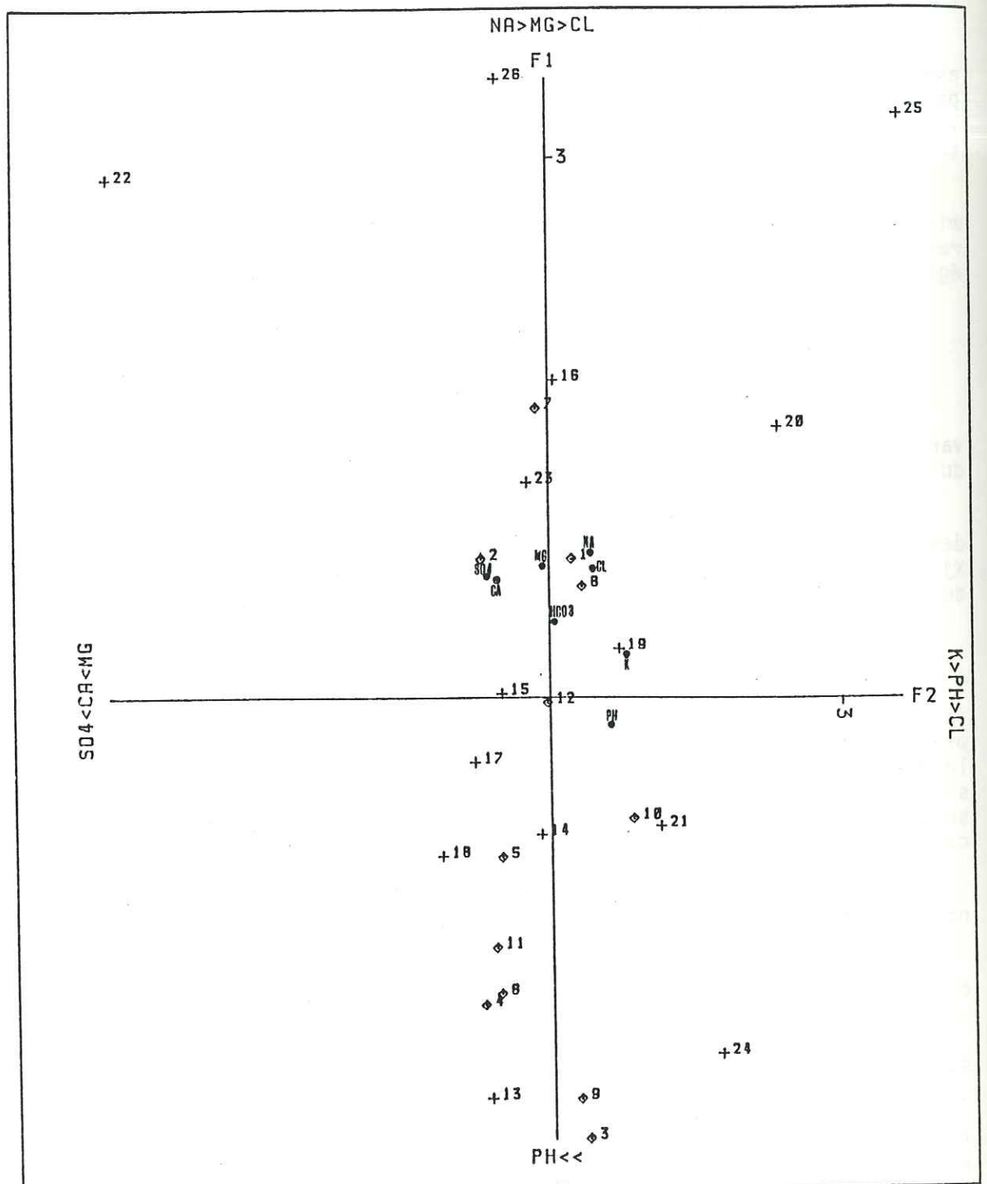


FIG 123 : A.C.P.N. DES SOURCES AXES F1 - F2

INSTITUT DOLOMIEU

- Le cercle de rayon 1, l'unité choisie étant $\sigma x = \sqrt{VARX} = \sqrt{\lambda}$ max représente le lieu des caractères entièrement corrélés avec le plan factoriel. Tous les points-variables sont situés à l'intérieur de ce cercle dit de communauté (communality).

Un des avantage de l'ACP normée est de supprimer l'hétérogénéité d'échelle entre les variables ("effet de taille").

Ayant caractérisé dans la matrice de corrélation nos analyses d'eaux par 8 variables, qui correspondent aux ions majeurs et au H, nous avons donc défini 8 facteurs discriminants. Nous donnons dans le tableau n° les valeurs des coefficients pour chaque facteur.
Les facteurs les plus représentatifs sont F1 (35,"39% des variations) et F2 (24, 15% des variations).

Nous avons représenté graphiquement (fig. 123) les diverses analyses dans le plan défini par F1 et F2 dans lequel 59,5% des variations sont représentées.

- Dans l'axe F1 tous les éléments sont corrélés positivement sauf le PH.
L'élément K est proche de l'origine de l'axe F1, ceci dénote une mauvaise corrélation de cet anion avec les autres éléments.
Na, Cl et Ca - SO4 sont bien corrélés positivement dans l'axe. La proximité anion-cation de ces anions dénote une origine commune.

- Dans l'axe F2, les paramètres K, p H, Na, Cl et HCO3 sont corrélés négativement par rapport à Mg, Ca et SO4.

Pour les échantillons, nous remarquons que la plupart sont situés loin du cercle de corrélation. Ils sont d'autant plus éloignés de l'origine de l'axe F1 qu'ils ont un grand résidu sec (accroissement positif) ou un petit résidu sec (accroissement négatif).
L'échantillon S25 (Aïn Belallal) à fort résidu sec et à faciès chloruré sodique se trouve dans le prolongement du pôle Na Cl.
L'échantillon S22 (Aïn Morra) à faciès sulfaté sodique est dans le prolongement du pôle Ca-SO4.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr
19 AOUT 2003

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

7.2.6 - ETUDE ISOTOPIQUE DES EAUX DE SOURCES

Les études isotopiques des eaux souterraines sont très importantes pour connaître le mode d'alimentation des nappes.

L'étude des eaux souterraines doit être complétée par la connaissance de l'âge des eaux par utilisation des isotopes présents dans ces eaux. Les isotopes utilisés sont nombreux. Notre étude a porté sur les mesures des teneurs en Tritium et Oxygène 18.

7.2.6.1. - TRACAGE ET UNITE DE MESURE DU TRITIUM

Le Tritium est un élément radioactif de période T = 12,26 ans. Il résulte de l'action de la composante neutronique du rayonnement cosmique sur les constituants gazeux de l'atmosphère ($^{14}N + n \longrightarrow {}^{3}_{1}H + {}^{12}_{2}C$).

En hydrologie la teneur en Tritium des eaux naturelles est exprimée en unité tritium (U.T). Une **"unité tritium"** correspond à une teneur d'un atome de tritium pour 10^{18} atomes d'hydrogènes.

Avant 1953, il y avait une faible quantité de Tritium dans l'atmosphère (5 0 20 U.T) mais à partir de 1953, une quantité énorme de Tritium a été injectée dans l'atmosphère lors des explosions thermo-nucléaires. Ceci s'est traduit par un marquage des précipitations pouvant atteindre plusieurs centaines d'U.T. Un maximum est observé en 1963, 6000 à 10.000 U.T, avec une décroissance progressive jusqu'en 1975, 1976 ou la teneur en Tritium dans les précipitations s'est stabilisée autour de 100 U.T pour l'hémisphère nord et de 50 U.T pour l'hémisphère sud.

D'après l'Agence Internationale de l'Energie Atomique, la règle pratique d'interprétation de la teneur en Tritium des eaux souterraines est la suivante:

a/ si la teneur en Tritium est inférieure à 5 U.T l'eau date d'avant 1953;

b/ si la teneur en Tritium est supérieure à 20 U.T., la composante récente est prépondérante;

c/ si la teneur en Tritium est comprise entre 5 et 20 U.T., une fraction importante d'eau récente est présente mélangée avec des eaux anciennes.

7.2.6.2. - ANALYSES ET INTERPRETATIONS

Les analyses ont porté sur 5 échantillons prélevées en Mai 1986, elles représentent les premières analyses effectuées dans le bassin versant de la sebkha.

Les échantillons ont été analysés au Centre de Recherches Géodynamiques de Thonon dépandant de l'Université Pierre et Marie CURIE de Paris.

Les points d'eaux étaient:

- 3 sources situées dans les Tessalas: Aïn Laronek (S.13), Aïn Kerma (S.17) et Aïn Kraouir (S.30);

- 2 sources situées dans le Murdjadjo: Raz-El-Aïn (S.1) et la grande source de Misserghin 5 (S.10).

Pour la localisation des sources, voir les figures n°58 et n°59.

Tableau n°60 - Teneurs en Tritium (U.T.) des sources

Source	Numéro d'inventaire	Date	Tritium U.T.	Aquifère
Raz-El-Aïn	S.1	31 Mai 1986	14 ± 1	Calcaires(miocènes)
Misserghin 5	S.10	30 Mai 1986	7 ± 1	Calcaires(miocènes)
Laronek	S.13	11 Mai 1986	26	Calcaires gréseux (miocènes)
Kerma	S.17	10 Mai 1986	25 ± 1	Marno-calcaires (albo-cénomaniennes)
Kraouir	S.30	22 Mai 1986	4,1	Evaporites

Il convient de rappeler que les teneurs moyennes annuelles en Tritium ont beaucoup diminué ces dernières années, mais qu'au cours de l'année les teneurs dans les précipitations peuvent fluctuer de façon importante. Elles sont faibles en hiver et maximales au début de l'été. Pour exemple, la station d'Antanlya (Turquie), au mois de Juin 1974, les précipitations avaient une teneur en Tritium de 142,0 ± 4,0 U.T.; au mois de Décembre de la même année cette teneur n'était plus que de 13 ± 4,0 U.T. (A.I.E.A 1975).

Dans notre zone, il apparaît que les eaux des sources d'Aïn Kerma et d'Aïn Laronek sont des eaux récentes résultant d'un bon mélange des recharges avec des réserves assez importantes.

Les eaux d'Aïn Kraouir sont par contre des eaux anciennes issues de circulations très lentes. Les eaux des calcaires de Murdjadjo correspondent à la réapparition plus ou moins rapide des eaux de l'hiver et du printemps 1986.

Il y a donc une opposition assez nette entre le régime des circulations dans les calcaires karstiques du Murdjadjo et celles dans les calcaires plus gréseux des Tessalas.

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

7.3 - CONCLUSION

L'étude hydrochimique indique une minéralisation élevée de la nappe entre Oran et Boutlelis. La conductivité des eaux varie de 1 m mhos/cm à 11 m mhos/cm. L'augmentationnde la conductivité est expliquée en grande partie par la minéralisation comme le confirme la linéarité de la relation résidu sec - conductivité.

Le contraste est assez net entre les eaux généralement peu minéralisées et à faciès bicarbonate calcique ou magnésien des calcaires et les eaux très minéralisées à faciès chloruré sodique des alluvions.

L'alimentation des alluvions par les calcaires est évidente car il y a un changement local de la qualité des eaux.

La minéralisation augmente globalement des affleurements calcaires vers la sebkha, conséquence d'un enrichissement progressif en sels, par échanges de bases, dans le sens d'écoulement des eaux souterraines.

L'étude hydrochimique confirme ainsi l'étude piézométrique; il y a analogie évidente entre la carte piézométrique (fig.69) et la carte de la minéralisation (fig.109). Plus le gradient hydraulique est bas, plus le contact de l'eau avec l'encaissant est long d'où un enrichissement en sels des eaux. Ceci est accentué par l'évaporation dans la partie aval de la nappe où le niveau piézométrique est proche de la surface.

Suivant les classifications classiques, les eaux favorables à l'alimentation en eau potable ou à l'irrigation sont assez rares. En fait, ces normes sont mal adaptées à la région ou la consommation ou l'irrigation par des eaux saumâtres est chose peu commune. Il en est de même pour les teneurs en nitrates qui atteignent parfois 200 mg/l et dépassent donc de loin le seuil des 45 mg/l fixé par l'O.M.S. comme limite par les eaux consommables.

L'étude des eaux des sources du Murdjadjo et des Tessalas nous a permis de les classer suivant leur faciès chimique afin de les comparer. Dans le Djébel Murdjadjo, les minéralisations sont faibles (1,2 g/l) et les faciès hydrochimiques assez homogènes.

Dans les Tessalas, les minéralisations sont globalement plus fortes à cause de l'influence des évaporites qui sont plus répandus ici qu'ailleurs. L'hétérogénéïté des faciès chimiques lithologiques.

Aussi bien dans le Murdjadjo que dans les Tessalas, les eaux présentant les minéralisations les plus basses sont les eaux provenant des calcaires miocènes.

Dans le Murdjadjo, aucune distinction de faciès n'est faite entre les eaux provenant des calcaires et des marno-calcaires à tripoli sauf un léger supplément en sulfate pour cette dernière formation.

L'étude des teneurs en tritium indique de valeurs assez basses dans le bassin. Une distinction nette est faite entre le régime des circulations dans les calcaires miocènes karstifiés du Murdjadjo ou le transit des eaux de précipitations est rapide et une partie des calcaires miocènes des Tessalas, plus gréseux ou les circulations sont plus lentes.

CHAPITRE 8

ASPECTS DE LA SALINISATION DU BASSIN VERSANT DE LA SEBKHA

-=-

8. 1. MODALITES DU TRANSFERT DE LA SALINITE AMONT-AVAL

En dehors des chlorures entrainés dans les eaux de pluie, l'ensemble de la salinisation de la région est d'origine continentale.

Dans les monts des Tessalas des formations évaporitiques s'intercalent dans la série stratigraphique (Chap. III). Ce sont des formations gypso-salines associées à des bancs d'argiles ou de marnes, eux aussi imprégnés de sel à l'état diffus ou lardés en inclusions. Cette association Evaporites-Marnes ou Argiles est fréquente; elle est due à la solubilité des évaporites, qui fait qu'elles ont été dissoutes dans les roches perméables alors qu'elles ont été dissoutes dans les roches imperméables (G. GAUCHER, S. BURDIN, 1974).
Ces évaporites sont généralement très colorées, cette bigarrure est due à la coloration par des sels de fer en violet, rouge, vert, gris...

Ces formations évaporitiques ne sont pas demeurées dans leur position initiale et elles ont été incorporées au système montagneux des Tessalas lors des plissements alpins et de la mise place des nappes dont elles ont facilité le déplacement grâce à leur rôle de "couche savon". Ceci explique la présence de nombreux pointements évaporitiques aux contacts anormaux entre les différentes unités tectoniquesdes Tessalas. De plus, au cours de ces mouvements orogéniques ces formations ont imprégné de sel et de gypse les roches avec lesquelles elles se trouvèrent en contact (élémentsdes nappes); ceci explique actuellement leur teneur non negligeable en sels et leur contribution à la salure du bassin.

Notons là le rôle important de la toponymie dans la géologie du sel; ainsi sur la feuille d'Ain ElBerd n° 210, on note la présence du Djebel Malah, "montagne salée", x = 200 y = 239 alors qu'elle n'est constituée que de terrains marneux et marno-calcaires

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

du Vraconien au Coniacien(unité albo-cénomanienne) et de marnes noires du Miocène synchronappe. Aucun affleurement évaporitique n'apparait, le nom de la montagne est donc un bon indice pour suspecter la forte teneur des marnes en sels.

La mise en relief des dépots évaporitiques au cours des mouvements orogéniques a eu pour autre conséquence leur démantelement par les pluies de l'époque (sous des conditions climatiques particulières) et la formation à leur dépens de sédiments post-orogéniques également salés qui s'accumulèrent dans des dépressions continentales ou se constituèrent des lacs salés de type "sebkha". Au fur et à mesure de la surréction des premiers, leur démantelement fournissait des matériaux à la formation des seconds.

Les pointements évaporitiques jouaient et continuent à jouer un rôle de centre de distribution du sel.

La manifestation évaporitique la plus spectaculaire dans les Tessalas est sans contexte le diapir d'Arbal, dont la mise en place se poursuit toujours (voir Chap. III).
La présence de ce diapir à Arbal est guidée par des critères géologiques et téctoniques. En effet, il est situé à l'intersection de deux directions d'accidents d'importance régionale.

1. La retombée septentrionale des Tessalas sur la plaine de la Mleta qui correspond à une zone de moindre résistance, grossièrement orientée N. 60 comme le plissement. Cette zone est parcourue par des accidents N.60 de grande et moyenne importance qui ne se limitent souvent pas à une faille unique, mais en comportent plusieurs plus ou moins parallèles (failles en réseau). Ces dernieres accentuent la faiblesse de la zone et deviennent tout naturellement des issues préférentielles pour les formations gypso-salines refoulées de la profondeur.

2. La direction d'accident N.20 qui correspond à la transversale Aïn Franin-Arbal-Tamzourah qui a joué en zone haute pendant le deuxième cycle post-nappe (voir p.101).

Actuellement, les formations gypso-salines en relief continuent à saler les terrains situés en contrebas, par les sédiments salés qu'ils fournissent aux eaux de ruisselement et par la salure qu'ils communiquent aux eaux qui sont entrés en contact avec eux.

Ce transfert de salinité de l'amont vers l'aval est favorisé par la concordance de facteurs climatiques, hydrologiques et géomorphologiques.

8.1.1. FACTEURS CLIMATIQUES

En effet on est en présence d'un climat semi aride qui se caractérise par :
. un régime irrégulier des précipitations avec dominance d'averses brutales.

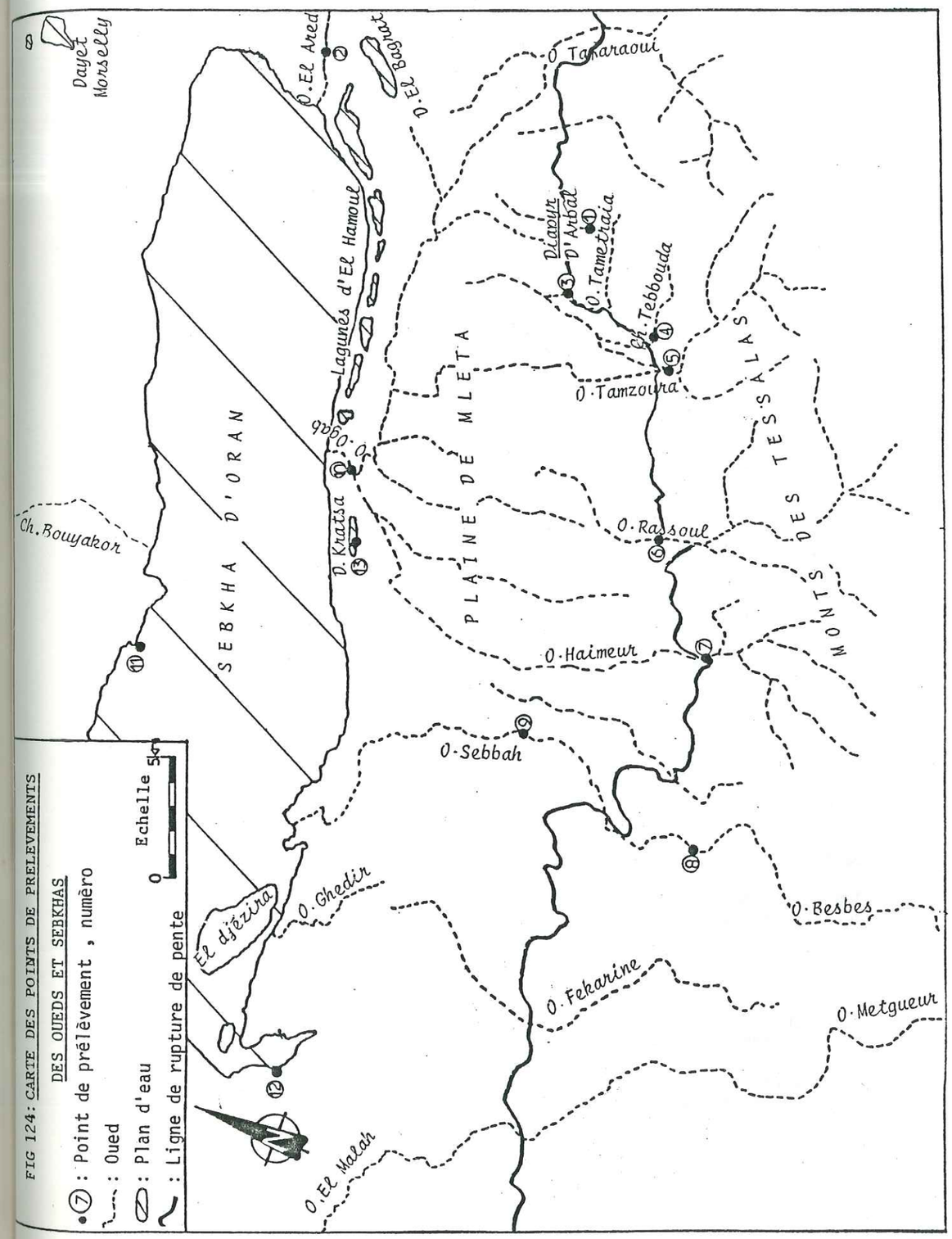


FIG 124: CARTE DES POINTS DE PRELEVEMENTS DES OUEDS ET SEBKHAS

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

. une saison sèche prolongée pendant laquelle la chaleur et l'insolation provoquent une évaporation intense.

Les averses mobilisent les évaporites en les dissolvant dans leur gisement originel et éventuellement en détachant de ces derniers des matériaux solides salés. Elles entrainent une submérsion des zones basses et une remontée des eaux phréatiques. En période séche, l'évaporation et la remontée capillaire provoquent une ascencion du sel qui aboutit généralement à la formation d'efflorescences en surface. Ce phénomène atteint son paroxysme quand l'évaporation s'exerce à partir de la frange capillaire d'une nappe phréatique salée.

8.1.2. FACTEURS HYDROLOGIQUES ET MORPHOLOGIQUES

En effet dans les Tessalas, du fait de la jeunesse du relief, les réseaux hydrographiques sont mal hiérarchisés (voir Chap.I) Ceci provoque la prolifération de cours d'eaux secondaires indépendants. Aucun oued d'importance régionale ne débouche des Tessalas.
Les oueds secondaires sont ordinairement les plus salés car leur bassin versant est parfois constitué complétement par des affleurements saliferés contrairement aux cours d'eaux importants alimentés par un bassin versant étendu, dans lequel les chances sont plus grandes en faveur d'une proportion plus importante d'affleurements non saliférés (G. GAUCHER, S. BURDIN, 1974).

Des prélèvements faits à la même période (Avril 86) dans les différents oueds descendants des Tessalas, vérifient bien cela. Ces prélèvements ont été faits à la ligne de rupture de pente entre les reliefs et la plaine de la Mleta (fig. 1).

La longueur des oueds correspond aux longueurs en zone montagneuse.

Tableau n°61 : Longueurs et résidus secs des oueds des Tessalas

	Longueur (km)	Résidu sec mg/l
Oued Besbes -8-	25	4 000
Oued Rassoul-6-	17	3 700
Oued Haimeur -7-	9	9 200
Oued Tametraia -3-(1)	3	11 400

(1) L'oued Trametraia, est alimenté presque éxclusivement par la source de Tangroutah située en amont. Cette source apparait au contact calcaires-marnes bleues. Son R.S est seulement de 0,7 g/l. Au sortir des reliefs, le R.S. n'a pas plus de 10 g/l. Toute la salure provient du lessivage d'un affleurement évaporitique et des marnes situés en contrebas de la source.
(x = 199,3 y = 243)

Ce phénomène n'a lieu qu'en zone montagneuse; en plaine c'est le phénomène inverse qui se passe.
En période de crue, plus les oueds cheminent en plaine plus leur salure augmente.

- Ainsi l'oued Rassoul -8- à un R.S (avril 86) de 3 700 mg/l au sortir des Tessalas; 8 kilomètres plus en aval il s'appelle oued Sebbah -9- le résidu sec passe à 4 460 mg/l/

- L'oued Kef El Ogab -10- a un résidu sec de 20 500 mg/l à son embouchure dans la sebkha. Les oueds Rassoul et Haimeur qui sont ses principaux affluents avaient des résidus secs respectifs de 3 700 mg/l et 9 220 mg/l à leur sortie des zones montagneuses.

- Deux mesures effectuées sur l'oued Tametraïa à 1 km d'intervalle montrent une augmentation de 10 % de la salinité. Cette variation de la salure des oueds en plaine est due à leur contact plus ou moins long avec les dépôts alluviaux salés. En plus des eaux provenant du ruisselement et réssuyage des terrains superficiels, la salure peut parfois provenir directement des sources. Il en est ainsi de la source pérénne de Kraouir -1- (x = 200,3 y = 244,3 Z = 330) Cette source a un résidu sec de 222 g/l.

Un autre facteur hydrologique favorisant le transfert de salinité de l'amont vers l'aval, est que la plupart des oueds secondaires présentent souvent la particularité de ne plus avoir de thalewg, dès qu'au sortir des zones de relief ils aboutissent à la plaine. A la zone de rupture de pente, les apports s'accumulent obstruant le thalweg qui devient incertain. Les eaux salées s'étalent et finissent par s'infiltrer assez rapidement.

Il en est ainsi à la Chabet de Kraouir où tout le débit provenant de la source du même nom, s'infiltre au bout d'un kilomètre en laissant à la surface des dépôts salins blancs.
A la Chabet de Tébouda -4- (x = 197 y = 240) un débit de 2 l/s, R.S = 29 g/l (avril 86), s'infiltre sur 500 m au niveau des conglomérats et argilites plioquaternaires du versant nord des Tessalas.

Toutefois quand le bassin versant est assez important (O Besbes-Sebbah, O. Rassoul, O. Haimeur ...), le lit du cours d'eau peut se prolonger plus ou moins loin dans la plaine.
En période de crue, les oueds s'écoulent plus longuement en plaine, et finissent parfois par déboucher dans la sebkha. Il arrive également que le thalweg soit encore marqué dans la plaine quand le cours d'eau dispose d'un écoulement permanent même assez modeste (quelques litres/seconde). Ce débit peut suffire à entretenir un lit. C'est le cas de l'oued Tamatraïa qui bien que disposant d'un bassin versant très limité, a un écoulement pérenne grâce à son alimentation par la source de Tangroutah (x = 200,2 y = 243,2).

La salinisation de la plaine est soit une salinisation primaire quand l'alluvionnement est constitué du dépôt de vases salées empruntées au bassin versant en période de crue : le caractère halomorphe est cogenital ; soit une salinisation secondaire quand il s'agit de l'infiltration des eaux salées des oueds qui iront contaminer aussi bien les alluvions que la nappe phréatique. Le sol ayant

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

aquis une personnalité pédologique avant l'intervention du processus d'halomorphie.
Cette salinisation peut-être évidemment mixte (G. GAUCHER et S. BURDIN, 1974).

La salinité de la nappe phréatique de la plaine de la Mleta varie de 2,5 g/l jusqu'à parfois 10 g/l.

L'alimentation de ces nappes par les cours d'eau a un effet non seulement qualitatif mais aussi quantitatif; en effet le bilan des nappes étant largement négatif, l'alimentation par les oueds rentre pour beaucoup dans le comblement de ce déficit.

8.2. ETUDE DE LA SEBKHA D'ORAN S.S.

Le stade final du transfert de salinité de l'amont vers l'aval se fait à la sebkha S.S.

En période pluvieuse une grande partie des eaux et boues de crues parviennent jusqu'à la sebkha et participent à son remplissage.

L'obsèrvation des cônes de déjection en photos aériennes montre un épandage s'étendant en profondeur dans la sebkha.

L'alimentation de la sebkha ne se limite pas aux eaux de ruisselement mais aussi aux

- drainage des nappes souterainnes, l'apport quantitatif total est difficilement appréciable,
- eaux de l'impluvium de la sebkha S.S. : débit total moyen annuel, 125 10^6 m3.

Quant à une éventuelle alimentation per ascensum à partir de la nappe ascendante de l'aquifère calcaire miocène, elle devrait être négligeable puisque la présence de ce faciès sous la sebkha est peu probable (voir chap. III), et qu'il serait séparé de la sebkha par plusieurs niveaux d'écrans argileux imperméables. Il en est de même pour toute autre alimentation profonde; la sebkha est toujours à sec en été. Ainsi toutes les eaux alimentant la sebkha sont d'origine météorique.

La quantité d'eau libre à la surface atteint généralement son maximum au printemps. SOLETANCHE (1952) l'estime à 140 hm3 en année moyenne, dont 120 hm3 en pluie directe et 15 à 20 hm3 de ruissellement, et à 200 hm3 en année très pluvieuse correspondant à une hauteur de 0,67 m.

En début d'été toute cette eau libre est éliminée. Cette élimination se fait essentiellement par évaporation. D'éventuelles pertes par infiltration en profondeur sont à priori peu importantes du fait de la faible perméabilité du remplissage sédimentaire.
A la station d'Es Senia, l'évaporation mesurée à l'évaporimètre Piche pour la période 1931-1980 donne une valeur de 1284 mm/an.

Toutefois, il faut nuancer l'effet de cette évaporation dans la sebkha. Cette évaporation n'est relativement importante qu'au printemps quant la surface d'eau libre est au maximum de l'inondation et donc au minimum de salinité. En effet au fur et à mesure de la réduction du plan d'eau donc de l'augmentation de salinité, l'évaporation diminue sensiblement. L'eau de la sebkha devenant fortement salée 125 g/l pour la partie Est et 245 g/l à la lagune d'El Kratsa (Avril 86), sa densité est élevée soit de 1,13 à 1,21 (voir tableau n°62) ainsi que sa viscosité. L'évaporation de telles saumures est huit à dix fois plus lente que celle de l'eau douce (C. COQUE, 1962).

Tableau n 62: Relation entre la densité (Sp.gr) et le résidu sec (DS) en mg/l . (D'après Collins,A.G. 1975)

Sp. gr.	DS	Sp. gr.	DS	Sp. gr.	DS	Sp. gr.	DS	Sp. gr.	DS	Sp. gr.	DS
1.000	0	1.038	50,800	1.076	97,400	1.114	141,200	1.152	182,100	1.190	221,000
1.001	1,400	1.039	52,000	1.077	98,700	1.115	142,300	1.153	183,200	1.191	222,000
1.002	2,800	1.040	53,300	1.078	99,800	1.116	143,400	1.154	184,200	1.192	223,000
1.003	4,200	1.041	54,600	1.079	101,000	1.117	144,500	1.155	185,300	1.193	224,000
1.004	5,600	1.042	55,900	1.080	102,200	1.118	145,600	1.156	186,300	1.194	225,000
1.005	7,000	1.043	57,100	1.081	103,400	1.119	146,700	1.157	187,400	1.195	226,000
1.006	8,300	1.044	58,300	1.082	104,600	1.120	147,900	1.158	188,400	1.196	227,000
1.007	9,700	1.045	59,600	1.083	105,800	1.121	148,900	1.159	189,500	1.197	228,000
1.008	11,100	1.046	60,900	1.084	106,900	1.122	150,000	1.160	190,500	1.198	229,000
1.009	12,400	1.047	62,100	1.085	108,100	1.123	151,100	1.161	191,600	1.199	230,000
1.010	13,700	1.048	63,400	1.086	109,300	1.124	152,100	1.162	192,600	1.200	230,800
1.011	15,200	1.049	64,600	1.087	110,400	1.125	153,200	1.163	193,600	1.201	231,800
1.012	16,600	1.050	65,900	1.088	111,600	1.126	154,400	1.164	194,700	1.202	232,800
1.013	17,800	1.051	67,100	1.089	112,800	1.127	155,500	1.165	195,700	1.203	233,700
1.014	19,100	1.052	68,400	1.090	114,000	1.128	156,600	1.166	196,700	1.204	234,700
1.015	20,500	1.053	69,600	1.091	115,100	1.129	157,700	1.167	197,800	1.205	235,700
1.016	21,900	1.054	70,900	1.092	116,200	1.130	158,800	1.168	198,800	1.206	236,700
1.017	23,200	1.055	72,000	1.093	117,400	1.131	159,900	1.169	199,800	1.207	237,600
1.018	24,500	1.056	73,300	1.094	118,600	1.132	161,000	1.170	200,900	1.208	238,600
1.019	25,900	1.057	74,600	1.095	119,600	1.133	162,000	1.171	201,900	1.209	239,500
1.020	27,300	1.058	75,800	1.096	120,800	1.134	163,100	1.172	202,900	1.210	240,500
1.021	28,500	1.059	77,100	1.097	122,000	1.135	164,100	1.173	203,900	1.211	241,500
1.022	29,800	1.060	78,200	1.098	123,100	1.136	165,200	1.174	204,900	1.212	242,400
1.023	31,000	1.061	79,400	1.099	124,400	1.137	166,200	1.175	206,000	1.213	243,400
1.024	32,400	1.062	80,600	1.100	125,500	1.138	167,300	1.176	207,000	1.214	244,300
1.025	33,900	1.063	81,800	1.101	126,700	1.139	168,400	1.177	208,000	1.215	245,300
1.026	35,100	1.064	83,100	1.102	127,800	1.140	169,400	1.178	209,000	1.216	246,200
1.027	36,400	1.065	84,300	1.103	128,800	1.141	170,400	1.179	210,000	1.217	247,700
1.028	37,700	1.066	85,600	1.104	130,000	1.142	171,600	1.180	211,000	1.218	248,100
1.029	39,100	1.067	86,700	1.105	131,100	1.143	172,500	1.181	212,000	1.219	249,100
1.030	40,400	1.068	87,800	1.106	132,300	1.144	173,600	1.182	213,000	1.220	250,000
1.031	41,700	1.069	89,100	1.107	133,400	1.145	174,700	1.183	214,000	1.221	250,900
1.032	43,000	1.070	90,300	1.108	134,500	1.146	175,700	1.184	215,000	1.222	251,900
1.033	44,300	1.071	91,500	1.109	135,600	1.147	176,800	1.185	216,000	1.223	252,800
1.034	45,600	1.072	92,700	1.110	136,800	1.148	177,900	1.186	217,000	1.224	253,800
1.035	46,900	1.073	93,900	1.111	137,900	1.149	178,900	1.187	218,000	1.225	254,700
1.036	48,300	1.074	95,100	1.112	139,100	1.150	180,000	1.188	219,000		
1.037	49,500	1.075	96,200	1.113	140,100	1.151	181,100	1.189	220,000		

De plus la précipitation des premiers dépôts gypso-salins abaisse considérablement l'évaporation car ils agissent sur le pouvoir absorbant de la surface en raison de leur couleur blanche.

Pour ces raisons, il n'est pas étonnant, en été, d'atteindre le plan d'eau à quelques dizaines de cm de la surface. L'estimation d'un bilan global de la sebkha s'avère difficile, toutefois à petite échelle de temps ce bilan serait plutôt équilibré : on assiste à une stabilité du système endoreïque.

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

Quant à l'idée avancée par les services de l'agriculture d'une extension de la sebkha, elle est non fondée. En effet bien qu'on n'ait aucune donnée sur les fluctuations historiques de la sebkha, il ne semble pas qu'on tende vers une extension de la sebkha.

Au vu des cartes topographiques d'Arbal, Oran, Lourmel datant de 1915, le contour de la sebkha n'a pas varié depuis lors.

De même les rives de la sebkha sont sur presque tout le pourtour très nettes. Elles correspondent souvent à un talus assez raide. En fait la progression du salant est subordonnée à une concentration de la salure des nappes d'eau souterrainnes du fait de la sécheresse prévalante.

A plus grande échelle de temps, la sebkha serait plutôt en voie de rétrécissement; ceci apparaît nettement à la partie N.E. de la sebkha. La plaine d'El Kerma est formée en majeure partie par un sol argileux gris noirâtre chargé de modules gypso-salins : "faciès de fond de sebkha".
Ces sols où se développent une végétation de salicornes, sont souvent inondés en hiver quand ils ne sont pas drainés et cultivés.

L'extension de ces "faciès de fond de sebkha" correspond à des conditions de pluviosité supérieures aux précipitations moyennes actuelles.
"Ces conditions se sont notament produites à la période à laquelle s'achevait dans les basses plaines oranaises l'édification de la terrasse flandrienne" (G. GAUCHER et S. BURDIN, 1974).

Il en serait de même pour les lagunes d'El Hamoul et surtout Dayet El Bagrat qui ont du faire partie intégrante de la sebkha et qui en ont été séparées par les dépôts éoliens des lunettes. Les dépôts éoliens gagnent sur la sebkha en isolant de plus en plus les lagunes d'El Hamoul. La dayet El Bagrat ne serait qu'une relique d'une ancienne ou d'anciennes lagunes analogues à celles d'El Hamoul.

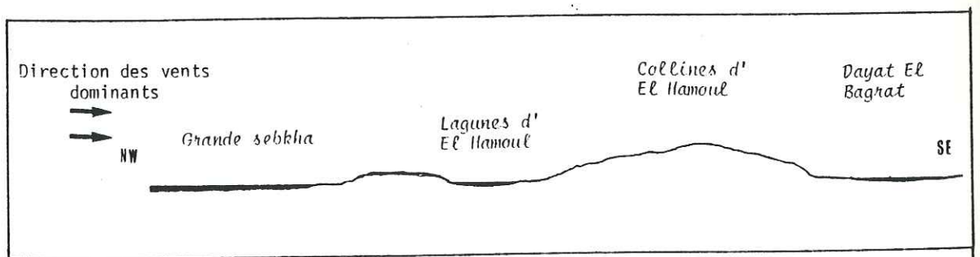


Fig n° 125: Mecanisme de la sédimentation du bord S-E de la grande sebkha d'Oran

8.3. ETUDE HYDROCHIMIQUE DES AFFLUENTS ET DE LA SEBKHA D'ORAN

En dehors des eaux de précipitations sur l'impluvium de la sebkha, l'essentiel des ions des eaux de la sebkha proviennent des oueds dévalant des Tessalas et Murdjadjo ainsi que du drainage des nappes phréatiques avoisinantes (voir piézométrie).

Toutefois la nature hydrochimique des oueds (tableau n° 63) et des nappes n'explique ni la forte valeur du résidu sec ni le faciès chimique des eaux stagnantes.
Seule la forte évaporation affectant la surface d'eau libre pourrait expliquer cette forte concentration des ions.
La sebkha jouant le rôle d'une "machine évaporatoire", étant un bassin endoreïque, l'augmentation de salinité est univoque.

Toutefois, en cas de succession d'années pluvieuses, l'impluvium direct sur la sebkha peut entrainer un lessivage partiel des sels et leur élimination par infiltration. Par ailleurs en été, l'élimination des sels peut se faire par déflation éolienne.

Qualitativement, l'évaporation entraine par le jeu des précipitations préférentielles, un changement du faciès des eaux stagnantes.

8.3.1. HYDROCHIMIE DES OUEDS DES TESSALAS

Une étude détaillée des oueds drainant les Tessalas, nous montre que leur composition dépend à la fois des :

a) La variation de leur régime hydraulique

La minéralisation des eaux est très dépendante des débits. Les eaux de crues sont plus diluées ainsi que le montrent différents prélèvements faits sur l'oued Tametraïa au même point, en période de crue et de non crue.

Tableau n°63 : Hydrochimie de l'oued Tametraïa

	Avril 86 (crue)	Mai 86
R.S. mg/l	10 160	11 440
PH	8	8,4
Na	3 082	3 321
K	21	25
Mg	44	59
Ca	381	361
HCO3	163	29
SO4	1 344	1 536
Cl	4 107	4 537

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

On note que parallèlement à la baisse du résidu sec des eaux de crues, on assiste à une augmentation des teneurs en Ca, HCO3 et une baisse des teneurs en Na et Cl.

Notons qu'en contradiction avec cela, les premières crues d'automne peuvent parfois être excessivement salées, car elles drainent tous les dépôts d'évaporation de la saison sèche.

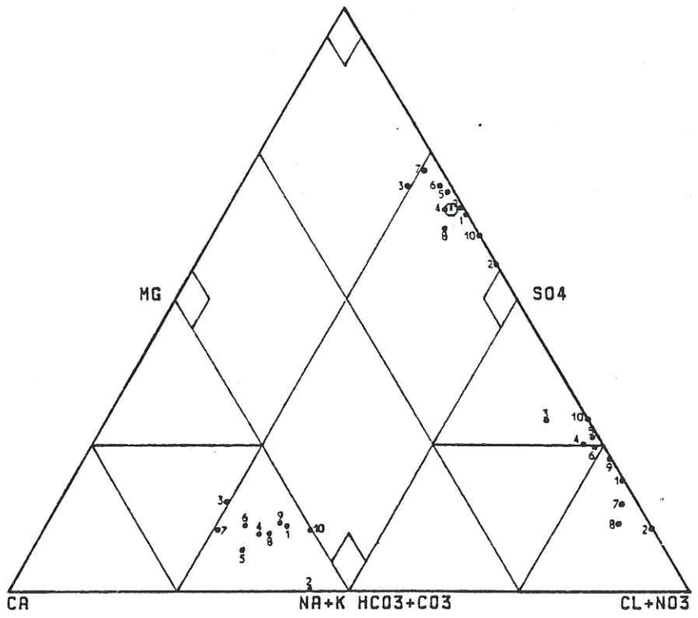
b) La nature des matériaux drainés

Dans leur majorité les faciès des eaux des oueds de Tessalas sont, à leur débouché dans la plaine, chlorurés sodiques et sulfatés.

Fig.126: DIAGRAMME PIPER

OUEDS DE LA PLAINE MLETA HE86

10 ANALYSES



Par contre, les oueds Tamzoura -5-, Rassoul -6- et Haïmeur -7- ont des eaux à faciès sulfaté sodique et chloruré.

Les teneurs en Na, Cl et SO4 peuvent constituer à elles seules 90 % de la minéralisation totale.

On remarque que plus le bassin versant d'un oued contient d'affleurements évaporititques plus le résidu sec est élevé. Ceci est dû à la grande vitesse d'altération des évaporites. En prenant comme vitesse d'altération du granite égale à 1, M. MEYBECK (1984), estime la vitesse relative d'altération des roches.

Tableau n°64 : Vitesses relatives d'altération des roches par rapport au granite.

Halite	Gypse	Carbonate	Amphibolites	Pelites	Gabbro	A. Volcanique
120	60	20	10	5	3,5	3

Grès	Gneiss	Micaschistes	Granite
1,3		1,2	1

Le sodium provient essentiellement de la halite des roches évaporitiques, mais aussi de l'altération des alumino-silicates sodiques (M. MEYBECK, 1984).

Le chlore provient de la halite et peut provenir du Na-Cl absorbé dans les argiles.

Quant à la différenciation des oueds à faciès Chloruré sodique et sulfaté et des oueds à faciès sulfaté sodique et chloruré au rapport $\frac{rSO4}{rCl}$ compris entre 1 et 2, nous constatons que s'ils drainent tous des bassins versants à nombreux pointements évaporitiques ; les oueds du deuxième faciès drainent des bassins versants constitués essentiellement des terrains marno-schisteux des nappes tectoniques (marnes noires organiques du Miocène synchro-nappes, schistes...).

En effet LEE (1981) rapporte que les eaux de faciès sulfaté sodique sont caractéristiques des vastes régions schisteuses (Etats-Unis : Wyoming, Montana...).

En dehors de l'altération et dissolution des sulfates des roches évaporitiques, la prédominance du SO4 sur Cl est due à :

- l'oxydation de la pyrite et de l'attaque par l'acide sulfurique libéré des argiles schisteuses.
- l'altération des composés soufrés organiques de ces mêmes roches (M. MEYBECK, 1984).

En cheminant dans la plaine quantitativement tous les oueds se chargent en sel (page 225) .
Qualitativement, si la minéralisation totale augmente, les teneurs en ions Ca et HCO3 diminuent ceci se traduit par une augmentation des rapports Mg/Ca et Na/Ca.

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

La teneur en ion Ca diminue par précipitation de la calcite dans les lits d'oueds, la calcite étant toujours le premier sel à précipter (tableau n°

Tableau n°65 : Succession des dépôts salins lors de l'évaporation d'une colonne d'eau de 1 mètre.
(Expérience d'Usiglio sur l'eau de la Méditerranée, dans Fourmarier, Principes de Géologie).

Hauteur de l'eau résiduelle	Dépôts
0,533 m	Précipitation de CO3Ca avec traces d'oxyde de fer
0,190 m	Suite du dépôt de gypse, début du dépôt du CINa
0,095 m	Fin de la phase maximale du dépôt de gypse, suite du dépôt du CINa
0,064-0,039 m	Dépôt maximal du CINa, suite au dépôt du gypse
0,032 m	Fin du dépôt du gypse, suite au dépôt du CINa
0,032-0,000 m	Suite du dépôt du CINa, puis dépôt de CIK, CI2 Mg, SO4 Mg, des composés du brôme, de l'iode, etc...

M. MEYBECK (1984), note que dans les rivières le Mg^{++} augmente toujours avec la minéralisation aux dépens de Ca^{++}.

8.3.2. HYDROCHIMISME DES EAUX DE LA SEBKHA

Les eaux de la sebkha sont chlorurées sodiques et sulfatées. L'abaissement relatif des teneurs en sulfates est due à leur précipitation par évaporation sous forme de gypse. Les eaux se trouvent enrichies en Mg+, Na^+ et Cl^-. La précipitation du NaCl intervient ultérieurement comme le suggère le tableau de la succession des dépôts salins (tableau n°65).

Quant à un éventuel abaissement des teneurs en sulfates dans la sebkha sous l'effet de la réduction bactérienne (Desulfovibrio), elle ne peut être importante, en effet, les eaux de la lagune de Kratsa -13- sont sulfatées sodiques, or cette lagune est un milieu plus euxinique et plus riche en matière organique, en effet elle est occupée par des vases noiratres, une forte population de plantes halophiles s'est installée sur les bords, leur putréfaction devrait créer une forte réduction bactérienne des sulfates supérieure à celle de la sebkha, or ce n'est pas le cas.

Cette lagune n'est alimentée par aucun oued ou thalweg, elle se caractérise par un résidu sec très élevé par rapport à la sebkha. Or cette lagune étant à l'abri des vents, l'évaporation devrait être moins intense.

Plusieurs raisons pourraient être invoquées pour expliquer ceci :

1) L'élimination des sels précipités par la déflation est moins importante.
2) La sédimentation de ces lagunes étant plus organique, elle est plus fine, ce qui entraine un moindre lessivage des sels pendant la saison des pluies.
3) Les eaux de la lagune proviennent essentiellement des eaux ruissellées et lessivant la dépression entourant la lagune. Or l'essentiel du sol de cette dépression est d'origine éolienne provenant pour l'essentiel de la déflation des croutes évaporitiques de la sebkha. Il est de ce fait très chargé en sels. Le faciès sulfaté sodique s'explique par le fait que les sulfates sont plus facilement mobilisables par les eaux de ruissellement.
Généralement les eaux sulfatés sodiques des sebkhas proviennent du lessivage des sols de type solonetz (G. Gaucher, S. BUrdin, 1974).

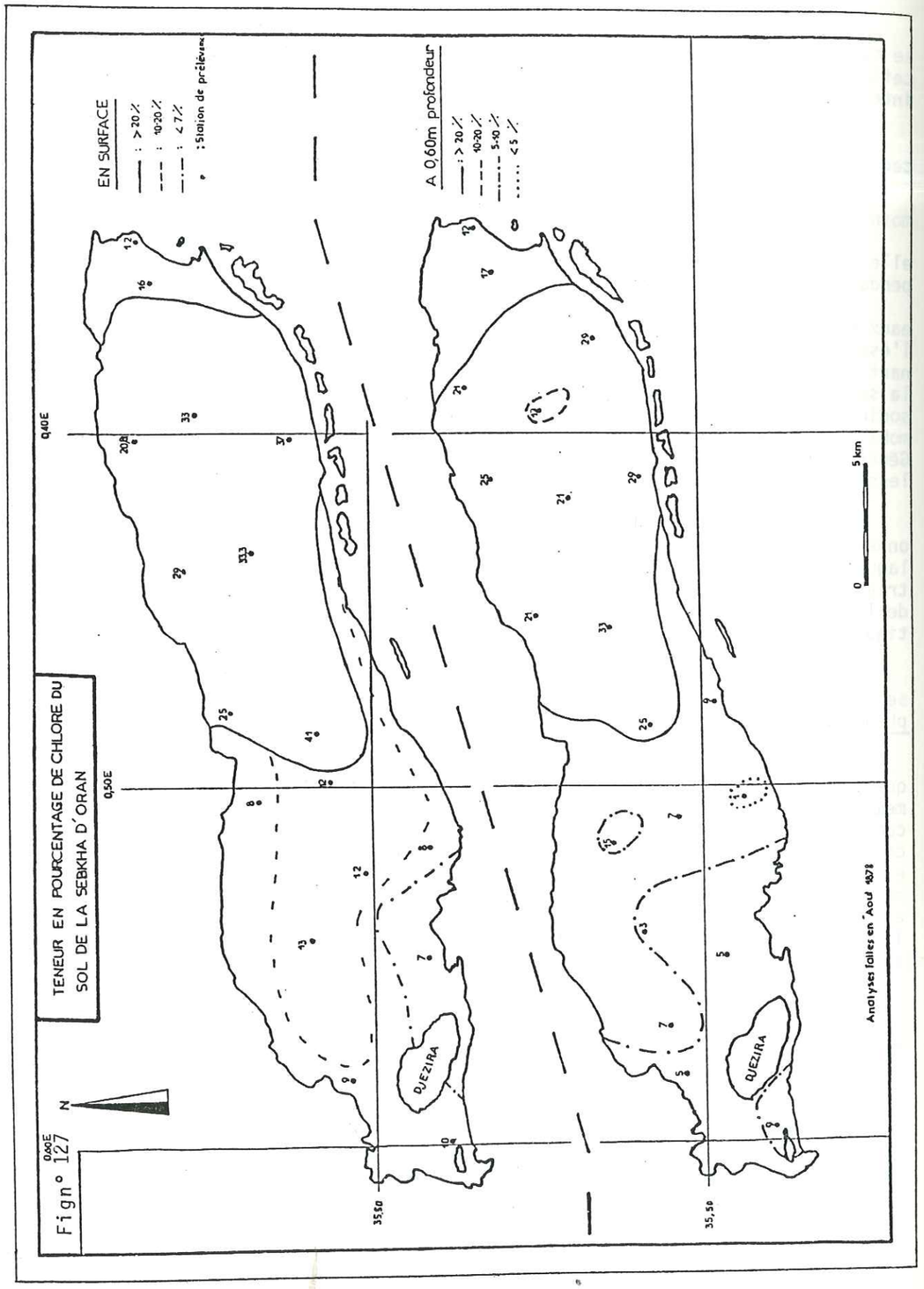
Notons que certains anciens auteurs (DOUMERGUE) impressionnés par les fortes valeurs du résidu sec de la sebkha et des lagunes, ont attribué la salinisation à une contamination par un trias proche de la surface. Ceci semble improbable du fait des données de la géologie profonde (chap. III); d'autre part les nappes phréatiques avoisinantes auraient été contaminées ce qui n'est pas le cas.

Du fait de la forte présence d'argiles dans le fond de la sebkha, l'importante salinité des eaux peut s'expliquer par le phénomène de membrane.

Selon BASK W. et HANSHAW B.B, 1965, des recherches indiquent que les argiles compactées peuvent fonctionner comme des membranes semi-perméables. La membrane semi-perméable est définie comme un milieu qui restreint ou empêche le passage des espèces chargées tandis qu'elle permet l'écoulement relativement facile des espèces neutres ce qui aboutit à une ultra filtration par ces membranes et au développement de pressions osmotiques. Si la pression appliquée du côté plus salé devient encore plus forte par suite de l'infiltration de sel ou l'ultrafiltration. Plusieurs chercheurs ont suggéré d'après des investigations expérimentales au laboratoire sur les argiles compactées, que l'ultrafiltration par les membranes d'argiles et de schistes peut expliquer la formation des saumures dont la teneur en sels excède beaucoup celle de l'eau de mer (MICKELVEY et MILNE, 1960, HANSHAW B.B, 1962).

Pour ce qui est de la variation de la salinité dans le temps ; en hiver-printemps la sebkha est remplie de saumures dont la concentration varie de 6 à 9° Be.
En été, la saumure se trouve portée à 21-23 Be (E.R.E.M., 1984). En 1978, une étude de l'E.R.E.M. permit d'estimer les réserves en sel de la sebkha à prés de 2,0 millions de tonnes en phase liquide.

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012



8.4. CARTE DES SOLS DE LA SEBKHA

De l'observation de la carte des teneurs en chlore du sol de la sebkha, on constate que c'est dans la partie centrale que les précipitations sont les plus importantes. Ceci s'explique d'une part par la forte concentration des eaux dans la partie centrale (comparer analyse 11 et 12) d'autre part topographiquement cette zone correspond à la partie la plus basse de la sebkha. C'est la partie qui se déssèche en dernier en été.

La partie occidentale de la sebkha correspond à une zone relativement haute marginalequi s'assèche plus rapidement. Les sels précipités en surface sont rapidement lessivés par les premières pluies et finissent par s'écouler vers la partie centrale.

Ces sels peuvent aussi être emportés par la déflation éolienne, en effet les sels précipitent à la surface en micropolyèdres par dessication, ces micropolyèdres sont facilement mobilisables par les vents W ou NW qui transfèrent en plus des poussières éoliennes, les sels soit vers la partie centrale où elles reprécipitent soit vers les bourrelets éoliens d'El Hamoul.
La zone centrale plus constamment humide est protégée de la microfragmentation et donc de la déflation.

On constate aussi de la comparaison des pourcentages de chlore en surface et en profondeur, que les teneurs en ions sont plus élevés en surface qu'en profondeur.
Ceci peut-être expliqué par deux raisons :

1) C'est en surface que l'effet d'évaporation est le plus élevé .

2) L'augmentation de la salinité étant univoque du fait de l'endoreïsme, les précipitations en sels sont de plus en plus élevées vers la surface.

D'après SOLETANCHE (1952), le sol de la sebkha correspondrait à des marnes parfois argileuses, parfois calcaires, contenant en poids 20 % d'eau, 3 à 10 % de gypse et 12 à 15 % de NaCl. Le pourcentage de sables est négligeable sauf au débouché de quelques oueds.

En ce qui concerne la nature des efflorescences évaporitiques qui précipitent à la surface en été. L'analyse d'un échantillon, pris au centre de la sebkha au mois d'Août 1975, a donné le résultat suivant:

	Ca	Mg	Na	K	Cl	SO4	HCO3	NO3
mg/l	60	10	3680	7	5753	96	13	1

Conductivité à 25 °C : 17,1 mhos/cm2 (B. SOURISSEAU, 1976)
PH = 7,5

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

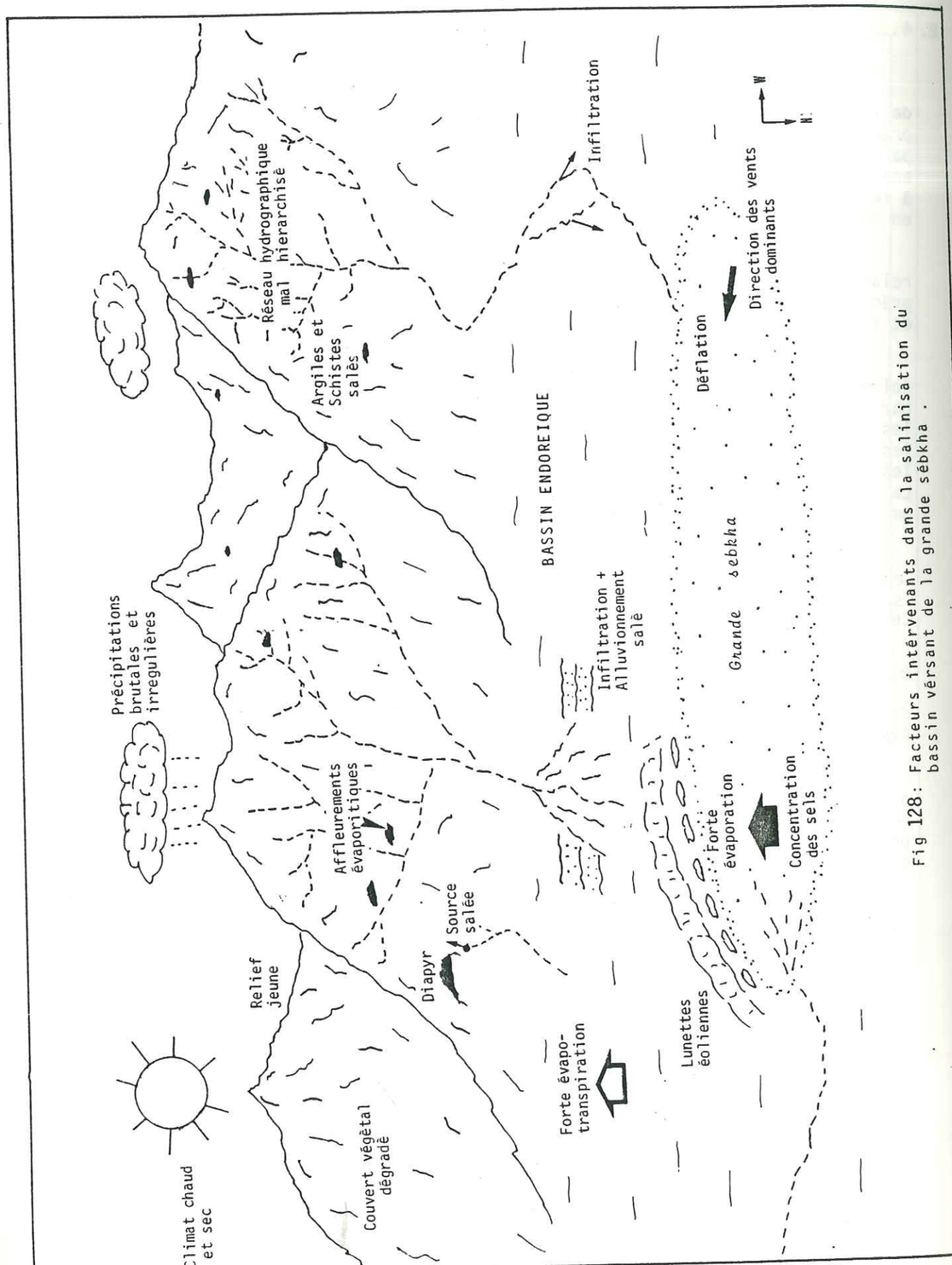


Fig 128: Facteurs intervenants dans la salinisation du bassin versant de la grande sebkha .

8.5. CONCLUSION

Le transfert de la salinité d'amont en aval du bassin de la sebkha est très complexe, avec intervention de plusieurs facteurs demandant une approche multidisciplinaires (géologie, hydrologie, pédologie...). La sebkha S.S, si elle concentre la salinité par son rôle de "machine évaporatoire", n'est donc pas à l'origine de la salinité du bassin. Contrairement à ce qui a été avancé, la sebkha S.S. n'avance pas, elle serait plutôt en voie de rétrécissement.

Quant au projet de son asséchement s'il est techniquement réalisable, il sera par contre très onéreux et de longue haleine avec des contres coups écologiques certains.

L'asséchement n'étant pas un but en soi ; pour une mise en valeur agricole il faudrait aussi un déssalement des sols par lessivage, ce qui exige une bonne pluviométrie plusieurs années de suite ce qui est, d'après les données climatiques, assez hypothétique. Pour cela il serait plus judicieux d'essayer plutôt de freiner le phénomène actuel par des actions réalisables à court et moyen terme, entre autres:

- Reboisement des bassins versants surtout des Tessalas.
- Construction de retenues collinaires sur les principaux oueds.
- Une meilleure exploitation des terres agricoles déjà existantes avec éventuellement un meilleur drainage.
- Remise en service de la station expérimentale de Brédèah pour tester les possibilités de déssalement.

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

CONCLUSION GENERALE

En terminant ici notre étude nous pensons avoir contribué à une meilleure connaissance de certains paramètres (morphométriques, hydroclimatologiques, géologiques, hydrogéologiques, hydrodynamiques et hydrochimiques) jusqu'ici étudiés fragmentairement dans le bassin versant de la sebkha d'Oran.

L'étude morphométrique du bassin nous a permis de caractériser sa forme, d'estimer son altitude moyenne, 240 m et de déterminer l'altitude la plus fréquente, entre 80 et 200 m, qui correspond aux plaines encadrant la sebkha.

L'étude du nombre et de la longueur des thalwegs a permis la quantification de la densité de drainage et de la fréquence des cours d'eaux. Ceci donne un premier aperçu sur la perméabilité ou non des différentes formations géologiques et permet d'appréhender le problème de la concentration rapide des eaux de crues dévalant des reliefs. Des solutions à court terme sont proposées pour enrayer ce phénomène.

Les études hydroclimatologiques nous ont permis, grâce aux méthodes statistiques et empiriques de dégager les caractéristiques climatiques de la région et d'établir un bilan hydrologique.

Toutes les méthodes de classification des climats indiquent un régime semi-aride pour la région.

Les précipitations sont très irrégulières, la moyenne annuelle pour l'ensemble du bassin est de 472 mm pour la période 1913-1963 et de 317 mm pour la période 1975-1984. La température moyenne à l'échelle du bassin de 16,75°C. L'évapotranspiration réelle, pour la chronique la plus longue est de 396mm. Le ruissellement et l'infiltration mobilisent respectivement 11% et 5% des précipitations. Le ruissellement n'est que temporaire, l'essentiel du débit étant repris ultérieurement par l'évaporation au niveau de la sebkha. A l'avenir pour une meilleure approche des paramètres ruissellement et infiltrations, en dehors des méthodes empiriques qui ne tiennent pas compte de la nature lithologique des formations, il sera préférable d'utiliser des méthodes de mesures in situ.

Notons qu'il existe actuellement deux réseaux pluviométriques l'un appartenant à l'O.N.M., l'autre à l'A.N.R.H.. Ces réseaux ne se complètent pas mais plutôt interfèrent. Pour une même localité, il existe parfois deux postes pluviométriques qui ne donnent pas les mêmes résultats. A l'avenir, l'unification de ces deux réseaux serait souhaitable pour une meilleure régularité, fiabilité et facilité de collecte des données.

L'étude géologique du bassin a consisté en une synthèse des travaux déjà réalisés par plusieurs auteurs, à des observations de surface et à la corrélation de nombreux forages hydrauliques. Deux grands ensembles se dégagent:

- Un substratum anté à synchro-nappe qui n'affleure que dans les zones hautes des massifs littoraux (Murdjadjo) et dans les Tessalas.

- Un bassin ou se développe une importante sédimentation post-nappe.

Grâce à la corrélation des forages hydrauliques et à deux forages pétroliers situés à proximité du bassin versant S.S., nous avons pu proposer une coupe interprétative du bassin. La corrélation des forages nous a aussi permis de suivre en profondeur les calcaires messiniens qui jouent un grand rôle hydrogéologique dans la région. En aval de leurs affleurements, de part et d'autre du bassin, ces calcaires s'approfondissent assez rapidement parallèlement à leur diminution d'épaisseur. Dans la plaine de la Mléta, les sondages électriques l'ont confirmé.

Les calcaires miocènes ne semblent pas former un synclinal passant sous la sebkha. Les sondages électriques nous ont permis de localiser des fractures affectant les diverses formations sous la plaine de la Mléta. Ce compartimentage avait déjà été décelé par la corrélation des forages dans cette zone.

Les directions tectoniques principales de la région sont N 10-20 E, N 50-70 E, N 90 E et N 140 E. Ces directions se retrouvent dans toute l'Algérie du Nord. La tectonique actuelle de la région s'exprime selon un mouvement compressif.

L'étude hydrogéologique a permis de définir qu'elles sont les formations géologiques aux meilleures capacités hydrauliques.

Aux affleurements des formations nous avons dressé un inventaire, à partir des cartes au 1/50.000e, des principales sources du Murdjadjo et des Tessalas (zone d'Arbal). **Leur étude hydrochimique** a été étudiée au chapitre 7. Les calcaires miocènes jouissent incontestablement des meilleues propriétés hydrogéologiques.

Dans le Murdjadjo, l'étude de la fracturation des calcaires nous a permis d'approcher le problème de la délimitation des différents bassins de réception hydrogéologiques. Les directions retrouvées sont conformes aux directions retrouvées par l'étude tectonique de toute l'Oranie. A l'avenir seules des opérations de traçage des eaux dans le Murdjadjo permettra de délimiter exactement les zones d'alimentation des différents exutoires. Actuellement l'exploitation intensive de la nappe des calcaires du Murdjadjo présente un caractère dangereux. En effet, la prolongation de cette exploitation risque d'épuiser partiellement les réserves faiblement renouvelables. A l'avenir, la régulation et le contrôle du creusement anarchique de nouveaux puits s'avère nécessaire.

Dans les Tessalas et dans le Murdjadjo il faudrait généraliser la construction de retenues collinaires qui permettront d'une part d'empêcher les eaux de ruisseler vers la sebkha où elles sont reprises par l'évaporation, d'autre part d'augmenter le taux de recharge des formations perméables.

En piezométrie, nous avons cherché à connaître l'évolution dans le temps et dans l'espace de la nappe qui s'étend entre Oran et Boutlelis. Les cartes piézométriques basses et hautes eaux nous ont permis de mettre en évidence les zones d'alimentation de la nappe à partir des calcaires. L'alimentation peut aussi se faire par les eaux de précipitations là ou la granulométrie le permet. Dans la zône de Pont-Albin le drainage se fait vers l'Est en direction de Dayet-El-Morselly. Entre Aïn Beïda et Boutlelis, en dehors des interférences dues aux pompages des forages et puits, le drainage se fait essentiellement en direction de la sebkha. Le gradient hydraulique passe de 0,075 près des affleurements calcaires à 0,005 plus en aval. Dans le but de comprendre et prévoir l'invasion des eaux salées constatée il serait souhaitable de réactiver par l'A.N.R.H. le réseau de surveillance de cette nappe avec le choix de nouveaux puits témoins surtout à la zone de contact calcaires-alluvions.

Dans la plaine de la Mléta, depuis 1968, une seule carte piézométrique existait mais elle était imprécise et incomplète. Notre travail a consisté à la vérifier et à la compléter. La carte obtenue fait ressortir l'importance de l'alimentation de la nappe par les infiltrations à partir des eaux des oueds dévalant des Tessalas. Le nivellement des puits de cette plaine reste à faire.

Les méthodes utilisées pour la détermination des caractéristiques hydrodynamiques ont été basées essentiellement sur les essais de pompage. Souvent les conditions d'application des différentes méthodes ne sont pas tellement satisfaites par manque de moyens. Pour réduire les risques d'erreurs, nous avons combiné l'utilisation de plusieurs méthodes.

La transmissivité, T, des calcaires varie de 2.10^{-3} à $1,4.10^{-2}$ m^2/s. au NOrd de la sebkha. Dans la Mléta, les calcaires gréseux ont des transmissivités variant de $0,38.10^{-3}$ à $1,5.10^{-3}$ m2/s avec des coefficients d'emmagasinement compris entre $0,4.10^{-3}$ et $1,17\ 10^{-3}$%.

Pour les alluvions plioquaternaires, la transmissivité varie de 1,5 à 5,8. 10^{-3}m2/s.

Les mesures de rabattement s'effectuant souvent dans les puits servant au pompage, les valeurs des coefficients d'emmagasinement ne sont pas forcément représentatifs des aquifères de la région.

Ce n'est qu'en développant l'infrastructure existante, en respectant plus rigoureusement les conditions des essais de pompage, en utilisant des méthodes d'estimation autres que les essais de pompage qu'il sera possible de mieux préciser les caractéristiques hydrodynamiques des aquifères, qui sont à la base de toute entreprise d'exploitation des eaux souterraines.

L'hydrochimie de la nappe s'étendant entre Oran et Boutlelis nous a permis d'apprécier la qualité chimique de ses eaux très sollicitées pour l'alimentation en eau potable et pour l'irrigation.

Près des affleurements calcaires, les faciès sont assez variés avec prédominance des faciès bicarbonatés calciques ou magnésiens; la minéralisation est relativement basse. Plus en aval, le faciès chloruré sodique devient dominant parallèlement à une augmentation de la minéralisation qui peut atteindre 10 g/l.

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

L'évolution des caractéristiques hydrochimiques a permis d'aboutir aux mêmes résultats que l'étude piézométrique et confirme l'existence d'échanges hydrauliques entre les calcaires et les alluvions.

Dans les alluvions, la concentration de la nappe augmente conformément au sens de l'écoulement; ceci est due au lessivage des terrains encaissants et à l'évaporation intense de la surface piézométrique peu profonde. Notons toutefois que la minéralisation de la nappe est très basse par rapport à la minéralisation des eaux de la sebkha dans cette zone (126 g/l).

Selon les normes internationales, les eaux de cette nappe seraient inadaptées à l'irrigation, mais il semblerait qu'il n'y ait pas eu adaptation des cultures à ces eaux saumâtres. La définition de nouvelles normes de classifications des eaux d'irrigation, adaptée à la région est impérieuse. Pour ce qui est de la teneur en nitrates, des contrôles sanitaires des eaux utilisées pour le bassin sont à prévoir. L'étude des sources nous a permis de les classer par faciès hydrochimiques. Dans le Murdjadjo, les minéralisations sont assez faibles contrairement aux Tessalas ou elles sont plus fortes; la dissolution des évaporites fort répandue dans cette zone entraînant une modification de la qualité des eaux.

Une bonne différenciation entre les calcaires karstiques du Murdjadjo et les calcaires plus gréseux des Tessalas a pu être faite grâce aux teneurs en Tritium. Cette teneur indique des eaux assez anciennes pour la source de Kraouir.

Enfin , nous avons essayé d'approcher le problème de la salinisation du bassin versant. Sa salinisation ne proviendrait pas d'un quelconque Trias évaporitique enfouit sous la sebkha comme l'ont supposé certains anciens auteurs (DOUMERGUE..).

L'essentiel de la salinisation proviendrait en fait du lessivage des formations évaporitiques fort répandues dans les Tessalas.

Le transfert de cette salinisation d'amont en aval est contrôlé par des facteurs climatiques, hydrologiques, morphologiques particuliers.Au terme de ce transfert, la sebkha par son rôle de machine évaporatoire accentue cette salinisation. La configuration endoreïque du bassin ne permettant pas l'évacuation des sels.

L'aspect hydrochimique de cette salinisation a été traité par l'étude des eaux de la sebkha et des ses principaux affluents. Nous pouvons confirmer que la sebkha n'est pas à l'origine de la salinisation du bassin versant mais en serait plutôt le résultat.

En conclusion, nous espérons que l'étude hydrogéologique que nous avons menée dans le bassin versant de la sebkha d'Oran permettra

- d'une part, grâce aux résultats d'ordre général obtenus, une connaissance détaillée de l'hydrogéologie d'un bassin versant endoréïque, ce qui permet de définir les possibilités des formations géologiques rencontrées, de prévoir la qualité des eaux et d'expliquer les systèmes d'écoulements. Ceci servira de base de comparaison avec d'autres régions aux mêmes caractéristiques, en Algérie ou dans d'autres pays. La comparaison des résultats constituera un moyen de contrôle irremplaçable;

D'autre part, d'apporter un certain nombre de précisions et de données hydrogéologiques nouvelles sur le bassin versant de la sebkha. Notre étude n'est qu'une étape.

Nous souhaitons que ce travail orientera à l'avenir, grâce à l'acquisition de nouvelles méthodes d'investigation, vers un approfondissement des connaissances déjà acquises. Ce qui permettra une meilleure maîtrise de ressources en eaux de la région.

-=-=-

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

BIBLIOGRAPHIE

ABUSSADA S.M., (1980) - Quelques problèmes du gisement et de l'exploitation des eaux souterraines en zône aride : KOWEIT Thèse 3ème cycle. Grenoble.

A.N.R.H. ORAN, (1975) - Inventaire des points d'eau du massif du Murdjadjo. Rapport interne.

ARAMBOURG C., (1949) - Les gisements de vertébrés villafranchiens de l'Afrique du Nord. Bull. Soc. géol. France (5), 195-203.

ASTIER J.C., (1977) - Géophysique appliquée à l'hydrogéologie. Masson et Cie Paris.

BACK W. et HANSHAWN B.B., (1965) - Chemical geohydrology V.T Chow (ed) "Advances in hydrosciences" Academie press, INC New York.

BELAKHAL A., (1985) - Contribution à l'étude hydrogéologique du bassin d'alimentation des captages de Brédeah. Mémoire d'ingénieur. Université d'Oran.

BENZIANE A., (1984) - Hydrogéologie du versant sud du Djebel Murdjadjo. C.R du colloque "développement des eaux du Maghreb".

BESSEDIK M. et BELKEBIR L., (sous presse) - Présence de niveau moyen et supérieur dans la formation de la pointe de Canastel. Oran - Algérie : Implications biostratigraphiques.

BOULAINE J., (1954) - Etude sur l'hydrogéologie superficielle de la plaine de Relizane;Terres et eaux. Supplément scientifique n° 2, 3ème trimestre 1954.

BOULAINE J. (1957) - Etude des sols des plaines du Chelif. Thèse Doctorat Es. sciences Université d'Alger.

BOUROCHE J.M. et SAPPORTA G., (1980) - L'analyse des données. Col. "Que sais-je" P.U.F. Paris.

CASTANY G., (1967) - Traité pratique des eaux souterraines Ed. DUNOD, Paris.

CASTANY G., (1968) - Prospection et exploitation des eaux souterraines. Ed. DUNOD, Paris.

CHAUMONT et PAQUIN, (1971) - Carte pluviométrique de l'Algérie Nord occidentale au 1/50 000. Notice explicative.

CISZACK R., (1985) - Le complexe Chaotique triasique en Oranie : Nouvelles interprétations. 110 Congrès national des sociétés savantes 1975. Sciences Fasc VI.

CISZACK R., MAGNE J. et PEYBERNES B., (1986) - Interprétation du complexe Chaotique triasique "d'Oranie comme un olistostrome sénonien localement reinjecté dans les accidents alpins. C.R.A.S Paris T. 302 série II n°6.

CLAIR A., (1957) - AEP du centre St Maur (captage de l'Ain Arbal) rapport interne de l'ex. S.E.S. (A.N.R.H.).

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

COLLIGNON B., (1986) - Hydrogéologie appliquée aux aquifères karstiques des Monts de Tlemcen".
Thèse de doctorat de l'Université d'Avignon.

CONSTANTINIDIS D., (1978) - Hydrodynamique d'un système aquifère heterogène : Hydrogéologie de la Thessalie orientale.
Thèse doctorat d'état. Université de Grenoble.

CONSTANTINIDIS D. et SARROT-REYNAULD J., (1978) - Comparaison des méthodes de détermination du coefficiant d'enmagasinement des nappes aquifères. 103e cong. Nat des Soc. savantes Fasc. IV.

CORNET A., (1947) - Etude hydrogéologique de la source d'Ain Den rapport interne de l'ex. S.E.S. (A.N.R.H.).

DALLONI M., (1939) - Géologie appliquée de l'Algérie Coll. Cent de l'Algérie Masson, Paris.

DALLONI M., (1940) - Notes sur la classification du Pliocène supérieur et du Quaternaire de l'Algérie. Bull. Soc. géogr. archéol. Prov. Oran. 36p.

DELFAUD J. et REVERT J., (1974) - Observations sur le calcaire à stromatholites d'âge miocène terminal de l'Oranie C.R. Acad. Sci., Paris, (D), 133-136.

DELFAUD J. et THOMAS G., (1972) - Les grandes lignes de la stratigraphie du Quaternaire oranais. C.R. Acad. Sci, Paris, (D), 3341-3344.

DESPOIS J. et RAYNAL R., (1975) - Géographie de l'Afrique du Nord-Ouest Ed. Payot, Paris.

DJEMAI M., (1985) - Hydrogéologie du bassin versant du Haut Sebaou (Algérie), Thèse docteur-ingénieur. Université de Grenoble.

DOUMERGUE F. et FICHEUR E., (1908) - Carte géologique de l'Algérie 1/50 000, Feuille ORAN.

DOUMERGUE F., (1914) - Carte géologique de l'Algérie au 1/50 000. Feuille Arbal.

DOUMERGUE F., (1922) - Carte géologique de l'Algérie au 1/50 000. Feuille de Lourmel - El Amria.

E.R.E.M., (1975) - Etude hydrogéologique dans la région du gisement de sel d'Arbal Rapport interne. Unité Sidi Bel Abbes.

FENET B., (1975) - Recherches sur l'alpinisation de la bordure septentrionale du bouclier africain à partir de l'étude d'un élément de l'Orogene nord-maghrebine: Les monts du Djebel Tessala et les massifs du littoral oranais. Thèse sciences, Nice, 301p.

GAUCHER G., (1955) - Etude des niveaux piézométrique pour le drainage des terrains salés d'Afrique du Nord. Terres et eaux N° 25 Alger.

GAUCHER G. et BURDIN S., (1974) - Géologie géomorphologie et hydrologie des terrains salés P.U.F., Paris.

GAUTIER M., (1947) - Le problème hydraulique du Chott Ech Chergui gouv. gen. Algérie, Serv. colonisation et hydraulique.

GOURINARD Y., (1952) - Le littoral oranais (mouvements verticaux et anomalies gravimétriques). Publ. XIX° Congr. géol. interne, Alger.

GREVELLEC J. et LACAS J.L., (1980) - "Reflexion sur la dynamique des eaux souterraines au niveau des chotts algériens (exemple du Chott Ech Chergui), 8. R.A.S.T. Marseille.

I.A.E.A., (1975) - Statistical treatment of envrionemental isotope data in précipitation. Vienna.

ISSADI A., (1981) - Etude hydrogéologique des massifs du guerioum et Fortass (Sud Constantinois). Thèse 3ème Cycle, Alger.

HANNACHI A., (1981) - Relation entre aquifères profonds et superficiels. Hydrogéologie de la vallée de l'oued Mzi à l'Est de Laghouat, Algérie. Thèse 3ème cycle, Grenoble.

HAYANE S.M., (1983) - Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique du bassin versant de l'oued sikkak (Tlemcen). Algérie. Thèse 3ème cycle. Université d'Oran.

JAMIER D. et SIMEONI G.P., (1979) - Etude statistique de la distribution spatiale des éléments structuraux dans deux massifs des Alpes helvetiques. Conséquences pour l'hydrogéologie karstique. Bull. B.R.G.M. Section III, n°1, p 67 à 79.

JOSEPH A., (1979) - Notice explicative de la carte hydrogéologique d'Oran. Université d'Oran.

KHAMMAR Ch., (1981) - Contribution à l'étude hydrogéologique de la vallée de l'oued Kebir (w. Skikda), Algérie.
Thèse 3ème cycle, Grenoble.

KRUSEMAN G.P. et DERRIDER N.A., (1974) - Interprétation et discussion des pompages d'éssais. Ins. intern pour l'amélioration et la mise en valeur des Terres. Wageningen. Holland.

LAFFITTE R., (1950) - Sur l'existence du Calabrien dans la région d'Oran C.R. Acad. Sci., Paris, 217-219.

LAREZ GONZALEZ H., (1982) - Hydrogéologie des formations fissurées et kartifiées de la région orientale du Vénézuela.
Thèse 3éme cycle, Grenoble.

LE JONGOUR, (1969) - .A.E.P. de la ville d'Oran, étude de la nappe de Brédeah (W. d'Oran). Rapport interne A.N.R.H.

OULD BRAHIM, (1986) - Etude hydrogéologique du bassin versant de l'oued Besbes. Mémoire ingénieur. Université d'Oran.

MANIA J. et IMERZOUKENE S., (1985) - Pollution saline de la nappe cotière à l'Est d'Alger. Hydrogéologie n°3 B.R.G.M., p 213.

MABILLOT A., (1980) - Le forage d'eau : guide pratique. Filtres crépines JOHNSON S.A.

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

MESSAOUD NACER N., (1987) - Hydorgéologie et Pollution des eaux. Exemple du bassin versant du Mazafran, Mitidja, Algérie. Thèse docteur ingénieur. Grenoble.

MEYBECK M., (1984) - Les flancs et le cycle géochimique des éléments. Thèse d'état Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI.

MICKELVEY J.G. et MILNE J.H., (1960) - The flow of salt Solution through compacted Clays. 9th Natl. Conf. Clay and Clay minérals Lafayette. Acad. Sci. Natl. Res. Council Washington D.C.

PERRODON A., (1957) - Etude géologique des bassins néogenes sub. littoraux de l'Algérie occidentale. Mem. Serv. carte géol. Algérie. Nlle Série N°12, Alger.

PERTHUISOT J.P., (1974) - Les dépôts salins de la sebkha El Melah de Zarzis : conditions et modalités de la sédimentation évaporitique Rev. géog. phys. géol. dyn. Vol XVI Fasc. 2, Paris.

PERTHUISOT J.P. et JAUZEIN A., (1975) - Sebkha et dunes d'argile l'enclave endorïque du pont Fahs Tunisie. Rev. géog. Phys. géol. dyn. Vol. XVII, Fasc. 3, p. 296-307.

O.N.M., (1985) - Atlas climatologique national receuil de données station : Oran.

PHILIP H. et THOMAS G., (1977) - Détermination de la direction du raccourcissement de la phase de compression quaternaire en Oranie (Algérie) Rev. géog. phys. géol. dyn. Vol. XIX, Fasc. 4, pp 314-324, Paris.

RODIER J., (1966) - L'analyse chimique et physico chimique de l'eau. Editions DUNOD, Paris.

ROUCHY J.M., (1981) - La genèse des évaporites messiniennes de Méditerranée. Museum Nat. Hist. Nat. Paris série C, 267p.

SAINT MARTIN J.P. et al., (1983) - Le Messinien récifal d'Oranie une mise au point C.R. Acad. Sc. Paris, t. 297, Série II pp. 545-547.

SCHOELLER H., (1962) - Les eaux souterraines Masson, Paris.

SELTZER, (1946) - Le climat de l'Algérie Publication de l'institut de météorologie et physique du Globe de l'Algérie.

SOLETANCHE, (1950) - Géologie et hydrologie de la sebhka.

SOURISSEAU B., (1976) - Etude hydrogéologique du massif du Murdjadjo. Région Brédeah-Bousfer - rapport interne. A.N.R.H. Oran.

TINTHOIN R., (1948) - Les aspects physiques du Tell oranais. Ed. Fouque, Oran.

THOMAS G., (1985) - Géodynamique d'un bassin intramontagneux. Le bassin du bas Chelif occidental (Algérie) durant le Mio-Plio-Quaternaire. Thèse Doctorat Es. Sciences. Univ. de Pau.

WILDI W., (1983) - Le chaine tello-rifaine Rev. géog. phys. géol. dyn., Vol 24. Fasc 3, pp 201-297, Paris.

ZIDOURI A., (1986) - Contribution à l'étude hydrogéologique du bassin d'alimentation de Ras El ain, Oran. Mem. ingénieur, Univ. Oran.

Liste des Abréviations :

A.E.P. : Alimentation en eau potable.
A.N.R.H. (ex : I.N.R.H.) : Agence Nationale des ressources hydrauliques.
A.I.E.A. : Agence Internationale de l'énergie atomique. Vienne.
C.G.G. : Compagnie générale de géophysique (FRANCE).
D.H.W. : Direction de l'hydraulique de Wilaya.
ENAGEO : Entreprise nationale de géophysique.
E.R.E.M. : Entreprise de recherche et d'exploitation minière.
O.N.M. : Office national de météorologie.
O.M.S. : Organisation mondiale de la santé.
Wilaya : Préfecture.

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

Annexe n° 1 : LISTE DES FORAGES DU BASSIN VERSANT DE LA SEBKHA D'ORAN.

N°	NOM	X	Y	Z	PROFONDEUR	ANNEE DE FORATION
1	1946F3	163,2	246,64	91	548	1868
2	Boutlelis	175,5	259,75	125	96	1983
3	S4	176,32	258,52	89,5	90	?
4	SEC2/990F3	179,08	259,25	105	50	1942
5	SEC1/989F3	179,10	258,90	88	213	1942
6	SEC7/995F3	179,20	257,92	85	118,5	1942
7	Flypo/996F3	180,40	258,10	86	62	1942
8	F3	179,8	259,70	109	83	1983
9	F4	187,6	260,3	110	69	1983
10	SEC3	182,56	260,11	99,78	106,5	1942
11	F1(Bouyakor)	182,75	261,45	140	128	1978
12	1963F3	184,80	262,5	152	161,4	1957
13	F5	184,90	261,60	125	200	1983
14	1983F3	185,95	262,90	157	65,50	?
15	F2(O.Dahlia)	186,1	262,8	130	100	1983
16	1335F3	186,2	262,49	130	88	1954
17	Sidi Salem	188,6	263,30	128	183	1960
18	3055F3	188,75	262,25	110	100	1957
19	3939F3	188,37	262,28	100	232	1962
20	3925F3	189	262	99	137	1962
21	F6	193,30	262,8	99	151	1984
22	F7	192,5	266,7	190	132	1984
23	SEC6/994F3	194,09	268,69	160	113,5	1942
24	704F3	194,6	269,6	150	130	1943
25	Parc ANRH	196,35	270,05	122	50	1979
26	998F3	199,70	269,35	91	55	1942
27	Socoman	199,46	267,82	92	63	1942
28	Stella	200	266,05	88	93	?
29	527F3	199,7	265,3	89	238	1943
30	OT3	207,50	257,30	100	417	1984
31	1945F3(FN)	206,87	254,55	104	501	1957
32	2506F3(FS)	207,67	252,30	113	430	1957
33	OT2	204,0	252,35	105	416	1983
34	3639F3	207,31	247,61	168	120	?
35	S3A	203,11	247,37	152	289	1983
36	S2A	201,53	245,89	161	348	1983
37	SE7A	201,09	247,54	109	360	1983
38	S4A	200,89	247,56	107	370	1983
39	S5A	200,79	247,07	105	273	1983
40	S6A	200,35	247,56	102	298	1983
41	S1A	197,07	243,4	154,5	196	1983
42	3823F3	185,2	239,2	134	241	1960
43	4804F3	174,2	240,1	110	105	1981
44	4805F3	170,0	239,45	140	155	1983

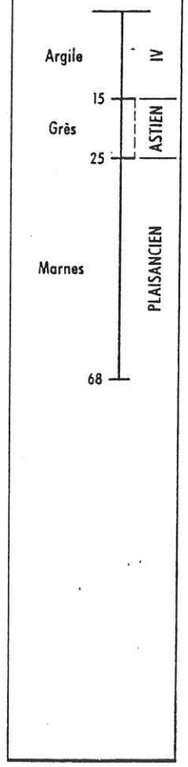
ANNEXE 2:

PUITS ET FORAGES

Fichier des puits et forages

EXEMPLE :

152	Numéro inscrit sur la Carte Hydrogéologique
7409 E 8	Numéro dans le Fichier du Bureau d'Inventaire des Ressources Hydrauliques
BOUZAREAH	Nom du forage
535 950 360 289 120	X, Y Coordonnées Lambert Z Altitude en mètres
68	H m Profondeur de l'ouvrage en mètres
10	h m Profondeur du niveau statique en mètres
5 15 10 19	Q l/s s m Débit en litres par seconde et rabattement correspondant en mètres
1964	Année de réalisation de l'ouvrage



Le trait symbolise le forage :

- à gauche, lithologie des terrains avec cotes en mètres
- à droite, position des crépines et stratigraphie

Transmissivité

Coefficient d'emmagasinement

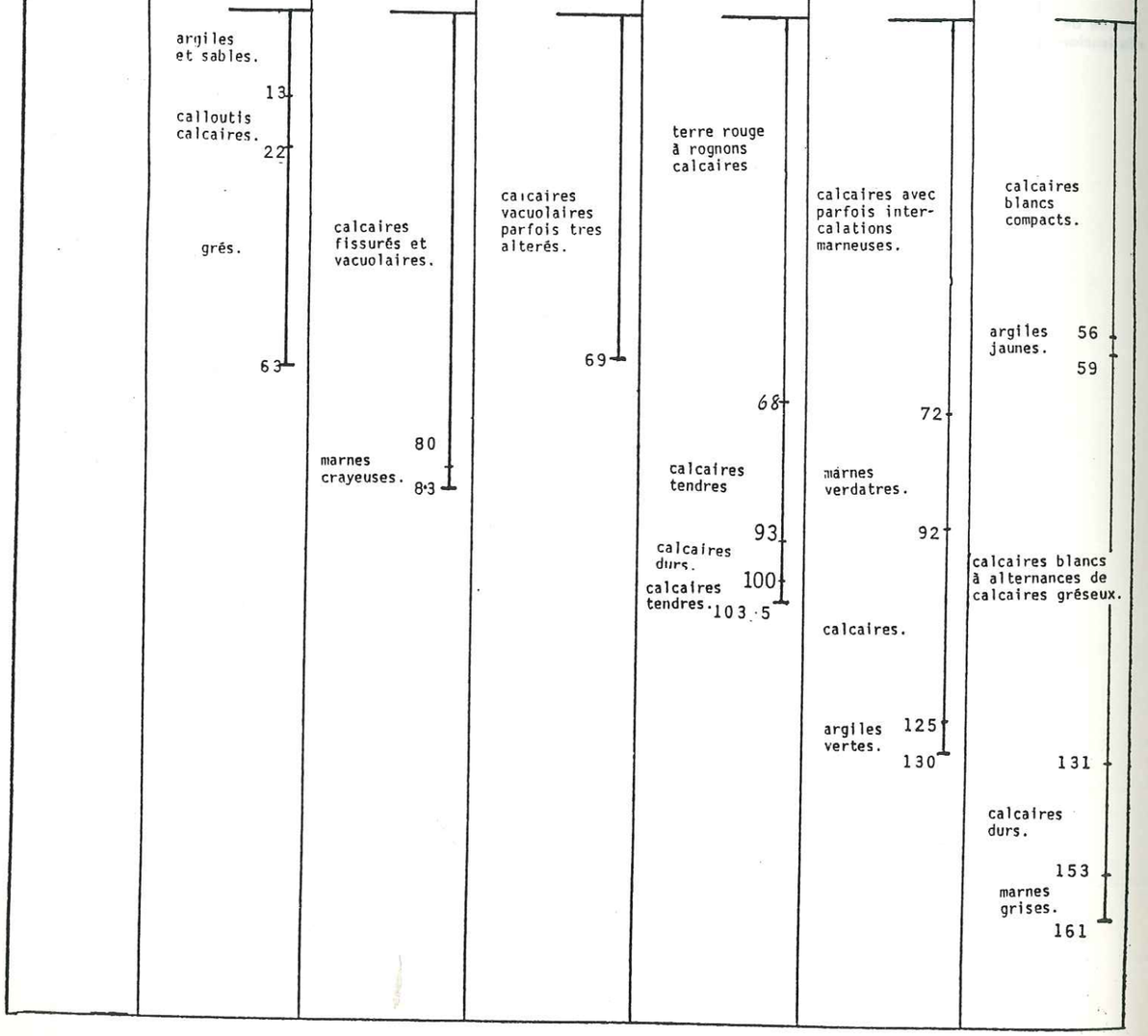
Résidu sec en mg/l

ANNEXE 3:

Numéro sur la Carte	1	2	3	4	5	6
Numéro B.I.R.H.	1946.F3	BT	94	990.F3	989.F1	995.F3
NOM	Sondage de la sebkha d'Oran	Boutlelis	—	SEC 2	SEC 1	SEC 7
X Y Z	163,2 246,65 91	175,5 259,75 125	176,32 258,52 89,7	179,08 259,25 105	179,1 258,9 88,8	179,23 257,92 85,30
H m	545	100	90	50,08	213	118
h m	12	38,84				
Q l/s s m	70					
Année de réalisation	1869	1983	?	1942	1942	1942
	? Plio-Quaternaire. 75 Argile rouge graveleuse 160 Miocène supérieur. Marne blanche à intercalat de calcaire gypse et grès à la base. 220 Marne grise et argile plastique. Grès micacés. 545	Calcaire blanc tendre. 5 20 Calcaire gris dur. 56 Absence de cuttings. ? Marnes. 96 100	Argile sableuse. Galets et marnes + ou - calcaires. Quaternaire. 23 Marnes rouges. 40 Miocène supérieur. Calcaire tendre. 57 Calcaire karstique à intercal marneuses. 90	Calcaire zoogène altéré. Miocène supérieur. 50	Argile Rouge 8 Calcaire altéré. 37 Calcaire zoogène. 110 Calcaire marneux. Marnes grises. 202 213	marnes grises. 30 alluvions sableuses 50 marnes argileuses 91 Calcaire marnes crayeuses. 116 118
	Miocène supérieur.					

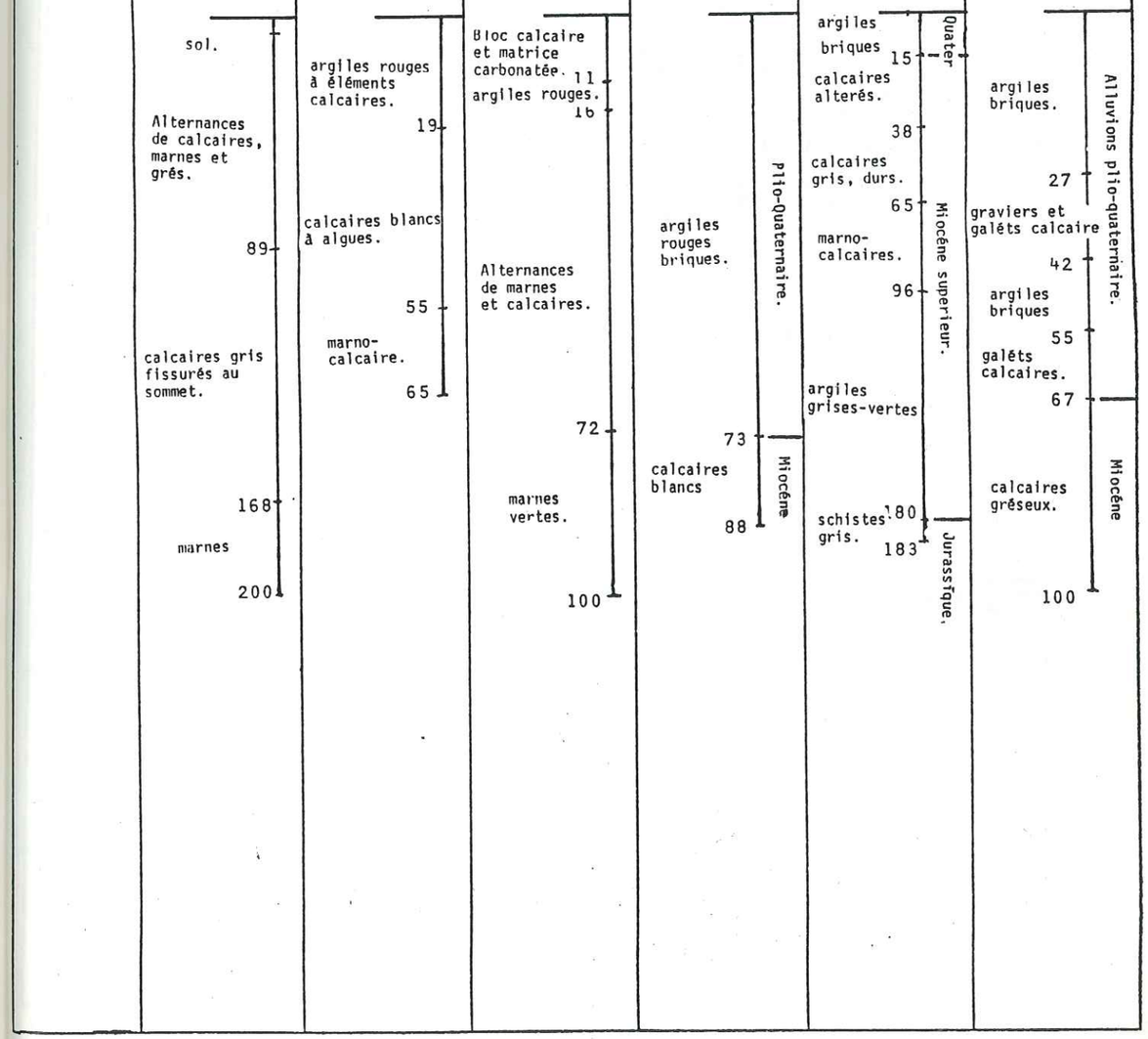
ANNEXE 4:

Numéro sur la Carte	7	8	9	10	11	12
Numéro B.I.R.H.	996.F_3	F_3	F_4		F_1	1963 F_3
NOM	Flypo			SEC 3	Oued Bou Yakou	Temsalmet
X	180,40	179,8	181,6	182,56	182,75	184,8
Y	258,10	259,7	260,28	260,10	261,45	262,5
Z	86	109	110	99,78	140	152
H m	63	83	69	103,5	130	161,4
h m					27,08	6,10
Q l/s s_m			29	34		
Année de réalisation	1942	1983	1983	1942	1978	1957



ANNEXE 5:

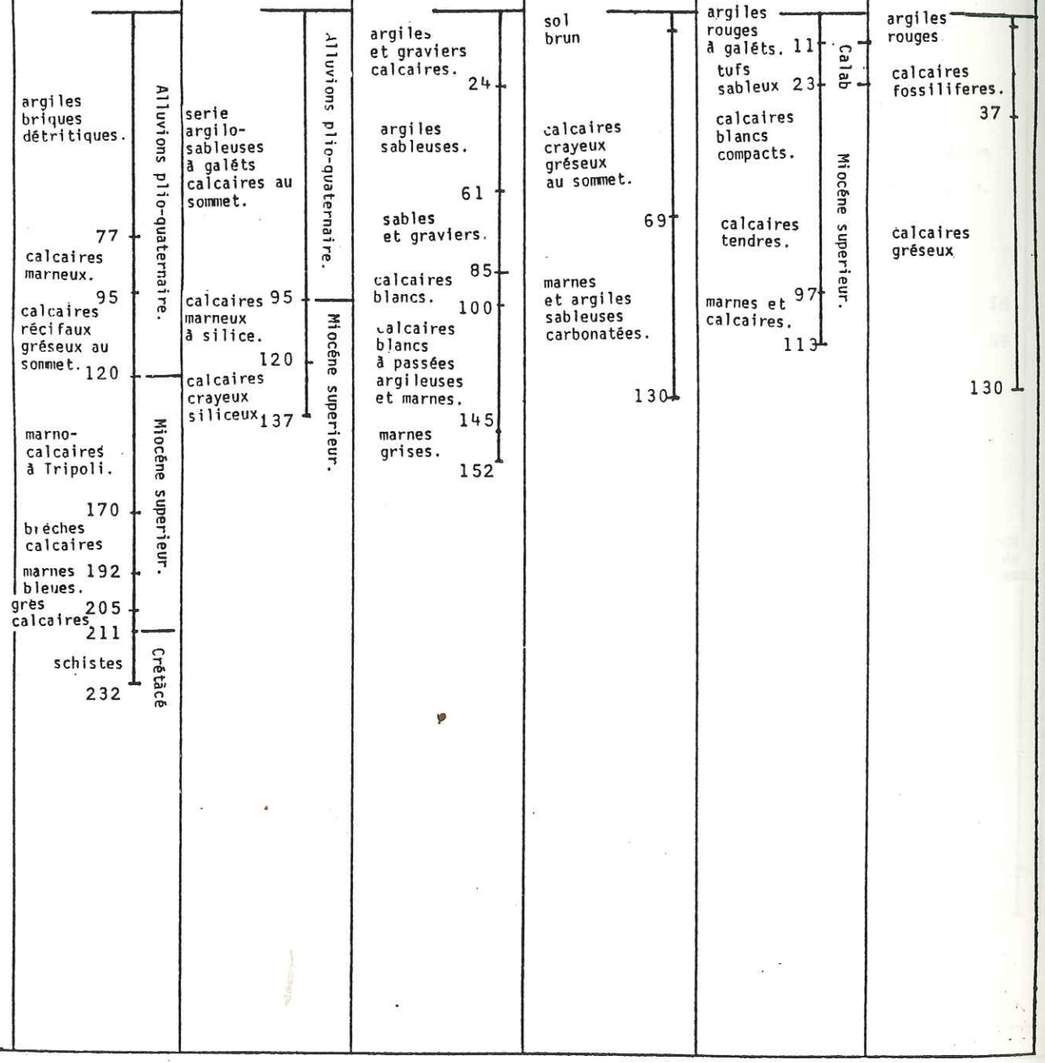
Numéro sur la Carte	13	14	15	16	17	18
Numéro B.I.R.H.	F_5	1983 F_3	F_2	1335 F_3	3661 F_3	3055 F_3
NOM	Temsalmet	Perrier Temsalmet	Oued Dahlia	Garcia	Sidi Salem	Missevghin (Syndic d'irrig.)
X	184,9	185,95	186,10	186,20	188,6	188,75
Y	261,6	262,90	262,8	262,49	263,3	263
Z	125	157	130,0	124	128	118
H m	200	65	100	88	183	100
h m				17		33,76
Q l/s s_m	26		11			
Année de réalisation	1983	1983	1983	1954	1960	1957



tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

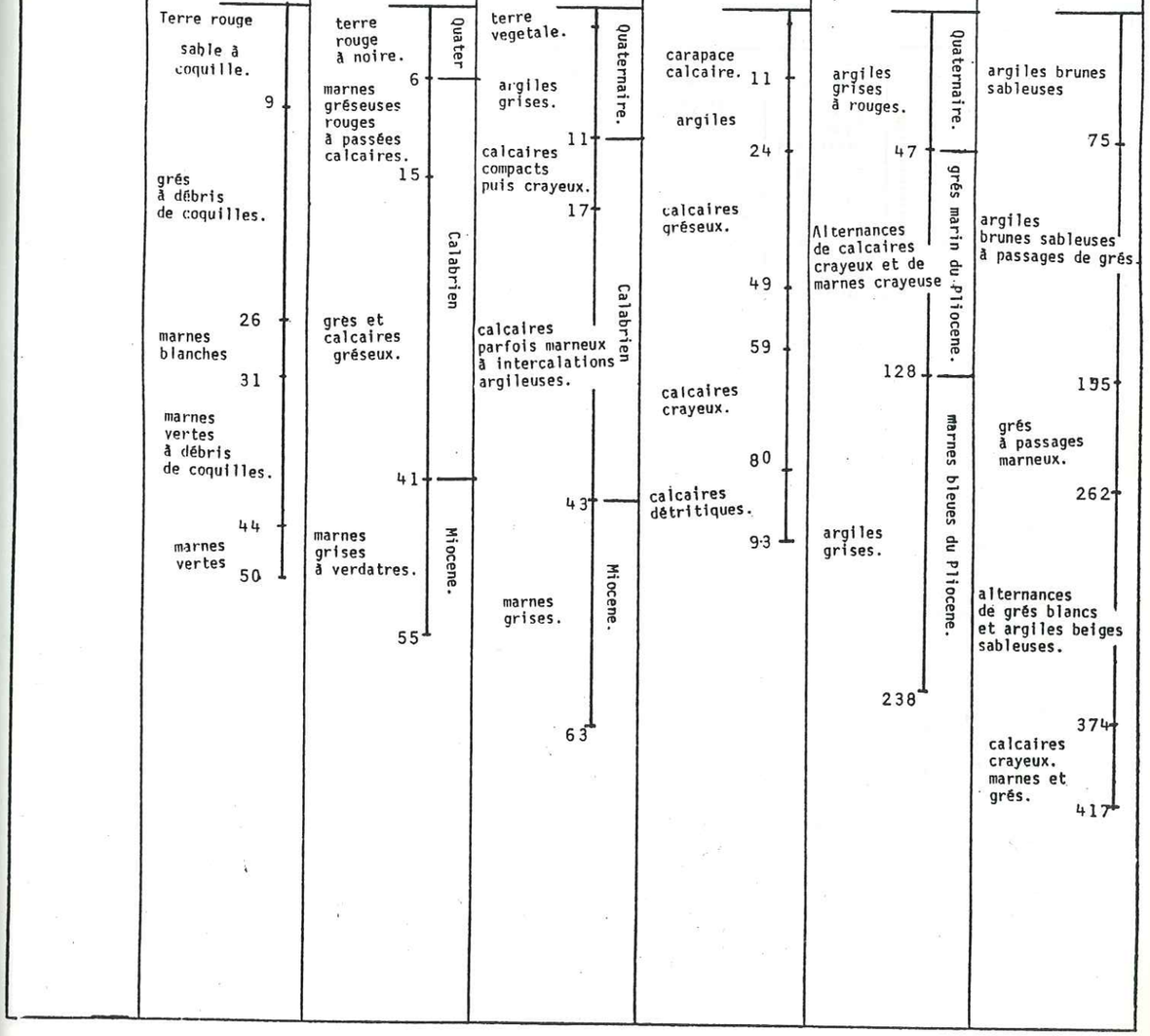
ANNEXE 6:

Numéro sur la Carte	19	20	21	22	23	24
Numéro B.I.R.H.	3939 F_3	3925 F_3	F_6	F_7	994 F_3	704 F_3
NOM	Misserghin	Misserghin R1	Ferme Ste-Lucie	Caroubier	SEC 6	Eckmühl
X	188,37	189	193,3	192,5	194,09	194,6
Y	262,28	262	262,8	266,7	268,69	269
Z	100	99	99	190	160,10	160
H m	232	137,6	152	130	113,5	130
h m	17,35		86	48	21,6	
Q l/s s_m				60		
Année de réalisation	1962	1962	1984	1984	1942	1943



ANNEXE 7:

Numéro sur la Carte	25	26	27	28	29	30
Numéro B.I.R.H.		998 F_3			527 F_3	OT 3
NOM	DEMHR	Petit Lac	SOCOMAN	Stella	Esi Senia	Oued Tlelat
X	196,35	199,70	199,46	200	199,7	207,5
Y	270,05	269,35	267,82	266,05	265,3	257,3
Z	122	91	92	88	89	100
H m	50	55	63,3	93	238	417
h m	25	3,5	4,55		73	2,27
Q l/s s_m						
Année de réalisation	1979	1942	1942	?	1943	1984



ANNEXE 8:

Numéro sur la Carte	31	32	33	34	35	36
Numéro B.I.R.H.	1943 F_3	2506 F_3	OT 2	3639 F_3	S3 A	S2 A
NOM	Ban Lartigue1	Ban Lartigue2	Oued Tlelat 2	Tafaraoui		
X	206,87	207,07	204,0	207,31	203,11	201,53
Y	254,55	252,30	252,35	247,61	247,37	245,89
Z	106	106	105	168	151,75	161,03
H m	501	430,4	414	120	289	348
h m	14,5	21			30,6	53
Q l/s s m						6,2
Année de réalisation	1957	1957	1983	1958	1983	1983
	terre végétale.	argiles gypseuses	argiles brunes et graviers calcaires. 40	argiles rouges	argiles et galets calcaires.	argiles brunes et galets. 14
	marnes briques à niveaux conglomeratique 132	argiles briques à cailloutis. 64		calcaires blancs récifaux. 49	argiles rouges. 27 42	
	marnes grises à marrons sableuses 207	argiles briques parfois détritiques.	argiles sableuses carbonatées. 219	calcaires gréseux parfois marneux.	conglomerats à ciment argileux. 80	argiles brun-claires rouges localement gréseuses et graveleuses. 296
	argiles marneuses et marnes grises à intercalations gréseuses et sableuses. 332	237 argiles marneuses bleues à intercalations sableuses.	marnes grises et argiles sableuses. 280	calcaires vacuolaires. 120	argiles brun-claires compactes localement gréseuses. 189	
	calcaires blancs parfois sableux où marneux. 403	369 grès siliceux blancs.	grès beiges à ciment calcaire. 400		calcaires fissures. 222	calcaires gris-clairs localement gréseux et fissurés. 348
	marnes grises avec des bancs calcaires au sommet (Tripolis?). 501	430	anhydrites blanches. 414		calcaires compacts oolithiques. 289	
	Plio-Quaternaire continental.	Plio-Quaternaire	Plio-Quat	Pliocène.	Plio-Quaternaire.	Plio-Quaternaire
	Pliocène inferieur	Pliocène inferieur	Miocène superieur.	Miocène superieur.	Miocène superieur.	Miocène superieur.

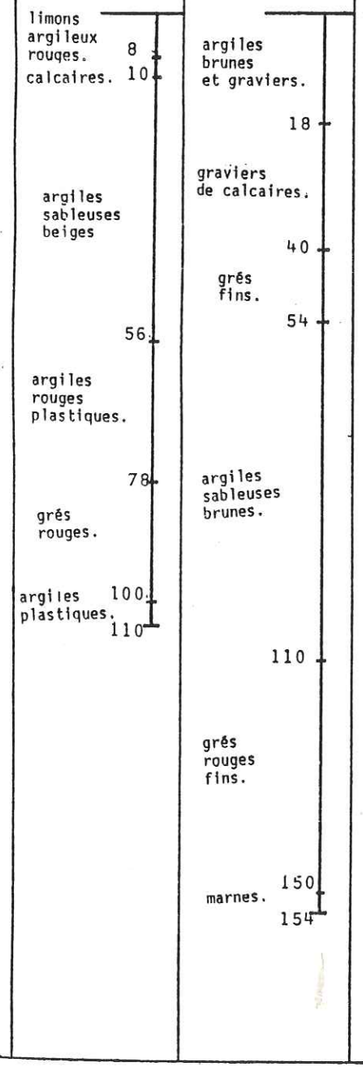
ANNEXE 9:

Numéro sur la Carte	37	38	39	40	41	42
Numéro B.I.R.H.	SE 7A	S4A	S5A	S6A	S1A	3823 F3
NOM						Douar Saïda
X	201,09	200,98	200,79	200,35	197,06	185,2
Y	247,54	247,56	247,60	247,56	243,41	239,2
Z	108,76	107,31	104,83	108,52	154,51	134
H m	360	390	273	298	196	241,5
h m	13,37	12,09	9,63	7,98		
Q l/s s m	12,2	13,5		5	3 8	
Année de réalisation	1983	1983	1983	1983	1983	1960
	argiles briques.	argiles briques. 6	Argile rouge	argiles rouges. 8	argiles rouges à galéts. 10	argiles briques détritiques.
	Galets 30	30	argiles rouges à passées sableuses et gréseuses. 60	sables 14		18
	marnes brunes à passées sableuses et gréseuses galéts calcaires isolés.	marnes bariolées à passées sableuses gréseuses. galets calcaires isolés.	marnes compactes bruns claires localement gréseuses à galets calcaires isolés. 141	argiles rouges. 54	argiles bariolées brunes claires à rouges localement gréseuses et carbonatées. galets calcaires isolés.	argiles briques parfois intercalations de graviers.
	186	186	marnes bariolées brun à bleues verdatres et calcaires fortements gréseux. 180	marnes compactes localement gréseuses à galets calcaires isolés. 180	196	argiles briques sableuses. 87 95
	calcaires gris clairs localement gréseux et argileux fissurés.	calcaires gris clairs localement gréseux et argileux.	calcaires gris clairs localement gréseux et argileux. 273	marnes bariolées et calcaires fortements gréseux.		argiles jaunatres. 126
	320 marnes vertes. 360	320 marnes verdatres. 390		262 calcaires fissurés gris clairs localement gréseux. 298		argiles brunes parfois verdatres 223 argiles vertes à lentilles de gypses. 241
	Plio-Quaternaire continental.	Plio-Quaternaire				
	Miocene superieur.	Miocene superieur.				

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

ANNEXE 10:

Numéro sur la Carte	43	44				
Numéro B.I.R.H.	4804 F4	4805 F4				
NOM	Aïn El Arbaa	Hammam Bou Hadjar				
X Y Z	174,2 240,1 110	170,0 239,45 140				
H m h m Q l/s s_m	104	154				
Année de réalisation	1981	1983				



Annexe n° 11 : Niveaux piezometriques des puits de la plaine d'Oran à Boutlelis (Hautes eaux - Basses eaux) .

N°	N°inventaire A.N.R.H	Altitude (m)	NS BE	NS HE	NP BE	NP HE
9	F150	142	39	P	103	
9'	152	158	54	P	104	
9''	151	172	66	66	106	106
10	155	172	25.8	P	146.2	
11	FCOCA	160	25	22	135	138
12	153	154	37	31	117	123
13	126	180	34	32.26	147	147,7
13'	158	155	48.8	47.45	106.2	107.55
14	126	200	53	P	147	
14'	124	180		32.4		147.6
15	128	185	49.8	47.8	136.1	137.2
15'	274	194	63.4	63.7	130.6	130.5
16	130	236	86	85.42	150	150.6
17	239	125	36	P	89	
18	156	133.5	33.7	33	97.8	100.5
19'	163	133	50.45		82.6	
21	164	99.8	16.2	15.85	83.63	83.98
23	180	90	4	3.6	86	87.4
24	229	88.33	3.5	3	84.83	85.33
25	165	108.5	27.5	P	81	
26	167	94		11.40		82.60
27	168	89	4.3	P	84.7	
29	169	96.1	11.3	10.22	84.8	85.88
30	173	109.1	23.76	P	85.35	
30'	197	116	31	P	85	
32	284	128.8	50.5	P	78.18	
33	259	125	46.85	37	74.15	88
33'	62	120	39.3	P	80.7	
34	136	106.1	24.1	22.1	82.83	84.85
34'	141	99	16.4	15.1	82.6	83.9
35	195	99	15.6	14.16	83.4	84.84
36	196	9.7	12.4	11.6	84.6	85.4
37	190	94.5	8.45	8.22	86.05	86.28
38	405	88		4.38		83.62
39	403	87.5	7.3	P	79.7	
40	174	92	7.8	P	81.2	

N°	N°inventaire A.N.R.H	Altitude (m)	NS BE	NS HE	NP BE	NP HE
40'	396	88		4.1		83.9
41	400	86	4.5	P	81.5	
41'	402	86		3.25		82.75
42	393	86	4	P	82	
42'	389	87.1	4.3	3.1	82.8	84
43	142	91.6	9.3	P	84.7	
43'	387	88		6.32		83.68
44	141	101	17.5	16.75	83.6	86.26
45	382	93	11.6	9.5	81.8	83.5
45'	386	87	6.08	4.7	80.9	82.3
46	374	100	18	16.6	82	83.4
47	53	128	44	32	84	96
48	36	151.6	18.2	18.3	133.4	133.3
49	378	89.8	8.4	P	81.4	
50	363	86.6	5.64	4.83	80.96	81.77
50'	411	84	-	2.5	-	81.5
51	361	91.5	9.4	8.5	81.9	83
51'	368	96		13.2		82.8
52	351	104	24.1	P	79.9	
53	348	118	34.2	34.2	83.8	83.8
54	358	99		18		81
55	359	91.5	-	8.68	-	82.82
55'	356	89	6.12	5.74	82.88	83.26
56	340	84.49	5.17	P	82.32	
56'	338	108		27.24		80.76
57	334	92	11.65	11.25	80.35	80.75
58	332	113	33.64	32	79.36	81
59	155	87.14	7.4	6.5	79.74	80.6
60'	131	105.1	28.84	P	76.16	
60''	120	87.5		7.6		72.9
61	118	88	7.5	P	80.5	
61'	95	92	10.35	9.85	8.65	82.15
62	114	87	9.22	P	77.78	
62'	109	89.8	8.92	8.67	80.88	81.13
63	105	97	18	P	79	
64	148	89	5.15	4.85	83.85	84.15

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

Annexes 12: Analyses hydrochimiques des puits de la plaine d'Oran à Boutlélis.

-Basses Eaux-

NO	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
NOM	P277	P280	P279	PSREG7	SMIS3	SMIS4	SMIS1	P283	P150	P155	FCOCA	P153	P125	P126'
PH	8.1	7.7	8.2	8.2	8.3	8.5	8.3	8	8	8.1	8	7.8	8.1	8.3
C. PHYSIQUES														
RS18	820.00	780.00	520.00	680.00	520.00	720.00	700.00	480.00	960.00	480.00	940.00	1100.00	540.00	540.00
MINR	868.00	744.00	434.00	496.00	434.00	434.00	558.00	434.00	930.00	434.00	744.00	992.00	496.00	434.00
COND	12.00	12.00	7.00	08.00	07.00	7.00	9.00	7.00	15.00	7.00	12.00	16.00	8.00	7.00
CATIONS														
UNIT	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L
NA+	71.00	104.00	41.00	44.00	32.00	37.00	41.00	46.00	159.00	41.00	138.00	182.00	51.00	44.00
K+	4.00	4.00	2.00	2.00	2.00	3.00	3.00	4.00	7.00	2.00	4.00	6.00	2.00	4.00
MG++	52.00	33.00	40.00	11.00	38.00	55.00	66.00	19.00	53.00	37.00	28.00	42.00	40.00	35.00
CA++	82.00	98.00	72.00	92.00	62.00	46.00	66.00	72.00	62.00	58.00	62.00	72.00	52.00	50.00
SOMME	289	239	155	149	134	141	176	141	281	138	232	302	145	133
ANIONS														
UNIT	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L
HCO3-	458.00	400.00	382.00	281.00	314.00	238.00	366.00	226.00	336.00	228.00	427.00	531.00	250.00	253.00
SO4-2	48.00	60.00	34.00	24.00	31.00	43.00	43.00	58.00	62.00	48.00	48.00	62.00	24.00	43.00
CL-	145.00	165.00	76.00	112.00	72.00	91.00	119.00	78.00	241.00	99.00	135.00	218.00	134.00	96.00
NO3-	8.00	20.00	23.00	65.00	6.00	7.00	2.00	51.00	49.00	16.00	27.00	19.00	20.00	17.00
SOMME	659	645	435	482	423	379	530	413	688	383	637	830	428	409
RAPPORTS														
MN TT	868.00	884.00	590.00	551.00	557.00	528.00	706.00	554.00	969.00	521.00	869.00	1132.00	573.00	542.00
MG/CA	1.05	0.55	0.92	0.20	1.01	1.97	1.65	0.43	1.41	1.05	0.74	0.96	1.27	1.15
NA/CA	0.76	0.92	0.50	0.42	0.45	0.70	0.54	0.56	2.24	0.62	1.94	2.20	0.86	0.76
SO4/CL	0.24	0.27	0.33	0.16	0.32	0.35	0.27	0.55	0.19	0.36	0.26	0.21	0.13	0.33
NA/MG	0.72	1.67	0.54	2.12	0.44	0.36	0.33	1.28	1.58	0.59	2.61	2.29	0.67	0.66
S.A.R.	1.31	2.32	0.96	1.15	0.79	0.87	0.95	1.25	3.58	1.03	3.65	4.22	1.29	1.16
I.E.B.	3.31	3.66	1.28	2.54	1.32	1.91	2.01	1.25	5.76	2.13	2.21	4.84	3.18	1.97
ERR.	4.8%	2.2%	3.2%	3.6%	1.7%	6.4%	1.4%	4.5%	.5%	.6%	3.2%	4.3%	3.3%	4.2%

NO	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
NOM	P123	P136	P239	P156	P156	179'	P164	P180	P180'	P229	P165	P167	P168	F6
PH	8.2	7.8	7.6	7.6	7.7	7.6	7.6	7.5	9.5	7.4	7.9	7.4	7.5	7.2
C. PHYSIQUES														
RS18	760.00	1200.00	3020.00	2460.00	2040.00	3880.00	2520.00	5520.00	7380.00	6860.00	2760.00	5160.00	5760.00	7460.00
MINR	558.00	1054.00	2976.00	2294.00	1984.00	3658.00	2480.00	4960.00	5890.00	5890.00	2542.00	4464.00	4960.00	6882.00
COND	9.00	17.00	48.00	38.00	32.00	57.00	40.00	80.00	75.00	95.00	44.00	72.00	80.00	111.00
CATIONS														
UNIT	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L
NA+	48.00	136.00	552.00	386.00	336.00	698.00	474.00	1079.00	1265.00	1265.00	524.00	978.00	1070.00	1817.00
K+	4.00	12.00	28.00	12.00	5.00	27.00	18.00	31.00	51.00	43.00	28.00	32.00	32.00	47.00
MG++	51.00	37.00	111.00	96.00	84.00	177.00	120.00	179.00	389.00	269.00	184.00	222.00	218.00	310.00
CA++	60.00	124.00	251.00	200.00	172.00	291.00	169.00	381.00	421.00	441.00	180.00	321.00	431.00	441.00
SOMME	163	309	934	694	597	1185	772	1670	2046	2018	828	1553	1721	2615
ANIONS														
UNIT	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L
HCO3-	284.00	329.00	388.00	323.00	314.00	357.00	276.00	330.00	326.00	369.00	268.00	398.00	308.00	488.00
SO4-2	58.00	144.00	163.00	216.00	149.00	608.00	322.00	1210.00	1328.00	1280.00	401.00	1060.00	1092.00	1632.00
CL-	186.00	262.00	1314.00	961.00	779.00	1466.00	941.00	1926.00	2552.00	2545.00	1056.00	1849.00	2099.00	2803.00
NO3-	17.00	67.00	83.00	76.00	75.00	59.00	68.00	78.00	75.00	91.00	44.00	59.00	68.00	-
SOMME	463	802	1868	1576	1317	2482	1619	3544	4273	4285	1769	3378	3559	4923
RAPPORTS														
MN TT	628.00	1111.00	2682.00	2270.00	1914.00	3667.00	2391.00	5214.00	6319.00	6223.00	2597.00	4931.00	5280.00	7538.00
MG/CA	1.40	0.49	0.73	0.79	0.91	1.00	1.24	0.77	1.21	1.00	0.95	1.14	0.98	1.16
NA/CA	0.70	0.95	1.92	1.68	1.70	2.07	2.58	2.47	2.62	2.50	2.54	2.65	2.32	3.59
SO4/CL	0.48	0.41	0.09	0.17	0.14	0.38	0.25	0.46	0.38	0.35	0.29	0.43	0.38	0.43
NA/MG	0.58	1.94	2.63	2.13	2.11	2.86	2.89	3.19	2.16	2.49	2.66	2.33	2.59	3.1
S.A.R.	1.18	2.75	7.29	5.60	5.25	7.87	6.98	11.42	11.42	11.71	7.69	10.27	10.68	16.21
I.E.B.	2.26	6.55	36.48	26.47	21.3	48.6	25.75	53.43	71.19	78.99	29.88	51.30	58.39	78.84
ERR.	1.4%	4.4%	.7%	4.3%	1.9%	.7%	.2%	2.8%	1.6%	2%	2.9%	2.7%	1.5%	2.7%

NO	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42
NOM	P164	P173	P147'	F284	P259	P136	P195	P196	P190	P403'	P403	P174	P400	P393
PH	7.6	7.4	7	7.3	7.7	7.2	7.5	7.7	7.5	7.6	7.5	7.7	7.9	7.6
C. PHYSIQUES														
RS18	3480.00	5440.00	1440.00	4340.00	5360.00	4700.00	4400.00	3480.00	5760.00	3940.00	5460.00	5360.00	6660.00	5460.00
MINR	3224.00	4464.00	1550.00	4266.00	4978.00	4340.00	3968.00	3224.00	4960.00	3720.00	4960.00	4898.00	5766.00	4774.00
COND	52.00	72.00	25.00	67.00	79.00	70.00	64.00	52.00	80.00	60.00	80.00	79.00	93.00	77.00
CATIONS														
UNIT	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L
NA+	633.00	1024.00	248.00	897.00	1081.00	920.00	943.00	626.00	1127.00	782.00	986.00	1081.00	1254.00	920.00
K+	33.00	34.00	12.00	27.00	27.00	31.00	23.00	13.00	22.00	21.00	21.00	27.00	22.00	18.00
MG++	111.00	164.00	71.00	116.00	198.00	215.00	182.00	77.00	293.00	142.00	380.00	198.00	259.00	259.00
CA++	251.00	361.00	118.00	321.00	381.00	232.00	281.00	291.00	388.00	251.00	280.00	381.00	401.00	361.00
SOMME	1028	1583	449	1361	1687	1398	1429	1007	1822	1196	1567	1687	1936	1558
ANIONS														
UNIT	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L
HCO3-	323.00	412.00	397.00	393.00	486.00	461.00	489.00	488.00	482.00	296.00	311.00	486.00	262.00	336.00
SO4-2	552.00	924.00	130.00	792.00	1320.00	768.00	816.00	442.00	1032.00	660.00	826.00	1320.00	1080.00	912.00
CL-	1231.00	1872.00	498.00	1667.00	1898.00	1551.00	1670.00	1284.00	2132.00	1486.00	2149.00	1898.00	2499.00	2065.00
NO3-	44.00	49.00	67.00	53.00	2.00	57.00	54.00	49.00	18.00	67.00	91.00	2.00	88.00	56.00
SOMME	2150	3257	1092	2905	3618	2837	2949	2175	3656	2509	3377	3618	3921	3369
RAPPORTS														
MN TT	3178.00	4840.00	1531.00	4266.00	5305.00	4235.00	4378.00	3182.00	5478.00	3785.00	4944.00	5305.00	5857.00	4927.00
MG/CA	0.73	0.75	0.99	0.60	0.86	1.53	1.07	0.44	1.27	0.93	3.13	0.86	1.06	1.18
NA/CA	2.20	2.47	1.83	2.43	2.47	3.45	2.92	1.87	2.58	2.72	4.20	2.47	2.72	2.22
SO4/CL	0.33	0.36	0.19	0.35	0.52	0.37	0.36	0.25	0.36	0.33	0.28	0.52	0.32	0.33
NA/MG	3.01	3.30	1.85	4.09	2.89	2.26	2.74	4.38	2.83	2.91	1.34	2.89	2.56	1.88
S.A.R.	8.36	11.22	4.45	10.91	11.19	10.46	10.77	8.43	10.56	9.77	9.25	11.19	12.00	9.02
I.E.B.	33.98	51.93	13.25	46.17	52.40	42.81	46.22	35.45	59.3	41.09	59.98	52.40	69.69	57.54
ERR.	2.1%	1.7%	2.9%	4.1%	2.6%	1.3%	.8%	4.3%	1.6%	2.4%	.4%	2.6%	1.1%	2.4%

NO	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56
NOM	P142	P141'	P382	P374	F53	P136	P378	P363	P361'	P351	F1	F SEC3	P357'	P348
PH	7.5	7.5	7.4	8	8.3	8	7.7	7.7	7.7	7.6	8.2	7.6	7.7	7.9
C. PHYSIQUES														
RS18	4660.00	4500.00	7080.00	4220.00	680.00	780.00	4680.00	6000.00	4660.00	2680.00	760.00	4720.00	4840.00	3920.00
MINR	4464.00	4278.00	6820.00	3906.00	558.00	558.00	4278.00	5766.00	4278.00	2604.00	620.00	4340.00	4402.00	3348.00
COND	72.00	69.00	110.00	63.00	9.00	9.00	69.00	93.00	69.00	42.00	10.00	70.00	71.00	54.00
CATIONS														
UNIT	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L
NA+	885.00	782.00	828.00	633.00	67.00	68.00	587.00	1173.00	782.00	437.00	74.00	966.00	966.00	713.00
K+	21.00	11.00	15.00	13.00	4.00	3.00	12.00	16.00	20.00	12.00	4.00	31.00	27.00	27.00
MG++	161.00	226.00	447.00	282.00	82.00	48.00	231.00	318.00	171.00	114.00	63.00	139.00	169.00	185.00
CA++	441.00	371.00	802.00	341.00	44.00	54.00	371.00	341.00	371.00	220.00	50.00	321.00	321.00	230.00
SOMME	1428	1390	2092	1189	197	165	1201	1848	1344	783	191	1457	1479	1875
ANIONS														
UNIT	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L
HCO3-	461.00	497.00	339.00	339.00	339.00	388.00	366.00	342.00	323.00	339.00	275.00	421.00	345.00	336.00
SO4-2	888.00	540.00	1800.00	456.00	43.00	38.00	288.00	576.00	456.00	432.00	31.00	936.00	566.00	540.00
CL-	1649.00	1727.00	3136.00	1834.00	189.00	115.00	1912.00	2696.00	1877.00	981.00	181.00	1665.00	1799.00	1383.00
NO3-	94.00	97.00	98.00	51.00	7.00	7.00	62.00	56.00	29.00	68.00	19.00	29.00	50.00	6.00
SOMME	3092	2861	4573	2680	578	468	2628	3670	2685	1812	506	3051	2760	2265
RAPPORTS														
MN TT	4520.00	4251.00	6665.00	3869.00	775.00	633.00	3829.00	5510.00	4029.00	2595.00	697.00	4588.00	4239.00	3348.00
MG/CA	0.60	1.00	0.92	0.98	3.06	1.47	1.03	1.50	0.76	0.85	2.07	0.71	0.87	0.75
NA/CA	1.59	1.84	0.98	1.62	1.32	0.97	1.38	3.00	1.84	1.73	1.29	2.62	2.62	2.70
SO4/CL	0.48	0.23	0.24	0.18	0.17	0.24	0.11	0.16	0.18	0.33	0.13	0.42	0.23	0.29
NA/MG	2.64	1.83	0.98	1.66	0.43	0.66	1.34	2.00	2.42	2.03	0.62	3.67	3.02	3.59
S.A.R.	8.34	7.89	5.88	6.70	1.38	1.43	5.89	11.06	8.43	5.95	1.64	11.34	10.86	9.78
I.E.B.	45.74	48.00	88.83	51.18	4.77	2.41	53.44	75.35	52.28	26.96	4.45	46.04	49.89	38.19
ERR.	2.3%	1.2%	1.4%	4.7%	.2%	.8%	2.7%	.3%	.8%	4.2%	2%	2.5%	2.5%	3.8%

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

NO	57	58	59	60	61	62	63	64
NOM	P334	P331	P155	P131	P113	P114	P105	P146
PH	7.7	8	7.4	7.7	8	7.7	7.6	7.7
C. PHYSIQUES								
RS18	3680.00	960.00	5060.00	3340.00	6080.00	7280.00	3740.00	4400.00
MINR	3472.00	869.00	4774.00	3162.00	5829.00	6324.00	3162.00	3968.00
COND	56.00	14.00	77.00	51.00	94.00	103.00	51.00	64.00
CATIONS								
UNIT	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L
NA+	552.00	147.00	1150.00	736.00	1173.00	1243.00	518.00	618.00
K+	29.00	5.00	28.00	17.00	30.00	25.00	12.00	22.00
MG++	180.00	64.00	176.00	108.00	294.00	347.00	172.00	269.00
CA++	301.00	60.00	321.00	230.00	461.00	521.00	281.00	251.00
SOMME	1062	276	1675	1091	1958	2136	983	1182
ANIONS								
UNIT	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L
HCO3-	336.00	275.00	464.00	406.00	384.00	317.00	363.00	300.00
SO4-2	324.00	98.00	624.00	456.00	816.00	1032.00	228.00	456.00
CL-	1489.00	265.00	1898.00	1252.00	2496.00	2812.00	1304.00	1607.00
NO3-	33.00	15.00	24.00	26.00	28.00	87.00	77.00	230.00
SOMME	2182	653	3810	2140	3724	4248	1972	2563
RAPPORTS								
MN TT	3244.00	929.00	4685.00	3231.00	5682.00	6384.00	2955.00	3745.00
MG/CA	0.99	1.76	0.98	0.77	1.05	1.10	1.31	1.59
NA/CA	1.68	2.14	3.12	2.79	2.22	2.08	1.61	1.89
SO4/CL	0.16	0.27	0.24	0.27	0.24	0.27	0.13	0.21
NA/MG	1.62	1.21	3.46	3.68	2.11	1.89	1.59	1.28
S.A.R.	6.22	3.15	12.81	10.83	10.58	10.35	6.80	6.24
I.E.B.	41.40	6.68	52.58	34.39	69.65	78.68	36.15	44.72
ERR.	.2%	1.8%	4.3%	.9%	2.5%	.9%	2.3%	.2%

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

Annexes 13: Analyses hydrochimiques des puits de la plaine d'Oran à Boutlélis.
-Hautes Eaux-

NO	9	9'	10	11	12	13	13	14	15	15'	16	17	18	19
NOM	150	151'	155	COCA	153	125	158	127	128	274	136	239	156'	156
PH	8.1	8.4	8.4	8.1	8.2	8.6	8.2	8.3	8.2	8.1	7.6	7.6	7.7	7.8
C. PHYSIQUES														
RS18	920.00	600.00	460.00	780.00	1000.00	520.00	1380.00	560.00	620.00	860.00	1280.00	3640.00	2880.00	2140.00
MINR	869.00	434.00	434.00	682.00	868.00	434.00	992.00	434.00	496.00	806.00	1054.00	3224.00	2542.00	1984.00
COND	14.00	7.00	7.00	11.00	14.00	7.00	16.00	7.00	8.00	13.00	17.00	52.00	41.00	32.00
CATIONS														
UNIT	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L
NA+	156.00	51.00	51.00	117.00	189.00	53.00	92.00	51.00	60.00	186.00	136.00	593.00	449.00	311.00
K+	5.00	2.00	2.00	5.00	5.00	4.00	6.00	5.00	5.00	4.00	12.00	12.00	11.00	7.00
MG++	49.00	48.00	43.00	40.00	47.00	45.00	35.00	40.00	41.00	85.00	37.00	109.00	77.00	77.00
CA++	66.00	50.00	44.00	72.00	64.00	56.00	198.00	66.00	70.00	48.00	124.00	271.00	251.00	186.00
SOMME	276	151	140	234	305	158	323	162	176	235	309	985	788	581
ANIONS														
UNIT	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L
HCO3-	356.00	237.00	207.00	368.00	487.00	234.00	198.00	293.00	284.00	334.00	329.00	334.00	322.00	322.00
SO4-2	86.00	58.00	46.00	72.00	60.00	77.00	508.00	36.00	62.00	94.00	144.00	248.00	584.00	178.00
CL-	194.00	93.00	84.00	107.00	174.00	87.00	142.00	84.00	93.00	187.00	262.00	1389.00	879.00	620.00
NO3-	54.00	16.00	17.00	43.00	26.00	17.00	28.00	15.00	22.00	39.00	67.00	75.00	67.00	78.00
SOMME	690	404	354	590	747	415	868	428	461	654	802	2038	1772	1198
RAPPORTS														
MN TT	966.00	555.00	494.00	824.00	1052.00	573.00	1183.00	598.00	637.00	889.00	1111.00	3023.00	2568.00	1771.00
MG/CA	1.22	1.58	1.61	0.92	1.21	1.33	0.30	1.00	0.97	3.50	0.49	0.66	0.51	0.68
NA/CA	2.86	0.89	1.01	1.42	2.58	0.82	0.42	0.67	0.75	2.31	0.95	1.91	1.56	1.46
SO4/CL	0.33	0.46	0.41	0.50	0.25	0.65	2.65	0.32	0.49	0.37	0.41	0.13	0.42	0.21
NA/MG	1.68	0.56	0.63	1.55	2.12	0.62	1.39	0.67	0.77	0.66	1.94	2.88	3.88	2.14
S.A.R.	3.54	1.24	1.31	2.74	4.38	1.28	1.61	1.22	1.41	2.17	2.75	7.69	6.36	4.84
I.E.B.	4.28	1.75	1.41	1.29	3.20	1.47	2.96	1.38	1.57	4.38	6.55	38.58	23.99	16.78
ERR.	.9%	4.5%	6.8%	3.7%	2.8%	4.3%	4.3%	4.5%	3.7%	1.4%	4.4%	2.3%	3.7%	3%

NO	20	21	22	24	25	26	29			32	33	34	3	35
NOM	179'	164	180	229	165	167	169	173'	197	284	259	136'	141'	195
PH	7.7	7.8	7.5	7.5	7.8	7.6	7.7	7.5	7.7	7.9	8.2	7.5	7.8	7.7
C. PHYSIQUES														
RS18	4120.00	2780.00	6060.00	7780.00	3080.00	5680.00	3900.00	5660.00	4760.00	5800.00	860.00	3360.00	3440.00	4960.00
MINR	3720.00	2480.00	5022.00	6510.00	2790.00	4836.00	3410.00	4836.00	3968.00	4154.00	744.00	2852.00	3033.00	4216.00
COND	60.00	40.00	81.00	105.00	45.00	78.00	59.00	78.00	64.00	67.00	12.00	46.00	49.00	68.00
CATIONS														
UNIT	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L
NA+	736.00	478.00	1104.00	1472.00	552.00	1091.00	713.00	1127.00	885.00	842.00	92.00	541.00	575.00	1012.00
K+	20.00	14.00	23.00	35.00	20.00	25.00	26.00	25.00	20.00	21.00	5.00	14.00	11.00	18.00
MG++	137.00	95.00	196.00	267.00	91.00	285.00	116.00	180.00	131.00	135.00	58.00	142.00	116.00	124.00
CA++	301.00	200.00	396.00	500.00	210.00	200.00	271.00	401.00	311.00	340.00	88.00	240.00	281.00	361.00
SOMME	1194	787	1719	2274	873	1591	1126	1733	1267	1338	235	937	983	1515
ANIONS														
UNIT	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L
HCO3-	350.00	299.00	389.00	383.00	271.00	397.00	334.00	418.00	376.00	397.00	386.00	483.00	415.00	397.00
SO4-2	600.00	360.00	1440.00	1728.00	488.00	1176.00	816.00	1268.00	936.00	1028.00	181.00	744.00	648.00	912.00
CL-	1551.00	498.00	1874.00	2455.00	899.00	1809.00	1186.00	1971.00	1219.00	1389.00	156.00	808.00	882.00	1680.00
NO3-	57.00	53.00	50.00	80.00	45.00	60.00	45.00	47.00	49.00	50.00	32.00	75.00	86.00	54.00
SOMME	2558	1210	3753	4646	1694	3442	2381	3696	2580	2856	675	2110	2031	3043
RAPPORTS														
MN TT	3752.00	1977.00	5472.00	6928.00	2567.00	5833.00	3427.00	5429.00	3847.00	4194.00	918.00	3047.00	3014.00	4558.00
MG/CA	0.75	0.79	0.82	0.88	0.71	2.35	0.71	0.74	0.69	0.65	0.74	0.97	0.68	0.57
NA/CA	2.13	2.08	2.43	2.57	2.29	4.70	2.29	2.45	2.26	2.16	0.91	1.96	1.78	2.44
SO4/CL	0.29	0.53	0.57	0.52	0.39	0.48	0.54	0.47	0.57	0.54	0.48	0.68	0.54	0.40
NA/MG	2.84	2.66	2.79	2.91	3.28	2.81	3.25	3.31	3.25	3.38	0.97	2.81	2.62	4.38
S.A.R.	8.93	6.97	11.33	13.21	8.81	11.58	9.13	11.75	9.65	9.77	1.94	6.84	7.28	11.72
I.E.B.	43.08	12.53	51.93	68.29	24.35	58.89	38.17	54.69	33.35	38.22	3.46	21.74	23.85	46.44
ERR.	3.4%	17.6%	3.2%	.4%	2.4%	1.2%	.3%	2.9%	.8%	1.9%	2.8%	.1%	2.4%	.7%

NO	36	37	38	39	40	40'	41	42'	43	43"	45	45'	46	47
NOM	196	198'	483'	483	174	396	402	389	142	387	388	386	373	53
PH	7.9	7.7	8	7.8	7.9	7.8	7.9	7.8	7.7	7.7	7.6	7.5	7.7	8.2
C. PHYSIQUES														
RSIB	3840.00	5780.00	4120.00	6120.00	5300.00	4620.00	6900.00	6660.00	4520.00	7620.00	7600.00	10800.00	4400.00	780.00
MINR	3340.00	4950.00	3720.00	5209.00	4960.00	3960.00	5890.00	5870.00	4030.00	6386.00	6386.00	9362.00	3658.00	620.00
COND	54.00	80.00	60.00	84.00	80.00	64.00	95.00	95.00	65.00	103.00	103.00	151.00	59.00	10.00
CATIONS														
UNIT	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L
NA+	679.00	1150.00	782.00	1127.00	1265.00	713.00	1311.00	1150.00	782.00	1219.00	874.00	1610.00	575.00	74.00
K+	10.00	19.00	16.00	16.00	15.00	12.00	16.00	11.00	16.00	21.00	10.00	21.00	9.00	2.00
MG++	139.00	169.00	143.00	190.00	161.00	158.00	210.00	260.00	135.00	256.00	374.00	517.00	176.00	57.00
CA++	220.00	361.00	291.00	521.00	421.00	321.00	501.00	581.00	421.00	762.00	862.00	922.00	331.00	52.00
SOMME	1048	1699	1232	1854	1862	1204	2038	2002	1354	2258	2120	3070	1091	185
ANIONS														
UNIT	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L
HCO3-	359.00	600.00	322.00	307.00	301.00	239.00	260.00	278.00	436.00	316.00	222.00	220.00	356.00	343.00
SO4-2	576.00	960.00	700.00	1152.00	1200.00	504.00	484.00	960.00	960.00	1392.00	576.00	816.00	192.00	67.00
CL-	1292.00	2100.00	1228.00	1143.00	1959.00	1744.00	2717.00	2843.00	1462.00	2844.00	3254.00	4392.00	1640.00	113.00
NO3-	52.00	13.00	66.00	90.00	73.00	78.00	77.00	68.00	90.00	86.00	188.00	77.00	61.00	10.00
SOMME	2279	3673	2324	2692	3533	2565	3458	4149	2948	4632	4240	5513	2249	533
RAPPORTS														
MN TT	3327.00	5372.00	3556.00	4546.00	5395.00	3769.00	5496.00	6151.00	4382.00	6898.00	6360.00	8583.00	3348.00	718.00
MG/CA	1.04	0.77	0.91	0.68	0.63	0.81	0.69	0.74	0.53	0.55	0.72	0.92	0.88	1.01
NA/CA	2.69	2.78	2.34	1.88	2.62	1.94	2.28	1.72	1.62	1.39	0.88	1.52	1.51	1.24
SO4/CL	0.33	0.34	0.43	0.74	0.45	0.21	0.11	0.25	0.48	0.36	0.13	0.14	0.09	0.44
NA/MG	2.58	3.60	2.89	3.13	4.15	2.39	3.30	2.34	3.86	2.52	1.24	1.65	1.73	0.69
S.A.R.	8.92	12.52	9.38	10.74	13.29	8.14	12.4	9.96	8.49	9.75	6.26	10.52	6.35	1.69
I.E.B.	35.62	58.37	33.64	30.78	54.25	48.54	75.87	79.54	48.40	79.53	91.35	123.29	45.78	2.16
ERR.	2.8%	4%	4.3%	10.4%	1.9%	3.6%	4.8%	2.5%	2.4%	1.3%	.7%	4.3%	.8%	.9%

NO	48	50	50'	51	51'	52	53	54	54'	55	55'	56	56'	57
NOM	135	363	411	361'	368	351'	F1	345	358	359'	356	348	338	334
PH	8.1	8	7.5	7.7	7.7	8	8.5	7.7	7.7	7.9	8	8	7.9	7.8
C. PHYSIQUES														
RSIB	528.00	5580.00	10460.00	4540.00	4840.00	3240.00	680.00	5260.00	5620.00	4660.00	3800.00	3420.00	2220.00	4000.00
MINR	496.00	4950.00	8370.00	4154.00	5226.00	2790.00	620.00	4650.00	4960.00	4216.00	3472.00	3038.00	2046.00	3720.00
COND	8.00	80.00	135.00	67.00	73.00	45.00	10.00	75.00	80.00	68.00	56.00	49.00	33.00	60.00
CATIONS														
UNIT	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L
NA+	60.00	1035.00	1863.00	920.00	828.00	483.00	83.00	1196.00	1150.00	1081.00	759.00	633.00	426.00	698.00
K+	4.00	12.00	115.00	18.00	16.00	9.00	5.00	23.00	13.00	16.00	12.00	12.00	12.00	25.00
MG++	37.00	221.00	337.00	121.00	157.00	96.00	50.00	188.00	184.00	182.00	98.00	188.00	79.00	131.00
CA++	62.00	341.00	541.00	441.00	501.00	230.00	60.00	481.00	521.00	381.00	281.00	220.00	148.00	481.00
SOMME	163	1609	2856	1500	1502	818	198	1728	1788	1598	1142	965	665	1247
ANIONS														
UNIT	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L
HCO3-	301.00	422.00	600.00	293.00	326.00	340.00	269.00	439.00	354.00	354.00	298.00	271.00	342.00	363.00
SO4-2	43.00	432.00	1512.00	672.00	360.00	413.00	77.00	960.00	1152.00	1008.00	720.00	422.00	326.00	672.00
CL-	93.00	2338.00	3102.00	2054.00	2274.00	914.00	142.00	1864.00	2148.00	1769.00	1179.00	1144.00	646.00	1377.00
NO3-	9.00	90.00	16.00	49.00	65.00	67.00	18.00	29.00	53.00	51.00	45.00	35.00	28.00	12.00
SOMME	446	3272	5310	3068	3025	1734	506	3292	3707	3182	2242	1872	1342	2424
RAPPORTS														
MN TT	689.00	4981.00	8166.00	4568.00	4527.00	2552.00	784.00	5020.00	5495.00	4762.00	3384.00	2837.00	2007.00	3671.00
MG/CA	0.78	1.07	1.03	0.45	0.52	0.69	1.37	0.44	0.33	0.44	0.53	0.75	0.88	0.54
NA/CA	0.84	2.64	3.08	1.82	1.44	1.83	1.21	2.60	1.92	2.47	2.35	2.51	2.51	1.50
SO4/CL	0.34	0.14	0.35	0.24	0.12	0.33	0.40	0.38	0.40	0.42	0.45	0.27	0.37	0.36
NA/MG	0.86	2.48	2.92	4.02	2.79	2.66	0.88	5.86	5.85	5.68	4.46	3.35	2.85	2.79
S.A.R.	1.49	10.73	15.49	10.81	8.27	6.75	1.92	13.68	12.83	12.7	10.08	8.68	7.83	7.65
I.E.B.	1.59	65.24	88.79	57.22	63.56	24.96	3.07	51.57	59.75	48.94	32.25	31.4	17.19	38.84
ERR.	1.4%	1.6%	2.7%	3.4%	2.4%	.5%	2.6%	.8%	3.6%	1.8%	.8%	1.1%	2.6%	2%

NO	58	59	60'	60"	60"'	62'	62"	63'	64
NOM	331	155	131	120	SBKH	189	87	181	148
PH	8.3	7.6	7.9	7.8	7.7	7.7	7.5	7.6	7.9
C. PHYSIQUES									
RSIB	1840.00	6420.00	2520.00	4700.00	126100.00	5640.00	4100.00	4900.00	4300.00
MINR	1054.00	5510.00	2418.00	3960.00	79174.00	5022.00	3534.00	4402.00	3534.00
COND	17.00	89.00	39.00	64.00	1277.00	81.00	57.00	71.00	57.00
CATIONS									
UNIT	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L
NA+	189.00	1472.00	483.00	679.00	37720.00	805.00	621.00	805.00	529.00
K+	8.00	27.00	14.00	14.00	351.00	13.00	13.00	14.00	21.00
MG++	51.00	158.00	98.00	173.00	2991.00	225.00	102.00	136.00	213.00
CA++	79.00	401.00	200.00	341.00	2305.00	501.00	331.00	401.00	301.00
SOMME	326	2058	787	1207	43367	1544	1067	1356	1064
ANIONS									
UNIT	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L
HCO3-	290.00	515.00	319.00	370.00	93.00	307.00	366.00	351.00	371.00
SO4-2	144.00	1104.00	456.00	432.00	9840.00	504.00	360.00	624.00	384.00
CL-	284.00	2455.00	811.00	1744.00	54027.00	2229.00	1486.00	1777.00	1214.00
NO3-	15.00	31.00	51.00	38.00	11.00	94.00	51.00	71.00	178.00
SOMME	733	4105	1637	2584	63971	3134	2263	2823	2147
RAPPORTS									
MN TT	1059.00	6163.00	2424.00	3791.00	107338.00	4678.00	3338.00	4179.00	3211.00
MG/CA	1.09	0.65	0.74	0.84	2.14	0.74	0.51	0.56	1.17
NA/CA	2.11	3.28	2.1	1.73	14.26	1.48	1.63	1.75	1.53
SO4/CL	0.37	0.33	0.41	0.18	0.13	0.17	0.18	0.26	0.23
NA/MG	1.96	4.93	2.84	2.07	6.67	1.89	3.22	3.13	1.31
S.A.R.	4.09	15.76	7.12	7.47	122.07	7.58	7.65	8.86	5.7
I.E.B.	6.96	68.38	21.94	48.57	1522.52	62.3	41.26	49.48	33.55
ERR.	1.6%	1.7%	.4%	2.9%	7.5%	.7%	3.7%	2.5%	4.6%

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

Annexe n° 14 : Analyses géochimiques des sources

REGION:6 MURDJADJO HE86

NO	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
NOM	R EL AIN	A KEFRI	A FROHA	A REGGAD	A MEDDO	A BERKA	A KHARRO	A DAHLIA	A AHOUN	A MISRG5	A MISRG7	A MISRG1
PH	8	8	8.4	8.1	8.1	8.2	8	8	8.5	8.4	8.2	8.2
C. PHYSIQUES												
RSIB	740.00	840.00	480.00	640.00	720.00	560.00	1080.00	1240.00	460.00	600.00	620.00	740.00
MINR	806.00	744.00	248.00	496.00	620.00	372.00	1054.00	992.00	372.00	558.00	434.00	620.00
COND	13.00	12.00	4.00	8.00	10.00	6.00	17.00	16.00	6.00	9.00	7.00	10.00
CATIONS												
UNIT	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L
NA+	127.00	78.00	60.00	46.00	83.00	32.00	173.00	127.00	48.00	92.00	39.00	64.00
K+	6.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	7.00	2.00	5.00	2.00	5.00
MG++	54.00	67.00	18.00	21.00	19.00	29.00	52.00	27.00	22.00	48.00	35.00	53.00
CA++	66.00	84.00	16.00	88.00	80.00	68.00	100.00	140.00	46.00	46.00	68.00	72.00
SOMME	253	231	96	157	184	131	327	301	118	183	144	194
ANIONS												
UNIT	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L
HCO3-	301.00	462.00	185.00	202.00	306.00	284.00	375.00	266.00	152.00	254.00	307.00	407.00
SO4-2	96.00	36.00	5.00	12.00	60.00	12.00	120.00	82.00	43.00	48.00	29.00	82.00
CL-	192.00	148.00	92.00	98.00	187.00	72.00	253.00	262.00	79.00	136.00	61.00	183.00
NO3-	66.00	19.00	25.00	92.00	28.00	38.00	44.00	61.00	13.00	21.00	9.00	15.00
SOMME	655	665	227	404	581	406	792	671	287	459	406	687
RAPPORTS												
MN TT	780.00	896.00	323.00	561.00	765.00	537.00	1119.00	972.00	405.00	642.00	550.00	801.00
MG/CA	1.35	1.32	1.85	0.39	0.39	0.78	0.86	0.32	0.79	1.43	0.85	1.21
NA/CA	1.68	0.81	3.26	0.46	0.98	0.41	1.51	0.79	0.91	1.74	0.58	0.77
SO4/CL	0.37	0.18	0.04	0.09	0.41	0.12	0.35	0.23	0.48	0.26	0.35	0.59
NA/MG	1.24	0.62	1.76	1.16	2.31	0.58	1.76	2.49	1.15	1.22	0.59	0.64
S.A.R.	2.81	1.54	2.44	1.14	2.17	0.82	3.49	2.57	1.46	2.39	0.96	1.39
I.E.B.	4.36	3.35	1.56	2.82	1.81	1.32	6.07	6.62	1.27	2.76	0.78	1.98
ERR.	0%	1.3%	1.3%	2.3%	9.1%	2.2%	1.1%	1.6%	3.5%	2%	3.4%	2.9%

REGION:5 TESSALA HE86

NO	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	30
NOM	A LARRO	A ARBAL	A ZIRRE	A KETIN	A KERMA	A KERMA	GOURAIA	BESLA	SAF SAF	MORRA	LEMCEN	BEIDA	BELALLA	MEGLOUG	KRAOUIR
PH	8.2	8.2	8.3	8.2	8.2	8.1	8.3	8.6	8.5	8.2	8.3	8.6	8.6	8	6
C. PHYSIQUES															
RSIB	540.00	760.00	860.00	1200.00	760.00	740.00	880.00	1160.00	960.00	2440.00	1300.00	520.00	1900.00	1940.00	222640.00
MINR	372.00	682.00	682.00	930.00	620.00	558.00	806.00	930.00	744.00	1550.00	992.00	372.00	1612.00	1798.00	130572.00
COND	6.00	11.00	11.00	15.00	10.00	9.00	13.00	15.00	12.00	25.00	16.00	6.00	26.00	29.00	2186.00
CATIONS															
UNIT	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L
NA+	37.00	32.00	76.00	117.00	64.00	51.00	129.00	136.00	76.00	71.00	147.00	35.00	244.00	253.00	47150.00
K+	2.00	5.00	2.00	7.00	2.00	2.00	4.00	14.00	9.00	2.00	2.00	12.00	14.00	2.00	245.00
MG++	16.00	33.00	54.00	77.00	49.00	36.00	46.00	54.00	25.00	57.00	46.00	16.00	57.00	43.00	486.00
CA++	72.00	104.00	88.00	106.00	92.00	94.00	66.00	114.00	128.00	471.00	124.00	78.00	136.00	202.00	1103.00
SOMME	127	179	220	307	207	183	245	318	238	691	319	133	451	500	48984
ANIONS															
UNIT	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L	MG/L
HCO3-	202.00	293.00	407.00	404.00	331.00	305.00	222.00	462.00	246.00	205.00	442.00	222.00	254.00	394.00	163.00
SO4-2	38.00	78.00	178.00	281.00	158.00	148.00	186.00	173.00	113.00	1224.00	274.00	36.00	168.00	589.00	5808.00
CL-	48.00	148.00	79.00	139.00	79.00	63.00	211.00	161.00	129.00	69.00	164.00	58.00	433.00	375.00	65579.00
NO3-	40.00	42.00	17.00	71.00	39.00	24.00	21.00	26.00	78.00	20.00	10.00	61.00	95.00	54.00	8.00
SOMME	328	553	675	895	607	540	560	822	566	1518	898	369	950	1242	71558
RAPPORTS															
MN TT	455.00	732.00	895.00	1202.00	814.00	743.00	885.00	1140.00	796.00	2119.00	1217.00	502.00	1401.00	1742.00	120542.00
MG/CA	0.37	0.52	1.01	1.20	0.88	0.63	1.15	0.79	0.34	0.20	0.61	0.39	0.69	0.35	0.73
NA/CA	0.45	0.31	0.75	0.96	0.61	0.47	1.71	1.04	0.55	0.13	1.03	0.44	1.56	1.09	37.25
SO4/CL	0.59	0.35	1.59	1.49	1.48	1.97	0.37	0.79	0.65	13.07	1.23	0.53	0.29	1.00	0.07
NA/MG	1.22	0.59	0.74	0.88	0.69	0.75	1.48	1.33	1.60	0.66	1.69	1.15	2.26	3.11	51.29
S.A.R.	1.03	0.81	1.57	2.11	1.34	1.14	2.98	2.63	1.64	0.82	2.86	0.98	4.43	4.22	297.43
I.E.B.	0.12	3.75	0.73	2.58	0.96	0.58	4.99	3.16	2.67	0.34	3.23	0.11	11.30	9.54	1848.27
ERR.	3.7%	7.1%	2.3%	1.9%	.6%	3.6%	2.6%	.8%	1.3%	.4%	4.2%	1%	2.4%	4.6%	4.3%

Annexe n° 15 : Analyses hydrochimiques des principaux oueds et sebkhas du bassin versant de la grande sebkha d'Oran .

NO	1	2	3	4	5	6	7
NOM	A KRAOU	ARED	TAMTRA	TEBOUDA	TAMZOUR	RASSOUL	HAIMEUR
PH	8.4	7.9	8.4	8.4	8.3	8.4	8
C. PHYSIQUES							
RSIB	222640.00	45840.00	11440.00	29990.00	2200.00	3700.00	9220.00
MINR	130572.00	21748.00	10850.00	20212.00	1860.00	3224.00	7316.00
COND	2186.00	354.00	175.00	326.00	30.00	52.00	118.00
CATIONS							
UNIT	MG/L	ME/L	MG/L	ME/L	MG/L	ME/L	MG/L	ME/L	MG/L	ME/L	MG/L	ME/L	MG/L	ME/L
NA+	47150.00	2050.00	9430.00	410.00	3312.00	144.00	9660.00	420.00	363.00	15.78	886.00	38.52	1932.00	84.00
K+	245.00	6.28	21.00	0.54	25.00	0.64	35.00	0.90	9.00	0.23	14.00	0.36	23.00	0.59
MG++	486.00	39.97	1916.00	157.57	59.00	4.85	310.00	25.49	109.00	8.96	174.00	14.31	278.00	22.86
CA++	1103.00	55.04	802.00	40.02	361.00	18.01	802.00	40.02	132.00	6.59	200.00	9.98	661.00	32.98
SOMME	48984	2151.29	12169	608.13	3757	167.5	10807	486.41	613	31.56	1274	63.17	10001	2894	148.43
ANIONS														
UNIT	MG/L	ME/L	MG/L	ME/L	MG/L	ME/L	MG/L	ME/L	MG/L	ME/L	MG/L	ME/L	MG/L	ME/L
HCO3-	163.00	2.67	285.00	3.36	29.00	0.48	137.00	2.25	251.00	4.10	214.00	3.51	167.00	2.74
SO4-2	5808.00	120.92	9312.00	193.89	1536.00	31.98	6600.00	137.40	972.00	20.24	1368.00	28.49	3312.00	68.96
CL-	65579.00	1849.38	12638.00	356.4	4537.00	127.95	13245.00	373.52	326.00	9.19	948.00	26.73	2285.00	62.18
NO3-	8.00	0.13	2.00	0.03	31.00	0.50	5.00	0.08	19.00	0.31	1.00	0.02	12.00	0.19
SOMME	71558	1973.1	22157	553.67	6133	160.91	19987	513.26	1568	33.85	2531	58.74	5696	134.07
RAPPORTS														
MN TT	128542.00		34326.00		9878.00		38794.00		2181.00		3805.00		8598.00	
MG/CA	0.73		3.94		0.27		0.64		1.36		1.43		0.69	
NA/CA	37.25		18.24		9.00		18.49		2.39		3.86		2.55	
SO4/CL	0.07		0.54		0.25		0.37		2.28		1.07		1.11	
NA/MG	61.29		2.60		29.69		16.48		1.76		2.69		3.67	
S.A.R.	297.41		41.25		42.59		73.39		5.66		11.05		15.9	
I.E.B.	1849.27		355.25		126.82		372.39		7.45		25.28		68.82	
ERR.	4.3%		4.7%		2%		2.7%		3.5%		3.6%		2.3%	

NO	8	9	10	11	12	13
NOM	BESPES	SEBBAH	KEFDGAB	SEBKHA1	SEBKHA2	LKRATSA
PH	8.3	8.4	8.5	7.8	8.9	8.1
C. PHYSIQUES						
RSIB	4000.00	4460.00	20500.00	126180.00	95740.00	245260.00
MINR	3534.00	3702.00	14508.00	79174.00	43276.00	96534.00
COND	57.00	61.00	234.00	1277.00	698.00	1557.00
CATIONS						
UNIT	MG/L	ME/L	MG/L	ME/L	MG/L	ME/L	MG/L	ME/L	MG/L	ME/L	MG/L	ME/L
NA+	633.00	27.52	920.00	40.00	4554.00	198.00	37720.00	1640.00	17825.00	775.00	85100.00	3700.00
K+	16.00	0.41	14.00	0.36	21.00	0.54	351.00	9.00	68.00	1.74	137.00	3.51
MG++	157.00	12.91	199.00	16.37	956.00	78.62	2991.00	245.97	1721.00	141.53	7816.00	576.97
CA++	301.00	15.02	261.00	13.02	481.00	24.00	2305.00	115.02	481.00	28.01	621.00	30.99
SOMME	1107	55.86	1394	69.75	6012	301.16	43367	2009.99	20015	938.28	92874	4311.47
ANIONS												
UNIT	MG/L	ME/L	MG/L	ME/L	MG/L	ME/L	MG/L	ME/L	MG/L	ME/L	MG/L	ME/L
HCO3-	163.00	2.67	129.00	2.11	146.00	2.39	93.00	1.52	360.00	5.90	583.00	8.24
SO4-2	720.00	14.99	1600.00	33.48	5856.00	121.92	9840.00	204.87	7800.00	162.4	153600.00	3198.00
CL-	1240.00	34.97	1169.00	32.97	5559.00	156.77	54027.00	1523.6	24486.00	690.52	69012.00	1946.19
NO3-	34.00	0.55	7.00	0.11	15.00	0.24	11.00	0.18	6.00	0.10	13.00	0.21
SOMME	2157	53.18	2913	68.67	11576	281.32	63971	1730.17	32652	858.92	223128	5152.64
RAPPORTS												
MN TT	3264.00		4307.00		17508.00		107338.00		52667.00		316802.00	
MG/CA	0.86		1.26		3.28		2.14		7.07		18.62	
NA/CA	1.83		3.07		8.25		14.26		38.73		119.39	
SO4/CL	0.43		1.02		0.78		0.13		0.24		1.64	
NA/MG	2.13		2.44		2.52		6.67		5.48		6.41	
S.A.R.	7.36		10.43		27.64		122.87		86.23		212.22	
I.E.B.	34.17		31.75		155.58		1522.52		687.48		1944.29	
ERR.	2.5%		.8%		3.4%		7.5%		4.4%		8.9%	

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

LISTE DES TABLEAUX

CHAPITRE 1

1 - Courbe hypsométrique et de répartition de fréquence altimétrique 19
2 - Tableau récapitulatif des caractéristiques physiographiques du bassin versant de la sebkha d'Oran..... 21
3 - Classification des oueds suivant les ordres et rapports caractéristiques 25

CHAPITRE 2

4 - Stations pluviométriques du bassin versant de la sebkha d'Oran 33
5 - Tests statistiques 37
6 - Pracipitations annuelles fréquentielles et période de retour des valeurs caractéristiques.. 41
7 - Coefficients de corrélations entre les différentes stations 42
8 - Résultats des corrélations par régression linéaire 42
9 - Surfaces des polygones de THIESSEN (1913-1963)..... 47
10- Surfaces de polygones de THIESSEN (1975-1984)..... 49
11- Evaluation de la lame d'eau précipitée sur le bassin versant par la méthode des isohyètes (1913-1963)..... 49
12- Evaluation du volume d'eau précipité sur le bassin de la sebkha par la méthode altimétrique 50
13- Estiamtion de la lame d'eau précipitée par la méthode artihmétique de THIESSEN, isohyètes et altimétrique..... 51
14- Précipitations mensuelles (mm) à différentes périodes 52
15- Précipitations mensuelles (mm) 1975-1984 52
16-17- Précipitations saisonnières 53
18- Quotients pluviométriques 55
19- Coefficients pluviométriques re atifs (1975-1984)..... 56
20- Nombre mensuel des jours de pluie 56
21- Coefficient de fréquence 57
22- Coefficient d'intensité 57
23- Côtes maximales en 24 heures (mm) 57
25- Moyennes mensuelles des humidités relatives (%) - Station d'Es-Senia (1975-1984)..... 60
27- Moyennes pentadaires des insolations totales (heures)..... 61
28- Moyennes mensuelles des vitesses de vent moyen (m/s) 61
29- Evaporation mensuelle et annuelle 69
30- Tension de vapeur en millibars - Es Sénia (1975-1984)..... 70
31- Calcul de l'évaporation potentielle (Méthode de THORNTHWAITE)..... 72
32- Calcul de l'évaporation potentielle (Méthode de SERRA)..... 73
33- E.T.R. annuelle en mm d'après la méthode de TURC..... 74
34- Méthode de THORNTHWAITE - Station Es-Sénia 76
35- Méthode de THORNTHWAITE - Station de Misserghin 76
36-37 Méthode de THORNTHWAITE - Bassin versant de la sebkha 77
38- Comparaison des valeurs d'évapotranspiration 79
39- Nombre moyen de jours des différents phénomènes climatiques à la station d'Es-Sénia (1975-1984)..... 82

CHAPITRE 3

40- Forages recoupant les formations anténéogènes 91
41- Nomenclature utilisée dans le découpage du Néogène de l'Oranie 96
42- Forages recoupant les marnes bleues miocènes 97
43- Forages recoupant les marno-calcaires..... 99
44- Forages recoupant les calcaires récifaux 101
45- Forages recoupant les formations pliocènes 111
46- FOrages recoupant le Calabrien 113
47- Les séquences du Pléïstocène moyen..... 114

CHAPITRE 4

48- NIveau statique de la nappe dans le flanc sud du Murdjadjo 147
49- Caractéristiques de l'aquifère carbonaté capté par les forages de la Mléta..... 150

CHAPITRE 6

50- Valeurs de T, K, S, d'après la méthode de THEIS 174
51- Valeurs de T et K d'après la méthode de CHOW..... 177
52- Valeurs des transmissivités d'après la méthode de JACOB (Δ - log t)..... 180
53- Valeurs des transmissivités d'après la méthode de JACOB 180
54- Valeurs de T et S d'après la méthode de JACOB (Δ -log r)..... 183
55- Valeurs de T et S d'après la méthode de JACOB (Δ -logt/r2)..... 185
56- Valeurs de T d'après la méthode de THEIS-JACOB (remontée) 188
57- Valeurs de T d'après la méthode de PAPADOPOULOS-COOPER 189

CHAPITRE 7

58- Analyses hydrochimiques du forage F3 234
59 a,b,c- Etude statistique des sources 242
60- Teneurs en Tritium (U.T) des sources 249

CHAPITRE 8

61- Longueurs et résidus secs des oueds Tessalas 254
62- Relation entre la densité et le résidu sec 257
63- Hydrochimie de l'oued TametraÏa 259
64- Vitesses relatives d'altération des roches 261
65- Succession des dépôts salins lors de l'évaporation d'une colonne d'eau marine 262

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

LISTE DES FIGURES OU PLANCHES

CHAPITRE 1

1- Plan de position 12
2- Localisation géographique 14
3- Profil montrant l'allure du relief de l'Oranie 15
4- Répartition des altitudes dans le bassin versant de la sebkha d'Oran 17
5- Courbe hypsométrique et diagramme des fréquences altimétriques du bassin de la seblha d'Oran. 18
6- Le rectangle équivalent du bassin versant de la sebkha 20
7- Réseau hydrographique 22
8- Schéma explicatif de la circulation des eaux de surface dans le Murdjadjo 24
9- Rapport de confluence 26
10- Rapport de longueur 26

CHAPITRE 2

11- Carte des précipitations annuelles- Période 1913-1953 34
12- Variation interannuelle desprécipitations des stations d'Es-Senia et Hammam Bou Hadjar 34
13-14 - Distribution gausso-logarithmique des précipitations annuelles 39
15- Histogrammes pluviométriques des précipitations annuelles 40
16- Corrélations doubles masses des différentes stations 43
17- Droites de régression linéaire des précipitations annuelles 44
18- Profil pluviométrique (1913-1963) 44
19- Polygones de THIESSEN (1913-1963) 46
20- Polygones de THIESSEN (1975-1984) 48
21-22- Précipitations mensuelles 54
23-24- Précipitations saisonnières 54
25- Carte de la température réduite au niveau de la mer - To 58
26- Températures moyennes mensuelles 58
27- Températures mensuelles Es-Sénia (1931-1984) 58
28- Vitesses et directions (mensuelles et annuelles) des vents à la station d'Es-Senia (1975-1984) 62
29a- Indices d'aridité des différents stations 64
29b- Indices mensuelles (stations d'Es-Sénia) 64
30- Climatogrammes de PEGUY 65
31-Climatogramme pluviothermique d'EMBERGER 65
32- Diagramme pluviothermique(Es-Sénia) 67
33- Diagramme ombrothermique (Es-Sénia) 67
34- Evaluation de l'écoulement et du déficit en fonction des températures moyennes et des précipitations 76
35- Bilan hydrologique annuel d'après THORNTHWAITE 76

CHAPITRE 3

36- Cadre structural schématique de l'Algérie 84
37- Coupe structurale à travers la sebkha d'Oran 86
38- Emplacement des forages 87
39- Carte géologique du bassin de la sebkha 89
40- Schéma stratigraphique du Miocène du plateau de Boufatis 95
41- Coupe géologique du secteur Arbal-Tamzourah 96
42- Coupe géologique du versant sud-est du Djébel Murdjadjo 97
43-44- Coupe ouest-est des forages du flanc sud du Djébel Mudjadjo 102
45- Coupe caractéristique du Djébel Murdjadjo 104
46- Carte géologique et structurale de la région d'Arbal 105
47- Coupe géologique passant par les forages F4, F5 et F6 106

Liste des figures ou planches (suite)

48- Coupe géologique passant par les forages F12 et F13 106
49- Coupe nord-sud à travers la plaine de la Mléta 108
51- Esquisse structurale de l'Oranie centrale selon B. FENET 118
52- Trame structurale de l'Oranie selon G. THOMAS 120
53- Carte de l'emplacement des profils et des sondages électriques 122
54-55- Coupes géologiques de la partie orientale de la plaine de la Mléta 124/125
56- Carte du toit du complexe aquifère carbonaté 127
57- Coupe géologique interprétative du bassin de la sebkha 128

CHAPITRE 4

58- Carte de localisation des sources des Tessalas 132
59- Carte de la localisation des sources et de la fracturation du Murdjadjo 135
60- Coupe hydrogéologique schématique du Djébel Murdjadjo 138
61- Carte des bassins de réception dans le Murdjadjo 143
62- Histogramme des fréquences de tronçons linéaires des grands accidents d'après leur longueur pour l'ensemble du massif du Murdjadjo 145
63- Histogramme polaire de distribution des fractures par classe d'orientation en fréquence relative 145
64- Histogramme polaire de distribution des fractures par classe d'orientation en longueur cumulée 145
65- Carte des affleurements calcaires et des forages de la plaine de la Mléta 149
66- Charge de la nappe par rapport aux formations aquifères de la plaine de la Mléta (Tafaraoui) 151
67- Variation du débit de la source Aîn-Tangroutah 153

CHAPITRE 5

68- Carte de situation des points d'eau 161
69- Carte piézométrique. Basses-eaux (Octobre 1985) 162
70- Carte piézométrique. Hautes-eaux (Mai 1986) 164
71- Carte piézométrique de la plaine de la Mléta (Janvier 1986) 166
72- Carte piézométrique de la plaine de la Mélta (Avril 1986) 168

CHAPITRE 6

73- Courbes interprétatives des essais de pompage d'après la méthode de THEIS 173
74- Courbes interprétatives des essais de pompage d'après la méthode de CHOW 175
75-77- Courbes interprétatives des essais de pompage (descente) d'après la méthode de THEIS-JACOB 176/179
78- Courbes interprétatives des essais de pompage (descente) interprétés d'après la méthode de THEIS-JACOB ($\frac{\Delta}{Q}$ - log t) 181
79a et b- Courbes interprétatives des essais de pompage (descente) inteprétés d'après la méthode de JACOB 182
80-82- Courbes interprétatives des essais de pompage (remontée) d'après la méthode de THEIS-JACOB 184/187
83- Courbes interprétatives des essais de pompage (descente) d'après la méthode de PAPADOPOULOS COOPER 189

CHAPITRE 7

84- Carte des conductivités des eaux (Basses eaux) 183
85- Variation de la conductivité en fonction du Résidu sec (Basses eaux) 194
86- Variation de la conductivité en fonction du Résidu sec (Hautes-eaux) 194
87- Carte de la répartition des faciès hydrochimiques 196

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

88 à 95- Diagrammes de représentation des eaux (Basses-eaux)-Echantillons 0 à 64 ..... 198/205
96 à 104- Diagrammes de représentation des eaux (Hautes-eaux). Echantillons 9' à 62'..... 206/214
105- Diagramme de PIPER global (Basses eaux)..... 215
106- Diagramme de PIPER global (Hautes-eaux) 215
107- Classification des eaux d'irrigation d'après la méthode de WILCOX..... 217
108- Classification des eaux d'irrigation (méthode du S.A.R.)..... 217
109- Carte de minéralisation des eaux (Basses-eaux)..... 220
110- Carte de la teneur en chlorures (Basses-eaux) 222
111- Carte de la teneur en sulfates (Basses-eaux)..... 224
112- Carte des équirapports rSO4/rCl (Basses-eaux)..... 225
113- Carte des équirapports rMg/rCa (Basses-eaux)..... 226
114- Carte des teneurs en nitrates (Basses-eaux) 228
115- Carte des teneurs en nitrates (Hautes-eaux)..... 229
116- Niveau d'eau au forage central de Brédéah, minéralisation de l'eau 231
117- Courbe de variation de la salure et du débit extrait des forages W2-W6 (Brédéah)..... 232
118- Variation de la teneur en Na et Cl en fonction des débits pompés au forage central de Brédéah 1982-1983..... 233
119- Représentation par les diagrammes de SCHOELLER-BERKALOFF et PIPER des sources du Murdjadjo 236
120-121-122- Représentation graphique des sources (F1 et F2)..... 238/240

CHAPITRE 8

124- Carte des points de prélèvements des oueds et des sebkhas 253
125- Mécanisme de la sédimentation du bord SE de la grande sebkha d'Oran 258
126- Représentation par le diagramme de PIPER des eaux des oueds de la Mléta..... 260
127- Teneur en pourcentage du chlore du sol de la sebkha d'Oran 264
128- Facteurs intervenants dans la salinisation du bassin versant de la grande sebkha..... 266

-=-=-

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012

THESE DE 3e CYCLE DE GÉOLOGIE APPLIQUÉE
(Option Hydrogéologie)

Titre de l'ouvrage :

HYDROGÉOLOGIE D'UN BASSIN ENDOREIQUE SEMI ARIDE : Le bassin versant de la grande Sebkha d'Oran (Algérie)

Nom de l'auteur : Moulay Idriss HASSANI
Etablissement : Université Scientifique, Technologique et Médicale de Grenoble

28 OCT. 1987

UNIVERSITE DE GRENOBLE I
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

RÉSUMÉ

Le bassin versant de la Sebkha d'Oran, allongé du Nord-Est au Sud-Ouest,forme un bassin sédimentaire sublittoral ; bordé au Nord par les massifs littoraux (Murdjadjo) et au Sud par les monts Tessalas.

L'étude hydro climatologique confirme un climat de type semi aride. Les données de la pluviométrie, de l'évapotranspiration et du ruissellement ont permis l'établissement d'un bilan hydrologique.

La structure géologique détermine deux grands ensembles :
– un substratum ante-synchro-nappe affleurant dans les zones hautes.
– un remplissage néogène dans le bassin.

Les calcaires messiniens constituent le meilleur *réservoir hydrogéologique* de la région. La corrélation des forages nous a permis de confirmer l'absence de leur continuité sous la sebkha. Dans la plaine de Mleta ceci a été confirmé par des sondages électriques.

L'étude piézométrique de la nappe alluviale révèle une importante sédimentation par les calcaires messiniens au Nord de la sebkha et une alimentation par les cônes de déjection des oueds dans la Mleta.L'écoulement de la nappe se fait globalement en direction de la sebkha.

L'interprétation des résultats des essais de pompage a permis de déterminer partiellement les *caractéristiques hydrodynamiques* de certains aquifères.

L'étude physico-chimique des eaux de la nappe entre Oran et Boutlelis permet une bonne distinction entre les eaux peu minéralisées, à faciès bicarbonaté calcique ou magnesien des calcaires et les eaux très minéralisées, à faciès chloruré soidique des alluvions. L'étude des sources indique la forte influence des évaporites dans les Tessalas. Les analyses de teneur en Tritium des eaux de certaines sources nous ont renseigné sur leur mode de circulation.

Les mécanismes contrôlant la *salinisation du bassin versant* ont été détaillés ; il en ressort que la sebkha n'est pas à l'origine de cette salinisation mais en serait plutôt la conséquence.

MOTS CLÉS

Sebkha d'Oran (Algérie), bassin endoreique, climat semi aride, bilan hydrologique, calcaires messiniens, caractéristiques hydrodynamiques, physico-chimie des eaux, salinité du bassin versant.

tel-00760562, version 1 - 4 Dec 2012