

N. 11/98

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE & POPULAIRE

MINISTÈRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPÉRIEUR ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

المدرسة الوطنية المتعددة التقنيات
BIBLIOTHEQUE المكتبة
Ecole Nationale Polytechnique

ECOLE NATIONALE POLYTECHNIQUE

Département : Génie Hydraulique

Projet de fin d'étude

Pour l'obtention du Diplôme d'Ingénieur d'Etat

THEME

Etude
de la variabilité spatiale de la charge
hydraulique de l'aquifère
superficiel de la
basse Soummam

Proposé et Dirigé par:
M^r H. SEMMAR

Etudié par :
M^r AMIRI BOUALEM
M^r IDER KARIM

Promotion : 1998

E.N.P. 10, Avenue Hacén Badi, El-Harrach, Alger

Dédicaces

Je dédie ce modeste travail:

A ma mère

A mon père

A mes frères Farès, Belkacem

A mes sœurs Samia, Fatima

A tous mes proches

A tous mes amis (es)

المدرسة الوطنية المتعددة التقنيات
BIBLIOTHEQUE — المكتبة
Ecole Nationale Polytechnique

Boualem

A

Mes grands parents

Mes parents

Mes frères et sœurs

Ma belle sœur et ma nièce

Mes amis (es)

Tous les gens de mon village natal

Je dédie ce travail

Karim

REMERCIEMENTS

المدرسة الوطنية المتعددة التقنيات
BIBLIOTHEQUE — المكتبة
Ecole Nationale Polytechnique

Nous tenons à remercier Monsieur SEMMAR pour sa disponibilité et sa patience dans le suivi et la promotion de ce modeste travail.

Nous présentons, également, nos vifs remerciements à l'ensemble des enseignants du département hydraulique, et plus particulièrement à Madame BENMAMAR, Monsieur NEBBACHE, et Madame CHABOU chef du département du génie minier pour leur service et conseil dans l'objectif de réussir notre travail.

Nous remercions aussi, AMMI MAHMOUD, SALLAH, futur AMMI KRIMO, DJAMEL et KAMEL personnels de la bibliothèque, pour leurs sympathie.

*A tous ceux qui ont participé de près ou de loin à la réussite de notre projet nous dirons **MERCI**.*

المدرسة الوطنية المتعددة التقنيات
المكتبة — BIBLIOTHEQUE
Ecole Nationale Polytechnique

Résumé:

Au cours de notre travail sur la piézométrie dans l'aquifère superficiel de la basse vallée de la Sommam, nous avons utilisé deux méthodes, à savoir la méthode manuelle par triangulation et la méthode probabiliste basée sur l'approche géostatistique. Les résultats obtenus présentent de manière générale, les mêmes informations sur la piézométrie.

Néanmoins, cette étude peut être améliorée en tenant compte de l'anisotropie et de l'hétérogénéité du phénomène^{en} utilisant des variogrammes directionnels, et en essayant de modéliser la dérive par des fonctions polynomiales.

SOMMAIRE



INTRODUCTION GENERALE

Chapitre I PRESENTATION DU MILIEU :

I-1 Introduction	1
I-2 Situation géographique	1
I-3 Aspect socio-économique de la région	1
I-3-1 Activités agricoles	1
I-3-2 Activités industrielles	3
I-4 Aspect géomorphologique et hydroclimatologique	3
I-4-1 Géomorphologie	3
I-4-2 Hydroclimatologie	4
I-5 Aperçu géologique	4
I-5-1 Aperçu géologique sur l'Algérie Septentrionale	4
I-5-2 Cadre géologique local	5
I-6 Apport de la géophysique	8
I-7 Conclusion	12

Chapitre II: ETUDE HYDROGEOLOGIQUE

II-1 Introduction	13
II-2 Structure géométrie de l'aquifère	13
II-3 Inventaires des points d'eau	13
II-4 Etablissement des cartes piézométriques	14
II-5 Interprétations des cartes piézométriques	14
II-5-1 Interprétations de la carte piézométrique (Mars-Avril 1983)	14
II-5-2 Interprétations de la carte piézométrique (Septembre 1983)	17
II-5-3 Alimentation de la nappe	19
II-6 Estimation du débit (Hautes eaux)	19
II-7 Estimation du débit (Basses eaux)	20
II-8 Conclusions	20

Chapitre III: CONCEPTION DE L'APPROCHE GEOSTATISTIQUE

III-1 Introduction	21
III-2 Définition	21
III-3 Notions de base de la géostatistique	21

III-3-1 Notions sur la théorie des variables régionalisées	21
III-3-2 But de la théorie des variables régionalisées	22
III-3-3 Notion des moments	22
III-3-4 Conception de la fonction aléatoire (F.A)	23
III-3-5 Hypothèse sur la fonction aléatoire	23
III-4 Variogramme	25
III-4-1 Définition	25
III-4-2 Détermination du variogramme	26
III-4-3 Caractéristiques du variogramme	26
III-4-4 Comportement du variogramme à l'origine	27
III-4-5 Comportement du variogramme à l'infini	29
III-4-6 Comportements particuliers du variogramme	30
III-4-7 Modélisation du variogramme	31
III-4-7-1 Vérification de la validité du modèle	34
III-5 Estimation	34
III-5-1 Définition du problème d'estimation	34
III-5-2 Méthodes d'estimation analytiques	35
III-5-3 Krigeage	37
III-5-3-1 Krigeage simple	38
III-5-3-2 Calcul de la variance d'estimation	39
III-5-3-3 Krigeage universel	40

Chapitre IV: ANALYSE STATISTIQUE DES DONNEES

IV-1 Introduction	41
IV-2 Acquisition et critique des données	41
IV-3 Tests statistiques	41
IV-4 Résultats des tests statistiques	44
IV-5 Evaluation des paramètres statistiques	50
IV-6 Interprétation	53

Chapitre V RESULTATS ET INTERPRETATIONS :

V-1 Variographié	54
V-2 Construction du variogramme	54
V-3 Modélisation du variogramme	56
V-4 Validation du variogramme	60
V-5 Interprétations des cartes d'erreurs	60
V-6 Krigeage et interprétations des cartes piézométriques	63
V-7 Conclusions	68

CONCLUSION GENERALE

BIBLIOGRAPHIE

ANNEXES

Annexe 1 Equations de Krigeage

Annexe 2 Fichier de donnees (H_1 ET H_2)

Annexe 3 Description du logiciel « GEO- EAS »

INTRODUCTION

La connaissance des ressources en eau souterraines, l'évaluation de leurs réserves, leurs exploitation rationnelle et leurs conservation sont d'une importance capitale pour la mise en valeur et le développement agricole, économique ou industriel d'une région donnée.

Par ailleurs, l'étude de la piézométrie et la traduction des différentes informations sous forme de cartes constituent souvent les documents de base pour l'hydrogéologue.

Ces cartes sont la synthèse la plus importante dans toute étude hydrogéologique par le fait qu'elles renseignent sur la variation des charges hydrauliques en fonction d'espace et du temps.

En se basant sur l'approche probabiliste du milieu aquifère, l'approche géostatistique permet l'analyse de la variabilité spatiale de piézométrie à l'aide du variogramme et l'estimation de cette dernière par la méthode d'interpolation linéaire basée sur le Krigeage.

À cet effet, nous avons présenté ce travail en cinq parties disposées comme suit:

- ◆ En première partie, nous présenterons la région d'étude en décrivant la situation, la géomorphologie et la géologie de la plaine.
- ◆ La deuxième partie, destinée sommairement à l'étude hydrogéologique de la plaine.
- ◆ En troisième partie, nous exposerons le contenu théorique et le formalisme de l'approche géostatistique.
- ◆ En quatrième partie, nous ferons l'analyse et critique des données.
- ◆ En dernière partie, nous exposerons les différents résultats obtenus avec leurs interprétations.

CHAPITRE I

I.1. INTRODUCTION

Le but principal de ce chapitre est de présenter les caractéristiques générales du bassin versant dit "basse Soummam" à savoir sa situation géographique, son aspect climatologique et géomorphologique ainsi que les formations géologiques du bassin.

I.2. SITUATION GEOGRAPHIQUE

La basse Soummam est une partie intégrante du bassin hydrologique de la soummam, situé à la limite entre le massif de la Grande Kabylie et les montagnes des Biban et des Babors au Sud.

La basse Soummam est située à environ 230 km au Nord Est d'Alger (Fig.1). Elle s'étend de Sidi Aich jusqu'à la mer sur une distance de 45 km couvrant une superficie de 808 km².

Les principales villes de cette région sont : Sidi Aich à l'Ouest, Adekar au Nord, Amizour au Sud et Béjaia à l'Est.

Le bassin versant de la Soummam est traversé d'Ouest en Est par l'Oued Soummam qui décrit une série de méandres d'autant plus accentués que l'on se rapproche de l'exutoire.

Le bassin versant de la basse vallée est limité :

- Au Nord par les monts de Taourirt Ighil, les crêtes de Djebel Gouraya ;
- Au sud par les chaînons des Babors et des Bibans;
- A l'Ouest par le seuil de Sidi Aich ;
- A l'Est par la mer Méditerranée.

I.3. ASPECT SOCIO-ECONOMIQUE DE LA REGION

La basse Soummam est une région à diverses activités économiques, parmi lesquelles, on peut citer :

- les activités agricoles ;
- les activités industrielles.

I.3.1. Activités agricoles

Cette région est à vocation agricole, on y cultive des céréales, des oliviers des vignes, des maréchages, des agrumes et d'autres arbres fruitiers,.....etc.

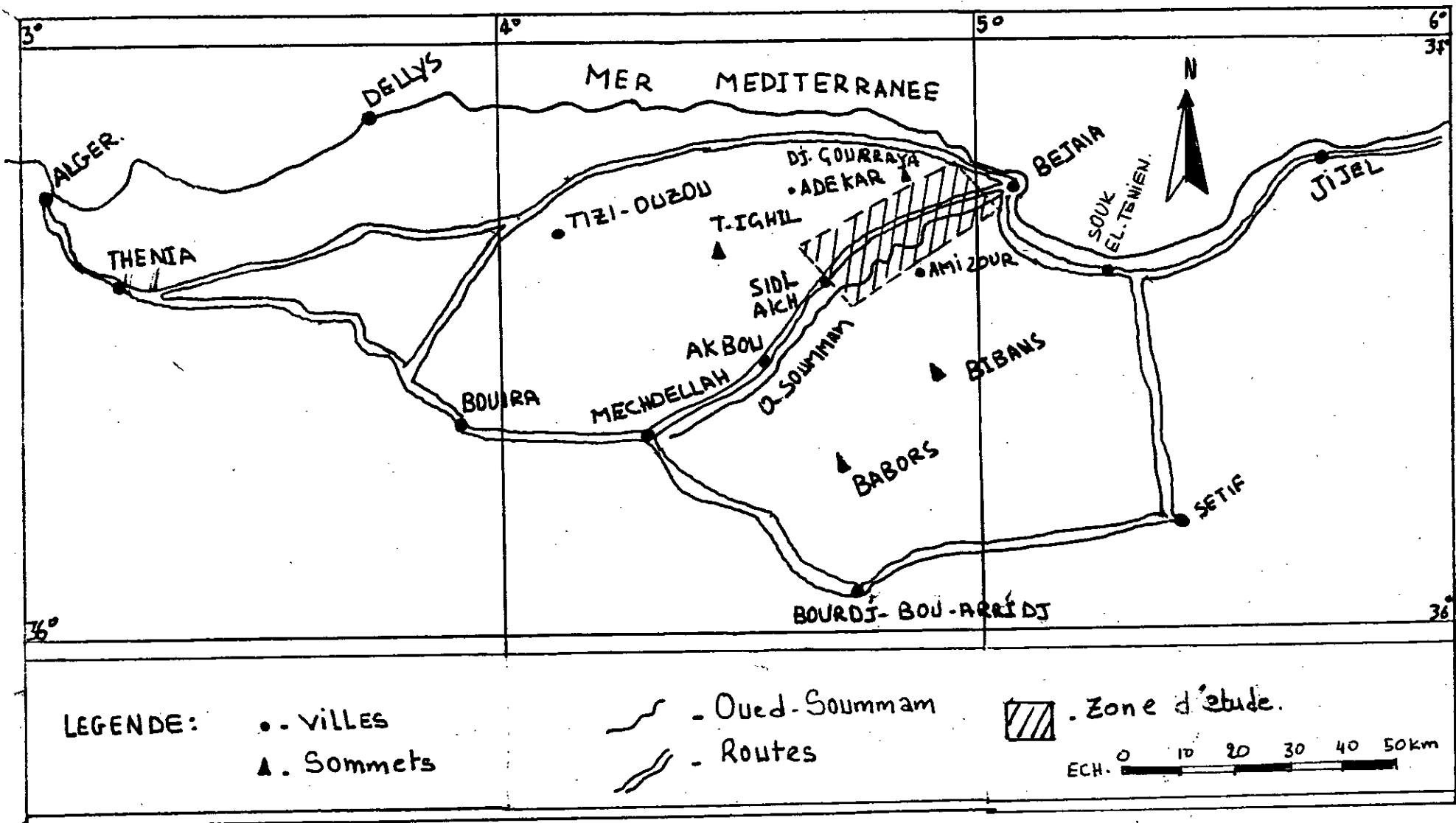


FIG. 1: . Carte de situation de la basse-Soummam.
(Mehdi, 1993)

I.3.2. Activités industrielles

L'industrie occupe une place importante dans cette région. Parmi les principales industries existantes, on trouve :

Les unités textiles (E.CO.TEX, COTITEX,.....).

NAFTAL, S.N.S, E.N.C.G, ENAJUC, papeterie ,

La région possède un potentiel humain très important ce qui induirait automatiquement à de fortes consommations en eau.

I.4. ASPECT GEOMORPHOLOGIQUE ET HYDROCLIMATOLOGIQUE

I.4.1. Géomorphologie

La basse Soummam est une vallée intramontagneuse. Selon le rapport établi par (CLINKS, 1973), la vallée est caractérisée par trois grands ensembles géomorphologiques distincts :

- un ensemble géomorphologique septentrional
- un ensemble géomorphologique méridional
- un ensemble géomorphologique de la plaine de l'Oued Soummam.

L'étude physiographique de ce bassin (Amghar, 1991) donne un indice de compacité de 1.66, ce qui traduit un temps de concentration des eaux de ruissellement assez lent et donc une augmentation des possibilités d'infiltration des eaux superficielles.

La plaine est caractérisée par une altitude relativement faible (< 100 m), et une inclinaison de l'ordre de 2 % vers l'Est.

La plaine de la basse Soummam est parcourue par six principaux affluents, se répartissant comme suit :

En rive gauche : l'Oued Remila , l'Oued Kseur et l'Oued Ghir.

En rive droite : l'Oued Amassine, l'Oued Amizour et l'Oued Tiachich.

I.4.2. Hydroclimatologie

La climatologie est un facteur indispensable dans l'étude hydrogéologique d'une région donnée. Elle permet d'évaluer et d'estimer la lame d'eau infiltrée dans le sol pendant la période pluvieuse, ce qui correspond à la recharge des nappes aquifères.

L'étude des différents éléments du climat (pluviométrie, température,) seront résumés ci-dessous :

1.4.2.1. Pluviométrie

La pluviométrie moyenne annuelle dans la région de la basse Soummam croît modérément d'Ouest en Est (Zerrou, 1990), à cause d'une part de l'influence de la mer et d'autre par de l'altitude.

La lame d'eau moyenne précipitée sur l'ensemble du bassin est de 779 mm pour la période 1907-1962, et, de 609 mm par la période 1970-1985 (Amghar, 1991).

Ceci montre bien une baisse du régime pluviométrique.

Ce dernier est caractérisé par deux saisons :

1. une saison pluvieuse avec un maximum en décembre.
2. une saison sèche avec un minimum en juillet.

1.4.2.2. Température

L'amplitude des variations de la température dans la basse Soummam est relativement faible. Cette faible amplitude des variations témoigne de l'effet régulateur de la mer sur le régime thermique notamment dans la zone littorale (Benabi, 1985, Zerrou, 1990).

La température moyenne annuelle à l'échelle du bassin varie entre 15°C et 18°C (Zerrou, 1990).

1.4.2.3. Evapotranspiration

L'évapotranspiration potentielle est de l'ordre de 864 mm pour la période (1970-1985). Elle estimée par la méthode de Thornthwaite au niveau de la station de Béjaia.

L'évapotranspiration réelle calculée par la méthode de Turc au niveau de la station de Béjaia donne une valeur de 628 mm pour la période (1970-1985), l'E.T.R à l'échelle du bassin versant de la basse Soummam est estimée à 459 mm pour la même période (Amghar, 1991).

1.5. APERCU GEOLOGIQUE

La connaissance géologique fût l'objet d'une cartographie géologique détaillée sur des fonds topographiques à l'échelle 1/50000 pour le site.

Dans cette étude nous nous intéressons à la lithologie et à la structure géologique dans le but d'identifier les horizons aquifères.

1.5.1. Aperçu géologique sur l'Algérie septentrionale

La chaîne des Maghrébides est une partie de la chaîne alpine périméditerranéenne qui se raccorde à l'Ouest et vers le Nord au niveau de l'arc de Gibraltar.

Il s'agit d'un domaine très affecté par des formations d'âge mésozoïque et cénozoïque.

La région est divisée en 2 zones, du point de vue géologique (CLINKS, 1973) :

- zones internes.
- zones externes.

Les zones internes comprennent le socle cristallin et sa couverture d'âge paléozoïque, sur ce paléozoïque viennent en discordance des termes argilo-greux d'âge triasique, des calcaires et marno-calcaire d'âge jurassique. Dans ces zones, on trouve aussi une zone de flyschs constituée de sédiments flyschoides (quartzo-pellitriques, conglomérats, marno-calcaires et des micro-breches).

Dans cette région on distingue deux types de flyschs :

- flyschs Mauritanien.
- flyschs Massylien.

Les zones externes sont constituées par un ensemble d'unités parautochtones et allochtones, on y distingue :

- des nappes épitelliennes : comportent un trias gypsique, un créacé inférieur marneux et un créacé supérieur sous forme de marnes d'épaisseur kilométrique.
- des nappes ultra-telliennes de formations d'âge Néocomien à Eocène moyen.
- des nappes infra-telliennes : sont composées d'un empilement d'unités dont l'âge va du Senonien à Eocène, le créacé est composé d'argile, l'Eocène de calcaire et de marnes et l'Oligocène de marnes gréseuses.

Enfin, dans cette région, on trouve aussi une nappe Numidienne composée d'épaisses bancs de grès grossiers essentiellement quartzeux de teinte calcaire et de puissantes assises basaltiques ou argileuses de teinte grisante d'âge Oligocène supérieur à la base.

1.5.2. Cadre géologique local

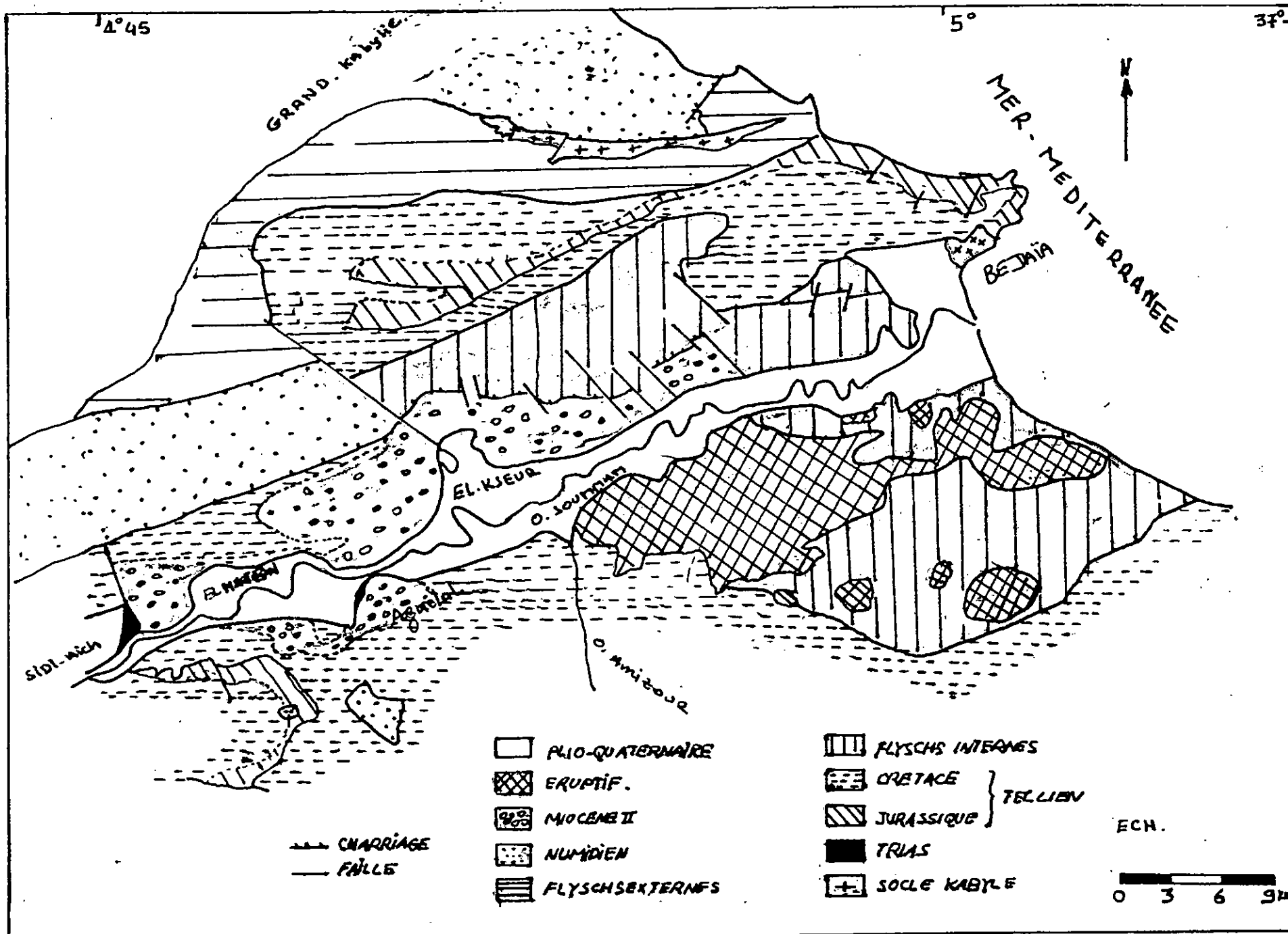
1.5.2.i. Description lithostratigraphique

La série stratigraphique affleurant au niveau de la région de la basse Soummam en partant de la plus ancienne à la plus récente est la suivante : (fig.2).

- **Le trias**

Il est présent dans la région d'étude sous forme de pointements locaux, on le trouve sous forme d'intrusion le long des accidents, et il est formé essentiellement de masses gypso-salines, d'argiles versicolores et de formation gréso-dolomitique.

FIG. 2. CARTE GÉOLOGIQUE DE LA BASSE SOUMMAN (A. COUTELLE, 79).



• Le jurassique

Il affleure essentiellement au Nord du bassin, au niveau du djebel Aghbalou-Gouraya et au Sud Est de Sidi Aich.

Le jurassique est constitué :

1. de calcaires dolomitiques plus au moins stratifiés.
2. de calcaires noires et de marno-calcaires.

• Le crétacé

Dans la région étudiée, le crétacé est caractérisé par une grande diversification de faciès. Pour simplifier les descriptions lithologiques, nous distinguerons deux types de faciès.

- un faciès tellien constituant principalement les unités de Gouraya-Aghbalou et de Barbacha.

- un faciès flysch représenté essentiellement par les flyschs massyliens.

le crétacé tellien n'affleure qu'en rive droite de la Soummam (de Sidi Aich à Oued Amizour), il est essentiellement formé de marnes schisteuses noires et de marno-calcaires.

- Le crétacé à faciès flyschs affleure largement sur le versant Nord de la vallée de la Soummam, où il repose, par l'intermédiaire d'un contact anormal de base, sur les formations du crétacé tellien.

• Le miocène

Dans la région de la basse vallée de la Soummam, on ne rencontre que le Miocène II (Miocène post-nappe). Il affleure sur la rive gauche de la Soummam (de Sidi Aich à Réunion Oued Ghir), et sur la rive droite, au Sud de Béjaia à Oued Amizour. Il est représenté par :

- Des formations sédimentaires d'âge langhien ;
- Des formations éruptives ;

• Pliocène

Il est représenté par deux faciès marin marneux passant latéralement à des argiles. Il affleure sur les bordures de l'Oued Ghir à Djebira. Un faciès continental formé de brèches et de poudings affleurant au pied du djebel Gouraya et Béjaia ville.

- **Le quaternaire**

Ce dernier est formé essentiellement :

- D'alluvions anciennes constituées de galets, de graviers et de sables à matrice et sableuse.
- D'alluvions récentes formées de limons, de sables et de cailloutis au niveau du lit majeur de la Soummam.
- Des brèches de pentes consolidés et de cônes d'éboulis récents.
- De cônes de déjection des principaux affluents.

1.5.2.ii. Tectonique

La tectonique de la région est composée de 4 phases tectoniques d'âge mésozoïque :

- La phase Néocomienne ;
- La phase Sénonienne ;
- La phase Paléogène ;
- La phase Miocène .

Les phases tectoniques ont profondément fracturé cette région. On y décelera 2 grandes familles de failles de direction NO et NE (voir Fig.2). (COUTELLE, 1979).

Cette dernière famille de faille a constitué de vrai zones de drainage dont certains endroits forment de véritables réseaux de drainage naturel d'eau.

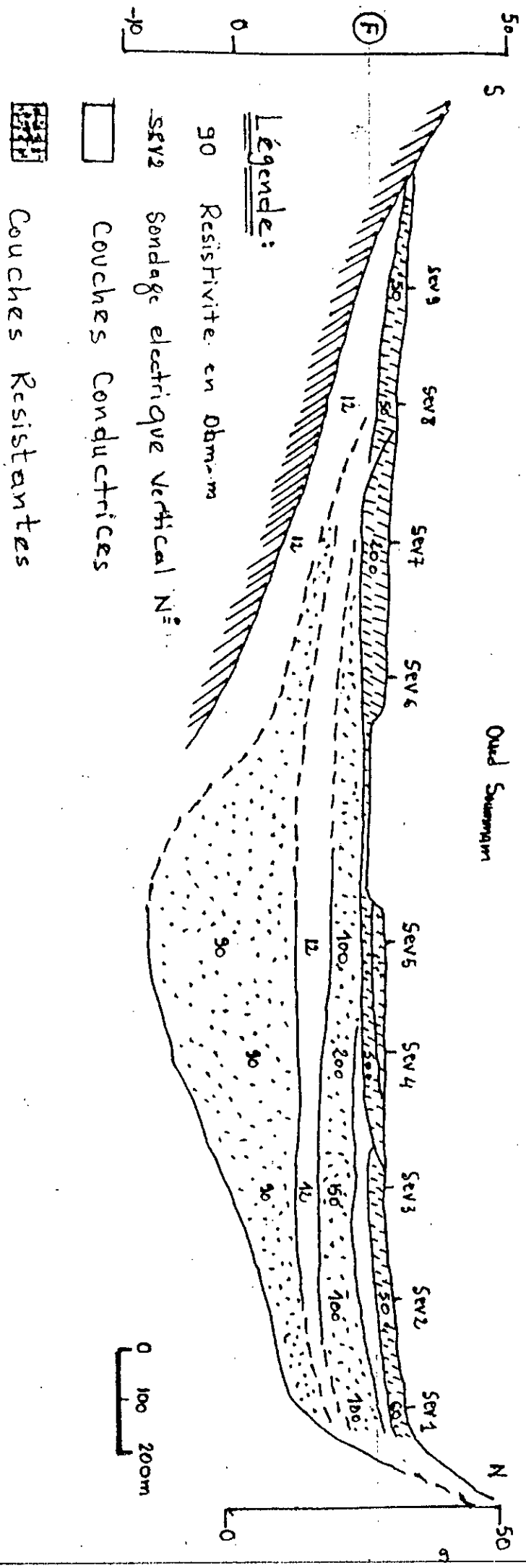
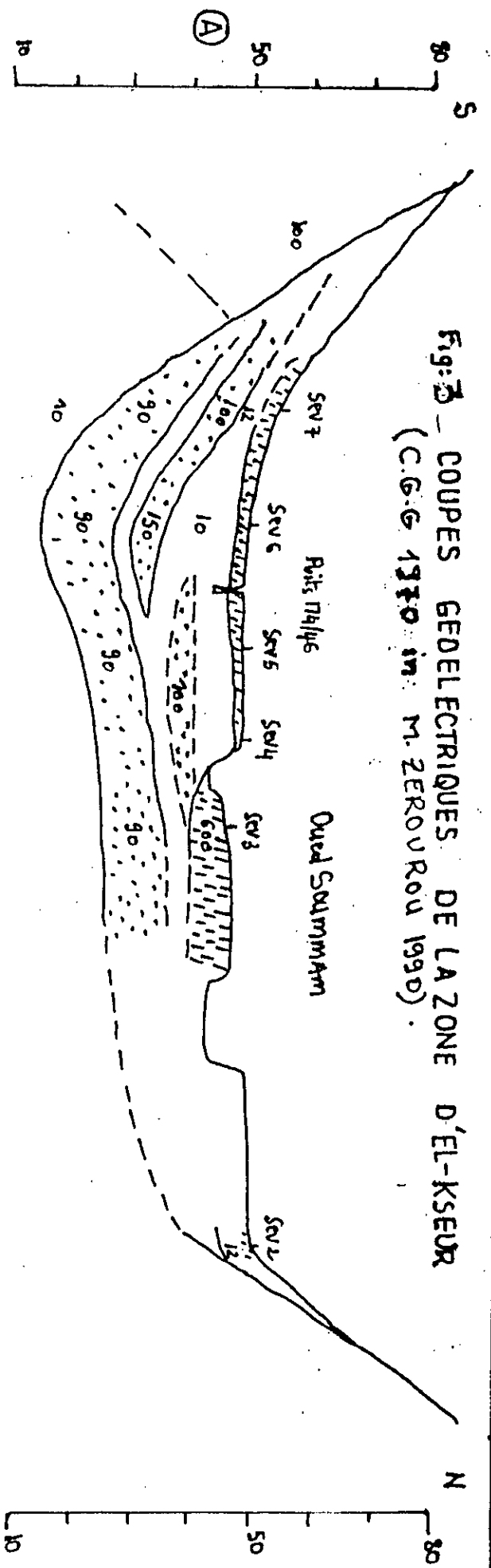
1.6. APPORT DE LA GEOPHYSIQUE

L'examen des coupes géoélectriques transversales, orientées SN et SE-NW réalisées dans la plaine de la basse Soummam par la compagnie de géophysique (C.G.G) en 1970 a permis de mettre en évidence deux niveaux de fortes résistivités apparentes et de profondeurs variables. Ces deux niveaux sont recouverts par un niveau très résistant (de résistivité apparente variant entre 100 Ωm et 600 Ωm), et reposent sur un niveau très conducteur qui constitue le substratum dans la partie aval, certaines coupes géoélectriques (fig.4) montrent une individualisation très nette du niveau résistant superficiel de $\varphi_{\text{app}} = 80$ à 90 Ωm par l'existence d'un niveau intercalaire conducteur de $\varphi_{\text{app}} = 10$ à 15 Ωm .

L'identification de ces différents niveaux à partir des résultats des sondages étalons ont permis d'attribuer :

Les deux niveaux résistants d'épaisseur variable (Fig.3, 4) aux alluvions grossières humides.

Fig. 3 - Coupes Géoelectriques de la zone d'El-Kseur
 (C.G.G 1310 in: M. ZEROUROU 1990).



Le niveau superficiel très résistant d'épaisseur (0 à 5 m) à des limons et des alluvions limoneuses sèches.

Les niveaux conducteurs, d'épaisseurs variables, à des argiles ou des marnes de teinte grise ou gris bleue du pliocène dans la partie avale et numidien et du crétacé supérieure dans la partie amont.

L'étude géologique et géophysique ainsi établie et en analysant les résultats obtenus nous a permis d'identifier un seul réservoir de formation hétérogène, (Mio-Plio- quaternaire).

Concernant les épaisseurs des alluvions et du miocène grossier, les données fournies par la C.G.G, en 1970, et les sondages nous ont permis de constater :

- **Le miocène grossier**

Il a été atteint dans la région d'Il Maten ou son épaisseur est de 10 à 25 m. On le rencontre d'ailleurs à l'affleurement en rive gauche et droite de l'oued Soummam.

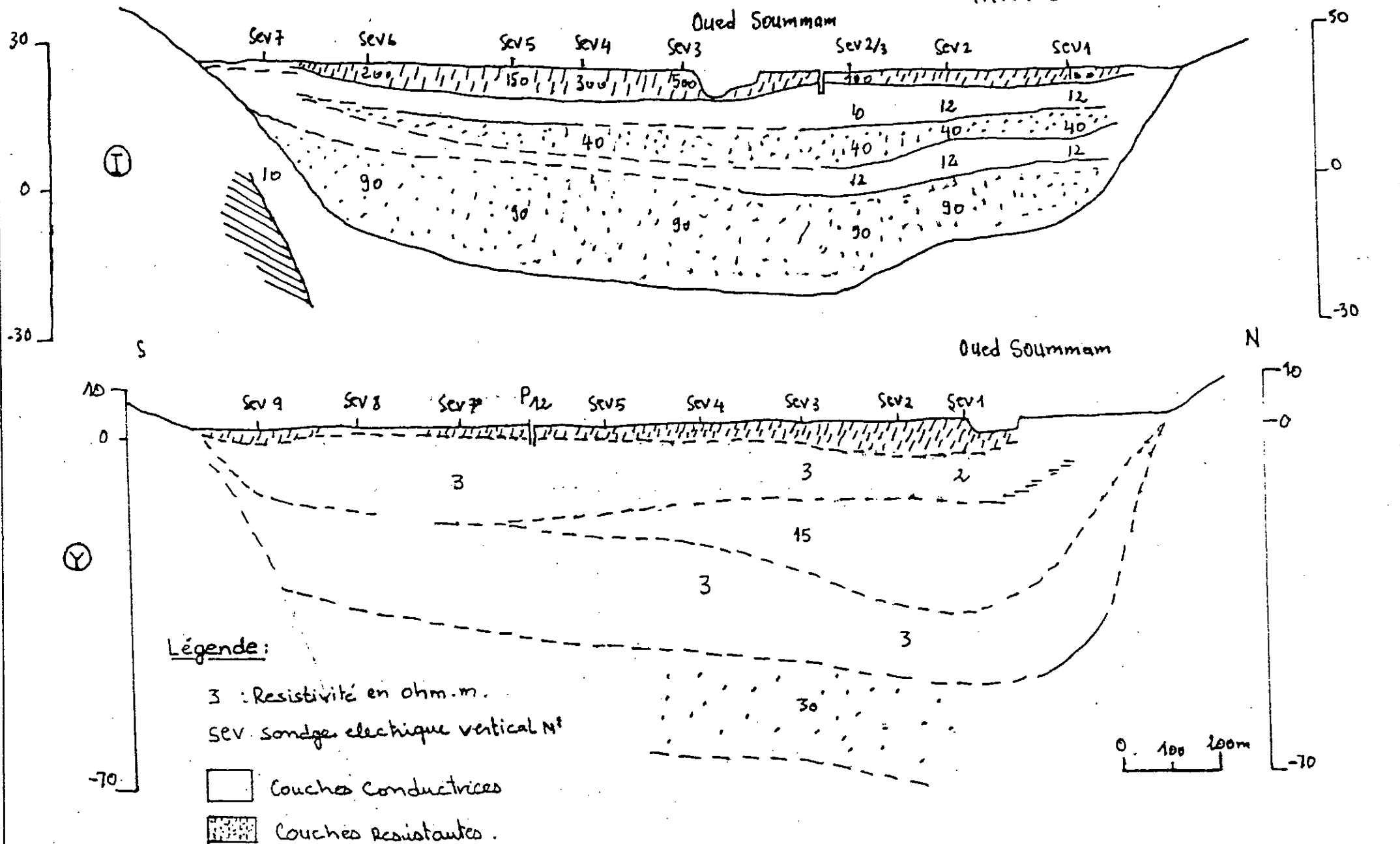
Dans la région d'El Kseur ou son épaisseur varie de 10 à 25 m. Mais la différenciation Miocène-alluvions est très difficile, vers l'aval le Miocène semble uniquement argileux (Clinks, 1973).

- **Les alluvions**

Dans l'axe de la vallée, de la confluence de l'oued Rémila à Aguellal l'épaisseur des alluvions varie de 35 m à 40 m, d'Aguellal à l'exutoire, elle augmente progressivement de 35 m à plus de 70m. On notera d'autre part que les limons prennent de plus en plus d'importance au détriment des éléments grossiers de l'amont vers l'aval et dans l'axe de la vallée (2 à 3 m dans la région d'Il Maten, 10 à 15 m dans la région d'El Kseur, 37 m dans la région de Oued Ghir) (Clinks, 1973).

Fig 4 - COUPES GEOELECTRIQUES DE LA PARTIE AVALE (C.G.G 1970.)

IN. M. ZE ROUROU 1990 NW



I.7. CONCLUSION

- La plaine constitue un sillon intramontagneux très allongé dans la direction NE-SW.
- Le régime pluviométrique est saisonnier :
 - une saison pluvieuse avec un maximum en décembre
 - une saison sèche avec un minimum en juillet.
- La température annuelle à l'échelle du bassin varie entre 15 et 18°C.
- Les pertes par l'évapotranspiration potentielle, et réelle sont respectivement de l'ordre de 864 mm et 628 mm pour la période allant de 1970 à 1985.
- La région présente deux grandes familles de direction NO et NE dues aux contacts anormaux des différentes formations géologiques.
- La région est composée de cinq formations géologiques très favorables dans la mobilisation des ressources en eaux souterraines.
- L'étude géophysique a permis de constater que les formations aquifères sont hétérogènes et de faibles extension latérale et verticale.

CHAPITRE II

II.1. INTRODUCTION

L'étude géologique de la vallée de la basse Soummam a mis en évidence des formations lithologiques intéressantes et favorables à la constitution d'aquifères importants du point de vue hydrogéologique, à savoir les grès et conglomérats du miocène continental en bordures et sous les alluvions anciennes de la plaine.

L'étude des caractéristiques hydrogéologiques de ces formations permet d'apprécier l'importance des ressources en eaux souterraines de chaque formation. Actuellement, seules les alluvions quaternaires de la plaine de la basse Soummam ont fait l'objet d'études hydrogéologiques. L'examen des coupes hydrogéologiques a permis d'identifier deux types de nappes aquifères, une nappe libre (de Sidi-Aich à El-Kseur), et une nappe semi-captive (d'El-Kseur jusqu'à Béjaia) (ZERROUROU, 1990).

II.2. STRUCTURE ET GEOMETRIE DE L'AQUIFERE

Les travaux de la prospection géophysique réalisés par la compagnie générale de géophysique (C.G.G) en 1961 et 1970, ainsi que les sondages effectués dans la plaine de la Soummam ont mis en évidence la structure du réservoir et sa forme géométrique.

Les formations aquifères de remplissage alluvial sont constituées principalement d'alluvions grossières. Ces dernières constituent une bande continue, allant de Sidi-Aich à la mer. Elles sont constituées de galets, de graviers, de sables et d'argiles.

Les formations grossières ont une épaisseur plus importante au sud d'Il-Maten et d'El-Kseur (Amghar, 1991).

La bande s'étend sur une longueur d'environ 35 à 37.5 km et d'une largeur variant de 500 à 2500 m ; cette bande atteint son maximum à Remila, El Kseur et à la confluence de l'Oued Amassine et oued amizour.

Ces alluvions s'amincissent et s'approfondissent à partir de oued Ghir pour laisser la place à un recouvrement argileux assez puissant (jusqu'à 50 m d'épaisseur avec l'existence de lentilles de graviers et de galets).

Concernant sa capacité, le volume du réservoir a été estimé par planimétrie des coupes géoélectriques réalisées par la C.G.G en 1970. Le volume de l'aquifère est de l'ordre de 997 hm³ (Clinks, 1973)

II.3. INVENTAIRES DES POINTS D'EAU

Le réseau piézométrique de la nappe du remplissage alluvial de la vallée de la basse Soummam mentionne 120 puits paysans de profondeur moyenne variant entre 30 et 40 m.

De ce réseau plus au moins dense, 84 points d'eau jugés suffisants pour cette étude ont été sélectionnés. Ces points d'eau ont fait l'objet de relevés piézométriques en hautes eaux (période humide), et en basses eaux (période sèche). Nous avons choisi les mesures de l'année 1983 pour laquelle, on a suffisamment de données (fig.5).

II.4. ETABLISSEMENT DES CARTES PIEZOMETRIQUES

Les cartes piézométriques constituent la base de l'analyse et de la schématisation des fonctions capacitive et conductive du réservoir et du comportement hydrodynamique de l'aquifère. C'est la synthèse la plus importante d'une étude hydrogéologique.

L'établissement des cartes en courbes isopièzes repose sur la mesure du niveau piézométrique à une date donnée. Les courbes ainsi dessinées représentent les équipotentiels de la surface piézométrique et non celles de la nappe.

Le choix de l'équidistance des courbes hydroisohypses dépend essentiellement de :

- La valeur du gradient hydraulique :
- La précision des mesures de base
- L'échelle de la carte.

Elle est en général de l'ordre du mètre (0.5 ou 2m) pour les cartes 1/10.000 et 1/20.000 ; de 5 ou 10 m pour celles à 1/ 50.000 et 1/ 100.000.

II.5. INTERPRETATIONS DES CARTES PIEZOMETRIQUES

La connaissance de la surface piézométrique est essentielle, car son interprétation apporte les éléments d'informations suivants :

- Les limites du bassin hydrogéologique qui ne coïncident nécessairement pas avec celles du bassin versant.
- Les lignes de courants, perpendiculaires aux lignes équipotentiels.
- Les axes de drainage et les relations entre rivière ou oued et nappes alluviales.

II.5.1. Interprétations de la carte piézométrique (Mars-Avril 1983)

Cette carte a été dressée en utilisant les résultats de la campagne piézométrique effectuée pendant la période des hautes eaux (Mars - Avril). Cette carte (fig.6) montre :

- Une direction parallèle à l'allongement de la vallée d'orientation générale SW-NE.
- Une direction normale à l'axe de la vallée d'orientation générale SE-NW.

FIG. 5: Carte des points d'eau .

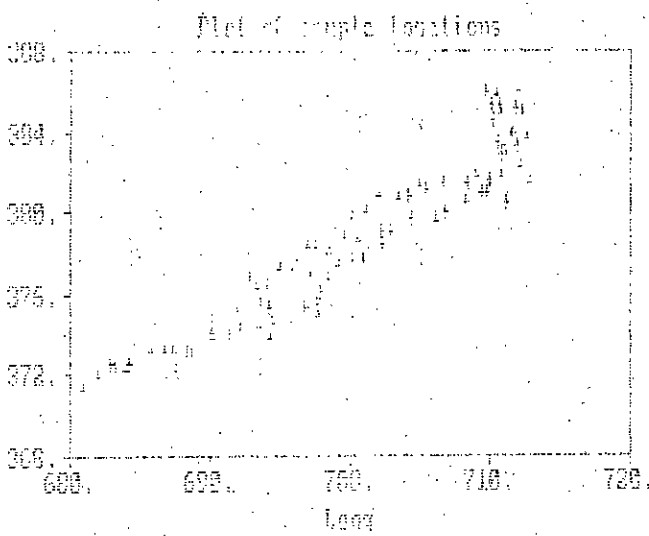
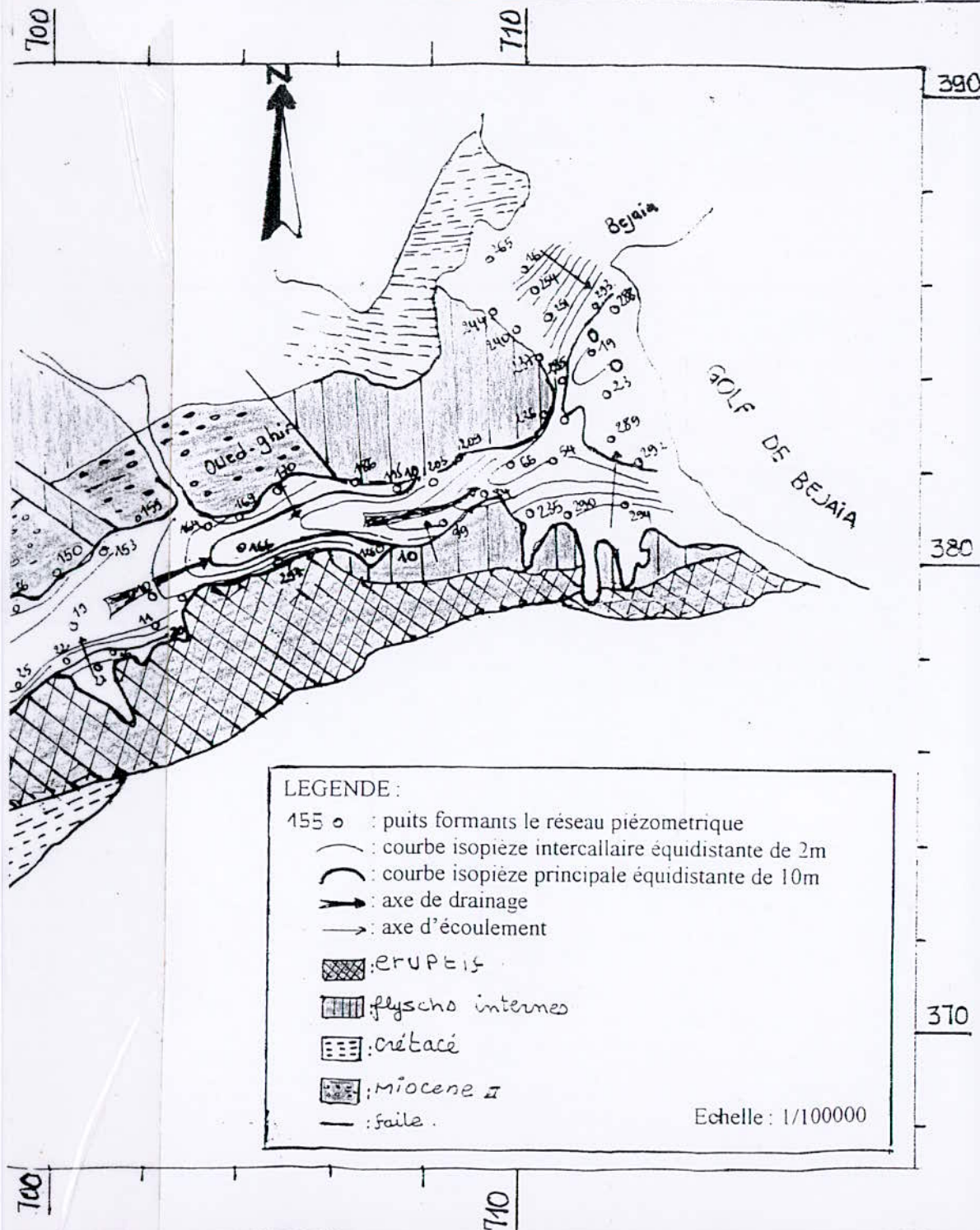
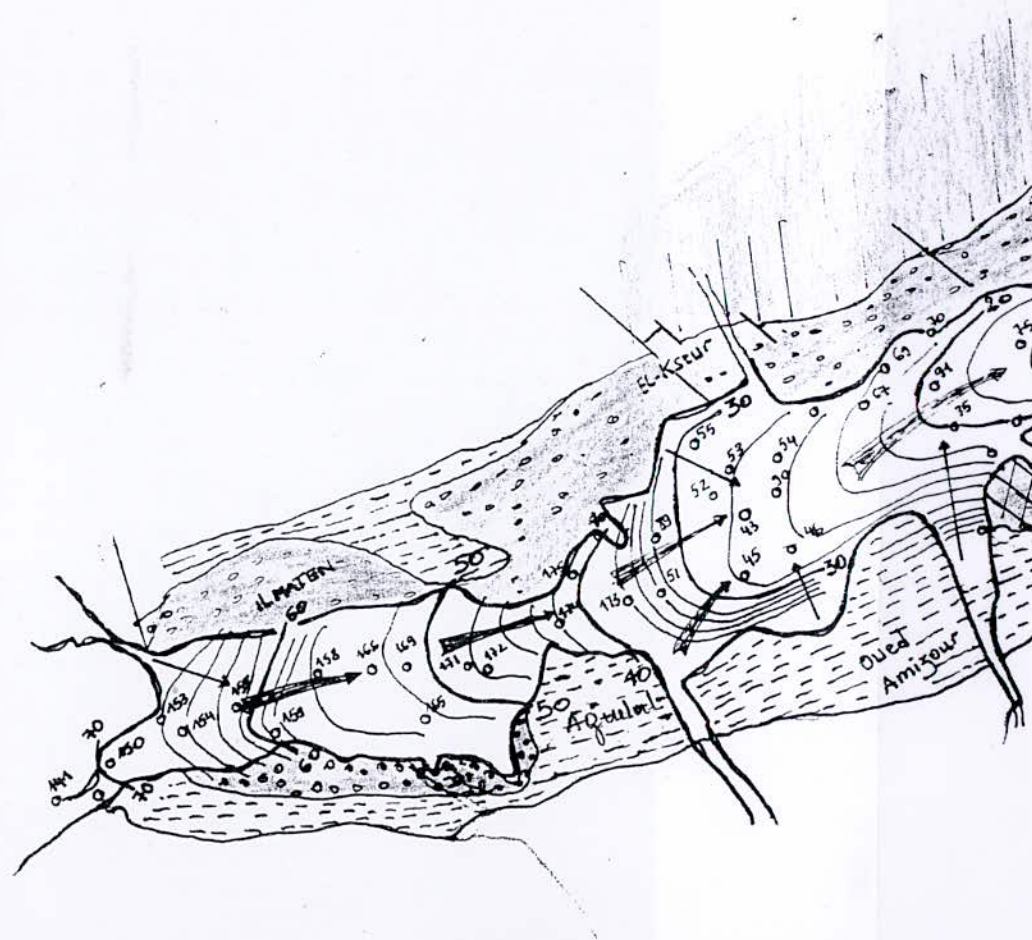


FIG.6 : Carte piézométrique de la nappe alluviale de la basse vallée de la soummam pour la période des hautes eaux (Mars-Avril 1983).



LEGENDE :

- 155 o : puits formant le réseau piézométrique
- : courbe isopièze intercalaire équidistante de 2m
- : courbe isopièze principale équidistante de 10m
- : axe de drainage
- : axe d'écoulement
- ▨ : Eocene
- ▨ : flysch interne
- ▨ : crétacé
- ▨ : Eocene
- : faille

Echelle : 1/100000

- L'écoulement de la nappe aquifère se fait du SW vers le NE, le sens d'écoulement caractérise la circulation principale du bassin hydrogéologique du remplissage alluvial, de l'amont vers l'aval, s'écoulent vers la mer.
- L'écoulement principal de la nappe est convergent d'amont en aval, et divergent dans la plaine côtière.
- Les axes de drainage des eaux souterraines sont nettement individualisés :
 - Un axe principal à la partie centrale de la plaine.
 - Des axes secondaires se superposent aux vallées des principaux affluents.
- Les eaux souterraines convergent toutes vers l'axe principal, sauf dans la plaine côtière.

Concernant le gradient hydraulique de la plaine, il présente des variations notables d'une région à une autre. Il est faible dans le secteur sud d'El-Maten et d'El-Kseur, relativement élevé aux confluents des principaux affluents de la plaine, et aux zones El-Kseur, oued Amizour et la plaine côtière où se trouvent les principaux champs de captage.

II.5.2. Interprétations de la carte piézométrique : Septembre 1983

Pour ce qui est de cette carte, elle a été établie à partir des résultats de la campagne piézométrique effectuée pendant la période des basses eaux. Après l'avoir dressé, on constate qu'elle montre les mêmes caractéristiques hydrogéologiques de l'écoulement, de l'alimentation et de drainage de la nappe de remplissage alluvial. On conclut qu'elle est presque identique à celle établie par les hautes eaux, avec une légère différence. Cette différence est mise en évidence par (fig. 7) :

- Un décalage léger des isopièzes vers l'amont, traduisant ainsi la diminution des côtes piézométriques par rapport à la première campagne (Mars-Avril.1983).
- Diminution de la valeur du gradient hydraulique dans la partie centrale de la nappe, dans les vallées de principaux affluents, et en bordures de la nappe, traduisant de ce fait la faible réalimentation de la nappe durant la seconde campagne.
- La diminution des côtes piézométriques et des gradients hydrauliques est surtout plus accusée le long de la bordure Nord et des vallées secondaires, notamment dans la section située entre Aguallet oued Ghir.
- Les côtes piézométriques relevées dans les puits de la bande littorale sont inférieures à celles du niveau de la mer, ce qui pourrait prévoir un risque d'invasion marin de la nappe en période des basses eaux.

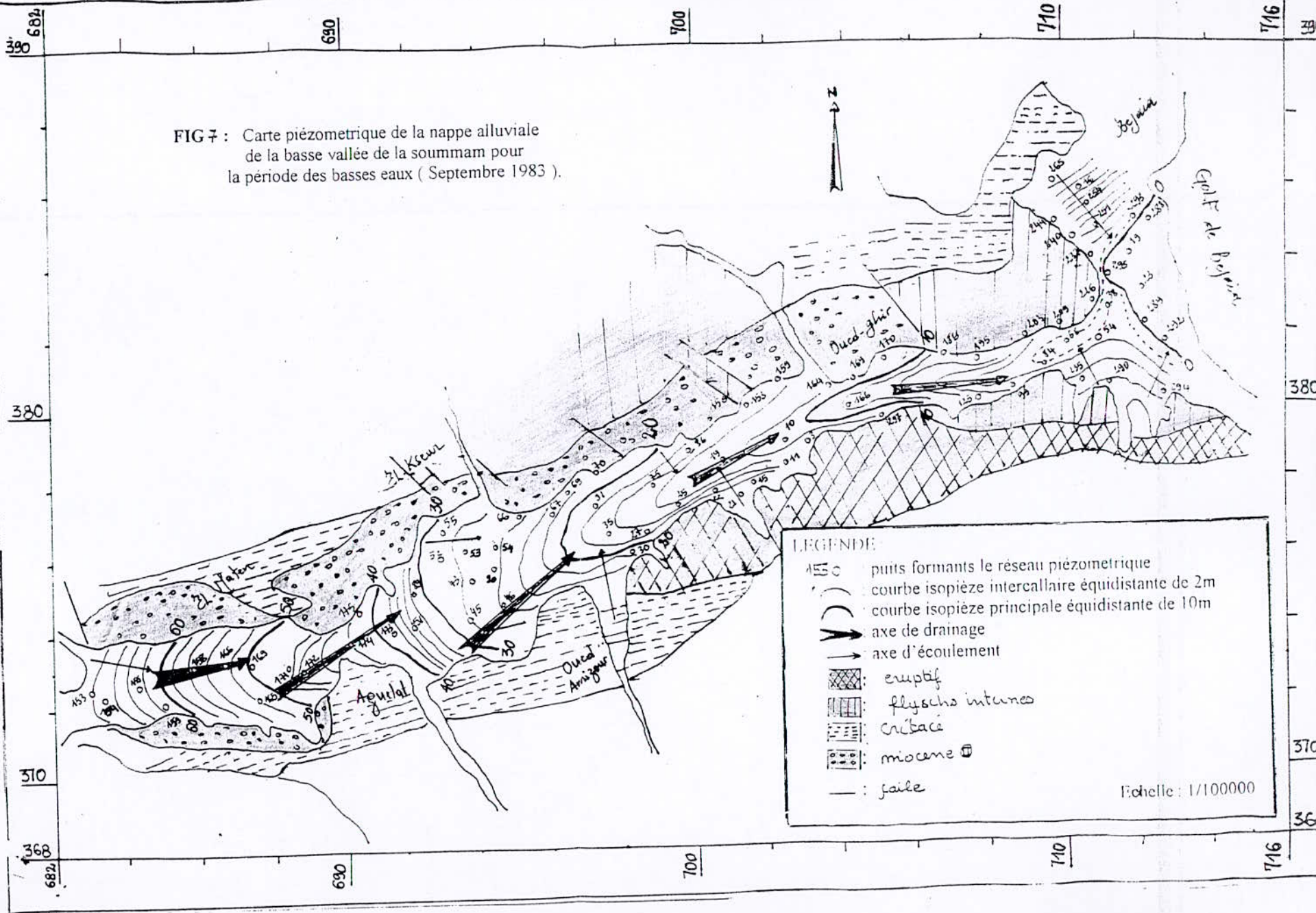


FIG 7 : Carte piézométrique de la nappe alluviale de la basse vallée de la soummam pour la période des basses eaux (Septembre 1983).

LEGENDE

- puits formants le réseau piézométrique
- () courbe isopièze intercalaire équidistante de 2m
- () courbe isopièze principale équidistante de 10m
- axe de drainage
- axe d'écoulement
- [diagonal lines] : eruptif
- [horizontal lines] : flyschs intimes
- [vertical lines] : crétacé
- [dots] : miocène
- - - : faille

Echelle: 1/100000

II.5.3. Alimentation de la nappe

Dans la plaine de la basse Soummam, l'alimentation de la nappe provient essentiellement :

- * de l'infiltration directe des eaux de précipitation,
- * des principaux affluents :
 - rive gauche : oued Roumila, oued ghir , oued El Kseur.
 - rive droite : oued Amizour, oued Amassine.
 - Des apports à partir des formations hydrogéologiques situées en bordures notamment par les calcaires et dolomies jurassiques.

II.6. ESTIMATION DU DEBIT "Q" (Hautes eaux)

Le débit de la nappe est calculée par la méthode de la carte piézométrique (carte des hautes eaux) en utilisant la formule :

$$Q = K_{\text{moy}} * b_{\text{moy}} * L * i$$

tel que

Q : débit de la nappe en (m³/s).

b_{moy} : l'épaisseur moyenne de la nappe en (m).

i : gradient hydraulique.

L : largeur de la nappe en (m).

Le calcul du débit s'est fait au niveau d'une section située à l'aval d'El-Kseur.

On a : b_{moy} = 50m

L = 2000m

i = 0.0023

K_{moy} = 2,5.10⁻³ m/s

Donc le débit estimé est de l'ordre de :

$Q = 575 \text{ l/s}$

II.7. ESTIMATION DU DEBIT EN BASSE EAUX

Le procédé de calcul est identique, seulement le gradient hydraulique aura une valeur différente de la première (pour les hautes eaux).

Pour les basse eaux : $i=0.0020$.

$$Q=500 \text{ l/s}$$

Le débit estimé pour la période des basses eaux est inférieur à celui des hautes eaux, cela est du essentiellement à la faible réalimentation de la nappe et la forte consommation pendant la période des basses eaux.

II.8. Conclusion

Les études hydrogéologiques et géophysiques montrent un aquifère de remplissage alluvial très hétérogène constitué essentiellement de galets, de graviers, de sables et d'argiles. Il est caractérisé par deux types de nappes, une nappe libre à l'amont, et une nappe semi- captive à l'aval.

- Un aquifère présentant une faible extension verticale et latérale des alluvions.
- Les eaux souterraines sont convergentes vers le centre de la nappe, le sens général de l'écoulement est du SW vers le NE.
- L'axe principal de drainage de la nappe se superposa à l'axe de la vallée de l'oued Soummam.
- Le gradient hydraulique croit de l'amont vers l'aval.
- L'alimentation de la nappe se fait principalement par l'infiltration directe des précipitations, et par les apports à partir des formations hydrogéologiques situées en bordures
- La carte d'évolution des niveaux piézométrique pour la période des basses eaux montre une légère différence à celle des hautes eaux tel que :

- Un décalage des courbes isopièzes vers l'amont impliquant une diminution relative du niveau d'eau dans la nappe et une chute du gradient hydraulique.

CHAPITRE III

III.1. INTRODUCTION

Ce chapitre constitue une synthèse des travaux de Matheron (1962) ; Delhomme, Marsily et Journel (1981) sur la géostatistique avec comme champ d'application l'hydrogéologie (charge hydraulique, perméabilité,.....)

Nous abordons successivement :

- Une introduction tentant de donner une définition et les méthodes d'estimation géostatistiques.
- Notions de base de la géostatistique et les hypothèses de calcul.
- Un exposé des méthodes d'identification automatique des charges hydrauliques basées sur cette approche géostatistique (variogramme, Krigeage, carthographie).

III.2. DEFINITION

La géostatistique est l'application du formalisme des fonctions aléatoires à la reconnaissance et à l'estimation des phénomènes naturels (Matheron, 1962).

Au sens plus large, la géostatistique est un outil d'estimation et d'étude des caractéristiques spatiales d'une variable régionalisée. Alors, que la théorie de la géostatistique démarre de l'idée que toutes les variables régionalisées ont un aspect aléatoire et structural (Ziani, 1995).

III.3. NOTIONS DE BASE DE LA GEOSTATISTIQUE

III.3.1. Notions sur la théorie des variables régionalisées

Le terme régionalisée a été utilisé pour la première fois par (Matheron 1965) ; pour définir un phénomène se déployant dans l'espace (et /ou) dans le temps ; dont les valeurs varient d'un lieu à un autre avec une apparence de continuité (Journel et Huijbert, 1978 in AZZOUZI, 1993), sans qu'il soit possible de représenter sa variation par une loi mathématique extrapolables (fig.9).

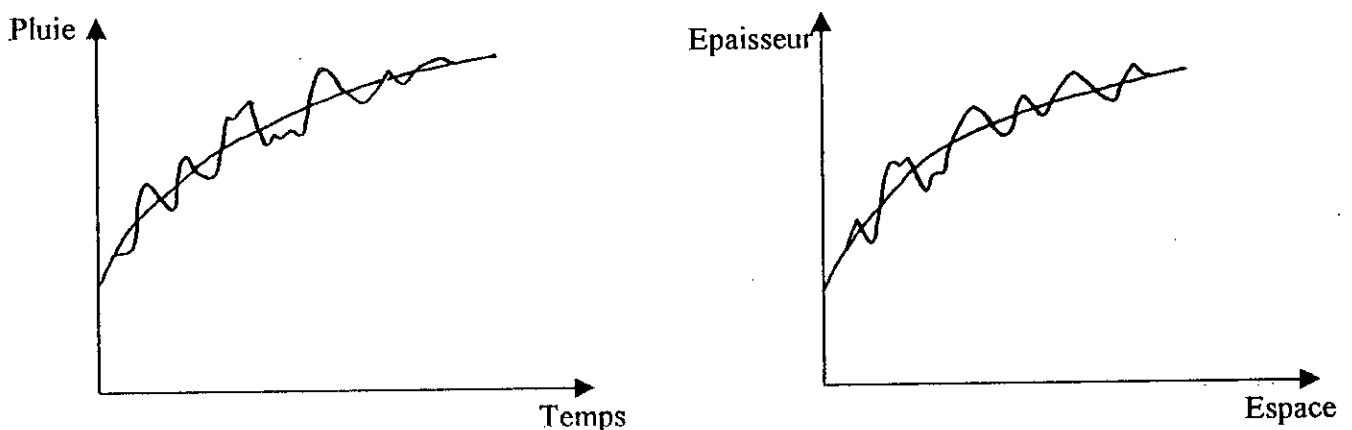


Fig.09 : Exemple de comportement d'une variable régionalisée (Delhomme, 1976)

La variable régionalisée $z(x)$ est interprétée mathématiquement comme une réalisation d'une fonction aléatoire $Z(x)$ où les réalisations particulières aux points x_i , x_j distants de h_{ij} sont structurellement dépendantes où :

x_i : désigne le point i aux coordonnées (x_i, y_i) .

x_j : désigne le point j aux coordonnées (x_j, y_j) .

Notations :

$Z(x)$ est utilisée pour la fonction aléatoire (F.A).

$z(x)$ est utilisée pour la variable régionalisée (V.R).

III.3.2. But de la théorie des variables régionalisées

Le but de la théorie des variables régionalisées est résumé par Matheron. (1965) en trois (03) points essentiels :

- Définir les bases théoriques permettant de caractériser les structures des phénomènes naturels sous une forme mathématique,
- La résolution des problèmes d'estimation, qui se posent par des moyens pratiques,
- Elle englobe toutes les possibilités ayant des surfaces les plus lisses jusqu'aux surfaces les plus accidentées.

III.3.3. Notion de moments

III.3.3.i. Moment d'ordre 1

Soit la variable aléatoire $Z(x)$ qui décrit le phénomène sur le domaine d'étude.

L'espérance mathématique de la variable aléatoire $Z(x)$ est une valeur qui joue le rôle de représentante de la moyenne des valeurs de $Z(x)$. Elle est notée $E(Z(x))$, tel que :

$$\boxed{E(Z(x))=m(x)} \quad (III.1)$$

III.3.3.ii. Moment d'ordre 2

Les trois moments d'ordre 2 considérés par la géostatistique sont :

- **La Variance**

Défini comme étant le moment d'ordre 2 centré autour de l'espérance m .

$$\boxed{\text{Var}(Z(x))=E((Z(x)-m)^2)} \quad (III.2)$$

- **La covariance**

Si l'on a pour deux variables aléatoires $z(x_1)$ et $z(x_2)$ ont des variances, ils ont aussi une covariance (Journal 1970).

$$\text{Cov}(z(x_1), z(x_2)) = E[(z(x_1) - m_1)(z(x_2) - m_2)] \quad (\text{III.3})$$

Remarque

- Si $z(x_1)$ et $z(x_2)$ sont indépendantes alors $\text{cov}(z(x_1), z(x_2))=0$ d'où les deux variables sont dits corrélés.
- Si $\text{cov}(z(x_1), z(x_2)) \neq 0$; alors les deux variables sont dépendantes.

- **Le variogramme**

Définit comme étant la variance de l'accroissement $(Z(x_1) - Z(x_2))$ l'expression mathématique de ce variogramme sera développé dans le paragraphe (III.4).

III.3.4. Conception de fonction aléatoire (FA)

Une variable aléatoire est une variable qui prend un certain nombre de valeurs numériques selon une certaine loi de distribution de probabilité (Bouhouhou, 1991).

Dans notre étude, les données de la charge hydraulique sont les variables, chaque valeur de $Z(x)$ est considérée comme étant une réalisation d'une variable aléatoire, et l'ensemble des variables aléatoires est appelé Fonction Aléatoire (F.A).

III.3.5. Hypothèses sur la fonction aléatoire

Théoriquement il faut disposer d'un nombre suffisant de réalisation pour l'inférence statistique (Matheron, 1965), or la fonction numérique n'est assez connue ni dans le temps, ni dans l'espace (connue seulement aux points de sondage).

L'inférence apporte des hypothèses sur la fonction aléatoire en enlevant cette impossibilité, mais ces hypothèses restent suffisamment faibles pour englober le maximum de problèmes pratiques (G. de Marsily 1981).

Les hypothèses sont :

- Hypothèse de stationnarité,
- Hypothèse d'ergodicité,
- Hypothèse intrinsèque.

III.3.5.i. Hypothèse de stationnarité

La stationnarité d'un phénomène exprime son homogénéité spatiale qui fait qu'il se répète lui même en quelque sorte dans l'espace (Delhomme, 1976).

Une fonction aléatoire est dite stationnaire, si la loi de probabilité des valeurs prises par cette fonction en x points est invariante par translation de l'ensemble de ces points.

L'espérance mathématique est constante et indépendante de x

$$E(Z(x))=m \quad (III.4)$$

La covariance entre les points x_i, x_j est dépendante uniquement du vecteur distance h séparant les points x_i, x_j .

$$E\left[(Z(x_i) - m)(Z(x_j) - m)\right] = C(x_i, y_j) \quad (III.5)$$

où

x_i : point de coordonnées (x_i, y_i) .

x_j : point de coordonnées (x_j, y_j)

m : moyenne de $z(x)$

$C(x_i, x_j)$ covariance entre les points x_i, x_j .

L'hypothèse de stationnarité est très forte, elle se vérifie très rarement en réalité, étant donné la capacité de dispersion très grande des phénomènes naturels (G.Briere, BRGM in Azouzi 1993).

C'est pourquoi au lieu d'exiger la stationnarité de la (F.A), on impose seulement que les accroissements de cette (F.A) d'être stationnaire d'ordre 2., c'est qu'on appelle : hypothèse intrinsèque.

Mais avant d'aborder l'hypothèse intrinsèque, notons qu'une autre hypothèse appelée : hypothèse d'ergodicité a été imposée pour faciliter le travail.

III.3.5.ii. Hypothèse d'ergodicité

Cette hypothèse consiste à supposer que la réalisation unique étudiée suffit à rendre compte de l'ensemble des réalisations éventuelles (BRIERE, REZAK, 1982 in AZZOUZI 1993).

L'hypothèse d'ergodicité permet alors de déterminer la loi de probabilité de la fonction aléatoire par la connaissance d'une seule réalisation.

III.3.5.iii. Hypothèse intrinsèque

Une fonction aléatoire admet l'hypothèse intrinsèque, si les accroissements de la variable régionalisée $(Z(x+h)-Z(x))$ sont localement stationnaire, autrement dit l'accroissement $(Z(x+h)-Z(x))$ possède une espérance mathématique nulle et une variance indépendante de point x .

Alors, on a :

$$\begin{array}{l} E(Z(x+h)-Z(x))=0 \\ \text{et} \\ \text{Var}(Z(x+h)-Z(x))=2 \gamma (h) \end{array} \quad \text{(III.6)}$$

avec

E : Espérance mathématique.

Var : variance.

$\gamma (h)$: fonction demi-variogramme.

La fonction aléatoire correspondante est dite fonction aléatoire intrinsèque (FAI).

III.4. VARIOGRAMME

III.4.1. Définition

Le variogramme est l'outil de base de la géostatistique, il représente la variance des accroissements de la variabilité $Z(x)$ quand x se déplace à travers tout le domaine de définition, le vecteur de translation (h) constant en module et en direction (G.MATHERON, 1965).

Le variogramme d'une fonction aléatoire intrinsèque est défini comme suit :

$$\gamma (h)=\frac{1}{2} \text{Var}(Z(x_i+h)-Z(x_i)) \quad \text{(III.7)}$$

Sous l'hypothèse intrinsèque :

$$E(Z(x_i+h)-Z(x_i))=0$$

on obtient

$$\gamma (h)=\frac{1}{2} E\left((Z(x_i+h)-Z(x_i))^2\right) \quad \text{(III.8)}$$

Donc $\gamma(h)$ est le demi accroissement quadratique moyen entre deux points distants de h .

III.4.2. Détermination du variogramme

Pour un paramètre se déployant dans un espace bidimensionnel, son variogramme expérimental est calculé par l'expression

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [Z(x_i + h) - Z(x_i)]^2 \quad (\text{III.9})$$

avec

$N(h)$: nombre de couples distants de h .

$z(x_i+h)$; $z(x_i)$: valeurs mesurées aux points x_i+h , x_i

Le calcul du variogramme se fait à partir d'un échantillonnage des points de mesures z_i , en définissant un certain nombre de classes, puis on y range tous les couples formés par les points échantillonnés c'est à dire $n(n-1)/2$ couples (H.Beucher ; DELHOMME ; de MARSILY 1991) alors, on calcule pour chaque classe

La distance moyenne h ,

Le variogramme.

Le nombre de couples présents dans la classe, à ce propos (DELHOMME, 1976 et HUGBREGHS, 1978) recommandent un certain nombre de couples supérieurs à 50 pour chaque classe, et aussi le calcul $\gamma(h)$ nécessite un choix de pas de distance qui ne doit être ni trop petit, ni trop grand, s'il est trop petit, le nombre de couple dans chaque classe de distance sera trop faible pour l'estimation moyen de $\gamma(h)$, par contre s'il est très grand, le calcul prend en compte un nombre de couple important, cela entraîne un effet de lissage excessif du variogramme avec risque de supprimer certaines particularités de la structure spatiale de la variable, à ce propos (VOLTZ 1986, DOUX 1991) proposent une distance maximale qui ne doit pas dépasser le seuil défini par la moitié de la plus grande longueur de la surface d'échantillonnage.

L'expérience a montré qu'aux distances supérieures à cette limite (distance maximale), le variogramme expérimental calculé diverge du variogramme théorique (Abdou.97) différentes classes de direction géographique.

III.4.3. Caractéristiques du variogramme

Le variogramme est un modèle mathématique qui sera utilisé pour la résolution de tous les problèmes pratiques posés en géostatistique, il s'avère donc nécessaire de connaître quelques propriétés de cet outil.

Pour cela, on étudiera le comportement du variogramme à l'origine et à l'infini.

III.4.4. Comportement du variogramme à l'origine

Le comportement du variogramme au voisinage de zéro (origine) rend compte de la régularité et de la continuité dans l'espace de la variable étudiée)

Par ordre de régularité décroissante on distingue quatre types de comportements à l'origine de $\gamma(h)$:

a. Comportement parabolique

Cette allure parabolique à l'origine caractérise une variable dérivable et continue (fig.10), avec une variabilité spatiale hautement régulière

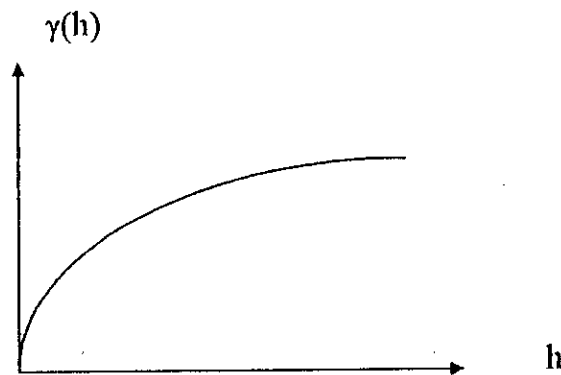


Fig.10 : Comportement parabolique (dérivable)

b. Comportement linéaire

L'allure linéaire caractérise une variable moins régulière que la première (fig.11).

La fonction $\gamma(h)$ n'est plus dérivable à l'origine, mais reste en $h=0$ et en tout h .

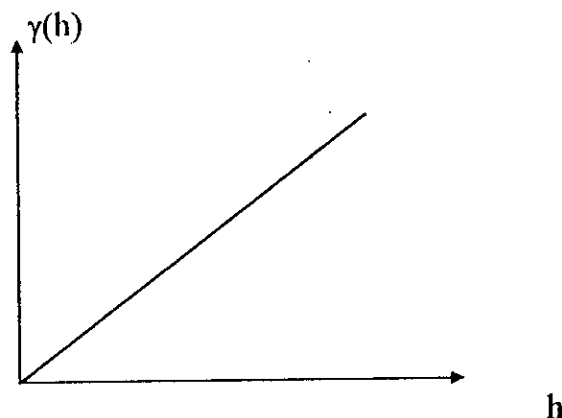


Fig.11 : Comportement linéaire

c. Discontinuité à l'origine

Théoriquement on devrait avoir $\gamma(h) = 0$ pour $h=0$, mais fréquemment présente une ordonnée à l'origine non nulle, cette quantité signifie l'effet de pépité (fig.12), cet effet de pépité est du soit :

- A une microrégionalisation.
- A des erreurs de mesures.

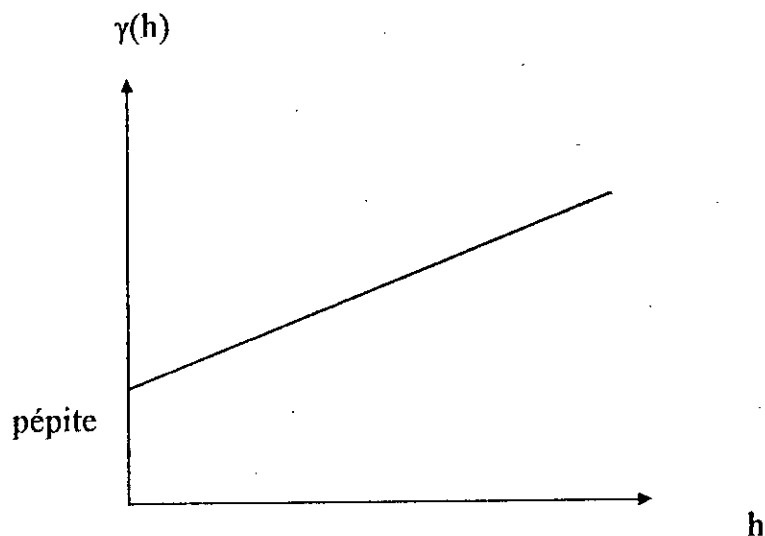


Fig.12 : Effet de pépité (partiel)

d. Aspect plat (effet de pépité pur)

Dans ce cas, la fonction $\gamma(h)$ se réduit à une droite parallèle à l'axe de distance (fig.13), autrement dit la structure de phénomène es aléatoire pur.

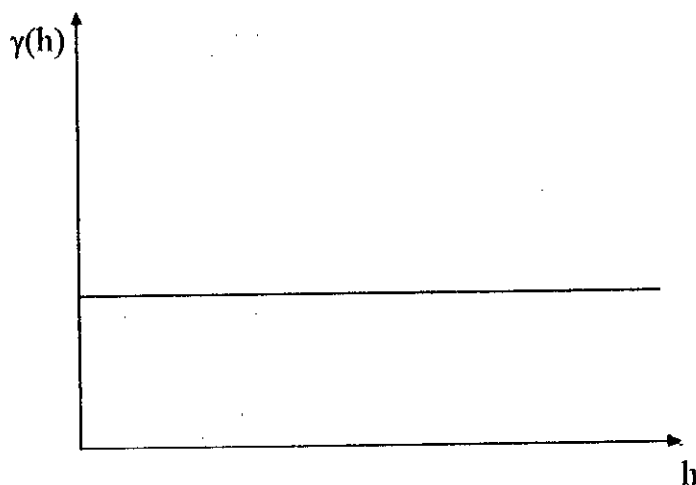


Fig.13 : Effet de pépité pur (Aléatoire)

III.4.5. Comportement à l'infini

Quand la distance h devient grande, le variogramme peut présenter deux (02) aspects à savoir :

a. Variogramme borné

Dans ce cas, le variogramme se stabilise autour d'une valeur limite appelée palier qui correspond à la variance et la distance à laquelle ce palier est atteint est appelée portée (fig. 14).

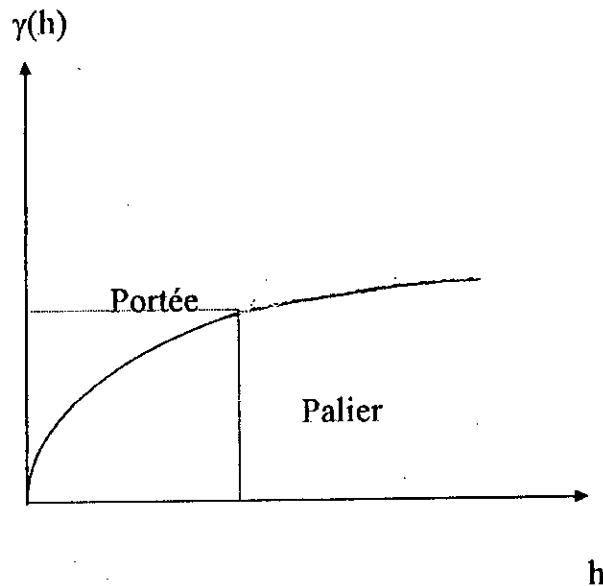


Fig.14 : Variogramme borné

b. Variogramme non borné

Le variogramme non borné indique que le champ a une variance infinie, et qu'une fonction de covariance n'existe pas, seule l'hypothèse intrinsèque est ici acceptable (fig. 15).

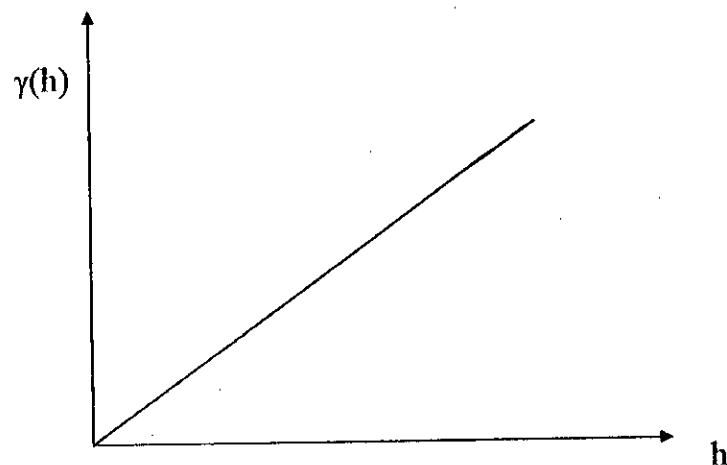


Fig.15 : Variogramme non borné

Remarque

Lorsque le variogramme est borné on montre que la covariance est simplement la symétrie avec une translation (Beucher, Delhomme, MARSILY, 1981) (fig.16). Quand la covariance existe, le variogramme existe et ces deux outils structuraux équivalents se déduisant l'un de l'autre par la relation suivante :

$$\gamma(h) = C(0) - C(h) \quad (\text{III.10})$$

ou

$\gamma(h)$: variogramme

$C(h)$: cov ($Z(x_i+h) - Z(x_i)$)

$C(0)$: covariance totale $\gamma(\infty)$; $C(0)$ palier

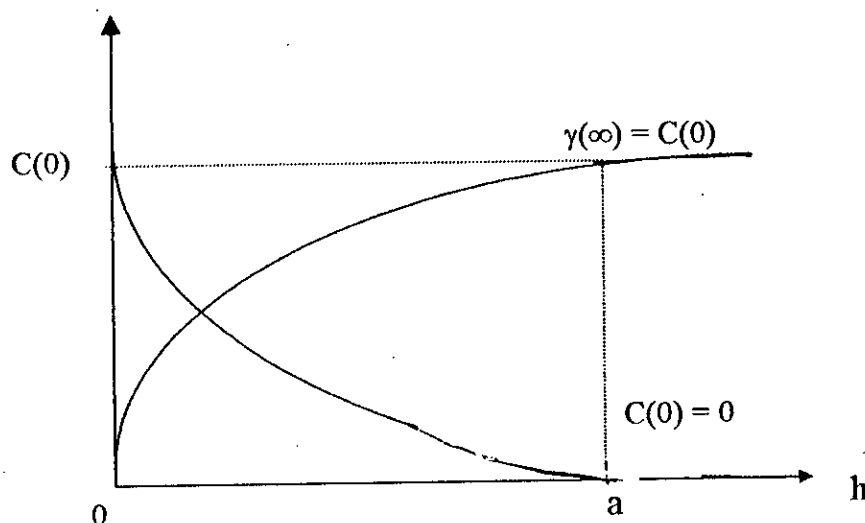


Fig.16 : covariance et variogramme

III.4.6. Comportements particuliers du variogramme

Le variogramme peut présenter des autres allures particuliers, on peut citer :

- Comportement périodique (fig.17).
- Structures gigones (fig.18).
- Effet de trou (fig.19).

Le comportement du variogramme (fig.19) indique l'existence de corrélation négative due à la présence des zones pauvres entourées par des zones riches (J.P. DelhommeE, 1976).

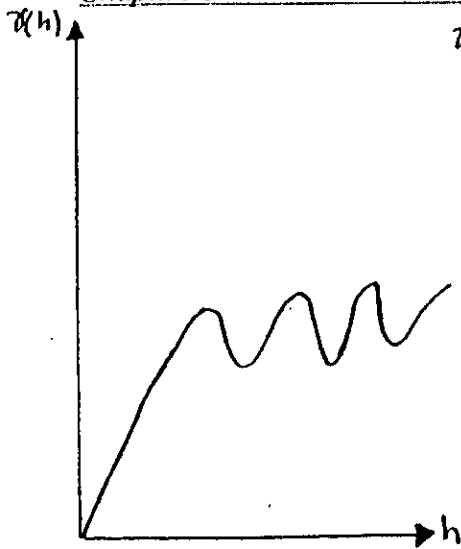


fig 17: Structures périodiques

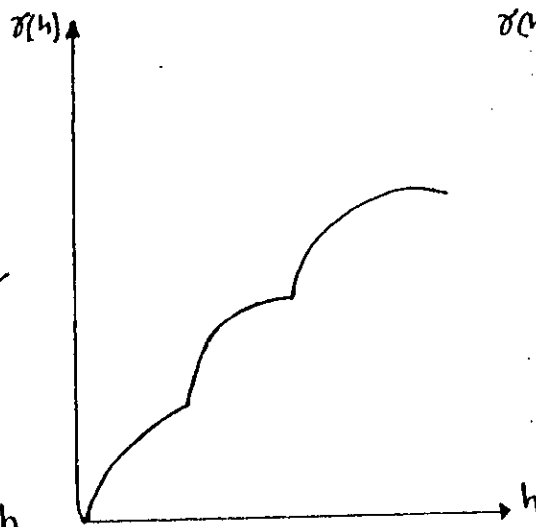


fig 18: Structures gigognes

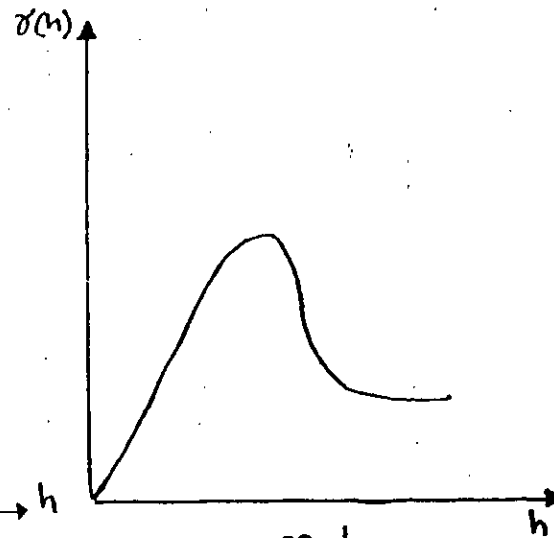


fig 19: effet de trou.

III.4.7. Modélisation du variogramme

III.4.7.1.i. Modélisation du variogramme expérimental

Pour pouvoir bien exploiter le variogramme et d'en tirer le maximum d'informations sur la structure du phénomène, il est nécessaire d'ajuster le graphe du variogramme par un modèle théorique connu.

Les modèles d'ajustements du variogramme les plus fréquentes utilisés sont :

a. Modèle linéaire en h^λ

$$\gamma(h) = \omega |h|^\lambda$$

Le modèle linéaire est un modèle sans palier (Fig.20)

b. Modèle sphérique

$$\gamma(h) = \omega \left(\frac{3|h|}{2a} - \frac{1}{2} \left(\frac{|h|}{a} \right)^3 \right) \text{ pour } h \leq a$$

et

$$\gamma(h) = \omega \text{ pour } h > a$$

Ce modèle présente un schémas de transition à palier avec un comportement linéaire à l'origine.(Fig.21)

c. Modèle exponentiel

$$\gamma(h) = \omega \left(1 - \exp\left(-\frac{h}{a}\right) \right)$$

C'est un schéma de transition à palier avec un comportement linéaire à l'origine (Fig.22).

d. Modèle gaussien

$$\gamma(h) = \omega \left(1 - \exp\left(-\frac{h^2}{a}\right) \right)$$

Le modèle gaussien présente un schéma de transition à palier avec un comportement parabolique à l'origine (Fig.23).

avec

$\gamma(h)$: Variogramme.

ω : Le palier de la fonction

a : représente la portée du variogramme

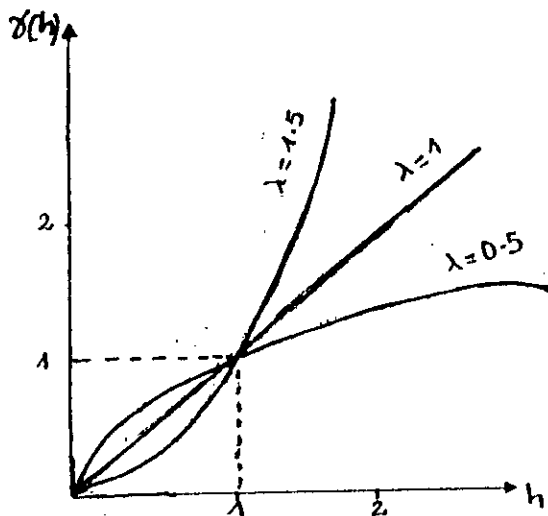


Fig.20 : Modèle linéaire en h^λ
 $\gamma(h) = \omega |h^\lambda|$

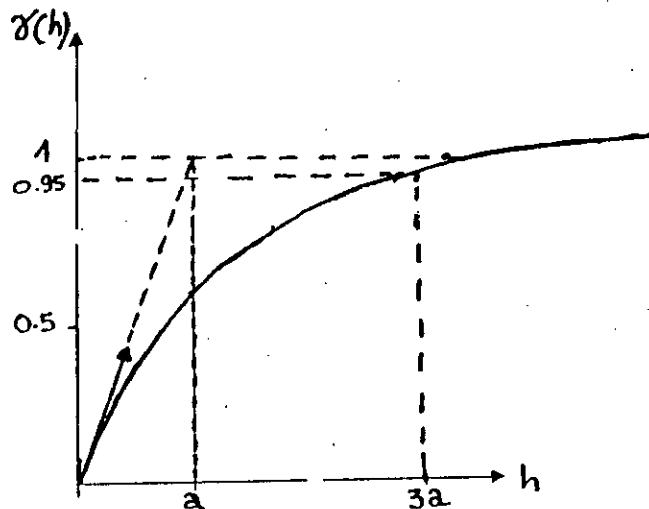


Fig.22: Modèle exponentiel
 $\gamma(h) = \omega(1 - \exp(-h/a))$

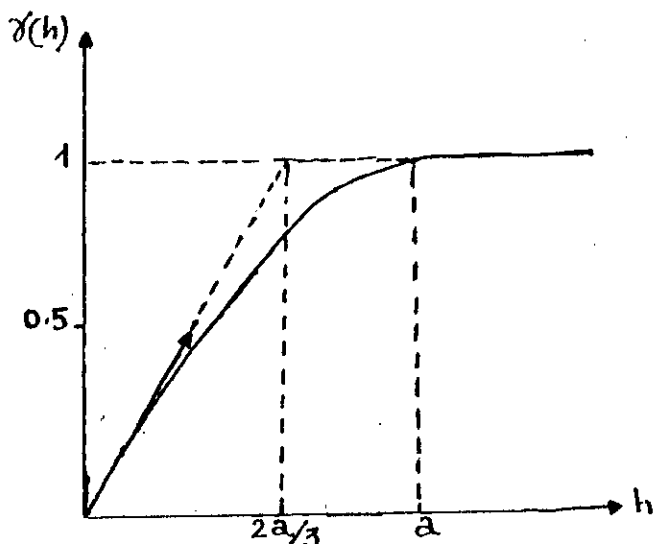


Fig.21 : Modèle sphérique

$$\gamma(h) = \omega \left(\frac{3|h|}{2a} - \frac{1}{2} \left(\frac{|h|}{a} \right)^3 \right) \text{ si } h \leq a$$

$$\gamma(h) = \omega \quad \text{si } h > a$$

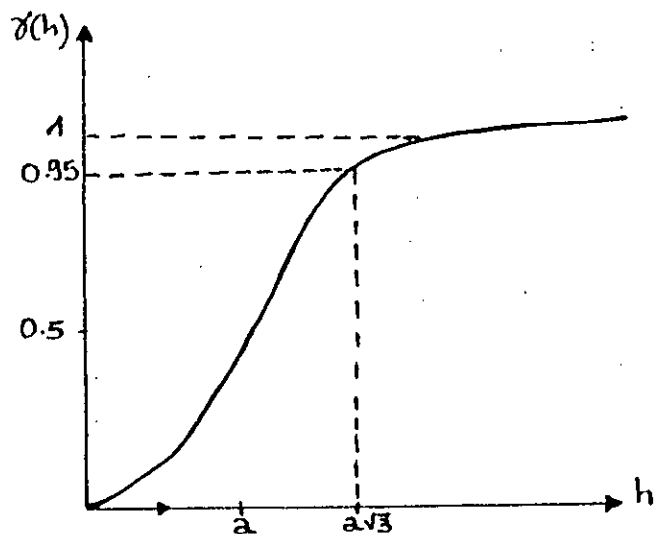


Fig.23 : Modèle gaussien

$$\gamma(h) = \omega \left(1 - \exp\left(-\frac{h^2}{a^2}\right) \right)$$

Principaux modèles de variogramme (Delhomme, 1976)

III.4.7. ii. Vérification de la validité du modèle

Une fois que le graphe expérimental du variogramme est ajusté à un modèle théorique, il est plus commode de confirmer qu'un tel modèle est adéquat au phénomène étudié, pour être utilisé par la suite dans la résolution du problème d'estimation par Krigeage.

Une vérification consiste à estimer par Krigeage chaque valeur comme $Z(x)$ par la combinaison linéaire des autres valeurs disponibles. On dispose à la fois de la variance d'estimation théorique du Krigeage " σ_k^2 " et de l'erreur expérimentale $(Z^*(x_i) - Z(x_i))$ en chaque point x_i .

On dit qu'on a un bon ajustement si :

- La moyenne de non biais tend vers 0.

$$m = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Z^*(x_i) - Z(x_i)) \rightarrow 0 \quad (\text{III.11})$$

- Le rapport de variance tend vers 1

$$g = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left[\frac{Z^*(x_i) - Z(x_i)}{\sigma_k} \right]^2 \rightarrow 1 \quad (\text{III.12})$$

Où

σ_k^2 : est la variance du Krigeage (variance d'estimation).

III.5. ESTIMATION

III.5.1. Définition du problème d'estimation

Le problème d'estimation consiste à déterminer la valeur de la quantité z_0 pour un point quelconque qui n'a pas été mesuré, en utilisant les valeurs disponibles. Alors pour estimer la valeur z_0 au point x_0 , plusieurs méthodes peuvent être utilisées parmi ces différentes méthodes on trouve :

- Méthodes d'estimation analytique (non probabilistes).
- Méthodes d'estimation probabilistes (Krigeage).

III.5.2. Méthodes d'estimation analytiques (non probabilistes)

Il existe une multitude de méthodes d'interpolation déterministes les plus utilisées sont :

- Méthode d'interpolation linéaire par triangulation,
- Méthode d'interpolation polynomiale,
- Méthode d'interpolation par moindres carrées,
- Méthodes de pondération.

Nous donnerons dans ce qui suit, une description sommaire des principes de ces méthodes

III.5.2.1. Méthode d'interpolation linéaire par triangulation

Cette méthode consiste à former un réseau de triangles (G. Castany.1982) dont les sommets sont représentés par les points mesurés les plus proches, le tracé des courbes isovaleurs se fait entre les points des sommets à travers les côtés de ces triangles.

III.5.2.2. Méthode d'interpolation polynomiale

La méthode consiste à ajuster, une fonction polynomiale aux données expérimentales x et y (mesurés) supposées être régulières.

$$Z(x, y) = \sum_{i=1}^n A_i P_i(X, Y) \quad (\text{III.13})$$

Où

$Z(x, y)$: représente l'estimation au point de coordonnées x et y ,

A_i : coefficient d'ajustement,

$P_i(x, y)$ représente le polynôme de degré " i "

L'utilisation de cette méthode est difficile, car elle suppose que les données sont bien réparties avec une structure régulière, ce qui n'est pas toujours le cas.

III.5.2.3. Méthodes d'interpolation par moindres carrées

Les moindres carrées est une technique d'interpolation, basée sur une hypothèse, qui considère le phénomène réel est en fait régulier, mais qu'il est affecté d'une erreur $\varepsilon(x)$ de moyenne nulle et sans autocorrélation spatiale.

On a

$$Z(x) = m(x) + \varepsilon(x) \quad (\text{III.14})$$

Où

$m(x)$ peut prendre un modèle généralement polynomial.

La méthode des moindres carrés consiste à minimiser la somme des carrés des écarts entre valeur expérimentale et valeur estimée par le modèle choisi.

$$\boxed{\sum [z^*(x) - z(x)]^2} \text{ Minimum} \tag{III.15}$$

III.5.2.4. Méthode de pondération

Les méthodes de pondération sont un ensemble de techniques basées essentiellement sur une hypothèse d'homogénéité du phénomène. Ces méthodes sont destinées à calculer la valeur d'une variable spatial $Z(x)$ par la moyenne pondérée des autres valeurs échantillonnées, parmi ces méthodes on a :

- a. Méthode des polygones de Thiessen
- b. Méthode de pondération en fonction de la distance.

a. Méthode des polygones de Thiessen

C'est une méthode géométrique assez arbitraire, elle consiste à déterminer un certain nombre de polygones formés à partir des médiatrices des droites reliant les points adjacents (REMINIERAS, 1986), la valeur expérimentale Z est supposée être la moyenne représentative de polygones si :

$$\boxed{\bar{Z}_i = \frac{\sum S_i Z_i}{S_T}} \tag{III.16}$$

où

S_i : surface du polygone élémentaire.

S_T : surface totale du domaine d'étude.

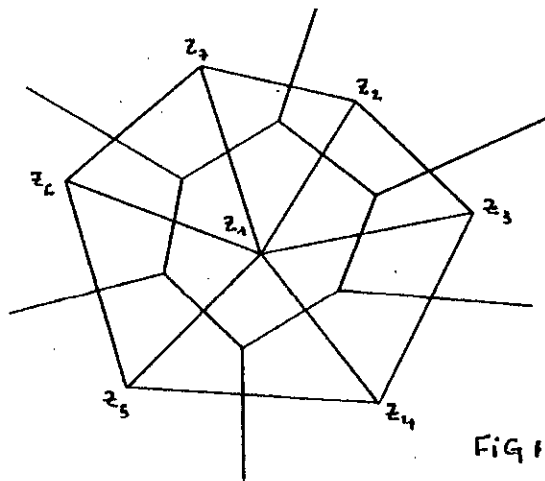


Fig 124 : - polygones de Thiessen.

Cette méthode présente deux inconvénients majeurs l'un est dû à sa relative difficulté de mise en œuvre notamment lorsqu'on a des lacunes de mesure dans certains points.

L'autre c'est qu'elle a été conçue pour être utilisée à grande échelle dans des régions, où le phénomène est homogène.

b. Méthode de pondération en fonction de la distance

Dans ce cas la valeur de Z non échantillonnée peut être estimée en fonction de la distance "d" qui sépare Z_0 et les points expérimentaux Z_i .

où

$$Z_0 = \frac{\sum g(d_i)Z_i}{\sum g(d_i)} \quad (\text{III.17})$$

avec

$g(d_i)$: fonction de pondération,

d_i : distance séparant le point Z_0 et le point Z_i

On peut citer parmi les fonctions de pondération les plus connues :

$g(d) = 1/d$: interpolation par inverse des distances.

$g(d) = 1/d^2$: interpolation par inverse des carrés des distances.

Conclusion

Les méthodes analytiques présentent des inconvénients lors de l'estimation des phénomènes naturels. Parmi ces inconvénients on cite :

- Les procédés analytiques ne donnent pas la variance de l'estimation pour déterminer l'intervalle de confiance pour chaque valeur estimée.
- Les méthodes analytiques ne tiennent pas compte de la structure spatiale du phénomène.

Pour palier à l'handicap des méthodes analytiques, les méthodes probabilistes par les procédés géostatistique devient inévitable.

III.5.3. Krigeage

Le krigeage est une technique de détermination des coefficients de pondération pour l'estimateur optimal (Dupuy, 1969 in Azzouzi, 1993).

Où

$$Z_0^* = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z_i \quad (\text{III.18})$$

avec

 Z_0^* : estimateur au point x_0 . Z_i : valeur observée au point i λ_i : coefficient de pondération. n : nombre de points observés

Il s'agit donc, de déterminer les points de pondération, qui donneront la meilleure estimation Z_0 au point x_0 .

On distingue deux types de krigeage :

- krigeage simple (cas stationnaire)
- krigeage universel (cas non-stationnaire).

III.5.3 i. Krigeage simple

Ce type de krigeage s'effectue dans la condition de non biais, où l'espérance mathématique est supposée être constante et égale à m , et la condition d'optimalité de l'estimateur.

- Condition de non biais

$$E(Z_0^* - Z_0) = 0 \quad (\text{III.19})$$

- Condition d'optimalité :

$$\text{Var}(Z_0^* - Z_0) = 0 \quad \text{minimum} \quad (\text{III.20})$$

La variance d'estimation doit être minimale.

En développant l'équation (20), et en introduisant la définition du variogramme (voir annexe 1) on obtient :

$$E((Z_0^* - Z_0)^2) = - \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \lambda_i \lambda_j \gamma(x_i - x_j) + 2 \sum_{i=1}^n \lambda_i \gamma(x_i - x_0) \quad (\text{III.21})$$

Nous remarquons bien que la condition d'optimalité est exprimée en fonction du variogramme γ .

Sous la condition de non biais de l'estimateur ($\sum \lambda_i = 1$), on introduit le multiplicateur de lagrange (μ) pour obtenir le minimum de $E((Z_0^* - Z_0)^2) - \mu/2(\sum \lambda_i - 1)$, après qu'on annule les dérivées partielles par rapport à λ_i et μ , ce qui donne :

$$\begin{cases} \sum_{j=1}^n \lambda_j \gamma(x_i - x_j) + \mu = \gamma(x_i - x_0) \\ \sum_{j=1}^n \lambda_j = 1 \end{cases} \quad i = 1, n \quad \text{(III.22)}$$

Le système (22) est un système linéaire de (n+1) équations à (n+1) inconnus (les λ_i et μ).

On pose :

$$\gamma_{ij} = \gamma(x_i - x_j)$$

Le système (22), s'écrit sous la forme matricielle suivante :

$$\begin{bmatrix} 0 & \gamma_{12} & \gamma_{13} & \dots & \gamma_{1n} & 1 \\ \gamma_{21} & 0 & \gamma_{23} & \dots & \gamma_{2n} & 1 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ \gamma_{n1} & \gamma_{n2} & \gamma_{n3} & \dots & 0 & 1 \\ 1 & 1 & 1 & \dots & 1 & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \lambda_1 \\ \lambda_2 \\ \dots \\ \lambda_n \\ \mu \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \gamma_{10} \\ \gamma_2 \\ \dots \\ \gamma_{n0} \\ 1 \end{bmatrix}$$

avec $\gamma_{ii} = \gamma(0) = 0$.

Il y a autant de système de krigeage que de points à estimer. Le variogramme, étant défini positif le système possédera une solution unique. Pour déterminer la valeur Z_0 au point x_0 on remplace les λ_i ($i=1, n$) calculées dans l'expression de l'estimateur.

III.5.3.ii. Calcul de la variance d'estimation

En remplaçant l'expression (22) dans l'équation (21) on obtient :

$$\text{Var}(Z_0^* - Z_0) = E((Z_0^* - Z_0)^2) = \sum_{i=1}^n \lambda_i \gamma(x_i - x_0) + \mu \quad \text{(III.23)}$$

l'écart type sera donné par :

$$\sigma = \sqrt{\text{Var}(Z_0^* - Z_0)} = \sqrt{\sum_{i=1}^n \lambda_i \gamma(X_i - X_0) + \mu} \quad (\text{III.24})$$

La connaissance de la variance d'estimation donnée par l'équation (23) n'est pas suffisante pour déterminer l'intervalle de confiance de l'estimateur. Dans l'hypothèse de la loi de distribution normale (Gaussienne) des erreurs d'estimation l'intervalle de confiance à 95% s'écrit

$$Z_0 = Z_0^* \pm 2\sigma = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z_i \pm \sigma \quad (\text{III.25})$$

III.5.3iii. Krigeage universel

Dans le cas des phénomènes non stationnaires où l'hypothèse intrinsèque n'est plus vérifiée, et par conséquent la moyenne n'est plus constante et la variogramme n'est pas seulement fonction de h , la technique du krigeage universel est souvent utilisée mais seulement ce cas de krigeage ne sera pas étudié dans notre travail.

CHAPITRE IV

IV.1. INTRODUCTION

L'analyse statistique est de plus en plus utilisée dans le domaine de l'hydrogéologie. Elle a pour but l'extraction d'informations à partir des séries de données. Cette analyse est très utile en géostatistique, telle qu'elle nous renseigne approximativement sur la structure des données et leurs distribution spatiales.

IV.2. ACQUISITION ET CRITIQUE DES DONNEES

IV.2.1. Acquisition

IV.2.1.1. Charges hydrauliques

Du point de vue physique, la charge hydraulique et le niveau piézométrique ne présentent pas la même signification (Castany, 1982), tel que le niveau piézométrique est mesuré par une altitude du plan d'eau, et la charge hydraulique est le poids de la colonne d'eau au dessus du niveau de référence. Seulement, dans la plupart du temps, la mesure des niveaux piézométriques est accessible sur le terrain. Les niveaux piézométriques nous permettent de calculer le gradient hydraulique, et de ce fait déterminer le sens d'écoulement des eaux souterraines.

Pour ce qui est de notre étude, nous disposons de 84 points de mesures. Ces dernières proviennent de la campagne piézométrique effectuée par l'A.N.R.H en 1983.

Ces points sont répartis de manière régulière sur toute la plaine de Soummam (voir fig.5).

Les données relatives aux différents points d'eaux sont rassemblées dans le fichier de données (voir annexe 2).

IV.2.1.2. Critique

Une critique des séries de données est indispensable, avant de les utiliser dans leurs champs d'application.

Cette critique préliminaire consiste à corriger certaines anomalies, et fournir des explications à l'étude ultérieure.

IV.3. LES TESTS STATISTIQUES

Un test statistique est une démarche qui a pour but de fournir une règle de décision permettant, sur la base de résultats d'échantillon, de faire un choix entre deux hypothèses statistiques.

Pour mieux connaître la distribution spatiale des données expérimentales, on fait appel aux tests suivants :

- Test d'homogénéité,
- Test d'indépendance,
- Test de singularité,

IV.3.1. Test d'homogénéité

On dit qu'un échantillon est homogène si les éléments constitutifs de cet échantillon appartiennent tous à la même population. Pour pouvoir conclure que l'échantillon est homogène ou non, le test de Wilcoxon-Mann-Whitney, (1947) est souvent utilisé.

Le principe de ce test consiste à partager l'échantillon de taille N en deux sous échantillons de tailles P et Q respectivement.

Soient $(X_1, X_2, X_3, \dots, X_p)$ et $(Y_1, Y_2, Y_3, \dots, Y_q)$ les deux sous échantillons.

Ce test repose sur l'idée que si l'on ordonne le tout par valeurs croissantes, on doit obtenir un mélange homogène.

Pour cela les deux suites étant ordonnées, on compte le nombre de couples (X_i, Y_i) où X_i a un rang plus grand que Y_i (ou bien tel que $X_i > Y_i$ si X et Y sont quantitatives).

Soit U ce nombre, U varie de 0 à P*Q.

Si les deux distributions sont issues de la même population alors la moyenne et la variance de U sont données par :

$$\left\{ \begin{array}{l} \bar{U} = E(U) = \frac{P * Q}{2} \\ \text{et} \\ \text{Var}(U) = \frac{P * Q(P + Q + 1)}{12} \end{array} \right. \quad \begin{array}{l} \text{IV - 1} \\ \\ \text{IV - 2} \end{array}$$

et U est Gaussien. L'approximation étant excellente dès que P et Q sont supérieurs ou égaux à 8.

Pour un test de degré de signification α , la quantité $\frac{|U - E(U)|}{\sqrt{\text{var}(U)}}$ est comparée à la variable $U_{\alpha/2}$. (SAPORTA, 1978).

Si $\frac{|U - E(U)|}{\sqrt{\text{var}(U)}} < U_{\alpha/2}$ alors le test d'homogénéité à $\alpha\%$ du niveau de signification est accepté.

Avec

α : niveau de signification.

$U_{\alpha/2}$: La variable de la loi normale N(0, 1) correspondant à la probabilité au dépassement égale à $\alpha/2$.

IV.3.2. Test d'indépendance

Ce test a été élaboré en 1943 par Wold et Wolfowitz. Il est utilisé par un échantillon de taille "N".

Ce test considère la statistique R pour un échantillon de taille N tel :

$$R = X_1 * X_{i+1} + \sum_{i=1}^{N-1} X_i * X_{i+1} \quad \text{IV-3}$$

avec :

X_i : la valeur de l'observation i.

X_{i+1} : la valeur de l'observation i+1.

Dans le cas où les éléments de l'échantillon sont indépendants, R soit une distribution normale de moyenne et de variance, respectivement, égale à :

$$\left\{ \begin{array}{l} \bar{R} = \frac{S_1^2 - S_2}{N-1} \\ \text{et} \end{array} \right. \quad \text{IV-4}$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \text{Var}(R) = \frac{S_2^2 - S_4}{N-1} - \bar{R}^2 + \frac{S_1^4 + 4(S_1 S_3 - S_1^2 S_2) + S_2^2 - 2S_4}{(N-1)(N-2)} \end{array} \right. \quad \text{IV-5}$$

tel que :

$$S_K = N m_K,$$

$$m_K = \sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})^K,$$

m_K : moment d'ordre k,

\bar{X} : moyenne.

la valeur $U = \frac{|R - \bar{R}|}{\sqrt{\text{Var}(R)}}$ suit une distribution normale standardisée $N(0, 1)$.

Pour un seuil de signification $\alpha\%$, on accepte l'hypothèse d'indépendance si :

$$\frac{|R - \bar{R}|}{\sqrt{\text{Var}(R)}} < U_{\alpha/2} \quad (\text{HAMPLAOUI, 1995}).$$

avec

α : niveau de signification

$U_{\alpha/2}$: la valeur normale standard de la loi normale $N(0, 1)$ correspondant à la probabilité de dépassement égale à $\alpha/2$

IV.3.3. Test de singularité (Test de Grubs et Beck 1972)

Ce permet de mettre en évidence les points singuliers de la série statistique. Pour appliquer ce test, on calcul les quantité suivantes : (HAMLAOUI, 1995)

$$X_L = \exp(\bar{X} - KS) \tag{IV-6}$$

$$X_H = \exp(\bar{X} + KS) \tag{IV-7}$$

tel que :

X_L : limite inférieure.

X_H : limite supérieure.

\bar{X} , S : sont respectivement la moyenne et la variance des logarithmes naturels des éléments de l'échantillon.

K_n : est la valeur statistique du test de Grubs et Beck, tabulée pour différents tailles d'échantillons de niveau de signification donné.

Au niveau de signification de 10%, K_n est donné approximativement par le polynome proposé par PILTON et COLL 1985

$$K_n = 3.62201 + 6.28446 * N^{0.25} - 2.49835 * N^{0.50} + 0.491436 * N^{0.75} - 0.037911 * N$$

avec

N : taille de l'échantillon

IV.4. RESULTATS DES TESTS STATISTIQUES

IV.4.1. L'homogénéité

Variable	H ₁	H ₂
$U_{calculé}$	6.68	7.01
$U_{\alpha/2} (\alpha=5\%)$	1.96	1.96

Tableau 1 : Test d'homogénéité

L'hétérogénéité apparaît sur les observations suite à la dispersion caractérisée par un écart type élevé.

Cette dispersion est liée au caractère fluctuant de la charge hydraulique dû à l'aspect aléatoire du régime d'alimentation par les pluies d'une part, et celui du pompage effectué sur l'aquifère de la soummam d'autre part.

IV.4.2. Test d'indépendance

Il a été accepté pour les deux échantillons à un niveau de signification $\alpha=5\%$. Ce qui confirme ainsi que les variables spatialement distribuées sont indépendantes.

Variable	H ₁	H ₂
U _{calculé}	0.37	0.34
U _{$\alpha/2$ ($\alpha=5\%$)}	1.96	1.96

Tableau 2 : Test d'indépendance

U : statistique du test d'indépendance de Wold-Wolfowitz.

IV.4.3. Test de singularité

Les résultats de ce test sont résumés dans le tableau ci-dessous :

Variable	Valeur minimale X _L	Valeur maximale X _h	Valeur singulière
H ₁	0.092	1221.75	-
H ₂	0.16	1023.60	0.14

Tableau 3 : Test de singularité

• Ajustement aux lois de probabilités :

L'ajustement a pour objectif principal de vérifier qu'un échantillon provient ou non d'une variable aléatoire de distribution connue. En géostatistique, la connaissance de la loi de distribution des paramètres est indispensable, signalons toutefois que dans ce domaine les lois normale et log normale sont souvent traitées.

L'analyse de la répartition graphique des charges hydrauliques H₁ et H₂ en fonction de leurs fréquences relatives fig(%) et fig(e) montre bien un comportement de symétrie. Ce qui nous laisse évidemment à penser que la loi qui s'adopte le mieux dans ce cas est la loi normale.

Les diagrammes représentant les variables H₁ et H₂ en fonction de leurs fréquences cumulées fig(%) et fig(e) (droite d'Henry) ainsi que l'ajustement à la loi normale obtenu par le logiciel (hydrolab) montrent bien la normalité de la distribution.

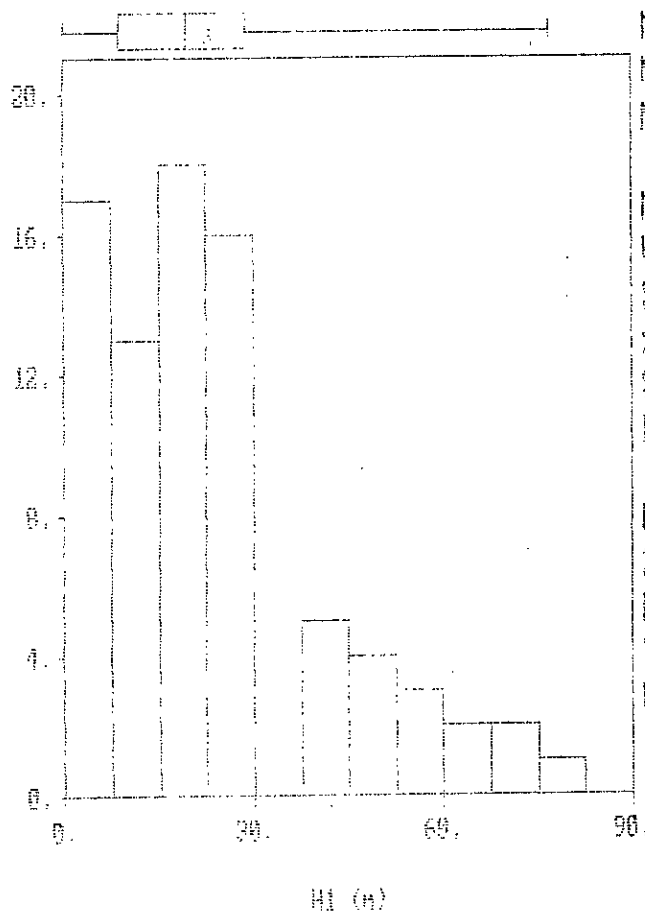
Remarque

Les différents histogrammes ainsi que les diagrammes représentant les variables H₁ et H₂ en fonction de leurs fréquences cumulées sont établis par le logiciel : GEO-EAS.

FIG. 25 HISTOGRAMA DE LA FRECUENCIA DE LA CARGA (HI).

Data file: seuman.dat

Statistics

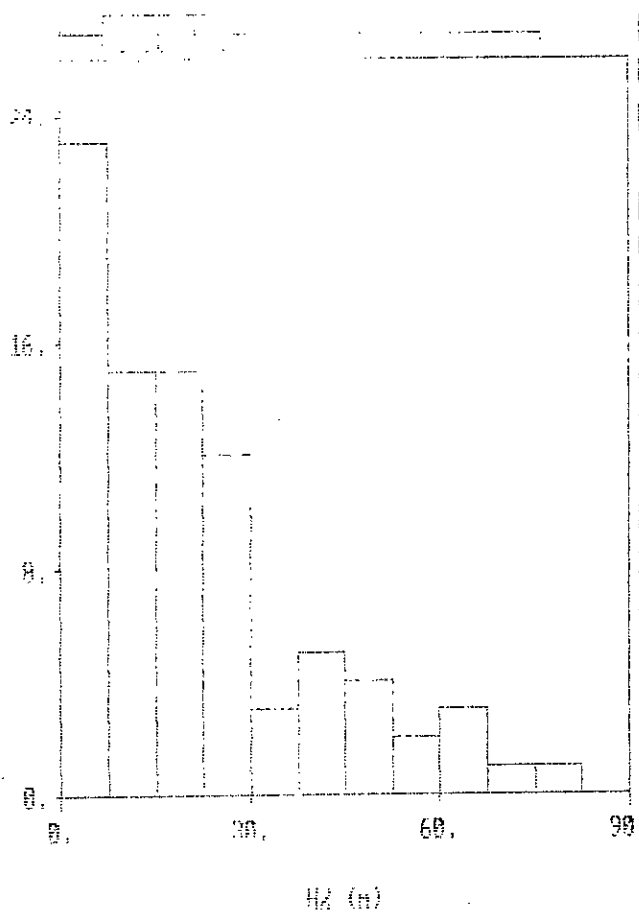


N Total :	84
N Miss :	0
N Used :	84
Mean :	23.041
Variance :	342.326
Std. Dev :	18.502
% C.V. :	80.301
Skeuiness :	.977
Kurtosis :	3.412
Minimum :	.020
25th % :	8.680
Median :	19.455
75th % :	28.730
Maximum :	26.770

FIG. 26: Histogramme de la fréquence de la classe (Hz).

Net: C:\... \... \... \...

Statistica



N Total :	84
N Miss :	0
N Used :	84
Mean :	21.186
Variance :	356.273
Std. Dev :	18.875
% C.V. :	89.093
Skewness :	1.026
Kurtosis :	3.353
Minimum :	.000
25th % :	6.780
Median :	15.590
75th % :	27.520
Maximum :	76.020

Fig.27 : Ajustement de la charge hydraulique H1 à une loi normale

Ajustement à une loi Normale

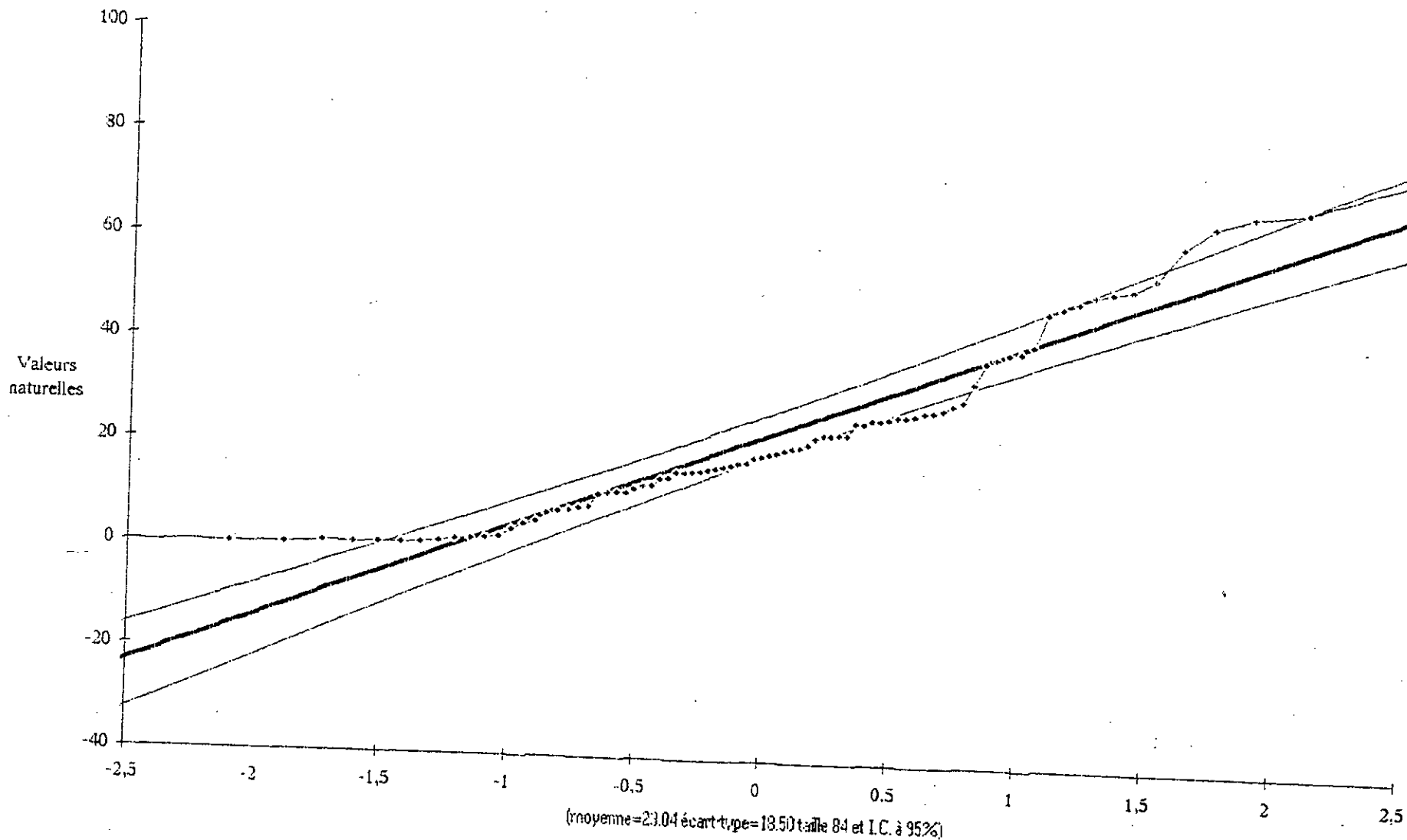
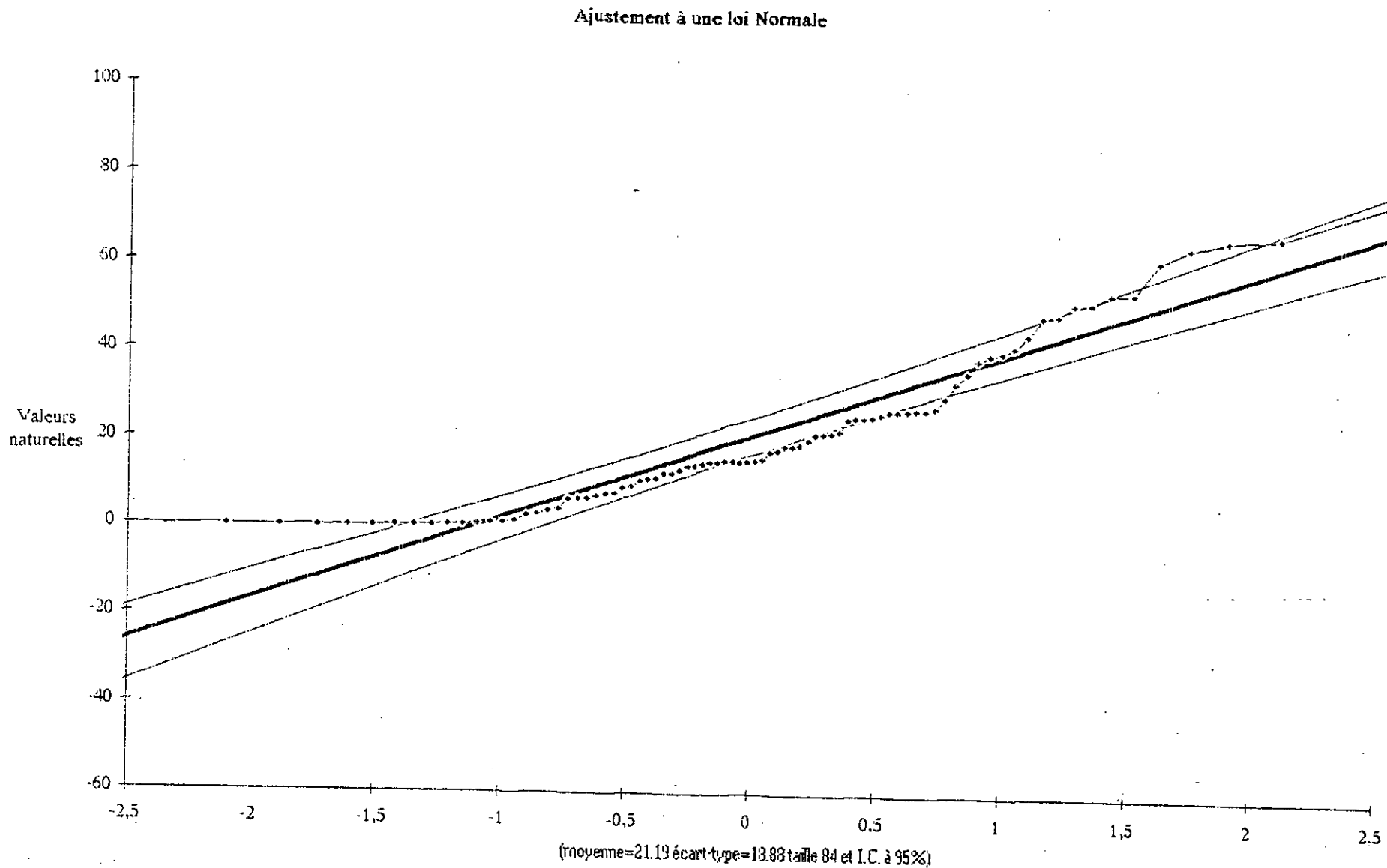


Fig-28 : Ajustement de la charge hydraulique H2 à une loi normale

49



IV.5. EVALUATION DES PARAMETRES STATISTIQUES ELEMENTAIRES

L'examen des paramètres statistiques est indispensable pour la connaissance de la structure de l'échantillon.

On distingue 3 catégories de paramètre

1. Paramètre de position,
2. Paramètres de dispersion,
3. Paramètres de forme.

IV.5.1. Paramètre de position

- **La moyenne arithmétique**

Elle est égale à la somme des valeurs correspondant aux divers éléments d'une série divisée par le nombre des éléments de cette série. C'est la mesure de la valeur centrale plus utilisée en statistique.

$$\bar{X} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n X_i$$

IV-8

X_i : valeur de l'observation i .

n : taille de l'échantillon.

- **Le mode**

C'est la valeur du caractère ayant la fréquence maximale.

- **La médiane**

C'est la valeur pour laquelle il y a autant de valeurs inférieures que supérieures.

IV.5.2. Paramètre de dispersion

Qui permettent de chiffrer la variabilité des valeurs observées autour d'un paramètre de position, ce sont principalement :

- **L'étendue**

C'est la différence entre la plus grande et la plus petite réalisation de la distribution

$$W = X_{\max} - X_{\min}$$

IV-9

- **La variance**

Par définition, la variance d'une population est donnée par :

$$\sigma^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2 \quad \text{IV-10}$$

- **L'écart type**

noté σ , est donné par :

$$\sigma = \left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2 \right]^{1/2} \quad \text{IV-11}$$

- **Le coefficient de variation**

Le coefficient de variation permet de comparer la variabilité relative de plusieurs séries statistiques dont les ordres de grandeurs sont très différents

$$C_v = \frac{\sigma}{|\bar{X}|} \quad \text{IV-12}$$

IV.5.3. Paramètre de forme

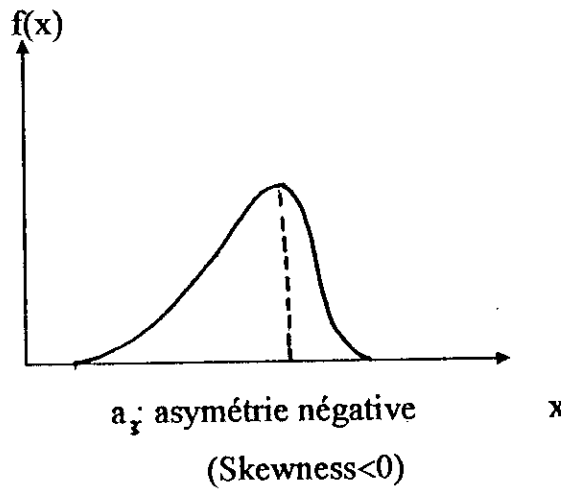
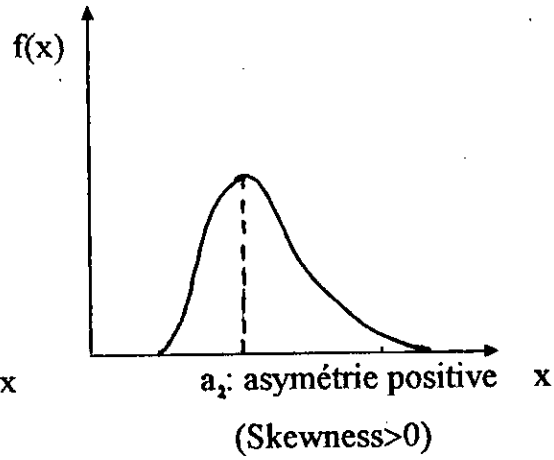
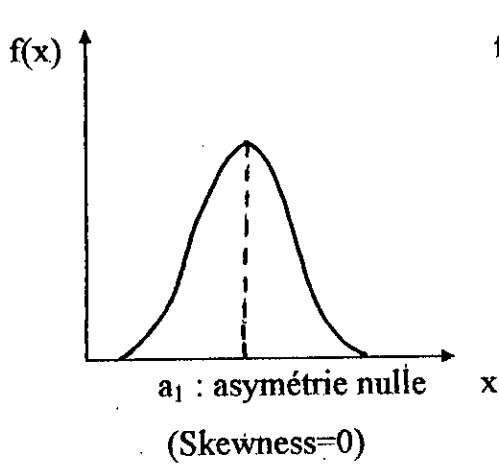
grandeur, différente d'une caractéristique de dispersion destiné à donner une idée supplémentaire de la forme, ou allure générale d'une distribution.

On distingue deux types de paramètres de forme :

a. Coefficient d'asymétrie SKEWNESS

Il est sans dimension, et sert à chiffrer l'intensité d'une symétrie.

$$\text{SKEWNESS} = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^3}{\sigma^3} \quad \text{IV-13}$$

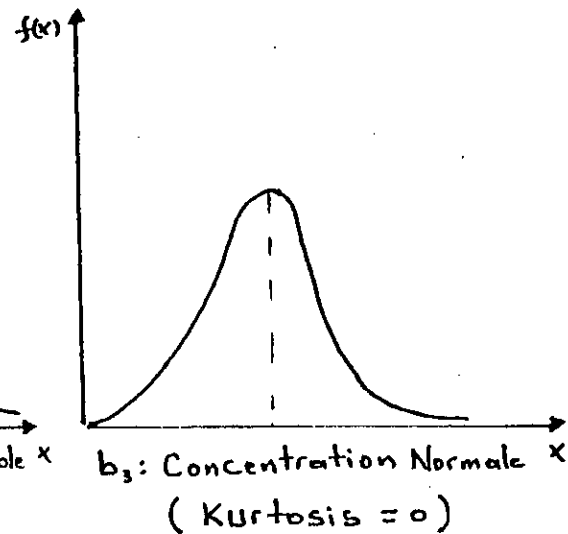
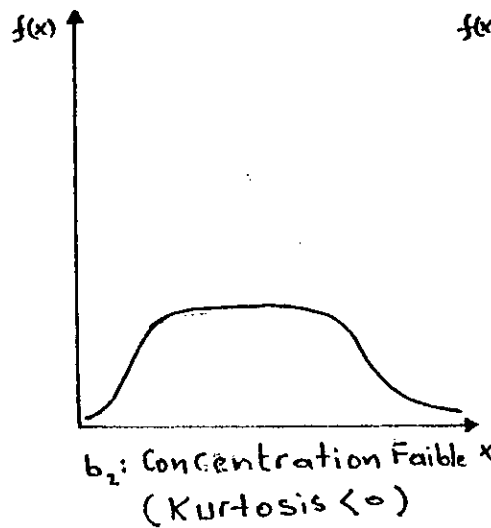
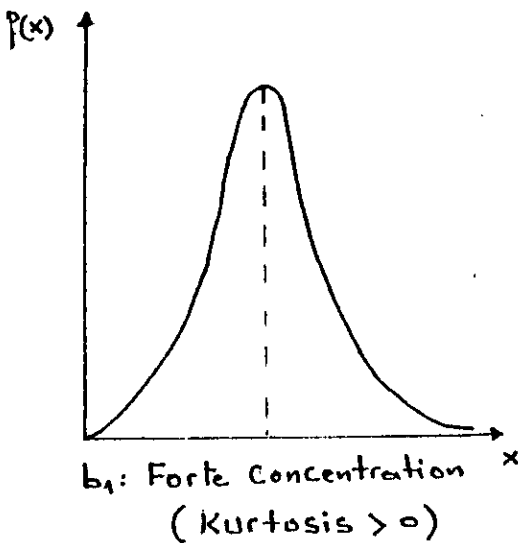


b. Coefficient d'aplatissement (Kurtosis)

Il est destiné à chiffrer l'aplatissement concerne la concentration de la masse de fréquence autour du mode.

$$\text{Kurtosis} = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^4}{\sigma^4} - 3$$

IV-14



Les différents caractéristiques des paramètres statistiques des charges hydraulique (H_1 et H_2) obtenus par le logiciel GEO-EAS sont résumées dans le tableau 4 :

Variable	taille	min	max	étendue	moyenne	variance	écart-type	médiane
H_1	84	0.020	76.77	76.75	23.041	342.502	18.502	19.455
H_2	84	0.00	76.02	76.020	21.186	18.875	18.875	15.590

1 ^{er} quantile	3 ^{ème} quantile	Coeff de var ($C_v\%$)	Skewness	Kurtosis
8.680	28.790	80.301	0.977	3.412
6.780	27.520	89.093	1.026	3.353

Tableau 4 : Paramètres statistiques élémentaires des données

Interprétations

En analysant les résultats du tableau 4, nous pouvons constater que :

- Les charges hydrauliques ont des valeurs minimales et maximales éloignées, ce qui indique un étendue très important.
- La dispersion, caractérisée par un écart type très élevé, témoigne de l'hétérogénéité spatiale des données expérimentales.
- Les coefficients d'asymétrie (Skewness) sont positifs, ce qui indique que les dispersions sont étirées vers la droite, cela est confirmée par la forme des histogrammes (fig. 15) et (fig. 16). On remarque que les valeurs de ces coefficients sont comprises entre -1 et 1, ce qui montre que la distribution est sensiblement symétrique.
- Les coefficients d'aplatissement (Kurtosis) sont positifs, ce qui traduit la forte concentration des données. (Spiegel, 1982).
- Les valeurs du coefficient de variation des charges hydrauliques (H_1 et H_2) sont très élevés. D'après (Jekhowsky in Abdou, 1977), la variabilité est irrégulière.
- Les valeurs du 1^{er} quantile indiquent 25% des valeurs des échantillons sont inférieures à 8.680 m pour H_1 et 6.78 m pour H_2 , tandis que celles du 3^{ème} quantile indiquent que 75% des valeurs de l'échantillon sont supérieures à 28.79 m pour H_1 et 27.52 pour H_2 .

CHAPITRE V

V.1. Variographie:

L'étude de l'analyse structurale depuis la construction du variogramme jusqu'à sa modélisation et sa validation est assurée par le logiciel **GEO-EAS**.

Ce logiciel est décrit en détail dans l'annexe 3, ce programme destiné au traitement géostatistique comprend plusieurs modules en options qui ont des fonctions différentes depuis l'introduction et la préparation des fichiers de données jusqu'au Krigeage et la tracé du cartes.

V.2. Construction du variogramme:

Pour la construction des variogrammes, en utilisant les coordonnées de longitude et de l'altitude, l'option prévoir établit le fichier d'extension **.PCF** qui donne le nombre de couples, à savoir $\frac{N(N-1)}{2}$, nécessaires pour construire le variogramme expérimental correspondant.

Le détail de calcul du variogramme est décrit dans le chapitre (III.4.2). Ce même fichier va être utilisé par l'option **VARIO** pour la construction du variogramme et sa modélisation.

V.2.1. Variogrammes de H1 et H2

Les variogrammes expérimentaux ont été calculés sur la base des données brutes des charges hydrauliques (H1) et (H2).

En choisissant un pas "h" de 2 Km, et une distance de 20 Km correspondant à la distance séparant les points de mesure extrêmes. On constate qu'on a 11 classes dont chacune contient plus de 100 couples (voir tableau 5 et 6).

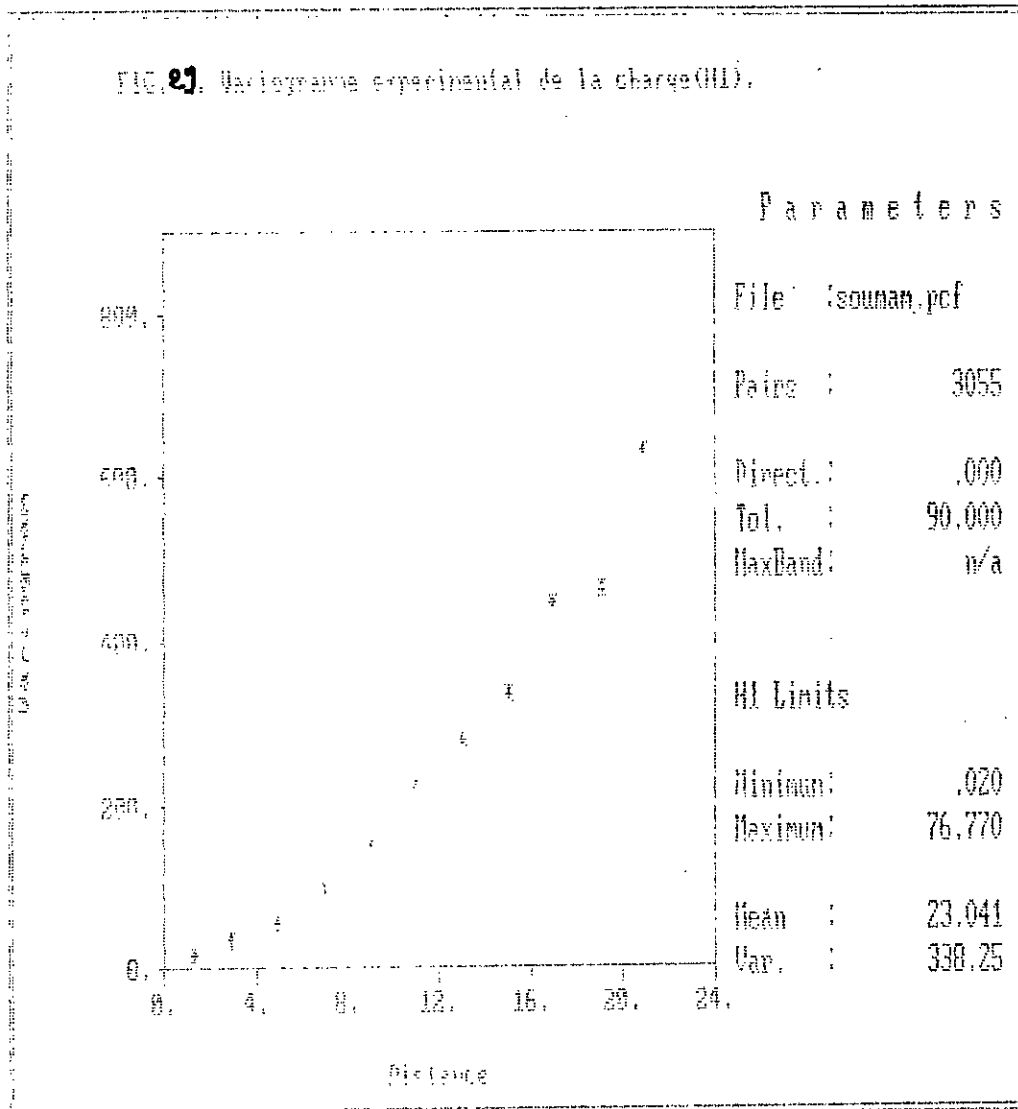
La norme qui dicte que 100 couples par classe donnerait beaucoup plus de poids au calcul du variogramme est de ce fait respectée (Khammari, 1990).

Classe	Nombre de couples	Distance moyenne	$\gamma_1(h)$
1	275	1.294	17.040
2	430	2.931	35.523
3	371	4.914	54.864
4	320	6.989	97.656
5	295	9.012	146.812
6	293	11.017	223.401
7	266	13.003	279.977
8	250	15.046	335.975
9	216	16.920	446.554
10	201	19.066	462.874
11	138	20.873	632.752

Tableau 5: Résultats du variogramme expérimental de la charge hydraulique (H1)

Le variogramme de la charge hydraulique H1 est représenté sur la fig (29).

FIG. 21. Hystérogamme expérimental de la charge(HI).



Classe	Nombre de couples	Distance moyenne	$\gamma_2(h)$
1	275	1.294	21.148
2	430	2.931	39.336
3	371	4.914	62.099
4	320	6.989	102.336
5	295	9.012	164.949
6	293	11.017	234.827
7	266	13.003	297.885
8	250	15.046	353.741
9	216	16.920	452.356
10	201	19.066	492.801
11	138	20.873	663.187

Tableau 6 : Résultats du variogramme expérimental de la charge hydraulique (H2)

Le variogramme de la charge hydraulique H2 est représenté sur la fig (30).

V.3. Modélisation du variogramme:

Après la construction du variogramme expérimental, la seconde étape consiste à l'ajuster à un modèle théorique donné, qui serait accepté ou rejeté selon les résultats de l'XVALID.

Le modèle retenu qui nous apparaît le mieux adapté au variogramme pour la charge hydraulique H1 et le modèle **Gaussien** avec un effet de pépité égal à 10 m², un palier de 560m² et une portée de 28 Km, fig (31).

Le même modèle a été retenu pour la charge hydraulique (H2), seulement, avec un effet de pépité égal à 20 m², une portée de 30 Km et un palier de 620m², fig (32). Les résultats sont résumés dans le tableau ci-dessous.

Variable	Type	Pépité (m ²)	Portée (Km)	Palier (m ²)
H1	Gaussien	10	28	560
H2	Gaussien	20	30	620

Tableau 7 : Paramètres des variogrammes

Fig. 30 Variation du coefficient de la charge (H2).

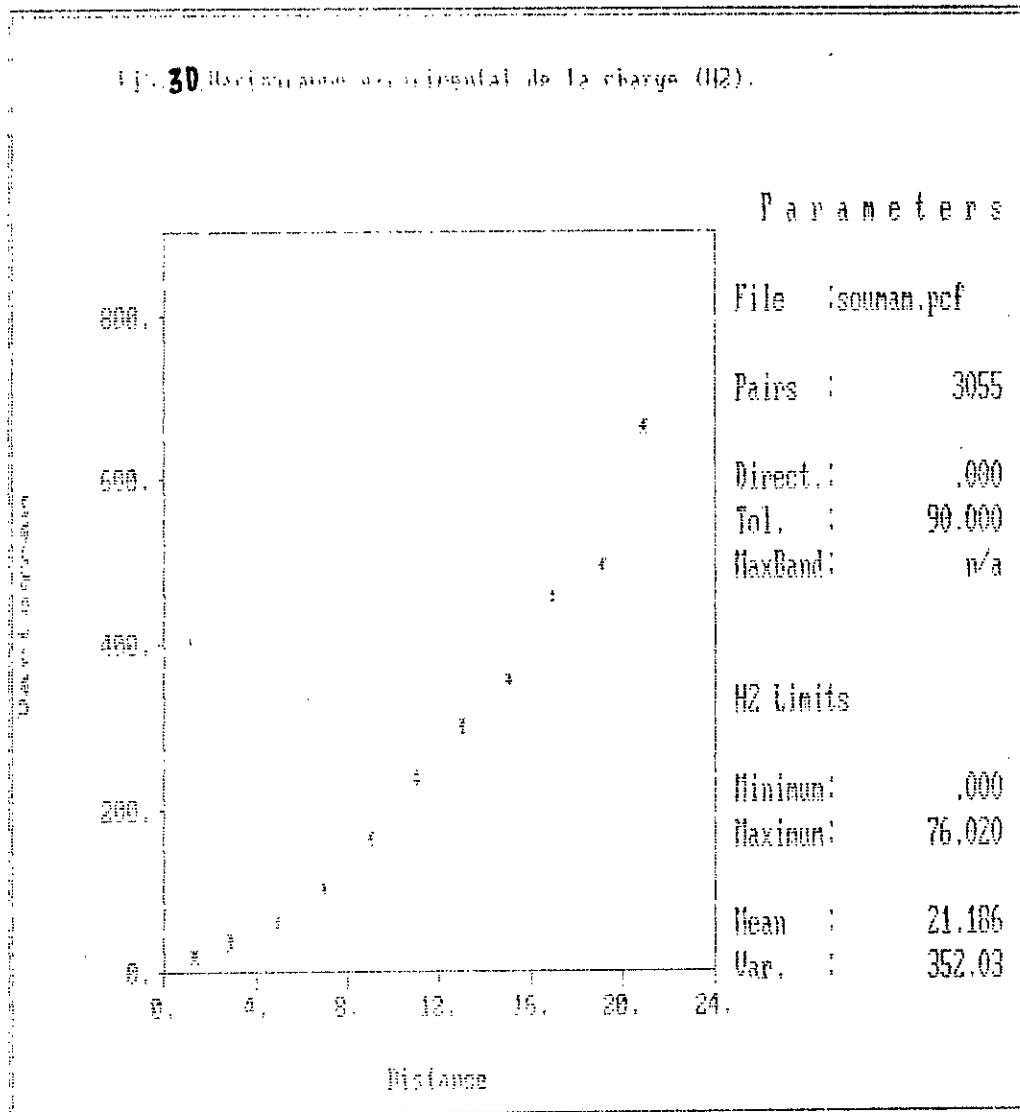


FIG 31: Ajustement du variogramme de la charge (HL).

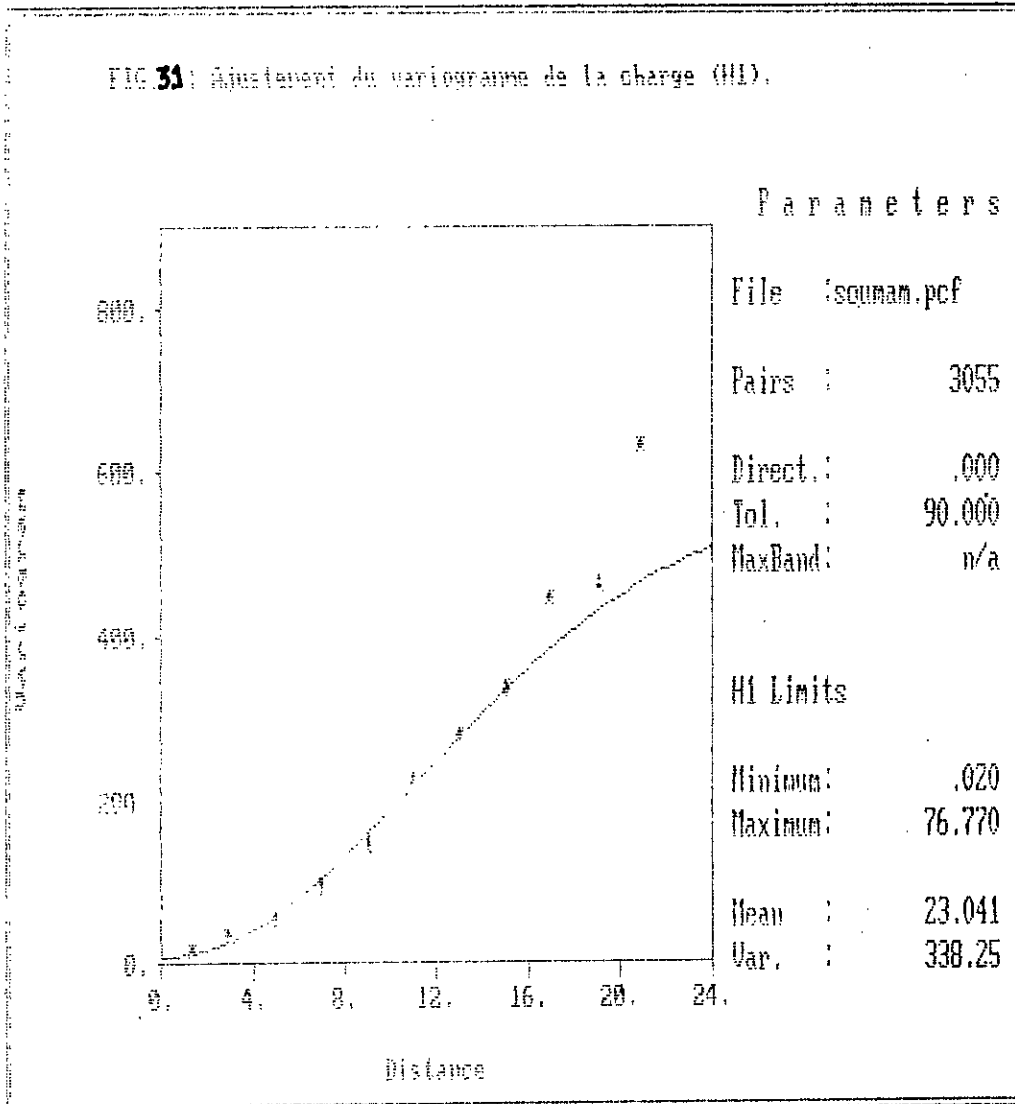
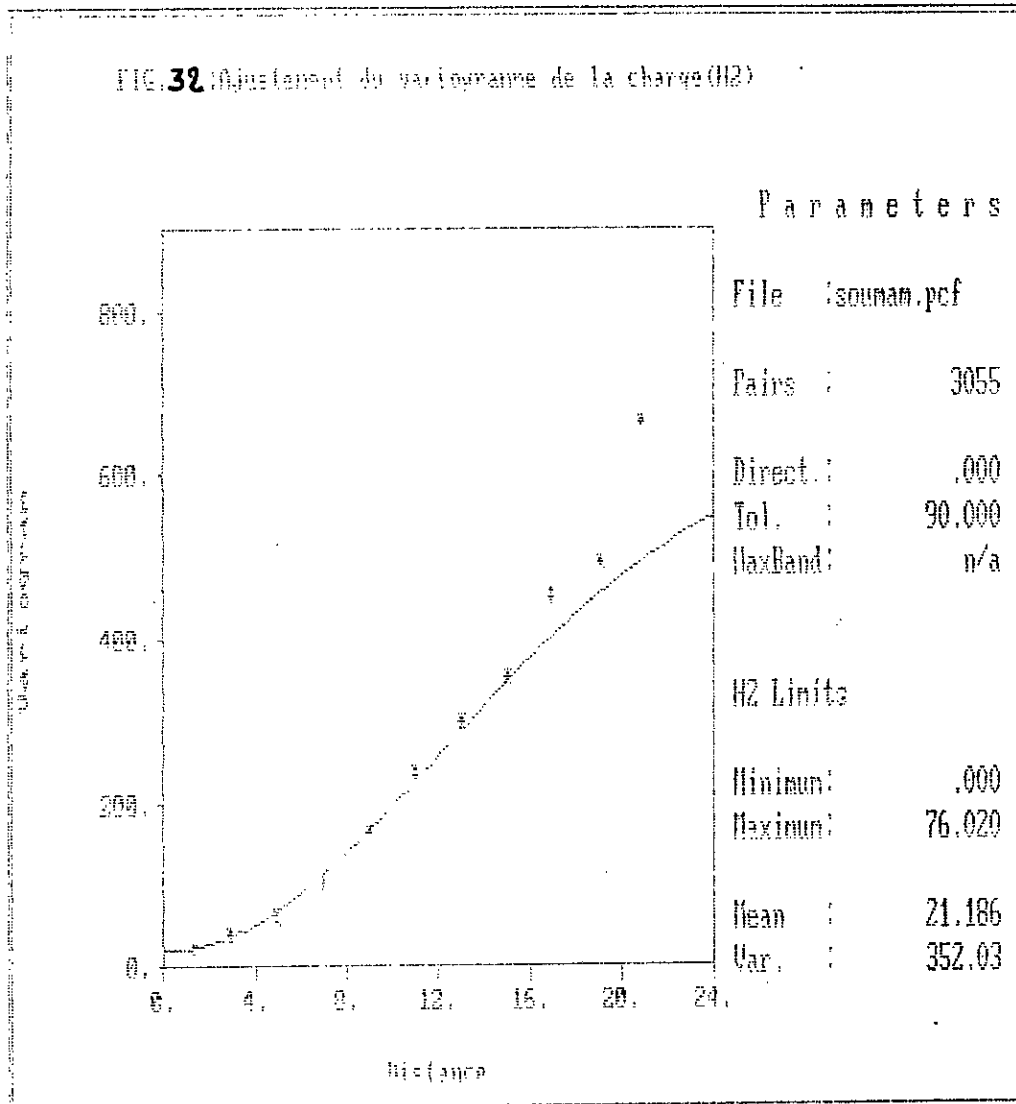


FIG. 32 Ajustement du variogramme de la charge (H2)



V.4 Validation du variogramme:

La décision d'accepter ou de rejeter définitivement les modèles représentés dans le tableau 7, ne peut se faire sans le recours à l'**XVALID**. Ce dernier, qui est un programme du **GEO-EAS**, permet de valider le modèle choisi précédemment.

Les résultats du test de validation sont donnés par les deux paramètres de validation, à savoir la moyenne des écarts entre les valeurs estimées et celles mesurées qui doit tendre vers 0, et la moyenne quadratique des écarts réduits qui, quand à elle, doit converger vers 1.

Remarquons toutefois, que les valeurs obtenues au cours de notre étude, sont très proches de normes préconisées par le Krigeage.

Les résultats de l'**XVALID** sont regroupés dans le tableau ci-dessous.

Variable	Moyenne des écarts (m)	Moyenne quadratiques des écarts (g)
H1	0.012	0.929
H2	-0.017	0.983

Tableau 8: Résultats de l'XVALID****

En plus de la validation, le programme **XVALID** permet de réaliser des cartes d'erreurs fig (33) et fig (34) pour les charges hydrauliques H1 et H2 respectivement. Ces cartes sont la synthèse la plus importante. Dans l'étude géostatistique, car elles nous renseignent sur l'échantillonnage ainsi que la qualité des mesures effectuées.

Sur ces cartes, nous distinguons deux (02) symboles de forme et de taille différentes. Les symboles (+) correspondent aux valeurs sur-estimées, tandis que les symboles (x) correspondent aux valeurs sous-estimées. Signalons, toutefois, que la taille de l'erreur est proportionnelle à celle du symbole.

V.4. Interprétation des cartes d'erreurs:

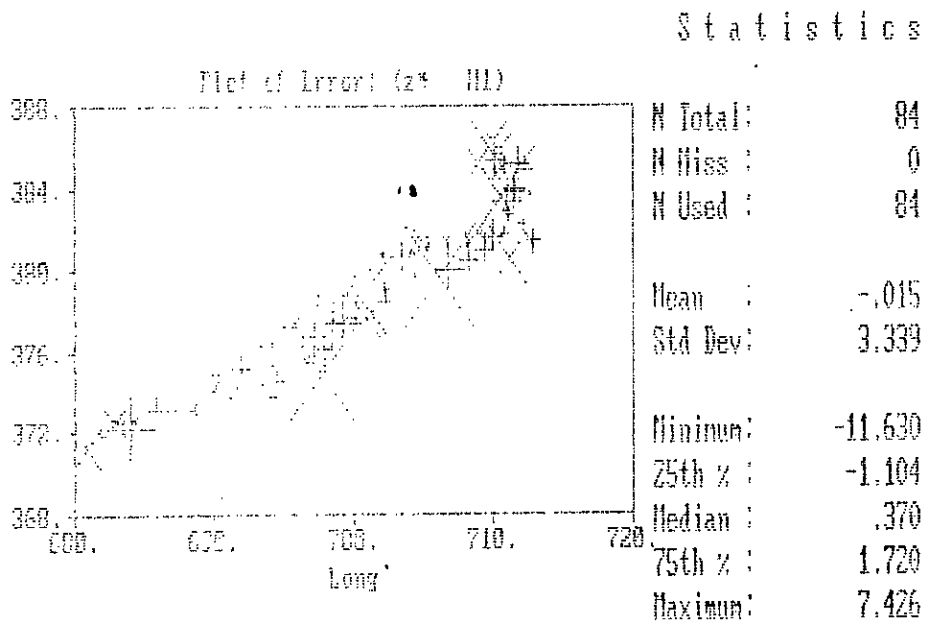
V.4.1. Carte d'erreur (Z^*-H1):

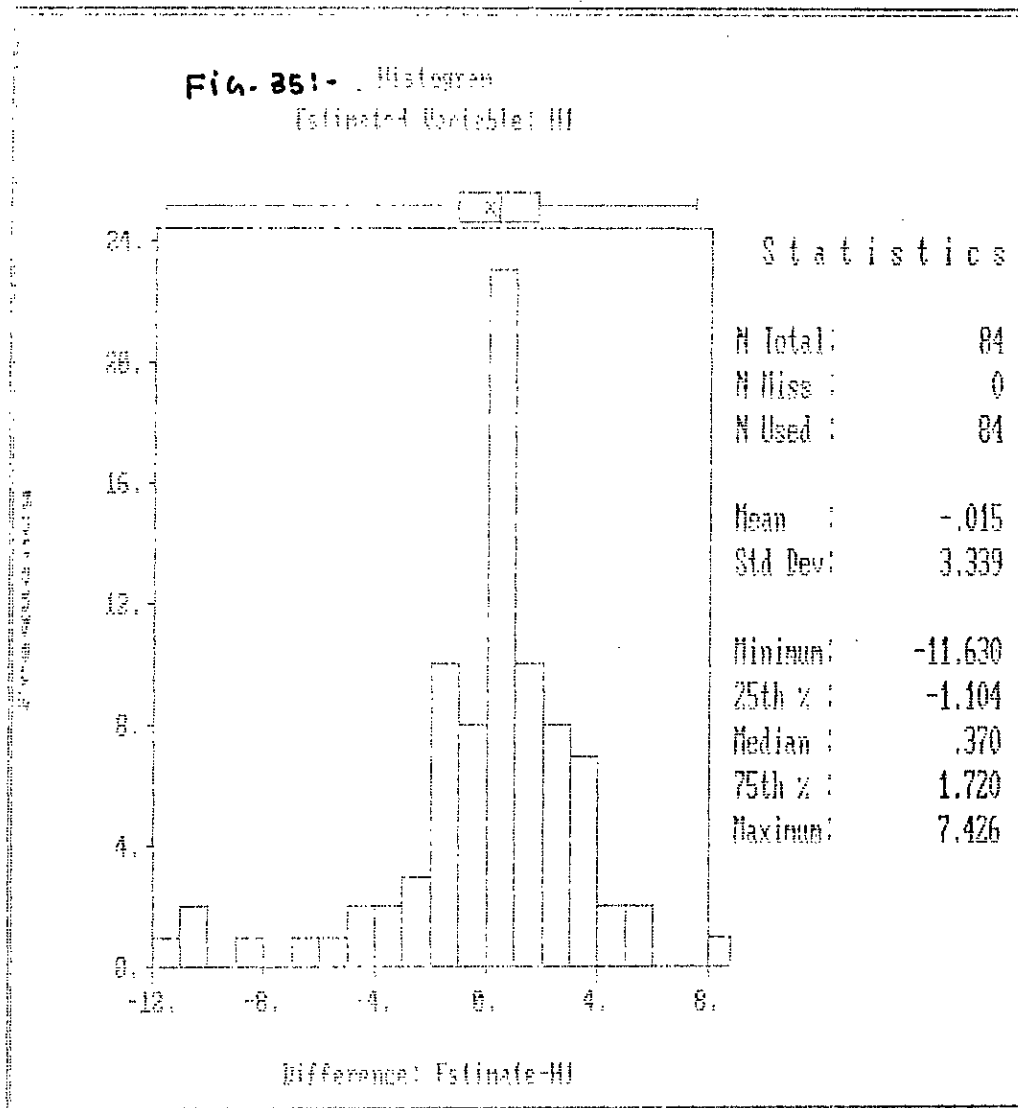
Sur la fig (33), nous remarquons que les erreurs se répartissent de manière plus ou moins régulière sur toute la plaine de la Soummam. Les erreurs sont importantes surtout dans la zone avale (d'El-Kseur jusqu'à Béjaia), cela peut être expliqué par le fait que la mesure des niveaux piézométriques dans certains points d'eau dans cette zone n'a pas été bien menée pendant la campagne (Mars-Avril-1983), ou bien pour le fait de la perturbation de la nappe par le pompage ainsi que les facteurs climatiques (pluie).

Pour ce qui est de la représentation graphique des erreurs (Z^*-H1) sous forme d'histogramme de fréquence fig (35). Nous remarquons clairement qu'en moyenne la distribution des erreurs est normale.

Ce qui implique que ces erreurs tendent vers 0 pour la quasi-majorité des points de mesure. Cela témoigne bien de la qualité de l'estimation.

FIG.33 : Carte d'erreur de (2^e H₁).





V.4.2. Carte d'erreur (Z^* -H2):

Concernant cette carte fig (34), on remarque qu'elle présente presque les mêmes propriétés que la première, c'est à dire les erreurs se répartissent sur toute la plaine, seulement avec un ordre de grandeur différent.

En analysant cette carte, on remarque que ces erreurs ont des valeurs relativement plus importantes que celles pour le reste de la plaine particulièrement à l'amont (Sidi-Aich), dans la partie centrale (El-Kseur - Oued-Amizour) et au niveau de la plaine côtière, cela peut être la conséquence de l'insuffisance d'échantillonnage pour la zone aimant, tandis que pour ce qui est de la partie centrale, et la plaine côtière cela peut être le fait que les mesures n'ont pas été bien effectués ou bien la nappe est perturbée pendant la campagne (Septembre, 1983).

La représentation graphique des erreurs en fonction des fréquences fig (36), montre très bien la distribution normale des erreurs impliquant de ce fait la bonne qualité de l'estimation.

V.5. Interprétation des cartes piézométriques Krigées:

Le Krigeage est l'étape d'estimation qui vient après avoir choisi et validé les différentes structures des charges hydrauliques.

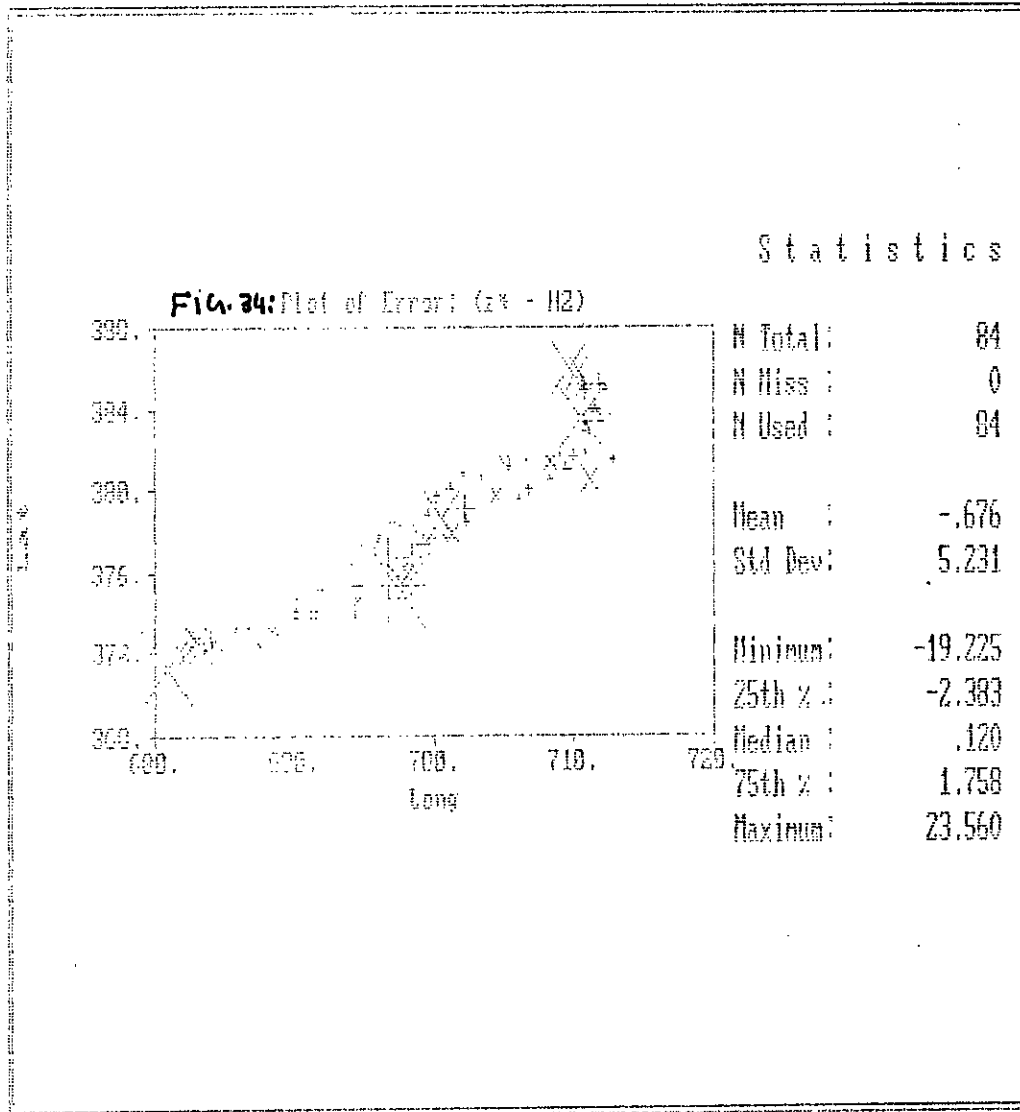
Les cartes piézométriques Krigées (fig 38 et 39) ont été établies en utilisant le logiciel **Winsurf**, qui est assez performant que le **GEO-EAS**.

De manière générale, ces cartes présentent mêmes propriétés que celles réalisées par triangularisation (fig 6 et 7) en l'occurrence:

- Les sens d'écoulements
- L'axe de drainage de la nappe
- La disposition des cartes isopizes
- Le gradient hydraulique

La méthode géostatistique nous donne des informations sur le réseau de mesure, l'intervalle dans lequel varie un paramètre dans le cas d'une éventuelle modélisation de la nappe, et permet d'optimiser et de revoir le réseau de mesure.

Cette méthode présente aussi des inconvénients dans la mesure ou elle tient compte de la stationnarité et de l'isotropie des variogrammes qui ne soit jamais vérifiés pour les charges hydrauliques.



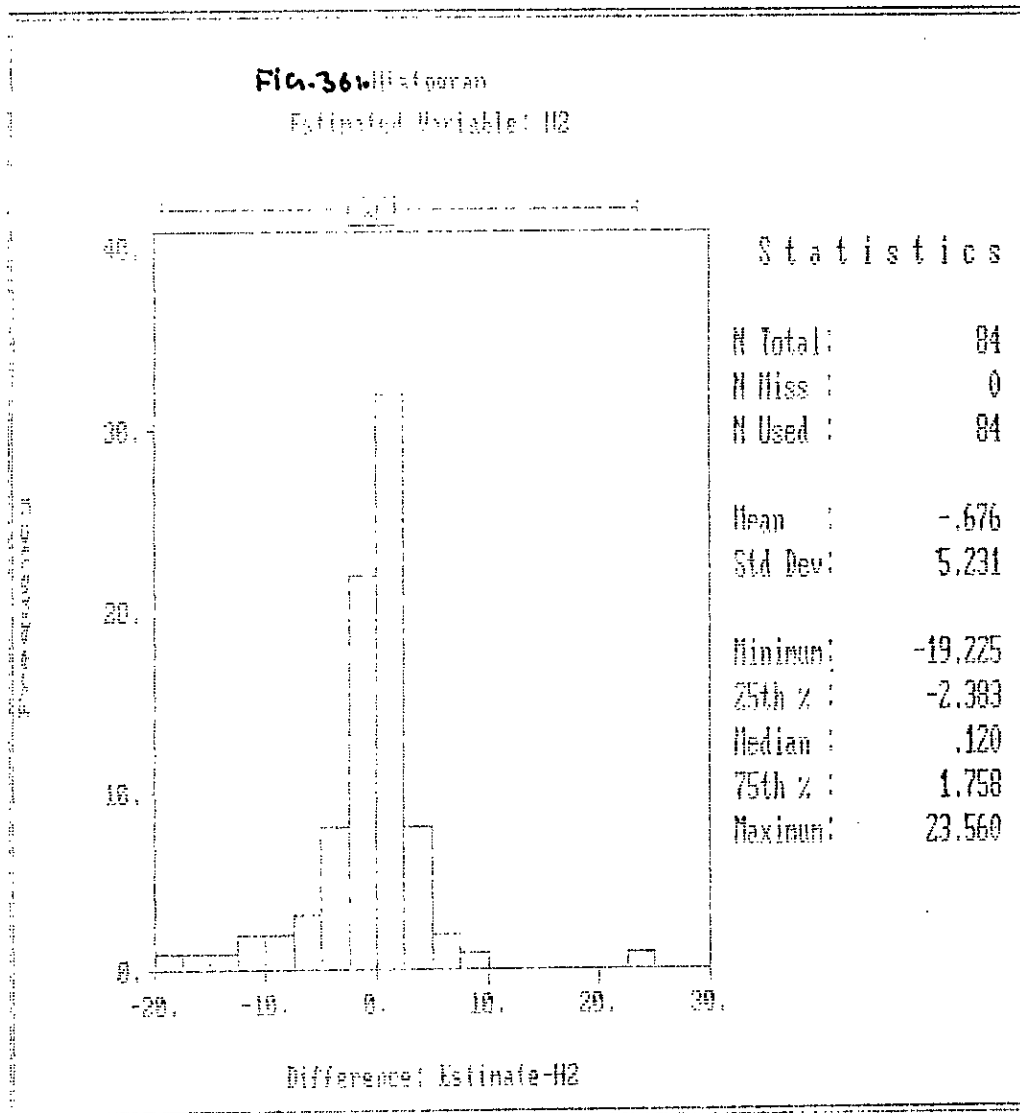


Fig.38- Carte piézométrique krigée (H1) de l'aquifère superficiel de la Basse vallée de la Soummam. Période: Mars - Avril 1983.

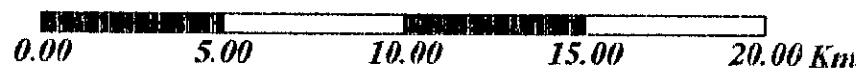
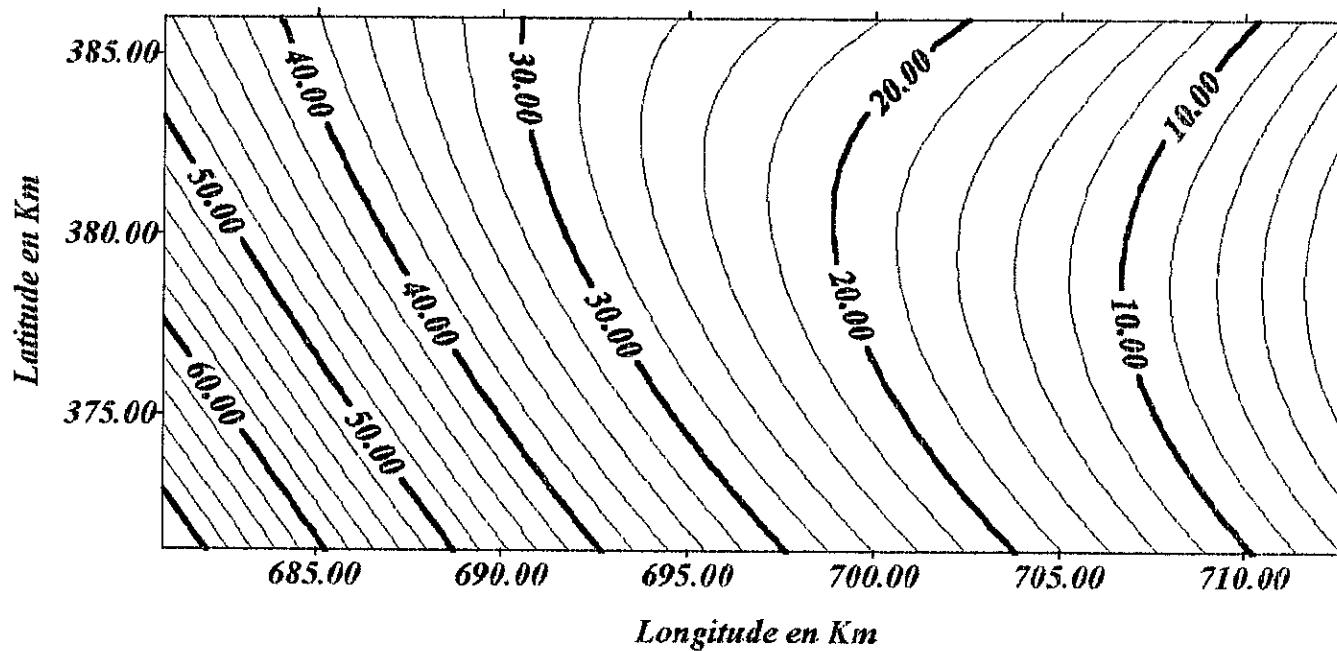
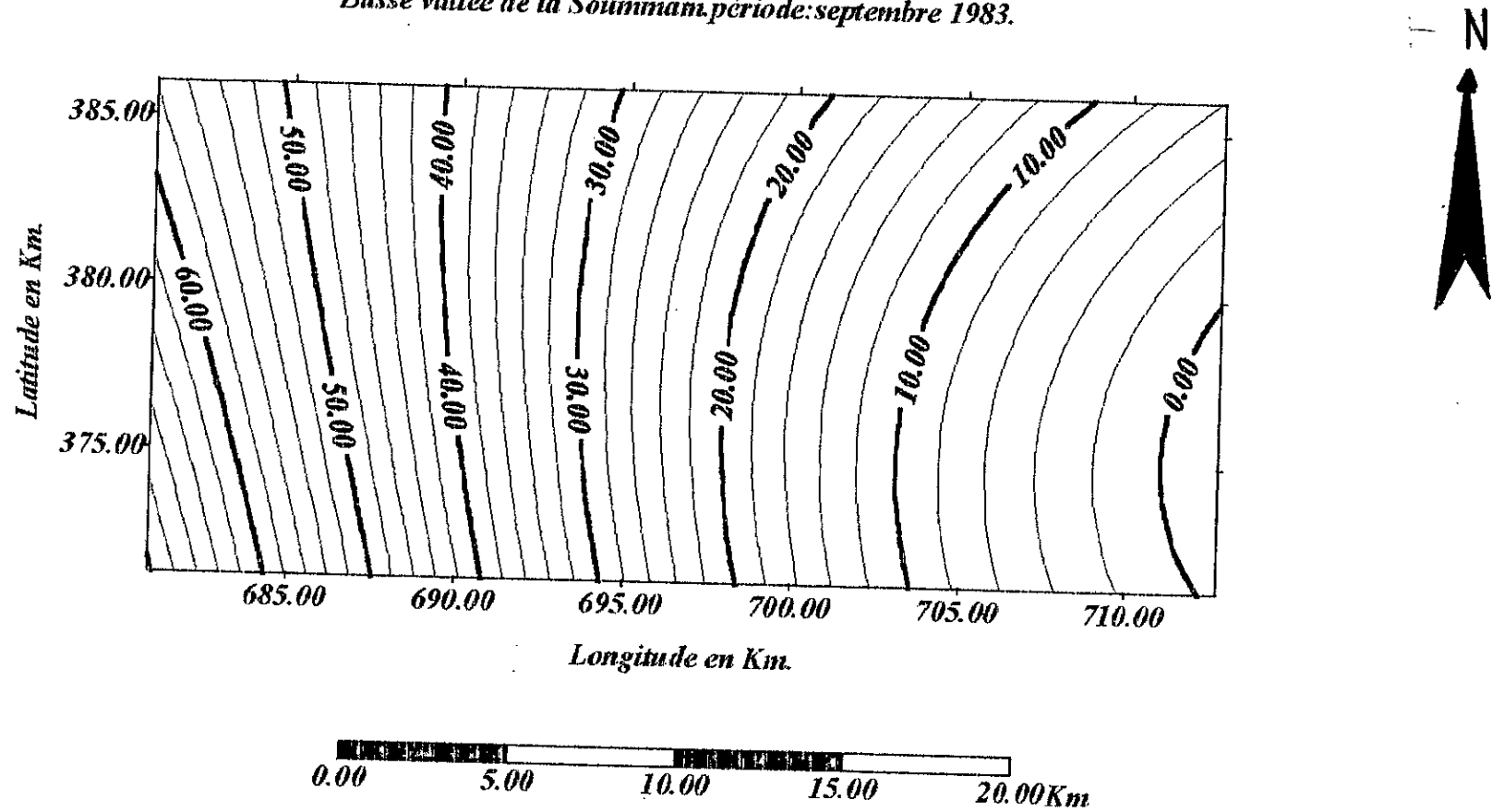


FIG. 39 Carte piézométrique krigée (H2) de l'aquifère superficiel de la Basse vallée de la Soummam période: septembre 1983.



V.6. Conclusion:

La variographie nous a permis de tirer les conclusions suivantes:

- Les variogrammes présentent une discontinuité à l'origine traduisant une irrégularité à petite échelle ce que nous expliquons soit par des perturbations locales, l'instabilité des niveaux piézométriques, la mauvaise réalimentation des nappes aquifères et leurs sur exploitations.
- Les variogrammes des charges hydrauliques a montré que l'on peut admettre avec une rigueur l'isotropie du phénomène à l'échelle de notre région, à travers un variogramme borné, elle à montre aussi que l'évaluation de la charge hydraulique n'est pas un phénomène purement aléatoire.
- La qualité de Krigeage dépend essentiellement de la variabilité spatiale du phénomène qui est qualifié notamment à l'aide de la porté et de la densité du réseau.

CONCLUSION GENERALE

Conclusion générale:

Dans le cadre de ce modeste travail, il est impératif de rappeler l'objectif essentiel qui consiste à l'étude de la variographie des charges hydrauliques pour des périodes de prélèvements distincts afin d'établir la cartographie automatique des charges hydrauliques et leurs interprétations.

D'après notre analyse, nous pouvons conclure que:

- L'analyse statistique des données a mis en évidence la normalité de la distribution des charges hydrauliques.
- L'examen des tests statistique montre une hétérogénéité spatiale qui peut être due à la perturbation d'alimentation de la pluie et la surexploitation de la nappe.
- L'étude la variographie de la piézométrie a montré que son comportement n'est pas purement aléatoire. Al'échelle de notre région la variographie des charges montre une certaine isotropie du phénomène à travers un variogramme borné à une distance bien déterminée.
- Les cartes obtenues par le logiciel **Winsurf** montrent de façon très claire la piézométrie de l'aquifère et l'aspect réel de l'écoulement des eaux de la nappe de la basse vallée de la Soummam. En comparant ces cartes à celles établies manuellement par la méthode d'interpolation par triangulation, on conclut que l'aspect général et le sens d'écoulement sont presque similaires pour les deux cartes.

Recommandations:

Notre étude constitue une introduction à l'analyse structurale en faisant appel au précédé géostatistique.

Malgré les résultats satisfaisants obtenus notre étude pourrait être encore améliorée en utilisant des variogrammes directionnels pour mieux s'approcher de la structure réelle du phénomène étudié.

Nous ne pouvons pas dire que notre objectif est atteint, mais on pourra se rapprocher d'une telle réalité après passage par plusieurs étapes d'ajustement et de calcul, notamment la modélisation de la dérive de la piézométrie qui nous permet d'avoir un aspect réel des écoulements de la nappe.

En définitif, nous concluons que la technique de la cartographie automatique par l'approche géostatistique donne des meilleurs résultats que si les données utilisées sont de bonne qualité.

BIBLIOGRAPHIE

1. **AMGHAR . M . 1991 :** Synthèse hydrogéologique de la plaine de la basse Soummam .
Thèse d'ing , USTHB .
2. **AZOUZI . B . 1993 :** Contribution à la cartographie automatique des grandeurs hydrogéologique (application à la Mitidja) .
Thèse de magister , ed , INA.
3. **BEUCHER . H.D. 1981:** Approche géostatistique du passage des données de terrain aux paramètres des modèles en hydrogéologie .
Thèse docteur ingénieur , Paris .
4. **BOUDEDJA . H . 1993:** Analyse des données pluviométriques du bassin versant de la Soummam .
Thèse d'ing , USTHB.
5. **BOUHOUHOU . A . 1991 :** Variographie de la piezométrie de la Mitidja .
Thèse d'ing , ed , INA.
6. **BOWKER . A.H . 1981 :** Approche géostatistique du passage des données de terrain aux paramètres des modèles en hydrogéologie.
Thèse docteur ingénieur , Paris .
7. **CASTANY . G . 1982 :** Principe et méthode de l'hydrogéologie .
Ed , Dunod , Paris .
8. **CLINKS . C . 1973 :** Etude hydrogéologique de la vallée de l'oued - Sahel Soummam .
Rapport de l'ANRH , Alger .
9. **DEL . HOMME . J.P , DE MASSILY . G . BECHER . H.D . 1981 :**
Analyse stochastique des propriétés des systèmes poreux naturels hétérogènes .
Compte rendu de fin d'étude .
10. **EVAN . E . 1990 :** GEO-EAS (Geostatistical Environment Assessment Software) , USCR guide US, environmental protection .
Agency , Las-vegas , Nevada .
11. **GASCUELODOUX . C . 1984 :** Application de la géostatistique à l'étude de la variabilité spatiales des propriétés hydrique de sol
Thèse docteur ingénieur , Paris .

12. **HAMLAOUI . M . 1995** : Etude des précipitations journalières maximales dans la région d'Alger .
. These de MAGister , ENP
13. **KHAMMARI . G . 1990** : Variographie des ions nitrates et des résidus secs dans la plaine de la Mitidja .
Article portant sur la pollution .
14. **MATHERON . G . 1965** : Les variables régionalisées et leurs estimations .
Ed , Masson de Paris .
15. **MEHIDI . A . 1993** : Essai d'approche de modélisation mathématique de la nappe alluviale de la basse Soummam .
Thèse d'ing , USTHB .
16. **SAPORTA . G . 1978** : Théories et méthodes de la statistique , Paris .
17. **REMINEIRAS.G. 1972** : Hydrologie de l'ingénieur. *3^{ème} édition , PARIS*
18. **ZAINI. 1995** : Contribution à l'étude géostatistique du gisement aquifère.
Thèse. d'ing. ENP.
19. **ZERREROU.M. 1990** : Contribution à l'étude hydrogéologique de la basse Soummam.
Thèse. d'ing. USTHB.

ANNEXE 1

Condition de non biais

Elle est traduite par :

$$E(Z_0^*) = E(Z_0) = m \quad (01)$$

$$\Rightarrow E(Z_0^* - Z_0) = 0$$

En remplaçant Z_0^* par sa valeur ; $Z_0^* = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z_i$ dans (01), on obtient :

$$E\left(\sum_{i=1}^n \lambda_i Z_i\right) = m \Rightarrow \sum_{i=1}^n \lambda_i E(Z_i) = m$$

$$\Rightarrow \sum_{i=1}^n \lambda_i m = m \quad (\text{Car } E(Z_i) = m)$$

$$\Rightarrow \sum_{i=1}^n \lambda_i = 1$$

C'est la condition de non biais de l'estimateur.

Condition d'optimalité :

L'estimateur Z_0^* sera optimal si l'erreur d'estimation $(Z_0^* - Z_0)$ est minimale ; Comme la valeur réelle Z_0 est inconnue, nous allons minimiser l'espérance mathématique de cette erreur d'estimation en moyenne quadratique :

C'est à dire :

$$E((Z_0^* - Z_0)^2) \rightarrow \text{minimum}$$

En développant l'équation ci-dessus, on obtient :

$$\begin{aligned} E((Z_0^* - Z_0)^2) &= E\left[\left(\sum_{i=1}^n \lambda_i Z_i - Z_0\right)^2\right] \\ &= E\left[\left(\sum_{i=1}^n \lambda_i (Z_i - Z_0)\right)^2\right] \quad (\text{Car } \sum_{i=1}^n \lambda_i = 1) \end{aligned}$$

$$E((Z_0^* - Z_0)^2) = E\left[\left(\sum_{i=1}^n \lambda_i Z_i - Z_0\right)\left(\sum_{i=1}^n \lambda_i (Z_i - Z_0)\right)\right]$$

$$\Rightarrow E((Z_0^* - Z_0)^2) = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \lambda_i \lambda_j E((Z_i - Z_0)(Z_j - Z_0)) \quad (02)$$

De la définition du variogramme :

$$\gamma(h) = \gamma(x_i - x_j) = \frac{1}{2} E((z_i - z_j)^2)$$

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} E(((z_i - z_0) - (z_j - z_0))^2)$$

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} E((z_i - z_0)^2) + \frac{1}{2} E((z_j - z_0)^2) - E((z_i - z_0)(z_j - z_0))$$

$$\gamma(h) = \gamma(x_i - x_0) + \gamma(x_j - x_0) - E((z_i - z_0)(z_j - z_0))$$

Donc :

$$E((z_i - z_0)(z_j - z_0)) = \gamma(x_i - x_0) + \gamma(x_j - x_0) - \gamma(x_i - x_j) \quad (03)$$

En remplaçant l'équation (03) dans (02), on obtient :

$$\begin{aligned} E((z_0^* - z_0)^2) &= -\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \lambda_i \lambda_j \gamma(x_i - x_j) + \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \lambda_i \lambda_j \gamma(x_i - x_0) \\ &\quad + \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \lambda_i \lambda_j \gamma(x_j - x_0) \end{aligned} \quad (04)$$

Comme
$$\sum_{i=1}^n \lambda_i \gamma(x_i - x_0) = \sum_{j=1}^n \lambda_j \gamma(x_j - x_0)$$

On peut mettre en facteur $\sum_{i=1}^n \lambda_i$ ou $\sum_{j=1}^n \lambda_j$ dans les deux derniers termes du deuxième membre de l'équation (04).

On aura :

$$E((z_0^* - z_0)^2) = -\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \lambda_i \lambda_j \gamma(x_i - x_j) + 2 \sum_{i=1}^n \lambda_i \gamma(x_i - x_0) \quad (05)$$

On introduit le multiplicateur de LAGRANGE " μ " et on minimise l'équation (06), après avoir annulé les dérivées partielles par rapport à λ_i et μ .

$$E((z_0^* - z_0)^2) - \frac{1}{2} \mu (\sum_{i=1}^n \lambda_i - 1) \quad (06)$$

On obtient le système d'équations suivant :

$$\left\{ \begin{array}{l} \sum_{j=1}^n \lambda_j \gamma(x_j - x_j) + \mu = \gamma(x_i - x_0) \\ \text{Et} \\ \sum_{j=1}^n \lambda_j = 1 \end{array} \right. \quad i=1, n$$

C'est la condition d'optimalité .

ANNEXE 2

Variabilité, spatiale de la charge hydraulique dans la Soummam

4

Long	Km	F7.3		
Lat	Km	G16.3		
H1	m	G16.3		
H2	m	G16.3		
680.925000		371.250000	76.7700000	76.0200000
681.990000		371.850000	69.9400000	65.1900000
682.900000		372.560000	68.6600000	68.0600000
683.260000		372.362000	66.3500000	67.1000000
684.275000		372.600000	62.3200000	62.2000000
685.800000		373.225000	53.5200000	54.8600000
684.025000		372.150000	56.0000000	54.3900000
687.587000		372.187000	53.0200000	52.2300000
686.712000		373.150000	52.3700000	52.0700000
687.337000		373.175000	50.8700000	49.6200000
688.400000		373.075000	49.6900000	49.1600000
688.760000		372.950000	48.6200000	44.9200000
691.375000		373.963000	39.5000000	39.0800000
690.100000		373.710000	42.2600000	42.1500000
690.100000		374.725000	40.8000000	40.8600000
690.100000		374.175000	40.4900000	40.3400000
702.900000		379.050000	16.0200000	14.2400000
702.200000		379.125000	16.2800000	11.5500000
702.250000		378.525000	16.8700000	15.3200000
701.300000		377.950000	21.1500000	20.5000000
700.500000		378.650000	27.7500000	27.3000000
700.925000		377.625000	23.6500000	19.0500000
700.100000		377.700000	19.6800000	17.6500000
699.200000		377.450000	15.8600000	14.9300000
698.400000		376.700000	20.0200000	15.2700000
697.850000		376.200000	23.7400000	22.6900000
697.200000		376.700000	20.4400000	19.0400000
697.650000		375.500000	30.2200000	25.7200000
697.700000		374.900000	38.6900000	36.1400000
693.625000		375.450000	27.6700000	27.5200000
693.500000		374.400000	28.6000000	27.4500000
694.450000		374.600000	26.2500000	25.8500000
694.300000		373.800000	26.8800000	25.3800000
692.175000		374.250000	34.5200000	33.8700000
693.300000		376.300000	28.0500000	27.5500000
694.100000		376.400000	27.1600000	25.9600000
692.800000		376.700000	28.7900000	28.1800000
694.950000		377.200000	26.1700000	27.1700000
695.750000		377.200000	23.8300000	21.9800000
696.075000		377.750000	23.0400000	21.6900000
696.975000		378.325000	23.7900000	22.0400000
697.550000		378.250000	19.2300000	18.0800000
698.500000		378.050000	17.5400000	15.7400000

699.500000	378.860000	17.6900000	16.0900000
696.710000	375.400000	29.2600000	.000000000
691.900000	375.200000	31.0400000	30.4900000
694.200000	375.400000	26.8600000	26.4500000
710.370000	385.860000	16.5500000	14.9000000
711.550000	384.000000	.200000000E-01	.140000000
711.850000	383.350000	.670000000	.330000000
711.460000	383.825000	.230000000	.440000000
711.150000	382.750000	1.78000000	1.29000000
710.800000	381.800000	2.15000000	1.25000000
709.900000	381.650000	1.29000000	.700000000E-01
709.775000	380.950000	4.99000000	2.96000000
709.380000	381.050000	2.47000000	1.64000000
708.250000	380.480000	5.56000000	3.19000000
706.800000	380.000000	7.78000000	6.78000000
706.100000	379.650000	21.7200000	7.78000000
700.100000	379.700000	18.8200000	15.4400000
701.100000	380.100000	17.1700000	14.6200000
702.050000	380.750000	15.6800000	14.3900000
703.400000	380.600000	11.4900000	12.6800000
704.175000	380.750000	13.1900000	11.2900000
704.950000	381.300000	14.5700000	12.6200000
705.350000	381.200000	11.4900000	8.05000000
706.600000	381.400000	11.0200000	7.21000000
708.300000	381.400000	7.62000000	6.82000000
708.950000	381.725000	7.22000000	4.38000000
710.750000	382.925000	3.87000000	.690000000
710.500000	383.500000	15.6300000	15.3700000
710.175000	384.625000	13.0200000	9.32000000
710.750000	384.900000	8.30000000	4.04000000
710.675000	385.400000	11.3700000	9.62000000
710.050000	385.350000	12.3900000	10.8900000
709.650000	386.000000	20.8900000	19.2800000
712.230000	384.970000	.750000000	.450000000
712.100000	382.250000	.840000000	.730000000
711.150000	380.550000	8.68000000	6.59000000
712.780000	381.390000	1.04000000	.190000000
712.550000	383.700000	.330000000	.420000000
711.750000	385.150000	1.91000000	.510000000
710.950000	383.375000	.600000000	.840000000
704.400000	379.750000	14.4200000	13.2600000

ANNEXE 3

DESCRIPTION DU LOGICIEL

GEO-EAS

Le GEO-EAS (Geostatistical Environmental Assessment Software) est une collection d'outils pour les études et les analyses géostatistiques . Il est constitué de programmes permettant le calcul statistique (histogrammes , variance , écart-type ...), le variogramme , le krigeage , et la cartographie .

Le menu général du logiciel GEO-EAS est le suivant :

GEO-EAS (1 . 2 . 1)			
Geostatistical Environmental Assessment Software			
DATA PREP	PREVAR	CONREC	
TRANS	VARIO	XYGRAPH	
		POSTPLOT	
STAT1	XVALID	HPLOT	
SCATTER	KRIGE	VIEW	
			QUIT
Use arrows key to move cursor , <enter> to select programm			

DATA préparation utilities .

Les différents programmes de traitement de données que contient ce logiciel sont :

1. **DATA PREP** : Permet l'introduction des données et les manipulations de fichiers (copier, fusionner, effacer ...).

2. **TRANS**: Peut être utilisé pour diverses opérations sur les données ; (opérations arithmétiques , transformation de variables , format ...).

3. STATISTIQUE: "STAT1"

Ce programme permet de faire les différents calculs statistiques à savoir les paramètres de position, de dispersion et de forme avec les histogrammes de fréquence pour chaque variable afin de mieux connaître sa loi de distribution spatiale. Parmi les options utilisées par ce programme, on trouve :

- "PREFIX": Faire entrer le préfixe pour le nom du fichier.
- "DATA": Elle est utilisée pour spécifier la variable (ou variables) que le programme utilisera pour les calculs statistiques.
- "EXECUTE": Cette option est commune pour tous les programmes du GEO-EAS. Elle permet d'accéder aux résultats en les affichant sur l'écran.
- "HISTOGRAM": Donne l'histogramme de fréquence de la variable avec les paramètres statistiques affichés sur la droite du graphe.
- "PROBABILITY": Montre le diagramme de la variable en fonction des fréquences cumulées. Elle donne l'ajustement des données à une loi (normale-Log normale).

4. VARIOGRAPHIE :

4.1. Construction des couples: "PREVAR"

La construction des couples est réalisée par le programme prevar. Il donne les classes et la distance moyenne de chacune d'elles. Le fichier de sortie à une extension PCF (Pair Comparaison File).

Le nombre de couples formés est égale $(N(N-1))/2$ tel que N le nombre d'observation.

Les différentes options de ce programme sont :

- "FILES": spécifie le nom du fichier.
- "VARIABLE": Indique la variable utilisée.
- "EXECUTE": Exécution du calcul.

4.2. Variogramme: "VARIO"

Le fichier PCF du programme PREVAR serait utilisé pour le calcul du variogramme .

Le menu du programme vario est :

- "DATA": Introduire le nom du fichier PCF .
- "VARIABLE": Spécifie la variable utilisée pour le calcul du variogramme .
- "TOLERANCE": Donner la distance maximale et minimale ainsi que l'incrément .
- "EXECUTE": Pour pouvoir afficher les résultats .
- "TYPE": Choisir le type d'estimateur .
- "PLOT": Permet de visualiser le variogramme .
- "MODEL": Permet de choisir le modèle théorique à ajuster au variogramme expérimental , et cela en introduisant les différents paramètres (pepite(Nugget); palier(Sill) ; et la portée (range)) .
En utilisant l'option "PLOT" , on visualise le variogramme avec l'ajustement .
En utilisant "OPTION" , on donne le titre au graphe obtenu .

5. VALIDATION DU VARIOGRAMME : "XVALID"

L'étape de validation est assurée par le programme "XVALID" . Ce dernier permet de juger si l'ajustement est bon ou mauvais .

L'XVALID nous donne aussi la carte d'erreur de la variable mesurée et celle estimée par Krigeage en utilisant l'option "ERROR MAP".

On dit qu'un ajustement est bon si le Zscor de la moyenne tend vers 0 et le Zscor de l'écart type tend vers 1 .

6. KRIGEAGE : "KRIGE"

Le programme "KRIGE" permet de faire un Krigeage par voisinage glissant .

Parmi les différentes options de ce programme , on trouve :

- "TYPE": Permet de sélectionner le type de Krigeage , et choisir si le Krigeage se fait par bloc ou par point .
- "GRID": Spécifie l'origine du maillage , la taille des cellules ainsi que leurs nombres

- "SEARCH": Cette option spécifie le rayon d'action et le type de distance "variogramme" ou "euclidien" .

7. CONREC :

Ce programme utilise le fichier de sortie GRD contenant les valeurs estimées par Krigeage et forme un nouveau fichier "Metacode" pour être ensuite utilisé dans la réalisation de la carte estimée par Krigeage .