

Double 205.142  
1978  
150

N° d'ordre :

205142  
1978  
150



**THESE**

présentée à

L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE  
DE GRENOBLE

pour obtenir le grade de

**DOCTEUR de SPÉCIALITÉ**  
Géologie Appliquée  
Hydrogéologie

par

**M. SADEGH SHAJARI**

**ETUDE STATISTIQUE DE L'HYDRODYNAMIQUE  
DU CYCLE DE L'EAU AU SUD DE LA CASPIENNE**

**Bassins de Tadjan et Néka - Iran**



Soutenue le 24 novembre 1978 devant la Commission d'Examen

R. BARBIER  
R. MICHEL  
J. SARROT-REYNAULD

Professeur à l'U.S.M.G.  
Professeur à l'U.S.M.G.  
Professeur à l'U.S.M.G.

Président  
Examineur  
Rapporteur  
Directeur de la Thèse



N° d'ordre :

205142  
1978  
150

**THESE**

présentée à

L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE  
DE GRENOBLE

pour obtenir le grade de

**DOCTEUR de SPÉCIALITÉ**  
Géologie Appliquée  
Hydrogéologie

par

**M. SADEGH SHAJARI**

**ÉTUDE STATISTIQUE DE L'HYDRODYNAMIQUE  
DU CYCLE DE L'EAU AU SUD DE LA CASPIENNE**

**Bassins de Tadjan et Néka - Iran**

T.78/438



Soutenue le 24 novembre 1978 devant la Commission d'Examen

R. BARBIER  
R. MICHEL  
J. SARROT-REYNAULD

Professeur à l'U.S.M.G.  
Professeur à l'U.S.M.G.  
Professeur à l'U.S.M.G.

Président  
Examineur  
Rapporteur  
Directeur de la Thèse







MM. RAYNAUD Hervé  
REBECCO Jacques  
REYMOND Jean-Charles  
RICHARD Lucien  
Mme RINAUDO Marguerite  
MM. SARROT-REYNAUD Jean  
SIROT Louis  
Mme SOUTIF Jeanne  
MM. STIEGLITZ Paul  
VIALON Pierre  
VAN CUTSEM Bernard

-----  
MAITRES DE CONFERENCES ET MAITRES DE CONFERENCES AGREGES  
-----

MM. ARMAND Yves  
BACHELOT Yvan  
BARGE Michel  
BEGUIN Claude  
Mme BERIEL Hélène  
MM. BOUCHARLAT Jacques  
Mme BOUCHE Liane  
MM. BRODEAU François  
BERNARD Pierre  
CHAMBAZ Edmond  
CHAMPETIER Jean  
CHARDON Michel  
CHERADAME Hervé  
CHIAVERINA Jean  
COLIN DE VERDIERE Yves  
CONTAMIN Charles  
CORDONNIER Daniel  
COULOME Max  
CROUZET Guy  
Cyril Michel  
DENIS Bernard  
DUPIC Roland  
DUSSEAU René  
Mme L'ERRADOSI Jacqueline  
MM. FAURE Jacques  
FAURE Gilbert  
CAUTER Robert  
GIDON Maurice  
GROS Yves  
GUIGNIER Michel  
GUITION Jacques  
FICTER Pierre  
JALBERT Pierre  
JUNIEN-LAVILLAVROY Claude  
KOLODIE Lucien  
LE NOC Pierre  
MACHF Réris  
MAGNIN Robert  
MALLION Jean-Michel

M. I. A. G.  
Biologie (CUS)  
Chirurgie générale  
Ecologie végétale  
Chimie macromoléculaire  
Géologie  
Chirurgie générale  
Physique générale  
Anesthésiologie  
Ecologie  
Mathématiques appliquées

Chimie (IUT I)  
Endocrinologie  
Neuro-chirurgie  
Chimie organique  
Pharmacodynamie  
Pédiatrie  
Psychiatrie adultes  
Mathématiques (CUS)  
Mathématiques (IUT B) (Personne étrangère  
habilitée à être di-  
recteur de thèse).  
Gynécologie  
Biochimie médicale  
Anatomie et organogénèse  
Géographie  
Chimie papetière  
Biologie appliquée (EFP)  
Maths pures  
Chirurgie thoracique et cardio-vasculaire  
Néphrologie  
Radiologie  
Radiologie  
Physique du solide  
Cardiologie  
Physiologie végétale  
Mathématiques (CUS)  
Physiologie  
Médecine légale  
Urologie  
Chirurgie générale  
Géologie  
Physique (IUT I)  
Thérapeutique  
Chimie  
Chimie  
Histologie  
O. R. L.  
Hématologie  
Bactériologie-virologie  
Physiologie végétale  
Hygiène et médecine préventive  
Médecine du travail

MM. MAKECHAL Jean  
MARTIN-ROUYER Michel  
MASSOT Christian  
NEFOZ Alain  
NOUGARET Marcel  
PARAMELLE Bernard  
PECCOUD François

Mme PEFFEN René  
PERRIER Guy  
PHILIP Xavier  
RACHAIL Michel  
RACINET Claude  
RAMBAUD Pierre  
RAPHAEL Bernard  
Mme RENAUDET Jacqueline  
ROBERT Jean-Bernard  
ROMIER Guy

SAKAROVITCH Michel  
SCHAEKER René  
Mme SEIGLE-MURANDI Françoise  
STOEBNER Pierre  
STUTZ Pierre  
VROUSOS Constantin

-----  
MAITRES DE CONFERENCES ASSOCIES  
-----

MM. DEVINE Roderick  
KANEKO AKIRA  
JOHNSON Thomas  
RAY Tuhina

-----  
MAITRE DE CONFERENCES DELEGUE  
-----

M. ROCHAT Jacques

Mécanique (IUT I)  
Chimie (CUS)  
Médecine interne  
Thermodynamique  
Automatique (IUT I)  
Pneumologie  
Analyse (IUT B) (Personnalité étrangère  
habilitée à être directeur  
de thèse).

Métallurgie (IUT I)  
Géophysique-Glaciologie  
Rhumatologie  
Médecine Interne  
Gynécologie et Obstétrique  
Pédiatrie  
Stomatologie

Bactériologie (Pharmacie)  
Chimie-Physique  
Mathématiques (IUT B) (Personnalité étran-  
gère habilitée à être  
directeur de thèse.)

Maths appliquées  
Cancérologie  
Cryptométrie  
Anatomie Pathologie  
Mécanique  
Radiologie

Spectro Physique  
Maths pures  
Maths appliquées  
Physique

Hygiène et Hydrologie (Pharmacien)

Fait à SAINT MARTIN D'HERES, NOUVEMBRE 1977

à ma femme

et ma fille



AVANT - P R O P O S

Au moment où s'achève cette étude, je voudrais exprimer toute ma reconnaissance aux personnes qui m'ont aidé dans sa réalisation.

Ma profonde reconnaissance va tout d'abord à Monsieur le Professeur J. SARROT-REYNAULD qui a bien voulu m'apporter son appui, m'a guidé et m'a conseillé dans l'élaboration de ce travail.

Je remercie Monsieur le Professeur R. BARBIER qui me fait l'honneur de présider le jury.

Je remercie également Monsieur le Professeur R. MICHEL qui a bien voulu accepter de participer à ce jury.

Je remercie Monsieur A.A. NOWROOZI, le directeur du Service Sécurité Nucléaire de l'Organisation de l'énergie atomique d'Iran.

Je remercie le personnel et mes amis de l'Institut Dolomieu de Grenoble, ainsi que mes collègues de la NISC et de l'AEOI.

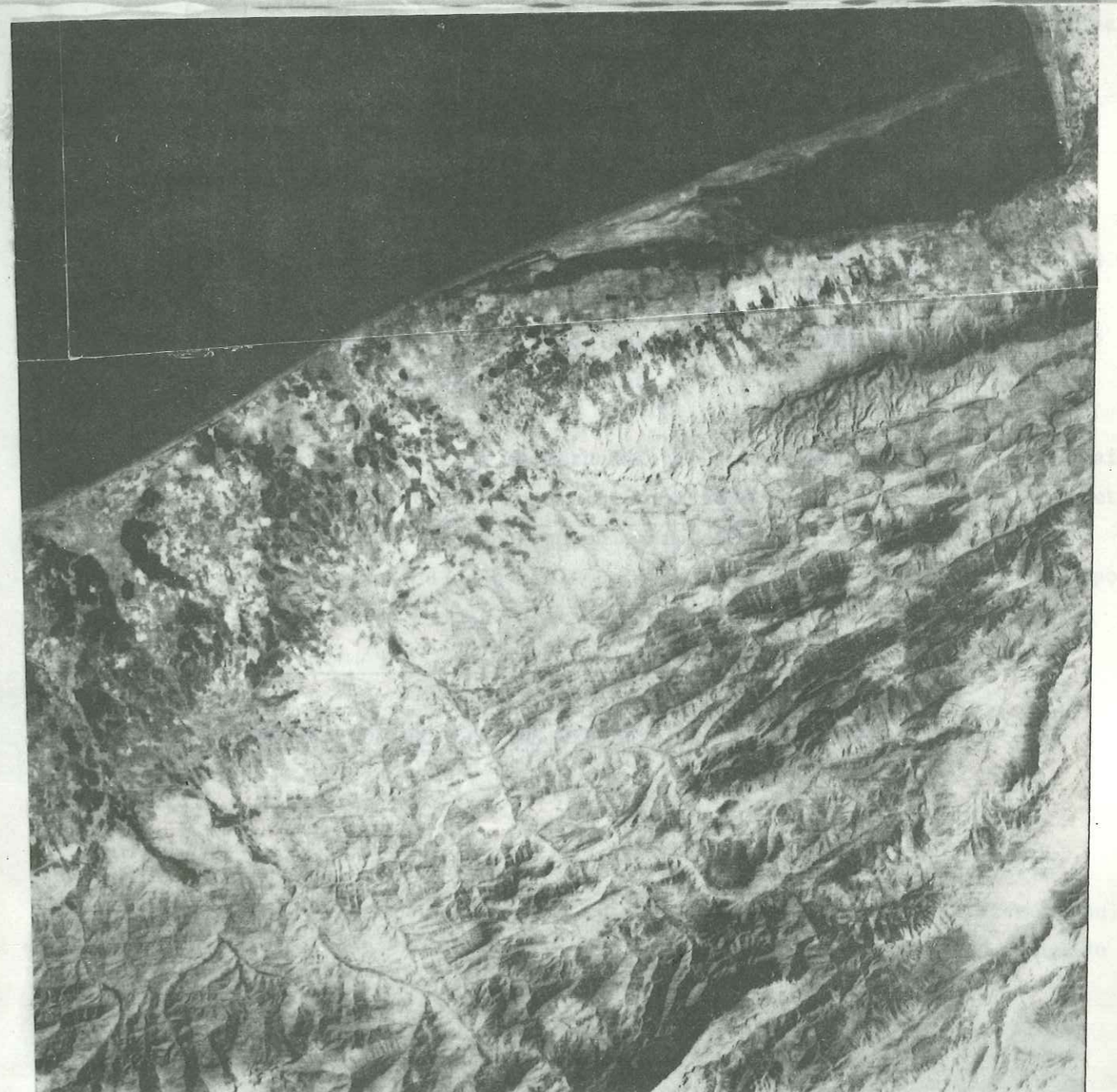
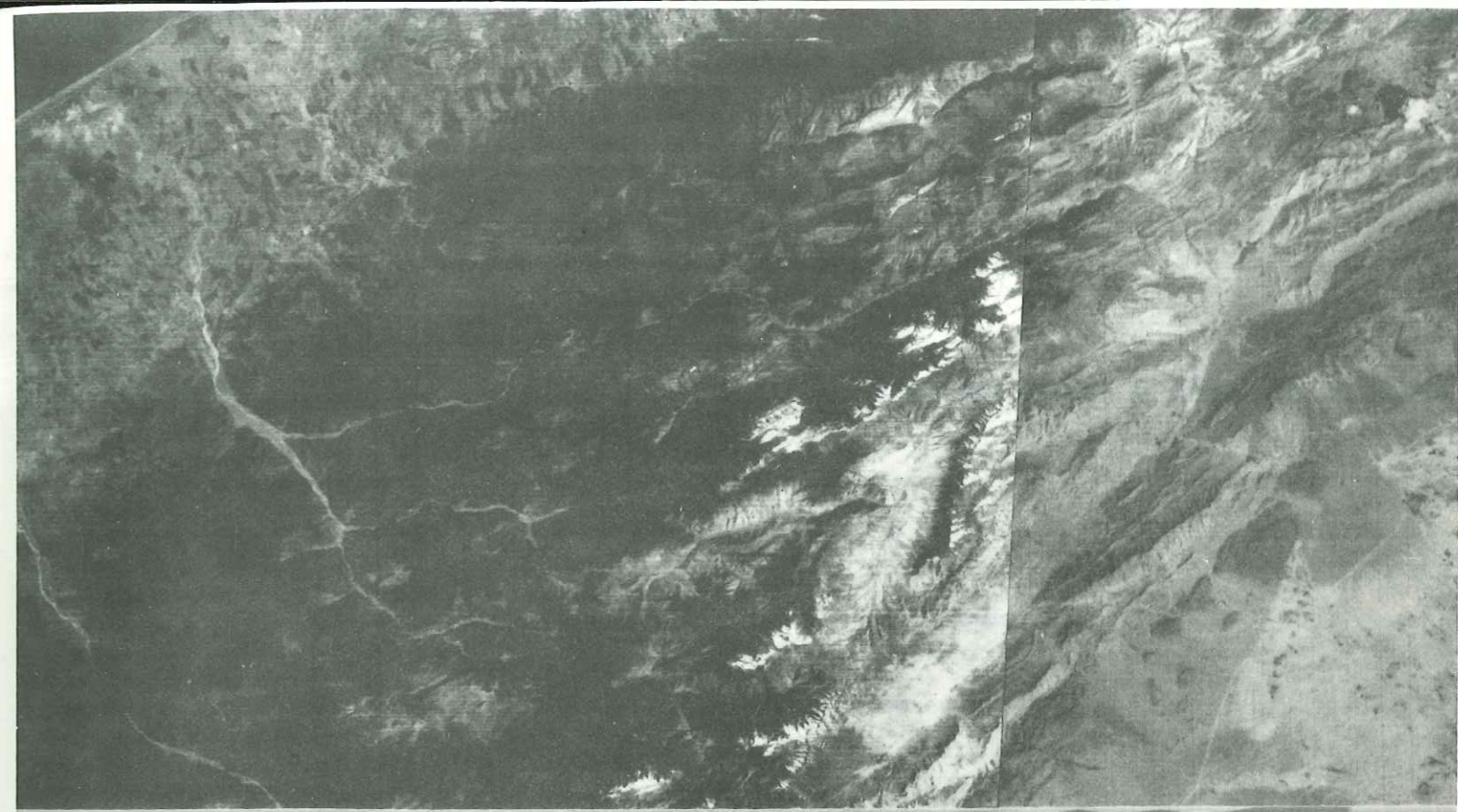
Je remercie mes parents, ma femme.



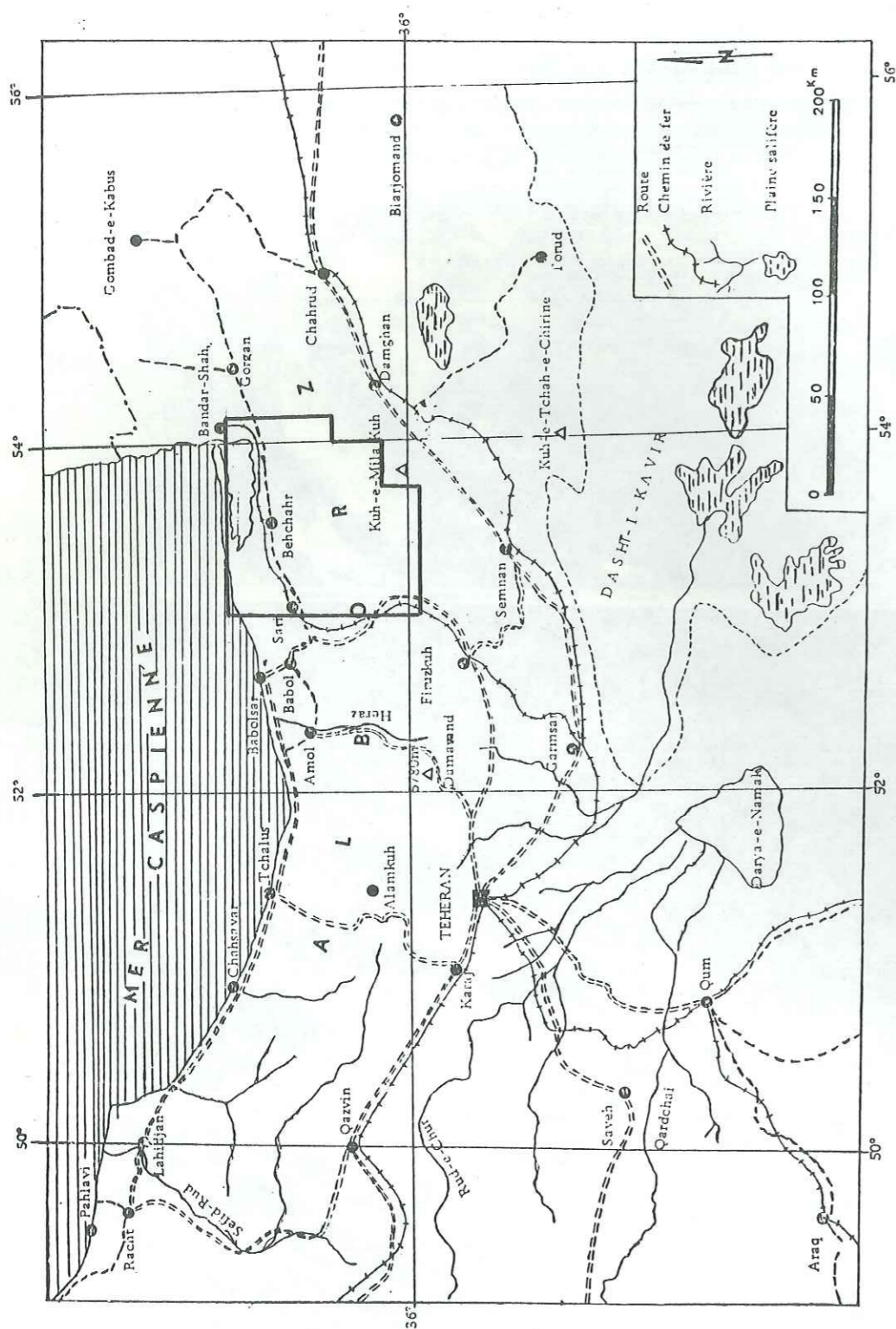
CHAPITRE I - INTRODUCTION

- Préliminaire
- Représentation des bassins versants de  
Tadjan et Néka
- Population









CARTE MONTRANT LA SITUATION GEOGRAPHIQUE DE LA REGION

PI. 1

CHAPITRE I

INTRODUCTION

1.1 - PRELIMINAIRE

La région de Tadjan-Néka nous a paru favorable pour effectuer un travail dont l'objectif a été l'étude statistique de l'hydrodynamique de l'eau dans un cycle fermé. L'évaporation sur la mer Caspienne, les précipitations sur le flanc nord de l'Alborz et l'écoulement à la Caspienne nous offraient les conditions d'un cycle fermé de l'eau.

Des données brutes hydroclimatologiques non exploitées, accumulées depuis plusieurs années, un inventaire des puits et des sources fait par le Département des eaux souterraines de l'Iran, des analyses isotopiques et une carte topographique au 1:250 000e favorisaient une étude statistique.

L'absence de carte géologique détaillée nous a amené à effectuer ce travail en relation avec les études hydrogéologiques. Nous avons aussi utilisé les travaux antérieurs :

- carte géologique 1:50 000 de la zone Néka-Sari, par Stoklin,
- carte géologique 1:250 000 de la zone Kiassar, par notre groupe de N.I.S.C.

Nous avons porté également une attention particulière à l'évaluation des ressources en eau de la région.

En ce qui concerne la méthodologie et la présentation de ce travail, nous avons cherché à éviter la description répétée de calculs identiques et nous avons choisi de ne donner qu'un exemple caractéristique de chaque type de raisonnement ou de calcul. De même, nous avons écarté de notre exposé tout ce qui n'est pas en relation avec son thème essentiel.

1.2. - PRESENTATION DES BASSINS VERSANTS DE TADJAN ET NEKA

1.2.1. - Cadre géographique

La région de notre étude est un quadrilatère d'une superficie d'environ 9 000 kilomètres carrés. Cette région se trouve immédiatement au sud de la mer Caspienne et s'étend de la ville de Sari vers l'Est jusqu'au coin Sud Est de la mer (Pl. 1).



La région étudiée se compose d'une zone montagneuse et d'une plaine.

La zone montagneuse elle-même contient la totalité du bassin versant de Tadjan et une grande partie du bassin versant de Néka vers l'aval.

La plaine que dans cette étude nous appellerons la plaine de Sari est une partie de la plaine de la côte de la Caspienne qui couvre la zone influencée par les deux rivières Tadjan et Néka, depuis leurs sorties de la zone montagneuse jusqu'à ce qu'elles se jettent dans la mer Caspienne.

La rivière Tadjan draine une zone montagneuse d'environ 4 000 kilomètres carrés. Son débit moyen interannuel est de  $14 \text{ m}^3/\text{s}$ .

Le Tadjan est formé par la confluence de trois rivières : Sefidroud, Garmabroud, Zaramroud (Pl. 2).

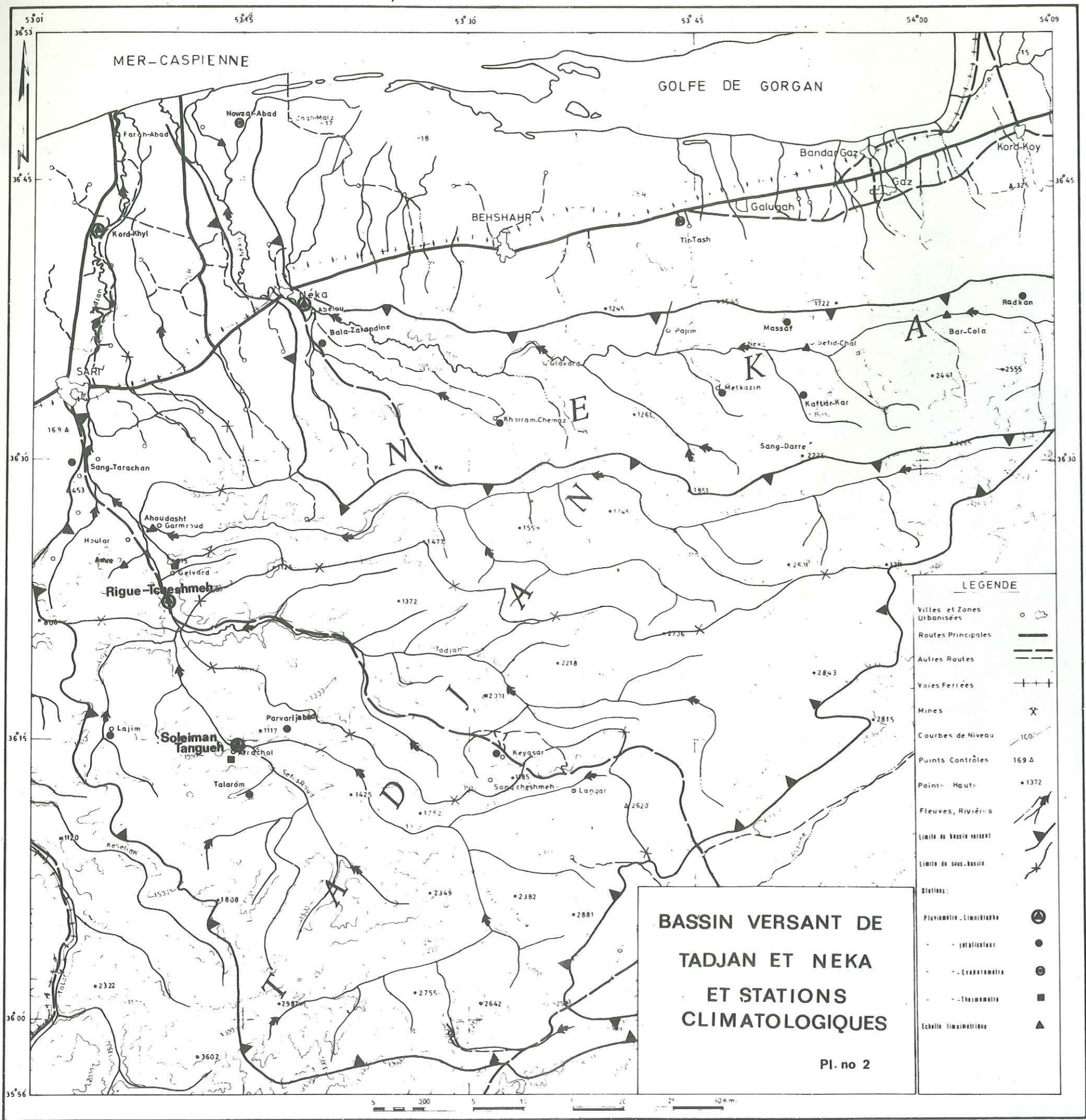
Le Néka se trouve au Nord du Tadjan et coule de l'Est vers l'Ouest plus ou moins parallèle au Zaramroud. Il draine une zone montagneuse de 1 900 kilomètres carrés, dont la longueur est de 135 kilomètres et la largeur moyenne de 14 kilomètres. Son débit moyen interannuel est de  $6,2 \text{ m}^3/\text{s}$ .

#### 1.2.2. - Relief, Végétation

Au Nord, une chaîne ayant la direction Est-Ouest sépare la plaine de la côte de la Caspienne du bassin de Néka. Une deuxième chaîne vers le Sud, parallèle à la première chaîne se trouve entre le Néka et le Zaramroud.

Au centre et au Sud de la région, les chaînes ne sont pas tellement régulières, cependant elles ont sensiblement la direction E.NE - W.NW. Les monts les plus hauts se trouvent au Sud Est et au





**BASSIN VERSANT DE  
TADJAN ET NEKA  
ET STATIONS  
CLIMATOLOGIQUES**

Pl. no 2

**LEGENDE**

- Villes et Zones Urbanisées
- Routes Principales
- Autres Routes
- Vies Ferrées
- Mines
- Courbes de Niveau
- Points Contrôles 169 Δ
- Point-Hauts
- Fleuves, Rivières
- Limite du bassin versant
- Limite du sous-bassin
- Stations:
  - Pluviométrie - Limnigraphie
  - Thermométrique
  - Évapotométrie
  - Thermométrie
  - Echelle limnométrique



Sud de la région : Badelekhkouh, 3 211m Kou-e-Shader, 3 251m.

Les forêts sont largement développées sur les bassins de Tadjan et Néka (75 % de la superficie de la zone montagneuse est couverte par les forêts et 12 % par l'agriculture). Les forêts s'élèvent jusqu'à une altitude de 2 800 m. La totalité de la plaine appartient à l'agriculture.

1.2.3. - Courbe de fréquence altimétrique et hypsométrique

Le tableau 1 donne les superficies par tranche d'altitude de 500 m à partir de -28 m (altitude de l'exutoire) et jusqu'à 3 602 m pour le bassin du Tadjan. Ces résultats sont illustrés par la figure 3. 95 % de la surface est comprise entre 0 et 2 500 m.

L'altitude de fréquence 1/2 est de 1 950 m et l'altitude moyenne a été trouvée par la méthode suivante :

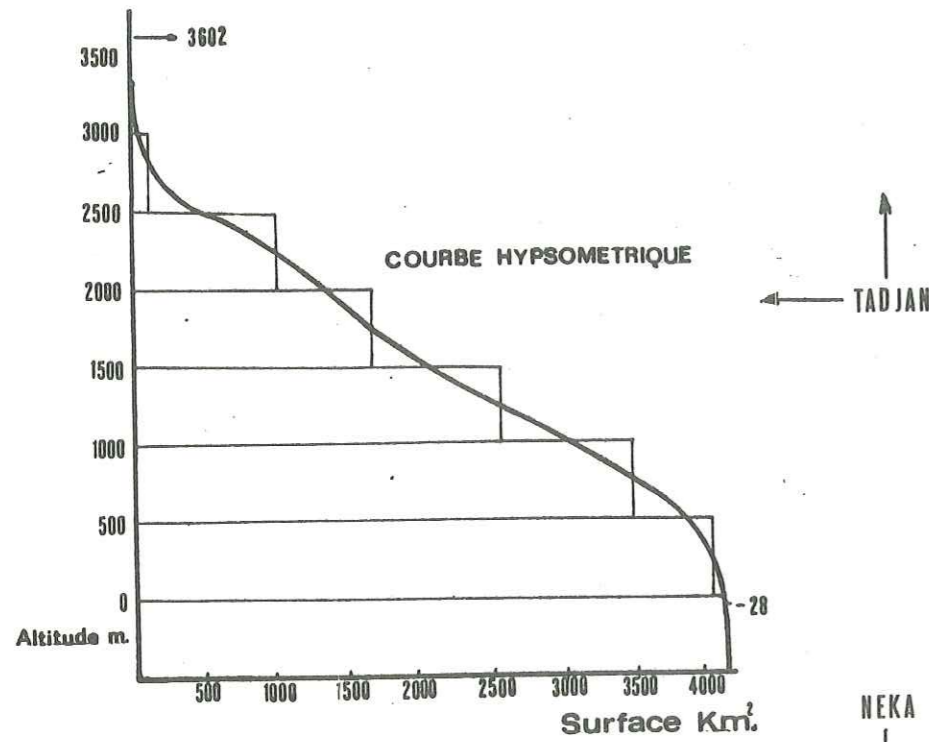
$$hm = \frac{\sum_i Si \left( \frac{h_1 + h_2}{2} \right)}{S} = 1\,406,97$$

- hm = altitude moyenne
- $h_1$  et  $h_2$  = limites altimétrique de chaque tranche
- $Si$  = surface limitée par la tranche d'altitude  $h_1$  et  $h_2$
- S = surface totale

hm est égal à 1 406,97 m et il est assez loin de l'altitude de fréquence 50 % (1 950 m), ce qui montre la prédominance relative des zones élevées.

Tranches d'altitude (m)	Surface en km <sup>2</sup>	Σ des surfaces	%	Σ %
3500 - 3602	0,775	0,775	0,019	0,019
3000 - 3500	18,328	19,10	0,449	0,468
2500 - 3000	102,46	121,64	2,51	2,98
2000 - 2500	873,14	994,78	21,39	24,37
1500 - 2000	871,90	1666,27	16,46	40,82
1000 - 1500	865,80	2532,06	21,21	62,03
500 - 1000	923,35	3455,41	22,62	84,65
0,00 - 500	540,86	3996,27	13,25	97,9
- 28 - 0,00	85,72	4082,00	2,1	100

TABLEAU 1.



Tranches d'altitude (m)	Surface en km <sup>2</sup>	%
0 - 500	276,4	14,5
500 - 1000	261,1	13,7
1000 - 1500	272,5	14,3
1500 - 2000	480,3	25,2
2000 - 2500	390,7	20,5
2500 - 3000	196,3	10,3
> 3000	28,6	1,5
Σ	1906	100

TABLEAU 2.

1.2.4. - Indice de forme du bassin de Tadjan

Il se traduit par l'indice de Gravellius k qui est :

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

avec

P : périmétrie du bassin

A : superficie du bassin

$$k = 0,28 \frac{379}{\sqrt{4082}} = 1,66$$

La valeur obtenue n'est pas très éloignée de celle d'un cercle.

1.2.5. - Rectangle équivalent

Le rectangle équivalent représente un bassin versant dont la périmétrie est remplacée par celle du rectangle dans les conditions où la superficie, l'indice de Gravellius et la courbe de distribution de la fréquence altimétrique du bassin seraient les mêmes que ceux de ce rectangle. Il est évident que dans ce cas les conditions d'écoulement ne changeront pas.

La largeur du rectangle équivalent (l) ainsi que la longueur (L) peuvent être déterminées par les formules suivantes où Ic est l'indice de Gravellius et A est la superficie du bassin :

$$2(L + l) = P = \frac{k \sqrt{A}}{0,28}$$

$$Ll = A$$

$$L = \frac{Ic \sqrt{A}}{1,12} \left| I + \sqrt{I - \left(\frac{1,12}{k}\right)^2} \right|$$

Donc  $\frac{L}{A}$  est une fonction de k.

Pour le bassin de Tadjan, L = 164,59 et l = 24,8.



Le rectangle équivalent nous a servi pour calculer la pente moyenne du bassin de Tadjan :

$$S_i = \frac{D_i}{d_i} = \frac{D_{i1}}{a_i}$$

$$S = \frac{D_{i1}}{a_i} = \frac{1 D_i}{A} = \frac{1D}{A} = \frac{D}{L}$$

dans lesquelles

$S_i$  est la pente d'une tranche d'altitude (située entre deux courbes de niveaux  $n$  et  $n+1$ )

$D_i$  est l'intervalle altimétrique des courbes  $n$  et  $n+1$

$d_i$  est la largeur moyenne de la tranche

$a_i$  est la superficie de la tranche

$S$  la pente moyenne du bassin ainsi calculée est de 2,205 %.

### 1.3. - POPULATION

La population sur l'ensemble du bassin de Tadjan représente 301 800 habitants, qui se compose de 59 000 familles. Cette population se répartit entre la ville de Sari, 70 900 habitants et 15 780 familles, et les villages se trouvant dans les zones montagneuses et la plaine de la côte de la mer Caspienne.

La population de la partie étudiée du bassin de Néka est d'environ 55 000 habitants et 8 540 familles.

La densité du bassin de Tadjan est de 74 habitants au kilomètre carré et celle du bassin de Néka de 51,5 habitants au kilomètre carré. Même le bassin de Néka qui présente une population moins dense en comparaison des autres régions de l'Iran a une densité très élevée.

## CHAPITRE II - LES DONNEES CLIMATIQUES

- Les précipitations
- La température
- Humidité relative
- Les vents
- Conclusion

## C H A P I T R E II

### LES DONNEES CLIMATIQUES

#### 2.1. - LES PRECIPITATIONS

##### 2.1.1. - Généralités

Les mesures de pluviométrie sont effectuées dans le bassin versant de Tadjan depuis 1958 et à la station synoptique de Babolsar à 40 km en dehors de la région depuis 1950.

Sur le bassin versant de Tadjan, seule la station de Rigue Tchechmeh offre une période relativement longue d'observation permettant une exploitation statistique des données. Les données des autres stations concernent des durées courtes et variables. Afin d'utiliser toutes les données disponibles, nous les avons ajustées et normalisées pour une période standard en les comparant à celles de la station de Babolsar. Cette station est choisie parce qu'elle se trouve dans une région météorologiquement homogène qui couvre aussi les bassins versants de Tadjan et Néka.

Les stations qui nous ont servi dans cette étude ont été représentées sur le Tableau 3.

##### 2.1.2. - Ajustement des données

Tout d'abord les précipitations annuelles et mensuelles de chaque station ont été comparées aux précipitations moyennes des stations entourant la station envisagée, et les valeurs qui montraient des erreurs ont été remplacées par celles estimées. Quelles que soient les raisons



Bassin versant	Stations	Equipement	Altitude en m	Périodes d'observations retenues
Tadjan	Kord Khyll	pluviomètre	0	1966 - 1976
	Rigue Tchéchmech	pluviomètre	200	1958 - 1976
	Soleimane Tanguéh	pluviomètre	450	1966 - 1976
	Sangue Tarachane	totalisateur	175	1965 - 1976
	Lajime	totalisateur	750	1965 - 1976
	Parvaridje Abad	totalisateur	1000	1965 - 1976
	Kiassar	totalisateur	1275	1965 - 1976
Néka	Nowzar Abad	pluviomètre	-20	1966 - 1976
	Ablou	pluviomètre		1970 - 1976
	Sefid Tchah	pluviomètre	1000	1968 - 1976
	Néka	plu.-totalis.	0	
	Bala Zarandine	plu.-totalis.		1965 - 1976
	Khoram Tchonnaz	plu.-totalis.	280	1969 - 1976
	Evard	plu.-totalis.	1200	1969 - 1976
	Massaf	plu.-totalis.	1500	1965 - 1976
	Metkasine	plu.-totalis.	1140	1969 - 1976
	Kaftarkar	plu.-totalis.	1180	1969 - 1976
	Radekan	plu.-totalis.	200	1965 - 1976
Shah Kouh	plu.-totalis.		1969 - 1976	
En dehors de la région	Babolsar	pluviographe		1950 - 1976

TABLEAU 3.

de ces erreurs, on peut espérer les éliminer partiellement en utilisant cette méthode.

La correction des données des pluviomètres totalisateurs semblait pouvoir se faire grâce à l'existence de deux sortes de pluviomètres (totalisateurs et journaliers) à la station de Soleïman Tanguéh.

Les deux valeurs de précipitations annuelles obtenues par les pluviomètres journaliers et totalisateurs fournissent un point sur un diagramme avec en abscisse la hauteur des précipitations annuelles des pluviomètres journaliers et, en ordonnées, la hauteur de précipitation annuelle des pluviomètres totalisateurs. La répartition des points ainsi obtenus ne montrant aucune relation entre eux, il a fallu employer la solution ci-après :

Les valeurs cumulées des précipitations mesurées par le pluviomètre totalisateur à la station de Néka ont été ajustées avec les moyennes des précipitations cumulées mesurées par les pluviomètres journaliers autour de cette station à trois stations.

La relation ainsi obtenue est :  $Y = 1,05 X + 6$ , dans laquelle X est la valeur mesurée par le pluviomètre totalisateur et Y la valeur corrigée correspondante. Cette relation peut aussi s'appliquer pour corriger tous les pluviomètres totalisateurs installés sur les bassins du Tadjan et Néka, ce qui nous a permis de corriger les données prises en compte dans les calculs.

### 2.1.3. - Précipitations annuelles

#### 2.1.3.1. - Etude statistique

##### 2.1.3.1.1.- Ajustement théorique à la loi de Gauss

La densité de probabilité en loi de Gauss est :

$$\phi (P) = \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} \exp - \frac{(P-M)^2}{2 \sigma^2}$$



P : variable des précipitations  
 M : moyenne de la variable  
 σ : écart-type

La station de Rigue Tchechmeh a été choisie pour employer la méthode de  $\chi^2$  afin de savoir si la loi de distribution normale est satisfaisante pour représenter les précipitations.

La distribution de chi-carré peut s'écrire :

$$\chi^2 = \sum_1^n \frac{(F - F')^2}{F}$$

F : fréquence observée des hauteurs des précipitations qui se trouvent entre les intervalles d'une classe

F' : fréquence théorique

n : nombre de classes

Le  $\chi^2$  est de 2.97 pour un degré de liberté égal à N = n-1 = 7. Cette valeur est inférieure à celle correspondante à une probabilité de dépassement de 12 % qui est de 3.08 pour N = 7. Donc il y a 88 % de chances pour que la loi de Gauss soit satisfaisante pour représenter la population.

Bien que l'échantillon ne suive pas une loi strictement normale, étant donné l'application que l'on veut faire des résultats, ce n'est pas commettre une grosse erreur que d'admettre qu'il en est ainsi.

#### 2.1.3.1.2. Fréquence synthétique de la distribution des précipitations.

Vingt-six ans de mesures des précipitations à la station de Babolsar et l'homogénéité météorologique de la région rendent possible d'établir synthétiquement les droites des fréquences de la distribution pour chaque station pluviométrique.

#### Méthode de calcul

1 / D'abord la moyenne et l'écart-type pour les hauteurs annuelles des précipitations de chaque station ont été déterminés par les

$\mu$  = 723  
 $\sigma$  = 146  
 n - 1 = 7

Limite des classes	$t = \frac{x - \mu}{\sigma}$	Superf. de la courbe stand.	Probabilité cumulative	Probabilité des classes	F'	F	F-F'	$\frac{(F-F')^2}{F'}$
300	-2.897	-0.4981	0.0019	0.0116	0.210	0	-0.210	0.21
400	-2.212	-0.4865	0.135	0.0503	0.91	2	1.09	1.306
500	-1.527	-0.4362	0.0638	0.1366	2.460	3	0.54	0.119
600	-0.822	-0.2996	0.2004	0.236	4.250	5	0.750	0.132
700	-0.158	-0.0635	0.4365	0.2645	4.761	3	-1.761	0.650
800	0.527	0.2010	0.7010	0.1810	3.258	3	-0.258	0.020
900	1.185	0.3820	0.8820	0.089	1.602	2	0.398	0.099
1000	1.897	0.4710	0.9710	0.024	0.434	0	-0.434	0.434
1100	2.582	0.4951	0.9951					
$\Sigma$					17.89	18		2.97

TABLEAU 4.



formules :

$$\bar{X} = \frac{\sum X_i}{N} \quad \text{avec : } X_i = \text{somme des } n \text{ hauteurs de précipitations annuelles}$$

$$N = \text{nombre d'années d'observation}$$

$$S = \sqrt{\frac{\sum (X_i - \bar{X})^2}{N - 1}}$$

2 / Les valeurs  $M'_1$  et  $S'_1$  représentent respectivement la moyenne et l'écart-type synthétique de n'importe quelle station et peuvent être calculées grâce aux relations ci-après :

$$S'_1 = S_1 + (S'_2 - S_2) \bar{R}^2 \cdot \frac{S_1}{S_2}$$

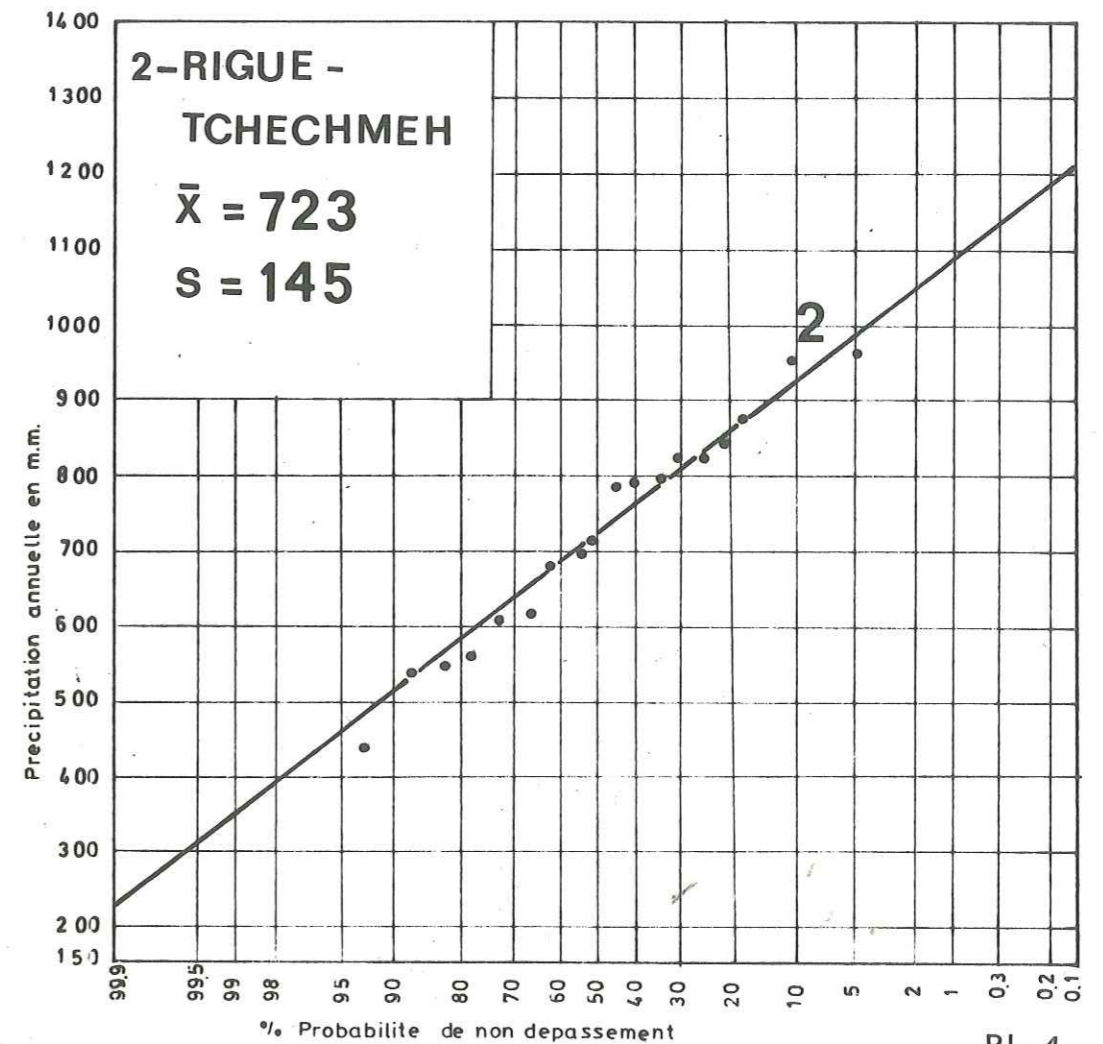
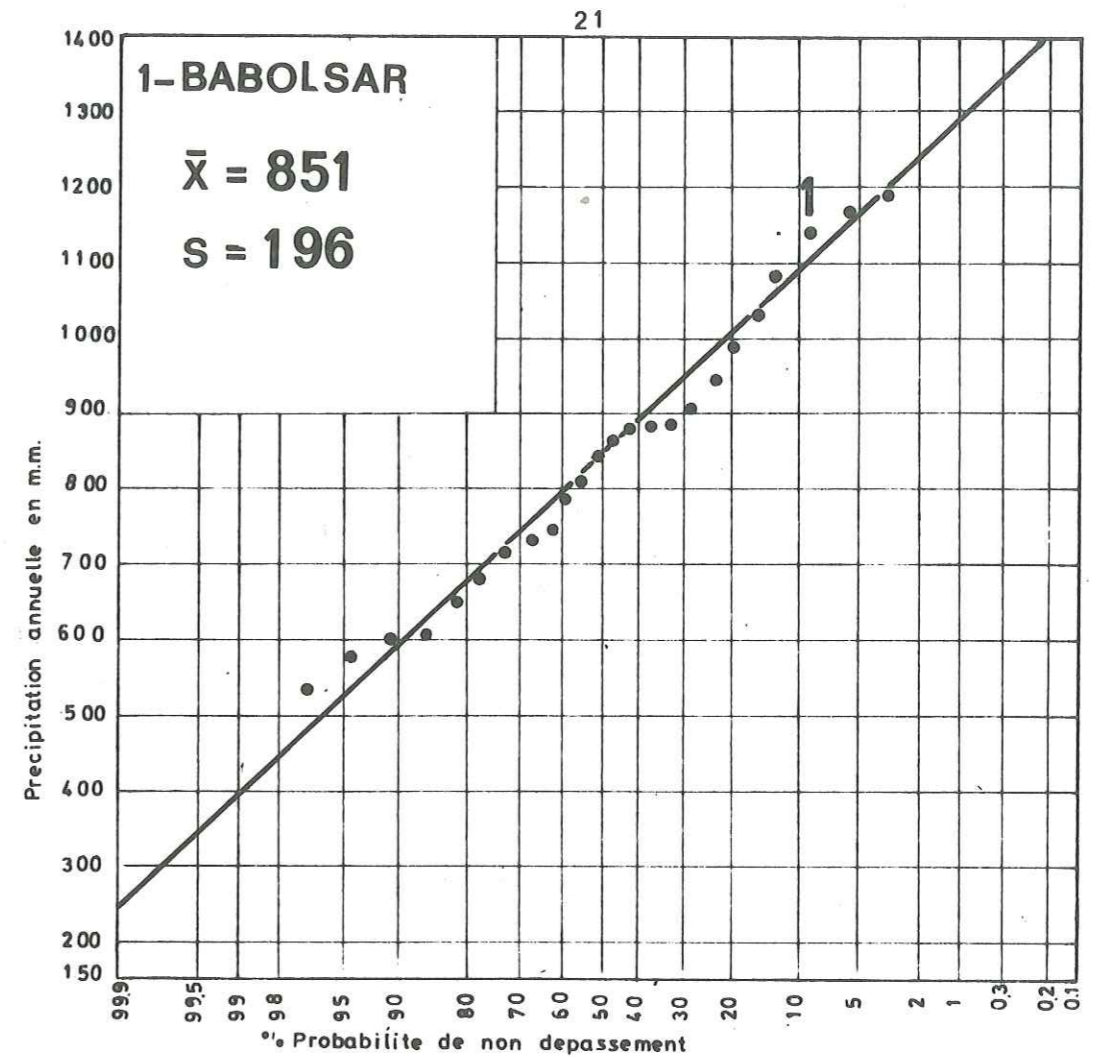
$$M'_1 = M_1 + (M'_2 - M_2) \bar{R} \cdot \frac{S_1}{S_2}$$

$$\bar{R}^2 = 1 - (1 - R^2) \frac{N-1}{N-2}$$

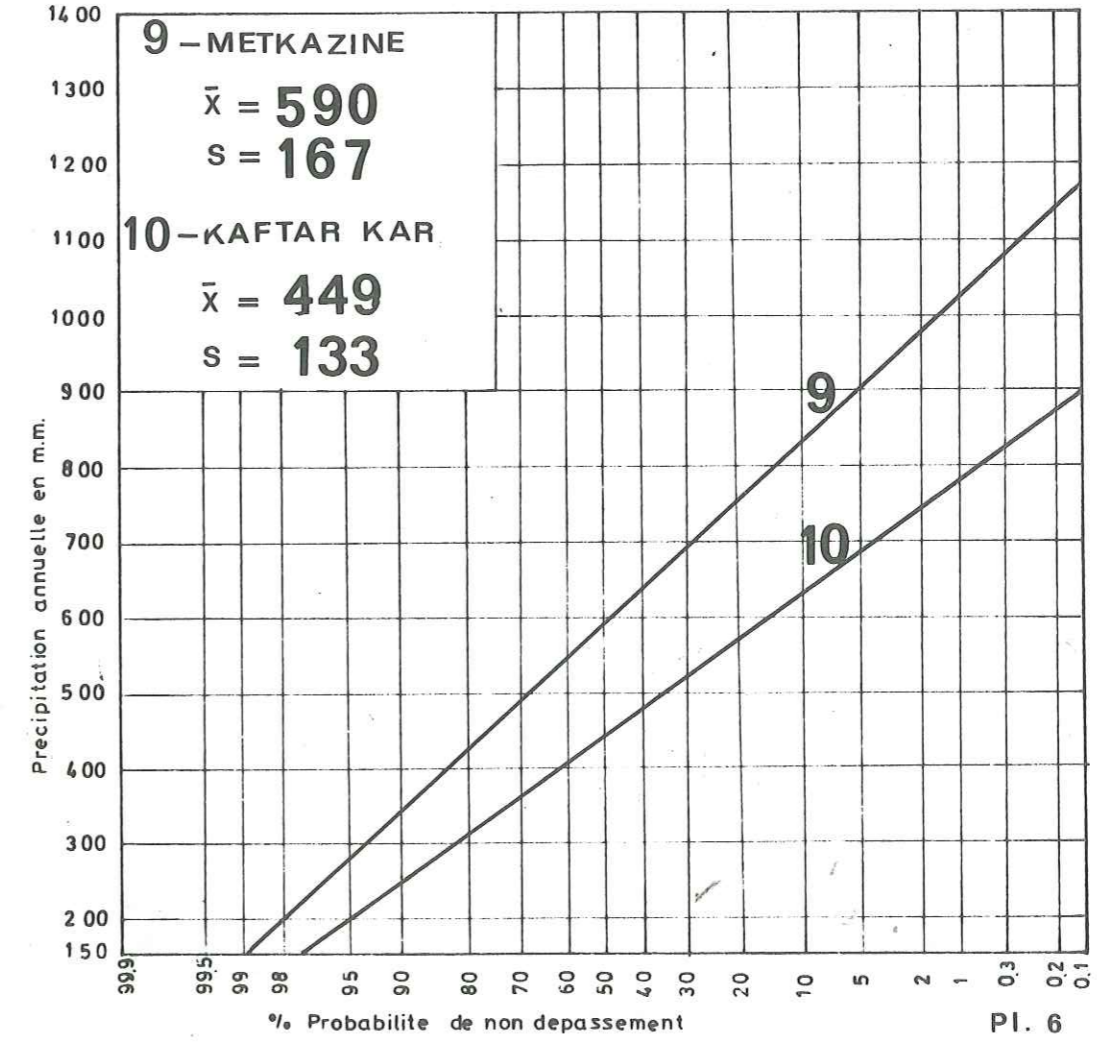
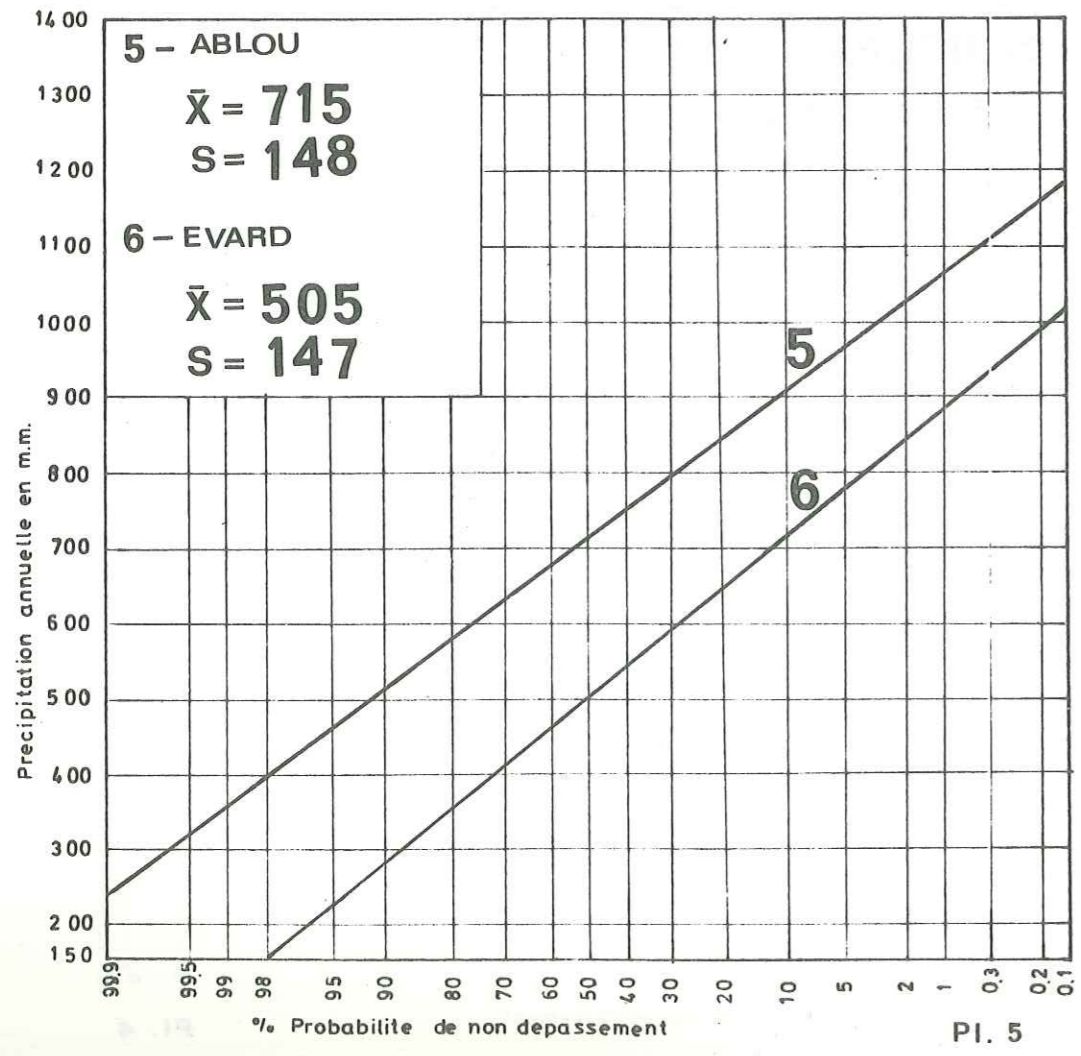
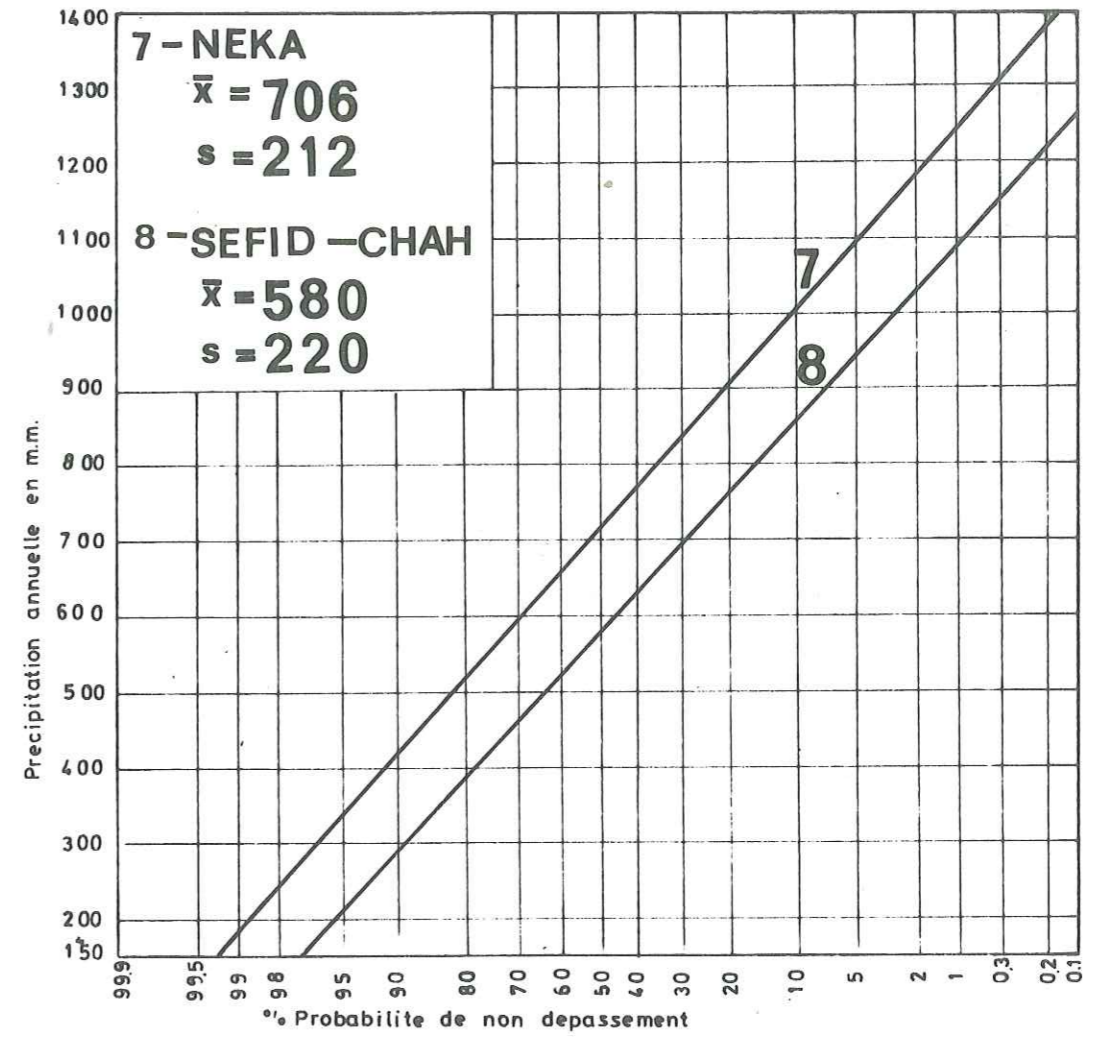
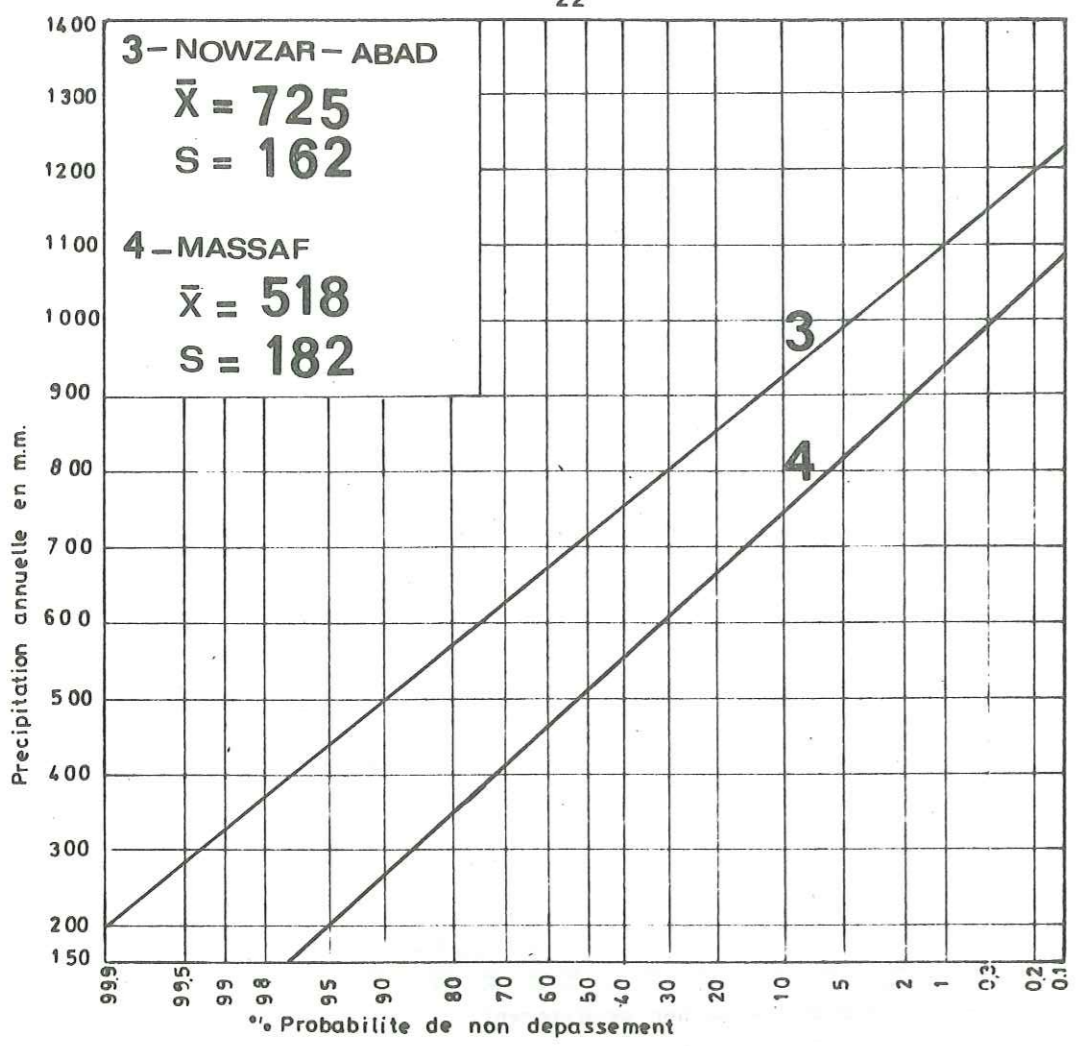
$$R^2 = \frac{(\sum x y)^2}{\sum x^2 \sum y^2}$$

avec

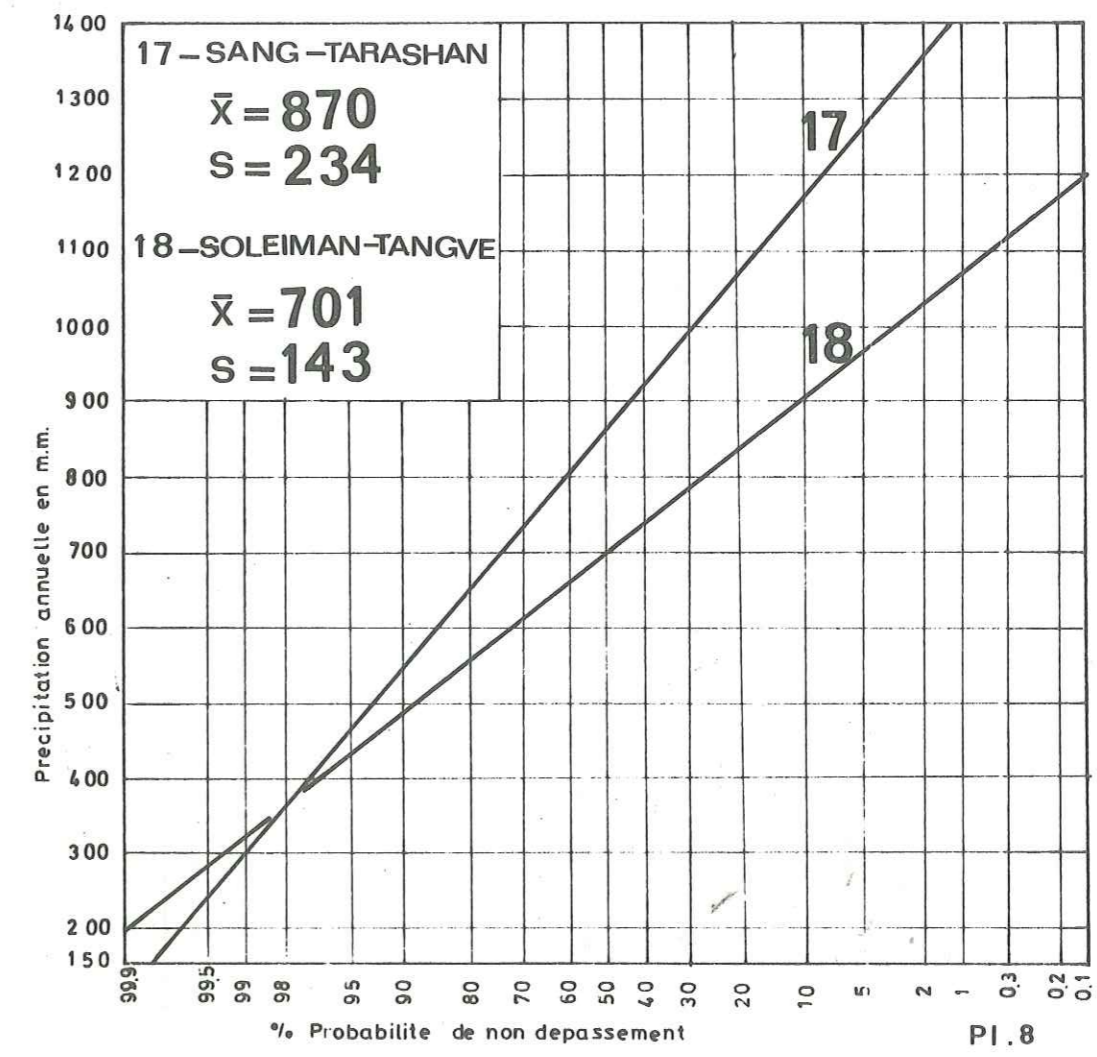
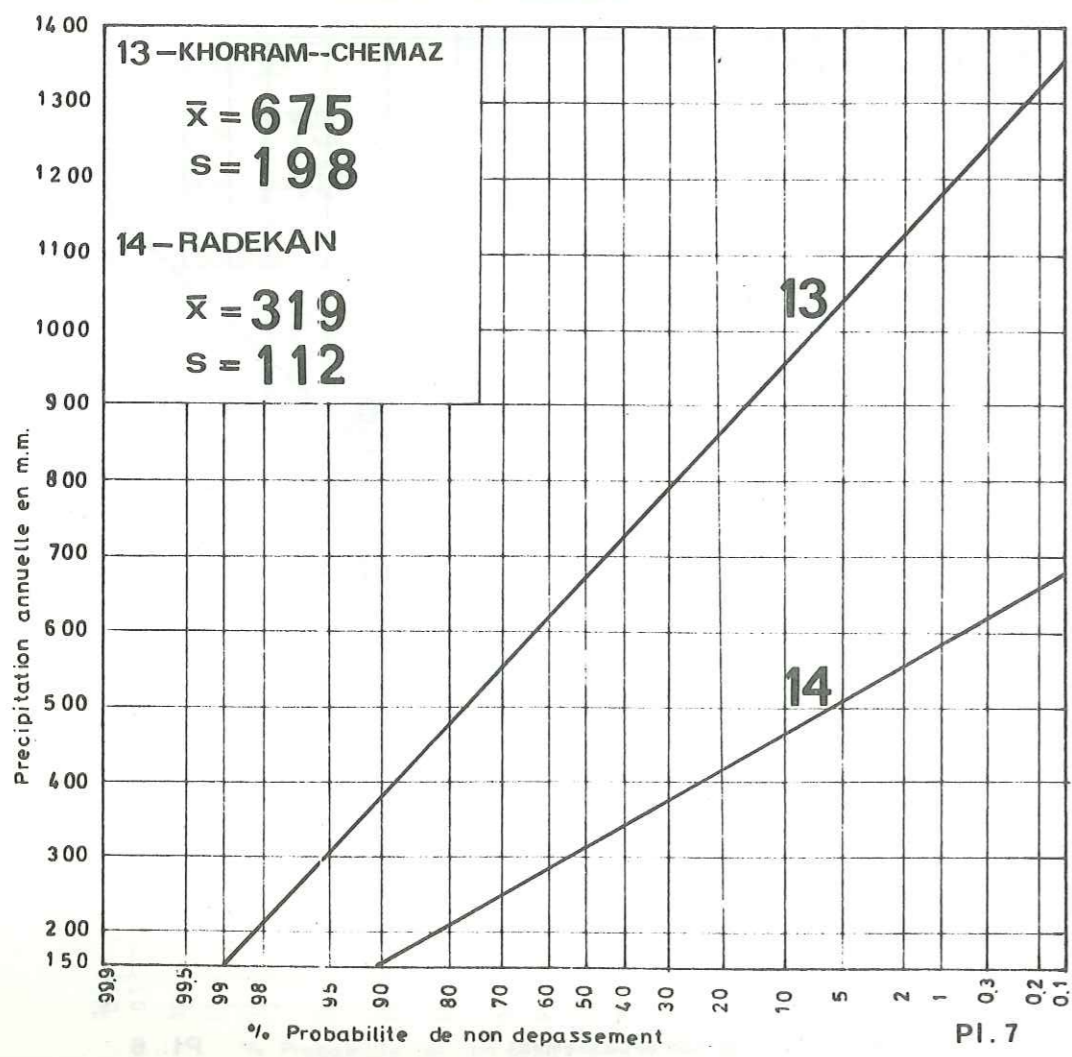
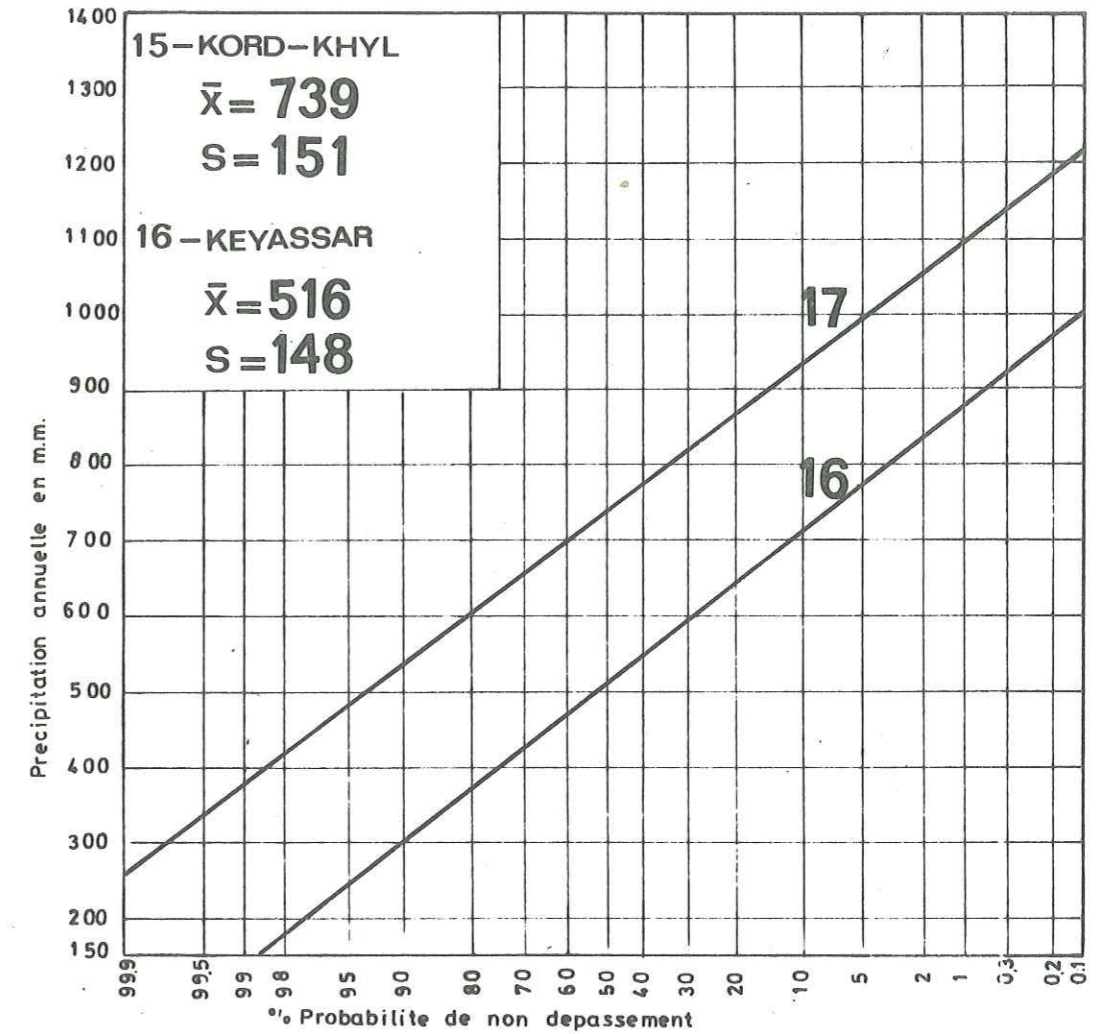
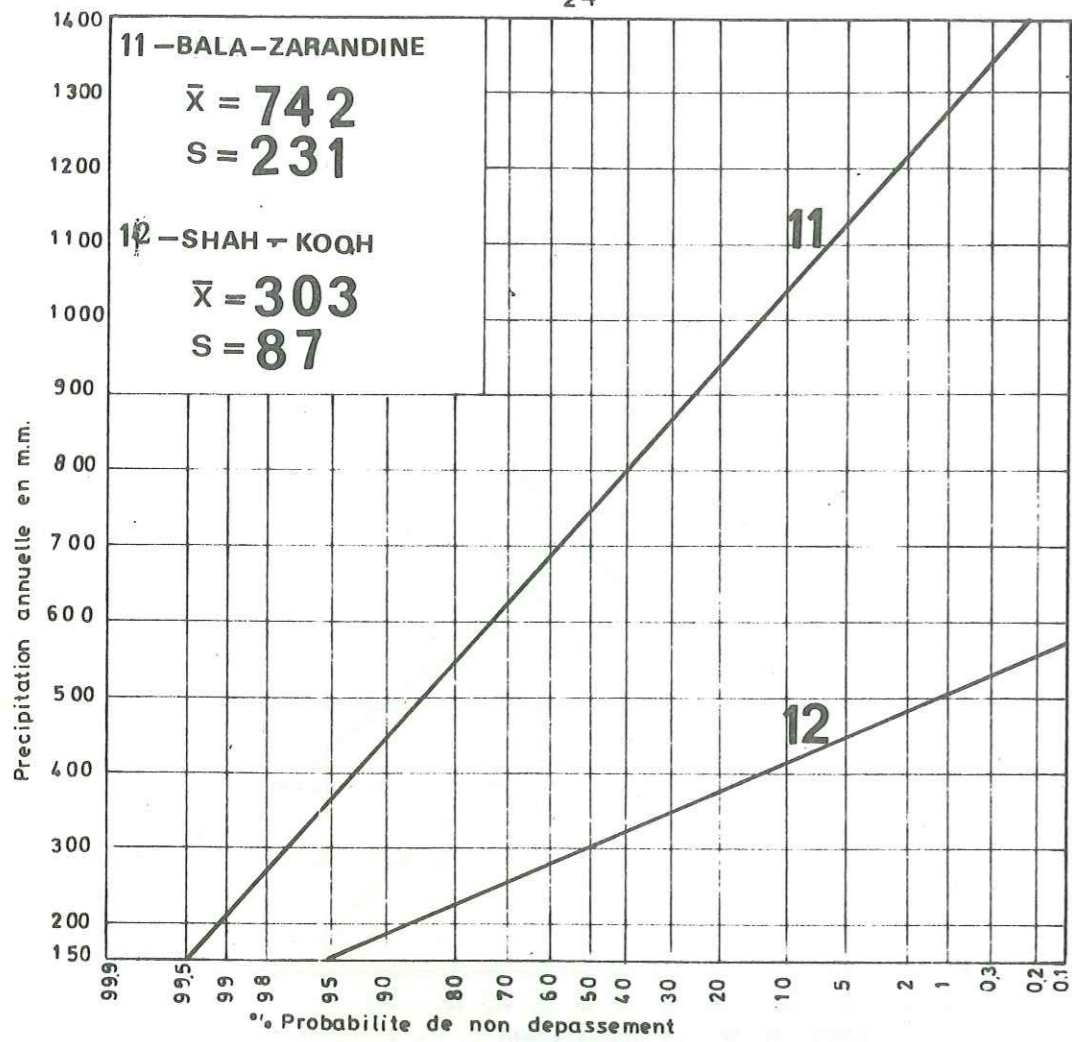
- $M_1$  : moyenne des hauteurs des précipitations annuelles de la station envisagée.
- $S_1$  : écart-type des hauteurs des précipitations annuelles de la station envisagée.
- $M'_2$  : moyenne des hauteurs des précipitations annuelles de la station de Babolsar pendant une période de 26 ans.
- $S'_2$  : écart-type des hauteurs des précipitations annuelles de la station de Babolsar pendant une période de 26 ans.
- $M_2$  : moyenne des hauteurs des précipitations annuelles à la station de Babolsar pendant la période où les données de la station envisagée sont disponibles.
- $S_2$  : écart-type des hauteurs des précipitations annuelles à la station de Babolsar pendant la période où les données de la station envisagée sont disponibles.



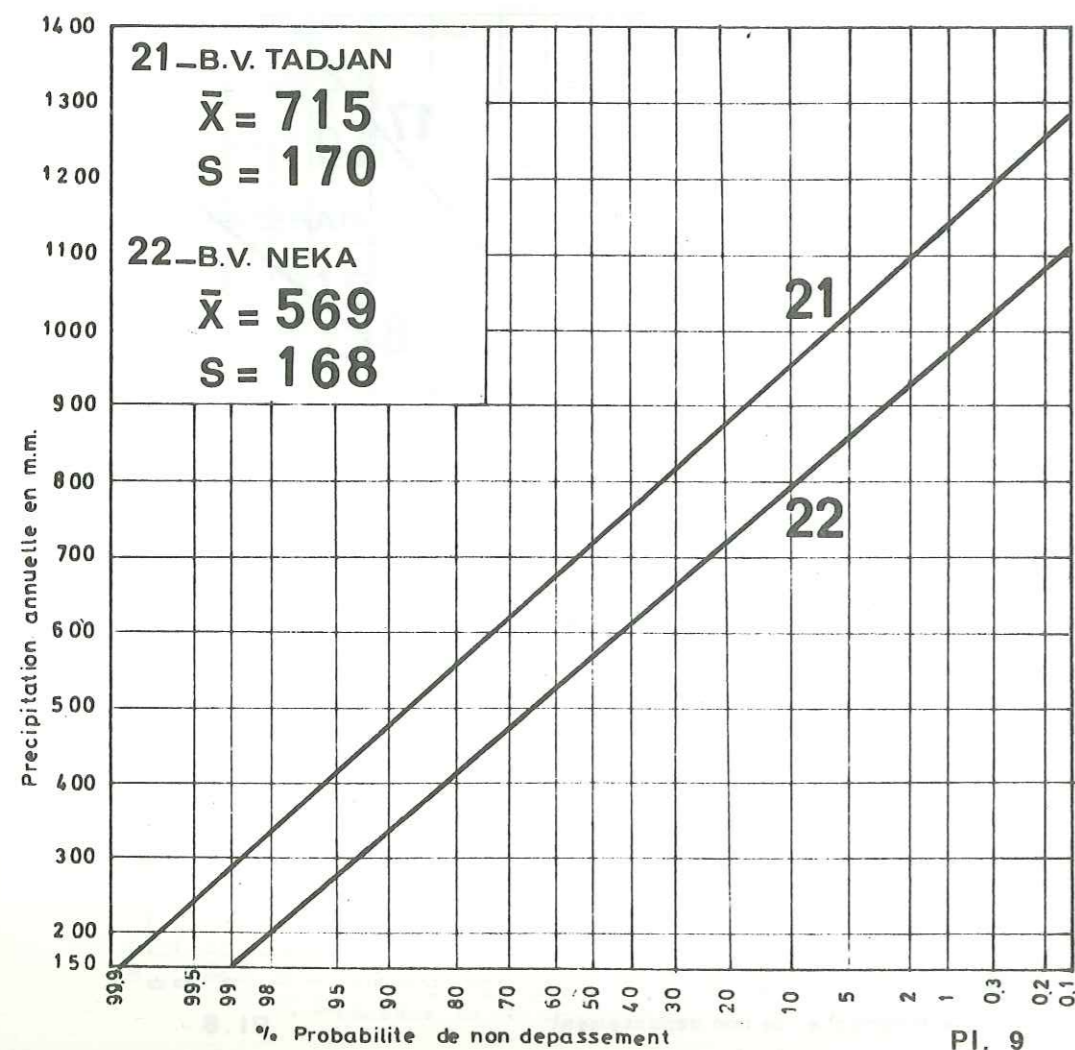
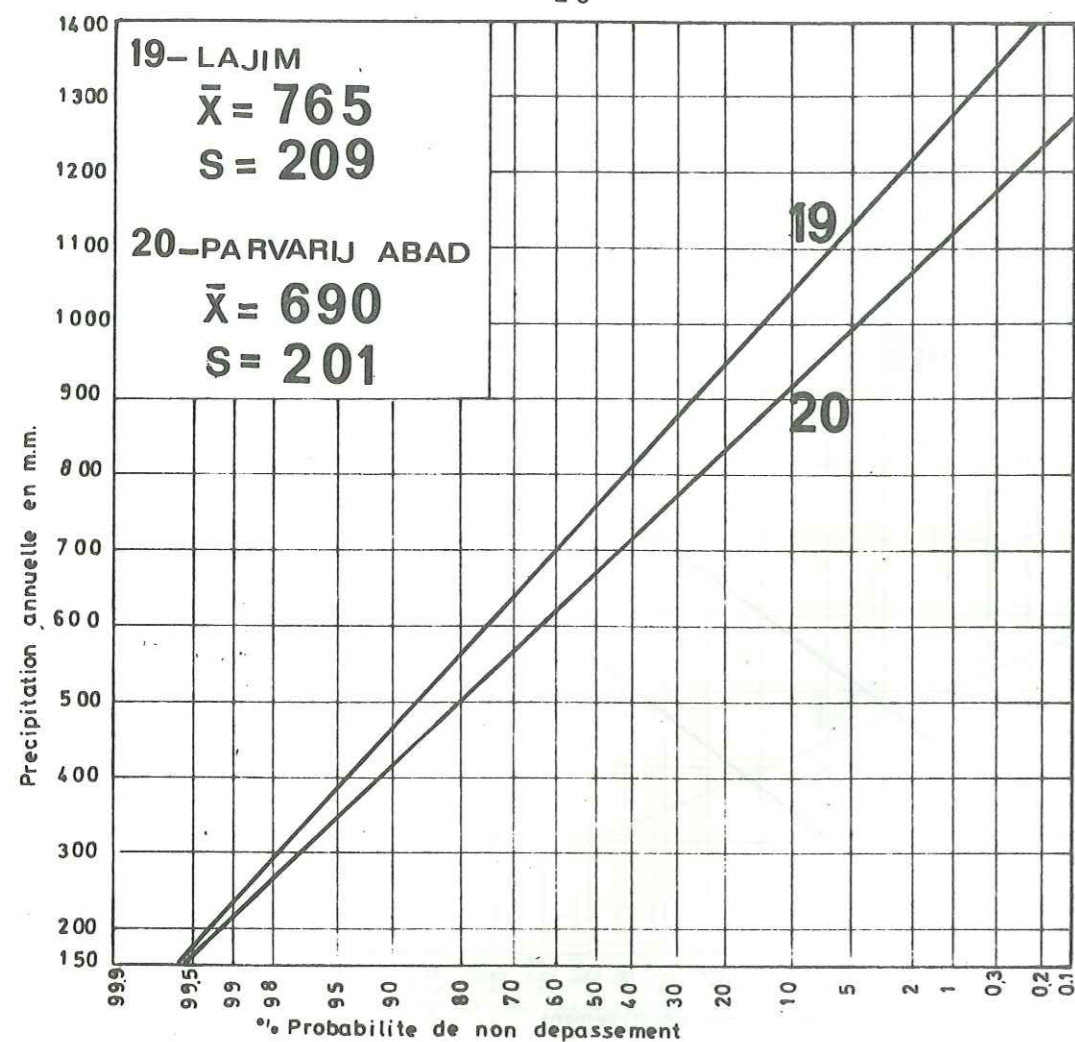












x : hauteur des précipitations annuelles de la station de Babolsar.  
 y : hauteur des précipitations annuelles correspondant à x de la station envisagée.

Les valeurs ainsi obtenues permettent de tracer les droites représentant la distribution de la pluviométrie en chaque station (Pl. 4 - 9). Ainsi l'étude statistique rend-elle possible la prévision des valeurs remarquables en chaque point de mesure.

Les Tableaux ci-dessous fournissent les valeurs tirées des droites synthétiques de la fréquence des précipitations.

Bassin versant du Tadjan

Station	Année cinquantenaire		Année moyenne	Année décennale	
	sèche	humide		sèche	humide
Kord Khy1	430	1058	739	490	937
Sang Tarashan	375	1365	870	470	1178
Rigue Tcheshmeh	390	1050	723	515	930
Lajim	300	1240	765	480	1063
Soleiman-Tangueh	370	1035	701	497	905
Parvarijbad	280	1083	690	430	940
Kiassar	175	852	516	305	725
Moyenne	331.4	1097.5	714.8	455.3	954

TABLEAU 5.

Bassin versant du Nêka

Station	Année cinquantenaire		Année moyenne	Année décennale	
	sèche	humide		sèche	humide
Nowzar Abad	380	1058	725	450	932
Ablou	408	1030	715	520	820
Nêka	240	1190	706	420	1012
Bala Zarandine	250	1230	742	428	1040
Khorram Chomaz	210	1135	675	378	960
Evard	150	850	505	280	725
Massaf	122	905	518	262	760
Metkasine	210	965	590	340	830
Kaftar Kar	130	748	449	250	635
Sefidchah	120	1040	580	298	868
Radekan	70	560	319	155	470
Shah Kouh	120	500	303	190	425
Moyenne	200.83	934.25	568.9	330.9	790

TABLEAU 6.



2.1.3.1.3. - Conséquences

En utilisant la méthode de Thiessen et les résultats décomposés sur les Tableaux ci-dessus, la position totale des bassins et des sous-bassins est déterminée vis à vis des années sèches, humides et moyennes.

Bassin	Sous-bassin	Ann. cinquantenaire		Année moyenne	Année décennale	
		sèche	humide		sèche	humide
Tadjan	Soleiman Tanguéh	245,8	985,6	617,3	387,0	847,2
	Rigue Tchechmeh	264,0	968,0	618,4	398,5	837,3
Tadjan		275,6	1034,5	656,4	399,1	892,4
N é k a		244,2	984,0	632,3	372,0	868,2

TABLEAU 7.

2.1.3.1.4. - Comparaison de l'année moyenne et de l'année hydrologique.

Les hauteurs des précipitations de l'année hydrologique 1976-1977, de l'année moyenne calculée et de l'année moyenne observée obtenues à partir du polygone de Thiessen sont comparées sur le Tableau ci-dessous.

Bassin	année moyenne		année hydrologique 1976 - 1977
	valeurs observées pendant la période 1969-1977	valeurs calculées	
Soleiman Tanguéh	-	617,3	616,8
Rigue Tchechmeh	-	618,4	647,7
Tadjan	648	656,4	630,0
Néka	621	632,3	591,8

TABLEAU 8.

L'année hydrologique, sauf sur le sous-bassin de la Rigue-Tchechmeh où l'année est excédentaire, est une année déficitaire. Cette différence par elle-même montre l'hétérogénéité climatique relative même au sein du bassin de Tadjan.

2.1.3.1.5. - Comparaison des valeurs observées et calculées.

. Les valeurs observées :

- station de Babolsar	moyenne	écart-type
période de 26 années	851	196
période de 11 années	830	192
(de 1966 à 1976)		
- station de Rigue Tchechmeh		
période de 18 années	723	145
période de 11 années	796	136
- station de Soleiman Tanguéh		
période de 11 années	691	140

. Les valeurs calculées :

- Pour station de Soleiman Tanguéh, à partir des stations :

- Rigue Tchechmeh	$\bar{R}^2 = 0,53$	634	145
- Babolsar	$\bar{R}^2 = 0,57$	701	143

Comme on peut le voir, les valeurs calculées à partir de la station de Babolsar sont plus proches de celles observées que de celles obtenues à partir de la station de Rigue Tchechmeh, et c'est une raison valable pour employer les données de la station de Babolsar pour calculer la fréquence de la distribution des précipitations aux autres stations.

2.1.3.1.6. - Variations annuelles des précipitations.

Avec une période d'observation limitée dans une région, il est impossible de déterminer la moyenne exacte des précipitations. Du point de vue statistique pour une période de onze ans (la période d'observation de la majorité des stations de la région), la moyenne peut avoir



8 % d'écart avec la moyenne réelle. Cette valeur est pour une période de 18 ans (Rigue Tchechmeh) de 3,5 % et pour 26 ans de (Babolsar) 2,2 %. En conséquence, il n'est pas possible de trouver la relation entre le coefficient de variation et la moyenne des précipitations dans la région, on déterminera seulement le coefficient de variation pour les deux dernières stations.

$$CV = 100 \frac{\sigma}{\bar{P}}$$

$\sigma$  écart-type et  $\bar{P}$  la moyenne annuelle des précipitation

CV Babolsar = 23

CV Rigue Tchechmeh = 20

Ces valeurs sont très modestes en comparaison de celles des autres régions en Iran.

Bien que la durée courte des observations ne permette pas une étude approfondie, il est bien visible que le coefficient de variation diminue avec l'accroissement de la moyenne des précipitations annuelles.

2.1.3.1.7. - Méthodologie de calcul des valeurs de fréquence régionale.

- Les données des stations de Babolsar et de Rigue Tchechmeh qui proviennent d'observations sur de relativement longues périodes ont été portées sur un diagramme de probabilité.
- Après s'être assuré de la distribution Gaussienne des précipitations, les droites représentatives de la distribution normale ont été tracées au moyen de l'écart-type et de la moyenne des données sur les mêmes diagrammes (Pl. 4).
- Les distributions synthétiques de la fréquence pour les autres stations pour lesquelles on avait au moins onze ans d'observations, ont été calculées à partir des données de la station de Babolsar et tracées par la même méthode sur le diagramme de probabilité (Pl. 5 - 9).
- Les droites de fréquences synthétiques régionales des bassins versants

de Tadjan et Néka ont été obtenues par les moyennes des fréquences des mêmes probabilités de toutes les stations qui se trouvent sur ces bassins (Tableaux 5, 6 - Pl. 9 - "21 - 22").

Par exemple, selon les droites ainsi obtenues, il y a 50 % de chances pour que la lame d'eau tombée sur le bassin de Tadjan pour une année soit supérieure à 714,8 mm qui est la moyenne des fréquences (50 % de probabilité) des stations du bassin de Tadjan.

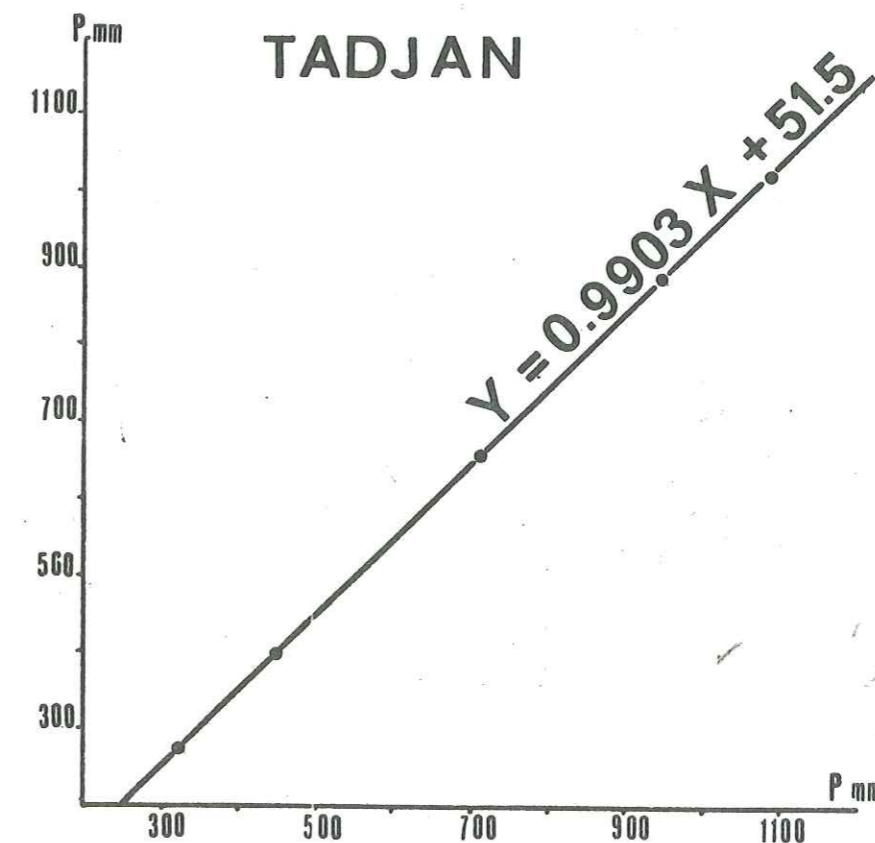
Il est évident que cette droite est obtenue par la moyenne arithmétique des fréquences des diverses probabilités, et on sait que l'espacement des stations dans la région est irrégulier et qu'il y a une grande variation des précipitations dans la région. Pour éliminer leurs effets sur les valeurs obtenues, la méthode de Thiessen a été employée pour diverses probabilités de non dépassement, par exemple la probabilité de 2 % (cinquantenaire sèche ou humide), etc... Tableau 6.

Afin de corriger la droite représentative de la fréquence régionale, on a établi une droite de corrélation entre les valeurs obtenues par la droite de fréquence régionale et celles résultant de chacune des droites des fréquences des stations, après les avoir combinées par la méthode de Thiessen.

L'équation ainsi obtenue de la droite corrective est :

$$y = 0,9903x - 51,5$$

dans laquelle y est la valeur des précipitations régionales obtenue à partir de la méthode de Thiessen et x est la valeur des précipitations régionales obtenues à partir de la droite de fréquence régionale (Fig. ci-après).





2.1.3.1.8. - La valeur équivalente des périodes statistiques.

La méthode appliquée pour le calcul des fréquences synthétiques des précipitations à partir de la longue période des observations à la station de Babolsar peut augmenter les valeurs des statistiques pour la majorité des stations de la région qui avaient une période d'observation de onze ans. Les résultats des analyses statistiques ont des valeurs comme s'ils étaient fournis par les données d'une période d'observation égale à quinze ans.

Cette valeur équivalente est calculée à partir de la formule suivante :

$$N_1' = \frac{N_1}{1 - \frac{N_2' - N_1}{N_2} \bar{R}^2} = 15,58 \approx 15 \text{ ans}$$

$\bar{R}^2$  : coefficient de corrélation minimum = 0.51

$N_1$  : période d'observation qui est prise en compte dans le calcul = 11 ans

$N_2'$  : période d'observation à la station de Babolsar = 26 ans

2.1.3.2. - Etude du gradient altimétrique

L'accroissement des précipitations en fonction de l'altitude est l'un des phénomènes climatologiques bien connus et la principale raison peut être l'ascension orographique des masses humides, leur réaction adiabatique et enfin le refroidissement jusqu'à la pointe de rosée.

Sur les bassins versants de Tadjan et Néka, l'essai pour établir une relation a été inutile ou a fourni un résultat contraire à la loi générale, parce que dans cette région deux lois contraires contrôlent les précipitations : l'altitude et la distance de la source d'humidité. La mer Caspienne qui joue un rôle très important est un facteur prédominant vis à vis de l'effet altimétrique.

2.1.4. - Répartition pluviométrique mensuelle

Pour étudier à l'échelle mensuelle les précipitations, les modules mensuels, les distributions mensuelles relatives et les hauteurs des précipitations mensuelles classées ont été calculés et tracés.

2.1.4.1. - Module mensuel

Il est la moyenne arithmétique des hauteurs des précipitations pour chaque mois, ici pour une durée relativement courte : 11 ans (Pl. 10).

2.1.4.2. - Distribution mensuelle relative

Si la hauteur des précipitations annuelles  $p$  était uniformément répartie au cours de l'année, la moyenne journalière serait égale à  $P/365$  et pour un mois de  $n$  jours à  $Pn/365$ . Cette valeur représente une précipitation mensuelle fictive. Mais les précipitations mensuelles varient par rapport à cette valeur fictive. Pour montrer ces variations, la courbe de la distribution mensuelle relative a été tracée pour la station de Rigue-Tchechmeh sur un diagramme comportant en abscisses la moyenne de 18 années de précipitations mensuelles et en ordonnées le quotient de la hauteur des précipitations moyennes mensuelles par les précipitations moyennes annuelles (Pl. 10).

Note : Dans certains cas, les données hydroclimatiques journalières ne sont pas disponibles et les statistiques ne sont accessibles que sous la forme des valeurs totales mensuelles selon les mois iraniens. Ce fait nous a forcés à représenter les calculs correspondants pour les mois iraniens.

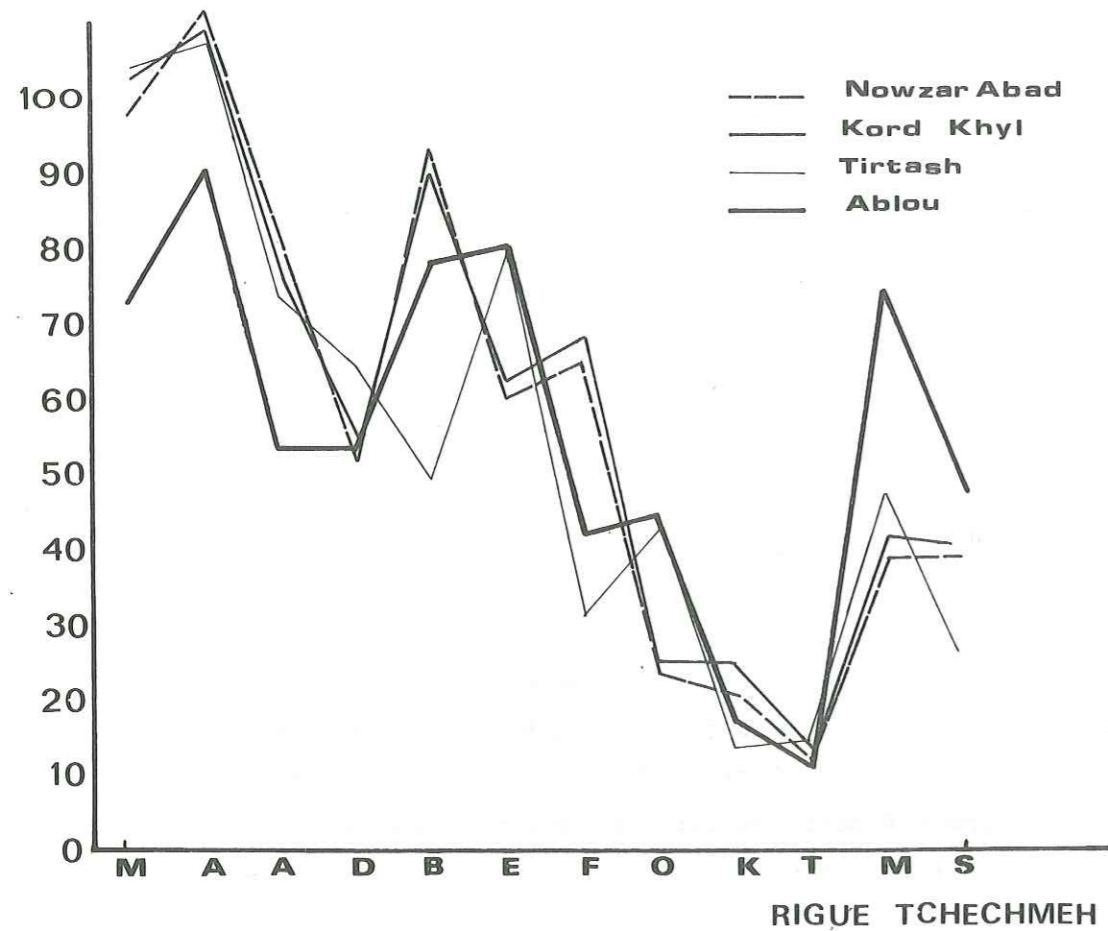
Année hydrologique

Jan.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Ju.	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
Dey	Bahman	Esfande	Farvardine	Ordibeheste	Khor-dad	Tir	Mordad	Shahrivar	Mehr	Aban	Azar
D	B	E	F	O	K	T	M	S	M	A	A

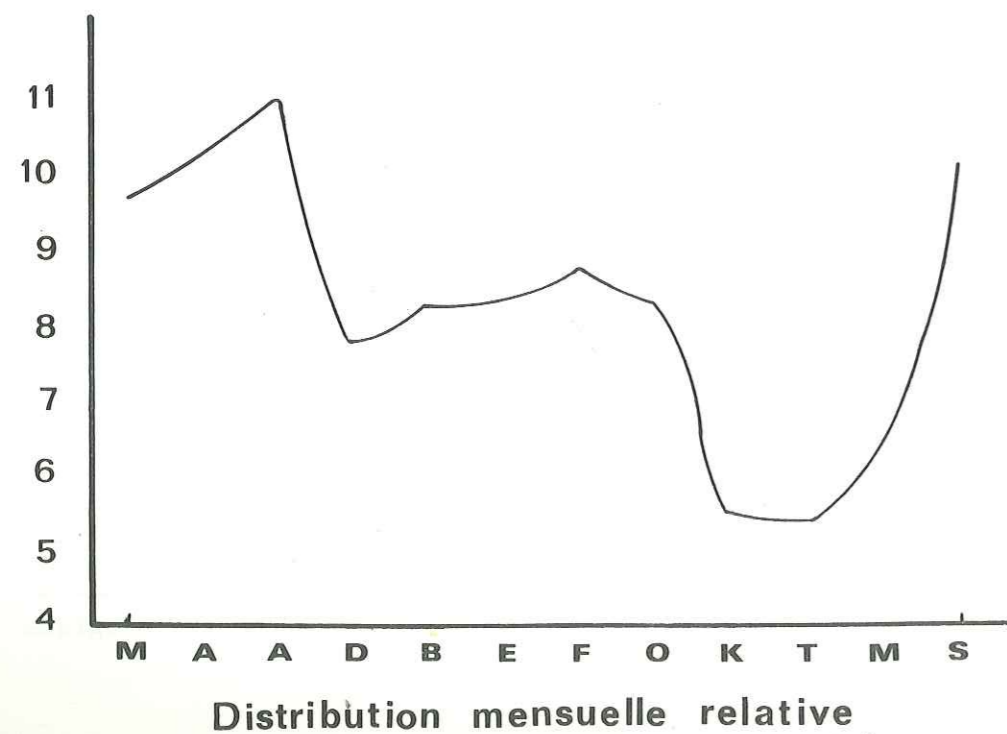
Année hydrologique



### Modules pluviométriques Mensuels



Précipitation moyenne mensuelle / Précipitation moyenne annuelle



Pl. 10

### 2.1.4.3. - Hauteur des précipitations mensuelles classées selon leur fréquence

La répartition mensuelle relative à une année particulière peut différer notablement de la précipitation mensuelle établie pour une année moyenne ; le graphique des précipitations mensuelles classées selon leur fréquence permet de situer les intervalles de variation correspondant à une probabilité donnée.

Ainsi, les valeurs des précipitations représentées par les courbes 10, 25, 50, 75, 90 % ont respectivement 10, 25, 50, 75, 90 % de chances d'être atteintes ou dépassées (Pl. 11).

### 2.1.4.4. - Résultat

La période pluvieuse se situe

- en septembre, octobre, novembre, décembre, avec un maximum en novembre.

La période plus sèche se situe

- en juin - juillet, avec le minimum en juillet.

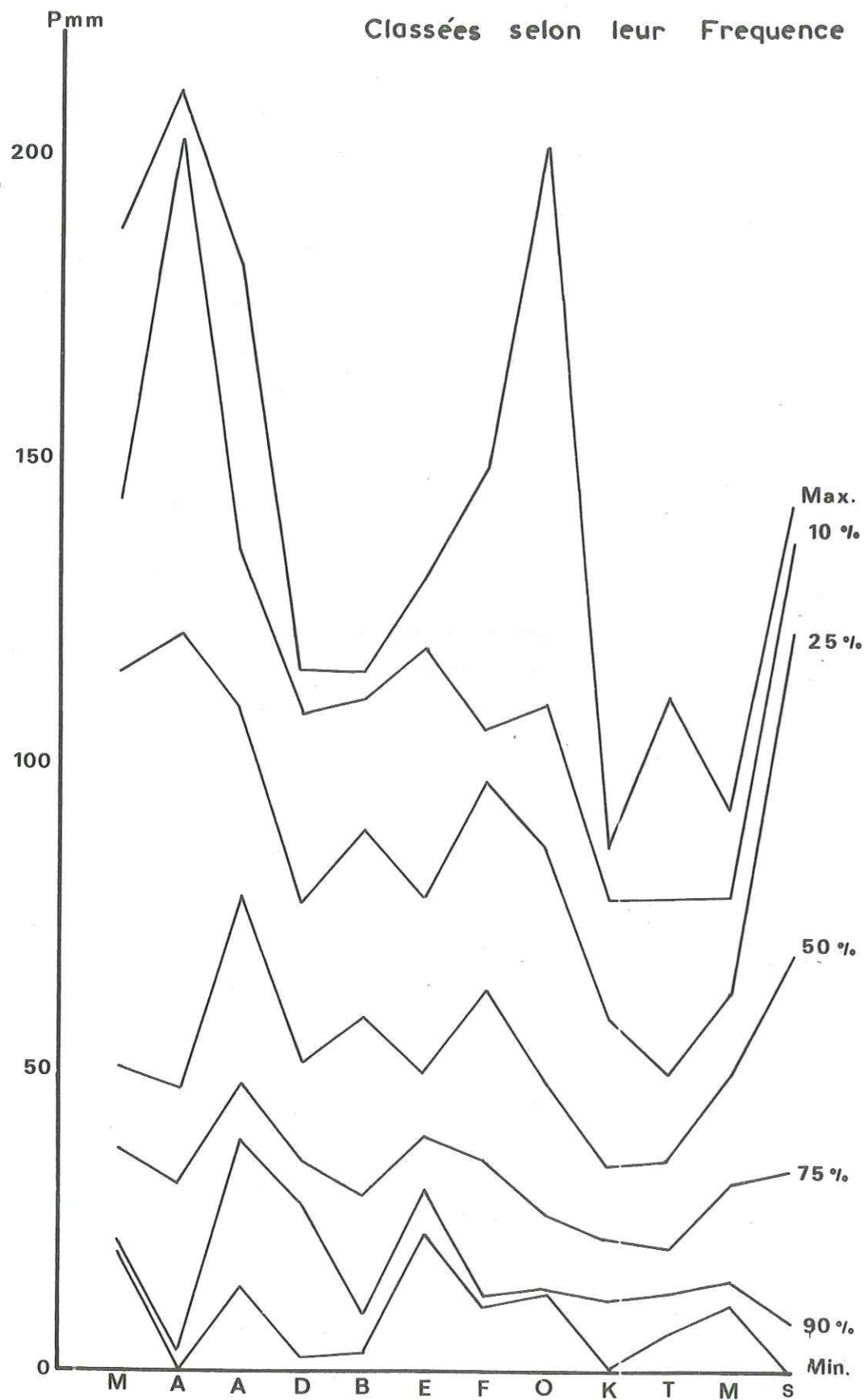
L'écart à la moyenne mensuelle de la période 1976-1977 de la totalité du bassin versant de Tadjan montre que la pluviométrie, sauf aux mois d'avril, août, septembre qui sont déficitaires, est excédentaire les autres mois.

Enfin, la répartition saisonnière des précipitations établie sur les valeurs observées pour la totalité du bassin versant de Tadjan est de : automne 29 % - hiver 26 % - printemps 24 % - été 21 %.

### 2.2. - LA TEMPERATURE

Les données de 22 années d'observations de la température à la

RIGUE TCHECHMEH  
Hauteurs des précipitations mensuelles  
Classées selon leur Fréquence



PI. 11

station de Sarkat ont été rapportées sur les Pl. 12 - 13.

Ces graphiques représentent :

- les - maximums mensuels
- extrêmes - minimums mensuels
- les moyennes mensuelles calculées à partir des :
  - . maximums journaliers
  - . minimums journaliers
  - . moyennes journalières

La température moyenne journalière est calculée en prenant la moyenne arithmétique  $\frac{t_{\max} + t_{\min}}{2}$  des températures extrêmes journalières observées.

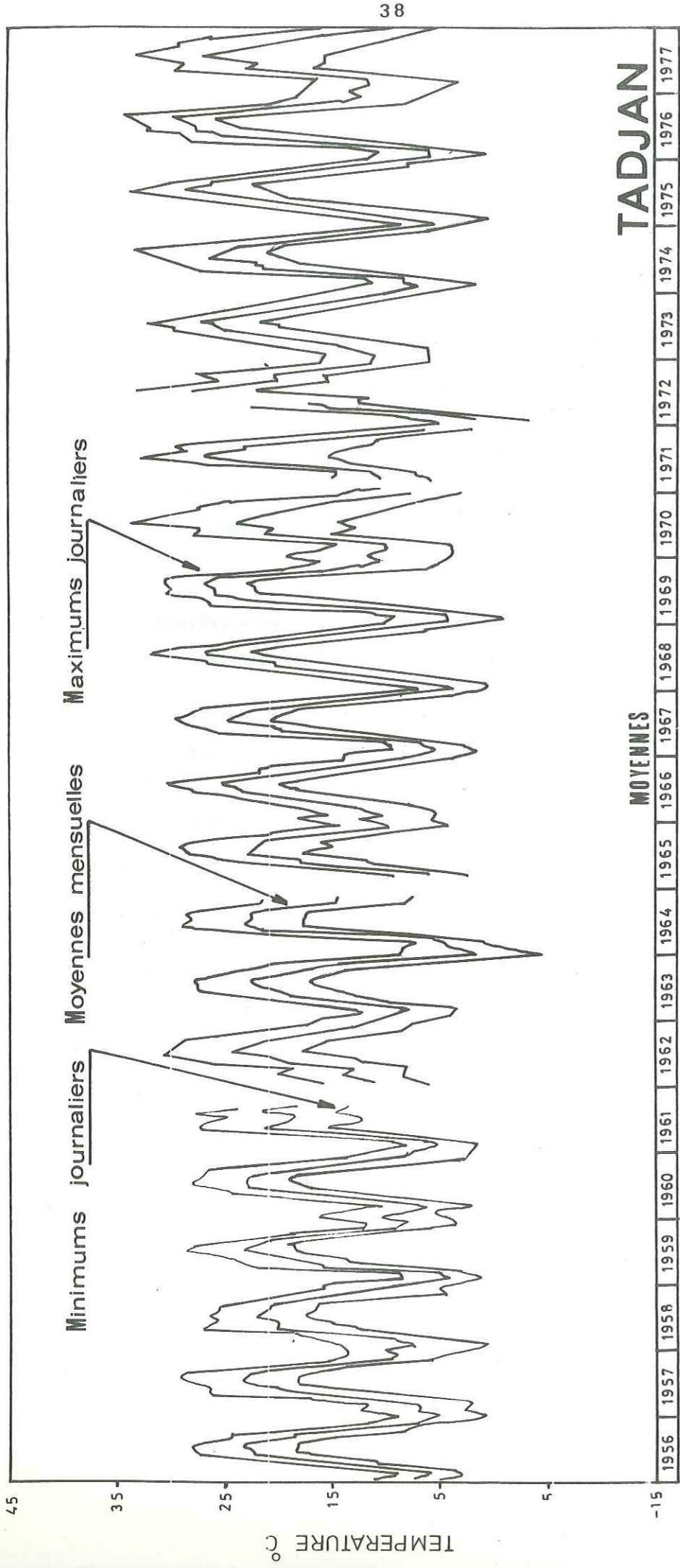
- La température moyenne mensuelle est la moyenne arithmétique des moyennes des maximums et des moyennes des minimums.
- La différence entre les deux extrêmes qui est observée pendant 22 ans de mesures est de  $50^{\circ}$  et la différence pour une année moyenne est de  $42^{\circ}\text{C}$ , bien que les données de cette station qui peut être représentative de la région montrent des conditions climatiques comparativement modestes.
- Le tableau suivant montre la moyenne des températures annuelles pour trois stations du bassin versant de Tadjan.

Stations	Altitude	Moyenne 1965 - 1976
Dasht Naz	28	15,9
Sar Kat	700	15,7
Afratchal	1300	15,1

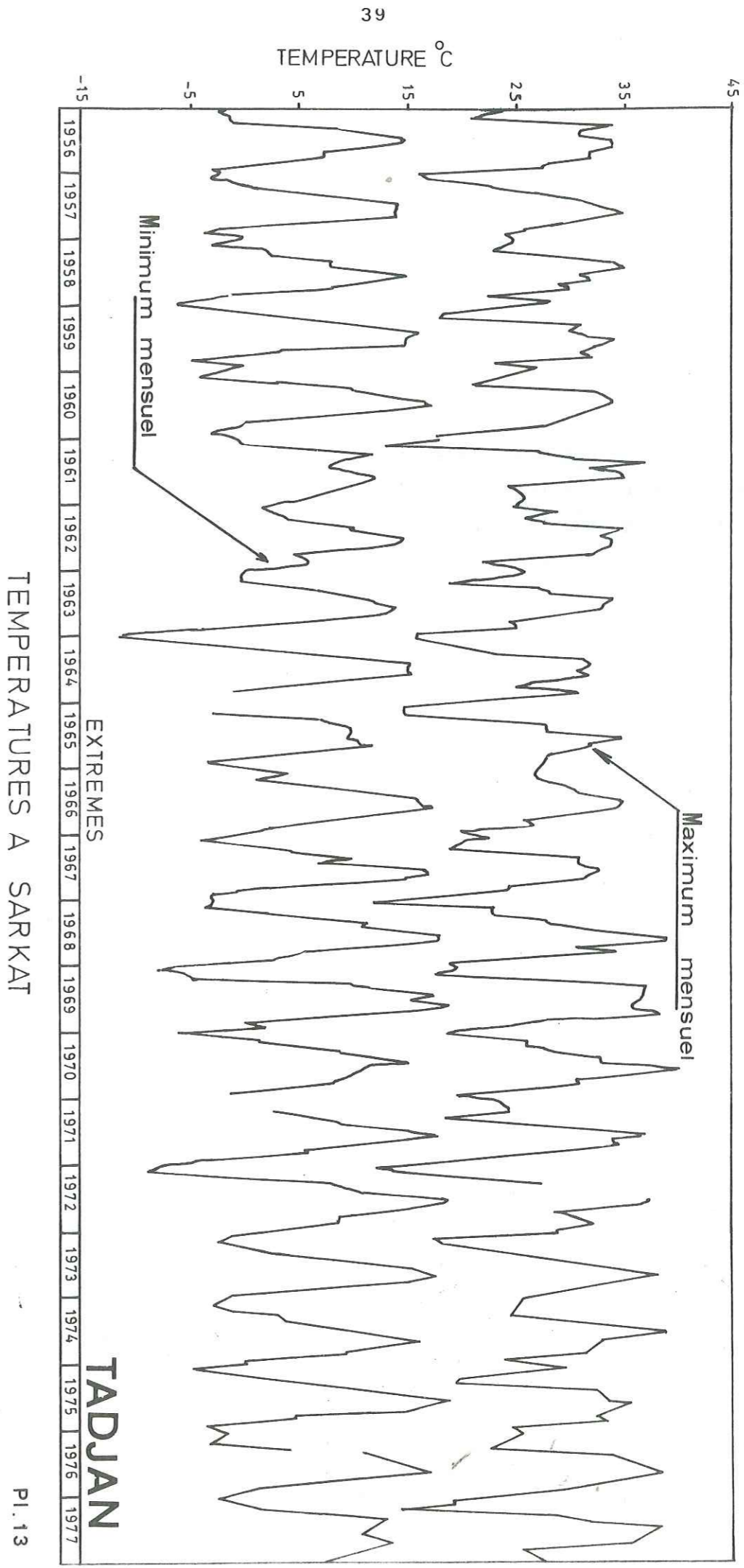
TABLEAU 9.

Comme on peut le voir, les températures moyennes des trois stations sont très proches et le gradient altimétrique de la température est très faible ( $-0,063^{\circ}\text{C}$  pour 100 m). En tenant compte de l'altitude moyenne du bassin de Tadjan qui est de 1407 m, la température moyenne du bassin sera égale à  $15^{\circ}\text{C}$ .





PI. 12  
TEMPERATURES A SARKAT



PI. 13  
TEMPERATURES A SARKAT



### 2.3. - HUMIDITE RELATIVE

La quantité de vapeur d'eau de l'atmosphère varie constamment dans l'espace et aussi dans le temps. Les facteurs de contrôle les plus importants sont la température et la source d'humidité. A cause de la mer Caspienne, l'humidité est très élevée dans la région. Elle décroît rapidement avec l'altitude, mais la forêt qui couvre la majorité du bassin joue le rôle d'un régulateur. La planche 14 représente les variations mensuelles et annuelles d'humidité relative à la station de Sarkat. Elle montre que l'humidité relative est très élevée pendant l'année avec la moyenne interannuelle de 75 % et les maximums de 90 %. Les valeurs les plus basses s'observent en automne, mais en général il n'y a pas de variation saisonnière très nette.

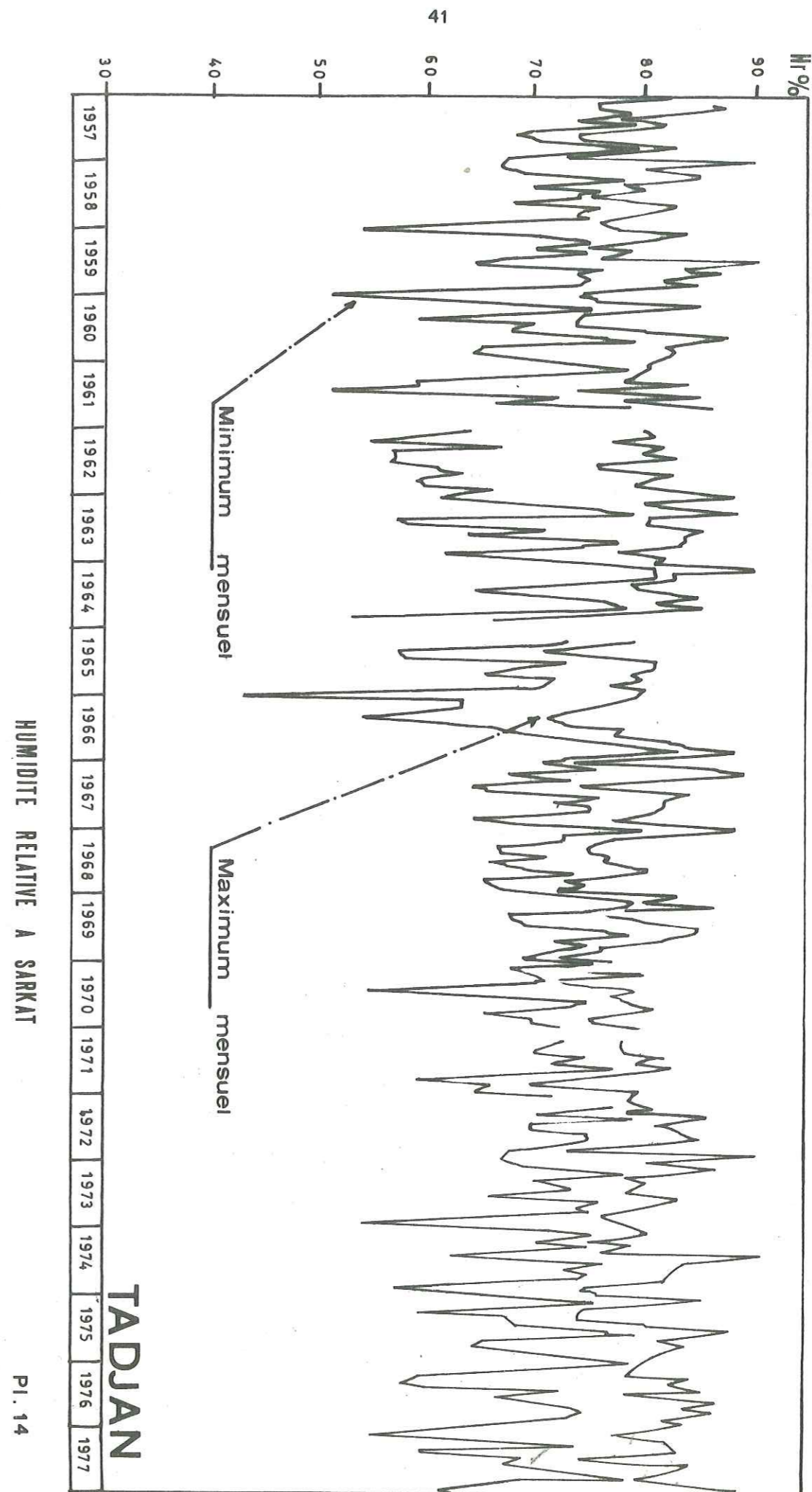
### 2.4. - LES VENTS

Ils ne sont mesurés qu'à la station de Babolsar. La répartition des vents dans cette région est entièrement sous l'influence de la mer Caspienne :

Les vents de NW, NE et W sont prépondérants tous les mois, et les mois qui possèdent une égalité relative de direction de vent sont novembre, décembre, janvier, février.

Les vents de directions SW et S et les vents de directions SE et E (sauf le mois d'avril) ne dépassent jamais la vitesse de 6 knot (1 knot =  $1 \frac{1}{7}$  mile/heure - 1 m/s = 2,2 mile/heure). La vitesse maximum observée est de 18 knots.

Enfin, ces résultats ne peuvent pas être valables pour les zones montagneuses de la région, parce que les bassins de Tadjan et Néka sont encadrés au Nord et à l'Ouest par les massifs relativement hauts, ce qui forme un obstacle à la circulation atmosphérique générale venant du NW, NE et W. Ces montagnes non seulement font des obstacles mais aussi créent des circulations locales ayant des origines orographiques. La vallée du Tadjan joue le rôle d'un canal pour conduire les circulations atmosphériques de la plaine vers les zones montagneuses.





## 2.5. - CONCLUSION

La synthèse de 40 000 mesures climatiques nous a permis une étude statistique climatologique, pendant laquelle les résultats principaux suivants ont été obtenus.

Nous avons constaté qu'il y a 88 % de chances pour que la loi de Gauss soit satisfaisante pour présenter la distribution des précipitations.

L'homogénéité climatique régionale, localement, peut être troublée sous l'influence orographique, et c'est la raison pour laquelle les valeurs des précipitations calculées à partir de la station de Babolsar sont plus proches de celles observées que de celles obtenues à partir de la station de Rigue Tchechmeh.

Le coefficient des variations annuelles des précipitations dans cette région est nettement modeste en comparaison de ceux des autres régions en Iran. Ce coefficient diminue avec l'accroissement de la moyenne des précipitations annuelles.

L'influence de la mer Caspienne ne permet pas un accroissement des précipitations en fonction de l'altitude.

Les droites de fréquence des précipitations rendent possible l'exploitation des valeurs nécessaires pour les différentes combinaisons désirées dans le temps et dans l'espace.

Compte tenu de toutes les données existantes et après avoir utilisé les méthodes de synthèse statistiques, les moyennes annuelles des précipitations tombées sur les bassins versants sont :

de 656.4 pour l'ensemble du bassin versant de Tadjan

de 632.3 pour l'ensemble du bassin versant de Néka.

Cette moyenne calculée peut avoir 4,5 % d'écart avec la moyenne réelle.

Les résultats obtenus par nos calculs ont une valeur équivalente à ceux que l'on peut obtenir de données statistiques de 15 ans.

La température moyenne ne varie pas beaucoup dans l'espace, par contre l'amplitude moyenne des variations journalières est de 42°C. La température moyenne de l'ensemble du bassin de Tadjan est de 15°C.

## CHAPITRE III - EVAPOTRANSPIRATION - BILAN HYDROLOGIQUE

- Evaporation réelle et bilan hydrologique pour la période 1967 - 1977

- Comparaison des résultats - Conclusions

EVAPOTRANSPIRATION - BILAN HYDROLOGIQUE

3.1. - GENERALITES

Pour le calcul des bilans hydrologiques des bassins de Tadjan et Néka, nous allons étudier les deux éléments principaux du bilan : l'évaporation et la transpiration, comme partout ailleurs, réunis sous le terme d'évapotranspiration. Dans cette étude, il n'est pas possible de décomposer les facteurs contrôlant ce phénomène, tels que : le déficit hygrométrique, la température de l'eau et de l'air, la vitesse du vent, l'altitude, la pression barométrique et les facteurs physiologiques

Donc le seul but de ce chapitre est de calculer au moyen de certaines méthodes, la somme de toutes les pertes par transformation de l'eau en vapeur, quel que soit le facteur mis en jeu.

3.2. - EVAPORATION REELLE ET BILAN HYDROLOGIQUE POUR LA PERIODE 1967 - 1977

3.2.1. - Méthode de Thornthwaite - Observation sur le bac

Les hauteurs d'évaporation mensuelles observées à la station de Nowzar Abad ont servi pour établir le bilan hydrologique mais la méthode de Thornthwaite a été aussi employée pour comparer les valeurs calculées à celles mesurées sur le bac d'évaporation.



Pour la méthode de Thornthwaite, il faut opérer de la façon suivante :

- Calcul d'un indice thermique mensuel

$$i = \left(\frac{t}{5}\right)^{1,514}$$

t = température moyenne mensuelle du mois considéré en degrés centigrades

- Calcul d'un indice annuel

$$I = \sum_{i=1}^{12} i = 71,0443$$

- Calcul de l'évapotranspiration potentielle mensuelle non corrigée

$$E_p = 1,6 \left(\frac{10 t}{I}\right)^\alpha$$

$$\alpha = 0,49239 + 1792 \times 10^{-5} \times I - 771 \times 10^{-7} \times I^2 + 675 \times 10^{-9} \times I^3 = 1,607643$$

L'évapotranspiration trouvée pour chaque mois est corrigée au moyen d'un coefficient tenant compte du nombre de jours du mois et du nombre réel d'heures entre le lever et le coucher du soleil.

Toutes ces valeurs ont été représentées sur le tableau ainsi que les éléments moyens mensuels du bilan de l'eau dans le sol. Ce calcul est basé sur le principe suivant :

Pour les mois où les précipitations sont supérieures à l'évapotranspiration potentielle, l'excédent sert à reconstituer les réserves du sol et dès que les réserves en eau vont excéder la capacité de rétention (100 mm valeur optimale adoptée comme capacité de rétention à l'écoulement hivernal), l'excédent s'infiltré ou s'écoule. Pendant les mois déficitaires, l'évapotranspiration réelle est égale à l'évapotranspiration potentielle jusqu'à épuisement des réserves du sol, et, à partir de là, sera égale aux précipitations.

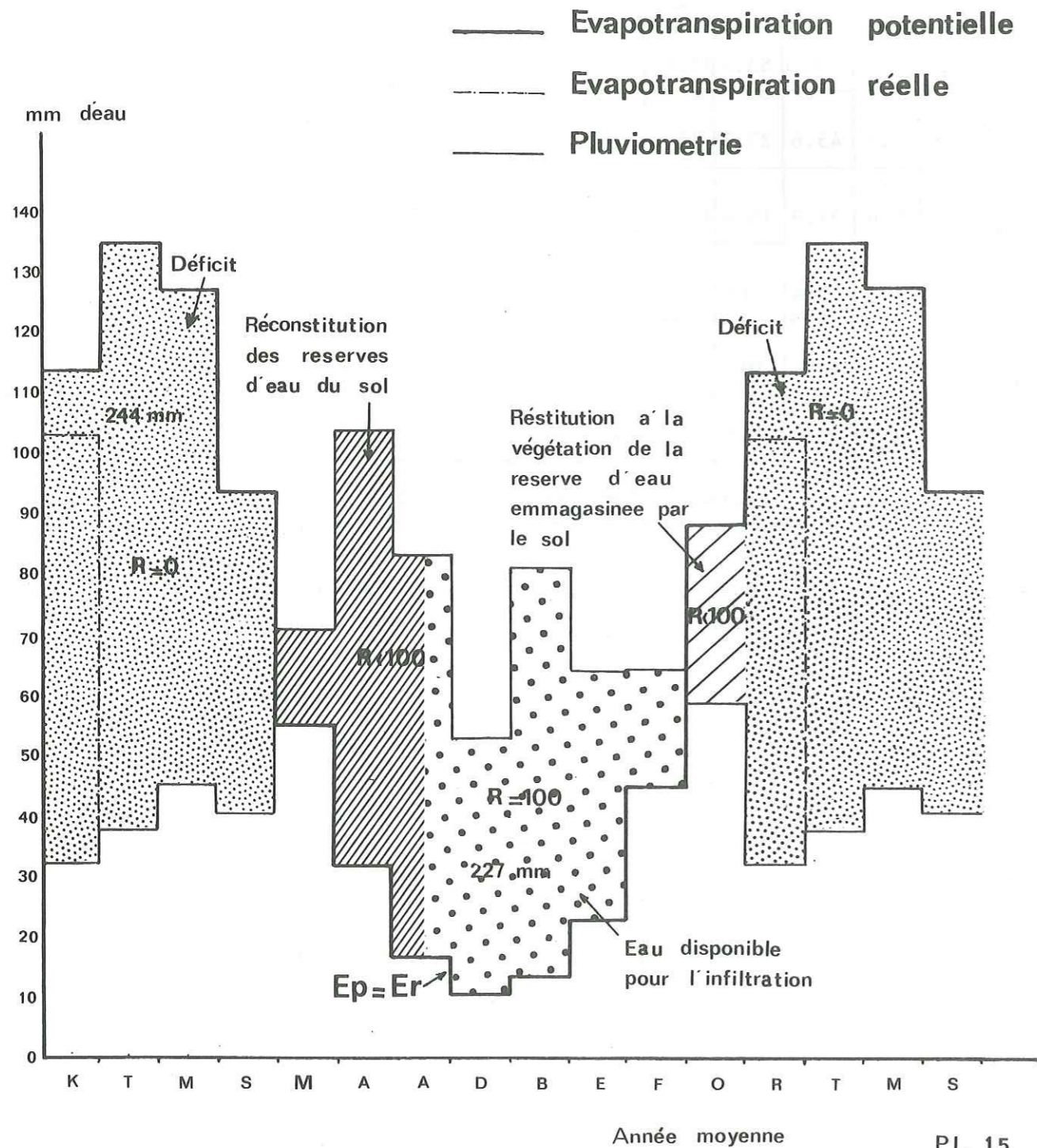
N O W Z A R A B A D (1967 - 1977)

MOIS	M	A	A	D	B	E	F	O	K	T	M	S	Σ Annuelle
	O	N	D	J	F	M	A	M	J	A	S		
T°C mensuelle moyenne	19	14.5	9.5	5.6	4.1	7.2	11.4	17	22.5	24.3	25.1	22.4	15.63
Précipitation	71.2	104.3	83.5	53.4	81.5	64.7	64.8	59.1	32.3	37.8	45.2	39.9	737.9
Evaporation sur le bac	79.4	45.6	23.7	15	19.2	32.7	65.1	126.5	162.8	192.4	181.7	134.2	1078.3
Evapo.corr. (Eb x 0.7)	55.6	31.9	16.6	10.5	13.4	22.9	45.6	88.5	114.7	134.7	127.2	93.9	754.8
Variation des réserves du sol	15.6	72.4	12	0	0	0	0	-29.4	-70.6	0	0	0	
Réserve utile à la végétation	15.6	88	100	100	100	100	100	70.6	0	0	0	0	
E réelle	55.6	31.9	16.6	10.5	13.4	22.9	45.6	88.5	102.9	37.8	45.2	39.9	510.8
P - E	0	0	54.9	43.1	68.1	41.8	19.2	0	0	0	0	0	227.2
Ep brute à partir de la form. Thornthwaite	7.78	5.04	2.55	1.09	0.66	1.63	3.42	6.51	10.21	11.55	12.17	12.14	73.05
Coefficient correctif	/99	/90	/85	/85	/90	1.00	1.08	1.17	1.22	1.27	1.17	1.08	
Ep	77.1	45.4	24.2	9.3	5.9	16.3	36.9	76.2	124.6	140.3	142	101.5	
Variation des réserves	0	56.9	43.1	0	0	0	0	-6.1	-92.3	-1.6	0	0	
Réserve utile à la végétation	0	56.9	100	100	100	100	100	93.9	1.6	0	0	0	
E réelle	77	45.4	24.3	9.3	5.9	16.3	36.9	71.2	124.6	39.4	45.2	39.9	540.3
P - E													197.6

TABLEAU 10.



## BILAN DE L'EAU



## 3.2.2. - Formule de Turc station de Nowzar Abad (1967-1977)

Cette formule qui est déterminée à partir d'un très grand nombre de bassins versants (plus de 250) est applicable à cette région.

$$E_r = \frac{P}{\sqrt{0,9 + P^2/L^2}}$$

où

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

P = précipitations en mm; la moyenne de onze années = 737,9 mm.

T = température moyenne annuelle en °C  
la moyenne de onze années = 15,63°C

$E_r$  = évapotranspiration réelle ou déficit d'écoulement, qui, en appliquant cette formule, sera égale à : 583,3 mm

## 3.2.3. - Formule de Coutagne

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

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

$E_r$  : évapotranspiration réelle annuelle en mètres

P : précipitations annuelles en mètres

T : température moyenne annuelle

$$\text{Ici } P = 0,738 \text{ m}$$

$$T = 15,63^\circ\text{C}$$

$$E_r = 555 \text{ mm}$$

et la condition  $\frac{1}{8\lambda} < P < \frac{1}{2\lambda} \rightarrow 0,37 < 0,73 < 1,5$

pour appliquer la formule a été satisfaite.



3.2.4. - Déficit d'écoulement

Avec le bilan hydrologique, la valeur d'évapotranspiration réelle a été calculée pour la zone montagneuse de la région sur une période assez longue (11 ans).

La formule de bilan est :

$$D = P - Q - U - A \pm \Delta S$$

Avec

D = déficit d'écoulement

P = précipitation moyenne annuelle (11 ans) de la zone montagneuse du bassin versant obtenue par les valeurs observées et par la méthode de Thiessen.

Q = lame moyenne d'eau écoulee mesurée à l'exutoire des stations de Kord Khyl et Ablou pendant onze ans, respectivement pour le bassin versant de Tadjan et Néka.

U = écoulement latéral souterrain de l'eau qui, de façon non apparente, sort de la zone de bilan (la zone montagneuse). Il est calculé par les cartes piézométriques préparées le 6.10.1977 et il est adopté pour la période du bilan. Dans ce calcul (voir le Tableau ), les sections 1 et 2 correspondent au bassin versant du Tadjan et la section 5 donne la quantité d'eau qui par écoulement souterrain sort de la zone montagneuse du bassin du Néka et alimente les nappes de la plaine soit la nappe superficielle, soit la nappe profonde. Donc, elle est de 18,69 MMC/an pour le Tadjan et 8,55 MMC/an pour le Néka, soit respectivement une lame de 4,6 et 7 mm sur le Tadjan et le Néka.

A = eau déversée de la rivière pour les besoins d'irrigation de la plaine de Sari à l'amont de l'exutoire de la station de jaugeage (voir le tableau).

ΔS = variation des réserves de surface et souterraines, qui peut être négligée parce que la période du bilan est assez longue.

Pour le bassin versant de Tadjan

La superficie du bassin = 4080 km<sup>2</sup>

P = 648 mm

Q = 115,9 mm

U = 4,6 mm

A = 20,0 mm

$$D = 648 - 115,9 - 4,6 - 20 = 507,5 \text{ mm}$$

Pour le bassin versant de Néka

La superficie d'une partie du bassin qui est couverte par la carte 1:250 000 de la région (Pl. 2) = 1219 km<sup>2</sup>

P = 621 mm

Q = 4,75 m<sup>3</sup>/s soit 122,9 mm

U = 7 mm

A = 0 parce que les canaux d'irrigation sont dérivés de la rivière à l'aval de la station de jaugeage.

Q est déterminé par la formule suivante :

$$Q = A - B + \frac{840 - 690}{840} B$$

avec

A = débit à la station de mesure d'Ablou = 6,15 m<sup>3</sup>/s

B = débit à la station de mesure de Barcola = 1,7 m<sup>3</sup>/s

840 = superficie du bassin jusqu'à Barcola.

690 = superficie du bassin qui se trouve en dehors de la carte

$$D = 621 - 122,9 - 0 - 7 = 491,1 \text{ mm}$$

3.3. - COMPARAISON DES RESULTATS - CONCLUSION

Le déficit d'écoulement calculé pour le bassin de Tadjan sur une période assez longue (11 ans) peut être proche de la quantité d'eau évapotranspirée sur ce bassin. Ce fait nous permet de l'admettre comme base de référence pour comparer les résultats des méthodes utilisées dans ce chapitre. Pour ce faire, il est nécessaire de connaître la quantité d'évapotranspiration sur l'ensemble du bassin de Tadjan et sur la période (1965-1976).

Par la formule de Turc

T = 15° température moyenne annuelle de l'ensemble du bassin de Tadjan (1965-1976)

P = 648 mm précipitation sur le bassin de Tadjan calculée à partir des valeurs observées et la méthode de Thiessen (1965-1976)

L = 843,75

E<sub>r</sub> = 530,9 mm

Par la formule de Coutagne

T = 15°C

P = 648 mm

λ = 0,3448

E<sub>r</sub> = 503,2 mm

On constate une identité des résultats pour la méthode du bilan hydrologique (507,5 mm) et la formule de Coutagne. Ils sont inférieurs à celui de la formule de Turc (530,9) et supérieurs au bilan établi par les données du bac d'évaporation si la hauteur de précipitation, dans ces deux éléments de comparaison, était identique.

L'évapotranspiration potentielle obtenue par la formule de Thornthwaite est nettement supérieure à l'évapotranspiration mesurée sur les bacs d'évaporation après corrections au moyen du coefficient égal à 0,7. Ce coefficient intervient parce que les évaporations mesurées sur bac Colorado sont très nettement supérieures aux évaporations réelles des grands plans d'eau, et la valeur de 0,7 est généralement admise pour les condi-

tions météorologiques du Nord de l'Iran, par analogie à celles identiques des U.S.A..

Il faut préciser que plusieurs facteurs agissent pour créer une différence entre l'évapotranspiration réelle de la zone montagneuse et celle de la plaine, fait qui nous empêche de juger de façon décisive le coefficient correctif. Ces différences sont dues aux différences de nature géologique, morphologique, de températures, de végétation, d'action du vent et de sublimation de la neige. Pour expliquer ce dernier facteur, il faut préciser que 37 % des précipitations dans la zone montagneuse tombent sous forme de neige et le manteau neigeux subsiste pendant une période plus longue que sur la plaine. La chaleur nécessaire à la sublimation de la neige est fournie par l'air environnant, mais l'apport direct des calories par radiations du soleil ou de l'atmosphère joue un rôle d'autant plus sensible que l'on se trouve en altitude.

Par conséquent, il est impossible de présenter la méthode appropriée pour le calcul de l'évapotranspiration sur la plaine, mais, sans trop d'erreurs, la méthode de Coutagne peut être appliquée pour l'année hydrologique 1976-1977 :

T = 16°C

P = 695 mm

λ = 0,329

E<sub>r</sub> = 536 mm



CHAPITRE IV - ECOULEMENT DE SURFACE

- Système de rivières de la région
- Stations limnimétriques
- Sous bassins formant le bassin
- Etude de la répartition des débits dans le temps
- Etude de la répartition des débits dans l'espace
- Etude du Tariesement

C H A P I T R E IV

ÉCOULEMENT DE SURFACE

4.1. - SYSTEME DE RIVIERES DE LA REGION

Les ressources en eaux de surface de la région se composent de deux rivières principales (Tadjan et Néka) et de quelques cours d'eau. Le Tadjan qui draine une zone montagneuse de 4 000 km<sup>2</sup> est formé de trois affluents principaux. Le Néka étant plus petit que le Tadjan s'allonge de l'Est vers l'Ouest avec une longueur de 120 km et draine environ 2 000 km<sup>2</sup>.

Les deux rivières sont pérennes, caractérisées par des débits moyens annuels peu importants vis à vis des écoulements saisonniers très élevés produits par des précipitations intenses. Ces rivières après avoir irrigué la plaine de Sari se jettent dans la mer Caspienne. Quelques petits cours d'eau permanents ou saisonniers existent également dans la région. Ils drainent les collines modestes du bord sud de la plaine. Une grande quantité de ces eaux est utilisée pour l'irrigation, et le reste qui est négligeable arrive à la mer.

4.2. - STATIONS LIMNIMÉTRIQUES

Le tableau suivant représente les caractéristiques des stations de mesures sur ces deux rivières.

Rivières	Station	Altitude en m	Superficie du bassin km <sup>2</sup>	Équipement	
Tadjan	Soleiman Tanguéh	450	1 223	échelle, pluviomètre, téléphérique, lim-nigraphe	1954
S. Tot. 4 120 km <sup>2</sup>	Varand	200	1 100	échelle	1969
	Rigue Tchechmeh	200	2 689	échelle, pluviomètre, téléphérique, lim-nigraphe	1958
	Amreh darreh	200	35	échelle, pluviomètre	1970
	Garmroud	200	415	échelle	1970
	Kord Khy1	0	4 080	échelle, pluviomètre, téléphérique	1969
Néka	Barcola		840	échelle	
S. Tot. 2 060 km <sup>2</sup>	Séfid Chah		1 060	échelle, pluviomètre, téléphérique, lim-nigraphe	1968
	Ablou		1 909	échelle, pluviomètre, téléphérique, lim-nigraphe	1968
	Nowzar Abad			échelle, pluviomètre	1967

TABLEAU 11.

4.3. - SOUS-BASSINS FORMANT LE BASSIN

Le Néka a un seul affluent et une partie de son bassin qui n'est pas représentée sur la carte 1:250 000 et dont on n'a pas tenu compte dans les calculs, a une superficie de 690 km<sup>2</sup>.

Le Tadjan possède quelques affluents qui sont représentés sur le tableau ci-dessous. Le débit de cette rivière a été mesuré en principe en trois stations : Soleiman Tanguéh, Rigue Tchechmeh, Kord Khy1, dont les données ont servi pour les calculs.



La superficie des bassins versants des affluents  
de Tadjan en kilomètres carrés

Séfidroud	Lajim	Garmabroud	Zaramroud	Salardarreh -Amreh	Tadjan
1 520	325	1 169	869	325	4 120

TABLEAU 12.

4.4. - RECHERCHE D'UNE FORMULE DE CORRELATION PLUIE-DEBIT

Basée sur le principe cité en IV.6.6., la corrélation entre la pluie mesurée (pour les périodes de 1964-1965 et 1960-1961 les hauteurs de précipitations sont calculées à partir des courbes de fréquences) à la station de Soleiman Tanguéh et le volume d'eau écoulé à l'exutoire de la même station, a été déterminé sur les années hydrologiques (Pl. 16).

Année	Volume écoulé Y en MMC	Précipita- tion X en mm	X Y	S S Y	S S X
1970-71	144.3	494	71 136	5520.5	18714.2
1968-69	215.6	635.3	137 160	9.0	20.2
1967-68	323.5	846.5	273 843	697	46526.2
1966-67	189.0	568.3	107 709	1100.4	3906.3
1965-66	245	781	191 345	876.2	22560
1964-65	177.8	530	94 234	1664.6	10160.6
1963-64	205.7	680	139 876	166.4	2420.6
1962-63	198.1	523	103 606	420.2	11620.8
1961-62	231.2	580	134 096	158.8	2580.6
1960-61	255.9	670	171 453	1391.3	1536.6
Σ	2186.1	6308.1	1424 160	21908	120046

TABLEAU 13.

Rivières	Station	Altitude en m	Superficie du bassin km <sup>2</sup>	Equipement	
Tadjan	Soleiman Tanguéh	450	1 223	échelle, pluviomètre, téléphérique, lim- nigraphe	1954
S. Tot. 4120 km <sup>2</sup>	Varand	200	1 100	échelle	1969
	Rigue Tchechmeh	200	2 689	échelle, pluviomètre, téléphérique, lim- nigraphe	1958
	Amreh darreh	200	35	échelle, pluviomètre	1970
	Garmroud	200	415	échelle	1970
	Kord Khyll	0	4 080	échelle, pluviomètre, téléphérique	1969
Néka S. Tot. 2060 km <sup>2</sup>	Barcola		840	échelle	
	Séfid Chah		1 060	échelle, pluviomètre, téléphérique, lim- nigraphe	1968
	Ablou		1 909	échelle, pluviomètre, téléphérique, lim- nigraphe	1968
	Nowzar Abad			échelle, pluviomètre	1967

TABLEAU 11.

4.3. - SOUS-BASSINS FORMANT LE BASSIN

Le Néka a un seul affluent et une partie de son bassin qui n'est pas représentée sur la carte 1:250 000 et dont on n'a pas tenu compte dans les calculs, a une superficie de 690 km<sup>2</sup>.

Le Tadjan possède quelques affluents qui sont représentés sur le tableau ci-dessous. Le débit de cette rivière a été mesuré en principe en trois stations : Soleiman Tanguéh, Rigue Tchechmeh, Kord Khyll, dont les données ont servi pour les calculs.

La superficie des bassins versants des affluents de Tadjan en kilomètres carrés

Séfidroud	Lajim	Garmabroud	Zaramroud	Salardarreh -Amreh	Tadjan
1 520	325	1 169	869	325	4 120

TABLEAU 12.

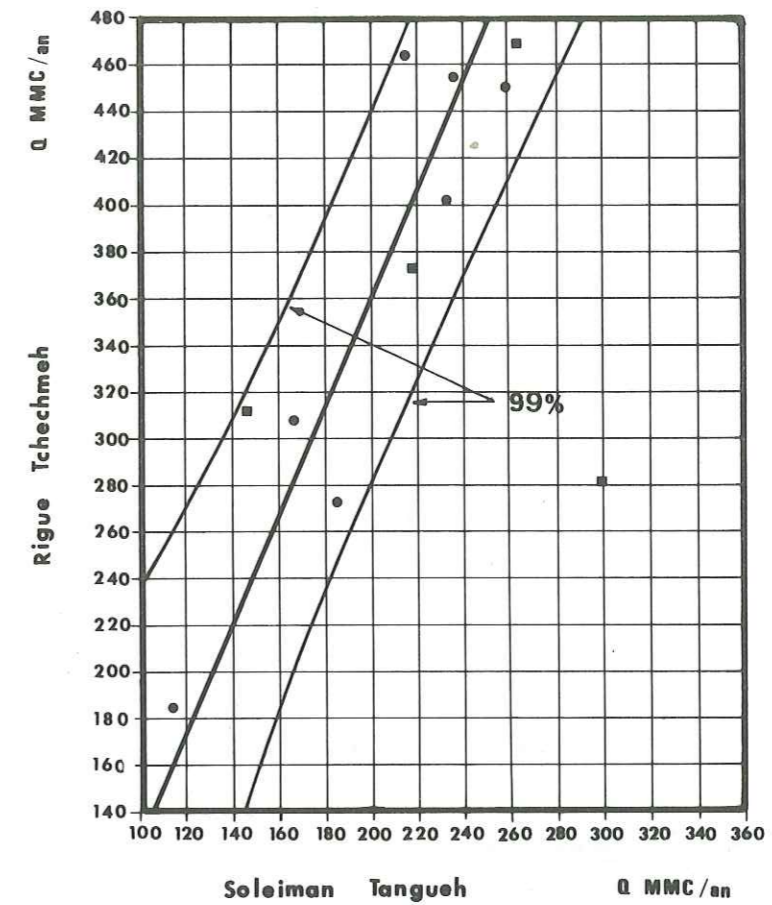
4.4. - RECHERCHE D'UNE FORMULE DE CORRELATION PLUIE-DEBIT

Basée sur le principe cité en IV.6.6., la corrélation entre la pluie mesurée (pour les périodes de 1964-1965 et 1960-1961 les hauteurs de précipitations sont calculées à partir des courbes de fréquences) à la station de Soleiman Tanguéh et le volume d'eau écoulé à l'exutoire de la même station, a été déterminé sur les années hydrologiques (Pl. 16).

Année	Volume écoulé Y en MMC	Précipitation X en mm	X Y	S S Y	S S X
1970-71	144.3	494	71 136	5520.5	18714.2
1968-69	215.6	635.3	137 160	9.0	20.2
1967-68	323.5	846.5	273 843	697	46526.2
1966-67	189.0	568.3	107 709	1100.4	3906.3
1965-66	245	781	191 345	876.2	22560
1964-65	177.8	530	94 234	1664.6	10160.6
1963-64	205.7	680	139 876	166.4	2420.6
1962-63	198.1	523	103 606	420.2	11620.8
1961-62	231.2	580	134 096	158.8	2580.6
1960-61	255.9	670	171 453	1391.3	1536.6
Σ	2186.1	6308.1	1424 160	21908	120046

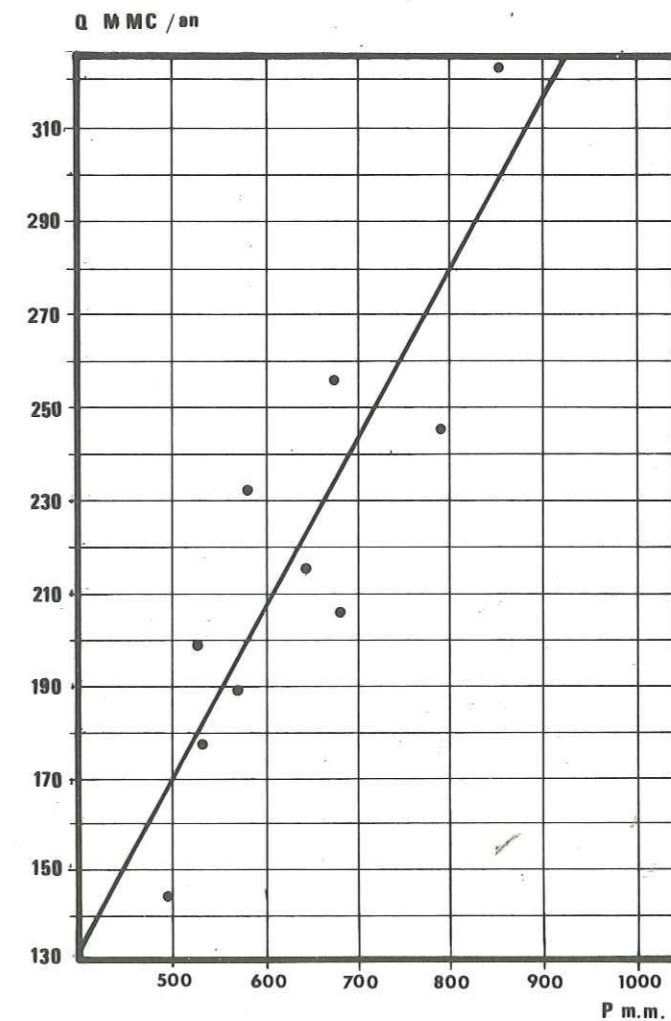
TABLEAU 13.

CORRELATION DES DEBITS



CORRELATION PRECIPITATION-DEBIT

à Soleiman Tanguéh





$$r = \frac{SP_{xy}}{\sqrt{SS_x \cdot SS_y}} = 0,884$$

$$a = \frac{SP_{xy}}{SS_x} = 0,37611$$

$$b = \frac{\sum y - a \sum x}{n} = -18,664$$

$$y = 0,376X - 18,6$$

#### 4.5. - ETUDE DE LA REPARTITION DES DEBITS DANS LE TEMPS

##### 4.5.1. - Etude à l'échelle annuelle.

###### Ajustement des débits moyens annuels à la loi de Gauss

Les débits moyens annuels mesurés à l'exutoire de Soleiman Tanguéh ont été ajustés à la loi de Gauss. La droite théorique et les points expérimentaux montrent que la répartition des débits moyens annuels dans le temps a une distribution normale.

Dans ce calcul  $\bar{x} = 6,7$   
 $\sigma = 1,427$   
 $n = 20$  (1954-1974)

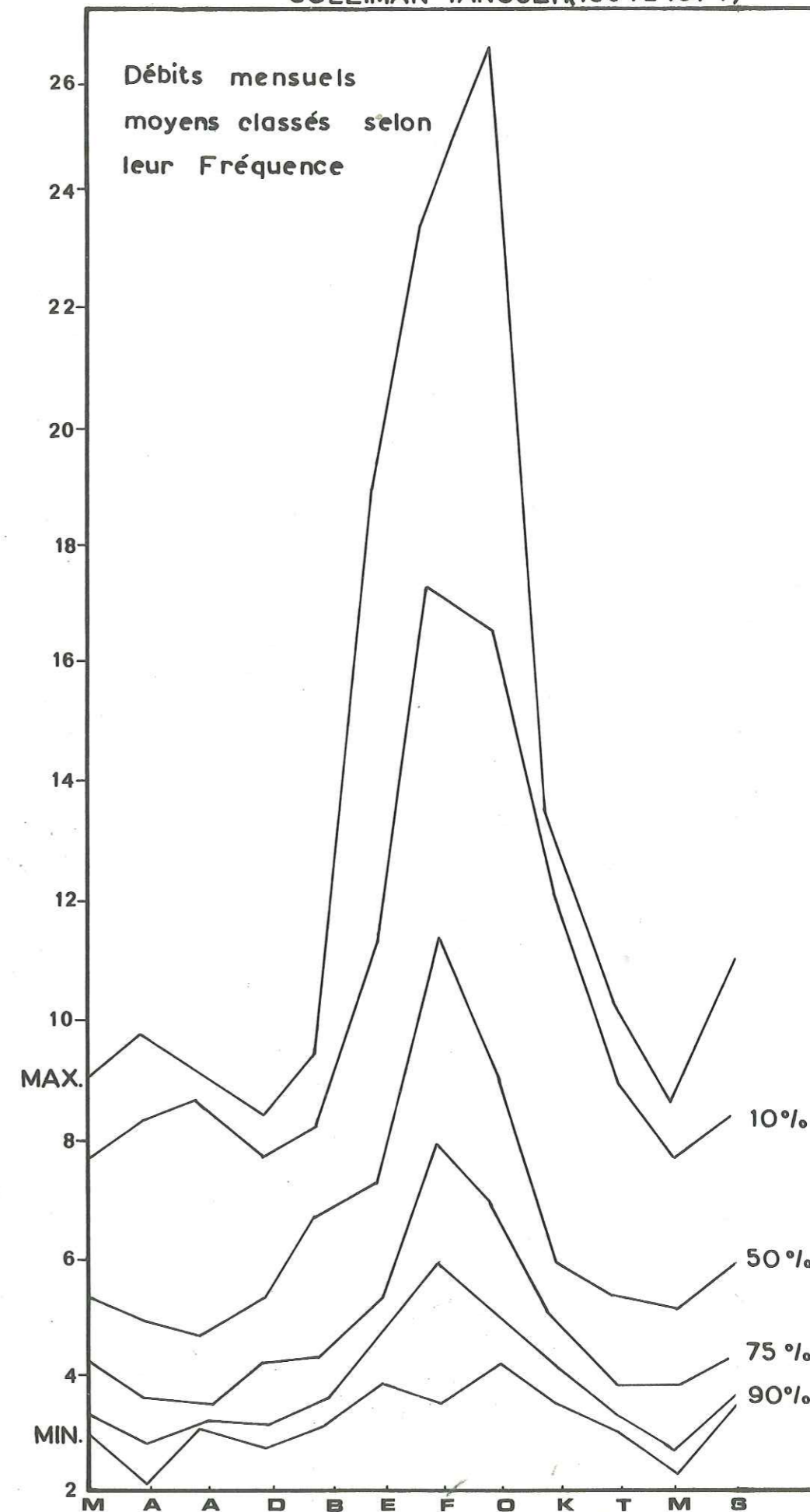
Les limites de confiances à la distribution normale sont trouvées par les relations suivantes :

$$x - \frac{\sigma t}{n} < x_i < x + \frac{\sigma t}{n}$$

##### 4.5.2. - Etude à l'échelle mensuelle.

###### Distribution mensuelle des débits

Le graphique des débits mensuels classés selon leur fréquence représente très nettement l'effet de la fonte des neiges qui commence



au mois de mars et se continue jusqu'au mois de juin. Ceci est de plus en plus évident si l'on sait que les précipitations pendant cette période sont plus faibles qu'en hiver ou en automne (Pl. 17).

4.5.3. - Etude des débits à l'échelle journalière.

4.5.3.1. - Prévisions des crues

Distribution de Gumbel

C'est l'une des lois qui peut exprimer la distribution de N valeurs les plus grandes (ou les plus petites). Chacune de ces valeurs est choisie parmi les m valeurs contenues dans chacun des N échantillons approchant à la limite de forme (asymptote) quand on augmente indéfiniment. Le type de forme limitant dépend du type de la distribution initiale de N.m valeurs. Cette loi qui exprime la distribution des extrêmes a un type exponentiel qui converge à une fonction exponentielle quand x augmente.

La densité de probabilité est :

$$p(x) = \frac{1}{c} e^{-(a+x)/c} e^{-e^{-(a+x)/c}}$$

où  $-\infty < x < \infty$  x est une variable  
a, b, c, sont des paramètres

La probabilité cumulée est

$$P(X < n) = e^{-e^{-(a+x)/c}}$$

Avec la méthode des moments

$$a = \gamma c - \mu$$

$$c = \frac{\sqrt{6}}{\pi} \sigma$$

où  $\gamma = 0,57721$  constante d'EULER.

La distribution a un coefficient constant de skewness de  $C_s = 1,139$ .

La distribution de GUMBEL a été ajustée aux débits maximums annuels écoulés à la station de Soleiman Tanguéh pendant la période de (1954 - 1974) (Pl. 18).

$$n = 20$$

$$\bar{x} = 46,2$$

$$\sigma = 23,07$$

$$c = 17,99$$

$$a = -35,81$$

$$\text{avec } x = -a = 35,81 \quad P(X < n) = e^{-e^{-(35,81 - 35,81)/c}}$$

$$= 0,36792 = \text{mode de distribution.}$$

Les limites de confiance ont été déterminées par la relation suivante :

$$Q + \sigma T_2 < Q_i < Q + \sigma T_1$$

$T_1$  et  $T_2$  correspondant à différentes périodes de retour ont été obtenues au moyen d'abaques pour les limites de confiance 95 % et 70 % (Tableau 14).

n = 20       $\sigma = 23,67$

	T	$T_1$	$T_2$	$Q_i$	$Q + \sigma T_1$	$Q + \sigma T_2$
95 %	4	1	0,46	63,3	86,7	52,4
	100	2,23	1,42	139	191,8	105,4
70 %	4	0,35	0,26	63,3	71,5	57,6
	100	1,0	0,75	136,3	160,0	118,5

TABLEAU 14.

Selon la droite obtenue, les débits maximums des crues annuelles pour les périodes de retour de 10, 100, 1000 ans seront respectivement : 83, 136, 166 m<sup>3</sup>/s.



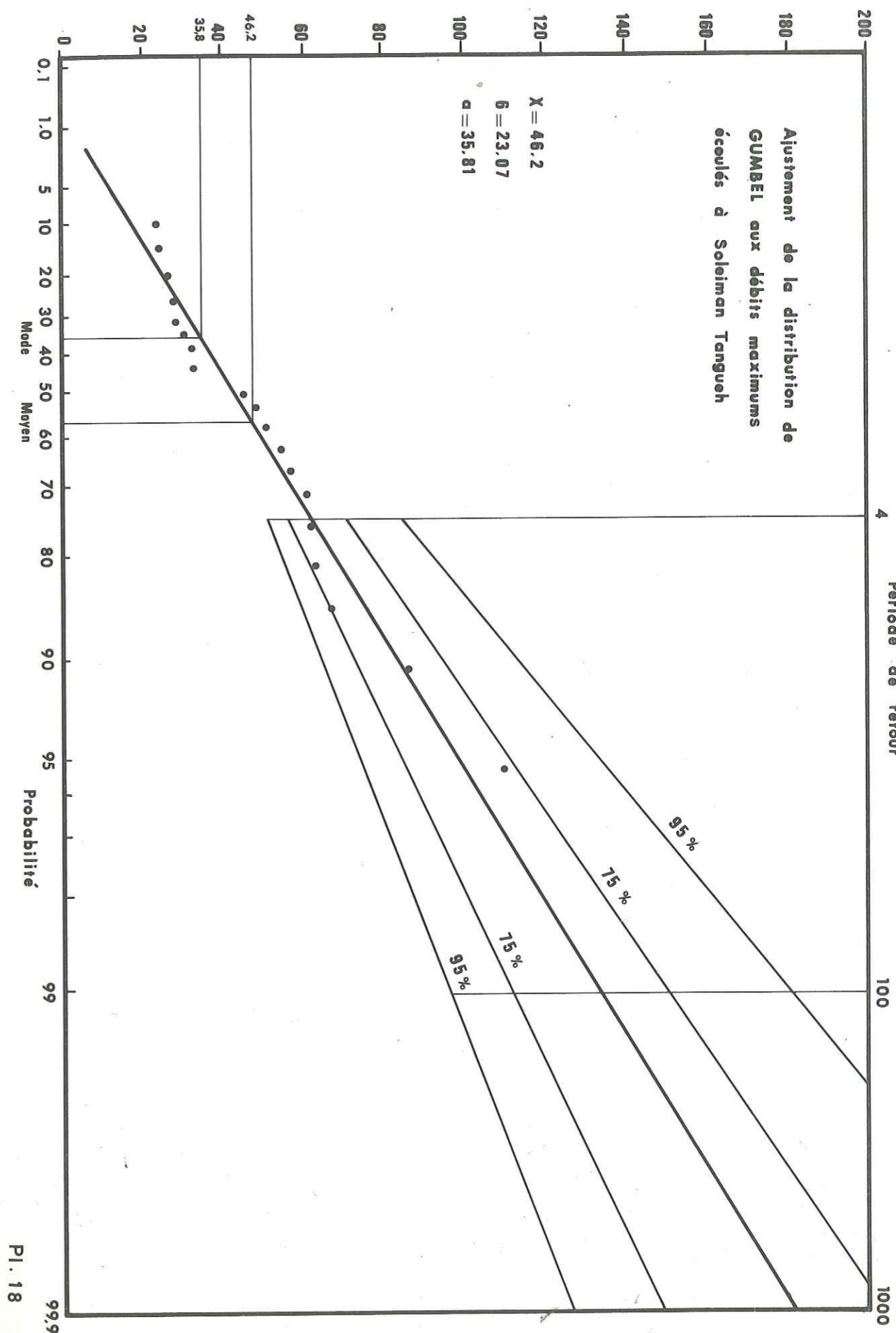
Soleiman Tanguéh  
n = 10      1954 - 1974

Débit maximum annuel Q en m <sup>3</sup> /s	Probabilité % $\frac{m}{n+1}$	Année
109	4.7	1971 - 1972
85	9.5	1966 - 1967
66	14.3	1967 - 1968
62	19	1962 - 1963
61	23.8	1973 - 1974
59	28.5	1968 - 1969
56	33.3	1963 - 1964
53	38	1972 - 1973
51	42.8	1956 - 1957
48	47.6	1960 - 1961
44	52.3	1969 - 1970
32	57.1	1961 - 1962
31	61.9	1957 - 1958
30	66.6	1955 - 1956
27	71.7	1964 - 1965
27	76.1	1965 - 1966
26	80.9	1959 - 1960
23	85.7	1954 - 1955
23	90.4	1958 - 1959
18	95.2	1970 - 1971

TABLEAU 15.

4.5.3.2. - Courbes des débits classés

La courbe des débits classés permet de dégager les débits significatifs ou les valeurs caractéristiques du débit qui sont définies de la façon suivante ( Annexe 1).



- le débit caractéristique maximum (DCM) est la valeur dépassée 10 jours par an.
- les débits caractéristiques (DC<sub>1</sub>, DC<sub>3</sub>, DC<sub>6</sub>, DC<sub>9</sub>) sont les valeurs dépassées respectivement 30, 90, 180, 270 jours par an.
- le débit caractéristique d'étage (DCE) est la valeur dépassée 355 jours par an.

4.6. - ETUDE DE LA REPARTITION DES DEBITS DANS L'ESPACE

Il s'agit d'étudier l'influence du bassin versant sur la valeur du débit. Cette étude se compose des calculs des :

- débits spécifiques moyens mensuels ;
- indices d'écoulement mensuels moyens ;
- coefficients relatifs mensuels moyens ;
- débits moyens annuels ;
- formule de corrélation d'eau écoulée à deux stations ;
- régimes des crues.

4.6.1. - Débit spécifique

Le débit spécifique est le quotient du débit d'écoulement par la surface du bassin versant. Le débit spécifique moyen est la moyenne arithmétique des débits spécifiques d'une longue période d'observation.

Débits spécifiques moyens mensuels en l /s/km<sup>2</sup>

	M	A	A	D	B	E	F	O	K	T	M	S
Rigue Tchéchmeh 75-76 - 61-62 57-60 - 54-56	3,14	4,01	3,77	3,37	4,23	5,23	8,10	5,07	3,74	2,89	2,71	2,84
Soleiman Tangueh 55-58 - 59-65 66-71 - 75-76	5,67	5,56	5,47	5,40	5,87	7,59	10,15	8,50	6,84	5,08	4,54	5,68

TABLEAU 16.

4.6.2. - Indice d'écoulement

L'indice d'écoulement mensuel moyen est le volume d'eau écoulé, en moyenne au cours d'un mois déterminé, divisé par la surface du bassin, et s'exprime en mm.

Indices d'écoulement mensuels moyens en mm

	M	A	A	D	B	E	F	O	K	T	M	S	Écoulement journalier moyen inter-annuel
Rigue Tchéchmeh	9,23	10,18	9,62	8,27	10,76	13,06	20,83	13,10	9,71	7,72	7,22	7,67	0,3544
Soleiman Tangueh	12,20	11,82	11,51	11,72	12,81	16,26	24,72	18,28	15,32	11,72	10,60	12,67	0,4658

TABLEAU 17.

4.6.3. - Coefficients relatifs

Les coefficients relatifs mensuels représentent les rapports entre les indices d'écoulement mensuels et l'indice qui aurait été théoriquement obtenu si les débits avaient été uniformes toute l'année.

Coefficients relatifs mensuels moyens

	M	A	A	D	B	E	F	O	K	T	M	S
Rigue Tchéchmeh	0,67	0,96	0,90	0,78	1,01	1,23	1,90	1,19	0,88	0,70	0,66	0,70
Soleiman Tangueh	0,87	0,85	0,82	0,84	0,92	1,16	1,71	1,17	1,06	0,81	0,73	0,87

TABLEAU 18.

4.6.4. - Conclusions

La comparaison des débits spécifiques des deux stations montre que le débit spécifique moyen est beaucoup plus faible à la station de



Rigue Tchechmeh qu'à la station de Soleiman Tanguéh. Cette différence a les raisons suivantes :

- la pente du bassin de Soleiman Tanguéh est plus élevée que celle du bassin de Rigue Tchechmeh.
- la répartition plus forte des formations perméables (calcaires du Jurassique supérieur et Crétacé) sur le bassin de Rigue Tchechmeh.
- la consommation d'irrigation sur le bassin de Rigue Tchechmeh pendant la période d'avril à juillet.

Les coefficients relatifs mensuels moyens pendant quatre mois dépassent la moyenne annuelle. Ce maximum est provoqué par la fonte des neiges au printemps. Chronologiquement les deux maximums des deux bassins ne coïncident pas, parce que la température du bassin de Rigue Tchéchmeh est supérieure à celle du bassin de Soleiman Tanguéh.

Les écarts des coefficients relatifs à la moyenne sont plus faibles sur le bassin du Soleiman Tanguéh que sur celui de Rigue Tchechmeh, en raison de l'influence de l'évapotranspiration qui est plus forte sur le bassin de Rigue Tchechmeh que sur celui de Soleiman Tanguéh.

4.6.5. - Débit moyen annuel

Les Tableaux suivants représentent les débits moyens annuels ainsi que les débits caractéristiques annuels, le volume d'eau écoulé par an et l'indice d'écoulement, pour les bassins et sous-bassins du Tadjan et Néka.

Année moyenne

Bassin versant	Station de mesure	Superficie en km <sup>2</sup>	Période	M <sup>3</sup> /s	l/s.km <sup>2</sup>	MMC/an	h mm
Tadjan	Soleiman Tanguéh	1223	1955-77	6.80	5.56	214.4	175.3
	Rigue Tchechmeh	2689	54-56 ( 57-60 69-77	11.25	4.18	355.25	132.0
	Kord-Khyl	4080	1969-77	15.0	3.67	473.03	115.9
Néka	Bar-Cola	840	1969-77	1.7	2.01	53.6	36.7
	Ablou	1909	1969-77	6.15	3.21	193.43	101.31

TABLEAU 19.

Année hydrologique

Bassin versant	Station de mesure	Année hydrologique	Précipitation P mm	M <sup>3</sup> /s	l/s.km <sup>2</sup>	MMC/an	h mm
Tadjan	Soleiman Tanguéh	1976-77	616,8	6,25	5,11	197,05	161,3
	Rigue Tchechmeh	1976-77	647,7	10,56	3,92	333,46	123,9
	Kord-Khyl	1976-77	630,0	13,1	3,20	413,11	101,2
Néka	Bar-Cola	1976-77	293,0	0,87	1,03	27,43	32,6
	Ablou	1976-77	487,1	5,79	3,03	182,11	95,4

TABLEAU 20.

4.6.6. - Recherche d'une formule de corrélation de l'eau écoulée à deux stations (Soleiman Tanguéh - Rigue Tchechmeh)

Soit x et y respectivement les valeurs du volume d'eau écoulé en un an aux stations de Soleiman Tanguéh et Rigue Tchechmeh en MMC/an ; l'objet est de voir s'il y a une corrélation entre ces deux variables et si elle existe, de trouver la formule représentant la corrélation.

r coefficient de corrélation est calculé par :

$$r = \frac{SP_{xy}}{\sqrt{SSx \cdot SSy}}$$

avec

$$SP_{xy} = \Sigma(x - \bar{x})(y - \bar{y}) = \Sigma xy - \frac{(\Sigma x)(\Sigma y)}{n}$$

$$SSx = \Sigma(x - \bar{x})^2$$

$$SSy = \Sigma(y - \bar{y})^2$$

x	y	xy	x - $\bar{x}$	(x - $\bar{x}$ ) <sup>2</sup>	(y - $\bar{y}$ ) <sup>2</sup>
114	184	20976	86,971	7391	31803,5
213,2	464,8	99095,4	13,229	175	10489,9
165,3	307	50747,1	34,671	1202,07	3065,9
184,6	273	50395,8	15,37	236,25	7987
257	450	115650	57,029	3252,3	7676,3
234,5	455,5	106814,8	34,529	1192,25	8673
231,2	402,3	93011,8	31,229	975,25	1594,3
$\Sigma$ 1399,8	2536,6	536701,9		12473,6	71600,6
Moy. 199,97	362				

TABLEAU 21.

r = 0,98521

La valeur de corrélation peut être déterminée par le tableau t-student

$$t = \frac{r \sqrt{n - 2}}{\sqrt{1 - r^2}} = 12,856$$

La valeur calculée de t est supérieure à celle que l'on obtient du tableau t-student (t = 4,05) correspondant à un degré de liberté de 5 et une superficie de confiance de 99,5 %, c'est-à-dire avec une probabilité de 99,5 %; la corrélation entre ces deux variables s'exprime par une droite (Pl. 16).

y = ax + b

dont les paramètres a et b sont calculés par les formules suivantes :

$$a = \frac{SP_{xy}}{S \cdot SX}$$

$$b = \frac{\Sigma y - a \Sigma x}{n}$$

y = 2,3605X - 109,6

Formules des courbes des limites de confiance de la droite de régression :

$$y = ax + b \pm t s_{x,y} \sqrt{1 + \frac{1}{n} + \frac{(x - \bar{x})^2}{SSx}}$$

avec 
$$s_{x,y} = \sqrt{\frac{SSy - \frac{(SP_{xy})^2}{SSx}}{n - 2}}$$

$s_{x,y} = 20,5037$

t = 3,665 t-student degré de liberté = 5

d'où

$$y = -109,6 + 2,3605X \pm 3,665 + 20,5037 \sqrt{1 + \frac{1}{y} + \frac{(x - 199,97)^2}{12473,6}}$$

4.6.7. - Régimes des crues

La position des régimes de crues des rivières Tadjan et Néka en comparaison avec les autres rivières du Nord de l'Alborz fait l'objet de cette étude. Le régime des crues est déterminé essentiellement par les caractéristiques des précipitations et des facteurs secondaires, dont les principaux sont :

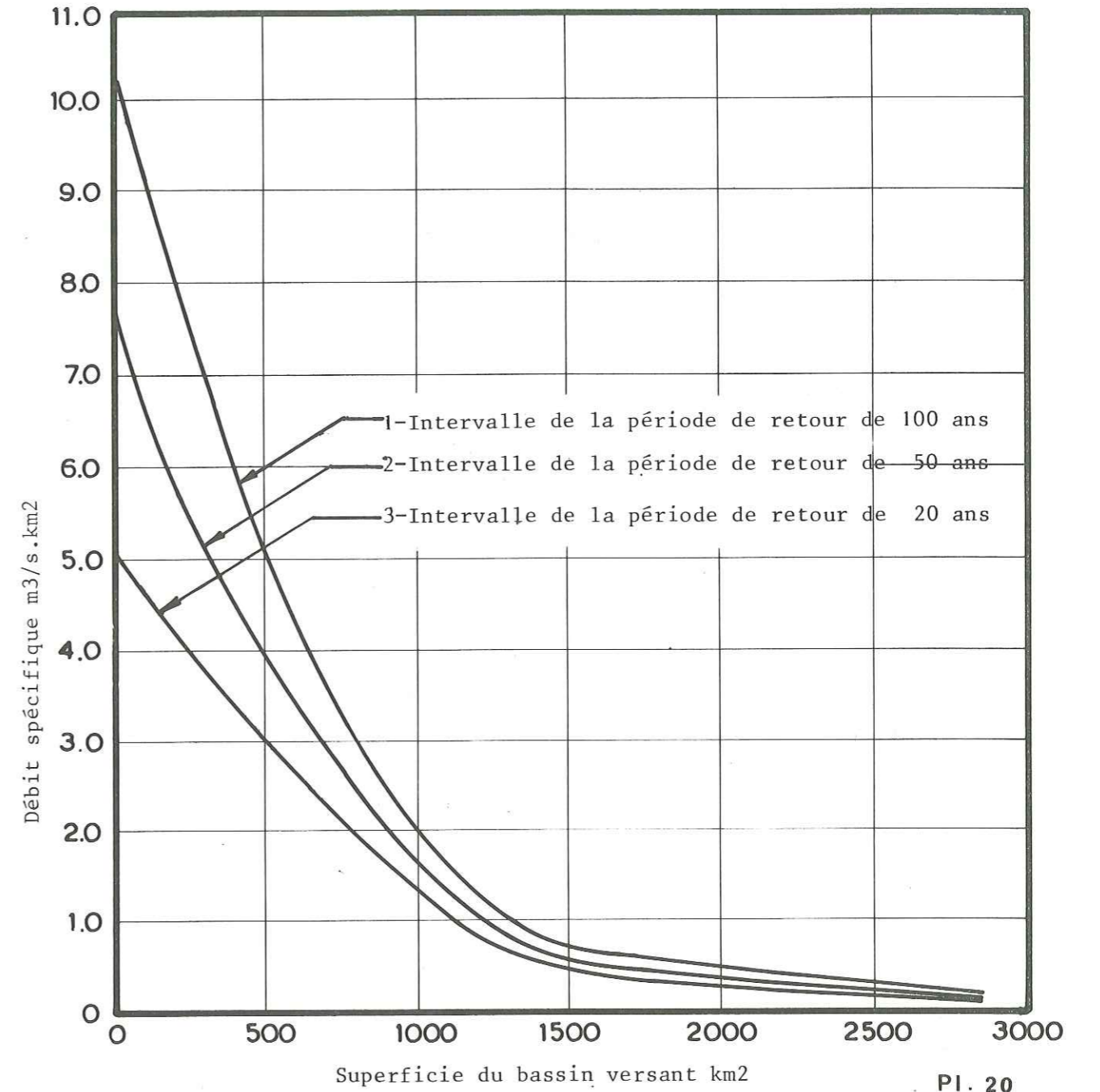
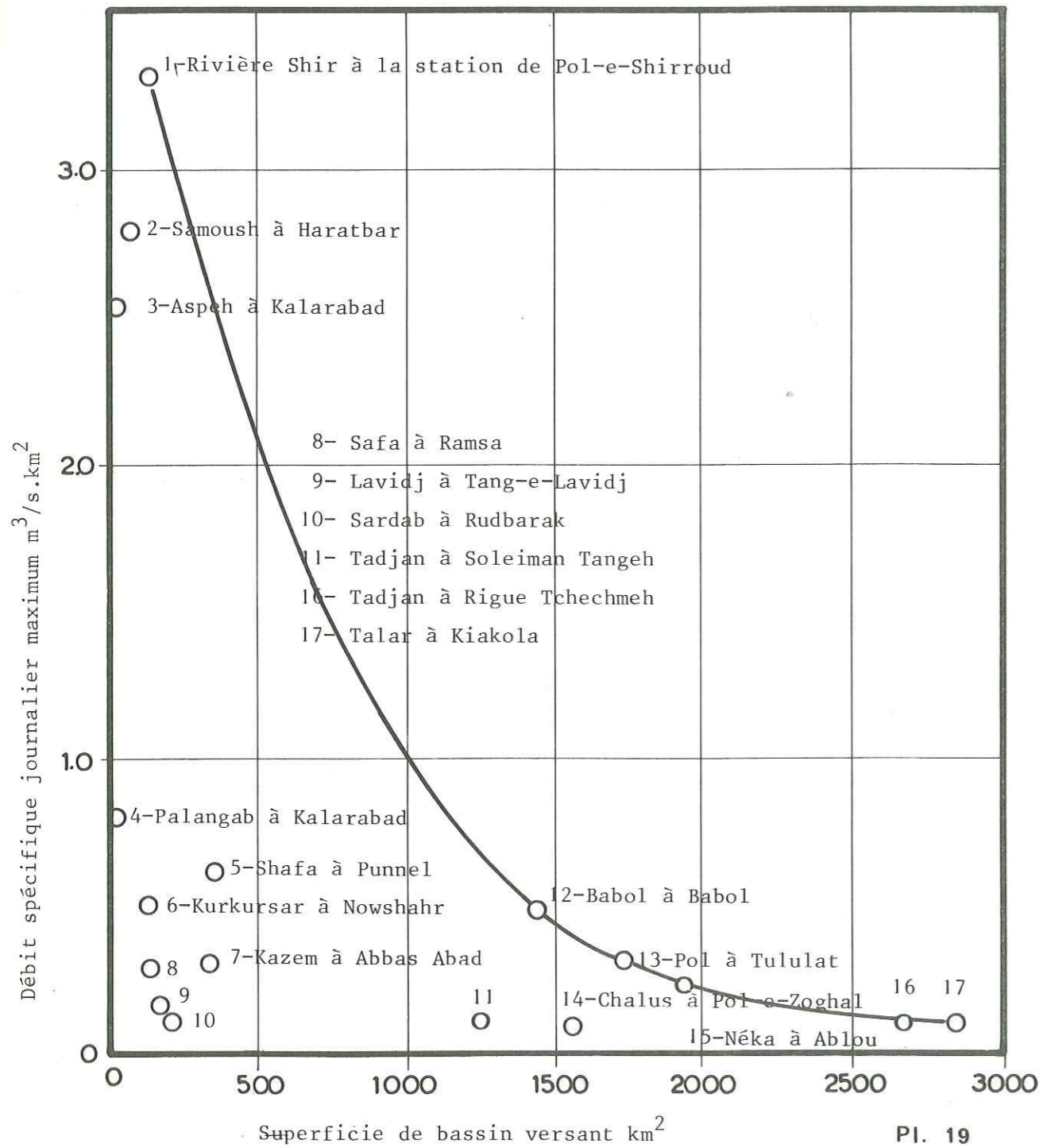
- les caractéristiques géographiques, morphologiques, orographiques et la grandeur du bassin ;
- la géologie et les caractéristiques hydrogéologiques ;
- végétation ;
- climat.

L'influence de l'ensemble de ces facteurs sur les régimes des crues des bassins est bien visible sur la carte. Bien que les débits des crues soient mesurés aux stations de jaugeages de Tadjan et Néka, il est aussi intéressant de connaître les débits probables maximums de ces rivières, surtout à travers les villes de Sari et Néka, et de considérer la position de ces villes vis à vis des crues probables, par la méthode suivante :

Les débits spécifiques maximums observés sur diverses rivières du flanc Nord d'Alborz ont été confrontés avec les superficies des bassins versants et les points obtenus sont enveloppés par une courbe (Pl. 19 ). Les superficies des bassins de Tadjan et Néka à leurs exutoires des villes



REGIME DES CRUES DES RIVIERES DE L'ALBORZ NORD



de Sari et Néka sont respectivement de 4 000 et 1 950 km<sup>2</sup>. A partir de cette courbe, les maximums probables des débits spécifiques maximums journaliers de la rivière Tadjan et Néka aux points cités seront respectivement de 0.0815 et 0.2244 m<sup>3</sup>/s.km<sup>2</sup> ; donc les débits maximums probables des crues historiques seront respectivement de 326 et 437 m<sup>3</sup>/s.

Des courbes enveloppent des débits spécifiques journaliers maximums interannuels en fonction des superficies des bassins versants ont été tracées pour les périodes de retour de 25, 50 et 100 années (Pl.20). La comparaison des débits maximums instantanés et des débits journaliers (correspondant à ce pic) des rivières de l'Alborz Nord montre que le rapport entre ces deux éléments varie de 1 à 2.6. Par analogie, si l'on admet un rapport entre le débit du pic instantané et le débit moyen journalier de la rivière de Tadjan à Sari de 2.6 et en utilisant les courbes de la Pl. 20 , les débits de pic instantané correspondant à des périodes de retour de 25, 50 ou 100 années seront respectivement de 880, 1185 et 2080 m<sup>3</sup>/s.

Ces valeurs sont proches de la réalité, car le pic de débit instantané observé à la station de Kord Khyl dans une période de 9 années d'observation est de 510 m<sup>3</sup>/s.

L'usine de papier de Sari est l'une des grandes installations qui se trouve tout près de la rivière de Tadjan. L'équation de Manning a été employée pour la détermination du niveau d'eau de la rivière pendant les crues probables.

$$Q = \frac{A R^{2/3} S^{1/2}}{n}$$

où :

- Q = débit en m<sup>3</sup>/s
- A = superficie de la coupe du lit en mètres carrés
- R = rayon hydraulique en mètres de la rivière
- S = pente de la rivière.
- n = coefficient de rugosité.

Une série de valeurs de n a été estimée à partir de la grandeur du canal, de sa forme et de la composition du lit. Pour les valeurs : n

présumées la pente, la géométrie observée du canal et les débits maximum des crues probables, la profondeur d'écoulement en site sera de 3,1 à 4,8 mètres. Donc la crue à période de retour de 100 années va déborder les berges (un risque probable pour les installations).

Les valeurs numériques de ce calcul sont :

- Q = 2 080 m<sup>3</sup>/s
- L = 600 m largeur de la rivière
- S = 0,008
- n = 0,17
- R = A/L (car la rivière est assez large)

donc

$$2080 = \frac{600 \times R \times R^{2/3} \times 0,008^{1/2}}{0,17} \quad R = 3,1 \text{ m.}$$

#### 4.7. - ETUDE DU TARISSEMENT

Le tarissement de la rivière Tadjan a été étudié pendant différentes périodes et en deux stations de jaugeage. Dans un cas, la courbe de tarissement a été obtenue par juxtaposition de courtes périodes de décrue.

La décroissance des débits en fonction du temps se traduit, selon MAILLET, par la formule simple :

$$Q_t = Q_e e^{-\alpha t}$$

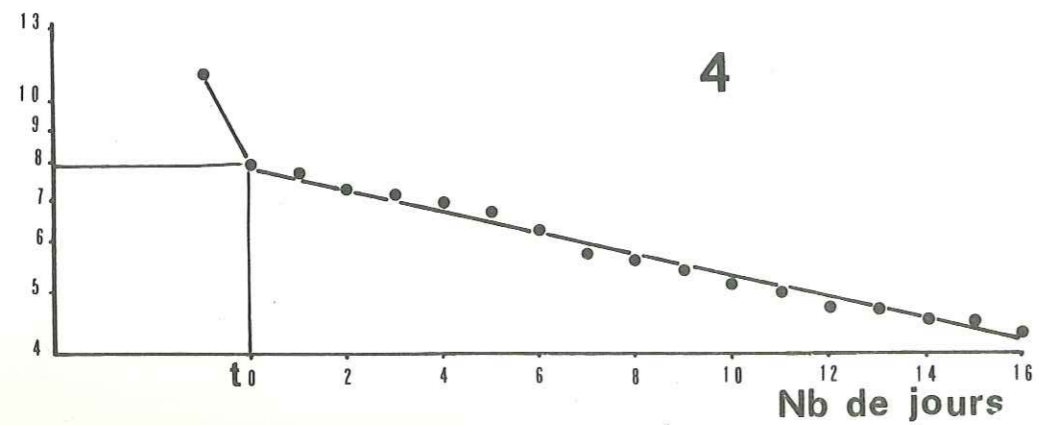
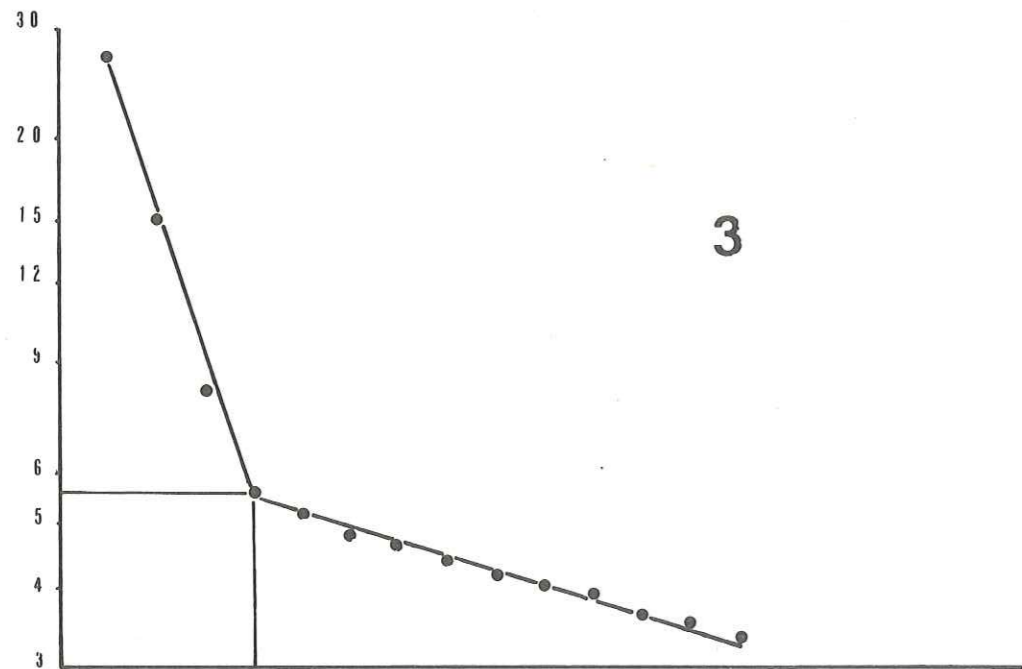
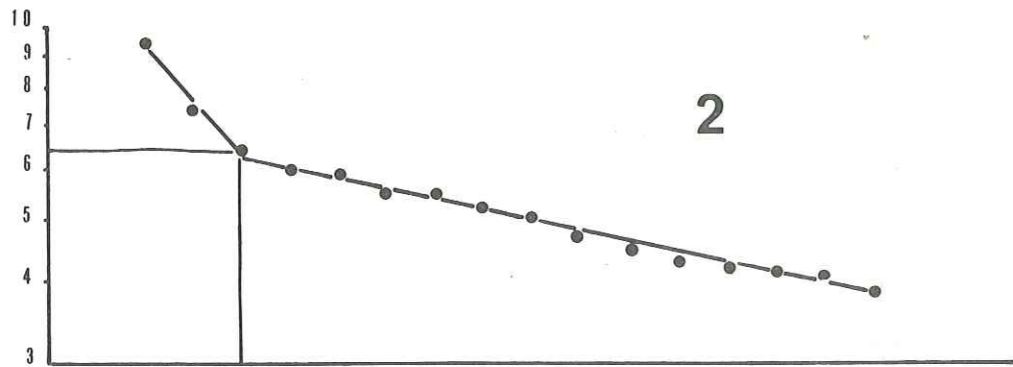
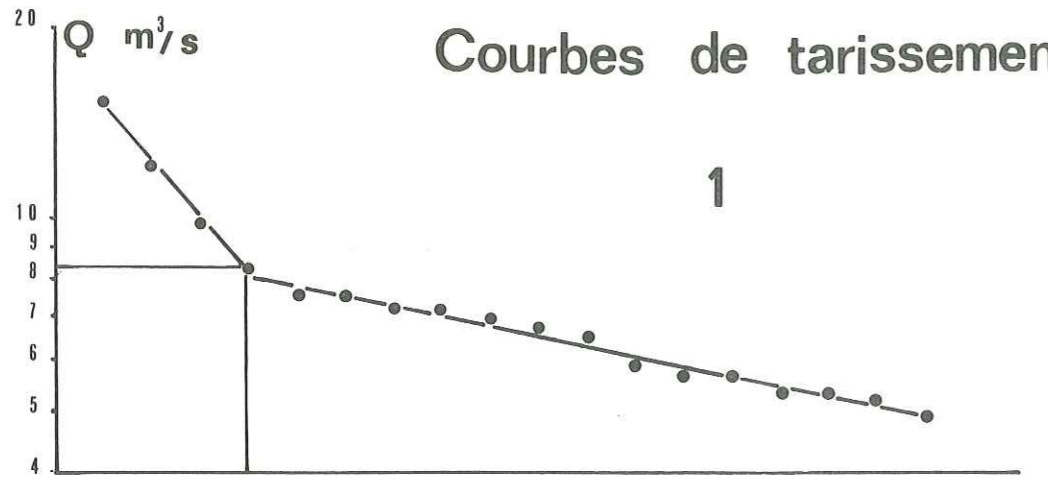
d'où  $\log Q_t = \log Q_0 - (0,4343 \alpha) t$

dans lesquels Q<sub>t</sub> est le débit à l'instant t, Q<sub>0</sub> représente le débit à l'instant t<sub>0</sub>, fin du ruissellement, début de la décrue des eaux souterraines, α la pente de la droite ou coefficient caractéristique de la capacité de rétention du bassin à partir de l'instant t<sub>0</sub> choisi. (Q<sub>0</sub> et Q<sub>t</sub> en m<sup>3</sup>/s , t en jours).

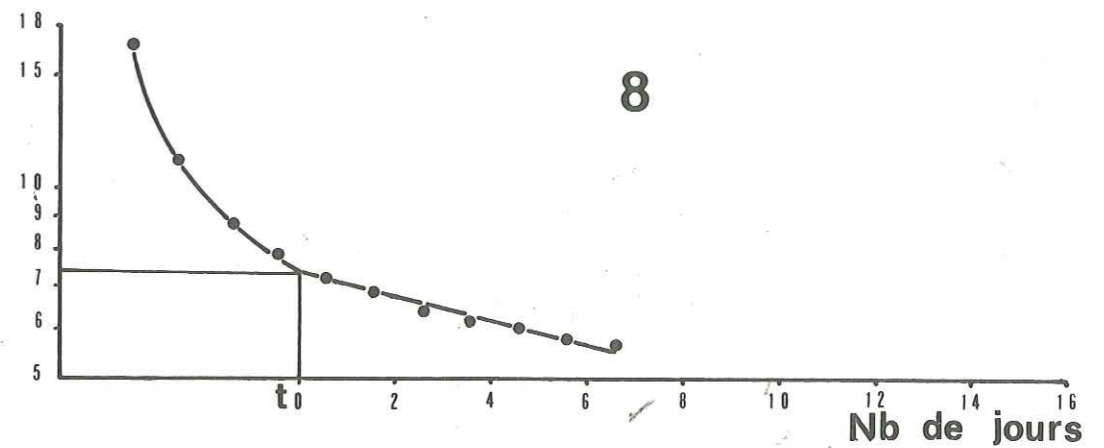
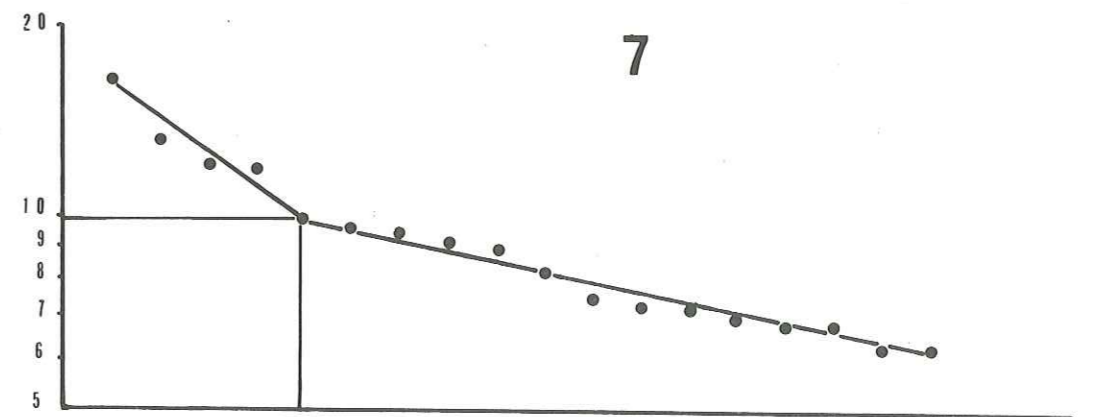
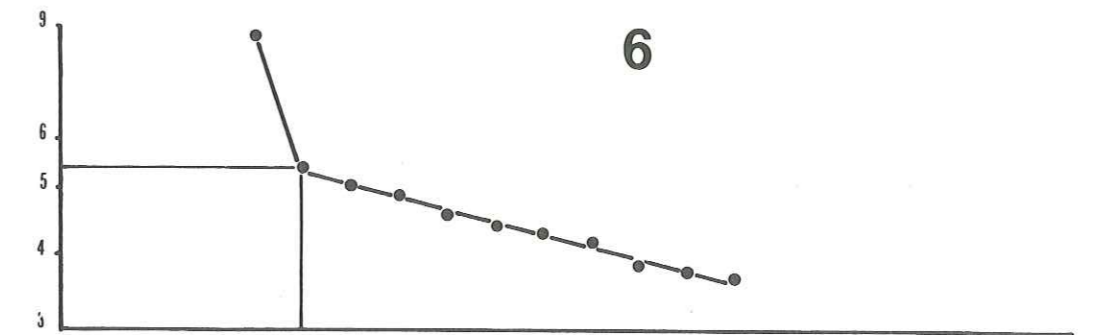
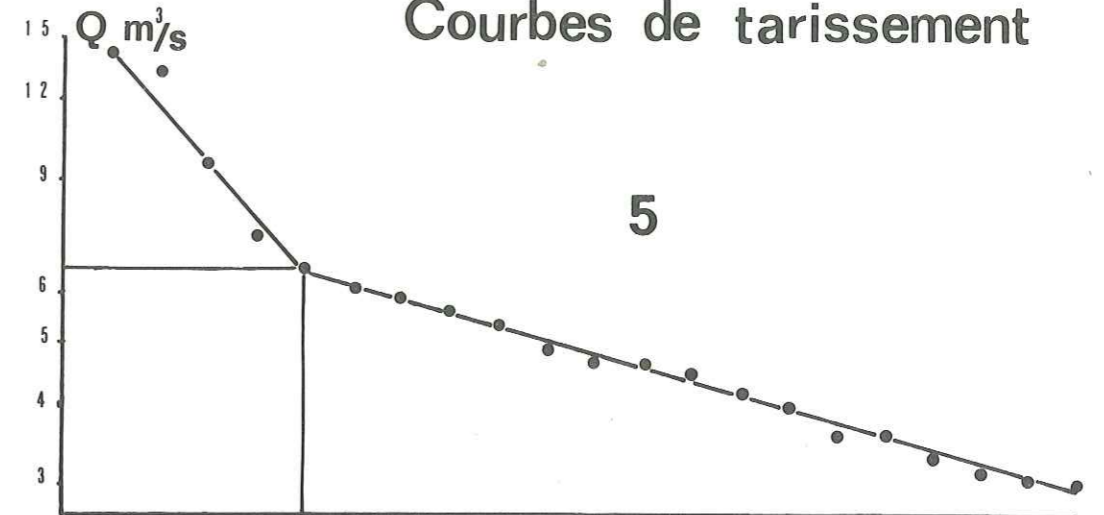
Le volume de réserves V<sub>0</sub> a l'instant t<sub>0</sub> est donné approximativement par l'intégration entre t<sub>0</sub> = 0 et l'infini de l'équation de tarissement.



Courbes de tarissement



Courbes de tarissement



$$V = \int_{t_0}^{\infty} Q_0 e^{-\alpha t} dt \quad \text{d'où} \quad V_0 = \frac{Q_0}{\alpha}$$

Tarissement de la rivière Tadjan: 1 - 5 à la station de Soleiman  
Tangueh, 6 - 8 à la station de Rigue Tchechmeh, (Pl. 21-22).

n° de graphique	P é r i o d e		Q <sub>0</sub> en m <sup>3</sup> /s	Q <sub>t</sub> en m <sup>3</sup> /s	t en j.	α	V 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>
	Année	mois et jours					
1	1963-64	4,2 - 23,2	8	5,6	10	0,03566	19,38
2	1965-66	3,2 - 18,2	6,25	4,3	10	0,03740	14,44
3	1966-67	6,8 - 18,8	5,5	3,26	10	0,05397	8,80
4	1976-77	11,4 - 28,4	7,9	4,2	16	0,03948	17,29
5	1976-77	22,5 - 11,6	6,6	4	10	0,05007	11,39
6	1957-58	21,3 - 1,4	5,4	3,1	10	0,05549	8,40
7	1958-59		9,9	6,8	10	0,3756	22,77
8	1959-60	7,1 - 13,1 + 17,1 - 20,1	7,4	4,75	10	0,04433	14,42

TABLEAU 22.

Une partie de l'eau qui coule en-dessous de la rivière fait que les valeurs calculées sont plus faibles que les réserves réelles. Les valeurs calculées sont du même ordre mais quand même les différences montrent que les conditions de régime non influencé ne sont pas complètement réalisées. Quoi qu'il en soit, le volume des réserves emmagasinées dans le sous-sol du bassin versant n'est pas négligeable puisque proche de  $20 \times 10^6 \text{ m}^3$ .

CHAPITRE V - GEOLOGIE DE LA REGION DE TADJAN - NEKA

- Morphologie
- Stratigraphie
- Histoire orogénique
- Tectonique



C H A P I T R E V

GEOLOGIE DE LA REGION DE TADJAN - NEKA

5.1. - MORPHOLOGIE

Morphologiquement, notre région d'étude peut être divisée en trois éléments :

- 1 - la plaine de la côte de la Caspienne
- 2 - les piémonts loessiques
- 3 - les zones montagneuses.

5.1.1. - La plaine de la côte de la Caspienne

Cette plaine dans sa partie est comprend la baie de Gorgan, dont la profondeur moyenne est de 5 mètres et qui est séparée de la Caspienne par le cordon de sables de Miankaleh. Vers la montagne, la plaine est couverte par les cônes de déjection. Les différences d'altitude entre le centre et le bord des cônes de déjection sont de 50 à 80 mètres. L'épaisseur maximum des cônes les plus vastes est encore plus grande que cela.

Le relief principal qui se trouve entre la plaine et la chaîne de l'Alborz sépare les bordures en deux unités, structurellement et géomorphologiquement différentes.

L'altitude de la plaine diminue graduellement vers la mer. La différence d'altitude entre la plaine et le point le plus élevé des montagnes de la région excède 3 500 mètres.

La chaîne de l'Alborz qui est constituée par les sédiments plissés du Néogène et du mésozoïque, près de la plaine de Sari, passe progressivement par l'intermédiaire d'une série de piémonts à la plaine de la côte. Mais il est remarquable qu'en dehors de notre région, dans certains endroits, ce sont des falaises qui séparent la chaîne de l'Alborz de la plaine côtière.

C'est dans la plaine de Sari que la largeur de la plaine côtière de la Caspienne atteint sa valeur maximum de 25 kilomètres. Il faut noter que la largeur minimum de la plaine côtière de la Caspienne se situe à environ 100 km à l'ouest de la ville de Sari où elle n'est que de 1 kilomètre.

La glaciation du Pleistocène n'est pas connue dans la plaine et dans les zones les moins élevées de l'Alborz.

L'altitude de la plaine en dehors des cônes de déjection ne dépasse pas beaucoup l'altitude du niveau de la mer.

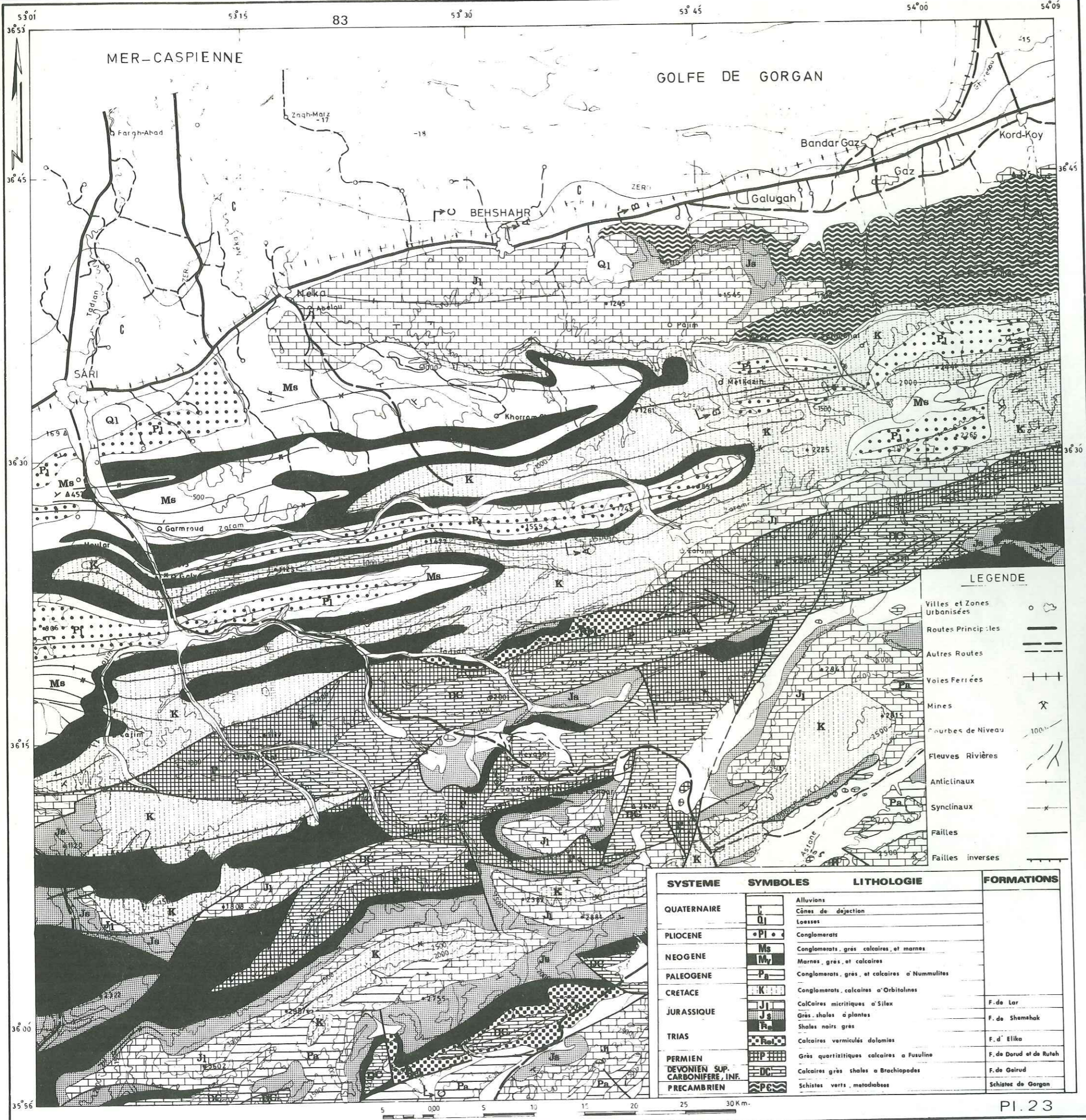
Dans les cônes, la pente augmente vers la montagne et au voisinage du village d'Ahangar Mahalleh, l'altitude du cône approche 500 mètres.

#### 5.1.2. - Les piémonts loessiques

En certains endroits, les cônes de déjection sont coupés par les collines rondes lithologiquement composées de dépôts de loess des fleuves. En bordure des fleuves, ces collines s'élèvent d'environ 50 à 100 mètres au-dessus des vallées et graduellement disparaissent dans la forêt qui couvre les montagnes vers le Sud.

La nature morphologique de la bordure des montagnes de la région ne rend pas possible de déterminer les limites entre ce loess des piémonts et les autres collines qui se trouvent plus haut que celles-ci et sont composées pétrographiquement de roches métamorphiques ou de grès du Jurassique inférieur.





MER-CASPIENNE

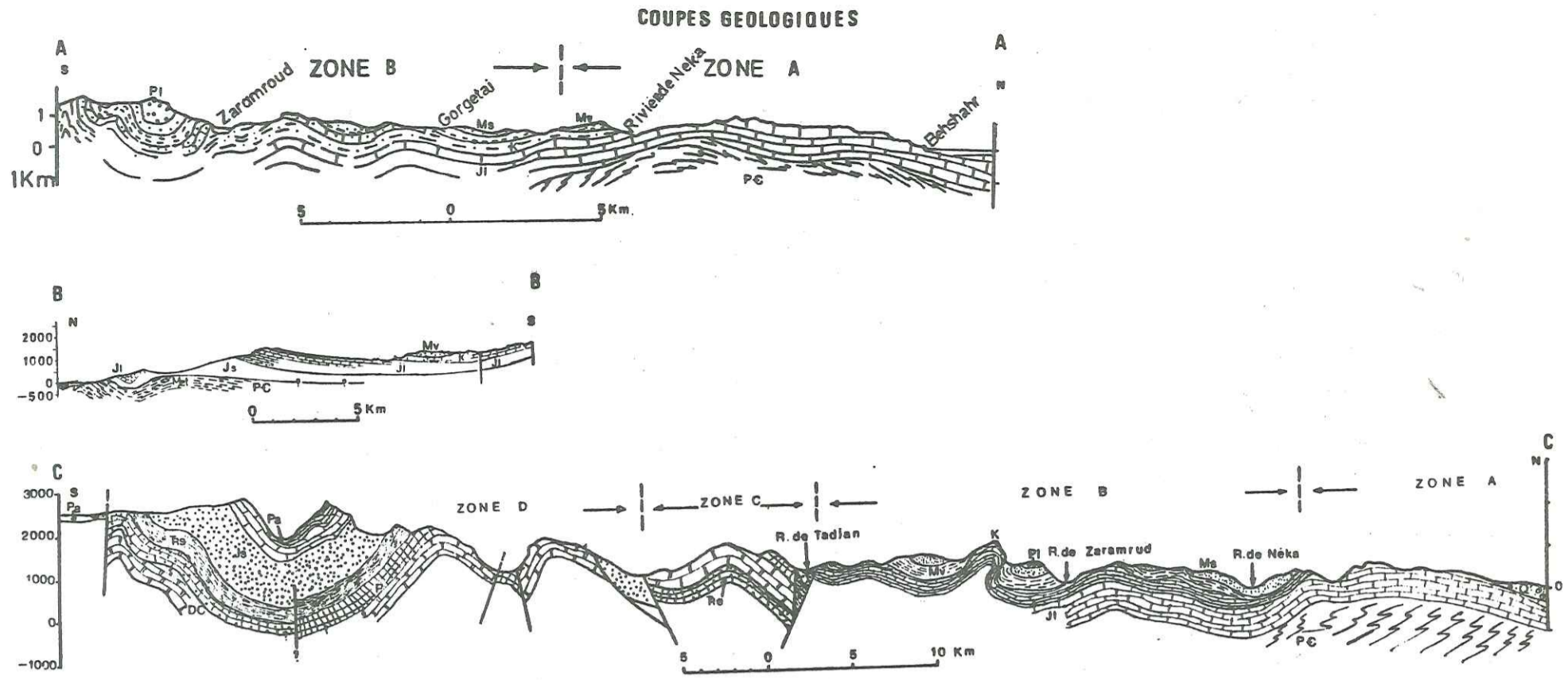
GOLFE DE GORGAN

LEGENDE

- Villes et Zones Urbanisées
- Routes Principales
- Autres Routes
- Voies Ferrées
- Mines
- Courbes de Niveau
- Fleuves Rivières
- Anticlinaux
- Synclinaux
- Failles
- Failles inverses

SYSTEME	SYMBLES	LITHOLOGIE	FORMATIONS
QUATERNAIRE	Q1	Alluvions Cônes de dejection Loesses	
PLIOCENE	PI	Conglomerats	
NEOGENE	Ms	Conglomerats, grès calcaires, et marnes	
	Mv	Marnes, grès, et calcaires	
PALEOGENE	Pa	Conglomerats, grès, et calcaires à Nummulites	
CRETACE	K	Conglomerats, calcaires à Orbitolines	
JURASSIQUE	J1	Calcaires micritiques à Silex	F. de Lar
	J2	Grès shales à plantes	F. de Shemshak
	J3	Shales noirs grès	
TRIAS	Tr	Calcaires vermiculés dolomies	F. d' Eliko
PERMIEN	P	Grès quartzitiques calcaires à Fusuline	F. de Dorud et de Ruteh
DEVONIEN SUP. CARBONIFERE, INF.	DC	Calcaires grès shales à Brachiopodes	F. de Geirud
PRECAMBRIEN	PC	Schistes verts, metabasées	Schistes de Gorgan







### 5.1.3. - Zones montagneuses

La première chaîne de montagne qui se trouve au sud de piémonts s'étend de l'Ouest vers l'Est et elle est formée principalement de calcaires du Malm et de schistes de Gorgan. Ces montagnes forment la ligne de partage des eaux entre la vallée de Néka et la plaine.

Les calcaires du Malm qui constituent les hautes falaises sont creusées par les vallées transversales. Entre Néka et Baladjadeh, le relèvement droit et soudain des calcaires du Malm avec un certain nombre de cavernes suggère qu'il s'agit d'une ancienne ligne de côte de la mer Caspienne, parallèle à celle de la mer actuelle.

## 5.2. - STRATIGRAPHIE

### 5.2.1. - Précambrien

A l'Est de Behshahr, le socle Précambrien affleure sur une longueur de 100 kilomètres et une largeur moyenne de 6 kilomètres.

Le nom de "schistes de Gorgan" a été donné à ces roches métamorphiques par GANSSER en 1951 (Geological report N.I.O.C., N° 10). Dans ce rapport, il a décrit plus de 2 000 m de phyllades, de schistes sériciteux et chloriteux avec quartzites dans la partie supérieure.

Aucun dépôt pré-Jurassique ne paraît s'être déposé sur les schistes de Gorgan. Les calcaires du Jurassique moyen-supérieur sont les assises les plus anciennes surmontant les schistes de Gorgan. Il est bien probable que cette zone formait un horst émergé depuis le Précambrien jusqu'au Jurassique moyen.

La schistosité est bien développée au sein de ces roches métamorphiques. La plupart du temps elle est parallèle à la stratification.

## Pétrographie

Il est intéressant de connaître la pétrographie des roches métamorphiques affleurant dans notre région d'étude. La coupe observée près de Kord Kuy montre que cette série métamorphique est composée essentiellement de schistes, métadiabases, de rares niveaux de calcschistes et de dolomies. La succession pétrographique dans cette coupe de bas en haut est la suivante :

Base : faillée ou recouverte par des éboulis

- grès à éléments de quartz subanguleux, matrice calcaire, chlorites, séricites, minéraux opaques ;
- calcaires micritiques gréseux à quartz et rares feldspaths ;
- orthoquartzites contenant de rares feldspaths et minéraux opaques ;
- grès tuffeux à éléments de quartz anguleux, matrice à séricite, chlorite, oxydes de fer, rares fragments éruptifs oxydés ;
- grès arkosiques à éléments de quartz, feldspaths très séricitisés et carbonatisés, matrice calcaire, séricite, chlorite, minéraux opaques ;
- calcschistes (schistes détritiques) à phénoblastes de plagioclases, matrice: séricites, chlorites, calcaires, quartz (secondaires) oxydes de fer et rares fragments éruptifs basiques ;
- schistes détritiques lités à quartz, calcaires, séricites, minéraux opaques ;
- grès tuffeux ;
- Métadiabases à structure intersertale, à chlorite, calcite, oxydes de fer, quartz secondaires ;
- diabases altérées à structure porphyrique intersertale à phénoblastes de plagioclases altérés, minéraux opaques et leucoxènes (altération de titanomagnetites) ;
- slates (quartz chloriteux), quartz, métaquartz, feldspaths, chlorites et séricites ;
- schistes chloriteux à quartz, chlorites, séricites ;
- kéraatophyres (albitophyres) légèrement métamorphisés à phénocristaux de feldspaths alcalins, orthoclases et anorthoclases ; chlorite, séricite, calcite ;



- meta diabases à structure porphyrique à phénocristaux de plagioclases altérés, quartz secondaires, leucoxènes ;
- calc schistes (schistes détritiques) et calcaires fortement recristallisés, quartz, fragments éruptifs acides,

#### 5.2.1.1. - Roches originelles et degré de métamorphisme

Les schistes de Gorgan sont dérivés de roches sédimentaires (shales, grès, siltstones avec niveaux de calcaires et dolomies et roches volcaniques basiques).

L'assemblage des minéraux mentionnés ci-dessus suggère un métamorphisme de type Barrow dans les faciès de schistes verts.

#### 5.2.1.2. - Age des schistes de Gorgan

Les schistes de Gorgan sont bien comparables en épaisseur et lithologie avec la formation de Kahar dans l'Alborz central qui correspond au Précambrien.

La détermination des âges absolus par la méthode de K/Ar sur la roche totale, qui a été faite sur deux échantillons de schistes à séricites et chlorites de la vallée de Tuskastan a indiqué des âges de  $(1278 \pm 300$  M.A. et  $985 \pm 100$  M.A. (J. Jenny, 1976). Les âges trouvés sont ceux du métamorphisme et prouvent ainsi l'âge Précambrien des schistes de Gorgan.

#### 5.2.2. - Dévonien supérieur et Carbonifère

Tout d'abord il faut dire que les sédiments de l'infra-Cambrien jusqu'au Dévonien moyens n'existent pas dans notre région d'étude. C'est donc au Dévonien supérieur que la mer transgresse largement et que les sédiments de cet âge se rencontrent non seulement dans les secteurs précédemment subsidés où ils font suite aux assises du Dévonien inférieur et moyen, mais également dans les secteurs antérieurement émergés où ils surmontent en transgression des assises plus anciennes (en dehors de notre région). Quand le substratum est constitué de roches de l'Antécambrien, cette transgression s'accompagne

d'une discordance angulaire fortement prononcée résultant sans doute de l'ancienne orogénèse calédonienne, mais plutôt des mouvements orogéniques assynclinaux (Précambrien). Dans la chaîne de l'Alborz, les sédiments attribués au Dévonien supérieur et au Carbonifère constituent la "formation de Geirud". Au voisinage et en dehors de la limite sud de la région, cette formation repose en concordance apparente sur la "formation de Mila" (Cambrien supérieur). Dans le secteur nord de la région, cette formation est totalement masquée par les dépôts Mésozoïques et Tertiaires et elle ne constitue aucun affleurement observable jusqu'à la zone structurale 3 qui s'étend de l'Ouest vers l'Est et se situe entre deux grandes failles.

Près du village de Sang-Cheshmeh, la formation de Geirud avec une épaisseur de 510 m montre de bas en haut la succession suivante :

- 1 - 35 m de calcaires gris sombre à noirs.
- 2 - 190 m d'alternance de grès quartzitiques vert-clair à blanchâtre de grès gris à grains fins et grossiers.
- 3 - 110 m de calcaires gris sombre recristallisés et de calcaires marneux gris foncé.
- 4 - 40 m de grès rouges.
- 5 - 100 m de calcaires finement gréseux gris foncé fossilifères.
- 6 - 35 m de calcaires gris jaunâtres clairs en surface et à cassure gris foncé, avec filonets de calcite.

Les fossiles suivants ont été récoltés dans cette formation :

- . Phacops latifrons
- . Rhipidomella michelini
- . Spirifer
- . Cyrotospirifer

La formation de Geirud étant dans la chaîne de l'Alborz, transgressive sur les formations plus anciennes, sa base est anisochrone.

Par analogie de faciès avec la coupe-type de l'Alborz et du



fait des fossiles déterminés, l'âge de ces sédiments est Dévonien supérieur à Carbonifère inférieur.

### 5.2.3. - Permien

Après une émergence presque générale durant le Carbonifère supérieur, émergence qui peut être mise en relation avec les mouvements orogéniques hercyniens, la mer transgressive du Permien couvre à nouveau la majeure partie de l'Iran. Dans notre région, les dépôts terrigènes et océanogènes de type peu profond, formés essentiellement à leur base de grès quartzitiques et à leur sommet de calcaires reposent en faible discordance sur la formation de Geirud. Le Permien est donc séparé par une lacune de sédimentation du Carbonifère inférieur. Dans les montagnes de l'Alborz, l'horizon gréseux de base qui comporte parfois des lits de calcaires est appelé "formation de Dorud" ; il est surmonté par des calcaires fossilifères constituant la "formation de Ruteh".

Dans cette région, les assises du Permien débutent comme partout ailleurs par une série gréso-schisteuse à faciès nettement détritique, qui est lithologiquement comparable à la formation de "Dorud" de l'Alborz. Les assises fossilifères qui surmontent cette formation présentent un faciès de calcaires à Fusulines équivalent à la "formation de Ruteh". Sauf à l'extrême sud de la région où les sédiments du Permien sont absents, ils reposent partout sur la "formation de Geirud".

La "formation de Ruteh" est représentée dans la région par des calcaires compacts, légèrement gréseux, de teinte grise plus ou moins foncée, très riches en fossiles. Ces calcaires reposent en concordance sur les grès de la "formation de Dorud".

L'épaisseur du Permien varie dans la région de 320 m jusqu'à 125 m. Il y a une lacune de sédimentation du Permien à l'extrémité sud de la région où les calcaires du Trias inférieur reposent avec une discordance faible directement sur la "formation de Geirud" ; on peut donc penser que sa brusque absence résulte d'une érosion anté-Triassique.

La coupe suivante a été mesurée près du village de Langar :

- 1 - 45 m de grès quartzitiques blancs et gris clair rougeâtre, à grains grossiers et stratification entre-croisée.
- 2 - calcaires clairs organo-détritiques fossilifères contenant des Fusulines et des Brachiopodes.
- 3 - 4 m d'argiles ferrugineuses rouges (laterite) (partie inférieure de la formation de Shemshak ("Norien")).

### 5.2.4. - Trias inférieur et moyen

Le Trias inférieur et moyen n'apparaît qu'à l'extrémité sud de la région, où il forme un anticlinal. D'une façon générale, aucune discordance accentuée ne sépare le Trias des assises du Paléozoïque supérieur, mais une interruption de la sédimentation soulignée par la présence de "hard grounds" ou d'argiles kaoliniques correspond à la partie terminale du Permien. Cette lacune, qui résulte vraisemblablement d'une émergence, peut être regardée comme l'effet d'ultimes mouvements hercyniens lointains. Au point de vue lithologique, les assises du Trias inférieur et moyen ne diffèrent pas fondamentalement des formations antérieures. Aux calcaires fossilifères sombres du Permien supérieur succèdent presque partout des calcaires vermiculés et des dolomies claires presque toujours azoïques qui témoignent seulement d'une diminution de profondeur du bassin de sédimentation.

Dans la chaîne de l'Alborz, le Trias inférieur et moyen correspond à la "formation d'Elica". Une phase d'émergence accompagnée de légères déformations amène le Trias inférieur et moyen à surmonter sans discordance angulaire appréciable, mais toutefois en transgression, la "formation de Geirud" près de Foolad Mahalheh où on observe de bas en haut la coupe suivante :

- 1 - 0 - 5 m de terrains sidérolithiques rouges qui indiquent l'émergence ayant précédé le retour de la mer.
- 2 - 20 m de calcaires fins, gris foncé avec fissures dolomitisées.
- 3 - 35 m d'alternance de dolomies et de calcaires vermiculés en plaquettes



- 4 - 55 m de dolomies à grains fins, bien litées, gris-jaunâtre clair.

#### 5.2.5. - Trias supérieur

Les sédiments essentiellement détritiques et terrigènes du Trias supérieur succèdent aux calcaires et dolomies du Trias inférieur et moyen. Ce changement complet de la nature des sédiments résulte de mouvements se plaçant à la fin du Trias moyen et au début du Trias supérieur. Ces mêmes mouvements pourraient être attribués à la phase du "Labien". Le nom de "formation de Shemshak" a été donné aux sédiments détritiques contenant des couches de charbon et ayant un âge allant du Trias supérieur jusqu'au jurassique moyen. D'après les plantes fossiles recueillies sur plusieurs profils, nous avons pu décrire les horizons chronostratigraphiques de la "formation de Shemshak" dans l'Alborz.

Le Trias supérieur qui fait partie de la "formation de Shemshak" a été séparé du Lias dans la carte géologique de la région. L'étude du Trias supérieur, du Lias et du Dogger est basée sur la géologie de surface, les observations sur 20,000 mètres de carottes de sondages effectués dans la région et les déterminations des plantes fossiles. Les épaisseurs qui seront citées pour cette série sont des épaisseurs moyennes obtenues dans les divers forages.

Le Trias supérieur est constitué par 1 000 m

- 1 - de schistes, gris-vert ou noirs, de grès de couleur claire et de grès micacés gris avec intercalations de calcaires aphanitiques. Cette série de sédiments est représentée partout par des schistes et argiles marines, à intercalation de calcaires et à rares plantes fossiles. Elle est d'âge Carnien, Norien ;
- 2 - de sédiments lagunaires à deltaïques composés d'alternances de grès gris à grains fins, de schistes et d'argiles à débris de végétaux, d'âge : Norien - Rhetien.
- 3 - d'alternances de grès, schistes, argiles lentilles et veines de charbon et contenant beaucoup de plantes fossiles et correspondant à des

faciès : alluviaux lacustres, lagunaires  
d'âge : Norien - Rhetien.

#### 5.2.6. - Lias

Au Lias, il n'y a pas de changements importants dans la nature de la sédimentation. Mais les plantes fossiles présentent des changements bien marqués. Les sédiments du Lias sont bien représentés dans la partie sud de la région.

Au début du Lias, des grès à grains grossier, gravellites et des quartzites marquent une différence lithologique entre le Trias supérieur et le Lias mais le faciès reste toujours alluvial, et lagunaire. Au-dessus de cette série qui a une épaisseur de 30 mètres, les sédiments de nouveau ressemblent à la partie 3 du Trias supérieur (alternance de grès, schistes et argiles, avec des lentilles et des veines de charbon contenant des plantes fossiles). L'épaisseur de cette série est de 430 m.

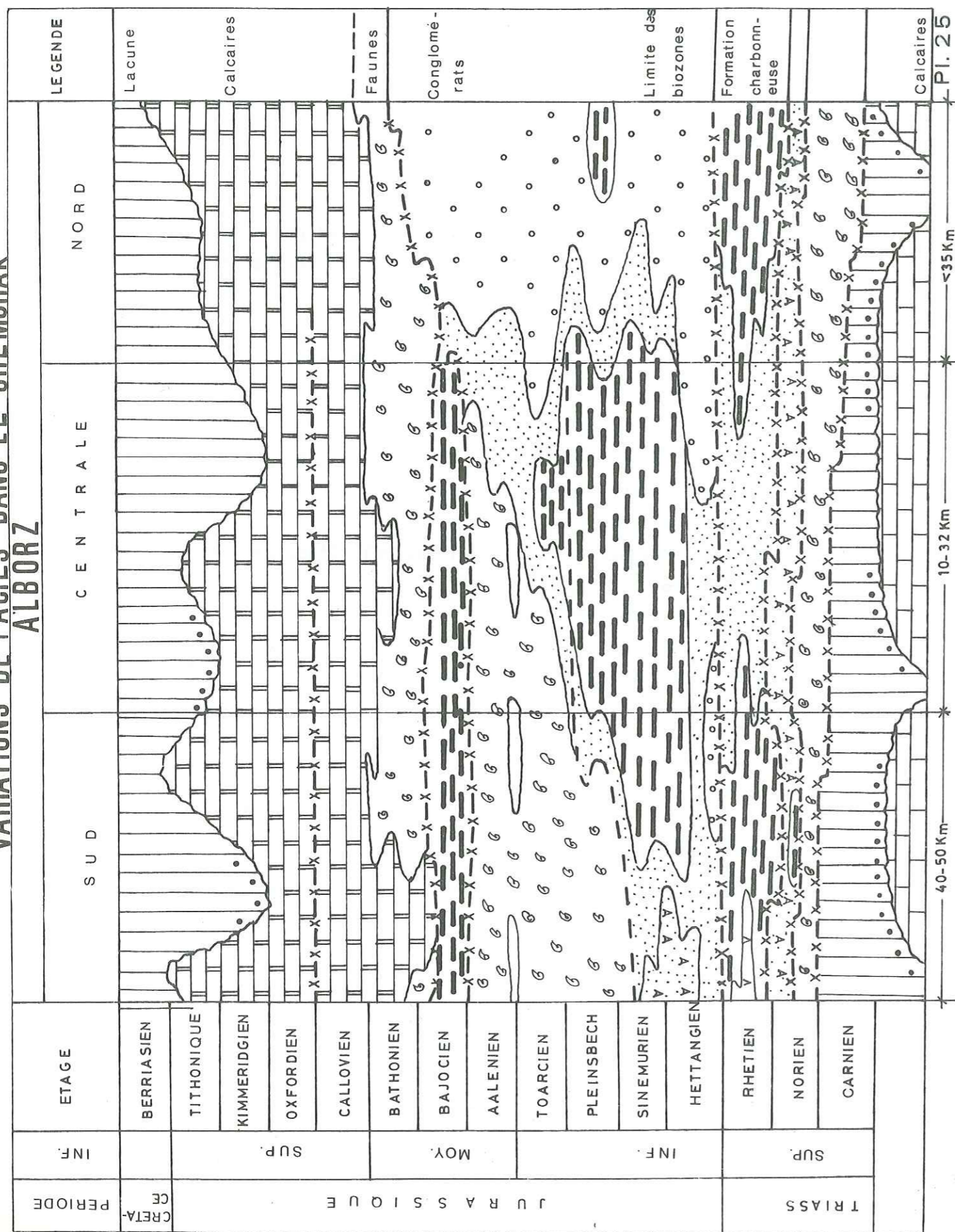
Le début du Toarcien présente des changements des conditions de sédimentation, jusqu'à la fin de l'Aalénien. Les dépôts sont essentiellement des sédiments marins (grès, schistes, argilites et intercalations de calcaire).

La coupe générale de cette série marine présente de bas en haut les termes suivants :

- 1 - 30 m de grès légèrement polygéniques à grains grossiers, de couleur grise ou verte, contenant des ammonites.
- 2 - 35 m alternance de grès et de schistes de couleur grise contenant des podozamites.
- 3 - 70 m de grès gris à grains grossiers.
- 4 - 80 m de grès gris clair à vert foncé à grains fins contenant des pelecypodes et des débris d'ammonites.



VARIATIONS DE FACIES DANS LE SHEMAK  
ALBORZ

5.2.7. - Dogger

Il contient des sédiments terrigènes dans sa partie inférieure et des sédiments marins dans sa partie supérieure. La succession des assises du Dogger est en général la suivante, de bas en haut :

- 1 - 210 m de sédiments, lacustres, lagunaires, alluviaux, qui contiennent des grès gris hétérogènes, des schistes, avec des passées de conglomérats et des veines de charbon. Cette série contient beaucoup de plantes fossiles.
- 2 - La partie supérieure du Dogger.

Le régime essentiellement paralique et limnique qui existait dans la partie intermédiaire du Dogger a pris fin au début de cette séquence à partir de laquelle les dépôts montrent un faciès marin franc démontré par les faunes qu'ils contiennent. Cette partie est constituée de : 160 m de marnes et de calcaires marneux à patine légèrement bleu-verdâtre dans lesquels s'intercalent parfois des couches de grès blancs à gris avec ciment calcaire contenant des ammonites, pélecypodes, Brachyopodes Belemnites.

Cette série de sédiments marins dans l'Alborz est appelée la "formation de Dalichai".

Le caractère pélagique des sédiments de la formation de Dalichai indique que la région étudiée a été occupée par une mer relativement vaste qui s'ouvrait largement sur celle qui recouvrait en même temps la chaîne de l'Alborz. Au contraire, la nature fortement détritique et terrigène de la partie inférieure des sédiments du Dogger succédant aux sédiments marins du Toarcien et de l'Aalenien indique qu'après la transgression de la mer au Toarcien, une régression s'est produite durant le Bajocien.

5.2.8. - Malm

Dans la région étudiée, le Malm est représenté par des calcaires de type pélagique clairs, tout à fait comparables à ceux de la coupe-type



où il est appelé la "formation de Lar".

La formation de Lar est bien représentée sur notre région d'étude par une série épaisse de 600 à 850 m de calcaires micritiques ou de calcaires biodétritiques blancs ou roux clair, assez bien lités, à cassure conchoïdale. Rarement massifs parfois recristallisés, ces calcaires contiennent souvent des nodules de silex et ils sont parfois localement dolomitisés.

D'après les fossiles qui y ont été récoltés, l'âge de la formation de Lar va, dans la région, de l'Oxfordien supérieur au Tithonique.

D'après les Ammonites :

- . Sowerbyceras tortisulcatum
- . Perisphinctes (Dichotomosphinctes) laisinesis
- . Perisphinctes magnonantius
- . Taramelliceras (Proscaphites) baccatum

recueillies au bas de la formation de Lar dans la région, cette formation débute certainement avec l'Oxfordien supérieur. L'Oxfordien inférieur n'est pas nettement caractérisé paléontologiquement, si toutefois Taramelliceras (Proscaphites) baccatum est une forme plus ancienne (Oxfordien inférieur).

L'absence de fossiles caractéristiques dans le sommet de la formation de Lar ne permet pas de préciser si cette formation se termine au Tithonique inférieur ou supérieur.

Les conditions de sédimentation de la formation de Lar dans cette région sont restées sensiblement les mêmes que durant le Dogger. L'épaisse formation de Lar, où prédominent les calcaires de type pélagique, riches en Ammonites, à silex abondants, témoigne de l'existence d'une mer franchement ouverte, vraisemblablement chaude, non séparable de celle qui recouvrait en même temps les autres domaines de l'Alborz. Vers la fin du Jurassique, l'apparition de faciès dolomitique la disparition (ou au moins raréfaction) des Ammonites et le développement des algues Codiacées et des Trocholines indique une diminution de profondeur de la mer.

#### 5.2.9. - Crétacé

Au début du Crétacé, la mer n'occupe que quelques sillons peu profonds dans la partie centrale de la chaîne de l'Alborz. La fin du jurassique et le début du Crétacé sont marqués par une phase orogénique dans la majeure partie de l'Iran. Donc, les dépôts datant du crétacé inférieur sont peu étendus et encore relativement mal connus. L'endroit le plus proche de notre région d'étude où le crétacé inférieur a été trouvé se situe à l'est de la ville de Gorgan avec des calcaires à calpionelles datés du Néocomien.

Dans notre région, comme presque partout ailleurs en Iran, des mouvements orogéniques anté-Crétacé se traduisent par une discordance angulaire entre le crétacé et le Malm et par la présence entre les deux, d'un conglomérat de transgression au-dessus duquel on trouve environ 300 mètres de calcaires.

Au nord de la rivière saisonnière d'Astane, sur les sédiments marins du Toarcien, reposent transgressivement 100 mètres de conglomérats rouges ayant des galets de calcaires du Malm. Au-dessus viennent 130 mètres de calcaires gréseux blancs à gris bleuâtre à orbitolines et ensuite 170 mètres de calcaires marneux légèrement sableux gris jaunâtre à cassure et à patine verte.

Comme on vient de le dire, les sédiments du crétacé reposent transgressivement et en discordance sur les dépôts du Lias, par l'intermédiaire d'un horizon conglomératique, mais cet horizon conglomératique et la discordance citée ne s'observent pas aux endroits où les calcaires du Crétacé reposent sur les calcaires du Malm.

Selon les observations faites sur le terrain, des mouvements anté-Crétacés entraînent l'émersion de la région, comme celle d'une grande partie de l'Iran.

Des sédiments assez semblables, quoique plus marneux et plus variés, se déposent transgressivement sur les terrains Jurassiques.



L'absence du Malm peu probablement s'expliquer par un retrait effectif de la mer ou sa disparition au cours de la grande phase d'érosion anté-Crétacé.

#### 5.2.10. - Eocène et Oligocène

Les sédiments de l'Eocène et de l'Oligocène n'affleurent qu'à l'extrémité sud de notre région où l'ensemble conglomératique de la partie inférieure de l'Eocène discordant sur les calcaires du Malm et du Crétacé traduit l'existence des mouvements de la phase laramienne, qui ont affecté l'ensemble de l'Iran à la fin du Crétacé supérieur et au début de l'Eocène. Les émergences résultant des mouvements Laramiens n'ayant pas été parfaitement synchrones et n'ayant pas affecté de façon égale les différentes régions, il s'ensuit que les assises par lesquelles débute la série des formations éocènes n'ont pas partout le même âge et que des régressions et transgressions locales sont reconnaissables au sein même de la série Eocène. La mer de l'Eocène n'a pas recouvert la majorité de notre région, particulièrement la partie nord où les sédiments du Miocène reposent directement sur les calcaires du Crétacé, ou même les calcaires du Malm. Au sud, aux conglomérats de base de l'Eocène succèdent 40 mètres de calcaires nummulitiques.

#### 5.2.11. - Vindobonien

Les sédiments essentiellement terrigènes du Vindobonien sont bien représentés dans notre région d'étude. Ils sont composés de marnes rouges, grises, vertes, à passées de gypse et minces intercalations de conglomérats, et de grès.

Les sédiments d'origine marine ne sont pas nettement caractérisés paléontologiquement par les fossiles récoltés dans cette série. Le faciès détritique et évaporitique de cette série indique un régime continental et lagunaire. Dans la vallée de Néka, on observe un passage du faciès gréseux calcaire à un faciès conglomératique, qui présente la limite nord du bassin vindobonien.

A l'ouest de Yakhub Mahalleh, les assises gréseuses du Sarmatien surmontent les calcaires du Jurassique supérieur, et encore plus loin vers l'Ouest, les marnes jaunes du Crétacé supérieur sont surmontées par les sédiments du Sarmatien. On peut probablement dire que le Vindobonien ne s'est jamais déposé en cet endroit.

Ses assises sont souvent masquées par les éboulis.

#### 5.2.12. - Sarmatien

Les sédiments du Sarmatien sont composés de calcaires, de calcaires marneux, de calcaires à lumachelle, de marnes gréseuses et de conglomérats.

Les échantillons de cette formation contiennent les fossiles typiques du Sarmatien.

L'épaisseur de cette série est de 300 mètres.

Après l'émergence locale durant le Vindobonien, la mer peu profonde et transgressive du Sarmatien couvre toute la zone de Sari et Néka. Toutefois, un forage de reconnaissance effectué au bord de la Caspienne montre que les dépôts du pliocène surmontent directement les calcaires du Crétacé et qu'il y a lacune de sédimentation du Sarmatien et Vindobonien.

#### 5.2.13. - Pliocène

Nous avons cartographié les conglomérats qui reposent sur les sédiments du Sarmatien sous le nom de Pliocène. Les dépôts d'argiles gréseuses qui affleurent dans la vallée de Tadjan sont aussi attribués au Pliocène. Aucun document paléontologique ne nous permet de déterminer l'âge précis de cette série. De toute façon, lorsque nous avons des conglomérats, même au sein des sédiments du Sarmatien, nous sommes au bord du bassin de Caspienne (la vallée de Zaramrud et la vallée de Néka vers l'amont).

Les galets de ces conglomérats sont essentiellement constitués de calcaires et de calcaires colitiques du Permien et proviennent du Sud ou du Sud-Est des affleurements actuels de ce conglomérat.





Le transport des matériaux du Paléozoïque et du Jurassique pour former ce conglomérat a eu lieu probablement par une ancienne rivière SE-NW qui s'est développée vraisemblablement après l'élévation de l'Alborz et la régression consécutive de la mer du Sarmatien.

#### 5.2.14 . - Quaternaire

##### 5.2.14 .1. - Dépôts de loess

Nous avons signalé l'importance des dépôts de loess. Ces dépôts aeoliens formés essentiellement d'argiles et de sables très fins, couvrent les roches anciennes des piémonts et des montagnes. Des escargots de terre ont été trouvés au sud du village de Zarandine Bala. Le long des vallées les loess sont fréquemment stratifiés et mélangés avec des couches de graviers, donc probablement resédimentés par les rivières. Depuis Kord Kuy vers l'Est, ces loess coïncident avec la zone de sources de Gorgan.

Ces dépôts Quaternaires ont été accumulés le long des piémonts où le vent les transportant a été arrêté par les montagnes.

Des pentes modestes de l'ordre de 10 à 20 degrés sont observées à l'est de la plaine. De toute façon, il est difficile de préciser l'origine de l'inclinaison des couches et de l'attribuer aux phénomènes de sédimentation ou de plissement.

##### 5.2.14 .2. - Remplissage de la plaine de Sari

Deux dépôts sédimentaires majeurs peuvent être identifiés dans la plaine étudiée : les sédiments marins et les cônes de déjection.

###### a/ Sédiments marins

Les sédiments marins consistent en des sables marins à intercalation de graviers, de shales et de marnes. L'extension exacte de ces

sédiments n'est pas tellement bien connue dans la plaine de Sari. Cependant, d'après les résultats obtenus à partir des forages, nous décrirons quelques faits bien observés et ensuite nous représenterons une coupe-type générale du remplissage de la plaine de Sari.

Durant les périodes récentes géologiques, la mer Caspienne était alternativement en transgression et en régression. En même temps, les montagnes de l'Alborz fournissaient les matériaux des cônes de déjection de la plaine. Le résultat était l'intercalation d'alluvions et de dépôts marins. Il est probable que les sédiments marins ont pu se déposer au pied des montagnes lorsque les apports alluviaux n'étaient pas encore bien développés. La mer s'est retirée à la suite de l'accumulation des alluvions. Mais à ce moment-là, la fluctuation de la limite des alluvions et des sédiments marins se produisait également sous l'effet de la transgression et de la régression normale de la ligne du rivage.

###### b/ Dépôts de cônes de déjection

Deux grands cônes de déjection existent dans la plaine de Sari. Ces grandes masses de cailloutis sont d'origine fluviale, résultant de la sédimentation des matériaux apportés par les rivières Tadjan et Néka.

Le cône de déjection de Tadjan depuis la base des montagnes s'étend à environ 20 kilomètres vers le Nord tandis que le cône de déjection de Néka est considérablement moins étendu, se prolongeant seulement de 10 à 15 kilomètres vers le Nord.

Les points topographiquement bas divisant ces deux cônes de déjection se trouvent entre les deux rivières de Tadjan et de Néka et s'accordent approximativement avec les points intermédiaires des systèmes des deux rivières.

Les cônes de déjection de Tadjan et de Néka sont de type classique, c'est-à-dire des matériaux grossiers et de gros galets se trouvent au pied des montagnes et une diminution progressive de la grosseur des grains peut être remarquée en direction du Nord.



Les forages creusés à travers des cônes de déjection montrent que les sédiments à gros galets et homogènes se trouvent près des montagnes et les dépôts plus fins et stratifiés en bancs bien marqués vers le Nord. Ces sédiments stratifiés consistent en des dépôts marins et alluviaux en certains points.

Du fait de la transgression et de la régression de la mer Caspienne durant le Plio-Pleistocène, beaucoup d'intercalations des sédiments marins et terrigènes (alluvions) ont été formés, le fait est remarquable dans les carottes des forages.

#### c/ Alluvions récentes

Ce sont les dépôts actuels d'origine torrentielle, localisés dans les lits des cours d'eau fonctionnant actuellement. Ils se présentent sous forme de galets arrondis de tailles très variables, de couleur claire et lavés, de matériel fin. Les alluvions récentes sont accumulées dans la zone montagneuse sur le bed-rock et dans la plaine sur les cônes de déjection. Il est normal que le contenu en eau de ces alluvions soit doux partout dans la région.

### 5.3. - HISTOIRE OROGENIQUE

Pour déterminer les différentes phases orogéniques ayant superposé leurs effets, nous n'avons pas fait d'analyses structurales, mais à partir d'observations simples nous avons pu reconnaître un certain nombre de points où les effets des orogénies peuvent être mis en évidence.

#### 5.3.1. - Phase anté-Shémshak

Cette phase est caractérisée par la discordance des sédiments du Trias supérieur sur les formations plus anciennes. Cette discordance est visible à Sanam, là où les assises schisteuses et gréseuses du Car-

nien reposent en faible discordance, par l'intermédiaire d'un horizon de 4 mètres d'oxyde de fer et d'alumine argileuse, sur les calcaires du permien.

Au sud du village de Barcola, la formation de Shemshak repose en concordance sur les calcaires du carbonifère inférieur de la formation de Geirud.

#### 5.3.2. - Phase Névadienne

A Sorkhehdeh, les calcaires à orbitolines de l'Aptien reposent avec une faible discordance sur les grès marins du Toarcien, par l'intermédiaire d'un conglomérat de transgression de 100 mètres. Parmi les galets de ce conglomérat, les éléments de calcaires du Malm prouvent l'existence de l'orogénie Névadienne ou Néocimérienne dans l'Alborz.

#### 5.3.3. - Phase Laramienne

A la fin du crétacé supérieur et au début de l'Eocène, des mouvements orogéniques de la phase laramienne ont affecté l'Alborz. A l'extrémité sud de notre région d'étude, cette phase se traduit par la transgression des sédiments de l'Eocène sur les calcaires du Malm. Quelques kilomètres vers le Nord, les dépôts de l'Eocène surmontent transgressivement les assises du Crétacé inférieur.

#### 5.3.4. - Phase Pyrénéenne

A 2 kilomètres du nord de la source d'Abgégari, les assises du Sarmatien reposent en discordance angulaire légère, mais cependant bien reconnaissable, sur les calcaires du Crétacé. Ce fait peut indiquer une phase d'orogénie et probablement "la phase Pyrénéenne".



#### 5.3.5. - Phase anté-Quaternaire

Les dépôts Plio-Pleistocène, qui sont les terrains les plus jeunes ayant été affectés par des mouvements orogéniques, sont couverts par les couches horizontales du Quaternaire ancien, ce qui témoigne d'un mouvement orogénique anté-Quaternaire ancien dans la région.

#### 5.4. - TECTONIQUE

##### Généralités

Il n'y a pas lieu d'individualiser systématiquement toutes les structures existantes dans notre région d'étude, car elles sont représentées sur la carte géologique. Nous diviserons simplement l'ensemble de la région d'étude en plusieurs zones structurales et nous présenterons les caractères généraux de la tectonique de chacune de ces zones structurales.

##### Classification structurale de la région étudiée

Structuralement, la région peut être séparée en deux unités :

- les reliefs ou système des montagnes de l'Alborz
- la dépression de la Caspienne.

#### 5.4.1. - Le système des montagnes de l'Alborz

En tenant compte des accidents majeurs et actifs pendant une longue période, des différentes phases tectoniques qui ont agi dans les différents lieux, de la brutale disparition des terrains appartenant à une période géologique par suite d'une émergence prolongée et des déformations des terrains par la tectonique, la partie du système de l'Alborz qui se trouve dans notre région d'étude peut être séparée en quatre subdivisions. Nous appellerons ces quatre subdivisions avec une certaine hésitation : "zones structurales".

#### 5.4.1.1. - Zone A.

La limite nord de cette zone se situerait à la ligne de changement de pente topographique entre les piémonts et la plaine de la côte de la Caspienne. Ce bombement régional, dont le coeur montre les schistes métamorphiques du Précambrien, forme un anticlinal unique qui s'étend de Néka à Barcola et dont le flanc nord se développe au-dessous de la plaine. La bordure de cet anticlinal forme la limite sud de la zone A.

Les déformations dans cette zone structurale ont eu lieu en deux phases tectoniques :

- 1 - plissement et schistosité des terrains Précambriens
- 2 - plissement de l'ensemble de la série de sa base au Crétacé, au Paléocène et au Pleistocène.

#### 5.4.1.2. - Zone B.

Au Nord, cette zone se limite à la zone A et à la plaine de la côte de la Caspienne. Sa bordure sud est déterminée par un chevauchement qui sépare cette zone de la zone adjacente sur toute leur longueur. Cette limite coïncide avec celle des formations Néogènes qui constituent les principaux affleurements dans cette zone et qui disparaissent brusquement en dehors de celle-ci.

On peut croire à l'existence de deux phases de déformations dans cette zone. La première phase de déformation comprend un plissement léger et des troncatures dans les unités stratigraphiques du Jurassique supérieur et du Crétacé. De plus, il y a une discordance entre le Miocène et les bancs du Jurassique supérieur et du Crétacé, soulignée par l'absence des sédiments de l'Eocène et de l'Oligocène.

Les assises du Miocène et du Pliocène ont subi les plissements de la deuxième phase de déformation. Les couches les plus récentes affectées par cette déformation sont celles de la série continentale du Pliocène. Cette déformation a provoqué l'apparition de structures de direction



Est-Ouest dont les angles de plongement sont d'environ 5 degrés vers l'Ouest.

Les plans axiaux des anticlinaux et synclinaux sont subverticaux et leurs pendages sont vers le Nord. Les amplitudes des plis (demi-distance entre surface enveloppée) varient entre 100 mètres et 1 000 mètres, et dans certains cas elles sont même inférieures à 100 mètres.

Les pendages des couches sont généralement de 40 à 60 degrés.

Pour les structures majeures, la longueur d'onde est d'environ 10 kilomètres. L'angle apical des plis (l'angle maximal entre deux génératrices du cône) se situe entre 80 et 140 degrés. On a pu déterminer ce dernier facteur parce que les structures sont coniques avec des pendages très faibles

La symétrie des anticlinaux et des synclinaux, l'alignement rectiligne et le parallélisme des axes de ces structures semblent indiquer que c'est une tectonique de couverture qui a déformé les sédiments plastiques du Tertiaire et que le substratum rigide de cette zone n'a pas été affecté.

#### 5.4.1.3. - Zone C.

Cette zone est séparée de la zone B par une faille inverse dont le rejet vertical atteint trois kilomètres. Dans notre région, cette faille a coupé les sédiments du Vindobonien qui sont les sédiments les plus jeunes rencontrés par cette faille.

Les roches composant cette zone sont essentiellement formées de calcaires du Devonien supérieur - Carbonifère inférieur et du Permien qui sont affectées par deux phases de déformations.

La limite sud de cette zone, comme sa limite nord, coïncide avec une faille inverse longitudinale dont la pente est d'environ 70 degrés

vers le Nord. Les deux failles délimitant cette zone ont été vraisemblablement actives depuis le Paléozoïque et la disparition des sédiments post-Permiens dans la majeure partie de cette zone est due au soulèvement vertical des terrains Paléozoïques déterminés par une activité constante le long de ces deux accidents majeurs.

#### 5.4.1.4. - Zone D.

Cette zone couvre toute la partie restante de notre région d'étude, et nous n'avons pas assez d'observations détaillées pour délimiter sa bordure sud. Les zones dont nous avons parlé jusqu'ici contiennent des terrains correspondant chronologiquement à des périodes géologiques relativement courtes. La zone D par contre comprend, elle, à peu près toutes les périodes géologiques depuis le Devonien supérieur.

Les assises plus anciennes que le Campanien sont affectées par deux phases de déformations et la déformation suivante a affecté la série post-Miocène à Pléistocène. Les failles sont essentiellement longitudinales et correspondent à des failles normales, inverses, des chevauchements et des décrochements dextres et senestres. Des failles transversales de direction NW et NNW sont aussi présentes dans cette zone. En comparaison des autres zones, la zone D a subi sans doute une tectonique très cassante. Les fractures sont nombreuses et seuls les accidents importants sont reportés sur la carte géologique.

#### 5.4.2. - Dépression de la Caspienne

Bassin de la Caspienne sud et plaine de la côte de la Caspienne.

Les études ont montré que la partie sud de la Caspienne était le siège d'une subsidance active pendant laquelle durant le Pliocène et le Pleistocène plus de 7 000 m de dépôts se sont accumulés. Fréquemment, il y avait des connections avec la mer Noire et par conséquent avec la Mésogée. La connection ouverte avec la Méditerranée a été coupée dès le Miocène, à l'exception de quelques connections étroites établies pos-



térieurement. Les transgressions et les régressions ont affecté la Caspienne. L'étage de Bala Khan représente la régression la plus importante. Elle a été suivie par la transgression d'Akchagyle.

La deuxième étape de développement de la Caspienne est caractérisée par des diminutions de surfaces des transgressions telles que :

Bakunien	Pléistocène inférieur
Khazarien	Pléistocène moyen
Khvalynien	Pléistocène supérieur.

Les terrasses sou-marines qui ont été formées durant les périodes des régressions se traduisent par des ruptures de pentes à une profondeur de 300 m sous la surface de la mer actuelle. Le bassin de la Caspienne est une zone de l'orogénie Quaternaire. Dans la plaine iranienne de la côte de la Caspienne, Ehlers (1971) a reconnu treize terrasses à des altitudes de -50 m à +250 m, représentant d'anciens niveaux de la mer Caspienne. Selon Nedrou (1957), la tectonique Quaternaire de la Caspienne n'a pas d'importance. Au contraire, Ehlers croit à une subsidence durant le Pléistocène pendant laquelle les bordures n'ont pas subi de mouvements.

5.4.2.1. Aperçu général de l'océanographie de la mer Caspienne

La mer Caspienne ayant une superficie de 436 000 kilomètres carrés est le plus grand lac salé dans le monde. Sa profondeur moyenne est de 180 mètres. Son volume approximatif sera donc de 77 000 kilomètres cubes. De 1930 à 1951, sa superficie a diminué de 30 000 kilomètres carrés, soit 7 % de sa superficie ancienne.

Selon Hutchinson (1957), la mer Caspienne n'est pas un lac de type tectonique (formé dans un graben), séparé de la mer originale par les mouvements orogéniques.

Dans les périodes glaciaires et interglaciaires, la mer Caspienne semble s'être comportée de façon opposée aux mouvements de descente et de remontée des niveaux des principales mers.

La partie iranienne de la Caspienne sud qui fait l'objet de cette étude a une superficie de 36 % de la superficie totale et avec une profondeur moyenne de 325 m, elle possède 64 % du volume total. La profondeur maximum est de 1 000 mètres.

a/ Niveau de la Caspienne

Les niveaux de la Caspienne sont déterminés par plusieurs facteurs :

1. - Oscillations rapides

Des fluctuations à périodes courtes ont des amplitudes de 3 à 30 cm pour les périodes de dix minutes à quatre heures, mais bien que ces petites oscillations soient mesurables, leurs effets sont faibles.

2. - Effet de la pression barométrique

L'existence d'une zone de pression haute ou basse au-dessus d'une région de la mer crée une baisse ou une montée temporaire du niveau de la mer. La pression temporaire différentielle qui se produit dans la région est d'environ 10 mm, ce qui peut provoquer un changement de niveau de 13 à 14 cm.

3. - Effet du vent

Les vents persistants peuvent affecter le niveau de la mer Caspienne. La durée et la grandeur de ces effets se déterminent par les caractéristiques des vents. Les données disponibles sur le vent et le niveau de la mer Caspienne ne coïncident pas dans les périodes d'observations et ne peuvent pas servir pour calculer la corrélation entre le vent et le niveau de la mer. Cependant, il est certain que les montées de niveau, causées par les vents sont plus fréquentes que celles causées par les dépressions barométriques. L'effet du vent pendant l'hiver et en automne est plus grand qu'au printemps et en été.

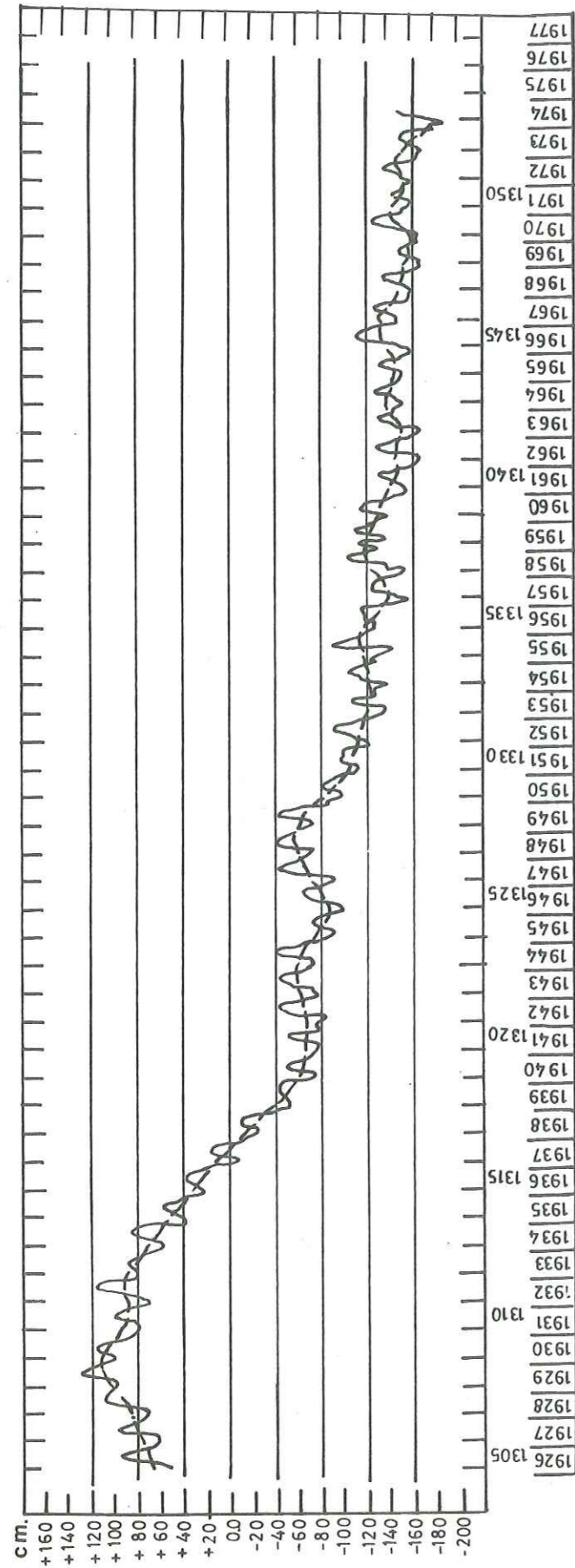
4. - Oscillations annuelles

La Planche 26 montre cinquante ans d'enregistrements du niveau de la mer Caspienne à Bandar Pahlavi.

La variation annuelle la plus forte est de 54 cm et la variation annuelle la plus faible est de 16 cm. La variation moyenne interannuelle



**NIVEAU MOYEN ANNUEL  
DE LA MER CASPIENNE**



Pl. 26

d'après ports and shipping organization

obtenue à partir des valeurs maximum et minimum mensuelles, autrement dit la moyenne des valeurs extrêmes mensuelles est de 34.7 cm.

Les oscillations annuelles sont attribuables aux trois facteurs : décharge des rivières, précipitation directe et l'évaporation de l'eau à la surface de la Caspienne. Chacun de ces facteurs varie indépendamment et cause un déséquilibre relativement court.

#### 5. - Variations séculaires

Le niveau de la mer en 1926 par rapport à une surface de référence était de +0.68 cm, et il s'est abaissé jusqu'à -1.70 cm en 1974. La chute de niveau depuis 1929 jusqu'à 1941 est de 192 cm.

Cette valeur très élevée est due aux travaux de canalisation et de détournement de rivières en URSS. Dans les vingt-cinq dernières années, la baisse du niveau a été de 3.5 cm par an.

#### b/ Océanographie physique

##### Courants

Les courants affectent les distributions des sédiments ainsi que leur lieu de précipitation. Le mouvement général des courants de la Caspienne Sud est un mouvement de rotation senestre. La vitesse des courants varie de 0 à 45 cm/s, n'atteignant que rarement une valeur de l'ordre de 80 cm/s.

#### c/ Propriétés physico-chimiques de l'eau de la Caspienne

Parmi les éléments physico-chimiques, on étudiera la température et la composition chimique de l'eau de la Caspienne.

1. - Température

La différence de la température de l'air entre le nord et le sud de la Caspienne qui est parfois énorme contrôle la température de l'eau de la Caspienne. Les températures extrêmes de l'air observées sont  $-38^{\circ}$  et  $+51,9^{\circ}$ .

La partie nord de la Caspienne est couverte par une épaisseur maximum de 40 à 50 cm de glace pendant quatre mois de l'année, depuis décembre jusqu'à mars.

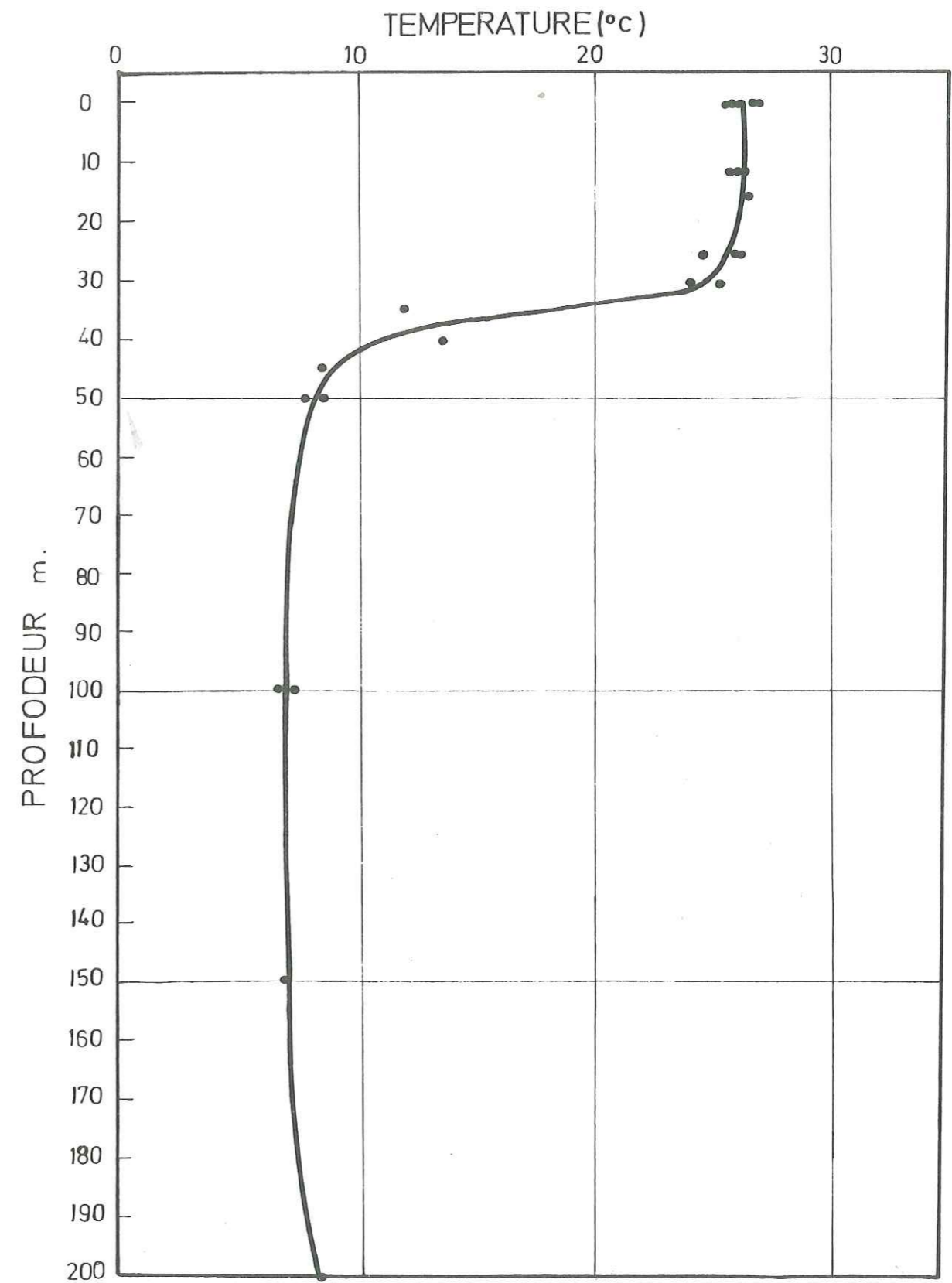
La Planche 27 qui est basée sur les observations faites le 1-3,10,1972 à Farah Abad montre une variation brusque de la température à une profondeur de trente mètres. Ce changement est en relation avec la variation de densité de l'eau, celle-ci jouant le rôle d'une barrière contre le mélange vertical de l'eau.

2. - Composition chimique

La salinité de l'eau de la mer Caspienne diminue vers le Nord mais normalement augmente quand la profondeur augmente. La salinité à Farahabad est de 13 o/oo et cette valeur augmente jusqu'à 13,3 o/oo pour une profondeur de 100 mètres.

Les valeurs suivantes sont obtenues à partir d'une analyse faite par les méthodes de Titration complexométrique et spectrométrie (pour  $\text{SiO}_3^{-2}$ ).

<u>Anion</u>	<u>Teneur en mg/l</u>
$\text{CO}_3^{-2}$	21.6
$\text{Cl}^{-}$	5496
$\text{SO}_4^{-2}$	115.3
$\text{SiO}_3^{-2}$	1.4



PROFIL DES TEMPERATURES  
DE LA MER CASPIENNE  
FARAH ABAD



CHAPITRE VI - ETUDE HYDROGEOLOGIQUE DE LA ZONE MONTAGNEUSE

- Généralités
- Les propriétés hydrodynamiques des formations de la zone montagneuse
- Les sources

## C H A P I T R E VI

### ETUDE HYDROGEOLOGIQUE DE LA ZONE MONTAGNEUSE

#### 6 - 1. GENERALITES

La météorologie et par conséquent la distribution des eaux souterraines en Iran sont sévèrement sous l'influence de la chaîne des montagnes de l'Alborz. Cette chaîne, en isolant le plateau central de l'Iran de la mer transforme celui-ci en une zone extrêmement sèche. La présence des montagnes de l'Alborz crée un cycle fermé d'hydrologie : évaporation sur la mer Caspienne, précipitations sur le nord d'Alborz, écoulement à la Caspienne et alimentation des nappes de la plaine de la côte de la Caspienne.

Les failles et les plis qui affectent la série stratigraphique de la zone montagneuse qui contient beaucoup de formations imperméables, créent des barrières hydrauliques souterraines, couvertes parfois par des sédiments du Quaternaire capables de retenir de petites quantités d'eaux souterraines.

Les zones fracturées et faillées constituent des conduits pour le mouvement périodique des eaux souterraines. Cependant, malgré la présence dominante des terrains calcaires, il n'existe pas beaucoup de nappes importantes dans cette zone et les eaux accessibles emmagasinées dans ces nappes sont assez rares. Quoique les montagnes ne forment pas de grandes nappes régionales, elles forment une barrière climatologique très importante qui est responsable de l'abondance des précipitations sur cette zone.



6 - 2. LES PROPRIETES HYDRODYNAMIQUES DES FORMATIONS DE LA ZONE MONTAGNEUSE

6.2.1. - Comportement hydrogéologique des formations géologiques

Le but fondamental de cette investigation sur le bassin versant était de déterminer les porosités effectives relatives des différentes formations géologiques trouvées dans la région. Quatre séries différentes peuvent être distinguées :

1. - Formations imperméables

Cette série est composée essentiellement des grès, quartzites, schistes du Paléozoïque, des roches métamorphiques (schistes de Gorgan), des sédiments détritiques du Trias supérieur jusqu'au Jurassique moyen (grès, marnes, schistes). Les roches imperméables couvrent une superficie de 1 100 km<sup>2</sup> dans la région étudiée (le bassin versant du Tadjan et une partie du bassin versant du Néka qui est de 1 220 km<sup>2</sup>).

Cette série n'a pas d'influence (ou très peu) sur le mouvement des eaux souterraines. Ce n'est que dans les zones superficielles altérées qu'une perméabilité efficace peut être trouvée et qu'une circulation limitée des eaux a lieu.

2. - Formations à perméabilités modestes

La zone composée des formations à perméabilité modeste couvre une superficie de 1 700 km<sup>2</sup>. Ces roches sont en général des formations du Miocène. Le degré de conductivité hydraulique est fonction de la fracturation dans ces formations. Les sources sont visibles entre les couches, résultant d'une porosité secondaire.

3. - Roches semi perméables

Ces roches couvrent 1 000 km<sup>2</sup> de la superficie de la zone et

sont composées des calcaires, grès et dolomies Paléozoïques, des dolomies du Trias et des calcaires et marnes du Crétacé supérieur. Les marnes du Crétacé supérieur sont généralement imperméables mais certaines intercalations calcaires donnent une perméabilité secondaire résultant d'une action de dissolution.

4. - Formations perméables

Les calcaires du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur qui couvrent une zone de 1 400 km<sup>2</sup> sont des formations perméables. La fracturation extrêmement bien développée provoque une excellente porosité secondaire pour la circulation des eaux souterraines. Ces canaux secondaires non seulement fournissent un milieu pour l'alimentation des formations souterraines, mais aussi contiennent des volumes suffisants pour fournir des réservoirs assez grands.

6.2.2. - Karstification des calcaires

Les formations détritiques du Trias supérieur jusqu'au Jurassique moyen forment un barrage naturel contre le mouvement des eaux souterraines. Il est donc naturel qu'il y ait un certain nombre de grandes sources sur le contact de ces formations avec le Malm, et des sources plus petites que celles-là au contact des sédiments du Paléozoïque. Les eaux qui sortent de ces sources coulent dans les canaux souterrains qui sont développés à la suite des dissolutions des matériaux carbonatés. La rivière de Néka qui coule en majorité sur les calcaires perméables du Malm, reçoit une partie importante de son débit par la vidange souterraine de cette formation. Le mécanisme de cette alimentation en tenant compte de quelques faits bien visibles sur le terrain, peut s'exprimer comme ci-après : les précipitations tombées sur la région coulent dans les fractures et se déversent directement dans les alluvions de la rivière. Si on admet l'existence d'une zone karstique pour la percolation d'eau dans le Malm, on devra aussi admettre que l'eau douce souterraine peut couler dans les calcaires karstiques vers le Nord



avec assez de pression pour la conduire de façon continue du milieu des calcaires jusqu'au voisinage de la mer Caspienne. Cependant, un forage de 140 mètres, creusé auprès de la ville de Néka et dans ce calcaire, ne montre aucun indice de karstification. Malgré le résultat obtenu du forage, les régimes des débits des sources situées au pié-  
mont des calcaires du Malm, dépendent fortement des précipitations et les variations de leurs températures indiquent un mouvement très rapide des eaux soit par les fractures bien développées ou des chenaux souterrains, soit par la karstification.

6.2.3. - Calcul de la porosité par la méthode d'Archie dans la formation de Shemshak à partir du carottage électrique d'un forage

Nous allons utiliser la diagraphie du carottage électrique d'un forage creusé pour la prospection du charbon dans la formation de Shemshak au nord du village de Kiassar. Le principe de la méthode est d'abord d'obtenir la résistivité réelle d'un banc à partir de la résistivité apparente et ensuite de calculer la porosité de ce banc en utilisant la valeur obtenue par la méthode d'Archie.

La diagraphie utilisée est obtenue par la sonde latérale. On sait que dans une sonde latérale, les électrodes M et N sont situées en dehors de la ligne AB. BM et BN sont grands par rapport à AM et AN ; ils peuvent être négligés dans le calcul du coefficient k de la formule générale de  $l_a = k \frac{\Delta V}{i}$ . Donc la formule donnant la résistivité apparente sera la suivante :

$$l_a = 4\pi \frac{AM \cdot AN}{MN} \frac{\Delta V}{i}$$

La résistivité apparente mesurée correspond au point O, milieu de MN. L'espacement de la sonde latérale est égal à AO. La sonde employée est A 1.95 Mo.IN donc AO = 2 m. La résistivité apparente maximale des couches est supérieure à la résistivité réelle lorsqu'elles sont épaisses (épaisseur au moins égale à deux fois l'espacement). Pour des couches conductrices, la résistivité réelle est déjà pratiquement atteinte lorsque leur épaisseur est égale à un demi-espacement.

La présence de boue de forage, l'invasion des terrains perméables par cette même boue, l'épaisseur finie des couches par rapport à la longueur du dispositif de mesure, le diamètre du forage et la longueur de l'espacement de la sonde rendent difficile la mesure directe de la résistivité vraie et celle-ci est calculée à l'aide d'un abaque et à partir de la résistivité apparente obtenue par le carottage électrique (la sonde latérale) du forage.

Le diamètre du forage est de 152 mm, l'espacement de la sonde L = 2 m, donc nous avons choisi l'abaque caractérisé par  $\frac{L}{d_0} \# 15$ . Le tableau ci-dessous donne les résistivités apparentes et vraies correspondant aux intervalles des séries détritiques dans le forage. La résistivité de la boue est de 3 ohm/m<sup>2</sup>.

Intervalle	Description lithologique	Résistivité apparente	-7.2 la résistivité de base	Résistivité vraie
230-310	Alleurite - grès	110	103	72
310-370	Alleurite	90	83	58
370-410	Grès	200	193	115
410-440	Grès	165	158	95
440-560	essentiellement alleurite peu grès	90	83	58
560-590	Grès	150	143	85
590-680	Alleurite - grès	100	93	63

TABLEAU 23.

La connaissance de la résistivité vraie présente un intérêt pour l'évaluation de la porosité totale, car la résistivité d'une série est proportionnelle à la résistivité de la solution avec laquelle elle est complètement saturée.

La constante de proportionnalité est appelée F, ou facteur de formation. En effet, le facteur de formation F des couches est égal soit à 1/l<sub>e</sub>, soit à li/l<sub>b</sub> avec :



- l : résistivité vraie
- li : résistivité vraie de la zone envahie par la boue
- le : résistivité de l'eau
- lb : résistivité de la boue.

A partir de F, on peut calculer p et le par les formules suivantes :

$$P_m = 1/F$$

$$l_e = l \cdot l_b / l_i = 1/F.$$

Le facteur de formation est une fonction de la structure des pores et de la distribution de la taille de ces pores. Il est donc une fonction de la porosité.

Archie propose la formule  $F = \frac{a}{P \cdot m}$  où a est une constante déterminée empiriquement et m est le facteur de cimentation lié à la forme des chenaux principaux et contrôlé par le degré de cimentation de la formation.

Les estimations communément utilisées pour m sont les suivantes :

Formation	m
non consolidée	1,3 - 1,4
légèrement consolidée	1,4 - 1,6
modérément consolidée	1,6 - 1,8
consolidée	1,8 - 2,2
fortement consolidée	2,2 - 2,6

Après avoir trouvé les valeurs l/le en choisissant une valeur pour m et en utilisant l'abaque ci-dessous, on obtient la valeur de la porosité.

Profondeur	m	p	P <sub>b</sub>	F	P
230-310	1,8-2,2	72	3	24	17 % - 24 %
310-370	1,8-2,2	58	3	19	19 % - 26 %
370-410	1,8-2,2	115	3	38	13 % - 19 %
410-440	1,8-2,2	95	3	32	14 % - 21 %
450-560	1,8-2,2	58	3	19	19 % - 26 %
560-590	1,8-2,2	85	3	28	16 % - 22 %
590-680	1,8-2,2	63	3	21	18 % - 25 %

TABLEAU 24.

6.2.4. - Détermination de la transmissivité des calcaires du Malm par la courbe de tarissement (Méthode de Mijatovic)

Le tarissement des sources qui drainent un aquifère à l'étiage offre des possibilités favorables pour la détermination des transmissivités. Cette méthode de l'évaluation de la transmissivité est basée sur l'analyse de la courbe de tarissement par l'application des formules :

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t}$$

$$\Delta = \frac{0,183 Q}{T} \log \frac{2,25 t_0}{x^2 \cdot S}$$

$$V_t = \int_{t_0}^{\infty} Q_t dt = \frac{Q_0}{\alpha}$$

ro indice d'emménagement est égal à :

$$r_o = \frac{V_o}{F} = \frac{Q_o \cdot 86400}{F \cdot \alpha}$$

F = surface du réservoir aquifère

ΔR = variation des réserves dans la période considérée exprimée en mm sera égale à :

$$\Delta R = \Delta r_o = \Delta r_t = \frac{(Q_t - Q_0) 86400}{F \cdot \alpha}$$

Par analogie avec un essai de pompage, le débit de la source en période d'étiage peut être considéré comme le pompage d'un débit variable, et les valeurs  $\Delta R$  peuvent être considérées comme les rabattements successifs de la nappe au cours d'un pompage en régime de non équilibre. Ainsi on arrive à une fonction de la forme :

$$\Delta R \sim \text{tg } \alpha = \frac{0,183Q}{T}$$

Cette méthode a été employée pour la source de Langar qui se trouve au pied de calcaires du Malm. Cette source a été choisie parce que les formations imperméables du Trias supérieur et du Lias qui entourent les calcaires du Malm assurent l'isolation hydrogéologique de ce massif de calcaires et de plus c'est la seule source qui draine le massif. (voir la carte géologique). La superficie mesurée du massif du calcaire qui se trouve au-dessus du niveau de la source est égale à 18 km<sup>2</sup>.

$Q_0 = 75 \text{ li/s}$	t en jours	$\alpha$	$\Delta R$ en mm	$\text{tg } \alpha$	T en m <sup>2</sup> /s
$Qt_1 = 67$	13	0,00868	4,4	$\frac{14}{1000}$	0,862
$Qt_2 = 62$	22	0,00865	7,2		
$Qt_3 = 57$	34	0,00807	10,7		

TABLEAU 25.

La valeur obtenue est très élevée, la méthode employée est critiquable car la formule de calcul de la transmissivité est influencée par la grandeur de la superficie du réservoir.

### 6.3. LES SOURCES

Le débit moyen total des points de sortie naturels de l'eau souterraine dans la partie montagneuse de la zone étudiée peut être estimée à 5 m<sup>3</sup>/s. Ce débit comprend les eaux des resurgences, des exurgences et des sources. Parmi les sources, celles ayant des débits supérieurs à 10 l/s ne sont pas très nombreuses ; par contre, il existe des centaines de sources

à faible débit. Les rapports entre les débits maximums et minimums sont variables, mais en général ne dépassent pas une valeur de 50. Les cotes des émergences se situent entre 0 et 2 800 mètres. Les formations dans lesquelles les sources sont fréquentes sont d'une part les calcaires du Malm et du Crétacé, et, d'autre part, les dolomies du Trias. Les sources dans les sédiments du Miocène, la formation de Shemshak et les schistes métamorphiques de Gorgan, sont assez rares ou ont de très faibles débits. Ce sont plutôt des exurgences des eaux qui circulent à la base des formations de couverture, relativement peu épaisses et au toit du bed-rock imperméable. Enfin, le rôle de la tectonique est très important de telle façon qu'une moitié des sources de la région sont liées à des failles.

Nous donnerons ci-dessous quelques exemples choisis de manière à ce que chacun d'eux soit représentatif d'un certain nombre de sources qui, du point de vue géologique, ont les mêmes caractéristiques générales.

#### 6.3.1. - Groupe des sources des synclinaux

##### Exemple : Source de Langar

Cette source émerge des éboulis qui couvrent les calcaires du Malm. Lors de nos mesures, les débits étaient variables avec des valeurs de 20 à 80 l/s. Les eaux sortent de plusieurs points d'émergence. La cote de l'émergence est de 1 700 mètres. Du point de vue de la qualité d'eau, c'est une source bicarbonatée calcique dont la concentration en HCO<sub>3</sub> ne dépasse pas la valeur de 7 m.éq./l. Sa température moyenne est de 14°C. Les caractéristiques générales géologiques de cette source sont :

- émergence : éboulis
- aquifère : calcaires du Malm
- forme tectonique de l'aquifère : synclinal
- nappe : libre perchée, convexe, trop plein, l'eau circule à contre-pente
- perméabilité : perméabilité des fissures dans les calcaires et perméabilité d'interstices dans les éboulis.



La source de Langar est la seule source qui draine les calcaires du Malm, formant le synclinal de Langar. Compte tenu de la superficie de ces calcaires (18 km<sup>2</sup>), de la hauteur des précipitations sur cette surface (516 mm) et du débit moyen de cette source (63 l/s), la valeur d'infiltration serait de 21 % des précipitations, soit 108 mm. Il faut ajouter que la nature imperméable des sédiments détritiques de la formation de Shemshak assure l'isolement hydrogéologique de ce synclinal. L'infiltration dans ces calcaires se fait à partir de fissures développées dans deux directions différentes ayant une largeur moyenne de 2 cm en surface. Il faut noter toutefois que certaines des fissures sont cimentées par des dépôts secondaires comme calcite, marnes et argiles.

#### 6.3.2 - Groupe des sources des monoclinaux

##### Exemple : les sources de la montagne de Tarshido

La montagne de Tarshido formée des sédiments du Permien se trouve à l'Est de la région. Le monoclinale formant cette montagne est drainé par un certain nombre de petites sources dont les débits maximums ne dépassent pas 15 l/s. Les cotes des émergences sont situées autour de 2 300 m. Nous avons préalablement considéré les sédiments du Permien comme des formations semi-perméables. Ici nous ajoutons que parmi les composants de la perméabilité de cette formation, la valeur de la perméabilité de la stratification n'est pas inférieure à celle de la fissuration. C'est la raison pour laquelle les points d'émergence se trouvent sur les deux flancs de la montagne, c'est-à-dire que l'eau circule selon la pente des couches ainsi qu'à contre-pente. Il est impossible de calculer la valeur de l'infiltration à partir des valeurs des précipitations et débits car les failles inverses entourant cette montagne ne permettent pas son isolation hydrogéologique et, par conséquent, elle est alimentée et drainée par des écoulements souterrains dont les débits sont inconnus. Les sources drainant cette montagne peuvent être mises dans la catégorie des exurgences.

#### 6.3.3. - Groupe des sources de failles

Ce groupe contient environ 50 % des sources de la zone montagneuse.

##### Exemple : Source de Vari

Cette source, avec un débit moyen de 3 l/s, est une petite source qui émerge d'une faille inverse longitudinale, au pied de la falaise formée des calcaires du Dévonien supérieur. Grâce à cette faille, les bancs imperméables de la formation de Shemshale se trouvent contre les calcaires semi-perméables du Dévonien supérieur. On peut considérer qu'il s'agit d'une source de débordement de nappe par faille. C'est une source bicarbonatée calcique et sa température moyenne est de 15°C.

#### 6.3.4. - Sources des éboulis

Ce sont de petites sources qui se trouvent surtout au Nord de la région où affleurent les sédiments peu imperméables du Miocène et imperméables des schistes de Gorgan. L'eau circule dans les éboulis et sur la surface des roches imperméables de ces formations et émerge aux points de rupture de pente. L'exemple de ces sources est la source de Rigue Tchech-meh avec un débit constant mais faible de 1 l/s, et avec une température moyenne de 17°C.

CHAPITRE VII - HYDROGEOLOGIE DE LA PLAINE DE SARI

- Généralités
- Les travaux de reconnaissance de la plaine
- Piézométrie
- Les chemins possibles de l'écoulement des eaux usées des villes de Sari et Néka
- Caractéristiques hydrodynamiques des nappes
- Bilan hydrogéologique



## C H A P I T R E VII

### HYDROGEOLOGIE DE LA PLAINE DE SARI

#### 7.1 - GENERALITES

Cette région s'est formée à la suite du plissement de l'Alborz au voisinage de la mer Caspienne. Il y a deux morphologies bien distinctes au bord de la mer Caspienne, l'une est à l'Ouest de la Caspienne ayant une longueur de 140 km et une largeur de 2 km, et l'autre, à l'Est, où les montagnes de l'Alborz s'étendent vers le Sud avec une inclination de 20 degrés et la largeur de la plaine atteint 35 km dans la partie la plus large.

La plaine étudiée a une largeur variable, diminuant de 29 km à la limite Ouest à 21 km à celle de l'Est. C'est à cause de cette largeur que les cônes de déjection n'arrivent jamais jusqu'à la mer.

Cette plaine est formée d'alluvions et de sédiments marins. Les cônes de déjection qui forment des reliefs, sont utilisés pour les vergers à cause de l'abondance des précipitations.

Des sources existent au contact entre le front des cônes de déjection et les sédiments marins. Les cônes de déjection sont des réservoirs importants d'eaux douces et ils sont les zones principales d'alimentation des sédiments gréso-argileux infra-alluviaux d'origine lagunaire et marine. Ces terrains sont plats et sont utilisés pour les rizières. Des eaux salées se rencontrent localement dans les sédiments marins.

Les coupes générales Nord-Sud et Est-Ouest de la plaine de la Caspienne ont été représentée (Planche 30). Les cônes de déjection couvrent une nappe en charge régionale contenue dans une couche perméable gréseuse,

montrant des valves des lamelibranches. L'épaisseur de cette couche dans la région varie entre 10 et 20 m et sa profondeur entre 100 et 130 mètres.

La vidange libre de cette couche dans les puits correspond à un débit de 70 li/s. Cette couche se situe au-dessus des eaux salées, ce qui entraîne un risque de contamination des eaux douces par une exploitation importante. Il est bien difficile d'attribuer l'alimentation de ces eaux douces aux cônes de déjection puisque leur profondeur ne dépasse pas 70 mètres.

Pour résumer les conditions hydrogéologiques générales de la plaine d'après les résultats obtenus à partir des forages effectués dans la plaine, il faut dire que les nappes, sauf en bordure de la mer, contiennent des eaux douces jusqu'à une profondeur de 110 mètres. De toute façon, il y a certains endroits qui présentent des écarts avec cette généralisation. Les eaux douces existent aussi autour des rivières Tadjan et Néka, où les éléments grossiers ont une transmissivité très élevée qui favorise la circulation des eaux douces jusqu'à certaines profondeurs. Vers le Nord et le Nord Est de Tadjan, la transmissivité et donc l'importance de l'écoulement souterrain décroissent. Il en résulte une salinité plus ou moins élevée même aux profondeurs très faibles. Du point de vue hydrostatigraphique, malgré l'hétérogénéité des sédiments de la plaine dans les directions verticale et horizontale causées par les transgressions et régressions anciennes et l'action des rivières, on peut admettre l'existence de quatre horizons aquifères ; de bas en haut ce sont : les eaux connées, les eaux salées provenant de l'actuelle mer, les eaux douces captives, les eaux douces libres ; Les eaux connées ont été emprisonnées lors de la sédimentation dans les argiles et les sédiments fins et au cours du temps à cause de la compaction de ces sédiments fins, elles ont été chassées dans les sables qui sont plus résistants pour garder leur porosité contre la compression. Les eaux connées sont recouvertes par des couches imperméables et sont donc séparées de l'horizon supérieur. Le mouvement des eaux salées du deuxième horizon vers la mer Caspienne ou en sens contraire permet la séparation de ces deux horizons.

7.2 - LES TRAVAUX DE RECONNAISSANCE DE LA PLAINE

La prospection sismique et un forage à une profondeur de 1 420 m effectués par N.I.O.C. "National Iranian Oil Company" fournissent des informations précieuses sur des sédiments accumulés dans la plaine.

7.2.1. - Forage M3

Le profil stratigraphique du forage M3 qui se trouve près de Farah Abad au bord de la Caspienne (localisation en planche n°47 et profil dans l'Annexe 4 ) est représenté sommairement ci-dessous :

<u>Formation</u>	<u>Profondeur</u>	<u>Epoque</u>
Aralocaspian	près de la surface	
Baku	377 mètres	
Apsheron	939 mètres	Pléistocène
Akchagyl	?	Pliocène
Chéléken	1320 mètres	
Crétacé	1383 mètres	Crétacé

La profondeur des calcaires Crétacés dans les autres forages qui se trouvent en dehors de notre région est beaucoup plus grande que dans le forage M3.

7.2.2. - Carottage électrique du forage M3

Log de potentiel spontané - Log de résistivité

Les potentiels spontanés sont les potentiels électriques naturels sont dus à des phénomènes chimiques et physiques, dans les puits aux contacts liquides et roches, ainsi qu'aux contacts des différentes unités lithologiques et des fluides qu'elles contiennent. Les logs de po-

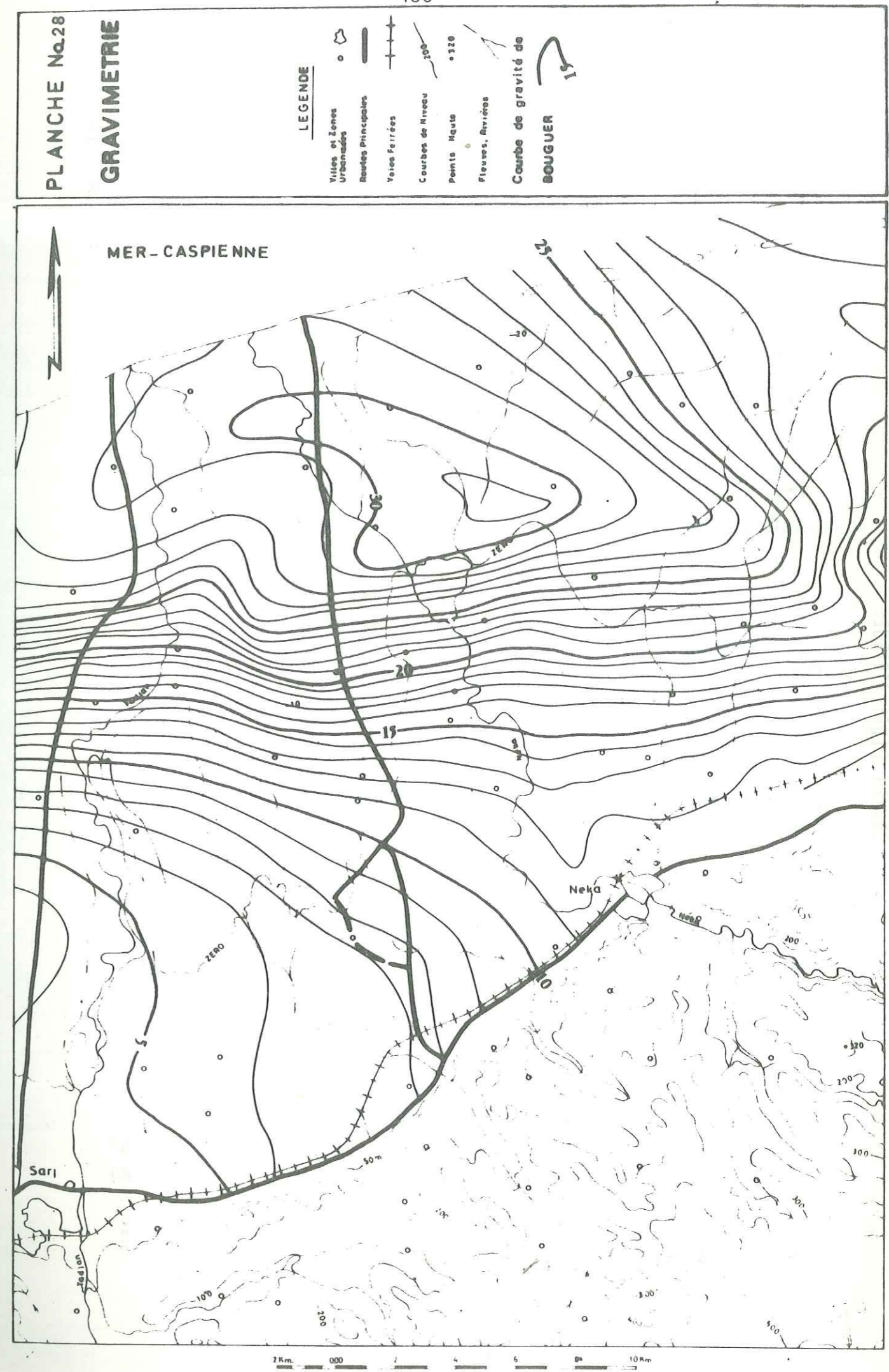


tentiel spontané sont très utiles pour la corrélation entre les puits en utilisant des signes caractéristiques des couches ou des séquences particulières, la détermination des épaisseurs des couches et l'évaluation des perméabilités relatives dans les séquences de grès/schistes et schistes/calcaires. Normalement, la mesure du PS est une mesure qualitative, mais certaines études empiriques ont rattaché des valeurs du PS en millivolts à la salinité de l'eau de la formation. La lithologie du pleistocène est monotone dans le forage M<sub>3</sub>, mais les logs de potentiel spontané et de résistivité correspondants subissent certaines variations en quelques points qui traduisent des changements de faciès ou de salinité des eaux contenues dans les sédiments. Dans le forage M<sub>3</sub>, les couches argileuses et schisteuses sans présenter d'écarts avec les règles générales sont indiquées par des résistivités basses et un potentiel spontané positif. Ceci est dû à la nature conductrice des argiles et à leur imperméabilité relative. L'accroissement des contenus sableux dans les sédiments est reflété par l'accroissement de la résistivité et des valeurs plus négatives des potentiels spontanés.

### 7.2.3. - Gravimétrie

La prospection gravimétrique a été effectuée par NIOC en certaines régions du Nord de l'Iran, et les résultats sous forme de courbes de gravité de BOUGUER pour la plaine de Sari sont représentés par la planche n° 28. L'accroissement de la gravité en fonction de la distance à la montagne est indicatif de l'effet isostatique des montagnes de l'Alborz, quoique la diminution de la profondeur des roches du soubassement contribue à cette variation régionale. L'augmentation locale de la gravité au voisinage du village de Tazeh Abad est indicative de la structure souterraine. Parce que cette anomalie positive dans cette région peut être attribuée :

- 1 - à l'épaississement des séries calcaires déposées lors de la transgression de la mer en intercalations dans les quaternaires, l'ordre de grandeur de la densité des calcaires (2,2 - 2,8) est visiblement supérieur à la grandeur de la densité des alluvions saturées (1,8 - 2,4).









résistivités entre 3 et 40 ohm-mètres montrent des sédiments ayant de l'eau salée au Nord. Les sédiments gréseux au Sud ont des résistivités entre 20 et 90 ohm-mètres et les eaux connées au Nord ont une résistivité de l'ordre de 1 ohm-mètre.

### 7.2.5. - Conclusion

En rassemblant les résultats obtenus à partir des travaux de reconnaissance, ainsi qu'à partir d'une trentaine de puits effectués dans la plaine, on peut séparer le remplissage de la plaine en quatre subdivisions dont la succession de bas en haut est la suivante, (Pl. 30) :

#### 1 - Sables de la zone à l'eau saumâtre

Cette zone généralement se réfère aux aquifères situés au-dessous d'une profondeur de 130 à 150 mètres. Les eaux saumâtres ou salées de cette zone sont sous forte pression et une couche de marne argileuse ou d'argile marneuse sépare cette zone des aquifères contenant des eaux douces situées au-dessus.

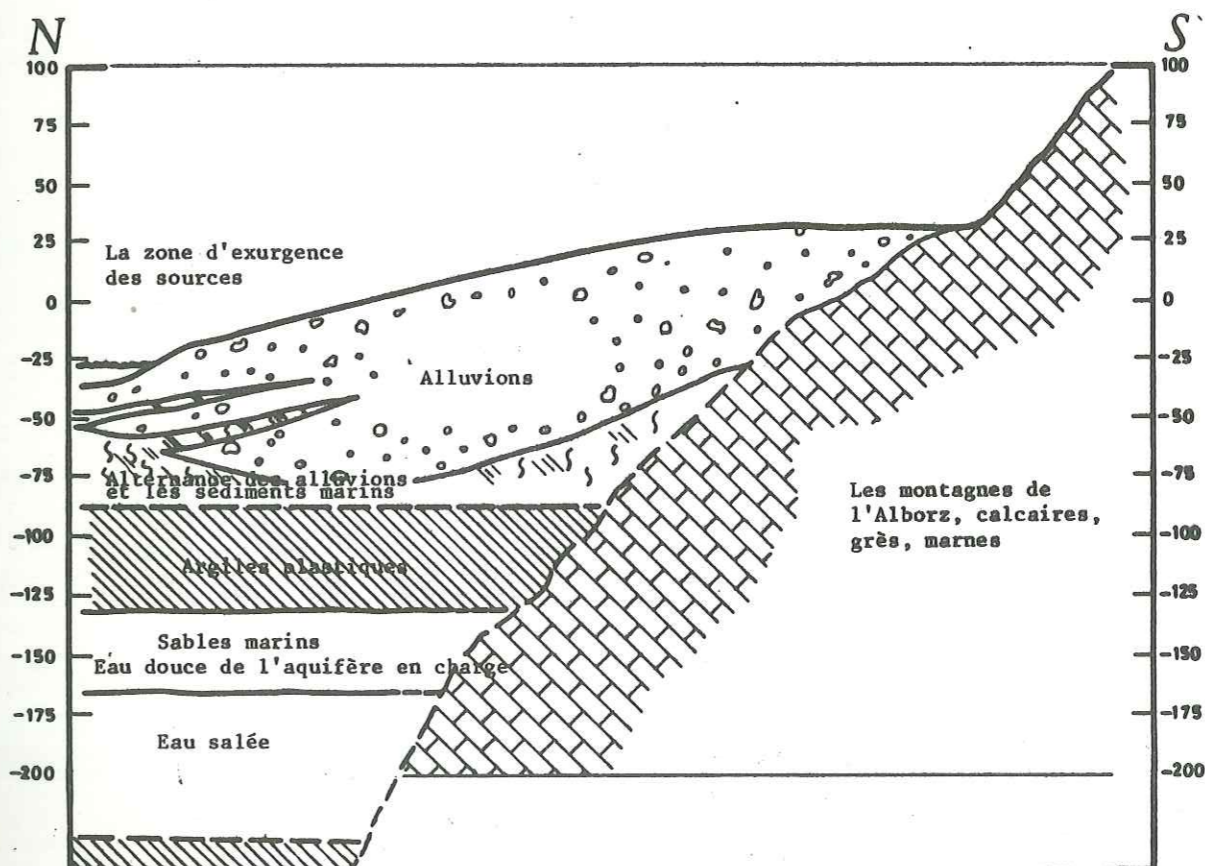
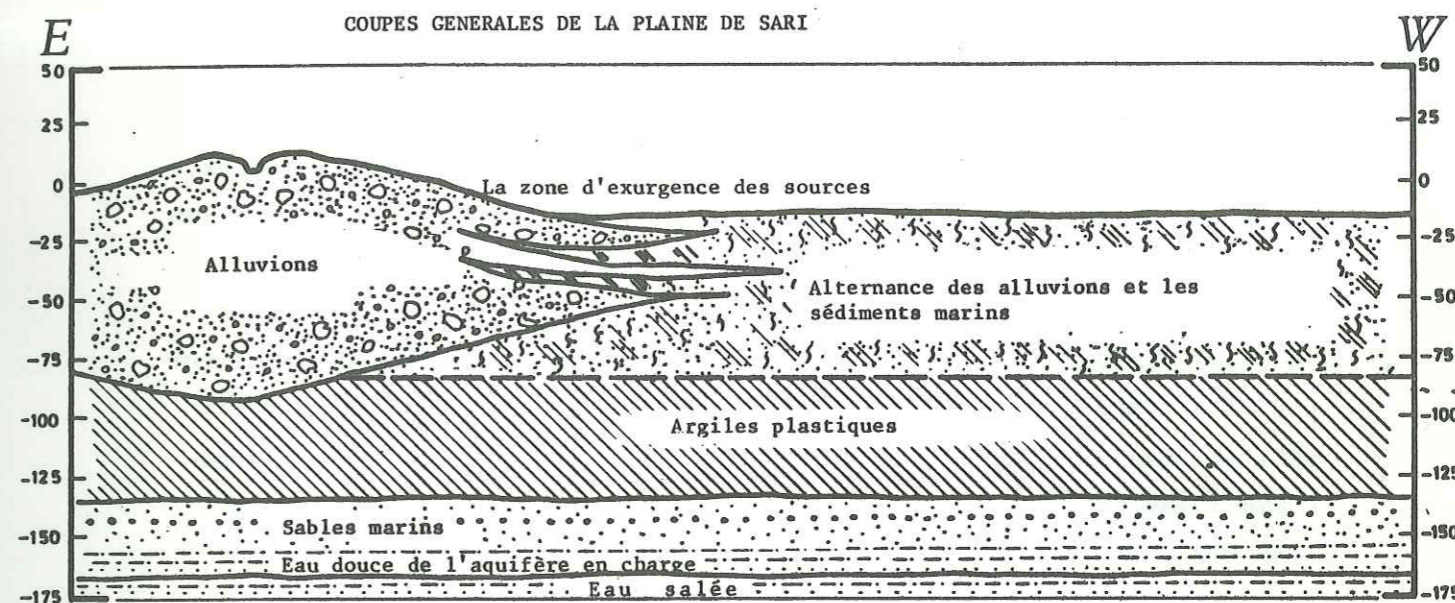
#### 2 - Sables marins inférieurs

Cette zone est composée d'une alternance de couches sableuses et de sables argileux qui se rencontrent généralement au-dessous d'une profondeur de 80 à 110 mètres.

L'eau de cette zone, surtout au sud de la plaine, est potable et peut être utilisée pour la consommation domestique ou pour l'irrigation.

#### 3 - Sables marins supérieurs

Les sables marins contenus dans cet horizon sont parfaitement propres et homogènes, bien qu'ils montrent une anisotropie horizontale témoignant la transgression et la régression de la mer Caspienne. Cette zone, qui se trouve à une profondeur de 40 à 70 mètres, forme une excellente aquifère, surtout au sud de la plaine, où il y a une alimentation



Pl. 30



suffisante pour laver ou chasser les eaux connées. Au nord de la plaine, ces sables deviennent complètement salés et contiennent des eaux inacceptables pour la consommation domestique ou l'irrigation.

#### 4 - Zone d'alluvions

Les dépôts de cette zone sont composés de graviers, de sables, d'argiles et de cailloux dont la grosseur dépend de leur distance aux rivières Tadjan ou Néka.

Près des reliefs et le long des rivières des blocs reposent sur des lits composés de matériaux fins et roulés. Malgré la granulométrie décroissante du Sud vers le Nord, les caractéristiques morphoscopiques comme l'indice d'émoussé et l'indice d'aplatissement ne varient pas beaucoup vers le Nord.

### 7.3. - PIEZOMETRIE

#### 7.3.1. - Inventaire des puits

Il y a 32 points d'observations piézométriques pour la nappe libre et 30 pour la nappe en charge dans la région du bilan. La distribution des points d'observation est assez irrégulière. Les profondeurs des puits de la nappe libre ne dépassent pas en majorité la valeur de dix mètres, mais les puits des nappes en charge ont une profondeur de 60 à 180 mètres. Il n'y a aucune observation dans les piémonts. Les points d'observation sont représentés sur les planches n° 31 et 32.

Les mesures ont été effectuées pendant 12 jours au mois d'octobre 1977 (période des basses eaux). A partir de ces données, deux cartes piézométriques ont été tracées, l'une pour la nappe libre et l'autre pour la nappe en charge. Les cartes obtenues sont représentatives de l'écoulement souterrain et elles indiquent aussi l'altitude statique des nappes.

#### 7.3.2. - Les lignes principales des cartes piézométriques

##### 7.3.2.1. - La carte piézométrique de la nappe libre

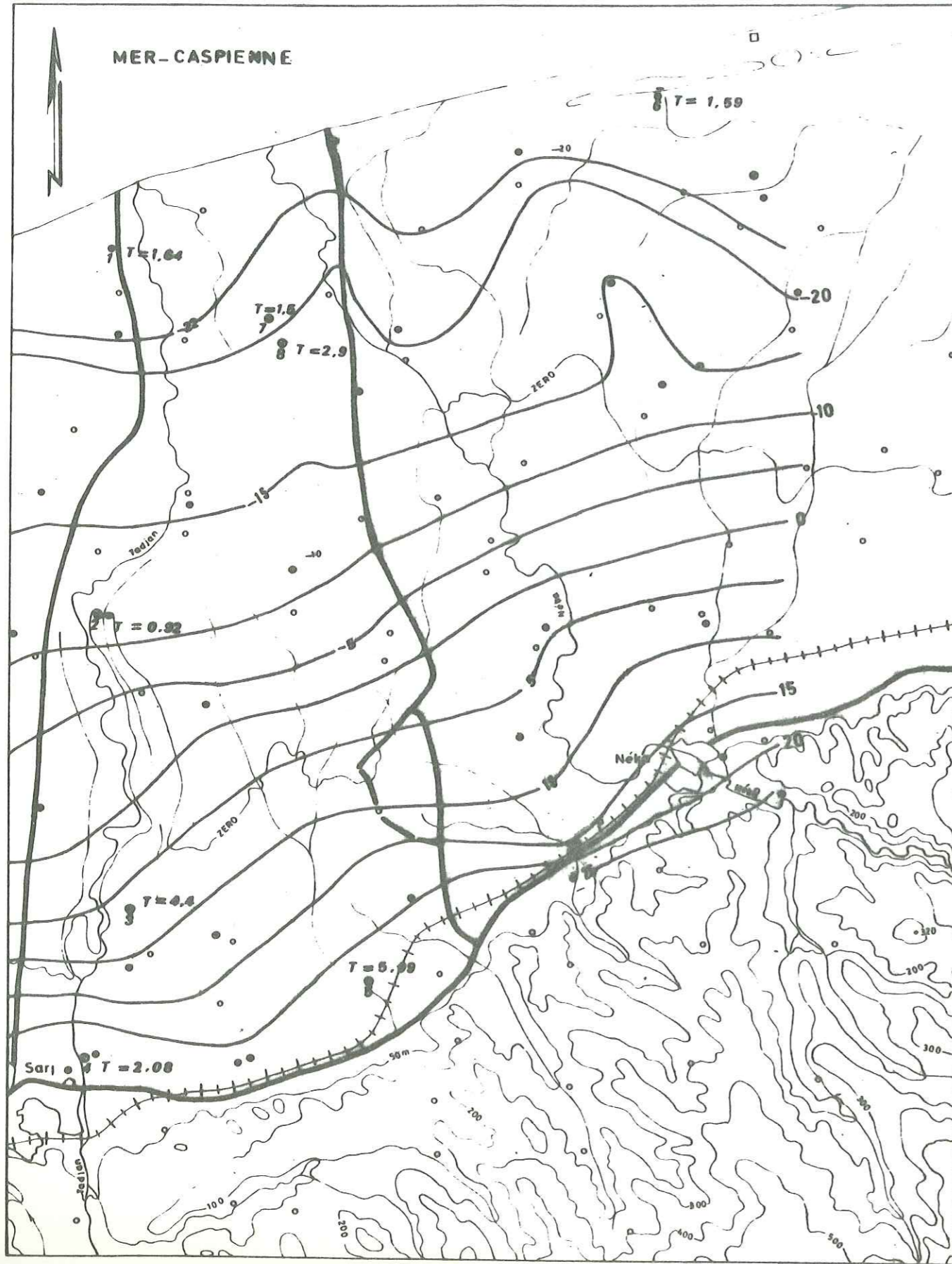
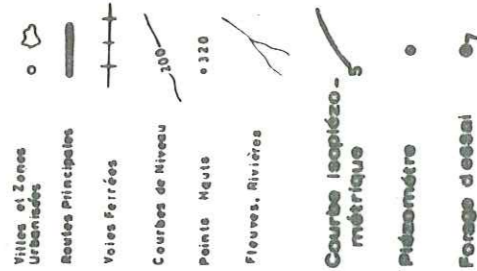
###### a/ Les lignes de partages des eaux souterraines.

Ce ne sont pas des droites, mais plutôt des courbes de direction générale Sud-Nord. Il est bien probable que ces lignes coïncident avec des alignements structuraux.

###### b/ Les axes de drainage

Entre les lignes de partage, il y a des axes de drainage qui sont des dépressions piézométriques étroites. Ces lignes sont plus ou





moins parallèles aux lignes de partages et montrent des écoulements souterrains des montagnes vers la mer Caspienne. On peut distinguer quatre axes de drainage sur la carte piézométrique de la nappe libre et trois lignes de drainage sur la carte piézométrique de la nappe captive.

### 7.3.3. - Variations piézométriques

Les relevés piézométriques de quelques puits montrent une très faible amplitude des variations pour la nappe captive, mais cependant celles de la nappe libre sont sensibles et atteignent un maximum de 1,5 m en quelques endroits entre les périodes de hautes eaux et de basses eaux, respectivement mars et octobre. L'amplitude maximum des variations du niveau piézométrique pour la nappe libre d'octobre 1976 à octobre 1977 était de  $-0,85 + 0,40$ , soit 1,25 m.

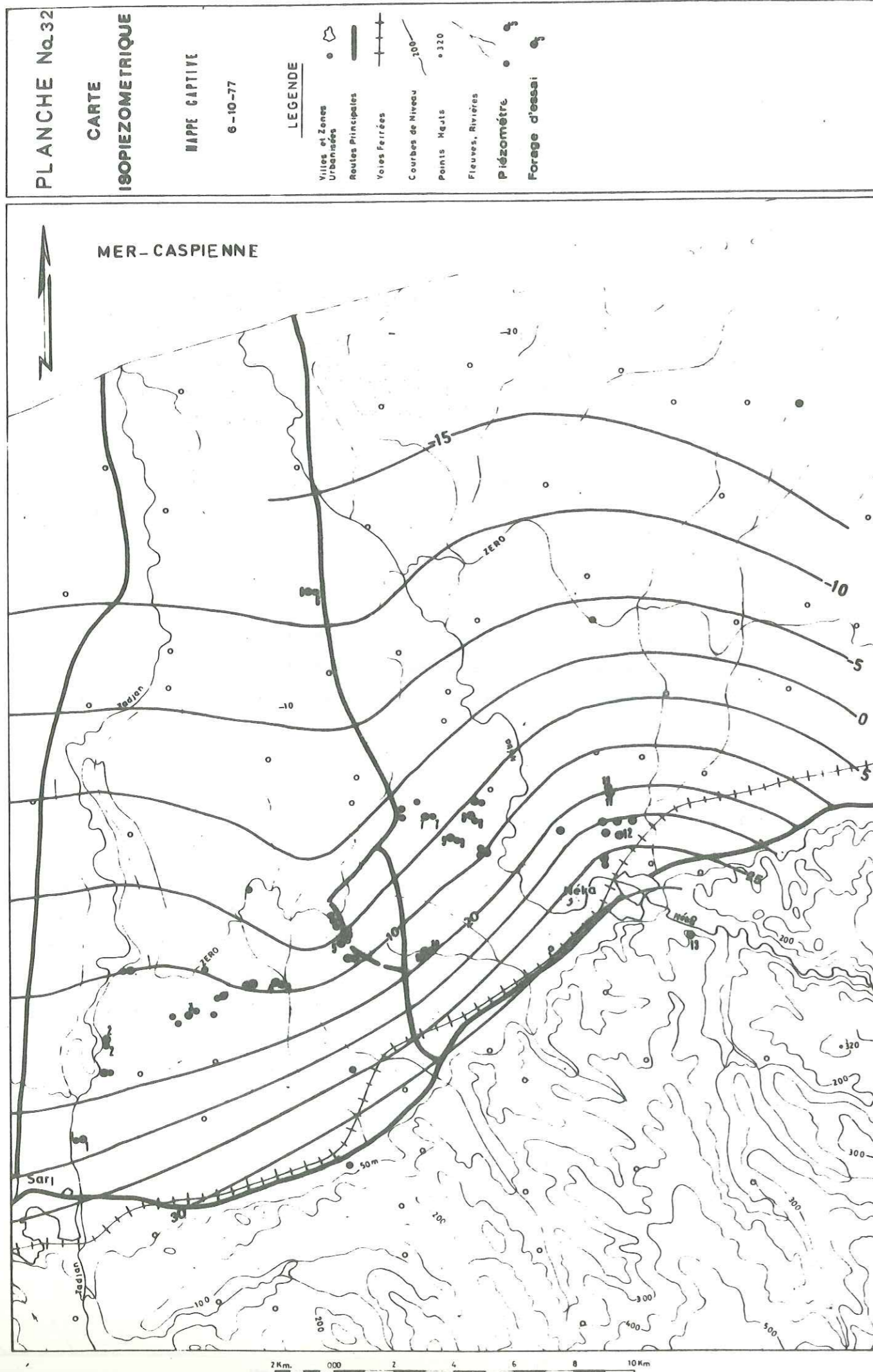
Il est important de noter que les rivières Tadjan et Néka jusqu'à la moitié de leur cheminement dans la plaine (Tadjan 13 km, Néka 10 km) alimentent la nappe libre et ensuite drainent cette nappe jusqu'à la mer Caspienne.

### 7.3.4. - Alimentation des nappes

Comme on vient de le dire, les rivières de Tadjan et Néka sont les sources directes de recharge. Mais leur influence est limitée à leurs abords immédiats. La nappe libre est aussi alimentée par des eaux détournées des rivières pour l'irrigation et par les eaux de retour d'irrigation et enfin par les précipitations directes sur la plaine, qui forment les ressources principales de recharge de la nappe superficielle. Enfin, l'alimentation souterraine à partir de la zone montagneuse s'ajoute aux ressources précédemment précisées.

La nappe en charge est uniquement alimentée par les calcaires du Malm. Mais il faut aussi indiquer la recharge alternative de cette nappe par les eaux salées de la mer Caspienne.





### 7.3.5. - Vidange des nappes

Les cartes piézométriques montrent que les lignes de courants sont vers la mer Caspienne. Mais puisque ces lignes ont une direction générale S-SE à N.NW, il y a l'écoulement qui sort de la région du bilan à l'ouest de la plaine avant son arrivée à la mer. La nappe superficielle est aussi drainée par les rivières de Tadjan et Néka. L'ascension capillaire de la nappe libre dans les endroits où elle est très proche de la surface du terrain favorise l'évaporation. Ce phénomène peut s'exprimer par la concentration des sels à la surface du terrain, près du village de Panbeh Choulé et les autres endroits voisins. Des tentatives ont été faites pour améliorer ces terres par des systèmes de drainages. Enfin, il faut dire que l'aquifère phréatique est drainé artificiellement par des ghanates et puits, et la nappe en charge seulement par des puits. La majorité des sources provient de la nappe libre. Dans le chapitre suivant, nous allons voir quelles sont quantitativement les valeurs d'alimentation des nappes et leurs vidanges.

### 7.4. - LES CHEMINS POSSIBLES DE L'ECOULEMENT DES EAUX USEES DES VILLES DE SARI ET DE NEKA

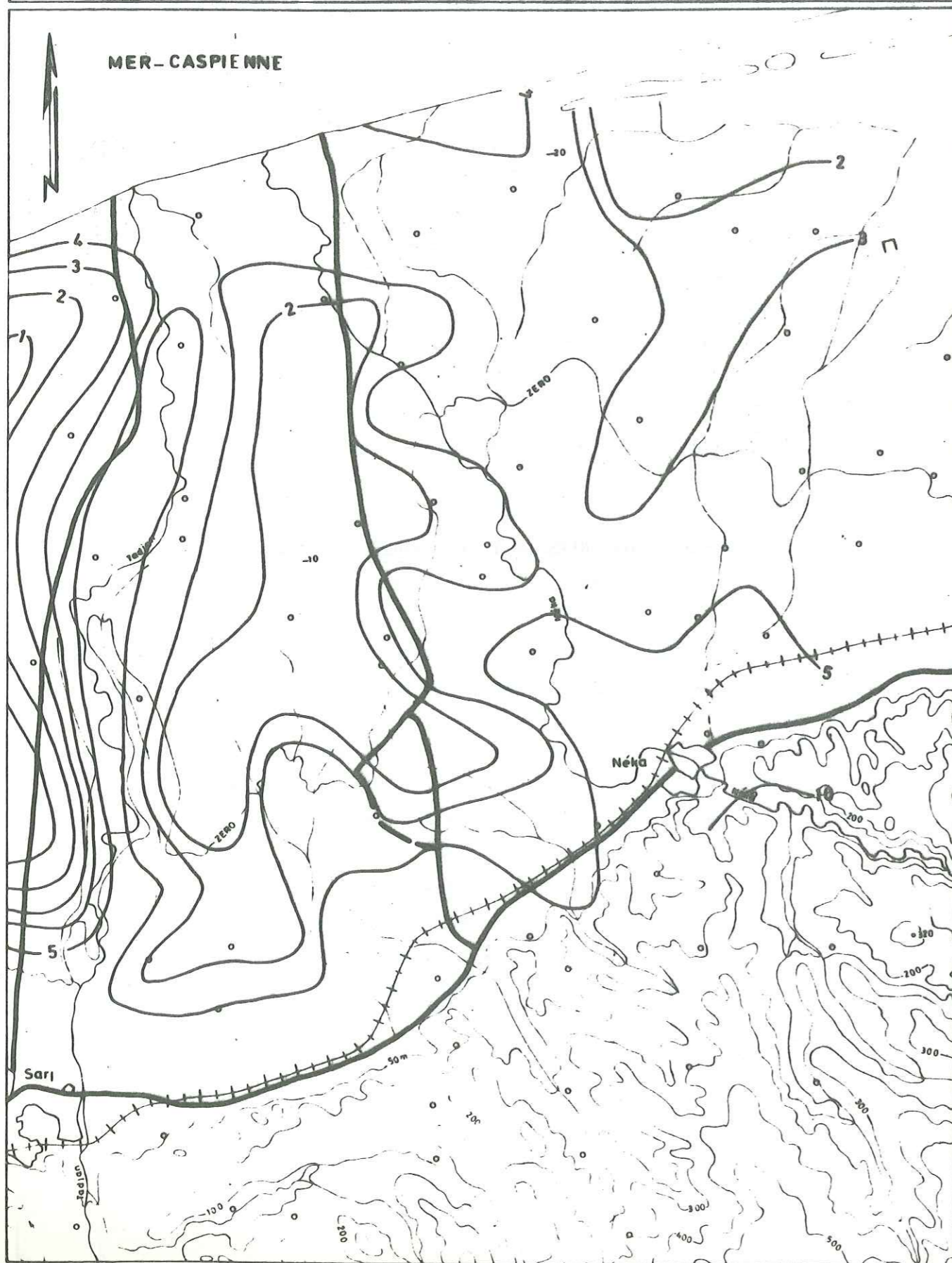
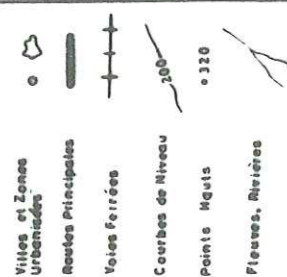
La consommation domestique de beaucoup d'habitants de la plaine provient des sources, des ghanates et des puits peu profonds et privés qui se trouvent dans chaque village. Pour cette raison, il est intéressant d'étudier le cheminement des eaux usées des villes afin de déterminer les zones de pollution, et il est plutôt surprenant de dire que, jusqu'à présent, aucune attention n'a été accordée à ce problème.

Les eaux usées des deux villes peuvent être estimées à 60 % de la consommation totale, c'est-à-dire 900 000 m<sup>3</sup> pour la ville de Sari et 180 000 m<sup>3</sup> pour la ville de Néka. En comparant ces valeurs à celle de la recharge totale de la nappe, ce ne sont pas des valeurs négligeables.

Les eaux usées de la ville de Néka parcourent deux chemins différents :



## LEGENDE



- elles s'écoulent à la surface du terrain, ou à une très faible profondeur sous la surface ; elles arrivent à la rivière de Néka et polluent cette rivière. La rivière de Néka à son tour pollue les eaux souterraines de l'aquifère phréatique de sa rive droite jusqu'à l'intersection de la rivière et de la ligne de partage sur le plan (à 4 km de la ville de Néka). A partir de ce point, elle pollue les deux rives jusqu'à ce que la rivière commence à drainer la nappe libre (à 10 km de la ville de Néka).

- elles s'infiltrent jusqu'à la surface de la nappe superficielle; dans ce cas elles coulent vers l'axe de drainage souterrain et ainsi les eaux souterraines de la plaine à l'Est de Néka sont sauvées.

La zone ainsi sauvée s'étend vers l'Ouest et comprend une moitié de la région du bilan. Ainsi, ce qui est pollué est une zone étroite autour de l'axe de drainage qui commence 5 km à l'ouest de Néka et arrive à la mer Caspienne à 5 km de l'extrémité ouest de la région. Il est donc évident que la pollution de la rivière est plus étendue et qu'à cause de l'écoulement du Sud vers le Nord elle comprend presque une moitié de la plaine.

La pollution des eaux souterraines par les eaux usées de la ville de Sari qui se fait soit par la pollution de la rivière Tadjan, soit par l'infiltration directe vers la nappe superficielle est limitée à une zone qui se trouve au coin sud ouest de la région (ouest de la ligne de partage), parce que la rivière de Tadjan dans son cheminement au Nord de la ligne de partage draine la nappe libre.

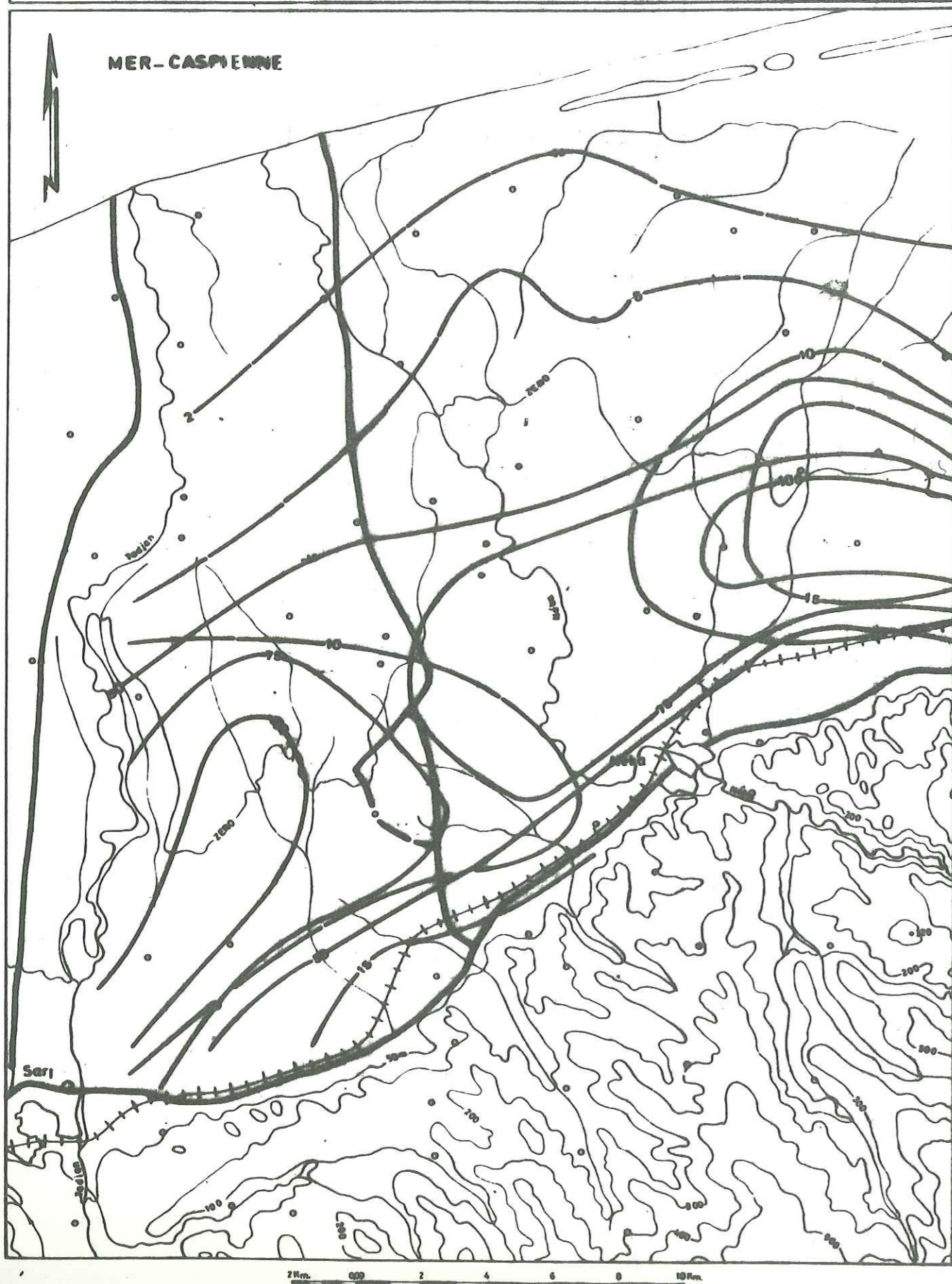
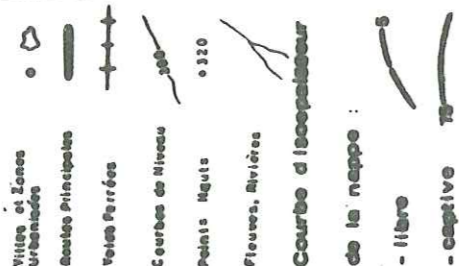
## 7.5. - CARACTERISTIQUES HYDRODYNAMIQUES DES NAPPES

### 7.5.1. - Nappe en charge

Cette nappe en certains endroits est artésienne; on peut envisager un système de nappes en charge ayant des relations plus ou moins fortes grâce à des passages à transmissivités élevées qui se comporteront dans



## LEGENDE



l'ensemble comme une nappe unique mais hétérogène.

7.5.2. - Nappe libre

Elle est divisée par un certain nombre de couches imperméables argileuses et grésio-argileuses plus ou moins épaisses. Cette nappe elle-même n'est pas toujours libre et devient parfois semi-captive sous l'influence de la couche argileuse superficielle.

7.5.3. - L'épaisseur des aquifères

A partir des résultats des forages, les courbes d'iso-épaisseurs des nappes ont été préparées. Ces courbes représentent plutôt l'épaisseur des nappes contenant des eaux douces, ce qui est bien différent, surtout au voisinage de la mer Caspienne de l'épaisseur totale de la nappe. Il y a une fluctuation constante du niveau de l'eau salée à cause des pompages et de l'alimentation des nappes qui peut être très rapide par suite d'une variation de l'épaisseur de l'eau douce.

7.5.4. - Transmissivité et coefficient d'emmagasinement

Les valeurs de la transmissivité et du coefficient d'emmagasinement sont obtenues par l'interprétation des essais de pompage. Les résultats de 21 essais de pompage ont servi pour déterminer les valeurs des transmissivités des nappes libre et captive. La majorité des puits étaient équipés de piézomètres. Les Tableaux 28-29 représentent les caractéristiques techniques des puits et des piézomètres, ainsi que les résultats des calculs des caractéristiques hydrodynamiques des aquifères.

Nous rappelons que :

la transmissivité est le produit de la perméabilité qui est une expression de la vitesse) par la puissance de l'horizon aquifère dans la section transversale considérée ( épaisseur de la zone saturée) et s'exprime en  $m^2/s$  ou mètre carré par jour.



La quantité d'eau pouvant être effectivement libérée par un prisme vertical de matériau aquifère de section égale à l'unité, pour une baisse unité du niveau piézométrique ou de charge, est le coefficient d'emmagasinement; c'est un nombre sans dimensions exprimé en pourcentage. La libération des eaux dans les nappes captives se fait par l'intervention de la compressibilité, et dans les nappes libres sous l'effet de la gravité. Le coefficient d'emmagasinement est donc comparable à la porosité efficace dans les nappes libres.

La diffusivité qui est le rapport de la transmissivité sur le coefficient d'emmagasinement exprime la réaction à la propagation d'un phénomène provoqué au milieu d'un aquifère. Par exemple, un aquifère qui propage la réaction d'un pompage très vite et très loin, a une valeur de diffusivité élevée et est un aquifère nerveux.

Méthodes de calcul des caractéristiques hydro-dynamiques des nappes

Tout d'abord, nous allons classer les essais de pompages effectués dans la plaine et ensuite les formules utilisées seront rappelées très brièvement avec la présentation des solutions graphiques, et la solution numérique du cas de puits images.

Classification des essais de pompage effectués dans la plaine

1 - En régime permanent :

Dans le cas où le puits pompé est sous l'influence d'un cours d'eau.

2 - En régime non permanent :

- a/ pompage simple ( mesure du rabattement dans la nappe superficielle / mesure de la remontée dans la nappe captive )
- b/ dans la nappe semi-captive
- c/ pompage par paliers ——— mesure du rabattement par palier.

Les mesures de rabattement et de remontées dans tous les cas précédemment classés ont été faites dans les puits pompés, dans les piézomètres,

et enfin dans les puits et piézomètres ensemble selon que le puits est équipé d'un piézomètre ou non.

Pour nos calculs, nous supposons que :

- 1 - L'aquifère est homogène, isotrope et d'épaisseur uniforme dans la zone sollicitée par le pompage.
- 2 - Avant le pompage, la surface piézométrique et/ou la surface libre sont (presque) à l'horizontale dans la zone sollicitée par le pompage.
- 3 - On pompe dans la nappe à débit constant.
- 4 - Le puits de pompage pénètre la totalité de l'aquifère.
- 5 - Le diamètre du puits est faible, c'est-à-dire qu'on peut négliger l'emmagasinement dans le puits (pour les méthodes du régime transitoire).

7.5.4.1. - Méthode de Dietz

Le puits pompé est sous l'influence de la rivière de Tadjan

L'écoulement vers un puits complet dans une nappe libre et en régime permanent se traduit par la formule de Dupuit qui est obtenue en utilisant la loi de Darcy, l'équation de continuité et l'équation d'état, c'est-à-dire l'état physique du liquide.

La méthode de Dietz est basée sur le principe de superposition. Selon ce principe, le rabattement causé par deux ou par plusieurs puits est égal à la somme des rabattements causés par chacun des puits. On suppose donc qu'une série de puits-images, ou puits virtuels, transforme un aquifère réel limité en un aquifère fictif d'extension latérale infinie. Le puits-image, identique au puits réel, se trouve au point symétrique du puits réel par rapport à la bordure de la rivière et est injecté avec un débit égal à celui pompé dans le puits réel.

Dans ce cas, le rabattement provoqué en un point est la différence des rabattements et remontées théoriques produits par le puits réel et le puits-image, donc :

$$H_0 - H = \frac{Q}{2 \pi T} \ln \frac{r_2}{r_1}$$



Cette méthode est utilisée dans le puits n° 9 pour déterminer la transmissivité de la nappe et la part d'eau pompée qui vient de la rivière de Tadjan. Les valeurs numériques de l'essai de pompage sont :

$$\begin{aligned} Q &= 20 \text{ l/s} \\ r_1 &= 40 \text{ m} \\ x_1 &= 100 \text{ m} \\ r_2 &= 204 \text{ m} \\ H_0 - H_1 &= 1,33 \text{ m} \\ T &= 3,9 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}. \end{aligned}$$

Après 8 heures de pompage ( $t = 28,8 \times 10^3 \text{ s}$ ) et en supposant S coefficient d'emmagasinement égal à 6 % la valeur de  $\frac{x_1^2 S}{4 T t/s} = 1,16$ .

Cela nous permettra de trouver le rapport de  $\frac{Q_s}{Q} = 0,12$  ( $Q_s$  est la partie d'eau pompée qui vient de la rivière) à l'aide d'un abaque.

#### 7.5.4.2. - Essai de pompage en régime non permanent

##### a) Dans la nappe superficielle

La nappe superficielle de la plaine de Sari n'est pas une nappe complètement libre, mais elle est intermédiaire entre les nappes semi-captives et les vraies nappes libres. Elle est contenue dans un aquifère à grain fin jusqu'à grossier, dont le mur est presque étanche et dont le toit est une couche argileuse avec des matériaux plus fins que ceux de l'aquifère.

Dans ces matériaux fins, l'écoulement gravitaire n'est pas immédiat lors des pompages. Dans ce cas, la condition posée dans les formules des essais de pompage d'une nappe captive, à savoir que l'eau est libérée de l'emmagasinement au même instant que la baisse de la charge hydraulique n'est plus satisfaite.

La nappe présente alors le phénomène du débit retardé. Boulton (1963)

a introduit une méthode d'interprétation des pompages d'essai en nappe libre tenant compte du débit retardé provenant de la libération de l'eau gravitaire. N'ayant aucun piézomètre à notre disposition dans les essais de pompage de la nappe libre, nous avons été obligés d'utiliser la méthode de Jacob et donc de négliger les phénomènes de débits retardés (Tableau 29).

##### b) Calcul des paramètres hydrodynamiques par les machines à calculs en régime transitoire dans la nappe captive

Ici, nous présenterons une solution pour la détermination des paramètres hydro dynamiques, d'une nappe captive en régime transitoire uniquement par les calculs. Selon Jacob dans la formule de Theis, on peut remplacer la fonction exponentielle intégrale par un développement en série convergente. Ainsi, le rabattement s s'écrit :

$$s = \frac{Q}{4 \pi T} \left( -0,5772 - \ln u + u - \frac{u^2}{2.2!} + \frac{u^3}{3.3!} \dots \right) \quad (1)$$

A partir de  $u = \frac{r^2 S}{4 T t}$ , on voit que u décroît quand le temps de pompage augmente. Ainsi pour de grandes valeurs de t et/ou de faibles valeurs de r, les termes à droite de ln u dans la série de l'équation ci-dessus deviennent négligeables, et si  $u < 0,01$ , le rabattement peut s'exprimer sous la forme asymptotique

$$s = \frac{Q}{4 \pi T} \left( -0,5772 - \ln \frac{r^2 S}{4 T t} \right) \quad (2)$$

Après arrangement et passage au logarithme décimal, cette équation se réduit à

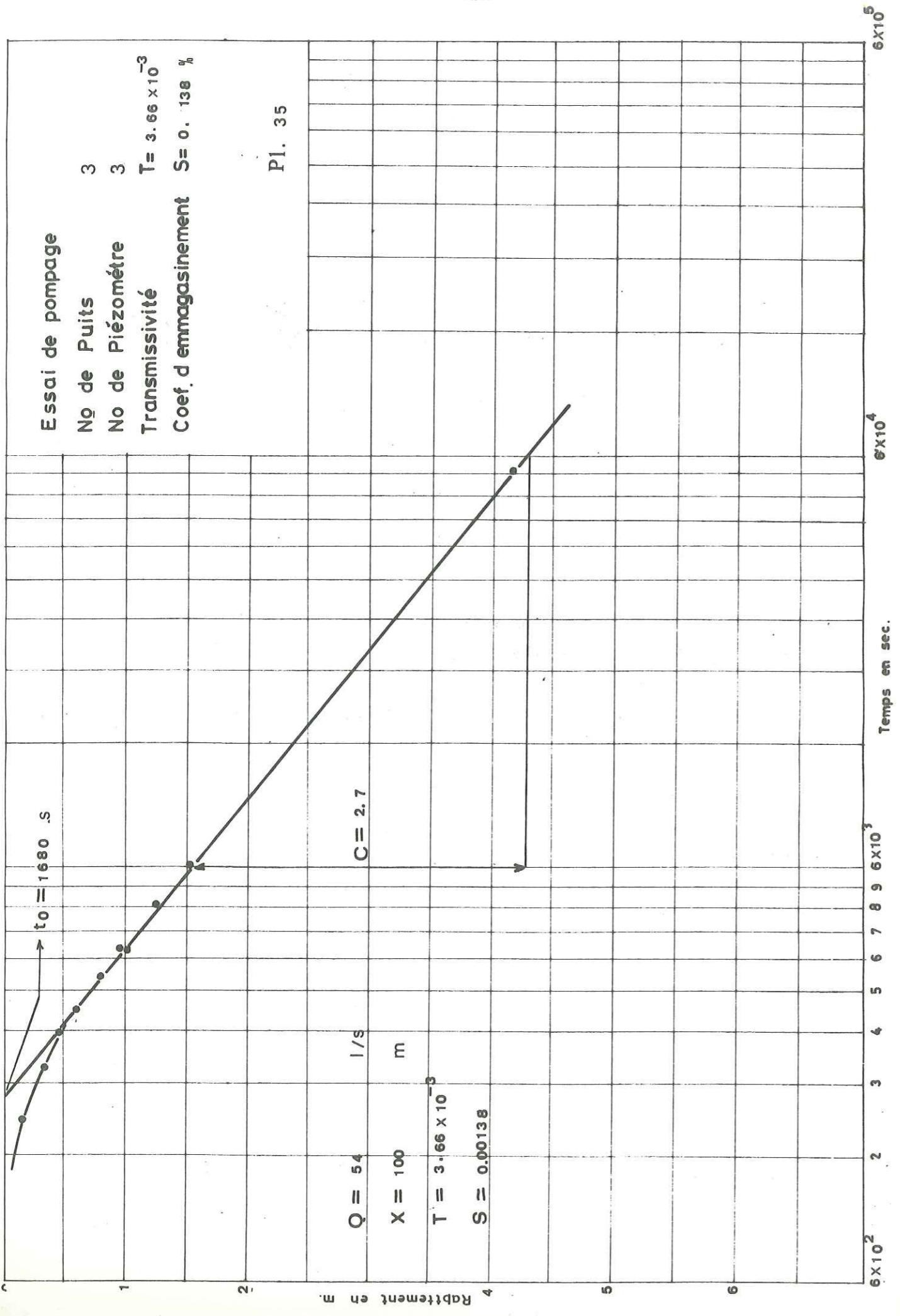
$$s = \frac{2,3 Q}{4 \pi T} \log \frac{2,25 T t}{r^2 S} \quad (3)$$

et comme  $\frac{2,3 Q}{4 \pi T} \neq 0$ , il s'ensuit que  $\frac{2,25 T t_0}{r^2 S} = 1$

$$\text{soit } S = \frac{2,25 T t_0}{r^2} \quad (4)$$

$$\text{et } T = \frac{2,3 Q}{4 \pi a}$$





car l'équation (3) est l'expression d'une courbe de la forme

$$y = a \log x + b \tag{6}$$

où

$$s = a \log t + b \tag{7}$$

Nous allons calculer les paramètres a et b de l'équation (7) par la méthode statistique de corrélation entre le rabattement s et log t. On a

$$a = \frac{\sum (\log t - \log \bar{t}) (s - \bar{s})}{\sum (\log t - \log \bar{t})^2} = \frac{\sum s \cdot \log t - \frac{\sum \log t \cdot \sum s}{n}}{\sum (\log t - \log \bar{t})^2} \tag{8}$$

$$b = \frac{\sum s - a \sum \log t}{n} \tag{9}$$

dans lesquelles :

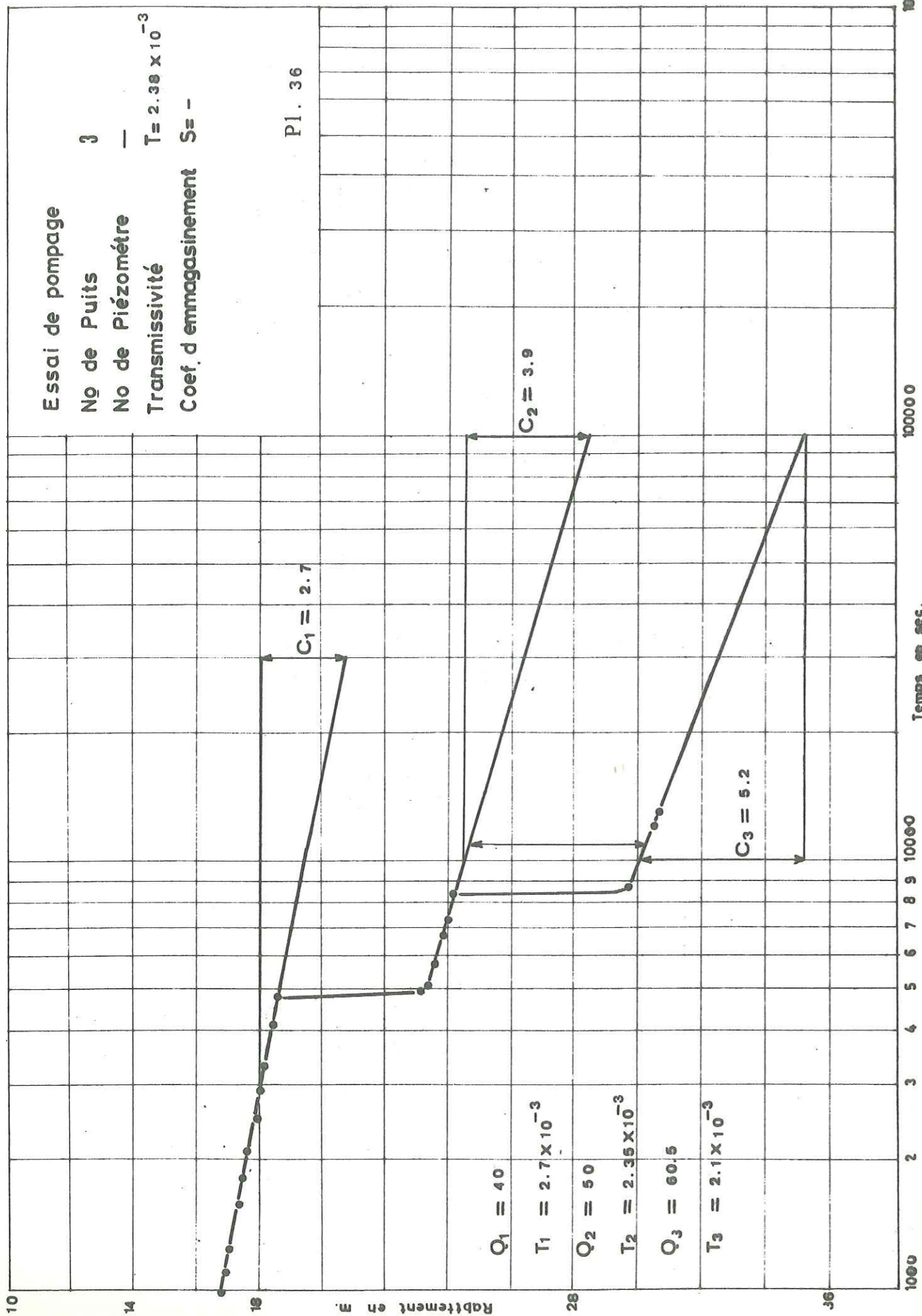
s est le rabattement mesuré dans le temps t et n est le nombre de mesures prises en compte dans le calcul.

Donc :

$$T = \frac{2,30 Q}{4 \pi ; a} = \frac{0,183 Q \sum (\log t - \log \bar{t})^2}{\sum s \cdot \log t - \frac{\sum \log t \cdot \sum s}{n}} \tag{10}$$

$$S = \frac{2,25 T}{r^2 \cdot 10^{b/a}} \tag{11}$$

Pour donner un exemple, cette solution est montrée pour l'essai de pompage effectué sur le puits n° 3.



n	s	log t	s log t	$(s - \bar{s})^2$	$(\log t - \log \bar{t})^2$
1	4,2	4,732	19,87	7,795	1,012
2	1,52	3,778	5,742	0,012	0,003
3	1,25	3,681	4,60	0,025	0,002
4	1,0	3,570	3,57	0,166	0,024
5	0,78	3,510	2,74	0,394	0,047
6	0,62	3,431	2,13	0,621	0,087
7	0,49	3,380	1,66	0,842	0,120
$\Sigma$	9,86	26,082	40,312	9,855	1,295
Moyenne	1,408	3,726			

TABLEAU 26.

$$a = \frac{40,312 - \frac{26,082 \times 9,86}{7}}{1,295} = 2,754$$

$$b = \frac{9,86 - 2,754 \times 26,082}{7} = -8,85$$

$$T = \frac{0,183 \times 0,054}{2,754} = 3,588 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$$

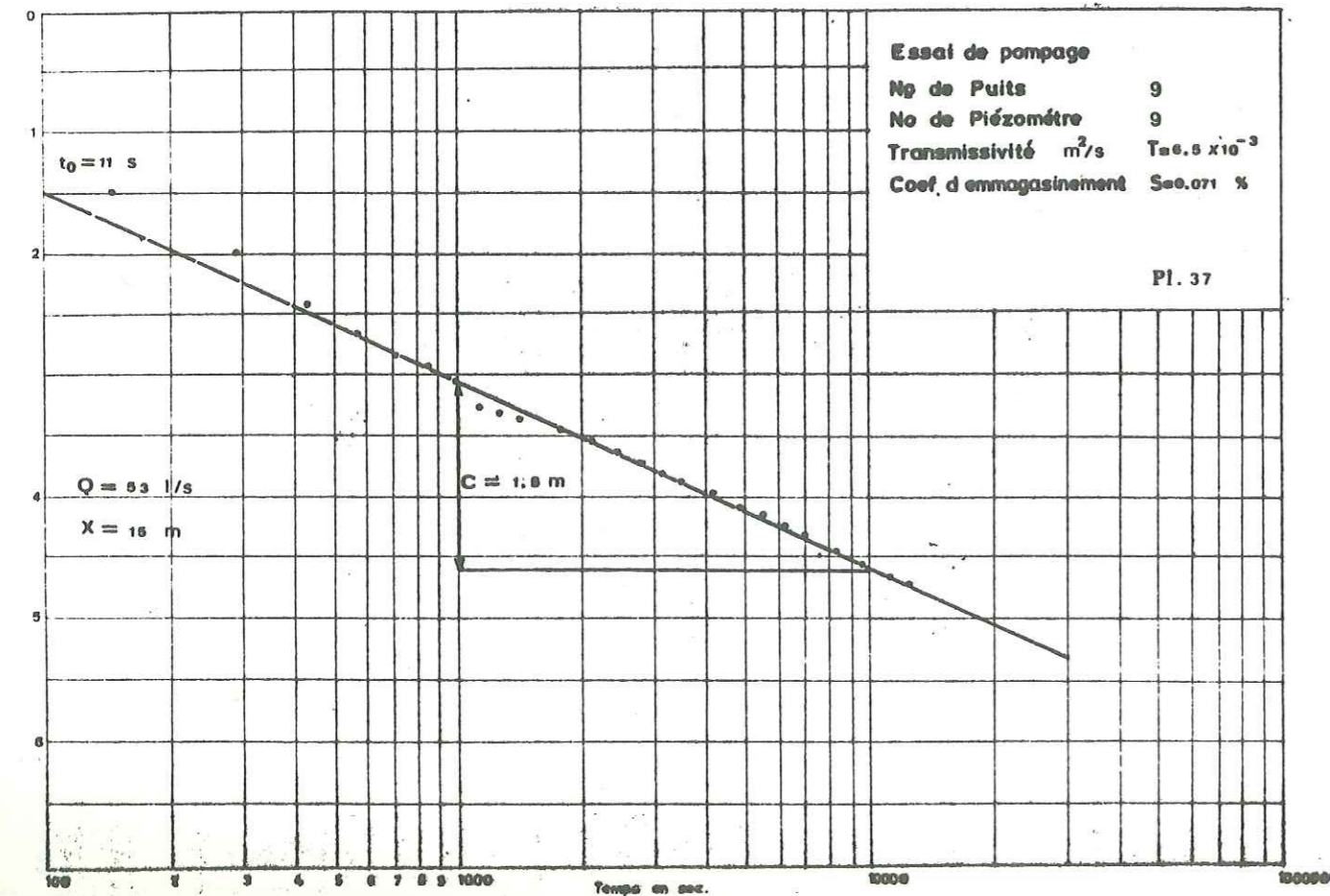
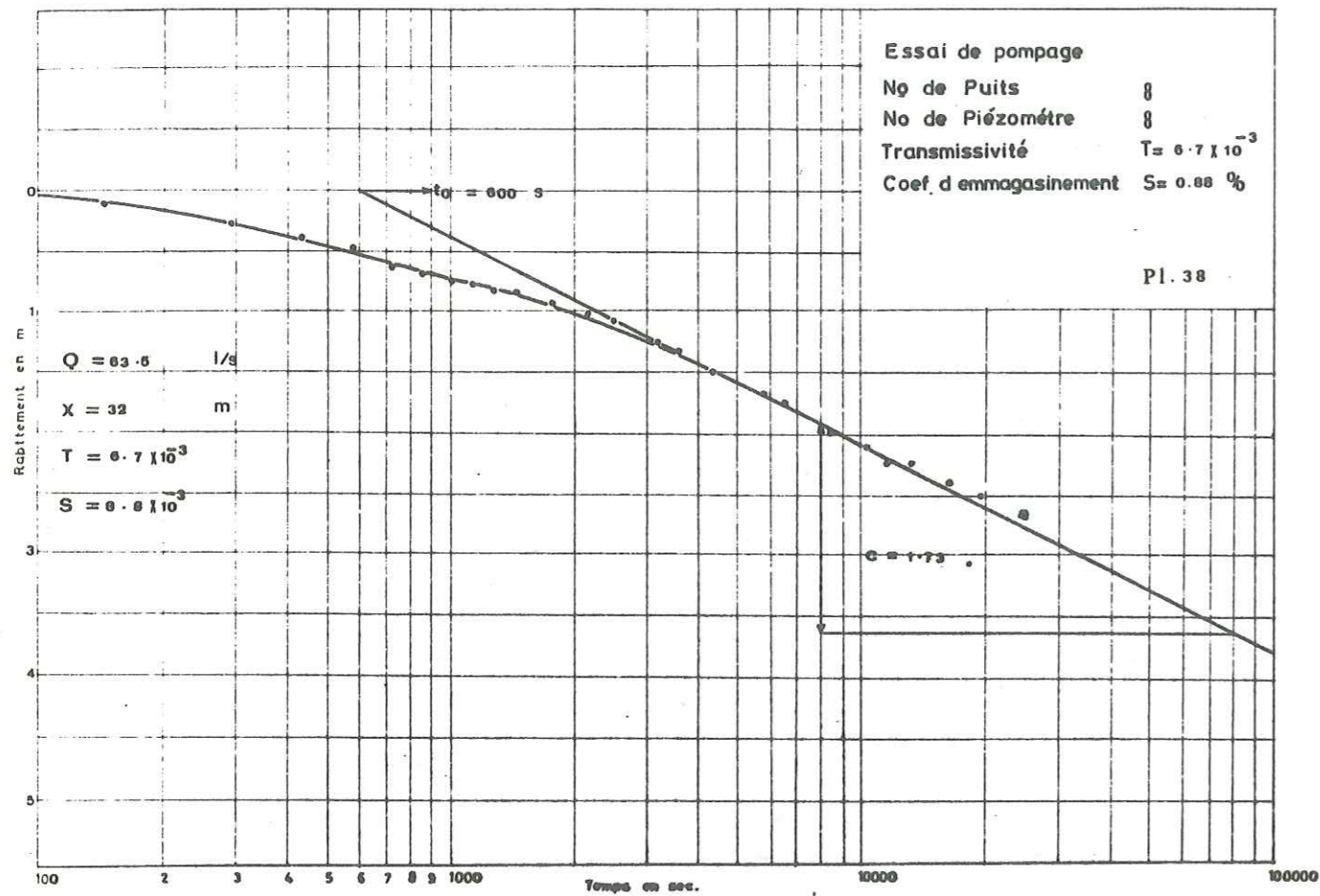
$$S = \frac{2,25 \times 3,588 \times 10^{-3}}{(100)^2 \times 10^{-8,85/2,754}} = 0,00132 \text{ ou } 0,132 \%$$

Le coefficient de corrélation calculé par la formule suivante

$$r = \frac{\Sigma s \log t - \frac{(\Sigma s)(\Sigma \log t)}{n}}{\sqrt{\Sigma (\log t - \log \bar{t})^2 (s - \bar{s})^2}} \quad (12)$$

S'il s'agit d'un programme pour une machine à calcul, il faut tenir compte d'autant plus de mesures, consécutives au rabattement maximum pour le débit de pompage, que  $r > 0,995$ .





Avec les mini calculateurs, en tenant compte seulement des mesures avec des rabattements supérieurs à 1/2 du rabattement maximum on obtient des résultats satisfaisants.

c) Exemple de l'application de la méthode de Jacob

Sur le Tableau 28, nous avons présenté les caractéristiques hydrodynamiques des nappes ainsi que les caractéristiques techniques des puits et des piézomètres. Ici nous donnerons seulement un exemple pour montrer le mode d'emploi de la méthode. Comme exemple, nous avons choisi l'essai de pompage effectué dans le puits 9. La position de ce puits est montrée sur la Planche 32.

Profondeur du puits : 120 m

Diamètre du tubage : 40 m en 0,4 m. non crépiné, 22 m en 0,3 m non crépiné, 37 m en 0,3 m crépiné, (centre 62 et 99 m) et 21 m en 0,3 m non crépiné.

Profondeur jusqu'au niveau statique : 7,7 m.

Profondeur du piézomètre (pz -9) : 140 m.

Diamètre du tubage : 0,1 m.

Intervalle crépiné : 47 - 123 m.

Profondeur jusqu'au niveau statique : 8.5 m.

Distance entre le piézomètre n° 9 et le puits n° 9 : 15 m.

Essai de pompage.

On a pompé avec un débit constant de 53 l/s pendant 4 heures. Le rabattement mesuré dans le piézomètre au bout du pompage est de 5,5 m.

Les données des mesures du rabattement dans le piézomètre sont portées sur le diagramme semi-logarithmique (Pl. 37). On a tracé une droite passant par les points. Sa pente mesurée sur l'axe vertical est  $C = 1,5$  m par cycle log de temps. L'intersection de la droite avec l'axe du rabattement nul donne  $t_0 = 11$  s.



Donc :

$$T = \frac{2,3 \times 0,053}{4 \pi \times 1,5} = 6,47 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$$

$$S = \frac{2,25 \times 6,47 \times 10^{-3} \times 11}{15^2} = 7,11 \times 10^{-4}$$

Si l'on porte les valeurs de T en (m<sup>2</sup>/jours), s et r dans u = r<sup>2</sup> s/4 T t, on obtient r<sup>2</sup>s/4 T t ≈ 7,15 x 10<sup>-5</sup>/t. Donc, si t > 7,15 x 10<sup>-3</sup> jours, soit t > 618 s, u est inférieur à 0,01. Donc la condition pour appliquer la méthode de Jacob a été satisfaite.

d) Interprétation d'un cas exceptionnel

L'essai de pompage du puits n° 8 montre un cas exceptionnel. Au début du pompage, on observe en effet un rabattement très rapide dans le puits pompé et ensuite le rabattement dans le puits reste constant. (Pl. 40). Donc, il s'agit d'un régime permanent dans une nappe captive. La méthode appropriée de calcul de la transmissivité dans ce cas là est la méthode de Thiem.

Selon cette méthode :

$$Q = \frac{2 \pi T (s_{mw} - s_{m1})}{\ln (r_1/r_w)}$$

dans laquelle

s<sub>mw</sub> est le rabattement stabilisé dans le puits d'essais dont le rayon vaut r<sub>1</sub>,

s<sub>m1</sub> est le rabattement stabilisé dans le piézomètre situé à une distance n du puits de pompage.

Dans le puits n° 8, les valeurs numériques sont :

- s<sub>mw</sub> = 11,5 m
- s<sub>m1</sub> = 1,6 m
- r<sub>w</sub> = 0,15 m
- r<sub>1</sub> = 32 m
- Q = 33,8 l/s

$$33,8 = \frac{2 \pi T (11,5 - 1,6)}{\ln (32/0,15)}$$

$$T = 2,9 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}.$$

Dans la deuxième étape de pompage, on a mesuré le rabattement dans le piézomètre (Pl. 38). Dans cet essai, la transmissivité calculée à partir de la méthode de Jacob est de 6.7 x 10<sup>-3</sup> m<sup>2</sup>/s.

Les deux valeurs de la transmissivité obtenues à partir des deux méthodes appliquées en régime transitoire et permanent sont différentes. A quel résultat faut-il se fier ? Pour y répondre, il faut avoir une bonne connaissance de la nature hydrodynamique de la nappe. Nous avons donc porté le rabattement en fonction du temps sur un papier bilogarithmique et en comparant la courbe obtenue à celle de la courbe type de Theis, nous avons mis en évidence qu'il s'agit d'un aquifère à nappe semi-captive. C'est-à-dire qu'elle est une nappe complètement saturée avec un toit semi-perméable. Lors du pompage, il y a une circulation de l'eau entre la couche semi-perméable et l'aquifère. La chute rapide du niveau dynamique au début du pompage, confirme aussi cette hypothèse. L'emploi d'une troisième méthode, la méthode d'Hantush dans le cas d'un aquifère à nappe semi-captive est donc indispensable.



a/ Régime non permanent dans la nappe semi-captive

Méthode d'HANTUSH

HANTUSH a développé plusieurs méthodes pour analyser les données d'un essai de pompage dans une nappe semi-captive, en utilisant le point d'inflexion de la courbe rabattement-temps sur un papier semi-logarithmique. La première méthode d'HANTUSH qui est applicable avec un seul piézomètre est basée sur l'équation :

$$s = \frac{Q}{4\pi k D} \int_u^\infty \frac{1}{y} \exp\left(-y - \frac{r^2}{4L^2y}\right) dy$$

ou

$$s = \frac{Q}{4\pi k D} W(u, r/L)$$

dans laquelle

$$u = \frac{r^2 S}{4 k D t}$$

Cette équation a la même forme que l'équation de Theis, mais il y a deux paramètres dans l'intégrale u et r/L

$$s = \frac{Q}{4\pi k D} \int_u^\infty \frac{e^{-y}}{y} dy = \frac{Q}{4\pi k D} W(u)$$

$$u = \frac{r^2 S}{4 k D t}$$

$$s = \frac{4 k D t u}{r^2}$$

s = rabattement en m mesuré dans le piézomètre situé à une distance r m. du puits pompé

Q = débit de pompage constant

S = coefficient d'emmagasinement

kD = transmissivité de l'aquifère en m<sup>3</sup>/jour

t = temps en jours depuis le début du pompage.

La courbe de s vis à vis de t sur un papier semi-logarithmique a un point d'inflexion pour lequel le rabattement s<sub>p</sub> est :

$$s_p = \frac{1}{2} s_{\max} = \frac{Q}{4\pi k D} K_0\left(\frac{r}{L}\right)$$

où k<sub>0</sub> est la fonction modifiée de Bessel

$$u_p = \frac{r^2 S}{4 k D t_p} = \frac{r}{2L}$$

La pente de la courbe au point inflexion, s<sub>p</sub>, est donnée par

$$\Delta s_p = \frac{2,30 Q}{4\pi k D} e^{-r/L}$$

$$\text{ou } r = 2,30 L (\log \frac{2,30 Q}{4\pi k D} - \log \Delta s_p)$$

d - Au point d'inflexion, la relation entre le rabattement et la pente de la courbe est donnée par

$$2,30 \frac{s_p}{\Delta s_p} = e^{r/L} K_0(r/L)$$

Emploi de la méthode pour l'essai de pompage du puits n°8. (Pl. 41).

$$Q = 63,6 \text{ l/s} = 5495,04 \text{ m}^3/\text{jour}$$

$$r = 31,8 \text{ m}$$

$$s_{\max} = 3,0 \text{ m} \quad \text{obtenu à partir de la courbe de rabattement}$$

$$s_p = \frac{1}{2} s_{\max} = 1,5 \text{ m}$$

$$t_p = 0,04375 \text{ jour} \quad \text{obtenu à partir de la courbe}$$

$$s_p = 1,65 \quad \text{obtenu à partir de la courbe}$$

$$2,30 \frac{s_p}{\Delta s_p} = e^{r/L} K_0(r/L)$$

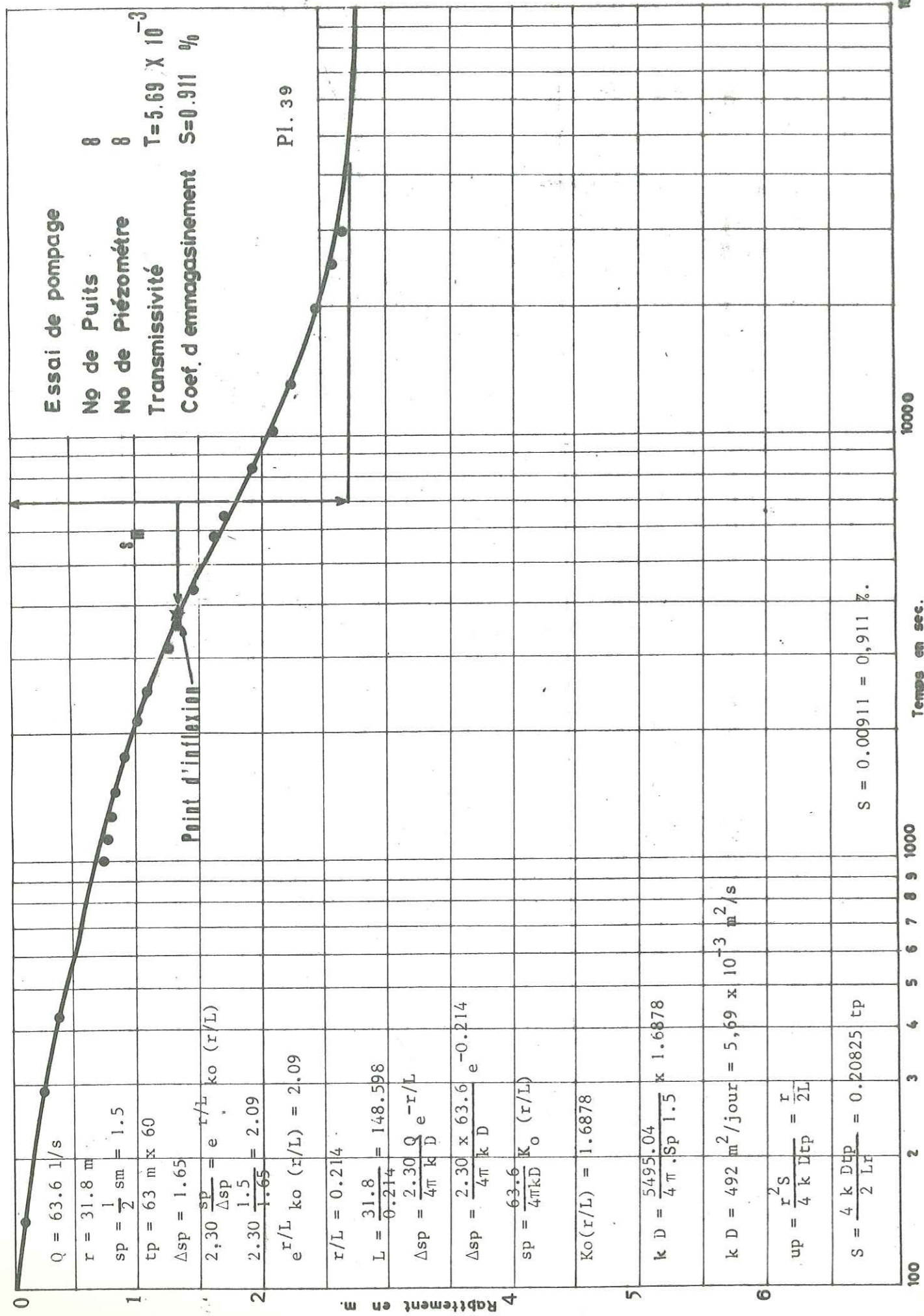
$$2,30 \frac{1,5}{1,65} = 2,09 = e^{r/L} K_0(r/L)$$

$$r/L = 0,214 \quad \text{obtenu à partir d'une table précalculée par extrapolation}$$

$$L = 148,598$$

$$s_p = \frac{Q}{4\pi k D} K_0(r/L)$$

$$K_0(r/L) = 1,6878 \quad \text{obtenu à partir d'une table précalculée par extrapolation}$$



$$kD = \frac{5495,04}{4\pi \times 1,5} \times 1,6878 = 492 \text{ m}^2/\text{jour} = 5,69 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}.$$

$$up = \frac{r^2 S}{4 k D tp} = \frac{r}{2L}$$

$$S = \frac{4 k D tp}{2 L r}$$

$$S = \frac{4 \times 492 \times 0,04375}{2 \times 148,598 \times 31,8} = 0,0091 = 0,91 \%$$

f) Pompage par palier

Afin de déterminer les caractéristiques des puits, un certain nombre d'essais de pompage par paliers ont été effectués dans la plaine de Sari. La méthode de calcul des caractéristiques des puits à partir des pompages par paliers est représentée graphiquement sur les planches (36 - 40 - 41 - 42 - 43). Il faut indiquer tout de même que ces représentations graphiques montrent les cas où le rabattement par paliers est mesuré dans les piézomètres. La transmissivité est calculée pour chaque étape par la méthode de Jacob. Dans le cas du puits n° 12, les transmissivités calculées à partir de la méthode de Jacob présentent des différences assez grandes. Pour calculer la transmissivité moyenne dans ce puits, nous avons donc employé la méthode de Cooper-Jacob. Selon cette méthode, on peut appliquer la méthode de Jacob durant toute la période de pompage si l'on remplace le rabattement  $s$  par le rabattement spécifique  $s/Q$ .

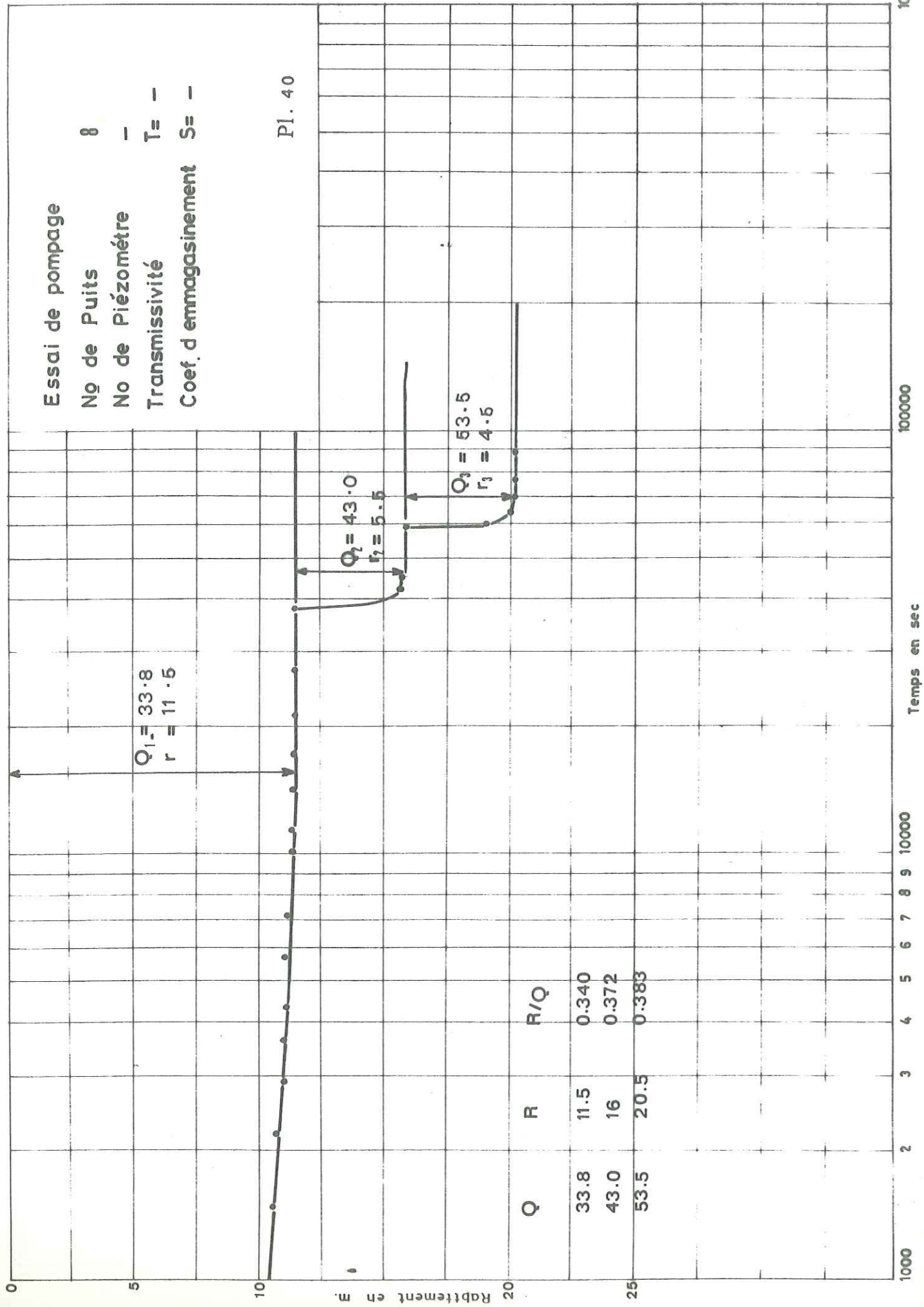
Dans ce cas :

$$T = \frac{2,30}{4\pi} \frac{1}{\Delta(s/Q)}$$

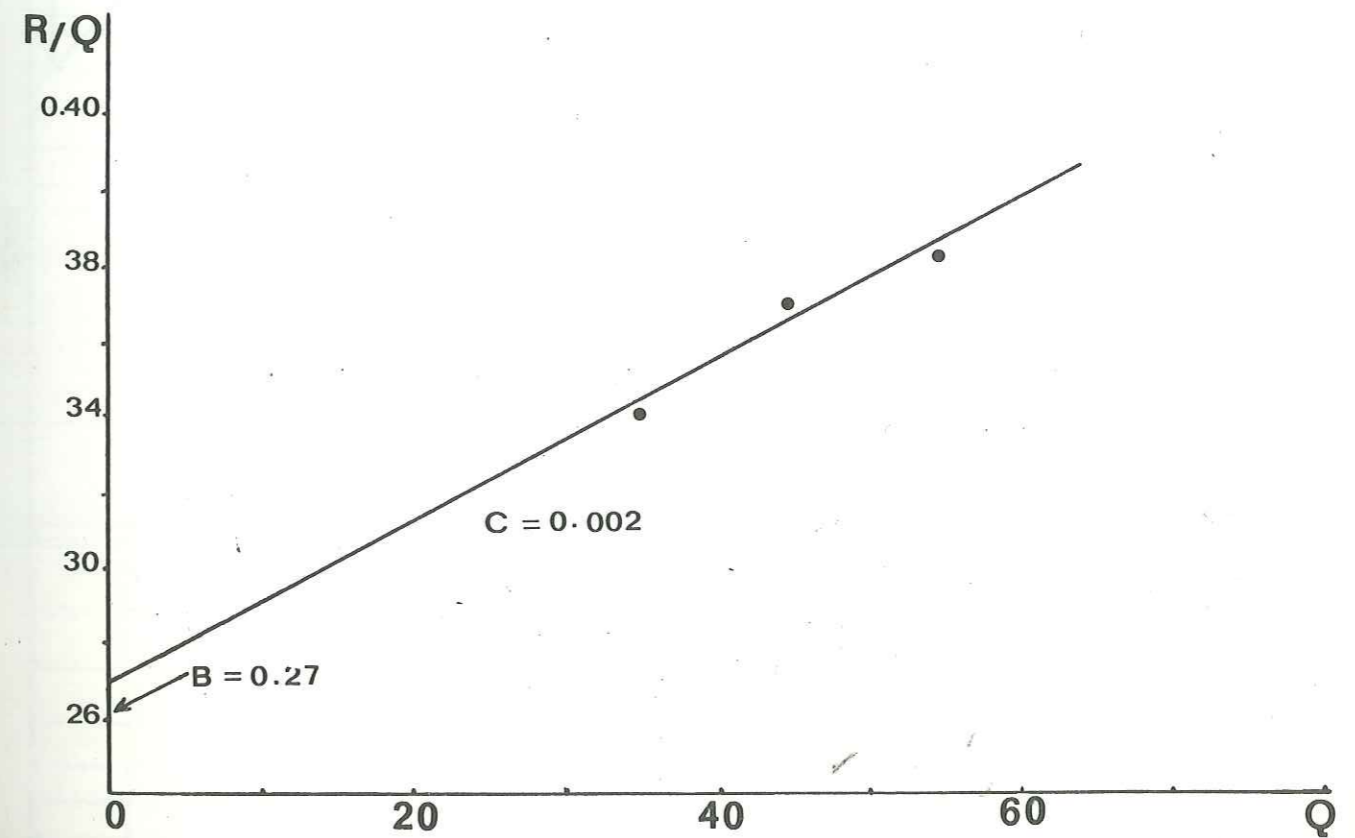
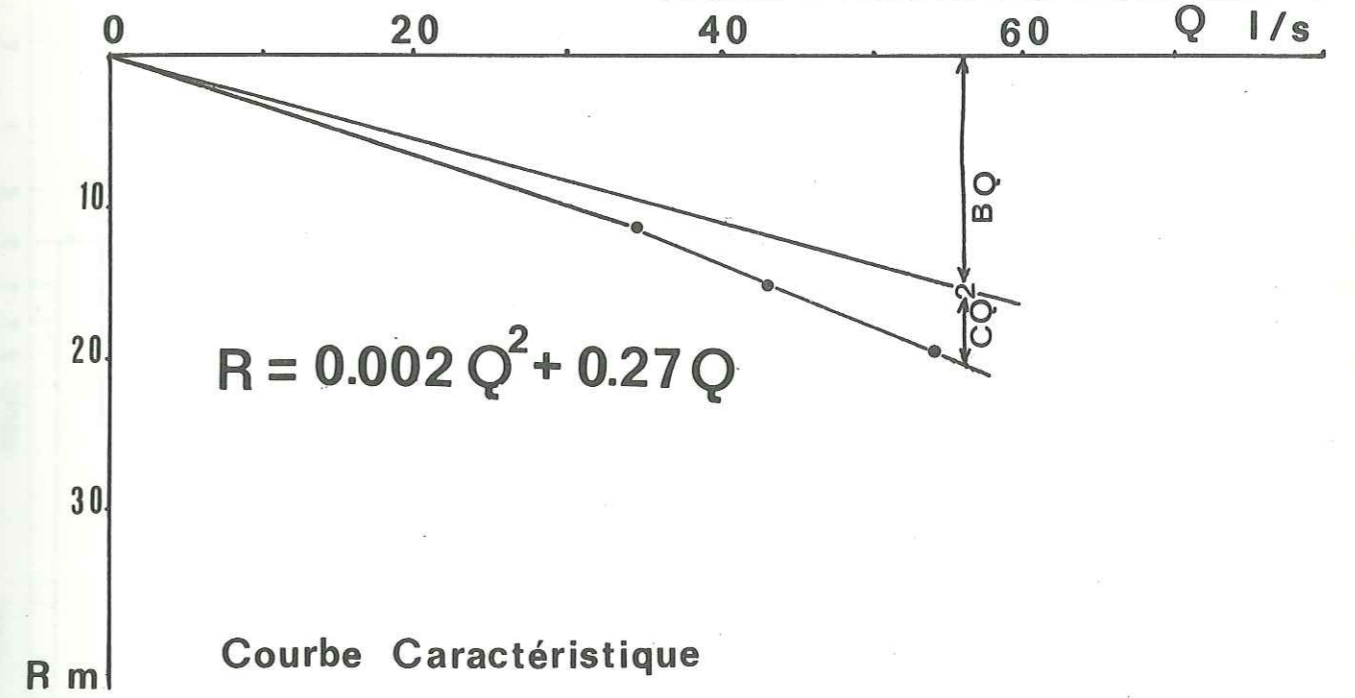
où  $\Delta(s/Q)$  est la variation du rabattement spécifique pour un cycle log de  $\bar{t}$ . La moyenne logarithmique pondérée  $\bar{t}$  représente le temps auquel se serait produit le rabattement si le débit de pompage était resté constant depuis le début et égal au débit réel au temps  $t$ .

Dans le puits n° 12, le pompage a commencé au débit de 42 l/s. Après 10 200 secondes de pompage, le débit passe à 57 l/s. Ce débit est





Essai de pompage  
 No de puits 8  
 No de piézomètre -  
 Transmissivité -  
 Coef. d'emmagasinement -



maintenu durant 11 800 secondes, après quoi le pompage est augmenté à 81,0 l/s. Au bout de 22 000 secondes, on a arrêté le pompage (Pl. 42). Le temps  $\bar{t}$  est calculé de la façon suivante :

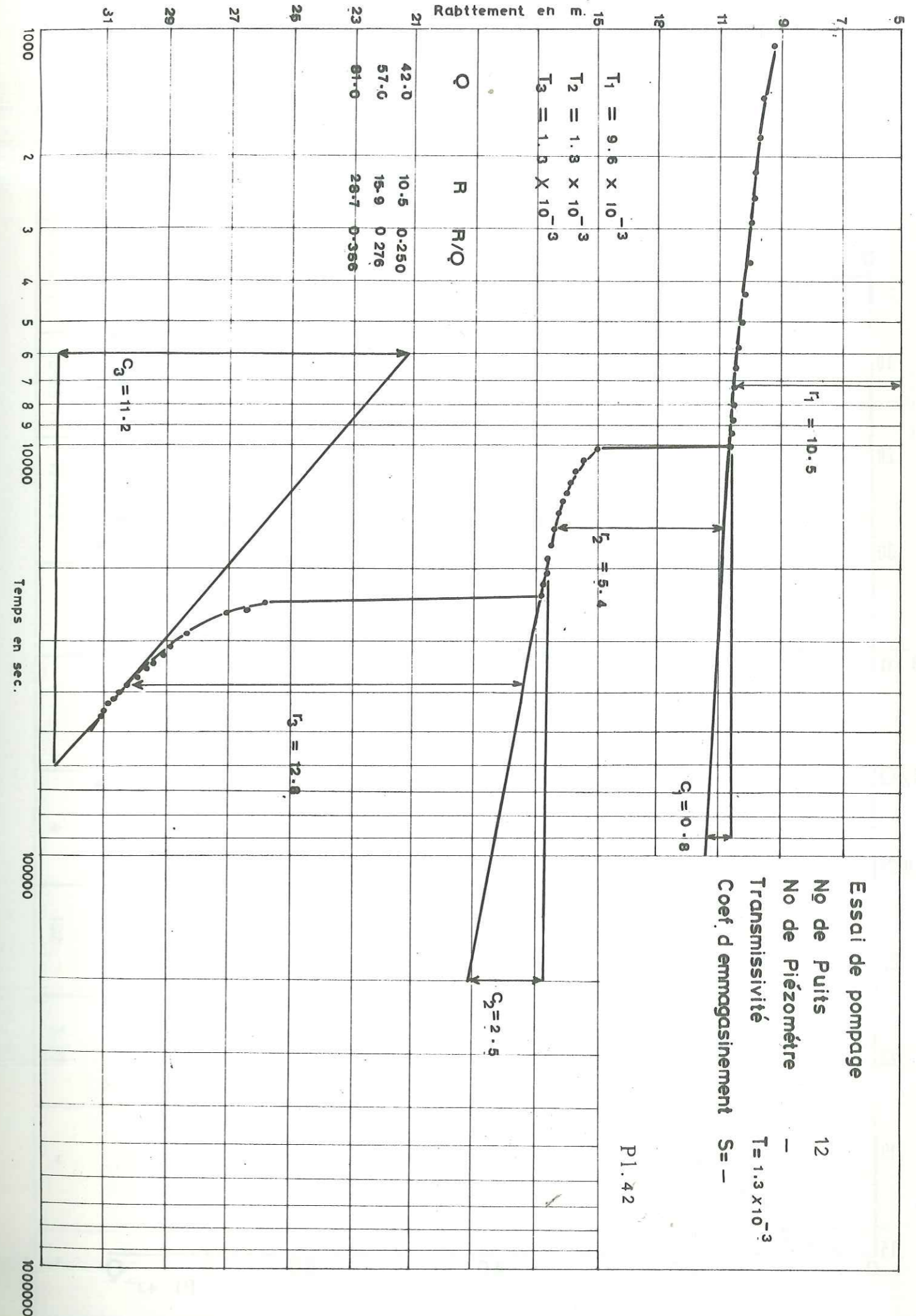
$t_n - t_i$ en s	$\log(t_n - t_i)$	$\Delta Q_i$ en l/s	$\Delta Q_i \times \log(t_n - t_i)$	$\frac{\Sigma(\Delta Q_i \log(t_n - t_i))}{\Delta Q_i}$
45 000	4,653	42	195,4	
23 000	4,362	15	65,4	
102 000	4,008	24	96,2	
		81	357	4,4074

TABLEAU 27.

$$s/Q = 356$$

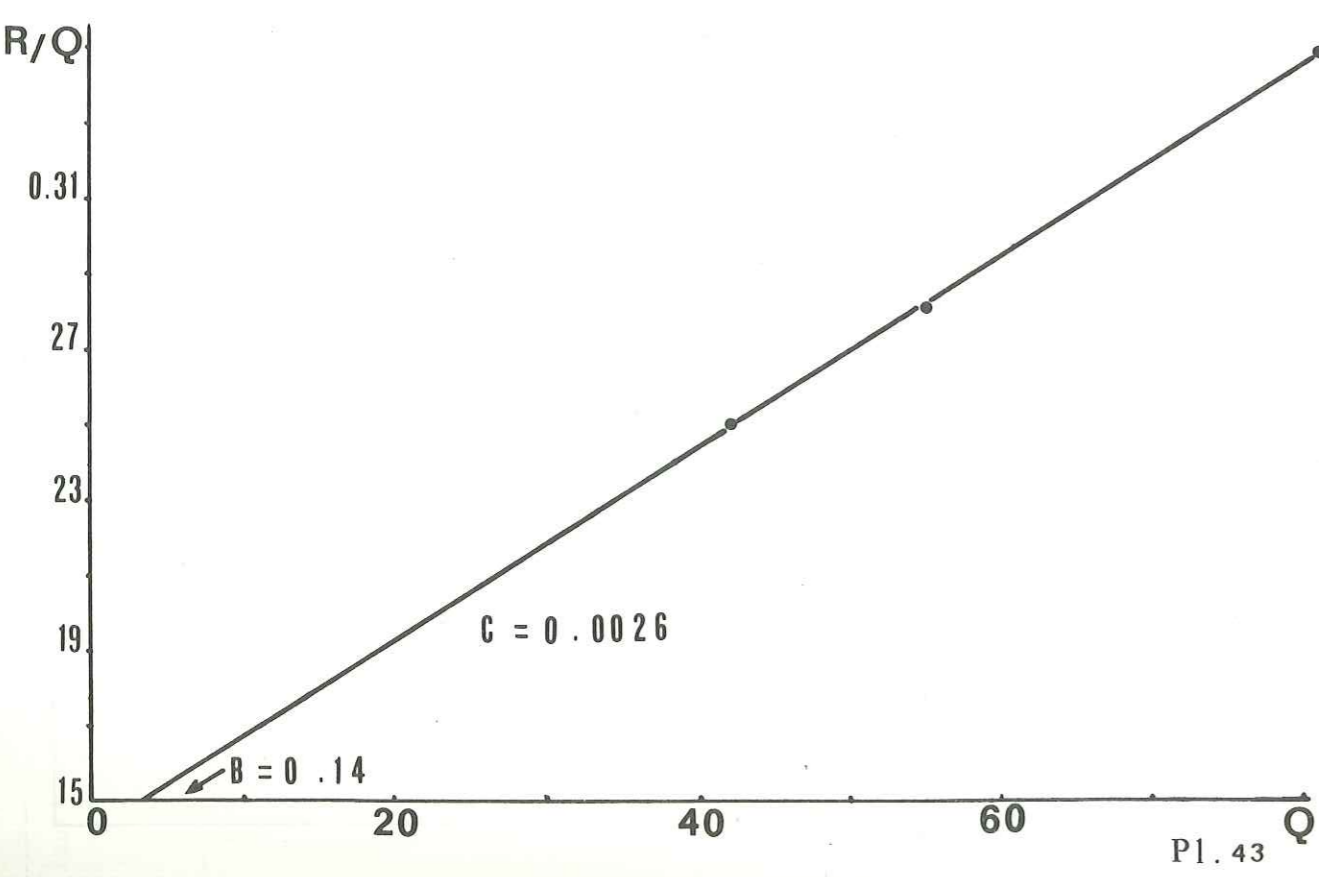
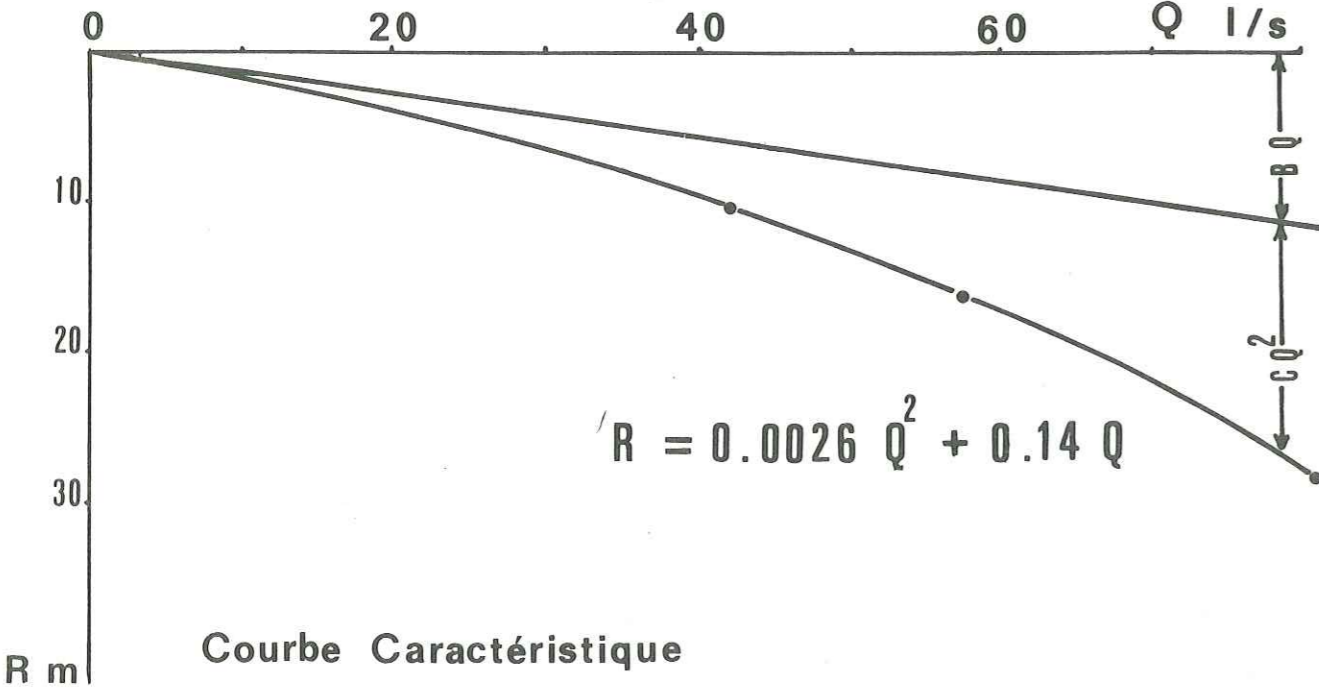
$$\Delta (s/Q) = \frac{s}{Q \frac{\Sigma |\Delta Q_i \log(t_n - t_i)|}{\Delta Q_i}} = \frac{0,356}{4,4074} = 80,7$$

$$T = \frac{2,30}{4 \pi} \frac{1}{80,7} = 2,28 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}.$$





**Essai de pompage**  
 No de puits 12  
 No de piézomètre —  
 Transmissivité  $1.3 \times 10^{-3}$   
 Coef. d'emmagasinement —



Pl. 43

N° du puits et piézomètres	Profondeur du puits m	Diamètre du puits m	Intervalle m			Distance entre le piézomètre et le puits m	Profondeur jusqu'au niveau statique m	Débites de pompage l/s	Transmissivité $m^2/s \times 10^{-3}$	Coefficient d'emmagas. %	Diffusivité $m^2/s$
Puits 1	120	0.4/0.3	63-85	97-119	-	50.6	3	100	6.22	0.062	10
Piézomètre 1	200	0.1	56-122	136-142	-	-	5.5	-	-	-	-
Puits 2	154	0.4/0.3	72-79	117-152	-	50.0	0	150	15.5	0.930	1.6
Piézomètre 2	153	0.1	73-85	123-153	-	-	0	-	-	-	-
Puits 3	100	0.4/0.3	33-40	58-73	85-92	100	0	54	3.66	0.138	2,6
Piézomètre 3	130	0.1	30-39	46-70	80-90	-	0	-	-	-	-
Puits 5	120	0.4/0.3	63-99	-	-	34.4	5.5	61	4.43	0.0038	116
Piézomètre 5	154	0.1	40-100	-	-	-	1.8	-	-	-	-
Puits 6	100	0.4/0.3	63-99	-	-	25	2.0	20	5.8	0.950	0.6
Piézomètre 6	200	0.1	88-200	-	-	-	0.0	-	-	-	-
Puits 7	117	0.4/0.3	61-97	-	-	31.7	7.5	37.2	13.7	0.044	31
Piézomètre 7	126	0.1	44-110	-	-	-	4.5	-	-	-	-
Puits 8	120	0.4/0.3	60-103	-	-	32	6.4	63.5	5.69	0.911	0.6
Piézomètre 8	120	0.1	48-60	-	-	-	4.8	-	-	-	-
Puits 9	120	0.4/0.3	62-99	-	-	15	7.7	53	6.5	0.071	9.2
Piézomètre 9	140	0.1	47-123	-	-	-	8.5	-	-	-	-
Puits 10	210	0.4/0.3	173-209	-	-	21	0	10	4.3	0.018	23.9
Piézomètre 10	200	0.1	62-98	110-152	180-200	28	0	-	-	-	-
Puits 11	133	0.4/0.3	58-65	92-129	-	-	4	102	3.77	-	-

TABLEAU 28.

N° du puits et piézomètres	Profondeur du puits m	Diamètre du puits m	Intervalle m	Crepine	Distance entre le piézomètre et le puits m	Profondeur jusqu'au niveau statique m	Débits de pompage l/s	Transmissivité m <sup>2</sup> /s x 10 <sup>-3</sup>	Coefficient d'emmag. %	Diffusivité m <sup>2</sup> /s
Puits 12	113	0.4/0.3	63-100	-	-	0	81	2.28	-	-
Puits 13	150	0.4/0.3	96-140	-	-	39	31	1.55	-	-

No du puits	Profondeur du puits m	Durée de pompage s	Débits de pompage l/s	Δ Rabattement m	Transmissivité m <sup>2</sup> /s x 10 <sup>-3</sup>	
					Rabattement	Remontée
1	8	15 600	21.4	3.37	1.64	-
2	6	21 600	21.0	4.90	0.92	-
3	70	8 400	27.7	0.75	5.09	3.85
4	9	2 400	12.2	1.93	2.16	2.01
5	80	18 000	12.0	0.80	5.35	-
6	6	1 800	26.0	3.35	1.60	1.59
7	5	840	16.0	2.88	1.04	1.99
8	10	10 800	3.0	-	-	2.89
9	9	28 800	20.0	1.33/PZ	3.90	-

TABLEAU 29.

g) Correction du coefficient d'emmagasinement dans les puits à pénétration partielle

Jusqu'ici, pour calculer les caractéristiques hydrodynamiques, nous avons employé des méthodes qui sont établies pour les puits à pénétration complète. Les puits qui sont creusés dans la plaine de Sari ne sont pas complets. C'est-à-dire, ils n'atteignent pas le mur imperméable du bed-rock et ils ne sont pas crépinés sur toute l'épaisseur de l'aquifère. Dans ce cas, dans un rayon  $r < 2D$  ( $D$  = puissance de l'aquifère) autour du puits, l'écoulement dans la nappe n'est plus horizontal, mais radial dans le sens vertical. En considérant que l'épaisseur de l'aquifère de la nappe en charge de la plaine est comparativement grande vis-à-vis des profondeurs et intervalles crépinés des puits, on peut conclure que les coefficients d'emmagasinement calculés par les méthodes précédentes sont inférieures aux coefficients réels. Pour les corriger, nous avons utilisé la modification de Hantush de la méthode de Jacob pour la pénétration partielle (1962).

Pour une durée relativement longue de pompage  $t > D^2 (S/D) 2 K$ , le rabattement vaut, selon Hantush

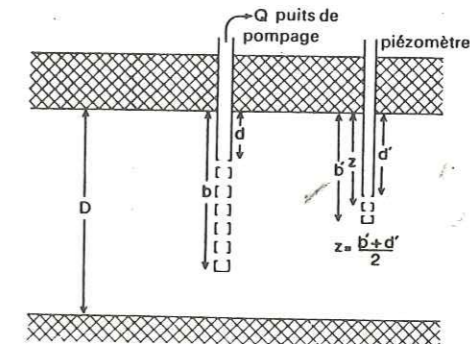
$$s = \frac{Q}{4 \pi k D} \left[ W(u) + f_s \left( \frac{r}{D}, \frac{b}{D}, \frac{d}{D}, \frac{Z}{D} \right) \right]$$

où  $X(u)$  est la fonction du puits de Theis et

$$f_s = \frac{4 D^2}{\pi^2 (b-d) (b'-d')} \sum_{n=1}^{\infty} \left( \frac{1}{n^2} \right) K_0 \left( \frac{n \pi r}{D} \right) x$$

$$x \left| \sin \left( \frac{n \pi b}{D} \right) - \sin \left( \frac{n \pi d}{D} \right) \right| \left| \sin \left( \frac{n \pi b'}{D} \right) - \sin \left( \frac{n \pi d'}{D} \right) \right|$$

Note :  $K_0$  est la fonction modifiée de Bessel, les angles s'expriment en radians et les symboles sont expliqués en (VII,5.4.2.e) et sur la figure ci-dessous.





Si l'on porte sur un papier semi-logarithmique  $s$  en fonction de  $t$ , on obtient, pour les grandes valeurs de  $t$ , une droite. Sa pente  $\Delta s$ , vaut

$$\Delta s = \frac{2,30 Q}{4 \pi kD}$$

Cette droite rencontre l'axe des abscisses ( $s = 0$ ) au point

$$t_o = \frac{S r^2}{2,25 kD e^{fs}}$$

Dans le puits n° 9, nous avons :

Profondeur du puits : 120 m

Profondeur du piézomètre : 140 m

Intervalle crépiné du puits : 62 - 99 m

Intervalle crépiné du piézomètre : 47 - 123 m

Distance entre le piézomètre et le puits : 15 m.

Donc, selon notre reconnaissance de la nappe captive :

$$d = 62 - 47 = 15$$

$$b = 120 - 47 = 73$$

$$D = 210 - 47 = 163$$

$$d' = 0$$

$$b' = 123 - 47 = 76$$

$$r = 15$$

$\text{Sin } \frac{n\pi b}{D}$	$n = 1$	0,986
	$n = 2$	0,322
	$n = 3$	0,88
	$n = 4$	0,60

$\text{Sin } \frac{n\pi d}{D}$	$n = 1$	0,285
	$n = 2$	0,546
	$n = 3$	0,762
	$n = 4$	0,915

$\text{Sin } \frac{n\pi b}{D}$	$n = 1$	0,994
	$n = 2$	0,210
	$n = 3$	0,949
	$n = 4$	0,411

$$\text{Sin } \frac{n\pi d}{D} = 0 \quad k_o \text{ ou fonction Bessel de } \frac{n\pi r}{D}$$

$\frac{n r}{D}$	$n = 1$	0,289	1,404
	$n = 2$	0,589	0,804
	$n = 3$	0,867	0,516
	$n = 4$	1,152	0,2

$$\frac{1}{n^2} k_o \left( \frac{n\pi r}{D} \right) \left| \sin \left( \frac{n\pi b}{D} \right) - \sin \left( \frac{n\pi d}{D} \right) \right| \sin \frac{n\pi b'}{D}$$

$n = 1$	0,978
$n = 2$	- 0,045
$n = 3$	0,100
$n = 4$	0,007

$$\sum_{n=1}^{n=4} = 1,04$$

$$f_s = \frac{4 D^2}{\pi^2 (b-d) (b'-d')} \times 1,04 = 2,54$$

$$t_o = \frac{4 D^2}{2,25 T c^{fs}}$$

$$t_o = 11 \text{ s}$$

$$T = 6,5 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$$

$$S = 9,06 \times 10^{-3} \text{ soit } 0,9 \%$$

Cette valeur est douze fois plus grande que celle calculée par la méthode de Jacob.

En utilisant cette méthode pour l'essai de pompage du puits n° 8, on a calculé  $f = 1,8$  donc le coefficient d'emmagasinement corrigé sera  $0,911 \times c^{1,8^S} = 5,51 \%$ .

h) Conséquences

Selon les résultats obtenus par ces deux exemples, on peut dire que les coefficients d'emmagasinement calculés sont beaucoup plus faibles que les valeurs réelles. Nous adopterons le coefficient correctif de 6 (calculé par l'essai de pompage de puits n° 8 et qui est une valeur optimum) pour corriger la valeur du coefficient d'emmagasinement moyen de la nappe en charge.

Ainsi on obtient

$$S_m = 2 \%$$

Les réserves permanentes de la nappe profonde seront :

$$V = A \cdot h \cdot S_m$$

$$A = 700 \times 10^6 \text{ m}^2$$

$$h_1 = \text{épaisseur moyenne des eaux douces} = 60 \text{ m}$$

$$h_2 = \text{épaisseur moyenne des eaux saumâtres} : 100 \text{ m}$$

$$V_1 = A \cdot h_1 \cdot S_m = 84 \times 10^4 \text{ m}^3$$

$$V_2 = A \cdot h_2 \cdot S_m = 14 \times 10^8 \text{ m}^3$$

$$V_1 + V_2 = 224 \times 10^7 \text{ m}^3$$

La vitesse moyenne de l'écoulement peut être calculée de la façon suivante :

$$V_m = \frac{T_m}{h_1} \times i_m$$

$$T_m : \text{Transmissivité moyenne} = 6,33 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$$

$$i_m : \text{gradient hydraulique moyen de la nappe captive} = \frac{40}{24\ 000} = 1,666 \times 10^{-3}$$

$$V_m : 3,5 \text{ mètre par jour}$$

Donc le temps nécessaire pour que les eaux entrées dans la nappe captive au Sud de la plaine arrivent à la mer Caspienne est de 100 ans.

7.6 - BILAN HYDROGEOLOGIQUE - PERIODE (1976,9,23 - 1977,9,23)

7.6.1. - Equation du bilan

La région du bilan a été limitée aux contours de la couverture Quaternaire sur la carte 1:100 000 (planche n° 31) soit une superficie de 700 kilomètres carré.

Le but de ce bilan est de comptabiliser les apports et les pertes en eau de cette plaine et d'évaluer les variations des réserves des aquifères souterrains.

L'équation générale du bilan hydrogéologique exprime l'égalité des apports et des pertes évalués sur de grandes périodes. Mais pour une période courte, les variations des réserves des aquifères ne peuvent pas être négligeable. Donc l'équation générale s'écrit :

$$\text{apports} = \text{pertes} \pm \text{variations des réserves}$$

et plus en détail pour cette région :

$$I_e + I_c + I_i + R_s + R_c = D + D_c \pm \Delta V$$

- $I_e$  infiltration directe des précipitations sur la plaine
- $I_c$  infiltration après dérivation des eaux de surface pour l'irrigation
- $I_i$  reinfiltation des eaux qui sont pompées des aquifères souterrains pour irrigation
- $R_s$  recharge souterraine par les montagnes qui se trouvent au sud de la plaine
- $R_c$  recharge souterraine par la mer Caspienne
- $D$  prélèvements des sources, ghanates et pompages
- $D_c$  fuites des aquifères vers la mer Caspienne
- $\Delta V$  variations des réserves souterraines.



7.6.1.1. - Infiltration à partir des précipitations sur la plaine  $I_e$

Une partie des précipitations qui échappent à l'évapotranspiration (écoulement de surface supposé égal à zéro sur la plaine) descend dans le sol sous l'action de la gravité. A son passage, une partie de l'eau va être retenue adsorbée pour reconstituer l'eau hygroscopique, l'eau pelliculaire, et l'eau capillaire isolée. Cette adsorption s'arrêtera lorsque la capacité de rétention spécifique sera satisfaite. Si l'alimentation de surface se poursuit, l'eau circule jusqu'à la surface hydrostatique. L'eau qui atteint la nappe aquifère participant ainsi à son alimentation, représente l'infiltration efficace.

L'infiltration efficace calculée à partir des données de la formule de Coutagne pour la plaine (III-3) est de 159 mm, soit 111.3 MMC par an. Mais le phénomène d'évaporation au cours d'infiltration ne permettra pas à l'aquifère de recevoir la totalité de cette eau, surtout dans cette plaine où la couverture végétale défavorise l'infiltration. Enfin, l'évaporation de la surface de la nappe s'ajoute au phénomène précédent. L'ensemble de ces phénomènes seront calculés à partir de l'équation du bilan hydrogéologique de la nappe superficielle.

7.6.1.2. - Infiltration à partir des canaux d'irrigation  $I_c$

L'eau qui est dérivée des rivières Tadjan et Néka pour irrigation s'infiltré pendant son trajet par les côtés ou le fond du canal. Pour avoir une idée de la quantité d'eau infiltrée, on a profité des mesures des débits aux extrémités des canaux. Les pertes mesurées pour chaque canal nous permettront de calculer la quantité d'eau infiltrée vers la nappe superficielle pendant les trajets d'eau dans les canaux d'irrigation.

Rivière	longueur totale des canaux	période moyenne de dérivation	Débits totaux des canaux	perte totale	
	en km	en jour	en m <sup>3</sup> /sec	en li/sec	en MMC/an
Tadjan	122,6	310	3,056	210	5,62
Néka	159,5	160	3,488	280	3,87

TABLEAU 30.

7.6.1.3. - Infiltration par retour du flot d'irrigation  $I_i$

L'eau de surface apportée aux terrains pour irrigation se compose de trois parties :

- consommation des végétaux
- évaporation de l'eau excédentaire
- percolation vers l'aquifère phréatique.

La distribution exacte des pourcentages varie grossièrement sous l'influence des conditions climatique et pédologique.

Quelle est donc la part d'infiltration d'irrigation ? Nous trouverons la réponse consécutivement au bilan hydrogéologique de la plaine. Actuellement, le tableau 29 figure seulement les quantités d'eau d'irrigation de la plaine de Sari provenant des diverses ressources.

Les ressources et les quantités d'eau consommées dans l'irrigation	
1 de la rivière Tadjan	81,85 MMC/an
2 de la rivière Néka	48,22
3 des rivières saisonnières	20,00
4 des sources	37,54
5 des ghanates	21,44
6 pompage de la nappe superficielle	18,35
7 pompage de la nappe profonde	23,70
<hr/>	
TOTAL	251,1

TABLEAU 31.

7.6.1.4. - Recharge et vidange souterraine  $R_s, D_c$

Le calcul de la recharge souterraine a été fait au moyen des cartes piézométriques en utilisant l'équation de continuité et la loi de







ces se situant à des distances assez importantes de la bordure des montagnes drainent la nappe superficielle.

Pour estimer les quantités d'eau captée des nappes libre et captive de la plaine, tout d'abord les puits, les ghanates et les sources ont été groupés selon leurs débits (tableau 31) et ensuite le calcul a été fait en tenant compte :

- du débit instantané
- de la moyenne des heures de captage par jour
- de la moyenne des jours de captage par an.

7.6.1.6. - Variations des réserves des nappes ΔV

a/ Classification des réserves

Les réserves en eaux souterraines peuvent être classées en quatre catégories :

- Les réserves régulatrices qui représentent la quantité d'eau libre emmagasinée par le terrain aquifère au cours d'une recharge importante par alimentation naturelle. Elles subissent donc l'effet du rythme saisonnier ou interannuel des précipitations.
- Les réserves géologiques ou profondes sont en relation avec le cycle pluriannuel des précipitations, elles permettent une exploitation plus importante, régularisée sur des périodes de plusieurs années.
- Réserves naturelles. La totalité de l'eau libre contenue dans une nappe aquifère constitue les réserves naturelles.
- Réserves d'exploitation. La quantité maximum d'eau libre pouvant être obtenue d'un horizon aquifère constitue la réserve d'exploitation.

En totalité, deux systèmes de nappes aquifères ont été envisagées pour faire le bilan hydrogéologique. Le système de la nappe libre jusqu'à

Débits li/s	Sources	Ghanates	puits peu profonds	Puits profonds
< 1	10	1	-	3
1 - 2	13	2	46	23
2 - 4	7	4	125	48
4 - 6	3	3	93	73
6 - 8	2	2	88	51
8 - 10	4	3	68	33
10 - 15	6	9	27	41
15 - 20	3	4	5	11
20 - 30	2	7	2	8
30 - 50	5	2	1	2
50 - 100	4	1	-	2
100 - 200	2	1	-	-
200	1	-	-	-
<b>Total</b>	<b>62</b>	<b>40</b>	<b>455</b>	<b>295</b>
Débit moyen li/s	19,2	17	5,8	7,9
Moyenne des heures de captage par jour	24	24		
Moyenne des jours de captage par an	365	365	135	140
Vidange . totale MMC/an	37,54	21,44	18,35	23,70
Prélèvement total des divers réservoirs				
Source	37,50	Nappe libre	39,89	Nappe captive 23,7

TABLEAU 33.

la profondeur de 45 m et le système de nappe en charge au-dessous de cette nappe, parce qu'il était impossible de distinguer tous les horizons aquifères à cause de l'hétérogénéité des terrains contenant ces nappes, qui provoque l'interruption ou la connection des nappes.

b/ Calcul des variations des réserves par l'étude des variations du niveau piézométrique

Les variations du niveau piézométrique délimitent une tranche de terrain qui emmagasine ou libère de l'eau gravifique. Soit Δh la variation de niveau, positive ou négative entre deux positions de la surface piézométrique, la variation de la réserve unitaire ΔR est égale à la porosité efficace m<sub>e</sub> ou, plus exactement, au coefficient d'emmagasinement S. Donc :

$$\Delta R = \Delta h S$$

et la variation de volume des réserves d'une nappe ayant une superficie égale à A

$$\Delta V = \Delta d \cdot S \cdot A$$

Les observations piézométriques ont montré que les variations des réserves des systèmes des nappes en charge pendant la période de ce bilan n'étaient pas sensibles. Donc la variation du volume des réserves est calculée pour la nappe libre.

Pour calculer la valeur moyenne de Δh, la région a été divisée en polygones (méthode de Thiessen) avec au centre de chaque polygone les puits peu profonds

$$\Delta h_m = \frac{\sum_{i=1}^n A_i \Delta h_i}{\sum_{i=1}^n A_i = A}$$

Δh<sub>m</sub> : amplitude moyenne des variations du niveau

A<sub>i</sub> : superficie d'un polygone

n : nombre des puits mesurés

Les valeurs numériques

$$n = 21$$

$$\Delta h_m = 0,04 \text{ m}$$

$$A = 700 \text{ km}$$

$$S = 0,05$$

$$\Delta V = + 1,4 \text{ MMC/an}$$

7.6.2. - Confrontation des données du bilan

Les paragraphes suivants résument les données du bilan sur la plaine de Sari. Mais tout d'abord, il faut remarquer que :

- 1 - Deux bilans ont été établis l'un pour la nappe superficielle et l'autre pour la nappe profonde.
- 2 - Ces deux nappes ne sont pas complètement séparées l'une de l'autre par une couche tout à fait imperméable et homogène présente partout dans le remplissage Quaternaire de la plaine. Il faut donc admettre un mouvement vertical des eaux entre les nappes, dans l'équation du bilan, il est marqué par I<sub>n</sub>.
- 3 - Les éléments du bilan de la nappe profonde ayant été appréciés avec le plus de précision, nous nous permettrons de mettre en évidence le mouvement vertical et d'évaluer sa valeur.
- 4 - Pour déterminer les quantités d'eau s'écoulant des nappes vers la mer Caspienne, il n'a pas été possible, en raison de l'homogénéité relative de salinité de l'eau de la mer Caspienne et des aquifères au voisinages de la mer, d'utiliser la formule de Ghyben-Herzberg, et nous avons utilisé la formule de Darcy.
- 5 - L'alimentation des nappes par la mer Caspienne est supposée égale à zéro parce que l'interface eau douce-eau salée dans l'aquifère n'est pas déplacée durant la période de ce bilan.

Les éléments du bilan sur la plaine de Sari pour la nappe profonde sont donc :



$$\begin{aligned}
I_e &= 0 \\
I_c &= 0 \\
I_i &= 0 \\
R_s &= 27,03 \text{ MMC/an} \\
R_c &= 0 \\
D_p &= 23,70 \text{ MMC/an} \\
D_c &= 8,63 \text{ MMC/an} \\
\Delta V &= 0 \\
I_n &= ?
\end{aligned}$$

$$27,03 + 23,70 - 8,63 + I_n = 0$$

$$I_n = 5,3 \text{ MMC/an}$$

pour la nappe superficielle

$$\begin{aligned}
I_e &= 111,3 \times \alpha \\
I_c &= 5,62 + 3,87 \text{ MMC/an} \\
I_i &= 251,1 \times \beta \text{ MMC/an} \\
R_s &= 6,35 \text{ MMC/an} \\
R_c &= 0 \\
D_{p+s} &= 77,43 \text{ MMC/an} \\
D_c &= 2,92 \text{ MMC/an} \\
I_n &= 5,3 \text{ MMC/an} \\
\Delta V &= 1,4 \text{ MMC/an}
\end{aligned}$$

Donc l'équation du bilan s'écrit :

$$111,3 \times \alpha + 9,49 + 251,1 \times \beta + 6,35 - 77,43 - 2,92 - 5,3 = 1,4$$

Les précipitations sur la plaine sont de 695 mm, soit 486.5 MMC/an

avec

$$\frac{111,3 \times \alpha}{486,5} = \frac{251,1 \times \beta}{251,1}$$

$$\begin{aligned}
\alpha &= 42 \% & I_e &= 46,94 \text{ MMC/an} \\
\beta &= 9,66 \% & I_i &= 24,27 \text{ MMC/an}
\end{aligned}$$

où  $\alpha$  et  $\beta$  sont les coefficients de l'infiltration efficace.

### 7.6.3. - Conclusion

1/ L'ensemble de l'évapotranspiration sur la plaine de Sari à partir soit des précipitations, soit de l'eau d'irrigation par évaporation ou consommation des végétaux, de la surface de la terre jusqu'à la surface de la nappe superficielle peut être calculée par l'équation suivante :

Evapotranspiration totale sur la plaine =  
Evapotranspiration réelle à partir des eaux des précipitations +  
Evapotranspiration au cours de l'infiltration des eaux des précipitations, ou depuis la surface de la nappe libre + Evapotranspiration à partir des eaux d'irrigation,

ou bien

$$E_t = E_r + (I_p - I_e) + (E_i - I_i)$$

dans laquelle

- $E_t$  = hauteur d'évapotranspiration totale de la plaine de Sari (dans la limite de la région du bilan, pl. 31).
- $I_p$  = eau échappée aux phénomènes de l'évapotranspiration au cours des précipitations et qui commence à s'infiltrer à la nappe superficielle.
- $I_e$  = Infiltration efficace =  $I_p \times \alpha$
- $E_i$  = Totalité des eaux d'irrigation
- $I_i$  = eau réinfiltrée à partir des eaux d'irrigation =  $E_i \times \theta$

avec

- $E_r$  = 536 mm (voir III-3)
- $I_p$  = 111,3 MMC (voir VII.6.1.1.)
- $I_e$  = 46,94 MMC (voir VII.6.2)
- $E_i$  = 251,1 MMC (voir VII.6.1.3)
- $I_i$  = 24,27 MMC (voir VII.6.2.)

et la superficie de la plaine égale à 700 km<sup>2</sup> on aura donc :

$$536 + \frac{(111,3 - 46,94) + (251,1 - 24,27)}{700 \text{ km}^2} \times 1000 = 952 \text{ mm}$$

Le résultat est nettement supérieur à l'évaporation potentielle 754.8 calculée à partir des données du bac d'évaporation (en appliquant le coefficient correctif = 0,7) et 1.15 fois plus grand que l'évapotranspiration potentielle calculée à partir de la méthode de Thornthwaite. Ce résultat est pourtant vraisemblable pour une plaine dont l'agriculture est basée sur la culture du riz.

- 2/ La nappe profonde peut être considérée comme une nappe semi-captive qui est alimentée par la nappe superficielle.
- 3/ Dans les conditions présentes, il n'y a pas d'écoulement souterrain de la mer Caspienne vers la plaine, par contre il existe une fuite considérable de la nappe profonde vers la mer Caspienne.
- 4/ Sans provoquer la contamination des eaux douces par les eaux salées, il sera possible de développer le captage dans la nappe profonde. Le prélèvement des eaux de la nappe profonde dans certains points accroîtra la valeur de l'écoulement vertical et celui-ci pourra réduire l'évaporation par la surface de la nappe superficielle.

## CHAPITRE VIII - CHIMIE DES EAUX

- Echantillonnage
- Conductivité
- La carte de T.D.S.
- Classes de potabilité des eaux
- Classification des eaux pour l'irrigation
- Les relations ioniques des eaux souterraines
- Conclusion



## CHAPITRE VIII

### CHIMIE DES EAUX

#### 8.1. - ECHANTILLONNAGE

Pour l'échantillonnage des eaux des rivières, les principes suivants doivent être respectés :

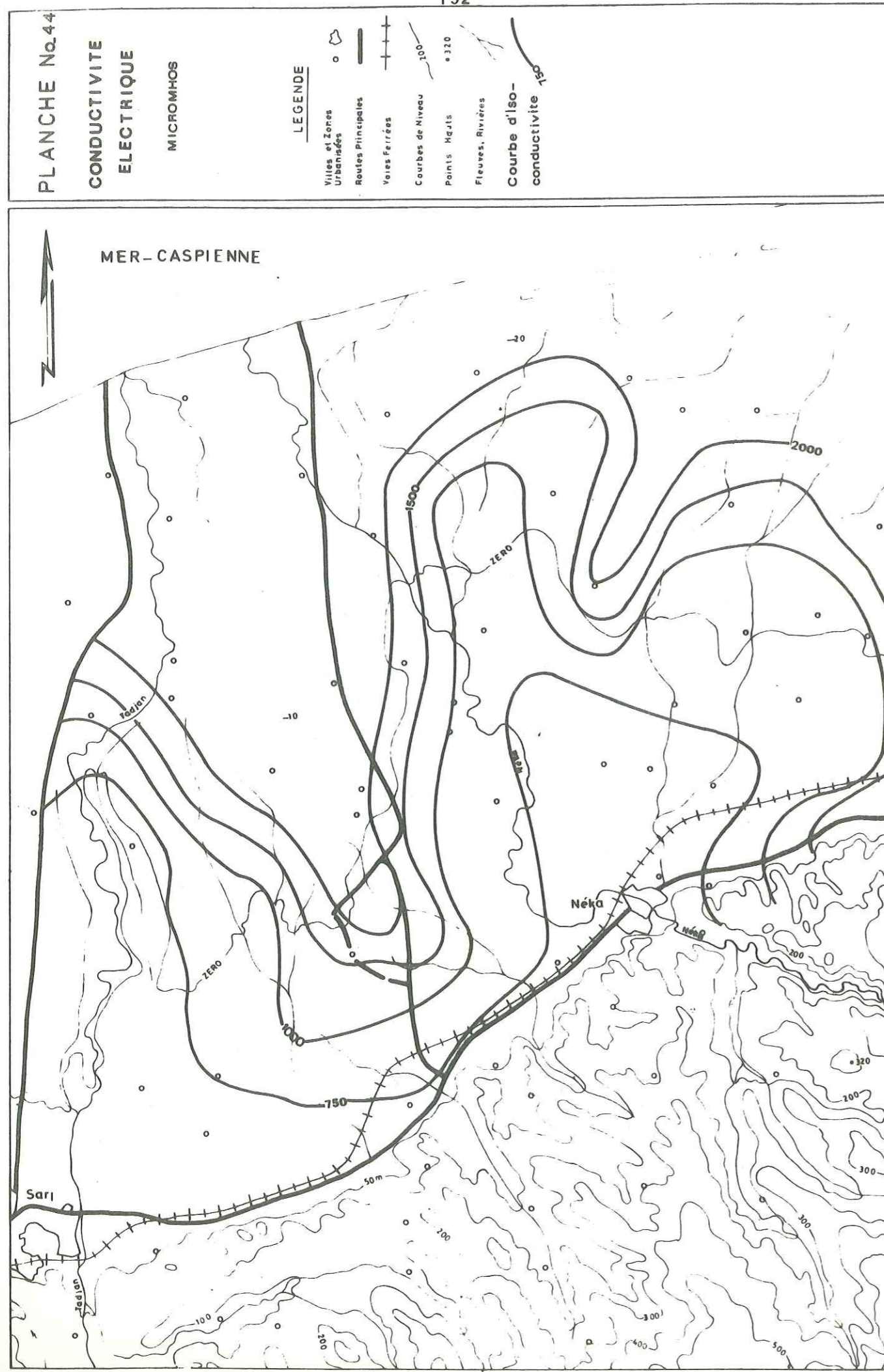
- La composition chimique d'une rivière varie dans le temps et dans l'espace. La variation de qualité chimique dans l'espace ne se limite pas seulement à une variation le long de la rivière mais aussi à une hétérogénéité de qualité hydrochimique à travers la section de la rivière qui, dans certains cas, peut aussi être considérable. Cette variation est dépendante de nombreux facteurs tels que la turbulence, la proximité d'une confluence, la nature des berges et du lit.

Donc, pour réunir des conditions favorables à l'étude chimique proportionnelles au but de ce travail, l'échantillonnage a été fait mensuellement sur les rivières et deux fois dans les périodes de basses eaux et de hautes eaux des puits des nappes libres et captives.

#### 8.2. - CONDUCTIVITE

C'est la conductance d'une colonne d'eau comprise entre deux électrodes de  $1 \text{ cm}^2$  de surface et séparées l'une de l'autre de 1 cm. On mesure la résistance opposée au passage du courant entre les deux électrodes plongées dans le liquide à analyser. Les résultats s'expriment en micromhos/cm.





La conductivité est une propriété physique globale de l'échantillon d'eau, elle constitue une bonne appréciation des matières en solution sous forme ionique.

La résistivité spécifique d'un liquide est fonction de la température, donc les résultats représentés dans ce chapitre sont corrigés et ramenés à 25°C.

La conductivité est aussi fonction de la concentration globale et de la concentration de chaque ion.

La corrélation entre la conductivité et la concentration est une droite entre 100 et 5 000  $\mu\text{mhos/cm}$ .

Le coefficient de corrélation varie généralement entre 0,5 et 1. Aucune corrélation n'existe entre la conductivité et la concentration de la silice quand elle est sous la forme moléculaire ou colloïdale. On sait bien que l'état colloïdal de la silice est contrôlé par le PH du milieu. Il y a une corrélation entre les débits des rivières et la conductivité mais cette corrélation n'est pas obligatoirement linéaire mais plutôt parabolique, ce qui peut être dû au tarissement progressif d'écoulements de surface et au commencement de vidange des eaux souterraines qui se manifeste par l'accroissement soudain de la conductivité en fonction de la diminution du débit.

La comparaison suivante des conductivités des eaux des rivières Tadjan et Néka et de la mer Caspienne représente les variations dans le temps et dans l'espace. Elle est aussi utile pour interpréter l'origine de la salinité des nappes de la plaine.

	Lieu de prélèvement	Date	Cl mg/l	Conductivité $\mu\text{mhos/cm}$
Tadjan	Soleiman Tanguéh	1977,6,12	12	480
	Kord Khy1	1977,3,10	18	370
	Kord Khy1	1977,6,10	24	1100
	Kord Khy1	1977,7,12	56	1680
Néka	Nowzarabad	1977,3,10	23	420
	Nowzarabad	1977,7,12	40	730
Mer	Galougah	1977,4,3	3064	14050
	Behshahr	1977,4,3	4930	23100
	Farahabad	1977,4,3	5125	24850

TABLEAU 34.



La carte d'iso-conductivité préparée est basée sur les mesures effectuées sur les échantillons prélevés dans la nappe profonde mais n'est pas très représentative de cette nappe parce que l'étanchéité des parois des puits profonds à travers la nappe superficielle est faible, ce qui permet un mélange d'eaux dont la conductivité d'une partie qui vient de la nappe libre est inférieure à celle de la nappe captive.

Les diagrammes corrélatifs ont été préparés pour déterminer les coefficients de corrélation de la conductivité et de la concentration en ions  $Cl^-$ ,  $Na^+$  et la somme des anions ( $CO_3H^-$ ,  $SO_4^{--}$ ,  $Cl^-$ ) en milli-équivalent par litre.

Les droites représentant la corrélation; conductivité, concentration en ions sont :

$$Cl \quad y = 119 + 520x$$

$$Na \quad y = 114 + 470x$$

$$\Sigma \text{ anions} \quad y = 100x$$

où y conductivité est exprimé en micromhos et x concentration en ion en milli-équivalent par litre.

8.3. - LA CARTE DE TDS (TOTAL DISSOLVED SOLIDS)

Les valeurs de TDS ont été obtenues à partir des analyses chimiques complètes des eaux de puits. Cette carte qui, au moyen des courbes de 500, 1000, 1500 divise les zones exploitables (favorables pour l'irrigation) et non exploitables, est en concordance avec la carte d'iso-conductivité préparée.

Le type d'eau est aussi montré sur cette carte. La zone sulfatée qui, normalement, se trouve entre les deux zones carbonatée et chlorurée, est disparue dans cette zone. Ceci peut être provoqué par l'alimentation des eaux douces et carbonatées de la zone montagneuse au Sud, l'évaporation dans la plaine et l'influence des eaux salées de la mer Caspienne au Nord. La zone chlorurée qui a progressé vers le Sud entre Tadjan et

Néka traduit l'importance de l'alimentation par ces deux rivières et la séparation hydrogéologique d'alimentation et l'écoulement souterrain fourni par elles.

8.4. - CLASSES DE POTABILITE DES EAUX

Au point de vue chimique, une eau potable doit quantitativement posséder certaines teneurs en sels dissous.

Les normes de classification de la potabilité des eaux ne sont pas partout les mêmes, mais, de toute façon, l'une des classifications qui est souvent utilisée est représentée ici.

ions	limites supérieures en mg/l
Pb	0,1
F	1,5
As	0,05
Se	0,05
Cr (hexavalent)	0,05
Cu	3,0
Fe + Mn	0,3
Mg	125
Zn	15
Cl	250
So <sub>4</sub>	250
TDS	500
TDS max	1000

Les eaux dont les TDS sont compris entre 1000 et 4000 mg/l sont classées comme "eaux mauvaises".

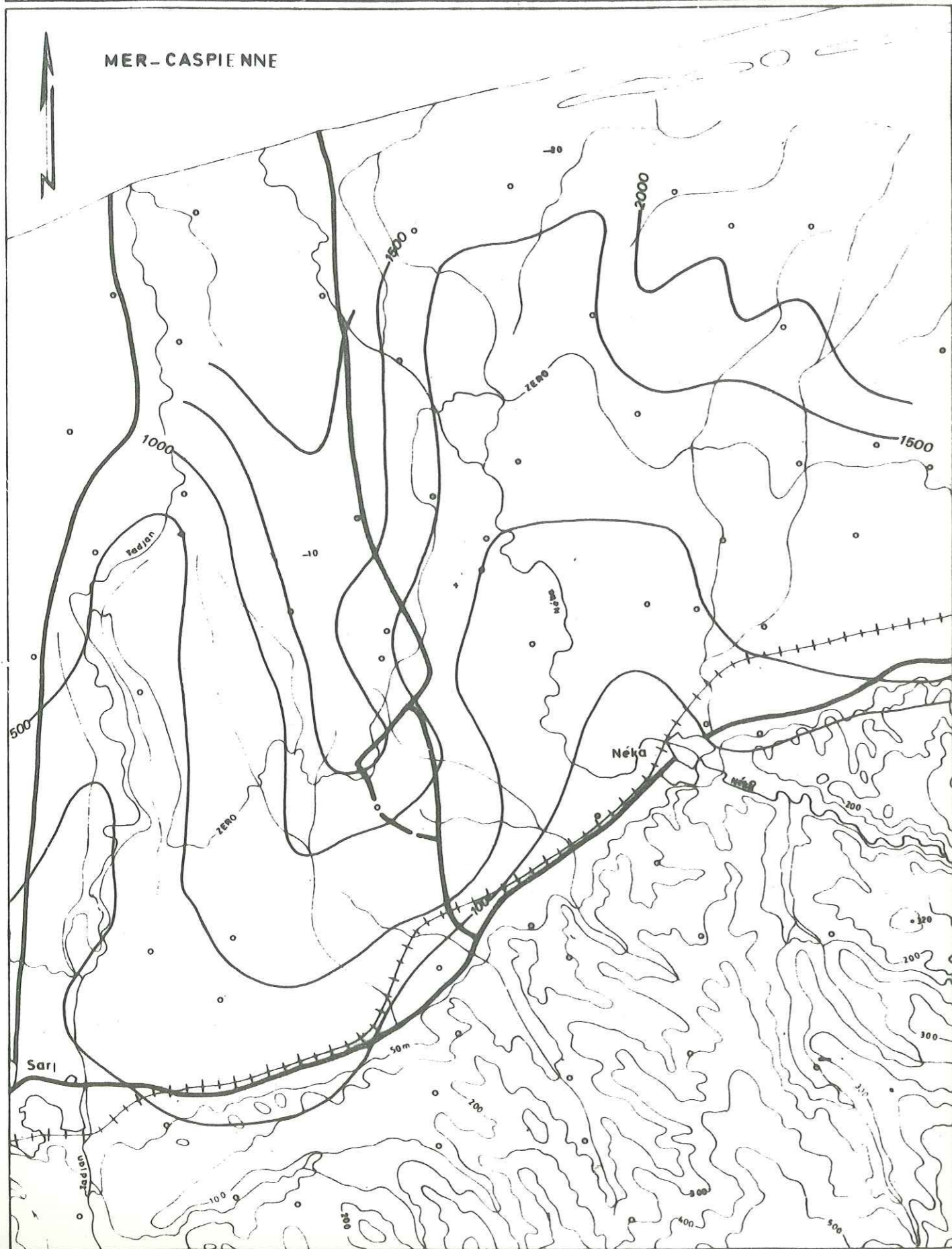
Pour établir une comparaison avec cette liste, nous indiquerons quelques valeurs des teneurs en Mg, Cl, SO<sub>4</sub>, TDS qui ont été mesurées en quelques points répartis sur une section allant du Sud vers le Nord.



LEGENDE

- Villes et Zones Urbanisées
- Routes Principales
- Vieses Ferrées
- Centres de Niveau
- Points Neuts
- Fleuves, Rivières
- Courbe d'iso

T.D.S.



Variation de potabilité des eaux souterraines, de Sari vers la mer Caspienne.

TDS mg/l	SO <sub>4</sub> mg/l	Cl mg/l	Mg mg/l	
428	82	31	34	Sud
752	175	35	42	
398	70	38	37	
<u>1012</u>	18	<u>402</u>	50	
<u>1500</u>	52	<u>654</u>	60	
<u>2880</u>	14	<u>1445</u>	71	Nord

TABLEAU 35.

Les valeurs qui sont supérieures à la limite de potabilité sont soulignées.

8.5. - CLASSIFICATION DES EAUX POUR L'IRRIGATION

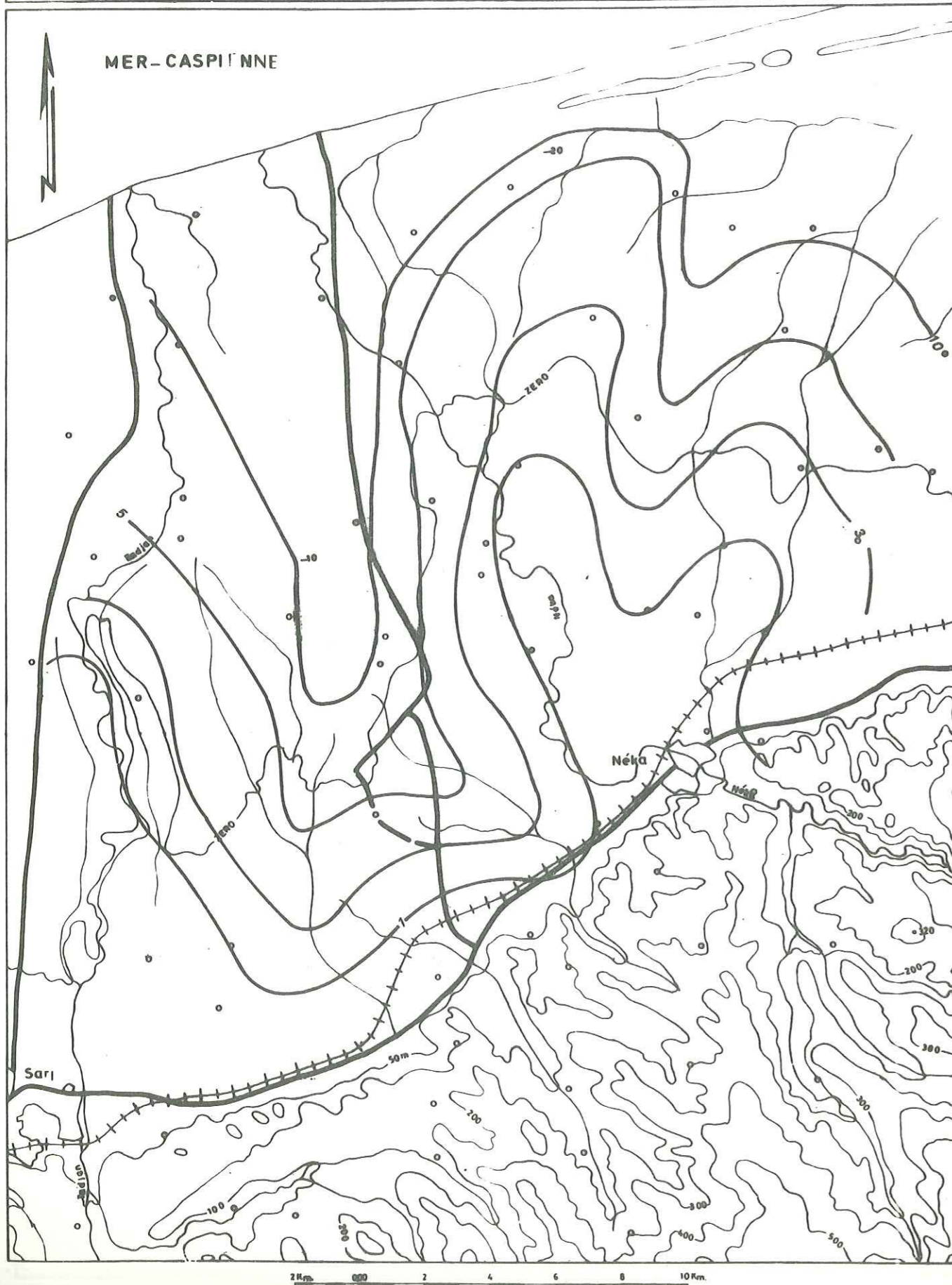
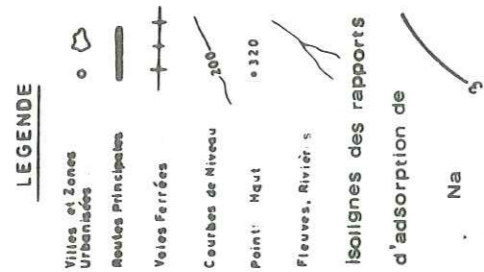
L'un des buts importants de l'étude de la qualité des eaux souterraines est de trouver les zones qui sont favorables à exploiter pour la consommation agricole.

L'appropriation des eaux souterraines pour l'irrigation dépend de l'effet des sels minéraux qui existent dans l'eau, sur le sol et les végétaux. Les sels minéraux ont deux effets différents sur les végétaux :

- 1 - ils limitent l'adsorption de l'eau en changeant l'action osmosique
- 2 - certains d'entre eux, par leur contamination, créent les réactions métaboliques.

Les effets des sels minéraux sur les sols qui causent les changements dans la structure du sol et dans sa perméabilité ont des effets indirects sur les végétaux. Il est difficile de se borner aux limites de concentration des sels minéraux dans l'eau pour l'agriculture, parce que les degrés de tolérance de salinité des végétaux sont différents.





Selon la classification de Wilcox, la qualité des eaux d'irrigation est conditionnée principalement par la conductivité (salinité) et le danger d'alcalinisation des sols et par la teneur en bore.

Le sodium, par sa combinaison avec les sols, diminue leur perméabilité. Donc, la concentration en Na dans la classification des eaux d'irrigation est très importante. Les sols qui ont une grande portion de Na et dont l'anion prédominant est  $\text{CO}_3^{--}$  sont des sols alcalins et ceux dont l'anion prédominant est  $\text{Cl}^-$  ou  $\text{SO}_4^{--}$  s'appellent les sols salés. Généralement aucun d'eux, s'ils sont saturés en Na n'est favorable pour les végétaux.

La classification des eaux pour l'irrigation  
selon Wilcox

Classe d'eau	Conductivité à 25°C Ec x 10 <sup>6</sup>	Na %	Bore en mg / l		
			Cultures		
			Tolérantes	Semi-tolérantes	Sensibles
1	< 250	20	< 1.00	< 0.67	< 0.33
2	250 - 750	20 - 40	1.0 - 2.0	0.67 - 1.33	0.33 - 0.67
3	750 - 2000	40 - 60	2.0 - 3.0	1.33 - 3.0	0.67 - 1.0
4	2000 - 3000	60 - 80	3.0 - 3.75	2.0 - 2.5	1.0 - 1.25
5	> 3000	> 80	> 3.75	> 2.5	> 1.25

TABLEAU 36.

Les eaux de ces classes sont considérées comme :

Classe 1 : excellente - classe 2 : bonne - classe 3 : acceptable -  
classe 4 : douteuse - classe 5 : inutilisable pour l'irrigation.

Dans ce tableau, Na est exprimé en pourcentage et calculé par la formule :

$$\% \text{ Na} = \frac{100 (\text{Na}^+ + \text{K}^+)}{\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++} + \text{Na}^+ + \text{K}^+}$$

Les concentrations en ions sont exprimées en me/l.

Pour la classification des eaux de la plaine, nous avons utilisé les taux d'absorption de sodium (S.A.R.)

$$S A R = \frac{Na^+}{\sqrt{(Ca^{++} + Mg^{++})/2}}$$

(Ca, Mg, Na sont exprimés en me/l).

En utilisant le S.A.R., quatre classes peuvent être déterminées :

classe	S A R
----- Excellente	< 10
Bonne	10 - 18
Moyenne	18 - 26
Mauvaise	> 26

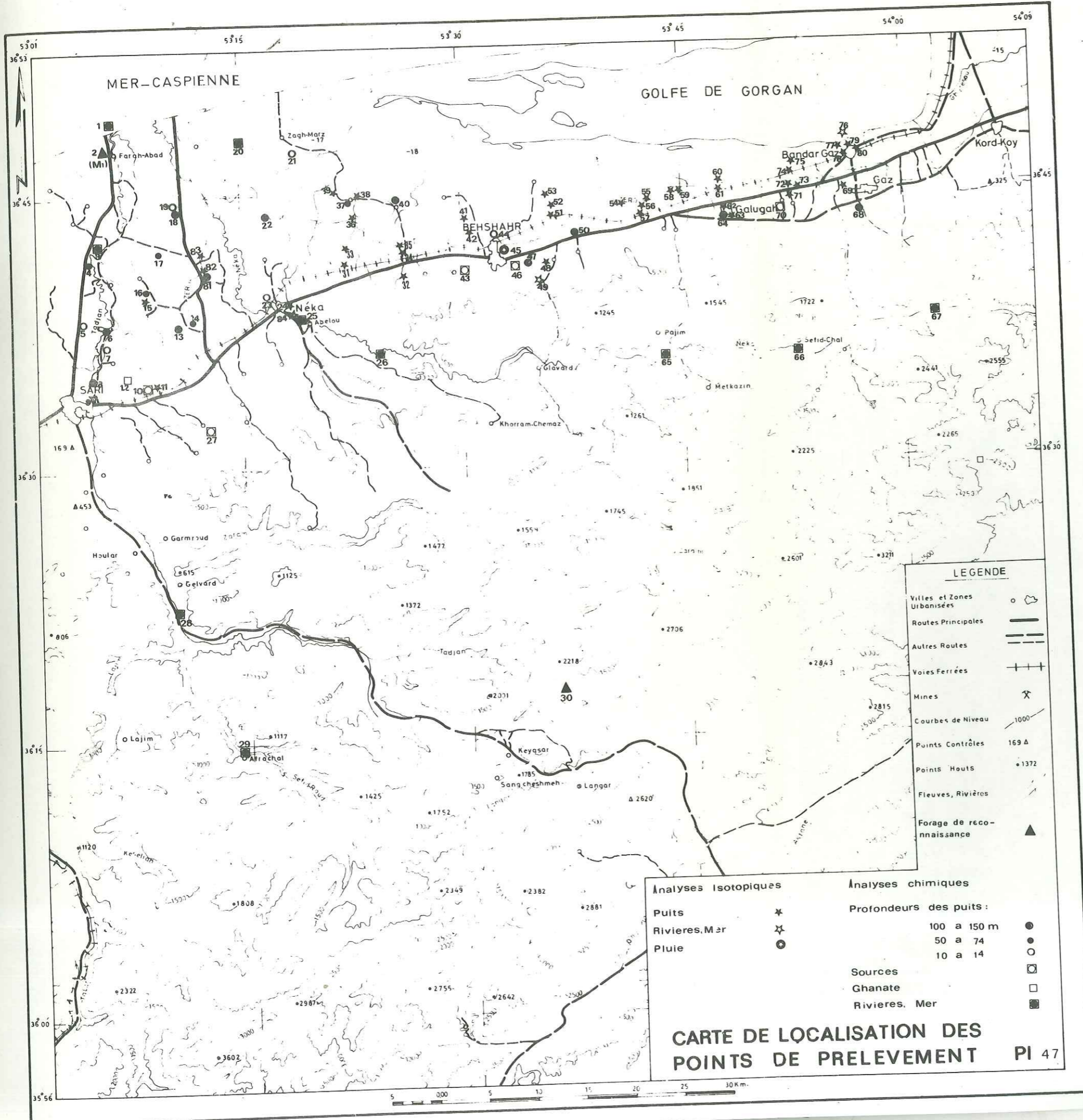
Une carte de S.A.R. a été préparée et en comparant cette carte à celle d'iso-conductivité, on met en évidence que, dans les conditions actuelles sauf au Nord de la courbe d'isoconductivité 1500, la qualité d'eau souterraine n'est pas un facteur restrictif pour l'agriculture dans la plaine de Sari.

#### 8.6 - LES RELATIONS IONIQUES DES EAUX SOUTERRAINES

Les relations ioniques sont fortement liées aux conductivités des eaux souterraines dans la plaine de Sari. Dans les zones où la teneur en ions  $SO_4^{--}$  est très petite, si la valeur de T.D.S. est inférieure à 1000 mg/l, la zone est carbonatée. Si la teneur en  $SO_4^{--}$  augmente jusqu'à son maximum dans cette zone, la limite des zones carbonatée et chlorurée approximativement coïncide avec une valeur de T.D.S. égal à 150 mg/l. De toute façon, dans la plaine de Sari, les eaux sont carbonatées quand T.D.S. < 1000, les eaux sont chlorurées quand T.D.S. > 1500.

Les relations ioniques des eaux souterraines de la plaine sont les suivantes :





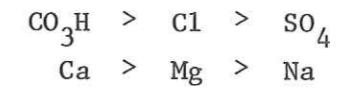
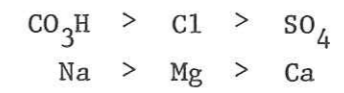
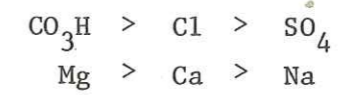
**LEGENDE**

Villes et Zones Urbanisées	○
Routes Principales	—
Autres Routes	- - -
Voies Ferrées	+ + +
Mines	✕
Courbes de Niveau	1000
Points Contrôles	169 Δ
Points Hauts	• 1372
Fleuves, Rivières	~
Forage de reconnaissance	▲

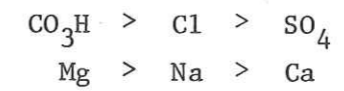
<b>Analyses isotopiques</b>		<b>Analyses chimiques</b>	
Puits	✕	Profondeurs des puits:	
Rivieres, Mer	✕	100 a 150 m	●
Pluie	⊙	50 a 74	○
		10 a 14	○
		Sources	□
		Ghanate	□
		Rivieres, Mer	■

**CARTE DE LOCALISATION DES POINTS DE PRELEVEMENT PI 47**

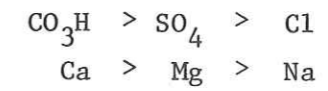
au Sud de la plaine :



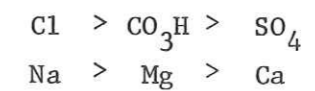
les puits



dans quelques puits au Sud de la plaine :

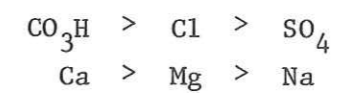
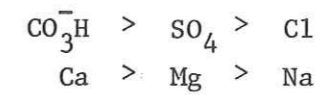


au Nord de la plaine :

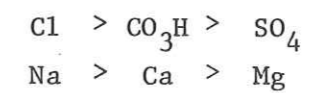


Aux sources,

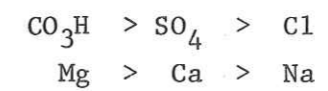
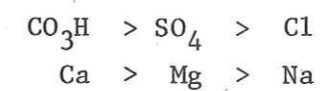
au Sud :



du centre de la plaine :

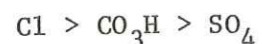


Les rivières de Tadjan et de Néka :





Vers l'Est de la plaine, le faciès est en général



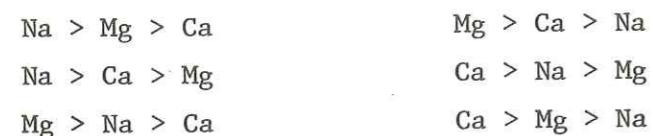
et les cations présentent toutes les combinaisons possibles entre eux.

Le remplacement des eaux bicarbonatées par les eaux chlorurées vers l'Est commence à 10 km à l'Est de la ville de Néka. Ce changement de faciès est accompagné par l'augmentation très nette du taux des résidus secs. Grâce aux analyses chimiques effectuées sur les échantillons des divers points, on peut mettre en évidence que ni les écoulements souterrains venant des calcaires du Malm, ni les phénomènes d'évaporation de la surface de la nappe libre ne jouent un rôle efficace dans ce changement de faciès. Par contre, les eaux connées existant dans les dépôts de la plaine sont les responsables du changement de faciès chimique, ainsi que de l'augmentation des teneurs en sels.

En général, suivant l'importance des anions et des cations, on aura les divisions suivantes :



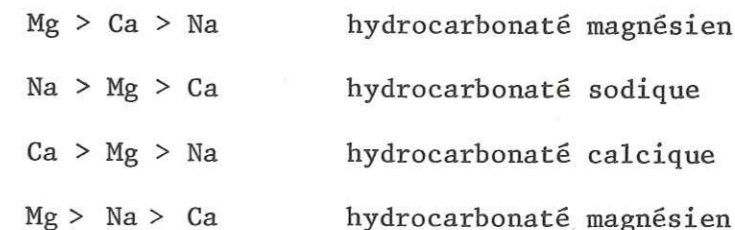
et dans chacune d'elles :



On a ainsi 36 combinaisons possibles. Dans la plaine de Sari, on n'observe que dix combinaisons. En tenant compte de l'importance d'abord des anions et ensuite des cations, les résultats obtenus à partir des analyses chimiques d'une certaine quantité d'échantillons nous permettent, dans la plaine de Sari, de donner la classification des eaux suivante :

Classe 1

Dans cette classe, nous avons  $\text{H CO}_3 > \text{Cl} > \text{SO}_4$ . 45 % des échantillons appartenant à cette classe se rencontrent : surtout dans un secteur Nord-Est qui s'étend de la ville de Néka jusqu'à dix kilomètres vers l'Ouest. Le rapport  $r \text{SO}_4/r \text{Cl}$  varie entre 143 et 1. Ce rapport diminue d'une part en fonction de la profondeur de la surface piézométrique et de la distance entre le point de prélèvement et la rivière, d'autre part du Sud vers le Nord et de l'Ouest vers l'Est. La concentration en bicarbonates et carbonates dans cette classe varie entre 4.2 et 8.1 mequ/l, ce qui correspond selon la classification de Schoeller aux eaux hypercarbonatées et bicarbonatées normales. Dans cette classe, on peut distinguer les faciès suivants (selon la classification de Souline) :



Classe 2



Cette classe représente 20 % de nos échantillons. On rencontre cette classe à l'Ouest du secteur précédent. Le rapport  $r \text{SO}_4/r \text{Cl}$  varie entre 1 et 2.5. Cette zone indique une alimentation importante directe. Mais il faut surtout dire que c'est la rivière de Tadjan qui crée cette classe en alimentant la nappe superficielle. Ce fait est confirmé aussi par la comparaison entre la zone d'influence de cette rivière (la carte piézométrique) et l'extension de cette classe. Les relations entre les cations de cette classe sont

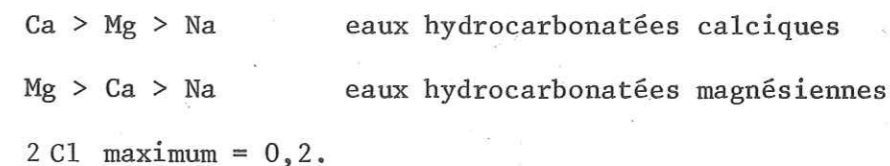
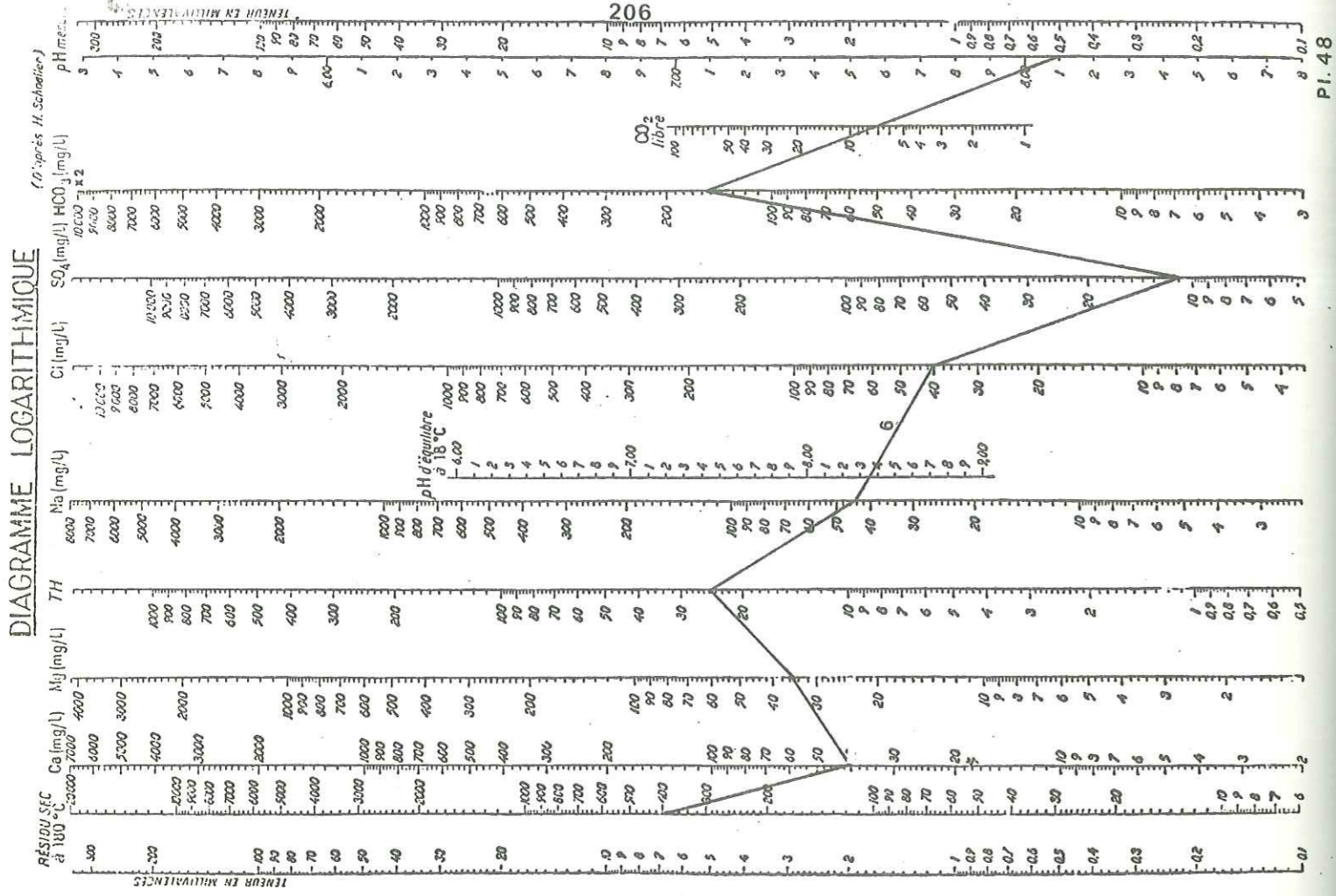




DIAGRAMME LOGARITHMIQUE



Pi. 48

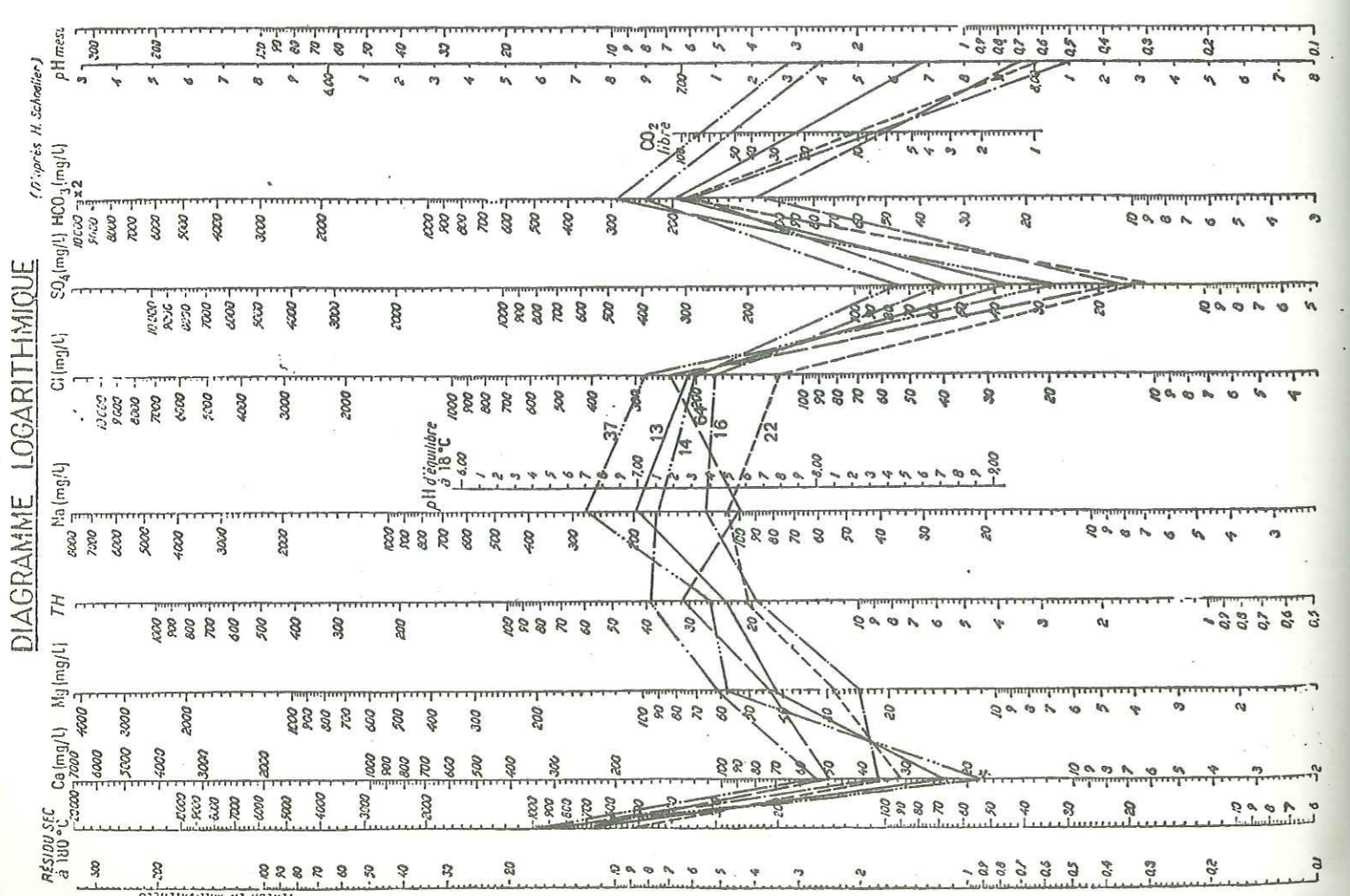


DIAGRAMME LOGARITHMIQUE

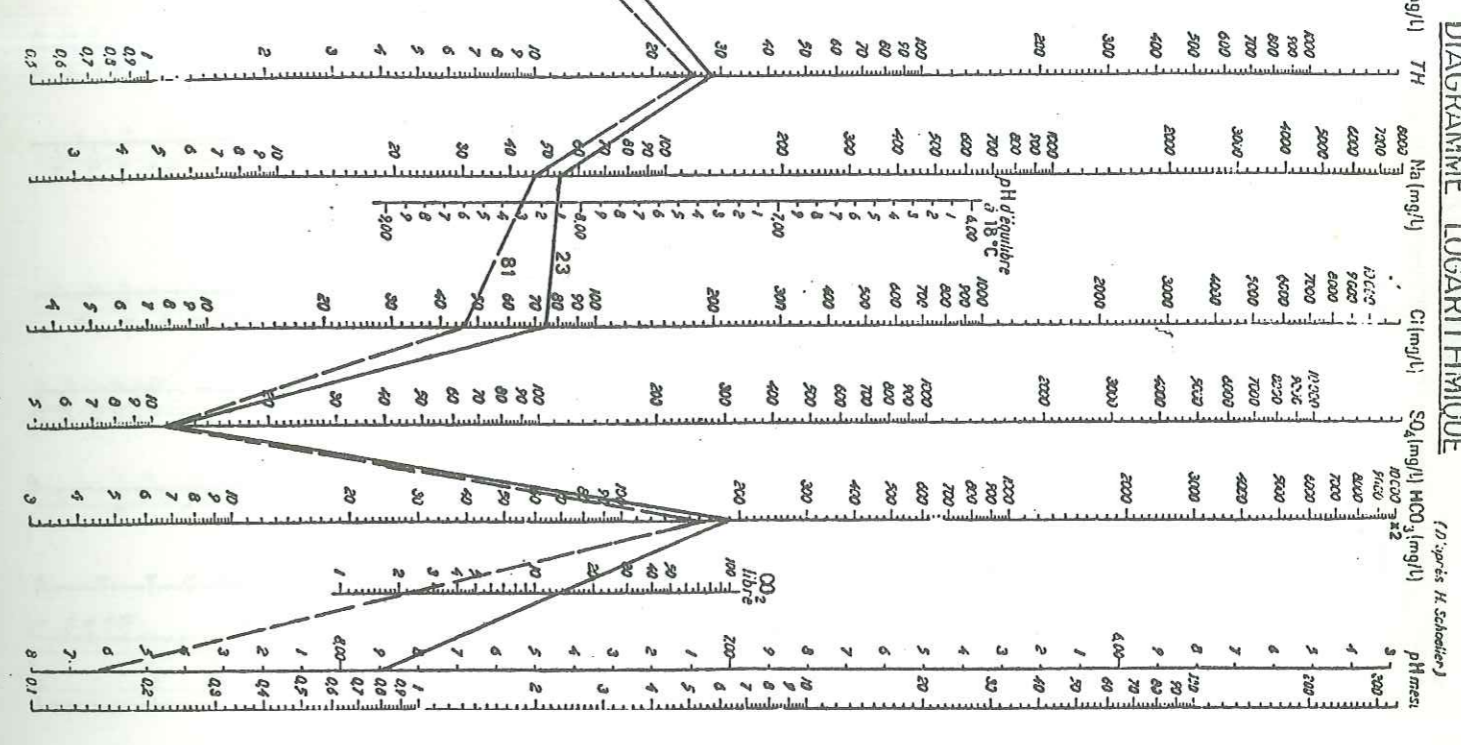


DIAGRAMME LOGARITHMIQUE

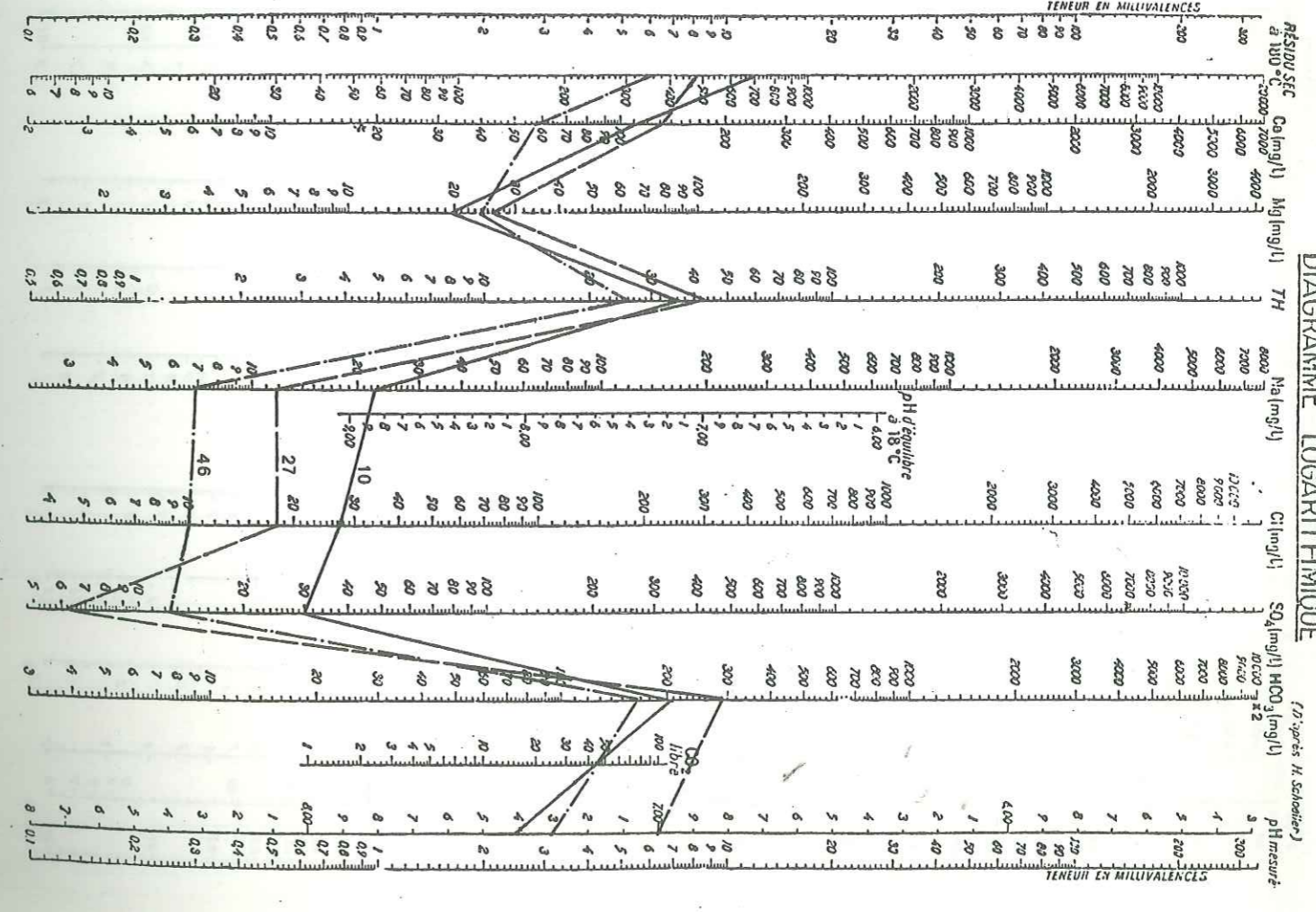


DIAGRAMME LOGARITHMIQUE







DIAGRAMME LOGARITHMIQUE

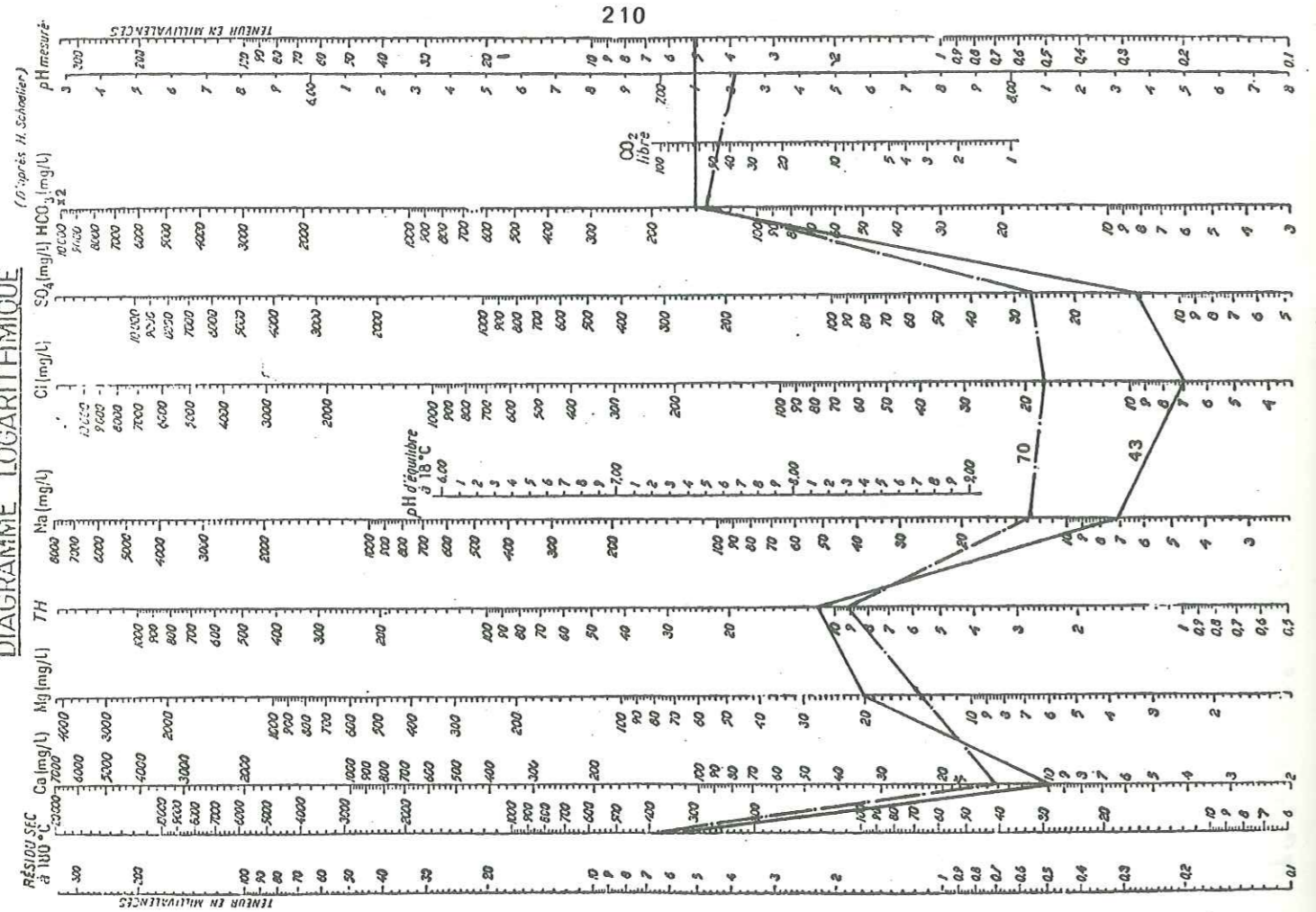


DIAGRAMME LOGARITHMIQUE

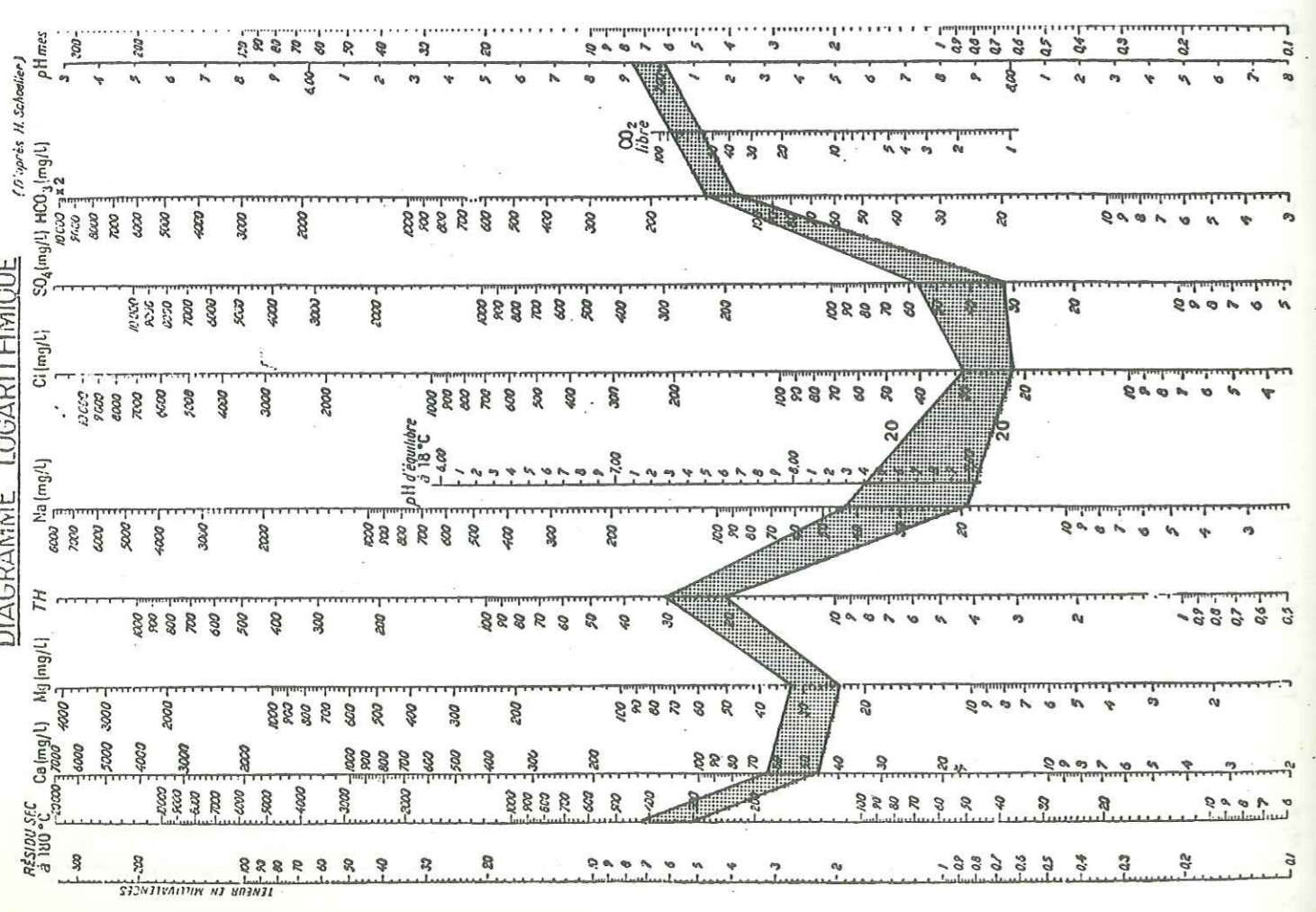


DIAGRAMME LOGARITHMIQUE

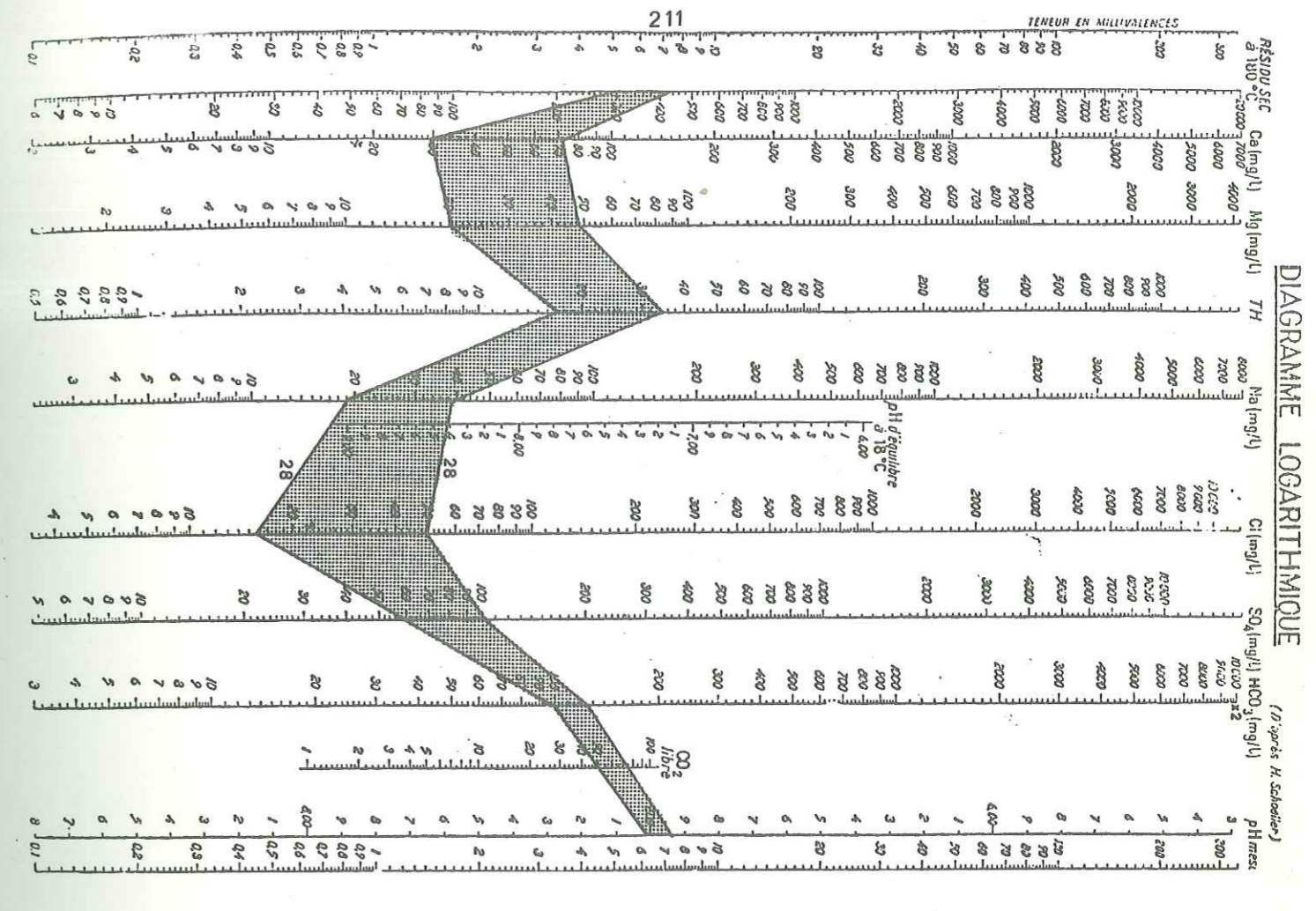
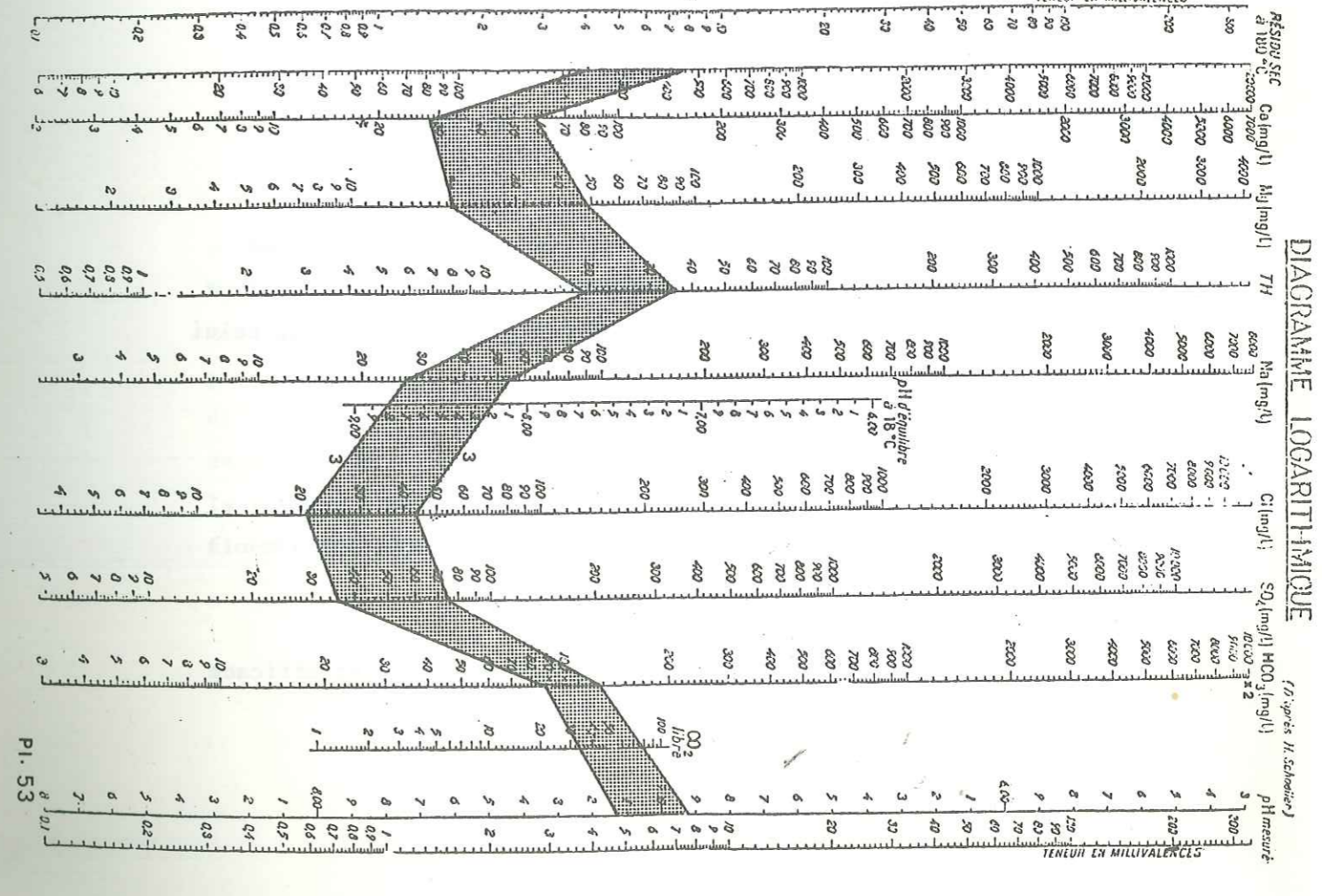
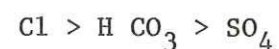


DIAGRAMME LOGARITHMIQUE





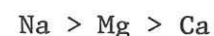
Classe 3



Cette classe comprenant 29 % des échantillons, couvre tout le Nord et l'Est de la plaine. Pour établir cette classe, trois facteurs jouent des rôles efficaces :

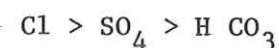
- 1 - l'évaporation à partir de la surface de la nappe libre, qui est à une profondeur inférieure à trois mètres ;
- 2 - les eaux connées ;
- 3 - la contamination des eaux par les eaux salées de la mer Caspienne.

Dans cette classe, on distingue deux faciès qui appartiennent aux eaux chlorurées sodiques.



r Cl, variant entre 8 et 79, situe ces eaux entre les eaux chlorurées normales et chlorurées moyennes.

Classe 4



Cette classe avec 5 % des échantillons ne présente pas une grande signification, surtout qu'elle se trouve dans la zone de contact des classes 2 et 3. Dans cette classe, le seul faciès existant est celui des eaux chlorurées sodiques.



8.7. - CONCLUSION

Les eaux de l'écoulement souterrain qui ont une part efficace

dans l'alimentation des nappes de la plaine sont pauvres en chlorures et sulfates et riches en bicarbonates. La majeure partie du résidu sec appartient aux ions H CO<sub>3</sub>, Ca et Mg. Cependant, il n'y a que peu de Ca et Mg, car ces eaux contiennent très peu de SO<sub>4</sub>, ce qui entraîne un degré hydrotimétrique relativement faible. Ces résultats ainsi que l'ensemble de notre étude dans ce chapitre montrent que les circulations des eaux dans la zone montagneuse se font en grande partie dans les calcaires, dont les porosités sont des porosités des fissures. Dans la circulation des eaux, les schistes métamorphiques de Gorgan et les formations du Miocène n'ont que très peu d'importance. Ces faits confirment notre classification du comportement hydrogéologique des formations (VI.2.1.).

La concordance de la carte d'isoprofondeur de la nappe superficielle avec la carte d'isoconductivité (la conductivité augmente lorsque la profondeur de la nappe diminue, ce qui témoigne d'une évaporation importante à la surface de la nappe superficielle) a confirmé les résultats de notre bilan (VII.6.2.), dans lequel l'évaporation au cours de l'infiltration des eaux de précipitations et à la surface de la nappe superficielle est de 64,36 MMC/an.

Sur une partie des trajets des rivières de Tadjan et Néka, la conductivité des eaux de la nappe diminue. Cette diminution de conductivité est une conséquence de l'alimentation de la nappe par les rivières.

On peut voir une concordance entre la carte d'isoconductivité et la carte piézométrique, en ce qui concerne les zones d'alimentation de la plaine. La diminution des teneurs en sels de la nappe profonde dans le domaine d'alimentation de la nappe superficielle par les rivières, prouve qu'il existe un mouvement vertical naturel entre ces deux systèmes de nappes (VII.6.2.). L'absence de zone sulfatée indique l'alimentation de la plaine par les eaux douces et bicarbonatées au Sud l'évaporation de la surface libre de la nappe libre au centre et Sud de la plaine et l'influence des eaux salées de la mer Caspienne au Nord.

CHAPITRE IX - ETUDE ISOTOPIQUE

- Tritium

-  $^{14}\text{C}$

- Conclusion

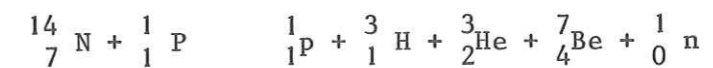


## C H A P I T R E IX

### ETUDE ISOTOPIQUE

#### 9.1. TRITIUM

Le Tritium (T = 12.26 ans) se désintègre en émettant un rayonnement  $\beta$  dont l'énergie maximum est de 18 kilos électron-volts. Par désintégration, il produit de l'hélium isotope stable  ${}^3_2\text{He}$ . Le tritium est produit par l'action de la composante neutronique du rayonnement cosmique sur les constituants gazeux de l'atmosphère



Les concentrations en tritium sont généralement exprimées en Unité-Tritium ou UT. Une teneur de 1 UT correspond à 1 atome de Tritium pour  $10^{18}$  atomes d'hydrogène

$$\text{UT} = \frac{1 \cdot {}^3_1\text{T}}{10^{18} \cdot {}^1_1\text{H}}$$

En tenant compte du coefficient de désintégration d'une unité de tritium qui est de 7,19 désintégrations par minute, l'activité d'une unité Tritium sera égale à 3,2 pCi/l (1 pCi =  $10^{12}$  Ci, 1 Ci = 2,22 désintégration par minute).

Depuis les essais thermonucléaires aériens, sa production naturelle étant masquée par la production artificielle, le Tritium doit être considéré comme un isotope artificiel. Le 31 octobre 1952, les Américains en faisant exploser la première bombe thermonucléaire, ont introduit 5 kg

de Tritium artificiel dans l'atmosphère, c'est-à-dire plus que la quantité totale de Tritium naturel qui était voisine de 3.5 kg. Chaque groupe important d'explosions thermonucléaires a déterminé un maximum de teneur dans les précipitations. On a observé de tels maximums en 1954, 1959 et 1963. Autour de ces grandes variations, on observe des variations secondaires dans le temps (maximum estival) et dans l'espace (effet de latitude et de continentalité). Sous ces aspects, donc le tritium apparaît comme un marqueur relatif des eaux. Dans la plaine de Sari-Behshahr, les échantillons prélevés en 1971 et 1978 et les analyses par les méthodes de scintillation liquide ou gazeuse (tableau 37) nous permettent l'interprétation suivante : La teneur en tritium dans les eaux de précipitations du 1er Octobre 1971 à Behshahr est de 119 UT. Cette valeur est très proche de la valeur moyenne des précipitations dans la région étudiée et est comparable à celle des précipitations en Europe Centrale à la même époque et dans des conditions locales identiques. Les valeurs de 86 UT dans la rivière de Néka (échantillon 84) et 76 UT dans le fleuve d'Abbas-Abad (échantillon 49) sont proches de la valeur moyenne de la teneur en tritium des eaux de pluie de la région. La rivière de Tadjan avec 151 UT a une teneur en tritium supérieure à celle de l'eau de pluie à Behshahr. Ce fait peut avoir deux causes :

1 - le bassin versant de Tadjan se trouve au Sud de la ville de Behshahr et sa distance moyenne à la mer Caspienne est de 40 km supérieure à celle de Behshahr. De même son altitude moyenne présente une différence de 1 400 mètres avec celle de Behshahr et on sait qu'en raison de l'effet de continentalité, la teneur en tritium augmente loin des masses d'eau, et également en fonction de l'altitude mais il n'existe pas de différences d'altitude suffisante entre les bassins versants de Néka et de Tadjan qui puisse justifier l'influence de l'altitude sur la disparité des teneurs en tritium observées.

2 - Dans le bassin versant de Tadjan, les formations à perméabilités modestes et les formations semi-perméables sont bien développées, ce qui entraîne une circulation très lente des eaux souterraines.

Le temps de résidence des eaux dans les réservoirs de ces formations va donc être de quelques années. Autrement dit l'échantillon

prélevé dans la rivière de Tadjan en période d'étiage contient une quantité importante d'eaux qui sont tombées les années précédentes et qui possèdent une teneur en tritium plus élevée que celle de l'année 1971.

Les deux hypothèses invoquées ici peuvent intervenir séparément ou simultanément.

En ce qui concerne des eaux souterraines de la plaine de Sari Bahshahr, leurs faibles teneurs en tritium sont le signe d'une alimentation antérieure aux explosions thermonucléaires de 1954. Les valeurs obtenues par la méthode de scintillation gazeuse se rangent entre 0,5 et 1,8 UT. La teneur en tritium des précipitations tombées pendant la période antérieure à 1954 dans la région de Tadjan-Néka peut être estimée à 15 UT par comparaison avec d'autres régions du monde.

A partir de la formule classique de  $n = n_0 e^{-\lambda t}$ , on pourrait être tenté de calculer l'âge de ces eaux et on obtiendrait ainsi :

$$t = \frac{T_{1/2}}{\ln 2} \ln \frac{UT_0}{UT}$$

$$t_1 = \frac{12,26}{0,693} \times \ln \frac{15}{0,5} \quad t_1 = 60 \text{ ans}$$

$$t_2 = \frac{12,26}{0,693} \times \ln \frac{15}{1,8} \quad t_2 = 37,5 \text{ ans}$$

ce qui signifie que la nappe captive de la plaine de Sari contient les eaux de précipitations de la période (1934-1977).

Pour ce calcul, on suppose qu'il n'existe pas de mélange entre les eaux anciennes et les eaux de précipitations postérieures à 1954. Or, nos études dans les chapitres précédents ont mis en évidence une infiltration dans la plaine et donc la condition de non mélange n'est pas réalisée. Les nappes de la plaine de Sari contiennent donc des eaux plus âgées que les valeurs obtenues, et le réservoir de la nappe captive ne contient



qu'une quantité négligeable d'eau postérieure à 1954.

Par ailleurs, dans notre calcul, nous avons supposé que les échantillons étaient prélevés dans des eaux qui passent à travers le réservoir sans se mélanger à l'ensemble de celui-ci. Or nos échantillons sont prélevés dans les puits par pompage, et, dans ce cas, il est certain que même s'il n'y avait pas eu mélange naturel au sein du réservoir, on aurait provoqué un mélange artificiel lors du pompage. Notre étude chimique nous a montré qu'il existait un mélange naturel dans les nappes. Il s'ensuit que les molécules d'eau dans nos échantillons n'ont pas toute le même âge. Les âges se distribueront entre 37 ans et l'infini (en supposant que la nappe captive n'est pas encore alimentée par les eaux des précipitations postérieures à 1954). En conséquence, l'emploi d'un modèle de mélange des eaux devrait nous apporter des résultats satisfaisants :

Les résultats les plus satisfaisants ont été obtenus en postulant que les sorties  $s_n$  étaient fonctions linéaires des entrées  $E_n$ , le volume de la recharge en eau étant considéré comme constant (lié à l'année pluviométrique moyenne).

$$S_n = a_0 E_n + a_1 E_{n-1} + \dots + a_p E_{n-p} + \dots$$

Ce qui signifie que les eaux émergent pendant l'année n sont un mélange de 100.a<sub>0</sub> % d'eau de la précédente recharge, 100 x a<sub>1</sub> % d'eau de l'avant dernière recharge, etc...

Cette expression peut s'écrire sous la forme condensée

$$S_n = \sum_{p=0}^{p=\infty} a_p \cdot E_{n-p} \quad \text{avec} \quad \sum_{p=0}^{p=\infty} a_p = 1$$

Dans une nappe homogène

$$S_n = \alpha E_n + \lambda (1 - \alpha) S_{n-1}$$

La recharge de teneur  $E_n$  se mélange donc à la nappe homogène de teneur  $S_{n-1}$  à la fin de l'année n-1, et ceci dans les proportions respectives  $\alpha$  et  $1-\alpha$ .

$\alpha$ , (coefficient de recharge) est un paramètre compris entre 0 et 1 :  $\lambda = 0,95$  est le facteur de décroissance du Tritium pour un an. On peut donc écrire  $a_p = \alpha (1-\alpha)^p$  qui satisfait à la condition :

$$\begin{aligned} p &= \infty \\ \sum_{p=0}^{\infty} \alpha (1-\alpha)^p &= 1 \\ p &= 0 \end{aligned}$$

En définitive et en tenant compte de la décroissance du tritium :

$$\begin{aligned} p &= \infty \\ S_n &= \sum_{p=0}^{\infty} \alpha (1-\alpha)^p \cdot \lambda^p \cdot E_{n-p} \\ p &= 0 \end{aligned}$$

Et, l'âge moyen  $t_m$  des eaux en fonction du coefficient de recharge  $\alpha$  sera calculé à partir de la formule suivante (P. Olive, 1974).

$$t_m = \frac{2 - \alpha}{2\alpha}$$

Pour évaluer le coefficient de recharge  $\alpha$  de la nappe captive, nous devons obtenir le rapport de la recharge totale de cette nappe (dans la plaine de Sari) à son volume géologique. En tenant compte de tous les paramètres disponibles, tels que la grandeur et l'épaisseur du réservoir et le coefficient d'emménagement, le volume permanent de ce réservoir est voisin de  $224 \times 10^7 \text{ m}^3$ . Si nous admettons que la recharge totale de cette nappe pendant la période (76-77) est égale à la recharge totale moyenne interannuelle (VII.6.2), le coefficient de recharge sera :

$$\alpha = \frac{27,03 \times 10^6 + 5,3 \times 10^6}{224 \times 10^7} \# 1,44 \%$$



Ce point est très important à noter car la nappe captive de la plaine de Sari serait alimentée par une quantité d'eau égale à 1,44 % du volume du réservoir, mais les eaux alimentant cette nappe ont traversé lors de leur écoulement souterrain soit une distance assez longue dans les formations de la zone montagneuse (écoulement horizontal), soit une couche peu perméable séparant la nappe superficielle de la nappe captive. (écoulement vertical). La vitesse de l'écoulement dans chacun de ces deux cas est lente, et les eaux en arrivant à la nappe captive sont déjà des eaux anciennes. Le temps de résidence moyen des eaux dans la nappe captive qu'il ne faut pas confondre avec l'âge des eaux qui est beaucoup plus grand. serait :

$$t_m = \frac{2 - \alpha}{2\alpha} = 69,5 \text{ ans}$$

Les échantillons n° (24, 48, 63, 69) avec des teneurs en tritium entre 69 et 86 UT indiquent une alimentation postérieure à 1954 ; le puits n° 24 est alimenté par la rivière Néka ; les puits n° 48 et 63 qui sont creusés dans les matériaux grossiers près des piémonts reçoivent une infiltration directe des eaux de précipitations. On a mis ainsi en évidence qu'une partie des eaux alimentant la plaine s'infiltré en bordure sud de celle-ci et au voisinage immédiat des piémonts. Le puits 69 est un puits peu profond creusé dans la nappe superficielle, qui est directement alimentée par les eaux des précipitations.

L'échantillon prélevé dans le puits n° 86 qui se trouve en bordure de la rivière de Tadjan résulte certainement d'un mélange d'une faible quantité d'eau récente dans un grand volume d'eau ancien. Ceci prouve qu'il existe un mouvement vertical de la nappe superficielle vers la nappe captive. Ce mouvement ne peut s'observer qu'aux alentours des rivières comme nous l'avaient déjà montré les études piézométrique et chimique et le bilan hydrogéologique de la plaine.

Enfin, l'étude des teneurs en Tritium des eaux permet de constater qu'il n'y a pas d'écoulement souterrain de la mer Caspienne vers la plaine.

	Date de Prélèvement	Prof. des puits m	<sup>3</sup> H UT		14C %	13C Δ 13C P D B ‰	V <sub>2</sub> H Δ D SMOW ‰	18O
			S.liquide	M.gazeuse				
9	30.09.71	R. Tadjan	151.2+4.6					
11	5.10.71	-	<10,1		57.5+1.1			
15	25.06.71	60			22.2+4.3			
24	5.10.71	90	76.3+3.9		82.8+1.3			
31	16.06.71	45			62.7+2.0			
32	5.10.71	-			61.8+1.0			
33	14.06.71	60			51.3+1.3			
34	9.06.71	-			35.4+2.5			
35	12.06.71	-			42.9+0.1			
36	13.06.71	56			36.0+1.0			
38	13.06.71	60			5.9+2.6			
39	17.06.71	-			15.6+1.7			
41	9.06.71	48			43.4+1.1			
42	8.06.71	50			50.1+4.0			
45	30.09.71	Pluie		119.8+5.8	-			-86.16
48	4.10.71	55	69.5+4.0		66.8+1.0			
49	4.10.71	Fleuve	76.9+4.1	57.6+4.4	87.6+1.2			
51	6.06.71	48			65.4+1.3			
52	7.06.71	48			63.9+0.9	-14,47		
53	25.06.71	29			46.7+0.9			
54	3.10.71	220			51.1+0.8			
55	3.06.71	72			67.4+0.2			
56	5.06.71	87			67.7+0.9			
57	5.06.71	82			65.1+2.2			
58	3.10.71	56		0.81+0.63	56.2+5.6	-13.26		-44.83
59	3.06.71	120	< 8.3	0.5+0.3	36.5+1.0	-16.73		-48.99
60	1.10.71	48			52.4+1.1			
61	1.10.71	70			69.0+4.5			
62	18.05.71	-	< 5.2					
63	3.10.71	75	80.3+4.2		72.9+1.1	-13.80		
69	-	-	86.0+3.6					
71	-	-	< 6.7					
72	-	-	< 8					
73	16.06.71	125	< 9.2		41.8+1.7			



	Date de Prélèvement	Prof. des puits m	<sup>3</sup> H UT		<sup>14</sup> C %	<sup>13</sup> C Δ <sup>13</sup> C P D B %	V <sub>2</sub> <sup>H</sup> Δ <sup>1</sup> D SMOW %	<sup>18</sup> O
			S. liquide	M. gazeuse				
74	12.05.71	62	< 9.3		79.2±1.2			
75	16.05.71	25			42.1±1.0			
76	2.10.71	Caspienne	104.7±4.	87.5±9.0	125.7±1.3	-0.99	-15.21	
77	12.05.71	40		1.72±0.52	25.2±1.8		-40.09	
78	12.05.71	-	< 7.7					
79	12.05.71	30	10.3±4.1		32.9±0.7			
80	2.10.71	36	11.4±3.5	0.55±0.44	20.5±1.1		-53.16	
82	20.06.71	66			76.4±2.2			
83	26.06.71	42			65.8±3.3			
84	30.09.71?	R.Néka	86.0±4.0					-8.23
86	7.06.78	100	25±2					-8.64
87	7.06.78	135	< 2					

TABLEAU 37.

9.2. <sup>14</sup>C

La majorité des échantillons ont une concentration en <sup>14</sup>C entre 23 et 70 pour cent de celle en <sup>14</sup>C moderne. Ces concentrations correspondent respectivement à des âges de 12 000 et 3 000 ans. Ces chiffres sont apparamment très différents de ceux obtenus à partir des analyses du tritium. Si nous supposons que la concentration originelle en <sup>14</sup>C est inférieure à 85 % du carbone moderne, dans ce cas il faut admettre une infiltration lointaine au Sud de la zone montagneuse où il n'y a pas de couverture végétale. Les teneurs en <sup>13</sup>C avec des valeurs δ <sup>13</sup>C comprises entre -12 et -17 montrent que le <sup>14</sup>C contenu dans les eaux n'est pas affecté par les réactions isotopiques. En ce qui concerne les échantillons ayant une teneur en <sup>14</sup>C supérieure à 70 %, on peut dire que dans ces eaux il existe du <sup>14</sup>C artificiel produit par les essais thermonucléaires. Ceci est confirmé par les résultats obtenus à partir des analyses du Tritium. Quant aux échantillons possédant une concentration en <sup>14</sup>C inférieure à 23 %, s'ils ne sont pas affectés par les réactions isotopiques, ils correspondent soit à des eaux très anciennes, soit à des mélanges entre des eaux fossiles et des eaux relativement récentes.

9.3. CONCLUSION

Les études des teneurs en Tritium et en carbone <sup>14</sup>C bien que nous n'ayons pas pu tenir compte d'éventuelles réactions chimiques sur les roches ou d'échanges avec le CO<sup>2</sup> atmosphérique, nous montrent cependant que malgré une exploitation déjà relativement longue, les eaux de la nappe profonde de la plaine de Sari sont des eaux anciennes et peut-être même en partie fossiles mais qu'une alimentation permanente de cette nappe existe. Elle se fait depuis les versants montagneux ou depuis les rivières ou la nappe superficielles, mais avec des temps de transfert vers la nappe captive très longs.

Notre étude des caractéristiques hydrodynamiques (VII.5.4.2.4.) confirme d'ailleurs les valeurs obtenues pour l'âge des eaux à partir des te-

neurs en  $^3\text{H}$  et la nappe captive est donc faiblement alimentée par les eaux de précipitations postérieures à 1954 (étude du Tritium).

Dans ce cas, l'âge que nous avons obtenu par le Tritium n'est qu'un âge apparent. L'âge réel  $t_r$  qui pourrait être calculé approximativement par la formule

$$t_r = \frac{1}{\lambda} (c^{\lambda t_a} - 1)$$

ici n'a aucune signification, car nous sommes en dehors de la gamme de temps couverte par le Tritium (Annexe 9).

#### C O N C L U S I O N   G E N E R A L E

L'objectif de ce travail est l'étude des facteurs agissant sur l'hydrodynamique des eaux dans le cycle de "Caspienne, Tadjan-Néka, Caspienne".

La météorologie, et par conséquent la distribution des ressources en eaux en Iran sont étroitement influencées par l'existence de la chaîne de montagne de l'Alborz. Cette chaîne, en isolant le Plateau central de l'Iran de la mer transforme celui-ci en une zone extrêmement sèche. La présence des montagnes de l'Alborz crée un cycle hydrologique fermé comprenant : l'évaporation de la mer Caspienne, les précipitations sur le nord d'Alborz, l'écoulement de surface à la Caspienne, l'alimentation des réservoirs souterrains et enfin l'écoulement souterrain des eaux vers la Caspienne.

Les masses humides évaporées à la surface de la mer Caspienne, au cours de leur ascension orographique se heurtent à la barrière des chaînes de l'Alborz et après une réaction adiabatique, tombent sous forme de précipitations sur le flanc nord de l'Alborz ainsi que sur notre région d'étude qui a une superficie de 9 000 km<sup>2</sup> et se compose d'une zone montagneuse au Sud et d'une plaine au Nord. Non seulement, la mer Caspienne, mais aussi les masses humides venant de la zone méditerranéenne sont responsables de l'abondance des précipitations dans cette région. L'homogénéité climatique régionale peut être troublée localement par les conditions orographiques. Il y a 88 % de chances pour que la loi de Gauss soit satisfaisante pour représenter la distribution des précipitations. Le coefficient de variations des précipitations annuelles dans cette région est très modeste en comparaison de ceux des autres régions en Iran.



Ce coefficient diminue avec l'accroissement de la moyenne des précipitations annuelles.

La mer Caspienne, par son influence, ne permet pas un accroissement des précipitations en fonction de l'altitude.

La région de Tadjan, avec une altitude moyenne de 1 407 m, reçoit 37 % de ses précipitations sous forme de neige. A partir des méthodes de synthèses statistiques, les valeurs remarquables des précipitations sont :

dans le bassin versant de Tadjan :

- de 656,4 mm, moyenne interannuelle des précipitations sur l'ensemble du bassin,
- de 275,6 mm pour l'année cinquantenaire sèche,
- de 1034,5 mm pour l'année cinquantenaire humide,
- de 591,8 mm pour l'année hydrologique (1976-1977),

dans le bassin versant de Néka :

- de 632,3 mm, moyenne interannuelle,
- de 244,2 mm pour l'année cinquantenaire sèche,
- de 984,0 mm pour l'année cinquantenaire humide,
- de 591,8 mm pour l'année hydrologique (1976-1977).

La répartition saisonnière des précipitations dans le bassin versant de Tadjan est : automne 29 % - hiver 26 % - printemps 24 % - été 21 %.

Nos calculs ont une valeur statistique théorique de 15 ans, ayant 45 % d'écart maximum avec les valeurs réelles, tandis que grâce aux méthodes d'analyses statistiques, toutes les données de 7 ans jusqu'à 26 ans sont entrées dans ces calculs.

Une grande partie des eaux tombées est éliminée par une évapotranspiration importante. Les facteurs les plus importants contrôlant l'évapotranspiration sont : l'amplitude moyenne des variations journalières

de la température, 42 %, le gradient altimétrique de la température de  $-0,63^{\circ}\text{C}$  pour 100 mètres et la température moyenne de la région de  $15^{\circ}\text{C}$ . Sur la base des mesures de la période (1967-1977), la lame d'eau évapotranspirée à partir de la surface de la région est

de 510,8 mm selon les mesures du bac et le bilan hydrologique,  
de 540,3 mm selon la méthode de Thornthwaite et le bilan hydrologique,  
de 583,3 mm selon la formule de Turc,  
de 555 mm selon la formule de Coutagne,  
de 507,5 mm selon la méthode du déficit d'écoulement pour le bassin versant de Tadjan,  
de 491,1 mm selon la méthode du déficit d'écoulement pour le bassin versant de Néka.

Les valeurs obtenues à partir du calcul du déficit d'écoulement ont une grande précision et peuvent nous servir comme base de référence pour évaluer les méthodes employées. Grâce à cette comparaison, on retrouve les résultats fournis par la méthode empirique et simple de Coutagne qui s'avère plus précise même que le bilan hydrologique établi sur la base des données expérimentales.

La lame d'eau évapotranspirée dans l'année hydrogéologique 1976-1977 est donc de 536 mm. Une grande partie des eaux qui échappent à l'évapotranspiration est drainée par la rivière de Tadjan dont la pente moyenne du bassin est de 2,205 %, ainsi que par la rivière de Néka et se jette dans la mer Caspienne. La rivière Tadjan qui draine une zone montagneuse de 4 000 km<sup>2</sup> est formée de trois affluents principaux. La rivière Néka, plus petite que Tadjan, s'allonge de l'Est vers l'Ouest avec une longueur de 120 km et draine environ 2 000 km<sup>2</sup>.

Par une corrélation pluie-débit dans le sous-bassin de Soleimantangueh, on arrive à une régression de forme linéaire qui est représentée par  $y = 0,376 x - 18,6$  dans laquelle y et x présentent respectivement les valeurs du débit et des précipitations.

Dans le domaine d'étude de la répartition des débits dans le temps et à l'échelle annuelle, on constate que cette répartition suit la



loi de Gauss avec des limites de confiance de

$$x - \frac{1,427 t}{20} < x_i < x + \frac{1,427 t}{20}$$

Dans le sous-bassin de Soleïman-Tangueh, c'est la loi de Gumbel qui représente la distribution des débits maximums annuels écoulés à la station de jaugeage implantée à l'exutoire de ce sous-bassin. Ayant 20 ans de mesures dont l'écart-type est de 23,67, et en utilisant cette loi, les débits maximums des crues annuelles pour les périodes de retour de 10, 100, 1000 ans seront respectivement : 83, 136, 166 m<sup>3</sup>/s. Dans l'étude de la répartition des débits dans l'espace, nous nous sommes encore heurtés au problème de données hétérochronologiques, comme lors de l'étude des précipitations. Les méthodes statistiques nous ont permis d'utiliser toutes les données existantes. Les quantités d'eaux qui arrivent à la mer Caspienne ont un volume moyen interannuel de 473 MMC pour la rivière de Tadjan, et de 145 MMC pour la rivière de Néka. Ces quantités d'eaux sont suffisamment grandes surtout vis-à-vis des besoins en eau en Iran. Il est nécessaire de programmer leur utilisation soit dans l'agriculture, soit dans l'industrie. La grandeur du pic de débit instantané de la rivière Tadjan pendant une crue qui peut créer des dégâts au long de cette rivière nous paraît aussi important.

Nous avons utilisé les données hydrométriques de 17 bassins versants du flanc nord de l'Alborz pour évaluer les débits maximums journaliers des rivières Tadjan et Néka ainsi que le pic de débit instantané de la rivière Tadjan. Les valeurs ainsi obtenues sont :

- de 437 m<sup>3</sup>/s débit journalier maximum (probable historique) de la rivière de Tadjan à Sari,
- de 326 m<sup>3</sup>/s débit journalier maximum (probable historique) de la rivière de Néka à Néka,
- de 2080 m<sup>3</sup>/s pic du débit instantané correspondant à une période de retour de 100 ans (Tadjan à Sari).

Nous n'obtiendrons une connaissance sur les mouvements souter-

rains des eaux que par une étude géologique détaillée de la région. Morphologiquement, la région est divisée en trois éléments :

- la plaine côte de la Caspienne,
- les piémonts loessiques,
- les zones montagneuses.

L'évolution géologique de la région s'est faite sous l'effet de cinq phases orogéniques et de la tectonique de "horst-graben". L'ensemble de ces phénomènes a provoqué la formation de quatre zones structurales dans la région qui ont joué un rôle important lors de la sédimentation aux diverses périodes géologiques. La répartition des formations, perméables (1400 km<sup>2</sup>), semi-perméables (1000 km<sup>2</sup>), à perméabilités modestes (1700 km<sup>2</sup>) et imperméables (1100 km<sup>2</sup>) qui en résulte est complexe. L'ensemble des facteurs : morphologie des bassins, répartition des formations lithologiquement différentes, action des formations imperméables jouant le rôle de barrières hydrauliques souterraines, formes structurales diverses, et enfin failles ou conduits souterrains, confirment les caractères suivants de l'hydrodynamique de la zone montagneuse de la région.

Une infiltration dont le maximum est de 108 mm, dont le minimum est quasiment nul, alimente les aquifères dans la région montagneuse. Dans les zones saturées de ces réservoirs, la transmissivité varie de 0,86 m<sup>2</sup>/s (celle de calcaires du Malm) à zéro.

Les zones d'alimentation et la forme tectonique de chaque unité structurale déterminent les vitesses, les directions et les sens des mouvements des eaux. Le sens général du mouvement des eaux pour le bassin versant de Tadjan est du SE vers le NW et pour le bassin versant de Néka de l'Est vers l'Ouest. Les eaux infiltrées dans l'ensemble du bassin de Tadjan ont besoin en moyenne de 60 ans pour arriver dans la plaine de Sari. Ces eaux ont parcouru une distance moyenne pondérée de 50 km (compte tenu des perméabilités des formations et de leur distance de la plaine). Il s'ensuit que la vitesse moyenne des écoulements souterrains de la zone montagneuse est de 2,3 mètres par jour. La combinaison des conditions géologiques et morphologiques existant dans la région permet l'existence



d'une réserve dynamique variant de 8,4 à 19,4 MMC et d'émergences dont le débit est de l'ordre de  $5 \text{ m}^3/\text{s}$ . Ce sont les porosités des fractures et des joints de bancs qui permettent l'existence de ces réserves dynamiques vis-à-vis desquelles les porosités d'interstices et les karstifications ont peu d'importance.

En ce qui concerne la plaine de Sari, grâce aux travaux de reconnaissance, nous pouvons conclure de la façon suivante :

La plaine de Sari est formée d'alluvions des cônes de déjection et de sédiments marins. Les cônes de déjection sont des réservoirs importants d'eau douce et ils sont les zones principales d'alimentation des sédiments grésos-argileux infra-alluviaux d'origine lagunaire et marine. Des sources existent au contact entre le front des cônes de déjection et les sédiments marins. Du point de vue hydrostratigraphique, malgré l'hétérogénéité des sédiments de la plaine dans les directions verticale et horizontale causées par les transgressions et régressions de l'ancienne mer et l'action des rivières, on peut admettre l'existence de quatre horizons aquifères dont la succession de bas en haut est la suivante :

- sables de la zone à eau saumâtre situés à une profondeur de > 130 à 150 mètres,
- sables marins inférieurs situés au-dessous d'une profondeur de 80 à 10 mètres,
- sables marins supérieurs qui contiennent des eaux douces,
- zone d'alluvions.

Pour l'étude hydrogéologique, il n'y avait qu'une solution : séparer cet ensemble hydrostratigraphique en une nappe libre et une nappe captive. Ces deux nappes sont séparées l'une de l'autre par une couche étanche formée des matériaux fins et plutôt argileux. Un mouvement vertical naturel des eaux de la nappe libre vers la nappe captive n'existe qu'autour des rivières où les éléments grossiers ayant une transmissivité élevée favorisent la circulation des eaux douces jusqu'à une certaine profondeur. Ce fait est confirmé par nos études hydrochimiques, isotopiques

et par le bilan hydrogéologique et la quantité d'eau infiltrée dans la nappe captive est de 5,3 MMC/an. Bien que la vitesse de ce mouvement vertical soit faible localement, il rend les caractères d'une nappe semi-captive à l'aquifère de la nappe profonde. A part cette quantité d'eaux qui alimente la nappe profonde, les ressources alimentant cette nappe sont l'écoulement souterrain de la zone montagneuse et l'infiltration directe des piémonts et à l'amont des cônes de déjection. Dans le domaine de l'emploi du Tritium comme traceur, nous avons constaté qu'il n'y a pas de circulation des eaux salées de la mer Caspienne vers la nappe en charge. Alors qu'au début de cette étude nous croyions à une recharge alternative de la nappe captive par la mer Caspienne, c'est la mer Caspienne qui reçoit annuellement 8,63 MMC d'eaux de la nappe profonde par écoulement souterrain.

Ces résultats d'une part en excluant la possibilité de contamination des eaux par la mer et, d'autre part, à cause de la grande quantité des eaux déchargées de la nappe, peuvent avoir une grande valeur dans la programmation de l'exploitation des eaux souterraines de la plaine. Dans une telle programmation, on doit aussi tenir compte des 23.70 MMC d'eaux qui sont exploités annuellement à partir des puits dont la distribution dans la plaine est incorrecte, car la densité des puits dans la ferme de Dashtnag est beaucoup plus forte qu'ailleurs. La recharge de la nappe superficielle se fait par :

- écoulement souterrain : 6,35 MMC/an,
- infiltration directe des précipitations : 46,94 MMC/an,
- infiltration par retour du flot d'irrigation : 24,27 MMC/an,
- et enfin, infiltration à partir des canaux d'irrigation : 9,49 MMC/an.

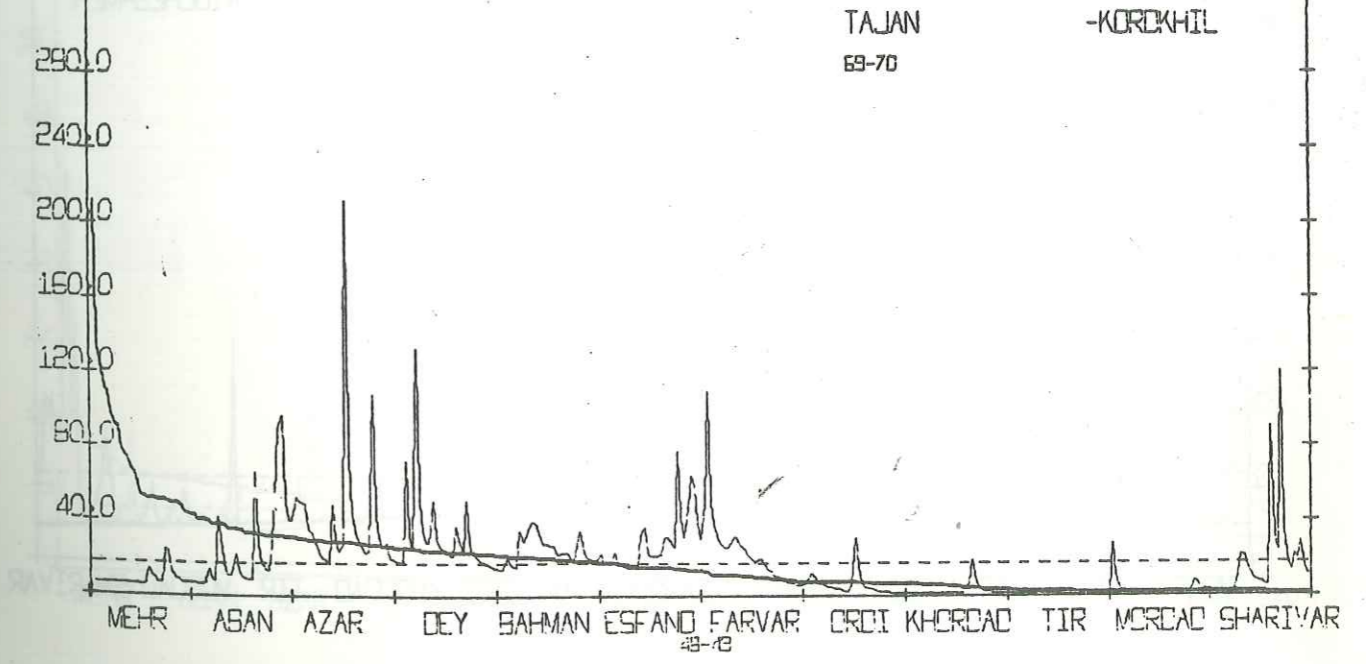
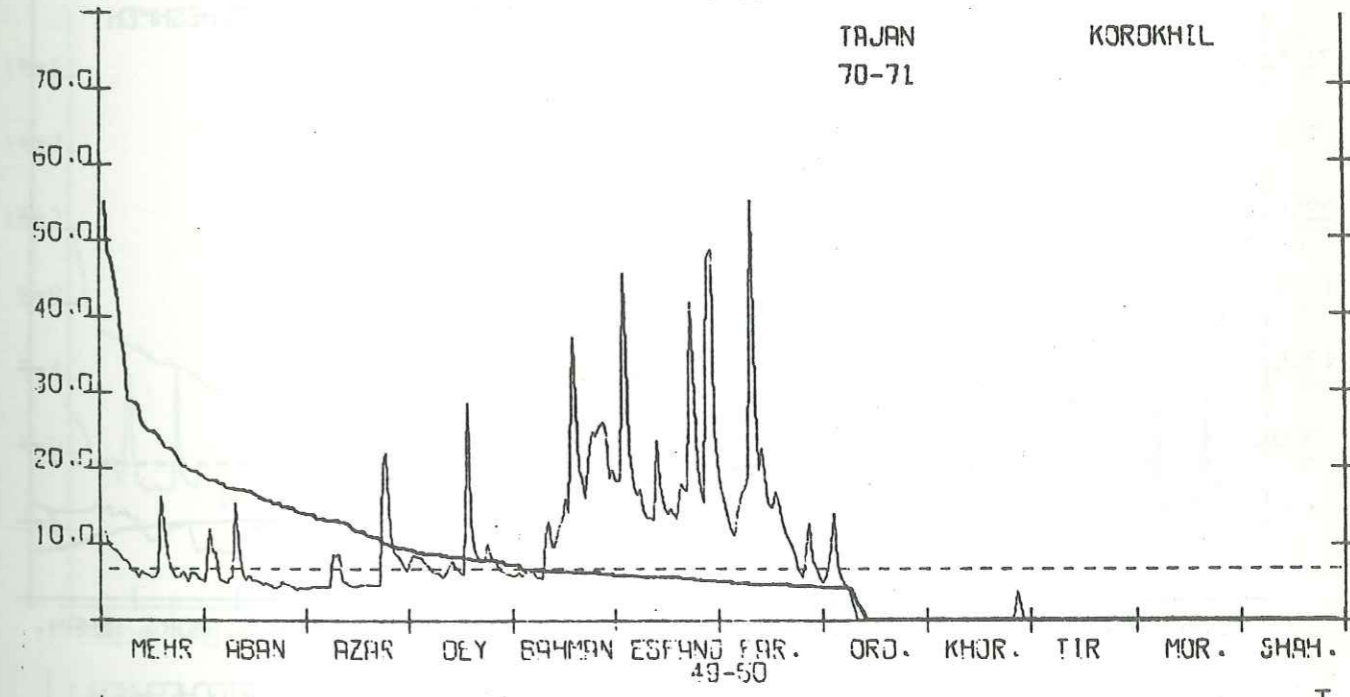
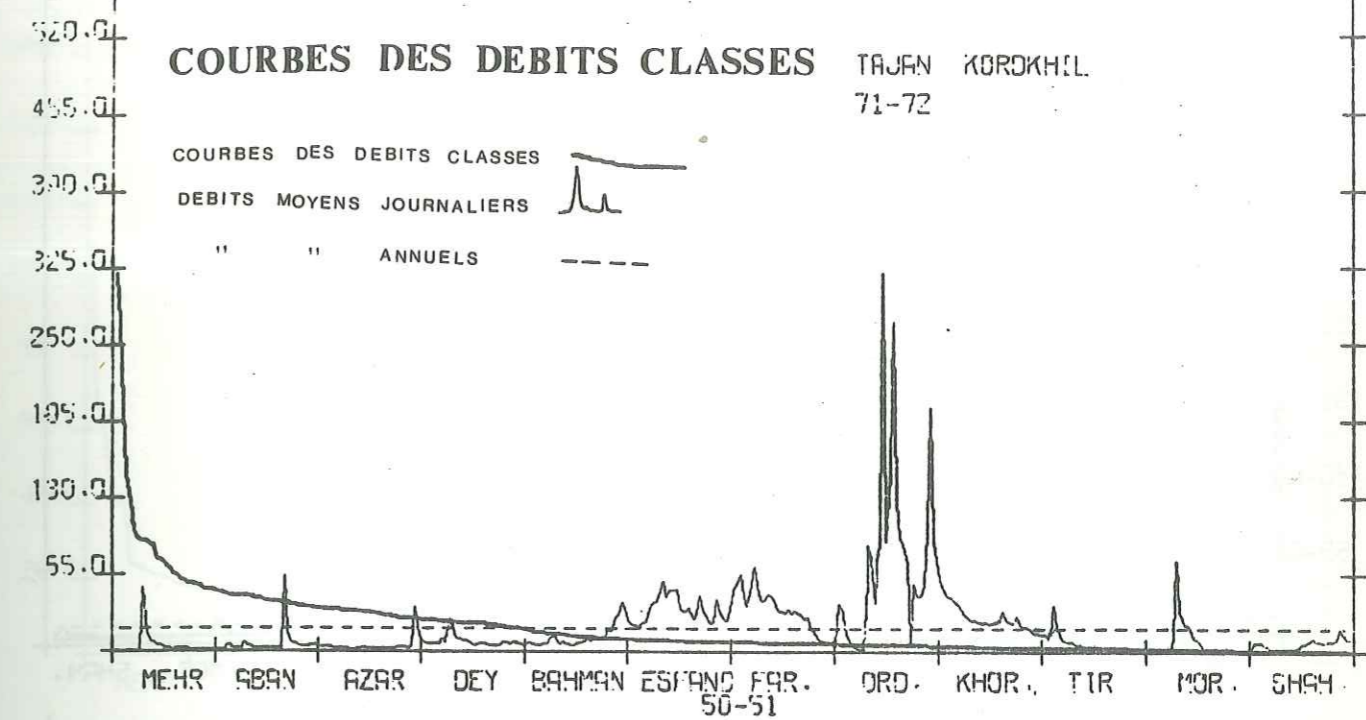
Cela permet un captage total de 77,43 MMC/an. Bien que les variations des volumes des réserves de + 1,4 MMC/an et le volume d'eau déchargé à la mer de 2,93 MMC/an soient négligeables vis-à-vis du volume de captage, l'évaporation de sa surface libre et, par conséquent, le danger de salinisation des sols exige une programmation du drainage des eaux de cette nappe.

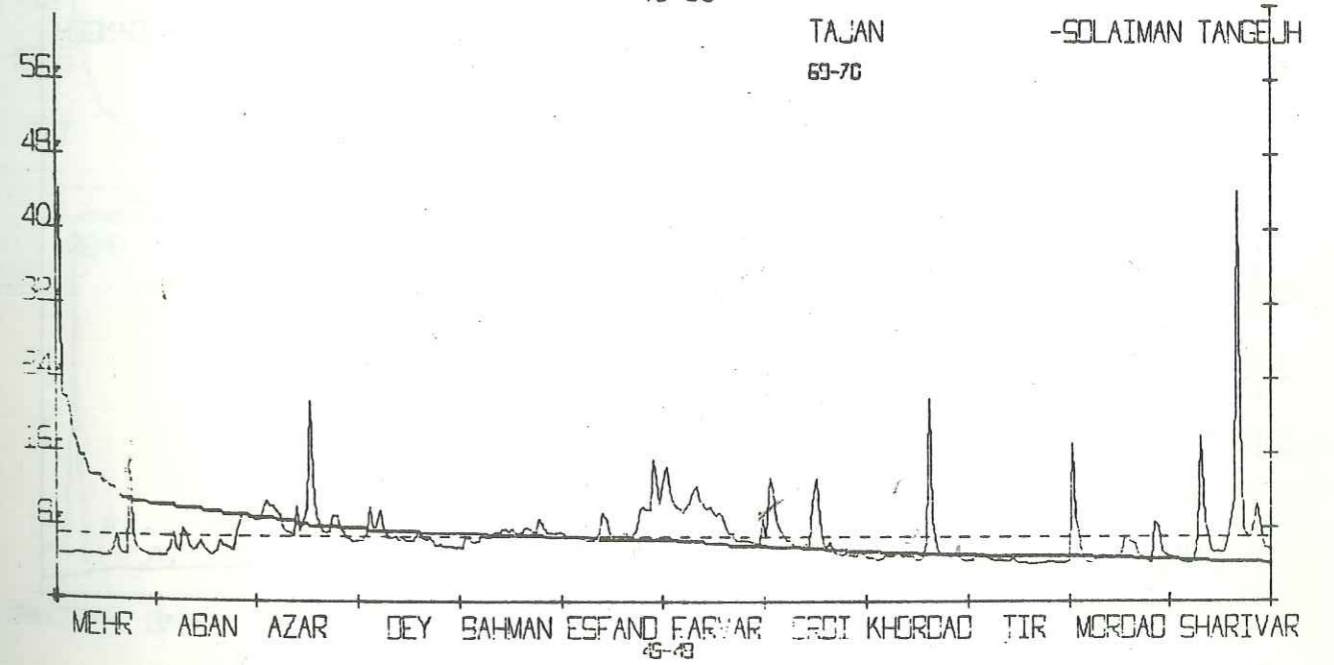
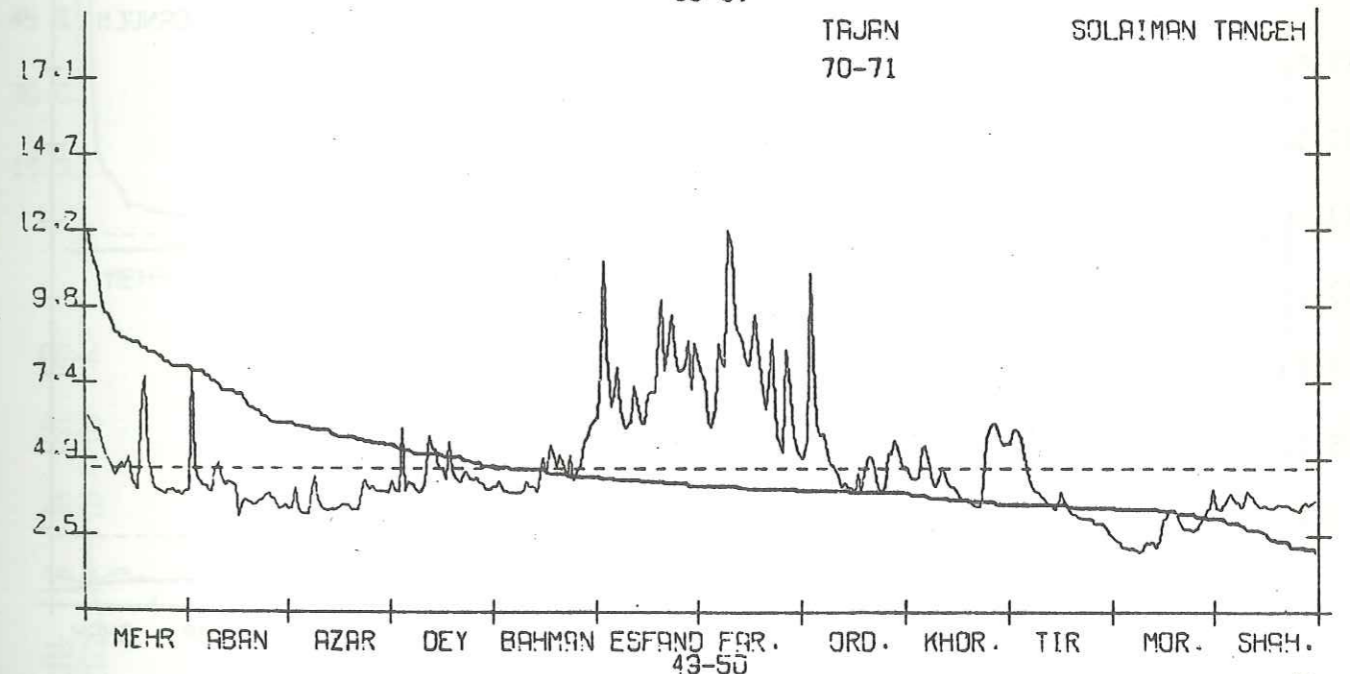
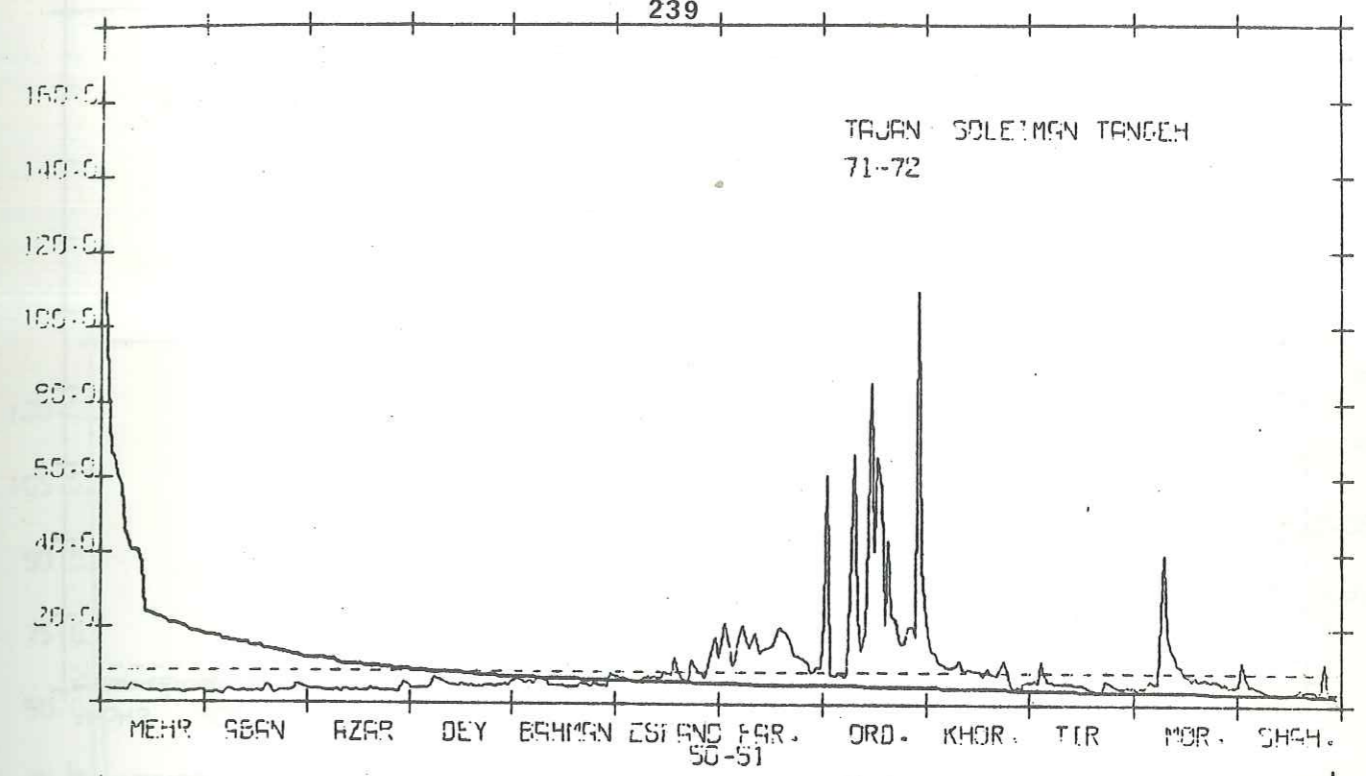
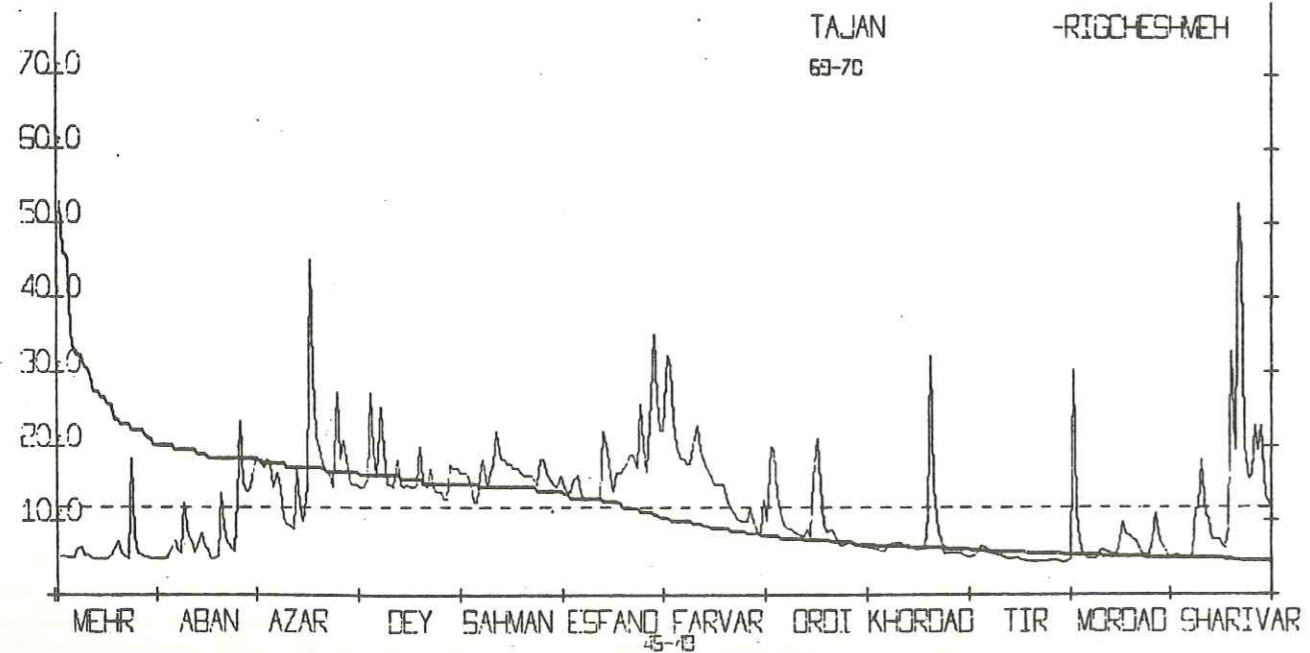
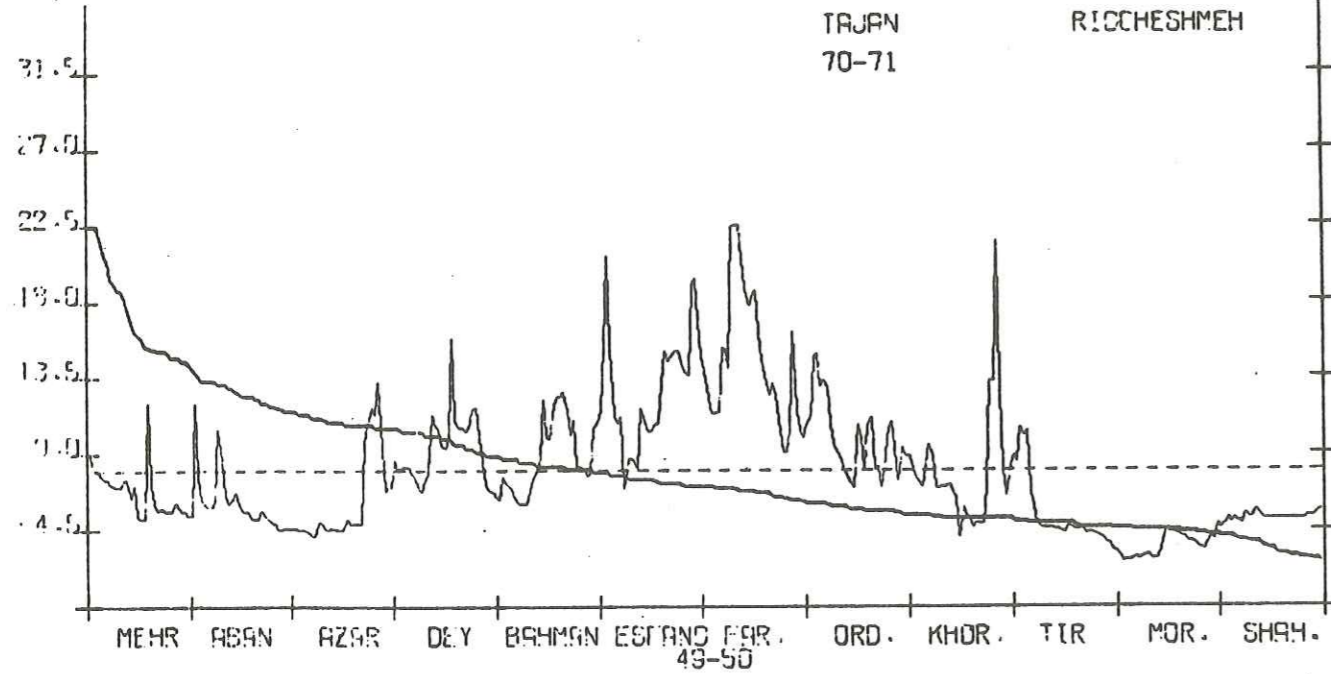
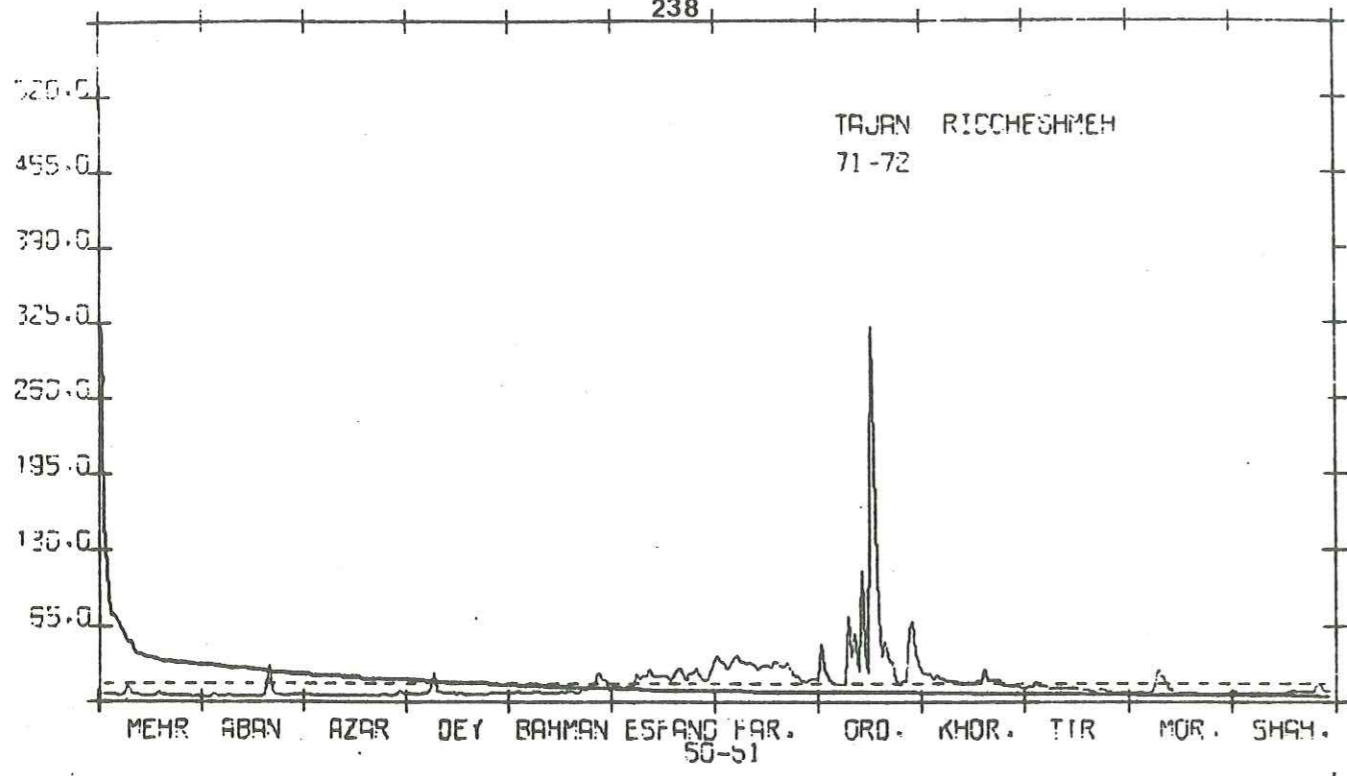
A N N E X E S

<u>N°</u>		<u>Page</u>
1	Courbes des débits classés	237
2	Synoptic Table of stratigraphy of Iran	244
3	Carte bathymétrique de la mer Caspienne	246
4	Forage de reconnaissances M <sub>3</sub>	247
5	Corrélation entre les injections de <sup>3</sup> H thermonucléaire et les retombées de <sup>3</sup> H	251
6	Variation du rapport <sup>13</sup> C / <sup>12</sup> C	251
7	Relation entre les âges réel et apparent des eaux	252
8	Relation entre l'âge et la concentration en <sup>14</sup> C	252
9	Gamme de temps couverte par le <sup>3</sup> H, le <sup>32</sup> Si et le <sup>14</sup> C	252

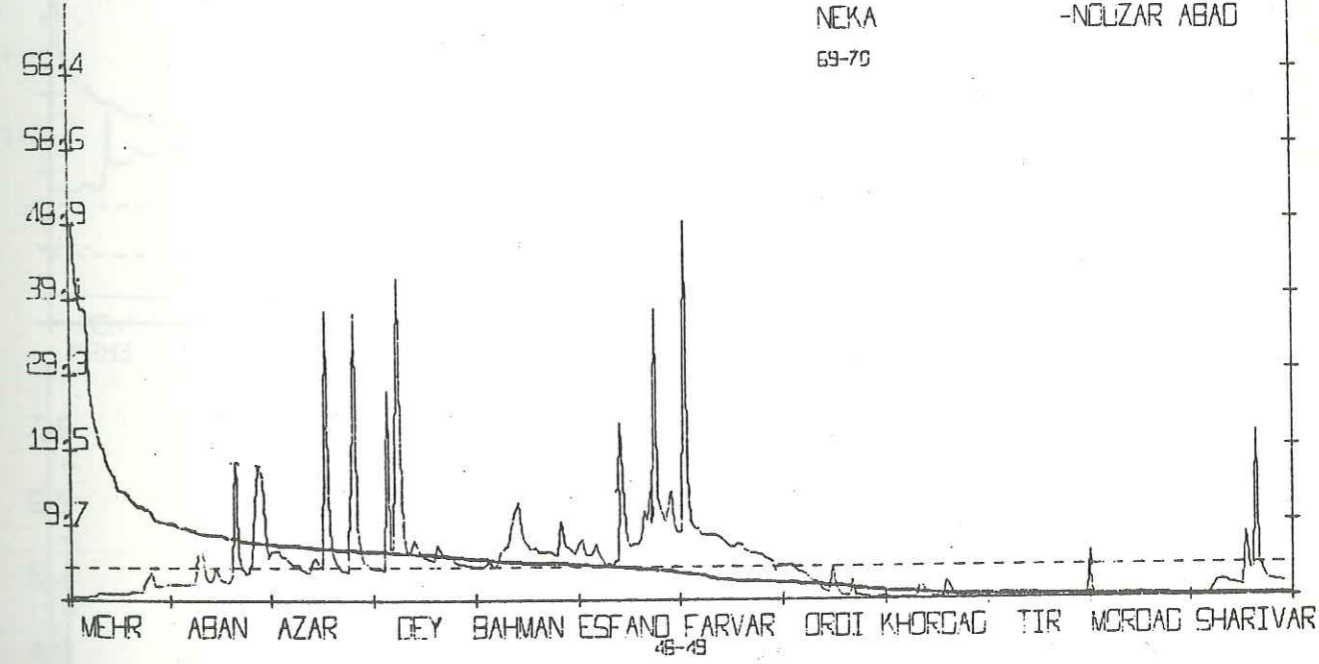
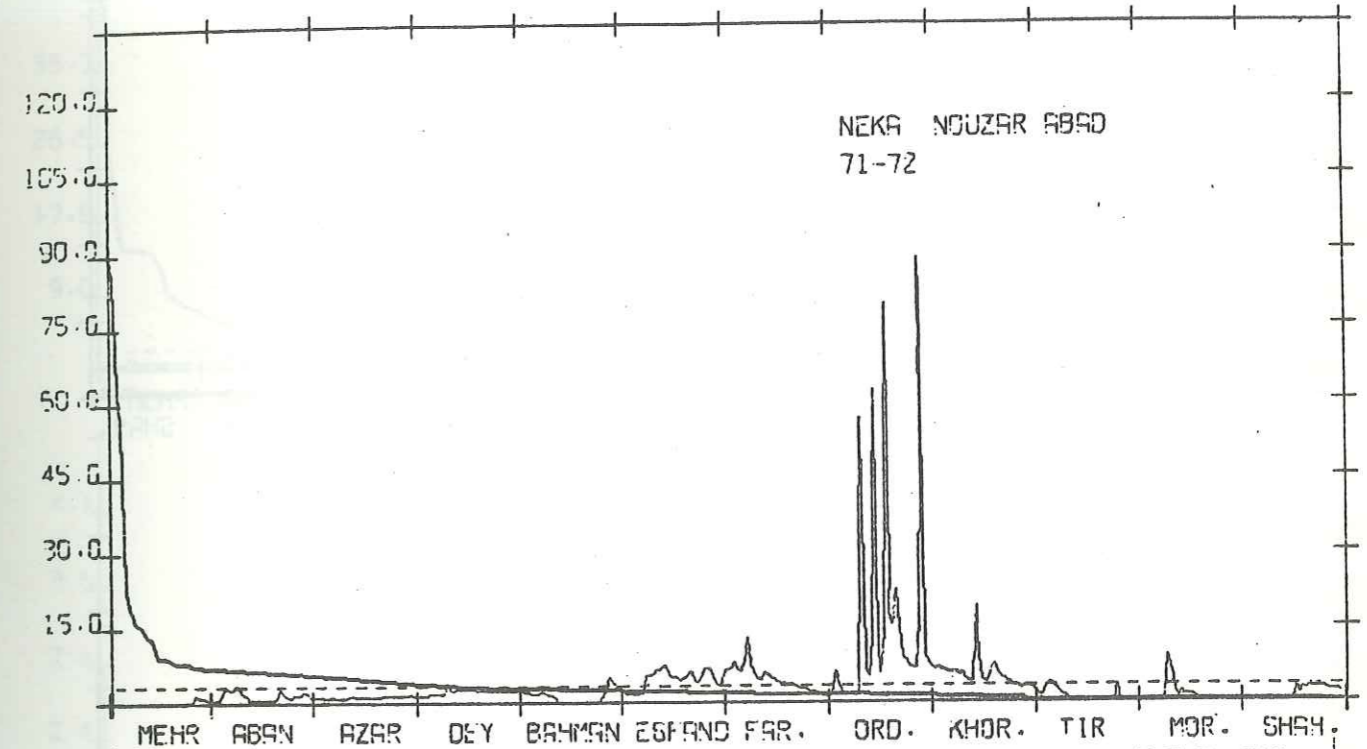
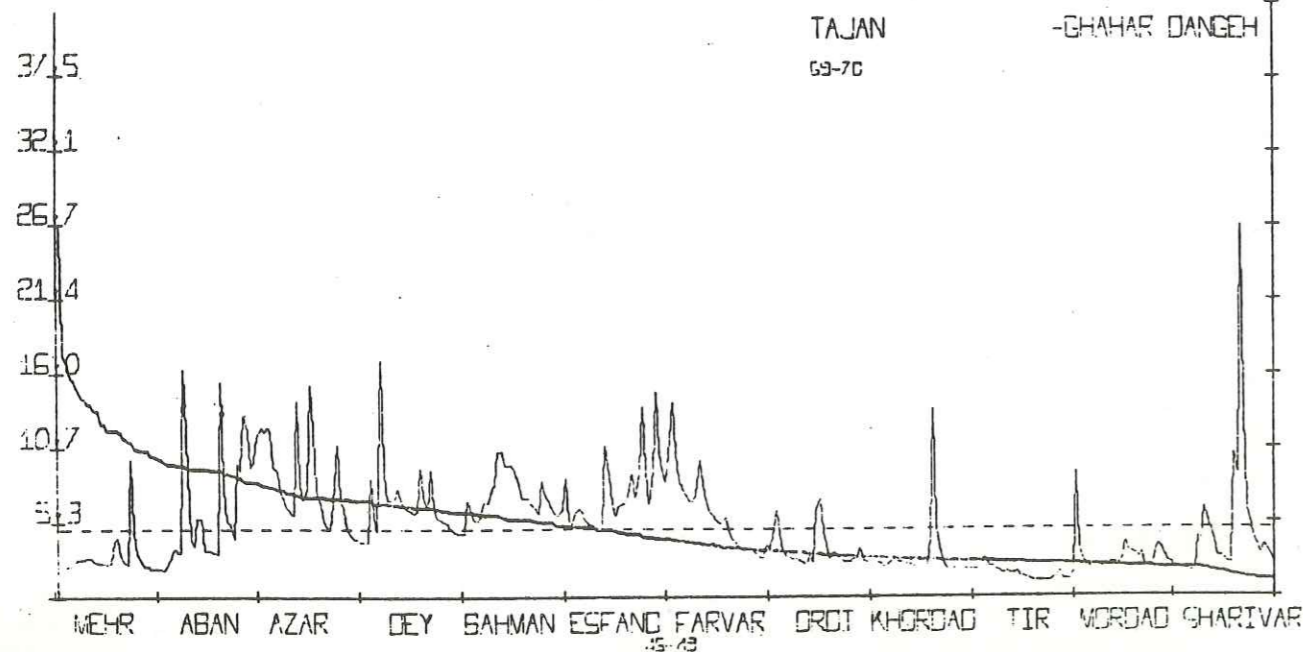
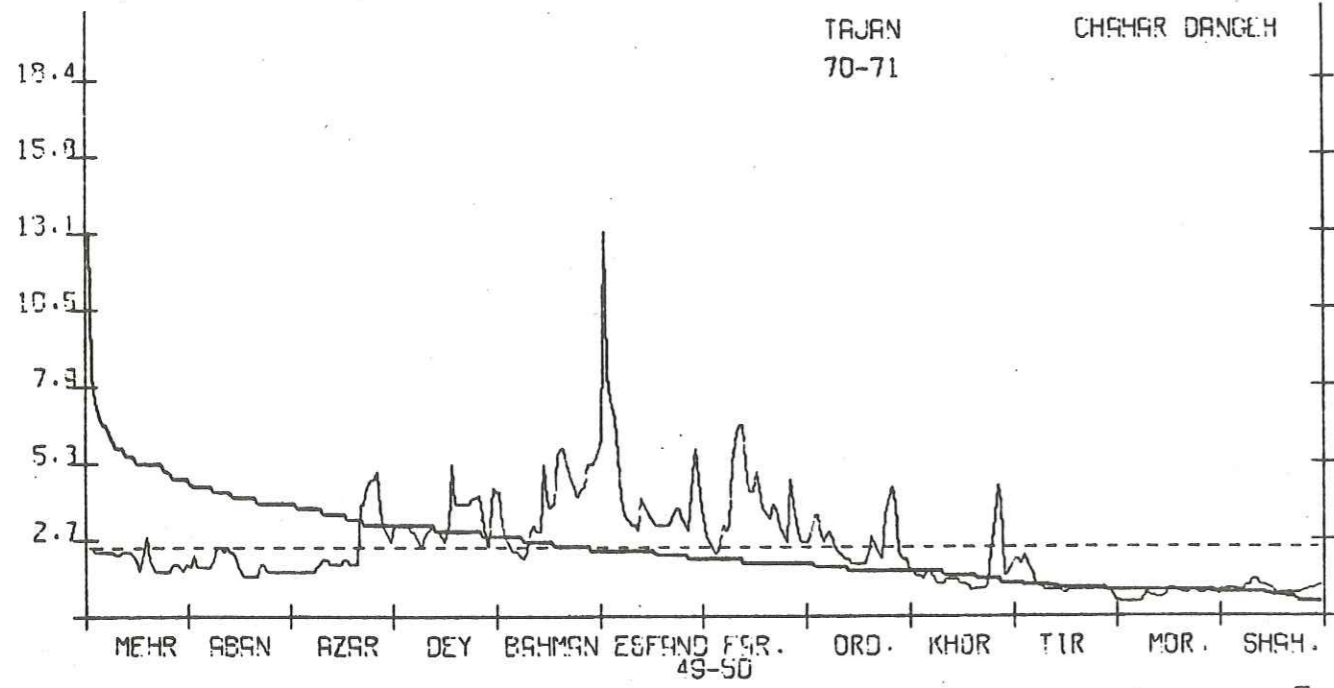
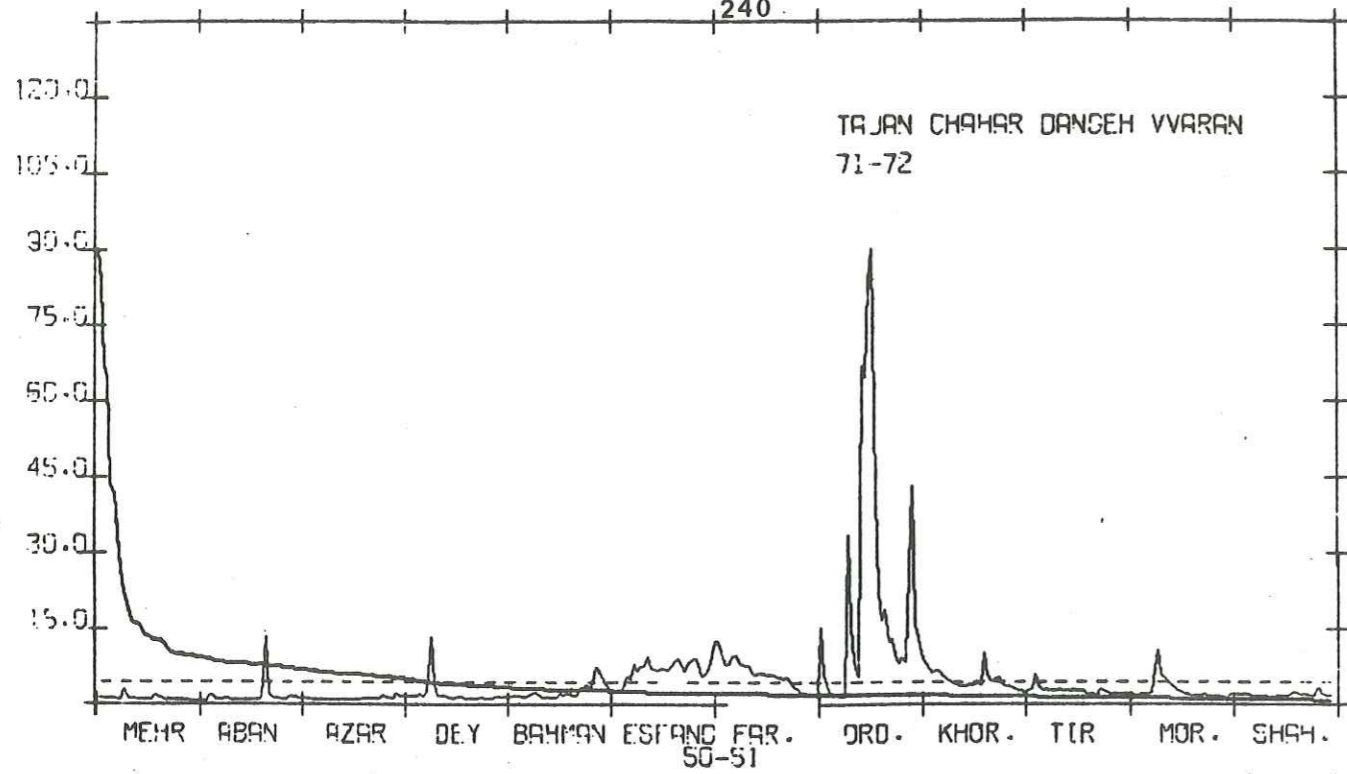


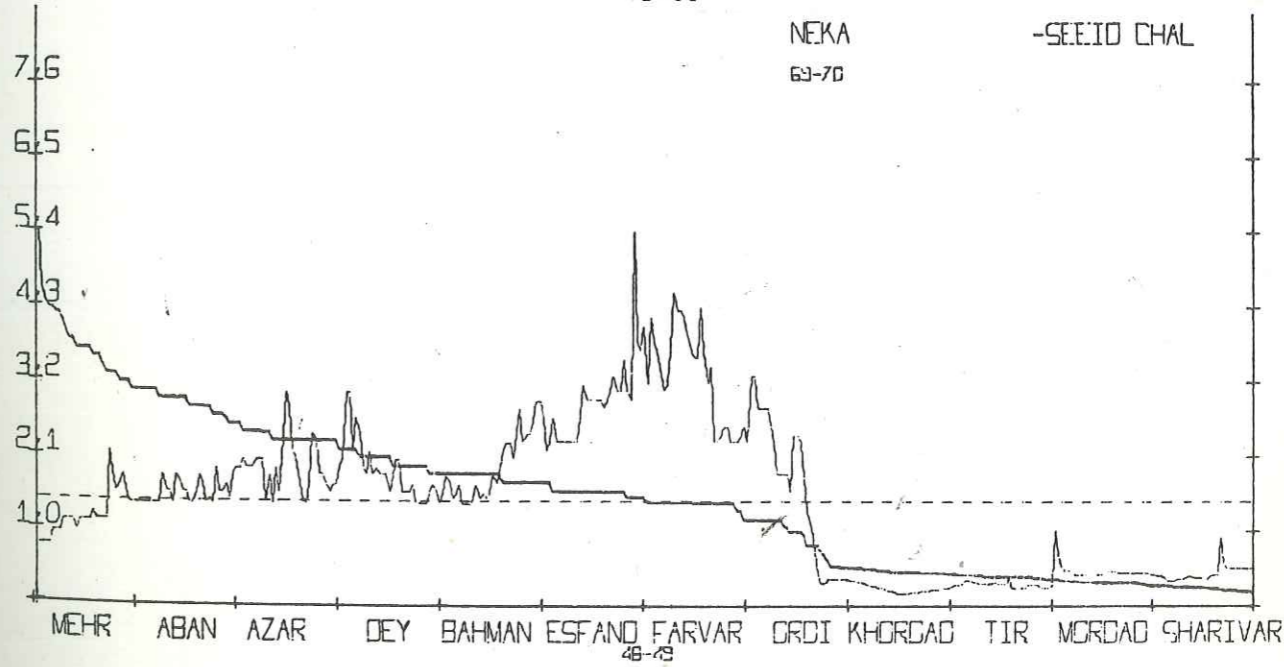
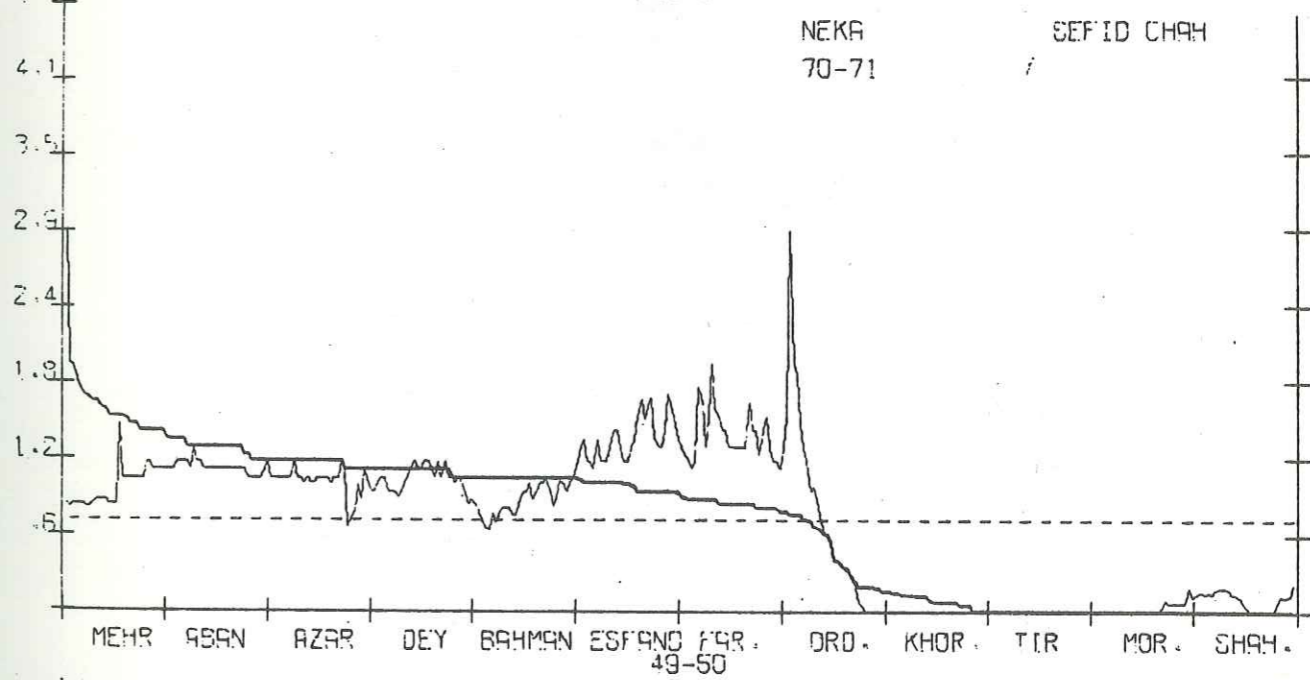
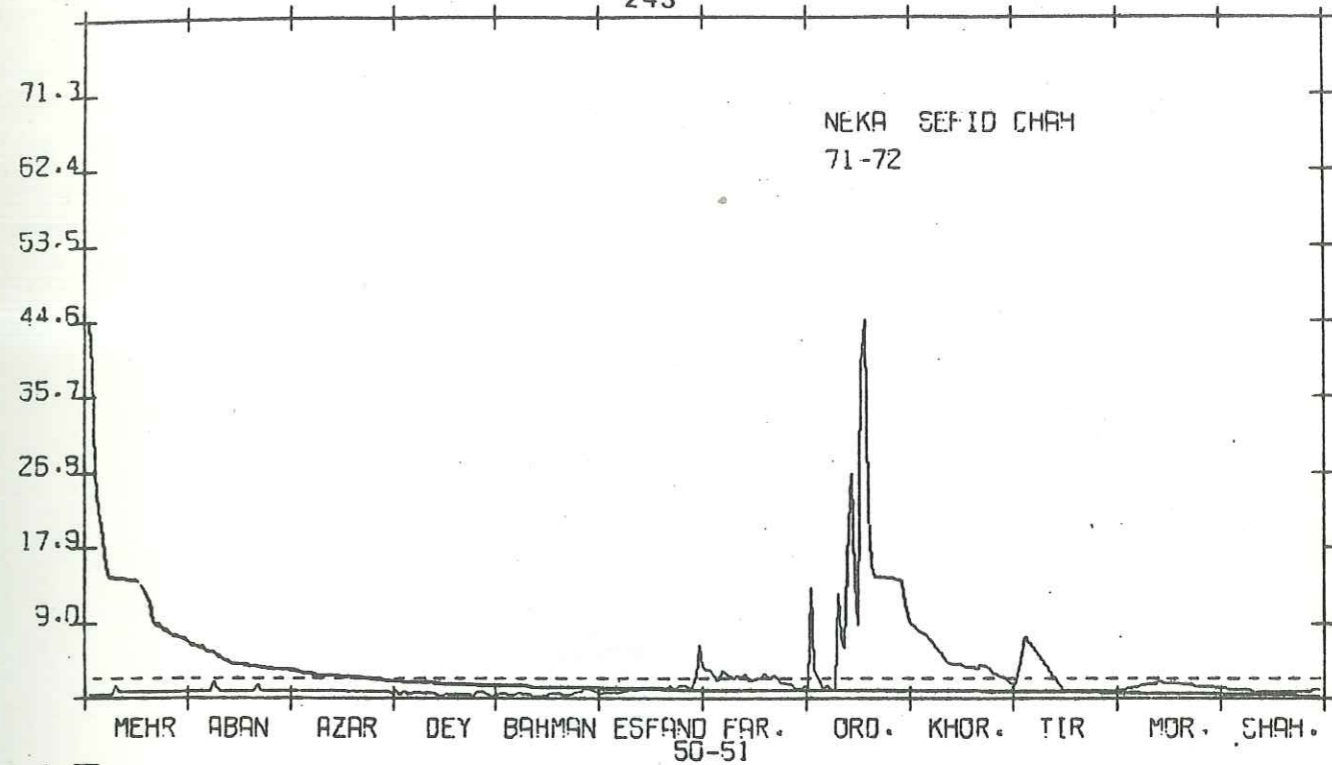
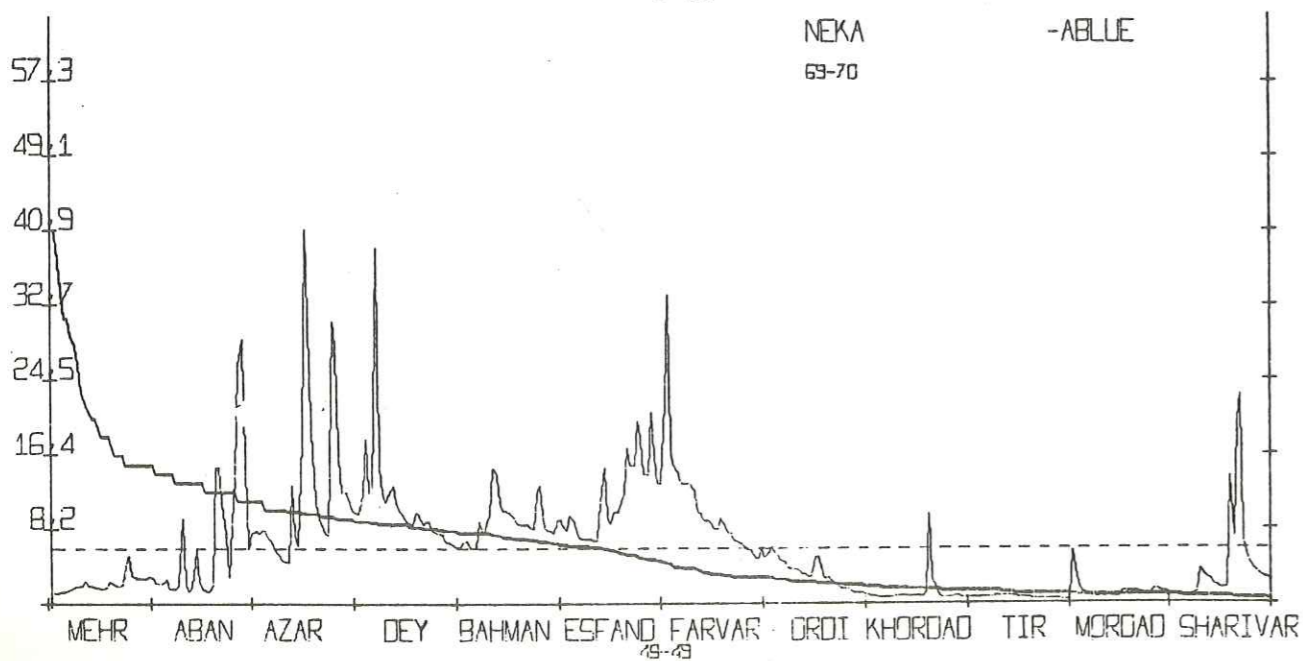
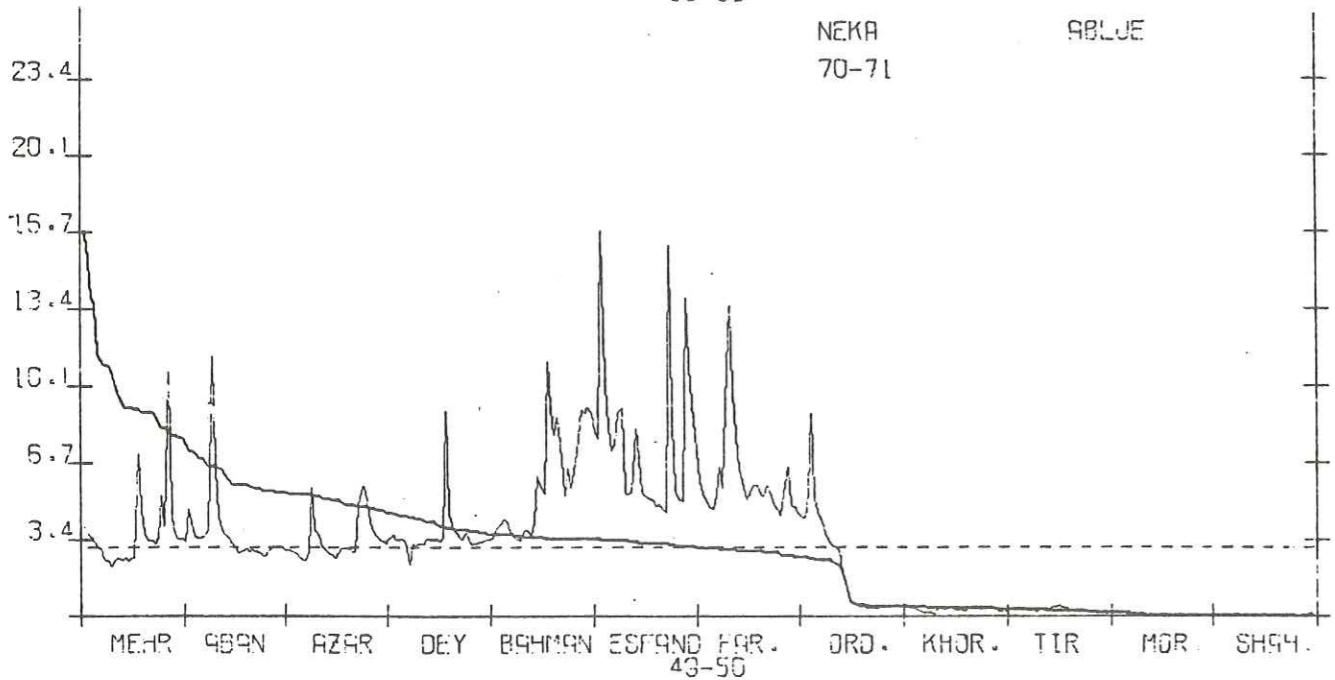
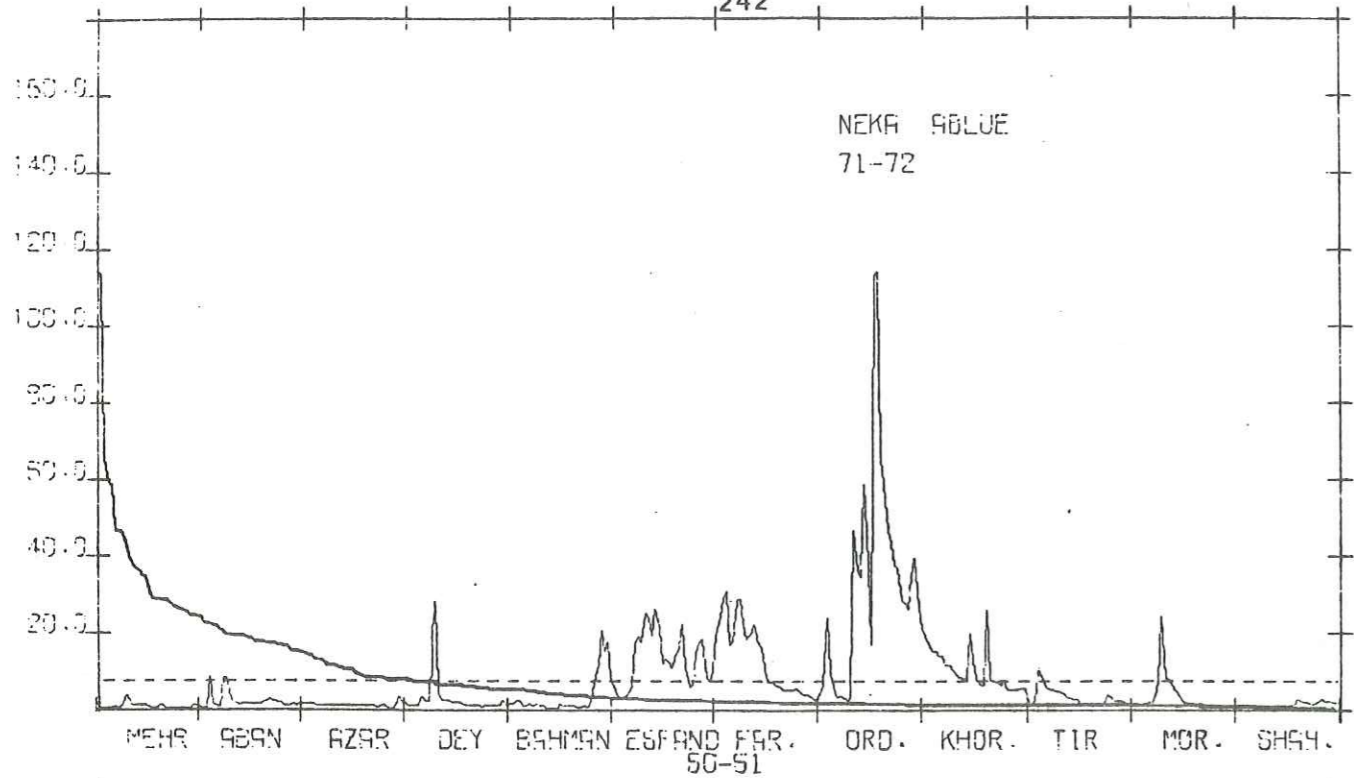
ANNEXE 1 Q<sup>3</sup> M<sup>3</sup>/S













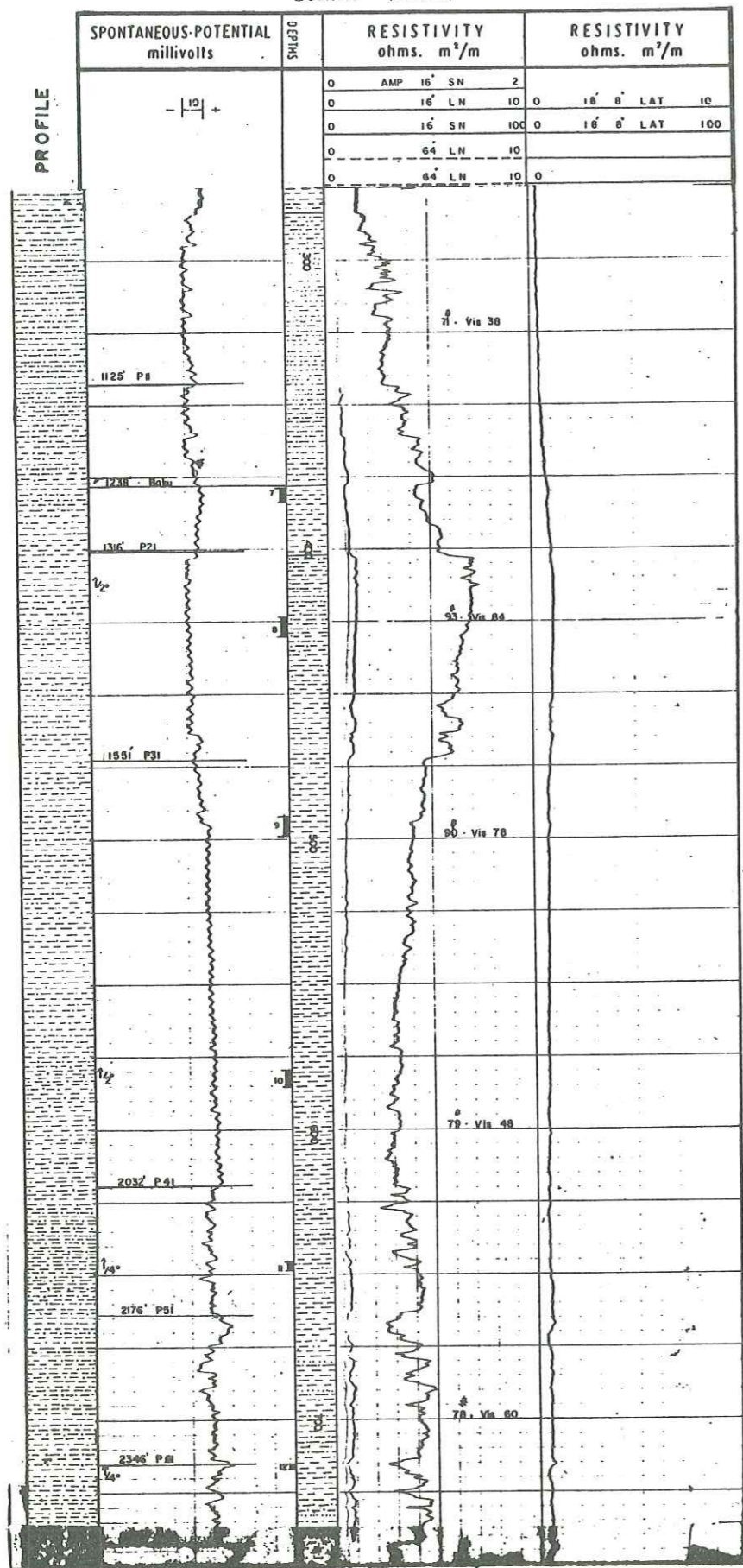




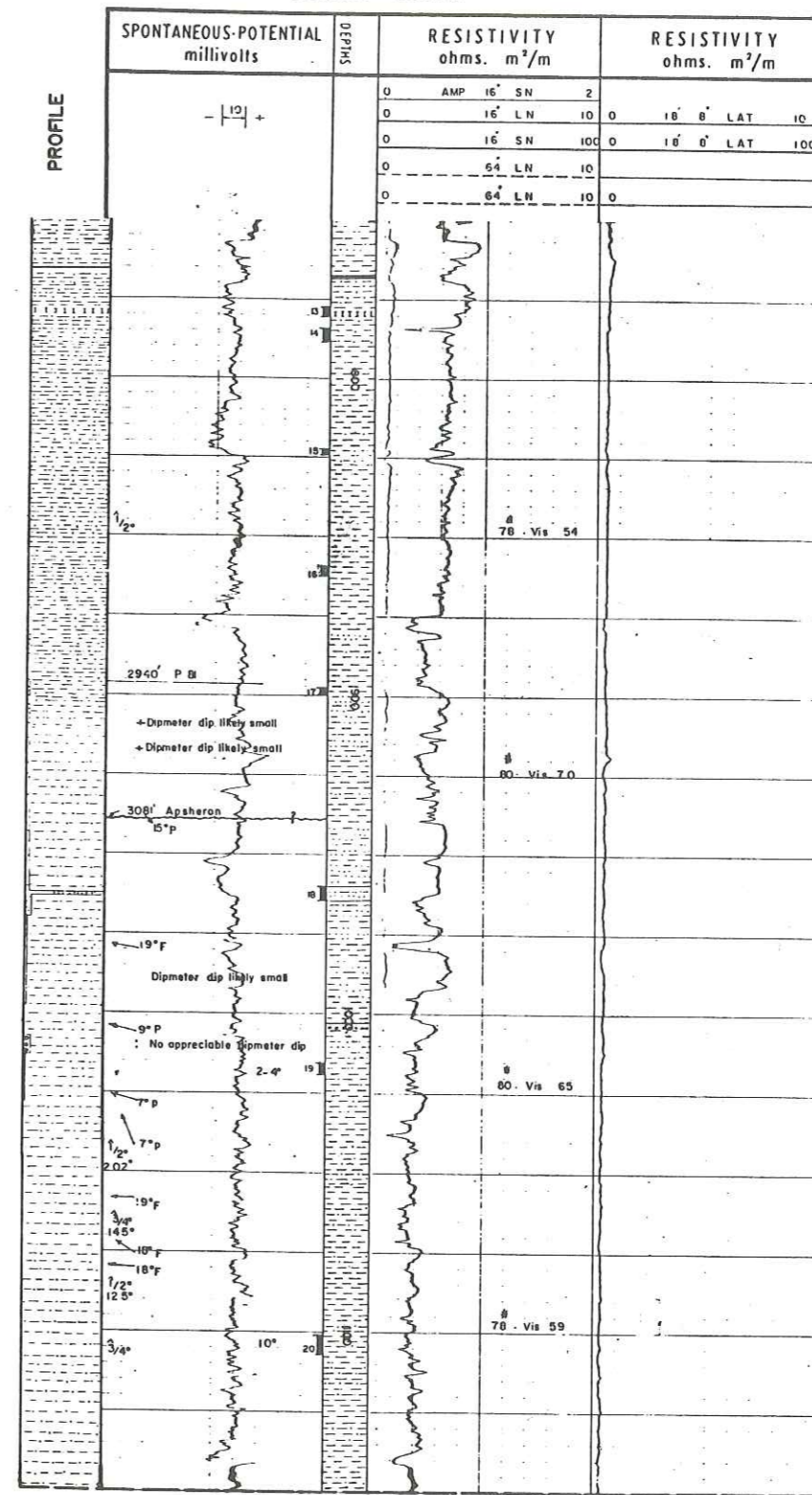




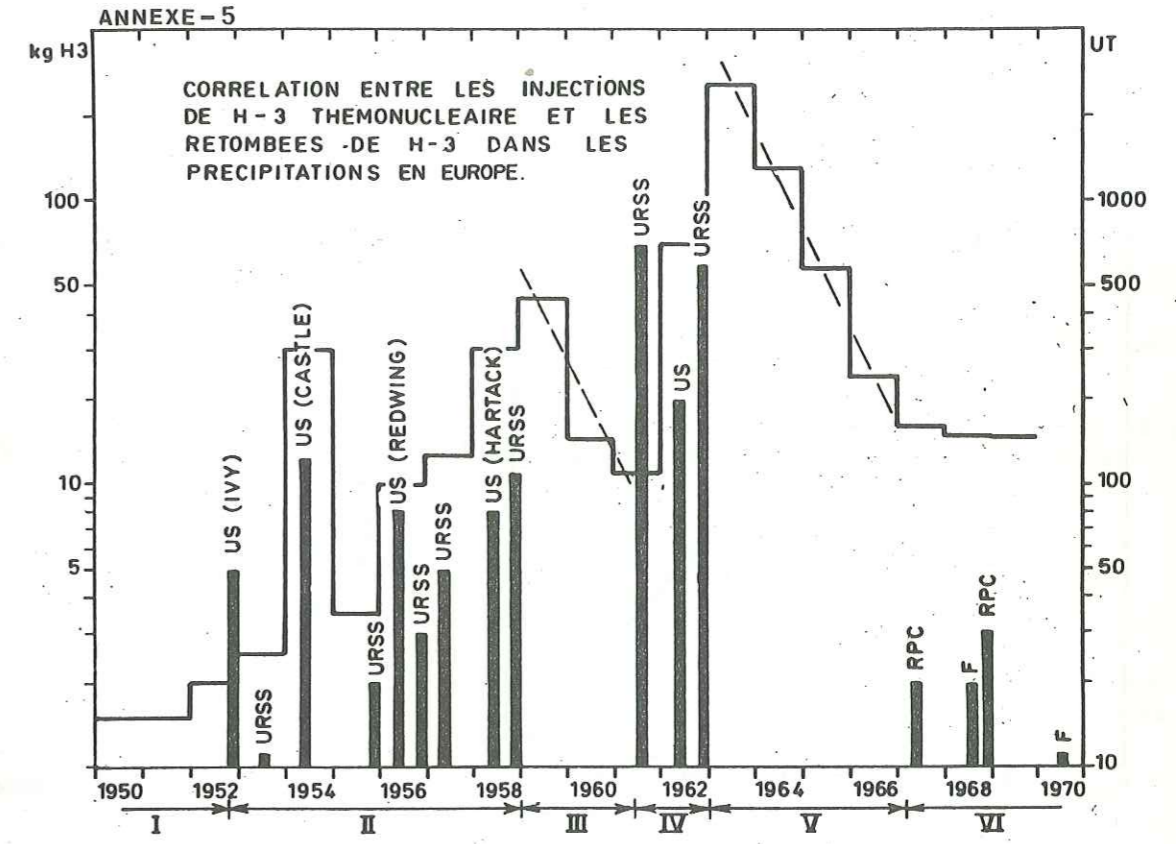
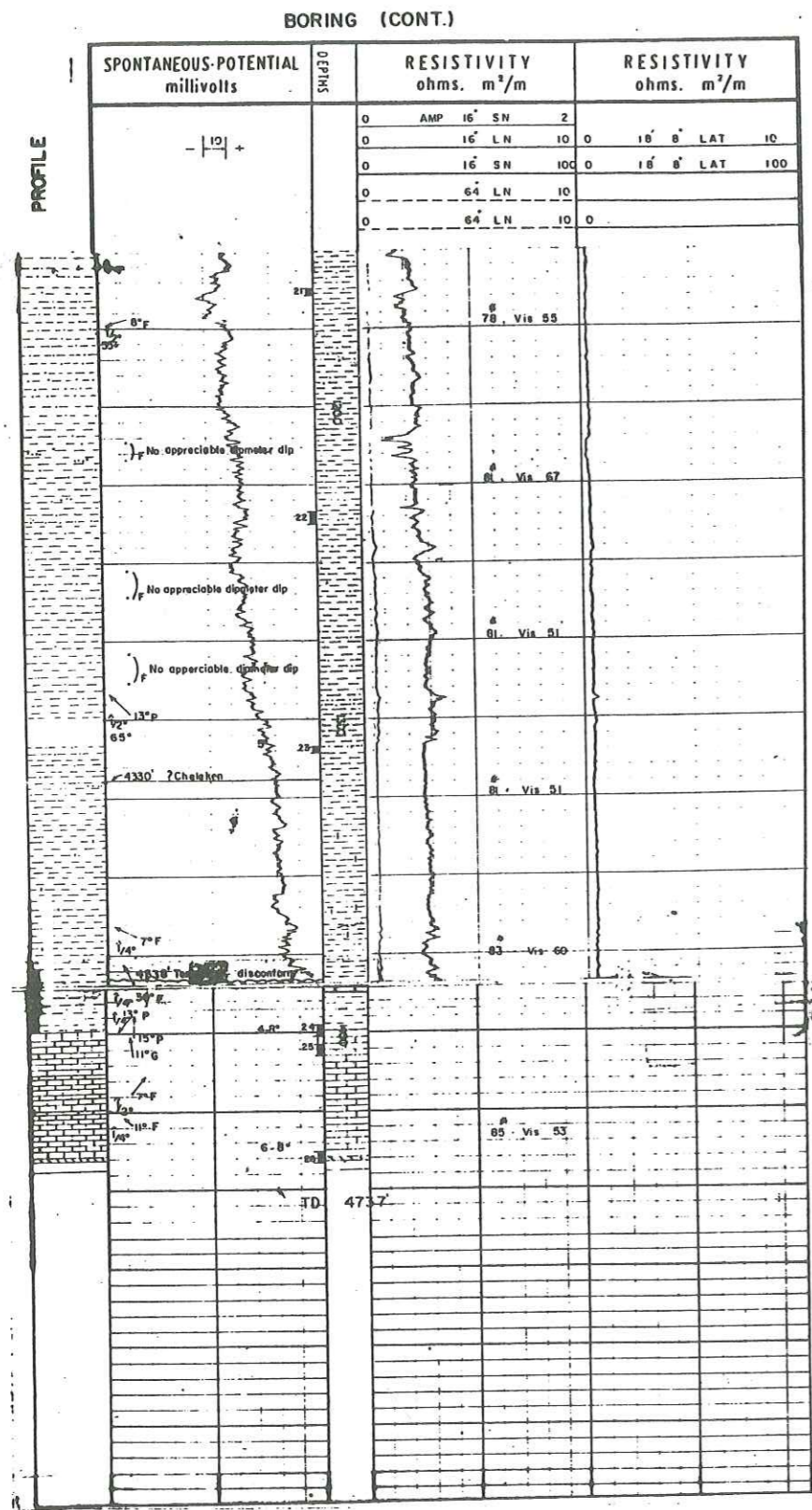
BORING (CONT.)



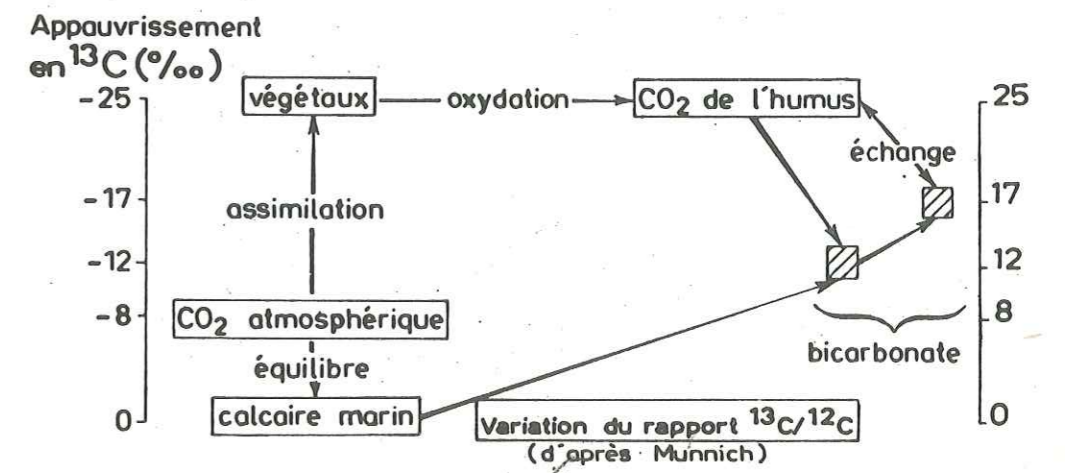
BORING (CONT.)



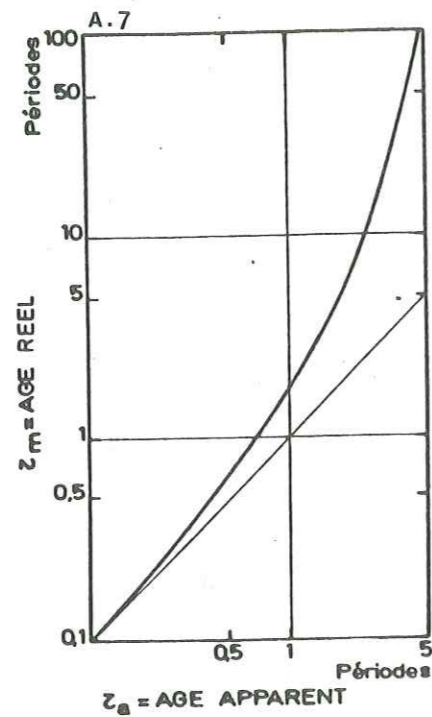
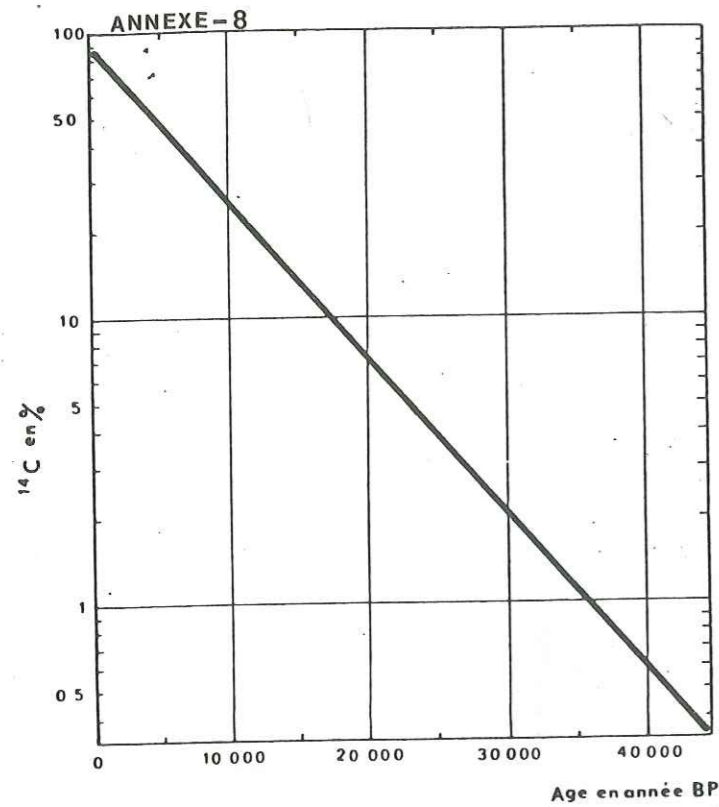




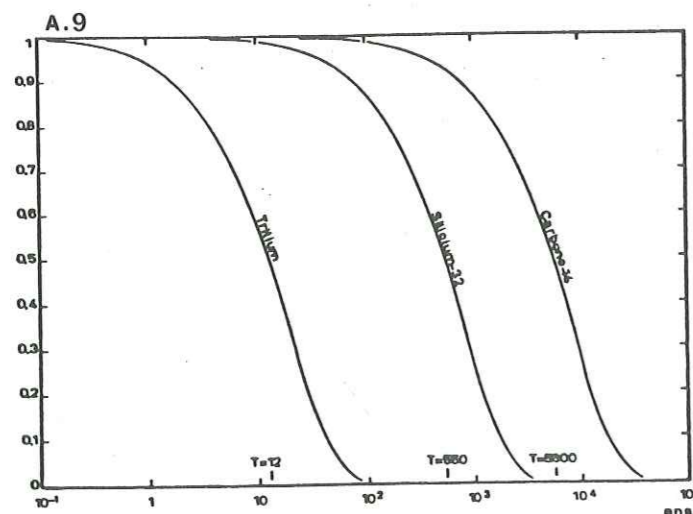
A.6







Relation entre les âges réel  
et apparent des eaux souterraines.



Gamme de temps couverte par  
le H-3, le Si-32 et le C-14.

BIBLIOGRAPHIE

- ABKAV, Ingénieurs Conseils, 1971 - "Etude géophysique par prospection électrique dans la région de Behshahr - Néka".
- ALAVI, N. 1972 - "Etude géologique de la région de Djam". Geological survey of Iran, R. N° 23.
- ALAVI, N. - SALEHI, R. 1975 - "Geological map of Damghan region". Geological survey of Iran.
- BAYAT, A. 1973 - "Geological information on districts 23 and 24, Mazandaran area". N.I.O.C. - R. N° GR 354.
- BAYAT, A. and AGAH, S. 1972 - "East Mazandaran geological report". N.I.O.C. R. N° 333.
- BEARD, 1960 - "Probability estimates based on small normal distribution samples". A.G.U. Journal of Geophysical Research, V. 65, N° 7.
- BEGEMANN, F. - LIBBY, W.F. 1957 - "Continental water balance, ground water inventory and storage times".
- BERKALOFF, E. 1970 - "Interpretation des pompages d'essai". Bull. B.R.G.M.
- BAGHERI, M. 1975 - "Etude hydrologique". Thèse, Théréan.
- CASTANY, G. 1967 - "Traité pratique des eaux souterraines". Dunod Paris.
- CASTANY, G. 1968 - "Prospection et exploitation des eaux souterraines". Dunod Paris.
- COOPER, H.H. and RORABAUGH, M.I. 1963 - "Ground water movements and bank storage due to flood stages in surface streams". U.S.G.S. Water supply.
- DE WIEST, R.J.M. 1967 - "Geohydrology". John Wiley and Sons, New York.
- ENGALÉNC, M. 1968 - "Contribution à la géologie géomorphologie, hydrogéologie, de la région de Téhéran (Iran)". Thèse, Montpellier.
- FONTES, J.C. 1976 - "Les isotopes du milieu dans les eaux naturelles". La Houille Blanche n° 3/4 Paris.

- GEOLOGICAL SURVEY OF IRAN. "Stratigraphy lexicon of Iran".
- HUBER, H. 1956 - "Interpretation of geological sections (Gorgan Néka region". N.I.O.C.
- HUBER, H. 1958 - "General report on the South Gorgan mountain front between Neka and Shah Pasand". N.I.O.C.
- HOUBERT, M. 1975 - "Bilan hydrochimique d'un bassin versant de Moyenne Montagne". Thèse, Thonon.
- KRUSEMAN, G.P. - RIDDER, N.A. 1970 - "Analysis and evaluation of pumping test data". ILRI, bull 11, 11 F.
- LE PRIOL, J. 1974 - "Etude hydrogéologique du bassin versant de la Bourbre". Thèse, Grenoble.
- Ministère de l'eau et de l'électricité, Département des eaux souterraines. "Inventaire des puits, sources, ghanates de la région Behshahr-Néka".
- Ministère de l'eau et de l'électricité, Département des eaux surfaces, Bull. N° 11 à 52.
- N.I.O.C. "Log of electrical resistivity, conductivity and spontaneous potentiel, Well N° M<sub>3</sub>".
- OLIVE, Ph. 1970 - "Contribution à l'étude géodynamique du cycle de l'eau dans l'hémisphère nord par la méthode du Tritium". Centre de Recherches géodynamiques, Thonon.
- OLIVE, Ph. - JAMIER, D. 1977 - "Isotopic and chemical data about deep waters in the crystalline massif of Mont-Blanc". Strasbourg, Second international symposium on water-rock interaction.
- OLIVE, Ph. 1973 - "Introduction à l'hydrogéologie isotopique".
- PAYAB, Consulting engineers, 1974 - "Dashte - Naz Project stage 1 Report".
- PAYAB, Consulting engineers, 1972 - "Behshahr - Néka Project phase 1 Report".
- SALEHI, R. 1978 - "Etude géologique de la région de Gorgan". Thèse, Orsay.

- SARROT, R.S., SARROT, J.R. 1977 - "Alimentation des nappes et mélanges des eaux souterraines : Origine des eaux souterraines dans la plaine de Bourg d'Oisans".
- SAYAH, E.R. 1971 - "Geophysical report". N.I.O.C., N° 97.
- SCHOELLER, H. 1956 - "Géochimie des eaux souterraines".
- SCHOELLER, H. 1962 - "Les eaux souterraines".
- STOCKLIN, J. - RUTTNER, A. - NABAVI, M. 1964 - "New data of the lower paleozoic and precambrian of the North Iran". Geological Survey of Iran.
- STEPANOV, D. 1968. 1968 - "Synoptic table of stratigraphy of Iran". Geological survey of Iran.
- TODD, D.K. 1959 - "Ground water hydrogeology". New York.
- ZAMANKHAN, M. 1965 - "Hydrogéologie du bassin versant du Moharlu, Hydrodynamique des massifs calcaires de la région de Chiraz (Iran)". Thèse, Grenoble.



LISTE DES PLANCHES

<u>Planche n°</u>		<u>Page</u>
1	Carte montrant la situation géologique de la région	2
2	Bassin versant de Tadjan et Néka et stations climatologiques.	7
3	Courbe hypsométrique	10
4	Diagrammes des fréquences expérimentales de la distribution des précipitations	21
5	Diagrammes des fréquences synthétiques de la distribution des précipitations	22
6	" " " "	23
7	" " " "	24
8	" " " "	25
9	" " " "	26
10	Modules pluviométriques mensuels - Distribution mensuelle relative	34
11	Hauteurs des précipitations mensuelles classées selon leur fréquence	36
12	Températures à Sarkat (moyennes)	38
13	Températures à Sarkat (extrêmes)	39
14	Humidité relative à Sarkat	41
15	Bilan de l'eau	48
16	Corrélation des débits - Corrélation précipitation débit	59
17	Débits mensuels moyens classes selon leur fréquence	61
18	Ajustement de la distribution de Gumbel aux débits maximums écoulés à Saleiman-Tangueh	65
19	Régime des crues des rivières de l'Alborz nord	72
20	" " " "	73
21	Courbes de tarissement	76
22	Courbes de tarissement	77
23	Carte géologique	83
24	Coupes géologiques	85

<u>Planche n°</u>	<u>Page</u>
25	94
26	110
27	113
28	135
29	136
30	139
31	142
32	144
33	146
34	148
35	154
36	156
37	158
38	159
39	164
40	166
41	167
42	169
43	170
44	192
45	196
46	198
47	201
48	206
49	207
50	208
51	209
52	210
53	211

TABLE DES MATIERES

Page

AVANT-PROPOS

CHAPITRE I - INTRODUCTION

1.1. PRELIMINAIRE

1.2. REPRESENTATION DES BASSINS VERSANTS DE TADJAN ET NEKA

1.2.1. Cadre géographique

1.2.2. Relief, Végétation

1.2.3. Courbe de fréquence altimétrique et hypsométrique

1.2.4. Indice de forme du bassin de Tadjan

1.2.5. Rectangle équivalent

1.3. POPULATION

CHAPITRE II - LES DONNEES CLIMATIQUES

2.1. LES PRECIPITATIONS

2.1.1. Généralités

2.1.2. Ajustement des données

2.1.3. Précipitations annuelles

2.1.3.1. Etude statistique

2.1.3.1.1. Ajustement théorique à la loi de Gauss

2.1.3.1.2. Fréquence synthétique de la distribution des précipitations

2.1.3.1.3. Conséquences

2.1.3.1.4. Comparaison de l'année moyenne et de l'année hydrologique

2.1.3.1.5. Comparaison des valeurs observées et calculées

2.1.3.1.6. Variations annuelles des précipitations

2.1.3.1.7. Méthodologie de calcul des valeurs de fréquence régionale

2.1.3.1.8. Valeur équivalente des périodes statistiques



<u>Page</u>		
32	2.1.3.2.	Etude du gradient altimétrique
33	2.1.4.	Répartition pluviométrique mensuelle
33	2.1.4.1.	Module mensuel
33	2.1.4.2.	Distribution mensuelle relative
35	2.1.4.3.	Hauteur des précipitations mensuelle classées selon leur fréquence
35	2.1.4.4.	Résultats
35	2.2.	LA TEMPERATURE
40	2.3.	HUMIDITE RELATIVE
40	2.4.	LES VENTS
42	2.5.	CONCLUSION
 CHAPITRE III - EVAPOTRANSPIRATION - BILAN HYDROLOGIQUE		
45	3.1.	GENERALITES
45	3.2.	EVAPORATION REELLE ET BILAN HYDROLOGIQUE POUR LA PERIODE 1967-1977
45	3.2.1.	Méthode de Tornthwaite - observations sur le bac
49	3.2.2.	Méthode de Turc - Station de Nowzar Abad (1967-1977)
49	3.2.3.	Formule de Coutagne
50	3.2.4.	Déficit d'écoulement
52	3.3.	COMPARAISON DES RESULTATS - CONCLUSIONS
 CHAPITRE IV - ECOULEMENT DE SURFACE		
56	4.1.	SYSTEME DE RIVIERES DE LA REGION
56	4.2.	STATIONS LIMNIMETRIQUES
57.	4.3.	SOUS-BASSINS FORMANT LE BASSIN
58	4.4.	RECHERCHE D'UNE FORMULE DE CORRELATION PLUIE-DEBIT
60	4.5.	ETUDE DE LA REPARTITION DES DEBITS DANS LE TEMPS
60	4.5.1.	Etude à l'échelle annuelle Ajustement des débits moyens annuels à la loi de Gauss
60	4.5.2.	Etude à l'échelle mensuelle Distribution mensuelle des débits
62	4.5.3.	Etude des débits à l'échelle journalière

<u>Page</u>		
62	4.5.3.1.	Prévision des crues
		Distribution de Gumbel
64	4.5.3.2.	Courbes des débits classés
66	4.6.	ETUDE DE LA REPARTITION DES DEBITS DANS L'ESPACE
66	4.6.1.	Débit spécifique
67	4.6.2.	Indice d'écoulement
67	4.6.3.	Coefficients relatifs
67	4.6.4.	Conclusions
68	4.6.5.	Débit moyen annuel
69	4.6.6.	Recherche d'une formule de corrélation de l'eau écoulée à deux stations (Soleïman Tanguéh - Rigue Tchechmeh)
71	4.6.7.	Régimes des crues
75	4.7.	ETUDE DU TARISSEMENT
 CHAPITRE V - GEOLOGIE DE LA REGION DE TADJAN-NEKA		
81	5.1.	MORPHOLOGIE
81	5.1.1.	La plaine de la côte de la Caspienne
82	5.1.2.	Les piémonts loessiques
86	5.1.3.	Zones montagneuses
86	5.2.	STRATIGRAPHIE
86	5.2.1.	Précambrien
88	5.2.1.1.	Roches originelles et degré de métamorphisme
88	5.2.1.2.	Age des schistes de Gorgan
88	5.2.2.	Dévonien supérieur et Carbonifère
90	5.2.3.	Permien
91	5.2.4.	Trias inférieur et moyen
92	5.2.5.	Trias supérieur
93	5.2.6.	Lias
95	5.2.7.	Dogger
95	5.2.8.	Malm
97	5.2.9.	Crétacé
98	5.2.10.	Eocène et Oligocène
98	5.2.11.	Vindobonien
99	5.2.12.	Sarmatien
99	5.2.13.	Pliocène
100	5.2.14.	Quaternaire

Page		
100	5.2.14.1.	Dépôts de loess
100	5.2.14.2.	Remplissage de la plaine de Sari
100	a/	Sédiments marins
101	b/	Dépôts des cônes de déjection
102	c/	Alluvions récentes
102	5.3.	HISTOIRE OROGENIQUE
102	5.3.1.	Phase anté-Shemshak
103	5.3.2.	Phase Névadienne
103	5.3.3.	Phase Laramienne
103	5.3.4.	Phase Pyrénéenne
104	5.3.5.	Phase anté-Quaternaire
104	5.4.	TECTONIQUE
104	5.4.1.	Le système des montagnes de l'Alborz
105	5.4.1.1.	Zone A
105	5.4.1.2.	Zone B
106	5.4.1.3.	Zone C
107	5.4.1.4.	Zone D
107	5.4.2.	Dépression de la Caspienne
108	5.4.2.1.	Aperçu général de l'océanographie de la mer Caspienne
109	a/	Niveau de la Caspienne
109	1.	Oscillations rapides
109	2.	Effet de la pression barométrique
109	3.	Effet du vent
109	4.	Oscillations annuelles
111	5.	Variations séculaires
111	b/	Océanographie physique, courants
111	c/	Propriétés physico-chimiques de l'eau de la Caspienne
112	1.	Température
113	2.	Composition chimique
		CHAPITRE VI - ETUDE HYDROGEOLOGIQUE DE LA ZONE MONTAGNEUSE
117	6.1.	GENERALITES
118	6.2.	LES PROPRIETES HYDRODYNAMIQUES DES FORMATIONS DE LA ZONE MONTAGNEUSE

Page		
118	6.2.1.	Comportement hydrogéologique des formations géologiques
118	1.	Formations imperméables
118	2.	Formations à perméabilités modestes
118	3.	Roches semi-perméables
119	4.	Formations perméables
119	6.2.2.	Karstification des calcaires
120	6.2.3.	Calcul de la porosité par la méthode d'Archie
123	6.2.4.	Détermination de la transmissivité des calcaires du Malm par la courbe de tarissement (méthode de Mijatovic)
124	6.3.	LES SOURCES
125	6.3.1.	Groupe des sources des synclinaux
126	6.3.2.	Groupe des sources des monocliaux
127	6.3.3.	Groupe des sources de failles
127	6.3.4.	Sources des éboulis
		CHAPITRE VII - HYDROGEOLOGIE DE LA PLAINE DE SARI
131	7.1.	GENERALITES
133	7.2.	LES TRAVAUX DE RECONNAISSANCE DE LA PLAINE
133	7.2.1.	Forage M <sub>3</sub>
133	7.2.2.	Carottage électrique du Forage M <sub>3</sub>
134	7.2.3.	Log de potentiel spontané - Log de résistivité
137	7.2.4.	Gravimétrie
138	7.2.5.	Profils géoélectriques
141	7.2.5.	Conclusions
141	7.3.	PIEZOMETRIE
141	7.3.1.	Inventaire des puits
141	7.3.2.	Les lignes principales des cartes piézométriques
141	7.3.2.1.	La carte piézométrique de la nappe libre
141	a/	Les lignes de partage des eaux souterraines
141	b/	Les axes de drainage
143	7.3.3.	Variations piézométriques
143	7.3.4.	Alimentation des nappes
145	7.3.5.	Vidange des nappes



145	7.4.	LES CHEMINS POSSIBLES DE L'ECOULEMENT DES EAUX USEES DES VILLES DE SARI ET NEKA
147	7.5.	CARACTERISTIQUES HYDRODYNAMIQUES DES NAPPES
147	7.5.1.	Nappe en charge
149	7.5.2.	Nappe libre
149	7.5.3.	L'épaisseur des aquifères
149	7.5.4.	Transmissivité et coefficient d'emménagement Méthode de calcul des caractéristiques hydrodynamiques des nappes Classification des essais de pompage effectués dans la plaine
151	7.5.4.1.	Méthode de Dietz
152	7.5.4.2.	Essai de pompage en régime non permanent
152	a/	Dans la nappe superficielle
153	b/	Calcul des paramètres hydrodynamiques par les machines à calcul
159	c/	Exemple de l'application de la méthode de Jacob
160	d/	Interprétation d'un cas exceptionnel
162	e/	Régime non permanent dans la nappe semi-captive Méthode d'Hantush
165	f/	Pompage par paliers
173	g/	Correction du coefficient d'emménagement dans les puits à pénétration partielle
176	h/	Conséquences
177	7.6.	BILAN HYDROGEOLOGIQUE
177	7.6.1.	Equation du bilan
178	7.6.1.1.	Infiltration à partir des précipitations sur la plaine I <sub>e</sub>
178	7.6.1.2.	Infiltration à partir des canaux d'irrigation I <sub>c</sub>
179	7.6.1.3.	Infiltration par retour du flot d'irrigation I <sub>c</sub>
179	7.6.1.4.	Recharge et vidange souterrains R <sub>s</sub> , D <sub>c</sub>
180	7.6.1.5.	Vidange des nappes par les sources, ghanates et pompages D
182	7.6.1.6.	Variations des réserves des nappes ΔV
182	a/	Classification des réserves
184	b/	Calcul des variations des réserves par l'étude des variations du niveau piézométrique
185	7.6.2.	Confrontation des données du bilan
187	7.6.3.	Conclusion

		CHAPITRE VIII - CHIMIE DES EAUX
191	8.1.	ECHANTILLONNAGE
191	8.2.	CONDUCTIVITE
194	8.3.	LA CARTE DE T.D.S.
195	8.4.	CLASSES DE POTABILITE DES EAUX
197	8.5.	CLASSIFICATION DES EAUX POUR L'IRRIGATION
200	8.6.	LES RELATIONS IONIQUES DES EAUX SOUTERRAINES
212	8.7.	CONCLUSION
		CHAPITRE IX - ETUDE ISOTOPIQUE
217	9.1.	TRITIUM
225	9.2.	<sup>14</sup> C
225	9.3.	CONCLUSION
227		CONCLUSION GENERALE
235		ANNEXES
253		BIBLIOGRAPHIE
257		Liste des Planches
259		TABLE DES MATIERES

